



ISSN:1984-2295

# Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: [www.ufpe.br/rbgfe](http://www.ufpe.br/rbgfe)



## Estimativa do saldo de radiação instantâneo à superfície para a cidade de Santarém-PA, através de imagens do Landsat 5-TM

Silvia Cristina de Pádua Andrade<sup>1</sup>, Jéssica Ariana de Jesus Corrêa<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Mestre em Meteorologia, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Campina Grande – PB, Brasil. <sup>2</sup> Mestre em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA. E-mail para correspondência: [silviacrisandrade@gmail.com](mailto:silviacrisandrade@gmail.com)

Artigo recebido em 17/07/2014 e aceito em 05/09/2014

### RESUMO

A estimativa do saldo de radiação (Rn) em ambientes urbanos é de fundamental importância para o entendimento e a quantificação dos impactos que as estruturas presentes nas áreas urbanas causam nas trocas de energia entre a superfície e a atmosfera. Assim, o presente trabalho teve por objetivo estimar o saldo de radiação instantâneo à superfície no perímetro urbano do município de Santarém, no estado do Pará, utilizando para isto o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e duas imagens do satélite Landsat 5 - TM, correspondentes aos dias 02 de agosto de 1999 e 29 de junho de 2010. Os resultados obtidos mostraram que as áreas urbanas apresentaram os maiores valores de albedo e temperatura da superfície, e menores valores de NDVI e do saldo de radiação, enquanto que em áreas com vegetação e corpos d'água, estes valores se invertem. Na cena de 1999, os valores mínimo e máximo do Rn foram 296 e 697 W m<sup>-2</sup> respectivamente, e para 2010 foram 161 e 682 W m<sup>-2</sup>, respectivamente. Observou-se uma diminuição no saldo de radiação na imagem de 2010, com maior espacialização de valores compreendidos na faixa entre 472 e 522 W m<sup>-2</sup>. De modo geral, pode-se atribuir a diminuição do (Rn) encontrado na cena de 2010, a mudança da cobertura do solo e a sazonalidade da radiação solar no momento da passagem do satélite sobre a área em estudo.

**Palavras-chave:** urbanização, saldo de radiação, albedo, sensoriamento remoto, SEBAL.

## Estimation of radiation balance instantaneous surfacing for the city of Santarém-PA, via images from Landsat-5 TM

**ABSTRACT:** The estimate of net radiation (Rn) in urban environments is of fundamental importance for the understanding and quantification of the structures in urban areas causing the exchange of energy between the surface and the atmosphere. Thus, this study aimed to estimate the balance of instantaneous surface radiation in the urban area of the municipality of Santarem, in Para state, using for this purpose the algorithm SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) and two images of Landsat 5 - TM, corresponding to the days August 2, 1999 and June 29, 2010. The results showed that urban areas presented the highest values of albedo and surface temperature, and lower values of NDVI and net radiation, while in areas with vegetation and water bodies, these values are reversed. In the scene of 1999, the minimum and maximum Rn values were 296 and 697 W m<sup>-2</sup> respectively, and 2010 were 161 and 682 W m<sup>-2</sup>, respectively. There was a decrease in net radiation at the picture of 2010 with higher spatial values included in the range between 472 and 522 W m<sup>-2</sup>. In general, one can attribute the decrease of (Rn) found at the scene of 2010, the change of land cover and seasonality of solar radiation at the time the satellite passed over the area under study.

**Keywords:** urbanization, net radiation, albedo, remote sensing, SEBAL.

## Introdução

Estudos realizados em diversas cidades do mundo revelam que as atividades antrópicas são as principais responsáveis por mudanças na dinâmica do clima no ambiente urbano. A substituição da paisagem natural por um espaço com alta concentração de construções de prédios e casas, juntamente com vias públicas pavimentadas e de grande circulação de pessoas e veículos, além de causar alguns transtornos na saúde pública como fadiga térmica, náuseas e estresse devido à geração de calor e aumento da temperatura do ar nestes locais, provocam um desequilíbrio nas trocas de energia entre a superfície e a atmosfera. Oke (1987) afirma que o processo de urbanização produz mudanças radicais nas propriedades naturais da superfície e atmosfera de uma região, pois envolve a transformação de características radiativa, térmica e aerodinâmica, causando alterações no balanço de radiação e no ciclo hidrológico.

O saldo de radiação representa a quantidade de energia disponível para diversos processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície e quantificá-lo é imprescindível para a estimativa do balanço de energia e para diversas aplicações ambientais, incluindo o monitoramento e previsões climáticas e do tempo e em estudos de meteorologia agrícola (Bisht et al., 2005). Além do mais, tratando-se de um ambiente urbano, estimá-lo é de fundamental importância para um melhor entendimento de como a superfície interage com a atmosfera visto que as características da superfície, no balanço de radiação, determinam os campos de temperatura do ar e de vento, de umidade do ar e precipitação pluvial.

