

R · E · V · I · S · T · A

# indústria da água

PONTO DE VISTA

## CLARO QUE NEM TUDO ESTÁ BEM!

*Prof. Amílcar Ambrósio*



TECNOLOGIA

## FORMAÇÃO À DISTÂNCIA NA EPAL

*Grça Pinto*

Trimestral • Ano 6 • Jan/Fev/Mar 1998 • N.º 26 • 500\$00

# A ÁGUA E A BIOSFERA: (IV) A EVAPOTRANSPIRAÇÃO

ADÉLIO A. S. C. MACHADO

Professor do Departamento de Química da Faculdade de Ciências do Porto

Em artigos anteriores (*A Água e a Biosfera (II) e (III)*; **RIA**, número 21, pág. 3 (1996) e número 24, pág. 22 (1997), respectivamente), discutiram-se os dois processos básicos mais importantes da interação da vegetação com o ciclo da água, a transpiração e a intersecção. Na sua sequência, este artigo trata de um outro processo da interação solo-vegetação-atmosfera com interesse do ponto de vista hidrológico, a chamada *evapotranspiração*. O artigo começa por evidenciar a complexidade deste fenómeno, depois introduz e discute o conceito de *evapotranspiração potencial*, a sua implementação por meio de *definições operacionais* e, finalmente, aborda o problema da determinação da *evapotranspiração real*.

O conhecimento da extensão (quantidade de água evaporada num dado período de tempo) ou caudal (quantidade de água evaporada por unidade de tempo) de evapotranspiração é importante em muitas actividades humanas que envolvem o ambiente, por exemplo, na indústria da água, na agricultura, etc.. Os cálculos de evapotranspiração

são necessários, por exemplo, em projectos de irrigação, para avaliar a exequibilidade, planificar o projecto, gerir a distribuição de água, etc.; na gestão das bacias fluviais, para prever caudais, definir excedentes para transferência entre bacias, prevenir os riscos de cheias ou de fogos nas florestas, etc.; na planificação do desenvolvimento urbano, para prever o rendimento dos aquíferos disponíveis para distribuição, planificar as redes de águas pluviais, etc..

## A COMPLEXIDADE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evapotranspiração é um fenómeno muito complexo (ver a Fig. 1), constituído fundamentalmente por dois subprocessos: (i) a evaporação a partir de superfícies de água líquida (lagos, albufeiras, rios, etc.), do solo e da superfície da vegetação; e (ii) a transpiração das plantas, em que a água é removida do solo pelas raízes das plantas e evaporada para a atmosfera a partir do interior das folhas (a transpiração foi discutida

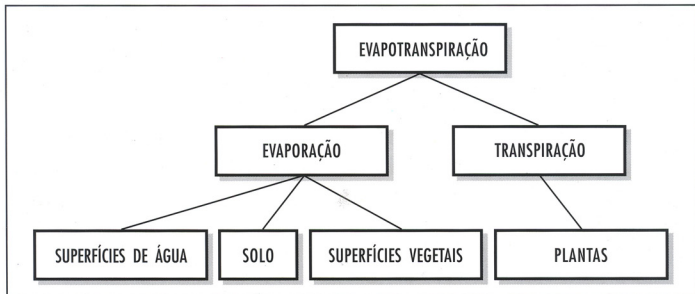


Fig. 1 – A evapotranspiração é constituída por dois subprocessos paralelos: a evaporação a partir de superfícies e a transpiração das plantas.

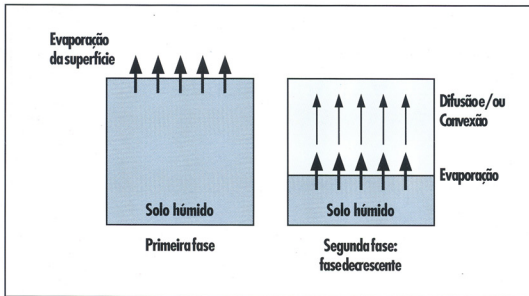


Fig. 2 - A evaporação a partir de um solo (sem vegetação) engloba duas fases que envolvem processos físicos diferentes.

em pormenor no penúltimo artigo desta série *A Água e a Biosfera (II) A Transpiração das Plantas, RIA*, número 21, pág. 3 (1996).

