

## 5. EVAPOTRANSPIRAÇÃO

### 5.1 EVAPORAÇÃO E TRANSPIRAÇÃO: GENERALIDADES

A *evaporação* é o processo natural pelo qual há transformação em vapor da água da superfície do solo e dos cursos d'água, lagos e mares.

A *transpiração* é a perda de água para a atmosfera em forma de vapor, decorrente de ações físicas e fisiológicas dos vegetais. É a “evaporação” devida à ação fisiológica dos vegetais. Neste processo, a vegetação, através das raízes, retira a água do solo e a transmite à atmosfera por ação de transpiração de suas folhas. O fenômeno depende dos estômatos<sup>1</sup>, da profundidade da zona efetiva das raízes e do tipo de vegetação.

A *evapotranspiração* representa o conjunto das duas ações acima definidas.

As informações quantitativas dos processos de evaporação / evapotranspiração são utilizadas na resolução de numerosos problemas que envolvem o manejo das águas, notadamente na agricultura, na previsão de cheias e na construção e operação de reservatórios (cálculos das perdas de água em reservatórios, cálculo da necessidade de irrigação, aplicação de balanços hídricos para a obtenção do rendimento hídrico em bacias hidrográficas, abastecimento urbano, etc.).

Da precipitação que cai sobre os continentes, mais da metade retorna à atmosfera através da evapotranspiração. Em regiões áridas há possibilidade de grande perda de água armazenada em reservatório por efeito da evaporação.

### 5.2 GRANDEZAS CARACTERÍSTICAS

A evaporação, a transpiração, e a evapotranspiração são medidas em termos da altura da coluna de líquido que se transforma em vapor. Esta altura corresponde ao líquido suposto uniformemente distribuído pela área planimétrica em estudo (lago, solo, bacia, etc.). A medida é, normalmente, feita em mm.

A intensidade da evaporação, ou da transpiração, ou dos fenômenos conjuntos (evapotranspiração), é a medida da velocidade com que se processam as perdas por transformação do líquido em vapor. Expressa-se, normalmente, em mm/h, mm/dia, mm/mês ou mm/ano.

### 5.3 FATORES INTERVENIENTES E ALGUNS CONCEITOS BÁSICOS

Na evaporação da água de tanques, reservatórios ou similares, em temperaturas próximas de 20°C, consomem-se aproximadamente 585cal/g.<sup>2</sup> Essa quantidade representa o calor latente de

<sup>1</sup> Estômatos: pequenas aberturas na epiderme foliar e caulinar, que se abrem internamente em um sistema de canais aeríferos que permitem as trocas gasosas necessárias à vida da planta. O estômato é formado por duas células reniformes, que se afastam ou se aproximam, abrindo ou fechando o ostíolo (abertura do órgão vegetal).

<sup>2</sup> Para evaporar, ao nível do mar e à temperatura ambiente, cada grama de água requer aproximadamente 585 calorias (2445 joules). Com o aumento da temperatura, ou redução da pressão (altitude), diminui a energia requerida. Essa energia é chamada calor latente de vaporização da água.

vaporização da água, que é uma função da temperatura e da pressão, em menor escala. Na natureza, a fonte de energia responsável por esse processo é o Sol.

A evaporação também pode ser controlada pelas condições da superfície a partir da qual ela se processa. Assim, além da radiação solar, outras variáveis exercem influência no processo da evaporação, destacando-se as temperaturas da água e do ar, a pressão de vapor e o vento.

• **Intensidade da evaporação e umidade relativa do ar. A lei de Dalton**

A intensidade da evaporação, segundo a lei de Dalton (1928), é uma função direta da diferença entre a pressão de saturação do vapor d'água no ar atmosférico e a pressão atual do vapor d'água. Esta lei pode ser expressa na forma:

$$E = C \times (e_s - e) \quad (01)$$

em que

E = intensidade da evaporação;

$e_s$  = pressão parcial de vapor saturado à temperatura da superfície evaporante (pressão de saturação do vapor d'água, que é uma propriedade física da água, dada na Tabela 5.1 em função da temperatura);

e = pressão parcial do vapor d'água na camada de ar adjacente, normalmente tomada a 2m acima da superfície; e

C = coeficiente que leva em conta os fatores que influem na evaporação, normalmente escrito, em alguns modelos, como uma função da velocidade do vento.

**Tabela 5.1 – Pressão de saturação do vapor d'água, em mbar e em mm-Hg, em função da temperatura em °C**

T °C	$e_s$		T °C	$e_s$		T °C	$e_s$		T °C	$e_s$	
	mbar	mm-Hg		mbar	mm-Hg		mbar	mm-Hg		mbar	mm-Hg
0	6,11	4,58	11	13,13	9,85	22	26,46	19,85	33	50,36	37,77
1	6,57	4,93	12	14,03	10,52	23	28,11	21,08	34	53,26	39,95
2	7,05	5,29	13	14,98	11,24	24	29,86	22,40	35	56,30	42,23
3	7,58	5,69	14	15,99	11,99	25	31,70	23,78	36	61,14	45,86
4	8,13	6,10	15	17,06	12,80	26	33,64	25,23	37	62,83	47,12
5	8,72	6,54	16	18,19	13,64	27	35,69	26,77	38	66,34	49,80
6	9,35	7,01	17	19,38	14,54	28	37,84	28,38	39	70,01	52,51
7	10,02	7,52	18	20,65	15,49	29	40,10	30,08	40	73,85	55,39
8	10,72	8,04	19	21,98	16,49	30	42,48	31,86	41	77,88	58,41
9	11,48	8,61	20	23,40	17,55	31	44,97	33,73	42	82,10	61,58
10	12,28	9,21	21	24,88	18,66	32	47,60	35,70	43	86,51	64,88
									44	91,12	68,34

As pressões de vapor presentes na Eq. (01) são relacionadas através do conceito de umidade relativa. Por umidade relativa do ar, UR, entende-se a relação percentual entre a quantidade de umidade em um dado espaço e a quantidade de umidade que esse espaço poderia conter se estivesse saturado. Isto é,

$$UR = \frac{\rho}{\rho_s} \times 100\%, \quad (02)$$

sendo  $\rho$  a massa específica do vapor d'água e  $\rho_s$  a massa específica do vapor de saturação. Da lei dos gases ideais,  $e = \rho R_{H_2O} T$ , donde

$$UR = \frac{e}{e_s} \times 100\% . \quad (03)$$

Combinando-se as equações (01) e (03), obtém-se a expressão da intensidade da evaporação em termos de  $e_s$  e da umidade relativa do ar:

$$E = C \cdot e_s \cdot \left(1 - \frac{UR}{100\%}\right) . \quad (04)$$

A Eq. (04) mostra que quanto maior a umidade relativa do ar, menor a intensidade da evaporação. No limite, para o ar saturado, a evaporação é nula.<sup>3</sup>

Para a medida da umidade relativa do ar são utilizados aparelhos denominados psicrômetros. Um tipo comum de psicrômetro utiliza dois termômetros: um de bulbo seco e outro de bulbo úmido (bulbo envolto em gaze saturada de água). Devido à evaporação resultante, a temperatura do bulbo úmido tende a ser menor do que a temperatura do bulbo seco. A diferença em graus entre as duas leituras dos termômetros, chamada depressão do termômetro de bulbo úmido, fornece diretamente a umidade relativa (Tabela 5.2).

#### • Influência da ação do vento

O transporte de vapor d'água para a atmosfera se dá por difusão molecular e, principalmente, pelos turbilhões do movimento turbulento do ar. Em ar parado, a diferença da pressão do vapor diminui rapidamente, praticamente anulando a evaporação<sup>4</sup>. A ação do vento, principalmente, e também a convecção térmica geram a turbulência que afasta o vapor das camadas em contato com a superfície da água. Assim, o vento atua no fenômeno da evaporação renovando o ar em contato com a superfície da água (ou com a vegetação), afastando do local as massas de ar que já tenham grau de umidade elevado. Inexistindo o vento, o processo de evaporação cessaria tão logo o ar junto à superfície evaporante atingisse a saturação, uma vez que estaria esgotada sua capacidade de absorver vapor d'água.

#### • Efeito da temperatura da água e do ar e outros fatores

Ao aumento da temperatura da água está associado o aumento da energia vibracional das suas moléculas e, conseqüentemente, o aumento da taxa de escape das moléculas da fase líquida para a fase vapor. Por isso, o aumento da temperatura da água correlaciona-se diretamente com o aumento da taxa de evaporação.

A temperatura do ar está relacionada à radiação solar e correlaciona-se positivamente com a evaporação, isto é, quanto maior a temperatura do ar maior a evaporação. Assim ocorre porque com o aumento da temperatura do ar tem-se o aumento na quantidade de vapor d'água que pode estar presente num dado volume, quando for atingido o grau de saturação deste.

Outros fatores, de menor importância, também exercem influência na evaporação. Dentre estes citam-se a pressão atmosférica e a salinidade da água. O aumento da altitude, ou redução da pressão barométrica, tem como consequência um pequeno aumento na evaporação. Os sais dissolvidos reduzem a pressão do vapor de uma superfície de água. Por isso, as águas salgadas evaporam mais devagar que as águas doces: a redução é de cerca 1% em cada 1% de sais dissolvidos.

<sup>3</sup> Isto é, o ar deve ter “capacidade” para receber as moléculas de água na forma de vapor, ou seja, o ar não deve estar saturado.

<sup>4</sup> Na realidade, o processo fica limitado pelo vapor difundido na atmosfera, proveniente da superfície das águas.

**Tabela 5.2 – Umidade relativa do ar, em %, em função da temperatura e da depressão do termômetro de bulbo úmido, em °C**

