

CARACTERÍSTICA DO COEFICIENTE DE DIFUSIVIDADE TURBULENTE DA CAMADA LIMITE SUPERFICIAL EM BURGOS

José Francisco de OLIVEIRA JÚNIOR¹, Ramón Villoria RAIMUNDO², Verónica TRÍCIO², Alexandre Soares dos SANTOS³, Cássio Nirlando BARRETO³, Givanildo de GOIS³, Byung Hyuk KWON⁴

INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, houve um grande avanço na compreensão do escoamento turbulento na Camada Limite Atmosférica (CLA), enquanto que na Camada Limite Superficial (CLS), onde os fluxos de momentum, calor e umidade são constantes com a altura, STULL (1988). No entanto, poucos trabalhos têm sido feitos envolvendo a quantificação do coeficiente de difusividade turbulenta (K_m) através da teoria-K. A quantificação de K_m possui uma forte ligação com a velocidade de escoamento, com características aerodinâmicas da superfície e com a estabilidade atmosférica, SORBJAN (1997). O aparecimento de vórtices turbulentos que se movimenta aleatoriamente, e misturam-se com outros vórtices de outros níveis podem ser determinados através de parametrizações a nível de experimentos de campo, e sendo utilizados para estudo de modelagem numérica, SUN e BOSILOVICH (1996). Logo, este trabalho utilizará algumas soluções aproximadas envolvendo o coeficiente de escoamento turbulento através de uma torre micrometeorológica de 9 m, em Burgos. Com isso, pretende-se, neste trabalho, caracterizar os processos que envolvem o escoamento da CLS local em dias com características meteorológicas distintas.

MATERIAL E MÉTODOS

Uma torre meteorológica de 9 m está operando desde o verão-97, no aeroporto de Villafría (7 km de Burgos-Espanha, cidade esta que possui 180.000 hab.), e fica a 900 m acima do nível do mar. O local do experimento é próximo ao cinturão industrial, porém apresenta um caráter rural próxima a pista do aeroporto. O terreno é pouco rugoso e quase homogêneo, e tem 1/3 do horizonte observável da torre, porém há obstáculos apreciáveis na direção norte e noroeste. Sobre a torre estão instalados sensores de U ($m.s^{-1}$), T ($^{\circ}C$) e UR (%) em três níveis (0, 0,75, 3 e 9 m); um piranômetro a 2 m e três termômetros de solo instalados a 10, 25 e 50 cm. Todo este conjunto de sensores são medidos a cada 10 e 30 s, e esses dados foram feitas médias a cada 10 min, e sendo armazenados num datalogger Campbell CRX-10 alimentado por uma placa solar que garante sua total autonomia. Foram implantados sensores de p (mb), R_n ($W.m^{-2}$) e O2 placas para obtenção de G ($W.m^{-2}$) em duas profundidades.

A metodologia aplicada neste trabalho para o cálculo de K_m ($m.s^{-2}$) necessitam do conhecimento da tangente a curva de velocidade do vento, porém existe um problema em determinar este parâmetro em diversas alturas, no nosso caso este problema foi solucionado com a utilização da média geométrica da altura, dada por:

$$\bar{z} = \sqrt{(z_i z_j)} \quad (1)$$

Onde z_i e z_j (m) são as altura da torre micrometeorológica. O período de estudo compreende os dias 04-05/10/1997, onde há ocorrência de características meteorológicas distintas

(céu-claro e nublado). Para a estimativa de K_m foi utilizado o seguinte método sugerido por PEREIRA (2000), dado por:

$$K_m = \bar{z} k \frac{du}{dz} \quad (1)$$

onde $k = 0,4$ é a constante de Von Kármán, du/dz (s^{-1}) é a tangente a curva de velocidade do vento, u ($m.s^{-1}$) velocidade do vento, z (m) é a altura e b_0 é a inclinação da reta. Outros parâmetros foram calculados para este trabalho, por exemplo Número de Richardson Bulk (Ri)_B.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados apresentados neste estudo revelam que houve um aumento significativo de K_m (5,2m), Figura 1(b), devido ao aumento da velocidade do vento neste período, já K_m (1,5m) não há muita alteração, devido ao vento fraco predominante. Foi identificado um episódio de forte vento no dia 05, e essa flutuação deve-se a característica diurna (nublado), sendo confirmado através de (Ri)_B, ocorrendo uma situação atmosférica instável. A variação diurna de K_m mostra diferentes aspectos diurnos em relação ao período estudado. Durante o dia de céu-claro ocorreu grande flutuação de K_m , isso se deve ao vento ter sido fraco neste período, conforme a Figura 1(a).

