



## SENSIBILIDADE DO ALGORITMO DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO MODIS AOS DADOS DE ENTRADA METEOROLÓGICOS EM BIOMAS TROPICAIS

*Daniela Santini Adamatti*<sup>1\*</sup>; *Anderson Luís Ruhoff*<sup>2</sup>; *Humberto Ribeiro da Rocha*<sup>3</sup>

**Resumo** – O objetivo do trabalho é analisar a sensibilidade do algoritmo MOD16 aos dados meteorológicos de entrada, com o intuito de determinar se há diferença entre as evapotranspirações estimadas utilizando diferentes conjuntos de dados meteorológicos e se a utilização de dados meteorológicos observados nas torres de monitoramento de vórtices turbulentos melhora a estimativa da evapotranspiração. Para esse fim, as estimativas de evapotranspiração utilizando o MOD16 obtidas com dados de entrada de reanálise foram comparadas com as obtidas com os dados meteorológicos observado. As análises foram realizadas na América do Sul, com dados de evapotranspiração e meteorológicos observados do Projeto de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), em oito sítios. Os resultados obtidos utilizando ambos os dados de entrada também foram comparados com as evapotranspirações obtidas utilizando o fluxo de calor latente observado nas torres de monitoramento de vórtices turbulentos. Os resultados indicam que há pequenas diferenças entre as estimativas realizadas utilizando os dois conjuntos distintos de dados de entrada. Dessa forma, apesar dos dados de reanálise terem incertezas atreladas, principalmente relacionadas à resolução espacial, a utilização de dados meteorológicos observados não contribui para melhorias substanciais das estimativas de evapotranspiração nos sítios analisados.

**Palavras-Chave** – MOD16, Penman-Monteith, sítios LBA

## SENSITIVITY OF MODIS EVAPOTRANSPIRATION ALGORITHM TO METEOROLOGICAL INPUT DATA FOR TROPICAL BIOMES

**Abstract** – This study aims to analyze the sensitivity of MOD16 algorithm to meteorological input data in order to determine if there is a difference between the estimated evapotranspiration using different sets of meteorological data and also if the use of meteorological data observed in eddy covariance monitoring towers improves evapotranspiration estimatives. We compared MOD16 evapotranspiration driven by observed meteorological data to those driven by the reanalysis data. Our analysis were carried in South America, with evapotranspiration and meteorological measurements from the *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA) at 8 different sites. The results obtained using both input datasets were also compared with the evapotranspiration obtained using the latent heat flux observed in eddy covariance monitoring towers. Our results indicate that there are small differences between estimates driven by reanalysis and observed meteorological data. Thus, although reanalysis data have uncertainties, mainly related to spatial resolution, the use of observed meteorological data does not contribute to substantial improvements of evapotranspiration estimates in the analyzed sites.

**Keywords** – MOD16, Penman-Monteith, LBA sites

<sup>1</sup> Instituto de Pesquisas Hidráulicas – UFRGS, [dani.adamatti@gmail.com](mailto:dani.adamatti@gmail.com)\*

<sup>2</sup> Instituto de Pesquisas Hidráulicas – UFRGS, [andersonruhoff@gmail.com](mailto:andersonruhoff@gmail.com)

<sup>3</sup> Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – USP, [humberto.rocha@iag.usp.br](mailto:humberto.rocha@iag.usp.br)

## INTRODUÇÃO

Combinada à precipitação e ao escoamento superficial, a evapotranspiração (ET) controla a disponibilidade e distribuição da água na superfície terrestre (McCabe & Wood, 2006). Dessa forma, a quantificação de sua variabilidade espacial e temporal é importante para a compreensão de diversos processos relacionados às interações entre a superfície e a atmosfera e as trocas biogeoquímicas entre esses componentes, à fenologia associada às coberturas vegetais, à ocorrência de secas e cheias, à hidrologia e ao balanço hídrico dos ecossistemas. No entanto, quantificar a evapotranspiração é considerado difícil em função do grande número de fatores climáticos e ambientais que afetam, de forma complexa, os processos de evapotranspiração (Bhattarai *et al.*, 2017).