UR (%)																								
T <sub>ar</sub> °C	Depressão do termômetro de bulbo úmido (°C)																							
	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0	9,5	10,0	10,5	11,0	11,5	12,0
0	91	81	72	63	54	46	37	28	21	12	4													
1	92	83	75	66	58	49	41	33	25	17	10													
2	92	84	76	68	60	52	44	37	29	22	14	7												
3	92	84	77	70	62	55	47	40	33	26	19	12	5											
4	93	85	78	71	64	57	50	43	36	29	22	16	9											
5	93	86	79	72	65	58	52	45	39	33	26	20	13	7										
6	93	86	80	73	67	60	54	48	41	35	29	24	17	11	5									
7	93	87	80	74	68	62	56	50	44	38	32	26	21	15	10									
8	94	87	81	75	69	63	57	51	46	40	35	29	24	19	14	8								
9	94	88	82	76	70	64	59	53	48	42	37	32	27	22	17	12	7							
10	94	88	82	77	71	66	60	55	50	44	39	34	29	24	20	15	10	6						
11	94	89	83	78	72	67	61	56	51	46	41	36	32	27	22	18	13	9	5					
12	94	89	84	78	73	68	63	58	53	48	43	39	34	29	25	21	16	12	8					
13	95	89	84	79	74	69	64	59	54	50	45	41	36	32	28	23	19	15	11	7				
14	95	90	85	79	75	70	65	60	56	51	47	42	38	34	30	26	22	18	14	10	6			
15	95	90	85	80	75	71	66	61	57	53	48	44	40	36	32	28	24	20	16	13	9	6		
16	95	90	85	81	76	71	67	63	58	54	50	46	42	38	34	30	26	23	19	15	12	8	5	
17	95	90	86	81	76	72	68	64	60	55	51	47	43	40	36	32	28	25	21	18	14	11	8	
18	95	91	86	82	77	73	69	65	61	57	53	49	45	41	38	34	30	27	23	20	17	14	10	7
19	95	91	87	82	78	74	70	65	62	58	54	50	46	43	39	36	32	29	26	22	19	16	13	10
20	95	91	87	82	78	74	70	66	62	58	55	51	48	44	40	37	34	30	27	24	21	18	15	12
21	96	91	87	83	79	75	71	67	64	60	56	53	49	46	42	39	36	32	29	26	23	20	17	14
22	96	92	87	83	80	76	72	68	64	61	57	54	50	47	44	40	37	34	31	28	25	22	19	16
23	96	92	88	84	80	76	72	69	65	62	58	55	52	48	45	42	39	36	33	30	27	24	21	18
24	96	92	88	84	80	77	73	69	66	62	59	56	53	49	46	43	40	37	34	31	29	26	23	20
25	96	92	88	84	81	77	74	70	67	63	60	57	54	50	47	44	41	39	36	33	30	28	25	22
26	96	92	88	85	81	78	74	71	67	64	61	58	54	51	49	46	43	40	37	34	32	29	26	24
27	96	92	89	85	82	78	75	71	68	65	62	58	56	52	50	47	44	41	38	36	33	30	28	26
28	96	93	89	85	82	78	75	72	69	65	62	59	56	53	51	48	45	42	40	37	34	31	29	27
29	96	93	89	86	82	79	76	72	69	66	63	60	57	54	52	49	46	43	41	38	36	33	31	28
30	96	93	89	86	83	79	76	73	70	67	64	61	58	55	52	50	47	44	42	39	37	35	32	30
31	96	93	90	86	83	80	77	73	70	67	64	61	59	56	53	51	48	45	43	40	38	36	33	31
32	96	93	90	86	83	80	77	74	71	68	65	62	60	57	54	51	49	46	44	41	39	37	35	32
33	97	93	90	87	83	80	77	74	71	68	66	63	60	57	55	52	50	47	45	42	40	38	36	33
34	97	93	90	87	84	81	78	75	72	69	66	63	61	58	56	53	51	48	46	43	41	39	37	34
35	97	94	90	87	84	81	78	75	72	69	67	64	61	59	56	54	51	49	47	44	42	40	38	35
36	97	94	90	87	84	81	78	76	73	70	67	64	62	59	57	54	52	50	48	45	43	41	39	36
37	97	94	90	87	84	82	79	76	73	70	68	65	63	60	58	55	53	51	48	46	44	42	40	37
38	97	94	91	88	84	82	79	76	74	71	68	66	63	61	58	56	54	51	49	47	45	43	41	38
39	97	94	91	88	85	82	79	77	74	71	69	66	64	61	59	57	54	52	50	48	46	44	42	39
40	97	94	91	88	85	82	80	77	74	72	69	67	64	62	59	57	54	53	51	48	46	44	42	40
41	97	94	91	88	86	83	80	77	75	72	69	67	65	62	60	58	55	53	51	49	47	45	43	41
42	97	94	91	88	86	83	80	77	75	73	70	67	65	63	60	58	56	54	52	50	48	46	44	42
43	97	94	91	88	86	83	80	78	75	73	70	68	66	63	61	59	57	54	52	50	48	46	44	43
44	97	94	91	89	86	83	81	78	76	73	71	68	66	64	61	59	57	55	53	51	50	47	45	43

No caso da evaporação da superfície de lagos, a profundidade também exerce influência na evaporação: ao aumento da profundidade corresponde uma maior diferença entre as temperaturas da água e do ar.

Na evaporação de uma superfície de solo descoberto tem-se, ainda, a influência da composição, textura e umidade do solo. A existência de vegetação diminui as perdas por evaporação. Essa diminuição, contudo, é compensada pela ação da transpiração vegetal, que pode mesmo aumentar a perda total pelos processos combinados de evaporação e transpiração (evapotranspiração).

A evapotranspiração, aqui considerada como a perda de água por evaporação do solo e pela transpiração dos vegetais, é importante para o balanço hídrico de uma bacia hidrográfica<sup>5</sup>.

## 5.4 MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DA EVAPORAÇÃO

Os métodos normalmente utilizados para se determinar a evaporação de um corpo d'água são a medida direta, a aplicação da equação do balanço hídrico e as estimativas por meio de equações de natureza conceitual, empírica e semiempírica.

### 5.4.1 BALANÇO HÍDRICO PARA A EVAPORAÇÃO

A aplicação do balanço hídrico (equação da conservação da massa) para um lago ou um reservatório permitirá a obtenção da evaporação se todas as demais variáveis envolvidas forem conhecidas. Para um intervalo de tempo  $\Delta t$ , a equação do balanço escreve-se como

$$i \cdot A + Q_{\text{ent}} - Q_{\text{sai}} - E \cdot A = \frac{\Delta \text{Vol}}{\Delta t}, \quad (05)$$

onde  $Q_{\text{ent}}$  e  $Q_{\text{sai}}$  são as vazões de entrada e saída do reservatório, respectivamente,  $i$  é a intensidade da precipitação diretamente sobre o reservatório,  $E$  é a intensidade da evaporação,  $\text{Vol}$  é o volume de água contido no reservatório ( $\Delta \text{Vol} = \text{Vol}_{\text{final}} - \text{Vol}_{\text{inicial}}$ ) e  $A$  é a área do reservatório (área do espelho d'água). Da Eq. (05),

$$E = i + \frac{(Q_{\text{ent}} - Q_{\text{sai}})}{A} - \frac{1}{A} \frac{\Delta \text{Vol}}{\Delta t}. \quad (06)$$

Para a solução da Eq. (06), é necessário conhecer ainda a relação entre área e volume. Normalmente, dispõem-se de tabelas que correlacionam  $A$  e  $\text{Vol}$ , ou determinam-se relações do tipo  $\text{Vol} = a \cdot A^b$ , com  $a$  e  $b$  constantes.

O uso prático da Eq. (06) é muitas vezes limitado pela dificuldade de se medir as demais variáveis, principalmente as contribuições diretas que chegam ao reservatório, de difícil determinação. De maneira geral, constituem fontes de incerteza a distribuição espacial da precipitação, as relações entre cota, área e volume, as curvas-chave<sup>6</sup> dos extravasores e do rio afluente e as trocas com o lençol d'água subterrâneo (estas não consideradas na Eq. 06).

---

### Exemplo 5.1

Em uma bacia hidrográfica, o total precipitado do mês de janeiro foi de 154mm, enquanto a vazão média de água drenada pelo rio principal, neste mesmo período, foi de 24m<sup>3</sup>/s. Sabe-se que este rio drena 75% da bacia total que escoar para um reservatório e que, com base nas operações deste

---

<sup>5</sup> A evapotranspiração tem especial importância no balanço hídrico agrícola, sendo determinante no cálculo da necessidade de irrigação, como já mencionado.

<sup>6</sup> As curvas-chave relacionam as vazões com as cotas do nível d'água.

reservatório, ocorreu no mês de janeiro uma vazão média de saída da bacia de  $49\text{m}^3/\text{s}$ . Tendo-se em conta que os volumes armazenados no início e no final do mês eram, respectivamente, de  $288 \times 10^6\text{m}^3$  e  $244 \times 10^6\text{m}^3$ , estimar a evaporação no reservatório com base na equação do balanço hídrico. Dado: relação entre o volume e a área do espelho d'água do reservatório, conforme a tabela abaixo.

Área ( $\text{km}^2$ )	10	30	60	90	110
Volume $\times 10^6$ ( $\text{m}^3$ )	10	60	155	305	440

### Solução:

Com os dados do problema,  $i=154\text{mm}/\text{mês}$ ,  $Q_{\text{ent}} = 24\text{m}^3/\text{s} + Q_{\text{lat}}$ , sendo  $Q_{\text{lat}}$  a contribuição lateral de entrada direta no lago,  $Q_{\text{sai}} = 49\text{m}^3/\text{s}$ ,  $\text{Vol}_{\text{final}} = 244 \times 10^6\text{m}^3$  e  $\text{Vol}_{\text{inicial}} = 288 \times 10^6\text{m}^3$ .

Para a aplicação da Eq. (06) é necessário calcular a contribuição lateral,  $Q_{\text{lat}}$ , e a área do espelho d'água que, por ser variável, será admitida como igual à média nos limites do intervalo.

Foi afirmado que o rio principal drena 75% da bacia total; consequentemente, os 25% restantes deverão corresponder à drenagem lateral. Logo,  $Q_{\text{lat}} = 24 \times 0,25/0,75 = 8\text{m}^3/\text{s}$ . Portanto,  $Q_{\text{ent}} = 32\text{m}^3/\text{s}$ .

Para obter a área média do espelho d'água, é necessário conhecer o seu valor no início e final do intervalo. Para isso, pode-se estabelecer um modelo matemático de regressão que relacione A e Vol ou, simplesmente, obter os valores desejados de uma construção gráfica. Adotam-se, neste exemplo, os dois procedimentos. Na Figura 5.1, juntamente com a construção gráfica de Vol versus A, apresenta-se a equação de regressão obtida com os dados da tabela acima (a linha traçada não representa a equação de regressão).

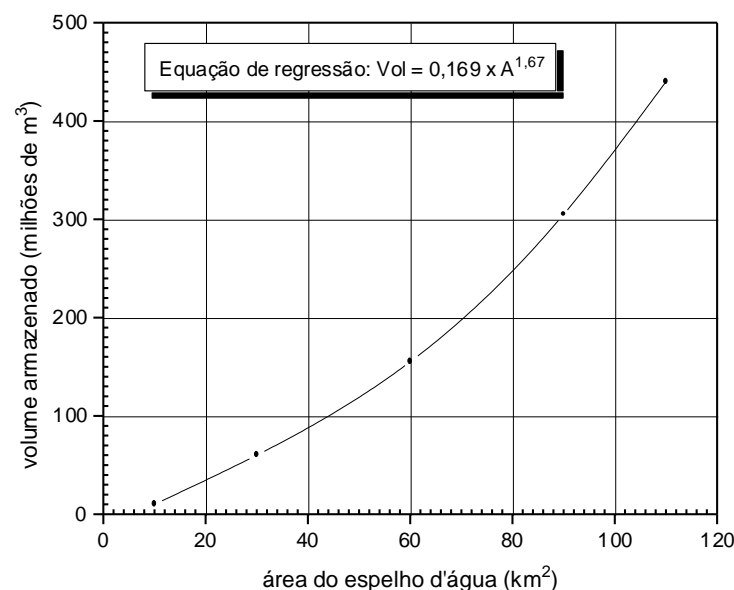


Figura 5.1 – Visualização gráfica da área do espelho d'água em função dos volume armazenado (Exemplo 5.1).

