

PEDRO ROGERIO GIONGO

ESTIMATIVA DO BALANÇO DE RADIAÇÃO COM TÉCNICAS DE  
SENSORIAMENTO REMOTO E DADOS DE SUPERFÍCIE

Recife - PE  
Janeiro de 2008

PEDRO ROGERIO GIONGO

ESTIMATIVA DO BALANÇO DE RADIAÇÃO COM TÉCNICAS DE  
SENSORIAMENTO REMOTO E DADOS DE SUPERFÍCIE

Dissertação apresentada à  
Universidade Federal Rural de  
Pernambuco, como parte das  
exigências do Programa de Pós-  
Graduação em Engenharia Agrícola,  
para obtenção do título de Mestre em  
Engenharia Agrícola.

**Orientador**

**GEBER BARBOSA DE ALBUQUERQUE MOURA**

**Recife, 29 de Janeiro de 2008**

Ficha catalográfica

G496e      Giongo, Pedro Rogerio  
Estimativa do balanço de radiação com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície / Pedro Rogerio Giongo. -- 2008.  
92 f. il.

Orientador : Geber Barbosa de Albuquerque Moura  
Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) -- Universidade Federal Rural de Pernambuco. Departamento de Tecnologia Rural.

Inclui bibliografia.

CDD 621.367 8

1. Análise de imagem
2. Landsat 5 - TM
3. Saldo de radiação
4. SEBAL
5. Radiação Atmosférica
- I. Moura, Geber Barbosa de Albuquerque

II. Título

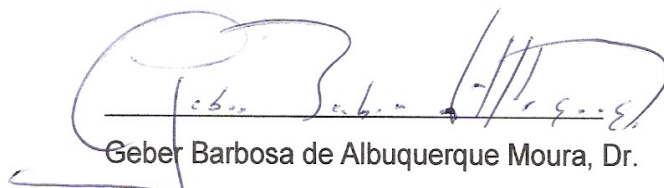
Universidade Federal Rural de Pernambuco  
Departamento de Tecnologia Rural  
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola

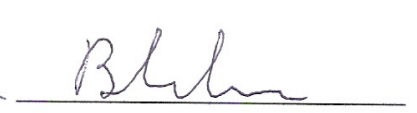
Estimativa do balanço de radiação com técnicas de sensoriamento remoto e  
dados de superfície

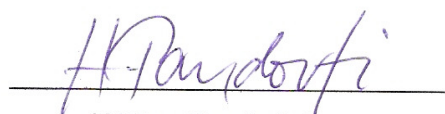
Por

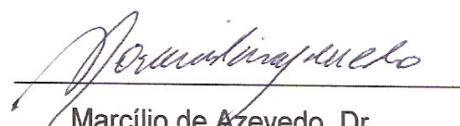
PEDRO ROGERIO GIONGO

Dissertação defendida e aprovada pela comissão examinadora abaixo assinada

  
Geber Barbosa de Albuquerque Moura, Dr.  
Orientador

  
Bernardo Barbosa da Silva, Dr.  
Examinador

  
Héilton Pandorfi, Dr.  
Examinador

  
Marcílio de Azevedo, Dr.  
Examinador

Recife, 29 de Janeiro de 2008

*A Deus pela vida,  
aos meus pais Ademar e Lorena  
Giongo,  
aos meus irmãos Edson, Gilberto,  
Leandro e Cleiton pelo apoio e amor  
incondicional.*

**DEDICO**

## AGRADECIMENTOS

A Deus pelo dom da vida e, que através dela tudo é acrescentado.

A minha família pelo apoio e incentivo, meu pai Ademar, a mãe Lorena, meus irmãos Edson José, Gilberto Junior, Leandro e Cleiton, que sempre deram seu amor.

A Universidade Federal Rural de Pernambuco, especialmente ao Departamento de Tecnologia Rural, pela oportunidade de realização do mestrado em Engenharia Agrícola.

Ao professor Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura, pela orientação, dedicação, paciência, pela amizade e a confiança em mim depositada, e trabalhos profissionais realizados dentro e fora da Universidade durante o período.

A todos os professores do programa de Pós-graduação em Engenharia Agrícola.

Ao Conselho de Aperfeiçoamento e Capacitação de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de estudo, CAPES – Acelera Amazônia.

Ao Dr. Bernardo Barbosa Silva da UFCG que contribuiu muito pela experiência e ajudou na orientação e sucesso da pesquisa, ainda pela amizade.

Ao Dr. Humberto Ribeiro Rocha, que disponibilizou os dados de superfície para a realização deste trabalho.

Ao prof<sup>o</sup> José Swami Pais de Melo que contribuiu na aquisição de um computador para trabalho das imagens desta dissertação e também pela amizade.

Ao aluno de doutorado em Meteorologia da UFCG, Carlos Costa, que ajudou na orientação sobre o software e pela sua atenção e amizade.

A minha namorada Aérica que durante o período sempre me apoiou e ajudou para o sucesso deste trabalho.

Aos colegas e amigos do Curso de Engenharia Agrícola Adriana, George, Julio, Jussálvia, Lígia, Manoel e Michele por amizade concretizada, dias de estudos e convivência.

Ao grande amigo Pietro Lopes pela convivência de 7 anos, dos quais os 2 últimos, dividimos o mesmo endereço e ainda pela amizade e companheirismo com grande confiança durante esse período.

Ao grande amigo Sérgio Medeiros, pela convivência, conversas e apoio demonstrado e, principalmente pela amizade.

Aos colegas também da Eng<sup>a</sup> Agrícola, Anildo, Albert, Felizarda, Marcio, Thaís e Daniela, pela amizade e convivência.

A colega Ana Paula, Junior De Paula, Isaac, Jaime, Gledson, Irenilson, Olavo, Lulinha, José Carvalho (Piauí), Graciliano, Alexandre e demais colegas que durante o período compartilhamos momentos de alegria.

Aos demais amigos e colegas que sempre me apoiaram para a realização e sucesso deste trabalho, ou ainda nos momentos de descontração com, festas, viagens, eventos e outros momentos.

A todos, muito obrigado.

## SUMÁRIO

	Pág.
Lista de Figuras .....	viii
Lista de Tabelas .....	x
Lista de Abreviaturas e Siglas .....	xii
Listas de Símbolos .....	xiv
RESUMO .....	xv
ABSTRACT .....	xvi
1.0 INTRODUÇÃO .....	17
2.0 OBJETIVOS .....	19
2.1 Objetivo Geral .....	19
2.2 Objetivos Específicos .....	19
3.0 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	20
3.1 Sensoriamento Remoto .....	20
3.2 Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL .....	21
3.3 Balanço de Radiação .....	24
3.3.1 Balanço de Onda Curta – BOC .....	24
3.3.2 Balanço de Onda Longa – BOL .....	26
3.4 Albedo de Superfície .....	28
3.5 Índices de Vegetação .....	29
4.0 MATERIAL E MÉTODOS .....	31
4.1 Radiância Espectral .....	34
4.2 Refletividade .....	35
4.3 Albedo Planetário .....	36
4.4 Albedo de Superfície .....	36
4.5 Índices de Vegetação da Diferença Normalizada – NDVI .....	39
4.6 Índice de Vegetação Ajustado para o Solo – SAVI .....	40
4.7 Índice de Área Foliar – IAF .....	40
4.8 Emissividades .....	41
4.9 Temperatura de Superfície .....	41
4.10 Radiação de Onda Longa Emitida – $R_{L\uparrow}$ .....	41
4.11 Radiação de Onda Curta Incidente – $R_{s\downarrow}$ .....	41



4.12 Radiação de Onda Longa Incidente – $R_{L\downarrow}$ .....	42
4.13 Saldo de Radiação .....	42
5.0 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	44
5.1 Albedo de Superfície .....	47
5.2 Índice de Vegetação da Diferença Normalizada .....	54
5.3 Índice de Vegetação Ajustado Para o Solo .....	58
5.4 Índice de Área Foliar .....	61
5.5 Temperatura de Superfície .....	63
5.6 Radiação de Onda Longa Emitida .....	68
5.7 Saldo de Radiação .....	70
6.0 CONCLUSÕES .....	80
7.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	81

## LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1: Localização do município de Santa Rita do Passa Quatro, dentro do Estado de São Paulo e Brasil. ....	31
Figura 2: Fluxograma das etapas do processamento do balanço de radiação à superfície. ....	34
Figura 3: Concentração de CO <sub>2</sub> em ppm das estações na área de cana-de-açúcar e cerrado nos DJ das imagens para o horário da passagem do satélite, em Santa Rita do Passa Quatro – SP. ....	37
Figura 4: Imagem do DJ 53 composição das bandas R-G-B 4-3-2, do satélite LANDSAT 5 – TM e localização das estações agrometeorológica na área de estudo. ....	44
Figura 5: Média diária de temperatura do ar para as duas estações agrometeorológicas localizadas na área de estudo. ....	45
Figura 6: Precipitação diária e acumulada para as duas estações agrometeorológica localizadas na área de estudo. ....	45
Figura 7: Carta de albedo referente os DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F). ....	49
Figura 8: Histograma de freqüência das cartas de albedo para os DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F). ....	50
Figura 9: Valores de albedo da superfície dos píxeis do recorte na área do lago para os DJ referente às imagens. ....	52
Figura 10: Valores de albedo da superfície dos píxeis do recorte na área de cana-de-açúcar para os dias referente às imagens. ....	52
Figura 11: Valores de albedo da superfície dos píxeis do recorte na área de cerrado para os DJ referentes às imagens. ....	53
Figura 12: Cartas de NDVI referente aos DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F). ....	56
Figura 13: Cartas de SAVI referente aos DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F). ....	60
Figura 14: Cartas de IAF referente aos DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F). ....	62

Figura 15: Cartas de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) referente aos DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F). .....	66
Figura 16: Cartas de Radiação de onda longa emitida ( $\text{W m}^{-2}$ ) referente aos DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F). .....	69
Figura 17: Cartas de Saldo de Radiação ( $\text{W m}^{-2}$ ) referente os DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F). .....	72
Figura 18: Histograma de freqüência das cartas de saldo de radiação para os DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F). .....	74
Figura 19: Valores do saldo de radiação dos píxeis do recorte na área do lago para os dias referente às imagens. ....	75
Figura 20: Valores saldo de radiação dos píxeis do recorte na área de cana para os dias referente às imagens. ....	76
Figura 21: Valores do saldo de radiação dos píxeis do recorte na área de cerrado para os DJ referentes às imagens. ....	77
Figura 22: Variação dos valores do saldo de radiação para os dados de superfície (estações) na cana e cerrado e os obtidos pelo algoritmo SEBAL, referente aos dias das imagens. ....	78
Figura 23: Correlação entre os valores do saldo de radiação, em $\text{W m}^{-2}$ medido e estimado com o SEBAL nos píxeis das estações da cana-de-açúcar e cerrado. ....	78

## LISTA DE TABELAS

	Pág.
Tabela 1: Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera ( $T_{OA}$ ). .....	32
Tabela 2: Valores de coeficiente de turbidez ( $k_t$ ), atribuídos para cada DJ, referente às imagens para Santa Rita do Passa Quatro – SP, no ano de 2005. ....	37
Tabela 3: Dados obtidos da pressão de vapor (e) pressão atmosférica (P) e temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) da estação agrometeorológica correspondente aos dias e horário da passagem do satélite na área estudada. ....	38
Tabela 4: Dados das imagens e outros parâmetros utilizados para cálculo relacionados a radiação de onda curta incidente, radiação de onda longa incidente e transmissividade. ....	46
Tabela 5. Radiação de onda curta e longa incidente para os respectivos dias das imagens. ....	46
Tabela 6 - Valores dos parâmetros estatísticos mínimo, máximo, médio, mediano, moda e desvio padrão obtidos na análise estatística das cartas de albedo da superfície. ....	48
Tabela 7: Valores de albedo obtidos nas duas estações agrometeorológica e os obtido pelo modelo SEBAL. ....	54
Tabela 8: Valores dos parâmetros estatísticos mínimo, máximo, médio, mediano, moda e desvio padrão obtidos na análise estatística das cartas de Índice de Vegetação da Diferença Normalizada - NDVI. ..	55
Tabela 9: Valores dos parâmetros estatísticos mínimo, máximo, médio, mediano, moda e desvio padrão obtidos na análise estatística das cartas de Índice de vegetação ajustado para o solo - SAVI. ....	59
Tabela 10: Valores dos parâmetros estatísticos mínimo, máximo, médio, mediano, moda e desvio padrão obtidos na análise estatística das cartas de Índice de área foliar - IAF. ....	61

Tabela 11: Valores dos parâmetros estatísticos mínimo, máximo, médio, mediana, moda e desvio padrão obtidos na análise estatística das cartas de Temperatura da superfície em (°C).....	64
Tabela 12: Valores dos parâmetros estatísticos mínimo, máximo, médio, mediano, moda e desvio padrão obtidos na análise estatística das cartas de radiação de onda longa emitida em ( $W m^{-2}$ ) .....	68
Tabela 13: Valores dos parâmetros estatísticos mínimo, máximo, médio, mediano, moda e desvio padrão obtidos na análise estatística das cartas de saldo de radiação em ( $W m^{-2}$ ) .....	71

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- BOC – Balanço de Ondas Curta  
BOL – Balanço de Ondas longa  
DEM – Modelo de Elevação Digital do Terreno  
ET - Evapotranspiração  
SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land  
TM – Thematic Mapper  
Landsat - Land Remote Sensing Satellite  
LE – Fluxo de Calor Latente  
G – Fluxo de Calor no Solo  
H – Fluxo de Calor Sensível  
Rn - Saldo de Radiação  
NDVI - Normalized Difference Vegetation Index  
SAVI - Soil Adjusted Vegetation Index  
IAF – Índice de Área Foliar  
DJ – Dia Juliano  
INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
UA – Unidade Astronômica  
ND – Número Digital  
m - Metro  
 $\alpha_{toa}$  - Albedo no Topo da Atmosfera  
Km – Quilômetro  
SRTM – Shuttle Radar Topographic Mission  
Z – Ângulo Zenital  
 $d_r$  - Distância Relativa Terra-Sol  
 $R_{L\uparrow}$  - Radiação de Onda Longa Emitida  
 $R_{L\downarrow}$  - Radiação de Onda Longa Incidente  
 $R_{s\downarrow}$  - Radiação de Onda Curta Incidente  
S – Constante Solar  
 $T_a$  - Temperatura do Ar  
 $\varepsilon_a$  - Emissividade Atmosférica

$k$  - Irradiância Solar Monocromática

$L$  - Radiância Espectral

$i$  – Banda Espectral

$\lambda$  - Comprimento de Onda

UFMG - Universidade Federal de Campina Grande

$e_a$  - Pressão de Vapor de Água

$w$  - Quantidade de Água Precipitável na Atmosfera, na Direção Zenital (mm)

NASA - National Aeronautics and Space Administration

IV's – Indices de Vegetação

$k_t$  - Coeficiente de Turbides da Atmosfera

SIG – Sistemas de Informações Geográficas

$\varepsilon_{NB}$  - Emissividade Termal

$\varepsilon_O$  - Emissividade da Superfície

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\sigma$  - Constante de Stefan-Boltzman

$\alpha$  - Albedo de Superfície

$\mu\text{m}$  – Micrometro

$\rho_{\lambda_i}$  - Reflectância Monocromática

$\tau_{\text{sw}}$  - Transmissividade Atmosférica

$\rho_{\text{IV}}$  - Refletividade do Infravermelho Próximo

$\rho_{\text{V}}$  - Refletividade do Vermelho

$^{\circ}$  - Graus

' – Minutos

” – Segundos



## RESUMO

GIONGO, Pedro Rogerio; Universidade Federal Rural de Pernambuco; Estimativa do balanço de radiação com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície. Orientador: Prof<sup>o</sup>. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura.

