

Estimativa dos fluxos de calor sensível e latente na superfície da água do reservatório de Itumbiara (GO) por meio de dados MODIS/Terra

Enner Herenio Alcântara¹
José Luiz Stech¹
João Antônio Lorenzetti¹
Evelyn Márcia Leão de Moraes Novo¹
Arley Ferreira de Souza^{1,2}

¹ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Caixa Postal 515 - 12227-010 - São José dos Campos - SP, Brasil
{enner, stech, loren, evlyn}@dsr.inpe.br

² Escola Técnica Professor Everardo Passos – ETEP
Caixa Postal 12242-800 - São José dos Campos - SP, Brasil
arley.souza@etep.edu.br

Abstract. Accurate estimates of surface sensible and latent heat flux exchange between water and the atmosphere are crucial for understanding many physical processes of large aquatic systems. In this paper, monthly mean maps (from 2003 to 2008) of sensible and latent heat flux are estimated. Water surface temperature derived from Terra/MODIS satellite and meteorological data from surface stations are incorporated to map the spatial distributions of those fluxes. The main results show that the sensible flux is negative at high air temperature (from January to April and from November to December) and positive at low (from June to July) temperature. The latent flux is higher at the water-land interface than at the center of the reservoir. During night this flux remains low along the entire hydrological year with little spatial variability. These results point out that the use of satellite image improved the understanding of the heat exchange between water surface and the atmosphere.

Palavras-chave: surface heat flux, climate-reservoir system, remote sensing, fluxo de calor superficial, sistema clima-reservatório, sensoriamento remoto.

1. Introdução

Sistemas aquáticos respondem continuamente às condições climáticas, as quais variam amplamente no espaço e no tempo. A resposta de cada corpo d'água às condições externas (processos hidro-meteorológicos) é revelada em um primeiro momento por meio da sua estrutura térmica. A variação da área e volume de um corpo d'água é determinado pelo balanço de entrada e saída de água e a sua temperatura é governada pelo balanço de energia na superfície da água; ambos acoplados à atmosfera (Moreno-Ostos et al., 2008). Em resposta às entradas de massa, energia, e momentum (precipitação, radiação, e cisalhamento do vento), os corpos d'água retornam à atmosfera calor e umidade, por meio de processos como condução (fluxo de calor sensível) e evaporação (fluxo de calor latente).

Mudanças globais, regionais ou locais no regime hidrológico e térmico de corpos d'água representam respostas interativas às variações climáticas no suprimento de água e energia. Sendo que a maioria dos processos químicos, físicos e biológicos em sistemas aquáticos continentais é afetada diretamente pelo regime hidrológico do corpo d'água (por exemplo: profundidade do corpo d'água) e mudanças térmicas (por exemplo: padrão de estratificação). Entender o sistema reservatório-clima é de fundamental importância no entendimento dos efeitos das mudanças climáticas nos processos limnológicos (Straile et al., 2003).

Assim o objetivo deste trabalho é mapear a distribuição dos de calor sensível e latente por meio de dados MODIS/Terra.

2. Materiais e Métodos

2.1 Área de Estudo

O Reservatório Hidrelétrico de Itumbiara ($18^{\circ}25'S$, $49^{\circ}06'W$) está localizado no bioma cerrado, na divisa dos estados de Minas Gerais, no Triângulo Mineiro, e Goiás e é formado principalmente pelo represamento dos rios Paranaíba, Araguari e Corumbá. Possui forma dendrítica, com 740 Km^2 de área inundada, $17,03$ bilhões de m^3 de volume de água, e aproximadamente 80 m de profundidade máxima durante a cheia, e 70 m durante a seca (Alcântara et al., 2010a; ver Figura 1).

