

Impactos da urbanização na temperatura e no balanço de radiação à superfície no município de Fortaleza-CE com base em imagens espectrais do TM/Landsat 5

Madson Tavares Silva¹
Vicente de P. Rodrigues da Silva¹
Stephanny C. F. do Egito Costa¹

¹ Universidade Federal de Campina Grande - UFCG
Caixa Postal 10078 - 58109-970 - Campina Grande - PB, Brasil
madson_tavares@hotmail.com, vicente@dca.ufcg.edu.br,
stephanny_egito@hotmail.com

Abstract. This study aimed to determine the surface temperature, net radiation and instantaneous net radiation for the period of 24 hours at the surface based on seven spectral bands of Landsat 5 Thematic Mapper. Two images of the region of Fortaleza, CE, for the day August 13, 1988 and 03/09/2007, were processed using Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL). Were obtained for each date and analyzed the albedo Enhanced Vegetation Index (EVI), based on the reflective radiance channels (1, 2, 3, 4, 5 and 7), and the temperature of each pixel with the channel spa (6) of Landsat 5 - TM. The results indicated that the surface temperature and net radiation for the period of 24 hours in 1988 reached the average values of 172 W m⁻² and 25 °C, and for the year 2007, there were 155 W m⁻² and 28 °C at the time of passage of the satellite, respectively.

Palavras-chave: remote sensing, image processing, EVI, sensoriamento remoto, processamento de imagens, IVM

1. Introdução

Com o avanço da computação, a área de processamento de imagens de satélites vem apresentando crescimento expressivo que abrange quase todos os ramos da atividade humana, principalmente nas áreas da geografia, meteorologia e de recursos naturais. A técnica de sensores remotos tem ainda diferentes aplicações nos setores da economia e desenvolvimento tecnológico, com grande relevância para tomadas de decisão por órgãos públicos. A queima de florestas e de outros tipos de vegetação libera grande quantidade de gases radiativos e aerossóis que influencia significativamente o balanço radiativo da Terra e a química da atmosfera (Andreae & Merlet, 2001).

O Brasil apresenta grande diversidade espaço-temporal quanto à ocupação de suas terras, com características e dinâmicas específicas para a agricultura, pastagens, reflorestamentos, vegetação natural, urbanização e mineração. Em face da necessidade de atualizações constantes da dinâmica do uso das terras, diversos estudos sobre a cobertura do solo foram efetuados com imagens TM/Landsat 5. Silva et al. (2009) aplicaram o modelo SEBAL no cálculo do saldo de radiação para os anos de 1987, 1997 e 2008 sobre a região de Gilbués, PI. As aplicações de imagens de satélites podem favorecer a agricultura, conservação de água e solo, planejamento de cidades, proteção do meio ambiente e o monitoramento de riscos climáticos (Yuliang et al., 2009). Entretanto, o uso dessa técnica deve ser com cautela porque a utilização de modelagem de imagens de satélites para se obter radiação solar somente tem bons resultados quando aplicada para grandes áreas. Evidentemente, existe um erro apreciável entre os valores observados na superfície e aqueles estimados por satélite, em face dos dados de superfície serem representativos para uma pequena área enquanto os de satélite representam uma área de 100 km² (Vignola et al., 2007).

Nos últimos anos têm sido propostos alguns algoritmos para a análise da cobertura do solo e cálculo do balanço de energia à superfície. O modelo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) tem sido bastante aplicado em diversos agrossistemas porque leva em consideração a variabilidade espacial de muitos elementos micrometeorológicos

(Bastiaanssen et al., 1998). Nesse particular, considerando a importância do conhecimento dos fluxos de energia sobre superfícies vegetadas, este trabalho objetivou determinar a temperatura da superfície, saldo de radiação instantâneo e saldo de radiação para o período de 24 horas, no município de Fortaleza, CE, com base em imagens do Mapeador Temático do Landsat 5.

