



## **Avaliação da dinâmica temporal da evaporação no reservatório de Itumbiara, GO, utilizando dados obtidos por sensoriamento remoto**

**doi: 10.4136/ambi-agua.1083**

**Marcelo Pedroso Curtarelli<sup>1\*</sup>; Enner Herenio Alcântara<sup>2</sup>;  
Carlos Alberto Sampaio de Araújo<sup>1</sup>; José Luiz Stech<sup>1</sup>; João Antônio Lorenzetti<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE – São José dos Campos, SP, Brasil  
Divisão de Sensoriamento Remoto

<sup>2</sup> Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” - UNESP– Presidente Prudente, SP, Brasil  
Departamento de Cartografia

\*Autor correspondente: e-mail: mpedroso@dsr.inpe.br,  
enner@fct.unesp.br, carlos@dsr.inpe.br, stech@dsr.inpe.br,  
loren@dsr.inpe.br

### **RESUMO**

Este trabalho teve como objetivo principal estudar a dinâmica temporal da evaporação no reservatório da usina hidrelétrica de Itumbiara, localizado na região central do Brasil. Para tanto, foram utilizados dados de temperatura da superfície da água derivados a partir de dados coletados pelo sensor MODIS (produto MOD11A1) e dados meteorológicos adquiridos sobre a superfície da água. A taxa de evaporação foi obtida a partir do fluxo de calor latente, estimada por meio de um modelo de transferência de massa. As estimativas foram realizadas para o período entre 1/1/2010 e 31/12/2010. Os resultados mostraram que a taxa de evaporação tende a aumentar de janeiro a setembro e depois diminui de setembro a dezembro. O pico de evaporação ocorre durante a estação seca, quando o acumulado durante o dia pode atingir valores próximos a 20 mm dia<sup>-1</sup>. A taxa de evaporação média obtida para a estação chuvosa foi 3,66 mm dia<sup>-1</sup> e de 8,25 mm dia<sup>-1</sup> para a estação seca. O volume total de água evaporada no reservatório de Itumbiara durante o ano de 2010 foi estimado em cerca de 1,7 bilhões de m<sup>3</sup> (2.300 mm), o que representa 10% do volume total do reservatório. Os resultados obtidos sugerem que a advecção é o principal mecanismo de transporte que governa a evaporação no reservatório de Itumbiara. Os processos convectivos contribuem de maneira secundária para a evaporação no reservatório de Itumbiara.

**Palavras-chave:** evaporação, reservatórios tropicais, sensoriamento remoto, MODIS.

### **Assessment of temporal dynamics of evaporation in the Itumbiara reservoir, GO, using remote sensing data**

#### **ABSTRACT**

The object of this work was to study the dynamics of evaporation in the Itumbiara reservoir, located in Central Brazil, using MODIS-derived water surface temperature (product MOD11A1) and meteorological data acquired over the water surface. The evaporation rates were derived from latent heat flux, estimated through a mass transfer model. The estimates were carried out for the period between 1/1/2010 and 31/12/2010. The results showed that evaporation rate tends to increase from January to September and then decrease from September to December. The evaporation rate reached values near 20 mm day<sup>-1</sup> in Itumbiara

reservoir during the dry season in 2010. The mean evaporation rate for the wet season was  $3.66 \text{ mm day}^{-1}$  and  $8.25 \text{ mm day}^{-1}$  for the dry season. The total water volume evaporated from Itumbiara reservoir during 2010 was estimated at about 1.7 billion  $\text{m}^3$  (2,300 mm) which represents 10% of total reservoir volume. The results suggest that advection is the main transport mechanism which drives the evaporation in Itumbiara. The convective processes contribute secondarily to evaporation in Itumbiara reservoir.

**Keywords:** evaporation, tropical reservoirs, remote sensing, MODIS.

## 1. INTRODUÇÃO

A evaporação é um dos principais processos envolvido no balanço hídrico e de calor em lagos e reservatórios, sendo responsável por transferir grandes quantidades de água e energia (por meio do fluxo de calor latente) para a atmosfera (Lenters et al., 2005). A quantificação acurada da taxa de evaporação nestes sistemas é necessária para uma melhor compreensão do papel que desempenham na dinâmica do clima, tanto em nível local, regional e até mesmo global (Bates et al., 1993). Além disso, o estudo da variação temporal da evaporação ao longo do ano permite a quantificação acurada das perdas anuais de água, o que é de grande importância do ponto de vista da gestão e operação de reservatórios destinados à geração de energia elétrica, irrigação e abastecimento de água.

A quantidade de água evaporada na superfície livre de um reservatório varia principalmente em função de forçantes meteorológicas, tais como radiação solar incidente, velocidade do vento, umidade relativa, temperatura do ar e pressão atmosférica. Secundariamente, parâmetros de qualidade da água e características físicas do reservatório (p. ex. área superficial e profundidade) também podem afetar as taxas de evaporação (Brutsaert, 1982).

A evaporação é uma variável difícil de ser medida diretamente. Entretanto, existem diferentes métodos desenvolvidos para a estimativa indireta da taxa de evaporação, sendo os mais citados na literatura o método do balanço hídrico, balanço energético, modelos aerodinâmicos, modelos híbridos (combinando balanço hídrico e energético), modelos empíricos e correlação de vórtices turbulentos (Brutsaert, 1982; Melesse et al., 2009).

Convencionalmente estes métodos são aplicados utilizando dados medidos pontualmente, sem considerar a variação espacial e temporal da taxa de evaporação. Tal fato reflete em estimativas pouco confiáveis sobre grandes corpos d'água, como é o caso da maioria dos reservatórios destinados à geração de eletricidade no Brasil. Além disso, os altos custos e logística envolvida para a coleta de dados *in situ* muitas vezes inviabiliza o monitoramento contínuo e com alta frequência temporal das variáveis meteorológicas e limnológicas envolvidas na estimativa da evaporação (Stech et al., 2006).

Desta forma, a utilização conjunta de dados coletados por sensores remotos e por estações telemétricas pode ser uma alternativa adequada para investigar a dinâmica temporal da evaporação nos grandes reservatórios hidrelétricos do Brasil. Esta abordagem apresenta as seguintes vantagens em relação ao método convencional: coleta contínua e sistemática de dados, coleta não intrusiva, visão sinótica de grandes áreas, possibilidade de avaliar a variação espacial da evaporação e frequência de amostragem geralmente maior do que a utilizando técnicas convencionais. Por outro lado apresenta a desvantagem de ser dependente das condições meteorológicas para a coleta dos dados (no caso de sensores ópticos).

Neste contexto podemos destacar o sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*, Justice et al., 1998) como um dos principais instrumentos de sensoriamento remoto para estudos ambientais. As diversas aplicações dos dados coletados

pelo MODIS proporcionaram melhorias no monitoramento de ambientes terrestres, aquáticos e da atmosfera, subsidiando diversas pesquisas, com fornecimento contínuo de dados e produtos padronizados (Justice et al., 1998). A bordo das plataformas EOS-TERRA e EOS-AQUA, o MODIS possui alta sensibilidade radiométrica (12 bits) em 36 bandas espectrais que variam em comprimento de onda de 400 nm a 14400 nm (Justice et al., 1998). Devido à posição de suas bandas espectrais, alta sensibilidade radiométrica e a relativa facilidade de acesso aos dados, o sensor MODIS tem se tornado um atrativo para diversas aplicações, tais como, agricultura, ecologia, oceanografia e limnologia (Rudorff et al., 2007).

