



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE

CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**AVALIAÇÃO DA INFLUÊNCIA ATMOSFÉRICA EM COMPONENTES DO
BALANÇO DE RADIAÇÃO NA CHAPADA DO APODI COM IMAGENS**

TM - LANDSAT 5

MARCOS CESAR GOMES DE SOUZA

Orientando

Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA

Orientador

Campina Grande

Agosto - 2007

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

MARCOS CESAR GOMES DE SOUZA

**AVALIAÇÃO DA INFLUÊNCIA ATMOSFÉRICA EM COMPONENTES DO BALANÇO
DE RADIAÇÃO NA CHAPADA DO APODI COM IMAGENS TM – LANDSAT 5**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande –
UFCG, em cumprimento às exigências para obtenção do título
de Mestre em Meteorologia.

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

Sub-área: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Orientador: **Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva**

Campina Grande - Paraíba

Agosto de 2007

MARCOS CESAR GOMES DE SOUZA

**AVALIAÇÃO DA INFLUÊNCIA ATMOSFÉRICA EM COMPONENTES DO BALANÇO
DE RADIAÇÃO NA CHAPADA DO APODI COM IMAGENS TM – LANDSAT 5**

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 31/07/2007

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas

Universidade Federal de Campina Grande

Profa. Dra. Célia Campos Braga

Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas

Universidade Federal de Campina Grande

Dr. José Ferreira da Costa Filho

Departamento de Solos

Universidade Federal da Paraíba

Ficha catalográfica Elaborada pela Biblioteca central da UFCG

F383c

2009 Souza, Marcos Cesar Gomes de

Avaliação da Influência Atmosférica em Componentes do Balanço de Radiação na Chapada do Apodi Com Imagens TM - LANDSAT 5, Campina Grande, 2007.

90 f: il. Color

Dissertação (Mestrado em Meteorologia – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais).

Referências.

Orientador: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Balanço de Radiação. 3. Teste Estatístico.

I. Título

CDU – 528.8 (043)

DEDICATÓRIA

Primeiramente a Deus, por todos os esforços empregados na conclusão deste trabalho, pois dele vem toda a energia necessária para não fraquejarmos em nossas caminhadas. Aos meus pais, Antônio de Souza Brito e Antônia Maria Gomes de Souza, a minha irmã, Ana Paula de Souza.

A minha esposa querida, **Erilene de Almeida Leandro** e a minha filha **Fernanda Kevilly Gomes de Almeida**. Eu as amo.

Dedico.

AGRADECIMENTOS

A Deus, que é o princípio, meio e fim de todas as coisas e que estar me dando a oportunidade de concluir mais uma etapa de minha vida.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande, pelas oportunidades.

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

Ao prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva pela confiança, orientação, dedicação e principalmente pela paciência. Desejo-lhe toda felicidade do mundo. MUITÍSSIMO obrigado.

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

Ao CNPQ pelo financiamento da pesquisa e compra das imagens.

Aos meus amigos, Carlos Antonio Costa dos Santos, Bergson Guedes Bezerra e Saulo Tasso Araújo da Silva pela compreensão e incentivos e, em especial, a Marcus Vinícius Cândido Bezerra pela sua grande contribuição na conclusão deste trabalho; para essas pessoas, meu muito obrigado.

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

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

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	IX
LISTA DE TABELAS.....	X
LISTA DE SÍMBOLOS.....	XI
RESUMO.....	XIII
ABSTRACT.....	XIV
1 – INTRODUÇÃO.....	01
2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	04
2.1 – O Sensoriamento Remoto e o Programa Landsat.....	04
2.2 – O Algoritmo SEBAL	05
2.3 – Balanço de Radiação	06
2.4 – Albedo da Superfície.....	08
2.5 – Índices de Vegetação	10
2.6 – Temperatura da Superfície	11
3 – MATERIAL E MÉTODOS.....	13
3.1 – Material.....	13
3.2 – Métodos	14
3.3 – Saldo de Radiação à Superfície	15
3.3.1 – Calibração Radiométrica	16
3.3.2 – Reflectância Monocromática	17
3.3.3 – Albedo Planetário	18

3.3.4 – Albedo da Superfície	18
3.3.5 – Índices de Vegetação	19
3.3.6 – Emissividades	20
3.3.7 – Temperatura da Superfície	20
3.3.8 – Radiação de Onda Curta Incidente	21
3.3.9 – Radiação de Onda Longa Emitida	21
3.3.10 – Radiação de Onda Longa Incidente	21
3.3.11 – Saldo de Radiação	22
3.3.12 – Fluxo de Calor no Solo	22
3.3.13 – Energia Disponível	22
3.4 – A Distribuição t de Student	22
3.4.1 – Graus de Liberdade	23
3.4.2 – Estatística do Teste	23
3.4.3 – Nível de Significância	24
4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	25
4.1 – Transmissividade Atmosférica	25
4.2 – Albedo da Superfície	27
4.3 – Saldo de Radiação	32
4.4 – Validação dos Resultados	37
5 – CONCLUSÕES	39
6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	40

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Representação gráfica do balanço de radiação à superfície	7
Figura 3.1 – Área de estudo na combinação RGB – 432 com destaque para as áreas alvo.	14
Figura 3.2 – Imagem Landsat 5 - TM na composição cor verdadeira da Área da Fazenda Frutacor em Quixeré –CE para o dia 04/12/2000	14
Figura 3.3– Esquema representativo das etapas de obtenção do saldo de radiação (R_n) com o SEBAL.....	16
Figura 3.4 – Representação gráfica da distribuição <i>t de Student</i> e dos graus de liberdade .	23
Figura 3.5 – Representação gráfica das regiões de rejeição e aceitação da Hipótese Nula com a distribuição <i>t de Student</i>	24
Figura 4.1 – Albedo da superfície para os métodos M1 e M2: a) e b) imagem do dia 24 de outubro de 2005, c) e d) imagem de 28 de janeiro de 2006, e) e f) imagem de 23 de julho de 2006	27
Cont. 4.1 – Albedo da superfície para os métodos M1 e M2: g) e h) imagem do dia 08 de agosto de 2006, i) e j) imagem de 24 de agosto de 2006	28
Figura 4.2 – Relação entre os albedos dos alvos selecionados obtidos pelos métodos M1 e M	30
Figura 4.3 – Saldo de Radiação – (R_n) para os métodos M1 e M2: a) e b) Imagem do dia 24 de outubro de 2005, c) e d) imagem de 28 de janeiro de 2006, e) e f) imagem de 23 de julho de 2006	32
Cont. 4.3 - Saldo de Radiação – (R_n) para os métodos M1 e M2: g) e h) Imagem do dia 08 de agosto de 2006, i) e j) imagem de 24 de agosto de 2006.....	33
Figura 4.4 – Relação entre saldo de radiação ($W m^2$) dos alvos selecionados obtidos pelos métodos M1 e M2	38

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Aplicações espectrais das bandas do Mapeador Temático do Landsat 5	05
Tabela 2.2 – Tipos de superfície e seu respectivo albedo	06
Tabela 3.1 - Dados do ângulo zenital do Sol no instante da passagem do Landsat 5 na área de estudo; dia sequencial do ano – DAS e correção da excentricidade da órbita terrestre - dr na datas estudadas; pressão parcial do vapor d'água atmosférico - e_a e temperatura do ar – T_a obtidos em intervalos de tempo próximos à passagem do Landsat nas áreas de estudo.....	15
Tabelas 3.2 - Constantes de calibração e constante solar associada a cada um dos diferentes canais do TM - Landsat 5	17
Tabela 4.1 – Média da transmissividade atmosférica obtida pelos Métodos 1 (Allen et al., 2002) e 2 (Trezza, 2003) para toda a cena de estudo	27
Tabela 4.2 – Albedo médio obtido pelos Métodos 1 – M1 e 2 – M2 nos seis diferentes alvos para as diferentes cenas estudadas	28
Tabela 4.3 - Albedo médio - α e desvio padrão - s relativo aos métodos M1 (α_1 e s_1) e M2 (α_2 e s_2), e t calculado ($t_{calc.}$) para os seis diferentes alvos das cenas de: 24 de outubro de 2005, 28 de janeiro de 2006, 23 de julho de 2006 e 08 de agosto de 2006	33
Tabela 4.4 - Saldo de radiação médio ($W m^{-2}$) obtido pelos Métodos 1 – M1 e 2 – M2 nos seis diferentes alvos para as diferentes cenas estudadas e diferença relativa média – DRM (%) nos diferentes dias sequenciais do ano – DAS.....	35
Tabela 4.5 Saldo de radiação – R_n ($W m^{-2}$) e desvio padrão - s relativo aos métodos M1 (R_{n1} e s_1) e M2 (R_{n2} e s_2), e t calculado ($t_{calc.}$) para os seis diferentes alvos das cenas de: 24 de outubro de 2005, 28 de janeiro de 2006, 23 de julho de 2006 e 08 de agosto de 2006.....	36
Tabela 4.6 - Componentes do saldo de radiação: Albedo- α , Temperatura da superfície - T_s ($^{\circ}C$), Radiação emitida de onda longa - R_e ($W m^{-2}$), radiação atmosférica - R_a ($W m^{-2}$), saldo de radiação – R_n ($W m^{-2}$), fluxo de calor no solo – G ($W m^{-2}$), energia disponível – ED ($W m^{-2}$) para as diferenças datas usadas na pesquisa.....	37

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Discrição	Unidade
c_p	Calor específico do ar à pressão constante	$Jkg^{-1}K^{-1}$
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol	-
DJ	Dia Juliano	-
ET	Evapotranspiração	$mmdia^{-1}$
G	Fluxo de calor no solo	Wm^{-2}
H	Fluxo de calor sensível	Wm^{-2}
h.	Altura média da vegetação	M
k	Constante de von Karman	0,41
L.	Comprimento de Monin-Obukhov	M
L_λ	Radiância espectral para a banda λ	$Wm^{-2}sr^{-1}\mu m$
ND	Número digital	-
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor	sm^{-1}
r	Distância real Terra-Sol	M
r_o	Distância média Terra-Sol	$1,5.10^{11} m$
Rn	Saldo de radiação.	Wm^{-2}
$R_{s\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente	Wm^{-2}
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente	Wm^{-2}
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida	Wm^{-2}
S	Constante solar	$1367 Wm^{-2}$
T_a	Temperatura do ar próxima à superfície	K
T_s	Temperatura da superfície	K
u	Velocidade do vento	ms^{-1}
u_*	Velocidade de fricção	ms^{-1}
z.	Altura	M
z_{om}	Coefficiente de rugosidade	M
Z	Ângulo zenital	Graus
α	Albedo da superfície	-

α_p	Radiação solar refletida	-
α_{toa}	Albedo no topo da atmosfera	-
ε_o	Emissividade da superfície	-
ε_{NB}	Emissividade infravermelha da superfície	-
ε_a	Emissividade atmosférica	-
λ	Calor latente de vaporização	Jkg^{-1}
λ_{ET}	Fluxo de calor latente	Wm^{-2}
ρ	Densidade do ar úmido	kgm^{-3}
ρ_λ	Refletividade da banda λ	-
σ	Constante de Stefan-Boltzman	$5,67 \times 10^{-6} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$
τ_{sw}	Transmissividade do ar	-
ψ_h	Correção de estabilidade para o transporte de calor	-
ψ_m	Correção de estabilidade para o transporte de momentum	-

RESUMO

O presente trabalho teve por objetivo a obtenção de componentes do balanço de radiação à superfície com base nas sete bandas espectrais do Mapeador Temático do Landsat 5 e alguns dados meteorológicos de uma estação localizada na área estudada. Foram utilizadas cinco imagens, envolvendo áreas irrigadas e de vegetação nativa da Chapada do Apodi e empregados os procedimentos do Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) proposto por Bastiaanssen (1995) e aprimorado por Allen et al. (2002). Com base nas bandas reflectivas do Landsat 5 – TM (1, 2, 3, 4, 5 e 7), foram obtidos o albedo da superfície e os índices de vegetação. Com base na banda termal foi obtida a temperatura da superfície de cada pixel, corrigida pela emissividade de cada pixel. A radiação solar incidente foi estimada com base nos dados do cabeçalho das imagens e a radiação atmosférica foi estimada com base em dados de estação meteorológica de superfície. Analisou-se a influência de dois diferentes métodos de estimativa da transmissividade atmosférica no albedo e saldo de radiação, com base no teste t de Student. Exceto em áreas com presença de nebulosidade, foi comprovado haver diferença estatisticamente significativa entre os albedos e saldos obtidos com os dois métodos de cálculo da transmissividade. As diferenças entre os valores das variáveis medidas em superfície com relação às estimadas pelo SEBAL evidenciaram uma concordância entre o albedo e saldo de radiação. A energia disponível ($R_n - G$) foi comparada com medições em superfície e constatou-se haver diferença entre as medidas estimadas pelo SEBAL e as de superfície, causadas, principalmente, pelas diferenças no fluxo de calor no solo.

Palavras-chave: saldo de radiação, fluxo de calor no solo, SEBAL, Landsat 5 – TM.

