

## Balanço hídrico da bacia do Ji-Paraná (RO) por modelo hidrológico simples, espacialmente distribuído

Daniel de Castro Victoria<sup>1</sup>  
Maria Victoria Ramos Ballester<sup>1</sup>  
Antonio Roberto Pereira<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Laboratório de Geoprocessamento e Tratamento de Imagens – CENA/USP  
Caixa Postal 96 - 13416-000 - Piracicaba - SP, Brasil  
{dvictori;vicky}@cena.usp.br

<sup>2</sup>Departamento de Ciências Exatas – ESALQ/USP  
Piracicaba – SP  
arpereir@esalq.usp.br

**Abstract.** This paper presents a simple model to estimate the water balance for a watershed from within a GIS. The model is based on the Thornthwaite-Matter water balance and uses rain gage station data and daily AVHRR images as inputs. The model was applied for the Ji-Paraná (RO – Brazil) basin at 1km spatial resolution and a monthly time step, from February 1995 to December 1996. Results were compared with annual discharge data for 10 sub-basins showing that, on average, annual evapotranspiration (ET) was sub estimated by 9%, and water surplus was super estimated by 17%. The ET of the Ji-Paraná basin was estimated to be 1166 mm year<sup>-1</sup>, roughly 3.2 mm day<sup>-1</sup>, ranging from 1.7 mm day<sup>-1</sup> in July and August to 4.5 mm day<sup>-1</sup> in October.

**Palavras-chave:** water balance, evapotranspiration, Ji-Paraná, balanço hídrico, evapotranspiração.

### 1. Introdução

Mudanças no uso do solo e o aumento do desmatamento fazem com que os ecossistemas sejam afetados alterando o ciclo biogeoquímico (Meixner & Eugster, 1999), a diversidade biológica (Sala et al., 2000) e o ciclo hidrológico (Bosh & Hewlett, 1989; Bruijnzell, 1996; Costa, 2003; Ziegler et al., 2004). Quantificar impactos do desmatamento no ciclo hidrológico requer experimentos com bacias pareadas (i.e. Bosh & Hewlett, 1989), aumentando custo e demandando tempo, ou o uso de longas séries temporais (i.e. Costa et al., 2003), que são raras no Brasil. Nesse contexto, o uso de modelos hidrológicos é uma alternativa atraente.

Diversos modelos apresentam alta complexidade, demandando informações e dados muitas vezes indisponíveis e que precisam ser estimados. O presente trabalho utiliza o balanço hídrico climatológico de Thornthwaite-Mather (1955), um modelo hidrológico simples, inserido em um sistema de informações geográficas (SIG). São necessários poucos dados de entrada e parâmetros, obtidos de sensores remotos e estações pluviométricas. O modelo foi executado com resolução espacial de 1 km, com passo de tempo mensal, para 1995 e 1996. Considerando nula a variação da umidade do solo após um ano hidrológico, o excedente hídrico modelado para o mesmo, com início em setembro de 1995 e término em agosto de 1996 pode ser comparado com medidas de descarga de 10 estações pluviométricas da bacia do Ji-Paraná. Desse modo, é possível verificar o funcionamento do modelo.

### 2. Material e métodos

A bacia do Ji-Paraná se localiza no estado de Rondônia. Esta possui uma área de aproximadamente 75.400 km<sup>2</sup>, atravessando o estado no sentido sul-norte e desembocando do Rio Madeira (**Figura 1**). Nos últimos 30 anos esta vem sofrendo grandes desmatamentos. Em 1999, 28% de suas florestas já tinham sido convertidas para pastagens (Hanada, 2004).

