2. Agrometeorologia Aplicada

2.4.1 Penman-Monteith/FAO

Estudos posteriores indicaram que o método de Penman-Monteith proporciona resultados que se aproximam da evapotranspiração da cultura de referência (grama ou alfafa) em diferentes localidades, por representar as condições físicas presentes no processo e incorporar variáveis fisiológicas e aerodinâmicas. Dessa forma, o boletim FAO 56 (Allen et al., 1998) apresentou esse método como o padrão em virtude do seu bom desempenho em regiões com diferentes características climáticas.

Originalmente, a fórmula de Penman-Monteith é apresentada como:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho_a c_p \dfrac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma\left(1 + \dfrac{r_s}{r_a}\right)} \qquad (2.9)$$

em que:

λET = fluxo de calor latente (evapotranspiração) (mm.dia^{-1})

R_n = radiação líquida (MJ.m^{-2}.dia^{-1});

G = fluxo de calor no solo (MJ.m^{-2}.dia^{-1});

(e_s-e_a) = déficit de pressão de vapor do ar (kPa);

ρ_a = densidade média do ar à pressão constante (kg.m^{-3});

c_p = calor específico do ar (MJ.kg^{-1}.ºC^{-1});

Δ = declividade da curva de pressão de saturação de vapor (kPa.°C^{-1});

γ = constante psicrométrica (kPa.°C^{-1}); e

r_s e r_a = resistências da superfície e aerodinâmicas (s.m^{-1}).

A partir do modelo original, a FAO propôs algumas características para a cultura de referência hipotética. Assim foram adotados altura da cultura de 0,12 m, r_s igual 70 s.m^{-1} e albedo de 0,23. Assim, incorporando esses coeficientes e considerando as condições físicas relacionadas à resistência aerodinâmica (r_a), a equação que representa o método é:

$$ET_o = \frac{0{,}408.\Delta.(Rn - G) + \gamma.\frac{900}{T + 273}u_2.(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma\left(1 + 0{,}34.u_2\right)} \quad (2.10)$$

em que:

ET_o = evapotranspiração de referência ($mm.dia^{-1}$);

R_n = radiação líquida na superfície da planta ($MJ.m^{-2}.dia^{-1}$);

G = densidade de fluxo de calor no solo ($MJ.m^{-2}.dia^{-1}$);

T = temperatura média do ar a 2 metros de altura (°C);

u_2 = velocidade do vento a 2 metros de altura ($m.s^{-1}$);

e_s = pressão de saturação de vapor (kPa);

e_a = pressão atual de vapor (kPa);

Δ = declividade da curva de pressão de vapor ($kPa.°C^{-1}$); e

γ = constante psicrométrica ($kPa.°C^{-1}$);

0,408 = fator de conversão para o termo (Rn - G), de $MJ.m^{-2}.dia^{-1}$ para $mm.dia^{-1}$.

A equação 2.10 representa os fatores físicos e fisiológicos que regem o processo da evapotranspiração.

2.4.1.1 Procedimento de cálculo

O procedimento de cálculo se baseia nos seguintes passos:

- cálculo dos parâmetros atmosféricos (fatores climáticos) a partir da temperatura diária máxima (T_{max}) e mínima (T_{min}), altitude do local (z) e velocidade média do vento (u_2);

- cálculo do déficit de pressão de vapor: a pressão de saturação (e_s) é derivada de T_{max} e T_{min}, enquanto a pressão atual de vapor (e_a) pode ser obtida a partir da temperatura do ponto de orvalho, das umidades relativas máxima (UR_{Max}) e mínima (UR_{min}) ou da umidade relativa média (UR_{med}).

- determinação da radiação líquida (Rn) pela diferença entre radiação líquida de onda curta (R_{oc}) e a radiação líquida de onda longa (R_{ol}). Para cálculos diários, o fluxo de calor no solo (G) é desprezado.

A seguir será listada a sequência de equações a serem utilizadas no cálculo da ETo.

