

*Campina Grande, PB  
Dezembro, 2009*

### Autores

**José Renato Cortez Bezerra**  
Engenheira Agrônomo,  
D.Sc. em Recursos  
Naturais,  
Pesquisador da Embrapa  
Algodão,  
Campina Grande, PB,  
renato@cnpa.embrapa.br.

**José Marcelo Dias**  
Engenheiro Agrônomo,  
D.Sc. em Recursos  
Naturais, Assistente de  
Pesquisa, Embrapa  
Transferência de  
Tecnológicos, Campina  
Grande, PB,  
marcelo@cnpa.embrapa.br

**José Rodrigues Pereira**  
Engenheiro Agrônomo,  
M.Sc. em Engenharia  
Agrícola, Pesquisador da  
Embrapa Algodão,  
rodrigues@cnpa.embrapa.br

**Florisvaldo Xavier Guedes**  
Engenheiro Agrônomo,  
M.Sc. em Engenharia Civil,  
Pesquisador da Embrapa,  
Natal, RN



## Consumo hídrico do algodoeiro BRS 200 Marrom

### Introdução

A cultura do algodoeiro é uma das mais importantes fibras do mundo e constitui-se em uma das principais atividades agrícolas do Brasil, chegando a envolver, direta ou indiretamente, nos diversos segmentos da sociedade, aproximadamente 15% da economia nacional (BELTRÃO et al., 1994). De acordo com os dados de Brasil (2009), na safra de 2008/2009, o Brasil plantou uma área de 856.000 ha, alcançando uma produção de 3.189.000t, tendo a Região Nordeste, correspondido com 43,64% da área plantada e 38,52% da produção total.

Visando o incremento da produção na região, principalmente no semi-árido, a Embrapa Algodão vem promovendo pesquisas com o objetivo de ampliar as opções de cultivo para o Nordeste. A retomada da produção do algodão, implica na incorporação de novas tecnologias ao sistema produtivo. Assim, procurando atingir este objetivo, desenvolveram-se cultivares de algodão colorido adaptadas às condições edafoclimáticas da região semiárida.

Dentre as cultivares de algodoeiro disponível para a região Nordeste, a BRS 200, de fibra marrom foi a primeira obtida no Brasil, através de melhoramento convencional, com utilização do método de seleção genealógica. Trata-se de um "bulk" constituído pela mistura, em partes iguais, de sementes das linhagens CNPA 92 1139, CNPA 92 362 e CNPA 95 653, derivadas do algodoeiro arbóreo (FREIRE et al., 2001). Buscando-se a obtenção do máximo potencial produtivo da cultivar, é indispensável um ajuste tecnológico no processo produtivo desse tipo de algodão para que o produtor nordestino possa usufruir dos benefícios potenciais. Nesse contexto, a irrigação permite a obtenção de maiores produtividades com a manutenção da umidade para as plantas, possibilitando atingir o seu máximo potencial produtivo; diminuindo os riscos decorrentes da má distribuição espacial e temporal das precipitações pluviométricas. Ainda, para a obtenção de altos rendimentos e maior eficiência no uso de água é necessário conhecer as necessidades hídricas da cultura, de modo que se possa oferecer às plantas a quantidade de água necessária para os seus processos metabólicos e fisiológicos (AZEVEDO et al., 1993).

Como nas regiões áridas e semi-áridas, a disponibilidade de água no solo condiciona significativamente a produção agrícola, a utilização da irrigação assegura o crescimento e o desenvolvimento das culturas, melhorando substancialmente sua produtividade. Considerando-se que a irrigação é a principal atividade consumidora de água e que o manejo incorreto pode aumentar os custos com energia, ou seja, é concorrente pelos recursos hídricos e energéticos com os setores industrial, urbano e agrícola, torna-se imperativo a utilização de um manejo de água que defina o momento de se efetuar as irrigações e a quantidade de água que deverá ser aplicada, visando atender às necessidades hídricas das plantas de modo mais eficiente e que possibilite a economia dos recursos hídricos, a otimização do uso dos insumos agrícolas e a obtenção de maiores retornos econômicos.

A estimativa das necessidades hídricas de uma determinada cultura é feita com base nas perdas d'água do sistema solo-planta para a atmosfera, através dos processos de evaporação e transpiração. Conforme Rosenberg et al. (1983) e Allen et al. (1998), a evaporação e a transpiração ocorrem simultaneamente na natureza e não é fácil distinguir o vapor d'água produzido pelos dois processos separadamente. Deste modo, o termo evapotranspiração é usado para descrever o processo total de transferência de água na forma de vapor de superfícies vegetadas para a atmosfera. Para Doorenbos e Kassam (2000), a evapotranspiração é um processo dinâmico, sendo representado pelas perdas de água ocorridas, sob a forma de vapor, através da superfície do solo (evaporação) e da superfície das folhas (transpiração), com variações locais e espaciais provocadas pelas condições de solo, clima e estágio de desenvolvimento da cultura. Com este trabalho objetivou-se definir uma metodologia para estimar o consumo hídrico do algodoeiro, cultivar BRS 200 - Marrom.

## Evapotranspiração de Referência (ET<sub>o</sub>)

A irrigação é responsável por aproximadamente 69% do consumo de água doce no Brasil (AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS, 2009) razão pela qual há necessidade de aumentar o desenvolvimento de pesquisas visando o aumento da eficiência de uso de água pelas culturas.