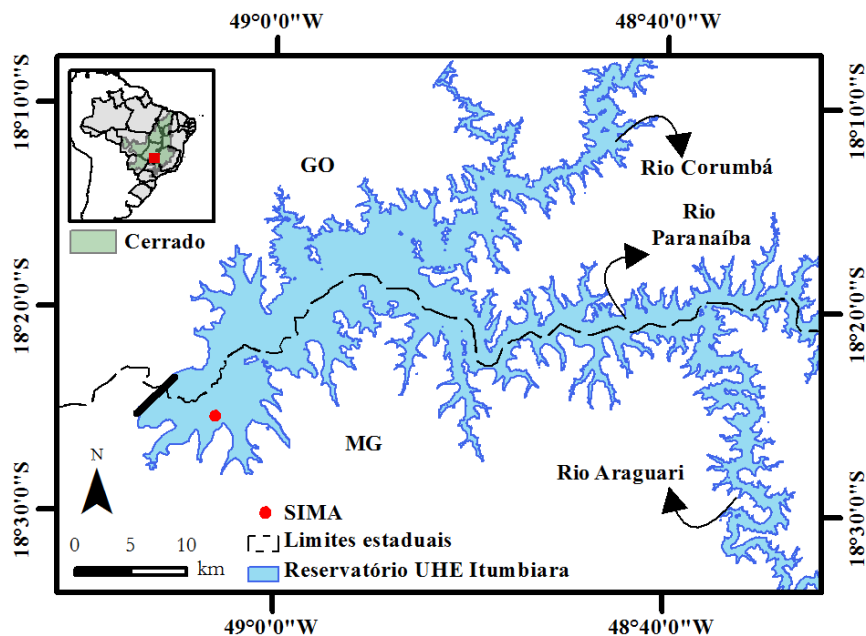
Baseado neste contexto, o presente trabalho tem como objetivo avaliar a dinâmica temporal da evaporação no reservatório da Usina Hidrelétrica (UHE) de Itumbiara utilizando dados coletados pelo sensor MODIS, dados telemétricos e o modelo aerodinâmico para transferência de massa proposto por Verburg e Antenucci (2010). Este modelo considera a estabilidade da atmosfera nas estimativas da evaporação, o que é fundamental para lagos e reservatórios localizados na região tropical (Verburg e Antenucci, 2010).

Na Seção 2 são apresentados os materiais e métodos utilizados para desenvolver o trabalho. Em seguida (Seção 3) são apresentados os resultados e discussões. A influência das variáveis ambientais e o efeito da passagem de frentes frias sobre a evaporação são analisados. Por fim são apresentadas as conclusões do trabalho (Seção 5).

## 2. MATERIAL E MÉTODOS

### 2.1. Descrição da área de estudo

A área escolhida para o desenvolvimento do trabalho foi o reservatório da UHE Itumbiara. Este reservatório está localizado na bacia hidrográfica do Rio Paraná (18°25'S e 49°06'O), bioma Cerrado, na divisa entre os estados de Minas Gerais e Goiás, região central do Brasil (Figura 1). Foi formado pelo barramento do rio Paranaíba, resultando na inundação de seus principais tributários, os rios Corumbá e Araguari.

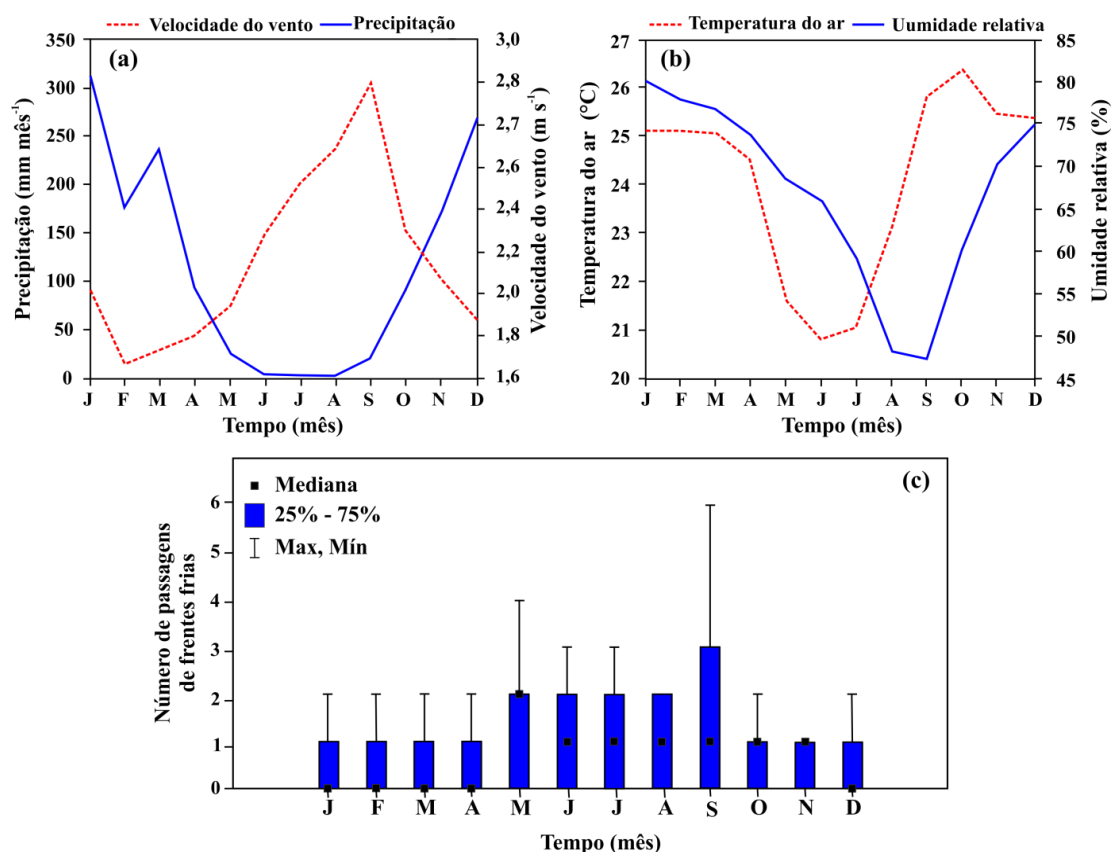


**Figura 1.** Localização do reservatório da UHE Itumbiara na divisa entre os estados de Minas Gerais e Goiás, região central do Brasil.

O reservatório da UHE Itumbiara possui uma área inundada de 778 km<sup>2</sup> e um volume total de 17 bilhões de m<sup>3</sup>. O nível máximo de armazenamento está localizado na cota 520 m

acima do nível do mar (ELETROBRÁS-FURNAS, 2012). Com seis unidades em operação, totalizando uma capacidade instalada de 2.082 MW, se constitui na maior usina do Sistema-FURNAS (ELETROBRÁS-FURNAS, 2012). Do ponto de vista operacional o reservatório da UHE Itumbiara apresenta um período de enchente, que vai de novembro a maio, e um período de vazante, de junho a outubro, com variações no nível d'água que podem chegar a 10 m ao longo do ano. O nível máximo de cheia ocorre em meados do mês de maio e o nível mínimo ocorre no início do mês de dezembro (Alcântara e Stech, 2011).

O clima na região de Itumbiara é caracterizado por duas estações bem definidas sendo uma estação seca, que vai de abril a setembro, e uma estação chuvosa, que vai de outubro a março (Alcântara e Stech, 2011). A precipitação média varia entre 2 mm (período seco) e 315 mm (período chuvoso) (Figura 2a). Na estação chuvosa, a velocidade média dos ventos varia entre 1,6 e 2,0  $m s^{-1}$  alcançando cerca de 3,0  $m s^{-1}$  na estação seca, com direção preferencial do vento sudeste (Figura 2a). A temperatura do ar varia entre 25 °C a 26 °C na estação chuvosa e decresce para 21 °C na estação seca (Figura 2b). A umidade do ar possui um comportamento semelhante à temperatura do ar, porém com um pequeno deslocamento dos valores mínimos para o mês de setembro (47%), alcançando valores de aproximadamente 80% na estação chuvosa (Figura 2b). Em média ocorrem 11 passagens de frentes frias por ano sobre a região de Itumbiara (Figura 2c), sendo que a maior parte destes eventos ocorre durante a época seca (inverno) (Curtarelli, 2012). Os meses de maio e setembro são os que apresentam a maior frequência de eventos, com duas passagens em média em cada mês (Curtarelli, 2012).



**Figura 2.** Caracterização climática da área do reservatório de Itumbiara: (a) precipitação (linha azul) e velocidade do vento (linha tracejada vermelha), (b) umidade relativa (linha azul) e temperatura do ar (linha tracejada azul), (c) número de passagem de frentes frias. Fonte: Adaptado de Alcântara e Stech (2011) e Curtarelli (2012).