ABSTRACT

The main objective of the present work was the determination of radiation balance components at surface, based on the spectral data collected through the seven bands of the Landsat 5 - Thematic Mapper and some data of a meteorological station within the studied area. Five images, involving irrigated and native areas of Chapada do Apodi were used. The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) procedures, proposed by Bastiaanssen (1995) and improved by Allen et al. (2002), were applied. The albedo of the surface and vegetation indexes, based on reflective spectral bands of the Landsat 5 - TM (1, 2, 3, 4, 5 and 7), were obtained. The land surface temperature for each pixel, corrected by its emissivity, was obtained. The incident solar radiation was assessed using data of the images header and the atmospheric radiation according to the data available in a weather station. The soil heat flux (G) was calculated as a function of the net radiation, land surface temperature, albedo and NDVI for each pixel. The influence of the atmospheric transmissivity over albedo and net radiation was tested using the t Student test. Except to area under effect of clouds, it was concluded statistically differences between albedo and net radiation for six subset areas. The differences between albedo and net radiation obtained with SEBAL and measurements at surface were in general less than 10%, and agreed well. The available energy ($R_n - G$) obtained with SEBAL and measurements at surface showed differences greater than those of albedo and net radiation, mainly caused by the soil heat flux.

Key words: net radiation, soil heat flux, Landsat 5 – TM, SEBAL.

1 – INTRODUÇÃO

Ao longo dos anos, a região Nordeste do Brasil tem enfrentado grandes problemas em decorrência das irregularidades do seu regime pluvial, atingindo, principalmente, a agricultura de sequeiro e a sua hidrologia. Em virtude de tais características, a irrigação tem sido apresentada como uma importante alternativa ao desenvolvimento do semi-árido brasileiro, não obstante ser uma atividade que consome cerca de 70% da água doce disponível no mundo.

Um problema já constatado em alguns perímetros irrigados do Nordeste é o uso não sustentável dos recursos hídricos que abastecem tais áreas. Por não adotar um conjunto de procedimentos que proporcionem um adequado manejo dos sistemas de irrigação e dado o desconhecimento das reais necessidades hídricas de boa parte dos cultivos ali praticados, o produtor usualmente irriga em excesso, temendo que os seus cultivos sofram estresse hídrico e resulte em queda de rendimento. Esse manejo inadequado resulta em desperdício de energia, de água e o comprometimento do nível e da qualidade da água do lençol freático.

Nesse contexto, a eficiência do uso da água deve ser priorizada e monitorada, particularmente na agricultura irrigada, através da utilização de técnicas dentre as quais destaca-se a aplicação do sensoriamento remoto pela grande cobertura espacial que proporciona custo muito baixo. Portanto, a estimativa da evapotranspiração de perímetros irrigados em escala regional, com base em imagens de satélite e algoritmos que possibilitem a conversão de medidas instantâneas em

totais diários de evapotranspiração, representa um grande passo na direção da sustentabilidade da agricultura irrigada.

Um dado indispensável à utilização do sensoriamento remoto com tal finalidade é a estimativa do saldo de radiação, principal fonte de energia a ser repartida no aquecimento do solo, do ar e no processo de evapotranspiração. Para essa estimativa faz-se necessário a determinação de dois elementos muito importantes: o albedo e a temperatura da superfície. Para estimar o albedo com precisão é necessário conhecer a interferência atmosférica, que é muito dependente dos perfis vertical de temperatura e umidade, usualmente obtidos com radiossondagens, dados nem sempre disponíveis. Ademais, a utilização de códigos de transferência radiativa, além de solicitarem informações sobre a composição atmosférica, via de regra, apresentam dificuldades operacionais, pois nem sempre há coincidência da sondagem atmosférica com a passagem do satélite sobre a região de estudo. Além disso, requerem bom conhecimento computacional e interação da radiação eletromagnética com a atmosfera.

O saldo de radiação - R_n pode ser obtido com precisão através de medições que podem ser realizadas por instrumento denominado de saldo radiômetro. Além de custo relativamente elevado, o saldo radiômetro requer a utilização de um sistema automático de coleta de dados, usualmente chamado de *datalogger*. As medições realizadas por tais instrumentos são representativas de áreas de pequena dimensão. Portanto, para se fazer estimativas do R_n em escala regional, contemplando a variabilidade espacial de áreas parcialmente homogêneas ou heterogêneas, os métodos tradicionais tornam-se limitados e as técnicas de sensoriamento remoto, ao contrário, se constituem em ferramenta de suma importância para a atividade agrícola irrigada e modelagens hidrológica e meteorológica.

As informações obtidas a partir do sensoriamento remoto orbital têm possibilitado o desenvolvimento de trabalhos com diferentes objetivos, tais como a avaliação da temperatura da superfície (Souza & Silva, 2005), estimativa do albedo da superfície (Silva et al., 2005a), estimativa do balanço de radiação e de energia à superfície (Di Pace, 2004; Silva et al., 2005b; Silva &

Bezerra, 2006) e a estimava da evapotranspiração (Bastiaanssen, 2000; Tasumi, 2003; Feitosa, 2005; Bezerra, 2006).

Diante das considerações supracitadas este trabalho teve como principal objetivo estimar o saldo de radiação e a energia disponível em áreas irrigadas e de vegetação nativa na Chapada do Apodi, com técnicas de sensoriamento remoto e imagens do Mapeador Temático do satélite Landsat 5.

Os objetivos específicos da pesquisa consistem em:

- ✓ Avaliar o desempenho de dois métodos de estimativa da transmissividade atmosférica no albedo e saldo de radiação, através da aplicação do teste *t de Student*, para diferentes níveis de significância;
- ✓ Caracterizar espacialmente o albedo, R_n e a energia disponível $R_n - G$, em áreas irrigadas e de vegetação nativa da Chapada do Apodi e, mais particularmente, em pomar de bananeiras irrigadas;
- ✓ Validar o R_n e albedo com valores obtidos experimentalmente no referido pomar.

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – O sensoriamento remoto e o programa Landsat

Nos últimos anos, o sensoriamento remoto orbital tem se tornado uma ferramenta importante no monitoramento de fenômenos meteorológicos e ambientais, pois proporciona melhor avaliação, manejo, gerenciamento e gestão dos recursos naturais, como água, solo e vegetação (Batista & Almeida, 1998).

Tal técnica consiste em empregar a energia eletromagnética como meio de detecção e medidas, das características dos alvos. Nesse sentido, Lillesand & Kiefer (1994) definem o sensoriamento remoto como sendo a arte de obter informações sobre objetos, regiões ou fenômenos, através de dados adquiridos por instrumentos que não tenham contato direto com os alvos. Para tanto, essa técnica necessita de sensores que proporcionem tais informações. No caso do sensoriamento remoto orbital, são necessários sensores a bordo de satélites, tais como TM - Landsat, AVHRR - NOAA, MODIS – Terra, Aqua entre outros.

O programa Landsat lançado pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e desenvolvido com o objetivo de obter dados espaciais e temporais da superfície da terra, de forma global, contínua e repetitiva. O sistema Landsat compõe-se até o momento de uma série de 7 satélites lançados a intervalos médios de 3 a 4 anos.

O sensor TM (*Thematic Mapper*) a bordo do satélite Landsat 5 por exemplo, possui seis bandas refletivas (bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7) cujas resoluções espaciais das imagens são de 30 m, ou seja, cada pixel da imagem representa cerca de 0,09 ha, e uma banda termal (banda 6) cuja resolução espacial é de 120 m, equivalente a 1,44 ha (ver Tabela 3.1).

A utilização desse sensor tem proporcionado o desenvolvimento de vários trabalhos com diferentes objetivos, tais como estrutura da vegetação (Accioly, 2002; Araújo et al., 2007; Novas et al., 2007), albedo da superfície (Silva et al., 2005a; Tasumi et al., 2005), balanço de radiação e de energia à superfície (Lopes, 2003; Di Pace, 2004; Bezerra, 2004; Silva & Bezerra, 2006; Santos et al., 2007a, b), e evapotranspiração (Bastiaanssen, 2000; Granger, 2000; Allen et al., 2002; Su, 2002; Trezza, 2002; Jia et al., 2003; Feitosa, 2005; Bezerra, 2006; Andrade et al., 2007).

Tabela 2.1 - Aplicações espectrais das bandas do Mapeador Temático do Landsat 5

Banda	Faixa espectral (μm)	Região do espectro	Resolução espacial (m x m)	Aplicação
1	0,45 – 0,52	Azul	30	Estudos de sedimentos d'água
2	0,52 – 0,60	Verde	30	Mapeamento da vegetação
3	0,63 – 0,69	Vermelho	30	Diferenciação de espécies vegetais
4	0,76 – 0,90	IV próximo	30	Geomorfologia
5	1,55 – 1,75	IV médio	30	Uso do solo e mapeamento da vegetação
6	10,4 – 12,5	IV termal	120	Estudo da temperatura da superfície
7	2,08 – 2,35	IV médio	30	Geomorfologia

2.2 – O Algoritmo SEBAL

Nos estudos que envolvem o sensoriamento remoto é necessária à utilização de algoritmos que visem estimar tais elementos citados anteriormente via imagens de satélite. Dentre os algoritmos existentes destaca-se o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) proposto por Bastiaanssen (1995), com o propósito de estimar o balanço de energia a superfície e a evapotranspiração.

O SEBAL foi desenvolvido para estimar a distribuição de energia e determinar a evapotranspiração diária em escala regional utilizando imagens de satélite. Esse algoritmo requer poucas informações de superfície para estimar os fluxos de energia à superfície, independentemente da cobertura do solo, utilizando imagens de satélite com resolução espacial de poucos metros até alguns quilômetros, que disponibilizam informações no espectro eletromagnético visível, infravermelho próximo e termal, além de serem isentas de nebulosidade (Bastiaanssen et al., 1998a).

No SEBAL, o erro em relação a uma medida precisa numa escala de 1 ha, varia de 10 a 20% e as incertezas diminuem com o aumento da escala. Para uma área de 1.000 ha, o erro é reduzido a 5% para regiões com 1 milhão de ha de terra cultivável, caracterizando que os erros intrínsecos a este algoritmo são insignificantes (Lopes, 2003).

Dessa forma, o SEBAL tem sido amplamente aplicado em áreas agrícolas irrigadas com o objetivo principal de determinar a evapotranspiração real. Nesse sentido, vários estudos têm sido desenvolvidos em diversas partes do mundo, tais como: na Turquia (Bastiaanssen, 2000), nas Filipinas (Hafeez et al., 2002), no Sri Lanka (Chandrapala. & Wimalasuiya, 2003), nos Estados Unidos (Tasumi, 2003), e no Brasil, em estudos sobre o Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, localizado à margem do Rio São Francisco em torno das cidades de Petrolina-PE e Juazeiro-BA (Lopes, 2003; Bezerra, 2004; Di Pace, 2004; Feitosa, 2005; Silva & Bezerra, 2006).

2.3 – Balanço de Radiação

A energia radiativa emitida pelo Sol é espalhada em todas as direções do espaço, no qual parte dessa energia é interceptada pela Terra, e ao interagir com a atmosfera, sofre reflexão, absorção e difusão. A energia solar que incide sobre a superfície terrestre depende do ângulo de elevação solar, bem como das condições atmosféricas, proporcionando o aquecimento do ar e do solo, a evaporação da água da superfície para a atmosfera e o metabolismo de animais e vegetais. Dessa forma, para que se compreenda alguns fenômenos atmosféricos é importante o estudo dos componentes do balanço de radiação (*BR*).

O BR à superfície consiste na contabilização dos fluxos radiantes descendentes, que correspondem à radiação solar global e a radiação de onda longa emitida pela atmosfera, e os fluxos radiantes ascendentes, que correspondem à radiação solar refletida pela superfície, à radiação de onda longa emitida pela superfície e à radiação atmosférica refletida pela mesma, compreendendo, assim, o saldo de radiação à superfície conforme Figura 2.1.

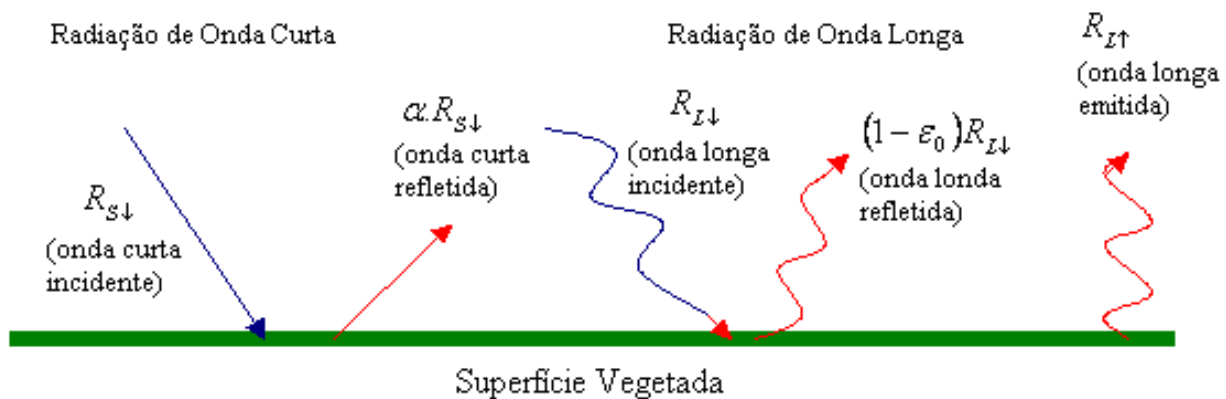


Figura 2.1: Representação gráfica do balanço de radiação à superfície

Nesse sentido, inúmeros trabalhos utilizando o SEBAL na estimativa de R_n foram realizados com o objetivo de estudar esse importante elemento do processo de trocas de calor entre a superfície e atmosfera. Bastiaanssen (2000), utilizando duas imagens Landsat 5-TM em estudo na Turquia, obteve para o momento da passagem do satélite R_n instantâneo de 374 W m^{-2} , para cultura de algodão para a imagem do dia 26 de junho de 1998, com valor médio diário de 193 W m^{-2} . Para a imagem de 29 de agosto do mesmo ano e para a mesma cultura, obteve R_n instantâneo de 273 W m^{-2} , com média diária de 142 W m^{-2} .

