

## DEPENDÊNCIA DA VARIABILIDADE LOCAL DA TEMPERATURA NOTURNA EM DIFERENTES CENÁRIOS DE CONCENTRAÇÃO DE CO<sub>2</sub> COM O REGIME DE ESCOAMENTO ATMOSFÉRICO

Leandro L. Gonzales<sup>1,2,\*</sup>, Matheus H. S. Ferreira<sup>2</sup>, Felipe D. Costa<sup>2</sup>, Franciano S. Puhales<sup>3</sup>, Giuliano Demarco<sup>3</sup>, Otávio C. Acevedo<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Instituto Federal Sul-Rio-Grandense, Campus Pelotas, RS, Brasil

<sup>2</sup> Universidade Federal do Pampa, Campus Alegrete, RS, Brasil

<sup>3</sup> Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, Brasil

\*leandrolg@pelotas.ifsul.edu.br

**RESUMO:** Neste trabalho, é analisada a variação da temperatura atmosférica próximo à superfície considerando quatro diferentes cenários de concentração atmosférica de dióxido de carbono. É mostrado que as maiores variabilidades de temperatura ocorrem no estado desconectado na região transição entre os regimes. Os resultados indicam que a diminuição na variação de temperatura diurna pode estar associada à variabilidade de regimes na camada limite estável.

**ABSTRACT:** In this work it is analyzed the temperature variation near the surface in four different scenarios of carbon dioxide concentration in the atmosphere. It is shown that the large temperature variations occur in the disconnected state, near the region of coupling. The results indicate that the decreasing of the diurnal temperature range could be associated to the regimes variability in the stable boundary layer.

### INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, diversos trabalhos vêm mostrando, através de registros históricos, um aumento de temperatura em diferentes regiões do globo, fenômeno atualmente conhecido como aquecimento global. Um fato peculiar que chama atenção é que a elevação de temperatura ao longo do ciclo diurno não é homogênea, já que os valores observados para

temperatura mínima chegam a crescer duas vezes mais rápido que os valores observados para temperatura máxima, desde 1950 (VOSE; EASTERLING; GLEASON, 2005).

Neste trabalho, será analisada a influência da variação da concentração de contaminantes, na atmosfera, na estimativa de temperatura noturna em diferentes condições de estabilidade.

## MODELO

Para uma atmosfera seca e horizontalmente homogênea onde a divergência do fluxo radiativo e os efeitos de advecção são desconsiderados, a intensidade turbulenta é calculada prognosticamente através de uma equação para energia cinética turbulenta (ECT). Os fluxos são estimados através da velocidade de fricção, que está relacionada com a ECT por:  $u_*^2 = E/5.5$ . Desta forma, as equações que descrevem o escoamento atmosférico na CLE, podem ser escritas como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f(v - v_G) - \frac{\partial(u_*^2 \cos \psi)}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = f(u_G - u) - \frac{\partial(u_*^2 \sin \psi)}{\partial z} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial u_* \theta_*}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{\partial E}{\partial t} = S u_*^2 - Ri S u_*^2 + \left[ K_E \frac{\partial E}{\partial Z} \right] - c_\varepsilon \frac{u_*^3}{l_m} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \theta_g}{\partial t} = \frac{1}{C_g} (I_\downarrow - \sigma \theta_g^4 - H_0) - k_m (\theta_g - \theta_m) \quad (5)$$

onde  $u$  e  $v$  são as componentes do vento,  $u_G$  e  $v_G$  são as componentes do vento geostrófico, no topo do domínio vertical,  $f$  é o parâmetro de Coriolis,  $\psi$  é direção do vento,  $\theta_* = K_h (\partial \theta / \partial z)$  é a escala de temperatura,  $S$  é o cisalhamento do vento,  $Ri$  é o número de Richardson. Os coeficientes de difusão são parametrizados como:  $K_m = \kappa u_* z$ ;  $K_E = K_m / \sigma_E$  e  $K_h = K_m / Pr$ , sendo  $\sigma_E = 2,5$  e  $Pr = 1$ .  $\theta_g$  é a temperatura da superfície do solo,  $C_g$  é a capacidade térmica do solo por unidade de área,  $I_\downarrow$  representa a radiação de onda longa proveniente da atmosfera,  $H_0$  é o fluxo de calor sensível na superfície e  $\theta_m$  é a temperatura do substrato. A radiação proveniente da atmosfera,  $I_\downarrow$  é dada por:

$$I_{\downarrow} = \sigma \cdot (Q_c + 0,67 \cdot (1 - Q_c) \cdot (1670Q_a)^{0,08}) \cdot \Theta^4 + FR, \quad (6)$$

