

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**FLUXOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE E EVAPOTRANSPIRAÇÃO DIÁRIA
EM ÁREAS AGRÍCOLAS E DE VEGETAÇÃO NATIVA NA BACIA DO
JACUÍ POR MEIO DE IMAGENS ORBITAIS**

THIAGO VELOSO DOS SANTOS

**Porto Alegre
2009**

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**FLUXOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE E EVAPOTRANSPIRAÇÃO DIÁRIA
EM ÁREAS AGRÍCOLAS E DE VEGETAÇÃO NATIVA NA BACIA DO
JACUÍ POR MEIO DE IMAGENS ORBITAIS**

Thiago Veloso dos Santos

Orientadora: Dra. Rita de Cássia Marques Alves

Co-orientadora: Dra. Denise Cybis Fontana

Banca examinadora:

Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva (UFCG)

Prof. Dr. Osvaldo Luiz Leal de Moraes (UFSC)

Prof. Dr. Moacir Antonio Berlato (UFRGS)

**Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do grau de
Mestre em Sensoriamento Remoto, área de
concentração em Sensoriamento Remoto
Aplicado a Recursos Naturais e do Ambiente**

**Porto Alegre
2009**

APRESENTAÇÃO

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto do Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), sob a orientação da Dra. Rita de Cássia Marques Alves e co-orientação da Dra. Denise Cybis Fontana.

Gostaria expressar os seguintes agradecimentos:

À Dra. Rita de Cássia Marques;

À Dra. Denise Fontana, pelo conhecimento, experiência e oportunidades que me ofereceu e pela orientação técnica;

À UFRGS, meu segundo lar, que sempre proporcionou as mais favoráveis condições possíveis para a execução deste estudo;

Ao CEPSRM e seu programa de Pós-Graduação, em especial às secretárias Magdalena Assaf e Mônica Kreling, pelo atendimento sempre gentil, eficiência notável e por todos os momentos descontraídos;

Aos meus colegas e amigos do CEPSRM, em especial ao Agostinho, Andréa, Aníbal Gusso, Daniel Zanotta, Jaque, Lindolfo e Rafaela pelas valiosas discussões e por todos os demais memoráveis momentos;

À Janaína Carneiro e ao Dr. Osvaldo Moraes, do Laboratório de Micrometeorologia (Lµmet) da Universidade Federal de Santa Maria, pela concessão dos dados meteorológicos utilizados neste trabalho;

Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (CNPq), pelo suporte financeiro na forma de bolsa de estudos integral, e à Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP), pela infraestrutura concedida ao Laboratório de Meteorologia e Qualidade do Ar – UFRGS.

Por fim, mais do que tudo, à minha família, Iracema e Daniel Veloso, pelo carinho, incentivo e suporte constante no decorrer da vida, e também à Carmen Rekowsky, pelo incondicional companheirismo, apoio, compreensão, paciência e amor dedicados em um momento tão desafiador.

A verdadeira diferença entre o mestre e o aprendiz é que o aprendiz se depara com algo simples e intuitivamente o faz parecer difícil, ao passo que o mestre pega o impossível e naturalmente o faz parecer simples.

-Buddy Rich,

baterista estadunidense

RESUMO

Fluxos de energia na superfície e evapotranspiração diária constituem importantes parâmetros do tempo e do clima em estudos agrometeorológicos e de racionalização no uso da água. As metodologias convencionais de estimativa destes parâmetros são pontuais e, em geral, apresentam incertezas, as quais aumentam muito quando o interesse é o comportamento espacial desses parâmetros. Dessa forma, o objetivo deste trabalho foi realizar uma estimativa dos fluxos de calor na superfície e da evapotranspiração para uma área extensa, que compreende regiões de cultivo de arroz no município de Paraíso do Sul – RS, a partir de informações coletadas por uma plataforma orbital. Para cumprir este objetivo, aplicou-se o algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), largamente referenciado na literatura nacional e internacional, em uma imagem do sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), escolhido por sua refinada resolução espacial (15-90 m). Baseando-se nas informações de reflectância e emissão termal da superfície, bem como de no mínimo um registro de velocidade do vento em um pixel contido na imagem, o SEBAL é capaz de determinar, consecutivamente, saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente na superfície, através do qual é possível estimar os valores diários de evapotranspiração. As estimativas do SEBAL foram verificadas a partir dos dados de um experimento de campo iniciado em 2003 por uma equipe do Laboratório de Micrometeorologia (L μ met), da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM). Neste experimento, os sensores instalados na estação micrometeorológica coletaram dados em alta frequência para que os fluxos de calor sensível e latente fossem determinados a partir do método das Correlações Turbulentas. Devido a problemas operacionais nos instrumentos durante o experimento, o fluxo de calor latente não pôde ser determinado para o dia da passagem do satélite. Em geral, os resultados estimados pelo SEBAL foram considerados coerentes, o que confere à metodologia utilizada um grande potencial de uso, uma vez que ela possibilita a espacialização dos fluxos energéticos em regiões onde não há disponibilidade de informações de campo.

ABSTRACT

Surface energy fluxes and daily evapotranspiration are important weather and climatic parameters for agrometeorological studies and rationalisation in the use of water. The conventional methodologies for estimating these parameters generally present uncertainties, which increase when the interest is the spatial behavior of such parameters. Thus, the objective of this study was to estimate surface energy fluxes and daily evapotranspiration for a large area, which includes irrigated rice farms near of the municipality of Paraíso do Sul - RS, based on information collected by an orbital platform. In order to achieve this goal, the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) was applied in an Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) scene. ASTER collects data in high (15-90 m) spatial resolution, capability that turns the sensor into the most suitable one for retrieving surface energy fluxes. Based on information of reflectance and thermal emission from the surface and at least one wind speed record at one a pixel of the image, SEBAL is able to determine, sequentially, net radiation, soil heat flux, sensible heat flux and latent heat flux on the surface, from which is possible to estimate daily values of evapotranspiration. SEBAL estimates were evaluated with data collected over a experimental site in 2003 by a team of Laboratory of Micrometeorology (Lumet), from Federal University of Santa Maria (UFSM). In this experiment, the sensors (installed in the micrometeorological station) collected data at high frequency, so that the sensible and latent heat fluxes were determined from the eddy correlation technique. Due to operational problems in the instruments during the experiment, the latent heat flux could not be determined in the day the scene was acquired. Overall, the results estimated by SEBAL were consistent, which grants to the methodology a systematic potential for utilization, since it allows the analysis of energy balance fluxes in regions where there is no availability of field information.

SUMÁRIO

RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
SUMÁRIO	v
Lista de Figuras	vii
Lista de Tabelas	ix
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	2
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1 Evapotranspiração	4
2.2 Evapotranspiração de Referência	6
2.3 Determinação da ET em pontos amostrais	7
2.3.1 Método do Balanço Hídrico	7
2.3.2 Método do Balanço de Energia	9
2.3.3 Método das Correlações Turbulentas	11
2.4 Determinações da evapotranspiração usando imagens orbitais	13
2.5 O sensor ASTER	16
2.5.1 Reflectância de superfície	18
2.5.2 Temperatura de superfície	20
2.6 O algoritmo SEBAL e suas aplicações	21
3 METODOLOGIA	24
3.1 Área de estudo	24
3.2 Dados meteorológicos	25
3.3 Pré-processamento das imagens	27
3.4 Implementação do SEBAL	28
3.4.1 Saldo de radiação na superfície	29
3.4.2 Fluxo de calor no solo	33
3.4.3 Fluxo de calor sensível	34

3.4.4 Fluxo de calor latente e evapotranspiração	39
4 Resultados e discussão	41
4.1 Albedo de superfície	41
4.2 NDVI	45
4.3 Saldo de radiação à superfície	48
4.4 Fluxo de calor no solo	52
4.5 Fluxo de calor sensível	56
4.6 Fluxo de calor latente	60
4.7 Evapotranspiração diária	64
5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	70
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72
Apêndice A	82
ROTEIRO PARA CONVERSÃO DOS VALORES DE RADIÂNCIA DAS BANDAS DO SENSOR ASTER PARA REFLECTÂNCIA DE SUPERFÍCIE UTILIZANDO O MÓDULO FLAASH DO ENVI 4.5	
I. Reamostragem das bandas	82
II. Transformação de formatos de imagem	82
III. Aplicando o FLAASH	83
IV. Configuração dos parâmetros da imagem	83
V. Modelo atmosférico e modelo de aerossóis	84

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1 – Composição R(3)G(1)B(2) ASTER da área de estudo</i> -----	24
<i>Figura 2 – Torre micrometeorológica instalada no sítio experimental em Paraíso do Sul.</i> ----	25
<i>Figura 3 – Sistema de covariância de vórtices: anemômetro sônico e analisador de gás de caminho aberto.</i> -----	26
<i>Figura 4 – Parâmetros de correção atmosférica utilizados no FLAASH</i> -----	28
<i>Figura 5 - Fluxograma para determinação do calor sensível. Fonte: Adaptado de Allen et al. (2002a)</i> -----	39
<i>Figura 6 – Imagem da distribuição espacial do albedo de superfície em 4 de março de 2004</i>	42
<i>Figura 7 – Histograma da distribuição espacial do albedo de superfície em 4 de março de 2004</i> -----	43
<i>Figura 8 – Imagem da distribuição espacial do NDVI em 4 de março de 2004</i> -----	46
<i>Figura 9 – Histograma da distribuição espacial do NDVI em 4 de março de 2004</i> -----	47
<i>Figura 10 – Imagem da distribuição espacial do saldo de radiação em 4 de março de 2004</i>	50
<i>Figura 11 – Histograma da distribuição espacial do saldo de radiação em 4 de março de 2004</i> -----	51
<i>Figura 12 – Imagem da distribuição espacial do fluxo de calor no solo em 4 de março de 2004</i> -----	53
<i>Figura 13 – Histograma da distribuição espacial do fluxo de calor no solo em 4 de março de 2004</i> -----	54
<i>Figura 14 – Variação diária dos fluxos de calor na superfície medidos pela estação micrometeorológica</i> -----	55
<i>Figura 15 – Pixels-âncora eleitos e suas informações</i> -----	57
<i>Figura 16 – Número de iterações necessárias para estabilização da resistência aerodinâmica</i> -----	57
<i>Figura 17 – Imagem da distribuição espacial do fluxo de calor sensível em 4 de março de 2004</i> -----	58
<i>Figura 18 – Histograma da distribuição espacial do fluxo de calor sensível em 4 de março de 2004</i> -----	59
<i>Figura 19 – Imagem da distribuição espacial do fluxo de calor latente em 4 de março de 2004</i> -----	62

<i>Figura 20 – Histograma da distribuição espacial do fluxo de calor latente em 4 de março de 2004</i>	63
<i>Figura 21 – Imagem da distribuição espacial da evapotranspiração diária em 4 de março de 2004</i>	66
<i>Figura 22 – Histograma da distribuição espacial da evapotranspiração diária em 4 de março de 2004</i>	67
<i>Figura 23 – Comportamento do balanço de energia para três alvos típicos</i>	69

LISTA DE TABELAS

<i>Tabela 1 – Características espectrais do sensor ASTER (Yamaguchi et al., 1998)</i>	<i>17</i>
<i>Tabela 2 – Produtos ASTER utilizados (ASTER User's Guide, 2007).....</i>	<i>18</i>
<i>Tabela 3 - Modelos atmosféricos do MODTRAN em função da latitude (T = Tropical, MLS = Mid-Latitude Summer e SAS = Sub-Arctic Summer).</i>	<i>84</i>

1 INTRODUÇÃO

O ciclo hidrológico afeta fortemente diversos aspectos da vida humana, desde a produção agrícola, utilização de energia, controle de cheias, suprimento de água para a indústria e população, manejo da flora e da fauna, dentre outros. Em virtude disso, modelos que facilitem a compreensão do ciclo hidrológico podem, efetivamente, contribuir para o planejamento e gestão dos recursos hídricos. De uma maneira geral, as modificações ocasionadas por fenômenos naturais ou antrópicos favorecem flutuações em diversas componentes do ciclo hidrológico, tais como precipitação, evapotranspiração e umidade do solo, fundamentalmente dependentes dos processos de trocas radiativas e energéticas entre a atmosfera e a superfície.

No contexto agrícola, o manejo adequado dos recursos hídricos consiste na aplicação da quantidade necessária de água às plantas no momento correto, na definição dos locais e épocas de semeadura (zoneamento agrometeorológico), minimizando o risco e maximizando o aproveitamento dos recursos naturais. Por não adotar um método de controle objetivo da irrigação, o produtor rural pode irrigar em excesso, ou de forma deficiente, o que pode comprometer a produção. O excesso tem como consequência, ainda, o desperdício de energia e de água, usados em um bombeamento desnecessário.

Diante desse panorama, estimativas da variação espaço-temporal dos fluxos radiativos e energéticos à superfície e da umidade do solo viabilizam o entendimento dos processos evaporativos, aspecto fundamental em muitas aplicações que enfocam recursos hídricos e modelagem climática (Mohamed *et al.*, 2004). No entanto, devido à escassez de dados meteorológicos, os modelos atmosféricos, hidrológicos e agrometeorológicos utilizam dados regionais normalmente dotados de resolução inadequada para representar as situações atmosféricas que se deseja modelar.

Em geral, as medições micrometeorológicas relevantes no monitoramento dos recursos hídricos são realizadas apenas durante experimentos que ocorrem em um curto período de tempo e em área de pequena dimensão. Na perspectiva de minimizar os problemas oriundos da baixa disponibilidade de informações de campo, o sensoriamento remoto tem se apresentado como uma ferramenta promissora para avaliações tanto no aspecto hidrológico como meteorológico. Proporciona uma alternativa para quantificação dos fluxos radiativos e energéticos entre a atmosfera e a superfície terrestre, bem como do grau de umidade no solo e da taxa evaporativa em escala regional. As principais vantagens da obtenção de dados via

sensoriamento remoto orbital podem ser resumidas como: 1) possibilidade de coleta de informações detalhadas para uma extensa área em tempo relativamente curto e a baixo custo; e 2) quantificação de parâmetros físicos da superfície terrestre com um fluxo quase contínuo de dados com alta resolução temporal e espacial, possibilitando considerável melhoria nos sistemas de assimilação dos modelos de previsão do tempo e clima.

Constam na literatura vários métodos a partir dos quais se estima a evapotranspiração tirando-se proveito de técnicas de sensoriamento remoto (Caselles *et al.*, 1992; Bastiaanssen, 1998a, Roerink *et al.*, 1999). O *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL – Bastiaanssen, 1998a) é um modelo de processamento de imagens concebido para calcular a evapotranspiração a partir de imagens de satélite e dados meteorológicos, utilizando o conceito de balanço de energia na superfície terrestre. Sua principal vantagem é permitir a estimativa da evapotranspiração para extensas áreas, usando como entrada imagens orbitais e poucos dados de estações meteorológicas. A estimativa é feita mapeando-se o balanço de energia no momento da tomada da imagem de satélite. Todos os componentes da evapotranspiração são calculados baseando-se na reflectância da superfície e sua emitância na porção termal do espectro. O fluxo instantâneo da evapotranspiração é então convertido para valores diários a partir da extrapolação da fração evaporativa para 24 horas, em função do saldo de radiação diário.

Tendo em vista que na literatura consta somente um trabalho (Giacomoni, 2005) onde foram mapeados os fluxos de calor na superfície por meios de imagens orbitais para o Rio Grande do Sul, e em nível estadual, utilizando o sensor AVHRR, seria desejável que se testasse a potencialidade de sensores dotados de resolução espacial mais refinada. A hipótese testada neste trabalho foi de que as imagens do sensor ASTER, integradas ao modelo SEBAL, são capazes de estimar, com adequada precisão e representação espacial, os componentes relacionados às trocas de radiação e energia entre atmosfera e a superfície.

1.1 Objetivos

Este estudo teve como objetivo geral avaliar a eficiência do SEBAL no que concerne às estimativas das componentes do balanço de energia (saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxos de calor sensível e latente) e, também, da evapotranspiração realizadas com uma imagem do sensor ASTER. Em auxílio ao cumprimento dessa meta, os seguintes objetivos específicos foram determinados:

- estimar os fluxos instantâneos de energia à superfície e evapotranspiração real diária por meio do algoritmo SEBAL, utilizando dados do sensor multiespectral de alta resolução ASTER;
- avaliar a concordância entre as estimativas dos fluxos instantâneos de energia e evapotranspiração real diária com medidas *in situ* obtidas na estação micrometeorológica instalada em Paraíso do Sul;
- analisar qualitativamente o padrão espacial dos fluxos instantâneos de energia e evapotranspiração real diária na região de Paraíso do Sul através da imagem orbital.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Evapotranspiração

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

Segundo Klocke *et al.* (1996), a evapotranspiração corresponde à água removida da superfície e lançada na atmosfera. Este fenômeno ocorre devido à combinação de dois processos através dos quais a água é perdida pela superfície: por evaporação ou por transpiração. A evaporação, segundo definição de Allen *et al.* (1998), é o processo através do qual a água é convertida da fase líquida para a fase de vapor (vaporização), removendo-a de superfícies evaporantes como oceanos, lagos, rios, pavimentos, solos e vegetação úmida (evaporação do orvalho e da chuva interceptada pela copa das árvores). Já a transpiração é a água transferida ou perdida pela vegetação para a atmosfera, a partir de pequenos orifícios da superfície das folhas, estômatos, ou através de pequenas perdas pelas lenticelas no caso das plantas lenhosas (Pereira *et al.*, 2002).

O processo de transpiração é decorrente das ações físicas e fisiológicas dos vegetais, através dos estômatos (Villela e Mattos, 1975).

O termo evapotranspiração foi proposto por Thornthwaite (1944) para representar ambos os processos, evaporação e transpiração, que ocorrem de maneira natural e simultânea em uma superfície vegetada (Pereira *et al.*, 2002). A evapotranspiração é fortemente influenciada por fatores da vegetação, fatores de manejo de solo e gestão das condições ambientais e, principalmente, por parâmetros que dizem respeito ao tempo (Allen *et al.*, 1998; Pereira *et al.*, 2002).

Os elementos de tempo que oferecem maior impacto neste processo são: radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e a velocidade do vento

(Pereira *et al.*, 2002). Temperatura do ar elevada, baixa umidade, condições de céu claro e alta velocidade dos ventos são condições que, se combinadas, muito contribuem com o aumento da evapotranspiração. A principal fonte de energia utilizada no processo de evapotranspiração é a radiação solar. Essa energia é um elemento determinante no processo, uma vez que a mesma é responsável pelo aquecimento da superfície e do ar e esse aquecimento é favorável ao processo evaporativo. Ao longo de um dia, o aumento da temperatura do ar provoca aumento no déficit de saturação, tornando maiores as demandas evaporativas do ar. Essa condição favorece a evapotranspiração, porque a quantidade de vapor que pode estar presente no mesmo volume de ar torna-se maior (Garcez e Alvarez, 1988; Pereira *et al.*, 2002).

A temperatura atua em conjunto com a umidade relativa do ar e ambas condicionam a pressão de vapor agindo, portanto, como elementos ligados ao gradiente de vapor entre a superfície e o ar vizinho a ela (Villela e Mattos, 1975; Pereira *et al.*, 2002). A umidade relativa do ar, por sua vez, é determinante no processo evaporativo, uma vez que a umidade relativa baixa é um indicativo de uma forte demanda evaporativa da atmosfera. A demanda evaporativa da atmosfera está relacionada com a sua capacidade de remover água da superfície, necessária para a manutenção do ciclo hidrológico, bem como da quantidade de calor latente necessário para a alimentação dos seus diferentes processos. Quanto maior a umidade relativa do ar, menor é a demanda evaporativa; portanto, menor a evapotranspiração (Pereira *et al.*, 2002).

O vento, por sua vez, intervém ativamente no fenômeno de evaporação, aumentando a intensidade desta por afastar das proximidades das superfícies evaporantes as massas de ar de elevado grau de umidade, substituindo-as por massas de ar com menor teor de vapor d'água (Garcez e Alvarez, 1988). Segundo Pereira *et al.* (2002), o vento também atua como transporte advectivo de energia de uma região mais seca para uma região mais úmida, e esta energia é utilizada no processo de evapotranspiração. Ainda segundo os autores, no que diz respeito ao fenômeno da transpiração, altas velocidades do vento causam o fechamento dos estômatos e, conseqüentemente, redução da mesma por resfriamento da superfície vegetal.

Os fatores ligados à vegetação também têm uma grande parcela de influência no processo de evapotranspiração. Em estudos de quantificação da evapotranspiração, principalmente em atividades de agricultura irrigada, a espécie vegetal deve ser levada em consideração, uma vez que variáveis como a arquitetura foliar (distribuição espacial da folhagem, resistência interna da planta ao transporte de água e outros fatores morfológicos

como número, tamanho e distribuição dos estômatos) diferem de planta para planta (Pereira *et al.*, 2002). Isso é determinante na necessidade hídrica de cada espécie de cultura durante os estádios de crescimento (Klocke *et al.*, 1996).

Outro fator relacionado à planta que também deve ser levado em consideração é o albedo da vegetação. Este fator influencia diretamente na disponibilidade do saldo de radiação para o processo, pois quanto mais escura for a vegetação, menor será a reflexão dos raios solares incidentes, conseqüentemente maior a absorção, e maior será o saldo de radiação (Pereira *et al.*, 2002). Ainda de acordo com os pesquisadores, a intensidade da evapotranspiração também é função da profundidade do sistema radicular da planta (pois quanto maior for o sistema radicular maior é o volume de solo explorado pelas raízes, visando o atendimento da demanda hídrica da atmosfera), da altura e da rugosidade da planta (pois plantas mais altas e mais rugosas interagem mais eficientemente com a atmosfera em movimento, extraindo mais energia do ar, contribuindo para o aumento da evapotranspiração).

Os fatores de gestão das condições ambientais também são relevantes no processo evapotranspirativo. Segundo Allen *et al.* (1998), fatores como salinidade e fertilidade do solo, solos compactados e quase impermeáveis, controle de pragas e doenças das lavouras e o manejo inadequado dos solos limitam o desenvolvimento das culturas e podem reduzir consideravelmente a evapotranspiração. Segundo Garcez e Alvarez (1975), a intensidade da evaporação é inversamente proporcional ao teor de sal na água. Em igualdade de condições há uma redução de 2% a 3% da evapotranspiração ao passar da água doce para a água salgada. Pereira *et al.* (2002) enfatizaram os fatores relacionados ao manejo do solo. Um espaçamento menor resulta numa competição intensa pela água, causando o aprofundamento do sistema radicular para aumentar o volume de água absorvido.

2.2 Evapotranspiração de Referência

A evapotranspiração de referência (ET_0) é definida como sendo a quantidade de água removida de uma superfície com características específicas. De acordo com Allen *et al.* (1998), a superfície de referência é uma área totalmente coberta por uma cultura hipotética, com altura 0,12 m, com resistência estomática fixa em 70 s.m^{-1} , com albedo de 0,23 e sem restrições hídricas.

Ainda de acordo com Allen *et al.* (1998), o conceito de evapotranspiração de referência foi introduzido para o estudo da demanda evaporativa da atmosfera independentemente do tipo, fase de desenvolvimento ou manejo da cultura. Desta forma, os únicos fatores que afetam a evapotranspiração de referência são os elementos atmosféricos. Esta é a razão pela qual a ET_0 é uma variável atmosférica que, a depender da escala temporal de interesse, pode ser computada a partir de dados climáticos. A estimativa da evapotranspiração de referência foi recentemente padronizada pelo método da FAO Penman-Monteith. Este método foi obtido a partir da equação original de Penman-Monteith e da equação da resistência estomática da superfície (Allen *et al.*, 1998):

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (2.1)$$

onde: ET_0 é a evapotranspiração de referência (mm.dia^{-1}), Δ é a tangente à curva de saturação de vapor ($\text{kPa.}^\circ\text{C}$), R_n é o saldo de radiação ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$), T é a temperatura do ar média diária a 2 m de altura ($^\circ\text{C}$), u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (m.s^{-1}), e_s é a pressão de saturação do vapor (kPa) e e_a é a pressão real de vapor (kPa).

2.3 Determinação da ET em pontos amostrais

Experimentalmente, as medições de evapotranspiração podem ser realizadas, com bastante acurácia, dentre outros, a partir do método do balanço hídrico, do método do balanço de energia e do método de correlações turbulentas.

2.3.1 Método do Balanço Hídrico

Segundo Allen *et al.* (1998), a estimativa da evapotranspiração através do método do balanço hídrico do solo consiste em avaliar o fluxo de água que entra e que sai da zona de raízes da cultura sobre um determinado período de tempo. O referido método é apresentado na Equação (2.2):

$$ET = I + P - RO - DP + CR \pm \Delta SF \pm \Delta SW \quad (2.2)$$

onde I é a irrigação, P é a precipitação pluvial, RO é o escoamento superficial, DP é a percolação profunda que eventualmente reabastece o lençol freático, CR é ascensão capilar das partes mais rasas do lençol freático para a zona de raízes, ΔSF é a variação da água que flui horizontalmente através do escoamento sub-superficial e ΔSW é a variação do armazenamento num determinado período de tempo.

