

UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDÔNIA (UFRO)  
CENTRO DE HERMENÊUTICA DO PRESENTE

## PRIMEIRA VERSÃO

ANO II, Nº122 - NOVEMBRO - PORTO VELHO, 2003  
VOLUME VIII

ISSN 1517-5421

EDITOR  
**NILSON SANTOS**

### CONSELHO EDITORIAL

**ALBERTO LINS CALDAS** - História - UFRO  
**CLODOMIR S. DE MORAIS** - Sociologia - IATTERMUND  
**ARTUR MORETTI** - Física - UFRO  
**CELSO FERRAREZI** - Letras - UFRO  
**HEINZ DIETER HEIDEMANN** - Geografia - USP  
**JOSÉ C. SEBE BOM MEIHY** - História - USP  
**MARIO COZZUOL** - Biologia - UFRO  
**MIGUEL NENEVÉ** - Letras - UFRO  
**SILVIO A. S. GAMBOA** - Educação - UNICAMP  
**VALDEMIR MIOTELLO** - Filosofia - UFSC

Os textos de até 5 laudas, tamanho de folha A4, fonte Times  
New Roman 11, espaço 1.5, formatados em "Word for Windows"  
deverão ser encaminhados para e-mail:

nilson@unir.br

CAIXA POSTAL 775  
CEP: 78.900-970  
PORTO VELHO-RO

TIRAGEM 200 EXEMPLARES

EDITORA UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDÔNIA

# PRIMEIRA VERSÃO

ISSN 1517-5421

*lathé biosa*

**122**



## ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS

MARCOS CÔRTEZ COSTA



O resultado do balanço hídrico do solo, em escala regional, representa apenas uma etapa do ciclo hidrológico. Este, por sua vez, é caracterizado por: a) precipitação, que é o componente principal do balanço hídrico; b) evapotranspiração, que envolve componentes relacionados a clima, solo e cobertura vegetal; e c) escoamento superficial, como resultado final dos processos. Do total da água da chuva ou da irrigação que atinge o solo, uma parte é interceptada e fica na superfície e parte pode escoar superficialmente, enquanto o restante infiltra por meio de sua superfície. Deste total, uma parcela retorna à atmosfera por evapotranspiração e a outra percola profundamente, alimentando os aquíferos subterrâneos.

Segundo TROVATI (1987), a evapotranspiração (ET) numa bacia hidrográfica é um dos componentes do ciclo hidrológico de maior incerteza, sendo tão importante quanto os componentes precipitação e deflúvio de uma bacia. A evapotranspiração é um dos principais componentes a ser estimado para o balanço hídrico, uma vez que na estimativa da evapotranspiração está incluída a precipitação e que tais estimativas serão os dados de entrada do escoamento superficial. Além disso, segundo SHIH (1985), a ET representa, aproximadamente, 75% do total da precipitação que ocorre sobre superfícies continentais. Portanto, para propósitos hidrológicos, é indispensável ter informações disponíveis de evapotranspiração.

Segundo MORTON (1983), o planejamento e o manejo de recursos hídricos têm sido deficientes, pois desconsidera-se que a evapotranspiração, em algumas épocas do ano, é maior que a precipitação e o escoamento superficial.

A estimativa da evapotranspiração pode ser feita por vários métodos, desde simples tanques de evaporação, como o tanque Classe A (U.S. Weather Bureau Class A Pan), até métodos micrometeorológicos complexos, tais como correlação de fluxos de turbilhões e balanço de energia, que são alimentados com dados micrometeorológicos representativos de áreas localizadas. Tais métodos utilizam dados obtidos por meio de instrumentação especial e de custo elevado. Além disso, a insuficiência de estrutura física do sistema nacional de obtenção de informações hidrológicas dificulta a utilização de modelos sofisticados para resolver os diversos tipos de problemas relacionados com recursos hídricos.