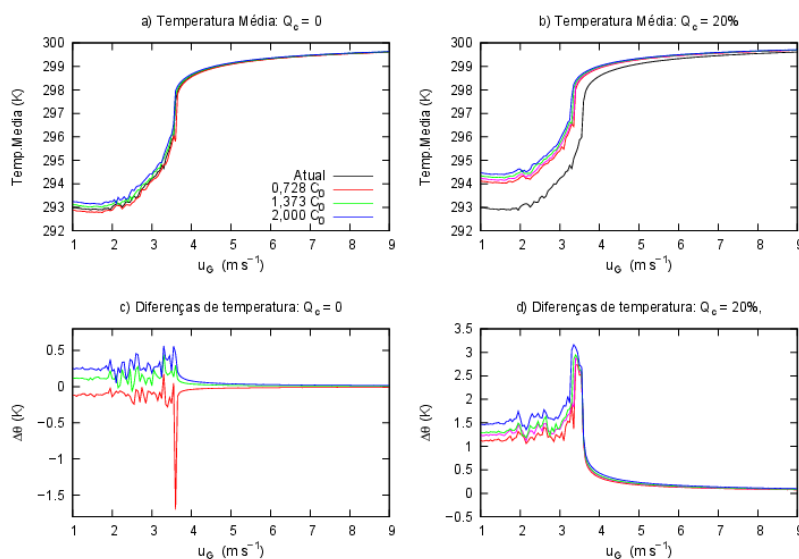
sendo FR o forçante radiativo que depende da concentração de CO<sub>2</sub> definido por:  $FR = 6,3 \ln(C/C_0)$ , e  $C_0 = 395,77$  ppm.

Todas as equações foram discretizadas em um domínio vertical de 80 m, o qual é dividido em 5 níveis entre o solo e seu topo, e integradas utilizando o método Runge-Kutta de quarta ordem.

## RESULTADOS

A Figura 1 mostra a dependência da temperatura média com o vento no topo do domínio para o cenário atual e os cenários idealizados (figuras 1-a e 1-b) e a diferença de temperatura entre o cenário atual e os cenários idealizados (figuras 1-c e 1-d). As maiores diferenças de temperaturas entre os diferentes cenários ocorrem no estado desconectado, por não existir mistura turbulenta suficiente para dissipar ou transportar para os níveis mais altos da atmosfera a energia adicional que chega a superfície na forma de radiação de onda longa. A mesma variabilidade não é observada após a conexão. Isto se deve ao fato que no estado conectado a turbulência é contínua e assim a mistura turbulenta é suficiente para transportar e dissipar a energia em excesso, na baixa atmosfera, diminuindo assim a diferença de temperatura entre os cenários estudados.

Outro aspecto interessante mostrado na Figura 1 é que a maior variação de temperatura ocorre na região correspondente a transição entre os estados de conexão ( $U_G$  entre 3 e 4 m s<sup>-1</sup>), podendo esta chegar a uma diferença de temperatura de - 1,5 K, caso a concentração atual seja reduzida aproximadamente 28%, já com o aumento do cobertura de nuvens em 20% e o dobro da concentração esta diferença pode chegar na mesma região a 3K.



**Figura 1: Médias e diferenças de temperatura em diferentes cenários de concentração de  $\text{CO}_2$ , e diferentes coberturas de nuvens, conforme indicado na legenda.**

## CONCLUSÃO

Os resultados mostram que o aumento da concentração de  $\text{CO}_2$  pode levar a temperaturas noturnas até 0,5 K mais elevadas, em regiões muito estáveis. Já como aumento na cobertura de nuvens esta diferença pode chegar até 3 K, em regiões com ventos intermediários. Esta diferença de temperatura não é observada no estado conectado, pois a mistura turbulenta é intensa o suficiente para homogeneizar a temperatura. Estes resultados indicam que a diminuição da VDT pode estar relacionada com os regimes muito estável e de transição na camada limite atmosférica noturna.

## REFERÊNCIAS

VOSE, Russell S.; EASTERLING, David R.; GLEASON, Byron. Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 23, 2005.