

1. INTRODUÇÃO

Sensoriamento remoto é o termo usado para definir a tecnologia que permite o estudo de algumas características de um objeto, sem que, necessariamente, se estabeleça contato com o mesmo. A tecnologia usada nos satélites é um exemplo do sensoriamento remoto – os sensores colocados a bordo dessas plataformas orbitais são capazes de registrar o nível de radiação eletromagnética refletida e/ou emitida de um determinado local na superfície terrestre. Segundo Ferreira (2006), com os dados coletados por satélites em órbita da Terra, pode-se determinar várias propriedades físicas do planeta sem estar em contato com as diversas áreas de interesse e identificar as alterações espacial e temporal de diferentes ecossistemas.

Liou (1992) cita que os processos de difusão, reflexão e absorção da radiação eletromagnética solar na atmosfera e na superfície terrestre influenciam, diretamente, tanto a dinâmica como a termodinâmica da atmosfera, por intermédio da formação de gradientes de temperatura na própria atmosfera, assim como pela geração de fluxos radiativos na superfície terrestre.

A energia utilizada nos processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, na transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera e no metabolismo das plantas e dos animais é proveniente da radiação solar. Neste

sentido, é importante se estudar a partição dos componentes do balanço de radiação à superfície e, sobretudo, aqueles relacionados com as perdas de água para a atmosfera, função da crescente pressão sobre os recursos hídricos e da demanda urgente por mecanismos de gestão da água disponível para as várias atividades humanas.

A radiação solar é a mais importante fonte de energia para toda a biosfera. Na interação da radiação solar que incide sobre uma superfície vegetada, parte dela é refletida de volta para o espaço, outra é absorvida pelo dossel e, eventualmente, pelo solo, contribuindo para o seu aquecimento, e uma terceira parte é transportada para a atmosfera pelos processos energéticos de trocas turbulentas que envolvem o dossel e a atmosfera. O saldo de radiação à superfície é o resultado do balanço entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa, ou seja, o balanço entre a radiação global incidente menos a radiação global refletida, e a radiação proveniente da atmosfera menos aquela emitida pela superfície da Terra.

Em condições atmosféricas normais, o balanço de energia à superfície representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície e determina a quantidade de fluxo de energia disponível para a evaporação da água e para a variação na temperatura da superfície, sendo, portanto, mais complexo que no topo da atmosfera, já que considera os fluxos de energia e de umidade por condução e por convecção no movimento dos fluidos. Esses movimentos, por sua vez, dependem basicamente da insolação e características da superfície, tais como umidade, cobertura vegetal e albedo, e do estado da atmosfera.

Sendo a água um recurso natural limitado, é fundamental que seja utilizada racionalmente e, sob o aspecto agrícola, busca-se, cada vez mais, a otimização do seu uso. Segundo Mello (1998), devido à crescente escassez de água para ser utilizada na irrigação, tanto em quantidade, quanto em qualidade, é urgente a necessidade das técnicas de irrigação alcançarem alta eficiência no seu uso.

Para Bernardo et al. (2005), a estimativa do consumo de água pelas culturas agrícolas é um dos principais parâmetros para o correto planejamento, dimensionamento e manejo de qualquer sistema de irrigação, bem como para avaliação e manejo dos recursos hídricos. O consumo total de água de uma

cultura é a quantidade de água requerida pela mesma, em determinado período de tempo, de modo a não limitar seu crescimento e produção, sob as condições climáticas locais, ou seja, é a quantidade de água necessária para atender à evapotranspiração (ET) e a lixiviação dos sais do solo, sendo que a ET constitui a maior e mais importante parte deste processo.

Esse é o conceito de uso consuntivo em condições ideais. Em diversas ocasiões, os cultivos não irrigados enfrentam situações que diferem bastante de tais condições ideais, gerando várias implicações sobre sua produtividade.

De acordo com Allen et al. (1998), a ET é definida como sendo o resultado da ocorrência simultânea de dois processos: a evaporação da água do solo e a transpiração das plantas e, segundo Bernardo et al. (2005), pode ser medida de forma direta, através de lisímetros, de parcelas experimentais e do controle de umidade do solo.

Allen et al. (1998) definem o requerimento de água por uma cultura livre de doença, em pleno desenvolvimento fisiológico, como sendo aquela necessária para repor a quantidade evapotranspirada em um solo sem restrições de umidade e nutriente, alcançando sua produção potencial, sendo esse o conceito adotado para Evapotranspiração da Cultura (ETc).

Ainda segundo Allen et al. (1998), na ausência de medidas diretas da ET, profissionais envolvidos com o tema podem lançar mão de modelos matemáticos, que se baseiam em dados meteorológicos de superfície, para calcular a Evapotranspiração de Referência (ETo), podendo esta ser estimada por equações desde as mais simples, baseadas na temperatura do ar (Método de Hargreaves-Samani, 1985), até as mais complexas, que envolvem as componentes do balanço de energia (método de Penman-Monteith_FAO56).

O Coeficiente de Cultivo (Kc) é um fator que relaciona a demanda hídrica da cultura (ETc) com a do ambiente (ETo), ou seja, para se determinar a ETc, multiplicam-se os valores medidos ou estimados da ETo por esse fator (Kc).

O conceito de coeficiente de cultivo (Kc) usado para relacionar a ETc com a ETo envolve cuidados. O Kc é determinado de acordo com o tipo de planta e seu estágio de desenvolvimento fisiológico, e sua aplicação, em escala regional, envolve sérias dificuldades, pois valores para Kc são poucos ou inexistentes para muitos tipos de espécies vegetais naturais. Também deve se ter cuidado com o conceito da ETc, que deixa de ser máximo quando o solo apresenta déficits de

umidade. Nesses pontos, a ET_c torna-se ET_r , ou seja, Evapotranspiração Real da Cultura sendo, portanto, menor ou, no máximo, igual à ET_c .

Moran et al. (1989) ressaltam que estimativas da ETo baseadas em dados de estações meteorológicas possuem o limitante de representar valores pontuais, que podem representar, satisfatoriamente, as condições locais, mas se o objetivo for a obtenção de análises da variação regional da ET por métodos que utilizam interpolações ou extrapolações dos parâmetros micrometeorológicos de uma determinada área, os métodos pontuais podem aumentar as incertezas das análises.

Buscando reduzir essas incertezas, diversos algoritmos foram desenvolvidos nas últimas décadas com o objetivo de estimar os fluxos de energia na superfície terrestre com base na utilização de técnicas de sensoriamento remoto.

Bastiaanssen (1995) desenvolveu o “Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL”, com sua validação em campanhas experimentais na Espanha e no Egito usando imagens do satélite Landsat 5-TM. Logo adiante, Roerink et al. (1997) também aplicaram o mesmo Landsat 5-TM para monitorar o desempenho de irrigação na Argentina e imagens do sensor AVHRR/NOAA no Paquistão. Combinações do satélite Landsat 5-TM e NOAA/AVHRR foram usadas por Timmermans e Meijerink (1999) na África. Mais tarde, Hafeez et al. (2002) aplicaram o SEBAL usando o sensor ASTER instalado a bordo do satélite EOS/TERRA no rio de Pumpanga, Filipinas. Estes autores concluíram que a combinação de alta-resolução espacial dos sensores ETM+ e ASTER com a alta resolução temporal dos sensores AVHRR e do MODIS tem fornecido uma alta precisão nos estudos de balanço hídrico e usos da água, em escala regional.

O modelo SEBAL baseia-se no balanço de radiação na superfície, o qual divide-se entre o fluxo de calor sensível, o fluxo de calor latente e o fluxo do calor do solo e pode ser utilizado com imagens digitais coletadas por qualquer satélite orbital que registre a radiação nos comprimentos de onda do infravermelho termal, visível e infravermelho próximo (Allen et al. 2002).

Na região Norte Fluminense, RJ, especificamente na Baixada Campista, os problemas relacionados ao uso da água são relativos, principalmente a sua gestão. A região, apesar de ser bem servida em termos de recursos hídricos, onde se destacam os Rios Paraíba do Sul, Muriaé e o Ururaí, as Lagoas Feia, de

Cima e Campelo, dentre outras, além de cerca de 1500 km de canais artificiais, não possui sistema de gestão e controle eficientes para manter a sustentabilidade necessária do seu patrimônio hídrico.

Dessa forma, a utilização de tecnologias utilizando o sensoriamento remoto para geração de resultados temáticos e quantitativos pode contribuir com o processo de gestão do sistema hídrico regional, bem como dos demais ecossistemas. Com o monitoramento contínuo da cobertura vegetal, das matas ciliares e uso e ocupação do solo associados ao balanço hídrico estimado com o SEBAL, pode-se obter a evapotranspiração real dos cultivos agrícolas, da vegetação nativa e dos corpos hídricos com custo relativamente baixo e alta eficiência.

Em áreas agrícolas, principalmente as irrigadas, devido à grande necessidade do aumento da eficiência e gestão, quantificar os componentes do balanço de energia, as mudanças do uso do solo e a ETr a partir de imagens orbitais obtidas de sensores remotos tem se mostrado uma técnica promissora para o monitoramento e manejo dos recursos hídricos disponíveis.

Há grandes possibilidades do uso de diferentes produtos do SEBAL para a gestão de bacias hidrográficas. Para áreas irrigadas, pode-se, num futuro próximo, realizar manejo e controle da tarifação com valores de ETr obtidos pelo SEBAL, sendo a falta de plataformas orbitais que assegurem alta frequência de imagens e boa resolução espacial considerada a maior limitação existente até o presente momento.

No Brasil, ainda são poucos os estudos utilizando-se o SEBAL. Pesquisadores do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande, PB, lideram e fomentam grupos de pesquisas em diferentes regiões do país, tendo publicado diversos trabalhos acadêmicos em anais de congressos, simpósios e periódicos nacionais. Mais recentemente, instituições como o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e diversas instituições de ensino, tais como Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Universidade Federal de Viçosa (UFV), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Universidade Federal do Ceará (UFC) e Universidade Federal do Recôncavo Baiano (UFRB), dentre outras, desenvolvem pesquisas acadêmicas utilizando o SEBAL.

Desta forma, este trabalho teve por objetivo:

- Principal:

1. Mapear, em escala regional, a evapotranspiração diária da região Norte Fluminense, RJ, através da aplicação do algoritmo “Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL”;

- Específicos:

1. Avaliar metodologias de estimacão do albedo da superfície terrestre e mapear sua variaão quantitativa e espacial na região Norte Fluminense, RJ;

2. Mapear o saldo de radiaão (R_n) na região Norte Fluminense, RJ;

3. Mapear o fluxo de calor no solo (G) na região Norte Fluminense, RJ;

4. Avaliar proposiões para a estimacão do fluxo de calor sensível (H) e mapear sua variaão quantitativa e espacial na região Norte Fluminense, RJ;

5. Avaliar metodologias de conversão de valores instantâneos de evapotranspiração (ET_{inst}) em valores diários (ET_{24h});

6. Avaliar metodologia de estimacão do ciclo diurno do saldo de radiaão;

7. Estimar o coeficiente de cultivo (K_c) da cultura da cana-de-açúcar, por técnicas de sensoriamento remoto, na região Norte Fluminense, RJ.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. O Sensor MODIS

Em 1991, foi elaborado um projeto de longa duração pela National Aeronautics and Space Administration (NASA), denominado Sistema de Observação da Terra (EOS-Earth Observing System), com suporte financeiro do governo dos Estados Unidos da América. Um dos principais interesses deste projeto é o estudo das relações entre as formações vegetais terrestres e os processos globais de larga escala, com o objetivo de entender o funcionamento da Terra como um sistema único e integrado. Isso requer o conhecimento da distribuição global dos tipos de vegetação, assim como suas propriedades biofísicas e estruturais e suas variações espaciais e temporais (Huete et al. 1999).

O sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer - MODIS se encontra a bordo dos satélites Terra e Aqua, que operam numa órbita heliosíncrona, com inclinação de aproximadamente $98,2^\circ$, período orbital de $98,88^\circ$ e horário de passagem, do modo descendente, aproximadamente às 10:30 h e 13:30 h, respectivamente.

O satélite Terra e Aqua foram lançados, respectivamente, em dezembro de 1999 e maio de 2002. Ambos transportam o sensor MODIS, projetado para atender á demanda de três diferentes campos de estudos: terra, oceano e atmosfera. Este sensor apresenta 36 bandas de resolução espectral e espacial selecionadas para o conhecimento de diferentes necessidades observacionais e para oferecer uma cobertura global quase que diariamente (Justice, 2002a). O formato para distribuição pela NASA aos usuários é o HDF (Hierarchical Data Format) que independe da plataforma utilizada e sua estrutura lógica o converte em um dado auto-descritivo, permitindo a inclusão de uma grande quantidade de diferentes tipos e origens em um mesmo arquivo. Os dados podem ser obtidos gratuitamente junto ao Land Processes Distributed Active Archive Center (LP-DAAC) através do portal <http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/>.

As 36 bandas espectrais deste sensor estão localizadas em função de um comprimento de onda, cuidadosamente escolhido para a observação de feições das propriedades das nuvens, dinâmica e das propriedades da vegetação na cobertura terrestre, e da temperatura da superfície dos oceanos no mundo todo (Salomonson e Toll, 1990). Estas especificações têm como objetivo evitar as bandas de absorção atmosférica, além de outras feições, durante a observação e monitoramento da superfície terrestre (Salomonson e Barker, 1992).

As primeiras 19 bandas estão posicionadas na região do espectro eletromagnético situado entre 405 nm e 2155 nm, de forma que as bandas 1 a 7 estão direcionadas para as aplicações terrestres; as bandas 8 a 16 para as observações oceânicas e as bandas 17 a 19 para as medições atmosféricas. As bandas 20 a 36, com exceção da banda 26 (1360-1390 nm), cobrem a porção termal do espectro eletromagnético.

As especificações técnicas do sensor MODIS-Terra e MODIS-Agua são semelhantes, exceto pelo horário de passagem sobre o Equador, estando as especificações do sensor MODIS/Terra apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1 - Especificações Técnicas do Satélite Terra/Sensor MODIS

Órbita do satélite Terra	705 Km, síncrona com o Sol, polar; 10:30 a.m descendente
Cobertura de repetição do satélite Terra	Diária, a norte da latitude 30° e a cada dois dias, para latitudes inferiores a 30°
Cobertura dos imageamentos	± 55°; 2330 km ("scans" contínuos no nadir no equador)
Resolução espacial	250 m (2 bandas), 500 m (5 bandas), 1000 m (29 bandas) no nadir
Precisão radiométrica	5% Absoluto, <3 µm; 1% Absoluto, >3 µm; 2% de reflectância.
Alcance espectral	0,4 –14,4 µm
Quantização	12 bits
Taxa de Dados do satélite Terra	6,2 Mbps (média), 10,8 Mbps (dia), 2,5 Mbps (noite)
Força do satélite Terra	162,5 W (média para uma órbita), 168,5 W (pico)

Fonte: Adaptada de Justice et al. (2002)

Na Tabela 2 é apresentada uma comparação entre os comprimentos de onda de três sensores utilizados nos estudos de monitoramento da superfície terrestre.

Tabela 2 - Comprimento de onda dos principais sensores usados no SEBAL

Faixa Espectral	NOAA/AVHRR	LANDSAT ETM+		MODIS
Azul		0,450-0,515		0,459-0,479
Verde		0,525-0,605		0,545-0,565
Vermelho	0,550-0,680	0,630-0,690	0,520-0,900	0,620-0,670
Infravermelho Próximo	0,725-1,1 xm	0,775-0,900		0,841-0,876
Infravermelho Médio				1,230-1,250
Infravermelho Médio		1,550-1,750		1,628-1,652
Infravermelho Médio		2,090-2,350		2,105-2,155
Resolução Espacial		30m e 15 m		250,500 e 1000m
Resolução Temporal	12 h	16 dias		1-2 dias

As bandas do sensor MODIS têm uma herança do Landsat Thematic Mapper e NOAA/AVHRR (Figura 1), com capacidades melhoradas tanto nos menores comprimentos de onda quanto no infravermelho (Justice et al. 1998).

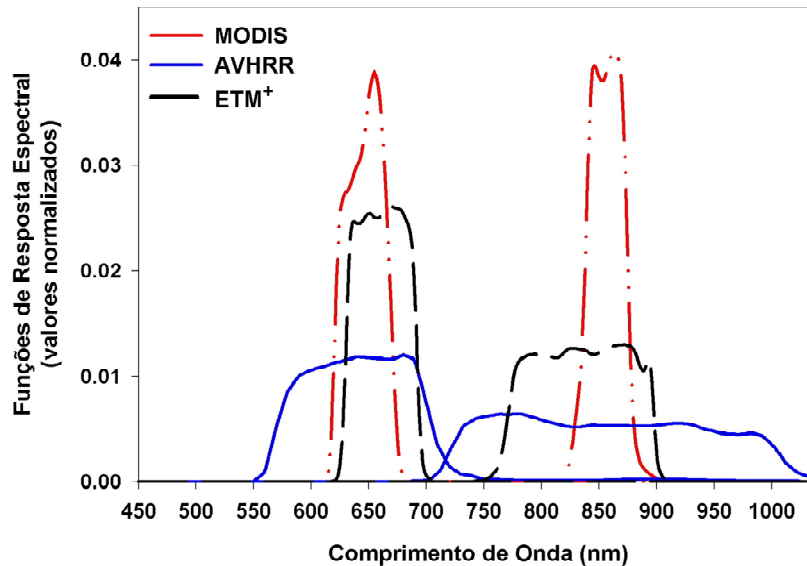


Figura 1 - Disposição e largura de bandas do sensor MODIS em relação aos sensores ETM+ e AVHRR. Fonte: Adaptada de Justice et al. (1998).

Strahler et al. (1996) citam que o sensor MODIS possui bandas espectrais estreitas, específicas para as necessidades da comunidade científica, que desenvolve pesquisas nas áreas continentais do planeta. Na Tabela 3 são apresentadas as faixas espectrais de cada uma das bandas do sensor MODIS (bandas 1 a 7) e suas aplicações para o monitoramento da superfície terrestre. Essas bandas são disponibilizadas através dos produtos MODGQK, MODGHK, MYDGQK e MYDGHK – Reflectância da Superfície.

Tabela 3 - Bandas espectrais do sensor MODIS para o estudo da superfície terrestre

Uso preliminar	Bandas	Largura da Banda (nm)
	1	620-670
	2	841-876
Terra/Nuvens/Limites de aerossóis	3	459-479
	4	545-565
	5	1230-1250
Terra/Nuvens/Propriedade de aerossóis	6	1628-1652
	7	2105-2155

Fonte: Adaptada do website <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specs.html>

2.1.1. Resolução Espacial e Temporal do Sensor MODIS

As bandas espectrais do sensor MODIS possuem resolução espacial de 250 m (nos canais do vermelho e infravermelho próximo) e 500 m (nos canais do azul, verde e infravermelho médio) que são os valores nominais para os pixels no nadir. No limite da largura da área imageada, os pixels crescem com um fator de duas vezes na direção ao longo da linha de imageamento e de um fator de cinco vezes na direção através desta.

Na Tabela 4, apresenta-se uma comparação entre as resoluções espaciais entre dois sensores novos, presentes no satélite Terra (ASTER e MODIS), e os que vêm sendo utilizados para estudos de monitoramento da parte continental do planeta.

Tabela 4 - Comparação entre as resoluções espaciais dos sensores ASTER, ETM+, TM, MODIS e AVHRR, utilizadas para o monitoramento terrestre.

BANDAS / RESOLUÇÃO ESPACIAL	ASTER	ETM+	TM	MODIS	AVHRR
Azul	-	30	30	500	-
Verde	15	30	30	500	-
Vermelho	15	30	30	250	1100
IVP	15	30	30	250	1100
IVM	30	30	30	500	-
IVT	90	60	120	1000	1100

Fonte: Adaptada do website: www.earthobservatory.nasa.gov

Na Tabela 5 é apresentada uma comparação entre a resolução temporal do satélite TERRA e alguns outros sensores orbitais.

Tabela 5 - Intervalos de revisita de alguns satélites de sensoriamento remoto.

Sistema/Sensor	Intervalo de Revisita (em dias)	Passagem no Equador (diurno)
Landsat/TM ; ETM+	16	09:45 h e 10:00 h
SPOT/HRV	26	10:30 h
Terra/MODIS	1-2	10:30 h
Terra/ASTER	16	10:30 h

Fonte: Adaptada do website: www.earthobservatory.nasa.gov

Pode-se perceber, por intermédio da Tabela 5, que o sensor MODIS possui um intervalo quase diário para a revisita de uma área. A depender da região do planeta, são requeridas duas passagens diurnas para a geração de uma imagem completa. A possibilidade de uma imagem diária, o lhe confere grande capacidade para estudos de dinâmica ecológica terrestre e oceânica.

2.1.2. Geolocalização do Sensor MODIS

A geolocalização (georreferenciamento) do sensor MODIS foi estabelecida através do uso de uma técnica paramétrica, onde pontos de controle foram aplicados somente para remover as direções tendenciosas. Sua orientação em relação à Terra é obtida através de sensores a bordo do satélite. Sua distância da Terra é medida por um giro inercial e por um sensor “star-tracking”, onde a posição é medida por um TDRSS (“Tracking Data Relay Satellite System”) a bordo de um sistema de navegação (TONS) (Telles et al. 1995).

Os produtos de georreferenciamento do sensor MODIS definem as coordenadas geodésicas, elevação do solo (altitude), e ângulos zenital e azimutal solar para cada amostra de 1 Km do MODIS. Esses dados são fornecidos como parte do banco de dados das radiâncias calibradas no nível 1B e os dados do nível 2, para permitir um processamento posterior, ou seja, estes dados são, subseqüentemente, usados para reamostrar espacialmente e compor temporariamente os produtos MODIS em grades georreferenciadas.

No momento do lançamento, o MODIS apresentava uma precisão de 1.700 metros, e com os ajustes iniciais, em maio de 2000, a precisão já era de 150 metros. Em dezembro de 2000, já havia atingido 50 metros, conforme planejado.

Em função de sua maior quantidade de bandas, mais informações se terá sobre a distribuição da energia refletida pela cena estudada e melhor será a resolução espectral, isto é, a curva de resposta espectral de cada alvo. A configuração dessa curva denota as características espectrais do objeto, e exerce forte influência na escolha da região espectral nas quais os dados de sensoriamento remoto devem ser coletados, visando a alguma aplicação particular.

2.1.3. Imagens de Reflectância da Superfície (Produtos MOD09 e MYD09 – GQK)

MODIS/Terra e MODIS/Agua Surface Reflectance Daily L2G Global 250 m SIN Grid) é a reflectância da superfície com resolução espacial de 250 m do sensor MODIS derivado das bandas 1 e 2 no nível 1B da superfície da terra (centrado em 648 e 858 nm, respectivamente). O MOD09GQK e MYD09GQK é uma estimativa da reflectância espectral da superfície terrestre, para cada banda, que seria medida próximo ao solo, ou seja, desprezando os efeitos atmosféricos. Um processo de correção é aplicado a todos os pixels que passam pelo controle de qualidade do nível 1B, reduzindo os efeitos dos gases atmosféricos, de aerossóis e de nuvens pouco espessas, como cirrus. O produto reflectância da superfície L2G 250 m de MODIS/Terra (MOD09GQK) é processado para todo globo diariamente usando o nível 2G 250 m Pointer Files (MODPTQKM), localizando a reflectância nível 2 da superfície (MOD09) em uma grade geográfica. A qualidade dos dados do produto MOD09GQK é fornecida em três níveis diferentes: para cada pixel, banda espectral e todo o arquivo da imagem.

2.1.4. Reflectância de Superfície (Produto MOD09 e MYD09 - GHK)

MODIS/Terra e MODIS/Agua (Surface Reflectance Daily L2G Global 500 m SIN Grid) são produtos de 7 bandas espectrais derivadas das bandas 1 a 7 (ondas curtas), nível 1B. O produto é uma estimativa da reflectância espectral da superfície para cada banda, desprezando os efeitos atmosféricos. São feitas correções para os efeitos dos gases atmosféricos, de aerossóis e de nuvens cirrus aplicados a todos os pixels do nível 1B que passarem pelo controle de qualidade do nível 1B. A correção atmosférica usa os produtos MOD04 e MOD05 para o vapor de água, a correção do aerossol e do NCEP (National Centers for Environmental Prediction que contribui com o algoritmo, detectando nuvens do tipo cirrus, velocidade do vento, pressão atmosférica e concentração de ozônio nas bandas 8-14) para as 26 bandas do MODIS. Detalhes destes produtos podem ser obtidos no portal http://edcdaac.usgs.gov/modis/mod09_ghkv4.asp.

2.1.5. Temperatura de Superfície (Produto MOD11A1 e MYD11A1)

O produto MOD11 utiliza, como dados de entrada, a radiância (MOD021KM), a geolocalização (MOD03), a máscara de nuvens (MOD35_L2), a qualidade da cobertura do terreno (MOD12Q1) e a neve (MOD10_L2). O arquivo de saída contém o SDSs de TST (temperatura da superfície), a garantia de qualidade (QA) dos pixels, o erro em TST, as emissividade das bandas 31 e 32, os ângulos zenitais, resolução espacial de 1.000 m, atributos locais e globais. Este produto utiliza o algoritmo split-window TST (Wan e Dozier, 1996), que tem sido validado com dados do sensor MAS (MODIS Airborne Simulator) e medições de campo e o algoritmo dia/noite de Ts, que foi projetado especificamente para o sensor MODIS (Wan e Li, 1997). A precisão do algoritmo MODIS TST é de 1 K.

2.1.6. Albedo da Superfície Terrestre (Produto MOD43B1)

O albedo da superfície é definido como a razão entre as irradiâncias refletida e incidente. Em algumas aplicações, o albedo restringe-se aos comprimentos de onda do visível, enquanto que, em outras ocasiões, a definição é estendida para incluir a radiação do infravermelho próximo e médio. Em geral, o termo albedo, usado na literatura meteorológica, considera a radiação de onda curta, aproximadamente entre 0,15 e 4,0 μm (Lockwood, 1985).

O albedo é essencial para a determinação do balanço de radiação (Iqbal, 1983), da magnitude e da partição da energia solar absorvida em modelos climáticos (Dickinson, 1992). Além disso, existe a necessidade de especificar o albedo como uma função do tipo de cobertura da terra e do ângulo zenital solar e que seja distribuído no espaço e no tempo em uma grande região.

Para a elaboração das cartas do produto albedo MODIS, utilizou-se a proposta de Schaaf et al. (2002), que sugere a interpolação entre as bandas *white-sky* e *black-sky*, (respectivamente bandas largas 10,1 e 10,2) obtidas no produto MOD43B1, que estima o albedo de superfície como fração da luz solar difusa, isto é, como função do ângulo de elevação solar e da profundidade óptica (transmitância atmosférica). Para esta correção, utiliza-se a seguinte equação:

$$\alpha(\theta, \lambda) = \{1 - S(\theta, \tau(\lambda))\} \alpha_{bs}(\theta, \lambda) + S(\theta, \tau(\lambda)) \alpha_{ws}(\theta, \lambda) \quad (01)$$

onde: α é o albedo da superfície, função do ângulo de elevação solar (θ) e do comprimento de onda (λ); s é a fração da luz solar difusa, função de θ e da transmitância (τ); α_{bs} é a carta de albedo *Black-sky* e α_{ws} a carta de albedo *White-sky*.

O albedo *Black-sky* é a componente direta do albedo da superfície captada pelo sensor MODIS em todas as direções e diferentes intensidades (integração hemisférica). Neste produto, o albedo *Black-sky* (α_{bs}) foi produzido somente para meio-dia solar de cada local. O albedo *White-sky* (α_{ws}) corresponde à contribuição da componente difusa da radiação solar. Esta componente representa a integração dos albedos hemisféricos provenientes da atmosfera e da superfície, que são detectados pelo sensor MODIS com a mesma intensidade e em todas as direções (isotrópica).

Lopes (2006) cita que Tabelas "*lookup table*" foram produzidas com a ajuda do código 6S (www.modis.bu.edu/brdf/userguide/val.html). Estas tabelas contêm valores de $S(\theta, \tau(\lambda))$ em função dos tipos de aerossóis (continentais ou marítimos), profundidade óptica (0 a 1, variação 0,02) e ângulo zenital solar (0° a 89°, variação 1°) e que as imagens albedos *Black-sky* e *White-sky* são fornecidas em níveis de cinza devendo ser multiplicadas por 0,001.

O produto MOD43B1 é disponibilizado na resolução espacial de 1000 m, integrado em 16 dias.

2.1.7. A Proposta de Tasumi et al. (2005) para o Albedo da Superfície Terrestre

Bastiaanssen (1998) relata que os satélites medem a reflectância espectral, em bandas estreitas no topo da atmosfera, sendo a conversão dessa reflectâncias em uma única banda um procedimento bastante comum, em que a radiação solar espectral incidente, em cada banda, é ponderada por um fator de proporcionalidade e o albedo planetário obtido pela integração dessas ponderações, sendo o albedo da superfície estimado em função do albedo

planetário e da transmitância atmosférica de ondas curtas. Baseados nessa premissa, Tasumi et al. (2005) propuseram um método de estimativa do albedo da superfície para atender à demanda operacional de profissionais que interagem com gestão de recursos naturais, sem, necessariamente, possuírem um alto nível de conhecimento da física atmosférica e dos processos de transferência radioativa. O método foi desenvolvido usando-se o modelo de transferência radioativa SMARTS2 e vem sendo utilizado operacionalmente pela Universidade de Idaho - EUA, para a estimativa do balanço de energia da superfície.

O procedimento proposto por Tasumi et al (2005) pode ser aplicado a imagens MODIS GHK diárias, numa resolução espacial de 500 m, sendo as cartas de albedo da superfície calculadas pela seguinte equação:

$$\alpha_s = \sum_{b=1}^7 [\rho_{sb} \cdot w_b] \quad (02)$$

onde: w_b é coeficiente de peso que representa a fração da radiação solar em direção à superfície que ocorre em cada comprimento de onda de uma banda espectral específica. Esse coeficiente é determinado pela seguinte relação:

$$W_b = \frac{\int_{LO_b}^{LU_b} R_{s\lambda} \cdot d\lambda}{\int_{0.3}^{4.0} R_{s\lambda} \cdot d\lambda} \quad (03)$$

em que: $R_{s\lambda}$ é a radiação solar hemisférica espectral em direção à superfície para um comprimento de onda λ (μm); UP_b e LO_b são os intervalos superiores e inferiores dos comprimentos de onda de cada uma das 7 bandas do MODIS (μm).

Na Tabela 6, são apresentados os coeficientes do peso das bandas na composição do albedo da superfície baseados na radiação solar derivada do modelo de transferência radioativa SMARTS2:

Tabela 6 - Coeficientes do peso da banda na composição do albedo da superfície

SENSOR	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band 5	Band 6	Band 7	Total
MODIS	0,215	0,215	0,242	0,129	0,101	0,062	0,036	1,0

2.2. Balanço de Energia em Superfícies Vegetadas

A energia utilizada nos processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, na transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera, e no metabolismo das plantas e dos animais é proveniente da radiação solar. Neste sentido, é importante se estudar a partição dos componentes do balanço de radiação à superfície e, sobretudo, aqueles relacionados com as perdas de água da superfície para atmosfera.

2.2.1. Origem da Radiação Solar

Segundo Varejão-Silva (2000), acredita-se que a energia solar é originada de reações termonucleares, capazes de produzir um núcleo de hélio a partir de quatro núcleos de hidrogênio, usando-se o carbono e o nitrogênio como elementos intermediários e que são restaurados no final da reação. Por isso, a quantidade de carbono e nitrogênio existente no Sol não se deve alterar com o tempo, em decorrência do processo de gênese da energia.

O mesmo autor cita, ainda, que o Sol emite radiação em praticamente todos os comprimentos de onda, porém 99,9% da energia vinda do Sol tem comprimento de onda compreendido na faixa de 0,15 a 4,0 μm . Por isso, este intervalo é conhecido como domínio da radiação solar. Dentro desse intervalo, cerca de 52% da radiação solar que atinge a superfície da Terra está na faixa espectral do infravermelho, 44 % na do visível e 4% na do ultravioleta.

Funcionando como um radiador quase perfeito, o sol emite a radiação próxima à máxima eficiência possível para um corpo na sua temperatura efetiva, assim, a excitância espectral proveniente de um Corpo Negro a uma temperatura T, pode ser obtida pela Lei de Plank, qual seja:

$$M\lambda = \varepsilon C_1 / \lambda^5 [\exp(C_2 / \lambda T) - 1] \quad (04)$$

em que: $M\lambda$ é a radiação emitida por comprimento de onda ($\text{W}\mu\text{m}^{-1}$); ε é a emissividade; $C_1 = 3,7413 * 10^8$ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \mu\text{m}^4$); $C_2 = 1,4388 * 10^4$ ($\mu\text{m} \cdot \text{K}^{-1}$); λ , o comprimento da onda de radiação (μm) e T, a temperatura do ar, em Kelvin.

Os picos da função do corpo negro em um dado comprimento de onda podem ser determinados pela lei de Wien:

$$\lambda_{\max} = 2898/T \quad (05)$$

onde: T é a temperatura do corpo negro, em K e (λ), o comprimento de onda no qual a radiação é máxima, em μm .

A quantidade de energia que atinge o topo da atmosfera ou irradiância (E_o) ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) é dada por:

$$E_o\lambda = (M_\lambda / \pi) \times (\text{Área do disco solar} / (\text{Distância Terra-Sol})^2) \quad (06)$$

em que: $E_o\lambda$ representa a constante solar monocromática

A Figura 2 apresenta a variação da densidade do fluxo exo-atmosférico, em função dos comprimentos de onda.

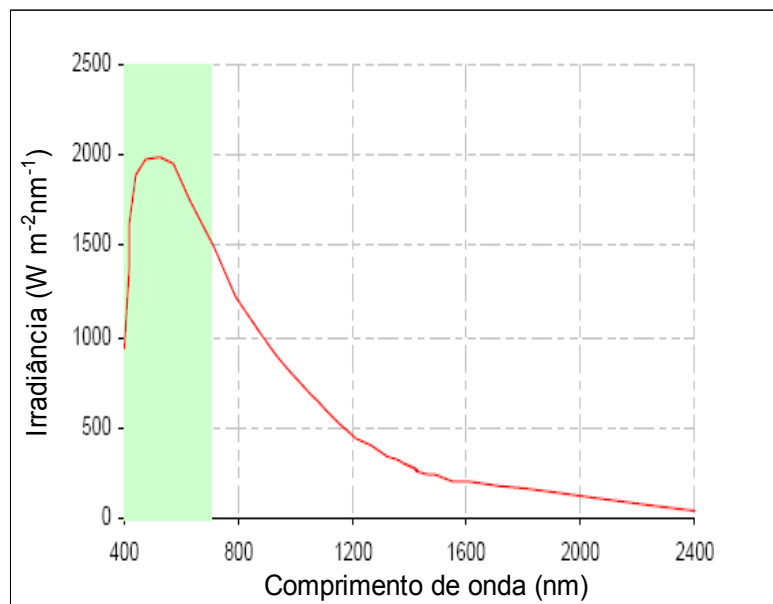


Figura 2 - Densidade do fluxo exo-atmosférico utilizando o modelo do corpo, destacando a faixa da região do visível (em verde).
FONTE: Schowengerdt (1997), apud Aragão (2004).

Em seu movimento de translação, a Terra, alternadamente, se afasta e se aproxima do Sol. Por essa razão, o fluxo de energia solar que é interceptado por este planeta muda ao longo do ano. Com o objetivo de obter um padrão que servisse como termo de referência à análise da variação desse fluxo, estabeleceu-se a constante solar (S). Esta foi denominada como a quantidade de energia proveniente do Sol que, na unidade de tempo, é interceptada por uma superfície plana, de área unitária, perpendicular à direção os raios solares e situada fora da influência da atmosfera, a uma distância do Sol igual à distância média Terra-Sol. De acordo com Silva et al. (2005), o valor de $S = 1367 \text{ W m}^{-2}$.

2.2.2. Interações entre Radiação Solar e Superfícies Vegetadas

Monteith (1975) relata que a interação entre radiação e plantas vivas pode ser dividida em três categorias distintas: efeitos térmicos, efeitos fotossintéticos e efeitos fotomorfogênicos. Referentes aos efeitos térmicos, citam que mais de 70% da radiação solar absorvida pelas plantas é convertida em calor e usada como energia para transpiração e para trocas convectivas de calor com o ar circunvizinho. Estas trocas determinam a temperatura de folhas e de outras partes de planta; Quanto aos efeitos fotossintéticos, citam o uso da radiação solar na fotossíntese, para produção e armazenamento de combinações orgânicas.

A radiação solar tem um papel importante como regulador e controlador em processos de crescimento e desenvolvimento das plantas. Vários aspectos dessas interações não são, contudo, totalmente compreendidos, apesar de ter sido estabelecido que a região de radiação fotomorfogeneticamente ativa começa dentro do ultravioleta, estende-se pela região do visível e termina próxima à região do infravermelho próximo. Em adição à qualidade do espectro e do conteúdo de energia, o efeito fotomorfogênicos da radiação depende, também, da variação periódica do tempo, alternando em períodos de claro e escuro, suas durações, etc.

A quantidade de energia radiante utilizada nos processos fotomorfogênicos é insignificante e uma vez que a radiação absorvida é a principal fonte de energia na interação da atmosfera e vegetação, estudos micrometeorológicos concentraram-se nos efeitos térmicos de radiação. A

radiação de onda longa também deve ser levada em consideração nesses estudos, sendo as radiações de onda curta e longa, combinadas em radiação líquida ou saldo de radiação (R_n).

A transferência de radiação em um ponto da planta ainda é um problema complicado na biogeofísica. As complicações principais são as grandes variabilidades e as desuniformidades das arquiteturas das comunidades vegetais, como também de plantas individuais. Mudança na direção e no comprimento da radiação solar incidente se acrescenta a essas complicações.

A teoria de transferência de radiação em sítios específicos está baseada no tratamento de um ponto com uma turbidez média, pela qual a radiação se espalha pelas folhas, como elementos médios. Segundo Monteith (1975), essa teoria foi originalmente desenvolvida na astrofísica e depois modificada para descrever as principais características da radiação em pontos horizontalmente bem desenvolvidos e homogêneos.

A radiação localizada é determinada pelos seguintes fatores:

- Condições da radiação incidente: Consiste em dois componentes: radiação solar direta como um feixe de raios paralelos que alcançam um ponto do disco solar através da atmosfera da terra e radiação solar difusa, que se espalha na atmosfera da terra e alcança os pontos em todas as direções do céu.

- Propriedades ópticas de um ponto: a radiação interage com os órgãos da planta através de absorção e espalhamento. Esses processos variam amplamente em várias partes do espectro e dependem da estrutura de folha, idade de folha, distribuição espectral e ângulo de radiação incidente, etc. A radiação se espalhando pode ser dividida em reflexão e transmissão. A cor das folhas é devido a uma reflexão relativamente grande da luz verde e da sensibilidade do olho humano, mas a reflectividade absoluta é maior no espectro do infravermelho próximo. A transmissão de folhas grossas, talos e galhos é zero. A distribuição angular do espalhamento depende da estrutura da superfície da folha e dos tecidos internos. Folhas lustrosas têm um componente de reflexão consideravelmente grande. Se a absorção é grande (como na PAR e na radiação de ondas longas), espalhamentos múltiplos podem ser negligenciados, permitindo simplificações essenciais no tratamento matemático do problema.

- Propriedades ópticas da superfície do solo: Propriedades ópticas do solo debaixo de um ponto são especificadas pelo coeficiente de reflexão (albedo) ou em mais detalhe pela função de reflexão. Na maioria dos casos, a reflexão da superfície do solo pode ser negligenciada, especialmente em vegetação densa, mas possui um papel importante quando a vegetação estiver escassa e quando a superfície do solo estiver descoberta de vegetação.

- Padrão de arquitetura: Este é o fator mais importante que determina muitas características do regime de radiação em um ponto. Grandes variações de radiação que acontecem dentro de um ponto, em um dia claro, sem nuvens, como resultado da alternância de áreas ensolaradas e sombreadas, são determinadas pela arquitetura da copa e pela distribuição das plantas na superfície do solo, distribuições de folhas dentro de um volume de planta, tamanho das folhas, orientação, etc.

Monteith (1975), cita ainda que na teoria da transferência da radiação é conveniente dividir radiação localizada em três componentes, a saber: radiação direta, difusa e complementar, sendo a radiação solar direta aquela que, como um feixe de raios, penetra pelas aberturas na folhagem sem alteração apreciável; radiação solar difusa, aquela que penetra pelas aberturas sem interagir com a folhagem e a radiação complementar, esta, devido ao espalhamento da radiação direta e difusa na folhagem e na superfície do solo.

2.2.3. O Balanço de Radiação

A estimativa do balanço de radiação do sistema terra-atmosfera tem sido um dos principais objetivos dos satélites meteorológicos e ambientais desde o lançamento do Explorer VII, em 1959. Os instrumentos a bordo desse satélite foram designados para medir a radiação termal emitida pelo sistema terra-atmosfera. Essas medidas eram pouco exatas em comparação às obtidas atualmente, mas forneceram aos cientistas os primeiros dados referentes ao balanço de radiação do planeta (Diak et al. 1994).

O balanço de radiação em uma determinada superfície é a contabilização líquida entre toda a energia radiante recebida e perdida pela superfície.

Concretamente, o balanço de energia, ou saldo de energia, é obtido pelo somatório dos balanços de radiação de onda curta (BOC) e onda longa (BOL) e pode ser representado pela seguinte equação:

$$R_n = \text{BOC} + \text{BOL} \quad (07)$$

onde: BOC, o balanço de radiação de onda curta e BOL, o de onda longa.

Bastianssen (1998) cita que a equação do balanço de energia pode ser resolvida por uma combinação de dados de sensoriamento remoto, tais como albedo, emissividade e temperatura da superfície, com dados de campo, tais como radiação solar global e radiação de ondas longas incidente, ou totalmente com dados de sensoriamento remoto e que a estimativa da radiação líquida por sensoriamento remoto é classicamente descrita em função do balanço de radiação de ondas curtas e do balanço de radiação de onda longa.

2.2.3.1. Balanço de Onda Curta - BOC

O balanço de onda curta é expresso em função da radiação solar global e do albedo da superfície. Considerando-se a inexistência de observações de radiação solar em muitos pontos da superfície da Terra e as dificuldades inerentes à sua obtenção, muitos modelos têm sido desenvolvidos visando a estimar a radiação solar global, difusa e direta. Entre eles, citam-se os de Beyer et al. (1991), Moriarty (1991), Satyamurty e Lahiri (1992), dentre outros. Estes modelos consideram como base outras variáveis meteorológicas rotineiramente medidas.

A energia solar que atinge a superfície terrestre é resultante das interações existentes entre a radiação eletromagnética (REM) proveniente do Sol e o meio que esta atravessa. Parte da radiação incidente na forma de onda curta é refletida de acordo com o poder refletor da superfície (albedo = α). Portanto, num dado instante e período, o saldo ou balanço de radiação de onda curta é dado por:

$$\text{BOC} = \text{OC}\downarrow - \text{OC}\uparrow = \text{OC}\downarrow (1-\alpha) \quad (08)$$

A disponibilidade de radiação solar depende do albedo de superfície (Eq. 8) de tal forma que, se o valor do albedo for elevado, o balanço de onda curta (BOC) será reduzido e se o valor do albedo for reduzido, o balanço BOC será elevado. Portanto, em condições idênticas de incidência de onda curta ($\text{OC}\downarrow$), superfícies com diferentes valores de albedo terão balanços BOC diferentes.

O albedo é uma medida adimensional e varia segundo as características da superfície, a razão entre a radiação solar direta e a difusa e em função do ângulo zenital solar. Para superar as limitações decorrentes da utilização de albedos prescritos para as superfícies continentais, modelos de transferência de radiação nos dosséis de vegetação têm sido desenvolvidos para considerar a variação do albedo causada por ambos os fatores internos e externos ao dossel (Song, 1998). Valores altos ocorrem próximo do nascer e pôr-do-sol, e mínimos próximos do meio-dia. Contudo, em muitos casos, a variação não é simétrica, especialmente sobre superfícies vegetadas. Embora os efeitos mencionados anteriormente sobre o albedo tenham sido extensivamente explorados (Monteith, 1973; Leitão, 1994), variáveis micrometeorológicas, tais como o vento e o orvalho, podem ser também importantes. Segundo Minnis et al. (1997), as variáveis micrometeorológicas podem causar uma assimetria no albedo diurno tão alto quanto 10%. Song (1998) avaliou o albedo considerando dados de observações no campo e através de simulações e concluiu que a inclinação do dossel, devido à predominância de fortes ventos, é uma possível causa da assimetria. Ressaltou, ainda, que o orvalho pode aumentar o albedo nas primeiras horas da manhã, mas provavelmente não contribui significativamente para a assimetria no restante do dia, nem explica os albedos mais baixos observados pela manhã.