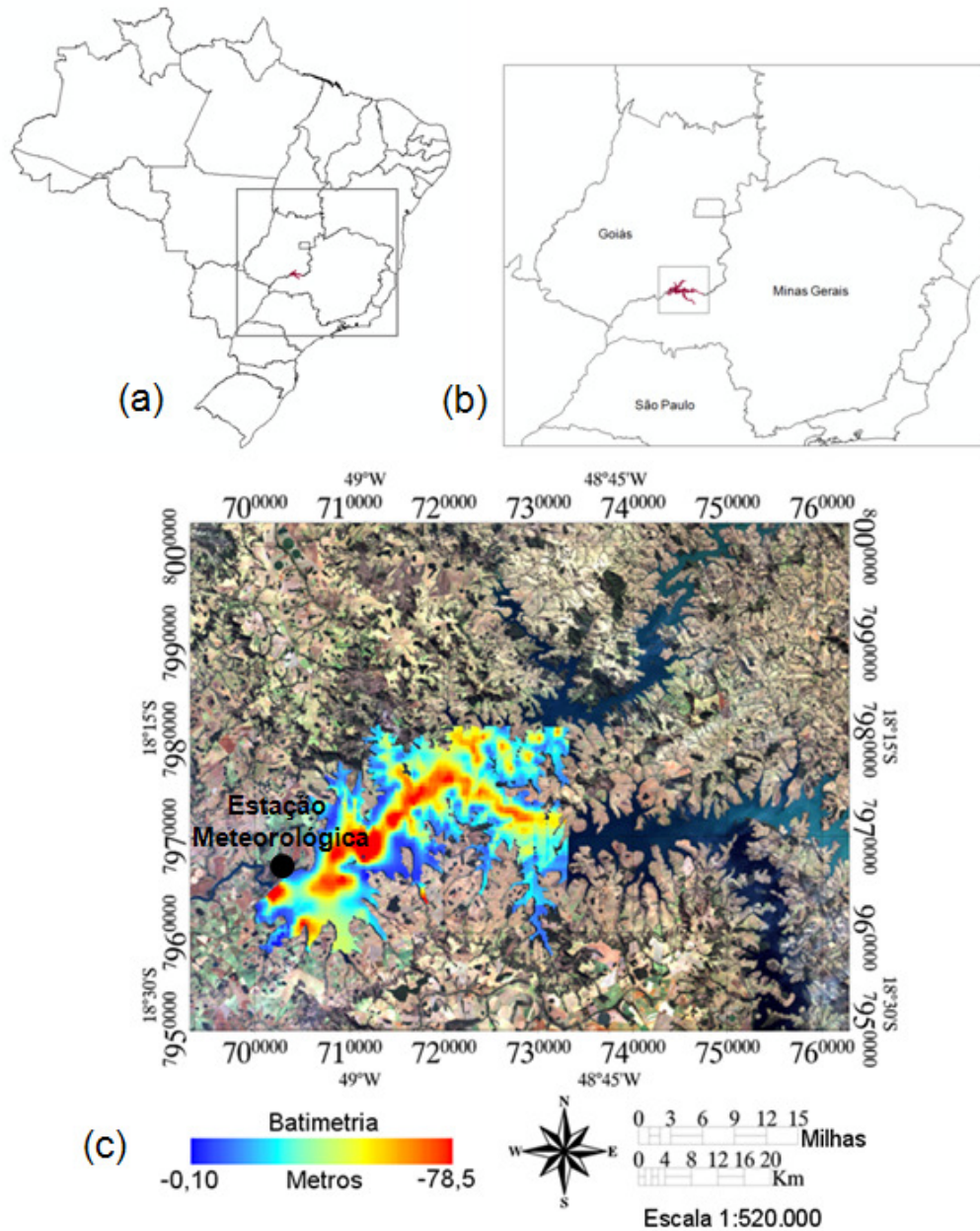


Figura 1: Localização do reservatório de Itumbiara na região central do Brasil (a), no contexto do estado do Goiás (b) a extensão da área inundada pelo reservatório, a batimetria e a localização da estação meteorológica (c). Fonte: Alcântara et al. (2010b).

2.2 Dados de Sensoriamento Remoto

Neste trabalho foi utilizado o produto de temperatura de superfície do sensor MODIS a bordo do satélite Terra (MOD11A1) e processados por Alcântara et al. (2010b).

De acordo com Wan et al. (2004) o produto MOD11A1 possui uma acurácia de aproximadamente 1°C no limite de variação de -10 a 50°C. Sendo que os dados de temperatura são tomados durante o dia (~10h30min) e noite (~23h30min). O algoritmo utilizado para a estimativa da temperatura de superfície é:

$$MODIS_{SST} = C1 + C2(T31) + C3(T32 - T31)(SST_{guess}) + C4(Secc - 1)(T32 - T31) \quad (1)$$

Em que T31 e T32 são a temperatura de brilho dos canais 31 e 32 do sensor MODIS, respectivamente; SST_{guess} é um primeiro palpite para a temperatura da superfície e sec é o secante do ângulo zenital do satélite (q). Este algoritmo distingue o conteúdo de vapor de água entre a baixa e alta atmosfera por meio do uso de dois pares de coeficientes, $C1 - C4$, dependendo da diferença de temperatura de brilho entre os canais 31 e 32 do MODIS. Para o produto de temperatura diurno, a interpolação ótima (IO) de Reynolds (Reynolds e Smith, 1994) foi utilizada como um primeiro palpite (SST_{guess}) e o produto de temperatura do infravermelho médio foi utilizado para o produto de temperatura de superfície noturno (Oesch et al. 2005).