Os equipamentos comumente utilizados para determinação da evapotranspiração através do método do balanço hídrico são os denominados evapotranspirômetros ou lisímetros, os quais são tanques cheios com solos, onde a cultura se desenvolve com sua zona de raiz isolada do seu meio ambiente. No caso dos lisímetros, a medição da evapotranspiração é determinada pela observação da diferença no peso do lisímetro em medições consecutivas. Segundo Allen *et al.* (1998), o lisímetro de alta sensibilidade representa o melhor método para medir com precisão a perda de água do solo e da superfície das culturas, e tem sido utilizado no desenvolvimento e validação de testes micrometeorológicos teóricos que visam determinar a evapotranspiração.

De acordo com Allen *et al.* (1998), as perdas de água são diretamente medidas pela troca de massa, e isso proporciona a obtenção da evapotranspiração com uma precisão de alguns centésimos de milímetro, em períodos de tempo considerados curtos como uma hora. Os autores enfatizaram que para se obter medidas com uma boa precisão é necessário que a vegetação dentro e imediatamente fora do lisímetro seja perfeitamente emparelhada (mesma altura e índice de área foliar).

Para o Estado do Rio Grande do Sul, o trabalho de Bergamaschi *et al.* (1991) descreve a instalação de um lisímetro de balança na estação experimental agrônômica/UFRGS, no município de Eldorado do Sul. Este equipamento foi utilizado por Santos *et al.* (1994), que comparam as medições do lisímetro com resultados de vários métodos para estimativa da evapotranspiração da alfafa. Radin *et al.* (2000) fizeram um estudo semelhante para uma cultura de milho, mas comparando as medições do lisímetro com o método Penman-Monteith modificado.

2.3.2 Método do Balanço de Energia

Os ganhos e perdas de energia em uma superfície estão em equilíbrio, de acordo com a lei de conservação de energia. A energia disponível na superfície pode ser quantificada pelas equações do balanço de radiação (2.3) e balanço de energia (2.4):

$$R_n = (R_s - R_r) + (L\downarrow - L\uparrow) \quad (2.3)$$

em que R_n é o saldo de radiação, R_s é a radiação de onda curta incidente, R_r é a radiação de onda curta refletida, $L\downarrow$ é a radiação de onda longa recebida pelo sol e $L\uparrow$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície para o espaço, todas expressas em $W.m^{-2}$.

$$R_n = H + LE + G \quad (2.4)$$

onde H representa o fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$), LE é o fluxo de calor latente de evaporação ($W.m^{-2}$) e G é o fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$).

De acordo com a convenção adotada por Kjaersgaard *et al.* (2007), os valores de H , LE e G são, em geral, positivos (consumidores de energia) durante o período diurno. Em circunstâncias muito especiais, como campos irrigados, H e/ou G assumem valores negativos (fontes de energia), enquanto LE , devido ao resfriamento evaporativo da superfície, pode exceder o saldo de radiação à superfície. Para os autores, as magnitudes das componentes do balanço de energia dependem de muitos fatores tais como tipo de superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação etc), localização geográfica, estação do ano, hora do dia e clima. Em superfícies vegetadas, a evapotranspiração, modulada pelo fluxo de calor latente, é normalmente o processo que mais demanda energia. Em alguns casos consome 100% de R_n . Durante a noite, os termos do balanço de energia são usualmente negativos (fontes de energia). As magnitudes dos fluxos de calor latente e sensível são muito menores no período noturno, enquanto os valores de G não diferem muito entre o dia e a noite, apesar de haver uma inversão na direção do fluxo.

Uma técnica que merece destaque e que tem sido utilizada por vários pesquisadores para se fazer estimativa dos componentes do balanço de energia e também da evapotranspiração é o método da razão de Bowen, utilizado em Bergamaschi *et al.* (1988),

Cunha *et al.* (1989), Medeiros (1990), Fontana *et al.* (1991), Cunha e Bergamaschi (1994), Sauer *et al.* (1998), Perez *et al.* (1999), Nagler *et al.* (2005).

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 que ocorrem 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, do fluxo de calor sensível, do fluxo de calor latente e pelo fluxo de calor no solo, sendo igual a zero. O balanço de energia determinado através da razão de Bowen é utilizado para a quantificação dos fluxos de calor latente e sensível na camada de ar próxima à superfície do solo, particularmente em análises micrometeorológicas em sistemas cultivados.

A razão de Bowen, β , é a razão entre as densidades do fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{\rho C_p K_h \frac{\partial T}{\partial z}}{\frac{\rho C_p}{P} K_w \frac{\partial e}{\partial z}} = P \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.5)$$

na qual: ρ é a densidade do ar ($1,25 \text{ Kg.m}^{-3}$), C_p representa o calor específico do ar à pressão constante, K_h e K_w são, respectivamente, os coeficientes de transporte turbulento de calor sensível e latente (considerados iguais de acordo com a teoria da similaridade), P é a pressão atmosférica em milibares, $\frac{\partial T}{\partial z}$ é o gradiente vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C.m}^{-1}$) e $\frac{\partial e}{\partial z}$ é o gradiente vertical de pressão de vapor (hPa.m^{-1}).

Determinada a razão de Bowen, os fluxos de calor latente e sensível podem ser determinados, respectivamente, conforme equações (2.6) e (2.7):

$$LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (2.6)$$

$$H = \beta LE \quad (2.7)$$

O método do balanço de energia pode ser obtido ainda a partir do fluxo vertical de calor latente usando imagens orbitais. Conseqüentemente, a evapotranspiração pode ser

determinada através da diferença dos fluxos, também verticais, de calor no solo, calor sensível e o saldo de radiação, conforme a equação (2.4).

Esse método é utilizado pelos principais algoritmos que utilizam dados gerados a partir de imagens de satélites: SEBAL (Bastiaanssen, 1998a), S-SEBI (Roerink *et al.*, 1999), SEBS (Jia *et al.*, 2003), dentre outros.

2.3.3 Método das Correlações Turbulentas

O método das correlações turbulentas é uma metodologia que visa fazer estimativas dos fluxos de calor sensível, de calor latente ou fluxo de vapor d'água, e do transporte de momentum, baseando-se em séries temporais de medidas de alta frequência de variáveis meteorológicas. A estimativa desses fluxos parte dos conceitos das trocas turbulentas das supracitadas variáveis entre a superfície e a atmosfera, envolvendo medidas dos desvios da velocidade vertical do vento, da temperatura, da pressão de vapor, dentre outras variáveis (Arya e Holton, 2001; Stull, 1988; Sauer *et al.*, 1998; Heikinheimo *et al.*, 1999; Kellomäki e Wang, 1999; Tol *et al.*, 2003).

De acordo com Rosenberg *et al.* (1983), a densidade de fluxo médio vertical “F” de uma variável “s” pode ser dada conforme a equação (2.8), em função da densidade do ar (ρ_{ar}) e velocidade vertical do vento (ω):

$$F = \rho_{ar} \cdot \omega \cdot s \quad (2.8)$$

Para um determinado intervalo de tempo, a densidade de fluxo médio pode ser descrita por:

$$F = \rho_{ar} \cdot \overline{\omega s} \quad (2.9)$$

Na qual $\overline{\omega s}$ é a média do produto ωs . Ou seja, o produto ωs deve ser obtido a cada instante e só depois é calculado o valor médio do produto.

A propriedade atmosférica pode ser representada como a soma de uma média e de uma flutuação instantânea, processo que é conhecido por decomposição de Reynolds (Arya e

Holton, 2001). Portanto, num dado instante, qualquer grandeza pode ser descrita da seguinte forma:

$$F = \rho_{ar} \overline{\omega s} + \rho_{ar} \overline{\omega' s'} \quad (2.10)$$

em que os termos marcados com a barra representam as componentes médias das variáveis e os dotados de apóstrofe correspondem às componentes turbulentas das variáveis.

No entanto, o valor médio de ω é considerado nulo, visto que a massa de ar ascendente se iguala à massa de ar descendente ao final de um período. Por convenção, o valor da flutuação de ω (ω') é positivo no caso de movimento ascendente, e negativo em caso contrário.

Aplicadas as devidas simplificações (Arya e Holton, 2001), conclui-se que o fluxo médio da propriedade “F” é dado pela equação (2.11):

$$F = \rho_{ar} \overline{\omega' s'} \quad (2.11)$$

De forma que a densidade média de fluxo turbulento é dada então pela média do produto das flutuações da velocidade vertical (ω') e da grandeza que está sendo transportada (s'). Partindo deste princípio, os fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (λET) podem ser obtidos conforme equações a seguir (Arya e Holton, 2001):

$$H = \rho_{ar} C_p \overline{\omega' T'} \quad (2.12)$$

$$\lambda ET = \rho_{ar} \overline{\omega' q'} \quad (2.13)$$

onde C_p representa o calor específico do ar à pressão constante, T' e q' representam, respectivamente, os desvios em relação à média da temperatura do ar (K) e da umidade específica do ar (kg.kg^{-1}).

O método das correlações turbulentas utiliza equipamentos sofisticados, permitindo assim o cálculo preciso e confiável das flutuações instantâneas da propriedade atmosférica. Para tanto, a resposta dos sensores deve ser rápida e em frequência elevada para registrar mesmo as pequenas flutuações das propriedades dos turbilhões. No entanto, segundo Schmid

(1997), a precisão dos sensores é menos determinante para a boa qualidade dos dados de fluxos do que as condições de bordadura. A última é entendida como sendo a distância entre o local de medição e o extremo da parcela, na direção do vento dominante, suficientemente grande para permitir o pleno ajuste do escoamento às características aerodinâmicas da superfície investigada.

Muitas pesquisas têm sido realizadas em regiões com cultivos irrigados e áreas com vegetação nativa com o intuito de entender o comportamento dos fluxos de calor à superfície utilizando métodos como a razão de Bowen e das Correlações Turbulentas. Lang *et al.* (1983), aplicando o método das correlações turbulentas, estudaram os fluxos de calor sensível e latente sobre uma cultura de arroz em uma região semi-árida da Austrália. Anderson *et al.* (1984), Shuttleworth *et al.* (1984) e Verma *et al.* (1986) também fizeram estudos pioneiros nos EUA e na Amazônia usando o referido método.

Exemplo desses estudos para o estado do Rio Grande do Sul foi o desenvolvido por Teichrieb *et al.* (2007). Os autores propuseram verificar se o balanço de energia observado experimentalmente no experimento PAMPA07 (em dois sítios no município de Candiota-RS) corresponde ao que consta na literatura teórica. Escobar *et al.* (2007) fizeram uma avaliação sobre fluxo de CO₂ em uma cultura de soja no município de Cruz Alta - RS usando o método de covariância dos vórtices e verificaram uma elevada intensidade fotossintética durante o período diurno, com elevados valores de influxo de CO₂.

2.4 Determinações da evapotranspiração usando imagens orbitais

De acordo com Allen *et al.* (2002a), todos os métodos mencionados anteriormente apresentam muita confiabilidade, pois são capazes de oferecer medidas com boa precisão. No entanto, os mesmos apresentam limitações quando se pretende fazer estimativas da evapotranspiração para grandes áreas, pois essas estimativas feitas com tais métodos são baseadas em dados medidos em um local específico, e são integradas para a área que envolve o local da medição, levando-se em consideração que a evapotranspiração é uniforme na referida área.

Contudo, a situação que se encontra na realidade de uma região agrícola dificilmente é homogênea. O mais comum é a existência de áreas contendo diferentes culturas, com alturas

diferenciadas, em diferentes fases fenológicas, com diferentes suprimentos hídricos, e todos esses fatores são determinantes na evapotranspiração, não sendo dessa forma aconselhável considerá-la uniforme em escala regional. Estas limitações têm motivado a utilização da técnica de sensoriamento remoto através de dados radiométricos obtidos a partir de imagens de satélites, já que os mesmos são capazes de cobrir grandes áreas. Dessa forma, a obtenção da evapotranspiração em escala regional, mostrando variações da mesma dentro de uma grande área, já é uma realidade.

Kustas e Norman (1996) reportam três tipos de modelos para se estimar componentes do balanço de energia por meio de sensoriamento remoto: abordagens empírica/estatísticas e semi-empírica, abordagens físicas analíticas e modelos numéricos.

Os modelos empíricos/estatísticos ou semi-empíricos foram desenvolvidos para estimar a ET diária utilizando dados de sensoriamento remoto e partem da hipótese de uma relação entre H, LE e (R_n+G) . Dentre esses modelos, um dos mais aplicados foi proposto inicialmente por Sandholt & Andersen (1993). Os autores observaram que em nível diário as diferenças entre LE e R_n poderiam ser aproximadas e uma relação linear utilizando a temperatura radiométrica da superfície (extraída a partir dos canais termais de um sensor) próximo ao meio dia:

$$R_{n_d} + \lambda E_d = A + B(T_{rad_i} - T_{a_i}) \quad (2.14)$$

em que: os índices i e d representam valores instantâneos e diários, respectivamente, A e B coeficientes de regressão estatística, T_{rad} a temperatura radiométrica da superfície e T_a é a temperatura do ar aproximadamente a 2 metros de altura.

Price (1980) propôs um modelo para obter o balanço energético diário por meio da integração da equação do saldo de radiação sobre um período de 24 horas adotando, entretanto, algumas simplificações. O resultado é uma expressão analítica para cálculo de ET. O modelo requer como entrada um valor da diferença entre as temperaturas radiométricas máxima e mínima em um período de 24 horas e dados médios diários de uma estação meteorológica (velocidade do vento, temperatura do ar e pressão de vapor).

Outra metodologia analítica é o cálculo de ET como resultado da diferença entre os demais termos da equação do saldo de radiação. Neste caso, pelo menos uma observação de

temperatura radiométrica da superfície é necessária, fornecendo assim, uma estimativa instantânea, que não necessariamente é representativa de uma medida diária. Com R_n e G estimados por métodos de sensoriamento remoto, H pode ser calculado pela Equação (2.4). É comum substituir a temperatura do ar pela temperatura de superfície detectada por sensores remotos.

Sandholt e Andersen (1993) realizaram cálculo de ET combinando 23 cenas do NOAA-AVHRR e dados meteorológicos para uma área do Senegal durante o ano de 1987. A estimativa da ET real diária foi baseada na equação linear que relaciona a diferença entre o calor latente e o saldo de radiação e a diferença entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar, segundo a equação (2.14). As constantes A e B foram estimadas com dados de em experimento de campo realizado entre 20 de setembro a 11 de outubro de 1988. Foram medidos dados de temperatura do solo e temperatura do ar próximo ao solo, velocidade do vento, radiação solar e radiação incidente. Os sensores foram colocados a 2 e a 8 metros do solo. A evapotranspiração foi calculada por meio da equação (2.15), em que o saldo de radiação foi medido, o fluxo de calor sensível foi estimado pelo princípio da similaridade e o fluxo de calor do solo estimado por um calorímetro, que mede a temperatura a 10 cm de profundidade e próximo a superfície. Utilizando 18 valores diários, os autores encontraram a seguinte relação linear, com $r^2 = 0,74$:

$$ET + R_n = -1,18 + 0,5(T_{rad} - T_a) \quad (2.15)$$

Jacobs *et al.* (2000) realizaram estimativas de evapotranspiração utilizando dados de radiação solar incidente obtidas de observações do satélite GOES-8, combinadas com medidas meteorológicas locais em uma área alagada. O local era caracterizado por alta atividade convectiva, o que acarretou maiores diferenças nas medidas locais e por satélite, principalmente nos valores obtidos após o meio-dia. Foram medidos dados de radiação incidente, saldo de radiação e evapotranspiração, obtendo bons ajustes com as observações de campo. Os valores de saldo de radiação do satélite foram usadas nos modelos de Penman-Monteith e Priestley-Taylor para o cálculo de ET. Tais estimativas apresentaram excelente correlação com a ET medida em campo ($R^2 = 0,9$).

2.5 O sensor ASTER

Durante as últimas décadas houve um aumento do interesse na compreensão dos fatores que determinam as mudanças climáticas. Este interesse foi gerado, em parte, devido às evidências de que alterações no clima estivessem sendo aceleradas pela intervenção humana, contribuindo no processo do aquecimento global, aumento no nível médio dos oceanos, redução da biodiversidade, entre outros. Assim, a comunidade científica tem se voltado para a construção de modelos de dinâmica global da Terra, tentando com isso prever, com antecedência adequada, as possíveis alterações nos diversos ambientes que compõem o planeta.

Tendo em vista estas necessidades, o comitê espacial Norte Americano concebeu um programa de pesquisas de longa duração para observação da superfície terrestre, oceanos e atmosfera denominado *Earth Observation System* (EOS). O principal objetivo do EOS é determinar como a Terra está mudando e quais as consequências para a vida deste planeta. Em auxílio ao cumprimento deste objetivo, diversos satélites de monitoramento ambiental foram lançados. O primeiro foi o TERRA, posto em órbita em dezembro de 1999, sucedido pelo AQUA, em órbita desde 2002, ambos ainda em funcionamento.

O instrumento ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) é um dos cinco sensores radiométricos a bordo da plataforma TERRA, formalmente conhecida como EOS AM em decorrência do horário em que passa pelo Equador (10h30min, hora solar local). O ASTER é resultado de um esforço cooperativo entre a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), responsável pela plataforma, e o Centro de Análise de Dados da Terra e Sensoriamento Remoto do Japão (ERSDAC), responsável pelos radiômetros e sua respectiva calibração e manutenção.

Apesar de sua potencialidade para aplicações ambientais e geológicas, um problema que atinge os usuários do ASTER no Brasil é a sua baixa disponibilidade de imagens (Silva *et al.*, 2007; Grohmann *et al.*, 2008). Este fato se deve ao rigoroso controle de qualidade no que concerne à publicação das cenas imageadas pelo sensor (Yamaguchi *et al.*, 1998). Imagens excessivamente contaminadas por nuvens são sumariamente descartadas dos arquivos da NASA. Este fato se torna crítico para um país onde predomina o clima tropical.

No ASTER, a região espectral do visível ao infravermelho termal é coberta por três radiômetros independentes: o VNIR (visível e infravermelho próximo, do inglês *Visible and*

Near Infrared Radiometer), com três bandas de 15 m de resolução espacial cada; o SWIR (infravermelho de ondas curtas, do inglês *Short Wave Infrared Radiometer*), composto por seis bandas de 30 m de resolução espacial; e o TIR (infravermelho termal, do inglês *Thermal Infrared Radiometer*), com cinco bandas e resolução espacial de 90 m. Cada cena ASTER possui dimensão de 60 Km por 60 Km. As características resumidas dos três subsistemas ASTER encontram-se na Tabela 1.

O subsistema VNIR apresenta ainda um telescópio adicional que fornece visão estereoscópica, já que este apresenta defasagem de aproximadamente 28° no ângulo de visada (*backward*) em relação a uma imagem em nadir. O efeito de paralaxe criado por esta defasagem é empregado na geração do modelo digital de elevação (MDE). Detalhes sobre a geração do MDE do ASTER podem ser encontrados em Lang e Welch (1999) e Fujisada *et al.* (2005).

Tabela 1 – Características espectrais do sensor ASTER (Yamaguchi *et al.*, 1998)

Subsistema	Banda	Faixa Espectral (µm)	Resolução Espacial (m)	Resolução Radiométrica (bits)
VNIR	1	0,52 – 0,60	15	8
	2	0,63 – 0,69		
	3N e 3B	0,78 – 0,86		
SWIR	4	1,600 – 1,700	30	8
	5	2,145 – 2,185		
	6	2,185 – 2,225		
	7	2,235 – 2,285		
	8	2,295 – 2,365		
	9	2,360 – 2,430		
TIR	10	8,125 – 8,475	90	12
	11	8,475 – 8,825		
	12	8,925 – 9,275		
	13	10,25 – 10,95		
	14	10,95 – 11,65		

Segundo o guia do usuário do ASTER (*ASTER User's Guide*, 2007), os produtos do sensor podem ser obtidos com diferentes níveis de processamento. Dados do Nível 1A (L1A), os mais brutos, consistem em imagens de níveis de cinza acompanhadas de informações auxiliares referentes aos coeficientes de calibração radiométrica e geométrica. Os produtos do Nível 1B (L1B) são obtidos pela aplicação dos coeficientes de calibração geométrica (as

bandas SWIR e TIR são registradas em relação às bandas do VNIR) e radiométrica (fornecido em $W.m^{-2}.sr^{-1}.μm^{-1}$). Os produtos do Nível 2 (L2) são produtos derivados, como radiância de superfície, reflectância de superfície (VNIR e SWIR), emissividade de superfície (TIR) e temperatura de superfície. O Nível 3 (L3) fornece o MDE, obtido através das bandas 3N (nadir) e 3B (*backward*), classificação de nuvens e da superfície de regiões polares (produtos ainda em processo de validação). A Tabela 2 ilustra as características dos produtos que serão utilizados no trabalho.

Tabela 2 – Produtos ASTER utilizados (ASTER User’s Guide, 2007)

Nome	Nível	Descrição	Resolução espacial
L1B	1	Radiância aparente no sensor	15 m (VNIR) e 30 m (SWIR)
AST08	2	Temperatura de superfície	90 m
AST14	2	Modelo de elevação digital	30 m

2.5.1 Reflectância de superfície

A radiação solar refletida por um alvo na superfície terrestre é registrada por um sensor orbital na forma de um número digital (ND). O conteúdo físico do ND depende essencialmente da maneira com que cada sensor registra as informações que chegam às suas lentes. No sensor *Thematic Mapper*, a bordo do Landsat 5, por exemplo, o ND é um valor numérico gerado pelo sensor para expressar (através de uma relação geralmente linear) a radiância que chega até ele. Nesse caso, o ND em si não é uma medida física e não pode ser usado para estimar parâmetros biofísicos de um alvo qualquer.

Em uma cena ASTER nível 1B, quando importada pelo programa computacional ENVI (*Environment for Visualizing Images*) a partir da versão 4.3, os números digitais já expressam a radiância registrada no sensor (Yamaguchi *et al.*, 1998). Dessa forma, o primeiro passo na modelagem SEBAL é converter a radiância registrada pelo sensor em reflectância de superfície, sendo esta definida como a razão entre a radiação solar refletida pela superfície e a

incidente. Este procedimento também pode ser realizado no módulo *Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes* (FLAASH), parte integrante do ENVI.

O FLAASH fundamenta-se no tratamento dos efeitos de absorção e espalhamento atmosféricos por um método de transferência radiativa baseado na última versão do modelo *Moderate Resolution Atmospheric Transmission version 4* (MODTRAN 4 - Berk *et al.*, 1996; Berk *et al.*, 2002). Com este método é possível calcular os valores de reflectância de superfície, a partir dos dados de radiância total medidos pelo ASTER no topo da atmosfera. Esses valores são funções dos parâmetros: radiância total, irradiância solar, reflectância da atmosfera e transmitâncias nos dois sentidos (do sensor até a superfície e desta até o sensor) do caminho percorrido pela energia eletromagnética. As Equações (2.16) e (2.17) indicam as expressões matemáticas que possibilitam a obtenção da reflectância de superfície:

$$L_T(\lambda) = \frac{F_0(\lambda)\rho_a(\lambda)}{\pi} + \frac{F_0(\lambda)\tau_d(\lambda)\rho_g(\lambda)\tau_u(\lambda)}{\pi} \quad (2.16)$$

onde:

$L_T(\lambda)$ é a radiância espectral total ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\eta\text{m}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$);

$\rho_a(\lambda)$ é a reflectância espectral da atmosfera;

$F_0(\lambda)$ é a irradiância solar fora da atmosfera ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\eta\text{m}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$);

$\tau_d(\lambda)$ é a transmitância espectral descendente até a superfície (adimensional);

$\rho_g(\lambda)$ é a reflectância espectral da superfície (adimensional);

$\tau_u(\lambda)$ é a transmitância espectral ascendente que retorna ao sensor (adimensional).

O primeiro termo da equação acima corresponde à radiância que é refletida pela superfície terrestre e é registrada pelo sensor, enquanto o segundo termo corresponde à radiância que parte da superfície e é espalhada pela atmosfera antes de atingir o sensor. Ao se separar o termo ρ_g da equação (2.16), obtém-se:

$$\rho_g(\lambda) = \left[L_T(\lambda) - F_0(\lambda)\rho_a(\lambda)/\pi \right] / \left[F_0(\lambda)\tau_d(\lambda)\tau_u(\lambda)/\pi \right] \quad (2.17)$$

No FLAASH é necessário inserir os parâmetros geográficos da área, a fim de obter, após o processamento, a imagem de reflectância de superfície. Tais parâmetros correspondem ao tipo de modelo de atmosfera a ser utilizado, visibilidade estimada (visto que dificilmente há dados empíricos disponíveis), altitude média do terreno, altitude do sensor, data e horário

de aquisição da imagem e coordenadas geográficas médias da cena. O Apêndice A fornece um guia detalhado acerca do procedimento para conversão de imagens ASTER brutas em reflectância de superfície empregando o FLAASH do ENVI.

