



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



**BALANÇO DE RADIAÇÃO EM ÁREAS IRRIGADAS UTILIZANDO IMAGENS  
LANDSAT 5 -TM**

**GLÁUCIA MIRANDA LOPES**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**ORIENTADORES: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva  
Prof. Dr. Pedro Vieira de Azevedo**

**CAMPINA GRANDE - PB  
Julho de 2003**

**GLÁUCIA MIRANDA LOPES**

**BALANÇO DE RADIAÇÃO EM ÁREAS IRRIGADAS UTILIZANDO IMAGENS  
LANDSAT 5-TM**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado  
em Meteorologia da Universidade Federal de  
Campina Grande em cumprimento às  
exigências para a obtenção do grau de mestre.

Área de concentração: **Meteorologia Agrícola e Micrometeorologia**

Sub-área: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Orientadores: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva  
Prof. Dr. Pedro Vieira de Azevedo

Campina Grande – PB  
Julho de 2003



L864b    Lopes, Gláucia Miranda.  
          Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando  
          imagens Landsat 5-TM / Gláucia Miranda Lopes. - Campina  
          Grande, 2003.  
          80 f. : il.

          Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade  
          Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia,  
          2003.  
          "Orientação : Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, Prof.  
          Dr. Pedro Vieira de Azevedo".  
          Referências.

          1. Radiação Terrestre e Atmosférica. 2. Balanço de  
          Radiação. 3. Sensoriamento Remoto - Áreas Irrigadas. 4.  
          Mapeador Temático do Landsat 5. 5. Meteorologia -  
          Dissertação. I. Silva, Bernardo Barbosa da. II. Azevedo,  
          Pedro Vieira de. III. Universidade Federal de Campina  
          Grande - Campina Grande (PB). IV. Título

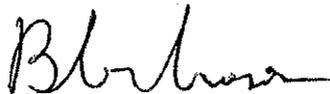
CDU 551.521.32(043)

GLÁUCIA MIRANDA LOPES

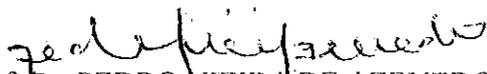
BALANÇO DE RADIAÇÃO EM ÁREAS IRRIGADAS UTILIZANDO IMAGENS  
LANDSAT 5 - TM

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 18/7/2003

BANCA EXAMINADORA



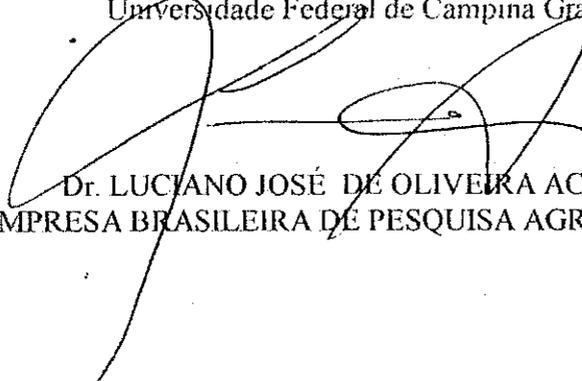
Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA  
Departamento de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. PEDRO VIEIRA DE AZEVEDO  
Departamento de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. MÁRIO DE MIRANDA VILAS BOAS RAMOS LEITÃO  
Departamento de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Dr. LUCIANO JOSÉ DE OLIVEIRA ACCIOLY  
EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA

## DEDICATÓRIA

*Dedico todo esforço necessário à conclusão deste trabalho primeiramente a Deus, que me dá forças sempre, não me permitindo vacilar perante as dificuldades. Aos meus pais, Edilson Rodrigues Lopes e Raimunda Odinéa Miranda Lopes e aos meus irmãos Edilson Miranda Lopes e Glenda Miranda Lopes (in memória) pelo incentivo, amor e lições de vida ao longo dessa caminhada.*

## AGRADECIMENTOS

A Deus, que é o princípio, meio e fim de todas as coisas, e que me permitiu chegar ao fim de mais uma etapa.

Ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal de Campina Grande, pela oportunidade.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes), pela concessão de bolsa de estudo.

Aos professores Dr. Bernardo Barbosa da Silva e Pedro Vieira de Azevedo pela orientação e dedicação.

Aos dois anjos Querubins, que foram especialmente escolhidos por Deus para serem meus pais, refiro-me às duas pessoas mais importantes da minha vida: Edilson Rodrigues Lopes e Raimunda Odinéa Miranda Lopes, que de forma grandiosa me amam e me ensinam a viver no caminho da justiça, dando-me coragem e forças para alcançar todos os meus objetivos.

Aos meus queridos irmãos, Edilson Miranda Lopes e Glenda Miranda Lopes (*in memoria*), que tenho certeza sempre torceram por mim.

A todos os professores do Programa de Pós-graduação em Meteorologia, pelos ensinamentos transmitidos no decorrer do curso.

Aos meus amigos João Roberto Feitosa, Josicleda Domiciano, José Ferreira, e Zilurdes Lopes pelos dias de união, solidariedade, paciência, força e ajuda para a realização desta, para essas pessoas muito especiais, meu muito obrigado por tudo.

Ao professor Dr. Ciriaco, meu muito obrigado pela solidariedade e ajuda, que Deus lhe abençoe.

Às minhas amigas, Magna Soelma Bezerra de Moura e Ilani Simões, pela confiança e amizade que tiveram e têm por mim, muito obrigada por tudo.

Ao professor Bernardo Barbosa, Verônica Barbosa e Cleber, a vocês meu muito obrigado pelo apoio que me deram no começo dessa jornada.

Ao Rômulo Pires, que nunca mediu esforços para me ajudar, a essa pessoa muito especial, muito obrigada por tudo.

Aos funcionários do Departamento de Ciências Atmosféricas, em especial a Enga. Eyres Diana Ventura Silva e Divanete C. Rocha por estarem sempre dispostas a ajudar.

E, finalmente, a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

## RESUMO

A presente pesquisa teve por objetivo a determinação do balanço de radiação à superfície, com base nas sete bandas espectrais do Mapeador Temático do Landsat 5. Foram consideradas duas imagens obtidas em 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro de 2001, envolvendo áreas irrigadas do Projeto Nilo Coelho, parte do Lago de Sobradinho, áreas de vegetação nativa e parte da área urbana dos municípios de Petrolina, PE e Juazeiro, BA. Foram considerados os procedimentos do Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL, proposto por Bastiaanssen (1995). Obteve-se o albedo e a temperatura de cada pixel, com base na radiância dos canais reflectivos (1, 2, 3, 4, 5 e 7) e termal (6) do Landsat 5 – TM, respectivamente. A radiação solar incidente e a radiação atmosférica foram estimadas com base em dados de estação meteorológica de superfície. De modo geral, o saldo de radiação ( $R_n$ ) da cena como um todo, foi maior em 2000, quando atingiu valor médio no horário da passagem do satélite, igual a  $615,0 \text{ W.m}^{-2}$ . No ano de 2001, o  $R_n$  médio foi  $583,9 \text{ W.m}^{-2}$ . Não obstante tal resultado foi verificado que em áreas selecionadas da cena estudada, o  $R_n$  de 2001 foi maior que o de 2000, que pode ter sido provocado pela ocorrência de chuvas na área estudada em dezembro de 2000, o que afetaria o albedo e a temperatura da superfície mais diretamente.

## ABSTRACT

The main objective of the present study was the determination of the balance radiation at surface, based on seven spectral bands of Landsat 5 - Thematic Mapper. Two images, taken on December 04, 2000 and October 04, 2001, involving irrigated areas of Nilo Coelho Project, part of the Sobradinho Lake, native vegetation areas and part of the urban areas of Petrolina, PE and Juazeiro, BA, were considered. It was applied the Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL, proposed by Bastiaanssen (1995), in order to calculate the albedo and the land surface temperature for each pixel of the images. The incoming short wave radiation and the incoming long wave radiation were assessed by data from a weather station. In general, the radiation balance of the scene as a whole was larger in 2000, when it reached an aerial average value of  $615.0 \text{ W.m}^{-2}$ . In 2001, the averaged  $R_n$  value reached  $583.9 \text{ W.m}^{-2}$ , although in some selected areas within the studied scene,  $R_n$  in 2001 was larger than the one of 2000. It might be caused by occurrence of some rainfall events in the area studied on December of 2000. That would have affected the albedo and the land surface temperature mainly in the non-irrigated areas. The results obtained in irrigated orchards, when compared with other studies, show that the approach is confident and have great importance.

## SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS	I
LISTA DE TABELAS	III
1- INTRODUÇÃO	01
2- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	05
2.1 - Sensoriamento Remoto	05
2.1.1 - Radiação Eletromagnética	06
2.1.2 - Tipos de Sensores	07
2.1.3 - Espectro Eletromagnético	07
2.1.4 - Mapeador Temático – TM do Landsat 5	09
2.1.5 - Processamento Digital de Imagem	10
2.1.6 - Análise Espectral dos Alvos (Solo, Vegetação e Água)	12
2.2 - Satélite Landsat	15
2.3 - Algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)	16
2.4 - Balanço de Radiação	18
2.4.1 - Albedo da Superfície	21
2.4.2 - Temperatura da Superfície	24
3 - MATERIAI E MÉTODOS	26
3.1 - Material	26
3.1.1 - Localização da Área de Estudo	26
3.1.2 – Características Climáticas da Região em Estudo	26
3.1.3 - Imagens de Satélite	27

3.2 - Métodos Empregados	29
3.2.1 - Calibração Radiométrica – Etapa 1	31
3.2.2 - Reflectância de Cada Banda do Landsat 5- TM – Etapa 2	31
3.2.3 - Albedo Planetário – Etapa 3	32
3.2.4 - Albedo da Superfície – Etapa 4	33
3.2.5 - Índices de Vegetação NDVI, SAVI e LAI – Etapa 5	34
3.2.6 - Obtenção das Emissividades – Etapa 6	35
3.2.7 - Temperatura da Superfície – Etapa 7	36
3.2.8 - Radiação de Onda Longa Emitida – Etapa 8	37
3.2.9 - Radiação de Onda Curta Incidente – Etapa 9	37
3.2.10 - Radiação de Onda Longa Incidente – Etapa 10	38
3.2.11 - Balanço de Radiação à Superfície – Etapa 11	38
4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	40
4.1 - Caracterização Geral da Cena Estudada	40
4.2 - Albedo da Superfície	43
4.3 – Índice de Vegetação da Diferença Normalizada - NDVI	47
4.4 - Emissividade da Superfície	51
4.5 - Temperatura da Superfície	55
4.6 - Saldo de Radiação de Onda Curta	58
4.7 - Radiação de Onda Longa Emitida e Incidente	61
4.8 - Saldo de Radiação à Superfície	65
5 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES	71
5.1 - Conclusões	71
5.2 - Sugestões	72
6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	73

## LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 2.1 - Espectro eletromagnético	08
Figura 2.2 - Curvas características da refletância espectral da vegetação verde, solo nu seco e água limpa	14
Figura 3.1 - Área selecionada para pesquisa, destacando-se o rio São Francisco, parte do Lago e Barragem de Sobradinho, áreas irrigadas e parte das áreas urbanas das cidades de Petrolina, PE e Juazeiro, BA. Em composição RGB das bandas 3, 4 e 5 – Landsat 5- TM, obtida em 04/12/2000	28
Figura 3.2 - Fluxograma com todas as etapas do processamento do balanço da radiação à superfície	30
Figura 4.1 - Composição das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 do Mapeador Temático do satélite Landsat 5, em uma visão geral da área em estudo, para o dia 04/12/2000	42
Figura 4.2 - Composição das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 do Mapeador Temático do satélite Landsat 5, em uma visão geral da área em estudo, para o dia 04/10/2001	42
Figura 4.3 - Imagem do albedo da superfície, em que se destacam os valores obtidos para quatro alvos a superfície para o dia 04/12/2000	46
Figura 4.4 - Histograma do albedo da superfície para o dia 04/12/2000	46
Figura 4.5 - Imagem do albedo da superfície, em que se destacam os valores obtidos para quatro alvos para o dia 04/10/2001	47
Figura 4.6 - Índice de vegetação da diferença normalizada, para o dia 04/12/2000	50
Figura 4.7 - Índice de vegetação da diferença normalizada, para o dia 04/10/2001	50
Figura 4.8 - Histograma de frequência do índice de vegetação da diferença normalizada para o dia 04/12/2000	51
Figura 4.9 - Emissividade da superfície para o dia 04/12/2000	53

Figura 4.10 - Emissividade da superfície para o dia 04/10/2001	54
Figura 4.11 - Histograma de frequência da emissividade da superfície para o dia 04/12/2000	54
Figura 4.12 - Temperatura da superfície para o dia 04/12/2000	57
Figura 4.13 - Temperatura da superfície para o dia 04/10/2001	57
Figura 4.14 - Histograma de frequência da temperatura da superfície para o dia 04/12/2000	58
Figura 4.15 - Saldo de radiação de onda curta para o dia 04/12/2000	60
Figura 4.16 - Saldo de radiação de onda curta para o dia 04/10/2001	60
Figura 4.17 - Histograma de frequência do saldo de radiação de onda curta para o dia 04/12/2000	61
Figura 4.18 - Radiação de onda longa emitida para o dia 04/12/2000	63
Figura 4.19 - Radiação de onda longa emitida para o dia 04/10/2001	63
Figura 4.20 - Histograma de frequência da radiação de onda longa emitida para o dia 04/12/2000	64
Figura 4.21 - Histograma de frequência da radiação de onda longa emitida para o dia 04/12/2001	64
Figura 4.22 - Saldo de radiação para o dia 04/12/2000	68
Figura 4.23 - Saldo de radiação para o dia 04/10/2001	68
Figura 4.24 - Histograma de frequência do saldo de radiação para o dia 04/12/2001	69
Figura 4.25 - Histograma de frequência do saldo de radiação para o dia 04/12/2001	69

## LISTA DE TABELAS

	<b>Página</b>
Tabela 2.1 - Regiões características do espectro eletromagnético. Fonte: Sabins (1987)	09
Tabela 2.2 - Características espectrais das diferentes bandas do Thematic Mapper do Landsat	11
Tabela 3.1 - Descrição dos canais do Mapeador Temático do Landsat 5, com correspondentes intervalos de comprimentos de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiância espectral no topo da atmosfera (TOA)	28
Tabela 4.1 - Parâmetros instantâneos determinados usando o Algoritmo SEBAL para cinco diferentes alvos, para o dia 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro de 2001, na hora de passagem do satélite.	55
Tabela 4.2 Componentes do balaço de radiação para cinco diferentes alvos, para o dia 04 de dezembro de 2000 e dia 04 de outubro de 2001, na hora da passagem do satélite	70

## **1 – INTRODUÇÃO**

Nos últimos anos, o sensoriamento remoto tem assumido grande importância no monitoramento de diversos fenômenos meteorológicos, oferecendo grande suporte às previsões de tempo e melhor entendimento das mudanças climáticas. Como consequência, tem-se tornado uma ferramenta poderosa para a obtenção de informações necessárias ao manejo, gerenciamento e gestão dos recursos naturais, como água, solo e vegetação (Batista & Almeida, 1998).

A cada dia aumenta a frequência de notícias e preocupações sobre agressões ao meio ambiente: queimadas, poluição do ar, desmatamentos, destruição de florestas, poluição por esgoto doméstico, vazamentos de óleos, resíduos industriais e agroquímicos, assoreamento de rios devido ao desmatamento clandestino e destruição de matas ciliares, causando aumento da ocorrência e gravidade das enchentes. Diante do exposto, as diferentes técnicas de utilização do sensoriamento remoto se tornam cada dia mais imprescindíveis.

A utilização de imagens de satélites no estudo e monitoramento da superfície continental vem proporcionando uma grande melhoria na obtenção de estimativas dos parâmetros relacionados a ela.

Um dos mais destacados algoritmos do sensoriamento remoto, que tem sido muito utilizado em estudos dos fluxos de calor latente e sensível à superfície, e que vem sendo aplicado por diferentes pesquisadores (Bastiaanssen et al., 1998; Bastiaanssen, 2000; Molden et al., 1998; Allen et al., 2002) em várias partes do mundo, é o denominado de SEBAL-Surface Energy Balance Algorithm for Land.

O SEBAL é um algoritmo que utiliza imagens de satélite e poucos dados de superfície, para estimar os fluxos de calor latente, sensível e no solo. O uso do SEBAL tem a grande vantagem de proporcionar o balanço de energia à superfície de maneira efetiva e econômica. Possibilita uma grande cobertura espacial e, dependendo do sensor orbital que o alimenta com dados dos canais reflectivos e termais, pode ter, também, grande resolução espacial. Este é o caso do Landsat 5 e 7 que estão atuando juntos a quatro anos, e atualmente podem ser usados simultaneamente, o que propicia uma resolução temporal de oito dias. Além disso, é uma boa ferramenta para gerenciar e diagnosticar o comportamento e/ou potencial agrícola de uma região, uma vez que as informações derivadas de imagens orbitais provêem respostas rápidas e seguras, diretamente vinculadas a avaliação, monitoramento e mapeamento eficiente dessas áreas. Além dessa vantagem, o algoritmo SEBAL é modelado de forma que não precisa usar classificações de terreno, e nem dados hidrológicos e, além disso, possibilita a obtenção de estimativas de parâmetros essenciais à agrometeorologia e hidrometeorologia, com alta resolução espacial. Para a obtenção desses parâmetros através do SEBAL, basta dispor de imagens de satélite Landsat 5 – TM e/ou Landsat 7 – ETM+, e algumas medições complementares de superfície, disponíveis em estações meteorológicas.

Ao longo dos anos, a região Nordeste do Brasil tem enfrentado grandes problemas em decorrência da irregularidade do seu regime pluvial, atingindo,

principalmente, a agricultura. Um problema já constatado em algumas regiões do Nordeste como, por exemplo, na área irrigada do Projeto Senador Nilo Coelho em Petrolina-PE, é o uso não sustentável dos recursos hídricos que abastecem as áreas irrigadas (Moura, 2001). Por não adotar um conjunto de procedimentos que proporcionem um melhor controle da irrigação e o desconhecimento das reais necessidades hídricas dos principais cultivos, o produtor usualmente irriga em excesso, temendo que a cultura sofra de estresse hídrico, o que poderia comprometer a produção. Esse excesso tem como consequência o desperdício de energia, de água e o comprometimento da qualidade da água do lençol freático da área, além de comprometer e prejudicar o desenvolvimento e produtividade das culturas.

Uma alternativa que tem sido utilizada para amenizar o problema dos baixos índices pluviométricos na agricultura nos últimos anos consiste na adoção de técnicas de irrigação, que garantam o atendimento das necessidades hídricas das culturas e a sustentabilidade ambiental. Nesse contexto, a eficiência do uso da água pode se dar de forma efetiva e ampla, ao se quantificar o rendimento da água usada na irrigação, com as perdas evaporativas e por drenagem profunda. Portanto, a estimativa da evapotranspiração de perímetros irrigados (escala regional) com base em imagens de satélite e algoritmos que permitem a conversão de medidas instantâneas em totais diários de evapotranspiração, representa uma grande contribuição (Bastiaanssen *et al.*, 1998; Bastiaanssen, 2000; Granger, 2000). Um dado indispensável à utilização do sensoriamento remoto com tal finalidade é o saldo de radiação, principal fonte de energia a ser repartida no aquecimento do solo, do ar e no processo de evapotranspiração. Para a obtenção do saldo de radiação faz-se necessário a estimativa de dois parâmetros muito importantes: o albedo e a temperatura da superfície. Para estimar o albedo é preciso conhecer a interferência

atmosférica. E essas interferências são dependentes do perfil vertical de temperatura e umidade, dados que nem sempre estão disponíveis. Ademais, a utilização de códigos de transferência radiativa, além de solicitarem informações sobre a composição atmosférica, via de regra apresenta algumas dificuldades operacionais, uma vez que dificilmente há coincidência da sondagem atmosférica com a passagem do satélite sobre a região de estudo, e os códigos de transferência requerem bom conhecimento computacional e da interação da radiação eletromagnética com a atmosfera. Bastiaanssen (1995) propôs uma técnica de obtenção do albedo da superfície a partir do albedo planetário e para isso utilizou uma metodologia simples e eficaz, aplicada a dias de céu claro. Este estudo utilizou a metodologia proposta por Bastiaanssen (1995), para a obtenção do albedo e temperatura da superfície, outro elemento muito importante, que é controlado pelo balanço de energia, estado atmosférico, propriedades térmicas da superfície, além de ser um importante fator de controle de processos físicos, químicos e biológicos da Terra (Becker & Li, 1990).

Deste modo, esta pesquisa objetiva a determinar o balanço de radiação em áreas irrigadas nos Estados de Pernambuco e Bahia, contemplando o lago de Sobradinho, áreas irrigadas do Projeto Senador Nilo Coelho e outras áreas dos municípios de Petrolina-PE e Juazeiro-BA, com base em imagens do Mapeador Temático do Landsat 5 e alguns dados complementares de superfície.

## **2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

### **2.1 – Sensoriamento Remoto**

O uso do sensoriamento remoto foi proposto inicialmente em 1960, por geógrafos do Escritório Americano de Pesquisas Navais (Office of Naval Research), para aplicações de informações obtidas por instrumentos fotográficos (Barbosa, 1996a). No entanto, ficou convencionado, sobretudo na literatura norte-americana, que o termo sensoriamento remoto seria usado sempre que houvesse referência ao estudo da utilização de produtos fotográficos ou de dados correlatos obtidos por plataformas aéreas ou espaciais.

Para Sabins (1987), o termo sensoriamento remoto consiste em métodos que empregam a energia eletromagnética (luz, calor, microondas, ultravioleta, visível, infravermelho e ondas de rádio) como meio de detecção e medidas das características dos alvos, excluindo pesquisas elétricas, magnéticas e gravitacionais. Lillesand & Kiefer (1994) definem o sensoriamento remoto como a arte de obter informações sobre um objeto, área ou fenômeno, através da análise de dados adquiridos por instrumentos que não entram em contato direto com o objeto, área ou fenômeno sob investigação.

