

ISSN 0104-1347

Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM – Landsat 5

Determination of the sensible and latent heat fluxes at land surface using TM – Landsat 5 Images

Bernardo Barbosa da Silva¹, Marcus Vinícius Cândido Bezerra²

Resumo: A obtenção das componentes do balanço de energia na superfície é de suma importância na modelagem atmosférica e na estimativa da evapotranspiração, que por sua vez é essencial para o manejo dos recursos hídricos, em especial em áreas irrigadas e bacias hidrográficas. O presente trabalho teve por objetivo principal a obtenção dos fluxos de calor sensível e latente na superfície com base no SEBAL – Surface Energy Balance Algorithm for Land. Foram utilizadas duas imagens do mapeador temático do Landsat 5, obtidas em 04 de dezembro de 2000 e em 04 de outubro de 2001, envolvendo áreas irrigadas do Projeto Nilo Coelho, parte do Lago de Sobradinho e do rio São Francisco e áreas de vegetação nativa, além de dados complementares de superfície. Os resultados obtidos indicam que os valores de H e λET determinados com o SEBAL são muito próximos a valores obtidos em estudos de balanço de energia conduzidos em pomares da área estudada. O fluxo de calor sensível (H) apresentou médias de 130,2 e de 158,3 $W m^{-2}$ para as imagens de 2000 e 2001, respectivamente. O fluxo de calor latente (λET) foi obtido como resíduo do balanço de energia na superfície e resultou, para as duas imagens estudadas, em médias de 346,1 $W m^{-2}$ (2000) e de 279,4 $W m^{-2}$ (2001). O valor médio de λET da imagem de 2000 foi superior ao da de 2001 e pode ter sido consequência da ocorrência de chuvas na área estudada em dezembro de 2000, o que teria afetado mais diretamente o albedo, a temperatura da superfície e o fluxo de calor no solo das áreas não irrigadas.

Palavras-chave: mapeador temático, balanço de energia, Sebal, evapotranspiração

Abstract: The determination of the energy balance components at surface is very important in atmospheric models and for assessing evapotranspiration, which is essential for water management in irrigated areas and water basins. The main objective of the present work was the determination of sensible and latent heat fluxes at land according to SEBAL – Surface Energy Balance Algorithm for Land. Two images of the thematic mapper – Landsat 5, obtained on December 04, 2000 and on October 04, 2001, involving irrigated areas of the Projeto Nilo Coelho, part of Sobradinho Lake and San Francisco River, and areas of native vegetation, were used. The results indicated that the H and λET values predicted by the SEBAL performed well when compared with studies carried out with orchards under the studied area. The sensible heat flux (H) presented averages values of 130.2 and 158.3 $W m^{-2}$ for the images of 2000 and 2001, respectively. The latent heat flux (λET) was obtained as residue of the energy balance equation, and they were equal to 346.1 $W m^{-2}$ (2000) and 279.4 $W m^{-2}$ (2001). The average value of λET in 2000 image was greater than that one of 2001 as a consequence of the occurrence of some rain event in the studied area in December of 2000, which would have affected the albedo, surface temperature and soil heat flux.

key words: Thematic mapper, energy balance, Sebal, evapotranspiration

¹ Universidade Federal de Campina Grande, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Av. Aprígio, 822, Bodocongó, 58109-080, Campina Grande, PB – e-mail: bernardo@dca.ufcg.edu.br

² Governo do Estado da Paraíba, Terceira Região de Ensino, Secretaria de Educação. Rua Carlos Santos, 88 –Centro, 58109970 - Massaranduba, PB – Brasil, e-mail: markusvynycyus@yahoo.com.br

Introdução

A quantificação das perdas de água para a atmosfera de superfícies cultivadas é muito valiosa no planejamento de atividades agrícolas e no gerenciamento dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica. Para que se possa determinar essas perdas, tão importantes em estudos do ciclo hidrológico, foram desenvolvidos diversos métodos, como o balanço de energia baseado na razão de Bowen, método das correlações turbulentas e outros, destinados à estimativa da evapotranspiração (ET) em pequena escala. No entanto, esses métodos não são adequados para aplicações em mesoescala ou escala regional. Nesse sentido, estão sendo propostos algoritmos que possibilitam a estimativa de ET em escala regional utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens de satélite (Landsat – TM, NOAA - AVHRR, Terra – Modis e outros). Um desses algoritmos é o SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), que tem sido aplicado em diversos países, como Espanha, Itália, Turquia, Paquistão, Índia, Sri Lanka, Egito, Nigéria, China e Estados Unidos (MORSE et al., 2000; BASTIAANSEN, 2000; ALLEN et al., 2002).

O SEBAL é utilizado intensivamente neste trabalho na obtenção do balanço de energia na superfície. Esse algoritmo foi desenvolvido por BASTIAANSEN (1995) e possibilita o cálculo do fluxo de calor latente como resíduo da equação clássica do balanço de energia. O mesmo utiliza-se da temperatura da superfície, da reflectância hemisférica da superfície, índices de vegetação (NDVI, SAVI e IAF) e de alguns dados complementares de superfície, normalmente obtidos em estações meteorológicas automáticas.

A obtenção do balanço de energia na superfície é de suma importância na modelagem atmosférica e na estimativa da ET, que por sua vez é essencial para o manejo dos recursos hídricos, em especial em áreas irrigadas e bacias hidrográficas.

Neste estudo são utilizadas imagens do mapeador temático - TM do Landsat 5, com o objetivo da determinação dos fluxos de calor sensível e latente, importantes componentes do balanço de energia na superfície, o que representará um grande passo para a obtenção da evapotranspiração diária no Perímetro Irrigado

Senador Nilo Coelho (PISNC), através do algoritmo SEBAL, e importante elemento na modelagem hidrológica e numérica da atmosfera.