A estimativa das necessidades hídricas das culturas é feita com base nas perdas de água do sistema solo-planta para a atmosfera através dos processos de evaporação e transpiração. De acordo com Rosenberg et al. (1983) e Allen et al. (1998), a evaporação e a transpiração ocorrem na natureza, simultaneamente, não sendo fácil distinguir o vapor d'água produzido por cada processo separadamente. Deste modo, o termo evapotranspiração é usado para descrever o processo total de transferência de água na forma de vapor de superfícies vegetais e do solo para a atmosfera.

Os métodos de estimativa da evapotranspiração estão divididos em métodos diretos, através de lisímetros ou do balanço de água no solo e pelos métodos indiretos através do uso de dados meteorológicos. Os métodos diretos são mais exatos, contudo, são onerosos e difíceis, pois exigem equipamentos e instalações especiais e os instrumentos são de altos custos, justificando-se apenas em condições experimentais

(PEREIRA et al, 1997). Os métodos indiretos que utilizam dados meteorológicos locais são divididos em cinco categorias de acordo com o princípio envolvido, podendo ser classificado em métodos empíricos, aerodinâmicos, balanço de energia, combinados e de correlações turbulentas; as limitações de alguns destes métodos é que eles foram adaptados às condições da região onde foram desenvolvidos, tendo assim, seu uso restringido.

Dentre os vários métodos utilizados para a estimativa da evapotranspiração de referência, o método desenvolvido por Penman (1948), foi por muito tempo considerado padrão por combinar os termos energéticos onde é considerado o balanço vertical de energia, com o termo aerodinâmico, que leva em conta o poder evaporante do ar. Posteriormente, Monteith (1965) incorporou no termo aerodinâmico da equação de Penman, tendo duas modificações representada pela resistência do dossel da cultura ( $r_c$ ) que depende das características fisiológicas da planta, e a resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) que envolve o papel do vento na difusão turbulenta do calor sensível e do vapor d'água.

Vários autores têm demonstrado que a estimativa de ET<sub>o</sub> obtida através da metodologia de Penman-Monteith, é a mais confiável (ALLEN, 1986, 1998; SEDIYAMA, 1996); este método parametrizado para grama com 12 cm de altura, resistência aerodinâmica da superfície de  $70 \text{ s m}^{-1}$  e albedo de 0,23, apresentava os melhores resultados, sendo considerado como método padrão pela Organização das Nações Unidas para a Agricultura e Alimentação (FAO).

Para a estimativa da ET<sub>o</sub> usando esta metodologia, pode-se utilizar os dados diários de temperatura, umidade relativa, pressão atmosférica, velocidade de vento e a radiação global, obtidos nas estações meteorológicas automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), que podem ser acessados no endereço: <http://www.inmet.gov.br/sonabra/maps/automaticas.php>.

Os dados obtidos na estação automática para serem utilizados, precisam ser ajustados às unidades utilizadas na equação de ET<sub>o</sub>, para os quais serão necessários os seguintes ajustes, conforme recomendado por Allen et al (1998):

- a) Temperatura média (°C) - para obtenção da temperatura média utiliza-se as temperatura máxima e mínima obtidas no dia. Com estes dados a temperatura média é obtida pela expressão;

$$T_{med} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (\text{Eq. 1})$$

b) Umidade relativa média (%) - do mesmo modo que a temperatura, utiliza-se a umidade relativa máxima e mínima diárias para o cálculo da pressão de saturação do vapor d'água.

c) O valor da pressão atmosférica, média diária, para cálculo da ETo, obtido no INMET, utiliza a unidade de medida hectopascal (hPa) que deve ser dividida por 10 para ser convertido em quilopascal (kPa).

d) O dado de velocidade de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) utilizado, é obtido pelo INMET a 10 m de altura, havendo necessidade de correção uma vez que na metodologia o valor a ser utilizado é a velocidade do vento a 2 m. A partir da média aritmética dos valores diários, a correção para 2 m de altura, é dada pela expressão:

$$u_2 = u_z \frac{4,87}{\ln(67,8z - 5,42)} \quad (\text{Eq. 2})$$

onde:

$u_2$  => velocidade do vento a 2 m de altura ( $\text{m s}^{-1}$ )

$u_z$  => velocidade do vento a altura z ( $\text{m s}^{-1}$ )

z => altura onde a velocidade de vento está sendo medida (m)

e) Os dados de radiação solar global, obtidos no INMET em  $\text{kJ m}^{-2}$ , integrados no período do dia em que a radiação global apresentar resultados positivos. Considerando que para o cálculo da ETo, a radiação global dada em  $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ , o somatório dos valores horários positivos, obtidos na estação automática, deverá ser dividido por 1000.

Com informações obtidas na home page do INMET, a estimativa da evapotranspiração de referência (ETo) pode ser obtida pela seguinte equação:

$$ETo = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (\text{Eq. 3})$$

sendo: ETo => evapotranspiração de referência ( $\text{mm dia}^{-1}$ );

$R_n$  => saldo de radiação ( $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ );

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

T => temperatura média diária do ar ( $^{\circ}\text{C}$ );

$u_2$  => velocidade média diária do vento a 2 m de altura ( $\text{m s}^{-1}$ );

$e_s$  => pressão de saturação do vapor média diária (kPa);

$e_a$  => pressão atual de vapor média diária (kPa);

$\Delta$  => declividade da curva de pressão de vapor no ponto correspondente a temperatura ( $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ); e,

$\gamma$  => constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ).