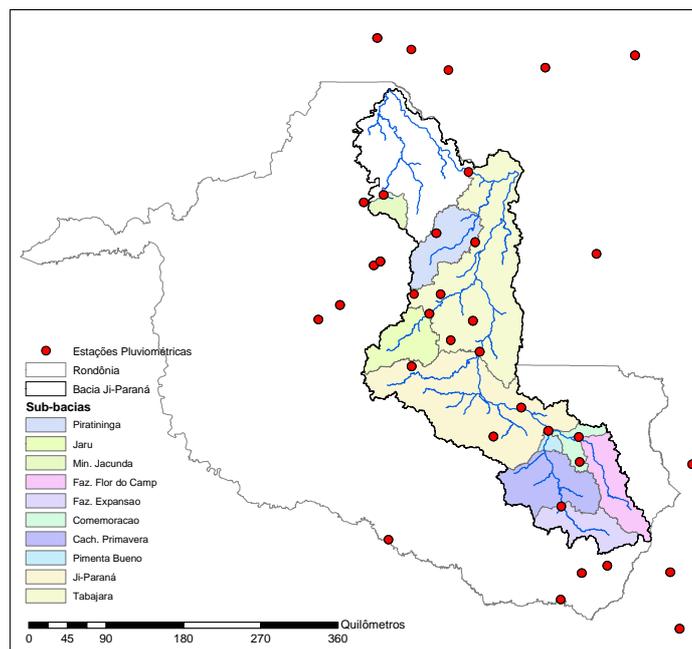


Figura 1 – Localização da bacia do Ji-Paraná (RO), estações pluviométricas, e sub-bacias

A precipitação anual normal da região (Normal climatológica de Porto-Velho, RO, 1961-1990) é de 2360 mm. A temperatura normal média é de 25°C, variando de 23,5°C no inverno a 26°C no verão (INMET). É importante ressaltar que Porto Velho se localiza fora da bacia do Ji-Paraná, mais ao norte do estado, numa região com maior pluviosidade.

O balanço hídrico de Thornthwaite-Mather (1955) necessita apenas de dados de precipitação, evapotranspiração potencial e da Capacidade de Armazenamento Disponível (CAD), que é o máximo de água que o solo pode reter. O modelo considera que, sendo a precipitação superior à evapotranspiração potencial, a evapotranspiração real será igual à potencial e o restante de água será utilizado para recarregar o armazenamento do solo ou convertido em excedente hídrico. Caso a precipitação não seja suficiente para se manter a evapotranspiração real, o modelo retira água armazenada no solo. Porém, esta retirada apresenta resistência, fazendo com que a evapotranspiração real seja inferior a potencial, gerando déficit hídrico. A resistência à retirada de água do solo aumenta, à medida que se diminui a quantidade de água armazenada neste. Já a entrada de água no solo não recebe nenhuma resistência. Maiores detalhes sobre o funcionamento do modelo, bem como suas fórmula, são apresentados em Pereira et al. (2002).

Dados diários estações pluviométricas presentes dentro e próximas à bacia do Ji-Paraná, para os anos de 1995 e 1996, foram obtidos do banco de dados da Agência Nacional de Águas (ANA) (**Figura 1**). A precipitação mensal em cada estação foi calculada e inserida no SIG ArcGIS 8.3 para interpolação das superfícies de precipitação. Meses com cinco ou mais dias sem medições foram descartados. Ao todo, 36 estações foram utilizadas, sendo que destas, 25 continham meses que foram descartados. Na média, 34 estações foram utilizadas na interpolação de cada mês. O mínimo de estações em um determinado mês foram 32. A interpolação foi efetuada utilizando-se o método “*Spline with tension*” (ArcGIS 8.3).

Dez estações fluviométricas foram utilizadas no balanço de massa das sub-bacias, as quais foram escolhidas por apresentar pouca, ou nenhuma, falha em sua série histórica durante o período de estudo (**Figura 1**).

A evapotranspiração potencial mensal foi obtida utilizando-se a metodologia de Thornthwaite (1948), adaptada por Pereira et al. (2002), que utiliza apenas a temperatura

média mensal. Esta foi derivada de imagens diárias do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR). Inicialmente, cada imagem diária passou por um filtro automatizado de detecção de nuvens (Simpson & Gobat, 1996), utilizado na remoção das mesmas e de áreas cobertas por fumaça de queimadas. O restante de cada imagem diária foi utilizado no cálculo da temperatura, a partir das equações de Ulivieri (1994), citado por Kerényi & Putsay (2000). Medidas de emissividade da superfície, necessárias para a estimativa da temperatura, foram calculadas a partir do *Normalized difference vegetation index* (NDVI), conforme observado por Van de Griend (1993), citado por Kerényi & Putsay (2000). As imagens de NDVI foram calculadas para cada imagem diária. A seguir, foram obtidas as imagens compostas mensais a partir da média das imagens de temperatura pertencentes a um mesmo mês.

