

UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA

**ANÁLISE DOS TERMOS “AERODINÂMICO” E “BALANÇO
DE ENERGIA” DA EQUAÇÃO DE PENMAN, PARA
VIÇOSA, MG**

José Espínola Sobrinho
Magister Scientiae

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
1983

JOSÉ ESPÍNOLA SOBRINHO

ANÁLISE DOS TERMOS "AERODINÂMICO" E "BALANÇO DE ENERGIA"
DA EQUAÇÃO DE PENMAN, PARA VIÇOSA, MG

BIBLIOTECA
DEPTO. ENG. AGRÍCOLA

Tese Apresentada à Universidade
Federal de Viçosa, como Parte das
Exigências do Curso de Meteorologia
Agrícola, para Obtenção do Grau de
Magister Scientiae.

551.5 (517)
E 77a
1983
ex. 2

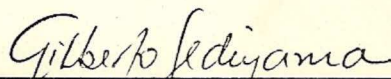
VIÇOSA - MINAS GERAIS
1983

ANÁLISE DOS TERMOS "AERODINÂMICO" E "BALANÇO DE ENERGIA"
DA EQUAÇÃO DE PENMAN, PARA VIÇOSA, MG

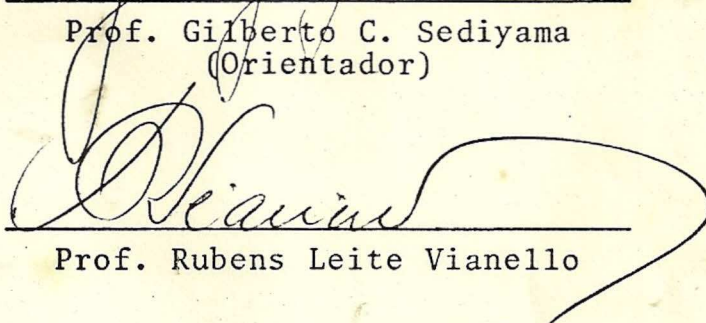
por

JOSE ESPÍNOLA SOBRINHO

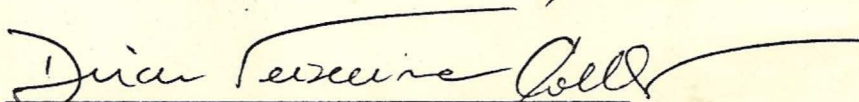
APROVADA:



Prof. Gilberto C. Sedyama
(Orientador)



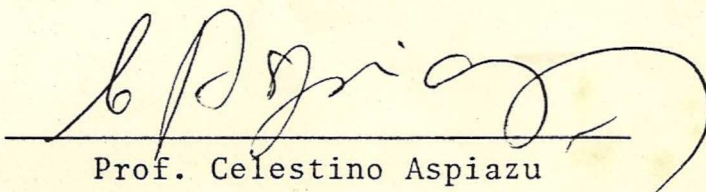
Prof. Rubens Leite Vianello



Prof. Dirceu Teixeira Coelho



Prof. Adil Rainier Alves



Prof. Celestino Aspiazu

Aos meus pais, Sancho e Severina,
que me enveredaram pelos cami-
nhos da sabedoria.

À minha esposa, Magale, e aos
meus filhos, Ana Luzia e Jo-
sê Henrique, pela compreen-
são e pelo apoio.

AGRADECIMENTOS

A Deus, primeiramente, por sempre me ter dado força e estímulo para desenvolver e concluir este trabalho.

Ao Departamento de Engenharia Agrícola da Escola Superior de Agricultura de Mossoró - ESAM, pela permissão para realizar o curso de mestrado na U.F.V.

À Universidade Federal de Viçosa, pelo apoio e ensinamentos.

À Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP, pela contribuição parcial e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pelo apoio financeiro durante todo o curso.

Ao Professor Gilberto C. Sedyama, pela orientação segura, séria, amiga, compreensiva e honesta, que muito contribuiu para este trabalho.

Aos Professores Rubens Leite Vianello, Dirceu Teixeira Coelho, Hêlio Alves Vieira, Adil Rainier Alves e Celestino Aspiazu, pela amizade sincera, pelo apoio constante e pelas valiosas sugestões durante o curso de mestrado, e no decorrer deste trabalho.

Aos Chefes do Departamento de Engenharia Agrícola da U.F.V., Professores Tetuo Hara e Salassier Bernardo, pela atenção que sempre me dispensaram.

Aos Professores Alcides Reis Condé e Paulo Roberto Cecon, pela amizade sincera.

Aos meus pais, pela educação que me deram.

À minha esposa, Magale M. L. Espínola, por sua ajuda, apoio e compreensão durante todas as fases do curso e deste trabalho.

Aos amigos Nilson de Sousa Sathler e Maria das Graças B. Sathler, pela ajuda nos primeiros passos para este trabalho.

A Maria Nazaré Molica de Andrade, pelo serviço datilográfico.

Aos colegas do curso de mestrado em Meteorologia Agrícola, pela compreensão, ajuda, incentivos e pelo convívio sadio no decorrer do curso.

Finalmente, a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização e conclusão deste trabalho.

BIOGRAFIA DO AUTOR

José Espínola Sobrinho, filho de Francisco Araújo da Silva e Severina Espínola de Araújo, nasceu em Acari, Estado do Rio Grande do Norte, no dia 14 de março de 1954.

Em dezembro de 1977, graduou-se em Engenharia Agrônômica, na Escola Superior de Agricultura de Mossoró - ESAM.

Em janeiro de 1978, foi contratado pela Escola Superior de Agricultura de Mossoró, para exercer a função de Auxiliar de Ensino junto ao Departamento de Fitotecnia, sendo posteriormente, remanejado para o Departamento de Engenharia Agrícola, atualmente como Professor Assistente.

Em janeiro de 1981, iniciou o Curso de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, a nível de Mestrado, na Universidade Federal de Viçosa, MG.

CONTEÚDO

	Página
LISTA DE QUADROS	vii
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE SÍMBOLOS	xiv
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	5
2.1. Equação Geral do Escoamento Turbulento	5
2.2. Estimativa dos Coeficientes de Difusão de Calor, Massa e Momentum	9
2.3. Coeficientes de Transferência na Forma Inte grada	10
2.4. Equação de Penman	13
2.5. Estimativa da Perda Efetiva de Radiação pe la Superfície Terrestre (Q_e)	36
3. MATERIAL E MÉTODOS	40
3.1. Escolha da Área	40
3.2. Estabelecimento das Fases do Experimento ..	40
3.3. Estimativa do Poder Evaporante do Ar	41
3.4. Estimativa do Balanço de Energia	42
3.5. Estimativa da Evapotranspiração Potencial .	43
3.6. Determinação do Poder Evaporante do Ar	46
3.7. Determinação da Evaporação da Água Livremen te Exposta à Atmosfera	46

3.8. Análise das Equações de Estimativas do Sal- do de Radiação de Ondas Longas (Q_ℓ)	49
3.9. Análise dos Métodos de Estimativa do Poder Evaporante do Ar	49
3.10. Análise da Relação entre os Termos "Aerodi- nâmico e "Balanço de Energia" da Equação de Penman	50
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	52
5. RESUMO E CONCLUSÕES	77
6. LITERATURA CITADA	80
APÊNDICE	83

LISTA DE QUADROS

Quadros	Página
1 Definição dos termos das equações de Ångström, Brunt, McDonald e Swinbank, para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_ℓ)	50
2 Definição dos métodos para estimativa do poder evaporante do ar da equação de Penman	51
3 Estimativas dos parâmetros "a" e "b" das equações lineares de regressão entre os valores diários de E_a e PP, PA, EPA e TCA, para Viçosa, MG	53
4 Estimativas dos parâmetros "a" e "b" das equações lineares de regressão entre os valores diários de PP, TCA e PA e EPA, para Viçosa, MG	60

Quadros

Página

5	Estimativas dos parâmetros " a_0 , b_0 e c_0 " da equação de Angström, " a_1 e b_1 " da equação de Brunt, " a_2 e b_2 " da equação de McDonald e " a_3 e b_3 " da equação de Swinbank, nas fases I e II, para cálculo do saldo de radiação de ondas longas (Q_L), em Viçosa, MG	66
1A	Valores diários dos dados meteorológicos coletados em Viçosa, MG, nos períodos de 19 a 30 de junho (fase I) e 24 de agosto a 10 de setembro (fase II) de 1982	84
2A	Valores diários dos dados meteorológicos calculados para Viçosa, MG, a partir dos dados observados, nos períodos de 19 a 30 de junho (fase I) e 24 de agosto a 10 de setembro (fase II) de 1982	85
3A	Valores da tangente à curva de pressão de saturação de vapores (Δ) para as temperaturas de 5 a 45°C	87

LISTA DE FIGURAS

Figuras		Página
1	Representação gráfica da relação entre pressão de vapor, temperatura e componentes das fórmulas de evaporação, segundo Monteith e Tanner, JENSEN (7)	21
2	Representação esquemática do balanço de energia completo, numa superfície vegetada, TANNER (20)	28
3	Piranômetro de Lambrecht, nº 2318, e um registrador H & B, usados para medir a radiação global (Q_g)	42
4	Registro diário da radiação global incidente (Q_g), do saldo de radiação à superfície (R_n) e da radiação global refletida (Q_r), para o dia 20/06/82, em Viçosa, MG	44
5	Saldo radiômetro, modelo TCN 188-01 e "Speedomax H", usados na medida e registro do saldo de radiação	45

Figuras

Página

6	Evaporímetro de Piche adaptado para medida do poder evaporante do ar (As dimensões são em mm)	47
7	Evaporímetro de prato adaptado para medida do poder evaporante do ar (As dimensões são em mm)	48
8	Diagramas de dispersão entre as relações dos valores medidos do poder evaporante do ar da equação de Penman (E_a) e da evaporação no evaporímetro de Piche padrão (PP), em torno das linhas de regressão	54
9	Diagramas de dispersão entre as relações dos valores medidos do poder evaporante do ar da equação de Penman (E_a) e da evaporação no evaporímetro de Piche adaptado (PA), em torno das linhas de regressão	55
10	Diagramas de dispersão entre as relações dos valores medidos do poder evaporante do ar da equação de Penman (E_a) e da evaporação no evaporímetro de prato adaptado (EPA), em torno das linhas de regressão ..	56
11	Diagramas de dispersão entre as relações dos valores medidos do poder evaporante do ar da equação de Penman (E_a) e da evaporação no tanque "classe A" padrão (TCA), em torno das linhas de regressão	57

Figuras

Página

12	Variações dos valores acumulados do poder evaporante do ar para a fase I, medidos no evaporímetro de Piche padrão, instalado no interior do abrigo meteorológico, e no evaporímetro de Piche adaptado, instalado fora do abrigo meteorológico, em condições de sombreamento	58
13	Variações dos valores acumulados do poder evaporante do ar para a fase II, medidos no evaporímetro de Piche padrão, instalado no interior do abrigo meteorológico, e no evaporímetro de Piche adaptado, instalado fora do abrigo meteorológico, em condições de sombreamento	59
14	Diagramas de dispersão entre as relações dos valores da evaporação medidos no evaporímetro de Piche padrão (PP) e no evaporímetro de Piche adaptado (PA), em torno das linhas de regressão	61
15	Diagramas de dispersão entre as relações dos valores da evaporação medidos no evaporímetro de Piche padrão (PP) e no evaporímetro de prato adaptado (EPA), em torno das linhas de regressão	62
16	Diagramas de dispersão entre as relações dos valores da evaporação medidos no tanque "classe A" padrão (TCA) e no evaporímetro de Piche adaptado (PA), em torno das linhas de regressão	63

Figuras

Página

- 17 Diagramas de dispersão entre as relações dos valores da evaporação medidos no tanque "classe A" padrão (TCA) e no evaporímetro de prato adaptado (EPA), em torno das linhas de regressão 64
- 18 Diagramas de dispersão entre as relações YA e XA, em torno das linhas de regressão, em que $YA = \frac{Q_\ell}{\epsilon \sigma T_a^4}$ e $XA = e$ (pressão de vapor atual em mb) são as variáveis da equação de Ångström, para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_ℓ) 67
- 19 Diagramas de dispersão das relações YB e XB em torno das linhas de regressão, em que $YB = 1 - \frac{Q_\ell}{\epsilon \sigma T_a^4}$ e $XB = \sqrt{e}$ são as variáveis da equação de Brunt, para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_ℓ). 68
- 20 Diagramas de dispersão entre as relações YM e XM, em torno das linhas de regressão, em que $YM = \frac{Q_\ell}{\epsilon}$ e $XM = UR$ são as variáveis da equação de McDonald para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_ℓ) ... 69
- 21 Diagramas de dispersão entre as relações YS e XS, em torno das linhas de regressão, em que $YS = \frac{Q_\ell}{\epsilon}$ e $XS = \sigma T_a^4$ são as variáveis da equação de Swinbank para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_ℓ) ... 70

Figuras

Página

- 22 Diagrama de dispersão entre as relações YB_2 e XB_2 , em torno da linha de regressão, em que $YB_2 = 1 - \frac{Q_\ell}{\epsilon \sigma T^4}$ e $XB_2 = \sqrt{e}$ são as variáveis da equação de Brunt para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_ℓ), sem correção para nebulosidade, para os dias da fase II, em que a razão de insolação foi maior ou igual a 0,78 ($n/N \geq 0,78$) 70
- 23 Curso diário dos termos do balanço de energia e aerodinâmico da equação de Penman, em Viçosa, MG 73
- 24 Função discriminante (1:1) para os pontos de dispersão entre as relações dos valores de evapotranspiração potencial, obtidos pela equação de Penman, com todos os parâmetros medidos (ETP_m) e com os parâmetros E_a e Q_ℓ estimados (ETP_e), para Viçosa, MG ... 74
- 25 Variações do saldo de radiação à superfície (R_n), em milímetro de evaporação equivalente, da evaporação medida no tanque "classe A" padrão (TCA) e da evapotranspiração potencial segundo Penman, determinada com todos os parâmetros medidos (ETP_m). 75

LISTA DE SÍMBOLOS

a, b	- Constantes empíricas da fórmula de Ångström para estimativa da radiação global à superfície
a_0, b_0, c_0	- Constantes empíricas da fórmula de Ångström para estimativa do saldo de radiação de ondas longas
a_1, b_1	- Constantes empíricas da fórmula de Brunt
a_2, b_2	- Constantes empíricas da fórmula de MacDonald
a_3, b_3	- Constantes empíricas da fórmula de Swinbank
c_p	- Calor específico do ar seco a pressão constante ($\text{J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$)
C	- Concentração de um escalar qualquer
C_0	- Concentração de um escalar qualquer à superfície
C_z	- Concentração de um escalar qualquer à altura z
C_d	- Coeficiente de arrasto para a variação de momentum
C_h	- Coeficiente de arrasto para a variação de calor sensível
C_w	- Coeficiente de arrasto para a variação de vapor de água

D	- Depressão psicrométrica à altura z ($^{\circ}\text{C}$)
D ₀	- Depressão psicrométrica à superfície ($^{\circ}\text{C}$)
$\bar{e}$	- Energia cinética média turbulenta por unidade de massa ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$)
e	- Pressão de vapor de água (Pa)
e ₀	- Pressão de vapor de água à superfície (Pa)
e _z	- Pressão de vapor de água à altura z (Pa)
e ⁰	- Pressão de saturação do vapor de água (Pa)
e ₀ ⁰	- Pressão de saturação do vapor de água à superfície (Pa)
e _z ⁰	- Pressão de saturação do vapor de água à altura z (Pa)
e _s	- Pressão de saturação do vapor de água na cavidade estomatal (Pa)
e _w ⁰	- Pressão de saturação do vapor de água à temperatura do bulbo úmido (Pa)
e _{w0} ⁰	- Pressão de saturação do vapor de água à temperatura do bulbo úmido à superfície (Pa)
e _{wz} ⁰	- Pressão de saturação do vapor de água à temperatura do bulbo úmido à altura z (Pa)
E, E*, E ₁ [*] , E ₂ [*] , E ₃ [*]	- Taxa de evaporação ($\text{mm}.\text{dia}^{-1}$)
E _a	- Poder evaporante do ar ($\text{mm}.\text{dia}^{-1}$)
E _p	- Evaporação potencial ($\text{mm}.\text{dia}^{-1}$)
E _{pe}	- Evaporação potencial de equilíbrio ($\text{mm}.\text{dia}^{-1}$)
ETP	- Taxa de evapotranspiração potencial ($\text{mm}.\text{dia}^{-1}$)
f	- Fator de conversão
F	- Forças externas por unidade de massa ($\text{m}.\text{s}^{-2}$)
F _C	- Transferência de qualquer escalar

g	- Aceleração local da gravidade ($m.s^{-2}$)
G	- Fluxo de calor para o interior do solo ($W.m^{-2}$)
h	- Coeficiente de transferência para o calor sensível ($m.s^{-1}$)
h_C	- Coeficiente de transferência para um <u>es</u> calar qualquer ($m.s^{-1}$)
h_m	- Coeficiente de transferência para o momentum ($m.s^{-1}$)
h_w	- Coeficiente de transferência para o vapor de água ($m.s^{-1}$)
H	- Fluxo vertical turbulento de calor sensível ($W.m^{-2}$)
H'	- Fluxo de calor sensível associado à advecção de massa ($W.m^{-2}$)
H_j	- Tensor fluxo de calor
J	- Relação entre o termo do balanço de energia e o termo aerodinâmico da equação de Penman
$I\downarrow_0$	- Contra radiação em condições de céu <u>cla</u> ro ($W.m^{-2}$)
$I\uparrow$	- Energia total em ondas longas, emitida pela superfície terrestre ($W.m^{-2}$)
$I\downarrow$	- Contra radiação da atmosfera ($W.m^{-2}$)
k	- Constante de von Karman (0,40)
K_h	- Coeficiente de difusividade turbulenta de calor sensível ($m^2.s^{-1}$)
K_m	- Coeficiente de difusividade turbulenta de momentum ($m^2.s^{-1}$)
K_0	- Constante de valor igual a 1/7
K_T	- Condutividade térmica ($W.m^{-1}.^{\circ}C^{-1}$)
K_w	- Coeficiente de difusividade turbulenta de vapor de água ($m^2.s^{-1}$)
K_{zz}	- Coeficiente de difusão turbulenta para um escalar qualquer ($m^2.s^{-1}$)
L	- Calor latente de evaporação ($J.kg^{-1}$)

LE	- Fluxo vertical turbulento de calor latente ($W.m^{-2}$)
LE'	- Fluxo de calor latente associado à advecção de massa ($W.m^{-2}$)
M	- Fator de comprimento do dia
n	- Período de brilho solar (insolação) (h)
N	- Duração ou comprimento do dia (h)
P	- Pressão atmosférica (Pa)
P'	- Flutuação da pressão atmosférica em torno da média (Pa)
q	- Umidade específica (kg/kg)
$\dot{q}$	- Taxa de geração de energia por unidade de massa ($W.m^{-3}$)
q_0	- Umidade específica à superfície (kg/kg)
q_z	- Umidade específica à altura z (kg/kg)
q^0	- Umidade específica de saturação (kg/kg)
QF	- Armazenamento de energia devido à fotossíntese ($W.m^{-2}$)
Q_g	- Radiação global à superfície ($W.m^{-2}$)
Q_ℓ	- Perda efetiva de radiação pela superfície ($W.m^{-2}$)
Q_0	- Radiação solar incidente no topo da atmosfera ($W.m^{-2}$)
QV	- Armazenamento de calor (sensível e latente) ($W.m^{-2}$)
r_a	- Tempo necessário para troca de calor (dia)
r_{ah}	- Resistência à difusão de calor sensível ($s.m^{-1}$)
r_{aw}	- Resistência à difusão de vapor de água ($s.m^{-1}$)
r_s	- Resistência média associada à contribuição dos estômatos ($s.m^{-1}$)
R	- Constante termodinâmica do ar seco ($J.kg^{-1}.^{\circ}C^{-1}$)
R_j	- Saldo fluxo de energia radiante na direção j ($W.m^{-2}$)

R_n	- Saldo de radiação na superfície do solo ($W.m^{-2}$)
S	- Fator de estômato
t	- Tempo (h)
T	- Temperatura ($^{\circ}C$)
T'	- Flutuação da temperatura em torno da média ($^{\circ}C$)
T_a	- Temperatura absoluta do ar (K)
T_0	- Temperatura à superfície ($^{\circ}C$)
T_z	- Temperatura à altura z ($^{\circ}C$)
T_w	- Temperatura do bulbo úmido ($^{\circ}C$)
T_{w_0}	- Temperatura do bulbo úmido à superfície ($^{\circ}C$)
T_{wz}	- Temperatura do bulbo úmido à altura z ($^{\circ}C$)
u, v, w	- Componentes locais de velocidade média do vento ao longo dos eixos coordenados ($m.s^{-1}$)
u', v', w'	- Flutuações locais de velocidade do vento em torno da média ($m.s^{-1}$)
u_*	- Velocidade de fricção ($m.s^{-1}$)
u_2	- Velocidade do vento a 2 m de altura ($m.s^{-1}$)
u_{10}	- Velocidade do vento a 10 m de altura ($m.s^{-1}$)
u_i, u_j	- Componentes da velocidade do vento
U	- Fator de correção para dias nublados
UR	- Umidade relativa (%)
$\vec{v}$	- Velocidade do vento na atmosfera livre ($m.s^{-1}$)
$\vec{V}$	- Velocidade do vento ($m.s^{-1}$)
x, y, z	- Coordenadas cartesianas
x_i, x_j	- Coordenadas espaciais
W_a	- Vapor de água precipitável
Z_0	- Parâmetro de rugosidade (m)
z	- Altura qualquer acima da superfície (m)
z_2	- Altura a 2 m da superfície (m)

z_{10}	- Altura a 10 m da superfície (m)
α	- Albedo
γ	- Constante psicrométrica ($\text{Pa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)
β	- Razão de Bowen
ϵ	- Emissividade
ϵ_{ijk}	- Tensor de 3. ^a ordem
Δ	- Tangente à curva de saturação do vapor de água ($\text{Pa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)
Δ'	- Tangente à curva de saturação do vapor de água à temperatura média entre o bulbo seco e úmido ($\text{Pa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)
ρ	- Massa específica do ar ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
ρ'	- Flutuação da massa específica em torno da média ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
ρ_0	- Massa específica do ar à superfície ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
σ	- Constante de Stefan-Boltzmann ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$)
θ	- Temperatura potencial (K)
θ'	- Flutuação da temperatura potencial em torno da média (K)
τ	- Fluxo vertical de momentum ($\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)
Ω	- Velocidade angular da Terra ($\text{rad} \cdot \text{s}^{-1}$)
τ_{ij}	- Tensor tensão
$\vec{n}$	- Vetor unitário paralelo ao eixo de rotação da Terra
δ_{ij}	- Tensor de 2. ^a ordem (Delta de Kronecker)
ν	- Viscosidade cinemática ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)
∇	- Operador vetorial ($\vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y} + \vec{k} \frac{\partial}{\partial z}$)
∇^2	- Operador Laplaciano ($\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$)

EXTRATO

ESPÍNOLA SOBRINHO, José. M.S., Universidade Federal de Viçosa, julho de 1983. *Análise dos termos "aerodinâmico" e "balanço de energia" da equação de Penman, para Viçosa, MG.* Professor Orientador: Gilberto C. Sedyama. Professores Conselheiros: Rubens Leite Vianello, Dirceu Teixeira Coelho e Hélio Alves Vieira.

Esta pesquisa foi desenvolvida em área adjacente ao setor de Armazenamento e Processamento de Produtos Vegetais do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa, com a finalidade de analisar o termo aerodinâmico e o termo balanço de energia, da equação de Penman, para as duas fases (19/06/82 a 30/06/82, fase I e 24/08/82 a 10/09/82, fase II).

Três tipos de evaporímetros (Piche, Piche adaptado e Prato adaptado) e o tanque "classe A" foram testados na determinação do poder evaporante do ar. Os valores de evaporação medidos foram comparados com os valores determinados pela equação proposta por Penman, usando-se o método estatístico dos mínimos quadrados. A melhor correlação encontrada foi para o evaporímetro de Piche adaptado, a partir da qual foi proposta uma equação linear para ambas as fases.

Na avaliação do termo do balanço de energia, testa-

ram-se quatro equações empíricas para estimativa do saldo de radiação de ondas longas e ao mesmo tempo comparou-se cada uma, em particular, com os valores do saldo de radiação de ondas longas medidos no campo. A equação proposta foi a de Brunt, a qual foi usada neste trabalho com as constantes empíricas determinadas para cada fase individualmente.

Com a finalidade de se conhecer, quantitativamente, a importância dos termos da equação, determinou-se a relação entre o termo do balanço de energia e o termo aerodinâmico, constatando-se uma total superioridade do primeiro.

Finalmente, foi determinada a evapotranspiração potencial, segundo Penman, com todos os parâmetros medidos e concomitantemente com os parâmetros (poder evaporante do ar e saldo de radiação de ondas longas) estimados pelas equações propostas neste trabalho. A análise discriminante para a função 1:1 evidenciou pequenos desvios dos pontos observados, principalmente para ETP inferior a 3 mm.

1. INTRODUÇÃO

Um dos grandes problemas com que se defrontam os técnicos, que trabalham com as relações Solo-Água-Planta, é a contabilização da água perdida por evaporação no balanço hídrico do solo. A taxa de água perdida pela superfície, por evaporação e/ou transpiração, é de grande importância na determinação das necessidades hídricas de qualquer região (16). Existem também ocasiões em que o conhecimento da taxa de evaporação, através de superfícies vegetadas ou não, é requerido em circunstância na qual, não sendo possível a medição direta, esta tenha que ser estimada (8).

Evaporação é o processo natural pelo qual a água passa para a atmosfera na forma de vapor, a uma temperatura inferior à de ebulição (21). Transpiração é a perda de água para a atmosfera na forma de vapor através dos estômatos e cutículas das plantas (3). Fisicamente, ambos os processos são idênticos, porque envolvem mudança de fase da água, da forma líquida para a de vapor e o transporte para a atmosfera. Evapotranspiração refere-se ao total da perda de água para a atmosfera, da superfície do solo e das plantas. A mudança da fase líquida para a fase de vapor de um grama de água consome grande quantidade de energia, em torno de 586 calorias à temperatura de 20°C (10). Como o vapor é transportado na atmosfera, podendo condensar-se e precipitar-se à grande distância da sua origem, a mudança de fase líquido-vapor ou vi

ce-versa, representa o mecanismo mais importante para a redistribuição da energia em todo o globo (3).

A água na forma de vapor, é transferida de uma superfície molhada para a atmosfera através do processo de troca turbulenta. A superfície molhada pode ser a superfície da água livremente exposta ou uma superfície tal como a formada pelos estômatos das folhas. O tamanho e o número de estômatos variam de acordo com a espécie vegetal, mas todas as plantas, pela ação das células-guardas, que entram em ação quando diminui a turgescência da folha, têm a habilidade de variar o tamanho de seus estômatos, e, conseqüentemente, a taxa de evaporação. A evaporação no sistema cultura-solo compreende a evaporação no solo e a transpiração da planta através das folhas. Esse processo, chamado evapotranspiração, é uma função de energia disponível para vaporizar a água, associada à taxa de remoção do vapor da superfície da folha (24).

Os dados de evaporação são parâmetros de grande importância no estudo da economia de água em reservatórios expostos, na secagem natural de produtos, além de ser elemento de grande influência ecológica (21). Informações quantitativas de evaporação e transpiração são necessárias nos vários campos científicos que tratam dos numerosos problemas do manejo de água. Dados confiáveis de evaporação são exigidos para o planejamento, a construção e a operação de reservatórios e de sistemas de irrigação e drenagem (3). O conhecimento da intensidade do consumo de água pela cultura e das características de sua retenção pelo solo é fundamental para se projetar o sistema de abastecimento e planejar a irrigação. Conhecendo-se o consumo de água pela cultura, considerando-se a chuva e as perdas operacionais, torna-se possível dimensionar o canal, a tubulação, o armazenamento e a capacidade de bombeamento do sistema de irrigação (24). Ainda com relação à irrigação, uma grande economia de água pode ser obtida evitando parte da evaporação dos canais de irrigação e, principalmente, não permitindo que seja ministrada ao solo em quantidade inferior à requerida pelas culturas irrigadas. Tal procedimento tem a conveniência adicional de evitar que

os terrenos se salinizem, o que constituiria um irreparável prejuízo para a região. Caracteriza-se assim, a importância da condução de pesquisas com o objetivo de quantificar, com a máxima fidelidade possível, a evapotranspiração em cultivos irrigados (18).