O sensoriamento remoto é uma ferramenta que tem possibilitado grandes avanços a estudos da agrometeorologia, bem como aplicação a superfícies com diferentes tipos de cobertura, podendo ser utilizado para estimativas do saldo de radiação e suas aplicações. Assim este trabalho objetivou estimar o Balanço de Radiação à Superfície, a partir de dados do sensor *Thematic Mapper* (TM) do satélite LANDSAT 5, com a utilização do algoritmo SEBAL. Os dados estimados foram comparados com dados de duas estações agrometeorológicas em superfície: uma em região de Cerrado, e outra em Cana-de-Açúcar. A região de estudo fica localizada no município de Santa Rita do Passa Quatro – SP, Brasil. Para a realização do estudo foram obtidas seis imagens orbitais do satélite Landsat 5 sensores TM, na órbita 220 e ponto 75, nas datas de 22/02, 11/04, 29/05, 01/08, 17/08 e 21/11 todas do ano de 2005, a que correspondem aos DJ de 53, 101, 149, 213, 229 e 325, respectivamente. Foram realizadas as correções geométricas para as imagens, em seguida foram geradas as cartas de albedo, Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI), Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (SAVI), Índice de Área Foliar (IAF), Temperatura de superfície ( $T_s$ ), Radiação de Onda Longa Emitida e Saldo de Radiação ( $R_n$ ). Os valores do  $R_n$  estimados apresentaram correlações de  $r$  iguais a 0,994 e 0,984 com os dados de superfície das estações da Cana-de-açúcar e Cerrado, respectivamente. Conclui-se que a metodologia proposta do algoritmo SEBAL, para estimativa de  $R_n$  para as duas áreas, alcançou valores muito consistentes e satisfatórios para essa aplicação.

**Palavras chave:** Análise de imagens, Landsat 5 – TM, Radiação atmosférica, Saldo de radiação, SEBAL,

## ABSTRACT

GIONGO, Pedro Rogerio. University Federal Rural of Pernambuco. Estimation the balance of radiation using techniques of remote sensing and surface data. Advisor: Teacher D.Sc. Geber Barbosa de Albuquerque Moura.

The remote sensing is a tool that has enabled major advances in studies of agrometeorology and application to areas with different types of coverage, can be used to estimate the radiation balance and its applications. Therefore this study aimed to estimate the balance of radiation to the surface, from the sensor data Thematic Mapper (TM) satellite LANDSAT 5, with the use of the algorithm SEBAL. The estimate data were compared with data from two stations in agrometeorological: one in the cerrado region, and another in sugar cane. In the study area, located in the municipality of Santa Rita do Passa Quatro - SP, Brazil. To carry out the study were obtained six orbital images from the satellite Landsat 5 TM sensors in orbit 220 in section 75, the dates of 22/02, 11/04, 29/05, 01/08, 17/08 and 21/11 all in the year 2005, the matching DJ of 53, 101, 149, 213, 229 and 325, respectively. We performed the geometric correction for images, then were generated the letters of albedo, the Normalised Difference Vegetation Index (NDVI), Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI), leaf area Index (LAI), surface temperature (Ts), Long Wave Radiation of Issued and Balance of Radiation (Rn). The estimated values of Rn showed correlations  $r$  of 0,994 and 0,984 with data from the stations in the area sugar cane and cerrado, respectively. It concludes that the proposed methodology of the algorithm SEBAL for estimation of Rn for the two areas, values achieved very consistent and satisfactory for this application.

**Key words:** Image analysis, Landsat 5 – TM, atmospheric radiation, balance of radiation, SEBAL.

## 1.0 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos o sensoriamento remoto tem assumido grande importância no monitoramento de diversos fenômenos meteorológicos e ambientais, oferecendo grande suporte às previsões de tempo e melhor entendimento das mudanças climáticas e de preservação ambiental.

A principal vantagem do sensoriamento remoto é a geração de informações com rapidez a custo moderado, e nas aplicações com saldo de radiação, mesmo que existisse uma malha de estações de superfície seria difícil gerenciar e manter em funcionamento pelo custo de manutenção das mesmas e outros agravantes. Dessa forma imagens de satélite têm atualmente cobertura de praticamente todo o planeta e com alta resolução para esses determinados estudos.

O algoritmo SEBAL desenvolvido na Holanda por Bastiaanssen (1995), é um modelo de processamento de imagem, composto de 25 passos computacionais, que resolve o balanço de energia a superfície, pixel por pixel sobre uma base de tempo instantâneo. O mesmo tem sido aplicado em diferentes áreas do globo, alcançando resultados muito consistentes e importantes ao gerenciamento e monitoramento de recursos naturais.

A integração de técnicas como sensoriamento remoto e o algoritmo SEBAL, têm gerado muitos trabalhos no âmbito de suprir uma demanda de estudos da agrometeorologia, e tem sido aplicado na estimativa do saldo de radiação, e balanço de energia e, por conseguinte determinar a evapotranspiração em escala regional.

A radiação solar é a principal fonte de calor e energia. É quem mantém existência da vida na terra. A quantificação dessa fonte, bem como a energia incidente e a emitida por uma superfície e o saldo de radiação são de suma importância para a implementação de modelos meteorológicos, agrometeorológicos e hidrológicos.

Segundo Silva et al. (2005a), o saldo de radiação é de fundamental importância nos processos de troca de calor e massa na baixa troposfera, uma vez que se constitui no principal responsável pelo aquecimento do solo, do ar e, principalmente, pela evapotranspiração da vegetação nativa e das culturas. Para a determinação do saldo de radiação, especialmente em escala regional, faz-se

necessário o conhecimento do albedo, também muito importante em estudos de mudanças climáticas, desertificações, queimadas e meio ambiente em geral.

## **2.0 OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo geral**

Este trabalho objetivou investigar a aplicação de um método de cômputo do Balanço de Radiação à Superfície, usando dados do sensor Thematic Mapper (TM) do satélite LANDSAT 5 para estimar o balanço radiação à superfície, utilizando o algoritmo SEBAL.

### **2.2 Objetivos específicos**

Realizar as calibrações radiométricas das radiâncias que alcançam o TM;

Estimativa do albedo de superfície;

Estimar os índices de vegetação, NDVI, SAVI e IAF;

Estimar a temperatura de superfície;

Estimar a radiação de onda longa emitida pela superfície;

Estimativas do balanço de radiação à superfície;

Comparação de resultados estimados por satélite com dados instrumentais à superfície em duas estações agrometeorológicas localizadas na área de estudo.

### **3.0 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

#### **3.1 Sensoriamento Remoto**

O sensoriamento remoto, segundo definição de Florenzano (2002), é a tecnologia que permite obter imagens e outros tipos de dados, da superfície terrestre, através da captação e/ou do registro da energia refletida ou emitida pelos alvos. A origem dessa tecnologia vincula-se ao surgimento das primeiras fotografias aéreas. Já o primeiro satélite lançado com instrumentos meteorológicos foi o Vanguard 2, em fevereiro de 1959, (Kidder e Haar, 1995).

Segundo Hafeez et al. (2002), a utilização da técnica de sensoriamento remoto para estimativas da evapotranspiração com larga cobertura espacial é utilizada desde 1990. Desde então, diferentes métodos para o cômputo dos componentes do balanço de energia e, por conseguinte da evapotranspiração têm sido desenvolvidos, baseados em relações físicas e/ou empíricas.

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

O uso de imagens orbitais também é conhecido pelo relativo baixo custo de seus produtos, quando comparado com tradicionais métodos fotogramétricos e topográficos. Outra vantagem apresentada por esta tecnologia é a frequência com que cada região na superfície da terra é coberta o que possibilita ao monitoramento temporal de diferentes fenômenos e recursos naturais. Em adição, as novas gerações de satélites estão produzindo dados com alta resolução espacial, levando esta tecnologia do sensoriamento a ser aplicada numa variedade de áreas do conhecimento e enfatizando a necessidade de formas automáticas para o processamento e análises de imagens.

### 3.2 Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL

Dentre os mais recentes, o modelo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) vem sendo aplicado com grande sucesso, em superfícies heterogêneas, na tentativa de descrever a variação espacial de parâmetros micrometeorológicos com base em funções semi-empíricas.

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

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

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

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

A aplicação do SEBAL possibilita não só a evapotranspiração, mas também as demais componentes do balanço de energia, os índices de vegetação, o albedo da

superfície, temperatura da superfície, e outros produtos que ainda podem ser gerados com esse algoritmo.

O método do balanço de energia possibilita a obtenção do fluxo vertical de calor latente (LE) com imagens orbitais, e conseqüentemente da evapotranspiração, através da diferença dos fluxos, também verticais, de calor no solo (G), calor sensível (H) e o saldo de radiação (Rn). Dessa forma alguns algoritmos que utilizam dados gerados a partir de imagens de satélites são imprescindíveis para determinação desses fluxos de energia e aplicações meteorológicas. Como exemplo existem o SEBAL (Bastiaanssen, 1995), S-SEBI (Roerink, 2000), dentre outros.

Existem diversos métodos destinados à estimativa do balanço de energia, saldo de radiação e da evapotranspiração. Dentre os quais, pode-se mencionar o método do balanço de energia, o método do balanço hídrico no solo, o método da razão de Bowen, o método que se utiliza de lisímetros de pesagem e/ou de drenagem, o método das correlações turbulentas e, mais recentemente as metodologias que usam medições radiométricos de sensores a bordo de satélites.

De acordo com Allen et al. (2002), todos os métodos mencionados anteriormente apresentam muita confiabilidade, pois são capazes de oferecerem medidas com boa precisão. Porém, ainda de acordo com Allen et al. (2002), os mesmos apresentam limitações quando se pretende fazer estimativas da evapotranspiração para grandes áreas, pois essas estimativas feitas com esses métodos são baseadas em dados pontuais para 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.

A utilização de um algoritmo com imagens de satélite pode dentre outras facilidades prever algumas variações de características como provavelmente deve existir numa área irrigada diferentes culturas, varias alturas, fases fenológicas, e necessidades de suprimentos hídricos e todos esses fatores são determinantes na evapotranspiração, não sendo aconselhável considerá-la uniforme em escala regional.

Essas 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, e a obtenção do saldo de



radiação em escala regional mostrando variações da mesma dentro de uma grande área já é uma realidade (Medina et al. 1998; Boegh et al. 2002; Hafeez et al. 2002; e Feitosa, 2005).

O SEBAL é um método que visa fazer estimativas dos componentes do balanço de energia - BE e, por conseguinte, da evapotranspiração, baseado em combinações de relações empíricas e parametrizações físicas Bastiaanssen et al., (1998). O método faz uso apenas das radiâncias espectrais registrados em sensores de satélites e de um conjunto mínimo de dados meteorológicos de superfície que incluem a velocidade do vento e a temperatura do ar para resolver o balanço de energia à superfície da terra (Courault et al. 2003). Seus produtos principais são: o consumo de água, ou a evapotranspiração real (não a de referência ou potencial) e a produção de biomassa de culturas agrícolas e vegetação nativa, pixel a pixel. Para algumas culturas, o rendimento pode ser deduzido confiantemente através da produção da biomassa (site oficial do SEBAL).

Segundo site oficial do SEBAL, o mesmo é o resultado de 15 anos de pesquisa e validação completa e hoje tem aplicações muito úteis em diversos estudos ambientais como na gestão de recursos hídricos de bacias hidrográficas, na avaliação e administração de lâminas de irrigação e na modelagem hidrológica.

A utilidade do SEBAL na gestão de recursos hídricos, segundo informações do site oficial do próprio SEBAL, é que o mesmo é capaz de quantificar as perdas reais de água de uma bacia com alta distribuição espacial e temporal, o que é extremamente necessário em modelagem hidrológica e possibilita uma gestão mais racional de uma bacia hidrográfica. São exemplos de aplicações do SEBAL em estudos de bacias hidrográficas: Bastiaanssen (2000), na Turquia, Mohamed et al. (2004), no Egito, Ayenew (2003), na Etiópia e Bastiaanssen e Ali (2003) no Paquistão.