2. Metodologia de Trabalho

A área de estudo compreende o município de Fortaleza, CE, que tem as seguintes coordenadas geográficas: latitude: 3° 43' 1" sul; longitude: 38° 32' 34" oeste e altitude: 21 metros (IBGE, 2009). Na região de estudo predomina o tipo climático Aw, da classificação de Köppen (1918). Na classificação de Thornthwaite (1948), Fortaleza possui tipo climático C₂W₂A'a'. Caracteriza-se por ser um clima úmido a subúmido, com grande deficiência no inverno, megatérmico, e a concentração dos três meses de verão responsável por 25,4% da evapotranspiração potencial normal. O regime climático apresenta uma pluviometria média anual 1600 mm; com temperatura média de 27,3 °C e umidade relativa do ar média de 76%. Para a realização deste estudo foram utilizadas duas imagens geradas pelo Mapeador Temático do satélite Landsat 5, compostas de sete bandas espectrais, cujas principais características estão descritas na Tabela 1. Essas imagens correspondem à passagem do Landsat 5 – TM sobre a área de estudo, nos dias 13 de agosto de 1988 (Dia Juliano = 225) Figura 1 e para o dia 3 de setembro de 2007 (Dia Juliano = 246) Figura 2, na órbita 217 e ponto 63. A obtenção da temperatura da superfície, o saldo de radiação instantâneo e saldo de radiação para o período de 24 horas foi utilizado o software ERDAS 9.1, bem como na construção do banco de dados geográfico e na integração de todas as informações disponíveis da área de estudo.

Tabela 1. Descrição dos canais do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimentos de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima - *a* e máxima - *b*) e irradiancias espectrais no topo da atmosfera (TOA).

Descrição dos Canais	Comprimento de onda - μm	Coeficientes de calibração		$K_{\lambda}(\lambda_i)$ - $\text{W m}^{-2}\mu\text{m}$
		$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ <i>a</i>	<i>b</i>	
Banda 1 (azul)	0,45 - 0,52	-1,52	152,1	1957
Banda 2 (verde)	0,53 - 0,61	-2,84	296,8	1829
Banda 3 (vermelho)	0,62 - 0,69	-1,17	204,3	1557
Banda 4 (infra-vermelho próximo)	0,78 - 0,90	-1,51	206,3	1047
Banda 5 (infra-vermelho médio)	1,57 - 1,78	-0,37	27,19	219,3
Banda 6 (infra-vermelho termal)	10,4 - 12,5	1,238	15,30	-
Banda 7 (infra-vermelho médio)	2,10 - 2,35	-0,15	14,38	74,52

Calibração radiométrica e reflectância - A radiância espectral de cada banda ($L_{\lambda i}$) representa 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, para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7; para a banda 6, essa radiância representa a energia emitida por cada pixel e foi obtida pela equação (1), proposta por (Markham & Baker, 1987):

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

em que *a* e *b* são as irradiancias espectrais mínima e máxima ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), respectivamente, detectadas pelo TM – Landsat 5, cujos valores constam na Tabela 1; ND é a intensidade do pixel (número inteiro compreendido entre 0 e 255, inclusive) e *i* corresponde às bandas (1, 2, ... e 7) do TM – Landsat 5.



Figura 1. Imagem TM/Landsat 5 em composição das bandas (RGB342) referente à área de estudo no dia 13/08/1988



Figura 2. Imagem TM/Landsat 5 em composição das bandas (RGB342) referente à área de estudo no dia 03/09/2007

A refletância monocromática de cada banda ($\rho_{\lambda i}$), definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação solar refletido e o fluxo de radiação solar incidente, foi obtida segundo a equação (Allen et al., 2002):

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

em que $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda, $k_{\lambda i}$ é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($W m^{-2} \mu m^{-1}$), Z é o ângulo zenital solar e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol, em unidades astronômicas, obtido segundo a equação (3):

$$d_r = 1 + 0,0167 \text{sen} \left[\frac{2\pi(J - 93,5)}{365} \right] \quad (3)$$

Albedo planetário e da superfície - A partir da refletância planetária de cada uma das seis bandas refletivas do Landsat 5 – TM, obteve-se o albedo planetário (α_{toa}), que representa o albedo não corrigido de cada pixel da imagem. Para a obtenção do albedo, com base na refletância de bandas que não cobrem totalmente o espectro de 0,3 a 3,0 μm , foi utilizada uma combinação linear das refletâncias planetárias obtidas na etapa anterior, segundo procedimento utilizado por Bastiaanssen (2000), válido para dias de céu claro, dado pela equação (4):

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

em que ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 , ρ_4 , ρ_5 e ρ_7 são os albedos planetários das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, respectivamente.

