

UTILIZAÇÃO DE IMAGENS DIGITAIS TM - LANDSAT 5 PARA ESTIMAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA

Use of digital images TM - LANDSAT 5 to estimate daily real evapotranspiration

Fabício Lopes de Macedo¹
Flávio Carlos Dalchiavon³
Laerte João Bertonha¹
Ricardo Antônio Ferreira Rodrigues¹
Bernardo Barbosa da Silva²
Hélio Ricardo Silva¹

¹**Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (FEIS/UNESP)**

Departamento de Fitossanidade, Engenharia Rural e Solos

Avenida Brasil, 56, Centro
15385-000, Ilha Solteira – SP
fabriciolmacedo@hotmail.com
laertebertonha@hotmail.com,
ricardo@agr.feis.unesp.br
hrsilva@agr.feis.unesp.br

²**Universidade Federal de Pernambuco**

Departamento de Ciências Geográficas

Avenida Acadêmico Hélio Ramos s/n, Cidade Universitária
50741-530, Recife-PE
bernardo@dca.ufcg.edu.br

³**Instituto Federal de Mato Grosso, Campus Campo Novo do Parecis,**

Departamento de Agronomia

Rodovia MT 235, Km 12, Zona Rural
78360-000, Campo Novo do Parecis-MT
flavio.dalchiavon@cnp.ifmt.edu.br

RESUMO

Os métodos convencionalmente utilizados para estimar a evapotranspiração fornecem apenas uma quantificação pontual e requerem a implantação de uma ampla rede de estações meteorológicas, tornando esse tipo de medição muito onerosa. A quantificação da evapotranspiração é extremamente importante na modelagem meteorológica e hidrológica, tornando-se indispensável para o manejo hídrico dos sistemas agrícolas. Neste contexto, o presente trabalho foi realizado para estimar a evapotranspiração em uma microbacia hidrográfica de um afluente do Ribeirão Marimbondo, integrando informações derivadas de sensores remotos e modelagem na obtenção de componentes do balanço de radiação solar e da energia de superfície (fluxo de calor sensível, fluxo de calor no solo e fluxo de calor latente). Empregou-se o algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) com duas imagens do satélite Landsat 5 – TM datadas de 20/04/2009 e 26/08/2009, correspondendo, respectivamente, ao final do período chuvoso e ao período de seca na região. Verificou-se uma acentuada variação nos valores de todos os parâmetros analisados. Em relação à evapotranspiração real para o mês de abril, os valores máximos obtidos variaram entre 4,411 e 5,283 mm dia⁻¹, enquanto que para o mês de agosto os valores máximos variaram entre 3,580 e 4,631 mm dia⁻¹. Essa variação se deu em virtude da presença de abundâncias variadas de vegetação ao longo dos períodos avaliados. Os resultados obtidos por meio do processo metodológico de aplicação de imagens Landsat 5 – TM, juntamente com o algoritmo SEBAL para estimativa da evapotranspiração real, apresentaram consistência quando comparados pelos dados observados na

literatura, de maneira que a técnica utilizada neste estudo pode perfeitamente ser utilizada na gestão de bacias hidrográficas.

Palavras chave: Balanço de energia. Microbacia. Sensoriamento remoto

ABSTRACT

The conventionally used methods for estimating evapotranspiration provide only specific measurement and require the wide and costly use of weather stations networks. The quantification of evapotranspiration is extremely important in meteorological and hydrological modeling, making it essential for the water management of agricultural systems. In this context, the present study aims to estimate the evapotranspiration in a watershed from a tributary at Ribeirão Marimbondo, integrating remote monitored information and modeling for estimating both the solar radiation and surface energy balance components (sensible heat flux, flux soil heat and latent heat flux). For that, two satellite images (Landsat 5 – TM – 222 – 074) dated 20/04/2009 and 26/08/2009 were selected, they correspond respectively to the end of the rainy season and to the drought in the region. An emphatic variation in the values of all parameters analyzed was detected. Regarding the actual evapotranspiration for the month of April, the maximum values obtained ranged between 4.411 and 5.283 mm day⁻¹, whereas for the month of August the maximum values ranged between 3.580 and 4.631 mm day⁻¹. This variation occurred because of the presence of varied abundances of vegetation over the periods. The results obtained by the process of methodological application of images Landsat 5 - TM along with the SEBAL algorithm to estimate the actual evapotranspiration, were consistent when compared to the reported data in the literature, so that the technique used in this study can be perfectly used in the watershed management.

Keywords: Energy balance. Watershed. remote monitoring.

1 INTRODUÇÃO

A água doce tem se tornado, ao longo das últimas décadas, o mais precioso recurso natural e uma gestão consciente deste será um dos maiores desafios da humanidade. A crescente demanda por recursos hídricos requer o conhecimento de onde, quando e como a água será utilizada. Assim, a quantificação da evapotranspiração (ET) é indispensável para o manejo hídrico sustentável de cultivos irrigados. Braun et al. (2001), Bezerra et al. (2008), Santos et al. (2010) afirmaram que a evapotranspiração é um dos principais fatores mediadores do clima, pois atua em processos físicos, interligando a energia, o clima e a hidrologia.

As informações quantitativas referentes à evapotranspiração constituem importante fase do ciclo hidrológico, tendo várias aplicações, tais como o planejamento de áreas agrícolas para plantio irrigado e de sequeiro, a previsão de cheias, a construção e operação de barragens para abastecimento público.

A determinação da evapotranspiração ocorre com auxílio de equipamentos, tais como lisímetros ou estações meteorológicas que utilizam correlações de vórtices turbulentos, ou ainda por meio do balanço hídrico no solo e com equações como a de Penman - Monteith (Allen et al., 1998). Porém, a instalação e operação de estações meteorológicas para estimação da evapotranspiração demandam recursos econômicos e humanos, nem sempre disponíveis. Além disso, a rede de postos de monitoramento é esparsa, o que limita o conhecimento sobre a distribuição espacial da evapotranspiração (SANTOS; SILVA, 2008).

Segundo Silva et al. (2005), Silva e Bezerra (2006) graças ao desenvolvimento dos produtos de sensoriamento remoto, foi possível desenvolver técnicas para a estimativa do balanço de radiação na superfície, dos fluxos de calor e da evapotranspiração com auxílio de imagens de satélite, possibilitando estimativas em escalas regionais, tornando-se uma ferramenta de grande vantagem para o manejo racional da irrigação em bacias hidrográficas.

Com o intuito de simplificar o processo de aquisição de variáveis hidrológicas para grandes áreas, determinados algoritmos foram desenvolvidos nos últimos anos. Dentre eles o SEBAL “Surface Energy Balance Algorithm for Land” (BASTIAANSEN, 1995;

BASTIAANSSEN et al., 2005) tem se destacado. O SEBAL tem sido aplicado em diversas regiões do planeta, tendo como característica principal requerer número reduzido de dados climatológicos de superfície necessários para a determinação do balanço de energia (PAIVA, 2005; SILVA et al., 2005; SILVA; BEZERRA, 2006).

O algoritmo SEBAL faz uso das radiâncias espectrais registradas nos sensores dos satélites e de um conjunto de dados meteorológicos que incluem a velocidade do vento e a temperatura do ar, possibilitando, com isso calcular o balanço de energia na superfície da Terra e, assim, obter a estimativa da evapotranspiração nas escalas horária e diária (COURAULT et al., 2003).

A validação do modelo SEBAL foi realizada em campanhas de campo na Espanha e no Egito, com auxílio de imagens do satélite Landsat 5 - TM (BASTIAANSSEN, 1995). Nesse sentido, o presente trabalho teve por objetivo estimar os valores de evapotranspiração em um afluente da Sub-Bacia do Ribeirão Marimbondo, estado de São Paulo, através da aplicação do modelo SEBAL, utilizando imagens de Satélite Landsat 5 - TM, na órbita ponto 222 - 074, datadas de 20/04/2009 e 26/08/2009.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Localização da área de estudo

A área de estudo compreende um afluente da Sub-Bacia do Ribeirão Marimbondo, localizada na Bacia Hidrográfica do Rio São José dos Dourados, com as seguintes coordenadas 50°33'8,3"W, 20°24'25,192"S e 50°30'9,402"W 20°20'32,85"S, apresentando 400 m de altitude média (Figura 1). Na área, predomina vegetação natural, constituída pela Floresta Estacional Semi-decidual. Conforme preceitos de Köppen, o clima da região é classificado como tropical úmido megatérmico (A_w), com chuva no verão e seca no inverno. A precipitação pluvial média anual é de aproximadamente 1232 mm, com temperatura média anual ao redor de 24,5°C e umidade relativa do ar entre 70 e 80%.

