



CON10-1230 – MODELAGEM DOS EFEITOS TÉRMICOS EM UM MODELO DE CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

Stella Marys Silva Pinheiro, stella_marys_@hotmail.com¹
André Augusto Campagnole dos Santos, acampagnole@yahoo.com.br¹
Gilberto Augusto Amado Moreira, gilbertomoreira@ufmg.br¹
Ramon Molina Vale, ramon@demec.ufmg.br¹
Rudolf Huebner, rudolf@ufmg.br
Carlos Alexandre Meireles Nascimento, caxandre@cemig.com.br²

¹Universidade Federal de Minas Gerais – Departamento Engenharia Mecânica – UFMG. Av. Antônio Carlos, 6627 – Pampulha - CEP 31270-901 - Belo Horizonte – MG

²Companhia Energética de Minas Gerais - CEMIG. Av. Barbacena, 1200 – Santo Agostinho - CEP 30190-131 – Belo Horizonte – MG

Resumo: *Este trabalho tem como objetivo implementar os efeitos térmicos na análise da Camada Limite Atmosférica (CLA) em topografias reais. Tendo como base um modelo numérico hidrodinâmico já validado, faz-se um balanço de energia na superfície a fim de captar os efeitos do solo na convecção natural e a influência no campo de velocidades e pressão. Dada uma determinada hora do dia (pois o modelo estudado é em regime permanente) foi possível calcular os campos de velocidades e de temperatura em uma topografia complexa em escala real. A região de interesse foi a de Acuruí situada no estado de Minas Gerais a 50 km de Belo Horizonte. O modelo considerou a cobertura e os fluxos de calor do solo variável apresentando assim resultados promissores.*

Palavras-chave: *CLA; Modelo Numérico; CFX*

1. INTRODUÇÃO

A camada limite atmosférica (CLA) desempenha importante papel em inúmeros projetos de engenharia tais como grandes construções, dispersão de poluentes, ventilação, energia eólica e linhas de transmissão. Todos esses projetos necessitam de dados colhidos dentro da CLA, por isso conhecer e prever como a CLA irá se comportar em uma determinada região é fundamental.

Os escoamentos na CLA têm sido estudados de três formas: coleta de dados em campo, experimentos em laboratório e simulações numéricas. A coleta de dados em campo, em geral fornece dados reais sobre a CLA na região estudada, mas demanda grande investimento e tempo, além disso, este tipo de estudo normalmente não fornece alta resolução espacial, pois as medidas são feitas em um número bem restrito de pontos. Experimentos executados em laboratório demandam muito tempo e um alto investimento. As simulações numéricas permitem analisar todo um domínio sob a influência de várias condições diferentes. Apesar de ser uma tarefa de extrema complexidade devido ao grande número de fenômenos envolvidos, a implementação de cada novo parâmetro de modelagem permite o aperfeiçoamento do modelo e a obtenção de resultados cada vez mais precisos.

As simulações numéricas são realizadas através da utilização de códigos comerciais de mecânica dos fluidos computacional (CFD – abreviatura do inglês Computational Fluid Dynamics), como o CFX 12.0, que empregam o método dos volumes finitos em malhas não estruturadas para a solução das equações de Navier-Stokes mediadas por Reynolds (RANS – abreviatura do inglês Reynolds Averaged Navier-Stokes) e, em princípio, são capazes de solucionar uma CLA sobre uma topologia real e muito complexa em micro-escala. Estes códigos são vendidos como pacotes fechados, com pouco ou nenhum acesso as rotinas e algoritmos internos. Assim sendo, estes códigos devem ser validados através de comparações com resultados de coleta de dados em campo e/ou experimentos realizados em laboratórios antes que possam ser aplicados a simulações da CLA com confiança.

A CLA caracteriza-se por apresentar grande variação temporal e espacial das suas propriedades em função da cobertura vegetal do solo, estação do ano, radiação solar e influência do homem. Durante a etapa diurna do ciclo da terra a superfície é aquecida pelo sol e o calor é transportado pelo ar verticalmente devido às forças de empuxo. Quando as forças de empuxo são predominantes podemos classificar a CLA como convectiva. Este transporte convectivo resulta em um aumento da espessura da CLA que pode chegar a 2 km próximos ao equador (Soares, 2004). À noite o transporte vertical de calor ocorre em sentido oposto, pois a terra se resfria e a atmosfera está mais quente, diminuindo a espessura da CLA a algumas centenas de metros.

O objetivo deste trabalho é, através da utilização de um código comercial de mecânica dos fluidos computacional, implementar os efeitos térmicos na análise da CLA tendo como base um modelo hidrodinâmico já validado e publicado por Santos et al. (2009). Para isso faz-se um balanço de energia na superfície a fim de captar os efeitos do solo na convecção natural e a influência no campo de velocidades e pressão.

