

## ESTIMATIVA DO BALANÇO HÍDRICO DA BACIA DO JI-PARANÁ (RO) ATRAVÉS DE SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO

DANIEL DE CASTRO VICTORIA<sup>1\*</sup>  
MARIA VICTORIA RAMOS BALLESTER<sup>1</sup>  
ANTONIO ROBERTO PEREIRA<sup>2</sup>  
NILSON AUGUSTO VILLA NOVA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CENA - Universidade de São Paulo  
Caixa Postal 96 – 13416-000 – Piracicaba – SP, Brasil  
{dvictori, vicky}@cena.usp.br  
\*Bolsista FAPESP

<sup>2</sup>Departamento de Ciências Exatas, ESALQ – USP  
Caixa Postal 09 – 13418-900 – Piracicaba – SP, Brasil

**Abstract.** Through the use of a simple water balance model in conjunction with a Geographic Information System (GIS), the water balance for the entire Ji-Paraná river basin was estimated, using only some simple input parameters. The water balance model was inserted into the GIS program and applied to each individual pixel on the image in order to obtain an estimate the actual evapotranspiration and discharge for the entire study period (1995 – 1996).

**Keywords.** water balance, Ji-Paraná, evapotranspiration, remote sensing.

### 1. Introdução

Desde o início da revolução industrial, a distribuição de água doce no planeta tem mudado como resultado do manejo da água e das conseqüência das alterações no uso do solo, interferindo no fluxo e armazenamento da água (L'vovich et. al., 1995). Estas alterações nos reservatórios e fluxos da água têm como conseqüências mudanças estruturais e funcionais dos ecossistemas. Cabe então, aos pesquisadores e institutos de pesquisa, estudar e compreender o ciclo hidrológico e os fatores que o afetam, obtendo resultados relevantes para a sociedade, de maneira que esta possa usufruir dos recursos hídricos de forma racional, sem inutiliza-los.

No ciclo hidrológico, a evapotranspiração tem papel fundamental, retornando para a atmosfera entre 60 a 80% da precipitação (Tateish, 1996). Na bacia Amazônica, cerca de 50% da precipitação é evapotranspirada, um volume de água na ordem de magnitude de  $10^{12}$  m<sup>3</sup>ano<sup>-1</sup> (Leopoldo, 1995). Portanto, devido à sua grande participação no balanço hídrico, ações que possam alterar a intensidade da evapotranspiração, como mudanças na cobertura do solo, criação de reservatórios, aumento da irrigação e abastecimento de grandes centros urbanos, podem resultar em mudanças significativas no ciclo hidrológico. Tais processos afetam as atividades humanas e a sócio-economia local ou, dependendo da sua magnitude, os efeitos podem ser maiores, atingindo proporções regionais e globais.

Medidas diretas de evapotranspiração são raras, principalmente em regiões mais afastadas de centros urbanos, pois esta não pode ser quantificada com os aparelhos mais comumente encontrados nas estações meteorológicas. Contudo, a evapotranspiração pode ser estimada através de modelos físicos e/ou empíricos. Medidas e estimativas da evapotranspiração para uma região inteira (bacia hidrográfica ou área de estudo) são mais difíceis de obter. Kite (2000) agrupou as metodologias que podem ser utilizadas em: 1- métodos que utilizam medidas de equipamentos meteorológicos (FAO-24, FAO-56); 2- modelos hidrológicos (Ex. SWAP e SLURP) e 3- modelos que utilizam dados de sensores remotos para estimar os valores das variáveis das fórmulas de evapotranspiração.

Tais métodos tem como vantagem utilizarem poucas medidas de campo e poderem representar áreas extensas devido a cobertura dos satélites (Kite, 2000). Vários pesquisadores já utilizaram este método em bacias hidrográficas, áreas de estudos definidas arbitrariamente e até globalmente (Tateish, 1996; Granger, 2000; Kite, 2000; Stewart *et al*, 1999).