O albedo da superfície (α), ou o albedo corrigido devido aos efeitos atmosféricos foi obtido através da equação (5) segundo (Bastiaanssen, 2000; Allen et al., 2002), aplicado para dias de céu claro:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - a}{b} \quad (5)$$

em que α_{toa} é o albedo planetário, a é a radiação solar refletida pela atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04.

No SEBAL, esse valor geralmente é considerado igual a 0,03 (Bastiaanssen, 2000) e b corresponde ao quadrado da transmissividade atmosférica (τ_{sw}), que é a obtida para condições de céu claro em função da altitude de cada pixel, segundo equação (6) proposta por Allen et al. (2002).

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (6)$$

em que z representa a altitude de cada pixel.

Índices de Vegetação - O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) foi obtido através da razão entre a diferença das refletividades do infravermelho próximo (ρ_4) e do vermelho (ρ_3) e a soma entre elas (Allen et al., 2002), dado pela equação (7):

$$IVDN = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (7)$$

em que ρ_4 e ρ_3 correspondem, respectivamente, às refletividades das bandas 4 e 3 do TM – Landsat 5. O IVDN é um indicador da quantidade e da condição da vegetação verde da área, cujos valores variam de -1 a +1.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado aos Efeitos do Solo (IVAS) utilizou-se a equação (8) proposta por (Huete, 1988):

$$IVAS = \frac{(1+L)(\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (8)$$

em que L é constante, cujo valor usado foi 0,1.

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. Tal índice é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem, segundo (Allen et al., 2002) ele é computado pela equação (9):

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

O EVI foi formulado a partir de uma combinação de outros dois IVs: o SAVI (*Soil-Adjusted Vegetation Index*; Huete, 1988) e o ARVI (*Atmosphere Resistant Vegetation Index*; Kaufman & Tanré, 1992); tendo a finalidade de atenuar os efeitos do solo e da atmosfera sobre o monitoramento da vegetação, de acordo com a Equação (10):

$$EVI = G * \frac{(NIR - Vermelho)}{(L + NIR + C1 * Vermelho - C2 * Azul)} \quad (10)$$

em que, NIR = reflectância no infravermelho próximo; Vermelho = reflectância no vermelho; Azul = reflectância no azul; C1 = coeficiente de correção dos efeitos atmosféricos para a banda do vermelho (6); C2 = coeficiente de correção dos efeitos atmosféricos para a banda do azul (7,5); L = fator de correção para a interferência do solo (1); G = fator de ganho (2,5). Os coeficientes C1 e C2 podem ser alterados de acordo com condições regionais.

Emissividades da superfície - Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, surge a necessidade de se introduzir a emissividade de cada pixel (ϵ_{NB}) no domínio espectral da banda termal do TM – Landsat 5 (10,4 a 12,5 μm), segundo Allen et al. (2002) pode ser obtida para IVDN > 0 e IAF < 3 com base na equação (11):

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \times IAF \quad (11)$$

Para a emissividade de cada pixel (ϵ_0), segundo Allen et al. (2002) pode ser obtida para IVDN > 0 e IAF < 3 com base na equação (12):

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times IAF \quad (12)$$

Por outro lado, para pixels com IAF ≥ 3 , $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$ e corpos de água (IVDN < 0), $\epsilon_{NB} = 0,98$ e $\epsilon_0 = 0,98$ (Allen et al., 2002).

Temperatura da superfície - A temperatura da superfície (T_s), em graus Kelvin, foi determinada em função da radiância espectral da banda 6 (termal) e ϵ_{NB} através da seguinte expressão (Allen et al., 2002):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{nb} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (13)$$

em que K_1 e K_2 são constantes iguais a 607,76 $\text{W} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ e 1260,56 K, respectivamente.

Radiação multiespectral - A radiação de onda longa emitida por cada pixel ($R_{L\uparrow}$) e a radiação de onda longa incidente, emitida pela atmosfera na direção da superfície ($R_{L\downarrow}$), foram obtidas com base nas equações (14) e (15) respectivamente:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (14)$$

em que ε_0 é a emissividade de cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67.10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_s é a temperatura da superfície (K).