Da Figura 5.1, para  $\text{Vol}_{\text{inicial}} = 288 \times 10^6\text{m}^3 \rightarrow A_{\text{inicial}} \cong 87\text{km}^2$ ; e para  $\text{Vol}_{\text{final}} = 244 \times 10^6\text{m}^3 \rightarrow A_{\text{final}} \cong 80\text{km}^2$ . Assim,  $\bar{A} = (A_{\text{inicial}} + A_{\text{final}})/2 \cong 83,5\text{km}^2$ . Levando-se estes valores à Eq. (06) e convertendo-se as unidades para obter E em mm/mês, tem-se

$$E = 154 + \frac{(32 - 49) \times 10^9 \times 31 \times 24 \times 3600}{83,5 \times 10^6 \times 10^6} - \frac{1}{83,5 \times 10^6 \times 10^6} \times \frac{(244 - 288) \times 10^6 \times 10^9}{1}$$

$$\therefore E = 154 - 545 + 527 = 136 \text{ mm/mês.}$$

Numa segunda solução, em que se emprega o modelo de regressão cuja equação é mostrada no gráfico da Figura 5.1 (A em  $\text{km}^2$  e Vol em  $\text{hm}^3$ ), a área média do espelho d'água é igual a aproximadamente  $83 \text{ km}^2$ . Assim, com  $\bar{A} = 83 \text{ km}^2$ , encontra-se

$$\therefore E = 154 - 549 + 530 = 135 \text{ mm/mês,}$$

que é sensivelmente igual ao resultado anterior.

#### 5.4.2 MEDIDA DIRETA DA EVAPORAÇÃO

Para a medida direta da evaporação de uma superfície líquida ou do solo, vegetado ou não, existem vários tipos de instrumentos, que visam fornecer de maneira aproximada o valor da grandeza em questão.

Uma descrição geral de cada instrumento tornaria este texto por demais extenso, e pouca vantagem ofereceria para o desenvolvimento do curso. Por isto, aqui são descritos sumariamente alguns poucos instrumentos destinados à medida direta da evaporação da superfície da água. (Na seção 5.5.2 complementa-se com os instrumentos para a evaporação da superfície do solo úmido, para a transpiração e, conjugadamente, para a evapotranspiração).

Os aparelhos destinados à medida direta da evaporação são, genericamente, denominados evaporímetros. Os mais conhecidos são os atmômetros e os tanques de evaporação.

Os atmômetros são instrumentos para a medida da evaporação que se processa em uma superfície porosa. Esses equipamentos dispõem de um recipiente com água que se comunica com a superfície porosa que, por sua vez, se expõe ao ar. Dentre os mais conhecidos destacam-se o de *Piché* (papel de filtro como superfície porosa) e o de *Livingstone* (cerâmica porosa). Embora de baixo custo, fácil instalação e operação, os atmômetros produzem resultados pouco confiáveis: o balanço energético do aparelho difere do balanço da superfície livre de água (e do solo descoberto ou vegetado), pois a energia da evaporação provém da radiação, do transporte de calor sensível e da condução de calor através do recipiente de abastecimento. Além disso, a superfície evaporante deve ser mantida limpa, pois sujeiras afetam significativamente a taxa de evaporação (por isso, são muitas vezes instalados dentro de abrigos).

Os *tanques de evaporação* são recipientes achatados, metálicos, em forma de bandeja e de seção quadrada ou circular, contendo água em seu interior e instalados sobre o solo nas proximidades da massa de água (ou flutuando sobre esta) cuja intensidade de evaporação se quer medir. As características normais de um tanque de evaporação são:

- diâmetro ou lado do quadrado: de 0,90m a 2,00m,
- altura do recipiente: de 0,25m a 1,00m,
- altura da borda livre do recipiente (sobre o nível de água interno): 5cm a 10cm.

O tanque de evaporação mais usado em nível mundial é o *tanque classe A*<sup>7</sup>, mostrado na Figura 5.2, que tem a forma circular com um diâmetro de 1,22m, altura de 25,4cm, mantendo a borda livre variando entre 5,0 e 7,5cm. A quantidade de água evaporada é medida diariamente por uma ponta limnimétrica, ajustada por parafuso micrométrico e com extremidade em gancho.

<sup>7</sup> Tanque classe A do U. S. National Weather Service.

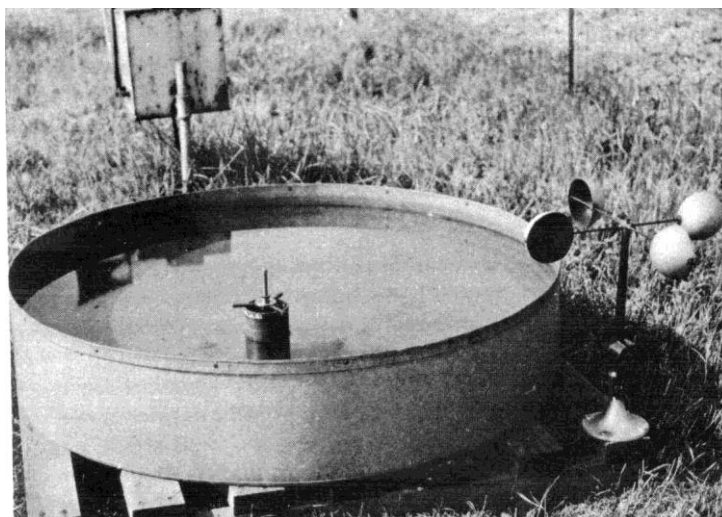


Figura 5.2 – Tanque Classe A e Anemômetro (U.S. National Weather Service)

A evaporação medida pelo tanque supera a que ocorre na superfície do reservatório. Este fato, evidenciado na prática e também comprovado teoricamente, se deve, sobretudo, à diferença de temperatura da água nos dois casos. O pequeno volume de água no evaporímetro e o metal exposto ao sol contribuem para substanciais variações de temperatura da água, à medida que se altera a temperatura do ar e a radiação solar. A grande massa de água em um lago e o efeito estabilizador das correntes de convecção e do solo, em volta do reservatório, têm como consequência uma amplitude menor na variação das temperaturas. O fator que relaciona a evaporação de um reservatório e do tanque classe A oscila entre 0,6 e 0,8, sendo 0,7 o valor mais utilizado.<sup>8</sup>

Convém observar, ainda, que numa estação medidora da evaporação realiza-se, ao mesmo tempo, a medida das grandezas que têm influência neste fenômeno. Assim, são incluídos no equipamento da estação: termômetros, anemômetro, psicrômetro e um pluviômetro ou pluviógrafo.

### 5.4.3 MODELOS MATEMÁTICOS PARA A EVAPORAÇÃO

Além da medição direta e da aplicação da equação do balanço hídrico, formulações matemáticas são utilizadas para quantificar a evaporação. As fórmulas que produzem estimativas para a intensidade da evaporação são modelos de natureza conceitual, empírica ou semiempírica que, normalmente, são obtidos da aplicação das leis de transferência de massa e do balanço de energia.

#### 5.4.3.1 MODELOS BASEADOS NA TRANSFERÊNCIA DE MASSA PARA A EVAPORAÇÃO

Os modelos denominados de transferência de massa, também chamados modelos aerodinâmicos, baseiam-se na lei de Dalton, definida pela Eq. (01), em que o coeficiente  $C$  é uma função da velocidade do vento e incorpora os efeitos aerodinâmicos do escoamento do vento sobre a superfície líquida.

Na literatura encontram-se disponíveis várias expressões para a intensidade da evaporação que introduzem o efeito do vento no parâmetro  $C$  da Eq. (01). Algumas destas equações, válidas para intervalos de tempo superiores a 1 dia, são:

<sup>8</sup> Em regiões do semiárido, o coeficiente de correção da evaporação medida pelo tanque mais utilizado está em torno de 0,75.



- **Fórmula de Sverdrup (1946)**

$$E = \frac{0,623 \cdot \rho_a \cdot \kappa^2 \cdot U_8}{p \cdot [\ln(800/r)]^2} (e_2 - e_8) \quad (07)$$

- **Fórmula de Thornthwaite e Holzman (1939)**

$$E = \frac{0,623 \cdot \rho_a \cdot \kappa^2 \cdot (U_8 - U_2)}{p \cdot [\ln(800/200)]^2} (e_2 - e_8) \quad (08)$$

Nas equações (07) e (08),

E = evaporação, em cm/s;

$\rho_a$  = massa específica do ar, em g/cm<sup>3</sup>;

$\kappa = 0,41$ , constante de von Karman;

$U_8$  e  $U_2$  = velocidade do vento, em cm/s, a 8m e a 2m acima da superfície evaporante, respectivamente;

p = pressão atmosférica, em mb<sup>9</sup>;

$e_2$  e  $e_8$  = pressão de vapor, em mb, a 2m e a 8m da superfície evaporante, respectivamente;

r = altura da rugosidade da superfície evaporante, em cm.

O uso prático das equações acima é limitado pela dificuldade de obtenção das variáveis envolvidas.

Outras equações semiempíricas foram estabelecidas para algumas regiões e condições específicas, com base na equação aerodinâmica e no ajuste de regressão das variáveis envolvidas. Estas equações são escritas normalmente como

$$E = (a + b \cdot U) \cdot (e_s - e), \quad (09)$$

isto é, com o coeficiente C da lei de Dalton posto como uma função linear da velocidade do vento (U). Esta velocidade é tomada a uma determinada altura acima da superfície líquida (em geral, a 2m da superfície) e os coeficientes a e b são obtidos empiricamente para o local de estudo. Algumas formulações do tipo da Eq. (09) são apresentadas abaixo.

- **Equação de Meyer**

$$E = 11 \cdot (1 + 0,062U) \cdot (e_s - e) \quad (10)$$

com E em mm/mês, U medido na estação meteorológica mais próxima, em km/h, e  $e_s$  e e medidos em mm-Hg;

- **Equação de Fitzgerald**

$$E = 12 \cdot (1 + 0,31U) \cdot (e_s - e) \quad (11)$$

com E em mm/mês, U medido rasante à superfície da água, em km/h, e com as pressões de vapor  $e_s$  e e medidas em mm-Hg;

- **Equação do U. S. Geological Survey (Equação do Lago Hefner)**

$$E = 0,03594 \cdot U_8 \cdot (e_s - e_8) \quad (12)$$

---

<sup>9</sup> 1mb = 0,750mm-Hg

com  $E$  em mm/dia,  $U_8$  em km/h, e  $e_s$  (à superfície da água) e  $e_8$  em mm-Hg. O índice 8 indica que as quantidades são medidas a 8m da superfície da água.

A pressão de saturação do vapor, presente nas equações (09) a (10), é uma função da temperatura e pode ser obtida da Tabela 5.1, já apresentada, ou avaliada pela expressão de Tetens:

$$e_s = 4,58 \times 10^{7,5T/(237,3+T)} \quad (13)$$

com  $e_s$  em mm-Hg e  $T$  (temperatura do ar) em °C.

#### 5.4.3.2 MODELOS BASEADOS NO BALANÇO DE ENERGIA PARA A EVAPORAÇÃO

Para a estimativa da evaporação em um lago ou reservatório pode-se ainda utilizar o método do balanço de energia. O equacionamento básico é feito examinando-se um volume de controle como o da Figura 5.3, para o qual se consideram os diferentes processos que afetam a temperatura da água e a evaporação.

