

Balanço de radiação à superfície na região de Gilbués-PI, utilizando imagens do TM/Landsat 5

Madson Tavares Silva¹,
Everson Batista Mariano¹
Richelle Kehrle de Paula¹
Pollyanna Kelly de Oliveira Silva¹

¹ Universidade Federal de Campina Grande - UFCG
Caixa Postal 10078 - 58109-970 - Campina Grande - PB, Brasil
madson_tavares@hotmail.com, everson@dca.ufcg.edu.br,
richellewell@hotmail.com, polyana_kely@hotmail.com

Abstract. This study aimed to determine the balance of radiation at the surface, based in the seven spectral bands of the Landsat 5 Thematic Mapper. We considered two images obtained on 13/06/1987 and 06/06/2008, involving the region a region located in the southern state of Piauí, the study area includes the city of Gilbués, Barreiras do Piauí, Monte Alegre do Piauí e São Gonçalo do Gurguéia, was used for both the Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL. As result of the process and the albedo of vegetation indices based on the radiance of reflective channels (1, 2, 3, 4, 5 and 7) and the temperature of each pixel with the thermal channel (6) of Landsat 5 - MT. Values of the incident solar radiation and atmospheric radiation were estimated based on data from meteorological station's surface. Generally, the balance of radiation - R_n the scene as a whole in 1987, which reached the average time of passage of the satellite equal to 489.5 Wm^{-2} , was lower than in 2008, with average of 558.7 Wm^{-2} .

Palavras-chave: remote sensing, image processing, NDVI, sensoriamento remoto, processamento de imagens, IVDN

1. Introdução

O Município de Gilbués no Estado do Piauí é um dos Núcleos de Desertificação citados no Plano Nacional de Combate à Desertificação (PNCD), sendo considerado uma área crítica de desertificação e um exemplo contundente de como ações antrópicas podem alterar profundamente as características naturais de unidades de paisagens, assim como reconfigurar a estrutura de todo um ecossistema (Silva et al., 2007).

As áreas sob processos de desertificação são constituídas de solos bastante sensíveis ao processo agressivo de manejo de agricultura e mineração, pois a cobertura é constituída de vegetação de pequeno porte e de solos claros ou avermelhados, caracterizados por baixos teores de matéria orgânica e umidade, sendo então de grande importância estudos que caracterizam os processos dinâmicos e físicos de cobertura de solo na região, deste modo o uso algoritmos do sensoriamento remoto, são muito utilizados em estudos dos fluxos de calor latente e sensível à superfície (Bastiaanssen et al., 1998a; Bastiaanssen, 2000; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002), é o SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land. O SEBAL é um algoritmo que utiliza imagens de satélite e poucos dados de superfície para estimar os fluxos de calor latente, sensível e no solo. O uso do SEBAL tem a grande vantagem de proporcionar o balanço de energia à superfície de maneira efetiva e econômica. Possibilita grande cobertura espacial e, dependendo do sensor orbital que o alimenta com dados dos canais reflectivos e termais, pode também ter grande resolução espacial. O SEBAL tem sido utilizado para estimar, de forma simples e eficaz, o albedo e a temperatura da superfície com imagens Landsat 5 (Bastiaanssen et al., 1998a; Dubayah, 1992; Granger, 2000;

Boegh et al., 2002) e AVHRR-NOAA (Hucek & Jacobowitz, 1995; Liang, 2002). O saldo de radiação exerce um papel fundamental nos métodos que estimam a evapotranspiração, componente essencial do balanço hídrico, especialmente quando a superfície do solo é mantida úmida através da irrigação.

Deste modo, este trabalho objetivou determinar o balanço de radiação em áreas degradadas, com base em imagens do Mapeador Temático do Landsat 5 e alguns dados complementares de superfície.

2. Materiais e Métodos

A área de estudo compreende os territórios municipais de Gilbués, Barreiras do Piauí, Monte Alegre do Piauí e São Gonçalo do Gurguéia, o quadrante está localizado entre os meridianos 45°38'51'' e 44°53'24'' de longitude Oeste e os paralelos 10°01'35'' e 9°39'00'' de latitude Sul. Fazendo parte da microrregião do Alto Médio Gurguéia (Figura 1).

