

Mapeamento do saldo de radiação e evapotranspiração diária, por meio de imagens TM/LANDSAT-5

Pedro Rogerio Giongo¹
Carlos Alberto Vettorazzi²

¹ Universidade Estadual de Goiás - UEG
Av. Protestado Joaquim Bueno, 945, Perímetro urbano, Santa Helena de Goiás- GO, Brasil
pedro.giongo@ueg.br

² Universidade de São Paulo - USP/ESALQ
Av. Pádua Dias, 11, CP 9, CEP 13418-900, Piracicaba - SP, Brasil
cavettor@esalq.usp.br

Abstract: Evapotranspiration is a major component of the hydrological cycle, hence it is a phenomenon of fundamental importance to life on the planet, and for management of water resources at the level of large river basins. Remote sensing techniques and radiometric data are needed because they cover large areas. Thus, the objective of this work was to obtain the radiation balance, energy balance and therefore the actual daily evapotranspiration in the Corumbataí river basin, SP, using the algorithm METRIC, from TM/LANDSAT-5 images. To carry out the study data were obtained from an automatic weather station, located at coordinates: 47 ° 37' 18,65 W and 22 ° 42' 09,14 S. The TM/LANDSAT-5 images, referring to the orbit 220 and the points 75 e 76, were obtained on the dates of 01/02/2009, 04/02/2010, 08/07/2008, and 12/06/2010, from the Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. The images were radiometrically and geometrically corrected, in order to obtain the products of the net radiation (Rn) and energy balance and, therefore, the daily actual evapotranspiration (ET_o). The values of Rn station area were compared to that obtained in the image pixel corresponding to the same coordinate. The application of METRIC algorithm generated values of Rn, satisfactory to the Corumbataí River Basin, with errors below 11%. The values of evaporative fraction actual / potential were higher in summer and lower in winter.

Palavras-chave: METRIC, remote sensing, energy balance, METRIC, sensoriamento remoto, balanço de energia.

1. Introdução

Na agricultura irrigada, a quantificação do volume de água evapotranspirada pelas culturas é de fundamental importância para um melhor manejo da água, evitando, dessa forma, desperdícios na administração da lâmina de irrigação. Um manejo de água sustentável implica tanto na diminuição considerável nos custos com irrigação, como num melhor aproveitamento dos recursos hídricos disponíveis, principalmente quando o enfoque é orientado para o manejo ou desenvolvimento de uma bacia hidrográfica.

A evapotranspiração é uma das principais componentes do ciclo hidrológico, sendo desta forma um fenômeno de fundamental importância para a vida no planeta. A mesma é responsável por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera, além de desempenhar um papel de suma importância na liberação de calor latente (LE) que, de acordo com Bastiaanssen et al. (1998), o seu valor integrado no tempo é importante para diferentes aplicações em estudos de hidrologia, agronomia e modelagem atmosférica.

De acordo com Allen et al. (2002), existem vários métodos de estimativa da ET_o, os quais apresentam alta confiabilidade, pois são capazes de gerar medidas com boa precisão e exatidão. Porém, ainda de acordo com Allen et al. (2002), os mesmos apresentam limitações quando se pretende fazer estimativas da evapotranspiração para grandes áreas.

Essas limitações têm motivado a utilização da técnica de sensoriamento remoto, através de dados radiométricos obtidos a partir de imagens de satélites, já que os mesmos são capazes de cobrir grandes áreas e a obtenção da evapotranspiração em escala regional mostrando variações da mesma dentro de uma grande área já é uma realidade (Boegh et al., 2002; Hafeez et al., 2002).

O método do balanço de energia por meio de dados radiométricos possibilita a obtenção do fluxo vertical de calor latente (LE) com imagens orbitais, e consequentemente da evapotranspiração, através da diferença dos fluxos, também verticais, de calor no solo (G), calor sensível (H) e o saldo de radiação (Rn). Esse método é utilizado pelos principais algoritmos que empregam dados gerados a partir de imagens de satélites, bem como o METRIC (Allen et al., 2007).

