



ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA NA RMRJ UTILIZANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

VITOR FONSECA VIEIRA VASCONCELOS DE MIRANDA¹
LEONARDO DE FARIA PERES²
ANDREWS JOSÉ DE LUCENA³
FABRÍCIO RODRIGUES TEIXEIRA⁴
REBECA GONÇALVES CAMPOS CARVALHO⁵
JOSÉ RICARDO DE ALMEIDA FRANÇA⁶
OTTO CORREA ROTUNNO FILHO⁷

Resumo: O conhecimento do balanço de energia é fundamental para o entendimento do fenômeno ilha de calor e o comportamento térmico urbano. Neste contexto, o presente trabalho investigou a variabilidade sazonal e espacial dos fluxos de calor à superfície da Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) com base em dados de sensoriamento remoto, nomeadamente imagens LANDSAT. Os diferentes fluxos de calor foram obtidos com base no algoritmo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) que utiliza como dados de entrada informações de sensoriamento remoto e meteorológicas de superfície. Imagens das estações inverno/verão, nas décadas de 80, 90 e 2000, foram selecionadas para a comparação e o acompanhamento da evolução dos fluxos de calor. Adicionalmente, foram coletados dados meteorológicos de temperatura, umidade relativa e velocidade do vento nas respectivas datas das imagens. O algoritmo SEBAL foi implementado em linguagem MATLAB juntamente com um método estatístico baseado em percentis para a escolha do pixel frio e quente. Os resultados preliminares são consistentes mostrando que o fluxo de calor latente, no verão ou inverno, sempre se apresenta menor na região urbana do que em áreas com vegetação. Em contrapartida, os fluxos de calor sensível e para o solo são maiores na área urbana. Em relação às estações de inverno e verão, verificamos que todos os fluxos são maiores nas imagens de verão e que as diferenças entre urbano e vegetação são mais intensas no verão.

Palavras chave: Balanço de Energia, SEBAL, LANDSAT, RMRJ

Abstract: The knowledge of energy balance is fundamental for understanding the heat Island phenomenon. In this context, the present work has investigated the seasonal and spatial variability of the heat fluxes at the Metropolitan Area of Rio de Janeiro (MARJ), based on remote sensing data, namely LANDSAT images. Heat fluxes were obtained with the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) that uses as input remote sensing and meteorological information. The heat fluxes analysis was performed based on images from

¹ Aluno de graduação do BCMT, CCMN/IGEO/UFRJ. E-mail. vitormiranda91@yahoo.com.br

² Professor do Departamento de Meteorologia, CCMN/IGEO/UFRJ. E-mail. leonardo.peres@igeo.ufrj.br

³ Professor do Departamento de Geociências, IA/UFRJ. E-mail. lucenageo@yahoo.com.br

⁴ Aluno de pós-graduação do Departamento de Meteorologia, CCMN/IGEO/UFRJ. E-mail. fabricioteixeira@ufrj.br

⁵ Aluno de pós-graduação do Departamento de Meteorologia, CCMN/IGEO/UFRJ. E-mail. cgrebeca@hotmail.com

⁶ Professor do Departamento de Meteorologia, CCMN/IGEO/UFRJ. E-mail. jricardo@igeo.ufrj.br

⁷ Professor do Programa de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ. E-mail. otto@coc.ufrj.br



winter and summer, in the decades of 80, 90 and 2000. In addition, air temperature, relative humidity, and wind speed data were collected for the images dates. SEBAL was implemented in the MATLAB language together with a statistic method based on percentiles for choosing the hot and cold pixels. SEBAL has produced consistent results showing lower latent heat flux values on the urban region and higher values on the vegetated areas for both summer and winter seasons. On the other hand, sensible and soil heat fluxes were always higher on urban areas as expected. Respecting to winter and summer seasons, all fluxes were higher in summer images and the differences between urban and vegetation fluxes are more marked in the summer.

Key words: Energy Balance, SEBAL, LANDSAT, MARJ

1 – Introdução

O século 21 é o primeiro “século urbano”, de acordo com o Programa de Desenvolvimento das Nações Unidas. O foco sobre as cidades reflete a preocupação do crescimento da porcentagem da população mundial que reside em áreas urbanas, visto que a expansão da população e o crescimento das cidades resultam em modificações do meio ambiente, incluindo mudanças no clima local e regional. De fato, áreas urbanas são locais onde há uma grande influência dos seres humanos sobre o ambiente natural. Materiais de construção urbanos possuem diferentes capacidades e condutividades térmicas; a geometria de prédios e seus arranjos podem aprisionar radiação e poluentes, e criar uma superfície com alta rugosidade que influencia o escoamento do ar e a dispersão; e as estruturas de engenharia podem remover água da superfície e modificar redes naturais de drenagem e a topografia natural, portanto alterando os regimes de escoamento e umidade. O efeito líquido é uma mudança profunda nas características radiativas, térmicas, aerodinâmicas e de umidade das superfícies pré-existentes, resultando em alterações no balanço natural de energia, massa e momento.