2.5.2 Temperatura de superfície

O algoritmo de separação de temperatura e emissividade (TES – *Temperature and Emissivity Separation*), desenvolvido para as bandas do TIR do ASTER, é um modelo híbrido. O objetivo desse algoritmo é fornecer dados precisos de temperatura e emissividade, sendo geradas cinco imagens de emissividade e uma imagem de temperatura (Gillespie *et al.*, 1998).

Visto que a radiação termal emitida pela superfície terrestre é registrada pelos canais termais de um sensor, é possível determinar a temperatura da superfície (LST, do inglês *Land Surface Temperature*), desde que a emissividade dessa superfície também seja conhecida.

Apesar de emissividade e temperatura da superfície dos diferentes tipos de cobertura no solo serem dois dos principais parâmetros descritores dos processos biofísicos que regem o balanço de água e de energia na superfície, sua separação a partir da resposta dos canais termais de sensores multiespectrais é um procedimento complicado e envolve simplificações que geralmente induzem a erros. Constam na literatura várias abordagens desenvolvidas com o intuito de extrair LST a partir das medições termais nos sensores remotos (Becker e Li, 1990; Kerr *et al.*, 1992; Sobrino *et al.*, 1993, Gillespie *et al.*, 1998).

A temperatura pode ser obtida a partir de uma única banda. Entretanto, é necessário fornecer dados atmosféricos e de emissividade. Por outro lado, a emissividade de muitos alvos não é conhecida e, portanto, precisa ser calculada a partir da temperatura. Assim, a determinação de temperatura e emissividade sempre incorre num número maior de incógnitas a serem solucionadas do que de variáveis medidas. Para suprir essa lacuna, uma variável independente é calculada a partir da emissividade mínima do contraste espectral calculado em laboratório. Entretanto, são necessárias pelo menos três bandas espectrais para obter o contraste e calcular a temperatura (Gillespie *et al.*, 1998). Sobre a Terra, o desconhecimento da emissividade dos alvos é o principal fator que afeta a precisão em comparação com o efeito da atmosfera (Gillespie *et al.*, 1999).

Dessa forma, inicialmente se assume uma emissividade de 0,99 e determina-se a temperatura através da equação:

$$T_b = \frac{c_2}{\lambda_b} \left(\ln \left(\frac{c_1 \epsilon_{\max}}{\pi R_b \lambda_b^5} + 1 \right) \right)^{-1} \quad (2.18)$$

onde c_1 e c_2 são as constantes da Lei de Planck (respectivamente iguais a $3,74 \times 10^{-16} \text{ W.m}^{-2}$ e $1,44 \times 10^4 \mu\text{m.K}$), ϵ_{\max} é a emissividade máxima, inicialmente admitida como 0,99, R_b e λ_b são, respectivamente, a radiância e o comprimento de onda nas bandas 10 a 14 do ASTER.

O primeiro valor de temperatura de superfície servirá para o ajuste de segundos valores de emissividade e radiância, que por sua vez determinarão uma nova temperatura, e dessa forma o processo é repetido até que a diferença no valor de radiância entre os reprocessamentos sucessivos seja inferior a $0,05 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}$ ou até que se exceda o limite de 12 iterações (Gillespie *et al.*, 1999).

2.6 O algoritmo SEBAL e suas aplicações

O SEBAL (*Surface Energy Balance for Land*) é um algoritmo desenvolvido por Bastiaanssen (1995), que utiliza imagens de satélites e poucas informações de superfície, tais como temperatura do ar e velocidade do vento, que são facilmente obtidas nas estações meteorológicas. Além disso, o autor propõe o emprego de poucas relações e suposições empíricas. Segundo Bastiaanssen *et al.* (1998a), o SEBAL descreve a variabilidade espacial de muitas variáveis micrometeorológicas através de funções semi-empíricas. Além disso, esse algoritmo pode ser utilizado para diversos agrossistemas, e a sua principal vantagem é sua baixa demanda por informações de uso e cobertura de solo e dados meteorológicos.

O SEBAL é um dos mais utilizados algoritmos para estudos de fluxo de calor na superfície e vem sendo adotado por vários pesquisadores em diversas partes do mundo, tais como: Bastiaanssen *et al.* (1998a); Trezza (2002); Hemakumara *et al.* (2003); Tasumi (2003); French *et al.* (2005); Wang *et al.* (2005) e Timmermans *et al.* (2007). No Brasil são encontradas aplicações do algoritmo nos trabalhos de Giacomoni (2005); Paiva (2005); Bezerra (2006); Silva e Bezerra (2006); Folhes (2007); Mendonça (2007), Bezerra *et al.* (2008) e Nicácio (2008).

O SEBAL compreende diversas etapas, sendo o saldo de radiação (R_n) à superfície a primeira variável da equação do balanço de energia a ser obtida pelo algoritmo. Em seguida, é possível a obtenção do fluxo de calor no solo (G) em função do saldo de radiação, albedo da superfície, índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) e da temperatura da superfície (esta exclusivamente no caso do ETM/Landsat; outros sensores necessitarão de metodologias distintas para determinar a temperatura de superfície). Na sequência, o algoritmo permite a obtenção do fluxo de calor sensível (H). Esse é o passo do SEBAL que mais requer cuidado, especialmente na escolha dos pixels âncoras. Esses pixels ilustram as condições extremas de temperatura e umidade da área estudada e são chamados de pixel frio e quente.

De acordo com Bastiaanssen (1998a), o pixel quente deve ser escolhido numa região desprovida de cobertura vegetal e com elevada temperatura de superfície, onde se admite a situação extrema de a totalidade do saldo de radiação estar sendo dedicada ao aquecimento da superfície e do ar. Quanto à escolha do pixel frio, há duas propostas disponíveis: Bastiaanssen (1998a) recomenda a seleção de um corpo d'água e Allen *et al.* (2002a) e Tasumi (2003) sugerem a adoção de uma região sobre uma parcela agrícola irrigada e bem desenvolvida. Em ambas as situações a teoria é de que nessas regiões o fluxo de calor sensível pode ser desprezado, visto que a maior parte da energia disponível na superfície está sendo usada nos processos de evaporação.

Segundo Gomez *et al.* (2005), um ponto fraco do SEBAL reside na determinação do coeficiente de rugosidade da superfície, um parâmetro variável em função da cobertura na superfície. Oliosio *et al.* (2002) fizeram testes de sensibilidades em vários modelos de determinação de fluxo de calor sensível e constataram que a incerteza na estimativa do coeficiente de rugosidade da superfície é o fator que mais limita a acurácia do fluxo de calor sensível.

Ainda no que diz respeito à maneira com a qual o SEBAL determina o calor sensível, Bastiaanssen (1998a) inicialmente sugere que a rugosidade da superfície seja determinada a partir de uma equação empírica calibrada localmente que envolve o índice de vegetação ajustado ao solo. No entanto, Allen *et al.* (2002) e Tasumi (2003) modificaram a abordagem original, através da adoção do mapa de classificação de uso do solo sobre a área de estudo.

O fluxo de calor no solo, no SEBAL, é dependente de uma relação empírica entre o saldo de radiação e o índice de vegetação por diferença normalizada. Esta componente do balanço de energia é considerada uma das maiores fontes de incerteza do algoritmo.

Por fim, o fluxo de calor latente (LE) é considerado resíduo do balanço de energia, sendo calculado através da diferença entre os demais termos. Conhecendo-se a densidade de fluxo de calor latente, é possível a obtenção da evapotranspiração real na região de interesse. No modelo SEBAL, o cálculo da ET diária é realizado através da fração evaporativa (Λ), obtida no momento da passagem do satélite, e considerada constante durante o dia (Bastiaanssen, 1995).

3 METODOLOGIA

3.1 Área de estudo

A área de estudo está localizada em uma área de cultivo de arroz próxima ao Rio Jacuí, no município de Paraíso do Sul, região central do Estado do Rio Grande do Sul (Figura 1).

Localização da Área de Estudo

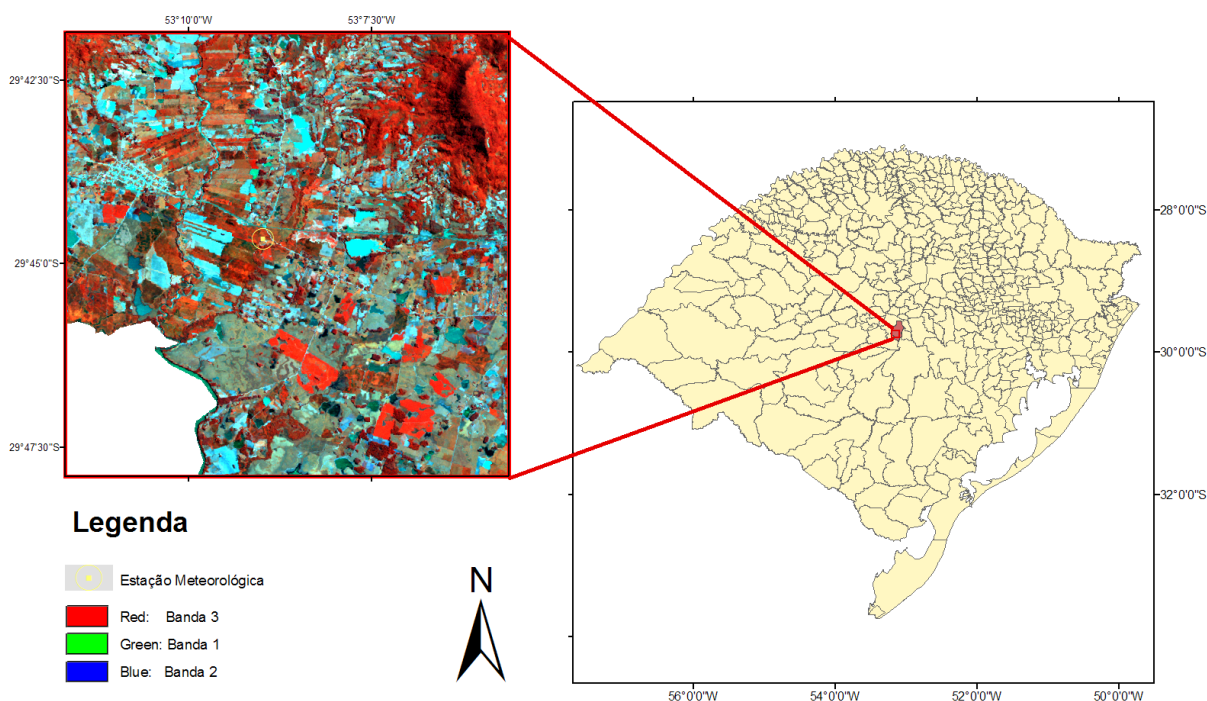


Figura 1 – Composição R(3)G(1)B(2) ASTER da área de estudo

As medições micrometeorológicas foram realizadas pela equipe do projeto CT-HIDRO (Martins, 2004; Carneiro, 2007). A plataforma instrumental, mostrada na Figura 2, foi instalada em junho de 2003 e os sensores foram fixados em uma torre de 8 metros de altura (Carneiro, 2007), localizada em terreno plano e posicionada nas coordenadas S 29° 44' 39,6'' e W 53° 8' 59,8''.



Figura 2 – Torre micrometeorológica instalada no sítio experimental em Paraíso do Sul.

3.2 Dados meteorológicos

Para o cálculo dos fluxos turbulentos de energia, foram utilizadas medidas de alta frequência (16Hz) do anemômetro sônico Campbell-3D e flutuações turbulentas de vapor d'água e CO₂ pelo analisador de gás de caminho aberto LICOR 6556 (Figura 3), instalados no topo da torre micrometeorológica.



Figura 3 – Sistema de covariância de vórtices: anemômetro sônico e analisador de gás de caminho aberto.

As medidas de temperatura do solo em cinco níveis (2, 5, 10, 20 e 50 cm) foram realizadas pelo sensor STPO1 (*Soil Temperature Profile*), da *Hukseflux Thermal Sensors*. Também foram feitos registros de temperatura e umidade do ar (HMP45C), velocidade e direção do vento (Young 8100), pressão (PTB101B - Vaisala), precipitação pluvial (*Rain Gauge TB4*), radiação de onda longa (pirgeômetro CG1 - *Kipp e Zonen*) e radiação de onda curta (piranômetro CM6B - *Kipp e Zonen*), todos posicionados em 8 m de altura coletados a 1Hz.

Os dados brutos foram armazenados em arquivos a cada 30 minutos. Alguns autores sugerem que períodos de integração maiores do que 30 minutos sejam necessários para não subestimar os fluxos (Sakai *et al.*, 2001), o que significa não contabilizar as baixas frequências do espectro. Apesar disso, Miller *et al.* (2004) fizeram alguns testes variando os períodos de integração para os fluxos turbulentos de CO₂ em um sítio experimental na região Amazônica e não encontraram diferenças significativas.

A análise desses dados foi realizada após serem reunidos em um arquivo de 24h correspondente ao dia de aquisição da imagem. Foram feitas médias de 10 minutos com avanço de 1 minuto. As variáveis turbulentas foram calculadas com auxílio de um algoritmo escrito pela equipe do Lumet na linguagem computacional Fortran-77, utilizando a técnica das correlações turbulentas, descrita em detalhes na seção 2.3.3.

3.3 Pré-processamento das imagens

A imagem utilizada foi adquirida gratuitamente junto ao LP DAAC (*Land Processes Distributed Active Archive Center*) por meio de um convênio firmado entre a NASA e o Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM) no ano de 2002. A data de tomada da imagem foi o dia 4 de março de 2004, selecionada em função de ser a única a apresentar baixa cobertura de nuvens em todo o período de coleta de dados nos experimentos micrometeorológicos de Martins (2004) e Carneiro (2007).

Para a validação do posicionamento da imagem no espaço, realizou-se uma inspeção visual do georreferenciamento da cena ASTER, tomando-se como referência uma imagem Landsat GeoCover 2000, disponibilizada por um projeto da NASA intitulado ZULU (<https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>). De acordo com o documento oficial de descrição do projeto, os mosaicos ortorretificados e georreferenciados disponibilizados pelo ZULU foram gerados a partir das imagens TM do Landsat 7, adquiridas no período de 1999 a 2000, na composição RGB das bandas 7, 4 e 2. Sua resolução espacial é de 14,5 m (interpolados a partir da banda 8, a pancromática), no sistema de projeção *Universal Transverse Mercator* (UTM) e datum *World Geodetic System* (WGS) 84. A validação do georreferenciamento consistiu em se localizar pontos de controle na imagem Geocover e, através do recurso de interligar imagens (*link displays*) do ENVI, verificar se este ponto era espacialmente equivalente na cena ASTER. Considerando que as cenas ASTER também estão projetadas em UTM no datum WGS84, a diferença de localização de um ponto nesta não alcançou mais do que meio pixel na imagem Geocover Landsat.

A Figura 4 ilustra os parâmetros utilizados na correção atmosférica da imagem deste trabalho. Após a cena ter sido corrigida, foi tomado o cuidado de avaliar qualitativamente os espectros de alvos conhecidos para garantia da ausência de aberrações radiométricas.

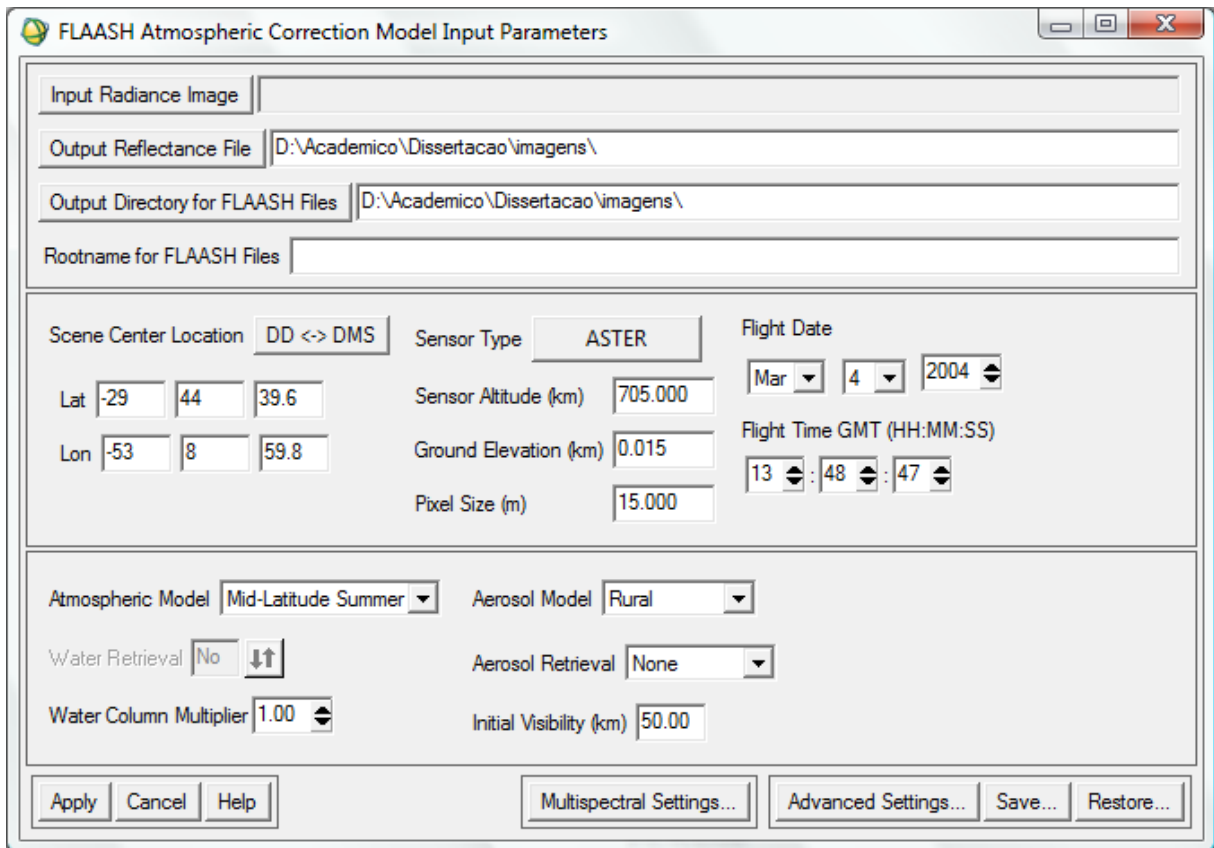


Figura 4 – Parâmetros de correção atmosférica utilizados no FLAASH

A estimativa dos fluxos de energia e evapotranspiração real através do modelo SEBAL baseou-se em informações da imagem do sensor ASTER. Os procedimentos de empilhamento, recorte, conversão de radiância para reflectância e correção atmosférica foram realizados com o auxílio do ENVI versão 4.5. Para a elaboração dos modelos que contêm as equações do SEBAL utilizou-se o *software Erdas Imagine* versão 9.1. Os mapas resultantes das estimativas do SEBAL foram elaborados com o auxílio do *Idrisi Andes Edition*.

3.4 Implementação do SEBAL

Na implementação do SEBAL, o saldo de radiação é a primeira variável da equação do balanço de energia que foi estimada, partindo-se dos valores de reflectância de superfície exibidos na cena ASTER. Os procedimentos no SEBAL são detalhados a seguir.

3.4.1 Saldo de radiação na superfície

Saldo de Radiação (R_n) é a designação empregada para indicar a radiação disponível na superfície, em que devem ser consideradas tanto a radiação de onda longa quanto a radiação de onda curta. A diferença entre o fluxo de energia radiante que incide sobre a superfície terrestre e o fluxo de energia por ela emitida e refletida representa a quantidade de energia disponível para os processos de reciclagem de energia: aquecimento da atmosfera, evapotranspiração, aquecimento do solo e da água. A Equação (3.1) foi utilizada para o cálculo do balanço de radiação:

$$R_n = (1 - \alpha_{\text{sup}}) R_c \downarrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow - (1 - \varepsilon_s) R_L \downarrow \quad (3.1)$$

onde R_n é o saldo de radiação (W.m^{-2}), α_{sup} é o albedo da superfície (adimensional), $R_c \downarrow$ representa a radiação de onda curta incidente (W.m^{-2}), $R_L \downarrow$ é a radiação de onda longa incidente (W.m^{-2}). $R_L \uparrow$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície (W.m^{-2}) e ε_s é a emissividade da superfície (adimensional).

3.4.1.1 Albedo e emissividade da superfície

Albedo é definido como a razão entre a radiação eletromagnética refletida e incidente em certo intervalo de comprimento de onda. O albedo na região de estudo foi determinado de acordo com a metodologia proposta por Liang (2000). O autor, baseando-se em simulações de transferência radiativa realizadas com o MODTRAN, propõe expressões para obtenção do albedo de superfície a partir dos canais de vários sensores, comparando os resultados com medidas de laboratório. Para o sensor ASTER, foi proposta a seguinte relação linear ($r^2=0,999$):

$$\alpha_{\text{sup}} = 0,820\alpha_1 + 0,183\alpha_2 - 0,034\alpha_3 - 0,085\alpha_4 - 0,298\alpha_5 + 0,352\alpha_6 + 0,239\alpha_7 - 0,240\alpha_9 - 0,001 \quad (3.2)$$

onde α_{sup} é o albedo da superfície e α_i ($i=1$ a 9) é a reflectância de superfície das correspondentes bandas do ASTER.

Na proposta original do SEBAL, Bastiaansen (1998a) recomenda que se proceda a correção atmosférica do albedo. Diante do fato de que as reflectâncias já estavam, com o

auxílio do FLAASH, livres da influência da atmosfera, nenhuma correção adicional foi realizada.

No cálculo da emissividade da superfície são considerados três índices de vegetação: o índice de vegetação por diferença normalizada, o índice de vegetação ajustado ao solo e o índice de área foliar.

O cálculo do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) foi obtido pela operação algébrica entre as bandas do vermelho e infravermelho, dada por:

$$NDVI = \frac{\rho_{iv} - \rho_v}{\rho_{iv} + \rho_v} \quad (3.3)$$

em que: ρ_{iv} e ρ_v correspondem às reflectâncias nas regiões do infravermelho próximo e vermelho do espectro eletromagnético.

O índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI), proposto por Huete (1988), que visa reduzir os efeitos do solo no NDVI, foi obtido pela Equação (3.4):

$$SAVI = \frac{(1+L)\rho_{iv} - \rho_v}{L + \rho_{iv} + \rho_v} \quad (3.4)$$

onde L é uma constante de ajustamento, cujo valor mais comum revisado na literatura foi de 0,5. Portanto, este foi o valor utilizado nesta implementação do SEBAL.

Determinados os valores de NDVI e SAVI, foi possível calcular o índice de área foliar (LAI) para a região de Paraíso do Sul. O LAI estabelece uma proporção entre a área que o dossel ocupa e a unidade de área do terreno ocupada pela cultura. Nesta pesquisa, o cálculo do IAF foi feito utilizando a expressão sugerida por Allen *et al.* (2002a), conforme a Equação (3.5).

$$LAI = \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (3.5)$$

Assim, para o correto cômputo da emissividade da superfície a partir dos índices de vegetação, Allen *et al.* (2002a) recomendaram a aplicação da equação (3.6), empregada neste trabalho:

$$\varepsilon_s = 0,95 + 0,01LAI \quad (3.6)$$

A Equação (3.6), porém, só é válida para os pixels que apresentarem NDVI maior do que zero. Para os pixels que contêm água, foi adotada $\varepsilon_s=0,985$, conforme sugerido pelos autores.

3.4.1.2 Radiação de onda curta incidente

A radiação de onda curta incidente foi calculada conforme a expressão:

$$R_c \downarrow = S_0 \cos \theta dr \tau \quad (3.7)$$

onde $R_c \downarrow$ é a radiação de onda curta incidente ($W.m^{-2}$), S_0 é a constante solar ($1367 W.m^{-2}$), θ é o ângulo zenital solar, dr é o inverso do quadrado da distância Terra-Sol (adimensional) e τ é a transmitância da atmosfera no instante da passagem do satélite (adimensional).

O ângulo zenital solar foi obtido a partir do ângulo de elevação solar β encontrado no cabeçalho da imagem:

$$\cos \theta = \cos \left(\frac{\pi}{2} - \beta \right) \quad (3.8)$$

A distância relativa quadrática (dr) entre a Terra e o Sol foi obtida de acordo com Iqbal (1983), sendo d_n o dia corrido do ano (consultado a partir de um calendário juliano):

$$dr = 1 + 0,033 \cos \left(\frac{2\pi d_n}{365} \right) \quad (3.9)$$

A transmitância atmosférica foi determinada conforme sugestão do manual do SEBAL (Allen *et al.* 2002a):

$$\tau = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (3.10)$$

onde z representa a elevação acima do nível do mar, em metros. Neste estudo a elevação utilizada foi o produto modelo digital de elevação do ASTER (DEM, produto AST14), em que cada pixel expressa a altitude do terreno em metros.

