

## ESTUDO NUMÉRICO DO ESCOAMENTO TURBULENTO SOBRE TERRENOS COMPLEXOS

### Gilberto Augusto Amado Moreira

UFMG – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Engenharia Mecânica, Av. Antônio Carlos, 6627 – Pampulha, 31270-901 – Belo Horizonte, MG, Brasil.  
gilbertomoreira@ufmg.br

### Ramon Molina Valle

UFMG – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Engenharia Mecânica, Av. Antônio Carlos, 6627 – Pampulha, 31270-901 – Belo Horizonte, MG, Brasil.  
ramon@demec.ufmg.br

### Marcio Arêdes Martins

UFV – Universidade Federal de Viçosa, Avenida P. H. Rolfs s/n - Campus - UFV CEP 36570-000 - Viçosa - MG  
aredes@ufv.br

### Carlos Alexandre M. Nascimento

CEMIG – Cia. Energética de Minas Gerais, CEMIG - Cia. Energética de Minas Gerais, Avenida Barbacena 1200, Santo Agostinho, 30123-970 - Belo Horizonte, MG, Brasil.  
caxandre@cemig.com.br

**Resumo.** Este trabalho tem como finalidade modelar a camada limite atmosférica visando a obtenção de campos de velocidade que possam ser utilizados na otimização de linhas de transmissão (LTs) aéreas. Os resultados obtidos do modelo numérico são validados com dados experimentais encontrados na literatura. As equações que regem estes escoamentos geofísicos são basicamente as equações de continuidade e de conservação de quantidade de movimento, além das equações de conservação de energia e de conservação da espécie química. No modelo, as flutuações nas equações de conservação são definidas por meio da viscosidade turbulenta, em conjunto com as equações do modelo de turbulência RNG  $k-\epsilon$ . No modelo são consideradas também as irregularidades do terreno e a vegetação através de uma lei logarítmica. O contorno superior do domínio é prescrito acima da camada limite atmosférica, ou seja, acima de 500 m da superfície da CLA. Os resultados apresentados neste trabalho envolvem a validação do vento para a topologia mundialmente conhecida de Askervein, cujos resultados experimentais são usados para a validação do modelo numérico. Também são apresentados resultados para uma topografia de Belo Horizonte, no estado de Minas Gerais, Brasil.

**Palavras chave:** Camada limite Atmosférica 1, Modelo Numérico 2, Terrenos Complexos 3.

### 1. Introdução

O conhecimento dos campos de velocidade fornecidos por um modelo computacional previamente validado, torna possível comprovar se os projetos de LTs aéreas estão adequados para as condições ambientais para as quais foram concebidos e ainda determinar uma nova realidade de campo, se for o caso desses dados indicarem grandes alterações na velocidade de vento.

Uma ferramenta importante para a obtenção dos mapas de vento nas regiões desejadas é a simulação da camada limite atmosférica em computador. O modelo, uma vez validado com dados experimentais, permitirá fazer uma correlação entre a topografia e rugosidade do terreno com o comportamento do vento na região. Perfis de velocidade e de temperatura do ar próximos ao solo podem ser obtidos para qualquer região onde a topologia do terreno for conhecida. De uma forma geral, a necessidade de realização de estudos sobre a alteração dos dados climatológicos na terra torna o modelo computacional da camada limite atmosférica de grande importância na reavaliação dos critérios e procedimentos adotados em projeto para uma nova realidade de campo.

Neste trabalho é apresentado um estudo numérico do fluxo de ar atmosférico sobre um terreno, apresentando variações abruptas e/ou suaves na superfície, incluindo matas e relevos diferenciados. As soluções das equações do modelo matemático permitem a obtenção dos perfis de velocidade acima do terreno.

De acordo com Albertson et al. (1999), um domínio típico para a simulação de escoamentos atmosféricos deve ser maior que 6 km nas direções  $x$  e  $y$ , respectivamente e o contorno superior do domínio deve ser prescrito acima da camada limite atmosférica, ou seja, acima de 500 m da superfície da CLA. Nesta altitude o escoamento é considerado estável o suficiente para que a condição de Neumann possa ser imposta a todas as variáveis do escoamento. O contorno inferior apresenta maior influência sobre a estrutura da turbulência do que os demais contornos devido ao fato de que a produção mecânica da turbulência é decorrente da ação de forças de arraste sobre a superfície e, ainda, pelos fluxos de calor, responsáveis pelos movimentos convectivos, serem originados da superfície. As transferências entre campos

escalares e quantidade de movimento entre o escoamento e a superfície são descritas por equações de transferências instantâneas.