Na Figura 5.3, os termos representados, com dimensão de energia por unidade de área e por unidade de tempo, têm os seguintes significados:

$q_{OC}$  = radiação efetiva de ondas curtas;

$q_{OL}^{in}$  = radiação atmosférica de ondas longas em direção à superfície líquida;

$q_{OL}^{out}$  = radiação de ondas longas em direção à atmosfera;

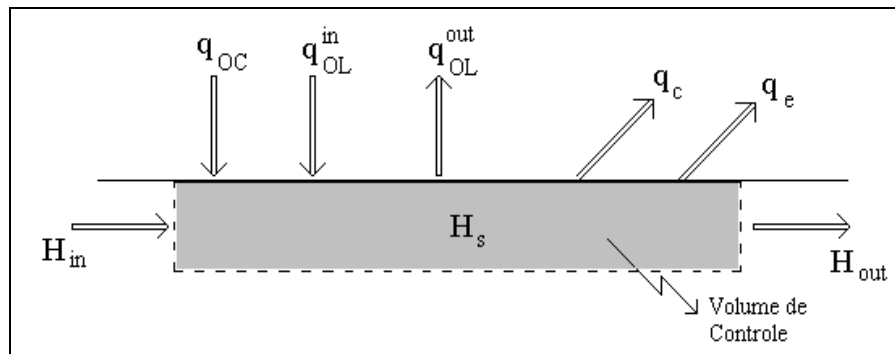
$q_c$  = fluxo de calor por condução entre a superfície e a atmosfera (calor sensível para a atmosfera), devido à difusão molecular e turbulenta;

$q_e$  = perda de calor por evaporação (calor latente);

$H_{in}$  = calor recebido pelo volume de controle, introduzido pela água afluente;

$H_{out}$  = calor que deixa o volume de controle, retirado pela água efluente;

$H_s$  = calor armazenado no volume de controle.



**Figura 5.3 – Volume de controle em um lago e termos presentes no balanço de energia para o cálculo da evaporação da superfície líquida.**

Para um determinado intervalo de tempo, a equação resultante da aplicação do balanço de energia é:

$$\Delta H_s = q_{OC} + (q_{OL}^{in} - q_{OL}^{out}) - q_c - q_e + H_{in} - H_{out} \quad (14)$$

Desprezando-se a variação do armazenamento de calor ( $\Delta H_s \cong 0$ ) e a diferença entre os termos de transporte subsuperficiais ( $H_{in} - H_{out} \cong 0$ ), tem-se

$$q_{OC} + (q_{OL}^{in} - q_{OL}^{out}) = q_c + q_e. \quad (15)$$

O primeiro membro da Eq. (15) corresponde à radiação líquida efetivamente absorvida pela superfície e será denotado por  $R_{líq}$ :

$$R_{líq} = q_{OC} + (q_{OL}^{in} - q_{OL}^{out}). \quad (16)$$

Assim, com as simplificações acima expostas, a Eq. (15) se reescreve como

$$R_{líq} = q_c + q_e. \quad (17)$$

Analisam, a seguir, separadamente, os dois termos do segundo membro da Eq. (17). Primeiramente, a transferência do calor latente devido à evaporação,  $q_e$ , pode ser expressa como

$$q_e = \rho \cdot L \cdot E, \quad (18)$$

sendo  $E$  a altura evaporada por unidade de tempo,  $L$  o calor latente de vaporização e  $\rho$  a massa específica do líquido. Em unidades usuais,  $q_e$  mede-se em  $\text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{dia})$  para  $\rho$  em  $\text{g}/\text{cm}^3$ ,  $L$  em  $\text{cal}/\text{g}$  e  $E$  em  $\text{cm}/\text{dia}$ .

O outro termo da Eq. (17), que corresponde ao fluxo de calor sensível,  $q_c$ , é de difícil quantificação. Por isso, para resolver a Eq. (17), Bowen propôs a seguinte relação:

$$\frac{q_c}{q_e} = \gamma \frac{T_s - T}{e_s(T_s) - e} \quad (19)$$

sendo  $\gamma$  conhecido como coeficiente psicrométrico, ou parâmetro de Bowen,  $T$  a temperatura do ar,  $T_s$  a temperatura da superfície evaporante,  $e_s$  a pressão de saturação do vapor à temperatura da superfície evaporante e  $e$  a pressão de vapor atual. O parâmetro de Bowen, também denominado constante psicrométrica, vale  $\gamma \cong 0,66 \text{ mbar}/^\circ\text{C} = 0,49 \text{ mm-Hg}/^\circ\text{C}$ .

O uso da Eq. (19) é dificultado pelo fato de que, na prática, se dispõe, em geral, apenas de dados da temperatura do ar,  $T$ , e da pressão parcial do vapor,  $e$ , não se conhece a temperatura da superfície evaporante. Para superar esta dificuldade, definiu-se a variável auxiliar  $\Delta$ :

$$\Delta = \frac{e_s(T_s) - e_s(T)}{T_s - T} = \left( \frac{de_s}{dT} \right). \quad (20)$$

Explicitando  $T_s - T$  na Eq. (20) e substituindo na Eq. (19), tem-se

$$\frac{q_c}{q_e} = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_s(T_s) - e_s(T)}{e_s(T_s) - e} = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{[e_s(T_s) - e] - [e_s(T) - e]}{e_s(T_s) - e} = \frac{\gamma}{\Delta} \left[ 1 - \frac{e_s(T) - e}{e_s(T_s) - e} \right]. \quad (21)$$

Segundo a lei de Dalton, a evaporação pode ser quantificada pela Eq. (01). Ainda segundo a lei de Dalton, para o caso hipotético da temperatura do ar igual à temperatura da superfície evaporante, define-se a evaporação em condições isotérmicas, ou poder evaporante à sombra,  $E_i$ , como

$$E_i = C[e_s(T) - e]. \quad (22)$$

Relacionando-se as equações (1) e (22), encontra-se

$$\frac{E_i}{E} = \frac{e_s(T) - e}{e_s(T_s) - e}. \quad (23)$$

Explicitando-se  $[e_s(T_s) - e]$  na Eq. (23), e substituindo na Eq. (21):

$$\frac{q_c}{q_e} = \frac{\gamma}{\Delta} \left( 1 - \frac{E_i}{E} \right). \quad (24)$$

Finalmente, levando-se as equações (24) e (18) na Eq. (17) e explicitando-se para E, encontra-se:

$$E = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} \cdot \frac{R_{liq}}{\rho L} + E_i}{\left( \frac{\Delta}{\gamma} + 1 \right)} \quad (25)$$

em que,

E = intensidade da evaporação, em cm/dia;

$\rho$  = massa específica da água, em g/cm<sup>3</sup> ( $\rho \cong 1$  g/cm<sup>3</sup>);

L = calor latente de vaporização da água, função da temperatura, em cal/g (L entre 580 e 590 cal/g);

$R_{liq}$  = radiação efetiva de ondas curtas e longas, ou radiação líquida disponível, em cal/(cm<sup>2</sup>.dia);

$E_i$  = poder evaporante à sombra (ou evaporação em condições isotérmicas), em cm/dia;

$\Delta$  = variável auxiliar, que representa a medida da variação da pressão de saturação do vapor com a variação da temperatura, num ponto em que a temperatura é igual à temperatura do ar, em mm-Hg/°C;

$\gamma$  = constante psicrométrica ou constante de Bowen, aproximadamente igual a 0,49 mm-Hg/°C.

A Eq. (25) é, ainda, conhecida como *expressão de Penman* (1956) para a evaporação<sup>10</sup>. Apresentam-se, a seguir, os procedimentos para a avaliação de cada um dos termos da Eq. (25).

- Quantidade  $\Delta/\gamma$ :

A avaliação da quantidade  $\Delta/\gamma$  (adimensional) pode ser feita a partir das equações (13) e (20):

$$\frac{\Delta}{\gamma} = \frac{(de_s/dT)_{T=T_a}}{\gamma} = \frac{38640 \times 10^{7,5T/(237,3+T)}}{(237,3 + T)^2}, \quad (26)$$

para  $T = T_a$  = temperatura do ar, em °C.

- Termo da radiação líquida efetivamente absorvida pela superfície,  $R_{liq}$ :

Uma fórmula de uso corrente para estimar a radiação de ondas curtas e longas efetivamente absorvidas pela superfície evaporante é:

$$R_{liq} = R_t \left( \alpha + \beta \frac{n}{N} \right) \cdot (1 - a) - \sigma T^4 (0,56 - 0,09\sqrt{e}) \cdot \left( b + c \frac{n}{N} \right) \quad (27)$$

onde

$R_{liq}$  = radiação efetivamente absorvida pela superfície, em cal/(cm<sup>2</sup>.dia);

$R_t$  = radiação de ondas curtas no topo da atmosfera terrestre, valor tabelado em função da latitude e da época do ano (dados na Tabela 5.3 em cal.cm<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>);

$\alpha$  e  $\beta$  = parâmetros corretivos, introduzidos para considerar o conteúdo de vapor d'água na atmosfera, a altitude e a espessura das nuvens, variáveis de local para local. A título de

<sup>10</sup> Por combinar os métodos do balanço de energia e aerodinâmico, o método que resulta na equação de Penman é também conhecido como *método combinado*.

ilustração, alguns valores destes parâmetros são fornecidos na Tabela 5.4. Na prática, na ausência de dados, sugere-se utilizar as informações de postos climatológicos de locais com características de cobertura de nuvens e latitude semelhantes;

$n$  = insolação efetiva, isto é, número efetivo de horas de brilho solar diário (obtido com aparelhos denominados heliógrafos);

$N$  = duração máxima da insolação diária, medida em horas. É função da latitude e do período do ano (dados na Tabela 5.5);

$a$  = albedo, isto é, razão entre as parcelas da radiação de onda curta refletida e incidente:

$$a = \frac{(R_{\text{refl}})_{\text{OC}}}{(R_{\text{inc}})_{\text{OC}}} = \frac{(R_{\text{refl}})_{\text{OC}}}{R_t \cdot \left( \alpha + \beta \frac{n}{N} \right)}. \quad (28)$$

Para a água, o albedo varia de 0,03 a 0,10, aproximadamente.

$\sigma$  = constante de Stefan-Boltzman:  $\sigma = 5,72 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4) = 1,19 \times 10^{-7} \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{dia} \cdot \text{K}^4)$ ;

$T$  = temperatura absoluta (Kelvin);

$e$  = pressão de vapor (normalmente medida a 2 metros acima da superfície evaporante), em mm-Hg;

$b$  e  $c$  = coeficientes introduzidos para considerar o efeito das nuvens para a radiação de onda longa. Segundo Penman,  $b \cong 0,1$  e  $c \cong 0,9$ .

$E_i$  = poder evaporante à sombra que, segundo Penman, pode ser estimado de

$$E_i = 0,035 \cdot \left( 0,5 + \frac{U_2}{160} \right) \cdot (e_s - e) \quad (29)$$

com  $E_i$  em cm/dia para  $U_2$ , a velocidade do vento a 2 metros acima da superfície evaporante, em km/dia, e as pressões de vapor  $e_s$  e  $e$  em mm-Hg.

De todo o exposto e de uma forma resumida, para a aplicação do método combinado (equação de Penman) são necessários:

1. a temperatura média do ar,  $T$ ;
2. a umidade relativa do ar;
3. a radiação solar ( $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$ ). No caso de não existir esta informação, pode-se utilizar a equação ajustada, com coeficientes mais representativos;
4. o número de horas de incidência solar, real, obtido com heliógrafos;
5. o número máximo de horas de insolação, função da latitude e da época do ano (Tabela 5.5);
6. a velocidade do vento a 2m de altura.

O método de Penman, conforme apontado por Linsley, Kohler e Paulhus (1975), ao considerar a temperatura da superfície evaporante igual à temperatura do ar para o termo de radiação, superestima a evaporação para condições calmas e úmidas e a subestima para condições secas e de ventos.