Em estudos realizados no Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho (PISNC) no Nordeste do Brasil utilizando o SEBAL e imagens do Landsat 5-TM dos dias 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro de 2001, Silva et al. (2005b) obteve R_n instantâneo em torno de 660 W m^{-2} para uma área irrigada e em torno de 420 W m^{-2} para solo exposto. Também em estudo sobre o PISNC, Silva & Bezerra (2006) obtiveram valores médios instantâneos de $566,3 \text{ W m}^{-2}$ para áreas irrigada com pivô

central, 532,6 W m⁻² para solo exposto, 555,6 W m⁻² para vegetação de caatinga e 705,1 W m⁻² para o lago de Sobradinho para a imagem de 04 de dezembro de 2000 e 556,2 W m⁻² (pivô central), 493,9 W m⁻² (solo exposto), 552,7 W m⁻² (caatinga) e 711,7 W m⁻² (lago de Sobradinho), para a imagem de 04 de outubro de 2001.

Sobre a região do Cariri cearense, utilizando quatro imagens Landsat dos dias 29 de setembro, 15 e 31 de outubro, e 16 de novembro de 2005, e o algoritmo SEBAL, Bezerra (2006) obteve os seguintes resultados de *Rn* instantâneo para os alvos analisados: 750 W.m⁻² para vegetação da chapada do Araripe, 700 W.m⁻² para área agrícola irrigada, 500 W.m⁻² para caatinga de baixa densidade vegetativa, e 650 W.m⁻² para caatinga de alta densidade vegetativa.

2.4 – Albedo da Superfície

O albedo da superfície (α) é um elemento de suma importância para a determinação do balanço de radiação. Este elemento é definido como sendo o coeficiente de reflexão da superfície para a radiação de onda curta, sendo determinado pela razão entre a radiação solar refletida pela superfície e a radiação solar incidente à mesma. O α depende do tipo de superfície, condições de umidade do ar e do solo, cobertura de nuvens e do ângulo de incidência dos raios solares, e devido à ação do homem (desflorestamento, agricultura e urbanização). Na Tabela 2.2 estão apresentados algumas superfícies e seu respectivo albedo.

Tabela 2.2: Tipos de superfície e seu respectivo albedo

Tipo de superfície	Albedo (%)
Solo arado úmido	15
Areia branca	37
Solo escuro	10
Solo claro	27
Água	5
Gramma	24
Algodão	21
Feijão	24

Fonte: Moreira (2003).

Inúmeros trabalhos têm sido desenvolvidos com o objetivo de estudar o albedo em culturas irrigadas ou não, em áreas de pastagem, floresta, caatinga etc., com o uso de imagens de satélite. Essas imagens têm proporcionado o monitoramento freqüente do albedo da superfície sobre grandes regiões do mundo.

O sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) a bordo do satélite NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) tem sido utilizado na determinação do albedo da superfície através dos dois canais refletivo (canais 1 e 2). Já o sensor TM, a bordo do Landsat 5 possui seis bandas refletivas, nas quais o albedo da superfície pode ser determinada pela soma ponderada dessas bandas e pela correção atmosférica simplificada, como sugerido por Allen et al. (2002).

Bastianssen (2000), ao aplicar o algoritmo SEBAL para imagens Landsat 5 - TM dos dias 177 e 241 de 1998, obteve albedos para corpos d'água na faixa de 5 a 6%. Já Silva et al. (2005a) utilizaram imagens Landsat 5 - TM do PISNC e o algoritmo SEBAL, e obtiveram albedo para áreas agrícolas com frutíferas irrigadas na faixa de 15 a 25%, para área de caatinga na faixa de 20 a 30% e para corpos de água (lago de Sobradinho) foram obtidos albedo na faixa de 9 a 12%. Já Tasumi (2003) obteve albedo da superfície estimado como mesmo sensor e metodologia para campos com alta cobertura vegetativa (pasto, trigo, batata, feijão, beterraba e milho) variando entre 15 e 25%, valores estes corroborados com os valores de referência.

Mas a refletância obtida através das informações adquiridas pelo sensor do satélite representam a mistura do sinal da atmosfera e da superfície, sendo denominada de refletância planetária. Esse fato ocorre devido o sensor detectar não apenas a radiação solar refletida pela superfície, mas também a radiação espalhada ou refletida pela atmosfera (Tasumi, 2003), o que caracteriza a necessidade da utilização de códigos de transferência radiativa (MODTRAN, LOWTRAN e 6S RTM), bem como dados de radiossondagem da área de interesse no instante e na data da imagem utilizada para inferir as correções atmosféricas necessárias.

Para tanto, alguns trabalhos têm sido desenvolvidos com o propósito de inferir tais correções atmosféricas, como fizeram Antunes et al. (2003) que corrigiram atmosfericamente imagens Landsat 5-TM e Landsat 7-ETM+ utilizando o modelo 6S RTM e obtiveram para áreas vegetadas diminuição da refletância corrigida para as bandas 1, 2 e 3 e aumento na mesma para as bandas 4, 5 e 7. Tasumi et al. (2003) utilizaram imagens Landsat 5-TM e obtiveram diferenças de cerca de 25% entre o albedo determinado utilizando o modelo MODTRAN e o albedo determinado pela metodologia tradicional do SEBAL. Já Weligepolage (2005) utilizou os algoritmos SEBAL e S-SEBI com o sensor ASTER e concluiu que os valores do albedo e do IVDN estimados através da refletância com correção atmosférica caracterizam melhor os alvos avaliados.

Em trabalho realizado com o objetivo de determinar o albedo da superfície envolvendo áreas irrigadas e de vegetação nativa no município de Petrolina-PE, utilizando imagem Landsat 7-ETM+ de 10 de setembro de 2001 e procedimentos do SEBAL com base na radiância medida nas bandas refletivas do referido satélite, Silva et al. (2007) compararam o albedo estimado com correção atmosférica segundo critérios propostos por Allen et al. (2002) e segundo Tasumi (2003), este último tendo em conta a correção atmosférica de cada uma das seis bandas refletivas. Observaram que o albedo de diferentes alvos se apresentou menor na metodologia de Allen et al. (2002) em relação à metodologia de Tasumi (2003), concluindo que o método de correção de Allen et al. (2002) apresentou resultados mais próximos aos observados em pomares implantados na região estudada do que os outros métodos.

2.5 – Índices de Vegetação

Os Índices de Vegetação (*IV's*) tais como o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*IVDN*), o Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (*IVAS*) e o Índice de Área Foliar (*IAF*) dão uma idéia geral sobre a cobertura e as condições da superfície. O cálculo desses índices através de informações via sensoriamento remoto orbital utiliza um fenômeno que é típico das folhas verdes, a alta refletância na região do infravermelho próximo (0,7 – 1,2 μm), que para o caso do Landsat

TM/ETM+ são obtidas através de uma combinação entre bandas 3 (vermelho) e a banda 4 (infravermelho próximo), geralmente sem correção atmosférica (Tasumi, 2003).

O *IVDN* é um indicador da quantidade e da condição da vegetação verde e apresenta valores negativos para imagens que contém superfície d'água ou neve. Porém, ao sul do estado de Idaho-EUA, algumas áreas contendo rochas de basalto escuro apresentaram valores de *IVDN* negativo (Tasumi, 2003). Já o *IVAS* é um *IV* que visa amenizar os efeitos de “background” do solo, ou seja, amenizar os impactos da umidade do solo. O *IAF*, por sua vez, representa a razão entre a área total de todas as folhas da planta e a área superficial representada pela planta, sendo assim um indicador da biomassa e da resistência do dossel (Allen et al., 2002).

Trabalhos têm sido desenvolvidos com o propósito de estudar a estrutura da vegetação com a utilização de *IV*'s derivados de dados espectrais de sensoriamento remoto orbital, por exemplo, Accioly et al. (2002) que usaram imagens Landsat 5-TM para estimar parâmetros estruturais da Floresta Nacional do Araripe, no Ceará, através de *IV*'s. Utilizando imagens Landsat 5-TM de regiões do PISNC, Bezerra (2004) obteve valores para o *IVDN* em torno de 0,70 para área de pivô central, 0,13 para solo exposto, 0,30 para vegetação nativa (caatinga) e -0,40 para as águas do lago de Sobradinho e *IAF* inferiores a 3.

2.6 – Temperatura da Superfície

Outro elemento fundamental na execução para o balanço de radiação é a temperatura da superfície (*T_s*), pois é através deste elemento que se determina a radiação de onda longa emitida pela mesma, sendo obtido em sensoriamento remoto através da banda termal de alguns sensores a bordo de satélites, por exemplo, a banda 6 do Landsat - TM. De acordo com Choudhury et al. (1986) as medidas de *T_s* efetuadas por sensores a bordo de satélites para grandes áreas vegetadas corroboram com aquelas obtidas por instrumentos à superfície. Moran et al. (1989) afirmam que a *T_s* de superfícies com vegetação esparsa representa a composição da temperatura da vegetação, do solo e de áreas sombreadas.

A determinação da T_s através da banda termal do sensor TM se dá a partir da conversão do ND (número digital) em radiância espectral monocromática, que por sua vez é convertida em temperatura pela equação de Planck invertida, como fez Bezerra (2004) com imagens Landsat 5-TM do PISNC nos dias 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro 2001 e o SEBAL. Nos alvos de pivô central, solo exposto e caatinga, foi observado um acréscimo de 5 a 6°C, e para as águas do lago de Sobradinho um acréscimo de 2°C. O autor conclui que esse aumento pode ter sido ocasionado pelo fato do período chuvoso da região estar compreendido entre os meses de dezembro e abril e pelo fato da cobertura vegetativa apresentar maior intensidade na cena de 04 de dezembro de 2000. É importante destacar que T_s obtida com base na radiância espectral obtida através da banda termal não representa a real T_s , pois o sensor também detecta a radiância atmosférica emitida na direção do sensor do satélite, bem como a radiância atmosférica refletida pela superfície. Portanto, para melhor caracterização da T_s faz-se necessário considerar os problemas inerentes aos efeitos da absorção e emissão atmosférica.

De acordo com Tasumi (2003) os efeitos da correção na temperatura da superfície são pequenas na faixa de 280 a 290 K, embora os efeitos se tornem mais perceptíveis em faixas superiores.

3 - MATERIAL E MÉTODOS

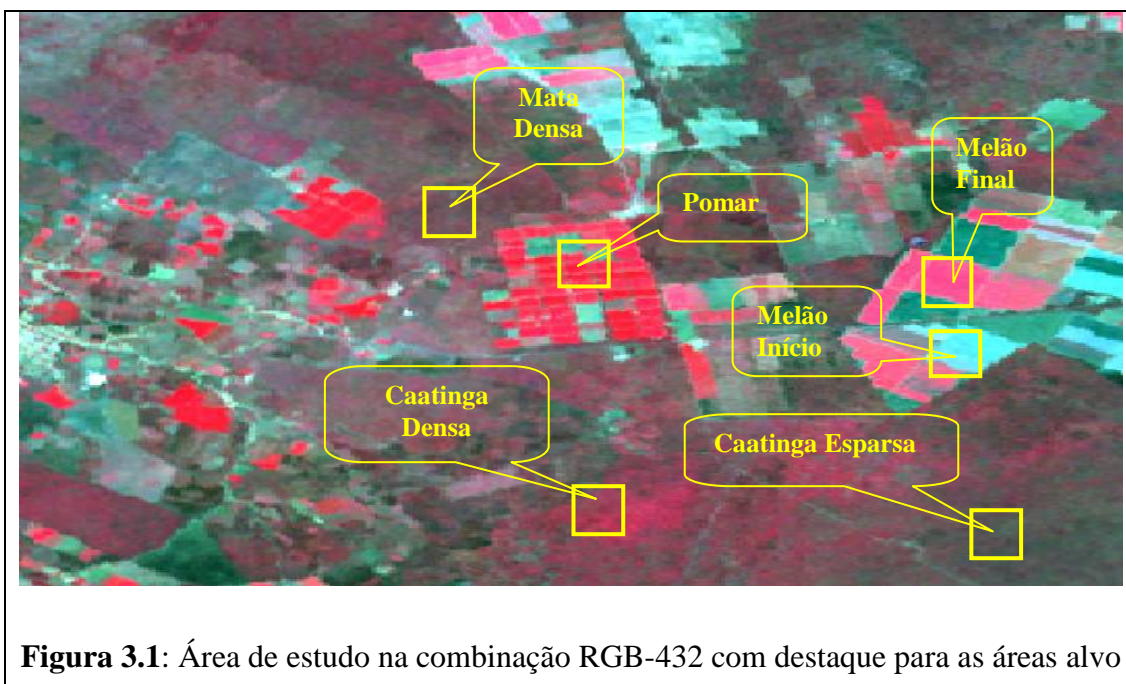
3.1 – Material

A região de estudo localiza-se no estado do Ceará, Região Nordeste do Brasil, abrangendo uma extensão territorial de aproximadamente 1,6 milhão de quilômetros quadrados. Na maior parte dessa região a precipitação é escassa e tem flutuação interanual bastante acentuada quando comparada com outras áreas tropicais do globo. A vegetação é muito diversificada em consequência da variabilidade espacial e temporal das chuvas.

