

3. ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

3.1. INTRODUÇÃO

A bibliografia sobre evapotranspiração é riquíssima e diversos trabalhos de revisão são disponíveis, entre os quais destacam-se aqueles de GANGOPADHYAYA *et al.* (1966), PENMAN *et al.* (1967), TANNER (1967, 1968), ROSENBERG *et al.* (1968), DOORENBOS & PRUITT (1977), BERLATO & MOLION (1981), BRUTSAERT (1982), BURMAN *et al.* (1983), VILLA NOVA & REICHARDT (1989), SMITH (1991), BURMAN & POCHOP (1994), além da literatura citada anteriormente.

Inúmeros são os métodos de estimativa da evapotranspiração e o objetivo deste texto é apresentar apenas aqueles de uso mais comum e alguns desenvolvidos em condições brasileiras, mas pouco conhecidos. Embora seja muito difícil permanecer totalmente neutro, principalmente quando o assunto é controvertido, não é intenção avaliar detalhadamente o desempenho de cada método apresentado, mas apenas enfatizar os principais detalhes e dificuldades de aplicação quando se fizer necessário. Conhecendo-se as limitações de cada método e os detalhes de seu desenvolvimento, fica mais fácil para o usuário decidir sobre a conveniência de sua utilização numa determinada situação.

Muitos métodos têm aceitação quase que unânime, enquanto outros são bastante criticados e até desprezados. Os critérios de rejeição

nem sempre são bem esclarecidos, pois inúmeros métodos empíricos têm aceitação quase universal. Portanto, empiricismo não é o critério de rejeição. Talvez, e isso é muito comum, haja propagação de um mal uso num dado local e condições, e até falta de conhecimentos específicos do assunto para julgar a utilidade de um determinado método. Críticas e elogios devem sempre ser tomados com muito cuidado e critério.

Evapotranspiração é um assunto bastante simples do ponto de vista teórico; porém, no lado prático das medições, torna-se bastante complexo e difícil. Essa dificuldade, nem sempre consciente, de medida adequada da evapotranspiração faz com que inúmeros autores rejeitem métodos expeditos e acurados de estimativas, principalmente em regiões carentes de dados meteorológicos.

De acordo com os princípios envolvidos no seu desenvolvimento, os métodos de estimativa da evapotranspiração podem ser agrupados em cinco categorias, ou seja: (i) *empíricos*; (ii) *aerodinâmico*; (iii) *balanço de energia*; (iv) *combinados*; (v) *correlação dos turbilhões*.

3.2. MÉTODOS EMPÍRICOS

Empiricismo não é sinônimo de falta de qualidade. Muitos métodos desenvolvidos e calibrados localmente produzem melhores resultados do que aqueles mais genéricos e fisicamente mais reais. Métodos empíricos são resultantes de correlações entre a evapotranspiração medida em condições padronizadas e os elementos meteorológicos medidos em postos também padrões. Alguns desses métodos têm aplicação quase universal.

3.2.1. MÉTODO DO TANQUE CLASSE A

A evaporação medida no *tanque Classe A* (ECA), como visto no Capítulo 2, deve ser corrigida por um coeficiente (K_p), que reduz ECA ao valor aproximado da evaporação do lago (E_L), isto é:

$$E_L = K_p ECA \quad (3.1)$$

em que K_p assume um valor fixo e igual a 0,66 sendo frequente o arredondado para 0,7 (ver Seção 2.2.5.). Este método foi adaptado para estimar também a evapotranspiração de referência (E_{To}), ou seja, $E_{To} = E_L$.

Este é um método bastante utilizado e recomendado pela FAO (DÓORENBOS & PRUITT, 1977). É freqüente o uso do tanque Classe A para estimar a evapotranspiração de culturas principalmente em projetos de irrigação. Após extensa revisão de dados experimentais obtidos em diversas regiões do mundo, portanto sob diferentes condições climáticas, DOORENBOS & PRUITT (1977) apresentaram uma tabela que descreve a variação de K_p em função das condições do tamanho e da natureza da área tampão, da velocidade do vento, e da umidade relativa do ar. Deve-se notar que este K_p desenvolvido por DOORENBOS & PRUITT (1977) para estimativa de (E_{To}) difere do K_p definido por SLEIGHT (1917) para estimativa da evaporação de lago (E_L). A diferença se deve em grande parte à combinação dos efeitos causados por três fatores: albedo, rugosidade, e resistência estomática. A vegetação tem albedo maior que a água resultando em menos energia disponível para conversão em calor latente. A maior rugosidade da vegetação aumenta o turbilhonamento e o transporte atmosférico, compensando em parte a redução em energia absorvida. A resistência estomática limita a transferência de sua água para a atmosfera, o que não acontece com o tanque. Daí, a variação de K_p para estimativa de E_{To} .

A Quadro B.2. (Apêndice) mostra que K_p decresce à medida que a velocidade do vento aumenta, evidenciando o efeito do poder evaporante do ar em todas as condições de umidade relativa e de bordadura. Observa-se também que K_p aumenta quando a umidade relativa do ar aumenta. Para permitir interpolação dos valores tabelados e também o uso em sistemas automatizados de obtenção de dados, SNYDER (1992) obteve a seguinte equação de regressão:

$$K_p = 0,482 + 0,024 \ln(F) - 0,000376 U + 0,0045 UR \quad (3.2)$$

em que F é a distância (tamanho) da área de bordadura, em metros, U é a velocidade do vento (km/dia), e UR é umidade relativa (%) média do dia. Essa equação só deve ser utilizada dentro dos limites de F , U e UR da tabela original. Extrapolação é sempre desaconselhada.

Aplicando a equação de Penman-Monteith (Seção 3.5.4.) a um gramado e ao tanque Classe A, PEREIRA *et al.* (1995) propuseram um modelo alternativo para K_p que é o seguinte:

$$K_p = K_{p\text{máx}} \frac{s + \gamma}{s + \gamma(1 + \frac{r_c}{r_a})} \quad (3.3)$$

em que r_c é a resistência do dossel (gramado); r_a é a resistência aerodinâmica ao transporte de vapor d'água; $K_{p\text{máx}}$ é o valor máximo de K_p ; e γ é o coeficiente psicrométrico (eq. 1.22). Análise dos dados do Quadro B.2 (Apêndice) mostra que $K_{p\text{máx}}$ tende ao valor limite igual a 0,85. Esse modelo indica que K_p é dependente do quociente r_c/r_a e da temperatura que determina s ($= de_s/dT$ dado pela eq. 1.11).

Para converter ET_o em ET_c utiliza-se o coeficiente de cultura (K_c), que ajusta ET_o de acordo com o estágio de desenvolvimento da cultura, isto é:

$$ET_c = K_c ET_o \quad (3.4)$$

Considerações sobre K_c são apresentadas na Seção 1.14. e Seção 4.2.

3.2.2. MÉTODO DE THORNTHWAITTE

Este método foi proposto por THORNTHWAITTE (1948) para estimativa da *evapotranspiração potencial (ETP) mensal* de um gramado (posto meteorológico) como um elemento climatológico, visando a classificação climática. Nesse contexto, ETP é tida como igual à "chuva ideal" para que uma região não apresente nem excesso nem deficiência hídrica durante o ano.

O conjunto de equações desenvolvido por Thornthwaite foi baseado em balanço hídrico de bacias hidrográficas e em medidas de evapotranspiração realizadas em lisímetros, e utiliza apenas a temperatura do ar como variável independente. A evapotranspiração potencial média mensal *padrão* (ETP_p , mm.mês^{-1}) para um mês de 30 dias, e cada dia tem 12 horas de fotoperíodo, foi bem representada pelo conjunto de equações:

$$ETP_p = 16 \left(10 \frac{T_i}{I}\right)^a \quad T_i > 0^\circ C \quad (3.5)$$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,7912 \cdot 10^{-2} I + 0,49239 \quad (3.6)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} (0,2 T_i)^{1,514} \quad T_i > 0^\circ C \quad (3.7)$$

em que T_i é a temperatura média mensal ($^\circ C$), e I é o índice de calor da região e que deve ser calculado com valores normais (média climatológica). O subscrito i representa o mês do ano (i.e., $i = 1$, jan; $i = 2$, fev; etc). Segundo CAMARGO (1966), meses em que a temperatura média mensal for inferior a $0^\circ C$ não devem ser incluídos no cálculo de I . Esse parece ser um dos muitos erros cometidos na utilização desse método em regiões de clima temperado.

A fórmula de Thornthwaite estima ETP_p para uma condição padrão de 12 horas de brilho solar e mês com 30 dias. Para estimar a evapotranspiração potencial mensal (ETP , mm.mês^{-1}) para um mês de ND dias, e fotoperíodo médio mensal N , há necessidade de se ajustar ETP_p multiplicando-a por fatores de correções, isto é:

$$ETP = ETP_p \frac{N}{12} \frac{ND}{30} \quad (3.8)$$

O Quadro A.1 (Apêndice) apresenta valores de N correspondentes ao 15º dia de cada mês em função da latitude local. Frequentemente, assume-se que o 15º dia representa a média mensal para N .

