ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe

Análise das mudanças ambientais provocadas pela expansão urbana na cidade de Mossoró-RN, através do uso de técnicas de Sensoriamento Remoto

Francisco das Chagas Araújo do Nascimento¹, Fabiane Regina da Cunha Dantas Araújo² Carlos Antônio Costa dos Santos³, Elder Guedes dos Santos⁴

¹Mestrando em Meteorologia; Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Brasil. E-mail: franciscofisica@ufersa.edu.br Autor correspondente.

²Doutora, Professora Adjunta; Departamento de Ciências Exatas e Naturais – DCEN; Universidade Federal Rural do Semiárido, Mossoró, Brasil. E-mail: fabiane@ufersa.edu.br

³Doutor, Professor Adjunto; Curso de Meteorologia; Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande - Brasil. E-mail: carlostorm@gmail.com.

⁴Mestrando em Meteorologia; Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Brasil.

Artigo recebido em 09/04/2014 e aceito em 29/09/2014.

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo analisar com base no albedo da superfície, no índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN), na temperatura da superfície e no saldo de radiação, as alterações ocorridas na cidade de Mossoró-RN provenientes do aumento da área urbanizada nos anos de 1994 a 2009. Utilizou-se 3 imagens do Mapeador Temático do satélite LANDSAT-5 dos dias 06 de julho de 1994, 06 de julho de 2000 e 31 de julho 2009. O processamento das imagens foi desenvolvido através da ferramenta Model Maker do software ERDAS Image. Os resultados mostraram que a medida que ocorre a aproximação em direção a região central da cidade as maiores temperaturas são registradas e com o distanciamento as temperaturas caem em torno de 3 a 5K. A implantação das construções civis aumentaram as áreas com baixos valores de IVDN por conta da retirada da cobertura da vegetação nativa. A supressão de áreas verdes na região estudada e sua substituição por estruturas urbanas como asfalto e concreto, resultaram no aumento da quantidade de energia disponível para aquecimento, justificando o aumento da temperatura da superfície. Ao longo dos 15 anos decorridos de 1994 a 2009 o crescimento urbano foi visível e consequentemente o aumento do calor aprisionado, podendo assim o centro urbano de Mossoró ser considerado uma ilha de calor urbano.

Palavras chave: Expansão urbana, aquecimento, vegetação.

Environment Change Analysis due Urban Expansion in Mossoró-RN City, with Remote Sensing

ABSTRACT

This work aims to analyze based on surface albedo, the index of normalized difference vegetation (NDVI), in surface temperature and net radiation, the changes occurred in the town of Mossoró-RN from the increase in urbanized area in the years 1994-2009. We used 3 pictures of the Thematic Mapper satellite LANDSAT – 5 of days July 6, 1994, July 6, 2000 and July 31, 2009. The image processing was developed through the Model Maker tool of ERDAS Image software. The results showed that occurs as the approximation toward the center of the city the highest temperatures are recorded and distancing temperatures drop to around 3 to 5K. The implementation of civil buildings increased areas with low values NDVI due to the removal of native vegetation cover. Suppression of green areas in the study area and its replacement by urban structures such as asphalt and concrete, resulted in increased the amount of energy available for heating, justifies the increase of surface temperature. Over the 15 years elapsed from 1994 to 2009 urban growth was visible and thus increasing the heat trapped, can thus urban center of Mossley be considered an urban heat island.

Keywords: urban expansion, heating, vegetation

Introdução

As mudanças resultantes do crescimento populacional e da expansão urbana geram impactos no ambiente e mudanças intensas no espaço provocando assim um desequilíbrio nas interações terra-atmosfera. O novo espaço construído, e constantemente modificado pelas diferentes formas de ocupação do solo, altera os elementos meteorológicos, formando diferentes microclimas. Esses desequilíbrios são causados pela impermeabilização do solo, pelos materiais condutores de energia térmica utilizados no meio urbano, pela poluição do ar, pelo aumento das edificações e, principalmente, pela redução da vegetação (Feitosa, 2010).