Segundo Paiva (2005), o albedo pode ser medido em superfície ou obtido por sensoriamento remoto e cita os trabalhos de Tanre e Duhaut (1990), Bastiaanssen et al. (1998), Fox et al. (2000), Davidson e Wang (2004) e Fang et al. (2004) dentre outros, como exemplos de pesquisadores que obtiveram estimativas de albedo pelo uso do sensoriamento remoto.

2.2.3.2. Balanço de Ondas Longas - BOL

A radiação de onda longa é o fluxo radiante de energia emitido pelos gases atmosféricos e pelas superfícies líquidas e sólidas da Terra. Com uma temperatura média em torno de 300 K, a Terra apresenta a máxima emissão de REM em torno de 9,7 μm , sendo que a maioria da radiação emitida pela Terra e pela atmosfera está contida no intervalo de 4 a 100 μm e, por isto, é denominada radiação de onda longa ou radiação termal, em comparação com o espectro da radiação solar que está contido no intervalo de 0,1 a 4,0 μm (Brutsaert, 1982).

Sendo a distribuição da radiação emitida pela Terra (emitância terrestre) distinta da distribuição espectral da radiação solar incidente na superfície terrestre (irradiância solar), é possível o estudo em separado dos processos de transferência radiativa para estes dois tipos de radiação.

O saldo de radiação de onda longa é um dos componentes de grande importância em diversos estudos meteorológicos, como, por exemplo, para previsão de variações diurnas de temperatura, geadas e nevoeiros noturnos, bem como em avaliações do resfriamento radiativo noturno de construções (Jimenez et al. 1987).

O balanço de onda longa (BOL) à superfície, apresentada na Eq. 09 compreende duas componentes: a radiação atmosférica incidente ($OL\downarrow$) e a radiação emitida ($OL\uparrow$). A primeira é função, basicamente, da temperatura do ar, da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera e da cobertura de nuvens. A emitância terrestre, por outro lado, depende da temperatura do solo e de sua emissividade. Na prática, quando não se dispõe de aparelhos de medida, uma alternativa seria o uso de equações empíricas para a estimativa do balanço de onda longa (Vianello et al. 1991).

$$BOL = OL\downarrow - OL\uparrow \quad (09)$$

Segundo Pereira et al. (1997), a fonte de energia radiante emitida pela atmosfera pode ser obtida pela lei de Stefan-Boltzmann, sendo essa radiação proporcional à quarta potência da temperatura absoluta do corpo, e é apresentada na Eq. 10, como:

$$OL \uparrow = \varepsilon \sigma T^4 \quad (10)$$

em que: ε é a emissividade do corpo (adimensional); σ a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-10} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)

De maneira a mostrar a influência da superfície nas trocas radiativas, o balanço, ou saldo de radiação de onda longa, pode ser reescrito pela seguinte expressão:

$$BOL = OL \downarrow - \varepsilon \sigma T^4 \quad (11)$$

Hartman (1994) cita que, para a maioria das superfícies naturais, a emissividade, razão entre a emissão real de uma superfície e a emissão de um corpo negro à mesma temperatura, varia de 0,95 a 0,98. Segundo Brutsaert (1982), em áreas gramadas, a emissividade varia entre 0,97 e 0,98. Como a emissividade é diferente da unidade, parte da radiação de onda longa ($OL \downarrow$) é refletida pela superfície e pode ser incluída no cálculo do saldo de radiação (Eq.13). No entanto, Alvalá (1993) cita que, em muitas aplicações práticas, pode-se assumir simplesmente $\varepsilon = 1$.

O saldo de radiação de onda longa é um dos componentes de grande importância no balanço de energia e seguramente o componente do balanço de radiação mais difícil de ser medido. Uma das principais razões é o fato de que muitos instrumentos desenvolvidos para esse propósito emitem radiação em comprimentos de onda e intensidade comparáveis àqueles que devem ser medidos pelo instrumento (Silva, 2003). Entretanto, em muitas situações práticas em Meteorologia, ainda é eficiente calcular a radiação da atmosfera baseando-se em observações de variáveis mais facilmente medidas. Diversas são as metodologias encontradas na literatura, referentes ao cálculo da radiação atmosférica para condições de céu claro, entre eles citam-se Brunt (1932); Brunt (1952); Swinbank (1963); Goody (1964); Idso e Jackson (1969); Brutsaert (1975); Satterlund (1979); Heitor et al. (1991), dentre outros.

Pereira et al. (1997) citam que o modelo desenvolvido por Brunt (1952) (Eq.12) considera um fator para correção do efeito da nebulosidade e duas aproximações, sendo a primeira, a que considera a temperatura do ar como

representativa da temperatura da superfície e a segunda, a que considera a estimativa da emissividade atmosférica (ϵ_a) como função da concentração de vapor d'água, representada pela pressão parcial de vapor (e_a):

$$BOL = - \left[a + b(e_a)^{0,5} \right] \sigma T_a^4 \left[c + d \frac{n}{N} \right] \quad (12)$$

em que: $a = 0,56$; $b = -0,09$; $c = 0,1$; $d = 0,9$; n/N a razão de insolação e T_a é a temperatura média diária do ar (K).

Como visto anteriormente, o saldo de radiação à superfície é o resultado do balanço entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa, ou seja, o balanço entre a radiação global incidente menos a radiação global refletida, e a radiação proveniente da atmosfera menos aquela emitida pela superfície da Terra. Após o detalhamento desses fluxos radiativos, o saldo total de radiação na superfície efetiva (R_n) pode ser obtido pela seguinte expressão:

$$R_n = OC\downarrow (1-\alpha) + OL\downarrow - \epsilon \sigma T_s^4 \quad 13$$

O saldo de radiação (R_n) varia temporal e espacialmente, dependendo das características ópticas da superfície analisada, de acordo com seu coeficiente de reflexão (albedo), da irradiância solar global e das condições de temperatura e umidade da superfície e do ar. Pereira et al. (2002) citam que o saldo de radiação pode ainda ser medido por um saldo-radiômetro, constituído de duas placas sensoras com pares termoelétricos, uma voltada para cima e outra para baixo, captando as energias de ondas curta e longa, direcionadas para dentro e para fora do sistema. Apesar da disponibilidade desse tipo de sensor, a medida direta do saldo de radiação (R_n) é pouco comum, tanto em estações meteorológicas convencionais como nas automáticas.

Na falta de um saldo-radiômetro, pode-se estimar R_n medindo-se ou estimando-se a radiação global (R_g) e usando-se o valor adequado para o albedo (α) da superfície, aplicando-se esses valores na expressão $BOC = R_g (1-\alpha)$ e o BOL, estimado por algum modelo proposto na literatura, como, por exemplo, o de Brunt (1952).

Para fins práticos, a R_n de um gramado também pode ser estimada em função da radiação solar global (R_g), visto que há estreita relação entre elas. Normalmente, utiliza-se a equação de Angstrom-Prescott para se determinar a R_g associando-a à razão de insolação (n/N). Ometto (1981) sugeriu uma relação empírica, semelhante à equação de Angstrom-Prescott, para estimativa da R_n em locais onde se dispõe somente de medidas de horas de brilho solar (n), ou seja:

$$R_n = R_a (a + b n/N) \quad (14)$$

onde: R_a é radiação solar no topo da atmosfera; a e b são coeficientes referentes ao local da estimativa e n/N é a razão de insolação.

Silva et al. (2005) citam que o saldo de radiação é a principal fonte de energia a ser repartida nos aquecimentos do solo e do ar, e no processo de evapotranspiração, sendo necessário à sua estimativa, através do sensoriamento remoto, de dois importantes parâmetros: o albedo e a temperatura da superfície.

Ataíde (2006) relata que muitas aplicações na agricultura e modelos de estimativa de ET precisam de informações referentes ao saldo de radiação, sejam em valores médios diários ou de ciclo diurnos. Jacobs et al. (2000) recuperaram ciclos diurnos de R_n usando observações de 30 em 30 minutos do satélite meteorológico GOES e Lagouarde e Brunet (1983) criaram um modelo senoidal para estimar o ciclo diurno da radiação global e do saldo de radiação utilizando apenas valores pontuais estimados somente por sensoriamento remoto.

Bisht et al. (2005) propuseram um modelo simples para estimar o saldo de radiação instantâneo sobre grandes áreas heterogêneas em dias de céu claro usando somente produtos de observações de sensoriamento remoto. Para isso, foram utilizados dados disponíveis dos produtos MODIS/Terra. Os mesmos autores estimaram o ciclo diurno e a média diurna do saldo de radiação com um modelo senoidal semelhante ao de Lagouarde e Brunet (1983), em que os resultados preliminares obtidos para grandes áreas foram semelhantes às observações feitas em superfície.

2.2.4. Fluxo do Calor no Solo (G)

O solo funciona como uma espécie de reservatório de calor que libera ou armazena energia em escala diária, sazonal e anual. O solo aquece e resfria a partir do balanço de energia na interface do solo-atmosfera, o que resulta na propagação de uma onda de calor, por condução, para as camadas inferiores do solo. Da mesma forma é transferido calor para a atmosfera por condução e principalmente por convecção.

Para quantificar esse trânsito de energia no solo, faz-se uso de fluxímetros. Contudo, em função do custo de aquisição e dispêndio operacional, essas medidas são efetuadas em estudos específicos e de curta duração, não existindo, até o momento, segundo Azevedo e Galvani (2003), séries longas de observação direta dessa grandeza. Uma maneira indireta de conhecer este fluxo de energia consiste em medir a temperatura do solo, com uso de geotermômetros, em diferentes profundidades.

O conhecimento da variação horária, diária, estacional e anual da temperatura do solo é fundamental para regiões e épocas do ano nas quais sua variação possa inibir ou prejudicar o desenvolvimento do sistema radicular das culturas. A temperatura do solo é um dos fatores determinantes da velocidade de germinação das sementes e de desenvolvimento das plântulas, sendo sua influência maior nos sub períodos de semeadura-emergência e crescimento inicial das plantas. Nestes períodos, tendem a ocorrer acentuadas amplitudes térmicas diárias, principalmente próximas à superfície do solo, justamente pela falta de cobertura (Schneider, 1993).

O fluxo do calor no solo é basicamente obtido por medidas próximas à superfície, ou estimado empiricamente, podendo ser uma função de índices de vegetação, da temperatura e do albedo da superfície. Pode-se citar os trabalhos de Bastiaanssen (1995), Kustas e Norman (1990), Roerink e Menenti (2000) e Yunhao et al. (2003), que avaliaram o fluxo de calor no solo com medições de superfície e através de sensoriamento remoto. Em geral, esses trabalhos sugerem que medidas de campo em diferentes tipos de superfícies sejam realizadas, a fim de testar a universalidade da relação proposta.

Classicamente, o fluxo de calor na superfície do solo (G) pode ser obtido, de acordo com Kustas et al. (2000), através da Eq.15:

$$G = G_p + \frac{\Delta T_s CD}{t} \quad (15)$$

em que: G_p a medição do fluxo de calor pelo fluxímetro, ΔT_s a variação na temperatura média do solo ($^{\circ}\text{C}$) durante o período de medição, C a capacidade térmica volumétrica do solo ($\text{MJ m}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$), D é a profundidade do fluxímetro (m) e t é a duração do período de medição (s).

O valor de C pode ser estimado somando as capacidades caloríficas dos vários constituintes do solo, ponderados de acordo com suas frações de volume, como dado por de Vries (1966):

$$C = 1,92f_m + 2,51f_0 + 4,18\theta \quad (16)$$

sendo: f_m a fração de volume dos minerais, f_0 a fração de volume da matéria orgânica e θ o teor de água no solo, em base volumétrica.

Torna-se de grande importância para a análise do balanço de energia em superfícies vegetadas a associação dos componentes do fluxo de calor do solo com o conhecimento da sua capacidade de armazenamento de água. Quando o suprimento de água no solo torna-se limitado, a vegetação sofre um estresse hídrico e a transpiração diminui, alterando a partição de radiação solar incidente em fluxos de calor sensível e latente. Uma quantidade menor de água retorna para a atmosfera e, portanto, menor o fluxo do calor latente e na proporção que retorna, aumenta-se o fluxo do calor sensível (Hodnett et al. 1996).

2.2.5. Razão de Bowen

Pereira et al. (1997) citam que o saldo de radiação (R_n) é utilizado pela superfície nos processos de evaporação (λE , calor latente), aquecimento do ar (H , calor sensível), do solo (G , calor sensível), das plantas (P , calor sensível) e na fotossíntese (F , fotoquímico), havendo, portanto, transformação de energia

radiante em calor latente, sensível e fotoquímico. Citam, ainda, que o processo fotossintético utiliza, em média, menos que 3% do saldo de radiação, sendo quantitativamente desprezível e que o calor armazenados nas plantas (P), principalmente as anuais, também pode ser desprezível. O calor armazenado nas plantas depende do porte da vegetação e, no caso de pastagens e plantas anuais, P também pode ser desprezível. No entanto, segundo Fisch (1996), para florestas, este termo pode variar entre 3% e 10% da R_n , sendo a energia armazenada pela biomassa de floresta, mais importante nos horários de transição, tais como, após o nascer do sol, após o pôr do sol e após eventos de precipitação.

Dependendo do tipo de vegetação e do seu estágio de desenvolvimento, o fluxo de calor do solo (G) também pode ser desprezível, visto que a presença das plantas funciona como isolante, evitando que os raios solares atinjam a superfície do solo.

Na prática, o uso mais comum dessa equação é a estimativa do fluxo de calor latente (λE) e, conseqüentemente, da evapotranspiração.

A Figura 3 ilustra esquematicamente os principais termos envolvidos no balanço de energia de uma superfície "ideal". Por convenção de sinal, os fluxos de energia que apontam no sentido da camada superficial são negativos e aqueles para fora dela são considerados positivos. Durante o dia, a superfície recebe energia radiativa, tal que ela transfere calor para ambos os meios (superfície e o ar adjacente). Os fluxos H e λE são, em geral, positivos durante o dia, sobre superfícies sólidas (Arya, 1988). O mesmo autor cita que as magnitudes dos componentes do balanço de energia dependem de muitos fatores, tais como o tipo de superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação, etc), localização geográfica, mês ou estação do ano, hora do dia e condições do tempo.

Durante a noite, a superfície perde energia por radiação de onda longa, principalmente sob condições de céu claro ou parcialmente coberto. Esta perda é compensada pelo ganho de calor proveniente do ar e do solo e, às vezes, na forma de calor latente de condensação, liberado durante os processos de formação de orvalho. Assim, de acordo com a convenção de sinal, os termos do balanço de energia no sentido da camada superficial são geralmente negativos durante o período noturno, com exceção do fluxo de calor no solo. As magnitudes

dos fluxos são geralmente menores à noite do que de dia, exceto para G . A magnitude de G não difere largamente entre dia e noite, embora o sinal mude, obviamente, durante a transição do período diurno para o noturno, quando outros fluxos estão também trocando de sinal. Entretanto, segundo Arya (1988) isto não acontece simultaneamente para todos os fluxos.

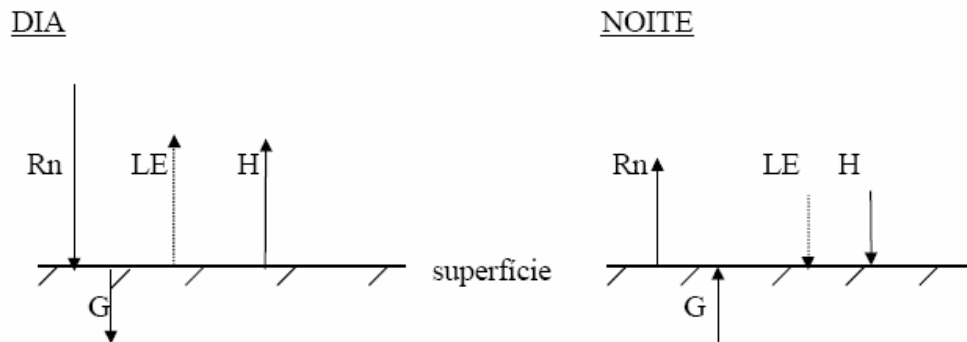


Figura 3 - Diagrama esquemático dos principais termos do balanço de energia sobre uma superfície continental "ideal" durante o dia e a noite. (adaptado de Galvão et al. 1999)

Para Fontana et al. (1991), o balanço de energia das superfícies vegetadas permite dimensionar as trocas de massa e energia no sistema solo-planta-atmosfera, através do estudo da participação do saldo de radiação nos diversos processos de ocorrência na cultura. O método do balanço de energia se baseia no princípio físico de conservação de energia, isto é, o ganho de energia no sistema é igual à perda de energia. Portanto, o balanço vertical de energia que pode ser representada como o somatório do saldo de radiação (R_n), do fluxo de calor sensível (H), do fluxo de calor latente (λE) e pelo fluxo de calor no solo (G), sendo igual a zero. O balanço de energia determinado através da razão de Bowen é utilizado para a quantificação dos fluxos de calor latente (λE) e sensível (H) na camada de ar próxima à superfície do solo, particularmente em análises micrometeorológicas em sistemas cultivados.

A partição da energia disponível ($R_n - G$) entre fluxo de calor latente e fluxo de calor sensível pode ser obtida pelo método do balanço de energia, baseado na razão das densidades de fluxo de calor sensível e calor latente, sendo determinada pela razão entre as diferenças na temperatura do ar e na pressão de vapor em dois níveis (Perez et al. 1999).

A razão entre o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (λE) foi proposta por Bowen (1926) apud Soares et al. (2003) como forma de estudar a partição da energia disponível, sendo uma metodologia amplamente empregada e estudada para diversas culturas e localidades (Oliveira et al. 2000; Soares et al. 2003; Silva, 2003) isto é:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (22)$$

sendo: γ a constante psicrométrica ($0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); ΔT a diferença de temperatura do ar ($^\circ\text{C}$) e Δe a diferença de pressão de vapor (kPa).

A partir das medições do saldo de radiação (Rn), do fluxo de calor no solo (G) e das diferenças de temperatura do ar (ΔT) e de pressão de vapor (Δe), juntamente com a equação simplificada do balanço de energia (Eq. 17), utilizando-se a razão de Bowen (Eq. 22), procede-se ao cálculo dos fluxos de calor latente (λE) e calor sensível (H), através das Eq. 23 e Eq. 24, respectivamente:

$$\lambda E = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (23)$$

$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} (Rn - G) \quad (24)$$

Assim, se β for maior que a unidade, H será maior que λE . Logo, a maioria do calor transferido para a atmosfera estará na forma de calor sensível. Se β for igual à unidade, a entrada de calor na atmosfera é feita de maneira equitativa entre H e λE . Se β for menor que a unidade, λE será maior que H e o calor que é fornecido para a atmosfera é principalmente na forma de calor latente. Isto não contribui diretamente para o aquecimento da baixa atmosfera, mas pode aumentar sua umidade e/ou temperatura potencial virtual. Se β tende a zero, uma livre evapotranspiração superficial é indicada. Valores negativos de β indicam que os dois fluxos têm sinais diferentes. Isto é comum à noite, quando H ocorre em direção à superfície (negativo) e λE é para fora da superfície (positivo).

O valor de β depende, fundamentalmente, das condições hídricas da superfície. Se a superfície estiver umedecida, maior parte da R_n será utilizada no fluxo de calor latente (λE), resultando num valor de β pequeno. Se, ao contrário, a superfície apresentar restrição hídrica, maior parte da R_n será utilizada no aquecimento do ar, resultando num valor de β elevado. Tanto o λE quanto o H são positivos quando fluem da superfície para o ar e negativos no sentido contrário. Logo, para uma superfície evaporante, o sinal de β depende apenas do sinal de H . Se H for negativo, β será negativo e se H for positivo, β será positivo. Portanto, β negativo significa que está havendo transporte de calor sensível do ar mais quente para a superfície mais fria, condição de advecção ou de inversão térmica. Nesses casos, o fluxo de calor latente (λE) pode até suplantar o saldo de radiação (R_n), pois o fluxo de calor sensível (H) representa um adicional de energia disponível à superfície evaporante (Pereira et al. 1997).

Silva, B.B. (2006) (relato pessoal) cita que, em alguns cultivos irrigados em regiões áridas e semi-áridas, ocorre, com frequência, situações em que a temperatura do dossel vegetal se apresenta um pouco menor que a temperatura do ar circundante, o que resulta em $\beta < 0$.

Ibanez et al. (1999) citam que apesar do largo emprego do método do balanço de energia, alguns autores têm relatado problemas com o método, citando que a razão de Bowen deve ter seu uso limitado ao período diurno. Segundo Clothier et al. (1982), um ponto vulnerável do método é quando o valor da razão de Bowen se aproxima do valor $-1,0$ e aconselharam, visando a uma maior eficiência do método, descartar os valores menores que $-0,5$, devido à inconsistência dos mesmos. Ortega-Farias et al. (1996) recomendaram descartar valores inferiores a $-0,75$. Unland et al. (1996) aconselharam descartar os valores na faixa de $-0,7$ a $-1,3$. Para Perez et al. (1999), a faixa de descarte de dados deve ser variável com a acurácia do sensor, sendo tanto mais próxima de $-1,0$ quanto maior for à acurácia do instrumento de medida. Os mesmos autores afirmaram, ainda, que devem ser descartados valores negativos da razão de Bowen, originários de ocorrência de condensação (fluxos positivos do calor latente de evapotranspiração) quando $R_n - G > 0$. Tanner (1960), afirma que o valor de $\beta = -0,5$ parece ser o limite de confiança da equação da razão de Bowen.

Oke (1992) cita que os valores típicos de β são iguais a $0,1$ para os oceanos tropicais; $0,1$ a $0,3$ para florestas tropicais úmidas; $0,4$ a $0,8$ para

florestas temperadas e pastagens; 2,0 a 6,0 para áreas semi-desérticas e maior que 10 para desertos.

Para Howell et al. (1991), o método da razão de Bowen produz bons resultados na estimativa da evapotranspiração em escalas menores, como um dia, mas não são recomendados para período muito grande.

Para a realização do balanço de energia utilizando-se a razão de Bowen, se faz necessária a instalação de torres micrometeorológicas no centro das áreas de interesse, contendo, cada torre, no mínimo, dois sensores de medidas de temperatura do ar, um sensor de radiação solar incidente e um de radiação solar refletida, um saldo radiômetro, dois fluxímetros (ou dois geotermômetros), dois anemômetros e dois sensores para medir a umidade relativa do ar acima do dossel da cultura estudada. Além desses sensores, necessita-se, ainda, de um pluviômetro, para a medida da precipitação pluviométrica e do monitoramento periódico do conteúdo de água no solo.

Existe, ainda, disponível no mercado, um sistema automático para determinação da razão de Bowen, denominado "*Bowen ratio sistem*", que registra instantaneamente a radiação líquida, o fluxo de calor no solo e gradientes de pressão de vapor d'água e temperatura do ar, em duas alturas, permitindo a estimativa do balanço de radiação e a evapotranspiração. Esse equipamento já foi testado em trabalho de campo, tendo estimado, adequadamente, a evapotranspiração (Silva, 2003; Tanner et al. 1987).

Todd et al. (2000) citam que as principais vantagens do método da razão de Bowen são: medições simples e diretas; não requerer informações a respeito das características aerodinâmicas da superfície de interesse; poder integrar fluxos de calor latente sobre grandes áreas (de centenas a milhares de metros quadrados); poder estimar os fluxos em escala de tempo pequena (menos do que uma hora), além de fornecer medições contínuas.

As suas desvantagens incluem a sensibilidade às predisposições dos instrumentos que medem os gradientes e os componentes do balanço de energia, a possibilidade de descontinuidade de dados quando a razão de Bowen aproxima-se de -1, e os requerimentos, comuns aos métodos micrometeorológicos, de bordadura adequada para segurança das hipóteses.

2.3. Evapotranspiração Estimada por Sensoriamento Remoto

Com o propósito de evitar ao máximo o uso de variáveis meteorológicas com baixa representatividade regional, diversos algoritmos foram desenvolvidos nas últimas décadas com o objetivo de estimar os fluxos de energia na superfície terrestre com base na utilização de técnicas de Sensoriamento Remoto. Alguns destes algoritmos, tais como o modelo simplificado, são caracterizados pela abordagem empírica (Jackson et al. 1977 e 1981; Seguin et al., 1989 e 1991) enquanto os modelos determinísticos se baseiam nos processos físicos de transporte de massa e energia com os quais estão acoplados através de algum modelo de interação solo-planta-atmosfera (Courault et al. 1998; Olioso et al. 1999). Existem, ainda, algoritmos que utilizam abordagens intermediárias e que são caracterizados por modelos semi-empíricos que reproduzem o balanço de energia na superfície (Bastiaanssen et al. 1998; Kustas e Norman, 1997).

A determinação do fluxo de calor latente pelo método residual do balanço de energia é representado pela equação:

$$\lambda ET = R_n - H - G \quad (\text{Eq. 18})$$

em que: λET é o fluxo de calor latente; R_n é o saldo de radiação; H é o fluxo de calor sensível e G , o fluxo de calor do solo, expressos em $W m^{-2}$.

Folhes (2004) relata que a Eq. 18, quando utilizada para estimativa do fluxo de calor sensível em escala diária, não se apresentava facilmente aplicável, motivo pelo qual ela foi modificada por Jackson et al. (1977), que propuseram a seguinte equação simplificada:

$$R_n - \lambda ET_{24} = A + B (T_o - T_a) \quad (\text{Eq. 19})$$

onde: R_n é o saldo de radiação diário; λET é o fluxo de calor latente diário; A e B são coeficientes empíricos adimensionais; $(T_o - T_a)$ é a diferença entre as temperaturas da superfície (T_o) e do ar (T_a), respectivamente em $W m^{-2}$ e $^{\circ}C$.

Jackson et al. (1977) sugeriram que medidas de temperatura instantâneas do dossel vegetal tomadas por instrumentos de radiometria de campo, capazes de detectar a radiação eletromagnética na faixa do infravermelho termal (8-14 μm), combinadas com medidas de temperatura do ar, tomadas das estações meteorológicas, representariam variáveis-chave na verificação do estresse hídrico da cultura do trigo. A Equação 18 supõe que a razão H/R_n é constante ao longo do dia, e que o valor de G é zero numa escala de tempo diária.

Ainda de acordo com Jackson et al. (1977), a premissa da equação simplificada está fundamentada na idéia de que o estresse hídrico causa uma elevação da temperatura foliar da cultura, resultado da diminuição do resfriamento evaporativo da superfície foliar, o que, por sua vez, é causado pela diminuição da ET. Tal variação de temperatura pode ser detectada por sensores termais em diferentes níveis de percepção (local, regional ou global). Esta abordagem considera que a diferença de temperaturas entre a superfície e o ar adquiridos ao meio-dia são linearmente relacionadas com as diferenças entre a ET diária e o saldo de radiação, também diário.

Segundo Menenti (2000), a equação simplificada representa o marco fundamental de um processo de constante desenvolvimento de métodos de detecção remota da ET, com base na concepção do balanço de energia na superfície. A Equação 18 continua sendo revisada e modificada para que seu uso alcance uma maior operacionalização e, neste sentido, se destacam os modelos elaborados e/ou aplicados por Jackson et al. (1981) e Seguin et al. (1989, 1991) para determinar a ET regional por técnicas de sensoriamento remoto.

Courault et al. (2005) citam que diferentes métodos foram desenvolvidos para estimar os fluxos da superfície, em especial a ET e que sempre é difícil classificar esses métodos, devido às suas complexidades, entre as dependentes do balanço e dos módulos empíricos e os de bases físicas. Não obstante, eles propõem quatro categorias de modelo que são baseados em:

- Métodos Diretos Empíricos: onde são introduzidos dados de sensores remotos diretamente em modelos semi-empíricos para calcular ET (por exemplo, usando a relação simplificada Infra Red Térmico (TIR) do sensor e dados meteorológicos de superfície). Este método permite a caracterização do status hídrico da cultura agrícola em nível local,

utilizando dados de superfície e de grandes áreas irrigadas, através de dados de satélites usando a diferença acumulativa da temperatura ($T_s - T_a$), também conhecido como níveis de stress hídrico.

- Métodos Residuais do balanço de energia: que combinam algumas relações empíricas com modelos físicos. A maioria modelos operacionais atuais (como SEBAL e S-SEBI) usa sensoriamento remoto diretamente para calcular parâmetros de entrada e ET.

- Métodos Determinísticos: geralmente estão baseados em modelos mais complexos como Modelos de Transferência Solo-Planta-Atmosfera (SVAT), que computam os diferentes componentes do balanço de energia (ISBA, Meso-NH). Dados de sensoriamento remoto são usados para diferentes níveis de modelagem, ou como os parâmetros de contribuição para caracterização das diferentes superfícies, ou em procedimentos de assimilação que apontam sobre parâmetros adequados para a computação de ET.

- Métodos de Índices de Vegetação: também conhecidos por métodos de inferência baseado no uso de sensores remotos para calcular um fator de redução (como K_c ou o parâmetro-alfa do método de Priestley-Taylor) para a estimativa da evapotranspiração atual.

Os modelos empíricos descritos foram desenvolvidos diante da perspectiva de compreender e explorar as relações espectro-agronômicas. Apesar da simplicidade, os mesmos exigem um grande esforço metodológico para se tornarem operacionais. É o caso das imagens orbitais do espectro do infravermelho termal que antes de serem transformadas em valores instantâneos de T_o devem ser corrigidas dos efeitos da emissividade da superfície e da absorção atmosférica, os quais representam os principais condicionantes externos à medição da temperatura radiante de dossel. Ambos os condicionantes influenciam a qualidade da informação extraída das imagens e podem conduzir a erros significativos caso seus efeitos não sejam satisfatoriamente corrigidos.

Dados espectrais orbitais correspondentes às faixas do visível e infravermelho, usados para compor o índice de vegetação, são freqüentemente disponíveis numa resolução espacial mais detalhada em comparação com a resolução encontrada nos dados de temperatura radiante, o que implica a definição de regras precisas para integrar os dados de diferentes resoluções. A baixa resolução temporal aliada ao eventual comprometimento das imagens orbitais, devido à cobertura de nuvens, limita até certo ponto o atendimento dos objetivos operacionais na maioria das agências de gerenciamento dos recursos hídricos, quando se utiliza de imagens de média resolução espacial de satélite, tais como Landsat, Spot e CBERS.

Uma alternativa aos métodos empíricos são os modelos que se baseiam nos processos físicos de transporte de massa e energia, os quais estão acoplados através de algum modelo de interação solo-planta-atmosfera. Trata-se de uma abordagem mais determinística e utiliza os modelos Soil Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT), que simulam a ET, entre outros processos, através da interação dos diferentes elementos do sistema. Muitos modelos empíricos foram desenvolvidos e/ou adaptados para a estimativa da ET. Dentre os mais recentes, o modelo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) vem sendo aplicado com grande sucesso, mesmo em superfícies heterogêneas, na tentativa de descrever a variação espacial de parâmetros micrometeorológicos com base em funções semi-empíricas.

Bastiaanssen (1995) desenvolveu o Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL validando-o com campanhas experimentais na Espanha e no Egito utilizando imagens do satélite Landsat 5-TM. Logo adiante, Roerink et al. (1997) também aplicaram o mesmo sensor para monitorar o desempenho de irrigação na Argentina e no Paquistão, em conjunto com o sensor AVHRR/NOAA. Combinações do satélite Landsat 5-TM e NOAA/AVHRR foram usadas também por Timmermans e Meijerink (1999) na África.

Hafeez & Chemin (2002) aplicaram o SEBAL usando o sensor ASTER nos Filipinas, concluindo que a combinação de alta-resolução espacial dos sensores ETM+ e ASTER com a alta resolução temporal dos sensores AVHRR e MODIS forneceram alta precisão nos estudos de balanços hídricos e usos da água, em escalas regionais.

No Brasil, ainda são poucos os trabalhos utilizando o SEBAL. As primeiras pesquisas começaram a ser desenvolvidas pela EMBRAPA Semi-Árido (Bastiaanssen et al. (2001), seguidas pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (Paiva et al. 2004 e Paiva, 2005), pela Universidade Federal de Campina Grande (Silva e Bezerra, 2004) e pela Universidade Estadual do Norte Fluminense (Mendonça et al. 2004). Logo a seguir, instituições como o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Universidade Federal de Viçosa (UFV), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Universidade Federal do Ceará (UFC) e Universidade Federal do Recôncavo Baiano (UFRB), dentre outras, passaram a desenvolver pesquisas acadêmicas utilizando o SEBAL.

Segundo Trezza (2002), o SEBAL é um modelo de processamento de imagens de satélite para o computo da evapotranspiração em grandes áreas. Allen et. al. (2002) citam que esse modelo se baseia no balanço superficial de energia, e pode ser utilizado com imagens digitais coletadas por qualquer satélite orbital que registre a radiação nos comprimentos de onda do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal.

Na região Norte Fluminense, RJ, Mendonça et al. (2004) aplicaram o SEBAL buscando avaliar a performance do modelo utilizando imagens do sensor Landsat 7 ETM+ e concluíram que o algoritmo apresentou resultados coerentes em toda a área de estudo e que este possui uma indubitável potencialidade para a estimação da evapotranspiração regional de uma bacia hidrográfica, devendo ser utilizado como ferramenta de apoio à gestão dos recursos hídricos e também para o planejamento e manejo da irrigação.

A região de estudo tem topografia plana, com diversos corpos hídricos, dentre eles, as lagoas Feia, de Cima e Campelo, os rios Paraíba do Sul, Ururaí e Mariaé. Possui ampla rede de canais artificiais, com cerca de 1500 km de extensão e solos com expressiva fertilidade e potencial agrícola, ocupados predominantemente, pelo cultivo de cana-de-açúcar, pastagens e pela fruticultura irrigada. A aplicação do SEBAL para estimar não só a evapotranspiração, mas também as demais componentes do balanço de energia, os índices de vegetação e o balanço hídrico regional, proverá a região de uma ferramenta, já consagrada em outras regiões do Brasil e do Mundo, podendo auxiliar as agências gestoras dos recursos hídricos e suas respectivas bacias hidrográficas no uso e ocupação do solo e na produção agropecuária regional.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de Estudo

A Região Norte Fluminense abrange uma área de 9.755,1 km², correspondente a 22% da área total do Estado do Rio de Janeiro e tem sua força produtiva dividida basicamente entre a agricultura e a pecuária extensiva. Em sua utilização agrícola, destaca-se o cultivo da cana-de-açúcar. Recentemente, a fruticultura irrigada vem sendo implantada na região através de programas governamentais, já ocupando uma área de cerca de 4.000 ha com cultivos de maracujá, abacaxi, coco e goiaba (SEAAPI, 2004).

Segundo a classificação climática de Köppem, o clima da região Norte Fluminense, RJ é classificado com Aw, isto é, clima tropical úmido, com verão chuvoso, inverno seco e temperatura do mês mais frio superior a 18°C. A temperatura média anual se situa em torno de 24°C, sendo a amplitude térmica muito pequena. A precipitação pluviométrica média anual está em torno de 1.023 mm (Gomes, 1999).

Na Figura 4 pode-se observar a área de estudo, contida da região Norte Fluminense, RJ em referência ao estado do Rio de Janeiro e ao Brasil.



Figura 4 - Localização da área de estudo. Fonte: Fundação CIDE-RJ (2005)

Na Tabela 7 estão apresentados os valores das normais climatológicas observadas no município de Campos dos Goytacazes, RJ.

Tabela 7- Normais climatológicas do município de Campos dos Goytacazes, RJ.

CAMPOS DOS GOYTACAZES	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TTL
Precipitação (mm)	140,4	76,9	82,3	75,6	53,6	34,1	43,1	31,3	55,7	107,8	160,6	148,9	1010,3
Temperatura do ar (°C)	26,3	26,8	26,4	24,6	22,8	21,4	20,8	21,6	22,2	23,3	24,4	25,4	23,8

Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia - INMET

A região é bem servida em termos de recursos hídricos estando no contexto de diversas bacias hidrográficas, onde se destacam os rios Paraíba do Sul (bacia do Baixo Paraíba do Sul), Muriaé (Sub-bacia do rio Paraíba do Sul) e Ururaí, as Lagoas Feia (bacia hidrográfica da Lagoa Feia e Zona Costeira), de Cima e Campelo, dentre outras, além de cerca de 1500 km de canais artificiais construídos pelo extinto Departamento Nacional de Obras e Saneamento – DNOS com funções de drenagem e irrigação (Mendonça et al. 2002).

Do ponto de vista geomorfológico, a região Norte Fluminense apresenta basicamente 3 ambientes distintos (a serra, o tabuleiro e a baixada) o que resulta numa grande diversidade de solos. Como a área de estudo não abrangeu a

região serrana, apenas os solos dos tabuleiros e da baixada serão brevemente relatados. Os solos de tabuleiro possuem topografia plana e com menor freqüência, suavemente ondulada, onde prevalecem as classes dos latossolos amarelos e a dos argissolos amarelos.

Na região da Baixada Campista, que se constitui uma bacia sedimentar deltáica do rio Paraíba do Sul, o levantamento de solos executado pelo extinto Instituto do Açúcar e do Alcool (IAA) descreveu 62 classes de solos, sendo as principais os Neossolos, os Cambissolos, as Areias Quartzosas, os Podzol Hidromórfico, os Gleis húmicos, salinos e tiomórficos e por fim os Organossolos.

A área de estudo se encontra entre as coordenadas geográficas $21^{\circ} 10'$ e $22^{\circ} 25'$ de latitude Sul e $40^{\circ} 45'$ e $42^{\circ} 10'$ de longitude Oeste.

Na Figura 5 pode-se perceber, através de um recorte de cena do sensor ETM+//Landsat 7 da região de estudo, a divisão dos diferentes ambientes geomorfológicos, suas principais classes de solos e corpos hídricos. Ao centro do recorte se localiza a cidade de Campos dos Goytacazes, RJ.



Figura 5 - Divisão morfológica da área de estudo. Recorte de imagem do sensor ETM+//Landsat 7 de 29/08/1999 - P/O 216/75 – RGB 321.

3.2. Imagens Digitais Orbitais Utilizadas

Para a elaboração deste trabalho foram utilizados os produtos MOD09 e MYD09 (Reflectância de Superfície - GHK e GQK) e MOD11 e MYD11 (Temperatura de Superfície) referentes a 24 cenas sobre o “tile” h14/v11 imageadas pelos sensores MODIS/Terra e MODIS/Água, nos dias de ordem do ano (“Julianos”) 218, 227, 230, 241, 255, 285, 320 e 339 do ano de 2005 e 15, 36, 48, 63, 79, 102, 116, 139, 166, 186, 189, 190, 191, 200, 201, 205, 208 e 221 do ano de 2006. Também foram usadas 11 cenas do produto MOD43B1 (Albedo da superfície terrestre) dos dias de ordem do ano 15, 36, 48, 79, 102, 139, 166, 186, 189, 190 e 191 do ano de 2006. Esses dias foram selecionados por não apresentarem cobertura de nuvens sobre a região de estudo, ou seja, por serem dias de céu claro.

As imagens foram obtidas junto ao Land Processes Distributed Active Archive Center (LP-DAAC) da National Aeronautics and Space Administration (NASA) pelo portal <http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/> e foram tratadas e reordenadas para a resolução espacial de 250 m utilizando-se a ferramenta MODIS Reprojection Tool (MRT), obtida gratuitamente no portal <http://edcdaac.usgs.gov/landdaac/tools/modis/index.asp>.

Para os empilhamentos, composições, recortes e álgebras das imagens utilizou-se o software Erdas Image – Pro, Versão 8.6. Os mapas temáticos foram gerados pelo aplicativo ArcGis 9,0.

3.3. Dados Meteorológicos

Os dados de superfície foram coletados em duas estações micrometeorológicas pertencentes à Universidade Estadual do Norte Fluminense - UENF e instaladas sobre áreas agrícolas ocupadas por cultivos de cana-de-açúcar (coordenadas: 21° 43' 21,8" S e 41° 24' 26,1" O) e coqueiro-anão-verde (coordenadas 21° 48' 31,2" S e 41° 10' 46,2" O) e duas estações meteorológicas sobre grama, sendo a primeira, modelo Thies Clima, instalada na Estação Evapotranspirométrica da UENF/Pesagro (21° 24' 48" S e 41° 44' 48" O) e a segunda, modelo Agrosystem, instalada na Estação Meteorológica do Campus

Experimental Dr. Leonel Miranda, da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) (21° 17' 36" S e 41° 48' 09" O).

As coordenadas estão referidas ao Datum WGS 84 – zona 24, sendo a altitude média local de 11 m.

Na Figura 6 pode ser observada a localização das estações de superfícies, onde foram coletados os dados meteorológicos utilizados neste estudo:

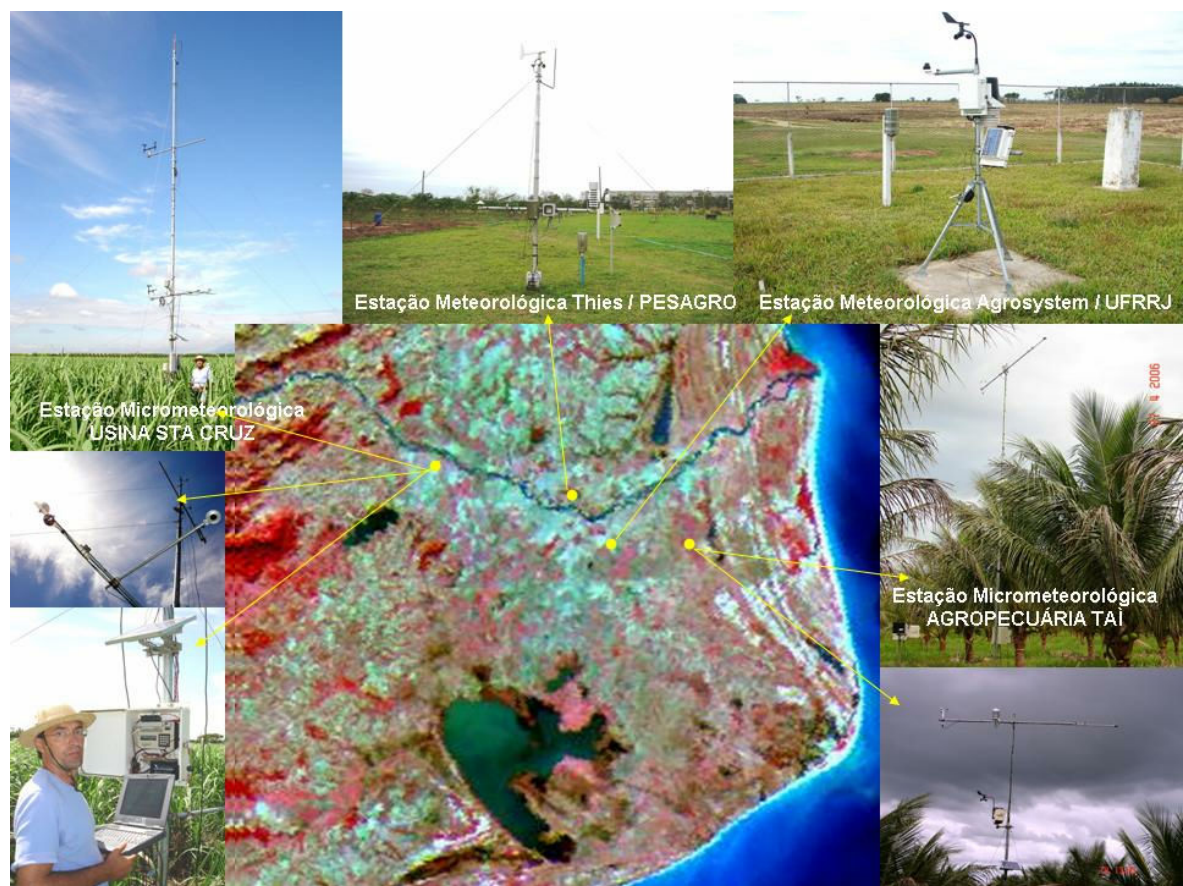


Figura 6 - Localização das estações meteorológica e micrometeorológica de superfície instaladas na área de estudo.

3.3.1. Estação Micrometeorológica sobre Cana-de-Açúcar

Num talhão de aproximadamente 25 hectares, dentro de uma área total com cerca de 5.000 hectares cultivados com cana-de-açúcar pertencente à Usina Santa Cruz, foi instalada uma estação micrometeorológica com os seguintes sensores: 1 saldo radiômetro NR Lite, 2 piranômetros LI 200 X-Li-cor; 2 termohigrômetros HMP45C-L, da Vaissala; 3 anemômetros Met One, da

Campbell; 3 fluxímetros HFP01SC-L, da Hukseflux, Todos os dados foram coletados a cada minuto e armazenados em valores médios a cada 15 min por um coletor de dados (datalogger) CR21X, da Campbell Scientific.