De modo geral, modelos hidrológicos têm obtido sucesso no tratamento da variação temporal dos fenômenos analisados. Contudo, muitos modelos presumem propriedades dos terrenos espacialmente uniformes ou permitem uso reduzido de sub-unidades com propriedades uniformes. O uso de Sistemas de Informações Geográficas pode ser utilizado para aumentar o grau de definição destas unidades, descrevendo mais detalhadamente os processos da superfície e sub-superfície (Maidment, 1993). Portanto, o acoplamento de modelos hidrológicos e SIGs tem como vantagem possibilitar a determinação da variação temporal e espacial de um dado fenômeno.

## 2. Objetivo

O presente trabalho teve por objetivo acoplar ao SIG ArcInfo (v.7.2), o modelo hidrológico de Thornthwaite - Mather, a fim de estimar o balanço hídrico espacialmente distribuído ao longo da bacia de drenagem do Ji-Paraná, RO no período de um ano hidrológico (setembro de 1995 a agosto de 1996).

## 3. Área de Estudo

O rio Ji-Paraná atravessa a parte leste do estado de Rondônia, drenando uma área de aproximadamente 75 400 km<sup>2</sup> (**Figura 1**). Sua bacia de drenagem se caracteriza por ser de transição, com elevada ação antrópica ao sul e menor desmatamento ao norte. As nascentes do rio são dominadas pela presença de pastagens e culturas agrícolas, resultando em áreas muito impactadas. A parte baixa apresenta áreas com menor grau de desmatamento (Ballester et al, no prelo).

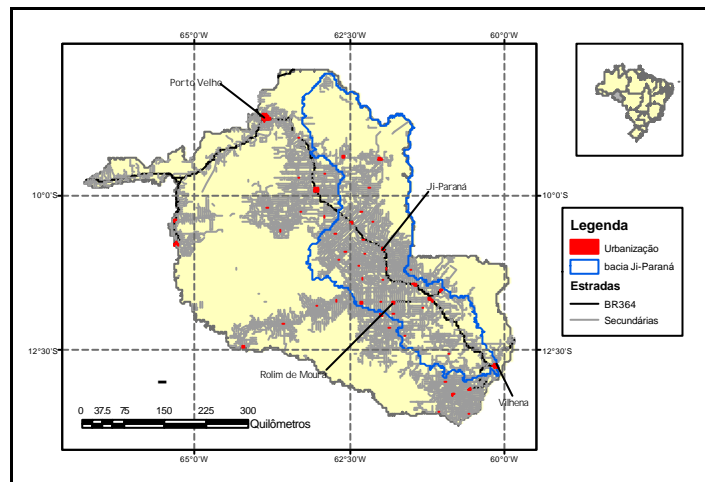


Figura 1 – Localização da área de estudo

## 4. Material e Método

A evapotranspiração potencial, evapotranspiração real, alterações no armazenamento de água no solo e o déficit e excedente hídrico foram determinadas através do uso combinado de modelos matemáticos de Thornthwaite – Mather e SIG. Os parâmetros de entrada dos modelos foram obtidos à partir de dados de sensores remotos orbitais e determinações de campo. Dados referentes à temperatura da superfície foram obtidos a partir de imagens do sensor remoto AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) reamostradas para a

resolução espacial de 8x8 km, gratuitamente disponíveis pela Agência Espacial Americana (NASA). Informações meteorológicas locais do projeto ABRACOS (Gash et al, 1996; Pré-LBA Initiative, 1998), juntamente com dados da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) de precipitação e vazão de rios da região (ANEEL, 2000) foram utilizados. Os dados pluviométricos (pontuais) foram interpolados utilizando o algoritmo do inverso do quadrado da distância (IDW) de modo a obter uma superfície contínua. Os cálculos da evapotranspiração e balanço hídrico mensal foram efetuados através do uso dos planos de informação acima mencionados. Deste modo obtiveram-se os mapas mensais da distribuição espacial de cada uma das variáveis analisadas. Os resultados assim obtidos foram comparados com o balanço hídrico anual feito à partir de medidas de campo provenientes da base de dados da ANEEL (ANEEL, 2000). As análises e transformações necessárias foram efetuadas utilizando os softwares de geoprocessamento GRASS v.5 pre. 3 para Linux, ArcInfo para Solaris, ArcGIS Workstation 8.1 e ArcView versão 8.1, ambos para Windows 2000.