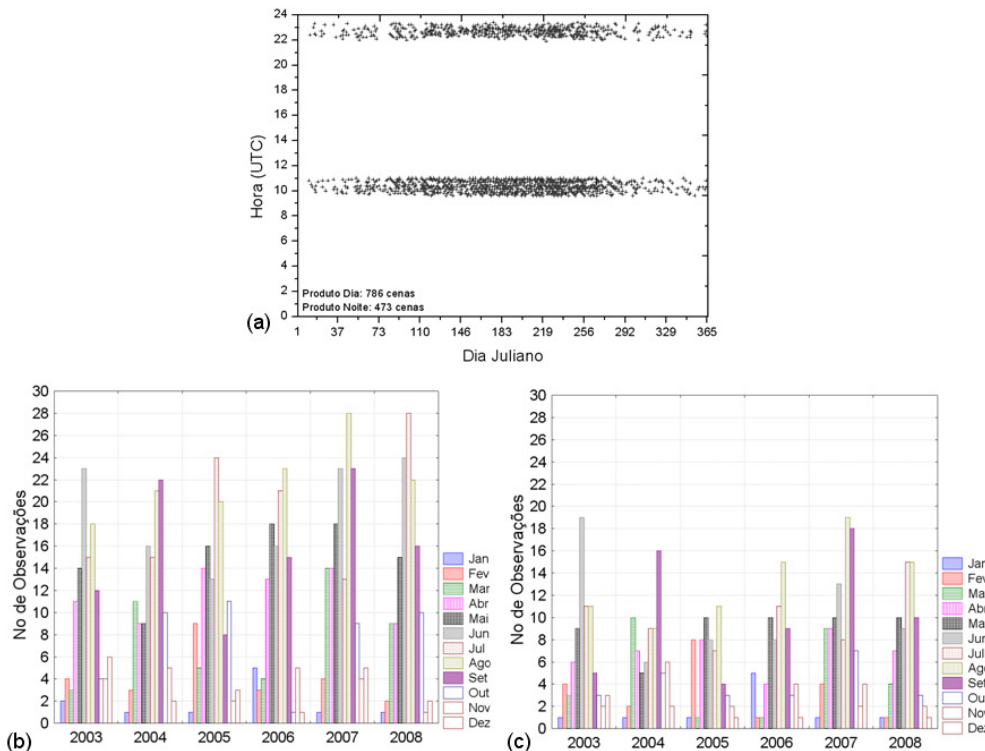


Figura 2: Informações sobre o dia Juliano e horário de aquisição das cenas (a) e o número de observações das cenas tomadas durante o dia (b) e noite (c) de 2003 a 2008.

Os autores utilizaram apenas as cenas 100% livres de nuvens e ao nadir foram utilizadas; por isto, para o produto dia foram descartadas 1404 cenas e para o produto noite foram

descartadas 1717, de um total de 4380 imagens disponíveis durante o dia e noite. A Figura 2 mostra o horário de passagem do satélite Terra na aquisição dos dados de temperatura dia e noite.

2.3 Dados Meteorológicos

Dados diários de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa (%), intensidade do vento (ms^{-1}) de 2003 a 2008 foram utilizados neste estudo. Estes dados foram obtidos por meio de uma estação meteorológica (ver Figura 1 para localização) próximo à barragem. Os dados diários foram convertidos em médias mensais para se adequarem à escala temporal deste trabalho.

