

Estimativa do balanço de radiação na superfície a partir de imagens do satélite ASTER

Janice Leivas¹
Aníbal Gusso¹
Denise Cybis Fontana¹
Moacir Berlato¹

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS
Caixa Postal 776 - 91501-970 – Porto Alegre - RS, Brasil
{janice.leivas, anibal.gusso, dfontana, moacir.berlato}@ufrgs.br

Abstract. This work had the objective to estimate the net radiation through techniques of remote sensing.. An image of the sensor ASTER was used (October 2, 2002), involving the area for the experimental area of UFRGS, located in Eldorado do Sul (30°05'S, 51°40'W). It was obtained the albedo and NDVI- based in the reflective channels and the land surface temperature (LST) obtained in the thermal channels. The incident solar radiation was obtained through piranometer Eppley and the atmospheric radiation was obtained from data of the meteorological station. The net radiation (Rn) reached the maximum value, around 661 W.m⁻² on water surface and the minimum over bail soil, 585 W.m⁻², at the time of across the satellite (13:30UTC), observing variations on the surface due to the differents surfaces (lakes, vegetation, urban areas).

Palavras-chave: net radiation, remote sensing, ASTER, balanço de radiação, sensoriamento remoto.

1. Introdução

A obtenção do balanço ou saldo de radiação à superfície (Rn) é de suma importância para a agricultura, pois é uma variável básica na estimativa da evapotranspiração (ET) e no cálculo do Balanço Hídrico, que são essenciais para a utilização racional dos recursos hídricos. O saldo de radiação é a quantidade de energia que sobra na superfície e que será utilizada nos processos de aquecimento do ar e do solo, na fotossíntese e como calor latente.

Os dados disponíveis de radiação solar são muito limitados para o Brasil. A maioria refere-se a médias climatológicas, onde é fornecido o número de horas de brilho solar, ou insolação, e não a energia incidente. Algumas universidades e órgãos governamentais operam radiômetros, mas isso ainda é insuficiente. Para preencher esta lacuna, o sensoriamento remoto é uma ferramenta que tem possibilitado a estimativa de parâmetros como radiação solar global, albedo da superfície, índices de vegetação, emissividade da superfície, temperatura da superfície e balanço de radiação.

Várias metodologias utilizadas para a obtenção desses parâmetros são válidas para áreas com relativa homogeneidade. Quando o interesse é a determinação de um parâmetro em escala regional, ou com cobertura sobre uma grande área, a utilização de técnicas de sensoriamento remoto é imprescindível. Nesse sentido, a utilização de imagens de satélite apresenta-se como uma alternativa com grandes potenciais e já tem sido usada em escala operacional em alguns países. Neste estudo, os componentes do balanço de radiação à superfície serão determinados a partir de imagens do satélite EOS-ASTER (Earth Observation System - Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer).

O sensor ASTER é um imageador multiespectral a bordo do satélite Terra, lançado em dezembro de 1999. Tem uma órbita síncrona-solar, altitude média de 705 Km, fazendo medidas da superfície às 10:30 hs da manhã, hora solar local, retornando a mesma órbita com frequência de 16 dias, fornecendo dados acurados sobre as características da superfície.

Gera imagens de média resolução espacial e espectral, apresentando três subsistemas de diferentes telescópios: VNIR(visible near infrared), SWIR (short wave infrared) e TIR (thermal infrared), os quais fornecem um total de 14 bandas espectrais desde a região do

visível ao infravermelho termal do espectro eletromagnético. A resolução espacial varia de 15 a 90 m, dependendo do comprimento de onda, correspondendo aos diferentes subsistemas.

O balanço de radiação à superfície é a contabilização entre os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, é a soma algébrica do balanço de radiação de onda curta R_{nSW} (0,15 a 3,0 μm) e do balanço de radiação de onda longa R_{nLW} (3,0 a 100,0 μm) à superfície (Arya, 1998). O balanço ou saldo de radiação (R_n) numa superfície plana, horizontal e situada na superfície da Terra, consiste no cômputo dos ganhos (fluxos descendentes) e das perdas (fluxos ascendentes) radiativas. Os ganhos correspondem à radiação solar global (R_g) e radiação termal atmosférica (R_{atm}). As perdas são referentes à radiação solar refletida pela superfície (R_{ref}), radiação termal emitida pela superfície (R_{emit}) e radiação termal atmosférica refletida pela superfície ($R_{atm,ref}$).