Nas últimas décadas foram vários os eventos extremos ocorridos por conta dos desequilíbrios ambientais presentes nos grandes centros urbanos. Essa urbanização provoca um impacto no meio ambiente, e pode alterar as condições climáticas à medida que a superfície do solo é ocupada diminuindo a área vegetada. Segundo Amorim (2000), o processo intenso de urbanização altera o balanço de radiação e o hídrico da superfície devido à substituição dos materiais naturais pelos materiais urbanos e cria condições climáticas diferenciadas da encontrada ao seu redor caracterizando o clima urbano.

O uso de técnicas de Sensoriamento Remoto tem sido utilizado para detectar a influência antropogênica no aumento das temperaturas em zonas urbanas. O fenômeno da ilha de calor urbana caracteriza-se pelo aumento da temperatura do ar nas cidades em relação às zonas menos urbanizadas em sua vizinhança (Nobrega 2010). Parker (2010) afirma que as ilhas de calor são resultados das propriedades físicas dos edifícios e de outras estruturas. Sukopp (2004), que avaliou o impacto humano nas vegetações preservadas em Lübeck, na Alemanha, afirma que as interferências no clima, no solo, no ar e na água são maiores e mais danosas nos ambientes urbanos, em relação às zonas rurais.

Delgado et al. (2012) ao estudarem a influência da mudança da paisagem, a partir de dados TM em Cruzeiro do Sul, AC, constataram o crescimento das áreas antropizadas entre os anos de 2005 a 2010. Eles observaram um aumento da temperatura da superfície nessa região. Chen-Yi et al.

(2009) identificaram uma forte relação entre a temperatura do ar em ruas de Taiwan e a geometria do desenho urbano quando se combinam os parâmetros ambientais que influenciam o ambiente térmico. De acordo com Koenigsberger et al (1980) a temperatura do ar em uma determinada região pode ser acrescida de 8°C ao entorno e a umidade relativa reduzida de 5 a 10% devido a pavimentação permitindo a rápida evaporação de água e ausência de vegetação.

Gartland, (2010) definiu como características que contribuem para a formação de ilhas de calor urbano: a falta de vegetação e a utilização difundida de superfícies impermeáveis provocando redução na evaporação; a maior difusividade térmica dos materiais que é responsável pelo aumento do armazenamento de calor; a baixa refletância solar dos materiais urbanos e a geometrias urbanas que aprisionam o calor, provocam um aumento no saldo de radiação e reduzem a convecção; e o aumento da utilização de energia que intensificam o calor antropogênico nos grandes centros. De acordo com Santos et al. (2013) a ausência de planejamento de algumas cidades brasileiras culmina com o crescimento desordenado e isto tem contribuído para o crescimento das ilhas de calor, especialmente, nas médias e grandes cidades, causando transtornos para a população e, consequentemente, alterando o modo e qualidade de vida das pessoas. Diante do exposto este trabalho tem como objetivo analisar com base no albedo da superfície, no índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN), na temperatura da superfície e no saldo de radiação, as alterações ocorridas na cidade de Mossoró-RN provenientes do aumento da área urbanizada nos anos de 1994 a 2009.

Metodologia

O presente estudo foi realizado na cidade de Mossoró-RN que compreende uma área de aproximadamente 2.110,207 km² situada na Microrregião de Mossoró pertencente a Mesorregião Oeste do Rio Grande do Norte. A região tem clima quente e seco, tipo estepe, com estação chuvosa no verão atrasando-se para o outono de acordo com a classificação climática de Köppen. A área em destaque compreende à região estudada e vizinhanças localizada na área delimitada de acordo com a figura 1.

Figura 1 - Localização da Microrregião de Mossoró pertencente à Mesorregião Oeste do Rio Grande do Norte.