## 2.2. Dados obtidos *in situ*

O conjunto de dados coletados *in situ* utilizados neste trabalho compreendeu dados meteorológicos obtidos a partir do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa do Instituto Nacional de Meteorologia (BDMEP/INMET) e de dados coletados por um sistema autônomo de coleta de dados chamado de 'SIMA' - Sistemas Integrado de Monitoramento Ambiental (Stech et al., 2006), fundeado no reservatório de Itumbiara (ver localização na Figura 1). O SIMA consiste em um conjunto de hardware e software para a coleta de dados, climatológicos e limnológicos com alta frequência temporal, e monitoramento em tempo quase real de sistemas aquáticos. É composto por um sistema independente formado por uma boia toroidal ancorada, na qual os sensores meteorológicos, limnológicos e a antena de transmissão de dados são fixados. Os dados são coletados automaticamente com frequência horária e transmitidos via enlace de satélites e de um sistema de recepção de sinais dos em terra. Informações adicionais sobre o SIMA, bem como a localização dos reservatórios monitorados, podem ser obtidas em <<http://www.dsr.inpe.br/hidrosfera/sima/sima.php>>. A Tabela 1 apresenta um resumo dos dados meteorológicos obtidos *in situ* utilizados para a estimativa da evaporação.

**Tabela 1.** Resumo dos dados *in situ* disponíveis para a estimativa da evaporação no reservatório da UHE Itumbiara.

Variável	Frequência	Período	Fonte
Velocidade do vento	Horária	03/2009-09/2011	SIMA
Temperatura do ar	Horária	03/2009-09/2011	SIMA
Umidade relativa do ar	Horária	03/2009-09/2011	SIMA
Pressão atmosférica	3 vezes ao dia <sup>1</sup>	01/1970-04/2012	Rede INMET

**Nota:** <sup>1</sup> Medido nos horários sinóticos: 00:00,12:00 e 18:00 (UTC).

## 2.3. Dados obtidos por sensoriamento remoto

Os dados obtidos por sensoriamento remoto utilizado neste trabalho compreendeu o produto MODIS/Terra V5 LST/E L3 Global 1 km Grid (MOD11A1), que fornece estimativas diárias (dia e noite) da temperatura da superfície da terra e corpos d'água continentais com uma resolução espacial de 1 km. O produto MOD11A1 é gerado a partir de um algoritmo do tipo *split window*, utilizando sete bandas espectrais do sensor MODIS localizadas nas regiões do infravermelho de ondas curtas (*Short Wave Infrared*, SWIR) e do infravermelho termal (*Thermal Infrared*, TIR). Este algoritmo é baseado na absorção diferencial em bandas adjacentes na região do infravermelho (Wan, 2008). Este produto já foi avaliado para a estimativa da temperatura e dos fluxos de calor em Itumbiara e são considerados confiáveis (Alcântara et al., 2010). As principais características do produto MOD11A1 são apresentadas na Tabela 2.

A série temporal de imagens MOD11A1 para o ano de 2010 foi obtida gratuitamente através do seguinte portal na *internet* <http://reverb.echo.nasa.gov/>. Cada arquivo do produto MOD11A1 possui 12 conjuntos de dados científicos (*Scientific Data Sets*, SDS), sendo: temperatura da superfície, controle de qualidade, horário das observações, ângulo de visada/zênite, cobertura de nuvens, emissividade das bandas 31 e 32 por tipo de cobertura do solo. Neste trabalho foram utilizadas apenas as estimativas de temperatura da superfície da água obtidas durante o dia (10h30 horário local).



**Tabela 2.** Principais características dos produtos MOD11A1.

Cobertura temporal	03/2000– Atual
Área imageada	~ 1100 km x 1100 km
Dimensão da imagem	1200 x 1200 (linhas/colunas)
Resolução espacial	~1000 m (0,928 km)
Projeção	Senoidal
Tamanho do cada arquivo	2,1 MB
Formato dos dados	HDF-EOS
Nível de processamento	3
Número de SDS	12

Fonte: USGS (2013).

#### 2.4. Preprocessamento do produto MOD11A1

A etapa de preprocessamento foi realizada utilizando o aplicativo MODIS *Reprojection Tools* (MRT), sendo realizados os seguintes passos: recorte da área de interesse (entre as coordenadas 18,25°S 49,12°O e 18,47°S 48,79°O), reprojeção das imagens para o sistema de coordenadas planas UTM zona 22 sul com *datum* WGS 84 e reamostragem para 100 m. A reamostragem foi realizada utilizando o método do vizinho mais próximo. A conversão dos valores de nível de cinza, NC, para temperatura da água,  $T_w$  (°C), foi realizada conforme descrito em Wan (2009):

$$T_w = 0,02NC - 273 \quad [1]$$

em que:

0,02 é o fator de escala indicado em Wan (2009) e 273 é a constante utilizada para transformar de Kelvin para °C.

#### 2.5. Estimativa da taxa de evaporação

A estimativa da taxa de evaporação instantânea,  $E_{inst}^*$  ( $m s^{-1}$ ), no reservatório da UHE Itumbiara, para o período entre 01/01/2010 e 31/12/2010, foi realizada utilizando um método aerodinâmico de transferência de massa, onde as estimativas de evaporação foram derivadas a partir do fluxo de calor latente (Verburg e Antenucci, 2010):

$$E_{inst}^* = \frac{E}{\rho_w L_v} \quad [2]$$

em que:

$\rho_w$  é a densidade da água ( $kg m^{-3}$ ),  $L_v$  é o calor latente de vaporização ( $J kg^{-1}$ ) e  $E$  é o fluxo de calor latente ( $W m^{-2}$ ) obtido por meio do método aerodinâmico (Equação 2):

$$E = \rho_a L_V C_E U_{10} (e_a - e_w) 0,622 p^{-1} \quad [3]$$

em que:

$\rho_a$  é a densidade do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $C_E$  é o coeficiente de transferência de calor latente,  $U_{10}$  é a intensidade do vento na altura padrão de 10 metros acima do nível da água ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $e_w$  é a pressão de vapor saturado ao nível da água (mbar),  $e_a$  é a pressão de vapor do ar e  $p$  é a pressão atmosférica (mbar). Valores positivos de  $E$  indicam perdas de calor do reservatório para atmosfera; efeitos de condensação foram desprezados.

Para o cálculo do fluxo de calor latente e da evaporação primeiramente o vento coletado pelo sensor do SIMA a 3 m acima da superfície da água foi convertido para a altura padrão de 10 m utilizando a seguinte equação (Schertzer et al., 2003):

$$U_{10} = U_z (10/z)^{1/7} \quad [4]$$

em que:

$U_z$  é a velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) observada a uma dada altura  $z$  (m) (neste caso  $z = 3$  m). A densidade do ar foi estimada utilizando a seguinte equação (Verburg e Antenucci, 2010):

$$\rho_a = 100p / [R_a (T_a + 273,16)] \quad [5]$$

em que:

$R_a$  é a constante dos gases para o ar úmido ( $\text{J kg K}^{-1}$ ) e pode ser estimada por:

$$R_a = 287 \left( 1 + 0,608 \left( \frac{0,622 \cdot e_a}{p} \right) \right) \quad [6]$$

A pressão de vapor do ar foi estimada utilizando a seguinte equação:

$$e_a = \frac{R_h e_{a,sat}}{100} \quad [7]$$

em que:

$R_h$  é a umidade relativa do ar medida pelo SIMA (%); e  $e_{a,sat}$  é a pressão de vapor saturado do ar (mbar). Para estimar a pressão de vapor saturado ao nível da água e do ar foi utilizada a equação de Magnus-Tetens (Tennessee Valley Authority, 1972):

$$e_w = 1000 \exp \left[ 2,3026 \left( \frac{7,5T_w}{T_w + 237,3} + 0,758 \right) \right] \quad [8]$$

$$e_{a,sat} = 1000 \exp \left[ 2,3026 \left( \frac{7,5T_a}{T_a + 237,3} + 0,758 \right) \right] \quad [9]$$