O algoritmo METRIC (Mapping evapotranspiration at high resolution and with internalized calibration) Allen et al. (2007), foi desenvolvido e destinado à estimativa do balanço de energia e evapotranspiração com procedimentos muito similares ao SEBAL, com algumas particularidades relacionadas à escolha do pixel úmido e ao cálculo da diferença de temperatura nesse pixel. Além disso, outra diferença entre esses dois métodos diz respeito à estimativa da evapotranspiração diária.

Diante do exposto, o trabalho, teve como objetivo obter o saldo de radiação, balanço de energia e, por conseguinte a evapotranspiração real diária na bacia do Rio Corumbataí, SP, utilizando o algoritmo METRIC com imagens TM/LANDSAT-5.

2. Material e Métodos

A Bacia do Rio Corumbataí (Figura 1), localizada na porção centro-leste do Estado de São Paulo, tem aproximadamente 170.000,0 ha, sendo que a maior parte de suas terras encontra-se na Depressão Periférica Paulista. O valor aproximado de perímetro é 301,52 km. É uma sub-bacia do Rio Piracicaba, estando situada à sua margem direita.

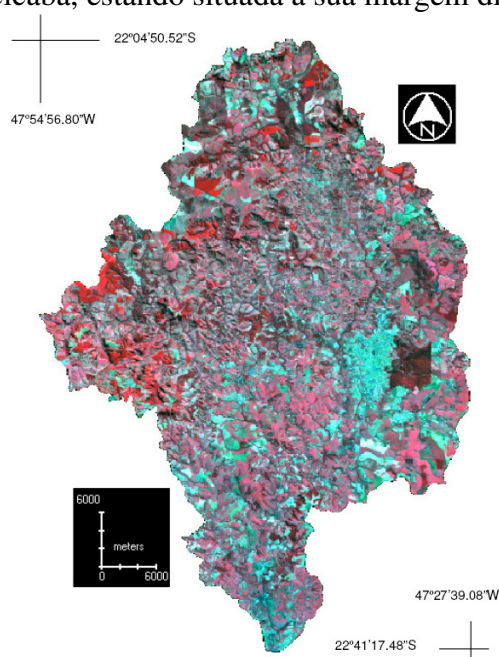


Figura 1: Bacia do Rio Corumbataí, SP, em imagem TM/LANDSAT-5, composição colorida RGB-432, de 08 de julho de 2008.

O clima da região, na classificação de Köppen, é do tipo Cwa, ou seja, subtropical, seco no inverno e chuvoso no verão, com temperatura média do mês mais quente superior a 22 °C. As temperaturas mais altas ocorrem no período de dezembro a março e as mais baixas no bimestre junho e julho, com 17 °C de temperatura. Apresenta duas estações definidas de chuva: um período seco, de março a setembro, com menos de 20% da precipitação anual, e um período chuvoso, de outubro a fevereiro, com mais de 80% da precipitação anual, sendo o total precipitado no ano em torno de 1390 mm.

Para realização do trabalho foram obtidos os dados de uma estação agrometeorológica automática, com coleta de dados de 15 minutos, localizada nas dependências da área da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, cujas coordenadas são: 47°37'18,65W e 22°42'09,14S.

Foram empregadas imagens TM/LANDSAT-5, das datas de 01/02/2009, 04/02/2010, 08/07/2008 e 12/06/2010, que correspondem aos dias sequenciais (DS) 32, 35, 189 e 163, respectivamente, obtidas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

O sensor TM mede a radiância espectral dos alvos e a armazena na forma de níveis de cinza (NC), cujos valores variam de 0 a 255 (8 bits), tendo uma resolução espacial de 30 m nas bandas 1,2,3,4,5 e 7 (azul, verde, vermelho, IV próximo, IV médio e IV médio, respectivamente), e uma resolução espacial de 120 m na banda 6 (IV termal). Dessa forma, para a visualização e realização de operações matemáticas intra e inter bandas, recortes, classificação, realce e outras tarefas, foi utilizado um software específico para tais operações.

O primeiro produto a partir das imagens brutas foi o saldo de radiação. Para isso realizou-se a calibração radiométrica e cálculo das reflectâncias de cada banda, segundo os procedimentos descritos em Silva et al. (2005). Os coeficientes utilizados para esta operação encontram-se na Tabela 1.