Além da finalidade de orientar os agricultores quanto às exigências hídricas das culturas, tais pesquisas são igualmente necessárias à realização de estudos climáticos e meteorológicos, uma vez que a evapotranspiração implica na transferência de água e de calor para a atmosfera (18).

Para se estimar a evaporação pode-se dizer que, de acordo com seus princípios básicos, existem dois tipos de fórmulas (8):

- As fórmulas empíricas são as mais simples e sumarizam os valores de evaporação em termos de correlação estatística com temperatura do ar ou deficit de saturação, por exemplo. Infelizmente tais conexões empíricas entre evaporação e clima, em locais e ocasiões particulares, não são necessariamente aplicáveis para qualquer local e tempo, e isso mostra a ineficiência das diferentes fórmulas de evaporação de uso corrente, tais como a de Thornthwaite.

- As fórmulas físicas são consideradas melhores e se baseiam no entendimento da física do processo de evaporação. O melhor exemplo dessas equações é a de Penman, desenvolvida em 1948 e modificada por McIlroy e Angus em 1964, citados por LINACRE (8). Essas equações são superiores às empíricas em precisão e exatidão.

É provável que a equação de Penman seja a mais usada universalmente na estimativa tanto da evaporação, quanto da evapotranspiração. Sendo uma equação baseada nos princípios físicos da evaporação, produz estimativas de elevado grau de confiabilidade.

A dificuldade na utilização da fórmula de Penman e de outras deste tipo consiste na necessidade de se conhecerem valores de quatro elementos do clima: saldo de radiação, umidade do ar, velocidade do vento e temperatura, nem sempre disponíveis na prática (8). Desses quatro elementos necessá-

rios na expressão, temperatura e umidade são observados comumente nas estações meteorológicas. O saldo de radiação, que geralmente não é medido, pode ser estimado através de fórmulas empíricas. A velocidade do vento a dois metros de altura não é medida na maioria das estações meteorológicas, sendo essa uma das dificuldades na aplicação dessa fórmula (3).

Está evidenciado portanto, que o problema crucial, no uso da equação de Penman, está na disponibilidade dos parâmetros de entrada exigidos pela formulação original. Em consequência disso, utilizam-se versões aproximadas, as quais induzem a erros nos cálculos. Tentando superar tais dificuldades, para Viçosa, MG, o presente trabalho visa a:

a. determinar a evapotranspiração potencial, conforme a equação de Penman de 1956, usando todos os parâmetros medidos na área de armazenamento do DEA da UFV;

b. testar equações empíricas do balanço de ondas longas, com valores medidos e, conseqüentemente, apresentar a melhor equação para estimar o saldo de radiação;

c. comparar o desempenho de dois evaporímetros modificados com o tanque classe A e com o evaporímetro de Piche, testando-os como representantes do termo aerodinâmico da formulação de Penman;

d. determinar as relações entre os termos "aerodinâmico" e "balanço de energia";

e. avaliar a equação de Penman para a estimativa da evapotranspiração, a partir da melhor equação para o balanço de energia e do evaporímetro que melhor represente o poder evaporante do ar,

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Equação Geral do Escoamento Turbulento

O conjunto de equações que governa o escoamento de gases e líquidos consiste basicamente nas seguintes equações: Equação de Navier-Stokes (expressando a conservação de momentum), Equação da Continuidade (princípio de conservação de massa), Equação da Energia Termodinâmica (conservação de energia) e a Equação de Estado (11):

$$\frac{D\vec{V}}{Dt} = - \frac{1}{\rho} \nabla P + \nu \nabla^2 \vec{V} + 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{F} \quad \text{eq. 1}$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} = -\nabla \cdot \vec{V} \quad \text{eq. 2}$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = \frac{1}{\rho c_p} \nabla \cdot (K_T \nabla \theta) + \frac{\dot{q}}{\rho c_p} \quad \text{eq. 3}$$

$$P = \rho R T_a \quad \text{eq. 4}$$

em que,

$\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}$ é a velocidade do escoamento (m.s^{-1});
 $\vec{i}$, $\vec{j}$ e $\vec{k}$ são vetores unitários;

P , a pressão atmosférica (Pa);
 ρ , a massa específica (kg.m^{-3});
 ν , a viscosidade cinemática ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);
 $\vec{\Omega}$, a velocidade angular da Terra (rad.s^{-1});
 θ , a temperatura potencial (K);
 c_p , o calor específico à pressão constante ($\text{J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$);
 K_T , a condutividade térmica ($\text{W.m}^{-1}.\text{°C}^{-1}$);
 $\dot{q}$, a taxa de geração de calor por unidade de massa (W.m^{-3});
 R , a constante termodinâmica do ar seco ($\text{J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$);
 T_a , a temperatura absoluta (K);
 $\vec{F}$, as forças externas por unidade de massa (m.s^{-2});
 K_T , c_p e ν são assumidos independentes da flutuação de temperatura ou densidade.

Segundo NIELS (11), para o estudo da convecção, próximo à superfície do solo, usam-se as equações de Boussinesq, desde que as devidas aproximações sejam feitas. Nessas aproximações, o escoamento é considerado incompressível, mas com dependência da massa específica (temperatura), onde a variação é significativa somente quando multiplicada pela aceleração da gravidade. O conjunto de equações nas quais se fundamenta o escoamento na camada limite, em notação tensorial, é:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = & - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{gT'}{T_0} \delta_{i3} + \\
 & + \nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} - 2\Omega \epsilon_{ijk} \eta_j u_k
 \end{aligned}
 \quad \text{eq. 5}$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad \text{eq. 6}$$

$$\frac{\partial T'}{\partial t} + u_j \frac{\partial T'}{\partial x_j} = \frac{K_T}{c_p \rho_0} \frac{\partial^2 T'}{\partial x_j \partial x_j} - \frac{1}{c_p \rho_0} \frac{\partial R_j}{\partial x_j} \quad \text{eq. 7}$$

$$\frac{\rho'}{\rho_0} = - \frac{T'}{T_0} \quad \text{eq. 8}$$

em que o último termo do lado direito da equação 5 representa a aceleração de Coriolis e é o produto $2\Omega(\vec{n} \times \vec{V})$, onde $\vec{n}$ é o vetor unitário paralelo ao eixo de rotação, e Ω é a frequência angular de rotação da Terra. O último termo da equação 7 é a taxa de variação da temperatura devido à divergência de energia radiante (R_j), a qual será desprezada, uma vez que o estudo se aplica para a camada próxima à superfície. T' é a flutuação da temperatura em relação ao estado de referência à superfície T_0 ; ρ' é a flutuação da massa específica em relação à massa específica do estado de referência (ρ_0).

O tipo e o grau de estratificação térmica da atmosfera são de grande significado para o escoamento turbulento, uma vez que a turbulência ganha ou perde energia pela ação das forças de flutuação. Assim, para o exame das propriedades básicas do escoamento médio, introduz-se a convenção de Reynolds:

$$u_i = \bar{u}_i + u'_i, \quad \bar{u}'_i = 0$$

$$T' = \bar{T}' + \theta', \quad \bar{\theta}' = 0$$

$$P = \bar{P} + P', \quad \bar{P}' = 0$$

o que equivale a explicar o campo do escoamento a partir de um valor médio e de uma flutuação em torno dessa média. Assim, substituindo-se as expressões acima em 5 a 7 obtêm-se as equações para o escoamento médio:

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + \frac{g\bar{T}'}{T_0} \delta_{i3} - 2\Omega \epsilon_{ijk} n_j \bar{u}_k \quad \text{eq. 9}$$

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} = 0 \quad \text{eq. 10}$$

$$\frac{\partial \bar{T}'}{\partial t} + u_j \frac{\partial \bar{T}'}{\partial x_j} = - \frac{\partial}{\partial x_j} \frac{H_j}{c_p \rho_0} \quad \text{eq. 11}$$

em que a barra identifica a média temporal e o primo, a flutuação em torno da média; τ_{ij} e H_j são, tensor tensão e tensor fluxo de calor, respectivamente, expressos por:

$$\tau_{ij} = - \bar{P} \delta_{ij} + \nu \rho_0 \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) - \rho_0 \overline{u'_i u'_j}$$

$$H_j = c_p \rho_0 \left(- K_T \frac{\partial \bar{T}'}{\partial x_j} + \overline{\theta' u'_j} \right)$$

Usando-se as equações 5 a 7, e através de manipulações matemáticas, obter-se-á a equação da energia cinética turbulenta, em notação comumente usada na meteorologia (17):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = & \underbrace{- \overline{u'w'}}_{\text{I}} + \underbrace{\frac{g}{T} \overline{w'\theta'}}_{\text{II}} - \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} (\overline{e'w'})}_{\text{IV}} + \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \overline{p'w'}}_{\text{V}} - \underbrace{\nu \frac{\partial \bar{e}}{\partial z}}_{\text{VI}} + \\ & + \underbrace{\frac{\partial u'_i \partial u'_i}{\partial x_j \partial x_j}}_{\text{VII}} \end{aligned} \quad \text{eq. 12}$$

em que, $\bar{e} = \frac{\overline{u'_i u'_i}}{2}$ e os diversos termos têm os seguintes significados:

- I - taxa de variação da energia cinética média;
- II - produção mecânica ou cisalhante de turbulência;
- III - produção térmica ou flutuante de turbulência;
- IV - divergência do fluxo vertical de energia cinética turbulenta;
- V - divergência de energia cinética turbulenta, por pressão;
- VI - divergência molecular;
- VII - dissipação viscosa de energia cinética.

2.2. Estimativa dos Coeficientes de Difusão de Calor, Massa e Momentum

Segundo WEBB (23) e PRIESTLEY (13), usando-se a hipótese dos coeficientes de difusividade turbulenta e desprezando-se os termos de transferência molecular em relação aos termos de transferência turbulenta, é possível obter-se os fluxos instantâneos de momentum (τ), calor sensível (H) e calor latente (LE), em função dos gradientes de velocidade do vento ($\bar{u}$), temperatura ($\bar{T}$) e umidade específica ($\bar{q}$), os quais são definidos respectivamente, por:

$$\tau = \rho K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad \text{eq. 13}$$

$$H = -\rho c_p K_h \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad \text{eq. 14}$$

$$LE = -\rho L K_w \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad \text{eq. 15}$$

em que, K_m , K_h e K_w são os coeficientes de difusividade turbulenta de momentum, de calor sensível e de vapor de água, respectivamente. L é o calor latente de evaporação. As duas últimas expressões contêm o sinal negativo devido ao fato de a difusão de calor sensível e vapor de água ocorrerem na direção contrária ao gradiente. A difusão de momentum também ocorre na direção contrária ao gradiente, mas convencionou-se trocar o sinal, tal que a tensão de cisalhamento torne-se uma quantidade positiva (17, 13).

Segundo a hipótese de Reynolds, mencionada por ANDRÉ (2), no caso de existir similaridade nos transportes de momentum, calor sensível e vapor de água e, além disso, considerando-se a atmosfera próximo à neutralidade, os coeficientes de difusividade são aproximadamente iguais. Entretanto, a razão K_h/K_m cresce em condições instáveis e decresce em condições estáveis.

A determinação da razão K_h/K_m , bem como K_h/K_w , é muito importante no estudo da camada limite atmosférica, e pode também ser feita por meio de estudos das relações fluxos-perfis, utilizando-se de funções adimensionais.

Segundo SELLERS (16), para a camada atmosférica abaixo de 1 m pode-se considerar $K_h \approx K_m \approx K_w$ sem grandes erros, já que nela a maior parte da turbulência está associada à rugosidade da superfície, o que não ocorre em alturas maiores, onde as forças de flutuação atuam de maneira mais seletiva, favorecendo o transporte de calor, em detrimento dos transportes de vapor de água e de momentum. TANNER (20) concorda que quando um dos pontos de medição é a superfície evaporante, a razão K_h/K_w aproxima-se da unidade.

2.3. Coeficientes de Transferência na Forma Integrada

Segundo SHAW (17), a transferência de qualquer propriedade (F_C) entre um objeto sólido e um fluido é expressa como um produto do coeficiente de transferência e a diferença finita entre as magnitudes da quantidade à superfície e o seu valor na corrente livre.

$$F_C = \rho h_C [C_0 - C_z] \quad \text{eq. 16}$$

em que:

h_C , é o coeficiente de transferência do escalar C;

C, o momentum, o calor ou o vapor de água;

C_0 , a concentração de C na superfície;

C_z , a concentração de C no nível z.

Considerando a transferência de momentum entre a atmosfera e a superfície e sob condições neutras, o perfil do vento na camada próximo à superfície do solo pode ser escrita como:

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \text{ logo } u_* = \frac{\bar{u}k}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad \text{eq. 17}$$

Pela definição de u_* :

$$u_* = \left(\frac{\tau}{\rho}\right)^{1/2}, \text{ logo } \tau = \rho u_*^2 \quad \text{eq. 18}$$

Substituindo a equação 17 em 18, e chamando

$$C_d = \left[\frac{k}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \right]^2 \quad \text{eq. 19}$$

obtêm-se:

$$\tau = \rho C_d \bar{u}^2 \quad \text{eq. 20}$$

em que, C_d é o coeficiente de arrasto, que por sua vez é adimensional e é função das condições de estabilidade e da altura; z_0 é o parâmetro de rugosidade da superfície (m); u_* é a velocidade de fricção (m.s^{-1}) e k é a constante de von Karman.

Aplicando a equação 16 para as concentrações de calor sensível (H) e vapor de água (E), obtêm-se:

$$H = \rho c_p h [T_0 - T_z] \quad \text{e}$$

$$E = \rho h_w [q_0 - q_z]$$

Como os coeficientes de transferência têm as dimensões de velocidade, é mais conveniente expressar os fluxos na forma:

$$H = \rho c_p C_h \bar{u} [T_0 - T_z] \quad \text{eq. 21}$$

$$E = \rho C_w \bar{u} [\bar{q}_0 - q_z] \quad \text{eq. 22}$$

em que C_h e C_w são coeficientes adimensionais para calor sensível e vapor de água, respectivamente, equivalentes ao coeficiente de arrasto C_d para a variação de momentum. C_h e C_w igualmente variam lentamente com a altura e com a velocidade do vento. Esses coeficientes são chamados de coeficientes de transferência global e podem ser calculados pela integração das formas explícitas do vento, da temperatura e do perfil de umidade, para qualquer condição de estabilidade, na altura desejada. Sendo assim, pode-se afirmar que (17):

$$h = C_h \bar{u}; \quad h_m = C_d \bar{u} \quad \text{e} \quad h_w = C_w \bar{u}$$

A vantagem do uso dos coeficientes de transferência nesta forma é que eles absorvem as complexidades introduzidas pela turbulência. Esforços têm sido feitos para encontrar relações empíricas para diferentes tipos de superfícies e condições atmosféricas. A desvantagem de sua utilização é que eles dependem do conhecimento de uma propriedade da superfície e medidas das temperaturas e umidades à superfície, que são extremamente difíceis de serem obtidas e conseqüentemente não são medidas rotineiramente.

Segundo SHAW (17), uma forma alternativa para expressar os processos é apresentando os coeficientes de transporte na forma recíproca, tal como:

$$h = \frac{1}{C_h \bar{u}} = \frac{1}{r_{ah}} \quad \text{e} \quad h_w = \frac{1}{C_w \bar{u}} = \frac{1}{r_{aw}}$$

logo, têm-se:

$$H = \frac{\rho C_p [\bar{T}_0 - \bar{T}_z]}{r_{ah}} \quad \text{eq. 23}$$

$$E = \frac{\rho [\bar{q}_0 - \bar{q}_z]}{r_{aw}} \quad \text{eq. 24}$$

em que r_{ah} e r_{aw} , os respectivos recíprocos de h e h_w , são, por analogia com a Lei de Ohm, chamados de resistências.

2.4. Equação de Penman

Algum tempo após a derivação de sua fórmula, Penman, em 1956, declarava: *A expressão para a evaporação é demasiadamente simples para ser verdadeira para todas as condições, mas ela é adequada para muitas.* De lá para cá, o seu método tem sido o mais usado, especialmente em trabalhos de pesquisa, quer seja na sua forma original, quer nas inúmeras variantes com ligeiras modificações introduzidas por ele próprio e por muitos outros pesquisadores (3).

Para que a evaporação possa ocorrer é necessário uma força que permita o deslocamento das moléculas de água da superfície evaporante e uma fonte de energia, para a necessária transformação de fase. A força citada é representada pela diferença de pressão de vapor entre a superfície evaporante e o ar que a envolve, sendo o saldo de radiação à superfície a fonte de energia para o processo. Segundo Penman, citado por VILLA-NOVA (22), o saldo de energia à superfície é responsável por três quartos do processo e apenas uma quarta parte é devida ao deficit de saturação associado ao efeito da transferência de massa.

A fórmula de Penman é um método combinado em que participam o método do balanço de energia e o aerodinâmico (20). Entendendo a dificuldade da medida de gradientes, PENMAN (12) combinou os dois métodos para derivar uma expressão aproximada que eliminou a necessidade de medições à superfície.

A equação proposta por PENMAN (12) baseia-se no fato de que, uma vez determinado o saldo de energia numa superfí-

cie natural, durante um período qualquer, pode-se estimar a fração desse saldo usada na evaporação. Como elemento atuante, também na evaporação, inclui-se ainda a ação do transporte, pelo vento, do vapor de água adjacente à superfície (22).

O termo aerodinâmico depende do poder evaporante do ar. Stanhill, citado por CHANG (5), correlacionou, em Israel, em base semanal, o poder evaporante do ar com a evaporação dada pelo evaporímetro de Piche, instrumento encontrado na maioria das estações meteorológicas. Encontrou uma correlação alta ($r = 0,89$), sendo que a correspondência entre as duas variáveis foi representada pela equação $E_a = 0,15E + 0,11$, em que E é a evaporação obtida no evaporímetro de Piche, em $\text{ml}.\text{dia}^{-1}$ (3). SILVA (18), trabalhando com a cultura de alfafa na região semi-árida do nordeste brasileiro, também encontrou bom ajustamento entre evapotranspiração medida através da variação de umidade do solo e a estimativa pelo método de Penman, quando utilizou a evaporação no Piche como o poder evaporante do ar. MOTA (10) afirma que, para as condições climáticas de Pelotas, RS, o ajustamento entre o poder evaporante da fórmula de Penman e a evaporação de Piche foi bom.

De acordo com CHANG (5), dadas as dificuldades na manipulação da equação de Penman, McCulloch apresentou tabelas para vários componentes da equação, enquanto Rijkoort e Kohler, Nardeson e Fox apresentaram nomogramas que tornaram possível a rápida solução gráfica da equação. CHANG (5), cita ainda que, Wang e Wang apresentaram nomogramas mensais para a estimativa da evaporação segundo Penman em função da temperatura e do brilho solar, em Wisconsin. Para a situação em que a variação do termo aerodinâmico é pequena, a evaporação é estimada a partir apenas do termo de energia.

A importância relativa dos dois termos (energético e aerodinâmico) na equação depende da razão entre a inclinação da curva de pressão de saturação de vapor e a constante psicrométrica, que por sua vez depende da temperatura. O termo aerodinâmico é geralmente menor que o termo energético, mas pode mostrar grande variação entre duas regiões próximas conforme afirma Stanhill, citado por CHANG (5). Desse modo,

quando o saldo de radiação é aproximadamente o mesmo dentro de uma área, o procedimento simplificado e proposto por Stanhill, pode ser usado para resolver a equação de Penman. Ele sugeriu que o saldo da radiação fosse medido numa estação central e o termo aerodinâmico fosse estimado a partir de medidas locais no evaporímetro de Piche. Quando os dois termos são comparados quantitativamente de acordo com a temperatura média do ar, o termo energético torna-se consideravelmente importante com o aumento da temperatura.

De acordo com CHANG (5), os resultados experimentais obtidos por Pruitt na Califórnia e em Washington, Stanhill em Israel, Chapas e Rees na Rodésia, Chang no Hawaii e King em Wisconsin, indicam que a equação de Penman é mais precisa do que a de Thornthwaite. Outros pesquisadores como SEDIYAMA (15) e SILVA (18) compararam os valores obtidos pelo método de Penman e a evapotranspiração medida, obtendo alta correlação. Esses valores obtidos, em condições climáticas diferentes, são evidências da universalidade do referido método.

Entre as fórmulas de maior eficiência, a equação de Penman foi recomendada por uma junta de trabalho organizada pela FAO e IAEA, em 1966, e comprovada em trabalho realizado por Stanhill, citado por VILLA-NOVA (22). A referida equação, usualmente mais acurada para períodos iguais ou superiores a cinco dias, não dá estimativa precisa para períodos diários. Em comparação com leituras lisimétricas, Businger, citado por CHANG (5), obteve estimativas através do método de Penman variando aproximadamente em 25% para períodos diários, enquanto que para períodos maiores que 25 dias a variação foi em torno de 1%.

A equação original de Penman somente dá estimativa de evaporação da água livremente exposta. Entretanto, a evapotranspiração numa superfície com vegetação é um pouco diferente. No sul da Inglaterra, a razão entre a evapotranspiração num gramado e a evaporação em superfície da água livremente exposta foi de aproximadamente 0,6 para o período de novembro a fevereiro, 0,8 para o período de maio a agosto e 0,7 para os outros quatro meses (5). O valor alto no verão é

presumidamente por causa da grande quantidade de energia resultante da intensa advecção nessa época. A razão entre a evapotranspiração potencial e a estimativa de Penman para evaporação da água, varia com a altura da vegetação, o clima e principalmente com o efeito oásis na área. Em áreas de forte advecção, a equação de Penman pode severamente subestimar a evapotranspiração potencial. Abdel-Aziz, citado por CHANG (5), achou necessário adicionar um termo advectivo na equação, para o cultivo de maçãs em regiões áridas dos Estados Unidos. No clima semi-árido central do estado de Washington, conforme afirma CHANG (5), Pruitt observou que a necessidade de água para o "trevo ladino" foi quase igual à estimativa de Penman para a evaporação da superfície de água livremente exposta. No Hawaii, a evapotranspiração potencial máxima de uma cultura de cana-de-açúcar excedeu à estimativa de Penman em aproximadamente 10% (5).

A não utilização do fluxo de calor para o solo, assumida por Penman, pode, em determinadas condições, ocasionar erros no método. Segundo Van Bavel e Hillel, citado por BERLATO e MOLION (3), o método combinado pode causar um erro de 5 a 10% no balanço de energia, proporcionando erro na estimativa da evaporação. Segundo os mesmos autores, o erro tende a aumentar quando a demanda evaporativa é alta. Para superfícies vegetadas, o termo de troca de calor com o solo (G) tem menor peso e erro para períodos de um dia ou mais, não afetando seriamente a evapotranspiração, embora, quando possível, deva-se usá-lo.

Segundo TANNER (20), Penman e Schofield, Tanner e Pelton introduziram correções teóricas na expressão de Penman, visando adaptá-la à estimativa da evapotranspiração potencial, considerando a influência dos estômatos e do comprimento do dia, além do fato de a temperatura da superfície vegetada diferir da que se verifica numa superfície plana e homogênea de água, exposta às mesmas condições. Tais fatores de correção foram criticados por Businger, em 1965, que sugeriu utilizar uma constante empírica de proporcionalidade, para obter a evapotranspiração a partir da evaporação estimada

pela equação de Penman.

Acredita-se que pode ser estabelecida uma equação de regressão entre evaporação estimada por Penman e a evapotranspiração real para uma certa cultura, região e época do ano, embora haja restrições quanto ao fato de se obter uma correlação satisfatória em se tratando de áreas em que seja significativa a advecção de calor (20).

Segundo JENSEN (7), quando a água evapora do solo ou das plantas, a energia é suprida pela radiação solar, por transferência turbulenta na atmosfera ou pelo calor armazenado no solo. A taxa de evaporação é influenciada pela energia disponível, pelo gradiente de pressão de vapor e pela resistência à transferência de vapor. Os três interagem continuamente mas só a radiação solar pode ser considerada independente. Uma vez que uma folha túrgida pode transpirar uma quantidade de água muitas vezes superior ao seu próprio peso em um dia de verão, o gradiente de vapor não pode ser mantido sem uma fonte de calor. Conseqüentemente, as taxas de fluxo de calor e vapor e os gradientes ajustam-se para manter o balanço de energia.

Em condições naturais de evaporação, o estado de uma dada massa de ar pode ser descrito pela sua temperatura e pressão de vapor. Sua energia térmica total é dada pela soma do calor sensível dependente da temperatura, e do calor latente dependente da pressão de vapor. Caso haja água disponível para evaporar-se em uma massa isolada de ar não saturado, a quantidade de calor latente aumenta e o calor sensível diminui. O processo pára quando o ar torna-se saturado à temperatura do bulbo úmido (T_w). Desde que a variação no calor latente (de) deve ser igual à variação no calor sensível (γdT), em que a constante psicrométrica é uma propriedade do ar seco, segue-se que:

$$e_w^0 - e = \gamma(T_z - T_w) \quad \text{eq. 25}$$

em que,

e_w^0 , é a pressão de vapor de saturação à temperatura do bulbo úmido;

e , a pressão de vapor atual;

T_w , a temperatura do bulbo úmido;

T_z , a temperatura do ar;

γ , a constante psicrométrica.

Se uma quantidade de calor (Q) for adicionada à referida massa de ar, ela se divide entre calor latente, caso haja água disponível, e calor sensível, aumentando e^0 e T . Para pequenas variações, tem-se:

$$de^0 = \Delta dT \quad \text{eq. 26}$$

em que, Δ é a tangente à curva de saturação do vapor de água ($\text{mmHg} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$). Os acréscimos na quantidade de calor latente e calor sensível serão:

- Acréscimo no calor latente:

$$\frac{\Delta Q}{\Delta + \gamma} \quad \text{eq. 27}$$

- Acréscimo no calor sensível:

$$\frac{\gamma Q}{\Delta + \gamma} \quad \text{eq. 28}$$

A taxa de evaporação em uma superfície úmida à temperatura T_{w0} , pode ser agora calculada pela taxa de acréscimo de calor latente no ar à temperatura T_z . Se o ar em T_z , com uma capacidade calorífica volumétrica ρc_p , é resfriado para T_{wz} , ele fornecerá $\rho c_p (T_z - T_{wz})$ calorias por cm^3 na evaporação. Se r_a é o tempo necessário para 1 cm^3 de ar trocar calor com uma superfície de 1 cm^2 , $1/r_a = h$ é a taxa de troca de energia em $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$. O fluxo de calor que o ar pode fornecer à superfície, para a evaporação (?), é:

$$LE_1^* = \frac{\rho_c p (T_z - T_{wz})}{r_a} = \frac{\rho_c p D}{r_a} \quad \text{eq. 29}$$

em que,

D é a depressão psicrométrica à altura z;

E_1^* é a taxa de evaporação.

Quando a água evapora, em condições de saturação, o calor latente deve ser obtido do saldo de radiação, R_n , ou do fluxo de calor do solo, G , na taxa:

$$LE_2^* = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G) \quad \text{eq. 30}$$

Para essa equação, Δ é avaliado à temperatura média entre a temperatura do ar (bulbo úmido) e a temperatura da superfície $(T_{wz} + T_{w0})/2$. Uma vez que a superfície está úmida e a pressão de vapor corresponde à pressão de saturação à temperatura da superfície, as equações 29 e 30 podem ser combinadas:

$$LE^* = L(E_1^* + E_2^*) = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G) + \frac{\rho_c p D}{r_a} \quad \text{eq. 31}$$

Para o ar, à temperatura T_z , Δ é determinado à temperatura média entre os valores do bulbo úmido e do bulbo seco, Δ' , então:

$$\frac{(e_z^0 - e_z)}{D} = \Delta' + \gamma$$

a equação 31 pode ser escrita:

$$LE^* = \frac{\Delta(R_n + G) + \rho_c p \frac{(e_z^0 - e_z)}{r_a}}{\Delta + \gamma} \quad \text{eq. 32}$$

Essa equação é semelhante à equação derivada por Penman, em 1948.

