



Campina Grande – PB

Abril - 2009

Saulo Tasso Araújo da Silva

**MAPEAMENTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO BAIXO JAGUARIBE USANDO TÉCNICAS DE  
SENSORIAMENTO REMOTO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento aos requisitos exigidos para a obtenção do Título de Doutor em Meteorologia.

Orientadores: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva  
Profª. Dra. Célia Campos Braga

Campina Grande – PB

Abril - 2009

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA  
CENTRAL DA UFCG

S586m Silva, Saulo Tasso Araújo da.  
Mapeamento da evapotranspiração na bacia hidrográfica do  
baixo Jaguaribe usando técnicas de sensoriamento remoto /  
Saulo Tasso Araújo da Silva. - Campina Grande, 2009.  
119 f.

Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal  
de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos  
Naturais, 2009.  
"Orientação : Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva,  
Profa. Dra. Célia Campos Braga".  
Referências.

1. Radiância. 2. Land Surface Temperature. 3. Albedo. 4.  
Turbulent Fluxes. 5. Tese - Meteorologia. I. Silva,  
Bernardo Barbosa da. II. Braga, Célia Campos. III.  
Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande  
(PB). IV. Título

CDU 551.5:335.241.43(043)

SAULO TASSO ARAÚJO DA SILVA

MAPEAMENTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO BAIXO  
JAGUARIBE USANDO TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO

TESE APROVADA EM 29/4/2009

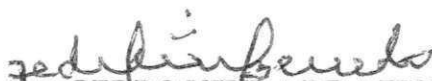
BANCA EXAMINADORA



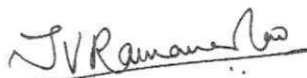
Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



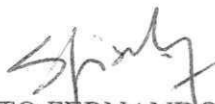
Prof. Dra. CELIA CAMPOS BRAGA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



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



Prof. Dr. TANTRAVAHÍ VENKATA RAMANA RAO  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. GILBERTO FERNANDO FISCH  
Centro Técnico Aeroespacial  
Instituto de Aeronáutica e Espaço



Prof. Dr. JOSÉ ESPÍNOLA SOBRINHO  
Departamento de Ciências Ambientais  
Universidade Federal Rural do Semi-Árido

## DEDICATÓRIA

---

Dedico todo esforço necessário à conclusão deste trabalho primeiramente a Deus, pois dele vem toda a energia necessária para não fraquejarmos em nossas caminhadas.

A minha esposa, Maria do Socorro M.B. Araújo e aos nossos filhos Lucas, Sara e Bernardo, pelo apoio e incentivo a prosseguir nos estudos, pela compreensão e ainda pelo amor que se traduz nos pequenos gestos de renúncia e abnegação.

Aos meus pais, João Soares da Silva (*In Memoriam*), por tudo que representaram para mim como exemplo de honestidade, caráter e integridade e Eunice Araújo da Silva, fiel companheira de luta bem como pelo seu amor infinito.

## AGRADECIMENTOS

---

A Deus, que é o princípio, meio e fim de todas as coisas, que nos concede a honra e a oportunidade de concluir mais uma etapa da vida acadêmica.

Aos professores, Dr. Bernardo Barbosa da Silva e Dra. Célia Campos Braga, pela orientação, ensinamentos, confiança, incentivo e dedicação.

Ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande, pelas oportunidades e em especial a todos os professores do Programa, pelos ensinamentos transmitidos no decorrer do curso.

Agradecemos o apoio recebido durante os trabalhos ao Fundo Setorial de Recursos Hídricos Edital *CT-HIDRO/MCT/CNPq* – nº 043/2004.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo.

Aos meus amigos, Juarez Dantas, Bergson Guedes Bezerra, Carlos Antonio Costa dos Santos e Marcus Vinícius Cândido Bezerra pelo companheirismo, compreensão e incentivos, meu muito obrigado.

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

Também agradeço aos meus irmãos Soraya (*In Memoriam*), Surama, Saul e Samara, e de forma geral, a todos familiares e amigos que, mesmo distantes, compartilharam deste ideal, incentivando-me a prosseguir e ultrapassar todos os obstáculos.

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

## SUMÁRIO

---

Lista de figuras.....	i
Lista de tabelas.....	iv
Lista de símbolos e siglas.....	v
Resumo.....	vii
Abstract.....	viii
1. Introdução.....	01
2. Fundamentação Teórica e Revisão de Literatura.....	04
2.1 - Bacias Hidrográficas.....	04
2.1.1 - Bacia Hidrográfica do Jaguaribe.....	06
2.2 – Evapotranspiração.....	08
2.2.1 – Definições.....	10
2.3 - Métodos de medidas da evapotranspiração real.....	13
2.3.1 – Métodos diretos.....	14
2.3.2 – Métodos indiretos.....	15
2.3.2.1 - Método do Balanço de Energia.....	15
2.3.2.2 - Método da Razão de Bowen.....	16
2.3.2.3 - Método das correlações turbulentas.....	17
2.3.2.4 - Método Penman-Monteith (Evapotranspiração de referência).....	22
2.3.2.5 - Métodos utilizando sensoriamento remoto.....	23
3. Material e Métodos.....	35
3.1 - Área de Estudo.....	35
3.2 - Experimento de campo na Fazenda Frutacor.....	37
3.3 - Obtenção e tratamento das imagens de satélite.....	38
3.4 - Saldo de radiação.....	42

3.4.1 - Radiação solar global incidente .....	42
3.4.2 Albedo da superfície.....	44
3.4.2.1 Radiância espectral.....	44
3.4.2.2 Reflectância planetária .....	45
3.4.2.3 Métodos para o cômputo do Albedo da superfície.....	45
3.4.2.3.1 Método 1 (Albedo Allen).....	45
3.4.2.3.2 Método 2 (Albedo Idaho).....	46
3.4.2.3.3 Método 3 (Albedo METRIC).....	46
3.4.3 Radiação de onda longa emitida.....	48
3.4.4 Radiação de onda longa incidente.....	49
3.5 Fluxo de calor no solo .....	49
3.6 Fluxo de calor sensível.....	50
3.6.1 – Determinação da resistência aerodinâmica .....	51
3.6.2 – Determinação do dT .....	53
3.7 - Fluxo de calor latente.....	56
3.8 - Evapotranspiração real diária ( $ET_{r,24h}$ ).....	57
4. Resultados e Discussão .....	59
4.1 Mapas temático do IVDN .....	61
4.2 Mapas temático da temperatura de superfície .....	65
4.3 Mapas temático do albedo.....	68
4.3.1 Mapeamento do albedo da superfície.....	68
4.3.2 Análise estatística do albedo obtido segundo diferentes métodos de cômputo.....	72
4.4 Mapas temático do saldo de radiação.....	74
4.4.1 Análise estatística entre os métodos de cômputo do saldo de radiação .....	78
4.5 Mapas temático do fluxo de calor no solo.....	82



4.6	Mapas temático do fluxo de calor sensível .....	86
4.7	Mapas temático do fluxo de calor latente.....	89
4.8	Mapas temático da evapotranspiração real diária .....	92
4.9	Mapas temático da evapotranspiração real mensal .....	97
4.10	Validação do SEBAL.....	100
5.	Conclusões .....	105
6.	Sugestões.....	106
7.	Referências Bibliográficas .....	107

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1	Disposição espacial das principais bacias hidrográficas do Brasil. ....	04
Figura 2.2	Bacia do Atlântico Sul, trecho Norte-Nordeste.....	05
Figura 2.3	Bacias Hidrográficas do Estado do Ceará.....	08
Figura 2.4	Localização da região do médio e Baixo Jaguaribe no Estado do Ceará...	08
Figura 2.5	Diagrama mostrando os efeitos do dossel da vegetação sobre os fluxos de água e energia.....	10
Figura 3.1	Variação sazonal da temperatura e umidade relativa média diária no período de setembro de 2005 a agosto de 2006 .....	36
Figura 3.2	(a) Mapa do Estado do Ceará com suas respectivas bacias hidrográficas, (b) Bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, (c) recorte da área de estudo na combinação RGB do TM - Landsat 5, para o dia 24 de outubro de 2005, com destaque a localização da Fazenda Frutacor.....	37
Figura 3.3	Equipamentos do experimento instalado na Fazenda Frutacor, Quixeré – CE: (a) anemômetro sônico tridimensional CSAT3; (b) saldo radiômetro CNR1 para medição da radiação solar incidente e refletida, e radiação de onda longa incidente e emitida mais refletida pelo pomar; (c) analisador de H <sub>2</sub> O/CO <sub>2</sub> LI-7500; (d) HPM45C; (e) torre micrometeorológica no interior do bananal; e (f) estação automática ET106.....	39
Figura 3.4	Diagrama das etapas computacionais do processamento para a obtenção do albedo da superfície ( $\alpha_{super}$ ), IVDN e IVAS da área em estudo.....	41
Figura 3.5	Diagrama das etapas computacionais do processamento para a obtenção do saldo de radiação da área em estudo .....	50
Figura 3.6	Diagrama ilustrativo das etapas computacionais para o cômputo do fluxo de calor sensível .....	52
Figura 4.1	Recorte da área estudada que compreende a cena órbita/ponto 216/64, parte integrante da bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe .....	60
Figura 4.2	Comportamento médio diário do saldo de radiação e dos fluxos de calor no solo, sensível e latente dentro do período de setembro de 2005 a agosto de 2006.....	60
Figura 4.3	Mapa temático do IVDN referente ao dia 24/10/2005.....	62
Figura 4.4	Mapa temático do IVDN referente ao dia 28/01/2006.....	62
Figura 4.5	Mapa temático do IVDN referente ao dia 23/07/2006.....	63

Figura 4.6	Mapa temático do IVDN referente ao dia 08/08/2006.....	63
Figura 4.7	Mapa temático do IVDN referente ao dia 24/08/2006.....	64
Figura 4.8	Mapa temático do IVDN da bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, para o dia 24/10/05. ....	64
Figura 4.9	Mapa temático da temperatura da superfície na bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, para o dia 24/10/05. ....	65
Figura 4.10	Mapa temático da temperatura de superfície para o dia 24/10/2005.....	66
Figura 4.11	Mapa temático da temperatura de superfície para o dia 28/01/2006.....	66
Figura 4.12	Mapa temático da temperatura de superfície para o dia 23/07/2006.....	67
Figura 4.13	Mapa temático da temperatura de superfície para o dia 08/08/2006.....	67
Figura 4.14	Mapa temático da temperatura de superfície para o dia 24/08/2006.....	68
Figura 4.15	Mapa temático do albedo para o dia 24/10/2005 .....	70
Figura 4.16	Mapa temático do albedo para o dia 28/01/2006 .....	70
Figura 4.17	Mapa temático do albedo para o dia 23/07/2006 .....	71
Figura 4.18	Mapa temático do albedo para o dia 08/08/2006 .....	71
Figura 4.19	Mapa temático do albedo para o dia 24/08/2006. ....	72
Figura 4.20	Mapa temático do saldo de radiação na bacia do Baixo Jaguaribe usando o método METRIC para o dia 24/10/05.....	74
Figura 4.21	Mapa temático do saldo de radiação na bacia do Baixo Jaguaribe estimado pelos diferentes métodos para o dia 24/10/05.....	75
Figura 4.22	Mapa temático do saldo de radiação (Rn) para o dia 24/10/2005.....	76
Figura 4.23	Mapa temático do saldo de radiação (Rn) para o dia 28/01/2006.....	76
Figura 4.24	Mapa temático do saldo de radiação (Rn) para o dia 23/07/2006.....	77
Figura 4.25	Mapa temático do saldo de radiação (Rn) para o dia 08/08/2006.....	77
Figura 4.26	Mapa temático do saldo de radiação (Rn) para o dia 24/08/2006.....	78
Figura 4.27	Alvos escolhidos na cena para análise estatística.....	79
Figura 4.28	Mapa temático do fluxo de calor no solo (G) para o dia 24/10/2005.....	83
Figura 4.29	Mapa temático do fluxo de calor no solo (G) para o dia 28/01/2006.....	83
Figura 4.30	Mapa temático do fluxo de calor no solo (G) para o dia 23/07/2006.....	84
Figura 4.31	Mapa temático do fluxo de calor no solo (G) para o dia 08/08/2006.....	84
Figura 4.32	Mapa temático do fluxo de calor no solo (G) para o dia 24/08/2006.....	85
Figura 4.33	Mapa temático do fluxo de calor no solo (G), bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, para o dia 24/10/2005.....	85
Figura 4.34	Mapa temático do fluxo de calor sensível (H) para o dia 24/10/2005. ....	86

Figura 4.35	Mapa temático do fluxo de calor sensível (H) para o dia 28/01/2006. ....	87
Figura 4.36	Mapa temático do fluxo de calor sensível (H) para o dia 23/07/2006. ....	87
Figura 4.37	Mapa temático do fluxo de calor sensível (H) para o dia 08/08/2006. ....	88
Figura 4.38	Mapa temático do fluxo de calor sensível (H) para o dia 24/08/2006. ....	88
Figura 4.39	Mapa temático do fluxo de calor latente (LE) para o dia 24/10/2005.....	89
Figura 4.40	Mapa temático do fluxo de calor latente (LE) para o dia 28/01/2006.....	90
Figura 4.41	Mapa temático do fluxo de calor latente (LE) para o dia 23/07/2006.....	91
Figura 4.42	Mapa temático do fluxo de calor latente (LE) para o dia 08/08/2006.....	91
Figura 4.43	Mapa temático do fluxo de calor latente (LE) para o dia 24/08/2006.....	92
Figura 4.44	Mapa temático da evapotranspiração real diária (ET24), em 24/10/05. ....	93
Figura 4.45	Mapa temático da evapotranspiração real diária (ET24), em 28/01/06. ....	93
Figura 4.46	Mapa temático da evapotranspiração real diária (ET24), em 23/07/06. ....	94
Figura 4.47	Mapa temático da evapotranspiração real diária (ET24), em 08/08/06. ....	94
Figura 4.48	Mapa temático da evapotranspiração real diária (ET24), em 24/08/06. ....	95
Figura 4.49	Mapa temático da evapotranspiração mensal do mês de outubro de 2005.	98
Figura 4.50	Mapa temático da evapotranspiração mensal do mês de janeiro de 2006..	98
Figura 4.51	Mapa temático da evapotranspiração mensal do mês de julho de 2006.....	99
Figura 4.52	Mapa temático da evapotranspiração mensal do mês de agosto de 2006. .	99
Figura 4.53	Área de instalação dos dois fluxímetros (a), base da torre (b), vista superior da área onde se encontrava instalado os fluxímetros (c) e (d).VALIDAÇÃO. ....	101

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1	Dados das imagens captadas pelo TM - LANDSAT 5, dia e horário da captação, dia seqüencial do ano (DSA), quadrado da distância relativa Terra-Sol e ângulos de incidência .....	40
Tabela 3.2	Descrição dos canais do TM - LANDSAT 5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima - a e máxima - b), irradiâncias espectrais no topo da atmosfera ( $ESUN_{\lambda}$ ) e coeficientes de regressão linear de cada banda para o cômputo do albedo do topo da atmosfera (TOA).....	44
Tabela 3.3	Coeficientes de calibração providos do modelo de transferência radiativa para imagens TM - LANDSAT 5.....	47
Tabela 4.1	Valores médios do albedo, relativos aos alvos extraídos na área de estudo, considerado os três métodos de cálculo (Allen, Idaho e Metric), desvio padrão e o $t_{calculado}$ para cada método. ....	73
Tabela 4.2	Valores médios do saldo de radiação obtido segundo os métodos Allen, Idaho e METRIC, com os seus respectivos desvios padrão, e valores do $t_{calculado}$ na análise estatística do Teste t de Student .....	81
Tabela 4.3	Estimativas e medidas da evapotranspiração real diária no pixel da fazenda Frutacor, estimativas da evapotranspiração de referência e resultados da validação.....	96
Tabela 4.4	Valores instantâneos, medido e estimado pelo SEBAL em $W/m^2$ , para os dias 24 de outubro de 2005, 28 de janeiro e 23 de julho, 08 de agosto e 24 de agosto de 2006, com a hora da passagem do satélite e o ângulo zenital correspondente.....	102
Tabela 4.5	Valores instantâneos do fluxo de calor latente medido com o método das correlações turbulentas – $LE_{CT}$ , obtidos com o SEBAL/METRIC – $LE_{METRIC}$ , segundo o fechamento do BE medido na torre – $LE_{RESIDUO}$ e extraído do produto do Kc com a $ET_{o,h}$ – $LE_{KC}$ para os dias selecionados para a pesquisa.....	104

## LISTA DE SÍMBOLOS E SIGLAS

<b>Símbolo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Unidade</b>
BE	Balanço de Energia	
$c_p$	Calor específico do ar	$J\ kg^{-1}\ K^{-1}$
DIJA	Distrito Irrigado Jaguaribe-Apodi	
$d_r$	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol	adimensional
DSA	Dia Sequencial do Ano	-
ET	Evapotranspiração	$mm\ h^{-1}$
G	Fluxo de calor no solo	$W\ m^{-2}$
H	Fluxo de calor sensível	$W\ m^{-2}$
H	Altura média da vegetação	m
K	Constante de von Karman	-
L	Comprimento de Monin-Obukhov	m
$L_\lambda$	Radiância espectral para a banda $\lambda$	$W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$
ND	Número digital	-
POLDER	Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances	
$r_{ah}$	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor	$s\ m^{-1}$
$R_n$	Saldo de radiação	$W\ m^{-2}$
$R_{S\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente	$W\ m^{-2}$
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente	$W\ m^{-2}$
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida	$W\ m^{-2}$
$S_o$	Constante solar	$W\ m^{-2}$
SVAT	Soil Vegetation Atmosphere Transfer	-
$T_a$	Temperatura do ar próxima à superfície	K
$T_s$	Temperatura da superfície	K
U	Velocidade do vento	$m\ s^{-1}$
$u^*$	Velocidade de fricção	$m\ s^{-1}$
z	Altura	m
$z_{om}$	Coefficiente de rugosidade	m
Z	Ângulo zenital	graus
$\alpha$	Albedo da superfície	adimensional
$\alpha_p$	Radiação solar refletida	-

$\alpha_{\text{toa}}$	Albedo no topo da atmosfera	adimensional
$\epsilon_o$	Emissividade da superfície	adimensional
$\epsilon_{\text{NB}}$	Emissividade infravermelha da superfície	adimensional
$\epsilon_a$	Emissividade atmosférica	adimensional
$\lambda$	Calor latente de vaporização	$\text{J kg}^{-1}$
$\lambda\text{ET}$	Fluxo de calor latente	$\text{W m}^{-2}$
$\rho$	Densidade do ar úmido	$\text{kg m}^{-3}$
$\rho_\lambda$	Refletividade da banda $\lambda$	adimensional
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzman	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$
$\tau_{\text{sw}}$	Transmissividade do ar	adimensional
$\Psi_h$	Correção de estabilidade para o transporte de calor	
$\Psi_m$	Correção de estabilidade para o transporte de momentum	

## RESUMO

A gestão dos recursos hídricos no semiárido brasileiro é de importância fundamental considerando que o regime hídrico dos seus rios é crítico. Nesse sentido, a evapotranspiração real se apresenta como um dos mais importantes componentes do ciclo hidrológico. O presente trabalho objetiva a determinação da evapotranspiração real – ETr na bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe por meio de imagens de satélite e do algoritmo SEBAL/METRIC. Foram utilizadas cinco imagens do TM – Landsat 5 e dados de uma estação meteorológica automática instalada na Fazenda Frutacor, em Quixeré – CE. A ETr foi validada com os componentes do balanço de energia medidos com a técnica das correlações turbulentas, em experimento micrometeorológico instalado em pomar de bananeiras durante o período de agosto de 2005 a setembro de 2006. Foram empregados três diferentes procedimentos de correção atmosférica na determinação do albedo. Os valores do albedo e saldo de radiação apresentaram boa concordância com as medições de superfície. O fluxo de calor latente gerado com o SEBAL/METRIC foi, em geral, superior aos medidos, mas quando comparados com aqueles derivados do produto do Kc pela  $ET_0$  o Erro relativo médio foi de apenas 13,9 % e a comparação com a  $ET_{24h}$  apresentou Erro relativo médio de 13,4%. Concluiu-se que o SEBAL/METRIC apresentou resultados muito consistentes e que podem ser usados na geração de mapas de evapotranspiração na bacia do Baixo Jaguaribe.

**Palavras chave:** radiância, temperatura da superfície, albedo, fluxos turbulentos.



## ABSTRACT

The water resources management of semi-arid lands in Brazil is of great importance since the hydrological regime of its intermittent rivers is critical. In this sense, the evapotranspiration is one the most important components of the hydrological cycle. The present work objectives the determination of evapotranspiration in the Low Jaguaribe basin based on satellite images and the SEBAL/METRIC algorithm. Five TM – Landsat 5 images and data collected in an automatic weather station installed on Frutacor Farm, in Quixere – CE were used. The ETr values were validated with energy balance components obtained by the eddy covariance method, in an experiment installed in a banana orchard during the period from August 2005 to September 2006. Three different procedures were applied for atmospheric correction of the albedo. The albedo and net radiation results presented good agreement with surface measurements. The latent heat flux values – LE obtained with SEBAL/METRIC algorithm were usually greater than those provided by eddy covariance measurements, but when comparisons were made with LE obtained by multiplying the banana crop Kc by ETo the mean relative error was equal to 13.9%. The comparison between daily ETr from SEBAL/METRIC with ETr from eddy covariance presented a mean relative error of 13.4%. The main conclusion is that SEBAL/METRIC algorithm presented very consistent results and that it can be used for generation evapotranspiration maps in the Low Jaguaribe River basin.

**Key words:** Radiance, land surface temperature, albedo, turbulent fluxes.

## 1. INTRODUÇÃO

A população mundial deverá alcançar 9 bilhões de habitantes em 2050, o que representaria um aumento populacional da ordem de 50% em relação ao ano de 2000. Este aumento populacional trás como consequência um aumento expressivo da demanda por água doce, que deve aumentar em 50%, nos próximos 30 anos, segundo estudo da Comissão Mundial de Água (Bos et al., 2005).

Para o Brasil, as projeções de aumento indicam que em 2050 sua população supere os 240 milhões de habitantes, o que aumentará intensamente a competição por água potável, particularmente no semi-árido brasileiro, que em virtude de seu regime pluvial, aliado a elevadas taxas evaporativas, tem historicamente registrado graves problemas de abastecimento de água em diversos municípios localizados no Polígono das Secas.

Uma característica destacada da economia do semi-árido brasileiro, um dos mais densamente povoados do mundo, é o papel que a agricultura desempenha. No entanto, a cada dia aumenta a demanda por água para a agricultura irrigada, que a exemplo do que ocorre no mundo, é a maior consumidora da mesma, dentre os diversos setores usuários de água.

Considerando a grande quantidade de água anualmente usada na agricultura irrigada do semi-árido brasileiro, aliada ao aumento que tem ocorrido na última década, a evapotranspiração assume cada vez mais um papel de grande importância na gestão hídrica.

A administração dos recursos hídricos no nosso planeta é um dos maiores desafios para a humanidade neste século. O conhecimento das leis físicas e das características que governam cada componente do ciclo hidrológico tem uma importância relevante. Dentro do ciclo hidrológico, o processo de evaporação inerente a diferentes superfícies terrestres precisa ser entendido e quantificado corretamente, de forma que se alcance um desenvolvimento sustentável de nossos recursos hídricos (Trezza, 2002).

Na região semi-árida brasileira, a gestão eficaz dos recursos hídricos tem importância fundamental tendo em vista que o regime hidrológico dos seus rios intermitentes é crítico, pois o mesmo depende de um regime pluviométrico irregular, tanto em escala de tempo mensal quanto anual, da natureza geológica das rochas, que na sua grande maioria são cristalinas, e ainda de um clima megatérmico de alto poder evaporante.

A determinação das perdas d'água para a atmosfera de superfícies cultivadas é um elemento muito valioso no planejamento das atividades agrícolas e no gerenciamento dos recursos hídricos de bacias hidrográficas. As perdas de água pelas culturas ocorrem através da evapotranspiração, mas também através da drenagem da água usada na irrigação.

A evapotranspiração (ET), fenômeno combinado entre a evaporação d'água do solo e das superfícies líquidas com a transpiração dos vegetais, é um dos principais componentes do ciclo hidrológico. Sua determinação é de grande importância em programas de irrigação, cálculos do balanço hídrico e estudos climatológicos, hidrometeorológicos e meteorológicos. Para tanto, foram desenvolvidos diversos métodos de determinação da evapotranspiração, dentre os quais se destacam os métodos do balanço de água no solo, das correlações turbulentas, do balanço de energia baseado na razão de Bowen ou ainda através de medidas diretas com lisímetros (pesagem, drenagem ou lençol freático constante) e outros. No entanto, esses métodos apresentam grandes limitações quando se pretende fazer estimativas da ET em áreas com grande cobertura espacial e acentuada heterogeneidade. Segundo Tasumi (2003) uma limitação destas técnicas é que elas essencialmente produzem valores de evaporação pontuais ou para pequenas áreas, e são aplicáveis para uma área relativamente homogênea ao redor do equipamento de medida da ET, o qual está exposto aos fatores ambientais. Portanto, quando há necessidade de determinação da ET em escala regional e/ou local faz-se necessária a utilização de técnicas de sensoriamento remoto e algoritmos apropriados.

Nos últimos anos diferentes algoritmos que possibilitam a estimativa da ET em escala regional baseada em imagens orbitais têm sido desenvolvidos, dentre os quais se destaca o SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land (Bastiaanssen et al., 1998a). O mesmo utiliza imagens de satélites que possibilitam o cálculo do albedo, índices de vegetação e temperatura da superfície, a exemplo do NOAA - AVHRR, Landsat 5 - TM, Terra - ASTER, Terra/Aqua - MODIS. Atualmente, este algoritmo tem sido amplamente empregado em várias áreas irrigadas do globo, a exemplo da bacia do Bear River nos Estados Unidos (Allen et al., 2002a).

A bacia do rio Jaguaribe reúne os dois maiores reservatórios de água do Estado do Ceará, o que lhe confere uma função estratégica. Estes reservatórios garantem múltiplos usos da água num extenso vale perenizado e são responsáveis por uma parte significativa do abastecimento da cidade de Fortaleza e do seu parque industrial.

Ademais, a existência de grandes projetos de irrigação nessa bacia requer uma gestão ainda mais sustentável, de modo a atender plenamente aos seus múltiplos usuários.

Tendo em vista ser a evapotranspiração um elemento importante do ciclo hidrológico, a gestão sustentável de uma bacia hidrográfica requer o seu monitoramento, tanto nas áreas irrigadas, quanto nas de vegetação nativa, particularmente em regiões áridas e semi-áridas. Portanto, a carência de estudos que possibilitem a determinação da evapotranspiração real nas bacias do semi-árido brasileiro, evidencia a necessidade do emprego de técnicas de sensoriamento remoto, com vistas a geração de mapas temáticos da evapotranspiração real dos cultivos irrigados, além de outros parâmetros derivados de imagens orbitais, cujo monitoramento possibilita identificar possíveis alterações, antrópicas ou não, que venham a ocorrer na bacia de interesse.

O presente estudo objetivou a geração de mapas temáticos da evapotranspiração real das áreas irrigadas na bacia hidrográfica do baixo Jaguaribe.

Os objetivos específicos consistem em:

- a) Avaliar o impacto da correção atmosférica no balanço de radiação e elaboração de mapas temáticos do albedo da superfície e do saldo de radiação;
- b) Caracterizar espacialmente os fluxos de calor no solo, calor sensível e de calor latente, mais a ET diária e mensal da bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe; e
- c) Validar a ET com dados dos fluxos obtidos na campanha experimental, a qual se utilizou o método das correlações turbulentas na obtenção dos fluxos de calor sensível e calor latente.

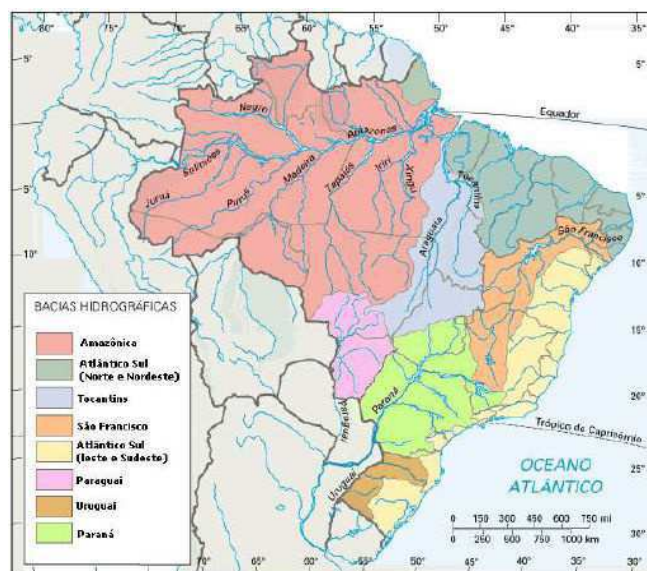
## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO DE LITERATURA

Nesta secção é apresentado um breve histórico sobre bacias hidrográficas, em especial as contidas no estado do Ceará, assim como alguns dos principais métodos diretos e indiretos utilizados para determinar a evapotranspiração de culturas agrícolas e, por fim, uma revisão sobre os principais métodos de estimativa da evapotranspiração por meio do sensoriamento remoto.

### 2.1 - Bacias Hidrográficas

No Brasil, a Lei Federal nº 9.433 de 8 de janeiro de 1997, que instituiu a Política Nacional de Recursos Hídricos, considera a água como um recurso natural de domínio público, limitado e dotado de valor econômico, sendo a unidade territorial básica para estudo a bacia hidrográfica (Mendes e Cirilo, 2001).

De acordo com a divisão adotada pela Secretaria de Recursos Hídricos (SRH) do Ministério do Meio Ambiente (MMA), são oito as grandes bacias hidrográficas no País: a bacia do Rio Amazonas; a bacia do Rio Tocantins; as bacias do Atlântico Sul (trecho norte e nordeste); a bacia do rio São Francisco; a bacia do Rio Paraná; a bacia do Rio Paraguai; a bacia do Atlântico Sul (trecho leste e sudeste); e a bacia do Rio Uruguai, conforme ilustrado na Figura 2.1.



**Figura 2.1** - Disposição espacial das principais bacias hidrográficas do Brasil

Fonte: [http://www.ie.ufrj.br/gema/pdfs/os\\_comites\\_de\\_bacias\\_hidrograficas\\_e\\_suas\\_implicacoes\\_para\\_o\\_gerenciamento\\_dos\\_recursos\\_hidricos.pdf](http://www.ie.ufrj.br/gema/pdfs/os_comites_de_bacias_hidrograficas_e_suas_implicacoes_para_o_gerenciamento_dos_recursos_hidricos.pdf)

A Bacia do Atlântico Sul (Figura 2.2) - Trecho Norte/Nordeste banha extensas áreas dos Estados do Amapá, Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte e parte dos estados da Paraíba, Pernambuco, Pará e Alagoas. A mesma está compreendida entre as latitudes 4°13'N a 10°80'S e longitudes 34° 83'a 53° 33'W. Inclui-se nesta região o ponto mais oriental do País, Ponta do Seixas, na Paraíba. A Bacia do Atlântico - Trecho Norte/Nordeste possui uma vazão média anual de 6.800 m<sup>3</sup>/s e uma área de drenagem de 996.000 km<sup>2</sup>, composta por dois trechos: Norte e Nordeste. O Trecho Norte corresponde à área de drenagem dos rios que deságuam ao norte da Bacia Amazônica, incluindo a bacia do rio Oiapoque. A drenagem da bacia é representada por rios principais caudalosos e perenes, que permanecem durante o ano com razoável vazão, se comparados aos da região semi-árida nordestina. O segundo trecho - Nordeste corresponde a área de drenagem dos rios que deságuam no Atlântico, entre a foz do rio Tocantins e a do rio São Francisco. O mesmo é composto de vários rios de grande porte e significado regional que podem ser citados como componentes dessa bacia, a saber: rio Acaraú, Jaguaribe, Piranhas, Potengi, Capibaribe, Una, Pajeú, Turiaçu, Pindaré, Grajaú, Itapecuru, Mearim e Parnaíba. Em especial, o rio Parnaíba é o formador da fronteira dos estados do Piauí e Maranhão, por seus 970 km de extensão, desde suas nascentes na serra da Tabatinga até o oceano Atlântico, além de representar uma importante hidrovia para o transporte de produtos agrícolas da região.

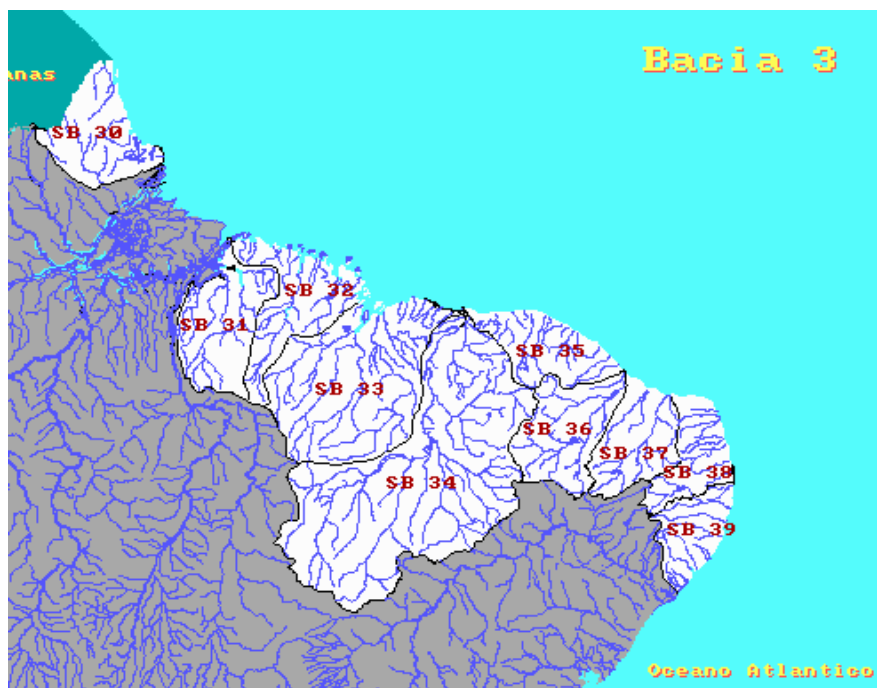


Figura 2.2 – Bacia do Atlântico Sul, trecho Norte-Nordeste.

Fonte: <http://www.nelsonnakamura.com.br/site/13/pg15.asp>

As bacias hidrográficas do Nordeste correspondem a 18% das bacias brasileiras, colocando a Região em terceiro lugar, atrás apenas das Regiões Norte e Centro-Oeste. No entanto, apesar de sua extensão territorial, a hidrografia nordestina é considerada modesta devido ao caráter intermitente e irregular de boa parte de seus rios, cuja condicionante principal é o clima semi-árido, que domina grande parte da Região.

A rede hidrográfica do Nordeste é constituída principalmente pelas seguintes bacias:

Bacias Maranhenses: constituída pelos rios Itapecuru, Mearim, Grajaú, Pindaré e Turiaçu, todos rios perenes, alimentados por uma pluviosidade média de 1.000 a 1.800mm.

Bacia do Parnaíba: com área de cerca de 338 mil km<sup>2</sup>, banha quase todo o Estado do Piauí, 9,8% do Ceará e, aproximadamente, 17% do território do Maranhão. É representada principalmente pelo rio Parnaíba, de vazão perene.

Bacias do Nordeste oriental: são compreendidas pelos rios Acaraú, Curu, Jaguaribe, Apodi, Piranhas, Paraíba do Norte, Capibaribe e Mundaú, localizados em áreas com escassez de precipitações e de curta estação chuvosa.

Bacias de Sergipe e Bahia: são formadas pelos rios Vaza Barris, Itapicuru, Paraguaçu, Contas, Pardo e Jequitinhonha. Estes rios têm seu baixo curso numa área de pluviosidade elevada, sendo que, as bacias superiores do Vasa Barris e do Real localizam-se em terras semi-áridas.

Bacia do São Francisco: compreende uma área de 487 mil km<sup>2</sup> e suas cabeceiras situam-se em áreas de precipitação abundante. O rio São Francisco tem a sua origem fora dos limites da Região Nordeste, em Minas Gerais, banhando ao longo do seu percurso terras dos Estados da Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco. Esse rio tem um significado muito especial para a Região, pelo que representa na vida sócio-econômica do nordestino.

### **2.1.1 - Bacia Hidrográfica do Jaguaribe**

Um dos princípios básicos que têm sido adotados para o gerenciamento dos recursos hídricos é o da bacia hidrográfica como unidade de planejamento, estando o Estado do Ceará dividido em 11 bacias hidrográficas (Figura 2.3).

O Ceará possui 90% do seu território em região semi-árida. O fato de os maiores reservatórios de água do Estado se encontrar na bacia do rio Jaguaribe confere-lhe uma

função estratégica. Estes reservatórios garantem múltiplos usos num extenso vale perenizado e são responsáveis por uma parte significativa do abastecimento à cidade de Fortaleza e ao seu parque industrial. A bacia do rio Jaguaribe abrange 55% do território do estado, correspondendo 80 municípios que ocupam 80.547 km<sup>2</sup>. Cerca de 29,7% da população estadual reside na bacia do rio Jaguaribe, sendo que a maioria da população reside em centros urbanos (53,6%).

Conforme o Plano Estadual de Recursos Hídricos (1992) do Estado do Ceará a bacia do rio Jaguaribe, considerando sua dimensão, foi subdividida em cinco sub-bacias: Alto, Médio e Baixo Jaguaribe, sub-bacia do rio Banabuiú e sub-bacia do rio Salgado. O rio percorre um trajeto aproximado de 610 km desde as suas nascentes até a sua foz. No total, a bacia do Jaguaribe compreende 56 municípios. As sub-bacias do Médio e Baixo Jaguaribe são de grande importância econômica e ambiental para o Vale do Jaguaribe e Estado do Ceará, por abranger grandes perímetros públicos de irrigação (Jaguaribe-Apodí, Santo Antônio de Russas e Jaguaruana), por estar entre os maiores pólos estaduais de criação de camarão, e por derivar as águas do Rio Jaguaribe para o abastecimento urbano e industrial da região do Jaguaribe e Região Metropolitana de Fortaleza; esta última através do Canal do Trabalhador, recentemente construído.

A sub-bacia do Baixo Jaguaribe (Figuras 2.4), com menor área hidrográfica (8.893 km<sup>2</sup>), é a mais dinâmica economicamente, inclusive quando comparada a outras bacias de outras regiões do Estado. A irrigação, o turismo e, mais recentemente, a carcinicultura, são os responsáveis por esse dinamismo. Com alto potencial para irrigação, é o maior dos sete agropólos de cultivo com irrigação, implantados pela Secretaria da Agricultura e Pecuária (SEAGRI) do estado do Ceará, sendo considerado o Paraíso da Fruticultura (Gondim et al., 2004).





**Figura 2.3** – Bacias Hidrográficas do Estado do Ceará.



**Figura 2.4** – Localização da região do médio e Baixo Jaguaribe no Estado do Ceará.

Fonte: <http://www4.funceme.br/funceme/categoria1/meio-ambiente-1/mapas-tematicos-1/bacias-hidrograficas>.

## 2.2 – Evapotranspiração

A estimativa do consumo de água pelas culturas agrícolas é uma das principais atividades para o correto planejamento, dimensionamento e manejo de qualquer sistema de irrigação, bem como para a avaliação de recursos hídricos destinados à irrigação. O consumo total de água de uma cultura é a quantidade de água requerida pela mesma, em determinado período de tempo, de modo a não limitar seu crescimento e produção, considerando as condições climáticas locais. Ou seja, é a quantidade de água necessária para atender à evapotranspiração (ET) e a lixiviação dos sais do solo, sendo que a ET constitui a parte maior e mais importante (Bernardo, 1989).

Numa superfície vegetada a ET é definida como sendo o resultado da ocorrência simultânea de dois processos: a evaporação da água do solo e a transpiração das plantas. Para Pereira et al. (1997), a quantidade de água evapotranspirada depende principalmente do suprimento de água às plantas, do poder evaporante do ar e da disponibilidade de energia, sendo que este último fator predomina sobre os demais, de modo que a quantidade de água consumida por uma cultura, varia com a extensão da área coberta pelo vegetal, com a demanda atmosférica e com as estações do ano (em locais onde o clima varia acentuadamente com as estações). A quantidade de água transferida de uma cultura de interesse agrônômico para a atmosfera, por evaporação e

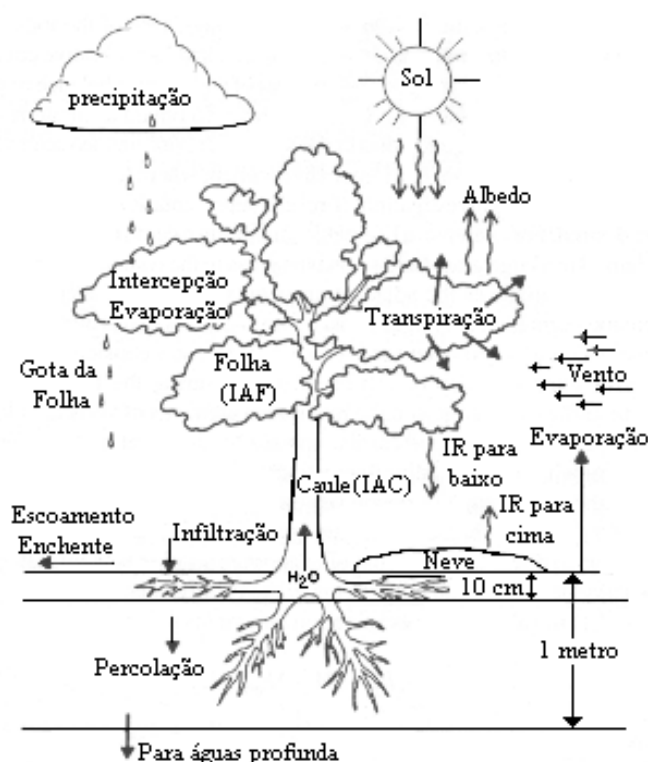
transpiração, nas condições reais de demanda atmosférica, umidade do solo e condições da cultura, recebe o nome de evapotranspiração real da cultura ( $ET_c$ ).

Evapotranspiração é a retirada de água de uma superfície para o ar com um acompanhamento de mudança de fase do líquido para o vapor, e representa a soma da evaporação e transpiração. Evaporação é referente a evaporação direta de água de uma superfície. Transpiração é a passagem de água da planta para a atmosfera através dos poros da folha chamados estômatos, que também servem como ponto de entrada para o dióxido de carbono requerido pela fotossíntese. A água é absorvida do solo e carregada através das raízes e caule das plantas para as folhas, onde escapa como vapor d'água. O estômato normalmente fecha durante a noite e abre durante o dia, mas ele também deve fechar ao meio dia em resposta as altas temperaturas, ao déficit temporário de água, ou a alta concentração de dióxido de carbono. As diferenças entre evaporação e transpiração são importantes, mas é difícil separar os efeitos dos dois processos na prática, tal que eles são geralmente somados para formar um único termo no balanço de água. A evapotranspiração deve também incluir a sublimação, que se refere à conversão direta de neve e gelo para o vapor d'água, sem passar por uma fase intermediária líquida.

A evaporação de uma superfície molhada é determinada pela tensão da superfície da interface ar-água e a taxa de decréscimo da concentração do vapor d'água entre a superfície de água e o ar adjacente. A taxa na qual a concentração de vapor d'água muda com a distância de uma superfície de água depende da difusibilidade molecular e da ventilação do ar próximo a superfície de água pelo movimento do ar. Normalmente, movimentos de ar turbulento são de importância primária para transportar vapor d'água da superfície e são dominantes na determinação de gradientes em grande escala do que em poucos milímetros. A interação das ondas da água da superfície com a turbulência atmosférica pode influenciar a taxa de evaporação sobre os oceanos. Sobre os continentes a estrutura da superfície e a cobertura vegetal podem ter um substancial efeito sobre a taxa de evaporação. A coleção da matéria vegetal cobrindo a superfície do solo é conhecida como dossel da planta, que pode ser tão fina como uma camada de musgo ou tão espessa como a altura de uma floresta.