Tabela 1: Descrição das bandas do sensor Thematic Mapper (TM) do Landsat-5, com os intervalos correspondentes de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (Toa).

Bandas	Comprimento de Onda (µm)	Coeficientes de Calibração		Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera (Wm ⁻² µm ⁻¹)
		a	b	
1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,765	178,941	1957
2 (verde)	0,53 – 0,61	-3,576	379,055	1829
3 (vermelho)	0,62 – 0,69	-1,502	255,695	1557
4 (IV-próximo)	0,78 – 0,79	-1,763	242,303	1047
5 (IV-médio)	1,57 – 1,78	-0,411	30,178	219,3
6 (IV-termal)	10,4 – 12,5	1,238	15,600	-
7 (IV-médio)	2,10 – 2,35	-0,137	13,156	74,52

Fonte: Chander e Markham, (2003)

Para obtenção do albedo e demais componentes do saldo de radiação utilizou-se a metodologia descrita por Allen et al. (2007). Para a obtenção dos componentes de energia foi empregado o modelo digital do terreno, pois considerou-se a inclinação e o aspecto da normal da superfície, para melhor corrigir os valores obtidos.

O saldo de radiação à superfície R_n (W m⁻²) foi computado utilizando a seguinte equação do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_o) R_{L\downarrow} \quad (1)$$

sendo $R_{s\downarrow}$ a radiação de ondas curtas incidente, α o albedo corrigido de cada pixel, $R_{L\downarrow}$ a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel, $R_{L\uparrow}$ a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ϵ_o a emissividade de cada pixel.

O fluxo de calor no solo G (W m⁻²) foi obtido segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000).

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038 \alpha + 0,0074 \alpha^2) (1 - 0,98 \text{NDVI}^4) \right] R_n \quad (2)$$

sendo T_s a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$), α o albedo da superfície e NDVI o índice de vegetação da diferença normalizada, todos computados pixel a pixel. Para efeito de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos de água ($\text{NDVI} < 0$) utilizou-se a seguinte expressão: $G = 0,3R_n$, usada por Silva et al. (2005).

O fluxo de calor sensível H (Wm^{-2}), o cerne do SEBAL, foi estimado com base na velocidade do vento e temperatura da superfície, usando uma calibração interna da diferença da temperatura próxima à superfície entre dois níveis da superfície, segundo Bastiaansen et al. (1998).

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (3)$$

sendo que ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kgm}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$), a e b são constantes de calibração da diferença de temperatura, T_s é a temperatura da superfície (K) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (sm^{-1}). Os procedimentos para obtenção de H baseou-se no trabalho de Allen et al. (2007).

O fluxo de calor latente LE (Wm^{-2}) foi obtido pela simples diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível.

$$LE = R_n - G - H \quad (4)$$

sendo LE o valor do fluxo de calor latente instantâneo, ou seja, seu valor no momento da passagem do satélite. Os demais termos já foram definidos.

O fluxo de calor latente pôde ser convertido em evapotranspiração real horária – ET_h (mm) integrando-o ao longo de uma hora (Tasumi, 2003; Allen et al., 2007), qual seja.

$$ET_h = 3600 \cdot \frac{LE}{\lambda} \quad (5)$$

em que λ é o calor latente de vaporização da água (J kg^{-1}).

A conversão da evapotranspiração real horária (ET_h) em escala diária (ET_{24h}) foi realizada utilizando-se a metodologia sugerida por Trezza (2002), Tasumi (2003) e Allen et al. (2007), que consideram ser a razão entre a ET_h e a $ET_{0,h}$ e válida para o período de 24 horas, conforme a Equação 6.

$$ET_{24h} = F \cdot ET_{0,24h} \quad (6)$$

em que $ET_{0,24h}$ é a evapotranspiração de referência diária da FAO (mm dia^{-1}) e F é a fração de referência relativa horária, ou seja, igual à razão entre a ET_h e $ET_{0,h}$. O valor da $ET_{0,24h}$ foi obtido a partir da integração dos valores diários de evapotranspiração horária calculada pelo método de Penman-Monteith, (Allen et al., 1998), recomendado pela FAO.

