

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-096.

FABIANO BARBOSA DOS SANTOS

ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA UTILIZANDO IMAGENS DO SENSOR
TM-LANDSAT 5 NO BAIXO SÃO FRANCISCO

MACEIÓ-AL

2012

FABIANO BARBOSA DOS SANTOS

ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA UTILIZANDO IMAGENS DO SENSOR
TM-LANDSAT 5 NO BAIXO SÃO FRANCISCO

Dissertação submetida ao Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas, como requisito necessário para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Frederico Tejo Di Pace

Co-Orientador: Prof. Dr. Heliofábio Barros
Gomes

MACEIÓ-AL

2012

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale

S237e Santos, Fabiano Barbosa dos.
Estimativa do balanço de energia utilizando imagens do sensor TM-LANDSAT 5 no baixo São Francisco / Fabiano Barbosa dos Santos. – 2012.
113 f. : il., graf. tab.

Orientador: Frederico Tejo Di Pace.
Co-Orientador: Hélio Fábio Barros Gomes.
Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2012.

Bibliografia: f. 104-113.

1. Sensoriamento remoto. 2. LANDSAT. 3. Balanço de radiação. 4. Balanço de energia. I. Título.

CDU: 551.521.32



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-096.

**“MAPEAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA UTILIZANDO IMAGENS ORBITAIS
NO BAIXO SÃO FRANCISCO”**

Fabiano Barbosa dos Santos

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



Prof. Dr. Frederico Tejo Di Pace
(Orientador)



Prof. Dr. Heliofábio Gomes de Barros
(Co-Orientador)



Prof. Dr. Ricardo Ferreira Carlos de Amorim
(Membro Interno)



Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva
(Membro Externo – UFPE)

Abril/2012

DEDICATÓRIA

À minha mãe,
Amara Barbosa, um exemplo de vida.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente a Deus, pelos momentos felizes e também pelos difíceis, pois sem esses momentos não há aprendizagem nem superação.

À minha família, em especial a minha mãe Amara e madrinha Betânia, pelo infinito carinho, incentivo e apoio em todas as etapas da minha carreira acadêmica.

À minha querida noiva, Norma Candida, pela paciência e ajuda nos momentos difíceis que ocorreram no decorrer deste trabalho.

Aos amigos que fiz no decorrer do curso, em especial ao Diogo Nunes pela ajuda na minha adaptação no Mestrado.

Ao meu orientador, prof. Dr. Frederico Tejo Di Pace, pela confiança depositada e pelos conhecimentos transmitidos durante a realização deste trabalho.

Ao prof. Dr. Heliofábio Barros Gomes pelo apoio e amizade.

Aos professores do Instituto de Ciências Atmosféricas pelos conhecimentos, em especial ao prof. Dr. Manoel Toledo (*in memoriam*) por acreditar na multidisciplinariedade.

Aos parceiros de Sensoriamento Remoto, Vinícius Sperling, Fabio Juvino, Wanderson, Denyson Azevedo e Nyron.

À Fundação de Amparo a Pesquisa de Alagoas (FAPEAL) e a Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudos, sem a qual não teria sido possível realizar o Mestrado.

RESUMO

O sensoriamento remoto é um meio bastante eficaz para obtenção de informações da superfície terrestre devido a sua grande área de cobertura e baixo custo. O presente trabalho visa mapear e estimar as componentes do Balanço de Radiação (albedo, Índice de Vegetação da Diferença Normalizada e Temperatura de Superfície) e do Balanço de Energia (Saldo de Radiação, Fluxo de Calor no Solo, Fluxo de Calor Sensível e Fluxo de Calor Latente) por meio de imagens do sensor Thematic Mapper a bordo do satélite Landsat 5, combinadas com um modelo de elevação digital com informações altimétricas. A obtenção dos componentes dos balanços de radiação e energia foi realizada por meio do algoritmo SEBAL/METRIC, complementadas com informações obtidas em duas plataformas de coleta de dados (Xingó-AL e Poço Redondo-SE). A região abordada tem uma área de aproximadamente 1342 Km² e contempla os municípios de Monteirópolis, Palestina, Pão de Açúcar, Piranhas e São José da Tapera no estado de Alagoas, e os municípios de Canindé de São Francisco, Poço Redondo e Porto da Folha no estado de Sergipe. As imagens coletadas correspondem à passagem do Landsat 5 sobre a referida área às 9 h 30 min. (tempo local) dos dias 17 de outubro de 1999, 06 de outubro de 2001 e 07 de dezembro de 2006 na órbita 214 e ponto 67. A primeira variável obtida, o albedo, sofreu um aumento de aproximadamente 3% na superfície terrestre ao longo dos sete anos analisados, ocasionado devido a perda na cobertura de vegetação, analisado por meio do *IVDN*. Essa perda acarretou um aumento na Temperatura de Superfície em cerca de 4°C. Devido a grande extensão e profundidade do Baixo São Francisco, o qual tem capacidade de reter bastante energia, os valores do Saldo de Radiação foram superiores a 675 W.m⁻², e as áreas com solo exposto ficaram abaixo dos 475 W.m⁻². O Fluxo de Calor no Solo sofreu um aumento gradativo, variando cerca de 10 W.m⁻² nos cinco anos, com predominância de 96 W.m⁻² em 07/12/2006. O Fluxo de Calor Sensível, por ser um parâmetro bastante sensível a precipitação pluviométrica, teve um aumento de 100 W.m⁻² nos dois primeiros anos e um decaimento de 50 W.m⁻² nos cinco anos posteriores. Em regiões sem cobertura de vegetação os valores do fluxo de calor sensível excederam os 630 W.m⁻². O Fluxo de Calor Latente apresentou valores opostos ao fluxo de calor sensível, e nas regiões sem cobertura de vegetação foram obtidos valores abaixo de 70 W.m⁻² e no leito do rio São Francisco os valores são acima de 630 W.m⁻². Os valores obtidos sofreram interferência do registro de chuva, para os dias anteriores a 17/10/1999 e 06/12/2006.

Palavras Chave: Landsat 5. Balanço de radiação. Balanço de energia.

ABSTRACT

Remote sensing is a very effective way for obtaining earth surface information due to its wide area coverage and low cost. This paper aims to map and estimate the components of the Radiation Balance (Albedo, Normalized Difference Vegetation Index, Surface Temperature) and Energy Balance (Net Radiation, Soil Heat Flux, Sensible Heat Flux and Latent Heat Flux) through the sensor Thematic Mapper coupled to the Landsat-5, collected through the Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, combined with a digital elevation model with altitude information. The components were obtained from the Radiation and Energy Balance performed by the SEBAL/METRIC algorithm, with information obtained from two data collection platforms (Xingó-AL and Poço Redondo-SE). The covered region has an area of approximately 1342 square kilometers and includes the municipalities of Monteirópolis, Palestina, Pão de Açúcar, Piranhas and São José da Tapera, Alagoas, and the cities of Canindé do São Francisco, Poço Redondo and Porto da Folha in the state of Sergipe. The images collected corresponded to the passage of TM/Landsat-5 on said area at 9 h 30 min (Solar time) of October 17, 1999 (day 290 in the Julian calendar), October 06, 2001 (day 279 in Julian calendar) and December 7, 2006 (day 341 in the Julian calendar) in orbit 214 and point 67. The first parameter obtained, the albedo, has increased by approximately 3% in the surface over the seven years analyzed, caused due to loss in vegetation cover, analyzed by the NDVI, this loss led to an increase in surface temperature by about 4°C. Due to the large extent and depth of the Lower São Francisco which has ability to retain a lot of energy, the values of the radiation balance were more than to 675 W.m⁻², and the areas with exposed soil were below the 475 W.m⁻². The ground heat flux was increased gradually, ranging from about 10 W.m⁻² in five years, with predominance of 96 W.m⁻² on 07/12/2006. Sensible Heat Flux, a parameter to be very sensitive to rainfall, had an increase of 100 W.m⁻² in the first two years and a decay of 50 W.m⁻² in five years later. In regions without vegetation cover flow values sensible heat exceeded 630 W.m⁻². The latent heat flux has values opposed to sensible heat flux in regions without vegetation cover, where the values obtained were under 70 W.m⁻² and the São Francisco river values are above 630 W.m⁻². The values suffered interference in the recorded rainfall values for the days prior to 17/10/1999 and 06/12/2006.

Key Words: Landsat 5. Radiation balance. Energy balance.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Ilustração das componentes do balanço de radiação à superfície.....	27
Figura 2 - Esquema do Balanço de Energia	33
Figura 3 - Esquema do Balanço de Energia na Superfície para determinação dos pixels frio e quente.....	34
Figura 4 - Localização da região selecionada para o estudo entre os estados de Alagoas e Sergipe e seus municípios.....	39
Figura 5 - Recorte da região de estudo em alta resolução.....	40
Figura 6 - Modelo de estação meteorológica automática, com seus sensores, central de coleta de dados e captação de energia solar.....	41
Figura 7 - Representação de uma Estação Agrometeorológica automática.....	42
Figura 8 - Recorte da área de estudo na composição RGB 543 para o dia 17/10/1999.....	44
Figura 9 - Recorte da área de estudo na composição RGB 543 para o dia 06/10/2001.....	44
Figura 10 - Recorte da área de estudo na composição RGB 543 para o dia 07/12/2006.....	45
Figura 11 - Variação dos níveis de altitude do Modelo de Elevação Digital.....	46
Figura 12 - O Cânion do rio São Francisco localizado na cidade de Canindé de São Francisco-SE.....	46
Figura 13 - Representação da variação angular do mapa de inclinação da superfície.....	47
Figura 14 - Mapa da inclinação da superfície (graus) gerado a partir do Modelo de Elevação Digital.....	47
Figura 15 - Representação da definição da variação angular do mapa do ângulo azimutal da normal de cada pixel.....	48
Figura 16 - Mapa do ângulo azimutal da normal de cada pixel (grau) gerado a partir do Modelo de Elevação Digital.....	48
Figura 17 - Diagrama das etapas utilizadas para o processamento do Balanço de Radiação a superfície.....	49
Figura 18 - Diagrama das etapas para a obtenção do fluxo de calor sensível (H).....	63
Figura 19 - Histograma comparativo das frequências de albedo da superfície para as três imagens utilizadas.....	65
Figura 20 - Albedo da superfície (%) para o dia 17/10/1999.....	67
Figura 21 - Albedo da superfície (%) para o dia 06/10/2001.....	67
Figura 22 - Albedo da superfície (%) para o dia 07/12/2006.....	68

Figura 23 - Imagem da diferença do albedo de superfície estimado entre 06/10/2001 e 17/10/1999.....	69
Figura 24 - Imagem da diferença do albedo de superfície estimado entre 07/12/2006 e 06/10/2001.....	69
Figura 25 - Histograma comparativo das frequências do <i>IVDN</i> para as três imagens utilizadas.....	70
Figura 26 - Mapa do <i>IVDN</i> para 17/10/1999.....	72
Figura 27 - Mapa do <i>IVDN</i> para 06/10/2001.....	72
Figura 28 - Mapa do <i>IVDN</i> para 07/12/2006.....	73
Figura 29 - Imagem da diferença do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada estimada entre 06/10/2001 e 17/10/1999.....	74
Figura 30 - Imagem da diferença do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada estimada entre 07/12/2006 e 06/10/2001.....	74
Figura 31 - Histograma comparativo das frequências de Temperatura da Superfície Terrestre para as três imagens utilizadas.....	75
Figura 32 - Temperatura da Superfície Terrestre (°C) para o dia 17/10/1999.....	77
Figura 33 - Temperatura da Superfície Terrestre (°C) para o dia 06/10/2001.....	77
Figura 34 - Temperatura da Superfície Terrestre (°C) para o dia 07/12/2006.....	78
Figura 35 - Imagem da diferença de Temperatura de Superfície estimada entre 06/10/2001 e 17/10/1999.....	79
Figura 36 - Imagem da diferença de Temperatura de Superfície estimada entre 07/12/2006 e 06/10/2001.....	79
Figura 37 - Histograma comparativo das frequências do Balanço de Radiação a superfície terrestre para as três imagens utilizadas.....	81
Figura 38 - Balanço de Radiação à Superfície ($W.m^{-2}$) para o dia 17/10/1999.....	82
Figura 39 - Balanço de Radiação à Superfície ($W.m^{-2}$) para o dia 06/10/2001.....	83
Figura 40 - Balanço de Radiação à Superfície ($W.m^{-2}$) para o dia 07/12/2006.....	83
Figura 41 - Imagem da diferença do Balanço de Radiação à superfície estimada entre 06/10/2001 e 17/10/1999.....	84
Figura 42 - Imagem da diferença do Balanço de Radiação à superfície estimada entre 07/12/2006 e 06/10/2001.....	85
Figura 43 - Histograma comparativo das frequências do Fluxo de Calor no Solo para as três imagens utilizadas.....	86
Figura 44 - Fluxo de Calor no Solo ($W.m^{-2}$) para o dia 17/10/1999.....	87

Figura 45 - Fluxo de Calor no Solo ($W.m^{-2}$) para o dia 06/10/2001.	88
Figura 46 - Fluxo de Calor no Solo ($W.m^{-2}$) para o dia 07/12/2006.	88
Figura 47 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor no Solo estimado entre 06/10/2001 e 17/10/1999.	89
Figura 48 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor no Solo estimado entre 07/12/2006 e 06/10/2001.	90
Figura 49 - Histograma comparativo das frequências do Fluxo de Calor Sensível ($W.m^{-2}$) para as três imagens utilizadas.	91
Figura 50 - Mapa do Fluxo de Calor Sensível ($W.m^{-2}$) para o dia 17/10/1999.	92
Figura 51 - Mapa do Fluxo de Calor Sensível ($W.m^{-2}$) para o dia 06/10/2001.	93
Figura 52 - Mapa do Fluxo de Calor Sensível ($W.m^{-2}$) para o dia 07/12/2006.	93
Figura 53 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor Sensível estimada entre 06/10/2001 e 17/10/1999.	94
Figura 54 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor Sensível estimada entre 07/12/2006 e 06/10/2001.	95
Figura 55 - Histograma comparativo das frequências do Fluxo de Calor Latente para as três imagens utilizadas.	96
Figura 56 - Mapa do Fluxo de Calor Latente ($W.m^{-2}$) para o dia 17/10/1999.	97
Figura 57 - Mapa do Fluxo de Calor Latente ($W.m^{-2}$) para o dia 06/10/2001.	97
Figura 58 - Mapa do Fluxo de Calor Latente ($W.m^{-2}$) para o dia 07/12/2006.	98
Figura 59 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor Latente estimado entre 06/10/2001 e 17/10/1999.	99
Figura 60 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor Latente estimado entre 07/12/2006 e 06/10/2001.	99
Figura 61 - Áreas selecionadas para os mini-recortes na composição RGB 432.	100

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Valores de albedo em diferentes superfícies.	22
Tabela 2 - Parâmetros astronômicos e informações das plataformas de coletas de dados correspondentes aos dias e horários da passagem do satélite	39
Tabela 3 - Características das bandas espectrais do sensor TM a bordo do Landsat 5.	43
Tabela 4 - Constantes de Calibração Radiométrica, máxima e mínima correspondentes às bandas do sensor Thematic Mapper do Landsat 5.	50
Tabela 5 - Valores da Irradiância espectral no topo da atmosfera para cada banda do sensor TM-Landsat 5. – $K_{\lambda,b}$ ($W.m^{-2} \mu m^{-1}$)	52
Tabela 6 - Coeficientes utilizados para a determinação das transmitâncias referentes ao TM-Landsat 5.	53
Tabela 7 - Valores médios dos parâmetros analisados para os três dias estudados.....	101