2. METODOLOGIA

2.1. Balanço Térmico Superficial

A superfície terrestre é o principal promotor da CLA. O balanço térmico da superfície é garantido pelo equilíbrio entre fluxos radiativos, de grande e pequeno comprimento de onda, fluxos de calor sensível e de calor latente. Estes fluxos estão associados a transporte de energia e de vapor de água entre a superfície e a CLA. O fluxo de calor sensível contribui diretamente para o aquecimento da camada limite de superfície (CLS). O fluxo de calor latente contribui para a flutuação desde a CLS e, no caso de existir condensação, para o aquecimento da CLA ao nível da base da nuvem.

Zhang D. and Anthes R. A. (1982) propõem um modelo unidimensional que realiza um balanço de energia entre solo, substrato e a atmosfera. O balanço de energia no solo para regime transiente é definido pela Eq. (1).

$$C_g \frac{\partial \theta_g}{\partial t} = R_n - H_m - H_g - E \quad (1)$$

Os termos desta equação representam o coeficiente térmico do solo (C_g), o fluxo de calor radiativo (R_n), fluxo de calor para o substrato terrestre (H_m), fluxo de calor sensível convectivo (H_g) e fluxo de calor latente (E).

Contudo, considerando um regime permanente e a atmosfera seca, a derivada temporal e o fluxo de calor latente são iguais à zero. Assim, pode-se calcular o fluxo de calor sensível convectivo como apresentado na Eq. (2).

$$H_g = R_n - H_m \quad (2)$$

O fluxo de calor sensível convectivo é utilizado como condição de contorno no código CFD por isso é importante que ele seja implementado em função dos outros parâmetros do sistema.

O fluxo de calor radioativo (R_n) é definido como a quantidade de energia radiativa proveniente do sol absorvida pela superfície do solo e é aproximada pela Eq. (3).

$$R_n = Q_s + I_e - I_s \quad (3)$$

Onde Q_s representa a radiação incidente de ondas curtas, I_e a radiação de ondas longas incidente e I_s a irradiação de ondas longas emitida. A radiação incidente de ondas curtas é definida pela Eq. (4).

$$Q_s = S(1 - A)(\cos \zeta) \tau_s^{\sec \zeta} \quad (4)$$

Onde S representa a intensidade de radiação no topo da atmosfera, A o albedo que é a razão entre a radiação refletida pela incidente de uma superfície, ζ o ângulo zênite solar que define o ângulo do sol em relação à superfície e τ_s a transmissividade da atmosfera. Os valores do albedo são tabelados e específicos de cada superfície, como mostrado na Tab. (1).

Tabela (1) – Rugosidade, Albedo (Oke, 1992, e Ahrens, 2006) e emissividade (Incropera e DeWitt, 1998). da superfície do solo.

Tipo de cobertura do terreno	Rugosidade [m]	Albedo	Emissividade
Região de floresta fechada	0,3	0,20	0,95
Região de floresta seca	0,2	0,17	0,94
Região rochosa	0,08	0,50	0,92
Região de grama baixa	0,03	0,26	0,94
Região de água	0,0001	0,11	0,96

O cálculo do ângulo zênite é realizado pela Eq. (5).

$$\zeta = \cos^{-1}(\sin \psi \sin \delta + \cos \psi \cos \delta \cos h) \quad (5)$$

Em que ψ representa a latitude local, δ a declinação solar e h à hora angular local do sol. Já a declinação solar δ é dada pela Eq. (6).

$$\delta = -\delta_0 \cos\left[\frac{2\pi(d+9)}{365}\right] \quad (6)$$

Onde δ_0 representa a obliquidade do eixo da terra e d o dia Juliano.

O sistema de radiação de ondas longas é dividido em duas partes: uma referente à incidente (I_e) e outra referente à emitida (I_s). A radiação de ondas longas incidentes é dada pela Eq. (7) e a radiação de ondas longas emitida pela superfície é dada pela Eq. (8).

$$I_e = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (7)$$

$$I_s = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (8)$$

Onde ε_a representa a emissividade do ar, ε_s a emissividade da superfície do solo, T_a a temperatura do ar, T_s a temperatura do solo e σ corresponde à constante de Stefan-Boltzman. A emissividade do ar pode ser considerada constante enquanto a do solo é específica de cada superfície, como mostrado na Tab. (1).

O Fluxo de calor para o substrato do solo (H_m) pode ser calculado como função da transferência de calor pela condução molecular como mostrado na Eq. (9).

$$H_m = K_m C_g (T_s - T_m) \quad (9)$$

Na qual T_m é a temperatura do substrato, K_m é dado pela Eq.(10) e C_g (coeficiente térmico do solo) é representado pela Eq. (11).

$$K_m = 1,18\omega \quad (10)$$

$$C_g = 0,95 \sqrt{\frac{\lambda C_s}{2\omega}} \quad (11)$$

Sendo ω a velocidade angular da terra, λ é a condutividade térmica do substrato e C_s a capacidade térmica volumétrica do solo.

A condutividade térmica do substrato e capacidade térmica do solo dependem do tipo de solo. A Tabela (2) mostra alguns valores típicos de λ e C_s de acordo com o tipo de solo.

Tabela (2) Condutividade Térmica e Capacidade Térmica ($10^6 \text{ J/m}^3\text{K}$) de acordo com o tipo de terreno.