A inclinação da curva de pressão de saturação ( $\Delta$ ) é obtida em função da temperatura média diária do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) e é dada pela expressão:

$$\Delta = \frac{4098 \left[ 0,6108 \exp \left( \frac{17,27T}{T + 237,3} \right) \right]}{(T + 237,3)^2} \quad (\text{Eq. 4})$$

O saldo de radiação ( $R_n$ ) que é o resultado das trocas de energia radiativa sobre a superfície vegetada, pode ser estimado através de relações empíricas em função de dados meteorológicos, obtido pela expressão:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (\text{Eq. 5})$$

onde:

R => balanço de radiação de ondas curtas ( $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ );

$R_{nl}$  => balanço de radiação de ondas longas ( $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ ).

Sendo o balanço de ondas curtas ( $R_{ns}$ ) expresso pela equação:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (\text{Eq. 6})$$

em que,  $\alpha$  é o albedo, que para as condições estabelecidas pela metodologia, tem um valor de 0,23 e o  $R_s$  é a radiação solar global, em  $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ , medida na estação meteorológica automática.

O balanço de ondas longas ( $R_{nl}$ ), pode ser obtido através da expressão:

$$R_{nl} = \sigma \left[ \frac{(T_{max})^4 + (T_{min})^4}{2} \right] (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) (1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35) \quad (\text{Eq. 7})$$

sendo:

$\sigma$  => constante de Stefan Boltzmann, cujo valor é  $4,9 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{K}^{-4} \text{dia}^{-1}$ .

$T_{max}$  => temperatura máxima absoluta do ar durante o dia (K)

$T_{\min}$  => temperatura mínima absoluta do ar durante o dia (K)

$e_a$  => pressão atual do vapor d'água (kPa)

$R_{so}$  => radiação solar para dias sem nuvens ( $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ ).

A conversão dos valores das temperaturas máxima e mínima absoluta diária, pode ser feita a partir da expressão:

$$T_{(K)} = T_{(T^{\circ}C)} + 273,16 \quad (\text{Eq. 8})$$

A **pressão atual do vapor d'água ( $e_a$ )** é obtida em função pressão de saturação do vapor d'água ( $e^o$ ) à temperatura máxima e mínima, e da umidade relativa (UR) máxima e mínima, podendo ser obtida a partir da equação:

$$e_a = \frac{e^o(T_{\min}) \frac{UR_{\max}}{100} + e^o(T_{\max}) \frac{UR_{\min}}{100}}{2} \quad (\text{Eq. 9})$$

A obtenção da pressão de saturação do vapor d'água à temperatura máxima e mínima, dada em kPa, podem ser efetuada a partir das expressões abaixo:

para temperatura máxima:

$$e^o(T_{\max}) = 0,6108 \exp \left[ \frac{17,27T_{(\max)}}{T_{(\max)} + 237,3} \right] \quad (\text{Eq. 10})$$

para temperatura mínima:

$$e^o(T_{\min}) = 0,6108 \exp \left[ \frac{17,27T_{(\min)}}{T_{(\min)} + 237,3} \right] \quad (\text{Eq. 11})$$

O valor da radiação solar para dias de sol claro ( $R_{so}$ ), representa o fotoperíodo ou o número máximo de brilho solar, é dado por:

$$R_{so} = (0,75 + 2 \times 10^{-5} z) R_a \quad (\text{Eq. 12})$$

onde:

$z$  => altitude do local (m)

$R_a$  => radiação solar extraterrestre ( $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ );

A radiação solar extraterrestre ( $R_a$ ), obtida pela expressão:

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} \cdot d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (\text{Eq.13})$$

onde:

$G_{sc}$  => constante solar ( $0,0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{min}^{-1}$ )

$d_r$  => inverso da distância relativa Terra-Sol (rad)

$\omega_s$  => ângulo horário de por-do-sol (rad)

$\varphi$  => latitude local (rad)

$\delta$  => declinação solar (rad)

A transformação dos valores de ângulo em graus decimais para radianos é feita através da expressão:

$$[\text{Radianos}] = \frac{\pi}{180} [\text{Graus decimais}] \quad (\text{Eq. 14})$$

O inverso da distância relativa Terra-Sol ( $d_r$ ) é dada por:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos \left( \frac{2\pi}{365} J \right) \quad (\text{Eq. 15})$$

Sendo J o dia juliano que representa a ordem numérica do dia do ano, ou seja para o primeiro de janeiro o dia Juliano é 1 e para 31 de dezembro, o dia Juliano é 365 ou 366.

A declinação solar ( $\delta$ ) é dada pela expressão:

$$\delta = 0,409 \sin \left( \frac{2\pi}{365} J - 1,39 \right) \quad (\text{Eq. 16})$$

O ângulo horário ( $\omega_s$ ) pode ser obtido por:

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \quad (\text{Eq. 17})$$

O cálculo da **pressão média de saturação do vapor ( $e_s$ )** é obtida a partir da média aritmética da pressão de saturação do vapor d'água ( $e^o$ ) à temperatura máxima e mínima, pela equação:

$$e_s = \frac{e^o(T_{\max}) + e^o(T_{\min})}{2} \quad (\text{Eq. 18})$$

O valor do **fluxo de calor do solo (G)** da equação de  $ETo$ , pode ser considerado zero em decorrência da pequena magnitude do fluxo do calor do solo em relação ao saldo de radiação para observação de um dia, conforme recomendado por Allen et al., 1998

A **constante psicrométrica ( $\gamma$ )**, dada em  $\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$ , é função da pressão atmosférica e pode ser obtida a partir seguinte expressão:

$$\gamma = \frac{c_p P_o}{L \varepsilon} = 0,665 \times 10^{-3} P_o \quad (\text{Eq. 19})$$

onde:

$c_p \Rightarrow$  é o calor específico do ar seco à pressão constante ( $1,003 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ).