Os modelos para simulação dos campos de velocidade de vento são classificados em três classes: modelos de circulação global, modelos de previsão de climas e modelos de mesoescalas Camilla et al. (1999). Os modelos de circulação global utilizam domínios entre 200 e 500 km e são utilizados para analisar os campos de vento sobre a superfície terrestre. Os modelos de previsão de climas utilizam domínios entre 50 e 100 km e são utilizados para resolver estruturas de frentes climáticas. Os modelos de mesoescalas utilizam domínios típicos entre 2 a 50 km e são empregados no estudo dos campos de velocidade de vento sobre topologias (topografias).

Nesse trabalho, são apresentados os resultados de simulação do estudo da CLA, que permitem fazer uma análise teórica da distribuição da velocidade dos ventos em regiões vizinhas a uma linha de transmissão aérea em estudo. Os resultados foram validados com os dados experimentais da literatura e dados de monitoramento em campo, de forma a buscar o aprimoramento do modelo numérico proposto. O modelo proposto pode ser aplicado a uma diversidade de problemas geofísicos e de engenharia. O modelo é capaz de resolver variações de densidade do ar, resultantes dos efeitos térmicos e de altitude, por meio da aproximação de Boussinesq. O modelo de turbulência utilizado neste trabalho para o estudo da CLA é o RNG k-ε, amplamente utilizado em escoamentos atmosféricos Zhang et al. (1996). O modelo proposto para a CLA, pertence à classe de modelos de mesoescalas e não considera o chamado efeito Coriolis, que pode ser descrito como o efeito da rotação da terra sobre as estruturas do escoamento.

## 2. Metodologia

### 2.1. Modelo Matemático

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\frac{\partial}{\partial x_i} \left( \frac{p}{\rho_0} + \frac{2}{3} k \right) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[ \nu_t \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \right] - \underbrace{\frac{\delta \rho}{\rho_0} g \delta_{i3}}_I \quad (2)$$

$$\frac{\delta \rho}{\rho_0} = -\frac{\delta T}{T_0} \quad (3)$$

$$c_p \left( \frac{\partial T}{\partial t} + u_j \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left( \frac{\nu_t}{Pr_T} \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) + Q \quad (4)$$

As Eqs. (1, 2 e 4) representam a conservação da massa, quantidade de movimento e energia, respectivamente, onde,  $u_i$  são as componentes de velocidade,  $\rho_0$  é densidade de referência,  $p$  é a pressão,  $k$  é a energia cinética,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $t$  é o tempo,  $\nu_t$  é a viscosidade efetiva,  $c_p$  é a capacidade térmica do ar a pressão constante,  $Pr_T$  é o número de Prandtl turbulento,  $T$  é a temperatura e  $Q$  é a taxa de geração de energia. A Eq. (3), conhecida como equação de estado, permite acoplar as equações de quantidade de movimento, Eq. (2), com a equação da energia, Eq. (4). O termo  $I$ , definido na Eq. (2), é conhecido como termo de flutuação. A definição do termo de flutuação caracteriza diversos modelos disponíveis na literatura. Usualmente, os modelos apresentados na literatura (Andreas, 1996; Huser, 1997; Kim, 1998 e Uchida, 1999) utilizam a aproximação de Boussinesq e os modelos de turbulência derivados do modelo k-ε, onde são feitas as seguintes considerações:

- a viscosidade dinâmica ( $\mu$ ) e a condutividade térmica ( $k$ ) são consideradas constantes em todo o domínio fluido;
- as velocidades do escoamento apresentam magnitude na qual o fluido pode ser considerado incompressível;
- as flutuações de turbulência são muito inferiores quando comparada com as respectivas grandezas médias;
- o efeito térmico associado à viscosidade do fluido pode ser desprezado; e,
- as flutuações de densidade são significativas apenas quando multiplicadas pelo vetor da gravidade ( $g$ ).