A partir daí, o balanço de radiação de uma superfície é dado por:

$$R_n = (R_g - R_{ref}) + (R_{atm} - R_{emit} - R_{atm,ref}) \quad (1)$$

A radiação solar refletida (1º termo da equação 1), pode ser obtida através do produto da reflectância α pela radiação solar incidente, enquanto que a radiação termal atmosférica refletida, pelo produto $(1-\epsilon_0)R_{atm}$, o que possibilita expressar a referida equação da seguinte maneira:

$$R_n = R_s(1-\alpha) + R_{atm} - R_{emit} - (1-\epsilon_0)R_{atm} \quad (2)$$

onde ϵ_0 é a emissividade da superfície.

O balanço radiação de ondas curtas está representado pelos dois primeiros termos do lado direito da equação 2, com abrangência espectral de 0,3 a 3 μm . Será reservado o termo albedo para a refletividade de uma superfície no domínio da radiação eletromagnética de 0,3 a 3 μm . O balanço de radiação de onda longa está representado na equação 2 pelos últimos termos e compreende o intervalo de 3 a 50 μm .

2. Material e métodos

A região de estudo deste trabalho está situada na região ecoclimática da Depressão Central, Estação Experimental Agrônômica (EEA) da UFRGS, em Eldorado do Sul-RS, latitude -30° 05' 27'', longitude -51°40'18'' e altitude de 46m. Segundo a classificação climática de Köppen, a região estudada apresenta clima tipo Cfa, ou seja, subtropical úmido com verão quente.

Para o estudo foi utilizada uma imagem do sensor ASTER, obtida ao dia 2 de outubro de 2002, com nível de processamento Level-1B. No tratamento digital de imagens foram utilizados o software ERDAS Imagine 8.5 (Earth Resources Data Analysis System) e ENVI (Environment for Visualizing Images) para processamento e quantificação dos dados digitais.

Neste trabalho, utilizou-se algoritmos desenvolvidos no CEPSSRM/UFRGS, para converter os dados a partir da radiância em reflectância (VNIR e SWIR) e temperatura de brilho (TIR).

Os dados meteorológicos necessários como radiação solar global (R_g) e temperatura do ar (T) foram obtidos na EEA/UFRGS.

A seguir, é mostrado o detalhamento das etapas a serem realizadas para a obtenção do saldo de radiação à superfície. É necessário obter a reflectância das bandas do VNIR e SWIR. A reflectância de um pixel do ASTER representa a reflectância medida no topo da atmosfera, isto é, baseada na radiância refletida por um pixel mas medida ao nível da órbita do ASTER.

O albedo da superfície foi obtido através de valores da reflectância das bandas 1 a 9 do ASTER, pré-processadas. A conversão de pequenas bandas pra bandas amplas foi realizada seguindo os passos sugeridos para o sensor ASTER, através de algoritmos para a obtenção do albedo da superfície (Liang, 2002).

$$\alpha_{bb} = 0,484 \cdot \alpha_1 + 0,335 \cdot \alpha_3 - 0,324 \cdot \alpha_5 + 0,551 \cdot \alpha_6 + 0,305 \cdot \alpha_8 - 0,367 \cdot \alpha_9 - 0,0015$$

onde:

α_{bb} - albedo da superfície (broadband)

α_i (i = 1 a 9) – reflectância da superfície das correspondentes bandas do ASTER

Como os valores de reflectância não foram submetidos à correção atmosférica, utilizou-se o procedimento proposto por Bastiaanssen (2000) para obtenção do albedo corrigido:

$$a_{co} = (a_{toa} - a) / \tau_{sw}^2$$

onde:

a_{co} é o albedo corrigido;

a_{toa} é o albedo no topo da atmosfera;

a é o albedo não corrigido e

τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

A transmissividade atmosférica, para condições de céu claro, pode ser obtida por (Allen et al., 2002):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z$$

onde z é a altitude de cada pixel (m). Para efeito de simplificação, foi utilizado $z = 20m$ que representa a altitude da cidade de Eldorado do Sul – RS, sendo admitido que a área de estudo tem altitude constante para todos os pixels.

O NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) foi obtido pela combinação das bandas do vermelho (ρ_v) e infravermelho próximo (ρ_{iv}) do ASTER

$$NDVI = (\rho_{iv} - \rho_v) / (\rho_{iv} + \rho_v)$$

Para obtenção da emissividade da superfície foi utilizado o algoritmo proposto por Ogawa (2002), onde são utilizadas as cinco bandas do TIR do ASTER para fazer a conversão de bandas estreitas em amplas bandas, através de combinações e ponderações de bandas:

$$\varepsilon = \sum_{ch=10}^{ch=14} a_{ch} \cdot \varepsilon_{ch} + c$$

onde

ε_{ch} é a emissividade dos canais termais (narrowband),

a_{ch} é o coeficiente de conversão de bandas estreitas para bandas largas (broadband) e

c é constante

a ₁₀	a ₁₁	a ₁₂	a ₁₃	a ₁₄	c
0,014	0,145	0,241	0,467	0,004	0,128

$$\varepsilon_i = \varepsilon_{vi} \cdot P_v + \varepsilon_{si} \cdot (1 - P_v)$$

onde

ε_{vi} é a emissividade da vegetação

ε_{si} é a emissividade do solo nu

P_v é parâmetro de cobertura vegetal

P_v é dado por: (Carlson & Ripley, 1997)

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_s}{NDVI_v - NDVI_s} \right)^2$$

onde os índices v e s referem-se a vegetação e solo, respectivamente.

As emissividades das bandas do termal (10 a 14) são dadas por:

$$\varepsilon_{10} = 0,946 + 0,044P_v$$

$$\varepsilon_{11} = 0,949 + 0,041P_v$$

$$\varepsilon_{12} = 0,941 + 0,0499P_v$$

$$\varepsilon_{13} = 0,968 + 0,022P_v$$

$$\varepsilon_{14} = 0,970 + 0,020P_v$$

A radiação atmosférica (R_{atm}) é um componente importante do R_n já que é relacionado à radiação de ondas longas emitida pela atmosfera na direção da superfície. Dependendo da extensão espacial e orografia da área imageada, sobre a qual está sendo realizado o Balanço de Radiação, pode-se, sem perda de precisão, supor que medições de R_{atm} , realizadas em alguns pontos à superfície com pirgeômetros ou saldo radiômetro especiais, são admitidas constantes em toda a área imageada. Tendo em vista que o interesse é o Balanço de Radiação à superfície, deve-se efetivá-lo em dias de “céu claro”. Nesse sentido, um modelo que tem apresentado resultados muito confiáveis é aquele proposto por Brutsaert (1975), que foi calibrado e refinado em estudo conduzido por Sridhar & Elliott (2002). Com base nesse estudo recente, pode-se estimar R_{atm} ($W \cdot m^{-2}$) segundo a expressão:

$$R_{atm} = 1,31 \cdot (10 \cdot e_a / T_a)^{1/7} \cdot \sigma T_a^4$$

em que e_a é a pressão parcial de vapor d'água (KPa) dada por:

$$e_a = 0,61078 \exp [17,2693882 T / (T + 237,3)]$$

e T_a a temperatura do ar (K), ambos medidos em abrigo meteorológico.

O balanço de radiação de ondas curtas já pode ser determinado pois já foi obtido o albedo da superfície e a radiação global (R_g) através de registros da estação meteorológica da EEA/UFRGS. Quanto aos termos do balanço de ondas longas, falta apenas mostrar como calcular a radiação emitida por cada pixel, o que pode ser feito segundo a seguinte expressão:

$$R_{emit} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_{sup}^4$$

Onde ε é a emissividade de cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$) e T_{sup} a temperatura da superfície (K).

Assim, foram determinados todos os termos referentes ao balanço de radiação à superfície.