#### 4.1. Obtenção e Correção das Imagens

Imagens do sensor AVHRR a bordo o satélite NOAA-14 foram obtidas com a finalidade de se estimar a temperatura da superfície para então calcular a evapotranspiração potencial (ETP) a partir das equações de Thornthwaite. A resolução espacial do sensor AVHRR é de 1 km, no entanto, as imagens disponíveis estão reamostradas em 8 km, o que fez com que toda a análise fosse feita com essa resolução. Foram utilizadas imagens compostas mensais sem a presença de nuvens, geradas através do método de retenção do maior Índice de Diferença de Vegetação Normalizado (IDVN) (NASA). As imagens foram georreferenciadas em relação aos mapas do Digital Chart of the World (1993) no software de geoprocessamento Grass (Geographic Resources Analysis Support System, v.5.0 pre 4). Para cada cena foram utilizados 15 pontos de controle e um polinômio de terceira ordem.

#### 4.2. Temperatura da Superfície

A temperatura da superfície foi calculada através do algoritmo proposto por Ulivieri (1994) o qual utiliza um método conhecido por “*split window*” (janela dividida) nos canais termais 4 e 5 do sensor AVHRR. Os métodos *split window* baseiam-se no fato de canais termais próximos absorverem a radiação de forma diferenciada, possibilitando uma redução do efeito dos gases atmosféricos na radiação incidente (Pozo Vázquez, 1997). Utilizando este princípio, Ulivieri derivou a seguinte equação (1):

$$T_s = T_4 + 1.8 * (T_4 - T_5) + 48 * (1 - e) - 75 * (e_4 - e_5) \quad (1)$$

onde:

Ts = temperatura do solo

T4 e T5 = temperatura de brilho (brightness temperature das bandas 4 e 5)

$\bar{a}$  = emissividade média das bandas 4 e 5

$\hat{a}_4$  e  $\hat{a}_5$  = emissividade nas bandas 4 e 5, respectivamente

As emissividades são calculadas à partir de sua relação com o IDVN, derivadas da equação 2, proposta por Van de Griend (1993):

$$e_{8-14} = 1.0094 - 0.047 * \ln (IDVN) \quad (2)$$

$$e_4 = e_{8-14} - 0.03 \quad e_5 = e_{8-14} + 0.01$$

onde:

$e_{8-14}$  = emissividade entre 8 e 14  $\mu$ m

$e_4$  e  $e_5$  = emissividade para as bandas 4 e 5, respectivamente

As temperaturas calculadas por este método são valores mensais de cada célula (pixel) da imagem (8x8 km) no momento da passagem do satélite, por volta das 15:00 h (local) e corresponde ao horário de maior temperatura. No entanto, para o cálculo da evapotranspiração potencial pelo método de Thornthwaite, necessita-se da temperatura média. Para calcular as temperaturas médias, dados de duas torres meteorológicas do projeto ABRACOS (Anglo-Brazilian Climate Observation Study), localizadas na bacia do Ji-Paraná, uma sobre área de floresta (Reserva Jaru) e outra em área de pastagem (Fazenda Nossa Senhora), foram utilizados para obter uma relação empírica entre a temperatura média e máxima na região. Observou-se que esta relação é em torno de 0.8.

Foram observados alguns valores inconsistentes de temperatura em algumas células isoladas. Estas inconsistências resultam, principalmente, de problemas nos dados originais do satélite. Tais valores foram substituídos pela média da temperatura das células vizinhas.

### 4.3. Evapotranspiração Potencial

A evapotranspiração potencial foi calculada a partir das temperaturas médias mensais de cada célula para cada mês, utilizando-se o modelo de Thornthwaite (1948). Este modelo baseia-se na temperatura e posição geográfica. Maiores informações podem ser obtidas no livro de Pereira *et al.* 2002.