### 2.2. Modelos para o termo de flutuação

O modelo de Uchida et al. (1999), utilizado neste trabalho, define o termo de flutuação considerando o transporte da perturbação de densidade ( $\rho'$ ), incluindo a variação hidrostática da densidade  $\rho_{B(z)}$ . A equação de transporte para a perturbação de densidade é definida pelos autores por meio da equação:

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + u_j \frac{\partial \rho'}{\partial x_j} = \alpha \frac{\partial^2 \rho'}{\partial x_j \partial x_j} - w \frac{d\rho_B}{dz} \quad (5)$$

onde  $\alpha$  é difusividade molecular para a densidade e a perturbação da densidade e o termo de flutuação são definidos como:

$$\rho' = \rho - \rho_B(z) \quad (6)$$

$$S_i = -\rho' \rho_0 g \quad (7)$$

onde  $\rho_0$  é a densidade de referência e  $w$  é a componente vertical da velocidade.

As Eqs. (1 a 5) são resolvidas numericamente pelo software CFX o qual permite a implementação de equações diferenciais parciais e algébricas adicionais, como por exemplo, a equação de estado. A equação da energia pode ser, ainda, acoplada a este modelo, pois as variações de temperatura em função da altitude promovem alterações na densidade do fluido.

A equação de transporte escalar é uma equação de convecção-difusão, com termo fonte, definida como:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \nabla \cdot (u_j \phi) - \nabla \cdot \left( \left( \rho D_\phi + \frac{\mu_t}{Sc_t} \right) \frac{1}{\rho} \nabla \phi \right) = S_\phi \quad (8)$$

onde  $\phi$  é uma variável adicional volumétrica (e.g. kg/m<sup>3</sup>),  $D$  é a difusividade cinemática (m<sup>2</sup>/s),  $\mu_t$  é a viscosidade turbulenta,  $Sc_t$  é o número de Schmidt turbulento e  $S$  é o termo fonte.

O modelo de turbulência usual em escoamentos geofísicos é o modelo RNG k- $\epsilon$ , no qual é utilizada a viscosidade turbulenta ( $\mu_t$ ), em conjunto com as equações da energia cinética turbulenta,  $k$ , e da dissipação desta energia,  $\epsilon$ . Estes termos são definidos como:

$$\frac{D(\rho k)}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left( \frac{\mu_t}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial x_j} \right) + \Pi + G - \rho \epsilon \quad (9)$$

$$\frac{D(\rho \epsilon)}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left( \frac{\mu_t}{\sigma_\epsilon} \frac{\partial \epsilon}{\partial x_j} \right) + C_1 \frac{\epsilon}{k} [\Pi + G(1 - C_3)] - C_2 \rho \frac{\epsilon^2}{k} \quad (10)$$

onde  $\Pi$  é o termo de produção de energia cinética ( $k$ ) e  $G$  é o termo de flutuação, sendo definidos como:

$$\Pi = \mu_t \left( \frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \quad (11)$$

$$G = g_i \frac{\mu_t}{\sigma_{t,\Theta} T_0} \frac{\partial \Theta}{\partial x_i} \quad (12)$$

Os parâmetros do modelo ( $C$  and  $\sigma$ ) são definidos na Tabela 1.

Tabela 1 – Parâmetros do Modelo RNG k- $\epsilon$

$C_\mu$	$C_1$	$C_2$	$\sigma_k$	$\sigma_\epsilon$	$\sigma_{t,\Theta}$	$\sigma_{t,C}$
0,085	1,44 - $\mathbb{Y}$	1,68	0,72	0,72	0,9	0,9

Onde

$$\mathbb{Y} = \frac{\eta(1 - \eta/4,38)}{1 + 0,012\eta^3} \quad (13)$$

$$\eta = \frac{k\sqrt{2D(U) : D(U)}}{\epsilon} \quad (14)$$

O parâmetro  $C_3$  varia entre 0 e 1, sendo este valor dependente da estabilidade da camada limite atmosférica.