Frente a tal cenário, o sensoriamento remoto tem sido reconhecido como uma das formas mais viáveis de subsidiar a quantificação da evapotranspiração em escalas regionais e globais (Mu *et al.* 2011) em função da sua capacidade de fornecer informações contínuas tanto espacial quanto temporalmente, de diversas variáveis biofísicas que afetam a evapotranspiração (Liou & Kar, 2014). Visando incorporar tais informações, tem sido desenvolvidos diversos modelos para a estimativa de evapotranspiração. Esses modelos podem ser divididos em três tipos: modelos baseados em métodos empíricos e estatísticos que relacionam a ET estimada ou observada aos índices de vegetação; modelos de base física que calculam a ET como o resíduo do balanço de energia utilizando dados infravermelhos termais; e modelos físicos com a formulação baseada em processos, tais como o amplamente utilizado modelo de Penman-Monteith (Mu *et al.* 2011; Ershadi *et al.* 2015).

Dentre os modelos que utilizam a equação de Penman-Monteith para estimar a evapotranspiração pode-se citar o algoritmo de estimativa da evapotranspiração global MOD16 (Mu *et al.*, 2007; Mu *et al.*, 2011). O algoritmo foi desenvolvido para calcular a ET através da utilização integrada de dados meteorológicos de reanálise e de dados de sensoriamento remoto do sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), considerando a contribuição de fluxos de energia de três componentes: evaporação do solo, evapotranspiração da vegetação e evaporação da água interceptada pela vegetação. Os dados meteorológicos de entrada incluem temperatura, pressão de vapor e radiação incidente, e os dados de sensoriamento remoto incluem o índice de área foliar (LAI), albedo, fração de radiação fotossinteticamente absorvida pela vegetação ( $f_{PAR}$ ) e tipo de cobertura do solo. O algoritmo de ET MOD16 gera o produto de evapotranspiração em uma grade regular de 1 x 1 km<sup>2</sup>, em escala global, em intervalos de 8 dias, mensal e anual.

O modelo MOD16 tem sido amplamente validado, por meio da comparação de suas estimativas de ET com dados observados, em diversas regiões (Hu *et al.*, 2015), permitindo avaliar suas limitações e potencialidades através da aplicação em diferentes tipos de biomas existentes, bem como as incertezas associadas à sua utilização. Algumas fontes de incerteza, que conduzem à estimativas imprecisas, podem resultar da classificação incorreta do tipo de cobertura do solo existente no MODIS, de limitações inerentes ao algoritmo, de incertezas associadas aos dados de entrada de reanálise e de sensoriamento remoto (Jia *et al.*, 2012; Ramoelo *et al.*, 2014).

Dentro desse contexto, o objetivo do trabalho é analisar a sensibilidade do algoritmo MOD16 aos dados meteorológicos de entrada, com o intuito de determinar se há diferença entre as evapotranspirações estimadas utilizando diferentes conjuntos de dados meteorológicos e se a utilização de dados meteorológicos observados nas torres de monitoramento de vórtices turbulentos melhora a representação da evapotranspiração. Para esse fim, o modelo de evapotranspiração foi aplicado em oito locais, utilizando como entrada os dados meteorológicos observados em torres de monitoramento de vórtices turbulentos e dados meteorológicos de reanálise. Os resultados obtidos utilizando tais conjuntos de dados de entrada foram comparados com a evapotranspiração obtida utilizando o fluxo de calor latente observado na torre de monitoramento de vórtices turbulentos.

## METODOLOGIA

### Descrição da estrutura do algoritmo MOD16

No algoritmo, a evapotranspiração total ( $\lambda E$ ) é particionada em evaporação da água interceptada pelo dossel ( $\lambda E_{wc}$ ), transpiração do dossel ( $\lambda E_t$ ) e evaporação do solo ( $\lambda E_s$ ), sendo definida como  $\lambda E = \lambda E_{wc} + \lambda E_t + \lambda E_s$ . A contribuição de cada um dos componentes é derivada da equação de Penman-Monteith, ponderada com base na fração de cobertura vegetal ( $f_c$ ), na fração de superfície úmida ( $f_w$ ) e na energia incidente disponível.