### 4.4. Evapotranspiração Real e Balanço Hídrico

O balanço hídrico foi calculado utilizando o modelo clássico e bem difundido de Thornthwaite – Mather (1955) que utiliza como dados de entrada a evapotranspiração potencial e a precipitação. Neste modelo, considera-se que cada célula possui um armazenamento máximo definido pela capacidade de água disponível (CAD) e qualquer quantidade a mais é considerada excedente hídrico. As retiradas de água destas células obedecem uma função exponencial, enquanto a adição é linear. A principal equação que compõem o modelo é:

$$Arm_i = Arm_{i-1} * e^{\left(\frac{p-ETP}{cad}\right)}$$

onde:

$Arm_i$  = armazenamento atual

CAD = capacidade de água disponível

ETP = evapotranspiração potencial

P = precipitação

A CAD pode ser calculada a partir de tabelas que relacionam textura do solo e profundidade de raiz com milímetros de água disponível (Pereira *et al.* 2002). Neste trabalho, optou-se por padronizar a CAD em 300 milímetros para toda a bacia, removendo influência da variação do solo do modelo.

A vantagem de se utilizar um modelo simples como este é a sua fácil aplicação, principalmente quando consideramos que este deve ser codificado de forma a funcionar dentro do SIG. Como desvantagem tem-se que o modelo, devido à sua simplicidade, ignora as transferências laterais de água entre as células ou seja, tanto o escoamento superficial quanto o fluxo lateral sub-superficial das células superiores não é computado. Isso significa que o balanço estimado é mais confiável para áreas definidas, sem entrada lateral de água ou seja, para bacias hidrográficas e não para células individuais.

## 5. Resultados e Discussão

### 5.1. Balanço Hídrico

Através de mapas representado a diferença entre a precipitação e a evapotranspiração potencial o modelo pode ser rodado, gerando resultados como os das **Figuras 2 e 3** abaixo.

A inicialização do programa requer que se tenha capacidade de água no solo (CAD) no período anterior. Para o primeiro mês da simulação, considerou-se que o solo encontrava-se na CAD máxima, uma vez que até fevereiro a região já recebeu uma grande quantidade de chuvas. Para os períodos subsequentes a CAD utilizada é a calculada no mês anterior.

Os resultados obtidos são mapas representando a Evapotranspiração Real, Potencial, Excedente ou Déficit hídrico e a alteração do armazenamento.

Outro resultado que pode ser obtido e que é de grande interesse para os estudos de mudança na cobertura do solo é a diferença entre a evapotranspiração da floresta e da pastagem, as quais podem ser observadas na **Figura 4**.

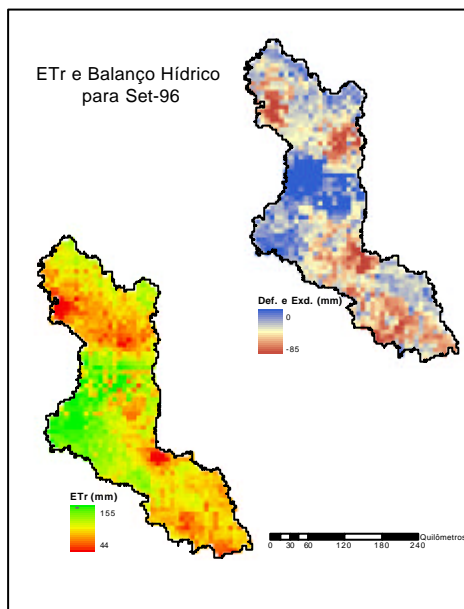


Figura 2. Evapotranspiração real e balanço hídrico para a mesma época. Nos locais com deficiência hídrica (vermelho) a ETR não atinge valores altos.

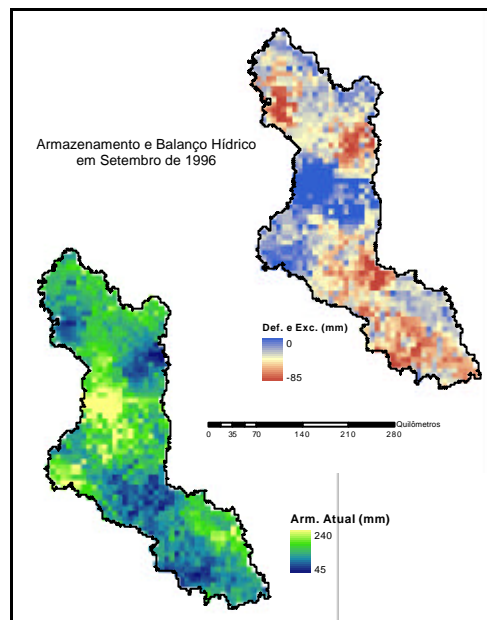


Figura 3. Armazenamento atual do solo e balanço hídrico para a mesma época. Nos locais com deficiência hídrica existe uma menor armazenamento.