A estimativa da ET depende do propósito do estudo e da precisão requerida, pois uma abordagem própria para sistemas estacionários e com previsões de longo prazo para propósitos de planejamento não deve ser utilizada para períodos curtos, como, por exemplo, decisões para o manejo de irrigação de uma cultura. Além disso, os dados climáticos são disponíveis em poucas localidades e em um período de tempo estimado e praticamente nunca estão onde são necessários. Dessa forma, no balanço hídrico regional, o problema é tal que um método precisa ser adaptado para transformar algum dado disponível, que pode não ser de interesse direto para as necessárias informações hidrológicas. Por exemplo, o problema pode consistir em determinar a corrente de fluxo hídrico numa dada localização, conhecendo-se o fluxo vindo de outro ponto, ou conhecer-se e avaliar o grau de retenção do fluxo hídrico em lagos e barragens da região ou, ainda, a distribuição da chuva sobre a bacia. Em outros casos, o

problema pode consistir em deduzir, a partir de dados meteorológicos disponíveis, a evapotranspiração de uma bacia hidrográfica. Cada situação exigirá uma solução diferente, com o emprego da metodologia mais apropriada para os fins a que o pesquisador se proponha.

## REVISÃO DE LITERATURA

A perda de água por evaporação e por transpiração é de grande importância na estimativa das necessidades hídricas dos cultivos agrícolas de qualquer região.

RITCHIE (1985) e SHIH (1985) afirmam que, no desenvolvimento de estratégias adequadas de manejo de solo-água para a produção de culturas em locais com bom regime de chuva e, especialmente, em locais próximos a regiões secas, é vital o conhecimento da evapotranspiração e, conseqüentemente, do balanço de água no solo. No entanto, não existe método universalmente seguro, e CELLIER (1985) considera a estimativa da evapotranspiração real, em condições naturais, uma operação delicada, que necessita de conhecimento tecnológico avançado.

Para a solução de vários problemas agrícolas, é necessário o conhecimento da evapotranspiração em períodos mensais, semanais ou mesmo diários, com a utilização de equipamentos caros e complexos; na falta destes, fórmulas empíricas foram desenvolvidas para estimar a evapotranspiração, em função de componentes climáticos disponíveis, e podem ser utilizadas para o dimensionamento e manejo correto de água em projetos agrícolas.

DOORENBOS e PRUITT (1988) afirmam que são utilizados diversos métodos para estimar a evapotranspiração a partir de componentes climáticos, devido à dificuldade de obter medições diretas e precisas em condições reais não somente pelo grau de precisão necessário para prever a evapotranspiração, mas também porque a escolha da fórmula está condicionada pelos componentes climáticos medidos com precisão suficiente durante um certo número de anos.

Dentre os métodos baseados em temperatura, a equação de Blaney-Criddle (BC) é, provavelmente, uma das mais conhecidas expressões para a estimativa das necessidades hídricas das culturas. Ela pode ser apresentada, basicamente, em três tipos de formulações, sendo: a) versão original; b) adaptada pelo SCS (Soil Conservation Service do USDA); e c) modificada pela FAO (Food and Agricultural Organization). A modificação introduzida pela FAO, na equação de Blaney-Criddle, implica estimativa do valor de  $ET_0$  (evapotranspiração de referência), enquanto a equação original estima o uso consuntivo de água (UC) pela cultura, que pode ser definido como sendo a soma da ET com a água de constituição do tecido vegetal.

Dentre as principais fórmulas de estimativa de evapotranspiração potencial, o método de balanço de energia de Penman se destaca, confirmando a sua recomendação pela Organização Meteorológica Mundial (OMM).

Para estimativa da evaporação em lagos e reservatórios, a equação de Kohler - Nordenson - Fox (KOHLE et al., 1955) tem sido amplamente utilizada. O modelo é uma adaptação da equação de Penman para estimar a evaporação em tanque Classe A.

Uma alternativa para os métodos propostos por DOORENBOS e PRUITT (1988) são os modelos que estimam, separadamente, a evaporação da água do solo ( $E_s$ ) e a transpiração das plantas ( $E_p$ ). Diversos modelos têm sido utilizados com êxito para estimar  $E_s$  e  $E_p$  (RITCHIE, 1972; KANEMASU et al., 1976; JURY e TANNER, 1975). Nenhum desses modelos, entretanto, é específico para a estimativa da evapotranspiração regional.