LISTA DE ABREVIACOES E SIGLAS

ASTER	Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CBERS	Chinese Brazilian Earth Resources Satellite
DGI	Divisão de Gerao de Imagens
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EROS	Earth Resources Observation Satellite
FAO	Food and Agriculture Organization
IAF	ndice de rea Foliar
ICAT	Instituto de Ciências Atmosféricas
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IVAS	ndice de Vegetao de Ajuste do Solo
IVDN	ndice de Vegetao da Diferença Normalizada
LANDSAT	Land Satellite
MDT	Modelo Digital do Terreno
MED	Modelo de Elevao Digital
METRIC	Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration
MSS	Multispectral Scanner Subsystem
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic Atmospheric Administration
PCD	Plataforma de Coleta de Dados
PDM	Pattern Decomposition Method
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
SEBS	Surface Energy Balance System
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
S-SEBI	Simplified System Energy Balance Index
TM	Thematic Mapper
TST	Temperatura de Superfície Terrestre
UA	Unidade Astronmica
UFAL	Universidade Federal de Alagoas

LISTA DE SIMBÓLOS

c_p	Calor específico do ar à pressão constante	$\text{J.kg}^{-1}\text{K}^{-1}$
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa terra-sol em unidades astronômicas	UA
dT	Variação de temperatura	$^{\circ}\text{C}$
e_a	Pressão parcial do vapor d'água atmosférico	kPa
ET	Evapotranspiração	-
g	Aceleração gravitacional	m.s^{-1}
G	Fluxo de calor no solo	W.m^{-2}
h	Altura média da vegetação ao redor da estação	m
H	Fluxo de calor sensível	W.m^{-2}
k	Constante de Von Karman	-
K_t	Coefficiente de turbidez	-
K_{λ}	Irradiância espectral no topo da atmosfera	$\text{W.m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$
L	Comprimento de Monin-Obukhov	m
L	Fator de ajuste do solo	-
LE	Fluxo de calor latente	W.m^{-2}
$L_{máx,b}$	Constante de calibração radiométrica máxima	$\text{W.m}^{-2} \text{ster}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$
$L_{mín,b}$	Constante de calibração radiométrica mínima	$\text{W.m}^{-2} \text{ster}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$
$L_{\lambda,b}$	Radiância espectral monocromática	$\text{W.m}^{-2} \text{ster}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$
ND	Número digital	-
P	Pressão atmosférica	hPa
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor	s.m^{-1}
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida	W.m^{-2}
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente	W.m^{-2}
R_n	Balanco de radiação à superfície	W.m^{-2}
$R_{S\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente	W.m^{-2}
s	Declividade	graus
S_{sc}	Constante solar	W.m^{-2}
T_a	Temperatura do ar	$^{\circ}\text{C}$
T_s	Temperatura de superfície terrestre	$^{\circ}\text{C}$

u_*	Velocidade de fricção	$m.s^{-1}$
W	Água precipitável na atmosfera	mm
z	Altitude local	m
Z	Ângulo zenital solar	graus
Z_{hor}	Ângulo zenital para pixels com pequena ou nenhuma inclinação	graus
z_{om}	Rugosidade da superfície	m
α	Albedo da superfície	%
α_{toa}	Albedo no topo da atmosfera	%
γ	Ângulo azimutal da normal de cada pixel	graus
δ	Declinação solar	graus
ϵ_a	Emissividade atmosférica	-
ϵ_{NB}	Emissividade no domínio espectral da banda termal	-
ϵ_0	Emissividade de banda larga	-
η	Ângulo de visada do sensor referente a superfície horizontal	graus
ρ	Densidade do ar úmido	$Kg.m^{-3}$
$\rho_{atm,b}$	Reflectância da atmosfera	-
ρ_{IV}	Reflectância da banda 4	-
ρ_V	Reflectância da banda 3	-
$\rho_{\lambda,b}$	Reflectância monocromática	-
σ	Constante de Stefan-Boltzmann	$W.m^{-2} K^{-4}$
$\tau_{entr,b}$	Transmitância atmosférica correspondente à radiação solar incidente	-
$\tau_{s,b}$	Transmitância atmosférica correspondente à radiação solar refletida	-
τ_{sw}	Transmissividade atmosférica	-
ψ_h	Correção de estabilidade ao transporte de calor	-
ψ_m	Correção de estabilidade ao transporte de momentum	-
ϕ	Latitude do pixel	graus
ϖ	Ângulo horário	graus

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
2	CONCEITUAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BILIOGRÁFICA	20
2.1	Albedo.....	20
2.2	Índice de Vegetação da Diferença Normalizada.....	23
2.3	Temperatura de Superfície Terrestre.....	24
2.4	Balanco de Radiação	25
2.5	Saldo de Onda Curta.....	27
2.6	Saldo de Onda Longa	28
2.7	Fluxo de Calor no Solo	29
2.8	Fluxo de Calor Sensível.....	30
2.9	Fluxo de Calor Latente	31
2.10	Balanco de Energia.....	32
2.11	SEBAL.....	34
2.12	METRIC.....	37
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	38
3.1	Seleção e Caracterização da Área de Estudo	38
3.2	Plataforma de Coleta de Dados (PCD)	40
3.2.1	Estação Meteorológica	40
3.2.2	Estação Agrometeorológica.....	41
3.3	Imagens de Satélite.....	42
3.4	Modelo de Elevação Digital	45
3.5	Algoritmo SEBAL/METRIC.....	49
3.5.1	Calibração Radiométrica	50
3.5.2	Reflectância Monocromática.....	50
3.5.3	Albedo Planetário	51
3.5.4	Albedo de Superfície	52
3.5.5	Índices de Vegetação	54
3.5.6	Emissividades	55
3.5.7	Temperatura de Superfície.....	55
3.5.8	Radiação de Onda Longa Emitida.....	56
3.5.9	Radiação de Onda Longa Incidente.....	56

3.5.10	Radiação de Onda Curta Incidente	56
3.5.11	Balço de Radiação	57
3.5.12	Fluxo de Calor no Solo.....	57
3.5.13	Fluxo de Calor Sensível.....	58
3.5.14	Fluxo de Calor Latente	63
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	64
4.1	Componentes do Balço de Radiação.....	64
4.1.1	Mapas Temáticos de Albedo	64
4.1.2	Mapas Temáticos de IVDN	70
4.1.3	Mapas Temáticos de Temperatura da Superfície Terrestre	75
4.1.4	Mapas Temáticos do Balço de Radiação à Superfície.....	80
4.2	Componentes do Balço de Energia	85
4.2.1	Mapas Temáticos do Fluxo de Calor no Solo	85
4.2.2	Mapas Temáticos do Fluxo de Calor Sensível	90
4.2.3	Mapas Temáticos do Fluxo de Calor Latente	95
4.3	Análise dos Parâmetros Estimados.....	100
5	CONCLUSÕES	102
6	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	103
	REFERÊNCIAS	104

1 INTRODUÇÃO

A região do Baixo São Francisco, compreendida entre os estados de Alagoas e Sergipe, está sofrendo um processo acelerado de degradação devido à exploração e uso não sustentável dos recursos naturais oferecidos pela bacia. Ao longo dos anos essas ações antrópicas tem se intensificado, mais especificamente em atividades de mineração, carvoarias e siderurgia, além da produção de energia e da agricultura irrigada, que fazem os principais usos econômicos do rio (CEAS, 2007). Atualmente, a grande expansão da agricultura irrigada, junto a crescente integração entre as atividades agrícolas e agroindustriais na região do Baixo São Francisco, apresentam uma intensa atividade, podendo acarretar mudanças climáticas locais.

O custo relacionado aos experimentos de campo, combinado com a vasta extensão do território brasileiro, caracteriza a necessidade de um grande número de estações meteorológicas, deixando assim uma pendência de informações sobre a superfície terrestre. No Brasil, o número de estações meteorológicas para uma boa cobertura do território nacional ainda é limitado. Dessa forma, o sensoriamento remoto por meio de satélites constitui uma ferramenta poderosa para monitoramento do sistema superfície-atmosfera como meio economicamente mais viável comparado aos métodos convencionais, e mais objetivo nas escalas de espaço e tempo, devido à rapidez, precisão e acuidade, periodicidade e visão sinótica que as caracterizam (DI PACE, 2004). O uso do sensoriamento remoto baseado na análise das imagens de satélite atualmente é um meio que reduz os custos e acelera o processo de obtenção dos mapeamentos e percepção de mudanças geológicas e ambientais (GRIGIO, 2003).

A vegetação terrestre sofre grande influência do tempo e do clima, assim como o clima local também é afetado devido a alterações na vegetação, ou seja, mudanças no uso do solo. Processos radiativos na superfície são fundamentais para a redistribuição de umidade e de calor no solo e na atmosfera, afetando o comportamento da biosfera, tempo e clima na Terra (BASTIAANSEN *et al.* 1998a; ROERINK *et al.* 2000). As trocas de energia que ocorrem entre a vegetação-atmosfera, através das componentes do balanço de radiação e energia, são fundamentais para determinação da evapotranspiração, com a finalidade de aplicações para a melhor utilização dos recursos hídricos.

Um dos elementos mais importantes do balanço de energia é o balanço de radiação, pois essa componente é fundamental para estudos micrometeorológicos envolvendo fluxos verticais de calor latente e calor sensível entre a atmosfera e as superfícies, seja ela vegetada ou não, assim como a taxa de armazenamento ou fluxo de calor no solo, e fluxos advectivos ou horizontais de calor sensível e latente (DI PACE, 2004). Parâmetros como albedo, índice de vegetação da diferença normalizada e temperatura da superfície são importantes para conhecimento e monitoramento dos recursos naturais.

Diversas transformações na superfície, tais como, desmatamento, desertificação, urbanização, afetam o microclima de diversos modos. Devido a essas condições, é necessário conhecer e distinguir os processos básicos das superfícies antes e após as alterações, principalmente os relacionados à quantificação da radiação, que a principal fonte de aquecimento da superfície (IDEIÃO, 2009).

A crescente utilização do sensoriamento remoto via satélite para estimar os fluxos de energia entre a superfície terrestre e a atmosfera, vem proporcionando o desenvolvimento de diversos algoritmos para estimativa desses fluxos. Um dos algoritmos com maior destaque para estudos dos fluxos de calor e massa na superfície é o SEBAL (Surface Energy Balance for Land), desenvolvido por Bastiaanssen em 1995, e exige apenas poucos dados de superfície. Seu aprimoramento, levando em contas os efeitos topográficos, é chamado METRIC (Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration). Esse algoritmo utiliza o método residual da equação do balanço de energia para estimar a evapotranspiração, tornando-o ideal para essa estimativa em regiões montanhosas.

Sendo assim, por meio dessas considerações, o presente estudo tem como objetivo, estimar as componentes do Balanço de Energia (Balanço de Radiação, Fluxo de Calor no Solo, Fluxo de Calor Sensível e o Fluxo de Calor Latente) por meio do sensor Thematic Mapper a bordo do satélite Landsat 5, na região do Baixo São Francisco, para detectar as alterações ocorridas na região devido a ações antropogênicas no decorrer de sete anos, em intervalos de dois e cinco anos, por meio de dados multiespectrais de sensoriamento remoto com a aplicação do algoritmo SEBAL/METRIC.

2 CONCEITUAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Albedo

O albedo é uma medida adimensional obtida por meio da razão entre a radiação solar global e a radiação solar global incidente, que é dependente do ângulo zenital solar e das características da superfície. Considerado como uma medida indireta de energia solar absorvida pela superfície (CORREIA, 2002), esse parâmetro influencia diretamente no clima local e global, alterando o balanço energético da superfície, e de forma indireta controla os processos no ecossistema e participa de trocas gasosas no efeito estufa (WANG, 2004). O albedo da superfície terrestre pode variar de 5% a 55% de acordo com o grau de verde, minerais e das propriedades físicas e químicas do solo. Ao estimar seus valores por sensores de satélite, ocorrem variações devido a atenuações atmosféricas e as propriedades da superfície que está sendo analisada (LIU, 2006). O albedo mesmo sendo considerado constante em alguns estudos, varia ao longo do ano para uma determinada superfície. A variação em superfícies vegetadas depende do ângulo de elevação do Sol, com seus valores máximos obtidos no início da manhã e no final da tarde e valor mínimo ao meio-dia (ARYA, 1998).

O albedo é um dos componentes mais importantes na estimativa do Balanço de Radiação e Balanço de Energia por meio de satélites. Sua importância em estudos sobre sensoriamento remoto é relatada por diversos autores: Liang (2000), Correia *et al.* (2002), Silva *et al.* (2002), Wang (2005), Cardozo *et al.* (2009), Dantas *et al.* (2010), Shuai *et al.* (2011), dentre outros. É um parâmetro de grande influência em outras variáveis, como o índice de vegetação da diferença normalizada, temperatura de superfície terrestre e fluxo de calor no solo, sensível e latente. Diversos fatores naturais e antropogênicos podem alterar o albedo de superfície terrestre. Áreas sem vegetação contêm os maiores valores de albedo, áreas com superfície rugosa, úmidas ou com vegetação possuem os mais baixos valores de albedo, no caso das superfícies vegetadas, índice da área foliar, altura da vegetação e ângulo das folhas, contribuem para a redução desse parâmetro. Condições de céu claro, ângulo zenital e ângulo de superfície também são fatores que influenciam diretamente (CORREIA *et al.*, 2002). A Tabela 1 apresenta uma lista com diversos valores médios de albedo para algumas condições de superfícies, solo (seco, úmido, exposto ou com vegetação rala, textura arenosa e argilosa) e áreas vegetadas. Se o albedo de determinada superfície aumenta,

a energia solar voltada ao aquecimento e a evaporação diminuem, caso contrário ao de uma superfície úmida da qual maior parte da energia é absorvida e utilizada para secar a superfície, diminuindo o fluxo de calor sensível para a atmosfera e com menor temperatura do que em condições de superfície seca (DICKINSON, 1992; BETTS e BALL, 1995). O albedo de um solo seco é significativamente maior que de um solo úmido, enquanto uma superfície lisa tem albedo maior que uma superfície rugosa (HARTMANN, 1994).

Muramatsu *et al.* (2000) utilizaram dados dos sensores Thematic Mapper (TM) e Multispectral Scanner Subsystem (MSS) do Landsat na estimativa do albedo de diferentes superfícies. O método padrão de decomposição (Pattern Decomposition Method – PDM), baseado na análise espectral de mistura, é uma poderosa ferramenta para extração de assinaturas espectrais para obtenção de informações sobre a terra. Esse método é bastante útil para classificação e monitoramento de mudanças na cobertura da terra.

Imagens de satélite possibilitam a determinação do albedo, exigindo apenas poucos dados de superfície, utilizando o algoritmo SEBAL (BASTIAANSEN *et al.* 1998b; BASTIAANSEN, 2000; GRANGER, 2000; AHMAD e BASTIAANSEN, 2003; PAIVA, 2005; TASUMI *et al.* 2005; MENDONÇA, 2007, FOLHES, 2007; BEZERRA *et al.* 2008; GOMES, 2009).

Silva *et al.* (2002) estimaram o albedo de superfície corrigido e o albedo obtido através da análise multiespectral de imagens do sensor TM a bordo do Landsat 5, segundo o método proposto por Bastiaansen (1995). Obtendo valores de albedo, para os alvos selecionados, semelhantes aos valores do albedo calculados com dados de superfície. Entretanto, os valores de albedo, mesmo de acordo com dados de outras pesquisas, sua determinação depende da obtenção de valores de superfície em pontos georreferenciados e possível identificação na imagem.