- parâmetros atmosféricos

A pressão atmosférica representa a pressão que a atmosfera exerce sobre a superfície terrestre.

$$P = 101{,}3.\left(\frac{293 - 0{,}0065.z}{293}\right)^{5{,}26} \tag{2.11}$$

em que "P" é a pressão atmosférica (kPa) e "z" a altitude (m).

Como citado no item 2.2.1, o calor latente de vaporização (λ) representa a quantidade de energia necessária para a transformação de uma unidade de massa de água líquida para o estado de vapor, a uma determinada condição de pressão e temperatura constantes. Como λ apresenta pequena variação na faixa de temperatura em torno de 20^{o}C, o calor de 2,45 MJ.kg^{-1} é considerado na equação de Penamn-Monteith FAO.

A constante psicrométrica (γ) é dada por:

$$\gamma = \frac{c_p.P}{\varepsilon.\lambda} = \frac{1{,}013\ 10^{-3}.P}{0{,}622.\ 2{,}45} = 0{,}665.10^{-3}.P \tag{2.12}$$

em que "ε" é a taxa entre o peso molecular do vapor d'água em relação ao ar seco. As demais variáveis envolvidas já foram anteriormente conceituadas.

- Temperatura do ar e umidade relativa

Nos cálculos de evapotranspiração, a temperatura do ar é aquela próxima ao dossel da cultura, medida em estações convencionais ou automáticas, a 2,0 m acima do solo. Para o cálculo diário da ETo, foi padronizado que a temperatura média (Tmed) constitui a média diária das temperaturas máxima (Tmax) e mínima (Tmin) e não a média dos valores de temperatura a cada hora.

A temperatura é dada em graus Celsius (^{o}C) ou Fahrenheit (^{o}F). Mas em algumas etapas do cálculo, a temperatura em Kelvin (K) é requerida (K = ^{o}C + 273,16).

A umidade relativa (UR) expressa o grau de saturação do ar e é calculada em razão da pressão atual de vapor (e_a) e a pressão de saturação de vapor (e^{o}(T)) a uma dada temperatura (T).

- Pressão de vapor

O conteúdo de umidade do ar pode ser expresso em termos de pressão de vapor, temperatura do ponto de orvalho ou umidade relativa.

A pressão de vapor ($e^o(T)$) a uma dada temperatura do ar (T) pode ser calculada como:

$$e^o(T) = 0{,}6108.\exp\left(\frac{17{,}27.T}{T + 237{,}3}\right) \quad \text{ou} \quad e^o(T) = 0{,}6108.\, e^{\left(\frac{17{,}27.T}{T+237{,}3}\right)} \qquad (2.13)$$

para $e^o(T)$ em kPa e T em ^oC. Em função da não-linearidade da equação acima, a pressão média de saturação de vapor (e_s) para um período qualquer deve ser calculada como:

$$e_s = \frac{e^o(T_{max}) + e^o(T_{min})}{2} \qquad (2.14)$$

No cálculo da ETo, a declividade da curva que relaciona pressão de vapor e temperatura (Δ) é necessária. Assim:

$$\Delta = \frac{4098\,.\,e^o(T)}{(T + 237{,}3)^2} \qquad (2.15)$$

para Δ em $kPa.^oC^{-1}$.

A pressão atual de vapor (e_a) é calculada levando em consideração a temperatura do ponto de orvalho (T_{po}), que é definida como a temperatura para qual o ar necessita ser resfriado para se tornar saturado. Assim:

$$e_a = e^o(T_{po}) = 0{,}6108.\exp\left(\frac{17{,}27.\,T_{po}}{T_{po} + 237{,}3}\right) \qquad (2.16)$$

A pressão atual de vapor pode também ser calculada de outras maneiras, como a diferença entre a pressão de vapor nas temperaturas de bulbo úmido e seco, e também como função da umidade relativa.