O dossel da planta tem importantes efeitos sobre o balanço de água e energia da superfície. Alguns destes efeitos são ilustrados na Figura 2.5. A precipitação que cai sobre o dossel da planta pode ser interceptada pelas folhas e caule ou cair diretamente sobre o solo. A água que cai sobre as folhas pode ser evaporada da folha ou drenar para a superfície. A interceptação da precipitação pelas folhas e a evaporação das folhas pode

diminuir drasticamente o escoamento superficial se a taxa de precipitação não é muito intensa e o ar é relativamente seco. A estrutura da folha de uma planta em uma área de superfície muito grande sobre a qual a evaporação pode tomar lugar do que a superfície do solo apenas. O balanço de energia da folha também é importante, desde que ele determina quão rapidamente a água pode ser evaporada. A estrutura e o arranjo das folhas afetam a absorção da radiação solar, a emissão da radiação de onda longa e a ventilação da superfície pelo movimento do ar. A parametrização freqüentemente usada para caracterizar o dossel da planta é o índice de área foliar (LAI), definido como a razão entre a área de todas as folhas da cultura por unidade de área plantada da mesma.



**Figura 2.5** - Diagrama mostrando os efeitos do dossel da vegetação sobre os fluxos de água e energia.

Fonte: De Dickinson (1984).

### 2.2.1 - Definições

#### Evaporação (E)

É o processo físico pelo qual a massa de uma substância no estado líquido ou sólido é transformada no estado gasoso. Em meteorologia o termo evaporação é restrito para designar a mudança física da água líquida para gasosa.

Segundo Allen et al. (1998), a evaporação é o processo por meio do qual a água é convertida da fase líquida para a fase de vapor (vaporização), removendo-a de superfícies evaporantes como, oceanos, lagos, rios, pavimentos, solos e vegetação úmida (evaporação do orvalho e da chuva interceptada pela copa das árvores).

### **Transpiração (T)**

É a perda de água na forma de vapor pelas plantas, predominantemente através das folhas, embora em plantas lenhosas possa também ocorrer pequena perda pelas lenticelas da casca do tronco.

### **Evapotranspiração (ET)**

É processo conjugado da transpiração vegetal e da evaporação que a vegetação apresenta, ou ainda, trata-se do processo simultâneo de transferência de água para a atmosfera por evaporação da água do solo e por transpiração das plantas. A transpiração vegetal ocorre através dos estômatos e da cutícula da planta, utilizando a água que o seu sistema radicular absorveu ao longo do perfil do solo explorado.

A evapotranspiração é um dos principais componentes do ciclo hidrológico, sendo desta forma um fenômeno de fundamental importância para a vida no planeta. A mesma é responsável por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera, além de desempenhar um papel de suma importância na liberação de calor latente (LE), que de acordo com Bastiaanssen et al. (1998a), o seu valor integrado no tempo é importante para diferentes aplicações em estudos de hidrologia, agronomia e modelagem atmosférica. O termo evapotranspiração foi proposto por Thornthwaite em 1944 para representar ambos os processos, evaporação e transpiração, que ocorrem de maneira natural e simultânea, em uma superfície vegetada (Pereira et al., 2002).

Dependendo das condições da vegetação, do tamanho da área vegetada e do suprimento de água pelo solo, definem-se situações bem características, tais como, potencial, real, de oásis, e de cultura conforme descritas a seguir.

### **Evapotranspiração Potencial (ET<sub>P</sub>) ou de Referência (ET<sub>o</sub>)**

Classicamente a ETP é definida como sendo o total de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, por unidade de tempo, de uma superfície externa completamente coberta de vegetação de porte baixo e bem suprida de água. A

ETP significa a demanda máxima em água pela cultura e torna-se o referencial de máxima reposição à cultura, em processo de irrigação.

### **Evapotranspiração Real ( $ET_r$ )**

É a perda real de água para a atmosfera por evaporação do solo e transpiração da planta, ocorrida nas condições reais (existentes) atmosféricas, de umidade do solo e estágio de desenvolvimento da cultura vegetal. À medida que ocorre restrição de água no solo, os mecanismos de redução de transpiração das plantas passam a limitar a evapotranspiração e esta deixa de ocorrer potencialmente. A evapotranspiração real é igual ou menor que a evapotranspiração potencial em determinado momento. À medida que ocorre restrição de água no solo, os mecanismos de redução de transpiração das plantas passam a limitar a evapotranspiração e esta deixa de ocorrer potencialmente, nesse momento a  $ET_r$  passa a ser menor do que a  $ET_p$ .

### **Evapotranspiração de Oásis ( $ETO$ )**

O oásis é uma região vegetada em meio a um grande deserto, ou seja, é uma pequena área com umidade disponível circundada por extensa área seca. No caso da evapotranspiração, define-se a condição de oásis quando:

- a) uma pequena área irrigada está rodeada por área seca;
- b) a área tampão não é suficiente para eliminar os efeitos advectivos do calor sensível.

A evapotranspiração, nessas condições, representa um valor exagerado pela advecção de calor sensível e é denominada de evapotranspiração máxima ( $ET_m$ ).

### **Evapotranspiração de Cultura ( $ET_c$ )**

Desde o plantio até a colheita, uma cultura vai progressivamente crescendo e ocupando a área disponível. Evidentemente, nessas condições ocorre a evapotranspiração real, que na prática é denominada evapotranspiração da cultura ( $ET_c$ ). O conhecimento da  $ET_c$  é fundamental em projetos de irrigação, pois ela representa a quantidade de água que deve ser reposta ao solo para manter o crescimento e a produção em condições ideais.

Sabe-se que para dar bons resultados, a irrigação deve ser bem quantificada. Caso contrário, se as regas forem leves, insuficientes e freqüentes, repõem a água apenas nas camadas superficiais do solo, não umedecendo toda a zona das raízes. Por isso elas se tornam superficiais e incapazes de explorar o volume de solo disponível. Em

consequência, diminui consideravelmente a reserva hídrica útil do solo, prejudicando as plantas, desperdiçando recursos valiosos e aumentando os custos da água aplicada. Irrigação em quantidades insuficientes de água agrava os problemas de salinização do solo nas zonas áridas e semi-áridas, intensificados pelo emprego de água com alto teor de sais.

Regas excessivas também são contra indicadas, pois acarretam perdas de água e de nutrientes, pela percolação abaixo da zona das raízes, além de favorecer a proliferação de microorganismos patogênicos. Em casos de terrenos mal drenados, com impedimentos à percolação, o solo ficará saturado prejudicando as raízes que poderão perecer por falta de arejamento.

Para contornar essas dificuldades, utilizam-se estimativas da evapotranspiração potencial (ou de referência) para gramado, corrigidas por um coeficiente de cultura ( $K_c$ ). Esse coeficiente de ajuste representa o quociente  $K_c = ET_c / ET_o$  (Allen et al., 1998), e varia com a cultura e com seu estágio de desenvolvimento, sendo apresentado em tabelas.

A evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) é definida como o limite superior ou a evapotranspiração máxima que ocorre numa cultura de alfafa (*Medicago sativa* L), com altura de 0,3 a 0,5 m, numa dada condição climática e com aproximadamente 100 m de área tampão.

### **2.3 - Métodos de medidas da evapotranspiração real**

Em atividades em que a água é o recurso natural determinante, como em agricultura irrigada e gestão de recursos hídricos, por exemplo, a estimativa da evapotranspiração é de fundamental importância. De acordo com Medina et al. (1998), a estimativa da evapotranspiração é essencial em planejamento de irrigação, perdas de água de reservatório, previsões de escoamento superficial e em estudo de meteorologia e climatologia.

Para Wei e Sado (1994), a estimativa da evapotranspiração em aplicações hidrológicas é indispensável para se utilizar os recursos hídricos com maior precisão. Os esforços para quantificar a evapotranspiração, especialmente em hidrologia, são justificados devido à mesma representar uma demanda considerável da água do solo vegetado e de reservatórios de água doce, sobretudo pelo fato de a água potável está se tornando cada vez mais escassa.

Em aplicações agrícolas, estas estimativas são ainda mais necessárias, principalmente em regiões áridas ou semi-áridas, onde a disponibilidade hídrica é um fator limitante da produção agrícola.

Existem diversos métodos destinados à estimativa da evapotranspiração, dentre os quais o método do balanço de energia, o método do balanço hídrico no solo, o método da razão de Bowen, o método que utiliza lisímetros de pesagem e/ou de drenagem, o método das correlações turbulentas e, mais recentemente, as metodologias que usam os dados radiométricos de imagens de satélites.

### **2.3.1 - Métodos diretos**

A medição direta da  $ET_c$  pode ser obtida, por exemplo, mediante métodos do lisímetro, das parcelas experimentais e do controle de umidade do solo.

A evapotranspiração medida com tanques vegetados, denominados de lisímetros ou evapotranspirômetros, os quais servem para determinar qualquer tipo de ET, consiste em um tanque inserido no solo e plantado com a cultura de interesse. O tanque é geralmente construído acoplado a uma balança de precisão, de forma que a variação do peso do sistema corresponde à  $ET_c$  acumulada no intervalo de tempo estudado.

O método das parcelas experimentais requer que todas as medições de água sejam realizadas dentro da parcela de estudo. A água consumida durante o ciclo da cultura é calculada pela soma da quantidade de água na irrigação, das precipitações ocorridas durante o período de estudo, mais a quantidade de água que estava armazenada no solo antes do plantio, menos a quantidade de água que ficou no solo, após a colheita.

A metodologia do controle de umidade do solo determina a água evapotranspirada entre duas sucessivas amostragens, dentro de um intervalo de irrigação, e para as várias camadas de solo em que se encontra o sistema radicular da cultura. Para determinar a evapotranspiração real durante o ciclo da cultura, somam-se as quantidades determinadas nos intervalos de amostragens (Bernardo, 1989).

Apesar de estes métodos apresentarem bons resultados, tais técnicas quase sempre se restringem à pesquisa, devido principalmente à complexidade e aos custos dos equipamentos.

### 2.3.2 – Métodos indiretos

Na ausência de medidas diretas da  $ET_c$ , pesquisadores e irrigantes, muitas vezes, lançam mão de modelos físico-matemáticos que se baseiam em elementos climáticos provenientes de estações meteorológicas, para proceder ao cálculo da evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ), e com base nesta e nos coeficientes de cultura, estimar a evapotranspiração real da cultura ( $ET_c$ ).

A  $ET_o$  se refere a evapotranspiração de uma cultura de referência hipoteticamente mantida sob condições ideais de crescimento, podendo ser determinada por equações, desde as mais simples, baseadas na temperatura (Hargreaves e Samani, 1985), até as mais complexas, que envolvem o balanço de energia ao nível das plantas, como o método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998).

Inúmeros são os trabalhos relacionados ao cálculo da  $ET_o$  por meio de modelos matemáticos, merecendo destaque os seguintes:

- a) A primeira edição do Manual 70 da American Society of Civil Engineers (ASCE);
- b) A segunda edição do Manual 70 da ASCE (Jensen et al., 1990);
- c) O Boletim 24 da Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) publicado por Doorenbos e Pruitt (1977);
- d) A revisão proposta por especialistas realizada pela FAO e outros órgãos ligados à área, em 1991 (Smith, 1991);
- e) O último Boletim da FAO número 56 (Allen et al., 1998), o qual atualiza os procedimentos de cálculo da  $ET_o$  e recomenda procedimentos de avaliação dos dados empregados nas estimativas. No Boletim 56, a equação combinada de FAO-Penman-Monteith é considerada como padrão de estimativa da  $ET_o$  a partir de dados meteorológicos.

#### 2.3.2.1 - Método do Balanço de Energia

O método do balanço de energia possibilita a obtenção do fluxo vertical de calor latente (LE), e conseqüentemente da evapotranspiração (ET), através da diferença dos fluxos, também verticais, de calor no solo (G), calor sensível (H) e o saldo de radiação ( $R_n$ ), conforme a equação abaixo:

$$LE = R_n - G - H - P_0 - M_0 \quad (2.1)$$

em que  $R_n$  é o saldo de radiação disponível sobre a superfície; H a densidade de fluxo de calor sensível no ar; LE a densidade de fluxo de calor latente no ar; G a densidade



de fluxo de calor no solo;  $P_o$  representa a energia química utilizada na fotossíntese e respiração;  $M_o$  é o termo de armazenamento de energia na biomassa.

Da Equação 2.1, todos os termos em  $W/m^2$ , deriva o método residual que constitui em uma das aproximações utilizadas na determinação da ET ao isolar a densidade de fluxo de calor latente e calcular cada um dos termos restantes da equação, com exceção dos termos  $P_o$  e  $M_o$  considerados desprezíveis do ponto de vista energético, embora biologicamente fundamentais (Moore e Fisch, 1986; Choudhury, 1994):

$$ET = \frac{1}{\lambda}(R_n - G - H) \quad (2.2)$$

O termo  $R_n$  é usado para indicar o balanço de radiação de ondas curtas e longas. O saldo entre a quantidade de energia radiante que incide sobre a superfície terrestre e a quantidade de energia radiante que dela emerge, representa a quantidade de energia disponível para os processos de aquecimento da atmosfera, evapotranspiração, aquecimento do solo e da água.

O processo de transferência de energia por condução no solo corresponde a um elemento de armazenamento, que atua como absorvedor de calor durante períodos de alta radiação solar (período diurno), e como fonte de calor durante períodos sem radiação solar incidente (período noturno). A taxa média de armazenamento de calor do solo é função da sua densidade, de seu calor específico, da resistência superficial à transferência de calor e do gradiente vertical de temperatura do solo.

A densidade de fluxo de calor sensível corresponde à energia que é transmitida para as camadas atmosféricas pelos processos de condução e convecção. A superfície terrestre absorve a radiação solar e aquece o ar em contato com ela, o ar aquecido se torna menos denso e sobe, carregando consigo energia. O calor sensível pode ser descrito como sendo proporcional ao gradiente vertical de temperatura entre a superfície e as camadas da atmosfera.

### 2.3.2.2 - Método da Razão de Bowen

O método da razão de Bowen é uma técnica que merece destaque, pois a mesma é utilizada por vários pesquisadores para se fazer estimativa dos componentes do balanço de energia e também da evapotranspiração (Sauer et al., 1998; Perez et al., 1999). A razão de Bowen,  $\beta$ , é a razão entre as densidades do fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente.

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad (2.3)$$

A estimativa da evapotranspiração através deste método, parte da equação do balanço de energia, dada por:

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (2.4)$$

Dividindo os dois membros da equação do balanço de energia por  $\lambda E$ , e introduzindo a definição da razão de Bowen,  $\beta$ , obtém-se:

$$1 = \frac{R_n}{\lambda E} - \frac{G}{\lambda E} - \beta \quad (2.5)$$

ou, ainda:

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

Segundo Perez et al. (1999), considerando um período de tempo médio de 20 a 60 min existe uma relação empírica entre os fluxos verticais de H e de  $\lambda E$  que podem ser formulados como:

$$H = -\rho_a c_p k_h \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.7)$$

$$\lambda E = -\frac{\rho_a c_p}{\gamma} k_v \frac{\partial e}{\partial z} \quad (2.8)$$

e assumindo que  $k_h = k_v$  e medindo os gradientes de temperatura e pressão de vapor entre dois níveis dentro da uma camada ajustada à superfície,  $\beta$  é obtido como:

$$\beta = \gamma \frac{\partial T / \partial z}{\partial e / \partial z} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (2.9)$$

em que  $\Delta T$  e  $\Delta e$  são respectivamente, a diferença de temperatura e a diferença de pressão de vapor medidos a dois nível e  $\gamma$  é a constante psicrométrica.

### 2.3.2.3 - Método das correlações turbulentas

O método das correlações turbulentas baseia-se na medição num único nível da componente vertical da velocidade do vento e da concentração da propriedade atmosférica cujo fluxo se pretende medir. Trata-se de um método direto para estimativa dos fluxos turbulentos (transporte de calor e de vapor para a atmosfera); porém, é de uso limitado em função do elevado custo dos sensores utilizados, os quais devem ser capazes de medir flutuações a serem utilizadas, e ainda devem ser capazes de medir

flutuações de alta frequência. Especial atenção deve ser dispensada quanto aos instrumentos a serem utilizados, bem como as correções aos dados brutos.

O mesmo propicia a medição de componentes do balanço de energia, tendo como base séries temporais de variáveis meteorológicas medidas com alta frequência. A estimativa desses fluxos parte dos conceitos das trocas turbulentas entre a superfície e a atmosfera, envolvendo medidas dos desvios da velocidade vertical do vento, da temperatura, da pressão de vapor, dentre outras variáveis (Arya, 1988; Stull, 1988; Sauer et al., 1998; Heikinheimo et al., 1999; Kellomäki e Wang, 1999; Tol et al., 2003).

Segundo Oke (1978), o método das correlações dos vórtices parte da premissa de que as propriedades contidas e então transportadas em um turbilhão ou vórtice são: a sua massa (a qual considerando uma unidade de volume é determinado por sua densidade,  $\rho$ ), sua velocidade vertical ( $w$ ) e o conteúdo volumétrico de qualquer outra variável ( $v$ ). O ponto chave deste método é a covariância entre a velocidade vertical do vento e a temperatura do ar, no caso do cálculo do calor sensível, e entre a temperatura e a umidade específica para o cálculo do calor latente.

Swinbank (1951) propôs um processo para determinar a transferência vertical turbulenta de vapor d'água, calor e quantidade de movimento para a atmosfera, baseado em flutuações de parâmetros microclimatológicos em torno de suas respectivas médias.

Se  $\rho$ ,  $w$  e  $q$  designarem, respectivamente, a densidade do ar úmido ( $\text{kg.m}^{-3}$ ), a componente vertical da velocidade do vento (m/s) e a umidade específica do ar (adimensional), o fluxo vertical turbulento de vapor d'água será:

$$E = \overline{\rho q w} \quad (2.10)$$

em termos médios para intervalos relativamente curtos. No entanto, deve-se notar que:

$$\rho = \bar{\rho} + \rho' \quad (2.11)$$

$$w = \bar{w} + w' \quad (2.12)$$

$$q = \bar{q} + q' \quad (2.13)$$

Nessas expressões as barras indicam valores médios temporais e os apóstrofes os desvios instantâneos em torno do correspondente valor médio. Esses desvios, ou flutuações, são causados pela passagem de vórtices turbulentos pelos sensores. Substituindo essas relações na equação (2.10), obtém-se:

$$E = \overline{(\bar{\rho} + \rho')(\bar{w} + w')(\bar{q} + q')} \quad (2.14)$$

ou ainda,

$$E = \overline{\overline{\rho w q} + \overline{\rho w q'} + \overline{\rho w' q} + \overline{\rho' w q} + \overline{\rho w' q'} + \overline{\rho' w q'} + \overline{\rho' w' q} + \overline{\rho' w' q'}} \quad (2.15)$$

Como os termos  $\overline{\overline{\rho w q'}} = \overline{\overline{\rho w' q}} = \overline{\overline{\rho' w q}} = 0$  pois a soma (e por conseguinte a média) das flutuações em torno da média é zero. Então, a relação anterior se reduz a:

$$E = \overline{\overline{\rho w q} + \overline{\rho w' q'} + \overline{\rho' w q'} + \overline{\rho' w' q} + \overline{\rho' w' q'}} \quad (2.16)$$

Assumindo que as flutuações da massa específica do ar ( $\rho'$ ) são pequenas, pode-se simplificar a expressão anterior encontrando-se:

$$E = \overline{\overline{\rho} (\overline{w q} + \overline{w' q'})} \quad (2.17)$$

O termo  $\overline{w q}$  representa o fluxo devido ao escoamento vertical médio, enquanto  $\overline{w' q'}$  exprime o fluxo associado ao movimento dos turbilhões (vórtices). Em intervalos de tempo relativamente grandes, o produto  $\rho w$  deve ser nulo, do contrário o ar estaria se tornando mais rarefeito ou mais denso sobre a superfície fonte, o que fisicamente é inaceitável. Desse modo, infere-se que:

$$E = \overline{\overline{\rho w' q'}} \quad (2.18)$$

Mas, sendo  $q \approx \frac{0,622e}{P}$ , dentro da tolerância de erro normalmente aceita na prática, tem-se:

$$E = \frac{0,622(\overline{\overline{\rho w' e'}})}{P} \quad (2.19)$$

O problema da quantificação indireta da evaporação ou evapotranspiração fica, assim, reduzido à determinação da co-variância do produto  $w e$ , uma questão puramente estatística. Seguindo raciocínio análogo ao anterior obtêm-se equações semelhantes para os fluxos verticais turbulentos de calor ( $H$ ) e quantidade de movimento ( $\tau$ ), ou seja:

$$H = c_p \overline{\overline{\rho w' T'}} \quad (2.20)$$

$$\tau = \overline{\overline{w' u'}} \quad (2.21)$$

em que  $\rho$  ( $\text{kg/m}^3$ ) é a densidade do ar,  $c_p$  é o calor específico do ar ( $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) e  $\overline{w' T'}$  é a correlação das flutuações da componente vertical do vento  $w$ (m/s) e temperatura  $T$ (K).

O método das correlações turbulentas utiliza instrumental sofisticado, permitindo assim o cálculo preciso e confiável das flutuações instantâneas da propriedade atmosférica. Para tanto, a resposta dos sensores deve ser rápida e em

frequência elevada para registrar mesmo as pequenas flutuações das propriedades dos turbilhões. No entanto, segundo Schimd (1997), a precisão dos sensores é menos determinante para a boa qualidade dos dados de fluxos do que as condições de fetch, entendida como sendo a distância entre o local de medição e o extremo da parcela, na direção do vento dominante, suficientemente grande para permitir o pleno ajuste do escoamento às características aerodinâmicas da superfície investigada.

Um método empírico para o cálculo do fetch, proposto por autores como Brutsaert (1982), estabelece que a razão entre o fetch e a altura das medições, seja da ordem de 100. Resulta dessa condição que a utilização do método das correlações turbulentas supõe a existência de uma superfície vegetada plana, suficientemente extensa e geometricamente uniforme, minimizando assim o efeito da advecção.

Entretanto, tem sido verificado que a razão indicativa 1:100 é muito restritiva no caso de plantações esparsas, como por exemplo, as coberturas do tipo pomar que são caracterizadas por uma grande diversidade de cultivos de fruteiras realizados geralmente em pequenos lotes (Schimd, 1997). Este é o caso encontrado em muitos dos perímetros de irrigação públicos criados no Brasil, sobretudo na região semi-árida, onde a fruticultura é conduzida por pequenos proprietários, em lotes de 5 a 16 hectares (Valdes et al., 2004).

Portanto, em condições restritivas de fetch ou de coberturas não totalmente homogêneas, recomenda-se estimar qual a região, na direção do vento dominante, de onde são originários os fluxos medidos pelo método das correlações turbulentas. O conhecimento da distribuição espacial dos fluxos medidos (análise de pegada ou footprint) na torre micrometeorológica, permite estimar a adequabilidade do fetch associado às diferentes direções do vento prevaletentes durante as medições. De modo que nas direções em que o fetch não se mostra adequado para a obtenção dos resultados, pode-se decidir pela exclusão dos respectivos dados de fluxo usados em suas análises.

De acordo com a metodologia indicada por Schuepp et al. (1990), a análise de pegada permite identificar a região, na direção a montante do vento, que afeta com maior probabilidade a medição dos fluxos  $\lambda ET$  e  $H$  numa determinada altura acima da superfície de apoio. A contribuição relativa de cada ponto tido como 'fonte' varia com a altura de medição ( $z$ ), com a distância em relação ao ponto de medição ( $x_m$ ), com as características de rugosidade da superfície e com a estabilidade atmosférica, podendo ser calculada por:

$$\frac{1}{Q_0} \frac{\partial Q}{\partial x} = - \frac{u(z-d)}{u^* k x_m^2} e^{\frac{-u(z-d)}{u^* k x_m}} \quad (2.22)$$

em que:  $Q_0$  é a densidade de fluxo no ponto  $x$  ( $W/m^2$ );  $Q$  a contribuição parcial dos fluxos acumulados entre um determinado ponto a montante do vento e o ponto  $x_m$ ;  $d$  a altura de deslocamento do plano de referência (m);  $u$  a velocidade média do vento entre a superfície e a altura de medição (m/s);  $u^*$  a velocidade de atrito (m/s);  $k$  a constante de von Karman (0,41).

Integrando-se em relação a  $x_m$ , é possível calcular a contribuição relativa normalizada para a medição do fluxo, a uma altura  $z$ , em função da distância ao ponto de medição. Obtém-se, assim, o fluxo acumulado normalizado (FAN), em que  $x_L$  representa a distância a montante do vento predominante até o limite da área considerada:

$$FAN(x_L) = - \int_0^{x_L} \frac{u(z-d)}{u^* k x_m^2} e^{\frac{-u(z-d)}{u^* k x_m}} dx = e^{\frac{-u(z-d)}{u^* k x_L}} \quad (2.23)$$

O valor de  $x_m$  correspondente ao máximo da função é obtido através do cômputo da derivada primeira da Equação 2.22 em relação à variável  $x_m$ :

$$x_{MAX} = \frac{u(z-d)}{u^* 2k} \quad (2.24)$$

Depois de efetuada a análise de pegada para as condições de medição, nos dias analisados, é normalmente feito uma apreciação da qualidade dos dados de fluxo medidos na torre micrometeorológica. O procedimento padrão utilizado na verificação da qualidade dos dados dos fluxos turbulentos é baseado na análise do erro de fechamento da equação do balanço energético (Wilson et al., 2002; Randow et al., 2004). O erro de fechamento do balanço é definido como a diferença entre a soma das densidades de fluxo de calor sensível e latente e a energia disponível. Um erro de fechamento inferior a 10% é comumente aceito como indicativo de medições consistentes dos fluxos turbulentos pelo método das correlações turbulentas (Twine et al., 2000). Entretanto, a utilização deste método em estudos de turbulência pressupõe um grau de precisão mais elevado do que em estudos de gestão da água (Lamaud et al., 2001).

### 2.3.2.4 - Método Penman-Monteith (Evapotranspiração de referência)

A estimativa da evapotranspiração de referência foi recentemente padronizada pelo método da FAO Penman-Monteith. Este método foi obtido a partir da equação original de Penman-Monteith e da equação da resistência estomática da superfície (Allen et al., 1998):

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{t + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (2.25)$$

em que:  $ET_0$  é a evapotranspiração de referência ( $\text{mm dia}^{-1}$ ),  $R_n$  é o saldo de radiação ( $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ ),  $G$  é o fluxo de calor no solo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ ), admitindo igual a zero para o período de 24 horas,  $t$  corresponde a temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) média diária do ar a 2 metros de altura,  $u_2$  é a velocidade do vento a 2 m de altura ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $e_s$  é a pressão de saturação do vapor (kPa),  $e_a$  é a pressão real de vapor (kPa), sendo  $(e_s - e_a)$  o déficit de pressão de vapor (kPa),  $\gamma$  é a constante psicrométrica, e  $\Delta$  é a inclinação da curva de pressão de vapor ( $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ).

O modelo FAO-Penman-Monteith supõe que a cultura de referência possui altura de 0,12 m, resistência aerodinâmica de superfície de  $70 \text{ s m}^{-1}$  e albedo de 0,23. Estas características assemelham-se a uma extensa área com grama de altura uniforme, em crescimento ativo e cobrindo completamente a superfície do solo e sem restrição de umidade. Apesar de considerar que os dosséis vegetais se assemelham a uma superfície uniforme como única fonte de evaporação (big leaf), o que supõe uma considerável simplificação da realidade, o modelo é de fácil entendimento, podendo-se utilizar dados meteorológicos obtidos em estações meteorológicas tradicionais ou em plataformas de coleta de dados.

Uma vez conhecida a  $ET_0$ , a esta se multiplica um fator de correção específico, denominado coeficiente de cultura ( $K_c$ ), que resulta na evapotranspiração potencial da cultura de interesse ( $ET_p$ ). A  $ET_p$  é definida como sendo a evapotranspiração que ocorre quando não há deficiência de umidade no solo para a cultura em questão. Quando o suprimento de água do solo disponível para as plantas for inferior ao exigido pela  $ET_p$ , a evaporação tende a diminuir, ou seja, sua taxa se torna inferior à taxa potencial. Por sua vez, os valores de  $K_c$  variam com o tipo de cultura, estágio de desenvolvimento da cultura, duração do ciclo vegetativo da cultura e com as condições climáticas locais. Os valores de  $K_c$  são determinados experimentalmente para diversas condições de clima

e manejo e podem ser encontrados na literatura, em forma de tabelas ou curvas (Bernardo, 1989).

O desenvolvimento de métodos para obter o  $K_c$  adequado a diferentes espécies e que levem em conta diferentes estádios fisiológicos e diferentes manejos da cobertura vegetal do solo entre as linhas de cultivo representa um importante campo de investigação (Doorenbos e Pruitt, 1977). Encontrar os coeficientes mais apropriados é um problema intrínseco ao método de FAO- Penman-Monteith, uma vez que seu uso é de difícil aplicação em modelos de ET de longo prazo ou em estudos hidrológicos fora do âmbito agrícola.

Além disso, é comum observar que a estimativa de  $ET_p$  é quase sempre diferente da estimativa da evapotranspiração real da cultura ( $ET_c$ ), já que ocorrem desvios da condição ótima, tais como pragas, doenças, salinidade do solo, baixa fertilidade, déficit ou excesso hídrico, que resultam em mau crescimento e baixa densidade de plantas. Assim, na tentativa de ajustar esses desvios em relação à condição padrão, podem ser usados outros coeficientes além do  $K_c$ , a fim de se obter uma estimativa mais aproximada da  $ET_c$ . Um exemplo é o coeficiente de molhamento da superfície do solo ( $K_s$ ), cujo valor depende diretamente do método de irrigação.

### **2.3.2.5 - Métodos utilizando sensoriamento remoto**

Segundo Allen et al. (2002a), os métodos tradicionais utilizados na estimativa da evapotranspiração e mencionados anteriormente apresentam muita confiabilidade, pois são capazes de oferecer medidas com boa precisão. Entretanto, os mesmos apresentam limitações quando se pretende fazer estimativas da evapotranspiração para grandes áreas, pois essas estimativas feitas com esses métodos são baseadas em dados pontuais, ou seja, para um local específico, e são integradas para a área que envolve o local da medição, levando-se em consideração que a evapotranspiração é uniforme na referida área. O fator complicador é que provavelmente deve existir numa área irrigada com diferentes culturas, com alturas diferenciadas, em diferentes fases fenológicas, com diferentes suprimentos hídricos e todos esses fatores são determinantes na evapotranspiração, o que não é aconselhável considerá-la uniforme em escala regional. Limitações desse tipo têm motivado o uso da técnica de sensoriamento remoto através de dados radiométricos advindos de imagens de satélites, tendo em vista que são os mesmos capazes de cobrir grandes áreas. A estimativa da evapotranspiração em escala regional, capaz de mostrar as variações existentes da mesma dentro de uma grande área,



já é uma realidade (Medina et al., 1998; Boegh et al., 2002; Hafeez et al., 2002; Mohamed et al., 2004; Wang et al., 2005; Bezerra et al., 2008).

Tradicionalmente, a ET tem sido calculada a partir de medidas de elementos meteorológicos realizadas em estações meteorológicas de superfície mais o  $k_c$  da cultura de interesse. A medida dessas variáveis como, por exemplo, a temperatura do ar e a velocidade do vento, realizam-se de modo pontual, ou seja, nos lugares onde se situam as estações ou o instrumental destinado a tal propósito (Moran et al., 1989). Sendo assim, dado um conjunto de pontos de coleta de elementos meteorológicos, a inserção da ET em um Sistema de Informações Geográficas (SIG) ocorre através da interpolação destes para gerar um plano de informação. Entretanto, se o objetivo é avaliar a distribuição espacial da ET, aumenta a incerteza da estimativa ao utilizar métodos de interpolação dos elementos meteorológicos na área de interesse.

A fim de evitar ao máximo o uso de variáveis meteorológicas com baixa representatividade regional, diversos modelos foram desenvolvidos nas últimas décadas com o objetivo de estimar os fluxos de energia na superfície terrestre com base na utilização de técnicas de sensoriamento remoto. Alguns destes serão apresentados nos próximos parágrafos, tal como o modelo simplificado caracterizado pela abordagem empírica (Jackson et al., 1977 e 1981; Seguin et al., 1989 e 1991). Também serão citados alguns modelos determinísticos que se baseiam nos processos físicos de transporte de massa e energia com os quais estão acoplados através de algum modelo de interação solo-planta-atmosfera (Courault et al., 1998; Olioso et al., 1999). Existem, ainda, os que utilizam enfoques intermediários e que são caracterizados por modelos semi-empíricos que reproduzem o balanço de energia na superfície (Kustas et al., 1994; Bastiaanssen et al., 1998a; Allen et al., 2005; Tasumi et al., 2005).

O método residual do balanço de energia, apresentado na Equação 2.2, não se apresenta facilmente aplicável, motivo pelo qual foi modificado por Jackson et al. (1977) que chegou na denominada equação simplificada:

$$\lambda ET_{24} = R_{n24} + A - B(T_0 - T_a) \quad (2.26)$$

em que,  $R_{n24}$  é o saldo de radiação diário;  $\lambda ET_{24}$  a densidade de fluxo de calor latente diário; A e B coeficientes de calibração empíricos;  $(T_0 - T_a)$  a diferença entre as temperaturas instantâneas da superfície ( $T_0$ ) e do ar ( $T_a$ ) medida ao meio-dia.

Jackson et al. (1977) sugeriram que medidas de temperatura instantânea do dossel tomadas por radiometria de campo, capazes de detectar a energia

eletromagnética na faixa do infravermelho termal (8-14  $\mu\text{m}$ ), combinadas com medidas de temperatura do ar, obtidas em estações meteorológicas, representariam variáveis-chave na verificação do estresse hídrico da cultura do trigo. A Equação 2.21 supõe que a razão  $H/R_n$  é constante ao longo do dia, e que o valor da densidade de fluxo de calor no solo ( $G$ ) é igual a zero em uma escala de tempo de um dia. Para o autor a equação simplificada está fundamentada na idéia de que o estresse hídrico causa uma elevação da temperatura foliar da cultura, resultado da diminuição do resfriamento evaporativo da superfície foliar, o que, por sua vez, é causado pela diminuição da ET. Tal variação de temperatura pode ser detectada por sensores termais em diferentes níveis de percepção (local, regional ou global). Esta abordagem considera que as diferenças de temperatura entre a superfície e o ar, adquiridas ao meio-dia, são linearmente relacionadas com as diferenças entre a ET diária e o saldo de radiação também em escala diária.

Segundo Menenti (2000), a equação simplificada representa o marco fundamental de um processo de constante desenvolvimento de métodos de detecção remota da ET, com base na concepção do balanço de energia na superfície. A Equação 2.26 continuou sendo revisada e modificada para que seu uso alcançasse uma maior operacionalização. Neste sentido, se destacam os modelos elaborados e/ou aplicados por Jackson et al. (1981) e Seguin et al. (1989, 1991) para determinar a ET regional.

Em outra linha de pesquisa, modelos empíricos relacionam a ET e a  $T_o$  com algumas características da vegetação, como aquelas reveladas através dos índices de vegetação, em especial o IVDN (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada). Ou seja, a compreensão das variações da ET passa pela análise das informações quantitativas das mudanças espaciais e temporais da cobertura vegetal, as quais podem ser avaliadas mediante as técnicas de sensoriamento remoto (Kalluri et al., 1998).

Em condições normais de suprimento de água e nutrientes às plantas, observa-se uma alta correlação negativa entre as medidas de  $T_o$  e as dos índices de vegetação, dado que uma diminuição progressiva da  $T_o$  está associada com o aumento do vigor vegetativo e do conseqüente aumento do efeito refrigerante, causado pela ET (Nemani e Running, 1989). Segundo França (1994) e França & Setzer (1998), a avaliação dos dados do canal 3 (infravermelho termal) do sensor AVHRR/NOAA indica que a diminuição da cobertura vegetal eleva a  $T_o$  e, inversamente, a superfície recoberta por vegetação apresenta temperatura inferior a de solo exposto.

A diferença ( $T_o - T_a$ ) estabelece outra relação importante entre a temperatura da superfície, os índices de vegetação e a evapotranspiração. Esta relação se baseia no fato de que normalmente em um ponto qualquer a  $T_o$  é maior do que a  $T_a$ . Esta diferença tende a se reduzir à medida que a cobertura vegetal aumenta seu fluxo de calor latente, com o conseqüente aumento do efeito refrigerante, o que depende, por sua vez, do conteúdo de água da vegetação; desta maneira se associa ET com o estresse hídrico vegetal.

Esta última relação fornece a base teórica para a geração de métodos que procuram determinar a extensão do estresse hídrico nas plantas a partir de informações coletadas por satélites de sensoriamento remoto, em especial o Water Deficit Index (WDI) elaborado por Moran et al. (1994). O WDI estabelece uma relação entre a magnitude do termo ( $T_o - T_a$ ) e seu respectivo valor de IVDN. Para um mesmo valor de IVDN, uma maior diferença ( $T_o - T_a$ ) pode indicar que o estresse hídrico está afetando o metabolismo celular vegetal, e que o efeito refrigerante gerado pelo fluxo de calor latente é limitado ou não se produz por falta d'água. Por último, deve se destacar o fato de que conhecendo o valor do WDI e da  $ET_p$  é possível estimar a  $ET_c$ , parâmetro de difícil determinação em extensas superfícies a partir de métodos convencionais. Esta abordagem constitui uma grande contribuição do sensoriamento remoto ao estudo da ET.

Uma das técnicas não menos promissoras de aplicação operacional do sensoriamento remoto no monitoramento da taxa de ET é a determinação do coeficiente de cultura basal ( $K_{cb}$ ), utilizado no cálculo da taxa de  $ET_c$  (Bausch, 1993). O  $K_{cb}$  é usado no cálculo da  $ET_c$  da cultura numa condição de superfície do solo seca, mas sem deficiência hídrica capaz de induzir ao fechamento de estômatos e restringir a transpiração da planta. No estudo mencionado, o Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (IVAS) foi usado para estimar os valores de  $K_{cb}$  para a cultura do milho. Na verdade, a base teórica que estabelece a relação entre índices de vegetação e coeficiente da cultura foi constituída e anteriormente demonstrada de forma empírica em áreas agrícolas com o uso das técnicas de radiometria de campo (Heilman et al., 1982).

Uma outra possível abordagem explora as relações quase-lineares entre o índice de vegetação “razão simples”, condutância estomática e fotossíntese (Verma et al., 1993). A condutância estomática representa o controle exercido pelos estômatos das

folhas sobre o fluxo de água entre o mesófilo da folha e a atmosfera. O comportamento estomático é um importante fator fisiológico regulador da fotossíntese e da transpiração, além de ser um indicador da condição hídrica da planta. Os estômatos influenciam a fotossíntese porque controlam o fluxo do vapor de água e  $\text{CO}_2$  que são trocados durante este processo. A transpiração, por sua vez, é determinante primária do balanço de energia e condição hídrica da planta. Ambos os processos dependem diretamente do vigor da vegetação verde e, portanto, são teoricamente correlacionados com o índice de vegetação construído a partir de medidas espectrais de radiometria de campo.

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

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

Uma alternativa aos métodos empíricos, usados para estimar a ET, são os modelos que se baseiam nos processos físicos de transporte de massa e energia, com os quais estão acoplados através de algum modelo de interação solo-planta-atmosfera. Trata-se de uma abordagem determinística e utilizada nos modelos Soil Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT) que simulam a ET, entre outros processos, através da interação dos diferentes elementos do sistema vegetal. Para que os modelos sejam funcionais, é necessário que se tenha um conjunto de dados de modo a realizar uma parametrização dos diversos processos de transferências envolvidos no sistema

(radiativa dentro de massas de elementos vegetais; de calor e água no solo; de água do solo para a atmosfera, etc).

Para descrever a natureza destes processos, pode-se adotar diferentes camadas de investigação tanto no solo como na vegetação, sendo mais complexos quanto maior for o número de camadas consideradas no sistema solo-planta-atmosfera (Oliosio et al., 1999). Tal complexidade pode incluir, como dados de entrada:

- a) Informações da estrutura da vegetação (Índice de Área Foliar - IAF, altura do dossel);
- b) Propriedades ópticas do solo e da vegetação (reflectância, albedo);
- c) Propriedades fisiológicas da vegetação (descrição da condutância estomatal, transferência de água do solo para as plantas);
- d) Propriedades termais e hidráulicas do solo;
- e) Condições atmosféricas (temperatura e umidade do ar, velocidade do vento e radiação incidente). Esses dados podem ter como origem observações convencionais da superfície, resultados de modelos numéricos e/ou de subprodutos gerados através de informações de imagens orbitais.

O tipo de integração de dados provenientes de sensoriamento remoto, em modelos SVAT que simulam a saída de água por ET, depende da finalidade do uso destes dados no modelo. Estes dados podem ser utilizados para calibrar os modelos de transferência solo-vegetação-atmosfera que o SVAT utiliza para reproduzir tais processos. Ademais, o SVAT pode simular a ET de um sistema, quando alimentado por dados diretamente provenientes de sensores remotos (temperatura, saldo de radiação etc).

A calibração dos parâmetros visa ajustar as informações simuladas pelo modelo, daquelas derivadas do sensoriamento remoto. Courault et al. (1998), por exemplo, utilizaram um modelo SVAT, denominado MAGRET, para derivar a  $T_o$  do dossel agrícola numa região da França. Esta aplicação exigiu trabalhos de calibração dos valores horários de  $T_o$ , simulados pelo modelo, com as estimativas de temperatura radiante de dossel provenientes de imagens NOAA/AVHRR, ao longo de 10 dias do ciclo da cultura sob investigação.

Oliosio et al. (2002b) executaram um trabalho para avaliar o desempenho de vários modelos SVAT no mapeamento da ET de uma região agrícola, por meio de dados multitemporais derivados de diversos sensores. O IAF e a porcentagem de

cobertura vegetal do terreno, por exemplo, foram computados a partir de técnicas de classificação de imagens do radiômetro aerotransportado de visada larga POLDER. Valores de albedo em cenas POLDER foram obtidos através do somatório das reflectâncias das bandas nas regiões espectrais do visível e infravermelho próximo. As informações de rugosidade e de outros parâmetros relacionados com a resistência estomática foram obtidas de mapas de uso da terra elaborados com base na interpretação de imagens SPOT.

Os modelos desenvolvidos a partir da descrição do mecanismo dos processos físicos, associados ao sistema solo-planta-atmosfera, apresentam vantagens sobre as abordagens empíricas. Além de melhor traduzir a realidade física do transporte de energia e água no sistema, tais modelos simulam os fluxos de uma forma contínua. Entretanto, os fluxos modelados geralmente apresentam um grande número de variáveis de entrada e complexas interações que não permitem que estes modelos sejam invertidos sem significativas simplificações.

Nesse sentido, os modelos semi-empíricos se apresentam como uma boa alternativa visando operacionalizar as estimativas de ET, pois permitem a realização de vários ensaios num curto espaço de tempo e a partir de poucos dados de superfície. Entre os mais recentes, os modelos Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) e Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration (METRIC) vêm sendo aplicados com sucesso mesmo em superfícies heterogêneas, com a finalidade de descrever a variação espacial dos fluxos de superfície com base em funções semi-empíricas.

O SEBAL utiliza o método residual da equação do balanço de energia para estimar a evapotranspiração real com auxílio de dados espectrais contidos nas imagens de satélite e de poucos elementos meteorológicos disponíveis em estações meteorológicas. Pode ser empregado em sistemas agrícolas ou naturais e não requer dados complementares sobre uso da terra ou tipo de cultivo. Como o modelo é aplicado pixel a pixel, a resolução espacial do mapa de  $ET_c$  é determinada diretamente pela resolução espacial dos canais de ondas curta e longa das imagens geradas por sensores ópticos e termais a bordo de satélites de sensoriamento remoto, tais como Landsat, NOAA e Terra/Aqua.

