

RESUMO

Uma análise sobre a vinculação entre os fluxos de vapor d'água e de calor sensível com os correspondentes gradientes de umidade específica e temperatura, observados acima da floresta, é desenvolvida para as condições de instabilidade atmosférica, estas parametrizadas por meio do comprimento de estabilidade de Monin-Obukhov, L ; as relações entre fluxos e gradientes são explicitadas através das funções adimensionais, ϕ_V e ϕ_T , que têm como variável independente comum, a razão adimensional associada à altura de observação acima do plano referencial, $(z-d)/L$. As integrais dessas funções, apropriadas aos estudos que tratam com estimativas de evaporação de floresta são também desenvolvidas. As informações utilizadas neste trabalho foram obtidas em campanhas intensivas do "Experimento Micrometeorológico na Região Amazônica", realizadas nos meses de setembro-outubro de 1983 e julho-agosto de 1984, na Reserva Florestal Ducke, Manaus-AM.

INTRODUÇÃO

Estimativas de evaporação de floresta na região Amazônica, por procedimentos indiretos - formulações que requeiram medidas de gradientes de temperatura, velocidade do vento e umidade específica do ar, ou mesmo, equações que recebam suporte apenas de parâmetros meteorológicos medidos na camada limite superficial - representam a alternativa mais importante para a obtenção de informações sobre esse componente do ciclo hidrológico, frente às dificuldades de caráter instrumental que são encontradas para a sua observação direta em largos períodos de tempo.

Medidas direta da liberação de vapor d'água para a atmosfera através do processo de evapotranspiração de floresta, foram realizadas no Experimento Micrometeorológico na Região Amazônica - Reserva Florestal Ducke, em campanhas sucessivas de curta duração, nos anos de 1983 e 1984. Aproveitando os períodos que apresentavam dados simultâneos de fluxos e gradientes, Marques Filho & Ribeiro (1986) desenvolveram um primeiro estudo sobre as funções adimensionais de estabilidade para o fluxo de momentum, conjuntamente com

(*) Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - INPA, Manaus - AM.

a determinação dos parâmetros característicos da rugosidade da vegetação.

Uma condensação ampla de resultados sobre as relações fluxos e gradientes (momentum - calor sensível - calor latente) foi apresentada na revisão de Yaglom (1976), com inclusão de uma discussão dos aspectos teóricos e limitações experimentais a eles vinculados. Desses estudos, as funções adimensionais estabelecidas por Dyer (1967) e Dyer & Hicks (1970), em situações de instabilidade atmosférica, aparentam ser as mais apropriadas e aceitas na determinação dos fluxos a partir do conhecimento dos respectivos gradientes, observados na atmosfera.

Como objetivos do presente trabalho, têm-se o estabelecimento das funções adimensionais de estabilidade para os fluxos de vapor d'água e de calor sensível em condições de instabilidade atmosférica, e uma comparação desses resultados com as funções obtidas para outras superfícies naturais em diferentes locais. A implicação das diferenças entre essas funções para os estudos de evaporação é também analisada.

MATERIAL E MÉTODOS

O conjunto de medidas simultâneas de fluxos e gradientes de temperatura, umidade específica e velocidade do vento, foi formado nas campanhas intensivas de agosto-setembro de 1983 e julho-agosto de 1984, realizadas na Reserva Florestal Ducke, Manaus-AM. Os aspectos gerais dessas atividades foram descritos por Shuttleworth *et al.* (1984 a, b).

Na torre meteorológica instalada no interior da floresta e sobressaindo aproximadamente 15 m acima das copas das árvores, medidas de velocidade do vento foram obtidas através de anemômetros de conchas, fixados nas extremidades de tubos metálicos, que os mantêm afastados 3,5 m das laterais da torre, em seis diferentes níveis (35,5m; 37,52m; 39,33m; 41,04m; 42,82m; e 44,66m); medidas de temperatura de bulbo seco e de bulbo úmido foram efetuadas em quatro níveis diferentes (35,69m; 39,33m; 40,94m; e 44,65m), que, primariamente, permitem a composição de gradientes de temperatura e de umidade específica para duas camadas de ar acima da vegetação; os erros sistemáticos de medidas nessas camadas são eliminados por meio do sistema de intercâmbio de posições (McNeil & Shuttleworth, 1975). Os sensores de temperatura são termômetros de cristal de quartzo. A aquisição e armazenamento das informações é realizada por um sistema de microcomputação, que interroga os sensores, controla o intercâmbio de posições dos termômetros, e processa os valores médios de velocidade do vento, temperatura e umidade específica do ar em intervalos de 20 minutos.

As medidas dos fluxos de calor sensível, calor latente e de momentum, foram efetuadas através do Hydra, sistema composto pelos seguintes sensores: um anemômetro sônico vertical, um higrômetro, um termômetro constituído por termo-par, e dois anemômetros de hélice; esses sensores estão acoplados a um microprocessador que executa o cálculo dos fluxos e de outras grandezas características da turbulência atmosférica, conforme descrição apresentada por Shuttleworth *et al.* (1984a).