MATTOS e VILLELA (1987) citam que o conceito de balanço hídrico, amplamente usado em hidrologia, supõe ser a precipitação igual à soma do escoamento superficial (deflúvio) com a evapotranspiração.

Um dos sérios problemas, quando se procura realizar um balanço hídrico de grandes áreas, está no fato de que os modelos utilizados para determinar a evapotranspiração são pontuais, ou seja, cobrem apenas pequenas áreas onde são conhecidos os componentes de clima, solo e cobertura vegetal. Uma alternativa seria a realização de várias estimativas em áreas menores, interpolando os resultados numa grade que fosse capaz de cobrir a área de estudo. No entanto, esses dados pontuais, quando transferidos para macroescala, via de regra, superestimam os totais de evapotranspiração.

Um dos mais importantes modelos utilizados na estimativa da evapotranspiração regional é o modelo da relação complementar de evapotranspiração desenvolvido por MORTON (1983), que está fundamentado no conceito de que existe uma relação complementar entre a evapotranspiração potencial ( $ET_p$ ) e a evapotranspiração real ( $ET$ ) referente a uma grande área, isto é, há uma resposta complementar entre  $ET_p$  e  $ET$ , a qual é função da disponibilidade de água no solo para evapotranspiração.

Existe potencial de aplicação do modelo de relação complementar para o estudo do balanço de água, especialmente no planejamento de recursos hídricos, na detecção de erros em registros hidrológicos e no monitoramento do efeito do uso da terra por meio das mudanças na evapotranspiração e do escoamento da bacia, dentre outras finalidades (MORTON, 1983).

O método da relação complementar possui algumas limitações quanto ao seu uso, a saber: requer dados precisos de umidade relativa do ar, dependendo diretamente da frequência de observação e prática pessoal, sendo esta a mais séria limitação para sua utilização até o momento; não pode ser utilizado em pequenos intervalos de tempo, por causa da variação no armazenamento subsuperficial de energia; não pode ser utilizado próximo a ambientes frios descontínuos, como em altas latitudes costeiras ou nas extremidades de oásis, devido à advecção do calor e vapor d'água na subcamada da atmosfera; requer dados de estação climatológica que sejam representativos da área de interesse; e não pode ser usado para prever o efeito das mudanças naturais ou feitas pelo homem, porque seu uso não requer conhecimento do solo e da vegetação.

### **Evapotranspiração regional**

Segundo BRUTSAERT (1986), durante os períodos de seca, a evapotranspiração é evidentemente um dos principais mecanismos de perda de água disponível e, portanto, um dos fatores geradores do próprio processo de seca. Da mesma forma, em situações de enchente, há uma forte evidência de que um dos principais fatores que governam a severidade da enchente é a capacidade de infiltração de água no solo e a capacidade deste de armazenar água, que também é dependente do conteúdo de

água deste solo. Neste caso, o volume da precipitação é mais importante que a intensidade da precipitação. A capacidade de retenção de água no perfil de um solo depende fundamentalmente do conteúdo de água presente no solo e da evapotranspiração antecedente na região da bacia hidrográfica. No entanto, apesar do importante papel desempenhado pela evapotranspiração no balanço hídrico regional, não há dados disponíveis para a maioria das áreas de estudo.

### Prática corrente

Em estudos hidrológicos não há unanimidade em relação ao modo como a evapotranspiração da bacia de um rio pode ser medida, predita ou mesmo estimada para propósitos operacionais. Os métodos disponíveis são para estimativa da evapotranspiração punctual, isto é, de um dado local, obtida por meio de dados meteorológicos disponíveis.

Em tais modelos de simulação, a evaporação regional real é geralmente estimada com base nas estimativas da evaporação potencial, ET<sub>p</sub>, de uma superfície que é assumida como úmida, acompanhada de um fator de redução obtido por meio de algum modelo de calibração. Essa situação é semelhante aos métodos paramétricos de modelos de circulação geral Carson (1982), citado por BRUTSAERT (1986).