Material e Métodos

Foram selecionadas duas imagens obtidas pelo mapeador temático do satélite Landsat 5 (aqui representado por TM – Landsat 5) obtidas às 9h30min (tempo solar) dos dias 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro de 2001, na órbita 217 e ponto 67, cujos recortes resultaram em retângulo com as seguintes coordenadas: canto superior esquerdo (longitude 40° 49' 10" Oeste e latitude 9° 19' 53" Sul) e canto inferior direito (longitude 40° 32' 58" Oeste e latitude 9° 29' 16" Sul). Essa região compreende o Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, áreas de vegetação nativa, parte do lago de Sobradinho e leito do rio São Francisco, conforme Figura 1. Segundo classificação climática de Koeppen, essa região apresenta clima tipo BSW_h, semi-árido, onde a estação chuvosa está compreendida entre os meses de dezembro a abril, com precipitação média anual em torno de 530,0 mm, irregularmente distribuída. A temperatura máxima é em torno de 40,4 °C a 41,9 °C e a temperatura mínima em torno de 22,1 °C a 22,5 °C para os meses de outubro a dezembro, com temperatura média anual de 26,5 °C. A umidade relativa do ar para os meses de outubro e dezembro situa-se entre 48% e 54% e a evaporação do tanque Classe A é da ordem de 3000 mm/ano, resultante de uma grande oferta de radiação solar e umidade relativa reduzida (REDDY & AMORIM, 1993).

Com os canais reflectivos do TM - Landsat 5 foi obtido o albedo da superfície, segundo procedimentos do SEBAL, descritos em SILVA et al. (2005a). Com base nos canais 3 e 4, foram obtidos índices de vegetação que proporcionaram estimativas da emissividade de cada pixel das imagens. Com o canal termal e a emissividade foi obtida a carta de temperatura da superfície. Em SILVA et al. (2005b) está descrito em detalhe como foram obtidos os diferentes componentes do balanço de radiação e a carta do saldo de radiação – R_n.

O fluxo de calor no solo G (W.m⁻²) foi obtido segundo equação empírica desenvolvida por BASTIAANSEN (2000), que representa os valores próximos ao meio-dia:

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

onde T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$), α é o albedo da superfície, NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada e R_n é o saldo de radiação ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). Para efeito de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos de água ($\text{NDVI} < 0$), considerou-se $G = 0,3R_n$. Em estudo na bacia do Bear River, ALLEN et al. (2002) adotaram $0,5 R_n$ na estimativa do calor armazenado em lago daquela bacia. Considerando-se que os trechos do rio São Francisco e parte do lago de Sobradinho contemplados com o estudo não apresentam as características consideradas naquela pesquisa, adotou-se $0,3 R_n$. No entanto, há que ser conduzido estudo específico para melhor caracterizar G nos reservatórios de água da área de estudo.

O fluxo de calor sensível H ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) é o cerne do SEBAL, e é obtido através de processo iterativo. Para iniciar o mesmo, considera-se a atmosfera em equilíbrio neutro, mas na seqüência é identificada a condição de estabilidade e são promovidas as correções necessárias. Inicialmente, H foi estimado com base na velocidade do vento e temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície segundo BASTIAANSEN (1998):

$$H = \frac{\rho c_p dT}{r_{ah}} \quad (2)$$

onde ρ é a densidade do ar úmido ($= 1,15 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), dT ($^{\circ}\text{C}$) é a diferença de temperatura entre dois níveis próximos à superfície e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m^{-1}). Para a obtenção de H com o modelo SEBAL, faz-se necessário o conhecimento de dois pixels, denominados pixels âncoras e em condições extremas de temperatura, para se determinar a variação de temperatura (dT) entre dois níveis de referência e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor em todos os pixels da área de estudo.

Inicialmente, são reunidas informações sobre a velocidade do vento u (m s^{-1}) e a altura média da vegetação h (m) que envolve uma estação

meteorológica interior à cena estudada, em que foi medida u . Dessa forma, obtém-se o coeficiente de rugosidade da referida estação segundo equação (BRUTSAERT, 1982):

$$z_{0m} = 0,12 h \quad (3)$$

A velocidade de fricção u_* (m s^{-1}) foi computada usando o perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (4)$$

onde k é a constante de von Karman (0,41), u_x é a velocidade do vento m s^{-1} na altura z_x (neste estudo $x = 2,0 \text{ m}$) e z_{0m} é o coeficiente de rugosidade (m). Para a imagem de 04 de dezembro de 2000, $u = 1,2 \text{ m s}^{-1}$ e para a imagem de 04 de outubro de 2001, $u = 1,6 \text{ m s}^{-1}$. Dessa forma, foram obtidos $u_* = 0,12 \text{ m s}^{-1}$ e $u_* = 0,16 \text{ m s}^{-1}$, para as imagens de 2000 e 2001, respectivamente, para a estação meteorológica.

Em seguida, considerando-se a atmosfera em equilíbrio neutro, foi estimada a velocidade do vento (m s^{-1}), ao nível de $x = 100 \text{ m}$ (*blending height*), onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, ou seja:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (5)$$

Dessa forma, para as imagens de 2000 e 2001 foram obtidos $u_{100} = 2,37 \text{ m s}^{-1}$ e $u_{100} = 3,16 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente.

Com a hipótese de que u_{100} é constante em toda a cena estudada, foi obtido a velocidade de fricção (m s^{-1}) em cada pixel das imagens, através da equação:

$$u_* = \frac{k u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \quad (6)$$

onde z_{0m} (m) foi obtido, em cada pixel, em função do SAVI (*Soil Adjusted Vegetation Index*), segundo equação desenvolvida por BASTIAANSEN (2000).

De posse dos valores de u_* , pixel a pixel, estimou-se a resistência aerodinâmica r_{ah} ($s\ m^{-1}$), também se admitindo a atmosfera em condição de estabilidade neutra, segundo expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* k} \quad (7)$$

onde z_1 e z_2 são as alturas em metros acima da superfície (neste estudo utilizou-se $z_1 = 0,1$ m e $z_2 = 2,0$ m).

O cômputo da diferença de temperatura próxima à superfície dT (K) para cada pixel é feito através de relação linear entre dT e a temperatura de cada pixel (T_s):

$$dT = a + bT_s \quad (8)$$

onde a e b são coeficientes empíricos, que dependem dos pixels âncoras (quente e frio).