As hastes horizontais foram dispostas a 0,50 m sobre o dossel da cultura (1ª haste), 2,0 m entre a 1ª e 2ª haste e de 4,0 m entre a 2ª e 3ª hastes, Esse padrão de coleta de dados sobre o dossel da cana-de-açúcar foi mantido durante todo o ciclo de cultivo, sendo, para tanto, efetuado o reposicionamento do conjunto de hastes sempre que necessário.

Junto à estação, foram instalados um pluviômetro registrador da Squitter, com 0,25 mm de sensibilidade, 4 sensores de temperatura do solo a 1, 10, 20 e 30 cm de profundidade e 4 tensiômetros dispostos a 10, 20, 40 e 60 cm da superfície do solo. Todos os dados foram coletados a cada minuto e armazenados em valores médios a cada 15 min por um conjunto de mini-coletores de dados da Watch-Dog.

3.3.2. Estação Micrometeorológica Sobre Coqueiro-Anão Verde

Numa área de, aproximadamente 100 hectares, cultivada com 15 mil pés de coqueiro anão verde, irrigados por microaspersão, pertencente à Agropecuária Taí, foi instalada uma estação com os seguintes sensores: 1 saldo radiômetro NR Lite, 1 piranômetro LI 200X, da Li-cor; 1 termohigrômetro HMP45C-L, da Vaissala; 1 anemômetro Met One, da Campbell e 3 fluxímetros HFP01SC-L, da Hukseflux. Todos os dados foram coletados a cada minuto e armazenados em valores médios de 15 min por um coletor CR10X, da Campbell Scientific.

Para coletar os dados de velocidade do vento, umidade relativa e temperatura do ar, numa segunda posição, uma estação meteorológica da Spectrum foi instalada a 0,50 m sobre o dossel da cultura.

Sob a área de influência de um microaspersor, foram instalados 2 sensores de temperatura do solo a 1 e 15 cm de profundidade e dois tensiômetros, a 10 e 50 cm de profundidade. Sob a área entre as linhas de plantio, outros 2 sensores de temperatura do solo (a 1 e 15 cm) foram instalados próximo a outro fluxímetro e, por fim, sob influência do espaçamento entre plantas (dentro da linha) outros 2 sensores de temperatura do solo foram instalados

próximos ao 3º fluxímetro, também a 1 e 15 cm de profundidade. Todos os dados foram coletados a cada minuto e armazenados em valores médios a cada 15 min por um conjunto de mini-coletores da Watch-Dog. Um pluviômetro registrador da Squitter, com 0,25 mm de sensibilidade também foi instalado no entorno da área.

3.3.3. Estação Meteorológica sobre Grama (UENF)

A Estação Evapotranspirométrica da UENF, localizada na Estação Experimental de Campos (PESAGRO-RIO), possui em seu instrumental uma estação meteorológica automática modelo Thies Clima dotada de 1 anemômetro, um barômetro, um termohigrômetro, um piranômetro e um pluviômetro.

Todos os sensores encontravam-se conectados a um coletor de dados modelo DL 15 – V. 2,00 - Thies Clima, registrando valores a cada minuto, sendo armazenado um valor médio a cada 10 minutos.

3.3.4. Estação Meteorológica sobre Grama (UFRRJ)

Pertencente à estação meteorológica da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), Campus Dr. Leonel Miranda, uma estação automática, modelo Agrosystem, registrou valores médios de 1 anemômetro, 1 termohigrômetro, 1 piranômetro e um pluviômetro a cada 30 minutos.

3.4. Estimativas da Evapotranspiração de Referência e da Evapotranspiração da Cultura

3.4.1. Método de Penman Monteith

A Equação de Penman-Monteith é apresentada como:

$$\lambda E = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho C_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (25)$$

onde: λE é o fluxo de calor latente, em $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; Δ é a tangente à curva de pressão de saturação de vapor em relação à temperatura do ar, em $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$; Rn é o saldo de radiação, em $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; G , o fluxo de calor do solo, em $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; $(e_s - e_a)$ é o déficit de pressão de vapor d'água para a altura de referência, em $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$; γ é a constante psicométrica e r_c e r_a são, respectivamente, as resistências da superfície vegetada (da cultura) e aerodinâmica entre a altura do sensor, na estação meteorológica, e a superfície do solo.

A equação de Penman-Monteith é derivada da combinação da equação do balanço de energia e a equação do método aerodinâmico e usa r_s e r_a no lugar de coeficientes de transferência de vapor para a atmosfera, expressando, dessa forma, a evapotranspiração de uma determinada cultura.

A resistência da cultura (superfície vegetada) foi estimada através da equação proposta por Allen (1989):

$$r_c = \frac{500 - 0,85 Rn}{IAF} \quad (26)$$

em que: Rn é o saldo de radiação em $\text{cal cm}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e IAF o índice de área foliar.

A resistência aerodinâmica (r_a) foi estimada pela seguinte equação:

$$r_a = \frac{\left(\ln \frac{Z_m - d}{Z_{om}} \right) \left(\ln \frac{Z_e - d}{Z_{oe}} \right)}{k^2 U_z} \quad (27)$$

em que: Z_m é a altura da medida U_z ; Z_e é a altura da medida da umidade relativa do ar; Z_{om} é o comprimento da rugosidade da cultura para transporte de momentum; Z_{oe} é o comprimento de rugosidade para o transporte de vapor e calor sensível; d é o deslocamento do plano zero; K é constante de von Karman e U_z é velocidade média do vento entre os dois níveis de medição, em $m.s^{-1}$.

Os valores de Z_{om} e Z_{oe} foram estimados, segundo Brutsaert (1982), em função da altura média da cultura (h_c), através das equações 28 e 29, apresentadas a seguir:

$$Z_{om} = 0,123 h_c \quad (28)$$

em que: h_c é a altura média da cultura, em m.

$$Z_{oe} = 0,1 Z_{om} \quad (29)$$

O valor do deslocamento do plano zero (d) foi estimado segundo a proposta de Allen et al. (1989) através da seguinte equação:

$$d = \frac{2h_c}{3} \quad (30)$$

3.4.2. Método de Penman Monteith - FAO 56

Allen et al. (1998) apresentaram no Boletim Irrigation and Drainage Paper (FAO 56) uma simplificação para a equação de Penman-Monteith onde os valores das resistências são parametrizados para uma cultura hipotética, semelhante às que ocorrem em uma área de gramado uniforme. A equação para a estimativa da E_{To} diária foi apresentada como:

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (31)$$

onde: ET_o é a evapotranspiração de referência, em mm dia^{-1} ; T é a temperatura do ar, em $^{\circ}\text{C}$ e U_2 é a velocidade do vento, em ms^{-1} , ambas medidas a 2 m de altura.

Para estimação da evapotranspiração ($ET_{o\text{PMFAO}}$) em base horária ou menor, o valor do numerador do termo aerodinâmico (900) é substituído pelo valor 37 e no numerador do mesmo termo, o valor 0,34 é substituído por 0,24 para o período diurno e 0,96 para o período noturno.

A evapotranspiração máxima de uma determinada cultura (ET_c) pode então, ser estimada pela multiplicação da ET_o por um coeficiente de cultivo (K_c):

$$ET_c = ET_o \cdot K_c \quad (32)$$

Os valores diários do K_c simples são determinados através da relação entre a ET_c e a ET_o , utilizando-se a seguinte equação:

$$K_c = \frac{ET_c}{ET_o} \quad (33)$$

em que: K_c é o coeficiente de cultura, ET_c corresponde à lâmina de água evapotranspirada pela cultura (mm), no intervalo de tempo considerado e ET_o é a de evapotranspiração de referência (mm) no intervalo de tempo, calculadas pelo método de Penman-Monteith FAO 56 (Allen et al. 1998).

3.5. O Algoritmo SEBAL

Para o cálculo do balanço de radiação à superfície, foram desenvolvidos modelos através da ferramenta Model Maker do software ERDAS Imagine 8,6,

destinados às tarefas descritas no desenvolvimento do algoritmo. As estimativas da radiação solar incidente e da radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície foram realizadas utilizando-se uma planilha eletrônica.

Para propiciar uma melhor compreensão das etapas no processamento do SEBAL, utilizando-se produtos MODIS, é apresentado, na Figura 7, um fluxograma generalizado das rotinas computacionais necessárias à estimativa da evapotranspiração.

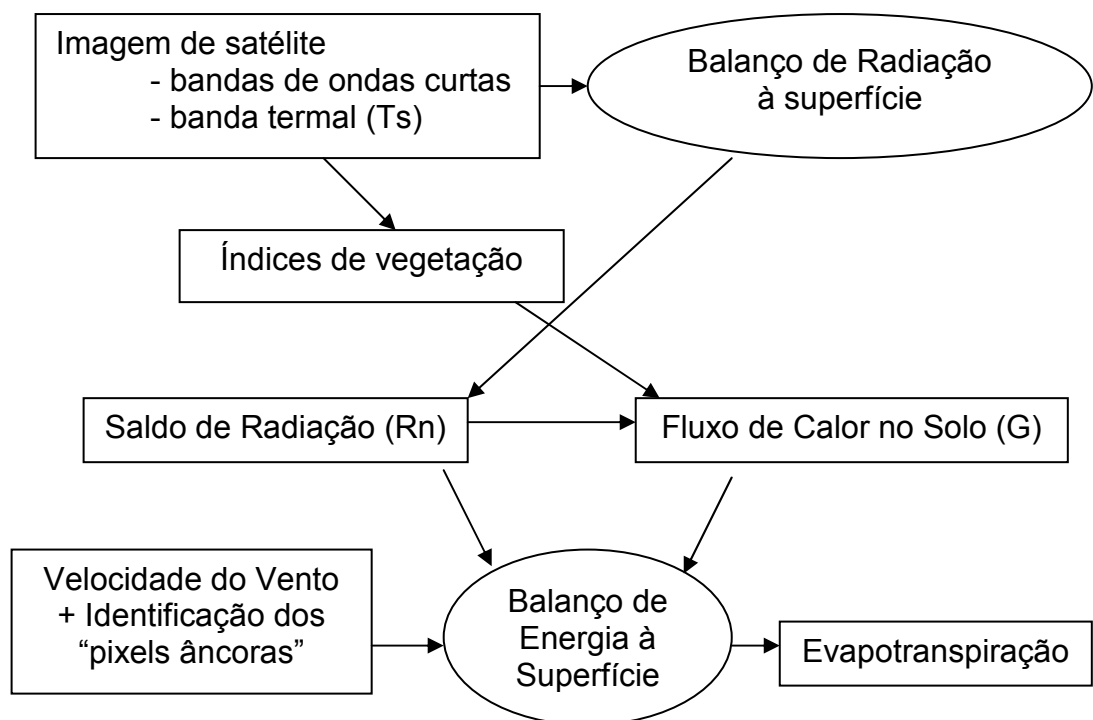


Figura 7 - Fluxograma do processo computacional para estimativa da evapotranspiração utilizando o SEBAL, a partir de produtos MODIS. (Adaptado de Trezza (2002))

Na Figura 8 é apresentado um fluxograma para a estimativa do saldo de radiação à superfície (R_n), adaptado às imagens MODIS.

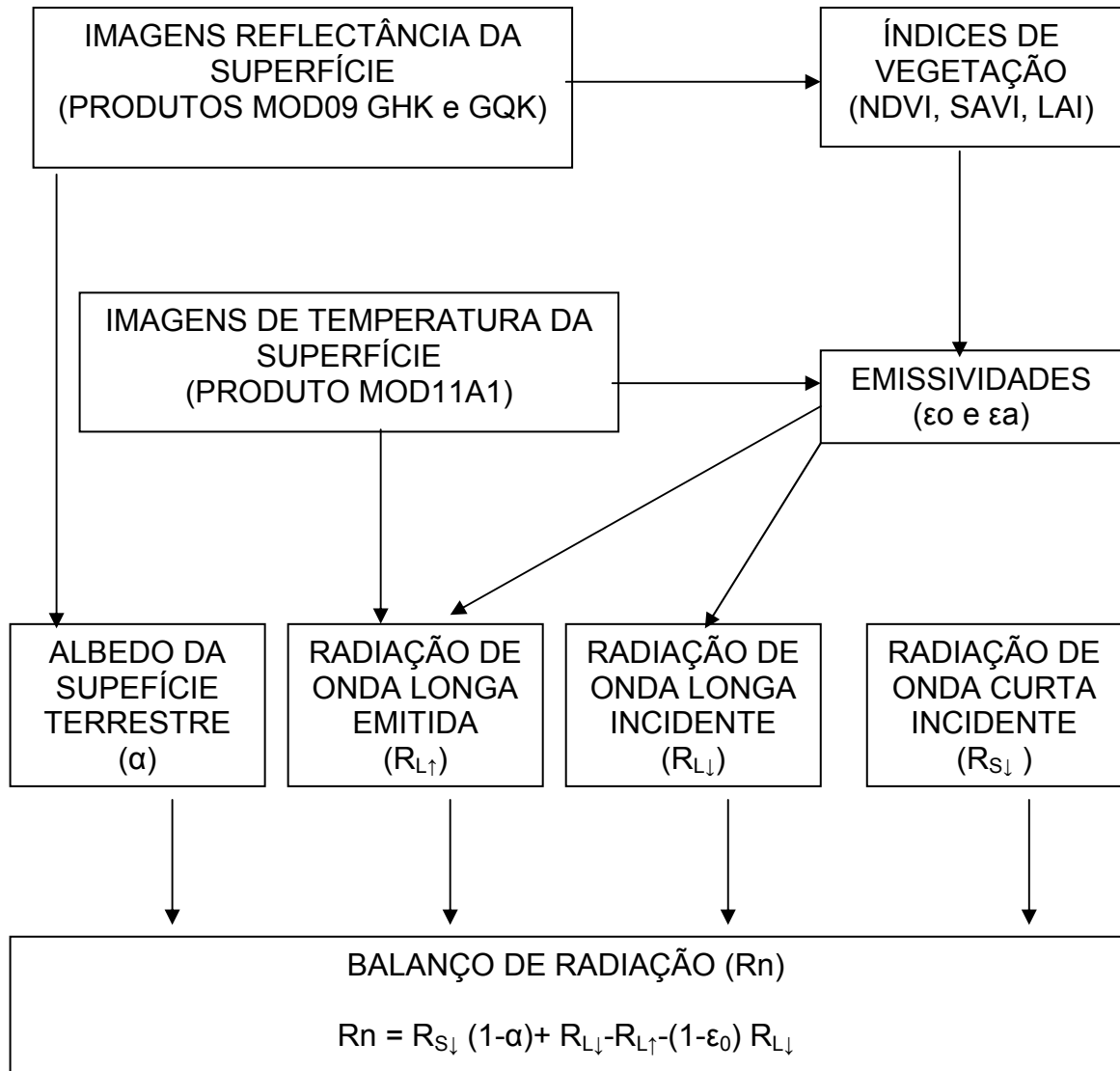


Figura 8 - Fluxograma com as etapas do processamento do Balanço de Radiação à Superfície adaptado às imagens MODIS.

3.5.1. Transmissividade Atmosférica

Nesta etapa faz-se o cômputo da transmissividade atmosférica (τ_{sw}) definida como sendo a fração da radiação solar incidente no topo da atmosfera que é transmitida pela atmosfera até a superfície e que representa os efeitos de absorção e espalhamento dos componentes atmosféricos, que para condições de céu claro, é dada por (Allen et al. 2002):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2.10^{-5} z \quad (34)$$

onde: z é a altitude de cada pixel (m), que para Campos dos Goytacazes, RJ é de 11 m, o que resulta em $\tau_{sw} = 0,75$.

3.5.2. Índices de Vegetação: NDVI, SAVI e IAF

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (Normalized Difference Vegetation Index - NDVI) é dado pela razão entre a diferença das refletividades das bandas do Infravermelho próximo (canal 2 do Terra/MODIS) e a banda do vermelho (canal 1 do Terra/MODIS) e a soma destas, qual seja:

$$NDVI = \frac{(IVP - V)}{(IVP + V)} \quad (35)$$

O NDVI é um indicador do vigor e quantidade da vegetação verde e seus valores variam de -1 a $+1$.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os efeitos do solo (Soil Adjusted Vegetation Index - SAVI), que é um índice que busca amenizar os efeitos da superfície do solo, foi utilizada a seguinte equação:

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (36)$$

onde: L é uma constante adimensional e neste trabalho adotou-se o valor $L = 0,1$.

O Índice de Área Foliar (IAF) é um indicador da biomassa e possibilita estimativas da resistência do dossel, podendo ser computado pela Eq. 37 ((Allen et al. 2002):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (37)$$

3.5.3. Emissividade da Superfície

Para a obtenção da carta de radiação de onda longa emitida ($R_{L\uparrow}$) para cada pixel da imagem é necessária a estimativa da emissividade da superfície (ε_0), que pode ser obtida em função do IAF, pela seguinte equação:

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \text{IAF} \quad (\text{para IAF} < 3) \quad (38)$$

3.5.4. Radiação de Onda Longa Emitida

A radiação de onda longa emitida pela superfície foi obtida através da equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad (39)$$

onde: ε_0 é a carta emissividade da superfície, σ a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_s a carta de temperatura da superfície (K) obtida através do produto MOD11A1.

3.5.5. Radiação de Onda Curta Incidente

A radiação de onda curta incidente é o fluxo de radiação solar direto e difuso que atinge a superfície terrestre e foi calculada para condição de céu claro, através da seguinte equação:

$$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (40)$$

onde: S é a constante solar (1367 Wm^{-2}), Z é ângulo zenital solar, obtido através do arquivo cabeçalho da imagem, d_r é o quadrado do inverso da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

3.5.6. Radiação de Onda Longa Incidente

A radiação de onda longa incidente, ou emitida pela atmosfera na direção da superfície, foi computada pela equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad (41)$$

onde: ε_a é a emissividade da atmosfera (adimensional), σ a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$), e T_a a temperatura do ar (K). O valor da ε_a foi determinada pela equação desenvolvida por Bastiaanssen (1995), qual seja:

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (42)$$

3.5.7. Saldo de Radiação à Superfície (Rn)

O saldo de radiação à superfície (Rn) é computado utilizando-se as cartas de albedo da superfície, emissividade atmosférica e dos valores estimados da radiação de onda longa incidente e refletida, sendo estimada pela seguinte expressão:

$$Rn = R_{s\downarrow} + \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o) R_{L\downarrow} \quad (43)$$

em que: $R_{s\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente, α é o albedo de superfície; $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel; $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ε_o é a emissividade de cada pixel da área estudada.

3.5.8. Fluxo de Calor no Solo (G)

O fluxo de calor no solo é obtido no SEBAL segundo equação desenvolvida por Bastiaanssen (1995), qual seja:

$$G/R_n = T_s/\alpha \cdot (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98 \text{NDVI}^4) \quad (44)$$

onde: T_s é a temperatura da superfície, α o albedo de superfície, NDVI o índice de vegetação da diferença normalizada e R_n , o saldo de radiação.

Os resultados obtidos pela equação 44 foram comparados com valores medidos em fluxímetros e estimados pela Eq. 45 (Kustas et al. 2000):

$$G = k \frac{\Delta T}{\Delta h} \quad (45)$$

onde: k é a condutividade térmica do solo, função da umidade e da densidade do solo e $\Delta T/\Delta h$ é o gradiente de temperatura na camada superficial do solo.

3.7.9. Fluxo de Calor Sensível (H)

Silva e Bezerra (2006) citam que o fluxo do calor sensível é o cerne do SEBAL, e é obtido através de processo iterativo que se inicia considerando-se a atmosfera em condições de equilíbrio neutro, mas na seqüência é identificada a condição de estabilidade e são promovidas as correções necessárias. Segundo Bastiaanssen (1998), H pode ser obtido pela seguinte equação:

$$H = \rho \cdot c_p \cdot dT/r_{ah} \quad (46)$$

onde: ρ é a densidade do ar, em kg m^{-3} , c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), dT é a diferença de temperatura ($T_1 - T_2$) entre as duas alturas z_1 e z_2 , e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m^{-1}).

Inicialmente, H foi estimado com base na velocidade do vento e da temperatura da superfície usando-se uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície.

A carta da densidade do ar (ρ), em Kg m^{-3} foi estimada pela Eq. 47, proposta de Allen et al. (1998) sendo:

$$\rho_{ar} = \frac{1000 * P}{1.01 * T_s * 287} \quad (47)$$

onde: P é a pressão atmosférica do ar, em kPa, estimada pela equação 48 também proposta por Allen et al. (1998):

$$P = 101,3 * \left(\frac{T_s - 0,0065z}{T_s} \right)^{5,26} \quad (48)$$

em que: z é a elevação local, em m.

A velocidade de fricção, em m s^{-1} , foi calculada usando-se o perfil logaritmo do vento, em m, considerando-se a condição de estabilidade neutra através da seguinte equação:

$$u_* = \frac{u_x k}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (49)$$

onde: u_x é a velocidade do vento (m s^{-1}) na altura z_x e z_{om} é o parâmetro de rugosidade estimado através da altura média da vegetação da estação da PESAGRO, através da equação apresentada por Brutsaert (1982):

$$z_{om} = 0,123 h \quad (50)$$

em que h é altura da cultura, em m.

Para os cálculos utilizando-se os dados meteorológicos coletados na estação agrometeorológica da PESAGRO, adotou-se o valor de 0,30 m para representar a altura média das culturas existentes no entorno da área.

A velocidade do vento medida a uma altura na qual se pode assumir que os efeitos da rugosidade da superfície podem ser desprezados é denominada de “blending height”, podendo ser obtida pela equação:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right)}{k} \quad (51)$$

Com a hipótese de que u_{100} é constante em toda a área, pode estimar a velocidade de fricção u^* para cada pixel da imagem através da equação:

$$u_* = \frac{u_{100} k}{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right)} \quad (52)$$

onde: z_{om} foi obtido em função da carta do NDVI de acordo com a proposta de Bastiaanssen (1995):

$$z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62 SAVI) \quad (53)$$

em que: SAVI é o índice de vegetação ajustado para os efeitos do solo.

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

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* k} \quad (54)$$

onde: z_1 e z_2 são as alturas em metros acima da superfície, u^* é a velocidade de fricção (m s^{-1}) e k é constante de von Karman (0,41).

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

$$dT = a + bT_s \quad (55)$$

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

Para o pixel “frio” assume-se que o fluxo de calor sensível é nulo, ou seja, $H = 0$ e o fluxo do calor latente é obtido por:

$$\lambda ET_{frio} = Rn - G \quad (56)$$

Para o pixel “quente” assume-se que o fluxo de calor latente é nulo, ou seja, $\lambda E = 0$, e o fluxo de calor sensível (H) é dado por:

$$H_{quente} = Rn - G = \frac{\rho c_p (a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (57)$$

onde: T_s , Rn , G e r_{ah} foram obtidos do pixel quente selecionado.

Com base nos valores de dT determinados nos pixels quente e frio de cada imagens gera-se o seguinte sistema de equações:

$$a + bdT = r_{ah} \frac{(Rn - G)}{\rho c_p} \text{ (pixel quente)} \quad (58)$$

$$a + bT_s = 0 \text{ (pixel frio)} \quad (59)$$

Resolvendo as Eq. 58 e 59 é possível calcular as constantes a e b e, assim, estimar o valor de H para todos os pixels das imagens.

Na Figura 9, pode-se observar um exemplo da seleção dos pixels âncoras através da imagem de temperatura de superfície, onde, através da manipulação da ferramenta “Atributos”, é possível identificar os valores extremos da temperatura e, dessa forma, selecionar os pixels quente e frio.

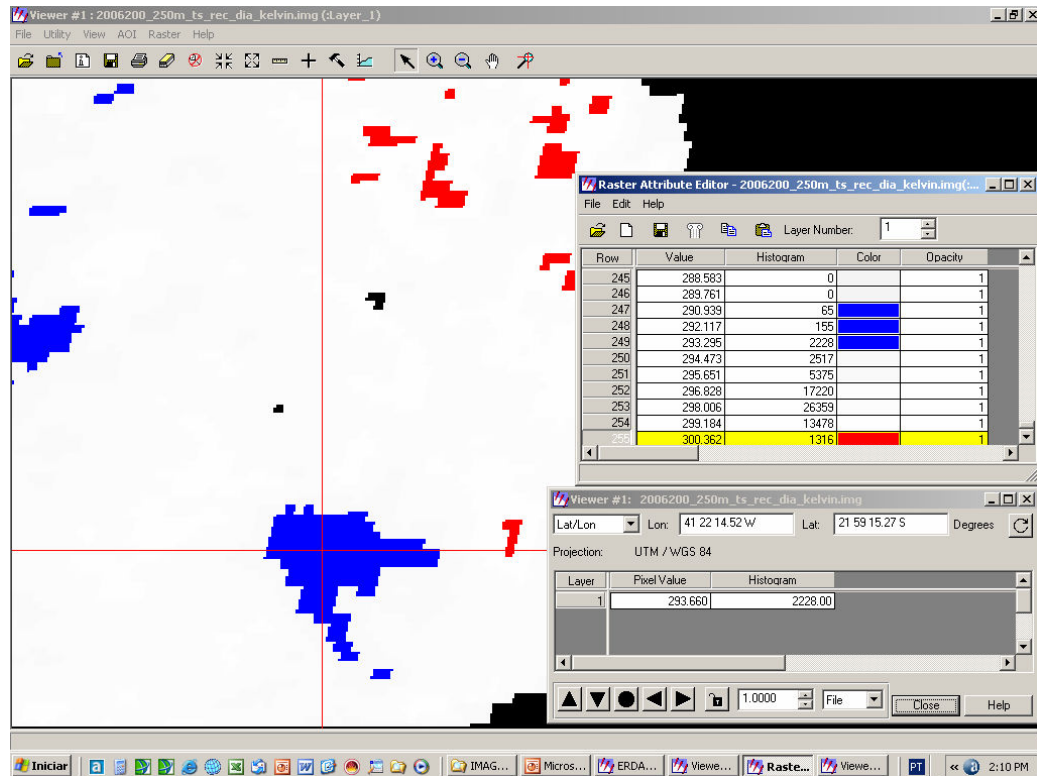


Figura 9 - Seleção dos pixels âncoras pela ferramenta “atributos”, do software Erdas Image.

Os valores de H estimados inicialmente não representam de forma adequada o fluxo de calor sensível de cada pixel e serve como valores iniciais ao processo iterativo que resultará na condição de estabilidade de todos os pixels. Brutsaert (1982) cita que a teoria de Monin-Obukhov descreve um perfil mais geral da velocidade vertical e, por levar em consideração os efeitos da rugosidade e da estabilidade térmica, pode ser aplicada para estimar valores corrigidos de r_{ah} . Utilizou-se, então, essa proposição para a identificação da estabilidade atmosférica sendo a estimativa do comprimento de Monin-Obukhov (m) realizada pela seguinte equação:

$$L = - \frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (60)$$

Na Figura 10, é apresentado o fluxograma do processo iterativo para a estabilização da resistência aerodinâmica e obtenção da carta do fluxo de calor sensível (H).

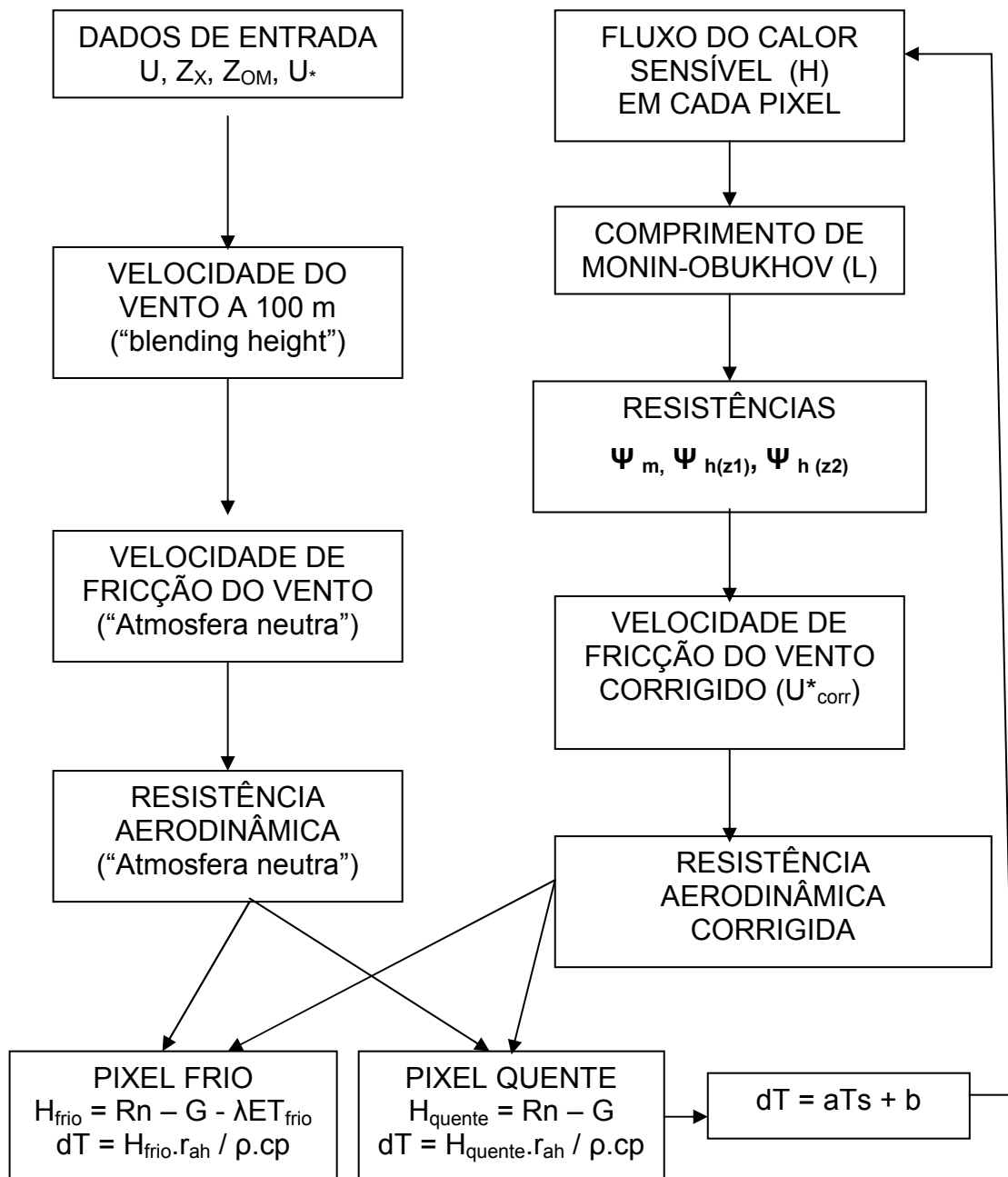


Figura 10 - Fluxograma com as etapas do processo iterativo para estabilização da resistência aerodinâmica, segundo a teoria de Monin-Obukhov.

Na estimativa dos valores das correções de estabilidade para momentum (Ψ_h) e do transporte de calor (Ψ_h), as condições atmosféricas devem ser consideradas. Utilizaram-se as formulações de Paulson (1970) e Webb (1970) para essas considerações, apresentadas pelas Eq. 61 a 70:

Condição 1 - Se $L < 0$ (condição de instabilidade), então:

$$\Psi_{m(100m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}^2}{2}\right) - 2 \operatorname{arctg}(x_{(100m)}) + 0,5 \pi \quad (61)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (62)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (63)$$

onde :

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16 \frac{100}{L}\right)^{0,25} \quad (64)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (65)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (66)$$

Condição 2 - Se $L > 0$ (condição de estabilidade), então:

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{100}{L}\right) \quad (67)$$

$$\Psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (68)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (69)$$

Condição 3 - Se $L=0$ (condição de neutralidade), então:

$$\Psi_m = 0 \text{ e } \Psi_h = 0 \quad (70)$$

Após a estimativa dos valores de Ψ_m e Ψ_h , pode-se, então, corrigir o valor de u_* para cada pixel da imagem através da seguinte equação:

$$u_* = \frac{k u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right) - \Psi_{m(100)}} \quad (71)$$

onde: $\Psi_{m(100m)}$ é o fator de correção para o transporte de momentum obtido pixel a pixel da imagem.

De posse dos valores de u_* corrigidos para cada pixel, obtém-se a carta da resistência aerodinâmica ao transporte de calor corrigida (r_{ah}), sendo:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* k} \quad (72)$$

onde: $\Psi_{h(z_2)}$ e $\Psi_{h(z_1)}$ 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 cálculo de dT e, na seqüência de H , com os novos valores de r_{ah} . Esse processo foi repetido diversas vezes até se observar estabilidade nos valores de dT . Adotou-se como critério para conclusão do processo iterativo, o momento em que se observou a repetição dos valores de r_{ah} , a partir da segunda casa decimal.

Para condições de baixa velocidade do vento, ou mesmo condições de calmaria, podem ocorrer instabilidade numérica, causada pela limitação dos parâmetros de Monin-Obukov, gerando erros na estimativa do fluxo de calor sensível. Tasumi (2003) propõe como solução, na ocorrência desses casos, incrementar a velocidade do vento a 100m (U_{100}) para $4,0 \text{ m s}^{-1}$. Nas condições

climáticas do Norte Fluminense, RJ, identificou-se essa situação em algumas datas utilizadas neste trabalho, percebendo-se que os baixos valores ocorriam apenas na parte da manhã, englobando o horário de passagem do sensor orbital. Dessa forma, após testar o valor proposto por Tasumi (2003) percebeu-se a permanência do problema. Após diversas avaliações, passou-se, então, a adotar o valor médio diário da velocidade do vento à superfície, acrescido do seu respectivo desvio padrão.

Neste trabalho adotaram-se duas proposições para a determinação dos pixels âncoras, sendo a primeira semelhante à utilizada por Bastiaanssen (1995), qual seja, a seleção de dois pixel com temperaturas extremas (pixel quente = de maior T_s e pixel frio = menor T_s), sendo o pixel quente sempre compreendendo uma área de solo exposto ou com pouca vegetação e o pixel frio, localizado no interior de um corpo hídrico de grande extensão. Nominou-se essa primeira proposição de “H_CLÁSSICO”.

Com a hipótese de que a relação linear entre T_s e dT seria melhor representada a partir da seleção de um pixel quente onde as componentes do balanço de energia fossem previamente conhecidas, principalmente os valores do fluxo de calor sensível (H), formulou-se a segunda proposição adotando-se o mesmo critério de seleção para escolha do pixel frio, qual seja, localizada no interior de um corpo hídrico de grande extensão (Lagoa Feia) e para o pixel quente, adotou-se o pixel da estação meteorológica da PESAGRO, onde, por resíduo da equação de Penman-Monteith FAO56, foi possível determinar o valor de H . Nominou-se essa segunda proposição de “H_PESAGRO”.

3.5.10. Fluxo de Calor Latente (λE)

O fluxo de calor latente (transferência de vapor para a atmosfera devido aos processos de transpiração vegetal e evaporação da água do solo) foi computado através da simples diferença entre as cartas do saldo de radiação, fluxo de calor no solo e fluxo de calor sensível:

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (73)$$

onde: λE é o valor do fluxo de calor latente instantâneo ou seja, seu valor no momento da passagem do satélite, em $W m^{-2}$.

O valor do fluxo de calor latente instantâneo (λE_{inst}) convertido em média da hora centrada no instante de passagem do satélite ($mm h^{-1}$) foi pela Eq. 74:

$$\lambda E_{inst} = 3600 \frac{\lambda E}{\lambda} \quad (74)$$

onde: λE_{inst} é o valor de ET instantâneo, em $mm h^{-1}$; 3600 é o fator de conversão de segundos para horas; λE é o valor do fluxo de calor latente no momento da passagem do sensor e λ é o calor latente de vaporização da água, representando a energia requerida para evaporar uma unidade de massa de água, calculada por Harrison, (1963) como:

$$\lambda = 2,501 - 0,00236 (T_s - 273,16) * 10^6 \quad (75)$$

onde: T_s é a carta de temperatura de superfície obtida pelo produto MODIS MOD11A1 (K).

De posse das cartas da densidade do fluxo do saldo de radiação, do fluxo de calor no solo e do fluxo de calor latente, obteve-se a fração evaporativa através da seguinte expressão:

$$\Lambda = \frac{\lambda ET}{R_n - G} \quad (76)$$

A fração evaporativa possui uma característica importante, que é sua regularidade e constância em dia de céu claro. Nesse sentido, admite-se que seu valor instantâneo representa, adequadamente o seu valor médio diurno, o que possibilita estimar a evapotranspiração diária, através da equação:

$$ET_{24h} = \frac{86400 \Lambda R_n_{24h}}{\lambda} \quad (77)$$

onde: Rn_{24hs} , é o saldo de radiação médio ocorrido num período de 24 h, em $W.m^{-2}$, sendo obtido pela seguinte equação:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha) Rs_{24h} - 110 \tau_{sw} 24h \quad (78)$$

sendo: α é o albedo de superfície, Rs_{24h} a média diária da radiação de onda curta incidente, em $W m^{-2}$ e $\tau_{sw} 24h$, a transmissividade atmosférica diária.

Para determinação dos valores de Rs_{24h} , utilizou-se uma aproximação similar à metodologia proposta por Lagourade e Brunet (1983) para a estimação dos ciclos diurnos do Rn e da Rs_{\downarrow} para dias de céu claro, apresentadas nas seguintes expressões:

$$Rn = Rn_{sebal} * \left[\text{sen} \left(\left(\frac{(T_{pass} - T_{nas})}{(T_{por} - T_{nas})} \right) * \pi \right) \right]^{-1} * \text{sen} \left[\left(\frac{T_{ini} - T_{nasc}}{T_{por} - T_{nasc}} \right) * \pi \right] \quad (79)$$

$$Rs_{\downarrow} = Rs_{sebal} * \left[\text{sen} \left(\left(\frac{(T_{pass} - T_{nas})}{(T_{por} - T_{nas})} \right) * \pi \right) \right]^{-1} * \text{sen} \left[\left(\frac{T_{ini} - T_{nasc}}{T_{por} - T_{nasc}} \right) * \pi \right] \quad (80)$$

onde: T_{pass} é o tempo local da passagem do sensor, T_{nasc} e T_{por} o tempo local no qual o valor do saldo de radiação se torna positivo e negativo, respectivamente, e T_{ini} é a hora local da primeira observação do dia, em UTM.

O cálculo do fotoperíodo (N), em hora, necessário para determinar os horários do nascer (T_{nasc}) e do ocaso (T_{por}) do Sol foi realizado pela seguinte expressão:

$$N = \frac{2 (H + 0,83)}{15} \quad (81)$$

onde: H, em graus, é dado por:

$$H = \text{arc.cos}(-\text{tg} \varphi \text{ tg} \delta) \quad (82)$$

sendo: φ a latitude local e δ a declinação solar, em radianos.

Os horários, em UTC, do nascer e do ocaso do Sol foram determinados pelas seguintes equações:

$$T_{nasc} = 12 - \frac{N}{2} + 3 \quad (83)$$

$$T_{por} = 12 + \frac{N}{2} + 3 \quad (84)$$

Para determinação dos valores de Rn_{24h} e $Rs_{\downarrow 24h}$ utilizou-se as seguintes equações:

$$Rn_{24h} = Rn_{sebal} * \left[12 * \pi * \text{sen} \left(\left(\frac{T_{pass} - T_{nasc}}{T_{por} - T_{nasc}} \right) * \pi \right) \right]^{-1} * (T_{por} - T_{nasc}) \quad (85)$$

$$Rs_{24h} = Rs_{sebal} * \left[12 * \pi * \text{sen} \left(\left(\frac{T_{pass} - T_{nasc}}{T_{por} - T_{nasc}} \right) * \pi \right) \right]^{-1} * (T_{por} - T_{nasc}) \quad (86)$$

De posse dos valores de Rn_{24h} , Rs_{24h} e do albedo de superfície, extraídos do pixel da PESAGRO, efetuou-se uma regressão linear entre esses valores para se obter uma equação de regressão, seus respectivos coeficientes a_1 e b_1 para, então, calcular a carta de Rn_{24h} como função do balanço de onda curta.

Para a determinação da regressão linear utilizou-se a seguinte expressão:

$$Rn_{24h} = a_1(1 - \alpha) * Rs_{24h} + b_1 \quad (87)$$

Allen et al. (2002) definem como fração evaporativa de referência (ET_{rF}) a taxa obtida entre a carta da ET_{inst} e a ETo integrada na mesma hora e computada com dados obtidos numa estação meteorológica, sendo a:

$$ET_{rF} = \frac{ET_{inst}}{ET_{FAO56}} \quad (88)$$

Esse procedimento gera uma espécie de coeficiente cultivo horário (kc_h) e admite-se que essa relação represente a relação diária, pela seguinte equação:

$$Kc_{-h} = \frac{ET_{inst}}{ET_{oh}} = \frac{ET_{24}}{ET_{o24}} \quad (89)$$

Aceitando-se a relação apresentada na equação 89, pode-se, então, obter a ET_{24h} em $mm \text{ dia}^{-1}$ a partir da seguinte equação:

$$ET_{24h} = ETrF * ET_{o24} \quad (90)$$

Neste trabalho, estimaram-se 4 valores de $ET_{24h_{SEBAL}}$ para o mesmo dia, sendo as equações 77 e 90 aplicadas às proposições “CLASSICA” e “H-PESAGRO”.

3.6. Coeficiente de Cultivo (Kc)

Para a estimativa do coeficiente de cultivo (Kc), a razão entre a $ET_{24h_{sebal}}$ e a $ET_{PM_{FAO}}$ foi estabelecida pela seguinte relação:

$$Kc_{sebal} = \frac{ET_{24h_{sebal}}}{ET_{PM_{FAO}}} \quad (91)$$

em que: $ET_{24h_{sebal}}$ é a carta de ET obtida pela aplicação do algoritmo e $ET_{PM_{FAO}}$ a evapotranspiração de referência estimada com dados observados na estação da PESAGRO.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Albedo da Superfície Terrestre (α)

Neste trabalho, foram utilizadas imagens do albedo da superfície terrestre para a estimação do saldo de radiação instantâneo a partir de cartas de albedo da superfície obtidas do produto MODIS (MOD43B1) e pelo método proposto por Tasumi et al. (2005) através de imagens de reflectância da superfície (produto MOD09 GHK). As metodologias foram comparadas, buscando-se selecionar aquela de melhor ajustamento e maior praticidade operacional. Foram utilizadas 9 imagens referentes ao tile h14/v14 do sensor MODIS/Terra referentes aos dias de ordem do ano 15, 36, 102, 139, 166, 186, 189, 190 e 191 de 2006 numa resolução espacial de 500 m e produtos MOD43B1 dos mesmos períodos, processadas segundo Schaaf et al. (2002).

Na Tabela 8, são apresentados os valores mínimos, máximos, médios, medianos, modais e dos desvios padrões observados nas imagens de albedo da superfície geradas pelos métodos avaliados sobre toda a área de estudo.

Tabela 8 - Valores dos parâmetros estatísticos mínimo, máximo, médio, mediano, moda e desvio padrão obtidos na análise estatística das cartas de albedo da superfície geradas pelo produto MODIS e pela proposta de Tasumi et al. (2005).

Data Juliana	Mínimo		Máximo		Médio		Mediana		Moda		DesvPad	
	M	T	M	T	M	T	M	T	M	T	M	T
15	0	0	0,23	0,31	0,14	0,18	0,16	0,21	0,17	0,22	0,06	0,07
36	0	0	0,23	0,31	0,14	0,14	0,16	0,6	0,17	0,17	0,05	0,15
102	0	0	0,22	0,23	0,13	0,14	0,15	0,16	0,15	0,17	0,05	0,06
139	0	0	0,23	0,26	0,13	0,12	0,15	0,14	0,16	0,14	0,05	0,15
166	0	0	0,23	0,25	0,13	0,13	0,15	0,15	0,16	0,16	0,05	0,05
186	0	0	0,21	0,24	0,13	0,16	0,15	0,18	0,16	0,19	0,05	0,06
189	0	0	0,21	0,19	0,13	0,13	0,15	0,14	0,16	0,15	0,05	0,04
190	0	0	0,21	0,26	0,13	0,13	0,15	0,14	0,15	0,15	0,05	0,05
191	0	0	0,22	0,26	0,13	0,14	0,15	0,16	0,15	0,17	0,05	0,05

M = MODIS ; T = Tasumi et al. (2005)

Observando-se a Tabela 8, pode-se perceber que a metodologia proposta por Tasumi et al. (2005) gerou cartas de albedo da superfície para a região de estudo com valores máximos maiores que os gerados pelo produto MOD43B1, porém, a média e o desvio padrão foram semelhantes, bem como a moda e a mediana, que, apesar de semelhantes, apresentou um ligeiro incremento na proposta de Tasumi et al. (2005). Os valores de zero obtidos na avaliação correspondem aos corpos hídricos, principalmente das lagoas e do oceano.