Para isto, atualmente existem diversos métodos que estimam o saldo de radiação à superfície que vão desde medidas pontuais de suas componentes por sensores instalados à superfície, como por imagens de satélites orbitais que captam a energia irradiada pela superfície e converte-os em números digitais, que posteriormente são usados para extrair informações da superfície. Dentre as vantagens do uso de imagens de satélite tem-se que, esta tecnologia permite visões em diferentes escalas espaciais e fornecem dados

facilmente manipuláveis e intuitivamente compreensíveis (Tarifa, 2001), tudo com baixo custo operacional. Na região amazônica, onde há carência de uma rede de estações meteorológicas, o sensoriamento remoto surge como uma prática alternativa, pois possibilita a obtenção de inúmeras variáveis do clima através da aplicação de algoritmos, viabilizando estudos sobre fenômenos climáticos.

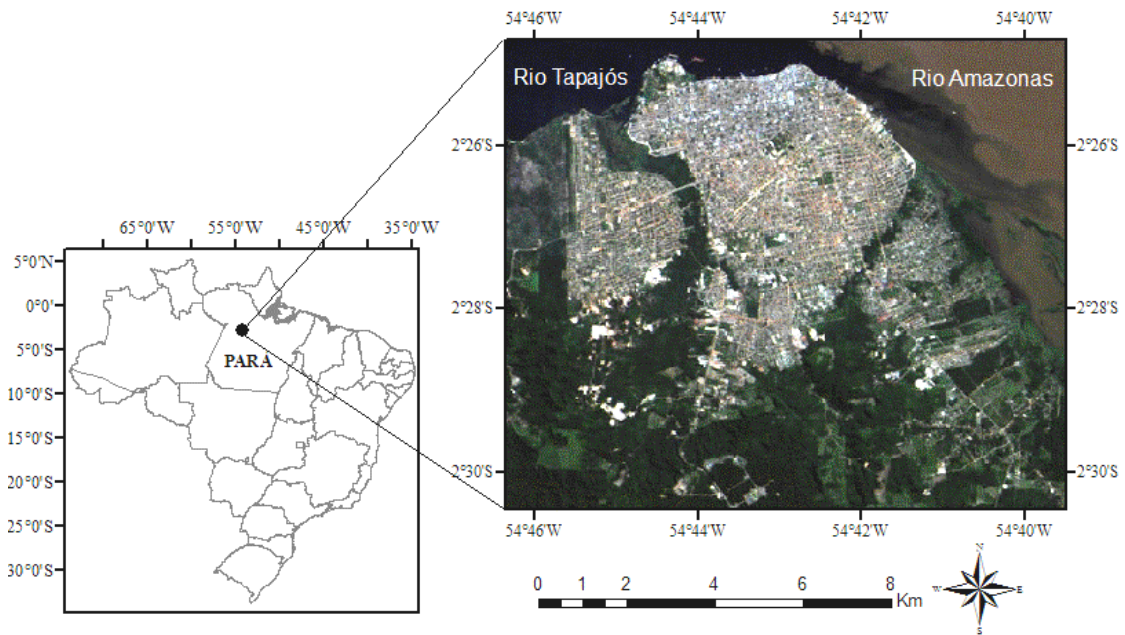
Desta forma, este trabalho tem como objetivo estimar o saldo de radiação da superfície no município de Santarém-Pará, inserida num ambiente amazônico, utilizando para isto técnicas de sensoriamento remoto a partir de imagens do sensor *Thematic Mapper* (TM) a bordo do satélite Landsat 5 e com aplicação do algoritmo SEBAL.

## Material e Métodos

### Área de estudo

O município de Santarém (Figura 1) situa-se na porção oeste do Estado do Pará, e é delimitada pelas coordenadas 2° 25' 30" S, 54° 42' 50" W. O município ocupa uma área territorial de 22.886,624 km<sup>2</sup>, com população total de 294.580 habitantes distribuídos em 215.790 residentes na zona urbana e 78.790 na zona rural (IBGE, 2010). Situa-se na confluência dos rios Tapajós e Amazonas.

O clima dominante na região é quente e úmido, com temperatura média anual variando entre 25° e 28°C. Segundo a classificação climática de Koppen, Santarém enquadra-se no tipo climático Am, ou seja, o clima é equatorial úmido com uma estação seca bem definida e outra com elevados índices pluviométricos. A estação chuvosa corresponde aos meses de dezembro a junho e a estação menos chuvosa compreende os meses entre julho e novembro. A pluviosidade média anual é de 1.920 mm (Jacinto et al., 2006). Apresenta pouca variabilidade na umidade relativa do ar e temperatura do ar, pressão atmosférica e velocidade do vento, devido estar localizada em latitude tropical próxima à linha do Equador.



