NÚMERO DE DEACON PARA PERFIS DE VENTO E TEMPERATURA ACIMA DA COPA DA FLORESTA AMAZÔNICA

Vicente Silva Filho Yelisetty Viswanadham Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE/MCT C.P. 515 - 12201 - São José dos Campos, SP, Brasil

COROD ERESTING RESUMO DE LO DE LE COLLEGE LE COLLE COLLEGE LE COLLE COLLE LE COLLE COLLEGE LE COLLE COLLE

Os efeitos causados pelo aquecimento (ou resfriamento) da camada limite superficial na estrutura dos perfis médios de vento, temperatura e umidade, são importantes na baixa atmosfera. Em comparação com as condições adiabáticas, o aquecimento da camada limite superficial produz dois efeitos interrelacionados: (i) mudança na curvatura do perfil e (ii) mudança na inclinação média do perfil (gradiente do vento ou cisalhamento). A fórmula mais simples que ilustra convenientemente estes dois efeitos, foi proposta por Deacon (1949). O número de Deacon é um parâmetro que expressa a curvatura vertical dos perfis na camada limite atmosférica. O conjunto de dados usados para obter esse número, para perfis de vento e de temperatura (B), foi obtido a partir do experimento micrometeorológico da Amazônia. Os parâmetros Bu para vento e β_{θ} para temperatura são avaliados em diferentes condições de estabilidade da atmosfera. Vários aspectos da baixa camada limite atmosférica acima da floresta, são apresentados. Os intervalos de valores encontrados para $\beta_{\rm u}$ e β_{θ} foram respectivamente de 1,88 a 0,22 e 1,77 a 0,02.

Recentemente, muitas pesquisas tem sido feitas em processos de troca turbulenta na camada limite atmosférica acima de superfícies planas, horizontais e homogêneas com pequena rugosidade. Estudos teóricos e experimentais sobre turbulência foram realizados por Monin e Yaglom (1977), Viswanadham (1982). Estudos micrometeorológicos acima de florestas são mais trabalhosos do que sobre gramíneas ou culturas de porte baixo. Além disso, a interação floresta atmosfera gera uma produção mais intensa de turbulência dinâmica e térmica no espaço acima da copa. Desta forma, informações detalhadas a respeito dos processos turbulentos acima e dentro de florestas são de grande valor para se entender e modelar, com precisão, as trocas de massa e energia entre a vegetação e a atmosfera.

Através das relações entre os números de DEACON (Deacon, 1949), para perfis de vento e temperatura sobre várias condições de estabilidade, tenta-se definir sua variação com o número de Richardson e, baseado nesta variação, a razão entre os coeficientes de difusão turbulenta. A vantagem do uso do número de Deacon para este tipo de análise está no fato de que ele independe de uma relação assumida entre os fluxos verticais de calor e momentum e não introduz, a priori, considerações a respeito dos coeficientes de difusão turbulenta. Os dados usados para estes cálculos foram obtidos da campanha de 15 de março a 5 de maio de 1984 no experimento micrometeorológico da Amazônia.

RELAÇÕES TEÓRICAS

Na análise da estrutura do vento nas camadas mais baixas da atmosfera, é vantajoso considerar o ar como parte da camada limite turbulenta totalmente desenvolvida, onde a força de coriolis e as variações do gradiente de pressão na direção do vento médio, são despreziveis. Próximo à uma superfície plana e rígida, considera-se o movimento médio, bi-dimensional e estacionário: z=0 (onde z é a altura). Supondo que u é função apenas de z, o objetivo é determinar o perfil de velocidade u(z) em condições de turbulência totalmente desenvolvida. A razão adimensional do vento u/u* pode ser expressa como:

 $u/u^* = f(Re, Ri, z_0)$. The problem is the set of th

onde u* é a velocidade de fricção, Re é o número de Reynolds, Ri é o número de Richardson e z_0 é o parâmetro de rugosidade da superfície em questão. Se o movimento é turbulento a influência da viscosidade é desprezível e Re não é considerado. Se as observações são sempre feitas sobre uma mesma superfície, zo pode ser considerado constante. Desta forma, u/u* passa a ser função apenas de Ri, o qual, neste caso, exerce a mesma função de Re para escoamentos homogêneos do ar. Se o gradiente de temperatura é superadiabático, Ri < 0; nas inversões, Ri > 0; e em condições adiabáticas, Ri = 0.