Tipo de cobertura do Terreno	Condutividade Térmica [W/(mK)]	Capacidade Térmica Volumétrica ($10^6 \text{ J/m}^3\text{K}$)
Região de floresta fechada	0,5	2,9
Região de floresta seca	1,0	2
Região rochosa	2,9	0,75
Região de grama baixa	1,5	1,48
Região de água	0,57	4,19

Para que se possa realizar o calculo iterativo do fluxo de calor no solo no código CFD é necessário fornecer uma estimativa para o valor da temperatura no solo (T_s). Isto é feito estimando o valor de H_g , através da Eq. (12), e posteriormente obtendo uma relação direta para T_s mostrada a seguir.

$$H_g = K_s C_g (T_s - T_a) \quad (12)$$

Onde K_s é definido como na Eq. (13).

$$K_s = \omega + K_s' u^* \quad (13)$$

Na qual K_s' representa uma constante e u^* a velocidade de fricção definida na Eq.(14).

$$u^* = \frac{\kappa u_{ref}}{\log\left(\frac{z_{ref}/z_0}{z_0}\right)} \quad (14)$$

Onde κ representa a constante de Von Kármán, u_{ref} a velocidade utilizada como condição de contorno a uma determinada altura do solo (z_{ref}) e z_0 representa a altitude local.

Para se obter uma relação entre T_s e as outras variáveis do sistema, ainda é necessário fazer uma linearização do termo a quarta potência de T_s , representado pela Eq. (8). A linearização foi feita para a faixa de temperaturas entre 260 a 320K, apresentando um desvio médio de ~1%.

Considerando uma atmosfera seca e usando a equação obtida da linearização, foi possível isolar a temperatura do solo e transformar o sistema de equações em apenas uma equação, representada pela Eq. (15), o que simplifica em grande parte o cálculo da temperatura do solo.

$$T_s = \frac{-Q_s - \varepsilon_a \sigma T_a^4 - 1256,46 \varepsilon_s - K_m C_g T_m - K_s C_g T_a}{-5,73788 \varepsilon_s - K_m C_g - K_s C_g} \quad (15)$$

O balanço térmico torna-se um processo iterativo onde a Eq. (15) pode ser resolvida estimando um valor para T_s . O valor encontrado de T_s é então utilizado para calcular H_g que é utilizado pelo código para definir as características térmicas do ar próximo a superfície, tais características são utilizadas para estimar um novo valor de T_s .

Um resumo das constantes usadas no modelo de balanço térmico no solo é apresentado na Tab. (3).

Tabela 3 – Valores das constantes no modelo do balanço térmico no solo.

τ_s	0,7	S	$1370 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
σ	$5,6703 \times 10^{-8} \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ s}^{-1}$	K_s'	$3 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$
ω	$7,27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	ε_a	0,725
κ	0,41	δ_0	23,5

2.2. Domínio Computacional

A região escolhida para ser estudada foi a região de Acuruí MG, onde está presente uma linha de transmissão e várias torres meteorológicas o que torna o estudo da região importante. O Domínio foi gerado a partir de cartas topográficas. A Fig. (1) apresenta o domínio computacional estudado, a sua escala de cores mostra uma variação na altitude do terreno bastante acentuada e os comprimentos das arestas a dimensão do terreno.

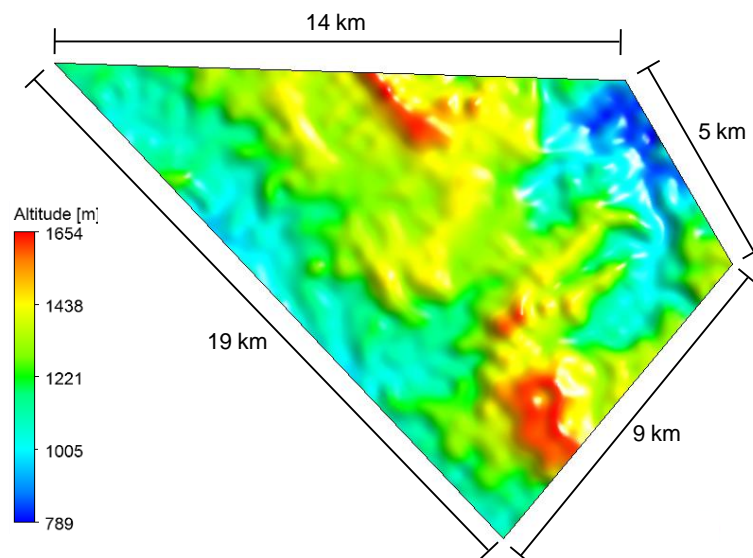


Figura 1. Acuruí MG, representação da altitude local.

2.3. Malha Utilizada

Perto da parede a maioria das variáveis do escoamento, como velocidade e temperatura, estão mudando rapidamente e é de extrema importância que a malha utilizada leve em consideração estes gradientes. Por isso a malha gerada apresentou um conjunto de camadas de elementos prismáticos (inflation) junto a superfície com pequena dimensão na direção vertical. Os parâmetros de malha usados foram baseados em um estudo de malha realizado sobre geometria complexa (Santos et al., 2009).