Podemos observar que existe uma distinção entre a evapotranspiração da floresta e da pastagem. Esta diferença ocorre devido principalmente ao diferente saldo de radiação entre o pasto e a floresta. Conforme Lyra et. al. (1997), o saldo de radiação sobre a pastagem gera uma maior quantidade de calor sensível, que eleva a temperatura, causando uma maior ET.

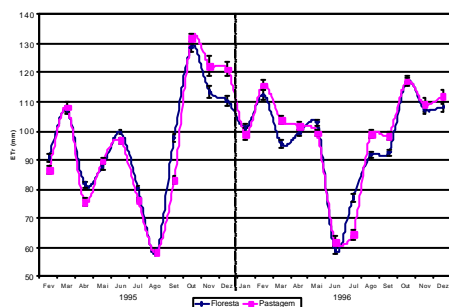


Figura 4. ETR médio sobre floresta e pastagem. Barras verticais indicam intervalo de confiança a 95%.

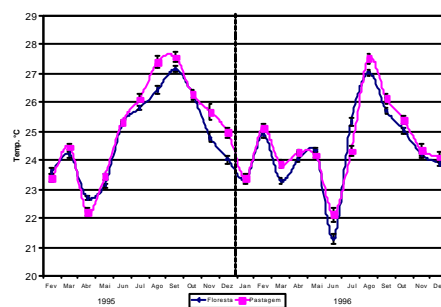


Figura 5. Temperatura média sobre diferentes usos. Barras verticais indicam intervalo de confiança a 95%.

A análise comparativa das **Figuras 4 e 5** (as quais apresentam a média da evapotranspiração e temperatura sobre floresta e pastagem) demonstra que existe uma baixa evapotranspiração em agosto de 1995 aliada a uma alta temperatura na mesma época. Tais resultados indicam que o modelo não é sensível apenas às variações de temperatura, mas também à quantidade de chuvas, conforme o esperado.

Na **Figura 5** observa-se também que o sensor AVHRR foi capaz de identificar uma maior temperatura na pastagem, principalmente nos meses mais secos (com exceção de julho de 1996), resultados estes semelhantes aos obtidos em observações de campo (Lyra et. al, 1997; Culf et. al, 1996).

No entanto, algumas fontes de erro devem ser levadas em conta, como a margem de erro das medidas de temperatura, em torno de 2.0°C e o fato de o modelo utilizado considerar a mesma CAD para florestas e pastagens sendo que as pastagens possuem uma menor capacidade de água disponível por ter um sistema radicular mais curto, o que resultaria na ocorrência de déficit hídrico mais rapidamente. O uso de imagens com resolução espacial de 8x8 km também pode resultar em erros, pois o padrão de desenvolvimento da pastagem em “espinha de peixe”, típico da área de estudo, faz com que se tenha muitos pixels com uma mistura de pasto e floresta.

A **Figura 6** apresenta o balanço hídrico médio para a bacia do Ji-Paraná como um todo, obtido neste estudo. Pode-se observar que o modelo atua como esperado, separando a evapotranspiração real da potencial quando as chuvas não são suficientes para suprir a demanda atmosférica. Isso resulta na retirada da umidade do solo e na separação da evapotranspiração potencial da real. A medida que as chuvas tornam a aumentar, a evapotranspiração atinge o máximo novamente.