O método de Thornthwaite tem sido bastante criticado por utilizar apenas a temperatura do ar como variável independente. Essa crítica é injusta pois inúmeros outros métodos também utilizam apenas a temperatura como condicionante da evapotranspiração. Numa revisão das críticas a este método, PEREIRA & CAMARGO (1989) concluíram que ele é apropriado para estimativa de ETP, se as condições de área de bordadura forem consideradas. No entanto, ele não é adequado para condições de oásis, resultando em subestimação, e esta última condição é a mais freqüente em condições experimentais. Resultados experimentais com lisímetros gramados mostram que a fórmula de Thornthwaite

estima bem ETo nas condições de Toronto, no Canadá (SANDERSON, 1950), e do Estado de São Paulo (CAMARGO, 1962), na escala mensal.

3.2.2.1. Exemplo de aplicação

Para um local situado a 22° 42'S, calcular a ETP segundo o método de Thornthwaite, sabendo-se que a temperatura normal (°C) tem a seguinte distribuição ao longo do ano: JAN= 24,0; FEV = 24,7; MAR = 23,9; ABR = 21,1; MAI = 17,6; JUN = 16,8; JUL = 17,2; AGO = 18,9; SET = 20,3; OUT = 22,2; NOV = 22,9; DEZ = 23,8; MÉDIA ANUAL = 21,1.

Cálculo do índice I:

$$I = \sum (0,2 T_i)^{1,514} = (0,2*24)^{1,514} + (0,2*24,7)^{1,514} + \dots + (0,2*23,8)^{1,514}$$

$$I = 10,74977 + 11,22801 + \dots + 10,61444 = 106,9928$$

Cálculo de a:

$$a = 6,75*10^{-7} I^3 - 7,71*10^{-5} I^2 + 1,79*10^{-2} I + 0,49239$$

$$a = 6,75*10^{-7} * 106,9928^3 - 7,71*10^{-5}*106,9928^2 + 1,79*10^{-2}*106,9928 + 0,49239$$

$$a = 0,82674 - 0,88260 + 1,91646 + 0,49239 = 2,353$$

Cálculo da ETPp:

$$ETPp = 16 (10 * T / I)^a$$

$$\text{JAN : ETPp} = 16 (10 * 24/106,9928)^{2,353} = 107,1 \text{ mm.mês}^{-1}$$

$$\text{FEV : ETPp} = 16 (10 * 24,7/106,9928)^{2,353} = 114,6 \text{ mm.mês}^{-1}$$

(Repete-se este procedimento para todos os meses)

Cálculo da ETP:

$$ETP = ETPp * CORR$$

$$CORR = N * ND / (12 * 30) \quad (\text{Quadro C.2 - Apêndice})$$

$$\text{JAN : ETP} = 107,1 * 1,15 = 123,2 \text{ mm.mês}^{-1}$$

$$\text{FEV : ETP} = 114,6 * 1,00 = 114,6 \text{ mm.mês}^{-1}$$

(Repete-se este procedimento para todos os meses)

3.2.3. MÉTODO DE THORNTHWAITTE MODIFICADO POR CAMARGO

A equação de Thornthwaite é complexa e, para facilitar o cálculo de ETP, CAMARGO (1960) substituiu o índice I por um índice T correspondente diretamente à temperatura média anual da região num nomograma. O nomograma fornece a ETPp mensal para um mês padrão de 30 dias e 12 horas de fotoperíodo. CAMARGO (1960) simplificou ainda mais os cálculos apresentando os resultados do nomograma em forma de tabela em função das temperaturas média diária e anual (Quadro C.1, Apêndice) denominando-a de *evapotranspiração tabular*. Esse quadro fornece valores de ETPp (média diária, mm d⁻¹) não ajustados para o comprimento do dia. Desse modo, pode-se estimar tanto a ETP diária como a mensal. Para converter esse valor tabular (ETP_p) em ETP diária basta multiplicar por um fator de ajuste (Quadro C.2, Apêndice) que leva em consideração o fotoperíodo do local e o número de dias do mês correspondente. Para se obter a ETP mensal deve-se multiplicá-la pelo fator de ajuste e pelo número de dias do mês.

Um aspecto intrigante detectado por THORNTHWAITTE (1948), e que pode ser verificado tanto no nomograma como no Quadro C.1 (Apêndice), é que a mesma temperatura não produz a mesma ETPp em locais diferentes, ou seja, local com maior temperatura média anual tem menor ETPp que um local com menor média anual.

3.2.3.1. Exemplo de aplicação

Calcular a ETP com os dados do exemplo do método de Thornthwaite.

Índice T = temperatura média anual = 21,1 °C.

Fixar a coluna do Índice T = 21 °C (valor mais próximo de 21,1 °C) no Quadro C.1 - Apêndice.

Na linha correspondente à temperatura de JAN (24 °C) obtém-se ETPp = 3,5 mm.d⁻¹.

$ETP = ETPp * CORR * ND = 3,5 * 1,15 * 31 = 124,8 \text{ mm.mês}^{-1}$, que é bem próximo da estimativa feita pelo método original de Thornthwaite. CORR é dado pelo Quadro C.2 - Apêndice.

3.2.4. MÉTODO DE CAMARGO

Baseado nos resultados da equação de Thornthwaite CAMARGO (1971) propôs uma fórmula mais simples, porém com a mesma eficiência na estimativa de ETP em períodos de 10 ou 30 dias (CAMARGO & CAMARGO; 1983). Neste método a ETP (mm d^{-1}) é dada pela equação:

$$ETP = F Q_o T ND \quad (3.9)$$

em que Q_o (mm d^{-1}) é a radiação solar extraterrestre diária expressa em equivalente de evaporação, no período considerado (Quadro A.2), T ($^{\circ}\text{C}$) é a temperatura média do período; F é o fator de ajuste que varia com a temperatura média anual do local (para T_m até 23°C , $F = 0,01$; $T_m = 24^{\circ}\text{C}$, $F = 0,0105$; $T_m = 25^{\circ}\text{C}$, $F = 0,011$; $T_m = 26^{\circ}\text{C}$, $F = 0,0115$; $T_m > 26^{\circ}\text{C}$, $F = 0,012$); e ND é o número de dias do período.

3.2.5. MÉTODO DE MAKKINK

Usando dados de evapotranspiração potencial de um gramado em lisímetro de lençol freático constante, MAKKINK (1957) obteve correlação entre ETP diária (mm d^{-1}) e a radiação solar ao nível da superfície expressa em equivalente de evaporação (R_s , mm d^{-1}), isto é:

$$ETP = 0,61 W R_s - 0,12 \quad (3.10)$$

em que $W = s / (s + \gamma)$ é um fator de ponderação dependente da temperatura do bulbo molhado (T_u) e do coeficiente psicrométrico (γ), e que pode ser calculado através das equações propostas por WILSON & ROUSE (1972) e VISWANADHAM *et al.* (1991) e que são as seguintes:

$$W = 0,407 + 0,0145 T_u^{0,8} \quad 0 < T_u < 16^{\circ}\text{C} \quad (3.11)$$

$$W = 0,483 + 0,01 T_u \quad 16,1 < T_u < 32^{\circ}\text{C} \quad (3.12)$$

Portanto, W aumenta linearmente com T_u , e isto significa que o processo de evaporação fica mais eficiente à medida que a temperatura

aumenta. Quando T_u não é disponível, condição mais comum, utiliza-se a temperatura média diária (T_{med}), lembrando-se que, em condições de atmosfera não saturada, $T_{med} > T_u$. Logo, W será ligeiramente maior, aumentando a estimativa de ETP.

A equação de Makkink descreve uma relação linear do tipo $Y = a + bX$, em que $Y = ETP$, $X = W R_s$. Os coeficientes $a = -0,12 \text{ mm d}^{-1}$ e $b = 0,61$ foram obtidos para Wageningen, na Holanda, e podem variar de local para local. Forçando a linha de regressão passar pela origem ($a = 0$), Makkink obteve $b = 0,58$ porém com menor poder descritivo que a equação completa. Utilizando dados de um lisímetro de balança mecânica ($5,1 \text{ m}^2$ de superfície evaporante e $0,1 \text{ mm}$ de resolução) para medir a evapotranspiração de uma cultura de alfafa (cv. Crioula), em condições plenas de disponibilidade hídrica, em Eldorado do Sul - RS, CUNHA & BERGAMASCHI (1994) também forçaram a passagem da reta pela origem obtendo os seguintes resultados para o parâmetro b e erro padrão da estimativa da evapotranspiração (s), nas diferentes escalas de tempo de medida:

ESCALA	b	s(mm d^{-1})
Diária	0,87	1,73
Quinquidial	0,88	1,03
Decendial	0,90	0,81
Mensal	0,89	0,59

Como é de se esperar, à medida que a escala de tempo de medida aumenta há melhora significativa da relação em função da suavização das flutuações pontuais. Os valores de b mais elevados para a alfafa enfatizam seu aspecto mais rugoso que a grama. Quando R_s não for medida ela pode ser estimada por relações empíricas (Apêndice A).