Foram utilizadas na malha trinta camadas de “inflation” sendo que o primeiro elemento da malha possui o tamanho de 1m na vertical e os elementos seguintes são aumentados gradualmente por um fator de 1,1, portanto o último elemento possui aproximadamente 17,4 m. Além disso, todos os elementos da superfície tiveram seu tamanho limitado a 50 m na direção horizontal. No restante do domínio afastado da superfície foi estabelecido um tamanho máximo de elemento de 150 m, esses elementos não precisam ser tão pequenos quanto os elementos da superfície, pois os gradientes não são mais tão fortes. A Figura (2) mostra a malha criada com detalhe próximo à superfície. Em suma a malha utilizada neste trabalho apresenta um total de 23.538.099,0 elementos e 9.556.347,0 de nós, sendo assim a mais apropriada e que apresentou menores erros (cerca de 3%).

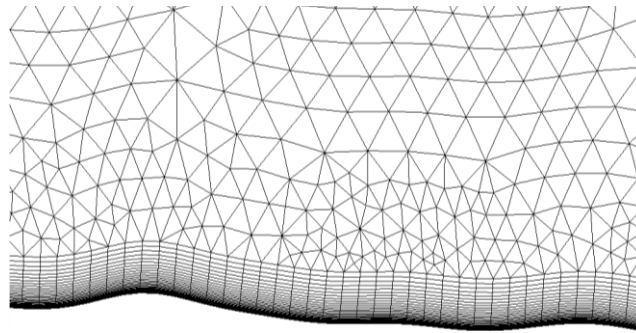


Figura 2. Detalhe da malha próximo a superfície

2.4. Condições de Contorno

As condições de contorno da simulação numérica foram definidas nas superfícies mostradas na Fig. (3).

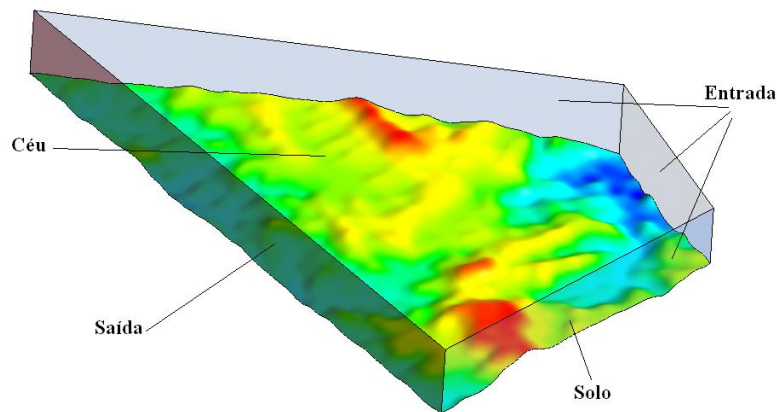


Figura 3. Condições de contorno.

As condições de contorno utilizadas neste trabalho são similares as implementadas por Valle et al. (2005). Na entrada do domínio computacional foi utilizado um perfil de velocidade logarítmico definido através da Eq. (16), temperatura potencial constante igual a 300 K e direção de entrada do vento de 45°. A simulação foi considerada em regime permanente estabelecendo-se a hora angular local do sol, h , como 0 (meio-dia). Como a turbulência de entrada é desconhecida, assumiu-se um valor médio de 5%. O topo foi definido como parede lisa e adiabática. No solo foram usadas duas condições uma onde o modelo da balanço térmico foi utilizado e outro onde o solo foi considerado adiabático. A rugosidade assim como a emissividade e o albedo foram consideradas variáveis no solo, onde a metodologia de implementação dessas variáveis é abordada em detalhes no trabalho de Morato et al. (2010).

$$u(z) = u_{ref} \ln(z/z_0) / \ln(z_{ref}/z_0) \quad (6)$$

Onde $u_{(z)}$ é o perfil de velocidade na entrada do domínio, $u_{ref} = 5 \text{ m/s}$ é a velocidade de referência, z é a altura a partir da superfície do solo, $z_{ref} = 10 \text{ m}$ é a altura de referência e $z_0 = 0,03 \text{ m}$ é o comprimento aerodinâmico da rugosidade.

2.5. Parâmetros numéricos

Neste trabalho foi usado o código comercial de CFD, o CFX (ANSYS CFX 12.0, 2009), que soluciona o conjunto das equações fundamentais da termodinâmica e a mecânica de fluidos através do método de volumes finitos em malhas não-estruturadas.

O modelo de turbulência usado foi o BSLRS (Baseline Reynolds Stress), que resolve seis equações de transporte, uma para cada tensão do tensor de Reynolds e uma equação extra que relaciona a dissipação turbulenta com a taxa de dissipação turbulenta. O modelo BSLRS é capaz de captar melhor os efeitos da turbulência ao longo do domínio (Santos et al, 2009).

3. RESULTADOS

O modelo de balanço térmico foi implementado ao modelo CFD e a partir da temperatura dada pela Eq.(15), a simulação foi capaz de calcular o fluxo de calor no solo como pode ser observado na Fig.(4).