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (15)$$

em que ε_a é a emissividade atmosférica, proposta por (Bastiaanssen, 1998; Allen et al., 2002) e obtida pela equação (16):

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln(\tau_{sw}))^{0,99} \quad (16)$$

A radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$) corresponde ao fluxo de radiação solar (direta e difusa) que atinge a superfície terrestre (em condição de céu claro) foi proposta por (Bastiaanssen, 1998), pela equação (17):

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \times \cos Z \times d_r \times \tau_{sw} \quad (17)$$

em que G_{sc} é a constante solar (1367 W m^{-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.

Saldo de radiação - O saldo de radiação instantâneo à superfície (R_n) foi computado utilizando-se a equação (18) do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = R_{s\downarrow}(1 - \alpha) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (18)$$

em que $R_{s\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente, α 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 ε_0 é a emissividade de cada pixel. As densidades de fluxos são expressas em W m^{-2} .

O R_n24h é obtido através da equação (19):

$$R_n24h = R_{s24h}(1 - \alpha) - (110 \times \tau_{24h}) \quad (19)$$

3. Resultados e Discussão

A distribuição espacial da temperatura da superfície nas duas datas estudadas está representada nas Figuras 3 e 4. Observa-se que os valores de temperatura da superfície apresentaram, durante o período estudado, uma nítida tendência de aumento, que pode ser explicado pela modificação na cobertura da superfície, ou seja, o processo de urbanização teve efeito direto no aquecimento da superfície. Os valores da temperatura da superfície em 1988 variou entre 21,45 e 30,15 °C (Figura 3) e em 2007 entre 22,43 e 38,25 °C. Em ambas as datas, a temperatura da superfície foi menor nas áreas de preservação próximas aos rios que corta o município de Fortaleza-CE. Ainda é possível observar o deslocamento da ilha de calor, que em 1988 (Figura 3) encontrava-se no centro da área urbana e em 2007 (Figura 4), deslocou-se para área metropolitana do município.

Nas imagens do EVI para as datas analisadas, valores em verde representam índices de vegetação com maior desenvolvimento, enquanto os níveis próximos ao vermelho representam baixos índices de vegetação com valores próximos a zero. Os valores baixos correspondem aos alvos urbanos como área construída, solo exposto e água. Assim, percebe-se que houve uma substituição do tipo de solo na parte sudoeste da região de estudo, pois em 1988 o EVI tinha valores maiores (Figura 5) do que em 2007 (Figura 6). Sendo então possível verificar o crescimento urbano e a mudança na paisagem, a modificação das características da superfície influi diretamente na temperatura, albedo e saldo de radiação.

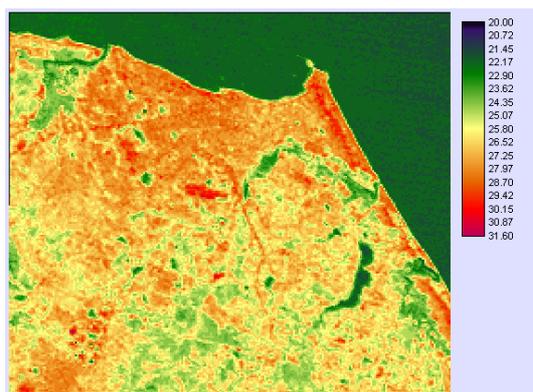


Figura 3. Temperatura da superfície (°C) para área de estudo em 13/08/1988



Figura 4. Temperatura da superfície (°C) para área de estudo em 03/09/2007

Nas imagens do albedo da superfície (Figuras 7 e 8) para as datas analisadas, os valores mais escuros, representam as superfícies que refletem menos, ou seja, superfícies que contenham água ou vegetação, enquanto os níveis próximos ao vermelho representam superfícies que refletem bastante, tendo valores próximos 1, correspondem aos alvos urbanos como área construída, solo exposto e areia. Observa-se que a modificação na cobertura influenciou diretamente o albedo da superfície, ou seja, a capacidade da superfície refletir a radiação aumentou de 1988 (Figura 7) para o ano de 2007 (Figura 8), o processo de urbanização pode ter sido o principal responsável.