---

### Exemplo 5.2

Usando a equação de Penman, estimar a evaporação média de um reservatório localizado na latitude 23°S, no mês de fevereiro. Dados disponíveis:

- temperatura média,  $T = 23^\circ\text{C}$ ;
- umidade relativa do ar,  $UR = 66\%$ ;
- incidência solar, medida com heliógrafo,  $n = 6,82\text{h}$ ;

- velocidade do vento a 2m de altura,  $U_2 = 4\text{m/s}$ ;
- albedo,  $a = 0,05$ ;
- parâmetros para o local,  $\alpha = 0,24$  e  $\beta = 0,58$ .

### Solução

A intensidade da evaporação, em cm/dia, segundo Penman, pode ser estimada da Eq. (25):

$$E = \left( \frac{\Delta}{\gamma} \cdot \frac{R_{\text{liq}}}{\rho L} + E_i \right) / \left( \frac{\Delta}{\gamma} + 1 \right)$$

Para a solução do problema, calculam-se os termos da equação de Penman com base nos dados fornecidos.

- Cálculo da radiação líquida efetivamente absorvida pela superfície evaporante,  $R_{\text{liq}}$ , conforme a Eq. (27)

$$R_{\text{liq}} = R_t \left( \alpha + \beta \frac{n}{N} \right) \cdot (1 - a) - \sigma T^4 (0,56 - 0,09\sqrt{e}) \cdot \left( b + c \frac{n}{N} \right)$$

- Da Tabela 5.3, para a latitude  $23^\circ\text{S}$ , mês de fevereiro,  $R_t = 932\text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{dia})$ ;
- $\alpha = 0,24$  e  $\beta = 0,58$  (dados);
- $n = 6,82\text{h}$  (dado, medido com heliógrafo);
- da Tabela 5.5, para a latitude  $23^\circ\text{S}$ , mês de fevereiro,  $N = 12,85\text{h}$  (interpolado);
- albedo,  $a = 0,05$  (dado);
- constante de Stefan-Boltzman,  $\sigma = 1,19 \times 10^{-7} \text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{dia} \cdot \text{K}^4)$ ;
- temperatura absoluta,  $T = 23 + 273 = 296\text{K}$ ;
- pressão de saturação do vapor à temperatura de  $23^\circ\text{C}$  (Tabela 5.1):  $e_s = 21,08\text{mm-Hg}$ ;
- umidade relativa do ar (dado),  $UR = 66\%$ . Da Eq. (03),  $e = (e_s \cdot UR / 100\%) = 13,91\text{mm-Hg}$ .

Portanto,

$$R_{\text{liq}} = 932 \left( 0,24 + 0,58 \frac{6,82}{12,85} \right) \cdot (1 - 0,05) - 1,19 \times 10^{-7} \times 296^4 (0,56 - 0,09\sqrt{13,91}) \cdot \left( 0,1 + 0,9 \frac{6,82}{12,85} \right)$$

$$\underline{R_{\text{liq}} = 366,67\text{cal}/(\text{cm}^2 \text{dia})}$$

- Cálculo do termo  $\Delta/\gamma$  pela Eq. (26):

$$\frac{\Delta}{\gamma} = \frac{38640}{(237,3 + 23)^2} 10^{7,5 \times 23 / (237,3 + 23)} \rightarrow \underline{\frac{\Delta}{\gamma} = 2,62}$$

- Cálculo do poder evaporante à sombra,  $E_i$ , pela equação (29):

$$E_i = 0,035 \cdot \left( 0,5 + \frac{U_2}{160} \right) \cdot (e_s - e)$$

- Velocidade do vento,  $U = 4\text{m/s} = 345,6\text{km}/\text{dia}$ ;

$$E_i = 0,035 \cdot \left( 0,5 + \frac{345,6}{160} \right) \cdot (21,08 - 13,91) \rightarrow \underline{E_i = 0,667\text{cm}/\text{dia}}$$

Portanto,

$$E = \left( 2,62 \cdot \frac{366,67}{1 \times 590} + 0,667 \right) / (2,62 + 1) = 0,634 \text{ cm/dia} \rightarrow \boxed{E = 6,34 \text{ mm/dia}}$$

O total evaporado no mês de fevereiro (28 dias) seria, então, igual a aproximadamente 177,5mm/mês.

Tabela 5.3 – Valores da radiação solar recebida no topo da atmosfera terrestre,  $R_t$

$R_t$ , cal/(cm <sup>2</sup> ·dia)												
latitude	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
2°N	832	867	885	861	826	802	814	844	873	867	838	814
Equador	850	879	885	856	808	785	797	832	867	873	856	832
2°S	861	885	885	850	791	767	779	820	867	879	873	850
4°S	879	897	885	838	779	749	755	808	861	885	885	873
6°S	897	903	885	826	755	732	743	797	861	897	897	890
8°S	909	909	879	814	738	708	720	779	856	897	909	903
10°S	920	920	873	802	720	684	702	767	850	897	915	920
12°S	938	920	867	791	696	661	684	755	838	897	826	832
14°S	950	926	861	773	679	637	661	738	838	903	838	944
16°S	956	932	856	755	661	614	637	720	826	903	944	956
18°S	968	932	850	743	637	590	620	702	814	903	956	974
20°S	979	932	838	720	614	566	596	684	802	897	962	985
22°S	991	932	826	702	590	543	572	661	791	897	968	991
24°S	991	932	814	684	566	519	549	643	779	897	968	1003
26°S	997	926	802	661	543	496	519	625	761	891	974	1015
28°S	1003	920	791	643	519	460	496	602	743	885	979	1021
30°S	1003	920	779	620	496	437	472	578	732	873	979	1027
32°S	1009	909	767	596	472	407	448	555	714	867	979	1033
34°S	1009	903	743	578	448	378	313	531	696	861	979	1038
36°S	1009	897	732	555	419	354	389	507	673	850	979	1038
38°S	1009	885	714	531	389	330	366	484	649	838	974	1044
40°S	1003	879	690	507	360	295	336	460	631	826	968	1044

Tabela 5.4 – Valores característicos dos parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$  da equação de Penman para algumas regiões

Local	$\alpha$	$\beta$
Washington	0,220	0,780
Inglaterra	0,180	0,436
São Paulo	0,240	0,580
Rio Grande do Sul	0,230	0,480
Clima temperado	0,200	0,530
Clima tropical	0,280	0,480

**Tabela 5.5 – Valores da duração máxima da insolação diária, N, em função da latitude e época do ano**

latitude	N (horas)											
	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
2°N	12,0	12,0	12,1	12,2	12,2	12,2	12,2	12,2	12,1	12,1	12,0	12,0
Equador	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1
2°S	12,2	12,2	12,1	12,1	12,0	12,0	12,0	12,0	12,1	12,1	12,2	12,2
4°S	12,3	12,2	12,1	12,0	11,9	11,8	11,9	12,0	12,1	12,2	12,3	12,4
6°S	12,4	12,3	12,1	12,0	11,9	11,7	11,8	11,9	12,1	12,2	12,4	12,5
8°S	12,5	12,4	12,1	11,9	11,7	11,6	11,7	11,9	12,1	12,3	12,5	12,6
10°S	12,6	12,4	12,1	11,9	11,7	11,5	11,6	11,8	12,0	12,3	12,6	12,7
12°S	12,7	12,5	12,2	11,8	11,6	11,4	11,5	11,7	12,0	12,4	12,7	12,8
14°S	12,8	12,6	12,2	11,8	11,5	11,3	11,4	11,6	12,0	12,4	12,8	12,9
16°S	13,0	12,7	12,2	11,7	11,4	11,2	11,2	11,6	12,0	12,4	12,9	13,1
18°S	13,1	12,7	12,2	11,7	11,3	11,1	11,1	11,5	12,0	12,5	13,0	13,2
20°S	13,1	12,8	12,2	11,6	11,2	10,9	11,0	11,4	12,0	12,5	13,2	13,3
22°S	13,4	12,8	12,2	11,6	11,1	10,8	10,9	11,3	12,0	12,6	13,2	13,5
24°S	13,5	12,9	12,3	11,5	10,9	10,7	10,8	11,2	11,9	12,6	13,3	13,6
26°S	13,6	12,9	12,3	11,5	10,8	10,5	10,7	11,2	11,9	12,7	13,4	13,8
28°S	13,7	13,0	12,3	11,4	10,7	10,4	10,6	11,1	11,9	12,8	13,5	13,9
30°S	13,9	13,1	12,3	11,4	10,6	10,2	10,4	11,0	11,9	12,8	13,6	14,1
32°S	14,0	13,2	12,3	11,3	10,5	10,0	10,3	10,9	11,9	12,9	13,7	14,2
34°S	14,2	13,3	12,3	11,3	10,3	9,8	10,1	10,9	11,9	12,9	13,9	14,4
36°S	14,3	13,4	12,4	11,2	10,2	9,7	10,0	10,7	11,9	13,0	14,0	14,6
38°S	14,5	13,5	12,4	11,1	10,1	9,5	9,8	10,6	11,8	13,1	14,2	14,8
40°S	14,7	13,6	12,4	11,1	9,9	9,3	9,6	10,5	11,8	13,1	14,3	15,0

### Exemplo 5.3

Considere os dados do exemplo 5.2. Qual o aumento percentual esperado na evaporação mensal em condições de velocidade do vento igual ao dobro daquela fornecida no exemplo 5.2?

### Solução

$$\text{Para } U = 2 \times 345,6 = 691,2 \text{ km/dia, } E_i = 0,035 \cdot \left( 0,5 + \frac{691,2}{160} \right) \cdot (21,08 - 13,91) \rightarrow \underline{E_i = 1,21 \text{ cm/dia}}$$

$$\text{Logo, } E' = \left( 2,62 \frac{366,67}{1 \times 590} + 1,21 \right) / (2,62 + 1) = 0,784 \text{ cm/dia} \rightarrow \boxed{E' = 7,84 \text{ mm/dia} = 219,52 \text{ mm/mês}}$$

$$E'/E = 219,52/177,5 = 1,2367 \rightarrow \text{Aumento de 23,67\% na evaporação mensal.}$$

## 5.5 MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

É conveniente distinguir-se, preliminarmente, o conceito de evapotranspiração potencial da evapotranspiração real. A evapotranspiração potencial,  $ET_p$ , representa a quantidade de água transferida para a atmosfera, na unidade de tempo, por evaporação e transpiração de uma superfície extensa completamente coberta de vegetação de porte baixo e bem suprida de água. Difere da evapotranspiração real,  $ET$ , que representa a quantidade de água transferida pelos dois processos



nas condições reais, isto é, para os fatores atmosféricos e a umidade do solo realmente existentes. Assim, tem-se sempre que  $ET \leq ET_p$ .

### 5.5.1 BALANÇO HÍDRICO PARA A EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Para o cálculo da intensidade da evapotranspiração em uma bacia hidrográfica, num intervalo de tempo  $\Delta t$ , a equação do balanço hídrico se escreve como

$$i \cdot A - Q - ET \cdot A = \frac{\Delta Vol}{\Delta t}, \quad (30)$$

sendo  $i$  a intensidade média da precipitação no intervalo,  $Q$  a vazão média na seção exutória da bacia para este intervalo,  $A$  a área de drenagem da bacia e  $\Delta Vol$  a diferença entre os armazenamentos totais de umidade na bacia no final e início do intervalo de tempo, isto é,  $\Delta Vol = Vol_{final} - Vol_{inicial}$ .