Os recursos naturais e o meio ambiente da Terra estão em mudanças contínuas em resposta à evolução natural e às atividades humanas. Para compreender o complexo inter-relacionamento dos fenômenos que causam estas mudanças são necessárias a obtenção de observações com uma grande gama de escalas temporais e espaciais. A observação da Terra por meio de sensores orbitais é a maneira mais efetiva e econômica de coletar os dados necessários para monitorar e modelar fenômenos como: poluição ambiental, assoreamento de rios, desmatamentos, ocorrência de furacões e de queimadas, dentre tantas outras.

### **2.1.1 – Radiação Eletromagnética**

De todas as formas possíveis de energia, uma de especial importância ao sensoriamento remoto é a radiação eletromagnética (REM). Ao se propagar pelo espaço a REM pode alcançar superfícies e objetos com os quais interage podendo então, ser refletida, absorvida, transmitida e mesmo reemitida. As fontes da radiação eletromagnética podem ser divididas em: naturais (Sol, Terra e radioatividade) e artificiais (Radar, Laser etc). O Sol é a mais importante fonte natural, pois sua energia, ao interagir com as diversas substâncias da superfície da Terra, origina uma série de fenômenos (reflexão, absorção, transmissão, luminescência, aquecimento etc), muitos dos quais podem ser investigados através de técnicas do sensoriamento remoto.

Na prática, os quatro processos: emissão, absorção, reflexão e transmissão ocorrem simultaneamente e suas intensidades relativas caracterizam a substância em investigação. Dependendo das características físico-químicas da mesma, aqueles quatro

processos ocorrem com intensidades diferentes em diferentes regiões do espectro. Esse comportamento espectral das diversas substâncias é denominado assinatura espectral e é utilizado em sensoriamento remoto para distinguir diversos materiais entre si (INPE, 2003).

### **2.1.2 – Tipos de Sensores**

A evolução da tecnologia do sensoriamento remoto deu-se em função de dois aspectos: do uso estritamente militar e das necessidades de domínio no setor público (Eastman, 1995). Os sensores podem ser classificados em função da fonte de energia ou em função do tipo de produto que ele produz. Em função da fonte de energia podem ser: passivos e ativos. Em função do tipo de produto os sensores podem ser: não-imageadores, onde não fornecem uma imagem da superfície sensorizada; e imageadores, onde se tem como resultado uma imagem da superfície observada, além de fornecer informações sobre a variação espacial da resposta espectral da superfície observada.

### **2.1.3 – Espectro Eletromagnético**

A radiação (onda) eletromagnética é constituída por diversas características físicas (intensidade, comprimento de onda, frequência, energia, polarização, número de onda, etc.). Entretanto, independente dessas características, todas as ondas eletromagnéticas são essencialmente idênticas, apresentando uma independência com relação à existência ou não de um meio de propagação (propriedade importante desse processo de transferência de

energia). Por razões históricas e tecnológicas, as ondas eletromagnéticas passaram a ser agrupadas pelos comprimentos de ondas e subdivididas em faixas que compõem o espectro eletromagnético (INPE, 2003).

De acordo com Alves (1996), os sensores remotos utilizam várias regiões do espectro eletromagnético. Este espectro estende-se desde os comprimentos de onda mais curtos (como os raios cósmicos) e de alta frequência, até as ondas de rádio, de comprimento de onda muito longo e de baixa frequência (Figura 2.1).

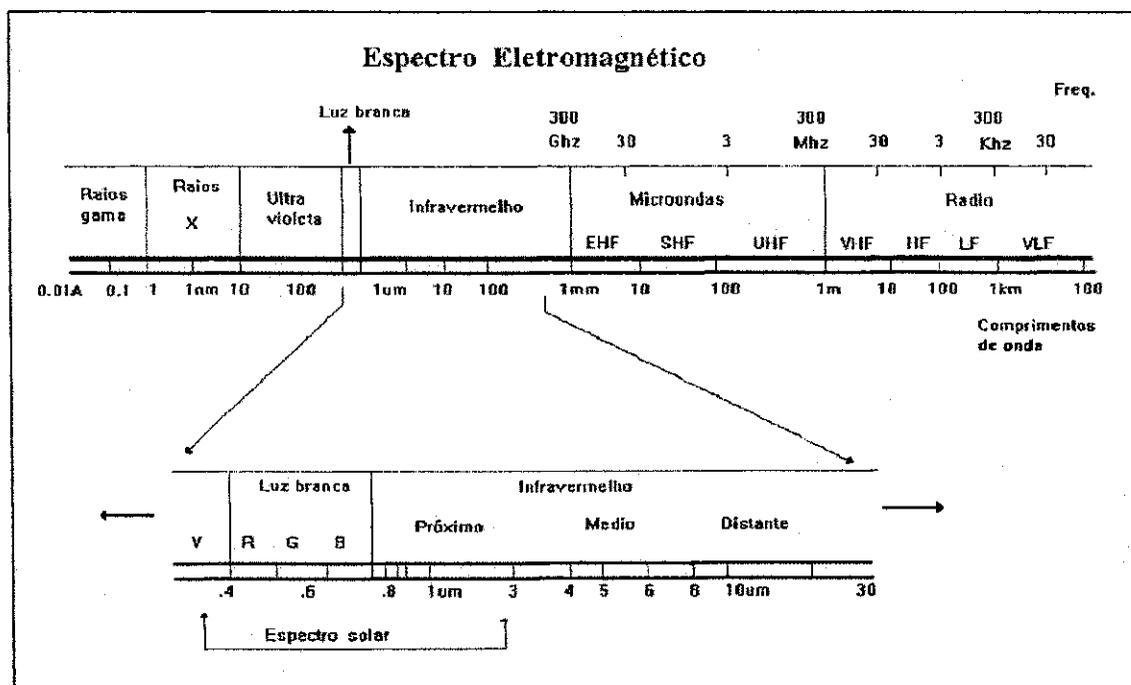


Figura 2.1- Espectro Eletromagnético (Fonte: INPE, 2003).

Através da Tabela 2.1, pode-se observar as regiões do espectro eletromagnético com seus respectivos comprimentos de onda e suas características espectrais (Sabins, 1987).

**Tabela 2.1** – Regiões características do espectro eletromagnético. FONTE: Sabins (1987).

Faixas Espectrais	Comprimento de Onda	Características Espectrais
Raios Gama	<0,03 nm	A radiação proveniente do solo é completamente absorvida pela parte superior da atmosfera, e não está disponível para o sensor remoto.
Raios X	0,003 a 3 nm	Esta radiação proveniente do Sol é completamente absorvida pela atmosfera. Não é utilizada pelo sensor remoto.
Ultravioleta	0,3 a 4,0 μm	Apenas a radiação ultravioleta (comprimento de onda <0,3 μm) é quase que completamente absorvida pelo ozônio na parte superior da atmosfera. A radiação é transmitida através da atmosfera. Detectável em filmes e fotodetectores, mas o espalhamento atmosférico é forte.
Visível	0,4 a 0,7 μm	Esta radiação é detectada em filmes fotodetectores. Abrange a reflectância máxima de superfície da Terra em torno de 0,5 μm
Infravermelho	0,7 a 300 μm	Os comprimentos de onda desta radiação interagem com as diversas substâncias da superfície terrestre e da própria atmosfera.
Infravermelho Refletido	0,7 a 3 μm	Esta é uma das principais zonas de reflectância da radiação solar, porém, não contém informações sobre as propriedades termais dos materiais. A radiação de 0,7 a 0,9 μm é detectável em filme e é chamada infravermelha fotográfico.
Infravermelho Termal	3 a 5 μm 8 a 14 μm	Estas são as principais janelas atmosféricas na região termal. A imagem relativa a estes comprimentos de onda é obtida mediante o uso de scanners ópticos-mecânicos.
Microondas	0,3 a 300 cm	A imagem pode ser adquirida no modo passivo ou ativo.
	0,3 a 300 cm	Forma ativa do sensoriamento remoto de microondas.

#### 2.1.4 – Mapeador Temático do Landsat

O mapeador temático - TM dos satélites Landsat - 4 e 5 é um avançado imageador multiespectral de varredura de segunda geração, derivado do MSS

(Multispectral Scanner System) e é destinado ao levantamento de recursos naturais terrestres. Foi desenhado para executar um imageamento de alta resolução espacial nominal e espectral com alta fidelidade geométrica. A radiação eletromagnética, após a reflexão no espelho de varredura, é focalizada pelo sistema óptico sobre uma matriz de 100 detectores, de forma que cada um receba o fluxo de radiação proveniente de uma área de 30m x 30m na superfície terrestre. O TM possui 7 bandas espectrais e a resolução espacial dos canais reflectivos do espectro eletromagnético (bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7) é de 30 m, e na parte emissiva (infravermelho termal) a resolução é de 120m, correspondente a banda 6. Na Tabela 2.2 são apresentadas as principais características espectrais do sensor TM do Landsat.

### **2.1.5 - Processamento Digital de Imagens**

Em sensoriamento remoto orbital, um grande número de dados é usado para representar uma imagem, que podem ser manipulados no formato digital, a fim de se extrair informações destas imagens. A análise digital de dados, mais especificamente, imagens digitais de sensoriamento remoto orbital, possibilitou, nos últimos vinte e cinco anos, um grande desenvolvimento das técnicas voltadas para a análise de dados multidimensionais, adquiridos por diversos tipos de sensores. Estas técnicas têm recebido o nome de *processamento digital de imagens (PDI)*.

Segundo Steffen (1996), a imagem gerada por um sensor remoto é constituída por uma matriz de pontos denominados pixel (picture element), os quais representam a quantidade de radiação refletida e/ou emitida pela parte da cena por eles constituídos, através do seu nível digital. A leitura de pixel permite saber qual o valor do nível de cinza

de um determinado pixel e seus vizinhos. Esta análise é útil para trabalhos que envolvam estudos do comportamento espectral dos alvos, nas várias bandas de imagens multi-espectrais.

**Tabela 2.2** – Características espectrais das diferentes bandas do *Thematic Mapper* do Landsat

Bandas	Intervalo Espectral ( $\mu\text{m}$ )	Principais características e aplicações das bandas TM do satélite LANDSAT-5
1	(0,45-0,52)	Apresenta grande penetração em corpos de água, com elevada transparência, permitindo estudos batimétricos. Sofre absorção pela clorofila e pigmentos fotossintéticos auxiliares (carotenóides). Apresenta sensibilidades a pluma de fumaça oriundas de queimadas ou atividade industrial. Pode apresentar atenuação pela atmosfera.
2	(0,52-0,60)	Apresenta grande sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termos de quantidade e qualidade. Boa penetração em corpos de água.
3	(0,63-0,69)	A vegetação verde, densa e uniforme, apresenta grande absorção, ficando escura, permitindo bom contraste entre áreas ocupadas com vegetação (ex: solo exposto, estradas e áreas urbanas). Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal (ex: campo, cerrado e floresta). Permite o mapeamento da drenagem através da visualização da mata galeria e entalhe dos cursos dos rios em regiões com pouca cobertura vegetal. É a banda mais utilizada para delimitar a mancha urbana, incluindo identificação de novos loteamentos. Permite a identificação de áreas agrícolas.
4	(0,76-0,90)	Os corpos de água absorvem muita energia nesta banda e ficam escuros, permitindo o mapeamento da rede de drenagem e delineamento de corpos de água. A vegetação verde, densa e uniforme, reflete muita energia nesta banda, aparecendo bem clara nas imagens. Apresenta sensibilidade à rugosidade da copa das florestas (dossel florestal). Serve para mapear áreas ocupadas com vegetação que foram queimadas. Permite a identificação de áreas agrícolas.
5	(1,55-1,75)	Apresenta sensibilidade ao teor de umidade das plantas, servindo para observar estresse na vegetação, causando por desequilíbrio hídrico. Esta banda sofre perturbações em caso de ocorrer excesso de chuva antes da obtenção da cena pelo satélite.
6	(10,4-12,50)	Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades termais de rochas, solos, vegetação e água. É usada para a determinação da temperatura da superfície.
7	(2,08-2,35)	Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo obter informações sobre geomorfologia, solos e geologia. Esta banda serve para identificar minerais com íons hidroxilas. Potencialmente, favorável à discriminação de produtos de alteração hidrotermal.

### 2.1.6 - Análise Espectral de Alvos

Para que se possa extrair informações a partir de dados de sensoriamento remoto orbital, torna-se fundamental conhecer o comportamento espectral dos objetos da superfície terrestre e dos fatores que interferem nesse comportamento (Novo, 1992).

Segundo Rosa (1990), o comportamento espectral de um alvo pode ser definido como sendo as medidas de reflectância desse alvo ao longo do espectro eletromagnético. Alvos (ou componentes) como vegetação, solo e água, são de grande interesse e constituem elementos fundamentais e essenciais para a interpretação de dados de sensoriamento remoto (Queiroz, 1996).

Em relação ao comportamento espectral dos alvos, Lillesand e Kiefer (1994) afirmam que a água, na região do visível, reflete alguma energia apenas em comprimentos de onda compreendidos nos intervalos de 0,4 a 0,6  $\mu m$ . Em águas turvas a transmitância e a reflectância da água muda muito significativamente. A água, com a presença de grande quantidade de material em suspensão tem uma reflectância muito maior que a água clara. A presença de algas, por causa de clorofila, pode diminuir a reflectância da água na região do azul e aumentá-la na região do verde (Figura 2.2). A principal característica eletromagnética da água é a alta absorção da energia do infravermelho próximo e médio. Por isso se torna mais fácil localizar e delinear os corpos d'água nas imagens do infravermelho do que nas do visível.

Para a vegetação, a reflectância espectral na Figura 2.2 caracteriza-se por picos situados entre os intervalos de 0,4 e 0,6  $\mu m$ , esse intervalo está contido na região do

visível, em que se tem uma alta absorção das cores azul e vermelho. Esses são os intervalos onde a clorofila absorve fortemente a energia incidente sobre ela. Já em torno de  $0,5 \mu m$ , verifica-se um pico na curva de reflectância espectral, correspondente à cor verde, que está associada a menor absorção da clorofila, que é o pigmento responsável pela cor verde da vegetação (Figura 2.2).

A reflectância da vegetação na região do visível está diretamente relacionada com a pigmentação. No processo da fotossíntese, a vegetação aproveita de maneira diferenciada as radiações que compõem o espectro visível da luz branca.

Quando a atividade da clorofila diminui ou cessa, a reflectância do vermelho aumenta e a vegetação se torna amarela (verde + vermelho). Esta diferença de reflectância da radiação é usada para detectar doenças, ataques de pragas, estresse hídrico, e outros fatores que possam afetar o seu desenvolvimento normal.

O máximo de reflectância da vegetação verde e saudável ocorre na faixa entre  $0,7 \mu m$  e  $1,2 \mu m$ . Nesta faixa a vegetação reflete cerca de 40 a 50% da energia incidente. Esta alta reflectância está associada à estrutura interna da folha, que varia de espécie para espécie de vegetação (Lillesand e Kiefer, 1994). Um ponto importante a ser notado é que nesta faixa de alta reflectância das folhas, também é alta a transmitância dos comprimentos de onda do infravermelho próximo. A energia radiante que passa através das folhas finas pode ser absorvida pelo solo, que se encontra abaixo, causando a redução da reflexão das folhas produzindo tonalidades escuras nas imagens.

Os valores de 1,4, 1,9 e 2,6  $\mu\text{m}$ , correspondem a absorção da energia incidente pela vegetação devido a presença de água nas folhas. Estas regiões do espectro eletromagnético são conhecidas como bandas de absorção devido à presença de água.

Na Figura 2.2, a curva da reflectância espectral do solo apresenta poucas variações no padrão pico-vale, e depende de vários fatores, complexos, variáveis e inter-relacionados, tais como: umidade, rugosidade da superfície, teor de matéria orgânica, dentre outros. A umidade diminui a reflectância do solo. Por isso, nos intervalo espectrais de absorção da REM, devido a presença de água, o solo também apresenta vales nas proximidades de 1,4, 1,9, 2,2 e 2,7  $\mu\text{m}$  na sua curva de reflectância espectral. Por outro lado, a umidade do solo está fortemente relacionada à sua textura. Por exemplo, solos grosseiros e arenosos geralmente apresentam baixa umidade e reflectância mais alta, enquanto os solos de granulação fina, como os argilosos, são mais úmidos (tendem a ficar encharcados) e apresentam baixa reflectância (Barbosa, 2000).

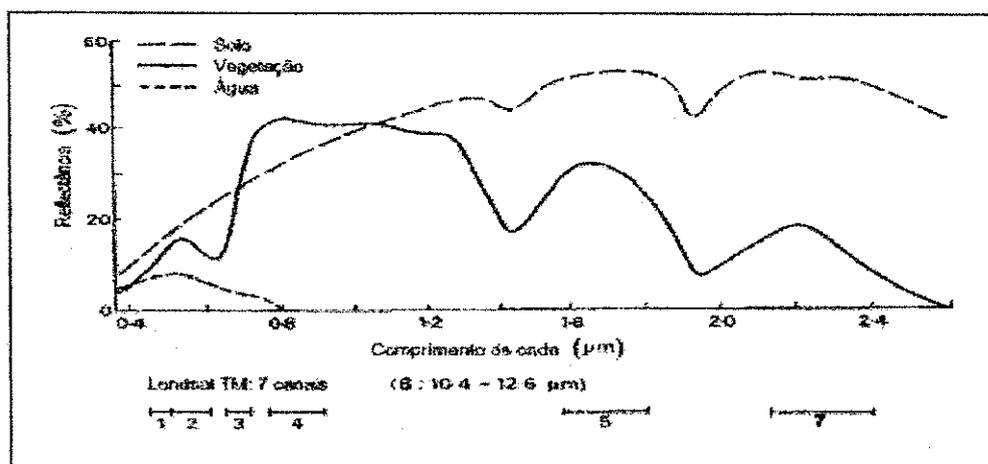


Figura 2.2 - Curvas características da refletância espectral da vegetação verde, solo nu seco e água limpa.

De acordo com Novo (1992), o comportamento espectral dos diferentes alvos presentes na superfície da Terra é produto da complexa interação entre a energia solar e a matéria, condicionada também por outros aspectos do contexto ambiental. Assim, o entendimento do comportamento espectral da cobertura vegetal, do solo e da água é importante na aplicação do sensoriamento remoto.

## **2.2 – Satélite Landsat**

Os recursos naturais e o meio ambiente estão em mudanças contínuas, em resposta à evolução natural e às atividades humanas. Para compreender o complexo inter-relacionamento dos fenômenos que causam estas mudanças é necessário fazer observações com uma grande gama de escalas temporais e espaciais. A observação por meios de sensores orbitais é uma das maneiras mais efetivas e econômicas de coletar dados necessários para monitorar e modelar estes fenômenos. A função do sensor remoto é coletar informações relevantes sobre todos os fenômenos da superfície da Terra, mediante o estudo de suas propriedades eletromagnéticas (Daels & Antrop, 1997).

O Programa Espacial da NASA (National Aeronautics and Space Administration), vem lançando desde 1972 satélites da série Landsat com vista a obtenção de conhecimentos que propiciem uma melhor compreensão de fenômenos naturais, de sua evolução e dos impactos sobre o meio ambiente.

Foram lançados dentro do programa Landsat desde 1972, sete satélites, sendo que o Landsat 4 é o único que não imageia, e só seis deles tiveram como missão fornecer imagens da Terra, como segue: Landsat 1: lançado em 23/07/1972 desativado em

06/01/1978; Landsat 2: lançado em 22/01/1975 desativado em 25/02/1982; Landsat 3: lançado em 05/03/1978 desativado em 31/03/1983; Landsat 4: lançado em 16/07/1982 não imageia, porém não está desativado; Landsat 5: lançado em 01/03/1984 ativo até o momento; Landsat 6: lançado em 05/10/1993 perdido após o lançamento; Landsat 7: lançado em 15/04/1999 em atividade até o momento. A primeira geração do programa Landsat foi composta de 3 satélites: Landsat 1, 2, 3. A segunda geração do programa Landsat foi iniciada em 1982, com o lançamento do satélite Landsat 4, que já possuía o instrumento Thematic Mapper, além do MSS (Sistema de Multiespectral de Varredura).

As imagens obtidas com TM, a despeito de outros sensores, são constituídas de pixels (picture elements), que correspondem a um quadrado de 30 m de lado na superfície terrestre. O fluxo de radiação captado pelo Landsat 5-TM é codificado em 256 níveis de cinza, no que segue também denominado de intensidade do pixel, ou ainda, digital count (DC).

### **2.3 - O Algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)**

Muitos algoritmos, nos últimos 10 anos, estão sendo desenvolvidos com as mais variadas aplicações. Alguns desses, são destinados á estimativas dos fluxos de calor sensível e evaporação. Um dos mais destacados e que vem sendo utilizado por alguns pesquisadores (Bastiaanssen, 1998 e 2000; Morse et al. 2001; Molden et al., 1998) em várias partes do mundo, é o SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land desenvolvido por Bastiaanssen (1995). Este algoritmo é constituído de 25 passos computacionais, tendo por base imagens multi - espectrais de satélite e dados de superfície.

O mesmo pode ser usado para o cálculo da evapotranspiração (ET) e outras trocas de energia na superfície da Terra, usando dados coletados pelo TM e outros sensores nas faixas do visível, infravermelho-próximo e infravermelho termal, para estimar o balanço de radiação na superfície, bem como os fluxos de calor sensível e calor no solo. O fluxo de calor latente é definido como resíduo da equação do balanço de energia.

O SEBAL tem sido usado em vários países como: Espanha, Itália, Paquistão, Índia, Sri Lanka, Egito, Nigéria e China (Bastiaanssen et al., 1998; Bastiaanssen & Bos, 1999). Bastiaanssen, (1995), realizou estimativas da taxa de evapotranspiração, do fluxo de calor sensível (H) através do SEBAL e empreendeu comparações destas com medidas feitas pelo Método das Correlações Turbulentas. Várias aplicações têm demonstrado a habilidade do SEBAL para estimar a evapotranspiração instantânea e diária com boa precisão (Allen et al, 2002; Morse et al, 2001).