- com base na UR_{max} e UR_{min}:

$$e_a = \frac{e^o(T_{min}).\frac{UR_{max}}{100} + e^o(T_{max}).\frac{UR_{min}}{100}}{2} \qquad (2.17)$$

- com base na UR_{max}:

$$e_a = e^o(T_{min}).\frac{UR_{max}}{100} \qquad (2.18)$$

- com base na UR_{med} (na ausência dos valores de UR_{max} e UR_{min}):

$$e_a = \frac{UR_{med}}{100}.\left[\frac{e^o(T_{max}) + e^o(T_{min})}{2}\right] \qquad (2.19)$$

- Déficit de pressão de vapor

O déficit da pressão de vapor é dado pela diferença entre a pressão de saturação (e_s) e a pressão de vapor atual (e_a)

- Radiação

Quando valores de radiação (R_n) não estão disponíveis, os mesmos podem ser estimados a partir de valores da radiação extraterrestre (R_a), da radiação solar (R_s), da duração do brilho solar (N), do saldo de radiação de onda curta e do saldo de radiação de onda longa. Por outro lado, já é comum o uso de sensores de R_s nas estações automáticas, o que facilita o cálculo da ETo.

- Radiação extraterrestre ou radiação no topo da atmosfera ($MJ.m^{-2}.dia^{-1}$)

$$R_a = \frac{24.60}{\pi} G_{sc} \cdot d_r \cdot \left(\omega_s .sen(\varphi).sen(\delta) + cos(\varphi).cos(\delta).sen(\omega_s)\right) \qquad (2.20)$$

em que

G_{sc} = constante solar = 0,0820 MJ m^{-2} min^{-1};

d_r = distância relativa terra-sol (equação 2.22) (adimensional);

ω_s = ângulo horário do pôr-do-sol (equação 2.23) (rad);

φ = latitude do local (rad);

δ = declinação solar (equação 2.24) (rad).

Substituindo o valor de G_{sc} a fórmula é apresentada como:

$$R_a = 37{,}586\ d_r.\left[\omega_s.\mathrm{sen}(\varphi).\mathrm{sen}(\delta) + \cos(\varphi).\cos(\delta).\mathrm{sen}(\omega_s)\right] \qquad (2.21)$$

O valor da latitude (φ), expresso em radianos, é positivo para o hemisfério norte e negativo para o hemisfério sul. (radiano = (π/180) grau decimal).

$$d_r = 1 + 0{,}033.\cos\left(\frac{2\pi}{365}.J\right) \qquad (2.22)$$

$$\delta = 0{,}4093.\sin\left(\frac{2\pi}{365}.J - 1{,}405\right) \qquad (2.23)$$

Nas equações acima, "J" representa o número do dia do ano e varia de 1 (1º de janeiro) a 365 (31 de dezembro).

$$\omega_s = \arccos(-\tan\varphi.\tan\delta) \qquad (2.24)$$

- Radiação solar – R_s ($MJ.m^{-2}.dia^{-1}$)

Se a radiação solar não for medida, seu valor pode ser estimado pela equação de Angströn-Prescott, que relaciona a radiação extra-terrestre com duração relativa do brilho solar.

$$R_s = \left(a_s + b_s.\frac{n}{N}\right).R_a \qquad (2.25)$$

em que:

n = duração do brilho solar ou insolação, horas;

N = duração máxima do brilho solar, horas (equação 2.26);

a_s = representa a fração da radiação extraterrestre que aproxima da terra em dias nublados (n = 0);

$a_s + b_s$ = fração da radiação extraterrestre que aproxima da terra em dias claros (n = N).

A equação 2.25 representa uma equação da reta, na qual a_s e b_s são os coeficientes linear e angular, respectivamente. A Figura 2.6 apresenta a distribuição anual dos valores da razão

R_s/R_a em relação à razão de n/N, para Seropédica-RJ. A partir da análise dos dados de insolação e radiação solar , Carvalho et al. (2011) obtiveram para a região os coeficientes a_s e b_s da equação de Angströn-Prescott, os quais estão apresentados na Tabela 2.2.