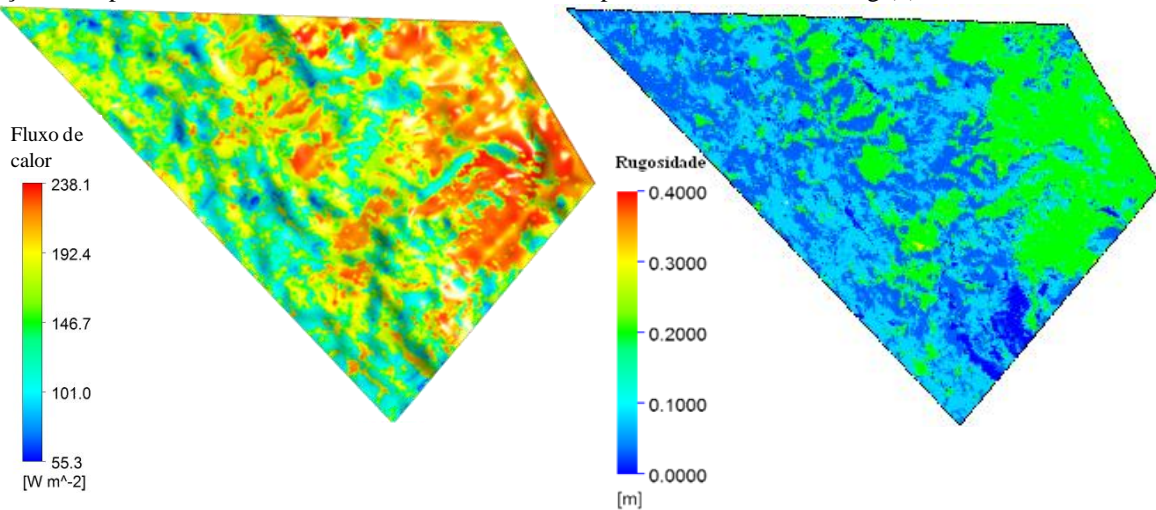


Figura 4. Fluxo de calor (esquerda) e rugosidade (direita) no solo.

Pode-se observar na Fig. (4) uma grande variação do fluxo de calor. Essa variação ocorre por causa das diferentes emissividades, capacidades térmicas e rugosidades que dependem do tipo de cobertura do terreno. As regiões em vermelho, que representam os maiores fluxos de calor e são localidades onde o coeficiente térmico do solo atinge seus valores mais altos. Nestas regiões encontram-se florestas secas e fechadas, onde a rugosidade fica entre 0,2 e 0,3 m e a capacidade térmica volumétrica entre 2,0 e 2,9 $\text{MJ/m}^3\text{K}$. Mostrando assim certa influência da cobertura do solo e de sua rugosidade no modelo numérico.

A implementação dos efeitos térmicos na modelagem da CLA aumenta a energia do escoamento, pois fornece quantidade de movimento ao escoamento na forma de empuxo. A Fig.(5) mostra o campo de velocidades a 10 m de altura para um modelo hidrodinâmico sem efeitos térmicos (a) e com efeitos térmicos (b), desta forma, nota-se um aumento médio no módulo da velocidade.

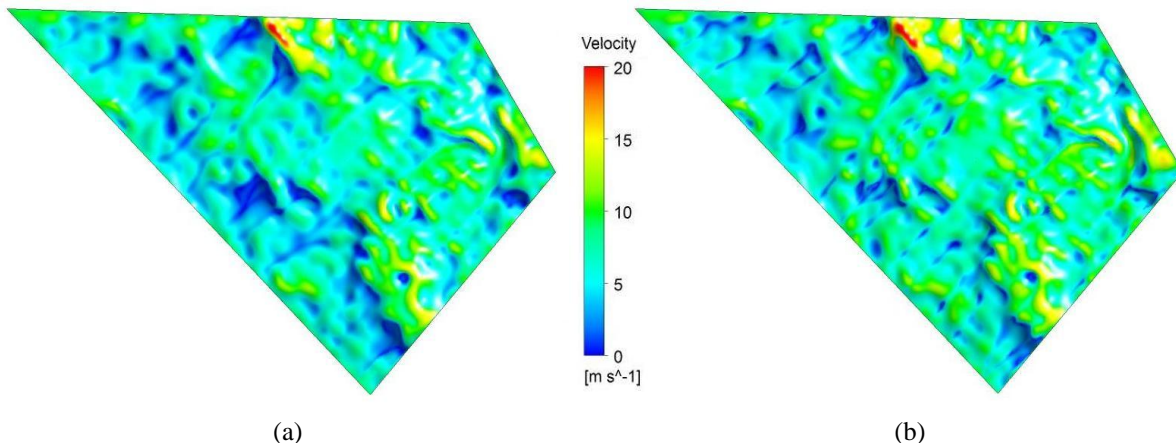


Figura 5. Campo de velocidades (a) sem efeitos térmicos e (b) com efeitos térmicos.