Outra atividade em que o SEBAL tem sido amplamente aplicado é na agricultura irrigada, onde o mesmo é utilizado em estudos que visam determinar principalmente o consumo hídrico de culturas. Com esse objetivo o SEBAL tem sido aplicado em diversas partes do mundo como em Botsuana (Timmermans e Meijerink, 1999); nas Filipinas (Hafeez et al., 2002), no Sri Lanka (Bastiaanssen e Chandrapala, 2003). Existem ainda aplicações em estudos nos Estados Unidos, no Uzbequistão (Chemin et al., 2004), e no Brasil onde o SEBAL tem sido aplicado em

vários estudos sobre a área do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, nos sertões dos estados da Bahia e Pernambuco, (Lopes, 2003; Bezerra, 2004), ainda no cariri cearense (Bezerra, 2006), e na região norte fluminense Estado do Rio de Janeiro (Mendonça, 2007).

### **3.3 Balanço de Radiação**

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

A radiação solar tem um papel importante como regulador e controlador em processos de crescimento e desenvolvimento das plantas.

#### **3.3.1 Balanço de Onda Curta - BOC**

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

A energia solar que atinge a superfície terrestre é resultante das interações existentes entre a radiação eletromagnética proveniente do Sol e o meio que esta

atravessa. Parte da radiação incidente na forma de onda curta é refletida de acordo com o albedo de incidência da superfície (albedo =  $\alpha$ ).

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

O albedo é uma medida adimensional e varia segundo as características da superfície, a razão entre a radiação solar direta e a difusa e em função do ângulo zenital solar. Para superar as limitações decorrentes da utilização de albedos prescritos para as superfícies continentais, modelos de transferência de radiação nos dosséis de vegetação têm sido desenvolvidos para considerar a variação do albedo causada por ambos os fatores internos e externos ao dossel.

Valores altos ocorrem próximo do nascer e pôr-do-sol, e mínimos próximos do meio-dia. Contudo, em muitos casos, a variação não é simétrica, especialmente sobre superfícies vegetadas. Embora os efeitos mencionados anteriormente sobre o albedo tenham sido extensivamente explorados (Leitão, 1994; Monteith, 1973), variáveis micrometeorológicas, tais como o vento e o orvalho, pode ser também importantes.

Song (1998) avaliou o albedo considerando dados de observações no campo e através de simulações e concluiu que a inclinação do dossel, devido à predominância de fortes ventos, é uma possível causa da assimetria. Ressaltou, ainda, que o orvalho pode aumentar o albedo nas primeiras horas da manhã, mas provavelmente não contribui significativamente para a assimetria no restante do dia, nem explica os albedos mais baixos observados pela manhã.

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

### 3.3.2 Balanço de Onda Longa - BOL

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

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

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

O balanço de onda longa (BOL) à superfície compreende duas componentes: a radiação atmosférica incidente e a radiação emitida. A primeira é função, basicamente, da temperatura do ar, da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera e da cobertura de nuvens.

Segundo Pereira et al. (1997), a fonte de energia radiante emitida pela atmosfera pode ser obtida pela lei de Stefan-Boltzmann, sendo essa radiação proporcional à quarta potência da temperatura absoluta do corpo. Para fins práticos, a  $R_n$  de uma superfície também pode ser estimada em função da radiação solar global ( $R_g$ ), visto que há estreita relação entre elas.

A emitância terrestre, por outro lado, depende da temperatura do solo e de sua emissividade. Na prática, quando não se dispõe de aparelhos de medida, uma alternativa seria o uso de equações empíricas para a estimativa do balanço de onda longa (Vianello et al. 1991).

Hartman (1994) cita que, para a maioria das superfícies naturais, a emissividade, razão entre a emissão real de uma superfície e a emissão de um

corpo negro à mesma temperatura, varia de 0,95 a 0,98. Segundo Brutsaert (1982), em áreas gramadas, a emissividade varia entre 0,97 e 0,98. Como a emissividade é diferente da unidade, parte da radiação de onda longa (RL) é refletida pela superfície e pode ser incluída no cálculo do saldo de radiação. No entanto, Alvalá (1993) cita que, em muitas aplicações práticas, pode-se assumir simplesmente  $e = 1$ .

O saldo de radiação de onda longa é um dos componentes do balanço de radiação mais difíceis de ser medido. Uma das principais razões é o fato de que muitos instrumentos desenvolvidos para esse propósito emitem radiação em comprimentos de onda e intensidade comparáveis àqueles que devem ser medidos pelo instrumento Silva (2003). Entretanto, em muitas situações práticas em meteorologia, ainda é eficiente calcular a radiação da atmosfera baseando-se em observações de variáveis mais facilmente medidas. Diversas são as metodologias encontradas na literatura, referentes ao cálculo da radiação atmosférica para condições de céu claro, entre eles citam-se Swinbank (1963), Brutsaert (1982), Heitor et al. (1991), dentre outros.

O saldo de radiação ( $R_n$ ) varia temporal e espacialmente, dependendo das características ópticas da superfície analisada, de acordo com seu albedo, da irradiância solar global e das condições de temperatura e umidade da superfície e do ar.

Ataíde (2006) relata que muitas aplicações na agricultura e modelos de estimativa de ET precisam de informações referentes ao saldo de radiação, sejam em valores médios diários ou de ciclo diurnos.

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

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 qual a água é perdida pela superfície

por evaporação ou por transpiração, os quais são afetados pela quantidade de radiação incidente sobre uma superfície.

### **3.4 Albedo de Superfície**

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

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).

De acordo com aqueles pesquisadores, a intensidade da evapotranspiração ainda 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.

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

### 3.5 Índices de Vegetação

Os fatores ligados à vegetação também têm uma grande parcela de influência no processo de saldo de radiação. Em estudos de quantificação do saldo de radiação e/ou da evapotranspiração, principalmente em atividades de agricultura irrigada, ou mesmo em áreas de vegetação natural, 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 e de diferentes biomas, que podem ser encontrados em um curto espaço de distância (Pereira et al., 2002). Isso é determinante na quantidade de energia interceptada e refletida para a atmosfera e ainda na necessidade hídrica de cada espécie durante o seu estágio de crescimento (Klocke et al. 1996).

O sensoriamento remoto é uma ferramenta viável para obter índices de Vegetação (IV's) de maneira rápida e em escala regional, com nível aceitável de precisão. Vários trabalhos têm sido realizados para estimar variáveis biofísicas através de imagens índices, como o índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI), (Allen et al. 1998), o índice de vegetação ajustado para influência do solo (SAVI), (Huete, 1988).

Os índices de vegetação são obtidos de medidas radiométricas de vegetação, utilizadas para avaliar variações temporais e espaciais de dados biofísicos, como o IAF, fração absorvida da radiação fotossinteticamente ativa absorvida pelo dossel e percentagem de cobertura verde (Tucker, 1979; Liu e Huete, 1995). Os valores dos IV's podem ser calculados por razão, diferença, razão de diferenças e somas e, ainda, pela combinação de um sistema linear de dados de bandas espectrais (Jackson e Huete, 1991).

A base física dos IV é atribuída à absorção pela clorofila da planta, pela absorção de radiação na região espectral do vermelho e ao espalhamento pelas folhas das plantas da radiação na região espectral do infravermelho próximo. Desta forma, cada banda é um indicador do total de vegetação, porém contribuições do solo e da atmosfera fazem com que ocorra uma incerteza na estimativa dos parâmetros biofísicos da vegetação (Liu e Huete, 1995).

Tucker (1979) mostrou que o NDVI está correlacionado com algumas variáveis biofísicas, tais como, área e massa de folhas verdes, conteúdo de água das folhas e clorofila total. Desta forma este índice pode ser empregado para monitorar a biomassa fotossinteticamente ativa.

Em áreas onde há considerável variação de brilho devida a diferenças de umidade, variações de rugosidade, sombra ou diferentes teores de matéria orgânica, podem ocorrer mudanças nos IV (Huete, 1988; e Jackson e Huete, 1991).

Bernardes (1996), analisando área de floresta tropical primária e vegetação secundária com variáveis biofísicas, biomassa e área basal, encontrou elevada correlação com o SAVI, o mesmo não ocorrendo com o NDVI.



#### 4.0 MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo do presente trabalho compreende diferentes tipos de cobertura do solo de parte do município de Santa Rita do Passa Quatro, Estado de São Paulo, sendo ilustrada na Figura 1, a localização do município dentro do Estado.

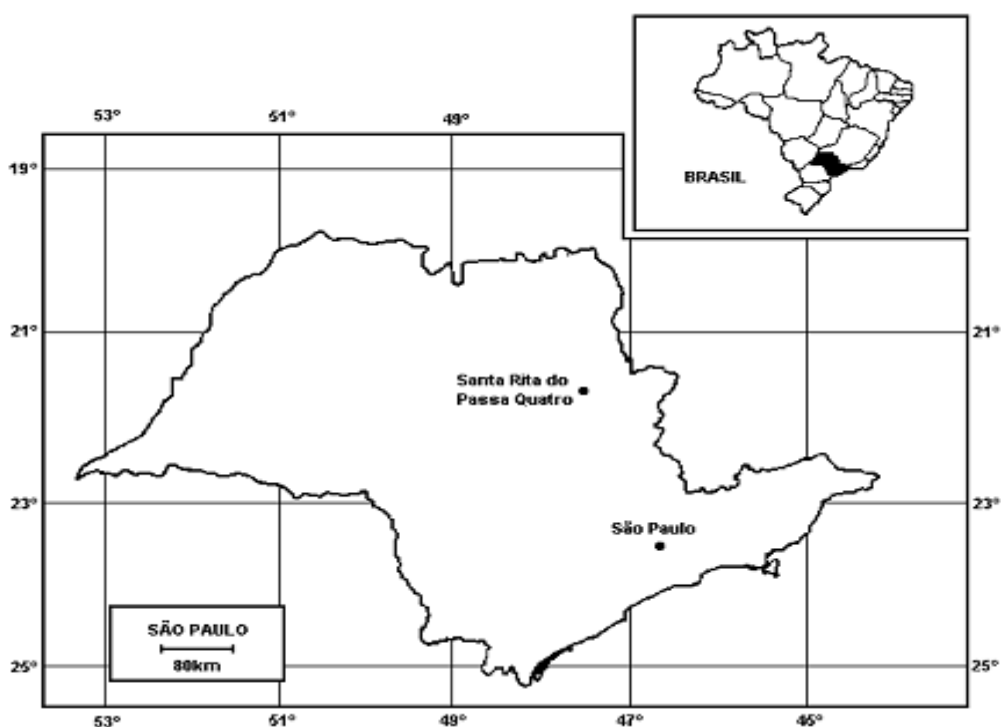


Figura 1: Localização do município de Santa Rita do Passa Quatro, dentro do Estado de São Paulo e no Brasil. Fonte: Batalha (1997).

De acordo com Nimer (1977), o clima na região é do Tipo Tropical subquente, com pelo menos um mês do ano com temperatura média inferior a 18°C e temperatura anual média inferior a 22 °C. Pode ser considerado, também, úmido, com dois ou três meses secos. Pela classificação de Köppen (1948), o clima enquadra-se na categoria de Cwag', ou seja, temperado, macrotérmico, moderadamente chuvoso e com inverno seco não rigoroso.

Segundo Batalha (1997) a caracterização da área descrita como cerrado é Cerrado "sensu stricto", composto predominantemente por arbustos e arvoretas com cerca de 5 m de altura, em grande adensamento, dificultando a locomoção e

restringindo o campo de visão. Árvores emergentes, com cerca de 7 a 10 m de altura, surgem eventualmente. O componente herbáceo-subarbusivo é contínuo, mais desenvolvido do que no cerradão. É a fisionomia mais freqüente na reserva, ocupando 79,0% de sua área total que é cerca de 1060 ha.

Para a realização do estudo foram obtidas imagens em dias de céu claro, na órbita 220 ponto 75, correspondentes a seis (6) dias que são: 22 de fevereiro, 11 de abril, 29 de maio, 01 de agosto, 17 de agosto e 21 de novembro do ano de 2005, os quais se referem ao dia Juliano (DJ) 53, 101, 149, 213, 229 e 325, respectivamente. As imagens do Landsat 5 TM, foram adquiridas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), órgão ligado ao Ministério da Ciência e Tecnologia.

As imagens Landsat 5 TM são compostas de sete bandas espectrais, cujas características estão presentes na Tabela 1. Nesta tabela também estão incluídas a irradiância solar monocromática ( $k_{\lambda_i}$ ) das bandas reflectivas (bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7), incidente sobre uma superfície normal à direção dos raios solares no topo da atmosfera terrestre, à distância de uma Unidade Astronômica (UA) do Sol.

Tabela 1: Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera ( $T_{OA}$ ).

Bandas	Comprimento de Onda ( $\mu\text{m}$ )	Coeficientes de Calibração ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ )		Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ )
		a	b	
1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,52	193,0	1967
2 (verde)	0,52 – 0,60	-2,84	365,0	1826
3 (vermelho)	0,63 – 0,69	-1,17	264,0	1554
4 (IV-próximo)	0,76 – 0,79	-1,51	221,0	1036
5 (IV-médio)	1,55 – 1,75	-0,37	30,2	215,0
6 (IV-termal)	10,4 – 12,5	1,2378	15,303	-
7 (IV-médio)	2,08 – 2,35	-0,15	16,5	80,67

Fonte: Chander e Markham, 2003

Em estudos de áreas que possuem inclinação considerável, o ângulo de incidência da radiação solar depende da inclinação da superfície e do seu aspecto, isto é, do azimute da normal da superfície. Assim para a área de estudo foi obtido o modelo de elevação digital do terreno (DEM), este foi obtido gratuitamente no site do SRTM referente ao mosaico x 27 e y 17, após a obtenção do download do arquivo referente ao local de estudo, foi então reamostrado os píxeis para 30 m x 30 m, pois os dados do DEM (2007) são disponíveis os píxeis com uma resolução espacial de 90 m x 90 m.