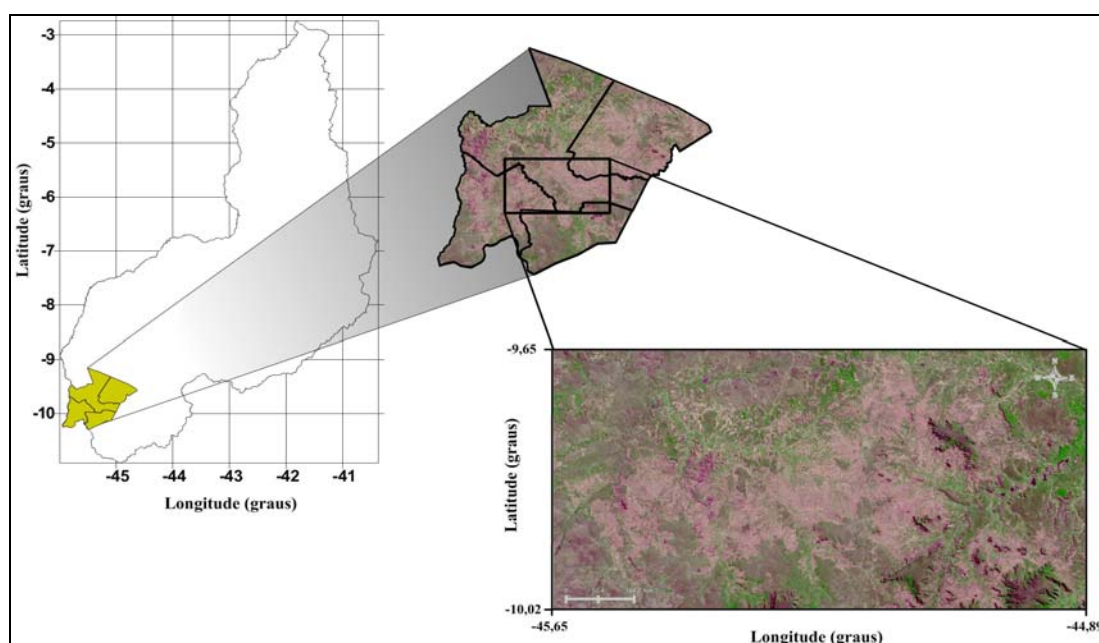


Figura 1. Localização da área do estudo.

As condições climáticas da área do estudo (com altitude da sede a 481 m acima do nível do mar) apresentam temperaturas mínimas de 25°C e máximas de 36°C, com clima quente e semi-úmido. A precipitação pluviométrica média anual é definida no Regime Equatorial Continental, com isoietas anuais em torno de 800 a 1200 mm e período chuvoso estendendo-se de novembro a dezembro e de abril a maio, (IBGE, 1977). Os solos da região, provenientes da alteração de arenito, conglomerado, folhelho, calcário, silexito e silito, são espessos, jovens, com influência do material subjacente, compreendendo latossolos amarelos, álicos ou distróficos, textura média, associados com areias quartzosas e/ou podzólico vermelho-amarelo concrecionário, plíntico ou não plíntico, fase cerrado tropical subcaducifólio e mata de cocais (JACOMINE et al., 1986). A área de estudo está inserida na faixa de transição entre o domínio dos cerrados do Brasil Central e o domínio do semi-árido do nordeste brasileiro.

Para a realização deste estudo foram utilizadas: (1) duas cenas do sensor TM/LANDSAT 5, órbita/cena 220/67, datadas de 13 de junho de 1987 e 06 de junho de 2008. As especificações das imagens estão apresentadas na Tabela 1. (2) para a obtenção do Balanço de radiação à superfície – BRS foram desenvolvidos vários modelos com o Model Maker do

Erdas 9.1, destinados às tarefas descritas nas seções abaixo. Ademais, foram feitas estimativas da radiação solar incidente na área estudada, bem como da radiação de onde longa emitida pela atmosfera, na direção da superfície.