O modelo SEBAL foi desenvolvido por Bastiaanssen et al. (1998a) e tem sido validado em vários países incluindo Espanha, Itália, Turquia, Paquistão, Índia, Siri Lanka, Egito, Nigéria e China (Bastiaanssen et al., 1998b; Bastiaanssen e Bos, 1999;

Bastiaanssen, 2000; Bastiaanssen et al., 2005). Na bacia hidrográfica de Gediz, Turquia, Bastiaanssen (2000) conduziu trabalhos no sentido de avaliar o desempenho do modelo SEBAL quando aplicado ao mapeamento do estresse hídrico de culturas agrícolas irrigadas (algodão e culturas perenes). Todos os parâmetros do modelo foram estimados com base nos dados espectrais contidos em duas imagens do sensor TM/Landsat 5, referentes aos meses de junho e agosto de 1998, à exceção da informação da velocidade do vento, da temperatura do ar e do fluxo de radiação solar, os quais foram obtidos a partir de observações de superfície. Os resultados comprovaram a viabilidade da utilização da estimativa da fração evaporativa, simulada pelo modelo, como um indicativo da condição hídrica das culturas agrícolas.

O modelo SEBAL também foi usado com o propósito de contribuir com o gerenciamento do consumo da água na área agrícola irrigada, na região da bacia do rio Bear, que envolve três estados americanos: Idaho, Utah e Wyoming (Allen et al., 2003). Para isso, foram processadas 4 imagens dos sensores TM e ETM+, referentes aos meses de julho a outubro do ano agrícola de 1985, de forma que os resultados de  $ET_c$  gerados pelo modelo pudessem ser comparados com medidas lisimétricas disponíveis para o mesmo período.

A avaliação da precisão da estimativa da  $ET_c$  para toda a área da bacia do rio Bear, detalhada em Tasumi et al. (2003), foi considerada boa para a aplicação contemplada. O erro máximo mensal observado entre a estimativa e a medida da  $ET_c$  foi da ordem de 16%, enquanto o erro para todo o período foi de apenas 4%. O fato do relevo da região ser extremamente acidentado acabou motivando os autores a corrigir seu efeito na estimativa da  $ET_c$ . Esta nova etapa na rotina de pré-processamento dos dados espectrais representou um melhoramento da precisão da estimativa da  $ET_c$  em 5%. Segundo os mesmos autores, o erro das estimativas da  $ET_c$  em relação ao registrado nos lisímetros pode ser atribuída em parte à própria imprecisão dos tanques de pesagem utilizados, pois os lisímetros costumam ser afetados por fatores internos (relacionado às paredes dos lisímetros) e por fatores externos (tráfego de pessoas ao redor do lisímetro; tratos culturais realizados nas proximidades; descontinuidade das culturas dentro e próxima ao lisímetro; efeito da pressão do vento sobre a superfície do lisímetro etc).

Outra implicação da utilização das medidas de  $ET_c$  extraídas dos lisímetros como base de comparação para as estimativas de  $ET_c$ , segundo Allen et al. (2003), foi a

necessidade de proceder uma avaliação criteriosa da exatidão do registro das imagens TM e ETM+. Tal preocupação se justifica pela impossibilidade de identificar visualmente os lisímetros nas imagens, visto que os tanques possuem uma área de 2 m<sup>2</sup>, portanto muito inferior à resolução espacial das imagens Landsat (30 m x 30 m). O procedimento adotado foi observar a homogeneidade da área (de aproximadamente 1 km<sup>2</sup>) em torno de cada lisímetro. Caso a superfície evaporante fosse homogênea, a localização exata do tanque na imagem poderia ser determinada com menos rigor. Ao contrário, em caso de coberturas não totalmente homogêneas maiores cuidados deveriam ser tomados para identificar o pixel representativo do lisímetro na imagem.

No Brasil, a primeira tentativa de se fazer à análise do desempenho da irrigação com base em imagens de satélite e com o uso do modelo SEBAL é atribuída à Bastiaanssen et al. (2001). O trabalho descreve e avalia o uso de indicadores de desempenho da irrigação em uma área-piloto localizada no Distrito de Irrigação Senador Nilo Coelho, no Estado de Pernambuco, a partir da combinação de medidas obtidas de 11 imagens do sensor AVHRR/NOAA, distribuídas ao longo dos anos de 1998 e 1999, com dados de levantamentos de campo. Vários indicadores relacionados à área irrigada, ao requerimento, consumo e fornecimento de água, à umidade do solo e à produtividade do uso da água foram quantificados e analisados, apresentando um perfil do desempenho da irrigação do perímetro irrigado.

A mesma área de trabalho investigada por Bastiaanssen et al. (2001) foi objeto de estudo em Silva e Bezerra (2006). Neste último trabalho, o SEBAL foi empregado para modelar as densidades de fluxo de calor sensível e latente feita com base nos dados espectrais contidos em duas datas de passagem do sensor TM/Landsat 5 sobre o perímetro de irrigação Nilo Coelho. Segundo os autores, os valores modelados apresentaram uma boa concordância com os obtidos em estudos de balanço de energia conduzidos em pomares da área estudada. O modelo SEBAL também foi usado por Paiva (2005) que empregou os dados espectrais do sensor AVHRR/NOAA para estimar as densidades de fluxo de energia sobre uma área do município de Dourados, Mato Grosso do Sul. Segundo a autora, os resultados da modelagem geraram erros de estimativa inferiores a 10% quando comparados com as medidas de campo.

O modelo METRIC, detalhado em Allen et al. (2005) e Tasumi et al. (2005), representa uma variação do modelo SEBAL. Os algoritmos utilizados no modelo METRIC são muito similares àqueles usados no SEBAL. A principal diferença entre os dois modelos está associada ao cômputo da densidade de fluxo de calor sensível. Em



ambos os modelos, a transferência de energia para as camadas atmosféricas é modelada a partir do conhecimento dos dados de velocidade do vento e temperatura radiométrica da superfície, de acordo com a seguinte fórmula:

$$H = \frac{\rho_{ar} C_p dT}{r_{ah}} \quad (2.27)$$

em que:  $\rho_{ar}$  é a densidade do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ );  $C_p$  é o calor específico do ar à pressão constante ( $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ );  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível entre dois níveis acima da superfície (geralmente 0,1 e 2 m) (s/m), cujo cálculo requer a estimativa da altura da rugosidade da superfície, assim como do valor da velocidade do vento ( $u$ ) numa determinada altura (geralmente entre 100 e 200 m) onde  $u$  deixaria de ser afetada pela rugosidade, determinados para condições reais de estabilidade atmosférica estabelecidas pela teoria de similaridade de Monin-Obukhov;  $dT$  é a diferença entre a temperatura da superfície e a do ar.

Para obter a temperatura da superfície terrestre ( $T_o$ ) através de imagens orbitais da região termal, é necessário utilizar técnicas de correção dos efeitos atmosféricos sobre as medidas de temperatura. No caso de dado termal do sensor TM, a correção atmosférica depende da realização de lançamentos de radiossondagem simultaneamente às passagens do satélite Landsat, o que nem sempre é feito. Para contornar este problema os modelos SEBAL e METRIC admitem uma relação linear positiva entre  $dT$  e  $T_o$ , de tal forma que:

$$dT = a + bT_o \quad (2.28)$$

em que:  $a$  e  $b$  são coeficientes empíricos calibrados para cada imagem;  $T_o$  é a temperatura da superfície (K).

Bastiaanssen (1995) e Bastiaanssen et al. (2005) discutem a base lógica e fornecem evidências empíricas que demonstram a relação linear entre  $dT$  e  $T_o$ . Os valores dos coeficientes  $a$  e  $b$  dependem da identificação na imagem de dois pixels extremos (comumente chamados de pixel “quente/seco” e pixel “frio/úmido”) para os quais são calculados seus respectivos valores de  $dT$  após atribuir-se nesses pixels valores para  $H$ .

No modelo SEBAL, o pixel “quente” deve representar local seco (geralmente associado a uma superfície de solo seco e desnudo ou com baixa cobertura vegetal), supondo-se que nele  $\lambda ET = 0$  ou  $H = R_n - G$ , logo a diferença de temperatura para

este pixel é dada por  $dT = r_{ah} (R_n - G) / (\rho_{ar} C_p)$ . O pixel “frio” supondo-se que nele  $H = 0$ , logo  $dT = 0$ , representa local úmido, geralmente associado com corpos d'água. Tais suposições permitem fornecer pares de valores para H e estabelecer relações deste com dT para todos os pixels da imagem.

No modelo METRIC, as mesmas conjecturas são feitas para o pixel “quente” ou “seco”, contudo a determinação da diferença de temperatura associada ao pixel “úmido” não obedece ao mesmo procedimento usado no modelo SEBAL. O modelo METRIC admite que neste pixel, que deve estar associado a uma cultura em pleno estágio de desenvolvimento, o valor de dT não é exatamente igual a zero (0), mas à seguinte aproximação  $dT = r_{ah} (R_n - G - k_c ET_0) / (\rho_{ar} C_p)$ . Ou seja, supõe-se que o valor da evapotranspiração de uma área ocupada por uma cultura agrícola de ciclo curto, irrigada e em pleno vigor vegetativo, de onde é selecionado o pixel “úmido”, seja expresso pelo produto entre a evapotranspiração da cultura de referência ( $ET_0$ ) e o coeficiente de cultura ( $K_c$ ).

Outra importante diferença entre os modelos SEBAL e METRIC é com relação ao método adotado para extrapolar a densidade de fluxo de calor latente das culturas ( $\lambda ET$ ) à valores de lâmina d'água acumulados nas 24 horas do dia correspondente à aquisição da imagem ( $ET_{24}$ ). Para resolver a integração da evapotranspiração de cada pixel no tempo, o modelo SEBAL utiliza a fração evaporativa (FE), definida como sendo a razão entre a ET e ( $R_n - G$ ). O modelo supõe que o valor de FE correspondente à hora da aquisição da imagem é similar ao valor médio das 24 horas do dia referente à data da imagem, ou seja, FE é admitido ser constante ao longo do dia.

De acordo com Allen et al. (2005), o aumento da advecção ou da velocidade do vento que normalmente acontece no período da tarde, sobretudo em climas áridos ou semi-áridos, ocasiona subestimativa de  $ET_{24}$  quando obtida através da hipótese de FE constante ao longo do dia. Por esse motivo, o modelo METRIC utiliza outra alternativa para extrapolar os valores de  $\lambda ET$  à valores de  $ET_{24}$  que se baseia na fração da evapotranspiração de referência ( $FE_{ref}$ ). A  $FE_{ref}$ , que consiste na razão entre a  $ET_c$  e a  $ET_0$  (ambas as estimativas referentes à hora da passagem do satélite), é calculada para cada pixel da imagem e, assim como a razão FE, também é considerada constante ao longo do dia. Trezza (2002) e Romero (2004) apresentam resultados obtidos a partir de

medidas lisimétricas, tendo observado que a razão  $FE_{ref}$ , em relação à FE, resolve melhor os efeitos da advecção e das mudanças dos elementos meteorológicos.

Além do SEBAL e do METRIC, outros modelos semi-empíricos foram desenvolvidos e que adotam as mesmas hipóteses simplificadoras sobre a distribuição espacial uniforme do comportamento climático e a existência de contrastes hidrológicos na área modelada, tais como, por exemplo, os modelos Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance (S-SEBI) (Roerink e Menenti, 2000) e Surface Energy Balance System (SEBS) (Su, 2002). Uma revisão dos modelos usados para estimar a ET a partir de técnicas de sensoriamento remoto pode ser encontrada em Kustas e Norman (1996), Bastiaanssen et al. (2000) e Courault et al. (2005).

A proposta de trabalho apresentada nesta tese trata da estimativa da ET de culturas agrícolas em escala regional, em uma bacia hidrográfica, e em particular em um perímetro de irrigação, localizado no semi-árido brasileiro. Contudo, este trabalho procura explorar uma aplicação não antes testada dos modelos SEBAL e METRIC, e que está intimamente associada ao gerenciamento dos recursos hídricos, qual seja, contribuir com os processos de determinação do consumo da água no setor agrícola para efeito de gerenciamento de uma bacia hidrográfica.

Ademais, ambos os modelos foram extensivamente testados em aplicações relativas ao manejo de irrigação, onde o foco de interesse é a evapotranspiração total diária. Entretanto, suas estimativas instantâneas não receberam a mesma atenção, sendo ainda muito pouco relatados estudos que consideram os erros instantâneos. Há também uma carência muito grande de estudos para o Hemisfério Sul.

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

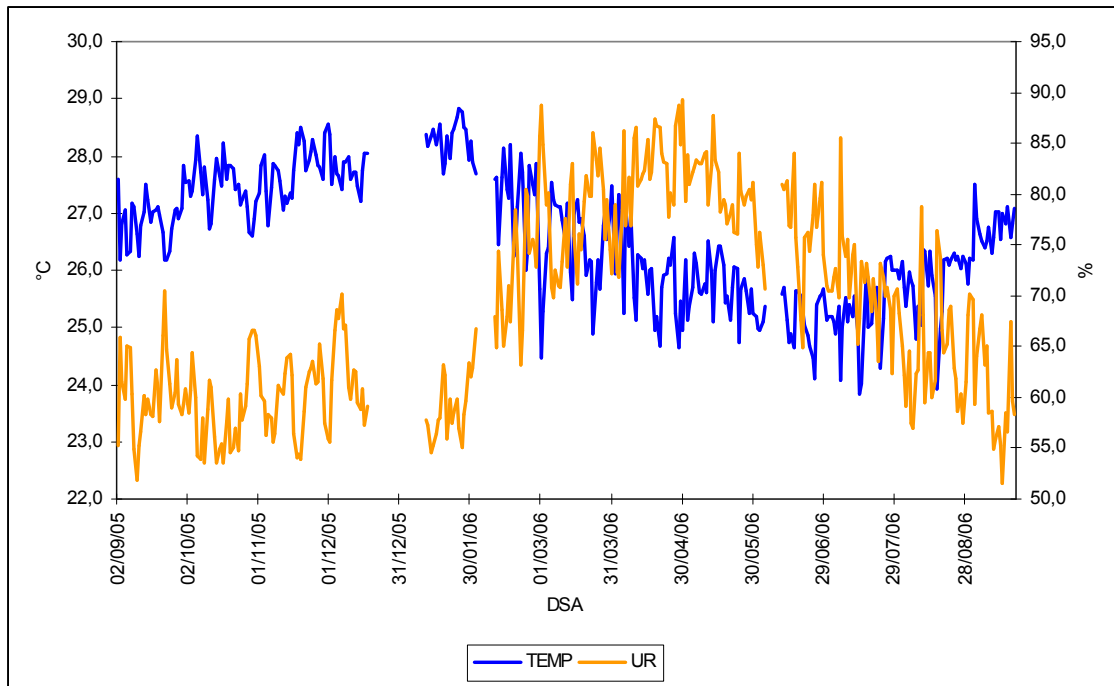
#### 3.1 - Área de estudo

A área de estudo compreende a bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, formada pelo DIJA (Distrito Irrigado Apodi-Jaguaribe), áreas de vegetação nativa e diversos pomares irrigados com bananeiras, mamoeiros e meloeiro, localizados no município de Quixeré (5°04'27"S; 37°59'19"W; 130m), estado do Ceará, que possui uma área de 15.225 km<sup>2</sup> (IBGE/IPECE, 2004). O Estado do Ceará localiza-se na Região Nordeste do Brasil (NEB), possui uma área territorial de 148.825,6 km<sup>2</sup> (IBGE, 2008), limita-se a oeste com o Estado do Piauí, ao sul com Pernambuco, a leste com os estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, e ao norte com o Oceano Atlântico.

O clima do município de Quixeré é tropical quente semi-árido e, de acordo com a classificação climática de Köppen, é do tipo BSw'h'. A temperatura média anual é de 28,5°C, sendo as médias anuais das temperaturas mínima e máxima, respectivamente, de 22,5°C e 35,3 °C. A estação chuvosa situa-se entre os meses de fevereiro a maio, com média pluviométrica anual de 877,7 mm e umidade relativa média anual de 62%.

O comportamento médio diário da temperatura e umidade relativa dos dados medidos com o termohigrômetro HMP45C referente ao período 2 de setembro a 31 de dezembro de 2005 e 01 de janeiro a 31 de agosto de 2006 está representado na Figura 3.1. A temperatura média do período estudado foi de 26,8°C, oscilando entre 23,8°C e 28,8°C. Por sua vez, a umidade relativa apresentou média de 60,1%, variando de 51,6% a 89,3%.

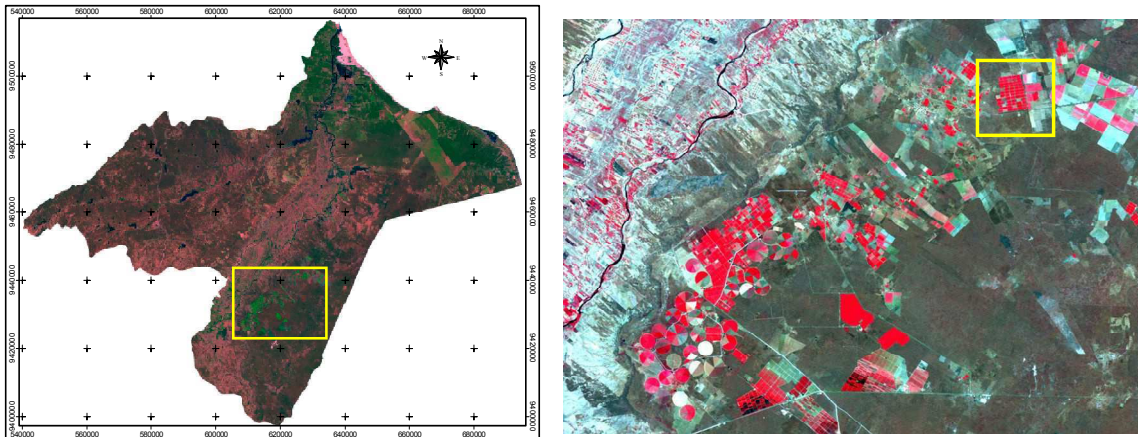
Os solos encontrados na região são dos tipos: aluvial, cambissolo e vertissolo. O relevo é considerado plano, apresentando declividade inferior a 2% em pequenas áreas ligeiramente deprimidas, com variação nas condições da morfologia. No entanto, também apresenta a Chapada do Apodi, planícies pluviais e depressões sertanejas. O suprimento hídrico do perímetro irrigado é assegurado pelo rio Jaguaribe, perenizado pelo Açude Público Federal de Orós, com capacidade de  $2,1 \times 10^6$  m<sup>3</sup> (Bezerra, 2006).



**Figura 3.1** - Variação sazonal da temperatura e umidade relativa média diária no período de setembro de 2005 a agosto de 2006.

A cobertura vegetal da região é bastante heterogênea, formada por fazendas com culturas irrigadas e áreas de vegetação nativa, como a caatinga, que abrange aproximadamente 70% de toda a área, com algumas de suas espécies representadas por algaroba, mulungu, aroeira, marmeleiro, juazeiro, pau-branco, sabiá e pedreiro. Dentre as fruteiras produzidas no Estado do Ceará, a bananeira se destaca entre a mais cultivada sob irrigação, principalmente pelo seu alto potencial produtivo, além da grande importância alimentícia, social e econômica (Alves, 1999).

Na Figura 3.2 está representada a bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe situada a nordeste do Estado do Ceará (a) e ainda, um recorte de imagem TM - Landsat 5 da área na referida bacia, para o dia 24 de outubro de 2005 (b). O recorte da imagem da área de estudada resultou num retângulo com as coordenadas 4°58'59"S e 38°10'18"W para o canto superior esquerdo e 5°15'18"S e 37°48'15"W para o canto inferior direito, correspondendo a um retângulo com 1203x837 pixels e área de aproximadamente 115.500 ha.



**Figura 3.2** - (a) Bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, (b) recorte da área de estudo na combinação RGB do TM - Landsat 5, para o dia 24 de outubro de 2005, com destaque a localização da Fazenda Frutacor.

### 3.2 - Experimento de campo na fazenda Frutacor

Os dados necessários à validação das componentes do balanço de radiação e do balanço de energia foram obtidos em experimento de campo instalado no município de Quixeré - CE, mais precisamente na fazenda Frutacor ( $5^{\circ}04'35,34''S$ ;  $7^{\circ}51'54,18''W$ ; 135m), localizada às margens da rodovia CE-377 (km 23/estrada do melão), que liga o estado do Ceará (Quixeré) ao Rio Grande do Norte (Baraúna). Nesta área foram efetuadas medidas da radiação solar incidente, da radiação solar refletida pelo bananal, da radiação de onda longa atmosférica e da radiação de onda longa emitida pelo bananal, todos com um saldo radiômetro CNR1 (Kipp & Zonen, The Netherlands). A velocidade do vento (componentes horizontal e vertical) e a concentração de valor d'água foram medidas com anemômetro sônico tridimensional (CSAT3 - Campbell Scientific, Logan, USA) e analisador de  $CO_2/H_2O$  LI-7500 (LICOR, Logan, USA), respectivamente, com frequência de 10 Hz. A temperatura e umidade relativa do ar foram medidas com um termohigrômetro modelo HMP45C (Campbell Scientific, Logan, USA), a pressão atmosférica com barômetro analógico modelo CS105 (Campbell Scientific, Logan, USA) e o fluxo de calor no solo com duas placas modelo HFP01SC (Hukseflux - Delft, The Netherlands), com frequência de 0,2 Hz. Todos os sinais elétricos produzidos pelos instrumentos acima foram coletados em sistema de aquisição de dados (CR23X da Campbell Scientific, Logan, USA), alimentado por um conjunto de painéis fotovoltaicos de 40 e 80 W, e duas baterias de 180 Ah. Uma estação automática modelo ET106 (Campbell Scientific, Logan, USA) foi também instalada na

área objetivando a medição de parâmetros meteorológicos a uma altura de 3 metros da superfície.

Na Figura 3.3 são mostrados os instrumentos utilizados no experimento de campo: (a) anemômetro sônico CSAT3; (b) saldo radiômetro CNR1; (c) analisador de H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> LI-7500; (d) abrigo meteorológico com o termohigrômetro HMP45C; (d) torre metálica; (e) estação automática ET106.

Essas medições foram utilizadas para alimentar modelos de correção atmosférica empregados na pesquisa e cômputo dos fluxos de calor sensível e latente, caracterização dos ciclos diurno e sazonal do albedo, saldo de radiação, e validação do SEBAL/METRIC obtido por diferentes procedimentos usando técnicas de sensoriamento remoto com imagens do TM - Landsat 5.

### **3.3 - Obtenção e tratamento das imagens de satélite**

Para alcançar os objetivos da pesquisa foram utilizadas cinco imagens TM - Landsat 5, que foram adquiridas junto à Divisão de Geração de Imagens - DGI do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. Essas imagens correspondem à órbita 216 e ponto 64, e as datas de sua obtenção, assim como informações referentes ao horário, ângulo de elevação e distância relativa Terra-Sol, constam da Tabela 3.1.



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

**Figura 3.3** - Equipamentos do experimento instalado na Fazenda Frutacor, Quixeré – CE: (a) anemômetro sônico tridimensional CSAT3; (b) saldo radiômetro CNR1 para medição da radiação solar incidente e refletida, e radiação de onda longa incidente e emitida mais refletida pelo pomar; (c) analisador de H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> LI-7500; (d) HPM45C; (e) torre micrometeorológica no interior do bananal; e (f) estação automática ET106.



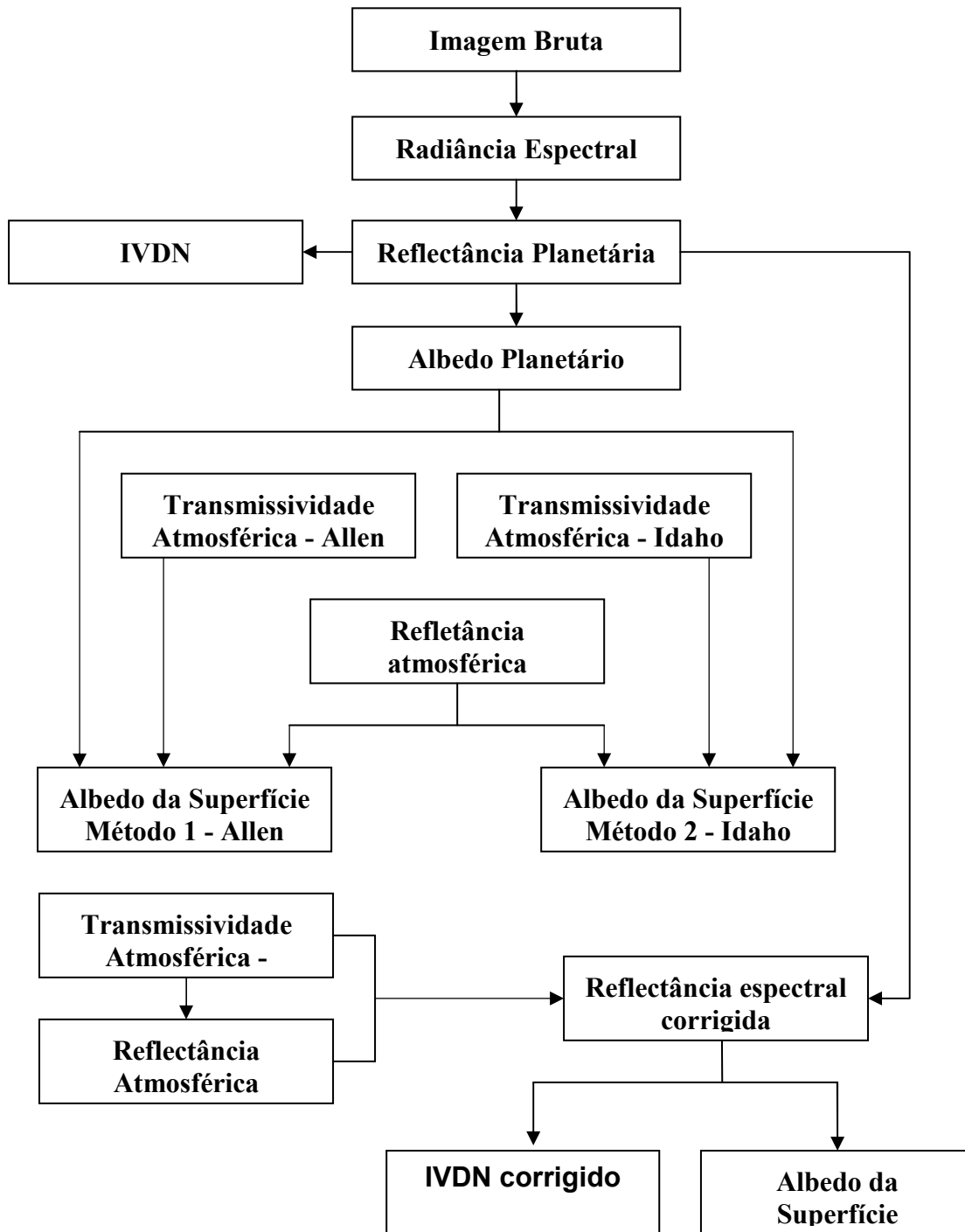
**Tabela 3.1** - Dados das imagens TM - Landsat 5, dia e horário da captação, dia seqüencial do ano (DSA), quadrado da distância relativa Terra-Sol e ângulos de elevação e zenital do Sol.

Data da captação	DSA	Horário		dr	Ângulos (°)	
		UTC	Local		E	Z
24/out/2005	297	12:29:24	9:29:24	1,0129	63,79	26,21
28/jan/2006	28	12:31:12	9:31:12	1,0292	55,98	34,02
23/jul/2006	204	12:34:12	9:34:12	0,9692	50,63	39,37
8/ago/2006	220	12:34:48	9:34:48	0,9740	53,09	36,90
24/ago/2006	236	12:34:48	9:34:48	0,9800	53,42	33,90

As cinco imagens utilizadas compreendem ao período em que foram coletados dados micrometeorológicos. O processamento das imagens foi desenvolvido através do software ERDAS Image 8.7.

Na Figura 3.4 está representado um diagrama esquemático, resumindo todas as etapas do processamento das imagens, visando proporcionar um melhor entendimento do processamento computacional para a obtenção do albedo da superfície e dos índices de vegetação por diferença normalizada – IVDN e ajustado para o solo- IVAS.

A seguir são descritas as etapas do processamento do SEBAL/METRIC no recorte da imagem órbita/ponto 216/64, objetivando a obtenção das diferentes componentes dos balanços de radiação e energia à superfície. Para o cômputo do albedo foram utilizados três diferentes métodos (Allen, Idaho e METRIC). O fluxo de calor latente e os mapas da evapotranspiração foram obtidos apenas para o método que apresentou maior precisão no cômputo do albedo e saldo de radiação.



**Figura 3.4** - Diagrama das etapas computacionais do processamento para a obtenção do albedo da superfície ( $\alpha_{super}$ ), IVDN e transmissividade atmosférica da área em estudo.

### 3.4 - Saldo de radiação

O saldo de radiação –  $R_n$  compreende a contabilização dos fluxos de onda curta e de onda longa incidentes, refletidos e/ou emitidos na superfície, podendo ser calculado por:

$$R_n = R_s(1 - \alpha_{sup}) + R_{ol,atm} - R_{ol,emi} - (1 - \varepsilon_o)R_{ol,atm} \quad (3.1)$$

em que  $R_s$  é a radiação solar global incidente ( $W m^{-2}$ ),  $\alpha_{sup}$  é o albedo,  $R_{ol,atm}$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera ( $W m^{-2}$ ),  $R_{ol,sup}$  é a radiação de onda longa emitida pela superfície ( $W m^{-2}$ ) e  $\varepsilon_o$  é a emissividade da superfície.

#### 3.4.1 - Radiação solar global incidente

A radiação solar global incidente -  $R_s$  ( $W m^{-2}$ ) na superfície terrestre representa a principal fonte de energia ao processo evapotranspirativo. Para imagens com pequena inclinação,  $R_s$  pode ser obtida, no instante da passagem do satélite localmente, segundo a equação abaixo, em condições de céu claro, que é um pré-requisito para uso de imagens de satélite em balanço de energia a superfície e desde que a área de estudo não seja superior a 25.000  $km^2$  (Allen et al., 2007a):

$$R_s = G_{sc} \cdot \cos \theta_{ref} \cdot \tau_{sw} \cdot d_r^2 \quad (3.2)$$

em que  $G_{sc}$  é a constante solar ( $1.367,0 W m^{-2}$ ),  $\theta_{ref}$  ângulo de incidência da radiação solar,  $d_r$  a distância relativa Terra – Sol em unidade astronômica e  $\tau_{sw}$  a transmitância atmosférica em todo o domínio da radiação solar global, que pode ser obtida por (ASCE-EWRI, 2005):

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[ \frac{-0,00146 \cdot P_{atm}}{k_t \cdot \cos \theta_{hor}} - 0,075 \left( \frac{W}{\cos \theta_{hor}} \right)^{0,4} \right] \quad (3.3)$$

onde  $P_{atm}$  é a pressão atmosférica (kPa);  $W$  a água precipitável na atmosfera (mm);  $\theta_{hor}$  é o ângulo zenital solar relativo a uma superfície horizontal;  $k_t$  coeficiente de turbidez atmosférica ( $0 < k_t < 1$ ), sendo que  $k_t = 1$  para atmosfera limpa e  $k_t = 0,5$  para condições extremamente túrbidas, grande presença de aerossóis. A pressão atmosférica -  $P_{atm}$  (kPa) foi calculada segundo (ASCE-EWRI, 2005):

$$P_{atm} = 101,3 \cdot \left( \frac{T_{ar} - 0,0065z}{T_{ar}} \right)^{5,26} \quad (3.4)$$

em que  $z$  é a elevação acima do nível médio do mar (m) e  $T_{ar}$  é a temperatura do ar (K). Já a água precipitável  $W$  (mm) foi obtida através da equação definida por Allen et al., (2002):

$$W = 0,14.e_a.P_{atm} + 2,1 \quad (3.5)$$

onde  $e_a$  é a pressão parcial do vapor d'água próximo a superfície (kPa) e  $P_{atm}$  é a pressão atmosférica (kPa).

O ângulo de incidência solar representa o ângulo formado entre a normal da superfície e a posição do Sol; para superfícies horizontais planas  $\theta_{rel}$  é simplesmente equivalente ao ângulo zenital solar, ou seja  $90^\circ - E$ , em que  $E$  é o ângulo de elevação solar. Porém, para superfícies inclinadas,  $\theta_{rel}$  deve ser calculado pixel a pixel, usando imagens da inclinação e aspecto derivadas de modelo de elevação digital – MED, através da seguinte equação (Duffie e Beckman, 1991):

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \text{sen}(\delta) [\text{sen}(\varphi) \cos(s) - \cos(\varphi) \text{sen}(s) \cos(\gamma)] \\ & + \cos(\delta) \cos(\omega) [\cos(\varphi) \cos(s) + \text{sen}(\varphi) \text{sen}(s) \cos(\gamma)] \\ & + \cos(\delta) \text{sen}(s) \text{sen}(\gamma) \text{sen}(\omega) \end{aligned} \quad (3.6)$$

em que:  $\delta$  = declinação do Sol;  $\varphi$  = latitude do pixel (negativa para o Hemisfério Sul);  $s$  = inclinação do pixel ( $s = 0$  para superfície horizontal) ;  $a$  = azimute da normal do pixel ( $a = 0$ , para inclinação orientada para o sul;  $a = -\pi/2$  para inclinação voltada para o leste;  $a = \pi/2$  para inclinação voltada para o oeste) e  $\omega$  = ângulo horário do Sol ( $\omega < 0$  antes do meio-dia;  $\omega = 0$  ao meio-dia solar e  $\omega > 0$  após o meio-dia).

O parâmetro  $d_r$  é calculado em função do dia seqüencial do ano – DSA usando uma expressão proposta por Duffie e Beckman (1991), qual seja:

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi \cdot \text{DSA}}{365}\right) \quad (3.7)$$

em que o argumento da função cosseno se encontra em radiano.

### 3.4.2 - Albedo da superfície

Abaixo são descritos os procedimentos de obtenção do albedo da superfície, segundo três diferentes critérios de correção atmosférica.

#### 3.4.2.1 - Radiância espectral

A primeira etapa do processo de determinação do albedo segundo o SEBAL/METRIC, consiste na conversão radiométrica, no qual o Número Digital (**ND**) de cada pixel da imagem original é convertido em Radiância espectral monocromática ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ), representando a energia solar refletida por cada pixel (canais 1, 2, 3, 4, 5 e 7) ou radiação emitida (canal 6) do TM - Landsat 5, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda. Para a realização dessa etapa do processo foi usada uma expressão proposta por Markham e Baker (1987):

$$L_{\lambda,b} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \cdot \text{ND} \quad (3.8)$$

onde **a<sub>i</sub>** e **b<sub>i</sub>** são as radiâncias espectrais mínima e máxima, respectivamente ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ) para o TM - Landsat 5, conforme Tabela 3.2; **ND** é o número digital do pixel (número inteiro de 0 a 255) e **i** representa cada uma das 7 bandas do TM - Landsat 5.

**Tabela 3.2** - Descrição dos canais do TM - Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima - **a** e máxima - **b**), irradiancias espectrais no topo da atmosfera ( $\text{ESUN}_\lambda$ ) e pesos de cada banda usados no cômputo do albedo do topo da atmosfera (TOA).

Bandas	Faixa e descrição das bandas espectrais ( $\mu\text{m}$ )	Coeficientes de calibração ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ )		$\text{ESUN}_\lambda$ ( $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ )	$w_{\lambda i}$
		<b>a</b>	<b>b</b>		
<b>1</b>	0,45 – 0,52 (Azul)	– 1,52	193,0	1957	0,293
<b>2</b>	0,52 – 0,60 (Verde)	– 2,82	365,0	1826	0,274
<b>3</b>	0,63 – 0,69 (Vermelho)	– 1,17	264,0	1554	0,233
<b>4</b>	0,76 – 0,90 (IV Próximo)	– 1,51	221,0	1036	0,157
<b>5</b>	1,55 – 1,75 (IV Médio)	– 0,37	30,2	215,0	0,033
<b>6</b>	10,4 – 12,5 (IV Termal)	1,2378	15,303	---	---
<b>7</b>	2,08 – 2,35 (IV Médio)	– 0,15	16,5	80,67	0,011

**Fonte:** Allen et al. (2002) e Chander & Markham (2003).

### 3.4.2.2 - Reflectância planetária

Essa etapa representa o cálculo da reflectância monocromática de cada banda, definida pela razão entre a integração hemisférica da radiância monocromática (que resulta na densidade de fluxo radiativo monocromático de cada banda) e a irradiância solar monocromática incidente em cada pixel. A mesma será denominada de reflectância planetária local, ou reflectância espectral planetária e foi estimada através da expressão (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2000; Silva et al., 2005):

$$\rho_{\lambda,b} = \frac{\pi L_{\lambda,b}}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos \theta_{rel} \cdot dr} \quad (3.9)$$

onde  $L_{\lambda,b}$  é a radiância espectral ( $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ );  $ESUN_{\lambda}$  é a irradiância solar espectral no topo da atmosfera ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ ), associada a cada banda do TM - Landsat 5 (Tabela 3.2);  $\theta_{rel}$  é o ângulo de incidência da radiação solar e  $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol em unidade astronômica, definido anteriormente.

### 3.4.2.3 - Métodos do cômputo do albedo da superfície

Foram utilizados três diferentes métodos de cálculo do albedo da superfície, que são descritos na seqüência.

#### 3.4.2.3.1 - Método 1 (Albedo Allen)

Esse método de cálculo do albedo da superfície –  $\alpha_{sup}$  se baseou na equação utilizada por Bastiaanssen et al. (1998a), qual seja:

$$\alpha_{sup} = \frac{(\alpha_{plan} - \alpha_{atm})}{\tau_{sw}^2} \quad (3.10)$$

onde  $\alpha_{plan}$  representa o albedo planetário no domínio da radiação solar;  $\alpha_{atm}$  é a porção da radiação solar refletida pela atmosfera (Bastiaanssen, 2000; Silva et al., 2005; Morse et al., 2000; Allen et al., 2007a); já a transmissividade atmosférica para radiação de onda curta em condições de céu claro -  $\tau_{sw}$  foi obtida segundo Allen et al. (2002a), qual seja:

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot MED \quad (3.11)$$

em que MED representa a altitude (m) de cada pixel, extraída do Modelo de Elevação Digital.

O albedo planetário no topo da atmosfera ( $\alpha_{plan}$ ) foi calculado segundo a equação:

$$\alpha_{plan} = w_{\lambda_1} \cdot \rho_{\lambda_1} + w_{\lambda_2} \cdot \rho_{\lambda_2} + w_{\lambda_3} \cdot \rho_{\lambda_3} + w_{\lambda_4} \cdot \rho_{\lambda_4} + w_{\lambda_5} \cdot \rho_{\lambda_5} + w_{\lambda_7} \cdot \rho_{\lambda_7} \quad (3.12)$$

em que  $\rho_{\lambda_b}$  representa a reflectância planetária da banda b e  $w_{\lambda_b}$  os pesos de cada banda na composição do albedo planetário, sendo igual a razão entre o  $ESUN_{\lambda}$  e o somatório de todos os  $ESUN_{\lambda}$ , conforme Tabela 3.2.

#### 3.4.2.3.2 - Método 2 (Albedo Idaho)

Esse método de obtenção do albedo da superfície é semelhante ao Método 1, diferenciando-se do mesmo apenas quanto ao cálculo da transmissividade atmosférica, que neste caso obedece à mesma equação usada no cômputo da radiação solar global à superfície (Equação 3.3).

#### 3.4.2.3.3 - Método 3 (Albedo METRIC)

No METRIC a reflectância espectral planetária é corrigida banda a banda, diferentemente das versões anteriores do SEBAL. No entanto, faz-se uso da Equação 3.13, e determinam-se os efeitos da atmosfera na geração de sua refletância monocromática (banda a banda), e as transmissividades atmosféricas correspondentes aos fluxos de radiação solar monocromático incidente e fluxo de radiação solar monocromática refletida ascendente, conforme expressão (Tasumi, 2003; Allen et al., 2007a):

$$\rho_{sup,b} = \left( \frac{\rho_{\lambda,b} - \rho_{atm,b}}{\tau_{inc,b} \cdot \tau_{asc,b}} \right) \quad (3.13)$$

onde  $\rho_{sup,b}$  é a refletividade à superfície da banda b;  $\rho_{\lambda,b}$  é a refletividade planetária (no topo da atmosfera) calculada pela Equação 3.9; e  $\rho_{atm,b}$  é a refletância atmosférica, adquirida através da seguinte equação (Tasumi, 2003; Allen et al., 2007a):

$$\rho_{atm,b} = C_{\lambda,b} (1 - \tau_{inc,b}) \quad (3.14)$$

em que  $C_{\lambda}$  é um parâmetro determinado para cada banda do sensor TM – Landsat 5, constante na Tabela 3.3;  $\tau_{inc,b}$  é a transmissividade atmosférica relativa à radiação solar

incidente na superfície e  $\tau_{asc,b}$  é a transmissividade relativa à radiação refletida pela superfície, obtidos para cada banda (1, 2, 3, 4, 5 e 7) do TM - Landsat 5. A transmissividade incidente ( $\tau_{inc,b}$ ) foi obtida segundo expressão proposta por Tasumi (2003):

$$\tau_{inc,b} = C_1 \exp \left[ \frac{C_2 \cdot P_{atm}}{k_t \cdot \cos Z} - \frac{C_3 \cdot W + C_4}{\cos Z} \right] + C_5 \quad (3.15)$$

onde  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ ,  $C_4$  e  $C_5$  são coeficientes obtidos através da utilização do modelo de transferência radiativa SMARTS2 (Simple Model of Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine) e modelo de regressão simples, determinados para cada banda espectral  $b$ , constantes na Tabela 3.3;  $P_{atm}$  é a pressão atmosférica média (kPa);  $W$  é a água precipitável na atmosfera (mm);  $Z$  é o ângulo zenital solar e  $k_t$  é o coeficiente de turbidez atmosférica.

A transmissividade ascendente ( $\tau_{asc,b}$ ) foi obtida pela seguinte expressão (Tasumi, 2003; Allen et al., 2007a):

$$\tau_{asc,b} = C_1 \exp \left[ \frac{C_2 \cdot P_{atm}}{k_t \cdot \cos \eta} - \frac{C_3 \cdot W + C_4}{\cos \eta} \right] + C_5 \quad (3.16)$$

em que  $\eta$  representa o ângulo zenital do sensor, que no caso do TM - Landsat 5 é muito próximo de 0.

**Tabela 3.3** - Coeficientes de calibração derivados de modelo de transferência radiativa para imagens TM - Landsat 5.

Bandas	Coeficientes de calibração						$W_b$
	$C_1$	$C_2$	$C_3$	$C_4$	$C_5$	$C_{\lambda,b}$	
1	0,987	-0,00071	0,000036	0,0880	0,0789	0,640	0,254
2	2,319	-0,00016	0,000105	0,0437	-1,2697	0,310	0,149
3	0,951	-0,00033	0,00028	0,0875	0,1014	0,286	0,147
4	0,375	-0,00048	0,005018	0,1355	0,6621	0,189	0,311
5	0,234	-0,00101	0,004336	0,0560	0,7757	0,274	0,103
7	0,365	-1,00097	0,004296	0,0155	0,639	-0,186	0,036

**Fonte:** Tasumi (2003) e Allen et al. (2007a).

O albedo da superfície, corrigido segundo o METRIC, foi computado através da combinação linear expressa pela Equação 3.12, com as reflectâncias monocromáticas obtidas pela Equação 3.9 e pesos ( $W_b$ ) constantes na Tabela 3.3.