$P_o \Rightarrow$  pressão atmosférica (kPa)

$L \Rightarrow$  calor latente de evaporação da água ( $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$  a  $20 \text{ }^\circ\text{C}$ )

$\varepsilon \Rightarrow$  razão entre as massas moleculares da água e do ar seco (0,622)

## Coeficiente de Cultivo (Kc)

O coeficiente de cultivo é influenciado pelo tipo e pela idade fenológica da cultura e pelas características climáticas do local. O coeficiente leva em conta as características de transferência do vapor d'água do solo e da planta para a atmosfera e, de acordo com Pereira e Allen (1997), representa a integração dos efeitos que distinguem a evapotranspiração da cultura de referência com a cultura em estudo, que são a altura da cultura que afeta a rugosidade e a resistência aerodinâmica; a resistência da superfície em função do sistema solo-planta, que é afetado pela área foliar (determinando o número de estômatos), pela fração da cobertura vegetal do solo, pela idade e condição das folhas e pelo conteúdo de umidade do solo; o albedo da superfície solo-planta, que é influenciado pela fração de cobertura vegetal e pela umidade do solo influenciando a radiação líquida disponível na superfície que é a principal fonte de energia para as trocas de calor e massa no processo de evaporação. O coeficiente de cultivo, tem portanto, um complexo significado físico e implicações biológicas que necessitam ser adequadamente compreendidos e modelados (DIAS, 2009).

As pesquisas de demanda hídrica das culturas tem sido realizadas a partir da determinação do Coeficiente de Cultivo (Kc), para os diferentes estádios de desenvolvimento das plantas. De acordo com Souza et al. (1987), estimativas confiáveis a obtenção de estimativas confiáveis de coeficiente de cultivo ao longo das fases de desenvolvimento das culturas, permite que se conheça a demanda hídrica da cultura, facilitando

assim, o estabelecimento das irrigações sem necessidade de medidas de umidade do solo.

Os valores de coeficiente de cultivo (Kc) para o algodoeiro, cultivar BRS 200 Marrom, foram obtidos pelo autor em trabalhos realizados na Estação Experimental da Embrapa Algodão em Barbalha, CE nos anos de 2003 e 2005 e a curva de coeficiente de cultivo foi elaborada com base nos valores obtidos em campo e levando-se em conta a curva simples de coeficiente de cultivo, recomendada por Allen et al. (1998). Baseado no critério estabelecido por estes autores, a Fase I do ciclo fenológico da cultura que compreende o período da emergência até 10% de cobertura de solo, correspondente a um período de 15 dias, o coeficiente permanece constante e o valor médio obtido neste período foi de 0,71. Na Fase II do ciclo fenológico (que corresponde ao período de crescimento vegetativo), com uma duração de 39 dias, que vai dos 10% da cobertura de solo ao início da floração, o valor do coeficiente de cultivo é variável e crescente, variando do valor obtido na Fase I até o início da Fase III. Na Fase III, que corresponde ao período de desenvolvimento reprodutivo, com uma duração de 31 dias, o consumo da cultura é máximo e é considerado como estável, obtendo-se assim um valor médio para esta fase, cujo valor foi de 1,04. Na Fase IV do ciclo fenológico, que corresponde à fase de maturação do cultivo com uma duração de 20 dias, o coeficiente de cultivo é variável e decrescente, variando do valor encontrado para a fase III até o valor mínimo obtido na fase IV (0,92). Em função destes dados, foi confeccionada a curva de Coeficiente de Cultivo (Kc), que é apresentada na Figura 1.

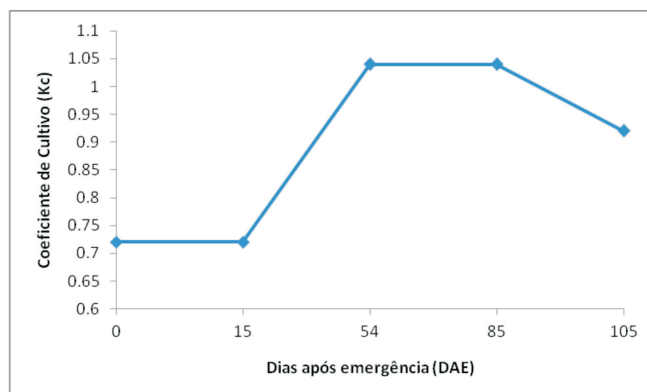


Fig. 1. Curva de Coeficiente de Cultivo (Kc) do algodoeiro, cultivar BRS 200 Marrom.



## Evapotranspiração da cultura (ET<sub>c</sub>)

A evapotranspiração da cultura é fundamental para o planejamento e operacionalização dos projetos de irrigação uma vez que representa o consumo real da cultura e indica a lâmina de irrigação que deve ser reposta ao solo para que a cultura mantenha seu crescimento e produtividade em condições ideais. A evapotranspiração da cultura é obtido a partir da expressão:

$$ET_c = ET_0 \times K_c \quad (\text{Eq. 20})$$

## Exemplo de cálculo

Como exemplo, foi estimada a evapotranspiração da cultura (ET<sub>c</sub>) do algodoeiro BRS 200 - Marrom, para o dia 05 de dezembro de 2009, considerando que esta cultura iniciou a emergência no dia 11 de setembro de 2009. As informações necessárias, obtidas na estação meteorológica automática do INMET, encontram-se na Tabela 1.

