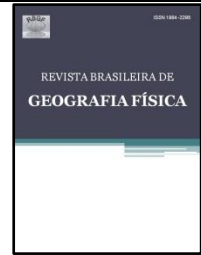




Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe



Desmembramento de Estimativas de Evapotranspiração Obtidas por Sensoriamento Remoto nas Componentes de Evaporação e Transpiração Vegetal

Morris Scherer-Warren¹

¹ Especialista em Geoprocessamento da Agência Nacional de Águas – ANA, SPO, Área 5, Quadra 3, CEP 70610-200, Brasília-DF, Brasil. Email: morris@ana.gov.br

Artigo recebido em 11/06/2012 e aceito em 20/08/2012

RESUMO

A maior parte da água precipitada sobre a superfície terrestre acaba retornando para a atmosfera por meio da evapotranspiração. A componente transpiração vegetal representa a parte produtiva desse montante, estando relacionada com a produtividade primária e a incorporação de biomassa pela vegetação. A evaporação da água no solo, por sua vez, representa a parte não produtiva da evapotranspiração. O conhecimento dessas componentes, associadas a classes específicas de uso da terra, é de fundamental importância para o adequado planejamento de recursos hídricos. O objetivo do presente artigo é apresentar procedimento metodológico que permita obter estimativas remotas de evapotranspiração e seu desmembramento nas componentes de evaporação da água no solo e transpiração vegetal. Isto será realizado por meio do acoplamento de dois modelos de balanço de energia, respectivamente o Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration - METRIC e o Two-Source Energy Balance - TSEB.

Palavras-chave: balanço de energia, METRIC, TSEB, ASTER.

Disaggregation of Remotely Sensed Evapotranspiration in the Components of Plant Transpiration and Soil Evaporation

ABSTRACT

The major fraction of water precipitated at the terrestrial surface returns to the atmosphere by means of evapotranspiration. The plant transpiration component represents the productive fraction of evapotranspiration, and it is related to the primary productivity of plants and the incorporation of biomass. The water evaporated from the surface represents the non-productive component of evapotranspiration. The knowledge of these two components, associated with specific classes of land usage, is fundamental to the proper management of water resources. The aim of this article is to present a methodological procedure for the estimation of evapotranspiration, transpiration and evaporation using remotely sensed data. This is achieved by integrating two energy balance models, respectively, the Mapping of EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration (METRIC) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) model.

Keywords: energy balance, METRIC, TSEB, ASTER

1. Introdução

A água precipitada sobre a superfície terrestre passa por dois pontos de partição

(Falkenmark e Rockström, 2005). No primeiro ponto de partição, a água precipitada sobre a superfície ou escoia superficialmente ou infiltra pela superfície do solo. No segundo ponto de partição, a água presente no solo é

* E-mail para correspondência: morris@ana.gov.br (Scherer-Warren, M.).

dividida entre a evaporação direta da água no solo, a transpiração das plantas e a recarga do aquífero.

A média global de precipitação anual sobre os continentes é de 113.500 km^3 , e desse volume cerca de 80.000 km^3 infiltram e viram água armazenada no solo (L'vovich 1979, apud Falkenmark e Rockström, 2005). A água no solo é então dividida no segundo ponto de partição, resultando em um montante de 7.500 km^3 de água para a recarga de aquíferos. Essa é a quantidade de água que, a jusante, irá retornar aos rios em forma de escoamento de base ou que permanecerá confinada por um período maior de tempo. O restante, ou 72.500 km^3 de água, retorna para a atmosfera pela transpiração das plantas ($35.000 - 40.000 \text{ km}^3$) ou pela evaporação da água no solo ($35.000 - 40.000 \text{ km}^3$).

O termo evapotranspiração abrange todos os processos no qual a água líquida é transformada em vapor de água na superfície terrestre, incluindo a evaporação da água no dossel das plantas, corpos d'água, solos e a transpiração das plantas (Dingman, 2002). A evapotranspiração é a maior componente do ciclo hidrológico na sua fase terrestre (em contato com a superfície), sendo influenciada por fatores micrometeorológicos, pelo teor de água no solo e aspectos fisionômicos/fisiológicos da vegetação (Allen et al., 1998), ligados, portanto, ao uso da terra e à ocorrência de precipitação/irrigação.

Para fins de gestão de recursos hídricos, torna-se essencial não apenas

conhecer a distribuição espacial da evapotranspiração, mas as componentes ligadas à transpiração vegetal e à evaporação de água no solo. A transpiração vegetal corresponde à parte produtiva da evapotranspiração, estando relacionada com a produtividade primária da vegetação e a efetiva incorporação de biomassa. Já a evaporação de água no solo corresponde à fração não produtiva da evapotranspiração, devendo ser minimizada em áreas agrícolas. Não obstante, a evaporação do solo e a transpiração das plantas ocorrem de forma simultânea sobre a superfície terrestre, não havendo uma maneira fácil de estimá-las separadamente (Allen et al., 1998).