Alguns locais das imagens compostas apresentavam valor nulo. Estas falhas foram preenchidas com a média dos vizinhos mais próximos, utilizando janelas de 3x3, 5x5 e 7x7 células, seqüencialmente, até que todas as falhas fossem eliminadas. Além destas falhas, algumas células apresentavam valores improváveis, como temperaturas negativas ou acima de 50°C. Para remover estes erros, para cada composta foram estipulados valores limites iguais à temperatura média da imagem  $\pm 2$ \*desvio padrão da imagem. Células fora do intervalo definido pelos limites foram substituídas pela média dos vizinhos, utilizando-se janelas de 3x3, 5x5 e 7x7 células, seqüencialmente.

Devido à falta de correção atmosférica nas bandas 1 e 2, a estimativa da emissividade da superfície a partir do NDVI, apresentou alguns problemas, subestimando a temperatura das imagens compostas, principalmente nos meses chuvosos. Porém, as temperaturas mensais para os anos de 1995 e 1996, medidas nas torres meteorológicas do projeto ABRACOS, foram similares às temperaturas normais da região (normal climatológica para Porto-Velho, de 1961 a 1990). Isso possibilitou a correção das imagens compostas, a partir da normal climatológica, juntando a variação espacial da temperatura obtida pela imagem composta, com a temperatura média normal da região. A correção das imagens compostas foi feita da seguinte maneira:  $Composta_{(corrigida)} = (Composta - Normal) * fator + Composta$ .

O fator de correção utilizado foi escolhido de forma a permitir que a média da imagem composta se aproximasse da normal, sem que a variação da imagem fosse muito reduzida, mantendo esta dentro da amplitude da temperatura normal do respectivo mês. Fatores de 0,1 a 0,9 foram testados e decidiu-se utilizar um fator de 0,7.

As equações de Thornthwaite (1948) foram aplicadas às imagens compostas corrigidas, resultando nas imagens mensais de evapotranspiração potencial.

A CAD é calculada a partir das propriedades físicas do solo, utilizando valores da capacidade de campo, ponto de murcha permanente e profundidade efetiva de raízes. Caso não se tenham essas informações, utilizam-se critérios práticos, onde solos arenosos apresentam 60 mm de água disponível por metro de solo explorado pelas raízes. Solos com textura média, 140 mm m<sup>-1</sup> e textura argilosa, 200 mm m<sup>-1</sup> (Pereira et al., 2002).

A profundidade das raízes foi inferida a partir do mapa de cobertura do solo para a bacia do Ji-Paraná em 1996 (Hanada, 2004). Consideraram-se apenas duas classes, floresta e pastagem, com 4,0 e 0,7 m de profundidade radicular, respectivamente. Áreas de cerrado, urbanização, culturas anuais ou perenes e rebrota foram tratadas como pastagem.

A textura dos solos foi estimada pela análise geoestatística de 756 perfis de solo, obtidos do banco de dados SIGTERON (Cochrane & Cochrane, 1998). A análise foi realizada com o auxílio da extensão Geostatistical Analyst, do SIG ArcGIS 8.3, utilizando-se a textura do horizonte A. Não foi possível utilizar o horizonte B, devido à falta de pontos amostrais. O mapa de textura foi reclassificado nas classes Arenosa (menos que 15 % de argila), Média (de 15 a 35 % de argila) e Argilosa (com mais de 35% de argila), de acordo com EMBRAPA

(1999). A falta de amostras no norte da bacia (**Figura 2**) gerou alguns erros na interpolação geostatística, resultando em algumas feições improváveis no mapa de CAD (**Figura 3**).