Os dados de superfície foram obtidos em experimento de campo instalado e realizado no município de Quixeré – CE, mais precisamente na fazenda Frutacor, localizada às margens da rodovia CE – 377 que liga o estado do Rio Grande do Norte ao Ceará. Nesta área foram efetuadas medidas do saldo de radiação (*Net Radiometer CNR1 da Kipp & Zonen*), da temperatura e umidade relativa do ar (*HMP24C-Vaisala*), e do fluxo de calor no solo com fuxímetros (*Heat Flux Plate HFP01SC da Campbell Sci*), usadas e comparadas com as estimativas obtidas via sensoriamento remoto, no instante da passagem do satélite pela área de estudo.

Na Figura 3.1 está representada a área de estudo em combinação RGB das bandas 4, 3 e 2 do Landsat 5-TM com destaque para as áreas alvo utilizadas para detalhamento do estudo, quais sejam: pomar de bananeira irrigada (A1), mata nativa (A2), cultivo de melão em estágio fenológico inicial

(A3), cultivo de melão em estágio fenológico final (A4), vegetação nativa esparsa (A5) e a vegetação nativa densa (A6).



As imagens do LANDSAT 5 – TM foram adquiridas junto à Divisão de Geração de Imagens - DGI do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. A estimativa do saldo de radiação foi feita a partir de imagens geradas pelo sensor TM (*Thematic Mapper*), que se encontra a bordo do citado satélite, segundo procedimentos do SEBAL, descritos na próxima seção. Foram utilizadas cinco imagens selecionadas da órbita/ponto 216/064, conforme mostra a Tabela 3.1, e o processamento das imagens foi realizado com a ferramenta *Model Maker* do software *ERDAS Imagine* versão 8.5.



Figura 3.2 - Imagem Landsat 5 - TM na composição cor verdadeira da Área da Fazenda Frutacor em Quixeré – CE

3.2 – Métodos

Os processos que ocorrem na superfície da Terra são de suma importância para a redistribuição dos fluxos de calor no solo e na atmosfera. As trocas de calor e mistura afetam o desenvolvimento da biosfera e as condições físicas na Terra. O equilíbrio termodinâmico entre os processos de transporte turbulento na atmosfera manifesta-se no balanço de energia à superfície (Bastiaanssen, 1998).

O SEBAL, desenvolvido por Bastiaanssen (1995), constitui um algoritmo designado à obtenção do balanço de energia à superfície, utilizando-se da temperatura da superfície, da refletância hemisférica da superfície, do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada e dados complementares de superfície. Esse algoritmo tem sido amplamente empregado em várias áreas irrigadas do globo.

O saldo de radiação à superfície (R_n), que compõe um dos elementos mais importantes da avaliação do balanço de energia, é calculado pela diferença entre os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, que são dados pela equação do balanço de radiação (saldo de radiação = ganho – perdas), que foram determinados conforme os passos a seguir.

Tabela 3.1 - Dados do ângulo zenital do Sol no instante da passagem do Landsat 5 na área de estudo; dia seqüencial do ano – DAS e correção da excentricidade da órbita terrestre - dr na datas estudadas; pressão parcial do vapor d'água atmosférico - e_a e temperatura do ar – T_a obtidos em intervalos de tempo próximos à passagem do Landsat nas áreas de estudo

Dados	Datas			
	24/out/2005	28/jan/2006	23/jul/2006	24/ago/2006
Z (graus)	26,21	34,02	39,37	33,58
DSA	328	28	204	236
dr	1,026	1,029	0,969	0,980
e_a (kPa)	1,949	1,981	1,973	1,894
T_{ar} (°C)	29,42	30,48	21,99	26,54

3.3 – Saldo de Radiação à Superfície (R_n)

A primeira etapa no processamento do SEBAL é o cálculo do saldo de radiação à superfície (R_n), que foi obtido numa série de passos, nos quais determinaram-se os componentes do balanço de radiação à superfície. Na Figura 3.3 são apresentadas as seqüências das etapas necessárias à obtenção do saldo de radiação à superfície com a metodologia SEBAL.

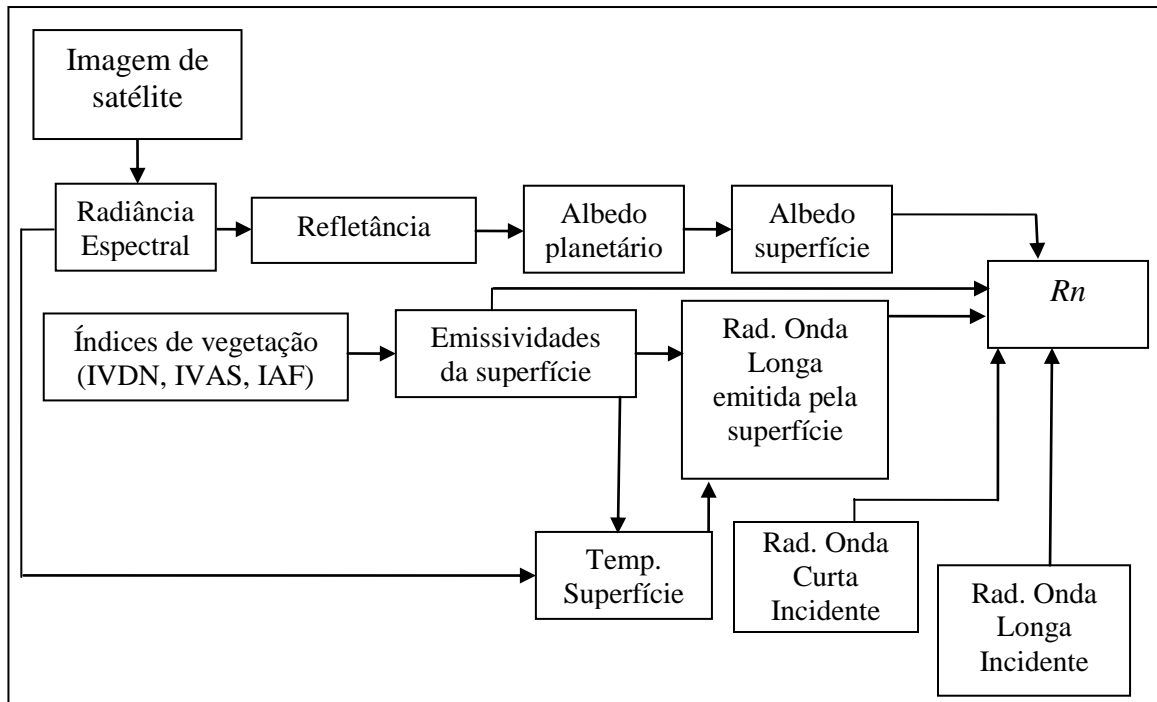


Figura 3.3 – Esquema representativo das etapas de obtenção do saldo de radiação (R_n) com o SEBAL

3.3.1 - Calibração radiométrica (L_λ)

O primeiro passo computacional constitui-se na obtenção da calibração radiométrica de cada banda, que converte o número digital em radiância espectral monocromática - L_λ ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{um}^{-1}$), obtido por (Markham & Baker, 1978)

$$L_\lambda = \left(\frac{L_{MAX} - L_{MIN}}{255} \right) \times ND + L_{MIN} \quad (3.2)$$

em que: ND (número inteiro de 0 a 255) é o número digital ou intensidade de cada pixel da imagem, L_{MAX} e L_{MIN} são as constantes de calibração cujos valores estão representados na Tabela 3.2.

Tabelas 3.2 - Constantes de calibração e constante solar associada a cada um dos diferentes canais do TM - Landsat 5

Banda	L_{MIN} ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$)	L_{MAX} ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$)	$ESUN_{\lambda}$ ($W m^{-2} \mu m^{-1}$)
1	-1,52	193,0	1957
2	-2,84	365,0	1826
3	-1,17	264,0	1554
4	-1,51	221,0	1036
5	-0,37	30,2	215,0
6	1,2378	15,303	-
7	-0,15	16,5	80,67

Fonte: Chander & Markham (2003)

3.3.2 - Refletância Monocromática (ρ_{λ})

O segundo passo compreende o cálculo da refletância monocromática (ρ_{λ}) de cada banda, que é a razão entre a radiação solar refletida e incidente em cada pixel, sendo calculado, segundo Allen et al. (2002a), por:

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda}}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (3.3)$$

em que L_{λ} é a radiância espectral de cada banda ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$); $ESUN_{\lambda}$ ($W m^{-2} \mu m^{-1}$) é a constante solar monocromática de cada banda do Landsat 5 – TM, apresentado na Tabela 3.2; Z é o ângulo zenital do Sol, obtido através do cabeçalho da imagem e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol, apresentados na Tabela 3.2 e que foi obtida por (Duffie & Beckman, 1980)

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos \left(DSA \frac{2\pi}{365} \right) \quad (3.4)$$

em que DSA é o dia sequencial do ano.

3.3.3 - Albedo Planetário

O terceiro passo constitui o cálculo do albedo planetário para cada banda, obtido através de uma combinação linear entre as refletâncias espectrais (ρ_λ), de acordo com a seguinte equação (Bastiaanssen, 1995):

$$\alpha_p = 0,293 \times \rho_1 + 0,274 \times \rho_2 + 0,233 \times \rho_3 + 0,157 \times \rho_4 + 0,033 \times \rho_5 + 0,011 \times \rho_7 \quad (3.5)$$

3.3.4 - Albedo da Superfície

A obtenção do albedo da superfície, ou albedo corrigido, foi calculado através da equação seguinte:

$$\alpha_s = \frac{\alpha_p - \alpha_{atm}}{\tau_{sw}^2} \quad (3.6)$$

em que α_p é o albedo planetário - α_{atm} é a porção da radiação solar refletida pela atmosfera, que segundo Bastiaanssen (2000) é igual a 0,03 e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica, definida como a fração da radiação solar incidente que é transmitida pela atmosfera e representa o seu efeito de absorção e reflexão (Allen et al., 2002a).

A transmissividade foi computada inicialmente pixel a pixel em função da altitude local (z), conforme a equação derivada de Alen et al. (2002). Para tal operação fez-se uso do modelo de elevação digital (MED):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} \times MED \quad (3.7)$$

Posteriormente, a transmitância foi recalculada conforme metodologia definida por Trezza (2003), pela seguinte expressão:

$$\tau_{sw} = K_B + K_D \quad (3.8)$$

em que: K_B é o índice de pureza atmosférica para radiação direta; K_D é o índice de turbidez da radiação difusa, sendo os respectivos coeficientes dados por:

$$K_B = 0,98 \cdot \exp \left\{ \frac{-0,00146 P_0}{K_s \sin E} - 0,075 W / \sin E \right\}^{0,4} \quad (3.9)$$

$$W = 0,14 \cdot e_a \cdot P_0 + 2,1 \quad (3.10)$$

em que: E é o ângulo de elevação do Sol, e_a a pressão parcial do vapor (kPa – Tabela 3.2) e P_0 a pressão atmosférica (kPa), dados respectivamente por:

$$e_a = \frac{UR_{m\grave{e}dia} \cdot e_s}{100} \quad (3.11)$$

$$P_0 = 101,3 \left(\frac{T_{ar} - 0,0065 z}{T_{ar}} \right)^{5,26} \quad (3.12)$$

em que: e_s é a pressão de saturação do vapor d'água atmosférico (kPa) e $UR_{m\grave{e}dia}$ é a umidade relativa do ar (%).

Para $K_B \geq 0,15$, tem-se:

$$K_D = 0,35 - 0,36 K_B \quad (3.13)$$

para $K_B < 0,15$:

$$K_D = 0,18 + 0,82 K_B \quad (3.14)$$

3.3.5 - Índices de Vegetação

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) é um indicativo do desenvolvimento, vigor e porte da vegetação, sendo obtido através da razão entre a diferença das refletâncias do infravermelho próximo (ρ_{IV} – Banda 4) e do vermelho (ρ_V – Banda 3) e a soma das mesmas refletâncias conforme equação dada por Allen et al. (2002a):

$$IVDN = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (3.15)$$

O índice de vegetação ajustado ao solo (IVAS) é um índice que visa amenizar os efeitos de “background” do solo, que conforme Huete (1988) é obtido através da equação:

$$IVAS = \frac{1 + L \rho_{IV} - \rho_V}{L + \rho_{IV} + \rho_V} \quad (3.16)$$

sendo L é um fator de ajuste ao solo, que foi considerado como sendo igual a 0,5.

O cálculo do índice de área foliar (IAF), representado pela razão entre a área total de todas as folhas contidas em dado pixel, pela área do pixel, foi feito através da equação empírica obtida por Allen et al. (2002):

$$IAF = - \frac{\ln \left(\frac{0,69 - IVAS}{0,59} \right)}{0,91} \quad (3.17)$$

3.3.6 - Emissividades

As emissividades no domínio espectral da banda termal - ε_{NB} , para fins do cálculo da temperatura da superfície (Ts), bem como a emissividade ε_0 no domínio da radiação termal (4 a 100 μm), empregada no cálculo da radiação de onda longa emitida pela superfície, quando foram utilizadas as seguintes expressões:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00333 \cdot IAF \quad (3.18)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \cdot IAF \quad (3.19)$$

Considerou-se que $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ quando $IAF \geq 3$, e para $IVDN < 0$, caso de corpos de água, considerou-se $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$, de acordo com proposta de Allen et al. (2002).