O aquecimento urbano e a formação de ilha de calor urbano (ICU) é uma das formas mais conhecidas de modificação antropogênica do clima. A ICU é um atributo da transformação da superfície urbana que é de especial interesse em diferentes áreas, pois reflete um grande conjunto de mudanças importantes na superfície que tem impacto na saúde humana, em ecossistemas e possivelmente no tempo e clima local. O fenômeno ICU resulta da substituição de áreas vegetadas e solos evaporativos por materiais de construção e pavimentos com baixo albedo e impermeáveis, ocasionando a redução do fluxo de calor latente e o respectivo aumento do fluxo de calor sensível. Isto cria uma diferença de temperatura entre áreas urbanas e não urbanas. O conhecimento do balanço de energia nos fornece informação sobre a distribuição de umidade e calor no solo e na atmosfera e portanto é fundamental para o entendimento do fenômeno ICU e o comportamento térmico



urbano. Adicionalmente, as trocas de fluxos de calor e umidade afetam o desenvolvimento da biosfera e as condições de vida sobre a Terra (Bastiaanssen *et al.*, 1998; 2000).

Através das décadas passadas, grande parte dos estudos em sensoriamento remoto foi desenvolvida com ênfase em ambientes naturais. A aplicação da tecnologia de sensoriamento remoto em áreas urbanas é relativamente recente. Com o advento de imagens de alta resolução espacial e espectral, e técnicas mais eficientes, o sensoriamento remoto urbano vem rapidamente ganhando interesse dentro da comunidade científica. De fato, com base em sensoriamento remoto é possível estimar características biofísicas das superfícies continentais com bastante potencial em descrever os materiais presentes no ambiente urbano e também em melhorar o entendimento do fenômeno ICU e seus efeitos.

A cidade do Rio de Janeiro e sua região metropolitana (RMRJ) fazem parte do grupo de megacidades, e, deste modo é importante monitorar e criar uma base de dados com informações a respeito do ambiente urbano que colabore para o planejamento do desenvolvimento e da gestão de risco desta área.

Neste contexto, o presente trabalho propõe investigar a variabilidade sazonal e espacial dos fluxos de calor à superfície da RMRJ com base em dados de sensoriamento remoto, nomeadamente imagens LANDSAT. Os diferentes fluxos de calor foram obtidos com base no algoritmo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) que utiliza como dados de entrada informações de sensoriamento remoto e meteorológicas de superfície.

2 – Discussão

O trabalho proposto visou o cálculo e a análise dos fluxos de calor na RMRJ, através de dados de sensoriamento remoto. Desta forma, imagens referentes ao sensor Thematic Mapper (TM) a bordo do satélite LANDSAT5 foram obtidas através da Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Sendo assim, foram adquiridas imagens da órbita 217 e ponto 76 cobrindo a RMRJ das estações inverno e verão, nas décadas de 80, 90 e 2000, para que pudéssemos comparar e acompanhar a evolução dos fluxos de calor ao longo das décadas e a sua variação sazonal. Com base na ausência de nuvens foram selecionadas seis imagens referentes as seguintes datas: 11/08/1987, 24/02/1990, 15/01/1993, 08/07/1998, 14/07/2006 e 23/02/2007.

Além das imagens LANDSAT5, também foi necessário coletar dados meteorológicos de temperatura, umidade relativa e velocidade do vento nos respectivos dias analisados. Os dados meteorológicos foram obtidos através do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)



e as seguintes estações foram utilizadas: Afonsos, Bangu, Jacarépagua, Maricá, Rio Bonito, Praça XV, Rio, Galeão, Santos Dumont, Ecologia, Santa Cruz Aeroporto, Santa Cruz, Marambaia e Xerém. De acordo com a distribuição espacial das estações meteorológicas dentro de quatro diferentes regiões da RMRJ, i.e., Baixada, Zona Oeste, Leste Metropolitano e Área Central, foi feita uma média dos parâmetros meteorológicos para cada região e posteriormente uma nova média correspondente a toda RMRJ.

Os dados acima foram introduzidos no SEBAL e este foi implementado na linguagem MATLAB com base nos trabalhos de Bastiaanssen *et al.* (1998; 2000) e Huete *et al.* (2002). Na escolha dos pixels quentes e frios do SEBAL, foi utilizado o método proposto por Prasad (2012), enquanto que o cálculo da temperatura da superfície continental (TSC) foi feito com base nos trabalhos de Qin *et al.* (2003), Souza e Silva (2005), Iqbal (1983) e Juarez (2005).