Tabela 1. Descrição dos canais do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com correspondentes intervalos de comprimentos de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima - *a* e máxima - *b*) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (TOA).

| Descrição dos Canais | Comprimento de onda - μm | Coeficientes de calibração $\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ | | $K_\lambda(\lambda_i)$ - $\text{W/m}^2 \mu\text{m}$ |
|----------------------------------|-------------------------------------|--|-------|--|
| | | a | b | |
| Banda 1 (azul) | 0,45 - 0,52 | -1,52 | 152,1 | 1957 |
| Banda 2 (verde) | 0,53 - 0,61 | -2,84 | 296,8 | 1829 |
| Banda 3 (vermelho) | 0,62 - 0,69 | -1,17 | 204,3 | 1557 |
| Banda 4 (infra-vermelho próximo) | 0,78 - 0,90 | -1,51 | 206,3 | 1047 |
| Banda 5 (infra-vermelho médio) | 1,57 - 1,78 | -0,37 | 27,19 | 219,3 |
| Banda 6 (infra-vermelho termal) | 10,4 - 12,5 | 1,238 | 15,30 | - |
| Banda 7 (infra-vermelho médio) | 2,10 - 2,35 | -0,15 | 14,38 | 74,52 |

- **Calibração radiométrica** – Foi definido como o processo de conversão do Número digital - ND de cada pixel da imagem, em radiância espectral monocromática L_{λ_i} . Para as bandas reflectivas do Landsat 5 – TM, quais sejam: canais 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7, essas radiâncias monocromáticas representam a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e por unidade de comprimento de onda, porém medida ao nível da órbita do Landsat, que é da ordem de 705 Km de altura, para tanto foi utilizada a Equação (1) proposta por Markham & Baker (1987):

$$L_{\lambda_i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND \quad (1)$$

em que a_i e b_i são as radiâncias espectrais mínima e máxima ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$, Tabela 1), ND é a intensidade do pixel (número inteiro de 0 a 255) e $i = 1, 2, \dots, 7$, corresponde às bandas 1, 2, ..., 7, do TM Landsat 5.

- **Refletância** – Foi definida como a razão entre fluxo emergente da atmosfera e o fluxo incidente no seu topo, na região e banda espectral analisada; sendo computada a partir dos mapas de radiância espectral de cada banda, informações sobre o cos Z e irradiância espectral no topo da atmosfera (Tabela 1) para cada banda, estimou-se a refletância espectral planetária em cada banda, através da Equação (2) definida por (Bastiaanssen, 1995):

$$r_{p_i} = \frac{L_\lambda \times \pi}{K_\lambda \times \cos Z \times d_r} \quad (2)$$

em que r_{p_i} é refletância planetária da banda i , K_λ é a irradiância solar espectral no topo da atmosfera (Tabela 1), Z é o ângulo zenital do Sol e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra – Sol – d_s , em unidades astronômicas, que é dada por:

$$d_r = 1 + 0,0167 \text{sen} \left[\frac{2\pi(J - 93,5)}{365} \right] \quad (3)$$

em que J é o dia Juliano e o argumento da função seno se encontra em radiano. Por sua vez, o ângulo Zenital do Sol não precisou ser calculado, pois o mesmo se encontrava disponível no cabeçalho das imagens adquiridas para o estudo, quais sejam: para o dia 13 de junho de 1987, $Z = 48,98^\circ$; e para o dia 06 de junho de 2008, $Z = 44,38^\circ$. O valor do ângulo de elevação do Sol (E), para as coordenadas do centro da cena original da imagem.

- **Albedo planetário (r_p)** – Foi obtido com base na refletância de bandas que não cobrem totalmente o espectro de 0,3 μm a 3,0 μm , foi assim utilizado uma combinação linear das refletâncias planetárias obtidas na etapa anterior, segundo procedimento utilizado por Bastiaanssen (1995), válido para dias de céu claro, sendo definido pela Equação (4):

$$r_{p_i} = 0,293r_{p_1} + 0,274r_{p_2} + 0,233r_{p_3} + 0,157r_{p_4} + 0,033r_{p_5} + 0,011r_{p_7} \quad (4)$$

em que: r_{p1} , r_{p2} , r_{p3} , r_{p4} , r_{p5} e r_{p7} são os albedos planetários nas bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7.