3.3.7 - Temperatura da Superfície

A temperatura da superfície – Ts (K) é importante para a determinação do balanço de onda longa, a qual foi obtida através da equação de Planck invertida em função da radiância espectral da banda termal $L_{\lambda, 6}$ e da emissividade ε_{NB} , conforme equação:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln \left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1 \right)} \quad (3.20)$$

em que $K_1 = 607,76 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1.260,56 \text{ K}$ são constantes.

3.3.8 - Radiação de Onda Curta Incidente

O segundo termo do balanço de radiação é a radiação de onda curta incidente - $R_{s\downarrow}$ (W m^{-2}), que foi calculada por:

$$R_{s\downarrow} = S_0 \times \cos Z \times d_r \times \tau_{sw} \quad (3.21)$$

em que S_0 é a constante solar (1.367 W m^{-2}) e os demais termos foram previamente definidos.

3.3.9 – Radiação de Onda Longa Emitida

O terceiro termo do balanço de radiação corresponde à radiação de onda longa emitida por cada pixel - $R_{L\uparrow}$ (W m^{-2}), que foi calculado pela equação de Stefan-Boltzmann, em função da temperatura - T_s (K) e da emissividade da superfície (ε_0), qual seja:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (3.22)$$

em que σ é constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

3.3.10 - Radiação de Onda Longa Incidente

O quarto termo do balanço de radiação representa a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície - $R_{L\downarrow}$ (W m^{-2}), desta feita calculada pela equação de Stefan-Boltzmann, em função da emissividade do ar - ε_a e temperatura do ar - T_{ar} (K):

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_{ar}^4 \quad (3.23)$$

em que T_{ar} é a temperatura do ar (Tabela 3.2) e ε_a foi calculada segundo Allen et al. (2002):

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot \left(\ln \tau_{sw} \right)^{0,09} \quad (3.24)$$

3.3.11 - Saldo de Radiação (R_n)

O saldo de radiação - R ($W m^{-2}$), como já mencionado, foi obtido pela equação:

$$R_n = 1 - \alpha \cdot R_{s\downarrow} - R_{L\uparrow} + R_{L\downarrow} - 1 - \varepsilon_0 \cdot R_{L\downarrow} \quad (3.25)$$

em que α é o albedo da superfície e todos os demais termos foram previamente definidos.

3.3.12 - Fluxo de Calor no solo

A densidade de fluxo de calor no solo - G ($W m^{-2}$) foi obtida segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[T_s \cdot 0,0038 + 0,0074 \cdot \alpha \cdot 1 - 0,98 \cdot IVDN^4 \right] \cdot R_n \quad (3.26)$$

em que T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$), α é o albedo da superfície, IVDN é o índice de vegetação da diferença normalizada e R_n é o saldo de radiação ($W m^{-2}$). Para corpos de água, onde o $IVDN < 0$, considerou-se $G = 0,3 R_n$.

3.3.13 - Energia disponível

Encontrado o saldo de radiação - R_n ($W m^{-2}$) e o fluxo de calor no solo - G ($W m^{-2}$), a energia disponível - ED ($W m^{-2}$) foi calculada através da diferença entre R_n e G , qual seja:

$$ED = R_n - G \quad (3.27)$$

3.4 – A distribuição t de Student

A distribuição de probabilidade t de Student recebe tal denominação devido ao seu idealizador, Gosset, que publicava seus trabalhos sob o pseudônimo de Student, na primeira metade do século XX. Ela é simétrica e semelhante à curva normal padrão; porém, tem um parâmetro adicional, o chamado *Graus de liberdade*, que mudam sua forma.

3.4.1 – Graus de liberdade

Graus de liberdade, normalmente simbolizados por gl , são parâmetros da distribuição t de Student que podem ser qualquer número real maior que zero. Fixado o valor de gl defini-se uma situação particular da família de distribuições t de Student. Uma distribuição t de Student com um gl menor tem mais área nas caudas da distribuição que uma distribuição com um gl maior.

O efeito dos gl na distribuição t de Student está ilustrado nas três distribuições mostradas na figura abaixo. Note-se que quanto menor o número de gl , mais aplainada (platicúrtica) é a forma da distribuição, resultando em maior área nas caudas da distribuição.

Pode-se observar ainda que a distribuição t de Student é muito semelhante à curva normal. À medida em que aumentam-se os gl , a distribuição aproxima-se da distribuição normal padronizada (média = 0, desvio padrão = 1).

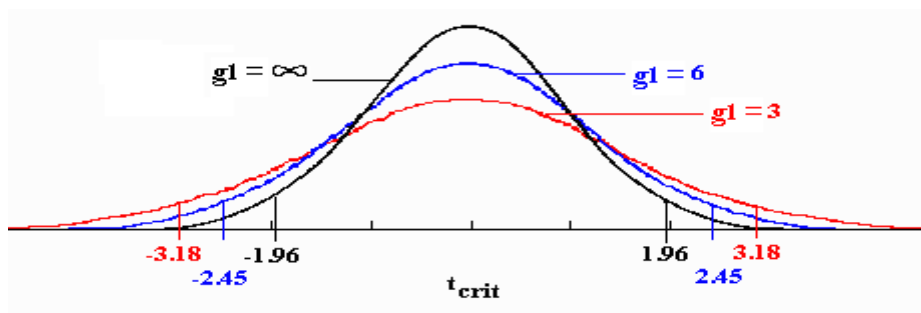


Figura 3.4 - Representação gráfica da distribuição t de Student e dos seus graus de liberdade

3.4.2 – A Estatística do Teste

Suponha-se que duas amostras de tamanhos N_1 e N_2 são extraídas de populações normais com médias e desvios padrões dados por x_1 , x_2 e s_1 e s_2 , respectivamente. Pode-se testar a hipótese H_0 , de que as amostras provêm da mesma população (isto é $\mu_1 = \mu_2$ bem como $\sigma_1 = \sigma_2$), ao se utilizar a estatística t , dada por:

$$t = \frac{x_1 - x_2}{\sigma \sqrt{\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}}}, \quad (3.28)$$

em que o desvio padrão populacional σ pode ser estimado por:

$$\sigma = \sqrt{\frac{N_1 s_1^2 + N_2 s_2^2}{N_1 + N_2 - 2}} \quad (3.29)$$

que possui distribuição t de Student com $N_1 + N_2 - 2$ graus de liberdade.

Este teste foi usado com o propósito de verificar se existe diferença estatística significativa no albedo e no saldo de radiação quando utilizadas as metodologias de Allen et al. (2002) e Trezza (2003), para o cálculo da transmissividade atmosférica.

3.4.3 – Nível de Significância

Ao testar uma hipótese estabelecida, faz necessário adotar um *nível de significância*, que representa a probabilidade de rejeição da Hipótese Nula, e ao mesmo tempo a probabilidade de ocorrer um erro do Tipo I, qual seja se rejeitar esta hipótese quando a mesma deveria ser aceita. Ao se adotar um nível de significância de 0,05 ou 5%, corresponde a ter uma confiança de 95% de que a decisão foi tomada corretamente.



Figura 3.5 - Representação gráfica das regiões de rejeição e aceitação da Hipótese Nula, com a distribuição *t de Student*

4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Figura 3.1 mostra a área de estudo na composição RGB - 432, formada a partir das bandas 4, 3 e 2 do sensor TM, comprovando ser a região de estudo bastante heterogênea. Foram selecionados na área de estudo, os seguintes alvos para detalhamento do estudo: pomar de bananeira irrigado (A1), mata densa (A2), pomar de melão em estágio fenológico inicial (A3), pomar de melão em estágio fenológico final (A4), vegetação nativa esparsa (A5) e vegetação nativa densa (A6).

O pomar de bananeira irrigado, com aproximadamente 250 ha, fica localizado na fazenda Frutacor, onde foi instalada uma torre micrometeorológica com o objetivo de obter medidas de variáveis micrometeorológicas à superfície para serem comparadas com estimativas via sensoriamento remoto no instante da passagem do satélite pela área de estudo.

Inicialmente, é avaliada a influência da transmissividade atmosférica (t) no albedo da superfície (α) e no saldo de radiação (Rn) nas seis áreas alvo selecionadas, utilizando as metodologias de Allen et al. (2002), aqui denominado de Método 1, e Trezza (2003), Método 2.

4.1 – Transmissividade Atmosférica

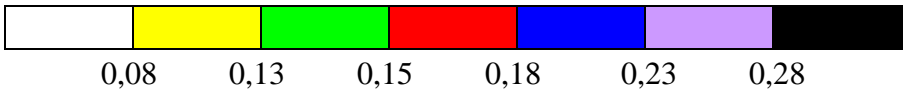
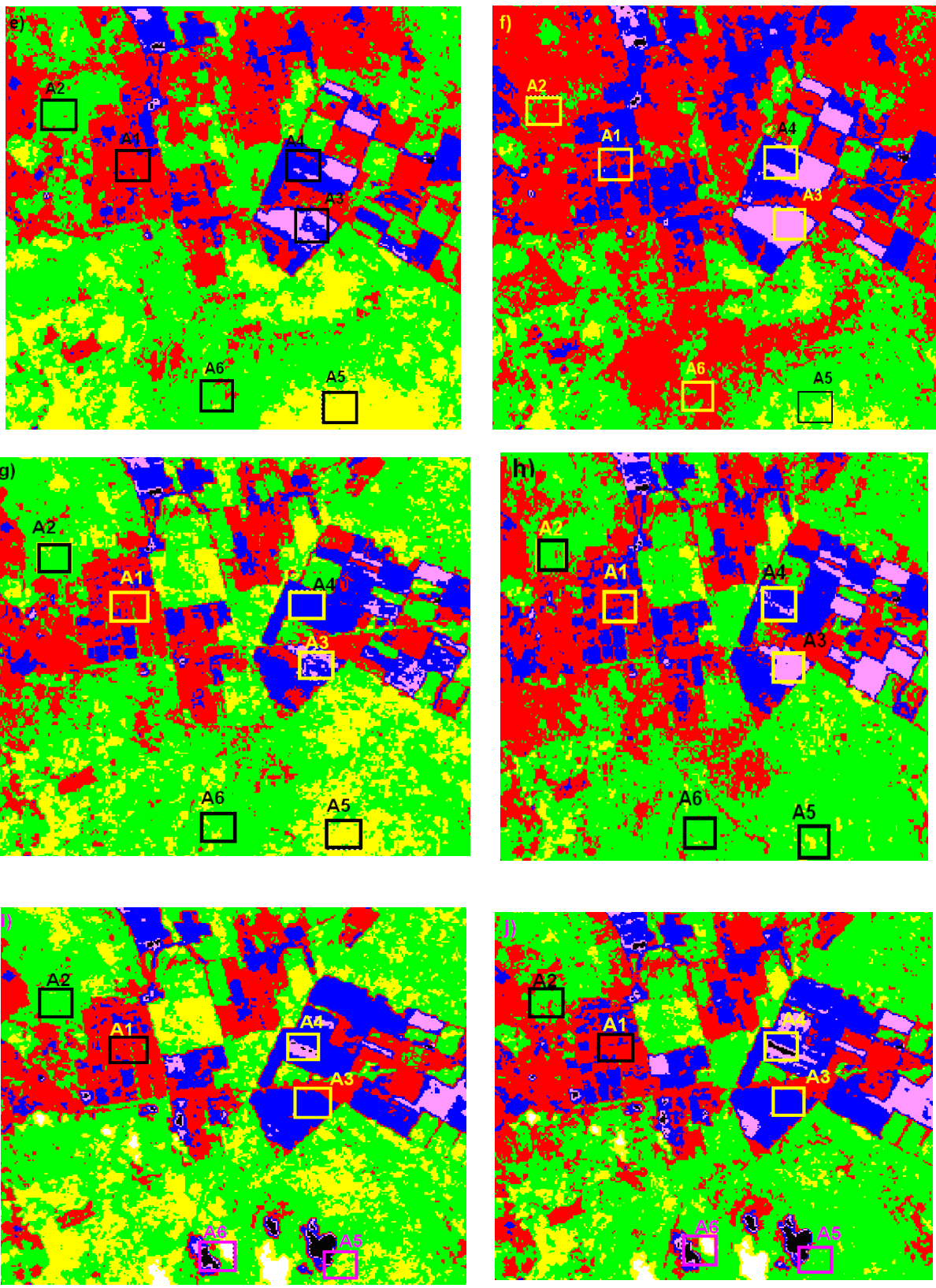
A transmissividade atmosférica - τ_{sw} está relacionada com a fração da radiação solar incidente que é transmitida pela atmosfera e que representa os efeitos de absorção e reflexão que ocorrem na mesma. A τ_{sw} foi obtida pelo Método 1 em função da altimetria local, ou seja, em

função do Modelo de Elevação Digital (MED). Portanto, como mostrado na Tabela 4.1, observa-se que a média de todo o recorte estudado é constante e igual a 0,752.

