

## Estimativa da evapotranspiração diária para diferentes usos do solo utilizando imagens do Satélite Landsat 5

Hugo José Ribeiro<sup>1</sup>  
Wellington Nunes Oliveira<sup>1</sup>  
Rubens Villar Siqueira<sup>1</sup>  
Alcides Wesley Nunes de Oliveira<sup>2</sup>  
Victor Tomaz de Oliveira<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal de Goiás- EECA- UFG  
Praça Universitária s/n - Setor Universitário  
74605-220 - Goiânia-GO, Brasil  
{ hgribeirogeo, holdefer, wellington.wno, rubens.villar }@gmail.com

<sup>2</sup> Faculdade Araguaia – FARA  
Av. T-10, nº 1047, Setor Bueno  
74223-060 - Goiânia - GO, Brasil  
alcides.awno@gmail.com

<sup>3</sup> Instituto Federal Goiano - Câmpus Urutaí  
Rodovia Geraldo Silva Nascimento Km 2,5  
75790-000 - Urutaí - GO, Brasil  
vto.professor@gmail.com

**Resumo.** A evapotranspiração (ET) é uma variável essencial para o gerenciamento de recursos hídricos. Mesmo sob condições climáticas e meteorológicas semelhantes, a ET atual (ETa) pode exibir uma notável variabilidade espacial entre diferentes coberturas vegetais, práticas de uso do solo agricultável e diferentes tipos de coberturas urbanas. O principal objetivo deste estudo foi avaliar a relação entre a variação da evapotranspiração (ET) em relação a diferentes tipos de uso e cobertura do solo em ambientes urbanos. Neste estudo, o algoritmo ET (SEBAL) foi utilizado para estimar a (ET) em uma resolução espacial média usando imagens de satélite Landsat 5 para um dia com poucas nuvens no ano de 2006 em Goiânia e algumas cidades do entorno, localizadas na região central do Brasil, onde o tipo de vegetação predominante é o Cerrado brasileiro. Os resultados revelam valores de ET (mm) entre 1,4 e 2,6. Entretanto, em locais onde existe uma alta densidade de urbanização a ET (mm) é baixa com valores entre 0 e 1, ou seja, maior evapotranspiração para áreas de floresta e pastagem e menor evapotranspiração para áreas de solo exposto e urbanizadas.

**Palavras-chave:** sensoriamento remoto, SEBAL, áreas urbanizadas, evapotranspiração

**Abstract.** Evapotranspiration (ET) is an essential variable for the management of water resources. Even under similar climatic and meteorological conditions, current ET (ETa) may exhibit a remarkable spatial variability between different vegetation types, agricultural land use practices and different types of urban land cover. The main objective of this study was to evaluate the relationship between the evapotranspiration (ET) variation in relation to different types of land cover and use in urban environments. In this study, the ET algorithm (SEBAL) was used to estimate the ET in a means spatial resolution using Landsat 5 satellite images for a day with few clouds in 2006 in Goiania and some surrounding cities located in the central region of Brazil, where the predominant type of vegetation is the Brazilian Cerrado. The results showed ET values (mm) between 1.4 and 2.6. However, in places where there is a high density of urbanization, ET (mm) is low with values between 0 and 1, that is, greater evapotranspiration for forest and pasture areas and less evapotranspiration for exposed and urbanized soil areas.

**Keywords:** remote sensing, SEBAL, urbanized areas, evapotranspiration

## 1. Introdução

A Evapotranspiração (ET) é um dos principais componentes do ciclo hidrológico e é sem dúvida o segundo componente mais importante (depois da precipitação) no ciclo hídrico para a maioria da área terrestre global (ALLEN et al., 1998). Portanto, para as várias áreas que incluem planejamento de recursos hídricos, irrigação agrícola e gestão de risco ecológico, a quantificação da variabilidade espacial e temporal da ET é de fundamental importância (ALLEN et al., 2007). Normalmente, há quatro métodos para se estimar a evapotranspiração (ET): métodos hidrológicos (balanço hídrico), medição direta (por exemplo, lisímetros), métodos micrometeorológicos (balanço de energia), e métodos empíricos ou combinados (THOMTHWAITE et al., 1995). Estes métodos são baseados em energia ou fatores climáticos. A maioria destes métodos só pode fornecer estimativas pontuais de ET, que não são suficientes para a avaliação em larga escala. Modelos hidrológicos com base em equações físicas podem calcular padrões de ET, mas requerem enormes quantidades de dados obtidos em campo, o que está muitas vezes indisponível em muitas bacias hidrográficas ao redor do mundo.