Buscando-se avaliar a desempenho dos métodos a partir de recortes de áreas homogêneas dentro da cena de estudo, foram extraídos sete pequenos recortes de diferentes pontos, com tamanho variando de 12 x 12 a 15 x 15 pixels, de áreas representativas da cultura de cana-de-açúcar, da restinga litorânea e os corpos-hídricos (lagoa Feia e Oceano Atlântico).

Na Figura 11, é apresentado o recorte da cena de estudo com a localização das áreas homogêneas, onde os números de 1 a 7 representam, respectivamente, as seguintes superfícies e usos: Área de tabuleiro, ocupada por cana-de-açúcar e policultivos (1); Área da Usina Santa Cruz, ocupada por cana-de-açúcar (2); Área de tabuleiro, ocupada por cana-de-açúcar (3); Área de baixada, ocupada por cana-de-açúcar (4); Área da restinga litorânea – areias

quartzosas, ocupadas por pastagens nativas e solo exposto (5); Área da lagoa Feia - corpo hídrico (6), e área oceânica - corpo hídrico (7).

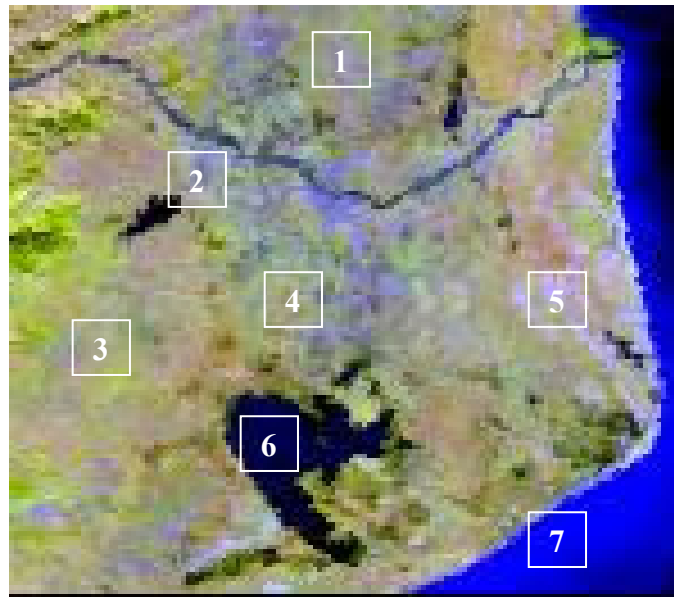


Figura 11 - Localização dos recortes das subáreas para análise do albedo da superfície terrestre obtido pelas duas metodologias avaliadas. Recorte de imagem do sensor MODIS/Terra de 15/06/2006 "tile" h14/v11 - RGB 542

A Tabela 9 apresenta os eventos de precipitação pluviométrica, em $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$, ocorridos nos 15 dias anteriores à data da geração da carta de albedo da superfície. Nela pode-se observar a ocorrência de chuvas, em maior ou menor intensidades, em todos os períodos antecedentes às datas em que foram feitas as avaliações.

Tabela 9 - Eventos de precipitação pluviométrica, em $\text{mm}\ \text{dia}^{-1}$, ocorridos nos 15 dias anteriores às datas das passagens em que foram avaliados os albedos de superfícies estimados pelas metodologias MODIS e Tasumi et al. (2005).

DJ/2006	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10	-11	-12	-13	-14	-15
15	0,0	0,0	0,0	0,0	3,4	33,0	10,4	0,4	0,0	0,0	0,0	2,0	0,6	0,2	0,0
36	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	22,8	18,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
102	18,6	0,6	2,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	1,4	4,0	7,4	0,0	0,0
139	0,0	0,0	1,3	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
166	0,0	0,2	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	4,8	12,1	3,8	7,4	0,1	14,1	40,4
186	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	3,9	17,1	8,7
189	12,9	4,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3
190	0,5	12,9	4,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
191	2,9	0,5	12,9	4,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0

A Figura 12 apresenta a representação gráfica dos valores do albedo de superfície em valores médios juntamente com seus respectivos desvios, estimados pelas duas metodologias avaliadas e extraídos dos recortes de cena apresentado na Figura 11.

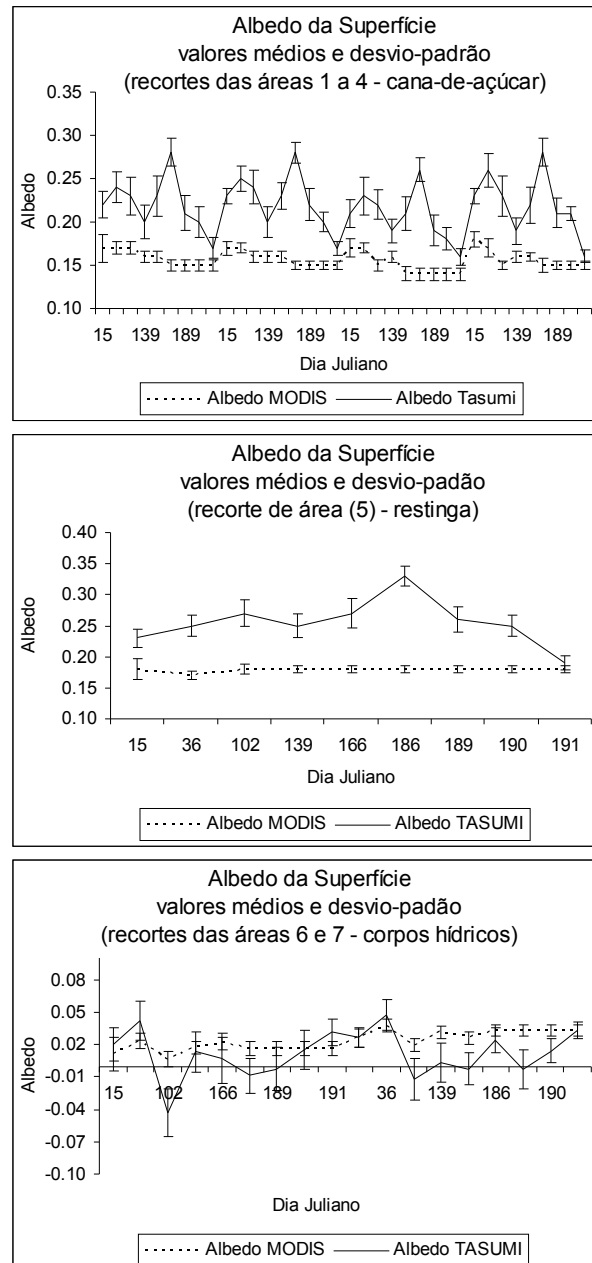


Figura 12 - Albedo da superfície estimado pelas metodologias “MODIS” e Tasumi et al. (2005) sobre as áreas 1 a 7, recortadas da cena de estudo.

Observa-se na Figura 12 que, nas áreas dos recortes, os valores médios do albedo de superfície estimado pela proposta de Tasumi et al (2005) são superiores aos estimados pelo produto MOD43B1, exceto sobre os recortes dos corpos hídricos, onde o produto MOD43B1 apresentou valores superiores.

As diferenças entre os albedos estimados pelas duas metodologias podem ser explicadas pelas resoluções espacial e temporal em que as cartas foram geradas. Enquanto o produto MODIS é gerado numa resolução de 1000 m e integrado em 16 dias, o que tende a suavizar os valores dos albedos obtidos no período, a proposta de Tasumi et al. (2005) utiliza as cartas de reflectância da superfície (produto MOD09), geradas numa resolução de 500 m e específica para os dias das passagens.

A ocorrência de chuvas no período de integração da carta do produto MODIS (Tabela 9) também pode justificar a ocorrência dos menores valores observados neste produto, uma vez que os solos úmidos reduzem o poder refletor da superfície o que contribui para que esses valores sejam inferiores aos obtidos com a proposição de Tasumi et al. (2005).

Para o pixel da estação micrometeorológica Santa Cruz, instalada sobre a cultura da cana-de-açúcar, foram observados os valores para o albedo da superfície, apresentados na Tabela 10. Esses valores de albedo foram estimados pela razão entre a radiação global refletida e incidente coletada por dois piranômetros instalados à distância de dois metros sobre o dossel vegetal, no instante da passagem do sensor orbital.

Tabela 10 - Valores dos albedos da superfície medidos pela razão entre dois piranômetros e estimados pelo produto MOD43B1 e Tasumi et al. (2005) observados no pixel de controle da cana-de-açúcar.

Data Juliana	Albedo MODIS*	Albedo Tasumi*	Albedo medido*
15	0,18	0,22	0,23
79	0,16	0,18	0,26
102	0,16	0,16	0,28
139	0,16	0,14	0,31
166	0,14	0,14	0,30
186	0,15	0,18	0,25
189	0,15	0,14	0,27
190	0,15	0,14	0,26
191	0,15	0,16	0,27

* significativo a 5.

Observa-se, na Tabela 10, que os valores dos albedos medidos sobre a cultura da cana-de-açúcar foram superiores aos estimados pelas duas metodologias, que apresentaram valores bastante semelhantes entre si, porém com uma leve superioridade para os valores estimados pela proposta de Tasumi. Correia et al. (2002) citam que valores elevados de albedo estão associados a superfícies suaves, secas e de coloração clara, ao passo que albedos mais baixos estão associados com superfícies rugosas, úmidas e de coloração escura.

Segundo Robinson (1966), os piranômetros quando utilizados na posição invertida para a obtenção da radiação refletida, inserem nas medidas algumas fontes de erros devido a dois principais fatores: aos diferentes ângulos em que estão submetidos às radiações global e refletida durante as medições e à diferente composição espectral dessas radiações (enquanto a refletida é quase que totalmente difusa, a global é parcialmente direta).

Garcia e André (2004), avaliando medições de radiação refletida, obtidas de piranômetros com e sem proteção e sua influência sobre o albedo, observaram que o uso do cone protetor reduziu a radiação refletida em cerca de 40%.

O fato do piranômetro invertido utilizado neste estudo estar posicionado a 2 m do dossel da cultura, sem a utilização de cone protetor e, portanto, sem o campo de visão limitado somente à superfície de interesse, bem como a cultura da cana-de-açúcar estar implantada sobre um solo de textura argilosa e de coloração escura podem justificar os valores obtidos no albedo da superfície observados na Tabela 10. Os eventos de chuva, ocorridos no período anterior à passagem do sensor também podem ter influenciado os baixos valores de albedo, gerados pelo produtos MODIS. Outra observação relevante diz respeito à comparação entre valores medidos pontualmente com valores obtidos em pixels com resoluções de 500 e 1000 m, que integram diversas condições da superfície, tais como corpos hídricos, solo exposto, vegetação heterogênea, estradas, etc.

A Figura 13 apresenta os histogramas de freqüência dos valores do albedo da superfície nas datas julianas 36, 102 e 191 do ano de 2006 obtidos pela metodologia proposta por TASUMI et al. (2005) (A) e pelo produto MODIS MOD43B1 (B), onde se pode observar um maior adensamento na freqüência dos valores gerados pela metodologia proposta por Tasumi et al.(2005).

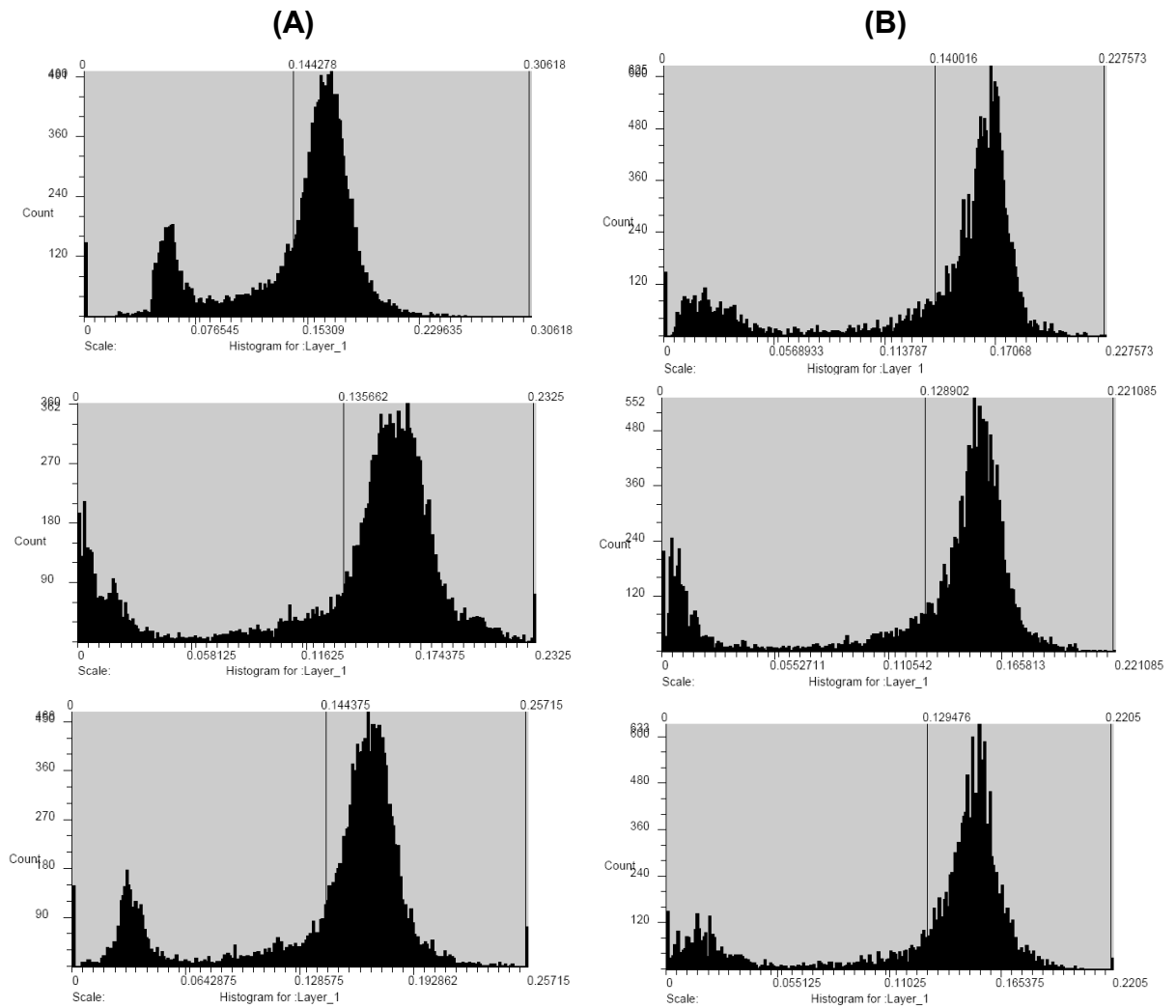


Figura 13 - Histogramas de freqüência dos albedos de superfície estimados pela metodologia de Tasumi et al. (2005) (A) e MODIS (B) nos dias julianos 36, 102 e 191 de 2006.

Aplicando-se as cartas de albedo da superfície geradas pelas duas metodologias no cálculo da carta do saldo de radiação e comparando os valores obtidos no pixel da estação Santa Cruz com os valores medidos por um saldo radiômetro instalado no local, obteveram-se os valores, apresentados na Tabela 11.

Os valores observados na Tabela 11 foram analisados estatisticamente pelo método da correlação de Pearson, sendo os resultados apresentados na Tabela 12.

Tabela 11 - Valores do saldo de radiação medido e estimado sobre o pixel da cana-de-açúcar, em $W m^{-2}$.

Data Juliana	Rn c/ α MODIS	Rn c/ α TASUMI	Rn medido
15	620,04	577,12	592,69
36	655,87	657,61	599,90
102	520,44	516,48	519,90
139	442,52	453,41	408,90
166	387,85	383,65	331,74
186	356,69	335,38	261,40
189	409,32	409,78	367,50
190	454,01	456,57	428,40
191	400,58	384,01	321,30

Tabela 12 - Correlação de Pearson* entre os valores do saldo de radiação medidos e estimados

Variável	Variável	Observações	Correlação	T	Significância
Rn MEDIDO	Rn MODIS	11	0,97	12,4793	0,0000
Rn MEDIDO	Rn TASUMI	11	0,95	8,8981	0,0000
Rn MODIS	Rn TASUMI	11	0,98	16,4392	0,0000

*Significativos a 0,01 %

Na Figura 14, é apresentada a correlação entre os valores do saldo de radiação estimados pelo algoritmo SEBAL utilizando-se as duas metodologias para estimação do albedo da superfície (A) e o comportamento temporal das estimativas em relação aos valores medidos (B). Na Figura 14-A, pode-se perceber o bom ajustamento entre os métodos estimadores do albedo ($R^2 = 0,98$) na estimação do saldo de radiação instantâneo utilizando-se o SEBAL, indicando um desempenho satisfatório das duas metodologias avaliadas.

Na Figura 14-B, pode-se observar que, apesar da boa correlação entre as metodologias avaliadas, há uma tendência de superestimação dos valores do saldo de radiação, preferencialmente nos meses de inverno, indicando necessidade de ajustamento no algoritmo SEBAL e/ou nas determinações dos coeficientes de ajustamento das cartas de albedo.

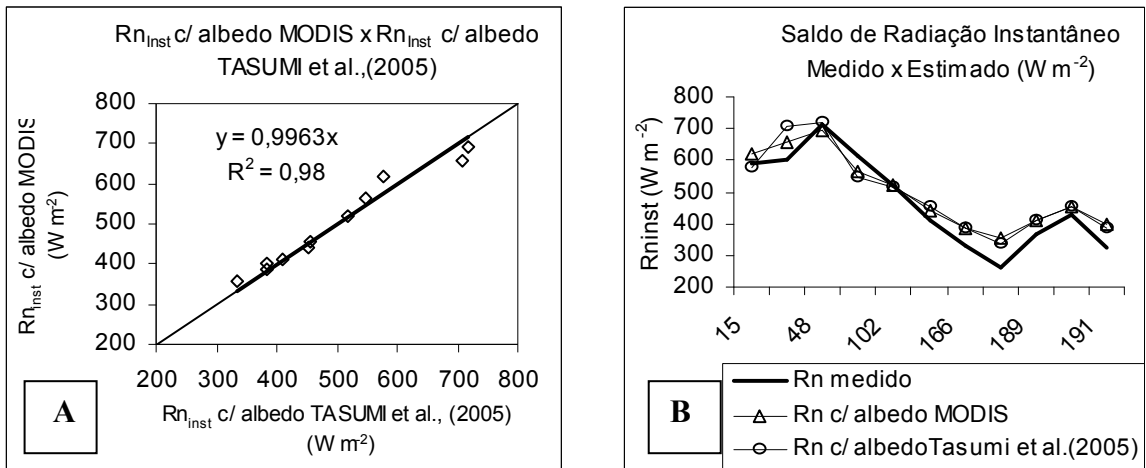


Figura 14 - Gráfico da correlação entre os valores do saldo de radiação, em $mm \text{ dia}^{-1}$ estimados com o albedo obtido pelo método de Tasumi et al. e com o albedo produto MODIS (A) e da distribuição temporal dos valores medidos e estimados pelas duas metodologias (B)

A Figura 15 apresenta os gráficos das correlações entre os valores do saldo de radiação instantâneo medido pelo saldo radiômetro e estimados pelo algoritmo SEBAL utilizando-se as duas metodologias para estimação do albedo da superfície, em $W m^{-2}$.

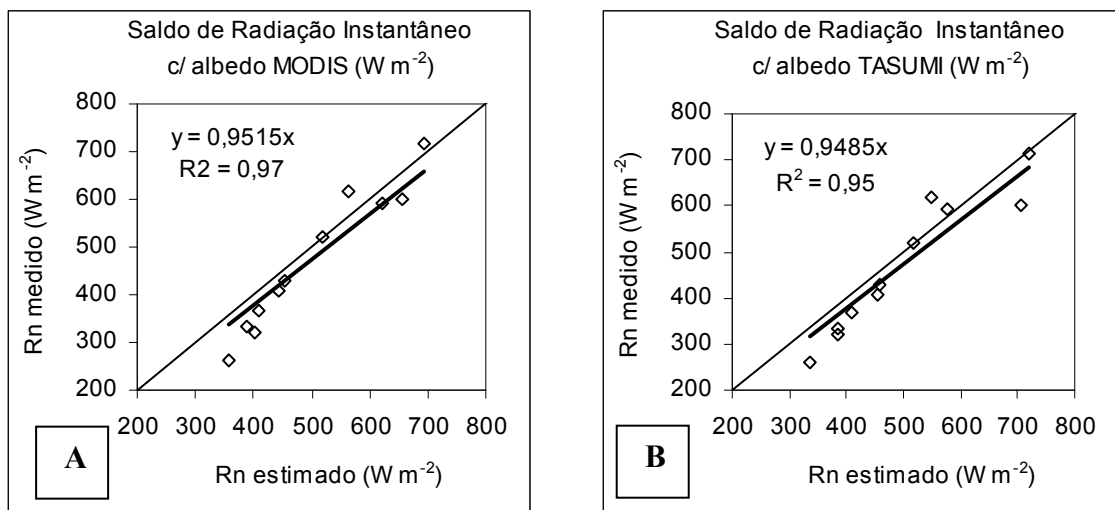


Figura 15 - Gráfico da correlação entre os valores do saldo de radiação, em $mm \text{ dia}^{-1}$ medido e estimado com o albedo obtido pelo método de Tasumi et al. (2005) (A) e com o albedo produto MODIS (B) no pixel da cana-de-açúcar.

As duas metodologias apresentaram boa correlação com os valores medidos ($R^2 = 0,97$ e $0,95$) e ambas tendem a superestimar esses valores, principalmente quando foram menores que 500 W.m^{-2} (Fig. 15). Essa tendência pode estar relacionada aos baixos valores do albedo da superfície estimados, que elevam os valores do balanço de onda curta e, conseqüentemente, os valores do saldo de radiação.

Os valores observados na Tabela 11 e nas Figuras 14 e 15 concordam com Tasumi et al. (2005) que, testando a metodologia proposta com dados de saldo de radiação de 49 localidades dos Estados Unidos da América observaram uma correlação média de 95 % entre os valores medidos e estimados pelas duas metodologias.

Sendo o produto albedo MODIS (MOD43B1) disponibilizado numa resolução espacial de 1000 m, integrado em 16 dias e o albedo gerado pela metodologia proposta por Tasumi et al. (2005) específico para o dia do imageamento, gerando valores de albedo da superfície numa resolução de 500 m e, com base nos resultados obtidos nesta avaliação, optou-se pela adoção do modelo proposto por Tasumi et al. (2005) para aplicação no algoritmo SEBAL, principalmente por sua praticidade e operacionalidade.

4.2. Saldo de Radiação Instantâneo (R_{n_inst})

O sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua operam numa órbita heliossíncrona com horário de passagem no modo descendente aproximadamente às 10:30 h e 13:30 h, respectivamente. Neste trabalho, utilizou-se, para a determinação dos fluxos instantâneos, o horário médio entre o início e o fim do imageamento, obtido no cabeçalho da imagem distribuída pela NASA.

Na Tabela 13, são apresentados os horários de passagem do sensor MODIS adotados para efeitos de cálculos dos fluxos instantâneos. Nela pode-se observar que o horário local adotado para efeito dessas estimativas ocorreram em torno das 10 h da manhã para o sensor MODIS/Terra. Para o sensor MODIS/Água, o horário de passagem sobre a cena estudada foi semelhante à descrita na literatura.

A partir da determinação da hora local da passagem do sensor MODIS, estimou-se a radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$) adotada como sendo o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície.

Tabela 13 - Horário local da passagem do sensor MODIS sobre a área de estudo

DATA	DJ	INÍCIO(h)	FIM(h)	MÉDIA(h)	CORR.(h)	HORA LOCAL
06/08/05	218	12:55	13:00	12:57	-3:00	9:57
15/08/05	227	12:45	12:55	12:50	-3:00	9:50
18/08/05	230	13:15	13:25	13:20	-3:00	10:20
29/08/05	241	13:00	13:05	13:02	-3:00	10:02
12/09/05	255	13:10	13:20	13:15	-3:00	10:15
12/10/05	285	13:25	13:30	13:27	-3:00	10:27
16/11/05	320	16:35	16:40	16:37	-3:00	13:37
05/12/05	339	12:45	12:55	12:50	-3:00	9:50
15/01/06	15	12:40	12:45	12:42	-3:00	9:42
05/02/06	36	13:00	13:05	13:02	-3:00	10:02
04/03/06	63	12:40	12:45	12:42	-3:00	9:42
12/04/06	102	12:45	12:55	12:50	-3:00	9:50
26/04/06	116	13:00	13:05	13:02	-3:00	10:02
19/05/06	139	13:05	13:10	13:07	-3:00	10:07
15/06/06	166	12:45	12:30	12:37	-3:00	9:37
05/07/06	186	12:25	12:30	12:27	-3:00	9:27
08/07/06	189	12:55	13:00	12:57	-3:00	9:57
09/07/06	190	12:00	13:45	12:52	-3:00	9:52
10/07/06	191	12:40	12:50	12:45	-3:00	9:45
19/07/06	200	12:35	12:40	12:37	-3:00	9:37
20/07/06	201	13:20	13:25	13:22	-3:00	9:22
24/07/06	205	12:55	13:00	12:57	-3:00	9:57
27/07/06	208	13:25	13:30	13:27	-3:00	10:27
09/08/06	221	12:55	13:00	12:57	-3:00	9:57

DJ - Dia Juliano; INÍCIO - Hora UTM do início do imageamento; FIM - Hora UTM do fim do imageamento; MÉDIA - Média UTM da hora do imageamento; CORR - correção do horário UTM; HORA LOCAL - Horário do imageamento sobre a área de estudo.

A Tabela 14 apresenta os valores do ângulo horário (h), da declinação solar (ϕ), do coseno do ângulo zenital solar ($\cos Z$), da elevação solar (Φ), do ângulo zenital solar (Z), da transmissividade atmosférica (T_{sw}), do inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (d_r) e da radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$) estimados sobre a área de estudo.

Tabela 14 - Parâmetros físicos e trigonométricos relacionados ao cálculo da radiação de onda curta incidente.

Data	DJ	h	φ	cosZ	Φ	Z	T_{sw}	d_r	$R_s \downarrow$
06/08/05	218	-0,537	0,284	0,662	41,43	48,57	0,75	0,9730	660,23
15/08/05	227	-0,567	0,235	0,675	42,44	47,56	0,75	0,9762	675,58
18/08/05	230	-0,436	0,217	0,741	47,84	42,16	0,75	0,9774	743,09
29/08/05	241	-0,515	0,148	0,744	48,09	41,91	0,75	0,9824	749,72
12/09/05	255	-0,458	0,053	0,812	54,27	35,73	0,75	0,9895	823,77
12/10/05	285	-0,406	-0,155	0,900	64,15	25,85	0,75	1,0063	928,81
16/11/05	320	0,423	-0,342	0,922	67,23	22,77	0,75	1,0236	967,94
05/12/05	339	-0,567	-0,396	0,866	59,97	30,03	0,75	1,0297	914,31
15/01/06	15	-0,602	-0,368	0,848	57,95	32,05	0,75	1,0319	897,00
05/02/06	36	-0,515	-0,281	0,879	61,57	28,43	0,75	1,0269	926,09
04/03/06	63	-0,602	-0,118	0,803	53,46	36,54	0,75	1,0154	836,71
12/04/06	102	-0,567	0,151	0,718	45,88	44,12	0,75	0,9939	731,70
26/04/06	116	-0,516	0,238	0,697	44,20	45,80	0,75	0,9864	705,23
19/05/06	139	-0,493	0,348	0,642	39,93	50,07	0,75	0,9758	642,38
15/06/06	166	-0,624	0,408	0,544	32,96	57,04	0,75	0,9683	540,35
05/07/06	186	-0,668	0,396	0,529	31,93	58,07	0,75	0,9671	524,58
08/07/06	189	-0,537	0,390	0,596	36,60	53,40	0,75	0,9672	591,35
09/07/06	190	-0,559	0,388	0,588	36,00	54,00	0,75	0,9673	583,10
10/07/06	191	-0,589	0,386	0,575	35,10	54,90	0,75	0,9674	570,47
19/07/06	200	-0,624	0,360	0,574	35,02	54,98	0,75	0,9685	569,98
20/07/06	201	-0,689	0,357	0,542	32,80	57,20	0,75	0,9687	538,11
24/07/06	205	-0,537	0,342	0,627	38,80	51,20	0,75	0,9694	623,04
27/07/06	208	-0,406	0,330	0,686	43,33	46,67	0,75	0,9701	682,73
09/08/06	221	-0,537	0,268	0,671	42,12	47,88	0,75	0,9740	669,89

h - ângulo horário, em radianos; DJ - Dia Juliano; φ - declinação solar, em radianos; cosZ - coseno do ângulo zenital; Φ - elevação solar; Z - ângulo zenital; T_{sw} - transmissividade atmosférica; d_r - distância relativa Terra-Sol; $R_s \downarrow$ - Radiação de onda curta incidente

Observa-se, na Tabela 14, que a radiação de onda curta incidente variou de 524,58 a 967,94 $w m^{-2}$, representado bem as diferentes estações do ano sobre a área de estudo.

Na Figura 16, são apresentados os gráficos de correlação entre os valores da radiação de onda curta incidente estimada pelo SEBAL e observada nas estações meteorológica da PESAGRO e da UFRRJ.

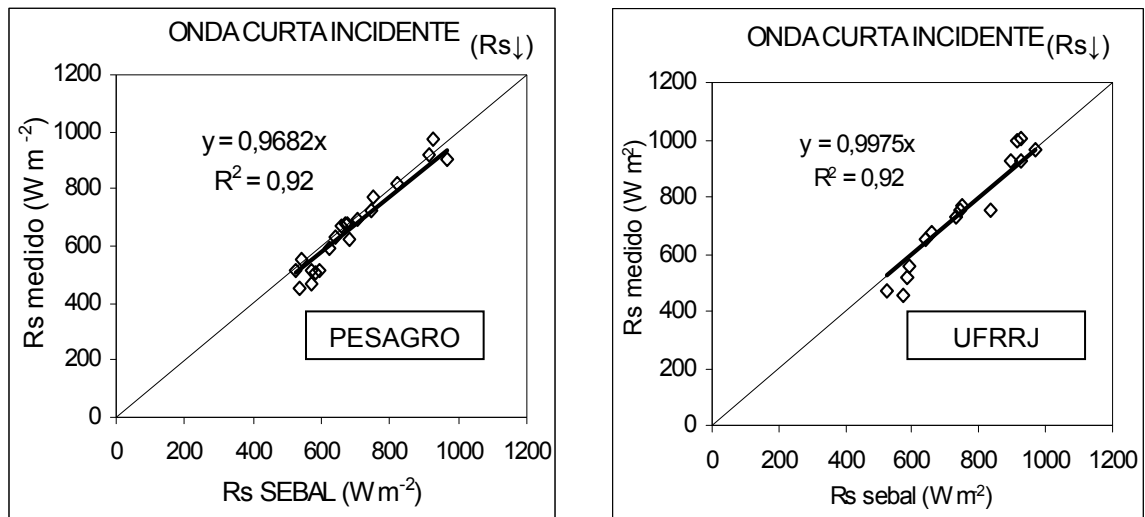


Figura 16 - Correlação dos valores de onda curta incidente estimados pelo SEBAL com os medidos nas estações meteorológicas da PESAGRO e UFRRJ.

Os valores da radiação solar incidente estimados pelo algoritmo SEBAL apresentaram uma boa correlação ($R^2 = 0,92$) com os valores observados nas duas estações meteorológicas (Figura 16).

Na Tabela 15, são apresentados os valores da temperatura do ar (T_{ar}) observada na estação evapotranspirométrica da PESAGRO. Apresenta, ainda, valores da emissividade atmosférica (ϵ_a), da emissividade da superfície (ϵ_o), da radiação de onda longa incidente (RL_{\downarrow}) e emitida pela superfície (RL_{\uparrow}) e do balanço de onda longa (BOL) estimadas pelas equações propostas pelo algoritmo SEBAL.

Pode-se observar na Tabela 15 que os valores instantâneos da radiação de onda longa emitida pela superfície são maiores que os valores da radiação de onda longa incidente, resultando num balanço negativo, ou seja, apresenta emissão de energia na forma de onda longa da superfície para a atmosfera.

Ressalta-se que a radiação de onda longa incidente é estimada pela equação de Stefan-Boltzman e utiliza dados da temperatura do ar, sendo considerada constante sobre toda a cena. No entanto, na estimativa da radiação de onda longa emitida pela superfície, que também é estimada pela equação de Stefan-Boltzman, utilizaram-se dados de temperatura de superfície, onde o produto MOD11A1 foi utilizado.

Tabela 15 - Parâmetros meteorológicos relacionados ao balanço de radiação de ondas longas (BOL), observados na estação meteorológica da PESAGRO e estimados pelo SEBAL.

Data	DJ	Tar (°C)	ϵ_a	ϵ_o	RL \downarrow (W.m $^{-2}$)	RL \uparrow (W.m $^{-2}$)	BOL (W.m $^{-2}$)
06/08/05	218	24,70	0,760	0,966	338,95	447,91	-120,48
15/08/05	227	26,20	0,760	0,957	345,83	444,76	-113,80
18/08/05	230	25,90	0,760	0,962	344,45	447,64	-116,28
29/08/05	241	28,70	0,760	0,960	357,53	470,21	-126,98
12/09/05	255	28,00	0,760	0,956	354,23	470,52	-131,88
12/10/05	285	30,30	0,760	0,963	365,17	487,95	-139,29
16/11/05	320	28,80	0,760	0,966	358,01	442,82	-136,98
05/12/05	339	29,50	0,760	0,965	361,34	443,12	-94,42
15/01/06	15	29,20	0,760	0,966	359,91	509,48	-161,81
05/02/06	36	29,70	0,760	0,959	362,29	492,38	-144,94
04/03/06	63	28,40	0,760	0,964	356,11	442,75	-99,46
12/04/06	102	29,20	0,760	0,965	359,91	467,37	-120,05
26/04/06	116	27,40	0,760	0,959	351,41	459,49	-122,49
19/05/06	139	23,50	0,760	0,963	333,52	445,04	-123,86
15/06/06	166	22,20	0,760	0,959	327,71	437,91	-123,64
05/07/06	186	19,30	0,760	0,960	315,03	427,44	-125,01
08/07/06	189	23,30	0,760	0,960	332,62	431,14	-111,83
09/07/06	190	24,90	0,760	0,956	339,86	441,50	-116,60
10/07/06	191	24,60	0,760	0,960	338,50	442,33	-117,37
19/07/06	200	22,40	0,760	0,956	328,60	423,67	-109,53
20/07/06	201	25,60	0,760	0,959	343,07	443,16	-114,16
24/07/06	205	27,20	0,760	0,959	350,48	452,16	-116,05
27/07/06	208	29,40	0,760	0,958	360,86	462,14	-116,44
09/08/06	221	24,70	0,760	0,956	338,95	447,71	-123,67

DJ - Dia Juliano; Tar - Temperatura do ar no instante da passagem do sensor, em °C; ϵ_a - emissividade atmosférica; ϵ_o - emissividade da superfície; RL \downarrow - Radiação de onda longa incidente, em W m $^{-2}$; RL \uparrow - Radiação de onda longa emitida, em W m $^{-2}$; BOL - balanço de onda longa, em W m $^{-2}$

A partir das imagens de albedo estimadas pela proposta de Tasumi et al. (2005), das imagens da emissividade da superfície e da radiação de onda longa emitida e de ondas curta e longa incidente, estimadas pelas equações 39 e 40, estimou-se o saldo de radiação, numa resolução espacial de 250 m.

Na Figura 17, são apresentadas as correlações entre valores do saldo de radiação instantâneo medidos por saldo-radiômetros nas estações micrometeorológicas da Usina Santa Cruz (cana-de-açúcar) e Agropecuária Taí (coco) com valores estimados pelo SEBAL.

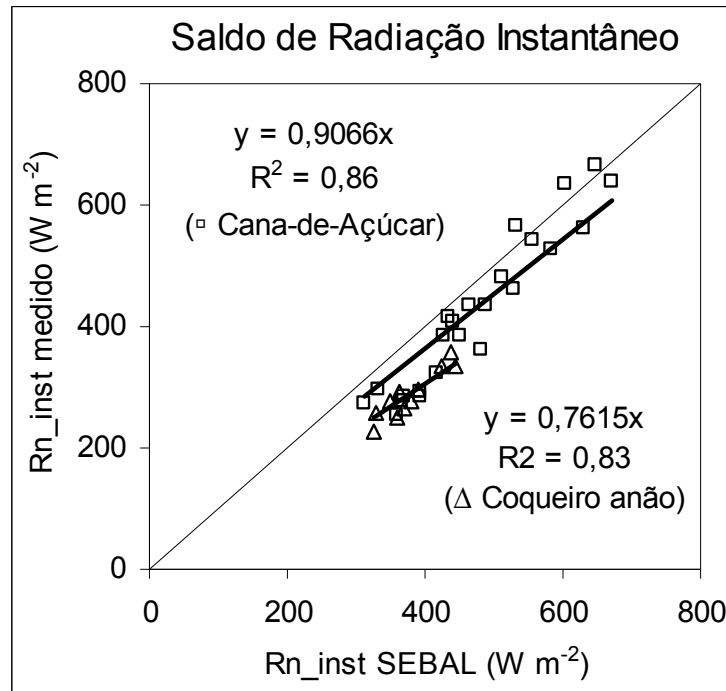


Figura 17 – Gráfico da correlação dos valores do saldo de radiação instantâneos medidos por saldo radiômetros e estimados pelo SEBAL, nos pixels da cana-de-açúcar e coqueiro-anão, em $W m^{-2}$.

Observa-se, na Figura 17, que esses valores variaram na faixa de $300 W m^{-2}$ a $700 W m^{-2}$, representando bem os períodos de verão e outono. Os coeficientes de correlação obtidos sobre as áreas de cana-de-açúcar e coqueiro-anão são significativos a 0,1% de significância.

A estimativa realizada pelo algoritmo SEBAL pode ser considerada satisfatória considerando-se que as medições representam áreas com pequena dimensão espacial e o saldo de radiação estimado pelo SEBAL representam um pixel de $250 m \times 250 m$, gerados a partir de imagens de 1000, 500 e 250 m de resolução espacial, integrando informações de diferentes condições de superfície, tais como solo exposto, vegetação heterogênea, presença de corpos hídricos e manchas de umidade, dentre outros.

Na Figura 18, são apresentados os gráficos da distribuição temporal dos valores medidos e estimados para nos pixels ocupados com as culturas da cana-de-açúcar (A) e coqueiro-anão verde (B).

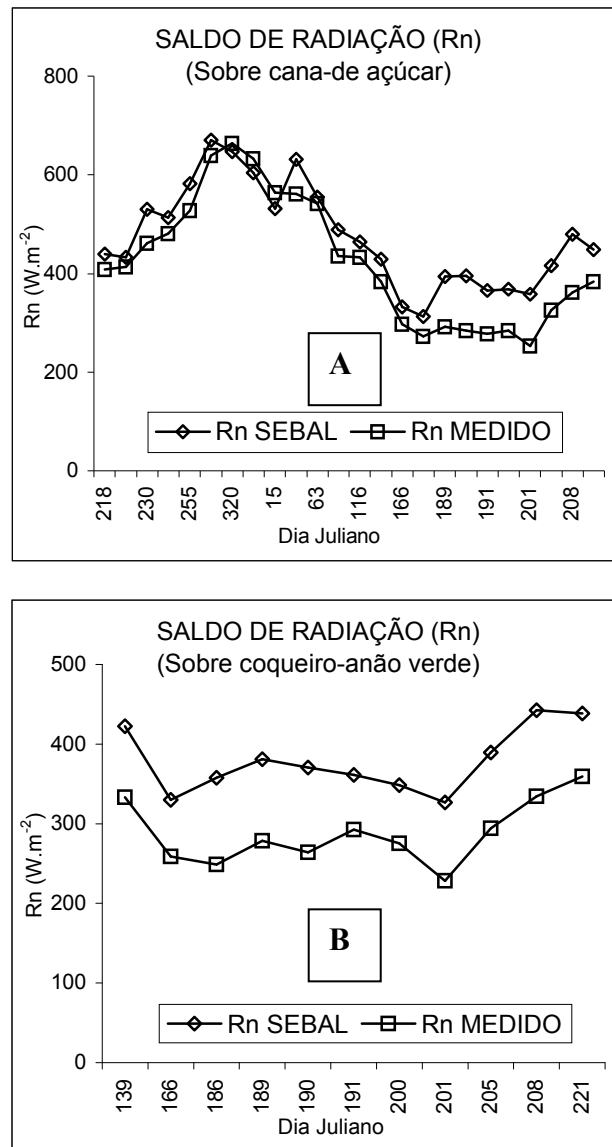


Figura 18 - Distribuição temporal dos valores do saldo de radiação medidos por saldo radiômetros e estimados pelo SEBAL sobre as culturas da cana-de-açúcar (A) e do coqueiro-anão verde (B), em $W m^{-2}$.

Para os dois pixels de controle (cana-de-açúcar e coqueiro anão) observou-se uma pequena tendência de superestimativa dos valores do saldo de radiação estimado pelo SEBAL. Essa tendência se mostrou mais acentuada nos dias em que os valores medidos foram abaixo de $400 W m^{-2}$, principalmente no período do inverno de 2006, podendo essa superestimativa excessiva estar associada a erros instrumentais.

Na Figura 19, são apresentados as variações espaciais do saldo de radiação estimadas pelo SEBAL para os dias 29/08/05 (DJ241), 16/11/05 (DJ320), 05/02/06 (DJ36) e 15/06/06 (DJ166), em $W m^{-2}$.

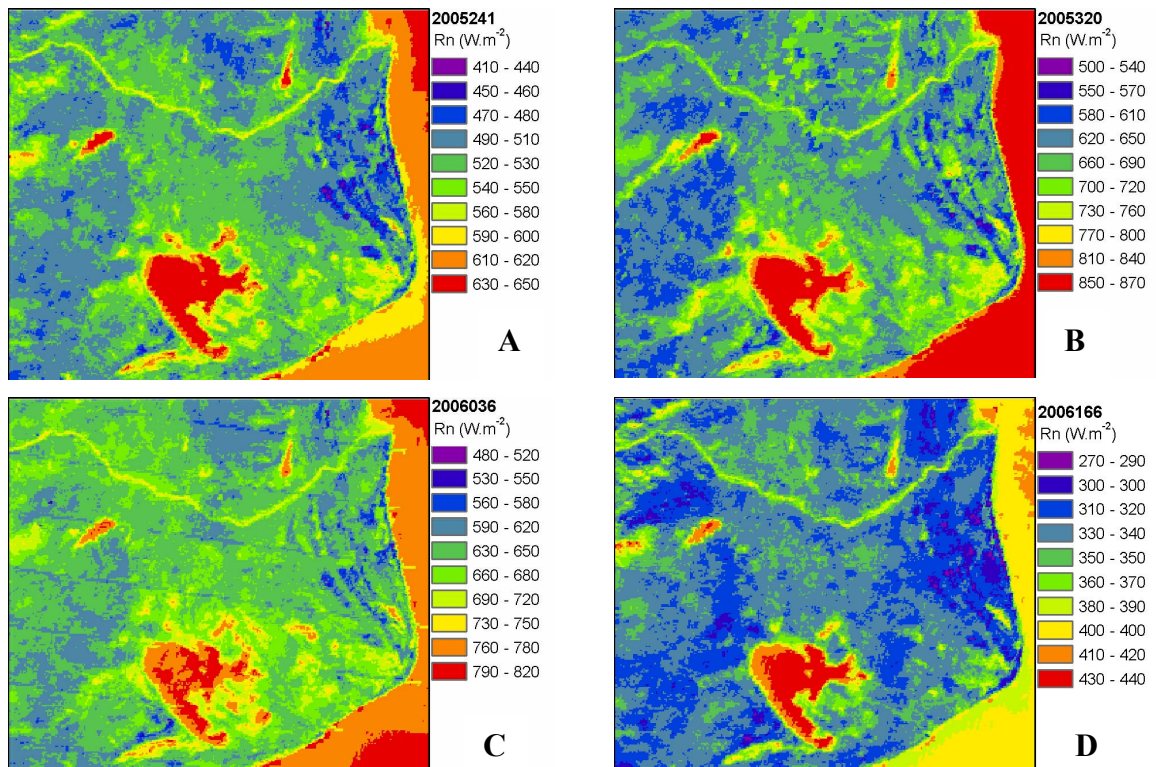


Figura 19 - Variação espacial do saldo de radiação estimado pelo SEBAL, região Norte Fluminense, RJ, nos dias 2005241 (A), 2005320 (B), 2006036 (C) e 2006166 (D), em $W m^{-2}$.

Pode-se observar através da Figura 19, a variação espacial do saldo de radiação na região estudada, que apresenta menores valores na região litorânea, abaixo da foz do rio Paraíba do Sul e maiores no interior e no entorno da lagoa Feia e demais corpos hídricos.