Para a análise dos resultados, foram criadas no domínio duas linhas uma paralela ao escoamento (Linha A) e uma perpendicular ao escoamento (Linha AA) ambas a 10 m de altura do solo, além disso foi criado um ponto na interseção dessas duas linhas, o ponto P. As linhas e o ponto são representados na Fig. (6). Já os pontos 1 a 4 representam torres meteorológicas utilizadas como base de dados nas condições de contorno.

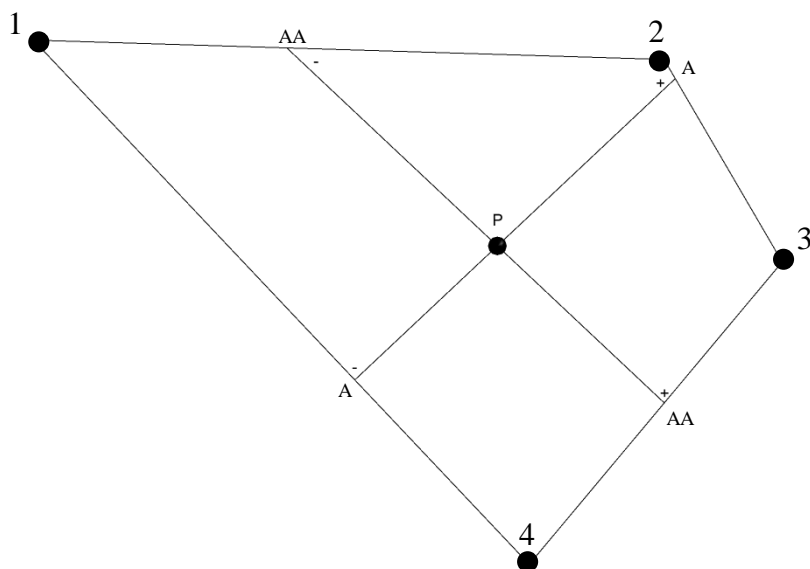


Figura 6. Linhas paralela (Linha A) e perpendicular (Linha AA) ao escoamento e ponto P.

O perfil de velocidade no ponto P foi avaliado para o escoamento com os efeitos térmicos e sem os efeitos térmicos e é apresentado na Fig.(7a). Além disso, foi traçado o perfil de temperatura no ponto P que é apresentado na Fig.(7b).

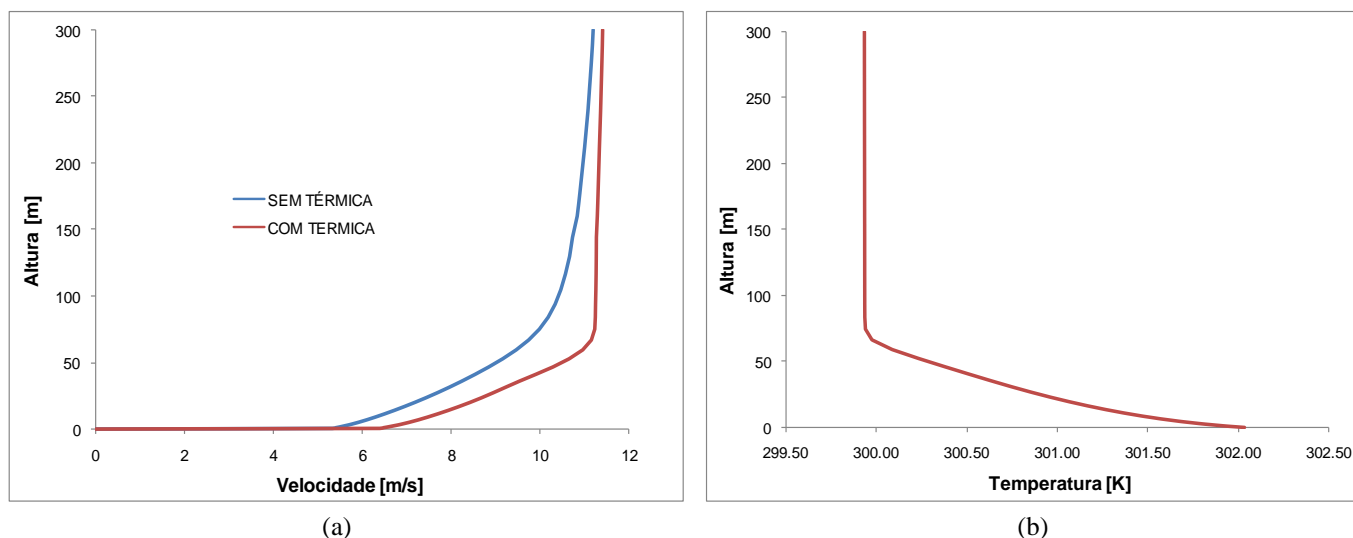


Figura 7. (a) Perfil de Velocidade e (b) Perfil de Temperatura no ponto P.

Acima de 100 m de altitude a temperatura torna-se praticamente constante e a atmosfera pode ser considerada como atmosfera neutra. A parte inclinada do gráfico (até 100 m) se trata de uma região instável onde pode ocorrer convecção. Além disso pode-se observar um aumento da velocidade e deformação do perfil de velocidades.