Durante as duas últimas décadas, progressos significativos foram feitos na estimativa da evapotranspiração atual (ETa), utilizando sensoriamento remoto por satélite (BASTIAANSEN, 2000; KUSTAS et al., 1996). Dados de sensoriamento remoto têm a vantagem de cobrirem áreas com grande abrangência territorial, alta resolução temporal e qualidade consistente (MU et al., 2007; WANG et al., 2007). Métodos de sensoriamento remoto fornecem meios poderosos para calcular a ET de pixels individuais para toda a imagem obtida por satélite. A vantagem de utilizar imagens Landsat para as estimativas de ET baseia-se na alta resolução espacial das bandas visível e de infravermelho próximo, de maneira a tornar possíveis estimativas de ET em escalas que são significativas para a regulação dos direitos de água e planejamento de recursos hídricos (ALLEN et al., 2005). Variações da ET em áreas urbanas bem desenvolvidas são sensíveis aos diferentes tipos de uso de solo presentes em tais regiões, sendo que esses usos afetam diretamente a evapotranspiração e não tem sido extensivamente estudadas até o momento.

Machado et al. (2010) relataram que estudos ambientais que usam técnicas de sensoriamento remoto e imagens orbitais necessitam de algoritmos para estimar elementos da superfície terrestre. Bastiaansen (2000) cita que o Balanço energético de superfície, incluindo o algoritmo de evapotranspiração SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) permite a determinação de mapas dos componentes do balanço de energia.

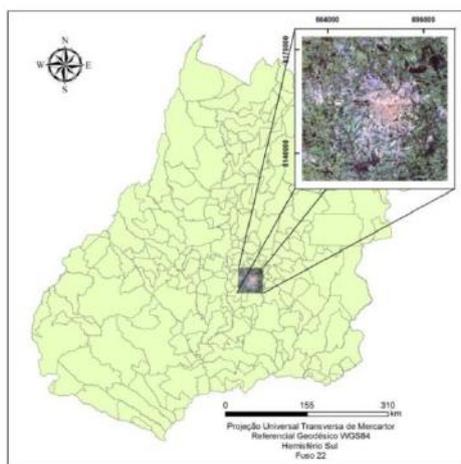
## 2. Objetivo

O objetivo desse estudo é determinar a evapotranspiração diária para diferentes usos do solo com base em imagens satelitárias Landsat 5 e realizar uma breve análise da temperatura de superfície relacionando a mesma com a evapotranspiração diária.

## 3. Materiais e Métodos

### 3.1 Área de estudo

Goiânia e algumas cidades do entorno (**Figura 1**) localiza-se na porção centro-sul do Estado de Goiás entre as coordenadas planas E: 654.000 e 704.000 e N: 8.180.000 e 8.130.000, situadas no Meridiano Central -51°W GR, no Hemisfério Sul, extensão territorial de 7.397,203 km<sup>2</sup> (Luiz, 2006); com população próxima de 2.000.000 habitantes (IBGE, 2010).



**Figura 1** – Localização geográfica da área de trabalho.

### 3.2. Método

Vale destacar que as técnicas apresentadas aqui podem ser aplicadas tanto em bacias urbanas, como rurais em regiões úmidas, como no pantanal, por exemplo, a depender da disponibilidade de imagens de satélite sem nuvens e dados meteorológicos na região.

Foi utilizada uma imagem de satélite Landsat 5 TM do dia 14 de maio de 2006, órbita/ponto 222/71/72 que abrange a cidade de Goiânia e algumas cidades do entorno com passagem às 13:12:45. As cenas foram obtidas no catálogo de imagens da Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) através do website (<http://www.dgi.inpe.br>), e escolhidas de acordo com o percentual de cobertura de nuvens na área de estudo.