Se a pressão de vapor à superfície é menor que a pressão de saturação de vapor à temperatura do ar, o calor latente será liberado por causa da condensação, na taxa:

$$-LE_3^* = \frac{\rho_c p D_0}{r_a} \quad \text{eq. 33}$$

em que D_0 é a depressão psicrométrica à temperatura da superfície. Nessas condições, a taxa total de evaporação será:

$$LE^* = LE_1^* + LE_2^* + LE_3^* = \frac{\Delta(Rn + G)}{\Delta + \gamma} + \frac{\rho_c p (D - D_0)}{r_a} \quad \text{eq. 34}$$

em que,

LE_1^* , representa a conversão de calor sensível em latente (evaporação);

LE_2^* , representa a evaporação em ambiente saturado, na presença de uma fonte externa de energia;

LE_3^* , representa a conversão de calor latente em sensível, quando a pressão de saturação de vapor no ar é maior que a pressão de vapor na superfície do solo, havendo portanto uma inversão, e, ao invés de evaporação, verifica-se uma condensação (?).

As relações descritas nas equações 25 a 34 são graficamente ilustradas na Figura 1. Interpreta-se o gráfico da seguinte maneira:

Trajetó 1-2 - mostra o acréscimo na pressão de vapor (calor latente) que ocorre à medida em que a temperatura do ar T_z aproxima-se de T_{wz} , por resfriamento adiabático.

Trajetó 2-3 - representa o aumento na pressão de vapor e_{wz}^0 para $e_{w_0}^0$, da temperatura T_{wz} para a temperatura do bulbo úmido à superfície, T_{w_0} . Se a superfície está exposta ao ar, T_{w_0} seria a temperatura da superfície em evaporação.

Trajetó 3-4 - representa o decréscimo na pressão de vapor, associado com a dessaturação do ar, à temperatura T_{w_0} ,

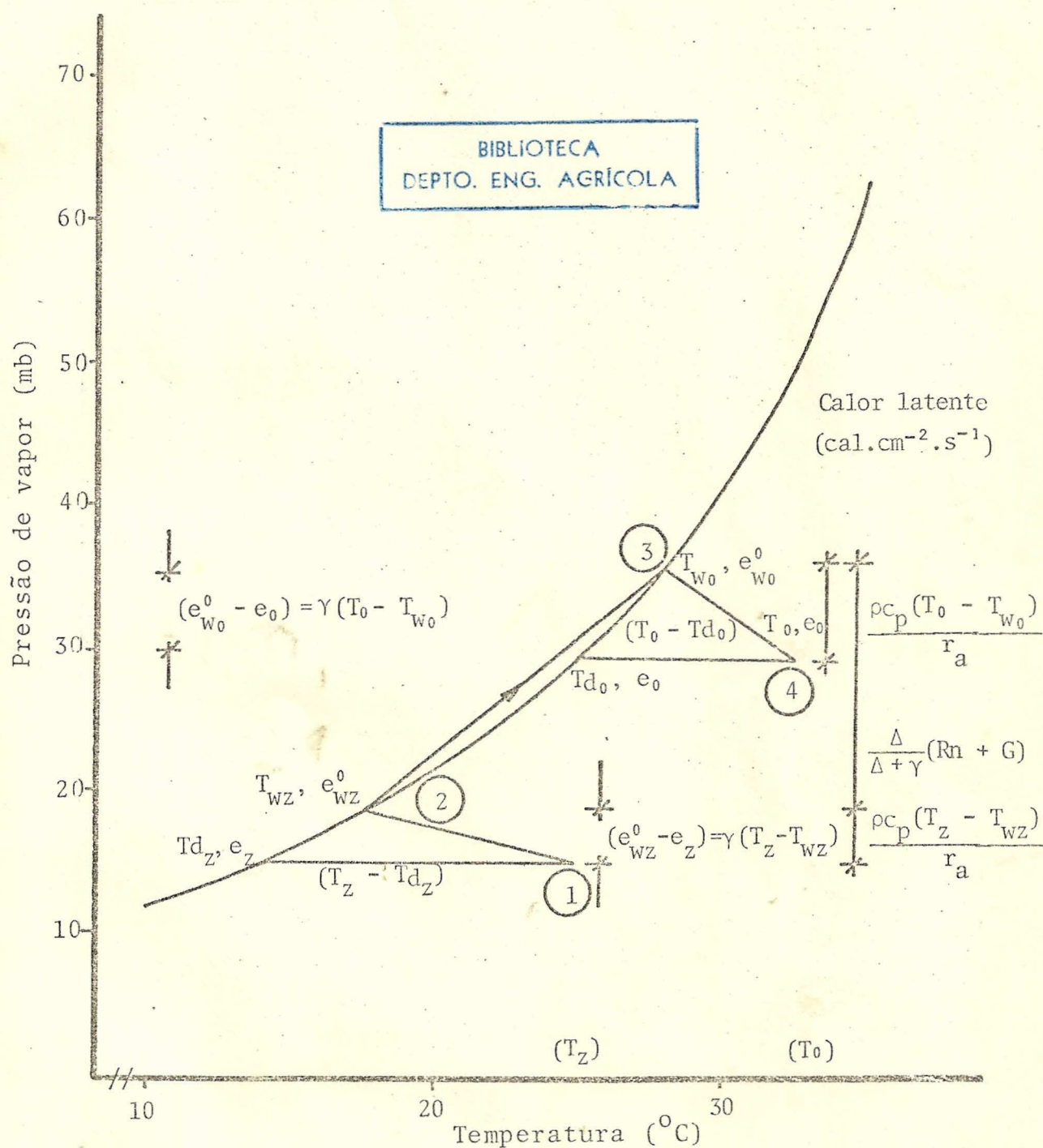


FIGURA 1 - Representação gráfica da relação entre pressão de vapor, temperatura e componentes das fórmulas de evaporação, segundo Montheith e Tanner, JENSEN (7).

para o conteúdo de umidade e_0 , liberando calor latente. Representa, também, o acréscimo na temperatura do ar para T_0 (temperatura da superfície).

Substituindo $1/r_a = h$ e $(e_z^0 - e_z)/D = \Delta + \gamma$, na equação 34, obtém-se:

$$LE^* = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn + G) + \frac{\rho c_p h}{\Delta + \gamma} [(e_z^0 - e_z) - (e_0^0 - e_0)] \quad \text{eq. 35a}$$

ou

$$LE^* = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn + G) + \frac{\rho c_p h}{\Delta + \gamma} [(e_0 - e_z) - (T_0 - T_z)\Delta] \quad \text{eq. 35b}$$

em que LE^* representa o fluxo de calor latente. Para se usarem as equações 35a e 35b, os termos Rn , G , h , T_z , e_z , e_0 e T_0 devem ser conhecidos. Nessas equações consideram-se $h_w = h$, e Δ deve ser calculado em $(T_0 + T_z)/2$, ou em T_z se $(T_0 - T_z)$ for um valor pequeno (?).

Para condições em que a água não é fator limitante, e a pressão de vapor igual à pressão de saturação à superfície, então $D_0 = (e_0^0 - e_0) = 0$, e a equação 35 se reduz a:

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn + G) + \frac{\rho c_p h}{\Delta + \gamma} (e_z^0 - e_z) \quad \text{eq. 36}$$

Essa é a equação original de Penman para evaporação potencial (E_p), sendo Δ calculado à temperatura do bulbo seco no nível z . Em condições úmidas, e_z^0 tende a e_z , e o valor mínimo da evaporação potencial será:

$$E_{pe} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn + G) \quad \text{eq. 37}$$

em que E_{pe} foi definida por McIlroy como evaporação potencial de equilíbrio (?).

Segundo SHAW (17), por causa das dificuldades na ob-

tenção das propriedades da superfície, muitas tentativas têm sido feitas para eliminar as necessidades desses dados. Isso pode ser contornado assumindo-se que a troca de energia na superfície está em balanço, e o melhor exemplo conhecido dessa aproximação é o de Penman, que estimou a evaporação de uma superfície de água livremente exposta, eliminando a necessidade do conhecimento da temperatura da superfície da água e conseqüentemente pressão de vapor, a partir das equações de transferência global. Um outro desenvolvimento desse princípio permite estimar a taxa de evapotranspiração para uma vegetação, assumindo que a mesma pode ser caracterizada por uma única temperatura da superfície (T_0) e pressão de vapor (e_0), desprezando-se a complexidade do dossel real, e considerando-se que as fontes de calor e de vapor de água são distribuídas espaçadamente em frações idênticas. Então, podem-se escrever os fluxos de calor sensível e latente como:

$$H = \frac{\rho c_p [T_0 - T_z]}{r_{ah}} \quad \text{eq. 38}$$

$$LE = \frac{\rho c_p [e_0 - e_z]}{\gamma r_{aw}} \quad \text{eq. 39}$$

em que γ é a constante psicrométrica, dada por:

$$\gamma = \frac{c_p P}{0,622 L} \quad \text{eq. 40}$$

Uma vez que existe uma resistência fisiológica adicional para a difusão de vapor de água das plantas, é possível escrever que:

$$LE = \frac{\rho c_p [e_s(T_0) - e_0]}{\gamma r_s} \quad \text{eq. 41}$$

em que,

T_0 , é a temperatura da superfície das folhas;
 r_s , a resistência média estomatal;
 T_z , a temperatura à altura z ;
 e_z , a pressão de vapor à altura z ;
 e_s , a pressão de vapor de saturação na cavidade estomatal.

A equação 41 expressa, na forma da Lei de Ohm, o fluxo de vapor de água como uma função da diferença na concentração de vapor entre a cavidade estomatal (assumindo que e_s ocorre à temperatura da folha T_0) e à superfície das folhas. Isso pode ser assegurado para uma folha isolada, mas pode ser assumido também para a evaporação num dossel. A quantidade de r_s representa a resistência média estomatal, avaliada de acordo com a contribuição para a taxa total de transpiração (17).

A temperatura T_z e a pressão de vapor e_z são medidas rotineiramente na altura do abrigo. Se se deseja estimar a taxa de evaporação como uma função das resistências aerodinâmicas r_{ah} e r_{aw} , e da resistência fisiológica r_s , usando-se as três equações 38, 39 e 41, que contêm quatro incógnitas H , E e as propriedades de superfície T_0 e e_0 , a solução só poderá ser obtida pela informação de que a energia disponível é dividida entre os fluxos de calor latente e sensível, ou seja:

$$(Rn + G) = H + LE \quad \text{eq. 42}$$

em que Rn é o saldo de radiação à superfície e G é o fluxo de calor no solo. Considerando $(Rn + G)$ como uma quantidade conhecida, procede-se da seguinte maneira:

- Explicitando e_0 nas equações 39 e 41, e igualando-se as duas equações resultantes para e_0 , tem-se:

$$LE(r_{aw} + r_s) = \frac{\rho c_p}{\gamma} [e_s(T_0) - e_z] \quad \text{eq. 43}$$

$$\text{Chamando } \Delta = \frac{e_s(T_0) - e_s(T_z)}{T_0 - T_z}, \text{ tem-se:}$$

$$e_s(T_0) = e_s(T_z) + \Delta(T_0 - T_z) \quad \text{eq. 44}$$

em que Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor de saturação à temperatura média entre T_0 e T_z , ou simplesmente em T_z para uma aproximação satisfatória.

- Explicitando H nas equações 38 e 42, e igualando-se, resulta:

$$T_0 - T_z = \frac{r_{ah}}{\rho c_p} [(Rn + G) - LE] \quad \text{eq. 45}$$

- Substituindo a equação 45 em 44 tem-se:

$$e_s(T_0) = e_s(T_z + \Delta \frac{r_{ah}}{\rho c_p} [(Rn + G) - LE]) \quad \text{eq. 46}$$

- Substituindo a equação 46 em 43, elimina-se T_0 . Então:

$$LE(r_{aw} + r_s) = \frac{\rho c_p}{\gamma} \{e_s(T_z) - e_z + \Delta \frac{r_{ah}}{\rho c_p} [(Rn + G) - LE]\} \quad \text{eq. 47}$$

- Rearranjando a equação 47, tem-se uma expressão para estimar o fluxo de calor latente (LE), ou seja, a taxa de evapotranspiração:

$$LE = \frac{(Rn + G) + \frac{\rho c_p}{\Delta r_{ah}} [e_s(T_z) - e_z]}{1 + \frac{\gamma}{\Delta} \left(\frac{r_{aw} + r_s}{r_{ah}} \right)} \quad \text{eq. 48}$$

a qual se reduzirá para a forma original de Penman, considerando-se a superfície úmida, na qual $r_s = 0$ (17).

Equações como essas são usadas frequentemente para estimar a evapotranspiração real ou potencial, ou para predi

zer variações induzidas por mudanças nos fatores atmosféricos ou fisiológicos. É interessante agora verificar a variação da evapotranspiração com a velocidade do vento. Para isso assume-se $r_{ah} = r_{aw} = r_a$ e diferencia-se a equação 48 com relação a r_a , obtendo-se a relação:

$$L \frac{dE}{dr_a} = \frac{(Rn + G) \frac{\gamma r_s}{\Delta} - \frac{\rho c_p}{\Delta} [e_s(T_z) - e_z] (1 + \frac{\gamma}{\Delta})}{[(1 + \frac{\gamma}{\Delta}) r_a + \frac{\gamma}{\Delta} r_s]^2} \quad \text{eq. 49}$$

a qual indica que, para superfície úmida, $r_s = 0$, $dE/dr_a < 0$, e que a perda de água aumenta com o acréscimo na velocidade do vento, uma vez que a resistência, r_a , diminui. A equação 49 indica ainda que dE/dr_a pode mudar de sinal, dependendo da magnitude da resistência fisiológica (r_s). Um valor crítico para r_s pode ser definido quando $dE/dr_a = 0$, tal que:

$$r_s(\text{crítico}) = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{[e_s(T_z) - e_z]}{(Rn + G)} (1 + \frac{\gamma}{\Delta}) \quad \text{eq. 50}$$

Se r_s for maior que esse valor, a taxa de evapotranspiração decresce com o aumento da velocidade do vento. A taxa de evapotranspiração é controlada pela quantidade de energia disponível. A partição de tal energia em calor sensível e calor latente pode-se ajustar de tal modo que a perda de calor sensível seja favorecida, em relação à perda de calor latente, com o aumento da velocidade do vento, quando a maior resistência à difusão de vapor de água é a componente fisiológica (16).

Segundo SILVA (18), o processo aerodinâmico em que se fundamentam alguns métodos para o cálculo da evaporação, ou da evapotranspiração, baseia-se na equação:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[K_{zz} \frac{\partial}{\partial z} \bar{C} \right] = 0 \quad \text{eq. 51}$$

em que K_{zz} é o coeficiente de difusão turbulenta e $\bar{C}$ é a concentração do escalar. O termo entre colchetes representa o fluxo vertical turbulento médio da entidade escalar. Para os casos específicos do momentum, do calor sensível e do calor latente, têm-se as equações 13, 14 e 15, expressas em seus valores médios, ou seja:

$$\bar{\tau} = K_m \bar{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \bar{u}$$

$$\bar{H} = -\bar{\rho} K_h c_p \frac{\partial}{\partial z} \bar{\theta}$$

$$L\bar{E} = -K_w L \bar{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \bar{q}$$

em que os fluxos são representados como médios e $\bar{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \bar{q}$, $\bar{\rho} c_p \frac{\partial}{\partial z} \bar{\theta}$ e $\bar{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \bar{u}$ são as concentrações para calor latente, sensível e momentum, respectivamente (18).

Segundo Gangopadhyaya e outros, citados por SILVA (18), na prática, para pequenos intervalos de tempo, próximo à superfície, o gradiente adiabático de temperatura pode ser substituído pelo gradiente observado. Logo, $\bar{\theta} \approx \bar{T}$.

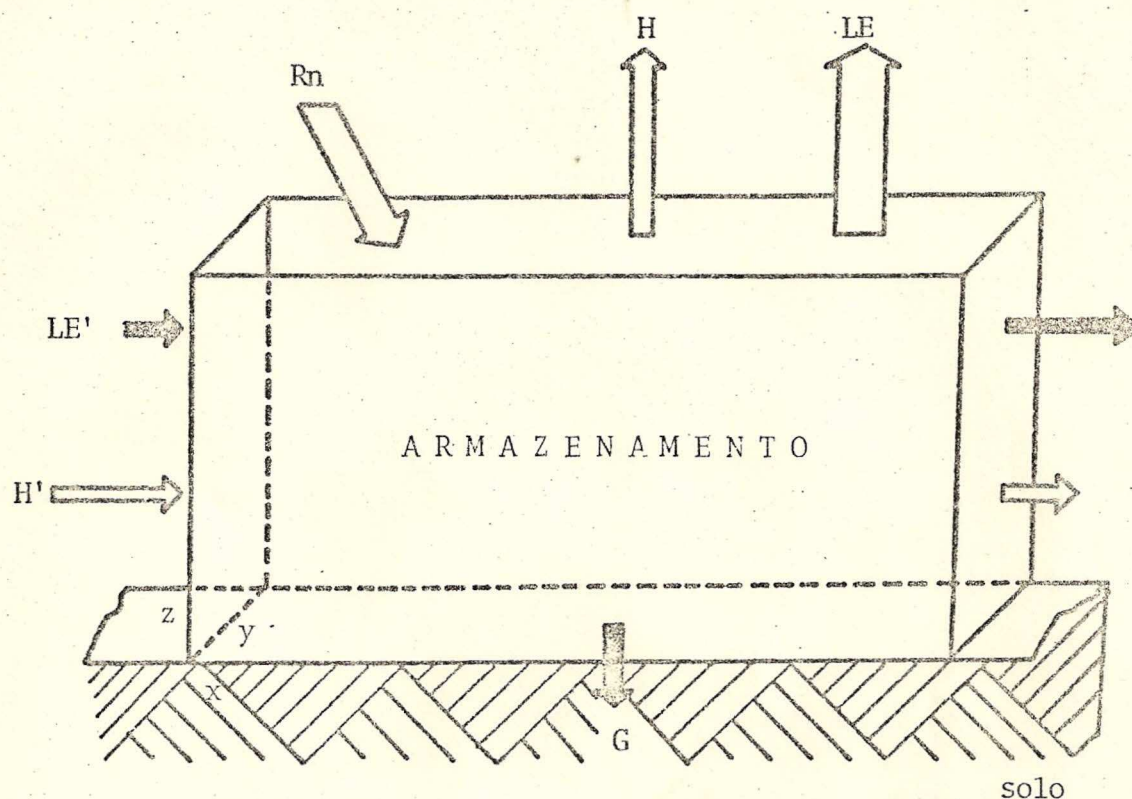
Relacionando as equações 15 e 13, obtém-se:

$$\frac{L\bar{E}}{\bar{\tau}} = - \frac{K_w}{K_m} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \bar{u}} \quad \text{eq. 52}$$

Essa é a equação fundamental para o cálculo da evaporação pelo processo aerodinâmico.

O processo do balanço de energia baseia-se na soma dos fluxos de energia na superfície, incluindo os fluxos de radiação, calor sensível, calor latente, calor do solo e outros fluxos (20).

Segundo SILVA (18), a aplicação do princípio da conservação da energia em relação a um volume de controle (Figura 2) cuja base coincida com a interface solo-atmosfera e a altura seja superior à da vegetação existente no local consi



→ Divergência horizontal de calor

→ Divergência horizontal de vapor de água

Armazenamento {
 Variação de temperatura da cultura
 Variação de temperatura do ar úmido
 Variação da umidade absoluta

FIGURA 2 - Representação esquemática do balanço de energia completo, numa superfície vegetada, TANNER (20)

derado, permite estabelecer que:

$$R_n + G + H + LE + H' + LE' + \Delta Q_F + \Delta Q_V = 0 \quad \text{eq. 53}$$

em que,

- Rn, é o saldo da radiação, isto é, o fluxo de energia radiante efetivamente disponível, após descontadas as perdas por reflexão, emissão e condução de energia;
- G, o fluxo de calor sensível decorrente das trocas com o solo próximo;
- H, o fluxo de calor sensível, transportado por turbulência, para a atmosfera;
- LE, o fluxo turbulento de calor latente associado à evapotranspiração;
- H', o fluxo de calor sensível decorrente da advecção de massa;
- LE', o fluxo de calor latente associado à advecção de vapor de água;
- ΔQF , a variação no armazenamento de energia decorrente da atividade fotossintética da vegetação;
- ΔQV , a variação no armazenamento de calor sensível e latente, no interior do volume considerado.

São considerados positivos os fluxos dirigidos para o interior do volume considerado (Figura 2).

O termo ΔQF representa cerca de 1 a 2% do saldo de radiação (Rn) podendo ser desprezado para períodos longos, o mesmo acontecendo com ΔQV . Por outro lado, no caso de uma vegetação que ofereça uma cobertura uniforme, os termos de divergência podem também ser desprezados ao se considerarem períodos superiores a um dia e pontos suficientemente afastados dos limites da cultura. Finalmente, o fluxo médio G, ao longo de um dia, pode ser desprezado segundo SELLERS (16) e portanto, a equação 53 reduz-se a:

$$\bar{R}_n = \bar{L}\bar{E} + \bar{H} \quad \text{eq. 54}$$

Desde que os demais termos sejam conhecidos, as expressões 53 e 54 permitem estabelecer a energia consumida na evapotranspiração, para intervalos de tempo curto e longo, respectivamente. A utilização dessas expressões na prática não é simples, face à necessidade de se medir H que, segundo PRIESTLEY (13) envolve muitos obstáculos. Para contornar essa difi-

culdade, costuma-se lançar mão da razão de Bowen, definida como:

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad \text{eq. 55}$$

Tendo em vista as equações 14 e 15, e considerando-se ainda $K_h \approx K_w \approx K_m$, a equação 55 torna-se:

$$\beta = \frac{c_p}{L} \left(\frac{\partial T}{\partial q} \right) \quad \text{eq. 56}$$

sendo $\bar{E}$ o fluxo vertical médio de vapor de água medido a uma distância muito pequena da superfície evaporante. Usando-se $\bar{q}$ em função de $\bar{e}$ e admitindo-se $\bar{P}$ constante, a expressão anterior torna-se:

$$\beta = \gamma \left(\frac{\Delta T}{\Delta \bar{e}} \right) \quad \text{eq. 57}$$

em que os infinitésimos foram substituídos pelas respectivas diferenças finitas (18).

André, em 1973, citado por SILVA (18), revelou ser bastante viável a utilização da equação 57 para estimar a evaporação, em solo descoberto, pelo processo do balanço de energia.

Combinando as equações 54 e 57, obtêm-se:

$$\bar{Rn} = L\bar{E} \left(1 + \gamma \frac{\Delta T}{\Delta \bar{e}} \right) \quad \text{eq. 58}$$

a qual foi empregada por Budyko, em 1958, e por Ferreira e Peixoto, em 1962, segundo SILVA (18), para determinar a evaporação média ($\bar{E}$) a partir do balanço energético e da média dos valores da temperatura do ar (T_z) e da pressão de vapor (e) correspondente, tomados em dois níveis próximos da superfície.

A partir das equações 14 e 54 demonstra-se que:

$$\bar{R}_n = L\bar{E} - K_w \bar{\rho} c_p \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad \text{eq. 59}$$

em que K_h foi substituído por K_w . Essa expressão pode ainda ser escrita:

$$\bar{R}_n = L\bar{E} - K_w \bar{\rho} c_p \frac{\partial \bar{T}}{\partial \bar{q}^0} \frac{\partial \bar{q}^0}{\partial z} \quad \text{eq. 60}$$

em que $\bar{q}^0$ é a umidade específica de saturação obtida através de sua fórmula clássica, quando a pressão de vapor ($\bar{e}$) assume o valor máximo ($\bar{e}^0$), à temperatura e pressão constantes. A última expressão pode ainda ser escrita como:

$$\frac{\bar{R}_n}{L} = \bar{E} - \frac{K_w \bar{\rho} c_p \bar{P}}{0,622 L} \frac{\partial \bar{T}}{\partial \bar{e}^0} \left[\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} + \frac{\partial (\bar{q}^0 - \bar{q})}{\partial z} \right] \quad \text{eq. 61}$$

a qual considerando as equações 15 e 40, torna-se:

$$\frac{\bar{R}_n}{L} = \bar{E} + \frac{\partial \bar{T}}{\partial \bar{e}^0} \gamma [\bar{E} - \bar{E}_a] \quad \text{eq. 62}$$

em que $\bar{E}_a$ é o poder evaporante do ar, ou seja:

$$\bar{E}_a = K_w \bar{\rho} \frac{\partial (\bar{q}^0 - \bar{q})}{\partial z} \quad \text{eq. 63}$$

Da equação 26 tem-se que $\Delta = \frac{\partial \bar{e}^0}{\partial \bar{T}}$. Substituindo na equação 62, resulta em:

$$E = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} \frac{R_n}{0,1 L} + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1} \quad \text{eq. 64}$$

a qual é a equação de Penman na sua forma mais utilizada para o cálculo da evaporação onde, por facilidade, foram omitidas as indicações de valor médio e o saldo de radiação ($R_n/0,1 L$) expresso em equivalente lâmina de água (18).

Segundo BERLATO e MOLION (3), a equação 64 foi proposta para estimar a evaporação da água livremente exposta. Penman apresentou duas soluções possíveis, uma empírica e outra analítica, para determinar a evapotranspiração potencial no caso de um sistema solo-planta, considerando que, quando se trata de evapotranspiração, surgem dois novos fatores, o solo e a planta.

A solução empírica pode ser dada pela fórmula:

$$ETP = fE \quad \text{eq. 65}$$

em que,

ETP, é a evapotranspiração potencial;

E, a evaporação de uma superfície de água livremente exposta;

f, um fator de conversão.

Esse fator de conversão é determinado experimentalmente através de medidas simultâneas de ETP e E. Para o caso da superfície vegetada com grama (porte baixo), Penman, em 1965, segundo BERLATO e MOLION (3), cita que o valor médio anual de f foi de 0,75, nas condições do sudeste da Inglaterra. Ele mostra também que houve uma acentuada variação estacional dessa relação. O valor de f, como uma constante empírica, tem que ser determinado para cada local.

No enfoque analítico, a preocupação foi concentrada em se encontrar um valor teórico para f, baseado em princípios físicos e fisiológicos. Segundo Penman e Schofield, citados por BERLATO e MOLION (3), foi estabelecida uma aproximação aerodinâmica, para avaliar a resistência à difusão do vapor de água de dentro para fora da folha, como uma função da geometria do estômato e da população. Isso forçou a introdução de um fator de estômato denominado S. Baseados no fato de que, para muitas plantas, a abertura dos estômatos é fenômeno dependente da luz, e, que, portanto, a oportunidade de transpiração seria uma função do comprimento do dia, os autores incluíram um outro fator M chamado de fator de comprimento do dia.

A fórmula de Penman adaptada para estimar a ETP seria dada por:

$$ETP = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} \frac{R_n}{0,1 L} + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + \frac{1}{SM}} \quad \text{eq. 66}$$

em que R_n é o saldo de radiação sobre a vegetação.

O termo M determina a variação estacional de f . Ambos, M e S , são sempre menores que a unidade, indicando que a ETP é sempre menor que E . Também R_n sobre a superfície de uma cultura é menor que o R_n sobre uma superfície líquida, porque o albedo das culturas é maior que o albedo da água. Essa é outra causa de ETP ser menor que E . A conclusão de que a evapotranspiração potencial é menor que a evaporação de uma superfície de água livremente exposta está baseada em trabalhos experimentais onde a cultura utilizada é de pequeno porte (grama), conforme a definição de evapotranspiração potencial ou transpiração potencial (3).

A equação 66, conforme Penman, em 1956, não é uma equação de uso freqüente. Serve, entretanto, para generalizar o princípio de que a ETP é menor que E (3).

Na prática, a equação utilizada para determinar ETP é basicamente a mesma que se utiliza para a evaporação de superfície de água livremente exposta. Apenas o termo saldo de energia é referente à superfície vegetada. Quando o saldo não é medido, e sim estimado através de fórmulas empíricas, deve-se levar em conta o albedo próprio da cultura em questão. A equação recomendada, nesse caso, em função do vento, é a primeira aproximação de Penman (3).