Os conjuntos de dados relativos aos intervalos de 20 minutos, que se enquadram num

mesmo horário, foram aglutinados num único conjunto, este contendo as médias horárias das medidas originais. As medidas de temperatura e umidade específica do ar, velocidade do vento e radiação solar, entre outras, se enquadram nesse caso, enquanto que as medidas dos fluxos representam originalmente médias horárias.

De acordo com a teoria de similaridade para uma camada de fluxo constante (Monin & Yaglom, 1977), os gradientes adimensionais de momentum, temperatura e vapor d'água, podem ser expressos como

$$\frac{\partial S}{\partial z} = \frac{S_*}{k(z-d)} \phi_S \quad \text{para } z > h \quad (1)$$

em que S pode representar a velocidade do vento u , temperatura potencial, umidade específica, e quaisquer outras quantidades, tais como matéria particulada na altura z . S_* representa qualquer um destes parâmetros de escala.

A partir dessa forma generalizada, podem ser estabelecidas equações para os principais fluxos que ocorram como resultado da interação entre superfícies naturais e a atmosfera. Particularmente, os fluxos de vapor d'água e de calor sensível podem então ser relacionados aos seus gradientes por meio das equações,

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{-H/(\rho c_p u_*^*)}{k(z-d)} \phi_T \quad (2)$$

e,

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{-E/(\rho u_*^*)}{k(z-d)} \phi_V \quad (3)$$

Nas equações acima, os símbolos têm os seguintes significados:

- k → constante de von Kármán (0,4) adimensional;
- z → altura de observação (m);
- d → altura de deslocamento do plano de referência (m);
- ϕ_S → função adimensional de estabilidade para o elemento S ;
- θ → temperatura potencial ($^{\circ}\text{K}$);
- H → fluxo de calor sensível (Watt/m^2);
- ρ → densidade do ar (kg/m^3);
- c_p → calor específico do ar a pressão constante ($\text{Joule}/(\text{kg}^{\circ}\text{K})$);
- u_*^* → velocidade de fricção (m/s);
- ϕ_T → função adimensional de estabilidade para o fluxo de calor;
- q → umidade específica do ar;
- E → fluxo de vapor d'água ($\text{kg}/(\text{m}^2\text{s})$);
- ϕ_V → função adimensional de estabilidade para o fluxo de vapor d'água.

As funções adimensionais têm o papel de corrigir os desvios nas relações apresentadas decorrentes das diferentes condições de estabilidade atmosférica durante as observações; em condições de neutralidade atmosférica, $\partial\theta/\partial z \approx 0$, essas funções assumem o valor unitário, e as equações fluxos-gradientes podem ser integradas, produzindo-se então nesse caso, os conhecidos perfis logarítmicos.

Em outras condições (estabilidade e instabilidade atmosférica) a integração das equações 2 e 3 depende do estabelecimento prévio das relações entre as funções adimensionais e as condições atmosféricas, estas parametrizadas de alguma forma. Monin & Obukhov propuseram como parâmetro adequado a essa finalidade, o seu comprimento de estabilidade L , que resultou de uma análise dimensional, na qual a hipótese básica assumida consistiu em que para turbulência completamente desenvolvida, os gradientes verticais de alguma propriedade seriam determinados pelas seguintes grandezas: fluxo de momentum; fluxo de calor sensível; fluxo da propriedade envolvida; parâmetro característico da flutuabilidade, g/T ; e da coordenada vertical, tomada acima do plano de referência, $(z-d)$ (Calder, 1967). Isso é equivalente a pesquisa de relações $\phi_V = \phi_V\{(z-d)/L\}$ e $\phi_T = \phi_T\{(z-d)/L\}$ nas quais L é dado pela seguinte expressão:

$$L = - \frac{u_*^3 \frac{c_p \rho T}{kg(H+0,61ETc_p)}}{\quad} \quad (4)$$

onde, as grandezas ainda não definidas têm os seguintes significados: T temperatura a uma dada altura de referência ($^{\circ}K$); e g representa a aceleração da gravidade em m/s^2 ; no comprimento de estabilidade L , a inclusão da correção relacionado com o fluxo de vapor d'água ($0,61ETc_p$) foi posterior ao trabalho original de Monin-Obukhov.

As variações das funções adimensionais com relação às condições de instabilidade atmosférica, têm sido amiudemente estabelecidas segundo a equação,

$$\phi_{V,T} = \{1 - \alpha(z-d)/L\}^{-\beta} \quad (5)$$

na qual, α e β são parâmetros que devem ser estimados a partir de dados experimentais. Observações simultâneas em vários níveis de temperatura e umidade do ar, permitem a determinação, através das diferenças finitas, dos gradientes dessas grandezas, que em conjunto com as medidas diretas dos fluxos de vapor d'água, calor sensível e momentum, completam o quadro de informações necessárias para o cálculo dos valores experimentais das funções adimensionais, segundo as equações 2 e 3, e os correspondentes valores da razão $(z-d)/L$.