O uso do solo foi adquirido por meio de classificação supervisionada utilizando o classificador por máxima verossimilhança (Maxver) do software livre Spring v. 5.2.7. Neste sentido, foram extraídas as classes de água, solo exposto, floresta, cultura, urbano e pastagem. O nível de confiança admitido na classificação foi de 99%.

Os dados meteorológicos, essenciais para o cálculo de diversas etapas do algoritmo SEBAL foram extraídos dos registros da estação automática do INMET localizada em Goiânia nas coordenadas geográficas -16.64 e -49.22 código A002. Todas as informações foram coletadas no horário das 13:00 h, ou seja, o mais próximo possível da passagem do satélite.

O programa ERDAS 2013 foi utilizado para visualizar e realizar os processamentos das imagens, como recortes, mosaicos e outros procedimentos. A ferramenta *Model Maker*,

presente no programa ERDAS foi utilizada para processar as imagens e gerar os mapas temáticos. E para obter os componentes do saldo de radiação (**Rn**) foi utilizada a técnica do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), desenvolvido por (Bastiaanssen, 1995), estruturada nas etapas exemplificadas abaixo.

### Etapa 1 - Calibração radiométrica ( $L_{\lambda i}$ )

A etapa 1 tem por objetivo realizar o cômputo da **radiância espectral** de cada banda através da aplicação da equação (1) proposta por (Markham & Baker, 1987):

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

Em que:  $a_i$  e  $b_i$  são as radiâncias espectrais mínima e máxima respectivamente em ( $Wm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ), **ND** é a intensidade do pixel, cujos valores variam entre 0 e 255, no caso do satélite Landsat, e  $i$  corresponde às bandas (1, 2, ... e 7). A unidade de  $L_{\lambda i}$  é ( $Wm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ). Os coeficientes de calibração utilizados para o Landsat foram propostos por (Chander e Markham, 2003).

### Etapa 2 – Reflectância

Na etapa 2 se realiza o cômputo da reflectância monocromática de cada banda ( $\rho_{\lambda i}$ ) que é obtida aplicando-se a Equação (2), segundo (Allen et al., 2002):

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

Em que:  $L_{\lambda i}$  é a radiância espectral de cada banda,  $K_{\lambda i}$  é a constante monocromática solar associada a cada banda do sensor,  $Z$  é o ângulo zenital do Sol e  $d_r$  é a distância relativa Terra-Sol. O cálculo de  $d_r$  foi obtido de acordo com a Equação (3):

$$d_r = 1 + 0,0033 \cos(DSA \cdot 2 \pi / 365) \quad (3)$$

Onde: DSA representa o dia sequencial do ano em que foram obtidos os dados radiométricos da imagem de satélite. O valor de  $d_r$  é igual a 1,00 podendo variar entre 0,97 a 1,03 aproximadamente.

### Etapa 3 - Albedo no topo da atmosfera ( $\alpha_{toa}$ ),

Na etapa 3 se realiza o cômputo do albedo planetário ( $\alpha_{toa}$ ), ou seja, o albedo da superfície sem correção atmosférica como se estivesse no topo da atmosfera. O cálculo foi obtido através das reflectância monocromáticas, onde foi utilizada a equação (4):

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (4)$$

Onde:  $\rho_1 \rho_2 \rho_3 \rho_4 \rho_5 \rho_7$  são os albedos planetários ou reflectância das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 respectivamente.

### Etapa 4 - Albedo na superfície

Na etapa 4 se realiza o cômputo do albedo da superfície corrigindo os efeitos atmosféricos  $\alpha$ , o qual é computado através da Equação (5):

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{SW2}} \quad (5)$$

Onde:  $\alpha_{toa}$  é o albedo planetário e  $\alpha_p$  é a reflectância da atmosfera que varia entre 0,025 e 0,04, sendo recomendado o valor de 0,03, e  $\tau_{SW}$  é a transmissividade atmosférica que em condições de céu claro, pode ser calculada utilizando a equação (6) (Allen et al., 2002).

$$\tau_{SW} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} Z \quad (6)$$

Onde:  $Z$  é a altitude em m de cada pixel.