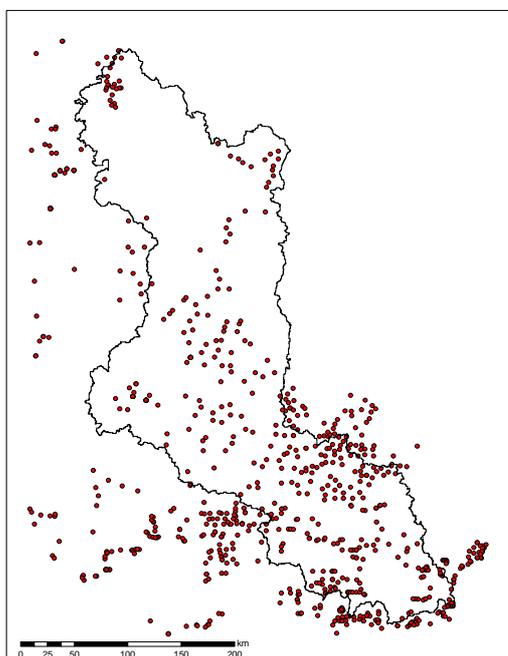


Figura 2 – Pontos amostrais SIGTERON

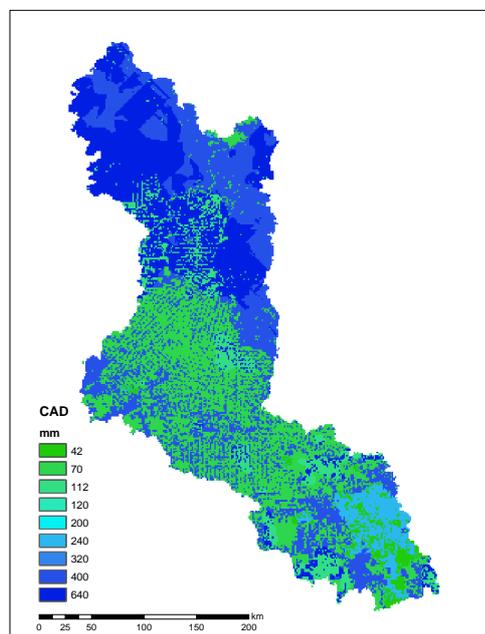


Figura 3 – Mapa de CAD do modelo

Para melhor compreender a influência da CAD no balanço hídrico, juntamente com possíveis efeitos do desmatamento, três cenários foram formulados. No primeiro, a bacia está coberta por florestas, com raízes de 5 m de profundidade. No segundo, estas foram reduzidas para 2 m de profundidade e no terceiro, 0,7 m, representando o desmatamento completo.

### 3. Resultados e Discussão

A precipitação média sobre a bacia de setembro de 1995 a agosto de 1996, foi de 2043 mm ano<sup>-1</sup>, com máxima em fevereiro de 1995 e janeiro de 1996 (349 e 327 mm, respectivamente) e mínima em agosto de 1995 e julho de 1996 (6 e 3 mm, respectivamente).

A evapotranspiração anual média, calculada pelo balanço de massa para as 10 sub-bacias, foi de 1274 mm. Este valor difere em menos de 20% daqueles estimados para a bacia Amazônica por diversos autores i.e. 1168 mm ano<sup>-1</sup> (Villa Nova et al., 1976), 1508 mm ano<sup>-1</sup> (Ribeiro & Villa Nova, 1979) e 1493 mm ano<sup>-1</sup> (Leopoldo et al., 1995). Considerando que esses valores são para a região central da Amazônia, onde a umidade é maior, e que Rondônia apresenta uma época seca distinta, conclui-se que o balanço de massa realizado neste trabalho é coerente com as informações que se têm da região.

A evapotranspiração real média diária das sub-bacias, calculada pelo balanço de massa, variou de 2,6 a 4 mm dia<sup>-1</sup>, sendo que o menor valor foi obtido na sub-bacia Jarú, que tem o maior grau de desmatamento. A sub-bacia Mineração Jacunda, com o menor grau de desmatamento, teve a maior evapotranspiração real. Estes resultados indicam que o desmatamento pode estar associado à redução da evapotranspiração. No entanto, devido à forma de ocupação da bacia do Ji-Paraná, as áreas mais desmatadas encontram-se ao sul da bacia, onde a pluviosidade é menor. Portanto, estudos mais detalhados devem ser efetuados a fim de determinar quais fatores fazem com que a evapotranspiração das bacias mais desmatadas seja inferior. Estes podem ser: desmatamento, menor precipitação, formato da bacia, dentre outros, ou, mais provavelmente, uma interação destes.

A evapotranspiração potencial anual média da bacia do Ji-Paraná, obtida a partir das compostas mensais, foi de 1379 mm, variando de 96 mm em junho, a 139 mm em outubro. O balanço hídrico modelado mostra claramente, um período de déficit hídrico, com início em junho e estendendo-se a outubro (**Figura 4**). Este se inicia quando as chuvas na região tornam-se insuficientes, ocasionando a diferenciação entre a evapotranspiração real (ETr) e potencial (ETP).