Modelos hidrológicos são capazes de representar deterministicamente a evapotranspiração real associadas a diferentes coberturas da terra, incluindo as componentes de evaporação de água no solo, interceptação e transpiração vegetal (Raghunat et al., 1998; Panday e Huyakorn, 2004; DHI, 2008; Reichle, 2008). Estes modelos, entretanto, apresentam alto grau de incerteza ligada à parametrização dos processos hidrológicos terrestres, particularmente a necessidade de especificação de parâmetros que caracterizem a vegetação e o solo de forma espacializada na bacia hidrográfica.

Por sensoriamento remoto, diferentes estratégias podem ser utilizadas para se obter a evapotranspiração, incluindo métodos empíricos e/ou físicos (Gowda et al., 2008; Kalman et al., 2008). Os métodos físicos são

baseados no balanço de energia (Bastiaanssen et al., 1998; Su, 2002; Allen et al., 2007). Os algoritmos TSEB - *Two-Source Energy Balance* (Norman et al., 1995), SEBAL - *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (Bastiaanssen et al., 1998), METRIC - *Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration* (Allen et al., 2007) e SEBS - *Surface Energy Balance System* (Su, 2002) utilizam o balanço de energia para obtenção da evapotranspiração real por sensoriamento remoto, no qual o fluxo de calor latente (energia utilizada na evapotranspiração) é a única variável não estimada, mas pode ser obtida pela aplicação da equação do balanço de energia.

A vantagem de utilizar o sensoriamento remoto para obter a evapotranspiração, em detrimento de outras perspectivas como a baseada em modelos hidrológicos, é que sua estimativa pode ser obtida por meio da equação de balanço de energia, não sendo necessário conhecer dados acerca da cobertura vegetal (ex. coeficiente da cultura) e do teor de água no solo (ex. coeficiente de estresse hídrico). Ademais, a mesma possui grande cobertura espacial e baixo custo computacional.

Mas a separação das componentes de transpiração vegetal e evaporação de água no solo ainda é complexa por sensoriamento remoto. O algoritmo TSEB (Norman et al., 1995) estima simultaneamente o balanço de energia da vegetação e do solo, mas à custa de

uma parametrização complexa. Já algoritmos como o SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998) e o METRIC (Allen et al., 2007) são menos intensivos em relação a dados levantados em campo, mas estimam a evapotranspiração como uma única variável.

O objetivo do presente artigo é apresentar um procedimento para estimar a evapotranspiração real utilizando sensoriamento remoto e, por meio do acoplamento dos modelos METRIC (Allen et al., 2007) e TSEB (Norman et al., 1995), obter os componentes de evaporação da água no solo e transpiração vegetal, permitindo caracterizar o padrão espacial do uso da água no contexto da bacia hidrográfica.

2. Material e Métodos

2.1 Área de estudo

Para o cálculo da evapotranspiração, evaporação e transpiração foi selecionada uma imagem do sensor ASTER, em uma área situada a leste do Distrito Federal, no dia 7 de maio de 2000 (Figura 1). A área engloba a Bacia do Rio Preto dentro dos limites do Distrito Federal, estendendo-se à oeste em direção a Bacia São Bartolomeu, à leste na porção da Bacia do Rio Preto situada no município de Formosa – GO e ao sul englobando a parte superior da Bacia do Rio São Marcos. Na Bacia do Rio Preto – DF o uso do solo é basicamente agropecuário, com pouca ocorrência de áreas de Cerrado e matas galerias. Destaca-se na bacia a agricultura irrigada, responsável por cerca de 80% da

produção agrícola do Distrito Federal, sendo realizada a irrigação por pivô central com água captada diretamente dos cursos d'água ou pequenas barragens (Rodrigues et al., 2007). Áreas de Cerrado podem ser

encontrada à leste (porção da Bacia do Rio Preto localizada em Formosa – GO) e à oeste da área de estudo (Bacia do Rio São Bartolomeu).