### Etapa 5 - Índices de vegetação: NDVI, SAVI e IAF

A obtenção do NDVI, Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index-NDVI*), equação (7), foi obtido pelo cálculo da razão entre a diferença das refletividades do IV- próximo ( $\rho_{IV}$ ) e do vermelho ( $\rho_V$ ) e a soma das mesmas reflectâncias.

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (7)$$

Onde: ( $\rho_{IV}$ ) e ( $\rho_V$ ) correspondem às bandas 4 e 5 do Landsat 5 – TM respectivamente.

O Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (Soil Adjusted Vegetation Index, SAVI) que têm por objetivo diminuir os efeitos de “background” do solo, foi obtido utilizando a equação (8) (Huete, 1988):

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (8)$$

Onde: L é uma função de ajuste para o tipo do solo.

O Índice de Área Foliar (IAF) demonstra a quantidade da biomassa por unidade de área representada por essa vegetação. O cálculo do IAF é obtido pela razão entre a área total de todas as folhas contidas em dado pixel e a área do pixel, e é feito pela equação (9):

$$IAF = - \frac{IN \left( \frac{0,69 - SAVI}{0,59} \right)}{0,91} \quad (9)$$

### Etapa 6 - Emissividades da superfície

Para o cálculo da temperatura da superfície ( $T_S$ ) é computado a quantidade de radiação de onda longa emitida pela superfície e é necessário estimar a emissividade no domínio espectral da banda termal ( $\epsilon_{NB}$ ), obtida através das expressões (10) e (11):

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,003 \cdot IAF \quad (10)$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \cdot IAF \quad (11)$$

### Etapa 7 - Temperatura da superfície – Ts

Para calcular a temperatura da superfície ( $T_S$ ) são utilizadas a radiância espectral da banda termal  $L_{\lambda,6}$ , e a emissividade  $\epsilon_{NB}$  obtida na etapa anterior. Obtendo assim a temperatura de superfície ( $K$ ) pela equação (12):

$$T_S = \frac{K_2}{\ln \left( \frac{\epsilon_{NB} K_1 + 1}{L_{\lambda,6}} \right)} \quad (12)$$

Onde os valores de  $K_1 = 607,8 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  e  $K_2 = 1260,56 \text{ K}$  são utilizados para calibração da banda termal do Landsat 5 – TM (Allen et al., 2002)

### Etapa 8 - Radiação de onda curta – ( $R_{S\downarrow}$ )

O cômputo da radiação de onda curta incidente ( $R_{S\downarrow}$ ) é obtido levando em consideração o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, em condições de céu claro é utilizada a equação (Allen et al., 2002):

$$R_{S\downarrow} = \frac{G_{SC} \cos \theta_Z \tau_{SW}}{d^2} \quad (13)$$

Onde:  $G_{SC}$  é a constante solar ( $1367 \text{ W.m}^{-2}$ );  $\theta_Z$  é ângulo zenital solar (graus);  $d^2$  é o quadrado da distância relativa Terra-Sol;  $\tau_{SW}$  é a transmissividade atmosférica.

### Etapa 9 - Radiação de onda longa incidente ( $R_{L\downarrow}$ )

A radiação de onda longa incidente ( $R_{L\downarrow}$ ) é a radiação termal proveniente da atmosfera sob a superfície ( $W \cdot m^{-2}$ ) e é calculado através da equação de Stefan-Boltzmann (14):

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

Onde:  $\epsilon_a$  é a emissividade atmosférica obtida através da equação  $\epsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{SW})^{0,09}$ , o  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} Wm^{-2} K^{-4}$ ) e a ( $T_a$ ) é a temperatura do ar em K.

### Etapa 10 - Radiação de onda longa emitida ( $R_{L\uparrow}$ )

Para obter a radiação de onda longa emitida ( $R_{L\uparrow}$ ) calcula-se a emissividade ( $\epsilon_0$ ) e a temperatura da superfície ( $T_s$ ) utilizando a equação de Stefan- Boltzmann (15):

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (15)$$

Onde:  $T_s$  é a temperatura da superfície em Kelvin (K) e  $\epsilon_0$  é a emissividade da superfície.