As imagens foram obtidas dos satélites da série LANDSAT que possui resolução espacial de 30m e a área imageada é uma faixa de 185 km, recortada em cenas de 185 x 170 km. É do tipo heliossíncrono, quase polar, permitindo assim uma cobertura completa da Terra entre 81°N e 81°S (ENGESAT 2010). Está a uma altura de 705 km com velocidade equivalente a 7,7 km/seg e seu ciclo orbital é de 16 dias. O sensor TM a bordo do satélite LANDSAT - 5 opera em sete bandas espectrais, sendo três na região do visível (0,45 – 0,52 μm ; 0,52 – 0,60 μm ; 0,63 – 0,69 μm), três na região do infravermelho refletido (0,76 – 0,79 μm ; 1,55 – 1,75 μm ; 2,08 – 2,35 μm) e uma na região termal (10,4 – 12,5 μm) (moreira, 2005).

Neste estudo utilizou-se 3 imagens do Mapeador Temático do satélite LANDSAT-5 compostas de sete canais adquirida junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, entre as latitudes (5 07 00 S e 5 15 39 S) e longitudes (37 24 54 W e 37 16 27 W). Essa área corresponde a órbita 216 e ponto 64 para os dias 06 de julho de 1994, 06 de julho de 2000 e 31 de julho 2009. O processamento das imagens TM/LANDSAT foi desenvolvido através da ferramenta Model Maker do software ERDAS Image nas seguintes etapas do SEBAL.

Primeiramente calculou-se a radiância espectral de cada banda ($L_{\lambda i}$), ou seja, a efetivação da Calibração Radiométrica, na qual o número digital (ND) de cada pixel da imagem é convertido em radiância espectral monocromática que representa a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda. Para as bandas refletivas do LANDSAT 5 que são os canais 1, 2, 3, 4, 5 e 7 a calibração foi feita pela equação proposta por Markham & Baker (1987):

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

em que a e b são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$), ND é a intensidade do pixel (número inteiro digital de 0 a 255) e i corresponde aos canais (1, 2,..., 7) do satélite LANDSAT 5 – TM. Em seguida foi feito o cálculo da refletância monocromática de cada banda ($\rho_{\lambda i}$), definida como

sendo a razão entre o fluxo de radiação refletida e o fluxo de radiação incidente. Foi utilizada para obtenção da refletância das imagens LANDSAT a equação de Allen et al. (2002) dada por:

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

em que $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral da cada banda, $k_{\lambda i}$ é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$), Z é o ângulo zenital solar e 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 (DJ).

O próximos passos consistiram no cálculo do albedo planetário que foi feito pela combinação linear das refletâncias monocromáticas proposto por Bastiaanssen (1995) através da equação 3 e do albedo da superfície, definido como a razão entre a radiação solar refletida pela radiação solar incidente na superfície conforme equação 4 e 5.

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

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

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

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; $\alpha_{path_radiance}$ é a porção solar refletida pela atmosfera igual a 0,03 (Bastiaansen, 2000). Depois de calculados os albedos encontrou-se os índices de vegetação (IVDN, IVAS E IAF) que mostram um indicativo das condições, da densidade e porte da vegetação pelas equações 6, 7 e 8.

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

$$IVAS = \frac{(1 + L)(\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (7)$$

$$IAF = -\ln \frac{(0,69 - IVAS)}{0,91} \quad (8)$$

$L = 0,5$ (Huete, 1988); $L = 0,1$ (Tasumi, 2003; Bezerra, 2006).

Com as informações obtidas calculou-se as emissividades termal e superficial pelas equações 9 e 10 respectivamente e a temperatura da superfície da equação 11.

$$(Termal) \varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331 IAF \quad (9)$$

$$(Superfície) \varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 IAF \quad (10)$$

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

Com $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ quando $IAF \geq 3$ e $\varepsilon_{NB} = 0,99$ $\varepsilon_0 = 0,985$ para $IVDN < 0$, caso de corpos de água (Allen et al., 2002). Na equação 11, considera-se $K_1 = 607,76 \text{ W m}^{-2} \text{ sr } \mu\text{m}$ e $K_2 = 1260,56 \text{ W m}^{-2} \text{ sr } \mu\text{m}$. Por último obteve-se o saldo de radiação definido conforme equação 12.