Com base nos trabalhos de França e Cracknell (1995) e Chen *et al.* (2002) foram adotadas três técnicas de mascaramento de nuvens no presente estudo: 1) técnica com base em limiar do valor da reflectância na banda no vermelho; 2) técnica Gross Threshold e 3) técnica Q . A técnica Gross Threshold consiste em classificar o pixel coberto por nuvem através do valor de temperatura de brilho (TB) do canal 6. Como a variação da temperatura em clima equatorial é pequena, entre 291 e 310 K, optou-se por um limiar menor ou igual a 278 K para que o pixel seja classificado como nuvem. A técnica Q é baseada na razão entre as reflectâncias do canal 3 e 4 do LANDSAT. Os valores de Q sobre pixels cobertos de nuvens são aproximadamente iguais a 1,0, devido ao efeito similar de espalhamento da energia para ambos os canais. Sobre o continente, e especialmente em áreas vegetadas, os valores de Q são maiores que 1,0 devido aos maiores valores de reflectância na banda 4 em relação a 3. Já na superfície marítima a reflectância na banda 3 é muito maior que na banda 4 devido ao efeito da absorção pela água no infravermelho próximo. Após aplicações sobre as áreas de terra e água, foi determinado que para valores de Q maior ou igual a 0,8 e menor ou igual a 1,6 o pixel é classificado como nuvem. Para valores de Q menores que 0,8 o pixel é classificado como água e maiores que 1,6 como continente. Entretanto verificou-se que esta abordagem falha na diferenciação justamente entre pixels de área urbana e pixels contaminados por nuvens visto que a razão de ambos varia entre 0,8 e 1,6. Portanto, com base no trabalho de Chen *et al.* (2002), um teste suplementar foi adicionado para identificar corretamente os pixels de área urbana daqueles contaminados por nuvem. O teste adicional leva em conta a TB na banda 6. Normalmente, os pixels urbanos possuem valores de TB maiores que 290 K, e podem ser diferenciados de nuvens quentes, bordas de



nuvem e sombras de nuvem. Desta forma, os pixels são classificados como livres de nuvens mesmo se a razão Q cair entre 0,8 e 1,6, mas se TB no canal 6 for maior que 290 K.

O SEBAL requer dados de satélite na região do visível, do infravermelho próximo, médio e térmico e também dados meteorológicos, nomeadamente temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento. O SEBAL, tem como principal função o cálculo do fluxo de calor latente (wm^{-2}), λET , através da equação de balanço de energia

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (1)$$

onde R_n é a radiação líquida, G é o fluxo de calor que vai para o solo, H é o fluxo de calor sensível. R_n é computada da seguinte forma

$$R_n = (1 - \alpha)ROC \downarrow + ROL \downarrow - ROL \uparrow - (1 - \varepsilon_0)ROL \downarrow \quad (2)$$

Onde α é o albedo da superfície, $ROC \downarrow$ é a radiação de onda curta que chega à superfície, $ROL \downarrow$ a radiação de onda longa que chega à superfície, enquanto que $ROL \uparrow$ é a radiação de onda longa que deixa a superfície.

Na equação (2) o albedo da superfície (α), é calculado utilizando a reflectância espectral (ρ_λ) das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 do LANDSAT5 através de uma média ponderada. A $ROC \downarrow$ é obtida com base na constante solar (G_{sc}), no cosseno do angulo zênite solar ($COS\theta$), na distância terra-sol (d_r) e na transmissividade atmosférica (τ_{sw}). A $ROL \downarrow$ é computada usando a equação de Stefan-Boltzmann para a temperatura do ar (T_0). Neste caso, a emissividade atmosférica ($\varepsilon_a = 0,85[-\ln(\tau_{sw})]$) é obtida com base na transmitância atmosférica ($\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5}z$, sendo z a altura). A $ROL \uparrow$ também é computada pela equação de Stefan-Boltzmann, só que utilizando como entrada a emissividade da superfície (ε_0) e a temperatura de superfície (T_s). A equação (2) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$R_n = (1 - \alpha)ROC \downarrow + ROL \downarrow - ROL \uparrow - (1 - \varepsilon_0)ROL \downarrow \quad (3)$$

$$R_n = (1 - \alpha)G_{sc} \cdot COS\theta \cdot d_r \cdot \tau_{sw} + \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_0^4 - \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 - (1 - \varepsilon_0)\varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_0^4 \quad (4)$$

onde ε_0 é calculada através da seguinte equação

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \cdot LAI \quad (5)$$

e o LAI (Leaf Area Index - índice de área foliar) é dado por

$$LAI = \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (6)$$



O *SAVI* é o índice de vegetação ajustada para o solo (soil adjusted vegetation index) e é dado por

$$SAVI = (1 + L)(\rho_4 - \rho_3)/(L + \rho_4 + \rho_3) \quad (7)$$

Vale a pena ressaltar que assumiu-se $L = 0,1$ para o cálculo do *SAVI*.