De acordo com SILVA (18), o poder evaporante do ar é de difícil obtenção, constituindo a mais séria dificuldade para a aplicação da equação de Penman. Para o caso de uma superfície líquida, pode-se admitir a saturação do ar próximo à água, e assim, tem-se:

$$E_a = K_w \rho \frac{(q^0 - q)}{z} \quad \text{eq. 67}$$

a qual pode ser obtida a partir do deficit de saturação ($e^0 - e$) médio, tomado a uma altura z da superfície. Essa aproximação não elimina, portanto, a dificuldade em se obter ρ e K_w (18).

Penman, em 1956, enfatizou que a forma exata da função E_a não deve constituir uma séria limitação à aplicação do método; isso porque o termo energético da equação contribui mais efetivamente do que E_a no resultado da evaporação.

Segundo Penman, em 1956, e Rijtema, em 1958, citados por SILVA (18), de um modo geral aceita-se que E_a seja função da velocidade do vento e do teor de umidade do ar, expressa por uma equação de tipo análogo à da Lei de Dalton, para a evaporação. Penman, em 1956, empregou a seguinte equação para o caso de superfície da água livremente exposta:

$$E_a = 0,35(0,5 + 0,01 u_2)(e^0 - e) \quad \text{eq. 68}$$

em que,

E_a , é expresso em mm de água por dia;

u_2 , a velocidade do vento, em milhas náuticas por dia, ao nível de 2 m de altura acima da superfície evaporante;

$(e^0 - e)$, o deficit de saturação do ar, tomado ao nível do abrigo, em mmHg.

TANNER (20) salienta que a equação de Penman, para estimar a evapotranspiração máxima em culturas irrigadas nas regiões semi-áridas, deve levar em conta a advecção de calor.

Como a velocidade do vento nas estações meteorológicas geralmente é medida a 10 m de altura (u_{10}), uma relação proposta por Pasquill, em 1949, e utilizada para a redução da mesma para 2 m de altura (u_2):

$$\frac{u_2}{u_{10}} = \left(\frac{z_2}{z_{10}}\right)^{K_0} \quad \text{eq. 69}$$

em que z_2 e z_{10} , são as alturas de tomada da velocidade e K_0

é uma constante igual a $1/7$ (22).

Para o caso de superfícies rugosas, a equação 68 torna-se (3):

$$E_a = 0,35(1 + 0,01 u_2)(e^0 - e) \quad \text{eq. 70}$$

Rohwer, citado por CHANG (5), determinou, em 1931, a seguinte relação:

$$E_a = 0,40(1 + 0,17 u_2)(e^0 - e) \quad \text{eq. 71}$$

Com relação ao termo do balanço de energia da equação de Penman, quando não se dispõe de medidas diretas de R_n , é possível obter-se um valor estimado, a partir da equação:

$$R_n = Q_g(1 - \alpha) - Q_\ell \quad \text{eq. 72}$$

em que, Q_g é a radiação global; α o albedo da superfície; e Q_ℓ corresponde à perda efetiva de radiação pela superfície terrestre, todos tomados em termos médios. Quando são disponíveis medidas de Q_g e α , o termo Q_ℓ pode ser estimado por várias equações.

Uma vez que a planimetria de actinogramas não é normalmente realizada nas estações meteorológicas, a radiação global pode ser estimada por equações empíricas, como a clássica equação de Ångström, ou seja:

$$Q_g = Q_0(a + b n/N) \quad \text{eq. 73}$$

em que, Q_g é a radiação solar global à superfície; Q_0 é a radiação solar que atinge uma superfície plana e horizontal, situada no topo da atmosfera; a e b são constantes empíricas determinadas para cada local. Sá, em 1973, citado por SILVA (18), encontrou como valores médios $a = 0,241$ e $b = 0,584$, para Juazeiro, BA. ALVES (1) encontrou valores médios de a e b para todos os meses do ano, em Viçosa, MG. Cervellini, Sala

ti e Godoy, em 1960, encontraram $a = 0,24$ e $b = 0,58$, para o Estado de São Paulo, segundo VILLA-NOVA (22).

2.5. Estimativa da Perda Efetiva de Radiação pela Superfície Terrestre (Q_ℓ)

Segundo SELLERS (16), a perda efetiva de radiação pela superfície terrestre (saldo de radiação de ondas longas ou saldo de radiação infravermelha) consiste de duas componentes básicas: o total de energia de ondas longas emitido para fora da superfície ($I_\uparrow$), o qual é função da emissividade (ϵ) e da temperatura (T_0) e a contra-irradiação da atmosfera ($I_\downarrow$), que é função principalmente da temperatura do ar (T_z), do vapor de água precipitável (W_a) e da cobertura de nuvens (n). Assim, tem-se:

$$Q_\ell = I_\uparrow - I_\downarrow = f(T_z, T_0, \epsilon, W_a, n) \quad \text{eq. 74}$$

Essas componentes podem ser determinadas por medidas diretas, a partir de cartas de radiação, ou por equações empíricas derivadas de dados medidos.

Muitas fórmulas simples que utilizam comumente parâmetros meteorológicos medidos (temperatura, pressão de vapor e umidade), para estimar a perda efetiva de radiação, em condições de céu claro (Q_ℓ), são usadas quando não forem possíveis medições diretas com pirgeômetros, ou indiretamente, com cartas de radiação. As equações mais usadas são as seguintes:

- *Equação de Ångström*: pode ser escrita da seguinte maneira:

$$I_{\downarrow 0} = \epsilon \sigma T_a^4 (a_0 - b_0 10^{-c_0 e}) \quad \text{eq. 75}$$

em que,

$I_{\downarrow 0}$, é a contra-irradiação para céu claro;

T_a , a temperatura absoluta próximo à superfície (K);
 ϵ , a emissividade da superfície;
 σ , a constante de Stefan-Boltzmann; é igual a $5,769 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ ou $8,14 \cdot 10^{-11} \text{ ly} \cdot \text{min}^{-1} \cdot \text{K}^{-4}$
 a_0 , b_0 e c_0 , são constantes empíricas.

Uma vez que:

$Q_\ell = I\uparrow - I\downarrow_0$ e $I\uparrow = \epsilon \sigma T_0^4$ e considerando $T \approx T_0$,
 então:

$$Q_\ell = \epsilon \sigma T_a^4 (1 - a_0 + b_0 10^{-c_0 e}) \quad \text{eq. 76}$$

Os valores encontrados para as constantes diferem de uma pesquisa para outra, dependendo de como eles são obtidos. Em geral variam nas seguintes faixas: $a_0 = 0,710$ a $0,820$; $b_0 = 0,148$ a $0,326$ e $c_0 = 0,041$ a $0,094$, quando a pressão é dada em milibars.

Geiger, em 1961, citado por JENSEN (7), usou $a_0 = 0,820$; $b_0 = 0,250$ e $c_0 = 0,094$.

O efeito do termo exponencial na equação 76 é pequeno para valores de e superiores a 17 mb. Nessas condições, a perda efetiva de radiação pela superfície terrestre para céu claro, é menor que 20% da radiação infravermelha total emitida da superfície terrestre. Quando o ar está muito seco, $Q_\ell / I\uparrow$ raramente excede 0,30. Nos Estados Unidos, os valores médios de $Q_\ell / I\uparrow$ são 0,226 e 0,182 para janeiro e julho, respectivamente (16).

- *Equação de Brunt*: expressa a contra radiação para o céu claro, na forma:

$$I\downarrow_0 = \epsilon \sigma T_a^4 (a_1 + b_1 \sqrt{e}), \text{ logo:}$$

$$Q_\ell = \epsilon \sigma T_a^4 (1 - a_1 - b_1 \sqrt{e}) \quad \text{eq. 77a}$$

em que, $a_1 = 0,256$ e $b_1 = 0,065$. Outros pesquisadores citam valores na faixa de $a_1 = 0,34$ a $0,71$ e $b_1 = 0,023$ a $0,110$.

Geiger, citado por VILLA-NOVA (22), introduziu em 1950 um fator de correção, U , para dias nublados, estimado por $U = 0,1 + 0,9n/N$. Assim tem-se:

$$Q_{\ell} = \epsilon \sigma T_a^4 (1 - a_1 - b_1 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 n/N) \quad \text{eq. 77b}$$

em que n é o número real de horas de brilho solar e N é o número máximo possível de horas de brilho solar.

Tanner e Pelton, em 1960, citados por SILVA (18), estabeleceram que o erro padrão da estimativa de Q_{ℓ} por essa fórmula pode atingir cerca de $18 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, quando comparado com valores medidos, desaconselhando-a para curtos períodos de tempo.

- *Equação de McDonald*: é conhecida também como equação da umidade relativa. O fluxo infravermelho foi calculado usando-se o diagrama de Elsasser e sondagens médias mensais (U. S. WEATHER BUREAU, 1957) para janeiro e julho, em 53 estações, sendo 45 nos Estados Unidos, 3 no Caribe e 5 no México.

Esses dados foram bem correlacionados com a umidade relativa (UR) à superfície, com o seguinte resultado para cada dois meses combinados:

$$Q_{\ell} = \epsilon (0,165 - 0,000769 \text{ UR}) \quad \text{eq. 78}$$

em que Q_{ℓ} é dado em ly.min^{-1} e UR em percentagem. O erro padrão da estimativa para essa fórmula foi de $0,0085 \text{ ly.min}^{-1}$ (16).

- *Equações de Swinbank*: com base em medidas feitas na Austrália e Oceano Índico, Swinbank concluiu que a contra-radiação pode ser estimada com um alto grau de precisão a partir somente da temperatura da superfície. Assim duas expressões foram propostas, como se segue:

$$Q_{\ell} = \epsilon (0,245 - 0,214 \sigma T_a^4) \quad \text{eq. 79}$$

$$Q_{\ell} = \epsilon \sigma T_a^4 (1 - 9,35 \cdot 10^{-6} T_a^2) \quad \text{eq. 80}$$

Existem outras equações de uso menos difundido, como as propostas por Robitzsch, Elsasser e Loenquist, Anderson, Anderson e Budyko (16).

A maioria dessas equações fornecem valores médios diários de Q_{ℓ} com um erro de até 10%, quando a pressão de vapor da superfície está entre 9 e 27 mb. Para valores maiores ou menores de pressão de vapor, os erros podem tornar-se grandes. Cerca de 70% das estações usadas por McDonald tiveram pressão de vapor à superfície menor que 9 mb em janeiro, e 23% tiveram valores maiores que 27 mb em julho (16).

3. MATERIAL E MÉTODOS

O material e a metodologia utilizados no desenvolvimento desta pesquisa serão descritos em sub-itens, como se segue:

3.1. Escolha da Área

A presente pesquisa foi realizada em Viçosa, MG, cujas coordenadas geográficas são: Latitude $20^{\circ}45'$ S, Longitude $42^{\circ}51'$ W e altitude de 651 m em área plantada com grama batatais (*Paspalum notatum* L.), localizada próxima ao Laboratório de Armazenamento e Processamento de Produtos Vegetais do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa, por ser uma área plana e representativa da topografia da região, na qual já foram desenvolvidos alguns trabalhos de micrometeorologia.

3.2. Estabelecimento das Fases do Experimento

Com o objetivo de verificar, para as condições climáticas de Viçosa, as variações temporais de evapotranspiração,

os dados foram coletados em duas épocas diferentes, sendo a fase I composta de oito dias em junho e a fase II de 15 dias entre agosto e setembro. As observações foram realizadas às 8 horas de cada dia para ambas as fases.

3.3. Estimativa do Poder Evaporante do Ar

Para estimar o poder evaporante do ar usou-se a equação 70, transformada para:

$$E_a = 0,35(1 + 0,00625 u_2)(e^0 - e),$$

em que a velocidade do vento, a dois metros de altura (u_2), é expressa em $\text{km} \cdot \text{dia}^{-1}$ e foi medida por um anemômetro totalizador, de conchas, modelo Belfort, para períodos de 24 horas.

Estimou-se a pressão de vapor de saturação (e^0) com o auxílio da fórmula de Tetens segundo BERRY *et alii* (4), ou seja:

$$e^0 = 4,58 \cdot 10^{\left(\frac{7,5 T}{237,3 + T}\right)} \quad \text{eq. 81}$$

em que e^0 é expressa em mmHg.

A pressão de vapor atual (e) foi estimada pela seguinte relação:

$$e = \frac{e^0 \text{ UR}}{100} \quad \text{eq. 82}$$

em que a umidade relativa (UR) é dada em percentagem e a pressão de vapor atual em mmHg.

Obteve-se a umidade relativa (UR) e a temperatura do ar (T) diretamente no local do experimento por meio de um termohigrógrafo modelo Thies, aferido diariamente com as leituras de um psicrômetro de ventilação forçada modelo Bendix,

e por um termômetro de mercúrio em vidro.

3.4. Estimativa do Balanço de Energia

O saldo de radiação de ondas longas (Q_ℓ) foi obtido por resíduo a partir da equação 72, ou seja:

$$Q_\ell = Q_g(1 - \alpha) - R_n \quad \text{eq. 83}$$

A radiação global (Q_g) foi medida no local do experimento por meio de um piranômetro Lambrecht, nº 2318 (Figura 3), na primeira fase, e um piranômetro Eppley, nº 9653, na segunda fase. Os valores obtidos foram registrados continuamente, por meio de um registrador H & B, na primeira fase, e um "Speedomax H", na segunda fase.

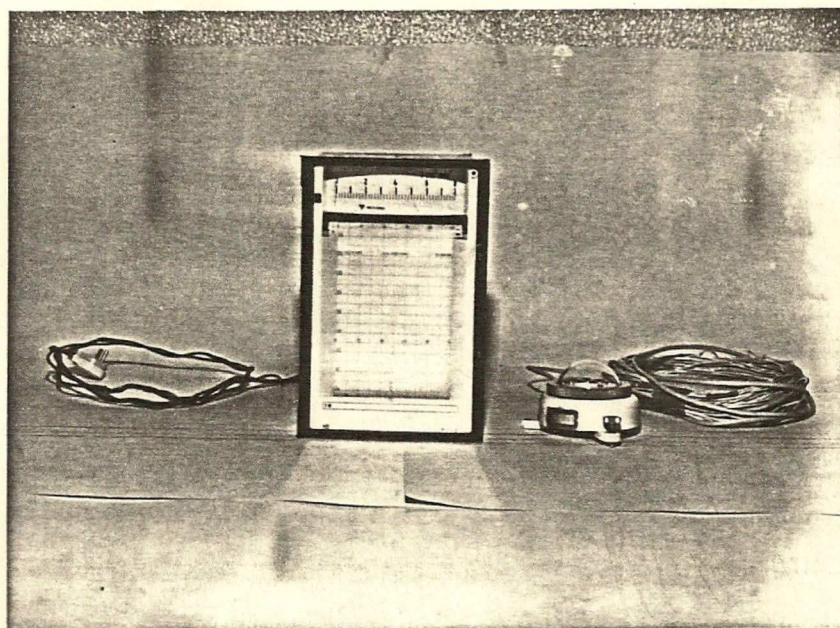


FIGURA 3 - Piranômetro de Lambrecht, nº 2318, e um registrador H & B, usados para medir a radiação global (Q_g)

O albedo (α) foi determinado pela relação entre a integração das curvas de radiação refletida e radiação global (Figura 4) para seis dias da fase I, ou seja:

$$\alpha = \frac{Q_r}{Q_g} \quad \text{eq. 84}$$

em que Q_r é a radiação refletida pela superfície em $\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, a qual foi medida pelo piranômetro Eppley, nº 9653, usando o referido registrador "Speedomax H".

Para o saldo de radiação (R_n), também medido em condições de campo, utilizaram-se dois saldos radiômetros, modelo TCN 188-01, séries 1025 e 1051. Os valores obtidos foram também registrados continuamente por "Speedomax H" (Figura 5).

Todos os instrumentos para medir as componentes da radiação solar foram instalados a 1,5 m de altura da superfície do solo, em uma plataforma circular de madeira, com 30 cm de diâmetro, acoplada a um suporte, também de madeira, por intermédio de um rolamento que permitia girar em torno do seu centro.

3.5. Estimativa da Evapotranspiração Potencial

Para estimar a evapotranspiração potencial em mm de água por dia, usou-se a equação 64, ou seja:

$$ETP = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} \frac{R_n}{0,1 L} + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}$$

A tangente à curva de saturação do vapor de água (Δ) foi calculada segundo LIST (9) pela equação:

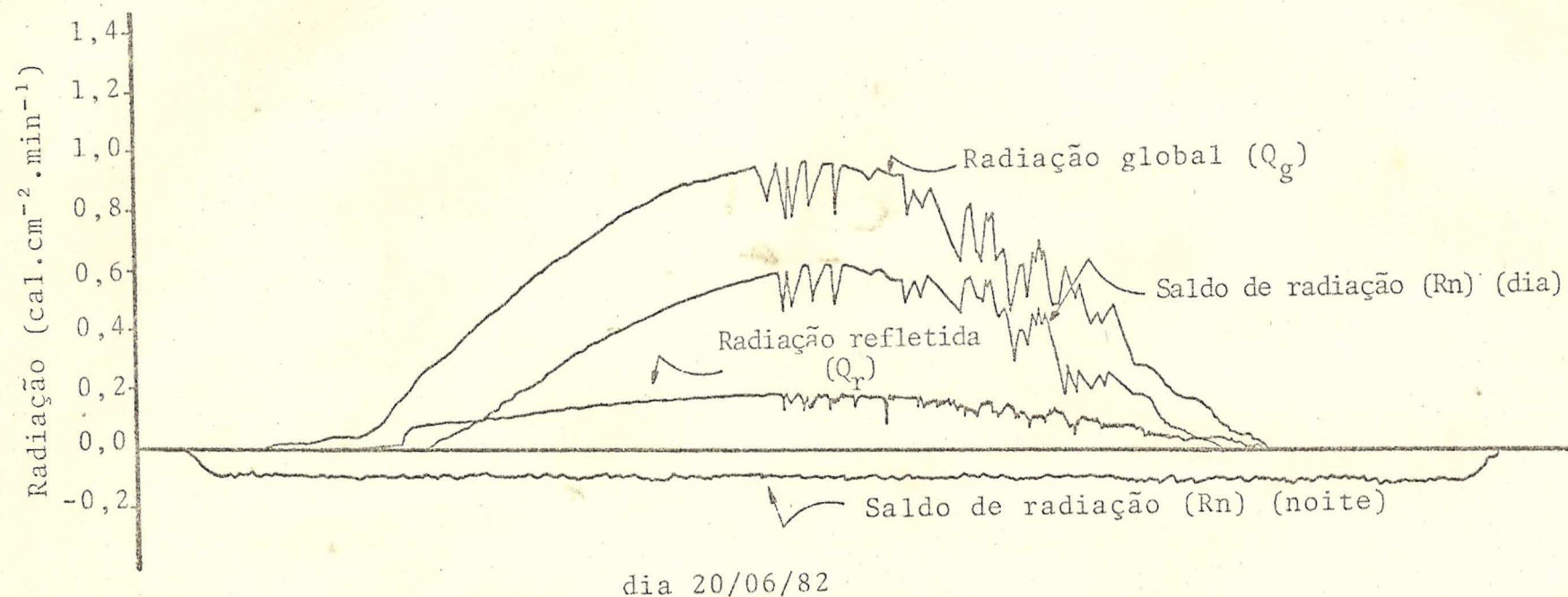


FIGURA 4 - Registro diário da radiação global incidente (Q_g), do saldo de radiação à superfície (R_n) e da radiação global refletida (Q_r), para o dia 20/06/82, em Viçosa, MG

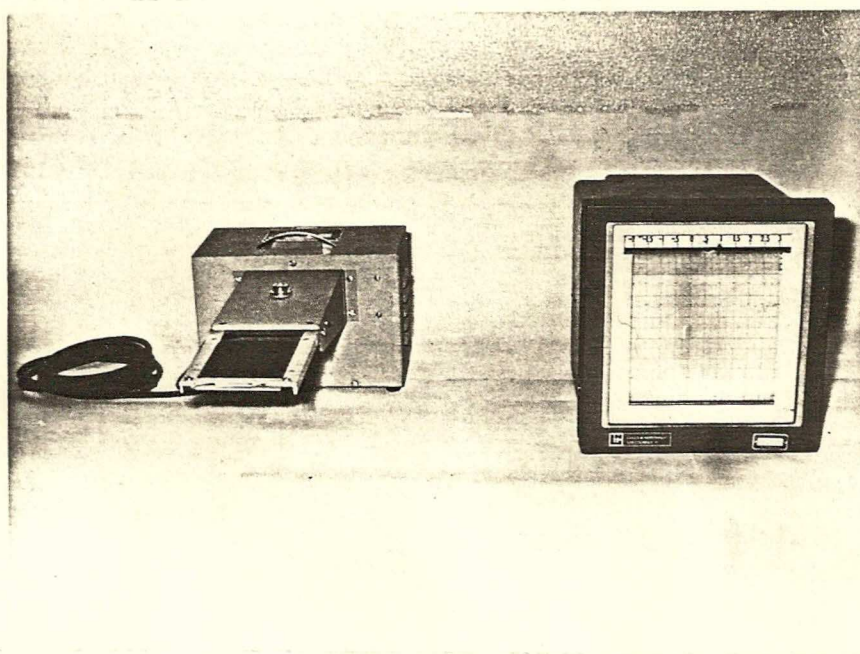


FIGURA 5 - Saldo radiômetro, modelo TCN 188-01 e "Speedomax H", usados na medida e registro do saldo de radiação

$$\Delta = \frac{0,75 e^0}{T_a^2} (6790,5 - 5,02808 T_a + 4916,8 \cdot 10^{-0,0304 T_a} \cdot T_a^2 + 174209 \cdot 10^{-\frac{1302,88}{T_a}}) \quad \text{eq. 85}$$

em que Δ é dado em $\text{mmHg} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ e cujos valores encontram-se tabelados no Quadro 3A, em função da temperatura, para uma faixa 5 a 45 graus Celsius.

Determinou-se a constante psicrométrica (γ) pela equação 40, ou seja:

$$\gamma = \frac{c_p \bar{p}}{0,622 L}$$

Sendo o calor latente de evaporação (L) considerado

como 586 cal.g^{-1} , para a faixa de 20°C (6) e o calor específico para o ar seco à pressão constante (c_p) como sendo $0,24 \text{ cal.g}^{-1}.\text{C}^{-1}$, enquanto que a pressão atmosférica usada foi a média de cada fase.

3.6. *Determinação do Poder Evaporante do Ar*

O poder evaporante do ar foi medido por três instrumentos diferentes: através do evaporímetro de Piche, padrão, instalado no interior do abrigo meteorológico; por meio de um evaporímetro de Piche, adaptado, em que o corpo do mesmo foi sombreado por um segmento de cano plástico PVC e o elemento sensor por uma proteção composta de dois discos de duratex preparado, com 6 mm de espessura, sendo as faces internas dos mesmos pintadas de preto, não permitindo a reflexão da radiação, enquanto que as faces externas foram pintadas de branco para permitir o máximo de reflexão possível (Figura 6); e, por último, o poder evaporante do ar foi medido por intermédio de um evaporímetro de prato, adaptado, sombreado também por dois discos do mesmo material anteriormente mencionado, em que o inferior foi pintado interna e externamente de branco, para permitir a reflexão, e o superior, que possuía diâmetro maior, foi também pintado de branco na parte externa e de preto na parte interna para não permitir a reflexão da radiação (Figura 7). Todos esses instrumentos foram instalados a 1,5 m de altura da superfície do solo.

3.7. *Determinação da Evaporação da Água Livremente Exposta à Atmosfera*

Para medir a evaporação da água livremente exposta à atmosfera, utilizou-se um tanque "classe A" padrão, instalado conforme as normas da OMM, na área do experimento, total-

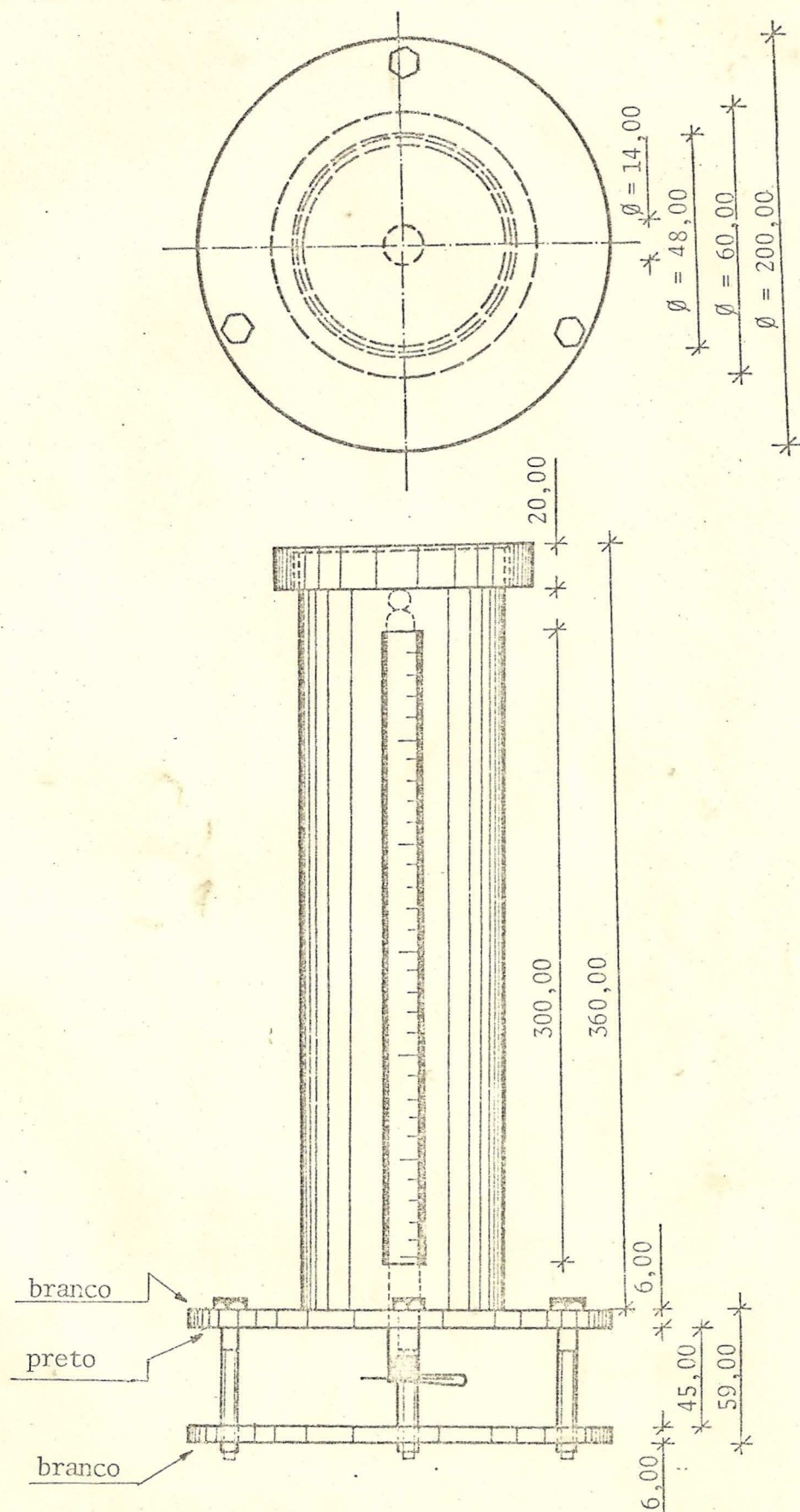


FIGURA 6 - Evaporímetro de Piche adaptado para medida do poder evaporante do ar. (As dimensões são em mm)

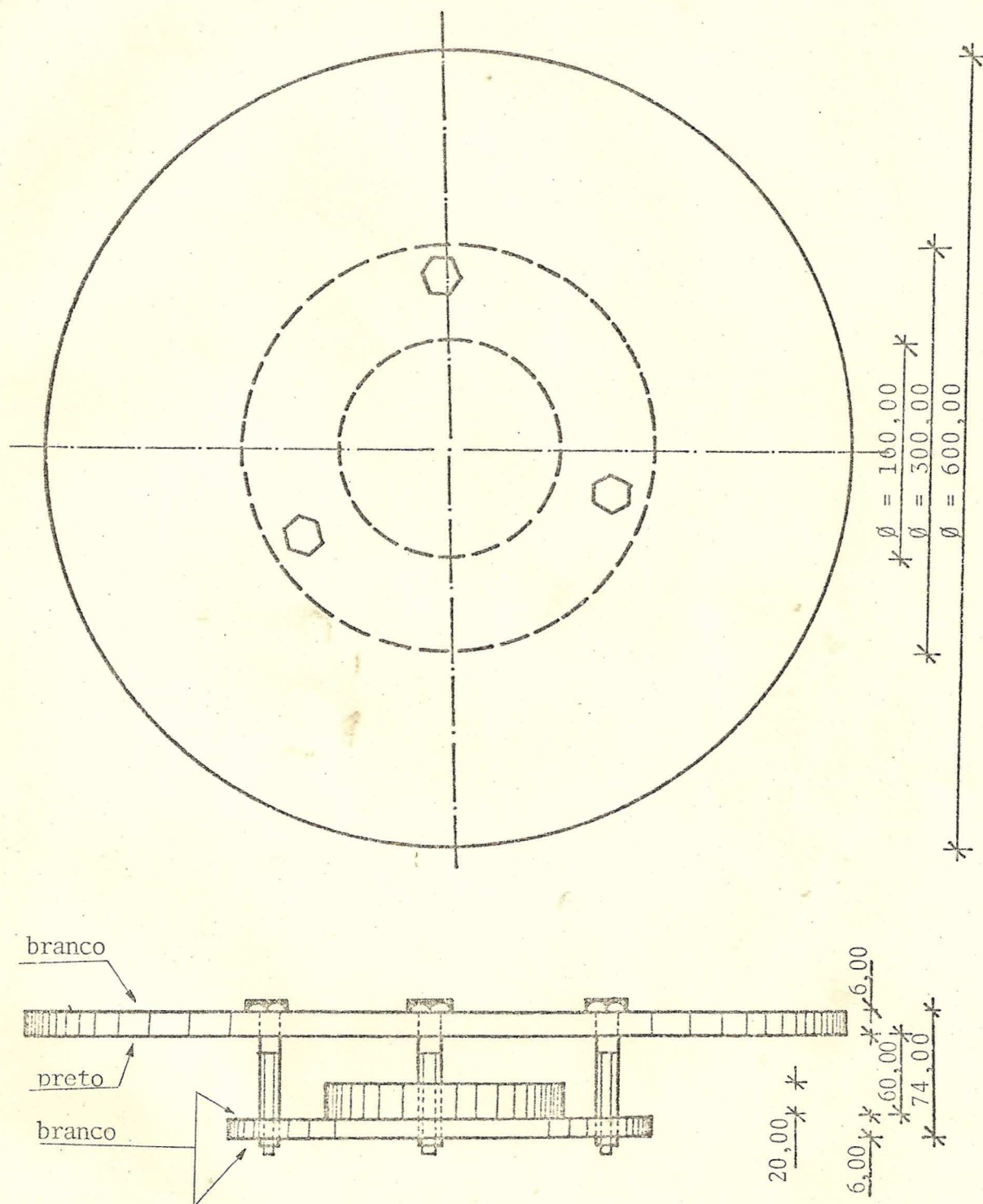


FIGURA 7 - Evaporímetro de prato adaptado para medida do poder evaporante do ar (As dimensões são em mm)

mente gramada, com uma extensão de aproximadamente 15 m a montante e a jusante dos ventos predominantes no local. A grama foi aparada a uma altura de 5 cm da superfície do solo. A lâmina de água evaporada foi medida através de um micrômetro de gancho, apoiado sobre um poço tranquilizador. A altura da água no interior do tanque foi controlada de tal maneira que a superfície evaporante permanecesse sempre entre os limites de 5 e 7,5 cm da borda superior do tanque.