### 3.4.3 - Radiação de onda longa emitida

A radiação de onda longa emitida pela superfície –  $R_{lw,emi}$  é dependente da temperatura e emissividade da superfície, sendo computada pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (3.17)$$

em que  $\sigma$  é constante de Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ),  $\varepsilon_0$  é a emissividade da superfície e  $T_s$  a temperatura radiométrica da superfície (K). A emissividade  $\varepsilon_0$  foi determinada através de equação empírica (Morse et al., 2000; Tasumi, 2003), qual seja:

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 IAF \quad (3.18)$$

em que IAF é o índice de área foliar do pixel, que representa a razão entre a área de todas as folhas contidas em dado pixel pela área do mesmo, sendo obtido segundo modelo (Morse et al., 2000; Tasumi, 2003):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - IVAS}{0,59}\right)}{0,91} \quad (3.19)$$

em que IVAS é o índice de vegetação ajustado ao solo, que visa amenizar os efeitos de “background” do solo, proposto por Huete (1988), podendo ser obtido por:

$$IVAS = \frac{(1+L)(\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (3.20)$$

sendo L um fator de ajuste ao solo, que neste estudo foi considerado igual a 0,1. Considera-se  $\varepsilon_0 = 0,98$  para  $IAF \geq 3$  e quando o  $IVAS < 0,1$ , caso de corpos de água, considerou-se  $\varepsilon_0 = 0,985$ .

A temperatura da superfície -  $T_s$  foi estimada através da equação de Planck invertida, em função da radiância espectral da banda termal  $L_{\lambda,6}$  e da emissividade  $\varepsilon_{NB}$ , conforme a equação:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (3.21)$$

em que  $K_1 = 607,76 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  e  $K_2 = 1.260,56 \text{ K}$  e a emissividade  $\varepsilon_{NB}$  foi calculada segundo modelo (Morse et al., 2000; Tasumi, 2003):

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 IAF \quad (3.22)$$

válida para  $IAF < 3,0$ . Para  $IAF \geq 3$  considerou-se que  $\varepsilon_{NB} = 0,98$ ; assumiu-se  $\varepsilon_{NB} = 0,99$  em corpos de  $IVDN < 0$ . O IVND representa o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada, usado para identificar a presença de vegetação na superfície, permitindo caracterizar sua distribuição espacial, bem como a evolução do seu estado ao longo do tempo obtido através da razão entre a diferença das refletividades do IV-próximo ( $\rho_{\lambda 4}$ ) e do vermelho ( $\rho_{\lambda 3}$ ), pela soma das mesmas (Allen et al., 2002a):

$$IVDN = \frac{\rho_{\lambda 4} - \rho_{\lambda 3}}{\rho_{\lambda 3} + \rho_{\lambda 4}} \quad (3.23)$$

onde  $\rho_{\lambda 3}$  e  $\rho_{\lambda 4}$  correspondem às refletâncias das bandas do visível e infravermelho próximo do TM - Landsat 5.

#### 3.4.4 - Radiação de onda longa incidente

A radiação de onda longa incidente corresponde à radiação termal emitida pela atmosfera na direção da superfície ( $W m^{-2}$ ), sendo também calculada pela equação de Stefan-Boltzmann, qual seja:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (3.24)$$

em que  $T_a$  é a temperatura do ar próximo da superfície (K) e  $\varepsilon_a$  é a emissividade efetiva da atmosfera, dada por modelo empírico desenvolvido Bastiaanssen (1995), com coeficientes obtidos por Allen et al. (2000a):

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (3.25)$$

#### 3.5 - Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo  $G$  foi obtido segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

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

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

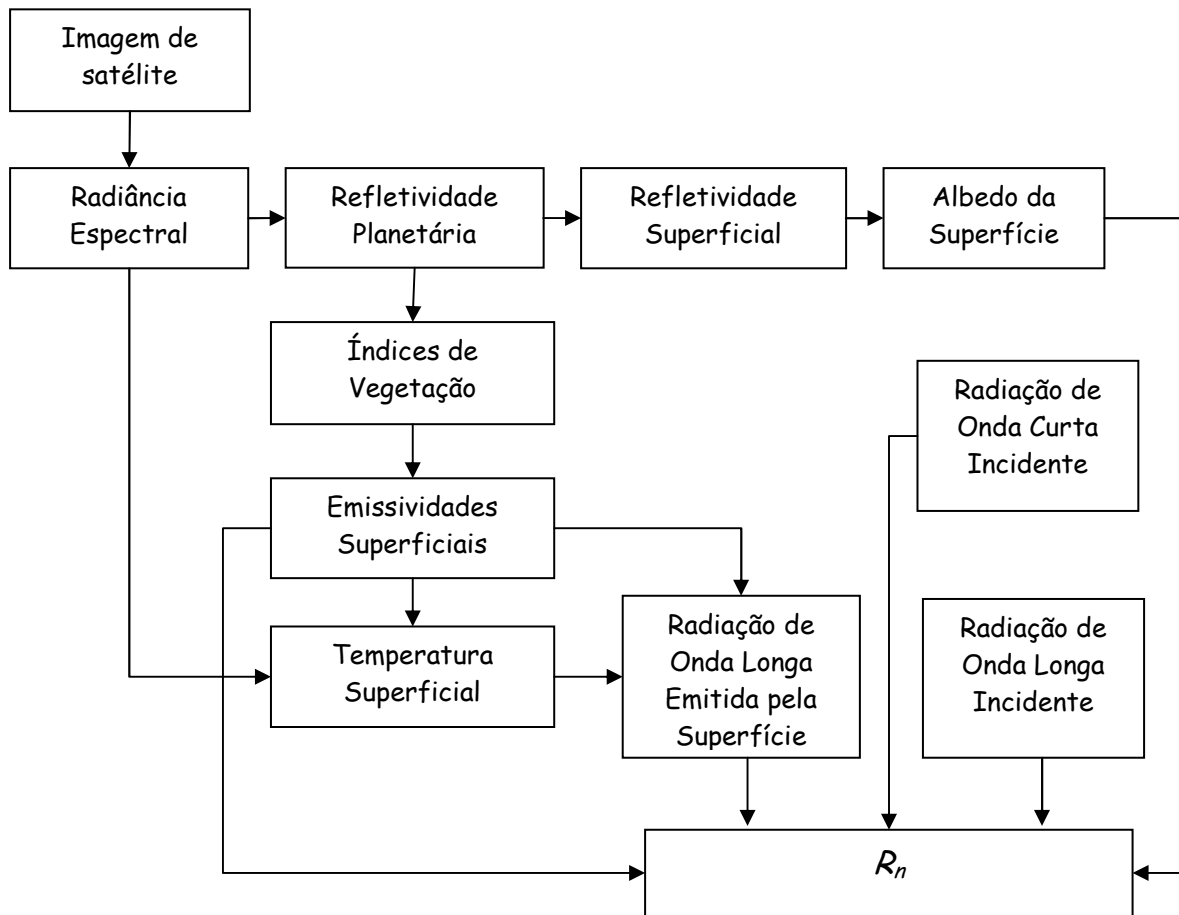


Figura 3.5 – Diagrama das etapas computacionais do processamento para a obtenção do saldo de radiação da área em estudo.

### 3.6 - Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível  $H$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) constitui a etapa computacional do SEBAL que requer maior atenção, visto que envolve uma série de considerações e pressupostos e, desta forma, fazendo-a de maneira equivocada pode incorrer em erros grosseiros. A estimativa de  $H$  é feita com base na velocidade do vento e temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície, que segundo Bastiaanssen et al.(1998a) é dada pela seguinte equação:

$$H = \frac{\rho c_p dT}{r_{ah}} \quad (3.27)$$

em que  $\rho$  é a densidade do ar úmido ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  é o calor específico do ar à pressão constante ( $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),  $dT$  é a diferença de temperatura entre dois níveis próximos à superfície (geralmente 0,1 e 2,0 m) e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte vertical de calor ( $\text{s m}^{-1}$ ).

A densidade do ar úmido pode ser calculada através da seguinte equação (Allen et al., 1998):

$$\rho = \frac{1000P_{atm}}{1,01T_s 287} \quad (3.28)$$

e a pressão atmosférica (kPa) pode ser calculada através da equação (Allen et al., 1998):

$$P_{atm} = 101,3 \left( \frac{T_a - 0,0065Z}{T_a} \right)^{5,26} \quad (3.29)$$

Para o cálculo do H com o SEBAL, são escolhidos dois pixels na cena, denominados “pixels âncoras”, para se determinar a variação de temperatura (dT), entre dois níveis de referência, bem como a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ ) pixel a pixel, isto é, para toda a cena. Um diagrama ilustrativo das etapas computacionais para o cômputo do H é apresentado na Figura 3.6.

### 3.6.1 – Determinação da resistência aerodinâmica

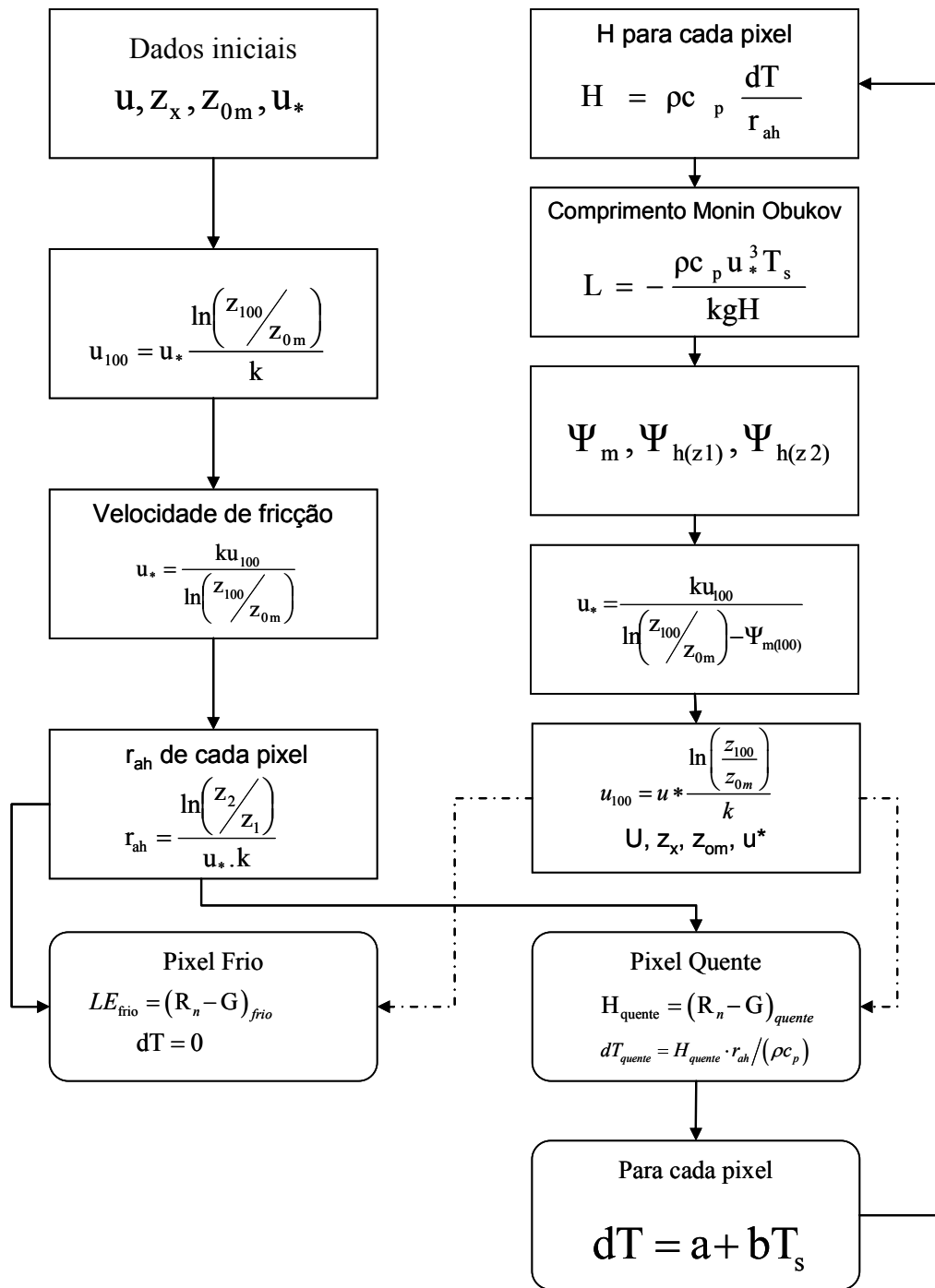
Inicialmente, utiliza-se a velocidade média do vento -  $u$  ( $\text{ms}^{-1}$ ), medida em estação meteorológica no interior da área de estudo. Devem ser identificadas a altura da sua medição e a altura média da vegetação -  $h$  no interior da referida estação. Em seguida, se obtém o coeficiente de rugosidade ao transporte de momentum -  $z_{0m}$  (m), que pode ser calculado segundo equação proposta por Brutsaert (1982):

$$z_{0m} = 0,12h \quad (3.30)$$

Admitindo-se a condição de estabilidade atmosférica neutra, determina-se a velocidade de fricção -  $u_*$  ( $\text{ms}^{-1}$ ), a partir da equação do perfil logaritmo do vento, qual seja:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (3.31)$$

em que  $k$  é a constante de von Karman ( $k = 0,41$ );  $u_z$  é a velocidade do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) na altura  $z$  (m) e  $z_{0m}$  é o coeficiente de rugosidade.



**Figura 3.6** – Diagrama ilustrativo das etapas computacionais para o cômputo do fluxo de calor sensível.

No SEBAL/METRIC considera-se que a velocidade do vento na altura de mistura –  $z_{100}$  (blending height), não é mais afetada pelos efeitos da rugosidade da superfície, sendo admitido que naquele nível a velocidade do vento, projetada com base nos dados obtidos na estação meteorológica naquela altura, é constante em toda a área de estudo, sendo obtida segundo expressão:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (3.32)$$

Assim, pode-se obter a velocidade de fricção  $u_*$  ( $\text{ms}^{-1}$ ) para cada pixel, através de:

$$u_* = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \quad (3.33)$$

em que  $z_{0m}$  (m) é obtido, em cada pixel, em função do IVAS, segundo equação proposta por Bastiaanssen (2000):

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62IVAS) \quad (3.34)$$

Obtidos os valores de  $u_*$ , pixel a pixel, estima-se a resistência aerodinâmica  $r_{ah}$  ( $\text{sm}^{-1}$ ) admitindo-se, ainda, a atmosfera em condição de estabilidade neutra, pela seguinte equação:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (3.35)$$

em que  $z_1$  (0,1 m) e  $z_2$  (2 m) são as alturas de referência acima da superfície e  $k$  é a constante de von Karman.

### 3.6.2 – Determinação do dT

Em seguida, faz-se o cômputo da diferença de temperatura próxima à superfície  $dT$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) para cada pixel, que é calculada através de relação linear entre  $dT$  e  $T_s$ , conforme equação:

$$dT = a + bT_s \quad (3.36)$$

em que  $a$  e  $b$  são coeficientes da relação linear e são obtidos a partir das condições extremas de umidade e temperatura dos pixels âncoras (quente e frio).

No pixel frio se assume que o fluxo de calor sensível é nulo e que o fluxo de calor latente é máximo; portanto, será dado pela diferença entre  $R_n$  e  $G$ . Logo, se  $H = 0$ , tem-se que  $dT = 0$ , daí:

$$a + bT_{frio} = 0 \quad (3.37)$$

Para o pixel quente, por sua vez, considera-se que o fluxo de calor latente é nulo e, portanto, o fluxo de calor sensível é máximo. Desta forma, o fluxo de calor sensível  $H_{quente} = R_{n,quente} - G_{quente}$  e, nesse sentido,  $dT$  será dado por:

$$dT = \frac{H_{quente} r_{ah}}{r \cdot c_p} = a + bT_{quente} \quad (3.38)$$

As Equações (3.37) e (3.38) constituem um sistema de duas equações e duas incógnitas, sendo facilmente resolvido. Com os valores de  $a$  e  $b$  pode-se, portanto, obter  $H$  em cada pixel da imagem da área de estudo, como uma primeira aproximação.

O valor  $H$  obtido inicialmente serve como valor inicial de um processo iterativo, considerando efetivamente a condição de estabilidade atmosférica.

Nesse sentido, o comprimento de Monin-Obukhov -  $L$  (m) é utilizado para identificar a condição de estabilidade da atmosfera e, em seguida, proporcionar a correção de estabilidade aos valores de  $u_*$  e  $r_{ah}$ , sendo o mesmo computado pela seguinte expressão (Bastiaanssen, 1995; 2000; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002a):

$$L = - \frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (3.39)$$

em que  $\rho$  é a densidade do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  é o calor específico do ar obtido a pressão constante ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ );  $u_*$  é a velocidade de fricção ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $T_s$  é a temperatura da superfície (K),  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ) e  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ).

O valor de  $L$  define a condição de estabilidade, obedecendo as seguintes condições: se  $L < 0$ , tem-se uma atmosfera instável; se  $L > 0$ , a atmosfera é considerada estável e se  $L = 0$  a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo da condição de estabilidade atmosférica, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum ( $\psi_m$ ) e calor sensível ( $\psi_h$ ) deverão ser

considerados. Para tanto, segundo Bastiaanssen (1995), Morse et al. (2000) e Allen et al. (2002) utilizam-se as seguintes formulações:

Quando  $L < 0$  (condição de instabilidade) tem-se:

$$\Psi_{m(100m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}^2}{2}\right) - 2 \operatorname{arctg}(x_{(100m)}) + 0,5\pi \quad (3.40)$$

em que

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (3.41)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (3.42)$$

e

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16 \frac{100}{L}\right)^{0,25} \quad (3.43)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (3.44)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (3.45)$$

Quando  $L > 0$  (condição de estabilidade) tem-se:

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{100}{L}\right) \quad (3.46)$$

$$\Psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (3.47)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (3.48)$$

Quando  $L = 0$  (condição de neutralidade):  $\Psi_m = 0$  e  $\Psi_h = 0$ .



A velocidade de fricção, corrigidos os efeitos de estabilidade, será, portanto, dada por:

$$u_* = \frac{u_{100}k}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right) - \psi_{m(100m)}} \quad (3.49)$$

em que  $u_{100}$  é a velocidade do vento a 100 m ( $\text{ms}^{-1}$ ),  $k$  é a constante de von Karman,  $z_{0m}$  é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e  $\psi_{m(100m)}$  é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100 m.

De posse dos valores de  $u_*$  corrigidos, obtém-se o valor corrigido da resistência aerodinâmica ao transporte de calor  $r_{ah}$  ( $\text{sm}^{-1}$ ) através da seguinte equação (Bastiaanssen, 1995; Allen et al., 2002a; Bezerra, 2004; Feitosa, 2005, Silva et al., 2006; Bezerra et al., 2008):

$$r_{ah} = \frac{\ln\frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_*k} \quad (3.50)$$

em que  $z_2 = 2,0$  m,  $z_1 = 0,1$  m, e  $\psi_{h(z_2)}$  e  $\psi_{h(z_1)}$  são as correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Obtidos os valores desses parâmetros, retorna-se ao cômputo dos coeficientes da equação que representa a diferença de temperatura, repetindo-se os procedimentos acima até que se obtenha convergência dos valores dos referidos coeficientes e, portanto, da resistência aerodinâmica ( $r_{ah}$ ).

### 3.7 - Fluxo de Calor Latente

O fluxo de calor latente instantâneo - LE ( $\text{W m}^{-2}$ ) é obtido pela simples diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível:

$$LE = Rn - G - H \quad (3.51)$$

### 3.8 - Evapotranspiração real diária ( $ET_{r,24h}$ )

No SEBAL/METRIC, o fluxo de calor latente instantâneo deve ser convertido em lâmina de água evapotranspirada horária. Para tanto, integra-se o mesmo ao longo de uma hora e dividi-se o valor correspondente pelo calor latente de vaporização da água –  $\lambda$  ( $2,45 \times 10^6$  J kg<sup>-1</sup>), que resulta no mapa temático da evapotranspiração real horária -  $ET_{r,h}$ , qual seja:

$$ET_{r,h} = 3600 \frac{LE}{\lambda} \quad (3.52)$$

A projeção da  $ET_{r,h}$  em evapotranspiração real diária –  $ET_{r,24h}$  (mm) é feita ao se admitir que a fração da evapotranspiração de referência horária –  $FE_{ref,h}$ , qual seja:

$$FE_{ref,h} = \frac{ET_{r,h}}{ET_{o,h}} \quad (3.53)$$

é, de acordo com Trezza (2002), Tasumi (2003) e Allen et al. (2007a), constante ao longo do dia, sendo  $ET_{o,h}$  a evapotranspiração de referência horária (mm). Logo, tem-se que:

$$FE_{ref,h} = FE_{ref,24h} = \frac{ET_{r,24h}}{ET_{ref,24h}} \quad (3.54)$$

em que  $ET_{o,24h}$  é a evapotranspiração de referência diária (mm).

A evapotranspiração de referência horária –  $ET_{o,h}$  (mm) e a evapotranspiração de referência diária -  $ET_{o,24h}$  (mm), foram obtidas segundo método da FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998), quais sejam:

$$ET_{o,h} = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{37}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (3.55)$$

em que:  $ET_{o,h}$  (mm h<sup>-1</sup>) é a evapotranspiração de referência horária,  $R_n$  (MJ m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>) é o saldo de radiação,  $G$  (MJ m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>) é o fluxo de calor no solo,  $T$  (°C) corresponde a temperatura média horária do ar a 2 m de altura,  $u_2$  (m s<sup>-1</sup>) é a velocidade do vento a 2 m de altura,  $e_s$  (kPa) é a pressão de saturação do vapor,  $e_a$  (kPa) é a pressão real de vapor, sendo  $(e_s - e_a)$  o déficit de pressão de vapor (kPa),  $\gamma$  (kPa °C<sup>-1</sup>) é a constante psicrométrica, e  $\Delta$  (kPa °C<sup>-1</sup>) é a inclinação da curva de pressão de vapor.

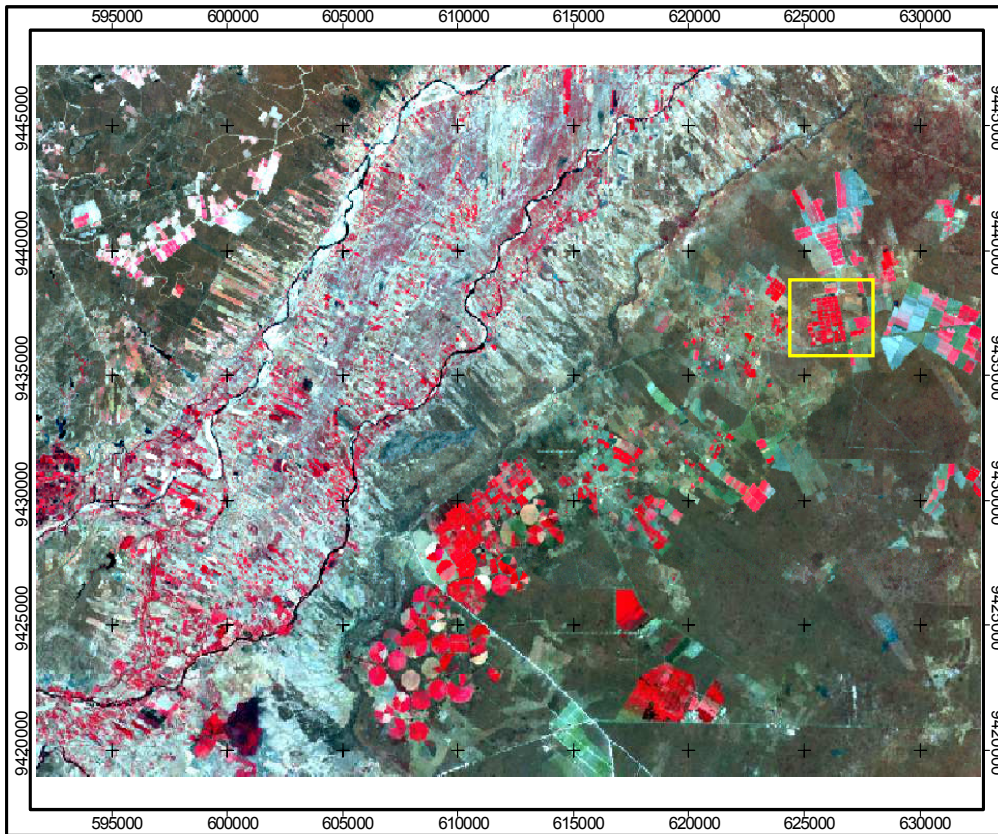
Com dados da estação automática ET106, instalada no local de realização do experimento foram calculados os valores de  $ET_{r,h}$  no intervalo de tempo entre 9h e 10h (hora local) que compreende o horário da passagem do satélite Landsat 5 – TM, ponderados para o instante da passagem do satélite.

#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

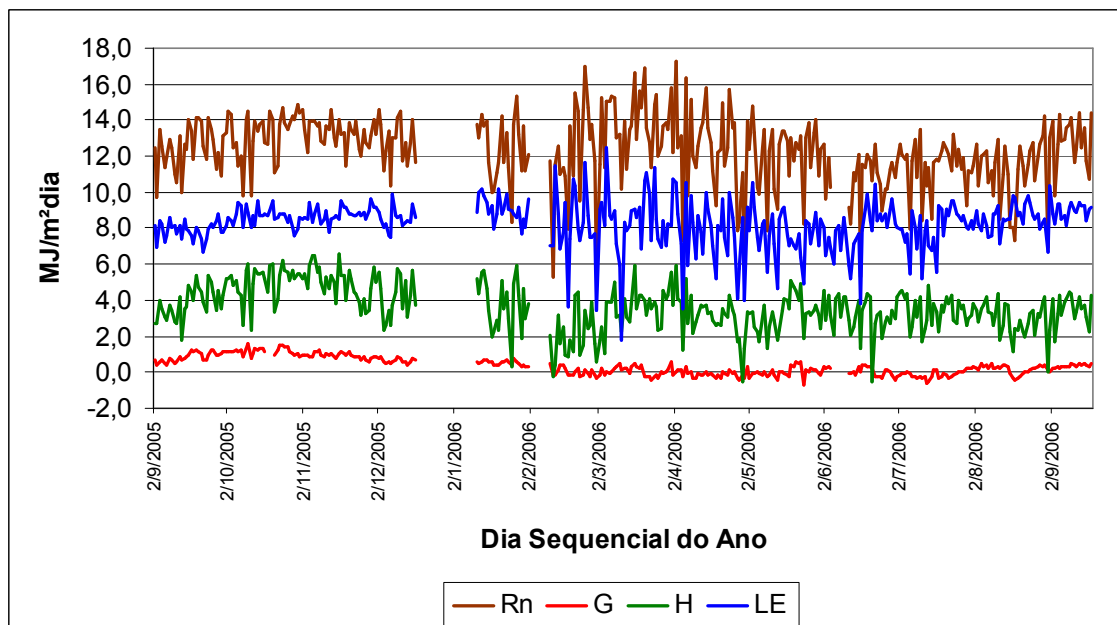
A seguir são apresentados os resultados referentes aos dados do balanço de energia coletados no experimento de campo realizado na Fazenda Frutacor. Observa-se que o recorte da cena estudada (Figura 4.1) constitui uma área bastante heterogênea, formada principalmente por fazendas que apresentam áreas de agricultura irrigada, áreas de vegetação nativa e por parte do leito do rio Jaguaribe. Essa imagem constitui uma composição RGB das bandas 4, 3 e 2, respectivamente, com destaque para a Fazenda Frutacor (retângulo amarelo).

A variação sazonal diária das componentes do balanço de energia, ou seja, saldo de radiação –  $R_n$ , fluxo de calor no solo -  $G$ , fluxo de calor latente -  $LE$  e fluxo de calor sensível –  $H$ , todos em  $MJm^{-2}$ , referente ao período agosto de 2005 a agosto de 2006, está representada na Figura 4.2. Percebe-se que nos períodos de 18 de dezembro (DAS 352) a 10 de janeiro de 2006 (DAS 10) e 02 (DSA33) a 10 de fevereiro (DAS 40), ocorreram problemas no sistema de coleta de dados, resultando em dados com baixa confiabilidade e/ou faltosos.

O saldo de radiação variou entre 5,5 e 17,5  $MJm^{-2}$ , apresentando média em torno de 13  $MJm^{-2}$ . Os maiores valores do  $R_n$  ocorreram no verão e outono, embora com variabilidade muito acentuada, provavelmente por coincidir com a estação chuvosa local. Já o fluxo de calor latente –  $LE$  apresentou média da ordem de 8  $MJm^{-2}$ , com máximos no verão e mínimos no inverno, e em ambas as estações com grande variabilidade diária, associada a presença intensa de nuvens e ocorrências de chuva. O fluxo de calor sensível –  $H$  apresentou variabilidade semelhante aos de  $R_n$  e  $LE$ , com média em torno de 3,5  $MJm^{-2}$ . O fluxo de calor no solo –  $G$  apresentou valores próximos a 1  $MJm^{-2}$ , no período de setembro a novembro de 2005, e progressivamente decaiu para valores próximos de zero, no restante do período de coleta de dados. O que acarretou valores tão baixos foram as podas realizadas naquela Fazenda, vez que o material podado era deixado em repouso sobre entre fileiras e, conseqüentemente, sobre as placas de medição de  $G$ , o que reduzia substancialmente o fluxo de calor no solo. Ademais, houve uma escolha no posicionamento das placas sobre as linhas dos gotejadores de irrigação, o que reduzia ainda mais os valores de  $G$  que representassem esse fluxo na área como um todo. Verificar-se-á, por ocasião, da validação do SEBAL/METRIC, que  $G$  foi a componente do balanço de energia que diferiu substancialmente daquelas obtidas mediante medições *in loco*.



**Figura 4.1** – Recorte da área estudada que compreende a cena órbita/ponto 216/64, parte integrante da bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe.

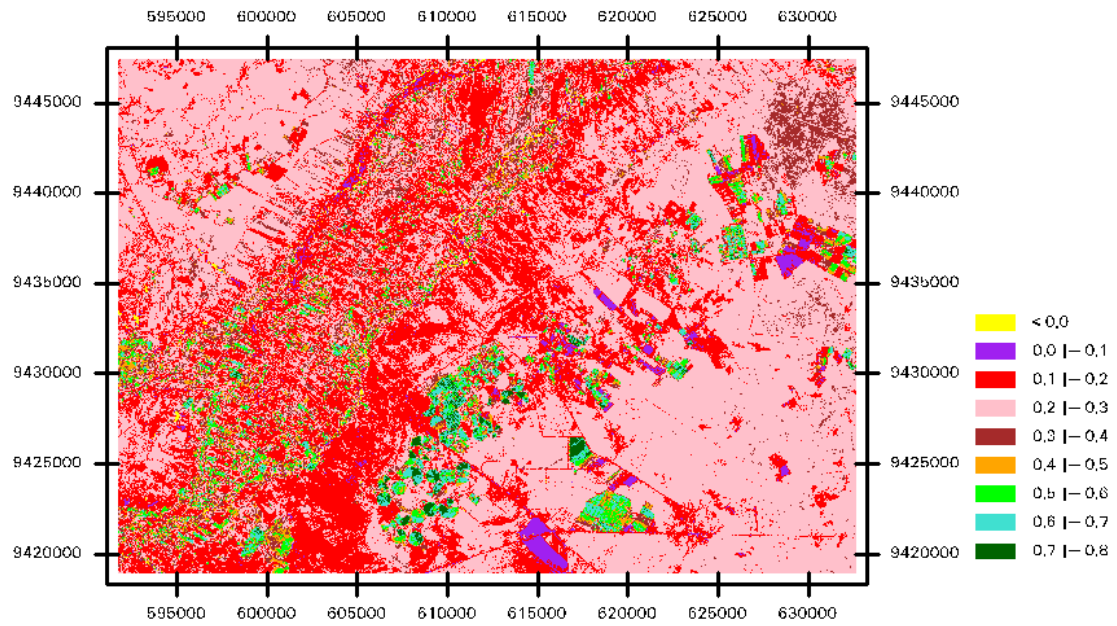


**Figura 4.2** – Comportamento médio diário do saldo de radiação e dos fluxos de calor no solo, sensível e latente dentro do período de setembro de 2005 a setembro de 2006.

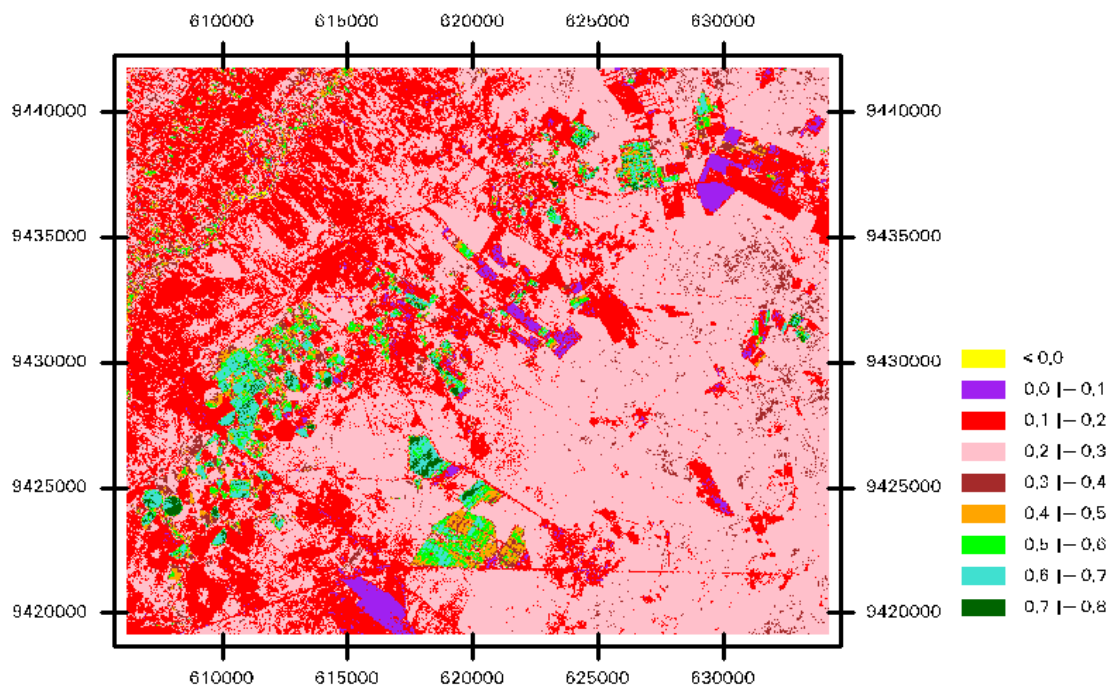
#### 4.1 - Mapas temáticos do IVDN

O entendimento de diversos processos biofísicos e a distribuição espacial dos fluxos superficiais em um sistema agrícola ou mesmo em um sistema ecológico, como a caatinga, está associado à estrutura física do dossel e à quantidade de biomassa, que regulam o balanço de radiação no interior do dossel e os processos de troca de energia e CO<sub>2</sub> com a atmosfera. O IVDN, assim como o índice de área foliar, a percentagem de cobertura do terreno por vegetação, o peso da matéria verde, dentre outros, são reconhecidamente bons estimadores espectrais de algumas características dos dosséis de plantas.

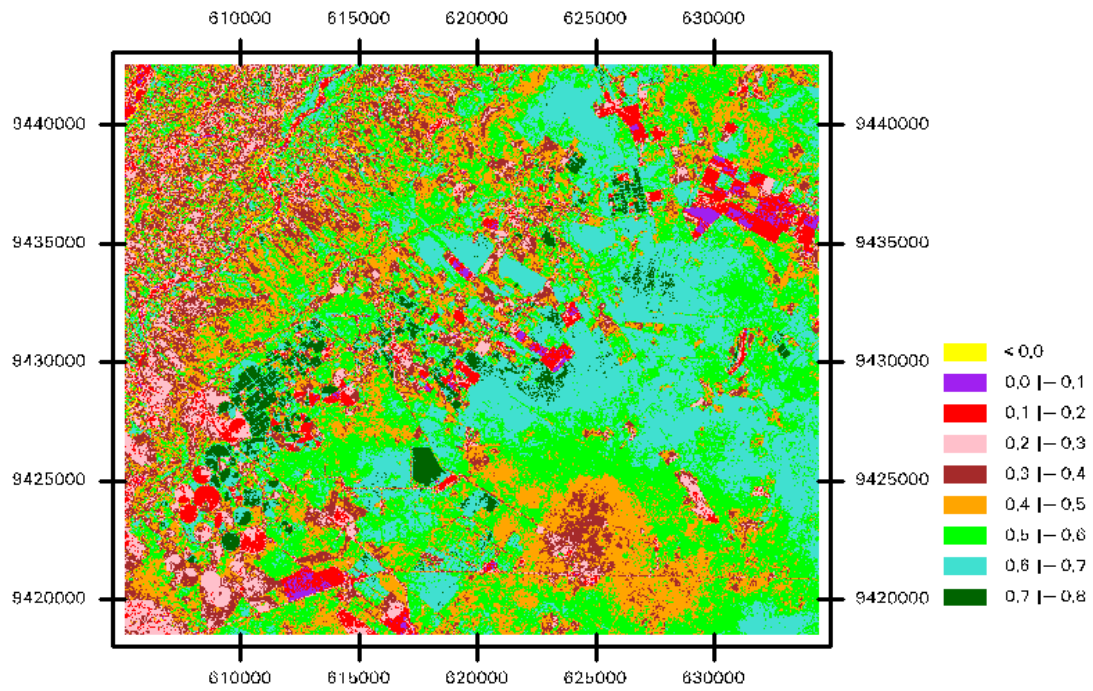
Na área de estudo, os valores de IVDN (Figuras 4.3 a 4.8) oscilaram entre -0,20 e 0,80. Valores negativos do IVDN indicam a presença de corpos d'água na superfície e nuvens. Em superfícies como solo descoberto, pequenos aglomerados urbanos, ou mesmo em áreas cobertas por vegetações caducifólias que não se mantêm verde na estação seca (classes em azul escuro no mapa), o valor do IVDN aproxima-se de zero. A cobertura vegetal com estresse hídrico tende a absorver menos radiação solar o que aumenta sua reflectância na faixa espectral do visível, e a absorver mais na faixa espectral do infravermelho, ocasionando menores valores de IVDN. Dessa forma, a diferença de reflectâncias tende a decrescer quando a cobertura vegetal está mais seca. Ao passo que a vegetação verde tem naturalmente maior valor de IVDN, em função da alta absorção da radiação eletromagnética no intervalo de comprimento de onda do vermelho, pela clorofila, nas folhas verdes e da alta reflectância na faixa do infravermelho próximo, em face da turgidez das folhas saudáveis. Portanto, as áreas que aparecem em verde nas Figuras 4.3 a 4.8 estão associadas predominantemente com os cultivos agrícolas irrigados. Numa descrição sumária, este padrão que se caracteriza por alta densidade de biomassa em meio à vegetação seca e é uma indicação preliminar sobre a distribuição espacial de áreas onde se pratica muito a irrigação de cultivos agrícolas.



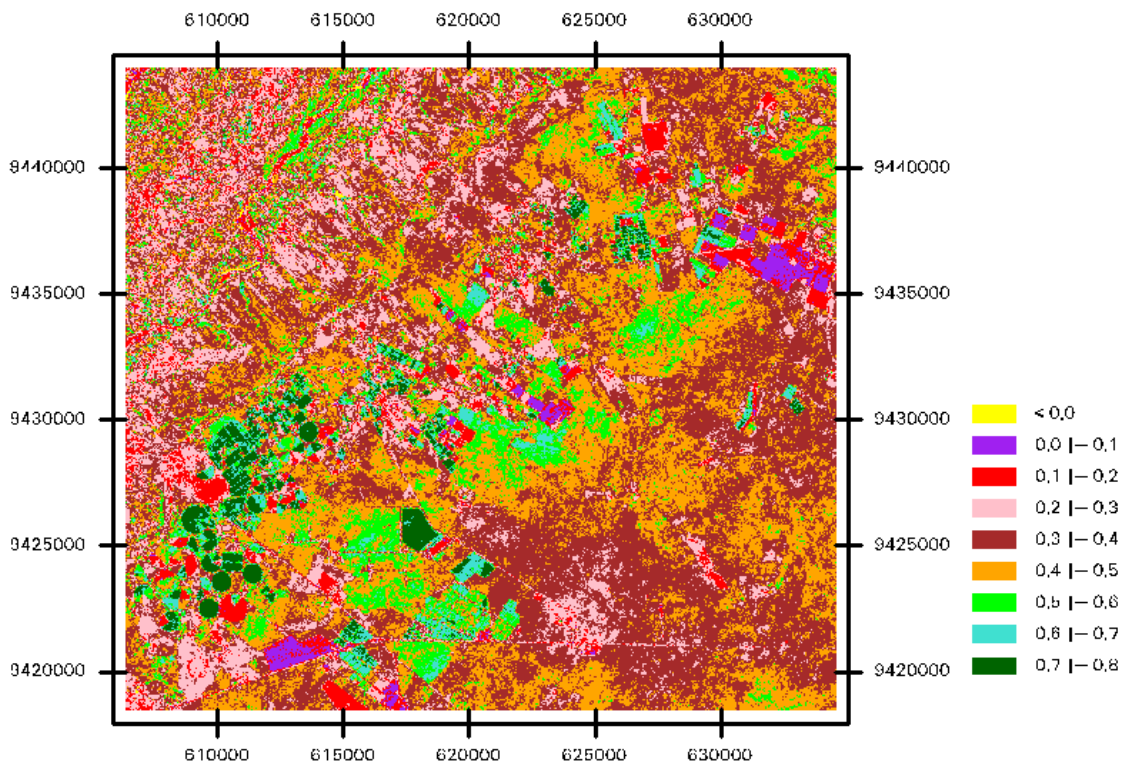
**Figura 4.3** – Mapa temático do IVDN referente ao dia 24/10/2005.