Cardozo *et al.* (2009) realizaram estimativas do albedo para a área inundada da bacia hidrográfica do Rio Taquari (MS) nas estações seca e chuvosa, utilizando dados do sensor TM a bordo do satélite Landsat 5. Os menores valores de albedo na estação seca foram em áreas que permaneceram alagadas, com variações interanuais entre 5% e 10% e na estação chuvosa as variações chegaram a ser superiores a 10% devido a submersão de grandes áreas de savana.

Silva *et al.* (2005) determinaram o albedo de superfície terrestre em áreas irrigadas do Projeto Senador Nilo Coelho, parte do reservatório de Sobradinho, áreas de vegetação nativa e parte da área urbana dos municípios de Petrolina-PE e Juazeiro-BA. Analisaram por meio de duas imagens (04/12/2000 e 04/10/2001) e constataram não haver mudanças significativas no intervalo de um ano na imagem como um todo. Entretanto, as maiores mudanças analisadas nas áreas irrigadas foram devido a práticas agrícolas correntes.

Tabela 1 - Valores de albedo em diferentes superfícies.

Natureza da Superfície	Valor do Albedo	Fonte
Floresta Amazônica	0,134	Culf et al., 1994
Pastagem Amazônia	0,180	Culf et al., 1994
Neve	0,540	Knap et al., 1999
Gelo	0,19	Knap et al., 1999
Neve Fresca	0,95	Oke, 1987
Neve Velha	0,40	Oke, 1987
Gelo do Mar	0,30 – 0,45	Oke, 1987
Gelo Glacial	0,20 – 0,40	Oke, 1987
Água (Ângulo Zenital Pequeno)	0,03 – 0,10	Oke, 1987
Água (Ângulo Zenital Maior)	0,10 – 1,00	Oke, 1987
Floresta Decídua sem Folhas	0,15 – 0,20	Oke, 1987
Floresta Decídua com Folhas	0,05 – 0,15	Oke, 1987
Floresta Conífera	0,05 – 0,15	Oke, 1987
Pomares	0,15 – 0,20	Oke, 1987
Tundras	0,18 – 0,25	Oke, 1987
Culturas Agrícolas Verdes Saudáveis	0,06 – 0,15	Oke, 1987
Pastagens com Folhas Longas (1m)	0,16	Oke, 1987
Pastagens com Folhas Curtas (0,02m)	0,26	Oke, 1987
Desertos	0,20 – 0,45	Oke, 1987
Solos Nus Úmidos e Escuros	0,05	Oke, 1987
Solos Nus Secos e Claros	0,40	Oke, 1987
Asfaltos	0,05 – 0,20	Oke, 1987
Concretos	0,10 – 0,35	Oke, 1987
Tijolos	0,20 – 0,40	Oke, 1987
Pedras	0,20 – 0,35	Oke, 1987
Telhados com Tinta e Cascalhos	0,08 – 0,18	Oke, 1987
Calhas	0,10 – 0,35	Oke, 1987
Ferros Enferrujados	0,10 – 0,16	Oke, 1987
Vidro Limpo com Ângulo Zenital < 40°	0,08	Oke, 1987
Vidro Limpo com Ângulo Zenital 40° - 80°	0,09 – 0,52	Oke, 1987
Pinturas Brancas de Gelo ou Neve	0,50 – 0,90	Oke, 1987
Pinturas em Vermelho, Marrom ou Verde.	0,20 – 0,35	Oke, 1987
Pinturas Pretas	0,02 – 0,15	Oke, 1987
Áreas Urbanas	0,10 – 0,27	Oke, 1987

Fonte: Autor, 2012. Adaptado de Liu, 2006.

2.2 Índice de Vegetação da Diferença Normalizada

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*IVDN*) é um índice adimensional que indica a densidade, a saúde e o estado da vegetação (ROCHA *et al.*, 2011), podendo ser obtido por meio das faixas do espectro na região do vermelho e na região do infravermelho próximo. Esse índice foi proposto por Rouse *et al.* (1974) para monitorar sistemas de vegetação como indicadores fenológicos e avaliar o valor dessa nova fonte de informação em relação a gestão de pastagens. Para a análise do *IVDN* os ciclos fenológicos anuais são levados em consideração com a finalidade de distinguir as oscilações naturais do estado da vegetação, mudanças na distribuição espacial devido ao desmatamento ou outras interferências sobre a vegetação. Seus valores variam entre -1 e 1. Os valores negativos correspondem a áreas cobertas com água, e em áreas continentais o seu valor se situa entre 0 e 1, e quanto maior o vigor e presença de vegetação na superfície, maior o valor do *IVDN*.

O *IVDN* é uma ferramenta fundamental para análise do albedo devido à relação de suas propriedades. Regiões com baixos valores de albedo possuem *IVDN* alto, ou seja, terá grande cobertura de vegetação, e regiões com altos valores de albedo indicam que o *IVDN* é baixo, ou seja, terá baixa ou nenhuma cobertura de vegetação (CABRAL e DI PACE, 2008). Índices de vegetação são provenientes de combinações lineares de dados espectrais. O *IVDN* é determinado através dos canais 3 (correspondente a faixa do espectro visível, referente a cor vermelho) e 4 (correspondente a faixa do espectro infravermelho próximo) do sensor TM-Landsat 5. Com o advento do sensoriamento remoto, diversos estudos vêm sendo desenvolvidos ao longo dos anos por vários autores (ALLEN *et al.*, 1998; COSTA *et al.*, 2002; BRANDÃO *et al.*, 2007; SÁ *et al.*, 2008; SILVA *et al.*, 2005; CABRAL e DI PACE, 2008; ROCHA *et al.*, 2011;), com a finalidade de estimar variáveis biofísicas por meio de imagens de satélite, utilizando o índice de vegetação da diferença normalizada.

Seto *et al.* (2004) por meio de dados de *IVDN* gerados pelo sensor TM-Landsat 5, monitoraram a variação espacial da riqueza das espécies de borboletas e pássaros. Ramos *et al.* (2010) utilizaram o *IVDN* para avaliar áreas degradadas e locais que possuem potencial para se tornar áreas de conservação, através de imagens do satélite, Landsat 5, cobrindo municípios de Sento Sé, Sobradinho, Juazeiro, partes de Campo Formoso e Umburanas no estado da Bahia, onde está situada a área do Parque Nacional do Boqueirão da Onça. Observaram neste estudo que práticas de exploração contribuem para o desaparecimento de espécies da biota

dependentes do micro-habitats, e o aumento na erosão do solo combinado com a escassez de recursos naturais modificam gradativamente a condição da Caatinga e áreas conservadas.

Brandão *et al.* (2007) estimaram o *IVDN* e o *IAF* por meio do algoritmo SEBAL, utilizando uma imagem de satélite da região de Primavera do Leste-MT em abril de 2004, com a finalidade de realizar análises da região onde tem predomínio do plantio de algodão. Foi analisado que os parâmetros utilizados foram adequados ao propósito de monitoração de colheita e cálculo da produtividade.

Oliveira (2006) estimou o *IVDN* e a temperatura de superfície terrestre na mesorregião leste do estado de Alagoas, utilizando dados multiespectrais do TM-Landsat 5, obtendo valores médios de 0,66. Por meio desta análise verificou que a região estudada tem uma cobertura vegetal em quase toda extensão.

Volcani *et al.* (2005) detectaram e avaliaram mudanças sazonais e interanuais nas árvores da floresta Yatir, um pinhal situado na periferia do deserto de Israel, em relação aos efeitos da seca, que é um fenômeno comum neste país. Através de imagens dos sensores TM e ETM+ a bordo dos satélites Landsat 5 e 7 respectivamente, foi determinado o índice de vegetação da diferença normalizada para detectar condições de estresse em quatro anos de seca não consecutivos (1994/1995 e 2001/2002). Os resultados indicaram semelhança entre a atividade fotossintética e a dinâmica do *IVDN* ao longo da estação de crescimento, com um declínio considerável do *IVDN* entre 1995 e 2001, acarretado devido aos eventos de seca ao longo destes anos.

2.3 Temperatura de Superfície Terrestre

A determinação da Temperatura da Superfície Terrestre (TST) por meio de Sensoriamento Remoto é uma tarefa complexa e é preciso levar em conta problemas resultantes dos efeitos de absorção atmosférica e emissividade da superfície para cada pixel da imagem. Com a finalidade de correção desses fatores foram propostos diversos algoritmos para determinação de valores de temperatura de superfície mais confiáveis. Para estimar a TST por meio dos sensores termais dos satélites, Markham e Barker (1987) apresentaram dados de calibração de sensores necessários para que a imagem coletada em forma de Número Digital (ND) seja convertida em radiância espectral. Entretanto, ao converter o ND em

radiância não necessariamente será obtida a temperatura de superfície verdadeira, mas uma mistura de diferentes frações de energia (YANG e WANG, 2011).

A TST é está relacionada à estimativa da radiação de onda longa emitida, diretamente ligada à estimativa do Balanço de Radiação e Energia. Determinada por meio do canal termal do sensor TM-Landsat 5 devido a sua boa resolução espacial, que é de 120 m. Várias pesquisas realizadas neste canal usam somente a temperatura de brilho, que é a temperatura medida pela lei de Wien. Utilizando técnicas de sensoriamento remoto em imagens do sensor TM-Landsat 5, Oliveira *et al.* (2010) determinaram variações na temperatura na bacia hidrográfica do rio Moxotó-PE e compararam com dados obtidos em estações meteorológicas, obtendo uma concordância de 94% em seus resultados. A TST é um fator importante no monitoramento de condições de vegetação, variabilidades bioclimáticas e aplicações de modelos de previsão de mudanças climáticas globais e regionais. Além de ter grande participação sobre o crescimento e o desenvolvimento da vegetação, influenciando muitos processos químicos, físicos e biológicos, com grande relevância científica em diversas atividades de pesquisa e gerenciamento de recursos naturais. (GUSSO, 2003)

Sobrino *et al.* (2004) analisaram por meio de três métodos como obter a Temperatura de Superfície, utilizando entre eles a banda termal do sensor TM-Landsat 5 aplicada a uma região agrícola na Espanha. Utilizando dados de radiossondagens comparados com os resultados obtidos nos algoritmos, os valores apresentaram um desvio médio quadrado de 0,009 para a emissividade e 1 K para a Temperatura da Superfície.

Araújo e Di Pace (2010) determinaram a temperatura de superfície terrestre da cidade de Maceió-AL, utilizando três imagens obtidas pelo satélite TM-Landsat 5 (11/06/1990, 21/09/1998 e 03/09/2003), obtendo regiões com temperatura mais elevada concentradas em quase toda a parte do centro comercial de Maceió, associada ao maior adensamento da malha urbana.

2.4 Balanço de Radiação

O Sol emite energia na forma de radiação eletromagnética. Essa energia, ao interagir com o sistema Terra-Atmosfera, varia devido a processos químicos e físicos, fazendo com que parte dessa energia seja refletida e outra porção seja retida. Um percentual dessa energia chega à superfície em certa quantidade de Radiação Eletromagnética (REM), sem nenhuma

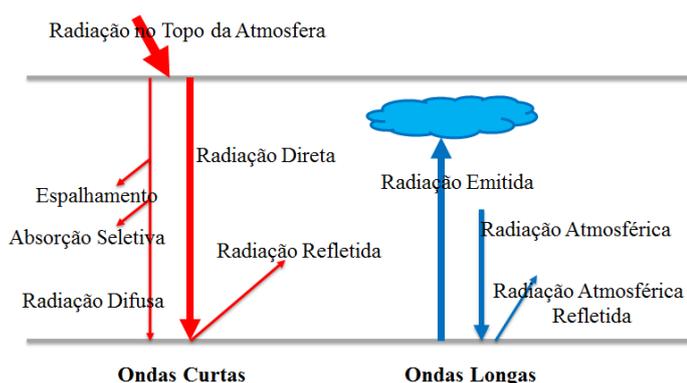
interferência atmosférica, a qual será denominada radiação direta. Parte da REM é refletida, parte é absorvida e, a depender da natureza da superfície, parte pode ser transmitida a camadas mais profundas, como no caso da água. Outro percentual, até incidir à superfície terrestre, sofre vários processos de interferência tais como nuvens, poluentes e vegetação, e o restante de energia retida é devolvida ao espaço. Chamar-se-á de radiação difusa a união dessas duas parcelas de energia. A radiação solar global é a combinação da radiação direta mais a radiação difusa.

A energia recebida não é distribuída uniformemente sobre a Terra. A quantidade de radiação incidente em uma superfície depende do ângulo azimutal solar, do ângulo de elevação do Sol e das condições atmosféricas. Essa energia é fundamental para o estudo das parcelas que compõem o balanço de radiação à superfície devido aos processos realizados para aquecimento e resfriamento, tanto do ar como do solo, provenientes da radiação solar. Contabilizando as parcelas de radiação absorvida e emitida, resulta no balanço de radiação à superfície terrestre, que comanda a repartição da energia entre o solo, a atmosfera e a superfície terrestre para realização de processos químicos, físicos e biológicos, associados às variações espaciais e temporais de vários parâmetros meteorológicos. De acordo com Iqbal (1983), a radiação solar que chega à superfície da Terra tem em média 9% correspondente à radiação ultravioleta, 47% correspondente à radiação infravermelha e 44% corresponde à radiação visível utilizada na fotossíntese. A radiação incidente em um solo coberto vegetado possui uma absorção de grande quantidade de radiação por parte dessas folhas, de forma a impedir a incidência direta na superfície e conseqüentemente alterando consideravelmente o balanço de energia. O saldo de radiação a superfície tem grande importância para agricultura por ser uma variável básica na estimativa da evapotranspiração (ET) e no cálculo do Balanço Hídrico, essenciais para utilização racional dos recursos hídricos (LEIVAS *et al.*, 2007). Para determinar o saldo de radiação no perímetro irrigado Senador Nilo Coelho, Silva *et al.* (2002) utilizaram imagens do sensor TM-Landsat 5, aplicando o algoritmo proposto por Bastiaanssen (1995). Concluíram com o estudo que o Saldo de Radiação em grandes áreas pode ser obtido por meio da aplicação de leis da radiação eletromagnética combinadas com imagens de satélite. Silva *et al.* (2005) afirmam que a determinação do Balanço de radiação por meio de imagens de satélite produz valores dos componentes do balanço de radiação consistentes com as observações realizadas à superfície. Entre as áreas analisadas estão as de solo descoberto, superfície livre de água e áreas irrigadas na região do Submédio do Rio São Francisco.

A obtenção de dados de radiação solar no Brasil é limitada, com a maior parte destes dados são referentes às médias climatológicas fornecendo o número de horas de brilho solar ou insolação, e não a energia solar incidente.

Dessa forma, o sensoriamento remoto se torna uma peça fundamental para estimar a radiação solar global, albedo de superfície, índices de vegetação entre outros parâmetros (LEIVAS *et al.*, 2007). O balanço de radiação à superfície é estimado por meio das somas entre os saldos de radiação de onda longa e onda curta, representados na imagem abaixo. O saldo de radiação de ondas curtas é predominante no período diurno, tornando o saldo positivo. Durante o período noturno, o saldo de radiação de ondas longas é predominante, tornando o saldo negativo.

Figura 1 - Ilustração das componentes do balanço de radiação à superfície



Fonte: LEIVAS, 2008.