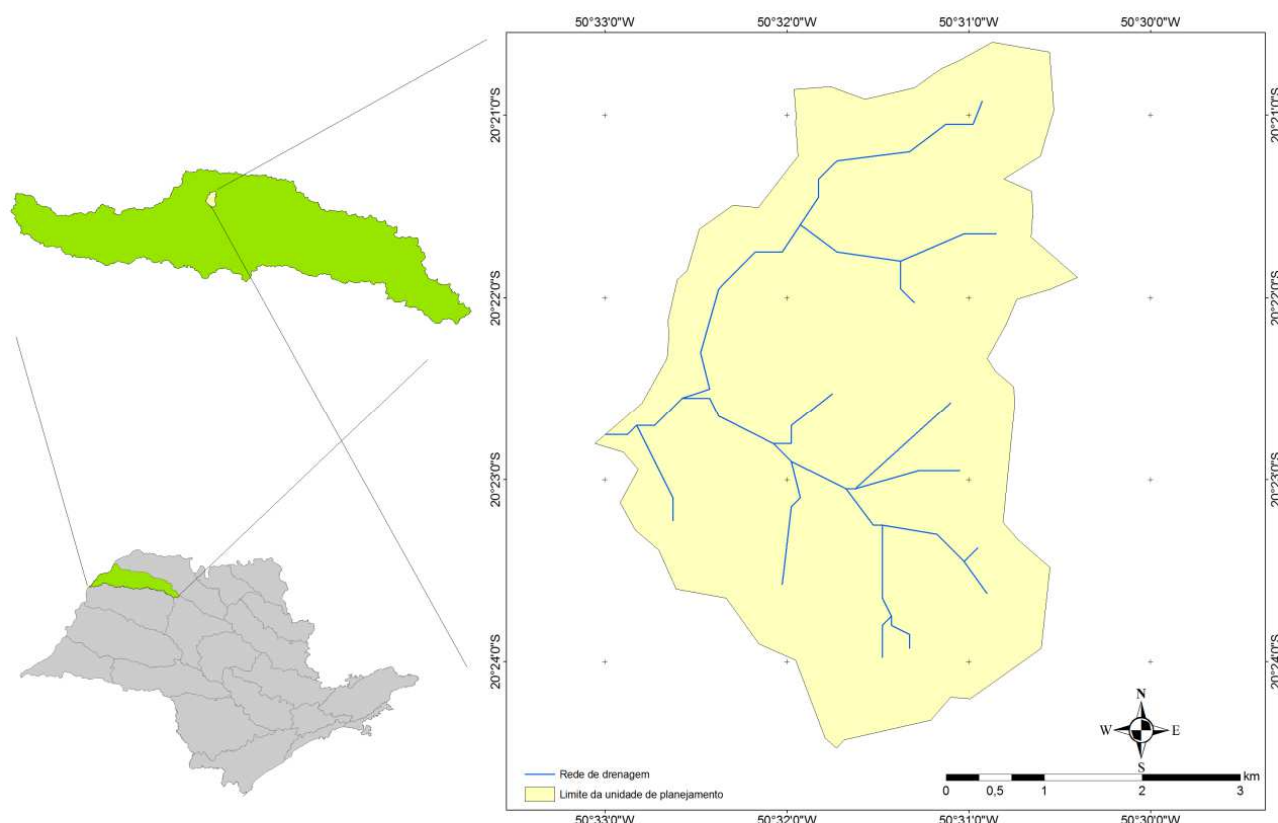


Figura 1: Mapa do Estado de São Paulo, com a localização da área de estudo.

2.2 Metodologia

Para a determinação da evapotranspiração diária (mm dia^{-1}), os componentes dos balanços de radiação e de energia foram obtidos a partir de imagens TM - Landsat 5 e alguns dados complementares de superfície, como velocidade do vento, umidade relativa, pressão atmosférica e temperatura do ar. As imagens utilizadas no estudo foram adquiridas junto à Divisão de Geração de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com a órbita ponto 222/74, referentes às datas 20/04 e 26/08 de 2009, correspondendo ao final da época chuvosa e de seca, respectivamente. Foram escolhidas essas duas datas porque as imagens estavam livres de nebulosidade que poderia afetar os resultados.

Na determinação do saldo de radiação instantâneo à superfície foram utilizados procedimentos empregados no SEBAL (BASTIAANSEN et al., 1998a,b; Allen et al., 2002; Silva et al., 2005), representando as diversas etapas de cômputo dos diferentes componentes do balanço de radiação (Figura 2).

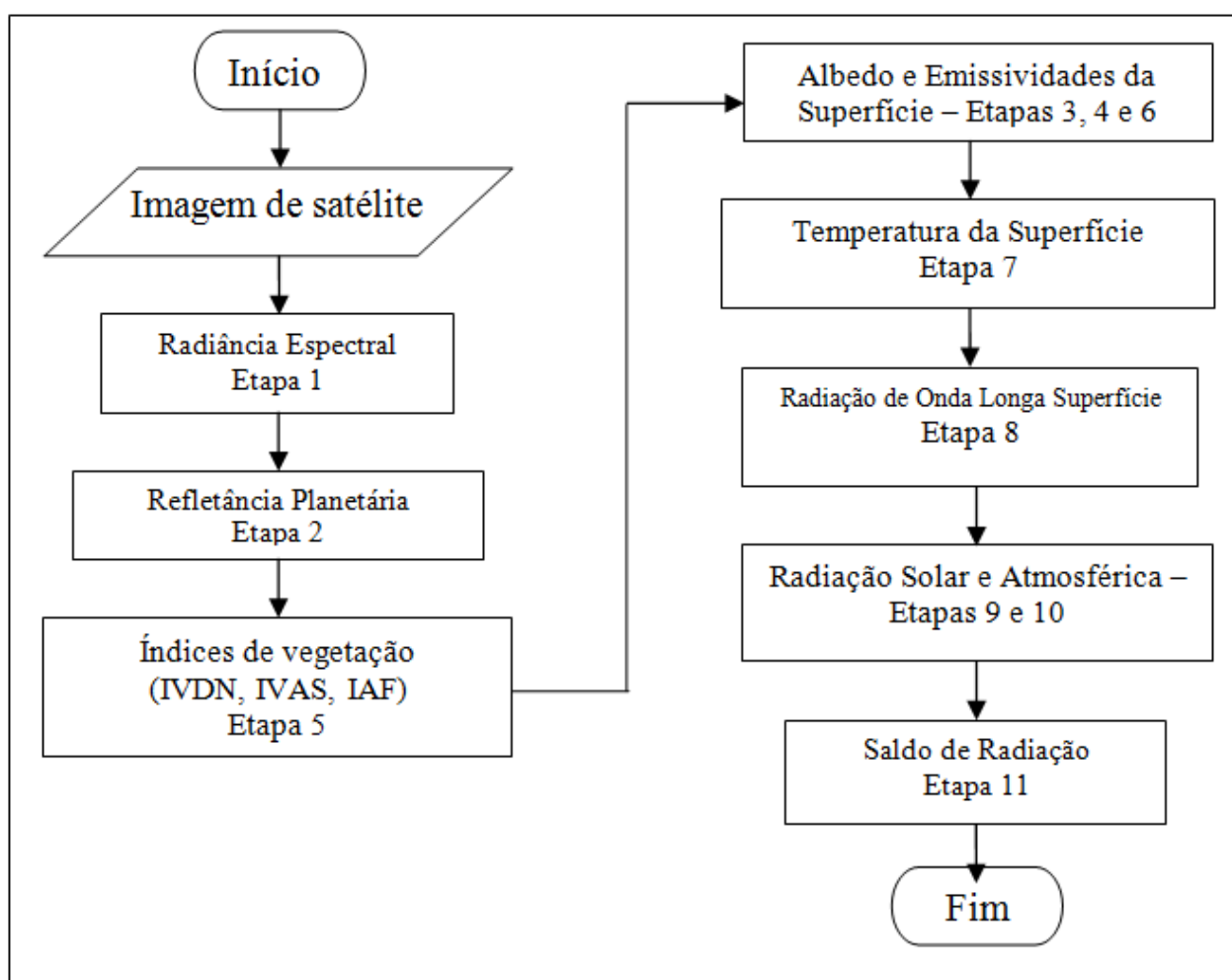


Figura 2: Cálculo de Rn (Silva et al., 2005).

Informações adicionais sobre a obtenção da radiância, reflectância, índices de vegetação e albedo estão encontradas em Allen et al. (2002), Silva et al. (2005) e Gomes et al. (2009).

A seguir são descritos os procedimentos para determinação do Saldo de Radiação:

Calibração Radiométrica - Obtido pela equação (Markham e Baker, 1987):

$$L_{\lambda i} = a_i + \left(\frac{b_i - a_i}{255} \right) ND \quad (1)$$

onde: a e b são, respectivamente, as radiâncias espectrais mínima e máxima ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$); ND é a intensidade do pixel (número digital – número inteiro de 0 a 255); i corresponde as bandas (1 a 7) do satélite TM - Landsat 5.

Reflectância – Essa etapa corresponde ao cômputo da reflectância monocromática de cada banda ($\rho_{\lambda i}$), definida como a razão entre o fluxo da radiação solar refletido e o fluxo da radiação solar incidente, obtida pela equação (Allen et al., 2002):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{k_{\lambda i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (2)$$

onde: $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda; $k_{\lambda i}$ é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$); Z é o ângulo zenital solar; d_r é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol (r_o) e a distância Terra-Sol (r) em dado dia do ano (DSA).