O *G* é empiricamente calculado com base no *NDVI* (Normalized Difference Vegetation Index - índice de vegetação por diferença normalizada), na temperatura de superfície (T_s), no albedo da superfície (α) e na R_n .

$$G = [(T_s - 273,16) \cdot (0,0038 + 0,0074 \cdot \alpha) \cdot (1 - 0,978(NDVI^4))] \cdot R_n \quad (8)$$

onde o *NDVI* é dado por

$$NDVI = (\rho_4 - \rho_3)/(\rho_4 + \rho_3) \quad (9)$$

Para o cálculo de *H*, utiliza-se a densidade do ar (ρ), o calor específico do ar a pressão constante (C_p), a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) e a diferença entre a temperatura de superfície e a temperatura da atmosfera numa dada altura (dT).

$$H = \frac{\rho \cdot c_p \cdot dT}{r_{ah}} \quad (10)$$

É importante notar que o conhecimento de dT é normalmente difícil de se obter. Desta forma, o SEBAL assume a hipótese de que a diferença dT pode ser aproximada por uma função linear de T_s , i.e., $dT = aT_s + b$. Para a obtenção dos coeficientes a e b é necessário a escolha de dois pixels da imagem, chamados de pixels âncora, que são o pixel frio e o pixel quente. O pixel frio corresponde a uma condição úmida em que a superfície possui um fluxo de calor latente máximo e o calor sensível nulo, tendo assim o seu dT nulo também conforme Eq. (10). O pixel quente é aquele associado a uma condição seca aonde o fluxo de calor latente será nulo e o calor sensível será máximo. As hipóteses assumidas acima resultam num sistema com duas equações e duas incógnitas, sendo possível o cálculo dos coeficientes. Com base nesses princípios, o pixel frio foi escolhido como aquele com baixa temperatura e alto valor de NDVI e o quente como aquele com alta temperatura e baixo valor NDVI. Com base no trabalho de Prasad (2012) foi feito um cálculo estatístico, baseado em percentis, para separar os pixels candidatos da imagem, para depois serem aplicadas as condições apresentadas acima. Para o pixel frio foi considerado o percentil 1 e o para o quente o 99.



3 – Resultados

Com base no SEBAL e nos dados de entrada, nomeadamente imagens do sensor TM a bordo do LANDSAT5 e informações de temperatura, umidade e vento vindos de estações meteorológicas de superfície, calculou-se para a RMRJ os fluxos de calor latente, sensível e para o solo, e a radiação líquida para as datas selecionadas (Figuras 01, 02 e 03).