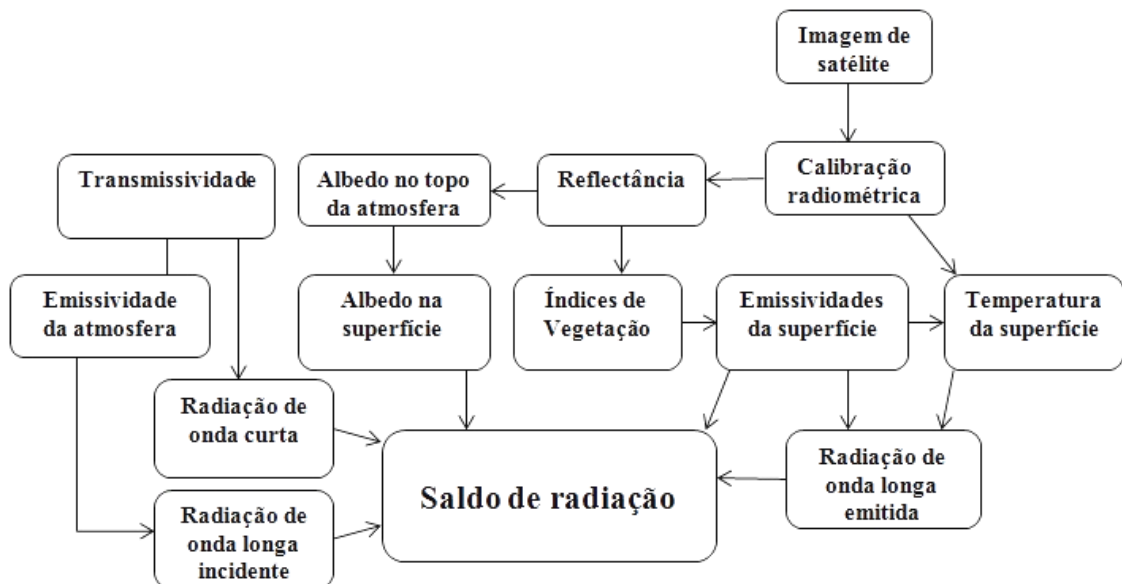
**Figura 1** - Localização da área de estudo, composição RGB 542.

**Metodologia**

Neste trabalho foram adquiridas duas imagens do Landsat 5 TM, órbita/ponto 227/62 que abrange todo o município de Santarém-PA, correspondente aos dias 02 de agosto de 1999 (Dia Juliano 215) e 29 de junho de 2010 (Dia Juliano 150). 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.

Para a obtenção das componentes do saldo de radiação foi empregado o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), desenvolvido por Bastiaanssen (1995), cujas etapas computacionais estão apresentadas no fluxograma da Figura 2.



**Figura 2** - Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do saldo de radiação.

**Etapa 1 - Calibração radiométrica**

Nesta etapa, o número digital (ND) de cada pixel da imagem é convertido em radiância espectral monocromática, representando a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de

ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite TM - Landsat 5, segundo a equação proposta por Markham e Baker (1987):

$$L_{\lambda i} = ai + \frac{bi - ai}{255} \times ND$$

$$\rho_{\lambda i} = \frac{01 \cdot \pi \cdot L_{\lambda i}}{K_{\lambda i} \cos Z \cdot d_r}$$

02

em que,  $L_{\lambda i}$  é a radiância espectral de cada banda,  $a$  e  $b$  são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ , Tabela 1);  $ND$  é a intensidade do pixel (número digital – número inteiro de 0 a 255);  $i$  são as bandas (1,2,3,4,5,6,7) do satélite TM - Landsat 5.

### Etapa 2 - Reflectância

A segunda etapa consiste em obter a reflectância monocromática de cada banda  $\rho_{\lambda i}$  através da razão entre a radiação solar refletida pela superfície e o fluxo de radiação solar incidente, sendo obtida pela equação:

Em que,  $\rho_{\lambda i}$  é a radiância espectral de cada banda ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ );  $K_{\lambda i}$ , é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ( $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ );  $Z$ , é o ângulo zenital solar;  $d_r$  é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol ( $r_0$ ) e a distância Terra-Sol ( $r$ ) em dado dia do ano.

**Tabela 1** - Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima –  $a$  e máxima –  $b$ ) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (TOA).

Bandas	Comprimento de Onda ( $\mu m$ )	Coeficientes de Calibração ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ )		Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera ( $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ )
		Imagens obtidas após 05/05/2003		
		a (Lmin)	b (Lmax)	
1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,52	193,0	1957
2 (verde)	0,52 – 0,60	-2,84	365,0	1829
3 (vermelho)	0,63 – 0,69	-1,17	264,0	1557
4(IV-próximo)	0,76 – 0,79	-1,51	221,0	1047
5 (IV-médio)	1,55 – 1,75	-0,37	30,2	219,3
6 (IV-termal)	10,4 – 12,5	1,2378	15,303	-
7 (IV-médio)	2,08 – 2,35	-0,15	16,5	74,52

Fonte : INPE (2005)

### Etapa 3 - Albedo no topo da atmosfera

O albedo no topo da atmosfera representa o albedo da superfície no domínio da radiação de onda curta (0,3 – 3,0  $\mu m$ ), porém sem correção atmosférica, sendo obtida através de combinação linear das reflectâncias espectrais monocromáticas dos canais reflectivos do Landsat-5 TM:

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

Em que  $\alpha_{toa}$  é o albedo planetário,  $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5, \rho_7$  são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7.