Para validação dos resultados obtidos, utilizaram-se os dados de saldo de radiação líquida obtida na estação e comparando-se com o pixel correspondente à coordenada da estação. Ainda considerou o valor de evapotranspiração potencial diária (ET_p) obtido na estação para explicar os valores de ET_{0} real diária obtida também no pixel que cobria a estação.

3. Resultados e Discussão

Na Figura 2 é possível verificar nas imagens de saldo de radiação, que a ocorrência dos maiores valores foi no período de verão, visto que o principal fator a esse comportamento é a maior incidência de raios solares, elevando assim os valores do balanço de ondas curtas no saldo de radiação. De forma geral, nas duas imagens no período do verão, DS 32 e 35, houve pouca alteração no saldo de radiação entre as mesmas, concentrando-se os valores entre 350 a 500 W m^{-2} .

Ainda na Figura 2, observou-se que aquelas imagens do mês de junho e julho, DS 163 e 189, respectivamente, apresentam valores bem inferiores às outras imagens, do período de

verão. Além da incidência de radiação ser menor neste período, a terra sofre um resfriamento maior que nos outros meses do ano, para esta região.

Ainda verificou-se que o Rn nas imagens é pouco maior no lado direito da bacia. Esse registro pode ter sido consequência de dois fatores. O primeiro é relacionado ao lado esquerdo ter maior inclinação da superfície, maior concentração de morros e ondulações do terreno, diminuindo assim a incidência de radiação por um maior período do dia. O segundo fator observado é também consequência do relevo, que por possuir condições agricultáveis na parte mais à direita da bacia, espécies com menor albedo são cultivadas nestas áreas. Allen et al. (2005) também citam que ocorrem muitas variações dos componentes de energia em regiões montanhosas devido ao aspecto e declividade.

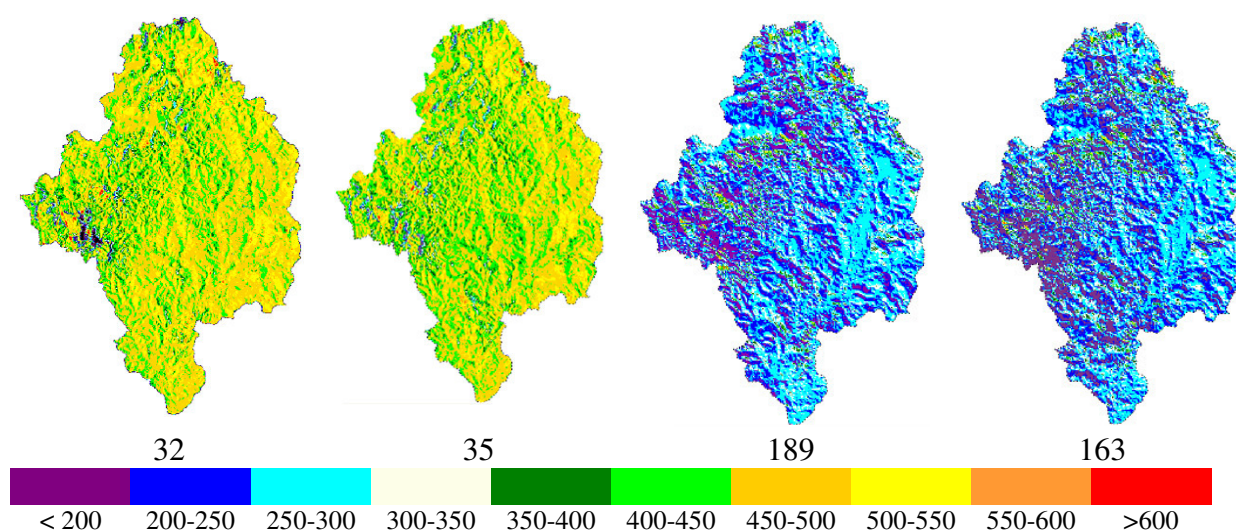


Figura 2: Imagem de Saldo de Radiação diário (W m^{-2}) dos DS 32, 35, 189 e 163, na Bacia do Rio Corumbataí, SP.

