

Estimativa de Balanço Hídrico por meio de dados multi-sensores

Adriana Aparecida Moreira¹
Anderson Luis Ruhoff¹
Dairan Severo Corrêa²
Rodrigo Cauduro Dias de Paiva¹

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS
Caixa Postal 15029 – 91501-970 – Porto Alegre – RS, Brasil
moreiradriana00, andersonruhoff, rodrigocdpaiva@gmail.com

² Engenheiro de Computação
dairan.correa@acad.pucrs.br

Abstract. This study aimed to use remote sensing data of different missions, to estimate the water balance in four drainage areas, delimited from flow measuring stations, in different basins in Brazil. Through the results it was possible to verify that three out of the four areas; in the Amazonas, Tocantins and São Francisco basins; significant results were verified between the terms of the water balance dS/dT and $(P-ET-Q)$. In these areas, correlation coefficients (r) ranged, from 0.77 to 0.90; and determination (R^2), from 0.60 to 0.83. In Tocantins basin, the flow measuring station Iraí, which has the smallest area, was where they obtained the worst estimates. The evapotranspiration, for all drainage areas, was the component that presented the worst estimates, primarily to the areas of the Amazonas and Uruguai basins. In Tocantins and São Francisco basins' areas, it was observed a highly seasonal behavior of all variables for both areas. In addition, it was noticed a relation between precipitation and evapotranspiration dynamics and total water storage. Finally, despite the differences; of missions, spatial and temporal resolutions; the remote sensing data, applied to the water balance estimates, has shown satisfactory results especially for large areas, presenting itself as a promising alternative about hydrological studies.

Keywords: Remote Sensing, Evapotranspiration, Water Storage .

1. Introdução

O balanço hídrico consiste na contabilização da água do solo, resultante da aplicação do princípio de conservação de massa. Desta forma, a variação do volume de água armazenada no solo, por intervalo de tempo, consiste na representação do balanço das quantidades de água que entram e saíram do volume controle (SENTELHAS *et al.*, 1999).

Algumas variáveis do ciclo hidrológico são atualmente estimadas com devida consistência por meio de técnicas de sensoriamento remoto. Dentre elas, podem-se ser destacadas, as estimativas de precipitação, de evapotranspiração, e de variação de armazenamento de estoque de água, todos por meio de aquisições remotas.

Esses variáveis são comumente estimativas para todo globo, em uma resolução temporal que varia de 8 dias a mensal, e resoluções espaciais que variando de 1 a 300 km. Além disso, essas estimativas possuem um período de tempo consiste, de mais de 10 anos de dados, que possibilitam, apesar das suas diferenças de aquisições, estudos promissores acerca das relações destas variáveis com os ciclos naturais, dentre eles, o ciclo hidrológico.

Neste sentido, este trabalho teve como objetivo, tomando-se como base o conceito de balanço hídrico e usando das estimativas de variáveis estimadas via sensoriamento remoto, verificar a possibilidade de realizar a estimativa de balanço hídrico por meio de dados de sensoriamento remoto disponíveis, independente da sua resolução espacial e de missões

diferentes para quatro áreas de drenagem delimitadas a partir de estações fluviométricas, entre 2003 a 2014 no Brasil.

2. Metodologia

2.1. Área de Estudo

A área de estudo deste trabalho consiste em quatro áreas de drenagem do Brasil, Figura 1, delimitadas a partir de estações fluviométricas. A descrição das estações delimitadas para este estudo são apresentadas pela Tabela 1.

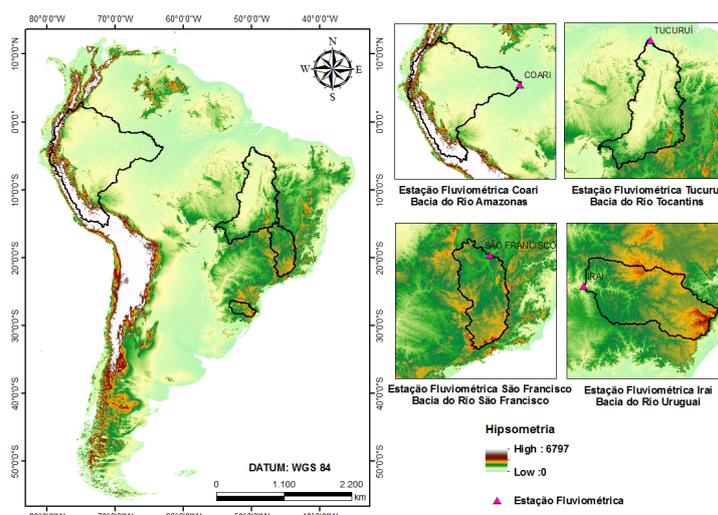


Figura 1: Localização da área de estudo.