O sensor TM mede a radiância espectral dos alvos e os armazena na forma de níveis de cinza, ou intensidade do pixel, ou ainda número digital (ND), cujos valores variam de 0 a 255 (8 bits), tendo uma resolução espacial de 30 m nas bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, e uma resolução espacial de 120 m na banda 6. Dessa forma, para a visualização e realização de operações matemáticas intra e inter bandas, recortes, classificação, e outras operações, foi utilizado o software ERDAS Imagine 8.7.

Para o processamento das imagens foram desenvolvidos modelos matemáticos através da ferramenta *Model Maker* do ERDAS Imagine 8.7. Para proporcionar uma melhor compreensão das diversas etapas do processamento das imagens e modelos elaborados, é apresentado um fluxograma, na Figura 1, com todas as etapas para a obtenção do balanço de radiação à superfície.

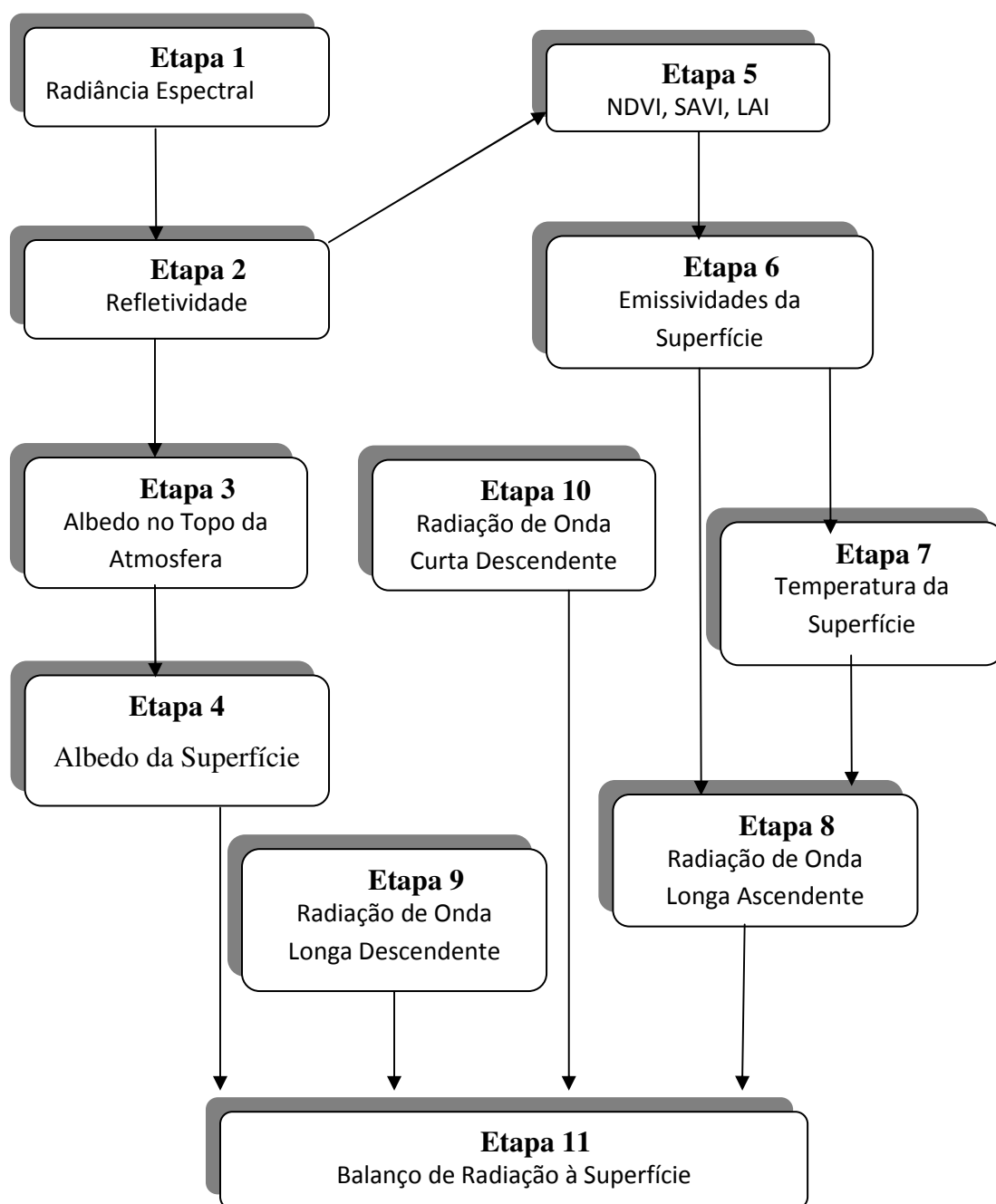


Figura 2: Fluxograma das etapas do processamento do balanço de radiação à superfície.

#### 4.1 Radiação espectral

Para o cômputo da radiação espectral de cada banda ( $L_{\lambda_i}$ ), ou seja, a efetivação da calibração radiométrica, converteu-se o número digital (ND) de cada

pixel da imagem em radiância espectral monocromática. Essas radiâncias representam a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite Landsat (altitude de 705 km), para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7. Para a banda 6, essa radiância representa a energia emitida por cada pixel, segundo a equação proposta por Markham e Baker (1987):

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

onde  $a$  e  $b$  são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ , Tabela 1);  $ND$  é a intensidade do pixel (número digital – número inteiro de 0 a 255); e  $i$  corresponde as bandas (1, 2, 3,... e 7) do satélite Landsat 5 - TM.

## 4.2 Refletividade

O cômputo da reflectância monocromática de cada banda ( $\rho_{\lambda_i}$ ) é definido como sendo a razão entre o fluxo de radiação refletida e o fluxo de radiação incidente que é obtida segundo a equação Allen et al. (2002):

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda_i}}{k_{\lambda_i} \cdot \cos Z \cdot dr} \quad (\text{Equação 2})$$

onde  $L_{\lambda_i}$  é a radiância espectral de cada banda,  $k_{\lambda_i}$  é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ( $\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ ),  $Z$  é o ângulo zenital solar e  $dr$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (em unidade astronômica – UA), dada por Iqbal, (1983) segundo:

$$dr = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{DJ 2\pi}{365}\right) \quad (\text{Equação 3})$$

O cosseno do ângulo zenital foi obtido pela seguinte fórmula:

$$\cos Z = \cos\left(\frac{\pi}{2} - E\right) \quad (\text{Equação 4})$$

onde:  $E$  : é o ângulo de elevação do sol, obtido no cabeçalho de cada imagem.

### 4.3 Albedo Planetário

O albedo planetário ( $\alpha_{\text{toa}}$ ) representa o albedo não ajustado a transmissividade atmosférica, que é obtida pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas segundo a equação:

$$\alpha_{\text{toa}} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (\text{Equação 5})$$

onde  $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5$  e  $\rho_7$  são as reflectância das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7.

### 4.4 Albedo da Superfície

Após a obtenção do albedo planetário fez-se o cômputo do albedo da superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos  $\alpha$ , pela equação:

$$\alpha = \frac{\alpha_{\text{toa}} - \alpha_p}{\tau_{\text{sw}}^2} \quad (\text{Equação 6})$$

onde  $\alpha_{\text{toa}}$  é o albedo planetário,  $\alpha_p$  é a da radiação solar refletida pela atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, mas para o modelo SEBAL é recomendado o uso do valor de 0,03, com base em Bastiaanssen (2000) e,  $\tau_{\text{sw}}$  é a transmissividade atmosférica que para condições de céu claro, proposta por Allen et al. (2007) e pode ser obtida por:

$$t_{\text{sw}} = 0,35 + 0,627 * EXP\left[\frac{-0,00146P}{k_t \cos Z} - 0,075\left(\frac{W}{\cos Z}\right)^{0,4}\right] \quad (\text{Equação 7})$$

Onde,  $P$  é a pressão atmosférica (kPa) obtida pela Equação 8,  $k_t$  é um coeficiente de turbides da atmosfera que tem valores de  $0 < k_t \leq 1$ , sendo que o valor de  $k_t = 1$  é para ar limpo e  $k_t = 0$  é para extrema turbides, sujo ou ar poluído Allen (1996), Allen et al. (1998), os valores atribuídos para cada DJ são apresentados na Tabela 2,  $\cos Z$  já foi introduzido anteriormente e  $W$  é função da quantidade de água precipitável em um ponto da imagem (local da estação agrometeorológica) e foi calculada pela Equação 9, proposta por Garrison e Adler (1990).

Tabela 2: Valores de coeficiente de turbides ( $k_t$ ), atribuídos para cada DJ, referente às imagens para Santa Rita do Passa Quatro – SP, no ano de 2005.

DJ	53	101	149	213	229	325
$k_t$	1,0	1,0	0,6	0,4	0,4	0,6

Os valores de  $k_t$ , foram atribuídos para estes dias baseado nos valores de concentração de  $\text{CO}_2$  (ppm) obtidos na estação agrometeorológica localizada na área de estudo, foi observado valores menores de  $\text{CO}_2$ , nos DJ 53 para a estação de cana e verificou que os demais dias houve um pequeno aumento da concentração de  $\text{CO}_2$ , no período intermediário e no final novamente uma diminuição desta, conforme a Figura 3, a seguir.

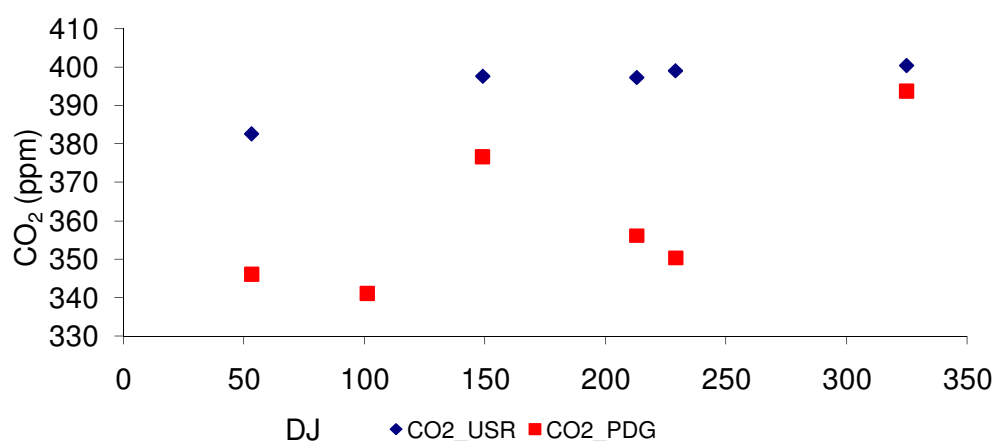


Figura 3: Concentração de  $\text{CO}_2$  em ppm das estações na área de cana-de-açúcar e cerrado nos DJ das imagens para o horário da passagem do satélite, em Santa Rita do Passa Quatro – SP.

Ainda os valores para os DJ 213 e 229 não houve aumento considerável na concentração de CO<sub>2</sub>, porém sabendo que o período coincide com período de queimadas e colheita da cultura da cana o que torna o ar mais turvo na região em relação aos demais períodos:

$$P = 101.3 \left( \frac{T_{ar} - 0.0065 * h}{T_{ar}} \right)^{5.26} \quad (\text{Equação 8})$$

Onde,

$T_{ar}$  é a temperatura do ar (K) a qual esta na Tabela 3 em °C, e  $h$  é a altitude média da superfície em relação ao nível médio do mar (m), que para este estudo foi considerado uma média da região em 600m.

A água precipitável foi obtida pela expressão:

$$W = 0.14 * e_a P_{air} + 2.1 \quad (\text{Equação 9})$$

Onde:  $e_a$  é a pressão de vapor de água (kPa), valores que estão na Tabela 3,  $P_{air}$  são valores da pressão atmosférica obtidas na estação agrometeorológica na área de estudo e estão na Tabela 3, para cada DJ referente aos dias das imagens e,  $W$  que é a quantidade de água precipitável encontrada na atmosfera dado em mm.

Tabela 3: Dados obtidos pressão de vapor ( $e_a$ ) pressão atmosférica (P) e temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) da estação agrometeorológica correspondentes aos dias e horário da passagem do satélite na área estudada.

DJ	$e_a$ (kPa)	$P_{air}$ (kPa)	$T_{ar}$ (°C)
53	1,9948	948	26,14
101	2,1169	954	26,63
149	1,5971	950	20,23
213	1,3688	950	21,59
229	1,6588	946	23,72
325	2,0218	950	24,52



#### 4.5 Índice de Vegetação da Diferença Normalizada - NDVI

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (Normalized Difference Vegetation Index - NDVI) é obtido através da razão entre a diferença das refletividades do infra-vermelho próximo ( $\rho_{IV}$ ) e do vermelho ( $\rho_V$ ) pela soma das mesmas (Allen et al. 2002):

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (\text{Equação 10})$$

onde  $\rho_{IV}$  e  $\rho_V$  correspondem, respectivamente, as reflectâncias das bandas 4 e 3 do Landsat 5 – TM.

O NDVI é um indicador sensível da quantidade e da condição da vegetação verde. Os valores variam de -1 a +1 e, valores positivos são obtidos em áreas com algum tipo de vegetação, e varia de acordo com a atividade fotossintética das plantas nessa área e sua densidade, enquanto que superfície com água e nuvens o NDVI geralmente é menor que zero.

#### 4.6 Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo - SAVI

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (Soil Adjusted Vegetation Index - SAVI) que é um índice que busca amenizar os efeitos do solo, e foi utilizada a expressão proposta por (Huete, 1988):

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (\text{Equação 11})$$

onde a constante L varia com a quantidade de vegetação. Neste estudo, utilizou-se  $L = 0,5$ , que é um valor ótimo para um grande intervalo de condições da vegetação e que é o valor mais freqüente na literatura (Boegh et al. 2002, Huete e Warrick, 1990; Huete 1988).