Albedo planetário – Essa etapa representa o cômputo do albedo não ajustado à transmissividade atmosférica, obtida pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas:

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (3)$$

onde: $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5$ e ρ_7 são os albedos planetários das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 do TM/Landsat 5.

Albedo da superfície – Nessa etapa, obtém-se o albedo corrigido para os efeitos atmosféricos α , pela equação:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (4)$$

onde: α_{toa} é o albedo planetário, α_p é a reflectância da própria atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, τ_{sw} é a transmissividade atmosférica para condições de céu claro, que foi obtida por meio da equação proposta por Allen et al. (2002):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z \quad (5)$$

onde: z é a altitude de cada pixel (m); como a área não apresenta topografia muito acentuada, adotou-se $z = 350$ m, representando a altitude média da área de estudo, admitindo-se para área que a altitude era constante para todos os pixels.

NDVI – Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (Normalized Difference Vegetation Index) é obtido pela razão entre a diferença das refletividades da banda do IV-próximo (ρ_{IV}) e do vermelho (ρ_V), pela soma das mesmas (Huete, 1988):

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (6)$$

onde: ρ_{IV} e ρ_V correspondem respectivamente, às bandas 4 e 3 do TM – Landsat 5.

SAVI – O SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index) é um índice que busca amenizar os efeitos do “background” do solo, determinado pela expressão (Huete, 1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (7)$$

onde: o fator L é uma função do tipo de solo.

IAF – O Índice de Área Foliar (IAF) é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação, determinado pela seguinte equação (Allen et al., 2002):

$$IAF = \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (8)$$

Emissividade – Para a aquisição da temperatura da superfície, será empregada a equação de Planck invertida, válida para um corpo negro. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal ε_{NB} , qual seja: $10,4 - 12,5 \mu m$. De acordo com Allen et al.(2002), as emissividades ε_{NB} e ε_0 podem ser obtidas, para $NDVI > 0$ e $IAF < 3$, segundo:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{NB} &= 0,97 + 0,0033 \cdot IAF \\ \varepsilon_0 &= 0,95 + 0,01 \cdot IAF \end{aligned} \quad (9)$$

Para pixels com $IAF \geq 3$, $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ e para corpos de água ($NDVI < 0$) $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$, segundo recomendações de Allen et al. (2002).

Temperatura da superfície – Para a obtenção da temperatura da superfície T_{sup} são utilizadas a radiância espectral da banda termal $L_{\lambda,6}$ e ε_{NB} é a emissividade obtida na etapa anterior. Dessa forma, obtém-se a temperatura da superfície (K) pela seguinte expressão:

$$T_{sup} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (10)$$

onde: $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 126056 \text{ K}$ são constantes de calibração da banda termal do TM/Landsat 5 (Allen et al., 2002; Silva et al., 2005).

Radiação de onda longa emitida – É determinada pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{ol,emi} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_{sup}^4 \quad (11)$$

onde: ε_0 é a emissividade de cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_{sup} é a temperatura da superfície (K).

Radiação de onda curta incidente - A radiação de onda curta incidente é obtida pela associação do fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre para a condição de céu claro. Obtida pela seguinte expressão (Allen et al., 2002):

$$R_{sol,inc} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (12)$$

onde: S é a constante solar (1367 Wm^{-2}) Z é ângulo zenital solar, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica conforme proposto por Allen et al. (2002):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z \quad (13)$$

onde: z é a altitude de cada pixel (m); como a área não apresenta topografia muito acentuada, adotou-se $z = 350 \text{ m}$, representando a altitude média da área de estudo, admitindo-se para área que a altitude era constante para todos os pixels.

Radiação de onda longa incidente – Obtida pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{ol,atm} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (14)$$

onde: ε_a é a emissividade atmosférica obtida por: $\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09}$ (Allen et al., 2002), σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T_a é a temperatura do ar (K).

Saldo de radiação – É obtido por meio da equação do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = R_{sol,inc} (1 - \alpha_{sup}) - R_{ol,emit} + R_{ol,atm} - (1 - \varepsilon_o) R_{ol,atm} \quad (15)$$

onde: R_n é o saldo de radiação (Wm^{-2}), $R_{sol,inc}$ é a radiação de onda curta incidente, α_{sup} é o albedo corrigido de cada pixel, $R_{ol,atm}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel, $R_{ol,emit}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ε_o é a emissividade de cada pixel.

Fluxo de calor no solo – É determinado segundo equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa valores próximos ao meio-dia:

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) (1 - 0,98NDVI^4) \right] Rn \quad (16)$$

onde: G é o fluxo de calor no solo (Wm^{-2}), T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$), α é o albedo da superfície e $NDVI$ é o índice de vegetação da diferença normalizada, todos computados pixel a pixel.

Fluxo de calor sensível – É estimado com base na velocidade do vento e temperatura da superfície, usando uma calibração interna da diferença da temperatura próxima à superfície entre dois níveis da superfície segundo Bastiaanssen et al. (1998a) (Figura3):

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (17)$$

onde: H é o fluxo de calor sensível (Wm^{-2}), ρ é a massa específica do ar, c_p é o calor específico do ar ($1004 Jkg^{-1}K^{-1}$), a e b são constantes de calibração da diferença da temperatura entre dois níveis Z_1 e Z_2 , T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (sm^{-1}).

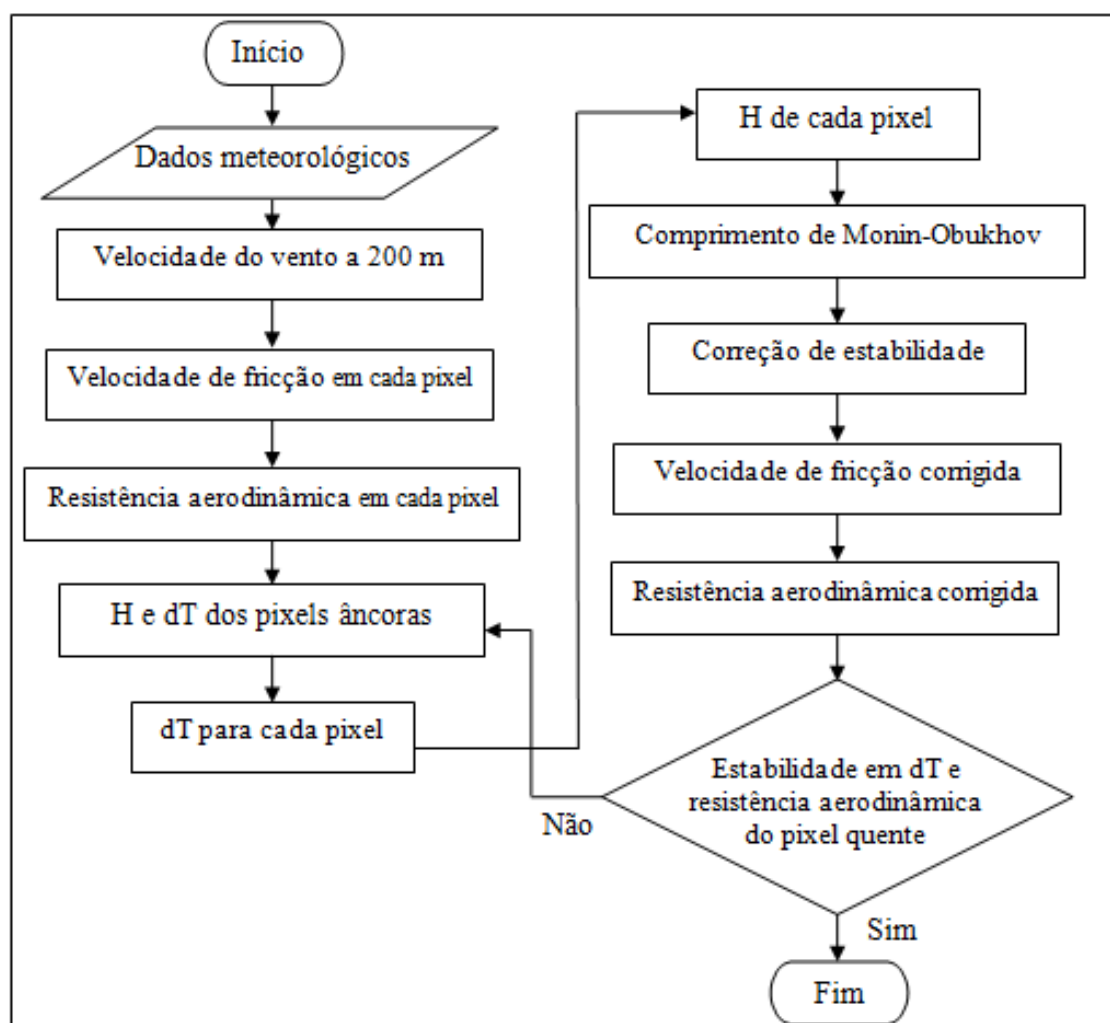


Figura 3: Cálculo de H.