3.4.1.3 Radiação de onda longa incidente

O fluxo de radiação de onda longa que chega à superfície foi estimado por meio da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_L \downarrow = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (3.11)$$

onde $R_L \downarrow$ é a radiação de onda longa incidente (W.m^{-2}), ε_a é a emissividade da atmosfera (adimensional), σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) e T_a é a temperatura do ar (K) medida no pixel frio, o qual será comentado adiante.

A emissividade da atmosfera foi determinada de acordo com Allen *et al.* (2002a):

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau)^{0,09} \quad (3.12)$$

onde τ representa a transmitância atmosférica, já determinada através da equação (3.10).

3.4.1.4 Radiação de onda longa emitida pela superfície

A radiação termal, emitida pela superfície em forma de onda longa, também foi obtida empregando-se a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_L \uparrow = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (3.13)$$

onde $R_L \uparrow$ é a radiação de onda longa emitida (W.m^{-2}), ε_s é a emissividade da superfície (adimensional), σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) e T_s é a temperatura da superfície (K), também estimada por meio de técnicas de sensoriamento remoto, conforme previamente descrito na seção 2.5.2.

3.4.2 Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo (G) é a quantidade de energia utilizada para aquecer o solo. O mesmo é função da condutividade térmica do solo e gradiente vertical da temperatura e requer informações detalhadas das propriedades dos solos.

As medidas convencionais do fluxo de energia no solo requerem o conhecimento do gradiente de temperatura entre dois níveis, medida que é possível com os instrumentos adequados. Todavia, nas estimativas via satélite, descrever este gradiente não é possível. Dessa forma, a abordagem mais comumente empregada para a estimativa do fluxo de calor no solo através de imagens de satélite é construir uma relação empírica a partir do saldo de radiação. Assim, o ideal seria efetuar esse ajuste para a área de interesse, mas a obtenção dessa função exigiria a medição de fluxos de calor no solo e o saldo de radiação para uma série de localidades, e essas informações são de difícil aquisição. O SEBAL computa a razão entre o fluxo de calor no solo e o saldo de radiação e a partir da equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), representando valores próximos ao meio-dia:

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha_{\text{sup}}} (0,0038\alpha_{\text{sup}} + 0,0074\alpha_{\text{sup}}^2) (1 - 0,98\text{NDVI}^4) \right] R_n \quad (3.14)$$

onde T_s é a temperatura de superfície ($^{\circ}\text{C}$), α_{sup} é o albedo da superfície (adimensional), NDVI e R_n representam, respectivamente, o índice de vegetação por diferença normalizada (adimensional) e o saldo de radiação ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).

Para as superfícies líquidas, ou seja, com NDVI negativo, Allen *et al.* (2002a) consideram o termo G como sendo metade do saldo de radiação. No Brasil, Silva e Bezerra (2006), em estudo utilizando o SEBAL para o Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, próximo ao lago de Sobradinho (BA), adotaram o fluxo de calor no solo como sendo 30% do saldo de radiação, por considerarem que os reservatórios de água da área de interesse diferiam das condições propostas pelo estudo de Allen *et al.* (2002a) na bacia do *Bear Lake* (EUA). No presente trabalho optou-se por adotar a razão recomendada pelos pesquisadores brasileiros.

3.4.3 Fluxo de calor sensível

A determinação do fluxo de calor sensível (H), descrita pela Equação (3.15), é a etapa mais importante do SEBAL. Sua estimativa é complexa e requer uma série de suposições para ser corretamente computada. H foi calculado por:

$$H = \frac{\rho C_p dT}{r_{ah}} \quad (3.15)$$

em que ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ Kg.m}^{-3}$), C_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), dT é a diferença de temperatura (K) entre dois níveis e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s.m^{-1}).

3.4.3.1 Resistência aerodinâmica

A resistência aerodinâmica entre dois níveis z_1 e z_2 foi determinada pela expressão:

$$r_{ah} = \ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) \frac{-\psi_{h_2} - \psi_{h_{0,1}}}{u_* k} \quad (3.16)$$

onde ψ_{h_2} e $\psi_{h_{0,1}}$ são correções do transporte de calor conduzido pela atmosfera aos níveis de, respectivamente, 2 m e 0,1 m acima do solo, k é a constante de Von Karman (0,41) e u_* representa a velocidade de fricção. Ao se executar essa etapa pela primeira vez, visto que a condição de estabilidade da atmosfera é desconhecida, admitiu-se que a mesma encontrava-se neutra, ou seja, que os termos de correção do transporte de calor eram nulos. Dessa forma, a Equação (3.16) foi inicialmente admitida como:

$$r_{ah} = \ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) \frac{1}{u_* k} \quad (3.17)$$

Para o cálculo do valor de u_* , o modelo requer pelo menos uma observação de velocidade do vento (u) da estação meteorológica situada na área de estudo, preferencialmente durante o intervalo de tempo que compreenda o instante da passagem do satélite. A partir do conhecimento do valor de u e da altura em que ele foi medido, é possível estimar o valor deste elemento em outros níveis acima da superfície do solo (200 metros, por exemplo).

No SEBAL, o parâmetro u_* é expresso por:

$$u_{*est} = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (3.18)$$

onde k é a constante de Von Karman (0,41), u_x é a medida de vento na altura z_x , z_{0m} representa a rugosidade da superfície, cuja estimativa, segundo Brutsaert (1982), é dependente da altura h da vegetação (m) e se dá conforme a expressão (3.19):

$$z_{0m_{est}} = 0,123h \quad (3.19)$$

Em virtude da carência de informações sobre o vento em cada pixel da cena, as estimativas iniciais da velocidade de fricção e coeficiente de rugosidade são válidas somente no pixel onde o anemômetro se encontra (situação representada pelo índice “est” nas equações (3.18) e (3.19). Antes de fazer a extrapolação de u_* para a cena completa, calcula-se a velocidade do vento na chamada altura de mistura (*blending height*), ou seja, uma altura em que os efeitos da rugosidade da superfície não mais afetam o vento. Segundo Allen *et al.* (2002a), Trezza (2002) e Tasumi (2003), essa altura deve ser considerada igual a 200m. Portanto, a velocidade do vento à altitude de 200m, ainda no pixel da estação meteorológica, foi calculada conforme a expressão:

$$u_{200} = u_{*est} \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{0m_{est}}}\right)}{k} \quad (3.20)$$

Partindo da premissa em que na altura de mistura o vento deixa de ser dependente da rugosidade da superfície, pode-se então partir para seu cálculo em cada pixel da imagem:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)} \quad (3.21)$$

sendo o coeficiente de rugosidade (também calculado em cada pixel da imagem em função do índice de vegetação ajustado ao solo) obtido através da seguinte equação:

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \quad (3.22)$$

3.4.3.2 Diferença de temperatura

A diferença de temperatura foi calculada através de dois pixels (quente e frio), denominados pixels-âncora. O cálculo do calor sensível baseia-se na hipótese de que a diferença entre a temperatura de superfície destes pixels é uma relação linear, de acordo com a Equação (3.23):

$$dT = b + aT_s \quad (3.23)$$

onde dT é a diferença de temperatura (K), a e b são os coeficientes que precisam ser determinados e T_s é a temperatura de superfície de cada um dos pixels da imagem (K).

O procedimento para escolha dos pixels-âncora é importante e deve ser realizado com muito critério, de forma que todas as condições extremas de fluxos de calor sejam bem representadas: o pixel frio deve ser uma área de cultivo de uma cultura qualquer que satisfaça simultaneamente às condições de NDVI maior ou igual a 0,5 e IAF maior ou igual a seis. Assume-se, portanto, que neste pixel o fluxo de calor sensível é nulo e o fluxo de calor latente é máximo. Assim, a diferença de temperatura no pixel frio pode ser considerada igual a zero, conforme Equação (3.24):

$$dT_F = \frac{H r_{ah}}{\rho C_p} \cong 0 \quad (3.24)$$

Em contraste, o pixel quente deve ser selecionado em uma área de solo exposto, onde não há umidade disponível para a ocorrência de evapotranspiração. As coordenadas dos pixels âncora foram anotadas, pois outros parâmetros devem ser resgatados dos mesmos posteriormente. No pixel quente admite-se a situação inversa à do frio, ou seja, o fluxo de calor latente pode ser desprezado e o fluxo de calor sensível é máximo. Com essa situação em vista, o calor sensível H no pixel quente é obtido em função de seus valores de saldo de radiação e fluxo de calor no solo:

$$H = R_n - G \quad (3.25)$$

onde R_n e G foram obtidos no pixel quente da imagem.

Portanto, a diferença de temperatura para o pixel quente foi determinada a partir da Equação (3.26):

$$dT_Q = \frac{H r_{ah}}{\rho C_p} \quad (3.26)$$

Conhecidas as diferenças de temperatura nos pixels-âncora, se torna possível – a partir da Equação (3.23) – determinar os coeficientes a e b montando-se um sistema simples com duas equações e duas incógnitas:

$$\begin{aligned} dT_Q &= b + aT_{s_Q} \\ dT_F &= b + aT_{s_F} \end{aligned} \quad (3.27)$$

De posse do valor da diferença de temperatura, bem como da imagem de resistência aerodinâmica, os valores iniciais de calor sensível para cada pixel foram determinados a partir da aplicação da Equação (3.15).

3.4.3.3 Comprimento de Monin-Obukhov

Os valores de H estimados inicialmente não representam de forma adequada o fluxo de calor sensível de cada pixel e servem apenas como valores de entrada no processo iterativo que resultará na condição de estabilidade da atmosfera de todos os pixels. Dessa forma, a identificação da estabilidade atmosférica foi realizada a partir da estimativa do comprimento de Monin-Obukhov (L), expressa pela seguinte equação:

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (3.28)$$

onde ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ Kg.m}^{-3}$), C_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), u_* é a velocidade de fricção (m.s^{-1}) em cada pixel, T é a temperatura de superfície em cada pixel (K), k é a constante de von Karman (0,41), g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível (W.m^{-2}) em cada pixel.

O comprimento de Monin-Obukhov é a altura na atmosfera onde os efeitos da turbulência mecânica se equivalem aos efeitos da turbulência convectiva. Ele está relacionado com o fluxo de calor sensível, pois assume valores negativos em condições instáveis (fluxo de calor sensível positivo) e positivos em condições estáveis (fluxo de calor sensível negativo).

Para os fatores de correção aplicados na velocidade de atrito e na resistência aerodinâmica, admitem-se as seguintes condições: se a atmosfera for instável ($L < 0$):

$$\psi_{h_{0,1}} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{0,1}^2}{2} \right) \quad (3.29)$$

$$\psi_{h_2} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_2^2}{2} \right) \quad (3.30)$$

$$\psi_{m_{200}} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{200}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{200}^2}{2} \right) - 2 \arctan(x_{200}) + 0,5\pi \quad (3.31)$$

onde:

$$x_{0,1} = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)} \quad (3.32)$$

$$x_2 = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)} \quad (3.33)$$

$$x_{200} = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)} \quad (3.34)$$

Se a atmosfera for estável ($L > 0$):

$$\psi_{h_{0,1}} = -5 \frac{0,1}{L} \quad (3.35)$$

$$\psi_{h_2} = \psi_{m_{200}} = -5 \frac{2}{L} \quad (3.36)$$

Uma vez determinados os fatores de correção Ψ_m e Ψ_h , corrigiu-se o valor de u^* e r_{ah} para cada pixel da imagem, através das respectivas equações:

$$u_{cor}^* = \frac{u_{200} k}{\ln \left(\frac{200}{z_{om}} \right) - \psi_{m_{200}}} \quad (3.37)$$

$$r_{ah} = \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \psi_{h_{z_2}} + \psi_{h_{z_1}}}{u_{cor}^* k} \quad (3.38)$$

Tendo em vista os novos (corrigidos) valores de r_{ah} correspondentes ao pixel quente, o valor de dT foi recalculado utilizando a Equação (3.26). Por sua vez, o novo valor de diferença de temperatura exigiu um novo cálculo do valor de calor sensível em cada pixel. Este processo iterativo envolvendo r_{ah} , dT e H seguiu até que o valor de r_{ah} se estabilizasse. De acordo com Bastiaansen (1995), cinco a dez iterações devem ser suficientes para que os valores de resistência se estabilizem. O processo para determinação do fluxo de calor sensível, incluindo as iterações de correção, está esquematizado na Figura 5.

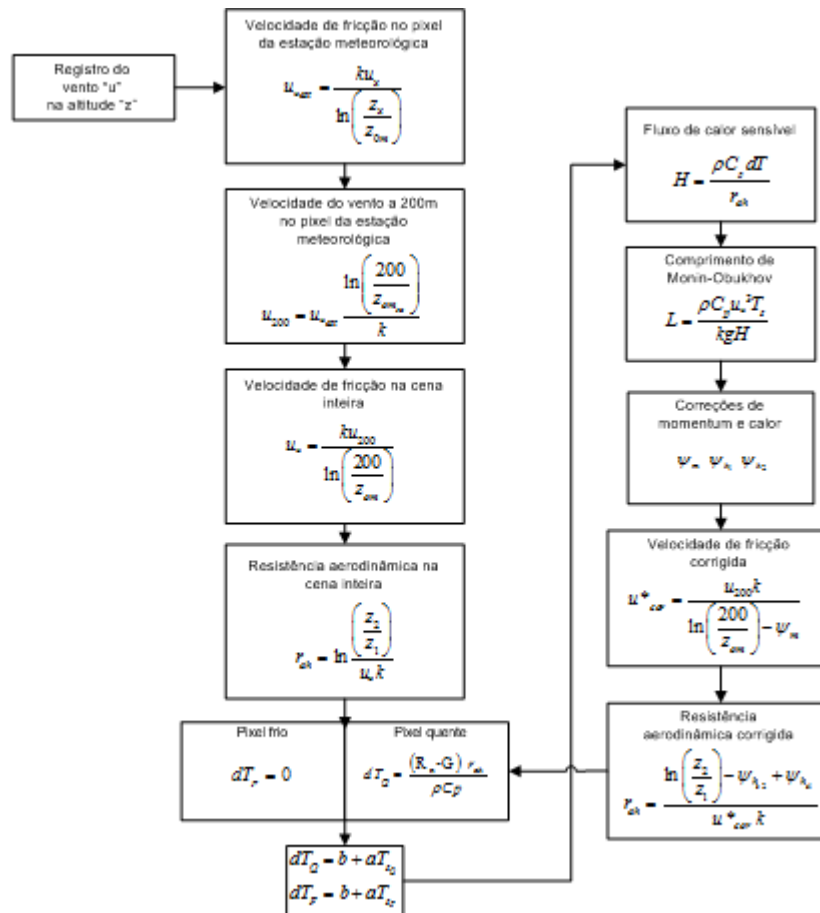


Figura 5 - Fluxograma para determinação do calor sensível.
Fonte: Adaptado de Allen *et al.* (2002a)

3.4.4 Fluxo de calor latente e evapotranspiração

O balanço de energia da superfície reflete a forma como o saldo de radiação (R_n) se reparte entre os processos de evapotranspiração (λET), de aquecimento do solo (G) e de aquecimento do ar (H). Partindo dessa premissa, o SEBAL utiliza o método residual da

equação do balanço de energia para estimar o fluxo de calor latente, podendo este ser expresso por:

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (3.39)$$

em que λET (W.m^{-2}) foi estimado para o exato instante da passagem do satélite. Partindo dessa estimativa do fluxo de calor latente, foi possível determinar a evapotranspiração horária aplicando-se a equação:

$$ET_h = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (3.40)$$

onde λ representa o calor latente de vaporização da água, que pode ser definido como sendo a energia necessária (em joules) para evaporar uma massa unitária de água (Harrison, 1963):

$$\lambda = [2,501 - 0,00236(T_s - 273,16)]10^6 \quad (3.41)$$

em que T_s representa a temperatura de superfície (K) em cada pixel.

Seguindo a sugestão de Bastiaanssen *et al.* (2005), a evapotranspiração horária foi extrapolada para valores diários, considerando constantes os valores de fração evaporativa e integrando os valores médios diários do saldo de radiação, conforme procedimento descrito a seguir:

$$ET_{24h} = 86400 \frac{\Lambda Rn_{24h}}{\lambda} \quad (3.42)$$

em que ET_{24h} corresponde à evapotranspiração real diária em mm.d^{-1} ; Λ à fração evaporativa no instante da passagem do satélite (adimensional); Rn_{24h} representa a média diária da radiação de onda curta incidente (W.m^{-2}) e λ o calor latente de vaporização da água (J.Kg^{-1}).

Os valores pixel-a-pixel da fração evaporativa foram calculados empregando-se a equação (3.43):

$$\Lambda = \frac{\lambda ET}{Rn - G} \quad (3.43)$$

Para escrever o modelo matemático da imagem de saldo de radiação médio em 24 horas, foi aplicada a seguinte equação (Bastiaanssen *et al.*, 2005):

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha_{\text{sup}})R_{c\downarrow_{24h}} - 110\tau \quad (3.44)$$

onde α_{sup} é o albedo de superfície (adimensional), $R_{c\downarrow_{24h}}$ é a média de 24 horas da radiação de onda curta incidente (W.m^{-2}), e τ a transmitância média (adimensional), sendo o albedo e a transmitância consideradas similares àsquelas determinadas no instante da passagem do satélite.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesta seção é analisada a distribuição espacial dos fluxos de energia modelados a partir do processamento da imagem ASTER correspondente ao instante da passagem do satélite, no dia 4 de março de 2004.

4.1 Albedo de superfície

A Figura 6 mostra a distribuição espacial do albedo na região de Paraíso do Sul. Sobre o Rio Jacuí e demais corpos d'água presentes na cena, o albedo foi inferior a 0,12, sendo os menores valores encontrados na cena. As áreas em branco na figura (superiores a 0,23) correspondem a regiões de solo exposto com cobertura vegetal muito escassa. As áreas de cultivo de arroz apresentam albedo entre 17% e 22%, dependendo do estágio de desenvolvimento em que se encontra a cultura.

Albedo de superfície

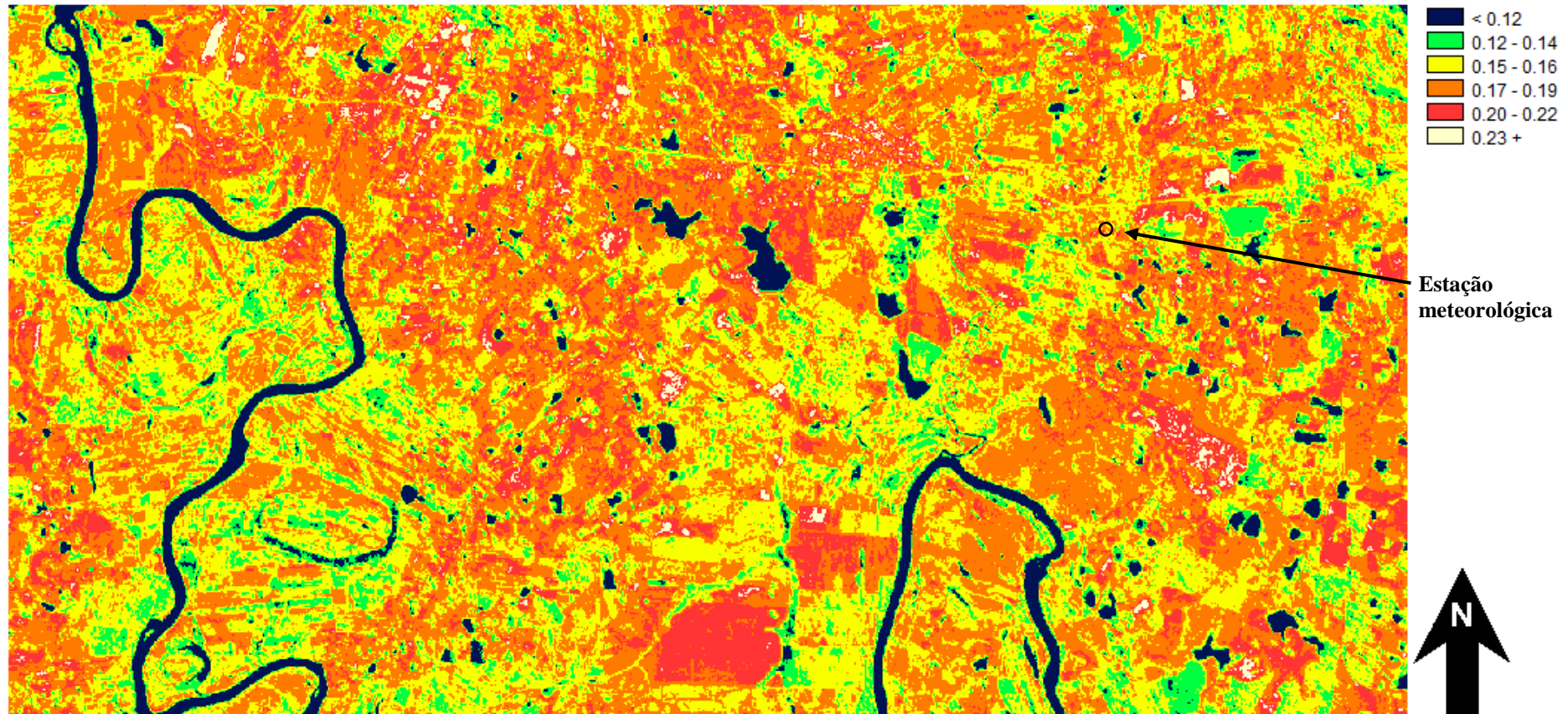


Figura 6 – Imagem da distribuição espacial do albedo de superfície em 4 de março de 2004

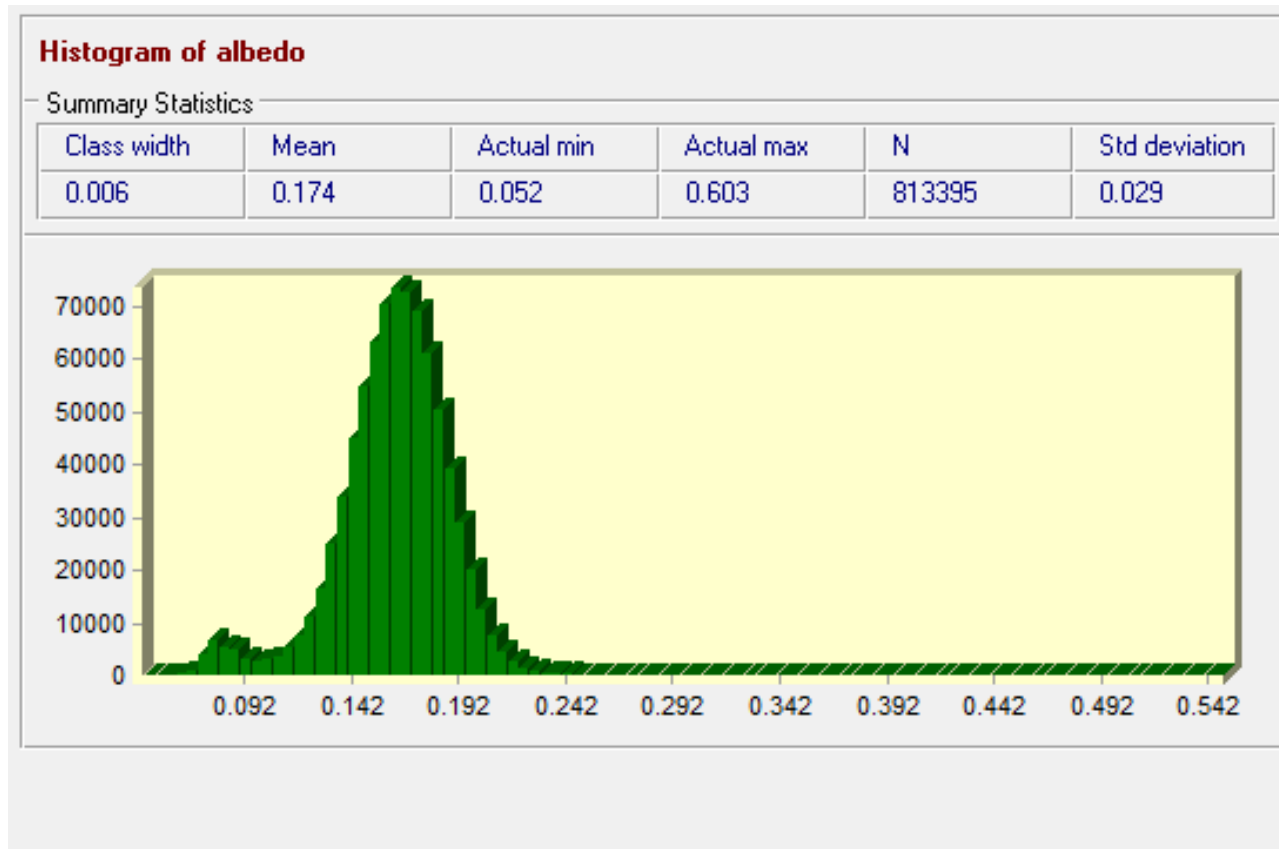


Figura 7 – Histograma da distribuição espacial do albedo de superfície em 4 de março de 2004

A análise do histograma do albedo mostra a presença de duas modas. Os valores agregados à menor (0,08 a 0,12) representam os corpos de água presentes na cena. Os valores entre 0,12 e 0,22 presentes na moda de maior amplitude dizem respeito aos demais tipos de cobertura. Os valores de albedo observados dentro da área de estudo estão dentro da magnitude esperada.