No SEBAL, o erro em relação a uma medida precisa em uma área de 1 *ha*, varia de 10 a 20% e as incertezas diminuem a medida que essa área aumenta. Para uma área de 1000 *ha*, o erro é reduzido a 5% e para áreas com 1 milhão de *ha* de terra cultivável, o erro é insignificante. O SEBAL pode ser aplicado em diversos agro-ecossistemas, sem a necessidade de informações sobre o uso da terra ou tipo de cultura (Bastiaanssen et al., 1998). Porém, a utilização do SEBAL em condições operacionais, apresenta algumas dificuldades, tais como: necessidade de dia de céu claro, ou com pouca nebulosidade, e a revisita com baixa frequência restringe sua aplicação em áreas irrigadas. No entanto, a utilização de dados com boa resolução espacial e alta frequência de revisita sobre as áreas de interesse, corrigem essas dificuldades.

## 2.4 - Balanço de Radiação

A propagação da radiação solar no sistema solo-atmosfera é particularmente sensível às propriedades espectrais de cada elemento do sistema e podem ter impactos consideráveis nas características climáticas de uma região e do globo.

Para se entender alguns fenômenos atmosféricos é imprescindível o conhecimento da radiação solar, pelo fato de que essa energia é utilizada nos processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, na transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera, e no metabolismo das plantas e dos animais (Silva et al., 2002). Nesse sentido, torna-se extremamente importante o estudo dos componentes do balanço de radiação à superfície.

O balanço de radiação é o resultado do balanço que envolve os componentes de ondas curtas e longas. O saldo de radiação à superfície assume, normalmente, valores positivos durante o período diurno e negativo à noite; porém, o total diário sempre é positivo, exceto em condições extremas em altas altitudes (Allen et al., 1998). O saldo de radiação nada mais é que a contabilização da energia radiante incidente e emitida e/ou refletida pela superfície. Dentre os estudos envolvendo o balanço de radiação em áreas vegetadas destacam-se: Feitosa (1996), Leitão (1994) e Azevedo et al. (1993). O balanço de energia também é de fundamental importância em virtude de envolver o balanço de radiação, os fluxos de calor no solo, sensível, latente e outras formas de energia. Há, essencialmente, quatro tipos de fluxos no balanço de energia em uma superfície ideal: saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ) e o fluxo de calor no solo ( $G$ ) (Arya, 1988).

No Nordeste brasileiro desenvolve-se, hoje, intensa atividade de fruticultura irrigada, haja vista que várias fruteiras têm uma boa adaptação às condições de clima e solo da região (Tiba, 2000). Esse desenvolvimento ocorre, principalmente, devido às características climáticas da região (baixa umidade relativa do ar, temperaturas elevadas e alta disponibilidade de energia solar ao longo do ano), que favorecem o cultivo irrigado, especialmente de espécies frutíferas.

Da radiação solar que chega à superfície da Terra, em média 9% corresponde a radiação ultravioleta, 44% à radiação visível, que é efetivamente utilizada na fotossíntese e 47% à radiação infravermelha. Entretanto, a intensidade de radiação que chega à superfície do solo depende do ângulo de elevação do Sol, das condições atmosféricas, bem como, da cobertura da vegetação sobre o solo e da estrutura do dossel. Por outro lado, a radiação interceptada numa comunidade vegetal experimenta os efeitos da reflexão, transmissão e absorção. Os fluxos de radiação são constituídos de radiação de ondas curtas (0,3 a 4,0  $\mu\text{m}$ ) e de ondas longas ( $>4,0 \mu\text{m}$ ). Ao mesmo tempo, esses fluxos de radiação, variam temporal e espacialmente, dependendo das características ópticas da superfície analisada, de acordo com seu coeficiente de reflexão (albedo), da irradiância solar global e das condições de temperatura e umidade da superfície e do ar. Quando se fala na magnitude do saldo de radiação tem-se uma interferência de diversos fatores relacionados com os componentes de ondas curtas e ondas longas. Dentre estes, destacam-se: a latitude, altitude, época do ano, cobertura de nuvens, composição espectral da radiação incidente, propriedades espectrais da cultura, grau de cobertura do solo pela cultura e temperatura da superfície da terra (Blad & Baker, 1972; Pablos & Iraundegui, 1975; Viswanadham, 1981).

Com isso, diversos pesquisadores desenvolveram trabalhos a fim de determinar o comportamento e/ou a quantificação da radiação disponível para as trocas termodinâmicas entre a atmosfera, o solo e as culturas. Alves & Azevedo (1997), ao determinarem o balanço de radiação num cultivo de melão, observaram que o saldo de radiação ( $R_n$ ) representou 55 %, 59 % e 64 % da radiação solar incidente no 5º, 20º e 48º dia após a semeadura, respectivamente. Sobre a mangueira irrigada, Teixeira et al. (2000) encontraram valores de  $R_n$  próximos  $500 \text{ Wm}^{-2}$ . Silva (2000), também para a mangueira irrigada, verificou saldo de radiação igual a  $471,8 \text{ Wm}^{-2}$ . Moura (2001) obteve valores de saldo de radiação medidos sobre goiabeira às 9h30, iguais a  $498,8 \text{ Wm}^{-2}$ .

Daughtry et al. (1990), usando técnicas de sensoriamento remoto e sensores abordo de avião, sobre parcelas de algodoeiro, solo nu e alfafa, próximo às 11h30min (TSL), obtiveram  $R_n$  e  $G$ . Simultaneamente, realizaram medições de  $R_n$  e  $G$ , à superfície e concluíram que o erro médio entre as medições de superfície e as estimativas de  $R_n$  com os sensores a bordo do avião foram menores que 7 %. Na área escaneada, o  $R_n$  variou de  $800 \text{ Wm}^{-2}$  a  $600 \text{ Wm}^{-2}$ . Entre as parcelas de algodoeiro, solo nu e alfafa, as medições de  $R_n$ , tiveram uma média de erro inferior a 10 %.

Dubayah (1992) estimou o saldo de radiação solar obtido com imagem Landsat. Na pesquisa foi considerado algoritmo de transferência radiativa, em conjunção com o modelo digital de elevação do terreno, para correção atmosférica. Foram elaborados mapas de  $R_n$  com e sem a correção de topografia. Foram obtidos valores médios espaciais de  $R_n$  corrigido igual a  $654 \text{ Wm}^{-2}$ , e essa média não corrigida foi de  $643 \text{ Wm}^{-2}$ .

O saldo de radiação exerce um papel fundamental nos métodos que estimam as perdas de água por superfícies vegetadas (evapotranspiração) para a atmosfera. A

evapotranspiração é uma componente essencial do balanço hídrico, especialmente quando a superfície do solo é mantida úmida através de sistemas de irrigação. Dentre os estudos desenvolvidos na região do semi-árido nordestino, destacam-se: Leitão et al. (1990), Moura (2001) e Azevedo et al. (1990). Muitas alternativas vêm sendo utilizadas nos últimos anos em perímetros irrigados e uma delas é a estimativa da evapotranspiração com base em imagens de satélite e algoritmos que convertem medidas instantâneas em totais diários de evapotranspiração (Bastiaanssen et al., 1998; Bastiaanssen, 2000; Granger, 2000).

Bastiaanssen et al. (1998) utilizaram o algoritmo SEBAL para estimar o saldo de radiação sobre a bacia do Rio Heife (China), em áreas de deserto e oásis e compararam seus resultados com medidas realizadas à superfície. Verificaram que para o dia em questão (18 de setembro de 1992), os valores do saldo de radiação estimados pelos dados de satélite foram 23 % superiores aos medidos no campo, para as duas áreas.

#### **2.4.1 – Albedo da Superfície**

O albedo é a fração da radiação solar que atinge uma superfície qualquer e é refletida por ela. Segundo Rosenberg et al. (1983) o albedo da superfície descreve a reflexão dos raios solares entre 0,3 e 4,0  $\mu\text{m}$ , ou a reflexão somente na porção do visível (0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$ ). Apresenta-se como um fator importante, varia com a elevação solar, composição espectral da radiação incidente, nebulosidade, cobertura do solo e condições hídricas da superfície. Para Oke (1996), o albedo correspondente à refletividade da superfície no domínio da radiação solar (entre 0,3 a 3,0  $\mu\text{m}$ ).

Há inúmeros estudos em que são feitas determinações do albedo em culturas, irrigadas ou não, e em áreas de pastagem, floresta, caatinga etc. Quando o interesse passa a ser o monitoramento temporal de grandes áreas, o uso do sensoriamento remoto orbital se torna imprescindível. Muitos estudos têm possibilitado tal conhecimento com o AVHRR a bordo do satélite série NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). O AVHRR possui dois canais reflectivos, canais 1 (0,58-0,68  $\mu\text{m}$ ) e 2 (0,725-1,00 $\mu\text{m}$ ), que possibilitam o cálculo do albedo e tem sido objeto de atenção de várias pesquisas. No entanto, a grande maioria das pesquisas tem realizado as medições de albedo em pequenas áreas, em geral com objetivos associados ao balanço de radiação de uma cultura em condições muito específicas. Dauchtry *et al.* (1990) obtiveram o albedo de parcelas irrigadas de algodoeiro e alfafa, e também sobre solo nu. Para tanto, usaram medições com o radiômetro Exotech com filtros que simulam as bandas do sensor HRV (High Resolution Visible) do satélite SPOT, a bordo de aeronaves.

Muitas dessas pesquisas dedicam atenção especial à conversão da reflectância dos canais 1 e 2 do AVHRR-NOAA, em dados de albedo, ou seja, na reflectividade no domínio da radiação solar (0,3 - 3,0  $\mu\text{m}$ ), como fizeram Arino *et al.* (1992), que propuseram um modelo semi-empírico, baseado na equação de transferência radiativa em forma simplificada, segundo o qual o albedo superficial com correção atmosférica,  $r_0$ , seria dado pela expressão:

$$r_0 = \frac{(r_p - r_a)}{[t_{sv}'' + r_d (r_p - r_a)]}$$

em que  $r_p$  é o albedo planetário (albedo no topo da atmosfera terrestre),  $r_a$  a reflectividade da atmosfera,  $r_d$  a radiância atmosférica difusa e luz solar especular, e  $t_{sv}''$  a transmissividade

atmosférica de onda curta . Na ausência da radiância atmosférica difusa e luz solar refletida especularmente, a equação acima fica reduzida ao modelo usado por Ahern *et al.* (1997a), Koepker (1980b), Bastiaanssen(1995 e 2000), Silva *et al.* (2002), Allen *et al.* (2002) e Morse *et al.* (2001), qual seja:

$$r_0 = \frac{(r_p - r_a)}{t_{sw}}$$

Este método tem sido classificado como *Método de subtração do pixel escuro*, que assume  $r_0 = 0$  para águas profundas e é necessário conhecer apenas mais um pixel da cena estudada para a definição de  $r_a$  e  $t_{sw}$ . Dessa forma, com a imagem do  $r_p$  se obtém o albedo superficial corrigido.

Dentro do contexto do balanço de radiação, a importância da variável albedo é manifestada nas medições de consumo de água pela cultura. Embora alguns autores afirmem que o albedo (reflectância no domínio de 0,3 a 3,0  $\mu m$ ) de ondas curtas para superfícies vegetadas não varie muito, e que muitas culturas refletem apenas em torno de 20 a 30 % da radiação solar incidente (Rosenberg *et al.*, 1983) é de fundamental importância que se tenha medições e estimativas cada vez mais precisas, como as obtidas por Silva *et al.* (2002), que utilizando imagem de satélite determinaram o albedo da superfície para diferentes tipos de solo e vegetação no município de Petrolina. O uso de um software de processamento de imagens de sensores orbitais neste tipo de trabalho é imprescindível, uma vez que essa ferramenta permite a visualização dos valores do albedo da superfície imageada.

#### 2.4.2 – Temperatura da superfície

A temperatura da superfície da terra é um fator muito importante no cálculo do balanço de radiação, pois a energia utilizada nos processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, na transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera e no metabolismo das plantas e dos animais, é proveniente da temperatura e da radiação solar.

As imagens do Landsat 5-TM têm sido extensivamente usadas para os mais variados propósitos. No entanto, há uma redução muito acentuada quanto ao número de estudos relacionados ao uso do canal termal do Landsat. Uma das razões para tamanha discrepância reside nas dificuldades inerentes à obtenção da temperatura da superfície por meio de medições da banda termal. Alguns estudos limitam-se, apenas, ao cálculo da temperatura de brilho ao nível do satélite. Isto é, com base no registro da radiância termal de um pixel, ao nível do sensor, e de sua transformação em temperatura com base na inversão da Lei de Planck.

Na prática, a utilização da estimativa da temperatura da superfície com técnicas de sensoriamento remoto ainda apresenta alguns problemas, mas existem hoje vários algoritmos sendo desenvolvidos para resolver este problema. Apesar da sua grande importância, existem confusões tanto no uso do termo “temperatura da superfície” como na sua determinação. Os problemas existentes estão relacionados com a calibração radiométrica do sensor (Wukelic et al., 1989), correção atmosférica (Cooper and Asrar, 1989), correção da emissividade da superfície (Norman et al., 1990), caracterização da variabilidade espacial, efeitos combinados do ângulo de visada do satélite e dos ângulos

solar zenital e azimutal, e efeitos da presença de diferentes componentes (solo, vegetação, etc.) dentro de um mesmo pixel.

A estimativa da temperatura da superfície com o canal termal do satélite Landat 5 – TM, se dá a partir da intensidade de cada pixel da imagem, que é convertida em radiância espectral segundo processo denominado de *Calibração radiométrica* (Markham & Barker, 1986). Contudo, a conversão do “Digital Count”, ou número digital, em radiância não representa a verdadeira temperatura da superfície, uma vez que a radiância medida pelo satélite corresponde à radiância emitida por cada pixel, mais a irradiância atmosférica emitida na direção da superfície e refletida pelo mesmo e mais a radiância da própria atmosfera emitida na direção do sensor do satélite.

Para resolver este problema, o efeito da atmosfera deve ser reduzido ao máximo. Os métodos que são freqüentemente usados na correção de observações por satélite e radiância da superfície de efeitos atmosféricos são divididos em duas categorias: o método direto, com o uso de sondagens atmosféricas onde se determina a temperatura e a umidade através de radiossondagens; e o indireto, feito por meios de aproximações e tentativas e tomando-se por base os dados provenientes das imagens de satélite, que é o caso desse estudo.

### **3 - MATERIAL E MÉTODOS**

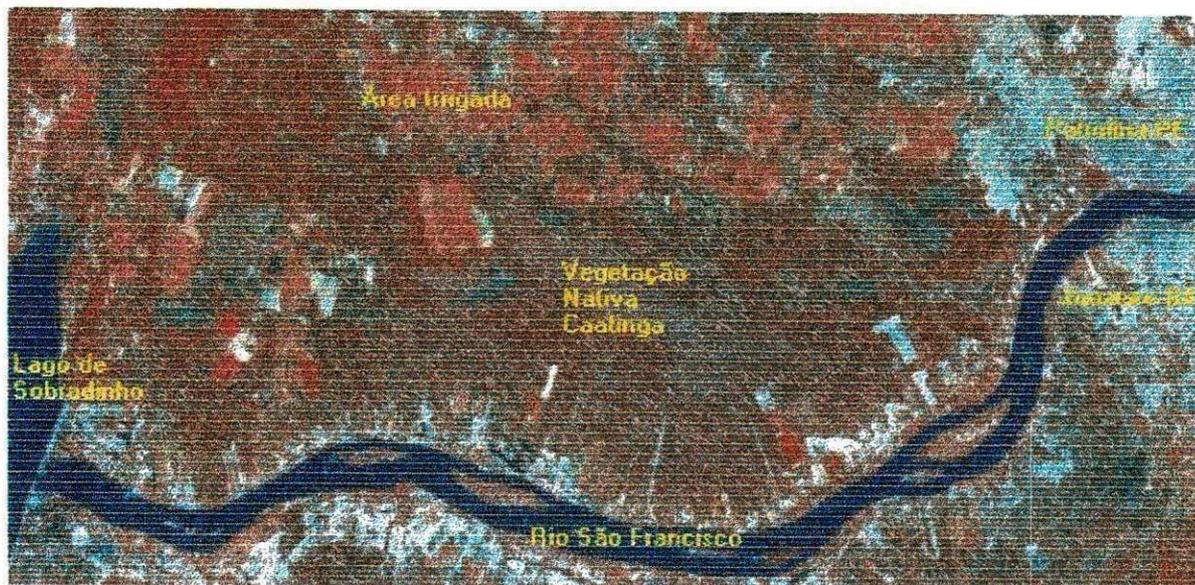
#### **3.1 – MATERIAL**

##### **3.1.1 - Localização da Área de Estudo**

A área selecionada para a pesquisa compreende parte dos Estados de Pernambuco e Bahia, contemplando parte do lago de Sobradinho, áreas irrigadas do Projeto Senador Nilo Coelho e parte da área urbana dos municípios de Petrolina - PE e Juazeiro - BA. O retângulo selecionado possui as seguintes coordenadas: canto superior esquerdo (longitude 40° 36' 36'' Oeste e latitude 09° 16' 36'' Sul), e canto inferior direito (longitude 40° 12' 11'' Oeste e latitude 09° 26' 40'' Sul). Na Figura 3.1 está representada a área estudada, resultante de uma composição RGB das bandas 3, 4 e 5, do Landsat 5 – TM.

##### **3.1.2 – Características Climáticas da Região em Estudo**

O tipo climático característico da região é semi-árido (Reddy & Amorim Neto, 1993), com temperatura média anual igual a 26,5 °C e temperaturas máximas iguais a 40,4 °C e 41,9 °C, para os meses referentes a outubro e dezembro, e temperaturas mínimas iguais a 22,1 °C e 22,5 °C, para os mesmos meses. A precipitação média fica em torno de 530 mm, irregularmente distribuída. A evaporação média anual chega a 2.500 mm, sendo que nos meses de outubro e



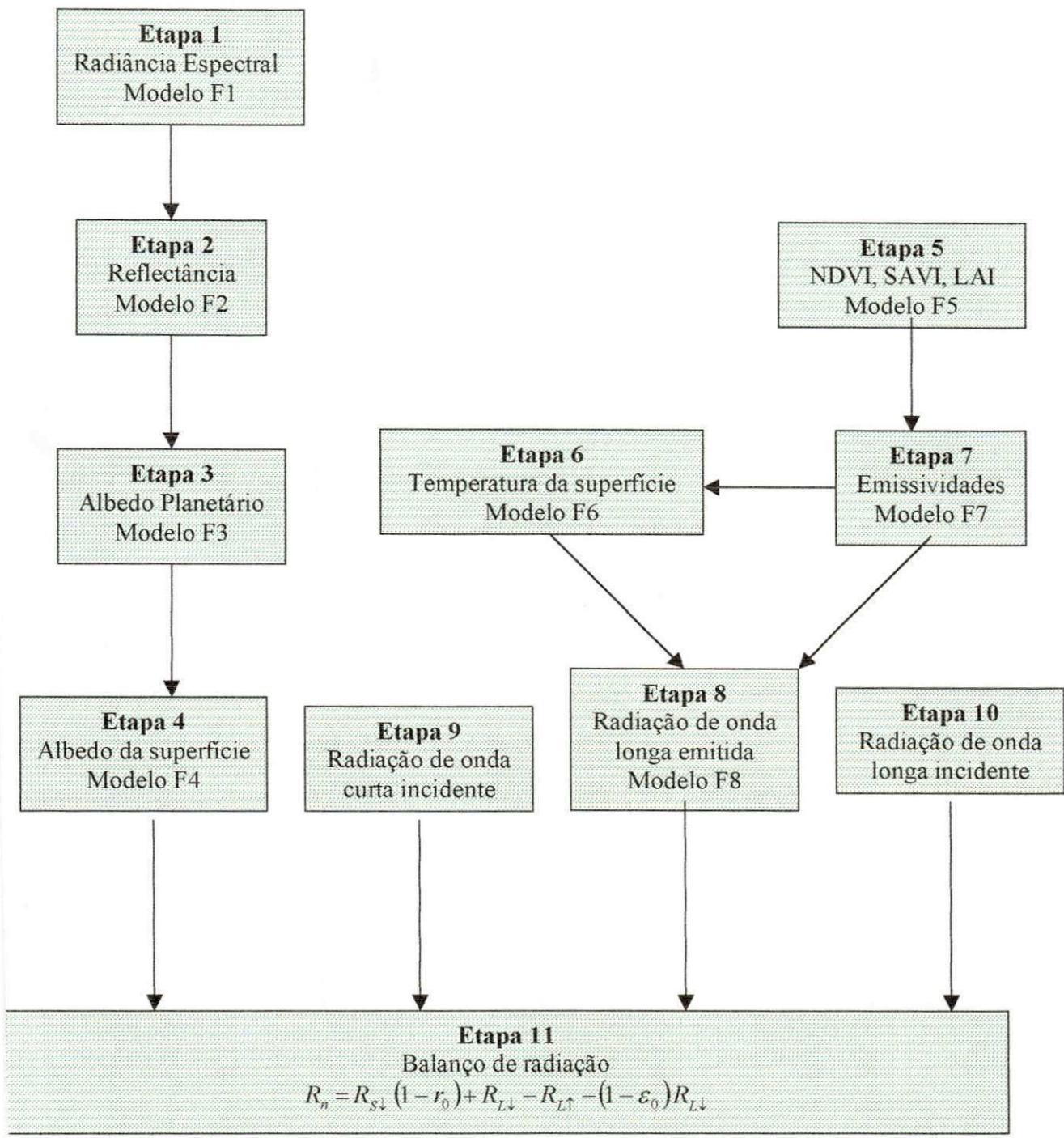
**Figura 3.1-** Área selecionada para a pesquisa, destacando-se o rio São Francisco, parte do Lago de Sobradinho, áreas irrigadas e partes das áreas urbana das cidades de Petrolina, PE e Juazeiro, BA.

**Tabela 3.1.** Descrição dos canais do Mapeador Temático do Landsat 5, com correspondentes intervalos de comprimentos de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima - *a* e máxima - *b*) e irradiancias espectrais ( $K_\lambda$ ) no topo da atmosfera (TOA).