Tabela 1: Área de drenagem das bacias delimitadas.

Código da Estação Fluviométrica	Nome	Bacia Hidrográfica	Área de Drenagem (km ²)
13150003	Coari	Rio Amazonas	1.780.000
29700000	Tucuruí	Rio Tocantins	764.000
44200000	São Francisco	Rio São Francisco	184.000
74100000	Iraí	Rio Uruguai	61.900

2.2. Procedimentos Metodológicos

Para a realização deste trabalho foram coletados dados de sensoriamento remoto e dados *in situ* para as variáveis do ciclo hidrológico, de forma a proporcionar o cálculo do balanço hídrico para as quatro áreas de drenagem. O balanço hídrico foi realizado por meio do emprego da Equação 1:

$$\frac{dS}{dT} = P - ET - Q \quad (1)$$

onde: dS/dT corresponde a variação de armazenamento de água da missão GRACE, P corresponde a precipitação do TRMM, ET a evapotranspiração do MODIS/TERRA e Q a vazão, da ANA (Agência Nacional de Águas), sendo este último, a única variável coletada de medições *in situ*.

dS/dT - GRACE

Foram coletados dados de variação de armazenamento total de água disponibilizados pela missão GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*). Os dados do GRACE são disponibilizados por três centros de processamento diferentes; o GFZ (*GeoForschungsZentrum*), em Potsdam na Alemanha, o CSR (*Center of Space Research*), da Universidade do Texas, em Austin - EUA e o JPL (*Jet Propulsion Laboratory*), da Agência Espacial Americana – NASA. Esses dados possuem uma resolução espacial de 300 km e são disponibilizados em nível de processamento L3 em uma escala mensal.

Precipitação (P)

Os dados de precipitação são disponibilizados pelo produto 3B43 do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). O TRMM foi lançado em 1997 pelas agências espaciais, NASA e a JAXA - *National Space Development Agency of Japan*. O objetivo do satélite TRMM é o monitoramento das precipitações nas regiões tropicais e subtropicais do globo terrestre (KUMMEROW *et al.*, 2000). Foram coletados dados de precipitação mensal em uma resolução espacial de 0,25°, para o período entre 2003 a 2014.

Evapotranspiração (ET)

O produto MOD16 do sensor MODIS, disponibiliza para todo o globo, estimativas de evapotranspiração (ET), fluxo de calor latente (LE), evapotranspiração potencial (PET) e fluxo de calor latente potencial (PLE). Os dados são disponíveis gratuitamente pelo *Numerical Terradynamic Simulation Group* (NTSG), em uma resolução temporal que varia de de 1 km a 0,5°, e uma resolução temporal de 8 dias, mensal e anual (MU *et al.*, 2011). As estimativas de evapotranspiração do MOD16 tem como base Mu *et al.* (2011), melhorado de Cleugh *et al.* (2007), baseado na equação de Penman-Monteith (Monteith, 1965). Os dados de ET foram coletados para o período entre 2003 a 2014, em uma escala mensal e resolução espacial de 0,5°.

Vazão (Q)

Os dados de vazão foram coletados junto a Agência Nacional de Águas (ANA), pelo sistema de informações hidrológicas (Hidroweb). Foram verificados para cada estação fluviométrica a existência de medições de vazões para o período entre 2003 a 2014. Esses dados foram organizados utilizando o *software* gratuito, Super Manejo de Dados, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) (FAN, 2010). As falhas dos dados de vazão foram identificadas e estas foram desconsideradas na estimativa de balanço hídrico.

O cálculo das estimativas do balanço hídrico foi implementado em ambiente Matlab, sob licença da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS.

Para cada área de drenagem delimitada foram calculadas correlações de Pearson (r), coeficiente de determinação (R²), raiz do erro médio quadrático (RMSE) (Equação 2), Erro médio absoluto (Equação 3) e percentual do erro médio absoluto de cada componente do ciclo hidrológico (Equação 4).

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(O_i - E_i)^2}{N}} \quad (2)$$

$$EMA = \frac{\sum_{i=1}^N |O_i - E_i|}{N} \quad (3)$$

$$EMP = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{|O_i - E_i|}{O_i}}{N} * 100 \quad (4)$$

Onde: RMSE é a raiz do erro quadrático médio, EMA é o erro médio absoluto, EMP é o erro médio percentual. A variável O corresponde aos dados observados, E corresponde aos dados estimados e N é o número de observações dos dados.