Para a obtenção de H , foi necessário o conhecimento de dois pixels (âncoras) para determinar a variação de temperatura (dT) e a resistência r_{ah} em todos os pixels da área estudada. Inicialmente, a resistência aerodinâmica r_{ah} (sm^{-1}) foi computada, admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra, segundo a expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u^* \cdot k} \quad (18)$$

onde: Z_1 e Z_2 são as alturas em metros acima da superfície ($Z_1 = 0,1m$ e $Z_2 = 2,0m$) (Bastiaanssen et al., 1998a,b; Allen et al., 2002; Silva e Bezerra, 2006; Allen et al., 2007), u^* velocidade de fricção (ms^{-1}) e k é a constante de von Karman (0,41).

Nesta etapa, são reunidas as informações sobre a velocidade do vento u (ms^{-1}) e a altura média da vegetação (m) que envolve o local da medição da velocidade do vento (estação meteorológica).

Dessa forma, obtém-se o coeficiente de rugosidade local Z_{0m} em função da altura média da vegetação segundo equação de Brutsaert (1982):

$$Z_{0m} = 0,12h \quad (19)$$

A velocidade de fricção u^* (ms^{-1}) é computada usando o perfil logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u^* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{0m}}\right)} \quad (20)$$

onde: k é constante de von Karman (0,41), u_x é a velocidade do vento (ms^{-1}) na altura h e Z_{0m} é a coeficiente de rugosidade (m). Em seguida, considerando-se, ainda, a atmosfera em equilíbrio neutro, é estimada a velocidade do vento ao nível de $Z = 200m$ [obtendo-se u_{200} (ms^{-1})], chamada de altura da camada de mistura, onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis.

Com a hipótese de que u_{200} é constante em toda a cena estudada, pode ser obtida a velocidade de fricção u^* (ms^{-1}) para cada pixel da imagem, através da equação:

$$u^* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)} \quad (21)$$

onde: Z_{0m} (m) pode ser obtido em função do SAVI, segundo equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$Z_{0m} = \exp[-5,809 + (5,62 \cdot SAVI)] \quad (22)$$

Sequencialmente, calculou-se a diferença de temperatura próxima à superfície dT para cada pixel, obtida por meio da relação linear entre dT e T_{sup} , conforme a equação:

$$dT = a + bT_{\text{sup}} \quad (23)$$

onde: os coeficientes a e b são obtidos por meio dos pixels âncoras (quente e frio), conforme visto na sequência. O pixel “frio” da imagem foi escolhido, admitindo-se que este se encontrava numa área bem irrigada, assumindo-se que o fluxo de calor sensível foi nulo ($H_{\text{frio}} = 0$), e o fluxo de calor latente LE_{frio} (Wm^{-2}) dado por:

$$LE_{\text{frio}} = R_n - G \quad (24)$$

Por sua vez, o pixel “quente” foi escolhido numa área com grande exposição de solo, assumindo-se que o fluxo de calor latente foi nulo ($LE_{\text{quente}} = 0$), e, portanto, o fluxo de calor sensível H_{quente} (Wm^{-2}) foi dado por:

$$H_{\text{quente}} = R_n - G = \frac{\rho c_p (a + bT_{\text{sup}})}{r_{ah}} \quad (25)$$

onde: T_{sup} , R_n , G e r_{ah} foram obtidos exatamente no pixel quente da imagem. Com base nesses valores, obteve-se no pixel quente: $a + bT_{\text{sup}} = r_{ah}(R_n - G) / \rho c_p$. Como no pixel frio $dT = 0$, ou seja, $a + bT_{\text{sup}} = 0$, obteve-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, possibilitando o cálculo de a e b . Logo, obteve-se H , segundo a equação de H .

O comprimento de Monin-Obukhov L (m) foi utilizado para identificar as condições de estabilidade da atmosfera e corrigir a velocidade de fricção e a resistência aerodinâmica. Com isso, novos valores de a e b da Equação 17 foram obtidos, e o processo se repetiu até a obtenção da estabilidade. Maiores detalhes podem ser obtidos em Allen et al. (2002), Silva e Bezerra (2006) e Bezerra et al. (2008).

$$L = - \frac{\rho c_p u^{*3} T_{\text{sup}}}{kgH} \quad (26)$$

onde: ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar à pressão constante, u^* é a velocidade de fricção de cada pixel das imagens (ms^{-1}), T_{sup} é a temperatura da superfície (K), g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \text{ ms}^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível (Wm^{-2}), obtido, inicialmente, considerando a condição de neutralidade. Os valores de L definem as condições de estabilidade da seguinte forma: se $L < 0$, a atmosfera é considerada instável; se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável e se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h) deverão ser considerados. Para isso, utilizam-se das formulações de Paulson (1970), e Webb (1970) e os valores corrigidos da velocidade de fricção e da resistência aerodinâmica foram dados por:

$$u^* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right) - \psi_{m(200m)}} \quad (27)$$

onde: u_{200} é a velocidade do vento a 200 m (ms^{-1}), k é a constante de von Karman (0,41), Z_{0m} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\psi_{m(200m)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 200 m, e

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{Z_2}{Z_1} - \psi_{h(Z_2)} + \psi_{h(Z_1)}}{u^* \cdot k} \quad (28)$$

onde: $Z_2 = 2,0$ m, $Z_1 = 0,1$ m, e $\psi_{h(Z_2)}$ e $\psi_{h(Z_1)}$ são as correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Uma vez corrigidos u^* e r_{ah} , retorna-se ao cômputo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente, até que se obtenha estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura (dT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}). Em geral, são necessárias de 5 a 8 iterações.

Fluxo de Calor Latente – Compreende o fluxo de massa na atmosfera proveniente da evaporação mais transpiração das plantas de dada área, ao mesmo tempo em que representa a taxa de calor cedido à água da superfície (solo e/ou planta) para que a mesma evapotranspire. Uma vez conhecidos os fluxos de calor sensível, no solo e o saldo de radiação, o mesmo pode ser calculado pela equação:

$$LE = R_n - G - H \quad (29)$$

onde: os fluxos correspondem ao instante da passagem do satélite.

Evapotranspiração diária – Essa etapa é determinada com base da Fração Evaporativa Instantânea – FE_i , definida com a razão entre LE e $(R_n - G)$. Vários estudos confirmam que a FE_i é igual a FE diária. Portanto, tem-se:

$$FE_i = \left(\frac{LE}{R_n - G} \right) = FE_{24h} = \frac{LE_{24h}}{R_{24h}} \quad (30)$$

Admite-se que $G_{24h} = 0$. Assim, a LE_{24h} será dada por:

$$LE_{24h} = FE_i \cdot R_{24h} \quad (31)$$

onde: a $R_{n24h} = R_{s,24h}(1 - albed\theta) - 110 \tau_{24h}$ R_{n24h} e a conversão da LE_{24h} em ET_{24h} é dada por:

$$ETd = 0,035 \cdot \left[(1 - \alpha) R_{s,24h} - 110 \tau_{sw24h} \right] \quad (32)$$

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

De acordo com Accioly et al. (2002), o albedo apresenta uma relação inversa com os resultados obtidos pelo NDVI, em que áreas que apresentam uma vegetação exuberante, apresentam baixo valor de albedo, ao passo que áreas pouco vegetadas apresentam alto valor de albedo. Nota-se que as diferenças encontradas para os valores de albedo estão relacionadas basicamente com a época do ano em que as imagens foram obtidas (Figura 4).

De acordo com Leivas et al. (2007), em condições de baixa umidade a superfície apresenta um baixo poder de retenção da radiação, sendo grande parte devolvida à atmosfera na forma de radiação refletida. Isso pode ser comprovado no estudo comparativo das imagens de abril e agosto, em que a imagem de agosto apresenta aumento das áreas com valores mais elevados de albedo. Galvêncio et al. (2006) em estudo semelhante, determinaram os valores de albedos para duas estações climáticas (época chuvosa e seca) e obtiveram resultados análogos, em que a época seca apresentou maior valor de albedo devido à baixa cobertura vegetal.