A evaporação advinda da intercepção do dossel é calculada através da Equação 1, onde  $\Delta$  é o gradiente da função que relaciona pressão de saturação do vapor da água à temperatura,  $f_c$  é a fração de cobertura vegetal que corresponde à  $f_{PAR}$ ,  $\rho$  é a densidade do ar,  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante, VPD é o déficit de pressão do vapor da água,  $\gamma$  é a constante psicrométrica,  $r_a^{wc}$  e  $r_s^{wc}$  são, respectivamente, a resistência aerodinâmica e a resistência superficial associadas à evaporação do dossel. A fração  $f_w$  é calculada em função da umidade relativa ( $RH$ ), através de  $f_w = RH^4$ , com base no conceito originalmente desenvolvido por Fisher *et al.* (2008), com a restrição adicional de assumir o valor zero quando a  $RH$  diária for inferior a 70%.  $A_c$  é a fração de energia disponível para o dossel, calculada por  $A_c = f_c R_n$ , onde  $R_n$  corresponde ao saldo de energia.

$$\lambda E_{wc} = f_w \frac{\Delta A_c + f_c \rho c_p VPD / r_a^{wc}}{\Delta + \gamma \frac{r_s^{wc}}{r_a^{wc}}} \quad (1)$$

A transpiração do dossel é calculada através da Equação 2, onde  $r_a^t$  e  $r_s^t$  são, respectivamente, a resistência aerodinâmica e a resistência superficial associadas à transpiração.

$$\lambda E_t = (1 - f_w) \frac{\Delta A_c + f_c \rho c_p VPD / r_a^t}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s^t}{r_a^t}\right)} \quad (2)$$

A evaporação do solo é calculada como a soma da evaporação do solo úmido ( $\lambda E_{ws}$ ) (Equação 3) e da evaporação do solo saturado ( $\lambda E_{ss}$ ) (Equação 4). A divisão nessas duas componentes se dá em função de  $f_w$ . A fração de energia disponível para o solo é calculada por  $A_s = (1 - f_c) R_n - G_o$ , onde  $G_o$  é o fluxo de calor no solo.  $r_a^s$  e  $r_s^s$  são, respectivamente, as resistências aerodinâmica e superficial associadas à superfície do solo.

$$\lambda E_{ws} = f_w \frac{\Delta A_s + (1 - f_c) \rho c_p VPD / r_a^s}{\Delta + \gamma \frac{r_s^s}{r_a^s}} \quad (3)$$

$$\lambda E_{ss} = RH^{\frac{VPD}{\beta}} (1 - f_w) \frac{\Delta A_s + (1 - f_c) \rho c_p VPD / r_a^s}{\Delta + \gamma \frac{r_s^s}{r_a^s}} \quad (4)$$

As resistências superficial e aerodinâmica, para cada uma das fontes constituintes da evapotranspiração total, são calculadas com base em valores específicos (Tabela 1) para cada tipo de cobertura do solo, de condutância estomatal e de condutâncias de vapor e de calor sensível por unidade de LAI, e escalonadas pela fenologia da vegetação e por variáveis meteorológicas (Ershadi *et al.* 2015).

Tabela 1 – Valores, adotados de Mu et al. (2011), para os parâmetros de temperatura mínima de abertura ( $T_{min}^{open}$ ) e fechamento dos estômatos ( $T_{min}^{close}$ ), VPD de abertura ( $VPD_{open}$ ) e fechamento ( $VPD_{close}$ ) dos estômatos, condutância de calor sensível ( $g_h$ ) e vapor ( $g_e$ ) por unidade de LAI, condutância estomatal potencial média ( $C_L$ ), limites mínimo ( $r_{bl}^{min}$ ) e máximo ( $r_{bl}^{max}$ ) para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor.

Cobertura do solo	$T_{min}^{open}$ (°C)	$T_{min}^{close}$ (°C)	$VPD_{close}$ (Pa)	$VPD_{open}$ (Pa)	$g_h$ (m s <sup>-1</sup> )	$g_e$ (m s <sup>-1</sup> )	$C_L$ (m s <sup>-1</sup> )	$r_{bl}^{min}$ (m s <sup>-1</sup> )	$r_{bl}^{max}$ (m s <sup>-1</sup> )
ENF	8,31	-8	3000	650	0,01	0,01	0,0024	60	95
EBF	9,09	-8	4000	1000	0,01	0,01	0,0024	60	95
DNF	10,44	-8	3500	650	0,01	0,01	0,0024	60	95
DBF	9,94	-6	2900	650	0,01	0,01	0,0024	60	95
MF	9,5	-7	2900	650	0,01	0,01	0,0024	60	95
CSH	8,61	-8	4300	650	0,02	0,02	0,0055	60	95
OSH	8,8	-8	4400	650	0,02	0,02	0,0055	60	95
WL	11,39	-8	3500	650	0,04	0,04	0,0055	60	95
SV	11,39	-8	3600	650	0,04	0,04	0,0055	60	95
Grass	12,02	-8	4200	650	0,02	0,02	0,0055	60	95
Crop	12,02	-8	4500	650	0,02	0,02	0,0055	60	95