3.2.6. MÉTODO DA RADIAÇÃO SOLAR

Também conhecido como *método FAO-24 da radiação*, trata-se de uma adaptação feita por DOORENBOS & PRUITT (1977) e DOORENBOS

& KASSAM (1994) ao método de Makkink substituindo os coeficientes *a* e *b* por um parâmetro *c*, que é função da umidade relativa do ar e da velocidade do vento (Quadro 3.1). A equação simplificada reduz-se a:

$$ET_o = c W R_s \quad (3.13)$$

em que *R_s* (mm d⁻¹) é a radiação solar média expressa em equivalente de evaporação, para períodos de 30 ou 10 dias, e *W* é definido no método de Makkink. Nesse caso, a reta que descreve a relação entre *ET_o* e *W R_s* passa pela origem (*a* = 0 na equação de Makkink), e o coeficiente *c* representa a inclinação da reta de regressão.

QUADRO 3.1 - Valores da constante *c* para cálculo de *ET_o* = *c W R_s*

Intervalos de velocidade média do vento (m s ⁻¹)	Intervalos de umidade relativa média (%)			
	<40	40-55	55-70	>70
0 - 2	0,971	0,92	0,857	0,814
2 - 5	1,057	1,014	0,927	0,886
5 - 8	1,143	1,100	0,986	0,923
> 8	1,229	1,172	1,043	1,000

FONTE: DOORENBOS & KASSAM (1994)

Para evitar interpolações em nomogramas e quadros, e facilitar a utilização de cálculos automatizados em computadores, FREVERT *et al.* (1983) desenvolveram um sistema de equações de regressão múltipla que é o seguinte:

$$ET_o = c_o + c_1 W R_s \quad (3.14)$$

$$c_1 = a_o + a_1 UR + a_2 Ud + a_3 UR Ud + a_4 UR^2 + a_5 Ud^2 \quad (3.15)$$

$$\begin{aligned} c_o &= -0,3 \text{ mm d}^{-1} & a_o &= 1,0656 & a_1 &= -0,0012795 & a_2 &= 0,044953 \\ a_3 &= -0,00020033 & a_4 &= -0,000031508 & a_5 &= -0,0011026 \end{aligned}$$

em que *UR* é a umidade relativa média (%), e *Ud* é a velocidade média do vento no período diurno medida a 2 m de altura (m s⁻¹). Essa adap-

tação tornou a equação de Makkink independente do local sendo equivalente a se fazer um ajuste em cada situação de contorno.

Em postos meteorológicos é comum medir-se a velocidade do vento em alturas (*z*) maiores que 2 m. Portanto, há necessidade de se reduzir a velocidade do vento para 2 m, e isto pode ser feito pela relação empírica $U_2 = U_z (2/z)^{0,2}$.

Outra dificuldade é a estimativa de *Ud*, pois freqüentemente os dados de vento são apresentados ou como média diária (m s⁻¹; km h⁻¹) ou como total diário (km d⁻¹). Não havendo registro da velocidade do vento, é necessário estimar-se quanto do vento diário ocorreu no período diurno, ou seja, no período mais importante para o processo evaporativo. Resultados apresentados por DOORENBOS & PRUITT (1977) mostram que essa proporção varia com o local. Regiões onde o vento é uma constante, essa proporção diminui, e este é o caso de Davis, CA, onde o vento diurno representa cerca de 55% do total diário. Em regiões onde a presença dos ventos acompanham a variação da temperatura diária, essa proporção está entre 70% e 85%. Estudos mais detalhados para as condições tropicais são necessários para se resolver esta questão com mais segurança. Resultados preliminares de Piracicaba, SP, indicam variação entre 50% e 60% ao longo do ano (Angelocci, Relatório do CNPq, 1996).

3.2.6.1. Exemplo de aplicação

Calcular *ET_o* num dia com as seguintes condições: *U* = 3,6 m.s⁻¹; *T* = 22,2 °C; *UR* = 67%; *R_s* = 24,33 MJ.m⁻².d⁻¹.

Pela eq. (3.13): *ET_o* = *c W R_s*

c = 0,927 (Quadro 3.1)

W = 0,483 + 0,01 *T* = 0,483 + 0,01 * 22,2 = 0,705

R_s = 24,33/2,45 = 9,93 mm.d⁻¹

ET_o = 0,927 * 0,705 * 9,93 = 6,5 mm.d⁻¹

Pela eq. (3.14): *ET_o* = -0,3 + *c₁ W R_s*

c₁ = 1,0656 - 0,0012795 *UR* + 0,044953 *Ud* - 0,00020033 *UR Ud* - 0,000031508 *UR*² - 0,0011026 *Ud*²

$$c1 = 1,0656 - 0,0012795 \cdot 67 + 0,044953 \cdot 3,6 - 0,00020033 \cdot 67 \cdot 3,6 - 0,000031508 \cdot 67^2 - 0,0011026 \cdot 3,6^2$$

$$c1 = 0,9377$$

$$ET_o = -0,3 + 0,9377 \cdot 0,705 \cdot 9,93 = 6,3 \text{ mm.d}^{-1}$$

As duas estimativas se aproximam. Para efeito de comparação, o tanque Classe A registrou 8,9 mm (sem correção para **Kp**) nesse dia.

3.2.7. MÉTODO DE JENSEN-HAISE

Para JENSEN & HAISE (1963) evapotranspiração potencial é aquela que ocorre em campos irrigados em áreas áridas e semi-áridas. Nesse caso, é preferível chamá-la de ET_c , pois na definição apresentada não há necessidade de área de bordadura homogênea, ilimitada e bem suprida de água conforme requer a definição de ETP.

Trabalhando em regiões semi-áridas americanas Jensen - Haise propuseram a seguinte relação para ET_c (mm d⁻¹):

$$ET_c = R_s (0,0252T + 0,078) \quad (3.16)$$

para períodos de 5 a 10 dias, em que R_s (mm d⁻¹) é a radiação solar ao nível do solo expressa em equivalente de evaporação (média do período), e T (°C) é a temperatura média do período. Essa equação ajustou adequadamente aos dados obtidos em campos cultivados com algodão, alfafa, cevada, e trigo de inverno.

3.2.8. MÉTODO DE LINACRE

Este método foi aqui incluído por considerar a temperatura do ar como única variável para um local. Na realidade, trata-se de uma simplificação do método de Penman (eq. 3.77). Para a estimativa da *evapo-(transpi)ração mensal média* (mm d⁻¹) de uma área bem suprida de umidade LINACRE (1977) propôs as seguintes aproximações: a radiação

líquida $R_n = (0,75 - r) (T + 0,006 h) / [60 (100 - \Phi)]$, sendo r o albedo da superfície; $1 + \gamma/s = 0,025 (80 - T)$; e $\Delta e/s = (T - T_o)$;

$$ET_c = \frac{\frac{J(T + 0,006h)}{100 - \Phi} + 15(T - T_o)}{80 - T} \quad (3.17)$$

em que T é a temperatura média mensal (°C), h é a altitude local em metros, Φ é a latitude local em graus (em módulo), e T_o é a temperatura média mensal do ponto de orvalho (°C). A altitude transforma a temperatura local em equivalente ao nível do mar, em função do gradiente adiabático úmido médio (≈ 6 °C/1000 m). A constante J é igual a 500, no caso de vegetação ($r = 0,25$), e 700, se for superfície com água-livre (tanque, lago, represa etc, $r = 0,05$).

Valores médios mensais de $(T - T_o)$, quando o total mensal de chuva é superior a 5 mm, pode ser estimado através da equação:

$$(T - T_o) = 0,0023h + 0,37T + 0,37T + 0,53(T_{\max} - T_{\min}) + 0,35R - 10,9 \quad (3.18)$$

em que R é dado pela diferença entre as temperaturas médias dos meses mais quente e mais frio, T_{\max} e T_{\min} são as temperaturas médias mensais das máximas e das mínimas, respectivamente. Essa equação foi desenvolvida usando-se 222 conjuntos de dados da África e da América do Sul. Para as condições brasileiras esta equação deve ser usada com reservas, pois não existe estudos que substanciem esta proposição.