#### 4.7 Índice de Área Foliar - IAF

O Índice de Área Foliar (IAF) é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. O IAF é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem e o mesmo foi computado pela seguinte equação empírica sugerida por Allen et al. (2002).

$$IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (\text{Equação 12})$$

#### 4.8 Emissividades

Para a obtenção da temperatura da superfície, é utilizada a equação de Planck invertida, válida para um corpo negro. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal  $\varepsilon_{NB}$ . Assim o cômputo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, pode ser considerado a emissividade no domínio da banda larga  $\varepsilon_0$  (5 – 100  $\mu\text{m}$ ). Segundo Allen et al. (2002), as emissividades  $\varepsilon_{NB}$  e  $\varepsilon_0$  podem ser obtidas, para  $NDVI > 0$  e  $IAF < 3$ , segundo:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331IAF \quad (\text{Equação 13})$$

e

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01IAF \quad (\text{Equação 14})$$

Para pixels com  $IAF \geq 3$ ,  $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ . Para corpos de água ( $NDVI < 0$ ), no caso dos dois lagos e do leito do rio Mogi Guaçu, utilizaram os valores de  $\varepsilon_{NB} = 0,99$  e  $\varepsilon_0 = 0,985$ , conforme Allen et al. (2002).

#### 4.9 Temperatura da Superfície

Para a obtenção da temperatura da superfície ( $T_s$ ) foi utilizado a radiância espectral da banda termal  $L_{\lambda,6}$  e a emissividade  $\varepsilon_{NB}$  obtida na etapa anterior. Dessa forma, obtém-se a temperatura da superfície em graus Kelvin (K) pela seguinte expressão.

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (\text{Equação 15})$$

onde  $T_s$  é a temperatura de superfície obtida em graus kelvin (K) e  $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  e  $K_2 = 1260,56 \text{ K}$  que, são constantes de calibração da banda termal do Landsat 5 –TM, propostas por Allen et al. (2002).

#### 4.10 Radiação de Onda Longa Emitida - $R_{L\uparrow}$

A radiação de onda longa emitida pela superfície  $R_{L\uparrow}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) é obtida através da equação proposta por Stefan-Boltzman qual seja:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (\text{Equação 16})$$

onde  $\varepsilon_0$  é a emissividade de cada pixel,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ ) e  $T_s$  é a temperatura da superfície (K).

#### 4.11 Radiação de Onda Curta Incidente - $R_{s\downarrow}$

A radiação de onda curta incidente  $R_{s\downarrow}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, que para condição de céu claro é dada pela seguinte expressão (Allen et al. 2002).

$$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (\text{Equação 17})$$

Onde,  $S$  é a constante solar ( $1367 \text{ Wm}^{-2}$ ),  $Z$  é ângulo zenital solar,  $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol em unidade astronômica e,  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica. A  $R_{s\downarrow}$  foi considerado constante em toda a área de estudo, pois os fatores condicionantes têm pouca variação no resultado para uma distancia de pequena dimensão na superfície terrestre (50 km x 50 km).

#### 4.12 Radiação de Onda Longa Incidente - $R_{L\downarrow}$

A radiação de onda longa incidente, emitida pela atmosfera na direção da superfície  $R_{L\downarrow}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ), pode ser computada pela equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{Equação 18})$$

onde:  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman;  $T_a$  é a temperatura do ar próximo a superfície (K);  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica obtida da equação proposta por Allen et al. (2002):

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (\text{Equação 19})$$

#### 4.13 Saldo de Radiação - $R_n$

O saldo de radiação à superfície  $R_n$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) é computado utilizando-se a equação 20 do balanço de radiação à superfície.

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o) R_{L\downarrow} \quad (\text{Equação 20})$$

onde:  $R_{s\downarrow}$  é a radiação de onda curta incidente;  $\alpha$  é o albedo de superfície;  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa incidente na superfície;  $R_{L\uparrow}$  é a radiação de onda longa emitida pela superfície;  $\varepsilon_o$  é a emissividade de superfície.

Para comparação dos dados gerados com imagens do sensor TM, foram obtidos os dados de superfície de duas estações agrometeorológicas, localizadas na área de estudo, sendo que uma das torres estava localizada em área cultivada com cana-de-açúcar, nas coordenadas de latitude  $21^{\circ}38'13,4''$  S e longitude de  $47^{\circ}47'24,9''$  W, já a segunda estação estava localizada em área de cerrado com latitude de  $21^{\circ}37'9,26''$  S e longitude de  $47^{\circ}37'56,38''$  W e a altitude média da região é de 600m.

## 5.0 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Figura 4 encontra-se um recorte de uma imagem da área de estudo com a localização das estações agrometeorológicas da área de cana-de-açúcar (USR) e do cerrado (PDG), com as coordenadas geográficas.

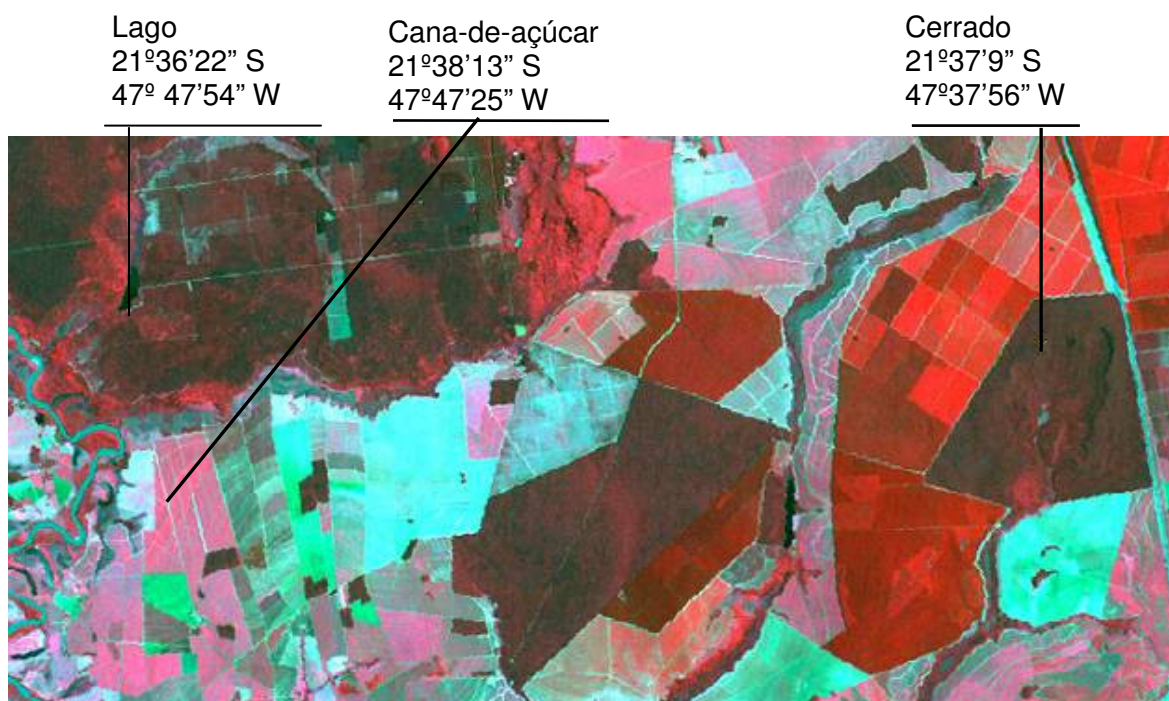


Figura 4: Imagem do DJ 53 composição das bandas R-G-B 4-3-2, do satélite LANDSAT 5 – TM e, localização das estações agrometeorológica na área de estudo.

O recorte da imagem resultou num retângulo com as seguintes coordenadas do canto superior esquerdo de  $21^{\circ} 34' 45''$  S e  $47^{\circ} 49' 13''$  W e no canto inferior direito com  $21^{\circ} 40' 52''$  S e  $47^{\circ} 36' 23''$  W. O que corresponde a 746 x 364 píxeis e, uma área de aproximadamente 24.439 ha.

Na Figura 5, esta representada a temperatura média diária das estações localizadas na área de estudo e referem-se ao período do DJ 38 a 365 do ano de 2005. Fica evidenciada uma variação anual da temperatura da região, com uma queda no período do inverno, a qual é característica da região.

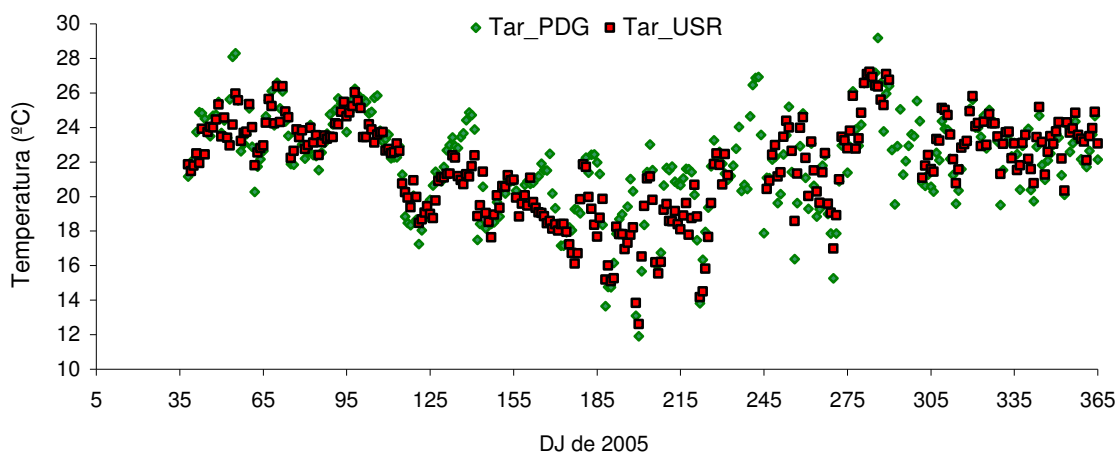


Figura 5: Média diária de temperatura do ar para as duas estações agrometeorológicas localizadas na área de estudo.

A Figura 6 apresenta os dados de precipitação diária das duas estações agrometeorológicas localizadas na área de estudo e a precipitação diária acumulada, para o período do DJ 38 a 365 do ano de 2005. Percebe um acúmulo maior de precipitação (P) na época do verão até o DJ 120 (final de abril), e no período de inverno o que nesta região há uma diminuição das precipitações e ainda segundo Batalha (1997) há ocorrência de déficit num período curto dos meses de julho e agosto. Após o período de inverno e posterior ao DJ 240 (início de setembro) as chuvas voltam a ocorrer com maior frequência, o que caracteriza o início do período chuvoso.

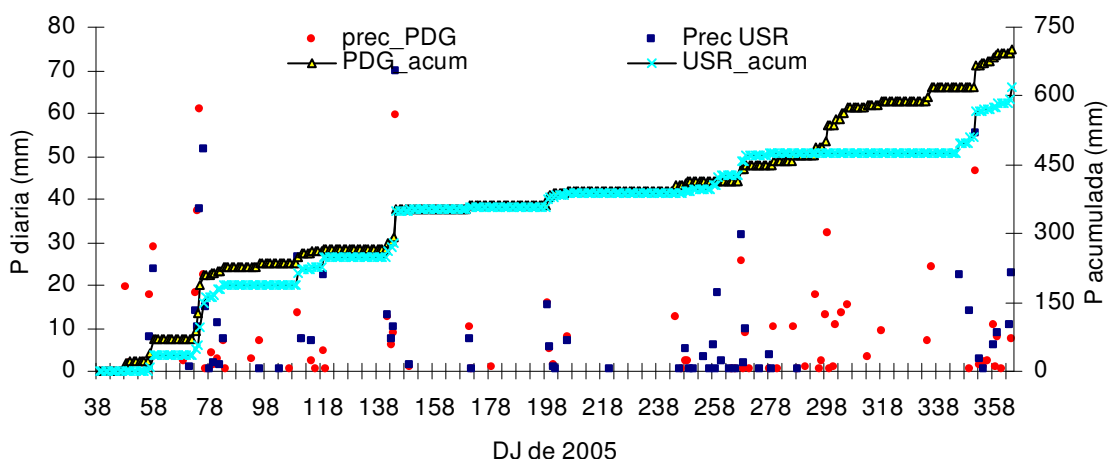


Figura 6: Precipitação diária e acumulada para as duas estações agrometeorológica localizadas na área de estudo.

Na Tabela 4, estão os dados referentes as imagens obtidas pelo satélite Landsat TM 5, e outros parâmetros calculados para estimativa da transmissividade. A declinação do sol, o ângulo zenital e transmissividade foram comentados no capítulo de material e métodos.

Tabela 4: Dados das imagens e outros parâmetros utilizados para cálculo relacionados a radiação de onda curta incidente, radiação de onda longa incidente e transmissividade

DJ	Data de 2005	Hora GMT	$d_r$	Declinação do sol ( $^{\circ}$ )	cos Z	$\tau_{sw}$
53	22-02	12:57'03"	1,020192	-10,8703	0,806888	0,736
101	11-04	12:57'14"	0,994487	7,9149	0,722767	0,721
149	29-05	12:57'34"	0,972337	21,5968	0,601832	0,659
213	01-08	12:58'17"	0,971440	17,9132	0,67443	0,631
229	17-08	12:58'10"	0,977002	13,1224	0,718248	0,636
325	21-11	12:58'54"	1,025481	-20,4415	0,999680	0,723

Na Tabela 5, estão apresentados os valores de radiação de onda curta incidente e radiação de onda longa incidente para os dias referentes às imagens, e que foram considerados iguais para todos os píxeis de cada cena de estudo.

Tabela 5. Radiação de onda curta e longa incidente para os respectivos dias das imagens.