Deacon (1949) concluiu que o cisalhamento vertical do vento, na camada superficial diabática, poderia ser representado pela função na forma: $du/dz = az^{-\beta}$ (2)

(2) de valores encontrados para ba e la fo com β > 1 para Ri < 0 (condições de instabilidade), β = 1 para Ri = 0 (condições neutras) e β > 1 para Ri > 0 (condições de estabilidade). O termo "a" é dado por $u^*/k(z_0)^{1-\beta}$ onde k é a constante de von Karman. O parâmetro numérico ß é agora chamado de número de Deacon.

O número de Richardson (Ri), é dado pela combinação de dois gradientes, $Ri = (g/\overline{\theta}) \theta'/u'^2$, (3)

onde g é a aceleração da gravidade (9.80m/s²) e $\overline{\theta}$ é a temperatura potencial média do ar na camada considerada.

O teste das teorias da estrutura dos perfis é mais conclusivo se baseado nas derivadas de segunda ordem ou nas características da curvatura dos perfis. Sabe-se que a mudança na curvatura do perfil e a mudança na variação média do perfil (gradiente do vento ou cisalhamento) são devidos ao aquecimento através da interface que separa os dois meios. A forma matemática mais simples que expressa a curvatura vertical é o parâmetro f que pode ser conseguido através da diferenciação da Eq. (2) se 6' for suficientemente pequeno para ser desprezado (Lettau, 1956). O número de Deacon para o perfil de vento ($\beta_{\rm u}$) é

 $\beta_u = -\Im \log u'/\Im \log z = -(z+z_0) u''/u', \qquad (4)$

uma relação semelhante à Eq. (2) pode ser definida para o gradiente vertical de temperatura, expresso em termos do número de Deacon para o perfil de temperatura (β_{θ}) :

(1)

A curvatura dos perfis de vento observada na camada diabática superficial não é independente da altura (i.e, .β'.≠0). Isto restringe a aplicabilidade da lei de potência de Deacon que pode ser classificada como uma fórmula de interpolação (Viswanadham, 1982). Dois casos especiais de interesse ocorrem, quando os números de Deacon são iguais à unidade ou a zero. O primeiro caso indica um perfil estritamente logaritmico, o segundo indica um perfil estritamente linear (como função da altura).

Em contraste com β = constante, $\beta_u \in \beta_{\theta}$ nas Eq. (4) e (5) são funções não específicas da altura. De qualquer forma, a respeito da dependência com z e Ri, esta segue diretamente das $\beta_{\mu} = \beta_{\mu}$ Equações de (3) a (5):

 $\partial \log Ri / \partial \log z = (z+z_0) (Ri') / Ri = 2\beta_u - \beta_\theta$ (6)

vários casos especiais da Eq. (6) são de interesse. Dela pode-se notar que Ri é:

1) estritamente linear com z quando

- 1) estritamente linear com z quando $2\beta_{u} \beta_{\theta} = 1$ (7a) 2) independente da altura quando $2\beta_{u} = \beta_{\theta}$ (7b)

3) inversamente proporcional ao cisalhamento do vento quando

elob zo $\beta_u = \beta_{\theta}$ -szaup appendition merse stat (zistneme (7c)) O caso (7c) envolve a consideração da similaridade que é especialmente importante e frequentemente usada em

micrometeorologia. Com base nas considerações precedentes, é possível obter a curva teórica de β -Ri e a curva experimental. Viswanadham (1982) sugeriu que o modelo empírico de Büsinger et alii (1971) é bom. Considerou-se este modelo para obter a curva teórica β-Ri

e compará-la com a experimental.

SITIO EXPERIMENTAL E DADOS UTILIZADOS

O sitio experimental (lat. 2°57'S; long. 59°57'W) esta localizado na reserva florestal Ducke, à 25km da cidade de Manaus - AM. A temperatura na região pouco varia ao longo do ano, sendo esta variação de 1 a 2ºC; ao longo do dia a amplitude térmica é de 15°C (Marques et alii, 1980). Apesar do conteúdo de vapor d'água no ar ser elevado durante todo o ano, o regime de chuvas caracteriza dois períodos distintos, um seco e outro úmido que ocorrem em setembro, com uma média de ll0mm, e em março, com uma média de 280mm. A média anual da precipitação é de 2.300mm (Marques et alii, 1980).

A altura média da copa das árvores na reserva Ducke é de 35m e para obtenção dos dados, foi erguida uma torre com 45m de altura. Os dados de temperatura e velocidade do vento, foram coletados em quatro níveis imediatamente acima do dossel a saber: 35,7; 39,3; 41,0 e 44,7 metros acima do solo. Nas medidas de

temperatura utilizou-se psicrômetros aspirados e termômetros de cristal de quartzo (Gash e Stewart, 1975), em um sistema similar ao descrito por McNeil e Shuttleworth (1975). As medidas de velocidade do vento foram feitas com anemômetros de concha, de alta sensibilidade, modelo Casella, com sensor de célula fotoelétrica. Os dados foram coletados a cada vinte minutos e armazenados em disquetes com auxílio do sistema computacional.