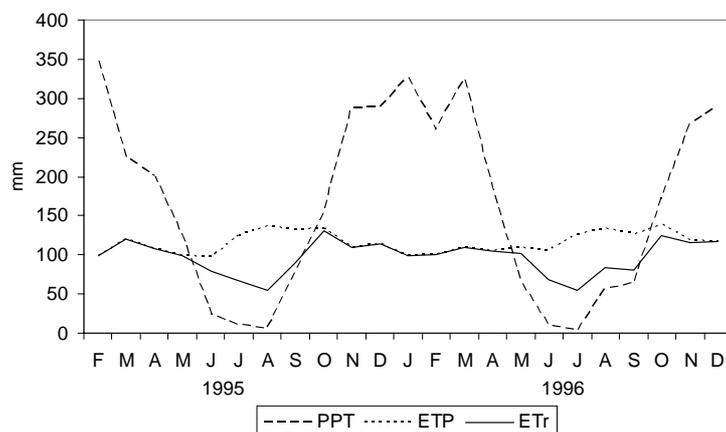


Figura 4 – Balanço hídrico da bacia do Ji-Paraná, obtido pelo modelo

A evapotranspiração real da bacia foi de 1166 mm ano<sup>-1</sup> (aprox. 3,2 mm dia<sup>-1</sup>), com máxima no início das chuvas (aprox. 4,2 mm dia<sup>-1</sup> em outubro) e mínima durante a seca (aprox. 1,7 mm dia<sup>-1</sup>). Esta sazonalidade indica um forte controle do modelo pela água disponível, seja esta na forma de precipitação ou armazenada no solo. Outros modelos e métodos estimaram a evapotranspiração real da Amazônia de 3 a 5 mm dia<sup>-1</sup> (Leopoldo et al., 1982; Werth & Avissar, 2004), indicando coerência entre os resultados obtidos neste estudo com os encontrados na literatura.

O modelo também apresenta coerência espacial entre a precipitação, evapotranspiração potencial e real e déficit e excedente hídrico. Mapas mensais, de fevereiro de 1995 a dezembro de 1996 estão disponíveis, porém somente o mês de outubro é apresentado como exemplo (**Figura 5**). Esta figura permite visualizar o efeito da disponibilidade de água no balanço hídrico. Locais com menor precipitação estão associados a regiões com déficit hídrico. Problemas observados na interpolação do mapa de CAD se propagam aos resultados finais do modelo somente nos meses mais secos, época em que a bacia depende da umidade do solo para a manutenção da evapotranspiração.

A comparação do balanço hídrico modelado com o obtido pelo balanço de massa para as 10 sub-bacias mostra que, em média, o modelo subestimou a evapotranspiração real em 9% e superestimou o excedente hídrico em 17%. Apenas para a sub-bacia Jaru a evapotranspiração real foi superestimada e o excedente hídrico, subestimado. Por ser esta a bacia com o maior grau de desmatamento, isto pode indicar que a profundidade radicular utilizada nas áreas de pastagem foi muito elevada, superestimando a CAD e aumentando a evapotranspiração real na estiagem. Uma melhor calibração das profundidades radiculares de pastagens e florestas pode resultar em melhorias no modelo.

Os balanços efetuados para os 3 cenários descritos mostram que o desmatamento (redução da CAD) diminui a evapotranspiração, devido ao menor armazenamento de água (**Figura 6**), aumentando o déficit hídrico (**Figura 7**). Outra consequência do desmatamento é o aumento do excedente hídrico. Este ocorre pois uma menor CAD é mais rapidamente preenchida, gerando excedente hídrico logo no início das chuvas. Foi estimado um aumento de aproximadamente 100 mm ano<sup>-1</sup> no excedente hídrico quando a bacia foi completamente desmatada (**Figura 8**). Este aumento ocorre no início das chuvas, de outubro a janeiro, o que

significa que durante esses 4 meses a vazão da bacia aumentaria em aproximadamente  $730 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , mais da metade da vazão média desses quatro meses ( $1083 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ).