A evaporação a partir de uma superfície de água líquida é um fenómeno relativamente simples, porque, pelos menos idealmente, a superfície é homogénea e reprodutível. A extensão da evaporação depende fundamentalmente de dois factores: (i) fornecimento de energia para suprir o calor latente de vaporização da água; (ii) estabelecimento de um gradiente de concentração de vapor de água na fase gasosa, que provoque a remoção do vapor na vizinhança da superfície de evaporação (o vento realiza eficazmente esta tarefa). Como a superfície de evaporação é praticamente constante, no espaço e no tempo, a evaporação a partir da água líquida depende apenas das condições meteorológicas e a sua descrição quantitativa é relativamente fácil.

Quando se considera a evaporação a partir de um solo, mesmo que este não tenha vegetação, o que raramente sucede, a situação é bastante mais complexa (ver a Fig. 2). Só se o solo está saturado com água é que o fenómeno é semelhante à evaporação de água líquida, isto é, pode ser tratado como a evaporação a partir de uma superfície. Quando a camada superficial do solo deixa de estar saturada, a evaporação passa a ocorrer no interior do solo e, conseqüentemente, o vapor tem de se movimentar até à superfície solo-ar antes de passar à atmosfera. Por estas razões, a evaporação a partir de um solo ocorre tipicamente em duas fases:

(i) numa primeira fase, enquanto o solo à superfície está saturado ou próximo da saturação, a evaporação é controlada pelo fornecimento de energia, sendo a velocidade de evaporação apenas ligeiramente inferior (da ordem de 90%) à obtida a partir de uma superfície líquida, nas mesmas condições meteorológicas; a duração desta fase é curta (até três dias, em tempo seco), dependendo da velocidade da evaporação,

da profundidade do solo e das respectivas características hidráulicas;

(ii) com a secagem da superfície do solo, inicia-se uma segunda fase (a chamada *fase decrescente*), em que a evaporação ocorre abaixo da superfície, em profundidade, e o vapor de água se movimenta para a superfície por difusão ou por convexão provocada por flutuações na pressão do ar; nesta fase, a velocidade de evaporação é controlada pelas características do solo, nomeadamente pela chamada condutivi-

dade hidráulica, e não pelas condições meteorológicas.

No entanto, esta descrição é simplista porque, na maioria dos casos, o solo tem vegetação e os fenómenos de evaporação são ainda mais complexos, já que ocorre também a evaporação a partir das superfícies vegetais, bem como, paralelamente, transpiração a partir das folhas das plantas. Neste caso, a extensão relativa das contribuições da evaporação e da transpiração para a evapotranspiração, bem como o valor global desta, dependem fortemente das características da vegetação. São várias as características da cobertura vegetal que afectam marcadamente a velocidade de evapotranspiração — as mais importantes são incluídas na Tabela I (quanto às definições dos conceitos incluídos na Tabela, ver os referidos artigos *A Água e a Biosfera (II) e (III)*).

#### A EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL

A evapotranspiração é um processo muito complexo, porque depende de um conjunto numeroso de variáveis, das quais muitas oscilam bastante ao longo do tempo e algumas são impossíveis de quantificar: fluxo de radiação solar, velocidade do vento, tipo de solo, conteúdo em água do solo, tipo de vegetação, abertura dos estomas das plantas, etc.. Para simplificar a situação, tem-se procurado definir grandezas para expressar a evapotranspiração que ignorem as variáveis impossíveis ou difíceis de quantificar (por exemplo, a abertura dos estomas das plantas e o conteúdo de água do solo) e dependam fundamentalmente apenas das variáveis meteorológicas. Foi assim que surgiu o conceito de *evapotranspiração potencial*, que pretende exprimir o máximo de evapotranspiração que pode ocorrer nas condições climáticas de um dado local, se o solo estiver totalmente recoberto por vegetação e a acessibilidade da vegetação à

água for ilimitada. Nestas condições, é de esperar que a evapotranspiração seja superior à evaporação a partir de uma superfície de água líquida, porque a vegetação absorve água do interior do solo pelas raízes e tem geralmente um índice folha-área de transpiração muito superior à unidade.

No entanto, devido à complexidade da situação, a definição de evapotranspiração potencial não é fácil e tem mudado ao longo do tempo. Começou-se por definir esta grandeza como sendo a velocidade a que ocorre a evapotranspiração de uma área de solo coberta por vegetação uniforme, em crescimento e sem limitações quanto a acessibilidade a água do solo, quando não ocorre advecção ou armazenagem de energia. Note-se que esta definição procura simplificar a situação real: pressupõe que a água do solo é livremente acessível pelas plantas, eliminando assim a influência no processo do conteúdo de água no solo (além disso, presumivelmente, as plantas terão os estomas completamente abertos). Esta definição foi introduzida no âmbito da classificação de climas (Thorntwaite, 1948), justamente com a intenção de definir uma grandeza que fosse essencialmente função só do clima, e não dependesse das características de superfície do solo. No entanto, a equação de Penman-Monteith (equação 12 do artigo *A Água e a Biosfera (II) A Transpiração das Plantas*, RIA, número 21, pág. 3 (1996)), evidencia que as características da cobertura vegetal incluídas na Tabela 1 afectam marcadamente a velocidade de evapotranspiração, mesmo que não haja limitações quanto a acessibilidade à água do solo.