Segundo BRUTSAERT (1986), o procedimento típico de cálculo do fluxo de vapor d'água utiliza uma grade de escala de cerca de 10<sup>2</sup> km. Em primeiro plano, o valor potencial (ET<sub>p</sub>) é estimado por uma equação de transferência de massa, como na equação 1.

$$ET_p = C_E V_z \rho (q_s^* - q_s) \quad \text{eq.1}$$

em que:

$C_E$  = coeficiente de transferência de vapor d'água [ $\text{kJ m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ];

$V_z$  = velocidade do vento na altura  $z$  [ $\text{m s}^{-1}$ ];

$\rho$  = massa específica do ar seco [ $\text{kg m}^{-3}$ ];

$q_s$  = umidade específica média à altura  $z$  [ $\text{kg kg}^{-1}$ ]; e

$q_s^*$  = umidade específica de saturação à temperatura da superfície ( $T_s$ ) [ $\text{kg kg}^{-1}$ ].

Um procedimento alternativo para estimar ET<sub>p</sub> é baseado na equação de PENMAN (1948). Para tanto, não é necessário conhecer a temperatura da superfície ( $T_s$ ), mas as informações sobre o fluxo de energia disponível na superfície  $R_n$  (que é o saldo de radiação expresso em unidades de evaporação).

A fórmula sugerida por Penman pode ser expressa pela equação 2.

$$EP = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} C_E V_z \rho (q_s^* - q_s) \quad \text{eq.2}$$

em que:

$\Delta$  = declividade da curva de pressão de vapor de saturação à temperatura do ar  $T_a$  [kPa °C<sup>-1</sup>]

$\gamma = c_p / 0,623 L$ , constante psicrométrica [kPa °C<sup>-1</sup>];

$c_p$  = calor específico à pressão constante do ar seco [kJ kg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>]; e

$L$  = calor latente de evaporação [MJ kg<sup>-1</sup>].

O fluxo real de vapor (ET) pode ser estimado pela redução da ETp. Uma equação típica para tanto é a equação 3.

$$ET = \beta ETp \quad \text{eq.3}$$

em que  $\beta$  é o fator de redução que depende do conteúdo de água do solo.

Nas equações (1) e (2) com fator de redução  $\beta$ , o coeficiente  $C_E$  é o parâmetro crítico. Em alguns modelos,  $C_E$  é formulado com base em teorias de fluxo de turbilhões para a camada limite da atmosfera. Contudo, uma vez que tais teorias têm sido validadas desde experimentos micrometeorológicos (com escalas de 10<sup>0</sup> até 10<sup>2</sup> m) até grande escala (por exemplo: 10<sup>0</sup> a 10<sup>2</sup> km), o coeficiente  $C_E$  é muitas vezes simplificado, especificamente por calibração, ou tomado como um único valor fixo. O coeficiente  $\beta$  é comumente obtido por interpolação analítica entre 0 e 1, em função de um índice de coeficiente de umidade.

Um outro meio comum de transformar ETp em ET é com base no conceito de fator de resistência ( $r$ ) para caracterizar o estresse hídrico da vegetação e, ou, do solo.

Nesse caso a resistência é definida de acordo com a equação 4.

$$r = \rho (q_s^* - q_s) / ET \quad \text{eq.4}$$

em que o  $q_s$  é a umidade específica à superfície e  $q_s^*$  a umidade específica de saturação à superfície.

Como  $q_s$  é geralmente desconhecido, ele é eliminado, fazendo como na equação 5:

$$ET = C_E V_z \rho (q_s^* - q_z) \quad \text{eq.5}$$

e introduzido na equação 4, para obter a expressão vista na equação 6.

$$ET = C_E V_z (1+r C_E V_z)^{-1} \rho (q_s^* - q_z) \quad \text{eq.6}$$

Esta equação pode ser utilizada na derivação semelhante à equação 2, como se vê na equação 7.

$$E = \left[ \Delta R_n + \gamma C_E V_z \rho (q_s^* - q_z) \right] \left[ \Delta + \gamma (1+r C_E V_z) \right]^{-1} \quad \text{eq.7}$$

que é a expressão original de Penman-Monteith.