Este método tem sido usado para estimativa em períodos menores que um mês. Nesse caso, $(T - T_o)$ não deve ser estimado pela equação anual. T_o deve ser estimada pela eq.(1.24) com valores médios da umidade relativa e da temperatura, isto é:

$$T_o = \frac{237,3 \text{ Log}(e_a) - 156,8}{8,16 - \text{Log}(e_a)} \quad (3.19)$$

$$e_a = e_s(T) 0,01 \text{ UR}(\%) \quad (3.20)$$

em que $e_s(T)$ é a pressão de vapor de saturação à temperatura T , em mmHg, e $UR(\%)$ é a umidade relativa média (%).

3.2.8.1. Exemplo de aplicação

Para um local situado a (Φ) 22° 42'S e altitude de 546 m, calcular a evapotranspiração de Janeiro pelo método de Linacre, sendo $T = 24$ °C; $T_{max} = 29,8$ °C, $T_{min} = 18,2$ °C; T do mês mais quente (FEV) = 24,7°C; T do mês mais frio (JUN) = 16,8°C.

Cálculo de ET_c :

$$ET_c = \{ [500 (T + 0,006 h) / (100 - \Phi)] + 15 (T - T_o) \} / (80 - T)$$

$$T - T_o = 0,0023 h + 0,37 T + 0,53 (T_{max} - T_{min}) + 0,35 R - 10,9$$

$$T - T_o = 0,0023*546 + 0,37*24 + 0,53*(29,8 - 18,2) + 0,35*(24,7 - 16,8) - 10,9 = 8,1488$$

$$ET_c = \{ [500 (24 + 0,006*546)/(100 - 22,7)] + 15 * 8,1488 \} / (80 - 24) = 4,97 \text{ mm.d}^{-1} = 154 \text{ mm.mês}^{-1}.$$

3.2.9. MÉTODO DE HARGREAVES - SAMANI

Usando dados obtidos no lisímetro de Davis, California (clima semi-árido), com gramado, HARGREAVES & SAMANI (1985) propuseram a seguinte equação para estimativa de ET_o diária (mm d^{-1}).

$$ET_o = 0,0023 Q_o (T_{max} - T_{min})^{0,5} (T + 17,8) \quad (3.21)$$

em que Q_o é a radiação extraterrestre, em mm d^{-1} (Quadro A.2.- Apêndice); T_{max} é a temperatura máxima; T_{min} é a temperatura mínima; e T é a temperatura média diária.

Para o caso de El Salvador, em que T_{max} e T_{min} são fortemente dependentes da altitude, HARGREAVES & SAMANI sugerem que ET_o pode ser estimada pela fórmula simplificada, isto é:

$$ET_o = Q_o [0,348 - 5 * 10^{-5} h] [1 - 0,0002h]^{0,5} \quad (3.22)$$

em que h é a altitude, em metros. Em locais próximos ao nível do mar em que $h \approx 0$, a equação anterior reduz-se a $ET_o = 0,348 Q_o$.

Em áreas em que T_{max} e T_{min} são relativamente constantes, eles propuseram a seguinte simplificação

$$ET_o = Kr Q_o \quad (3.23)$$

em que o coeficiente Kr varia com a altitude e com o total de chuva no período. Para Sri Lanka, eles encontraram os seguintes valores médios semanais:

$$Kr = 0,36 \quad \text{para semanas sem chuvas;}$$

$$Kr = 0,33 \quad \text{para semanas com total de chuvas < 50 mm;}$$

$$Kr = 0,29 \quad \text{para semanas com total de chuvas > 50 mm.}$$

Para o Estado de São Paulo, SENTELHAS & CAMARGO (1996) verificaram que, na escala mensal, este método superestima a evapotranspiração potencial medida em lisímetros de drenagem cultivados com grama.

3.2.9.1. Exemplo de aplicação

Calcular a ET_o pelo método de Hargreaves - Samani (eq. 3.21) para um dia com $T_{max} = 30,5$ °C, $T_{min} = 13,8$ °C, e $T = 22,2$ °C. A latitude do local é 22° 42'S, e o mês é Dezembro.

Cálculo de ET_o :

$$ET_o = 0,0023 Q_o (T_{max} - T_{min})^{0,5} (T + 17,8)$$

Pelo Quadro A.2 (Apêndice), $Q_o = 17 \text{ mm.d}^{-1}$.

$$ET_o = 0,0023 * 17 * (30,5 - 13,8)^{0,5} (22,2 + 17,8) = 6,4 \text{ mm.d}^{-1}.$$

Apenas a título de comparação, o método da Radiação estimou para esse mesmo dia 6,3 e 6,5 mm. Evidentemente que isto não significa que tais estimativas estejam corretas. Pode ter sido mera coincidência.

3.2.10. MÉTODO DE BLANEY - CRIDDLE

Este método é bastante antigo, tendo sido desenvolvido na região semi-árida dos Estados Unidos. Entre as inúmeras versões existentes

desse método será apresentada aquela modificada pela FAO e descrita por DOORENBOS & PRUITT (1977). Nessa versão, este método estima a *ETo média mensal* (mm d⁻¹) de um gramado. Sua formulação é a seguinte:

$$ETo = c [p (0,46T + 8,13)] \tag{3.24}$$

em que **p** é a porcentagem do total de fotoperíodo médio diário mensal sobre o total de fotoperíodo anual (**Quadro 3.2**); **T** é a temperatura média mensal (°C). O coeficiente de ajuste **c** é representado pela inclinação das retas dos nomogramas que são construídos em função da umidade relativa mínima mensal (**URmin**, %), da razão de insolação média mensal (**n/N**), e da velocidade média diurna do vento a 2 m de altura (**Ud**, m s⁻¹). Embora classificado como baseado apenas na temperatura este método exige também observações da umidade relativa, da velocidade do vento, e da razão de insolação.

Para evitar o uso dos nomogramas e interpolações, e para facilitar cálculos automatizados, FREVERT *et al.* (1983) adaptou a modificação da FAO ao seguinte sistema de equações:

$$ETo = a + b p (0,46 T + 8,13) \tag{3.25}$$

$$a = 0,0043 URmin - \frac{n}{N} - 1,41$$

$$b = a_0 + a_1 URmin + a_2 \frac{n}{N} + a_3 Ud + a_4 URmin \frac{n}{N} + a_5 URmin Ud$$

a0 = 0,81917

a3 = 0,065649

a1 = -0,0040922

a4 = -0,0059684

a2 = 1,0705

a5 = -0,0005967

Embora esse método possa ser utilizado para estimar **ETo** em escalas de tempo menores que a mensal, a representatividade dessas estimativas é questionável visto que o método foi desenvolvido em cima de dados médios mensais.

QUADRO 3.2 - Fator **p** do método de Blaney-Criddle, em função da latitude e da época do ano. (Adaptado de DOORENBOS & FRUITT, 1977)

Latitude												
Norte	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Sul ⁽¹⁾	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun
60°	0,15	0,20	0,26	0,32	0,38	0,41	0,40	0,34	0,28	0,22	0,17	0,13
58	0,16	0,21	0,26	0,32	0,37	0,40	0,39	0,34	0,28	0,23	0,18	0,15
56	0,17	0,21	0,26	0,32	0,36	0,39	0,38	0,33	0,28	0,23	0,18	0,16
54	0,18	0,22	0,26	0,31	0,36	0,38	0,37	0,33	0,28	0,23	0,19	0,17
52	0,19	0,22	0,27	0,31	0,35	0,37	0,36	0,33	0,28	0,24	0,20	0,17
50	0,19	0,23	0,27	0,31	0,34	0,36	0,35	0,32	0,28	0,24	0,20	0,18
48	0,20	0,23	0,27	0,31	0,34	0,36	0,35	0,32	0,28	0,24	0,21	0,19
46	0,20	0,23	0,27	0,30	0,34	0,35	0,34	0,32	0,28	0,24	0,21	0,20
44	0,21	0,24	0,27	0,30	0,33	0,35	0,34	0,31	0,28	0,25	0,22	0,20
42	0,21	0,24	0,27	0,30	0,33	0,34	0,33	0,31	0,28	0,25	0,22	0,21
40	0,22	0,24	0,27	0,30	0,32	0,34	0,33	0,31	0,28	0,25	0,22	0,21
35	0,23	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32	0,32	0,30	0,28	0,25	0,23	0,22
30	0,24	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32	0,31	0,30	0,28	0,26	0,24	0,23
25	0,24	0,26	0,27	0,29	0,30	0,31	0,31	0,29	0,28	0,26	0,25	0,24
20	0,25	0,26	0,27	0,28	0,29	0,30	0,30	0,29	0,28	0,26	0,25	0,25
15	0,26	0,26	0,27	0,28	0,29	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,25
10	0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,26
5	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27
0	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27

⁽¹⁾ Para as latitudes Sul: utilize uma defasagem de seis meses conforme o quadro

3.2.10.1. Exemplo de aplicação

Calcular a **ETo** para o mês de Dezembro de um local situado a 22° 42'S quando se registrou as seguintes condições médias: **n** = 8,18 horas; **T** = 23,5°C; **Ud** = 2,53 m.s⁻¹; e **URmin** = 58%.