Allen *et al.* (2002a) afirmaram que o albedo dos corpos d'água pode variar de 0,025 a 0,348, dependendo do ângulo solar de elevação. Para grama ou pasto, essa variação é de 0,15 a 0,25. Para as culturas de milho e arroz, essa variação é de 0,14 a 0,22 e 0,17 a 0,22, respectivamente. Ainda segundo os mesmos autores, florestas coníferas e decíduas apresentam os seguintes valores: 0,10 a 0,15 e 0,15 a 0,20, respectivamente. Leivas *et al.* (2007), em um experimento agrônomico realizado no sítio experimental localizado em Eldorado do Sul - RS, também adotando imagens ASTER, encontrou albedo em torno de 0,06 sobre a água e 0,14 para regiões vegetadas.

Bezerra (2006) encontrou, em duas imagens LANDSAT de dezembro de 2000 e outubro de 2001, para uma porção do lago de Sobradinho na Bahia, trecho de montante do Rio São Francisco e demais açudes, valores de albedo que variaram de 0,07 a 0,14, com uma média de 0,11. Para áreas irrigadas com fruticulturas e vegetação nativa típica do bioma Caatinga, foi encontrado um valor médio de albedo de 0,22. As duas imagens utilizadas apresentaram, ainda, para solos desprovidos de cobertura, albedos superiores a 0,43. Nas duas cenas estudadas, os valores variaram de 0,07 e 0,51, com médias em torno de 0,22 a 0,23. Em ambas as imagens do autor, uma análise dos histogramas demonstrou que houve pouca variação no albedo de um ano para o outro.

Para o pixel da estação micrometeorológica de Paraíso do Sul, instalada sobre a cultura de arroz, foi observado o valor de albedo da superfície de 0,18, ao passo que o valor medido na estação micrometeorológica de superfície foi de 0,30. Esse valor de albedo foi calculado pela razão entre a radiação global refletida e a incidente coletada por dois piranômetros instalados sobre o dossel vegetal. A discrepância entre o valor obtido na imagem e o valor medido em superfície também foi encontrada por Mendonça (2007). O autor atribuiu a divergência entre os valores à maneira como os piranômetros foram instalados, assim como à resolução espacial do sensor utilizado, pois em um pixel é registrada a média de todos os elementos presentes em uma área de 15x15 metros (no caso do ASTER).

4.2 NDVI

Na área de estudo, os valores de NDVI oscilaram entre -0,12 e 0,95 (Figura 8). Os valores negativos de NDVI denotam a presença de corpos d'água na superfície. Em superfícies como solo descoberto e aglomerados urbanos, o NDVI apresentou baixos valores positivos. Os alvos correspondentes à cobertura vegetal apresentaram valores positivos e de maior magnitude.

Observa-se que a discriminação entre os alvos na imagem NDVI (Figura 8) é maior do que na imagem de albedo (Figura 6). As informações contidas nestas imagens são, em parte, semelhantes, pois ambas expressam o comportamento dos alvos no espectro visível. A diferença de informação, entretanto, reside na utilização também da reflectância do infravermelho próximo para o cálculo do NDVI. Ou seja, o uso da razão entre as bandas do visível e infravermelho confere ao NDVI poder de discriminação de alvos de uma imagem, permitindo o emprego de técnicas de monitoramento da evolução temporal dos diferentes alvos.

A cobertura vegetal com estresse hídrico tende a absorver menos radiação solar (aumenta sua reflectância no espectro visível), e a absorver mais no infravermelho (Sellers, 1985). Assim, a diferença de reflectâncias tende a decrescer quando a cobertura vegetal está mais seca. Em contrapartida, a vegetação verde tem naturalmente maior valor de NDVI, em função da alta absorção da radiação eletromagnética no intervalo de comprimento de onda do vermelho, pela clorofila, nas folhas verdes, e da alta reflectância na faixa do infravermelho próximo, em virtude da turgidez das folhas saudáveis (Lillesand *et al.*, 2007).

Portanto, as áreas que aparecem em tons escuros de verde (valores entre 0,75 e 0,95) na Figura 8 estão associadas predominantemente com os cultivos agrícolas irrigados. Nicácio (2008) encontrou valores de NDVI entre 0,48 e 0,82 para regiões de fruticultura às margens do Rio São Francisco, em Petrolina. Bezerra (2006) observou em perímetros irrigados de fruticultura, também em Petrolina, valores de NDVI que oscilaram entre 0,7 e 0,9. Numa descrição sumária, este padrão, que se caracteriza por alta densidade de biomassa em meio à vegetação menos densa, é uma indicação preliminar sobre a distribuição espacial das lavouras irrigadas.

NDVI



Figura 8 – Imagem da distribuição espacial do NDVI em 4 de março de 2004

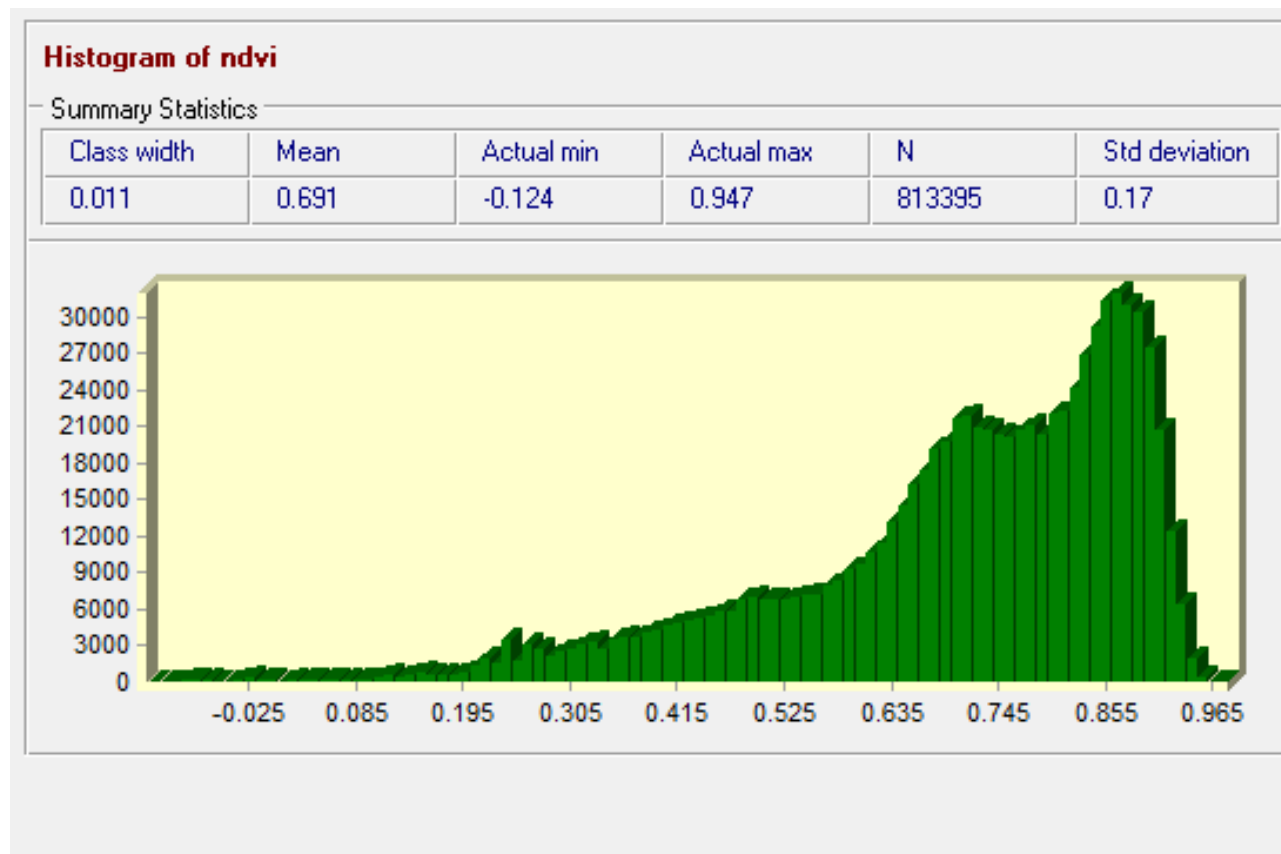


Figura 9 – Histograma da distribuição espacial do NDVI em 4 de março de 2004

Um detalhe que merece destaque é o comportamento do NDVI sobre o Rio Jacuí, por apresentar valores superiores a 0,20. Segundo a teoria do índice, a água deveria apresentar valores negativos ou positivos de baixa amplitude, próximos de zero. No entanto, de acordo com relatório da Fundação Estadual de Proteção Ambiental Henrique Luiz Roessler (FEPAM, 2008), o Jacuí possui diluídas em seu curso d'água elevadas concentrações de barro e outros sedimentos, o que lhe confere o aspecto de “sujo”. Os demais corpos d'água presentes na cena também não demonstram o comportamento clássico, em virtude da mistura espectral entre água e a vegetação proveniente das culturas de arroz nos estádios iniciais de desenvolvimento. Apenas os pequenos lagos no canto superior direito da imagem apresenta valores negativos de NDVI.

4.3 Saldo de radiação à superfície

A Figura 10 apresenta a imagem dos valores instantâneos do saldo de radiação à superfície (R_n), no momento da passagem do satélite. As áreas com tonalidade verde-escuro representam as áreas da superfície com valores de R_n menores que 670 W.m^{-2} . Essas áreas foram caracterizadas como áreas de solo exposto ou com vegetação nativa pouco densa, coincidindo, dessa forma, com os valores encontrados por Bezerra (2006) para áreas com características similares, em estudo de quantificação dos componentes do BE utilizando imagens Landsat 5-TM e o algoritmo SEBAL, em áreas irrigadas do Projeto Nilo Coelho e adjacências no município de Petrolina-PE.

As áreas com tonalidade verde claro e amarela (670 W.m^{-2} a 700 W.m^{-2}) representam as áreas com cobertura vegetativa de densidade intermediária, que envolvem vegetação nativa e áreas utilizadas na prática de agricultura irrigada em início do cultivo. As áreas com tonalidade quente (laranja a magenta) representam valores de R_n acima de 700 W.m^{-2} . Observa-se que esses valores concentram-se na vegetação de maior densidade, correspondendo às culturas de arroz e soja e nos espelhos d'água dos açudes localizados na parte superior das imagens. Bezerra (2006) e Paiva (2005) encontraram valores semelhantes, respectivamente, para o lago de Sobradinho na Bahia e para uma fazenda de soja em Dourados - MS. Leivas *et al.* (2007) encontraram valores de 585 W.m^{-2} para regiões de solo exposto, 662 W.m^{-2} sobre corpos d'água e em torno de 600 W.m^{-2} para superfícies vegetadas.

Na Figura 10, pode-se observar, nos histogramas de frequência de saldo de radiação, a ocorrência de duas modas, sendo uma delas bem definida. A moda do lado direito se refere ao saldo de radiação do Rio Jacuí e demais corpos d'água, bem como das culturas mais alagadiças. Nestes alvos o maior R_n está associado aos alvos que apresentaram menor radiação na forma de albedo. À esquerda do histograma encontra-se a variação do saldo sobre o restante da região, onde o albedo assumiu valores maiores. Observa-se, ainda, a enorme diferença entre a amplitude das duas modas. A moda que representa os valores em terra possui amplitude mais elevada, um indicativo de que a disponibilidade de energia para ser utilizada nos diferentes processos físicos e biológicos foi maior.

Saldo de radiação (W/m²)

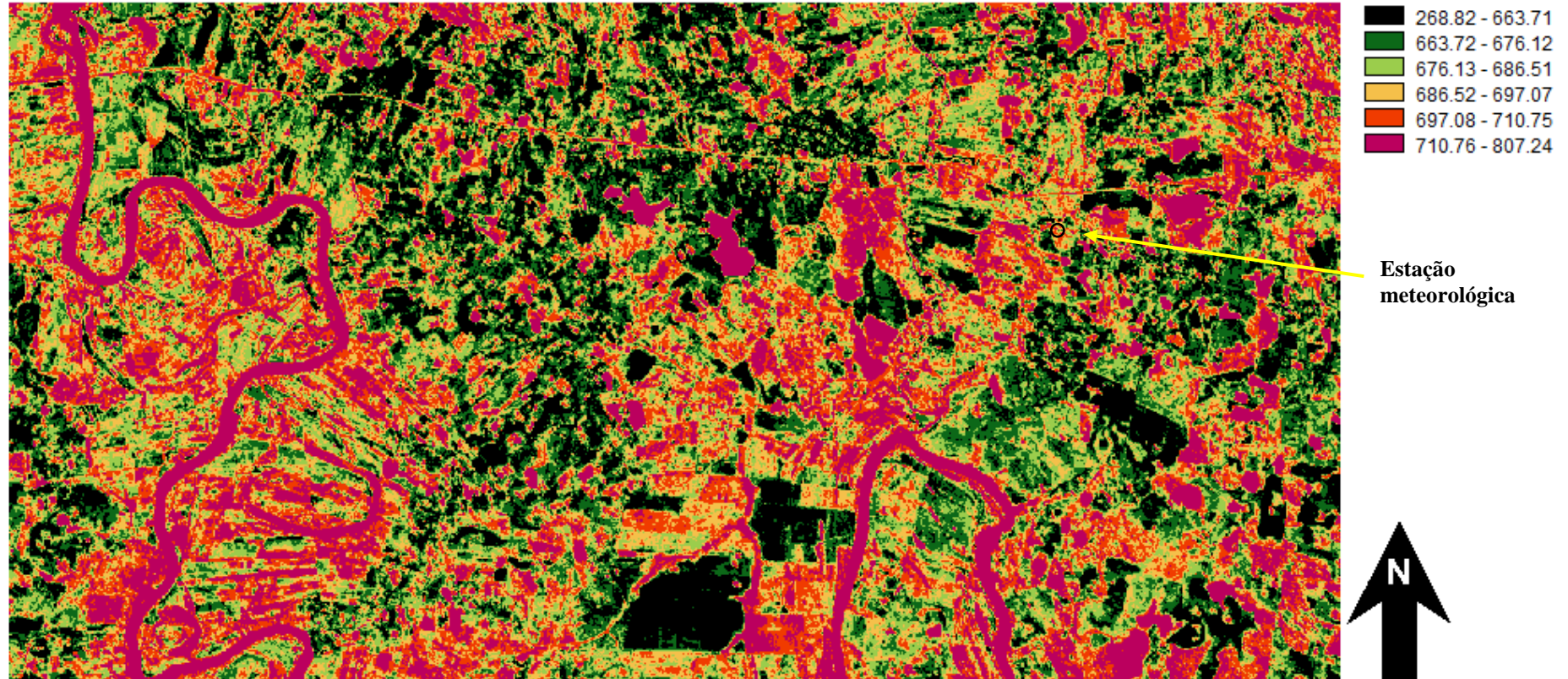


Figura 10 – Imagem da distribuição espacial do saldo de radiação em 4 de março de 2004

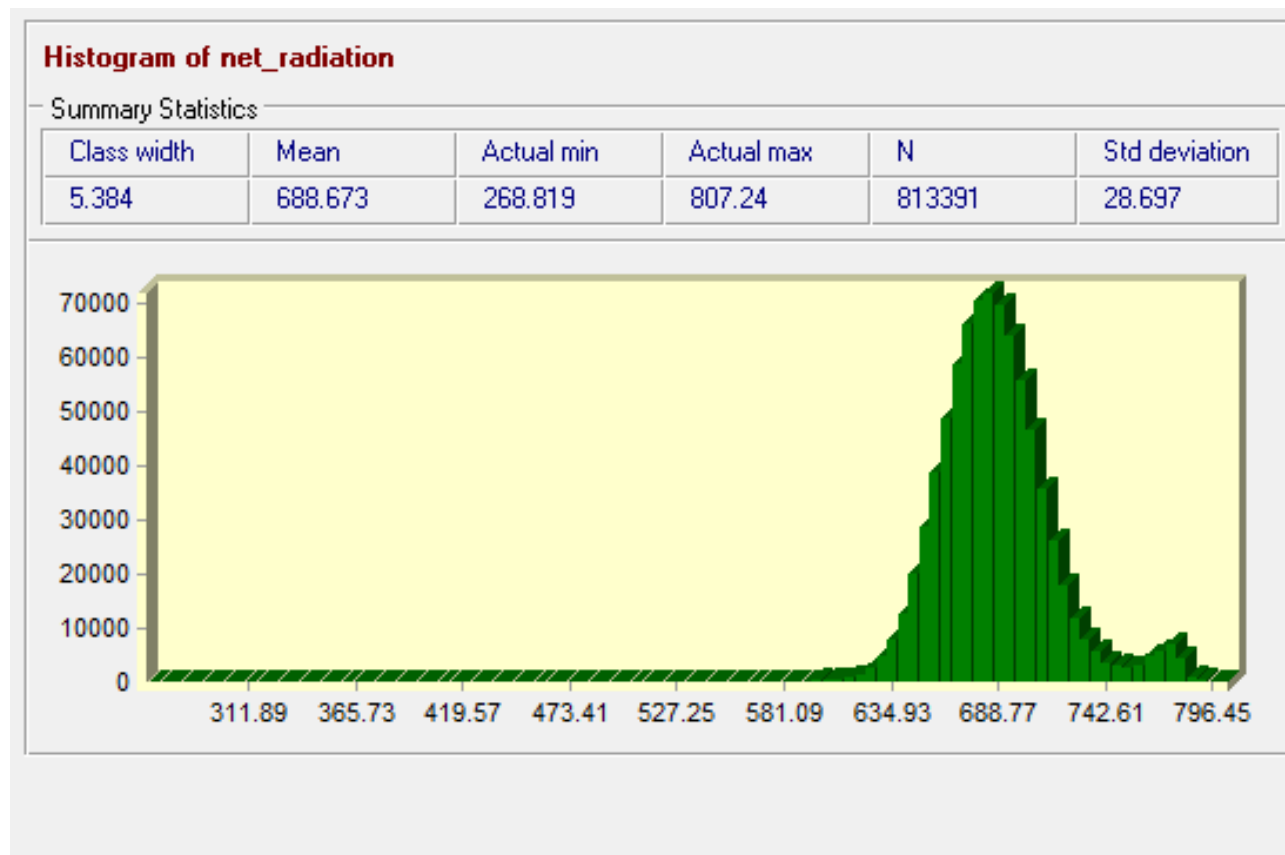


Figura 11 – Histograma da distribuição espacial do saldo de radiação em 4 de março de 2004

Em relação à concordância entre o valor estimado pelo algoritmo (687 W.m^{-2}) e a medição pelo instrumento (558 W.m^{-2}), a diferença para o saldo de radiação foi de aproximadamente 23%.

4.4 Fluxo de calor no solo

Observando-se a espacialização do fluxo de calor no solo (G), mostrada na Figura 12, pode-se perceber valores menores nas áreas mais úmidas (corpos hídricos e alagados) e maiores nas áreas urbanas e nas áreas desprovidas de vegetação. Destaca-se, no centro do recorte, a cidade de Paraíso do Sul, onde o fluxo de calor no solo é mais elevado, indicando a ocorrência de ilhas de calor, fenômeno corriqueiramente observado em áreas urbanas. As regiões de solo desprovido de cobertura na porção inferior da imagem foram as que apresentaram os índices mais elevados de fluxo de calor no solo, com valores superiores a 100 W.m^{-2} . Bezerra (2006) encontrou a faixa de 115 W.m^{-2} a 190 W.m^{-2} para áreas descobertas ou com vegetação nativa rala.

Conforme mencionado anteriormente, o fluxo de calor no solo é o que apresenta maiores incertezas quando estimado com o auxílio de imagens orbitais. Na validação do SEBAL, Bastiaanssen *et al.* (1998b) reportaram que o fluxo de calor no solo apresentou os piores resultados entre os componentes do balanço de energia, quando comparados com medidas de superfície. Na presente pesquisa, o G foi estimado segundo a equação empírica de Bastiaanssen (2000), que representa valores próximos ao meio-dia. Sobre este método, Allen *et al.* (2002a) são enfáticos ao recomendar que a equação seja calibrada localmente, de acordo com as medidas de superfície.

Fluxo de calor no solo (W/m^2)

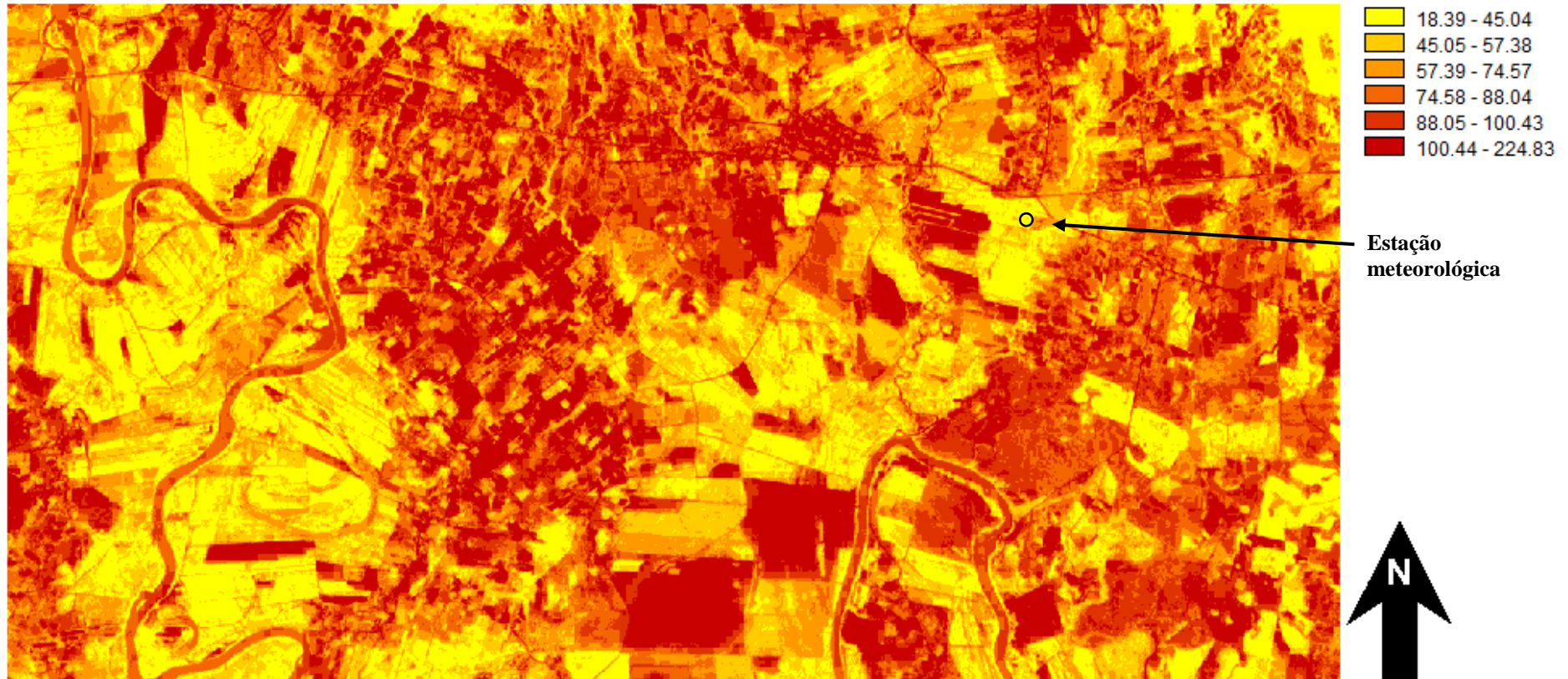


Figura 12 – Imagem da distribuição espacial do fluxo de calor no solo em 4 de março de 2004

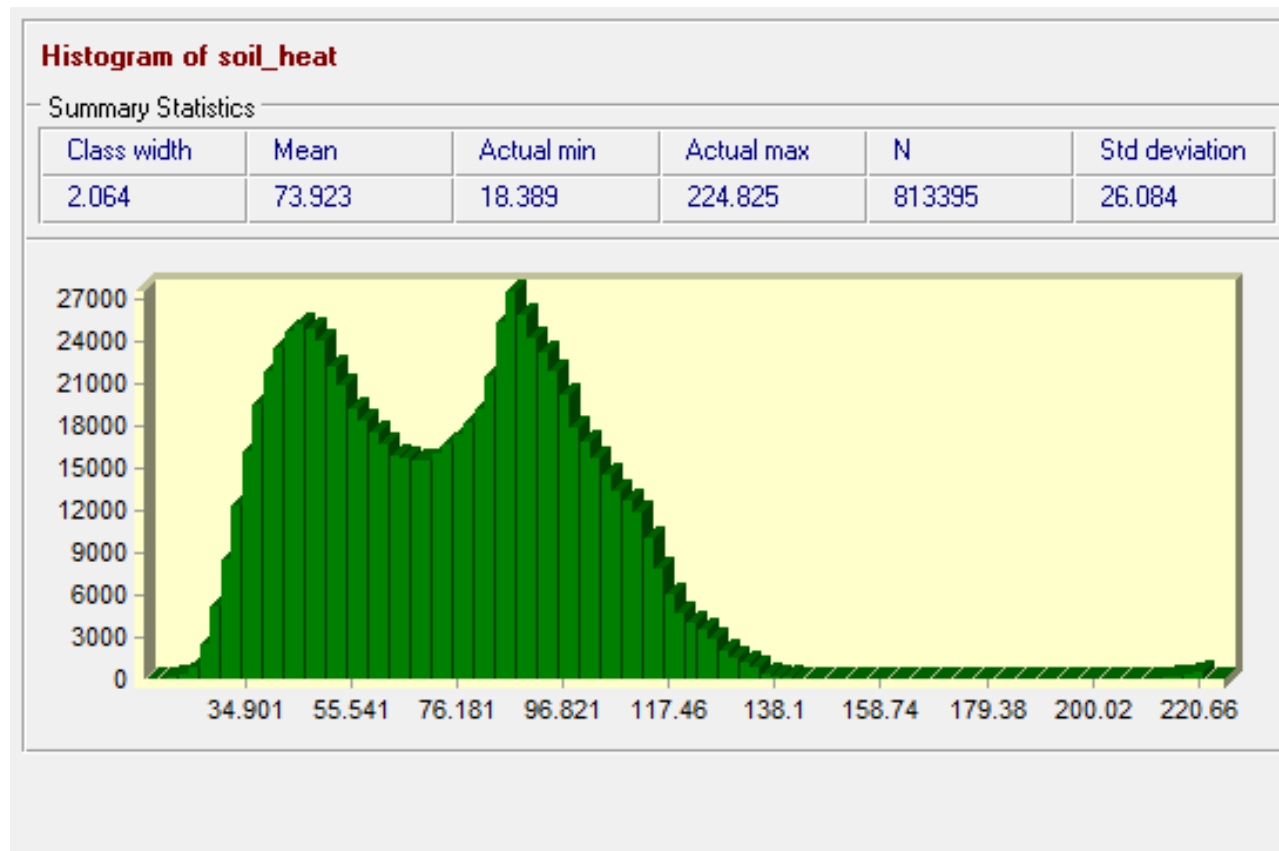


Figura 13 – Histograma da distribuição espacial do fluxo de calor no solo em 4 de março de 2004

A análise do histograma de G mostra que as faixas compreendidas entre 15 W.m^{-2} e 70 W.m^{-2} e 72 W.m^{-2} a 138 W.m^{-2} são as que ocorrem mais freqüentemente na cena. A primeira faixa compreende, principalmente, a áreas de lavoura e a segunda compreende regiões com vegetação nativa. A ordem de magnitude dos valores encontrados mostra concordância com o trabalho de Bezerra (2006), que obteve valores entre 75 W.m^{-2} e 90 W.m^{-2} em áreas com predomínio de vegetação nativa densa.