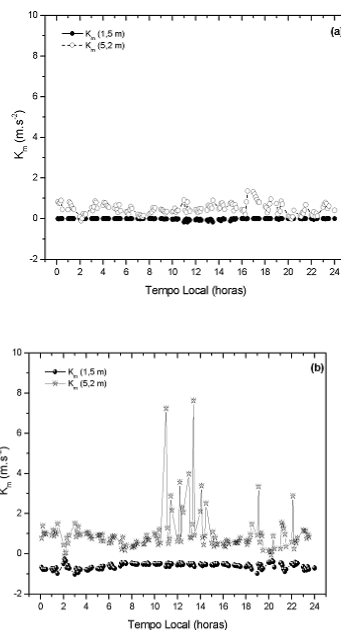


Figura 1. Variação Diária da Difusividade Turbulenta para os dias (a) 04/10/1997 e (b) 05/10/1997 em Burgos

As flutuações da velocidade do vento definiram acentuadamente as características de K_m , como também o regime de estabilidade atmosférica.

¹ Dir. Acadêmico e Científico da UNEMET – União Nacional dos Estudiosos de Meteorologia. Rua Dona Alzira Aguiar, 280 – Pajuçara, CEP 57030-270 - Maceió - AL - Brasil. e-mail: jose.francisco@unemet.al.org.br, junior_inpe@hotmail.com

² Prof. Dr. da UBU – Universidade de Burgos. Burgos – Espanha. Plaza Misael Bañuelos s/n 09001 e-mail:rvilloria@ubu.es; vtricio@ubu.es

³ Alunos de Meteorologia UFAL. Universidade Federal de Alagoas - Campus A. C. Simões, BR 104 - Norte, km 97, Tabuleiro dos Martins - Maceió - AL, CEP 57072-970. E-mail: soaresal@hotmail.com; cassionb@bol.com; givanildogois@hotmail.com

⁴ Prof. Dr da PKNU - Pukyong National University. CP 515, 12201-970, Pusan, Coréia do Sul e-mail:bhkwon@mail1.pknu.ac.kr

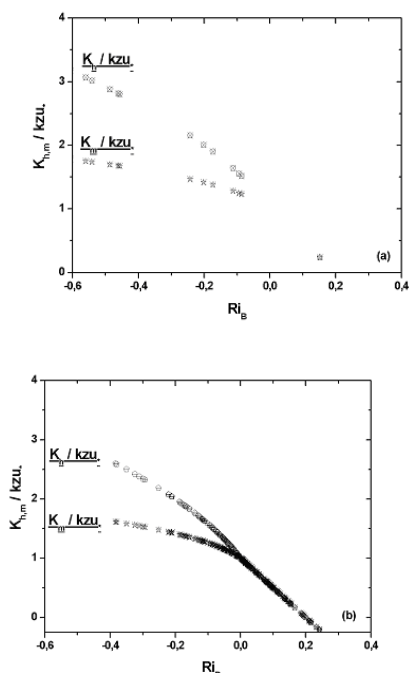


Figura 2. Variação da difusividade adimensional dos vórtices para o momento K_m ($m^2 s^{-1}$) e o calor K_h ($m^2 s^{-1}$) nos níveis de 1,5 m (a) e 5,2 m (b)

Nota-se que na Figura 2 sobre condições estavelmente estratificada, estes diminuem rapidamente com aumento da estabilidade. A mudança da variação da difusividade corresponde em primeiro lugar a condição meteorológica existente nestes dias, e isso influenciou sensivelmente o padrão de velocidade do vento e a estabilidade atmosférica, estes que são fatores primordiais na quantificação de K_m , seguindo as relações fluxo-gradiente abaixo. A situação meteorológica distinta propiciou mecanismos distintos dentro da CLS, onde o regime de estabilidade e superfície favorecem ainda mais a diferença entre K_m do período de estudo. O escoamento apresenta uma estabilidade moderada provocada pela proximidade da superfície, isto pode se atribuir a diferença entre os níveis, como também ao limite de variação do critério de estabilidade ($Ri_B = 0,25$) imposta para determinar as difusividades dos vórtices, bem como a forte influência da superfície.