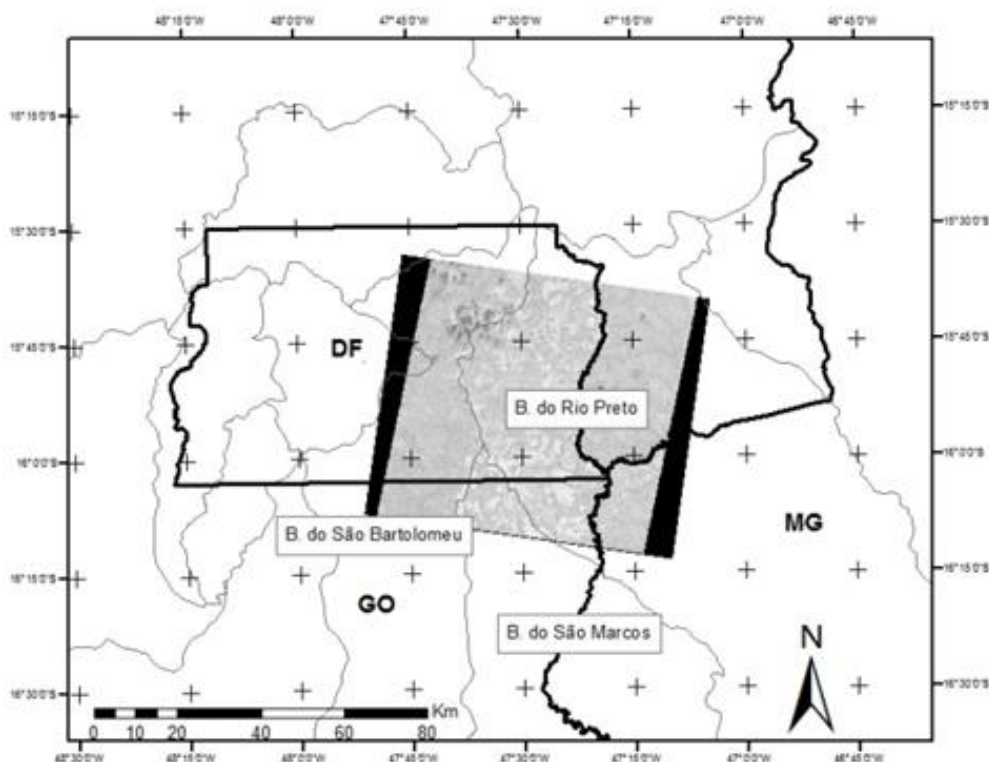


Figura 1. Imagem ASTER selecionada para a estimativa da evapotranspiração, evaporação e transpiração.

2.2 Estimativa da evapotranspiração real e desmembramento nas componentes de transpiração e evaporação do solo

A evapotranspiração real foi calculada usando o Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration - METRIC (Allen et al., 2007). O fluxo de calor latente ($W\ m^{-2}$) no METRIC, que representa a energia utilizada no processo de evapotranspiração, é obtido pela equação de balanço de energia, uma vez conhecidos os

fluxos de calor sensível, de calor no solo e o saldo de radiação:

$$LE = R_n - G - H \quad (1)$$

em que LE = fluxo de calor latente ($W\ m^{-2}$); R_n = saldo de radiação ($W\ m^{-2}$); G = fluxo de calor no solo ($W\ m^{-2}$); H = fluxo de calor sensível ($W\ m^{-2}$).

Na presente aplicação foram utilizados os produtos pré-processados do sensor

ASTER: reflectância de superfície (AST07), temperatura superficial (AST08) e emissividade (AST05). Esses produtos foram utilizados para se obter o fluxo de calor sensível, o fluxo de calor no solo e o saldo de radiação usando o modelo METRIC (Allen et al., 2007). O fluxo de calor sensível é calculado por meio de uma função aerodinâmica:

$$H = \rho_{ar} C_p \frac{dT}{r_{ah}} \quad (2)$$

em que ρ_{ar} = densidade do ar (kg m^{-3}); C_p = calor específico do ar em pressão constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) e r_{ah} = resistência aerodinâmica ao fluxo de calor sensível (s m^{-1}), dT = gradiente de temperatura próximo a superfície (K), de forma aproximada, dT corresponde a diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera adjacente, promovendo o fluxo de calor sensível.

O gradiente de temperatura próximo a superfície (dT) é obtido por meio de uma indexação linear com a temperatura superficial (T_s):

$$dT = a + bT_s \quad (3)$$

Os coeficientes “a” e “b” são obtidos para cada imagem tomando-se como base dois pixels em situações extremas em termos da partição de energia, no qual dT pode ser

estimado: “pixel frio” e “pixel quente”.

O “pixel frio” é selecionado em local com vegetação em pleno desenvolvimento e sem restrição de umidade (alto valor do índice de vegetação e baixa temperatura superficial). Nesse pixel assume-se que a evapotranspiração ocorre um pouco acima da evapotranspiração de referência obtida em uma estação meteorológica ($ET_a = 1,05ET_{ref}$). Esse valor 5% maior que a evapotranspiração de referência foi observado em algumas áreas agrícolas em Idaho –EUA, local onde Allen et al. (2007a) desenvolveram o METRIC, ou seja, algumas culturas agrícolas possuem evapotranspiração máxima 5% superior a evapotranspiração de referência medida em uma estação meteorológica, situada sobre grama ou alfafa. Já o “pixel quente” é selecionado em uma superfície na qual não ocorreria evaporação ($H = R_n - G$). Neste caso, dT pode ser obtido invertendo a Equação 2. A partir de uma indexação linear ligando o “pixel frio” e o “pixel quente” (Equação 3), se pode estimar o gradiente de temperatura em todos os pixels da imagem.

O cálculo de H ocorre de forma iterativa, no qual a cada iteração os valores da resistência aerodinâmica (r_{ah}), do gradiente de temperatura (dT), da velocidade de atrito (u^*) são atualizados usando a formulação de Monin-Obukhov para considerar as condições de instabilidade atmosférica (ver Figura 2).