Devido à falta de medição de uma ou mais das variáveis envolvidas, o balanço hídrico para o cálculo da evapotranspiração é normalmente aplicado para intervalos de tempo superiores a uma semana. Em menores intervalos de tempo, geralmente só se dispõe da precipitação e da vazão. Para um intervalo de tempo suficientemente grande, o erro cometido no termo de armazenamento é, em geral, pequeno se comparado com a precipitação, a vazão e a evapotranspiração.

#### Exemplo 4.4

Os dados da tabela abaixo se referem à bacia do rio Passo Fundo, um afluente do rio Uruguai. Esses dados foram tomados na Estação Ponte do Rio Passo Fundo. Nesta tabela são fornecidos, para cada ano, os valores do total anual precipitado e da vazão média anual na seção de medição. Com base nos dados da tabela, estimar a evapotranspiração média anual da bacia do rio Passo Fundo sabendo-se, ainda, que a área de drenagem da bacia é  $A=3.650\text{km}^2$ .

Tabela – Precipitação total anual e vazão média anual na bacia do Rio Passo Fundo

ano	P (mm)	Q (m³/s)	ano	P (mm)	Q (m³/s)
1971	1988	72,57	1976	1802	76,39
1972	2671	168,29	1977	1747	90,05
1973	2582	149,07	1978	1266	41,55
1974	1695	80,21	1979	2048	96,30
1975	1749	74,88	1980	1862	80,56

#### Solução:

O problema pode ser resolvido pela aplicação da Eq. (30), para o intervalo de tempo  $\Delta t=1$  ano. Neste caso, é razoável admitir-se  $\Delta Vol \cong 0$ . Assim,  $ET \cong i - Q/A$ . A tabela dada pode, então, ser reconstruída para os valores da intensidade média da precipitação, em mm/ano, e do deflúvio superficial, este último medido em termos de uma altura anual de lâmina d'água escoada.

ano	i (mm/ano)	Q/A (mm/ano)	ano	i (mm/ano)	Q/A (mm/ano)
1971	1988	627	1976	1802	660
1972	2671	1454	1977	1747	778
1973	2582	1288	1978	1266	359
1974	1695	693	1979	2048	832
1975	1749	647	1980	1862	696
			média	1941	803

---

Portanto, em termos médios,  $ET = 1941 - 803 \rightarrow \boxed{ET = 1.138\text{mm/ano}}$

---

### Exemplo 5.5

Considere a bacia do exemplo 5.4. Num dos afluentes do Rio Passo Fundo, com área de drenagem de  $50\text{km}^2$ , planeja-se construir um reservatório. A área de inundação do reservatório prevista é de  $10\text{km}^2$  e a evaporação da superfície da água é estimada em  $1.400\text{mm/ano}$ . Estimar a redução da vazão média disponível na bacia.

### Solução

Antes da construção do reservatório, a evapotranspiração para os  $50\text{km}^2$  da sub-bacia é conforme calculada no exemplo 5.4:  $ET=1.138\text{mm/ano}$ .

Após a construção do reservatório, a evapotranspiração é obtida pela média ponderada na sub-bacia:

$$ET' = \frac{1400 \times 10 + 1138 \times 40}{50} = 1190 \text{ mm/ano.}$$

Este aumento na evapotranspiração provocará uma redução da vazão média do escoamento superficial de:

$$\Delta Q = ET' - ET = 1190 - 1138 = 52 \text{ mm/ano.}$$

Em termos percentuais,

$$\frac{\Delta Q}{Q} \times 100\% = \frac{52}{803} \times 100\% = 6,5\%.$$

---

## 5.5.2 MEDIDA DIRETA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A medida direta da evapotranspiração é feita por meio de aparelhos denominados lisímetros. O lisímetro é constituído por uma caixa estanque (volume mínimo de  $1\text{m}^3$ , contendo o terreno que se quer estudar), que se enterra no solo e se mantém aberta na parte superior. A amostra do solo recebe as precipitações, que são medidas na vizinhança. A caixa dispõe de um dreno no fundo que conduz a água para um sistema de medição.

A evapotranspiração, durante certo período, poderá ser determinada se forem conhecidas a precipitação,  $P$ , a quantidade de água drenada,  $D$ , e a variação de água acumulada no lisímetro, no mesmo período. Quando se despreza a variação da água acumulada (períodos grandes), tem-se:

$$ET = P - D. \quad (31)$$

A maior restrição ao uso do lisímetro reside na pequena área ou volume que representa.

## 5.5.3 MODELOS MATEMÁTICOS PARA A EVAPOTRANSPIRAÇÃO

### 5.5.3.1 MODELOS BASEADOS NA TEMPERATURA PARA $ET_p$

O uso de modelo matemático baseado exclusivamente na temperatura para estimar a evapotranspiração potencial é um procedimento justificável apenas quando a única informação meteorológica disponível é a temperatura do ar. Dentre os métodos mais conhecidos baseados exclusivamente na temperatura do ar destacam-se os de Thornthwaite e de Blaney-Criddle, dos quais se faz uma breve exposição.

### 5.5.3.1.1 MÉTODO DE THORNTHWAITTE PARA A EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL

A equação de Warren Thornthwaite (1948) é uma das mais antigas expressões de estimativa da evapotranspiração potencial. Constitui-se em um modelo simples baseado em dados de temperatura média do ar e do foto-período (comprimento do dia) de áreas secas dos Estados Unidos.

Para a evapotranspiração potencial de cada mês o modelo escreve-se com a seguinte notação matemática

$$ET_p = F_c \times (ET_p)_{NA} \quad (32)$$

em que

$ET_p$  = evapotranspiração potencial acumulada, em mm/mês;

$(ET_p)_{NA}$  = evapotranspiração potencial não ajustada, em mm/mês, estimada para um mês-padrão de 30 dias e com duração do período diurno de 12 horas; e

$F_c$  = fator de correção, que leva em consideração o comprimento médio do dia e o número de dias do mês em questão.

Para temperatura média do ar inferior a 26,5°C, Thornthwaite propôs estimar a evapotranspiração potencial não ajustada, em mm/mês, segundo

$$(ET_p)_{NA} = 16 \times \left( \frac{10 \times T}{I} \right)^a \quad (33)$$

onde

$T$  = temperatura média mensal do ar, em °C;

$I$  = índice térmico anual (ou índice de calor), correspondente à soma de 12 índices mensais e dado por:

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left( \frac{T_i}{5} \right)^{1,514} \quad (34)$$

sendo  $T_i$  a temperatura média (°C) de cada mês. Na Eq. (33), o expoente  $a$  é uma função do índice térmico anual, sendo determinado por:

$$a = 6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} I^2 + 1,792 \times 10^{-2} I + 0,49239. \quad (35)$$

Para temperatura média do ar igual ou superior a 26,5°C, a Eq. (33) superestima a evapotranspiração potencial não ajustada. Neste caso, Thornthwaite propôs o uso da Tabela 5.6.

Finalmente, para obter a evapotranspiração do mês em questão, deve-se multiplicar o resultado do cálculo da Eq. (33), ou o valor da Tabela 5.6, pelo fator de correção  $F_c$ . Para uso prático, valores de  $F_c$  são fornecidos na Tabela 5.7, em função da latitude e da época do ano.

Numa alternativa ao uso da Eq. (33), no método de Thornthwaite pode-se, ainda, utilizar o nomograma de Palmer-Havens, que foi adaptado por Camargo, conforme Vilella & Mattos (1975). Sendo a temperatura do ar um elemento geralmente medido em postos meteorológicos com bastante precisão, Camargo substituiu o índice de calor (índice térmico) pela temperatura média anual, permitindo a construção do nomograma mostrado na Figura 5.4, com as temperaturas média anual e média mensal medidas em °C.

**Tabela 5.6 – Valores da evapotranspiração potencial não ajustada para temperatura do ar igual ou superior a 26,5°C, segundo Thornthwaite (Amorin & outros, 1999)**

T (°C)	$(ET_p)_{NA}$ , em mm/mês									
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
26	---	---	---	---	---	135	135	138	138	138
27	138	141	141	141	144	144	144	144	147	147
28	147	150	150	150	150	153	153	153	153	156
29	156	156	156	156	159	159	159	159	162	162
30	162	162	162	165	165	165	165	165	168	168
31	168	168	168	171	171	171	171	171	171	174
32	174	174	174	174	174	174	177	177	177	177
33	177	177	177	177	180	180	180	180	180	180
34	180	180	180	183	183	183	183	183	183	183
35	183	183	183	183	183	183	183	183	183	183
36	183	183	186	186	186	186	186	186	186	186
37	186	186	186	186	186	186	186	186	186	186

**Tabela 5.7 – Fator de correção  $F_c$  para o método de Thornthwaite**

latitude	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
5°N	1,00	0,93	1,03	1,02	1,06	1,03	1,06	1,05	1,01	1,03	0,99	1,02
Equador	1,02	0,94	1,04	1,01	1,01	1,01	1,04	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04
5°S	1,04	0,95	1,04	1,00	1,02	0,99	1,02	1,03	1,00	1,05	1,03	1,06
10°S	1,08	0,97	1,05	0,99	1,01	0,96	1,00	1,01	1,00	1,06	1,05	1,10
15°S	1,12	0,98	1,05	0,98	0,98	0,94	0,97	1,00	1,00	1,07	1,07	1,12
20°S	1,14	1,10	1,05	0,97	0,96	0,91	0,95	0,99	1,00	1,08	1,09	1,15
25°S	1,17	1,01	1,05	0,96	0,94	0,88	0,93	0,98	1,00	1,10	1,11	1,18
30°S	1,20	1,03	1,06	0,95	0,92	0,85	0,90	0,96	1,00	1,12	1,14	1,21
35°S	1,23	1,04	1,06	0,94	0,89	0,82	0,87	0,94	1,00	1,13	1,17	1,25
40°S	1,27	1,06	1,07	0,93	0,86	0,78	0,84	0,92	1,00	1,15	1,20	1,29

Para a obtenção da evapotranspiração potencial mensal com o uso do nomograma da Figura 5.4 deve-se proceder da seguinte forma:

- tomar o valor da temperatura média anual e uni-lo, por um segmento de reta, ao ponto de convergência, indicado por C naquela figura;
- tomar o valor da temperatura média mensal para obter, apoiando-se no segmento de reta traçado, a evapotranspiração potencial não ajustada para o mês considerado;
- ajustar o valor encontrado para o comprimento do dia e número de dias do mês, multiplicando pelo fator de correção,  $F_c$ , fornecido em função da latitude e do mês na Tabela 5.7.

Obs.: A equação proposta por Thornthwaite é baseada em estudos conduzidos em inúmeras bacias hidrográficas das regiões central e leste dos Estados Unidos, onde predomina o clima temperado com invernos úmidos e verões secos. Por isso, conforme citado em Tucci (1993), deve apresentar problemas quando estendida para regiões de verões úmidos e invernos secos (o método não contempla explicitamente a umidade do ar).