### Etapa 11 – Saldo de radiação ( $R_n$ )

Para calcular o saldo de radiação da superfície ( $R_n$ ) é utilizada a equação (16) do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (16)$$

Onde:  $R_{S\downarrow}$  é a radiação de ondas curtas descendentes,  $\alpha$  é o albedo corrigido de cada pixel,  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel,  $R_{L\uparrow}$  é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e  $\epsilon_0$  é a emissividade de cada pixel.

### Etapa 12 – Fluxo de calor no solo ( $G$ )

O fluxo de calor no solo ( $G$ ) é obtido através da equação (17) desenvolvida por (Bastiaanssen, 2000):

$$G = \left[ \frac{T_s}{\alpha} (0,0038 \alpha + 0,0074 \alpha^2)(1 - 0,98NDVI^4) \right] \quad (17)$$

em que  $T_s$  é a temperatura da superfície ( $^{\circ}C$ ),  $\alpha$  é o albedo da superfície e NDVI e RN representam respectivamente, o índice de vegetação da diferença normalizada e o saldo de radiação, todos computados pixel a pixel.

### Etapa 13 – Fluxo de calor no solo ( $H$ )

O fluxo de calor sensível  $H$  ( $Wm^{-2}$ ) é obtido com base na velocidade do vento e da superfície utilizando a equação (18):

$$H = \rho c_p \frac{(a+bT_s)}{r_{ah}} \quad (18)$$

Em que:  $\rho$  é a massa específica do ar ( $kg \cdot m^{-3}$ ),  $c_p$  é o calor específico do ar ( $JKG^{-1} K^{-1}$ ),  $T_s$  é a temperatura da superfície ( $^{\circ}C$ ),  $a$  e  $b$  são constantes de calibração da diferença da temperatura entre dois níveis e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $ms^{-1}$ ).

O cálculo estimado do fluxo de calor sensível ( $H$ ) é bastante complexo, sendo necessária uma série de procedimentos para a obtenção correta do mesmo. Trata-se de processos interativos. A descrição completa do processo de obtenção de H no algoritmo SEBAL está apresentada em (Bastiaanssen et al., 1998) e (Allen et al., 2002).

#### Etapa 14 – Fluxo de calor latente ( $LE$ )

O fluxo de calor latente  $LE$  ( $W m^{-2}$ ) é obtido levando em consideração o fluxo de massa na atmosfera proveniente da evapotranspiração das plantas ao mesmo tempo em que representa a taxa de calor cedido à água da superfície (solo e/ou planta) para que a mesma evapore ou transpire os fluxos de calor sensível, no solo e o saldo de radiação foram obtidos ao instante da passagem do satélite e podem ser calculado através da seguinte equação (19):

$$LE = Rn - G - H \quad (19)$$

Onde:  $Rn$  é saldo de radiação,  $G$  o fluxo de calor no solo e  $H$  o fluxo de calor sensível.

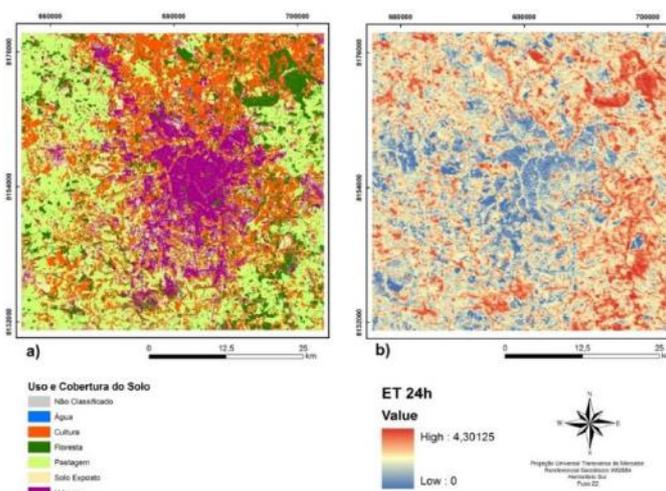
#### Etapa 15 – Evapotranspiração Diária ( $mm. dia^{-1}$ )

A evapotranspiração real diária foi estimada através da metodologia descrita em (Bezerra et al., 2008).