Na presente pesquisa não houve similaridade entre a estimativa de G (de 68 W.m^{-2}) e a medida realizada pela estação (-20 W.m^{-2}), conforme indicado no comportamento diário dos fluxos de calor no solo, plotados na Figura 14 (o fluxo de calor latente não consta na figura em razão de falhas nos sensores de umidade no dia da passagem do satélite).

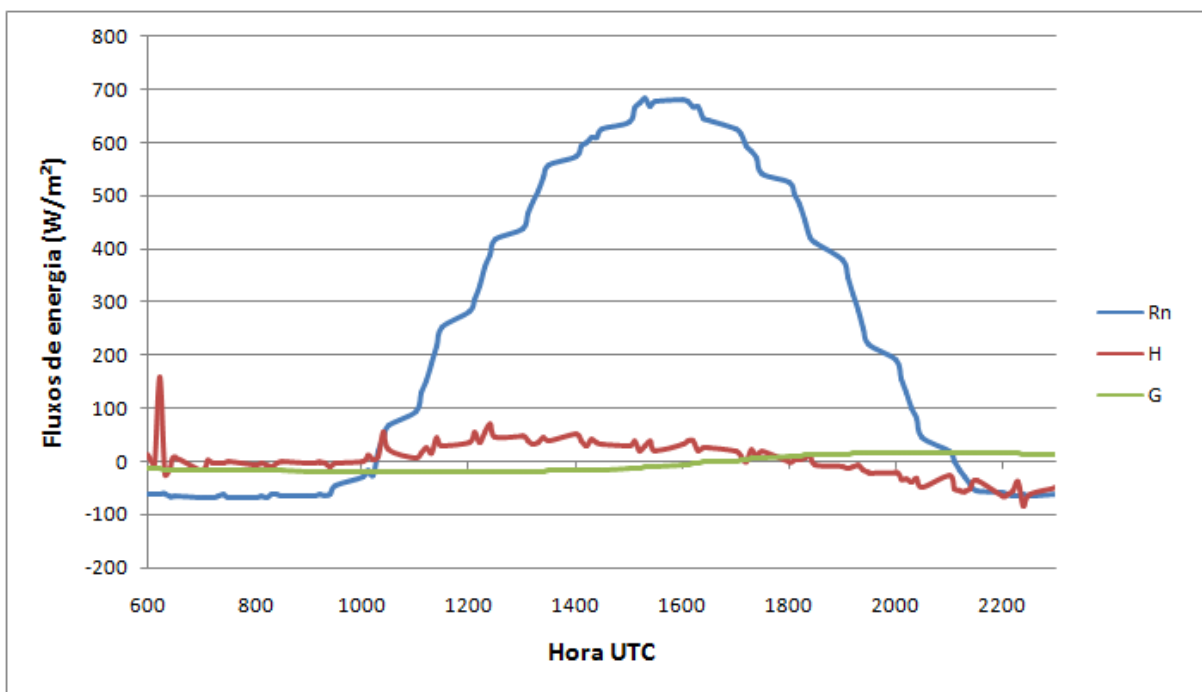


Figura 14 – Variação diária dos fluxos de calor na superfície medidos pela estação micrometeorológica

A mesma conclusão foi alcançada por Folhes (2007), que detectou uma diferença de 227% entre estimativa e medição de fluxo de calor no solo. O autor creditou a discrepância à instalação das placas de fluxo de calor próxima à linha de irrigação. A situação desta pesquisa é similar, visto que o solo onde os fluxímetros foram instalados se encontrava alagado em boa parte do ano. O resultado poderia ter sido melhorado com uma medida de G mais representativa da parcela agrícola, recorrendo a um maior número de placas de fluxo de calor, bem como maior espaçamento entre as mesmas.

4.5 Fluxo de calor sensível

O fluxo de H se constitui como o principal componente da partição de energia do SEBAL, pois o procedimento para a sua obtenção é o mais longo e sujeito a falhas do algoritmo. Para estimar esse fluxo, utilizou-se inicialmente o registro da velocidade do vento em $m.s^{-1}$ observado na estação meteorológica. Considerando-se 0,80 m para a altura da vegetação do entorno da estação, calculou-se o coeficiente de rugosidade ao transporte de momentum (Z_{om}). Na seqüência, determinou-se a velocidade de fricção do vento (u^*) e a velocidade do vento a 200m, em $m.s^{-1}$. A diferença de temperatura entre os dois pixels-âncora foi o último requerimento para a obtenção do mapa de calor sensível.

As coordenadas geográficas dos pixels âncoras, bem como seus respectivos valores de temperatura, saldo de radiação, fluxo de calor no solo, resistência aerodinâmica e fluxo de calor sensível estão apresentados na Figura 15.

INFORMAÇÕES DOS PIXELS-ÂNCORA							
	Coordenadas (Arquivo)		LST	Rn	G	rah	H
	X	Y					
Pixel QUENTE	985.444273	564.093904	313.900	662.395	127.091	11.981	535.304
Pixel FRIO	446.884524	478.585714	296.600				

Constantes:	Coeficientes da 1ª iteração:		
$\rho = 1.15$	$dT_Q = 5.554717845$		
$C_p = 1004$	$a = -95.23291$		
	$b = 0.32108$		

ITERAÇÕES P/ CORREÇÃO DO COMPRIMENTO DE MONIN-OBUKHOV					
#	rah	dT_Q	a	b	
#1	0.808	0.37461	-6.42252	0.02165	
HOT					
COLD					
#5	2.528	1.17205	-20.09422	0.06775	
HOT					
COLD					
#2	4.651	2.15633	-36.96922	0.12464	
HOT					
COLD					
#6	2.791	1.29398	-22.18471	0.07480	
HOT					
COLD					
#3	2.036	0.94395	-16.18347	0.05456	
HOT					
COLD					
#7	2.660	1.23325	-21.14344	0.07129	
HOT					
COLD					
#4	3.094	1.43446	-24.59316	0.08292	
HOT					
COLD					
#8	2.273	1.05382	-18.06731	0.06091	
HOT					
COLD					
#9	2.966	1.37512	-23.57573	0.07949	
HOT					
COLD					
#10	2.582	1.19709	-20.52344	0.06920	
HOT					
COLD					

Figura 15 – Pixels-âncora eleitos e suas informações

A Figura 16 ilustra o número de iterações necessárias para que os valores de r_{ah} e dT se tornassem estáveis. A análise da figura mostra que não houve variações expressivas de r_{ah} e dT a partir da 5ª iteração, o que corrobora a afirmação de Bastiaanssen (1995), segundo a qual a estabilidade numérica destes valores é alcançada entre 5 e 10 *loops* iterativos.

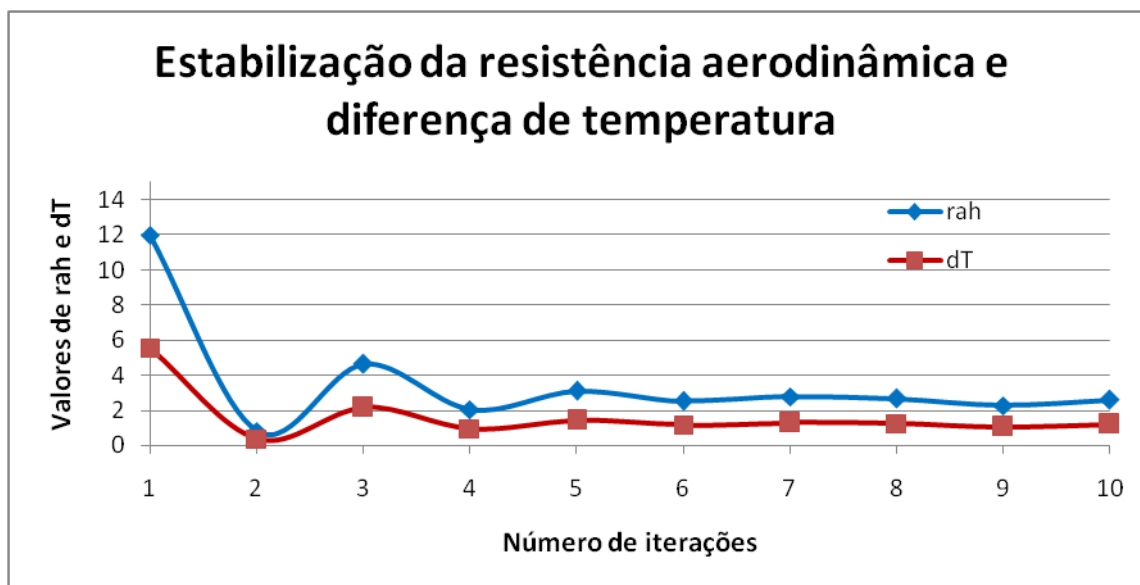


Figura 16 – Número de iterações necessárias para estabilização da resistência aerodinâmica

Nas Figuras Figura 17 e Figura 18 estão apresentados, respectivamente, os valores instantâneos de H e seu respectivo histograma de frequência. Na distribuição de H , os valores inferiores a 95 W.m^{-2} estão representados pela coloração azul. Observa-se que estes valores concentram-se principalmente sobre as lavouras de arroz. Os pixels com valores de H menores que zero correspondem aos pixels contendo massa de água. Além disso, é possível perceber ainda que regiões urbanizadas, como a cidade de Paraíso do Sul, foram marcadas por valores de calor sensível entre 200 e $400,0 \text{ W.m}^{-2}$, resultado semelhante ao encontrado por Nicácio (2008) para o município de Petrolina. Os valores mais elevados de calor sensível encontram-se nas regiões dotadas de menores coberturas vegetativas (NDVI inferior a 0,4). Também se espera que H tenha relação de proporcionalidade direta com a temperatura.

Fluxo de calor sensível (W/m^2)

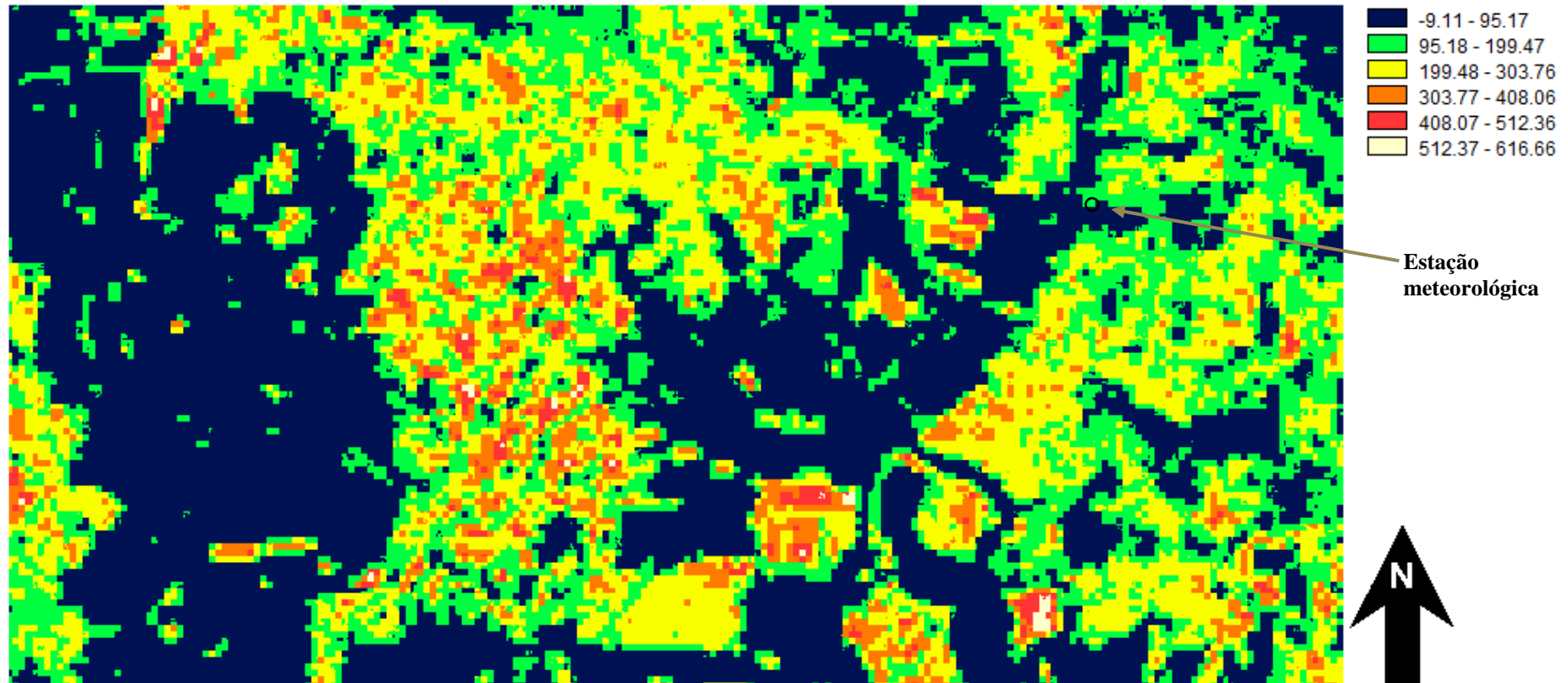


Figura 17 – Imagem da distribuição espacial do fluxo de calor sensível em 4 de março de 2004

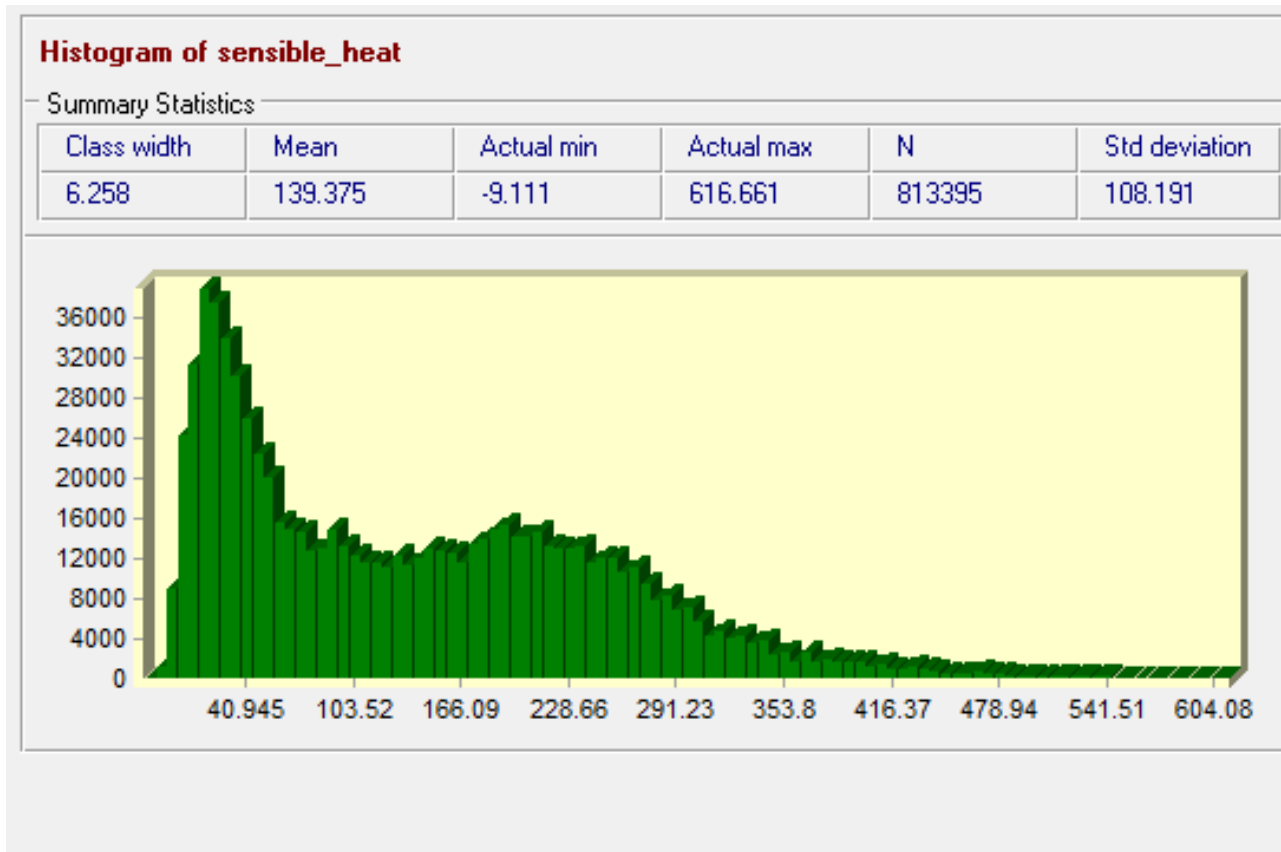


Figura 18 – Histograma da distribuição espacial do fluxo de calor sensível em 4 de março de 2004

O histograma de frequência dos valores de H para a cena (Figura 18) indica duas modas. A moda à esquerda representa valores de -9 W.m^{-2} a valores próximos de 100 W.m^{-2} . Esses valores modais estão relacionados ao fluxo de calor sensível sobre o leito do rio Jacuí, barragens e até mesmo às lavouras de arroz, devido à intensa contribuição espectral da água sobre as mesmas. Já a moda à direita, que apresenta o valor mais frequente por volta dos 200 W.m^{-2} , representa áreas onde há predomínio de vegetação nativa. Para o pixel que contém a torre meteorológica foi modelado para H o valor de $19,3 \text{ W.m}^{-2}$, apresentando alta concordância com o valor medido pela estação, qual seja, $21,3 \text{ W.m}^{-2}$.

4.6 Fluxo de calor latente

A variação espacial do fluxo de calor latente obtida nessa pesquisa pode ser observada na Figura 19. Na metodologia adotada, o fluxo de calor latente (λET) foi calculado como um termo residual do balanço de energia, conforme sugerido por Bastiaanssen (1995). Na referida figura os valores compreendidos entre -108 e 321 W.m^{-2} estão representados pela cor azul escuro. A intensidade desta cor azul é diretamente proporcional à densidade de vegetação, ou seja, áreas dotadas de vegetação nativa apresentam-se nas áreas azul mais claro; em contrapartida as regiões de solo exposto, quase desnudas, apresentam os menores valores de λET , tendendo à cor azul escuro.

A outra feição notável na imagem são as áreas preenchidas pela cor verde, que cobrem a faixa entre 624 e 778 W.m^{-2} e representam as lavouras de arroz e também os corpos de água presentes na cena. O histograma da imagem, apresentado na Figura 20, ilustra bem as situações acima mencionadas.

Na imagem também é possível perceber que em virtude da confusão espectral entre água e vegetação, o fluxo de calor latente nas lavouras no início do desenvolvimento assemelha-se ao observado sobre massas de água. Em contraste, nas lavouras mais desenvolvidas o fluxo de calor latente tende a exibir menores valores.

Em relação à exatidão do modelo SEBAL, Ma *et al.* (2004) relatam erro percentual de menos de 10% nas estimativas de λET modeladas com auxílio das imagens TM/Landsat 5, quando comparadas com as medidas obtidas por sensores instalados em torres micrometeorológicas. Outros autores, como por exemplo Jacob *et al.* (2000) e French *et al.*

(2005), encontraram piores concordâncias entre as medidas de λ_{ET} feitas pelo método das correlações turbulentas e as obtidas pela modelagem realizada com base nos dados espectrais contidos nas imagens de sensores orbitais e aerotransportados.