Em consequência desta influência da coberta vegetal, Penman (1956) precisou ainda mais a definição de evapotranspiração potencial, definindo-a como a quantidade de água transpirada por uma cobertura vegetal rasteira, de altura uniforme, que cubra completamente o solo e tenha acesso ilimitado a água neste. Para implementar esta definição, Penman usou erva, embora posteriormente fosse apontado que a alfalfa com 30 a 50 cm de altura fosse uma melhor cultura de referência. Aliás, usa-se também o conceito de *evapotranspiração de cultura de referência*, em que se especifica a natureza da cultura e se

precisa que a cobertura vegetal está bem desenvolvida — isto é, cobre completamente o solo, sem deixar qualquer fracção exposta.

Uma outra imprecisão importante na definição de evapotranspiração potencial resulta de, na prática, a respectiva grandeza ser calculada a partir de dados meteorológicos obtidos em condições tais que a velocidade de evapotranspiração é inferior à potencial. Se a evapotranspiração ocorresse nas condições limites correspondentes à evapotranspiração potencial, seria de esperar que as permutas de calor sensível e calor latente entre a atmosfera e a superfície fossem diferentes das reais, e, por isso, a temperatura e humidade do ar fossem algo diferentes das observadas meteorologicamente.

Apesar das ambiguidades inerentes ao conceito, a evapotranspiração potencial é uma medida muito conveniente da capacidade que o clima ou as condições meteorológicas têm para secar o solo. Por esta razão e devido às dificuldades da sua implementação, usam-se definições operacionais do conceito, como se passa a discutir.

#### DEFINIÇÃO OPERACIONAL DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL

Na prática, a evapotranspiração potencial é definida operacionalmente pelo método usado para obter o respectivo valor. Têm-se utilizado muitos métodos para este fim, que incluem quer cálculos a partir de grandezas meteorológicas vulgarmente medidas, quer a determinação experimental. Segundo o texto de Dingman (ver "Sugestões para leitura adicional" no fim deste artigo), os métodos de cálculo mais usados para obter operacionalmente a evapotranspiração potencial podem classificar-se em três tipos, de acordo com os dados meteorológicos que utilizam: métodos baseados na temperatura, métodos baseados na radiação e equação de Penman-Monteith. Esta classificação é explicitada na Tabela 2, que discrimina os dados meteorológicos requeridos para os cálculos em cada caso.

**TABELA 1**  
**Características da coberta vegetal que afectam a velocidade da evapotranspiração**

Albedo da superfície <sup>1</sup>

Condutância foliar

Condutância atmosférica <sup>2</sup>

Intersecção de água

1 Determina o balanço de radiação

2 Depende marcadamente da altura da vegetação

**TABELA 2**

**Métodos de determinação da evapotranspiração potencial**

Tipo	Dados usados/determinados
<b>Cálculos</b>	
Temperatura	Temperatura do ar (médias meteorológicas) Duração do dia (nascer ao pôr do sol) <sup>1</sup>
Radiação	Temperatura do ar Pressão atmosférica Intensidade de radiação solar
Equação de Penman-Monteith	Temperatura do ar Intensidade de radiação solar Velocidade do vento Humidade relativa Condutância da coberta
<b>Determinação experimental</b>	
Panela de evaporação	Velocidade de evaporação a partir da panela <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Este dado nem sempre é usado

<sup>2</sup> Por vezes incluem-se correções para velocidade do vento, temperatura e humidade

**Métodos baseados na temperatura.**

Estes métodos permitem calcular a evapotranspiração a partir da temperatura do ar e, eventualmente, da duração do dia do nascer ao pôr do sol. Os métodos deste tipo são apresentados na Tabela 3 e discutidos brevemente a seguir.

Thornthwaite (1948) desenvolveu um método empírico para o cálculo da evapotranspiração potencial mensal (ETP<sub>m</sub>) a partir só das temperaturas médias mensais do ar ao longo do ano (T<sub>Mj</sub>). Estas permitem obter um índice calorífico, I, que por sua vez determina um coeficiente de localização, *a*; uma expressão empírica (ver Tabela 3) permite calcular a evapotranspiração potencial mensal a partir destas duas grandezas e da temperatura média mensal. O coeficiente *a* engloba o efeito da localização, em particular da latitude, na evapotranspiração. O método só é aplicável para os locais em que as equações foram obtidas (centro dos Estados Unidos) – noutros locais, as equações têm de ser recalculadas; em particular, o método não é aplicável a regiões áridas e semiáridas.