### 4. Resultados e discussão

#### 4.1 Análise da variabilidade espacial da evapotranspiração (ET)

A **Figura 2** mostra a estimativa da ET diária baseada nos dados do Landsat 5 para o dia 14 de maio de 2006. Notam-se variações espaciais significativas com menos de 1 mm em áreas construídas para cerca de 4 mm em áreas com vegetação densa e corpos de água como lagos ou rios, com média diária da ET de 2,56 mm para toda a área de estudo. Os resultados sugerem que a ET para a agricultura irrigada e corpos d'água é alta, enquanto que para as áreas urbanas é baixa. Isto indica que a ET é controlada pelos tipos de uso de solo e cobertura do solo (USCS), assim como pela disponibilidade de água presente ao mesmo tempo.

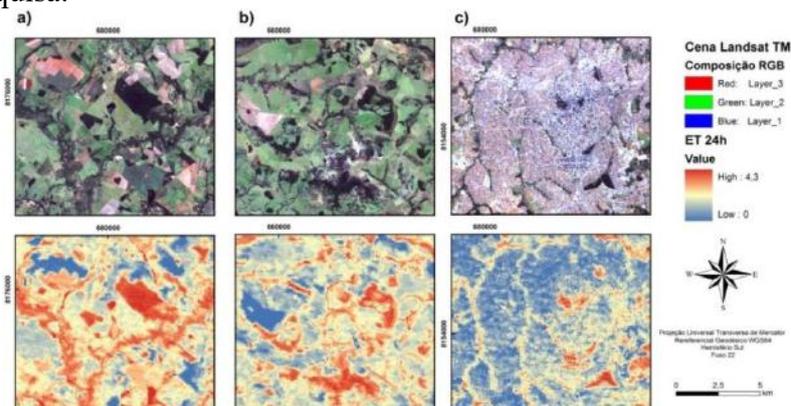


**Figura 2** – Mapas de Uso e Cobertura do solo (a) e Evapotranspiração Diária (b).

#### 4.2 A relação entre a ET diária (mm) e (Uso do Solo / Tipos de cobertura do solo) e ordenamento urbano

A fim de examinar a ET para diferentes tipos de (USCS), seis tipos de (USCS) foram selecionados na área de estudo, incluindo culturas (diferentes tipos de cultivo), pastagens (vegetação rala), massas de água (lagos, rios, etc.), vegetação densa (florestas ou fragmentos de florestas com alta densidade), solo exposto (solo sem a presença de vegetação) e áreas urbanas (com diferentes níveis de desenvolvimento, de baixa, média e alta intensidade).

A **Figura 3a** mostra um recorte da área de estudo com predominância de culturas, onde os maiores valores de ET (mm) são observados em alguns fragmentos de florestas presentes no recorte e nos talhões cultivados, já nos locais onde a terra ainda está sendo preparada para o plantio nota-se baixos valores de ET. As áreas de Pastagem (**Figura 3b**) presentes na área de pesquisa tiveram valores de ET (mm) entre 1,4 e 2,6. Entretanto, em locais onde existe uma alta densidade de urbanização a ET (mm) é baixa com valores entre 0 e 1, isto se deve ao fato que nestes locais não há acúmulo de água para ser evaporada, e neste caso, os valores só seriam diferentes se houvesse uma precipitação pouco antes da passagem do satélite, o que não se aplica nesta pesquisa.

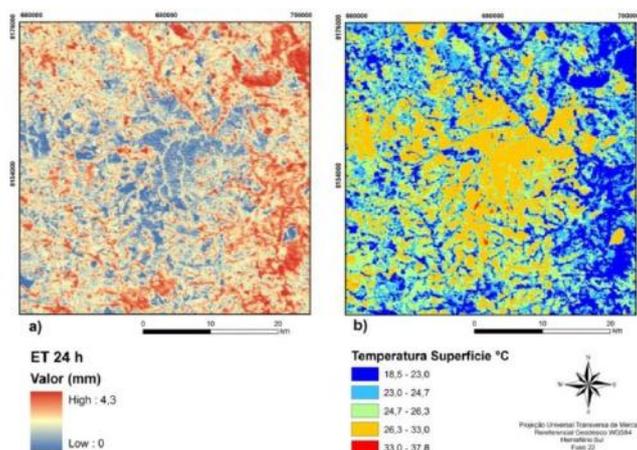


**Figura 3** – Variação espacial da evapotranspiração diária ET (mm) para diferentes usos e coberturas do solo na área de estudo.