Fluxo de calor latente (W/m^2)

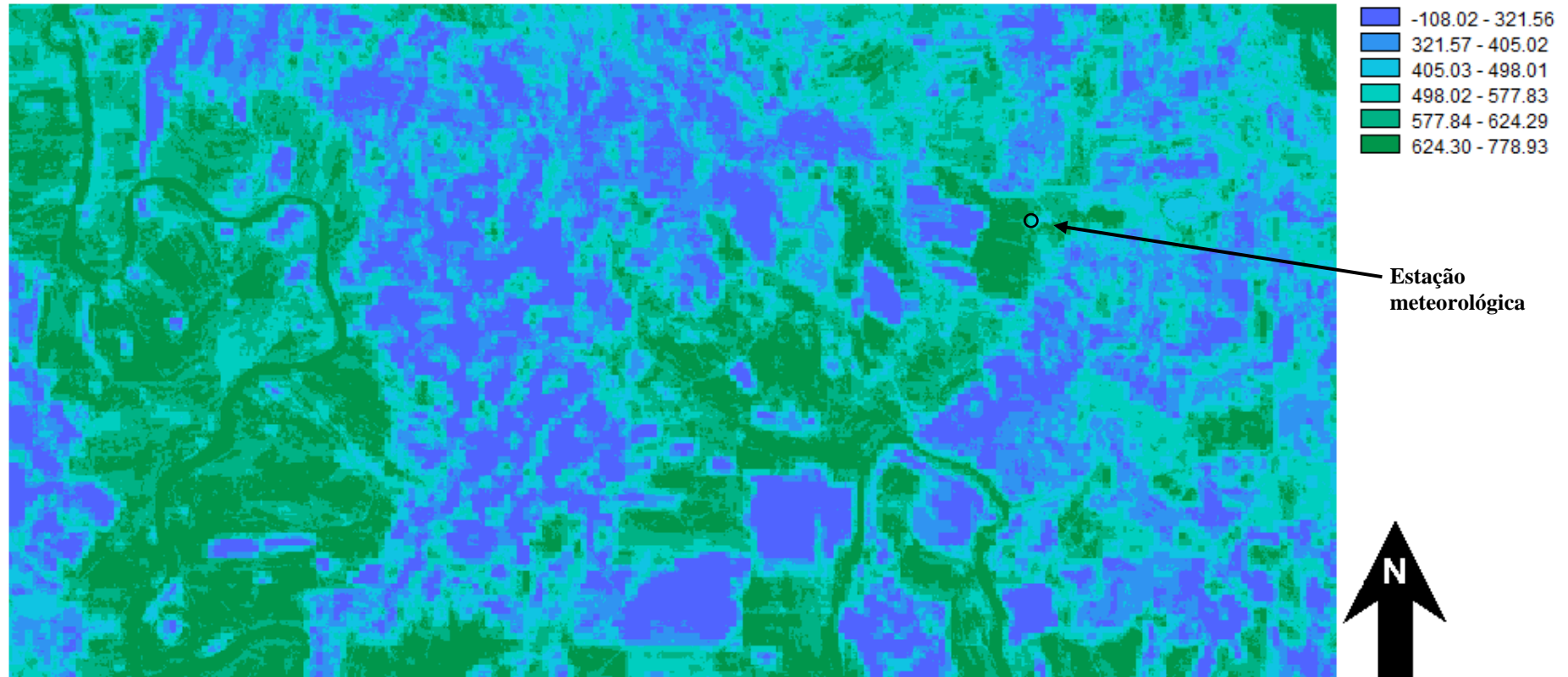


Figura 19 – Imagem da distribuição espacial do fluxo de calor latente em 4 de março de 2004

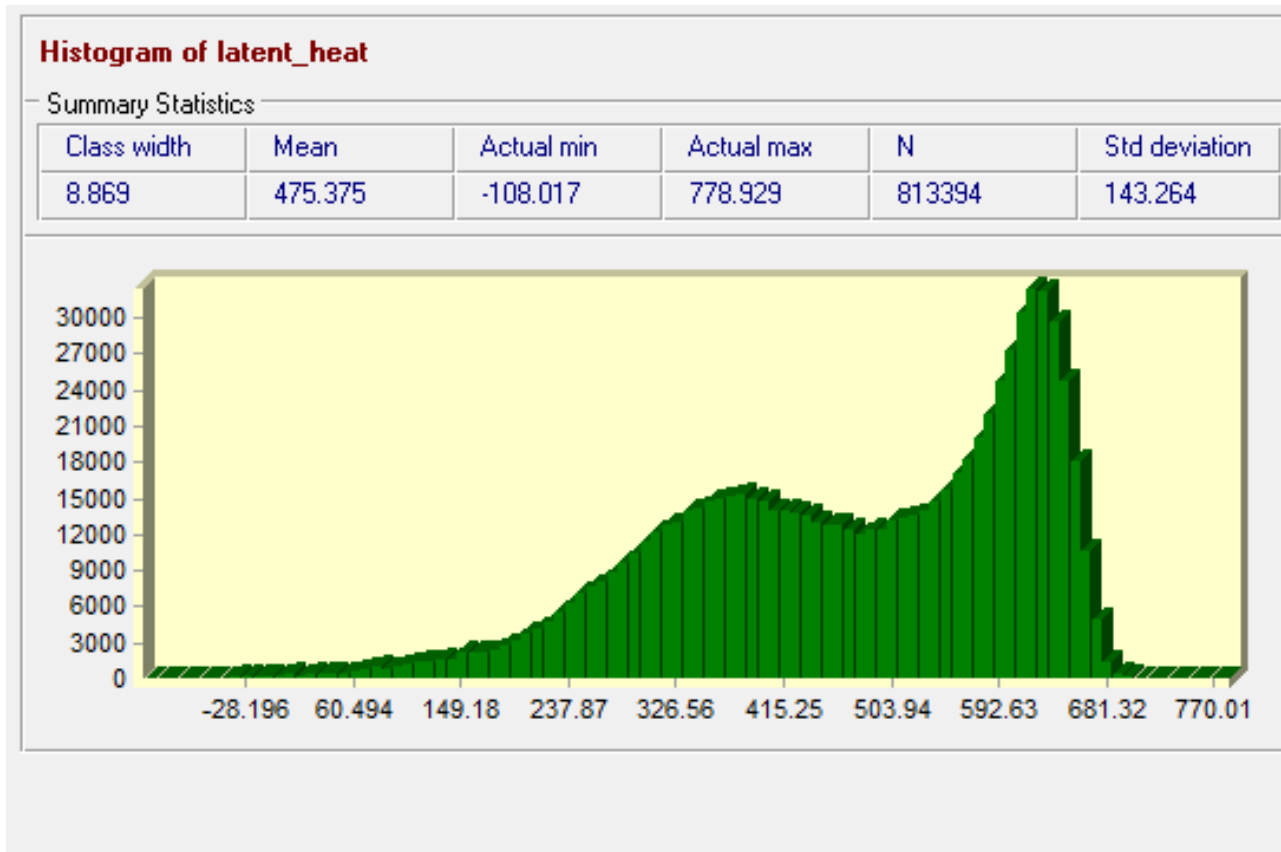


Figura 20 – Histograma da distribuição espacial do fluxo de calor latente em 4 de março de 2004

Jacobs *et al.* (2000) avaliaram o desempenho do modelo SEBAL no mapeamento dos componentes do balanço de energia em culturas de alfafa, trigo e girassol, no campo experimental ReSeDa, localizado no sudeste da França, tomando dados multitemporais de um radiômetro aerotransportado e de uma câmera de vídeo infravermelho. Valores de λET nas cenas imageadas por um radiômetro com 20 m de resolução espacial foram comparados com os dados medidos em campo, resultando em erro médio de 85 W.m^{-2} . French *et al.* (2005) avaliaram as estimativas dos fluxos de energia de uma região agrícola dos Estados Unidos, aplicando o modelo *Two-Source Energy Balance* (TSEB) e o SEBAL, também com auxílio de imagens ASTER, e concluíram que o último modelo em geral tende a subestimar as medidas de calor latente.

O erro observado nos valores modelados de λET pode ser explicada em parte pelo fechamento forçado da equação do balanço de energia, e/ou pela plausível subestimativa do dado medido pelo método das correlações turbulentas, fato que pode ser comprovado em diferentes situações expostas nos trabalhos de Kustas *et al.* (1999), Twine *et al.* (2000) e Randow *et al.* (2004), por exemplo.

Devido a uma falha no sensor de umidade, não foi possível determinar o fluxo de calor latente a partir do método das correlações turbulentas para realizar a comparação com a estimativa do SEBAL. Martins (2004) também reportou dificuldades na aquisição dos dados no sítio de Paraíso do Sul. Em seu trabalho, somente 12 dias de dados brutos puderam ser aproveitados dos 30 dias do mês de julho de 2003. Em seu estudo subsequente, Martins (2008) complementa essa questão afirmando que existem heterogeneidades próprias da cultura de arroz que podem adulterar o campo turbulento, heterogeneidades essas que se manifestam nos dados como grandes desvios da média em série temporais de grandezas turbulentas.

4.7 Evapotranspiração diária

A evapotranspiração do arroz irrigado por inundação depende da demanda evaporativa da atmosfera e é pouco dependente da fase de desenvolvimento da cultura (Wickham e Sen, 1978). Assim, de acordo com esses autores, a taxa de evapotranspiração está relacionada com temperatura e umidade do ar, movimento do vento e intensidade e duração da luz solar, e em menor escala do número e tamanho das folhas. No início do ciclo da cultura, a

evapotranspiração é, na sua maior parte, composta de evaporação da superfície da água, mas, à medida que a cultura cresce e sombreia a água, a evaporação decresce e aumenta a transpiração do dossel. A energia atmosférica comanda ambos os componentes da evapotranspiração. Assim, a relação evapotranspiração/evaporação da água é altamente estável e próxima de 1.

Khandelwal (1991) verificou que, para uma evaporação semanal do tanque Classe A entre 25 e 31 mm, a evapotranspiração semanal do arroz em um lisímetro variou de 29 a 39 mm. O fato de a relação evapotranspiração/evaporação da água ser próxima de 1 significa que a evapotranspiração é limitada pela energia disponível e que, sob condições de campo, a evapotranspiração de um dossel, que é tridimensional, é praticamente igual à evaporação de uma superfície de água, que é plana.

As áreas de solo exposto marcados em azul na imagem, apresentaram os menores valores de ET, com valores inferiores a $1,3 \text{ mm.dia}^{-1}$. As áreas com vegetação nativa presente, destacadas em amarelo na imagem, apresentaram valores de ET entre $2,61 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $3,90 \text{ mm.dia}^{-1}$. Nos casos onde há disponibilidade de água na superfície, a tendência preferencial de consumo de energia do R_n é na forma de calor latente. Em estudo sobre uma região que apresentava cobertura vegetal muito heterogênea no Sri Lanka, utilizando um cintilômetro de grande abertura, Hemakumara *et al.* (2003) obtiveram valores diários de 3,0 mm a 4,0 mm.

Segundo Tabbal *et al.* (2002), valores típicos de evapotranspiração de arroz nos trópicos são 4 a 5 mm.dia^{-1} , na estação chuvosa, e 6 a 7 mm.dia^{-1} , na estação seca. A Figura 21, que mapeia as taxas de evapotranspiração em Paraíso do Sul segundo a metodologia SEBAL, vem a confirmar os valores encontrados pelos pesquisadores. As lavouras de arroz, predominantemente marcadas com a cor rosa, apresentaram evapotranspiração diária da ordem de $5,2 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $6,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ no dia 4 de março de 2004.

Evapotranspiração diária (mm)

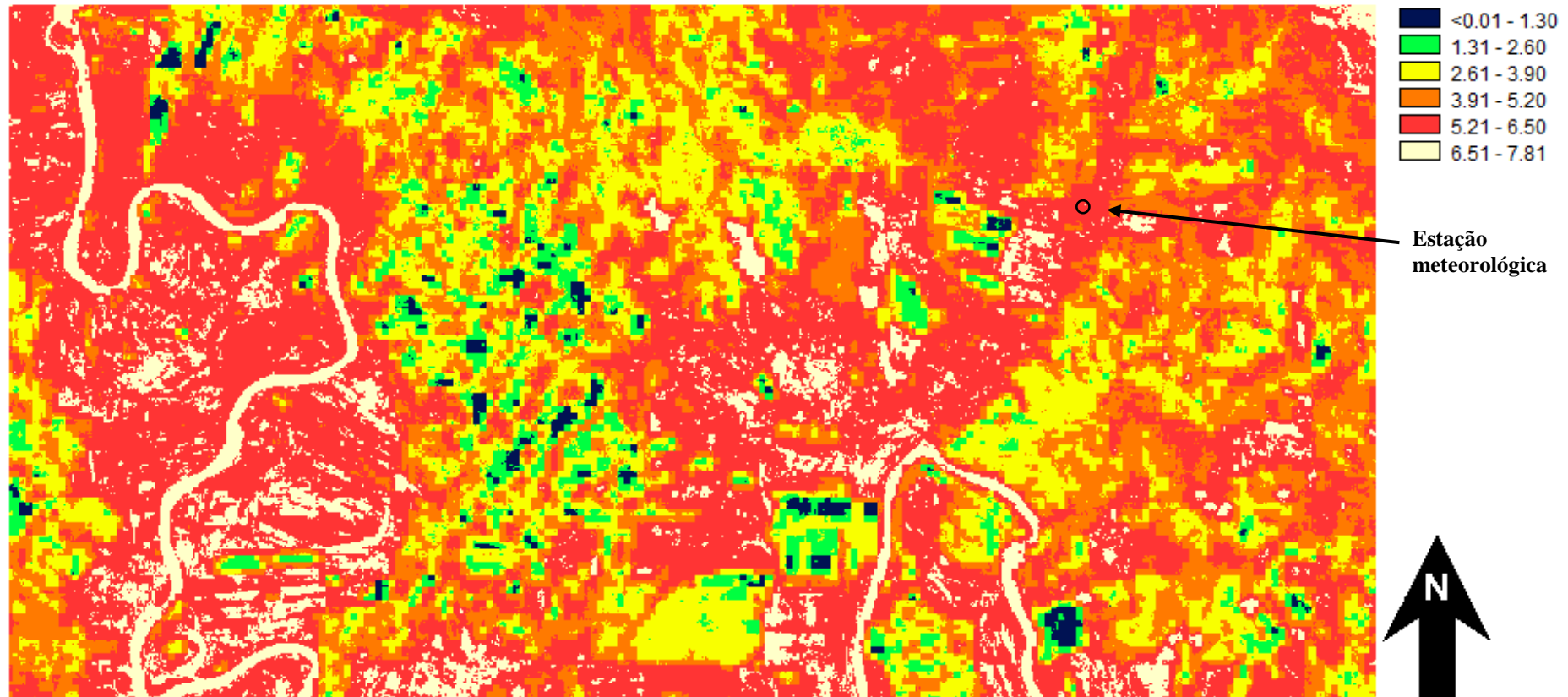


Figura 21 – Imagem da distribuição espacial da evapotranspiração diária em 4 de março de 2004

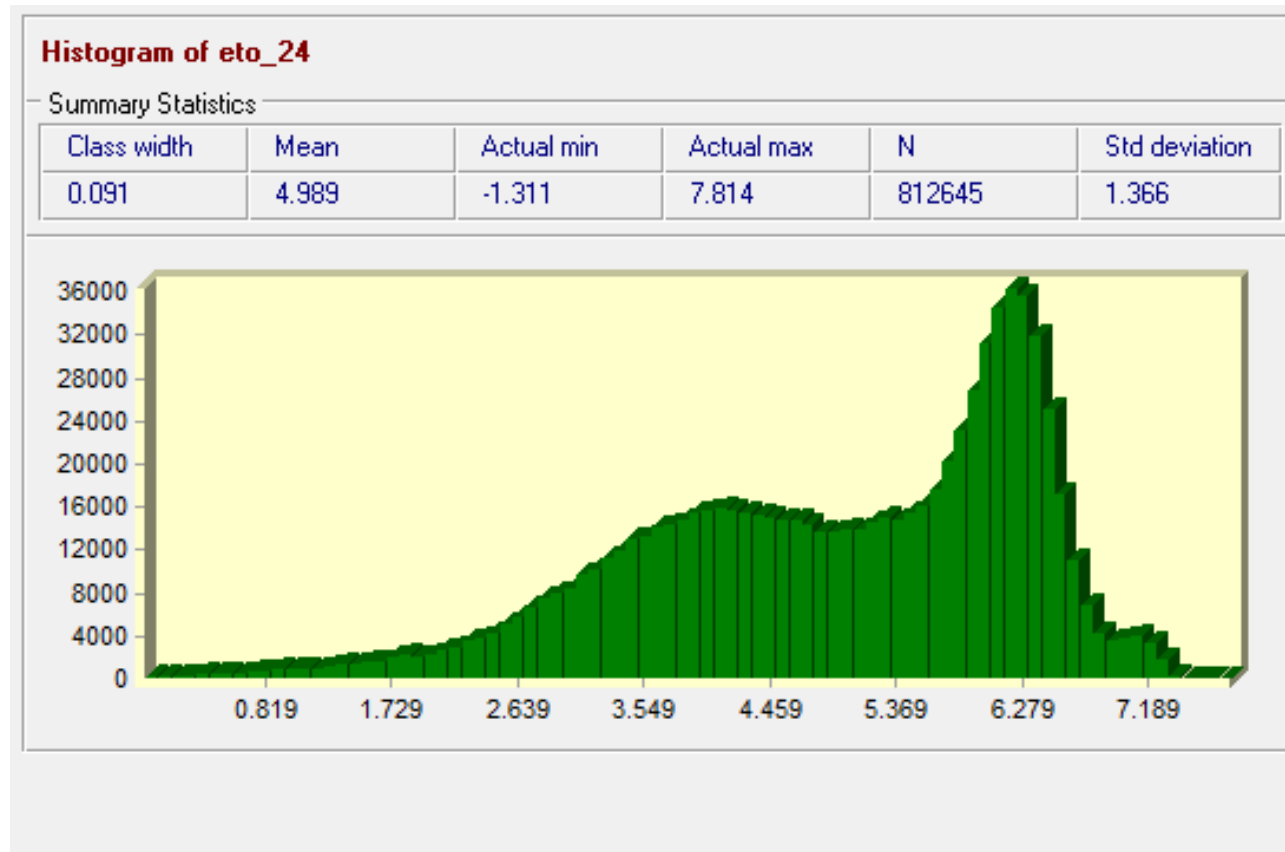
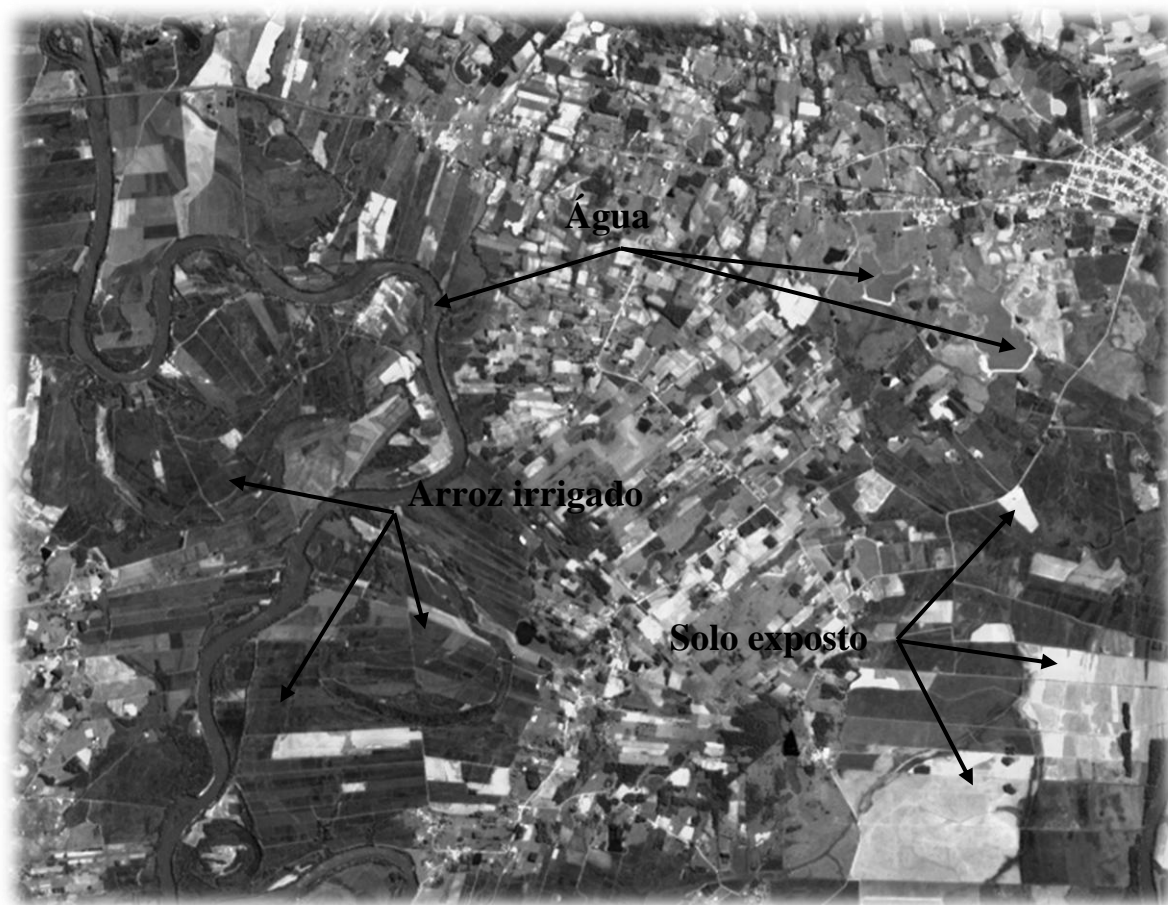


Figura 22 – Histograma da distribuição espacial da evapotranspiração diária em 4 de março de 2004

Em estudo no Novo México, na região de Las Cruces, composta por desertos e áreas de culturas irrigadas, Wang *et al.* (2005) aplicaram uma versão do SEBAL adaptada a imagens ASTER e obtiveram, para áreas com cultura irrigada, valores de ET na faixa de 4,9 mm.dia⁻¹ a 5,9 mm.dia⁻¹.

As massas de água presentes na cena apresentaram valores diários de ET entre 6,5 mm e 7,8 mm. Allen *et al.* (2002b), aplicando o METRIC, um modelo similar ao SEBAL, às bacias dos rios Bear (sudeste de Idaho) e Snake Plain (leste de Idaho), obtiveram valores de ET iguais a 7,17 mm.dia⁻¹ e 7,40 mm.dia⁻¹ para os dias 23/07/1989 e 25/09/1989, respectivamente.

Para sumarizar os resultados, foi elaborada uma compilação (Figura 23) das componentes médios do balanço de energia estimado pelo SEBAL para três alvos típicos de estudo: água, arroz irrigado e solo exposto.



Componentes do balanço de energia ($W.m^{-2}$)

	Rn	G	H	LE
Água	771	88	35	637
Arroz irrigado	676	43	6	594
Solo exposto	656	123	471	37

Figura 23 – Comportamento do balanço de energia para três alvos típicos

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Estimativas da espacialização de fluxos de energia sobre áreas agrícolas demandam imagens de alta resolução espacial, um requisito apropriadamente cumprido pelo sensor ASTER. Além disso, em virtude da recente falha dos satélites remanescentes da família Landsat, dos problemas de calibração do CBERS e da dificuldade em se obter pixels puros nos sensores de média resolução espacial como AVHRR e MODIS, o ASTER apresenta-se atualmente como a mais adequada alternativa de imageamento para aplicações que envolvam balanço de energia na superfície.

No entanto, embora sejam uma fonte de dados alternativa, barata e confiável, não se pode afirmar plenamente que as estimativas dos fluxos de calor na superfície realizadas por satélite podem substituir por inteiro os dados das estações meteorológicas. Para isso seriam necessários ajustes mais refinados e um espaço amostral maior, com aplicações mais regionalizadas. No entanto, o presente trabalho demonstrou que esse tipo de dado é consistente, conseguindo reproduzir corretamente os fluxos de energia na superfície da área analisada.

Valores de fluxo de calor no solo e latente não puderam ser comparados com as medições do sítio experimental de Paraíso do Sul em função da dificuldade de aquisição de dados em uma região alagada. Ainda assim, os valores encontrados nesta pesquisa mostraram-se compatíveis com estudos de referência na literatura. Por outro lado, a concordância entre R_n e principalmente H mostrou-se razoável. A evapotranspiração estimada para regiões de lavoura de arroz mostrou resultados muito próximos àqueles determinados pelos métodos convencionais.

Com os resultados deste trabalho, é razoável afirmar que a estimativa de satélite pode: (i) complementar as informações da rede meteorológica quando existem falhas; (ii) suprir com dados a cobertura de áreas deficientes em termos espaciais e temporais; (iii) melhorar a estimativa da variabilidade espacial. Sugestões para trabalhos futuros englobam a utilização de dados de estações fixas, que possuam longas séries de dados e agendamento do imageamento do ASTER em períodos que sejam menos suscetíveis a contaminação por nuvens.

Ainda para trabalhos futuros com o SEBAL no Rio Grande do Sul, recomenda-se a implementação do algoritmo levando-se em conta:

- ✓ a incorporação do mapa de uso da terra para melhor diferenciação do coeficiente de rugosidade da superfície;
- ✓ a inclusão da declividade da área de interesse, para tornar mais precisos os cálculos da radiação solar;
- ✓ a condução de experimentos práticos localizados que visem ajustar a equação de obtenção do fluxo de calor no solo;
- ✓ testes com a metodologia proposta por Matsuoka *et al.* (2008) para fornecer, em cada pixel, os requerimentos meteorológicos do SEBAL.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - **FAO Irrigation and Drainage Paper #56**, 1998.

ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; **SEBAL – Advanced Training and User’s Manual** – Idaho Implementation, version 1.0, 2002a.

ALLEN, R. G.; MORSE, A.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; BASTIAANSEN, W.; WRIGHT, J. L.; KRAMBER, W. **Evapotranspiration from a satellite-based surface energy balance for Snake Plain aquifer in Idaho**. Presented at the meeting of United States Committee on Irrigation, Drainage, and Food Control at San Luis Obispo, CA, 2002b.

ANDERSON, D. E.; VERMA, S. B.; ROSENBERG, N. J. Eddy correlation measurements of CO₂, latent heat, and sensible heat fluxes over a crop surface. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 29, n.3, p. 263-272. 1984.

ARYA, S. P.; HOLTON, J. **Introduction to Micrometeorology**, 2nd edition. San Diego-California: Academic Press, 2001.

ASTER User’s Guide, Version 1.0; Part 2: ASTER Level 1 Data Product. Disponível em http://www.science.aster.ersdac.or.jp/en/documnts/users_guide/index.html. Acessado em 04/09/2007.

BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain – a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates**. Ph. D. Thesis. Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands. 273p, 1995.

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

BASTIAANSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F.; ROERINK, G. J.; van der WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) II. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212, p.213–229. 1998b.

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

BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**. v. 131, Issue 1, p. 85-93, 2005.

BECKER, F.; Z. L. LI. Towards a local split-window method over land surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, London, v.11, n.3, p.369-393, 1990.