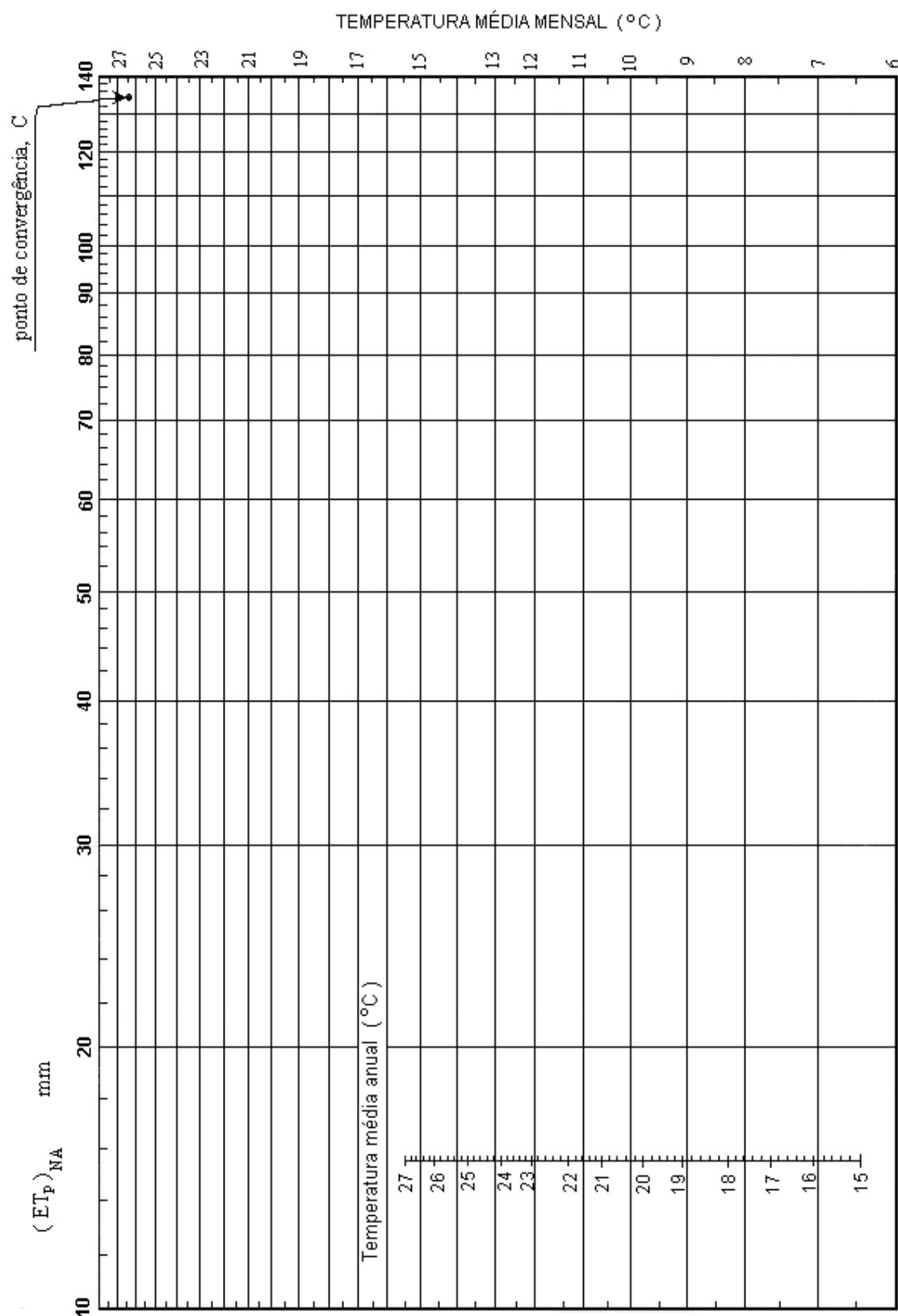


Figura 5.4 – Nomograma para a obtenção da evapotranspiração potencial mensal, não ajustada, em mm/dia, pelo método de Thornthwaite

### 5.5.3.1.2 MÉTODO DE BLANEY-CRIDDLE PARA A EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL

Este método foi originalmente desenvolvido para a realização de estimativas de uso consuntivo em regiões semiáridas, baseando-se na suposição de que a disponibilidade de água para a planta em crescimento não é um fator limitante. A equação de Blaney-Criddle é escrita como

$$ET_p = (0,457T + 8,13) \cdot p \quad (36)$$

$ET_p$  = evapotranspiração potencial, em mm/dia;

$T$  = temperatura média mensal do ar, em °C;

$p$  = proporção média diária de horas de luz (dada na Tabela 5.8, para diferentes latitudes).

Para considerar um tipo particular de cultura, em diferentes estágios de desenvolvimento, introduz-se na Eq. (36) um fator de correção,  $k_c$ , denominado coeficiente de cultura, de forma que:

$$ET = k_c \cdot (0,457T + 8,13) \cdot p \quad (37)$$

Valores para o coeficiente de cultura podem ser encontrados na literatura específica de irrigação.

A equação de Blaney-Criddle, por ser empírica, tal qual a equação de Thornthwaite, só é recomendável quando a única informação disponível é a temperatura do ar. O seu uso é, contudo, desaconselhável em regiões equatoriais, onde a temperatura se mantém estável, bem como em locais de grande altitude.

Tabela 5.8 – Proporção média de horas de luz da Eq. de Blaney-Criddle,  $p$ , para diferentes latitudes

latitude	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
<b>Equador</b>	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27
<b>5°S</b>	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28
<b>10°S</b>	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,26	0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29
<b>15°S</b>	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,25	0,26	0,26	0,27	0,28	0,29	0,29
<b>20°S</b>	0,30	0,29	0,28	0,26	0,25	0,25	0,25	0,26	0,27	0,28	0,29	0,30
<b>25°S</b>	0,31	0,29	0,28	0,26	0,25	0,24	0,24	0,26	0,27	0,29	0,30	0,31
<b>30°S</b>	0,31	0,30	0,28	0,26	0,24	0,23	0,24	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32
<b>35°S</b>	0,32	0,30	0,28	0,25	0,23	0,22	0,23	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32
<b>40°S</b>	0,33	0,31	0,28	0,25	0,22	0,21	0,22	0,24	0,27	0,30	0,32	0,34

### 5.5.3.2 MODELOS BASEADOS NO BALANÇO DE ENERGIA PARA A EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL, $ET_p$

#### 5.5.3.2.1 EQUAÇÃO DE PENMAN

A equação de Penman, apresentada na seção 5.4.3.2 para a evaporação de superfícies livres de água e resumida pela Eq. (25), também pode ser utilizada para a estimativa da evapotranspiração potencial. A equação mantém a sua forma geral e, quando a energia efetiva não é medida mas estabelecida através de fórmulas empíricas, como a Eq. (27), o valor do albedo deve ser referido à própria cultura. Como elemento auxiliar na definição do valor do albedo, a Tabela 5.9 fornece alguns valores típicos.

Por se tratar de superfícies vegetadas, o termo aerodinâmico,  $E_i$ , ou poder evaporante à sombra, também se altera. A Eq. (29) deve, então, ser reescrita como:

$$E_i = 0,035 \left( 1 + \frac{U_2}{160} \right) \cdot (e_s - e) \quad (38)$$

Na Eq. (38), todos os termos têm os mesmos significados da Eq. (29).

**Tabela 5.9 – Valores de albedo, a, para diferentes superfícies**

Superfícies	intervalo de a
Superfície de água	0,03 – 0,10
Florestas coníferas	0,10 – 0,15
Florestas temporárias	0,15 – 0,20
Cereais	0,10 – 0,25
Batatas	0,15 – 0,25
Algodão	0,20 – 0,25
Cana-de-açúcar	0,05 – 0,18
Campo	0,15 – 0,20
Solos escuros	0,05 – 0,20
Argila seca	0,20 – 0,35
Solos arenosos (secos)	0,15 – 0,45
Solo nu umedecido	$\cong 0,11$
Solo nu seco	$\cong 0,18$

### Exemplo 5.6

Considere o enunciado do exemplo 5.2, apresentado na seção 5.4.3.2. Calcule a evapotranspiração potencial da bacia hidrográfica onde se encontra o reservatório. Adote o albedo  $a = 0,25$ .

### Solução

O valor maior do albedo reduz a radiação líquida efetivamente absorvida pela superfície. Recalculando,

$$R_{liq} = 932 \left( 0,24 + 0,58 \frac{6,82}{12,85} \right) \cdot (1 - 0,25) - 1,19 \times 10^{-7} \times 296^4 (0,56 - 0,09 \sqrt{13,91}) \cdot \left( 0,1 + 0,9 \frac{6,82}{12,85} \right)$$

$$R_{liq} = 264,55 \text{ cal / (cm}^2 \text{ dia)}$$

O poder evaporante à sombra também se modifica,

$$E_i = 0,035 \cdot \left( 1,0 + \frac{345,6}{160} \right) \cdot (21,08 - 13,91) \rightarrow \underline{E_i = 0,792 \text{ cm / dia}}$$

Portanto,

$$ET_p = \left( 2,62 \cdot \frac{264,55}{1 \times 590} + 0,792 \right) / (2,62 + 1) = 0,543 \text{ cm/dia} \rightarrow \boxed{ET_p = 5,43 \text{ mm/dia}}$$

*A evapotranspiração potencial total no mês de fevereiro (28 dias) seria, então, igual a aproximadamente 152,04mm/mês.*

### 5.5.3.2.2 EQUAÇÃO DE JENSEN & HAISE

Dentre os métodos conhecidos para a evapotranspiração, aquele desenvolvido com base na variável meteorológica radiação, como a equação de Penman, está entre os mais confiáveis. Uma simplificação da formulação de Penman é a equação de Jensen & Haise, proposta sob a forma:

$$ET_p = \frac{0,025 \cdot T + 0,08}{590} R_t \left( \alpha + \beta \frac{n}{N} \right) \quad (39)$$

sendo  $ET_p$  evapotranspiração potencial em cm/dia, e

$T$  = temperatura do ar, em °C;

$R_t (\alpha + \beta n/N)$  = radiação incidente de onda curta;

$R_t$  = radiação que atinge o topo da atmosfera, em  $\text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{dia})$ , dada na Tabela 5.3;

$n$  = número de horas diárias de insolação;

$N$  = número máximo de horas de insolação, dado na Tabela 5.5;

$\alpha$  e  $\beta$  = coeficientes empíricos, ajustados para o local de interesse.

#### Exemplo 4.7

Repetir o exemplo 5.6, utilizando a equação de Jensen & Haise.

#### Solução

Da Eq. (39) e com os dados do problema,

$$ET_p = \frac{0,025 \cdot 23 + 0,08}{590} 932 \left( 0,24 + 0,58 \frac{6,82}{12,85} \right) = 0,567 \text{ cm/dia} = 5,67 \text{ mm/dia.}$$

Então, para o mês de fevereiro,  $ET_p = 158,7 \text{ mm/mês}$ .

### 5.5.3.2.3 MÉTODO DE PENMAN-BAVEL

Uma modificação do método de Penman foi proposta por van Bavel, conforme Vilella & Mattos (1975). Van Bavel construiu um nomograma simples para a estimativa da evapotranspiração potencial diária. Para o uso desse nomograma, requer-se os mesmos elementos contidos na equação de Jensen & Haise.