**Figura 4.4** – Mapa temático do IVDN referente ao dia 28/01/2006.

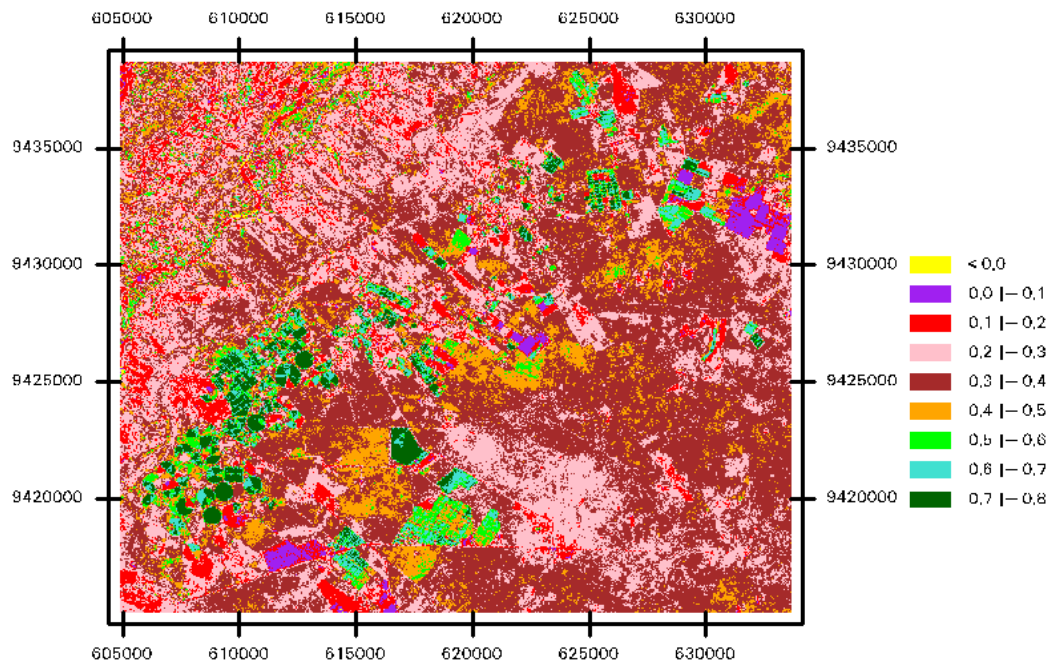


**Figura 4.5** - Mapa temático do IVDN referente ao dia 23/07/2006

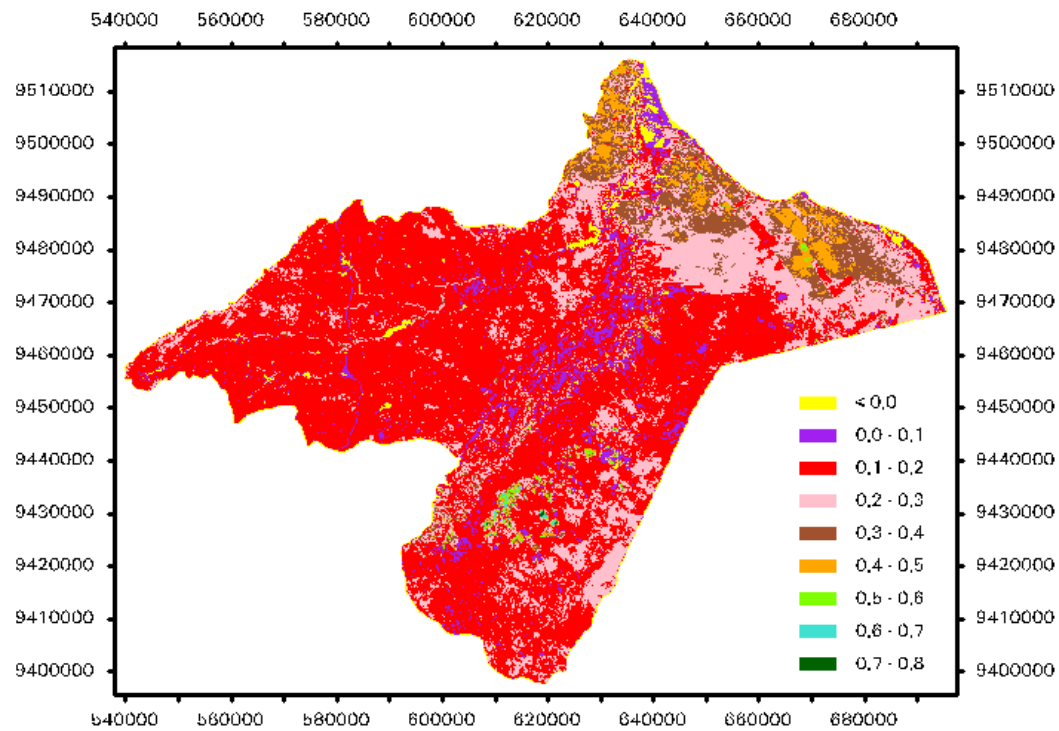


**Figura 4.6** - Mapa temático do IVDN referente ao dia 08/08/2006





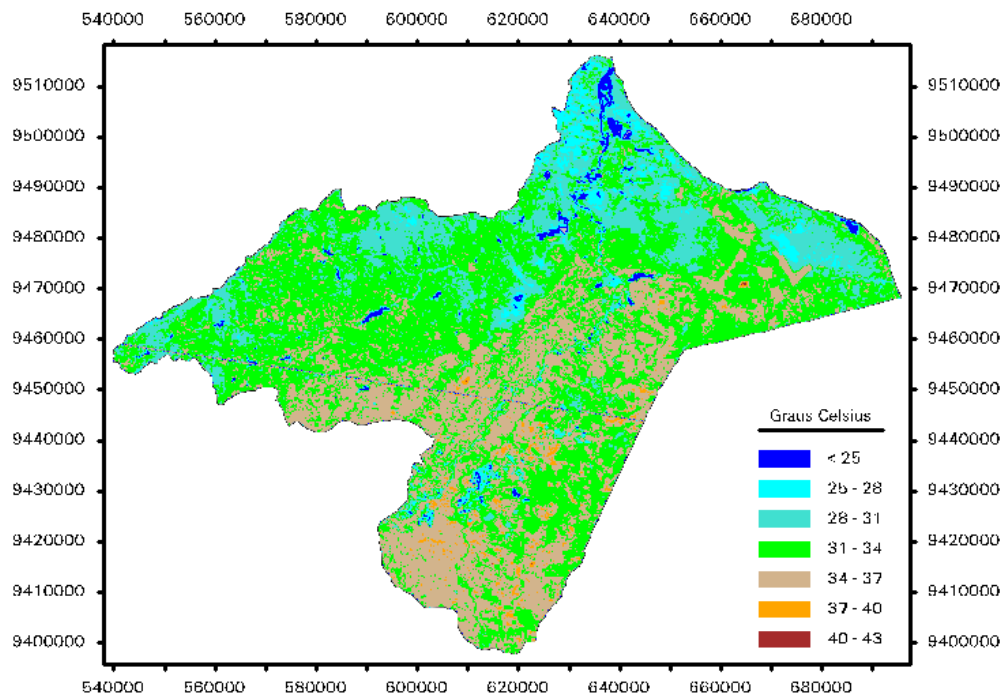
**Figura 4.7** - Mapa temático do IVDN referente ao dia 24/08/2006.



**Figura 4.8** - Mapa temático do IVDN da bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, para o dia 24/10/05.

#### 4.2 - Mapas temáticos da temperatura de superfície

Na Figura 4.9 está representada a variabilidade espacial da temperatura da superfície (graus centígrados) na bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe para o dia 24 de outubro de 2005. Observa-se uma variação espacial de temperatura com amplitude superior a 15°C, entre o interior dos talhões agrícolas e as superfícies adjacentes ao perímetro de irrigação. Comparando-se com o mapa de IVDN é possível observar que as áreas mais frias coincidem preferencialmente com as áreas cobertas com vegetação verde e com os corpos d'água. Por outro lado, as áreas mais quentes estão associadas às regiões cobertas com vegetação seca e com solo (desnudo), o que era esperado.

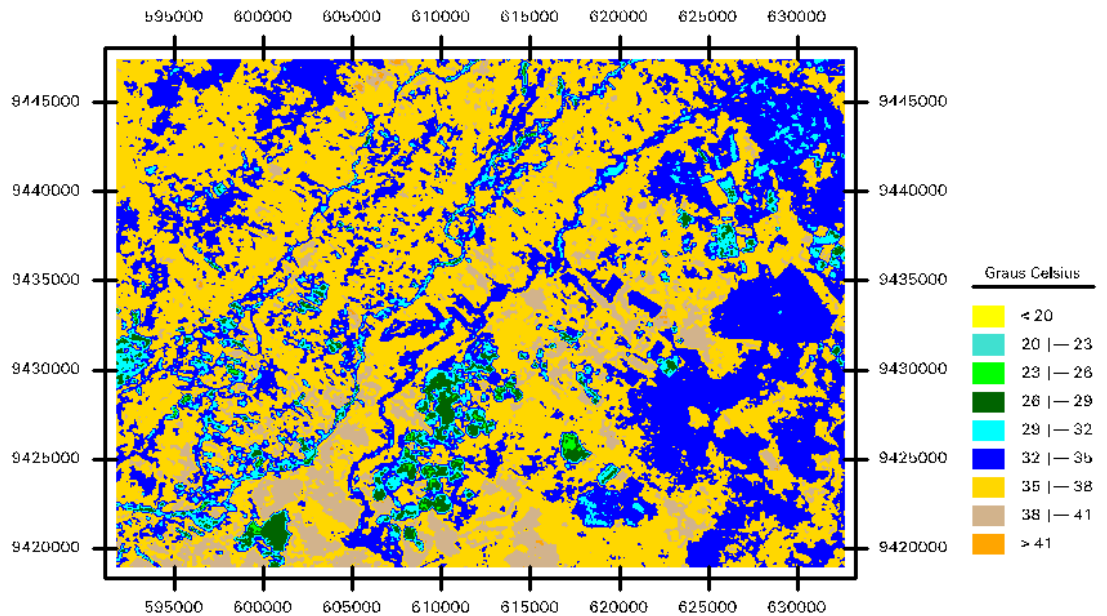


**Figura 4.9** – Mapa temático da temperatura da superfície na bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, para o dia 24/10/05.

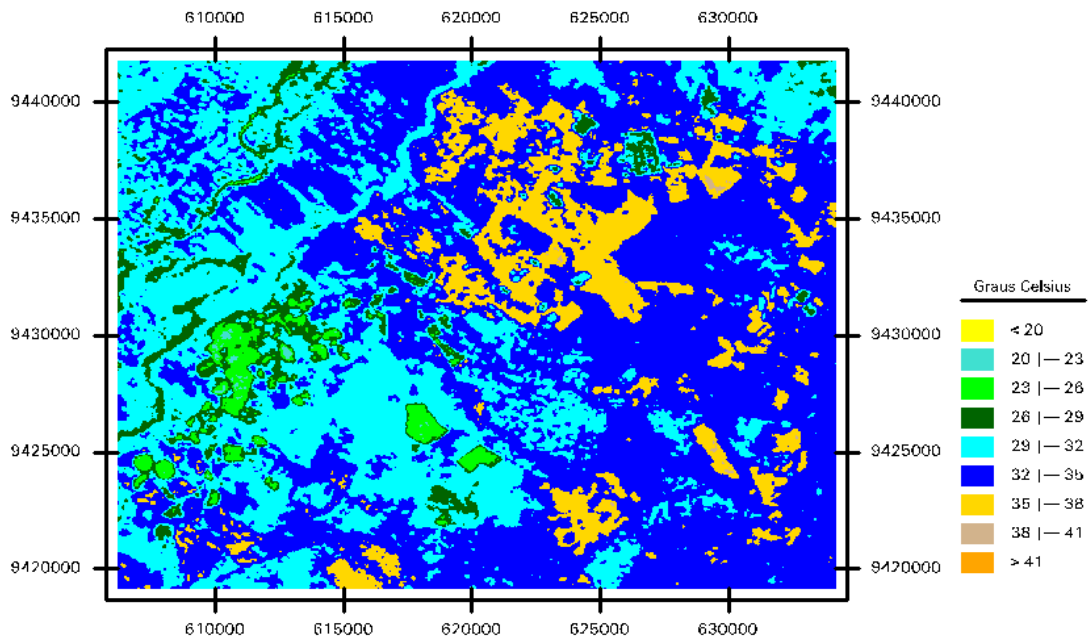
Nas Figuras 4.10 até 4.14 apresenta-se a variabilidade espacial da temperatura da superfície -  $T_s$  (°C) para o recorte da área de estudo. Nas áreas irrigadas  $T_s$  é, em geral, inferior aos 29 °C, e nas áreas com vegetação nativa, de um modo geral,  $T_s$  pode atingir valores superiores a 40 °C.

Na imagem de outubro (Figura 4.10) prevalecem valores entre 32 e 35 °C (azul) e 35 e 38 °C (amarelo) e na de janeiro (Figura 4.11)  $T_s$  na faixa de 29 a 32 °C (azul claro) e de 32 a 35 °C (azul). Nos meses de julho (Figura 4.12) e agosto (Figuras 4.13 e

4.14), grandes áreas são tomadas com temperaturas nas classes de 23 a 26 °C (verde claro) e de 26 a 29 °C (verde escuro). Esses padrões são fortemente afetados pela sazonalidade da radiação solar e características da estação chuvosa local, que compreende o período de janeiro a maio.

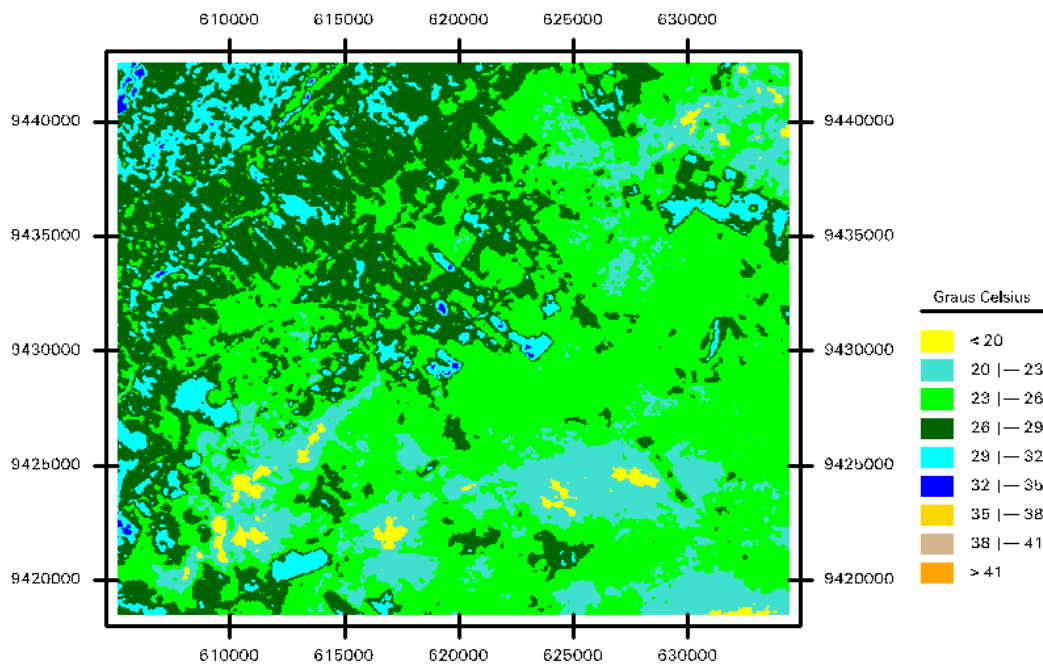


**Figura 4.10** - Mapa temático da temperatura de superfície para o dia 24/10/2005.

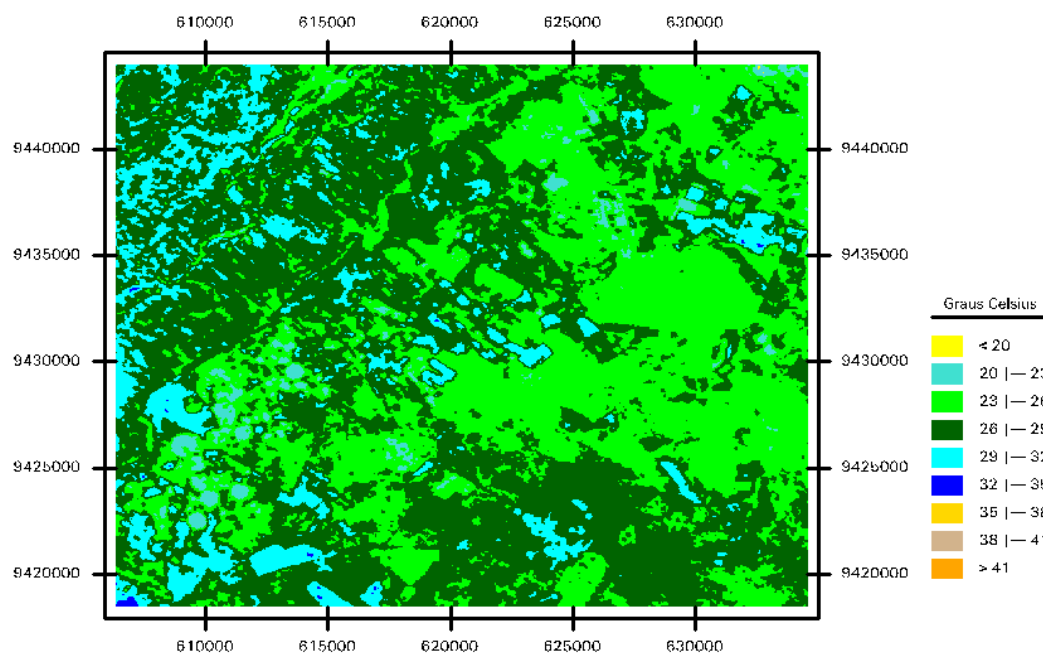


**Figura 4.11** - Mapa temático da temperatura de superfície para o dia 28/01/2006.

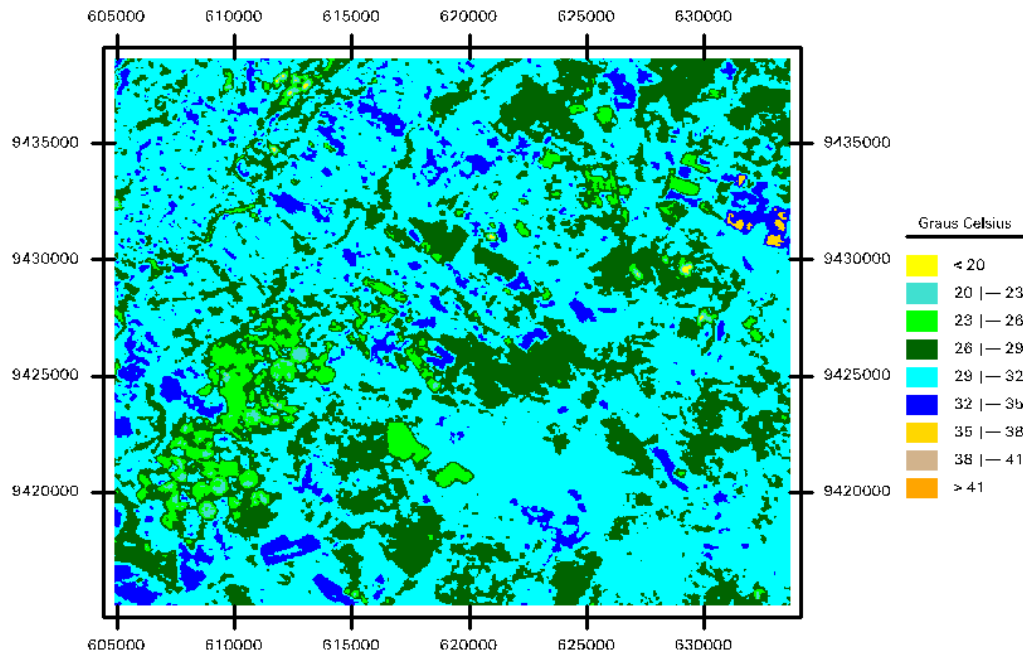
Nas áreas irrigadas com cultivos de ciclo curto, caso do melão, por exemplo, com duração de apenas 60 dias, aproximadamente, os padrões de  $T_s$  são muito dependentes da fase em que se encontram os cultivos. Em alguns pivôs centrais do DIJA ocorrem cultivos simultâneos de feijão, milho e mandioca, que por possuírem ciclo de produção com duração diferenciada, não possibilita identificar um único padrão de  $T_s$ .



**Figura 4.12** - Mapa temático da temperatura de superfície para o dia 23/07/2006.



**Figura 4.13** - Mapa temático da temperatura de superfície para o dia 08/08/2006.



**Figura 4.14** - Mapa temático da temperatura de superfície para o dia 24/08/2006.

### 4.3 - Mapas temáticos do albedo

#### 4.3.1 - Mapeamento do albedo da superfície

Uma vez identificado o método de correção atmosférica de maior acurácia, foram elaborados mapas do albedo derivados das cinco imagens do TM - Landsat 5 com o Método METRIC (Figuras 4.15 a 4.19).

Como pode ser observado na Figura 4.15, predominam na área de estudo duas classes de albedo: de 14 - 16% e 16 - 18 %; entretanto, no canto superior esquerdo do mapa percebe-se a predominância de classes de albedo entre 22 e 26%. Pode-se notar que no DIJA se destacam os pivôs centrais, compreendendo com maior cobertura as classes de 16 - 22% e de 22 - 24%, aparecendo também em menor proporção albedo variando 26 - 30%. Na Fazenda Frutacor há uma predominância de albedo variando de 16 a 18%, enquanto que no plantio de melão irrigado predomina a classe de albedo de 22 - 24%. O leito do rio Jaguaribe evidencia a presença da água, com albedo em geral inferior aos 10% e a presença de albedo com valores superiores a 28%, provavelmente associada à presença de bancos areia.

A Figura 4.16, do dia 28 de janeiro de 2006, apresenta predominância de albedo entre 12 - 14%, mais concentrado no sudeste da imagem. O DIJA apresenta uma redução na variação do albedo em relação à imagem anterior, ocorrendo três classes de albedo variando de 16 - 22%. O plantio de melão apresenta duas classes de albedo, com

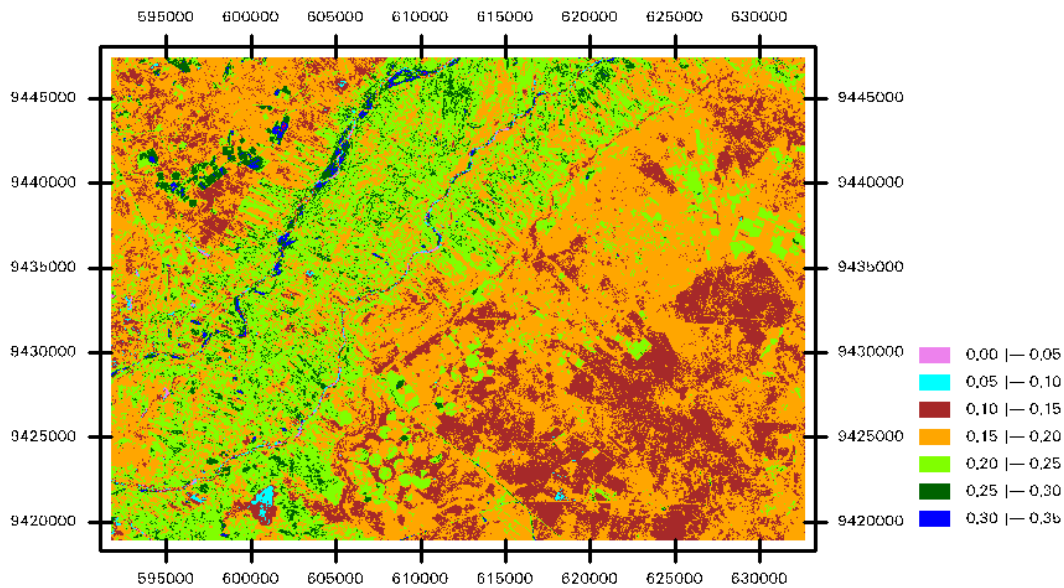
variação de 10 - 12% e de 16 - 20%. Mais uma vez não fica evidenciada grande diferenciação entre as áreas irrigadas e de sequeiro/vegetação nativa.

Na Figura 4.17, de 23 de julho de 2006, nota-se uma ampliação das áreas com albedo menor que 10% quando comparadas com as imagens dos dias 24/10/05 e 28/01/06, com a formação de áreas com presença de água (barreiros e baixios alagados), o que diminui ainda mais a diferenciação entre áreas irrigadas e de vegetação nativa. A faixa de variação predominante em quase toda a área é de 12 a 14%, conforme informações obtidas no mapa temático do albedo.

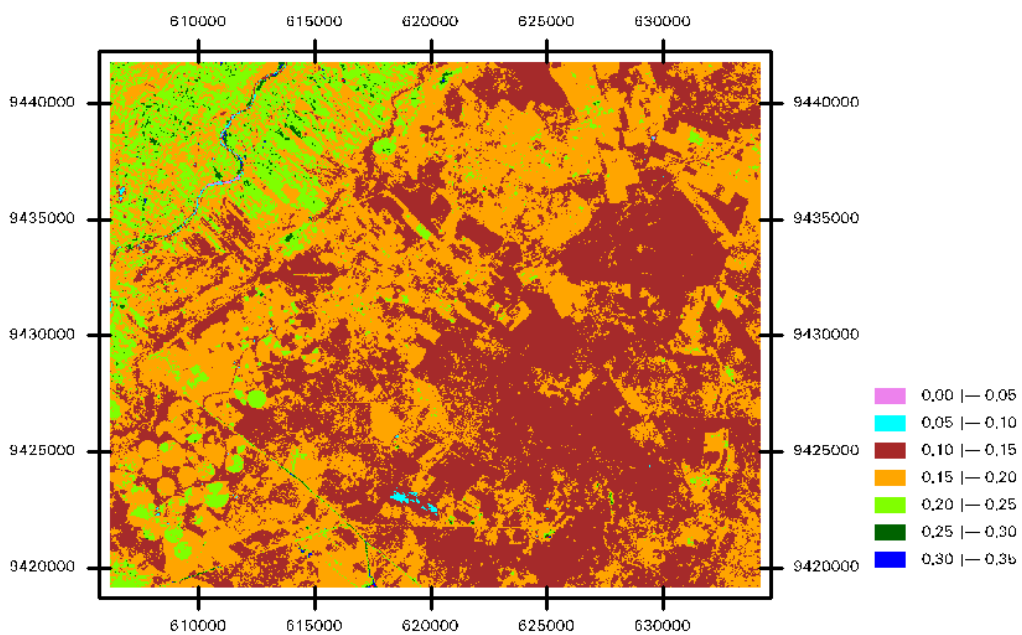
As cartas espaciais do albedo (Figuras 4.18 e 4.19) referentes aos dias 8 e 24 de agosto de 2006, apresentam padrões bastante semelhantes, possivelmente por terem sido obtidas em datas muito próximas. Nas respectivas cartas predominam albedo entre 10 - 12 %, seguida da faixa de 14 - 18%, que compreende principalmente as áreas com agricultura irrigada. No entanto, observa-se uma diminuição das áreas com albedo menor que 10% na Figura 4.18. Alguns pivôs pertencentes ao DIJA apresentam para o dia 8 de agosto albedo variando de 22 - 24% e para o dia 24 de agosto observa-se um aumento do albedo, que passa a variar entre 24 e 26%.

Os resultados obtidos no processamento para as respectivas imagens mostram grande semelhança com os resultados obtidos nos estudos de Bezerra (2006) e Bezerra et al. (2008), o qual obteve albedo superficial para a mesma área de estudo, utilizando-se dos métodos propostos por Allen e Idaho. Por outro lado, Dantas (2008) encontrou para os meses de julho e agosto de 2006, valores entre 4% e 22% em quase toda área deste estudo, mas usando o AVHRR - NOAA 18. Bezerra (2004) obteve valores de 7 a 14% para reservatórios de água, para os pivôs irrigados 22% e para caatinga 22%. Martins (2000) encontrou albedo entre 12 e 13% para caatinga, para a mesma região de estudo, também corroborando com Silva et al. (2005) para áreas irrigadas com frutíferas e de 20 a 30 % para Caatinga, na região do vale do Rio São Francisco (Bahia/Pernambuco). Leitão e Oliveira (2000) obtiveram albedo médio diário de 23,6% para todo o ciclo do amendoim e, em outro estudo, obtiveram os valores de 30,5%, 21,6% e 25,2%, para mata densa, campinarana e campina, respectivamente, ecossistemas da Floresta Amazônica. Moura (2001), em estudo sobre a goiabeira irrigada na região do submédio São Francisco, obteve albedo médio de 23,25% durante o período produtivo da cultura, enquanto Kustas et al. (1990), também com TM - Landsat 5, encontraram para as culturas de trigo, alfafa e algodão albedos de 21%, 23% e 22%, respectivamente. Silva et al. (2005a) obtiveram em áreas com frutíferas no NEB,

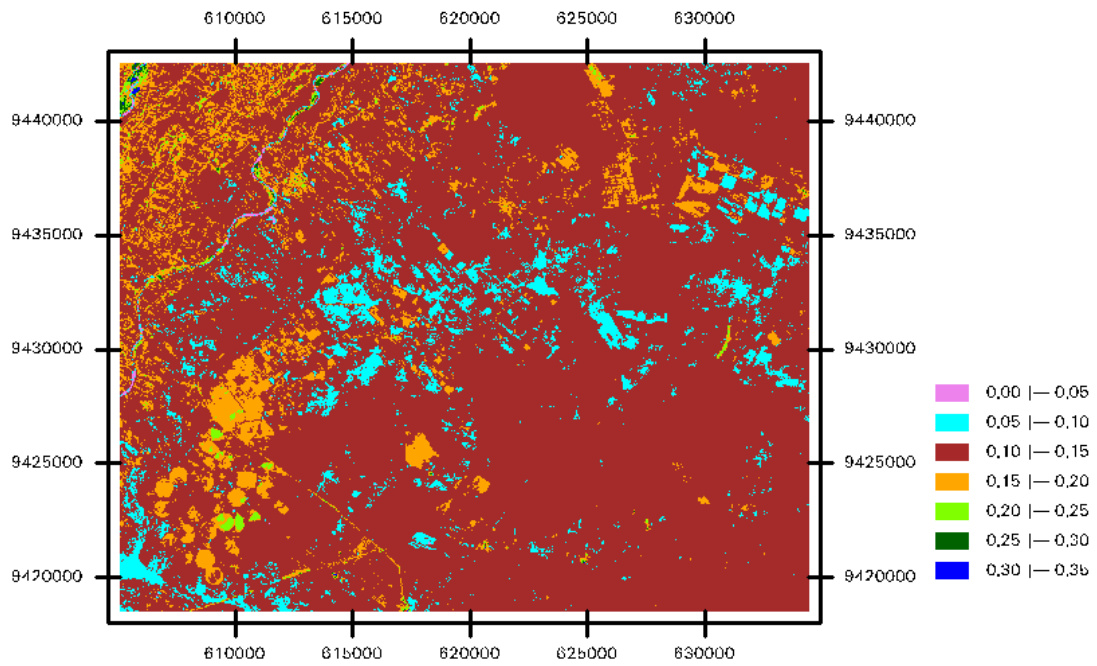
albedo entre 15 - 25 %. Os maiores valores observados em áreas com solo mais descoberto foram superiores aos obtidos neste estudo, e a contribuição do solo pode ser o principal causador de diferença tão acentuada. Oke (1978) obteve em deserto albedo de até 40%, enquanto que em áreas correspondentes a cultivos irrigados, os valores de albedo encontrados foram em torno de 17% e 16%, corroborando com os resultados deste estudo.



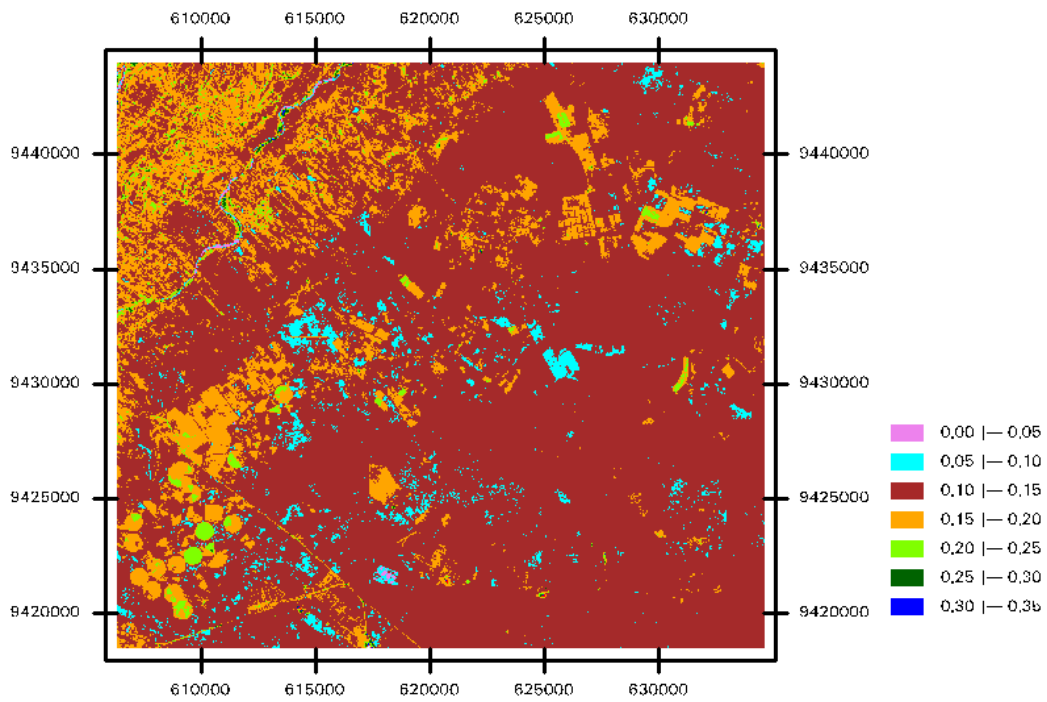
**Figura 4.15** – Mapa temático do albedo para o dia 24/10/2005



**Figura 4.16** – Mapa temático do albedo para o dia 28/01/2006

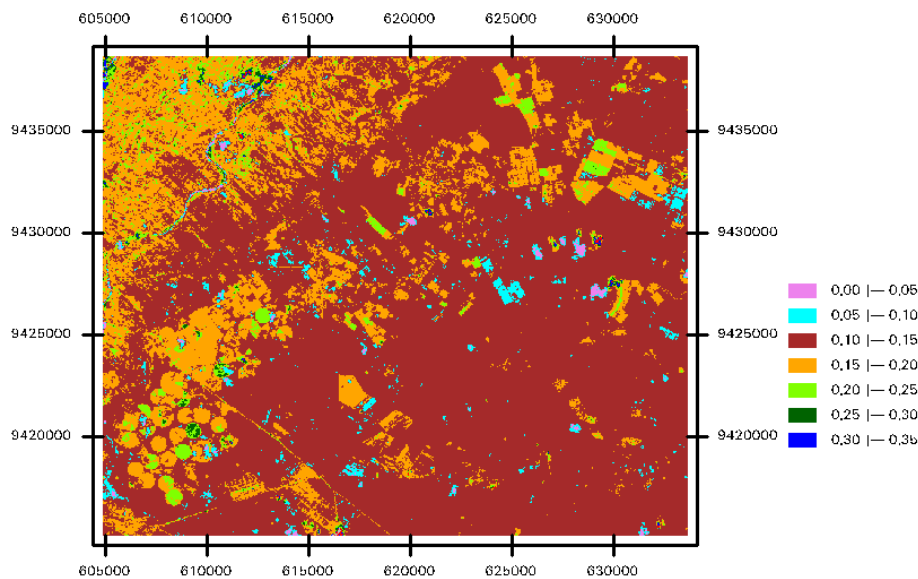


**Figura 4.17** – Mapa temático do albedo para o dia 25/07/2006



**Figura 4.18** – Mapa temático do albedo para o dia 08/08/2006





**Figura 4.19** – Mapa temático do albedo para o dia 24/08/2006.

#### 4.3.2 – Análise estatística do albedo obtido segundo diferentes métodos de cômputo

Com a média e desvio padrão amostral do albedo, obtidos nos quatro alvos selecionados (Tabela 4.1), foi aplicado o teste estatístico de Student, para diferença entre médias amostrais. A Hipótese Nula ( $H_0$ ) considerada foi a de que as médias foram extraídas de uma mesma população; portanto, usando a estatística de Student calculou-se  $t_{\text{calculado}}$  associado às comparações entre os métodos: Allen x Idaho, Allen x METRIC e Idaho x METRIC, para os níveis de significância de 0,01, 0,05 e 0,10, o que resultou em  $t_{\text{crítico}} = 2,33$ ; 1,66 e 1,28, respectivamente. Foram utilizadas amostras com um número de pixels superior ou igual a 357.

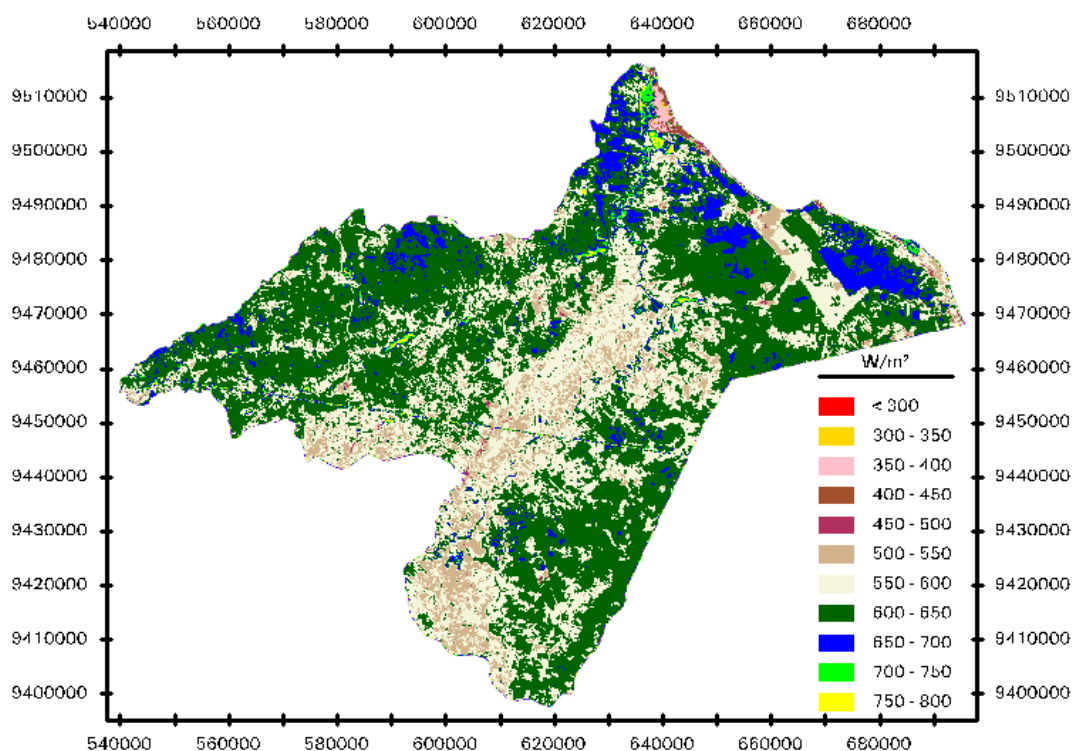
Para os níveis de significância considerados, ou seja,  $\alpha = 0,01$ ,  $\alpha = 0,05$  e  $\alpha = 0,10$  constatou-se em todos os quatro alvos selecionados (Figura 4.27), que das 60 comparações efetuadas, em apenas uma delas foi aceita a  $H_0$ . Logo, em 98,3% dos casos foi constatado haver diferença significativa entre os valores do albedo obtido segundo os métodos de cálculo empregados na pesquisa. Observa-se que apenas no alvo 4, do dia 23 de julho de 2006, não houve diferença significativa entre os métodos de Allen x METRIC. De um modo geral, constatou-se haver diferenças significativas entre os métodos de correção atmosférica usados no cômputo do albedo. Na Tabela 4.1 estão apresentados todos os  $t_{\text{calculado}}$  para cada método de determinação do albedo, como também os valores médios obtidos para cada alvo e o desvio padrão.

Tabela 4.1 - Valores médios do albedo, relativos aos alvos extraídos na área de estudo, considerados com os três métodos de cálculo (Allen, Idaho e Metric), desvio padrão e o  $t_{\text{calculado}}$  para cada método.

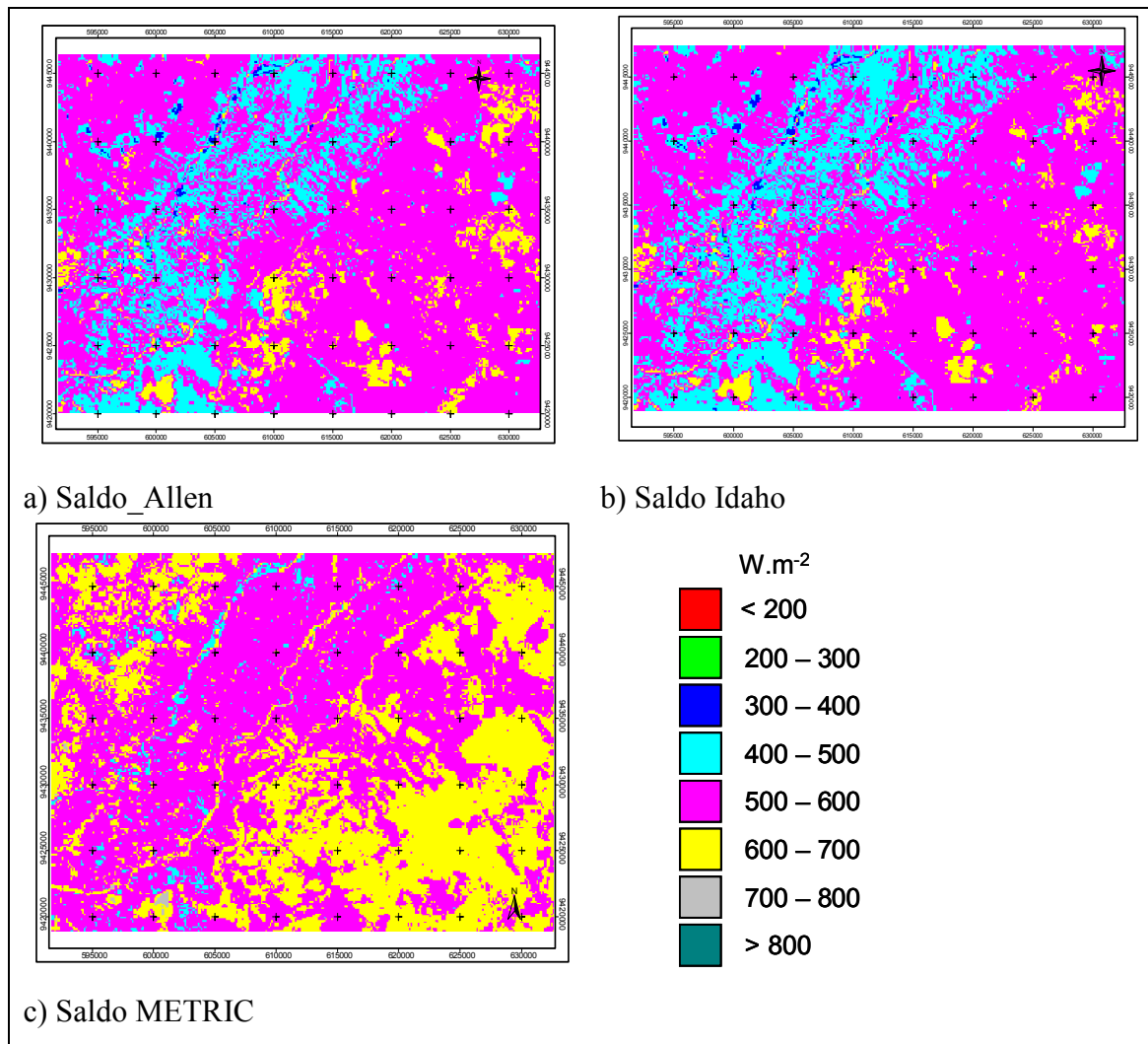
Datas	Métodos	Variação	Alvos			
			1	2	3	4
24/10/05	Allen	Média	0,190	0,169	0,214	0,176
		Desvio Padrão	0,017	0,005	0,016	0,013
	Idaho	Média	0,194	0,173	0,219	0,179
		Desvio Padrão	0,017	0,005	0,016	0,013
	METRIC	Média	0,176	0,143	0,175	0,170
		Desvio Padrão	0,008	0,004	0,011	0,008
	Allen X Idaho - $t_{\text{calculado}}$		-3,139	-10,673	-4,169	-3,079
	Allen X METRIC - $t_{\text{calculado}}$		10,987	69,377	32,520	6,158
	Idaho X METRIC - $t_{\text{calculado}}$		14,126	80,050	36,690	9,237
28/01/06	Allen	Média	0,183	0,164	0,199	0,174
		Desvio Padrão	0,012	0,005	0,013	0,007
	Idaho	Média	0,193	0,173	0,209	0,184
		Desvio Padrão	0,012	0,005	0,014	0,007
	METRIC	Média	0,169	0,136	0,161	0,164
		Desvio Padrão	0,007	0,004	0,010	0,006
	Allen X Idaho - $t_{\text{calculado}}$		-11,118	-24,015	-9,876	-19,060
	Allen X METRIC - $t_{\text{calculado}}$		15,565	74,713	37,529	19,060
	Idaho X METRIC - $t_{\text{calculado}}$		26,683	98,728	47,405	38,119
23/07/06	Allen	Média	0,156	0,110	0,122	0,156
		Desvio Padrão	0,009	0,004	0,007	0,010
	Idaho	Média	0,167	0,118	0,131	0,167
		Desvio Padrão	0,009	0,004	0,007	0,010
	METRIC	Média	0,153	0,098	0,103	0,156
		Desvio Padrão	0,010	0,004	0,004	0,011
	Allen X Idaho - $t_{\text{calculado}}$		-16,306	-26,683	-17,154	-14,676
	Allen X METRIC - $t_{\text{calculado}}$		4,447	40,025	36,213	0,000
	Idaho X METRIC - $t_{\text{calculado}}$		20,754	66,708	53,367	14,676
8/08/06	Allen	Média	0,167	0,131	0,135	0,166
		Desvio Padrão	0,011	0,004	0,009	0,009
	Idaho	Média	0,173	0,136	0,14	0,172
		Desvio Padrão	0,012	0,004	0,009	0,010
	METRIC	Média	0,159	0,109	0,111	0,163
		Desvio Padrão	0,012	0,003	0,005	0,009
	Allen X Idaho - $t_{\text{calculado}}$		-6,954	-16,677	-7,412	-8,415
	Allen X METRIC - $t_{\text{calculado}}$		9,272	73,379	35,578	4,207
	Idaho X METRIC - $t_{\text{calculado}}$		16,227	90,056	42,990	12,622
24/08/06	Allen	Média	0,172	0,137	0,142	0,174
		Desvio Padrão	0,010	0,005	0,009	0,009
	Idaho	Média	0,181	0,145	0,150	0,184
		Desvio Padrão	0,011	0,006	0,010	0,009
	METRIC	Média	0,164	0,115	0,117	0,171
		Desvio Padrão	0,012	0,005	0,006	0,010
	Allen X Idaho - $t_{\text{calculado}}$		-11,755	-19,326	-11,220	-14,824
	Allen X METRIC - $t_{\text{calculado}}$		10,449	53,147	35,061	4,447
	Idaho X METRIC - $t_{\text{calculado}}$		22,204	72,474	46,281	19,271

#### 4.4 - Mapas temáticos do saldo de radiação

Na Figura 4.20 apresenta-se a distribuição espacial do saldo de radiação obtida pelo METRIC, para a bacia do Baixo Jaguaribe. Na Figura 4.21 está representada o mapa temático com os valores instantâneos do saldo de radiação a superfície ( $R_n$ ), obtidos pelos métodos de Allen, Idaho e METRIC, no momento da passagem do satélite para o DSA 294. Para este dia os valores de  $R_n$  obtidos pelos métodos mencionados apresentaram desvios absolutos de 22, 26 e 14  $W/m^2$ , respectivamente, ocasionando erros relativos de 3, 4 e 2%, respectivamente. Este resultado se aproxima com o obtido por Folhes et al. (2006), que determinaram  $R_n$  com o METRIC e constataram erro relativo de apenas 2%.