### 2.3. Condições de Contorno

#### 2.3.1. Condições de Contorno da Superfície do solo

$$u = u_{ref} \cdot \frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_0}\right)} [m/s] \quad (15)$$

onde  $u_{ref}$  é a velocidade de referência, medida a uma altura de 10m,  $u_{ref} = 5,1 m/s$  (valor médio obtido por dados experimentais coletados nas posições V1 e V3),  $z_{ref}$  é a altura de referência (10 m),  $z_0$  é a rugosidade. A literatura recomenda usar para a rugosidade, os seguintes valores:  $z_0 = 1,00m$  (cidade),  $z_0 = 0,30m$  (floresta),  $z_0 = 0,03m$  (grama baixa) e  $z_0 = 0,0001m$  (água). No presente trabalho, o valor de  $z_0$  utilizado foi de 0,03

Os perfis de entrada para os campos de energia cinética turbulenta ( $k$ ) e taxa de dissipação da energia cinética turbulenta ( $\epsilon$ ) também são prescritos. Prescrevendo estes perfis no plano de entrada do domínio computacional, a velocidade do vento e a classe de estabilidade atmosférica podem ser impostas. No modelo adotado, a rugosidade da superfície, o fluxo de calor no solo e a classe de estabilidade são os parâmetros que definem o estado da atmosfera, sendo estes parâmetros definidos como condições de contorno.

#### 2.3.2. Condições de Contorno de Parede

A condição de parede (wall boundary condition) é aplicada automaticamente pelo CFX na superfície do domínio (terreno). O terreno é considerado como uma superfície não deslizante ( $u = 0$ ) e com rugosidade média  $z_0$ . Em relação ao transporte de energia, a superfície em condição isotérmica foi adotada.

#### 2.3.3. Condições de Contorno de Simetria

A condição de contorno de simetria foi adotada para o topo e para as laterais do domínio. Esta condição de contorno garante fluxo nulo de todas as grandezas nas respectivas superfícies.

#### 2.3.4. Condições de Contorno de Saída

A condição de contorno na saída do domínio foi imposta por meio da especificação da média da pressão estática nula e gradiente nulo na direção do escoamento para as demais grandezas.

#### 2.3.5. Obtenção do Termo Fonte em Função do Número de Froude

Após o estudo das condições de contorno, é necessário verificar a influência do termo fonte, o qual é dado por:

$$S = g \cdot \Delta\rho = g \cdot (\rho - \rho_0) \quad (16)$$

onde  $S$  é termo fonte,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\rho$  é a densidade do meio e  $\rho_0$  é a densidade de referência. O termo fonte pode ser relacionado com o número adimensional de Froude ( $Fr$ ), da seguinte forma:

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{gL}} \quad (17)$$

onde  $V$  é a velocidade e  $L$  é o comprimento característico (altura da maior elevação)

A Eq.(17) pode ser transformada em:

$$Fr = \frac{U_\infty}{(g \cdot L \cdot \Delta\rho / \rho_0)^{1/2}} \quad (18)$$

onde  $U_\infty$  representa a velocidade desenvolvida acima de 500 metros e o número de Froude expressa a relação entre as forças de inércia e as forças de gravidade. Desta forma, o termo fonte em relação à direção  $w$  (altura) pode ser escrito da seguinte forma

$$S_w = -\frac{U_\infty^2 \cdot \rho_0}{L \cdot Fr^2} \quad (19)$$

onde  $U_\infty$  é a velocidade a uma altura de 500m,  $\rho_0$  é a densidade de referência ( $\rho_0 = 1,185 \text{ kg/m}^3$ ) e  $L$  é o comprimento característico, usualmente é a altura da maior elevação.

Desta forma, para poder validar o modelo com mapas topográficos da literatura torna-se necessário definir a faixa de número de Froude na qual a literatura apresenta dados experimentais. A tabela 2 mostra a relação entre o estado da atmosfera e o número de Froude

Tabela 2 – Correlação entre o número de Froude e estado da atmosfera

Valor de Froude	Estado da Atmosfera
Acima de 1000	Neutra
10 - 1000	Estratificadas e Estáveis
-100 - 10	Instáveis

### 3. Tratamento numérico das equações

A modelagem e a simulação do escoamento são efetuadas por meio do emprego do pacote comercial CFX-5.6. Este software possui, resumidamente, as seguintes características: discretiza as equações de conservação pelo método de volumes finitos centrado no vértice; resolve problemas laminares e turbulentos tridimensionais; utiliza malhas não-estruturadas e híbridas; resolve problemas conjugados de calor e escoamento de fluidos, entre outras. A utilização de malhas não-estruturadas permite que refinamentos de malha sejam aplicados próximos às superfícies, onde grandes variações de velocidade e temperatura estão presentes.