Geralmente, a maioria dos métodos disponíveis para reduzir ETp para ET tem por base formulações idênticas. Nesse aspecto, Carson (1982), citado por BRUTSAERT (1986), conclui que os modelos de circulação geral são complexos em sua estrutura e necessitam de soluções computacionais. Entretanto, os processos físicos e as propriedades obtidas na superfície da terra são simples; e, segundo MORTON (1983), uma revisão crítica tem indicado que as técnicas conceituais convencionais, usadas na estimativa da evapotranspiração de grandes áreas, são baseadas em hipóteses completamente divorciadas da realidade e que as técnicas causais, atualmente em desenvolvimento, podem não ser válidas para a próxima geração de pesquisadores.

### Fundamento teórico

Segundo NIEUWENHUIS et al. (1985), a relação entre evapotranspiração e temperatura do dossel da cultura pode ser derivada a partir da equação de balanço de energia. Na superfície da Terra, o saldo de radiação ( $R_n$ ) é igual à soma do fluxo de calor latente no ar (LE), do fluxo de calor sensível no ar (H) e do fluxo de calor no solo (G), não se considerando a parte da energia envolvida no processo metabólico, como na equação 8.

$$R_n = LE + H + G \quad \text{eq.8}$$

em que

$E$  = fluxo de evapotranspiração [ $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ].

$R_n$  = consiste no saldo do termo de balanço de ondas curtas e do termo de balanço de ondas longas, como pode ser visto na equação 9.

$$R_n = R_s(1 - \alpha) + \varepsilon(R_l - \sigma T_c^4) \quad \text{eq. 9}$$

em que:

$R_s$  = fluxo de radiação solar global à superfície [ $\text{Wm}^{-2}$ ];

$\alpha$  = coeficiente de reflexão da cultura (albedo);

$\varepsilon$  = coeficiente de emissividade da cultura;

$R_l$  = fluxo de radiação de ondas longas [ $\text{Wm}^{-2}$ ];

$\sigma$  = constante de Stefan-Boltzmann [ $5,67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ ]; e

$T_c$  = temperatura da superfície da cultura [K].

Quando a cultura está bem suprida de água, a energia do saldo de radiação é usada principalmente como calor latente para vaporização. Quando o fluxo de calor latente decresce, a temperatura da cultura aumenta, resultando no aumento do fluxo de calor sensível  $H$ . Considerando a superfície da cultura com temperatura  $T_c$ (K) e a temperatura do ar  $T_a$ (K), a equação de transporte de calor sensível pode ser expressa como na equação 10.

$$H = -\rho c_p \frac{T_a - T_c}{r_c} \quad \text{eq.10}$$

em que:

$H$  = fluxo de calor sensível [ $\text{W m}^{-2}$ ];

$\rho$  = massa específica do ar seco [ $\text{kg m}^{-3}$ ];

$c_p$  = calor específico do ar seco [ $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]; e

$r_c$  = resistência do dossel da planta [ $\text{s m}^{-1}$ ].

Combinando as equações (8), (9) e (10), pode ser encontrada a relação entre o fluxo de calor latente  $LE$  e a temperatura da cultura  $T_c$  (SOER, 1980), como na equação 11:

$$LE = \rho \cdot c_p \frac{T_a - T_c}{r_c} + R_s(1 - \alpha) + \varepsilon(R_l - \sigma T_c^4) - G \quad \text{eq.11}$$

em que  $\sigma$  = fluxo de calor no solo [ $\text{Wm}^{-2}$ ]

Com base na equação 11, é possível estimar a evapotranspiração para uma superfície com vegetação. A temperatura da cultura ( $T_c$ ) pode ser obtida por sensoriamento remoto, com utilização da banda termal. Assim, quando  $T_a$ ,  $r_c$ ,  $\alpha$ ,  $R_s$ ,  $\varepsilon$ ,  $R_l$  e  $G$  são conhecidos,  $LE$  pode ser estimado. A resistência do dossel  $r_c$  depende da velocidade do vento ( $u$ ), da rugosidade da superfície da cultura ( $z_o$ ) e da estabilidade atmosférica (DYER, 1976). Geralmente os valores de  $T_a$ ,  $R_s$ ,  $R_l$  e  $u$  podem ser considerados constantes sobre uma área regional, podendo-se utilizar valores médios para a área de estudo. Os parâmetros das culturas  $\alpha$ ,  $\varepsilon$  e  $z_o$  são estimados no campo ou derivados de imagens orbitais.