O pixel "frio" encontra-se numa área bem irrigada, onde se assumiu que o fluxo de calor sensível é nulo ($H_{frio} = 0$) e o fluxo de calor latente λET_{frio} ($W\ m^{-2}$) é dado por:

$$\lambda ET_{frio} = Rn - G \quad (9)$$

Por sua vez, o pixel "quente" foi escolhido numa área de solo exposto, onde se assumiu que o fluxo de calor latente é nulo ($\lambda ET_{quente} = 0$) e o fluxo de calor sensível H_{quente} ($W\ m^{-2}$) é dado por:

$$H_{quente} = Rn - G = \frac{\rho c_p (a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (10)$$

onde T_s , Rn , G e r_{ah} são obtidos no pixel quente da imagem (cujas coordenadas precisam ser identificadas de modo a ter os valores dessas variáveis conhecidas). Com base nesses valores, obtém-se $a + bT_s = r_{ah}(Rn - G)/(\rho c_p)$. Como no pixel frio $dT = 0$, ou seja, $a + bT_s = 0$, tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilita o cálculo de a e b , e assim a determinação de H para todos os pixels de cada imagem.

Os valores de H obtidos, no entanto, não representam adequadamente o fluxo de calor sensível de cada pixel e servem, como mencionado, como valores iniciais de um processo iterativo em que nas etapas seguintes se considera, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Nesse sentido, o comprimento de Monin-Obukhov L (m) foi utilizado na identificação da condição de estabilidade atmosférica de cada pixel e, na seqüência, foram obtidas as correções de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor sensível (ψ_h), que uma vez determinados (BASTIAANSEN, 1995; MORSE et al., 2000; ALLEN et al., 2002) possibilitaram corrigir a velocidade de fricção u_* ($m\ s^{-1}$), segundo:

$$u_* = \frac{k u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right) - \psi_{m(100m)}} \quad (11)$$

onde u_{100} e k são constantes, e z_{0m} e $\psi_{m(100m)}$ são obtidos pixel a pixel.

De posse do u_* corrigido, foi obtida a resistência aerodinâmica ao transporte de calor corrigida (r_a), de acordo com equação (BASTIAANSEN, 1995; MORSE et al., 2000; ALLEN et al., 2002):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* k} \quad (12)$$

onde $\psi_{h(z_1)}$ e $\psi_{h(z_2)}$ são as correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Depois de obtidos os valores desses parâmetros, retorna-se ao cômputo do dT e, na seqüência, de H com os novos valores de r_{ah} . Esse processo deve ser repetido até que seja verificada estabilidade dos valores sucessivos da diferença de temperatura (dT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}) no pixel quente. Para tanto, foram necessárias sete iterações com a imagem de 2000 e seis iterações com a de 2001.

O fluxo de calor latente λET ($W m^{-2}$) foi obtido pela simples diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível:

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (13)$$

onde λET é o valor do fluxo de calor latente instantâneo, ou seja, seu valor no momento da passagem do satélite e os demais termos já foram definidos.

Resultados e Discussão

Na Figura 1 está representada a área estudada em composição RGB das bandas 4, 3 e 2 do TM – Landsat 5. Foram selecionados quatro alvos distintos delimitados por quadrados amarelos na Figura 1: área envolvendo pivô central (Pivô), área de solo exposto (Solo), área de vegetação nativa (Caatinga) e área do lago de Sobradinho (Lago), além de destacadas outras áreas com circunferências.

Na Tabela 1 são apresentados a média, a mediana e os valores máximo e mínimo de R_n nas áreas selecionadas, onde se observa que todas essas estatísticas para a imagem de 2000 foram superiores àquelas de 2001, exceto no Lago que apresentaram albedo e temperatura em 2001 ligeiramente superior ao de 2000 (SILVA et al., 2005b). Deduz-se que as alterações provocadas pelas precipitações em dezembro de 2000 (Tabela 2) podem ser apontadas como a principal causa das diferenças do R_n entre os dois anos estudados. Estudos

conduzidos por SILVA (2000), TEIXEIRA (2000) e MOURA (2001), na mesma região de estudo, obtiveram valores de R_n compatíveis com os obtidos neste estudo.

Para lagos claros e profundos, ALLEN et al. (2002) consideraram $G = 0,5R_n$, diferentemente desta pesquisa que considerou $G = 0,3R_n$, por melhor representar as condições do lago de Sobradinho e do rio São Francisco, que são bem mais rasos que aquele usado na referência anterior. Estudos específicos precisam ser realizados com vistas a melhorar essa parametrização. Embora a relação adotada no presente estudo necessite de experimentos necessários à confirmação ou não dos mesmos, os resultados de ALLEN et al. (2002) sugerem ser mais adequado que não diferenciar essa energia daquela dirigida ao aquecimento dos solos. Nesse sentido, BASTIAANSEN (2000) não adotou nenhum critério em relação aos valores de G para corpos d'água.

Na Figura 2 (a – b) estão representadas as cartas do fluxo de calor no solo, em que as áreas com tonalidade rosada representam os valores de G inferiores a $90 W m^{-2}$, correspondendo a áreas irrigadas, ao pivô central (bem visível em 2001) e áreas de vegetação nativa. Fica evidenciado a predominância de tais valores em 2000, resultante da ausência das chuvas em outubro de 2001 (Tabela 2). As áreas com tonalidade avermelhada representam os valores de G superiores a $190 W m^{-2}$ e correspondem ao lago de Sobradinho e leito do rio São Francisco. As demais tonalidades (azulada, esverdeada e amarelada) representam os valores intermediários de G . Observa-se a predominância da tonalidade azulada na imagem de 2001, indicando que grande parte da área estudada apresentou valores de G entre $90 W m^{-2}$ e $120 W m^{-2}$ na imagem de 2000, possivelmente associada à ausência de chuvas naquele mês e ano. Nos histogramas de frequência de G a linha vertical vermelha representa o valor médio em ambos os anos. Para esse parâmetro obteve-se média de $94,5 W m^{-2}$ e valores mínimo e máximo de $29,7 W m^{-2}$ e $222,1 W m^{-2}$ para a imagem de 2000. Já para a de 2001 essas estatísticas foram $112,3 W m^{-2}$, $54,5 W m^{-2}$ e $224,1 W m^{-2}$, respectivamente. De modo geral, se observa que o fluxo de calor no solo apresentou padrões diferenciados em ambos os anos, e essas diferenças provavelmente estariam associadas aos efeitos