O ajuste desses dados experimentais segundo a forma da equação 5, com a consequente determinação dos parâmetros que a descrevem, pode ter como critério "a minimização da soma dos quadrados das diferenças entre valores observados e calculados" expressa pela seguinte função objetiva, ZT :

$$ZT = \sum_{i=1}^N \{ \phi_{oi} - \phi_c \}^2 \quad (6)$$

A conformação dessa função pode revelar para quais valores de α e β ela assume um mínimo, procedimento de análise bem mais simplificado se comparado aos métodos iterativos que necessitam usualmente o desenvolvimento de algumas das derivadas da função objetiva. A pesquisa dos valores ótimos dos parâmetros no presente trabalho foi efetuada por meio da inspeção da conformação de ZT .

RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO

Os principais dados utilizados nesta análise estão aglutinados na Tabela 1, e são constituídos por valores médios horários das seguintes grandezas: perfil de temperatura potencial (quatro níveis de observação no sistema de intercâmbio de posições) e umidade específica do ar; fluxo de energia equivalente à evaporação, LE; fluxo de calor sensível, H; velocidade de fricção, u_{*} (esta coluna mostra perfis que apresentam a melhor concordância entre valores de u_{*} medidos pelo Hydra e os valores implícitos nas porções inferiores dos perfis de velocidade do vento, numa tolerância para discrepâncias próximas ao próprio erro de medida fornecido pelo Hydra, 33%); a última coluna apresenta o valor calculado para o comprimento de estabilidade de Monin-Obukhov, segundo a equação 4, em cada período horário.

Nesta tabela podem ser observadas as dificuldades para a obtenção dos perfis de temperatura e dos perfis de umidade específica do ar. Esta última grandeza apresenta uma dependência muito grande com relação ao bom funcionamento dos termômetros de bulbo úmido, fator que determina a perda de grande quantidade de informação; a eliminação dos erros sistemáticos nas medidas dos termômetros, que compõem cada par do sistema de intercâmbio de posição, favorece a obtenção de valores de temperatura com um alto grau de confiabilidade; como consequência, os gradientes observados na camada de ar associada a cada par de termômetros apresentam uma alta precisão, mas a combinação de termômetros de pares diferentes para a definição de novas camadas de ar com seus respectivos gradientes, leva a uma perda substancial na qualidade das informações. Esse aspecto é bem aparente nos perfis de umidade específica do ar. O evento favorável em que dois termômetros funcionem adequadamente, fornecendo a diferença de temperatura sem erro instrumental para uma dada camada de ar, é bem mais provável do que o evento no qual quatro termômetros (com a complicação adicional dos bulbos úmidos) devem funcionar perfeitamente para que a correspondente diferença de umidade específica do ar seja obtida.

Os critérios adotados para a rejeição de dados são, em linhas gerais, semelhantes aqueles utilizados por Marques Filho & Ribeiro (1986), e cuja descrição resumida pode ser apresentada nas seguintes proposições:

- Valor médio da velocidade do vento medida ao nível do Hydra (48,4) menor do que 1 m/s;
- Horários com excessiva variação nas condições meteorológicas locais (radiação, cobertura de nuvens, etc);
- Discrepâncias entre os valores da velocidade de fricção medida pelo Hydra e u_{*} determinado a partir das características dos perfis de velocidade do vento, superiores ao erro instrumental;
- Como regra geral, os gradientes de temperatura e umidade específica, correspondentes ao par inferior do sistema de intercâmbio (35, 65-39,35) foram rejeitados; essa rejeição se apoia em análises anteriores dos perfis de velocidade do vento, que evidenciaram uma disposição dos instrumentos entre as copas das árvores na altura de 35,65m. No estudo sobre os parâmetros de rugosidade da vegetação esse ponto de medida tinha sido

também desprezado.

Com os elementos da Tabela 1, os valores horários adequados da densidade do ar ρ e do calor específico a pressão constante c_p , e uma estimativa do deslocamento do plano de referência, d , as equações 2 e 3 fornecem valores experimentais para as funções adimensionais. Objetivando descrevê-las através de uma parametrização das condições atmosféricas, o valor experimental da variável independente é calculado simplesmente como a razão adimensional, $(z-d)/L$.

Uma ilustração dos pontos experimentais assim estabelecidos, é apresentada na Figura 1, para a função adimensional relativa ao fluxo de calor sensível. A Figura 2 está relacionada com a distribuição dos pontos determinados para a função adimensional relacionada com o fluxo de vapor d'água. Pelas dificuldades expostas anteriormente para a medida da umidade específica, a maior densidade de pontos na Figura 1 seria um fato esperado. A relativa compacidade dessa distribuição permite uma segura determinação da relação $\phi_T = \phi_T \{(z-d)/L\}$; esses aspectos favoráveis não se reproduzem na distribuição dos pontos experimentais da função adimensional para o fluxo de vapor d'água ϕ_V .