RESULTADOS

Procede-se à uma análise dos perfis de vento e temperatura em camadas superficiais diabáticas acima das copas das árvores. Cada perfil, produzindo um ou mais pares de valores de β -Ri, é associado a três parâmetros desconhecidos: parâmetro de rugosidade (z_0), tensão de cisalhamento (τ_0) e desvio do plano zero (d) incluindo seus erros estatísticos. Os parâmetros (d) e (z_0) foram obtidos usando-se o método de Robinson (1962) a partir dos perfis quasi-neutros. Os valores de (z_0) e (d) correspondem a 3m e 28m respectivamente.

O critério adotado para a seleção dos perfis foi o seguinte: Usando-se os dois níveis mais baixos (35,7 e 39,3m) e os dois mais elevados (41,0 e 44,7m), calculou-se dois valores do número de Richardson (Ri₁ e Ri₂) (Eq. 3). Estes valores determinaram a estabilidade de cada uma das duas camadas para cada perfil. Um perfil era considerado instável quando os dois valores de Ri eram menores que -0,001 (os perfis com valores de Ri menores que -50,0 foram descartados por possuirem erros instrumentais). Para serem considerados quase-neutros, os dois valores de Ri dos perfis, deveriam estar entre -0,03 e 0,03. Quando os valores de Ri estavam entre 0,001 e 0,40, estes perfis eram considerados estáveis. A média de cada dois valores de Ri (Ri=(Ri1+Ri2)/2) determinou a estabilidade do perfil. Perfis com valores de Ri1 e Ri2 fora destes intervalos ou com valores de Ri1e Ri2 em intervalos diferentes foram descartados. Para os perfis selecionados, usando-se o método das diferenças finitas, foram obtidos os gradientes verticais da velocidade do vento e temperatura das duas camadas. Estes foram usados para o cálculo das derivadas segundas visando, conjuntamente com zo e d, obter-se ßu e ße respectivamente. Os valores de Ri combinados com os de $\beta(\beta_u \in \beta_\theta)$ foram lançados na Figura l como resultados experimentais. Curvas teóricas Ri-Bu e Ri-Be do modelo de Büsinger et alii (1971), também são mostradas. Para detalhes sobre as curvas teóricas ver Viswanadham (1982).

Os dados experimentais da Fig. l ficaram concentrados entre os valores de $-0,10 \ e \ +0,10$ de Ri. Nos estudos anteriores relativos à camada superficial, Ri não foi considerado como um parâmetro local (i.é., um valor médio para toda a camada superficial) e as características da curvatura dos perfis foram discutidas apenas em termos de variações temporais da estabilidade térmica da camada (Viswanadham, 1979). Na realidade, como foi visto na análise das medidas dos perfis, as variações verticais dos valores $\beta_{\rm u}$ e $\beta_{\rm \theta}$ são grandes e frequentemente irregulares (Fig. 1). Estas variações apresentam valores próximos à unidade, para condições neutras, e tornam-se maiores que a unidade em condições de pequena instabilidade. Existe um decréscimo sistemático e constante, destes valores, associados a fortes condições de inversão. Ao contrário de zero, como seria esperado para perfis selecionados em condições estáveis, os valores mínimos encontrados para $\beta_{\rm u}$ e $\beta_{\rm \theta}$ foram 0,22 e 0,02 respectivamente. O intervalo de valores observado para $\beta_{\rm u}$ foi de 1,88 a 0,22 e para $\beta_{\rm \theta}$ de 1,73 a 0,02.