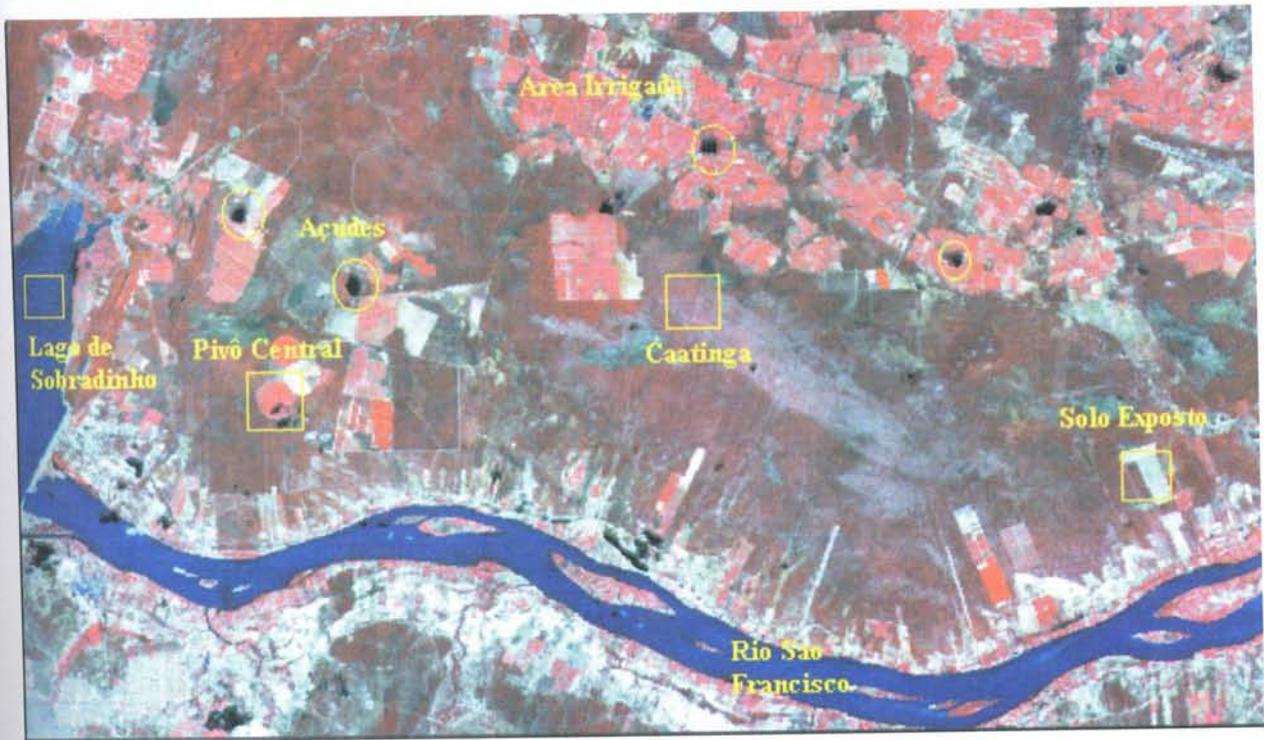


Figura 1. Composição das bandas 4, 3 e 2 do mapeador temático do Landsat 5, em uma visão geral da área de interesse para a imagem do dia 04/12/2000.

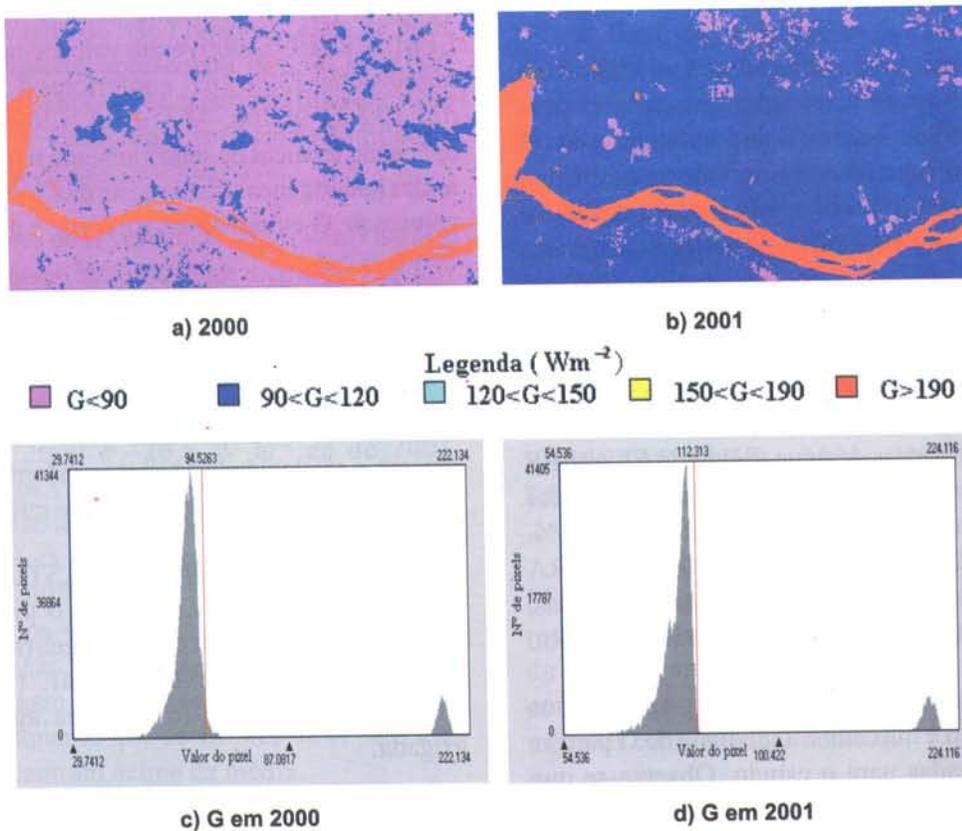


Figura 2. Fluxo de calor no solo: a) na imagem de 2000 e b) na de 2001 e histogramas correspondentes (c e d).

Tabela 1. Dados estatísticos do saldo de radiação referentes às quatro áreas selecionadas para o estudo nas imagens de 04/12/2000 e 04/10/2001.

Área	Saldo de Radiação ($W m^{-2}$)							
	Imagem de 2000				Imagem de 2001			
	Média	Máximo	Mínimo	Mediana	Média	Máximo	Mínimo	Mediana
Pivô	566,3	613,9	510,1	579,9	556,2	582,8	520,1	561,4
Solo	532,6	577,8	509,9	529,8	493,9	547,0	461,5	489,7
Caatinga	555,6	581,4	542,4	550,4	552,7	567,4	524,8	554,7
Lago	705,1	706,1	704,0	705,1	711,7	715,0	707,9	712,1

Tabela 2. Precipitação pluviométrica mensal (mm) em Petrolina – PE no semestre julho – dezembro de 2000 e 2001.