**Figura 4.20** - Mapa temático do saldo de radiação na bacia do Baixo Jaguaribe usando o método METRIC para o dia 24/10/05.

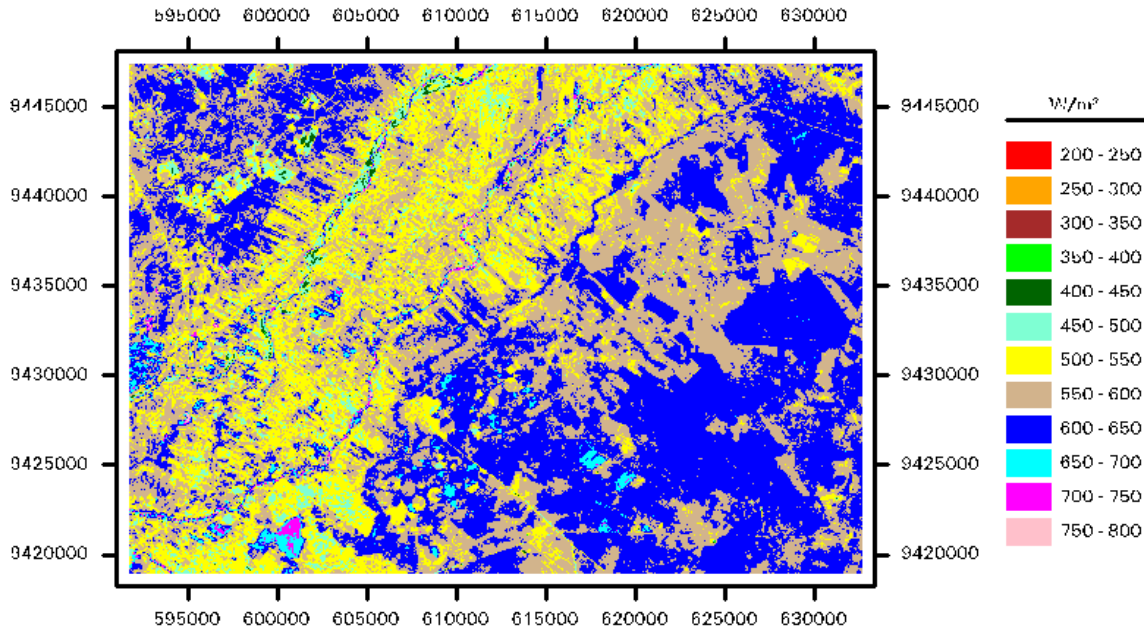


**Figura 4.21** - Mapa temático do saldo de radiação na bacia do Baixo Jaguaribe estimado pelos diferentes métodos para o dia 24/10/05.

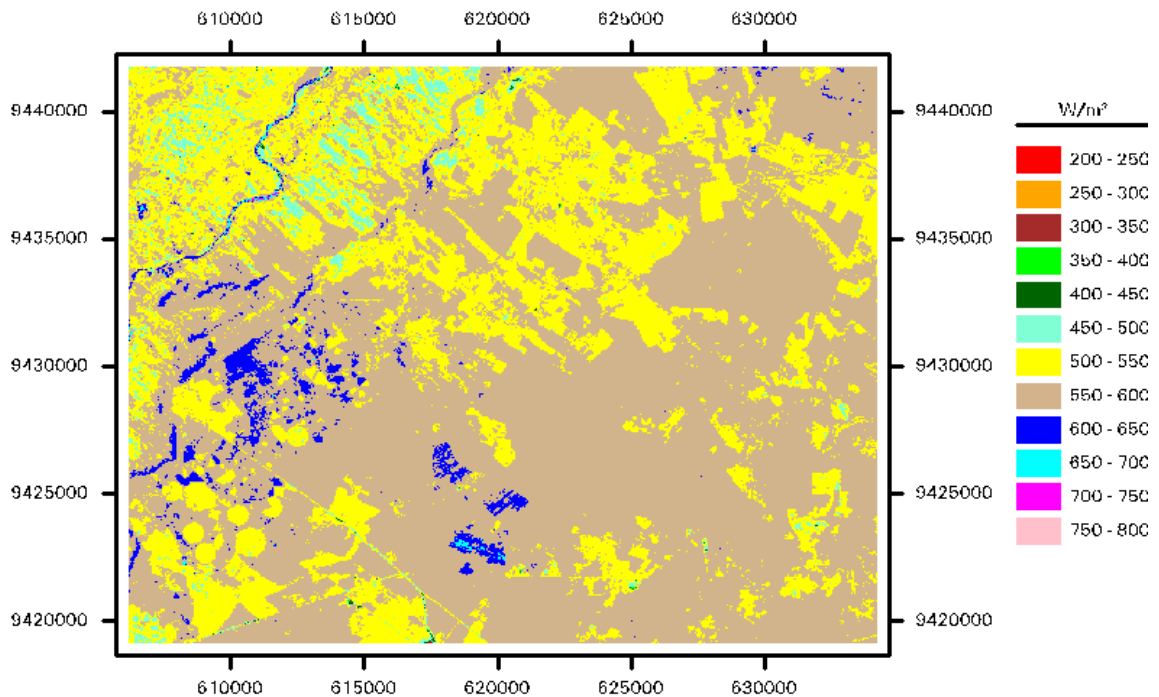
Nas figuras abaixo são apresentados os mapas temáticos do saldo de radiação, segundo o METRIC, para os cinco dias com imagens no período de observação, para recorte da bacia do Baixo Jaguaribe, contemplando o DIJA e a Fazenda Frutacor, mais outras áreas irrigadas e com vegetação nativa.

Podem-se destacar na Figura 4.22 grandes extensões com  $R_n$  ( $W m^{-2}$ ) entre 600 a 650 (azul escuro), resultante sobremaneira da radiação solar global incidente, que próximo àquela ocasião se encontrava com culminação zenital. Já nas áreas correspondentes ao leito do Jaguaribe, com muitos bancos de areia, predominam valores entre 500 – 600 (amarela e areia). Nas Figuras 4.23 e 4.24 há predominância de  $R_n$  nas classes entre 500 a 550  $W m^{-2}$  (amarela) e 550 a 600  $W m^{-2}$  (areia), esta última com maior predomínio em 28/01/2006 e o contrário no mapa temático de 23/07/2006. Destaquem-se, ainda, em 28/01/2006, núcleos com  $R_n$  entre 600 e 650  $W m^{-2}$ ,

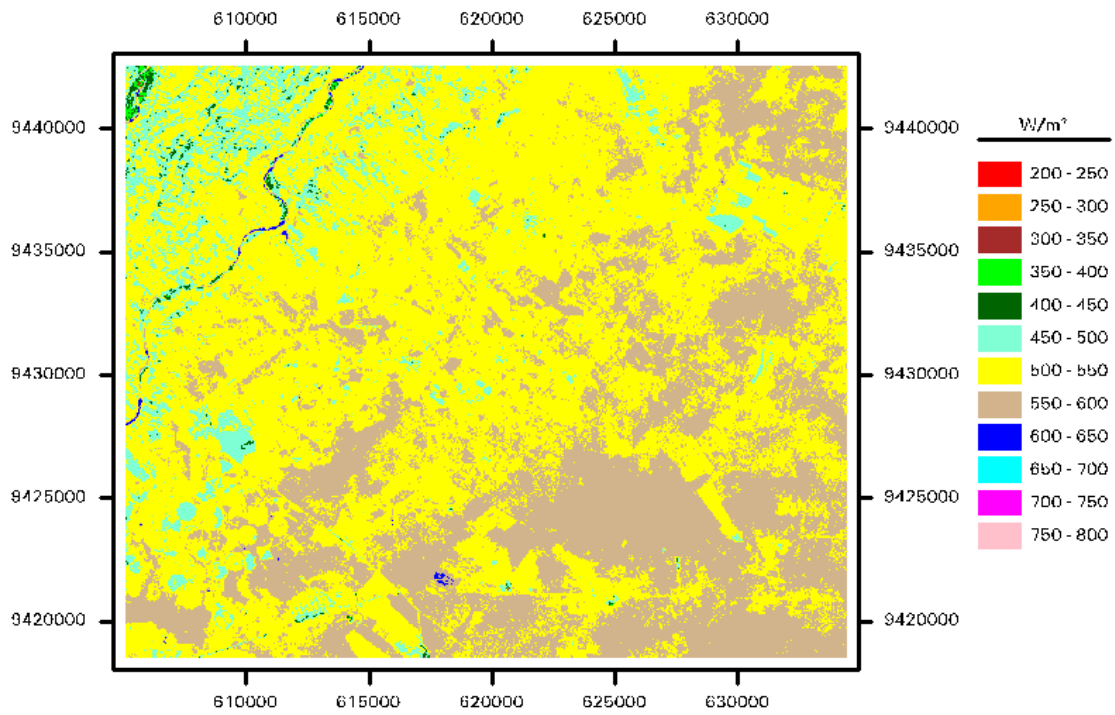
correspondente a áreas irrigadas do DIJA e adjacências. Mais uma vez fica evidenciado que esses padrões predominantes estão associados à sazonalidade da radiação solar. Nas Figuras 4.25 e 4.26, de agosto de 2006, predominam valores de  $R_n$  também entre 500 e 600  $W m^{-2}$ , e no leito do rio Jaguaribe valores entre 450 e 550  $W m^{-2}$ .



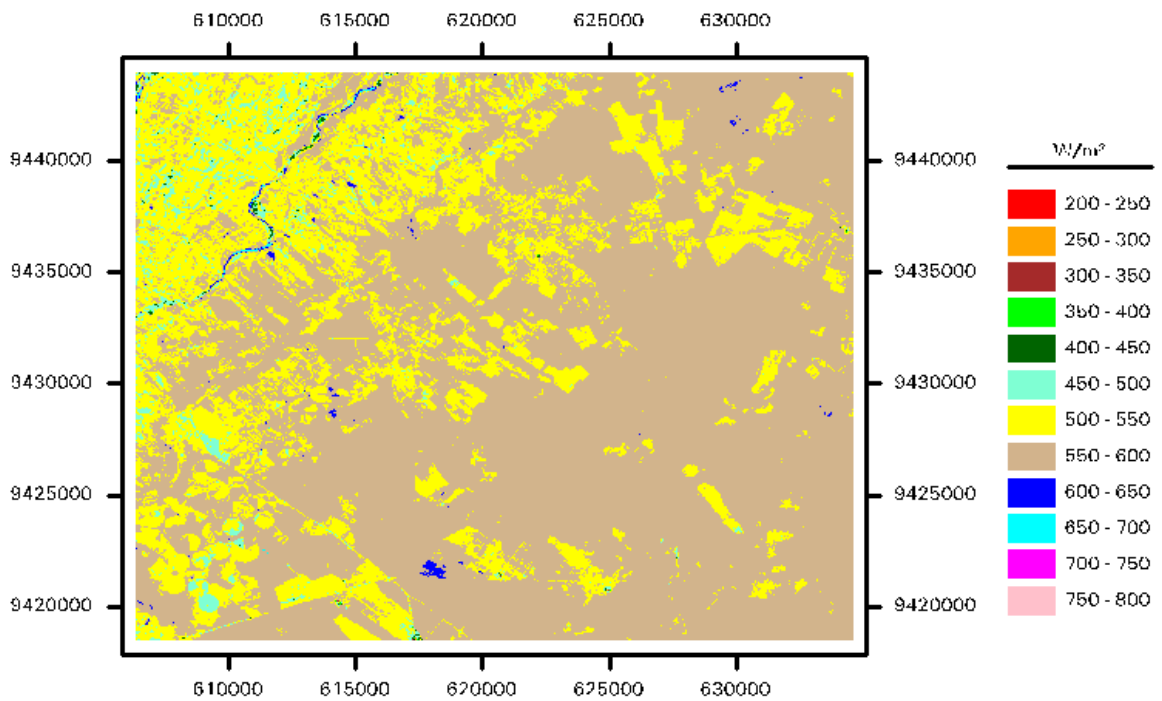
**Figura 4.22** - Mapa temático do saldo de radiação ( $R_n$ ) para o dia 24/10/2005.



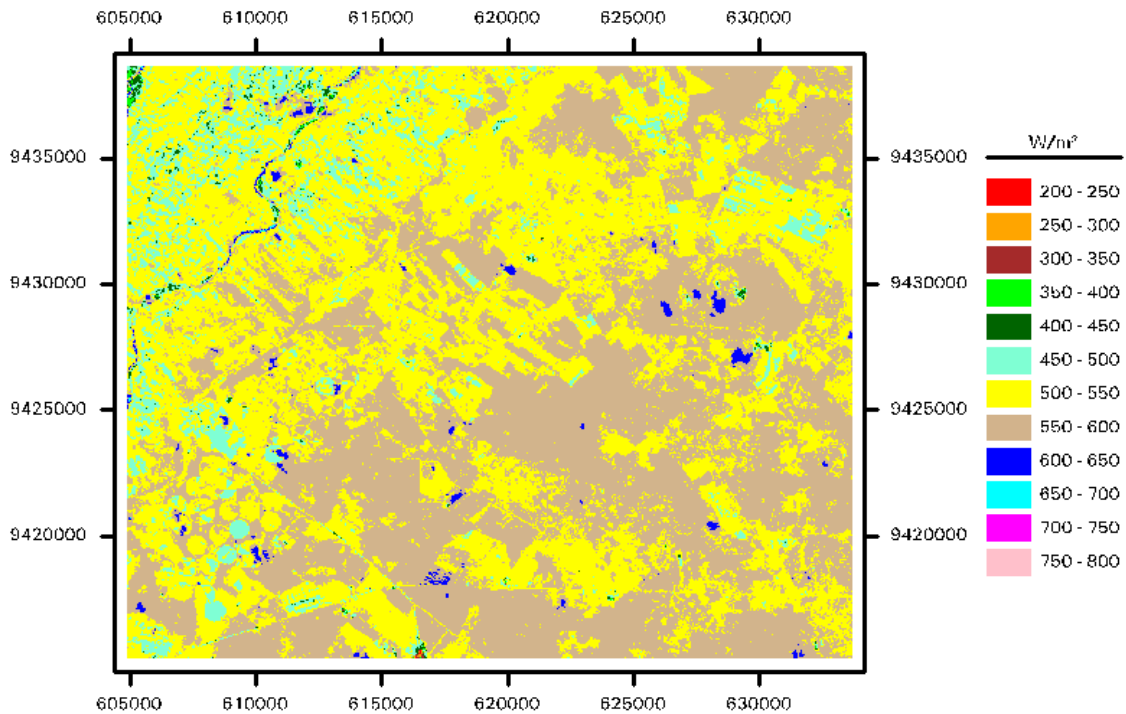
**Figura 4.23** – Mapa temático do saldo de radiação ( $R_n$ ) para o dia 28/01/2006.



**Figura 4.24** – Mapa temático do saldo de radiação ( $R_n$ ) para o dia 23/07/2006.



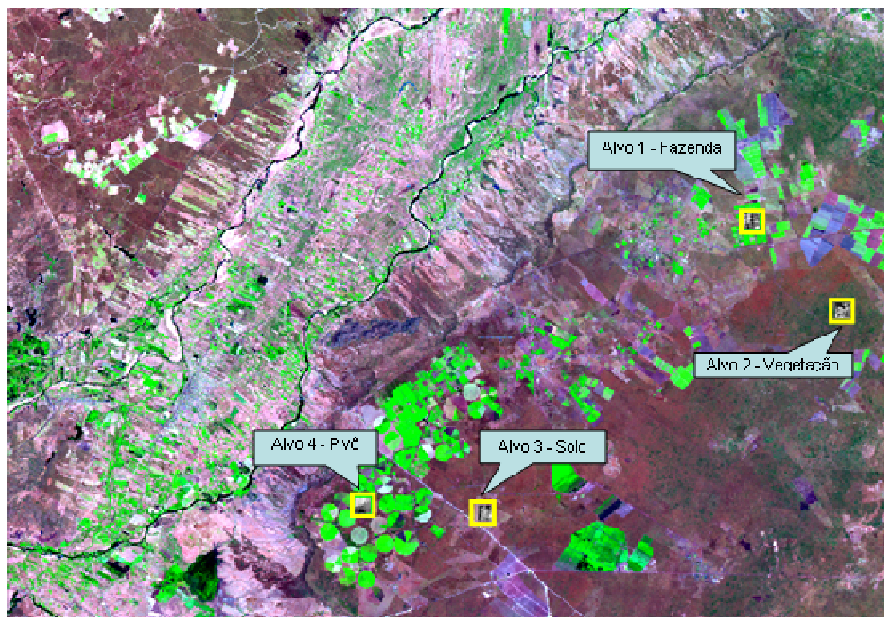
**Figura 4.25** – Mapa temático do saldo de radiação ( $R_n$ ) para o dia 08/08/2006.



**Figura 4.26** - Mapa temático do saldo de radiação ( $R_n$ ) para o dia 24/08/2006.

#### 4.4.1 -- Análise estatística entre os métodos de cômputo do saldo de radiação

Na Figura 4.27 está representado um recorte da área de estudo, parte integrante da bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, com destaque para quatro alvos selecionados para detalhamento do estudo: (Alvo1 - Fazenda) Fazenda Frutacor, local da realização do experimento em pomar de bananas irrigadas, onde foi instalada uma torre micrometeorológica e uma estação automática ET106; (Alvo2 - vegetação) vegetação densa de caatinga; (Alvo3 - solo) solo descoberto; (Alvo4 - Pivô central) pivô central no DIJA.



**Figura 4.27** – Alvos escolhidos na cena para análise estatística.

Na Tabela 4.2 estão representados todos os  $t_{\text{calculado}}$  para cada método de análise do saldo de radiação, como também os valores médios obtidos para cada alvo e o respectivo desvio padrão. Os parâmetros obtidos referentes ao saldo de radiação (Allen, Idaho, METRIC) foram comparados dois a dois. O teste foi aplicado com o propósito de verificar a existência ou não de diferença estatística significativa no cômputo do saldo de radiação, segundo as metodologias denominadas de Método Allen, Método Idaho e Método METRIC. Para testar a hipótese, foi necessário adotar um nível de significância, que representa a probabilidade de rejeição da Hipótese Nula  $H_0$ , e ao mesmo tempo a probabilidade de ocorrer um erro do Tipo I, caso a hipótese seja rejeitada, quando a mesma deveria ser aceita. Ao adotar os níveis de significâncias 0,01, 0,05 e 0,10, com níveis de confiança 99%, 95% e 90%, respectivamente, foi possível analisar quais os valores e para quais parâmetros analisados os resultados foram satisfatórios para cada nível de significância.

Através da média e desvio padrão amostral do saldo de radiação, obtidos nos quatro alvos selecionados (Tabela 4.2), aplicou-se o teste estatístico de Student, referente a diferença entre médias amostrais. A Hipótese Nula ( $H_0$ ) considerada foi a de que as médias foram extraídas de uma mesma população; portanto, usando a estatística de Student determinou-se o  $t_{\text{cal}}$  associado às comparações entre os métodos: Allen x Idaho, Allen x METRIC e Idaho x METRIC, para os níveis de significância de 0,01,



0,05 e 0,10, o que resultou em  $t_{\text{crítico}} = 2,33, 1,66$  e  $1,28$ , respectivamente. Utilizaram-se amostras com tamanho superior ou igual a 357 pixels.

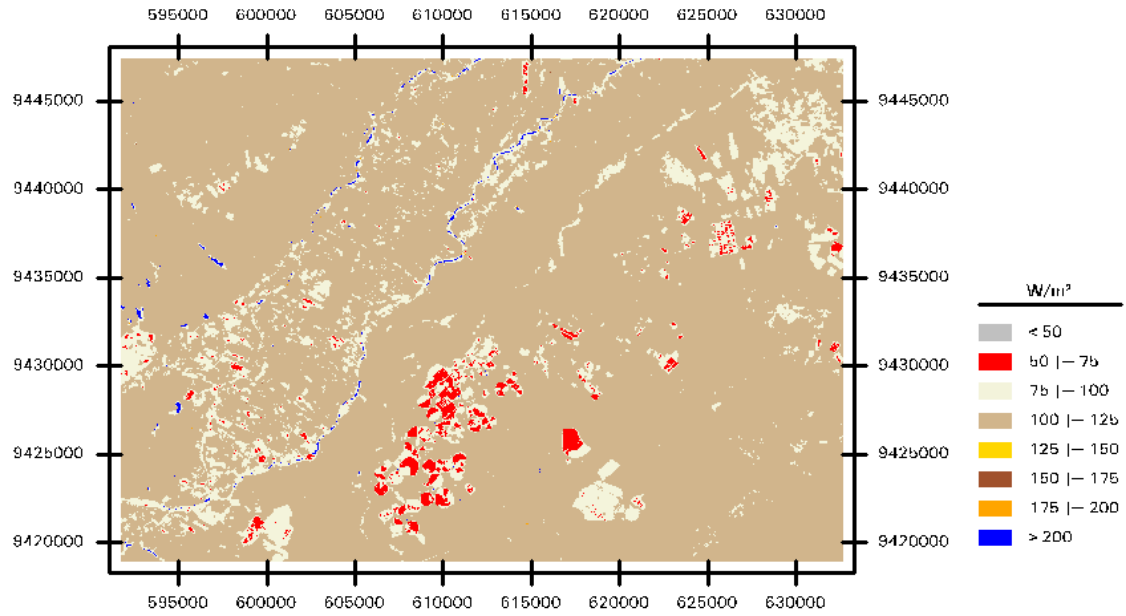
Para os níveis de significância considerados constatou-se em todos os quatro alvos selecionados, que das 60 comparações efetuadas, em apenas uma delas foi aceita a  $H_0$ . Logo, em 98,3% dos casos foi constatado haver diferença significativa entre os métodos de obtenção do saldo de radiação. Observa-se que apenas no alvo 4, do dia 23 de julho de 2006, não houve diferença significativa entre os métodos de Allen x METRIC. De um modo geral, constatou-se haver diferenças significativas entre os métodos de correção atmosférica do albedo usado no cômputo do saldo de radiação.

Tabela 4.2 – Valores médios do saldo de radiação ( $W/m^2$ ) obtido segundo os métodos Allen, Idaho e METRIC, com os seus respectivos desvios padrão, e valores do  $t_{calculado}$  na análise estatística do Teste t de Student.

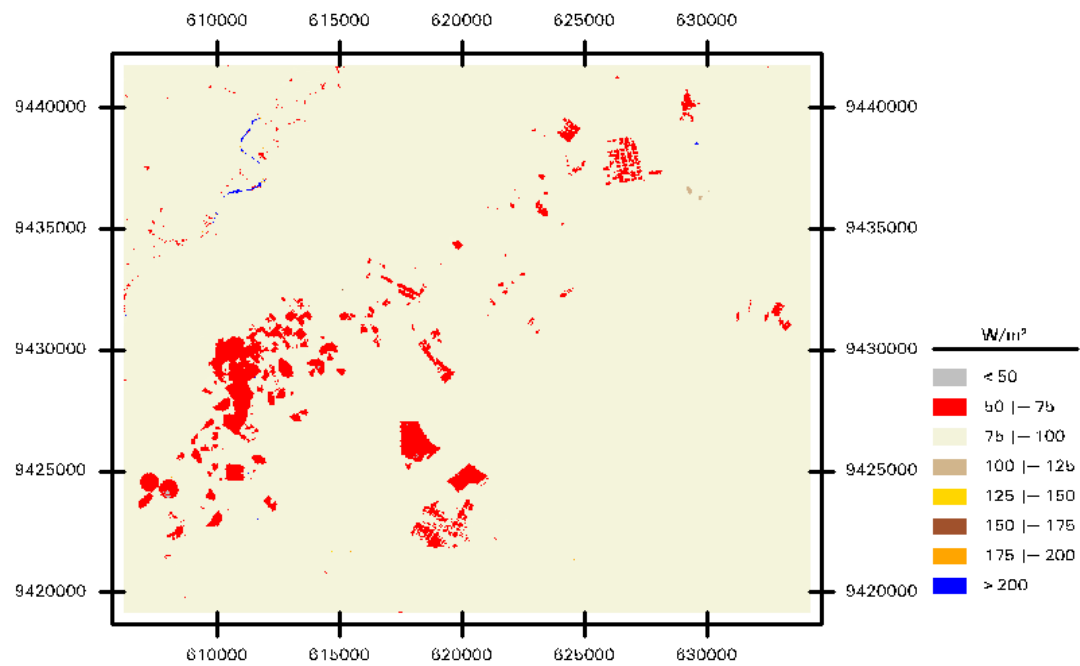
Datas	Métodos	Variação	Alvos				
			1	2	3	4	
24/10/05	Allen	Média	607,59	605,65	533,88	633,25	
		Desvio Padrão	17,39	4,89	12,51	15,65	
	Idaho	Média	603,84	602,30	529,66	629,78	
		Desvio Padrão	17,71	4,99	12,80	15,89	
	METRIC	Média	620,57	629,85	569,78	638,34	
		Desvio Padrão	9,56	4,29	8,52	9,29	
	Allen X Idaho - $t_{cal}$			2,85	9,03	4,45	2,93
	Allen X METRIC - $t_{cal}$			-9,87	-65,37	-37,84	-4,31
Idaho X METRIC - $t_{cal}$			-12,72	-74,40	-42,30	-7,24	
28/01/06	Allen	Média	563,31	559,94	510,79	597,56	
		Desvio Padrão	11,24	4,31	12,12	8,22	
	Idaho	Média	554,71	552,22	501,45	589,36	
		Desvio Padrão	11,77	4,50	12,73	8,47	
	METRIC	Média	575,41	584,47	543,31	606,64	
		Desvio Padrão	6,61	3,78	9,37	5,53	
	Allen X Idaho - $t_{cal}$			9,97	23,41	10,02	13,11
	Allen X METRIC - $t_{cal}$			-14,02	-74,33	-34,91	-14,51
Idaho X METRIC - $t_{cal}$			-23,99	-97,74	-44,94	-27,62	
23/07/06	Allen	Média	524,97	551,84	522,04	519,40	
		Desvio Padrão	7,60	3,07	9,67	6,70	
	Idaho	Média	516,53	545,88	515,41	510,95	
		Desvio Padrão	8,03	3,27	10,03	7,19	
	METRIC	Média	527,18	560,41	536,15	519,67	
		Desvio Padrão	7,81	3,22	7,34	6,85	
	Allen X Idaho - $t_{cal}$			14,41	25,05	8,98	16,23
	Allen X METRIC - $t_{cal}$			-3,78	-36,04	-19,13	-0,52
Idaho X METRIC - $t_{cal}$			-18,19	-61,09	-28,11	-16,75	
8/08/06	Allen	Média	548,76	566,47	536,83	548,95	
		Desvio Padrão	9,80	3,61	9,67	8,56	
	Idaho	Média	543,74	562,52	532,76	543,97	
		Desvio Padrão	10,12	3,72	9,90	8,82	
	METRIC	Média	554,81	583,52	555,89	551,14	
		Desvio Padrão	9,63	3,07	6,76	7,48	
	Allen X Idaho - $t_{cal}$			6,73	14,36	5,54	7,65
	Allen X METRIC - $t_{cal}$			-8,10	-62,10	-25,99	-3,37
Idaho X METRIC - $t_{cal}$			-14,83	-76,46	-31,53	-11,02	
24/08/06	Allen	Média	532,64	543,18	522,09	538,18	
		Desvio Padrão	9,55	4,36	5,59	7,58	
	Idaho	Média	524,97	537,03	515,76	530,40	
		Desvio Padrão	9,97	4,58	8,95	7,93	
	METRIC	Média	538,56	561,04	541,15	540,74	
		Desvio Padrão	10,09	4,31	5,97	7,00	
	Allen X Idaho - $t_{cal}$			10,79	18,34	11,32	13,39
	Allen X METRIC - $t_{cal}$			-8,32	-53,30	-34,09	-4,41
Idaho X METRIC - $t_{cal}$			-19,11	-71,64	-45,41	-17,80	

#### 4.5 - Mapas temáticos do fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo ( $G$ ) foi estimado segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), como uma função da temperatura da superfície, do albedo da superfície, do índice de vegetação por diferença normalizada e do saldo de radiação. Na Figura 4.28, relativa ao mapa temático de  $G$ , observa-se a predominância de valores entre 100 a 125  $W m^{-2}$ , compreendendo as áreas de vegetação nativa, e bancos de areia do rio Jaguaribe. Nas áreas irrigadas, registra-se uma diminuição acentuada, com prevalência de valores na faixa de 50 a 75  $W m^{-2}$ . Em 28/01/2006, início do período chuvoso (Figura 4.29), predominam valores de  $G$  na faixa de 75 a 100  $W m^{-2}$ , portanto, menor que os valores dominantes em 24/10/2005. Mais uma vez, os valores obtidos nas áreas irrigadas ocupam a mesma classe verificada na Figura 4.28. Nas Figuras 4.30 e 4.31, referentes aos dias 23/07/2006 e 28/08/2006, o valor de  $G$  varia de 50 a 75  $W m^{-2}$ , em quase toda a área de estudo, exceto nas áreas irrigadas com  $G$  registrando valores inferiores a 50  $W m^{-2}$ . Na Figura 4.32 predominam as classes de 50 a 75  $W m^{-2}$  (cor vermelha) e a de 75 a 100  $W m^{-2}$ . A exceção é registrada nas áreas irrigadas, com  $G$  inferior a 50  $W m^{-2}$ , corroborando com a diminuição do saldo de radiação, fortemente influenciado pela radiação solar global.



**Figura 4.28** – Mapa temático do fluxo de calor no solo (G) para o dia 24/10/2005.



**Figura 4.29** – Mapa temático do fluxo de calor no solo (G) para o dia 28/01/2006.

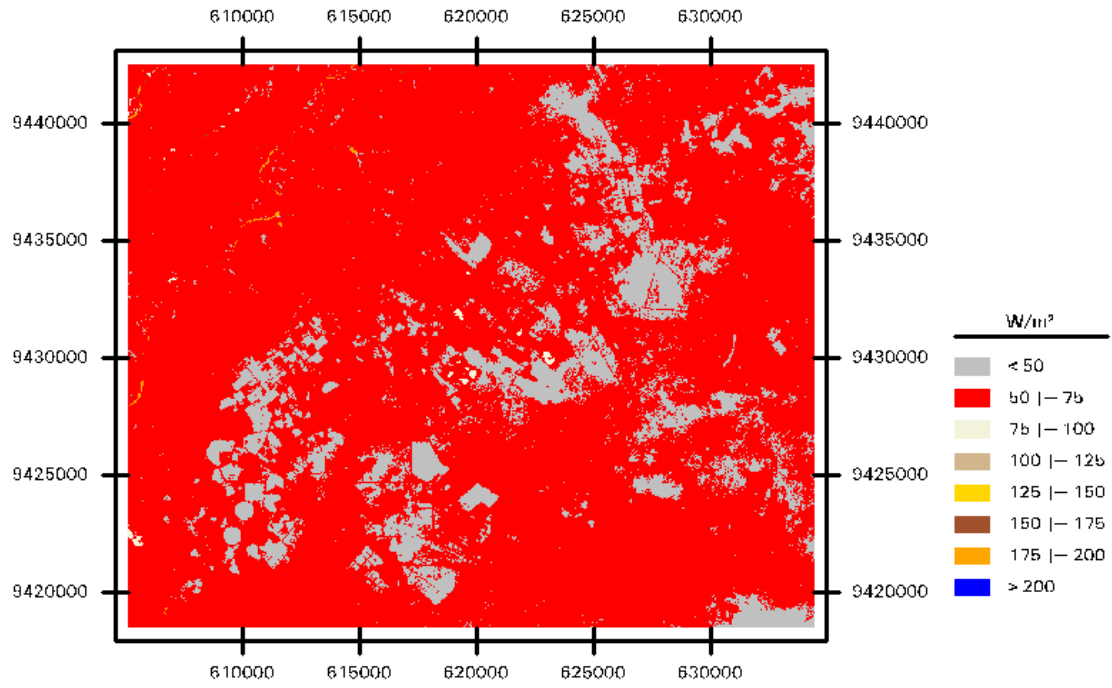


Figura 4.30 – Mapa temático do fluxo de calor no solo (G) para o dia 23/07/2006.

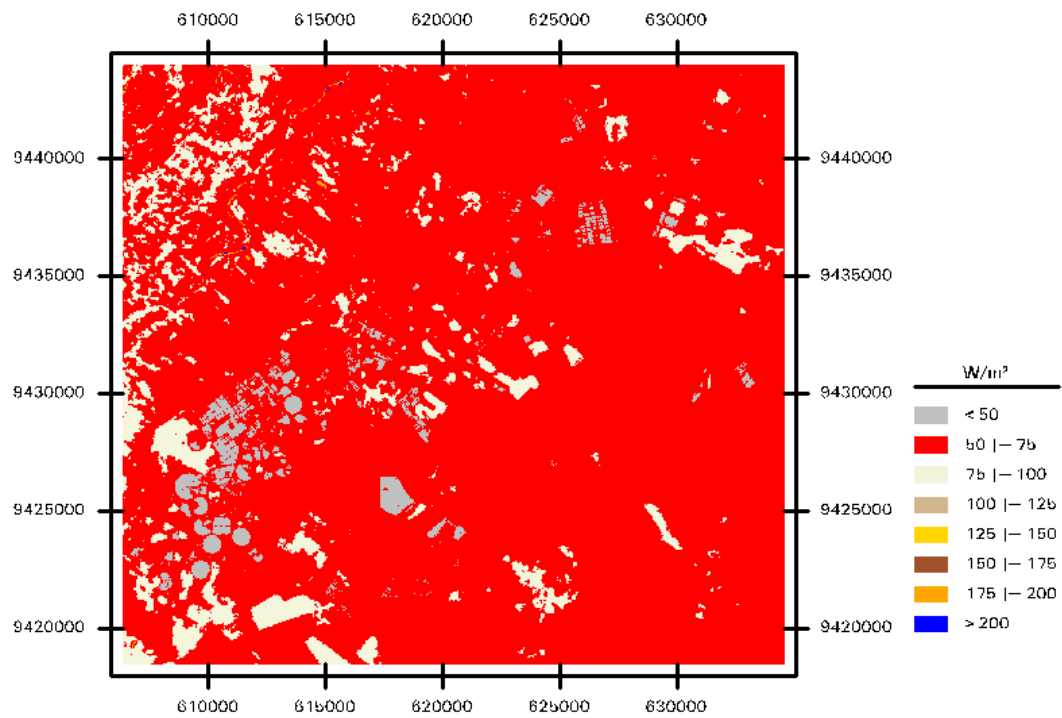
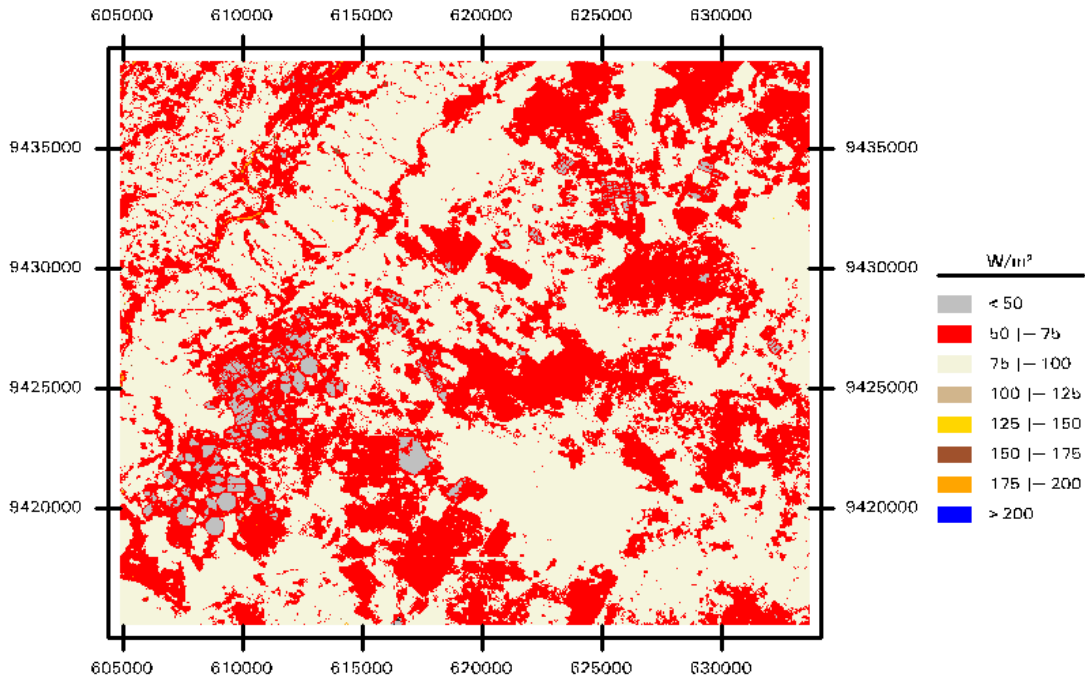
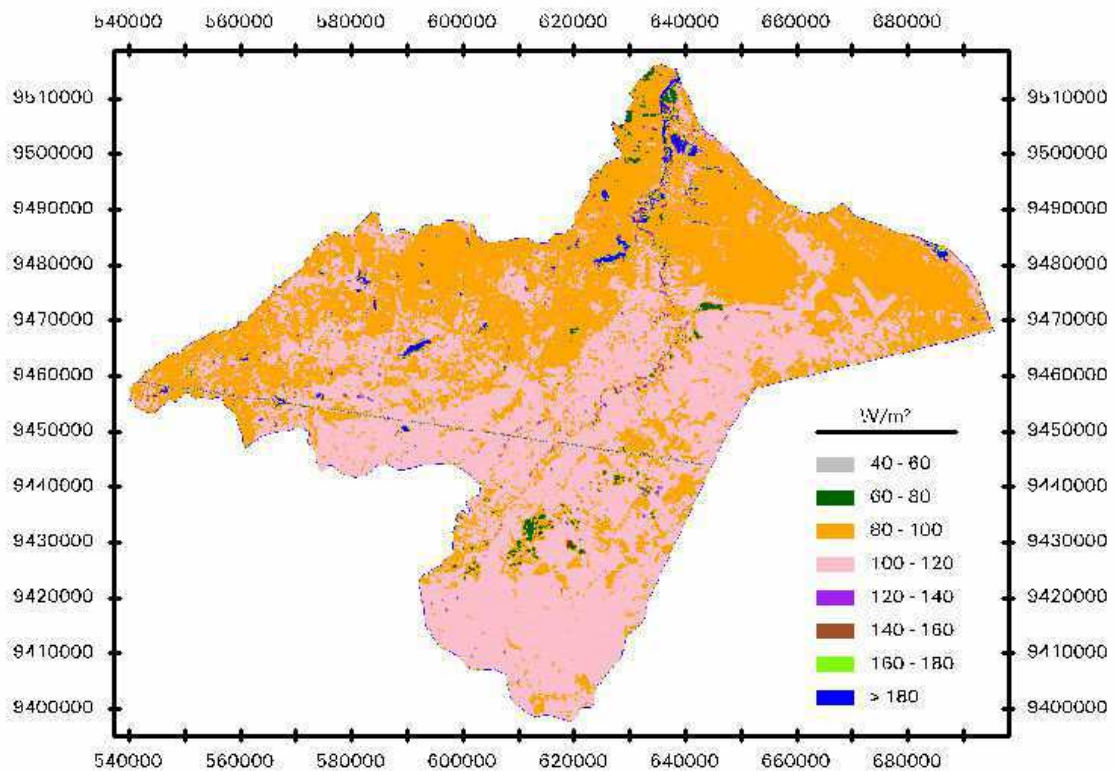


Figura 4.31 – Mapa temático do fluxo de calor no solo (G) para o dia 08/08/2006.



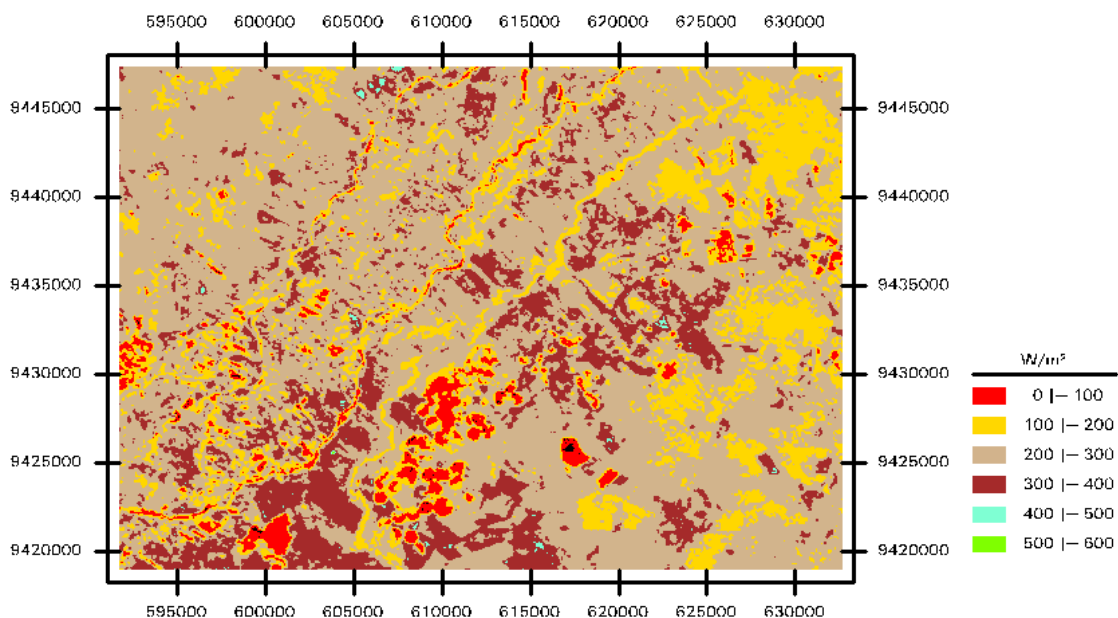
**Figura 4.32** – Mapa temático do fluxo de calor no solo (G) para o dia 24/08/2006.



**Figura 4.33** – Mapa temático do fluxo de calor no solo (G), bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, para o dia 24/10/2005.