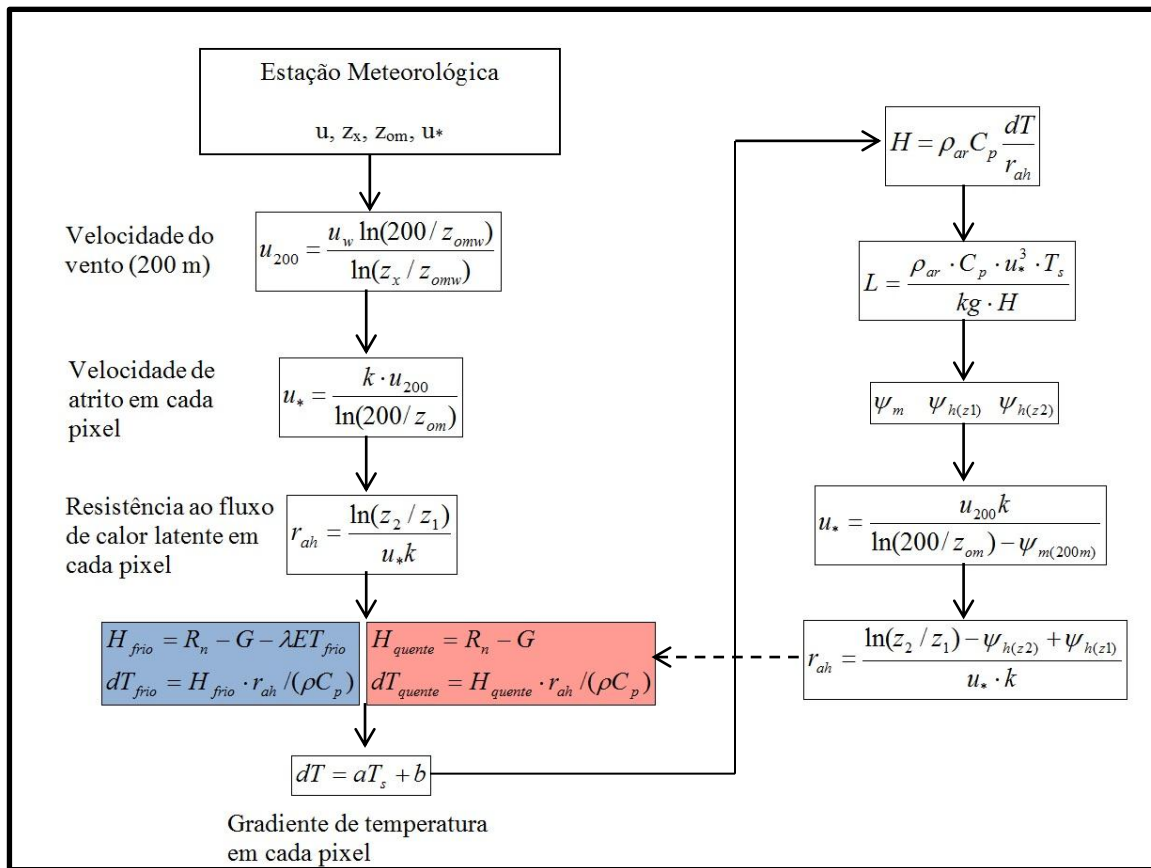


Figura 2. Cálculo do fluxo de calor sensível do METRIC.

A evapotranspiração foi desmembrada nas componentes de evaporação e transpiração usando o modelo Two-Source Energy Balance – TSEB (Norman et al., 1995), no qual os valores de R_n , G , H e LE , calculados usando o METRIC, foram utilizados no desenvolvimento das equações do modelo TSEB, conforme abaixo apresentado.

Inicialmente, o saldo de radiação foi desmembrado entre os componentes de solo e vegetação considerando a divergência da energia disponível em função do ângulo zenital da imagem de satélite (Kustas et al., 2004):

$$R_{n;solo} = R_n \exp(-k \text{ IAF} / (2 \cos(\theta))^2) \quad (4)$$

$$R_{n;c} = R_n [1 - \exp(-k \text{ IAF} / (2 \cos(\theta))^2)] \quad (5)$$

em que $R_{n;c}$ = saldo de radiação da vegetação (W m^{-2}); $R_{n;solo}$ = saldo de radiação do solo (W m^{-2}); IAF = índice de área foliar (adimensional); k = coeficiente de extinção, com valor sugerido de 0,6 por Kustas e Norman (1999); $\cos(\theta)$ é o cosseno do ângulo zenital.

Uma estimativa inicial do fluxo de calor latente da vegetação (LE_c) pode ser obtida da equação de Priestley-Taylor assumindo a condição potencial ($\alpha_{PT} = 1.26$).

$$LE_c = \alpha_{PT} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_{n;c} \quad (6)$$

em que LE_c = fluxo de calor latente da vegetação ($W m^{-2}$); Δ = declividade da saturação de vapor da curva de pressão-temperatura em T_c (PaK^{-1}); γ = constante psicométrica ($\sim 66 PaK^{-1}$).