Os valores do saldo de radiação apresentaram uma variação de 240, 370, 340 e 170 $W m^{-2}$ para os dias 241 e 320 de 2005 e 36 e 166 de 2006, respectivamente. Observa-se que a variabilidade espacial ocorreu indiferente do período do ano (outono, inverno e verão) e produziram valores bem próximos aos medidos em superfície. Esses resultados concordam com Silva et al. (2005) que estudaram o balanço de radiação na região do sub-médio São Francisco e observaram uma variação de 380,2 $W m^{-2}$ para o dia 04/12/2005 e de 415,1 $W m^{-2}$ para o dia 04/10/2001 e concluíram que a técnica do balanço de radiação com imagens de satélite produziram valores dos componentes do saldo de radiação consistentes com observações realizadas do balanço de energia à superfície.

Na Figura 20, são apresentados os histogramas de frequência correspondentes às cartas do saldo de radiação estimado pelo SEBAL para os dias 29/08/05 (DJ241), 16/11/05 (DJ320), 05/02/06 (DJ36) e 15/06/06 (DJ166), em $W m^{-2}$.

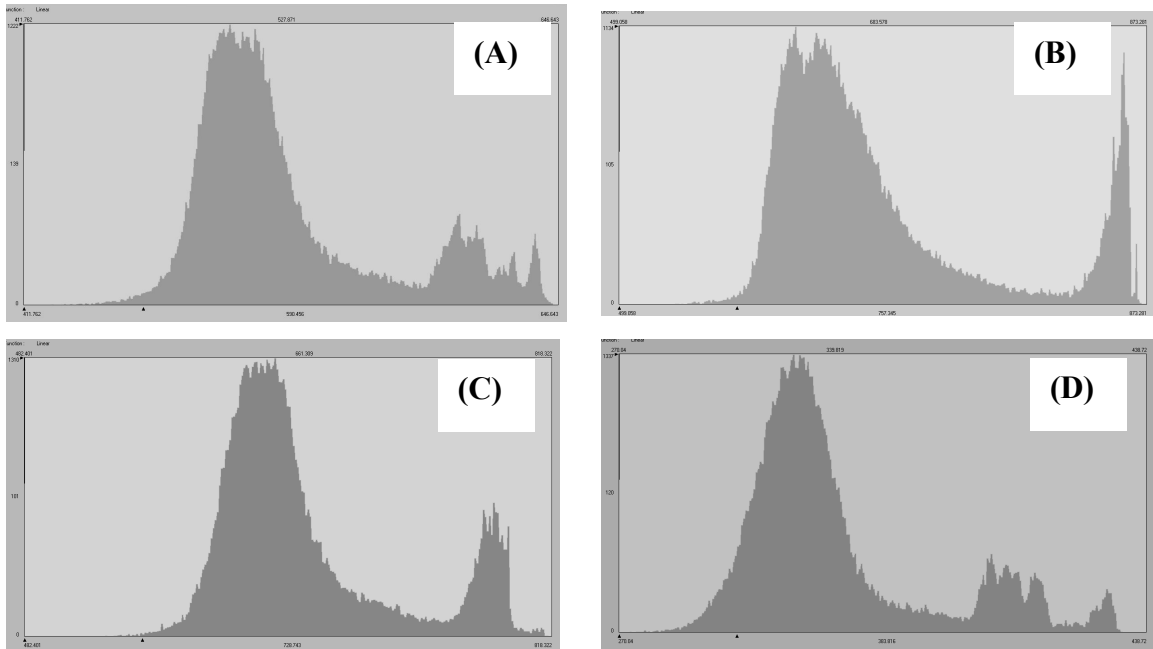


Figura 20 - Histogramas correspondentes às cartas do saldo de radiação, na região Norte Fluminense, RJ, nos dias 2005241 (A), 2005320 (B), 2006036 (C) e 2006166 (D), em $W m^{-2}$.

Na Figura 20, pode-se observar, nos histogramas de frequência das mesmas cartas, a ocorrência de duas modas bem definidas. As modas do lado direito se referem ao saldo de radiação da lagoa Feia e demais corpos hídricos e a da esquerda, à variação do saldo sobre a região. Observa-se, ainda, uma maior amplitude dos valores da carta do DJ 320 (B), quando a disponibilidade de energia para ser utilizada nos diferentes processos físicos e biológicos foi maior.

A Tabela 16 apresenta os resultados estatísticos obtidos nas cartas do saldo de radiação em todo o período estudado. Nela, pode-se observar que os valores médios variaram de 315,40 a 690,10 $W m^{-2}$, com a mediana variando entre 305,66 a 671,39 e que os valores médios estimados nos meses de outono/inverno e primavera/verão foram de 462,27 e 639,27 $W m^{-2}$, respectivamente.

Tabela 16 - Parâmetros estatísticos observados no saldo de radiação instantâneo (Rn_{inst}) estimado com o SEBAL na região Norte Fluminense, RJ, para todo o período de estudo, em $W m^{-2}$.

Data Juliana	Média	Máxima	Mínima	Mediana
218	506,14	987,79	358,02	444,12
227	467,19	577,41	214,62	452,70
230	539,98	649,30	158,68	528,56
241	527,87	646,64	411,76	513,60
255	591,36	723,19	459,57	575,94
285	690,10	832,79	574,55	671,39
320	683,58	873,28	499,06	655,47
339	617,34	819,19	264,09	587,18
15	601,12	807,52	210,06	567,14
36	661,31	818,32	482,40	642,49
63	582,14	738,47	402,05	562,38
102	510,99	636,39	189,94	498,62
116	488,16	596,61	129,13	479,74
139	439,60	543,80	330,05	429,41
166	339,82	438,72	270,04	330,00
186	315,40	407,70	257,57	305,66
189	397,02	491,35	299,56	387,22
190	387,65	480,46	338,72	376,93
191	371,16	469,64	112,34	360,78
200	367,28	464,97	294,97	356,06
201	351,02	442,45	281,00	340,91
205	417,93	530,31	322,61	403,74
208	476,63	586,93	406,68	462,31
221	455,03	566,68	355,90	443,18

4.3. Fluxo de Calor no Solo (G)

Inicialmente, avaliaram-se os valores do fluxo de calor no solo medido pelos fluxímetros com valores estimados pela Eq. 15 para as áreas cultivadas com cana-de-açúcar e com coqueiro anão.

Na área da cana foi utilizado o valor unitário para a condutividade térmica do solo (K) e, posteriormente, estimou-se o valor de K pela razão entre os valores medidos e estimados. Através de uma amostra de 11600 observações, obteve-se um valor de $K = 0,76$.

Na Figura 21, é apresentado o gráfico de correlação entre os valores do fluxo do calor no solo (G) medidos e estimados pela equação Eq. 15 utilizando-se o valor da condutividade térmica do solo $K = 0,76$, em $W m^{-2}$.

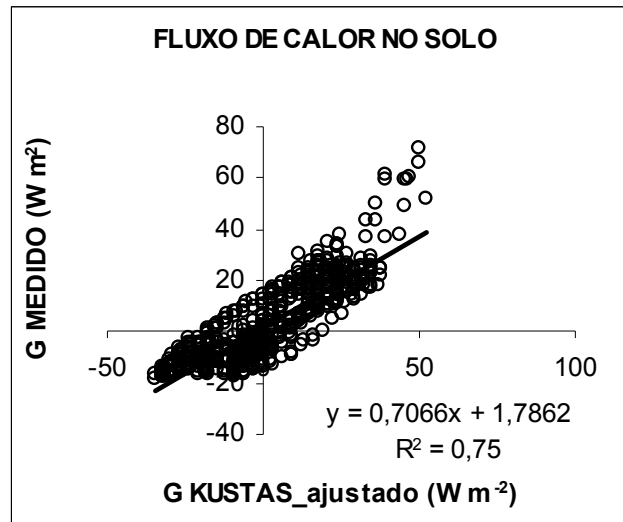


Figura 21 - Gráfico de correlação do fluxo de calor no solo (G) medido e estimado utilizando-se o valor da condutividade térmica do solo $K = 0,76$, sob solo cultivado com a cultura da cana-de-açúcar.

Na Figura 22, é apresentado o gráfico do ciclo diário dos valores medidos e estimados do fluxo do calor no solo (G) pela Eq. 15, utilizando-se o valor da condutividade térmica do solo $K = 0,76$, em $W m^{-2}$.

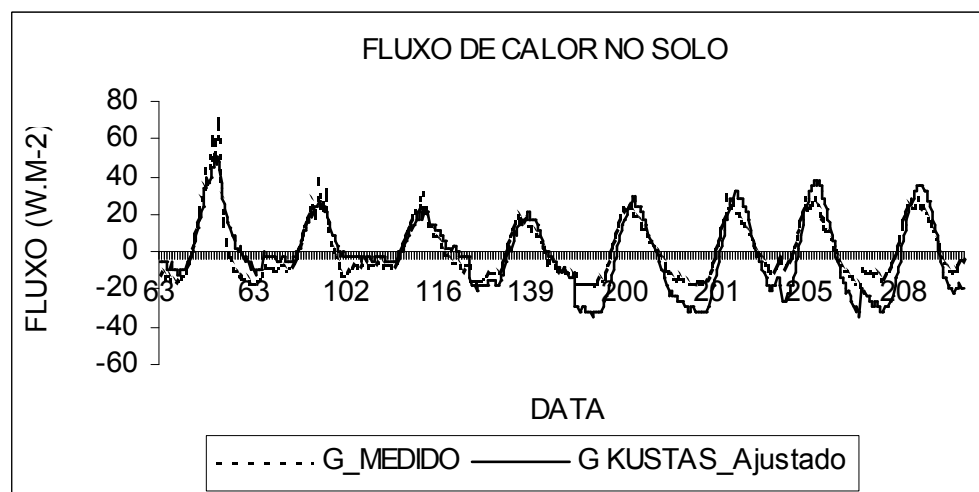


Figura 22 - Comparação do ciclo diário dos valores de G medido e estimado pela equação de Kustas et al.(2000), utilizando-se $K=0,76$, sob solo cultivado com a cultura da cana-de-açúcar, em $W m^{-2}$.

Pode-se observar nas Figuras 21 e 22 que os valores medidos e estimados apresentaram uma correlação satisfatória e que a utilização do valor de $K=0,76$ reduziu a tendência de superestimativa da equação. Pode-se observar, ainda, na Figura 20, o bom ajustamento no ciclo diário entre os valores medidos e estimados pela equação de Kustas et al. (2000) quando se utilizou o valor da condutividade térmica do solo estimada ($K=0,76$).

O mesmo procedimento foi realizado para a área cultivada com coqueiro anão, obtendo-se um valor de $K=1,02$. Na Figura 23 são apresentados os gráficos da correlação entre os valores do fluxo de calor no solo medidos e estimados (A) e comparação do ciclo diário (B):

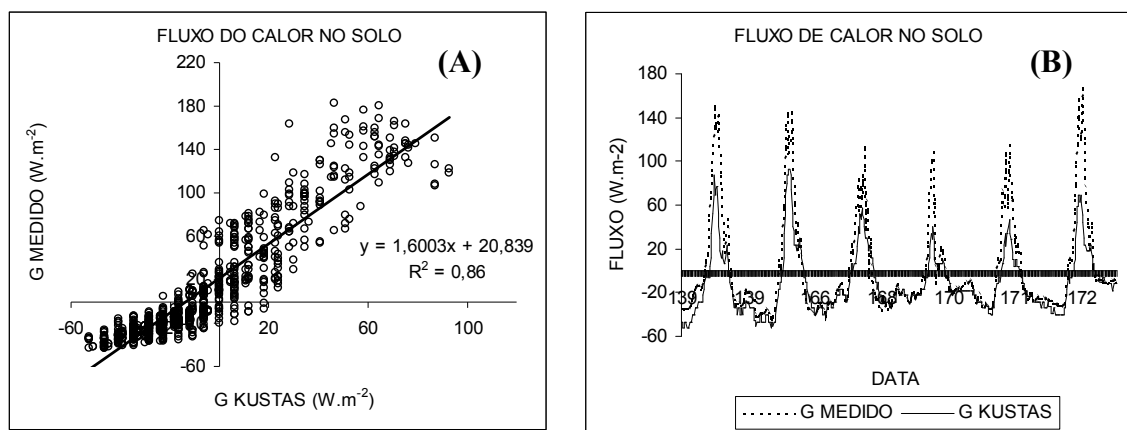


Figura 23 - Gráficos da correlação dos valores do fluxo do calor no solo G medidos e estimados (A) e do ciclo diário (B) na área ocupada com coqueiro anão, em $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Observa-se na Figura 23 (A), que os valores estimados subestimaram os valores medidos, apresentando, porém uma boa correlação ($R^2 = 0,82$) e em (B) pode-se observar que a subestimativa ocorreu, principalmente, nos períodos de picos de radiação, havendo um bom ajustamento nos demais períodos do dia.

A seguir, avaliou-se o comportamento dos valores do fluxo do calor do solo medido pelos fluxímetros instalados nas áreas de cana-de-açúcar (Usina Santa Cruz) e coqueiro anão (Agropecuária Taí) com os valores diurnos (positivos) estimados pela equação de Penman-Monteith parametrizada (PM FAO 56).

Na Figura 24, são apresentados os gráficos referentes à correlação entre os valores do fluxo do calor do solo medidos e estimados sob o pixel da cana-de-açúcar (A) e coqueiro-anão verde (B).

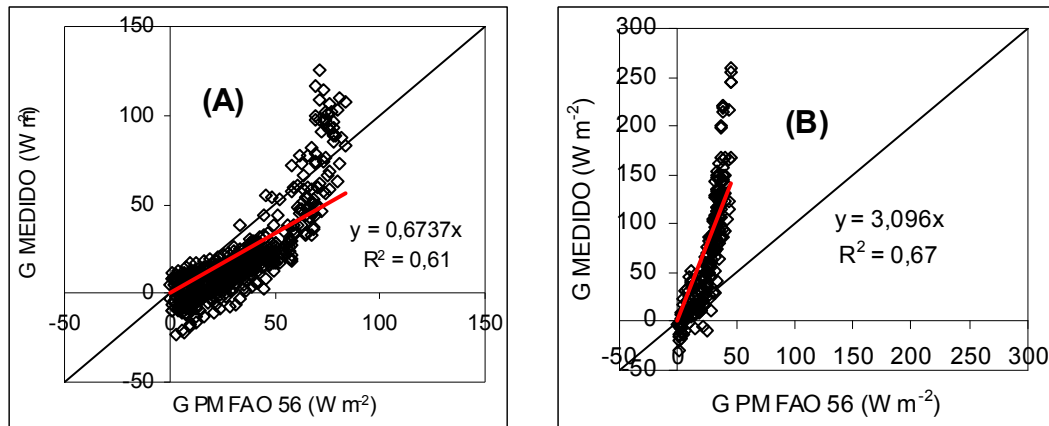


Figura 24 - Gráficos das correlações entre os valores do fluxo de calor no solo (G) medidos pelos fluxímetros e estimados pela Equação de Penman-Monteith FAO 56, nos pixels da cana-de-açúcar (A) e do coqueiro anão (B), em $W m^{-2}$.

Pode-se observar, pela Figura 24, que os valores estimados pela equação da FAO-56 não apresentaram uma correlação com os valores medidos pelos fluxímetros, com coeficientes de 0,61 e 0,67 respectivamente, nas estações sobre a cana-de-açúcar (A) e coqueiro anão (B). No Gráfico A, observa-se uma tendência de superestimativa da metodologia proposta pela FAO, enquanto em B, observa-se o oposto, ou seja, uma tendência de subestimativa, onde os valores médios, medidos em três fluxímetros, variaram de $-29,24$ a $260,05 W m^{-2}$, enquanto os valores estimados pela equação de PM FAO-56, considerados com 10 % do saldo de radiação, variaram entre $0,19$ a $45,54 W m^{-2}$.

Na área da cana-de-açúcar (A), os mesmos valores variaram entre $-23,64$ a $125,14 W m^{-2}$ e $0,04$ a $83,80 W m^{-2}$, sendo essa diferença atribuída às características de cada cultura e do local em que estavam instaladas, uma vez que a cultura da cana-de-açúcar estava sobre um solo de textura argilosa, com maior retenção de umidade e total cobertura do solo, a do coqueiro estava instalada num solo de textura arenosa, de maior condutividade térmica e cobertura parcial do solo, estando as plantas espaçadas em 7,5 m entre si. Como em ambos os casos os fluxímetros estavam instalados a 1 cm da superfície do solo, é justificável que os valores observados na cultura do coqueiro estejam mais elevados.

Na Figura 25, é apresentada a correlação entre os valores instantâneos medidos e estimados pelo SEBAL nos pixels da cana-de-açúcar e do coqueiro-anão verde.

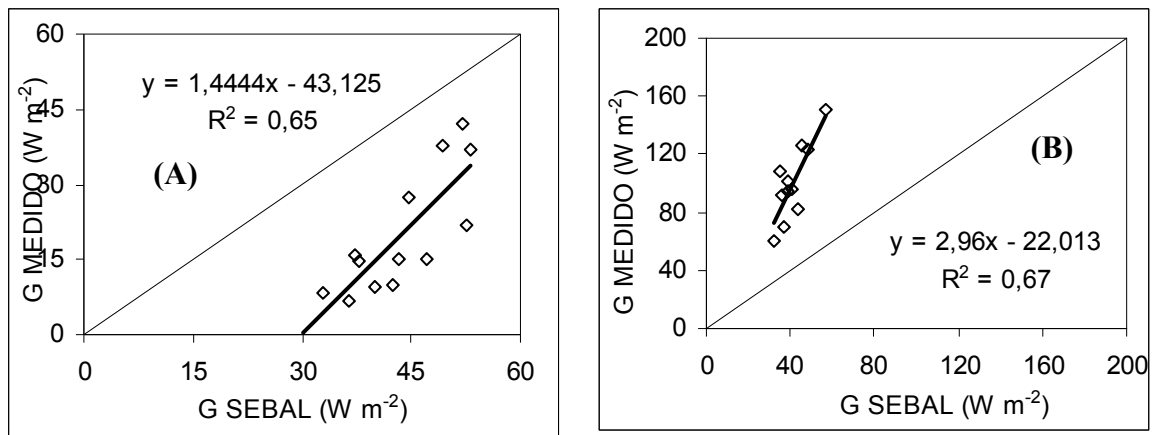


Figura 25 - Gráficos de correlação entre os valores do fluxo de calor no solo medidos por fluxímetros e estimados pelo SEBAL, nos pixels da cana-de-açúcar (A) e coqueiro anão (B), em W m⁻².

Comparando-se os valores do fluxo do calor do solo instantâneo estimado pelo SEBAL com os medidos pelos fluxímetros, observa-se que, no pixel da cana-de-açúcar (A), o SEBAL superestimou os valores medidos, enquanto que no pixel do coqueiro anão (B), ocorreu uma subestimação desses valores.

A subestimação ocorrida na cultura da cana-de-açúcar pode estar relacionada à cobertura do terreno pelo dossel vegetal, que funciona como um isolante, evitando que os raios solares atinjam a superfície do solo. Um outro fator que pode estar relacionado a essa subestimação é a utilização do produto MOD11A1 (Temperatura de Superfície) que considera como temperatura da superfície aquela emitida pelo dossel vegetal e não, necessariamente, da superfície do solo, não considerando a energia armazenada na biomassa da cultura. De outra forma, na cultura do coqueiro anão (B), os fluxímetros instalados a 1 cm de profundidade no solo, de textura arenosa, e não possuindo um dossel vegetal que pudesse funcionar como uma espécie de filtro atenuante, a incidência da radiação solar direta justifica os altos valores medidos pelos fluxímetros e, por conseguinte, a superestimativa observada.

Allen et al. (1998) citam que a energia utilizada para aquecer o solo durante o período diurno pode ser considerada como 10 % do saldo de radiação. Neste sentido, buscou-se avaliar os valores do fluxo do calor do solo como percentual do saldo de radiação.

Na Figura 26, são apresentados os gráficos das dispersões dos valores do fluxo de calor no solo em torno da reta 1:1, estimados pelo SEBAL nos pixels das estações da Pesagro (A), UFRRJ (B), Cana-de-açúcar (C) e Coqueiro-anão (D) em relação aos valores adotados como referência, considerados como 10% do saldo de radiação estimado pelo próprio SEBAL.

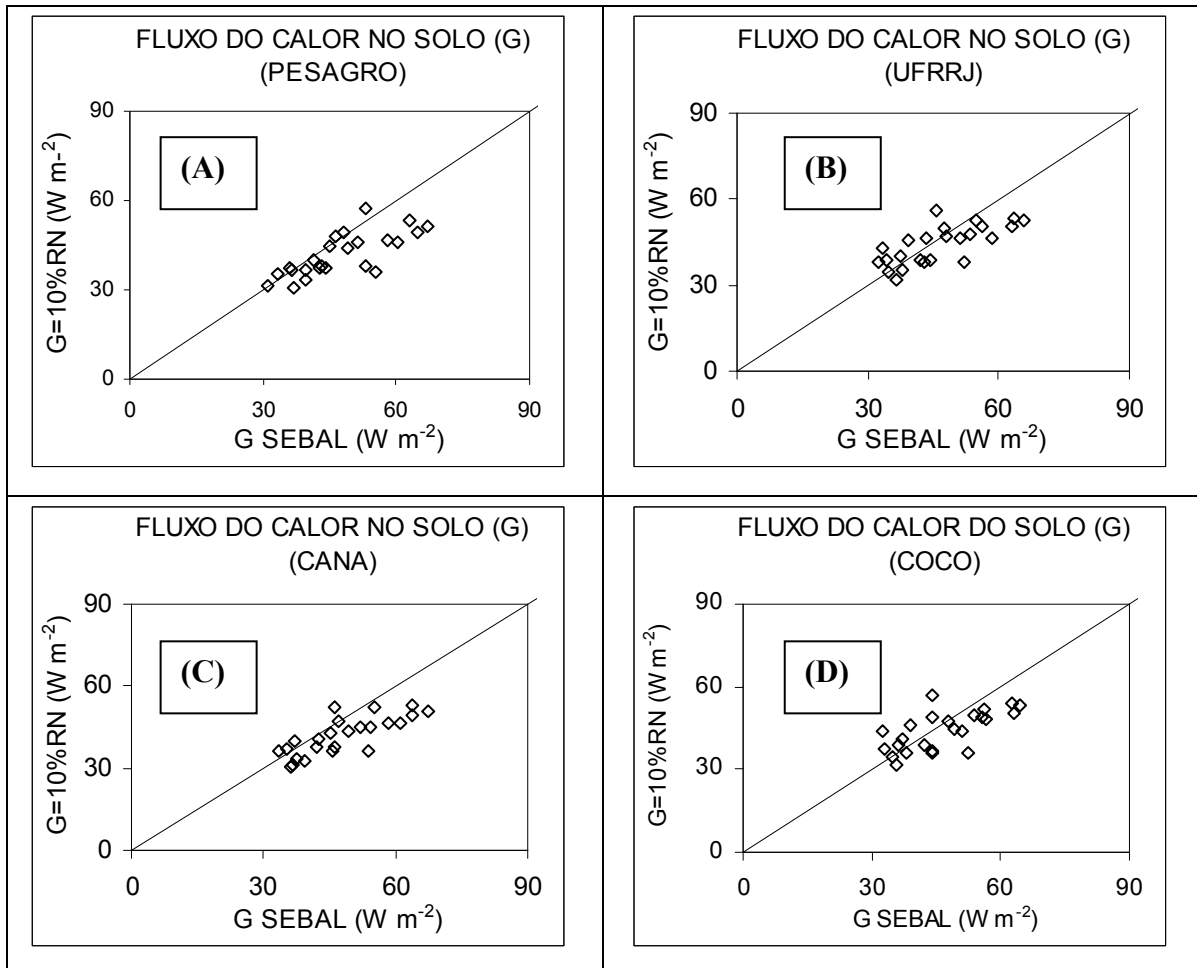


Figura 26 - Gráficos da dispersão entre os valores do fluxo de calor do solo estimados pelo SEBAL e o considerado como 10 % do Saldo de radiação entorno da reta 1:1, nos pixels da Pesagro (A), UFRRJ (B), Cana-de-açúcar (C) e Coqueiro-anão (D), em $W m^{-2}$.

Pode-se observar, na Figura 26, que os valores do fluxo do calor no solo estimados pelo SEBAL, que, no seu computo, considerou os valores da temperatura da superfície (MOD11), o albedo estimado pela proposição de Tasumi et al.(2005) e do índice de vegetação normalizado apresentam uma relação direta entre os valores estimados do saldo de radiação em todos os pixels avaliados, concordando com Allen et al. (1998) ao propor o valor de 10% do saldo de radiação para determinação do fluxo de calor do solo.

Na Tabela 17, são apresentados os resultados estatísticos obtidos nas cartas do fluxo de calor no solo estimado pelo SEBAL em todo o período estudado.

Tabela 17 - Parâmetros estatísticos observados no fluxo do calor no solo (G) para todo o período de estudo, em $W m^2$.

Data Juliana	Média	Máxima	Mínima	Mediana
218	46,18	63,66	10,00	50,24
227	51,34	67,24	10,00	53,60
230	54,83	76,66	10,00	57,39
241	68,97	86,77	30,49	69,40
255	78,31	98,94	21,10	79,48
285	90,39	120,40	10,00	92,37
320	96,51	126,65	10,00	100,22
339	85,89	112,83	10,00	88,32
15	83,91	116,82	10,00	89,28
36	94,21	121,95	10,00	94,84
63	71,43	95,54	10,00	73,49
102	59,67	81,24	10,00	62,04
116	56,70	74,87	10,00	57,90
139	45,19	60,68	10,00	47,22
166	36,99	46,72	10,00	39,41
186	31,90	40,47	10,00	33,87
189	42,10	52,74	10,00	45,02
190	42,98	53,29	10,00	45,34
191	42,23	50,93	10,00	44,37
200	39,09	48,00	10,00	41,62
201	40,04	49,93	10,00	43,07
205	53,05	64,47	10,00	55,96
208	61,55	76,36	10,00	65,73
221	56,12	66,94	10,00	58,04

Observa-se que os valores médios do fluxo do calor no solo variaram de 31,90 a 96,51 $W m^{-2}$, com a mediana variando entre 33,87 e 100,22 e que os valores médios observados nos meses de outono/inverno e primavera/verão foram de 72,93 e 43,69 $W m^{-2}$, respectivamente. Esse comportamento se justifica pelo padrão climático da região, que apresenta períodos de chuvas bem definidos, onde ocorre incremento da biomassa vegetal, cobrindo o solo e o mantendo com mais umidade.

Na Figura 27, são apresentadas as variações espaciais dos fluxos do calor no solo estimadas pelo SEBAL para os dias 15/08/05 (DJ227), 16/11/05 (DJ320), 05/02/06 (DJ36) e 15/06/06 (DJ166), em $W m^{-2}$.

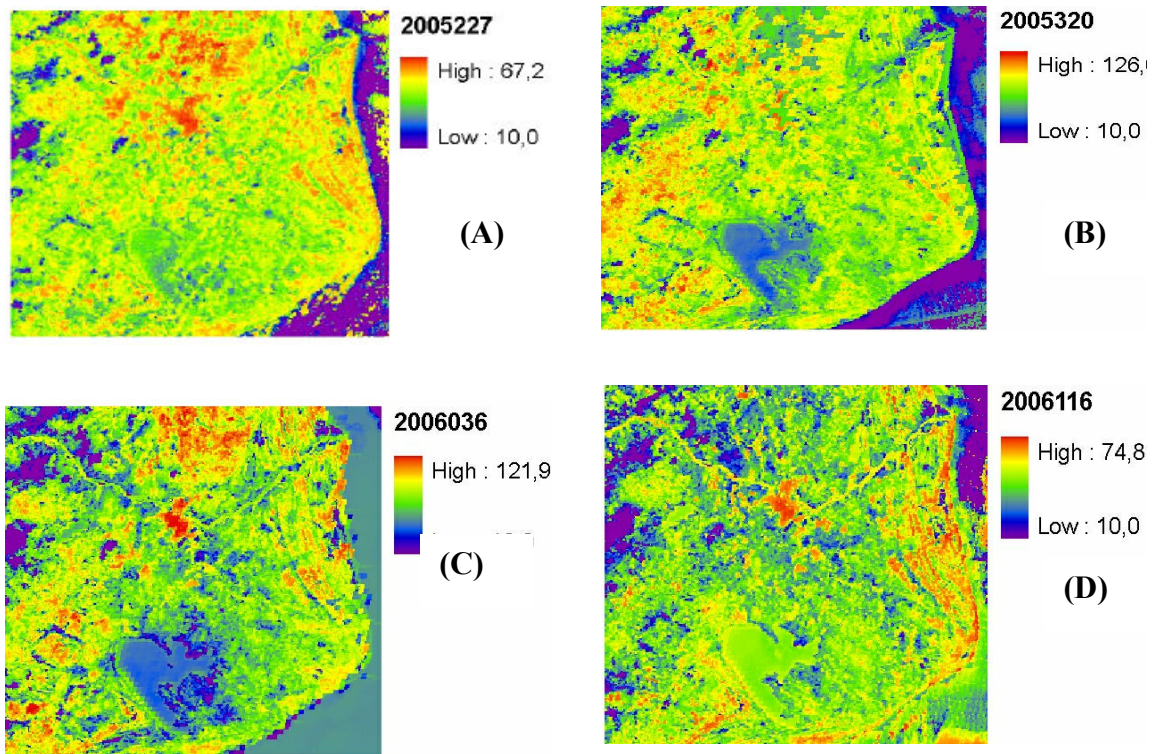


Figura 27 - Variação espacial do fluxo de calor no solo, estimado pelo SEBAL, na região Norte Fluminense, RJ, nos dias julianos 2005277 (A), 2005320 (B), 2006036 (C) e 2006116 (D), em $W m^{-2}$.

Observando-se a espacialização do fluxo de calor no solo, pode-se perceber valores menores nas áreas mais úmidas (corpos hídricos) e maiores nas áreas urbanas e nas áreas desprovidas de vegetação. Destaca-se, no centro do recorte, a cidade de Campos dos Goytacazes, RJ onde o fluxo de calor no solo é mais elevado, indicando a ocorrência de ilhas de calor, característica de áreas urbanas.

Na Figura 28, são apresentados os histogramas de frequência correspondentes às cartas do calor no solo estimadas pelo SEBAL para os dias 15/08/05 (A) (DJ227), 16/11/05 (B) (DJ320), 05/02/06 (C) (DJ36) e 15/06/06 (D) (DJ166), em $W m^{-2}$.

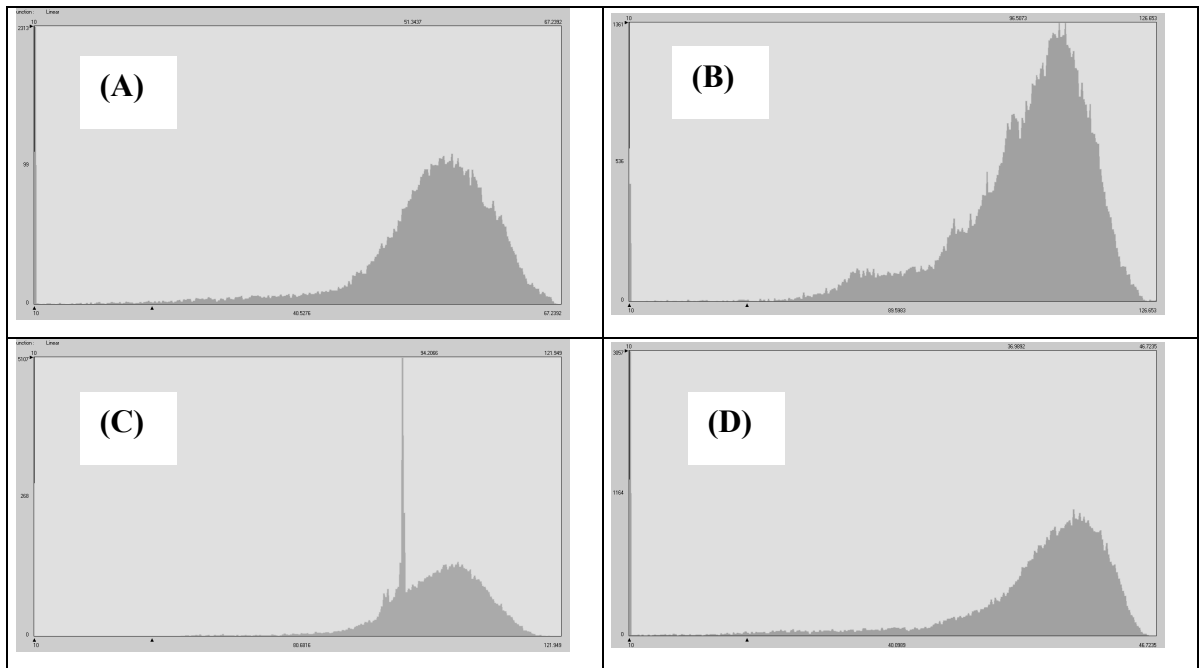


Figura 28 - Histogramas de freqüência do fluxo de calor no solo, estimado pelo SEBAL, na região Norte Fluminense, RJ, nos dias julianos 2005277 (A), 2005320 (B), 2006036 (C) e 2006116 (D), em $W m^{-2}$.

Observa-se, nos histogramas de freqüência apresentados na Figura 28, um pico bastante elevado na imagem do dia 16/11/05 (B), que pode ser explicado pelos elevados valores do fluxo de calor no solo observados na parte esquerda do recorte de cena, que possui solos característicos da formação Barreiras, classificados como Latossolos e Podzólicos, ricos em material ferroso e de elevada condutividade térmica e, portanto, diferentes da região da Baixada Campista, porém também ocupados, predominantemente, por cultivos de cana-de-açúcar, que, nesse período encontrava-se em fase inicial de crescimento, provendo baixo recobrimento. Uma outra possível justificativa para esse comportamento pode estar relacionada ao horário de imageamento da plataforma Aqua (13:37 h), momento este de maior incidência de radiação solar global.

4.4. Fluxo de Calor Sensível (H)

O fluxo de H se constitui como o principal componente da partição de energia do SEBAL, pois nele se absorve grande parte dos erros gerados pelo algoritmo. Para estimação desse fluxo, utilizaram-se inicialmente, valores da

velocidade do vento (U_2) em $m s^{-1}$, observados na estação meteorológica da PESAGRO.

Considerando-se 0,30 m para a altura da vegetação do entorno da estação, calculou-se o coeficiente de rugosidade ao transporte de momentum (Zom). Na seqüência, determinou-se a velocidade de fricção do vento (U^*) e a velocidade do vento a 100 m (U_{100}), em $m s^{-1}$.

Na Tabela 18, são apresentados os valores da velocidade do vento observada na estação da Pesagro, a 2 m de altura (U_2), a velocidade de fricção do vento, também observada na estação da Pesagro (U^*) e a velocidade do vento a 100 m de altura, onde este é considerado constante sobre toda a área de estudo (U_{100}). Todos esses valores são expressos em $m s^{-1}$ e utilizados no processamento inicial para gerar as cartas do fluxo de calor sensível (H).

As coordenadas geográficas dos pixels âncoras e os valores dos coeficientes a e b utilizados na relação linear entre dT e T_s , bem como os valores de U^* , r_{ah} e L (comprimento de Monin-Obukhov) para todos os dias avaliados pelas duas proposições “Clássica” e “H-Pesagro” estão apresentadas no Apêndice 1.

Nas Tabela 19 e 20 são apresentados, como exemplo do procedimento utilizado, os valores obtidos no processo iterativo para o dia 06/08/2005 (DJ218) na obtenção da estabilidade atmosférica utilizando-se a proposição “CLÁSSICA” e “H-PESAGRO”, em que T_q (K) é a temperatura do pixel quente em Kelvin, T_f (K) é temperatura do pixel frio em Kelvin, r_{ahini} é a resistência aerodinâmica, em $s m^{-1}$; $RN Pq$ é o saldo de radiação instantâneo do pixel quente, em $W m^{-2}$; $G Pq$ e o fluxo de calor no solo no pixel quente, em $W m^{-2}$; dT é a diferença de temperatura, em Kelvin; b_0 é valor do coeficiente da regressão linear do pixel frio, a e b são os valores dos coeficientes da regressão linear entre dT e a temperatura da superfície (T_s); H_q é o valor do fluxo de calor sensível no pixel quente, em $W m^{-2}$; U^*ini é a velocidade de fricção do vento no início do processo iterativo, em $m s^{-1}$; L é o comprimento de Monin-Obukhov, em metro; x_{100} m, x_2 m e $x_{0,1}$ m são os valores dos componentes de ajustamentos para 100, 2 e 0,1 m das correções de estabilidade para o momento (fi_{100}) e para o transporte de calor (Fi_2 e $Fi_{0,1}$); Zom é o coeficiente de rugosidade do vento; U^*corr é velocidade de fricção do vento corrigida, em $m s^{-1}$ e r_{ahcorr} é a resistência aerodinâmica corrigida, em $s m^{-1}$.

Tabela 18 - Valores das velocidades do vento observados a 2 m de altura (U_2), na estação da Pesagro, da fricção do vento estimada (U^*), e a 100 m de altitude (U_{100}), referentes ao instante da passagem do sensor orbital, em $m s^{-1}$.

Data	DJ	U_2	U^*	U_{100}
06/08/05	218	3,40	0,35	6,73
15/08/05	227	3,80	0,39	7,52
18/08/05	230	4,30	0,44	8,51
29/08/05	241	3,70	0,38	7,33
12/09/05	255	2,23	0,23	4,41
12/10/05	285	3,30	0,34	6,53
16/11/05	320	4,90	0,50	8,85
05/12/05	339	3,40	0,35	6,73
15/01/06	15	2,70	0,28	5,35
05/02/06	36	3,60	0,37	7,13
04/03/06	63	2,77	0,28	5,48
12/04/06	102	2,37	0,24	4,69
26/04/06	116	4,22	0,43	8,35
19/05/06	139	3,90	0,40	7,72
15/06/06	166	2,22	0,23	4,40
05/07/06	186	1,89	0,19	5,86
08/07/06	189	5,30	0,54	6,34
09/07/06	190	4,96	0,51	9,82
10/07/06	191	3,26	0,34	6,45
19/07/06	200	4,00	0,41	6,34
20/07/06	201	2,26	0,23	4,47
24/07/06	205	2,89	0,30	6,53
27/07/06	208	3,80	0,39	7,52
09/08/06	221	4,50	0,46	8,91

U_2 - Velocidade do vento a 2 m, em $m s^{-1}$; U^* - velocidade de fricção do vento, a 2 m, em $m s^{-1}$; U_{100} - Velocidade do vento a 100 m, em $m s^{-1}$.

Tabela 19 - Valores obtidos no processo iterativo para estabilidade do fluxo de calor sensível (H), no dia 06/08/2005 - DJ218 utilizando a proposição "Classica".

No	Tq (k)	Tf (k)	r _{ah}	RN Pq	G Pq	Rn-G (Pq)	dT	b_0	a	b	H_q
1	304,32	295,06	20,35	410,73	57,66	353,07	6,24	-295,06	0,6737	-198,796	353,07
2	304,32	295,06	10,56	410,73	57,66	353,07	3,24	-295,06	0,3498	-103,199	353,07
3	304,32	295,06	14,19	410,73	57,66	353,07	4,35	-295,06	0,4697	-138,593	353,07
4	304,32	295,06	12,98	410,73	57,66	353,07	3,98	-295,06	0,4299	-126,860	353,07
5	304,32	295,06	13,39	410,73	57,66	353,07	4,10	-295,06	0,4432	-130,783	353,07
6	304,32	295,06	13,25	410,73	57,66	353,07	4,06	-295,06	0,4388	-129,481	353,07
7	304,32	295,06	13,30	410,73	57,66	353,07	4,08	-295,06	0,4403	-129,914	353,07
8	304,32	295,06	13,28	410,73	57,66	353,07	4,07	-295,06	0,4398	-129,770	353,07
9	304,32	295,06	13,29	410,73	57,66	353,07	4,07	-295,06	0,4400	-129,818	353,07
10	304,32	295,06	13,29	410,73	57,66	353,07	4,07	-295,06	0,4399	-129,802	353,07

No	U*ini	L	x_100m	x_2	x_0,1	Fi_100	Fi_2	Fi_0,1	Zom	U*corr	r _{ah} corr
1	0,36	-11,418	3,447	1,396	1,033	2,455	0,777	0,067	0,046	0,528	10,56
2	0,53	-36,245	2,592	1,171	1,011	1,687	0,341	0,022	0,046	0,460	14,19
3	0,46	-24,038	2,867	1,236	1,016	1,947	0,468	0,032	0,046	0,481	12,98
4	0,48	-27,455	2,775	1,213	1,014	1,861	0,423	0,029	0,046	0,474	13,39
5	0,47	-26,259	2,805	1,220	1,015	1,890	0,438	0,030	0,046	0,476	13,25
6	0,48	-26,650	2,795	1,218	1,015	1,881	0,433	0,029	0,046	0,475	13,30
7	0,48	-26,519	2,798	1,219	1,015	1,884	0,435	0,030	0,046	0,476	13,28
8	0,48	-26,563	2,797	1,219	1,015	1,883	0,434	0,029	0,046	0,476	13,29
9	0,48	-26,548	2,798	1,219	1,015	1,883	0,434	0,029	0,046	0,476	13,29
10	0,48	-26,553	2,798	1,219	1,015	1,883	0,434	0,029	0,046	0,476	13,29

Tq (K) - temperatura do pixel quente, em Kelvin; Tf (K) - temperatura do pixel frio, em Kelvin; r_{ah}ini - resistência aerodinâmica, em m⁻¹; RN Pq - saldo de radiação instantâneo do pixel quente, em W m⁻²; G Pq - fluxo de calor no solo no pixel quente, em W m⁻²; dT - diferença de temperatura, em Kelvin; b_0 - valor do coeficiente da regressão linear do pixel frio; a e b são - valores dos coeficientes da regressão linear entre dT e a temperatura da superfície (Ts); H_q - valor do fluxo de calor sensível no pixel quente, em W m⁻²; U*ini - velocidade de fricção do vento no início do processo iterativo, em m s⁻¹; L - comprimento de Monin-Obukhov, em m; x_100 m, x_2 m e x_0,1m - valores dos componentes de ajustamentos para 100, 2 e 0,1 m das correções de estabilidade para o momento (fi_100) e para o transporte de calor (Fi_2 e Fi_0,1); Zom - coeficiente de rugosidade do vento; U*corr - velocidade de fricção do vento corrigida, em m s⁻¹; r_{ah}corr - resistência aerodinâmica corrigida, em s.m⁻¹.

Tabela 20 - Valores obtidos no processo iterativo para estabilidade do fluxo de calor sensível (H), no dia 06/08/2005 - DJ218 utilizando a proposição "H-PESAGRO".

No	Tq °k	Tf °k	r _{ah} ini	RN Pq	G Pq	Rn-G (Pq)	dT_o	H_0	b_0	a	b
1	300,68	295,06	19,00	439,02	49,44	389,58	1,86	114,14	-295,06	0,3310	-97,679
2	300,68	295,06	13,45	439,02	49,44	389,58	1,32	114,14	-295,06	0,2343	-69,136
3	300,68	295,06	15,13	439,02	49,44	389,58	1,48	114,14	-295,06	0,2637	-77,804
4	300,68	295,06	14,69	439,02	49,44	389,58	1,44	114,14	-295,06	0,2559	-75,514
5	300,68	295,06	14,81	439,02	49,44	389,58	1,45	114,14	-295,06	0,2581	-76,142
6	300,68	295,06	14,77	439,02	49,44	389,58	1,45	114,14	-295,06	0,2575	-75,972
7	300,68	295,06	14,78	439,02	49,44	389,58	1,45	114,14	-295,06	0,2576	-76,018
8	300,68	295,06	14,78	439,02	49,44	389,58	1,45	114,14	-295,06	0,2576	-76,005

No	U*ini	L_0	x_100m	x_2m	x_0,1m	Fi_100m	Fi_h2	Fi_0,1	Zom	U*corr	r _{ah} corr
1	0,39	-43,56	2,48	1,15	1,01	1,58	0,29	0,02	0,077	0,49	13,45
2	0,49	-91,65	2,07	1,08	1,00	1,16	0,16	0,01	0,077	0,46	15,13
3	0,46	-73,94	2,18	1,09	1,01	1,27	0,19	0,01	0,077	0,47	14,69
4	0,47	-78,30	2,15	1,09	1,01	1,24	0,18	0,01	0,077	0,47	14,81
5	0,47	-77,08	2,16	1,09	1,01	1,25	0,18	0,01	0,077	0,47	14,77
6	0,47	-77,41	2,16	1,09	1,01	1,25	0,18	0,01	0,077	0,47	14,78
7	0,47	-77,32	2,16	1,09	1,01	1,25	0,18	0,01	0,077	0,47	14,78
8	0,47	-77,35	2,16	1,09	1,01	1,25	0,18	0,01	0,077	0,47	14,78

Tq (K) - temperatura do pixel quente, em Kelvin; Tf (K) - temperatura do pixel frio, em Kelvin; r_{ah}ini - resistência aerodinâmica, em m s⁻¹; RN Pq - saldo de radiação instantâneo do pixel quente, em W m⁻²; G Pq - fluxo de calor no solo no pixel quente, em W m⁻²; dT - diferença de temperatura, em Kelvin; b_0 - valor do coeficiente da regressão linear do pixel frio; a e b são - valores dos coeficientes da regressão linear entre dT e a temperatura da superfície (Ts); H_q - valor do fluxo de calor sensível no pixel quente, em W m⁻²; U*ini - velocidade de fricção do vento no início do processo iterativo, em m s⁻¹; L - comprimento de Monin-Obukhov, em m; x_100 m, x_2 m e x_0,1m - valores dos componentes de ajustamentos para 100, 2 e 0,1 m das correções de estabilidade para o momento (fi_100) e para o transporte de calor (Fi_2 e Fi_0,1); Zom - coeficiente de rugosidade do vento; U*corr - velocidade de fricção do vento corrigida, em m s⁻¹; r_{ah}corr - resistência aerodinâmica corrigida, em s.m⁻¹.