**Tabela 1.** Dados meteorológicos da Estação Meteorológica Automática de Apodi, RN.

Data: 05/12/2009

Dia Juliano: 339

Latitude: -5,6272

Altitude: 150 m

Hora	T <sub>max</sub> (°C)	T <sub>min</sub> (°C)	U <sub>max</sub> (%)	U <sub>min</sub> (%)	Pressão Atmosf. (hPa)	Vel. Vento a 10 m (m s <sup>-1</sup> )	Rad. Global (kJ m <sup>-2</sup> )	Rad. Global Corr. (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	Vel. Vento Corr. a 2 m (m s <sup>-1</sup> )
0	25,4	25,2	76	72	996,0	3,5	-3,54	0	2,62
1	25,3	24,8	74	72	995,7	2,6	-3,54	0	1,94
2	24,8	23,8	78	74	995,3	1,8	-3,54	0	1,35
3	23,8	23,5	80	78	995,2	1,1	-3,54	0	0,82
4	23,5	22,6	84	80	995,3	0,9	-3,54	0	0,67
5	23,7	22,9	83	81	996,0	1,1	-2,58	0	0,82
6	24,6	23,7	81	76	996,8	0,3	176,8	176,8	0,22
7	26,8	24,6	76	67	997,3	2,3	856,9	856,9	1,72
8	29,2	26,7	67	58	997,6	4,1	1879	1879	3,07
9	29,8	28,1	60	55	997,4	2,0	1950	1950	1,5
10	31,2	29,6	56	49	997,0	4,3	1976	1976	3,22
11	33,6	30,6	50	40	996,0	4,4	3173	3173	3,29
12	35,2	32,1	43	35	995,1	4,7	3346	3346	3,52
13	36,2	32,9	40	32	993,8	4,8	2299	2299	3,59
14	36,8	32,9	44	31	992,9	7,2	2792	2792	5,39
15	35,4	33,2	45	35	992,5	6,8	1892	1892	5,09
16	34,0	32,4	48	37	992,4	7,1	1430	1430	5,31
17	32,5	30,5	52	47	993,0	6,3	322,4	322,4	4,71
18	30,5	28,9	56	51	994,0	6,1	49,49	49,49	4,56
19	28,9	27,9	61	56	994,8	5,8	-3,54	0	4,34
20	27,9	27,3	67	61	995,9	5,7	-3,54	0	4,26
21	27,3	26,7	70	67	996,9	3,8	-3,54	0	2,84
22	26,7	26,2	73	70	997,1	3,2	-3,54	0	3,29
23	26,2	25,7	73	72	997,1	3,3	3,54	0	2,47
MÉDIA	-	-	-	-	995,5	3,9	-	-	2,90
SOMA/1000	-	-	-	-	-	-	-	22,1426	-
VALOR ABS.	36,8	22,6	84	31	-	-	-	-	-

A partir destes dados meteorológicos, obtém-se a estimativa da evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>) dada na Eq. 3.

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)}$$

Para a obtenção da temperatura média diária (Eq. 1), utilizam-se os valores de temperatura máxima e mínima absoluta da Tabela 1.

$$T_{med} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2}$$

$$T_{med} = \frac{36,8 + 22,6}{2}$$

$$T_{med} = 29,7 \text{ } ^\circ\text{C}$$

A obtenção da inclinação da curva de pressão de saturação ( $\Delta$ ) é dada pela Eq. 4.

$$\Delta = \frac{4098 \left[ 0,6108 \exp \left( \frac{17,27T}{T + 237,3} \right) \right]}{(T + 237,3)^2}$$

$$\Delta = \frac{4098 \left[ 0,6108 \exp \left( \frac{17,27 \times 29,7}{29,7 + 237,3} \right) \right]}{(29,7 + 237,3)^2}$$

$$\Delta = \frac{4098 \left[ 0,6108 \exp \left( \frac{512,9190}{267,0} \right) \right]}{(267,0)^2}$$

$$\Delta = \frac{4098 [0,6108 \exp(1,9210)]}{71289,0}$$

$$\Delta = \frac{4098 \times 0,6108 \times 6,8281}{71289,0}$$

$$\Delta = 0,2397 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$$

O saldo de radiação é obtida com a utilização da Eq. 5, para o qual será necessária a obtenção do balanço de ondas curtas (Eq. 6) e balanço de ondas longas (Eq. 7).

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

O balanço de ondas curtas é dado pela expressão abaixo, sendo o valor do albedo ( $\alpha$ ), estabelecido pela metodologia igual a 0,23 e a radiação solar é o somatório do valor corrigido da radiação obtida na Tabela 1.

$$\begin{aligned} R_{ns} &= (1 - \alpha) R_s \\ R_{ns} &= (1 - 0,23) 22,1426 \\ R_{ns} &= 0,77 \times 22,1426 \\ R_{ns} &= 17,05 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1} \end{aligned}$$

O balanço de ondas longas (Eq. 7) é dado por:

$$R_{nl} = \sigma \left[ \frac{(T_{\max})^4 + (T_{\min})^4}{2} \right] \left( 0,34 - 0,14 \sqrt{e_a} \right) \left( 1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right)$$

O valor da constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma$ ), utilizado nesta equação é igual a  $4,9 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ dia}^{-1}$ . E a conversão das temperaturas máximas e mínimas em graus Centígrados ( $^{\circ}\text{C}$ ) em graus Kelvin (K) é dada pela Eq. 8.

$$\begin{aligned} T_{(K)} &= T_{(^{\circ}\text{C})} + 273,16 \\ T_{[\max]} &= 36,8 + 273,16 \\ T_{[\max]} &= 309,96 \text{ K} \\ T_{[\min]} &= 22,6 + 273,16 \\ T_{[\min]} &= 295,76 \text{ K} \end{aligned}$$

A pressão atual do vapor d'água ( $e_a$ ) é obtida a partir da Eq. 9.