### Etapa 4 - Albedo na superfície

Após a obtenção do albedo no topo da atmosfera fez-se o cômputo do albedo da superfície ( $\alpha$ ) ou albedo

corrigido para os efeitos atmosféricos pela equação:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad 04$$

Em que  $\alpha$  é o albedo na superfície;  $\alpha_{toa}$  é o albedo planetário;  $\alpha_p$  é a radiação solar refletida pela atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, no modelo SEBAL será utilizado o valor 0,03;  $\tau_{sw}$ , é a transmissividade atmosférica que para céu claro é calculado através da equação (Allen et al., 2002):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2.10^{-5}z \quad 05$$

Em que  $z$  é representa a média da altitude da cidade de Santarém.

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

A obtenção do NDVI, Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (sigla em inglês *Normalized Difference Vegetation Index-NDVI*) foi efetuada 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.

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad 06$$

Em que,  $\rho_{IV}$  e  $\rho_V$ , correspondem as bandas 4 e 3 do Landsat – TM 5.

O SAVI é um índice de vegetação que visa amenizar os efeitos de “background” do solo, sendo obtido através da equação (Huete, 1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad 07$$

Em que,  $L$  é um fator de ajuste ao solo.

O Índice de Área Foliar (IAF) é um indicador da biomassa por unidade de área representada por essa vegetação. O cômputo do IAF, que representa a razão entre a área total de todas as folhas contidas em dado pixel e a área do pixel, é feito pela equação:

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad 08$$

### Etapa 6 - Emissividades da superfície

Para fins do cômputo da temperatura da superfície ( $T_s$ ) e a radiação de onda longa emitida pela superfície, é necessário estimar a emissividade no domínio espectral da banda termal ( $\varepsilon_{NB}$ ), obtida através das expressões:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331 \cdot IAF \quad 09$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \cdot IAF \quad 10$$

Para pixels com  $IAF \geq 3$ ,  $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$  e para pixels com  $NDVI > 0$  e  $IAF < 3$ , usar as equações 09 e 10.

### Etapa 7 - Temperatura da superfície - $T_s$

A temperatura da superfície é obtida através da equação de Planck invertida, em função da radiância espectral da banda termal ( $L_{\lambda,6}$ ) e da emissividade  $\varepsilon_{NB}$ , segundo a equação:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad 11$$

Em que

$$K_1 = 607,8 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1} \text{ e } K_2 = 1261 \text{ K}.$$

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

A radiação de onda curta incidente ( $R_{S\downarrow}$ ) pode ser calculada, considerando a condição de céu claro, a partir da seguinte equação:

$$R_{S\downarrow} = \frac{G_{sc} \cos\theta_z \tau_{sw}}{d^2} \quad 12$$

## Resultados e discussão

A fim de realizar a análise do saldo de radiação à superfície na cidade de Santarém-PA, inicialmente foram analisadas aspectos que a influenciam tais como: Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), albedo da superfície e a distribuição espacial

em que  $G_{sc}$  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 obtida pela equação 05.

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

A radiação de onda longa incidente é a radiação termal proveniente da atmosfera ( $\text{W m}^{-2}$ ) e é calculado através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad 13$$

Em que:  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ );  $T_a$  é a temperatura do ar (K);  $\varepsilon_a$  (adimensional) é a emissividade da atmosfera e pode ser obtida em função da transmissividade atmosférica (Equação 05), sendo:

$$\varepsilon_a = 0,85 (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad 14$$

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

A radiação de onda longa emitida,  $R_{L\uparrow}$ , calcula-se em função da emissividade ( $\varepsilon_0$ ) e da temperatura da superfície ( $T_s$ ), utilizando a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad 15$$

em que:  $T_s$  é a temperatura da superfície em Kelvin (K) e  $\varepsilon_0$  é a emissividade da superfície (adimensional), ambos obtidos através das equações 11 e 10, respectivamente.

### Etapa 11 - Saldo de radiação - $R_n$

O saldo de radiação à superfície  $R_n$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) é calculado utilizando-se a seguinte equação do balanço de radiação à superfície:

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

$$(1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow}$$

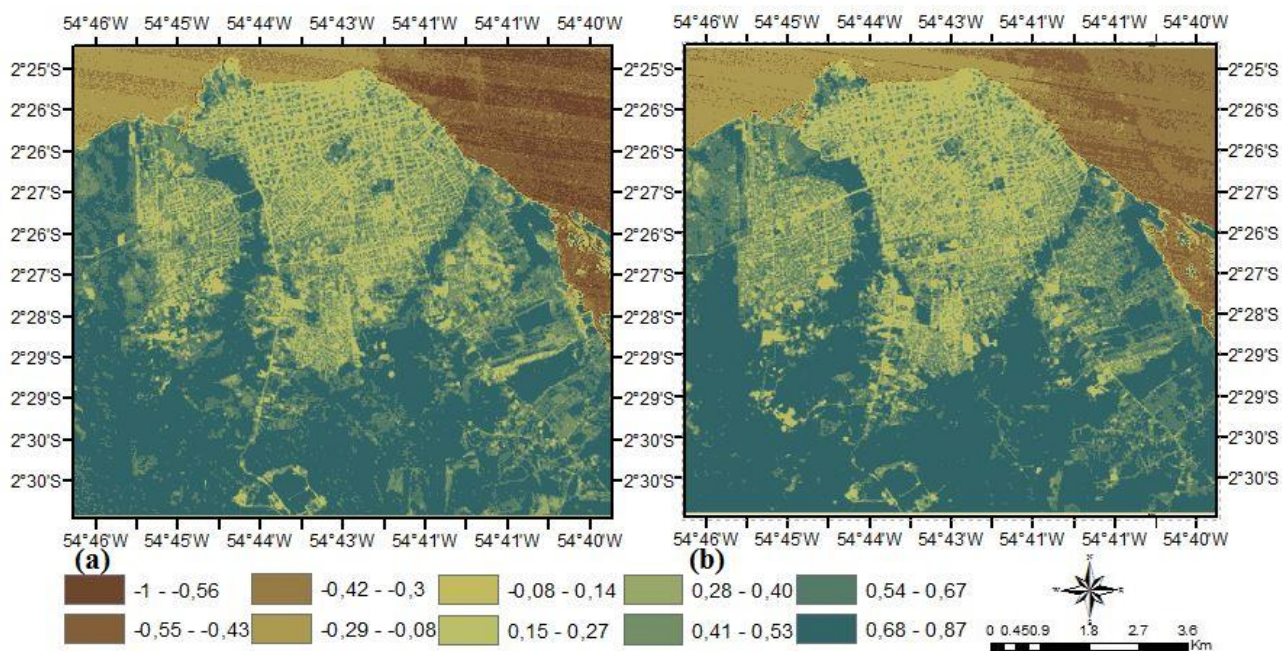
em que,  $R_{S\downarrow}$  é a radiação de ondas curtas descendente,  $\alpha$  é o albedo corrigido de cada pixel,  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel,  $R_{L\uparrow}$  é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e  $\varepsilon_0$  é a emissividade de cada pixel.

da temperatura da superfície ( $T_s$ ), estimados para as datas 02 de agosto de 1999 e 29 de junho de 2010.

As Figuras 3(a) e 3(b) mostram o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) para as cenas dos dias 02/08/1999 e 29/06/2010, respectivamente. Verificou-se que os valores mínimos

e máximos do NDVI para 02/08/1999 foram -1 e 0,85 respectivamente, com média de 0,38, enquanto que

para o dia 29/06/2010 estes valores foram -1 e 0,87, e média de 0,39.