O calor latente de vaporização foi estimado de acordo com Verburg e Antenucci (2010):

$$L_V = 2,501 \cdot 10^{-6} - 2370T_w \quad [11]$$

Para estudos com escalas de tempo sazonal, o coeficiente de transferência de calor latente,  $C_E$ , pode ser considerado constante, uma vez que o balanço de calor é autorregulador. Isto é, sub estimativas das perdas de calor pelo reservatório irão recorrer em um aumento da

temperatura da água, enquanto que uma super estimativa das perdas de calor acarretará no resfriamento da água Imberger e Patterson (1990). Entretanto para estudos em escalas de tempo menores (i.e. de horas até dias) esta consideração não é suficiente, devido à alta inércia termal da água na camada superficial do reservatório. Nestes casos, a estabilidade da atmosfera e a rugosidade da superfície da água introduzem uma variabilidade considerável no  $C_E$ , devendo então ser corrigido (Imberger e Patterson, 1990). Neste estudo  $C_E$  foi corrigido levando em consideração a estabilidade da camada atmosférica superficial, aplicando a abordagem iterativa proposta por Hicks (1975), descrita por Imberger e Patterson (1990). Para tanto o  $C_E$  foi estimado por:

$$C_E = \frac{k C_D^{1/2}}{\left[ \ln\left(\frac{z}{z_E}\right) - \psi_E \right]^2} \quad [12]$$

em que:

$k$  é a constante de von Kármán (= 0,41);  $C_D$  é o coeficiente de transferência de *momentum*;  $z_E$  é o comprimento de rugosidade para troca de calor latente (m); e  $\psi_E$  são funções que variam de acordo com a estabilidade atmosférica (Brutsaert, 1982). O coeficiente de transferência de *momentum* foi estimado por:

$$C_D = \frac{k^2}{\left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_M \right]^2} \quad [13]$$

em que:

$\psi_M$  são funções que variam de acordo com a estabilidade atmosférica e  $z_0$  é o comprimento de rugosidade para transferência de *momentum* (m) e pode ser estimado por (Verburg e Antenucci, 2010):

$$z_0 = \left( \frac{\beta u_*^2}{g} \right) + \left( \frac{0,11\nu}{u_*} \right) \quad [14]$$

em que:

$\beta$  é o coeficiente de Charnock (= 0,0013);  $u_*$  é a velocidade de cisalhamento do vento ( $\text{m s}^{-1}$ );  $g$  é a aceleração da gravidade (=  $9,81 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ); e  $\nu$  é a viscosidade cinemática do ar ( $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). A velocidade de cisalhamento do vento foi estimada conforme Imberger e Patterson (1990):

$$u_* = (C_D U_{10}^2)^{1/2} \quad [15]$$

A viscosidade cinemática do ar pode ser obtida por meio da seguinte equação (Verburg e Antenucci, 2010):

$$\nu = \frac{\mu}{\rho_a} \quad [16]$$

em que:

$\mu$  é a viscosidade dinâmica do ar ( $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) obtida por (Montgomery, 1947):

$$\mu = 4,94 \cdot 10^{-8} T_a + 1,7184 \cdot 10^{-5} \quad [17]$$



O comprimento de rugosidade para transferência de calor latente foi estimado utilizando a seguinte equação (Verbug e Antenucci, 2010):

$$z_E = z_0 \exp(-2,67Re^{1/4} + 2,57) \quad [18]$$

em que:

$Re$  é o número de Reynolds para determinação da rugosidade e pode ser estimado por:

$$Re = \frac{u_* z_0}{\nu} \quad [19]$$

O processo iterativo iniciou-se utilizando valores de  $C_D$ , e  $C_E$  estimados considerando a atmosfera neutra. Em cada iteração foram estimados os novos coeficientes de transferência, os fluxos de calor, o comprimento de Monin-Obukhov,  $L$  (m), o parâmetro de estabilidade atmosférica,  $\zeta$ , e o valor das funções de estabilidade ( $\psi_M$  e  $\psi_E$ ). A estimativa do comprimento de Monin-Obukhov foi realizada de acordo com MacIntyre et al. (2002):

$$L = \frac{\rho_a u_*^3 T_V}{kg \left( \frac{H}{C_a} + 0,61 \frac{(T_a + 273,16)E}{L_V} \right)} \quad [20]$$

em que:

$T_V$  é a temperatura virtual do ar (K) e pode ser obtida pela seguinte equação:

$$T_V = (T_a + 273,16) \left[ 1 + 0,61 \left( \frac{0,622e_a}{p} \right) \right] \quad [21]$$

$H$  é o fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ) obtido por:

$$H = \rho_a C_a C_H U_{10} (T_a - T_w) \quad [22]$$

em que:

$C_a$  é calor específico do ar ( $= 1003 J kg^{-1} K^{-1}$ ) e  $C_H$  é o coeficiente de transferência de calor sensível, neste caso consideramos  $C_H = C_E$  (Zeng et al., 1998). O parâmetro de estabilidade atmosférica foi calculado de acordo com Brutsaert (1982):

$$\zeta = z/L \quad [23]$$

Por fim as funções de estabilidade atmosférica foram estimadas a partir das seguintes relações (Imberger e Patterson, 1990):

Para  $\zeta > 0$  (ou seja, atmosfera estável):

$$\psi_E = \psi_M = -5\zeta \text{ se } (0 < \zeta < 0,5) \quad [24]$$

$$\psi_E = \psi_M = 0,5\zeta^{-2} - 4,25\zeta^{-1} - 7\ln\zeta - 0,852 \text{ se } (0,5 < \zeta < 10) \quad [25]$$

$$\psi_E = \psi_M = \ln\zeta - 0,76\zeta - 12,093 \text{ se } (\zeta > 10) \quad [26]$$

Para  $\zeta < 0$  (ou seja, atmosfera instável):

$$\psi_M = 2 \ln \left[ \frac{(1+X)}{2} \right] + \ln \left[ \frac{(1+X^2)}{2} \right] - 2 \tan^{-1} X + \frac{\pi}{2} \quad [27]$$

$$\psi_E = 2 \ln \left[ \frac{(1+X^2)}{2} \right] \quad [28]$$

em que:

$X = (1-16.\zeta)^{1/4}$ . Segundo Imberger e Patterson (1990), estas relações foram testadas para a faixa entre  $-15 < \zeta < 15$ . Sendo assim foi imposto um limiar de corte para  $\zeta$ , onde  $|\zeta|_{\max} = 15$ , durante as estimativas. O processo iterativo repetiu-se até que as estimativas do comprimento de Monin-Obukhov convergissem, aceitando um limiar de variação de 0,001% em relação ao estimado na iteração anterior (Imberger e Paterson, 1990; MacIntyre et al., 2002). Após a correção dos coeficientes de transferência, o fluxo de calor latente foi calculado utilizando a Equação 3 e a taxa de evaporação instantânea utilizando a Equação 2. A evaporação diária,  $E^*$  (mm dia<sup>-1</sup>), foi estimada considerando a taxa de evaporação instantânea constante ao longo de todo o dia.

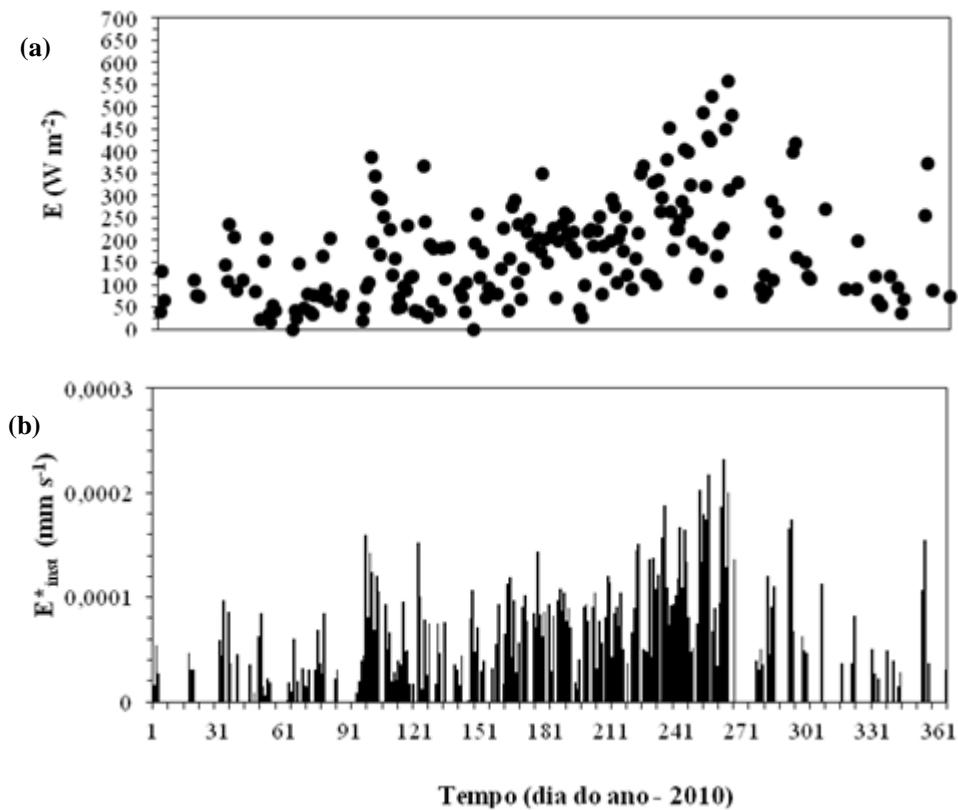
### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Das 365 imagens MODIS (produto MOD11A1) disponíveis para o ano de 2010, 203 imagens (57%) apresentaram condições livre de nuvens sobre o reservatório da UHE Itumbiara, sendo estas utilizadas na estimativa da taxa de evaporação instantânea. A maior parte das imagens descartadas devido à presença de nuvens foi durante os meses do verão (33%), quando a ocorrência de nuvens é mais frequente na região de Itumbiara.