Nesses últimos anos, o sensoriamento remoto tem elevado seu grau de importância no monitoramento de Recursos Naturais terrestres e em diversos fenômenos meteorológicos, auxiliando previsões do tempo e melhor gerenciando Recursos Hídricos. Ao contrário de diversos equipamentos que fornecem apenas a leitura pontual do saldo de radiação e são dispendiosos, o sensoriamento remoto determina o saldo de radiação de áreas amplas e melhor calibra modelos hidrológicos ajudando no melhor gerenciamento de recursos hídricos (OLIVEIRA *et al.*, 2009).

2.5 Saldo de Onda Curta

A Terra e a Atmosfera são aquecidas ao absorverem radiação de onda curta, compreendida na faixa do espectro visível, ultravioleta e infravermelho próximo, em um

intervalo entre 0,15 μm e 3,0 μm . A radiação solar é usualmente chamada de radiação de ondas curtas devido à energia solar estarem concentrada em comprimentos de ondas mais curtos, tendo seu pico aproximadamente em 0,5 μm . O saldo de radiação de onda curta é definido como a diferença entre fluxos de radiação de onda curta incidente e refletida pela superfície terrestre determinada por uma expressão dependente da radiação solar global e do albedo de superfície (α).

O albedo de superfície é um fator determinante no balanço de radiação a superfície. Devido à cobertura do solo, o albedo pode ser elevado, o que induzirá o balanço de onda curta a ser reduzido. Entretanto pode ser baixo, o que resultaria em um balanço de onda curta elevado. Para estimar a radiação global são utilizados instrumentos de medição denominados piranômetros. Utilizando uma faixa sombreada sobre o aparelho evita que a radiação direta atinja o radiômetro, podendo deste modo, ser determinada a radiação difusa. Em seguida, obtém-se a radiação direta pela diferença entre a global e a difusa obtidas. Diversos modelos foram criticados em relação à precisão na obtenção da radiação global em função razão de insolação. A imprecisão destes modelos é avaliada pela falta de padronização das fitas heliográficas e a demora em ocorrer à queima devido à absorção de umidade, resultando em erros consideráveis em observações com heliógrafos (DI PACE, 2004).

Segundo Liu (2006), o erro estimado na obtenção do Balanço de Radiação de onda curta pode ser maior devido a erros acumulados na estimativa do albedo e da radiação global. Estimar a radiação de onda curta na superfície diretamente no topo da atmosfera por meio de satélite faz com que absorções atmosféricas permaneçam constantes se comparadas com a variação de radiação absorvida na superfície ou no topo da atmosfera.

2.6 Saldo de Onda Longa

A Terra possui uma temperatura média de 300 K, o processo de troca de energia entre o Sol, Terra e espaço está em constante equilíbrio em função da termodinâmica. A energia proveniente do Sol possui 98% de sua concentração no comprimento de onda compreendido entre 0,3 μm e 3,0 μm . Essa radiação solar incidente é parcialmente absorvida pela Terra, refletindo o restante, mantendo seu equilíbrio com a radiação absorvida através da emissão de radiação de onda longa retornando ao espaço em comprimento de onda na faixa de aproximadamente 9,7 μm . Denominada também devido ao seu intervalo compreendido na faixa de 4 μm a 100 μm , como radiação termal (BRUTSAERT, 1982). Essa etapa é

considerada bastante difícil de ser medida, pois os aparelhos disponíveis não conseguem obter com devida precisão. Entretanto é possível sua determinação de forma indireta utilizando a equação do balanço de radiação, onde os outros termos são estimados por meio de vários modelos.

O saldo de onda longa, assim como o saldo de onda curta, são componentes fundamentais para determinação do Balanço de Radiação, devido à sua obtenção ser resultado do balanço entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa.

O balanço de radiação de onda longa a superfície é dividido em três componentes: a parcela de radiação atmosférica incidente (em função da temperatura do ar, da cobertura de nuvens e da umidade), a radiação atmosférica refletida e a emitida pela superfície (dependentes da temperatura e emissividade da superfície). Segundo Leitão (1994), métodos que funcionam com melhor precisão para determinar o saldo de radiação de onda longa da atmosfera em dias de céu claro são fundamentados em dados do perfil de temperatura e umidade do ar, próximos a superfície. Entretanto, como nem sempre é possível obter estes dados, modelos mais simples estão sendo desenvolvidos com base na lei de Stefan-Boltzmann.

Em regiões tropicais, Dutton *et al.* (2000) apresentam baixos valores de radiação de onda longa registrados pelo satélite no topo da atmosfera terrestre, utilizados para caracterização de regiões de convecção profunda. Campos de radiação de onda longa emergente colaboram com a análise das regiões com convecção intensa (CEBALLOS *et al.*, 2002). O conhecimento da radiância espectral termal, especialmente da radiação refletida pela atmosfera, é necessário para obtenção com uma melhor precisão da temperatura de superfície. Labeled e Stoll (1991) realizaram medidas de emissividade para dois tipos de rochas em diversos comprimentos de onda conseguindo medir a temperatura dessas superfícies com precisão menor que 1 K.

2.7 Fluxo de Calor no Solo

A energia recebida pela superfície é de fundamental importância para redistribuição de umidade e calor no solo e na atmosfera. Uma parcela da energia recebida pela Terra é usada para aquecer o solo por meio de condução, através de um gradiente de temperatura existente entre a superfície mais quente e a superfície mais fria ocasiona condução de calor. Se o

subsolo tem a temperatura menor que a superfície, o calor é transferido para baixo de forma a gerar um fluxo de calor considerado positivo, caso contrário, o calor é transferido para cima gerando um fluxo de calor considerado negativo.

O fluxo de calor no solo é um parâmetro de grande relevância a ser analisado devido a processos de transferência de calor, ligados a convecção e condução. Devido a essas interferências, sua determinação precisa é algo importante em muitas aplicações de medição e modelagens (HEITMAN *et al.*, 2010). No algoritmo SEBAL/METRIC, a determinação do fluxo de calor no solo é em função do índice de vegetação da diferença normalizada (*IVDN*), do albedo de superfície, da temperatura de superfície e da radiação solar líquida. Dessa relação resultam algumas condições, das quais se a radiação pode diminuir com o albedo, em solo exposto o *IVDN* é baixo e a temperatura de superfície é maior, em solo com vegetação o *IVDN* é maior com uma temperatura bem menor.

Trocas de energia na forma de calor e umidade interferem consideravelmente no comportamento da biosfera e do clima na Terra (BASTIANNSEN *et al.*, 1998a; ROERINK e MENENTI, 2000). Variações em algumas propriedades do solo, como a estrutura, compactação, textura, composições minerais, umidade e materiais orgânicos, são consideradas mais altas quanto mais próximas estiverem da superfície (LIU, 2006).

2.8 Fluxo de Calor Sensível

O fluxo de calor sensível (H) é uma quantidade de energia recebida ou cedida que provoca variações de temperatura. Analisando esse conceito de energia aplicada ao sensoriamento remoto, vê-se que ela é uma parcela de energia recebida pela superfície terrestre transferida na atmosfera voltada apenas ao aquecimento superficial da região por processos de convecção e condução. Dentre os parâmetros estimados para determinação do balanço de energia, essa etapa é considerada a mais difícil através do algoritmo SEBAL/METRIC, pois requer grande atenção na determinação dos pixels âncora. Em diversos algoritmos aplicados são perceptíveis a complexidade da estimativa do fluxo de calor sensível, pois estes algoritmos levam em consideração condições de estabilidade atmosférica e propriedades da camada limite planetária, como é o caso do SEBAL, S-SEBI (Simplified System Energy Balance Index) e do SEBS (Surface Energy Balance System) (SANTOS *et al.* 2008).

Bastiaanssen (2000) determinou por meio do algoritmo SEBAL e imagens TM-Landsat 5, o fluxo de calor sensível na bacia irrigada Gediz na Turquia no verão de 1998. Mostrando que no mês de junho, com maior radiação solar incidente, a região possui mais energia disponível, obtendo elevado fluxo de calor sensível mesmo no período de irrigação. Castellvi *et al.* (2006) realizaram estimativas do fluxo de calor sensível em uma cultura de arroz irrigada por aspersão, onde comparou dados estimados em Sensoriamento Remoto com dados estimados pelo método da razão de Bowen obtendo boas estimativas, embora os resultados obtidos tenham sido principalmente em condições de atmosfera instável.

Santos *et al.* (2010) analisaram por meio do algoritmo SEBAL dados obtidos do sensor ASTER, fluxos de energia na superfície e evapotranspiração em uma cultura de arroz irrigado no município de Paraíso do Sul-RS. Dados estimados com medições obtidas em campo, feitas por uma estação micrometeorológica. Obtendo valores bastante precisos do fluxo de calor sensível e de evapotranspiração diária. Ruhoff *et al.* (2009) analisaram a variabilidade dos fluxos de calor sensível e latente por meio do algoritmo SEBAL em áreas de cerrado *sensu stricto* e cultivos de cana-de-açúcar, utilizando produtos diários e 16 dias do sensor Terra/MODIS em uma área da Bacia do Rio Grande-SP. Os resultados obtidos não apresentaram uma sazonalidade bem definida para o fluxo de calor sensível. A diminuição do índice de vegetação acarretou em um aumento de H em agosto e setembro, com menores valores encontrados entre março e abril associado a influência da alternância de estações, o que acarretou modificações consideráveis na vegetação.

2.9 Fluxo de Calor Latente

O fluxo de calor latente (LE) é uma parcela de energia cedida pela superfície terrestre por meio de evapotranspiração, devido à transferência vertical de vapor d'água da superfície para a atmosfera gerando evaporação e evapotranspiração. No balanço de energia por meio de sensoriamento remoto, esse fluxo de energia tem um papel fundamental na análise da evapotranspiração, pois é um processo do qual a água da superfície é cedida para a atmosfera em forma de vapor. O fluxo de calor latente está relacionado com vários processos do ciclo hidrológico. A demanda evaporativa da atmosfera por sua vez, está relacionada com a capacidade de remover água da superfície. Quanto maior essa demanda evaporativa da atmosfera menor será a umidade relativa, e quanto maior a umidade do ar, menor será a demanda evaporativa, conseqüentemente acarreta em uma menor evapotranspiração (Pereira *et al.*, 2002)

Através de imagens de satélite é possível determinar a temperatura e a reflectância da superfície através do espectro visível e infravermelho próximo, combinados com dados obtidos em estações meteorológicas. Essas informações são pré-requisitos para realizar a estimativa dos três componentes do balanço de energia à superfície, que são o saldo de radiação, fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível. A partir da realização destas estimativas, é possível determinar o fluxo de calor latente por meio da equação residual do balanço de energia e posteriormente estimar a evapotranspiração.

Algoritmos elaborados por Bastiaanssen *et al.* (1998a) e Kustas e Norman (1996), ajudaram a realizar a estimativa dos fluxos de calor sensível e calor latente utilizando imagens obtidas por meio dos sensores dos satélites NOAA e Landsat 5. Através do algoritmo SEBAL, por meio do fluxo de calor latente, é possível determinar a evapotranspiração, calculando a razão do fluxo de calor latente pelo calor latente de vaporização da água, como resíduo da equação do balanço de energia. Em superfícies vegetadas, o fluxo de calor latente é o processo que exige mais energia desta superfície. Diversos estudos foram realizados para estimar a evapotranspiração por meio do fluxo de calor latente utilizando o algoritmo SEBAL/METRIC aplicado em imagens de satélite (GRANGER, 2000; HAFEEZ, *et al.*, 2002; ALLEN *et al.*, 2005; BEZERRA, 2006; TREZZA, 2006; BEZERRA *et al.*, 2008; GOMES, 2009; LIMA *et al.*, 2009;).

Santos (2010) estimou os fluxos de calor na superfície através do algoritmo SEBAL em imagens do sensor ASTER em regiões de cultivo de arroz no município de Paraíso do Sul – RS, com a finalidade de obter a evapotranspiração diária através do fluxo de calor latente. Os resultados obtidos através do algoritmo utilizado foram considerados coerentes, possibilitando a espacialização dos fluxos energéticos em regiões que não há disponibilidade de informações de campo.

2.10 Balanço de Energia

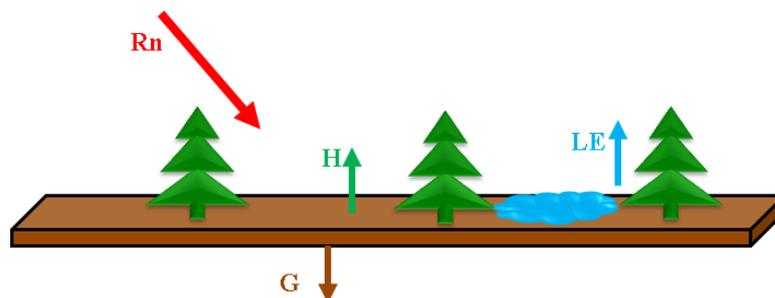
O Balanço de Energia à superfície terrestre contabiliza diferentes fluxos de energia que interagem com a superfície e analisa a quantidade de energia que é liberada para evaporação da água e para variação da temperatura na superfície (GOMES, 2009). Os processos de energia na superfície são fundamentais para distribuição de umidade e de calor, tanto na atmosfera quanto no solo. Essas permutações de umidade e calor interferem no comportamento do clima, da biosfera e do tempo (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a). O grande

interesse de modelos hidrológicos, climáticos e meteorológicos nas diferentes componentes do balanço de energia de superfície tem incentivado o desenvolvimento de métodos operacionais para estimar fluxos de energia em uma escala regional.

Métodos desenvolvidos para estimar o balanço de energia apresentam bom desempenho, tais como correlações de turbilhões e razão de Bowen. Porém mesmo com uma boa eficiência desses métodos, Jackson *et al.* (1985) apresentam formas para determinar o balanço de energia por meio de Sensoriamento Remoto combinados com instrumentos meteorológicos. Posteriormente, diversos trabalhos foram aprimorados e desenvolvidos utilizando dados de satélite (KUSTAS *et al.*, 1989; MENENTI *et al.*, 1989; BASTIAANSEN, 1995). Vários autores realizaram trabalhos com a finalidade de determinar o Balanço de Energia à superfície (CUNHA, 1996; BASTIAANSEN, 2000; MOURA, 2001; SILVA *et al.*, 2001; GOMES, 2009) através de métodos convencionais e sensoriamento remoto. Esses métodos viabilizam analisar diversos tipos de regiões e vegetações, bem como, métodos de irrigação aplicados em locais com estiagem ou escassez hídrica.

O Balanço de Energia fundamenta-se no princípio da conservação de energia aplicado a diferentes fluxos que acontecem na interação superfície-atmosfera. Determinado pela equação abaixo, em unidades W/m^2 , contabilizando os fluxos de energia em diferentes formas.

Figura 2 - Esquema do Balanço de Energia



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

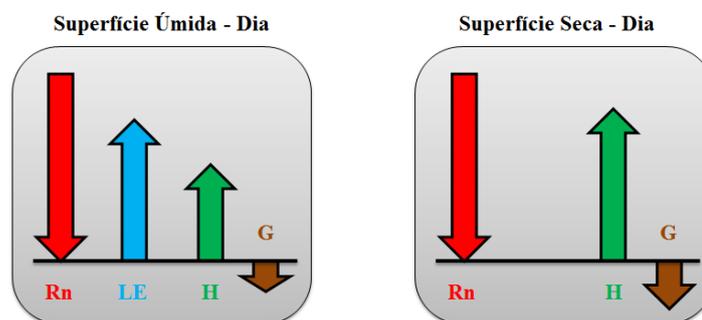
$$R_n = G + H + LE$$

R_n	Balanco de Radiação a Superfície
G	Fluxo de Calor no Solo
H	Fluxo de Calor Sensível
LE	Fluxo de Calor Latente

Para determinar o Balanço de Energia e a evapotranspiração da superfície, Menezes *et al.* (2007) utilizaram o algoritmo SEBAL com imagens obtidas pelo sensor TM-Landsat 5 na região de Santa Bárbara-MG, considerando a topografia da região e condições planas. Encontraram o saldo de radiação variante em quatro formas de ocupação do solo levando em conta o relevo da região, atribuindo que a energia incidente não é uniforme se a área do estudo não for plana.