Legenda: floresta de coníferas perenes (ENF), floresta latifoliada perene (EBF), floresta de coníferas decíduas (DNF), floresta latifoliada decídua (DBF), floresta mista (MF), savana lenhosa ou cerradão (WL), savana ou cerrado (SV), campo sujo (CSH), campo limpo (OSH), pradaria (Grass), agricultura (Crop).

## Dados meteorológicos e de sensoriamento remoto

Os dados de entrada de sensoriamento remoto, com resolução temporal de 8 dias, utilizados nas análises, incluem as bases do MODIS de uso e cobertura do solo MOD12Q1, de índice de área foliar (LAI) e fração de radiação fotossinteticamente absorvida pela vegetação ( $f_{PAR}$ ) MOD15A2 e de albedo MOD43B3.

Na análise da sensibilidade do algoritmo MOD16 aos dados de entrada, foram utilizados dois conjuntos distintos de dados meteorológicos 1) dados meteorológicos diários do *Global Modeling and Assimilation Office* (GMAO) GEOS-4, com resolução espacial de 1,00°x1,25°, compreendendo o período de 2000 a 2006; 2) dados meteorológicos de oito torres de monitoramento de vórtices turbulentos (Tabela 2) do Projeto de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), obtidos do ORNL *Distributed Active Archive Centre*, com disponibilidade temporal de dados variável para cada torre, porém compreendendo os anos entre 2000 e 2006 (Saleska *et al.*, 2013).

A  $ET$  observada foi calculada à partir do fluxo de calor latente ( $LE$ ) medido nas torres de monitoramento de vórtices turbulentos do projeto LBA através da Equação 5, na qual  $\lambda$  é o calor latente de vaporização da água.

$$ET = \frac{LE}{\lambda} \quad (5)$$

Tabela 2 - Características dos sítios de monitoramento de vórtices turbulentos do projeto LBA utilizados no estudo.

Sítio	Lat (°)	Lon (°)	Classificação da cobertura do solo	
			LBA	MOD12Q1
BAN	-9,82	-50,16	Cerrado/Cerradão de inundação sazonal	Floresta latifoliada perene
CAX	-1,72	-51,46	Floresta ombrófila densa	Floresta latifoliada perene
FNS	-10,76	-62,36	Pastagem	Savana (Cerrado)
K34	-2,61	-60,21	Floresta ombrófila densa	Floresta latifoliada perene
K67	-2,86	-54,96	Floresta ombrófila densa	Floresta latifoliada perene
K77	-3,02	-54,54	Pastagem/Agricultura	Mosaico (vegetação natural e agricultura)
K83	-3,02	-54,97	Floresta ombrófila densa	Floresta latifoliada perene
RJA	-10,08	-61,93	Floresta semidecidual	Floresta latifoliada perene

Fonte: Saleska *et al.* (2013).

## Análises estatísticas dos resultados

O desempenho do algoritmo MOD16 frente aos dados observados foi avaliado através da utilização do erro médio quadrático (RMSE), da tendência ou viés (BIAS), e do coeficiente de correlação ( $r$ ).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados obtidos para a análise estatística ao comparar-se a ET observada com a estimadas através do MOD16, utilizando os dados meteorológicos de reanálise e das torres, podem ser observados na Figura 1.