A expressão de Thornthwaite tem uma forma semelhante à relação que exprime a pressão de vapor de saturação em função da tempera-

tura, que para efeitos hidrológicos pode ser expressa com rigor suficiente pela equação empírica (o valor 237,3 não é uma gralha de 273,2!)

$$e_{sat}(T) = 6,11 \exp [17,3T/(T+237,3)] \quad (1)$$

em que T é expressa em °C e e<sub>sat</sub> em mb. A referida semelhança levou à formulação de métodos de cálculo baseados nesta última relação, sucessivamente por Hamon (1963) e Malmstrom (1969).

O método de Hamon permite o cálculo da evapotranspiração potencial diária (ETP<sub>d</sub>) a partir da temperatura média diária, através da humidade absoluta de saturação (ou densidade de vapor) e da duração do dia (ver expressão na Tabela 3). A humidade absoluta de saturação é calculada por

$$\rho_{v,sat}(T) = e_{sat}/(T+273,2)R_v \quad (2)$$

em que T é expressa em °C, e<sub>sat</sub> em mb [ver equação (1)], ρ<sub>v,sat</sub> em gm<sup>-3</sup> e R<sub>v</sub> é a constante dos gases para vapor de água (R<sub>v</sub> = 4,63.10<sup>8</sup>). O método de Hamon conduz a valores semelhantes aos obtidos pelo

TABELA 3

Métodos para cálculo da evapotranspiração potencial a partir da temperatura

Thornthwaite
Evapotranspiração potencial por mês (cm mês <sup>-1</sup> ) $ETP_M = 1,6 (10T_M/I)^a$ T <sub>M</sub> Temperatura média mensal (°C) I Índice calorífico traduzido por $I = \sum 1^{1/2} (T_{Mj}/5)^{5,14}$ T <sub>Mj</sub> Temperatura média mensal para o mês j do ano (°C) a coeficiente de localização traduzido por $a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,792 \cdot 10^{-2} I + 0,49239$
Hamon
Evapotranspiração potencial por dia (cm dia <sup>-1</sup> ) $ETP_D = 0,00138 [\rho_{sat}(T_D)]^D$ D Duração do dia do nascer ao pôr do sol (hora) ρ <sub>sat</sub> (T <sub>D</sub> ) humidade absoluta de saturação (ou densidade de vapor, g m <sup>-3</sup> ) à temperatura média diária, T <sub>D</sub> (°C) <sup>1</sup>
Malmstorm
Evapotranspiração potencial por mês (cm mês <sup>-1</sup> ) $ETP_M = 0,409 [e_{sat}(T_M)]$ e <sub>sat</sub> (T <sub>M</sub> ) pressão de vapor de saturação (mb) à temperatura média mensal, T <sub>M</sub> (°C), para meses em que esta excede 0°C <sup>2</sup>

- 1 Ver equação 2 no texto
- 2 Ver equação 1 no texto

método de Thornthwaite, nos casos em que este se aplica, mas bastante inferiores aos obtidos por outros métodos.

O método de Malmstrom permite o cálculo da evapotranspiração potencial mensal a partir da pressão de vapor de água à temperatura média mensal, através da pressão de vapor de saturação calculada pela expressão (1) acima (ver Tabela 3).

Todos estes métodos ignoram a influência do vento e do aquecimento do solo nos gradientes de temperatura e de pressão de vapor e, por isso, a sua base científica é deficiente; em consequência, a sua aplicabilidade não é de confiança e podem produzir resultados grosseiros. No entanto, são úteis para situações onde não estejam disponíveis outros dados meteorológicos que não a temperatura do ar.

**Métodos baseados na radiação.**

Estes métodos permitem calcular a evapotranspiração a partir da temperatura e pressão atmosféricas e da intensidade de radiação solar (ver Tabela 4).

Slatyer e McIlroy (1961) utilizaram um método baseado na hipótese de que o ar em movimento a longa distância sobre uma superfície de solo húmido fica saturado em vapor de água, de modo que o processo de evapotranspiração será descrito pela equação de Penman sem a parcela de transferência de massa (ver expressão na Tabela 4). A grandeza definida nestas condições é a *evapotranspiração potencial de equilíbrio*, ETP<sub>eq</sub>.