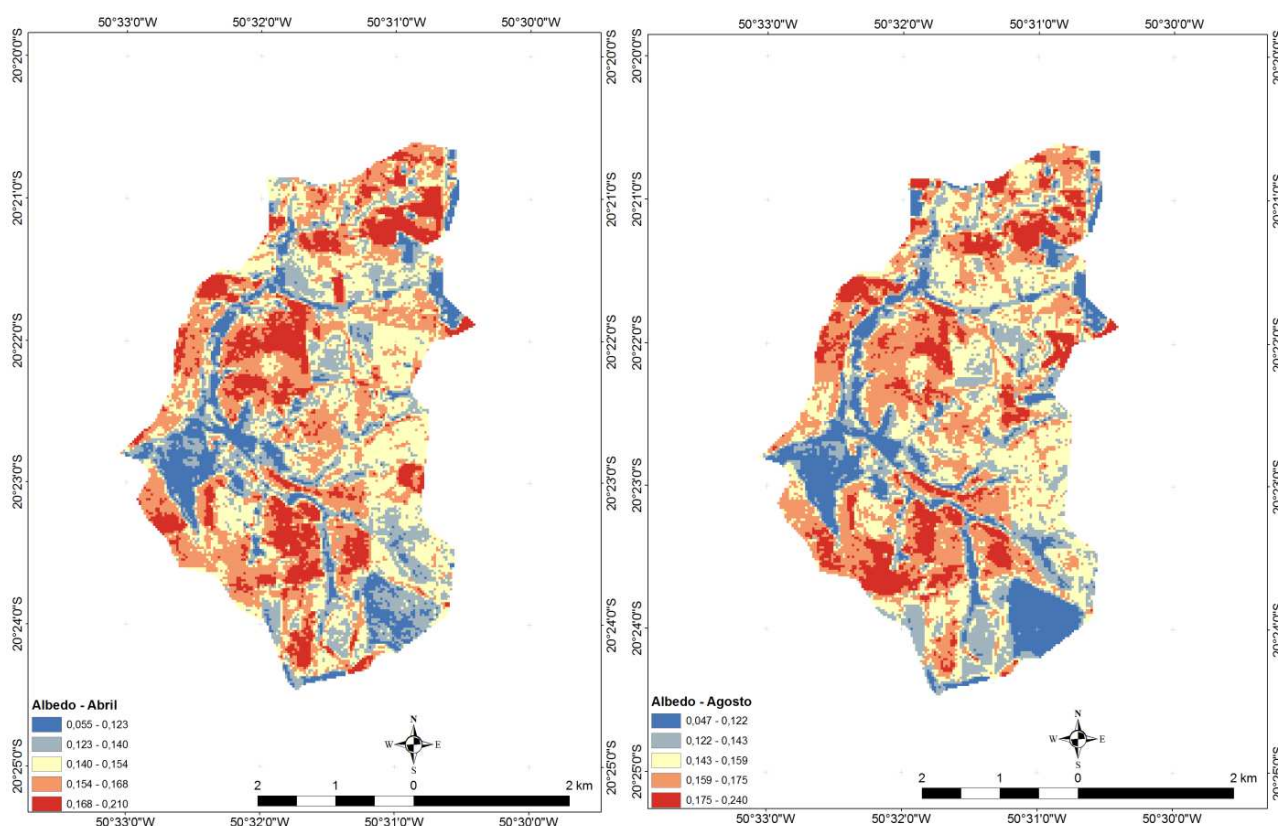


Figura 4: Albedo da superfície.

O NDVI foi utilizado para evidenciar o comportamento das mudanças temporal e espacial da vegetação da microbacia de estudo. Segundo Cunha et al. (2011), o NDVI é um índice que analisa a intensidade do estresse hídrico em vegetações, podendo variar de -1 a 1, de acordo com o uso e a cobertura do solo presente em determinada localidade. Dessa forma, os baixos valores de NDVI (Figura 5) para o mês de abril corresponderam às áreas que apresentavam solo exposto e/ou solo preparado.

Porém, como essa data era no final da estação chuvosa da região em estudo, ficou evidente que ocorreu predominância de valores elevados de NDVI praticamente em toda a microbacia. Com relação ao mês de agosto, os resultados demonstraram que a maior parte da vegetação remanescente estava localizada ao longo das margens dos rios. A presença de menores índices de NDVI nessa época é comum na região, uma vez que caracteriza o período de inverno.

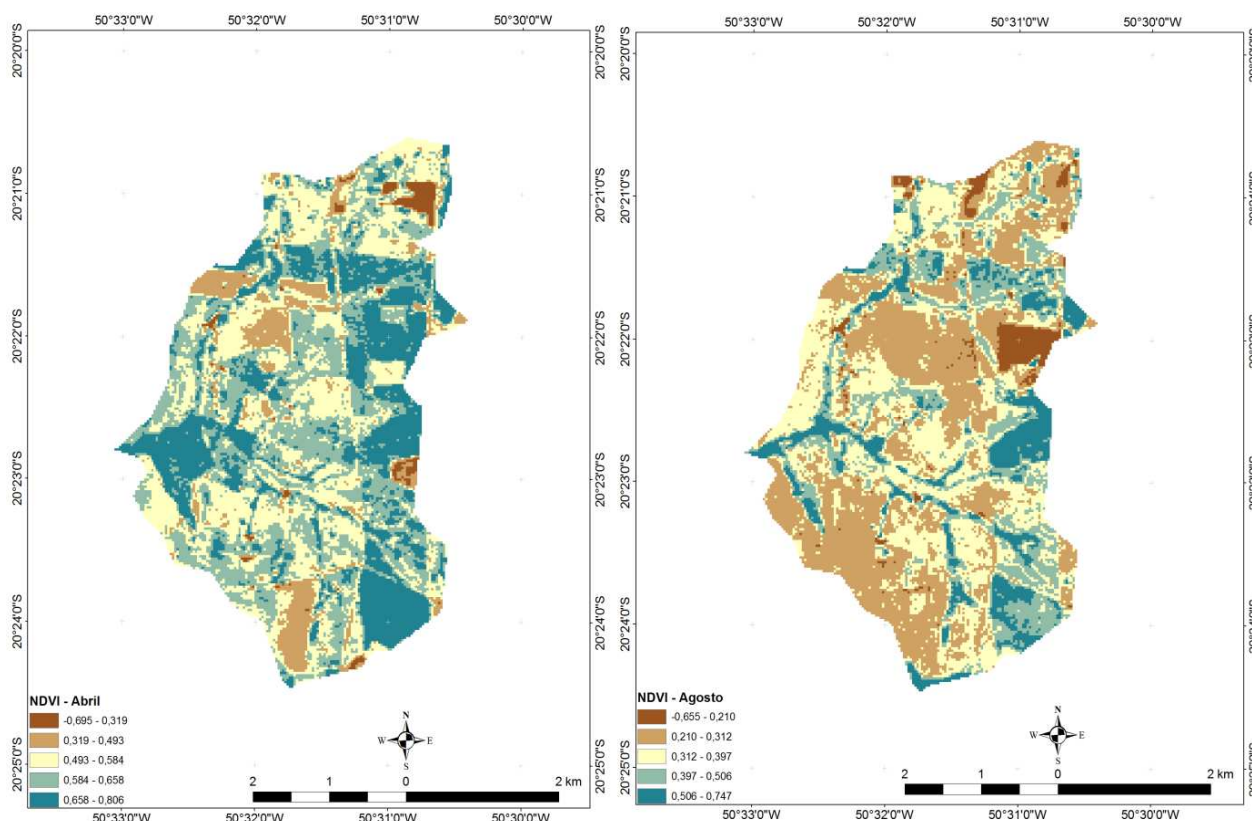


Figura 5: Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI).

Os resultados referentes ao saldo de radiação (R_n), Figura 6, demonstraram que as áreas do mês de agosto apresentaram valores superiores ao mês de abril, possivelmente em decorrência da maior intensidade luminosa naquela época do ano. Analisando as duas épocas, foi possível observar que no azul, valores de R_n inferiores a 473,2 e 493,9 $W\ m^{-2}$ (abril e agosto, respectivamente), foram obtidos em áreas caracterizadas pela presença de solo exposto ou com pastagens pouco densas, coincidindo com os resultados encontrados por Bezerra (2006). A classe intermediária de tonalidade branca compreendeu a faixa de 473,2 e 489,9 $W\ m^{-2}$, representando áreas com cobertura vegetativa intermediária, abrangendo pastagens e culturas agrícolas em início de desenvolvimento. Por outro lado, áreas com tonalidades mais avermelhadas representaram valores de R_n acima de 509,8 (abril) e 526,0 $W\ m^{-2}$ (agosto), representando a vegetação de maior densidade, que corresponderam as áreas remanescentes florestais bem como culturas agrícolas mais densas, ficando de acordo com os valores apresentados por Andrade et al. (2007) e Santos et al. (2010).

Em relação ao fluxo de calor no solo (G), Figura 7, os resultados indicaram que os menores valores, para as duas estações do ano, relacionavam-se às áreas com presença de vegetação mais densa (coloração azul), corroborando com Oliveira e Galvêncio (2008), os quais observaram que a densidade de cobertura vegetal atuou como importante fator para a diminuição dos valores de G . Os valores intermediários de G , representados pelas classes com tonalidade branca nos mapas, evidenciaram a ocupação das áreas por culturas agrícolas com grande atividade fotossintética e por pastagens.

Já as áreas com maiores valores de G foram representadas pela tonalidade vermelha, cuja ocupação se dava por vegetação muito rala ou solos expostos e úmidos, conforme já salientava Santos (2009). Silva e Bezerra (2006), ao determinarem o G para o Perímetro irrigado Senador Nilo Coelho em 04/10/2001, constataram um valor médio de 94,5 $W\ m^{-2}$, assim como valores, mínimo e máximo, de 29,7 e 222,1 $W\ m^{-2}$. Tais valores são semelhantes aos verificados no presente estudo. Contudo, a pequena variação entre ambos se deve à distinta realidade de cada estudo, pois foram realizados em diferentes localidades geográficas.