3.8. Análise das Equações de Estimativas do Saldo de Radiação de Ondas Longas (Q_L)

Foram testadas quatro equações de estimativas do saldo de radiação de ondas longas. A análise foi feita pelo método estatístico de regressão linear, utilizando-se as equações 77a, 78 e 79. Para a equação 76, por ser da forma não linear, foi usado um programa de computador REGRENL utilizando-se o método de MARQUARDT, em linguagem FORTRAN, para determinação dos parâmetros. As demais equações foram usadas na forma $Y = a + bX$. Os símbolos usados obedecem às conceituações feitas no Quadro 1.

Para o caso deste trabalho, em particular, os valores de Q_L foram determinados para dias normais, sem correção para nebulosidade.

3.9. Análise dos Métodos de Estimativa do Poder Evaporante do Ar

O poder evaporante do ar da equação de Penman (E_a), estimado pela equação 70, foi testado estatisticamente por regressão linear com os valores medidos de evaporação obtidos pelos evaporímetros de Piche padrão e adaptado, pelo evaporímetro de prato adaptado e pelo tanque "classe A" padrão.

QUADRO 1 - Definição dos termos das equações de Ångström, Brunt, McDonald e Swinbank para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_ℓ)

Modelo	Fase I	Fase II
Ångström	$YA_1 = \frac{Q_\ell}{\epsilon \sigma T_a^4}$ $XA_1 = e$	$YA_2 = \frac{Q_\ell}{\epsilon \sigma T_a^4}$ $XA_2 = e$
Brunt	$YB_1 = 1 - \frac{Q_\ell}{\epsilon \sigma T_a^4}$ $XB_1 = \sqrt{e}$	$YB_2 = 1 - \frac{Q_\ell}{\epsilon \sigma T_a^4}$ $XB_2 = \sqrt{e}$
McDonald	$YM_1 = \frac{Q_\ell}{\epsilon}$ $XM_1 = UR$	$YM_2 = \frac{Q_\ell}{\epsilon}$ $XM_2 = UR$
Swinbank	$YS_1 = \frac{Q_\ell}{\epsilon}$ $XS_1 = \sigma T_a^4$	$YS_2 = \frac{Q_\ell}{\epsilon}$ $XS_2 = \sigma T_a^4$

A análise de regressão linear foi feita também comparando-se as medidas do evaporímetro de Piche padrão e do tanque "classe A" padrão, com o evaporímetro de Piche adaptado e com o evaporímetro de prato adaptado. Os símbolos que representam essas variações podem ser vistos no Quadro 2.

3.10. Análise da Relação entre os Termos "Aerodinâmico" e "Balanço de Energia" da Equação de Penman

A análise da relação entre os termos "aerodinâmico" e "balanço de energia" (J) foi feita, comparando-se os valores desses termos observados para cada dia em ambas as fases. Os referidos termos foram encontrados escrevendo-se a equação de Penman numa outra forma, ou seja:

QUADRO 2 - Definição dos métodos para estimativa do poder evaporante do ar da equação de Penman

Definição	Símbolos	
	Fase I	Fase II
Poder evaporante do ar da equação de Penman	E_{a1}	E_{a2}
Poder evaporante do ar medido no evaporímetro de Piche padrão, instalado no interior do abrigo meteorológico	PP_1	PP_2
Poder evaporante do ar medido no evaporímetro de Piche adaptado, instalado fora do abrigo meteorológico	PA_1	PA_2
Poder evaporante do ar medido no evaporímetro de prato adaptado, instalado fora do abrigo meteorológico	EPA_1	EPA_2
Evaporação medida no tanque "classe A" padrão	TCA_1	TCA_2

$$ETP = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{Rn}{0,1 L} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad \text{eq. 86}$$

em que:

$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{Rn}{0,1 L}$, é o termo do balanço de energia e

$\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a$, o termo aerodinâmico da equação.

Relacionando-se os dois termos, obtém-se:

$$J = \frac{\Delta}{\gamma} \frac{\frac{Rn}{0,1 L}}{E_a} \quad \text{eq. 87}$$

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O presente trabalho foi desenvolvido em duas fases, conforme metodologia já apresentada, ou seja, a fase I, de 19 a 30 de junho e a fase II, de 24 de agosto a 10 de setembro de 1982. Os dados referentes aos dias 22, 24 e 28 de junho, 31 de agosto, 01 e 07 de setembro foram desprezados por terem apresentado valores fora do esperado, em consequência de fortes rajadas de ventos, chuvas ou entradas de sistemas frontais, influenciando fortemente os elementos meteorológicos e, conseqüentemente, os valores dos parâmetros observados.

Os valores da pressão de saturação de vapor de água (e^0), da pressão de vapor atual (e) calculados pelas equações 81 e 82, respectivamente, e da velocidade do vento, medida a dois metros (u_2), encontram-se no Quadro 1A. Com esses parâmetros de entrada, calculou-se o poder evaporante do ar da equação de Penman (E_a) por meio da equação 70, os valores são apresentados no Quadro 2A. Como se pode observar, os valores de E_a para a fase II são maiores do que para a fase I, em consequência da maior velocidade do vento e dos valores mais elevados da diferença entre a pressão de saturação e pressão de vapor atual ($e^0 - e$).

O poder evaporante do ar foi medido de três maneiras diferentes, ou seja, por intermédio do PP, PA e EPA conforme definições do item 3.9, e os resultados são também apresenta

dos no Quadro 1A. A partir dos valores obtidos verifica-se que o poder evaporante do ar, em termos quantitativos, variou na seguinte ordem decrescente: o evaporímetro de Piche adaptado (PA), o evaporímetro de prato adaptado (EPA) e o evaporímetro de Piche padrão (PP). *A priori*, percebe-se que os valores obtidos aumentaram da fase I para a fase II.

Com base na afirmativa de Penman de que o termo aerodinâmico depende do poder evaporante do ar, foi feita, neste trabalho, a análise estatística por regressão linear entre o poder evaporante do ar (E_a), calculado segundo Penman, e os valores do poder evaporante do ar medidos pelos três processos já descritos anteriormente. Essa análise foi feita também correlacionando-se o poder evaporante do ar e a evaporação da água livremente exposta à atmosfera (TCA). Os resultados de todas as regressões são apresentados no Quadro 3, enquanto que os diagramas com as linhas de regressão e dispersão dos dados observados nas fases I e II estão nas Figuras 8, 9, 10 e 11.

QUADRO 3 - Estimativas dos parâmetros "a" e "b" das equações lineares de regressão entre os valores diários de E_a e PP, PA, EPA e TCA, para Viçosa, MG

Período	Variáveis		Parâmetros		Coef. Corr.	Equação
	Y	X	a	b	r	$Y = a + bX$
Fase I	E_{a1}	PP ₁	0,50	0,15	0,34	$E_{a1} = 0,50 + 0,15 PP_1$
	E_{a1}	PA ₁	-0,07	0,27	0,70	$E_{a1} = -0,07 + 0,27 PA_1$
	E_{a1}	EPA ₁	-0,10	0,43	0,61	$E_{a1} = -0,10 + 0,43 EPA_1$
	E_{a1}	TCA ₁	0,04	0,34	0,60	$E_{a1} = 0,04 + 0,34 TCA_1$
Fase II	E_{a2}	PP ₂	0,52	0,55	0,69	$E_{a2} = 0,52 + 0,55 PP_2$
	E_{a2}	PA ₂	0,49	0,33	0,82	$E_{a2} = 0,49 + 0,33 PA_2$
	E_{a2}	EPA ₂	0,43	0,52	0,83	$E_{a2} = 0,43 + 0,52 EPA_2$
	E_{a2}	TCA ₂	1,09	0,33	0,64	$E_{a2} = 1,09 + 0,33 TCA_2$

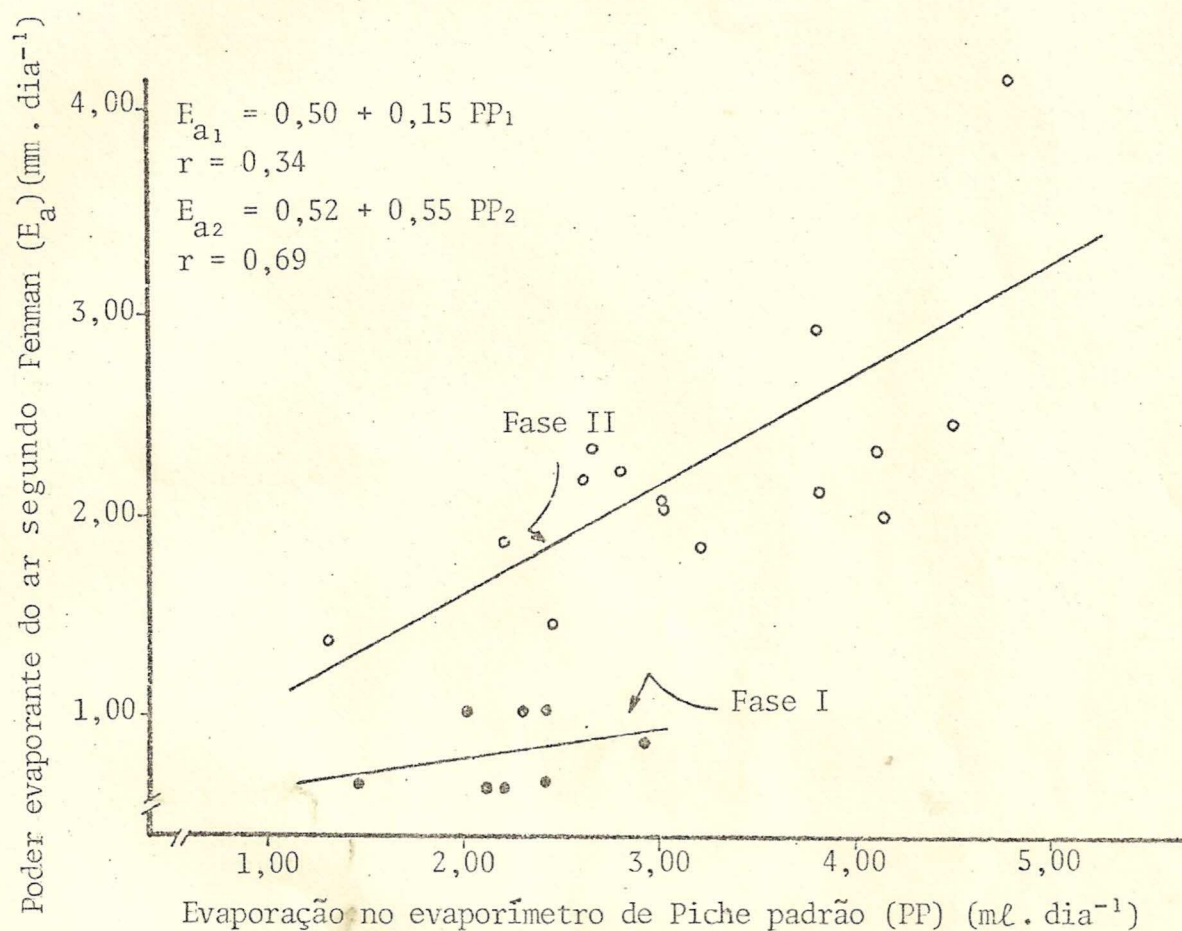


FIGURA 8 - Diagramas de dispersão entre as relações dos valores medidos do poder evaporante do ar da equação de Penman (E_a) e da evaporação no evaporímetro de Piche padrão (PP), em torno das linhas de regressão.

Observando-se os parâmetros listados no Quadro 3, percebe-se que, na regressão entre o poder evaporante do ar (E_a) e a evaporação obtida no evaporímetro de Piche padrão (PP), o coeficiente de correlação (r) comportou-se bem abaixo do valor $r = 0,89$ encontrado em Israel, por Stanhill, citado por CHANG (5). Acredita-se que a discrepância nos valores encontrados neste trabalho deva-se ao fato de que os dados aqui trabalhados foram correlacionados em termos diários, enquanto que Stanhill trabalhou com dados em bases semanais.

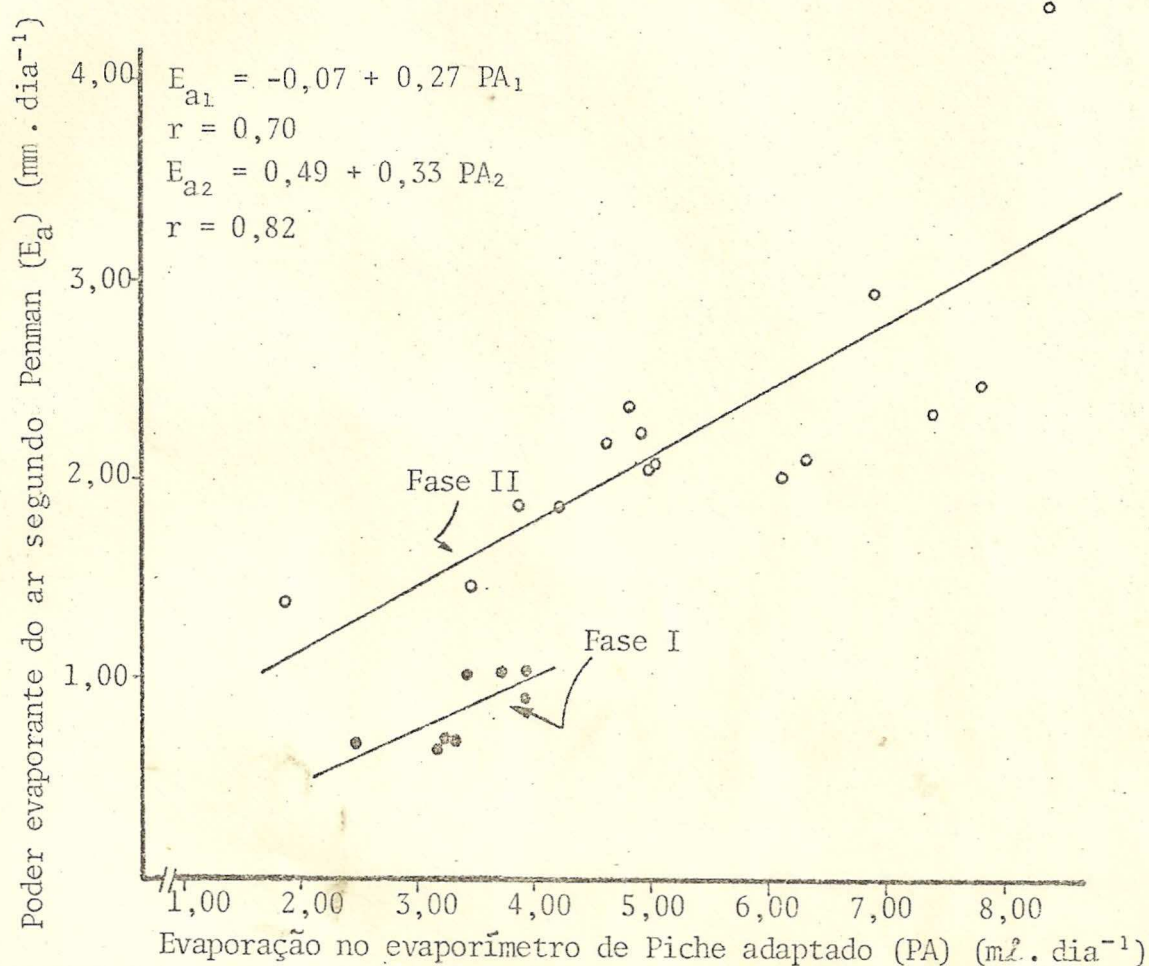


FIGURA 9 - Diagramas de dispersão entre as relações dos valores medidos do poder evaporante do ar da equação de Penman (E_a) e da evaporação no evaporímetro de Piche adaptado (PA), em torno das linhas de regressão.

Entretanto, SILVA (19) encontrou, em 1979, para Viçosa, MG, trabalhando com dados semanais, um coeficiente de correlação igual a 0,60 que é um valor aproximado do coeficiente aqui encontrado, para a fase II.

Comparando-se todas as correlações feitas, verifica-se que os dados de evaporação que melhor se correlacionaram com o poder evaporante do ar foram aqueles medidos no evapo-

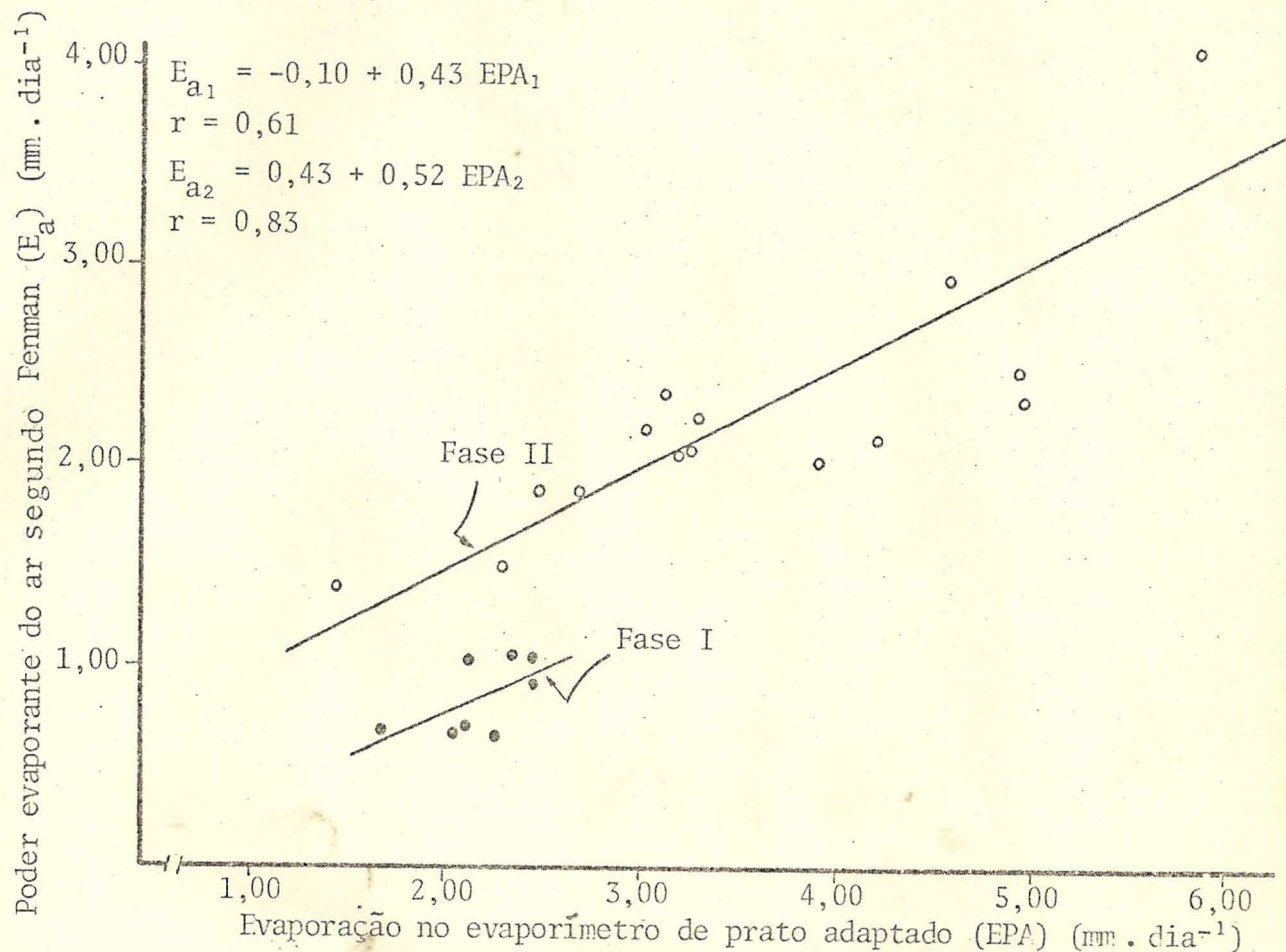


FIGURA 10 - Diagramas de dispersão entre as relações dos valores medidos do poder evaporante do ar da equação de Penman (E_a) e da evaporação no evaporímetro de prato adaptado (EPA), em torno das linhas de regressão.

rímetro de Piche adaptado e instalado fora do abrigo meteorológico. Esse resultado é justificado pelo simples fato de que o mesmo está sujeito às variações da advecção e da radiação difusa do meio ambiente, o que provavelmente não acontece com o evaporímetro instalado no interior do abrigo meteorológico. Isso pode ser perfeitamente observado nas Figuras 12 e 13, em que a plotagem dos valores acumulados, medidos no evaporímetro de Piche padrão e no evaporímetro de Piche

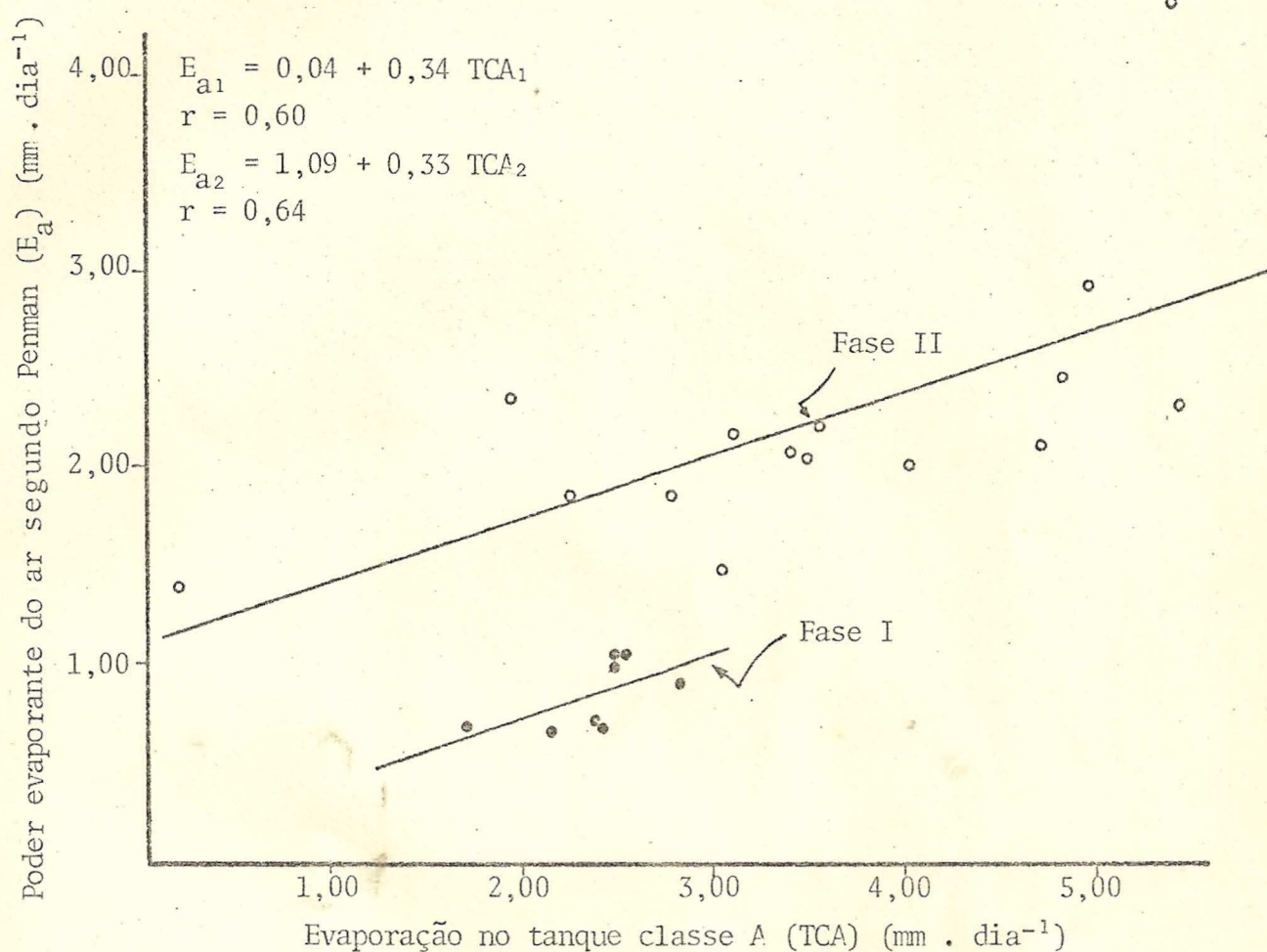


FIGURA 11 - Diagramas de dispersão entre as relações dos valores medidos do poder evaporante do ar da equação de Penman (E_a) e da evaporação no tanque "classe A" padrão (TCA), em torno das linhas de regressão.

adaptado, mostra uma subestimativa do primeiro, com relação ao poder evaporante.