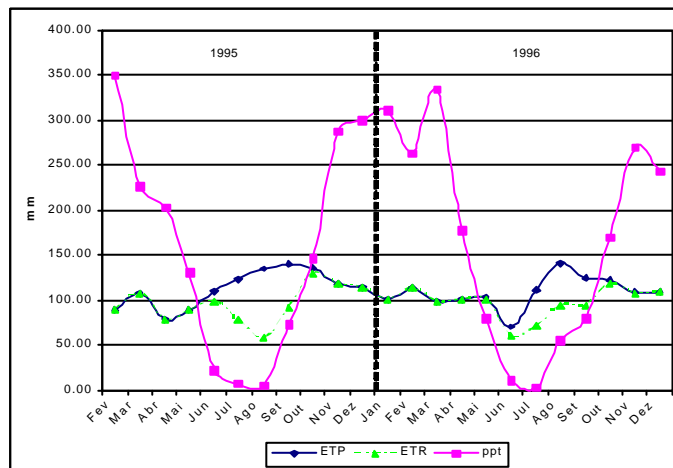


Figura 6. Balanço hídrico médio da bacia do Ji-Paraná para os anos de 1995 e 1996. ETP = Evapotranspiração Potencial; ETR = Evapotranspiração Real; ppt = Precipitação

O balanço hídrico modelado obtido é muito semelhante ao balanço hídrico normal para a cidade de Porto Velho (RO) (BHBRASIL-NURMA, Sentelhas et. al., <http://ce.esalq.usp.br/dce/nurma.htm>), tanto em relação aos períodos de déficit (Junho de 1995 a Outubro de 1995 e Maio de 1996 a Outubro de 1996), quanto às quantidades evapotranspiradas. A evapotranspiração média do modelo foi em torno de 111 mm e no balanço hídrico normal esta é de 116 mm.

## 5.2. Verificação do Modelo

Durante um ano hidrológico, o armazenamento de água no solo não varia e, portanto, o balanço hídrico da bacia pode ser descrito apenas pela diferença entre a precipitação, vazão e evapotranspiração (Dunne e Leopold, 1978), ou seja, através de um simples balanço de massa,

possibilitando a verificação do modelo. Para tal, foram utilizados dados provenientes da ANEEL.

Os resultados obtidos foram então comparados com o balanço de massa para o ano hídrico (Setembro a Agosto) de 10 sub-bacias definidas pelos pontos onde existem medidas consistentes de vazão. Primeiramente comparou-se a evapotranspiração calculada por balanço de massa com a modelada (**Figura 7**) e em seguida comparou-se a vazão observada com a modelada por balanço de massa (**Figura 8**).

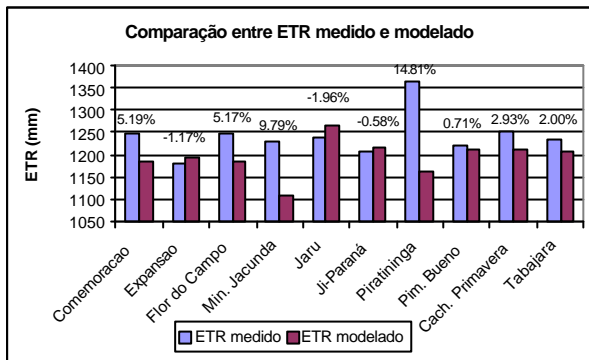


Figura 7. Comparação entre a ETR anual modelada e medida para as 10 sub-bacias. Os números indicam a diferença em porcentagem.

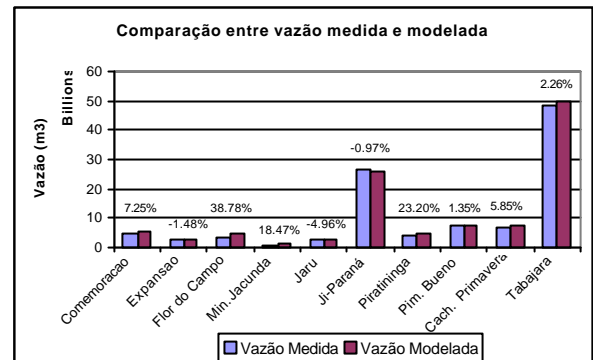


Figura 8. Comparação entre a vazão anual modelada e medida para as 10 sub-bacias. Os números indicam a diferença em porcentagem.