Observa-se, nas Tabelas 19 e 20, que, para o dia 06/08/2005 – DJ218, foram necessárias 10 interações na proposição “CLÁSSICA” e 8 na “H-PESAGRO” para que o valor da resistência aerodinâmica (R_{ah}) no pixel quente se repetisse por duas vezes. Silva et al. (2006), trabalhando na região de Petrolina, PE, com o sensor TM/Landsat citam que foram necessárias 7 iterações para se obter a estabilidade. Tasumi et al. (2003), trabalhando com o mesmo sensor na região oeste dos Estados Unidos da América, citam como sendo de 4 a 6 o número de iterações necessárias, sendo que, nesta região, adota-se a altura de 200 m para o cálculo da velocidade do vento livre dos efeitos da rugosidade. Bastiaanssem (1995), em seus trabalhos no norte da África, cita como de 3 a 4 o número de iterações necessárias à estabilização dos valores da resistência aerodinâmica (r_{ah}).

Neste trabalho, pode-se perceber que o número de iterações variou entre as proposições, sendo sempre menor em “H-PESAGRO”.

Percebeu-se, ainda que a repetição sucessiva por apenas duas vezes dos valores de r_{ah} foi suficiente para estabilizar os valores de H em toda a cena e que os valores de L são inversamente proporcionais aos valores de dT, sendo estes proporcionais à amplitude da temperatura das cenas.

Para os coeficientes a e b , buscou-se trabalhar com elevado número de casas decimais (4 para a e 3 para b), pois se percebeu que os arredondamentos desses coeficientes alteram os valores obtidos no processo iterativo.

Quanto aos valores de U^* e r_{ah} , pode-se perceber que estes não variaram tanto entre as proposições, sendo os valores de r_{ah} estimados pelo SEBAL bastante inferiores aos citados na bibliografia. Tasumi (2003) relaciona esses baixos valores de r_{ah} à subestimação que o SEBAL aplica na estimação do índice de área foliar. Bastiaanssen (1995) obteve valores de r_{ah} acima de 60 sm^{-1} utilizando para isso o valor de 0,0001 para a altura z_1 .

Na Figura 29, é apresentado o fluxograma elaborado com a ferramenta Model Maker do aplicativo Erdas Image ver. 8,6 para realização do processamento das imagens e geração das cartas-parâmetros utilizadas no processo iterativo. O número de iterações e os valores dos coeficientes da regressão linear foram obtidos antecipadamente através de cálculos elaborados numa planilha eletrônica.

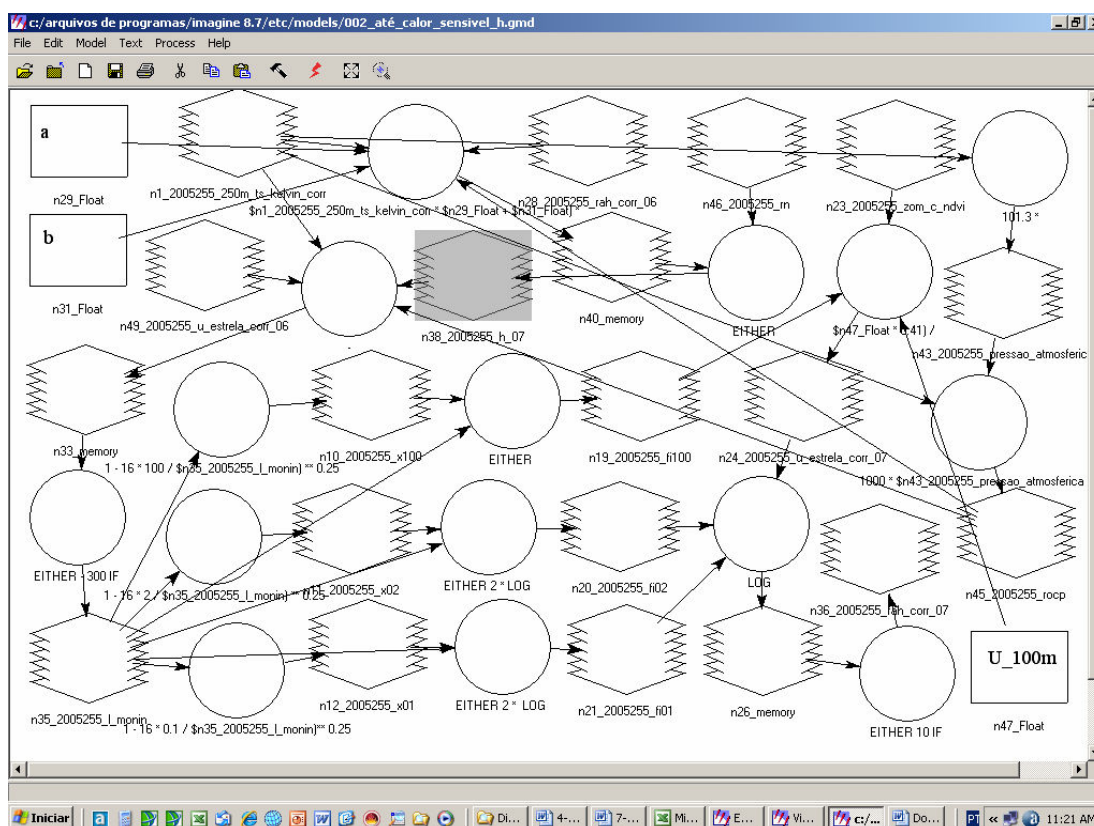


Figura 29 - Fluxograma elaborado pela ferramenta Model Maker do software, Erdas Image ver. 8,6 - Pro, para o processamento iterativo das imagens e geração das cartas do fluxo de calor sensível (H).

Na Tabela 21, são apresentados os valores médio, máximo, mínimo e mediano obtidos pela análise estatística das cartas do fluxo de calor sensível obtida após processo iterativo de estabilização atmosférica utilizando as duas proposições para seleção dos pixels âncoras.

Pode-se observar, na Tabela 21, que a proposição “CLASSICA” apresentou valores de H bem mais elevados que os estimados pela proposição “H-PESAGRO”. Em termos médios os valores da proposição “CLASSICA” variaram entre 125,42 e 285,67 $W m^{-2}$, enquanto “H-PESAGRO” essa mesma variação ficou entre 52,25 e 112,45 $W m^{-2}$. Em valores máximos, essa diferença foi ainda maior, pois a proposição “CLASSICA” apresentou valores entre 258,63 e 615,40 e a “H-PESAGRO” entre 90,95 e 242,52 $W m^{-2}$. Os valores superiores, observados na proposição “CLASSICA”, possivelmente estão relacionados à seleção dos pixels âncoras, onde se adotaram os valores extremos de temperatura de superfície. Allen et al. (2002) sugerem que a seleção do pixel quente seja feita em função não só da temperatura da superfície, mas também da relação deste com outros parâmetros, principalmente dos índices de vegetação,

tais como o NDVI e o SAVI e que o pixel frio seja selecionado em uma área bem irrigada, sem déficit hídrico.

Tabela 21 - Parâmetros estatísticos observados no fluxo de calor sensível (H) para todo o período de estudo, utilizando-se as proposições “CLASSICA” e “H-PESAGRO”, em $W m^{-2}$.

DJ	Média		Máxima		Mínima		Mediana	
	CLÁSSICA	H_PESAGRO	CLASSICA	H_PESAGRO	CLASSICA	H_PESAGRO	CLASSICA	H_PESAGRO
218	165,23	89,38	357,29	193,21	0,0	0,0	173,06	94,34
227	210,76	89,26	466,80	193,99	0,0	0,0	220,64	93,96
230	236,99	106,85	505,45	224,85	0,0	0,0	252,72	115,06
241	228,25	52,91	480,64	107,46	0,0	0,0	249,71	57,93
255	223,59	92,32	435,44	178,32	0,0	0,0	246,63	102,40
285	258,52	91,93	555,78	193,50	0,0	0,0	293,09	104,31
320	285,67	112,45	611,35	242,52	0,0	0,0	317,61	125,05
339	205,07	98,85	486,21	232,50	0,0	0,0	235,51	113,53
15	229,47	55,68	556,92	130,94	0,0	0,0	261,05	63,93
36	266,78	55,85	615,40	127,40	0,0	0,0	290,87	61,71
63	179,57	81,97	450,02	200,59	0,0	0,0	154,70	70,52
102	174,42	85,10	446,27	216,11	0,0	0,0	174,32	86,95
116	200,44	102,99	496,48	257,37	0,0	0,0	203,64	103,55
139	183,23	74,29	393,67	158,78	0,0	0,0	192,22	78,77
166	125,42	74,29	291,74	158,78	0,0	0,0	128,78	78,77
186	151,84	79,34	310,21	165,57	0,0	0,0	159,56	82,79
189	154,23	75,15	332,84	166,23	0,0	0,0	162,52	75,32
190	176,93	52,25	310,15	90,95	0,0	0,42	191,42	56,65
191	174,20	78,04	354,62	161,07	0,0	0,0	180,08	81,79
200	194,15	111,19	397,15	232,19	0,56	0,47	197,31	114,52
201	136,87	108,30	258,63	203,69	0,0	0,0	146,49	116,96
205	175,64	52,51	343,57	103,01	0,28	0,0	189,36	56,73
208	212,84	80,84	418,43	155,48	0,0	0,0	240,27	91,10
221	196,93	75,51	430,58	163,48	0,0	0,0	211,92	81,74

O fluxo de calor sensível estimado pela razão de Bowen, com dados observados na estação micrometeorológica instalada sobre a cultura da cana-de-açúcar, foi então, utilizado na comparação com o H estimado pelas proposições “CLASSICA” e “H-PESAGRO”.

Na Figura 30, são apresentados os gráficos da correlação entre o fluxo de calor sensível estimado pelo SEBAL pelas proposições “CLÁSSICA” (A) e “H-PESAGRO” (B) e pelo método da razão de Bowen em relação à reta 1:1, onde pode-se observar que a proposição “H-PESAGRO” apresentou uma menor dispersão que a proposição “CLASSICA”.

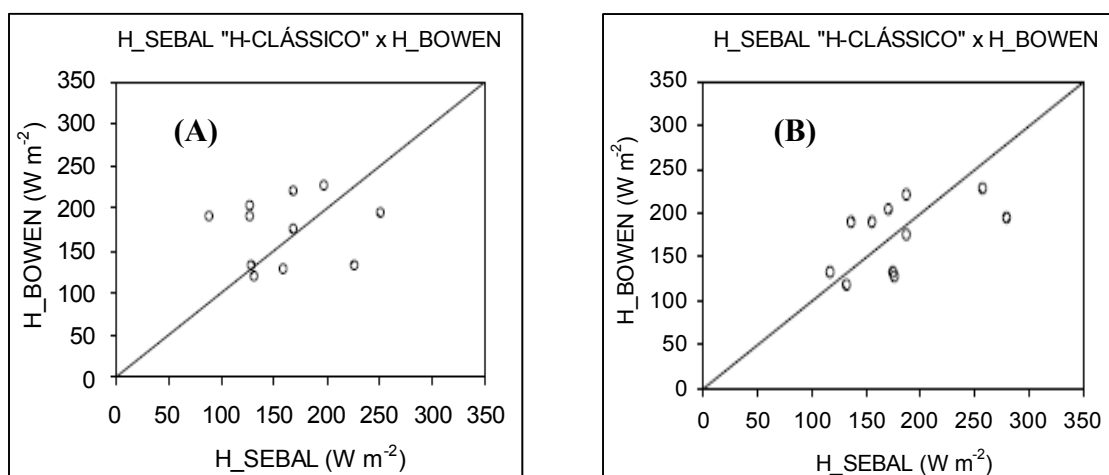


Figura 30 - Gráficos de dispersão em torno da reta 1:1 dos valores do fluxo de calor sensível (H) estimados pela razão de Bowen e pelas proposições “CLASSICA” (A) e “H-PESAGRO” (B) sobre o pixel da cana-de-açúcar, em $W m^{-2}$.

Silva et al. (2006) aplicaram o SEBAL em imagens TM / Landsat 5 dos dias 04/12/2000 e 04/10/2000, no perímetro irrigado Nilo Coelho, na região do Sub-Médio São Francisco e observaram valores médios de H de 106,1, 189,0, 188 e $-18,1$ na imagem de 2000 e 152,2, 214,6, 200,3 e $-22,4$ $W m^{-2}$, na imagem de 2001, respectivamente para áreas sob pivô central, solo exposto, Caatinga e lago de Sobradinho. Os valores máximos observados pelos mesmos autores foram de 150,5, 245,3, 260,0 e $-15,7$ na imagem de 2000 e 231,6, 228,0, 211,4 e $-20,1$ $W m^{-2}$ na imagem de 2001.

Paiva (2005), utilizando imagens do sensor AVHRR/NOOA do dia 16/12/1999, estimou pelo SEBAL, valores médios instantâneos entre 150,78 e 244,54 $W m^{-2}$, sobre a cultura da soja, na região de Dourados, MT.

Ressalta-se que, para os valores obtidos, Silva et al (2006) e Paiva (2004) utilizaram metodologias semelhantes à proposição “CLASSICA”.

Na Figura 31, é apresentado a variação espacial do fluxo do calor sensível estimada pelo SEBAL através das proposições “CLÁSSICA” (A e B) e “H-PESAGRO” (C e D) para os dias 15/08/05 (DJ227) e 16/11/05 (DJ320), em $W m^{-2}$.

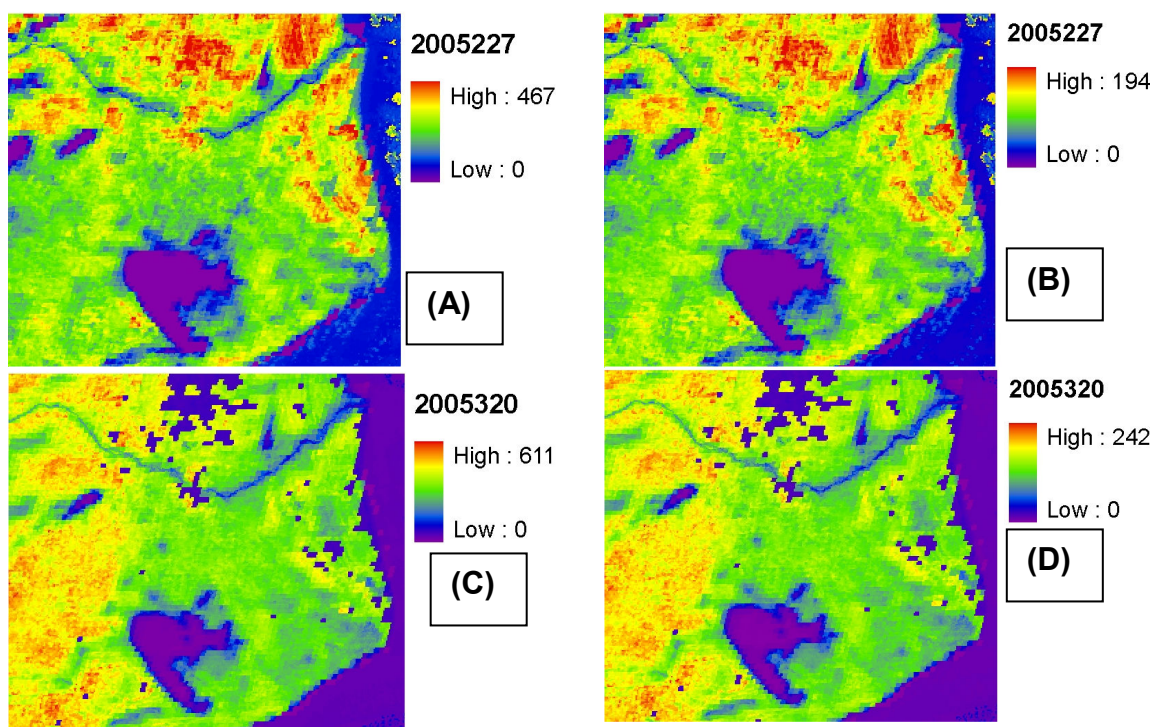


Figura 31 - Variação espacial do fluxo de calor sensível (H) estimados para os dias 15/08/2005 e 16/11/2005, utilizando-se as proposições “CLÁSSICA” (A e C) e “H-PESAGRO” (B e D), em $W m^{-2}$.

4.5. Fluxo de Calor Latente Instantâneo (λe)

O fluxo do calor latente (λe) foi estimado pela diferença entre as cartas do saldo da radiação à superfície (R_n) e as cartas do fluxo do calor no solo (G) e do calor sensível (H).

Na Tabela 22, são apresentados os valores médios, máximos, mínimos e medianos obtidos para o fluxo de calor latente com as duas propostas avaliadas, em $W m^{-2}$ e, nela, pode-se observar que os valores médios do fluxo de calor latente variaram entre 131,65 e 326,37 $W m^{-2}$ quando se utilizou a proposição “CLASSICA” e entre 202,68 e 507,78 $W m^{-2}$ com a proposição “H_PESAGRO”. Observa-se, ainda, que os valores máximos são bastante semelhantes entre si e que apenas a proposição “CLASSICA” apresentou valores mínimos negativos.

Silva et al. (2005), em seu trabalho na região do Sub-Médio São Francisco observaram valores médios de 380,3, 257,4, 277,2 e 511,7 $W m^{-2}$ nas áreas ocupadas com pivô central, solo exposto, Caatinga e lago de Sobradinho na

imagem do ano de 2000 e de 310,4, 173,6, 245,6 e 523,7 W m⁻² para as mesmas áreas utilizando a imagem de 2001.

Paiva (2004), em seu trabalho na região de Dourados, MT, observou valores médios entre 95,00 e 207,24 W m⁻².

Ressalta-se, novamente, que esses autores obtiveram esses valores utilizando um procedimento de cálculos semelhante à proposição “CLASSICA”.

Tabela 22- Parâmetros estatísticos observados no fluxo de calor latente (λE) para todo o período de estudo, utilizando-se as proposições “CLASSICA” e “H-PESAGRO”, em W m⁻²

DJ	Média		Máxima		Mínima		Mediana	
	H		H		H		H	
	Clássica	Pesagro	Clássica	Pesagro	Clássica	Pesagro	Clássica	Pesagro
218	294,72	370,57	878,62	928,27	-1,01	150,95	218,9	299,73
227	205,09	326,59	544,85	552,80	-103,64	108,73	177,54	304,75
230	248,17	378,31	606,59	606,29	-63,23	46,50	219,35	357,01
241	230,65	405,99	581,04	585,21	-79,88	265,00	191,2	385,08
255	289,46	420,74	661,39	662,40	-7,90	220,78	245,69	391,56
285	341,19	507,78	807,74	817,52	-48,48	309,93	282,64	472,52
320	301,40	474,62	829,71	847,29	-89,144	253,89	233,89	427,74
339	326,37	432,59	755,37	775,21	-58,24	101,06	265,93	390,73
15	287,74	461,53	781,17	785,17	-152,27	104,94	216,00	415,83
36	300,32	511,25	755,04	784,46	-117,43	304,05	254,05	486,08
63	331,14	428,74	693,54	704,93	-21,52	208,69	355,56	427,73
102	273,91	366,23	624,73	624,73	-83,13	37,55	276,33	360,96
116	231,02	328,47	554,63	554,63	-159,46	-33,23	222,69	318,11
139	211,17	320,12	519,21	519,21	-51,96	171,14	186,77	303,02
166	177,41	320,12	417,44	519,21	-26,13	171,14	161,00	303,02
186	131,65	204,10	371,73	380,87	-44,41	92,98	121,39	191,94
189	200,69	279,77	465,82	468,28	-8,74	143,44	189,61	266,53
190	167,73	292,41	439,38	439,90	-12,53	208,59	137,52	273,65
191	154,73	250,89	438,49	439,99	-74,29	16,47	134,03	233,19
200	134,16	216,99	419,90	425,24	-30,15	101,82	115,77	199,10
201	174,12	202,68	420,32	420,32	-0,95	54,00	148,8	179,92
205	189,24	312,37	498,98	499,26	-29,88	202,39	156,05	290,52
208	202,23	334,54	545,19	547,84	-63,78	199,17	152,69	304,04
221	201,98	323,40	515,51	519,98	-81,43	172,55	170,41	301,48

4.6. Evapotranspiração Diária (ET_{24h})

4.6.1. Determinação dos Valores de Rn_{24h}

Para a determinação das cartas de Rn_{24h} , adotou-se uma adaptação da proposta de Ataíde (2006) para um modelo senoidal estimador do ciclo diurno do saldo de radiação para dias de céu baseado numa aproximação similar à metodologia de Lagourade e Brunet (1983).

Buscando-se praticidade e operacionalidade na geração das cartas Rn_{24h} a partir de valores de $Rs_{\downarrow 24h}$, procedeu-se à regressão linear entre o balanço de onda curta e do saldo de radiação diário, onde foram determinados os coeficientes da equação da regressão linear $a = 0,9111$ e $b = -23,918$.

Os coeficientes a e b obtidos estão bem próximos dos citados por Alados et al. (2003), onde $a = 0,709$ e $b = -25,4$, sendo que para cálculo dos mesmos foram utilizados valores da radiação solar global (R_g) e não do balanço de onda curta (BOC) na regressão linear, excluindo, dessa forma, o efeito do albedo da superfície nos cálculos.

A Figura 32 apresenta o gráfico de correlação entre os valores do balanço de ondas curtas (BOC) e do saldo de radiação diário (Rn_{24h}).

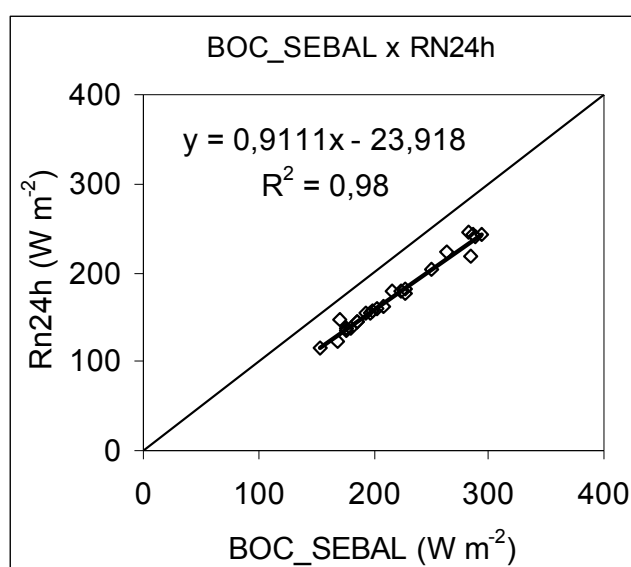


Figura 32 - Gráfico da regressão linear entre os valores do saldo de radiação diário e o balanço de ondas curtas para obtenção dos coeficientes a e b utilizados no cálculo da carta do saldo de radiação diário (Rn_{24h}).

Considerando-se que os valores de R_g foram determinados em uma estação meteorológica padrão, instalada sobre um gramado, com valores de albedo variando entre 20 e 25%, os coeficientes determinados pela regressão linear entre os valores de BOC e R_{n24h} tendem a se ajustarem com os citados por Alados et al. (2003).

Dessa forma, o saldo de radiação para o período diário (R_{n24h}) passou a ser determinado para cada pixel da cena de estudo a partir da seguinte equação:

$$R_{n24h} = 0,91111 * (1 - \text{carta de albedo}_{tasumi}) * R_{s\downarrow 24h} - 23,918 \quad (85)$$

Os valores do ângulo horário (h), dos horários do nascer e do pôr-do-sol (T_{nasc} e T_{por}), do fotoperíodo (N), do horário da passagem do sensor, em UTC (T_{pass}), da radiação de ondas curtas incidente estimada pelo SEBAL ($R_{s\downarrow SB}$), do saldo de radiação instantâneo também estimado pelo SEBAL (R_{nSB}), da radiação de ondas curtas incidente observada na estação da Pesagro, no horário da passagem do sensor ($R_{s\downarrow Pins}$), dos valores do saldo de radiação integrado para o período diário (R_{n24h}), o valores do albedo da superfície (α) e do balanço de ondas curtas (BOC) estimados pelo SEBAL são apresentados na Tabela 23, onde pode-se observar a distribuição temporal das variáveis citadas, bem como a ordem de grandeza das mesmas:

A metodologia utilizada por Ataíde (2006), para determinação do ciclo diurno do saldo de radiação a partir de medidas pontuais observadas em piranômetros e saldo radiômetros, foi adaptada, neste trabalho, e avaliada para todos os dias utilizados neste estudo. Valores do R_n estimado pela equação de Penman-Monteith FAO56 a partir de um piranômetro modelo CM11, da Thies Clima coletados na estação da PESAGRO foram utilizados nesta comparação.

Tabela 23 - Parâmetros utilizados nos cálculos para determinação do saldo de radiação diário (Rn 24h) e do balanço de ondas curtas sobre a superfície em todo o período de estudo.

DJ	h	Tnasc	Tpor	N	Tpass	Rs↓ SB	Rn SB	Rs↓ Pins,	Rs↓24 SB	RN 24h	α	Boc SB
218	83,32	9,45	20,55	11,11	12,95	660,23	439,02	669,0	232,55	154,64	0,15	566,64
227	84,52	9,37	20,63	11,27	12,83	675,58	432,47	679,6	245,37	157,07	0,19	198,50
230	84,95	9,34	20,66	11,33	13,33	743,09	530,26	726,5	249,44	178,00	0,13	217,01
241	86,59	9,23	20,77	11,55	13,03	749,72	512,85	768,0	266,92	182,59	0,15	227,68
255	88,79	9,08	20,92	11,84	13,25	823,77	582,57	821,0	289,34	204,62	0,13	250,86
285	93,56	8,76	21,24	12,48	13,45	928,81	669,80	975,0	332,36	239,68	0,13	288,49
320	98,17	8,46	21,54	13,09	16,62	967,94	646,97	902,0	363,06	242,67	0,19	294,08
339	99,61	8,36	21,64	13,28	12,83	914,31	604,07	916,0	369,59	244,18	0,24	282,36
15	98,85	8,41	21,59	13,18	12,70	897,00	531,60	927,0	367,46	217,77	0,22	285,15
36	96,62	8,56	21,44	12,88	13,03	926,09	631,40	917,0	356,70	243,20	0,20	286,43
63	92,71	8,82	21,18	12,36	12,70	836,71	568,94		328,98	223,70	0,20	262,85
102	86,51	9,23	20,77	11,53	12,83	731,70	488,84		269,45	180,02	0,17	224,45
116	84,45	9,37	20,63	11,26	13,03	705,23	464,62	694,0	246,89	162,65	0,16	208,37
139	81,68	9,55	20,45	10,89	13,12	642,38	428,54	633,0	216,79	144,62	0,14	186,44
166	80,08	9,66	20,34	10,68	12,62	540,35	332,00	553,0	200,31	123,07	0,16	169,06
186	80,39	9,64	20,36	10,72	12,42	524,58	373,29	516,0	205,22	146,03	0,17	171,15
189	80,55	9,63	20,37	10,74	12,92	591,35	394,22	516,0	205,46	136,96	0,14	176,28
190	80,61	9,63	20,37	10,75	12,00	583,10	394,90	503,0	259,94	176,04	0,12	227,96
191	80,67	9,62	20,38	10,76	12,67	570,47	365,01	465,0	209,58	134,10	0,16	177,10
200	81,36	9,58	20,42	10,85	12,58	569,98	368,43	517,0	214,42	138,60	0,16	179,68
201	81,45	9,57	20,43	10,86	13,33	538,00	358,22	451,0	174,92	116,47	0,12	153,58
205	81,83	9,54	20,46	10,91	12,92	623,04	415,00	590,0	218,46	145,51	0,15	186,56
208	82,14	9,52	20,48	10,95	13,42	682,73	480,22	622,0	220,72	155,25	0,13	192,91
221	83,71	9,42	20,58	11,16	12,92	669,89	449,17	676,0	238,10	159,65	0,15	203,58

DJ - dia juliano; h - ângulo horário solar; Tnasc - horário do nascer do Sol, em UTC; Tpor - horário do por do Sol, em UTC; N - fotoperíodo; Tpass - horário da passagem do sensor, em UTC; Rs↓SB - radiação de ondas curtas incidente estimada pelo SEBAL; RnSB - saldo de radiação instantâneo estimado pelo SEBAL; Rs↓Pins - radiação de ondas curtas incidente observada na estação da Pesagro, no horário da passagem do sensor; Rn24h - saldo de radiação integrado para o período diário; α - albedo da superfície; BOC_{SB} - balanço de onda curta estimados pelo SEBAL

Na Figura 33, é apresentada a variação do ciclo diurno do saldo de radiação (R_n) estimado a partir de valores observados no piranômetro instalado na estação da Pesagro e pela equação de Penmam-Monteith FAO 56, para os dias julianos 218 (A), 227 (B), 230 (C) e 241 (D) do ano 2005.

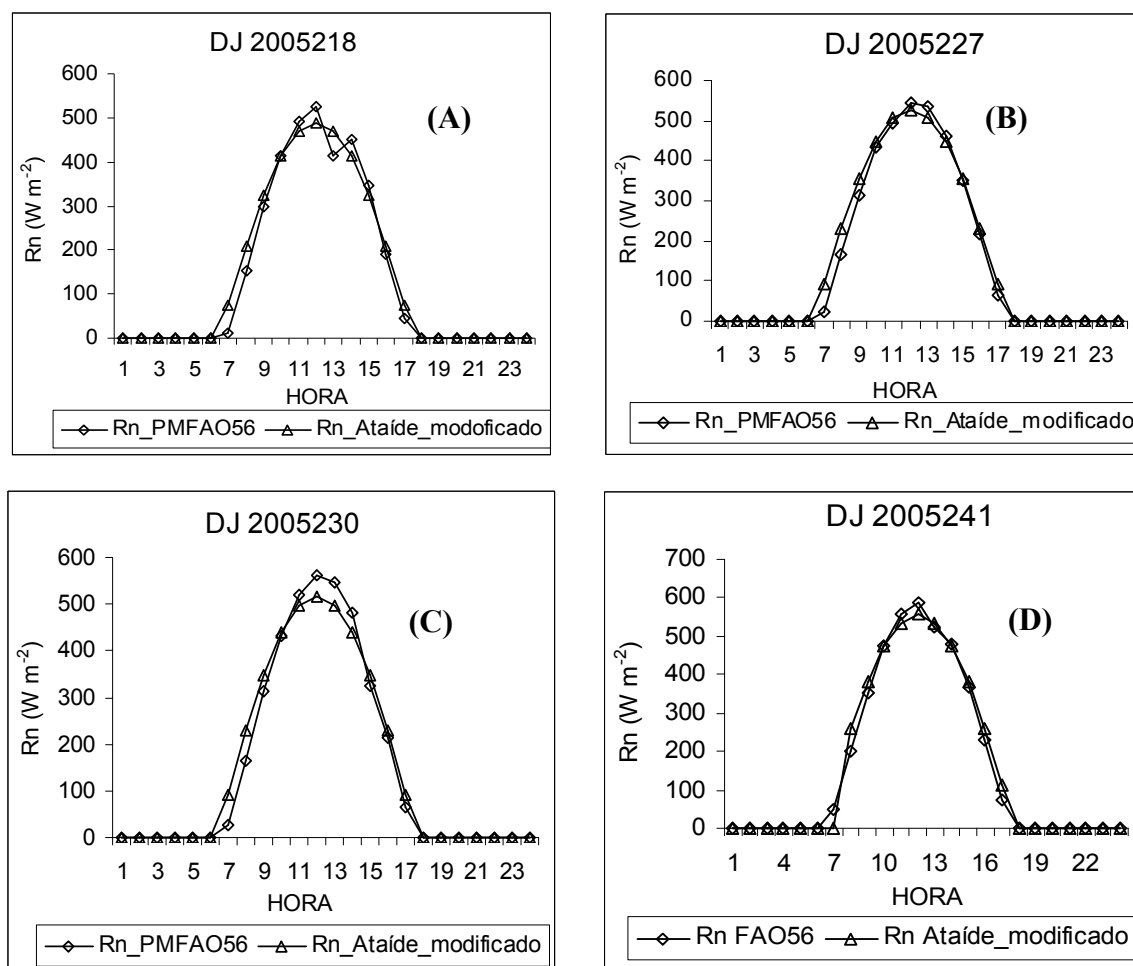


Figura 33 - Variação do ciclo diurno do saldo de radiação estimado a partir de dados coletados em um piranômetro utilizando-se metodologia adaptada de Ataíde (2006) e pela equação de Penmam-Monteith FAO 56 para os dias julianos 218 (A), 227 (B), 230 (C) e 241 (D), em $W m^{-2}$.

Pode-se observar, na figura 33, que o modelo adaptado por Ataíde (2006) para a estimativa do ciclo diurno do R_n e modificado neste trabalho se ajustou de forma bastante satisfatória aos valores estimados pelo método da FAO 56, proposto por Allen et al. (1998).

4.6.2. Determinação dos Valores de ET24h

De posse das cartas de R_n , G , H , λE , T_s e α e de valores de $ET_{O_{24h}}$ e $ET_{O_{inst}}$, estimados a partir observados de dados observados na estação da PESAGRO, estimaram-se 4 valores de ET24h para cada cena estudada, a saber: $ET_{24h_Clássico} \text{ c/ } E_{TrF}$, $ET_{24h_Clássico} \text{ c/ } R_{n24h}$, $ET_{24h_H-PESAGRO} \text{ c/ } E_{TrF}$ e $ET_{24h_H-PESAGRO} \text{ c/ } R_{n24h}$.

Na Figura 34, é apresentado o fluxograma elaborado com a ferramenta Model Maker, do aplicativo Erdas Image ver 8,6 para o procedimento das álgebras com as imagens e estimação dos valores de ET24h.

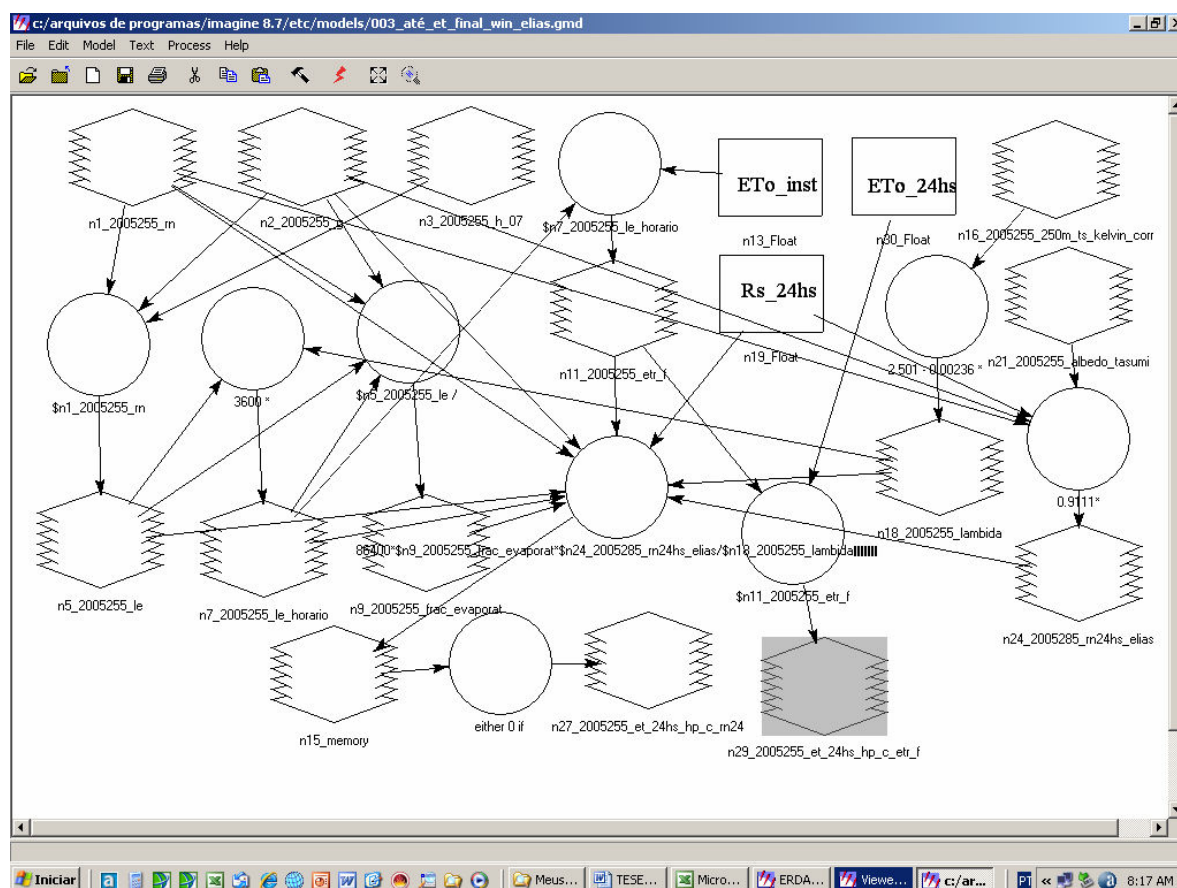


Figura 34 - Fluxograma para estimação dos valores de ET24h utilizando-se a ferramenta Model Maker do aplicativo Erdas Image, ver. 8,6 - PRO

Na Tabela 24, são apresentados os valores médio, máximo, mínimo e mediano obtidos nas cartas de evapotranspiração diária (ET24h) estimadas pela proposição "CLASSICA", em mm dia^{-1} .

Tabela 24 - Dados estatísticos das cartas de evapotranspiração diária (ET24h) referentes à área de estudo, utilizando-se a proposta “CLASSICA” c/ Rn24h e c/ ETr_F, em mm dia⁻¹.

DJ	Média		Máxima		Mínima		Mediana	
	Rn 24h	ETr_F	Rn 24h	ETr_F	Rn 24h	ETr_F	Rn 24h	ETr_F
218	3,42	4,25	6,51	12,69	0,0	0,0	3,10	3,17
227	2,88	2,89	6,89	7,64	0,0	0,0	5,59	2,51
230	3,13	3,19	6,99	7,76	0,0	0,0	2,81	2,82
241	3,25	2,98	7,39	7,48	0,0	-1,04	2,80	2,49
255	4,07	3,64	8,25	8,27	0,0	-0,10	3,61	3,10
285	4,82	4,17	9,63	9,82	0,0	-0,60	4,14	3,43
320	4,50	3,70	10,65	10,15	0,0	-1,10	3,74	2,90
339	5,25	4,52	10,75	10,37	0,0	-0,81	4,49	3,68
15	4,77	4,06	10,91	10,97	0,0	-2,17	3,88	3,07
36	4,65	4,16	10,12	10,34	0,0	-1,64	4,11	3,51
63	5,10	5,67	9,40	11,82	0,0	-0,37	5,58	6,10
102	4,06	3,67	7,75	8,23	0,0	-1,10	4,12	3,67
116	3,27	3,20	6,93	7,65	0,0	-2,22	3,14	3,06
139	2,78	2,71	5,94	6,62	0,0	-0,67	2,53	2,40
166	2,73	2,88	5,45	6,73	0,0	-0,43	2,56	2,59
186	2,16	2,47	5,48	6,93	0,0	-0,83	2,03	2,26
189	2,75	2,99	5,61	6,90	0,0	-0,13	2,67	2,83
190	3,09	2,71	7,23	7,08	0,0	-0,20	2,65	2,24
191	2,27	2,56	5,68	7,23	0,0	-1,23	2,04	2,21
200	2,02	2,28	5,51	7,11	0,0	-0,52	1,79	1,96
201	2,87	3,46	5,84	8,31	0,0	-0,02	2,58	2,97
205	3,36	4,03	5,84	8,31	1,05	1,07	3,11	3,59
208	2,54	3,09	6,09	8,26	0,0	-0,98	2,07	2,34
221	2,88	3,08	6,59	7,82	0,0	-1,25	2,52	2,58

Os dados médios e medianos apresentados na Tabela 24 são bastante semelhantes, com uma ligeira superioridade dos valores estimados pela metodologia que utilizou o Rn24h na estimativa da ET. Observa-se que os valores mínimos para ETr_F apresentaram valores negativos. Tasumi et al. (2003), utilizando o SEBAL na região de Idaho, EUA, também observaram valores negativos de ET, justificando essa ocorrência a erros sistemáticos causados por varias parametrizações utilizadas no processo para a estimativa do balanço de energia.

Na Tabela 25, são apresentados os valores médio, máximo, mínimo e mediano obtidos nas cartas de evapotranspiração diária (ET24h) estimadas com a proposição “H-PESAGRO”, em mm dia⁻¹.

Tabela 25 - Dados estatísticos das cartas de evapotranspiração diária (ET 24h) referentes à área de estudo, utilizando a proposta “H-PESAGRO” c/ Rn 24hs e c/ ETr_F, em mm dia⁻¹.

DJ	Média		Máxima		Mínima		Mediana	
	Rn 24h	ETr_F	Rn 24h	ETr_F	Rn 24h	ETr_F	Rn 24h	ETr_F
218	4,45	5,34	6,51	13,38	2,39	2,18	4,21	4,28
227	4,65	4,61	6,89	7,71	1,87	1,53	4,40	4,29
230	4,83	4,86	6,99	7,75	0,78	0,60	4,61	4,59
241	5,84	5,26	7,44	7,53	4,44	3,45	5,63	5,00
255	6,00	5,30	8,26	8,28	3,78	2,79	5,72	4,94
285	7,29	6,21	9,75	9,94	5,17	3,82	6,94	5,78
320	7,31	5,84	10,69	10,39	4,64	3,14	6,86	5,28
339	7,01	5,99	10,81	10,70	2,17	1,40	6,59	5,40
15	7,92	6,51	10,96	11,02	2,60	1,48	7,40	5,84
36	8,12	7,01	10,23	10,84	5,79	4,24	7,84	6,74
63	6,69	7,35	9,46	12,07	3,90	3,60	6,70	7,34
102	5,41	4,85	7,75	8,23	0,80	0,50	5,33	4,76
116	4,62	4,56	6,95	7,65	0,0	-0,46	4,50	4,42
139	4,27	4,13	5,95	6,62	2,60	2,21	4,10	3,88
166	4,27	4,11	5,95	6,62	2,61	2,21	4,10	3,88
186	3,37	3,84	5,48	7,12	1,73	1,75	3,23	3,59
189	3,86	4,16	5,62	6,94	2,28	2,14	3,74	3,96
190	5,49	4,74	7,25	7,10	4,41	3,39	5,26	4,43
191	3,74	4,16	5,70	7,25	0,36	0,27	3,55	3,87
200	3,29	3,70	5,58	7,20	1,69	1,74	3,09	3,40
201	3,36	4,03	5,83	8,31	1,05	1,08	3,11	3,59
205	4,50	5,00	5,95	7,91	3,40	3,26	4,31	4,66
208	4,33	5,11	6,09	8,35	2,93	3,06	4,09	4,65
221	4,68	4,93	6,62	7,86	2,88	2,65	4,46	4,61

Na Tabela 25 também se observam valores médios e medianos na mesma ordem de grandeza e uma ligeira superioridade dos valores estimados com o uso do Rn24h. De forma geral, tanto pela utilização da proposição “CLÁSSICA” como “H-PESAGRO”, observa-se uma maior amplitude nos valores estimados quando se utilizou a metodologia da ETr_F.

Os valores da ET 24h_{SEBAL}, observados nos pixels onde estavam localizadas as estações meteorológicas e micrometeorológicas (pixels da PESAGRO, UFRRJ, CANA e COCO) foram correlacionados com os valores de ETo estimados pela equação de Penman-Monteith_FAO (ETo PM_FAO56) com dados observados na estação da PESAGRO. Nas Figuras 35, 36, 37 e 38 são aprestadas as representações gráficas da análise de regressão, a equação de

ajustamento e o coeficiente de correlação (R^2) obtidos entre os valores estimados pelo SEBAL através das 4 metodologias utilizadas.