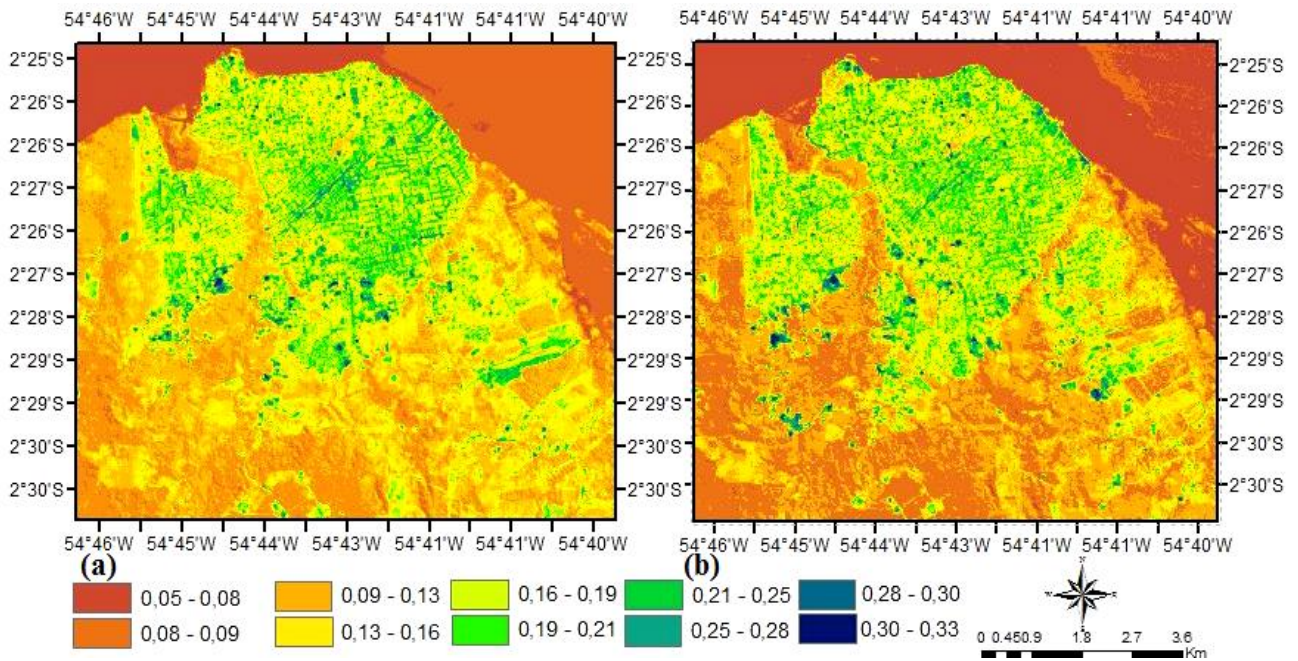


**Figura 3** – Distribuição espacial do NDVI nos dias 02 de agosto de 1999 (a) e 29 de junho de 2010 (b).

Os maiores valores do NDVI foram encontrados em áreas com vegetação densa e variaram entre 0,54 e 0,87 nas cenas dos dias 02/08/1999 e 29/06/2010, como se podem observar na porção sul da imagem e representados pela tonalidade verde. Os menores valores foram encontrados na malha urbana e ficaram compreendidos na faixa de 0,14 a 0,53, representados em tons de amarelo nas cenas. Embora os valores estatísticos das duas imagens estejam muito próximos, a área de estudo sofreu alterações na sua paisagem que modificaram o NDVI da área. Comparando as cenas pode-se observar que em 2010 (Figura 3b), o município apresentou um aumento da sua área urbana com a

expansão e surgimento de novos bairros, principalmente na porção oeste e sudeste do município, o que provocou uma diminuição na cobertura vegetal e conseqüentemente reduziu os valores do NDVI nestas áreas, que em 1999 era de 0,57, em 2010 foi de 0,42, em média.

As estimativas do albedo da superfície são apresentadas nas Figuras 4(a) e 4(b), respectivamente. Na imagem do dia 02/08/1999 (Figura 4a), o albedo variou de 0,09 (mínimo) a 0,24 (máximo) com média de 0,14, enquanto que na cena de 29/06/2010 (Figura 4b) a variação foi de 0,08 a 0,37 e média de 0,14.

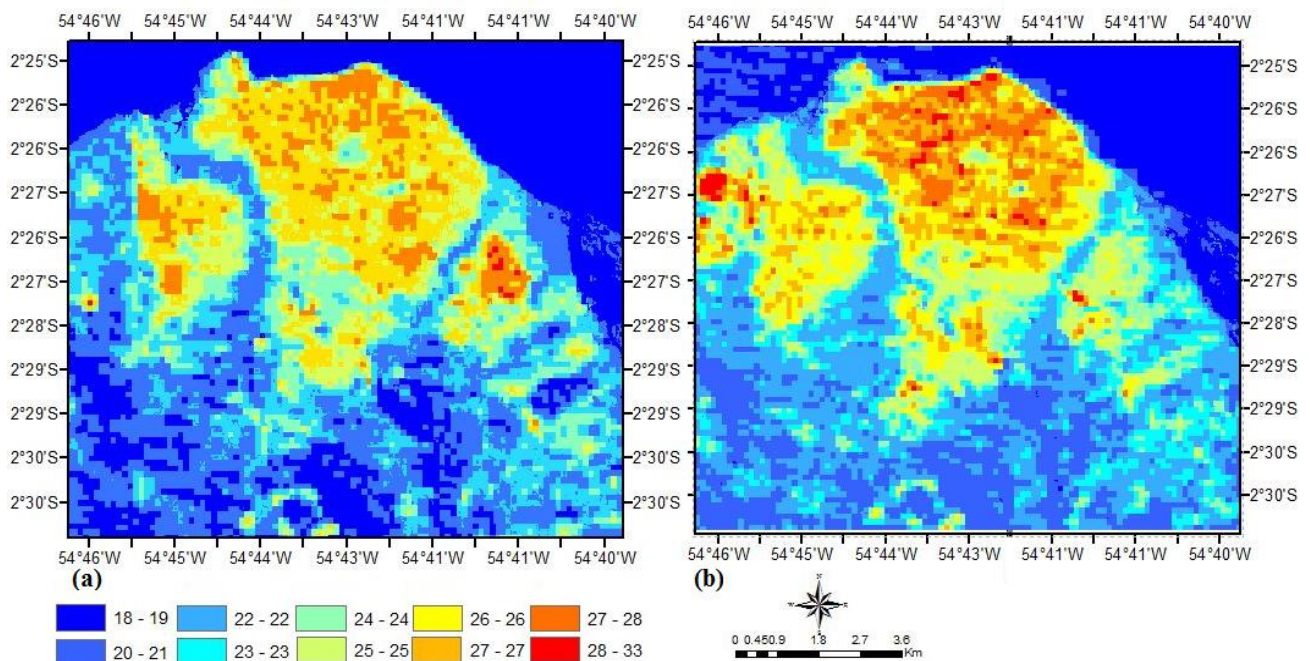


**Figura 4** - Albedo da superfície (Ts) em 02 de agosto de 1999 (a) e 29 de junho de 2010 (b).

Verificou-se que os menores valores de albedo encontrados nas cenas corresponderam aos corpos d'água e variaram entre 0,05 e 0,09, representados pela tonalidade vermelha nas figuras. Em superfícies vegetadas os valores de albedo variaram de 0,09 a 0,16 (tons laranja e verde claro) e em regiões com alta densidade de construções e solo exposto (tons de verde e azul) variou de 0,21 a 0,33. Notou-se ainda que as regiões que possuíam baixa cobertura vegetal e em áreas de maior concentração de construções (como na parte comercial da cidade), foram as que apresentaram os maiores valores de albedo, o que pode ser explicado