### **Estimativa da evapotranspiração regional por meio de imagens orbitais**

Técnicas de sensoriamento remoto podem ser utilizadas na estimativa de condições hidrológicas e de suas influências na vegetação de bacias hidrográficas. O uso de imagens orbitais surge como uma opção a ser explorada, dado o seu caráter multiespectral, que possibilita uma análise aprofundada de componentes agrometeorológicos, como temperatura foliar, situação hídrica regional, etc. O problema está em como interpretar os valores das bandas de radiação associados aos componentes agrometeorológicos.

Um estudo de condições hidrológicas usando técnicas de sensoriamento remoto foi iniciado, em 1981, na província de East Gelderland (Holanda), por NIEUWENHUIS et al. (1985), para observar se uma combinação de técnicas de investigação de imagens multiespectrais com utilização de sensores MSS (Multispectral Satellite Scanner) e medidas hidrológicas convencionais no campo pode levar à caracterização da situação hidrológica regional. A expectativa era de que, se essa abordagem demonstrasse ser

viável, ela poderia servir para tornar o método operacional. A possibilidade de estimativa da evapotranspiração regional foi demonstrada para a cultura de tomate e de beterraba açucareira, usando imagens da banda termal obtidas na Holanda no final de um período muito seco do verão de 1982.

Resultados positivos na caracterização da situação hidrológica regional são extremamente promissores, dado o imenso grau de dificuldade de obtenção dos valores e das medidas espaciais da evapotranspiração regional. Os dados obtidos através do sensoriamento remoto podem formar a base para estimativas “especialmente referenciadas” de evapotranspiração.

Por intermédio da combinação da equação do balanço de energia da superfície com as equações de transporte de energia pelo calor latente e sensível, as temperaturas da cultura podem ser transformadas em valores instantâneos de evapotranspiração. Estes valores instantâneos podem ser convertidos em valores médios de 24 horas por meio da aplicação do modelo TERGRA, desenvolvido por Soer, citado por NIEUWENHUIS et al. (1985). Este modelo foi utilizado para simular o balanço de energia na superfície de pastagem, sob condições meteorológicas definidas e para diferentes regimes de umidade. Foram obtidas as variações diárias da temperatura da superfície da cultura, a evapotranspiração real, o balanço de radiação, o fluxo de calor no solo e a formação de neblina. O modelo se baseia na combinação das equações de transporte de fluxo de calor e umidade no solo, na planta e na atmosfera. Por intermédio do ajuste de parâmetros dependentes da cultura, este modelo pode ser aplicável para culturas anuais.

A interpretação de imagens térmicas com o auxílio do modelo TERGRA é complexa. Assim, procedimentos simplificados têm sido desenvolvidos e testados. Um deles incorpora a abordagem de JACKSON et al. (1977), desenvolvida para as condições climáticas existentes em Phoenix (Arizona). Esta abordagem considera que as diferenças de temperatura entre a superfície e o ar atmosférico ao meio-dia são linearmente relacionadas com a evapotranspiração média de 24 horas e os valores de saldos de radiação. Esses autores expressaram o fluxo médio de evapotranspiração no período de 24 horas ( $LE^{24}$ ) em função do saldo de radiação à superfície no período de 24 horas ( $R_n^{24}$ ) e da diferença de temperatura medida próximo do meio-dia ( $T_c - T_a$ )<sup>i</sup>, em que o expoente *i* representa os valores instantâneos, como na equação 12.

$$LE^{24} = R_n^{24} - B(T_c - T_a)^i \quad \text{eq.12}$$

em que:

$LE^{24}$  = fluxo médio de evapotranspiração em 24 horas [ $W m^{-2}$ ];

$R_n^{24}$  = saldo de radiação à superfície em 24 horas [ $W m^{-2}$ ];

$B$  = constante de calibração [ $W m^{-2}K^{-1}$ ]; e

$(T_c - T_a)$  = diferença entre as temperaturas do dossel das plantas e do ar próximo ao meio-dia [ $W m^{-2}$ ].