BERGAMASCHI, H.; OMETTO, J.C.; VIEIRA, H.J. ; Deficiência hídrica em feijoeiro II. Balanço de energia. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.23, n.7, p.745-757, 1988.

BERGAMASCHI, H.; SANTOS, M. L. V.; MEDEIROS, S. L. P.; Instalação e uso de um lisímetro de balança no estado do Rio Grande do Sul. In: **Resumos do XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, Viçosa, MG, p. 176-177, 1991.

BERK, A.; BERNSTEIN, L. S.; ROBERTSON, D. C.; ACHARYA, P.K.; ANDERSON, G. P.; CHETWYND, J. H. MODTRAN cloud and multiple scattering upgrades with application to AVIRIS. **Proceedings of the Sixth Annual JPL Airborne Earth Science Workshop**. Vol. 1, p.1-7. 1996.

BERK, A.; ADLER-GOLDEN, S. M.; RATKOWSKI, A. J.; FELDE, G. W.; ANDERSON, G. P.; HOKE, M. L.; COOLEY, T. CHETWYND, J. H.; GARDNER, J. A.; MATTHEW, M. W.; BERNSTEIN, L. S.; ACHARYA, P. K.; MILLER, D.; LEWIS, P. Exploiting MODTRAN Radiation Transport for Atmospheric Correction: The FLAASH Algorithm. **Proceedings of the Fifth International Conference on Information Fusion**. v.2, p. 798-803. 2002.

BEZERRA, B. G.; **Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). UFCG, Campina Grande, 2006.

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B.; FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM-Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 305-317, 2008.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere**. D. Reidel Publ., Boston.1982.

CARNEIRO, J. V.; **Fluxos turbulentos de CO₂ em uma área de arroz irrigado no RS**. Dissertação (Mestrado em Física). UFSM, Santa Maria, 2007.

CASELLES, V.; DELEGIDO, J.; SOBRINO, J. A.; HURTADO, E.; Evaluation of the maximum evapotranspiration over the La Mancha region, Spain, using NOAA/AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, Volume 13, Issue 5, p. 939 – 946. 2002.

CUNHA, G.R.; BERGAMASCHI, H.; BERLATO, M.A.; Balanço de energia em cultura de milho: estudo de casos. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, VI, 1989**, Maceió, AL. Anais, São José dos Campos: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, p.417-426. 1989.

CUNHA, G. R.; BERGAMASCHI, H.; Balanço de energia em alfafa. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.2, p.9-16, 1994.

ESCOBAR, L.F.; AMADO, T.J.C.; MOARES, O.; ZIMERMANN, H. R.; CARNEIRO, J.; CHAVEZ, L. F.; FIORIN, J. Fluxo de CO₂ na cultura de soja sob sistema plantio direto avaliado pelo método de covariância dos vórtices. **Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo**. Gramado-RS. 2007.

FEPAM. Relatório sobre a qualidade das águas da bacia hidrográfica do Rio Jacuí. Disponível em http://www.fepam.rs.gov.br/qualidade/qualidade_jacui/jacui.asp. Acesso em 21/09/2008.

FOLHES, M. T. **Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos**. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto). INPE, São José dos Campos, 2007.

FONTANA, D.C.; BERLATO, M.A.; BERGAMASCHI, H.; Balanço de energia em soja irrigada e não irrigada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.26, n.3, p.403-410, 1991.

FRENCH, A. N.; JACOB, F.; ANDERSON, M. C.; KUSTAS, W. P.; TIMMERMANS, W.; GIESKE, A.; SU, Z.; McCABE, M. F.; LI, F.; PRUEGER, N.; BRUNSELL, N. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). **Remote Sensing of Environment**, v. 99, p. 55-65, 2005.

FUJISADA, H.; BAILEY, G. B.; KELLY, G. G.; HARA, S.; ABRAMS, M. J. ASTER DEM performance. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 43, n. 12, p. 2707-2713, 2005.

GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A. **Hidrologia**. 2. ed. São Paulo-SP: Editora Edgard Blücher, 1988.

GIACOMONI, M. H.; **Estimativa da evapotranspiração regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto integradas a modelos de balanço de energia: aplicação no estado**

do Rio Grande do Sul. Dissertação (mestrado em Recursos Hídricos). Instituto de Pesquisas Hidráulicas – UFRGS. Porto Alegre, 2005.

GILLESPIE, A. R.; ROKUGAWA, S.; MATSUNAGA, T.; COTHERN, J. S.; HOOK, S.; KAHLE, A. B.; A Temperature and Emissivity Separation Algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Images. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n.4, p. 1113-1126, 1998.

GILLESPIE, A. R.; ROKUGAWA, S.; HOOK, S. J.; MATUNAGA, T.; KAHLE, A. B.; Temperature/emissivity separation algorithm theoretical document, version 2.4. Prepared under NASA contract NAS5-31372. Disponível em <http://www.science.aster.ersdac.or.jp/en/documnts/pdf/2b0304.pdf>, 1999.

GOMEZ, M.; OLIOSO, A.; SOBRINO, J. A.; JACOB, F. Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. **Remote Sensing of Environment**, n. 96, p. 399-408, 2005.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C.; STEINER, S. S. Aplicações dos modelos de elevação SRTM em Geomorfologia. **Revista Geográfica Acadêmica**, vol. 2, n. 2, p. 73-83, 2008.

HARRISON, L.P. **Fundamental concepts and definitions relating to humidity**. Vol. 3, Reinhold Publishing Company. New York. 1963.

HEIKINHEIMO, M.; KANGAS, M.; TOURULA, T.; VENÄLÄINEN, A.; TATTARIS, S. Momentum and heat fluxes over lakes Tämären and Råksjö determined by the bulk-aerodynamic and eddy correlation methods. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 98-99, p. 521-534. 1999.

HEMAKUMARA, H. M.; CHANDRAPALA, L.; MOENE, A. F. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. **Agriculture Water Management**, v. 58, p. 109-112. 2003.

HUETE, A. R.; A soil adjuste vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v. 25, n. 3, p. 295-309. 1988.

IQBAL, M.; **An introduction to solar radiation**. London, Academic Press. 1983.

JACOBS, J. M., MYERS, D. A., ANDERSON, M. C., DIAK, G. R.; GOES surface insolation to estimate wetlands evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, n.266, p.53–65, 2000.

JIA, L.; SU, Z.; Hurk, B. V. D.; MENENTI, M.; MOENE, A.; BRUIN, H. A. R.; YRISARRY, J. J. B.; IBANEZ, M.; CUESTA, A. Estimation of sensible heat flux using the

Surface Energy Balance System (SEBS) and ATSR measurements. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 28, n. 1, p. 75-88, 2003.

KHANDELWAL, M. K. Meteorological aspects of wet season rice cultivation in Sunderbans region, India. **International Rice Research Newsletter**, v. 16, n. 1, p. 25-26, 1991.

KELLOMÄKI, S.; WANG, K. Y. Short-term environmental controls of heat and water vapour fluxes above a boreal coniferous forest: model computations compared with measurements by eddy correlation. **Ecological Modeling**, v. 124, p.145-173, 1999.

KERR, Y. H.; LAGOURADE, J. P.; IMBERNOM, J. Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm. **Remote Sensing of Environment**, v.40, p.1-20, 1992.

KJAERGAARD, J.H.; CUENCA, R. H.; PLAUBORG, F. L.; HANSEN. S. Long-term comparisons of net radiation calculation schemes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123, p. 417 – 431, 2007.

KLOCKE, N. L.; HUBBARD, K. G.; KRANZ, W. L.; WATTS, D. G. Evapotranspiration (ET) or Crop Water Use, 1996. Disponível em: <http://www.p2pays.org/ref/20/19769.htm>. Acessado em: 10 de julho de 2008.

KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. **Hydrological Sciences**, 41(4), p. 495–516, 1996.

KUSTAS, W. P.; PRUEGER, J. H.; HUMES, K. S.; STARKS, P. J. Estimation of surface heat fluxes at field scale using surface layer versus mixed-layer atmospheric variables with radiometric temperature observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, p. 224-238, 1999.

LANG, A. R. G.; MCNAUGHTON, K. G.; FAZU, C.; BRADLEY, E. F.; OHTAKI, E. Inequality of eddy transfer coefficients for vertical transport of sensible and latent heats during advective inversions. **Boundary-Layer Meteorology**, n. 25, pp. 25–4. 1983.

LANG, H. R.; WELCH, R. Algorithm basis document for ASTER digital elevation models (standard product AST14). v. 3.0. Revised 5 February 1999. Disponível em http://eospsso.gsfc.nasa.gov/eos_homepage/for_scientists/atbd/docs/ASTER/atbd-ast-14.pdf.

LEIVAS, J.; GUSSO, A.; FONTANA, D. C.; BERLATO, M. Estimativa do balanço de radiação na superfície a partir de imagens do sensor ASTER. **Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Florianópolis, Brasil. Disponível em CD-ROM. 2007.

LIANG, S.; Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. Part I: Algorithms. **Remote Sensing of Environment**, n. 76, Issue 3, p.213-238, 2000.

LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W.; CHIPMAN, J. W. **Remote sensing and image interpretation**. Ed. Wiley, 6th edition, 2007.

MA, Y.; MENENTI, M.; TSUKAMOTO, O.; ISHIKAWA, H.; WANG, J.; GAO, Q. Remote sensing parameterization of regional land heat fluxes over arid area in northwestern China. **Journal of Arid Environments**, v. 57, p. 117-133, 2004.

MARTINS, C. A.; **Comparação dos fluxos turbulentos em diferentes condições de estabilidade e topografia**. Dissertação (Mestrado em Física). UFSM, Santa Maria, 2004.

MARTINS, C. A.; **Características da turbulência: correlações e espectros em diferentes topografias**. Tese (Doutorado em Física). UFSM, Santa Maria, 2008.

MATSUOKA, J. V.; FONTANA, D. C.; SANTOS, T. V.; MEIRA, L.; ALVES, R. C. M.; BERNARDO, S. B.; GRONDONA, A. Utilização de simulações BRAMS no cálculo do balanço da radiação solar. **Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, versão digital (CD-ROM). São Paulo, SP, 2008.

MEDEIROS, S. L. P. **Trocas verticais de energia e vapor d'água em cultura de milho (Pennisetum americanum, L. Leek)**. Porto Alegre, 1990, 112p. Dissertação (Mestrado em Fitotecnia) - Programa de Pós-Graduação em Agronomia - Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1990.

MENDONÇA, J. C. **Estimação da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense, RJ**. Tese (Doutorado em Produção Vegetal). Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro. Centro de Ciências e Tecnologias Agropecuárias. Campo dos Goytacazes, RJ. 2007.

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; MENTON, M. C.; ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. **Ecological Applications**, v.14, p.42-54. 2004.

MOHAMED, Y. A., BASTIAANSSEN, W. G. M, SAVENIJE, H. H. G. Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques, **Journal of Hydrology**, v. 289, p. 145 – 164. 2004

NAGLER, P. L.; SCOTT, RL.; WESTENBURG, C.; CLEVERLY, J. R.; GLENN, E. P.; HUETE, A. R. Evapotranspiration on western U.S. rives estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy correlation an Bowen ratio flux towers. **Remote Sensing of environment**, v. 97, n. 3, p. 337-351, 2005.

NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco**. 337 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto Alberto Luiz Combra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia. Rio de Janeiro, RJ, 2008.

OLIOSO, A.; HASAGER, C.; JACOB, F.; WASSENAAR, T.; CHEHBOUNI, A.; MARLOIE, O. Mapping surface sensible heat flux from thermal infrared and reflectances data using various models over the Alpillles test site. **First international symposium on recent advances in quantitative remote sensing**, pp. 450–457. Valencia, Spain, 2002.

PAIVA, C. M. **Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR**. 248p, Tese (Doutorado em Engenharia Civil). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto Alberto Luiz Combra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia. Rio de Janeiro, RJ, 2005.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: Fundamentos e Aplicações Práticas**. Guaíba-RS: Livraria e Editora Agropecuária Ltda, 2002.

PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; IBÁÑEZ, M.; ROSSEL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 97, p.141-150. 1999.

PRICE, J. C.; The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation. **Water Resources Research**, n.16, p.787-795, 1980.

PRICE, J.C., Calibration of satellite radiometric and the comparison of vegetation indices, **Remote Sensing of Environment**, n. 21, p. 15-27, 1987.

RADIN, B.; SANTOS, A. O.; BERGAMASCHI, H.; ROSA, L. M. G.; BERGONCI, J. I. Estimativa da evapotranspiração da cultura do milho pelo método Penman-Monteith modificado. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 8, n. 2,p. 185-191, 2000.

RANDOW, C. VON; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 5-26, 2004.

ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere**. Volume 25, Issue 2, p 147-157, 2000.

ROSENBERG, N. J., BLAD, B. L., VERMA, S. B. **Microclimate: The Biological Environment**. 2nd Ed. Lincon, Nebraska, John Wiley & Sons, 1983.

SAKAI, R. K.; FITZJARRALD, D. R.; MOORE, K. E. Importance of low-frequency contributions to eddy fluxes observed over rough surfaces. **Journal of Applied Meteorology**, n. 40, p. 2178-2192, 2001.

SANDHOLT, I.; ANDERSEN, H. S.; Derivation of actual evapotranspiration in the Senegalese Sahel using NOAA-AVHRR data during the 1987 growing season. **Remote Sensing of Environment**, v. 46, p. 164-172, 1993.

SANTOS, A. O.; BERGAMASCHI, H.; CUNHA, G. R. Avaliação de métodos para a estimativa da evapotranspiração máxima da alfafa. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 2, p. 37-42, 1994.

SAUER, T. S.; HATFIELD, J. C.; PRUEGER, J. H.; NORMAN, J. M. Surface energy balance of a corn residue-covered field. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 89, p. 155-168. 1998.

SCHMID, H. P. Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 87, p. 179-200, 1997.

SELLERS, P. J. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 6, n. 8, p. 1335-1372. 1985.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; LOYD, C. R.; FISCH, G. MOLION, L. C. B.; NOBRE, J. C. A.; CABRAL, O. M. R. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. **The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 116, Issue 466, p. 1143-1162. 1984.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C.; Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM – Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, n. 2, p. 174-186, 2006.

SILVA, S. M. P.; CRÓSTA, A. P.; FILHO, C. R. S. Mapeamento lito-mineralógico de zonas de alteração hidrotermal na porção sul da Província Pegmatítica Borborema Seridó (RN/PB) com dados Terra/ASTER. **Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 2183-2185, 2007.

SOBRINO, J. A.; CASELLES, V.; COLL, C. Theoretical split-window algorithms for determining the actual surface temperature. **Il Nuovo Cimento**, Verona, v.16 C, n.3, p.219-236, 1993.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht - The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1988.

TABBAL, D. F.; BOUMAN, B. A. M.; BHUIYAN, S. I.; SIBAYAN, E. B.; SATTAR, M. A. On-farm strategies for reducing water input in irrigated rice: case studies in the Philippines. **Agricultural Water Management**, v. 56, n. 2, p. 93-112, 2002.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. 357 p, Ph.D Dissertation. College of Graduate Studies, University of Idaho, 2003.

TEICHRIEB, C. A.; ZIMERMANN, H. R.; MORAES, O. L. L.; ACEVEDO, O. Análise do balanço de energia em duas torres micrometeorológicas do Pampa07. **Ciência e Natura, Volume Especial - V Workshop Brasileiro de Micrometeorologia**, p. 149-152. 2007.

THORNTHWAITE, W.C., HOLMAN, B. Measurement of evaporation from land and water surface Washington: **USDA Technical Bulletin**. n. 817B, p 4-11, 1944.

TIMMERMANS, W. J.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; FRENCH, A. N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, vol. 108, n4, p 369-384. 2007.

TOL, C, van der.; GASH, J. H. C.; McNEIL, D. D.; ROBINSON, M. Average wet evaporation for a Sitka spruce forest derived using the eddy correlation-energy balance technique. **Journal of Hidrology**, v. 276, p.12-19. 2003.

TREZZA, R. **Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control**. 225p Ph.D Dissertation. Department of Biological and Irrigation Engineering, Utah State University, 2002.

TWINE, T. E., KUSTAS, W. P.; COOK, D. R.; HOUSER, P. R.; MEYERS, T. P.; PRUEGER, J. H.; STARKS, P. J.; WESELY, M. L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, p. 279-300, 2000.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975.

VERMA, S. B.; BALDOCCHI, D. D.; ANDERSON, D. E.; MATT, D. R.; CLEMENT, R. J. Eddy fluxes of CO₂, water vapor, and sensible heat over a deciduous forest. **Boundary-layer Meteorology**, v. 36, n.1, p. 71-91. 1986.

WANG, J.; SAMMIS, C. A.; MEIER, L.; SIMMONS, D. R.; SAMANI, Z. A modified SEBAL model for spatially estimating Pecan consumptive water use for Las Cruces, New Mexico. **15th Conference on Applied Climatology**, 2005.

WICKHAM, T. H.; SEN, C. N. Water management for lowland rice: water requirements and yield response. **Proceedings of the IRRI Symposium on Soils and Rice**. International Rice Research Institute (IRRI). Los Baños, Laguna, PH. p. 649-669. 1978.

YAMAGUCHI, Y.; KAHLE, A. B.; TDU, H.; KAWAKAMI, T.; PNIEL, M.; Overview of Advanced Spaceborne Thermal emission and Reflection Radiometer (ASTER). **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. 36, no. 4, 1998.

APÊNDICE A

ROTEIRO PARA CONVERSÃO DOS VALORES DE RADIÂNCIA DAS BANDAS DO SENSOR ASTER PARA REFLECTÂNCIA DE SUPERFÍCIE UTILIZANDO O MÓDULO FLAASH DO ENVI 4.5

I. Reamostragem das bandas

Este procedimento é necessário para a homogeneização dos tamanhos dos pixels. Para facilitar o manuseio da correção atmosférica com o FLAASH, recomenda-se reunir todas as bandas do ASTER em um único arquivo. Com a imagem L1B devidamente importada através do menu *File* → *Open External File* → *EOS* → *ASTER*, acessar a seqüência de comandos: *Basic Tools* → *Layer Stacking* → *Import File*.

Nesse ponto, selecionar o primeiro (bandas do VNIR) e o terceiro (bandas do SWIR) arquivo da imagem ASTER e confirmar. Estes dois arquivos aparecerão na janela “*Select Files for Layer Stacking*”. É importante ordenar corretamente as duas imagens, primeiro as bandas do VNIR e depois as bandas do SWIR. Dessa forma, a imagem resultante manterá a correta numeração das bandas. Nos campos “*X and Y Pixel Size*”, aplicar o valor de 15 metros. Essa opção determinará a resolução espacial do arquivo de saída, automaticamente reamostrando os pixels das bandas SWIR.

II. Transformação de formatos de imagem

A imagem ASTER originalmente encontra-se no formato “*Band Sequential Format*” (BSQ). BSQ é o formato mais simples de imagem, no qual cada linha de dados é imediatamente seguida por outra linha na mesma banda espectral. Todavia, o FLAASH requer que a imagem esteja nos formatos “*Band Interleaved by Line*” (BIL) ou “*Band Interleaved by Pixel*” (BIP). O ENVI também é capaz de realizar essa conversão, que está disponível através da seqüência de comandos: *Basic Tools* → *Convert Data (BSQ, BIL, BIP)*. Selecionar a combinação gerada anteriormente (VNIR + SWIR), o formato desejado, o nome e localização do arquivo de saída e confirmar.

III. Aplicando o FLAASH

Para serem processadas no FLAASH, as imagens precisam estar em radiância. A partir da versão 4.3 do ENVI, não é mais necessária nenhuma conversão de número digital para radiância em imagens ASTER. Ao importar a imagem nível L1B, o ENVI automaticamente lê e aplica os coeficientes de escala presentes no cabeçalho, transformando os valores dos contadores digitais em unidades de radiância. O FLAASH está disponível no menu *Spectral* → *FLAASH*.

IV. Configuração dos parâmetros da imagem

O FLAASH requer que a imagem de radiância de entrada esteja em valores de ponto flutuante e expressa na unidade $\mu W.cm^{-2}.nm^{-1}.sr^{-1}$. Ao indicar o arquivo de entrada, também deve se conhecer o fator de escala que converta o arquivo na unidade supracitada. Este fator de escala deve ser determinado de forma que a seguinte condição seja satisfeita:

$$\left(\frac{\text{unidade da imagem de radiância}}{\text{fator de escala}} \right) = \mu W.cm^{-2}.nm^{-1}.sr^{-1}$$

Considerando que a radiância de uma cena ASTER adquirida junto ao LP-DAAC está expressa em $W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}$, o fator de escala a ser utilizado para todas as bandas é 10.

Os parâmetros da cena e as informações do sensor incluem a coordenada central da cena, a elevação média da superfície contida na cena, o tipo de sensor, a altitude do sensor e a data e hora de imageamento. Estes dados possibilitam ao FLAASH determinar a posição solar e a sua incidência sobre a superfície. Nas caixas de texto *Lat* e *Lon* é informada a coordenada central da cena, considerando valores negativos para os hemisférios Sul e Ocidental. O sensor imageador deve ser corretamente declarado em *Sensor Type*. O preenchimento deste campo automaticamente atualiza o campo *Sensor Altitude*. Além destes, deve-se preencher os campos *Flight Date* e *Flight Time GMT* com as respectivas data e hora (em formato UTC) em que a imagem foi registrada. O campo *Pixel Size* determina o tamanho do pixel da imagem, em metros.

V. Modelo atmosférico e modelo de aerossóis

O campo *Atmospheric Model* deve ser preenchido com um dos modelos atmosféricos fornecidos pelo MODTRAN. A qualidade da correção atmosférica dependerá diretamente da adequada escolha do modelo compatível com a latitude em que a cena está contida. Para obter melhores resultados, deve-se selecionar um modelo compatível com a latitude da região que compreende a cena, de acordo com a Tabela 3.

Latitude (°)	Janeiro	Março	Maió	Julho	Setembro	Novembro
10	T	T	T	T	T	T
0	T	T	T	T	T	T
-10	T	T	T	T	T	T
-20	T	T	T	MLS	MLS	T
-30	MLS	MLS	MLS	MLS	MLS	MLS
-40	SAS	SAS	SAS	SAS	SAS	SAS

Tabela 3 - Modelos atmosféricos do MODTRAN em função da latitude (T = Tropical, MLS = Mid-Latitude Summer e SAS = Sub-Arctic Summer).

O modelo de aerossol deve ser selecionado em concordância com a situação que melhor caracteriza a região de interesse dentro da cena ASTER (visto que uma cena pode conter mais de uma situação atmosférica). As opções disponíveis são as seguintes (FLAASH User's Guide, 2008):

- *Rural* - representa o aerossol encontrado em áreas distantes de região urbana ou pólos industriais. As dimensões das partículas são combinações de duas distribuições, uma grande e uma pequena.
- *Urban* - é uma mistura de 80% de aerossol rural com 20% de aerossóis típicos de fuligem, apropriado para regiões de alta densidade urbana e áreas industriais.

- *Maritime* - representado pela camada limitada pelos oceanos ou costas litorâneas que recebem diretamente o vento proveniente do oceano. Ele é composto por dois componentes, um referente ao "spray" do mar e outro proveniente do aerossol continental rural (cujas grandes partículas são omitidas).
- *Tropospheric* - se aplica à condição calma, limpa (visibilidade maior que 40Km) sobre a superfície e consistem de pequenas partículas que compõem o modelo rural. Para maiores detalhes sobre os modelos de aerossol MODTRAN, consulte Abreu e Anderson (1996).

A parametrização do FLAASH se encerra com a opção *Aerosol Retrieval*, um método proposto por Kaufman *et al* (1997) para resgatar a quantidade de aerossóis e estimar a visibilidade média na cena a partir da razão de reflectância de um pixel escuro. Este método requer a presença de canais com larguras de banda em torno de 660nm e 2100nm. O pixel escuro é definido como aquele que apresenta menos 10% de reflectância no canal 2100nm e uma razão de reflectância entre as bandas centradas em 610 nm e 2100nm de aproximadamente 0,45. Apesar de o ASTER possuir duas bandas que se permitem o emprego desse método, sua utilização não é recomendada. A banda 2 do sensor possui comprimento suficientemente longo (660nm), mas por compreender regiões do espectro que correspondem às bordas da vegetação, sua aplicação pode ocasionar um erro significativo na estimativa da visibilidade.

Uma observação importante que foi identificada neste trabalho é a existência de uma falha do FLAASH ao processar determinadas imagens ASTER. Esta falha se manifesta de maneira aleatória, na forma de valores negativos de reflectância de superfície e foi confirmada por pesquisadores da UNICAMP e pela própria Sulsoft Brasil, através de contato telefônico. Até o momento da conclusão deste trabalho não havia solução disponível para essa falha. Após aplicar a correção do FLAASH à imagem, sugere-se que se faça na mesma uma análise criteriosa sobre o padrão espectral de alvos conhecidos para que se detecte a possível incidência deste problema.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)