Na linha paralela ao escoamento, Linha A, foram traçados gráficos da velocidade e da componente vertical da velocidade em função da distância ao ponto P. O mesmo foi feito para a Linha AA, perpendicular ao escoamento. Os gráficos são apresentados a seguir na Fig.(8) e Fig.(9).

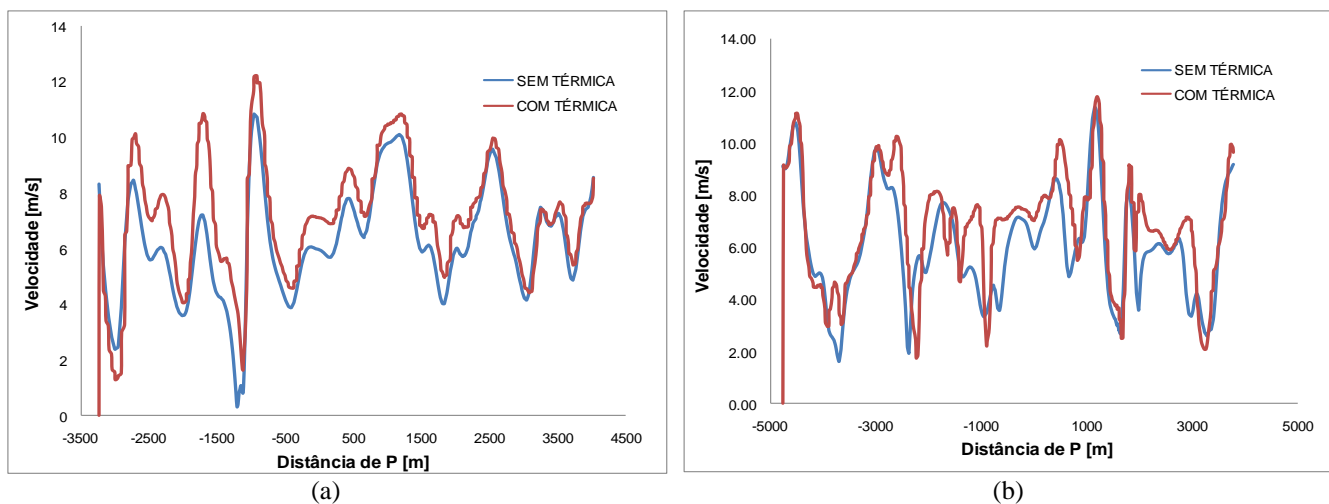


Figura 8. Velocidade (a) na Linha A e (b) na Linha AA.

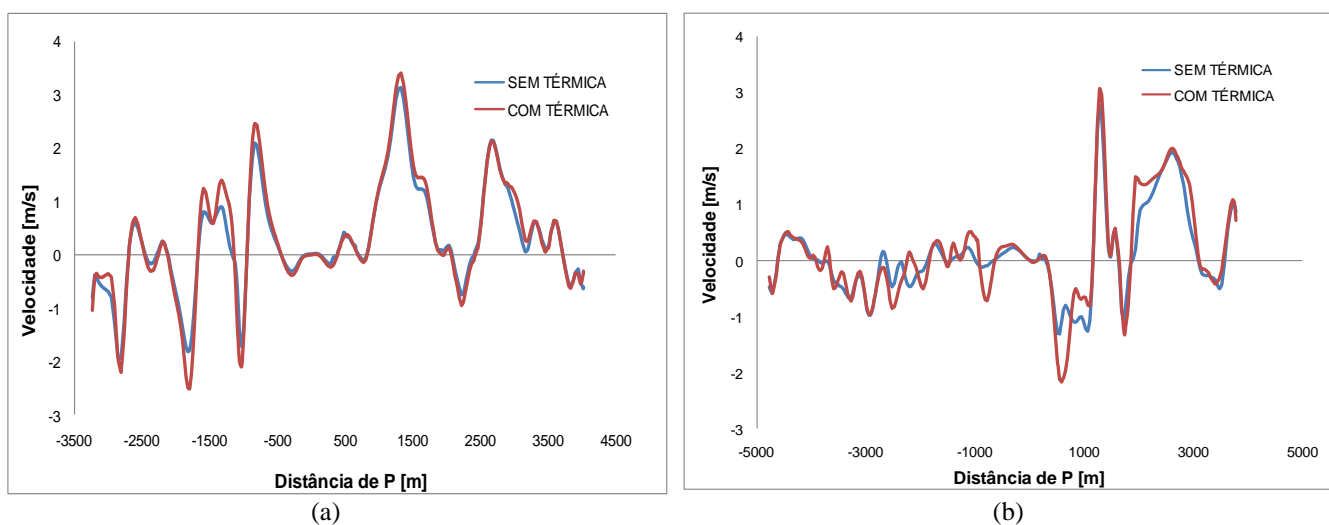


Figura 9. Componente vertical da Velocidade (s) na Linha A e (b) na Linha AA.

Pode-se observar alterações significativas no módulo da velocidade, mas em termos de comportamento ocorreram apenas pequenas alterações, mostrando que para a condição simulada os efeitos inerciais e de terreno são preponderantes.