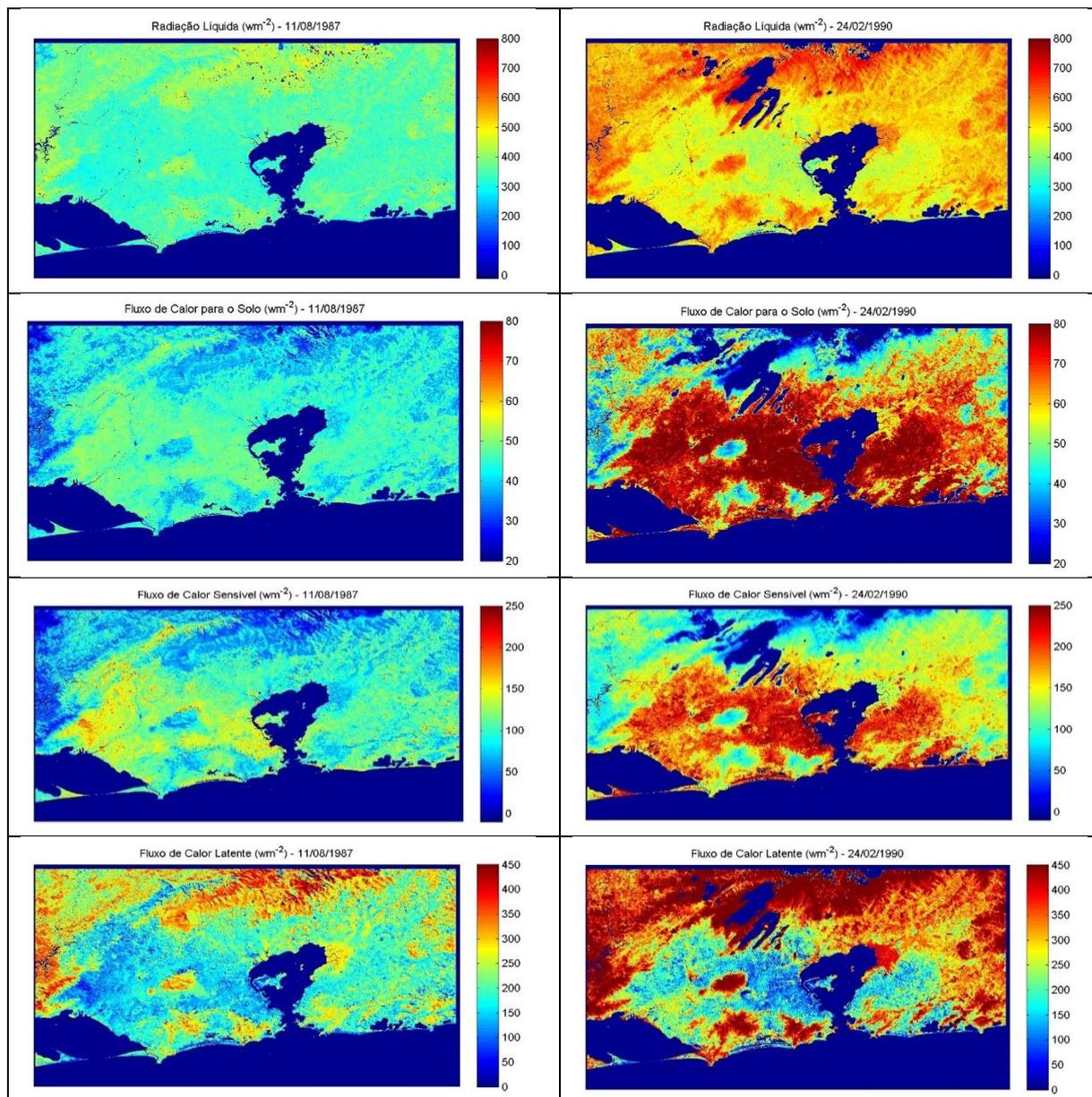


Figura 01. Radiação líquida (primeira linha), fluxo de calor para o solo (segunda linha), fluxo de calor sensível (terceira linha) e fluxo de calor latente (quarta linha) para os dias 11/08/1987 (primeira coluna) e 24/02/1990 (segunda coluna).