3. Resultados e Discussão

As Figuras 2 e 3 e Tabelas de 2 a 5 apresentam os resultados da aplicação da Equação 1, do balanço hídrico. Nota-se por meio destes resultados um comportamento diferente em cada área de drenagem delimitada neste trabalho.

A respeito da primeira área, da estação Coari, são observados valores de coeficiente de correlação de Pearson (r) e de determinação R² (Tabela 2) acima de 0,80 e de 0,68, respectivamente, confirmando uma ótima relação entre os dois termos da Equação de balanço hídrico (Equação 1).

Ainda é possível verificar uma alta sazonalidade das variáveis precipitação e vazão, para esta área. Panday *et al.* (2015) analisando as variáveis do balanço hídrico para a bacia do rio Xingu na Amazônia, também observaram ao longo de um período considerável de tempo uma alta sazonalidade na precipitação.

Os altos valores de vazão ao longo do período de estudo acompanham a ocorrência de precipitação, sendo possível observar que este possui relação considerável com o fechamento do balanço hídrico nesta área de drenagem, com coeficientes de correlação e de determinação acima de 0,76 e 0,58, respectivamente, na análise da equação em relação a componente vazão (Q).

Quando se analisa as estatísticas apresentadas pela Tabela 2, nota-se que os menores valores de r e R² correspondem as comparações entre os termos da equação com a evapotranspiração, componente esta que pouco varia ao longo do tempo nesta área. Panday *et al.* (2015) verificaram para a região do rio Xingu na Amazônia, altas correlações entre evapotranspiração e precipitação, mesmo considerando que nesta região a evapotranspiração exibe taxas de variabilidade sazonais menores, devido a predominância de vegetação perene, que evapotranspira a altas taxas.

Foi verificado que para a estação Coari, os piores coeficientes de correlação foram aquelas analisados para a variável evapotranspiração, que variaram entre 0,28 a 0,30 para coeficiente de correlação, e de 0,8 a 0,9 para coeficientes de determinação, para as três soluções do GRACE analisadas. Neste sentido, alguns trabalhos apontam que a evapotranspiração do MOD16 possui limitações para o fechamento do balanço hídrico (Panday *et al.* 2015; Ruhoff *et al.*, 2013).

A menor área de drenagem delimitada neste trabalho corresponde a da estação fluviométrica Iraí, com 61.900 km². A Figura 2 (b) e a Tabela 3 apresentam os resultados para esta área de drenagem.

Ao contrário do observado na estação Coari, são verificados para a estação fluviométrica Iraí, que os resultados apresentam valores de coeficiente de correlação (r) e de determinação (R²) da Equação de balanço hídrico (Equação 1) muito baixos, além destes não serem representativos a um nível de significância de 95%. No entanto, quando se analisa a Equação, em relação aos componentes; precipitação, evapotranspiração e vazão; são observados melhores resultados. Ainda é válido ressaltar que a precipitação e a vazão são os componentes que apresentam os melhores resultados nesta área, com coeficiente de determinação, acima de 0,41 e 0,47, respectivamente e RMSE variando em torno de 60 mm/mês para a precipitação e em torno de 30 mm/mês para a vazão.

É válido ressaltar que devido as resoluções espaciais dos dados de sensoriamento remoto, aqui utilizados, serem à nível regional/global, este fato pode afetar as estimativas para regiões muito pequenas, uma vez que, poucos *pixels* irão cobrir a área de estudo. A área de drenagem da estação Iraí, como já mencionado, é aquela dentre as regiões de estudo que possui a menor área, 61.900 km² e também é aquela com as piores estimativas.

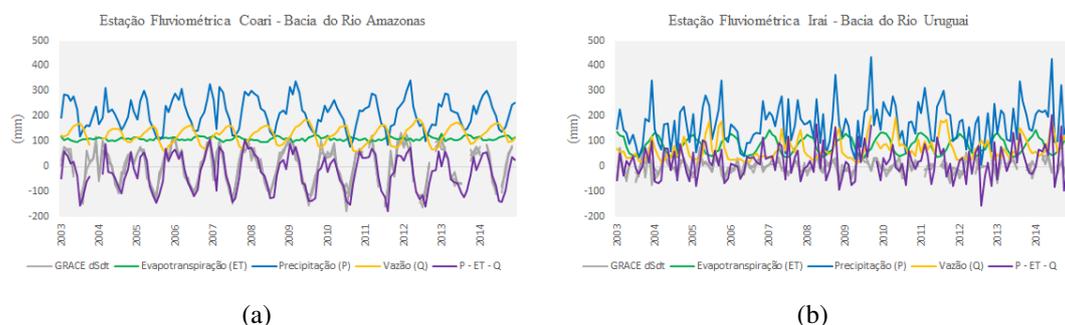


Figura 2: Estimativa de Balanço Hídrico (a) Estação fluviométrica Coari e (b) Estação fluviométrica Iraí.