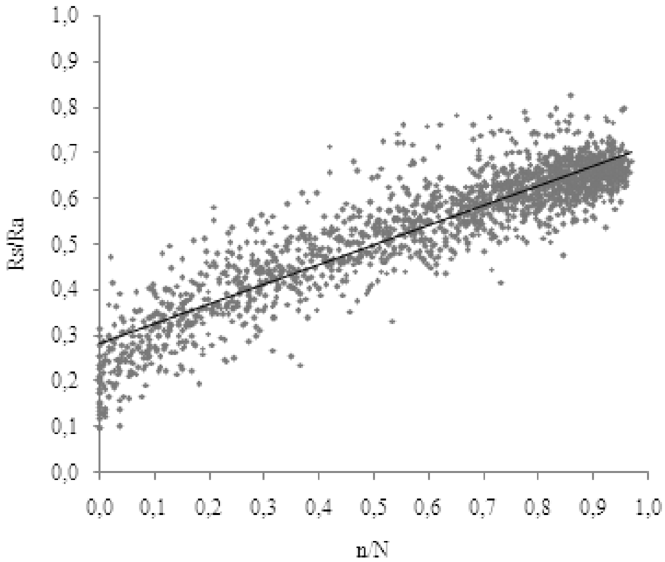

Figura 2.6 - Distribuição diária da razão entre a radiação solar e a extraterrestre (R_s/R_a) e a razão insolação (n/N), no período de 2000 a 2007, na estação Ecologia Agrícola (Seropédica-RJ).

Tabela 2.2 – Valores médios mensais, anual e de todo o período (geral) dos parâmetros da equação de Angstrom-Prescott, da radiação calculada e medida ($MJ.m^2.dia^{-1}$), na estação Ecologia Agrícola (Seropédica-RJ)

Mês	a	b	R^2
Janeiro	0,299 ± 0,031	0,430 ± 0,043	0,865
Fevereiro	0,266 ± 0,029	0,480 ± 0,048	0,834
Março	0,289 ± 0,036	0,427 ± 0,036	0,879
Abril	0,279 ± 0,027	0,397 ± 0,057	0,879
Maio	0,264 ± 0,043	0,441 ± 0,061	0,885
Junho	0,281 ± 0,038	0,428 ± 0,072	0,886
Julho	0,246 ± 0,070	0,455 ± 0,084	0,922
Agosto	0,232 ± 0,070	0,470 ± 0,085	0,888
Setembro	0,277 ± 0,054	0,468 ± 0,057	0,868
Outubro	0,277 ± 0,044	0,504 ± 0,045	0,881
Novembro	0,269 ± 0,035	0,489 ± 0,048	0,875
Dezembro	0,294 ± 0,047	0,495 ± 0,050	0,861
Anual	0,295 ± 0,038	0,417 ± 0,043	0,812
Geral	0,282	0,433	0,820

Para regiões onde esses não são conhecidos, o Boletim FAO-56 recomenda valores de a_s = 0,25 e b_s = 0,50.

$$N = \frac{24}{\pi} \cdot \omega_s \qquad (2.26)$$

A radiação solar pode ainda ser estimada a partir da diferença de temperatura do ar em uma dada localidade. O método de estimativa da Rs, apresentado por Allen et al. (1998), é baseado no princípio de Hargreaves e Samani, e é apresentado como:

$$Rs = K_{Rs} \cdot \sqrt{(T_{max} - T_{min})}.Ra \qquad (2.27)$$

em que K_{Rs} assume valores de 0,16 $^{o}C^{-0,5}$ (áreas interiores) ou 0,19 $^{o}C^{-0,5}$ (regiões próximas ao litoral).

- Radiação solar em dias claros – R_{so} (MJ.m^{-2}.dia^{-1})

$$R_{so} = (0,75 + 2.10^{-5}.z).R_a \qquad (2.28)$$

em que "z" é a altitude do local, em metros.