### 4. Validação do modelo

A validação apresentada no presente trabalho compara os dados obtidos do modelo aqui apresentado com dados experimentais da colina de Askervein. Esta é uma colina que possui 116 m de altura na costa oeste da ilha do South Uist na Outer Hebrides na Escócia. Ela é relativamente isolada e suave, com seu ápice a 126 m do nível do mar e sua forma é aproximadamente elíptica, com o seu eixo maior aproximadamente de 2 km de comprimento, orientado na direção 133°-313° (linha B-B), ou seja, SE-NO (sudeste-noroeste). O seu eixo menor, de 1km de comprimento, está orientado na direção 43°-223° (linha A-A ou AA-AA), ou seja, SO-NE (sudoeste-nordeste). Sua vegetação é baixa e com rugosidade não uniforme. Os conjuntos completos de dados coletados em Askervein encontram-se disponíveis na literatura. As medidas de campo foram feitas utilizando vários dispositivos, medindo ao longo das linhas A-A, AA-AA e B-B, a uma altura de 10m acima da superfície da colina. A Figura 1 (a) mostra o mapa topográfico da colina de Askervein com as seções de medição. A fig 1 (b) mostra a topografia de Askervein digitalizada no CFX

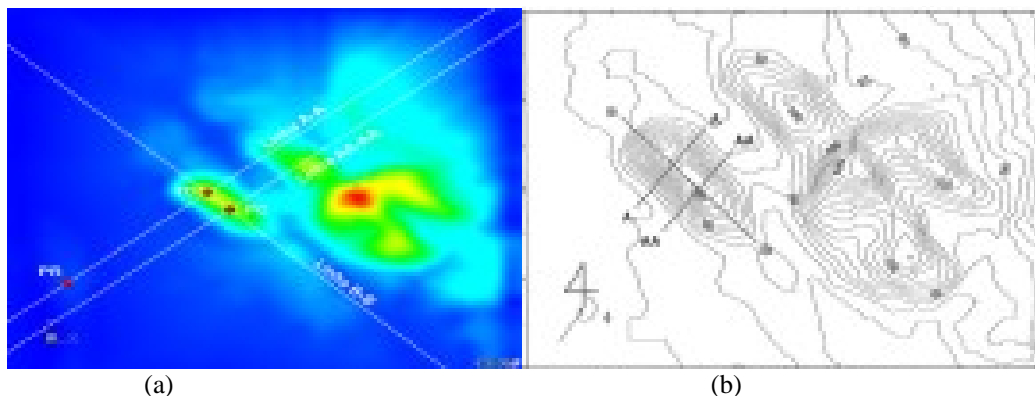


Figura 1 - Mapa Topográfico da colina Askervein. (a) seções das medições (b) mapa digitalizado no CFX

Nas Figs. 2 (a) e (b) são apresentadas as comparações dos resultados experimentais medidos por Taylor et al. (1983) com os resultados numéricos obtidos do presente modelo ao longo das linhas A-A e AA-AA, respectivamente. Estes resultados experimentais foram obtidos, segundo os autores, para uma atmosfera neutra, isto é, para números de Froude maiores que 1000. O aumento relativo da velocidade, mostrado nas figs. 1 (a) e (b) representa quantas vezes a velocidade local é maior que a velocidade de referência.