pelo fato de que o solo exposto e os materiais utilizados na construção civil refletem grande parte da radiação incidente e contribuem para o aumento do albedo de superfície nestes locais.

A Figura 5 apresenta a distribuição espacial da temperatura da superfície instantânea (Ts), obtida no momento de passagem do satélite sobre a área de estudo. Os valores encontrados para a Ts em 1999 (Figura 5a) variaram entre 18 °C e 30 °C, com média de 22 °C. Em 2010 (Figura 5b) os valores mínimo, máximo e a média foram 19 °C, 33 °C e 23 °C, respectivamente.

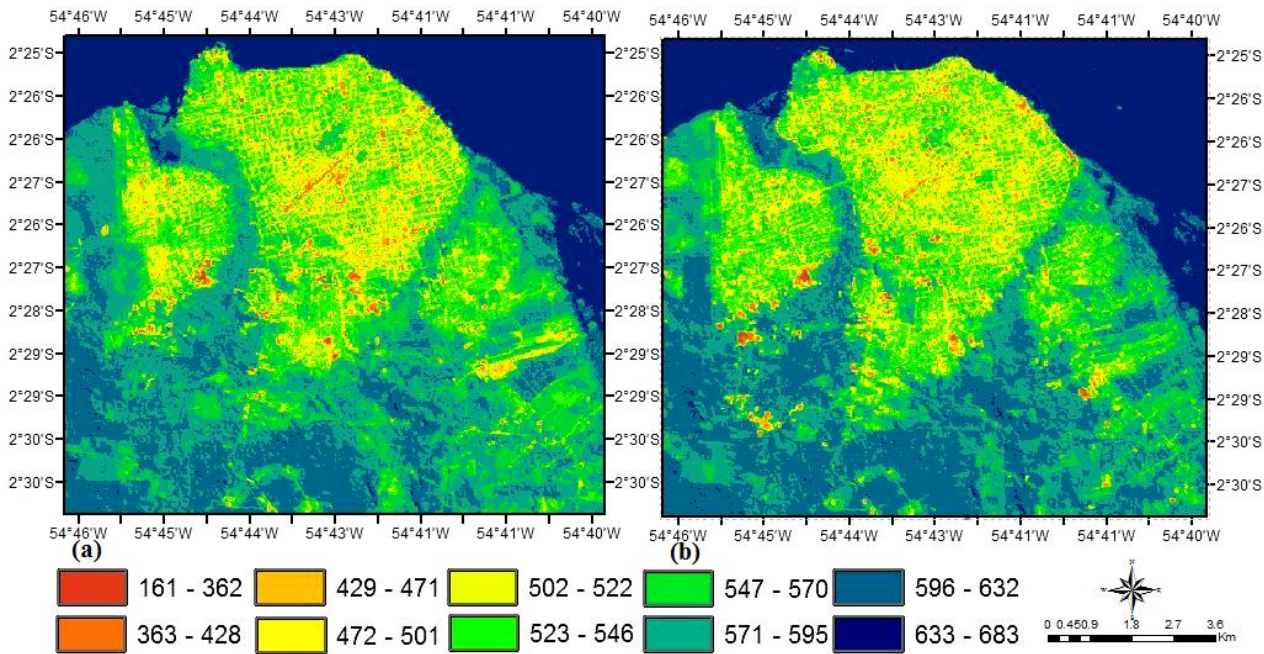


**Figura 5** - Temperatura da superfície (Ts) em 02 de agosto de 1999 (a) e 29 de junho de 2010 (b).

Analisando as Figuras 5 (a) e (b), verificou-se que as menores temperaturas da superfície foram encontradas em áreas vegetadas, nos corpos hídricos e em áreas distantes do centro urbano, com valores que variaram entre 20 °C e 25 °C e correspondem as áreas em tons de azul e verde nas imagens. Os valores intermediários da Ts ficaram em torno de 26 °C e 28 °C e as maiores temperaturas encontradas apresentaram valores de 28 °C a 33 °C, e foram identificadas em áreas que possuíam grande concentração de construções e de solo exposto, representadas pela tonalidade laranja e vermelho. Ao comparar as figuras, identifica-se na Figura 5b o aumento de áreas com valores da temperatura da superfície elevados, principalmente na porção norte da imagem, região mais urbanizada do município. Nestes locais, o aumento da temperatura da superfície pode ser atribuído aos materiais que são utilizados na construção civil que têm uma grande capacidade de absorver a radiação

proveniente do Sol e mantém o ar aquecido por muito tempo, o que favorece o aquecimento do ar nestas áreas.