Descrição dos Canais	Comprimento de onda - $\mu\text{m}$	Coeficientes de calibração - $\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$		$K_\lambda (\lambda_i) - \text{Wm}^2 \mu\text{m}^{-1}$
		<i>a</i>	<i>b</i>	
Banda 1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,500	152,100	1957
Banda 2 (verde)	0,53 – 0,61	-2,800	296,800	1829
Banda 3 (vermelho)	0,62 – 0,69	-1,200	204,300	1557
Banda 4 (infra-vermelho próximo)	0,78 – 0,90	-1,500	206,200	1047
Banda 5 (infra-vermelho médio)	1,57 – 1,78	-0,370	27,190	219,3
Banda 6 (infra-vermelho termal)	10,4 – 12,5	1,238	15,600	-
Banda 7 (infra-vermelho médio)	2,10 – 2,35	-0,150	14,380	74,52

### 3.2 – MÉTODOS EMPREGADOS

Para a obtenção do *Balanço de radiação à superfície* – BRS, foram empregados vários modelos, utilizando-se como ferramenta de programação o *Model Maker* do Erdas, destinados às tarefas descritas nas seções abaixo. Para dar suporte aos modelos utilizados, foram feitas estimativas da radiação solar incidente sobre a área estudada, bem como da radiação de onda longa emitida pela atmosfera, na direção da superfície. Para proporcionar uma melhor compreensão das diferentes etapas de processamento das imagens e modelos utilizados, elaborou-se o fluxograma apresentado na Figura 3.2.



**Figura 3.2** – Fluxograma com as etapas de processamento do Balanço de Radiação à Superfície.

### 3.2.1 – Calibração radiométrica – Etapa 1

Uma vez escolhida a área de estudo e processado o seu recorte com o ERDAS, partiu-se para a efetivação da *Calibração radiométrica*, que é o processo de conversão do *Número digital* - ND de cada pixel da imagem, em *Radiância espectral monocromática*  $L_{\lambda_i}$ . Para as bandas reflectivas do Landsat 5 – TM, canais: 1, 2, 3, 4, 5 e 7, cujas radiâncias monocromáticas representam a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e para a faixa de comprimento de onda, porém medida ao nível da órbita do Landsat, que é da ordem de 705 Km de altura. No fluxograma já mencionado, essa compreende a Etapa 01, em que se utilizou a seguinte relação, proposta por Markham & Baker (1987):

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

em que  $a_i$  e  $b_i$  são as radiâncias espectrais mínima e máxima ( $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ), presente na Tabela 3.1, ND é a intensidade do pixel (número inteiro de 0 a 255) e  $i$  corresponde às bandas 1, 2, ...,7, do Landsat 5- TM.

### 3.2.2 – Refletância de cada banda do Landsat 5 -TM – Etapa 2

A refletância, tal como adquirida pelo sensor do satélite, refere-se à razão entre o fluxo emergente da atmosfera e o fluxo incidente no seu topo, nas regiões e bandas espectrais analisadas; nesse sentido, a mesma será denominada de *refletância planetária*. De posse dos mapas de radiância espectral de cada banda, informações sobre o  $\cos Z$

(definido a seguir) e irradiância espectral no topo da atmosfera (Tabela 3.1) para cada banda, estimou-se a refletância espectral planetária em cada banda, através da seguinte equação (Bastiaanssen, 1995):

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

em que  $r_{pi}$  é refletância planetária da banda  $i$ ,  $K_{\lambda}$  é a irradiância solar espectral no topo da atmosfera (Tabela 3.1),  $Z$  é o ângulo zenital do Sol e  $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra – Sol ( $d_s$ ), em unidades astronômicas, dada por:

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

em que  $J$  é o dia Juliano e o argumento da função seno se encontra em radiano. O ângulo Zenital do Sol foi obtido diretamente no cabeçalho das imagens adquiridas para o estudo, quais sejam: para o dia 04 de dezembro de 2000,  $Z = 31,28^\circ$ ; e para o dia 04 de outubro de 2001,  $Z = 30,03^\circ$ . Convém esclarecer que no cabeçalho aludido, é informado o valor do ângulo de elevação do Sol ( $90^\circ - Z$ ), para as coordenadas do centro da cena original da imagem.

### 3.2.3 – Albedo Planetário – Etapa 3

Uma vez obtidas as cartas da refletância planetária de cada uma das seis bandas reflectivas do Landsat 5 – TM, obteve-se o *albedo planetário*, que representa o

*albedo não corrigido* de cada pixel da imagem. Para a obtenção do albedo, com base na refletância de bandas que não cobrem totalmente o espectro de 0,3  $\mu\text{m}$  a 3,0  $\mu\text{m}$ , foi utilizada uma combinação linear das refletâncias planetárias obtidas na etapa anterior, segundo procedimento utilizado por Bastiaanssen (1995), válido para dias de céu claro, qual seja:

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

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

#### 3.2.4 – Albedo da Superfície – Etapa 4

No SEBAL o *albedo da superfície*, ou o albedo corrigido devido aos efeitos atmosféricos, tem sido obtido através da expressão abaixo (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002), aplicável a dias de céu claro:

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

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

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (6)$$

em que  $z$  representa a altitude de cada pixel. Para simplificar a sua aplicação, escolheu-se a altitude de Petrolina (376 m), para fins de cálculo de  $\tau_{sw}$ , e admitiu-se que na área estudada a mesma era constante, conforme tem sido adotado em outros estudos (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002, Silva et al., 2002). Para  $\underline{a}$  escolheu-se o valor 0,03, por ser esse um valor comumente utilizado em outras pesquisas, e que é adotado como um valor médio.

### 3.2.5 – Índices de Vegetação NDVI, SAVI e IAF – Etapa 5

Para a obtenção do *índice de vegetação da diferença normalizada* – NDVI, utilizou-se a seguinte expressão:

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

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

Para o cálculo do índice de área foliar – IAF, utilizou-se expressão empírica obtida por Allen et al. (2002), qual seja:

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

em que SAVI é o índice de vegetação com ajuste do solo (Soil adjusted vegetation index), proposto por Huete (1988) e calculado segundo a expressão:

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

onde L é um fator geralmente tomado igual a 0,5. No entanto, adotou-se o valor de 0,3 em virtude de ter proporcionado bons resultados, embora em estudos de balanço de energia com imagens Landsat, conduzidos por Morse et al. (2001) e Allen et al. (2002), tenha sido usado o valor 0,1.

### 3.2.6 – Obtenção das Emissividades – Etapa 6

Para obtenção da temperatura da superfície, usualmente é utilizada uma expressão que representa uma certa aproximação da equação de Planck invertida. No entanto, como cada pixel não emite, efetivamente, radiação eletromagnética como um *corpo negro*, há a necessidade de corrigir a radiância medida pela banda termal do Landsat 5 – TM, o que corresponde a introduzir a emissividade termal naquela porção do espectro eletromagnético (*narrow band* - 10,4 a 12,5  $\mu\text{m}$ ), representada por  $\epsilon_{NB}$ . Para tanto, utilizou-se a expressão desenvolvida por Allen et al. (2002), em função do IAF:

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

A equação (10) é válida para  $IAF < 3,0$ . Para valores do  $IAF > 3,0$  considerou-se  $\epsilon_{NB} = 0,98$  (Allen et al., 2002). Para a água do Lago de Sobradinho e leito do rio São Francisco, fixou-se o valor de 0,985 para  $\epsilon_{NB}$ , segundo recomendação de Allen et al. (2002).

Já a emissividade radiativa de cada pixel, representada por  $\epsilon_o$ , foi obtida segundo equação proposta por Allen et al. (2002) e Morse et al. (2001):

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

válida para  $\text{IAF} < 3,0$ . No caso de  $\text{IAF} \geq 3,0$ , assumiu-se  $\epsilon_o = 0,98$ , procedimento igualmente usado por Morse et al. (2001) e Allen et al. (2002).

### 3.2.7 – Temperatura da Superfície – Etapa 7

De posse do mapa de radiância espectral da banda termal (canal 6 do Landsat 5 – TM), obtida na Etapa 1, e da carta com a emissividade da banda termal, obtida na Etapa 6, procedeu-se à determinação da *Temperatura da superfície*,  $T_s$  (K), usando-se o modelo proposto por Markham & Barker (1986), utilizado em vários estudos (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002, Silva et al., 2002):

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

em que  $K_1 = 60,776 \text{ mWcm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ,  $K_2 = 1260,56 \text{ K}$ ,  $L_{\lambda,6}$  é a radiância espectral da banda 6 obtida na Etapa 1,  $\epsilon_{nb}$  é a emissividade de cada pixel na porção da banda termal do Landsat 5 – TM.

### 3.2.8 – Radiação de Onda Longa Emitida – Etapa 8

A radiação de onda longa da superfície emitida por cada pixel -  $R_{L\uparrow}$ , em  $W m^{-2}$ , foi calculada segundo equação de Stefan-Boltzmann:

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

em que  $\varepsilon_0$  e  $T_s$  representam a emissividade e a temperatura de cada pixel da imagem, e  $\sigma$  é a constante de Stefan – Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$ ). Valores de  $R_{L\uparrow}$  variam de 200 a  $700 W m^{-2}$ , dependendo da localização e do horário da passagem do satélite na área estudada.

### 3.2.9 – Radiação de Onda Curta Incidente – Etapa 9

A radiação de onda curta incidente na área selecionada  $R_{S\downarrow}$  ( $W m^{-2}$ ), foi calculada segundo a equação (Bastiaanssen, 1995; Allen et al., 2002; Morse et al., 2001; Silva et al., 2002):

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

em que  $G_{sc}$  é a constante solar ( $1367 W m^{-2}$ ),  $Z$  é o ângulo zenital solar, fornecido pelo cabeçalho da imagem,  $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol, e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica. Os valores de  $R_{S\downarrow}$  variam de 200 a  $1100 W m^{-2}$ , dependendo do horário e localização da imagem (Allen et al., 2002). Considerou-se que em toda a cena selecionada, por se tratar de imagem com ausência de nuvens, o valor de  $R_s$  foi constante.

### 3.2.10 – Radiação de Onda Longa Incidente – Etapa 10

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície,  $R_{L\downarrow}$  ( $W m^{-2}$ ), foi obtida segundo expressão de Stefan-Boltzmann:

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

em que  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica, calculada por:  $\varepsilon_a = 1.08 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.265}$ , (Bastiaanssen, 1995),  $\sigma$  é a constante de Stefan – Boltzmann e  $T_a$  é a temperatura do ar, tomada igual a 302,9 K, às dez horas da manhã. Esse valor foi obtido na Estação Meteorológica localizada no município de Petrolina, no dia 04 de outubro de 2001. Valores de  $R_{L\downarrow}$  variam de 200 a 500  $W m^{-2}$ , dependendo da localização e do horário de obtenção da imagem (Allen et al., 2002):

### 3.2.11 – Balanço de Radiação à Superfície – Etapa 11

O Balanço de radiação à superfície –  $R_n$  foi obtido após a realização de todas as etapas prévias, que resultaram em mapas de *albedo corrigido à superfície, de radiação de onda longa emitida* e da *emissividade de cada pixel*. Para tanto, utilizou-se a seguinte expressão (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002; Silva et al., 2002):

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

em que  $R_{s\downarrow}$  é a radiação de ondas curtas incidente em cada pixel (admitida constante em toda a área),  $r_0$  é o albedo de cada pixel corrigido,  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção do pixel (também assumida constante para todos os pixels da imagem),  $R_{L\uparrow}$  é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e  $\epsilon_0$  é a emissividade de cada pixel da cena estudada.

## **4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **4.1– Caracterização Geral da Cena Estudada**

Nas Figuras 4.1 e 4.2 estão representadas as áreas estudadas, em composição colorida RGB das bandas 3, 4 e 5 do Mapeador Temático - TM do Landsat 5. Num panorama geral, observam-se as diferentes tonalidades de cinza, para os diversos tipos de alvos imageados pelo TM. Observa-se, com uma certa precisão, a densidade e geometria (retângulos, círculos, etc) das áreas irrigadas, representadas na imagem pela coloração avermelhada. No lado esquerdo da imagem, em azul, destaca-se parte do lago de Sobradinho e na parte inferior nota-se, claramente, um grande trecho do rio São Francisco, com algumas ilhas entre suas margens. Pode-se, também, visualizar as áreas de vegetação nativa, que estão na imagem com tonalidade esverdeada.

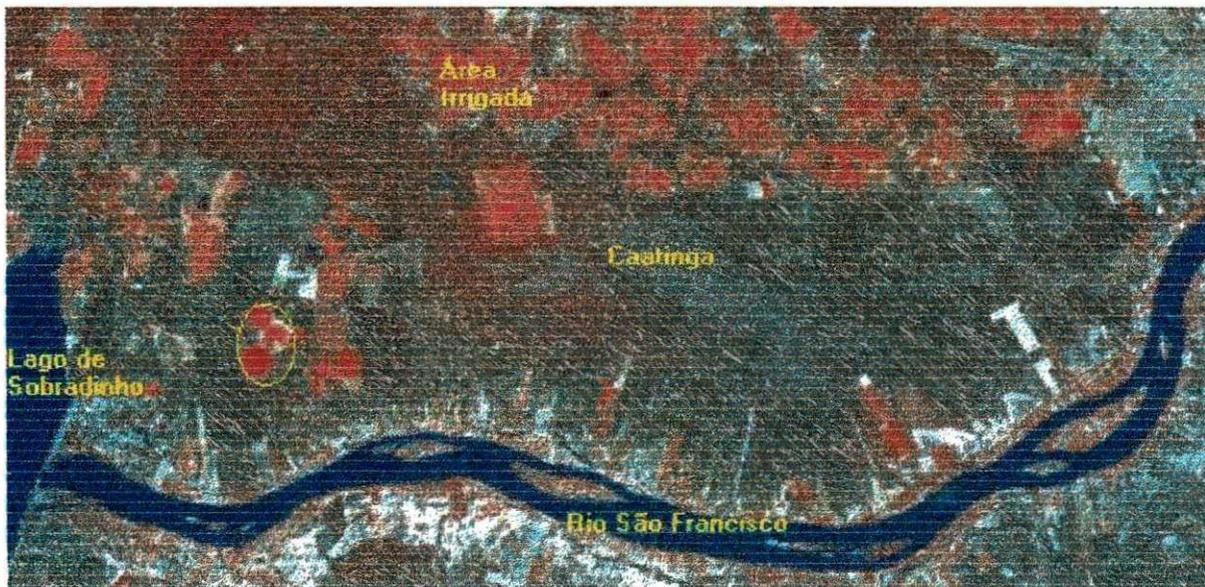
As áreas adjacentes ao rio São Francisco caracterizam-se por uma tonalidade de cinza bem claro, possivelmente devido ao acelerado processo de degradação ambiental existente na área, proveniente de práticas inadequadas de uso do solo. No centro das imagens visualiza-se uma região que apresenta um comportamento espectral muito semelhante à vegetação de pequeno porte (caatinga) em processo de avançado antropismo,

alterando os processos físico-ambientais, podendo, inclusive, contribuir de modo mais acelerado para o transporte de sedimentos, desencadeando com isso um processo de assoreamento de alguns trechos do rio São Francisco. Analisando as Figura 4.1 e 4.2, percebe-se que houve, entre os anos estudados, uma mudança significativa na resposta espectral dos alvos, visto que áreas avermelhadas representam cultivo irrigado e aparecem em tonalidades de vermelho claro na imagem de 2000, enquanto na imagem de 2001 essas mesmas áreas apresentam um vermelho mais escuro. Essa análise, em outras palavras, indica que no instante do imageamento da área para esse dia do ano de 2000, as áreas irrigadas estavam com cultivos mais recentes que na imagem do ano de 2001. Um bom exemplo do que foi mencionado anteriormente pode ser visto no canto inferior esquerdo da imagem (assinalado nas imagens com um círculo), visto que nas cinco áreas analisadas (um conjunto de pivot central) a tonalidade do vermelho é mais escura na imagem de 2001 do que na imagem de 2000, corroborando com as observações supramencionadas.

Tomou-se, para fins práticos, um recorte da área analisada nas Figuras 4.1 e 4.2. Portanto, todas as análises futuras estarão contidas nesse recorte. Levou-se, também, em consideração para efeito de observação, os seguintes alvos: área com vegetação irrigada, solo exposto, Barragem de Sobradinho, área cultivada e caatinga. Destaca-se, mais particularmente na Figura 4.1, no canto superior direito, a cidade de Petrolina, com tom azulado claro, resultando em uma maior reflexão da radiação solar global.



**Figura 4.1-** Composição das bandas 2, 3 e 4 do Mapeador Temático do satélite Landsat 5, em uma visão geral da área em estudo, para o dia 04/12/2000.



**Figura 4.2-** Composição das bandas 2, 3 e 4 do Mapeador Temático do satélite Landsat 5, em uma visão geral da área em estudo, para o dia 04/10/2001.

## 4.2 – Albedo da Superfície

Analisando-se as Figuras 4.3 e 4.5, que representam o albedo da superfície, percebe-se, numa abordagem geral, que as tonalidades de cinza são mais claras na imagem de 2000 (Figura 4.3) em comparação com a imagem de 2001 (Figura 4.5). Isso reforça a análise realizada anteriormente, uma vez que os perímetros irrigados de modo geral na imagem de 2000 apresentam valores de albedo maiores que na imagem de 2001, ou seja, aparece com mais frequência áreas com solo mais exposto e/ou solos sendo preparados para cultivo. Uma boa explicação reside no fato de que os valores de refletância do solo exposto são maiores que em áreas vegetadas. As áreas que estão representadas por uma tonalidade de cinza mais escuro apresentam uma vegetação mais densa, a qual está associada a uma maior absorção de luz pelas folhas. Já as áreas com tonalidades de cinza médio estão associadas a um menor índice de área foliar e uma maior refletância da radiação solar global. Ao mesmo tempo, devido a maior exposição do solo, apresenta temperaturas superficiais maiores que as de áreas com maior cobertura vegetal. Tomando-se dois pontos da área estudada, obteve-se os seguintes valores dos coeficientes da Equação 5, que são:  $a = 0,33$  e  $b = 0,75$ . Os valores máximo e mínimo de albedo da Figura 4.3 são da ordem de 38% e 5%, respectivamente. Já na Figura 4.5, esses mesmos pontos apresentaram valores de 35% e 5%, respectivamente.

Os maiores valores (38% e 35%), observados em áreas com solo mais descoberto, estão dentro da faixa esperada, visto que áreas com solo descoberto apresentam uma maior refletividade do que em solos vegetados. Esses valores estão de acordo com os encontrados por Silva et al. (2002) e corroboram com resultados de Oke (1996), que encontrou para o deserto albedo que chega a 40%. Para as regiões que nas imagens

correspondem a áreas irrigadas, os valores de albedo encontrados foram em torno de 17% e 16%. Em cinturão (dunas de areia) da costa oeste do Sirilanka, Chandrapala e Wimalasuriya (2003) obtiveram albedo de 34-36%, em grandes extensões de dunas de areia, com grande estabilidade no período de julho de 1999 a julho de 2000. Aqueles autores constataram que o albedo do mar, nas proximidades da área continental estudada foi de 5%.

Em estudos realizados em áreas irrigadas no Arizona, USA (Estados unidos da América), Kustas et al. (1990), usando técnicas de sensoriamento remoto obtiveram albedo de 21%, 23% e 22%, em áreas com trigo, alfafa e algodão, respectivamente. Em outro estudo, Dubayah (1992) obteve mapas de albedo em Manhattan, Kansas, USA, quando avaliava efeitos da topografia no saldo de radiação solar. Nessa pesquisa foi considerado o algoritmo de transferência radiativa para efetivar a correção atmosférica das medições do Landsat 5 - TM. Também foi avaliada a interferência da declividade do terreno sobre o albedo e, como consequência, do saldo de radiação de onda curta, concluindo, que grande parte da variabilidade do saldo de radiação solar decorre da topografia e não da variabilidade do albedo, que apresentou pequena variabilidade em grande parte da área estudada. Já Boegh et al. (2002) obtiveram o albedo de uma área com vegetação densa igual a 18% e índice de área foliar – IAF da ordem de 4,0 próximo a Viborg, Dinamarca, baseado apenas nas refletâncias das bandas 2 e 4 (infravermelho próximo) do Landsat 5 - TM, e método proposto por Brest & Goward (1987). Já na área de solo descoberto esses mesmos autores encontraram valor de albedo igual a 35%, valores esses próximos aos encontrados nesta pesquisa para esse tipo de alvo. Leitão (1989) analisando o comportamento da soja irrigada encontrou valores de albedo iguais a 10% no mês de outubro e de 18% na mesma cultura para o mês de dezembro, às 10 horas da

manhã. Esses valores estão de acordo com os encontrados nesta pesquisa, para alvos que se caracterizam como vegetação irrigada.

Iziomons & Mayer (2002), avaliando o comportamento do albedo em áreas de pastagens no sudoeste da Alemanha, entre 1991 e 1996, constataram acentuada variabilidade, no período estudado, com valores situados entre 22,2% a 36%. Foram considerados três tipos de áreas: solos, montanhas intermediárias e montanhas mais elevadas, com albedos médios correspondentes a 22,2%, 25,8% e 36,0%, respectivamente.

Na região do Lago de Sobradinho os valores de albedo encontrados foram iguais a 8% (Figura 4.3) e 9% (Figura 4.5). Esses valores para o tipo de pixel água, se aproximam daqueles encontrados por Bastiaanssen et al. (1998) e Bastiaanssen (2000) para imagens do mesmo satélite na Bacia de Gediz - Turquia. Também, estão próximos aos dados de Oke (1996), que para ângulo zenital pequeno, encontrou albedo da água entre 3% e 10%.