A Eq. (6) mostra a variação logaritmica do número de Richardson, com a altura, na camada limite. Esta variação vertical de Ri passa a ser constante se os valores individuais dos betas são conhecidos, ou se uma relação especial entre eles é assumida. Se os perfis são similares, i.e., se $\beta_u = \beta_{\theta}$ (Eq. 7c) a variação exata de Ri depende do valor específico do B. Por exemplo, se $\beta_{11} = \beta_{\beta} = 1$, Ri varia linearmente com a altura (Eq. 7a). Alguns casos especiais da Eq. (6) para o conjunto de dados da copa, na floresta Amazônica, são mostrados na Tabela I. Alí existem sete casos para $2\beta_{U} \cong \beta_{\theta}$ e nove casos para $\beta_{U} \cong \beta_{\theta}$. Não foi encontrado um único caso onde $2\beta_u - \beta_{\theta} = 1$. Isto mostra claramente que Ri não é estritamente linear com a altura acima da copa, na floresta Amazônica. Como os casos das Eqs. (7b) e (7c) foram observados, podemos concluir que existe a possibilidade de ter-se similaridade dos perfis acima do dossel. Foram encontradas tendências para $\beta = 1$, o que mostra que o gradiente vertical de temperatura é inversamente proporcional à altura. Considerando nula a divergência do fluxo de calor, o coeficiente de difusividade turbulenta aumenta linearmente com a altura. O valor unitário de β_{θ} , entretanto, não implica necessariamente em uma estratificação adiabática. Tais condições são também observadas no conjunto de dados coletados acima da floresta Amazônica (Tab. I), perfil de 12 de abril de 1984.

Os fluxos de calor de momentum, invariantes com a altura podem ser mantidos por condutividade e viscosidade molecular, mas estes dois coeficientes físicos, são quase-constantes e, portanto, requerem perfis lineares do vento e de temperatura para condições da camada superficial. Um perfil linear tem curvatura zero e, de acordo com a definição, $\beta_{11}=\beta_{11}=0$.

Os valores distribuidos na Tabela I podem ser considerados típicos das condições atuais na metade inferior da camada limite no dossel para condições quase-diabáticas e diabáticas. Para problemas de medidas micrometeorológicas, é importante entender que a fórmula log-linear é meramente uma forma assintótica de representação do perfil mais geral do vento (ou de temperatura) para toda a camada limite atmosférica. Mesmo em condições estritamente neutras, o valor de β_U pode ser 0,9 ou menos, ao invés da unidade, nos níveis mais próximos das copas (Fig. 1). A Tabela I não possui valores negativos para β_{θ} . O mínimo valor de β_{θ} está, sem dúvida, no lado numérico negativo. Matematicamente, a mudança no sinal de β_{θ} com a altura indica um ponto de inflexão no perfil de $\theta(z)$.

Os autores agradècem a colaboração dos Drs. Janes Smutileworth, Christopher J. Moore, John M.C. Gash, John Roberts e do Sr. Colin R. Llevd, do Institute of Hydrology de Waillingford

A tores conditioned a TABELA I according to the second according to the second

ALGUNS	CASOS	ESI	PECIAIS	DA	EQ.	(6)	OBSERVADOS	PARA
	Q 0 0050	A FLORESTA				ONTCA	nos encont	idim a

Nº DE SÉRIE	DATA	HORA	RI	βu	βθ
1 2 2	4/4/84	17:20	0,069	0,951	0,873**
2	4/4/84	19:40	0,043	0,940	0,835*
3	5/4/84	14:00	-0,019	1,381	0,669*
4	5/4/84	16:00	-0,012	1,294	0,619*
5	5/4/84	17:20	0,070	1,012	1,200**
6	6/4/84	1:20	0,034	0,374	0,312**
7	12/4/84	16:40	0,071	0,912	0,095**
8.	12/4/84	18:40	0,099	0,507	0,633**
9	13/4/84	3:00	0,084	0,490	0,279*
10	13/4/84	5:00	0,077	0,590	0,331*
11	14/4/84	4:20	0,062	0,895	0,465*
12	14/4/84	5:20	0,062	0,761	0,387*
13	15/4/84	15:20	0,004	1,270	1,337**
14	30/4/84	19:20	0,059	0,971	0,536*
15	30/4/84	21:20	0,021	0,512	0,517**
16	3.0/4/84	23:00	0,020	0,490	0,493**

Nota: * $2\beta_{u} \cong \beta_{\theta}$ e ** $\beta_{u} \cong \beta_{\theta}$.