Nas Figuras 6(a) e 6(b) tem-se a distribuição espacial do saldo de radiação instantâneo (Rn), obtido no momento da passagem do satélite na área de estudo para os dias 02/08/1999 e 29/06/2010, respectivamente. O saldo de radiação mostrou comportamento semelhante em ambos os dias estudados para a água e a vegetação, que apresentaram os maiores valores encontrados, na faixa de 633 a 683 W m<sup>-2</sup> (água) e de 523 a 632 W m<sup>-2</sup> (vegetação) enquanto que o solo exposto e a malha urbana apresentaram os menores valores, de 472 a 523 W m<sup>-2</sup> (malha urbana) e de 161 a 471 W m<sup>-2</sup> (solo exposto). Os valores mínimo e máximo do Rn para 1999 foram 296 e 697 W m<sup>-2</sup>, respectivamente, e para 2010 foram 161 e 682 W m<sup>-2</sup>, respectivamente.



**Figura 6** – Distribuição espacial do saldo de radiação (Rn) em 02 de agosto de 1999 (a) e 29 de junho de 2010 (b).

Na imagem do ano de 1999 (Figura 6a) os valores do saldo de radiação encontrados foram maiores quando comparado à imagem de 2010, em que a classe de valores predominantes na cena ficaram em torno de 522 a 570 W m<sup>-2</sup>, representados pelos tons de amarelo e verde. Já para a imagem de 2010 (Figura 6b) observou-se uma diminuição no saldo de radiação evidenciado pela maior espacialização de baixos valores de Rn, compreendido na faixa entre 472 e 522 W m<sup>-2</sup>, representados pela tonalidade amarela na cena. As áreas que apresentaram um Rn baixo (como na

malha urbana) coincidiram com áreas em que o albedo é alto (em torno de 0,16 a 0,28 ). Isto ocorre porque áreas com albedo elevado faz com que mais radiação solar incidente seja refletida, o que acarreta uma redução significativa no saldo de radiação, conforme explica Andrade et al. (2010). De modo geral, pode-se atribuir a diminuição do (Rn) encontrado na cena de 2010, a mudança da cobertura do solo e a sazonalidade da radiação solar no momento da passagem do satélite sobre a área em estudo.

### Conclusões

Observou-se que a substituição da vegetação por um ambiente construído provoca modificações na temperatura e no albedo da superfície que tendem a

aumentar nestes locais, reduzindo a quantidade de energia disponível para os processos físicos e biológicos na superfície.



Os valores do saldo de radiação estimados por meio das imagens do satélite Landsat 5-TM estão de acordo com os encontrados na literatura, em que os maiores valores foram encontrados nas superfícies naturais enquanto que os menores, em superfícies urbanas e solo exposto.

A metodologia empregada estimou de forma satisfatória os índices de vegetação, albedo,

temperatura da superfície e o saldo de radiação, o que permitiu identificar as áreas com possíveis alterações nestas variáveis nas datas estudadas.

Recomenda-se para estudos futuros a utilização de informações topográficas contidas em modelos de elevação digitais para resultados mais precisos.

## Referências

Allen, R.G.; Tasumi, M.; Trezza, R. . (2002). SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0.

Andrade, R.G.; Victoria, D.de C.; Nogueira, S.F.; Massagli, G.O.; Agnese, M.L. (2010). Estimativa dos fluxos de energia à superfície e da evapotranspiração real diária utilizando imagens do sensor MODIS/Aqua na Bacia do Rio Ji-Paraná, RO. Embrapa Monitoramento por Satélite. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, 13. 26 p.: Campinas, SP.

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.

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.

Huete, A. R. (1988). A soil adjusted vegetation index (SAVI). Remote Sensing of Environment, v.25, n.3, p.295-309.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Censo Populacional 2010. Disponível em: < <http://www.ibge.gov.br/cidadesat> >. Acesso em: 24de maio. 2014.

Jacinto, A. I.; Simas, M. T. M.; Bianchi, R.; Oliveira, K. N.; Rech, C. M. C. B. (2006). Aspectos físico-territoriais e atrações turísticas do município de Santarém, Pará. Disponível em:<<http://www2.ifes.com.br/webifex/revista/REVISTA%20DE%20TURISMO/EDI%C7%C30/ARTIGOS%202%AA20EDI%C7%C30/ASPECTOS>>. Acesso 20 mar. 2014.

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.

Oke, T.R. (1987). Boundary layer climates. Taylor & Francis, 2ed.

Tarifa, J.R; Azevedo, T.R. (Org.). (2001). Os climas na cidade de São Paulo: teoria e prática. São Paulo: Pró-Reitoria de Cultura e Extensão. Universidade de São Paulo: Laboratório de Climatologia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 199p. 1135.