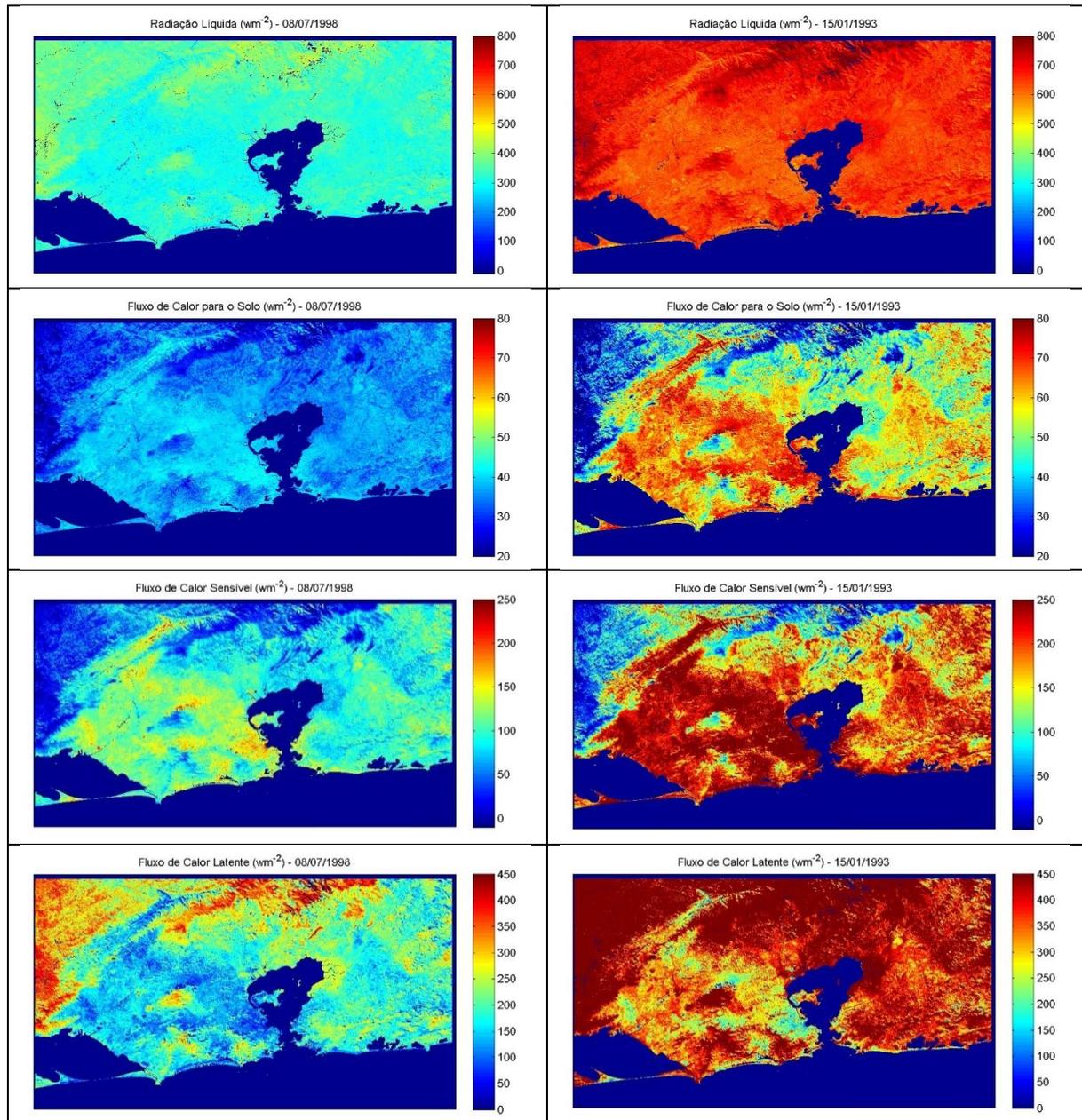


Figura 02. Como na Figura 01, mas referente aos dias 08/07/1998 (segunda coluna) e 15/01/1993 (segunda coluna).