Tabela 2: Resultados para a Estação Fluviométrica Coari da bacia do rio Amazonas.

		Estação Fluviométrica Coari - Bacia do rio Amazonas				
		r	R ²	EMA	EMP (%)	RMSE
JPL	dSdT = P-ET-Q	0,83	0,70	32,51		39,86
	P = dSdT+ET+Q	0,76	0,57	31,96	14,95	39,41
	ET = P-Q-dSdT	0,30	0,09	5,45	4,94	6,77
	Q = P-ET-dSdT	0,78	0,61	16,58	13,24	20,51
CSR	dSdT = P-ET-Q	0,84	0,71	30,74		37,68
	P = dSdT+ET+Q	0,74	0,55	31,88	14,91	40,52
	ET = P-Q-dSdT	0,28	0,08	5,42	4,91	6,80
	Q = P-ET-dSdT	0,79	0,62	15,70	12,54	20,24
GFZ	dSdT = P-ET-Q	0,82	0,68	33,42		41,93
	P = dSdT+ET+Q	0,74	0,55	31,88	25,46	40,52
	ET = P-Q-dSdT	0,28	0,08	5,42	4,91	6,80
	Q = P-ET-dSdT	0,76	0,58	17,02	13,60	21,26

Tabela 3: Resultados para a Estação Fluviométrica Iraí da bacia do rio Uruguai.

		Estação Fluviométrica Iraí - Bacia do rio Uruguai				
		r	R ²	EMA	EMP (%)	RMSE
JPL	dSdT = P-ET-Q	0,28	0,08	20,68		26,41
	P = dSdT+ET+Q	0,64	0,41	47,60	28,11	61,49
	ET = P-Q-dSdT	0,36	0,13	26,51	31,34	30,22
	Q = P-ET-dSdT	0,69	0,48	24,15	35,71	31,71
CSR	dSdT = P-ET-Q	0,38	0,15	19,63		24,70
	P = dSdT+ET+Q	0,69	0,47	45,41	26,82	58,27
	ET = P-Q-dSdT	0,35	0,12	26,64	31,49	30,30
	Q = P-ET-dSdT	0,71	0,50	23,24	34,36	31,00
GFZ	dSdT = P-ET-Q	0,30	0,09	20,09		26,42
	P = dSdT+ET+Q	0,65	0,42	47,22	27,88	61,05
	ET = P-Q-dSdT	0,36	0,13	26,71	31,57	30,25
	Q = P-ET-dSdT	0,69	0,47	24,54	36,29	31,88

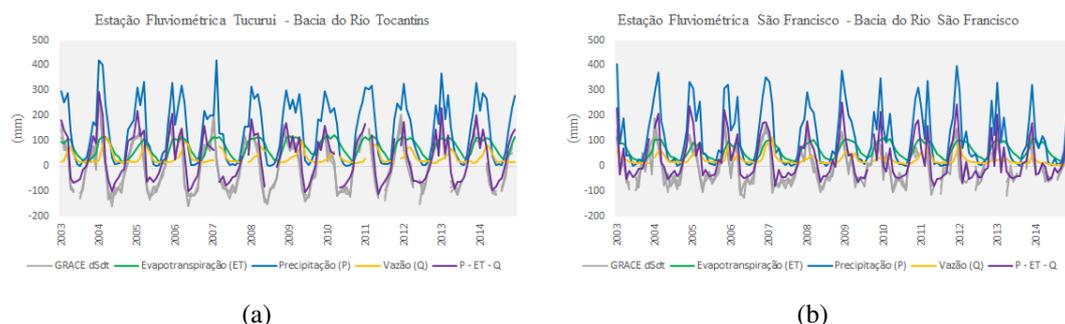


Figura 3: Estimativa de Balanço Hídrico (a) Estação fluviométrica Tucuruí e (b) Estação fluviométrica São Francisco.