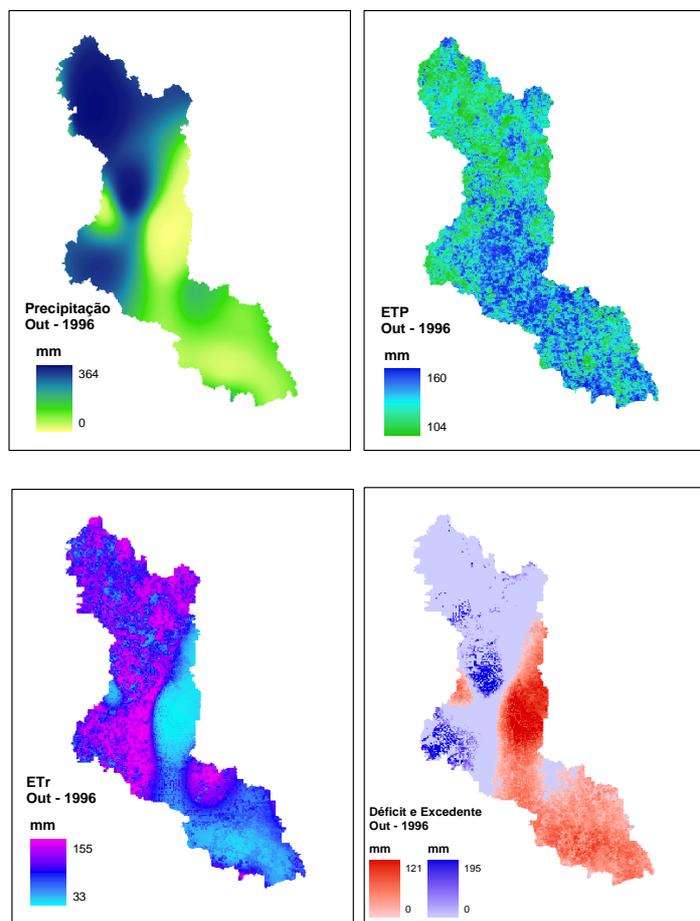


Figura 5 – Precipitação, evapotranspiração potencial, real, déficit e excedente hídrico da bacia do Ji-paraná em out/1996

#### 4. Conclusões

A correção atmosférica é de grande importância para a estimativa da temperatura a partir do sensor AVHRR. Estimativas do balanço hídrico para períodos mais recentes podem ser feitas utilizando dados do sensor orbital MODIS, que já disponibiliza imagens de temperatura sem a necessidade de correções atmosféricas e estimativas da emissividade da superfície. Também para aplicações mais recentes, sensores remotos podem ser utilizados na estimativa da precipitação, com resolução espacial da ordem de quilômetros.

Artifícios de interpolação dos mapas de textura se propagam para os resultados finais, porém com maior intensidade durante o período de estiagem, quando a água armazenada no solo é utilizada na manutenção da evapotranspiração.

A substituição da floresta por pastagens no modelo, simulada pela redução da CAD, resultou em redução da evapotranspiração da bacia e aumento do déficit e excedente hídrico.

A estimativa da evapotranspiração potencial pelo método empírico de Thornthwaite, juntamente com o balanço hídrico de Thornthwaite-Mather dentro de um sistema de informações geográficas mostrou-se viável, com resultados coerentes com os encontrados na literatura. Além disso o modelo apresentou coerência espacial e temporal.

A principal vantagem dessa metodologia é a estimativa do balanço hídrico de uma bacia de forma rápida, necessitando de poucos dados de entrada e parâmetros. É principalmente

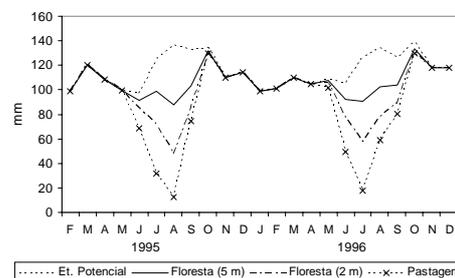


Figura 6 – Evapotranspiração real dos três cenários e potencial

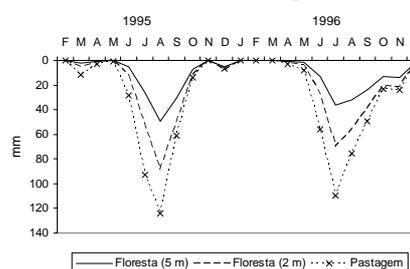


Figura 7 – Déficit hídrico dos três cenários

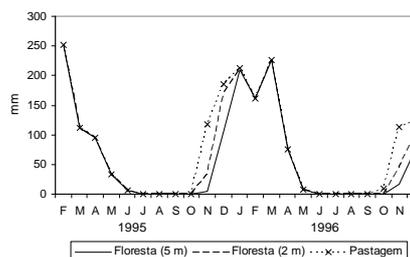


Figura 8 – Excedente hídrico dos três cenários

vantajosa para regiões com escassez de informações. No entanto, essa metodologia não visa substituir os modelos hidrológicos mais complexos já existentes, sendo esta uma ferramenta complementar para a compreensão do balanço hídrico de forma rápida e simples.