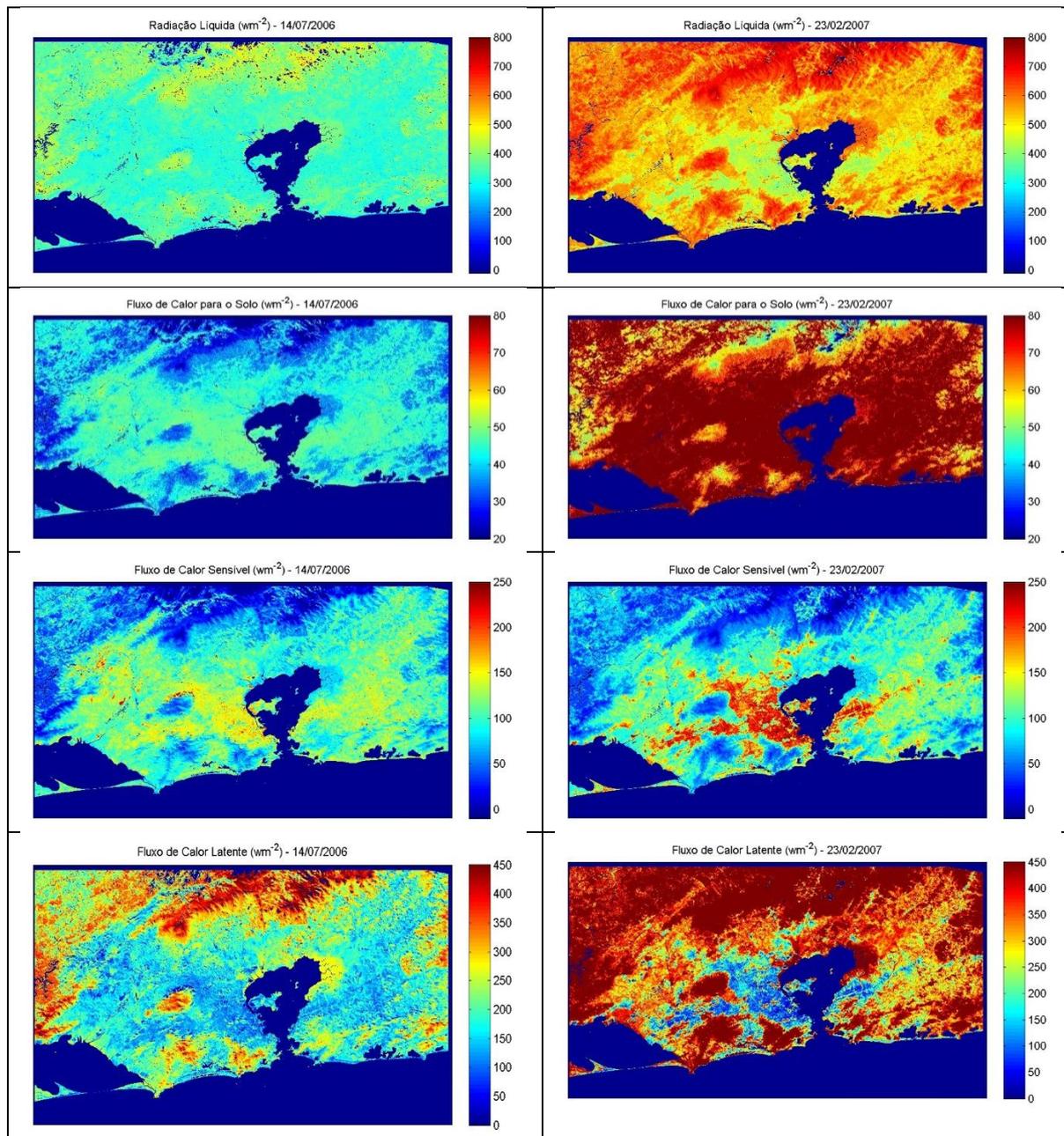


Figura 03. Como na Figura 01, mas referente aos dias 14/07/2006 (primeira coluna) e 23/02/2007 (segunda coluna)

Os resultados mostram que a radiação líquida no inverno varia geralmente entre 300 e 500 wm^{-2} e no verão entre 400 e 800 wm^{-2} . Independente da estação, a radiação líquida sempre apresenta valores maiores em áreas vegetadas do que em áreas urbanas. Este resultado deve-se ao fato da radiação solar de onda curta incidente e da radiação atmosférica de onda longa incidente terem os mesmos valores para todos os pixels de uma mesma imagem. Desta maneira os parâmetros que modulam a radiação de onda líquida espacialmente são o albedo e a temperatura da superfície. Como estes dois parâmetros



possuem valores elevados em áreas urbanas, a radiação solar absorvida pela superfície será menor e a radiação de onda longa emitida será maior, resultando num valor menor de radiação líquida disponível.

Em relação ao fluxo de calor para o solo, este depende diretamente do albedo e da radiação líquida e é inversamente proporcional ao NDVI. Desta maneira, na região urbana, onde a radiação líquida é menor, conforme discutido acima, o albedo é menor (reflexão alta devido a diversificação dos materiais disponíveis) e o NDVI é menor, o fluxo de calor para o solo tende a ser maior que em áreas com maior presença de vegetação (i.e., radiação líquida alta, albedo baixo e NDVI alto). Os resultados obtidos com o SEBAL mostram que para a RMRJ no inverno, os valores em geral para áreas urbanas e vegetadas são por volta de 55 w/m^2 e 30 w/m^2 , respectivamente. Por outro lado, no verão os valores são por volta respectivamente de 80 w/m^2 e 40 w/m^2 , para áreas urbanas e vegetadas. Observa-se também que as diferenças entre urbano e vegetação é maior no verão. O mesmo padrão é também observado nos resultados de radiação líquida, mas de uma forma menos marcante.

As Figuras 01, 02 e 03 mostram que o fluxo de calor sensível no inverno possui valores por volta de 150 w/m^2 em áreas urbanas e valores inferiores a 75 w/m^2 em áreas vegetadas. No verão estes valores são por volta de 250 e 100 w/m^2 . Apesar da radiação líquida ser maior em áreas vegetadas, pouco desta radiação é utilizada na forma de calor para o solo e sensível enquanto que para áreas urbanas acontece justamente o contrário.

O resultado acima é complementado com as figuras que mostram o fluxo de calor latente na RMRJ. Em termos quantitativos as Figuras 01, 02 e 03 mostram que o fluxo de calor latente, seja no verão ou inverno, sempre se apresenta menor na região urbana do que na área com vegetação. No inverno são observados valores entre 50 e 100 w/m^2 em áreas urbanas e entre 250 e 350 w/m^2 em áreas vegetadas. No verão, os valores são praticamente os mesmos de inverno para áreas urbanas e são por volta de 450 w/m^2 em áreas vegetadas. Nas áreas vegetadas grande parte da radiação disponível é utilizada para evaporar a água presente na superfície resultando em altos valores de fluxo de calor latente, principalmente no verão devido à grande disponibilidade de água associada à estação chuvosa na RMRJ. Os valores de fluxo de calor latente são bem menores em áreas urbanas o que é explicado em parte pela pouca disponibilidade de água visto que esta região é composta em grande parte por superfícies impermeáveis.

De forma geral, podemos observar que todos os fluxos são maiores nas imagens de verão e as diferenças entre urbano e vegetação são mais intensas também no verão.