As Figuras 3 (a) e (b) e as Tabelas 4 e 5 apresentam os resultados para as estações fluviométricas Tucuruí e São Francisco. Para ambas localidades são verificadas uma sazonalidade bem marcada das variáveis do balanço hídrico e um comportamento similar entre as variáveis destas duas áreas.

É observado para estas áreas que quando a variação da curva da precipitação (em azul) apresenta-se superior a curva da evapotranspiração (em verde) são verificados valores positivos de variação do armazenamento de água das soluções do GRACE. Na situação inversa, quando os valores de evapotranspiração se apresentam superiores aos de precipitação, os valores de armazenamento de água são negativos.

Também é importante ressaltar que ao contrário do que foi observado na análise da área de drenagem da estação Coari, nestas áreas são verificadas uma maior variabilidade da componente evapotranspiração. Além disso, todas as variáveis para estas áreas apresentaram resultados consideráveis do fechamento do balanço hídrico, sendo que as melhores estimativas são verificadas para a variável precipitação em ambas áreas.

Conforme Senay *et al.* (2011) grandes variações de evapotranspiração em uma bacia, geralmente são observadas devido às diferenças climáticas e de uso e cobertura da terra. Comumente se verificam a ocorrência nos biomas brasileiros de pressões antrópicas por meio de desmatamento florestal, interferindo em seus ciclos naturais e também nas mudanças de uso da terra, com implantação de pastagens, e agricultura irrigada (MANETA, *et al.*, 2009; LOUREIRO *et al.*, 2015).

Maneta *et al.* (2009) verificou para a bacia do rio São Francisco uma variabilidade sazonal e espacial da precipitação, para diferentes partes da bacia, e um padrão mais estável de evapotranspiração, embora seja observada variação ao longo do ano. A demanda por evapotranspiração é alta durante quase todos os meses do ano, sendo menor nos meses de inverno. Já Pereira *et al.* (2007), enfatiza que nesta bacia, em função das altas temperaturas e dos baixos índices de nebulosidade, a evapotranspiração potencial se apresenta mais elevada, sendo que a não compensação da evapotranspiração pelas chuvas, pode afetar de forma considerável o balanço hídrico.

Tabela 4: Resultados para a Estação Fluviométrica Tucuruí da bacia do rio Tocantins.

Estação Fluviométrica Tucuruí - Bacia do rio Tocantins						
		r	R ²	EMA	EMP (%)	RMSE
JPL	dSdT = P-ET-Q	0,90	0,81	31,55		41,55
	P = dSdT+ET+Q	0,93	0,87	30,82	21,97	40,99
	ET = P-Q-dSdT	0,64	0,41	22,26	30,37	27,00
	Q = P-ET-dSdT	0,64	0,41	15,13	43,95	19,23
CSR	dSdT = P-ET-Q	0,91	0,83	29,22		39,39
	P = dSdT+ET+Q	0,94	0,88	27,86	19,86	38,45
	ET = P-Q-dSdT	0,65	0,42	21,66	29,55	26,78
	Q = P-ET-dSdT	0,66	0,44	14,99	43,54	18,71
GFZ	dSdT = P-ET-Q	0,90	0,81	30,80		41,35
	P = dSdT+ET+Q	0,93	0,87	29,73	21,20	40,73
	ET = P-Q-dSdT	0,63	0,40	21,74	29,65	27,13
	Q = P-ET-dSdT	0,65	0,42	15,37	44,65	19,04

Tabela 5: Resultados para a Estação Fluviométrica São Francisco da bacia do rio São Francisco.

Estação Fluviométrica São Francisco - Bacia do rio São Francisco						
		r	R ²	EMA	EMP (%)	RMSE
JPL	dSdT = P-ET-Q	0,78	0,62	33,30		43,32
	P = dSdT+ET+Q	0,89	0,80	40,25	33,65	51,97
	ET = P-Q-dSdT	0,70	0,49	17,06	26,77	21,48
	Q = P-ET-dSdT	0,67	0,45	10,89	41,98	14,78
CSR	dSdT = P-ET-Q	0,83	0,69	29,11		37,80
	P = dSdT+ET+Q	0,92	0,84	34,27	28,65	45,50
	ET = P-Q-dSdT	0,73	0,53	16,26	25,51	20,61
	Q = P-ET-dSdT	0,69	0,48	10,53	40,61	14,44
GFZ	dSdT = P-ET-Q	0,77	0,60	35,94		46,64
	P = dSdT+ET+Q	0,88	0,78	41,89	35,02	54,31
	ET = P-Q-dSdT	0,67	0,45	17,50	27,46	22,35
	Q = P-ET-dSdT	0,65	0,42	11,08	42,71	15,19

4. Conclusões

A aplicação da Equação de balanço hídrico utilizando dados de sensoriamento remoto e dados de medições *in situ* forneceu resultados satisfatórios para as quatro áreas de drenagens analisadas, localizadas em diferentes bacias hidrográficas do Brasil.