A área cultivada com frutíferas apresentou albedo da ordem de 20%, conforme as Figuras 4.3 e 4.5. Moura (2001), trabalhando em pomar de goiabeira, na mesma região, observou valores médios de albedo em torno de 24% às 9h30min, valores esses próximos aos obtidos nesta pesquisa. Também Oke (1996) obteve albedo em pomares, que varia de 15% a 20%. Na Figura 4.4 está representado o histograma de frequência do albedo da superfície, para todos os pixels da área estudada. Conforme se observa, há duas modas, com diferentes valores. A menor delas refere-se ao albedo dos pixels correspondentes ao Lago de Sobradinho e leito do rio São Francisco. O albedo médio da cena com cerca de 20.000 pixels foi de 18,3%.

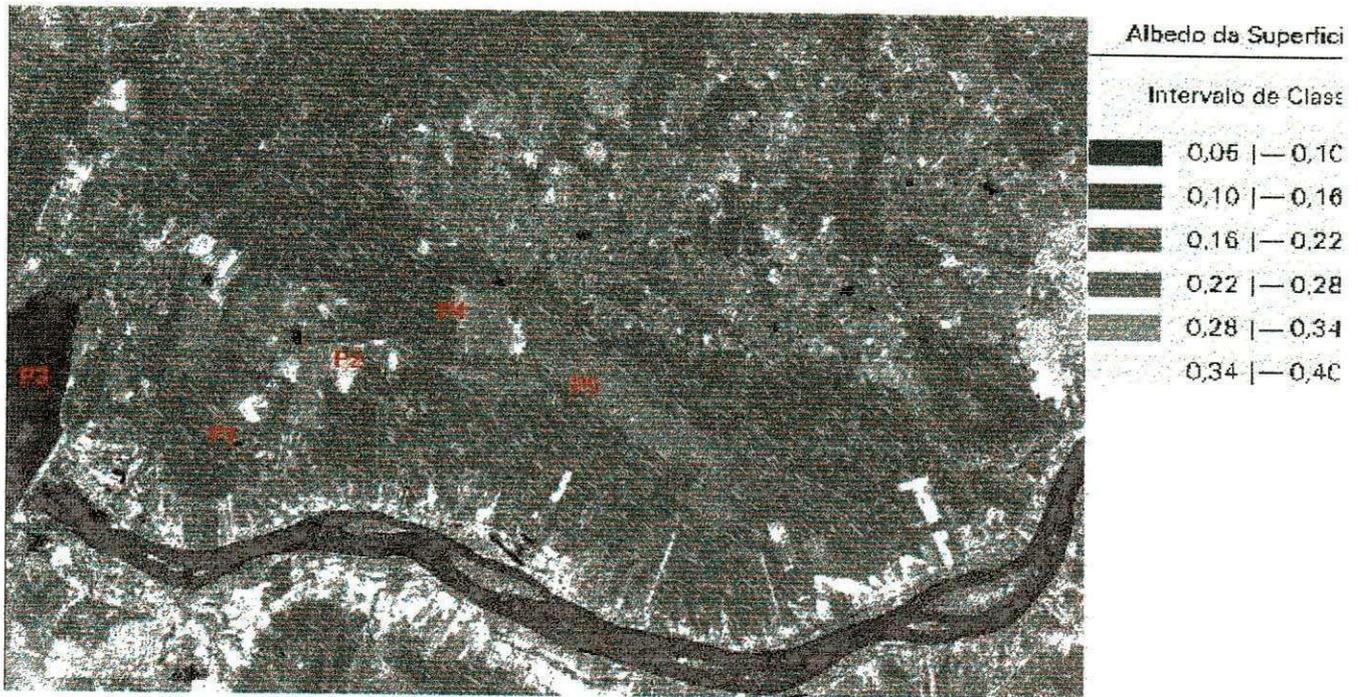


Figura 4.3 - Imagem do albedo da superfície para o dia 04/12/ 2000.

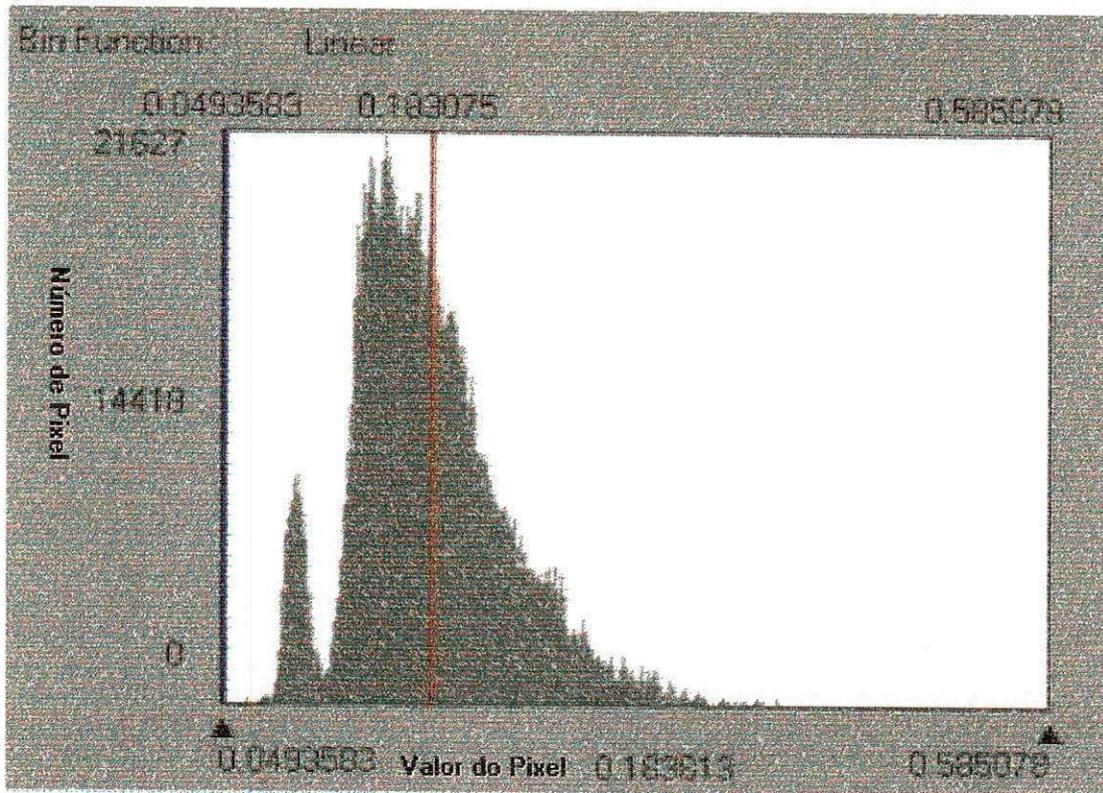


Figura 4.4 – Histograma do albedo da superfície para o dia 04/12/2000.



**Figura 4.5** – Imagem do albedo da superfície para o dia 04/10/2001.

### 4.3 – Índice de Vegetação da Diferença Normalizada – NDVI

Bastiaanssen (2000), ao aplicar o SEBAL na Bacia de Gediz, na Turquia, observou que em pixels com extremos de temperatura e umidade, os valores de NDVI foram iguais a 0,22 no pixel classificado como quente e seco, e -0,017 no pixel frio e úmido sobre o mar. Este último compreendeu uma área coberta com água, e por isso mesmo apresentou NDVI negativo. O propósito daquele pesquisador foi aplicar o balanço de energia ao cálculo da evapotranspiração de cada pixel da área estudada. Allen et al. (2002), recomendam que o pixel úmido naquele tipo de estudo, coincida com área vegetada em condições de ótimo suprimento hídrico. Neste estudo, os valores de NDVI

obtidos para o dia 04/12/2000 (Tabela 4.1), foram de 0,16 para solo exposto; 0,15 para área de caatinga; 0,75 para vegetação irrigada e 0,71, para área de fruteira, enquanto que para o Lago de Sobradinho foi de -0,30. Para o dia 04/10/2001, esses valores foram da mesma ordem de magnitude. Huete & Tucker (1991) observaram que em solo descoberto o NDVI varia de 0,05 a 0,30.

Contudo, quando se comparou as imagens das duas datas, verificou-se que houve um acréscimo no valor do NDVI correspondente a área irrigada, que aumentou de 0,75 (04/12/2000) para 0,78, e nas áreas com fruteiras verificou-se o mesmo valor de 0,71 para os dois anos. Uma das hipóteses para essa variação nas áreas irrigadas seria o aumento da cobertura vegetal do ano de 2000 para 2001 na região do perímetro irrigado como um todo. Os valores das duas datas estudadas nesta pesquisa, para os tipos de pixel solo descoberto e área irrigada, para o NDVI são semelhantes aqueles obtidos por Daughtry et al. (1990), ou seja, 0,20 para solo exposto e 0,70 para áreas com cultivo de alfafa. Huete et al. (1997) observaram como diferentes índices de vegetação respondiam às variações dos diferentes tipos de vegetação do globo. Eles observaram que as variações mais significativas dos índices encontram-se sobre os desertos e as pastagens. Estudos mais recentes (Braga, 2000; Melo, 2003) mostram que a introdução de parâmetros da vegetação, derivados do NDVI, em modelos climáticos, pode resultar em mudanças significativas dos fluxos de superfície obtidos por simulações numéricas.

Um dos objetivos da geração das cartas de NDVI é a sua utilização para a geração dos campos das emissividades  $\epsilon_{NB}$  e  $\epsilon_{BB}$ , usados intensivamente no balanço de radiação à superfície, apresentados a seguir.

Nas áreas irrigadas dos três pivôs, denominados de área P1 nas Figuras 4.6 e 4.7, observa-se claramente que na imagem de 2001 a vegetação se encontrava mais

intensa. Os valores de NDVI para cada um dos três pivôs evidenciam essa constatação visual. Percebe-se que na área do pivô mais à direita (entre o superior e o inferior) há um claro aumento de vegetação, na imagem de 2001 em relação ao ano de 2000, sendo que  $\frac{3}{4}$  (três quartos) do mesmo estão cobertos com vegetação com grande porte. O índice de área foliar no centro da área do pivô superior (e inferior) alcançou valor de 4,6 em 2000 e 5,0 em 2001. Já para o NDVI os valores encontrados nessas áreas foram de 0,75 em 2000 e 0,78 em 2001.

Na Figura 4.8 está representado o histograma de frequência dos pixels do NDVI correspondente à cena do ano de 2000. Conforme se depreende de sua análise há, a exemplo do histograma do albedo, duas modas. Uma delas corresponde aos pixels do Lago de Sobradinho e do leito do São Francisco. Os valores mínimos, máximos e médios obtidos foram, respectivamente,  $-0,34$ ,  $0,78$  e  $0,34$ .

Na porção referente ao  $NDVI > 0$ , o histograma apresenta variação de  $0,44$  a  $0,78$ . Na porção negativa ocorreram valores centrados em  $-0,34$ . No entanto, a média de todos os pixels foi de  $0,34$ .

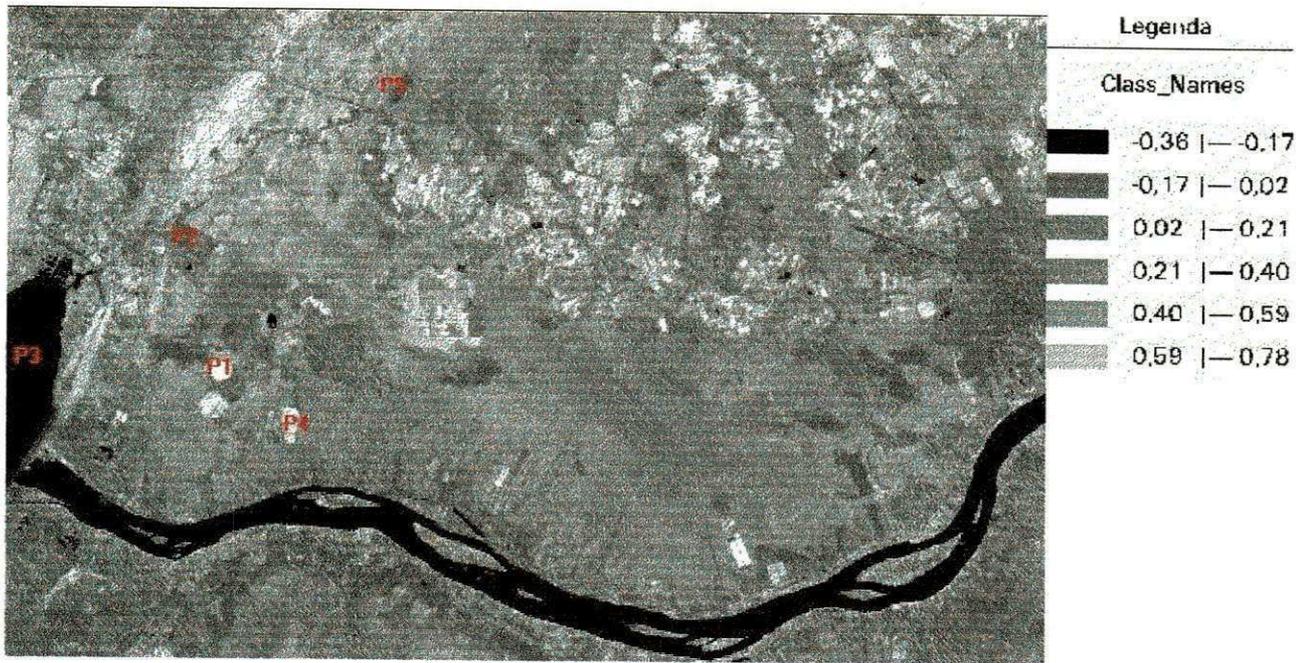


Figura 4.6- Índice de vegetação da diferença normalizada para o dia 04/12/2000

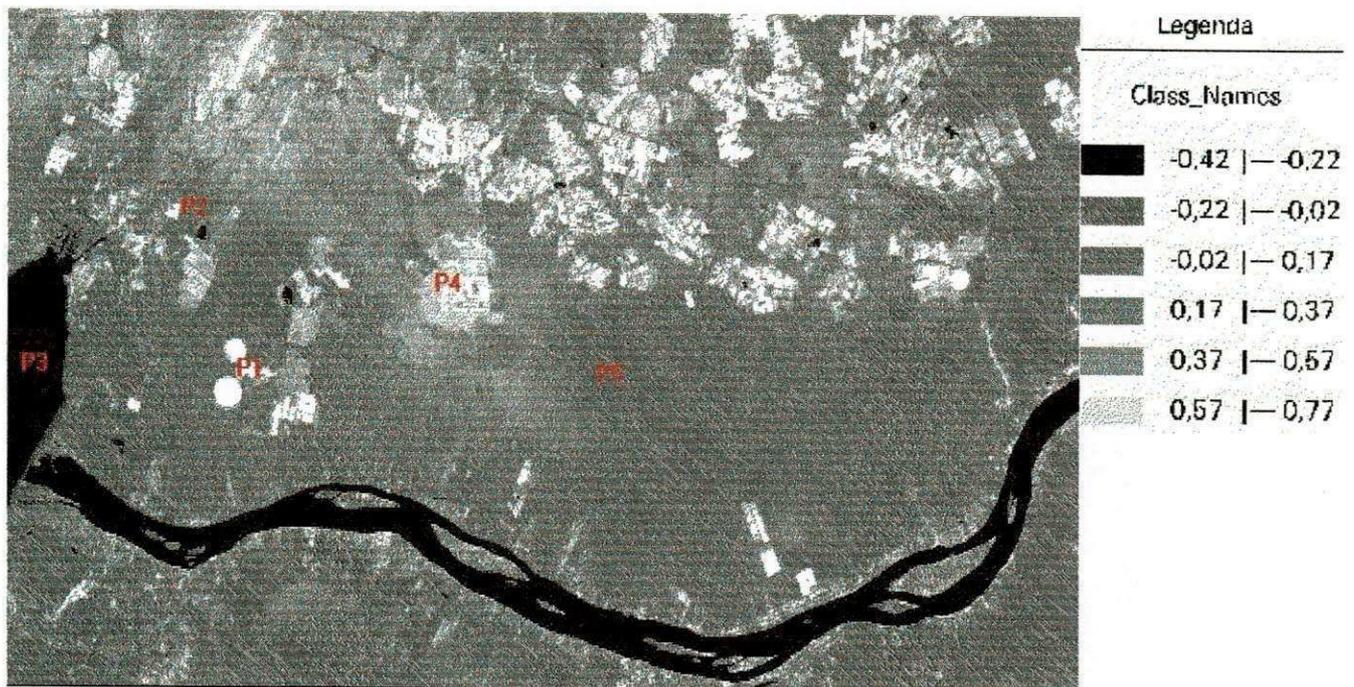
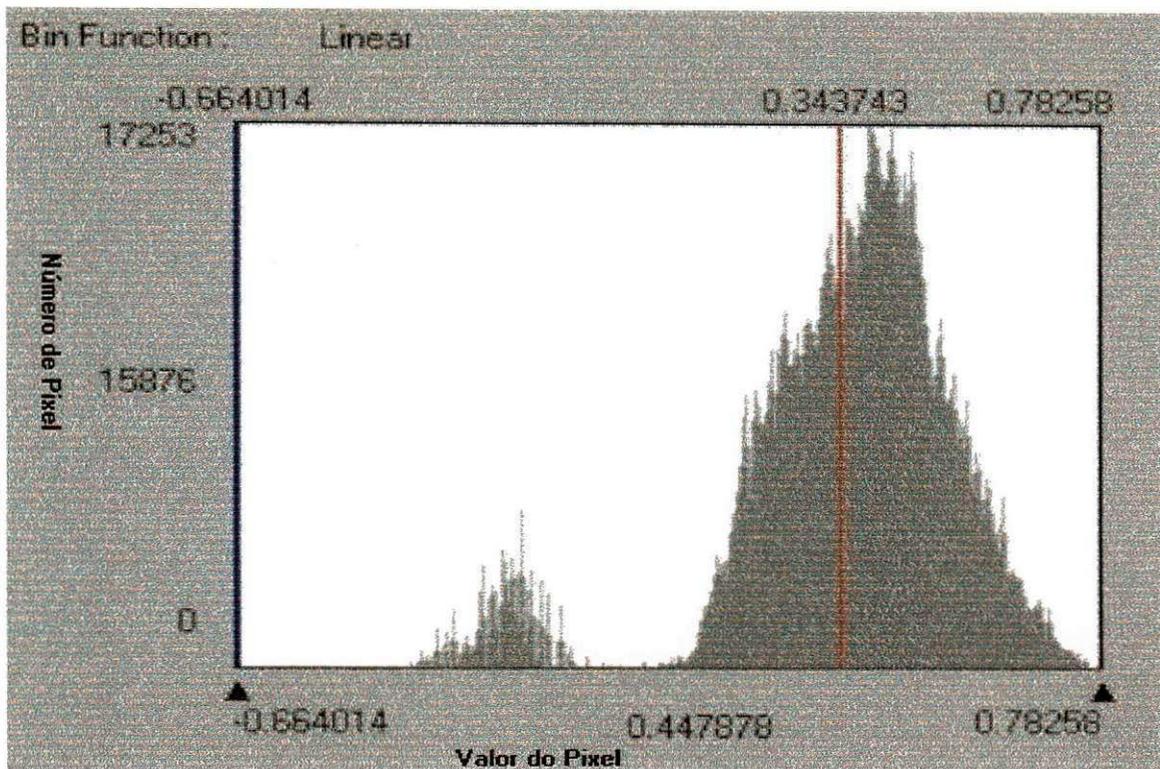


Figura 4.7 - Índice de vegetação da diferença normalizada para o dia 04/10/2001



**Figura 4.8** – Histograma de frequência do índice de vegetação da diferença normalizada para o dia 04/12/2000

#### 4.4 – Emissividade da Superfície

Na Tabela 4.1 observa-se que os valores de emissividade da superfície não diferem muito nos dois anos, e nem entre as diferentes áreas estudadas. Nas áreas de solo exposto e caatinga, os valores de emissividade da superfície ficaram em torno de 0,91 e 0,93 para os dois anos, respectivamente. Já nas áreas de vegetação irrigada, o valor encontrado foi igual a 0,99, muito próximo daqueles obtido por Ouaidrari et al. (2002) para áreas vegetadas iguais a 0,98. O valor encontrado na área com fruteiras foi igual a 0,98, tanto para 2000 quanto para 2001. Para a área da Barragem de Sobradinho, também observou-se um valor de 0,98 nas duas datas estudadas.