4 – Conclusões

No presente trabalho investigou-se a variabilidade sazonal e espacial dos fluxos de calor à superfície na RMRJ com base em dados do sensor TM a bordo do LANDSAT-5. Os diferentes fluxos de calor foram calculados obtidos com base no algoritmo SEBAL que utiliza como dados de entrada informações de sensoriamento remoto e meteorológicas de superfície. Imagens da órbita 217 e ponto 76 cobrindo a RMRJ das estações inverno e verão, nas décadas de 80, 90 e 2000, foram utilizadas para que pudéssemos comparar e acompanhar a evolução dos fluxos de calor ao longo das décadas e a sua variação sazonal.

Três técnicas de mascaramento de nuvens foram utilizadas para identificar os pixels contaminados com nuvens (França e Cracknell, 1995; Chen *et al.*, 2002). Para o cálculo da TSC utilizou-se um método mono canal com base na TB da banda 6 do sensor TM (Qin *et al.*, 2003; Souza e Silva, 2005). Na escolha dos pixels quentes e frios da imagem como requerido pelo SEBAL, foi utilizado um método estatístico com base em percentis (Prasad, 2012).

De forma geral, os fluxos são maiores no verão. Independente da estação, a radiação líquida sempre apresentou valores maiores em áreas vegetadas do que em áreas urbanas enquanto que o fluxo de calor para o solo apresentou comportamento inverso. Como esperado, o fluxo de calor sensível (latente) foi maior (menor) em áreas urbanas e menor (maior) em áreas com vegetação. De fato, grande parte da radiação líquida disponível é utilizada na forma de calor para o solo e sensível em áreas urbanas. Nas áreas vegetadas, por outro lado, a radiação líquida disponível é utilizada na mudança de fase resultando em altos valores de fluxo de calor latente, principalmente no verão devido à grande disponibilidade de água associada à estação chuvosa na RMRJ. Os valores de fluxo de calor latente são bem menores em áreas urbanas visto que esta região é composta em grande parte por superfícies impermeáveis. Adicionalmente, as diferenças entre urbano e vegetação são mais intensas no verão.

Em termos qualitativos, o presente trabalho demonstrou que o SEBAL para os dias analisados apresentou resultados consistentes para a RMRJ quando é feita a comparação com base nas estações inverno e verão e nas superfícies vegetação e urbano.

Futuramente, espera-se utilizar imagens de outros sensores com uma melhor resolução temporal, como o MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua. A utilização de um número maior de imagens é também desejável para que seja realizada uma análise de diferenças temporais dos fluxos (e.g., entre décadas) com base em médias e testes estatísticos. Adicionalmente, será interessante realizar uma comparação entre os algoritmos



SEBAL e Two Source Energy Balance (TSEB) e também uma intercomparação de resultados, utilizando produtos de sensoriamento remoto já existentes e validados e também saídas de modelos numéricos de previsão de tempo. Por último, os dados aqui calculados, precisam ser validados com medidas in situ.

5 - Referências Bibliográficas

BASTIAANSEN, W.G.M. (2000). *SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey*. **Journal of Hydrology** 229: 87–100;

BASTIAANSEN, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A. & Holtslag, A.A.M. (1998). *A remote sensing surface energy balance algorithm for land -SEBAL: 1. Formulation*. **Journal of Hydrology** 212–213: 198–212.

CHANDER, G., MARKHAN, B., L., HELDER, D. L. (2009). **Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors**. *Remote Sensing of Environment*, (113), pp. 893–903;

CHEN, P. Y., SRINIVASAN, R., FEDOSEJEVS, G., E NARASIMHAN, B. (2002). *An automated cloud detection method for daily NOAA-14 AVHRR data for Texas, USA*. **International Journal of Remote Sensing**, v.23, p.2939–2950

FRANÇA, G.B., CRACKNELL, A.P. (1995). *A simple cloud masking approach using NOAA AVHRR daytime data for tropical areas*. **International Journal of Remote Sensing**, v.16, p.1697–1705.

HUETE, A., DIDAN, K., MIURA, T., RODRIGUEZ, E.P., GAO, X., FERREIRA, L.G. (2002). **Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices** *Remote Sensing of Environment*. (83), pp. 195-213.;

IQBAL, M. (1983). **An introduction to solar radiation**. Library of Congress Cataloging in Publication data, Academic Press Canadian;

QIN, Z., KARNIELI, A., BERLINER, P. (2001). *A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region*. **International Journal of Remote Sensing**, 22(18): 3719–3746;

PRASAD, VARA, P.V. (2012). **Statistical and spectral approaches to automate hot and cold pixel selection for surface energy balance based evapotranspiration mapping**. Ogallala Aquifer Program;

SOUZA, J.D., SILVA, B.B. (2005). *Correção atmosférica para temperatura da superfície obtida com imagem TM: Landsat 5*. **Revista Brasileira de Geofísica**. 23 (4): 349-358;