Kustas e Norman (1999) recomendam a utilização do valor de 2 para o parâmetro de Priestley-Taylor. Por outro lado, a consideração do parâmetro de Priestley-Taylor = 2 pode erroneamente atribuir ao fluxo de calor latente (LE_c) valor maior que a energia disponível, ou seja, a fração $\alpha_{PT} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} > 1$. Dessa forma, como condição potencial da evapotranspiração da vegetação foi considerado o próprio valor do saldo de radiação:

$$LE_c = R_{n;c} \quad (7)$$

Igualando o saldo de radiação da vegetação ($R_{n;c}$) e o fluxo de calor latente da vegetação (LE_c), obteve-se um valor nulo para o fluxo de calor sensível da vegetação (H_c):

$$H_c = R_{n;c} - LE_c = 0 \quad (8)$$

Estimativas iniciais do fluxo de calor sensível do solo (H_s) e do fluxo de calor latente do solo (LE_s) foram obtidos das equações 9 e 10:

$$H_s = H - H_c \quad (9)$$

$$LE_s = R_{n;solo} - G - H_s \quad (10)$$

Se a evaporação do solo é positiva, então a solução dos fluxos de energia do solo e da planta é atingida. Isto significa que a evaporação do solo só é permitida quando não há restrição de água, ou seja, $LE_c = R_{n;c}$. Caso o valor de LE_s seja negativo (condensação), sendo fisicamente pouco provável durante o horário de aquisição das imagens de satélite (próximo ao meio-dia), não ocorre evaporação de água no solo e se deve ajustar os componentes de energia do solo e da planta. Neste caso, LE_s é considerado nulo e os valores de H_c e H_s são novamente calculados:

$$H_s = R_{n;solo} - G - LE_s = R_{n;solo} - G \quad (11)$$

$$H_c = H - H_s \quad (12)$$

Uma nova estimativa de LE_c foi obtida pela equação 13:

$$LE_c = R_{n;c} - H_c \quad (13)$$

Se o valor de LE_c não for negativo, o procedimento é finalizado, caso contrário LE_c é considerado nulo.

3. Resultados e Discussão

3.1 Evapotranspiração, transpiração vegetal e evaporação no solo

A Figura 3 apresenta uma variação significativa dos valores do fluxo de calor latente – LE (correspondente a energia utilizada na evapotranspiração), com valores variando de zero, em locais de solo seco, até

valores de 500 W m^{-2} em superfícies bem vegetadas e úmidas. A suposição de casos extremos em relação à disponibilidade hídrica (1. áreas de solo exposto e secas; 2. áreas bem vegetadas e úmidas) é adequada para o leste

do Distrito Federal na época seca, principalmente considerando a bacia do Rio Preto, onde se encontra uma grande quantidade de pivôs de irrigação e áreas de sequeiro.

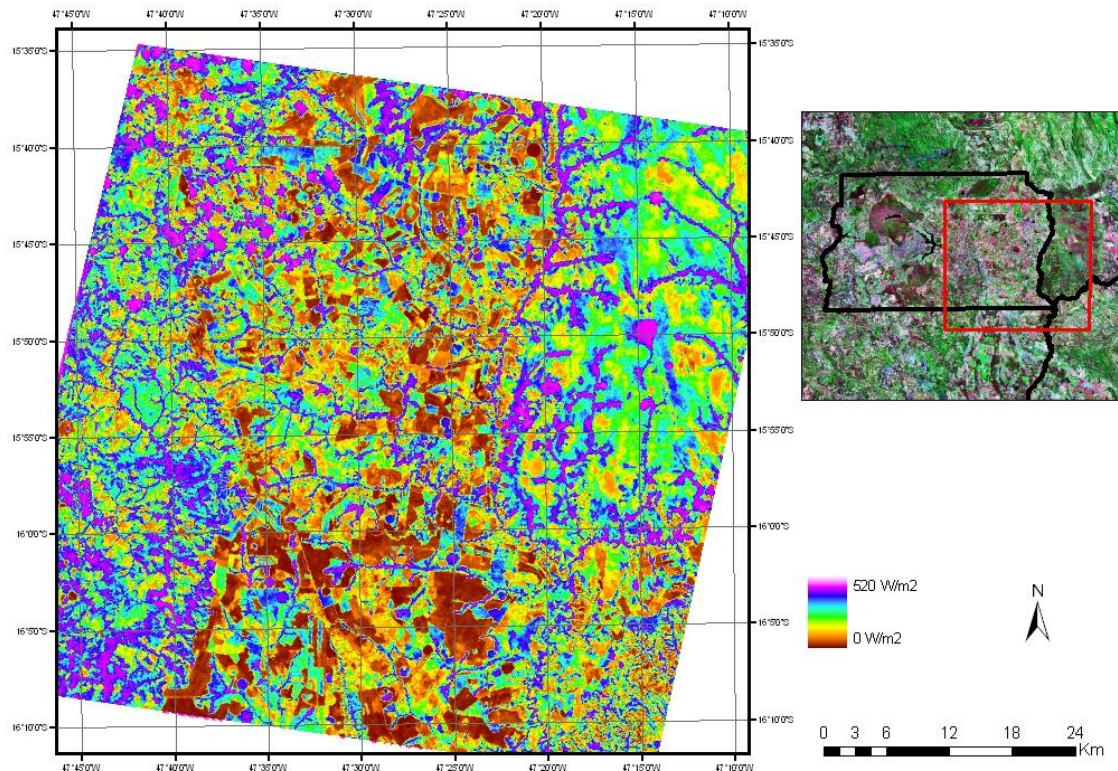


Figura 3. Fluxo de calor latente da bacia do Rio Preto e entorno (sensor ASTER).

O cálculo da evaporação e da transpiração, seguindo a lógica do TSEB, foi obtido a partir dos balanços de energia do solo e da vegetação. A Figura 4 mostra os fluxos de calor latente da vegetação (a) e do solo (b) em função do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI).