Os resultados apresentados para a área da estação fluviométrica Coari, demonstrou grande potencial do uso de dados de sensoriamento remoto, com coeficientes correlação e de determinação variando em torno de 0,80 a 0,70, respectivamente.

Foi verificado que a evapotranspiração que é um importante componente no ciclo hidrológico, devido ao intercâmbio de informações de energia entre o sistema, solo-água-planta, e a atmosfera é aquela que nas análises, para todas as estações, que apresentou os piores resultados, principalmente para as áreas das estações Coari e Iraí.

As áreas de drenagem das estações fluviométricas Tucuruí e São Francisco, apresentaram resultados similares entre si, sendo estes satisfatórios para todas as componentes analisadas. As melhores estimativas, para ambas localidades, foi em relação a componente precipitação. Nestas áreas, também pode-se observar uma relação evidente da dinâmica da precipitação e da evapotranspiração e com os dados de variação de armazenamento de água (GRACE).

Apesar dos dados utilizados serem de fontes e resoluções diferentes, a relação estabelecida apresenta grande potencial dos dados de sensoriamento remoto na estimativa de variáveis do

ciclo hidrológico, bem como uma alternativa consistente para a realização de estimativas de balanço hídrico, de forma a entender a dinâmica dessas variáveis e a sua relação com mudanças as nos sistemas naturais.

5. Referências

CLEUGH, H. A.; LEUNING, R.; MU, Q.; RUNNING, S. W. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. **Remote Sensing of Environment**, v. 106, n. 3, p. 285-304, 2007.

FAN, F.M. Manual do programa Manejo de Dados Hidroweb. Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico, FINEP/ANA/IPH-UFRGS, Porto Alegre (RS), p. 10, 2010.

KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.; STOCKER, E.; ASHCROFT, P. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 1965-1982, 2000.

LOUREIRO, G. E.; FERNANDES, L. L.; ISHIHARA, J. H. . Spatial and temporal variability of rainfall in the Tocantins-Araguaia hydrographic region. *Acta Scientiarum. Technology*, v. 37, n. 1, p. 89-98, 2015.

MANETA, M. P.; TORRES, M.; WALLENDER, W. W.; VOSTI, S.; KIRBY, M.; BASSOI, L. H.; RODRIGUES, L. N. Water demand and flows in the Sao Francisco River Basin (Brazil) with increased irrigation. **Agricultural Water Management**, v. 96, n. 8, p. 1191-1200, 2009.

MONTEITH, J. L. The state and movement of water in living organisms. In: Proc., Evaporation and Environment, XIXth Symp. 1965. p. 205-234.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Brief introduction to MODIS evapotranspiration data set (MOD16). 2011. Disponível em <www.nts.g.umd.edu> Acesso em 10 de Novembro de 2016.

PANDAY, P. K.; COE, M. T.; MACEDO, M. N.; LEFEBVRE, P.; DE ALMEIDA CASTANHO, A. D. Deforestation offsets water balance changes due to climate variability in the Xingu River in eastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 523, p. 822-829, 2015.

PEREIRA, S. B.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D.; RAMOS, M. M. Estudo do comportamento hidrológico do Rio São Francisco e seus principais afluentes. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, n. 6, p. 615-622, 2007.

RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; ARAGAO, L. E. O. C.; MU, Q.; MALHI, Y.; COLLISCHONN, W.; RUNNING, S. W. Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. **Hydrological Sciences Journal**, v. 58, n. 8, p. 1658-1676, 2013.

SENAY, G. B.; LEAKE, S.; NAGLER, P. L.; ARTAN, G.; DICKINSON, J.; CORDOVA, J. T.; GLENN, E. P. Estimating basin scale evapotranspiration (ET) by water balance and remote sensing methods. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 26, p. 4037-4049, 2011.

SENTELHAS, P. C.; PEREIRA, A. R.; MARIN, R.; ANGELOCCI, L. R.; ALFONSI, R. R.; CARAMORI, P. H.; SWART, S. Balanço hídrico climatológico no Brasil. [CD ROM]. Esalq/Usp-Piracicaba, 1999.