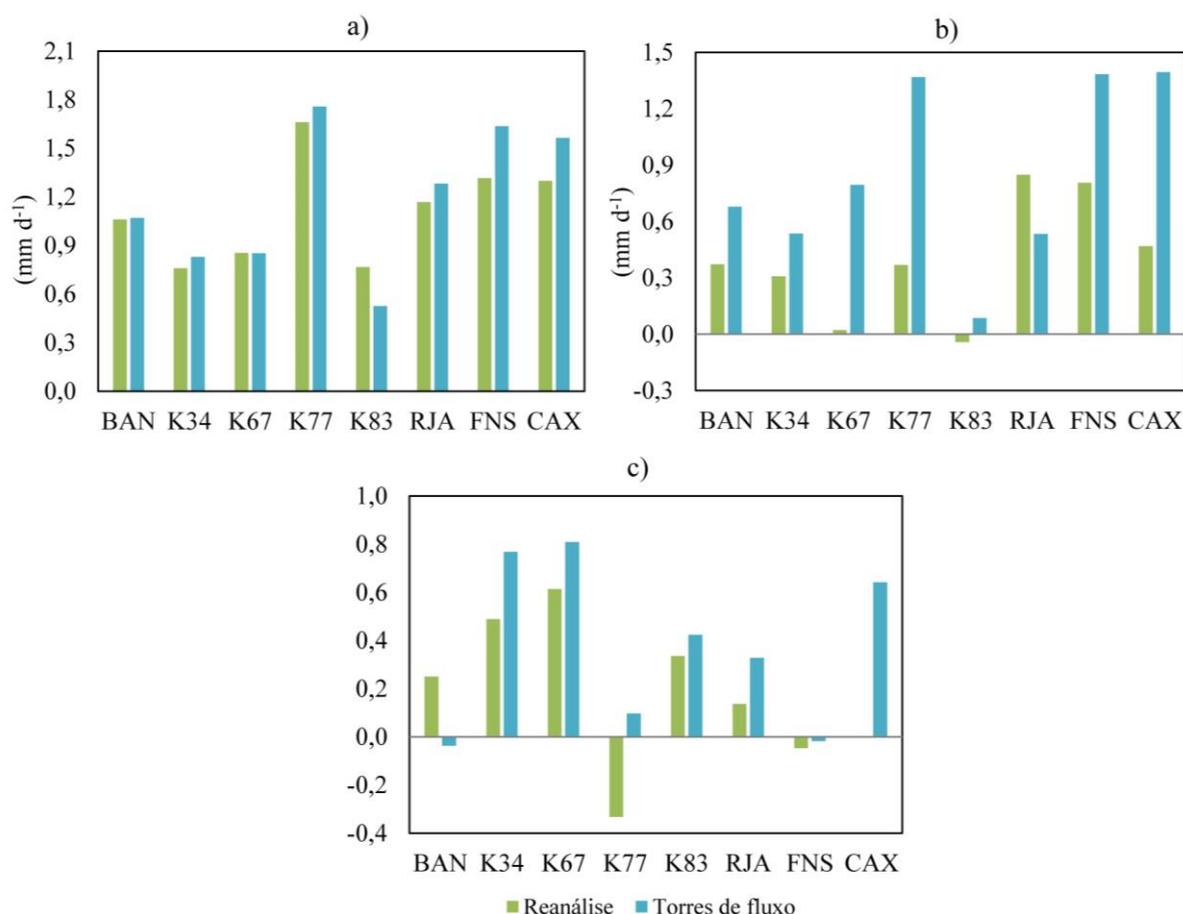


Figura 1 – Comparação da ET média de 8 dias obtida através da utilização dos dados de entrada de reanálise e advindos das torres de monitoramento de vórtices turbulentos, com a ET observada, através do a) RMSE, b) BIAS e c) coeficiente de correlação ( $r$ ).

Verifica-se que o erro médio quadrático obtido utilizando os dois conjuntos de dados meteorológicos de entrada (Figura 1a), apresenta valores muito próximos, variando de 0,76 a 1,66  $\text{mm.d}^{-1}$  para as ET estimadas com os dados de reanálise e de 0,53 a 1,76  $\text{mm.d}^{-1}$  para as obtidas utilizando os dados meteorológicos das torres. As maiores diferenças entre os erros médios quadráticos ocorreram nos sítios K83, FNS e CAX. Os valores de BIAS (Figura 1b) indicam que as evapotranspirações são geralmente superestimadas. Com exceção do sítio RJA, observa-se que os dados meteorológicos das torres levam à obtenção de resultados com maiores valores de viés, com relação àqueles estimados com os dados de reanálise.