Para a comparação entre as médias anuais observadas e modeladas, utilizou-se os índices raiz do quadrado do erro médio (Root Mean Square Error – RMSE) que é de fácil interpretação por possuir a mesma unidade dos dados, informando o tamanho real do erro (Willmott, 1981), além do RMSE normalizado pela média dos valores observados, que apresenta a porcentagem de erro (Zacharias *et. al.*, 1996). Como forma de testar a relação entre os valores observados e modelados foi utilizado o índice de Willmott que estima o grau com que os dados modelados são corretamente estimados pelo modelo. Este índice funciona como o  $r^2$  porém é mais sensível ao estimar erros sistemáticos e não é influenciado pela escala dos dados.

Na **Tabela 1** estão listados os erros de cada comparação, juntamente com o coeficiente de Willmott.

Tabela 1. Índices para verificação do modelo

	Comparação ETR	Comparação Vazão (m3/ano)	Comparação Vazão (mm/ano)
RMSE	81.59	6.47E+08	0.15
RMSE (%)	7.30	6.674	20.94
d (Willmott)	0.28289	0.99950	0.77446
r2	0.05059	0.99881	0.88042

Como podemos notar, ambos os modos de comparar o modelo apresentou um baixo erro médio normalizado (RMSE (%)), 7.30% e 6.67% respectivamente. No entanto, o índice de Willmott nos mostra que existe um melhor ajuste do modelo quando comparado aos dados de vazão anual. Na **Tabela 1** também são apresentados os índices quando para a vazão medida em mm/ano, ou seja, normalizados pela área de cada sub-bacia. Pode-se notar que o erro normalizado (RMSE (%)) aumenta para aproximadamente 21% e o coeficiente de Willmott cai para aproximadamente 0.77.

Acredita-se que a diferença entre a comparação utilizando a ETR e a vazão em  $m^3/ano$  esteja no fato dos valores de ETR utilizados como referencia terem sido calculados por balanço de massa e não observados, podendo ter um erro neste parâmetro. Já a comparação com a vazão ( $m^3/ano$ ), onde os dados para a comparação foram realmente observados e não



calculados, apresentou-se muito bem. No entanto, quando normalizamos a vazão de cada sub-bacia pela sua área, obtendo vazões em mm/ano, temos um aumento no erro médio e uma redução do coeficiente de Willmott e  $r^2$ . Ambos coeficientes medem o ajuste da regressão linear, porém o de Willmott é mais sensível. Podemos então concluir que o modelo apresentou uma boa correlação com a vazão anual observada, principalmente quando se considera a área da sub-bacia e, ao normalizarmos os valores pela área, a correlação reduz.

A ETR anual modelada para a bacia como um todo está bem próxima da média calculada pelo balanço de massa e de outras medidas encontradas na literatura (**Tabela 2**).

Tabela 2. Comparação entre resultados deste trabalho e literatura

ETR (mm/ano hídrico)	Fonte
1158	Modelado (este trabalho)
1231	Balanço de massa (este trabalho)
1168	Villa Nova <i>et al</i> , 1976
1508	Ribeiro e Villa Nova, 1979
1493	Leopoldo <i>et al.</i> , 1995

## 6. Conclusões

O balanço hídrico médio da bacia apresentou um claro período de déficit de Junho a Outubro.

A inserção do modelo de Thornthwaite – Mather dentro do SIG mostrou-se viável, alcançando bons resultados com a utilização de apenas poucos dados de entrada, característica de grande interesse principalmente em áreas mais remotas, com escassez de dados.

## Agradecimentos

A Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo e a NASA-LBA-ECO.