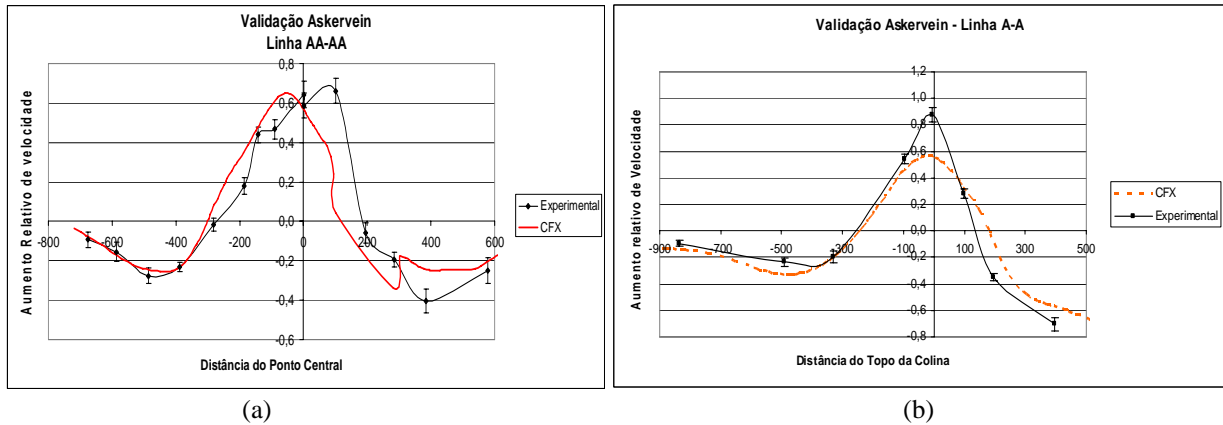


Figura 2 – Validação do modelo numérico. (a) ao longo da linha AA-AA (b) ao longo da linha A-A

Os resultados apresentados nas Figuras 2 (a) e (b) mostram que, mesmo com malha muito refinada, os resultados do modelo apresentam uma diferença considerável quando comparados com os dados experimentais. Por outro lado, o comportamento das duas curvas é semelhante, mostrando que o modelo comporta-se qualitativamente semelhante aos dados experimentais.

### 5. Resultados

Os resultados apresentados referem-se ao mapa topográfico das regiões de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. O escoamento de vento sobre a topologia de Belo Horizonte foi simulado utilizando as medias experimentais referentes ao ano de 2002. Foi utilizado um valor para a velocidade de referência igual a 5.1 m/s, que consiste no valor médio obtido por dados experimentais coletados pelos anemômetros localizadas nas posições V1 e V3, a 10 m do solo. A direção do vento foi definida como sendo 157,5°, que corresponde à direção média entre sul e sudoeste, predominante nos dados experimentais medidos. A Figura 3 apresenta a topologia no entorno dos pontos de medição. O valor de velocidade medido experimentalmente na posição V2 é comparado com o valor obtido numericamente para aquela coordenada.

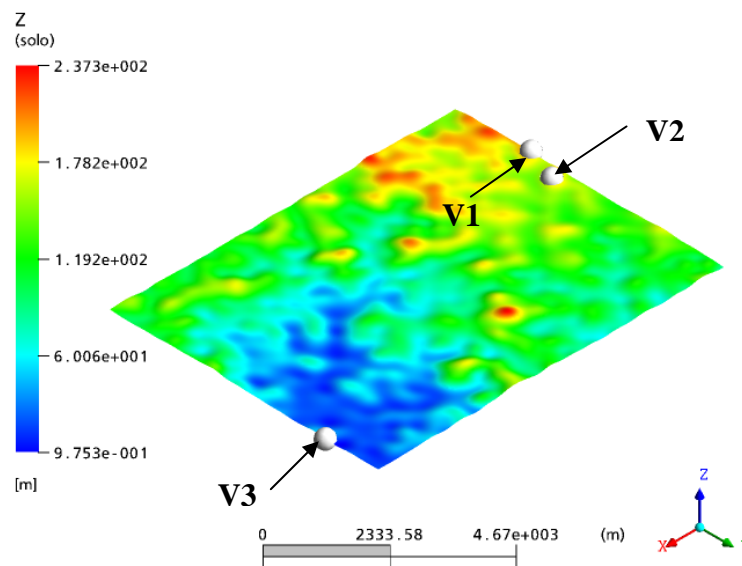


Figura 3 – Domínio de Belo Horizonte, pontos de medição experimentais

A Figura 4 mostra os perfis de velocidade para os pontos 1, 2, 3 da região de Belo Horizonte - MG obtidos pelo modelo matemático proposto. Nota-se que o ponto 3, por estar localizado em uma superfície mais baixa e plana, como mostrado na Figura 3, o perfil de velocidade não apresenta regiões de aceleração de velocidade, permanecendo um perfil mais parabólico. Já nos pontos 1 e 2, aparecem acelerações por se tratar de posições localizadas em regiões mais elevadas, como mostrado na figura 3 para alturas superiores. Estes perfis de velocidades foram obtidos para condições de contorno referentes aos valores médios de velocidade e direção predominante de ventos medidos nos pontos de fronteira a 10 m de altura do solo, nas posições mostradas no domínio da Figura 3.