- Radiação líquida de onda curta – R_{oc} (MJ.m^{-2}.dia^{-1})

A radiação líquida de onda curta (R_{oc}) representa o saldo da radiação que incide sobre a superfície e a que é refletida por ela.

$$R_{oc} = (1 - \alpha).R_s \qquad (2.29)$$

em que "α" é o albedo (coeficiente de reflexão), que vale 0,23 para a cultura hipotética de referência.

- Radiação líquida de onda longa – R_{ol} (MJ.m^{-2}.dia^{-1})

$$R_{ol} = -\sigma.\left(\frac{T_{max\,k}{}^4 + T_{min\,k}{}^4}{2}\right).\left(0,34 - 0,14.\sqrt{e_a}\right).\left(1,35.\frac{R_s}{R_{so}} - 0,35\right) \qquad (2.30)$$

em que:

σ = constante de Stefan-Boltzmann (4,903.10^{-9} MJ.m^{-2}.K^{-4}.dia^{-1});

$T_{max\,k}$ = temperatura máxima diária (K); e,

$T_{min\,k}$ = temperatura mínima diária (K).

- Radiação líquida ou saldo de radiação – R_n (MJ.m^{-2}.dia^{-1})

$$R_n = R_{oc} + R_{ol} \qquad (2.31)$$

Analisando a equação 2.30 e como citado no item 2.2.1, a radiação líquida de onda longa apresenta valor negativo.

- Fluxo de calor no Solo (G)

Como citado anteriormente, para estimativas de ETo em períodos diários ou até de 10 dias, G ≈ 0.

- Velocidade do vento (u)

O vento é caracterizado pela direção e velocidade, que pode ser expressa em km.dia^{-1} ou m.s^{-1}. Apesar de oficialmente nas estações meteorológicas o anemômetro é instalado a 10,0 da superfície do terreno, em agrometeorologia, a velocidade do vento deve ser medida a 2,0 m de altura. No entanto, é possível ser feita a conversão da velocidade medida a uma altura "z" para aquela a 2,0 m.

$$u_2 = u_z.\frac{4,87}{\ln(67,8.z - 5,42)} \qquad (2.32)$$

Nesta equação, "u_2" e "u_z" devem estar em m.s^{-1}.

2.4.2 Hargreaves

A equação de Hargreaves constitui um método de estimativa de ETo a partir da diferença da temperatura do ar, que se baseia nas condições de nebulosidade do local. De acordo com Allen et al. (1998), o método pode ser utilizado quando não se dispõe de dados de radiação solar, umidade relativa e velocidade do vento. A equação é descrita como:

$$\mathrm{ETo} = 0{,}408.0{,}0023.(\mathrm{T_{med}} + 17{,}8).\sqrt{(\mathrm{T_{max}} - \mathrm{T_{min}})}.\mathrm{Ra} \qquad (2.33)$$

em que:

T_{med} = temperatura média, calculada pela média de T_{max} e T_{min} (^oC); e

0,408 = coeficiente de conversão de unidade ($MJ.m^{-2}.dia^{-1}$ para $mm.dia^{-1}$).

Apesar da sua simplicidade em relação ao método de Penman-Monteith/FAO, a equação 2.33 tende a superestimar os valores de ETo em condições de velocidade do vento (u_2) superior a 3,0 $m.s^{-1}$ e a subestimá-los sob condições de alta umidade relativa.

Exercício 2.5 – Considerando os mesmos dados do exercício 2.2, determine a ETo utilizando o método de Hargreaves.

- $T = \dfrac{T_{max} + T_{min}}{2} = \dfrac{32{,}5 + 21{,}9}{2} = 27{,}2\ ^oC$
- $R_a = 37{,}93\ MJ.m^{-2}.dia^{-1}$
- $ETo = 0{,}408.0{,}0023.(27{,}2 + 17{,}8)\sqrt{(32{,}5 - 21{,}9)}37{,}93 = 5{,}21\ mm.dia^{-1}$