Quando a superfície é úmida, o fluxo de calor latente (LE) é predominante, consumido aproximadamente 70% a 80% do Balanço de Radiação (R_n), e em condições de superfície seca, o aquecimento do ar, ou seja, o fluxo de calor sensível (H) é que predomina (Figura 3). Essas informações serão analisadas nas aplicações dos algoritmos SEBAL e METRIC para determinação dos pixels âncoras, úmido e seco.

Figura 3 - Esquema do Balanço de Energia na Superfície para determinação dos pixels frio e quente.



Fonte: Autor, 2012. Adaptado de JURY et al. 1991.

2.11 SEBAL

Esse modelo surgiu da necessidade do desenvolvimento de algoritmos capazes de determinar a evapotranspiração em escala regional, os modelos existentes até o presente momento foram baseados em medidas de temperatura da superfície combinados com

parâmetros hidrometeorológicos espacialmente constantes (BASTIAANSSEN, 1995), porém, o problema é que eles se adequavam para modelos em micro escala, entretanto não eram aplicáveis aos modelos em macro escala.

Desenvolvido na Holanda em 1995 por Bastiaanssen, o SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) é um algoritmo de grande destaque no cenário de estimativa de fluxos de energia na superfície terrestre necessitando de poucas informações medidas em campo (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998a), tais como, temperatura do ar, velocidade do vento e altura de coleta dessa velocidade. Por meio de funções semi-empíricas envolve a variabilidade espacial de muitas variáveis micrometeorológicas, tornando-se uma ferramenta fundamental para aplicações em agrossistemas, onde tem sido utilizada em várias regiões do mundo, devido ao reduzido número de informações necessárias para estimar o Balanço de Energia (TASUMI, 2003; PAIVA, 2005; SILVA *et al.*, 2005; SILVA e BEZERRA, 2005). A teoria utilizada no algoritmo é independente do tipo de satélite. É apenas necessário que o sensor acoplado ao mesmo colete faixas do espectro na região do infravermelho refletivo e termal desde que os parâmetros utilizados sejam aplicados de forma adequada (MENEZES *et al.*, 2007).

O SEBAL estima os fluxos de calor na superfície através de informações espectrais de satélite (AVHRR, CBERS, Landsat e Terra). Em regiões com áreas irrigadas além de estimar as componentes do balanço de energia, é possível também determinar a evapotranspiração (MOHAMED *et al.*, 2004).

Segundo Gomes (2009), ao serem utilizadas imagens de satélite com alta resolução espacial, pode-se determinar a variabilidade espacial da evapotranspiração internamente e entre campos irrigados. Essa informação é importantíssima, pois em regiões áridas e semiáridas, nas quais os recursos hídricos têm limitações, é possível, através deste monitoramento, obter uma melhor eficiência na atividade de irrigação. Dentre os fluxos obtidos pelo algoritmo, o calor sensível é o que requer mais atenção, pois para sua determinação há necessidade da resistência aerodinâmica ao transporte de calor e posteriormente do gradiente de temperatura. Portanto, para determinação desse gradiente é necessário o conhecimento de pixels de referência em pontos seco e úmido, os quais irão representar condições extremas de umidade e temperatura. Por isso a escolha dos pixels pode se tornar complicada quanto menor for a resolução espacial da imagem selecionada.

Bastiaanssen *et al.* (1998a) mencionam ainda a necessidade de algoritmos mais evoluídos para empregar em terrenos com diversos padrões e com maiores escalas. O SEBAL mesmo sendo utilizado em diversos estudos não leva em conta os efeitos topográficos, considerando uma altitude constante da região analisada. Entretanto, requer algumas condições especiais na imagem, a qual não deve apresentar nebulosidade para não haver interferência na radiância espectral, e os dados que são fornecidos pelas imagens são referentes ao momento da passagem do satélite. O processo de auto-calibração, segundo Bastiaanssen *et al.* (2005), minimiza os erros na divisão do balanço de energia e não há necessidade de correção atmosférica para a estimativa da temperatura de superfície, a qual seria necessárias informações de radiossondagens.

Giongo (2008) utilizou a metodologia proposta pelo SEBAL para estimar o balanço de radiação e comparar com dados obtidos de uma estação de superfície em área irrigada no município de Santa Rita do Passa Quatro-SP. Verificou com o estudo que o algoritmo apresentou valores consistentes e satisfatórios, obtendo correlações acima de 98% entre os dados medidos e estimados.

As etapas no algoritmo para determinação do balanço de energia são divididas em quatro partes, a obtenção do balanço de radiação possui onze etapas, o fluxo de calor no solo apenas uma, o fluxo de calor sensível possui quatorze etapas e o fluxo de calor latente também é apenas uma etapa.

De acordo com Di Pace *et al.* (2010), esse algoritmo tem a capacidade de realizar estimativas precisas da ET em áreas agrícolas relativamente planas. No caso da topografia não ser plana e horizontal há um considerável comprometimento na estimativa dos componentes do balanço de radiação, e posteriormente afetando a ET de culturas agrícolas ou de vegetação natural. Esta razão se deve ao ângulo zenital do Sol correspondente a cada pixel, diferir do que está relacionado a uma superfície horizontal, causando erros consideráveis no cálculo da refletividade monocromática e nos parâmetros dependentes. As análises realizadas em pequenas áreas podem ter ótimos resultados ao contrário de análises em grandes áreas, onde é necessário levar em consideração a orografia da região, inserindo assim informações de altitude pixel a pixel.

2.12 METRIC

O algoritmo METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration), segundo Allen *et al.* (2005), é um modelo para processamento de imagens composto por submodelos para calcular a evapotranspiração (*ET*), numa forma residual do balanço de energia da superfície terrestre.

É um modelo variante do SEBAL, levando em consideração os efeitos topográficos da região pixel a pixel, sendo aplicado com bastante sucesso em superfícies heterogêneas e áreas montanhosas, combinando os procedimentos do processamento de imagens espectrais no SEBAL com a inserção do Modelo de Elevação Digital (MED). Pode ser aplicado em sistemas agrícolas ou naturais, não necessitando de dados complementares em relação ao uso ou a cobertura do solo, devido ao modelo ser aplicado pixel a pixel, a resolução espacial dos mapas dos fluxos de energia é obtida através das resoluções espaciais de imagens de entrada no algoritmo.

O METRIC foi utilizado em imagens Landsat de alta resolução no sul da Califórnia e no Novo México com a finalidade de quantificar a *ET* mensal e sazonal, análise de águas subterrâneas, determinação de coeficiente de cultura e de curvas médias para as culturas comuns (ALLEN *et al.*, 2007b). Esse algoritmo traz vantagens significativas sobre determinados métodos convencionais para estimar a *ET* a partir de curvas do coeficiente de cultura, onde as fases de desenvolvimento nem o tipo de cultura precisam ser conhecidos, além de analisar a *ET* reduzida através do balanço energético, causada pela falta de água (ALLEN *et al.*, 2007a).

Em ambos os modelos, a troca de energia para as camadas atmosféricas é realizada utilizando dados de temperatura radiométrica da superfície e velocidade do vento. Porém, o que torna esses dois algoritmos em um padrão distinto é o cálculo do fluxo de calor sensível, especificamente na determinação da variação de temperatura (*dT*) no pixel frio. No modelo SEBAL o valor de *dT* para o “pixel frio” é nulo. Entretanto, no algoritmo METRIC o valor de *dT* não é necessariamente zero, mas calculado em função de *ET_o* (ALLEN *et al.*, 2007b).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Seleção e Caracterização da Área de Estudo

A área de estudo está localizada dentro do Nordeste brasileiro, abrangendo uma pequena porção do Baixo São Francisco, incorporando os municípios de Monteirópolis, Palestina, Pão de Açúcar, Piranhas e São José da Tapera no Estado de Alagoas, Canindé de São Francisco Poço Redondo e Porto da Folha no Estado de Sergipe (Figura 4). Cerca de 85% do território desses dois estados estão a menos de 300 m de altitude, com predominância de terra plana ou levemente ondulada. Apenas um percentual muito pequeno de Alagoas fica acima de 600 m. O clima da região, segundo a classificação de Koeppen é do tipo BSW^h, semiárido, com sua média de temperatura variando entre 20 °C a 28 °C. O regime pluviométrico é irregular, com estiagem prolongada e sua média anual varia de 300 mm a 2000 mm, possuindo grande deficiência hídrica no verão e excesso no inverno. Devido às suas características climáticas e seu regime pluviométrico, a região selecionada está situada dentro do Polígono das Secas, que é um território reconhecido pela legislação com escassez, irregularidade e concentração das precipitações pluviométricas em um curto período de tempo, aproximadamente três meses, ocorrendo na forma de fortes aguaceiros de pequena duração (CODEVASF, 2010).

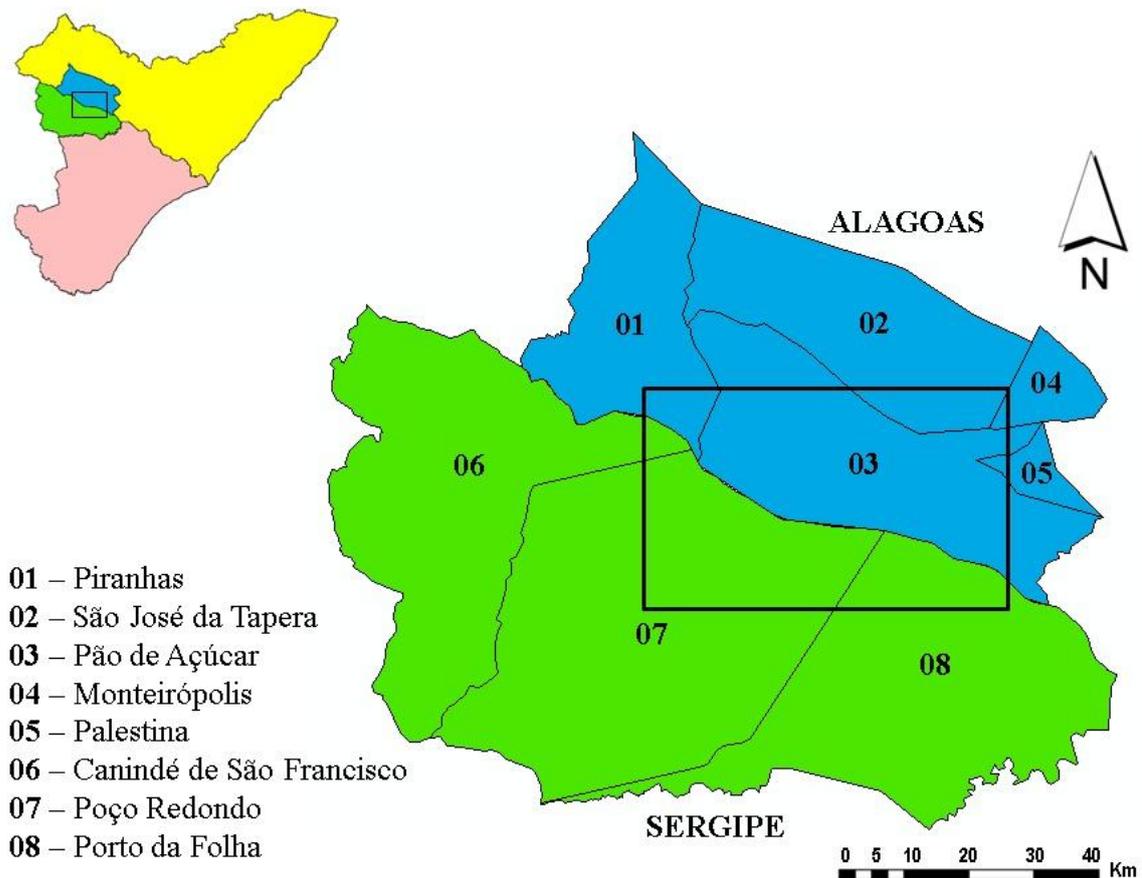
O Baixo São Francisco percorre os estados de Alagoas e Sergipe, com início em Paulo Afonso-BA até chegar à sua foz no Oceano Atlântico. Com clima Tropical semiúmido, e uma vegetação no trecho mais alto com predominância da Caatinga e mata na região costeira. Possui uma altitude variável de 200 m até o nível do mar, e na periferia algumas serras chegam a 500 m (CODEVASF, 2010).

Tabela 2 - Parâmetros astronômicos e informações das plataformas de coletas de dados correspondentes aos dias e horários da passagem do satélite

Parâmetros		Dias		
		17/10/1999	06/10/2001	07/12/2006
Distância terra-sol (d_r)	UA	1,00709	1,00061	1,03109
Declinação Solar (δ)	°	-8,9591	-4,8012	-22,5230
Ângulo Horário (ϖ)	°	34,3036	33,4399	29,7980
Temperatura do ar (T_a)	°C	20,0	20,5	22,0
Umidade Relativa (U.R.)	%	94,0	93,0	99,0
Pressão Atmosférica (P)	hPa	992,0	993,0	987,0

Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 4 - Localização da região selecionada para o estudo entre os estados de Alagoas e Sergipe e seus municípios.

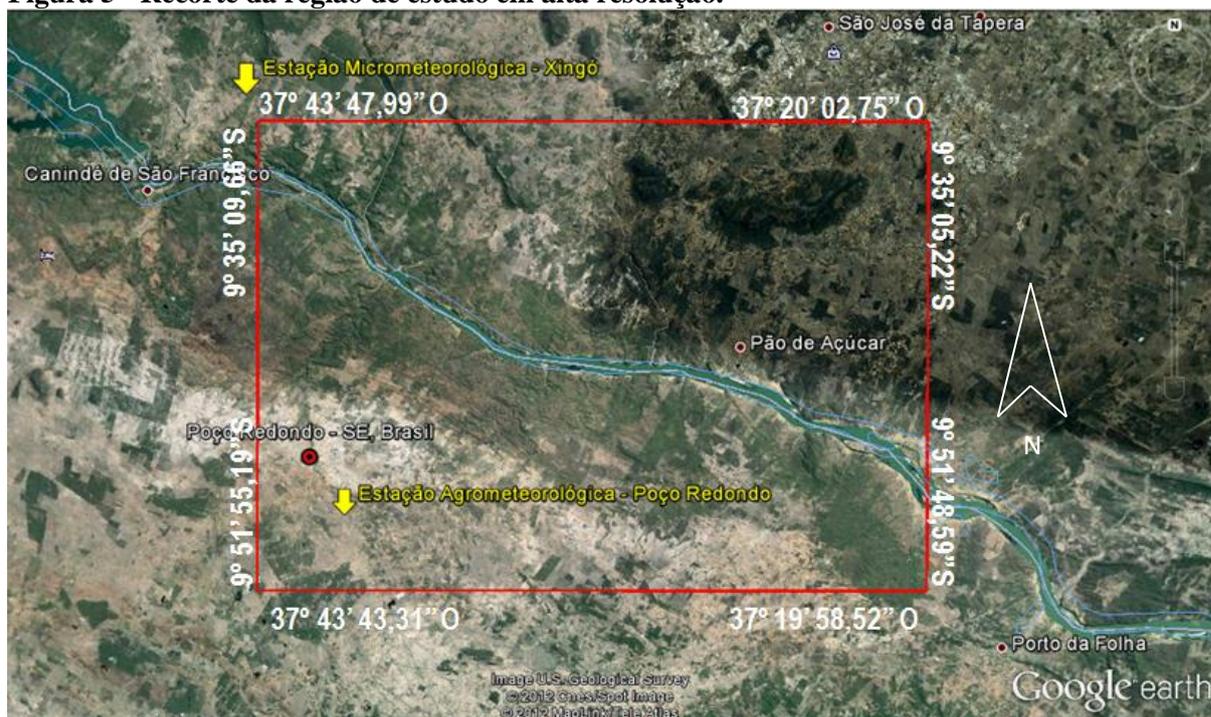


Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Para selecionar as imagens de satélite nesse estudo, um dos requisitos é de não haver cobertura de nuvens, pois assim não há risco de ocorrer interferência nos resultados. Após a escolha da região (Figura 4), através de imagens em composição colorida, foi realizado um

recorte retangular na cena de órbita 215 e ponto 67, conseguindo assim as seguintes coordenadas: canto superior esquerdo (Longitude $37^{\circ} 43' 47,99''$ O e Latitude $9^{\circ} 35' 09,66''$ S), canto superior direito (Longitude $37^{\circ} 20' 02,75''$ O e Latitude $9^{\circ} 35' 05,22''$ S), canto inferior esquerdo (Longitude $37^{\circ} 43' 43,31''$ O e Latitude $9^{\circ} 51' 55,19''$ S) e canto inferior direito (Longitude $37^{\circ} 19' 58,52''$ O e Latitude $9^{\circ} 51' 48,59''$ S), conforme a Figura 5.