A aplicação do método de Jackson em áreas com outras condições meteorológicas é questionável. Assim, para estimar o coeficiente de inclinação desse relacionamento, uma expressão analítica dependente da cultura foi derivada por Seguin e Itier, em 1983, citados por NIEUWENHUIS et al. (1985), de acordo com a equação 13.

$$B = \left( R_n^{24} / R_n^i \right) \left( \frac{\rho \cdot c_p}{r_c^i} \right) \quad \text{eq.13}$$

em que:

$R_n^i$  = valor instantâneo para  $R_n$  ao redor do meio-dia [ $W \text{ m}^{-2}K^{-1}$ ]; e

$r_c^i$  = resistência difusiva instantânea do dossel da planta [ $s \text{ m}^{-1}$ ].

Encontrando um valor médio ao redor do meio-dia para  $\rho c_p / r_c^i$  em dias sem nuvens, pode-se determinar o fator  $B$ . Como  $r_c^i$  é fortemente dependente da velocidade do vento e da estabilidade atmosférica, não se deve aplicar o método de JACKSON et al. (1977) em dias em que as condições meteorológicas estejam instáveis, com ventos variáveis e cobertura intermitente de nuvens. Entretanto, para imagens obtidas em dias claros, SEGUIN e ITIER (1983) demonstraram que o método de JACKSON et al. (1977) pode ser aplicado.

## CONCLUSÃO

A avaliação quantitativa da evapotranspiração é de grande importância no estudo da economia de água em reservatórios expostos, na secagem natural de produtos agrícolas e nos vários campos técnico-científicos que tratam de numerosos problemas do manejo de água e no conhecimento da evapotranspiração em escala de bacia, que é indispensável nas estimativas de seca e previsões de cheias, pois a capacidade de armazenamento de água proveniente de uma precipitação, no perfil do solo, depende de sua umidade antecedente e, portanto, da evapotranspiração da bacia.