Usando o Método 2, a τ_{sw} foi obtida pela soma do índice de pureza atmosférica para a radiação direta (K_B) e do índice de turbidez da radiação difusa (K_D). Estes índices dependem da pressão atmosférica, da água precipitável e do ângulo de elevação solar no instante da passagem do satélite. Conforme a Tabela 4.1, as médias da τ_{sw} de toda a cena variam de 0,725 a 0,743, que por sua vez foram inferiores ao valor obtido pelo Método 1. O Método 1 foi proposto para atmosfera seca e condições de céu limpo, e embora a região de estudo seja semi-árida há um conteúdo de vapor na atmosfera considerável. Por essa razão, ao considerar a água precipitável os valores da τ_{sw} obtidos pelo Método 2 se apresentam inferiores ao de Allen et al. (2002). Bezerra (2006) obteve $\tau_{sw} = 0,758$, obtida com o Método 1, na Chapada do Araripe, com altitude média bem superior à da Chapada do Apodi. Em vários estudos com o SEBAL, foi utilizado o Método 1 (Silva et al., 2005; Silva e Bezerra, 2006; Costa Filho, 2005; Mendonça, 2007). No entanto, Costa (2007) obteve a τ_{sw} segundo os Métodos 1 e 2, e concluíram que havia diferença significativa entre os valores, em estudo na região de Petrolina – PE / Juazeiro – BA. Mais recentemente, Allen et al. (2007) utilizaram o Método 2 no cômputo da radiação solar e concluíram haver uma boa concordância entre observações e as estimativas.

Tabela 4.1 – Média da transmissividade atmosférica obtida pelos Métodos 1 (Allen et al., 2002) e 2 (Trezza, 2003) para toda a cena de estudo

Datas	Transmissividade Média	
	Método 1	Método 2
24/out/2005	0,752	0,743
28/jan/2006	0,752	0,731
23/jul/2006	0,752	0,725
08/ago/2006	0,752	0,735
24/ago/2006	0,752	0,736



Cont. - Figura 4.1 – Albedo da superfície para os métodos M1 e M2: e) e f) 23 de julho de 2006, g) e h) 8 de agosto de 2006, e, i) e j) 24 de agosto de 2006

O albedo da superfície dos alvos A3 e A4 apresentou aumento entre os métodos M2 e M1, de modo mais evidente para as cenas de 23 de julho e 8 de agosto de 2006, com aumento da ordem de 7%. Para os alvos A5 (caatinga esparça) e A6 (caatinga densa), observou-se que o comportamento do albedo da superfície foi análogo aos demais alvos. No entanto, na cena de 24 de agosto de 2006, observou-se uma variação brusca nos valores de albedo, devido a presença marcante de nuvens nessas áreas, o que acarretou num aumento elevado do albedo nos pixels com presença de nuvens e uma diminuição brusca nos pixels onde são projetadas as suas sombras.

A Tabela 4.2 representa ainda os albedos médios das áreas alvo para cada dia de estudo. Pode-se observar que em todas as referidas áreas houve aumento proporcionado pelo M2, com diferença relativa variando entre 2,1% a 7,2 %. Para todos os alvos estudados obteve-se uma diferença relativa média (DRM) de 4,7%. Isto ocorreu devido às técnicas introduzidas pelo Método 2 (Trezza, 2003), visto que o mesmo leva em consideração variáveis atmosféricas importantes como a pressão atmosférica, a água precipitável e o ângulo de elevação do Sol no instante da passagem do satélite, enquanto que o método de Allen et al. (2002) leva em consideração apenas a altitude local.

Tabela 4.2 – Albedo médio obtido pelos Métodos 1 – M1 e 2 – M2 nos seis diferentes alvos para as diferentes cenas estudadas

DSA	M1	M2	M1	M2	M1	M2	M1	M2	M1	M2	M1	M2
	A1		A2		A3		A4		A5		A6	
297	0,192	0,196	0,201	0,206	0,271	0,277	0,281	0,287	0,174	0,178	0,168	0,172
28	0,184	0,194	0,183	0,194	0,163	0,173	0,171	0,181	0,172	0,182	0,162	0,171
204	0,169	0,182	0,143	0,154	0,229	0,246	0,201	0,216	0,144	0,155	0,123	0,132
220	0,168	0,175	0,139	0,145	0,223	0,233	0,207	0,217	0,137	0,143	0,128	0,134
236	0,165	0,173	0,140	0,146	0,189	0,199	0,230	0,241	0,185	0,193	0,175	0,181
DRM%	4,6		4,8		4,8		4,7		4,6		4,7	

Na Figura 4.2 está representado o gráfico da dispersão entre os albedos das áreas amostrais estimados pelos métodos M1 e M2, para todas as datas estudadas e alvos selecionados. Pode-se verificar claramente que os albedos estimados pelo M2 são superiores àqueles obtidos pelo o M1.

Isso ocorre devido o albedo ser inversamente proporcional ao quadrado da transmissividade atmosférica, e sua estimativa pelo M2 resultou em menores valores em comparação ao outro método.

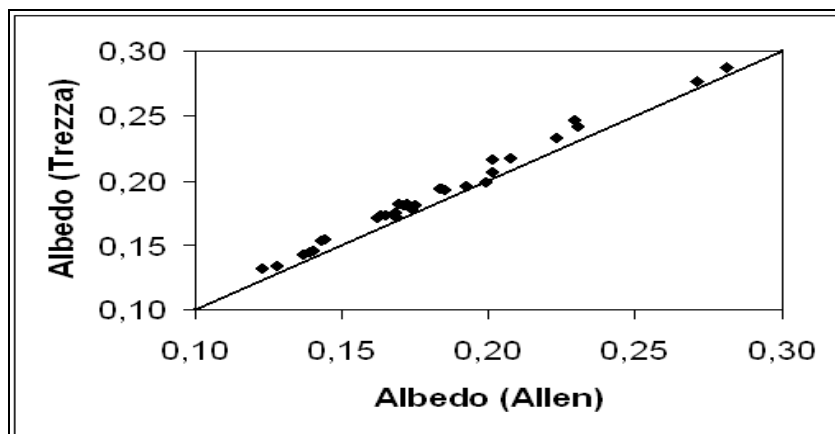


Figura 4.2 – Relação entre os albedos dos alvos selecionados obtidos pelos métodos M1 e M2

Na Tabela 4.2 estão apresentados os valores médios dos albedos da superfície obtidos pelos métodos M1 e M2 para as seis áreas amostrais das cinco cenas estudadas com seus respectivos desvios padrões e o escore t , calculado para a distribuição *t de Student*. Considerou-se os níveis de significância de 1%, 5% e 10%, o que resultou nos valores críticos de $t - t_c$ de 2,58, 1,96 e 1,645, respectivamente.

Considerando a hipótese nula - H_0 , que não há diferença entre as médias, isto é, que qualquer diferença observada entre as médias amostrais são devidas meramente a flutuações aleatórias. Observou-se que em todas as cenas estudadas, exceto a do dia 24 de outubro de 2006 para os alvos A5 e A6, há diferença significativa entre as médias obtidas com os métodos M1 e M2, independentemente do nível de significância adotado. Conclui-se, portanto, que a transmissividade atmosférica afeta o cálculo do albedo. Resultados semelhantes foram obtidos por Costa (2007), ao avaliar o impacto da transmissividade atmosférica no albedo e saldo de radiação de diferentes alvos nas proximidades de Petrolina – PE / Juazeiro – BA.

Observou-se na cena de 24 de agosto de 2006 que a hipótese nula deve ser aceita para os alvos A5 e A6, pois o t_{cal} ficou compreendido na região de aceitação de H_0 , para todos os níveis de significância escolhidos. Isto ocorreu devido ao fato destes alvos conterem nebulosidade, o que

acarretou em valores elevados de albedo nos pixels com presença de nuvem e diminuição nos pixels com presença da sombra da mesma. Com isso, houve pequena elevação no albedo médio e grande elevação no desvio padrão, caracterizando amostras heterogêneas.

Tabela 4.3 - Albedo médio - α e desvio padrão - s relativo aos métodos M1 (α_1 e s_1) e M2 (α_2 e s_2), e t calculado ($t_{\text{calc.}}$) para os seis diferentes alvos das cenas de: 24 de outubro de 2005, 28 de janeiro de 2006, 23 de julho de 2006 e 08 de agosto de 2006

Alvos	24 de outubro de 2005					28 de janeiro de 2006				
	α_1	S_1	α_2	S_2	$t_{\text{calc.}}$	α_1	S_1	α_2	S_2	$t_{\text{calc.}}$
A1	0,192	0,014	0,196	0,014	-3,92	0,184	0,013	0,194	0,013	-10,56
A2	0,201	0,006	0,206	0,006	-11,44	0,172	0,006	0,182	0,007	-21,58
A3	0,271	0,030	0,277	0,030	-2,75	0,162	0,004	0,171	0,005	-11,93
A4	0,281	0,026	0,287	0,027	-3,11	0,183	0,007	0,194	0,007	-8,85
A5	0,174	0,005	0,178	0,006	-9,94	0,163	0,011	0,173	0,012	-21,06
A6	0,168	0,005	0,172	0,006	-9,94	0,171	0,015	0,181	0,016	-27,29
Alvos	23 de julho de 2006					08 de agosto de 2006				
	α_1	S_1	α_2	S_2	$t_{\text{calc.}}$	α_1	S_1	α_2	S_2	$t_{\text{calc.}}$
A1	0,169	0,009	0,182	0,01	18,76	0,168	0,010	0,175	0,010	-9,61
A2	0,143	0,004	0,154	0,005	-33,36	0,139	0,004	0,145	0,004	-20,59
A3	0,229	0,016	0,246	0,017	-14,14	0,223	0,020	0,233	0,020	-6,87
A4	0,201	0,019	0,216	0,020	-10,56	0,207	0,015	0,217	0,016	-8,85
A5	0,144	0,006	0,155	0,006	-25,17	0,137	0,005	0,143	0,005	-16,48
A6	0,123	0,005	0,132	0,005	-24,71	0,128	0,004	0,134	0,004	-20,59
Alvos	24 de agosto de 2006									
	α_1	S_1	α_2	S_2	$t_{\text{calc.}}$					
A1	0,165	0,009	0,173	0,009	-12,20					
A2	0,14	0,005	0,146	0,005	-16,48					
A3	0,19	0,01	0,199	0,011	-11,76					
A4	0,23	0,024	0,241	0,026	-6,04					
A5	0,185	0,101	0,193	0,108	-1,05					
A6	0,175	0,097	0,181	0,101	-0,83					

4.3 - Saldo de Radiação

Nas Figuras 4.3a, c, e, g, i está representado o saldo de radiação - Rn obtido com o Método 1, enquanto que nas Figuras 4.3b, d, f, h, j os valores de Rn, obtidos segundo o Método 2, com destaque para os alvos amostrais selecionados. De forma geral, observa-se que o Rn da superfície apresentou valores superiores no M1 em relação ao M2 para as cinco cenas estudadas. De forma que, a maior diferença apresenta-se na cena do dia 23 de julho de 2006 e menor diferença apresenta-se no dia 24 de outubro de 2005. No pomar de bananeiras – alvo A1, Rn variou de 560 a 647 $W m^{-2}$, segundo o Método 1, enquanto que no Método 2 o Rn variou de 531 a 635 $W m^{-2}$. Na Caatinga esparsa – alvo A5, a variação de Rn se situou entre 575 a 640 $W m^{-2}$, segundo o Método 1.