3. Resultados e discussão

Os resultados foram analisados diante das diferentes coberturas da superfície presentes na área de estudo. Foi analisado corpo d'água, solo exposto, vegetação (mata ciliar) e área urbana para constatar as diferenças entre as propriedades inerentes à cada superfície.

A emissividade obtida sobre solo exposto (ϵ_{solo}) foi de 0,96. Já a área vegetada apresentou uma emissividade em torno de 0,98, mesmo valor obtido para vegetação, por Ouaidrari et al. (2002). Vários estudos sugerem que a emissividade pode ser a maior fonte de erros nas estimativas da temperatura da superfície usando imagens de satélite (Becker, 1987; Ouaidrari et al., 2002).

O algoritmo proposto por Jimenez-Muñoz et al. (2006), para estimativa da emissividade a partir de imagens do sensor ASTER, não é aplicável sobre superfícies com valores de NDVI negativo como superfícies rochosas, água, neve e gelo, apesar de suas emissividades serem bem conhecidas.

De acordo com Ouaidrari et al. (2002), a emissividade de solo descoberto (ϵ_{solo}) varia de 0,92 a 0,96, intervalo dentro do qual inclui os resultados obtidos neste estudo já que em manchas de solo descoberto, a emissividade encontrada foi de 0,96. A área urbanizada apresentou uma emissividade de 0,96. Morse et al. (2001) e Allen et al. (2002) arbitraram o valor de 0,965 para a emissividade para o solo descoberto para os Estados Unidos.

Para estimar o saldo de radiação, parâmetros como NDVI, albedo e TST são de fundamental importância. O NDVI foi máximo na área vegetada e negativo sobre corpos d'água, conforme o esperado. Na área vegetada foi encontrado um NDVI de 0,65, já em solo descoberto e área urbana, obteve-se 0,21 e 0,41, respectivamente.

O albedo, por sua vez, ficou em torno de 6% sobre a água e de 14% na área vegetada. Em solo descoberto encontrou-se albedo de 16% e na área urbana, 19%. Silva et al. (2005) obtiveram albedo variando de 17% a 20%, sobre áreas irrigadas no nordeste brasileiro, utilizando técnicas de sensoriamento remoto. Rocca (1988), em experimento agrônomico realizado na mesma região do presente trabalho, obteve albedo variando de 0,19 a 0,24, para a cultura do milho e Fontana (1993), para a cultura da soja, constatou albedo de 17%.

As maiores temperaturas da superfície (TST) foram observadas na área urbana e em solo descoberto, em torno de 23°C e as mais baixas temperaturas foram observadas em corpos d'água, em torno de 16°C.

Na **Tabela 1** são mostrados os valores dos componentes do saldo de radiação (saldo de radiação de onda curta e de onda longa) para os diferentes alvos presentes na área analisada. O saldo de radiação de onda curta (R_{NSW}) está representado na **Figura 1**. Observou-se que os valores obtidos variaram de 601 a 674 W.m^{-2} . As áreas mais escuras apresentam saldo menor e as mais claras, R_{NSW} maior. Os maiores valores de R_{NSW} foram encontrados sobre os corpos d'água, devido ao baixo albedo e à alta absorção radiativa da mesma. O solo exposto apresentou os menores valores de R_{NSW} . A vegetação e área urbana apresentaram saldo de radiação de onda curta de 615 e 619 W.m^{-2} , respectivamente.

O saldo de radiação de onda longa (R_{NLW}) (**Figura 2**) ficou entre 9 e 16 W.m^{-2} , para vegetação e solo exposto, respectivamente, e sobre corpos d'água, o R_{NSW} foi de 12 W.m^{-2} .

A radiação de onda longa emitida (R_{emit}) observada na vegetação foi de 415 W.m^{-2} . Já em áreas de solo exposto, foi observado maior emissão de radiação de onda longa, em torno de 440 W.m^{-2} . Sobre superfície d'água, a radiação emitida foi de 396 W.m^{-2} e em área urbana foi de 437 W.m^{-2} .