O ajuste de cada uma dessas funções foi procedido por processamento em microcomputador da função objetiva estabelecida na equação 6, tendo como resultante estimativas dos parâmetros α e β , em conformidade com a equação 5. Os valores ótimos obtidos acarretam as seguintes relações para as duas funções:

$$\phi_T = \{1 - 47(z - d)/L\}^{-3/5} \quad (7)$$

e

$$\phi_V = 1 - 48(z - d)/L\}^{-1/2} \quad (8)$$

Estudos sobre a forma dessas funções para coberturas vegetais de pequeno e médio porte foram realizados por Dyer (1967) e Dyer & Hicks (1970); entre as conclusões desses trabalhos salienta-se a preconização da igualdade entre as funções adimensionais para os fluxos de calor sensível e de vapor d'água, nas suas variações decorrentes das diferentes condições de estabilidade atmosférica. Por outro lado, uma bem demarcada diferença entre essas duas funções quando comparadas à função adimensional para momentum também sobressai desses estudos.

Na Figura 3 estão reunidos os gráficos das diferentes funções obtidas com dados do experimento micrometeorológico da região Amazônica: as funções adimensionais para os fluxos de calor sensível e de vapor d'água, aqui estabelecidas, e a função adimensional para momentum, estabelecida anteriormente; a figura revela uma clara diferença entre a função adimensional para momentum em comparação com as outras duas. Estas últimas não apresentam entre si uma diferença tão destacada, e para a formação dessa diferença é razoável atribuir-se um peso considerável aos problemas de amostragem (quantidade dos pontos experimentais, limitações instrumentais, etc). De qualquer modo a hipótese de igualdade entre elas, pelos resultados ora apresentados, não pode ser descartada; antes, pelo contrário, uma quantidade maior de informação provavelmente venha a confirmá-la.

Nessa mesma figura os gráficos das funções ϕ_T e ϕ_V desenvolvidas por Dyer (1967)

apresentados. A comparação dessas funções com aquelas acima descritas e válidas para a região Amazônica, revela diferenças acentuadas, que se distribuem regularmente por todo o campo de valores da razão adimensional $(z-d)/L$, tanto para a função associada com o fluxo de calor sensível como para aquela relacionado com o fluxo de vapor d'água; isso indica que as condições específicas de cada experimento produzem funções adimensionais de estabilidade diferentes, como um reflexo do fato de que as condições ideais para as quais as funções seriam universais em realidade são difíceis de serem encontradas na natureza.

A partir do conhecimento das funções adimensionais ϕ_T e ϕ_V , as equações 2 e 3 tornam-se integráveis, e suas formas integradas têm uma grande aplicação para estimativas de taxas de evaporação; as informações adicionais reduzem-se às medidas das variáveis meteorológicas em dois níveis, ou até mesmo, em um nível apenas na camada limite superficial.

Seguindo o mesmo procedimento utilizado no estudo de Marques Filho & Ribeiro (1986) para a integração do perfil de velocidade do vento, assumindo agora que $x = [1-47(z-d)/L]^{1/5}$; $x_0 = [1-47z_0/L]^{1/5}$; $\Theta = \Theta_s$ (temperatura potencial na superfície) para $z=d+z_0$, e transformando a integral obtida para uma forma em que se tenha explicitado o perfil logarítmico generalizado, obtêm-se as seguintes expressões para o perfil de temperatura potencial,

$$\Theta - \Theta_s = \frac{-H/(\rho c_p u_*^*)}{k} \left[\text{Ln} \frac{z-d}{z_0} - \Psi_T \right] \quad (9)$$

na qual a função integral de estabilidade Ψ_T é descrita pela seguinte equação,

$$\begin{aligned} \Psi_T = & (1-R_3) \left\{ \text{Ln} \frac{x^2 - 2R_1x + 1}{x_0^2 - 2R_1x_0 + 1} + \frac{2R_1}{R_2} \left[\text{arctg} \frac{x-R_1}{R_2} - \text{arctg} \frac{x_0-R_1}{R_2} \right] \right\} + \\ & + (1-R_1) \left\{ \text{Ln} \frac{x^2 - 2R_3x + 1}{x_0^2 - 2R_3x_0 + 1} + \frac{2R_3}{R_4} \left[\text{arctg} \frac{x-R_3}{R_4} - \text{arctg} \frac{x_0-R_3}{R_4} \right] \right\} \end{aligned}$$

As constantes que aparecem nesta última equação têm sua origem no desmembramento do polinômio $(x^5 - 1)$, que surge após transformações necessárias ao desenvolvimento da integração da equação 2, em suas raízes imaginárias, de acordo com a formulação genérica, $\cos(j2\pi/5) + i \text{sen}(j2\pi/5)$, $j=0,1,2,3,4$. Os seus valores são os seguintes: $R_1 = \cos 72^\circ$; $R_2 = \text{sen} 72^\circ$; $R_3 = \cos 144^\circ$; $R_4 = \text{sen} 144^\circ$.