2.4 Estimativa dos Fluxos de Calor Sensível e Latente

A interação do vento com ondas de superfície do corpo d'água domina o transporte turbulento do calor da superfície enquanto modifica a característica da superfície e o transporte turbulento de calor na água. As ondas de superfície aumentam a área da superfície para troca de calor, enquanto ocorre um aumento da taxa de transporte. O fluxo de calor sensível ϕ_{sf} pode ser estimado por (Large et al. 1997):

$$\phi_{sf} = \rho_a c_p c_H \left| \vec{V} \right| (T_s - T_a) \quad (2)$$

Onde ρ_a é a densidade do ar (Kgm^{-3}), c_p é o calor específico do ar ($1,005 \times 10^3 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$), c_H é o coeficiente de troca turbulenta ($1,1 \times 10^{-3}$), $\left| \vec{V} \right|$ é a velocidade do vento (ms^{-1}).

Quando a água evapora, ocorre uma perda de calor pelo corpo d'água, chamada fluxo de calor latente ϕ_{lf} . A quantidade de evaporação é proporcional ao gradiente de pressão de vapor de água entre a água e a atmosfera. A evaporação é um gradiente entre a pressão de saturação de vapor na temperatura da superfície da água e a pressão de vapor real na temperatura do ar (Lei de Dalton). Sob condições de calmaria, um equilíbrio entre a pressão de vapor da água e o ar imediatamente acima da superfície da água é alcançado rapidamente. A razão de difusão do vapor da camada superficial controla a razão de evaporação. Entretanto, a turbulência induzida pelo vento tanto na água como no ar aumenta o transporte de vapor. Conseqüentemente, a taxa de transferência é uma função da velocidade do vento próximo da superfície da água.

A relação entre o movimento do vento sobre a superfície da água, a turbulência gerada no ar e na água, e a evaporação é bastante complexa (Martin e McCutcheon, 1999). O fluxo de calor latente pode ser estimado como segue (Large et al. 1997):

$$\phi_{lf} = \rho_t c_E L \left| \vec{V} \right| \left[e_{sat}(T_s) - r e_{sat}(T_a) \right] \frac{0,622}{\rho_t} \quad (3)$$

Onde c_E é o coeficiente de troca turbulenta ($1,1 \times 10^{-3}$), L é o calor latente de evaporação ($2,50 \times 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$), ρ_t é a pressão atmosférica (mb), T_s é a temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$), T_a é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e r é a umidade relativa do ar.

É importante observar que a temperatura da água (T_s) utilizada para a estimativa dos fluxos de calor sensível e latente foram obtidos por meio do produto MOD11A1 e processados por Alcântara et al. (2010b).

3. Resultados

3.1 Fluxo de Calor Sensível

O fluxo de calor sensível para os mapas de média mensal dia e noite apresentaram uma variação de -38 a 50 Wm^{-2} . De forma geral, o fluxo de calor durante o dia é maior do que durante a noite (Figura 3).