Pode-se observar que os menores valores de saldo de radiação ($R_n = 585 \text{ W.m}^{-2}$) (maiores valores de radiação de onda longa) ocorreram na área com solo exposto e os maiores ($R_n = 662 \text{ W.m}^{-2}$), ou seja, menores valores de radiação de onda longa, sobre os corpos d'água.

Tabela 1. Parâmetros instantâneos obtidos em diferentes alvos presentes na área de estudo.

Parâmetros	Água	Solo exposto	Área vegetada	Área urbana
R_{emit}	396	440	415	437
$Rn_{OL} (-)$	12	16	10	15
Rn_{OC}	674	601	615	619
Rn	662	585	606	604

Na **Figura 3** é apresentado o saldo de radiação (Rn) onde as áreas mais claras indicam maiores valores de Rn . Os valores mínimos de Rn foram encontrados em solo exposto, $585 W.m^{-2}$, e Rn máximo foi de $662 W.m^{-2}$, em corpos d'água, respectivamente. Observa-se que o saldo de radiação sobre a vegetação foi de $606 W.m^{-2}$. Segundo Daughtry et al. (1990), o erro médio entre as medições e estimativas de Rn com sensoriamento remoto são inferiores a 7%. Na área urbana, o saldo de radiação ficou próximo ao da área vegetada, talvez pelo fato de não ser um município muito desenvolvida, podendo ocorrer mistura espectral de vários alvos como vegetação e água não somente asfalto, concreto, entre outros. Em geral, as áreas com menores valores de Rn foram com solo descoberto, em torno de $584 W.m^{-2}$ enquanto que sobre a água concentram-se os maiores valores de Rn , em torno de $662 W.m^{-2}$. Bastiaanssen (1998b) obteve Rn variando de $400 W.m^{-2}$, em deserto e $500 W.m^{-2}$, em oásis. Dubayah (1992) obteve Rn com correção de modelo digital a $654 W.m^{-2}$ e Rn não corrigido de $643 W.m^{-2}$, valores mais próximos aos do presente trabalho e aos de Bastiaanssen (1998b).

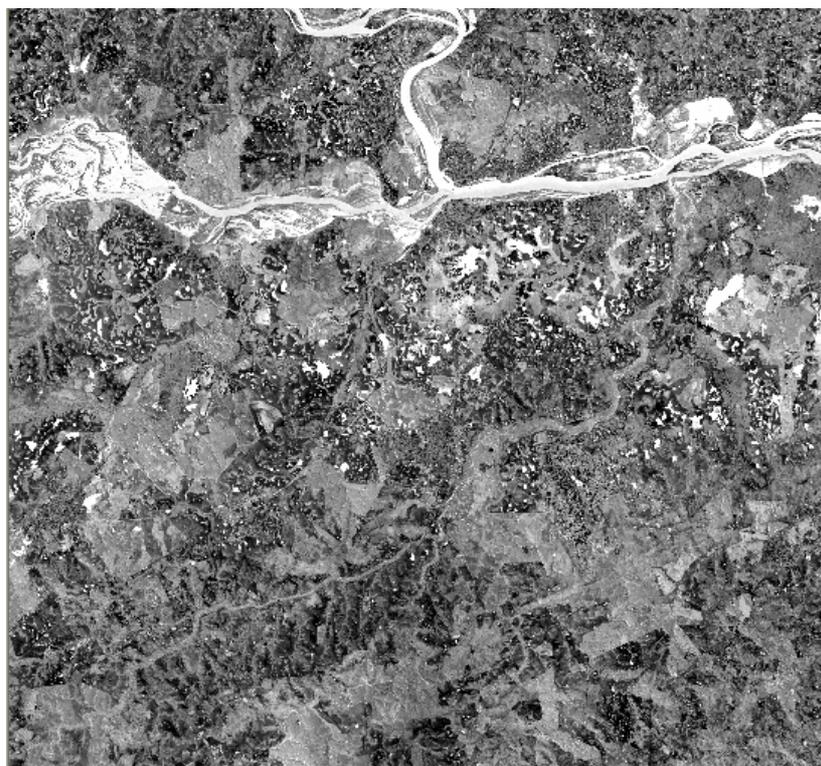


Figura 1. Saldo de radiação de onda curta (Rn_{OC}), 2 de outubro de 2002, às 10:30h.