Analogamente, o perfil de umidade específica pode ser estabelecido com as seguintes considerações: $y = [1-48(z-d)/L]^{1/2}$; ainda $y_0 = [1-48z_0/L]^{1/2}$; $q = q_s$ para $z=d+z_0$, resultando a expressão, similar em sua forma àquela determinada por Paulson (1970),

$$q - q_s = \frac{-\{E/(\rho u_*^*)\}}{k} \left[\text{Ln} \frac{z-d}{z_0} - \Psi_V \right] \quad (10)$$

na qual, a função integral de estabilidade é descrita pela equação

$$\Psi_V = \text{Ln} \frac{y + 1}{y_0 + 1}$$

As funções adimensionais para os fluxos de momentum, de calor sensível e de calor sensível e de calor latente, foram determinadas tendo como variável independente a razão adimensional relacionada ao comprimento de estabilidade de Monin-Obukhov. O conhecimento desse parâmetro depende de medidas dos fluxos acima indicados. Um parâmetro alternativo que descreve as condições de estabilidade atmosférica e que depende apenas das medidas dos gradientes de velocidade do vento, de temperatura e de umidade específica, é o número de Richardson, Ri, dado pela equação

$$Ri = -(g/T) (\partial\theta/\partial z) / (\partial u / \partial z)^2 \quad (11)$$

É importante para estudos que tratam com estimativas de evaporação, o conhecimento da vinculação entre esses dois parâmetros Ri e $(z-d)/L$. Essa conexão pode ser estabelecida a partir das equações que descrevem os gradientes, podendo ser encontrada a seguinte equivalência,

$$Ri = \{ (z-d)/L \} (\phi_T / \phi_M^2) \quad (12)$$

A Figura 4 mostra a variação da razão entre a função ϕ_T e o quadrado da função ϕ_M com as condições de estabilidade atmosférica. A equação 12 permite a determinação da razão adimensional dada por $(z-d)/L$ por processo iterativo a partir das medidas dos gradientes das variáveis meteorológicas acima de uma cobertura vegetal.

As variações das funções integrais de estabilidade com relação às condições de instabilidade atmosférica, é mostrada na Figura 5. Procurando focar o aspecto qualitativo dessas variações, foram assumidos os seguintes valores para os parâmetros que caracterizam a rugosidade da vegetação: $d=30,7m$; $z_0=2,2m$, valores estimados no estudo de Marques Filho & Ribeiro (1986). A função integral de estabilidade associada aos resultados de Dyer & Hicks (1970) e estabelecida por Paulson (1970) também é mostrada nessa figura. A boa aproximação entre as funções determinadas para a região Amazônica Ψ_V e Ψ_T , é uma consequência da relativa semelhança das funções adimensionais que as originam. As largas diferenças entre qualquer uma dessas duas funções integrais comparada àquela função integral originária do estudo de Dyer & Hicks (1970) tem igualmente a mesma explicação.

CONCLUSÕES

As funções adimensionais de estabilidade para os fluxos de calor sensível e de vapor d'água foram estabelecidas em condições de instabilidade atmosférica na região Amazônica. Essas funções são adequadas para se fazer as correções aos valores dos fluxos inferidos a partir de medidas de gradientes das correspondentes grandezas meteorológicas, no intervalo de instabilidade $-2 < (z-d)/L < 0$.

Os resultados alcançados para as formas das funções adimensionais implicam em que não é mais possível, nas condições de instabilidade atmosférica, utilizar-se a simplificação $Ri=(z-d)/L$, tão útil nas aplicações práticas; isto decorre da desigualdade encontrada: $\phi_T \neq \phi_M^2$.

As funções integrais de estabilidade aqui desenvolvidas são apropriadas nos estudos relacionados com estimativas de evaporação de floresta, quando as informações disponíveis são limitadas e constituídas por medidas das variáveis meteorológicas num único nível de referência na camada limite superficial.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos pesquisadores britânicos W. J. Shuttleworth, J. H. C. Gash, C. R. Lloyd, C. J. Moore, J. M. Roberts do Institute of Hydrology - Wallingford, UK; e aos pesquisadores brasileiros L. C. B. Molion, L. D. A. Sá, J. C. Nobre, L. M. R. Cabral, S. R. Patel, J. C. Moraes, V. P. Silva Filho, G. F. Fisch, que viabilizaram a realização das campanhas intensivas do Experimento Micrometeorológico na Região Amazônica, nos anos de 1983 e 1984.

SUMMARY

Analysis about the relationship between sensible heat and water vapor fluxes and their respective gradients of temperature and specific humidity, observed above forest, is developed for atmospheric instability conditions, these parametrized by Monin-Obukhov's stability length, L . The relations flux-gradients are represented by dimensionless functions, which have how independent variable the ratio associated to the observation level above the referencial plan, $(z-d)/L$. The integrals of these function, appropriated to the forest evaporation studies, are also developed. The informations were collected during intensive work of "Amazonian Micrometeorological Experiment", in september-october 1983 and July-August 1984, in the Reserva Florestal Duque, Manaus/AM.