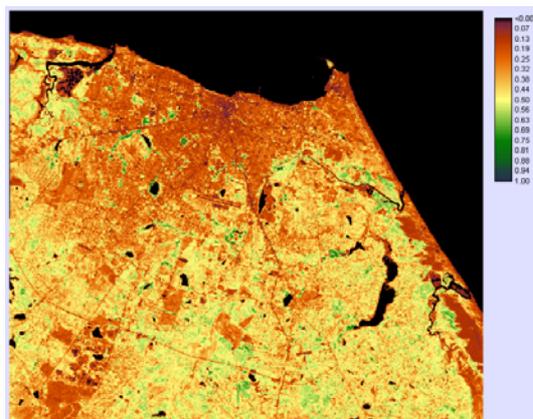


Figura 5. Espacialização do EVI para área de estudo em 13/08/1988

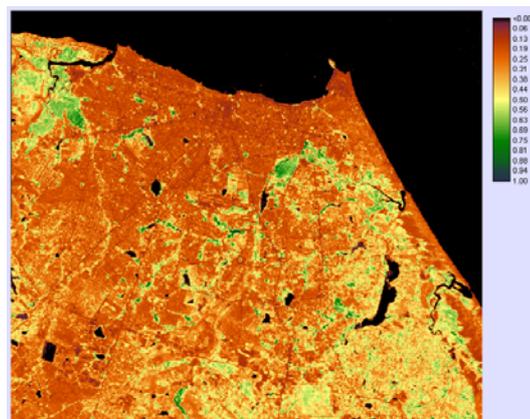


Figura 6. Espacialização do EVI para área de estudo em 03/09/2007

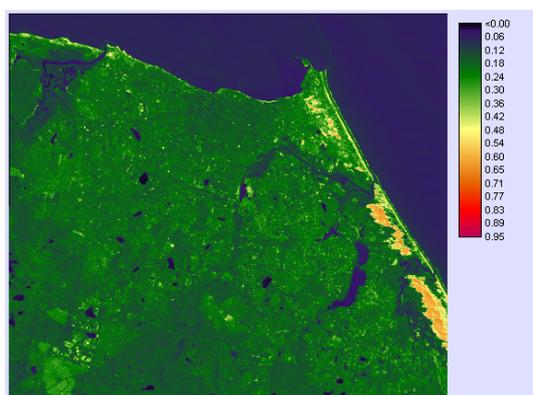


Figura 7. Albedo da superfície para área de estudo em 13/08/1988



Figura 8. Albedo da superfície para área de estudo em 03/09/2007

Nas Figuras 9 e 10 são apresentados os valores do saldo de radiação (Rn) na região de estudo nos dias 13/08/1988 e 03/09/2007, respectivamente. Os valores mínimo e máximo de Rn foram, respectivamente, de 204,35 e 724,5 $W m^{-2}$ para 1988, enquanto para 2007 eles foram 210,16 e 763,11 $W m^{-2}$, respectivamente. Portanto, de modo geral, houve mudanças significativas de um ano para o outro nos valores de Rn na região de estudo. Essas mudanças estão associadas à variabilidade na cobertura da superfície do solo, ou seja, o processo dinâmico de remoção da vegetação nativa propiciou que Rn sofresse modificações sensíveis.