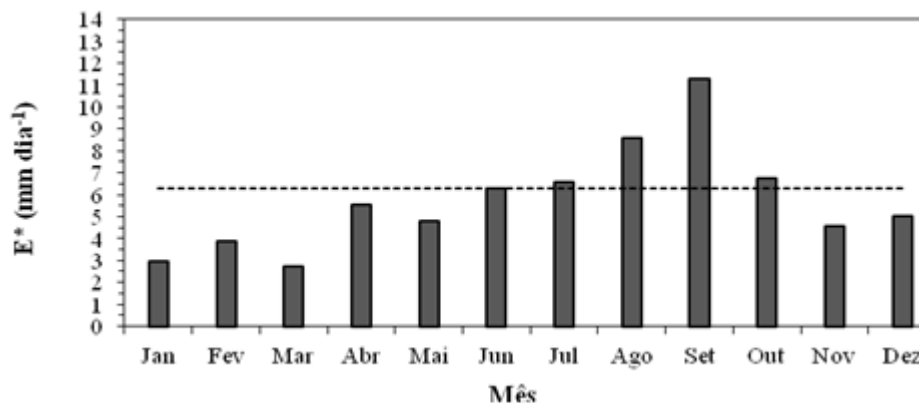
A Figura 3 apresenta o fluxo de calor latente (Figura 3a) e a taxa de evaporação instantânea (Figura 3b), estimados para o ano de 2010 utilizando o produto MODIS MOD11A1. O fluxo de calor latente variou entre  $-0,66 \text{ W m}^{-2}$  e  $-561 \text{ W m}^{-2}$ , sendo os maiores valores observados durante o período seco (julho-setembro). Este comportamento é similar ao observado por Verburg e Antenucci (2010) no lago Tanganyika, África, e pode ser explicado devido ao fato de que durante os meses de inverno a umidade do ar é tipicamente mais baixa na região de Itumbiara (~47% de umidade relativa), aumentando assim o gradiente de pressão de vapor entre a superfície do reservatório e o ar, e conseqüentemente aumentando o fluxo de calor latente (ver Equação 2). Além disso, a intensidade do vento e a ocorrência de frentes frias são superiores durante os meses do inverno o que contribui para a intensificação do fluxo de calor latente (ver Figura 2). A taxa de evaporação instantânea variou entre  $2,3 \times 10^{-4} \text{ mm s}^{-1}$  e  $2,7 \times 10^{-7} \text{ mm s}^{-1}$  durante o período analisado, e assim como o fluxo de calor latente, os maiores valores foram observados durante os meses de julho e setembro. O valor médio obtido para taxa de evaporação ao longo do período analisado foi de  $7,3 \times 10^{-5} \text{ mm s}^{-1}$ , o que representa a evaporação de aproximadamente  $57 \text{ m}^3$  a cada segundo pelo reservatório de Itumbiara.

A evaporação diária média para o ano de 2010 foi de estimada em aproximadamente  $6,3 \text{ mm dia}^{-1}$ , variando entre  $3,66 \text{ mm dia}^{-1}$  (período chuvoso) e  $8,25 \text{ mm dia}^{-1}$  (período seco). Vale ressaltar que estes valores foram superiores aos observados por Hernandez (2007) no lago do reservatório de Ilha Solteira ( $4,9 \text{ mm dia}^{-1}$ ), entretanto a variação intra-anual apresentou comportamento semelhante. A Figura 4 apresenta a evaporação diária média para cada mês ao longo de 2010. Os meses de julho, agosto, setembro e outubro apresentam valores de taxa de evaporação acima da média, enquanto que os demais meses apresentam valores inferiores à média. Setembro foi o mês que apresentou a maior taxa de evaporação ( $11,3 \text{ mm dia}^{-1}$  em

média) e março foi o mês que apresentou a menor taxa de evaporação ( $2,75 \text{ mm dia}^{-1}$  em média).



**Figura 3.** (a) Fluxo de calor latente e (b) taxa de evaporação instantânea, obtidos a partir do produto MOD11A1.



**Figura 4.** Variação intra anual da evaporação diária. A linha tracejada indica a média para o ano ( $6,3 \text{ mm dia}^{-1}$ ).

Do ponto de vista sazonal, a maior parte da evaporação ocorre nos meses de inverno e primavera, responsáveis 31% e 32% respectivamente da evaporação total no ano. Os meses de verão contribuem com aproximadamente 17% do total evaporado e os meses de outono com 20%.

O total acumulado de água evaporada no reservatório da UHE Itumbiara durante o ano de 2010 foi estimado em aproximadamente 2.300 mm, o que representa aproximadamente 114% do total precipitado neste ano ( $2.018 \text{ mm ano}^{-1}$  valor obtido com base nos dados disponibilizados pela Agência Nacional de Águas) e 4% da vazão de entrada ( $1.213 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , valor médio para o ano de 2010, obtido com base em dados fornecidos por ELETROBRÁS-FURNAS). Considerando uma área inundada de  $778 \text{ km}^2$ , o volume de água evaporado durante o ano de 2010 no reservatório da UHE Itumbiara foi da ordem de 1,7 bilhões de  $\text{m}^3$ , o que representa aproximadamente 10% do volume total do reservatório (17 bilhões de  $\text{m}^3$ ). A título de comparação, a evaporação total anual foi estimada em 16,2% do volume útil do reservatório de Sobradinho e aproximadamente 10,2% do volume útil do reservatório de Ilha Solteira (Pereira, 2004; Hernandez, 2007).

Vale ressaltar que a evaporação total estimada para o ano de 2010 por meio das imagens MODIS foi aproximadamente 42% inferior ao valor estimado por Assireu et al. (2012) para o período entre 15/02/09 até 16/04/10 ( $3.950 \text{ mm ano}^{-1}$ ) utilizando dados medidos *in situ* e uma versão simplificada do método de Penman proposto por Linacre (1993). Apesar disto, o valor estimado por meio das imagens MODIS neste trabalho é coerente com a literatura, sendo semelhante aos valores encontrados por Hernandez (2007) para o reservatório de Ilha Solteira, São Paulo,  $1.772 \text{ mm ano}^{-1}$ , e por Pereira (2004) para o reservatório de Sobradinho, Bahia,  $2.026 \text{ mm ano}^{-1}$ .

### 3.1. Fatores ambientais que influenciam a evaporação em Itumbiara

A fim de verificar quais variáveis ambientais mais influenciaram na taxa de evaporação instantânea foi realizada uma análise da correlação entre a taxa de evaporação e algumas variáveis ambientais envolvidas em sua estimativa. A Figura 5 apresenta o resultado desta análise (valores normalizados). Dentre as variáveis selecionadas para esta análise, a temperatura do ar (Figura 5a), temperatura da água (Figura 5b) e pressão atmosférica (Figura 5f) foram as variáveis que apresentaram menor correlação com a taxa de evaporação instantânea, sendo capazes de explicar apenas 1%, 7% e 8%, respectivamente, da variação.