## Referências

- ABRACOS – Anglo Brazilian Climate Observation Study. <http://yabae.cptec.inpe.br/abracos/>
- ANEEL (Agência Nacional de Energia Elétrica); SIH (Superintendência de Estudos e Informações Hidrológicas), 2000. Base de Dados Hidrológicos – HIDRODATA. CD-rom versão 1.1. Brasília – DF.
- Ballester, M.V.R.; Victoria, D. de C.; Coburn, R.; Victoria, R.L.; Richey, J.E.; Krusche, A.V.; Logsdon, M.G.; Mayorga, E. and Matricardi, E. Land use/cover of the Ji-Paraná river basin: building a GIS-based physical template to support the understanding of the biogeochemistry of surface waters in a meso-scale river in Western Amazonia. *Remote Sensing of the Environment*, submetido.
- Culf, A. D.; Esteves, J.L.; Marques Filho, A. de O.; Rocha, H. R. da. Radiation, Temperature and Humidity over Forest and pasture in Amazônia. In: Amazonian deforestation and Climate. Ed. Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. John Wiley & Sons, 1996. p 175 – 191.
- Digital Chart of the World. ESRI, 1993. <http://www.maproom.psu.edu/dcw/>
- Dunne, T., Leopold, L.B.. Water in environmental planning. New York. W. H. Freeman and Company. 1978. 818 p
- Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, M.J. and Victoria, R.L.. Amazonian deforestation and Climate. Wiley and Sons, New York, USA. 1996.
- Granger, R.J.. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology*, 229. p. 70-76, 2000
- GRASS - Geographic Resources Analysis Support System. <http://www.geog.uni-hannover.de/grass/index2.html>
- Gutman, G., Rukhovetz, L. Towards satellite-derived global estimation of monthly evapotranspiration over land surfaces. *Adv. Space Res*, vol 18, n 7: 67 – 71, 1996



- Kite, G.W., Droogers, P.. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology*, 229. p. 3-18, 2000
- Leopoldo, P.R., Franken, W.K., Villa Nova, N.A.. Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in central Amazônia as estimated by the water balance method. *Forest Ecology and Management*. 73. p. 185 – 195, 1995
- L'vovich, M.I.; White, G.F.; Belyaev, A.V.; Koronkevic, N.I.; Lee, T.R. and Voropaev, G.V.. Use and transformation of terrestrial water systems. In: *The earth as transformed by human action. Global and regional changes in the biosphere over the past 300 years*. Tuner II, B.L.; Clark, W.C.; Kates, R. W.; Richards, J.F.; Mathews, J.T. & Meyer, W.B. Eds. Cambridge University Press. New York, EUA. 1995. pp 233-252.
- Lyra, R.; Souza, S. S. de; Fisch, G. Comparação floresta pastagem através dos balanços à superfície, durante a estação seca. In: *Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, 10. Piracicaba, 1997. p. 552 – 554
- Maidment, D. R.; GIS and Hydrologic Modeling. In: Goodchild, M.F.; Parks, B. O.; Steyaert, L.T. (eds.) *Environmental Modeling with GIS*. New York: Oxford University Press, 1993. cap. 14, p. 147 – 167.
- NASA – North American Space Agency. (<http://eosdata.gsfc.nasa.gov>)
- Pereira, A.R.; Angelocci, L.R.; Sentelhas, P.C. *Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas*. Guaíba: Editora Agropecuária. 2002. 478p.
- Pozo Vazquez, D. olmo Reyes, F.J., Alados Arboledas, L.. A comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from AVHRR data. *Remote Sensing of the Environment*. 62 p. 215 – 222, 1997.
- Pre-LBA Data Sets Initiative, 1998, Cachoeira Paulista – SP – Brazil
- Sentelhas, P.C.; Pereira, A. R.; Marin, F. R.; Angelocci, L. R.; Alfonsi, R. R.; Caramori, P. H.; Swart, S.; BHBRASIL – Balanços Hídricos Climatológicos de 500 Localidades Brasileiras. <http://ce.esalq.usp.br/dce/nurma.htm>
- Stewart, J. B.; Watts, C. J.; Rodriguez, J. C.; De Bruin, H. A. R.; van den Berg, A. R.; Garatuza-Payán, J. Use of satellite data to estimate radiation and evaporation for northwest México. *Agricultural Water Management*. 38. p. 181 – 193, 1999
- Tateish, R., Ahn, C.H., Mapping evapotranspiration and water balance for global land surfaces. *ISPRS Journal of Photogrametry & Remote Sensing*. 51. p 209 – 215, 1996
- Thornthwaite, C. W. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, v.38, p.55-94, 1948.
- Thornthwaite, C. W.; Mather, J.R. *The water balance. Publications in Climatology*. New Jersey: Drexel Institute of Technology, 104p. 1955.
- Willmott, C. J.. On the validation of models. *Physical Geography*. v. 2, n. 2, p. 184 – 194, 1981