Precipitação(mm)	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
2000	3,8	1,4	1,0	1,9	144,6	129,7
2001	4,9	6,9	2,0	0,6	1,0	75,9

provocados pelas chuvas ou sua ausência, que promovem mudanças na temperatura da superfície, albedo e índices de vegetação e, em diferentes componentes do balanço de energia.

Observam-se duas modas em ambos os histogramas. A maior delas representa valores de G correspondentes ao lago de Sobradinho, leito do rio São Francisco e pequenos reservatórios de água, cujos valores são $208,6 W m^{-2}$ na imagem de 2000 e $210,6 W m^{-2}$ na de 2001. A moda à esquerda representa valores correspondentes às áreas com solo vegetado ou não, cujos valores são $87,8 W m^{-2}$ em 2000 e $108,4 W m^{-2}$ em 2001. Também se observa que os valores apresentados em ambos os anos concentram-se abaixo da média, exceto os valores referentes aos corpos de água. Segundo SELLERS (1969) os percentuais do saldo de radiação utilizados para aquecer o solo estão na faixa de 5% a 12%. ÁVILA NETO (1997), SILVA (2000) e MOURA (2001), com videira, mangueira e goiabeira irrigadas, respectivamente, obtiveram G inferior a 11% de R_n .

Na Tabela 3 são apresentados a média, os valores mínimo e máximo e a mediana de G para as áreas selecionadas para o estudo. Observa-se que os valores de G sofreram variação apreciável em todas as áreas, corroborando com os padrões da Figura 2 (a e b), ou seja: na imagem de 2001 G foi superior que na de 2000, pelas razões já apontadas.

KUSTAS et al. (1990) obtiveram para o trigo, o algodão e a alfafa não irrigados, e para o algodão irrigado os seguintes valores de G: 136, 110, 39 e $111 W m^{-2}$, respectivamente, às 9h30. Já ZHANG & LEMEURE (1995) obtiveram valores para $G < 50 W m^{-2}$ nos dias 139 e 167, e inferiores a $30 W m^{-2}$ no dia 199 às 9h30h. MA et al. (2004), também aplicando técnicas de sensoriamento remoto em áreas áridas heterogêneas no noroeste da China, obtiveram valores de G em torno de $30 W m^{-2}$ a $75 W m^{-2}$.

O fluxo de calor sensível (H) é o cerne do SEBAL e pode ser calculado em função do gradiente de temperatura entre dois níveis de referência e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor. Para tanto, foram utilizados dois pixels, denominados âncoras, e a velocidade do vento a determinada altura em um ponto pertencente à área de interesse.

Nos primeiros estudos (BASTIAANSSEN, 1995; BASTIAANSSEN, 2000) o pixel frio era selecionado num grande corpo d'água (mar ou lago), diferentemente de Allen et al. (2002) que recomendam escolhê-lo em área agrícola bem irrigada.

Neste estudo os pixels âncora foram selecionados mediante a análise das cartas de temperatura da superfície. O pixel frio está localizado num pivô central e o pixel quente numa

área de solo descoberto, próximo às margens do rio São Francisco. Esses pixels foram utilizados para se obter os coeficientes da função linear que caracteriza a diferença de temperatura entre a superfície e o ar através de processo iterativo. A diferença máxima de temperatura entre a superfície e as camadas de ar próximas à superfície foram de 6,3°C na imagem de 2000 e de 5,2°C para a de 2001. As diferenças de temperatura (dT) foram computadas pixel a pixel pelas seguintes funções:

$$dT = -11,6 + 0,50 T_s \quad (14)$$

$$dT = -9,25 + 0,36 T_s \quad (15)$$

Na Figura 3 (a–b) estão representadas as cartas de H , em que as áreas com tonalidade rosada representam valores de H inferiores a 60 $W m^{-2}$. As áreas com tonalidade avermelhada representam os valores de H superiores a 330 $W m^{-2}$ e as demais tonalidades representam os valores de H intermediários. Observa-se clara predominância do vermelho na imagem de 2001, também motivado pela ausência de chuvas na área. O lago de Sobradinho e leito do São Francisco, além de parte das áreas irrigadas, apresentam $H < 60 W m^{-2}$. A vegetação nativa apresenta acentuada diferenciação entre os anos estudados, refletindo também a influência das chuvas nessa variável.

Os valores de H variam de $-31,6 W m^{-2}$ a 424,6 $W m^{-2}$ na imagem de 2000, com média de 130,2 $W m^{-2}$ e de $-28,7 W m^{-2}$ a 320,3 $W m^{-2}$ para a de 2001, com média de 158,3 $W m^{-2}$, conforme os histogramas de frequência, ambos com duas modas. A moda à esquerda (menor), cujos valores são $-19,2 W m^{-2}$ na imagem de 2000 e $-20,5 W m^{-2}$ na de 2001, representam os valores correspondentes ao lago de Sobradinho e ao leito do rio São Francisco. Já a moda à direita (maior), cujos valores são 124,0 $W m^{-2}$ na imagem de 2000 e 206,7 $W m^{-2}$ na de 2001, representam os valores correspondentes as áreas vegetadas ou não. Também se observa que os valores de H na imagem de 2000 se concentram em torno da média, enquanto que os valores de H para a de 2001 se concentram acima da média.

Os pixels com H negativo correspondem aos pixels cuja temperatura da superfície é inferior a temperatura do pixel frio (e, em geral, correspondem

a corpos de água). BASTIAANSSEN (2000) obteve $H = 248,4 W m^{-2}$ e 1,3 $W m^{-2}$ (dia 177) e $H = 103,2 W m^{-2}$ e 0,9 $W m^{-2}$ (dia 241) para os pixels classificados como quente e frio, respectivamente. KITE & DROOGERS (2000) obtiveram valores instantâneos para os mesmos dias (177 e 241) para a cultura do algodão, $H = 190 W m^{-2}$ e 34 $W m^{-2}$, respectivamente. Por sua vez, MA et al. (2004) obtiveram valores de H entre 40 $W m^{-2}$ e 350 $W m^{-2}$, onde obteve o valor de 80 $W m^{-2}$ correspondente a oásis e 140 $W m^{-2}$ a área de deserto. Conforme a Tabela 4, os valores das estatísticas de H em 2001 são superiores aos de 2000, para todas as áreas selecionadas, exceto no que concerne aos valores mínimos e ao lago de Sobradinho.