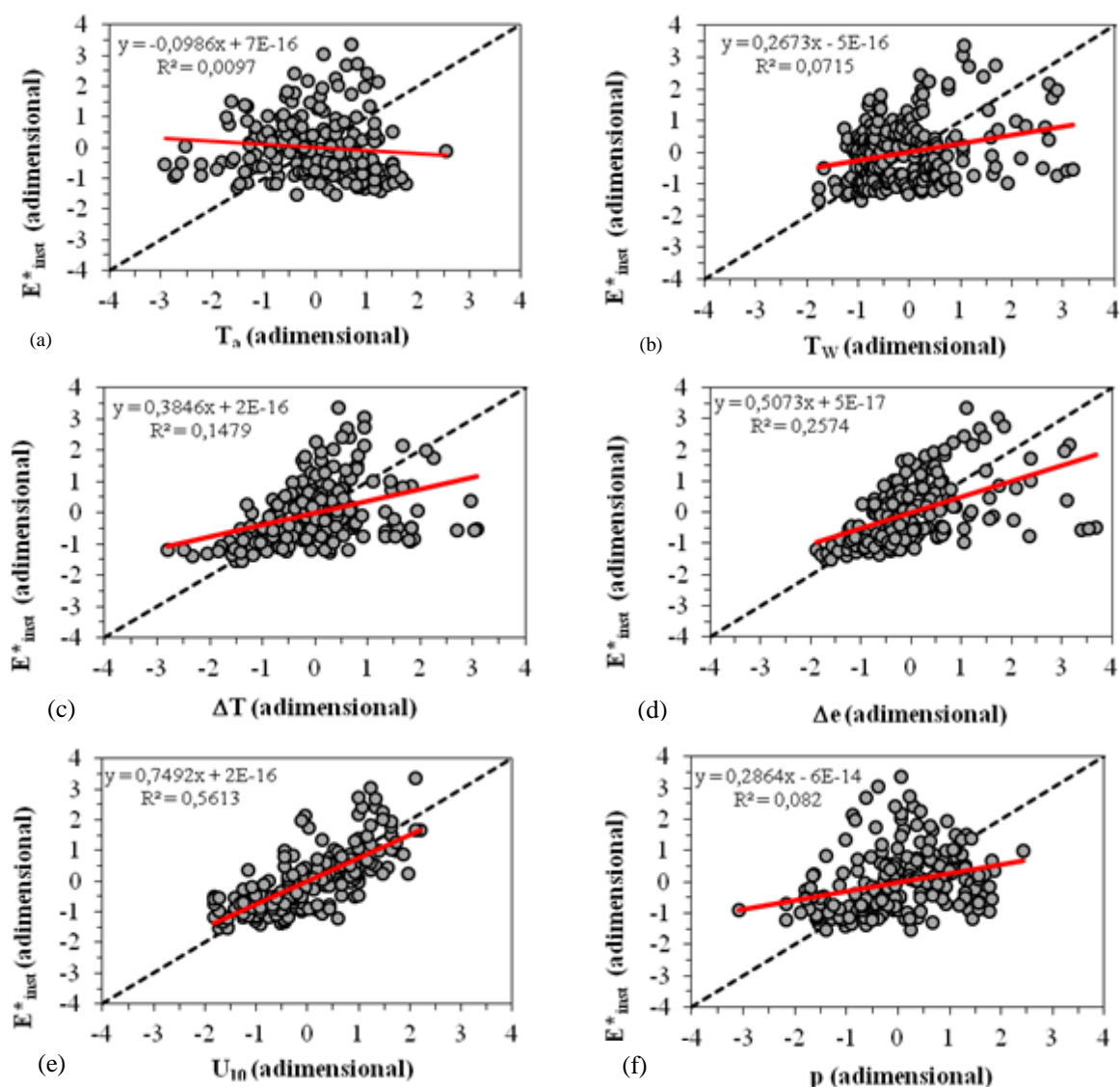
Por outro lado, velocidade do vento (Figura 5e) e gradiente de umidade específica (Figura 5d) foram as que apresentaram os maiores coeficiente de correlação com a taxa de evaporação instantânea. Estas variáveis foram capazes de explicar sozinhas aproximadamente 56% ( $r^2 = 0,56$ ; p-valor  $< 0.01$ ) e 26% ( $r^2 = 0,26$ ; p-valor  $< 0.01$ ), respectivamente, da variação observada na taxa de evaporação.

Vale ressaltar que a taxa de evaporação instantânea apresentou relação linear positiva de moderada a forte com o vento ( $r = 0,75$ ) e relação linear positiva moderada com o gradiente de umidade ( $r = 0,50$ ), ou seja, quanto maior a velocidade do vento e o gradiente de umidade do ar, maior é a taxa de evaporação. Estas características são observadas durante os meses do inverno em Itumbiara, quando a frequência de passagem de frentes frias é maior e a velocidade do vento pode alcançar  $10 \text{ m s}^{-1}$  e a umidade do ar atingir níveis críticos, abaixo dos 20% (Curtarelli, 2012).

O gradiente de temperatura entre a superfície da água e o ar também apresentou baixa correlação com a taxa de evaporação instantânea, sendo capaz de explicar 15% ( $r^2 = 0,15$ ; p-valor  $< 0,01$ ) da variação observada (Figura 5c). Apesar disto, estas duas variáveis apresentaram uma relação linear positiva moderada ( $r = 0,40$ ), ou seja, quanto maior o gradiente de temperatura entre a superfície do reservatório e o ar maior é a taxa de evaporação.

Os resultados encontrados aqui indicam que os mecanismos convectivos (i.e. devido ao gradiente de temperatura) possuem papel secundário no processo de evaporação no reservatório da UHE Itumbiara, sendo mais importantes durante os meses de verão, quando a

diferença de temperatura entre a água e o ar é maior e a intensidade do vento é menor. Durante os meses de inverno os mecanismos advectivos (i.e. ação mecânica do vento renovando as massas de ar sobre o reservatório) são mais eficientes, renovando as massas de ar sobre o reservatório constantemente.