4. CONCLUSÃO

A influência dos efeitos térmicos no comportamento da CLA foi avaliada através de simulações numéricas realizadas em uma topografia complexa. A região de Acuruí de grande interesse para a CEMIG foi usada como domínio para as simulações que foram realizadas com o CFX 12.0.

Observaram-se variações nos perfis de velocidades principalmente quando comparados perfis perpendiculares ao escoamento com e sem efeitos térmicos. Ao compararmos os perfis de velocidade com e sem efeitos térmicos perpendicularmente ao escoamento, nota-se que as mudanças são bem maiores tanto quantitativamente quanto qualitativamente uma vez que a velocidade muda seu valor e tem os picos diferentes para cada caso. Observou-se também o fluxo de calor na superfície e sua variação com o tipo de terreno. A implementação dos efeitos térmicos também é capaz de fornecer perfis de temperaturas potencial enquanto o modelo hidrodinâmico prevê uma temperatura constante em todo o domínio.

A implementação do modelo térmico e de outros efeitos que influenciam o comportamento da CLA faz parte de um programa de pesquisa e simulações do DEMEC (departamento de mecânica) da Universidade Federal de Minas Gerais em parceria com a CEMIG e é de grande importância para o estudo do comportamento da CLA na região de Minas Gerais.

5. AGRADECIMENTOS

Agradecemos toda a equipe do CTM-UFMG (Centro da Tecnologia da Mobilidade da Universidade Federal de Minas Gerais) e a CEMIG pelo o apoio e financiamento do projeto.

6. REFERÊNCIAS

- Ahrens, C. D. (2006). *Meteorology Today. An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. Eighth Edition. Thompson, Brooks/Cole. United States. 537 pp.
- CFX 12.0 (2010). "CFX-12 Solver and Solver Manager Guide", AEA Technology Engineering Software Ltd, UK.
- Morato, L. F., Moreira, G. A. A., Santos, A. A. C., Valle, R. M., Meireles, C. A., (2010), Modelagem numérica dos efeitos da rugosidade variada do terreno em modelo de camada limite atmosférica, *VI Congresso nacional de Engenharia Mecânica - CONEM*.
- Oke, T.R. (1992). *Boundary Layer Climates*. Second Edition. Routledge. New York. 435 pp.
- Santos, A.A.C., Lima, S.M.L., de Paula, G.A.R., Moreira, F.A.A., Valle, R.M., 2009, "RANS turbulence model evaluation for neutral atmospheric boundary layer simulation over complex terrain", COBEM.
- Silveira Neto, A. (2003), *Turbulência nos fluidos aplicada*, Apostila do curso de pós-graduação intitulada: *Turbulência nos Fluidos*, cap. 4.
- Soares, P. M. M. (2004), *Parametrização da turbulência e nuvens de camadas limites em modelos atmosféricos*, *Tese de doutorado*, Universidade de Lisboa.
- Valle, R. M. ; Nascimento, C. A. M. ; Martins, M. A. ; Abreu, J. A. ; Moreira, G. A. A. (2005). "Numerical Model Validation of a Atmospheric Boundary Layer Over Complex Terrain." In: 18th International Congress of Mechanical Engineering, 2005, Ouro Preto, MG. Proceedings of the 18th International Congress of Mechanical Engineering. v. 1.
- Zhang D. and Anthes R. A. (1982), A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer – Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data, *Journal of Applied Meteorology*, Vol 21, 1594-1609.

7. DIREITOS AUTORAIS

Os autores são os únicos responsáveis pelo conteúdo do material impresso incluído no seu trabalho.

CON10-1230 – MODELING OF THERMAL EFFECTS IN A ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER

Stella Marys Silva Pinheiro, stella_marys_@hotmail.com¹
André Augusto Campagnole dos Santos, acampagnole@yahoo.com.br¹
Gilberto Augusto Amado Moreira, gilbertomoreira@ufmg.br¹
Ramon Molina Vale, ramon@demec.ufmg.br¹
Rudolf Huebner, rudolf@ufmg.br
Carlos Alexandre Meireles Nascimento, caxandre@cemig.com.br²

¹Universidade Federal de Minas Gerais – Departamento Engenharia Mecânica – UFMG. Av. Antônio Carlos, 6627 – Pampulha - CEP 31270-901 - Belo Horizonte – MG

²Companhia Energética de Minas Gerais - CEMIG. Av. Barbacena, 1200 – Santo Agostinho - CEP 30190-131 – Belo Horizonte – MG

Abstract: *This paper implement the thermal effects in the analysis of ABL on actual topographies. Based on a numerical hydrodynamic model already validated, an energy balance at the surface is done in order to capture the effects of soil on natural convection and the influence on the velocity and pressure field. Given a certain time of the day (because the model studied is in steady state) was possible to calculate the velocity and temperature fields in a complex topography in real scale. The region evaluated was the Acuruí region which is located 50 km from Belo Horizonte. The ground cover (vegetation, water, city) was considered variable and the model responded well showing promising results.*

Palavras-chave: *ABL; Numerical Model; CFX*

RESPONSIBILITY NOTICE

The authors are the only responsible for the printed material included in this paper.