- **Albedo da Superfície** – Foi obtido através da Equação (5) definida por (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002), aplicada a dias de céu claro:

$$r_0 = \frac{r_p - a}{b} \quad (5)$$

em que: a representa o albedo da atmosfera (valores de 0,025 a 0,035) e b corresponde ao quadrado da **transmissividade atmosférica**, τ_{sw} , que pode ser obtida segundo a Equação (6) proposta por Allen et al. (2002):

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (6)$$

em que: z representa a altitude de cada pixel. Como forma de simplificar a sua aplicação, escolheu-se a altitude de Gilbués (481 m), para fins de cálculo de τ_{sw} , e admitiu-se que na área estudada a mesma era constante, conforme tem sido adotado em outros estudos (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002, Silva et al., 2002). Para a escolhe-se o valor 0,03, por não se dispor de informações que possibilitassem escolha mais precisa.

- **Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI)** – Foi obtido através da razão entre a diferença das refletividades do IV-próximo (r_{p4}) e do vermelho (r_{p3}) e a soma das mesmas (Allen et al., 2002), definida pela Equação (7):

$$NDVI = (r_{p4} - r_{p3}) / (r_{p3} + r_{p4}) \quad (7)$$

em que: r_{p3} e r_{p4} correspondem às refletâncias das bandas 3 e 4 do Landsat 5 – TM.

- **Índice de área foliar (IAF)** – Foi utilizado a expressão empírica obtida por Allen et al. (2002), definida pela Equação 8:

$$IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (8)$$

- **Índice de vegetação com ajuste do solo (SAVI)** - Proposto por Huete (1988), e calculado segundo a Equação 9:

$$SAVI = \frac{(1 + L)(r_{p3} - r_{p4})}{(L + r_{p3} + r_{p4})} \quad (9)$$

onde L é um fator geralmente tomado igual a 0,1.

- **Emissividade termal (ϵ_{NB})** – Foi considerado para porção do espectro eletromagnético (narrow band - 10,4 μm a 12,5 μm). Para tanto, utilizou-se da expressão desenvolvida por Allen et al. (2002), em função do IAF, dada pela Equação 10:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \times IAF \quad (10)$$

em que: índice de área foliar (IAF), foi obtido com base nas imagens geradas nos canais 3 e 4 do Landsat 5 – TM, e a equação é válida para $IAF < 3,0$. Para valores do $IAF > 3,0$, considerou-se $\epsilon_{nb} = 0,98$ (Allen et al., 2002).

- **Emissividade radiativa** (ε_0) – Foi definida como a emissão radiativa de cada pixel, foi obtida segundo Equação 11 proposta por Allen et al. (2002):

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times \text{IAF} \quad (11)$$

em que: a função é definida para $\text{IAF} < 3,0$, caso contrário, assumiu-se $\varepsilon_0 = 0,98$, procedimento usado por Morse et al. (2001) e Allen et al. (2002).

- **Temperatura da superfície** T_s (K) – Foi definida a partir do mapa de radiância espectral da banda termal (canal 6 do Landsat 5 – TM), e da carta com a emissividade da banda termal, segundo o modelo proposto por Markham & Barker (1986), utilizado em vários estudos (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002, Silva et al., 2002), definida pela Equação 12:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{nb} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (12)$$

em que $K_1 = 607,76 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$, $K_2 = 1260,56 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$, $L_{\lambda,6}$ é a radiância espectral da banda 6, ε_{nb} é a emissividade de cada pixel na porção da banda termal do Landsat 5 – TM.

- **Radiação de onda longa emitida** ($R_{L\uparrow}$) - Foi calculada segundo (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002), pela Equação 13:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (13)$$

em que ε_0 e T_s representam a emissividade e a temperatura de cada pixel da imagem, e σ é a constante de Stefan – Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

- **Radiação de onda curta incidente** ($R_{S\downarrow}$) - Foi calculada a partir da Equação 14, proposta por (Bastiaanssen, 1995; Allen et al., 2002; Morse et al., 2001; Silva et al., 2002):

$$R_{S\downarrow} = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (14)$$

em que G_{sc} é a constante solar (1367 W m^{-2}), Z é o ângulo zenital solar, que é fornecido pelo cabeçalho da imagem, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol, e τ_{sw} é a transmitância atmosférica.

- **Radiação de Onda Longa Incidente** ($R_{L\downarrow}$) - Foi obtida segundo expressão (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002), definida pela Equação 15:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (15)$$

em que ε_a é a emissividade atmosférica, calculada por: $\varepsilon_a = 1,08 \times (-\ln \tau_{sw})^{0,265}$, (Bastiaanssen, 1995), σ é a constante de Stefan – Boltzmann e T_a é a temperatura média do ar, tomada igual a 304 (Kelvin).