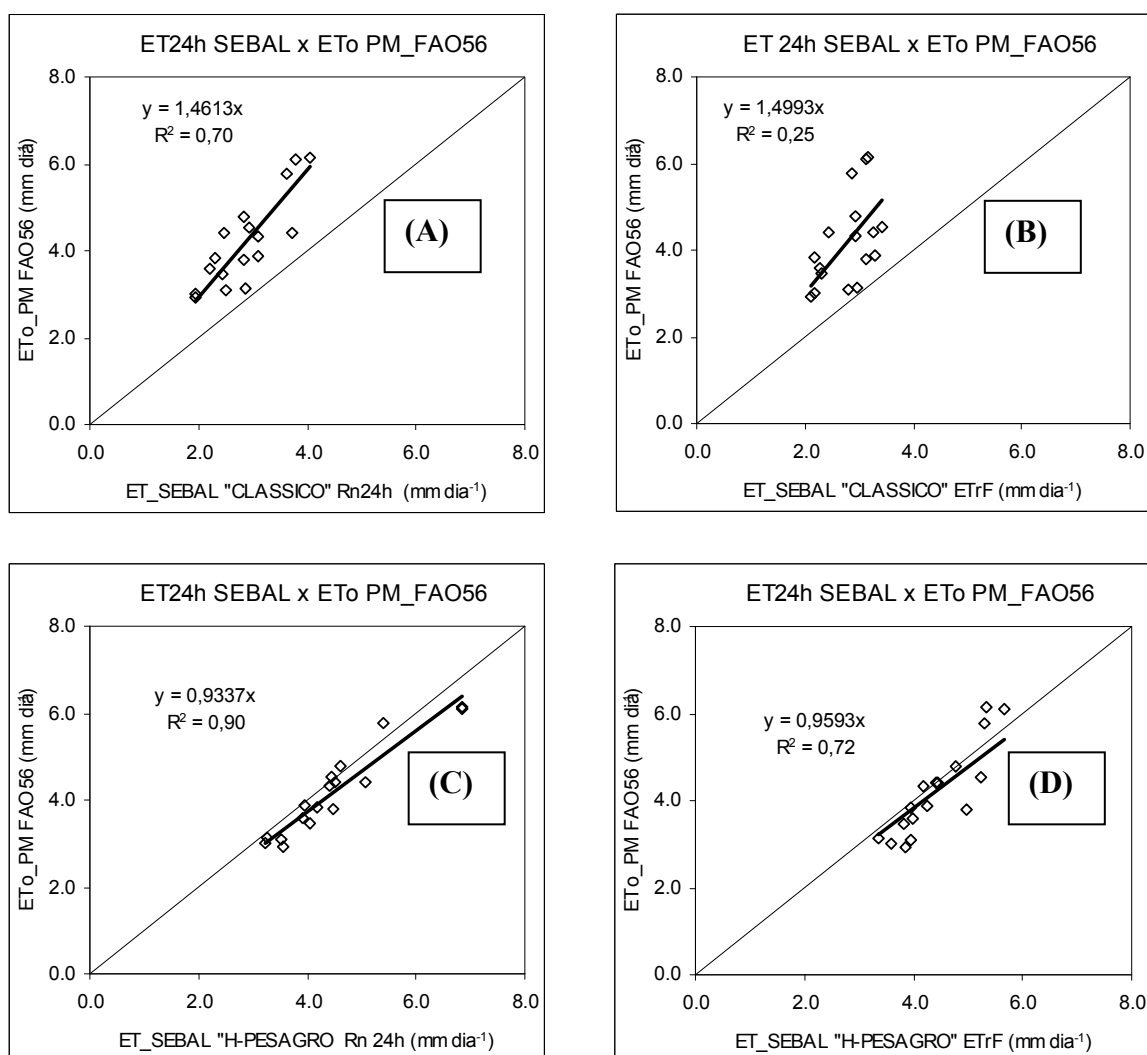


Figura 35 - Correlação entre os valores de ET_{24h} estimados pelo método da FAO (PM_FAO56) com dados coletados na estação da PESAGRO e os valores de ET_{24h} estimados pelo SEBAL com as metodologias "CLÁSSICA" c/Rn24h (A), "CLASSICA" c/ETr_F (B), "H-PESAGRO" c/Rn24h (C) e "H-PESAGRO" c/ETr_F (D) observados no pixel da PESAGRO, em mm dia⁻¹.

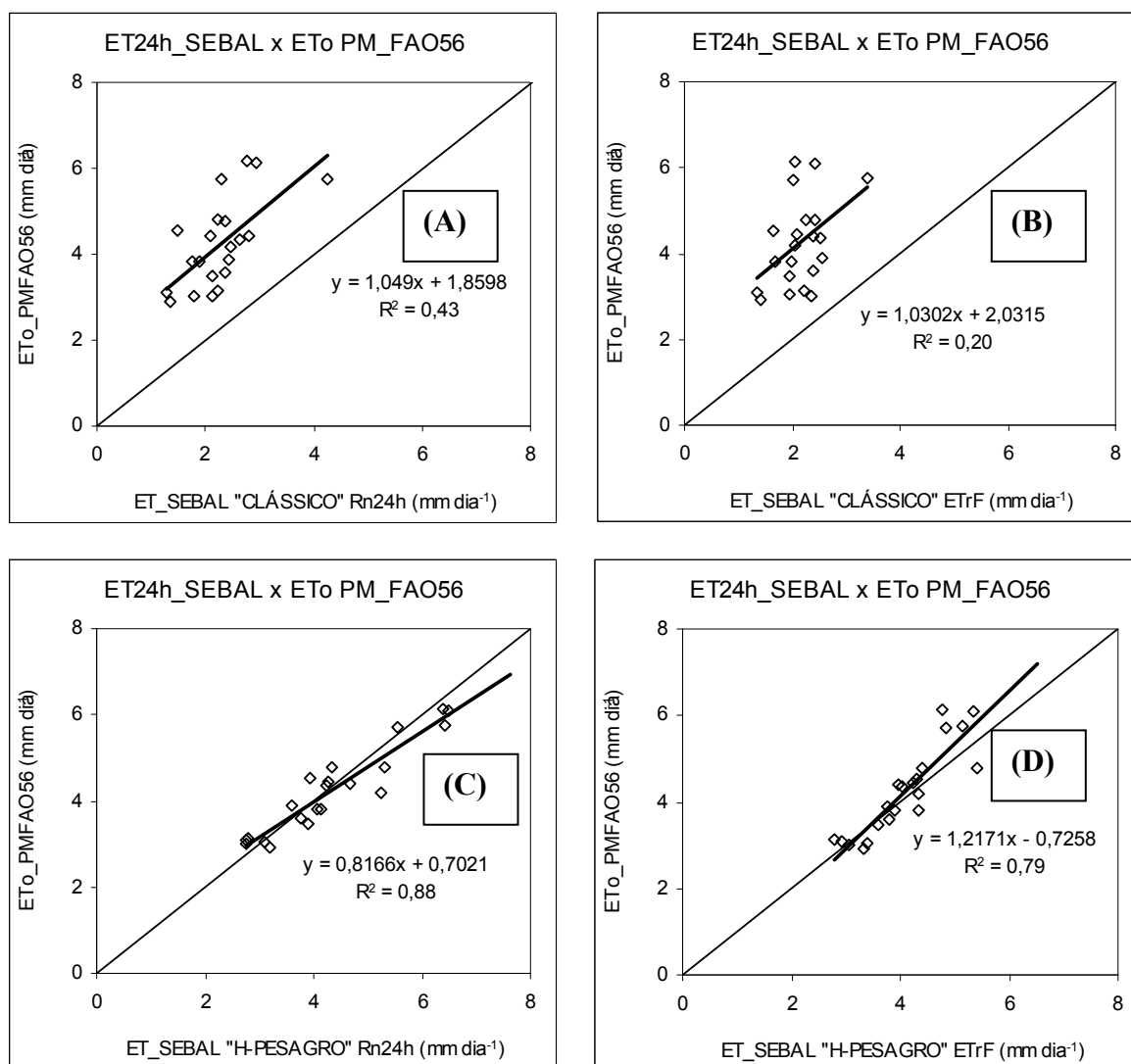


Figura 36 - Correlação entre os valores de ET24h estimados pelo método da FAO (PM_FAO56) com dados coletados na estação da PESAGRO e os valores de ET24h estimados pelo SEBAL com as metodologias "CLÁSSICA" c/Rn24h (A), "CLASSICA" c/ETr_F (B), "H-PESAGRO" c/Rn24h (C) e "H-PESAGRO" c/ETr_F (D) observados no pixel da UFRRJ, em mm dia⁻¹.

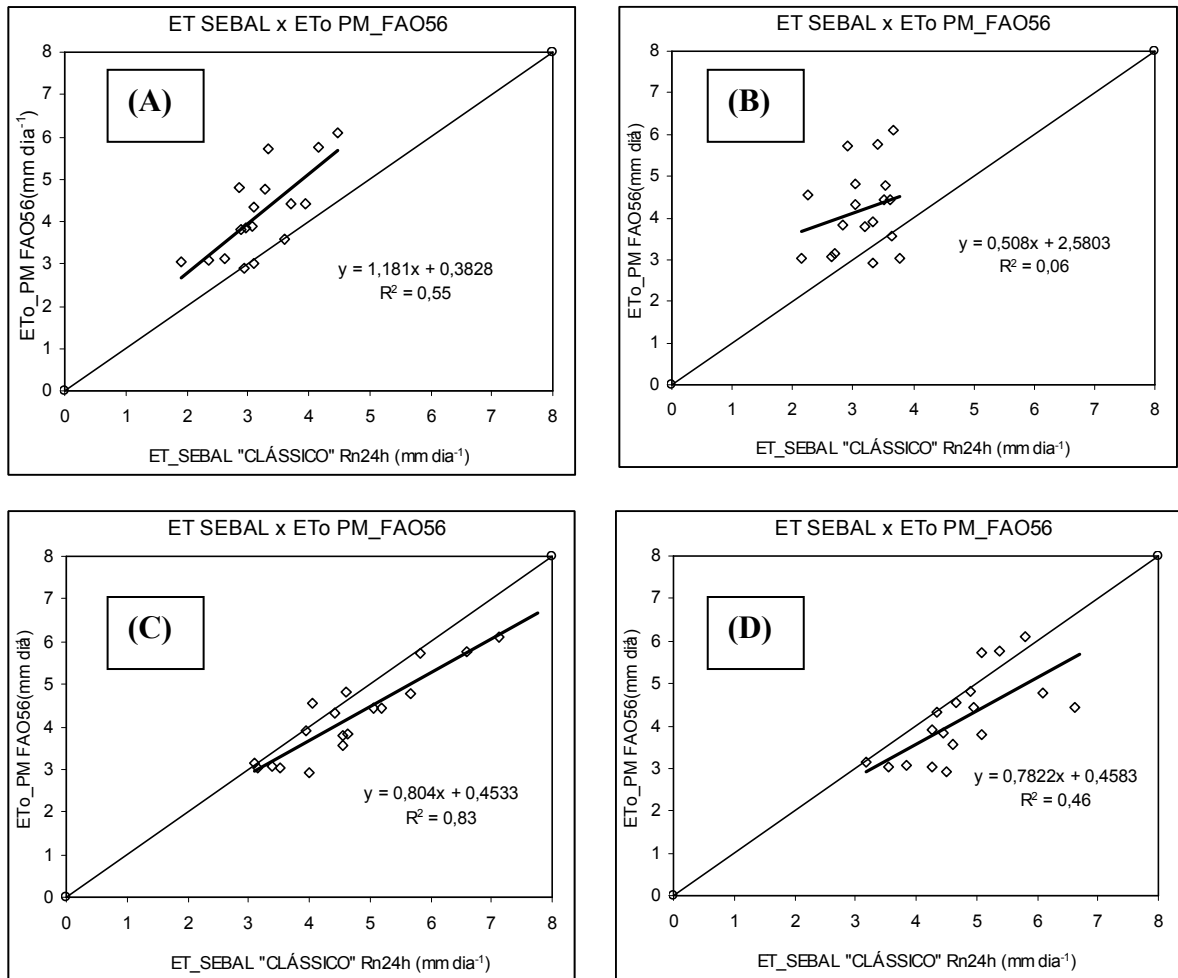


Figura 37 - Correlação entre os valores de ET_{24h} estimados pelo método da FAO (PM_FAO56) com dados coletados na estação da PESAGRO e os valores de ET_{24h} estimados pelo SEBAL com as metodologias "CLÁSSICA" c/Rn24h (A), "CLASSICA" c/ETr_F (B), "H-PESAGRO" c/Rn24h (C) e "H-PESAGRO" c/ETr_F (D) observados no pixel da CANA (USINA SANTA CRUZ), em mm dia⁻¹.

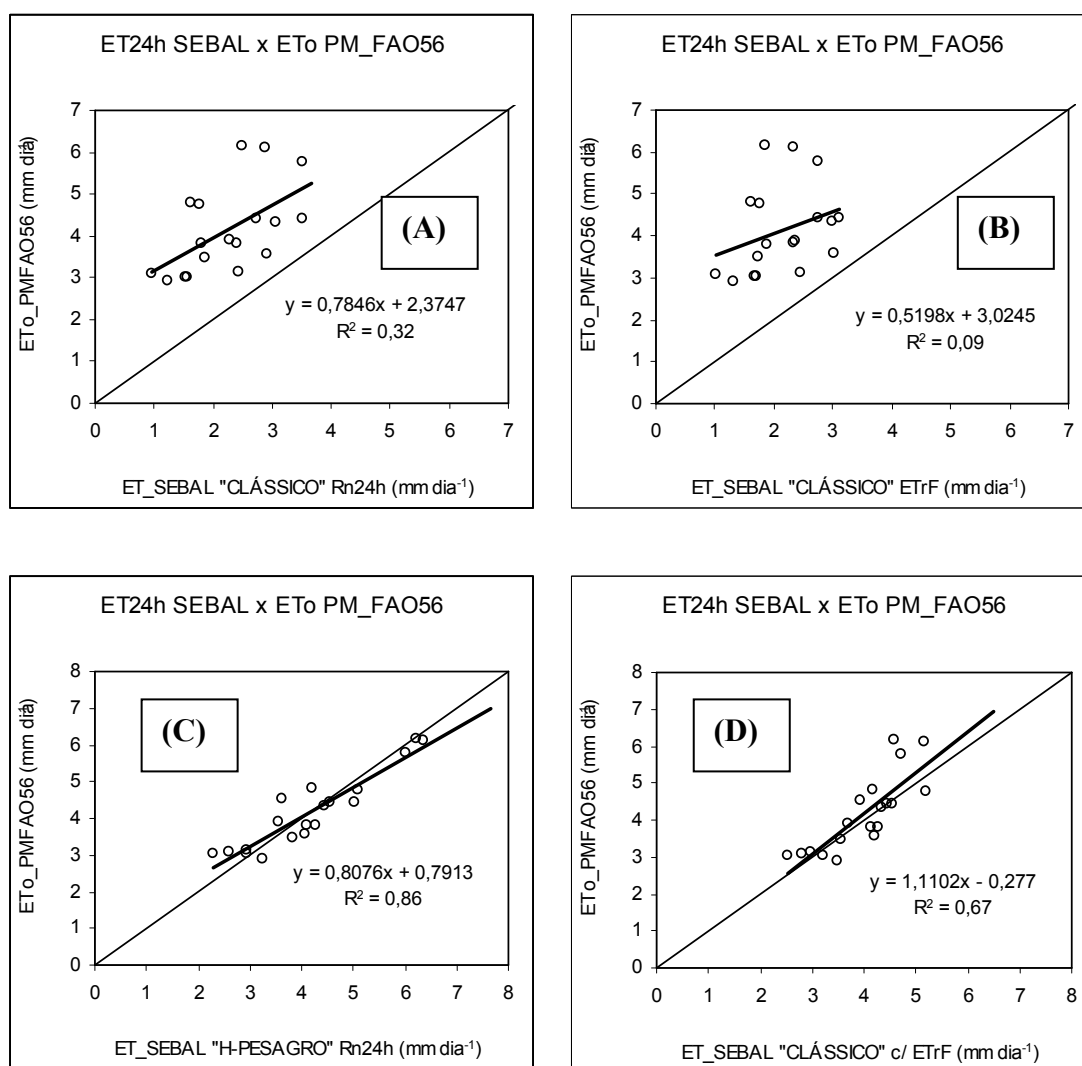


Figura 38 - Correlação entre os valores de ET_{24h} estimados pelo método da FAO (PM_FAO56) com dados coletados na estação da PESAGRO e os valores de ET_{24h} estimados pelo SEBAL com as metodologias "CLÁSSICA" c/Rn24h (A), "CLASSICA" c/ETr_F (B), "H-PESAGRO" c/Rn24h (C) e "H-PESAGRO" c/ETr_F (D) observados no pixel do COCO (AGROPECUÁRIA TAÍ), em mm dia⁻¹.

Pode-se observar, nas Figuras 35, 36, 37 e 38, que a proposição "CLASSICA" subestimou os valores estimados pelo método PM_FAO56, apresentando melhores resultados para os valores estimados com a utilização da Rn24h.

A proposição "H-PESAGRO", embora de forma suave, superestimou a ETo estimada com dados da estação meteorológica da PESAGRO, em todos os quatro pontos de controle, apresentando coeficientes de correção mais elevados que os demais, com destaque a metodologia que utiliza a Rn24h.

Hafeez et al. (2002) aplicaram o SEBAL utilizando imagens MODIS nas Filipinas e observaram que a ET_{SEBAL} superestimou em 13,5% a ET_o estimada por PM_{FAO56} , justificando esse comportamento a resolução espacial de 1000 m da carta de temperatura de superfície (MOD11A1).

Allen et al. (2001), utilizando imagens LANDSAT na bacia do rio Urso, região Noroeste dos Estados Unidos, relatam que o SEBAL apresentou uma boa precisão para estimativa da ET em relação a lisímetros de pesagem, superestimando em 16% os valores médios mensais e em 4% os sazonais.

4.6.3. Comparação de Valores Instantâneos de ET_{SEBAL}

Na Figura 39, são apresentados os gráficos com as comparações dos valores da evapotranspiração estimada pelos métodos de Penman-Monteith, Penman-Monteith_FAO56, Razão de Bowen e ET_{SEBAL} (valores instantâneos) estimados pela proposição “H-PESAGRO” $c/Rn24h$ e dados coletados na estação da cana-de-açúcar nos dias 05/12/05, 15/01/06, 12/04/06, 15/06/06, 05/07/06 e 10/07/06. A equação de Penman-Monteith_FAO56 foi utilizada usando-se as parametrizações propostas para a “cultura hipotética”, enquanto na equação de Penman-Monteith se estimou a resistência da cultura (r_c) em função do saldo de radiação (Allen, 1986).

Pode-se observar, na Figura 39, que o valor da ET instantânea estimada pelo SEBAL se ajustou satisfatoriamente à senóide que representa o ciclo diurno do processo evaporativo. Observa-se, ainda, o bom ajustamento entre as equações de Penman-Monteith e Penman-Monteith_FAO56 sobre a cana-de-açúcar em todos os dias observados. O método da Razão de Bowen também se ajustou satisfatoriamente nos dias 5/12/05, 15/01/06 e 12/04/06, porém subestimou os demais métodos nos dias 15/06/06, 5/7/06 e 10/07/06, em função de valores negativos de β , significando transporte de calor sensível do ar para a superfície mais fria, o que se justifica pelo período do inverno em que estão localizados esses dias.

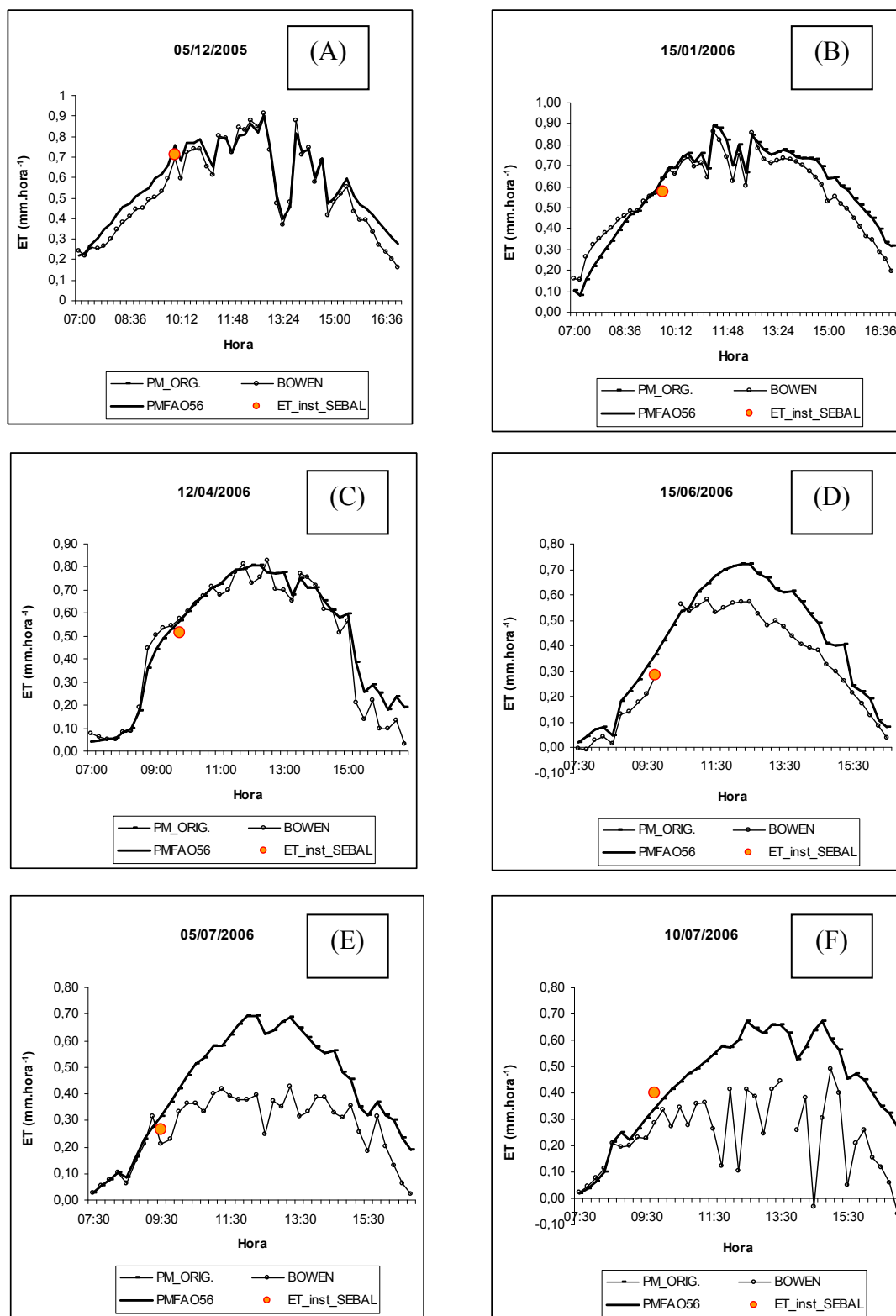


Figura 39 - Comparação dos valores diurnos de ET estimada pelos métodos de Penman-Monteith, Penman-Monteith_FAO56, Razão de Bowen e SEBAL_instantâneo estimado pela proposição “H-PESAGRO” Rn24h, nos dias 05/12/05 (A), 15/01/06 (B), 12/04/06 (C), 15/06/06 (D), 05/07/06 (E) e 10/07/06 (F), com dados observados sobre a cultura da cana-de-açúcar.

4.7. Estimativa do Coeficiente de Cultivo (Kc)

A partir de valores estimados pela equação da FAO sobre grama obtida na PESAGRO e os valores da ET_{SEBAL} estimada pela proposição “H-PESAGRO” c/ Rn_{24h} extraída do pixel sobre a estação da cana-de-açúcar, plotou-se a Figura 40, ajustando-se o período deste estudo em dias após plantio (DAP) e a período fenológico da cultura da cana-de-açúcar.

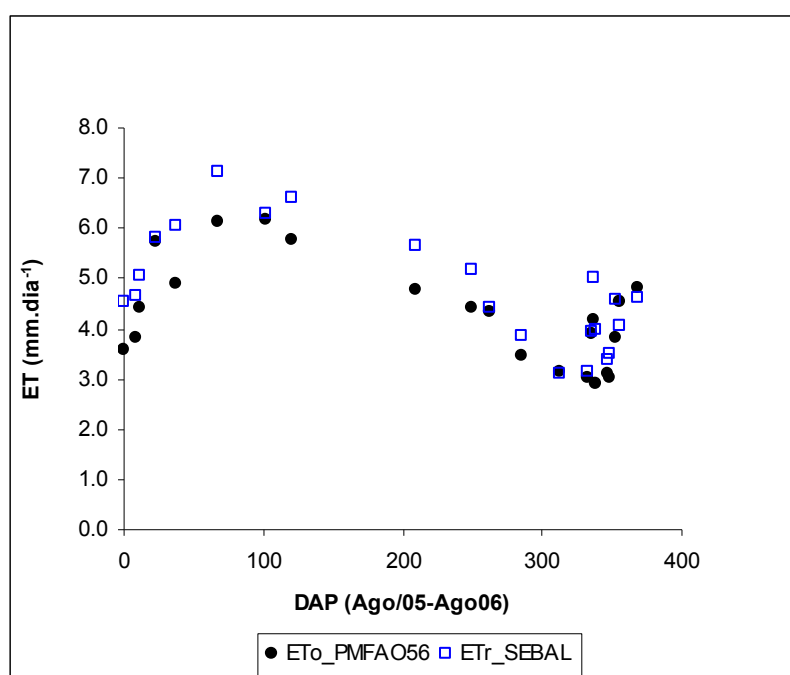


Figura 40 - Distribuição temporal dos valores de $ETo_{PMFAO56}$ (PESAGRO) e ET_{SEBAL} estimada pela proposição “H-PESAGRO” c/ Rn_{24h} sobre a cultura da cana-de-açúcar (Pixel Micromet Cana)

A partir da razão entre os valores da ET_{SEBAL} e da ETo observados na Figura 40, determinou-se o coeficiente cultural para a cana-de-açúcar, estimado pelo uso do sensoriamento remoto. Na Figura 41, se apresenta a distribuição espacial dos valores de Kc estimados sobre a cultura da cana e sua relação com os valores máximos e mínimos propostos pela FAO, Allen et al.(1998).

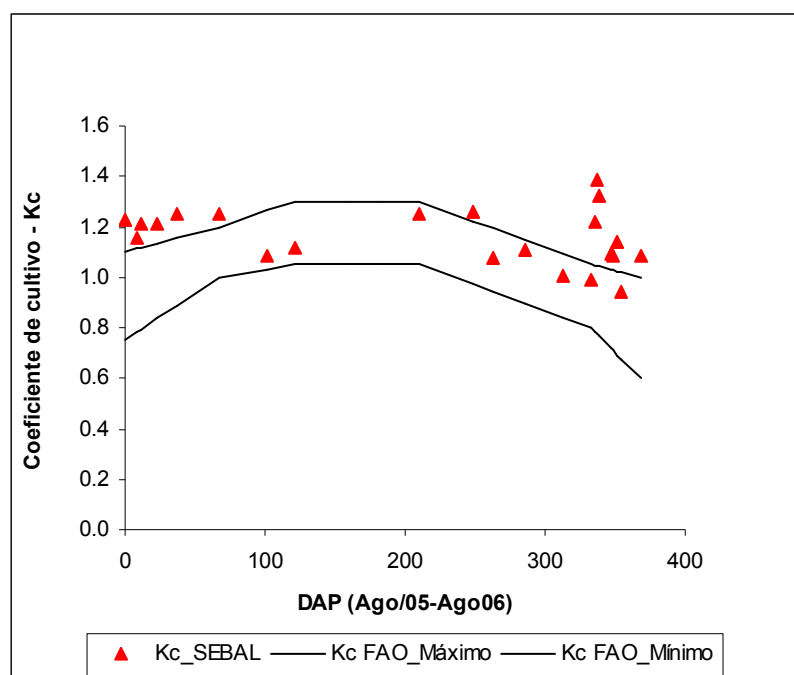


Figura 41 - Valores do coeficiente cultural (Kc) sobre a cultura da cana-de-açúcar.

Através da Figura 41 pode-se perceber que o Kc da cana-de-açúcar, estimado pelo uso do sensoriamento remoto, variou em torno dos valores máximos propostos pela FAO, o que pode ser explicado em função das boas condições hídricas e de fertilidade do solo onde a cana estava implantada, como também a forma de plantio adensado (23 gemas/metro linear) que promoveu grande biomassa vegetal.

Não se observaram na literatura nacional, trabalhos científicos que relatam a estimativa de coeficiente cultural (Kc) sobre culturas agrícolas utilizando o SEBAL, sendo este um trabalho de grande potencialidade para estudos em gestão de recursos hídricos em bacias hidrográficas, escala regional.

Na Figura 42, é apresentada a variação espacial do coeficiente cultural (Kc) estimado pelo SEBAL para os dias 15/08/05 (DJ227), 16/11/05 (DJ320), 05/02/06 (DJ36) e 15/06/06 (DJ166).

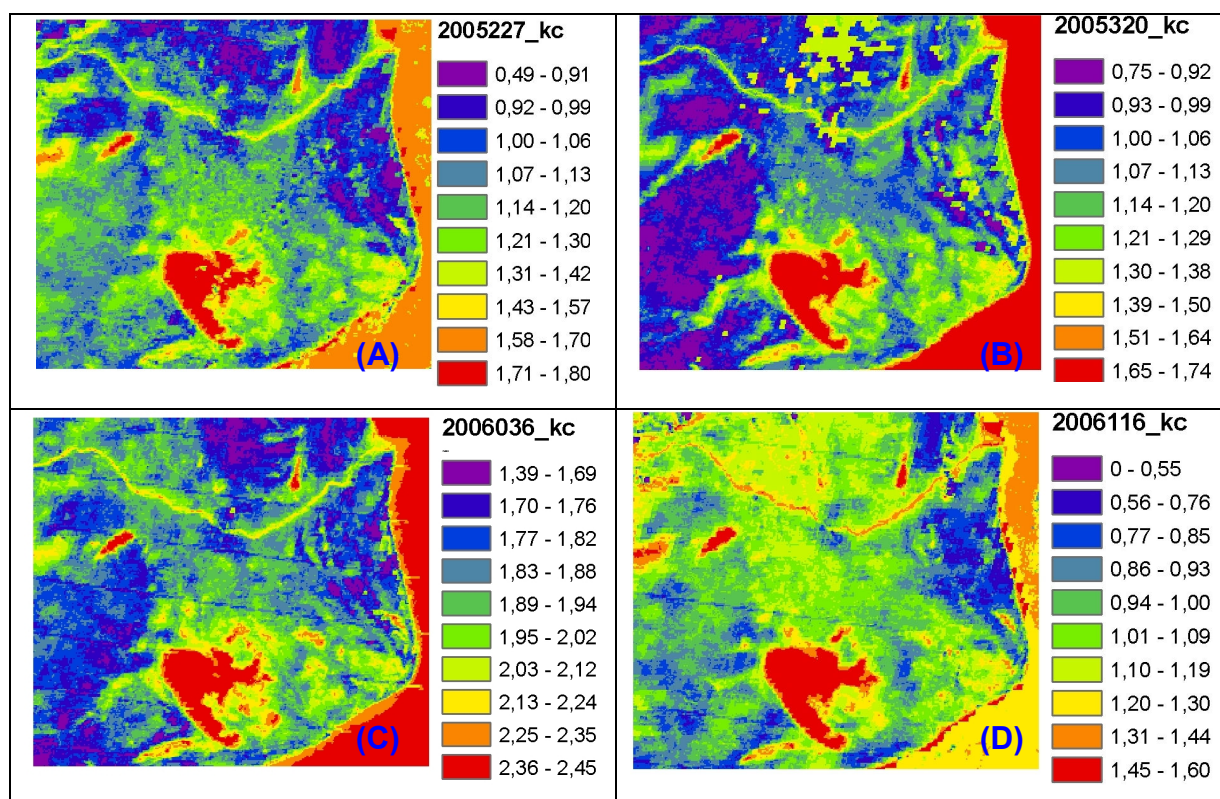


Figura 42 - Variação espacial do coeficiente cultural (Kc), estimado pelo SEBAL, na região Norte Fluminense, RJ nos dias julianos 2005227 (A), 2005320 (B), 2006036 (C) e 2006116 (D).

Através da Figura 42, pode-se visualizar a variação espacial do coeficiente cultural (Kc), estando esta coerente com as áreas agrícolas existentes na área de estudo.

Como exemplo, pode-se citar a região localizada acima da lagoa Feia e cultivada predominantemente com cana-de-açúcar, onde os valores de Kc observados nas datas utilizadas, 1,14 a 1,30 (A), 1,07 a 1,20 (B), 1,83 a 1,94 (C) e 1,01 a 1,19 (D), exceto nos valores observados em C, que pode ser explicado pelas inundações que ocorreram no período anterior, são bastante aceitáveis para os períodos fenológicos em que a cultura se encontrava.

5. RESUMO E CONCLUSÕES

Neste trabalho, utilizou-se o algoritmo Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL para estimar os componentes do balanço de energia na superfície por intermédio de técnicas de sensoriamento remoto. Imagens do sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua foram obtidas gratuitamente junto à National Aeronautics and Space Administration – NASA. Quatro estações meteorológicas de superfície foram utilizadas para validação dos parâmetros estimados pelo sensoriamento remoto. Os resultados obtidos, durante um ano de monitoramento da região Norte Fluminense, RJ, foram bastante satisfatórios, indicando a potencialidade da metodologia para monitoramento sistemáticos dos componentes do balanço de energia.

Em consonância com os objetivos propostos no desenvolvimento deste trabalho, pode-se concluir que:

1. A avaliação das metodologias de estimativa de albedo de superfície utilizando-se as proposta de Tasumi et al. (2005) e o produto MODIS (MOD43B1) apresentaram variabilidade espacial e quantitativa na área de estudo, sendo que os valores estimados pela proposta de Tasumi et al. (2005) foram ligeiramente superiores aos obtidos pelo produto MODIS.

2. Os Valores do saldo de radiação instantâneo estimado pelo SEBAL apresentaram uma ligeira superestimativa, em torno de 9%, dos valores medidos por saldo radiômetros, instalados nos pixels ocupados com cana-de-açúcar e coqueiro anão verde.

3. O SEBAL estimou, satisfatoriamente, os valores do fluxo de calor no solo, sendo estes em torno de 10% dos valores estimados pela equação de Penman-Monteith, parametrizada pela FAO.

4. A proposição “H-PESAGRO” se mostrou mais coerente que a proposição “CLASSICA” para a estimativa do fluxo do calor sensível.

5. A metodologia que utiliza valores do saldo de radiação médio integrado em 24 horas (RN_{24h}) se mostrou mais coerente que a metodologia que utiliza a fração evaporativa de referência (ET_{r_F}) para a conversão de valores evapotranspiração instantâneos (ET_{inst}) em valores diários (ET_{24h})

6. A metodologia adaptada de Ataíde (2006), que estima o ciclo diurno do saldo de radiação a partir de valores instantâneos de saldo radiômetros e piranômetros, apresentou resultados bastante satisfatórios, quando comparados com o ciclo diurno do saldo de radiação estimado pela equação de Penman-Monteith, parametrizada pela FAO.

7. A metodologia proposta para a estimação do coeficiente cultural utilizando-se o SEBAL apresentou resultados bastante promissores para estudos de balanço hídrico em bacias hidrográficas. Os resultados observados sobre a cultura da cana-de-açúcar foram bastante coerentes com os propostos pela FAO.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alados, C.L., Pueyo, Y., Giner, M.L., Navarro, T., Escos, J., Barroso, F., Cabezudo, B., Emlen, G.M. (2003) Quantitative characterization of the regressive ecological succession by fractal analysis of plant spatial patterns. *Ecological Modell.* v.163, p.1-17.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Smith, M. (1998) Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requeriments. *FAO Irrigation and Drainage Paper. no 56.* FAO. Rome, Italy, 318 p.
- Allen, R.G., Jensen, M.E., Wrigth, J.L., Burman, R.D. (1989). Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agronomy Journal.* n.81: 650-662.
- Allen, R. G., Tassimi, M., Trezza, R., Wright, J.L. (2001). Application of the SEBAL methodology for estimating evapotranspiration and consumptive use of water trough remote sensing. Parth II: Details on valodatiom with lysimeters and applications to the Eastern Sanke River Plain of Idaho. IDWR-University of Idaho, Submitted to the Raytheon Systems Company Earth Observation System Data and Information system Project. 140 p.
- Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R., Bastiaanssen, W.G.M. (2002) SEBAL - Surface Energy Balance Algorithms for Land. *Advanced Training and Users Manual, Version 1.0.* University of Idaho, EUA. 97 p.
- Alvalá, R. C. S. (1993). Estudo da partição de energia em terrenos complexos (áreas desflorestadas e florestas). Tese (Doutorado em Meteorologia) - São José dos Campos, SP- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, 152 p.

- Arya, S. P. (1988) Introduction to micrometeorology. London: Academic Press, 307 p.
- Ataíde, K. R. P. (2006) Determinação do saldo de radiação e radiação solar global com produtos do sensor MODIS Terra e Agua. Tese (Mestrado em Meteorologia) - Campina Grande, PB - Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, 88p.
- Azevedo, T. R., Galvani, E. (2003) Ajuste do ciclo médio mensal horário da temperatura do solo em função da temperatura do ar. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, 11 (2):123-130.
- Aragão L. E. O. C. (2004) Modelagem dos padrões temporal e espacial da produtividade primária bruta na região do Tapajós: uma análise multi-escala. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - São José dos Campos – SP. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, 283p.
- Bastiaanssen, W. G. M. (1995) Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Ph,D Thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands. 273p.
- Bastiaanssen, W. G. M., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J., Roerink, G. J., van der Val, T. (1998) A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL):Part 2 validation, *Journal of Hidrology*, v, 212-213: 213-229.
- Bastiaanssen, W. G. M., Brito, R.,A. L., Bos, M. G.,Souza, R., Cavalcanti, E. B., Bakker, M. M. (2001). Low cost satellite data applied to monthly irrigation performance monitoring; benchmarks of Nilo Coelho, Brazil, *Irrigation and Drainage Systems* 15: 53-79
- Bernardo, S., Soares, A. A., Mantovani, E. C. (2005) Manual de irrigação. 7 ed. Viçosa, MG: Ed. UFV, 611 p.
- Beyer, H. G., Henning, H. M., Luther, J., Schreitmüller, K. R. (1991) The monthly average daily time pattern of beam radiation. *Solar Energy*, 47 (5):347-353.
- Bisht, G., Venturini, V., Islan, S., Jiang, L. E. (2005) Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear skies days. *Remote Sensing of Environment*, 97:52-67.
- Brunt, D. (1932) Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 58 (247): 389-418.
- Brunt, D. (1952) Physical and Dynamical Meteorology, Cambridge, Univ. Press, 428 p.
- Brutsaert, W. (1975) On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11(5):742-744.
- Brutsaert, W. (1982) Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications. D. Reidel Pub, Co, 299p.

- Courault, D., Clastre, P., Cauchi, P., Delécolle, R. (1998). Analysis of spatial variability of air temperature at regional scale using sensing data and a SVAT model. Proceedings of the First International Conference on Geospatial Information in Agriculture and Forestry. ERIM. v2: 1098-3155.
- Courault, D., Seguin, B. Oliosio, A. (2005). Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. Irrigation and Drainage Systems. n.19: 223-249.
- Clothier, B. E., Kerr, J. P., Talbot, J. S. (1982) Measured and estimated evapotranspiration from well watered crops. *New Zealand Journal of Agricultural Research*, 25:301-307.
- Correia, F. W. S., Alvalá, R. C. S., Gielow, R. (2002). Albedo do Pantanal Sul Matogrossense durante o período de transição seco-úmido de 2001-2002. Anais. XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu-PR.
- Davidson, A., Wang, S. (2004) The effects of sampling resolution on the surface albedos of dominant land cover types in the North American boreal regions. *Remote Sensing of Environment*. V.93: 211-224.
- de Vries, D.A. Thermal properties of soils. In: van Wijk, W.R. (ed.). *Physics of plant environment*. Amsterdam: North-Holland, 1966. p.210-233.
- Diak, G. R., Scheuer, C. J., Whipple, M. S., Smith, W. L. (1994) Remote sensing of land – surface energy balance using data from the High-Resolution Interferometer Sounder (HIS): A simulation study. *Remote Sensing of Environment*, 48:106-118.
- Dickinson, R. E. (1992) Land surface In: Trenberth, K. E. (ed) *Climate System Modeling*, New York: Cambridge University Press, p,149-172.
- Fang, H., Liang, M., Chen, C., Walthall, C., Daughtry, C. (2004) Statistical comparison of MISR, ETM+ and MODIS land surface reflectance and albedo products of the BARC land validation core site, USA. *International Journal of Remote Sensing*. V.25 (2): 409-422.
- Ferreira, A. G. M. (2006) *Meteorologia Prática*. 1ª ed. São Paulo: Oficina de Textos, 188p.
- Fisch, G. (1996) *Camada limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem*. Tese (Doutorado em Meteorologia) - São José dos Campos, SP - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 171p.
- Folhes M. T. (2004) *Estimativa do uso consuntivo da água em escala regional na agricultura irrigada*. Tese (Proposta de doutorado em sensoriamento remoto) São José dos Campos, SP - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 88 p.

- Fox, N.I., Saich, P., Collier, C.G. (2000). Estimating the surface water and radiation balance in an upland area from space. *International Journal of Remote Sensing*. v.21, n. 16, 2985-3002.
- Fontana, D. C., Berlato, M. A., Bergamaschi, H. (1991) Balanço de energia em soja irrigada e não irrigada, *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, 26 (3):403-410.
- Galvão, J. A. C. (1999) Estudo do Balanço de Radiação em Áreas de Floresta e Pastagem na Amazônia. Tese (Mestrado em Meteorologia) - São José dos Campos – SP, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 125p.
- Garcia, A., André, R. G. B. (2004). Erros na Radiação Refletida pela superfície Medida em Piranômetros Invertidos. *Revista Brasileira de Meteorologia*. V.19, n.1: 1-4.
- Gomes, M. C. R. (1999) Efeito da irrigação suplementar na produtividade da cana-de-açúcar em Campos dos Goytacazes, RJ. Tese (Mestrado em Produção Vegetal) - Campos dos Goytacazes - RJ, Universidade Estadual do Norte Fluminense - UENF, 51p.
- Goody, R. M. (1964) *Atmospheric Radiation*. 1. ed. Oxford: Clarendon Press. 436p.
- Iqbal, M. (1983) *An Introduction to Solar Radiation*. New York: Academic Press. 212p.
- Hafeez, M. M., Chemin, Y., Van de Giesen, N., Bouman, B. A. M. (2002) Field Evapotranspiration Estimation in Central Luzón, Philippines, Using Different Sensors: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster. *Symposium on Geospatial Theory, Processing and Applications*. Ottawa-Canadian. 7 p.
- Harrison, L.P. (1963) Fundamental Concepts and Definitions Relating to Humidity. In: Wexler, A. (ed) *Humidity and Moisture*. V3, Reinhold Publishing Company, New York, NY.
- Hartman, D. L. (1994) *Global physical climatology*, London: Academic Press, 411p.
- Heitor, A., Biga, A. J., Rosa, R. (1991) Thermal Radiation Components of the Energy Balance at the Ground. *Agricultural and Forest Meteorology*. 54(1):29-48
- Hodnett, M., G., Oyama, M. D., Tomassela, J., Marques Filho, A. O. (1996) Comparisons of longterm soil water storage behavior under pasture and forest in three areas of Amazonia. *Amazonian deforestation and climate*, Chichester: John Wiley. p. 57-77.
- Howell, T. A., Schneider, A. D., Jensen, N. E. (1991) History of lysimeter for evapotranspiration and environment measurements. New York: ASCE. p1-19.