Observa-se na Figura 3 os histogramas de frequência das imagens de saldo de radiação, ficando evidente o comentário feito anteriormente, com relação à sazonalidade da incidência de radiação.

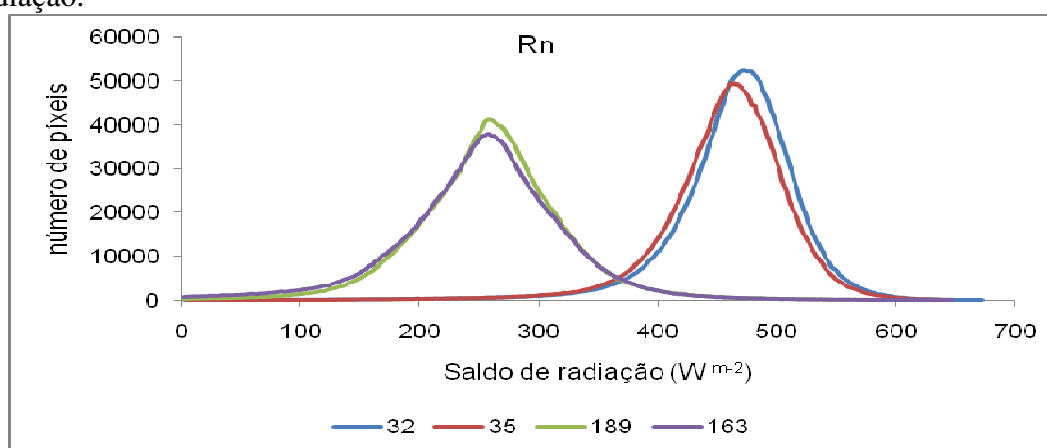


Figura 3: Histograma de frequência das imagens de saldo de radiação, referente aos DS 32, 35, 189 e 163, da Bacia do Rio Corumbataí, SP.

Através do histograma, verifica-se que nas imagens de DS 163 e 189 há um deslocamento do histograma para valores inferiores, com uma moda próxima a 250 W m^{-2} , enquanto que as imagens de verão, DS 32 e 35, a moda é próxima a 475 W m^{-2} . Também é possível verificar

que nas imagens de DS 32 e 35 há uma menor dispersão na distribuição dos valores, enquanto que nas outras imagens há uma maior distribuição do Rn.

Por meio da Figura 4, observa-se que os valores de ETo foram bem superiores nas imagens de DS 32 e 35, seguidas das imagens de DS 189 e 163.

Não houve nítidas diferenças de ETo nas imagens de DS 189 e 163, visto que é um período de inverno. Dois fatores regem a baixa ETo neste período, o primeiro é a própria disponibilidade de energia, como foi observado nas imagens anteriores de Rn para o mesmo período; e o segundo fator é a baixa disponibilidade hídrica nos solos da região neste período, em função da baixa precipitação.

Associando-se os fatores de baixa disponibilidade hídrica e pouca energia no sistema, os valores de ETo ficaram na maior parte entre 2 mm e 5 mm, nos DS 189 e 163.

Ainda na Figura 4 observou-se que nas imagens dos DS 32 e 35, ao contrário do outro período, há uma maior disponibilidade hídrica e também um maior aporte de energia, como verificado nas imagens da Figura 2, em que o Rn é bem superior. Esses condicionaram a ETo para valores entre 5 mm e 7 mm na imagem DS 32 e, de 4 mm a 6 mm, na imagem do DS 35.