A sequência de passos para a obtenção da evapotranspiração diária pelo nomograma de van Bavel, apresentado na Figura 5.5, é a seguinte:

- Tomar da Tabela 5.3, para a latitude do local em estudo e para o mês em questão, o valor da radiação solar que chega no topo da atmosfera ( $R_t$  em  $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$ );
- Converter o valor de  $R_t$  para mm/dia. Para isso, divide-se o valor de  $R_t$  tabelado pelo calor latente de vaporização da água ( $L$ )<sup>11</sup> e pela massa específica da água ( $\rho$ )<sup>12</sup>, e multiplica-se o resultado por 10 para obter mm/dia. De forma simplificada,

<sup>11</sup>  $L \cong 590 \text{ cal/g}$ , para temperaturas próximas de 20°C.

<sup>12</sup>  $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$ , para temperaturas próximas de 20°C.



$$R_t (\text{mm/dia}) = R_t (\text{Tab.5.3}) / 59. \quad (40)$$

- Tomar da Tabela 5.5, para a latitude do local em estudo e para o mês em questão, o valor da duração máxima da insolação diária,  $N$ , em horas.
- Conhecido o número efetivo de horas diárias de insolação,  $n$ , obter a razão de insolação,  $n/N$ .
- Sobre o nomograma, traçar uma linha reta unindo os pontos relativos aos valores de  $R_t$  (mm/dia) e  $n/N$ . Extrapolar esta reta até encontrar a reta de apoio no centro do nomograma. O ponto de interseção destas retas é o valor de referência.
- Unir o valor de referência ao valor da temperatura média diária, encontrando na escala à direita o valor da evapotranspiração potencial do dia considerado.

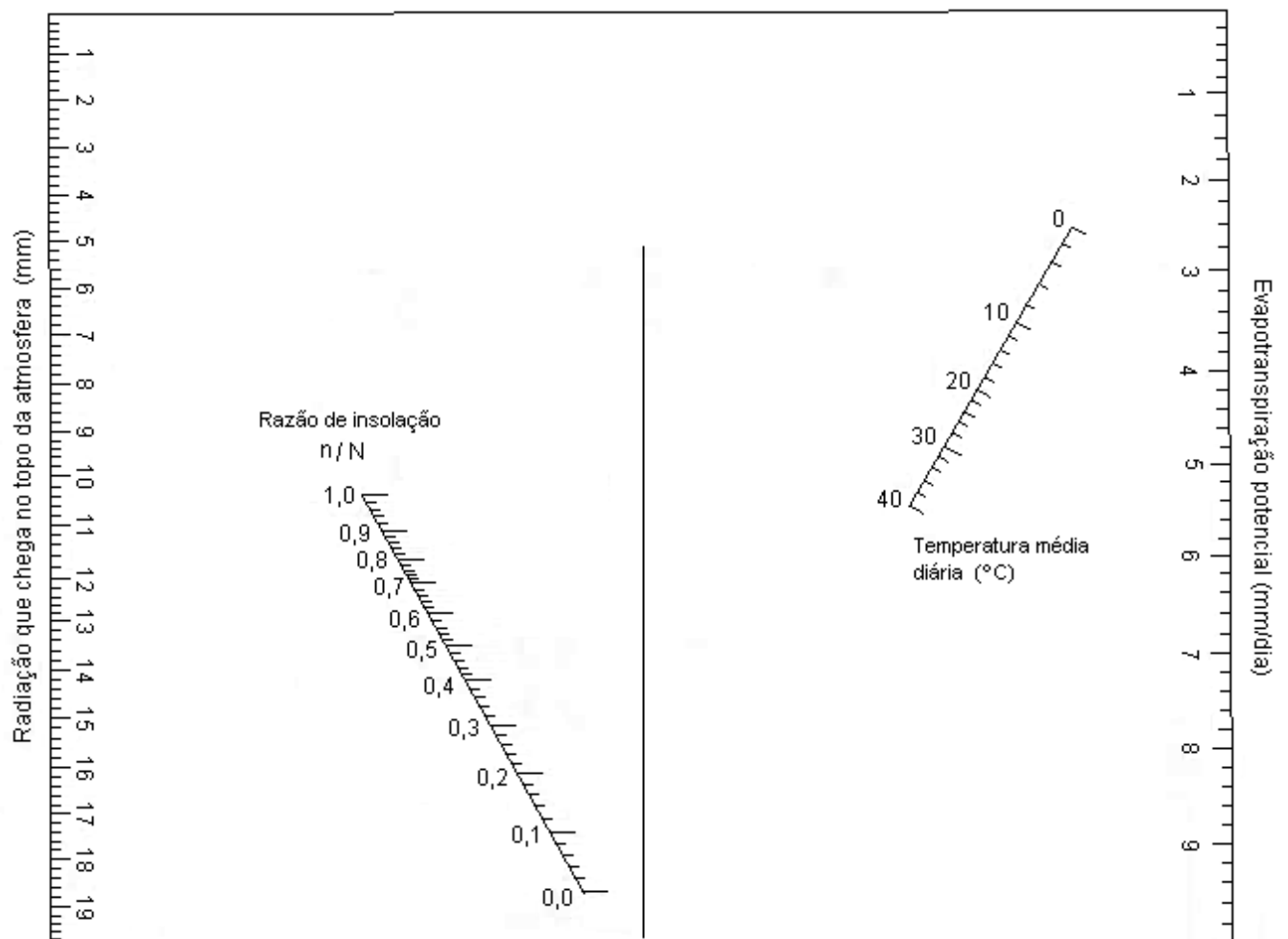


Figura 5.5 – Nomograma para a obtenção da evapotranspiração potencial diária segundo Penman-Bavel

## BIBLIOGRAFIA

- AMORIM, M.C. de, ROSSATO, L. & TOMASELLA, J. (1999). *Determinação da evapotranspiração potencial do Brasil aplicando o modelo de Thornthwaite a um sistema de informação geográfica*. Revista Brasileira de Recursos Hídricos – RBRH, Volume 4, nº 3, jul/set, p. 83-90.
- LINSLEY, R.K & FRANZINI, J.B. (1987). *Water-Resources Engineering*. McGraw-Hill International Ed. – Civil Engineering Series, 3<sup>a</sup>. edição.
- RIGHETTO, A.M. (1998). *Hidrologia e Recursos Hídricos*. EESC – USP / São Carlos. Projeto REENGE.
- TUCCI, C.E.M. (organizador) (1993). *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. Ed. da Universidade – UFRGS, Ed. da Universidade de São Paulo – EDUSP e Associação Brasileira de Recursos Hídricos – ABRH, 1<sup>a</sup>. edição.
- VILLELA, S.M. & MATTOS, A. (1975). *Hidrologia Aplicada*. McGraw-Hill do Brasil.

## EXERCÍCIOS

**5.1)** Os dados da tabela abaixo referem-se à bacia do Rio Passo Fundo, afluente do Rio Uruguai, e foram tomados na Estação Ponte do Rio Passo Fundo. Com base nestes dados, pede-se: a) Calcular a precipitação média anual em Ponte do Rio Passo Fundo; b) Calcular a vazão média na seção referida à Estação Ponte do Rio Passo Fundo, em mm e em  $\text{m}^3/\text{s}$ ; c) Estimar a evapotranspiração média na bacia. A bacia em questão possui  $3650\text{km}^2$  de área de drenagem. Na tabela,  $h_s$  = deflúvio superficial.

ano	P (mm)	$h_s$ (mm)	ano	P (mm)	$h_s$ (mm)
1971	1988	627	1976	1802	660
1972	2671	1454	1977	1747	778
1973	2582	1288	1978	1266	359
1974	1695	693	1979	2048	832
1975	1749	647	1980	1862	696

**R:** a)  $P = 1941\text{mm}$  ;  
b)  $\bar{h}_s = 803,4\text{mm}$   
e  $Q = 93,0\text{m}^3/\text{s}$  ;  
c)  $ET = 1138\text{mm}$ .

**5.2)** Considere a bacia do rio Passo Fundo mencionada no exercício anterior. Deseja-se construir um reservatório num dos seus afluentes, que possui  $50\text{km}^2$  de área de drenagem. A área de inundação do reservatório deverá ser de  $10\text{km}^2$ . Estime a redução percentual esperada da vazão média na bacia, admitindo que a evaporação da superfície da água é de  $1400\text{mm/ano}$ . **R:** 6,5%.

**5.3)** Estimar a intensidade da evaporação em um reservatório, admitindo-se válida a equação do Geological Survey (Eq. 09), quando:

- a) a superfície da água encontra-se à temperatura de  $16^\circ\text{C}$ , o ar a  $8\text{m}$  da superfície da água está a  $18^\circ\text{C}$ , a umidade relativa do ar é de 80% e a velocidade do vento a  $8\text{m}$  de altura é de  $20\text{km/h}$ ;
- b) a umidade relativa do ar é de somente 20%, mantidos os outros fatores.

**5.4)** Utilizando o nomograma de Penman-Bavel, estimar a evapotranspiração potencial em uma bacia localizada na latitude  $23^\circ\text{S}$ , no mês de fevereiro. Dados disponíveis: a) Temperatura média diária do ar,  $23^\circ\text{C}$ ; b) Incidência solar, medida com heliógrafo, de 6,82 horas; c) Calor latente de vaporização da água  $\cong 590\text{cal/g}$ .

**5.5)** Considerando a temperatura média anual de  $20^\circ\text{C}$ , estimar a evapotranspiração mensal da bacia hidrográfica do exercício 4 utilizando o nomograma para a fórmula de Thornthwaite.

**5.6)** Por um dos métodos vistos, estimar a evapotranspiração potencial em um local caracterizado pelas condições abaixo.

latitude:  $30^\circ\text{S}$  - mês: setembro;  
 $T = 22^\circ\text{C}$  (ar, média mensal);  $T = 24^\circ\text{C}$  (ar, média anual);  
 $UR = 50\%$   
 $U_2 = 3,0\text{ m/s}$  (vento, a 2 metros de altura);  
 $n = 7,8$  horas (insolação medida com heliógrafo);  
 $\alpha = 0,24$ ;  $\beta = 0,58$ .

**5.7)** Num reservatório existem incertezas quanto à contribuição lateral direta ao lago no mês de março de 1987. Sabe-se que, neste mês, a vazão média de entrada a montante foi de  $2,5\text{m}^3/\text{s}$  e a vazão de saída foi de  $3,3\text{m}^3/\text{s}$ . Ainda, foi observado um rebaixamento no reservatório de  $0,5\text{m}$ , que corresponde a um volume de  $1,6 \times 10^6\text{m}^3$ . Estime a vazão média da contribuição lateral neste mês, sabendo ainda que: Precipitação no mês,  $P = 95\text{mm}$ ; Área do lago no início do mês,  $A_0 = 2,5\text{km}^2$ ; Área do lago no final do mês,  $A_f = 2,1\text{km}^2$ ; Umidade relativa do ar,  $UR = 75\%$ ; Tempo de insolação diária medida com heliógrafo,  $t = 6,5$  horas; Temperatura média,  $T = 20^\circ\text{C}$ ; Velocidade do vento a 2 metros de altura da superfície do lago,  $U_2 = 2,5\text{m/s}$ ; Localização do lago:  $30^\circ$  latitude Sul; Coeficientes para a localidade,  $\alpha = 0,24$ ;  $\beta = 0,58$ .

**R:**  $Q_{\text{lateral}} = 0,22\text{m}^3/\text{s}$