**TABELA 4**

**Métodos para cálculo da evapotranspiração potencial a partir da radiação<sup>1</sup>**

<b>Slatyer e McIlroy</b>	
Evapotranspiração potencial de equilíbrio	
$ETP_{eq} = [s(T_a)](K+L)/(\rho_w \lambda_v [s(T_a) + \gamma])$	
$s(T_a) = (de_{sat}/dT)T = T_a$ , derivada da curva de variação da pressão de vapor de saturação com a temperatura, $e_{sat}(T)$ , à temperatura do ar, $T = T_a$	
K	fluxo global de energia de comprimento de onda baixo
L	fluxo global de energia de comprimento de onda elevado
$\rho_w$	densidade da água
$\lambda_v$	calor latente de vaporização da água
$\gamma = \zeta_0 P / 0.6222 \lambda_v$	constante psicrométrica
$\zeta_0 = 0,24 \text{ cal/g}^\circ\text{C}$	capacidade calorífica do ar
P	pressão atmosférica
<b>Priestley e Taylor</b>	
Evapotranspiração potencial de equilíbrio (corrigida)	
$ETP_{PT} = \alpha_{PT} [s(T_a)](K + L) / \rho_w \lambda_v [s(T_a) + \gamma]$	
$\alpha_{PT} = 1,26$	

**1** Equações dimensionalmente homogêneas; unidades quaisquer, desde que coerentes.

Posteriormente, Priestley e Taylor (1972) verificaram que a equação usada por Slatyer conduz a resultados baixos relativamente aos obtidos por balanços de energia, e introduziram nela um factor de correcção,  $\alpha_{PT}$ , tendo encontrado o valor  $\alpha_{PT} = 1,26$ .

Como  $\alpha_{PT} > 1$ , pode-se concluir que a evapotranspiração potencial de equilíbrio raramente ocorrerá. A equação de Priestley e Taylor (ver expressão na Tabela 4) é frequentemente usada em hidrologia, mas a comparação dos seus resultados com os obtidos experimentalmente, em medições com lisímetros (ver adiante) cultivados com alfalfa, mostrou que só dá resultados aceitáveis até valores de  $0,4 \text{ cm dia}^{-1}$  (a valores superiores, produz resultados demasiado elevados).

**Equação de Penman-Monteith.**

Penman (1948) foi quem pela primeira vez, no tratamento da evaporação, usou conjuntamente os dois ingredientes essenciais que contribuem para esta: derivou uma equação em que combinou o fornecimento de energia necessária para proporcionar o valor de vaporização com um mecanismo para remoção do vapor de água da vizinhança da superfície de evaporação. Este último mecanismo era traduzido por uma equação empírica para o vento, já que é este que provoca a remoção do vapor de água. Este tratamento foi depois

retomado por Montheith (1987), que substituiu a aproximação empírica por um tratamento com melhor fundamentação teórica, entrando em linha de conta com os efeitos de fricção do vento na vegetação e da ocorrência de uma contribuição da vegetação para a resistência à transferência de vapor do solo para a atmosfera (traduzida pela condutância foliar). Estes efeitos são incluídos na chamada equação de Penman-Monteith (equação 12 do artigo *A Água e a Biosfera (II) A Transpiração das Plantas*, RIA, número 21, pág. 3 (1996)).

Esta equação serve de base a um processo mais elaborado de cálculo da evapotranspiração potencial, mas exige mais dados meteorológicos que os métodos anteriores (ver Tabela 2), em particular o valor da condutância da cobertura, frequentemente indisponível. No entanto, se se dispuser de todos os dados necessários, proporciona os melhores valores de evapotranspiração potencial para os diversos tipos de vegetação. A equação produziu resultados concordantes com os valores experimentais obtidos com lisímetros (com alfalfa) até  $1,1 \text{ cm dia}^{-1}$ .

Para vegetação baixa, a equação de Penman (equação 13 do referido artigo), mais simples, conduz a resultados comparáveis.

**Determinação experimental com painéis de evaporação.**

Experiências com lisímetros (com alfalfa) e painéis de evaporação

(recipientes de forma cilíndrica expostos ao sol com água, que permitem medir a quantidade de água evaporada) mostram que evapotranspiração potencial para vegetação baixa é semelhante à extensão da evaporação a partir da superfície da água líquida em recipientes. Provavelmente, a semelhança de valores ocorre em resultado da compensação entre a condutância de cobertura (mais baixa) e a condutância atmosférica sobre a vegetação (mais elevada) e a mais baixa condutância atmosférica existente sobre a panela. A medição da evaporação em painéis padronizados permite, portanto, obter a evapotranspiração.