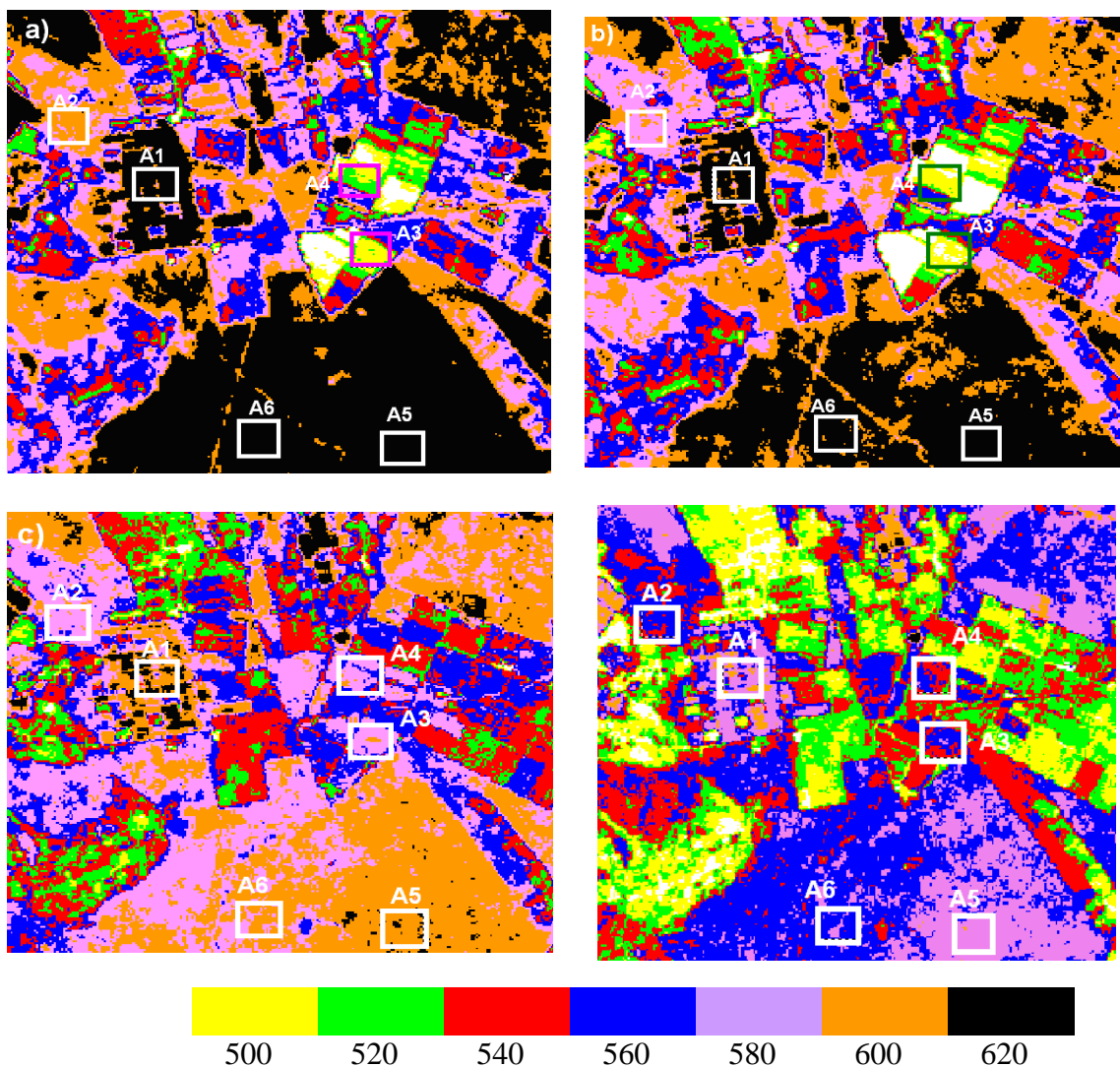
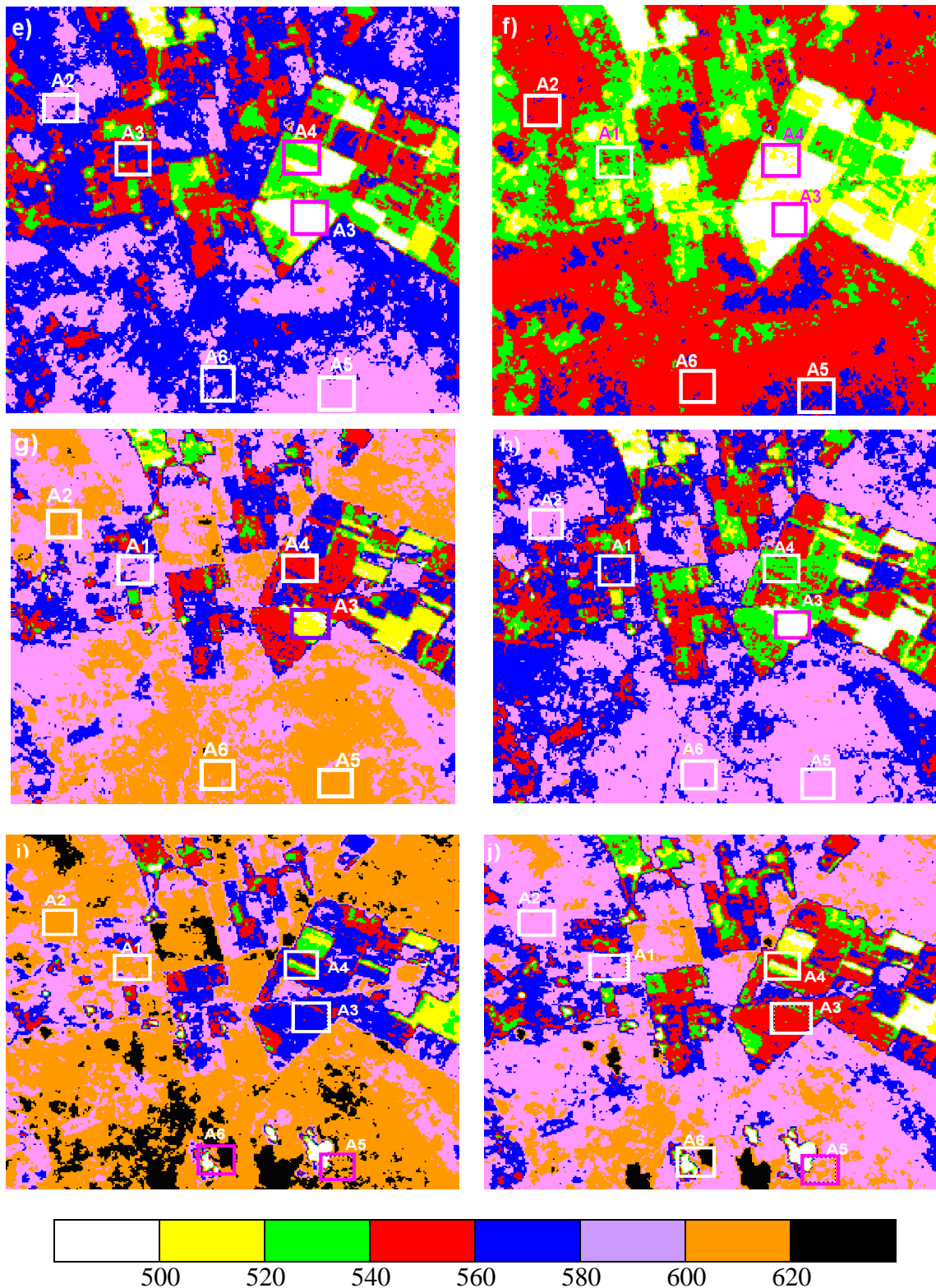


Figura 4.3 – Saldo de radiação – Rn para os métodos M1 e M2: a) e b) 24 de outubro de 2005, c) e d) 28 de janeiro de 2006



Continuação - Figura 4.3 – Saldo de radiação – Rn para os métodos M1 e M2: g) e h) 8 de agosto de 2006, e, i) e j) 24 de agosto de 2006

Para o alvo A2 observou-se que não houve alteração significativa com relação aos métodos para a imagem de 24 de outubro de 2005. Porém, a maior diferença entre os métodos ocorreu em 23 de julho de 2006, que foi de 5%. A diferença média relativa entre os métodos para todas as cenas

foi de 3,5%. Os alvos A3 e A4 apresentaram comportamento similar, mostrando uma maior diferença de M1 em relação a M2, apenas na cena de 23 de julho de 2006. No geral, pode-se observar uma subestimativa média relativa de 4% do M2 em relação ao M1 no saldo de radiação, para os referidos alvos. No alvo A5 e em 24 de outubro de 2005 foi registrada a menor diferença de Rn entre os métodos, que foi de apenas 0,7%; no entanto, em 23 de julho a diferença foi maior que 5%. Para os demais dias, o comportamento foi análogo, isto é, uma diminuição de 3,5 % a 4% no Rn, estimado pelo M2 em relação a M1. Para o alvo A6, a maior diferença ocorreu no dia 08 de agosto de 2006, que foi de 6%, e a menor em 24 de agosto de 2005, que foi de 0,7%; entretanto, nos demais dias esta variação ficou restrita a uma média relativa de 3,5 % maior para o M1.

Na Tabela 4.4 está representada a média do saldo de radiação - Rn, das áreas amostrais A1 – A6, para cada dia estudado. Pode-se verificar que em todas as áreas amostrais, houve uma superestimativa do Método 1 em relação ao Método 2 variando ente 0,7% a 6,5%, e resultando numa média geral em torno de 3,7%.

Tabela 4.4 – Saldo de radiação médio ($W m^{-2}$) obtido pelos Métodos 1 – M1 e 2 – M2 nos seis diferentes alvos para as diferentes cenas estudadas e diferença relativa média – DRM (%) nos diferentes dias seqüenciais do ano - DSA

DSA	M1	M2	M1	M2	M1	M2	M1	M2	M1	M2	M1	M2
	A1	A1	A2	A2	A3	A3	A4	A4	A5	A5	A6	A6
297	647	635	607	595	527	514	533	520	640	628	654	649
28	616	590	591	564	587	561	584	559	602	576	615	589
204	560	531	582	554	475	444	516	487	578	550	588	561
220	586	568	617	597	510	491	556	537	583	573	609	571
236	606	587	611	592	568	549	552	532	575	571	591	571
DRM%	3,5		3,5		4,1		3,9		3,5		3,8	

Na Figura 4.3, contém um gráfico construído a partir da Tabela 4.1, que relaciona o saldo de radiação para os métodos trabalhados. Pode-se observar que o Método 2 estima o Rn, com valores inferiores ao método 1.

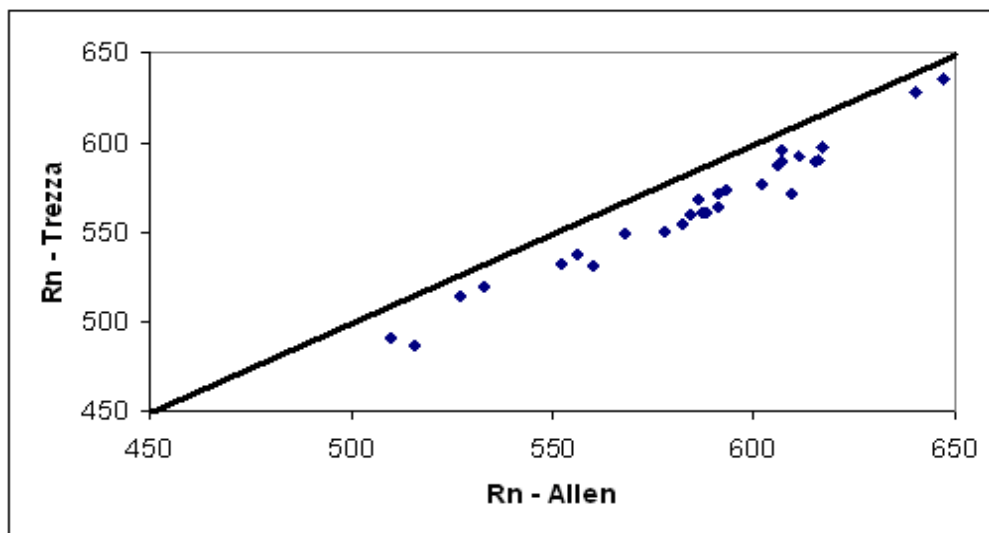


Figura 4.4 – Relação entre saldo de radiação ($W m^{-2}$) dos alvos selecionados obtidos pelos métodos M1 e M2

Na Tabela 4.5 estão representados os valores médios do Rn da superfície obtidos pelos métodos M1 e M2 para as seis áreas amostrais das cinco cenas estudadas com seus respectivos desvios padrões e o *score t* calculado para a distribuição t de Student.

Utilizando os mesmos procedimentos para o albedo, foi calculado o *score t* da distribuição de Student para o Rn, e escolhidos os mesmos níveis de significância. Assim, observou-se que para as imagens de 24 de agosto de 2005, 28 de janeiro de 2006, 23 de julho de 2006 e 08 de agosto de 2006, em todas as cenas estudadas, o valor do *score t*_{cal} ficou dentro da região de rejeição. Portanto, a hipótese de que não havia diferença significativa entre as médias, foi rejeitada, ou seja, existe uma diferença significativa entre os valores de Rn, conforme o método de determinação da transmissividade atmosférica.

Na imagem do dia 24 de agosto de 2006, observou-se que para os alvos A1, A2, A3 e A4, o *t*_{cal} se encontrou dentro da região de rejeição; portanto, a hipótese nula foi rejeitada. Já para os alvos A5 e A6, notou-se que o *t*_{cal}, se encontrou dentro da região de aceitação.

Tabela 4.5 – Saldo de radiação – R_n ($W m^{-2}$) e desvio padrão - s relativo aos métodos M1 (R_{n1} e s_1) e M2 (R_{n2} e s_2), e t calculado ($t_{calc.}$) para os seis diferentes alvos das cenas de: 24 de outubro de 2005, 28 de janeiro de 2006, 23 de julho de 2006 e 08 de agosto de 2006

Alvos	24 de outubro de 2005					28 de janeiro de 2006				
	R_{n1}	s_1	R_{n2}	S_2	$t_{calc.}$	R_{n1}	s_1	R_{n2}	s_2	$t_{calc.}$
A1	646,52	14,87	634,86	15,024	10,71	615,73	12,14	589,74	12,46	29,01
A2	606,83	6,47	595,02	6,54	24,93	602,02	5,77	576,28	5,92	53,50
A3	526,58	26,64	514,07	26,95	6,41	614,53	4,39	589,06	4,49	35,97
A4	533,21	26,23	520,56	26,52	6,59	590,65	6,60	564,62	6,76	30,86
A5	639,51	6,15	628,02	6,21	25,53	586,72	9,57	561,29	9,84	60,46
A6	649,23	5,82	654,94	5,88	13,40	584,20	11,22	558,57	11,58	78,75
Alvos	23 de julho de 2006					08 de agosto de 2006				
	R_{n1}	s_1	R_{n2}	S_2	$t_{calc.}$	R_{n1}	s_1	R_{n2}	s_2	$t_{calc.}$
A1	559,85	8,34	531,19	8,58	46,507	586,25	8,23	567,97	8,4	30,182
A2	581,64	3,90	553,65	4,01	97,156	616,59	3,95	597,03	4,02	67,388
A3	474,75	13,56	444,40	13,99	30,246	510,03	16,35	490,75	16,70	16,018
A4	516,36	16,08	486,71	15,60	25,697	556,46	6,81	537,46	7,00	37,775
A5	577,86	4,17	549,89	4,33	90,340	607,00	3,77	589,24	3,84	64,080
A6	588,13	3,7	560,76	3,84	99,658	608,85	3,30	571,40	6,80	96,203
Alvos	24 de agosto de 2006									
	R_{n1}	s_1	R_{n2}	s_2	$t_{calc.}$					
A1	586,25	8,23	567,97	8,4	29,81					
A2	616,59	3,95	597,03	4,02	70,02					
A3	510,03	16,35	490,75	16,70	58,25					
A4	556,46	6,81	537,46	7,00	14,15					
A5	582,58	76,25	572,91	75,47	1,13					
A6	574,85	64,97	571,4	76,65	0,67					

4.4 – Validação dos Resultados

Na Tabela 4.5 estão representados os valores do saldo de radiação – R_n ($W m^{-2}$), albedo – α , radiação solar incidente – R_s ($W m^{-2}$), fluxo de calor no solo – G ($W m^{-2}$), temperatura da superfície – T_s (K), radiação de onda longa emitida – R_e ($W m^{-2}$), radiação de onda longa atmosférica – R_a ($W m^{-2}$) e energia disponível – EA ($W m^{-2}$), estimados pelos Métodos 1 e 2 (M1 e M2) na área A1, ou seja, no pomar de bananeiras, além das medições realizadas no interior da área A1. Observa-se na referida tabela que o albedo da superfície estimado pelos Métodos 1 e 2 superestimou o valor medido em todas as cenas. Ao comparar as medições com o albedo do M1, verificou-se uma diferença máxima de 11%, enquanto que no M2, essa diferença máxima foi de 16%, ocorrentes no dia 28 de janeiro de 2006. Isso se deve ao fato de que o M2 subestima a transmissividade atmosférica quando comparado ao albedo da superfície estimada pelo M1 (ver Tabela 4.1).