Cálculo de **ETo**:

$$ETo = a + b p (0,46 T + 8,13)$$

$p = 0,30$ (Quadro 3.2; valor mais próximo)

$a = 0,0043 \text{ URmin} - n/N - 1,41$

$a = 0,0043*58 - 8,18/13,5 - 1,41 = -1,77$ $N = 13,5$ horas é dado pelo Quadro A.1 (Apêndice)

$b = 0,81917 - 0,0040922 \text{ URmin} + 1,0705 \text{ n/N} + 0,065649 \text{ Ud} - 0,0059684 \text{ URmin n/N} - 0,0005967 \text{ URmin Ud}$

$b = 0,81918 - 0,0040922*58 + 1,0705*8,18/13,5 + 0,06549*2,53 - 0,0059684*58*8,18/13,5 - 0,0005967*58*2,53 = 1,099$

$E_{To} = -1,77 + 1,099*0,30*(0,46*23,5 + 8,13) = 4,5 \text{ mm.d}^{-1} = 139,5 \text{ mm.mês}^{-1}$.

3.3. MÉTODO AERODINÂMICO

Este é um método micrometeorológico, com embasamento físico-teórico da dinâmica dos fluidos e transporte turbulento. Isso porque o escoamento atmosférico acima de uma superfície natural rugosa é predominantemente turbulento, onde existe mistura contínua na camada de ar que interage com a superfície. Nessas condições, a densidade de fluxo (F) de uma propriedade atmosférica qualquer (X) por unidade de volume pode ser representada por uma equação de difusão, ou seja:

$$F = -K_x \frac{dX}{dz} \quad (3.26)$$

em que K_x é o coeficiente de transporte turbulento (*eddy diffusivity*, *Austausch coefficient*), e z é a altura acima da superfície. Essa equação é uma extensão de lei de Fick da difusão molecular e algumas analogias adotadas são aproximadas. Portanto, conhecendo-se o perfil de variação de X com z , determina-se dX/dz a qualquer altura. Basta, então, conhecer K_x e F estará determinado (Figura 3.1).

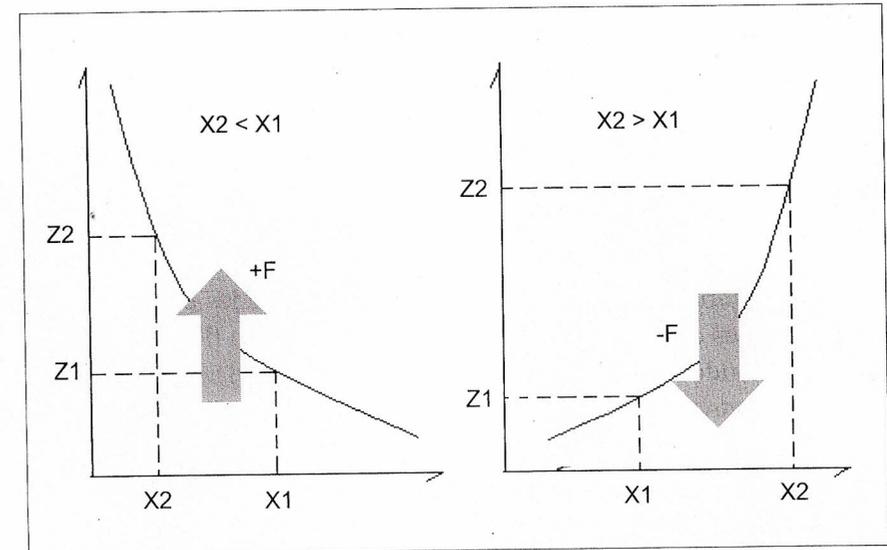


Figura 3.1 - Representação da relação fluxo-gradiente

Entretanto K_x é um coeficiente com características peculiares. Como dX/dz decresce com a altura, K_x deve aumentar para manter F constante na camada limite. Outra peculiaridade é que K_x depende também das condições do escoamento. Essas características exigem que K_x seja determinado em cada instante e situação sendo, portanto, uma propriedade do escoamento e não do fluido, como é o normal nos processos de difusão molecular. Logo, conclui-se que essa equação é mera representação matemática de um processo físico. No entanto, esse método é utilizado em pesquisas micrometeorológicas, e existem algumas maneiras de contornar esse problema.

Quando a propriedade transportada é o *calor latente* (λE), tem-se:

$$F = \lambda E \quad [Jm^{-2}s^{-1}] \quad (3.27)$$

$$X = \rho \lambda q \quad [Jm^3] \quad (3.28)$$

$$K_x = K_e \quad [m^2s^{-1}] \quad (3.29)$$

$$\lambda E = -K_e \frac{d(\rho \lambda q)}{dz} = -K_e \lambda \rho \frac{dq}{dz} \quad (3.30)$$

em que λ é o calor latente de evaporação [2,45 MJ kg⁻¹], ρ é a densidade do ar seco [1,26 kg m⁻³], q (= 0,622 e_a/P) é a umidade específica do ar, e K_e é o coeficiente de transporte turbulento do calor latente. Assume-se que λ e ρ permaneçam constante numa pequena camada de ar e durante o tempo de medida. O problema básico é estimar K_e .

O transporte atmosférico das diversas propriedades é feito através dos turbilhões que se deslocam aleatoriamente acima de uma superfície, numa tendência de homogeneização das propriedades com a altura. Evidentemente, é lógico supor que todas as propriedades atmosféricas sejam igualmente transportadas pelo mesmo turbilhão. Esse é o princípio fundamental em que se baseia a *hipótese da similaridade*, ou seja, no mesmo escoamento os coeficientes de transporte turbulento das diferentes propriedades atmosféricas são iguais. Portanto, uma solução é conhecer a densidade de fluxo de outra propriedade qualquer.

Uma propriedade de fácil medida é a velocidade horizontal do vento (u). Conhecendo-se o perfil do vento acima da superfície, é possível calcular o transporte de *momentum* (τ) da atmosfera para a superfície. No caso de transporte de momentum

$$F = \tau \quad [g \ m^{-1} s^{-2}] \quad (3.31)$$

$$K_x = K_m \quad [m^2 s^{-1}] \quad (3.32)$$

$$X = \rho u \quad [g \ m^{-2} s^{-1}] \quad (3.33)$$

$$\tau = -K_m \frac{d(\rho u)}{dz} = -K_m \rho \frac{du}{dz} \quad (3.34)$$

Como ρu sempre aumenta com a distância acima da superfície, o nível de maior concentração de *momentum* está sempre bastante afastado da superfície. Logo, o transporte de *momentum* é sempre no sentido para baixo, isto é, em direção à superfície.

A razão entre λE e τ é dada por:

$$\frac{\lambda E}{\tau} = \lambda \frac{\frac{dq}{dz}}{\frac{du}{dz}} \quad (3.35)$$

Alternativamente, o transporte de *momentum* é dado por:

$$\tau = \rho u^{*2} \quad (3.36)$$

em que u^* é a *velocidade característica* do escoamento, ou seja:

$$u^* = \frac{k \Delta u}{\ln[(Z_2 - d)/(Z_1 - d)]} \quad (3.37)$$

sendo k a *constante de von Karman* ($\cong 0,4$), Δu é a diferença de u entre as alturas z_2 e z_1 , e d é o *deslocamento do plano zero* que depende do tipo de vegetação. Teoricamente, d representa a altura de absorção de *momentum* pela cobertura vegetal. Manuseando-se essas equações resulta em:

$$\lambda E = \lambda k^2 \rho \frac{\Delta q \Delta u}{\left(\ln \frac{Z_2 - d}{Z_1 - d}\right)^2} \quad (3.38)$$

em que Δq e Δu devem ser medidos nas mesmas alturas Z_2 e Z_1 . Essa equação foi desenvolvida por THORNTHWAIT & HOLZMAN (1939).

Na equação anterior a expressão

$$\frac{\left(\ln \frac{Z_2 - d}{Z_1 - d}\right)^2}{k^2 \Delta u} = r_a \quad (3.39)$$

tem dimensões de *tempo por distância* e é interpretada como sendo a *resistência aerodinâmica* (r_a) que a camada de ar, entre os níveis Z_1 e Z_2 oferece ao transporte de qualquer propriedade atmosférica. Na eq. (3.38),

substituindo-se q dado pela eq. (1.17), e lembrando-se que e_a e P devem estar sempre na mesma unidade, resulta em:

$$\lambda E = \frac{\lambda \rho}{P} \frac{0,622 \Delta e_a}{r_a} [Jm^{-2}s^{-1}] \quad (3.40)$$

ou, usando-se unidades mais comuns em irrigação, hidrologia e agrometeorologia:

$$ET = \frac{M \rho}{P} \frac{0,622 \Delta e_a}{r_a} \quad (3.41)$$

em que M ajusta a escala de tempo, isto é, $M = 1$, $ET = \text{mm s}^{-1}$; $M = 60$, $ET = \text{mm min}^{-1}$; $M = 3,6 \cdot 10^3$, $ET = \text{mm hr}^{-1}$; $M = 8,64 \cdot 10^4$, $ET = \text{mm d}^{-1}$. É importante notar que Δe_a representa a diferença de pressão de vapor entre duas alturas Z_1 e Z_2 . Essa notação pode causar confusão com o deficit de saturação que normalmente é representado dessa maneira. No caso, tais alturas devem ser adequadas para se obter diferenças significativas na pressão de vapor.