$$e_a = \frac{e^0(T_{\min}) \frac{UR_{\max}}{100} + e^0(T_{\max}) \frac{UR_{\min}}{100}}{2}$$

Para se obter a pressão de saturação do vapor d'água ( $e^0$ ) à temperatura máxima desta fórmula, utiliza-se a Eq. 10

$$\begin{aligned} e^0(T_{\max}) &= 0,6108 \exp \left[ \frac{17,27 T_{(\max)}}{T_{(\max)} + 237,3} \right] \\ e^0(T_{\max}) &= 0,6108 \exp \left( \frac{17,27 \times 36,8}{36,8 + 237,3} \right) \\ e^0(T_{\max}) &= 0,6108 \exp \left( \frac{635,5360}{274,1} \right) \\ e^0(T_{\max}) &= 0,6108 \exp(2,3186) \\ e^0(T_{\max}) &= 0,6108 \times 10,1617 \\ e^0(T_{\max}) &= 6,2068 \text{ kPa} \end{aligned}$$

Para se obter a pressão de saturação do vapor d'água ( $e^0$ ) à temperatura mínima é utiliza-se a Eq. 11.

$$\begin{aligned} e^0(T_{\min}) &= 0,6108 \exp \left[ \frac{17,27 T_{(\min)}}{T_{(\min)} + 237,3} \right] \\ e^0(T_{\min}) &= 0,6108 \exp \left( \frac{17,27 \times 22,6}{22,6 + 237,3} \right) \\ e^0(T_{\min}) &= 0,6108 \exp \left( \frac{390,3020}{259,9} \right) \\ e^0(T_{\min}) &= 0,6108 \exp(1,5017) \\ e^0(T_{\min}) &= 0,6108 \times 4,4895 \\ e^0(T_{\min}) &= 2,7422 \text{ kPa} \end{aligned}$$

Substituindo os valores de pressão de saturação do vapor d'água à temperatura máxima e mínima calculada e a umidade relativa máxima e mínima obtida na estação meteorológica automática, na Eq. 9, obtém-se o valor da pressão atual do vapor d'água.

$$\begin{aligned} e_a &= \frac{2,7422 \times \frac{84}{100} + 6,2068 \times \frac{31}{100}}{2} \\ e_a &= \frac{2,3043 + 1,9241}{2} \\ e_a &= \frac{4,2276}{2} \\ e_a &= 2,1138 \text{ kPa} \end{aligned}$$

O valor da radiação solar para dias de sol claro ( $R_{so}$ ), pode ser obtido pela Eq. 12, sendo o valor da altitude ( $z$ ) obtida nas informações da estação meteorológica e o valor de  $R_a$ , obtido através da Eq. 13.

$$R_{so} = (0,75 + 2 \times 10^{-5} z) R_a$$

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} \cdot d_r [\omega_z \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)]$$

Sendo o valor da constante solar ( $G_{sc}$ ), igual a 0,0820 MJ m<sup>-2</sup> min<sup>-1</sup> e os valores angulares, apresentados em radianos.

A transformação dos valores angulares de graus para radianos é dada pela Eq. 14.

$$[Radianos] = \frac{\pi}{180} [Graus decimais]$$

Considerando a latitude de Apodi de -5,6272 o valor do ângulo em radianos é o seguinte:

$$\varphi = \frac{3,1416}{180} \times (-5,6272)$$

$$\varphi = -0,0982 \text{ rad}$$

Para obtenção do inverso da distância relativa Terra-Sol ( $d_r$ ) é necessário o dia Juliano, que para a data de 5/12/2009, o valor será obtido na Tabela 2.

**Tabela 2.** Exemplo de cálculo para obtenção do dia Juliano para 5/12/2009.

Mês	Número de Dias	Mês	Número de Dias	Mês	Número de Dias
Janeiro	31	Maio	31	Setembro	30
Fevereiro	28	Junho	30	Outubro	31
Março	31	Julho	31	Novembro	30
Abril	30	Agosto	31	Dezembro	5
SOMA					339

O valor do inverso da distância relativa Terra-Sol é obtida pela eq. 15.

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

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2 \times 3,1416}{365} \times 339\right)$$

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{6,2832}{365} \times 330\right)$$

$$d_r = 1 + 0,033 \cos(5,8353)$$

$$d_r = 1 + 0,033 \times 0,9015$$

$$d_r = 1 + 0,0297$$

$$d_r = 1,0297 \text{ rad}$$

A declinação solar ( $\delta$ ) pode ser obtida pela Eq. 16.

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39\right)$$

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2 \times 3,1416}{365} \times 339 - 1,39\right)$$

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{6,2832}{365} \times 339 - 1,39\right)$$

$$\delta = 0,409 \sin(5,8356 - 1,39)$$

$$\delta = 0,409 \sin(4,4456)$$

$$\delta = 0,409 \times (-0,9646)$$

$$\delta = -0,3945 \text{ rad}$$

Para obtenção do ângulo horário ( $\omega_s$ ), utiliza-se a Eq. 17.