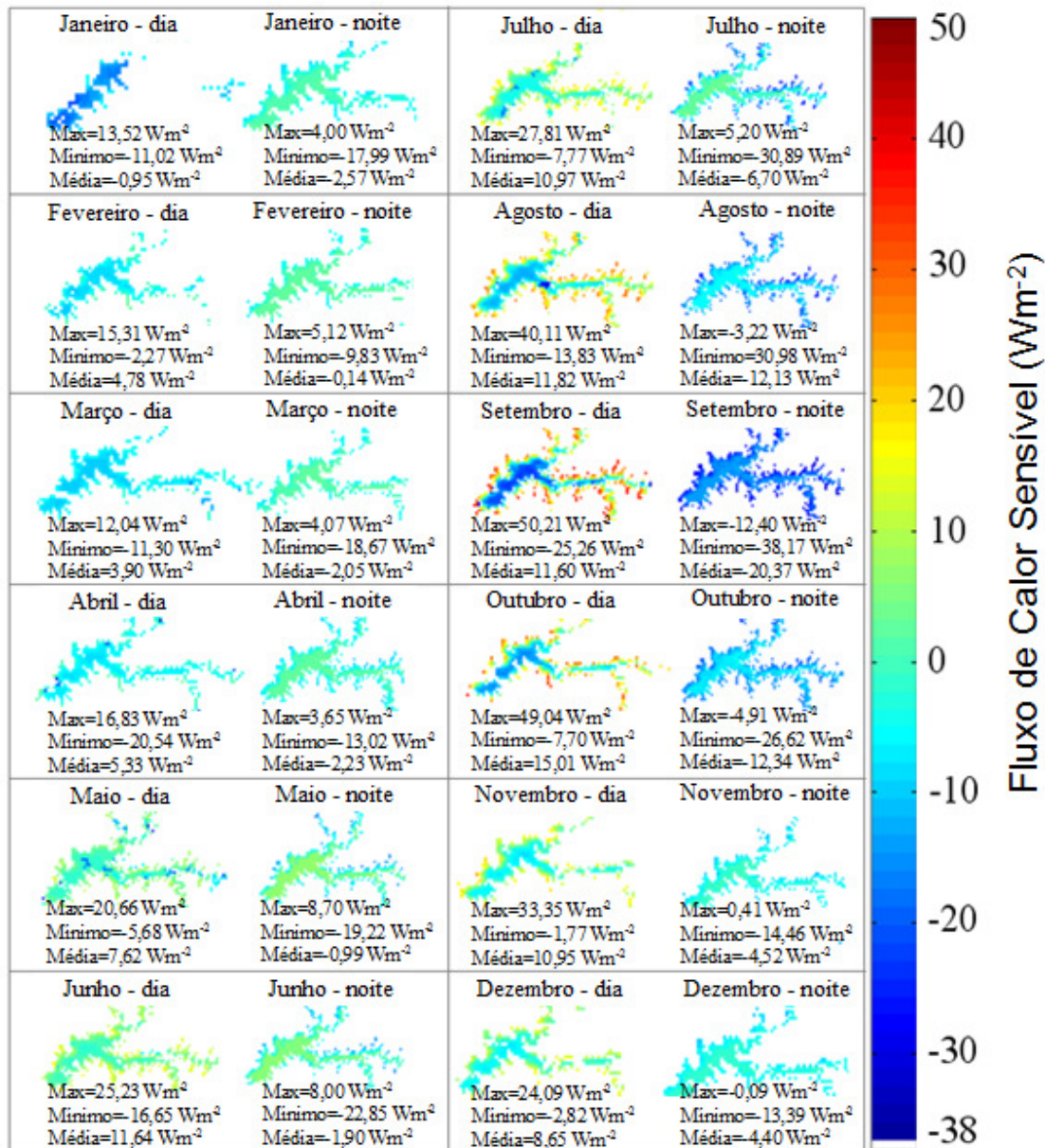


Figura 3: Campo de fluxo de calor sensível (Wm^{-2}) obtida por meio da média mensal dos anos em análise (2003 a 2008).

O fluxo de calor sensível negativo ocorre quando a superfície da água perde calor por meio de processos de convecção e advecção, por outro lado é positivo quando a superfície da água ganha calor. Para o fluxo de calor sensível para o dia é negativo somente para o mês de janeiro (verão) indicando que a superfície da água é mais fria do que em dezembro e fevereiro (Alcântara et al., 2010b); e positivo para os outros meses. Um caso típico de ganho de calor por meio do calor sensível ocorre em outubro (primavera) quando o maior valor ocorre ($15,01 \text{ Wm}^{-2}$) e alcança o maior valor de temperatura média. Para o fluxo noturno o calor sensível é

negativo para todos os meses do ano com um pico em setembro ($-20,37 \text{ Wm}^{-2}$) o qual é devido a processos advectivos causado por ventos com intensidade da ordem de $3,1 \text{ ms}^{-1}$. O menor fluxo ocorre em fevereiro ($-0,14 \text{ Wm}^{-2}$) quando o vento é duas vezes menor do que em setembro ($1,7 \text{ ms}^{-1}$). Esse padrão de distribuição do calor sensível no tempo também foi observado por Serra et al. (2007) para um reservatório na Espanha.

3.2 Fluxo de Calor Latente

Os mapas de fluxo de calor latente (Figura 4) mostram a distribuição espacial média de 2003 a 2008. Nos mapas de fluxo dia observa-se um padrão onde os valores aumentam do início do ano até atingir o pico em setembro, diminuindo em seguida. Como nos mapas de fluxo de calor sensível (Figura 3) o fluxo é maior na interface água-terra (litoral) do que no centro do reservatório.