Figura 5 - Recorte da região de estudo em alta resolução.



Fonte: GOOGLE EARTH, 2011.

3.2 Plataforma de Coleta de Dados (PCD)

Plataformas de coleta são utilizadas para obtenção de diversas informações sobre a atmosfera, tais como: Pressão atmosférica, Temperatura do ar, Umidade relativa, Tempo de Insolação, Velocidade do Vento, Capacidade de Evaporação (quantidade de líquido – vapor de água – liberada por um umidificador de ar), entre outras. Instaladas em diversos locais com a intenção de utilizar os dados obtidos em previsão de tempo e estudos climáticos (ANA, 2011).

3.2.1 Estação Meteorológica

A Estação Meteorológica combina diversos instrumentos para medição, registro e armazenamento de dados para aplicações em agricultura, manejo de irrigação e diversos outros meios relacionados. Os dados coletados em estações meteorológicas são relacionados à

Temperatura do ar, Umidade do ar, Direção e velocidade do Vento, Pressão atmosférica e Precipitação (REISSER, 2008). A Figura 6 mostra uma representação de uma estação meteorológica automática de coleta de dados e seus sensores.

Figura 6 - Modelo de estação meteorológica automática, com seus sensores, central de coleta de dados e captação de energia solar.



Fonte: AGSOLVE, 2011.

Os dados utilizados no estudo foram coletados na estação Meteorológica de Xingó, localizada no município de Piranhas-AL. Essa estação possui uma altitude de 45 m acima do nível do mar, com coordenadas: Longitude 37° 45' 36'' O e Latitude 9° 37' 12'' S.

3.2.2 Estação Agrometeorológica

Estações Agrometeorológicas são instaladas em áreas de dimensões 10 m x 10 m, geralmente gramadas e cercadas. Os instrumentos eletrônicos que equipam a estação monitoram elementos como: Temperatura e Umidade Relativa do ar, Velocidade e Direção do Vento, Saldo de Radiação, Radiação Solar Global, Fluxo de Calor no Solo, Índice de Molhamento Foliar e Precipitação. Esses elementos são monitorados em um determinado intervalo de tempo durante todo o dia (MOURA *et al.*, 2007). A Figura 7 mostra a

representação da estrutura física de uma Estação Agrometeorológica, onde foram coletados dados de Temperatura do ar, Velocidade do Vento e Umidade Relativa do ar.

Figura 7 - Representação de uma Estação Agrometeorológica automática.



Fonte: SIMEHGO, 2007.

Os dados micrometeorológicos complementares para o desenvolvimento do algoritmo SEBAL/METRIC foram obtidos na Estação de Poço Redondo, localizada no Município de Poço Redondo-SE, com uma altitude de 260 m acima do nível do mar, com as seguintes coordenadas: Longitude 37° 40' 12'' O e Latitude 9° 50' 2'' S.

3.3 Imagens de Satélite

Para realização deste estudo foram utilizadas três imagens adquiridas pela Coordenação de Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas através da Divisão de Geração de Imagens (DGI) junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) de São José dos Campos-SP, coletadas pelo sensor *Thematic Mapper* (TM) a bordo do Satélite Landsat 5.

Para a realização do mapeamento, fatores como, características do relevo, época do ano e variações espaciais regionais são levados em consideração. Cada imagem é composta de sete bandas espectrais correspondentes ao comprimento de onda, apresentadas na Tabela 2. O

sensor TM mede a radiância espectral dos alvos e os armazena em tons de cinza, ou comumente chamado Número Digital, com uma variação de valores entre 0 a 255 (8 bits). Possui uma resolução espacial de 30 m nas bandas reflectivas (1, 2, 3, 4, 5 e 7) e de 120 m na banda termal (banda 6).

Tabela 3 - Características das bandas espectrais do sensor TM a bordo do Landsat 5.

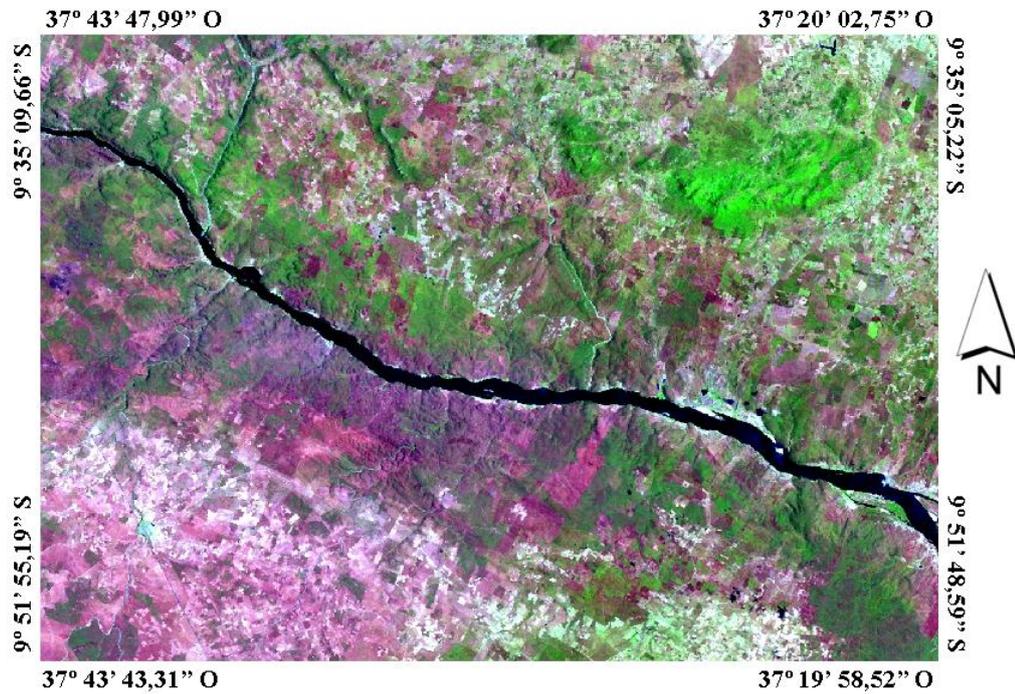
CARACTERÍSTICAS DO SENSOR TM (Thematic Mapper)			
	1	Azul	(0,450 - 0,520 μm)
	2	Verde	(0,520 - 0,600 μm)
	3	Vermelho	(0,630 - 0,690 μm)
	4	Infravermelho próximo	(0,760 - 0,900 μm)
	5	Infravermelho médio	(1,550 - 1,750 μm)
Bandas	6	Infravermelho termal	(10,40 - 12,50 μm)
	7	Infravermelho médio	(2,080 - 2,350 μm)
Resolução espacial	Bandas (1, 2, 3, 4, 5 e 7)		30 metros
	Banda 6		120 metros
Largura da faixa imageada			185 Km
Resolução temporal			16 dias
Orbita equatorial			705 Km

Fonte: Autor, 2012. Adaptado de Di Pace (2004).

As imagens seguintes apresentam os recortes da área de estudo em composição RGB (5, 4 e 3), coletadas no período seco da região Nordeste às 9h e 30min (tempo local), no ponto 67 e órbita 215. Dentre as características das imagens do Landsat estão o Datum WGS84, e a projeção cartográfica em UTM (Universal Transversa de Mercator). As imagens são referentes aos dias 17/10/1999 (Figura 8), 06/10/2001 (Figura 9) e 07/12/2006 (Figura 10). Estas imagens correspondem aos dias 290, 279 e 341, respectivamente, no dia de ordem do ano.

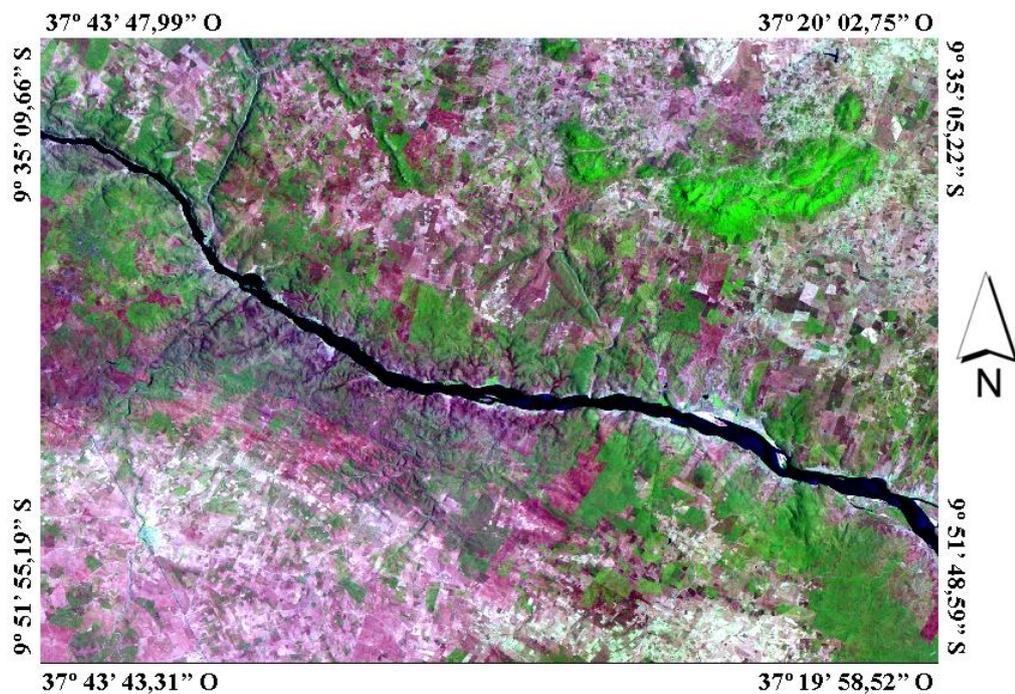
Com o tratamento destas imagens é possível determinar parâmetros como, albedo, temperatura de superfície e índices de vegetação através do algoritmo SEBAL (BASTIAANSEN *et al.*, 1998b; BEZERRA *et al.*, 2008).

Figura 8 - Recorte da área de estudo na composição RGB 543 para o dia 17/10/1999.



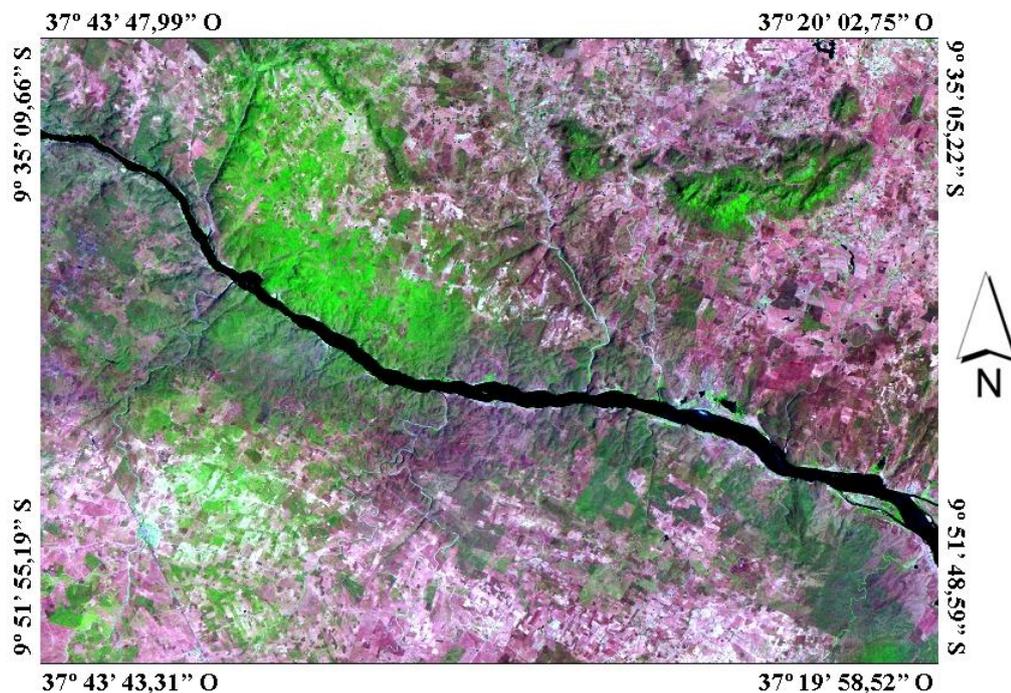
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 9 - Recorte da área de estudo na composição RGB 543 para o dia 06/10/2001.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 10 - Recorte da área de estudo na composição RGB 543 para o dia 07/12/2006.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

3.4 Modelo de Elevação Digital

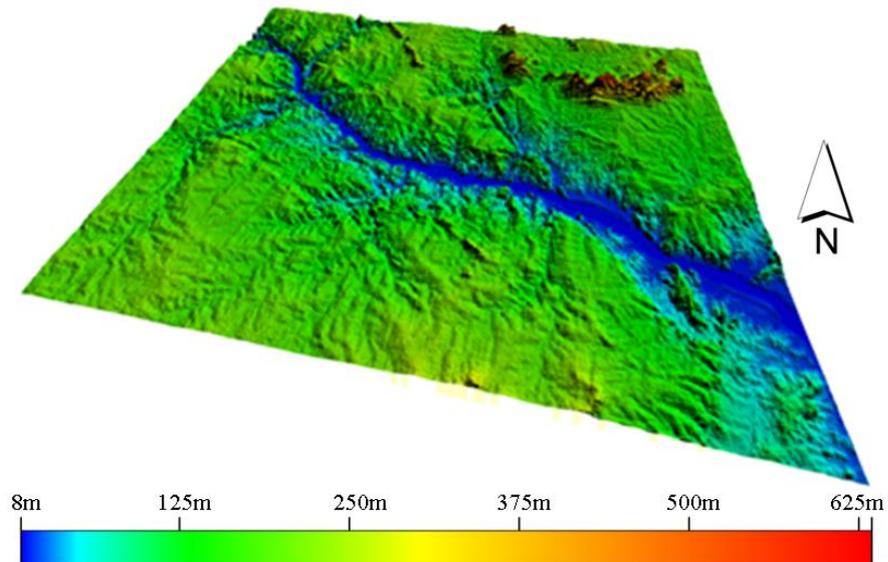
O Modelo Digital do Terreno (MDT) pode ser definido como uma representação numérica do terreno (LI *et al.*, 2004), uma vez que representa apenas a superfície nua, não contendo nenhum material, como edifícios ou plantas. Portanto, ao incluir esses determinados objetos, mais precisamente, informações topográficas, se estar considerando o Modelo de Elevação Digital (MED).