$$\omega_z = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)]$$

$$\omega_z = \arccos[-\tan(-0,0982) \tan(-0,3945)]$$

$$\omega_z = \arccos[0,0985 \times (-0,4163)]$$

$$\omega_z = \arccos(-0,0410)$$

$$\omega_z = 1,6118 \text{ rad}$$

Substituindo-se os valores obtidos do inverso da distância relativa Terra-Sol ( $d_r$ ), da declinação solar ( $\delta$ ), da latitude local ( $\varphi$ ), do ângulo horário ( $\omega_s$ ), na Eq. 13, temos:

$$R_a = \frac{24 \times 60}{3,1416} \times 0,0820 \times 1,0297 \times [1,6118 \times \sin(-0,0982) \sin(-0,3945) + \cos(-0,0982) \cos(-0,3945) \sin(1,6118)]$$

$$R_a = 458,3662 \times 0,0820 \times 1,0297 \times [1,6118 \times \sin(-0,0982) \sin(-0,3945) + \cos(-0,0982) \cos(-0,3945) \sin(1,6118)]$$

$$R_a = 38,7042 \times [1,6118 \times (-0,0981) \times (-0,3844) + 0,9952 \times 0,9232 \times 0,9992]$$

$$R_a = 38,7042 \times (0,0608 + 0,9180)$$

$$R_a = 38,7042 \times 0,9788$$

$$R_a = 37,8800 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$$

Utilizando-se o valor obtido na Eq. 12, teremos a radiação solar para dias de sol claro ( $R_{so}$ ), cujo valor é:

$$R_{so} = (0,75 + 2 \times 10^{-5} \times 150) \times 37,8800$$

$$R_{so} = 0,7530 \times 37,8800$$

$$R_{so} = 28,5236 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$$



Substituindo-se os valores calculados e obtidos na estação meteorológica na Eq. 7, obtém-se o balanço de ondas longas ( $R_{nl}$ ), cujo valor é o seguinte:

$$R_{nl} = \sigma \left[ \frac{(T_{max})^4 + (T_{min})^4}{2} \right] (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \left( 1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right)$$

$$R_{nl} = \sigma \left[ \frac{(T_{max})^4 + (T_{min})^4}{2} \right] (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \left( 1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right)$$

$$R_{nl} = 4,9 \times 10^{-9} \left[ \frac{(309,96)^4 + (295,76)^4}{2} \right] (0,34 - 0,14\sqrt{2,1138}) \left( 1,35 \frac{22,1426}{28,5236} - 0,35 \right)$$

$$R_{nl} = 0,000000004,9 \left[ \frac{(9230444362,48 + 7651696757,17)}{2} \right] (0,34 - 0,14 \times 1,4539) (1,35 \times 0,7$$

$$R_{nl} = 0,000000004,9 \times 8441070559,82 \times (0,34 - 0,2035) (1,0480 - 0,35)$$

$$R_{nl} = 3,9418 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$$

Portanto, para obtenção do saldo de radiação, substitui-se os valores obtidos de balanço de ondas curtas e balanço de ondas longas, utilizando-se a Eq. 5.

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

$$R_n = 17,0498 - 3,9418$$

$$R_n = 13,1080 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$$

O fluxo de calor no solo (G), conforme já foi anteriormente salientado, pode ser considerado igual a zero, conforme recomendação de Allen et al. (1998).

Calcula-se o valor da constante psicrométrica pela equação 19.

$$\gamma = 0,665 \times 10^{-3} \times 99,546$$

$$\gamma = 0,0662 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$$

O valor da velocidade do vento, média diária corrigida a 2 m, encontra-se na Tabela 1, e foi obtida a partir da Eq. 2.

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

$$u_2 = 3,88 \frac{4,87}{\ln(67,8 \times 10 - 5,42)}$$

$$u_2 = 3,88 \frac{4,87}{\ln(672,58)}$$

$$u_2 = 3,88 \frac{4,87}{6,5111}$$

$$u_2 = 3,88 \times 0,7480$$

$$u_2 = 2,9021 \text{ m s}^{-1}$$

A pressão média de saturação do vapor ( $e_s$ ) é obtida a partir da média aritmética da pressão de saturação do vapor d'água ( $e^o$ ) à temperatura máxima e mínima (Eq. 18).

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

$$e_s = \frac{6,2068 + 2,7422}{2}$$

$$e_s = \frac{8,9490}{2}$$

$$e_s = 4,4745 \text{ kPa}$$

Substituindo-se os valores calculados das diversas variáveis que compõe a equação da ETo (Eq. 3), teremos:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)}$$

$$ET_o = \frac{0,408 \times 0,2397 (13,1080 - 0) + 0,0662 \times \frac{900}{29,7 + 273} \times 2,9021 (4,4745 - 2,1138)}{0,2397 + 0,0662 (1 + 0,34 \times 2,9021)}$$

$$ET_o = \frac{0,09078 \times 13,1080 + 0,0662 \times \frac{900}{302,7} \times 2,9021 \times 2,3607}{0,2397 + 0,0662 \times (1 + 0,9867)}$$

$$ET_o = \frac{1,2822 + 0,0662 \times 2,9732 \times 2,9021 \times 2,3607}{0,2397 + 0,0662 \times 1,9867}$$

$$ET_o = \frac{1,2822 + 1,3485}{0,2397 + 0,1315}$$

$$ET_o = \frac{2,6306}{0,3712}$$

$$ET_o = 7,0868 \text{ mm dia}^{-1}$$

A obtenção do Coeficiente de Cultivo é efetuada a partir da Figura 1, recomendando-se para tal, que seja trabalhada a média para o número de dias entre duas irrigações consecutivas, em função da capacidade de armazenamento da água no solo, fase de desenvolvimento do cultivo e da demanda atmosférica, fator f - água disponível no solo. Para o algodão pode ser estabelecido em 60%. Para simplificar pode ser utilizada a média para um período de cinco dias, (Tabela 3).