Nota-se que, para se determinar ra , há que se conhecer d . Se a superfície evaporante for lisa, isto é, um lago, solo descoberto, ou gramado com altura das plantas menor que $0,10 \text{ m}$, $d \equiv 0$; ou seja, a absorção de *momentum* se dá diretamente na superfície. Se a superfície evaporante for permeável à penetração do vento entre os obstáculos (caules, ramos, folhas etc.) a absorção de *momentum* se dá em todo o perfil da vegetação. Alguns autores interpretam que o parâmetro d representa o nível onde metade do *momentum* é absorvido. Inúmeros experimentos mostram que, para vegetação bem desenvolvida e com folhagem mais concentrada na parte superior (por exemplo, florestas), d pode ser estimado em função da altura média da cultura (hc) através da relação empírica $d = 0,67 hc$.

Plantas flexíveis podem apresentar valores de d que variam com a velocidade do vento. Nesses casos, o valor de d deve ser estimado localmente. Para tal, há necessidade de se medir o perfil de vento acima da vegetação. Embora dois níveis de medidas sejam suficientes para estimar r_a , para o caso de d são necessários, no mínimo, quatro níveis. A

velocidade do vento aumenta exponencialmente com a distância acima do topo da vegetação. Logo, plotando-se u contra $\ln(Z - d)$ há tendência à linearização do perfil. Para uma dada situação, o valor de d é aquele que lineariza perfeitamente o perfil (Figura 3.2). Portanto, d pode ser estimado por tentativa até obter-se a linearização. Extrapolando-se a reta obtida até o ponto em que $u = 0$, obtém-se $\ln(Z_0)$ para a cultura em questão, em que z_0 é o *comprimento de rugosidade* da superfície.

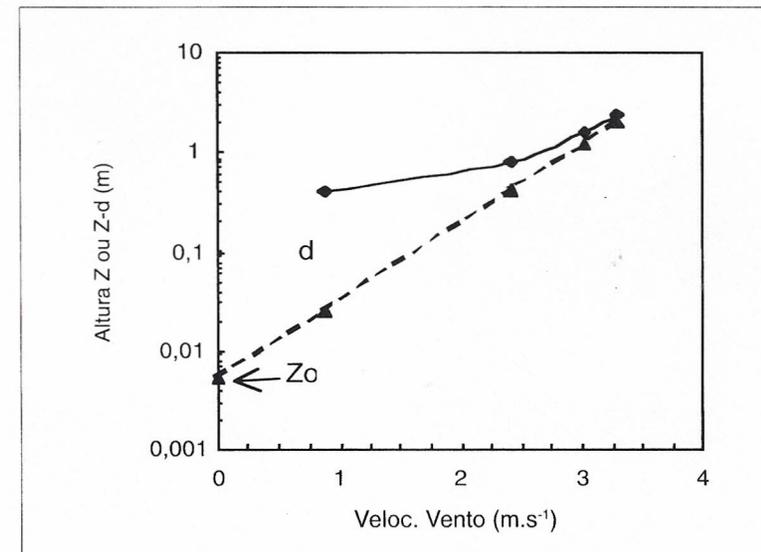


Figura 3.2 - Determinação gráfica de d , Z_0 e u^* .

Outro procedimento também viável é a regressão linear simples entre $u = Y$ e $\ln(Z - d) = X$. Para cada valor de d obtém-se um somatório do quadrado dos desvios e um coeficiente de correlação (r^2). O valor mais adequado para d é aquele que minimiza esse somatório, ou seja, maximiza r^2 . Como decorrência, o coeficiente angular da reta é

$$b = \frac{u^*}{k}, \quad (3.42)$$

e a intercepção é

$$a = -\frac{u^*}{k} \ln(Z_0) \quad (3.43)$$

3.3.1. Exemplo de aplicação

Calcular λE , ET , d , z_0 , e r_a para uma cultura de arroz de sequeiro, com $hc \cong 40$ cm, onde se obteve os seguintes dados durante um dia de verão quando a pressão atmosférica (P) era de 715 mm Hg:

Z (cm)	u (cm s ⁻¹)	Ts (°C)	Tu (°C)
40	87	---	---
50	115	32,4	24,0
80	240	31,1	23,3
160	302	---	---
240	329	---	---

OBSERVAÇÃO: Por se tratar de uma planta extremamente flexível, não se deve esperar que a relação $d = 0,67$ hc seja adequada. Serve, no entanto, para se ter um valor de partida. Note-se que, a velocidade do vento não foi medida a 50 cm e, portanto, ela deve ser estimada do perfil medido para se obter Δu correspondente aos mesmos níveis de medida da temperatura (umidade). A temperatura do bulbo molhado foi obtida com ventilação natural (2,4 m s⁻¹ a 80 cm) resultando em $\gamma = 6,7 \cdot 10^{-4}$ P = 0,48 mm Hg °C⁻¹.

SOLUÇÃO

Pelo método gráfico, obteve-se $d = 37$ cm e $z_0 = 0,7$ cm. Pelo método estatístico, $u = a + b \ln(Z - d)$. Embora a vegetação seja flexível, a relação $d = 0,67$ hc dá idéia da primeira tentativa, no caso, $d = 26,8$ cm.

d (cm)	a	b	r
26,8	-128,229	87,511	0,9903
30,0	-89,679	80,144	0,9940
35,0	-16,063	65,666	0,9991
37,0	23,722	57,597	0,9997
37,5	35,765	55,121	0,9998
38,0	49,230	52,332	0,9996

Nota-se que, $d = 37,5$ cm dá a maior correlação ($r = 0,9998$), isto é, $u = 35,765 + 55,121 \ln(Z - 37,5)$. Esta relação permite estimar $u \cong 175$ cm s⁻¹ a 50 cm, para se obter Δu no mesmo intervalo de Δe_a .

$$z_1 = 50 \text{ cm: } e_a = 18,34 \text{ mm Hg;}$$

$$z_2 = 80 \text{ cm: } e_a = 17,71 \text{ mm Hg } \Delta e_a = 0,63 \text{ mm Hg } \Delta u = 65 \text{ cm s}^{-1}$$

$$r_a = \frac{[\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d}]^2}{k^2 \Delta u} = 0,144 \text{ s.cm}^{-1} = 14,4 \text{ s.m}^{-1}$$

$$\lambda E = \frac{\lambda \rho 0,622 \Delta e}{P r_a} = \frac{2450 * 1,26 * 0,622 * 0,63}{715 * 14,4} = 0,117 \text{ J.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$$

$$ET = 0,17 \text{ mm hr}^{-1}.$$

3.4. MÉTODOS DE BALANÇO DE ENERGIA

Balanço de energia representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície. Em condições atmosféricas normais, o suprimento principal de energia para a superfície é dado pela radiação solar. Em função do comprimento das ondas dos raios solares, a radiação solar é denominada de *ondas curtas* (OC). O símbolo OC[↓] significa que a radiação solar incide sobre a superfície, representando entrada de energia.

Parte da radiação incidente é refletida (OC^\uparrow), de acordo com o poder refletor (r) da superfície. Portanto, num dado instante ou período, o **saldo (balanço) de radiação de ondas curtas** é dado por:

$$BOC = OC^\downarrow - OC^\uparrow = OC^\downarrow(1-r) \quad (3.44)$$

Nota-se que, a disponibilidade de radiação solar depende de r , ou seja, se r for alto, **BOC** será reduzido; se r for baixo, **BOC** será maior. Portanto, em condições idênticas de OC^\downarrow , superfícies com diferentes r terão **BOC** diferentes.

Outra fonte de energia radiante para a superfície é a *radiação emitida pela atmosfera*. Pela lei de Stefan-Boltzmann essa radiação é proporcional à quarta potência da temperatura absoluta do corpo, ou seja, $\epsilon \sigma T^4$, em que ϵ é a emissividade do corpo ($0 < \epsilon < 1$), $\sigma = 20,17 \cdot 10^{-10}$, em equivalente milímetros de evaporação por dia por K^4 , é a *constante de Stefan-Boltzmann*. Em função da baixa temperatura da atmosfera, os comprimentos de onda dessa radiação são relativamente longos em relação à radiação solar, e ela é denominada de radiação de *ondas longas* (OL^\downarrow).