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (12)$$

Onde $R_{s\downarrow}$ representa a radiação de ondas curtas incidentes, $R_{L\downarrow}$ a radiação de onda longa incidente e $R_{L\uparrow}$ a radiação de onda longa emitida.

Resultados

Nos últimos anos a cidade de Mossoró tem tido um crescimento demográfico considerável, devido principalmente a implantação de Salinas de grande porte e mão de obra para exploração de petróleo na cidade e adjacências, como consequência houve uma expansão da área urbana. Em virtude desse crescimento teve-se uma alteração no balanço de energia à superfície formando uma ilha de calor urbano. A Figura 3 apresenta imagens do sensor TM do satélite Landsat-5 na composição RGB referente à área de estudo, nas datas 06 de julho de 1994 (Figura 2a), 06 de julho de 2000 (Figura 2b) e 31 de julho de 2009 (Figura 2c). A figura mostra claramente o processo de expansão urbana na cidade no período de estudo de 15 anos. Esses anos foram escolhidos por apresentarem similaridades no regime pluviométrico e baixa presença de nuvens nas imagens.

Figura 2: Imagens do sensor TM do satélite Landsat-5 na composição de bandas RGB (432) referentes à área de estudo: (a) em 06 de julho de 1994; (b) em 06 de julho de 2000 e c) em 31 de julho de 2009.

Foram analisados neste trabalho a distribuição espacial do IVDN, da temperatura da superfície (T_s), do albedo da superfície e do saldo de radiação nas datas selecionadas. As figuras 3a, 3b e 3c, mostram a distribuição espacial da temperatura da superfície nos anos de 1994, 2000 e 2009, respectivamente. Observa-

se dessas figuras que as áreas com vegetação e água, apresentam valores de T_s mais baixos, enquanto que, as áreas urbanizadas de Mossoró apresentam os valores mais altos da temperatura, sendo o valor médio (máximo) em 1994 de 294K (299K) passando em 2000 para 205K (302K) e atingindo em 2009 299K (310K).

Figura 3: Distribuição espacial de temperatura da superfície (K) em: a) 06 de julho de 1994; b) 06 de julho de 2000 e c) 31 de julho de 2009.

Na Figura 3b, observa-se que houve um aumento das áreas com temperaturas mais elevadas em comparação com a imagem do ano de 1994 e um aumento ainda mais significativo é visto quando comparamos o ano de 2009 (figura 3c) com a figura 3a. As maiores diferenças ocorrem exatamente na região de maior adensamento da malha urbana no período estudado. Isso é indicativo de que a expansão urbana leva a alterações nas temperaturas do solo e do ar. Chen et al. (2006), encontraram resultados semelhantes para o Pearl River Delta, na província de Guangdong na China. As áreas com menores temperaturas correspondem a áreas vegetadas ou água conforme apresentado na figura 4.

Nas três situações as temperaturas mais elevadas são vistas na região central da cidade e com o distanciamento as temperaturas caem em torno de 3 a 5K, corroborando com resultados encontrados em estudo realizado por Stathopoulou & Cartalis (2007) para as principais cidades da Grécia. Segundo Santos (2013) esses valores explicam-se pelo o fato, de que a vegetação transpira, libera vapor d'água e aumenta a umidade em seus arredores, amenizando a temperatura das localidades que se encontram próxima a essa área,

ao contrário do centro da cidade, que possuem menor área arborizada e maior área de construção civil, com seus diversos tipos de materiais, que contribuem para o aumento da temperatura.

É possível caracterizar determinados usos antrópicos (cobertura do solo) como potencializadores de maiores valores de temperatura. A maior proporção de revestimento asfáltico da superfície, maior densidade de construções e atividades antrópicas, e ainda, um enorme fluxo de veículos no centro da cidade aceleram este processo. Por outro lado, ressalta-se o forte papel dos corpos hídricos e cobertura vegetal como aliviadores térmicos nas regiões adjacentes.