Ainda com o objetivo de testar qual o evaporímetro que melhor estima o poder evaporante do ar, correlacionaram-se os valores medidos no evaporímetro de Piche padrão e no tanque "classe A" com os valores obtidos pelos dois evaporímetros adaptados. Os resultados encontram-se no Quadro 4 a

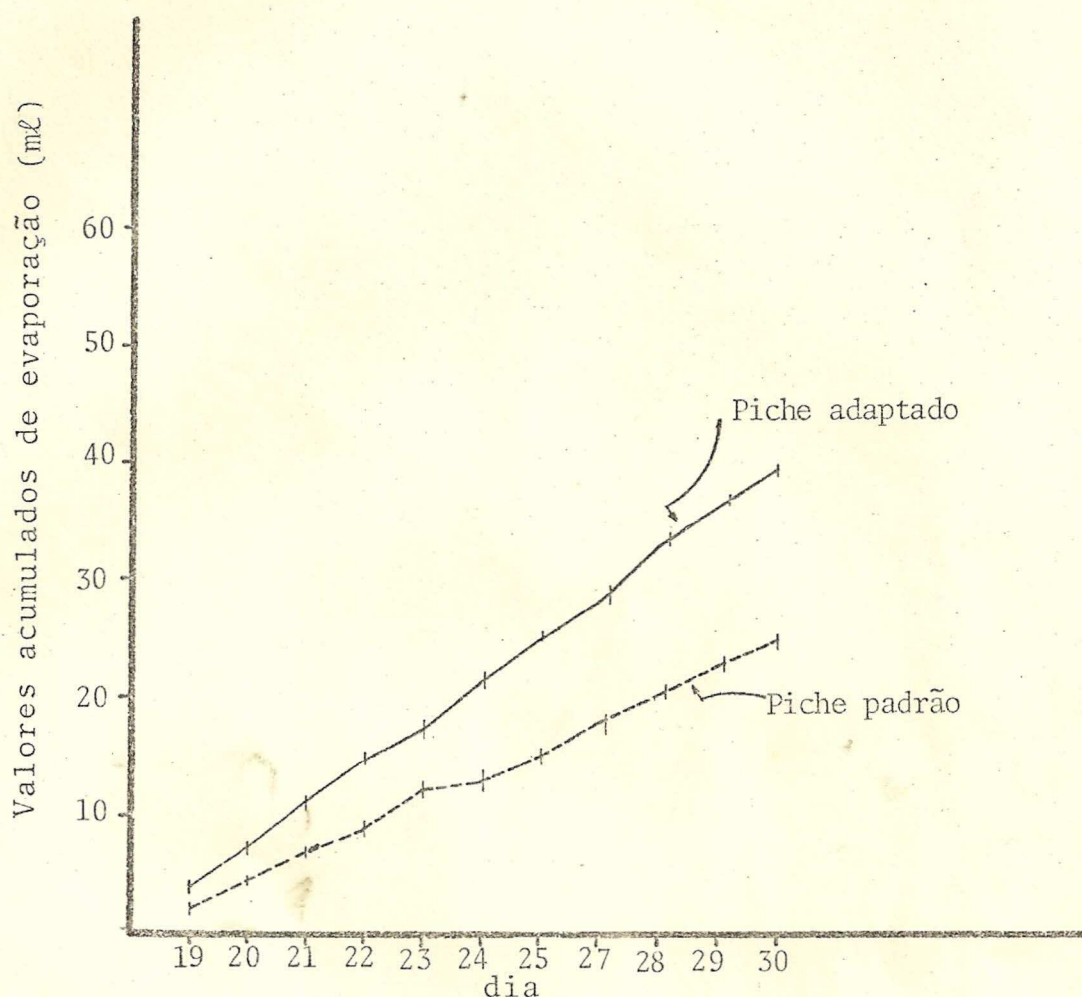


FIGURA 12 - Variações dos valores acumulados do poder evaporante do ar para a fase I, medidos no evaporímetro de Piche padrão, instalado no interior do abrigo meteorológico, e no evaporímetro de Piche adaptado, instalado fora do abrigo meteorológico, em condições de sombreamento

seguir, e os diagramas com as linhas de regressão e dispersão dos dados observados na fase I e II, acham-se nas Figuras 14, 15, 16 e 17.

Como pode ser visto no Quadro 4, existe uma correlação razoável entre os valores observados no evaporímetro de

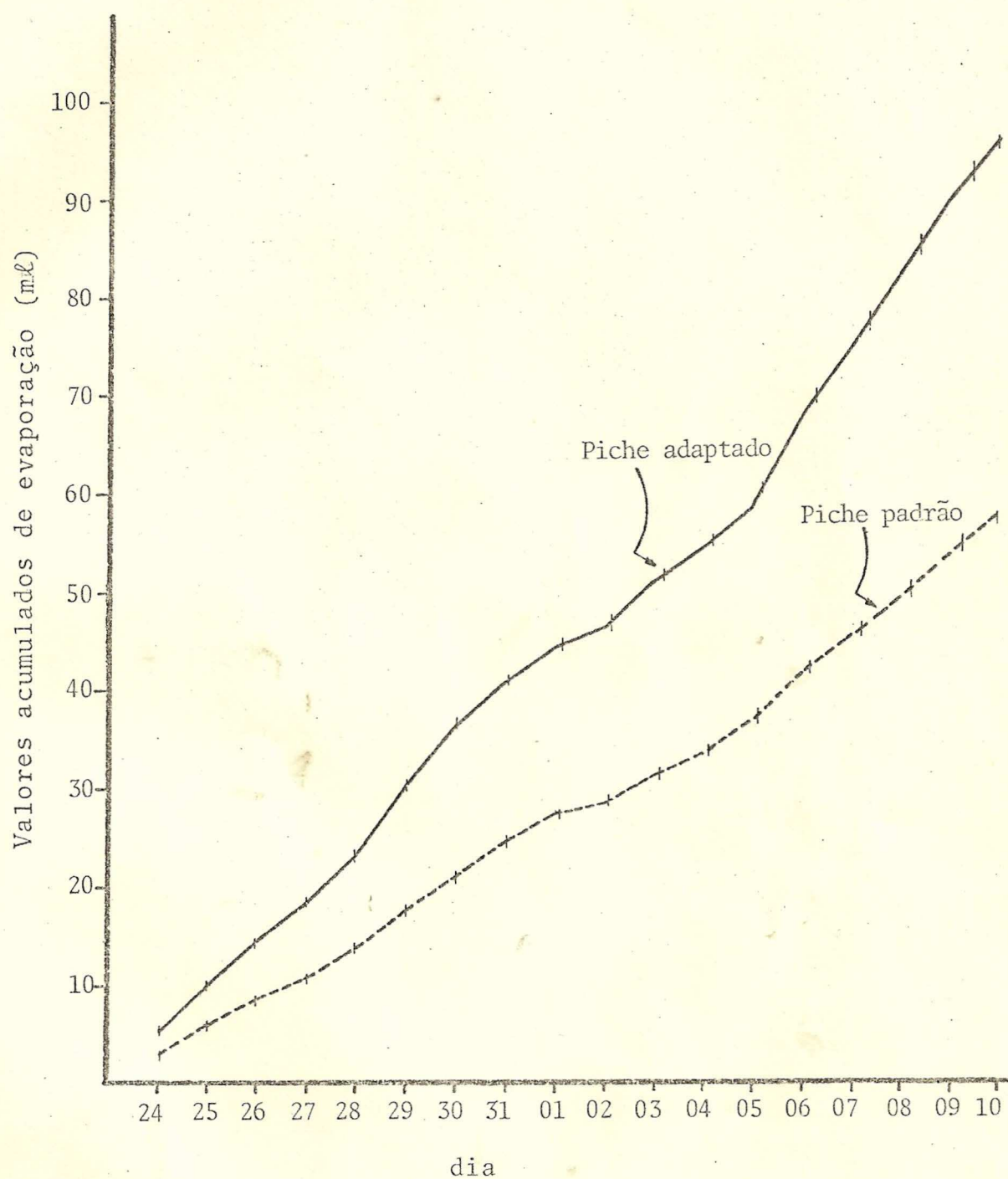


FIGURA 13 - Variações dos valores acumulados do poder evaporante do ar para a fase II, medidos no evaporímetro de Piche padrão, instalado no interior do abrigo meteorológico, e no evaporímetro de Piche adaptado, instalado fora do abrigo meteorológico, em condições de sombreamento

QUADRO 4 - Estimativas dos parâmetros "a" e "b" das equações lineares de regressão entre os valores diários de PP, TCA e PA e EPA, para Viçosa, MG

Período	Variáveis		Parâmetros		Coef. Corr.	Equação
	Y	X	a	b	r	$Y = a + bX$
Fase I	PP ₁	PA ₁	-0,12	0,69	0,80	PP ₁ = -0,12 + 0,69 PA ₁
	PP ₁	EPA ₁	-0,20	1,11	0,70	PP ₁ = -0,20 + 1,11 EPA ₁
	TCA ₁	PA ₁	0,23	0,64	0,93	TCA ₁ = 0,23 + 0,64 PA ₁
	TCA ₁	EPA ₁	0,10	1,05	0,83	TCA ₁ = 0,10 + 1,05 EPA ₁
Fase II	PP ₂	PA ₂	0,59	0,49	0,96	PP ₂ = 0,59 + 0,49 PA ₂
	PP ₂	EPA ₂	0,57	0,74	0,94	PP ₂ = 0,57 + 0,74 EPA ₂
	TCA ₂	PA ₂	-0,23	0,70	0,92	TCA ₂ = -0,23 + 0,70 PA ₂
	TCA ₂	EPA ₂	-0,30	1,08	0,91	TCA ₂ = -0,30 + 1,08 EPA ₂

Piche padrão e no evaporímetro de Piche adaptado, para ambas as fases, tendo esta apresentado um coeficiente de correlação maior que o encontrado para a relação evaporímetro Piche padrão e evaporímetro de prato adaptado. Esse resultado deixa claro que a substituição do evaporímetro de Piche padrão pelo evaporímetro de Piche adaptado apresenta apenas uma pequena vantagem, em termos quantitativos, na determinação do poder evaporante do ar.

A alta correlação entre os dados medidos no tanque "classe A" e nos evaporímetros adaptados, PA e EPA, pode ser explicada levando-se em consideração que os evaporímetros foram instalados a 1,5 metros de altura da superfície do solo, nível no qual a velocidade do vento é em média 20% maior que na altura da borda do tanque "classe A", além do problema de estrutura do material usado na adaptação dos evaporímetros.

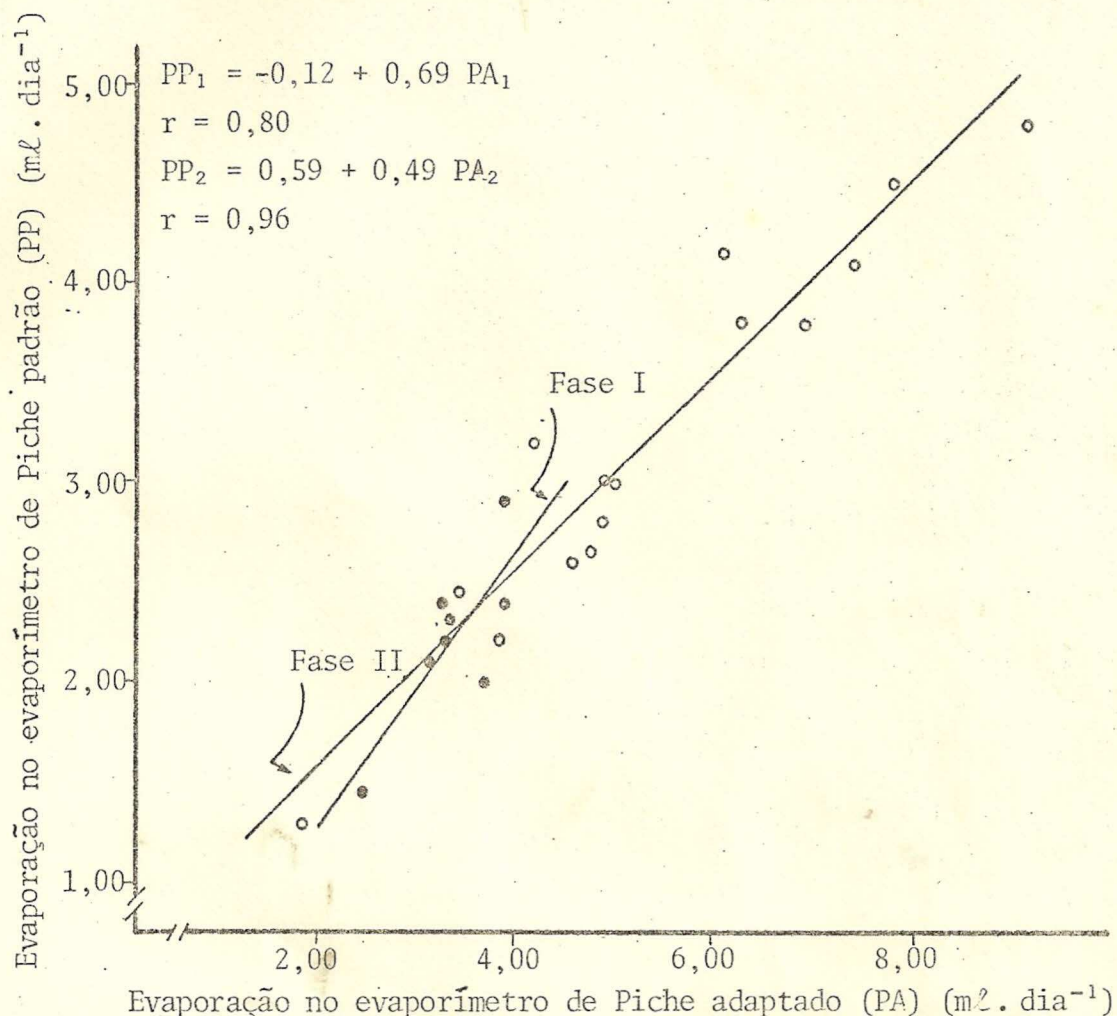


FIGURA 14 - Diagramas de dispersão entre as relações dos valores da evaporação medidos no evaporímetro de Piche padrão (PP) e no evaporímetro de Piche adaptado (PA), em torno das linhas de regressão.

Acredita-se que esses fatores contribuem para melhorar a cor relação com a quantidade de água evaporada no tanque "classe A" exposto sob condições de incidência direta da radiação so lar.

Conforme metodologia apresentada no item 3.4, o ba-
lanço de energia foi medido e os valores obtidos para a ra-
dição global (Q_g), saldo de radiação (R_n) e saldo de radia-

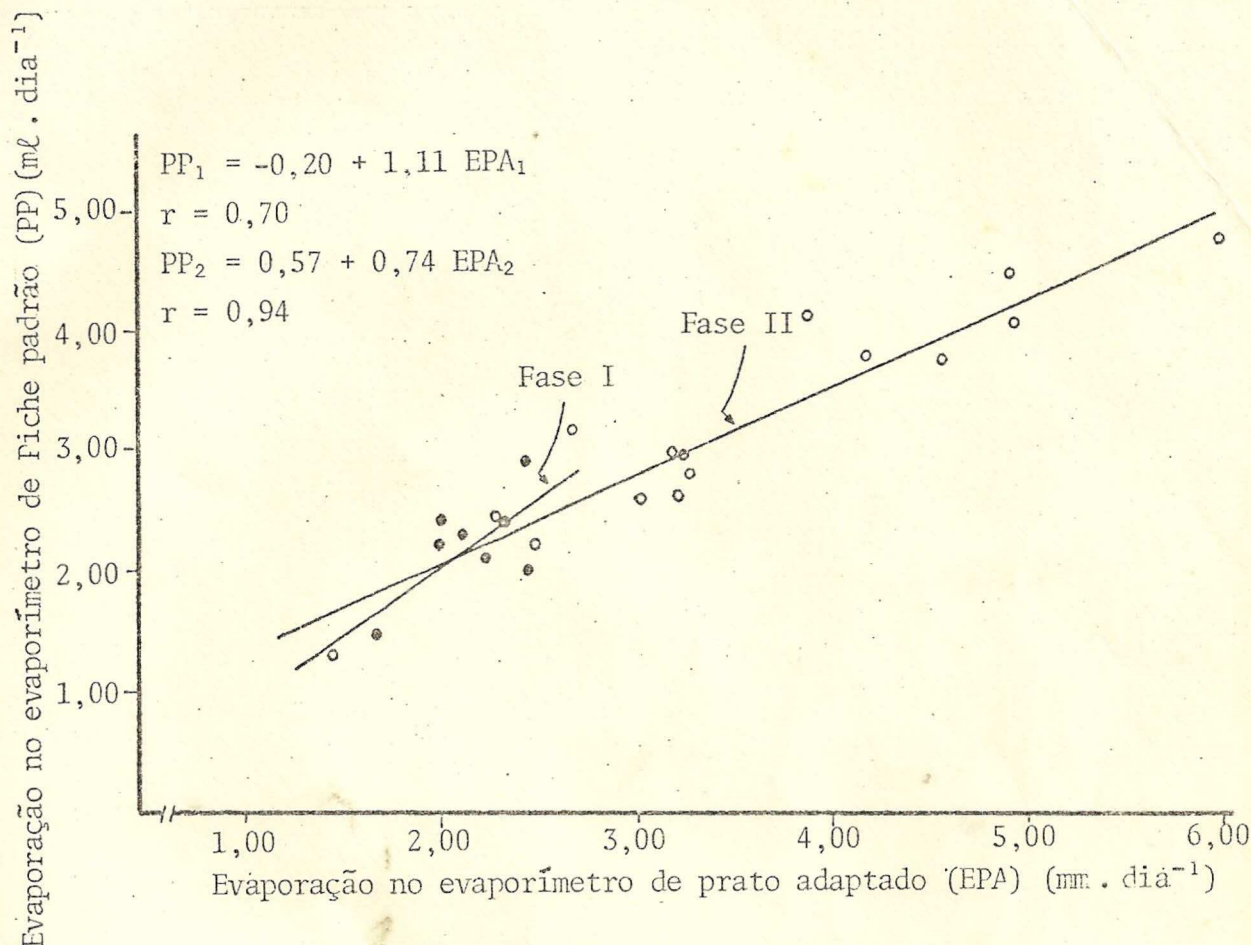


FIGURA 15 - Diagramas de dispersão entre as relações dos valores de evaporação medidos no evaporímetro de Piche padrão (PP) e no evaporímetro de prato adaptado (EPA), em torno das linhas de regressão.

ção de ondas longas (Q_ℓ) encontram-se no Quadro 1A.

O albedo (α) da superfície gramada foi determinado através de observações cumulativas diárias conforme já descrito anteriormente. Os resultados para seis dias consecutivos da fase I foram 19%, 21%, 21%, 18%, 20% e 20%, resultando uma média de aproximadamente 20%. Como se observa, o valor estimado foi ligeiramente menor que os valores encontrados na literatura. ROBINSON (14), por exemplo, cita valores

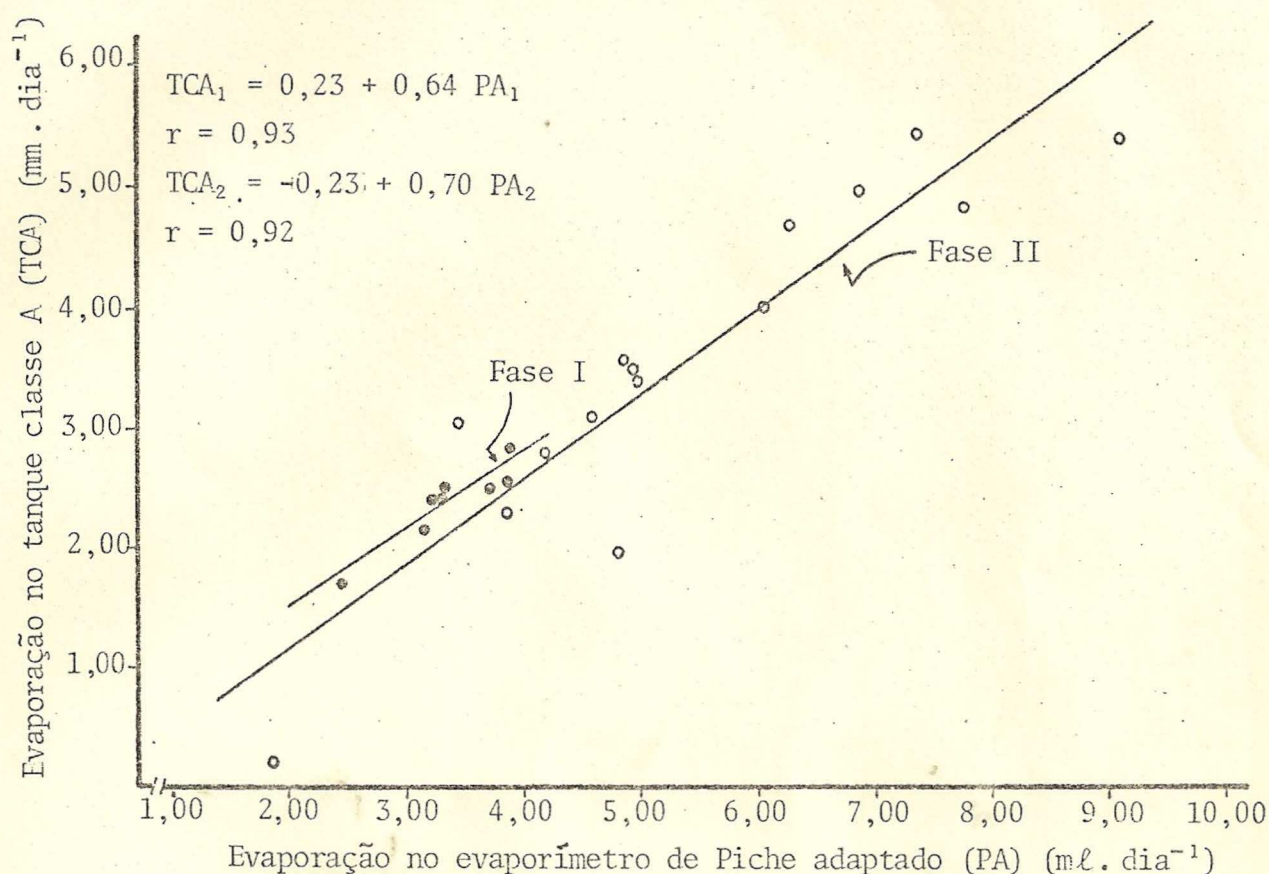


FIGURA 16 - Diagramas de dispersão entre as relações dos valores da evaporação medidos no tanque "classe A" padrão (TCA) e no evaporímetro de Piche adaptado (PA), em torno das linhas de regressão.

de 18 a 20% para grama alta e densamente desenvolvida, 26% para grama verde e 19% para grama seca ao sol. Defende-se um argumento importante para tal justificativa, qual seja, o fato de que, neste trabalho, o albedo foi representado pela relação entre as integrações totais diárias das curvas da radiação refletida e incidente global, ao passo que os valores encontrados na literatura são provavelmente determinados instantaneamente. Com a finalidade de comprovar tal justificativa, estimou-se o albedo com valores instantâneos para o dia 20 de junho, da fase I, e encontrou-se um valor médio de 24%.

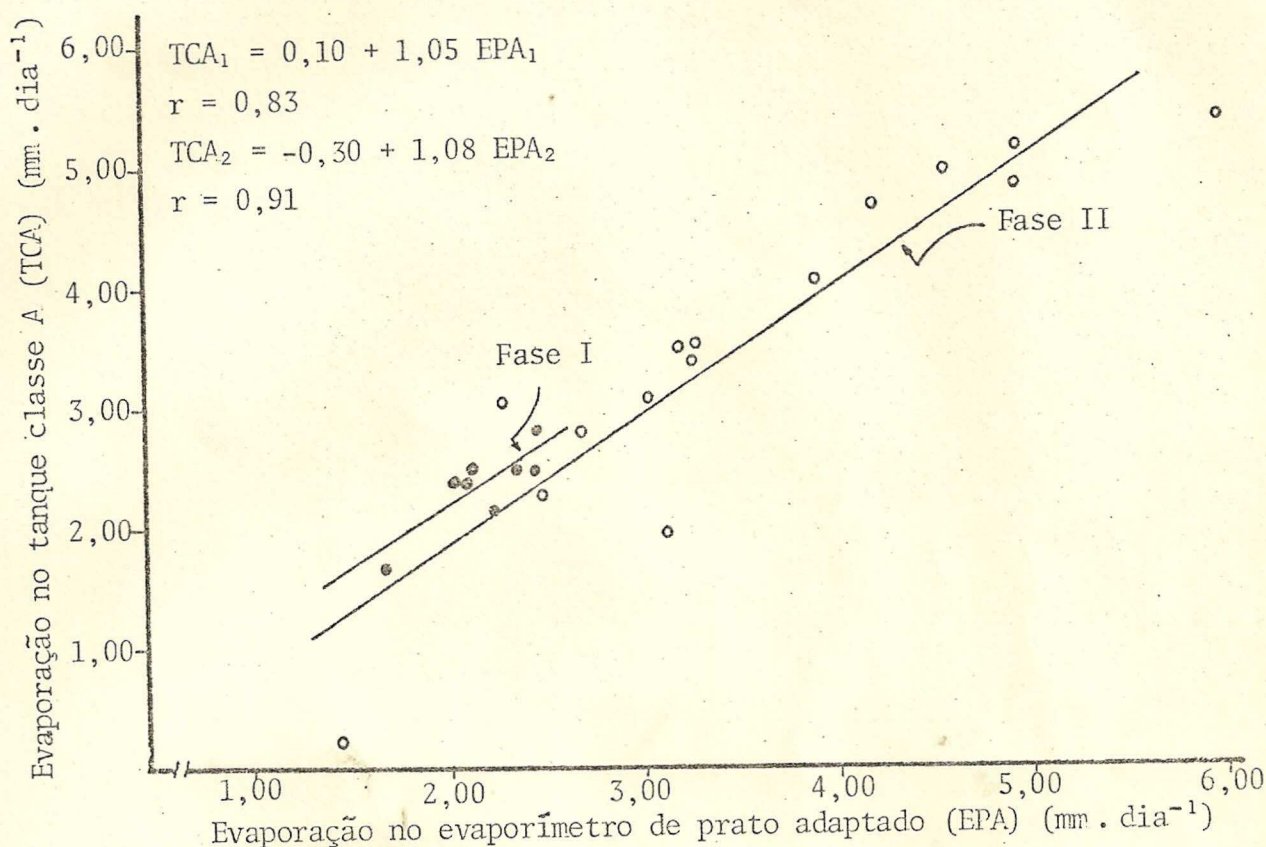


FIGURA 17 - Diagramas de dispersão entre as relações dos valores da evaporação medidos no tanque "classe A" padrão (TCA) e no evaporímetro de prato adaptado (EPA), em torno das linhas de regressão.

Outros pesquisadores, como VIANELLO e ALVES* também encontraram um valor de 24% para o mesmo local, porém em época diferente, em que a grama estava bastante verde e o solo encontrava-se consideravelmente úmido, além de o valor médio ter sido estimado através da média dos valores instantâneos, em alguns horários de um dia escolhido aleatoriamente.

O saldo de radiação de ondas longas (Q_l) foi calcula

* R. L. VIANELLO e A. R. ALVES, Departamento de Engenharia Agrícola, UFV, Comunicação pessoal.

do por resíduo, conforme metodologia citada no item 3.4. Esse parâmetro é geralmente estimado por fórmulas empíricas quando do uso da equação de Penman para estimativas de evapotranspiração.

Testaram-se quatro equações empíricas cujos parâmetros de entrada foram determinados em condições de campo nesta pesquisa. As equações testadas pelo método dos mínimos quadrados foram as de Ångström (Equação 76), Brunt (Equação 77a), McDonald (Equação 78) e Swinbank (Equação 79). Os resultados das análises encontram-se no Quadro 5, e os diagramas com as linhas de regressão e dispersão dos dados observados nas duas fases, encontram-se nas Figuras 18, 19, 20 e 21.