DJ	$R_{s\downarrow}$ ( $Wm^{-2}$ )	$R_{L\downarrow}$ ( $Wm^{-2}$ )
53	796,38	347,57
101	716,01	352,04
149	558,08	329,97
213	598,49	339,25
229	638,90	348,61
325	963,92	341,88



Verifica-se ainda que os valores de  $R_{L\downarrow}$  não sofreram grande variação anual, já para a  $R_{s\downarrow}$  verificou que os maiores valores ocorreram no período de verão, o qual já era esperado, e ainda, que os valores sofressem grande influência do período que está sendo considerado.

## 5.1 Albedo da superfície

Na Tabela 6, são apresentados os valores estatísticos das cartas de albedo da superfície gerados pela metodologia proposta para os dias de estudo.

Foram observados para as cartas de albedo de superfície os valores menores mínimos nas imagens dos DJ 53 e 325, com valores de 1,9 e 1,3%, respectivamente. Esses valores estão menores dos obtidos por Silva et al. (2005a) que foram de 6,8% e 7,4% para os anos de 2000 e 2001, respectivamente. Ainda Mendonça (2007) obteve valor 0 para albedo em estudo com imagens MODIS, sendo que para estes valores inferiores aos obtidos nesta pesquisa, são função do tipo de alvo estudado.

Para os valores maiores máximos foram observados nas cartas dos dias 213 e 229, com valores de 44,6 e 44,7%, respectivamente, conforme a Tabela 6, sendo que estes valores estão superiores aos observados por Mendonça (2007), que encontrou valores máximos de 31 e 31% para albedo, ainda que esses valores superiores encontrados sejam característicos de cada região e do tipo de alvo que esta sendo estudado.

Para os valores médios também foi observado comportamento semelhante aos valores mínimo e máximo, sendo que as médias obtidas no período foram nas cartas dos DJ de 325 e 149, com valores de 12,6 e 15,6%, respectivamente. Também Mendonça (2007), encontrou valores médios nas cartas de albedo de 13 a 18%, os quais estão muito próximos aos obtidos nesta pesquisa, ainda Silva et al. (2005a) obtiveram médias de 20,5 e 21% nos anos de 2000 e 2001 respectivamente, que são superiores aos obtidos neste trabalho, mas são justificados pela diferença de alvos estudados em cada trabalho.

Foi observado também no albedo que a dispersão dos valores em cada carta foi pequena quando se verificaram os valores de Desvio Padrão que estão

apresentados na Tabela 6. Essa pequena variação dos valores deve ser a pouca heterogeneidade da vegetação dentro de cada carta obtida.

Tabela 6: Valores dos parâmetros estatísticos mínimo, máximo, médio, mediano, moda e desvio padrão obtidos na análise estatística das cartas de albedo da superfície.

DJ	mínimo	máximo	médio	mediano	moda	Desv.PAD
53	0,019	0,332	0,135	0,129	0,104	0,030
101	0,025	0,291	0,133	0,129	0,103	0,027
149	0,032	0,377	0,156	0,151	0,118	0,037
213	0,028	0,446	0,152	0,145	0,121	0,036
229	0,028	0,447	0,156	0,148	0,128	0,034
325	0,013	0,371	0,126	0,114	0,110	0,039

Na Figura 7, são apresentadas as cartas de albedo de superfície para os dias que se referem ao DJ das imagens.

Observa-se que os menores valores foram obtidos em todas as cartas, em superfícies do lago e áreas adjacentes, como verificado na Figura 7A e 7F com coloração rocha, azul forte e azul fraco, na Figura 7B coloração rocha e azul forte, na Figura 7C, 7D e 7E com coloração de azul forte e azul fraco. Os maiores valores foram obtidos em áreas de cultivo e áreas expostas (sem cobertura), com coloração vermelha e laranja e ainda amarelas clara, para a Figura 7.

Correia et al. (2002) citam que os valores elevados de albedo de superfície estão associados a superfícies suaves, secas e de coloração clara, enquanto que albedos menores são associados a superfícies rugosas, úmidas e de coloração escura.

Na Figura 7F aparece uma classe bem destacada, com cor vermelha, a qual apresentou valores médios superiores a 27% de albedo, e supostamente seja uma área de solo exposto. Assim como Silva et al. (2005 b) encontraram valores de albedo para solo exposto de 31 e 33% para os anos de 2000 e 2001, respectivamente, valores muito coerentes com os obtidos nesta pesquisa.

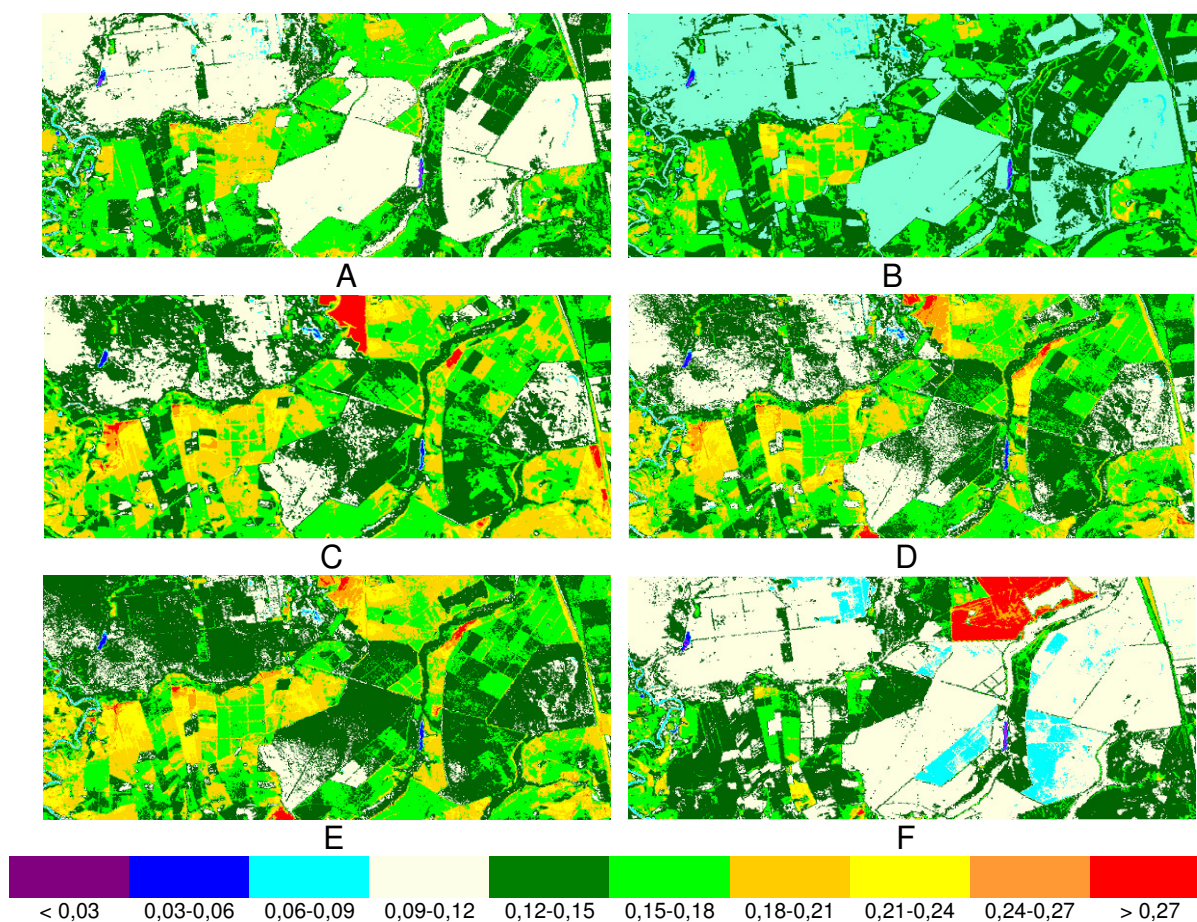


Figura 7: Carta de albedo referente os DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F).

Também Boegh et al. (2002). em estudo na Dinamarca com imagens Landsat 5 TM, em áreas de solo descoberto, obtiveram valores de albedo igual a 35%. Silva et al. (2005 a), em estudo com o mesmo sensor e satélite obtiveram albedo semelhantes aos foram citados anteriormente, o que corroboram com os valores obtidos nesta pesquisa.

Foi observada alteração no albedo de diferentes alvos quando comparados às cartas de todo o período, sendo que a variação anual do albedo é fonte de diversos fatores, dentre eles a variação na composição da cobertura, a qual sofre variação no período de estudo, Figura 7.

O albedo médio para as cartas foi maior nas imagens 7C a 7E, em que verifica maior presença de classes com cor amarela, verde clara e verde escuro, uma vez que as datas de obtenção dessas imagens são do período intermediário do ano e o sol estava no hemisfério Norte, por isso o ângulo de incidência da

radiação é mais facilmente refletida em relação ao ângulo de incidência da radiação para as imagens das Figuras 7A e 7F.

Na Figura 8 estão os histogramas de freqüência dos valores de albedo para as cartas geradas neste estudo, e assim é possível verificar uma nítida dispersão maior dos valores nas cartas das Figuras 8A, 8B, 8C, 8D e 8E, enquanto que a carta 8F apresenta uma concentração maior dos valores em torno da média.

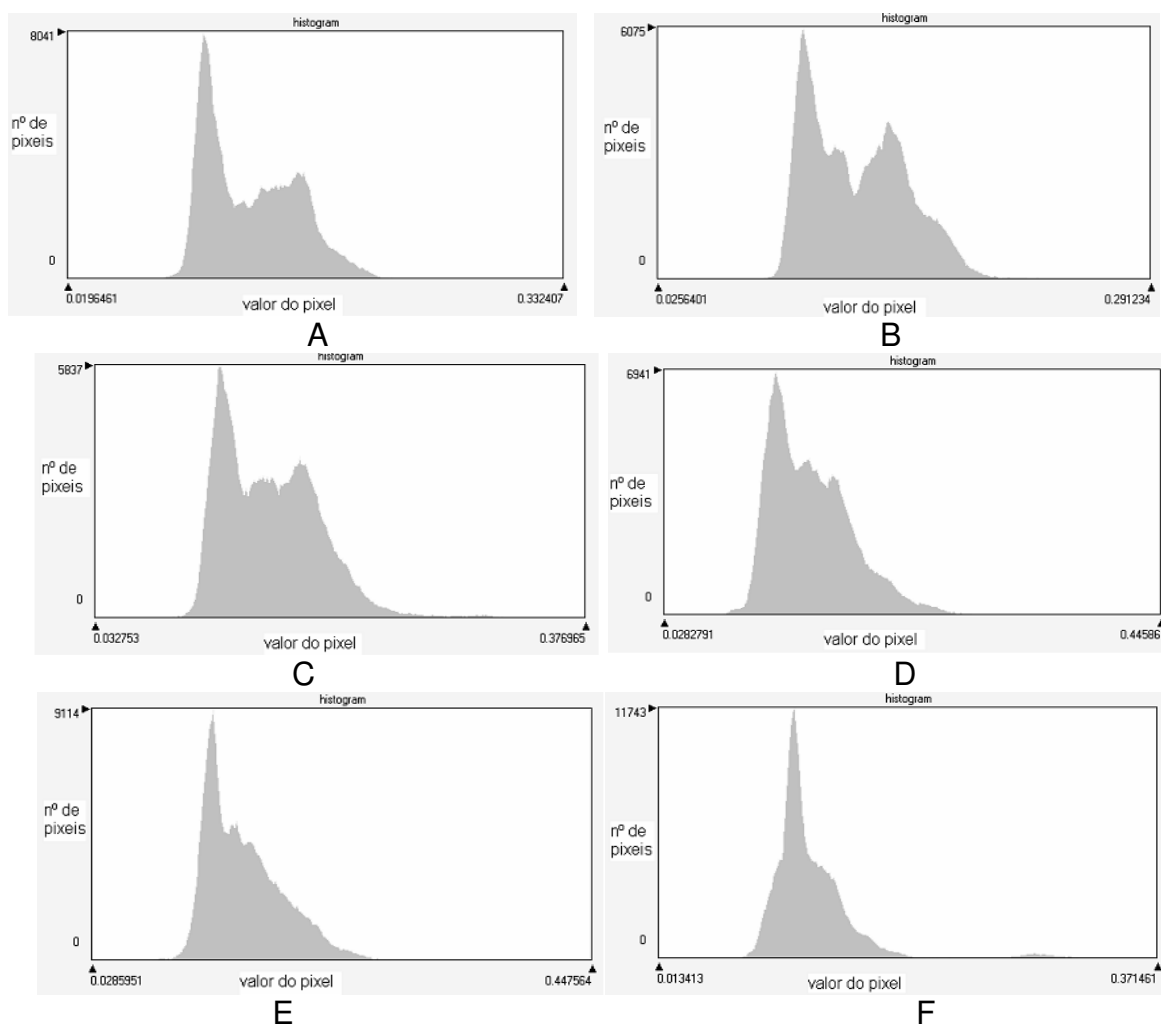


Figura 8: Histograma de freqüência das cartas de albedo para os DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F).

Na figura 8A, 8B e 8C, onde aparecem os histogramas de freqüência do albedo de todos os píxeis da área de estudo, é possível perceber que existem duas modas bem definidas, a menor delas (melhor definida na carta 8B), refere-se à superfície de vegetação de cerrado e superfícies de vegetação pouco densa,

enquanto que a segunda moda, de valores maiores é de superfície com culturas como cana-de-açúcar e eucalipto, sendo que estas possuem maior cobertura nesta área de estudo.

Buscando avaliar melhor o desempenho da metodologia proposta para o albedo de superfície foram realizados recortes de áreas homogêneas dentro da cena estudada, sendo então extraídos três pequenos recortes de diferentes pontos, com tamanhos de 20 a 30 píxeis, cujas áreas representam o lago (superfície com água), cana-de-açúcar e cerrado, conforme localização na Figura 4.