Já SILVA (2000) obteve $H = 100 W m^{-2}$ às 9h30 para o dia 218 (sem nebulosidade) sobre a cultura da mangueira no submédio São Francisco e MOURA (2001), nessa mesma região, observou que G e H em goiabeira representavam pequenas frações de R_n . Por sua vez, TEIXEIRA (2000), em bananeira irrigada também no submédio São Francisco, obteve H em torno de 2% de R_n .

O fluxo de calor latente (λET) é computado pelo SEBAL como resíduo do balanço de energia à superfície e é utilizado na estimativa da evaporação e/ou a evapotranspiração, que por sua vez, é utilizada na estimativa do consumo hídrico das culturas e vegetação nativa. Dessa forma, o SEBAL tem sido amplamente aplicado em várias áreas do globo com o objetivo de estimativa da evapotranspiração (BASTIAANSSEN et al., 1998; MEDINA et al., 1998; BASTIAANSSEN, 2000; KITE & DROOGERS, 2000; MORSE et al., 2000; ALLEN et al., 2002; CHANDRAPALA & WIMALASURIYA, 2003; AYENEW, 2003; TASUMI et al., 2003).

TASUMI et al. (2003) aplicaram o modelo SEBAL na região oeste dos EUA e compararam os resultados obtidos com outros métodos de estimativa da evapotranspiração, tal como lisímetro, e concluíram que este modelo concorda com os métodos comumente utilizados.

As cartas de λET obtidas estão representadas na Figura 4 (a–b). As áreas com tonalidade rosada representam valores de λET inferiores a 125 $W m^{-2}$. Percebe-se que na imagem de 2000 há

Tabela 3. Dados estatísticos do fluxo de calor no solo referentes às quatro áreas selecionadas para estudo nas imagens de 04/12/2000 e 04/10/2001.

Área	Fluxo de Calor no Solo ($W m^{-2}$)							
	Imagem de 2000				Imagem de 2001			
	Média	Máximo	Mínimo	Mediana	Média	Máximo	Mínimo	Mediana
Pivô	80,0	86,2	71,7	80,3	93,6	109,8	78,7	92,8
Solo	86,9	90,5	85,3	86,2	103,7	108,0	100,9	103,3
Caatinga	89,6	93,2	87,4	89,2	106,8	107,3	105,8	106,9
Lago	211,5	211,8	211,2	211,5	213,5	214,5	212,4	213,6

predominância das cores amarela e vermelha, o que mostra que na imagem desse ano λET foi maior que na de 2001. Já as áreas com tonalidade avermelhada representam os valores de λET superiores a $500 W m^{-2}$, correspondendo aos corpos de água na imagem de 2000 a algumas áreas irrigadas e as demais tonalidades representam os valores intermediários de λET . Observa-se que na imagem de 2001 os corpos de água apresentaram valores menores que na de 2000, o que pode estar associado ao fato da T_s da imagem de 2000 ser superior àquela de 2001 (SILVA et al., 2005b). Na imagem de 2001 as áreas em azul são mais numerosas que na de 2000 e correspondem aos valores de λET compreendidos entre $125 W m^{-2}$ e $250 W m^{-2}$.

Na Figura 4 (c - d) estão representados os histogramas de frequência de λET . Os valores de λET variam de 0 a $628,4 W m^{-2}$ para a imagem de 2000 e de 0 a $612,3 W m^{-2}$ para a de 2001. Os valores médios são representados nos histogramas pela linha vertical vermelha e correspondem a $346,1 W m^{-2}$ em 2000 e $279,4 W m^{-2}$ em 2001. Observam-se duas modas em ambos os histogramas, onde a moda à direita, cujos valores são $505,1 W m^{-2}$ na imagem de 2000 e $492,3 W m^{-2}$ na de 2001, representam os valores de λET correspondentes aos corpos de água e a moda à esquerda, cujos valores são $384,4 W m^{-2}$ na imagem de 2000 e $247,3 W m^{-2}$ na de 2001, representam os valores de λET correspondentes as demais áreas vegetadas ou não. Também se observa que os valores de λET na imagem de 2000 concentram-se em torno da média, enquanto que na de 2001 concentram-se abaixo da média.

BASTIAANSEN (2000) obteve para os pixels âncoras quente e frio, respectivamente, $\lambda ET = 0,5 W m^{-2}$

e $535,4 W m^{-2}$ (para o dia 177) e $\lambda ET = 0$ e $337,3 W m^{-2}$ (para o dia 241). MA et al. (2004) obtiveram, com técnicas de sensoriamento remoto em áreas áridas ao noroeste da China valores de λET entre 0 e $450 W m^{-2}$, sendo que no pixel situado no deserto obtiveram o valor de $130 W m^{-2}$ e para o pixel situado em oásis de $400 W m^{-2}$.

Nas áreas irrigadas os valores de λET representam de 60% a 80% de R_n , enquanto que nos pivôs centrais esses valores variam de 80% a 90%, em ambos os anos. Ao estimar a evapotranspiração sobre um pomar de videira situado no submédio São Francisco, AVILA NETTO (1997) obteve um valor de 80% do saldo de radiação utilizados na forma de calor latente no período de maior índice de área foliar e na ausência de advecção. Nas águas do lago de Sobradinho, o valor de λET é em torno de 70% de R_n , no pivô central esse valor chega a 85% de R_n , no solo exposto varia de 1% a 10% de R_n e na caatinga varia de 25% a 30% de R_n .

A média, os valores mínimo e máximo e a mediana, referentes às curvas apresentadas estão reunidos na Tabela 5, onde se observa que os valores de λET em todas as áreas selecionadas, exceto no Lago, registraram na imagem de 2000, valores superiores aos obtidos na de 2001. Isso pode ser atribuído ao fato de ter havido maior disponibilidade de água no solo na imagem de 2000 devido à chuva estudada corresponder a dia no período chuvoso da região. Já os valores de λET no lago de Sobradinho na imagem de 2001 foram ligeiramente superiores aos valores obtidos na de 2000, possivelmente devido à decorrência da turbidez da água e/ou sua temperatura.