A abordagem da evapotranspiração, via sensoriamento remoto, pode representar mais um passo na estimativa de exigências hídricas das culturas, especialmente de grandes áreas, uma vez que os métodos tradicionais utilizam dados climatológicos no espaço puntual, isto é, consideram-se os componentes do clima observados em estações climatológicas distribuídas aleatoriamente e representativos apenas de pontos no espaço geográfico. A operacionalidade do método em áreas estritamente de clima tropical deve ser testada e avaliada, para recomendação final.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R.G., PRUITT, W.O. Rational use of the FAO Blaney-Criddle formula. **Journal of Irrig. and Drain. Eng. Div.**, v.112, n. IR 2, p.139-135, 1986.
- BLANEY, H. F., CRIDDLE, W. D. **Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation date.** Washington: USDA, 1950. 48p. (Technical Paper, 96).
- BRUTSAERT, W. Catchement scale and the atmospheric boundary layer. **Water Resource Research**, v.23, n.9, p.395-455, 1986.
- BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere:** theory, history, and applications. Boston: Reidel, 1982. 299p.
- CAMPBELL, J.B. **Introduction to remote sensing.** New York: The Guilford, 1987. 551p.
- CELLIER, P. Tall crop evapotranspiration and asurement by an aerodynamic method. In: NATIONAL CONFERENCE ADVANCES IN EVAPOTRANSPIRATION, 1985, Chicago. **Proceedings...** St. Joseph: American Society of Agricultural Engineers, 1985. v. 3, p.234-245.
- DOORENBOS, J., PRUITT, W. O. **Las necesidades de agua de los cultivos.** Roma: FAO, 1988. 194p. (Estudio Riego e Drenaje, 24).
- DYER, A. J. The turbulent transport of heat and water vapour in an unstable atmosphere, **Quart. J. Roy. Metereol. Soc.**, n.93, p.501-508, 1976.
- JACKSON, T. J., RAGAN, R. M., FITCH, W. N. Test of Landsat-based urban hydrologic modeling. **Journal of Water Resources Planning and Management Division**, v.103, n.14, p.141-158, 1977.
- JENSEN, M. E. **Consumptive use of water and irrigation water requirements.** New York: ASCE, 1973. 215p.
- JENSEN, M. E., BURMAN, R. D., ALLEN, R. G. **Evapotranspiration and irrigation water requirements.** New York: ASCE, 1990. 332p.
- JURY, W. A., TANNER, C. B. Advection modification of the priestley and taylor evapotranspiration formula. **Agronomy Journal**, v.67, n.6, p.840-842, 1975.
- KANEMASU, E. T., STONE, L. R., POWERS, W. L. Evapotranspiration model tested for soybean and sorghum". **Agron. J.**, n.67, p.569-572. 1976.
- KOHLER, M. A., NORDENSON, T. J., FOX, W. E. Evaporation from pans and lakes. **U. S. Dep. Com.**, (Weather Bur. Res. Paper, 38), 1955. 21p.
- MATTOS, A. VILLELA, S. M. Evapotranspiração real media espacial em uma bacia hidrográfica. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE HIDROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS, 7, 1987, Salvador. **Anais...** Salvador: ABRH, 1987. p.203-220.
- MORTON, F. I. Operational estimates of aerial evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. **Journal of Hydrology**, v.66, n.1/4, p. 1-76, 1983.
- NIEUWENHUIS, G. J. A., SMIDT, E. H., THUNNISSEN, H. A. M. Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images. **Inter. Journal of Remote Sensing**, v.6, p.1319-1334, 1985.
- PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. **Proceedings of the Royal Society**, Series A, v.46, p.120-193, 1948.
- PEREIRA, A. R. **Análise do modelo de Priestley-Taylor para estimativa da evapotranspiração potencial.** Piracicaba: ESALQ, 1990. 68p. Tese (Livre Docência) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 1990.
- PRIESTLEY, C.H.B., TAYLOR, R.J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review**, v.100, p.81-92, 1972.
- RITCHIE, J.T. Evapotranspiration empiricism for minimizing risk in rainfed agriculture. In: NATIONAL CONFERENCE ADVANCES IN EVAPOTRANSPIRATION, 1985, Chicago. **Proceedings...** St. Joseph: American Society of Agricultural Engineers, 1985. v.1, p. 58-139.
- RITCHIE, J.T. Model to predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. **Water Resources Research.**, v.8, n.5, p.1204-1213, 1972.
- SEGUIN, B., ITIER, B. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. **Int. J. Remote Sensing**, v.4, n.4, p.371-383, 1983.
- SELLERS, W. D. **Physical climatology.** Chicago: University of Chicago, 1965. 272p.
- SHIH, S. F. Evapotranspiration, yield, water table and basinwide application in Florida. In: NATIONAL CONFERENCE ADVANCES IN EVAPOTRANSPIRATION, nº 1985, Chicago. **Proceedings...** St. Joseph: American Society of Agricultural Engineers, 1985. v.2, p.99-291.
- SOARES, V.P. **Landsat thematic mapper and C-Band radar satellite data to characterize eucalyptus forest plantations in Brasil.** Colorado: Colorado State University, 1994., 187p. Dissertação (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Colorado State University, 1994.
- SOER, G. J. R.. Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperature. **Remote Sensing Environ.**, n.9, p.27-45, 1980.
- THORNTHWAITE, W. C. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, v.38. p.55-94, 1948.

## VITRINE

**DIVULGUE:**

PRIMEIRA VERSÃO  
NA INTERNET

**<http://www.unir.br/~primeira/index.html>**

Consulte o site e leia os artigos publicados

*e nos perdemos  
uns dos outros  
lâminas de vento  
sem direção*

*nossas bandeiras  
resmungavam nomes  
de nações extintas*

*dedos  
um pouco do calor  
que plantamos com palavras*

CARLOS MOREIRA