Em fevereiro de 2000, a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) realizou uma varredura topográfica digital por meio do ônibus espacial Endeavour, chamada de *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), que obteve dados do MED com uma resolução espacial de 90 m para a maior parte do globo, com exceção dos Estados Unidos, que possuem resolução de 30 m (FARR *et al.*, 2004). O MED utilizado neste trabalho foi tratado através de dados SRTM obtidos por meio da USGS *Earth Resources Observation and Science* (EROS) Center.

Os dados coletados foram tratados com o software Erdas Imagine 9.1 e em seguida foram realizadas etapas para que o MED se adequasse à imagem selecionada para o estudo

(Figura 5). Inicialmente, foi realizado o recorte com as mesmas coordenadas da imagem. Após esta etapa foi feita uma reamostragem devido à sua resolução espacial e, por fim, a ortorretificação. A partir deste processo foram geradas imagens de Elevação do Terreno (Figura 11), declividade (Figura 14) e ângulo azimutal da normal de cada pixel (Figura 16).

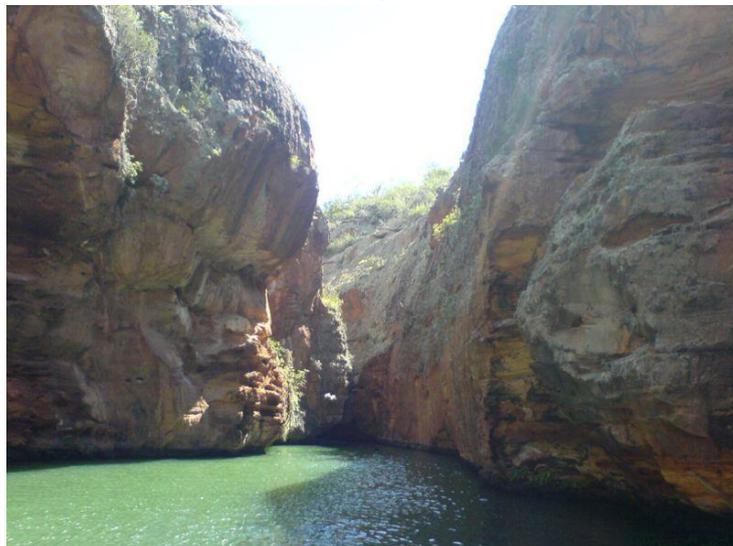
Figura 11 - Variação dos níveis de altitude do Modelo de Elevação Digital.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

A Figura 12 mostra uma imagem real apresentando variações de altitude dos Cânions do Baixo São Francisco no município de Canindé de São Francisco em Sergipe.

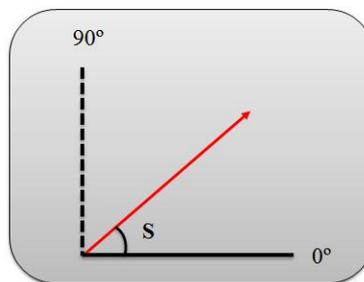
Figura 12 - O Cânion do rio São Francisco localizado na cidade de Canindé de São Francisco- SE.



Fonte: WIKIPÉDIA, 2012.

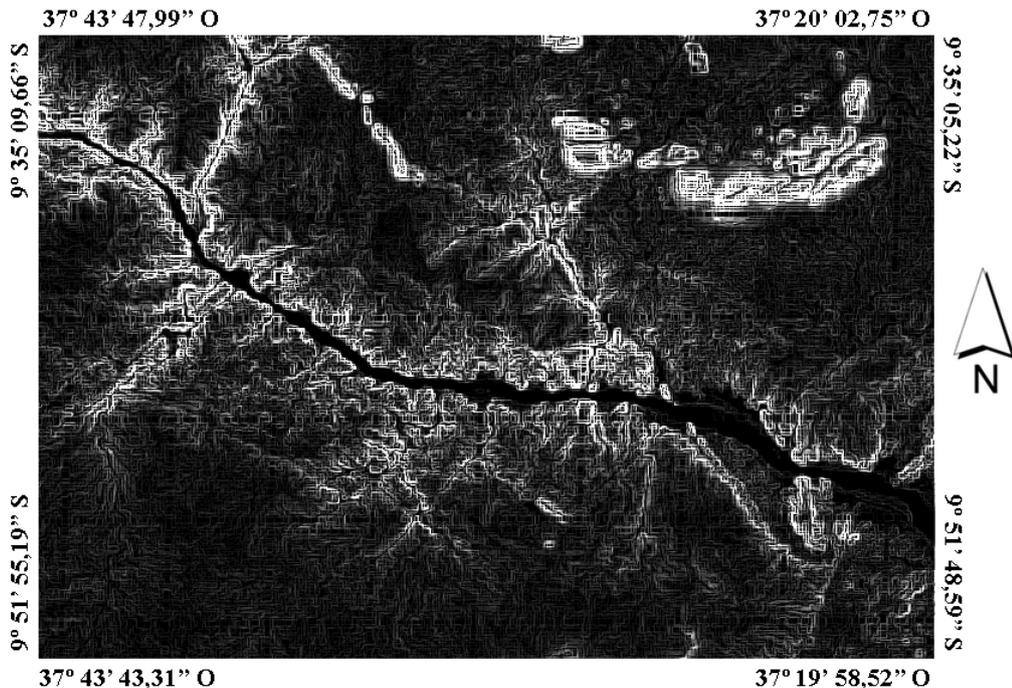
A declividade é apresentada por meio de uma variação de 0° a 90° . O ângulo nulo representa os locais onde a superfície é plana e horizontal, indicada pela tonalidade preta. À proporção que o ângulo varia de forma crescente, são apresentadas variações nos tons de cinza, indicando regiões com inclinação, até chegar próximo de seu valor máximo de 90° , onde as regiões são mais acentuadas. O valor de s é sempre positivo, por mais que represente um declive em qualquer direção (ALLEN *et al.*, 2002).

Figura 13 - Representação da variação angular do mapa de inclinação da superfície.



Fonte: Autor. Adaptado de Allen *et al.* (2002).

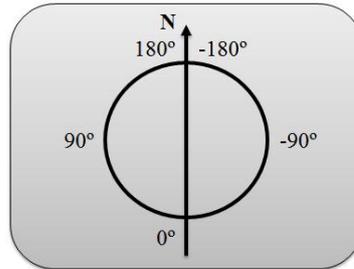
Figura 14 - Mapa da inclinação da superfície (graus) gerado a partir do Modelo de Elevação Digital.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

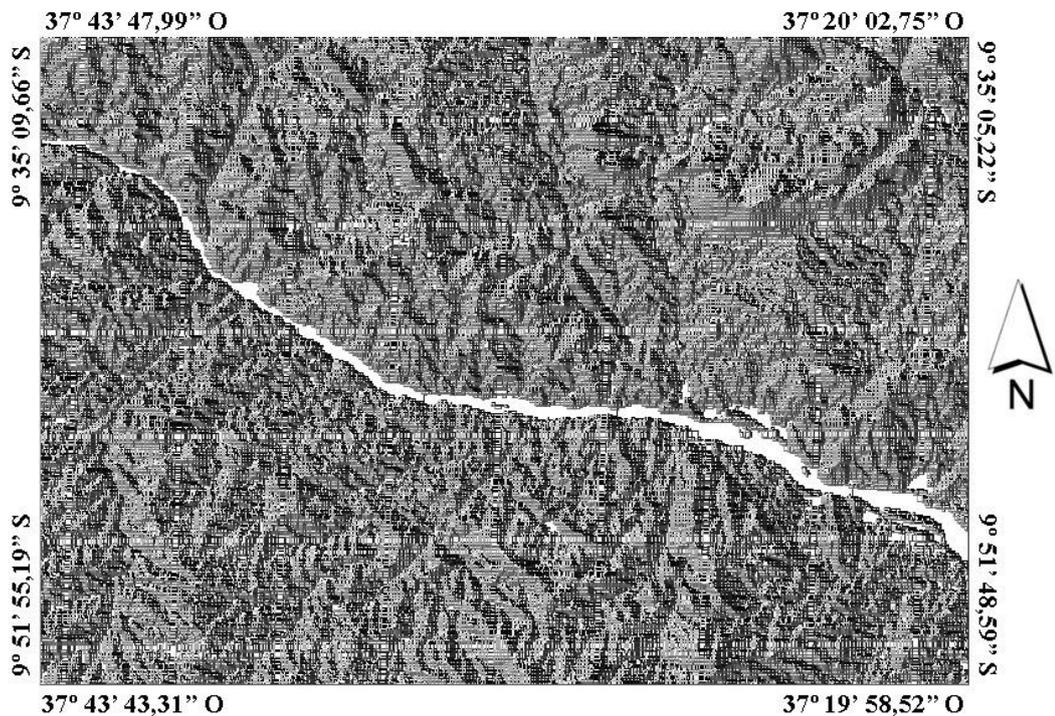
Também conhecido com o ângulo de aspecto da superfície, apresenta em cada pixel uma variação do ângulo azimutal da normal, onde seus valores assumem a forma, se $\gamma = 0$ indica sul, $\gamma = -90^\circ$ indica leste, $\gamma = +90^\circ$ indica oeste e $\gamma = +180^\circ$ indica norte (Figura 15).

Figura 15 - Representação da definição da variação angular do mapa do ângulo azimutal da normal de cada pixel.



Fonte: Adaptado de Allen *et al.* (2002).

Figura 16 - Mapa do ângulo azimutal da normal de cada pixel (grau) gerado a partir do Modelo de Elevação Digital.

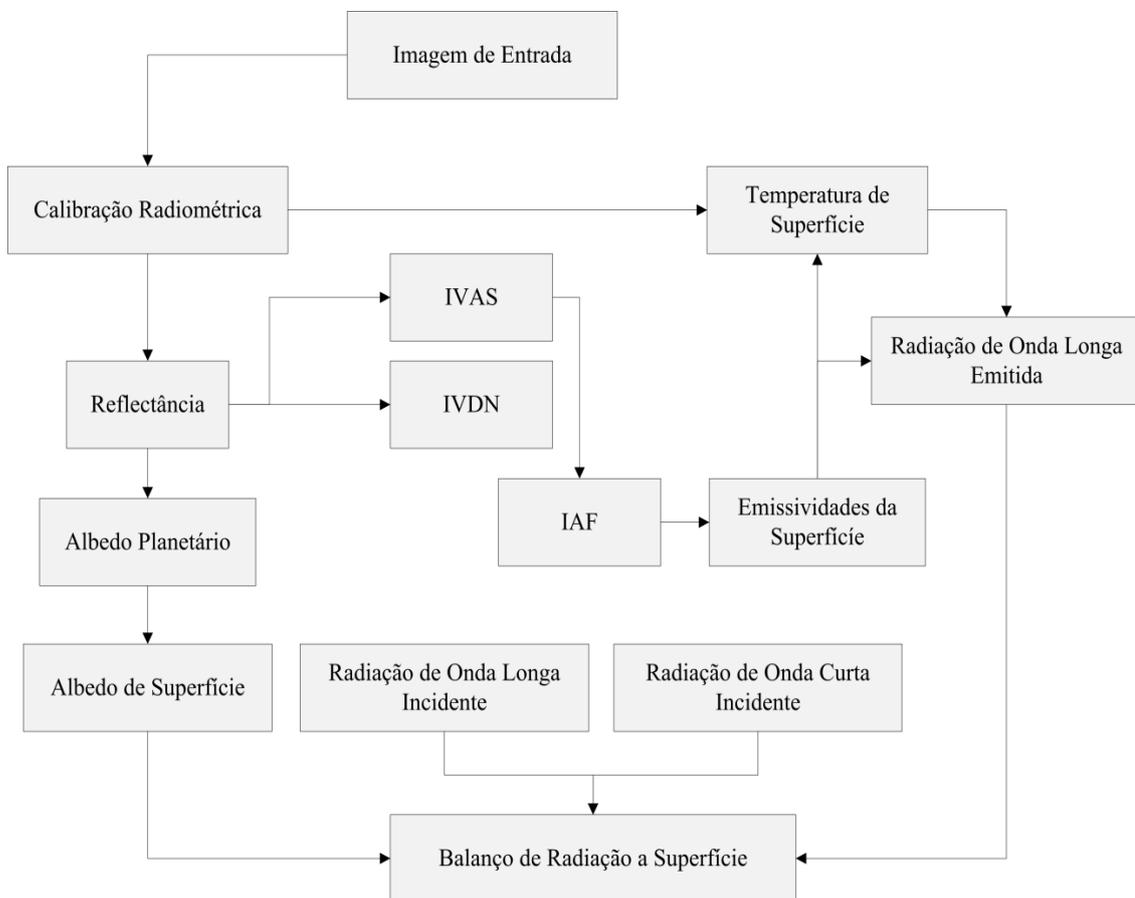


Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

3.5 Algoritmo SEBAL/METRIC

Através da ferramenta *Model Maker* do software Erdas 9.1 (versão demonstrativa), foi aplicado o algoritmo desenvolvido por Bastiaanssen *et al.* (1998a) e aprimorado por Allen *et al.* (2007). Esse aprimoramento leva em conta os efeitos topográficos da região, sendo analisado pixel a pixel, obtendo um resultado mais detalhado em regiões montanhosas. A Figura 17 representa um diagrama do processo detalhado para obtenção do Balanço de Radiação, utilizando o algoritmo SEBAL/METRIC.

Figura 17 - Diagrama das etapas utilizadas para o processamento do Balanço de Radiação a superfície.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

3.5.1 Calibração Radiométrica

A imagem é coletada através da forma de Número Digital, este primeiro processo consiste na conversão de cada pixel da imagem referente às sete bandas em Radiância Espectral Monocromática (CHANDER e MARKHAM, 2003)

$$L_{\lambda,b} = L_{mín,b} + \frac{L_{máx,b} - L_{mín,b}}{255} ND \quad (3.1)$$

O sub-índice (λ) corresponde a cada banda do satélite TM-Landsat 5. Os termos $L_{mín}$ e $L_{máx}$ são as radiâncias mínima e máxima, respectivamente, e seus valores e variam de acordo com a data da coleta das imagens como mostra a Tabela 4.

Tabela 4 - Constantes de Calibração Radiométrica, máxima e mínima correspondentes às bandas do sensor Thematic Mapper do Landsat 5.

Radiância Espectral ($W m^{-2} ster^{-1} \mu m^{-1}$)				
Datas de Processamento				
Bandas	01/03/1984 à 04/05/2003		A partir de 05/05/2003	
	$L_{mín,b}$	$L_{máx,b}$	$L_{mín,b}$	$L_{máx,b}$
1	-1,520	152,10	-1,520	193,00
2	-2,840	296,81	-2,840	365,00
3	-1,170	204,30	-1,170	264,00
4	-1,510	206,20	-1,510	221,00
5	-0,370	27,190	-0,370	30,200
6	1,238	15,303	1,238	15,303
7	-0,150	14,380	-0,150	16,500

Fonte: CHANDER E MARKHAM, 2003.