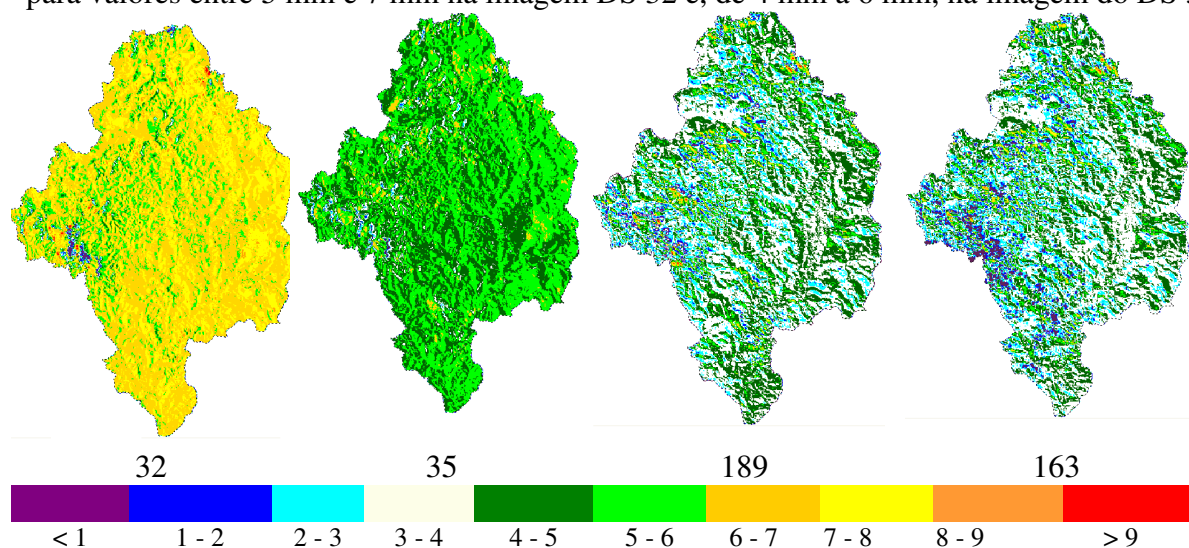


Figura 4: Imagens de Evapotranspiração diária (mm) dos DS 32, 35, 189 e 163, na Bacia do Rio Corumbataí, SP.

Por meio da Figura 5 é possível observar a distribuição dos valores de ETo, em cada imagem, ficando mais evidente que, no período de inverno, a ETo, na maior parte da bacia, tem valores bem inferiores às imagens do período de verão. Observa-se que os histogramas de frequência são quase idênticos nas imagens dos DS 189 e 163, enquanto que as imagens de DS 32 e 35 apresentam maior diferença.

Embora os valores de Rn nas imagens tenham sido bastante semelhantes (DS 32 e 35), e que a disponibilidade hídrica também esteja boa, outro fator que pode ter mudado essa fração de evapotranspiração é a partição do Rn em fluxo de energia sensível e fluxo de calor latente, ou seja, a energia de calor latente é a energia direta utilizada pelo sistema na evapotranspiração, podendo, neste caso, observar-se que na imagem DS 32 a fração de Rn para calor latente foi maior do que na imagem DS 35, tornando, assim, visível uma superioridade nos valores de ETo pelo histograma, fato também observado por Silva et al. (2005).

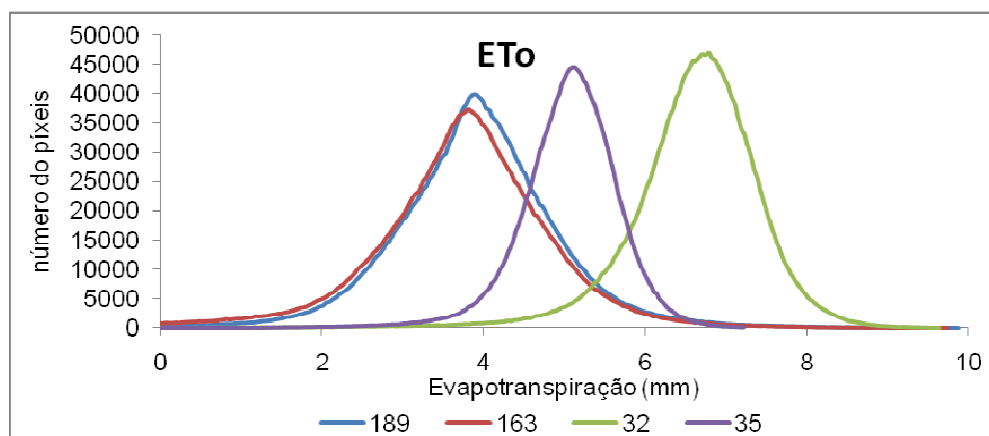


Figura 5: Histograma de frequência das imagens de Evapotranspiração, referente aos DS 32, 35, 189 e 163, da Bacia do Rio Corumbataí, SP.