#### 4.3 Análise da temperatura de superfície na área de estudo

Para gerar o mapa de ET diária pelo método SEBAL diversos outros produtos são criados neste processo tais como os índices de vegetação, NDVI, IAF, SAVI, assim como o albedo que fornece informações sobre a reflexividade dos alvos na imagem e a temperatura da superfície. O objetivo deste artigo não é analisar todos os componentes do saldo de radiação, no entanto, será feita uma breve análise da temperatura de superfície já que este componente é um dos principais no ciclo da evapotranspiração e nas análises de “ilhas de calor”. A **Figura 6** mostra o mapa temático de temperatura da superfície para toda a área de estudo.

A priori os resultados deste mapa corroboram com as pesquisas de outros autores nesta mesma área de estudo. Nascimento e Barros (2009) verificaram em seu trabalho no ano de 2001 uma temperatura máxima de aproximadamente 32°C. Em 2006, Nascimento e Oliveira (2011) registraram uma temperatura máxima de 33°C, um resultado semelhante aos 33°C encontrados nesta pesquisa na área mais central e urbanizada do município, considerando o uso de uma cena Landsat do ano de 2006 com um recorte além dos limites do município de Goiânia. Foram encontradas temperaturas mais elevadas, porém, em pontos isolados.



**Figura 6** – ET 24h (a) e Mapa temático da temperatura da superfície (b).

Nota-se ainda, que o mapa de temperatura de superfície é inversamente proporcional ao mapa de ET 24h. Isto se deve ao fato que nas regiões mais centrais do município encontram-se uma elevada quantidade de materiais impermeáveis como telhados de diversos materiais como concreto, zinco, barro, além de outras superfícies como calçamento e asfalto. Isto faz com que a temperatura se eleve e a evapotranspiração seja mínima nestes locais, pois os mesmos não armazenam água para ser evaporada.

## 5. Conclusões

Este estudo apresenta as estimativas de sensoriamento remoto ET 24h usando o método SEBAL de balanço energético de superfície e analisa as variações espaciais da ET 24h em termos dos tipos de uso de solo e cobertura (USCS) na região de Goiânia – Goiás para uma cena de 2006. Os resultados mostram que o algoritmo SEBAL pode ser utilizado para se evidenciar a nível regional os diferentes tipos de USCS em função dos valores de ET, e que tais valores divergem significativamente entre regiões desenvolvidas e as demais. No geral as massas de água têm as maiores ET, zonas úmidas e florestas apresentam uma maior taxa de ET que pastagens e áreas agrícolas, e as áreas altamente desenvolvidas têm a menor ET.

Os resultados de temperatura de superfície corroboram com pesquisas anteriores onde se observou uma situação já esperada em que a temperatura diminui na medida em que se afasta das áreas centrais ou altamente urbanizadas. Alguns pontos isolados foram verificados com temperaturas acima do encontrado na literatura científica, nestes locais encontram-se estruturas com alto poder de aquecimento e a ausência de vegetação, que pode ter gerado esta situação. Isto indica que a priori a evapotranspiração pode ser utilizada com um método suplementar para indicar ilhas de calor, no entanto, estudos mais aprofundados devem ser realizados, já que este não é o enfoque deste artigo.

## 5. Referências

- Allen, R.; Pereira, L.; Raes, D.; e Smith, M. "Crop evapotranspiration—guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56," **FAO**, Rome, 300 (1998).
- Allen, R.; Tasumi, M.; e Trezza, R. "Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—model," **J. Irrig. Drain. Eng.** 133, 380 (2007).
- Allen, R.; Tasumi, M.; Morse, A.; e Trezza, R. "A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning," **Irrig. Drain. Sys.** 19 (3), 251-268 (2005).
- Allen, R.; Tasumi, M.; Trezza, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – **Advanced Training and Users Manual** – Idaho Implementation, version 1.0 (2002).