## Referências

- BOSH, J.M.; HEWLETT, J.D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 55, p. 3 – 23, 1982.
- BRUIJINZEEL, L.A. Predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. cap. 2, p. 15 – 55.
- COCHRANE, T. T.; COCHRANE, T.A. **SIGTERON**: Sistema de Informação Geográfica para os terrenos e solos do Estado de Rondônia, Brasil (Software). Porto Velho: Tecnosolo, DHV Consultants, 1998
- COSTA, M.H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J.A. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 283, p. 206 – 217, 2003.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília: EMBRAPA, Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1999. 412 p.
- HANADA, L.C. Mudanças do uso da cobertura do solo na fronteira agrícola da Amazônia ocidental, bacia do Ji-Paraná - Rondônia. Piracicaba, 2004. 98 p. Dissertação (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. <http://www.inmet.gov.br> (15.jan.2004).
- KERÉNYI, J.; PUTSAY, M. Investigation of land surface temperature algorithms using NOAA AVHRR images. **Advances in Space Research**, v. 26, n. 7, p 1077 – 1080, 2000.
- MEIXNER, F.X.; EUGSTER, W. Effects of landscape pattern and topography in emissions and transport. In: TENHUNEN, J.D.; KABAR, P. (Ed.). **Integrating hydrology, ecosystem dynamics, and biogeochemistry in complex landscapes**. New York: Wiley, 1999. p. 147- 175.
- LEOPOLDO, P. R.; FRANKEN, W.; SALATI, E. Balanço hídrico de pequena bacia hidrográfica em floresta amazônica de terra firme. **Acta Amazônica**, v. 12, n. 2, p. 333 – 337, 1982.
- 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**. v. 73, p. 185 – 195, 1995.
- RIBEIRO, M.N.G.; VILLA NOVA, N.A. Estudos climatológicos da Reserva Florestal Duke, Manaus, AM. III. Evapotranspiração. **Acta Amazônica**, v. 9, n. 2, p 305 – 309, 1979.
- SALA, O.E; CHAPIN III, F.S.; ARMESTO, J.J; BERLOW, E.; BLOOMFIELD, J.; DIRZO, R.; HUBER-SANWALD, E.; HUENNEKE, L.F.; JACKSON, R.B.; KINZIG, A.; LEEMANS, R.; LODGE, D.M.; MOONEY, H.A.; OESTERHELD, M.; POFF, N.L.; SYKES, M.T.; WALKER, B.H.; WALKER, M.; WALL, D.H. Global biodiversity scenarios for the year 2100. **Science**, v. 287, p. 1770-1774, 2000.
- SIMPSON, J.J.; GOBAT, J.I. Improved cloud detection for daytime AVHRR scenes over land. **Remote Sensing of the Environment**, v. 55, p. 21 – 49, 1996.
- PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Editora Agropecuária, 2002. 478 p.
- VILLA NOVA, N.A.; SALATI, E.; MATSUI, E. Estimativa da evapotranspiração na Bacia Amazônica. **Acta Amazônica**, v.6, n. 2, p. 215 – 228, 1976.
- WERTH, D.; AVISSAR, R. The regional evapotranspiration of the Amazon. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, p. 100 – 109, 2004.
- ZIEGLER, A.D.; GIAMBELLUCA, T.W.; TRAN, L.T; VANA, T.T.; NULLET M.A.; FOX, J.; VIEN, T.D.; PINTHONG, J.; MAXWELL, J.F; EVETT, S. Hydrological consequences of landscape fragmentation in mountainous northern Vietnam: evidence of accelerated overland flow generation. **Journal of Hydrology**, v. 287, n. 1/4, p. 124 – 146, Feb. 2004.