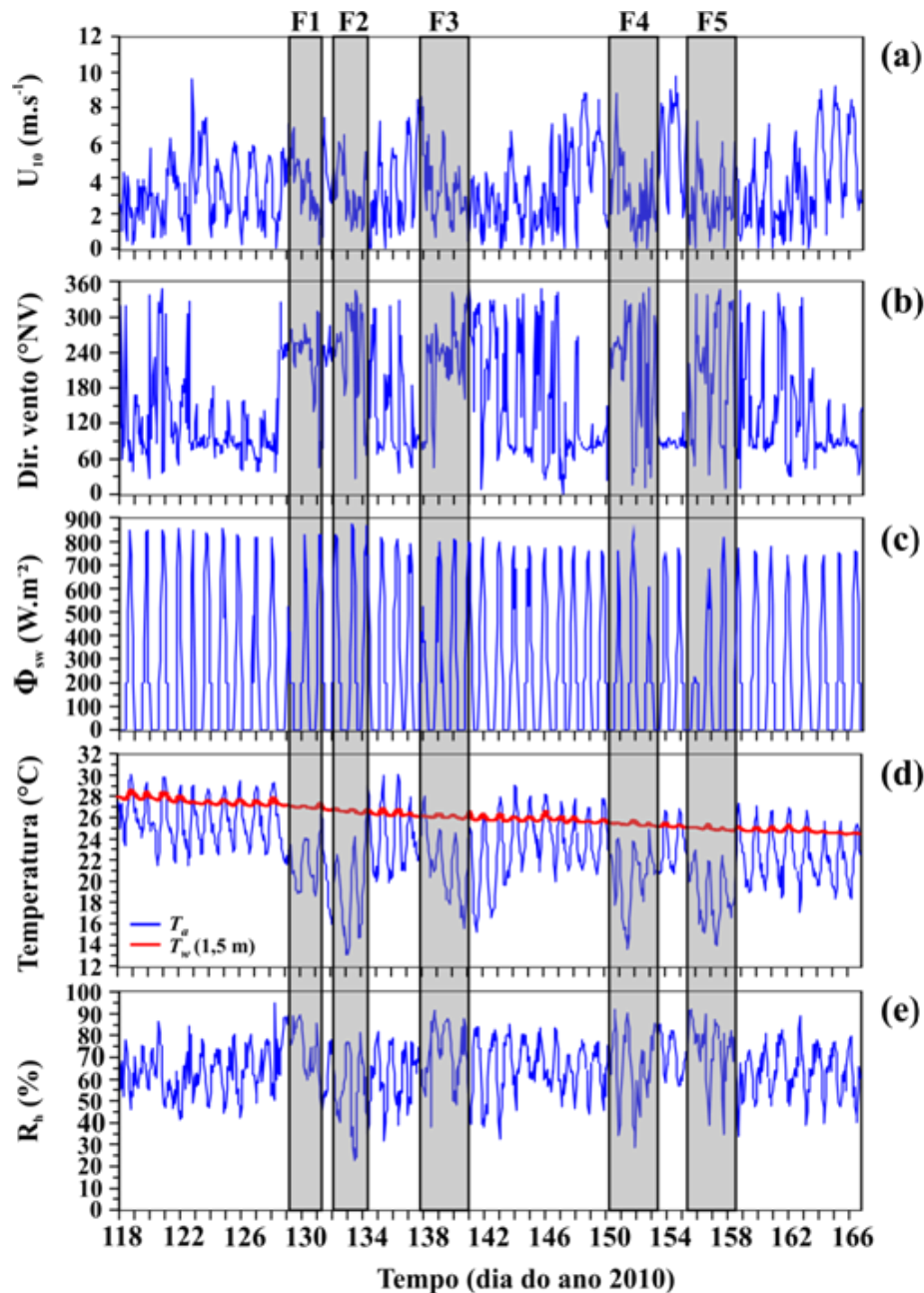
**Figura 5.** Variação da taxa de evaporação instântanea em função das variáveis ambientais (valores normalizados): (a) temperatura do ar, (b) temperatura da água, (c) gradiente de temperatura ( $T_w - T_a$ ), (d) gradiente de pressão de vapor ( $e_w - e_a$ ), (e) velocidade do vento a 10 metros e (f) pressão atmosférica.

### 3.2. Efeito das frentes frias sobre a evaporação

A passagem de frentes frias sobre a região de Itumbiara é um evento recorrente ao longo do ano, sendo a maior frequência observada durante os meses de inverno (Curtarelli, 2012). O deslocamento destes sistemas pode provocar quedas na temperatura e umidade relativa do ar de cerca de  $3,5\text{ }^\circ\text{C}$  e 30%, respectivamente. Já a velocidade do vento aumenta em torno de 80%, podendo chegar a  $9\text{ m s}^{-1}$ . A direção do vento muda de nordeste para sul/sudoeste. A Figura 6 apresenta parte da série temporal coletada pelo SIMA ao longo do ano de 2010,



evidenciando as mudanças ambientais causadas pela passagem de frentes frias. F1, F2, F3, F4 e F5 indicam o período de atuação de 5 frentes frias entre abril e maio de 2010, identificados por meio da análise dos dados do SIMA e confirmados através do boletim Climanálise do CPTEC/INPE (disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rcliman1/boletim>).



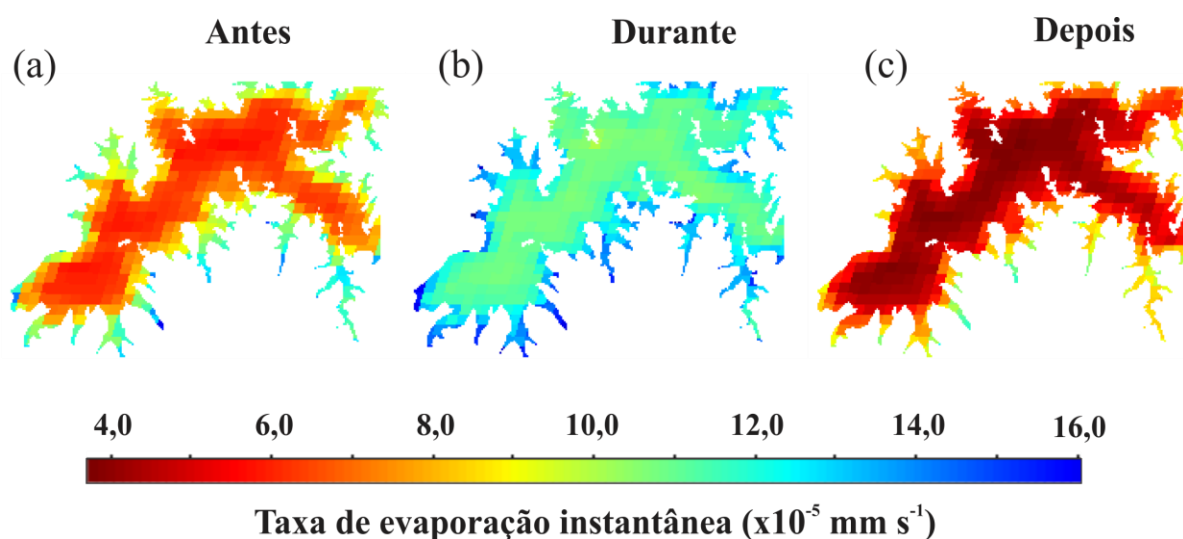
**Figura 6.** Séries temporais de dados meteorológicos e limnológicos coletados pelo SIMA entre 28/04/2010 e 15/06/2010, com frequência horária: (a) velocidade do vento, (b) direção do vento, (c) radiação de ondas curtas incidente na superfície do reservatório, (d) temperatura do ar (linha azul) e da água a 1,5 m de profundidade (linha vermelha) e (e) umidade relativa do ar.

**Fonte:** Curtarelli (2012).

Durante a passagem de uma frente fria a taxa de evaporação instatânea aumenta em média 53% quando comparado com dias que antecedem a passagem da frente fria, podendo chegar a  $1,6 \times 10^{-4} \text{ mm s}^{-1}$  (Figura 7a,b). Este valor representa a evaporação de  $125 \text{ m}^3$  a cada



segundo pelo reservatório. De um a dois dias após a passagem das frentes frias as condições meteorológicas se reestabelecem e a taxa de evaporação reduz (Figura 7c), atingindo valores próximos ao observados antes da passagem da frente.



**Figura 7.** Variação espacial da taxa de evaporação instantânea obtida por meio do produto MOD11A1. (a) antes de F2 (7/05/2010), (b) durante F2 (13/05/2010) e (c) após F2 (15/05/2010).

Do ponto de vista espacial, as maiores taxas são observadas na região litoral do reservatório, onde as profundidades são menores. Entretanto, cabe ressaltar que estas áreas correspondem apenas a uma pequena fração da área total do reservatório, sendo o maior volume evaporado na zona pelágica.

#### 4. CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objetivo avaliar a aplicabilidade de dados coletados por estações telemétricas e pelo sensor MODIS (produto MOD11A1) na estimativa da taxa de evaporação no reservatório da UHE Itumbiara utilizando um modelo de transferência de massa. As principais conclusões são:

O reservatório da UHE Itumbiara perde em média  $6,3 \text{ mm dia}^{-1}$  por meio da evaporação, o que representa aproximadamente  $4,5$  milhões de  $\text{m}^3 \text{ dia}^{-1}$ . As perdas de água por evaporação são maiores durante os meses do inverno ( $8,25 \text{ mm dia}^{-1}$ ) do que nos meses de verão ( $3,66 \text{ mm dia}^{-1}$ ) em Itumbiara.

Aproximadamente 10% do volume total do reservatório da UHE Itumbiara é evaporado ao longo do ano, o que representa aproximadamente  $1,7$  bilhões de  $\text{m}^3$  de água que são transferidos do reservatório para a atmosfera em forma de umidade.

A taxa de evaporação no reservatório da UHE Itumbiara é primeiramente controlada pela ação do vento (processos advectivos) e pelo gradiente de umidade entre a superfície do reservatório e o ar. Secundariamente, os processos convectivos também contribuem para a evaporação em Itumbiara. A ocorrência de frentes frias ajuda a promover o aumento da evaporação no reservatório da UHE Itumbiara.