MORAN et al. (1989) avaliaram os

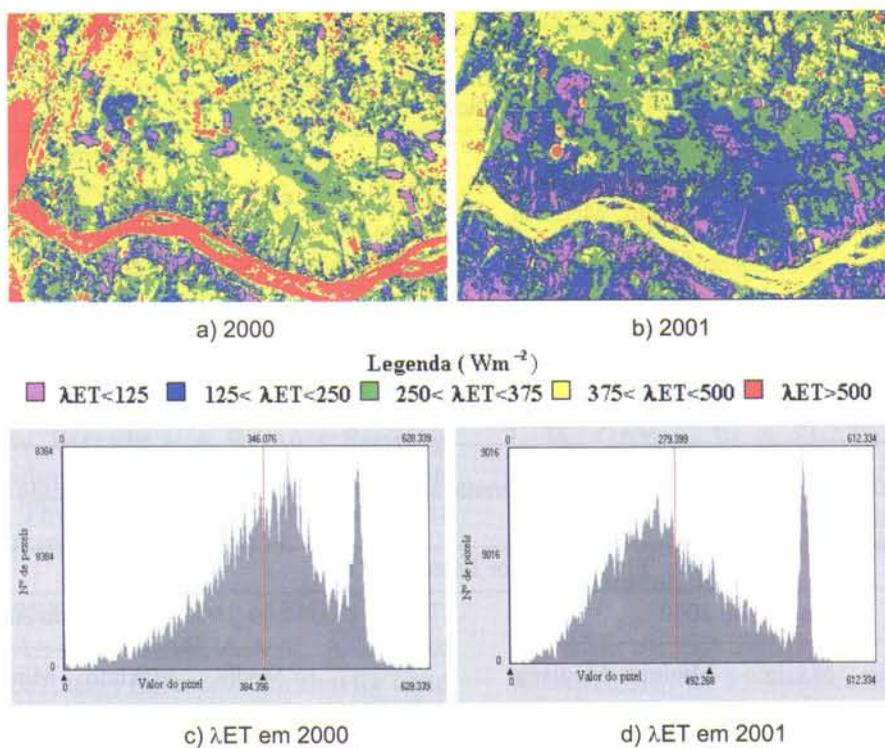


Figura 3. Fluxo de calor sensível nas imagens de 04/12/2000 e de 04/10/2001 e histogramas de frequência correspondentes (c e d).

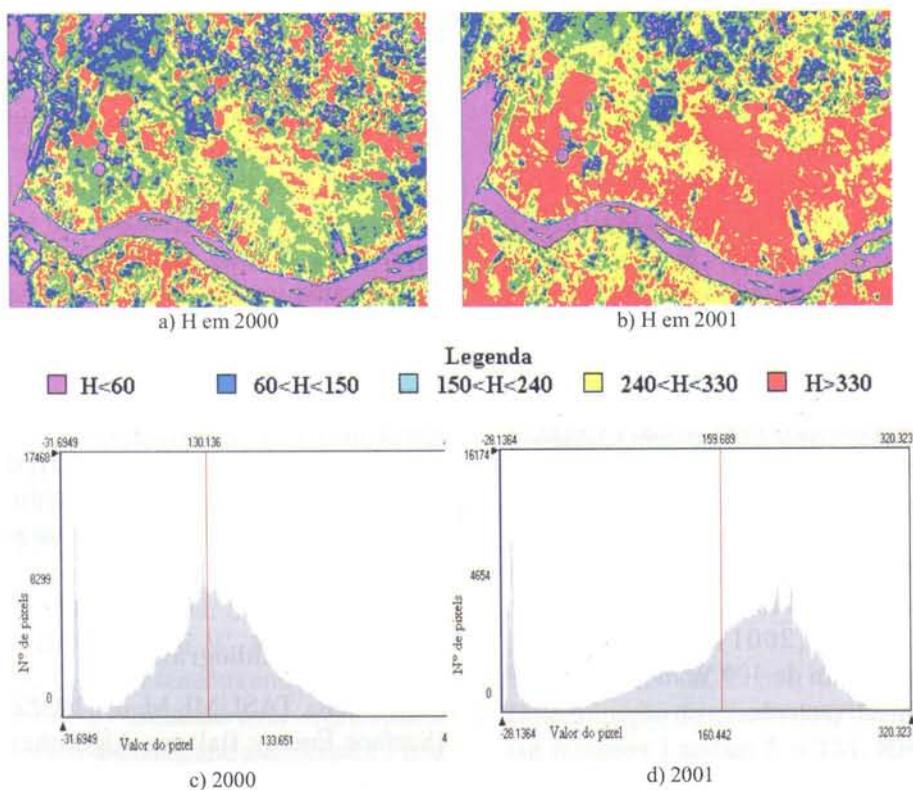


Figura 4. Fluxo de calor latente: a) na imagem de 2000 e b) na de 2001 e histogramas correspondentes (c e d).

Tabela 4. Dados estatísticos do fluxo de calor sensível referente às quatro áreas selecionadas para estudo nas imagens de 04/12/2000 e 04/10/2001.

Área	Fluxo de Calor Sensível ($W m^{-2}$)							
	Imagem de 2000				Imagem de 2001			
	Média	Máximo	Mínimo	Mediana	Média	Máximo	Mínimo	Mediana
Pivô	106,1	150,5	62,8	112,6	152,2	231,6	91,3	158,0
Solo	189,0	245,3	130,0	188,3	214,6	228,0	201,9	212,8
Caatinga	188,9	260,0	157,7	179,3	200,3	211,4	187,4	202,6
Lago	-18,1	-15,7	-20,4	-17,9	-22,4	-20,1	-23,3	-22,7

Tabela 5. Dados estatísticos do fluxo de calor latente referente às quatro áreas selecionadas para estudo nas imagens de 04/12/2000 e 04/10/2001.