A Figura 5a, 5b e 5c representam a distribuição do IVDN nas mesmas datas das imagens anteriores. As áreas em tons verde correspondem às áreas vegetadas, com valores acima de 0,40. As tonalidades amarelas apresentam valores intermediários variando de 0,30 a 0,40 e as de cor marrom representam áreas de solo exposto e aglomerados urbanos, apresentando valores entre 0,01 e 0,30. Os valores abaixo de zero denotam a presença de corpos hídricos.

Figura 5: Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN) em: a) 06 de julho de 1994, b) 06 de julho de 2000 e c) 31 de julho de 2009.

Comparando a figura 5a com a 5b, nota-se que houve um crescimento das áreas com valores baixos do IVDN que está associado às áreas onde houve a retirada da cobertura da vegetação nativa para implantação das construções civis devido ao processo de urbanização, o mesmo ocorre comparando a figura 5c com as 5a e 5b. As áreas que apresentam menores valores de IVDN coincidem com as áreas onde ocorreu a expansão urbana mostrada nas figuras 2a, 2b e 2c. Esses valores corroboram com os encontrados por Santos (2013) em estudo parecido para a região de Manaus. Os valores do IVDN por sua vez, têm íntima relação com o albedo, a vegetação e seus impactos na temperatura da superfície e, consequentemente, no balanço final de radiação e energia estão descritos em Mackey et al. (2012).

As figuras 6a, 6b e 6c apresentam a distribuição espacial do albedo em Mossoró e adjacências para os mesmos dias das figuras 5a, 5b e 5c. O albedo da superfície é responsável pelo controle na quantidade de energia que é absorvida causando reflexos no balanço final de radiação e energia. No comparativo das figuras que representam o IVDN (figuras 5a, 5b e 5c) com as representantes do albedo (figuras 6a, 6b e 6c) percebe-se que as áreas com os menores valores do albedo, correspondem às áreas de maiores valores do IVDN, isto acontece porque a vegetação absorve a radiação e tem baixa refletividade. Nas áreas com valores baixos de IVDN ocorre o contrário, com isso os maiores valores do albedo correspondem as áreas urbanizadas. Em concordância com as figuras 2a, 2b e 2c os valores do albedo acompanham o aumento da malha urbana.

Figura 6: Distribuição espacial do albedo da superfície em: a) 06 de julho de 1994; b) 06 de julho de 2000 e c) 31 de julho de 2009.

Na análise do saldo de radiação apresentado nas figuras 7a, 7b e 7c, observa-se que os maiores valores do R_n são encontrados nas áreas com vegetação e corpos hídricos, na faixa de 600 a 750 $W.m^{-2}$, atingindo em algumas regiões valores superiores a 750 $W.m^{-2}$. Na área urbana o saldo de radiação apresenta valores entre 500 a 600 $W.m^{-2}$, no entanto, algumas regiões apresentam valores abaixo de

450 $W.m^{-2}$. Esses valores sugerem que a presença de concretos, telhados em cores claras, áreas sem vegetação, solo impermeável que como citados anteriormente fazem parte da região urbana, são os maiores responsáveis pela diminuição do R_n na área de malha urbana. Isto concorda com os valores de albedo obtido nas figuras 6a, 6b e 6c.

Figura 7: Distribuição espacial do Saldo de Radiação em escala de cinza em a) 06 de julho de 1994; b) 06 de julho de 1997 e c) 31 de julho de 2009.

Conclusões

O sensoriamento remoto mostrou-se ser uma excelente técnica de se determinar ilhas de calor urbano, isso se justifica pela sua boa distribuição espacial dos dados. Com uso dessa técnica conseguiu-se levantar um desenho térmico da área em estudo com isso houve condições de analisar simultaneamente a temperatura da superfície, o albedo, o IVDN e o saldo de radiação. Observou-se que sob condições de expansão urbana, a modificação da cobertura do solo contribui para mudanças consideráveis na temperatura do solo e consequentemente no balanço de energia a superfície. Com base nas análises feitas percebe-se que a retirada demasiada da vegetação por conta da urbanização torna a sensação térmica em Mossoró aproximadamente 3 a 5K mais alta.