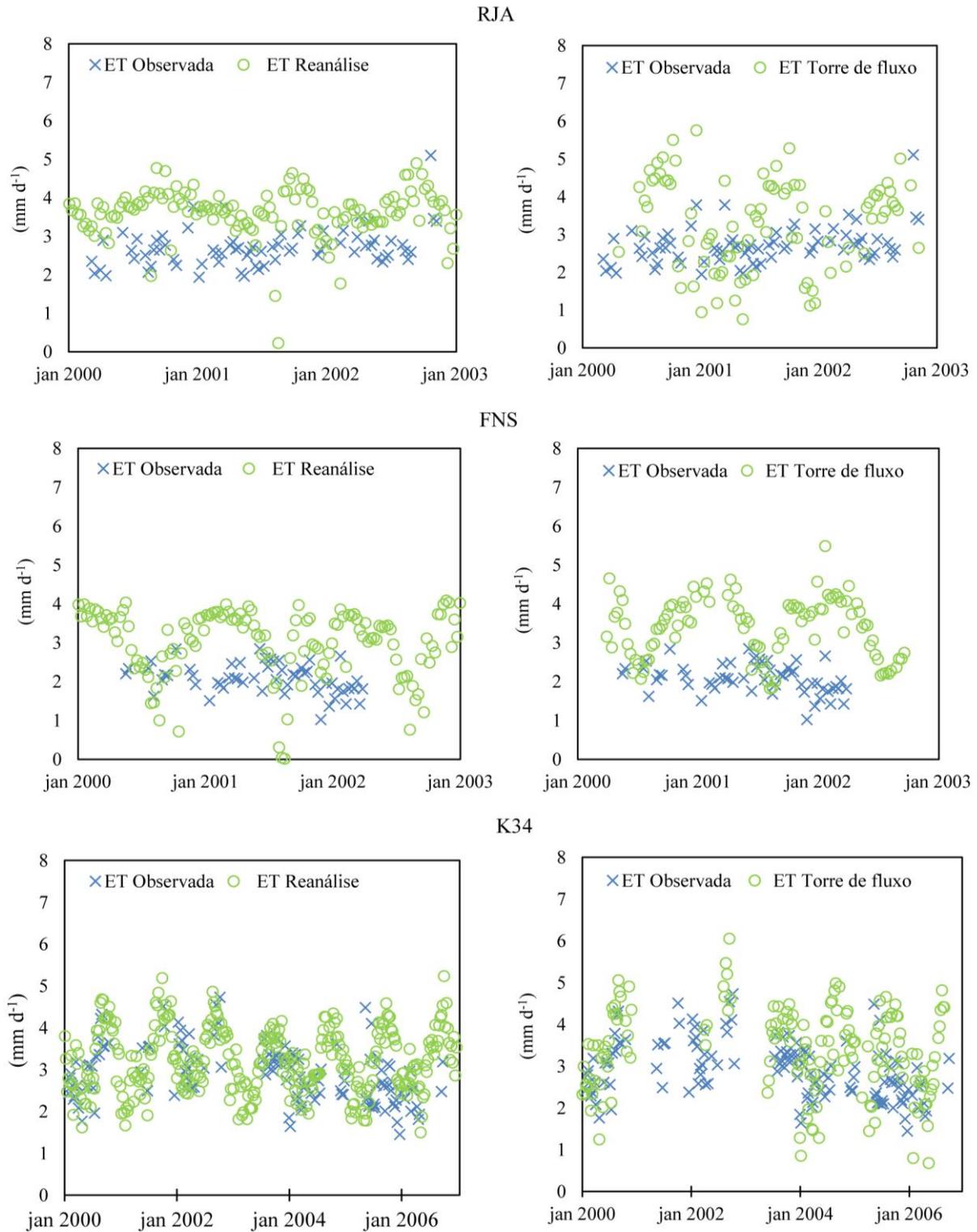


Figura 2 – Séries temporais de ET média de 8 dias obtida através da utilização dos dados de entrada de reanálise e advindos das torres de monitoramento de vórtices turbulentos, e observada para os sites RJA, FNS e K34.