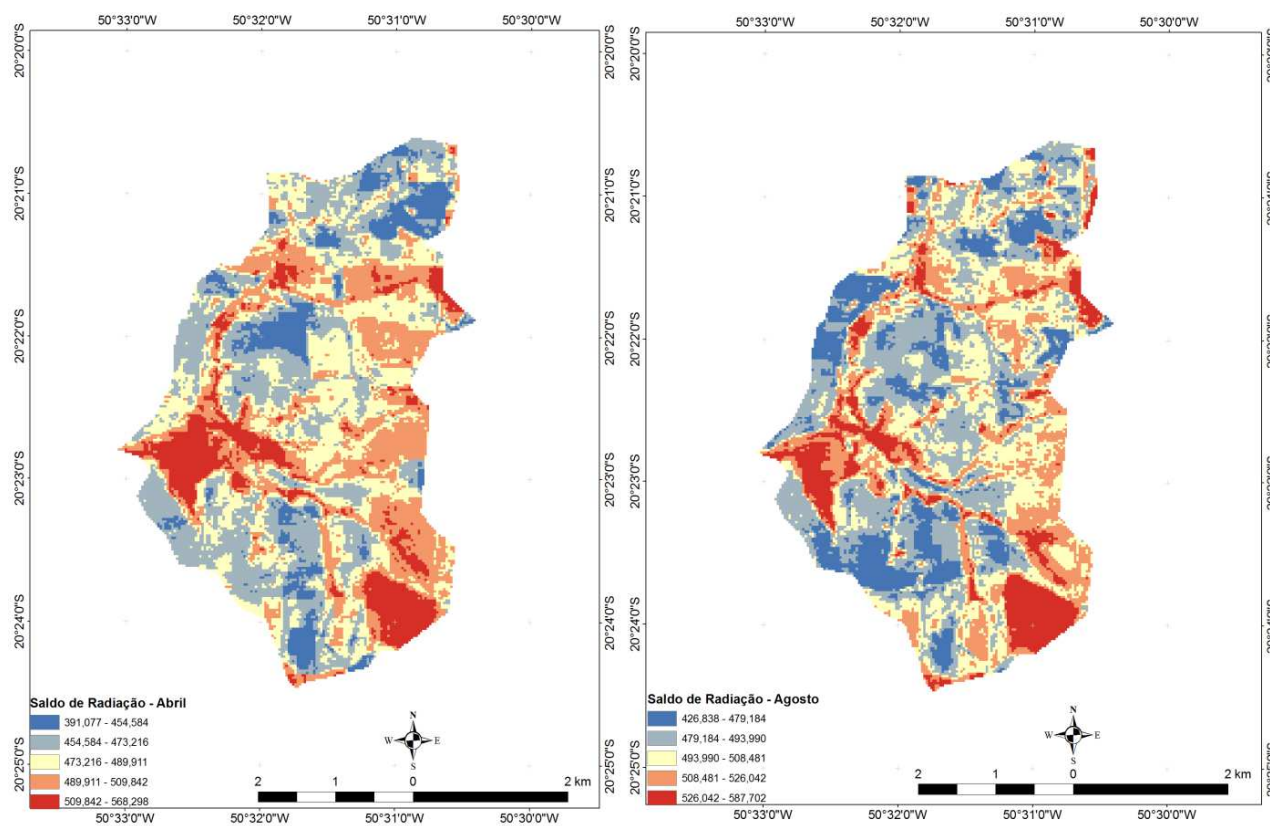


Figura 6: Saldo de Radiação (Rn).

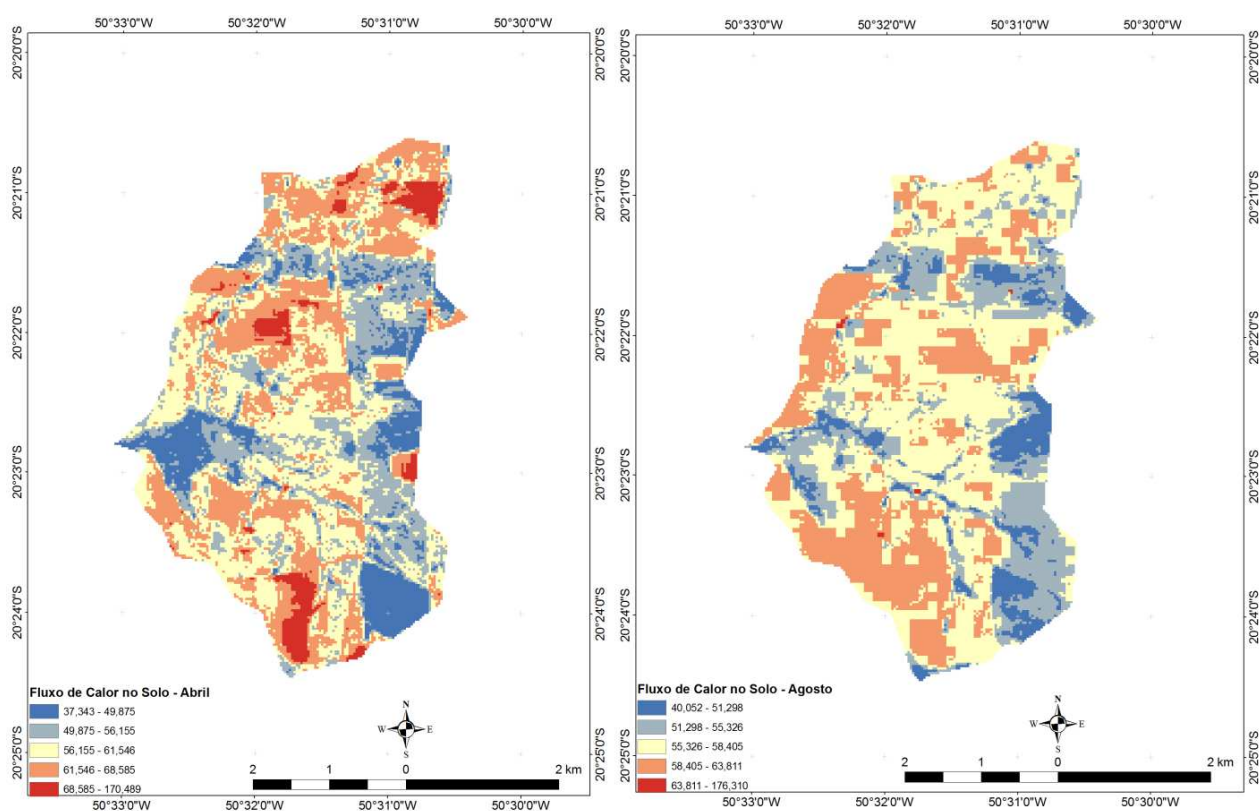


Figura 7: Fluxo de Calor no Solo (G).

Sabe-se que o fluxo de calor sensível (H) representa a taxa de perda de calor para a atmosfera por convecção e condução, estimada com base na velocidade do vento e temperatura da

superfície, usando uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície (Bastiaanssen et al., 1998a,b), tidos como dois pixels âncoras, denominados de “quente” e “frio”, a serem escolhidos sobre áreas que apresentem valores extremos de ETr.

Assim, na cena referente ao mês de abril (Figura 8), verificou-se que os menores valores do H, representados pelas classes de tons azuis, variando entre $-2,13$ e $22,07 \text{ W m}^{-2}$, ocorreram em áreas no entorno de córregos, matas ciliares, fragmentos florestais e culturas agrícolas bem desenvolvidas.

Já os maiores valores, que ficaram entre $78,06$ e $260,80 \text{ W m}^{-2}$, ocorreram em áreas ocupadas por cultivos agrícolas com baixa densidade vegetal e/ou solo exposto (classes de cores vermelhas), enquanto os valores médios ($50,1$ a $78,1 \text{ W m}^{-2}$) ocorreram em áreas ocupadas por pastagens.