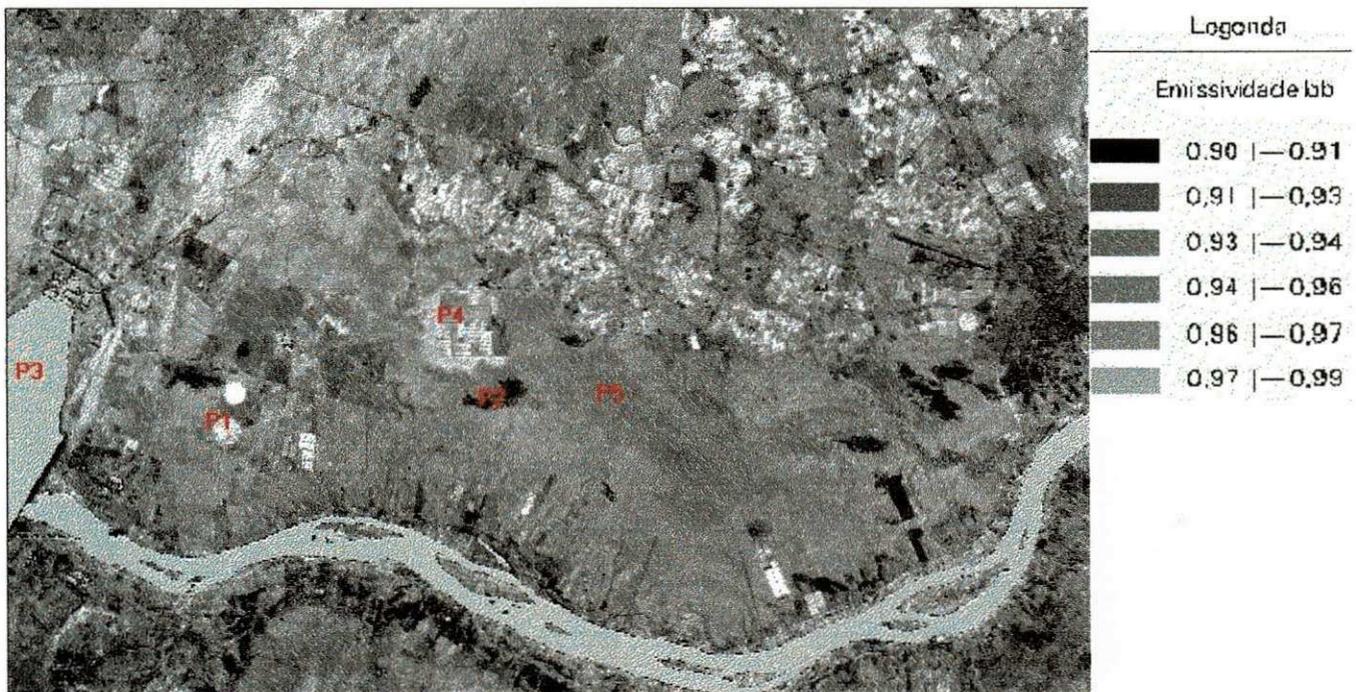
Vários estudos têm sugerido que a emissividade pode ser a maior fonte de erros nas estimativas de temperatura da superfície usando imagens de satélite (Becker, 1987; Ouaidrari et al., 2002). De acordo com Ouaidrari et al. (2002) a emissividade varia de 0,92 a 0,96, para solos descobertos. Os resultados para solo descobertos encontrados por Ouaidrari et al. (2002), se aproximam dos encontrados neste trabalho, para área de solo descoberto que foi igual a 0,91 e 0,93. Ao utilizar o SEBAL em território americano, Morse et al. (2001) e Allen et al. (2002) arbitraram um limite inferior para a emissividade dos solos descobertos, de 0,965. Importante destacar que esse valor seria usado mais tarde na determinação da temperatura da superfície, com imagens Landsat 5 e 7, a exemplo da presente pesquisa. Para chegarem a esse limite, os referidos autores realizaram várias medições da emissividade em diversas áreas, com auxílio de termômetro infravermelho e termopares.

Nas legendas das Figuras 4.9 e 4.10 observa-se uma variação na emissividade que vai de 0,90 a 0,99 para os dois anos. Schneider & Mauser (1996), medindo a temperatura da superfície de um lago com 476 Km<sup>2</sup>, utilizando imagens do satélite NOAA/AVHRR, obtiveram valores de emissividade igual a 0,99 para a água, valor próximo ao encontrado nesta pesquisa.

Bastiaanssen (2000), aplicando o SEBAL na Bacia do Lago de Gediz, na Turquia, encontrou valores de emissividade iguais a 0,93 para pixels secos, e de 1,0 para o pixel úmido, valores que se aproximam dos encontrados neste trabalho, na área irrigada e na água, quais sejam 0,98 e 0,99.

Na Figura 4.11 está representado o histograma de frequência dos pixels da emissividade da superfície correspondente à cena do ano de 2000. Conforme se depreende de sua análise, conclui-se que a emissividade média é de 0,96. No entanto, foram

considerados todos os pixels da cena estudada. Ademais, percebe-se claramente a ocorrência de pixels da emissividade inferior a 0,90, limite estabelecido por Morse et al. (2001) para áreas americanas. Conforme o referido histograma, a maioria dos pixels apresenta valores de emissividade entre 0,97 e 0,99. Observa-se, ainda, uma estreita faixa correspondente aos pixels da água, cujo valor foi estabelecido ser de 0,985.



**Figura 4.9** - Emissividade da superfície para o dia 04/12/2000.

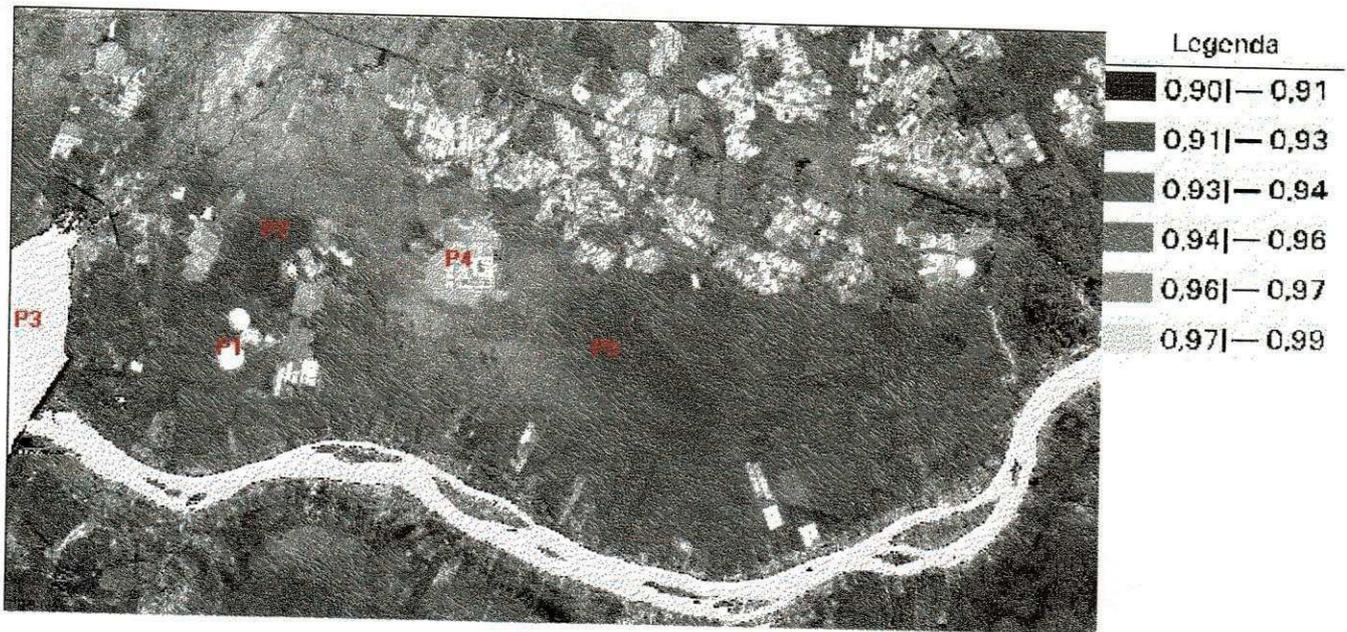


Figura 4.10 - Emissividade da superfície para o dia 04/10/2001.

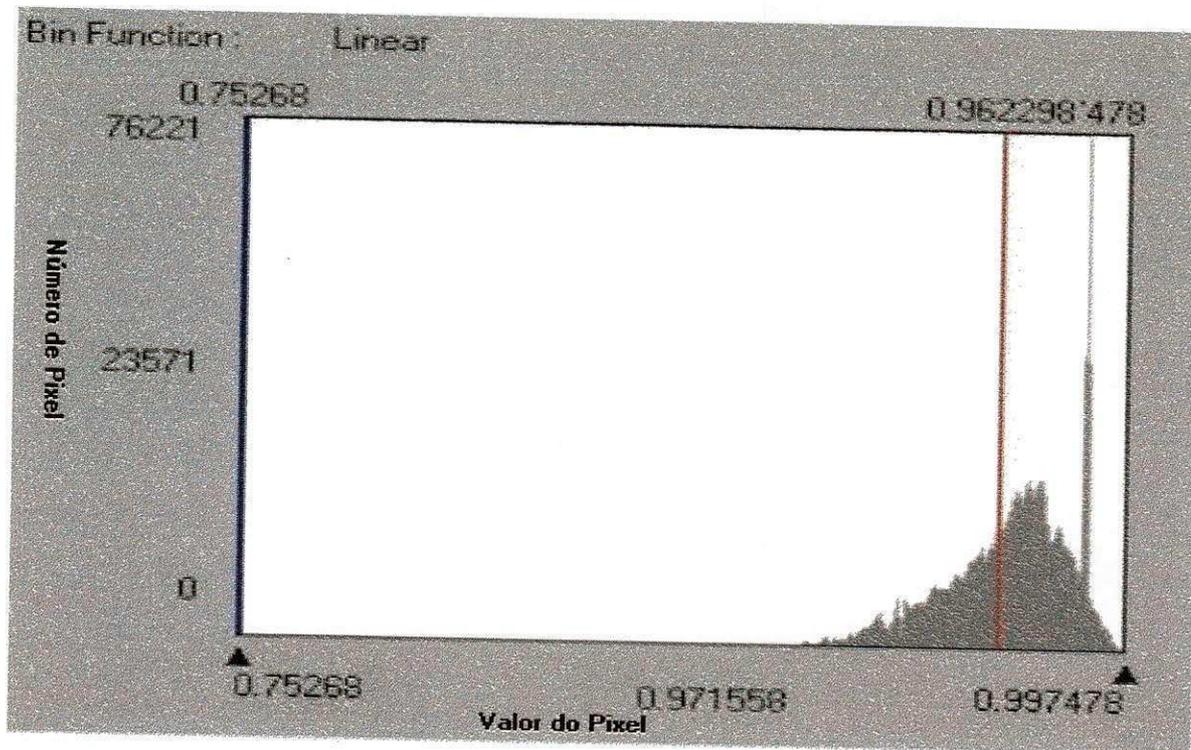


Figura 4.11 – Histograma de frequência da emissividade da superfície para o dia 04/12/2000.

**Tabela 4.1** - Parâmetros instantâneos determinados usando o Algoritmo SEBAL para cinco diferentes alvos, para o dia 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro de 2001, na hora de passagem do satélite.

Parâmetros	P1-Área com vegetação irrigada	P2-Solo exposto	P3-Barragem de Sobradinho	P4-Área cultivada com frutífera	P5- Área de Caatinga
NDVI (2000)	0,75	0,16	-0,30	0,71	0,15
NDVI (2001)	0,78	0,17	-0,33	0,71	0,16
Albedo da superfície (2000)	17%	31%	8%	20%	20%
Albedo da superfície (2001)	18%	33%	9%	20%	24%
Emissividade da superfície (2000)	0,99	0,92	0,98	0,98	0,93
Emissividade da superfície (2001)	0,99	0,92	0,98	0,98	0,93
Temperatura da superfície (°C) (2000)	23,1	37,5	20,8	23,3	33,3
Temperatura da superfície (°C) (2001)	24,7	39,9	23,0	26,7	35,7

#### 4.5 – Temperatura da Superfície

Observa-se nas Figuras 4.12 e 4.13 que os valores de temperatura tiveram um acréscimo de um ano para o outro. Na Figura 4.12, que representa o ano de 2000, visualiza-se na legenda que a variação da temperatura foi de 20,1 °C a 38,2 °C, já para a Figura 4.13, representando o ano de 2001, esses valores se apresentaram maiores e tiveram uma variação de 21,6 °C a 44,0 °C. Esse acréscimo na temperatura verificado em 2001 se deu devido à ausência de chuva nos meses e dias próximos a data da passagem do satélite. Isso foi verificado nos registros pluviométricos de Petrolina. Já para o ano de 2000, pelos registros pluviométricos o mês de novembro teve um total pluviométrico de 144,6 mm, o que pode ter influenciado em menores valores de temperatura para 2000. Bastiaanssen (2000), realizando balanço de energia na Bacia de Gediz, na Turquia, encontrou valores de

temperatura da superfície iguais a 48,9 °C, para o pixel que classificou de seco e 18,9 °C para o pixel úmido, valores esses próximos aos encontrados nesta pesquisa, para o ano de 2001, para áreas de solo nu e para áreas com vegetação irrigada.

Nas Figuras 4.12 e 4.13 para as áreas irrigadas, obteve-se valores de temperatura iguais a 23,1 °C e 24,7 °C. Já para áreas de solo exposto os valores encontrados foram iguais a 37,5 °C e 39,9 °C, respectivamente às duas cenas de 2000 e 2001. Na área do lago do Sobradinho a temperatura foi de 20,8 °C para o ano de 2000 e de 23,0 °C para o ano de 2001. Schneider & Mauser (1996) compararam medidas de temperatura da superfície de um lago, utilizando imagens do satélite NOAA AVHRR e dados de radiossondagem e obtiveram um valor medido através de radiossondagem de 19,1 °C no horário de passagem do satélite às 9h45min, e pelo sensoriamento remoto esse valor foi igual a 19,4 °C. Os valores de temperatura se aproximam muito dos encontrados pela literatura, com esse tipo de alvo (água).

A Figura 4.14 apresenta o histograma da temperatura da superfície para o ano de 2000, em que se observam dois picos, o da esquerda representa os pixels da água, e o outro os demais alvos estudados nesta pesquisa. O pico da direita apresenta maior valor de temperatura de 33,3 °C (306,3 K), representado pela linha vermelha, que possivelmente deve estar associado a alvos com solo descoberto ou caatinga.

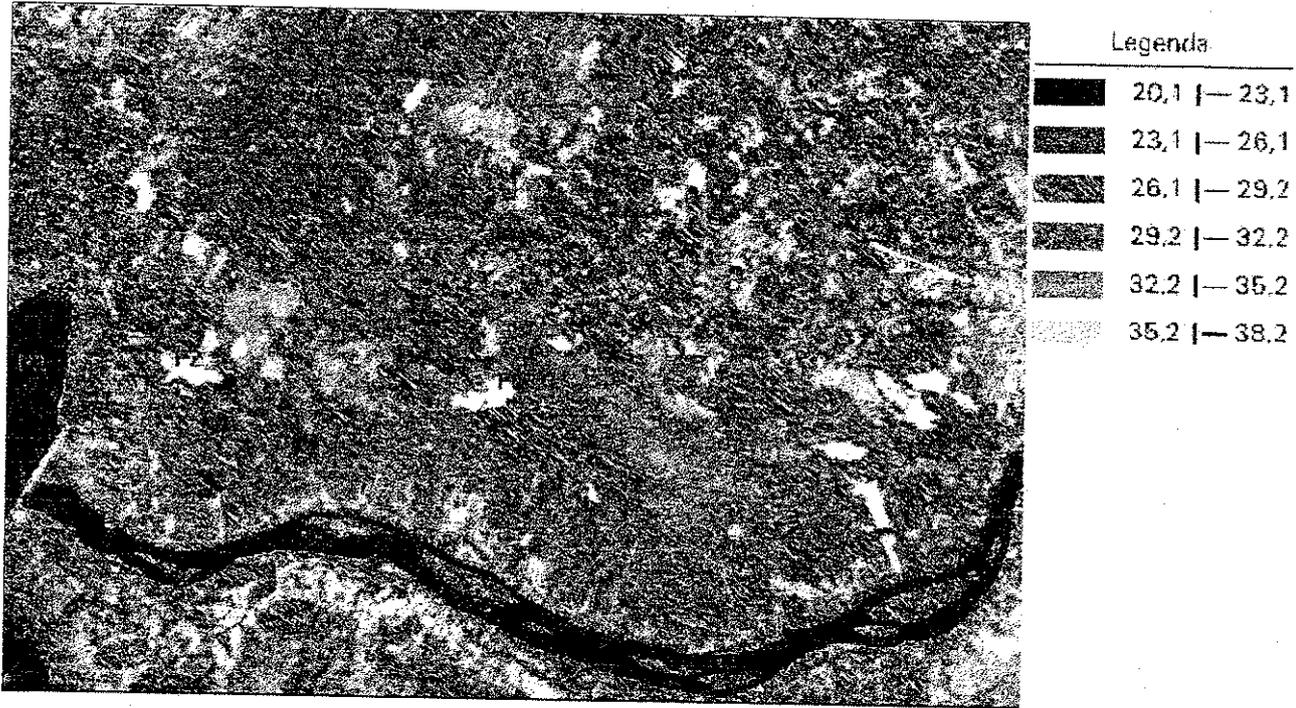


Figura 4.12- Temperatura da superfície para o dia 04/12/2000.



Figura 4.13 - Temperatura da superfície para o dia 04/10/2001.

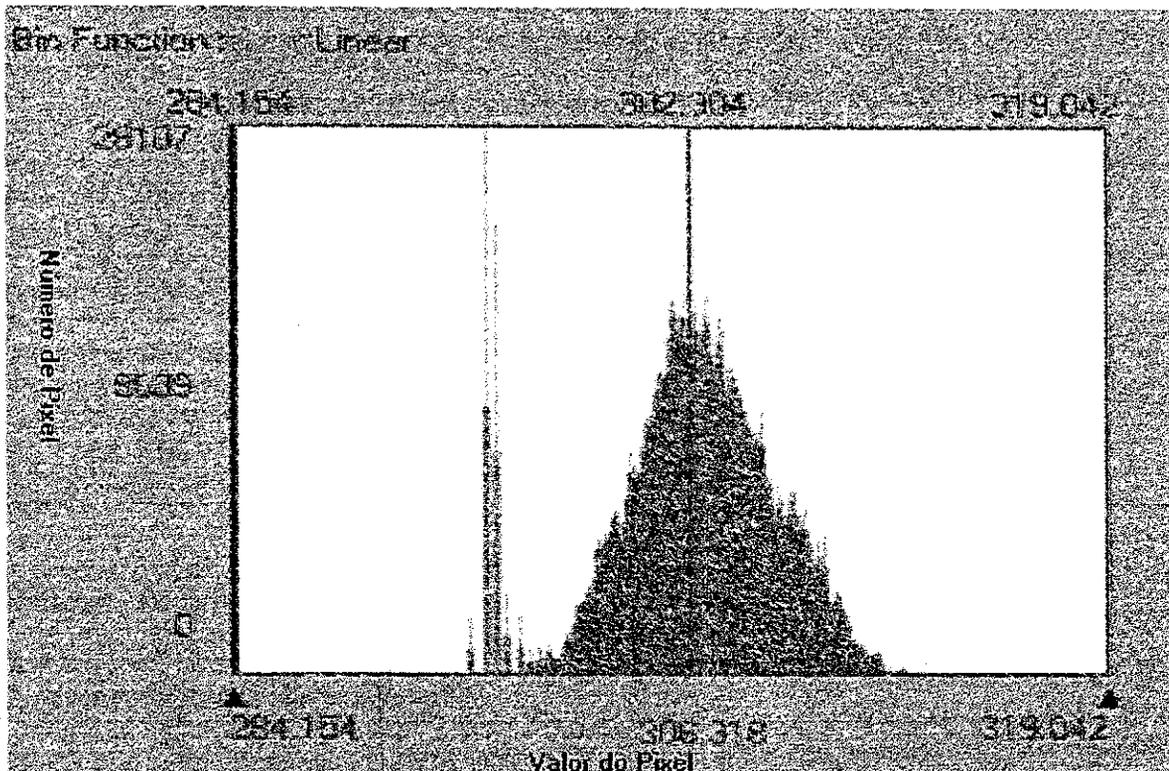


Figura 4.14 – Histograma da temperatura da superfície para o dia 04/12/2000.

#### 4.6 – Saldo de Radiação de Onda Curta

A radiação de onda curta incidente na área selecionada foi calculada segundo equação utilizada por Bastiaanssen, (1995), Allen et al. (2002), Morse et al. (2001) e Silva et al. (2002), e os valores encontrados foram iguais a  $884,9 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e  $96,5 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001. O valor de radiação solar global estimada em 2001 é da mesma ordem de magnitude do valor observado na estação meteorológica de Bebedouro, localizada no município de Petrolina, que foi de  $863,0 \text{ Wm}^{-2}$ , às 10 horas da manhã. Esse resultado evidencia a precisão da equação de estimativa da radiação solar incidente usada na pesquisa.

As Figuras 4.15 e 4.16 apresentam as cartas do saldo de radiação de onda curta, em que se observa (Figura 4.15) que os valores ficaram em torno de 545,8 a 822,5  $Wm^{-2}$  para o ano de 2000 e 568,8 a 891,1  $Wm^{-2}$ , e se verifica ter ocorrido um aumento dessa radiação do ano de 2000 para o ano de 2001. O albedo no ano de 2001 apresentou valores ligeiramente maiores que no ano de 2000, logo era de se esperar que a radiação refletida tivesse um aumento em 2001.

A Tabela 4.2 (página 71) apresenta os valores do saldo de radiação de onda curta, para as diferentes áreas da cena estudada, e pode-se observar que em todos os alvos ocorreu um acréscimo na radiação solar no ano de 2001, em relação ao ano de 2000.

A Figura 4.17 apresenta o histograma do saldo de radiação de onda curta refletida, para o ano de 2000. Observam-se dois picos, sendo um bem maior que o outro. O da direita (menor) representa a água, que chega bem próximo aos valores máximos do histograma; e o esquerdo representa as outras áreas em estudo. A linha vermelha no histograma representa a magnitude média dos valores obtidos na carta do saldo de radiação de onda curta incidente que foi de 722,8  $Wm^{-2}$ .



Figura 4.15 – Saldo de radiação de onda curta para o dia 04/12/2000.



Figura 4.16 – Saldo de radiação de onda curta para o dia 04/10/2001.