No geral, as estimativas realizadas com os dados meteorológicos das torres apresentam coeficiente de correlação superior aos obtidos com os dados de reanálise. Os melhores coeficientes de correlação, superiores a 0,5, são verificados nos sítios K34 e K67, para ambos os conjuntos de dados meteorológicos de entrada, e para o sítio CAX para os dados meteorológicos das torres. Os menores valores de coeficiente de correlação ocorrem nos sítios com classificação do uso do solo inconsistente, que incluem os sítios BAN, K77 e FNS. Os resultados obtidos por Mu *et al.* (2011) para as estimativas realizadas pelo MOD16 em 46 sítios, localizadas principalmente na América do Norte, utilizando tantos dados de entrada meteorológicos de torres quanto de reanálise, apresentam comportamentos similares aos aqui obtidos, com pouca diferença entre as estatísticas calculadas para as evapotranspirações estimadas utilizando os dois conjuntos de dados de entrada.

As séries temporais de evapotranspiração, para três dos sítios estudados, (Figura 2) permitem visualizar algumas diferenças entre a utilização dos dados meteorológicos de reanálise e das torres de fluxo. No sítio RJA a ET estimada com os dados meteorológicos das torres apresenta estimativas com maior dispersão em comparação com as obtidas com os dados de reanálise. No sítio FNS, com ambos os conjuntos de dados, as estimativas obtidas com o modelo diferem muito dos dados observados. No entanto, observa-se que os dados das torres levaram a maiores imprecisões nas estimativas. No sítio K34, é observada uma pequena melhoria nas estimativas quando utilizados os dados meteorológicos das torres.

## CONCLUSÕES

Os resultados obtidos indicam diferenças nas estimativas de evapotranspiração obtidas utilizando os dados meteorológicos de reanálise e observados nas torres de fluxo. Apesar dos dados de reanálise terem incertezas associadas, principalmente relacionadas à resolução espacial, as estimativas realizadas com estes conduziram a estimativas com comportamentos similares às obtidas com os dados observados nas torres. Assim, no geral, a utilização de dados meteorológicos observados não contribui substancialmente para a obtenção de estimativas de evapotranspiração mais precisas.

## REFERÊNCIAS

- BHATTARAI, N.; QUACKENBUSH, L. J.; IM, J.; SHAW, S. B. (2017). A new optimized algorithm for automating endmember pixel selection in the SEBAL and METRIC models. *Remote Sensing of Environment*, 196, pp. 178-192.
- ERSHADI, A.; MCCABE, M. F.; EVANS, J. P.; WOOD, E. F. (2015). Impact of model structure and parameterization on Penman–Monteith type evaporation models. *Journal of Hydrology*, 525, pp. 521-535.
- FISHER, J. B.; TU, K. P.; BALDOCCHI, D.D. (2008) Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. *Remote Sensing of Environment*, 112 (3), pp. 901–919.
- HU, G.; JIA, L.; MENENTI, M. (2015). Comparison of MOD16 and LSA-SAF MSG evapotranspiration products over Europe for 2011. *Remote Sensing of Environment*, 156, pp. 510-526.
- JIA, Z.; LIU, S.; XU, Z.; CHEN, Y.; ZHU, M. (2012). Validation of remotely sensed evapotranspiration over the Hai River Basin, China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117 (D13).

LIU, Y. A.; KAR, S.K. (2014). Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms - A review. *Energies*, 7, pp. 2821–2849.

MCCABE, M. F.; WOOD, E. F. (2006). Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. *Remote Sensing of Environment*, 105, pp. 271–285.

MU, Q.; HEINSCH, F. A.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. (2007). Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 111 (4), pp. 519–536.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. (2011). Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115 (8), pp. 1781–1800.

RAMOELO, A.; MAJOZI, N.; MATHIEU, R.; JOVANOVIĆ, N.; NICKLESS, A.; DZIKITI, S. (2014). Validation of global evapotranspiration product (MOD16) using flux tower data in the African savanna, South Africa. *Remote Sensing*, 6 (8), pp. 7406-7423.

SALESKA, S.R.; H.R. DA ROCHA, A.R. HUETE, A.D. NOBRE, P.E. ARTAXO, AND Y.E. SHIMABUKURO. 2013. LBA-ECO CD-32 Flux Tower Network Data Compilation, Brazilian Amazon: 1999-2006. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. Disponível em <http://dx.doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1174>. Acesso em: 22 mai. 2017.