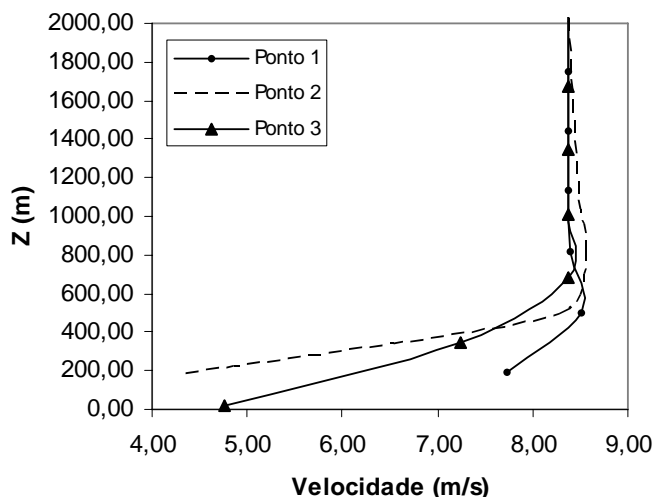


Figura 4 – Perfis de velocidade nos pontos V1, V2 e V3 da região de Belo Horizonte – MG.

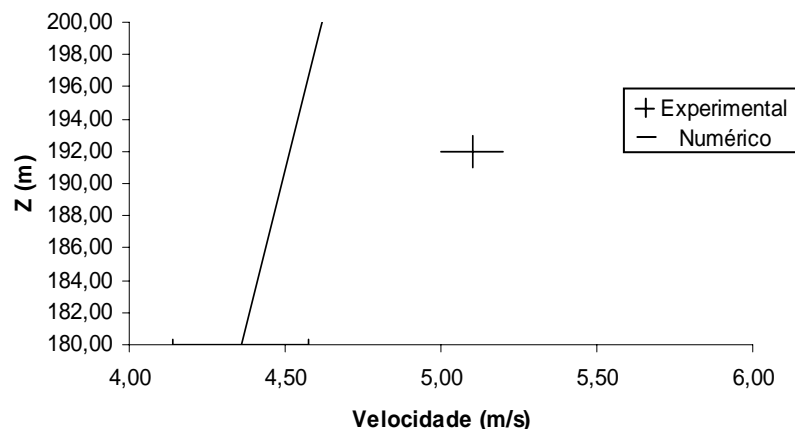


Figura 5 – Perfil de velocidade no ponto V2 e ponto da velocidade referencia de 5,1 (m/s) utilizada no modelo.

A Figura 5 mostra o perfil de velocidade obtido para o ponto 2, indicando o valor obtido numericamente a 10 m de altura do solo e o valor medido experimentalmente na mesma altura. Nesta figura, o menor valor da ordenada z representa a superfície do solo. O valor numérico obtido foi de 4,5 m/s, sendo que o valor medido experimentalmente foi de 5,1 m/s. Isto dá uma diferença de 11,76%, indicando que o modelo ainda necessita de maiores ajustes.

## 6. Conclusão

O modelo foi validado com dados de Askervein e dados medidos em campo na região de Belo Horizonte, mostrando que ainda necessita de maiores ajustes. No modelo proposto não foram considerados o efeitos térmicos e transientes. No entanto o modelo apresenta uma análise qualitativa satisfatória, visto que os resultados obtidos já representam o comportamento obtidos em estudos realizados em (Kim, 1998; Camilla, 1999; Taylor, 1985 e Uchida, 1999).

O modelo validado permite obter resultados mais confiáveis para qualquer topografia de terreno, sempre que se tomem os cuidados necessários com o tratamento das condições de contorno, tratamento dos termos fonte e cuidados com a malha utilizada.

A velocidade obtida do modelo no ponto 2 apresentou um erro de 11,76 % quando comparada com o valor medido, o que é bem aceitável, uma vez que o regime simulado é para uma situação de regime permanente e os dados medidos experimentalmente refletem uma situação de regime transiente.