### A EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL

A evapotranspiração real é em geral inferior à potencial, em extensão que varia muito com o local: nas florestas tropicais, a evapotranspiração real aproxima-se muito da potencial; nos desertos, em que o solo se mantém quase sempre seco e só ocorre evaporação quando chove, a evapotranspiração real, igual à precipitação, é muito inferior à potencialmente esperada a partir da radiação solar recebida; nos restantes locais da Terra, a situação é intermédia. Interessa, portanto, estimar a evapotranspiração real, por cálculo ou medição experimental.

Quando se pretende seleccionar um dos variados métodos que foram desenvolvidos para o cálculo da evapotranspiração real deve-se começar por averiguar que dados meteorológicos existem, pois os requisitos dos diversos métodos são diferentes (ver discussão atrás sobre o cálculo da evapotranspiração potencial). Por outro lado, deve-se fixar à partida a escala de tempo relativamente à qual se pretende realizar o cálculo: por hora, dia, cinco dias (utilizada para cálculos de irrigação), mês ou estação do ano; quanto mais pequena for esta escala, mais dados meteorológicos são necessários. É claro que se pode sempre utilizar os resultados de cálculo referentes a bases temporais curtas para obter resultados para períodos de tempo mais largos, por adição de valores. O contrário, porém, não é possível.

Na Tabela 5 resumiram-se os métodos usados para a determinação da evapotranspiração real. Os mais utilizados na prática são brevemente discutidos a seguir. A descrição dos restantes e respectiva bibliografia podem ser encontrados nos textos incluídos nas "Sugestões para leitura adicional".

#### Balanço de água.

A evapotranspiração real (ETR) ocorrida numa dada região, durante um certo período de tempo, pode ser calculada pela realização do balanço material da água:

$$ETR = \text{Água entrada} - \text{Água saída} - \text{Água acumulada} \quad (3)$$

**TABELA 5**

### Métodos de determinação da evapotranspiração real

<p><b>Balanço de água</b></p> <p>Determinações com lisímetros: Lisímetros de pesagem Lisímetros de percolação Lisímetros de toalha de água constante</p>
<p>Balanço da humidade no solo Balanço material de água numa região Balanço da água na atmosfera</p>
<p><b>Métodos baseados em transferência de massa turbulenta</b></p> <p>Razão de Bowen Correlação turbulhonor</p>
<p><b>Cálculo a partir da evapotranspiração potencial</b></p> <p>Funções de humidade do solo Adveção-aridez Balanço mensal de água (Thornthwaite e Mather)</p>
<p><b>Métodos baseados em análises da água</b></p> <p>Espécies dissolvidas em solução Composição isotópica</p>

Este balanço pode ser usado de várias formas, apresentadas a seguir (ver Tabela 5), e é o fundamento teórico das determinações com lisímetros.

#### Determinação com lisímetros.

Lisímetros são instrumentos em que se isola artificialmente um volume de solo do resto do terreno e se medem as entradas e saídas de água e conteúdo de humidade ao longo do tempo. Os lisímetros têm, em geral, forma cilíndrica, mas o seu volume pode variar bastante, tendo sido construídas unidades com volumes entre 1, ou menos, e 150m<sup>3</sup>. As experiências com lisímetros consistem em plantar culturas de referência ou outras no solo neles contido, deixando-as crescer em



condições tão idênticas quanto possível às do terreno envolvente. É claro que as experiências se têm de limitar a vegetação de pequeno porte – não é possível a colheita de dados para vegetação florestal!

Foram concebidos e implementados vários tipos de lisímetros (ver Tabela 5). Os chamados lisímetros de pesagem envolvem a determinação do conteúdo de humidade por pesagem, em balança mecânica, ou por utilização de um suporte hidráulico. Há dois tipos de lisímetros que não envolvem pesagem: os de percolação e os de toalha de água constante. Nos lisímetros de percolação, mede-se o volume de água drenada pela base e fazem-se determinações do conteúdo de água no solo por amostragem ou com uma sonda de neutrões. Nos de toalha de água constante, adiciona-se água para manter constante o nível desta no fundo do lisímetro e mede-se o volume adicionado.

As experiências com lisímetros permitem determinações rigorosas da evapotranspiração real, sendo os valores obtidos com culturas de referência usados como padrões com que se comparam valores de evapotranspiração obtidos por outros métodos.

#### Balanço da humidade no solo.

Este método exige a determinação experimental do conteúdo volumétrico da humidade (ou água) do solo (camada das raízes), no início e no fim do período, e da precipitação ao longo deste. O conteúdo volumétrico de água do solo é a razão entre o volume de água num dado volume de solo e este último volume. Trata-se de uma grandeza adimensional, mas que frequentemente é expressa em  $m^3 m^{-3}$  (ou seja,  $m^3$  de água por  $m^3$  de solo!).