Identificou-se que a supressão de áreas verdes na região estudada e sua substituição por estruturas

urbanas, como asfalto e concreto, resultam no aumento da quantidade de energia disponível para aquecimento, provocando o aumento da temperatura de superfície. Ao longo dos 15 anos decorridos de 1994 a 2009 o crescimento urbano foi visível e consequentemente o aumento do calor aprisionado, podendo assim o centro urbano de Mossoró ser considerado uma ilha de calor urbano.

Referências

- Allen, R.; Tasumi, M.; Trezza, R. (2002) SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0.
- Amorim, M.C.C.T. (2005) Ilhas de calor em Birigui/SP. Revista Brasileira de Climatologia, 1, 1, 119-150.

- Bastiaanssen, W.G.M. (1995) Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Ph. D. Thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands.
- Bastiaanssen, W.G.M. (2000) SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, v. 229, p. 87-100.
- Bezerra, B.G.; Silva, B.B.; Ferreira, N. J. (2008) Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM-Landsat 5. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, n. 3, p. 305-317.
- Chen, X.; Zhao, H.; Li, P.; Yin, Z. (2006) Remote sensing image-based analysis of the relationship between urban heat island and land use/cover changes. *Remote Sensing of Environment*, v.104, p.133-146.
- Chen-Yi, S.; Souchi K.; Wen-Pei S.; Hsien-Te L.; Fu-Jen W.; Ou, W.S. (2009) A Thermal Environment Investigation of the Urban Street Canyon in a Hot and Humid City, Taichung City, Taiwan. In: *International Conference on Urban Climate*, 7, Yokohama, Japan.
- ENGESAT - Landsat 5 TM - Ficha Técnica Resumida. Disponível em: <www.engesat.com.br>. Acesso em: 23 de dezembro de 2010.
- Feitosa, S. M. R. (2010) Alterações climáticas em Teresina-PI decorrentes da urbanização e supressão de áreas verdes. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Piauí. 112p.
- Huete, A. R. (1998) A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*. Vol. 25, p.295-309.
- Koenigsberger, O H., Ingersoll, T.G., Mayhew, A e Szokolay, S. V. (1980) *Manual of Tropical Housing*. Nova York, 4ed.
- Mackey, C.W.; Lee, X.; Smith, R.B. (2012) Remotely sensing the cooling effects of city scale efforts to reduce urban heat island. *Building and Environment*, v. 49, p. 348-358.
- Markham, B. L.; Barker, J. L. (1987) Thematic Mapper bandpass solar exoatmospherical radiances. *Int. J. of Remote Sensing* 8 (3): 517-523.
- Moreira, M. A. (2005) Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação. 3ª Ed. atual. ampl. – Viçosa: Ed. UFV, 180p.
- Nobrega, R. S.; Vital, L. A. B. (2010) Influência da Urbanização sobre o Microclima de Recife e Formação de Ilha de Calor. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 03, p. 151-156.
- Parker, D. (2010) Urban Heat Island Effects on Estimates of Observed Climate Change. *Interdisciplinary Review*, v. 1, n. 1, p. 123-133.
- Santos, C. A.; Lima, J. R. A. (2013) Análise dos Efeitos da Expansão Urbana de Manaus-AM Sobre Parâmetros Ambientais Através de Imagens de Satélite. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 06, n. 1, p. 001-014.
- Stathopoulou, M.; Cartalis, C. (2007) Daytime urban heat islands from Landsat ETM+ and Corine land cover data: An application to major cities in Greece. *Solar Energy*, v. 81, p. 358-368.
- Sukopp, H. (2004) Human caused Impact on Preserved vegetation. *Landscape and Urban Planning*, v. 68, p. 347-355.
- Tasumi, M. (2003) Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Ph.D Dissertation. College of Graduate Studies, University of Idaho. 357p.