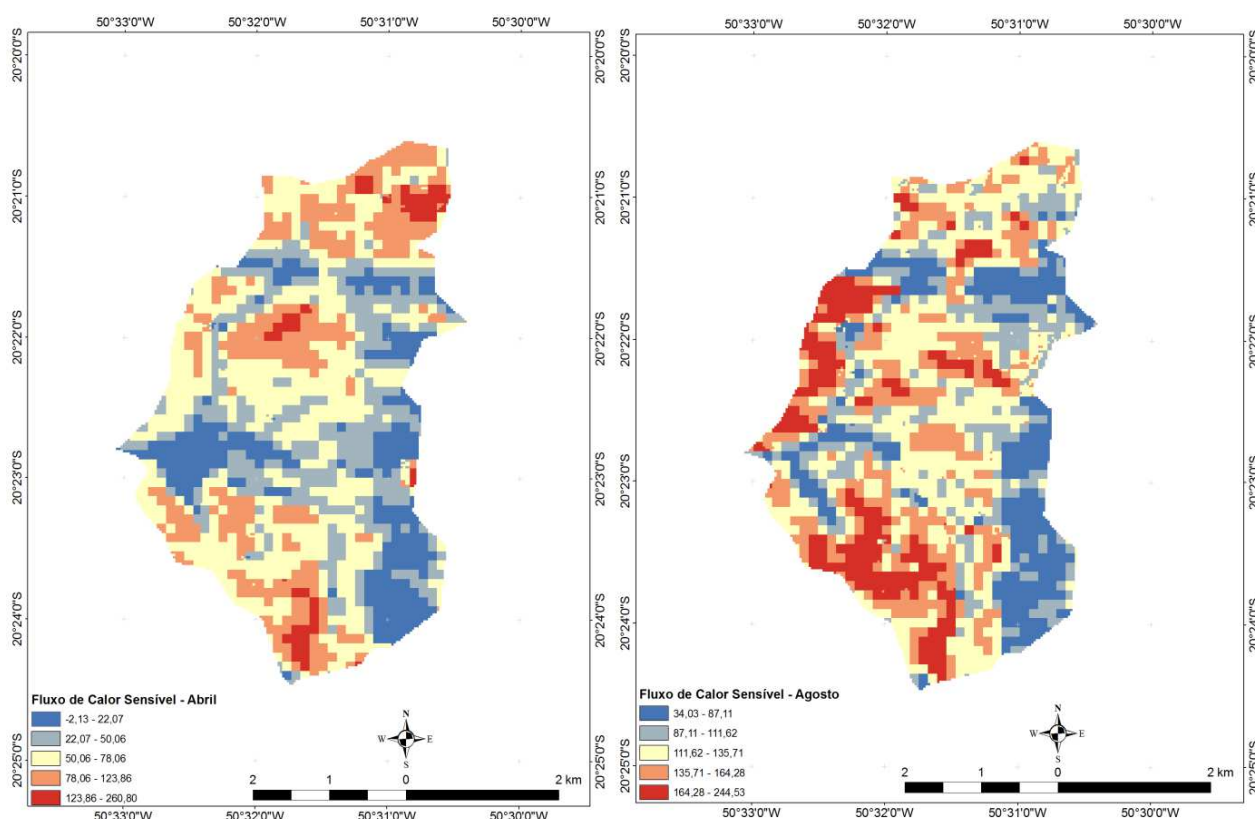


Figura 8. Fluxo de Calor Sensível (H).

Para a cena referente ao mês de agosto (Figura 9), por se tratar de área com atividades antrópicas, houve variações com aumento nos valores do H em todas as classes. Desse modo, os valores máximos foram registrados em áreas com presença de solo exposto. Assim, pode-se constatar que o aumento de H entre abril e agosto esteve relacionado à perda de umidade no sistema solo-vegetação-atmosfera com a entrada do inverno (baixa umidade relativa do ar) e atividades antrópicas agrícolas, apesar da ocorrência de chuvas em agosto, no período anterior à obtenção das imagens pelo Landsat 5.

O fluxo de calor latente (LE), Figura 7, compreende o fluxo de massa na atmosfera proveniente da evaporação e transpiração das plantas de dada área, ao mesmo tempo em que representa a taxa de calor cedido à água da superfície (solo e/ou planta) para que ela evapotranspire. Seus maiores valores para o mês de abril foram obtidos em áreas no entorno de córregos, matas ciliares, fragmentos florestais e culturas agrícolas vicejantes e bem desenvolvidas, representadas pelas classes de tons vermelhos, cujos valores variaram entre $380,96$ e $499,82 \text{ W m}^{-2}$. Por outro lado, os menores valores localizaram-se em áreas de cultivos agrícolas com baixa densidade vegetal

e/ou solo exposto (classes de cores azuis), variando de 73,6 a 332,4 W m^{-2} , assim como os valores da classe média variaram de 332,4 a 380,9 W m^{-2} , em áreas ocupadas principalmente por pastagens.

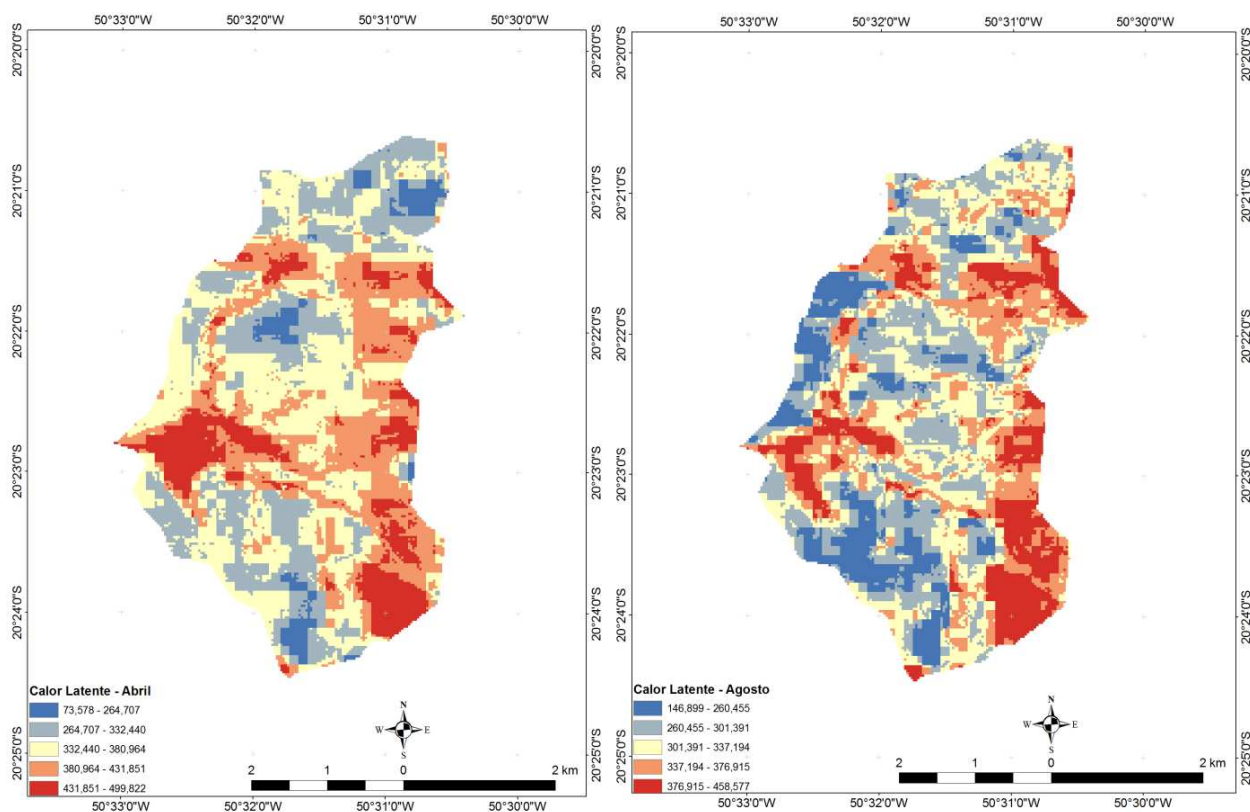


Figura 9: Fluxo de Calor Latente (LE).

Para o mês de agosto, em pleno inverno, foi constatada menor amplitude dos valores do LE (Figura 10). Sua distribuição espacial apresentou forte semelhança com a distribuição do H. Autores como Sobrino et al. (2005) afirmaram que a variabilidade espacial do LE apresenta estreita relação entre a variabilidade das espécies vegetais e a umidade do solo, de modo que se pode deduzir que a variação nos valores de LE, observada entre abril e agosto, esteve relacionada com a entrada do inverno, com reflexos da perda de umidade no sistema solo-vegetação-atmosfera, menor incidência de radiação solar e diminuição da temperatura na superfície, resultando em balanço de energia onde o R_n ficou reduzido, frente ao ligeiro aumento da densidade de H e da densidade de fluxo de calor no solo (G).

Na Figura 10, estão representadas as imagens cênicas da Evapotranspiração Real Diária (ET_r). Para a imagem de abril, as áreas com tonalidade vermelha indicaram as superfícies que proporcionaram maiores valores de ET_r (4,41 a 5,3 mm dia^{-1}), correspondendo às áreas delineadas pelos córregos, matas ciliares, fragmentos florestais e culturas agrícolas vicejantes e bem desenvolvidas. Já as áreas em tons azuis representaram os menores valores de ET_r (1,0 a 3,0 mm dia^{-1}), concentrados em áreas ocupadas por cultivos agrícolas de baixa densidade vegetal, solo exposto, ou áreas com vegetação desprovida de folhas em decorrência da estação de inverno. Os valores da ET_r da classe média variaram de 3,6 a 4,0 mm dia^{-1} , referentes às áreas ocupadas principalmente por pastagens.