A determinação do conteúdo de humidade do solo é realizada colhendo amostras em várias camadas e somando os valores obtidos para cada uma delas:

$$\text{Conteúdo de humidade} = \sum (\theta_i \Delta S_i)$$

em que

n	número de camadas
$\Delta S_i$	espessura da camada i (mm)
$\theta_i$	conteúdo volumétrico de humidade da camada i

O conteúdo de humidade vem expresso em mm.

Supondo que toda a precipitação se infiltra no solo e não há correntes líquidas horizontais, o balanço material permite obter a evapotranspiração real, como se mostra na Fig. 3. Como a determinação da parcela referente à água drenada para a camada inferior à das raízes (D) é problemática, o balanço só deve ser realizado para períodos em que a drenagem para a camada inferior (e o escoamento horizontal!) sejam nulos. Por outro lado, para conduzir a resultados de

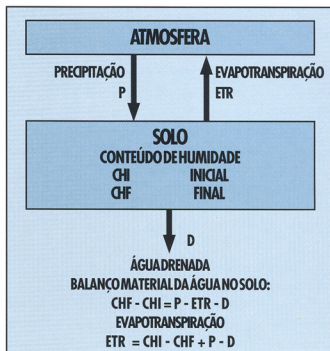


Fig. 3 – Determinação da evapotranspiração real por balanço material da água no solo.

confiança, este método só pode ser aplicado quando a toalha de água se situar muito abaixo da zona das raízes. A obtenção de resultados representativos do conteúdo de humidade exige que se recolham amostras de solo em vários pontos da zona e se calculem médias dos respectivos conteúdos de humidade.

No fundo, este método usa um “lisímetro sem paredes”, que não distorce o perfil de humidade do solo em função da profundidade.

#### Balanço material de água numa região.

Este método é usado para regiões extensas, por exemplo, bacias hidrográficas. As maiores dificuldades na sua aplicação são as determinações fidedignas da precipitação global na área e dos caudais de correntes de entrada (se as houver) e saída (especialmente o caudal de saída de água de profundidade) ao longo do período a que o balanço se refere. Se não se medir a “água acumulada”, deve-se assegurar que não haja acumulação durante o período considerado (fixa-se o início do ano hidrológico na estação do ano em que a humidade do solo atinge o máximo). Normalmente, usam-se dados médios referentes a vários anos hidrológicos para realizar o balanço.

#### Balanço da água na atmosfera.

Neste período, o balanço é realizado sobre uma zona da baixa atmosfera (camada de altura 7 ou 8 km), e envolve a precipitação, remoção de vapor de água pelo vento através do perímetro da zona e conteúdos inicial e final de vapor de água (ver detalhes sobre a dedução da expressão que permite calcular a evapotranspiração real na Fig. 4).

O cálculo da parcela referente à remoção de vapor pelo vento envolve uma integração dupla, com respeito à altitude e ao perímetro da zona, do produto da componente da velocidade do vento perpendicular ao perímetro pela velocidade absoluta (valores médios ao longo do período). A resolução vertical dos dados meteorológicos é importante para a exactidão dos cálculos, bem como as escalas temporal e espacial dos dados meteorológicos de altitude.

Este método pode ser aplicado a grandes zonas (grandes bacias hidrográficas, subcontinentes e continentes) e parece promissor para o estudo dos fenómenos hidrológicos à escala global.

**Métodos baseados em transferência de massa turbulenta.**

Estes métodos (ver Tabela 5) exigem medições de variáveis meteorológicas a duas alturas ou medição do fluxo de vapor de água vertical, que requerem instrumentação especializada, pelo que não têm grande interesse prático e não serão considerados aqui.

**Cálculo a partir da evapotranspiração potencial.**

A evapotranspiração real pode também ser obtida por cálculo a partir da evapotranspiração potencial, por diversos processos (ver Tabela 5). O mais importante destes usa as chamadas funções de humidade do solo e será descrito brevemente a seguir.