A superfície também emite radiação de ondas longas (OL^\uparrow) em função de sua temperatura. Logo, estabelece-se um *balanço de radiação de ondas longas*.

$$BOL = OL^\downarrow - OL^\uparrow \quad (3.45)$$

Portanto, o **saldo total** de radiação da superfície (**Rn**) é dado por:

$$Rn = OC^\downarrow(1-r) + (OL^\downarrow - OL^\uparrow) \quad (3.46)$$

O símbolo **Rn** originou-se do termo inglês *net radiation*, isto é, **saldo de radiação** ou **radiação líquida (efetiva)**. Cada termo dessa equação pode ser medido isoladamente com radiômetros e solarímetros. O mais comum é a medida integral de **Rn** com *saldo-radiômetros*. Essas medidas são feitas apenas em caráter intensivo em alguns experimentos, não

sendo rotina em postos meteorológicos. Daí, a necessidade de modelos de estimativa também para **Rn**. A parte de **OC** é mais fácil de estimar. No entanto, a parte referente às **OL** é bastante incerta e dependente de inúmeras aproximações. Uma aproximação significativa é aquela de se considerar a temperatura do ar como representativa também da superfície. Outra aproximação é a estimativa da emissividade atmosférica (ϵ_a) em função da concentração de vapor d'água representada pela pressão vapor de parcial (e_a). A presença de nuvens também afeta significativamente o **BOL**. A fórmula mais comum de estimativa de **BOL**, na escala diária, é aquela devida a **BRUNT (1952)**, isto é:

$$BOL = -[a + b(e_a)^{0.5}] \sigma T_a^4 [c + d \frac{n}{N}] \quad (3.47)$$

em que $a = 0,56$; $b = -0,09$; $c = 0,1$; $d = 0,9$; n/N é a razão de insolação, T_a é temperatura média diária (K), sendo e_a expressa em **mm Hg**. Essa equação foi desenvolvida com observações médias mensais e os coeficientes a e b aqui relatados são os valores médios encontrados para diversos locais. **ALLEN et al. (1989)** utilizam $(T_{max}^4 + T_{min}^4)/2$ ao invés de T_a^4 . Como a temperatura da superfície é maior que a temperatura do ar, na maior parte do dia, **BOL** é negativo. O valor de N é dado no **Quadro A.1 (Apêndice)**.

Outra maneira de estimar o saldo de radiação é através da razão de insolação, isto é:

$$Rn = a + b \frac{n}{N} \quad (3.48)$$

Para Piracicaba, SP, **OMETTO (1981)** encontrou $a = 164$ e $b = 198$, para o período primavera - verão; e $a = 66$ e $b = 131$, para o período outono - inverno, sendo **Rn** em $cal\ cm^{-2}\ d^{-1}$. Nos meses de transição (abril e setembro) é recomendável que se utilize a média das duas equações. Esse modo de estimar **Rn** precisa de mais experimentos para comprovar sua eficiência.

Para uma floresta tropical úmida, na Tailândia, resultados de **PINKER et al. (1980)** mostram que, em média, a vegetação recebeu cerca de 52

MJ m⁻² d⁻¹, sendo 17,6 MJ m⁻² d⁻¹ fornecida pelas ondas curtas (OC[↓]) e 34,2 MJ m⁻² d⁻¹ pelas ondas longas(OL[↓]). Portanto, OC[↓] representam cerca de 34% da radiação incidente (OC[↓] + OL[↓]). A reflexão das ondas curtas (OC[↑]) eliminou 2,1 MJ m⁻² d⁻¹ (r = 0,117), e a emissão de ondas longas (OL[↑]) dissipou 38,9 MJ m⁻² d⁻¹, resultando num saldo de radiação (Rn) de 11 MJ m⁻² d⁻¹. Óbviamente, o balanço de radiação depende das condições de nebulosidade, e resultados de ANDRÉ et al. (1988), obtidos na Reserva Florestal Ducke, próximo a Manaus - AM, mostram que Rn variou de 5,7 MJ m⁻² d⁻¹, para n/N = 0,2, até 16,5 MJ m⁻² d⁻¹, com n/N = 0,9.

O saldo de radiação é, então, utilizado pela superfície nos processos de evaporação (λE, *calor latente*), aquecimento do ar (H, *calor sensível*), do solo (G, *calor sensível*), e das plantas (P, *calor sensível*), e na fotossíntese (F, *fotoquímica*), isto é:

$$Rn = \lambda E + H + G + P + F \quad (3.49)$$

Há, portanto, transformação da energia radiante em calor latente, sensível, e fotoquímico. O processo fotossintético (F) utiliza, em média, menos que 3% de Rn, sendo quantitativamente desprezível. O calor armazenado nas plantas depende do porte da vegetação, e no caso de plantas anuais P também é desprezível; no entanto, para florestas, este termo pode variar entre 3% e 10% de Rn (MOORE & FISCH, 1986). Dependendo do tipo de vegetação e do seu estágio de desenvolvimento, o fluxo de calor no solo (G) também pode ser desprezível, visto que a presença das plantas funciona como isolante evitando que os raios solares atinjam a superfície do solo. Na prática, o uso mais comum dessa equação (3.49) é para estimar λE.

3.4.1. Exemplo de aplicação

Num local com $\theta = 20^\circ$ S, observou-se as seguintes condições meteorológicas durante o dia 15 de junho: n = 7,7 h; UR = 80%; Tmáx = 27,3 °C; Tmín = 10,8 °C. Calcular o saldo de radiação para uma superfície gramada (r = 0,23).

SOLUÇÃO

(Apêndice A)

$$BOC = Q_0 (0,29 \cos \phi + 0,52 \frac{n}{N})(1-r)$$

$$BOC = 9,6 (0,29 \cos 20^\circ + 0,52 \frac{7,7}{10,9})(1-0,23) = 4,73 \text{ mm } d^{-1}$$

$$BOL = -[0,56 - 0,09 (e_a)^{0,5}] * 20,17 * 10^{-10} Ta^4 * [0,1 + 0,9 \frac{n}{N}]$$

$$Ta = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} = 19,1^\circ C = 292,1 K$$

$$e_a = e_s(Ta) \frac{UR}{100} = 16,58 * 0,8 = 13,26 \text{ mmHg}$$

$$BOL = -0,232 * 20,17 * 10^{-10} * 0,723 * 10^{10} * 0,736 = -2,49 \text{ mm } d^{-1}$$

$$Rn = BOC + BOL = 4,73 - 2,49 = 2,24 \text{ mm } d^{-1}$$

Utilizando-se a formulação de OMETTO (1981) obtém-se

$$Rn = 66 + 131 \frac{n}{N} = 66 + 131 \frac{7,7}{10,9} = 158,54 \text{ cal } cm^{-2} \cdot d^{-1} = 2,69 \text{ mm } d^{-1}$$

(Obs.: 1 mm = 59 cal cm⁻²)

3.4.2. MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN

A razão entre os calores sensível (H) e latente (λE) foi proposta por BOWEN, em 1926, como forma de estudar a partição da energia disponível, isto é:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad (3.50)$$

O valor de β depende fundamentalmente das condições hídricas da superfície evaporante. Se a superfície estiver umedecida, maior parte de R_n será utilizada em λE , resultando em β pequeno. Se, pelo contrário, a superfície apresentar restrição hídrica, maior parte de R_n será utilizada no aquecimento do ar, resultando em β elevado. Tanto λE como H são negativos quando fluem da superfície para o ar, e positivos no sentido contrário. Logo, para uma superfície evaporante, o sinal de β depende apenas do sinal de H . Se H for positivo, β será negativo; se H for negativo, β será positivo. Portanto, β negativo significa que está havendo transporte de calor sensível do ar mais quente para a superfície mais fria, condição de advecção ou de inversão térmica; nesse caso, λE pode até suplantar R_n pois H representa um adicional de energia disponível à superfície evaporante.

Com a razão de Bowen, a equação do balanço de energia, para uma vegetação de pequeno porte, pode ser escrita da seguinte forma:

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta}, \quad \text{para } \beta \neq -1 \quad (3.51)$$

À medida que β se aproxima de -1 essa equação torna-se indefinida. Resultados experimentais mostram que $\beta = -0,5$ parece ser o limite de confiança dessa equação (TANNER, 1960).