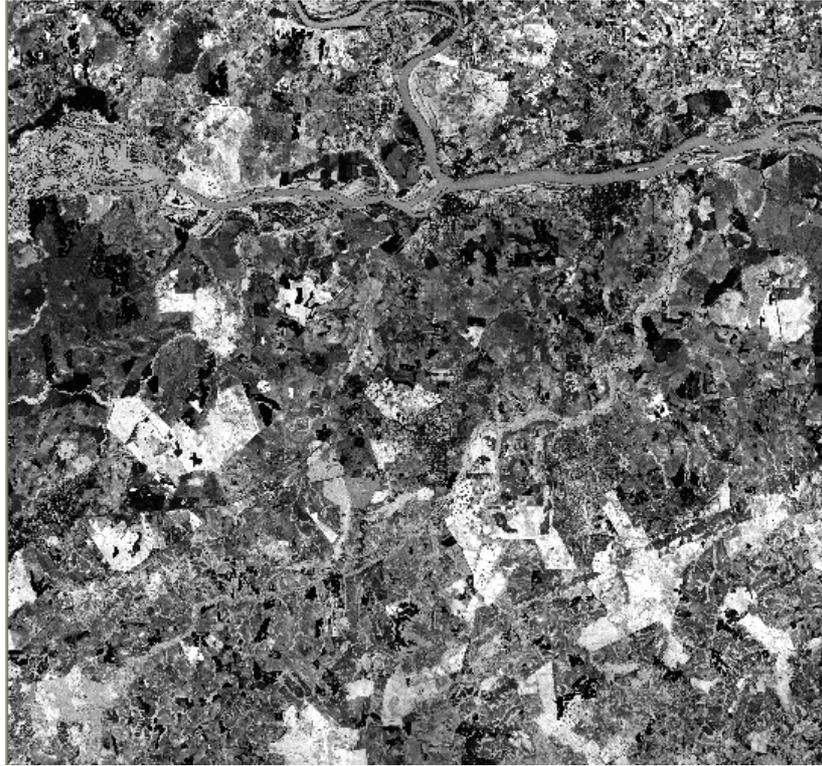


Figura 2. Saldo de radiação de onda longa (R_{nOL}) , 2 de outubro de 2002, às 10:30h.

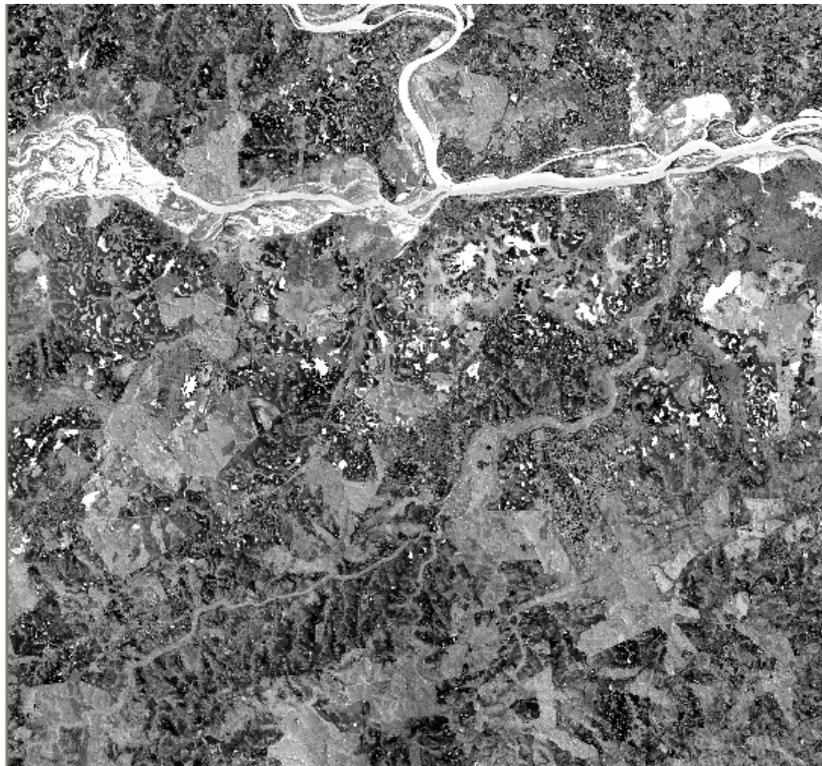


Figura 3. Saldo de radiação, 2 de outubro de 2002, às 10:30h.