Para todas as equações, a emissividade da superfície (ϵ) foi considerada constante e de valor igual à unidade.

Na análise da equação de Ångström, a pressão atmosférica foi usada em mb. Os valores encontrados para as constantes empíricas " a_0 " e " c_0 " encontram-se aproximadamente dentro da faixa apresentada por SELLERS (16), isto é, $a_0 = 0,710$ a $0,820$ e $c_0 = 0,041$ a $0,094$. Porém os valores encontrados para " b_0 " apresentaram uma diferença significativa da faixa citada na literatura, isto é, $b_0 = 0,148$ a $0,326$, além de ter apresentado uma grande variação de uma fase para outra. Isso leva a crer que o parâmetro " b_0 " está de uma certa forma intrinsicamente associado às variações temporais para o mesmo local. Das quatro equações testadas esta foi a que apresentou maior coeficiente de correlação ($r = 0,90$) para ambas as fases, embora o seu manuseio seja um pouco mais complexo que as outras.

Depois de analisada a equação de Brunt, observa-se que os valores encontrados para os parâmetros " a_1 " e " b_1 " enquadram-se satisfatoriamente nas faixas apresentadas por SELLERS (16), ou seja, $a_1 = 0,34$ a $0,71$ e $b_1 = 0,023$ a $0,110$. O coeficiente de correlação encontrado foi $r = 0,90$ para a fase I e $0,87$ para a fase II. Essa equação foi ainda testada para cinco dias aproximadamente claros, com razão de insolação (n/N) maior ou igual a $0,78$ e os valores encontrados foram $a_1 = 0,46561$, $b_1 = 0,13669$, para um coeficiente de corre

QUADRO 5 - Estimativas dos parâmetros " a_0 , b_0 e c_0 " da equação de Ångström, " a_1 e b_1 " da equação de Brunt, " a_2 e b_2 " da equação de McDonald e " a_3 e b_3 " da equação de Swinbank, nas fases I e II, para cálculo do saldo de radiação de ondas longas (Q_ℓ), em Viçosa, MG

Método	Fase I	Fase II
Ångström	$a_0 = 0,92517$ $b_0 = 0,72572$ $c_0 = 0,06341$ $r = 0,90$ $Q_\ell = \epsilon \sigma T_a^4 [1 - 0,92517 + 0,72572 \cdot 10^{(-0,06341 e)}]$	$a_0 = 0,95218$ $b_0 = 2,89316$ $c_0 = 0,13508$ $r = 0,90$ $Q_\ell = \epsilon \sigma T_a^4 [1 - 0,95218 + 2,89316 \cdot 10^{(-0,13508 e)}]$
Brunt	$a_1 = 0,63418$ $b_1 = 0,06468$ $r = 0,90$ $Q_\ell = \epsilon \sigma T_a^4 (1 - 0,63418 - 0,06468 \sqrt{e})$	$a_1 = 0,54246$ $b_1 = 0,11219$ $r = 0,87$ $Q_\ell = \epsilon \sigma T_a^4 (1 - 0,54246 - 0,11219 \sqrt{e})$
McDonald	$a_2 = 0,21141$ $b_2 = -0,00159$ $r = -0,49$ $Q_\ell = \epsilon (0,21141 - 0,00159 \cdot UR)$	$a_2 = 0,19789$ $b_2 = -0,00205$ $r = -0,64$ $Q_\ell = \epsilon (0,19789 - 0,00205 \cdot UR)$
Swinbank	$a_3 = 0,37592$ $b_3 = -0,51582$ $r = -0,84$ $Q_\ell = \epsilon (0,37592 - 0,51582 \sigma T_a^4)$	$a_3 = 0,63547$ $b_3 = -1,00567$ $r = -0,78$ $Q_\ell = \epsilon (0,63547 - 1,00567 \sigma T_a^4)$

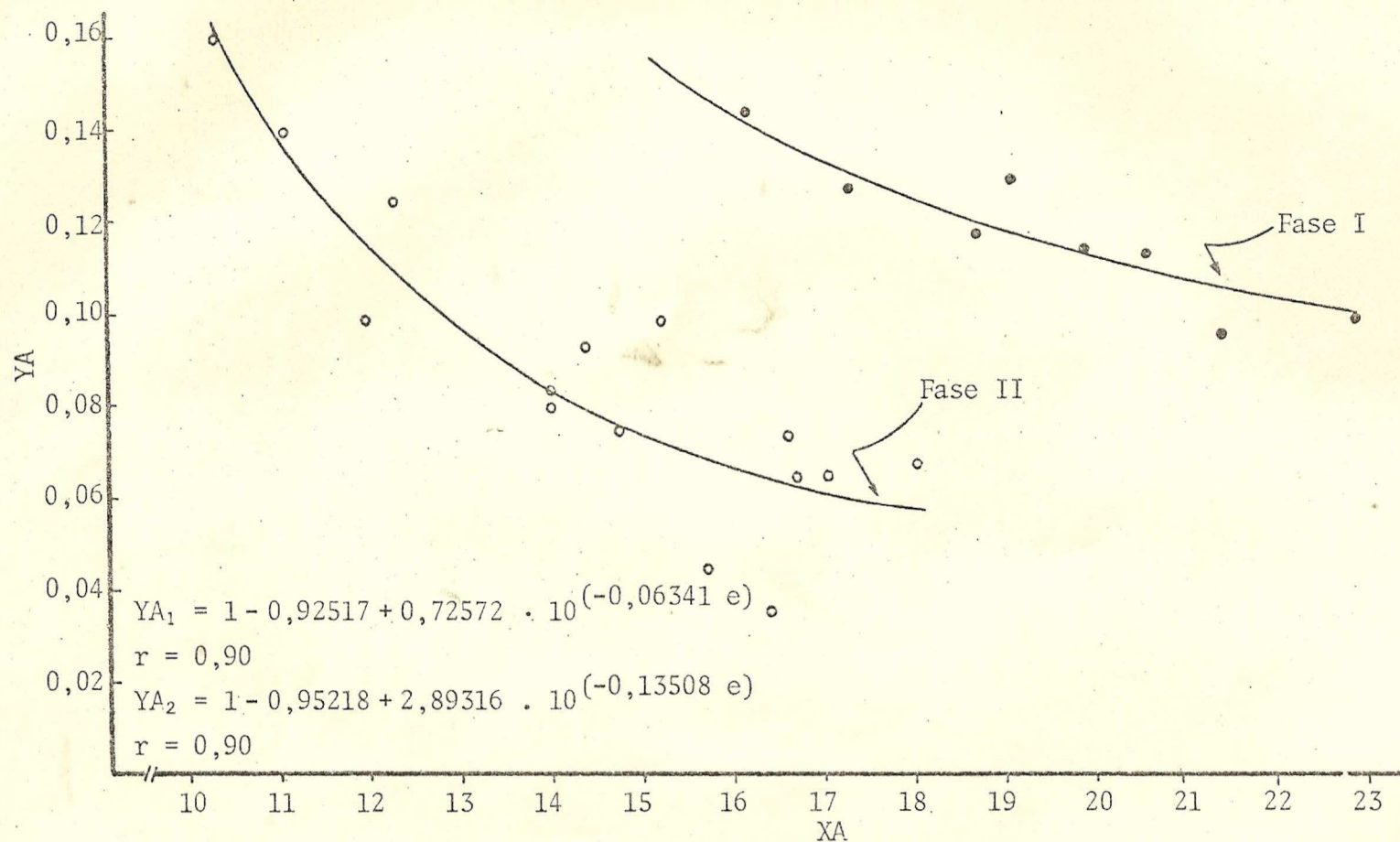


FIGURA 18 - Diagramas de dispersão entre as relações YA e XA, em torno das linhas de regressão, em que $YA = \frac{Q_l}{\epsilon \sigma T_a^4}$ e $XA = e$ (pressão de vapor atual em mb) são as variáveis da equação de Ångström, para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_l)

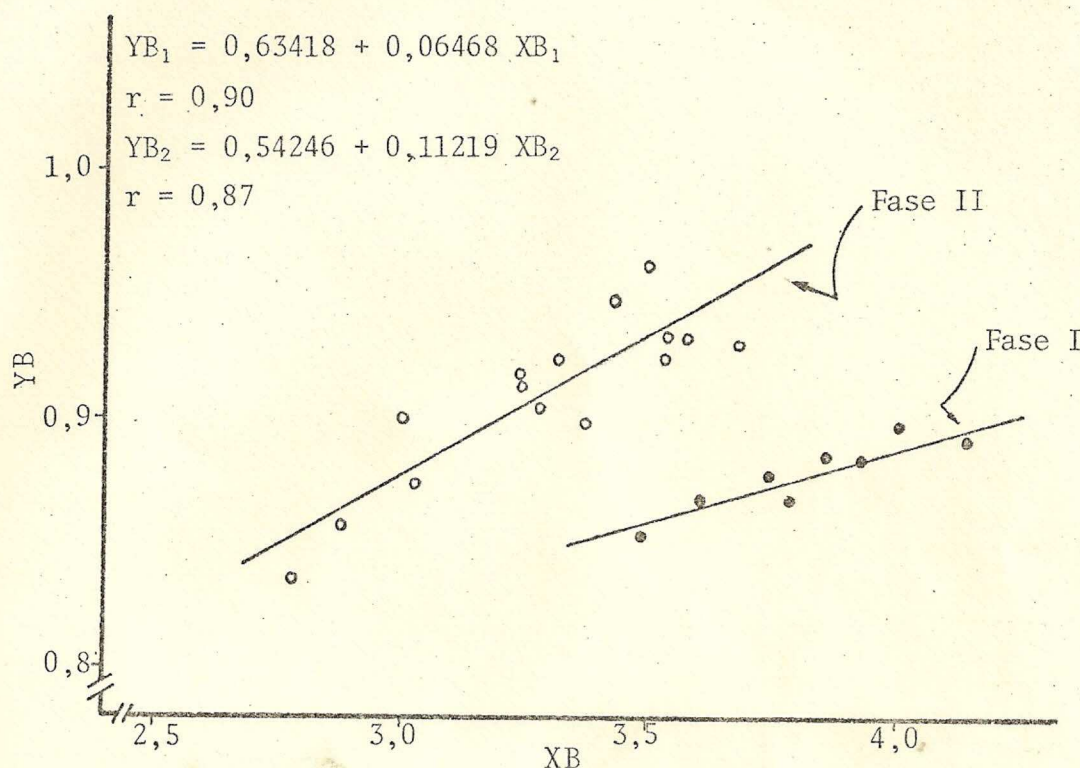


FIGURA 19 - Diagramas de dispersão das relações YB e XB em torno das linhas de regressão, em que $YB = 1 - \frac{Q_\ell}{\epsilon_0 T_a^4}$ e $XB = \sqrt{e}$ são as variáveis da equação de Brunt, para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_ℓ).

lação $r = 0,87$, aproximadamente o mesmo encontrado para a fase II. A linha de regressão e a dispersão dos dados observados encontram-se na Figura 22. Como já era esperado, essa equação apresentou uma alta correlação, reafirmando assim sua eficiência, além da vantagem de sua simplicidade de manuseio. Tudo isso justifica o seu uso tão difundido.

Os valores encontrados para os parâmetros "a" e "b" da equação de McDonald diferem um pouco dos valores encontrados na literatura, que são $a = 0,165$ e $b = 0,000769$. Entretanto, vale a pena salientar que os parâmetros encontrados

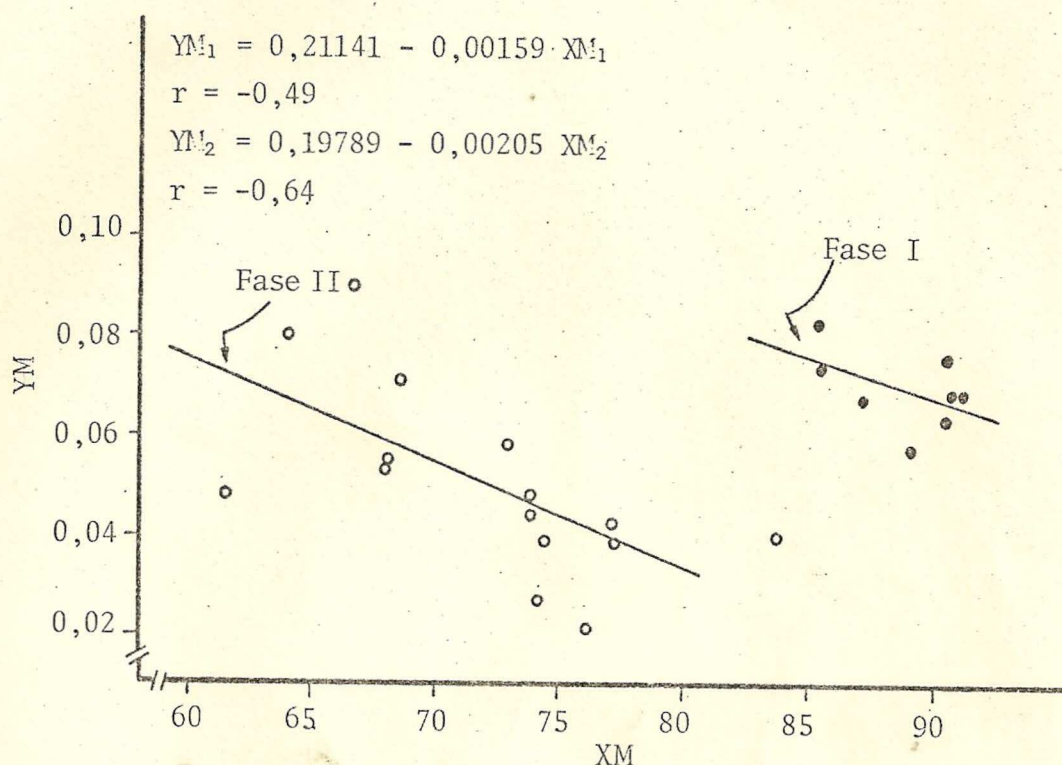


FIGURA 20 - Diagramas de dispersão entre as relações YM e XM, em torno das linhas de regressão, em que $YM = \frac{Q_\ell}{\epsilon}$ e $XM = UR$ são as variáveis da equação de McDonald para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_ℓ)

neste trabalho foram obtidos para valores diários, enquanto que o citado pesquisador trabalhou com médias mensais e a sua equação foi originalmente baseada para dois meses combinados. O baixo coeficiente de correlação encontrado para as duas fases, -0,49 para a fase I e -0,64 para a fase II, demonstra a inviabilidade dessa equação, para valores diários, em Viçosa, MG.

Para os parâmetros "a" e "b" da equação de Swinbank, foram encontrados valores consideravelmente diferentes dos valores encontrados e citados pelo pesquisador, para a Austrália, que são $a = 0,245$ e $b = 0,214$, e apresentou também

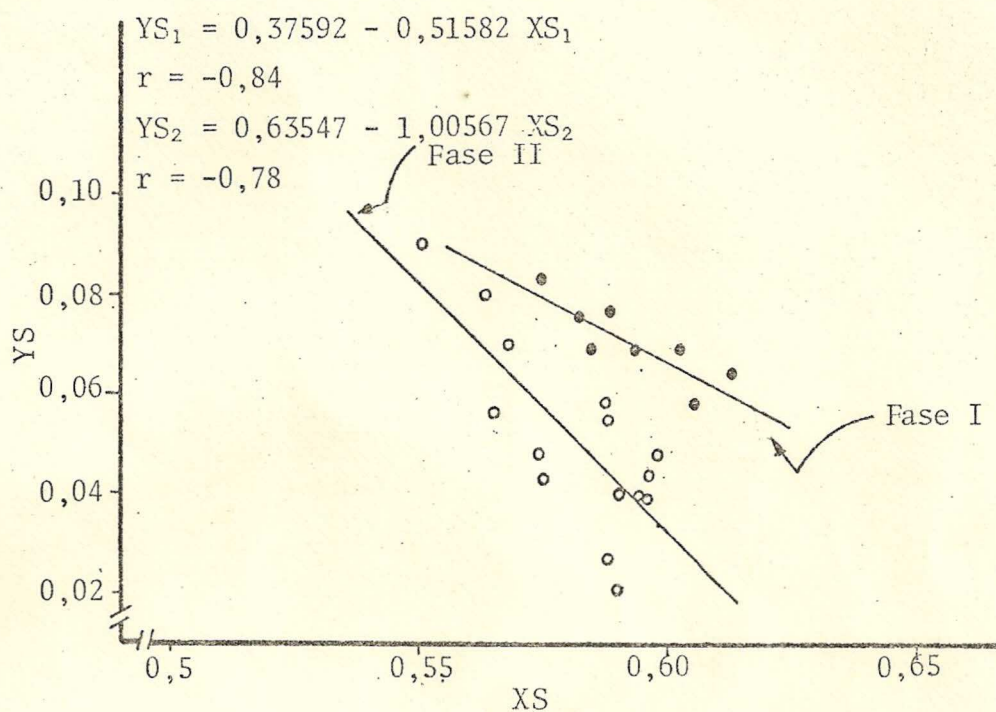


FIGURA 21 - Diagramas de dispersão entre as relações YS e XS , em torno das linhas de regressão, em que $YS = \frac{Q_l}{\varepsilon}$ e $XS = \sigma T_a^4$ são as variáveis da equação de Swinbank para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_l)

coeficiente de correlação inferior ao encontrado para o método de Brunt. Os valores encontrados foram: $-0,84$ para a fase I e $-0,78$ para a fase II. Isso torna desaconselhável o uso da referida fórmula na estimativa do saldo de radiação de ondas longas.

Acredita-se que a baixa correlação para os dois últimos métodos se deve à pouca representatividade da umidade relativa e da temperatura do ar como parâmetros de entrada para estimativa do saldo de radiação de ondas longas.

A relação entre os termos "aerodinâmico" e "balanço

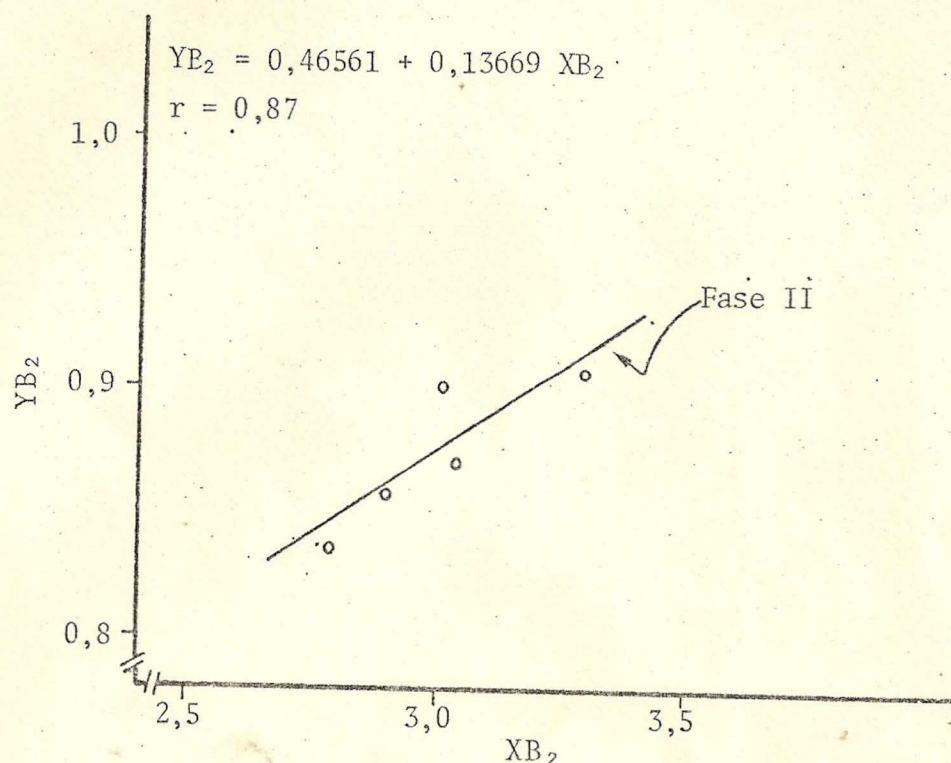


FIGURA 22 - Diagrama de dispersão entre as relações YB_2 e XB_2 , em torno da linha de regressão, em que $YB_2 = 1 - \frac{Q_l}{\epsilon \sigma T_a^4}$ e $XB_2 = \sqrt{e}$ são as variáveis da equação de Brunt para estimativa do saldo de radiação de ondas longas (Q_l), sem correção para nebulosidade, para os dias da fase II, em que a razão de insolação foi maior ou igual a 0,78 ($n/N \geq 0,78$)

de energia" foi feita para cada dia e confirmou-se que, geralmente, o termo aerodinâmico é menor que o termo do balanço de energia e que, à medida em que a temperatura do ar aumenta, o termo do balanço de energia torna-se mais importante. Os resultados acham-se no Quadro 2A, no qual se observam claramente os valores extremos, que evidenciam a maior

importância do termo balanço de energia sobre o termo aerodinâmico numa faixa de aproximadamente 1 a 10 com a média de 7,17 na fase I e de 3,41 na fase II. Essa importância pode ser perfeitamente vista na Figura 23, na qual foram plotados os valores diários de ambos os termos para as fases I e II.

A evapotranspiração potencial (ETP) foi calculada para Viçosa, MG, através da equação 64, por duas maneiras diferentes. A primeira (ETP_m) com todos os parâmetros medidos, e a segunda (ETP_e) com os parâmetros E_a e a componente Q_ℓ de R_n estimados pelas equações que melhor representaram o termo aerodinâmico e saldo de radiação de ondas longas, ou seja,

para a fase I:

$$E_{a1} = -0,07 + 0,27 PA_1 \quad \text{eq. 88}$$

$$Q_\ell = \epsilon \sigma T_a^4 (1 - 0,63418 - 0,06468 \sqrt{e}) \quad \text{eq. 89}$$

e para a fase II:

$$E_{a2} = 0,49 + 0,33 PA_2 \quad \text{eq. 90}$$

$$Q_\ell = \epsilon \sigma T_a^4 (1 - 0,54246 - 0,11219 \sqrt{e}) \quad \text{eq. 91}$$

Após calculada a evapotranspiração potencial segundo Penman pelas duas maneiras citadas, foi feita uma análise discriminante na relação 1:1, conforme Figura 24. Observa-se que os valores de ETP_e acima de 3,0 mm foram subestimados na função discriminante, ao passo que, para os valores inferiores a 3,0 mm, os desvios foram menores. As linhas de regressão com a dispersão dos dados observados encontram-se na Figura 24.

A evapotranspiração potencial calculada com todos os parâmetros medidos foi comparada com a evaporação da superfície de água livremente exposta à atmosfera, medida por meio

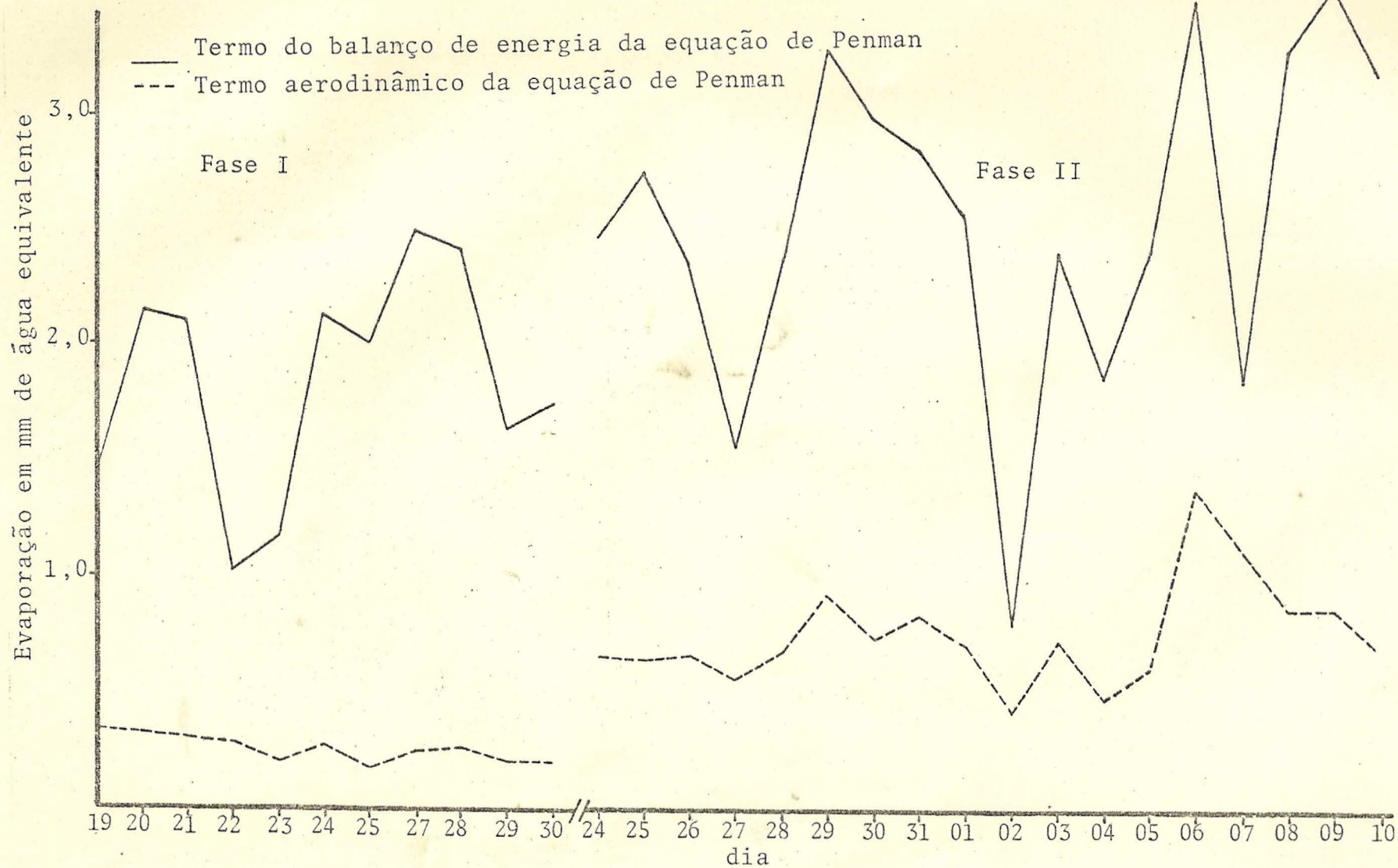


FIGURA 23 - Curso diário dos termos do balanço de energia e aerodinâmico da equação de Penman, em Viçosa, MG