**Funções de humidade do solo.**

A evapotranspiração real, ETR, é relacionada com a evapotranspiração potencial por uma expressão do tipo

$$ETR = f(\theta_r)ETP \tag{4}$$

em que  $f(\theta_r)$  é a chamada função de humidade do solo e  $\theta_r$  é o conteúdo relativo de água no solo (zona de raízes), definido por

$$\theta_r = (\theta - \theta_{pp}) / (\theta_{cc} - \theta_{pp}) \tag{5}$$

em que  $\theta$  é o conteúdo de água no solo,  $\theta_{cc}$  é a chamada *capacidade de campo* (conteúdo de água mantida no solo contra a força de gravidade), e  $\theta_{pp}$  é o chamado *ponto de emurchecimento permanente* (mínimo conteúdo de água do solo a que as plantas absorvem água; para valores inferiores, as plantas não conseguem sugar água do solo, a transpiração cessa e as plantas murcham). A diferença no denominador ( $\theta_{cc} - \theta_{pp}$ ) é o chamado conteúdo de água disponível para utilização pelas plantas. As funções  $f(\theta_r)$  mais vulgarmente utilizadas têm a forma indicada na Fig. 5. A função envolve um valor crítico para o conteúdo de humidade relativo ( $\theta_{r,crit}$ ); quando esta grandeza é inferior a esse valor crítico, a evapotranspiração real é inferior à potencial e as plantas



Fig. 4 – Determinação da evapotranspiração real por balanço material da água na atmosfera.

ficam sob stress devido a falta de água.

Alternativamente, pode-se usar uma função de humidade do solo calculada a partir da função  $G(\Delta\theta)$  do modelo de Setwartz para a condutância foliar e da equação de Penman-Monteith (ver Tabela 2 do artigo anterior *A Água e a Biosfera (II) A Transpiração das Plantas*, RIA, número 21, pág. 3 (1996).

Finalmente, o cálculo pode também ser feito usando a expressão

$$ETR = k_r ETP \tag{6}$$

mediante tabelas dos chamados *coeficientes de cultura*,  $k_r$ , que são obtidos experimentalmente em lisímetros, por medição da evapotranspiração real para cada tipo de planta cultivada, em condições bem definidas. As tabelas fornecem valores dos coeficientes para as diferentes culturas, em função da percentagem do recobrimento do solo pela cobertura vegetal em desenvolvimento. Obviamente, este

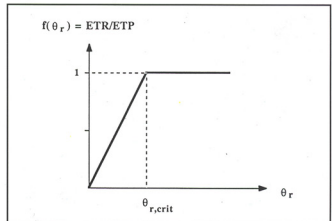


Fig. 5 – Função de humidade do solo,  $f(\theta_r)$  ( $\theta_r$ , conteúdo de humidade relativo; para  $\theta_r < \theta_{r,crit}$  as plantas ficam sob stress por falta de água)

método só pode ser usado se as condições forem semelhantes às usadas nas determinações dos coeficientes de cultura.

Por vezes, a expressão é baseada na grandeza da evapotranspiração de cultura de referência, referida atrás, que substitui a evapotranspiração potencial.

#### Métodos baseados em análises da água.

Estes métodos (Tabela 5) são de natureza diferente dos anteriores.

#### Espécies dissolvidas em solução.

Quando se evapora água, os solutos inorgânicos permanecem na água líquida e a respectiva concentração aumentará tanto mais quanto maior for a extensão da evaporação; em consequência, a medição da variação de concentração de espécies não voláteis dissolvidas permitirá determinar a quantidade de água evaporada. É preciso, porém, atender a fenómenos que possam introduzir erros nos resultados, por exemplo, introdução de solutos na água da chuva ou por lixiviação do solo.

#### Composição isotópica.

As moléculas de água constituídas pelos isótopos mais leves de oxigénio e hidrogénio têm maior tendência para se evaporar do que as

constituídas pelos mais pesados, pelo que a evaporação enriquece a fase condensada nestas últimas. A medição da composição isotópica da água do solo, que pode ser feita com grande rigor, permite determinar a extensão da evapotranspiração.

### CONCLUSÕES

O conteúdo deste artigo ilustra bem a importância e complexidade do conceito de evapotranspiração. Em consequência desta complexidade, a definição de evapotranspiração potencial evoluiu ao longo do tempo e, na prática, o conceito só pode ser concretizado por via operacional; igualmente, são numerosos e diversificados os processos usados no cálculo da evapotranspiração real. Devido à constituição complicada dos sistemas em jogo, os cálculos exigem aproximações mais ou menos grosseiras, que se reflectem na qualidade dos resultados e na confiança que eles merecem. Apesar disto, o cálculo da evapotranspiração real é realizado num grande número de situações diversificadas em muitas actividades humanas, o que justifica a sua enorme importância.

### Sugestões para Leitura Adicional

S.L. Digman, "Physical Hydrology", Macmillan, 1994

A.D. Ward e W.J. Elliot, "Environmental Hydrology", Lewis, 1995