Na Tabela 2 encontram-se os valores de Rn registrados à superfície (Rn estação) e os observados no pixel da imagem (Rn METRIC), com os respectivos erros relativos, e verifica-se por meios desses que em todas as imagens houve uma sub estimativa dos valores observados aos registrados. Os erros são considerados pequenos segundo Tasumi (2003), que afirma que para essas aplicações de sensoriamento remoto, erros de até 10% são comuns e aceitáveis.

Tabela 2: Valores de saldo de radiação obtido na estação e, obtidos no pixel da imagem com o modelo METRIC, ainda a ETp e ETo no píxel.

Data da imagem	DS	Rn estação W m ⁻²	Rn METRIC W m ⁻²	Erro relativo %	ETp estação mm	ETo METRIC mm	Fração
01/02/2009	32	524,6	494,2	-5,79	6,50	5,94	0,91
04/02/2010	35	501,0	489,3	-2,33	5,29	4,21	0,80
08/07/2008	189	261,0	241,4	-7,51	3,10	2,19	0,71
12/06/2010	163	278,0	248,1	-10,7	3,01	1,82	0,60

Na Tabela 2 estão os valores de ETp estação, que são os valores de evapotranspiração potencial obtida com os dados meteorológicos observados na mesma, e os dados de ETo METRIC, registrado no pixel da imagem. Apartir desses valores foi obtido a fração de evaporação real/potencial, que aparece na Tabela 2.

Pelos valores de fração, é possível verificar que em período de baixa disponibilidade hídrica essa relação é bem menor e que aqui apresentou valores de 0,60 e 0,71, enquanto que em período de maior disponibilidade hídrica a relação aumenta, apresentando valores de fração de 0,80 e 0,91, para os DS 35 e 32, respectivamente.

4. Conclusões

A aplicação do algoritmo METRIC gerou valores de saldo de radiação satisfatórios na Bacia do Rio Corumbataí, SP, com erros inferiores a 11%.

Os valores de evapotranspiração real diária obtidos pelo algoritmo METRIC concordam com aqueles publicados na literatura específica, em aplicações do algoritmo METRIC e imagens Landsat - 5.

Os valores de fração evaporativa real/potencial foram maiores no período do verão e menor no período de inverno.

5. Agradecimentos

Os autores agradecem ao Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT), ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro a esta pesquisa, através do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Engenharia da Irrigação (INCTEI).

6. Referências Bibliográficas

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R. A landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**. v. 19, p. 251-268, 2005.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land)** – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0, 2002.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, p. 380-394, 2007.

BASTIAANSSEN, W.G.M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate**. PhD. 272f. CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, the Netherlands. 1995.

BASTIAANSSEN, W.G.M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**. v.229, p. 87-100, 2000.

BASTIAANSSEN, W.G.M.; MENENTI, M.; FEDDES, R.A.; HOLTSLAG, A.A.M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v.212–213, p.198–212. 1998.

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEM, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environmental**. v.79, p.329-343, 2002.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. v.41. n.11. 2003.

HAFEEZ M.M.; CHEMIM, Y.; VAN DE GIESEN, N.; BOUMAN, B.A. M Field Evapotranspiration in Central Luzon, Philippines, using Different Sensors: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster. In: Symposium on Geospatial theory, Processing and Applications, Ottawa, Canadá. **Anais...** 2002.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. Tese, 378f. Departamento de engenharia biológica e agricultura, Universidade de Idaho. Idaho-USA. 2003.

TREZZA, R. **Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control**. 247f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). Utah State University. Logan, Utah, 2002.

SILVA, B.B.; LOPES, G.M.; AZEVEDO, P.V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.20. n.2. p.243-252, 2005.