- **Balanco de Radiação à Superfície** (R_n) - Foi utilizada para o cômputo do saldo de radiação a superfície a seguinte expressão proposta por (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002; Silva et al., 2002), dada pela Equação 16:

$$R_n = R_{S\downarrow}(1 - r_0) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (16)$$

em que $R_{S\downarrow}$ é a radiação de ondas curtas incidente em cada pixel (admitida constante em toda a área), r_0 é o albedo de cada pixel corrigido, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de ondas longas emitida pela atmosfera na direção do pixel (também assumida constante para todos os pixels da imagem), $R_{L\uparrow}$ é a radiação de ondas longas emitida por cada pixel e ε_0 é a emissividade de cada pixel da cena estudada.

3. Resultados e Discussão

A Figura 2 exibe a distribuição espacial da temperatura da superfície, mostrando os valores no dia 13 de junho de 1987 (Figura 2a) e 06 de junho de 2008 (2b). Foi observado que estes valores mantiveram-se praticamente inalterados durante a decorrer do período estudado, porém foi observada uma pequena tendência de aumento, que pode ser justificada pela mudança na cobertura da superfície, os maiores valores se concentram nas áreas com maior exposição de solo, principalmente na região mais degradada do município de Gilbués, os menores registros foram encontrados nas regiões com maior presença de água e de vegetação do tipo arbustiva, localizada na parte mais a leste da área.

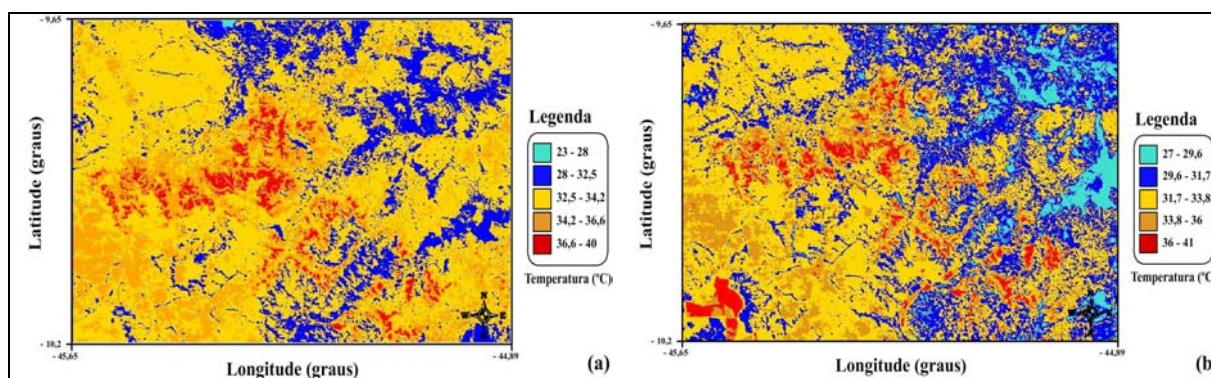


Figura 2. Carta da temperatura da superfície (°C) para área de estudo, no dia 13 de junho de 1987 (a) e 06 de junho de 2008 (b).

Na Figura 3 estão representados os histogramas de frequência do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI), no dia 13 de junho de 1987 (Figura 3a), o NDVI médio de toda a cena estudada foi de 0,44, enquanto que no dia 06 de junho de 2008 (Figura 3b) foi de 0,46. De modo geral os histogramas exibem que o NDVI da cena estudada em 2008 foi ligeiramente maior que em 1987, o que pode estar associado à presença de um maior armazenamento de água no solo, como também de uma época chuvosa mais intensa, fazendo com que a resposta da vegetação seja mais representativa na área estudada.