Com base nestes dados a utilização de mapas de velocidades obtidas pelo modelo para diversas superfícies pode ser muito importante para implementação de novas linhas de transmissão e assim melhorar eficiências de projetos das linhas de transmissão

## 7. Referências

- Albertson, J.D. and Parlange, M.B., Natural Integration of Scalar Fluxes from Complex Terrain, *Advances in Water Resources*, vol. 23, p. 239-252, 1999.
- Camilla, G., Griff, J., Michel, O., and Vincent, D., Transport and Mixing in the Atmospheric Boundary Layer, Lecture Notes, Aosta Summer School, 1999
- Zhang, Y.Q., Arya, S.P., and Snyder, W.H., A comparison of numerical and physical modeling of stable atmospheric flow and dispersion around a cubical building, *Atmospheric Environment*, vol. 30, n. 8, pp. 1327-1345, 1996.
- AEA Technology plc. CFX-5.5 Documentation. AEA Technology Engineering Software Ltd, United Kingdom, 2002.
- Andreas, E.L., The atmospheric boundary layer over polar marine surfaces, US Army Corps of Engineers, 1996.
- Huser, A., Nilsen, P.J., and Skatun, H., Application of k- model to the stable ABL: pollution in complex terrain, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, Vol. 67-68, pp. 425-436, 1997.
- Kim, H.G, Lee, C.M., and Noh, Y.J., Numerical prediction of the wind flow over hilly terrain, 1998.
- Martins, M.A., Estimativa de erro e adaptatividade para métodos de volumes finitos em malhas triangulares não estruturadas, Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Mecânica, UFMG, Belo Horizonte, 2002.
- Montavon, C., Validation of a non-hydrostatic numerical model to simulate stratified wind fields over complex topography, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, Vol. 74-76, 1998, pp. 273-282., 1998.
- Taylor P.A. and Teunissen, H.W., Askervein 82: an initial report on the September/October 1982 experiment to study boundary layer flow over Askervein, South Uist, Scotland. In: Internal Report MSRB-83-8. Downsview. Ontario, Canada. 1983.
- Taylor P.A. and Teunissen, H.W., The Askervein Hill Project: Report on the September/October 1983 main field experiment. In: Internal Report MSRB-84-6. Downsview. Ontario, Canada. 1985.
- Uchida, T. and Onya, Y, Numerical Simulation of Atmospheric Flow Over Complex Terrain, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, vol. 81, p. 283-293, 1999.

### NUMERICAL STUDY OF THE TURBULENT FLOW OVER COMPLEX TERRAIN

Gilberto Augusto Amado Moreira

UFMG – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Engenharia Mecânica, Av. Antônio Carlos, 6627 – Pampulha, 31270-901 – Belo Horizonte, MG, Brasil.  
gilbertomoreira@ufmg.br

Ramon Molina Valle

UFMG – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Engenharia Mecânica, Av. Antônio Carlos, 6627 – Pampulha, 31270-901 – Belo Horizonte, MG, Brasil.  
ramon@demec.ufmg.br

Marcio Arêdes Martins

UFV – Universidade Federal de Viçosa, Avenida P. H. Rolfs s/n - Campus - UFV CEP 36570-000 - Viçosa - MG  
aredes@ufv.br

Carlos Alexandre M. Nascimento

CEMIG – Cia. Energética de Minas Gerais, CEMIG - Cia. Energética de Minas Gerais, Avenida Barbacena 1200, Santo Agostinho, 30123-970 - Belo Horizonte, MG, Brasil.  
caxandre@cemig.com.br

#### Abstract

A numerical model is proposed in this paper to simulate the atmospheric boundary layer (ABL). The results obtained by the numerical model were validated using experimental data presented in the literature. The governing equations of the geophysical flows are the continuity, momentum and energy conservation equations. The momentum equations are coupled to the energy equation by an equation of state. Turbulence is considered in the model using RNG k- $\epsilon$  model. The irregularities of the terrain due to the vegetation are treated as an average rugosity. The computational domain is defined as an area far enough the interest region in order to guarantee the development of the wind flow from the inflow boundary edges. The top boundary of the domain is prescribed at least 500 m above the atmospheric boundary layer. At this altitude the wind flow is considered stable enough so that the Newman boundary condition can be applied. The results obtained can be used for further purposes, such as the determination of the swinging of cables isolation strings and to determine the ampacity of transmission cables. The results presented in this paper consist on the reference data of wind speed from Askervein topology, whose experimental results are used to validate the numerical model. Hence, results are presented for a topography of Belo Horizonte, in the state of Minas Gerais, Brazil.

Keywords: Atmospheric Boundary Layer 1, Numerical Model 2, Complex Terrain 3