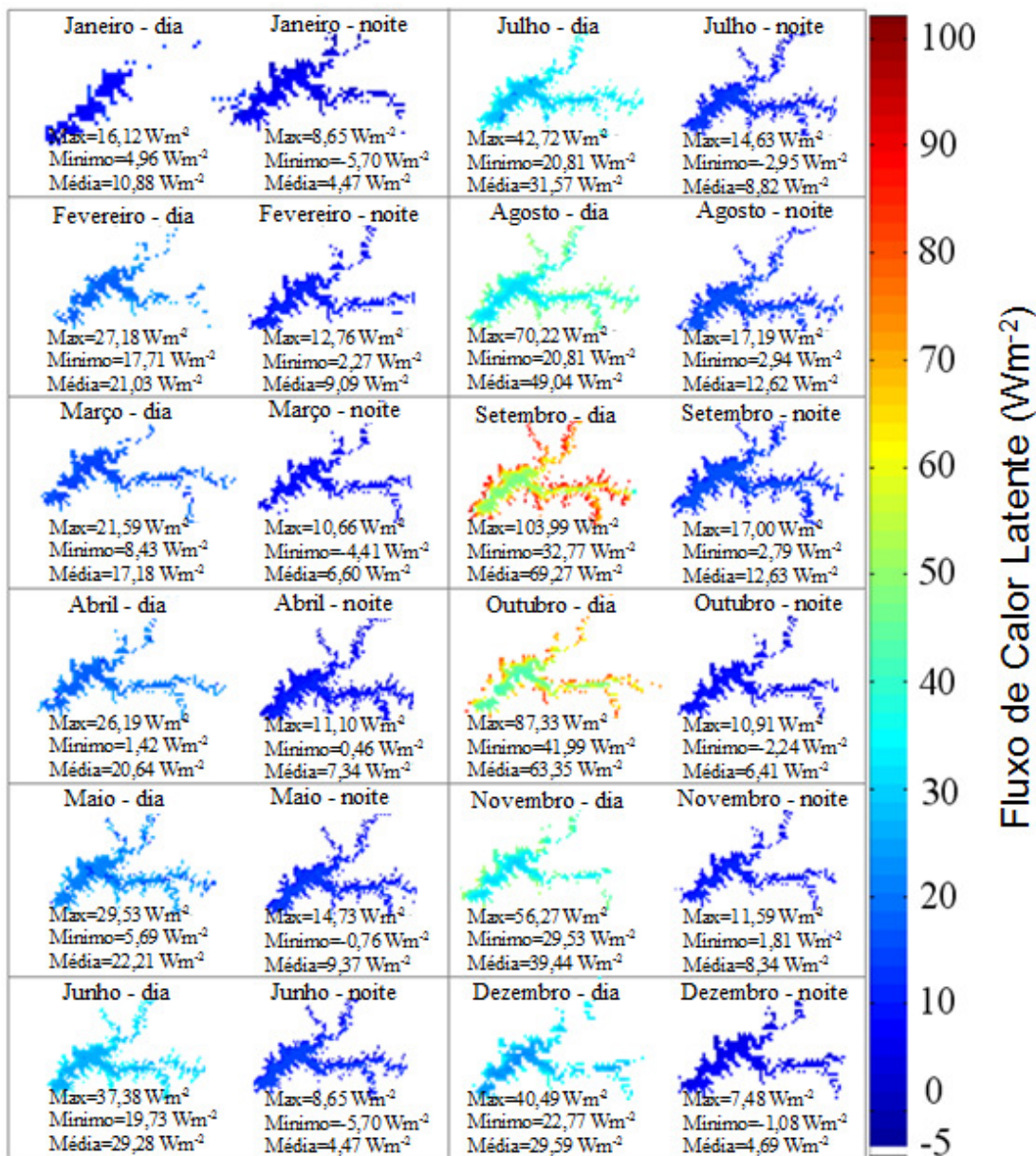


Figura 4: Campo de fluxo de calor latente (Wm^{-2}) obtida por meio da média mensal dos anos em análise (2003 a 2008).

No caso noite este fluxo permanece baixo durante o ano todo, com pouca variação espacial e fluxo menor no litoral e maior no centro. Para o dia e noite a variação espacial é mais pronunciada durante a estação seca (inverno), com pouca variação durante a estação chuvosa (verão).

O fluxo de calor latente médio foi positivo para todos os meses para o dia e noite. O computo noturno foi realizado às 23:30h aproximadamente, e a esse horário, a superfície da água não perdeu totalmente o calor adquirido durante o dia (Alcântara et al., 2010b). De janeiro a junho (transição do verão para o outono) o calor latente ficou próximo a zero em ambos os casos dia e noite. Com o decréscimo da precipitação, aumento da intensidade do vento e aumento da temperatura do ar (de janeiro a março) a temperatura da superfície da água tende a decair até atingir o mínimo em julho (Alcântara et al., 2010b) devido ao processo de evaporação da água.