Observa-se uma relação logarítmica do NDVI com o LE da vegetação, com um patamar superior por volta de 430 W/m^2 . A relação logarítmica entre o NDVI e coeficiente basal da vegetação, ligado à transpiração vegetal, é descrita no trabalho de

Er-Raki et al. (2010). Essa relação evidencia uma menor dispersão da transpiração em função de eventos isolados de precipitação/irrigação, sendo que LE da vegetação responde ao teor de água presente em toda a zona radicular, no qual maiores índices de vegetação indicam uma maior capacidade da vegetação de extrair água na zona radicular.

Por outro lado, LE do solo apresenta uma maior variabilidade, sendo que a dispersão de LE tende a ser superior nos baixos valores de NDVI. Os valores altos de

LE do solo e baixos de NDVI indicam áreas de solo exposto recém-irrigadas. À medida que os valores de NDVI crescem, a contribuição do LE do solo diminui e a

dispersão dos valores também é menor, sendo praticamente nula nas áreas com altos valores de NDVI.

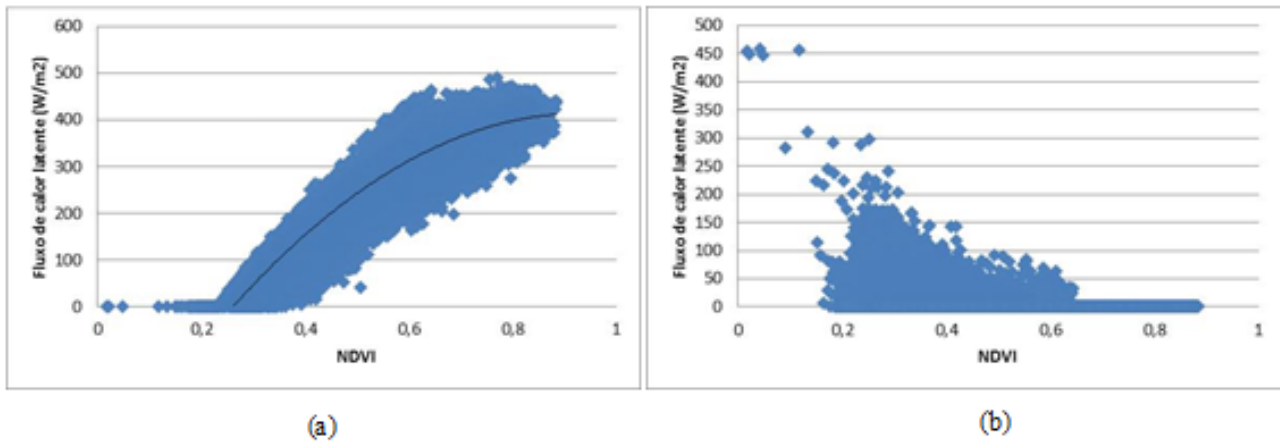


Figura 4. Comparação do NDVI com a transpiração da vegetação (a) e a evaporação do solo (b).

Os valores de evaporação do solo maiores que 100 W/m^2 , obtidos da imagem ASTER, correspondentes a altas taxas de evaporação, foram “plotados” no gráfico entre o NDVI e a temperatura superficial. Conforme observado

na Figura 5, os pixels selecionados estão situados na parte inferior e à esquerda do gráfico, ou seja, na parte úmida (temperatura baixa) e com menor vegetação (NDVI de baixo a médio) do gráfico.

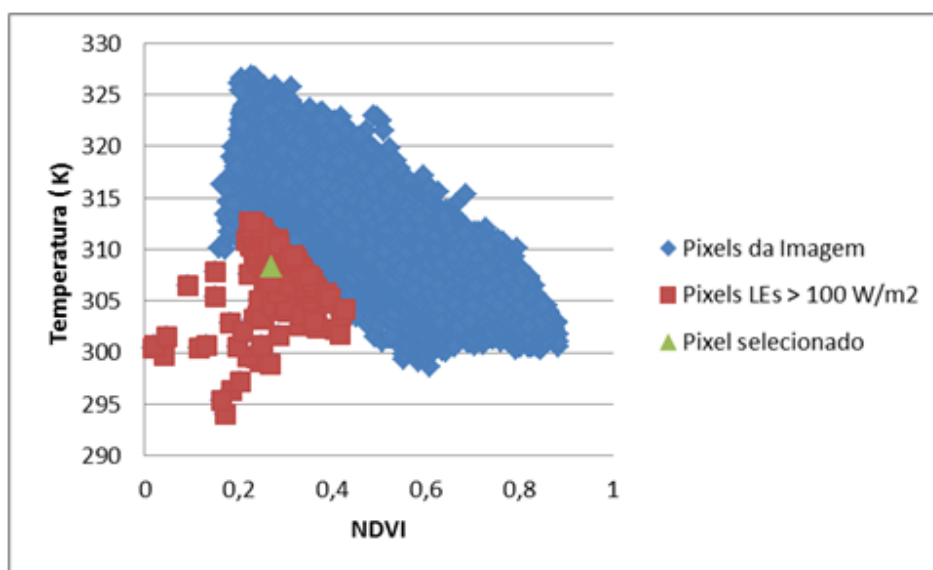


Figura 5. Pixels com maiores taxas de evaporação do solo no gráfico entre NDVI e temperatura superficial.