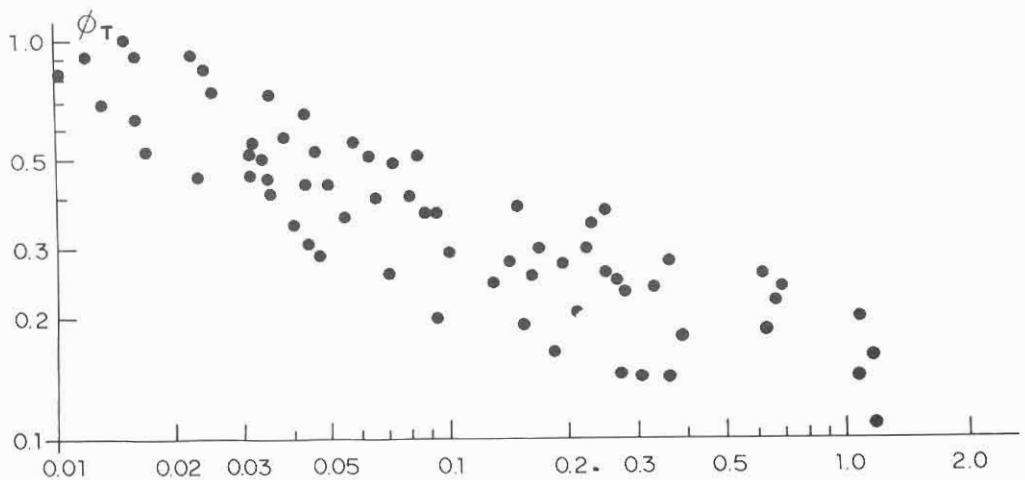


Fig. 1. Valores experimentais de ϕ_T versus $(z-d)/L$.

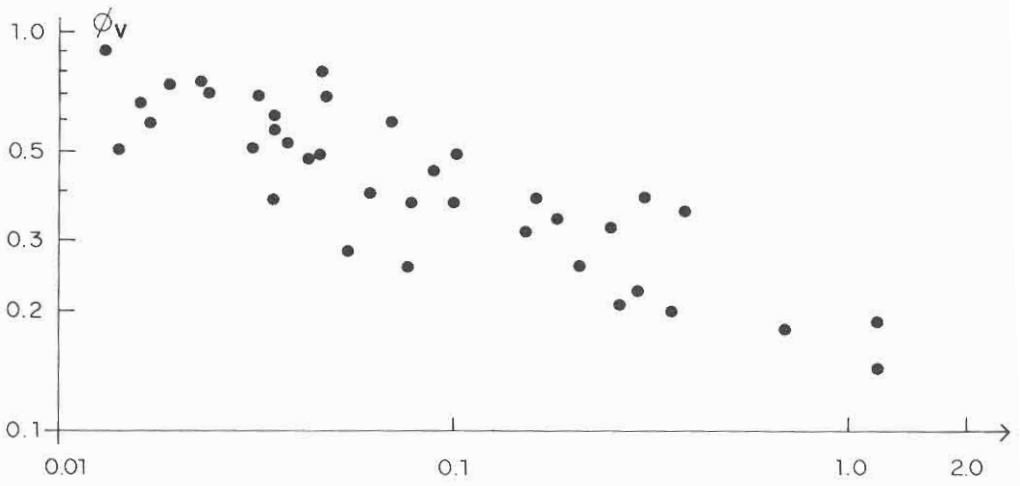


Fig. 2. Valores experimentais de ϕ versus $(z-d)/L$.

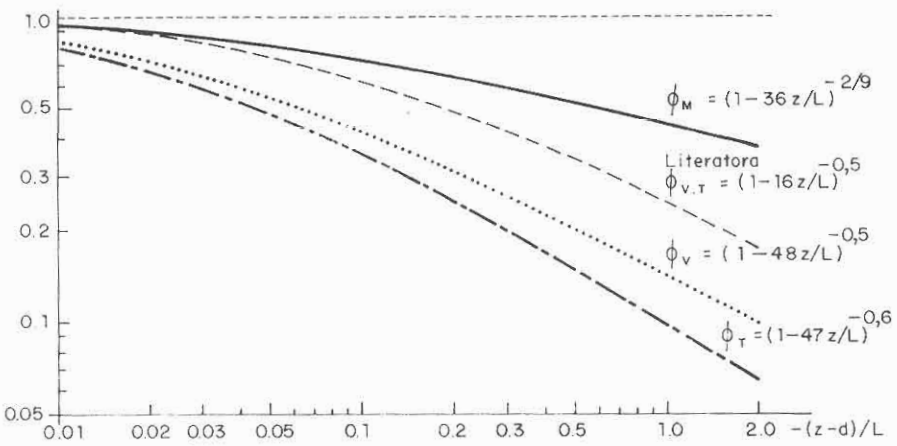


Fig. 3. Funções adimensionais de estabilidade atmosférica.