#### 4.6 - Mapas temáticos do fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível – H representa o cerne do SEBAL/METRIC, e os seus mapas temáticos são apresentados nas figuras abaixo. Em 24/10/2005, Figura 4.34, observa-se que nas áreas irrigadas foram registrados os menores valores, com H menor que  $100 \text{ W m}^{-2}$ , enquanto que os maiores valores, classe de 300 a  $400 \text{ W m}^{-2}$ , são observados em grandes extensões da vegetação nativa. Estes altos valores estão associados aos altos valores de  $T_s$ , principalmente, mas também aos de  $R_n$  e albedo. Na Figura 4.35 predominam valores de H entre 200 e  $300 \text{ W m}^{-2}$ , seguidos da classe 300 a  $400 \text{ W m}^{-2}$ . Percebe-se que houve uma diminuição das áreas com H entre 300 e  $400 \text{ W m}^{-2}$ , em relação à figura anterior, possivelmente ocasionado pelo início do período chuvoso. Nas Figuras 4.36 e 4.37, de julho a começo de agosto, há uma grande diminuição nos valores de H (domínio de H menor que  $100 \text{ W m}^{-2}$ ), promovida por dois fatores importantes: redução da temperatura e reflexo da vegetação natural característica do final da estação chuvosa. Já no final de agosto, Figura 4.38, H aumenta e prevalecem as classes entre 100 e  $200 \text{ W m}^{-2}$ , seguidas das classes de 0 a  $100 \text{ W m}^{-2}$  e de 200 a  $300 \text{ W m}^{-2}$ .



**Figura 4.34** – Mapa temático do fluxo de calor sensível (H) para o dia 24/10/2005.

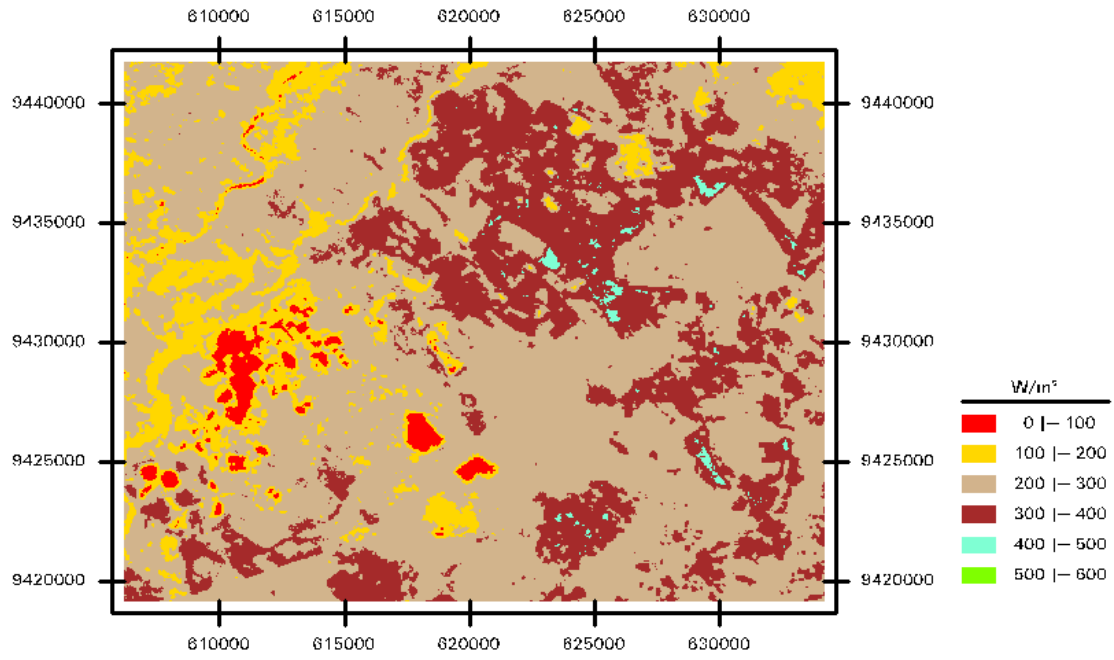


Figura 4.35 – Mapa temático do fluxo de calor sensível (H) para o dia 28/01/2006.

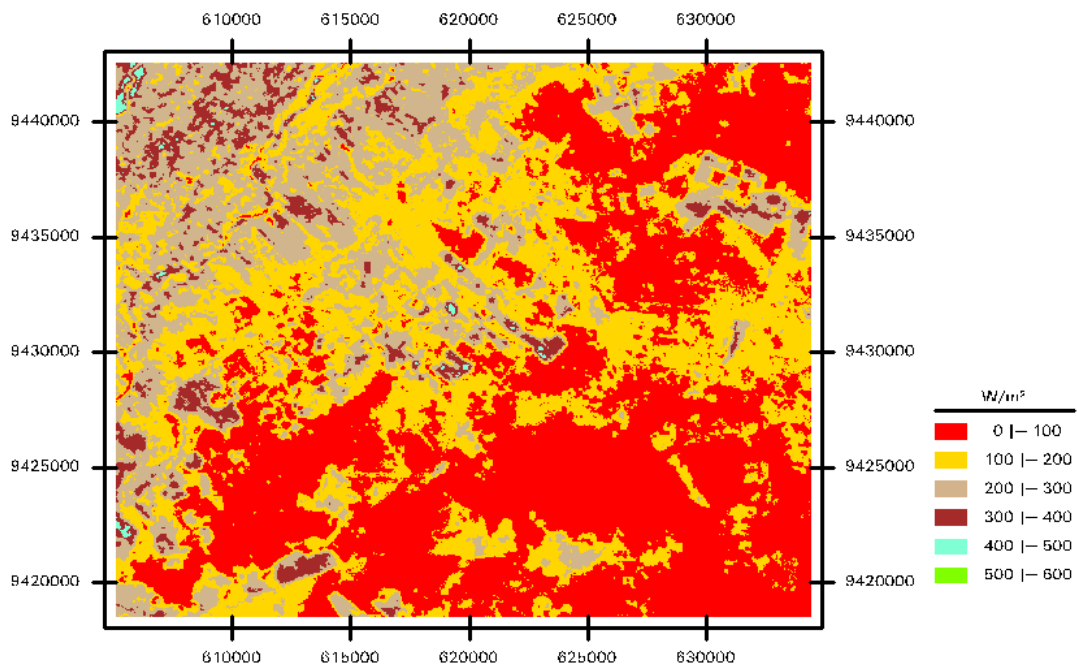
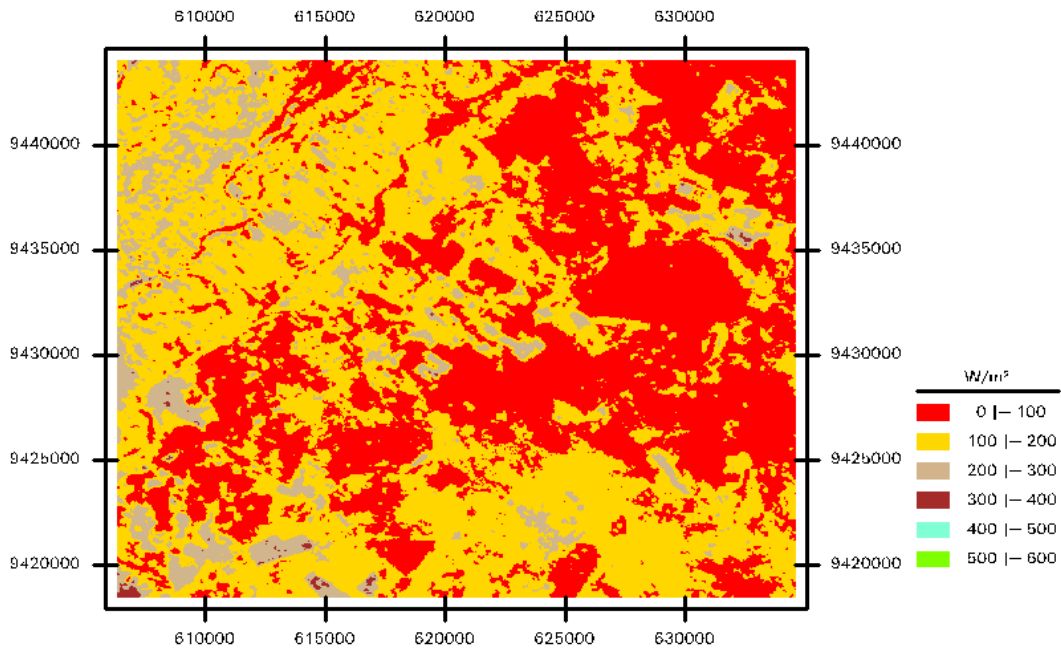
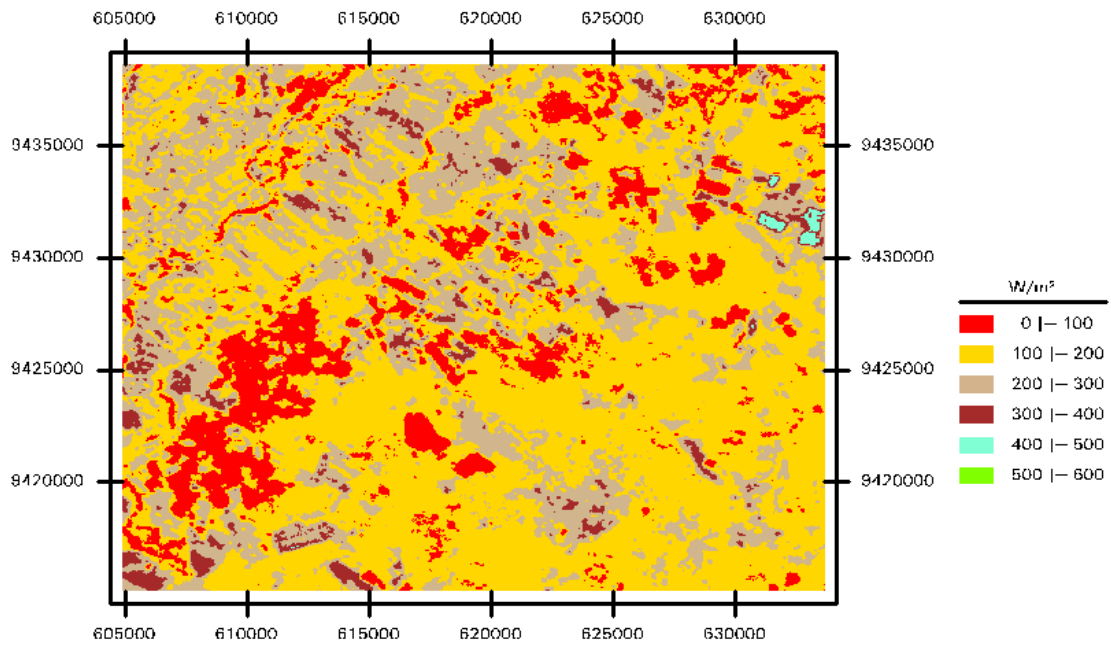


Figura 4.36 – Mapa temático do fluxo de calor sensível (H) para o dia 23/07/2006.





**Figura 4.37** – Mapa temático do fluxo de calor sensível (H) para o dia 08/08/2006.

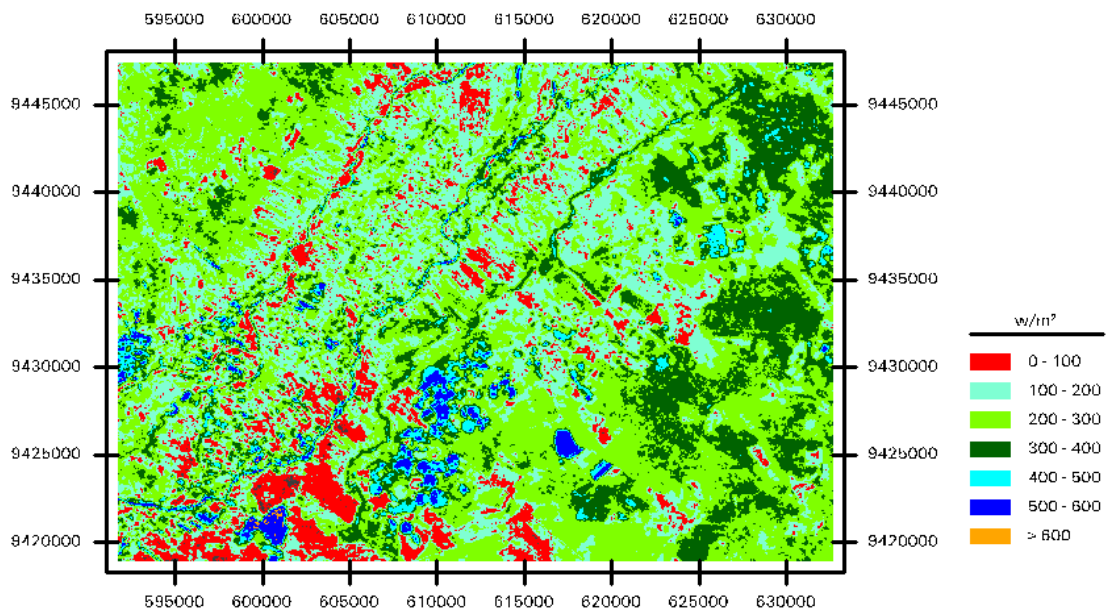


**Figura 4.38** – Mapa temático do fluxo de calor sensível (H) para o dia 24/08/2006.

#### 4.7 - Mapas temáticos do fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente - LE representa o fluxo de massa, no caso específico, da água, que está sendo lançado na atmosfera. Ademais, possibilita o cálculo da evapotranspiração real dos diferentes elementos constituintes da cena de estudo e que será abordada na seção seguinte. Nas Figuras 4.39 a 4.43 estão representados os mapas temáticos de LE, para cinco dias compreendidos no período experimental.

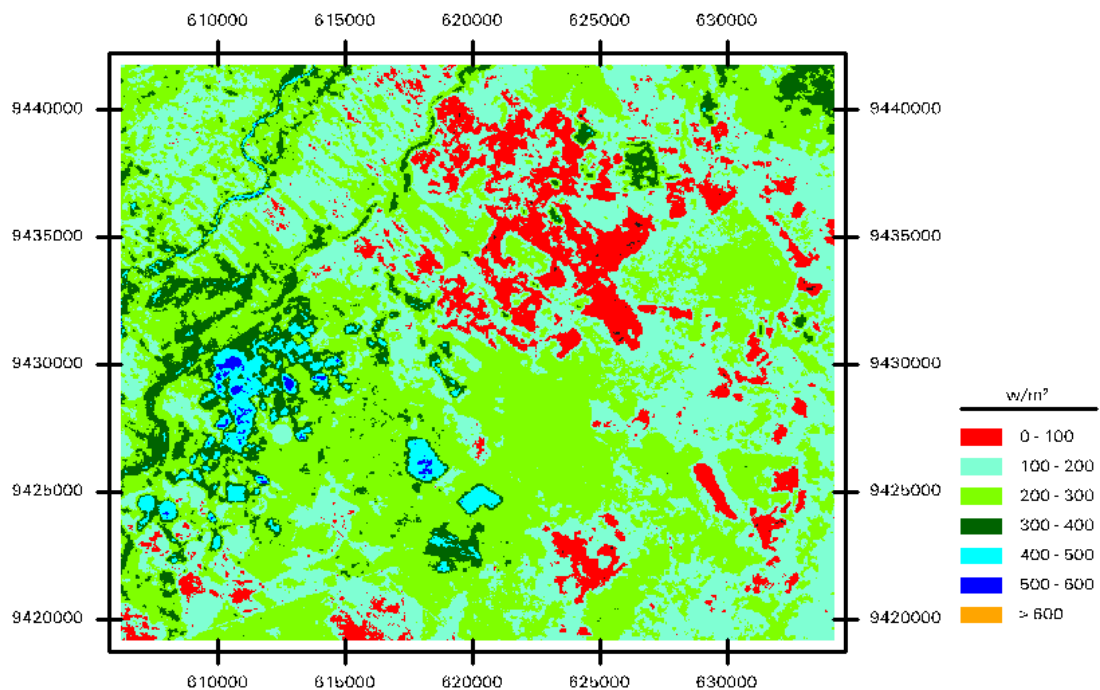
Como pode ser visualizado na Figura 4.39, de 24/10/2005, há vários pixels com LE inferior a  $100 \text{ W m}^{-2}$ , correspondentes ao solo com pequena cobertura vegetal (IVDN menor que 0,2). De modo geral, verifica-se que as classes de LE entre 200 a  $300 \text{ W m}^{-2}$  e 300 a  $400 \text{ W m}^{-2}$ , são as que predominam na área de estudo e as áreas com LE superior a  $400 \text{ W m}^{-2}$  estão associadas a áreas com cultivos irrigados com acentuada presença de vegetação (altos valores do IVDN). Na Figura 4.40 prevalece a presença de pixels com LE na faixa de 100 a  $300 \text{ W m}^{-2}$ , exceto nas áreas irrigadas, com valores entre 300 a  $600 \text{ W m}^{-2}$ , com predomínio da classe 400 a  $500 \text{ W m}^{-2}$ , mas com clara ocorrência de alguns valores entre 500 e  $600 \text{ W m}^{-2}$ .



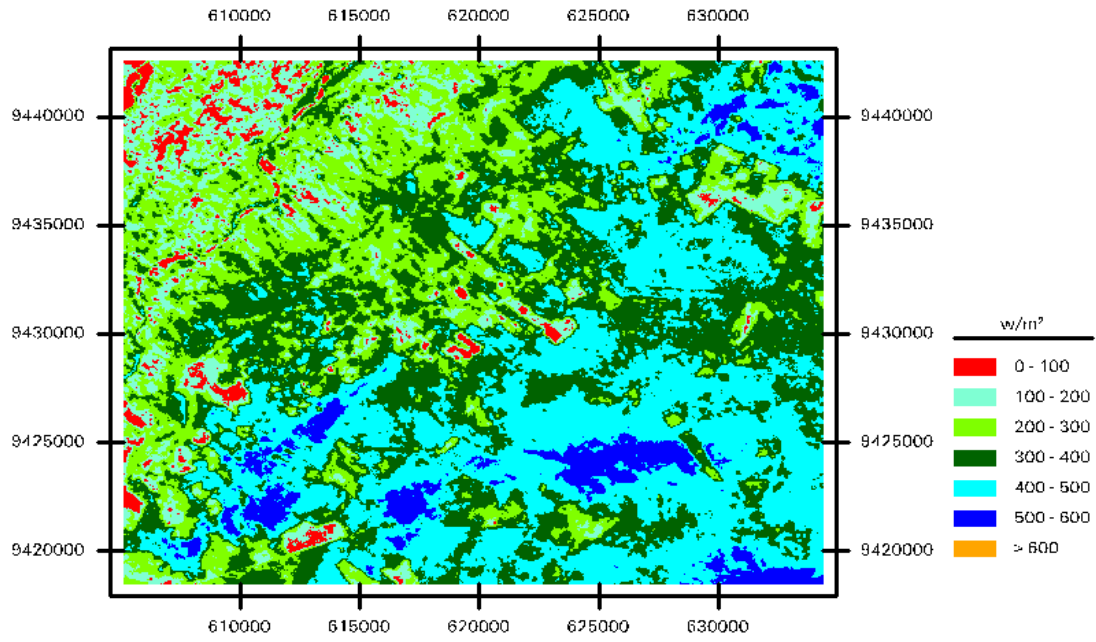
**Figura 4.39** – Mapa temático do fluxo de calor latente (LE) para o dia 24/10/2005.

Nas Figuras 4.41 e 4.42 predominam as classes de 200 a 300  $W m^{-2}$ , 300 a 400  $W m^{-2}$  e 400 a 500  $W m^{-2}$ , sendo esta última com maior presença espacial nos dois mapas temáticos, resultantes da contribuição oferecida pelas chuvas ocorridas ao longo da estação chuvosa local, que alimentam com umidade a vegetação nativa e as mantêm com padrões evapotranspirativos equivalentes ao de várias parcelas irrigadas.

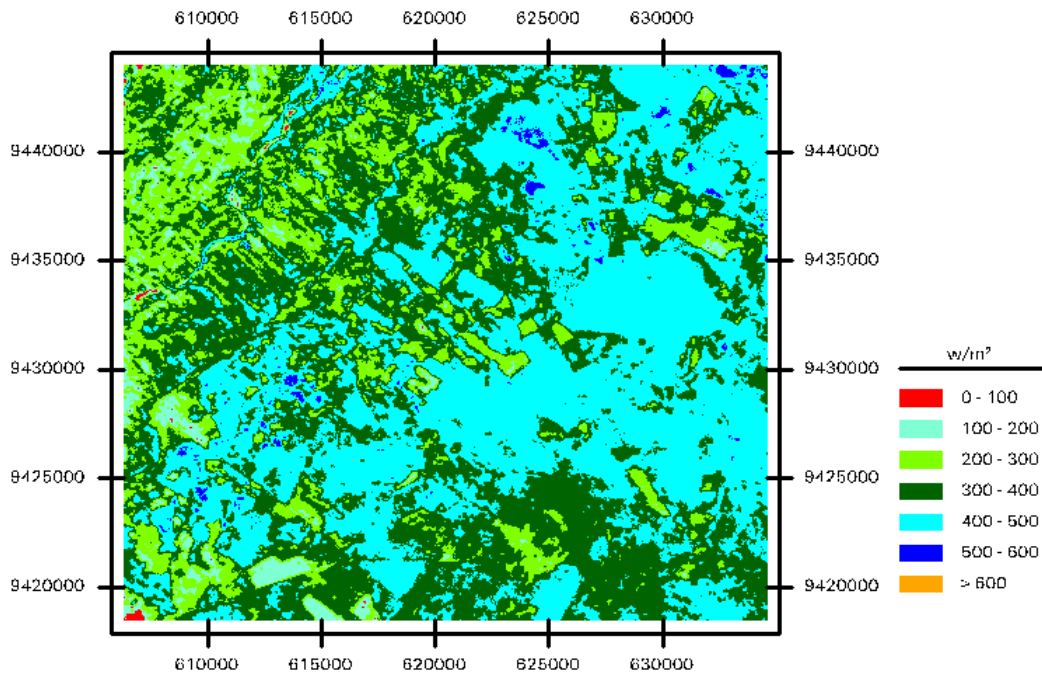
Na Figura 4.43, no entanto, há uma redução expressiva da classe 400 a 500  $W m^{-2}$ , nas áreas de vegetação natural, concentrando esses valores nas áreas com cultivos irrigados. A presença de áreas com LE inferior a 100  $W m^{-2}$ , remete aos padrões de 23/07/2006 (Figura 4.41), com predomínio de pixels no leito do rio Jaguaribe, provavelmente associados a bancos de areia com pouca ou nenhuma cobertura vegetal.



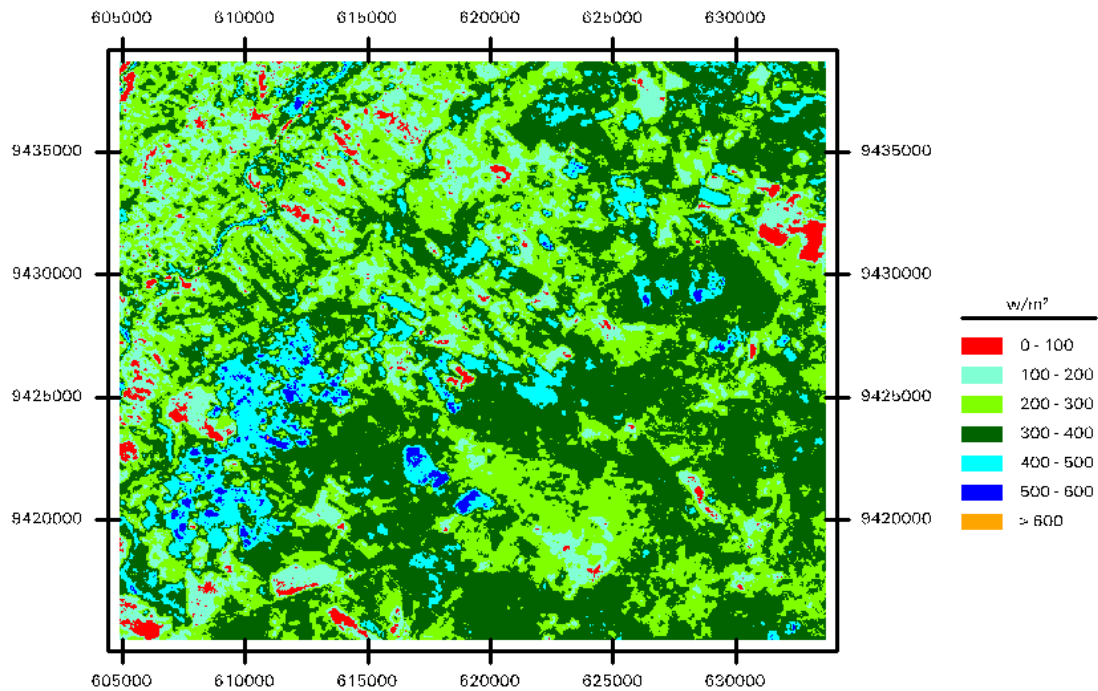
**Figura 4.40** – Mapa temático do fluxo de calor latente (LE) para o dia 28/01/2006.



**Figura 4.41** – Mapa temático do fluxo de calor latente (LE) para o dia 23/07/2006.



**Figura 4.42** - Mapa temático do fluxo de calor latente (LE) para o dia 08/08/2006.



**Figura 4.43** – Mapa temático do fluxo de calor latente (LE) para o dia 24/08/2006.

#### 4.8 - Mapas temáticos da evapotranspiração real diária

Esta secção trata da avaliação dos resultados gerados pela extrapolação da estimativa da densidade de fluxo de calor latente – LE ( $W m^{-2}$ ) para valores de evapotranspiração real das culturas em 24 horas, resultando nos mapas temáticos da evapotranspiração real diária -  $ET_{24h}$  (mm). Nas Figuras 4.44 a 4.48 estão representados os mapas temáticos da  $ET_{24h}$ , para os cinco dias com imagens Landsat 5 – TM compreendidos no período experimental.

Observa-se na Figura 4.44 que nas áreas irrigadas prevalecem valores nas classes 4 a 5 mm (verde claro) e 5 a 6 mm (verde escuro). Nas demais áreas há predomínio das classes de 2 a 3 mm e de 3 a 4 mm. Detectam-se poucos pixels com  $ET_{24h}$  inferior a 1 mm. Na Figura 4.45, de 28/01/2006, observa-se claro aumento da  $ET_{24h}$  no DIJA, compreendendo pixels entre 6 e 8 mm. Registra-se aumento das áreas com  $ET_{24h}$  menor que 1 mm, possivelmente referente a parcelas em preparação para estabelecimento de cultivos irrigados. Na Figura 4.46 percebe-se um aumento acentuado da  $ET_{24h}$  nas áreas de vegetação nativa, possivelmente uma consequência da resposta da vegetação nativa as chuvas registradas na estação chuvosa da área. Nas áreas irrigadas a  $ET_{24h}$  permanece elevada, oscilando entre 5 e 8 mm. Na Figura 4.48, correspondente ao final de agosto de

2006, percebe-se um declínio substancial na  $ET_{24h}$  nas áreas de vegetação nativa. Nas áreas irrigadas do DIJA e demais pomares da região, prevalecem valores de  $ET_{24h}$  nas classe de 4 a 5 mm e de 5 a 6 mm.

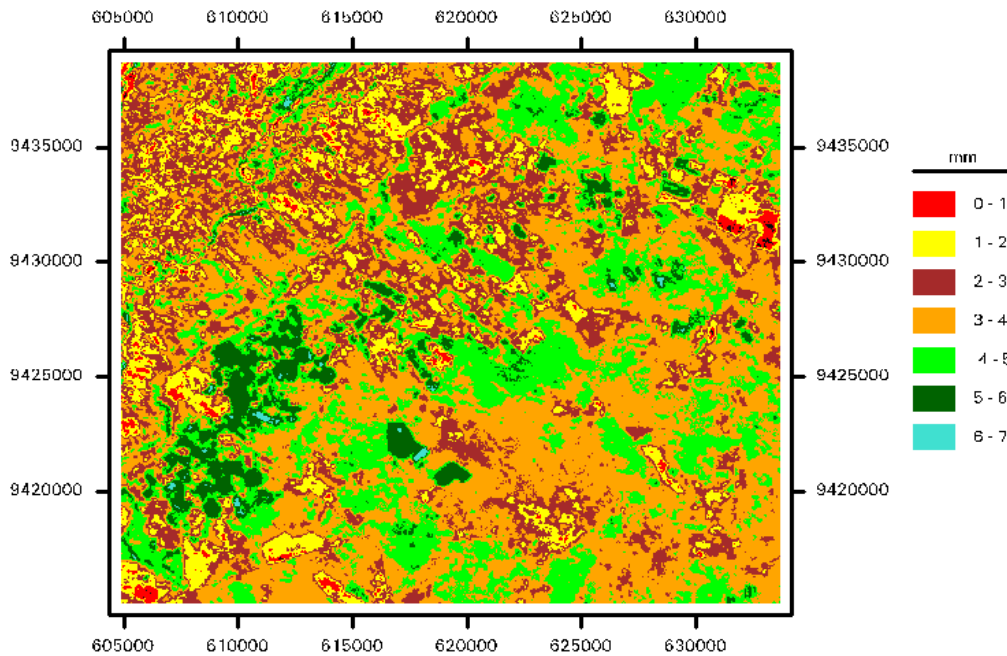


Figura 4.44 – Mapa temático da evapotranspiração real diária ( $ET_{24}$ ), em 24/10/05.

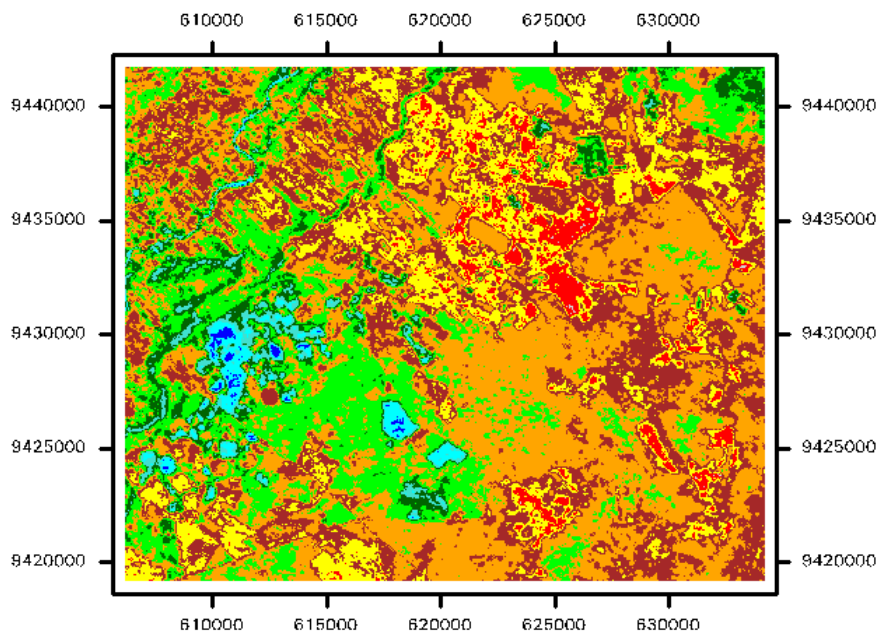
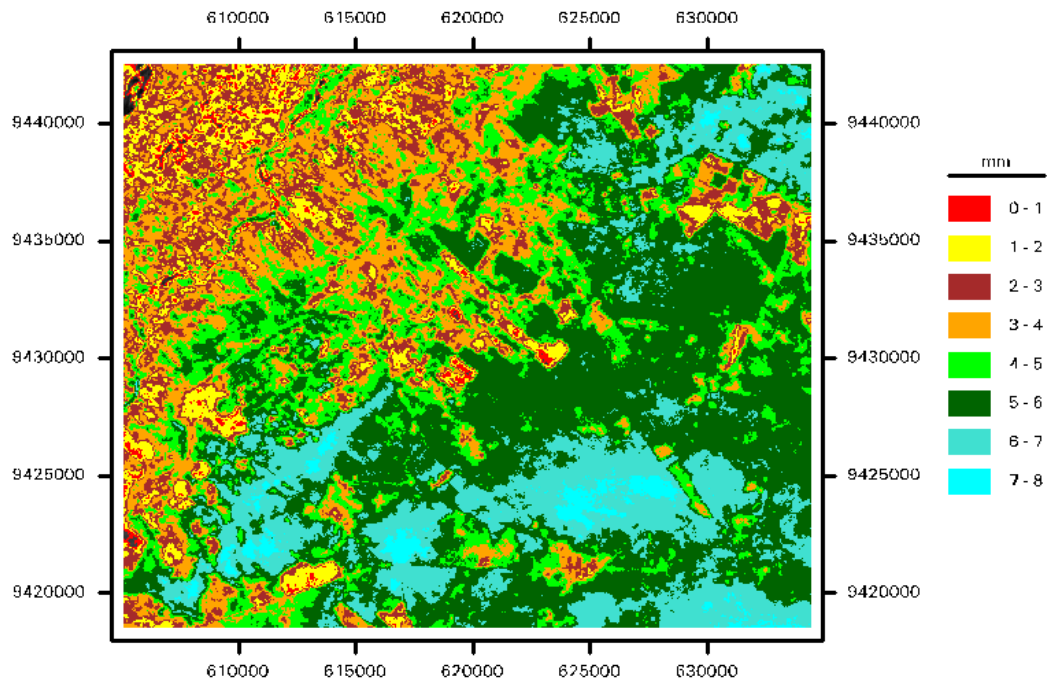
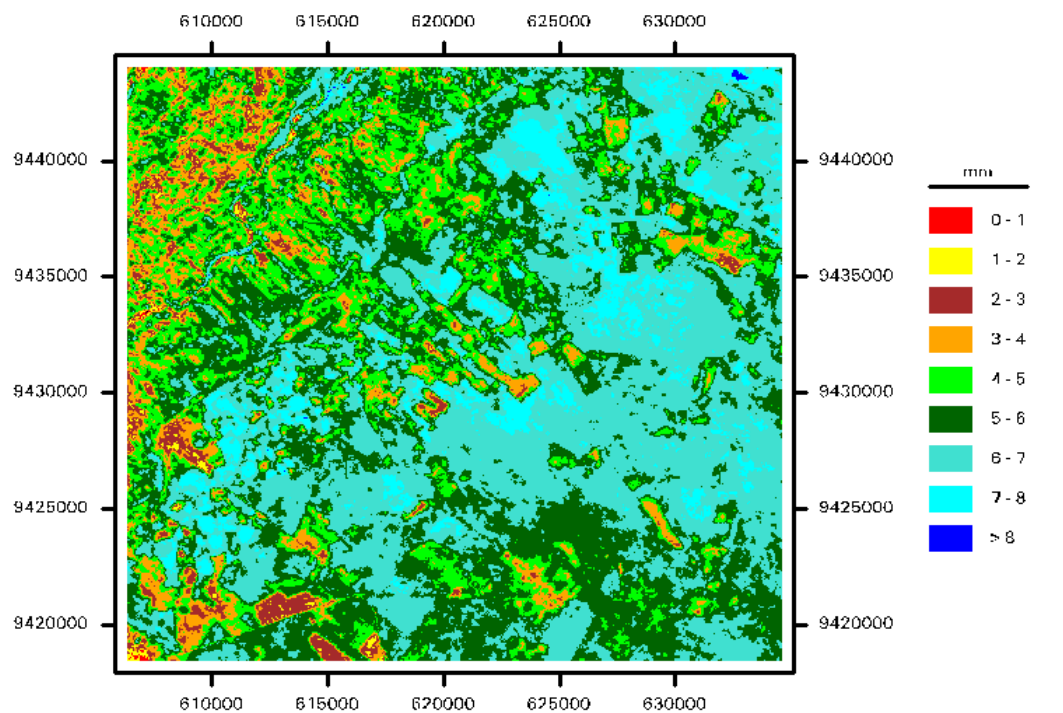


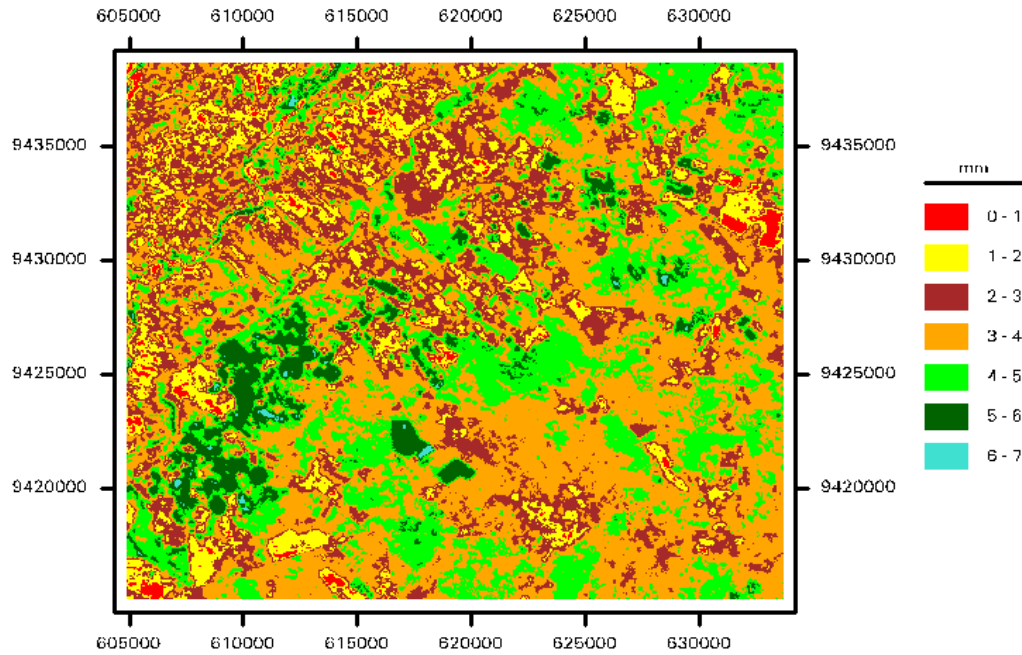
Figura 4.45 – Mapa temático da evapotranspiração real diária ( $ET_{24}$ ), em 28/01/06.



**Figura 4.46** - Mapa temático da evapotranspiração real diária ( $ET_{24}$ ), em 23/07/06.



**Figura 4.47** - Mapa temático da evapotranspiração real diária ( $ET_{24}$ ), em 08/08/06.



**Figura 4.48** – Mapa temático da evapotranspiração real diária ( $ET_{24}$ ), em 24/08/06.

As estimativas de  $ET_{24h}$  referentes aos dias 24/10/05, 28/01/06, 23/07/06, 08/08/06 e 24/08/06 foram comparadas com as respectivas medidas de  $ET_{24h}$  derivadas das medidas do LE realizadas através do método das correlações turbulentas.

O método de extrapolação utiliza as estimativas da evapotranspiração de referência ( $ET_{024}$ ) estimada pelo método FAO-Penman-Monteith, no período de 24 horas do dia da data da imagem, em  $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ , como um índice capaz de representar a mudança relativa das condições do tempo na área durante o dia. Supõe-se, portanto, que a  $ET_{24h}$  varia no tempo proporcionalmente face às mudanças da  $ET_{024}$ .

A Tabela 4.3 apresenta os valores de  $ET_{24}$  observados e modelados para os cinco dias analisados, assim como suas respectivas estimativas da evapotranspiração de referência diária ( $ET_{024}$ ), além das medidas de concordância entre os valores estimados e medidos de  $ET_{24h}$ . A  $ET_{24h}$  estimada pelo SEBAL/METRIC mostra uma razoável concordância com os resultados obtidos a partir das medições realizadas com o método das correlações turbulentas. É possível constatar uma sobrestimativa nos valores modelados de  $ET_{24h}$  em todas as datas, acompanhando a tendência observada na estimativa do fluxo de calor latente, como analisado na secção anterior. Ademais, admite-se a possibilidade dos dados de  $ET_{024}$  estarem um pouco sobrestimados, sobretudo na estação seca, pela falta de área-tampão devidamente irrigada ao redor do posto meteorológico.



Os resultados das medidas da  $ET_{24h}$  calculadas pelo método das correlações turbulentas, correspondendo a um valor médio de  $3,6 \text{ mm.dia}^{-1}$ , são bem menores do que os obtidos com o SEBAL/METRIC. O Erro relativo médio correspondente é muito alto, igual a 69,2 %. No entanto, ao considerar que o  $K_c$  da bananeira em plena fase de produção é da ordem de 1,1, pode-se usar as medições da  $ET_{0,24h}$  e multiplicá-las pelo referido  $K_c$ . Ao utilizar este recurso, se obtém um Erro relativo médio de apenas 8,0 %, o que evidencia que a  $ET_{24h}$  SEBAL é mais precisa que aquela derivada das correlações de vórtice. Há inúmeras referências do não fechamento do BE segundo essa técnica e ao mesmo tempo, os valores de H e LE obtidos na torre micrometeorológica são influenciados pelas áreas sobre as quais o vento sopra até chegar aos sensores de medições turbulentas. Esses valores obtidos pelo SEBAL e com o artifício do  $K_c \times ET_{0,24h}$  são compatíveis com os apresentados em Teixeira et al. (2002), relativos a medições do consumo hídrico da bananeira cultivar Pacovan, conduzidas sob irrigação por microaspersão, no Vale do Rio São Francisco, durante dois ciclos de produção. Em vista do clima semi-árido quente de alto poder evaporante, era admissível esperar valores medidos de  $ET_{24h}$  ainda mais altos que os do SEBAL; porém, como destacado por Bassoi et al. (2004), apesar da alta disponibilidade de água no solo, a alta demanda evaporativa induz ao controle estomático sobre a transpiração da bananeira, principalmente nas primeiras horas do período da tarde.

Tabela 4.3 - Estimativas e medidas da evapotranspiração real diária no pixel da fazenda Frutacor, estimativas da evapotranspiração de referência e resultados da validação.

Data	$ET_{24}$ ( $\text{mm.dia}^{-1}$ )		$ET_{O_{24}}$ ( $\text{mm.dia}^{-1}$ )
	Observado	Modelado	
24/10/05	3,6	6,9	6,4
28/01/06	3,7	5,4	6,7
23/07/06	3,9	5,3	4,4
08/08/06	3,1	6,3	5,7
24/08/06	3,8	5,3	4,6
Média	3,6	6,0	5,7

A evapotranspiração é altamente variável no tempo e no espaço. Variável no espaço devido a grande variabilidade espacial da precipitação, características físico-hídricas do solo, e devido ao tipo e a densidade da vegetação. É variável no tempo

devido à variabilidade do clima. Nas Figuras 4.49 a 4.52 estão apresentadas as cartas imagem da ET diária para os cinco dias analisados.

Ao validar as estimativas através do algoritmo SEBAL, referente a valores das componentes instantâneas do balanço de energia com os valores medidos das mesmas através das correlações turbulentas para a região do sub-médio São Francisco para o dia 12 de outubro de 2004, Feitosa (2005) obteve valores em que todas as componentes estimadas foram superiores as medidas em campo, com diferenças relativas variando de 8% em relação ao  $R_n$  e de 25% para  $G$ . Porém, em estudo no município de Barbalha/CE, Bezerra et al. (2008) aplicaram a metodologia SEBAL às culturas do algodão e da mamona e obtiveram resultados em que os melhores desempenhos foram alcançados nas estimativas de  $R_n$  e  $LE$  com diferenças inferiores a 10%, em três dos quatro dias analisados, quando comparados com valores medidos em superfície utilizando o balanço de energia baseado no método da razão de Bowen. Resultados menos satisfatórios foram verificados nos valores de  $H$ , e atribuíram tais discrepâncias a possível influência ao dimensionamento da área na resolução do canal termal.