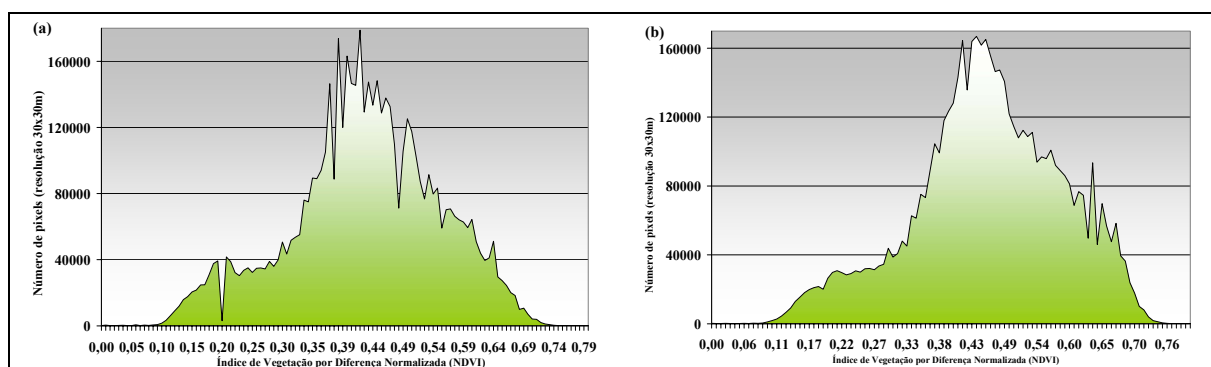


Figura 3. Histograma do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) para área de estudo, no dia 13 de junho de 1987 (a) e 06 de junho de 2008 (b).

As Figuras 4 e 5 exibem os histogramas de frequência do saldo de radiação, ambos apresentam os maiores valores associados à concentração de pontos ao redor da moda, tais valores estão associados a superfícies de vegetação arbustiva e de água. No dia 13 de junho de 1987 (Figura 4), o Rn médio de toda a cena estudada foi de $489,5 \text{ Wm}^{-2}$, enquanto que no dia 06 de junho de 2008 (Figura 5) foi de $558,7 \text{ Wm}^{-2}$. De modo geral os histogramas exibem que o Rn da cena estudada em 2008 foi ligeiramente maior que em 1987, o que pode estar

associado à ocorrência de chuva em dias próximos à passagem do Landsat na área estudada. Como consequência, o NDVI e a temperatura da superfície em 1987 foram inferiores aos observados em 2008.

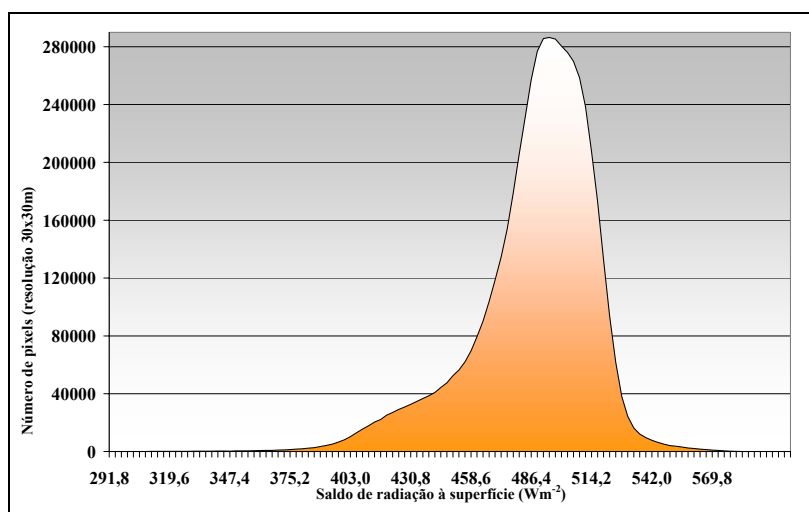


Figura 4. Histograma do saldo de radiação à superfície para área de estudo, no dia 13 de junho de 1987.