A temperatura da superfície (T_s) e a radiação de onda longa emitida pela mesma (Remit) apresentam o mesmo valor para ambos os métodos, pois independem da transmissividade atmosférica. Portanto, como observado na Tabela 4.6, os valores de T_s e Remit subestimam os valores medidos para as cinco cenas estudadas, apresentando maior diferença relativa no dia 08 de agosto de 2006, correspondentes a 3% e 11%, respectivamente.

Os valores estimados da radiação de onda longa emitida pela atmosfera (R_{atm}) pelos métodos 1 e 2 subestimam os valores medidos, conforme a Tabela 4.6. O M2 apresenta estimativas mais próximas dos valores medidos, com diferença relativa média de 7,2%. Com relação à radiação de onda curta incidente (R_s), ou radiação solar incidente, as estimativas foram superiores aos valores medidos em todas as cenas estudadas para ambos os métodos. Observou-se que no M1 a diferença relativa para as quatro primeiras cenas foram 4%, 6%, 6% e 7%, respectivamente. Enquanto que para o M2 essas mesmas diferenças foram de 3%, 3%, 3% e 5%, respectivamente. Para a cena do dia 24 de agosto de 2006, os valores estimados pelos métodos divergiram bastante com relação ao valor medido, apresentando diferença relativa de 15% para M1 e 12% para M2. Os valores estimados do saldo de radiação à superfície (R_n) superestimam os valores medidos.

Observou-se que para o M1 a diferença relativa com relação às quatro primeiras cenas estudadas foram 2%, 4%, 7% e 5%, respectivamente. Para o M2 as diferenças foram de 1%, 1%, 2% e 3%, respectivamente. Para a cena do dia 24 de agosto de 2006, houve comportamento análogo a situação analisada anteriormente, na qual as diferenças relativas foram de 16% para M1 e 13% para M2.

Com relação ao fluxo de calor no solo (G) observa-se que o dia 24 de outubro de 2006, os valores estimados concordam em cerca de 95% com o valor medido, conforme a Tabela 4.X. nas demais cenas estudadas houve grande discrepância entre os valores estimados e medidos. Isso se deve, provavelmente, ao fato das placas de fluxímetro terem sido sombreadas em função da poda da cultura que era realizada periodicamente.

A determinação da energia disponível (Rn-G) foi severamente comprometida devido ao fato das estimativas de G não concordarem com os valores medidos. Dessa forma, observou-se que apenas no dia 24 de outubro de 2005, é possível fazer uma análise comparativa entre o valor medido e estimado. Nesta data, nota-se que o M2 concorda em 98% com o valor medido, enquanto que para o M1 é de 96%.

Tabela 4.6 - Componentes do saldo de radiação: Albedo- α , Temperatura da superfície - T_s ($^{\circ}\text{C}$), Radiação emitida de onda longa - R_e (W m^{-2}), radiação atmosférica - R_a (W m^{-2}), saldo de radiação - R_n (W m^{-2}), fluxo de calor no solo - G (W m^{-2}), energia disponível - ED (W m^{-2}) para as diferenças datas usadas na pesquisa

	24/out/2005			28/jan/2006			23/jul/2006			08/ago/2006			24/ago/2006		
	M1	M2	Med	M1	M2	Med	M1	M2	Med	M1	M2	Med	M1	M2	Med
A	0,19	0,19	0,17	0,18	0,19	0,16	0,17	0,18	0,16	0,17	0,18	0,16	0,16	0,17	0,16
T	303		307	301		307	297		303	296		304	299		303
Re	462		493	456		493	430		473	423		475	440		473
Ra	362	363	395	366	369	400	352	356	383	354	356	381	356	358	383
Rs	935	924	895	878	853	826	771	743	719	801	784	745	840	822	719
Rn	645	634	630	625	599	600	555	526	514	565	553	534	610	590	514
G	86	85	90	74	72	12	50	48	8	54	52	10	65	63	8
ED	560	550	539	552	528	588	505	478	506	530	513	524	545	527	506

5. CONCLUSÕES

As principais conclusões da pesquisa são:

Os métodos de obtenção da transmissividade atmosférica provocam alterações significativas no albedo e saldo de radiação, e devem receber uma atenção especial ao se usar o SEBAL;

As diferenças entre o saldo de radiação medido à superfície e medido com o SEBAL, são em geral inferiores a 10%;

A radiação atmosférica estimada com base na transmissividade segundo Trezza (2003) apresentou valores mais próximos aos medidos com pirgeômetro à superfície;

A radiação solar segundo Trezza (2003) apresentou maior concordância com as observações à superfície;

Não obstante as diferenças entre R_n - SEBAL e medições à superfície, o SEBAL evidenciou ser uma ferramenta de grande precisão e com grande alcance espacial.

6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACCIOLY, L. J. O., PACHECO, A., COSTA, T. C. C., LOPES, O. F. & OLIVEIRA, M. A. J. Relações empíricas entre a estrutura da vegetação e dados do sensor TM/Landsat, Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.6, n.3, p.492-498, 2002.

ANTUNES, M.A.H.; FREIRE, R.M.B.; BOTELHO, A.S.; TONIOLLI, L.H. **Correções atmosféricas de imagens de satélites utilizando o Modelo 6S**. In: XXI CONGRESSO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA, Belo Horizonte, 2003. **Anais...** XXI Congresso Brasileiro de Cartografia. 2003.

ALLEN, R., TASUMI, M. & TREZZA, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0, 2002.

ALLEN, R., TASUMI, M. & TREZZA, R. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration With Internalized Calibration (METRIC) – Model. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 380-394, 2007.

ANDRADE, R. G.; SEDIYAMA, G. C.; LIMA, E. P. L., DELGADO, R. C., MENEZES, S. J. M. C. Estimativa dos fluxos de calor no solo e sensível utilizando o algoritmo SEBAL e imagem do sensor TM do Landsat 5, XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia – 02 a 05 de julho de 2007 – Aracaju – SE.

ARAÚJO, T. L., GOMES, H. B., DI PACE, F. T. Análise comparativa dos dados IVDN obtidos de imagens satélite Landsat 5–TM em Maceió/AL, XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia – 02 a 05 de julho de 2007 – Aracaju – SE.

- BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of Surface Flux Densities and Moisture Indicators in Composite Terrain – A Remote Sensing Approach Under Clear Skies in Mediterranean Climates, Thesis, Landbouwwuniversiteit Wageningen, Netherlands, 273, 1995.
- BASTIAANSSEN, W. G. M., MENENTI, M., FEDDES, R. A., HOLSLAG, A. A. M. A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Formulation. *Journal of Hydrology*, v.212-213, p.198-212, 1998.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin. *Journal of Hydrology*, v.229, p.87-100, 2000.
- BATISTA, G. T., ALMEIDA, S. E. Índice de vegetação versus precipitação na Amazônia, IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Santos – SP, setembro de 1998, Anais, São José de Campos, INPE, (CD-ROM).
- BEZERRA, M. V. C. Balanço de Energia em Áreas Irrigada Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto. Campina Grande: UFCG, 2004. 108p. Dissertação Mestrado
- BEZERRA, B. G. Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL. Campina Grande: UFCG, 2004. 127p. Dissertação Mestrado
- BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L, Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. *Remote Sensing of Environment*, v.97, p.56-67, 2005.
- CHANDRAPALA, L. & WIMALASUIYA, M. Satellite Measurements Supplemented with Meteorological Data to Operationally Estimate Evaporation in Sri Lanka, *Agricultural Water Management*, v.58, p.89-107, 2003.
- COSTA FILHO, J. F. Avaliação dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração em uma região semi-árida usando imagens orbitais Landsat-5 TM e Terra-MODIS. Campina Grande: UFCG, 2005. 141p. Tese Doutorado
- Di PACE, F. T. Estimativa do balanço de radiação á superfície terrestre utilizando imagens TM Landsat-5 e Modelo Digital de Elevação. Campina Grande: UFCG, 2004. 140p. Tese Doutorado
- FEITOSA, J. R. P. Uso de técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat – TM e NOAA – AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície. Campina Grande: UFCG, 2004. 164p. Tese Doutorado
- GRANGER, R. J. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz Basin. *Journal of Hydrology*, v.229, p.70-76, 2000.

- HUETE, A. R. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, v.25, p.89-105, 1988.
- HAFEEZ M. M., CHEMIM Y. VAN DE GIESEN N. BOUMAN B. A. M. Field Evapotranspiration in Central Luzon, Philippines, using Different Sensors: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster, In: *Simposium on Geospatial theory, Processing and Applications*, 2002, Ottawa, Canadá, **ANAIS**.
- JIA. L., SU, Z., HURK, B., MENENTI, M., MONEE, A., DE BRUIN, H. A. R., YRISARRY, J. J. B., IBÁÑEZ, M. & CUESTA, A. Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATRS measurements. *Physics and Chemistry of the Earth*, v.28, p.75-88, 2003.
- LOPES, G. M. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. . Campina Grande: UFCG, 2003. 113p. Dissertação Mestrado
- LILLESAND, T. M. & KIEFER, R. W. *Remote sensing and image interpretation*, 3rd edition, John, Wiley & Sons, Inc, New York, 1994, 74p.
- MORAN, M. S., RAHMAN, A. F, WASHBURNE, J. C., GOODRICH, D. C., WELTZ, M. A., KUSTAS, W. P. Combining the Penman-Monteith equation with measurements of surface temperature and reflectance to estimate evaporation rates of semiarid grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.80, p.87-109, 1996.
- MENDONÇA, J. C. Estimação da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense, RJ. Campos dos Goytacazes: Universidade Estadual do Norte Fluminense, 2007. 320p. Tese Doutorado
- MOREIRA, M. A. *Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação*. 2.ed. Viçosa: Editora UFV, 2003.
- NOVAS, M. F., CRUZ, P. P. N., DI PACE, F. T. Uso de índices de vegetação na avaliação da variação de cobertura vegetal na área rural do município de Maceió, XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia – 02 a 05 de julho de 2007 – Aracaju – SE.
- SANTOS, C. A., SILVA, B. B. da, MASS, S. J., RAJAN, N. Estimate of the net radiation on the crop of the cotton, in Lubbock, Texas – USA, with techniques of remote sensing, XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia – 02 a 05 de julho de 2007 – Aracaju – SE.
- SANTOS, C. A., BEZERRA, B. G., SILVA, B. B. da. Estimativa do saldo de radiação em culturas irrigadas com técnicas de sensoriamento remoto, XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia – 02 a 05 de julho de 2007 – Aracaju – SE.

- SILVA, B. B. da, LOPES, G. M., AZEVEDO, P. V. Determinação do albedo em áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5-TM. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.20, n.2, p.243-252, 2005a.
- SILVA, B. B., LOPES, G. M., AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.13, n.2, p.201-211, 2005b.
- SILVA, B. B. da, BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.14, n.2, p. 174-186, 2006.
- SOUZA, J. D., SILVA, B. B. da. Correção atmosférica para temperatura da superfície obtida com imagem TM – Landsat 5. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.23,n.4, p.349-358, 2005.
- SU, Z. A Surface Energy Balance System (SEBS) for Estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology Earth System, Sci*, v.6, n.1, p.85-99, 2002.
- TASUMI, M., TREZZA, R., ALLEN, R. G., WRIGHT, L. U. S. Validation Test on the SEBAL Model for evapotranspiration via satellite, ICID workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions, 2003.
- TASUMI, M., ALLEN, R. G., TREZZA, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance, 2005.
- TREZZA, R, Evapotranspiration using a satellite-based Surface energy balance with Standardized ground control. Logan, USA: Utah State University, 2002. 247p. PhD Dissertation
- WELIGEPOLAGE, K. Estimation of spatial and temporal distribution of evapotranspiration by satellite remote sensing – A case study in Hupselse Beek, The Netherlands. Tese de Mestrado: International Institute for Geo-information Science and Earth Observation. 114f. 2005.

Livros Grátis

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

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

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

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

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