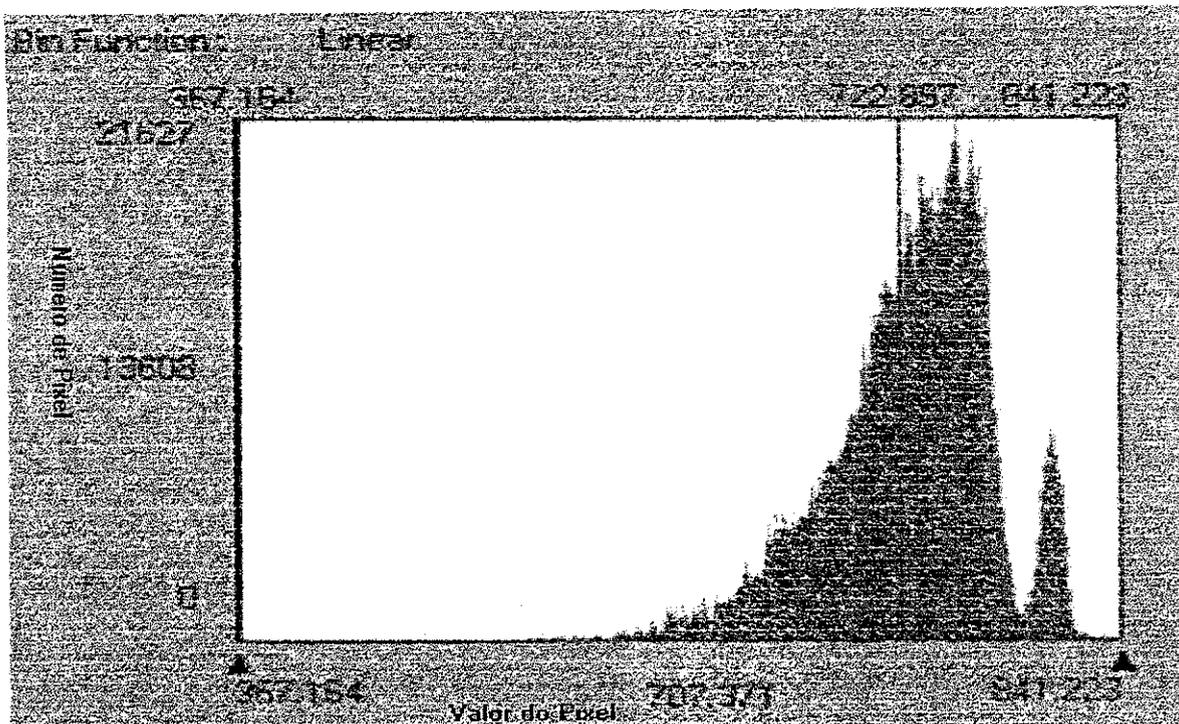


Figura 4.17 – Histograma do saldo de radiação de onda curta para o dia 04/12/2000.

#### 4.7 – Radiação de Onda Longa Emitida e Incidente

A radiação de onda longa é controlada, basicamente, pelas temperaturas do ar e do solo, pela nebulosidade (que não foi o caso desta pesquisa, porque as imagens são de dias sem nebulosidade) e pela concentração de vapor d'água e dióxido de carbono na atmosfera.

Quanto maior a temperatura do solo, maior será sua irradiação de onda longa. Por outro lado, quanto maior a temperatura da atmosfera, maior será a contra radiação atmosférica. Numa escala diária, a temperatura do ar, tomada próximo à superfície, representa bem a temperatura do solo.

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície, foi obtida segundo expressão usada por Bastiaanssen (1995), Morse et al. (2001), Allen et

al. (2002), e os valores obtidos foram iguais a  $361,4 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2000 e  $367,0 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2001, isso pode ser justificado pelo aumento na temperatura do solo no ano de 2001.

O comportamento da radiação de onda longa emitida está representada nas Figuras 4.18 e 4.19, em que se observa segundo valores da legenda da Figura 4.19, um aumento da radiação de onda longa emitida no ano de 2001. Os valores de radiação de onda longa emitida nas áreas irrigadas foram iguais a  $432,7 \text{ Wm}^{-2}$  e  $451,3 \text{ Wm}^{-2}$  (Tabela 4.2). Já nas áreas com fruteiras esses valores foram de  $436,2 \text{ Wm}^{-2}$  e  $444,3 \text{ Wm}^{-2}$ , valores esses menores que aqueles obtidos para áreas de solo exposto:  $468,6 \text{ Wm}^{-2}$  e  $470,7 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente aos anos de 2000 e 2001.

As Figuras 4.20 e 4.21 apresentam o histograma de frequência da radiação de onda longa emitida, e nota-se que há uma diferença bastante interessante entre eles, no caso dos pixels que representam a água, que são os menores no lado esquerdo das Figuras 4.20 e 4.21. O pico para o ano de 2001 está maior que o do ano de 2000, assim como os outros dois da direita, que representam as outras áreas em estudo. O do ano de 2001 apresenta maior variabilidade e maior média, em comparação ao ano de 2000. A maior ordem de magnitude do histograma de 2000 ficou em torno de  $455,7 \text{ Wm}^{-2}$  e para o ano de 2001 esse valor foi bem maior, em torno de  $490,1 \text{ Wm}^{-2}$ . Esses comportamentos de ambos os histogramas confirmam os valores obtidos pela carta da radiação de onda longa emitida.

Os padrões apresentados em 2001 estão associados à ausência de chuvas, uma vez que a estação chuvosa local, em geral se inicia em novembro e vai até março/abril. Tal explanação foi verificada nos registros pluviométricos de Petrolina e vizinhança. Pelos registros pluviométricos entre os meses de setembro a dezembro de 2001

os registros de chuva foram muito pequenos chegando a chover apenas 0,4 mm no dia 3 de dezembro de 2001.

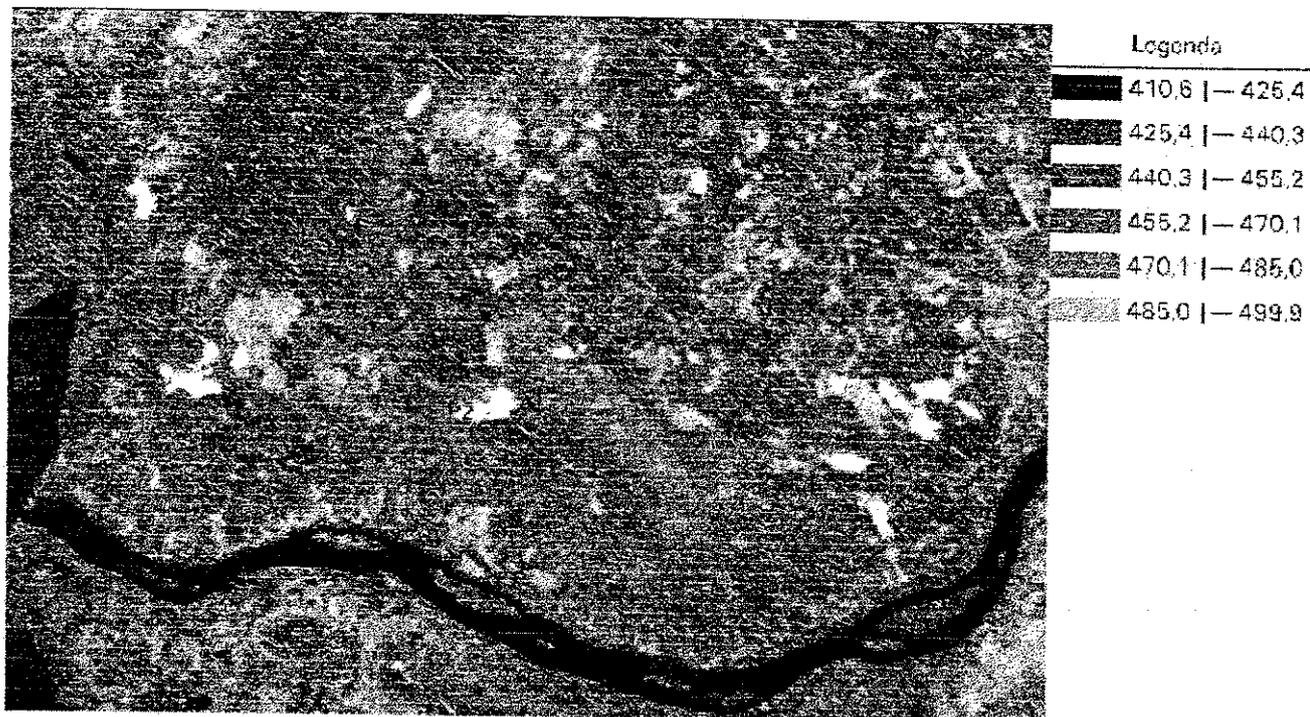


Figura 4.18 - Radiação de onda longa emitida para o dia 04/12/2000.



Figura 4.19 - Radiação de onda longa emitida para o dia 04/10/2001.

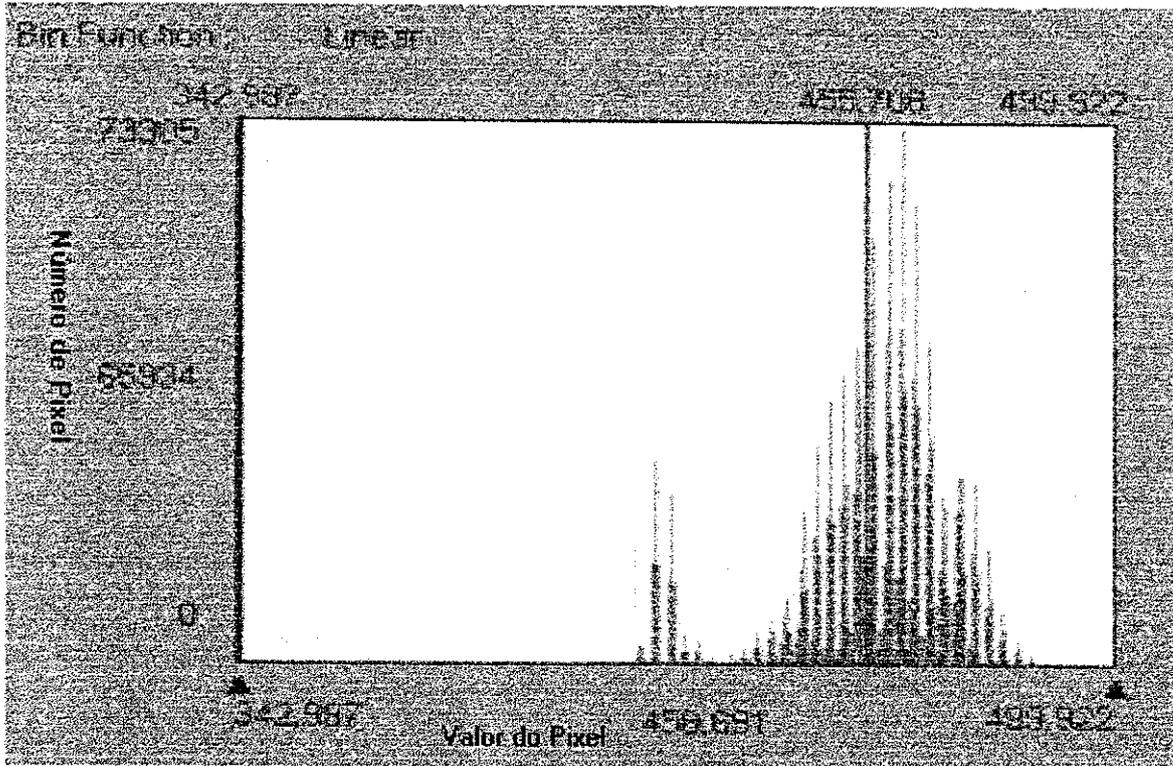


Figura 4.20 - Radiação de onda longa emitida para o dia 04/12/2000.

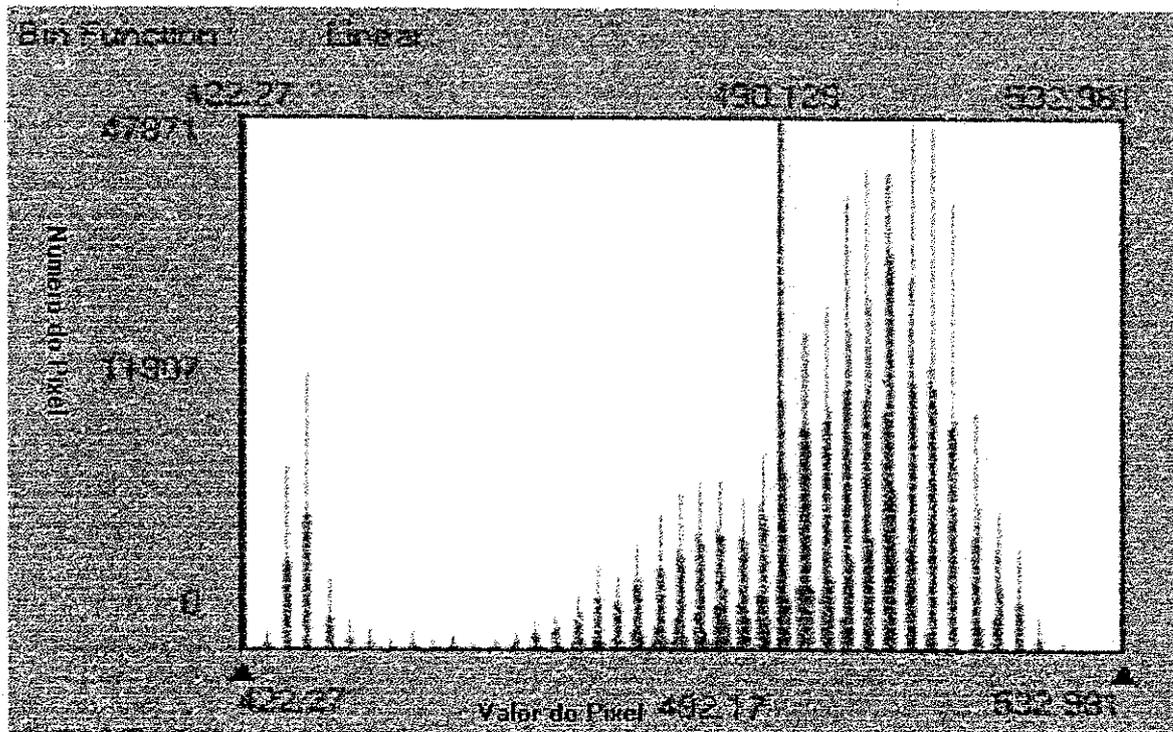


Figura 4.21 - Radiação de onda longa emitida para o dia 04/10/2001.

#### 4.8 – Saldo de Radiação à Superfície

O saldo de radiação obtido com esta pesquisa foi efetuado para dias de céu claro, ou seja, no período em que o céu permanece sem nebulosidade e representa momentos com maior disponibilidade de energia solar para os processos biofísicos.

As Figuras 4.22 e 4.23 apresentam os valores do saldo de radiação para as datas estudadas e observa-se que as áreas mais claras indicam maiores valores de  $R_n$  (saldo de radiação). Esses valores vão de  $395,3 \text{ Wm}^{-2}$  a  $775,5 \text{ Wm}^{-2}$ , para o ano de 2000 e de  $360,3 \text{ Wm}^{-2}$  a  $775,4 \text{ Wm}^{-2}$ , no ano de 2001. Diante dessa ordem de magnitude do balanço de radiação, observa que de modo geral não houve mudanças muito significativas de um ano para o outro. O saldo de radiação nas áreas irrigadas da Figura 4.22 foi igual a  $655,1 \text{ Wm}^{-2}$  (Tabela 4.3). Daughtry et al. (1990), utilizando técnicas de sensoriamento remoto sobre parcelas de algodoeiro, solo nu e alfafa, realizaram medições de  $R_n$  e  $G$  (fluxo de calor no solo) à superfície e concluíram que o erro médio entre as medições e as estimativas de  $R_n$  com sensoriamento remoto foram menores que 7 %. Na área escaneada, o  $R_n$  variou de  $600 \text{ Wm}^{-2}$  a  $800 \text{ Wm}^{-2}$ , e nas parcelas com medições de  $R_n$  as diferenças entre tais técnicas foram inferiores a 10%.

Na área de solo exposto (Figura 4.22) o valor encontrado foi inferior ao da área irrigada,  $421,8 \text{ Wm}^{-2}$ . No lago de Sobradinho foram observados valores superiores aos da área irrigada ( $751,3 \text{ Wm}^{-2}$ ). Na área de frutíferas o valor do saldo de radiação encontrado foi de  $627,4 \text{ Wm}^{-2}$ . Silva (2000) obteve  $R_n$  de  $600 \text{ Wm}^{-2}$  em 18/10/1998 em dia de céu claro, e  $570 \text{ Wm}^{-2}$  em 10/09/1999, em pomar de mangueira no projeto Bebedouro, próximo a área do presente estudo (cerca de 40Km de distância). Moura (2001), em pomar de goiabeira na área do Nilo Coelho obteve  $R_n$  igual a  $644,48 \text{ Wm}^{-2}$ , média do máximo

diário no período de 04/10 a 30/11/2000. No horário das 10h foram obtidos valor da ordem de  $550 \text{ Wm}^{-2}$ . Já a área de caatinga apresentou um  $R_n$  igual a  $618,7 \text{ Wm}^{-2}$ . De um modo geral, os valores apresentados de  $R_n$  na Figura 4.22 foram superiores aos da Figura 4.23. No entanto, ao analisar as áreas selecionadas em cada mapa verificou-se que em 2001 na área irrigada, o  $R_n$  foi de  $664,5 \text{ Wm}^{-2}$ . Leitão (1989), analisando o comportamento da soja irrigada, no perímetro irrigado de Mandacaru, Juazeiro-BA, cultivada nas condições semi-áridas do Nordeste Brasileiro, observou valores de saldo radiação igual a  $663 \text{ Wm}^{-2}$ . No solo exposto o valor do saldo de radiação foi igual a  $426,9 \text{ Wm}^{-2}$  e na Barragem de Sobradinho  $R_n$  foi igual a  $750,7 \text{ Wm}^{-2}$ . Na área com fruteira o saldo de radiação foi igual a  $630,1 \text{ Wm}^{-2}$  e na área de caatinga observou-se o valor de  $621,1 \text{ Wm}^{-2}$ . Esses valores estão presentes na Tabela (4.3).

Oliveira (1998), analisando os efeitos da advecção e sua influência sobre um campo de amendoim irrigado na cidade de Rodelas-BA, região semi-árida do Nordeste brasileiro, encontrou valores de valores de saldo de radiação às 10 horas da manhã em solo descoberto igual a  $400 \text{ Wm}^{-2}$ . Esse mesmo autor encontrou para uma fase de floração do amendoim valor de saldo de radiação igual a  $650 \text{ Wm}^{-2}$ , para o mesmo horário. Esses valores encontrados por Oliveira (1998), estão de acordo com os encontrados nesta pesquisa para esses tipos de alvos.

Bastiaanssen (1998) também estudou alguns parâmetros da superfície através do algoritmo SEBAL para a Bacia do rio Heihe, em Buansu (China). Sua avaliação foi em áreas de deserto e de oásis. O  $R_n$  variou de  $400 \text{ Wm}^{-2}$ , no deserto, a  $500 \text{ Wm}^{-2}$ , no oásis. Comparando-se esses valores com os do presente estudo para área de solo exposto e cultivada, Figuras 4.22 e 4.23, respectivamente, observa-se que, mesmo tratando-se de

regiões diferentes, os mesmos são semelhantes, uma vez que foram obtidos com a mesma metodologia (algoritmo SEBAL) e para o mesmo sensor de satélite (Landsat 5-TM).

Em estudo muito laborioso, Dubayah (1992) estimou o saldo de radiação a partir de imagens de satélite, usando algoritmos de transferência radiativa, em conjunção com a elevação digital do terreno, para a correção atmosférica. O valor de  $R_n$  obtido com correção foi igual a  $654 \text{ Wm}^{-2}$ , e o não corrigido foi de  $643 \text{ Wm}^{-2}$ , valores mais próximos aos obtidos no presente estudo, em comparação com os de Bastiaanssen (1998).

Nas Figuras 4.24 e 4.25 estão representados os histogramas do saldo de radiação, em que os maiores valores estão associados à concentração de pontos ao redor da moda de menor pico. Esses valores são representativos da água, e ficaram em torno de  $775,5 \text{ Wm}^{-2}$ , para o ano de 2000 e de  $775,4 \text{ Wm}^{-2}$ , para o ano de 2001. Em 2000, o  $R_n$  médio de toda a cena estudada foi de  $615,0 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que em 2001 foi de  $583,9 \text{ Wm}^{-2}$ .

Como pode ser visto, o  $R_n$  da cena estudada em 2000 foi maior que o de 2001, e isto pode estar associado à ocorrência de chuva em dias próximos à passagem do Landsat na área estudada. Como consequência, o albedo e a temperatura da superfície em 2000 tiveram valores menores que os observados em 2001. Logo, a radiação de onda longa em 2001 foi maior que a de 2000, o que está de acordo com as análises da seção 4.7.

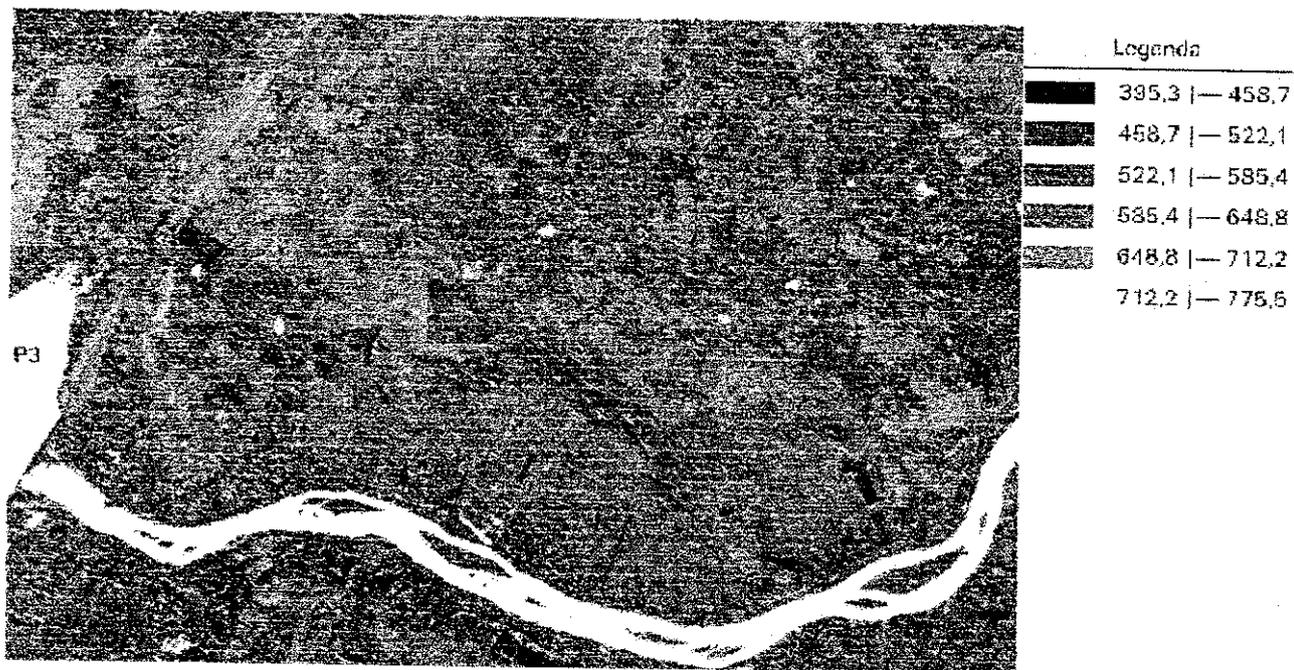


Figura 4.22 - Saldo de radiação para o dia 04/12/2000.