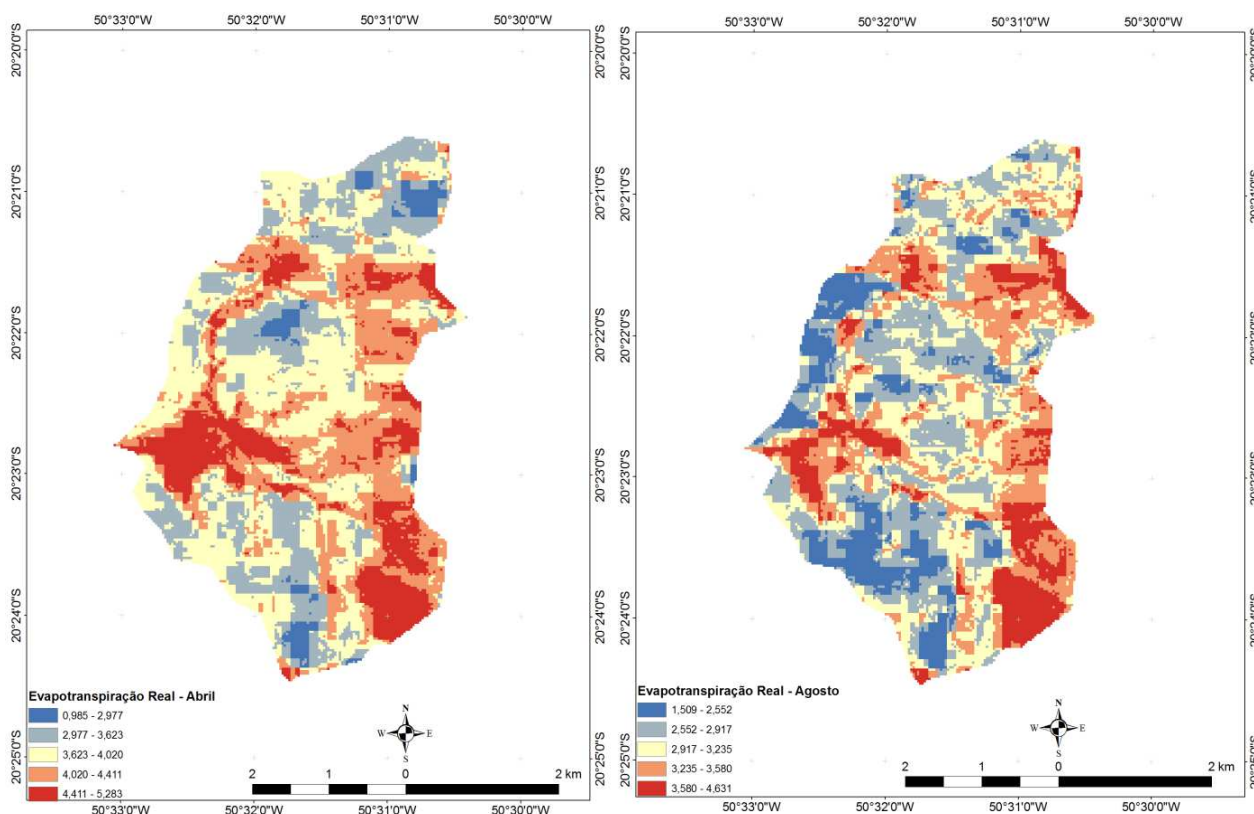


Figura 10: Evapotranspiração Real Diária (ETr).

No que tange à imagem do mês de agosto (Figura 10), pelas alterações de campo bem como pelas atividades antrópicas, houve incremento das áreas com valores menores de ETr (classes em tons azuis), cuja variação ficou compreendida entre 1,5 e 2,5 mm dia⁻¹, com consequente redução das áreas com valores médios e maiores de ETr. A diferença entre as ETr para as duas datas do ano de 2009 só não foi mais acentuada pelo fato de que ocorreram significativas chuvas em dias que antecederam à obtenção das imagens pelo Landsat 5. Bezerra (2006) relatou ETr superior para o período em questão, em áreas de densas florestas da reserva da chapada do Araripe, Estado do Ceará, a qual esteve compreendida entre 4,0 e 6,0 mm dia⁻¹.

4 CONCLUSÕES

Com relação à Evapotranspiração real para o mês de abril, os valores máximos obtidos variaram entre 4,411 e 5,283 mm dia⁻¹, enquanto que para o mês de agosto os valores máximos variaram entre 3,580 e 4,631 mm dia⁻¹. Essa variação se deu em virtude da presença de abundâncias variadas de vegetação ao longo dos períodos avaliados.

Os resultados obtidos por meio do processo metodológico de aplicação de imagens Landsat 5 – TM, juntamente com o algoritmo SEBAL para estimativa da evapotranspiração real diária, apresentaram consistência quando comparados aos dados extraídos de pesquisas realizadas em regiões distintas. O método mostrou-se suficientemente robusto para identificação das variações relativas a todos os parâmetros avaliados.

A técnica utilizada neste estudo pode perfeitamente ser utilizada na gestão de bacias hidrográficas, podendo ser empregada ainda em estudos complementares relacionados com a descrição de processos biofísicos do sistema solo-planta-atmosfera, principalmente em regiões que possuem limitações de dados meteorológicos.

REFERÊNCIAS

- ACCIOLY, L. J. de O. et al. Relações empíricas entre a estrutura da vegetação e dados do sensor TM/Landsat. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Jaboticabal, v. 6, n. 3, p. 492-498, 2002.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S. D.; SMITH, M. **Crop Evapotranspiration (FAO Irrigation and Drainage Paper 56)**. Roma: FAO, 1998.
- ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Delaware, v. 133, no. 4, p. 380-394, 2007.
- ALLEN, R. G.; TREZZA R.; TASUMI, M. **Surface energy balance algorithms for land**. Advance training and user's manual, version 1.0, 2002, 98 p.
- ANDRADE, R. G. et al. Estimativa do saldo de radiação utilizando o algoritmo SEBAL e imagem do sensor MODIS, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 15., Aracaju, SE. **Anais...** 15., 2007, Aracaju: [s.n], 2007.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. 1995. 273 f. Thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 1995.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. et al. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v. 131, no. 1, p. 85-93, 2005.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 229, no. 1-2, p. 87-100, 2000.
- BASTIAANSSEN, W. G. et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation, **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 212-213, no. 12, Dec, p. 198-212, 1998a.
- BASTIAANSSEN, W. G. et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation, **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 212-213, no. 12, p. 213-229, Dec. 1998b.
- BEZERRA, B. G. **Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no Cariri Cearense através do algoritmo SEBAL**. 2006. 127 f. Dissertação (Mestrado)–Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2006.
- BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B.; FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 23, n. 3, p. 305-317, 2008.
- BRAUN, P. et al. An integrated approach for the determination of regional evapotranspiration using mesoscale modelling, remote sensing and boundary layer measurements. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Wien, v. 76, p. 83-105, 2001.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications**. Dordrecht: D. Reidel, 1982.

CUNHA, J. E. B. L. et al. Estimativa da evapotranspiração através de sensoriamento remoto. In: GALVÃO, C. O. et al. (Org.). **Recursos hídricos para a convivência com o semiárido: abordagens por pesquisadores no Brasil**. Portugal, Cabo Verde, Estados Unidos e Argentina. 1. ed. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2011. v. 1, p. 235-264.

COURAULT, D.; SEGUIN, B.; OLIOSSO, A. **Review to estimate evapotranspiration from remote sensing data: some examples from the simplified relationship to the use of mesoscale atmospheric models**. In ICID workshop on remote sensing of ET for large regions, Montpellier, France, Sept. 2003; pp. 1-17. Disponível em: <http://water.kimberly.uidaho.edu/water/montpellier/p6/Courault_P.pdf>.

GALVÍNCIO, J. D.; CORREA, A. C. B.; BEZERRA, M. S. Determinação do albedo no município de Belém do São Francisco, com base em imagens Landsat 7. **Revista de Geografia**, Recife, v. 23, n. 3, p. 103-118, 2006.

GOMES, H. B. et al. Balanço de radiação em diferentes biomas no Estado de São Paulo mediante imagens Landsat 5. **Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 153-164, 2009.

HUETE, A.R. A soil-adjusted vegetation index. *Remote Sensing of Environment*. **Elsevier Science**, New York, v. 25, p. 295-309, 1988.

LEIVAS, J. et al. Estimativa do balanço de radiação na superfície a partir de imagens do satélite ASTER. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2007.

MARKHAM, B. L., BARKER, J. L. Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. **International Journal of Remote Sensing**, London, v. 8, no. 3, p. 517-523, 1987.

OLIVEIRA, T. H.; GALVÍNCIO, J. D. Caracterização ambiental da bacia hidrográfica do Rio Moxotó – PE usando sensoriamento remoto termal. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 1, n. 2, p. 30-49, 2008.

PAIVA, C. M. **Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR**. 2005. 248 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

SANTOS, C. A.; SILVA, B. B. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semi-árida através do algoritmo S-SEBI. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 16, n. 1, p. 9-20, 2008.

SANTOS, T. V. et al. Avaliação de fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL com uso de dados do sensor ASTER. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, DF, v. 45, n. 5, p. 488-496, maio 2010.

SANTOS, T. V. **Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na bacia do Jacuí por meio de imagens orbitais**. 2009. 96 f. Dissertação (Mestrado)- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5, **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 14, no. 2, p. 174-186, 2006.

SOBRINO, J. A. et al. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 315, no. 1-4, p. 117-125, 2005.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4. ed. Porto Alegre: Ed. da UFGRS, 2007.

Data de submissão: 21.09.2012

Data de aceite: 28.10.2012

License information: This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.