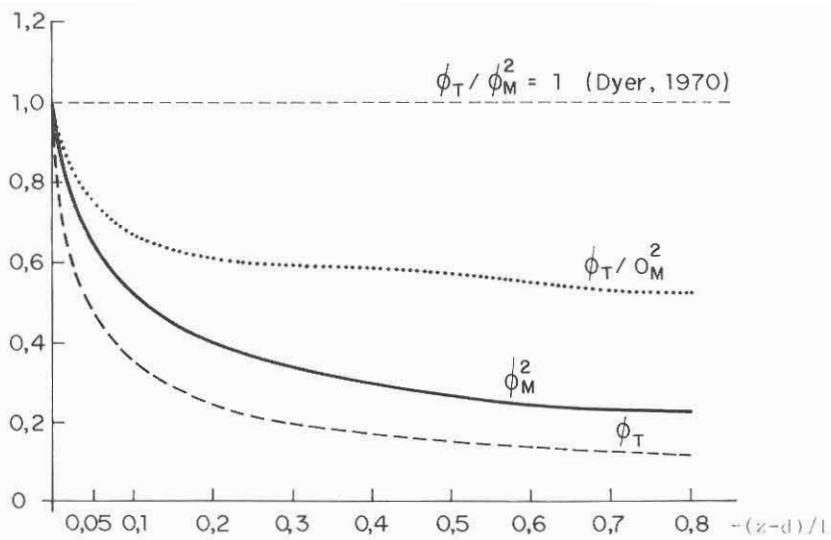


Fig. 4. Variação da razão ϕ_T / ϕ_M^2 em função da estabilidade.

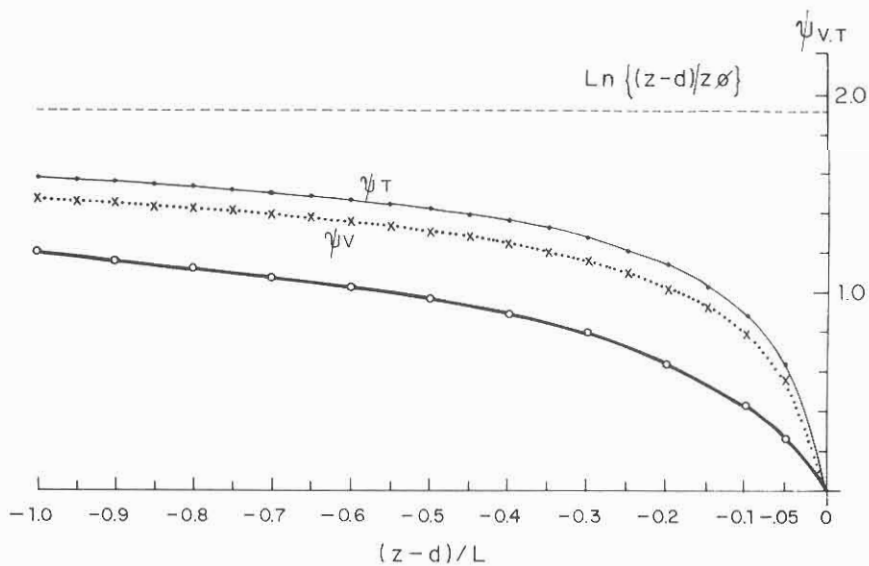


Fig. 5. Funções integrais de estabilidade.

Tabela 1. Observações de fluxos e perfis de temperatura e umidade específica.