De agosto a outubro (inverno a verão) o fluxo de calor latente para o dia é mais pronunciado do que durante a noite, o que coincide com o alto valor de temperatura do ar. Isto ocorreu provavelmente devido à formação de uma camada de ar condensado logo acima da superfície, não permitindo que a água perdesse calor rapidamente (principalmente no início da estação chuvosa, em setembro). De acordo com Lofgren e Zhu (2000) o fluxo de calor latente positivo ocorre quando a atmosfera acima da superfície da água é estável, com uma pequena mistura turbulenta na interface atmosfera-água. De novembro a dezembro o fluxo latente decresce novamente e o ciclo recomeça.

4. Conclusões

O fluxo de calor sensível é afetado principalmente pela diferença entre a temperatura do ar e a água, devido aos processos de condução e convecção. Quando a temperatura do ar é alta o calor sensível é negativo (de janeiro a abril e de novembro a dezembro). Quando a temperatura do ar é menor (de julho a outubro) o calor sensível tende a ser positivo na região rasa do reservatório (interface entre terra firme e a água). Por outro lado em setembro, a região central do reservatório (mais profunda) o calor sensível é negativo (período em que a intensidade do vento é maior).

O fluxo de calor latente é afetado principalmente pela umidade do ar, ou seja, quando o ar está seco, ocorre alta evaporação, por outro lado se úmido ocorre baixa evaporação. Apesar de janeiro a abril e novembro a dezembro a temperatura do ar estar alta, a evaporação é atenuada por ser este um período chuvoso. De setembro a outubro, ocorre baixa precipitação, alta intensidade do vento, favorecendo o aumento da evaporação. Durante o período noturno ocorrem valores negativos (condensação), com formação de uma fina camada de neblina logo acima da coluna d'água.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao projeto FAPESP n. 2007/08103-2 e INCT para Mudanças Climáticas, sub-projeto Emissões de Lagos e Reservatórios (Processo FAPESP n. 08/57719-9) pelo auxílio financeiro.

Referências Bibliográficas

Alcântara, E.; Novo, E.; Stech, J.; Assireu, A.; Nascimento, R.; Lorenzetti, J.; Souza, A. Integrating historical topographic maps and SRTM data to derive the bathymetry of a tropical reservoir. **Journal of Hydrology**. v. 389, p. 311-316. 2010a.

Alcântara, E.H.; Stech, J.L.; Lorenzetti, J.A.; Bonnet, M-P.; Casamitjana, X.; Assireu, A.T.; Novo, E.M.L.M. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**. v. 114, p. 2651-2665. 2010b.

Large, W.G., Danabasoglu, G., Doney, S.C. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology. **Journal of Physical Oceanography**. v. 27, p. 2418-2447. 1997.

Lofgren, B.M.; Zhu, Y. Surface energy fluxes on the Great Lakes based on satellite-observed surface temperatures 1992 to 1995. **Journal of Great Lakes Research**. v. 26, p. 305-314. 2000.

Martin, J.L.; Mccuccheon, S.C. **Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling**. New York: Lewis Publishers. 1999.

Moreno-Ostos, E.; Marcé, R.; Ordóñez, J.; Dolz, J.; Armengol, J. Hydraulic management drives heat budgets and temperature trends in a Mediterranean reservoir. **International Review of Hydrobiology**. 93, p. 131–147. 2008.

Oesch, D.C.; Jaquet, J.M.; Hauser, A.; Wunderle, S. Lake surface water temperature retrieval using advanced very high resolution and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data: Validation and feasibility study. **Journal of Geophysical Research**. v. 110, n. C12014, 2005.

Reynolds, R.W.; Smith, T.M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. **Journal of Climate**. v. 7, p. 929-948, 1994.

Serra, T.; Vidal, J.; Casamitjana, X.; Soler, M.; Colomer, J. The role of surface vertical mixing in phytoplankton distribution in a stratified reservoir. **Limnology and Oceanography**. v. 52, p. 620-634, 2007.

Straile, D.; Jöhnk, K.D.; Rossknecht, H. Complex effects of winter warming on the physico-chemical characteristics of a deep lake. **Limnology and Oceanography**. v. 48, p. 1432–1438. 2003.

Wan, Z.; Zhang, Y.; Zhang, Q.; Li, Z.-L. Quality assessment and validation of the global land surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**. 25, p. 261–274. 2004.