CONCLUSÕES

Apresenta-se a teoria dos gradientes do vento e da temperatura nas camadas diabáticas acima das copas das árvores na floresta Amazônica. As relações β -Ri são muito úteis para estudos da teoria de similaridade em camadas sobre florestas. O procedimento apresentado, chama a atenção para medidas precisas das diferenças nos perfis de vento e temperatura. Existe sempre o perigo de alguns resultados, que por não revelarem uma plotagem satisfatória, tenham sido descartados presumivelmente devido a erros instrumentais. Estes erros instrumentais são associados a variação estatística normal da atmosfera. Por outro lado, podemos ver que as curvas teóricas β -Ri de Büsinger et alii (1971) comparam-se bem com os pontos dos dados experimentais na Figura 1.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a colaboração dos Drs. James Shuttleworth, Christopher J. Moore, John H.C. Gash, John Roberts e do Sr. Colin R. Lloyd, do Institute of Hydrology de Wallingford. Reino Unido, que formaram a equipe britânica co-realizadora do Experimento Micrometeorológico na Amazônia. São gratos igualmente aos Drs. Luiz Carlos Baldicero Molion, Carlos Afonso Nobre, Leonardo Deane de Abreu Sã e ao Sr. Antonio Ocimar Manzi do Instituto de Pesquisas Espaciais; aos Srs. Ari de Oliveira Marques Filho, Gilberto Fernando Fisch, Maria Nazaré Góes Ribeiro e Mauro Januário do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, ao Sr. José Carvalho de Moraes da Universidade Federal do Pará; ao Sr. Osvaldo M.R. Cabral da Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias (EMBRAPA); ao Dr. Sukaran R. Patel da Universidade Federal da Paraíba, e ao Sr. Leandro Ferreira de Aguiar da Fundação Universidade do Amazonas, os quais integraram a parte brasileira do mencionado experimento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS DE LO DE

- ARYA, S.P.S.; SUNDARAJAN, A. 1974. An assessment of proposed similarity theories for the atmospheric boundary layer. Bound.-Layer Meteorol., 10, 149-166.
- BÜSINGER, J.A.; WYNGAARD, J.C., IZUMI, Y.; BRADLEY, E.F., 1971. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. J. Atmos. Sci., 28, 181-189.
- BÜSINGER, A.J., 1973. Turbulent transfer in the atmospheric surface layer. In Workshop on Micrometeorology (ed. by D.A. Haugen), American Meteorological Society, Boston, Mass., 67-100.
- DEACON, E.L., 1949. Vertical diffusion in the lowest layers of the atmosphere. Quart. J. Roy. Met. Soc., 75, 89-103.
- DEACON, E.L., 1953. Vertical profiles of mean wind in the surface layer of the atmosphere. Geophys. Memoirs, Nº 91. London: Air Ministry, Meteorol. Office.
- GASH, J.H.C.; STEWART, J.B., 1975. The average surface resistance of a pine forest derived from Bowen ratio measurements. Bound.-Layer Meteorol., 8, 453-464.
- LETTAU, B., 1973. Eddy diffusion coefficients in the stable atmospheric surface layer. Tellus, 25, 374-380.
- LETTAU, H.H., 1956. Note on the structure of the atmospheric surface layer. J. Meteorol. 13, 507-509.
- MARQUES, J.; SALATI, E.; SANTOS, J.M., 1980. A divergência do campo do fluxo de vapor d'água e as chuvas na região Amazônica. Acta Amazonica. 10(1), 133-140.
- MCNEIL, D.D.; SHUTTLEWORTH, W.J., 1975. Comparative measurements of the energy fluxes over a pine forest. Bound.-Layer Meteorol., 9, 297-313.

- MONIN, A.S.; YAGLOM, A.M., 1977. Statistical fluid mechanics, Vol. 1. The MIT Press, 769 pp.
- PRIESTLEY, C.H.B., 1954. Convection from a large horizontal surface. Austr. J. Phys., 7, 176-201.
- PRIESTLEY, C.H.B., 1955. Free and forced convection in the atmosphere near the ground. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 81, 139-143.
- ROBINSON, S.M., 1962. Computing wind profile parameters. J. Atmos. Sci., 19, 189-190.
- VISWANADHAM, Y., 1979. Relation of Richardson number to the curvature of the wind profile. Bound.-Layer Meteorol., 17, 537-544.
- VISWANADHAM, Y., 1982. Examination of the empirical flux-profile models in the atmospheric surface boundary layer. Bound.-Layer Meteorol., 22, 61-77.

BÜSINGER, A.J., 1973. Turbulent transfer in the atmospheric surface layer. In Workshop on Micrometeorology (ed. by 0.1 Haugon), American Meteorological Society, Boston, Mass., 67-100.



Fig. l - Relações observacionais entre os números de Deacon e Richardson a partir de perfis micrometeorológicos medidos sobre a floresta Amazônica. Os desvios padrão dos valores médios são indicados pelas linhas verticais. Os números nas linhas verticais referem-se ao número de perfis usados nos cálculos. As curvas teóricas: (a) para $\beta_{\rm U}$ -Ri e (b) para $\beta_{\rm 0}$ -Ri, estão de acordo com o modelo empírico de Büsinger (1971).