A utilização de dados MODIS (produto MOD11A1) e telemétricos para a estimativa da evaporação em reservatórios hidrelétricos tropicais se mostrou uma boa alternativa a falta de dados coletados *in situ*. Apesar da moderada resolução espacial do produto MOD11A1 (1 km), que muitas vezes inviabiliza seu uso para pequenos corpos d'água, é possível extrair uma grande quantidade de pixels puros na maioria dos reservatórios brasileiros, devido a sua

CURTARELLI, M. P.; ALCÂNTARA, E. H.; ARAÚJO, C. A. S.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. Avaliação da dinâmica temporal da evaporação no reservatório de Itumbiara, GO, utilizando dados obtidos por sensoriamento remoto. **Ambi-Agua**, Taubaté, v. 8, n. 1, p. 272-289, 2013. (<http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.1083>)

---

grande extensão. Além disso, sua resolução temporal (duas imagens por dia) é considerada adequada para estudo de sistemas aquáticos.

## 5. REFERÊNCIAS

- ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L. Desenvolvimento de modelo conceitual termodinâmico para o reservatório hidrelétrico de Itumbiara baseado em dados de satélite e telemétricos. **Ambiente & Água**. Taubaté, n. 2, v. 6, p. 157-179, 2011. <http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.192>
- ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; BONNET, M. -P.; CASAMITJANA, X.; ASSIREU, A. T. et al. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**, New York, n. 11, v. 114, p. 2651-2665, 2010. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2010.06.002>
- ASSIREU, A. T.; BENFERHAT, E.; PIMENTA, F. Balanço hídrico em reservatórios hidrelétricos e geração local de energia eólica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17., 23-28 set. 2012, Gramado. **Anais...** Gramado: SBMET, 2012.
- BATES, G. T.; GIORGI, F.; HOSTETLER, S. W. Toward the simulation of the effects of the Great Lakes on regional climate. **Monthly Weather Review**, Boston, n. 5, v. 121, p. 1373-1387, 1993. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121%3C1373:TTSOTE%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121%3C1373:TTSOTE%3E2.0.CO;2)
- BRUTSAERT, W. H. **Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications**. Dordrecht: D. Reidel, 1982. 299 p.
- CURTARELLI, M. P. **Estudo da influência de frentes frias sobre a circulação e os processos de estratificação e mistura no reservatório de Itumbiara (GO): um enfoque por modelagem hidrodinâmica e sensoriamento remoto**. 2012. 108f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.
- ELETROBRAS-FURNAS. Usina hidrelétrica de Itumbiara. In:\_\_. **Sistema ELETROBRAS-FURNAS, Parque gerador**. Disponível em: <[http://www.furnas.com.br/hotsites/sistemafurnas/usina\\_hidr\\_itumbiara.asp](http://www.furnas.com.br/hotsites/sistemafurnas/usina_hidr_itumbiara.asp)>. Acesso em: 25 set. 2012.
- HERNANDEZ, F. B. T. **Análise agroclimática da área de influência do reservatório da usina hidrelétrica de Ilha Solteira, região noroeste do Estado de São Paulo**. 2007. Disponível em: <[http://www.agr.feis.unesp.br/pdf/parque\\_aquicola\\_agroclimatologia\\_noroeste\\_sp.pdf](http://www.agr.feis.unesp.br/pdf/parque_aquicola_agroclimatologia_noroeste_sp.pdf)> Acesso em: 20 set. 2012.
- HICKS, B. B. A procedure for the formulation of bulk transfer coefficients over water. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, n. 3-4, v. 8, p. 515-524, 1975. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02153568>
- IMBERGER, J.; PATTERSON, J. C. Physical limnology. In: HUTCHINSON, J. W.; WU, T. Y. **Advances in applied mechanics**. San Diego: Academic Press, 1990. V. 27. p. 303-475.

CURTARELLI, M. P.; ALCÂNTARA, E. H.; ARAÚJO, C. A. S.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. Avaliação da dinâmica temporal da evaporação no reservatório de Itumbiara, GO, utilizando dados obtidos por sensoriamento remoto. **Ambi-Agua**, Taubaté, v. 8, n. 1, p. 272-289, 2013. (<http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.1083>)

---

JUSTICE, C. O. VERMOTE, E.; TOWNSHEND, J. R. G.; DEFRIES, R.; ROY, D. P.; HALL, D. K. et al. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, Piscataway, n. 4 v. 36, p.1228-1247, 1998. <http://dx.doi.org/10.1109/36.701075>

LENTERS, J. D.; KRATZ, T. K.; BOWSER, C. J. Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). **Journal of Hydrology**, Amsterdam, n. 1-4, v. 308, p. 168–195, 2005. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.10.028>

LINACRE, E. T. Data-sparse estimation of lake evaporation using a simplified Penman equation. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, n. 3-4, v. 64, p. 237-256, 1993. [http://dx.doi.org/10.1016/0168-1923\(93\)90031-C](http://dx.doi.org/10.1016/0168-1923(93)90031-C)

MACINTYRE, S.; ROMERO, J. R.; KLING, G. W. Spatial-temporal variability in surface layer deepening and lateral advection in an embayment of Lake Victoria, East Africa. **Limnology and Oceanography**, Waco, n. 3, v. 47, p. 656-671, 2002.

MELESSE, A. M.; ABTEW, W.; DESSALEGNE, T. Evaporation estimation of Rift Valley lakes: comparison of models. **Sensors**, Basel, n. 12, v. 9, p. 9603-9615, 2009. <http://dx.doi.org/10.3390/s91209603>

MONTGOMERY, R.B. Viscosity and thermal conductivity of air and diffusivity of water vapor in air. **Journal of Meteorology**, Boston, n. 6, v. 4, p. 193-196, 1947. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1947\)004%3C0193:VATCOA%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004%3C0193:VATCOA%3E2.0.CO;2)

PEREIRA, S. B. **Evaporação no lago de Sobradinho e disponibilidade hídrica no rio São Francisco**, 2004. 105f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2004.

RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos: Parêntese, 2007. 425 p.

SCHERTZER, W.M.; ROUSE, W. R.; BLANKEN, P. D.; WALKER, A. E. Over-lake meteorology and estimated bulk heat exchanges of Great Slave Lake in 1998 and 1999. **Journal of Hydrometeorology**, Boston, n. 4, v. 4, p. 649-659, 2003. [http://dx.doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)004%3C0649:OMAEBH%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004%3C0649:OMAEBH%3E2.0.CO;2)

STECH, J. L.; LIMA, I. B. T.; NOVO, E. M. L. M.; SILVA, C. M.; ASSIREU, A. T.; LORENZZETTI, J. A. et al. Telemetric Monitoring system for meteorological and limnological data acquisition. **Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie**, Stuttgart, v. 29, p. 1747-1750, 2006.

TENNESSEE VALLEY AUTHORITY. **Heat and mass transfer between a water surface and atmosphere**. Water Resources Technical report 14 (0-6803). Norris: TVA, 1972.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). In:\_\_\_ **Land process distributed active archive center**. Disponível em: <<https://lpdaac.usgs.gov/>>. Acesso em: 20 abr. 2013.

VERBURG, P.; ANTENUCCI, J. P. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Washington, v. 115, p. 1-13, 2010.

CURTARELLI, M. P.; ALCÂNTARA, E. H.; ARAÚJO, C. A. S.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. Avaliação da dinâmica temporal da evaporação no reservatório de Itumbiara, GO, utilizando dados obtidos por sensoriamento remoto. **Ambi-Agua**, Taubaté, v. 8, n. 1, p. 272-289, 2013. (<http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.1083>)

---

WAN, Z. New refinements and validation of the MODIS land-surface temperature/emissivity products. **Remote Sensing of Environment**, New York, n. 1, v. 12, p. 59-74, 2008. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2006.06.026>

WAN, Z. **Collection 5 MODIS land surface temperature products user's guide**. Santa Barbara: ICESS/UCSB, 2009. 30 p.

ZENG, X.; ZHAO, M.; DICKINSON, R. E. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for computation of sea surface flux using TOGA COARE and TAO data. **Journal of Climate**, Boston, n. 10, v. 11, p. 2628-2644, 1998. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011%3C2628:IOBAAF%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011%3C2628:IOBAAF%3E2.0.CO;2)