

EVOLUÇÃO DO PERFIL VERTICAL DE UMIDADE APÓS O POR DO SOL NUMA ÁREA DE PASTAGEM NA AMAZONIA

Débora R. Roberti¹, Gervásio A. Degrazia², Otávio C. Acevedo², Osvaldo Moraes², David Fitzjarrald³, Ricardo K. Sakai³, Rodrigo da Silva¹, Adriano Siqueira¹

1. Introdução

A descrição do transporte de umidade na baixa atmosfera é importante para o planejamento das práticas de irrigação e no conhecimento das deficiências hídricas das culturas. O processo de evapotranspiração do sistema solo-planta está diretamente relacionado com a umidade na atmosfera.

Atualmente, vários modelos são utilizados para o estudo do transporte ou dispersão de uma espécie escalar, tais como umidade, na Camada Limite Planetária. Um modelo bastante conhecido baseia-se na lei de conservação de massa. A equação chave deste modelo é a equação de difusão – advecção.

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u_j \frac{\partial c}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(K_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} \right) + S \quad (1)$$

onde $i, j = 1, 2, 3$, c é a concentração média de uma quantidade, u_j é a velocidade do vento médio, K_{ij} é o coeficiente de difusão e S é o termo de produção ou remoção da concentração. Os coeficientes K_{ij} apresentam praticamente toda a dificuldade em se resolver a equação (1). Eles encerram a física dos processos de transporte turbulento. No entanto, esta não tem sido uma tarefa muito simples, visto que na literatura encontramos diversas parametrizações para este coeficiente.

Neste trabalho utiliza-se um modelo teórico, baseado na equação (1), que permite reproduzir o perfil de umidade nas regiões mais baixas da atmosfera. O coeficiente de difusão utilizado é baseado na Teoria de Difusão de Taylor e em um modelo para o espectro de energia cinética turbulenta (Degrazia et. al. 2000).

2. O Modelo

Para o estudo do transporte da umidade num terreno horizontalmente homogêneo, uma simplificação na equação (1) é aceita:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial q}{\partial z} \right) + S \quad (2)$$

onde q é umidade e z a altura acima do solo. Esta simplificação reduz a equação de difusão – advecção tridimensional (eq. 1) numa equação de difusão unidimensional (eq. 2).

A implementação numérica da equação (2) foi realizada pela utilização de um método numérico

conhecido como método das diferenças finitas. Para que esse problema possa ser resolvido do ponto de vista matemático é necessário o conhecimento da condições iniciais e de contorno do problema. Como condição inicial usamos os perfis de umidade do dia 04/10/2001 medidos por um sistema de balão cativo numa região de pastagem. Essa medidas são parte do experimento LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera na Amazônia) (Sakai, 2003). Como condição de contorno foi usado a condição de que o fluxo de umidade através do solo e no topo da Camada Limite Planetária é nulo, ou seja,

$$K_{zz} \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \quad \text{em } z=0 \text{ e } z=h.$$

Para o termo de fonte, um perfil de fluxo de umidade que decresce a partir do seu valor na superfície foi utilizado. Os fluxos superficiais de umidade foram medidos em uma torre micrometeorologia no mesmo local dos perfis de umidade.

Como os dados de umidade foram coletados próximos do por do sol, ou seja numa camada estável (CLE), faz-se necessário utilizar um coeficiente de difusão que leve em conta esta estabilidade. A CLE ocorre quando a superfície terrestre se resfria. Esse resfriamento provoca um fluxo de calor negativo que extrai energia cinética dos grandes turbilhões responsáveis pelo transporte turbulento existente durante o dia permitindo somente que pequenos turbilhões sobrevivam.

Um coeficiente de difusão apropriado para este caso é um derivado por Degrazia et al. (2000).

$$K_{zz} = \frac{0.4(1-z/h)^{3/4}(u_*)_0 z}{1+3.7z/L(1-z/h)^{5/4}} \quad (3)$$

onde $(u_*)_0$ é a velocidade de fricção na camada superficial, h é a altura da camada estável, L é o comprimento de Monin-Obukov e z/L é um parâmetro de estabilidade, onde

$$L = - \frac{\bar{\theta} u_*^3}{kg(\overline{w\theta})_0} \quad (4)$$

onde $\bar{\theta}$ é a temperatura potencial, u_* velocidade de fricção, w é a velocidade vertical, k é a constante de von Karman, g é a aceleração da gravidade e $(\overline{w\theta})_0$ fluxo de calor na superfície.

3. Resultados e discussão

¹ Doutoranda do Programa de Pós-Graduação em Física UFSM, e-mail: d_r_roberti@yahoo.com.br. Bolsista CAPES.

² Dr. Prof. Departamento de Física, CCNE, Universidade Federal de Santa Maria, 97105-900 Santa Maria, RS.