Na Figura 5, o pixel selecionado (triângulo verde), corresponde ao pivô de irrigação superior na Figura 6. Esse pivô possui cobertura vegetal incompleta, sendo bastante homogêneo em relação ao NDVI, com valor de $\sim 0,23$ (Figura 6a). Ao observar a temperatura (Figura 6b) se pode notar que a parte direita do pivô possui temperaturas mais baixas, estando relacionado a uma situação de maior umidade (irrigação recente). Ao olhar para o fluxo de calor latente da vegetação (Figura 6c) percebe-se um valor relativamente constante, entre 10 e 80 W/m^2 . Esse valor

relativamente baixo é compatível com o ainda pequeno desenvolvimento vegetal (baixo coeficiente basal da cultura agrícola), sendo constante em todo o pivô em virtude da ausência de estresse hídrico. Já para a evaporação do solo (Figura 6d) são observadas três faixas distintas (de 10 a 80, de 80 a 145 e de 145 a 183 W/m^2), ou seja, ao que parece o pivô estava sendo irrigado exatamente no momento do imageamento (área roxa no pivô), sendo essa variável muito mais sensível na escala diária que a transpiração.

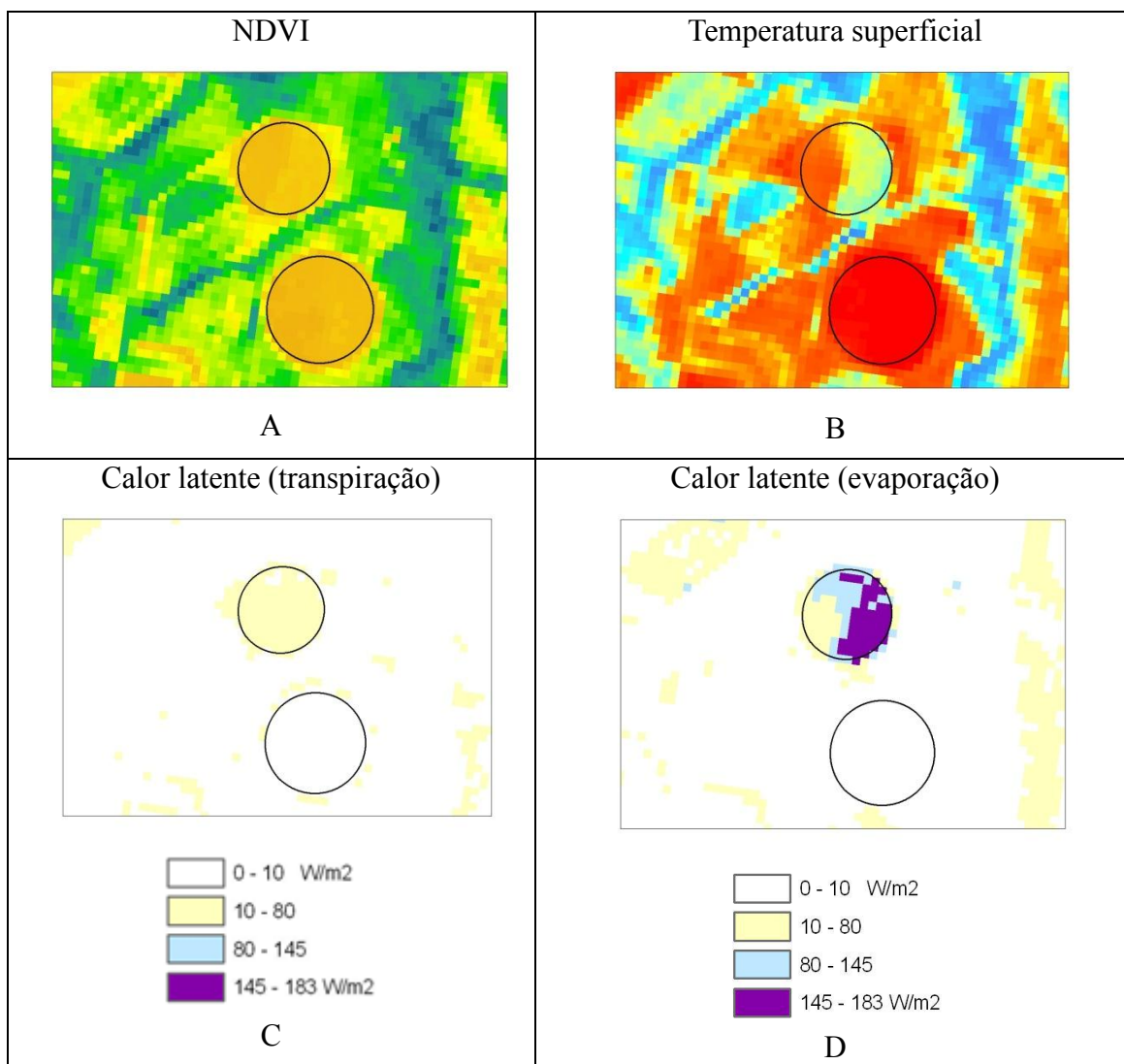


Figura 6. Variabilidade da transpiração vegetal e da evaporação do solo no interior de pivôs de irrigação.