- Bastiaanssen, W.G.M. (1995). Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Tese de Doutorado, **Wageningen Agricultural University**, Wageningen The Netherlands. 273p.
- Bastiaanssen, W.G.M.; Pelgrum, H.; Wang, J.; Moreno, Y.M.J.; Roerink, G.J.; Van Der Wal, T. (1998). The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213: p. 213-229.
- Bastiaanssen, W.G.M. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hidrology**, v.229, p. 87-100.
- Bezerra, B.G.; Silva, B.B.; Ferreira, N.J. (2008). Estimativa da vapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 305-317.
- Bisht, G.; Venturini, V.; Islam, S.; Jiang, L. (2005). Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days. *Remote Sensing of Environment*, v.97, n.1, p.52-67.
- Chander, G.; Markham, B. (2003). Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. v. 41, n. 11, p. 2674- 2677.
- Gartand, L. **Ilhas de calor: como mitigar zonas de calor em áreas urbanas**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010
- Huete, A. R. (1988). A soil adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v.25, n.3, p.295-309.
- IBGE Censo, **DEMOGRÁFICO**. Disponível em: [http://www. ibge. gov. br](http://www.ibge.gov.br). Acesso em, v. 3, 2010.
- Kustas, W. P.; e Norman, J. M.; "Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces," **Hydrol. Sci. J.** 41(4), 495-516 (1996).
- Luiz, G. C.; Nascimento, D.T. Levantamento do comportamento da temperatura e umidade realtiva do ar: uma experiencia didático-pedagógico no ensino da climatologia – Goiania-GO/2005. **In: VII Simposio Brasileiro de climatología Geográfica**. Rondonópolis-MT. CD Room. 2006.
- Machado, C.C.C.; Galvêncio, J.D.; Pereira, E.C.G. (2010). Utilização do IVAS e da Temperatura da superfície para análise multitemporal das mudanças ambientais no Parque Natural da Serra da Estrela (Portugal). **Anais... VI Seminário Latino Americano de Geografia Física II Seminário Ibero Americano de Geografia Física** Universidade de Coimbra. pp. 1-12.
- Markham, B. L; Barker, J. L. (1987). Thematic Mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. **International Journal of Remote Sensing**, v. 8, n. 3, pp. 517-523.
- Monteiro, C. A. F. **Teoria e clima urbano**. São Paulo, USP/FFLCH, Tese (LivreDocência), 1976.
- Monteiro, C. A. F. Teoria e Clima Urbano – Um Projeto e seus Caminhos. **In. MONTEIRO, C. A. F.; MENDONÇA, F. Clima Urbano**. São Paulo: Editora Contexto, 2009, p.93-120.
- Mu, Q.; Heinsch, F. A.; Zhao, M.; e Running, S. W.; "Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data," **Remote Sens. Environ.** 111(4), 519-536 (2007)
- Nascimento, D. T. F.; Barros, J. R. **Identificação de ilhas de calor por meio de sensoriamento remoto: estudo de caso no município de Goiânia–GO/2001**. 2009.
- Nascimento, D. T. F.; Oliveira, I. J. **Análise da evolução do fenômeno de ilhas de calor no município de Goiânia/GO (1986-2010)**. 2011.
- Oke, T.R. (1987). Boundary layer climates. **Taylor & Francis**, 2ed.
- Schneider, H. Da dinâmica urbana às dinâmicas do clima: considerações sobre as cidades de Dourados/MS. **Revista Eletrônica da Associação dos Geógrafos Brasileiros – Seção Três Lagoas/MS – nº 16 – Ano 9**, p. 53-70, Novembro 2012.
- Thomthwaite, C. W.; e Mather, J. R.; The water balance Publications in climatology **Centerton NJ:Drexel Institute of Technology 8** (1955)
- Wang, K.; Wang, P.; Li, Z.; Cribb, M.; e Sparrow, M. "A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of net radiation, vegetation index, and temperature," **J. Geophys. Res.** 112, D15107 (2007).