³ University at Albany, SUNNY, USA

A figura (1) apresenta os resultados das simulações utilizando a equação (2) com dados de entrada obtidos no dia 04/10/2001 no experimento LBA. A figura (2) apresenta a velocidade do vento em cada horário e um coeficiente de difusão utilizado na simulação das 18:18h às 18:34h (os coeficientes utilizados para as demais simulações foram calculados da mesma forma, ou seja, a partir da eq. (4)).

Analisando as simulações (fig. 1) nota-se que o modelo matemático reproduz satisfatoriamente os dados experimentais até um altura de aproximadamente 50m. Acima deste valor o modelo superestima os valores de umidade. A incapacidade do modelo teórico em reproduzir os valores de umidade acima desta altura pode ser explicado pelo fato de que nestes níveis outros mecanismos diferentes do processo de difusão turbulento podem ser dominantes no transporte de umidade. Um possível mecanismo físico associado a esta falha do modelo pode ser explicada pela velocidade do vento que torna-se importante a partir da altura de 50m (fig. 2).

4. Conclusão

Neste trabalho utilizou-se um modelo de difusão turbulenta para prever o transporte de

umidade na baixa atmosfera. Utilizando dados obtidos numa região de pastagem (experimento LBA), conclui-se que as simulações apresentam bons resultados até aproximadamente 50m. Acima dessa altura o modelo teórico superestima os valores de umidade reais. Isto provavelmente se deve ao fato de que a velocidade do vento nestas alturas torna-se importante no processo de transporte de umidade (transporte advectivo). Como continuidade deste trabalho propõe-se incluir o termo advectivo na eq. (2) (termo da eq. (1) que foi desprezado em nosso modelo) a fim de que se possa obter uma melhor estimativa da concentração de umidade em toda a extensão da Camada Limite Planetária.

5. Referências bibliográficas

DEGRAZIA, G. A., et al., Turbulence parameterisation for PBL dispersion models in all stability conditions. **Atmospheric Environment**, v. 34, p. 3575-3583, 2000.

SAKAI R., et al., Land-use change effects on local energy, water and carbon balances in an Amazonian agricultural field. Submetido para *Global Change Biology*. 2003.

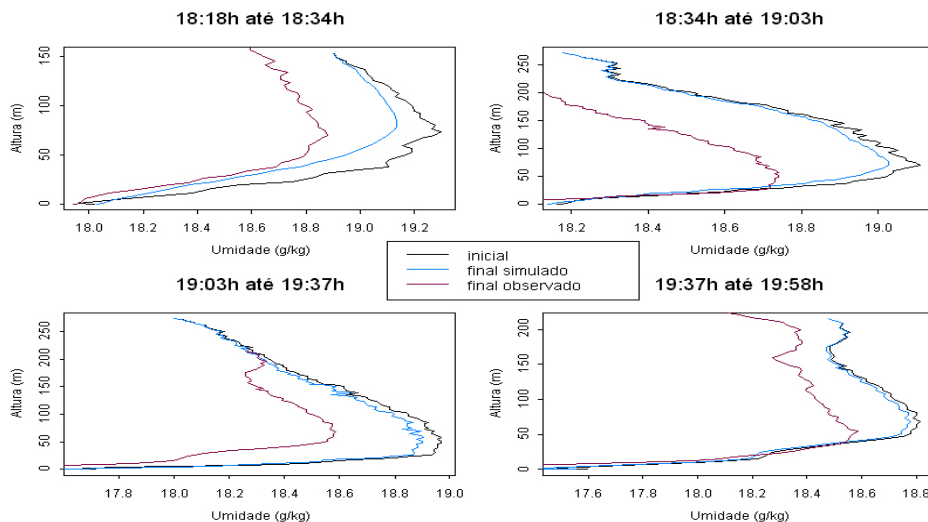


Figura 1. Comparação entre a Concentração de Umidade Observada e Simulada desde as 18:18h até as 19:58.

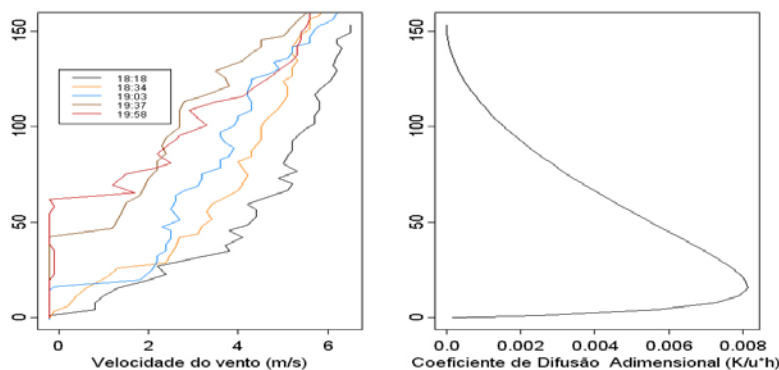


Figura 2. Velocidade do vento em cada horário e Coeficiente de difusão adimensional usado na simulação da umidade das 18:18h às 18:34h.