4. Conclusões

O balanço de radiação estimado através de imagens do sensor ASTER coincidiu com os valores esperados no qual foram encontrados maiores saldos de radiação sobre corpos d'água e os menores valores sobre solo exposto. Portanto, para verificar a acurácia do método é necessário obter dados do perfil vertical da atmosfera no momento da passagem do satélite sobre a área de estudo, assim como dados de emissividade e albedo da superfície.

5. Referências

- ALLEN, R.G., TREZZA, R. & TASUMI M. Surface Energy Balance Algorithms for Land. **Advance training and users manual**, version 1.0, pp.98, 2002.
- ARYA, S. P. Introduction to micrometeorology, North Carolina editor: **International Geophysics Series - Academic Press**, 1988, p. 9–33.
- BASTIAANSEN, W. G. M; PELGRUM H., WANG, J. MORENO, Y.M.J., ROERINK, G. J. & VAN DER WAL, The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Validation. **Journal of Hydrology**, 213-229, 1998b.
- SILVA, B. B. **Balanço de Radiação com Dados AVHRR/NOAA – 14**. Campina Grande: DCA/CCT/UFCG, 21p, 2002.
- DAUGHTRY, C.S.T., KUSTAS, W.P.; MORAN, M.S., PINTER, P.J.Jr; JACKSON R.D.; BROW, P.W.; NICHOLS, W.D. & GAY, L.W. Spectral estimates of net radiation and soil heat flux. **Remote Sensing of Environment**, 32:111-124, 1990.
- BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources Research**, 11 (5): 389-418, 1975.
- SILVA, B. B., MOURA, M. S. B., FEITOSA, J. R., GALVÍNCIO, J. D. & FILHO, J. F. C. Balanço de Radiação no Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto e Imagens Landsat 5 – TM. CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA XII, Foz do Iguaçu - PR. **Anais**: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002a.
- OGAWA, K., SCHUMUGGE T., JACOB, F., FRENCH, A. (2002) Estimation of broadband emissivity from Satellite Multi-channel Thermal Infrared Data Using Spectral Libraries.
- LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo- I Algorithms, **Remote Sensing of Environment** 76 (2000), 213-238.
- SRIDHAR, V. ; ELLIOTT, R.L. On the development of a simple downwelling long-wave radiation scheme. **Agricultural and Forest Meteorology**, 112: 237-243, 2002.
- VAN DE GRIEND, A A ; OWE, M. On the relationship between emissivity And the normalized difference vegetation index for natural surfaces . **International Journal of Remote Sensing**, 14 (6): 1119-1131, 1993.
- WUKELIC, G. E., GIBBONS, D. E., MARTUCCI, L. M. & FOOTE, H. P. Radiometric Calibration of Landsat Thematic Mapper Thermal Band. **Remote Sensing of Environment**, 28: 339-347, 1989.
- ZHANG, X. GENDEREN, J. L. V. & KROONENBERG, S. B. A method to Evaluate the Capability of Landsat – 5 TM Banda 6 Data for Sub-pixel Coal Fire Detection. **International Journal of Remote Sensing**, v. 18, n. 15, 3279-3288, 1997.
- JIMÉNEZ-MUÑOZ, J.C. , SOBRINO, J.A. , GILLESPIE, A., SABOL, D., GUSTAFSON, W. Improved land surface emissivities over agricultural areas using ASTER NDVI, **Remote Sensing of Environmrnt** , 103, p. 474-487, 2006.
- SILVA, B.B da, LOPES, G.M., AZEVEDO, P.V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens LANDSAT 5-TM images. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.13, n.2, p. 11-21, 2005.