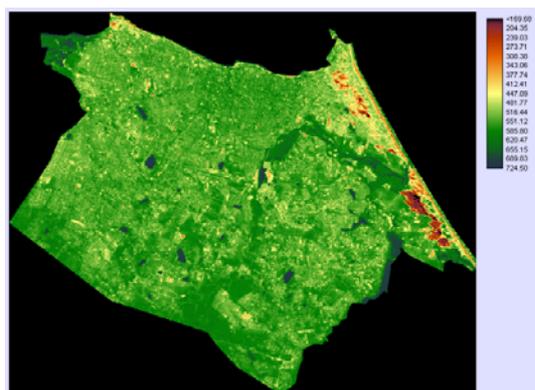


Figura 9. Saldo de radiação à superfície para a área de estudo em 13/08/1988

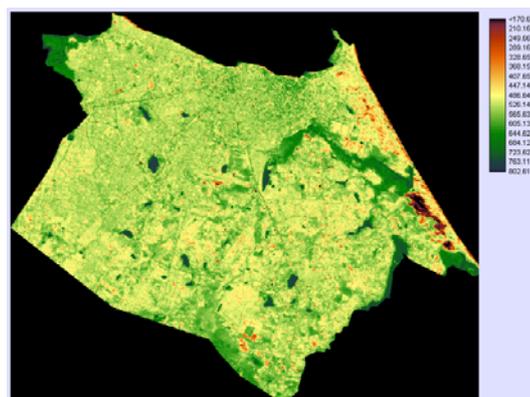


Figura 10. Saldo de radiação à superfície para a área de estudo em 03/09/2007

A variabilidade dos componentes do balanço de energia, tais como os fluxos de calor sensível, calor latente e calor do solo, está diretamente relacionada ao tipo da cobertura do solo. Por exemplo, em superfícies com solo exposto, tal como em desertos, o calor sensível pode ser maior do que o calor latente; entretanto, ocorre o oposto em superfícies de vegetação nativa ou em áreas irrigadas. A paisagem de Rn na região estudada mudou completamente de 1998 (Figura 11) para 2007 (Figura 12). Os valores de Rn para 24 horas em 1998 foram, em geral, inferiores a 219 $W m^{-2}$, enquanto que em 2007 eles foram inferiores a esse valor, sendo observado o valor de 212,96 $W m^{-2}$, mostrando que a capacidade da superfície em armazenar calor diminuiu, ou seja, a troca da cobertura da superfície, resultou diretamente nas características do saldo de radiação instantâneo (Figuras 9 e 10) e para o período de 24 horas (Figuras 11 e 12).



Figura 11. Saldo de radiação à superfície para 24h na área de estudo em 13/08/1988

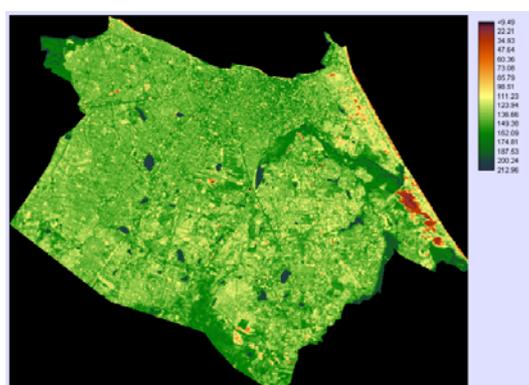


Figura 12. Saldo de radiação à superfície para 24h na área de estudo em 03/09/2007

4. Conclusões

De modo geral, as técnicas de processamento de imagem de satélites se mostraram eficientes no cômputo dos valores das componentes do balanço de radiação. Os componentes do balanço radiação, bem como a temperatura da superfície, apresentaram pequena variabilidade de 1998 para 2007, em face da mudança da cobertura do solo, em virtude da urbanização.

Agradecimentos: Ao CNPq, pela bolsa de Doutorado ao primeiro autor.

Referências Bibliográficas

ALLEN, R.; BASTIAANSSEN, W.; WATERS, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Surface energy balance algorithms for land (SEBAL), Idaho implementation – Advanced training and users manual, v.01, 2002. 97p.

ANDREAE, M., MERLET P.. Emissions of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global Biogeochemical Cycles*, v.15, n.04, p.955-966. 2001.

BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL – based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, v.229, p.87-100, 2000.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. The surface energy balance algorithm for land (SEBAL): Part 1 formulation, *Journal of Hydrology*, v.212-213, p.198-212, 1998.

HUETE, A. R. Adjusting vegetation indices for soil influences. *International Agrophysics*, v.04, n.04, p.367-376, 1988.

IBGE. Banco de Dados Agregados. Sistema IBGE de Recuperação Automática - SIDRA. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/>> Acesso em: 11 dez. 2009.

MARKHAM, B. L.; BARKER, L. L. Thematic mapper bandpass solar exoatmospherical irradiances. *International Journal of Remote Sensing*, v.08, n.03, p.517-523, 1987.

SILVA, M. T.; MARIANO, E. B.; PAULA, R. K.; OLIVEIRA SILVA, P. K. Balanço de radiação à superfície na região de Gilbués-PI, utilizando imagens do TM/Landsat 5. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2009, Natal – RN. Anais... São José do Campos - SP: INPE, 2009. p. 1031-1038.

VIGNOLA, F., HARLAN, P., PEREZ, R., KMIECIK, M. Analysis of satellite derived beam and global solar radiation data. *Solar Energy*, v.81, p.768-772. 2007

YULIANG, Q., SHANGMIN, Z., ZHEN, L., BEI, J. Application of China–Brazil Earth resources satellite in China. *Advances in Space Research*, 43 917–922. 2009.