**Tabela 3.** Coeficiente de Cultivo (Kc) médio do algodoeiro, cultivar BRS 200 - Marrom, para período de cinco dias.

Período (dias)	Kc	Período (dias)	Kc	Período (dias)	Kc
1 – 5	0,71	36 – 40	0,89	71 – 75	1,04
6 – 10	0,71	41 – 45	0,93	76 – 80	1,04
11 – 15	0,71	46 – 50	0,97	81 – 85	1,04
16 – 20	0,73	51 – 55	1,01	86 – 90	1,02
21 – 25	0,77	56 – 60	1,04	91 – 95	0,99
26 – 30	0,81	61 – 65	1,04	96 – 100	0,96
31 – 35	0,85	66 – 70	1,04	100 – 105	0,93

Concluindo o processo, obtém-se a Evapotranspiração da Cultura (ET<sub>c</sub>) do dia 05/12/09, utilizando-se a Eq. 20.

Considerando que a emergência da cultura ocorreu no dia 11/09/2009, no dia 05/12/09 esta cultura estaria com 86 dias após a emergência, o que corresponde a um K<sub>c</sub> de 1,02.

Assim a estimativa de consumo para o dia 05/12/09 seria de:

$$ET_c = ET_o \times K_c$$

$$ET_c = 7,0868 \times 1,02$$

$$ET_c = 7,23 \text{ mm dia}^{-1}$$

## Considerações Finais

A Embrapa Algodão disponibiliza em sua página na internet <<http://www.cnpa.embrapa.br>> uma planilha em Excel que permite, com a utilização dos dados das estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), a obtenção dos valores da Evapotranspiração de Referência (ET<sub>o</sub>).

## Bibliografia Consultada

- ALLEN, R. G. A Penman for all seasons. **J. Irriga. And Drain. Eng.** v. 112, n. 4, p. 348-368, 1986.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, K.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements)**. Rome: FAO, 1998. 300 p. (Irrigation and Drainage Paper, 56).
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil - 2009**. Brasília, DF, 2009a, 203p.
- AZEVEDO, P. V. de; RAO, T. V. R.; AMORIM NETO, M. da S.; BEZERRA, J. R. C.; ESPÍNOLA SOBRINHO, J.; MACIEL, G. F. Necessidades hídricas da cultura do algodoeiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, DF, v. 28, n. 7, p. 863-870, 1993.
- BELTRÃO, N. E. de M. et al. **Recomendações técnicas para o cultivo do algodoeiro herbáceo de sequeiro e irrigado nas regiões Nordeste e Norte do Brasil**. Campina Grande: Embrapa Algodão, 1994. 72 p. (EMBRAPA - CNPA. Circular Técnica, 17).
- BRASIL. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. Secretaria de Produção e Agroenergia. **Anuário estatístico da agroenergia**. Brasília, DF, 2009, 160 p.
- DIAS, J. M. **Eficiência de uso da água e rentabilidade da cultura da mamona irrigada**. 2009. 120 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, PB.
- DOORENBOS, J.; KASSAM, A. H. **Efeito da água no rendimento das culturas**. Campina Grande: UFPB, 2000. 306 p. (Estudos FAO: Irrigação e Drenagem, 33).
- FREIRE, E. C.; ANDRADE, F. P. de; SANTANA, J. C. F. de; BELTRÃO, N. E. de M.; PEDROSA, M. B.; WANDERLEY, M. J. R.; ASSUNÇÃO, J. H. de. BRS 200 Marrom: cultivar de algodão de fibra colorida para uso por agricultores familiares do Nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ALGODÃO, 3., 2001, Cuiabá. **Anais...**, Campina Grande: Embrapa Algodão, 2001. p. 765-767.
- MONTEITH, J. L. Evaporation and Environment. In: SYMPOSIA OF THE SOCIETY FOR EXPERIMENTAL BIOLOGY, 19., 1965, Swansea. **Proceedings...** Cambridge: University Press, 1965. p. 235-239.
- PENMAM, M. L. Evaporation: an introductory survey. **Neth. Jour. Of Agric. Science**, v. 4, p. 9-29. 1948.
- PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: Fundação de Estudos Agrários Luiz de Queiroz, 1997. 183 p.
- ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L. VERMA, S. B. **Microclimate: the biological environment**. New York: John Wiley, 1983. 495 p.
- SEDIYAMA, G. C. **Evapotranspiração: necessidade de água para os cultivos**. Brasília: ABAES, 1996. 167p.
- SOUZA, J. L.; AZEVEDO, P. V. de; BASTOS, E. J. B. Variação estacional do coeficiente de cultivo numa cultura de milho irrigado. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA. 5., 1987, Belém. **Coletânea de trabalhos...** Fortaleza: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia 1987. p. 126-129.

**Circular**  
**Técnica,**  
**129**

Exemplares desta edição podem ser adquiridos na:

**Embrapa Algodão**

**Endereço:** Osvaldo Cruz, 1143 Centenário, CP 174

**Fone:** (83) 3182 4300

**Fax:** (83) 3182 4367

**E-mail:** sac@cnpa.embrapa.br

**1ª edição**

**1ª impressão (2009): 500**

Ministério da Agricultura,  
Pecuária e Abastecimento



**Comitê de  
publicações**

**Presidente:** Carlos Alberto Domingues da Silva

**Secretário-Executivo:** Geraldo Fernandes de S. Filho

**Membros:** Fábio Aquino de Albuquerque, Giovani Greigh de Brito, João Luis da Silva Filho, Máira Milani, Maria da Conceição Santana Carvalho, Nair Helena Castro Arriel, Valdinei Sofiatti, Wirton Macêdo Coutinho.

**Expediente**

**Supervisão editorial:** Geraldo Fernandes de S. Filho

**Revisão de texto:** José Renato Cortez Bezerra

**Tratamento das ilustrações:** Oriel Santana Barbosa

**Editoração eletrônica:** Oriel Santana Barbosa