Área	Fluxo de Calor Latente ($W.m^{-2}$)							
	Imagem de 2000				Imagem de 2001			
	Média	Máximo	Mínimo	Mediana	Média	Máximo	Mínimo	Mediana
Pivô	380,3	469,8	290,2	387,5	310,4	408,4	218,5	295,5
Solo	257,4	362,5	197,4	256,7	175,6	229,1	139,7	174,9
Caatinga	277,2	335,1	211,7	282,1	245,6	272,5	206,6	246,2
Lago	511,7	514,4	508,6	511,5	520,6	523,7	516,3	521,1

componentes do balanço de energia pela combinação de imagens Landsat 5 – TM e dados meteorológicos e obtiveram para a cultura do algodão valores de calor latente de $650 W m^{-2}$, para o trigo de $520 W m^{-2}$ e para a cultura de alfafa de $680 W m^{-2}$. Já KUSTAS et al. (1990) obtiveram para trigo, algodão e alfafa, não irrigados e algodão irrigado valores $\lambda_{ET} = 51 W m^{-2}$, $317 W m^{-2}$, $499 W m^{-2}$ e $546 W m^{-2}$, respectivamente. Em experimento realizado sobre uma área com 40% de floresta e 60% de agricultura mista (milho, aveia e soja), ZHANG & LEMEURE (1995) obtiveram valores de λ_{ET} inferiores a $400 W m^{-2}$ às 9h30.

Para as 9h30 e na mesma área estudada, SILVA (2000) com mangueira, TEIXEIRA (2001) com bananeira e MOURA (2001) com goiabeira, obtiveram λ_{ET} da ordem de $400 W m^{-2}$, $400 W m^{-2}$ e $500 W m^{-2}$, respectivamente.

Conclusões

Os fluxos de calor sensível e latente obtidos são compatíveis com estudos realizados em pomares

de diferentes frutíferas na área estudada, bem como em outras regiões. A técnica constitui ferramenta poderosa em estudos de fluxos turbulentos com cobertura em escala regional e resolução de 30 m (para o caso específico do TM – Landsat 5) e representa grande contribuição para avaliar a evapotranspiração de áreas irrigadas e bacias hidrográficas.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq pela bolsa de Produtividade em Pesquisa concedida ao primeiro autor e por bolsa de Mestrado junto ao CT-Hidro ao segundo autor.

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.

ÁVILA NETTO, J. **Necessidades Hídricas da**

Videira na Região do Submédio São Francisco. UFPB/CCT/Curso de Pós-graduação em Meteorologia (Dissertação de Mestrado), Campina Grande – PB, 1997.

AYENEW, T. Evapotranspiration Estimation Using Thematic Mapper Spectral Satellite Data in the Ethiopian Rift and Adjacent Highland. **Journal of Hydrology**, v.279, p.83 – 93, 2003.

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

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R.A.; HOLSLAG, A.A.M. A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p.198-212, 1998.

BASTIAANSEN, 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.

BRUTSAERT, W. H. **Evaporation into the Atmosphere.** Reidel, Boston, Massachusetts, 212p, 1982.

CHANDRAPALA, L. & WIMALASUIYA, M. Satellite Measurements Supplemented with Meteorological Data to Operationally Estimate Evaporation in Sri Lanka. **Agricultural Water Management**, v.58, p.89-107, 2003.

KITE, G. W. & DROOGERS, P. Comparing Evapotranspiration Estimates from Satellites, Hydrological Models and Field Data. **Journal of Hydrology**, v.229, p.3-18, 2000.

KUSTAS, W. P., MORAN, M. S., JACKSON, R. D., GAY, L. W., DUELL, L. F. W., KUNKEL, K. E. & MATHIAS, A. D. Instantaneous and Daily Values of the Surface Energy Balance over Agricultural Fields Using Remote Sensing and a Reference Field in an Arid Environment. **Remote Sensing of Environment**, 32: 125-141, 1990.

MA, Y-m., MENENTI, M., TSUKAMOTO, O.,

ISHIKAWA, H., WANG, J-m. & GAO, Q-z. Remote Sensing Parameterization of Regional Land Surface Heat Fluxes Over Arid Area in Northwestern China. **Journal of Arid Environments**, 57, p.117-133, 2004.

MEDINA, J. L., CAMACHO, E., RECA, J., LÓPEZ, R. & ROLDÁN, J. Determination and Analysis of Regional Evapotranspiration in Southern Spain based on Remote Sensing and GIS. **Physics and Chemistry of the Earth**, v.23, n.4, p.427-432, 1998.

MORAN, M. S., JACKSON, R. D., RAYMOND, L. H., GAY, L. W. & SLATER, P. N. Mapping Surface Energy Balance Components by Combining Thematic Mapper and Ground-Based Meteorological Data. **Remote Sensing of Environment**, 30:77-87, 1989.

MORSE, A., TASUMI, M., ALLEN, R. G. & KRAMBER, W. J. **Application of the SEBAL Methodology for Estimating Consumptive Use of Water and Streamflow Depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing – Final Report.** Idaho Department of Water Resources – University of Idaho, 2000.

MOURA, M. S. B. **Fenologia e Consumo Hídrico da Mangueira na Região do Sub-médio São Francisco.** Campina Grande: DCA/CCT/UFCG, 108p. (Dissertação de Mestrado), 2001.

REDDY, S. J. & AMORIM NETO, M. S. **Dados de Precipitação, Evapotranspiração Potencial, Radiação Solar Global de Alguns Locais e Classificação Climática do Nordeste Brasileiro.** Petrolina – PE, EMBRAPA/CPATSA, 280p., 1993.

SELLERS, W. D. **Physical Climatology.** 3 ed., Chicago, Univ. de Chicago Press, 271p, 1969.

SILVA, V. P. R. **Estimativa das necessidades hídricas da mangueira.** Tese Doutorado em Recursos Naturais, DCA-CCT-UFPB, Campina Grande-PB, 2000.

SILVA, B. B. da, Lopes, G. M. & Azevedo, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.13, n.2, p.201-211, 2005a.

SILVA, B. B. da, Lopes, G. M. & Azevedo, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando

imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira Meteorologia**, v.20, n.2, p.243-252, 2005b.

TASUMI, M., TREZZA, R., ALLEN, R. G. & WRIGHT, J. L. U.S. **Validation Tests on the SEBAL Model for Evapotranspiration via Satellite**. ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions, 17 Sept. 2003.

TEIXEIRA, A. H. C. Balanço de energia na cultura da bananeira no primeiro ciclo de produção. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, SBMET, CD-ROM.

ZHANG, L. & LEMEURE R. Evaluation of Daily Evapotranspiration Estimates from Instantaneous Measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, 74, p. 139-154, 1995.