Na Figura 9 estão representados os valores dos píxeis das cartas de albedo para os dias estudados na área do lago. Verifica que os valores estão entre 2 e 8% para todas as imagens, e que a média situa-se entre 4%, Figura 9.

Os valores de albedo para água variaram entre 1,7 a 10,4% nas imagens estudadas, comportamento semelhante também foi obtido por Silva et al. (2005 a) com valores entre 7 a 9%. Outros autores como Bastiaanssen et al. (1998) e Bastiaanssen (2000) também encontraram valores entre 3 a 10% para albedo de superfície em superfícies com água na Bacia de Gediz na Turquia. Já Giongo et al. (2007 a) obtiveram valores entre 7 e 12% para albedo em superfície de água, na região de Ibimirim, Estado de Pernambuco.

Os valores médios encontrados para albedo em área de cana-de-açúcar tiveram variação de 14,2 a 21,9% e, foram obtidos nos DJ 325 e 213, respectivamente, conforme verificado na Figura 10.

Os valores de albedo encontrados na área de cana foram entre 13,5 a 23,1% para o período das imagens, estes valores corroboram com os obtidos por Mendonça (2007), que encontrou valores para albedo entre 14 e 22% em área de cana-de-açúcar, na região Norte fluminense.

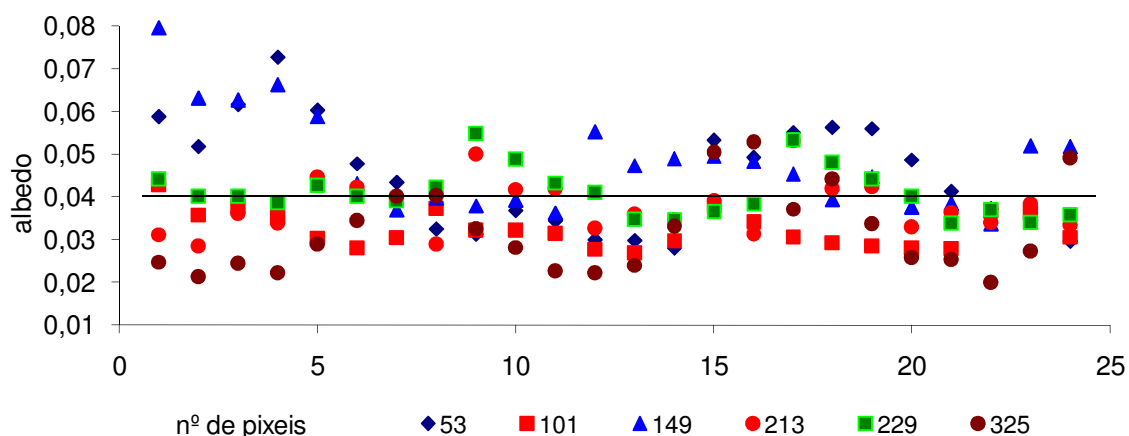


Figura 9: Valores de albedo da superfície dos píxeis do recorte na área do lago para os DJ referente às imagens.

Também Varejão-Silva (2000) cita que valores de albedo em latitudes de 7° para essa cultura é de 15%, o que esta dentro da faixa encontrada neste estudo para o período estudado.

Na Figura 10, estão representados os valores dos píxeis das cartas de albedo para os dias estudados na área cultivada com cana-de-açúcar. Foram observados dois grupos de médias, sendo a menor nos dias 53, 101 e 325 com valores médios de 16% e nos DJ 149, 213 e 229, valores médios de 21%.

Também foi verificada pequena dispersão dos valores para o recorte da cena que foi realizada na área de cana, a qual é verificada na Figura 10.

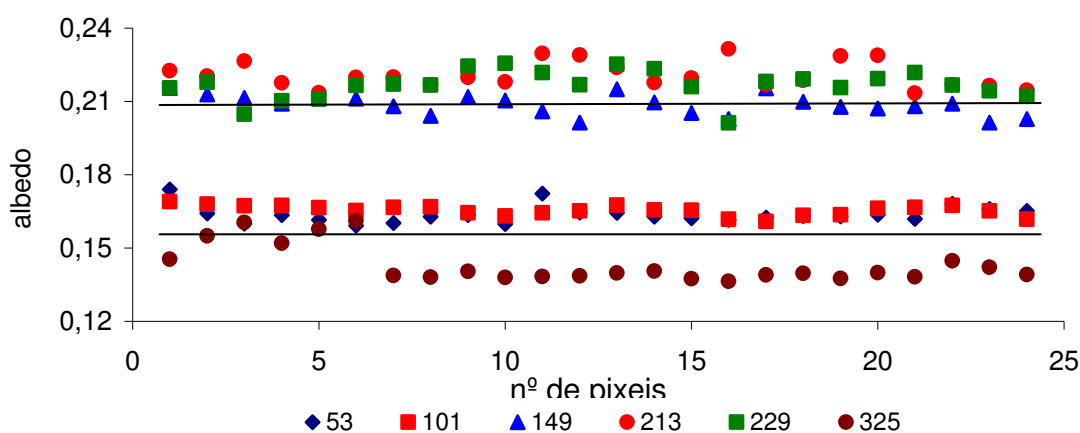


Figura 10: Valores de albedo da superfície dos píxeis do recorte na área de cana-de-açúcar para os dias referente às imagens.

Na Figura 11, estão os valores dos píxeis das cartas de albedo para os dias estudados na área de cerrado. O comportamento do albedo para o cerrado foi semelhante ao da área da cana, com duas médias distintas entre as imagens, sendo que a menor foi observada nos DJ 53, 101 e 325 com valores médios de 10,5% e para os DJ 149, 213 e 229 valores médios de 12,5%.

Para o recorte das imagens de albedo de superfície na área de cerrado, foram observados os valores menores mínimos obtidos nos DJ 53 e 101, com valores de 9,6 e 9,3%, respectivamente. Os maiores máximos foram obtidos nas cartas dos DJ 213 e 229, com valores de 13,4 e 13,6% respectivamente.

Os valores médios para a área de cerrado foram inferiores aos obtidos na área de cana-de-açúcar para todo o período estudado, sendo que os médios foram entre 10,1 e 13,1%, obtidos nos DJ 101 e 229, respectivamente.

Ainda Varejão-Silva (2000) cita que valor médio para vegetação tropical é de 13%, valores que estão muito próximos aos obtidos nesta pesquisa.

Querino et al. (2006) encontraram valores médios de albedo para floresta de 13%, ainda citam que existe grande variação nos valores entre o período seco e chuvoso, tal fatores são importantes para essa variação e cita ainda que as mudanças de coloração por parte dos vegetais, que se torna mais verde no período chuvoso e ainda solo mais escuro devido a presença da umidade, que são fatores condicionantes das mudanças no albedo.

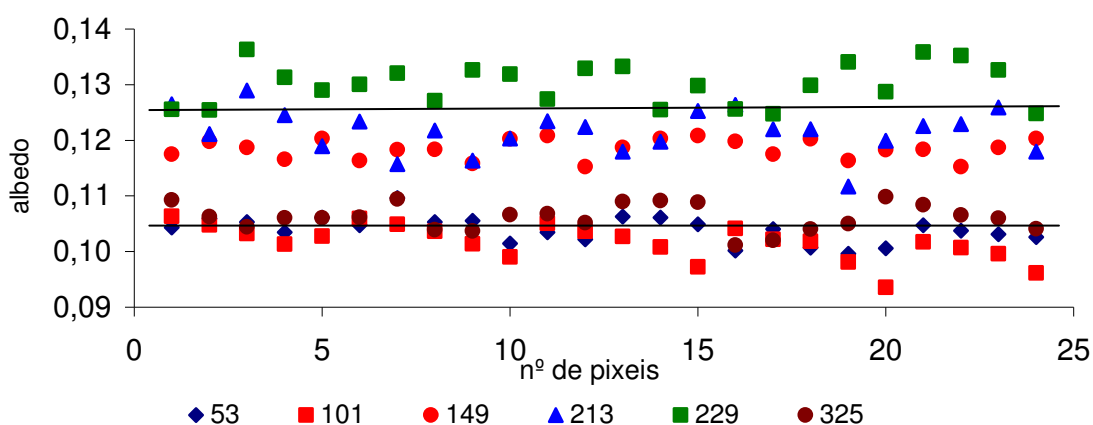


Figura 11: Valores de albedo da superfície dos píxeis do recorte na área de cerrado para os DJ referentes às imagens.

Para os píxeis das estações agrometeorológica do cerrado (PDG) e da cana-de-açúcar (USR), foram observados os valores para o albedo da superfície, apresentados na Tabela 7. Esses valores de albedo foram estimados pela razão entre a radiação global refletida e incidente coletada por dois piranômetros instalados à distância de dois metros sobre o dossel vegetal, no instante da passagem do sensor orbital. Ainda na Tabela 7, estão os valores estimados pelo modelo SEBAL, para os píxeis correspondentes a localização das estações.

Tabela 7: Valores de albedo obtidos nas duas estações agrometeorológica e os obtidos pelo modelo SEBAL.

DJ	PDG_estação	PDG_SEBAL	Erro	USR_estação	USR_SEBAL	Erro
53	0,1258	0,1029	0,022	0,1939	0,1663	0,027
101	0,1256	0,0942	0,031	0,2028	0,1579	0,045
149	0,1267	0,1134	0,013	0,1689	0,2152	-0,045
213	0,1187	0,1252	-0,006	0,1871	0,2153	-0,028
229	0,1201	0,1292	-0,009	0,1870	0,2152	-0,028
325	0,1578	0,1052	0,052	0,1445	0,1395	0,005

Observa que os valores estimados foram ligeiramente inferiores aos obtidos nos DJ 53, 101 e 325, em ambas as estações, e verifica ainda que os valores estimados com o SEBAL foram superiores nos DJ 213 e 229, em ambas as estações.

Em trabalho com imagens MODIS, Mendonça (2007) encontrou variações nos valores estimados entre 5 e 16% em área cultivada com cana-de-açúcar, na região Norte Fluminense, os quais são diferentes dos obtidos neste estudo para a mesma cobertura de superfície.

## 5.2 Índice de Vegetação da Diferença Normalizada – NDVI

Os valores estatísticos das cartas de NDVI para os dias de estudo são apresentados na Tabela 8. Os valores mínimos foram obtidos nos dias DJ 53 (-0,945) e 229 (-0,968), ainda os máximos foram obtidos nos dias 53 (0,896) e 213



(0,928). Os valores médios variaram de 0,518 a 0,646 referentes aos DJ 229 e 101, respectivamente. No trabalho Bezerra (2006) encontrou-se em área com culturas irrigada, solo exposto, área de vegetação nativa e na Chapada do Araripe no Ceará, valores de NDVI da ordem de 0,70, 0,18, 0,22 e 0,75, respectivamente, que são semelhante aos obtidos neste trabalho.

Na Figura 12, nota-se que valores negativos são caracterizados por superfícies de água, que é a classe de cor roxa verificada em todas as cartas. Ainda Coloração azul escuro são áreas com pouca ou nenhuma cobertura vegetal e com pouca atividade fotossintética, já os valores maiores foram verificados nas imagens 12A, 12B e 12C, as quais apresentam maior quantidade de píxeis nas classes com coloração vermelha, laranja e amarela, que são predominantemente área de eucalipto.

Tabela 8: Valores dos parâmetros estatísticos mínimo, máximo, médio, mediano, moda e desvio padrão obtidos na análise estatística das cartas de Índice de Vegetação da Diferença Normalizada - NDVI.

DJ	mínimo	máximo	médio	mediana	moda	Desv.PAD
53	-0,945	0,896	0,622	0,667	0,695	0,158
101	-0,544	0,864	0,646	0,677	0,688	0,138
149	-0,388	0,848	0,594	0,636	0,655	0,170
213	-0,864	0,928	0,551	0,588	0,629	0,178
229	-0,968	0,864	0,518	0,542	0,549	0,171
325	-0,814	0,825	0,621	0,679	0,722	0,156

Na Bacia do Araguari em MG, Rosendo e Rosa (2005) encontraram para superfícies de culturas anuais valores médios de NDVI entre 0,27 a 1, sendo que esses valores possuem maior amplitude dos obtido neste trabalho, porém essa variação é função das culturas existentes, enquanto que a região de Santa Rita possui predominantemente áreas de cerrado, cana e eucalipto, que não sofrem grandes alterações anuais ou entre os anos, com exceção da cultura da cana.

Silva et al. (2005b) encontraram os valores de 0,75 e 0,78, 0,16 e 0,17, -0,30 e -0,33, 0,71 e 0,71, 0,15 e 0,16 para os anos de 2000 e 2001 em área de

vegetação irrigada, solo exposto, Lago de Sobradinho, frutíferas e área de caatinga, respectivamente.

Segundo Huete e Tucker (1991), os valores do NDVI para solo exposto estão geralmente entre 0,05 e 0,30 e devido à grande variabilidade das propriedades óticas do solo, ainda os mesmos autores citam que não se pode definir uma faixa rigorosa de valores de NDVI para solos com pouco ou nenhuma cobertura vegetal.

Verificou que os valores de NDVI em áreas de vegetação nativa obtiveram em geral valores maiores nas cartas de 325 a 149.