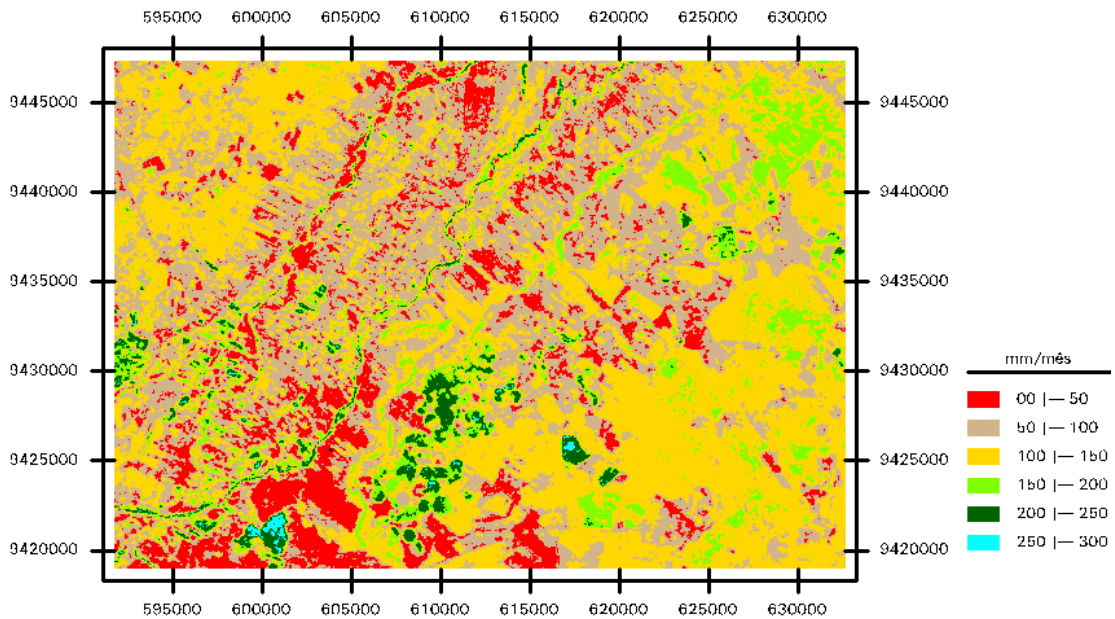
#### 4.9 Mapas temático da evapotranspiração real mensal

As Figuras 4.49 a 4.52 correspondem ao mapeamento da evapotranspiração real mensal, elaborado a partir do modelo METRIC, para os meses outubro de 2005, janeiro, julho e agosto de 2006.

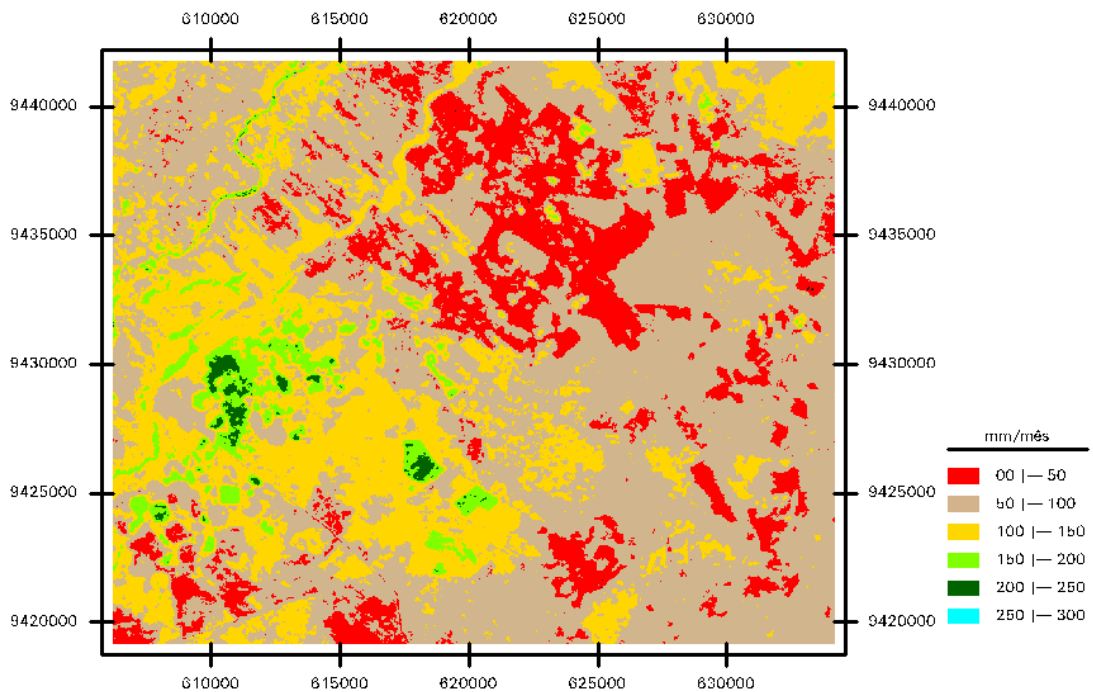
Para o outubro de 2005 (Figura 4.49) observa-se a predominância da classe com valores entre 100 e 150 mm/mês (cor amarela). Na região da fazenda experimental Frutacor e DIJA pode-se notar que a evapotranspiração mensal oscila entre 150 e 250 mm/mês (cores verde claro e escuro), ou seja, os maiores taxas são encontradas nas áreas com a presença de atividade agrícola irrigada.

Para o mês de janeiro (Figura 4.50) observa-se que ocorreu uma redução na taxa da evapotranspiração em quase toda a área, exceto na região do DIJA com valores entre 150 e 250 mm/mês. Já para o mês de julho, Figura 4.51, segundo a distribuição espacial da evapotranspiração, é observado um aumento da taxa  $ET_{\text{mensal}}$ , principalmente nas áreas de vegetação nativa, mas os valores não ultrapassaram 200 mm/mês. Isto, possivelmente, está associado ao fim do período chuvoso. No mês de agosto (Figura 4.52) houve uma expansão da área observada em julho com valores ainda um pouco

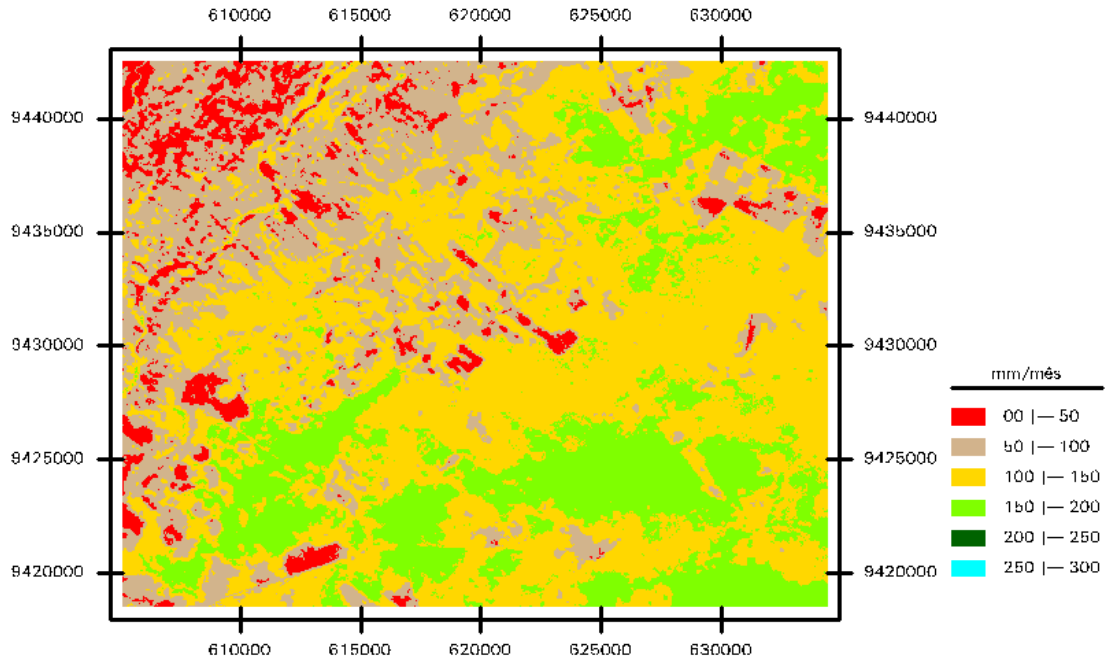
maiores do que o observado no mês anterior, ou seja,  $ET_{\text{mensal}}$  entre 100 a 150 e de 150 a 200 mm/mês.



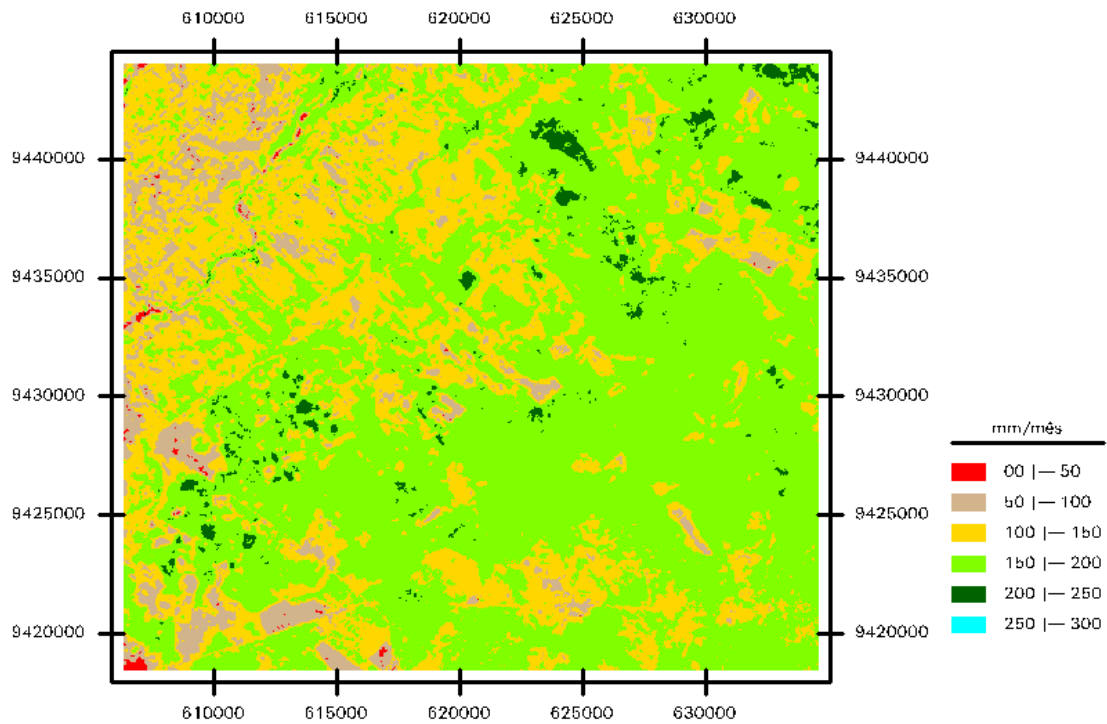
**Figura 4.49** – Mapa temático da evapotranspiração mensal do mês de outubro de 2005.



**Figura 4.50** – Mapa temático da evapotranspiração mensal do mês de janeiro de 2006.



**Figura 4.51** – Mapa temático da evapotranspiração mensal do mês de julho de 2006.



**Figura 4.52** – Mapa temático da evapotranspiração mensal do mês de agosto de 2006.

#### 4.10 Validação do SEBAL

Conforme mostra a Tabela 4.4, o  $G$  obtido no dia 24/10/05 (DSA 297), apresentou um valor médio medido de  $90,4 \text{ W/m}^2$  contra o valor estimado pelo SEBAL/METRIC de  $80,1 \text{ W/m}^2$ . Esse resultado reflete um erro relativo de 11%, abaixo do valor medido. Observando os valores individuais dos dois fluxímetros instalados na área ( $105,7$  e  $80,4 \text{ W/m}^2$ ), constatam-se erros relativos de 20% e -5%, respectivamente. Para os dias 28/01, 23/07, 08/08 e 24/08 os valores de  $G$  são bastante dispersos quando se faz a comparação entre os valores medidos e os estimados pelo SEBAL/METRIC.

Os valores discrepantes encontrados na estimativa de  $G$  podem estar associados ao fato das placas de fluxo de calor terem sido instaladas próximas à linha de irrigação, onde se emprega emissores pontuais através do gotejamento. Por uma questão operacional, não foram instalados os fluxímetros nas entrelinhas de irrigação, onde certamente o fluxo de calor no solo é maior. Salienta-se, ainda, que durante grande parte do período experimental as entrelinhas das bananeiras permaneceram cobertas com folhagem (seca e/ou verde) devido ao corte na podagem, conforme é visto na Figura 4.53. Nesse caso, a incerteza relativa às medições de  $G$  pode ser grande quando se utiliza um número de placas de fluxo de calor insuficiente e especialmente não representativo. Estes fatores contribuíram para as grandes diferenças com as medições, uma vez que na avaliação feita pelo algoritmo, a contribuição de solo exposto na emissão de sinal para o satélite ser bem maior quando considerada a área do pixel, por este ser de 900 metros quadrados.

Das componentes do balanço de energia (BE), o fluxo de calor no solo é a que apresenta maior dificuldade do ponto de vista de precisão, quando estimado por técnicas de sensoriamento remoto. Bastiaanssen et al. (1998b), objetivando a validação do algoritmo SEBAL, observaram em seu estudo que o fluxo de calor no solo apresentou os piores resultados entre os componentes do BE, quando comparados com medidas de superfícies. Constatação também obtida por Feitosa (2005), quando da estimativa do balanço de energia a superfície com imagens Landsat 5 - TM e NOAA-AVHRR aplicando o SEBAL, encontrando uma diferença de 25% entre o valor de  $G$  estimado pelo método SEBAL e dados medidos em superfície. Segundo Bastiaanssen et al. (1998b), esse fato não é considerado um problema sério, porque medidas de  $G$  só são representativas para áreas muito pequenas, nas quais sejam minimizadas as influências da variação do tipo de solo e da cobertura vegetativa, incompatível com o tamanho do

pixel do sensor TM, mesmo sendo de 30 m x 30 m. Kustas et al. (1990 e 1996) utilizaram parametrização similar à usada neste trabalho, e ainda Oliosio et al. (2002a), mediante um modelo mais preciso do tipo SVAT, descrevem resultados para a estimativa de G equivalentes a um desvio absoluto médio a 40 W/m<sup>2</sup>.

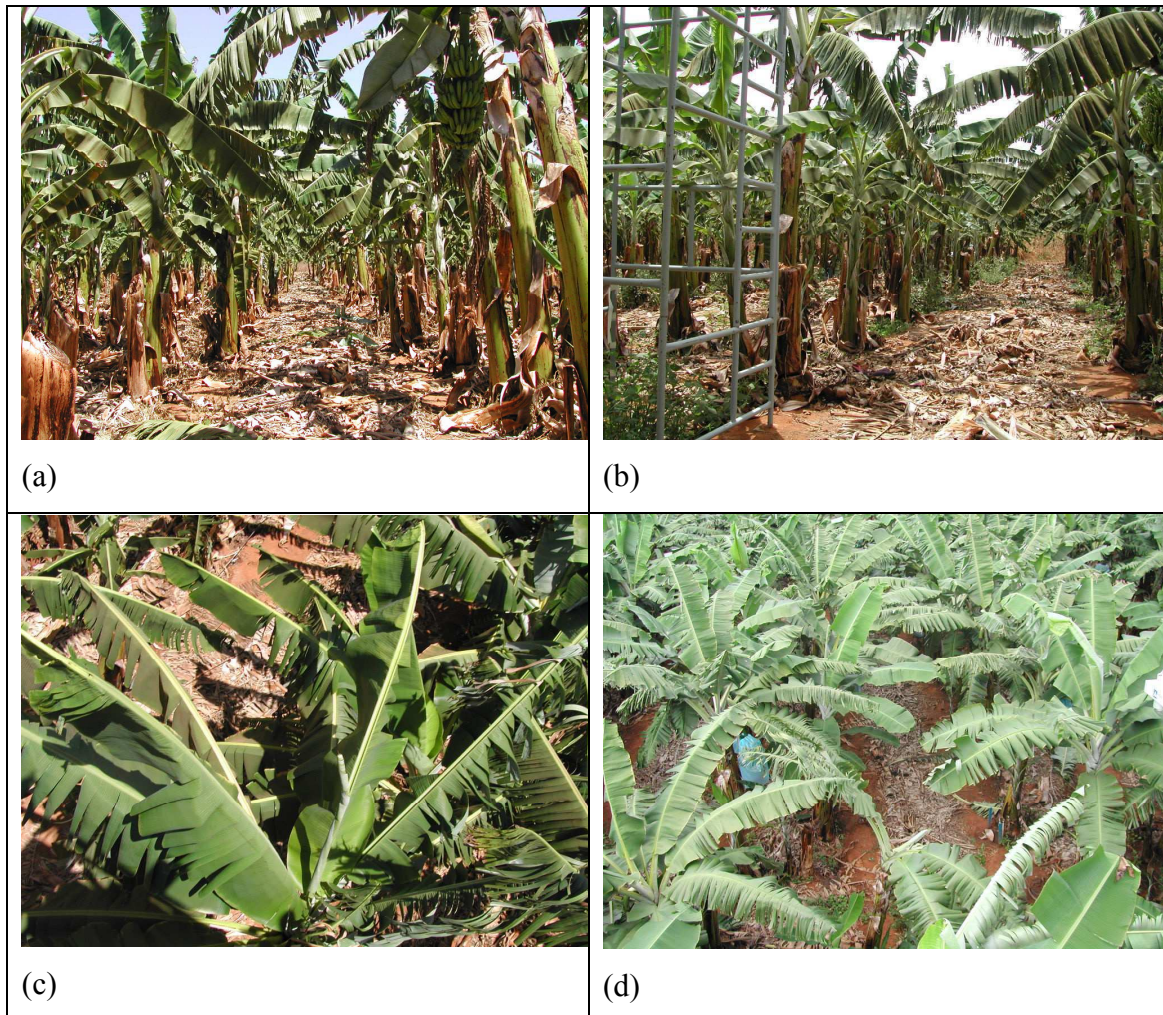


Figura 4.53 – Área de instalação dos dois fluxímetros (a), base da torre (b), vista superior da área onde se encontrava instalado os fluxímetros (c) e (d).VALIDAÇÃO

As componentes do BE, ou seja, os valores de  $R_n$ , G, LE e H, referentes ao instante da passagem do satélite sobre a torre de observação, foram comparados com os valores interpolados dos dados médios observados na torre entre o intervalo de 9h30min e 10h00min, nos cinco dias analisados.

Existe uma concordância aceitável para a generalidade das situações, verificando-se, no entanto, algumas discrepâncias na comparação com as medições realizadas na torre, principalmente em relação ao fluxo de calor no solo (G).

Os resultados referentes aos dados coletados no experimento de campo e no processamento de cinco imagens Landsat – 5 TM para os dias analisados constam na Tabela 4.4.

Tabela 4.4 – Valores instantâneos, medido e estimado pelo SEBAL em  $W/m^2$ , para os dias 24 de outubro de 2005, 28 de janeiro e 23 de julho, 08 de agosto e 24 de agosto de 2006, com a hora da passagem do satélite e o ângulo zenital correspondente.

	Rn	G	H	LE
DATA: 24/10/2005 – Dia do Ano 297      Satélite: 09:29 h      Z = 26,21°				
Medido	629,3	90,4	231,2	249,9
ALLEN	607,5	80,1	-	-
IDAHO	603,8	80,1	-	-
METRIC	615,5	80,2	106,1	423,5
DATA: 28/01/2006 – Dia do Ano 28      Satélite: 09:31 h      Z = 34,02°				
Medido	600,5	12,1	188,7	279,2
ALLEN	559,1	75,4	-	-
IDAHO	546,2	78,6	-	-
METRIC	572,7	75,5	168,7	390,5
DATA: 23/07/2006 - Dia do Ano 204      Satélite: 09:34 h      Z = 39,37°				
Medido	514,0	7,9	166,8	241,2
ALLEN	516,9	48,3	-	-
IDAHO	508,1	48,3	-	-
METRIC	522,1	48,3	76,0	435,4
DATA: 08/08/2006 - Dia do Ano 220      Satélite: 09:34 h      Z = 36,90°				
Medido	534,7	10,4	183,3	236,7
ALLEN	543,2	49,7	-	-
IDAHO	537,9	49,7	-	-
METRIC	550,1	49,7	25,8	469,8
DATA: 24/08/2006 - Dia do Ano 236      Satélite: 09:34 h      Z = 33,58°				
Medido	574,2	7,4	181,9	280,9
ALLEN	526,7	62,2	-	-
IDAHO	525,8	55,8	-	-
METRIC	539,8	62,2	33,1	448,1

O saldo de radiação ( $R_n$ ) à superfície da terra determina a quantidade de energia que pode ser transformada nos demais componentes do BE, ou seja, os fluxos de H, LE e de G. Estes fluxos determinam o clima local e regional.

O saldo médio diário de radiação medido para o dia 24 de outubro de 2005 foi de 14,3 MJ/m<sup>2</sup>dia para 28 de janeiro, 23 de julho e ainda 08 e 24 de agosto de 2006, foram respectivamente; 13,2; 11,3; 11,3 e 12,4 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>.

Os valores médios estimados do balanço radiativo ( $R_n$ ) para o local da realização do ensaio experimental para os dias analisados utilizando o método METRIC, variaram entre 522 W/m<sup>2</sup> (23/07/06) e 616 W/m<sup>2</sup> (24/10/05), conforme é visto na Tabela 4.4. Verificou-se uma excelente concordância entre os valores de  $R_n$  observados e estimados, com desvio absoluto variando de 8 a 34 W/m<sup>2</sup> e um valor médio de 25 W/m<sup>2</sup>. O erro percentual absoluto variou de 2 até 6% e um valor médio de 4%. Este erro de estimativa se encontra dentro dos limites habitualmente encontrados para estudos realizados sobre o balanço de energia, que é em torno de 30 a 60 W/m<sup>2</sup> (Kustas et al., 1994; Moran et al., 1994; Wang et al., 1995; Ma et al., 2003). Os resultados de  $R_n$  também obtidos pelo modelo indicam uma consistência das parametrizações utilizadas nas estimativas dos componentes do balanço de radiação.

Na Tabela 4.5 estão representados, para as datas analisadas, os dados referentes aos valores do fluxo de calor latente (LE), em W/m<sup>2</sup>, obtidos através do método das correlações turbulentas ( $LE_{CT}$ ), pelo método utilizando o algoritmo METRIC ( $LE_{METRIC}$ ), considerando o método do resíduo da equação geral do balanço de energia ( $LE_{RESÍDUO}$ ) e, finalmente, derivado do método do coeficiente de cultura ( $k_c$ ) em que se considerou que o  $k_c$  para o cultivo da banana é de 1,1. Ao se calcular o Erro relativo entre o SEBAL/METRIC com os demais valores do LE se observa que o Erro relativo médio  $LE_{CT}$  versus  $LE_{METRIC}$  é de 69,5 %, o entre  $LE_{RESÍDUO}$  e o  $LE_{METRIC}$  cai para de 27,4% e ao se usar o  $K_c$ , o Erro relativo atinge 13,4 %, o que pode ser considerado muito baixo. Conclui-se, portanto, que o SEBAL/METRIC representa com precisão o fenômeno evapotranspiração, e que o não fechamento do BE via correlações turbulentas subestima o LE e, por conseguinte, a ET diária.



Tabela 4.5 Valores instantâneos na hora da passagem do satélite do fluxo de calor latente medido com o método das correlações turbulentas –  $LE_{CT}$ , obtidos com o SEBAL/METRIC –  $LE_{METRIC}$ , segundo o fechamento do BE medido na torre –  $LE_{RESIDUO}$  e extraído do produto do Kc com a  $ET_{o,h}$  –  $LE_{KC}$  para os dias selecionados para a pesquisa.

Data	$LE_{CT}$ W/m <sup>2</sup>	$LE_{METRIC}$ W/m <sup>2</sup>	$LE_{RESIDUO}$ W/m <sup>2</sup>	$LE_{KC}$ W/m <sup>2</sup>
24/10/05	249,9	423,5	307,8	456,7
28/01/06	279,2	390,5	405,4	434,2
23/07/06	241,2	435,4	339,3	374,3
08/08/06	236,7	469,8	341,0	382,2
24/08/06	280,9	448,1	384,9	396,8

## 5. CONCLUSÕES

De acordo com os resultados gerais obtidos foi possível concluir que:

- De uma forma geral, pôde-se constatar uma boa concordância entre as estimativas do saldo de radiação e do albedo geradas pelo SEBAL/METRIC, na comparação com as medições realizadas na torre micrometeorológica.
- Igualmente, pôde-se constatar uma boa concordância entre as estimativas do fluxo de calor latente geradas pelo SEBAL/METRIC, quando comparado com o LE advindo do produto do  $K_{rel}$  pela  $ET_{o,h}$  e com o fechamento do BE, via correlações turbulentas, com Erros relativos respectivamente iguais a 13,4 % e 24,5 %.
- A correção atmosférica banda a banda resulta em valores do albedo mais precisos do que com correção única em todo o domínio da radiação de onda curta.
- Não houve uma boa concordância entre o fluxo de calor sensível – H e as medições da correlação dos vórtices, possivelmente em decorrência das características das circunvizinhas ao pomar de bananeiras.
- Foi verificada uma discrepância entre os dados medidos e modelados de fluxo de calor no solo (G). Ficou evidente que o dispositivo experimental, com a utilização de duas placas de fluxo colocadas na linha de plantação de banana irrigada por gotejamento, representou sobremaneira a área molhada, em detrimento da área não molhada. Conclui-se que o dispositivo experimental conduzido no pomar de banana não oferece uma adequada representação espacial da medida de G quando comparada com as medidas geradas pelo SEBAL/METRIC.
- O modelo SEBAL/METRIC demonstrou ser útil e promissor na tarefa de mapear a evapotranspiração real de culturas agrícolas em áreas inseridas do semi-árido brasileiro, a partir da utilização de imagens de satélite de média resolução espacial. Nesse sentido, o sensoriamento remoto possui um grande potencial para atender as necessidades relativas à quantificação da água usada na irrigação de culturas agrícolas em escala local e regional.
- Em conclusão, espera-se que este trabalho tenha contribuído com o melhor entendimento dos procedimentos utilizados nas estimativas dos componentes do balanço de energia e ainda da  $ET_c$  por meio do modelo SEBAL/METRIC.

## 6. SUGESTÕES

- Considerando que o modelo utilizado neste trabalho comprova sua adequabilidade, deve-se considerar em trabalhos futuros, um esforço de validação em outros tipos de cobertura, tais como sobre as principais culturas de ciclo curto.
- Objetivando que o ciclo da água na agricultura irrigada possa ser bem descrito dentro de uma bacia hidrográfica, com a calibração local e validação do algoritmo SEBAL/METRIC para modelar e calcular a evapotranspiração real distribuída espacialmente em conjunção com uma rede de estações agro-meteorológicas, os mesmo servirão de base para fornecimento de dados em um Sistema de informação de Geográfica (SIG).
- As ferramentas desenvolvidas neste trabalho podem ser implementadas operacionalmente dentro de uma bacia hidrográfica para monitorar a utilização, o impacto e ainda a intensificação da agricultura dentro da região semi-árido do Brasil.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO irrigation and drainage paper 56, 1998.

ALLEN, R., BASTIAANSEN, W.; WATERS, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL), Idaho Implementation – Advanced Training and Users Manual, version 1.0, 2002. 97p

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

ALLEN, R. G.; MORSE, A.; TASUMI, M. Application of SEBAL for western US water rights regulation and planning. In: International Workshop on Remote Sensing of Evapotranspiration for Large Regions. IEC Meeting of International Commission on Irrigation and Drainage (ICID), 54., Sept. 2003, Montpellier, France. Proceedings...Montpellier: [s.n], 2003.

ALLEN, R. G., TASUMI M., MORSE, A., TREZZA, R.. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US rights regulation and planning. Irrigation and Drainage Systems, v.19, p.251-268, 2005.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) — Model. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, p.380-394, 2007a.

ANDRADE, E. M.; D'ALMEIDA, D. M. B. A.; MEIRELES, A. C. M.; FILHO, L. C. A. L.; ARRUDA, F. E. R. Evolução da concentração iônica da solução do solo em áreas irrigadas na Chapada do Apodi, CE. **Revista Ciência Agronômica**, v.35, n.1, p.9-16, 2004.

ARYA, S. P. S. Introduction to micrometeorology. London: Academic Press, Inc. 1988. 307p.

ASCE-EWRI. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep., ASCE, 2005.

ALVES, E. J (Org.). A cultura da banana: aspectos técnicos, socioeconômicos e agroindustriais. 2.ed. Brasília: Embrapa-SPI / Cruz das Almas: Embrapa - CNPMF, 1999. 585p.

BASSOI, L. H.; TEIXEIRA, A. H. C.; LIMA, J. M. P.; SILVA, J. A. M.; SILVA, E. E. G.; RAMOS, C. M. C.; SEDYAMA, G. C. Guidelines for irrigation scheduling of banana crop in São Francisco Valley, Brazil. II – water consumption, crop coefficient, and physiological behavior. *Revista Brasileira de Fruticultura*, v.26, n.3, p.464-467, 2004.

BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate. PhD. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, the Netherlands. 272 p., 1995.

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. 1998a.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F. ROENRINK, G. J. VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validacion. *Journal of Hydrology*, v. 212–213, p.213-229. 1998b.

BASTIAANSSEN, W. G. M; BOS, M. G. Irrigation performance indicators based on remotely sensed data: a review of literature. *Irrigation and Drainage Systems*, v.13, p.291-311, 1999.

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.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MOLDEN, D. J.; MAKIN, I. W. Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. *Agricultural Water Management*, v. 46, n.2, p.137-155, 2000.

BASTIAANSEN, W. G. M.; BRITO, R. A. L.; BOS, M. G.; SOUZA, R. A.; CAVALCANTI, E. B.; BAKKER, M. M. Low cost satellite data for monthly irrigation performance monitoring: benchmarks from Nilo Coelho, Brazil. *Irrigation and Drainage Systems*, v. 15, p. 53-79, 2001.

BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; ALLEN, R. G. SEBAL for spatially distributed ET under actual management and growing conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 131, n. 1, p. 85-93, 2005.

BAUSCH, W. C. Soil background effects on reflectance-based crop coefficients for corn. *Remote Sensing of Environment*, v. 46, n. 2, p. 213-222, 1993.

BERNARDO, S. Manual de irrigação. 5. ed. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, Imprensa Universitária, 1989. 596p.

BEZERRA, B.G., Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL, 127f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2006.

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

BEZERRA, M. V. C. Balanço de Energia em Áreas Irrigadas Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto. Dissertação de Mestrado, Campina Grande: DCA/CCT/UFCG, 2004.

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

BOS, M.G., BURTON, D.J., MOLDEN, D.J. Irrigation and drainage performance assessment. Practical guidelines. CABI Publishing, Cambridge, USA, 158p, 2005.

BRUTSAERT, W. Evaporation into the Atmosphere. D. Reidel. 229 p., 1982.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration producers and postcalibration dynamic rangers. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Reykjavik, v.41, n.11, p.2674-2677, 2003.

CHOUDHURY, B. J. Synergism of multispectral satellite observations for estimating regional land surface vegetation. Remote Sensing of Environment, v. 49, n. 3, p. 264-274, 1994.

COURAULT, D.; CLASTRE, P.; CAUCHI, P.; DELÉCOLLE, R. Analysis of spatial variability of air temperature at regional scale using remote sensing data and a SVAT model. In: INTERNATIONAL CONFERENCE GEOSPATIAL INFORMATION IN AGRICULTURE AND FORESTRY, 1., 1998, Lake Buena Vista, Florida, EUA. Proceedings... Lake Buena Vista: ERIM, p. 149-156, 1998..

COURAULT, D.; SEGUIN, B.; OLIOSO, A. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modeling approaches. Irrigation and Drainage Systems, v. 19, p. 223-249, 2005.

DANTAS, F. R. Estudo comparativo de parâmetros da vegetação sobre diferentes alvos utilizando dados do AVHRR e TM. (Dissertação de Mestrado): UFCG, Campina Grande – PB. 2008.

DICKINSON, R.E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. Climate Processes and Climate Sensitivity. American Geophysical Union Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing: v. 5, 1984, p. 58–72.

DOORENBOS, J. E.; PRUITT, W. O. Guidelines for predicting crop water requirement. FAO Irrigation and Drainage Paper 2. Rome: FAO, 1977. 144 p.

DUFFIE, J. A.; BECKMANN, W. Solar Engineering of Thermal Processes. New York:

FEITOSA, J. R. P. Uso de técnica de sensoriamento remoto e imagens Landsat-TM e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície. 164f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). Programa Institucional de Pós-graduação em Recursos Naturais. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande-PB, 2005.

FOLHES, M. T. ; RENNO, C. D. ; SOARES, J. V. ; SILVA, B. B. . Comparing net surface radiation estimation from remote sensing to field data. In: III Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto, 2006, Aracaju. Anais III Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto, 2006.

FRANÇA, H. Um estudo fenológico com imagens AVHRR/NOAA nos cerrados do Parque Nacional das Emas, GO. 1994. (INPE-6120-TDI/581). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994.

FRANÇA, H.; SETZER, A. W., 1998. AVHRR temporal analysis of a savanna site in Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, v. 19, n. 16, p. 3127-3140, 1998.

GONDIM, R.S.; TEIXEIRA, A. S.; ROSA, M. F.; FIGUEIREDO, M. C. B.; PEREIRA, P. M.; COSTA, C. A. G.; SABINO, K. V.- Diagnóstico da agricultura irrigada no baixo e médio Jaguaribe. *Revista Econômica do Nordeste*, Fortaleza, v.35, n. 3, 2004.

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: *Symposium on Geospatial theory, Processing and Applications*, Ottawa, Canadá. ANAIS..., 2002

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering Agriculture*, v. 1, n. 2, p. 96-99, 1985.

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



HEILMAN, J.; HEILMAN, W.; MOORE, D. Evaluating the crop coefficient using spectral reflectance. *Agronomy Journal*, v. 74, p. 967-971, 1982.

HUETE, A.R. Adjusting Vegetation Indices for Soil Influences. *International Agrophysics*, Lublin, v.4, n.4, p.367-376, 1988.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Acesso: <http://www.ibge.gov.br>.

JACKSON, R. D.; REGINATO, R. J.; IDSO, S. B. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*. v. 13, n. 3, p. 651-656, 1977.

JACKSON, R. D.; IDSO, S. B.; REGINATO, R. J.; PINTER Jr, P. R. Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resources Research*, v. 17, n. 4, p. 1133-1138, 1981.

JENSEN, M. W.; BURMAN, R. D.; ALLEN, R. G. Evapotranspiration and irrigation water requirements. New York: American Society of Civil Engineers, 1990. 329 p. (ASCE. Manual and Reports on Engineering Practices 70).

KALLURI, S. N. V.; TOWNSHED, J. R. G.; DORAISWAMY, P. A simple single layer model to estimate transpiration from vegetation using multi-spectral and meteorological data. *International Journal of Remote Sensing*, v. 19, n. 6, p. 1037-1053, 1998.

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

KUSTAS, W. P.; MORAN, M.; JACKSON, R.; GAY, L.; DUELL, L.; KUNKEL, K.; MATHIAS, A. Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and a reference field in a arid environment. *Remote sensing of Environment*, v. 32, p. 125-141, 1990.

KUSTAS, W.P.; PERRY, E.M.; DORAISWAMY, P.C. and MORAN, M.S. Using satellite remote sensing to extrapolate evapotranspiration estimates in time and space over a semiarid rangeland basin. *Remote Sensing of Environment*. v.49, p.275-286, 1994.

KUSTAS, W. P.; NORMAN, L. M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hidrological Sciences Journal*, v. 41, n. 4, p. 495-516, 1996.

LAMAUD, E.; OGÉE, J.; BRUNET, Y; BERBIGIER, P. Validation of eddy flux measurements above the understorey of a pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.106 , p.187-203, 2001.

MARKHAM, B.L.; BARKER, L.L. Thematic mapper bandpass solar exoatmospherical irradiances. *International Journal of Remote Sensing*, v.8, n.3, p.517-523, 1987.

MEDINA, J. L.; CAMACHO, E.; RECA, J.; LÓPEZ, R.; ROLDÁN, J. Determination na analysis of regional evapotranspiration in southern Spain Base on remote sensing and Gis. *Physics and Chemistry of the Earth*. v. 23, n. 4, p.427-432. 1998.

MENENTI, M. Irrigation and Drainage. In Schultz, G. A.; Engman, E. T. (Eds.). *Remote sensing in hydrology and water management*. Berlin, Germany: Springer, 2000. cap. 17, p. 217-238. 2000.

MENDES, C. A. B.; CIRILO, J. A. *Geoprocessamento em Recursos Hídricos: Princípios, integração e aplicação*. 1ª ed. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos. 536p. 2001.

MOHAMED, Y. A.; BASTIAANSEN, W. G. M.; SAVENNIJE, H. H. G.; Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. *Journal of Hidrology*. v. 289, p.145-164, 2004.

MOORE C. J.; FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forests. *Agricultural Forest Meteorology*, v. 38, p. 147–169, 1986.

MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; RAYMOND, L.; GAY, L.; SLATER P. Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and groundbased meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, v. 30, p. 77-87, 1989.

MORAN, T.R.; CLARKE, Y.; INOUE, A. V. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, v. 49, n.3, p. 246-263, 1994.

MORSE, A.; TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; KRAMBER, W. J. Application of the SEBAL methodology for estimating consumptive use of water and streamflow depletion in the Bear River basin of Idaho through remote sensing – Final Report. Boise: Department of Water Resources/University of Idaho, 2000, 98p.

NEMANI, R. R.; RUNNING, S. W. Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and Thermal-IR AVHRR data. *Journal of Applied Meteorology*, v. 28, p. 276-284, 1989.

OKE, T. R. *Boundary Layer Climates*. 2. ed. London: Routledge, 1978.

OLIOSO, A.; BRAUD, I.; CHANZY, A.; COURAULT, D.; DEMARTY, J.; KERGOAT, L.; LEWAN, L.; OTTLÉ, C.; PRÉVOT, L.; ZHAO, G.; CALVET J.; CAYROL, P.; JONGSCHAAP, R.; MOULIN, S.; NOILHAN, J.; WIGNERON, J. SVAT modeling over the Alpilles-ReSeDA experiment: comparing SVAT models over wheat fields. *Agronomie*, v. 22, p. 651-668, 2002a

OLIOSO, A.; CHAUKI, H.; COURAULT, D.; WIGNERON, J. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing into SVAT models. *Remote Sensing of Environment*, v. 68, n. 3, p. 341-356, 1999.

OLIOSO, A.; HASAGER, C.; JACOB, F.; WASSENAR, T.; CHEHBOUNI, A.; MARLOIE, O.; LECHARPENTIER P.; COURAULT, D. Mapping surface flux from thermal infrared and reflectances data using various models over the Alpilles test site. In: *RECENT ADVANCES IN QUANTITATIVE REMOTE SENSING*, 1., 2002, Valencia. Proceedings...Valencia: [s.n.] 2002b, p. 329-338.

LEITÃO, M. M. V. B. R. & OLIVEIRA, G. M. A influência da irrigação sobre o albedo. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.4, n.2, p.214-218, 2000.

MA, Y.; SU, Z.; KOIKE, T.; YAO, T; ISHIKAWA, H; UENO, K. MONENTI, M. On measuring and remote sensing surface energy balance partitioning over the Tibet Plateau – from GAME/Tibet to CAMP/Tibet. *Physics and Chemistry of the Earth*, v.28. p.63-74, 2003.

MARTINS, R. W.A. Balanço de radiação e energia em área reflorestada com algaroba no Seridó do Rio Grande do Norte. Dissertação de Mestrado, Campina Grande – PB: DCA/CCT/UFCG, 98p, 2000.

MORAN, T.R.; CLARKE, Y.; INOUE, A. V. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, v. 49, n.3, p. 246-263, 1994.

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

PAIVA, C. M. Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR. 2005. Tese (Ph.D.). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

PENMAN, H. L. Evaporation: an Introductory Survey. *Netherlands Journal Agricultural Science*, Wageningen. v.4, p.9 – 29, 1956.

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

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. Evapo(transpiração). Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.

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

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

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

ROMERO, M. G. Daily evapotranspiration estimation by means of evaporative fraction and reference evapotranspiration fraction. 2004. Tese (Ph.D.). Utah State University, Logan, Utah, 2004.

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

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

SCHUEPP, P. H., LECLERC, M. Y., MACPHERSON, J. I. & DESJARDINS, R.L. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 50, p. 355-373, 1990

SEGUIN, B.; ASSAD, E.; FRETEAID, J. P.; IMBERNON, J.; KERR, Y.; LAGOUARDE, J. P. Use of meteorological satellites for water balance monitoring in Sahelian regions. *International Journal of Remote Sensing*, v. 10, n. 6, p. 1101-1117, 1989.

SEGUIN, B.; LAGOUARDE, J. P.; SAVANE, M. The assessment of regional crop water conditions from meteorological satellite thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment*, v. 35, n. 2-3, p. 141-148, 1991.

SILVA, B. B. da.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005a.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos componentes do balanço de energia à superfície com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície. 2005. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, ANAIS. p. 3325-3332b.

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

SMITH, M. Report on the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines of crop water requirements. Rome: FAO, 1991. 549p.

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

SU, Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 6, p. 85-99, 2002.

SWINBANK, W.C. The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *J. Meteorol.*, v.8, p.135-145, 1951.

TASUMI, Masahiro. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. 357f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). University of Idaho. Kimberly, Idaho, 2003.

TASUMI, M.; TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; WRIGHT, J. L. US validation tests on the SEBAL model for evapotranspiration via satellite. ICID Workshop on Remote Sensing of Evapotranspiration for Large Regions, 17 sep. 2003.

TASUMI, M.; TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; WRIGHT, J. L. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. *Irrigation and Drainage Systems*, v. 19, p. 355–376, 2005.

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

TREZZA, Ricardo. Evapotranspiration using a satellite-based Surface energy balance with Standardized ground control. 247f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). Utah State University. Logan, Utah, 2002.

TWINE, T.E; KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M.; COOK, D.R.; HOUSER, P.R.; MEYERS, T.P; PRUEGER, J.H.; STARKS, P.J.; WESELY, M.L. Correcting eddy-covariance flux estimates over grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*. v103, p.279-300, 2000.

VALDES, A.; WAGNER, E.; MARZALL, I.; SIMAS, J.; MORELLI, J.; PEREIRA, L. P.; AZEVEDO, L. G. T. Impactos e externalidade sociais da irrigação no Semi-árido Brasileiro. 1 ed. Brasília: Banco Mundial, 2004. 132p.

VERMA, S. B.; SELLERS, P. J.; WALTHALL, C. L.; HALL, F. G.; KIM, J.; GOETZ, S. J. Photosynthesis and stomatal conductance related to reflectance on the canopy scale. *Remote Sensing of Environment*, v. 44, n. 1, p. 103-116, 1993.

WANG, J.; MA, Y.; MENENTI, M.; BASTIAANSEN, W.; MISTSUTA, Y. The scaling-up of processes in the heterogeneous landscape of HEIFE with the aid of satellite remote sensing. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 73, n. 6, p. 1235-1244, 1995.

WANG, J.; SAMMIS, C. A.; MEIER, L.; SIMMONS, D. R.; SAMANI, Z. A modified SEBAL model for spatially estimating pecan consumptive water use for Las Cruces, New Mexico. Disponível em: <http://ams.cofex.com/ams/pdfpapers/92012.pdf>. Acesso em: 07 de Julho de 2005.

WEI, Y.; SADO, K. Estimation of areal evapotranspiration using Landsat TM data alone. In: 5<sup>th</sup> ASIAN CONFERENCE ON REMOTE SENSING, 1994, Bangalore, India.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELE, A.; IBROM, A.; LAW, B.E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, S.; TENHUNEN, S.; VALENTINI, S.; VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 113, 2002, p. 223-243.

TEIXEIRA, A.H.C., Luís Henrique BASSOI, L.H., Wayka Preston Leite Batista da COSTA, W.P.L.B.; MOURA e SILVA, J.A. SILVA, E.G. Consumo hídrico da bananeira no Vale do São Francisco estimado pelo método da razão de Bowen. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v.10, n.1, p.45-50, 2002.