Pelo método aerodinâmico foi visto que:

$$\lambda E = -K_e \rho \lambda \frac{dq}{dz} \quad (3.52)$$

Analogamente,

$$H = -K_h \rho c_p \frac{dT}{dz} \quad (3.53)$$

Logo,

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = c_p \frac{dz}{\lambda} \frac{dT}{dq} \quad (3.54)$$

Pela definição de umidade específica ($q = 0,622 e_a / P$) a equação anterior resulta em:

$$\beta = \gamma \frac{dT}{de_a} \quad (3.55)$$

em que $\gamma = \frac{cpP}{0,622\lambda}$ é o coeficiente psicrométrico. Na prática, mede-se

T e e_a em duas alturas acima da superfície evaporante; portanto, dT e de_a são aproximados pelas diferenças ΔT e Δe_a . Utilizando-se um conjunto psicrométrico (eq.1.22) obtém-se:

$$\Delta e_a = e_{a2} - e_{a1} = e_{su2} - e_{su1} - \gamma(T_{s2} - T_{s1}) + \gamma(T_{u2} - T_{u1}). \quad (3.56)$$

Pela equação de Clausius-Clapeyron, que descreve a variação da pressão de saturação do ar em função da temperatura, obtém-se:

$$s = \frac{\Delta e_s}{\Delta T_u} = \frac{e_{su2} - e_{su1}}{T_{u2} - T_{u1}} \quad (3.57)$$

em que s é a tangente à curva de saturação (gráfico psicrométrico); logo,

$$\Delta e_a = s \Delta T_u + \gamma \Delta T_u - \gamma \Delta T_s = \Delta T_u (s + \gamma) - \gamma \Delta T_s. \quad (3.58)$$

Substituindo-se Δe_a na equação de β resulta em:

$$\beta = \frac{\gamma \Delta T_s}{\Delta T_u (s + \gamma) - \gamma \Delta T_s} \quad (3.59)$$

$$\beta = \left(\frac{s + \gamma}{\gamma} \frac{\Delta T_u}{\Delta T_s} - 1 \right)^{-1} = \left[\frac{\Delta T_u}{(1 - W) \Delta T_s} - 1 \right]^{-1} \quad (3.60)$$

em que $W = s / (s + \gamma)$ é o fator de ponderação descrito anteriormente no método de Makkink (Seção 3.2.5).

Resultados experimentais obtidos por HEILMAN et al. (1989) sobre gramado, de altura média de 0,03m, com medidas feitas em quatro

pontos ao longo da linha predominante dos ventos, mostram que este método é menos sensível às condições imperfeitas de área tampão (descrita na Seção 1.9.). Para $0 < \beta < 0,3$ a relação área tampão : altura de medida maior que 20 : 1 foi suficiente para se obter resultados representativos dos fluxos de calor latente e sensível ajustados às condições impostas pelo gramado. É importante resaltar que as duas alturas de medidas Z_1 e Z_2 devem ser adequadas às condições dos perfis verticais de temperatura e umidade do ar. Quanto mais acentuadas forem as condições dos perfis, isto é, maiores as diferenças entre as temperaturas nas duas alturas, menos crítica é a distância entre os sensores. Condições extremas tanto de alta como de baixa umidade do ar dificultam a obtenção de diferenças suficientes de ΔT_s e ΔT_u para os cálculos de β .

3.4.2.1. Exemplo de aplicação

Numa cultura irrigada, obteve-se os seguintes dados às 11:00 horas: $z = 50$ cm, $T_u = 24,4$ °C, $T_s = 29,6$ °C ; $z = 80$ cm, $T_u = 23,9$ °C, $T_s = 29,0$ °C; $R_n = 630$ $W m^{-2}$; $G = 74,6$ $W m^{-2}$. Calcular β e λE .

SOLUÇÃO

$$\beta = \left[\frac{\Delta T_u}{\Delta T_s(1 - W)} - 1 \right]^{-1} \quad \Delta T_u = 0,5 \quad \Delta T_s = 0,6$$

$$W = 0,483 + 0,01 T_u = 0,483 + 0,01 \left(\frac{24,4 + 23,9}{2} \right) = 0,725$$

$$\beta = 0,495 \quad \lambda E = \frac{630 - 74,6}{1 + 0,495} = 371,5 \text{ W m}^{-2} \quad ET = 0,542 \text{ mm hr}^{-1}$$

3.4.3. MÉTODO DE PRIESTLEY - TAYLOR

Este método pode ser interpretado tanto como uma versão do método do balanço de energia como uma simplificação do método de

Penman, onde se retém apenas o termo radiativo (diabático) corrigido por um coeficiente. Analisando dados de observações lisimétricas obtidas na ausência de advecção e com superfície úmida após chuva superior a 20 mm em até três dias antes das observações, e também dados de expedições marítimas, **PRIESTLEY & TAYLOR (1972)** propuseram que a taxa potencial de evapo(transpi)ração seja calculada pela equação:

$$ET = \alpha W (R_n - G) \quad (3.61)$$

em que α é um fator de ajuste e tornou-se universalmente conhecido como *parâmetro de Priestley-Taylor*. **SLATYER & McILROY (1961)** denominam de *evapotranspiração de equilíbrio ao produto $W (R_n - G)$* . Vários conjuntos de dados micrometeorológicos resultaram em valores de α entre 1,08 e 1,34 com média de 1,26. Desde então, $\alpha = 1,26$ tem sido admitido como o mais provável para estimar a evapotranspiração potencial. Alguns valores de α relatados na literatura são apresentados no **Quadro 3.3**.

Igualando-se a eq. 3.61 com aquela do método da razão de Bowen, resulta em:

$$\alpha = [W(1 + \beta)]^{-1} \quad (3.62)$$

mostrando a equivalência entre os dois métodos. Como β varia no decorrer do dia, α também varia na mesma escala de tempo.

Estudando o balanço de energia de uma cultura de arroz irrigado, em Campinas, SP, **PEREIRA & VILLA NOVA (1992)** concluíram que a variação de α é governada principalmente pela densidade de fluxo de calor sensível na atmosfera (H). A relação

$$\alpha = 1,44 + 2,193 H, \quad (3.63)$$

encontrada para a região tropical de Campinas, ajustou também aos dados da região semi-árida de Davis-Califórnia, sendo H em $mm h^{-1}$.

Utilizando dados de evapotranspiração potencial em gramado, obtidos por **CAMARGO (1962)** em três localidades do Estado de São Paulo,

PEREIRA (1990) encontrou que, na escala mensal, $\alpha = 1,26$ descreveu adequadamente a ETP em Ribeirão Preto e Pindamonhangaba, enquanto que para Campinas $\alpha = 1,0$ foi o valor mais adequado. DOORENBOS & PRUITT (1977) relatam resultados de diversos locais mostrando variação de α entre 1,21 e 2,0. O Quadro 3.3 mostra diversos valores de α encontrados na literatura com a correspondente superfície evapo(transpirante).

QUADRO 3.3 - Valores do parâmetro α de Priestley - Taylor para diversas superfícies evapo(transpirantes)

Autores	α	α médio	Cobertura
1	1,08 - 1,34	1,26	Diversas
2	1,01 - 1,34	1,27	Gramado
3		1,05	Floresta
4	1,28 Ano Úmido		Batata
4	1,57 Ano Seco		Batata
5		1,28	Sorgo
5		1,45	Soja
6	1,46 - 1,66		Caupi
7	1,22 - 1,30		Soja
8		1,30	Feijão
9		1,16 \pm 0,56	Flor. Amazônica
10		1,37 \pm 0,08	Solo Úmido
11		1,18 - 2,85	Arroz Irrigado
12		1,35 - 1,40	Alfafa Irrigada

1) PRIESTLEY & TAYLOR (1972)	2) DAVIS & ALLEN (1973)
3) McNAUGHTON & BLACK (1973)	4) JURY & TANNER (1975)
5) KANEMASU et al. (1976)	6) SHOUSE et al. (1980)
7) BAILEY & DAVIS (1981)	8) LEITE et al. (1990)
9) VISWANADHAM et al. (1991)	10) JACKSON et al. (1976)
11) PEREIRA & VILLA NOVA (1992)	12) CUNHA & BERGAMASCHI (1994)

3.4.3.1. Exemplo de aplicação

Com os dados do Exemplo 3.4.2.1., calcular α .

SOLUÇÃO

$$\delta = [W(1 + \beta)]^{-1} \quad \alpha = [0,725 * 1,495]^{-1} = 0,92$$

3.5. MÉTODOS COMBINADOS

Estes métodos *combinam* os efeitos do balanço de energia com aqueles do poder evaporante do ar. O método de Penman foi o primeiro dessa categoria, sendo considerado por muitos como padrão. Os demais métodos combinados são aproximações e extensões desse método. Isso não significa que o método de Penman seja operacionalmente perfeito e correto, mas apenas que ele é baseado em princípios físicos corretos. Aliás, pelas inúmeras aproximações adotadas no seu desenvolvimento ele também se torna empírico.

3.5.1. MÉTODO DE PENMAN

Suponha uma superfície evaporante à temperatura T_o com pressão de saturação de vapor e_o , envolta por uma atmosfera com temperatura T_a e pressão parcial de vapor e_a . Nessas condições, a razão de Bowen (eq. 3.55) é dada por

$$\beta = \gamma \frac{T_o - T_a}{e_o - e_a} \quad (3.64)$$

O balanço de energia dessa superfície resulta em:

$$R_n - G = \lambda E(1 + \beta) \quad (3.65)$$