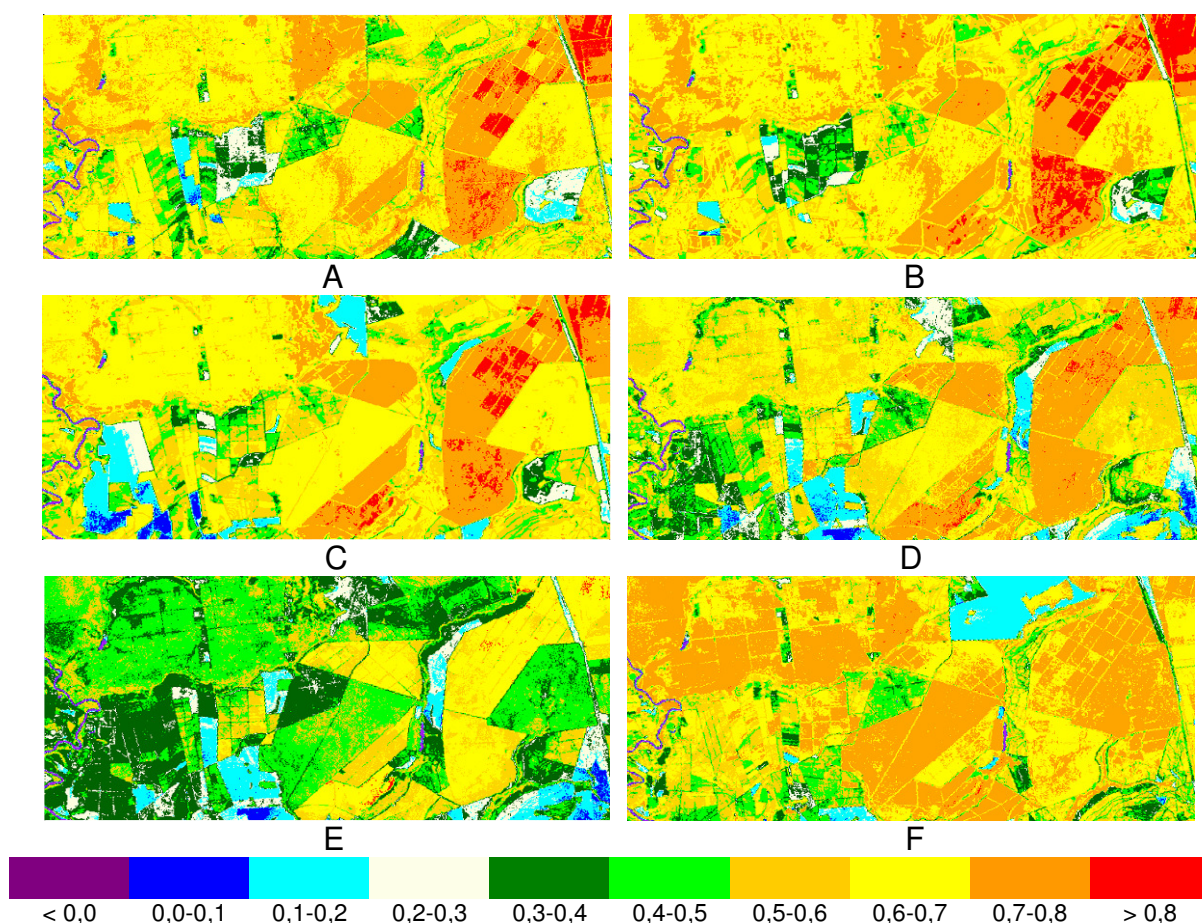


Figura 12: Cartas de NDVI referente os DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F).

Verifica-se que nas Figuras 12E e 12F, que houve maior diferença nos valores gerais para duas áreas, principalmente de cana e de cerrado, onde os valores em ambas as superfícies são superiores na carta da Figura 12F,

caracterizadas pelo início da estação chuvosa na região, Figura 6, para aquela região, e ainda o aumento da temperatura média, Figura 5.

Das Figuras 12B, 12C, 12D e 12E, verificaram-se duas classes bem distintas, sendo que a classe com valores menores são geradas por superfície que tem vegetação nativa e cerrado, enquanto que a classe com os valores superiores são de superfícies predominantemente cultivadas com cana-de-açúcar, esse comportamento em estudos é normal, uma vez que a área de estudo possui predominância de determinados tipos de cobertura.

Para melhor avaliar o comportamento dos valores de NDVI, para superfícies homogêneas foram então, realizados recortes em duas áreas uma em superfície de cana-de-açúcar e a outra em área de cerrado, a localização destas áreas se encontra na Figura 4.

Para os valores dos píxeis na área de cana-de-açúcar das cartas de NDVI, os valores mínimos foram obtidos nos DJ 149 (0,170) e 213 (0,386). Os valores máximos foram obtidos nos DJ 101 (0,709) e 53 (0,712). Os valores médios de NDVI na área de cana tiveram variação de 0,223 a 0,691 que foram obtidos nos dias DJ 149 e 101, respectivamente.

Para a cultura da cana-de-açúcar no Estado de Pernambuco, Lucas e Shuler (2007) obtiveram valores médios de NDVI, da ordem de 0,407 e 0,332 em dois pontos na época seca, ainda os valores de 0,580 e 0,537 para os mesmos pontos, porém no período chuvoso, sendo que esses valores são ligeiramente inferiores aos obtidos na região de Santa Rita, também para o período de chuvas e de déficit naquela região.

Almeida et al. (2005) encontraram valores médios de NDVI para essa cultura de 0,41 e 0,91, para áreas não irrigada e irrigada, respectivamente, sendo que os valores obtidos neste trabalho na época de menor disponibilidade hídrica estão muito próximos aos citados por estes autores na área não irrigada. Os mesmos autores ainda citam que áreas de uma mesma cultura com pouco ou nenhum déficit hídrico durante um período tendem a ter maiores valores de NDVI.

Já na área de cerrado, os menores mínimos valores foram obtidos nos DJ 229 (0,493) e 213 (0,523). Os maiores máximos valores foram obtidos nos DJ 325 (0,756) e 53 (0,714). Os valores médios de NDVI em área de cerrado variaram de 0,538 a 0,725, e foram obtidos nos DJ 229 e 325, respectivamente.

Em áreas de vegetação nativa de Cacaulândia e Ariquemes, estado de Rondônia, Amaral et al. (1996) obtiveram valor médio de NDVI igual a 0,77 o qual esta superior aos obtidos neste estudo, mas há uma diferença de vegetação entre as duas regiões, e que os mesmos autores ainda citam a importância de verificar a disponibilidade hídrica, tipo de vegetação e o clima da região, para mudanças nos valores de NDVI.

Ainda Formigoni et al. (2007) obtiveram em área de caatinga na região NEB valores de NDVI entre 0,15 a 0,8, para o período seco e período chuvoso, respectivamente, e valor médio de 0,25, sendo que os resultados obtidos no período seco estão bem inferiores aos obtidos neste trabalho, porém os valores obtidos no período chuvoso se assemelham aos obtido neste trabalho.

Na mesma área da reserva Pé de Gigante Batalha (1997) obteve para cerrado “sensu scrito” e cerradão valores de NDVI entre 0,208 a 0,448 para o período de julho de 1995 com imagens do Landsat TM, verificando que a área teve grande alteração nesse período, pois os valores foram superiores neste trabalho em relação aos obtidos por aquele autor.

### **5.3 Índice de Vegetação Ajustado para o Solo - SAVI**

Na Tabela 9, são apresentados os valores estatísticos das cartas de SAVI para todo o período de estudo. Os valores mínimos foram obtidos nos dias DJ 213 (-0,234) e 53 (-0,241). Os valores máximos foram obtidos nos dias DJ 149 (0,657) e 53 (0,634). Os valores médios de NDVI na carta toda variaram no período de 0,266 a 0,365 e foram obtidos nos DJ 229 e 101, respectivamente.

Verificou-se que os valores de SAVI em relação aos valores de NDVI foram ajustados a uma menor dispersão destes valores, cumprindo o propósito desta aplicação, que é de ajustar e corrigir os valores de NDVI segundo os tipos de vegetação existentes no local e o tipo de solo, ou então ajustar os valores ao tipo de superfície de toda a cena estudada.

Tabela 9: Valores dos parâmetros estatísticos mínimo, máximo, médio, mediano, moda e desvio padrão obtidos na análise estatística das cartas de Índice de vegetação ajustado para o solo - SAVI.

DJ	mínimo	máximo	médio	mediana	moda	Desv.PAD
53	-0,241	0,634	0,360	0,361	0,361	0,098
101	-0,184	0,629	0,365	0,353	0,340	0,092
149	-0,170	0,657	0,322	0,318	0,308	0,106
213	-0,234	0,560	0,280	0,271	0,277	0,104
229	-0,164	0,542	0,266	0,255	0,236	0,098
325	-0,160	0,584	0,339	0,360	0,377	0,083

Na Figura 13 são mostradas as cartas de SAVI referente aos dias de estudo. Assim como as cartas de NDVI os valores menores que zero é mostrado em uma única classe, aqui representada pela cor roxa e, que podem ser verificadas em todas as cartas, que representam superfícies alagadas como as duas represas e o Rio Mogi Guaçu no lado esquerdo de cada carta.

Para área de cana-de-açúcar na região de São Paulo Machado (2003) encontrou valores de SAVI de 0,4734 e 0,1432 nas imagens de 02/11 e 23/03, ambas de 2001, respectivamente. Segundo o mesmo autor as variações desses valores para uma mesma superfície é função do período, uma vez que os menores valores foram obtidos logo após a época de corte da cana. O que confirmam os valores obtidos neste estudo, pois os menores valores de SAVI foram obtidos nas Figuras 14C e 14D, que foram o período logo seqüencial da realização da colheita da mesma.

A variação anual encontrada por Rosendo e Rosa (2005) para valores de SAVI em áreas de culturas anuais foi de 0,41 a 1,44, sendo que os menores valores foram obtidos na época de menor desenvolvimento vegetativo das culturas para aquela região, comportamento semelhante ao encontrado neste estudo.

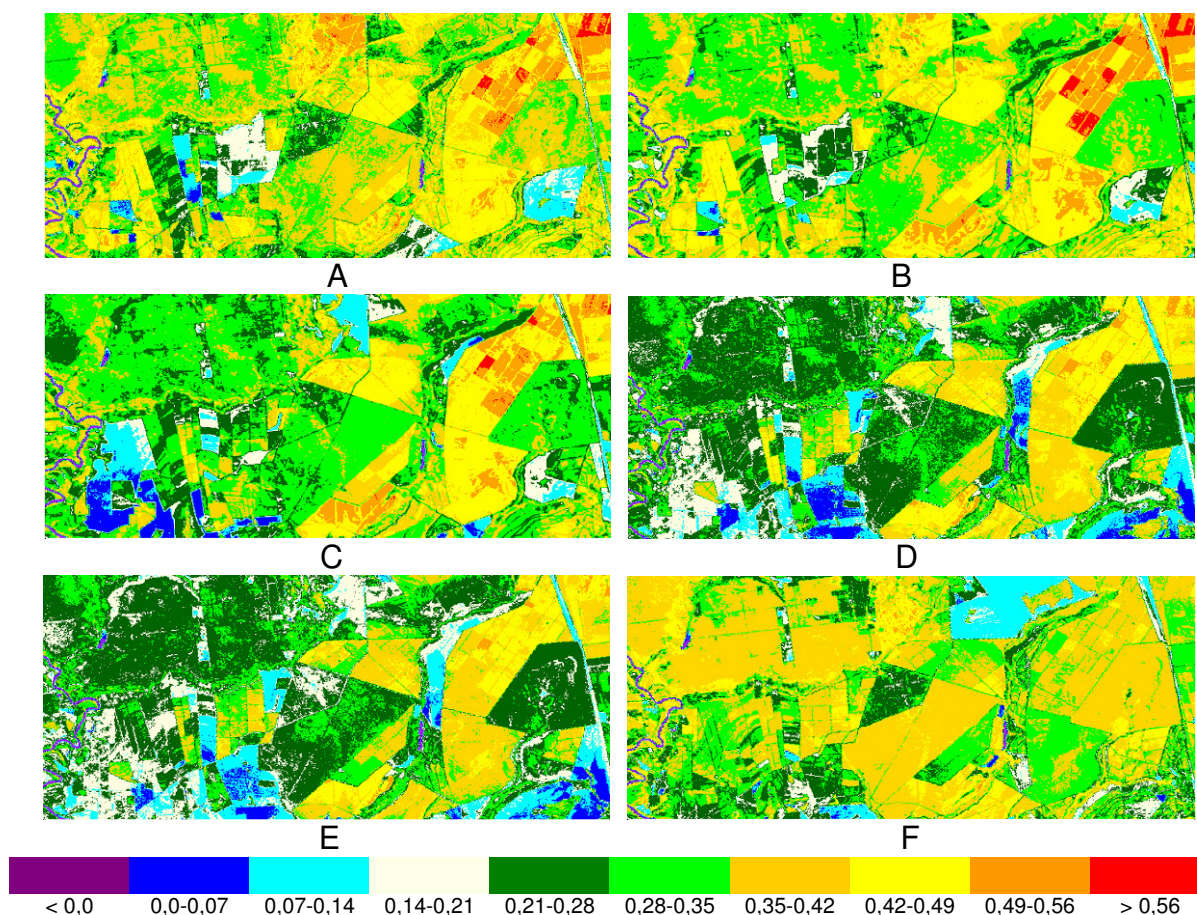


Figura 13: Cartas de SAVI referente os DJ 53 (A), 101 (B), 149 (C), 213 (D), 229 (E) e 325 (F).

Verifica que os valores para áreas de cerrado foram superiores no período de verão, Figura 13F e Figura 13A, caracterizado também na região pela maior disponibilidade hídrica da região, comportamento semelhante ocorreu na área de cana-de-açúcar.

Em áreas de vegetação nativa os valores de índices de vegetação podem sofrer grandes alterações no período entre e intra-anual, sendo que, as variações anuais em determinadas regiões são muito marcantes, uma vez que a disponibilidade hídrica é o principal condicionante, este fato também foi comprovado por Rosendo e Rosa (2005) que em áreas de reflorestamento encontraram variação de 1,1 a 1,44, e já em área de mata obtiveram variação de valores entre 1,17 a 1,44. Também Rosendo e Rosa (2005) encontraram valores de 0,55 a 1,09 em áreas de culturas anuais de sequeiro e irrigado, respectivamente, em determinadas épocas do ano.