A formação de uma estratificação estável após o pôr-do-sol está presente nos dois dias estudados, Figura 3a e 3b, porém com maior intensidade no dia de céu-claro ao invés do dia céu-nublado, isso se deve ao mecanismo de resfriamento da superfície, o ar fechado próximo a superfície torna-se mais frio que o ar da camada acima e uma Camada Limite Estável (CLE), então se estabelece. Uma característica típica da CLE, seria uma fraca mistura turbulenta. Nota-se ainda que o ciclo diurno de $(Ri)_B$ inicia-se às 0800 TL, onde ocorre uma situação instável, essa situação ocorreu devido ao forte aquecimento da superfície o qual favoreceu a diminuição de θ com altura, resultando em condições para formação de vórtices através do efeito positivo da forçante térmica. Já às 1800 TL, θ aumenta com altura, em função do resfriamento da superfície, contribuindo para uma situação de estabilidade, onde nessas condições a atmosfera tende a suprimir os vórtices.

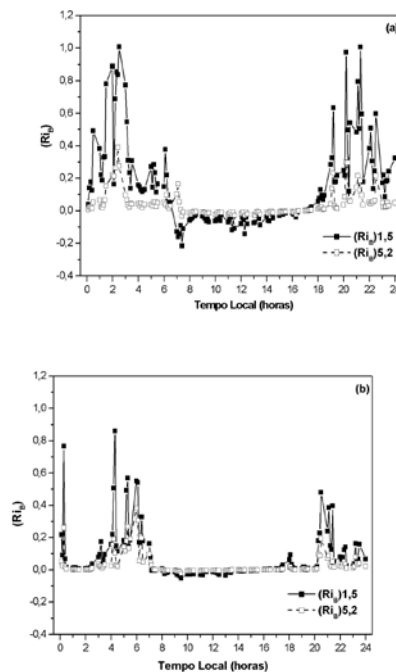


Figura 3. Variação temporal diária do número de Richardson $(Ri)_B$ médio para os níveis $z=1,5$ e $z=5,2$ para o dia 04/10/1997 (a) e 05/10/1997 (b)

A formação de uma estratificação estável após o pôr-do-sol está presente nos dois dias estudados, Figura 3a e 3b, porém com maior intensidade no dia de céu-claro ao invés do dia céu-nublado, isso se deve ao mecanismo de resfriamento da superfície, o ar fechado próximo a superfície torna-se mais frio que o ar da camada acima e uma Camada Limite Estável (CLE), então se estabelece. Uma característica típica da CLE, seria uma fraca mistura turbulenta. O efeito inibidor da estratificação estável sobre K_m no dia de céu-claro se fez presente o que não ocorreu no dia do seu nublado.

CONCLUSÕES

As variações na estimativa de K_m entre as camadas depende exclusivamente da situação atmosférica (estabilidade) e da característica da superfície, a discrepância ocorrida se deve a situação meteorológica dos dois dias estudados. Claramente, existiu uma forte dependência na modificação da estratificação na CLS entre os níveis de 1,5 e 5,2 m, principalmente que a atmosfera estava variando de condições de neutro-estável (dia 05) e instável-estável (dia 04). Os resultados obtidos neste trabalho têm implicações importantes para investigações futuras envolvendo o escoamento dentro da CLS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- PEREIRA, A.R. **Introdução à Micrometeorologia**. Editora ESALQ-Piracicaba, São Paulo, 1-72p, 2000.
- SORBJAN, Z. **Comments on "A Convective Transport Theory for Surface Fluxes"**. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. **54**, 576-578p, 1997.
- STULL, R. B.. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**, Kluwer Academic, Norwell, Mass., 666 p., 1988.
- SUN, W. Y. and BOSILOVICH, M.G. **Planetary Boundary Layer and Surface Layer Sensitive to Land Surface Parameters**. *Boundary Layer Meteorology*. v. **77**, 353-378p, 1996.