Figura 4.23 - Saldo de radiação para o dia 04/10/2001.

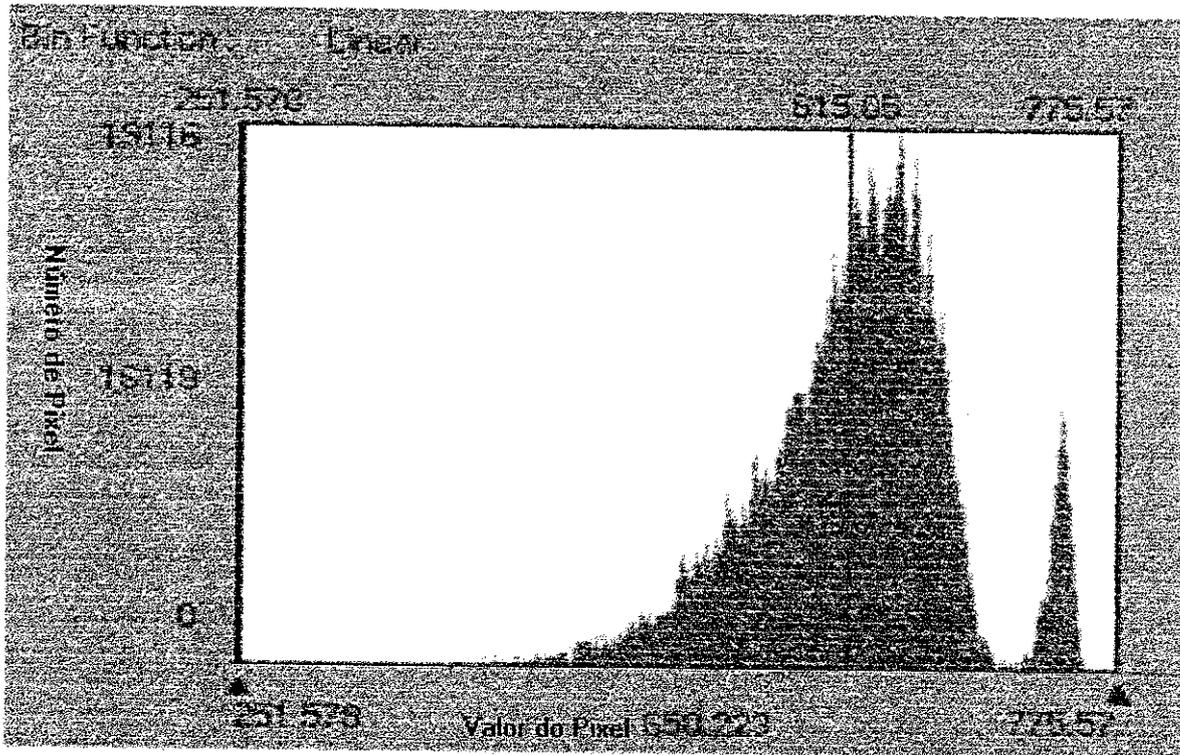


Figura 4.24 – Histograma do saldo de radiação para o dia 04/12/2000.

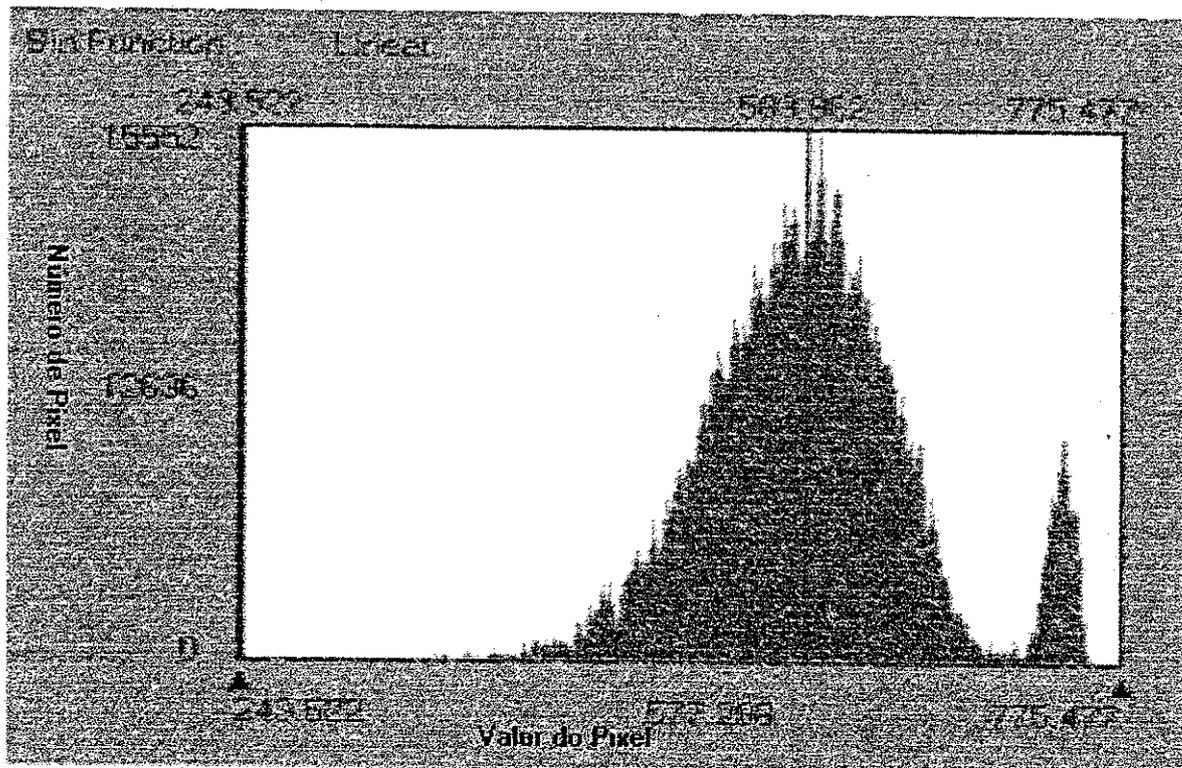


Figura 4.25 - Histograma do saldo de radiação para o dia 04/10/2001.

**Tabela 4.2** - Componentes do balanço de radiação para cinco diferentes alvos, para o dia 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro de 2001, na hora de passagem do satélite.

<b>Parâmetros</b>	<b>P1-área com vegetação irrigada</b>	<b>P2-solo exposto</b>	<b>P3-Barragem de Sobradinho</b>	<b>P4-área cultivada com frutífera</b>	<b>P5-Área de Caatinga</b>
Radiação de onda longa emitida ( $R_{L\uparrow}$ ) (2000)	432,7	494,8	417,0	437,7	484,3
Radiação de onda longa emitida ( $R_{L\uparrow}$ ) (2001)	451,3	495,0	427,4	458,8	487,3
Saldo de radiação de onda curta ( $R_{S\uparrow}$ ) (2000)	728,6	649,8	805,9	720,0	763,6
Saldo de radiação de onda curta ( $R_{S\uparrow}$ ) (2001)	736,6	661,4	808,8	721,1	773,3
Saldo de Radiação ( $R_n$ ) (2000)	655,1	421,8	751,3	627,4	618,7
Saldo de Radiação ( $R_n$ ) (2001)	664,5	426,9	750,7	630,1	621,1

## **5- CONCLUSÕES E SUGESTÕES**

### **5.1 - CONCLUSÕES**

Os resultados obtidos com o estudo levam às seguintes conclusões:

- Os componentes do balanço de radiação, de um modo geral, apresentaram um ligeiro aumento do ano de 2000, em comparação ao ano de 2001. No entanto, nas áreas selecionadas para análises das áreas específicas, observou-se o contrário.
- O albedo da área estudada em 2000 foi ligeiramente maior que o de 2001. No entanto, os padrões apresentados pela vegetação nativa, frutíferas, solo exposto etc, estão em concordância com outros estudos.
- O índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI) apresentou algumas variações, principalmente nas áreas irrigadas, com valores em 2000 inferiores aqueles de 2001, devido a um menor índice de área foliar no ano de 2001. Nas áreas com fruteiras ocorreu uma redução no valor do NDVI, provavelmente devido a poda das áreas com fruteiras.

## 5.2 – SUGESTÕES

Para trabalhos futuros, sugere-se que sejam considerados mapas de utilização do solo das áreas estudadas, de forma a propiciar uma avaliação mais detalhada dos diferentes parâmetros avaliados.

Que sejam, na medida do possível, feitas campanhas de levantamentos dos componentes do Balanço de Radiação à superfície em áreas uniformes e de grandes extensões (40 ou mais hectares), coincidentes com passagens do Landsat sobre tais áreas.

Que sejam empreendidas correções atmosféricas das radiâncias medidas com o Landsat 5 – TM, de forma a propiciar melhores valores da temperatura da superfície e refletância nas diferentes bandas do satélite.

## 6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHERN, F. J., D.G. GOODENNOUGH.; JAIN, S. C., RAO, V. R. and ROCHON, G. Use of clear lakes as standard reflectors for atmospheric measurements, in pro. 11<sup>th</sup>. Int. Symp. of Remote Sensing of the Environment: 731-755, 1977.

ALLEN, R. G., PERREIRA, L. S.; D.; SMITH, M. Crop evaporation. Roma: FAO, 1998. 301p. (Irrigation and Drainage paper 56).

ALLEN, R. G., TREZZA, R., TASUMI M. Surface energy balance algorithms for land. Advance training and users manual, version 1.0, pp.98, 2002

ALVES, A. V., AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação num cultivo de melão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, X, 1997, Piracicaba-SP, Anais, Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 1997, p 520.

ALVES, J. do P. Classificação de Capacidade de uso da Terra no Semi-árido Paraibano através de imagem – TM (LANDSAT-5). Areia-PB. CCA/UFPB. 1996. 160p (Dissertação de Mestrado).

ARINO, O., DEDIEU.; G. and DESCHAMPS. Determination of land surface spectral reflectance using METEOSAT and NOAA/AVHRR short-wave channel data. Int. J. of Remote Sensing, vol.13, nº 12:2263-2287, 1992.

ARYA, S. P. Introduction to micrometeorology. North Carolina: Academic Press, 1998. 307 p.

AZEVEDO, P. V.; LEITÃO, M. M. V. B. R.; SOUZA, I. F. de MACIEL, G. F. Balanço de Radiação sobre Culturas nas condições Semi -Áridas do Cariri Paraibano. Anais do VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1990, Salvador-BA. Anais 01:33-38, 1990.

AZEVEDO, P. V.; RAMANA RAO, T. V.; AMORIM NETO, M. S., ET AL. Necessidades hídricas da cultura do algodoeiro. Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília, V. 28, n 7, p 863-870, 1993.

BARBOSA, M. P. Programas Espaciais e Sistemas Sensores. Programa de Suporte Técnico à Gestão de Recursos Hídricos - ABEAS. Curso Especialização em Sensoriamento Remoto e SIG. Módulo 3. Brasília-DF, 1996, 35p.

BASTIAANSSEN, W. G. M., BOS. M. G. Irrigation performance indicators based on remotely sensed data: a review of literature. Irrig. Drainage Syst., 13p, 1999.

BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Ph.D. Thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 273p, 1995.

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

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 1. Formulation. Journal of Hydrology, v. 212-213, p. 198-212, 1998.

BASTIAANSSEN, W. G. M., M. MENENTI, R. A. FEDDES and A. A. M HOLTSLAG, 1998. The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): Part 1 formulation. Journal of Hydrology, 212-213: 198-212.

BASTIAANSSEN, W. G. M., H. PELGRUM, J. WANG, Y. M, J. MORENO, G. J. ROERINK and T, VAN DER WAL, 1998. The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): Part 2 validation, Journal of Hydrology, 212-213: 213-229.

BATISTA, G. T.; ALMEIDA, S. E. Índice de vegetação versus precipitação na Amazônia. IX Simpósio Brasileiro de sensoriamento remoto. Santos-SP, setembro. 1998. **Anais**. São José dos Campos, INPE, (CD-ROM).

BECKER, F. The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *International Journal of Remote Sensing*, 8:1509-1522, 1987.

BECKER, F. and Z. L. Li 1990. Towards a local split window method over land surface. *Int. J. Remote Sensing*, 11:369-393.

BLAD, B. L.; BAKER, D. G. Reflected radiation from a soybean crop. *Agronomy Journal*, Madison, v.64, p.277-280, 1972.

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

BRAGA, C. C. Inter-relações entre padrões de Índices de Vegetação e de pluviometria no Nordeste do Brasil. Campina Grande, CDRN/CCT/UFPB. 2000.129 p Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000.

BREST, C. L., and GOWARD, S. N. Deriving surface albedo measurements from narrow band satellite data, *Int. j. Remote Sensing*. 8:351-367, 1987.

CHOUDHURY, B. J., AHMED, N. U., IDSO, S. B., REGINATO, R. J., Daughtry, C.S.T., 1994. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations. *Rem. Sens. Environ.* 50, 1-17.

COOPER, P. I. The Absorption of Solar Radiation in solar Stills. *Solar Energy*, London, v.12, n 3, p 333-346, 1969.

DAELS, L. & ANTROPP, M. The Extraction of Soil Information from Remote Sensing Documents Ghent Belgium, 1997. P 123-190.

DAUGHTRY, C. S. T.; KUSTAS, W. P.; MORAN, M. S., PINTER, P. J. Jr.; JACKSON R. D.; BROW, P.W.; NICHOLS, W. D.; GAY, L. W. Spectral estimates of Net radiation and soil heat flux. *Remote Sensing Environment* 32:111-124, (1990).

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

DUBAYAH, R., DOZIER, J. and DAVIS, F. W. Topographic distribution of clear-sky radiation over the Konza prairie, Kansas, *Water Resource res.*, 26,679-690,1990.

EASTMAN, J. R. IDRISI for Windows. Use's Guide Version 1.0. Clark University. Worcester, MA. USA 1995.

FEITOSA, J. R. P. Balanço de energia e evapotranspiração em áreas de pastagem e de floresta densa na Amazônia Central. Campina Grande – PB, 1993, 95p. Dissertação de Mestrado em Meteorologia – Universidade Federal da Paraíba, 1996.

FERNANDES, M. F. Avaliação da Aptidão Agrícola da terra e parte do Setor Leste da Bacia do Rio Seridó, Usando Sensoriamento Remoto e Geo - processamento. Campina Grande –PB, UFPB, 1997, 186p (Dissertação de Mestrado).

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

HUETE, A. R. Adjusting Vegetation indices for soil influences. *International Agrophysics* 4(4):367-376, 1998.

HUETE, A. R; LIV, H. Q; BATCHILY, K and VAN LEEUWEN. A comparison of vegetation indice over a global set of TM images for ESOS-MODIS. *Remote Sensing Environment*. 59, 440-451. 1997.

HUETE, A. R. & TUCKER, C. J. Investigation of soil influence in AVHRR red and near-infrared vegetation index imagery., *Int. J. Remote Sensing*, 12(6): 1223-1242, 1991.

IZIOMONS, M. G. & MAYER, H. On the variability and modeling of surface albedo and long-wave radiation components. *Agricultural and Forest Met.* 111:141-152, 2002.

KOEPKER, P., KRIEBEL, K. T., and DIETRICH, B. The effect of surface reflection and of atmospheric parameters on the shortwave radiation budget, *Adv. Space Res.* 5:351-354. 1985.

KUSTAS, W. P.; MORAN, M. S. and JACKSON, R. D.; GAY, L. W.; DUELL, L. F. W.; KUNKEL, K. E.; MATTHIAS, A. D. Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using Remote Sensing and a reference field in an arid environment. *Remote Sensing of Environment.* 32:125-141, 1990.

LEITÃO, M. M. V. B. R. Balanço de Radiação e Energia numa cultura de soja irrigada. Campina Grande-PB, UFPB, 1989, 110p. (Dissertação de Mestrado).

LEITÃO, M. M. V. B. R.; AZEVEDO, P. V.; MACIEL, G. F. Balanço de radiação e energia numa cultura de soja irrigada, nas condições semi-áridas no Nordeste do Brasil. IV CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1990. Salvador – Ba, Anais da Sociedade Brasileira de Meteorologia, v. 1. p. 27-32. 1990.

LEITÃO, M. M. V. B. R. Balanço de radiação em três sistemas da floresta Amazônica: campina, e mata densa. São José dos Campos: INPE, 1994. 153p. Tese (Doutorado em meteorologia) – Instituto de Pesquisas Espaciais, 1994.

LILLESAND, T. M. e KIEFER, R. W. *Remote Sensing and Image Interpretation*. 3rd edition. John & Wiley & Sons, Inc. New York, 1994. 74p.

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

MARKHAM, B. L. & BARKER, J. L. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures, *EOSAT Landsat Tech. Notes* (Aug.):3-8. 1986.

MELO, M. L. D. Efeitos da vegetação em simulações numéricas com o modelo RAMS. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina grande, 2003. 108p.

MOLDEN, D.J.; SAKTHIVADIVEL, R. Water accounting to assess use and productivity of water. *Int. J. Water Resources Develop.* V. 15(1/2).p. 55-71, 1999.

MOLDEN, D.J.; SAKTHIVADIVEL, R.; PERRY, C. J.de FRAITURE C. J. 1998. Indicator for Comparing Performance of Irrigated Agricultural Systems Research Report 20. International Water Management Institute. Colombo Sri Lanka.

MOURA, M. S. B. Fenologia e consumo hídrico da goiabeira (*Psidium guajava* L.) irrigada. Campina Grande: DCA/CCT/UFPB, 2001. 124p. (Dissertação de Mestrado).

NORMAN, J. M., DIVAKARLA, M. And GOEL, N. S. Thermal emissivity and infrared temperature dependence of plant canopy architecture and view angle, pro. 10<sup>th</sup> Ann. Inter. Geoscience Remote Sensing Symp., Vol. III, pp. 1747-1750. IEEE, 445 Hoes Lane. Piscataway, NJ 08854, 1990.

NOVO, E. M. L. de M. Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações. São Paulo. Edgard Blucher Ltda 2<sup>a</sup> ed., 1992, 308p.

OLIVEIRA, G. M. Advecção sobre um Cultivo de Amendoim irrigado. Campina Grande-PB, UFPB, 1998, 111p. (Dissertação de Mestrado).

OUAIDRARI, H., GOWARD, S. N., CZAJKOWSKI, K P., SOBRINO, J. A. & VERMOTE, E. Land surface temperature estimation from AVHRR thermal infrared measurements: In assessment for the AVHRR land Pathfinder II data Set. *Remote Sensing Environment*, 81: 114-128, 2002.

PABLOS, A. B., IRAUNDEGUI, Y. J. G. Medida del albedo em vários cultivos y fases de su desarrollo. Salamanca: Centro de edafología y Biología aplicada, 1975, 10p.

QUEIROZ, J. E. R. Princípios Físicos e Comportamento Espectral de Alvos de Sensoriamento Remoto: Programa de Suporte Técnico à Gestão de Recursos Hídricos, 1996.

ROSA, Introdução ao Sensoriamento Remoto. Uberlândia, Editora da Universidade Federal de Uberlândia, 1990, 136p.

ROSENBERG, N. J., BLAD, B. L., VERMA, S. B. Microclimate: The biological Environment. 2<sup>o</sup> Edition, Lincoln - Nebraska: John Willey & Sons, 495p, 1983.

SABINS, F. F. Remote Sensing, Principles and Interpretation New York: W H Freeman and Company 1987, 426p.

SCHNEIDER K. and MAUSER W. Processing and accuracy of Thematic Mapper data for lake surface temperature measurement. Int. J. Remote Sensing, vol. 17, n<sup>o</sup> 11, 2027-2041, 1996.

SILVA, B. B., FEITOSA, J. R., MOURA, S. B., GALVÍNCIO, J. D., COSTA, F. J. F. Balanço de radiação no Perímetro irrigado Senador Nilo Coelho utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5-TM. CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA XII, 2002 Foz do Iguaçu. Anais, Paraná: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002, CD-ROM.

SILVA, B. B., FEITOSA, J. R., MOURA, S. B., GALVÍNCIO, J. D., COSTA, F. J. F. Determinação do albedo no Perímetro irrigado Senador Nilo Coelho utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5-TM. CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA XII, 2002 Foz do Iguaçu. Anais, Paraná: Sociedade Brasileira de

SILVA, V. P. R. Estimativa das Necessidades Hídricas da Mangueira. Campina Grande: DCA/CCT/UFPB, 2000, 129p. (Tese de Doutorado).

SPRING - Introdução ao Sensoriamento Remoto. Disponível em: (<http://www.dpi.inpe.br/spring/usuario/sensor>). Acessado em 30/05/2003.

TEIXEIRA, A. H. C.; LOPES, P. M. O; SILVA, B. B.; AZEVEDO, P. V.; ESPÍNOLA, S. J.; SOARES, J. M. Balanço de radiação na cultura da mangueira In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XI, 2000, Rio de Janeiro. *Anais...*, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000, CD-ROM.

TIBA, C. Solar radiation in the Brazilian Northeast. Renewable Energy n<sup>o</sup> 22: p. 565-578, 2000.

VISWANADHAM, Y. Infrared flux and flux divergence in clear tropical southern atmosphere. São Paulo, v. 33. n. 3, p. 330-390, 1981.

WUKELIC, G. E., GIBBONS, D. E., MARTUCCI, L. M.; FOOTE, H. P. Radiometric Calibration of Landsat Thematic Mapper Thermal Band. Remote Sensing Environment. 28:339-347, 1989.