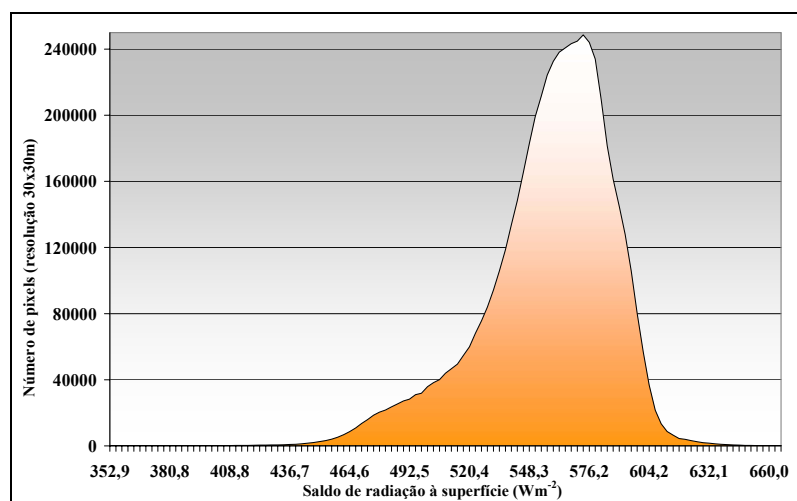


Figura 5. Histograma do saldo de radiação à superfície para área de estudo no dia 06 de junho de 2008.

Podemos então inferir que a radiação de onda longa (Tabela 2) em 2008 foi maior que em 1987, o que está de acordo com análises anteriores. Bastiaanssen (1998) obteve R_n variando de 400 Wm^{-2} , em deserto, para 500 Wm^{-2} , em oásis. Dubayah (1992) obteve R_n com correção de modelo de elevação digital igual a 654 Wm^{-2} , e R_n não corrigido de 643 Wm^{-2} , valores mais próximos aos do presente estudo e aos de Bastiaanssen (1998).

Tabela 2. Estatística dos valores radiação de onda longa (Wm^{-2}) encontrados no estudo.

| Dia | Mínimo | Máximo | Média | Moda |
|------------|---------------|---------------|--------------|-------------|
| 16/06/1987 | 225 | 519 | 481,5 | 480 |
| 06/06/2008 | 240,6 | 528,7 | 473,5 | 472,6 |

4. Conclusões

A técnica do balanço de radiação com imagens de satélite propiciou o cômputo dos valores das componentes do balanço de radiação sobre: áreas degradadas, solo descoberto e superfície livre de água, na região de Gilbués, o saldo de radiação (R_n) de modo gereal, em 1987, que atingiu a média de tempo de passagem do satélite igual a $489,5 \text{ Wm}^{-2}$, foi inferior à verificada em 2008, com média de $558,7 \text{ Wm}^{-2}$.

Referências Bibliográficas

Allen, R., Tasumi, M. & Trezza, R. Sebal (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – **Idaho Implementation**, version 1.0, 2002.

Bastiaanssen, W. G. M. **Regionalization of Surface Flux Densities and Moisture Indicators in Composite Terrain – A Remote Sensing Approach Under Clear Skies in Mediterranean Climates**. Thessis, Landbouwniversiteit Wageningen, Netherlands, 273, 1995.

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, 1998a.

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.

Boegh, E., Soegaard, H.; Thomsen, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environment**, 79:329-343, 2002.

Dubayah, R. Estimating Net Solar Radiation using Landsat TM and Digital Elevation data **Water Resources Research**, 28 (a): 2469-2484, 1992.

Granger, R.J. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. **Journal of Hydrology**, v. 229, p. 70-76, 2000.

Jacomine, P.K.T. **Levantamento exploratório e reconhecimento de solos do Estado do Piauí**. Rio de Janeiro. EMBRAPA-SNLCS/SUDENE-DRN. 1986. 782 p.

Huete, A. R. Adjusting vegetation indices for soil influences. **International Agrophysics**. v.4, n.4, p.367-376, 1988.

Hucek, R.; Jacobowitz, H. Impact of scene dependence on AVHRR albedo models. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, 12: 697-711, 1995.

Markham, B. L. & Barker, J. L. Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. **International Journal of Remote Sensing**, v. 8, n. 3, p. 517-523, 1987.

Liang, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo – I Algorithms. **Remote Sensing of Environment**, 76:213-238, 2002.

Morse, A., Allen, R. G., Tasumi, M., Kramber, W. J., Trezza, R. Wright, J. **Application of the SEBAL Methodology for Estimating Evapotranspiration and Consumptive Use of Water Through Remote Sensing**. Final Report, 220 p, 2001.

Silva, B. B., Feitosa, J. R., Moura, S. B., Galvincto, J. D.; Costa, F. J. F. Balanço de radiação no Perímetro irrigado Senador Nilo Coelho utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5-TM. CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA XII, 2002 Foz do Iguaçu. **Anais...**, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002, CD-ROM.