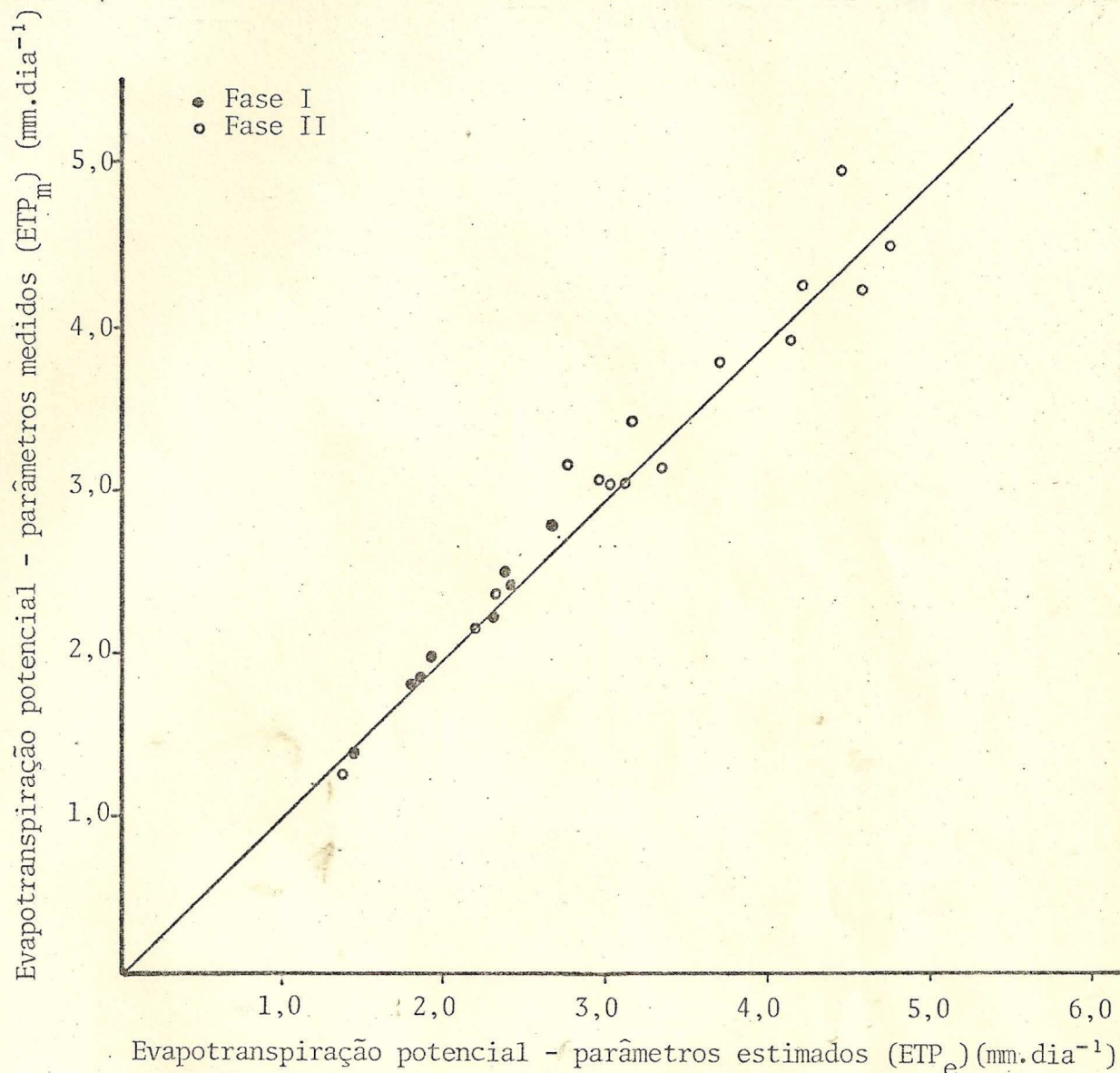


FIGURA 24 - Função discriminante (1:1) para os pontos de dispersão entre as relações dos valores de evapotranspiração potencial, obtidos pela equação de Penman, com todos os parâmetros medidos (ETP_m) e com os parâmetros E_a e Q_ℓ estimados (ETP_e), para Viçosa, MG.

do tanque "classe A" e com o saldo de radiação. Essa comparação pode ser observada na Figura 25, em que foram plotados os valores diários dos três parâmetros, para todos os dias de ambas as fases. Como pode ser observado, de uma maneira

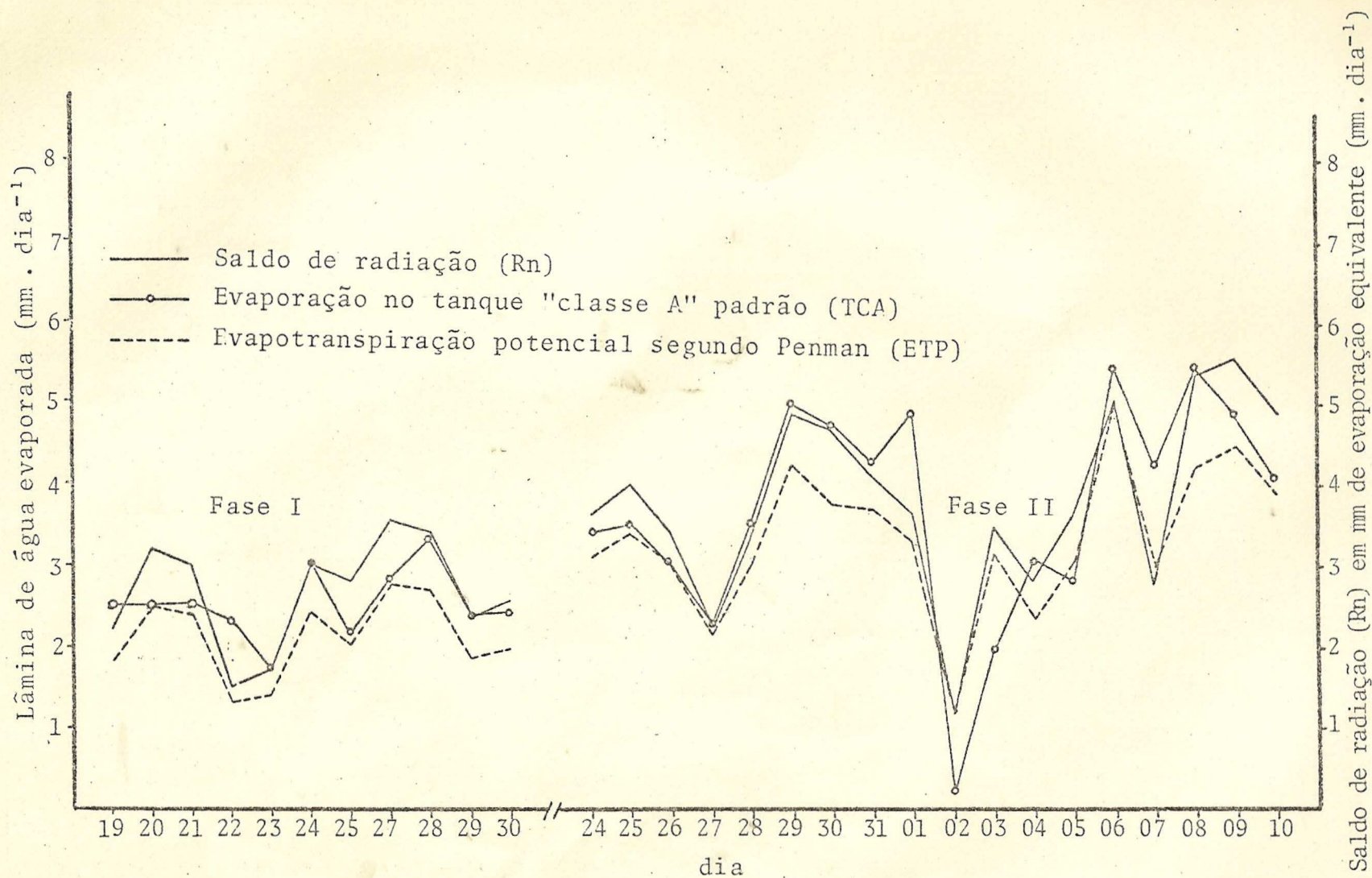


FIGURA 25 - Variações do saldo de radiação à superfície (Rn), em milímetro de evaporação equivalente, da evaporação medida no tanque "classe A" padrão (TCA) e da evapotranspiração potencial segundo Penman, determinada com todos os parâmetros medidos (ETP_m)

geral a evaporação e a evapotranspiração são menores que o saldo de radiação. Entretanto, em determinados dias a evaporação e a evapotranspiração chegam a se igualar e até a superar o saldo de radiação, como por exemplo, os dias 06 e 07 de setembro, na fase II. Isso pode ser justificado pelo aumento da advecção, acarretando um acréscimo no termo aerodinâmico e, conseqüentemente, aumentando a importância de sua contribuição na evaporação e evapotranspiração potencial.

Quando a bordadura possui uma extensão significativa, o efeito da advecção tende a ser amortecido, uma vez que o ar circulante sobre a área, de uma certa forma entra em equilíbrio na interface solo-atmosfera, adquirindo características próprias do local, concorrendo para que o termo aerodinâmico torne-se praticamente constante. No caso deste trabalho isso não aconteceu, visto que a bordadura era de certa forma irregular e de pequena extensão.

5. RESUMO E CONCLUSÕES

Testaram-se para Viçosa, MG, quatro tipos diferentes de evaporímetro com a finalidade de escolher aquele que melhor representasse o poder evaporante do ar da equação de Penman. O melhor resultado foi apresentado pelo evaporímetro de Piche adaptado, instalado fora do abrigo meteorológico, em condições de sombreamento. Quando comparado com o poder evaporante do ar, calculado com os dados medidos segundo Penman, encontraram-se coeficientes de correlação de 0,70 para a fase I e 0,82 para a fase II. As equações que melhor se apresentaram para a estimativa do poder evaporante do ar para Viçosa, MG, foram:

- para a fase I:

$$E_{a_1} = -0,07 + 0,27 PA_1$$

- para a fase II:

$$E_{a_2} = 0,49 + 0,33 PA_2.$$

Foram analisadas também quatro equações empíricas para estimativa do saldo de radiação de ondas longas. Os resultados apresentados evidenciaram a equação de Ångström como a melhor, com um coeficiente de correlação de 0,90 para ambas

as fases. Como essa equação apresentou grandes variações no termo " b_0 ", e devido à complexidade no manuseio, torna-se de saconselhável o seu uso. Em seguida, a equação que melhor se correlacionou com os dados observados foi a de Brunt que apresentou coeficientes de correlação de 0,90 para a fase I e 0,87 para a fase II. Por apresentar uma correlação razoável, pela sua facilidade de manipulação e pelo seu uso tão difundido, essa foi a equação empregada para a estimativa do saldo de radiação de ondas longas, com parâmetros determinados para o local, e expressa nas seguintes formas:

- para a fase I:

$$Q_\ell = \epsilon \sigma T_a^4 (1 - 0,63418 - 0,06468\sqrt{e})$$

- para a fase II:

$$Q_\ell = \epsilon \sigma T_a^4 (1 - 0,54246 - 0,11219\sqrt{e})$$

O termo aerodinâmico da equação de Penman foi comparado com o termo do balanço de energia e constatou-se a supremacia do termo do balanço de energia numa razão que variou na faixa de 1 a 10, com a média de 7,17 na fase I e 3,41 na fase II.

A evapotranspiração potencial foi calculada segundo Penman com todos os parâmetros medidos e com os parâmetros E_a e Q_ℓ estimados pelas equações descritas anteriormente. A análise discriminante para a função 1:1 evidenciou pequenos desvios dos pontos observados, principalmente para ETP inferior a 3 mm.

Comparando-se o saldo de radiação na superfície, a evaporação da superfície de água livremente exposta à atmosfera e a evapotranspiração potencial, conclui-se que, mesmo que o termo do balanço de energia tenha apresentado superioridade, em termos quantitativos, sobre o termo aerodinâmico, não se pode generalizar tal grau de importância na determinação da evaporação e evapotranspiração, em decorrência da

grande variação advectiva local.

Os parâmetros medidos e estimados apresentaram uma grande variação de uma fase para outra, e, conseqüentemente, variaram também as equações propostas. Conclui-se que a simplificação da equação de Penman para Viçosa, MG, só será possível se esse mesmo trabalho for conduzido para cada mês do ano, e desenvolvida uma equação geral representativa para o ciclo anual.

6. LITERATURA CITADA

1. ALVES, A.R. *Irradiância solar global em superfícies de diferentes inclinações e azimutes, para Viçosa, MG.* Viçosa, UFV, 1981. 92 p. (Tese de M.S.).
2. ANDRÉ, A.G.B. *Um estudo dos transportes verticais de momentum, calor sensível e vapor d'água sobre superfície vegetada nos trópicos.* São José dos Campos, INPE, 1980. 112 p. (Tese de D.S.).
3. BERLATO, M.A. & MOLION, L.C.B. *Evaporação e evapotranspiração.* Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Agronômicas. 1981. 95 p. (Boletim Técnico, nº 7).
4. BERRY, F.A.; BOLLAY, E. & BEERS, N.R. *Handbook of meteorology.* New York, McGraw-Hill Book C.^o, 1945. 1068 p.
5. CHANG, JEN-HU. *Climate and agriculture.* Chicago, Aldine. 1968. 295 p.
6. GEIGER, R. *The climate near the ground.* 4 ed. Cambridge, Harvard University Press, 1973. 611 p.

6. LITERATURA CITADA

1. ALVES, A.R. *Irradiância solar global em superfícies de diferentes inclinações e azimutes, para Viçosa, MG.* Viçosa, UFV, 1981. 92 p. (Tese de M.S.).
2. ANDRÉ, A.G.B. *Um estudo dos transportes verticais de momentum, calor sensível e vapor d'água sobre superfície vegetada nos trópicos.* São José dos Campos, INPE, 1980. 112 p. (Tese de D.S.).
3. BERLATO, M.A. & MOLION, L.C.B. *Evaporação e evapotranspiração.* Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Agronômicas. 1981. 95 p. (Boletim Técnico, nº 7).
4. BERRY, F.A.; BOLLAY, E. & BEERS, N.R. *Handbook of meteorology.* New York, McGraw-Hill Book C.^o, 1945. 1068 p.
5. CHANG, JEN-HU. *Climate and agriculture.* Chicago, Aldine. 1968. 295 p.
6. GEIGER, R. *The climate near the ground.* 4 ed. Cambridge, Harvard University Press, 1973. 611 p.

17. SHAW, R.H. *Micrometeorology*. Purdue University, 1977. 136 p. (Class Notes).
18. SILVA, M.A.V. *Evapotranspiração em cultura irrigada no semi-árido sub-médio São Francisco*. São José dos Campos, INPE, 1977. 97 p. (Tese de M.S.).
19. SILVA, W.J. *Estimativa da evaporação potencial, em condições de campo, usando o tanque "classe A" modificado*. Viçosa, UFV, 1979. 60 p. (Tese de M.S.).
20. TANNER, C.B. Evaporation of water from plants and soils. In: Kozlowski, T.T., ed. *Water deficit and plant growth*. New York, Academic Press, 1968. p. 73-106.
21. TUBELIS, A. & NASCIMENTO, F.J.L. *Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras*. São Paulo, Nobel. 1980. 373 p.
22. VILLA-NOVA, N.A. *A estimativa da evaporação potencial no estado de São Paulo*. Piracicaba, ESALQ, 1967. 66 p. (Tese de D.S.).
23. WEBB, R.H. Aerial microclimate. In: American Meteorological Society, ed. *Meteorological Monographs - Agricultural Meteorology*. Boston, American Meteorological Society, 1965. 188 p.
24. WITHERS, B. & VIPOND, S. *Irrigação: projeto e prática*. São Paulo, EPU e EDUSP. 1977. 399 p.

APENDICE

QUADRO 2A - Valores diários calculados para Viçosa, MG, a partir dos dados observados, nos períodos de 19 a 30 de junho (fase I) e 24 de agosto a 10 de setembro (fase II) de 1982

Dia	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Fase I																		
19	10,74	14,26	12,14	2,12	1,9707	826,85	1,0368	0,9290	116,14	131,73	2,1833	2,2480	1,3665	1,4483	0,3490	4,1499	1,7974	1,8040
20	10,74	15,19	12,96	2,23	2,0828	838,80	1,0309	0,8345	111,54	182,58	3,1845	3,1157	1,4181	2,1515	0,3344	6,4338	2,4859	2,3757
21	10,74	17,75	15,43	2,32	2,3878	867,60	1,0471	0,9830	96,95	176,53	2,9811	3,0125	1,5584	2,1012	0,3091	6,7981	2,4102	2,4134
22	10,74	15,87	14,14	1,73	2,1650	847,30	0,9260	0,8885	103,88	75,19	1,4939	1,2831	1,4559	1,0219	0,2926	3,4927	1,3145	1,1584
23	10,74	15,87	14,34	1,53	2,1650	846,43	0,6750	0,5915	102,32	107,91	1,7106	1,8414	1,4559	1,1701	0,2133	5,4865	1,3834	1,4465
24	10,74	17,97	15,94	2,03	2,4139	870,34	0,9738	1,0235	93,64	192,27	3,0171	3,2810	1,5704	2,1333	0,2852	7,4790	2,4186	2,6197
25	10,74	19,00	17,16	1,84	2,5337	880,99	0,6456	0,7805	86,23	169,71	2,7971	2,8960	1,6255	2,0055	0,1827	10,9775	2,1882	2,2973
27	10,74	18,09	16,06	2,03	2,4270	871,06	0,9014	0,9830	92,87	197,81	3,5391	3,3756	1,5764	2,5064	0,2630	9,5289	2,7694	2,6774
28	10,74	18,31	16,54	1,77	2,4533	873,65	0,9323	1,2125	89,79	218,47	3,4113	3,7282	1,5885	2,4235	0,2700	8,9766	2,6934	2,9997
29	10,75	16,48	14,91	1,57	2,2372	853,63	0,7041	0,8075	99,08	137,71	2,3539	2,3500	1,4891	1,6268	0,2175	7,4792	1,8443	1,8735
30	10,76	15,38	14,00	1,38	2,1061	841,39	0,6693	0,8210	104,17	145,23	2,5674	2,4783	1,4288	1,7408	0,2155	8,0788	1,9563	1,9447
Fase II																		
24	11,45	15,67	11,40	4,27	2,1411	844,99	2,0933	2,1400	66,54	229,49	3,6176	3,9162	1,4449	2,4659	0,6664	3,7002	3,1323	3,3507
25	11,47	15,87	11,76	4,11	2,1650	847,30	2,0665	2,1235	61,69	213,27	4,0377	3,6394	1,4559	2,7620	0,6529	4,2302	3,4149	3,1604
26	11,49	16,89	12,56	4,33	2,2863	858,10	2,1947	2,0080	51,43	203,15	3,3911	3,4667	1,5117	2,3592	0,6678	3,5326	3,0270	3,0228
27	11,51	16,58	12,80	3,78	2,2496	855,36	1,8700	1,7605	48,04	140,34	2,2606	2,3949	1,4948	1,5649	0,5755	2,7195	2,1404	2,1997
28	11,53	16,89	12,47	4,42	2,2863	858,10	2,2422	2,1070	52,66	208,67	3,3800	3,5610	1,5117	2,3515	0,6823	3,4464	3,0338	3,1186
29	11,55	15,87	10,79	5,08	2,1650	846,43	2,9558	2,7670	75,35	286,76	4,8365	4,8935	1,4559	3,3084	0,9339	3,5426	4,2423	4,2216
30	11,57	13,21	8,99	4,22	1,8426	813,89	2,1356	2,5690	98,61	253,77	4,6403	4,3305	1,3076	3,0079	0,7513	4,0036	3,7592	3,7108
31	11,59	17,32	12,14	5,18	2,3367	863,57	2,7935	1,9750	57,55	323,11	4,1014	5,5139	1,5349	2,8722	0,8372	3,4307	3,7094	4,4533
01	11,61	17,97	13,37	4,60	2,4139	869,90	2,4621	1,6450	41,16	290,72	3,6398	4,9611	1,5704	2,5736	0,7212	3,5685	3,2948	3,9897
02	11,63	16,17	13,53	2,64	2,2009	849,89	1,3948	1,1005	38,14	87,84	1,1662	1,4989	1,4724	0,8019	0,4358	1,8402	1,2376	1,3744
03	11,65	16,17	12,30	3,87	2,2009	850,46	2,3647	2,0740	54,50	181,64	3,5072	3,0996	1,4724	2,4115	0,7388	3,2642	3,1503	2,7792
04	11,67	14,35	11,06	3,29	1,9817	828,29	1,4756	1,6285	69,93	156,59	2,8051	2,6722	1,3716	1,8643	0,4949	3,7672	2,3592	2,3222
05	11,69	14,26	10,52	3,74	1,9707	826,85	1,8562	1,8760	77,44	205,53	3,6398	3,5074	1,3665	2,4145	0,6248	3,8643	3,0394	2,9582
06	11,71	17,11	10,52	6,59	2,3115	860,83	4,6198	3,5095	80,62	284,81	5,0493	4,8603	1,5233	3,5245	1,3951	2,5265	4,9196	4,4524
07	11,73	13,81	8,99	4,82	1,9163	821,67	3,3125	2,8990	99,55	127,31	2,7995	2,1726	1,3415	1,8396	1,1359	1,6195	2,9754	2,4217
08	11,75	11,68	7,76	3,92	1,6541	792,43	2,3540	2,9320	114,91	327,59	5,3367	5,5903	1,2209	3,3260	0,8869	3,7500	4,2129	4,5887
09	11,77	13,04	8,34	4,70	1,8220	811,01	2,4852	3,0640	108,31	332,60	5,5631	5,6757	1,2981	3,5917	0,8807	4,0785	4,4724	4,7502
10	11,79	13,46	9,21	4,25	1,8739	817,63	2,0284	2,5030	95,72	293,99	4,9000	5,0169	1,3220	3,1950	0,7058	4,5268	3,9008	4,1422

QUADRO 3A - Valores da tangente à curva de pressão de saturação de vapores (Δ) para as temperaturas de 5 a 45°C

T (°C)	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
	mmHg . °C ⁻¹									
05	0,4565	0,4593	0,4621	0,4650	0,4679	0,4707	0,4736	0,4766	0,4795	0,4824
06	0,4854	0,4884	0,4914	0,4944	0,4974	0,5004	0,5035	0,5065	0,5096	0,5127
07	0,5159	0,5190	0,5221	0,5253	0,5285	0,5317	0,5349	0,5381	0,5414	0,5447
08	0,5479	0,5512	0,5546	0,5579	0,5612	0,5646	0,5680	0,5714	0,5748	0,5783
09	0,5817	0,5852	0,5887	0,5922	0,5957	0,5993	0,6028	0,6064	0,6100	0,6136
10	0,6172	0,6209	0,6246	0,6283	0,6320	0,6357	0,6394	0,6432	0,6470	0,6508
11	0,6546	0,6584	0,6623	0,6662	0,6701	0,6740	0,6779	0,6819	0,6859	0,6899
12	0,6939	0,6979	0,7020	0,7060	0,7101	0,7143	0,7184	0,7225	0,7267	0,7309
13	0,7351	0,7394	0,7436	0,7479	0,7522	0,7565	0,7609	0,7652	0,7696	0,7740
14	0,7785	0,7829	0,7874	0,7919	0,7964	0,8009	0,8055	0,8101	0,8147	0,8193
15	0,8239	0,8286	0,8333	0,8380	0,8427	0,8475	0,8523	0,8571	0,8619	0,8668
16	0,8716	0,8765	0,8814	0,8864	0,8914	0,8963	0,9014	0,9064	0,9115	0,9165
17	0,9217	0,9268	0,9319	0,9371	0,9423	0,9476	0,9528	0,9581	0,9634	0,9687
18	0,9741	0,9795	0,9849	0,9903	0,9957	1,0012	1,0067	1,0123	1,0178	1,0234
19	1,0290	1,0346	1,0403	1,0460	1,0517	1,0574	1,0632	1,0690	1,0748	1,0807
20	1,0865	1,0924	1,0984	1,1043	1,1103	1,1163	1,1223	1,1284	1,1345	1,1406
21	1,1468	1,1529	1,1591	1,1654	1,1716	1,1779	1,1842	1,1906	1,1969	1,2033
22	1,2098	1,2162	1,2227	1,2292	1,2358	1,2424	1,2490	1,2556	1,2623	1,2690
23	1,2757	1,2824	1,2892	1,2960	1,3029	1,3097	1,3166	1,3236	1,3305	1,3375
24	1,3446	1,3516	1,3587	1,3658	1,3730	1,3802	1,3874	1,3946	1,4019	1,4092
25	1,4166	1,4240	1,4314	1,4388	1,4463	1,4538	1,4613	1,4689	1,4765	1,4841
26	1,4918	1,4995	1,5072	1,5150	1,5228	1,5306	1,5385	1,5464	1,5544	1,5623
27	1,5703	1,5784	1,5864	1,5946	1,6027	1,6109	1,6191	1,6273	1,6356	1,6440
28	1,6523	1,6607	1,6691	1,6776	1,6861	1,6946	1,7032	1,7118	1,7204	1,7291
29	1,7378	1,7466	1,7554	1,7642	1,7731	1,7820	1,7909	1,7999	1,8089	1,8180
30	1,8271	1,8362	1,8453	1,8546	1,8638	1,8731	1,8824	1,8918	1,9012	1,9106
31	1,9201	1,9296	1,9391	1,9487	1,9584	1,9680	1,9778	1,9875	1,9973	2,0071
32	2,0170	2,0269	2,0369	2,0469	2,0569	2,0670	2,0771	2,0873	2,0975	2,1077
33	2,1180	2,1283	2,1387	2,1491	2,1595	2,1700	2,1806	2,1912	2,2018	2,2124
34	2,2232	2,2339	2,2447	2,2555	2,2664	2,2773	2,2883	2,2993	2,3104	2,3215
35	2,3326	2,3438	2,3551	2,3664	2,3777	2,3890	2,4005	2,4119	2,4234	2,4350
36	2,4466	2,4582	2,4699	2,4817	2,4934	2,5053	2,5171	2,5291	2,5410	2,5530
37	2,5651	2,5772	2,5894	2,6016	2,6138	2,6261	2,6385	2,6509	2,6633	2,6758
38	2,6884	2,7010	2,7136	2,7263	2,7390	2,7518	2,7647	2,7775	2,7905	2,8035
39	2,8165	2,8296	2,8427	2,8559	2,8692	2,8824	2,8958	2,9092	2,9226	2,9361
40	2,9497	2,9633	2,9769	2,9906	3,0044	3,0182	3,0320	3,0460	3,0599	3,0739
41	3,0880	3,1021	3,1163	3,1305	3,1448	3,1592	3,1736	3,1880	3,2025	3,2171
42	3,2317	3,2463	3,2611	3,2758	3,2907	3,3056	3,3205	3,3355	3,3506	3,3657
43	3,3808	3,3960	3,4113	3,4267	3,4421	3,4575	3,4730	3,4886	3,5042	3,5199
44	3,5356	3,5514	3,5673	3,5832	3,5992	3,6152	3,6313	3,6474	3,6636	3,6799
45	3,6962	3,7126	3,7290	3,7456	3,7621	3,7787	3,7954	3,8122	3,8290	3,8458

QUADRO 2A - Continuação

- 1- Comprimento do dia (N) (horas).
- 2- Pressão de saturação de vapor (e^0) (mmHg).
- 3- Pressão de vapor atual (e) (mmHg).
- 4- Diferença entre a pressão de saturação de vapor e a pressão de vapor atual ($e^0 - e$) (mmHg).
- 5- Relação entre a tangente à curva de pressão de saturação de vapores e a constante psicrométrica (Δ/γ).
- 6- Produto da emissividade pela constante de Stefan-Boltzmann e pela temperatura absoluta do ar elevada à quarta potência ($\epsilon\sigma T^4$) ($\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$).
- 7- Poder evaporante do ar segundo Penman (E_a) (mm.dia^{-1}).
- 8- Poder evaporante do ar estimado pelas equações ajustadas para Viçosa, MG, em função do evaporímetro de Piche adaptado (E_{a1} e E_{a2}) (mm.dia^{-1}).
- 9- Saldo de radiação de ondas longas na superfície, estimado pela equação de Brunt, ajustada para Viçosa, MG (Q_l) ($\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$).
- 10- Saldo de radiação na superfície, estimado (R_n) ($\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$).
- 11- Saldo de radiação medido na superfície, e expresso em milímetros de água equivalentes ($R_n/0,1 L$) (mm.dia^{-1}).
- 12- Saldo de radiação na superfície, estimado e expresso em milímetros de água equivalentes ($R_n/0,1 L$) (mm.dia^{-1}).
- 13- Soma da tangente à curva de pressão de saturação de vapores e a constante psicrométrica ($\Delta + \gamma$) ($\text{mmHg.}^\circ\text{C}^{-1}$).
- 14- Termo do balanço de energia da equação de Penman ($\Delta R_n/0,1(\Delta + \gamma)L$) com os parâmetros medidos (mm.dia^{-1}).
- 15- Termo aerodinâmico da equação de Penman ($\gamma E_a/\Delta + \gamma$) com os parâmetros medidos (mm.dia^{-1}).
- 16- Relação entre o termo do balanço de energia e o termo aerodinâmico da equação de Penman (J), ambos com os parâmetros medidos.
- 17- Evapotranspiração potencial segundo Penman com todos os parâmetros medidos (ETP_m) (mm.dia^{-1}).
- 18- Evapotranspiração potencial segundo Penman com todos os parâmetros E_a e R_n estimados (ETP_e) (mm.dia^{-1}).