Os valores de LE na Figura 6 estão coerentes com a expectativa do comportamento da evapotranspiração em um pivô de irrigação. A ausência de estresse hídrico na zona radicular ocasiona valores relativamente constantes de transpiração, enquanto a irrigação recente em parte do pivô provoca o umedecimento da superfície do solo e, por consequência, altos valores de evaporação nas áreas recém-irrigadas.

4. Conclusões

A utilização do sensoriamento remoto, particularmente por meio do modelo METRIC, constitui uma forma prática para obtenção de estimativas espaciais de evapotranspiração, sendo necessário, além das imagens de satélite, dados meteorológicos obtidos em uma estação de referência.

A evaporação da água no solo e transpiração da vegetação apresentam tempos de resposta diferenciados em relação à umidade superficial, sendo a transpiração sensível ao teor médio de umidade em toda a zona radicular, enquanto a evaporação de água no solo particularmente importante nas primeiras horas após o evento de precipitação/irrigação.

A possibilidade de mapeamento dessas variáveis hidrológicas, conforme demonstrado, permite associá-las com aspectos superficiais da bacia hidrográfica, sendo seu padrão espacial consequência de aspectos naturais e antrópicos, tais como o uso da terra e irrigação. O entendimento da

dinâmica espacial da evapotranspiração constitui, dessa forma, importante ferramenta no gerenciamento de recursos hídricos.

Em relação à continuidade do trabalho, destaca-se que a comparação da evaporação de água no solo em diferentes pivôs de irrigação permitirá analisar a eficiência da irrigação, ou seja, a fração da água aplicada não utilizada de forma produtiva. A comparação com dados de evaporação e transpiração coletados em campo também servirão para validar o procedimento proposto.

5. Agradecimentos

O autor agradece o apoio da Agência Nacional de Águas e do Programa de Pós-graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos da Universidade de Brasília.

6. Referências

- Allen, R.; Pereira, L. S.; Raes, D.; Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Roma: 300 p. (FAO Irrigation and Drainage Paper, v.56).
- Allen, R. G.; Tasumi, M.; Trezza, R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133(4), p.380-394.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Menenti, M.; Feddes,

- R. A.; Holtslag, A. A. M. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, v.213, n.1-4, p. 198-212.
- Danish Hydraulic Institute – DHI. (2008). MIKE-SHE user manual. Estocolmo: DHI, 436 p.
- Digman, S. L. *Physical Hydrology*. (2002) Long Grove: Waveland Press, 2.ed, 646 p.
- Er-Raki, S.; Chehbouni, A.; Duchemin, B. (2010). Combining Satellite Remote Sensing Data with the FAO-56 Dual Approach for Water Use Mapping In Irrigated Wheat Fields of a Semi-Arid Region. *Remote Sensing*, v.2, p.375-387.
- Falkenmark, M.; Rockström, J. (2005). *Balancing water for humans and nature*. Londres: Earthscan, 2 ed., 247 p.
- Gowda, P. H.; Chavez, J. L.; Colaizzi, P. D.; Evett, S. R.; Howell, T. A.; Tolk, J. A. (2008). ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation Science*, v.26, n.3, p.223-237.
- Kalman, J. D.; Mcvicar, T. R.; McCabe, M.F. (2008). Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surveys in Geophysics*, v.29, n.4-5, p.421-469.
- Kustas, W. P.; Norman, J.M. (1999). Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.94, p.13-29.
- Kustas, W. P.; Norman, J. M.; Schmugge, T. J.; Anderson, M. C. (2004). Mapping surface energy fluxes with radiometric temperature. In: Quattrochi, D. A.; Luvall, J. C. *Thermal remote sensing in land surface processes*. Boca Raton: CRC Press, 1 ed., p.205-253.
- Norman, J. M.; Kustas, W. P.; Humes, K. S. (1995). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Foresty Meteorology*, v.77, 263-293.
- Panday, S.; Huyakorn, P. S. (2004). A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources*, v.27, p.361-382.
- Raghunath, J. H. A.; Herath, S.; Musiake, K. (1998). Application of IIS distributed hydrological modelo (IISDHM) in Nakhon Sawn catchment, Thailand. *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, v.42, p.145-150.
- Reichle, R. H. (2008). Data assimilation methods in the earth sciences. *Advances in Water Resources*, v.31, n.11, p.1411-1418.
- Rodrigues, L. N.; Sano, E. E.; Azevedo, J. A. de; Silva, E. M. da. (2007). Distribuição

espacial e área máxima do espelho d'água de pequenas barragens de terra na Bacia do Rio Preto. Espaço e Geografia, v.10, p.101-122.

Schultz, G. A.; Engman, E.T. (2000). Remote sensing in hydrology and water management.

Nova Iorque: Springer, 1 ed., 483 p.

Su, Z. (2002). The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. Hydrology and Earth System Sciences, v.6, n.1, p.85-99.