- Huete, A., Justice, C., Van Leeuwen, W., (1999) MODIS vegetation index (MOD13). Algorithm Theoretical Basis Document, v.3, p. 1-142. Disponível em < modis-land.gsfc.nasa.gov/pdfs/atbd_mod13.pdf>. Acesso em: nov. 2006.
- Ibáñez, M., Perez, P.J., Rosell, J. L., Castellvi, F. (1999) Estimation on the latent heat flux over full canopy covers from the radioactive temperature. *Journal of Applied Meteorology*. 38 (4):423-431.
- Idso, S. B., Jackson R. D. (1969) Thermal Radiation from the Atmosphere. *Journal of Geophysical Research*. 74 (23):5397-5403.
- Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J. (1977) Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*. 13(3):651-656.
- Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J., Pinter Jr, P. R. (1981) Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resources Research*. 17(4):1133-1138.
- Jacobs.,J.M., Myers D. A., Anderson. M.C., Diak, G.R., (2000). GOES surface insolation for estimate wetlands evapotranspiration. *Journal of Hidrology*, v.266. p.53-65.
- Justice, C.O., Vermote, E., Townshend, J.R.G., Defries, R., Roy, P.D., Hall, D. K., Salomonson, V., Privette, J.L., Riggs, G., Strahler, A., Lucht, W., Myneni, B., Knyazikhin, Y.,Running, W.S., Neamani, R.R., Huete, A.R., Leeuwen, W.V., Wolfe, R. E., Giglio, L., Muller, J.P., Lewis, P., Barnsley, M. (1998) The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.36, n.4, p.1228-1247.
- Justice, C. O., Townshend, J. R. G., Vermote, E. F., Masuoka, E., Wolfe, R. E., Saleous, N., Roy, D. P., Morisette, J. T. (2002a) An overview o MODIS Land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*. 83(1):3-15.
- Justice, C.O., Giglio, B., Korontzi, S., Owens, J., Morisette, J. T., Roy, D. P., Descloitres, J., Alleaume, S., Petitcolin, F., Kaufman, Y. (2002) The MODIS fire products. *Remote Sensing of Environment*. 83 (1): 244-262.
- Lagouarde, J. P., Brunet, Y. (1983) A simple model for estimating the daily upward long wave surface radiation flux from NOOAVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*. 14(5):907-925.
- Land Processes Distributed Active Archive Center - LP-DACC
<http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/> acesso em abril/2004.
- Jimenez, J. I., Alados-Arboledas, L., Castro-Diéz, Y., Ballester, G. (1987) On the estimation of long wave radiation flux from clear skies. *Theoretical and Applied Climatology*. 38(1):37-42.

- Kustas, W. P., Morgan, M. S., Jackson, R. D., Gay, L. W., Duell, L. F. W., Kunkel, K. E., Mahias, A. D. (1990) Instantaneous and daily values of surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and a reference field in an arid environment. *Remote Sensing of Environment*. 32:125-141.
- Kustas, W. P. e Norman, J. M. (1997). A two-source approach for estimating turbulent fluxes using multiple angle thermal infrared observations. *Water Resource Research*. 33: 1495-1508.
- Kustas, W. P., Prueger, J. H., Hatfield, J. L., Ramalingam, K., Hipps, L. E. (2000) Variability in soil heat flux from a mesquite dune site. *Agricultural and Forest Meteorology*. 103:249-264.
- Leitão, M. M. V. B. R. (1994) Balanço de Radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica: campina, campinarana e mata densa. Tese (Mestrado em Meteorologia) - São José dos Campos, SP. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. 135p.
- Lopes, P. M. O. (2006) Obtenção de regimes microclimáticos em regiões montanhosas com dados de sensores orbitais e integração de modelos distribuídos. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - São José dos Campos-SP, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. 229p.
- Liou, K. N. (1992) Radiation and cloud processes in the atmosphere: theory, observation and modeling. London: Oxford University Press. 487p.
- Lockwood, J. G. (1985) World Climate Systems. London Edward Arnold. 292p.
- Mello, J. L. P. (1998) Análise de sensibilidade dos componentes da equação de Penman-Monteith-FAO. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) Viçosa-MG- Universidade Federal de Viçosa – UFV. 79p.
- Mendonça, J.C., Oliveira, V.P.S., Alvarez, O.H.N., Carvalho, D., Fagundes, L.F. (2002). Projeto de Revitalização dos Canais da Baixada Campista – Relatório Final. Fundação Estadual Norte Fluminense – FENORTE. Campos dos Goytacazes, RJ. 463 p.
- Mendonça, J. C., Sousa, E. F., Melo Júnior, J. C. F., André, R. G. B. (2004). Estimativa da evapotranspiração regional utilizando dados digitais orbitais do sensor Landsat 7 ETM+ no município de Campos dos Goytacazes, RJ. In: XIV CONIRD - Congresso Brasileiro de Irrigação e Drenagem, Porto Alegre, RS. Anais do XIV CONIRD. Porto Alegre, RS: ABID. v. 1.
- Menenti, M. (2000) Irrigation and Drainage. In Schutz, G. A., Engman, E. T. (eds) *Remote Sensing in Hydrology and Water Management*. Berlin-Germany: Springer. cap17, p. 217-238.
- Minnis, P., Mayor, S., Smith Jr., W. L., Young, D. F. (1997) Asymmetry in the diurnal variation of surface albedo. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*. 35(4):879-891.

- Monteith J. L., (1975) *Vegetation and the Atmosphere - Radiative Transfer in Plant Communities*. 1ed., Academic Press – London. 278 p.
- Monteith, J. L. (1973) *Principles of environmental physics*. London: Edward Arnold, 291p.
- Moriarty, W. W. (1991) Estimation of diffuse from measured global solar radiation. *Solar Energy*. 47(2):75-82.
- Moran, M. S., Jackson, R. D., Raymond L., Gay, L., Slater, P. (1989) Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and groundbase meteorological data. *Remote Sensing of Environment*. n.30:77-87.
- Oke, T. R. (1992) *Boundary layer climates*. 2 ed. London: Routledge, 435 p.
- Olioso, A., Chauki, H., Courault, D., Wigneron, J.P. (1999). Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sensing of Environment*. n 68: 341-356.
- Oliveira, G. M., Leitão, M. M. V. B. (2000) Estimativas de evapotranspiração e as consequências devido aos erros na determinação de saldo de radiação e efeitos advectivos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. Campina Grande, PB. 4(3):343-347.
- Ometto, J. C. (1981) *Bioclimatologia Vegetal*. 1.ed. São Paulo: Editora Agronômica Ceres, 440p.
- Ortega-Farias, S. O., Cuenca, R. H., Ek, M. (1996) Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over grass canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*. 81:131-143.
- Paiva, C. M., Liu, W.T.H., Franca, G. B., Filho, O.C. R., (2004) Estimativa das componentes do balanço de energia via satélite através do modelo SEBAL. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE. Anais
- Paiva C. M. (2005) Estimativa do balanço de energia e temperatura de superfície via satélite NOAA/AVHRR. Tese (Doutorado em Engenharia Civil). Rio de Janeiro-RJ, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, 218p.
- Paulson, C.A. (1970) The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal Applied Meteorology*. n9: 856-861.
- Pereira A. R., Angelocci, L. R., Sentelhas, P. C. (2002) *Agrometeorologia: fundamentos e aplicações*. 1. ed. Guaíba, RS: Editora Agropecuária, 472 p.
- Pereira, A. R., Vila Nova, N. A., Sedyama, G. C. (1997) *Evapotranspiração*. 1.ed. Piracicaba, SP: FEALQ, 183p.

- Perez, P. J., Castellvi, F., Ibáñez, M., Rosell, J. I. (1999) Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*. 97:141-150.
- Robinson, N. (1966). The radiation reaching the earth. In: Solar radiation. Amsterdam. Elsevier, p. 111-160.
- Roerink, G. J., Bastiaanssen, W. G. M., Chambouleyron, J., Menenti, M. (1997) Relating Crop Water Consumption to Irrigation Water Supply to Remote Sensing. *Water Resources Management*. 11: 445-465.
- Roerink, G.J., Su, Z., Menenti, M. (2000) SEBI: A Simple Remote Sensing algorithm to Estimate the Surface Energy Balance. *Physical Chem. Earth (B)*. v25(2): 147-157.
- Salomonson, V. V., Barker, J. L. (1992) EOS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer: phase C/D status and comments on calibration and georeferencing approaches. In: Annual AAS Guidance and Control Conference, 15, Keystone-CO. Proceedings, Keystone: Paper AAS 92-004.
- Salomonson, V. V., Toll, D. L. (1990) Execution phase (C/D) spectral band characteristics of the EOS Moderate Resolution Imaging Spectrometer 9MODIS-N facility instrument. *Advances in Space Research*. 2(3):231-236.
- Satterlund, D. R. (1979) An improved equation for estimating long wave radiation from the atmosphere. *Water Resources Research*. 15(6):1649-1650.
- Satyamurty, V. V., Lahiri, P. K. (1992) Estimation of symmetric and asymmetric hourly global and diffuse radiation from daily values. *Solar Energy*. 48(1):7-14.
- Secretaria Estadual de Agricultura, Pesca e Desenvolvimento do Interior - SEAAPI, RJ (2004). Site www.seaapi.rj.gov.br/frutificar. Acesso em 15/11/2004.
- Seguin, B., Assad, E., Freteaid, J., P., Imbernon, J., Kerr, Y., Lagouarde, J. P. (1989) Use of meteorological satellites for water balance monitoring in Sahelian regions. *International Journal of Remote Sensing*. 10(6):1101-1117.
- Seguin, B., Lagouarde, J. P., Savane, M. (1991) The assessment of regional crop water conditions from meteorological satellite thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment*. 35(2):141-148.
- Schaaf, C., Gao, F., Strahler, A., Lucht, W., Li, X., Tsung, T., Strugnell, N., Zhang, X. Jin, Y., Muller, J. P., Lewis, P., Barnsley, M., Hobson, P., Disney M., Roberts, G., Dunderdale, M., Doll, C., d'Entremont, R., Hu, B., Liang, S., Previtte, J., Roy, D. (2002) First operational BRDF, albedo and nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sensing of Environment*. 83:135-148.

- Schneider, F. M. (1993) Modificações na temperatura do solo causadas por estufas de polietileno transparente de baixa densidade em Santa Maria, RS. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*. 1(1):37-42.
- Schowengerdt, R. A. (1997) Remote Sensing: Models and methods for image processing. 2.ed. USA: Academic Press, 522 p.
- Silva, L. D. B. (2003) Evapotranspiração do campim Tanzânia (*Panicum maximum* Jacq.) e grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge) utilizando o método do balanço de energia e lisímetro de pesagem. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) – Piracicaba-SP, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – Esalq, 93 p.
- Silva, B.B., Bezerra, M.V.C., (2004) Determinação da evapotranspiração em estala regional através do SEBAL e de imagens Landsat 5-TM. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE. Anais
- Silva, B.B., Lopes, G.M., Azevedo, P.V. (2005) Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5 –TM. *Revista Brasileira de Meteorologia*. V.20 (2): 243-252.
- Silva, B. B., Bezerra, M. V. C, (2006) Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM – Landsat 5. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*. 13(2):174-186.
- Slater, P. N. (1980) Remote sensing: optics and optical systems. 1.ed. Readins: USA: Addison-Wesley, 575 p.
- Soares, J. M., Azevedo, P. V., Silva, B. B. (2003) Balanço de energia em videira cultivada na região do submédio do rio São Francisco. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*. 11(2):207-214.
- Song, J. (1998) Diurnal asymmetry in surface albedo. *Agricultural and Forest Meteorology*. 92(3):181-189.
- Strahler, A., Townshend, J. R. G., Muchoney, D., Borak, J., Friedl, M. Gopal, S., Hyman, A., Moody, A., Lambin, E. (1996) MODIS land product algorithm theoretical basis document (ATBD). Version 4,1, Washington:NAS. EOS-MTPE, Documentation, 102p.
- Swinbank, W. C. (1963) Long Wave Radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 89(381):339-348.
- Tanner, C. B. (1960) Energy balance approach to evapotranspiration from crops. *Soil Science Society of America*. 24(1):1-9.
- Tanre, D.C., Duhaut, P. (1990) Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *International Journal of Remote Sensing*. V.11: 659-668.

- Tasumi, M. (2003) Progress in Operational Estimation of Regional Evapotranspiration Using Satellite Imagery. PhD Dissertation. Idaho State University. Idaho. USA. 379 p.
- Tasumi, M., Allen, R.G., Trezza, R. (2005). At-Surface Reflectance and Albedo from satellite for Operational Calculation of Land Surface Energy Balance. *Journal Hydrologic Engineering* (submitted), 51 p.
- Telles, J. Samii, M.V., Doll, C.E. (1995) Overview of TDRSS. *Advances in Space Research*, v.16, p.1267-1276.
- Timmermans, W. J., Meijerink, A. M. J.(1999) Remotely Sensed Actual Evapotranspiration: Implications for Groundwater Management in Botswana. *Journal of Applied Geohydrology*. 1:222-233.
- Tood, W. R., Evett, S. R., Howell, T. A., (2000) The Bowen ratio energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in semi-arid, advective environment. *Agricultural and Forest Meteorology*. 102:335-348.
- Trezza, R. (2002) Evapotranspiration Using a Satellite-Based energy Balance with Sandarized Ground Control. PhD Dissertation. Utah State University. Logan. USA. 247p.
- Unland, H. E., Houser, P. R., Shuttleworth, W. J., Yang, Z. L. (1996) Surface flux measurement and modeling at a semi-arid Sonoran Desert site. *Agricultural and Forest Meteorology*. 82:119-153.
- Wan, Z.,Li, Z.L. (1997) A physics-based algorithm for retrieving land-surface emisivity and temperature from EOS/MOIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. v.35, n.4, p.980-996.
- Varejão-Silva, M. A. (2000) *Meteorologia e Climatologia*. 1.ed. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia - INMET, 532p.
- Vianello, R. L., Alves, A. R. (1991) *Meteorología Básica e Aplicações*. 1.ed. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 449 p.
- Webb, E.K. (1970). Profile relationships: the log-linear range and extensiion to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. n.96, 67-90.
- Yunhao, C. L., Xiaobing, J., Guifei, S. (2003): An estimation model for daily regional evapotranspiration. *International Journal of Remote sensing*. 24(1):199-205.

APÊNDICE

TABELA 26 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 06/08/2005.

Data	06/08/05	DJ 218	"CLASSICO"			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3590	20,35	6,24	-11,418	0,6737	-198,796
2	0,5276	10,56	3,24	-36,245	0,3498	-103,199
3	0,4601	14,19	4,35	-24,038	0,4697	-138,593
4	0,4810	12,98	3,98	-27,455	0,4299	-126,860
5	0,4739	13,39	4,10	-26,259	0,4432	-130,783
6	0,4762	13,25	4,06	-26,650	0,4388	-129,481
7	0,4754	13,30	4,08	-26,519	0,4403	-129,914
8	0,4757	13,28	4,07	-26,563	0,4398	-129,770
9	0,4756	13,29	4,07	-26,548	0,4400	-129,818
10	0,4756	13,29	4,07	-26,553	0,4399	-129,802
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
"H-PESAGRO"						
1	0,3850	19,00	1,86	-43,558	0,3310	-97,679
2	0,4933	13,45	1,32	-91,649	0,2343	-69,136
3	0,4593	15,13	1,48	-73,936	0,2637	-77,804
4	0,4681	14,69	1,44	-78,299	0,2559	-75,514
5	0,4657	14,81	1,45	-77,082	0,2581	-76,142
6	0,4663	14,77	1,45	-77,411	0,2575	-75,972
7	0,4662	14,78	1,45	-77,321	0,2576	-76,018
8	0,4662	14,78	1,45	-77,345	0,2576	-76,005

TABELA 27 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 15/08/2005.

Data	15/08/05	DJ 227	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3570	20,45	6,50	-10,814	0,7966	-235,530
2	0,5030	10,97	3,49	-30,251	0,4272	-126,292
3	0,4519	14,19	4,51	-21,934	0,5525	-163,366
4	0,4661	13,25	4,21	-24,062	0,5159	-152,539
5	0,4618	13,52	4,30	-23,412	0,5268	-155,742
6	0,4631	13,44	4,27	-23,601	0,5236	-154,802
7	0,4627	13,47	4,28	-23,545	0,5245	-155,079
8	0,4628	13,46	4,28	-23,562	0,5242	-154,997
9	0,4628	13,46	4,28	-23,557	0,5243	-155,021
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,3570	20,44	1,59	-43,649	0,3054	-90,290
2	0,4375	15,16	1,18	-80,319	0,2265	-66,978
3	0,4171	16,55	1,29	-69,603	0,2473	-73,118
4	0,4215	16,26	1,27	-71,835	0,2428	-71,794
5	0,4205	16,32	1,27	-71,329	0,2438	-72,092
6	0,4207	16,31	1,27	-71,441	0,2436	-72,025
7	0,4207	16,31	1,27	-71,416	0,2437	-72,040

TABELA 28 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 15/08/2005.

Data	18/08/05	DJ 230				
		CLASSICO				
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,4180	17,47	6,49	-14,916	0,5898	-173,396
2	0,5751	10,15	3,77	-38,838	0,3426	-100,738
3	0,5216	12,59	4,68	-28,976	0,4251	-124,976
4	0,5361	11,90	4,42	-31,476	0,4018	-118,115
5	0,5319	12,10	4,49	-30,730	0,4085	-120,109
6	0,5331	12,05	4,47	-30,943	0,4066	-119,536
7	0,5327	12,06	4,48	-30,881	0,4071	-119,701
8	0,5328	12,06	4,48	-30,899	0,4070	-119,653
		H_PESAGRO				
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3570	15,70	1,36	-39,347	0,1941	-57,071
2	0,4414	14,90	1,29	-74,360	0,1842	-54,151
3	0,4194	16,40	1,42	-63,808	0,2027	-59,591
4	0,4243	16,07	1,39	-66,048	0,1986	-58,391
5	0,4232	16,14	1,40	-65,528	0,1995	-58,667
6	0,4234	16,12	1,40	-65,646	0,1993	-58,604
7	0,4234	16,13	1,40	-65,619	0,1994	-58,619
8	0,4234	16,13	1,40	-65,625	0,1994	-58,615

TABELA 29 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 29/08/2005..

Data	29/08/05	DJ 241				
		"CLÁSSICO"				
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3050	23,96	8,29	-6,326	0,5811	-171,950
2	0,4282	11,47	3,97	-17,510	0,2783	-82,360
3	0,3880	15,42	5,33	-13,023	0,3741	-110,706
4	0,3985	14,32	4,95	-14,108	0,3474	-102,789
5	0,3956	14,62	5,06	-13,799	0,3547	-104,968
6	0,3964	14,54	5,03	-13,883	0,3527	-104,368
7	0,3961	14,56	5,04	-13,860	0,3532	-104,533
8	0,3962	14,56	5,04	-13,867	0,3531	-104,488
		"H_PESAGRO"				
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3810	19,16	1,03	-78,30	0,1148	-33,960
2	0,4532	15,22	0,81	-131,77	0,0911	-26,965
3	0,4359	16,17	0,87	-117,25	0,0968	-28,659
4	0,4395	15,97	0,86	-120,17	0,0957	-28,308
5	0,4387	16,02	0,86	-119,54	0,0959	-28,383
6	0,4389	16,01	0,86	-119,67	0,0959	-28,367
7	0,4388	16,01	0,86	-119,64	0,0959	-28,371

TABELA 30 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 12/09/2005.

Data	12/09/05	DJ 255	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,2090	34,97	13,52	-1,827	0,9112	-270,055
2	0,3752	9,00	3,48	-10,565	0,2346	-69,521
3	0,2931	18,74	7,25	-5,036	0,4884	-144,749
4	0,3216	14,42	5,58	-6,658	0,3758	-111,373
5	0,3100	16,04	6,20	-5,962	0,4181	-123,923
6	0,3145	15,40	5,96	-6,223	0,4013	-118,939
7	0,3127	15,65	6,05	-6,119	0,4078	-120,872
8	0,3134	15,55	6,01	-6,160	0,4053	-120,115
9	0,3131	15,59	6,03	-6,144	0,4063	-120,411
10	0,3132	15,58	6,02	-6,150	0,4059	-120,295
11	0,3132	15,58	6,03	-6,148	0,4060	-120,340
H_PESAGRO						
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,2090	34,97	3,02	-8,031	0,3398	-100,695
2	0,3028	17,14	1,48	-24,426	0,1666	-49,362
3	0,3045	20,55	1,77	-24,831	0,1997	-59,177
4	0,3039	20,63	1,78	-24,697	0,2004	-59,401
5	0,3041	20,60	1,78	-24,741	0,2002	-59,328
6	0,3040	20,61	1,78	-24,727	0,2003	-59,352
7	0,3041	20,61	1,78	-24,731	0,2002	-59,344

TABELA 31 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 12/10/2005.

Data	12/10/05	DJ 285	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,2920	25,02	11,12	-4,359	0,7823	-233,819
2	0,4432	10,06	4,47	-15,239	0,3147	-94,059
3	0,3848	15,22	6,77	-9,976	0,4760	-142,266
4	0,4020	13,51	6,01	-11,378	0,4224	-126,247
5	0,3964	14,05	6,25	-10,910	0,4393	-131,299
6	0,3982	13,88	6,17	-11,056	0,4339	-129,690
7	0,3976	13,93	6,19	-11,009	0,4356	-130,200
8	0,3978	13,91	6,19	-11,024	0,4351	-130,038
9	0,3978	13,92	6,19	-11,019	0,4352	-130,090
10	0,3978	13,92	6,19	-11,021	0,4352	-130,073
H_PESAGRO						
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3600	20,27	2,03	-35,700	0,2355	-70,390
2	0,4665	13,97	1,40	-77,695	0,1623	-48,516
3	0,4327	15,93	1,59	-61,990	0,1851	-55,319
4	0,4415	15,41	1,54	-65,866	0,1790	-53,512
5	0,4391	15,55	1,55	-64,777	0,1807	-54,011
6	0,4398	15,51	1,55	-65,073	0,1802	-53,875
7	0,4396	15,52	1,55	-64,992	0,1804	-53,912
8	0,4396	15,52	1,55	-65,014	0,1803	-53,902

TABELA 32 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 16/11/2005.

Data	16/11/05	DJ 320	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,4150	17,60	7,65	-12,805	0,5195	-155,051
2	0,5699	9,98	4,34	-33,164	0,2948	-87,975
3	0,5185	12,48	5,42	-24,973	0,3685	-109,988
4	0,5322	11,79	5,12	-27,006	0,3481	-103,888
5	0,5283	11,99	5,21	-26,416	0,3539	-105,616
6	0,5294	11,93	5,19	-26,580	0,3522	-105,131
7	0,5291	11,95	5,19	-26,534	0,3527	-105,267
8	0,5292	11,94	5,19	-26,547	0,3526	-105,229
9	0,5291	11,94	5,19	-26,543	0,3526	-105,240
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,4920	14,85	1,51	-89,103	0,1909	-56,969
2	0,5858	11,85	1,21	-150,389	0,1523	-45,455
3	0,5625	12,58	1,28	-133,150	0,1618	-48,285
4	0,5675	12,43	1,27	-136,726	0,1597	-47,676
5	0,5664	12,46	1,27	-135,927	0,1602	-47,811
6	0,5666	12,45	1,27	-136,103	0,1601	-47,782

TABELA 33 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 05/12/2005.

Data	05/12/05	DJ 339	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3440	21,25	7,74	-8,595	0,6059	-179,777
2	0,5150	10,23	3,73	-28,847	0,2916	-86,538
3	0,4460	14,30	5,21	-18,735	0,4078	-121,000
4	0,4673	12,93	4,71	-21,552	0,3687	-109,409
5	0,4601	13,39	4,88	-20,562	0,3818	-113,283
6	0,4625	13,24	4,82	-20,886	0,3774	-111,993
7	0,4617	13,29	4,84	-20,777	0,3789	-112,423
8	0,4619	13,27	4,84	-20,813	0,3784	-112,279
9	0,4618	13,28	4,84	-20,801	0,3786	-112,327
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,3610	20,26	2,31	-31,393	0,2669	-79,206
2	0,4705	13,68	1,56	-69,481	0,1802	-53,481
3	0,4357	15,72	1,79	-55,188	0,2072	-61,472
4	0,4448	15,18	1,73	-58,706	0,2000	-59,353
5	0,4422	15,33	1,74	-57,718	0,2020	-59,937
6	0,4429	15,29	1,74	-57,986	0,2015	-59,778
7	0,4427	15,30	1,74	-57,913	0,2016	-59,821
8	0,4428	15,30	1,74	-57,933	0,2016	-59,809

TABELA 34 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 15/01/2006.

Data	15/01/06	DJ 15	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,2530	28,84	10,38	-3,482	0,8962	-268,451
2	0,4111	10,17	3,66	-14,936	0,3159	-94,625
3	0,3420	17,07	6,14	-8,603	0,5304	-158,887
4	0,3643	14,46	5,20	-10,394	0,4494	-134,609
5	0,3562	15,37	5,53	-9,717	0,4776	-143,055
6	0,3590	15,05	5,41	-9,949	0,4675	-140,056
7	0,3580	15,16	5,45	-9,867	0,4711	-141,112
8	0,3584	15,12	5,44	-9,896	0,4698	-140,739
9	0,3582	15,14	5,45	-9,885	0,4703	-140,870
10	0,3583	15,13	5,44	-9,889	0,4701	-140,824
11	0,3583	15,13	5,44	-9,888	0,4702	-140,840
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,3060	23,90	1,62	-32,421	0,1908	-57,144
2	0,4052	15,93	1,08	-75,305	0,1272	-38,096
3	0,3715	18,52	1,25	-58,018	0,1478	-44,288
4	0,3808	17,79	1,20	-62,491	0,1420	-42,536
5	0,3781	18,01	1,22	-61,148	0,1437	-43,051
6	0,3789	17,94	1,21	-61,535	0,1432	-42,901
7	0,3786	17,96	1,22	-61,423	0,1434	-42,945
8	0,3787	17,96	1,22	-61,455	0,1433	-42,932

TABELA 35 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 05/02/2006.

Data	05/02/06	DJ 36	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3310	22,04	9,41	-6,591	0,6839	-204,015
2	0,4913	10,10	4,31	-21,556	0,3133	-93,479
3	0,4308	14,30	6,10	-14,529	0,4436	-132,344
4	0,4484	12,96	5,53	-16,387	0,4022	-119,975
5	0,4428	13,38	5,71	-15,779	0,4151	-123,838
6	0,4445	13,25	5,66	-15,966	0,4111	-122,632
7	0,4440	13,29	5,67	-15,907	0,4123	-123,008
8	0,4442	13,28	5,67	-15,926	0,4119	-122,891
9	0,4441	13,28	5,67	-15,920	0,4121	-122,928
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,3950	18,51	1,12	-77,438	0,1270	-37,874
2	0,4752	14,50	0,88	-134,792	0,0995	-29,684
3	0,4545	15,52	0,94	-117,957	0,1065	-31,766
4	0,4591	15,30	0,93	-121,552	0,1049	-31,304
5	0,4580	15,35	0,93	-120,720	0,1053	-31,410
6	0,4582	15,34	0,93	-120,909	0,1052	-31,386
7	0,4582	15,34	0,93	-120,866	0,1052	-31,391

TABELA 36 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 04/03/2006.

Data	04/03/06	DJ 63	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,2650	27,52	9,78	-4,019	0,8220	-243,971
2	0,4291	10,16	3,61	-17,059	0,3034	-90,059
3	0,3570	16,70	5,93	-9,830	0,4986	-147,996
4	0,3804	14,24	5,06	-11,886	0,4252	-126,195
5	0,3718	15,10	5,37	-11,104	0,4509	-133,849
6	0,3748	14,79	5,26	-11,374	0,4417	-131,118
7	0,3738	14,90	5,30	-11,278	0,4450	-132,086
8	0,3741	14,86	5,28	-11,312	0,4438	-131,742
9	0,3740	14,88	5,29	-11,300	0,4443	-131,864
10	0,3741	14,87	5,28	-11,304	0,4441	-131,821
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,2960	24,67	2,19	-22,064	0,3156	-93,668
2	0,4028	15,34	1,36	-55,607	0,1962	-58,234
3	0,3655	18,48	1,64	-41,529	0,2364	-70,181
4	0,3759	17,57	1,56	-45,202	0,2248	-66,722
5	0,3728	17,85	1,58	-44,073	0,2283	-67,758
6	0,3737	17,77	1,58	-44,405	0,2272	-67,452
7	0,3734	17,79	1,58	-44,306	0,2276	-67,543
8	0,3735	17,78	1,58	-44,335	0,2275	-67,516

TABELA 37 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 12/04/2006.

Data	12/04/06	DJ 102	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,2460	29,68	9,83	-3,4449	1,1043	-330,489
2	0,4324	9,63	3,19	-18,7063	0,3585	-107,277
3	0,3382	17,87	5,92	-8,9493	0,6647	-198,922
4	0,3719	14,28	4,73	-11,9075	0,5314	-159,029
5	0,3578	15,70	5,20	-10,5977	0,5840	-174,787
6	0,3634	15,12	5,01	-11,1034	0,5626	-168,384
7	0,3611	15,35	5,08	-10,8966	0,5712	-170,951
8	0,3620	15,26	5,05	-10,9792	0,5678	-169,916
9	0,3617	15,30	5,07	-10,9459	0,5691	-170,332
10	0,3618	15,28	5,06	-10,9593	0,5686	-170,165
11	0,3617	15,29	5,06	-10,9539	0,5688	-170,232
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,2610	28,03	2,14	-17,6047	0,4552	-136,220
2	0,3687	16,24	1,24	-49,6197	0,2638	-78,951
3	0,3275	20,46	1,56	-34,7953	0,3322	-99,433
4	0,3399	19,13	1,46	-38,8813	0,3107	-92,974
5	0,3359	19,56	1,49	-37,5115	0,3176	-95,063
6	0,3371	19,42	1,48	-37,9443	0,3154	-94,395
7	0,3367	19,47	1,49	-37,8049	0,3161	-94,610
8	0,3369	19,45	1,48	-37,8495	0,3159	-94,541
9	0,3368	19,46	1,49	-37,8352	0,3160	-94,563

TABELA 38 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 26/04/2006.

Data	26/04/06	DJ 116	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3570	20,45	5,97	-11,9058	0,6620	-197,471
2	0,4793	11,72	3,42	-28,8191	0,3793	-113,145
3	0,4425	14,41	4,21	-22,6745	0,4666	-139,176
4	0,4516	13,73	4,01	-24,0926	0,4445	-132,591
5	0,4492	13,91	4,06	-23,7185	0,4502	-134,295
6	0,4498	13,86	4,05	-23,8140	0,4487	-133,858
7	0,4497	13,87	4,05	-23,7894	0,4491	-133,970
8	0,4497	13,87	4,05	-23,7957	0,4490	-133,941
H_PESAGRO						
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,4110	17,76	1,50	-61,9956	0,3047	-90,897
2	0,4917	13,84	1,17	-106,1291	0,2375	-70,836
3	0,4723	14,81	1,25	-94,0764	0,2541	-75,789
4	0,4763	14,61	1,23	-96,4997	0,2506	-74,764
5	0,4755	14,65	1,24	-95,9760	0,2514	-74,984
6	0,4756	14,64	1,24	-96,0875	0,2512	-74,937
7	0,4756	14,64	1,24	-96,0636	0,2512	-74,947

TABELA 39 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 19/05/2006.

Data	19/05/06	DJ 139	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3840	19,01	5,30	-15,392	0,4968	-146,018
2	0,5301	11,07	3,08	-40,486	0,2893	-85,026
3	0,4798	13,74	3,83	-30,022	0,3591	-105,552
4	0,4936	12,98	3,62	-32,692	0,3392	-99,693
5	0,4895	13,20	3,68	-31,887	0,3450	-101,411
6	0,4907	13,14	3,66	-32,119	0,3433	-100,913
7	0,4904	13,16	3,66	-32,051	0,3438	-101,058
8	0,4905	13,15	3,66	-32,071	0,3437	-101,016
9	0,4904	13,15	3,66	-32,065	0,3437	-101,028
H_PESAGRO						
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,4110	17,16	1,20	-74,289	0,1842	-54,155
2	0,5136	13,39	0,93	-144,933	0,1438	-42,269
3	0,4870	14,52	1,01	-123,593	0,1559	-45,833
4	0,4927	14,28	1,00	-127,992	0,1533	-45,064
5	0,4914	14,33	1,00	-126,993	0,1539	-45,237
6	0,4917	14,32	1,00	-127,215	0,1538	-45,198
7	0,4917	14,32	1,00	-127,165	0,1538	-45,207

TABELA 40 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 15/06/2006.

Data	15/06/06	DJ 166	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,2480	29,47	6,77	-5,022	0,7096	-209,068
2	0,4276	10,84	2,49	-25,750	0,2609	-76,884
3	0,3356	18,77	4,31	-12,440	0,4518	-133,120
4	0,3693	15,33	3,52	-16,584	0,3690	-108,735
5	0,3548	16,73	3,84	-14,710	0,4027	-118,660
6	0,3607	16,15	3,71	-15,448	0,3888	-114,556
7	0,3583	16,39	3,76	-15,140	0,3945	-116,239
8	0,3592	16,29	3,74	-15,266	0,3922	-115,547
9	0,3588	16,33	3,75	-15,214	0,3931	-115,831
10	0,3590	16,31	3,75	-15,235	0,3927	-115,714
11	0,3589	16,32	3,75	-15,226	0,3929	-115,762
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,2220	32,90	2,43	-11,027	0,4922	-145,029
2	0,3203	17,29	1,28	-33,114	0,2586	-76,204
3	0,2833	22,84	1,69	-22,907	0,3417	-100,691
4	0,2941	21,11	1,56	-25,649	0,3157	-93,032
5	0,2907	21,65	1,60	-24,748	0,3240	-95,453
6	0,2917	21,48	1,59	-25,027	0,3214	-94,694
7	0,2914	21,54	1,59	-24,939	0,3222	-94,932
7	0,2915	21,52	1,59	-24,967	0,3219	-94,858
8	0,2915	21,52	1,59	-24,958	0,3220	-94,881

TABELA 41 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 05/07/2006.

Data	05/07/06	DJ 186	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3200	22,81	4,77	-11,6680	0,7406	-216,959
2	0,4742	11,80	2,47	-37,9736	0,3830	-112,213
3	0,4109	15,95	3,33	-24,7078	0,5178	-151,703
4	0,4309	14,54	3,04	-28,4821	0,4721	-138,304
5	0,4239	15,03	3,14	-27,1269	0,4877	-142,887
6	0,4263	14,86	3,11	-27,5788	0,4824	-141,331
7	0,4255	14,92	3,12	-27,4242	0,4842	-141,861
8	0,4257	14,90	3,11	-27,4767	0,4836	-141,681
9	0,4256	14,90	3,12	-27,4588	0,4838	-141,742
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,2960	24,68	1,77	-26,7804	0,3716	-108,861
2	0,3854	16,41	1,18	-59,1041	0,2472	-72,415
3	0,3579	18,95	1,36	-47,3390	0,2854	-83,616
4	0,3649	18,30	1,31	-50,1552	0,2756	-80,738
5	0,3630	18,47	1,32	-49,3901	0,2782	-81,507
6	0,3635	18,43	1,32	-49,5914	0,2775	-81,304
7	0,3634	18,44	1,32	-49,5380	0,2777	-81,358
8	0,3634	18,44	1,32	-49,5521	0,2777	-81,344

TABELA 42 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 08/07/2006.

Data	08/07/06	DJ 189	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,1840	39,67	10,46	-1,7796	1,1447	-336,445
2	0,3443	9,72	2,56	-11,6626	0,2804	-82,405
3	0,2601	21,51	5,67	-5,0269	0,6208	-182,453
4	0,2907	15,95	4,21	-7,0162	0,4602	-135,275
5	0,2775	18,15	4,79	-6,1024	0,5237	-153,931
6	0,2828	17,22	4,54	-6,4613	0,4970	-146,083
7	0,2806	17,60	4,64	-6,3105	0,5079	-149,293
8	0,2815	17,45	4,60	-6,3721	0,5034	-147,965
9	0,2811	17,51	4,62	-6,3466	0,5053	-148,512
10	0,2813	17,48	4,61	-6,3571	0,5045	-148,286
11	0,2812	17,49	4,61	-6,3528	0,5048	-148,379
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,1800	40,68	2,19	-8,0557	0,4672	-137,315
2	0,2639	19,68	1,06	-25,3829	0,2261	-66,446
3	0,2321	27,08	1,46	-17,2814	0,3110	-91,405
4	0,2415	24,73	1,33	-19,4460	0,2841	-83,490
5	0,2385	25,47	1,37	-18,7335	0,2925	-85,984
6	0,2394	25,24	1,36	-18,9540	0,2899	-85,201
7	0,2391	25,31	1,36	-18,8844	0,2907	-85,447
8	0,2392	25,29	1,36	-18,9062	0,2905	-85,369
9	0,2392	25,30	1,36	-18,8993	0,2905	-85,394

TABELA 43 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 09/07/2006.

Data	09/07/06	DJ 190	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,5120	14,28	3,74	-38,890	0,3483	-102,565
2	0,6461	10,17	2,66	-78,168	0,2479	-73,006
3	0,6072	11,36	2,97	-64,871	0,2769	-81,541
4	0,6167	11,06	2,90	-67,951	0,2698	-79,451
5	0,6143	11,14	2,92	-67,156	0,2716	-79,984
6	0,6149	11,12	2,91	-67,356	0,2712	-79,850
7	0,6147	11,12	2,91	-67,306	0,2713	-79,884
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,4830	15,13	0,56	-226,000	0,0955	-28,124
2	0,5303	13,48	0,50	-299,123	0,0851	-25,061
3	0,5228	13,75	0,51	-286,612	0,0868	-25,551
4	0,5239	13,71	0,51	-288,398	0,0865	-25,480
5	0,5237	13,72	0,51	-288,135	0,0866	-25,490

TABELA 44 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 10/07/2006.

Data	10/07/06	DJ 191	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3370	21,67	5,43	-11,4982	0,6416	-188,803
2	0,4897	11,39	2,85	-35,2885	0,3374	-99,293
3	0,4303	15,13	3,79	-23,9374	0,4481	-131,843
4	0,4483	13,92	3,49	-27,0614	0,4124	-121,340
5	0,4423	14,32	3,59	-25,9992	0,4240	-124,764
6	0,4442	14,19	3,56	-26,3378	0,4202	-123,656
7	0,4436	14,23	3,57	-26,2275	0,4214	-124,016
8	0,4438	14,22	3,56	-26,2632	0,4211	-123,899
9	0,4438	14,22	3,56	-26,2516	0,4212	-123,937
H_PESAGRO						
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3340	21,90	1,64	-37,0567	0,2758	-81,165
2	0,4227	15,47	1,16	-75,1334	0,1948	-57,331
3	0,3969	17,34	1,30	-62,1681	0,2183	-64,242
4	0,4032	16,88	1,27	-65,1782	0,2125	-62,545
5	0,4016	17,00	1,28	-64,3983	0,2140	-62,979
6	0,4020	16,97	1,27	-64,5950	0,2137	-62,869
7	0,4019	16,97	1,27	-64,5450	0,2137	-62,897

TABELA 45 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 19/07/2006.

Data	19/07/06	DJ 200	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,2910	25,13	6,28	-7,388	0,6125	-178,409
2	0,4208	12,11	3,03	-22,334	0,2952	-85,973
3	0,3739	16,55	4,14	-15,668	0,4034	-117,499
4	0,3871	15,20	3,80	-17,396	0,3704	-107,889
5	0,3831	15,61	3,90	-16,853	0,3804	-110,791
6	0,3843	15,48	3,87	-17,014	0,3774	-109,917
7	0,3839	15,52	3,88	-16,966	0,3783	-110,180
8	0,3840	15,51	3,88	-16,980	0,3780	-110,101
9	0,3840	15,51	3,88	-16,976	0,3781	-110,125
H_PESAGRO						
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3000	24,38	1,91	-25,539	0,3154	-91,879
2	0,3839	16,39	1,28	-53,501	0,2120	-61,765
3	0,3598	18,72	1,46	-44,065	0,2423	-70,570
4	0,3656	18,16	1,42	-46,211	0,2350	-68,447
5	0,3641	18,30	1,43	-45,666	0,2368	-68,980
6	0,3645	18,27	1,43	-45,801	0,2364	-68,848
7	0,3644	18,28	1,43	-45,767	0,2365	-68,881

TABELA 46 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 20/07/2006.

Data	20/07/06	DJ 201	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,2310	31,68	7,13	-4,1678	0,6118	-180,251
2	0,3855	11,42	2,57	-19,3729	0,2207	-65,012
3	0,3123	19,44	4,38	-10,3016	0,3755	-110,623
4	0,3375	16,19	3,65	-13,0025	0,3127	-92,141
5	0,3276	17,42	3,92	-11,8853	0,3364	-99,103
6	0,3313	16,95	3,82	-12,2975	0,3273	-96,432
7	0,3299	17,12	3,86	-12,1384	0,3308	-97,448
8	0,3304	17,06	3,84	-12,1988	0,3294	-97,060
9	0,3302	17,08	3,85	-12,1757	0,3299	-97,208
10	0,3303	17,07	3,84	-12,1845	0,3298	-97,152
			H_PESAGRO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,2340	31,23	2,40	-12,4653	0,4120	-121,372
2	0,3374	16,78	1,29	-37,3730	0,2214	-65,230
3	0,2977	21,98	1,69	-25,6764	0,2900	-85,450
4	0,3096	20,33	1,56	-28,8711	0,2682	-79,026
5	0,3057	20,86	1,60	-27,7997	0,2753	-81,097
6	0,3070	20,69	1,59	-28,1375	0,2730	-80,436
7	0,3066	20,75	1,59	-28,0288	0,2737	-80,648
8	0,3067	20,73	1,59	-28,0635	0,2735	-80,580
9	0,3066	20,74	1,59	-28,0524	0,2736	-80,601

TABELA 47 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 24/07/2006.

Data	24/07/06	DJ 205	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3030	24,11	6,28	-8,2009	0,3911	-114,554
2	0,4381	11,90	3,10	-24,7835	0,1931	-56,562
3	0,3893	16,10	4,20	-17,3916	0,2612	-76,511
4	0,4031	14,83	3,86	-19,3035	0,2406	-70,473
5	0,3988	15,22	3,96	-18,7036	0,2468	-72,296
6	0,4001	15,10	3,93	-18,8818	0,2450	-71,748
7	0,3997	15,13	3,94	-18,8280	0,2455	-71,913
8	0,3998	15,12	3,94	-18,8441	0,2454	-71,863
			H_PESAGRO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3290	22,20	0,95	-62,1530	0,1047	-30,665
2	0,3952	17,22	0,74	-107,6911	0,0812	-23,792
3	0,3789	18,47	0,79	-94,9116	0,0871	-25,516
4	0,3823	18,20	0,78	-97,5356	0,0859	-25,151
5	0,3816	18,26	0,79	-96,9545	0,0861	-25,231
6	0,3817	18,25	0,79	-97,0812	0,0861	-25,213
7	0,3817	18,25	0,79	-97,0535	0,0861	-25,217

TABELA 48 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 27/07/2006.

Data	27/07/06	DJ 208	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3960	18,44	5,91	-14,8510	0,5142	-152,708
2	0,5601	10,42	3,34	-42,0193	0,2905	-86,275
3	0,4991	13,25	4,25	-29,7299	0,3696	-109,764
4	0,5169	12,38	3,97	-33,0347	0,3452	-102,542
5	0,5113	12,65	4,06	-31,9593	0,3529	-104,813
6	0,5130	12,57	4,03	-32,2901	0,3505	-104,107
7	0,5125	12,59	4,04	-32,1865	0,3513	-104,327
8	0,5126	12,59	4,04	-32,2188	0,3510	-104,258
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,3770	19,36	1,21	-64,8097	0,1799	-53,434
2	0,4512	15,12	0,94	-111,0820	0,1405	-41,728
3	0,4332	16,17	1,01	-98,3325	0,1502	-44,625
4	0,4370	15,95	1,00	-100,9154	0,1482	-44,020
5	0,4362	16,00	1,00	-100,3524	0,1487	-44,151
6	0,4363	15,99	1,00	-100,4732	0,1486	-44,123
7	0,4363	15,99	1,00	-100,4472	0,1486	-44,129

TABELA 49 - Valores de U^* , r_{ah} , dT , L e dos coeficientes da regressão linear (a e b) obtidos no pixel quente durante o processo iterativo no dia 09/08/2006.

Data	09/08/06	DJ 221	CLASSICO			
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
1	0,3930	18,61	5,29	-16,2264	0,4810	-141,810
2	0,5141	11,51	3,27	-36,3191	0,2975	-87,710
3	0,4788	13,63	3,88	-29,3436	0,3525	-103,926
4	0,4873	13,11	3,73	-30,9340	0,3390	-99,951
5	0,4851	13,25	3,77	-30,5252	0,3425	-100,958
6	0,4857	13,21	3,76	-30,6273	0,3416	-100,705
7	0,4855	13,22	3,76	-30,6016	0,3418	-100,769
8	0,4856	13,22	3,76	-30,6080	0,3418	-100,753
IT.	U^*	r_{ah}	dT	L	a	b
H_PESAGRO						
1	0,4190	17,43	1,15	-83,9326	0,1714	-50,538
2	0,4849	14,27	0,94	-130,1044	0,1403	-41,372
3	0,4711	14,96	0,98	-119,3341	0,1471	-43,357
4	0,4737	14,83	0,97	-121,2762	0,1458	-42,993
5	0,4732	14,85	0,98	-120,9070	0,1461	-43,062
6	0,4733	14,85	0,98	-120,9765	0,1460	-43,049