Data	Hora	Θ_1	Θ_2	Θ_3	Θ_4	q_1	q_2	q_3	q_4	LE	H	u_{*k}	-L
$^{\circ}\text{C}$													
g/kg													
Watt / m^2													
m/s													
m													
25.09.83	09	28,761	28,839	28,901	28,960	18,565	18,642			233	185	0,34	18
25.09.83	12	31,273	31,302	31,407	31,495	16,841	16,846			412	228	0,52	50
25.09.83	13	31,309	31,383	31,398	31,444	16,914	16,959			293	150	0,32	18
26.09.83	13	31,384	31,401	31,441	31,460	17,665	17,796			329	118	0,51	84
26.09.83	14	32,030	32,081	32,144	32,195	17,193	17,244			372	252	0,62	77
26.09.84	08	26,841	26,886	26,946	26,965	16,048	16,118	16,096	16,161	200	70	0,76	460
09.08.84	14	31,852	31,858	31,877	31,841	14,625	14,711			294	58	0,47	119
10.08.84	09	27,999	28,035	28,073	28,091	16,297	16,357			244	81	0,82	624
10.08.84	10	29,322	29,373	29,413	29,447	16,235	16,297			341	153	0,87	339
10.08.84	11	30,144	30,214	30,282	30,338	16,151	16,218			406	163	0,87	308
15.08.84	10	26,845	26,905	26,962	27,046	16,914	16,966	16,925	16,992	350	216	0,68	120
15.08.84	11	28,111	28,155	28,227	28,303	17,445	17,499	17,478	17,556	450	216	0,45	33
15.08.84	12	29,244	29,271	29,304	29,335	16,991	17,046	17,000	17,063	416	188	0,46	40
15.08.84	13	29,838	29,875	29,931	29,986	16,864	16,940	16,901	16,996	313	174	0,44	39
19.08.84	10	27,093	27,148	27,199	27,235	17,731	17,785	17,747	17,811	274	138	0,26	10
20.08.84	09	27,649	27,705	27,778	27,827	17,240	17,277	17,248	17,315	288	151	0,44	45
20.08.84	10	28,541	28,600	28,664	28,710	17,596	17,654	17,622	17,705	303	163	0,46	48
20.08.84	12	29,624	29,656	29,689	29,723	16,845	16,901	16,840	16,901	357	113	0,25	9
20.08.84	15	30,927	30,957	30,999	31,034	16,803	16,863	16,765	16,826	194	82	0,32	31
21.08.84	14	31,276	31,296	31,332	31,362	16,245	16,308	16,216	16,301	365	123	0,77	274
21.08.84	15	31,516	31,554	31,588	31,621	16,035	16,087	15,990	16,080	276	79	0,55	147
22.08.84	08	27,717	27,764	27,797	27,822	17,351	17,399	17,366	17,413	238	71	0,90	952
22.08.84	09	28,996	29,043	29,085	29,123	17,180	17,236	17,205	17,257	394	155	1,12	829
22.08.84	10	30,243	30,300	30,350	30,398	16,771	16,817	16,746	16,817	510	205	0,84	222
22.08.84	14	31,679	31,722	31,764	31,822	15,411	15,492	15,385	15,491	404	134	0,85	340
22.08.84	16	31,320	31,338	31,462	31,373	16,654	16,708	16,596	16,641	137	53	0,56	245
23.08.84	08	27,400	27,453	27,490	27,501	16,786	16,846	16,820	16,873	250	78	0,81	517
23.08.84	09	29,001	29,061	29,118	29,138	16,801	16,863	16,823	16,881	353	135	0,77	252
23.08.84	11	31,007	31,076	31,155	31,230	15,847	15,926	15,837	15,921	454	202	0,70	133
23.08.84	13	32,060	32,118	32,195	32,274	15,187	15,264	15,084	15,185	411	196	0,57	73
23.08.84	14	31,985	32,003	32,032	32,057	14,755	14,839	14,656	14,756	314	107	0,71	253
24.08.84	08	27,012	27,032	27,059	27,064	14,985	15,076	15,052	15,136	227	32	0,86	1833
24.08.84	10	30,248	30,313	30,376	30,411	15,823	15,889	15,791	15,869	436	137	0,71	193
24.08.84	13	32,066	32,094	32,145	32,181	15,120	15,200			412	124	0,48	65
25.08.84	09	28,916	28,945	28,986	29,005	17,622	17,680	17,634	17,694	218	106	0,61	172
25.08.84	10	29,856	29,902	29,851	29,985	18,369	18,414	18,360	18,421	312	166	0,49	58

Referências bibliográficas

- Calder, K. L. - 1967. A criticism of Bernstein's new adimensional approach to the flux-gradient relationship near the ground. **Quart. Jour. Royal Met. Soc.**, 93(398): 544-551.
- Dyer, A. J. - 1967. The turbulent transport of heat and water vapor in an unstable atmosphere. **Quart. Jour. R. Met. Soc.**, 93: 501 - 508.
- Dyer, A. J.; Hicks, B. B. - 1970. Flux-gradient relationship in the constant flux layer. **Quart. Jour. R. Met. Soc.**, 96: 715 - 721.
- Marques Filho, A. O.; Ribeiro, M. N. G. - 1986. Determinação dos parâmetros de rugosidade e relações entre fluxos-gradientes sobre floresta. **Acta Amazonica** (no prelo).
- McNeil, D. D.; Shuttleworth, W. J. - 1975. Comparative measurements of energy fluxes over a pine forest. **Bound. Layer Met.**, 9: 297 - 313.
- Paulson, C. A. - 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Jour. Applied Meteorology**, 9: 857 - 861.
- Shuttleworth, W. J.; Gash, J. H. C.; Lloyd, C. R.; Moore, C. J.; Roberts, J. M.; Marques Filho, A. O.; Fisch, G. F.; Silva Filho, V. P.; Ribeiro, M. N. G.; Molion, L. C. B.; Sá, L. D. A.; Nobre, J. C.; Cabral, O. M. R.; Patel, S. R.; Moraes, J.C. - 1984a. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. **Quart. Jour. R. Met. Soc.**, 110: 1143 - 1162.
- 1984b. Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest. **Quart. Jour. R. Met. Soc.**, 110: 1163 - 1169.
- Yaglom, A. M. - 1977. Comments on wind and temperature flux-gradient relationship. **Boundary Layer Meteorology**, 11: 89 - 102.
- Monin, A. S.; Yaglom, A. M. - 1977. **Statistical Fluid Mechanics: Mechanics of Turbulence** I.M.I.T. Press Cambridge. USA. 769 p.

(Aceito para publicação em 17.03.1988)