3.5.2 Reflectância Monocromática

A reflectância monocromática é definida como a razão entre o fluxo de radiação solar refletida e o fluxo de radiação solar incidente, obtida para cada banda segundo a equação (ALLEN *et al.*, 2002).

$$\rho_{\lambda,b} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda,b}}{K_{\lambda} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (3.2)$$

$L_{\lambda,b}$ é a radiação espectral de cada banda λ obtida na primeira etapa, K_{λ} é a Irradiância Espectral no topo da atmosfera relacionada a respectiva banda λ do Sensor TM-Landsat 5

como apresentado na Tabela 4, Z é o ângulo zenital solar obtido pixel a pixel através do MED, utilizando a equação proposta por Duffie e Backman (1991).

$$\begin{aligned} \cos Z &= \sin \delta \sin \phi \cos s - \sin \delta \cos \phi \sin s \cos \gamma \\ &+ \cos \delta \cos \phi \cos s \cos \varpi + \cos \delta \sin \phi \sin s \cos \gamma \cos \varpi \\ &+ \cos \delta \sin \gamma \sin s \sin \varpi \end{aligned} \quad (3.3)$$

δ é a declinação do Sol, ϕ é latitude do pixel, s é a inclinação da superfície (Figura 14) γ é o ângulo azimutal da normal de cada pixel (Figura 16) e ϖ é o ângulo horário.

E, por fim, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol, expresso em unidades astronômicas (UA), obtida por Iqbal (1983), para definir o fator de correção da excentricidade da órbita da Terra:

$$\begin{aligned} \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 &= 1,000110 + 0,034221 \cos \Gamma + 0,00128 \sin \Gamma \\ &+ 0,000719 \cos 2\Gamma + 0,000077 \sin 2\Gamma \end{aligned} \quad (3.4)$$

O ângulo diário Γ é obtido em radianos pela expressão dependente do dia de ordem do ano.

$$\Gamma = 2\pi \frac{(D-1)}{365} \quad (3.5)$$

3.5.3 Albedo Planetário

É o albedo no topo da atmosfera, o qual não é ajustado aos efeitos da transmissividade atmosférica. Seu cálculo é realizado por meio de uma combinação linear das reflectâncias espectrais monocromáticas com pesos $\varpi_{\lambda,b}$ determinados para cada banda, de acordo com a seguinte equação:

$$\alpha_{toa} = \sum (\varpi_{\lambda} \times \rho_{\lambda}) \quad (3.6)$$

$\rho_{\lambda,b}$ é a reflectância correspondente às bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, e o peso $\varpi_{\lambda,b}$ é obtido através da razão da irradiância espectral no topo da atmosfera específica de cada banda (Tabela 5) e da somatória das constantes $K_{\lambda,b}$.

$$\varpi_{\lambda} = \frac{K_{\lambda,b}}{\sum K_{\lambda,b}} \quad (3.7)$$

Tabela 5 - Valores da Irradiância espectral no topo da atmosfera para cada banda do sensor TM-Landsat 5. – $K_{\lambda,b}$ ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}$)

Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)							
Bandas	1	2	3	4	5	6	7
$K_{\lambda,b}$	1957	1826	1554	1036	215	0	80,67

Fonte: CHANDER E MARKHAM, 2003.

3.5.4 Albedo de Superfície

É o albedo já corrigido os efeitos atmosféricos. No modelo METRIC a correção é feita individualmente para cada banda espectral. Posteriormente, utiliza-se uma combinação linear das reflectâncias espectrais como foi apresentada na Equação (3.6), com uma diferença nos pesos utilizados para esse cálculo. Determinou-se a reflectância espectral de cada banda λ a superfície pela expressão (TASUMI, 2003; ALLEN et al., 2007)

$$\rho_{\lambda,b,\text{sup}} = \frac{\rho_{\lambda,b} - \rho_{\text{atm},b}}{\tau_{\text{ent},b} \cdot \tau_{s,b}} \quad (3.8)$$

$\rho_{\lambda,b}$ é a reflectância espectral para cada banda, $\rho_{\text{atm},b}$ é a reflectância da atmosfera, $\tau_{\text{ent},b}$ é a transmitância atmosférica correspondente a radiação solar incidente a superfície e $\tau_{s,b}$ é a transmitância atmosférica correspondente a radiação solar refletida. Essas transmitâncias são obtidas por meio das expressões obtidas por Tasumi (2003) e Allen *et al.* (2007a):

$$\tau_{\text{ent},b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{K_t \cos Z_{\text{hor}}} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos Z_{\text{hor}}} \right] + C_5 \quad (3.9)$$

$$\tau_{s,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{K_t \cos \eta} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \eta} \right] + C_5 \quad (3.10)$$

P é a pressão atmosférica (kPa), calculada por ASCE-EWRI (2005):

$$P = 101,3 \left(\frac{T_{ar} - 0,0065z}{T_{ar}} \right)^{5,26} \quad (3.11)$$

W é a água precipitável na atmosfera, determinada em milímetros, utilizando a Pressão de Vapor (e_a) próximo à superfície obtida na estação da área de estudo, por meio da equação (GARRISON e ADLER, 1990):

$$W = 0,14e_a P + 2,1 \quad (3.12)$$

K_t é o coeficiente de turbidez, variando de 0,5 até seu valor máximo 1,0. De acordo com Allen *et al.* (2007a), $K_t = 0,5$ indica ar muito poluído, poeira ou turbidez extrema e $K_t = 1$ indica ar limpo. η representa o ângulo de visada do sensor referente à superfície horizontal, definido para o sensor TM-Landsat 5 como sendo nulo. Para pixels com pouca ou nenhuma inclinação obtém-se o cosseno do ângulo zenital praticamente na horizontal:

$$\cos Z_{hor} = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos s \cos \varpi \quad (3.13)$$

As constantes C_1 , C_2 , C_3 , C_4 e C_5 correspondentes ao sensor TM-Landsat 5 estão apresentadas na Tabela 5. Essas constantes são obtidas por meio do código de transferência radiativa SMARTS2 (*Simple Model of Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine*).

Tabela 6 - Coeficientes utilizados para a determinação das transmitâncias referentes ao TM-Landsat 5.

Coeficientes	Bandas					
	1	2	3	4	5	7
C_1	0,98700	2,319000	0,951000	0,375000	0,234000	0,365000
C_2	-0,00071	-0,000160	-0,000330	-0,000480	-0,001010	-0,00097
C_3	0,000036	0,000105	0,000280	0,005018	0,004336	0,004296
C_4	0,088000	0,043700	0,087500	0,135500	0,056000	0,015500
C_5	0,078900	-1,269700	0,101400	0,662100	0,775700	0,639000
C_b	0,640000	0,310000	0,286000	0,189000	0,274000	-0,186000
w_b	0,254000	0,149000	0,147000	0,311000	0,103000	0,036000

Fonte: TASUMI, 2003, ALLEN et al., 2007a

A radiação solar espalhada pela atmosfera e que é captada pelo sensor TM-Landsat 5 é indicado pelo parâmetro $\rho_{atm,b}$, qual seja:

$$\rho_{atm,b} = C_b (1 - \tau_{ent,b}) \quad (3.14)$$

C_b corresponde a um parâmetro para cada banda do satélite, e seus valores foram apresentados na Tabela 6. Por fim, é determinado o albedo de superfície, que é o albedo corrigido os efeitos atmosféricos:

$$\alpha_{sup} = \sum_{b=1}^6 [\rho_{\lambda,b,sup} \cdot w_b] \quad (3.15)$$

$\rho_{\lambda,b,sup}$ é a reflectância espectral para cada banda e w_b é uma fator de ponderação, cujos valores são apresentados na Tabela 6.

3.5.5 Índices de Vegetação

IVDN - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada

O *IVDN* é um indicador da condição e da quantidade da vegetação verde, através da razão da diferença e da soma do infravermelho próximo e do vermelho, sendo calculado (ALLEN *et al.*, 2002).

$$IVDN = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (3.16)$$

ρ_{IV} e ρ_V são as reflectâncias das bandas 4 e 3 do sensor TM-Landsat 5.

IVAS - Índice de Vegetação de Ajuste do Solo

É um índice de ajuste do efeito ‘background’ do solo (HUETE, 1988), dado por:

$$IVAS = \frac{(1+L) \cdot (\rho_{IV} - \rho_V)}{L + \rho_{IV} + \rho_V} \quad (3.17)$$

Em que L é um fator de ajuste do solo obtido por $L = I_1 + I_2$. O maior valor de I_1 representa uma maior parte de superfície com solo exposto e o maior valor de I_2 indica uma cobertura de mais alta vegetação. Esses parâmetros foram simplificados com a finalidade de obter valores para L em três condições de cobertura da vegetação (Solo exposto, cobertura média da vegetação e cobertura completa de vegetação), conforme apresentado abaixo.

$L = 0,25$	Superfície com cobertura máxima de vegetação
$L = 0,5$	Superfície com cobertura média de vegetação
$L = 1,0$	Superfície com pouca vegetação ou solo exposto

Neste estudo foi considerado o $L = 0,5$, pois é o valor mais utilizado na literatura (ACCIOLY *et al.*, 2002; BOEGH *et al.*, 2002; DI PACE, 2004; GOMES, 2009)

IAF - Índice de Área Foliar

O *IAF* é um indicador de biomassa de cada pixel, definido como sendo igual a razão entre a área total de todas as folhas contidas em cada pixel pela área do pixel, podendo ser calculado mediante a equação determinada por Allen *et al.* (2002):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - IVAS}{0,59}\right)}{0,91} \quad (3.18)$$

3.5.6 Emissividades

Antes de determinar a Temperatura de Superfície é preciso analisar que, como os pixels não emitem radiação como um corpo negro, é preciso estimar as emissividades no domínio espectral da banda termal (ε_{NB}) com a finalidade de determinar a T_s e a emissividade de banda larga (ε_0) para determinar a Radiação de Onda Longa que é emitida pela superfície. As emissividades são obtidas por meio do Índice de Área Foliar, com as seguintes condições: $IAF < 3$ e $IVDN > 0$, no entanto, para pixels com $IAF \geq 3$, considera-se $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ e em corpos d'água, onde o $IVDN$ é negativo, adota-se $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$ segundo Allen *et al.*, (2002):

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331.IAF \quad (3.19)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01.IAF \quad (3.20)$$

3.5.7 Temperatura de Superfície

Para obtenção da T_s , é utilizada a equação de Planck invertida (ALLEN *et al.*, 2002), dependente da radiância espectral da banda termal ($L_{\lambda,6}$) e da emissividade (ε_{NB}) obtida anteriormente. A Temperatura de Superfície em unidades Kelvin (K) é determinada segundo a expressão (MORSE *et al.*, 2000; ALLEN *et al.*, 2002):

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

K_1 e K_2 são constantes com valores $607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ e $1260,56 \text{ K}$, respectivamente.

3.5.8 Radiação de Onda Longa Emitida

Por meio da equação de Stefan-Boltzmann determinou-se a Radiação de Onda Longa Emitida pela Superfície ($R_{L\uparrow}$) em unidades $W.m^{-2}$:

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

ε_0 é a emissividade de banda larga para cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2} \cdot K^{-4}$) e T_s é a Temperatura da Superfície expressa em Kelvin.

3.5.9 Radiação de Onda Longa Incidente

Por meio da equação de Stefan-Boltzmann, também é possível determinar a Radiação de Onda Longa Incidente ($R_{L\downarrow}$) em unidades Wm^{-2} , por meio da emissividade e temperatura do ar:

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

σ é a constante de Stefan-Boltzmann, T_a é a Temperatura do ar, obtida nas plataformas de coleta de dados, expressa em Kelvin e ε_a é emissividade atmosférica, obtida segundo a equação proposta por Bastiaanssen (1995) e Allen *et al.* (2002).

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

Em que τ_{sw} é a transmissividade atmosférica, para condições de céu claro, é obtida por (ALLEN et al., 2002):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z \quad (3.25)$$

z é a altitude do pixel (m), onde foi inserido o modelo de elevação digital.

3.5.10 Radiação de Onda Curta Incidente

A Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{S\downarrow}$) é combinação da radiação solar difusa e direta que incide na superfície terrestre, determinada através do modelo (BASTIAANSSEN, 1995; ALLEN *et al.*, 2002; TREZZA, 2002; SILVA *et al.*, 2005), em condições de céu claro:

$$R_{S\downarrow} = S_{sc} \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (3.26)$$

S_{sc} é a constante Solar (1367 W.m^{-2}), Z é o ângulo zenital, d_r é a distância Terra-Sol e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica (Equação 3.25)

3.5.11 Balanço de Radiação

Através da seguinte expressão pode-se determinar o Balanço de Radiação (R_n) à superfície em unidades W.m^{-2} :

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (3.27)$$

Em que α é o albedo de superfície corrigido para cada pixel (Equação 3.15), ε_0 é emissividade de cada pixel na região da banda larga (Equação 3.20), $R_{S\downarrow}$ é a Radiação de Onda Curta Incidente (Equação 3.26), $R_{L\downarrow}$ é a Radiação de Onda Longa Incidente (Equação 3.23) e $R_{L\uparrow}$ é a Radiação de Onda Longa Emitida (Equação 3.22).

3.5.12 Fluxo de Calor no Solo

O Fluxo de Calor no Solo (G) foi obtido através da equação de Bastiaanssen (2000) em unidades W.m^{-2} . Propriedades físicas e químicas do solo (umidade, compactação, textura, composição mineral e materiais orgânicos) podem sofrer variações quanto mais próximas a superfície (LIU, 2006):

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038 \cdot \alpha + 0,0074 \cdot \alpha^2) \cdot (1 - 0,98 \cdot IVDN^4) \right] \cdot R_n \quad (3.28)$$

T_s é a Temperatura de Superfície obtida em $^{\circ}\text{C}$, α é o albedo corrigido de superfície, $IVDN$ é o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada e R_n é o Balanço de Radiação a Superfície Terrestre. Quando o $IVDN$ tiver valores negativos, o que indica corpos d'água, o Fluxo de

Calor no Solo se resume a $G = 0,5.R_n$ (ALLEN *et al.*, 2002; SILVA e BEZERRA, 2005; BEZERRA *et al.*, 2008).

3.5.13 Fluxo de Calor Sensível

A determinação do Fluxo de Calor Sensível (H) é considerada a etapa mais importante, devido a sua complexidade, pois engloba diversas sub etapas que requerem bastante atenção. O sucesso da estimativa deste parâmetro depende da aplicação correta das variáveis determinadas nos cálculos de seus dependentes. H pode ser determinado por meio de:

$$H = \frac{\rho \cdot c_p \cdot dT}{r_{ah}} \quad (3.29)$$

Em que ρ é a densidade do ar úmido, 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 relativa aos dois níveis próximos a superfície e r_{ah} representa a resistência aerodinâmica ao transporte de calor em unidades sm^{-1} . Para determinar a r_{ah} considera-se a atmosfera sobre condição de estabilidade neutra, através da expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (3.30)$$

z_1 e z_2 correspondem as alturas acima do conteúdo de cada pixel, expressas em metros. De acordo com Bastiaanssen (1998), Allen *et al.* (2002), Tasumi (2003), Silva e Bezerra (2005) e Allen *et al.* (2007a) as alturas adotadas são iguais a 0,1 m e 2,0 m respectivamente, k é a constante de Von Karman (0,41) e u_* é a velocidade de fricção em cada pixel em unidades m.s^{-1} , definida como:

$$u_* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)} \quad (3.31)$$

z_{0m} é o coeficiente de transporte de momentum analisado pixel a pixel através do Índice de Vegetação de Ajuste do Solo - IVAS, obtida em metros por meio da expressão (BASTIAANSSEN, 2000):

$$z_{0m} = -\exp(-5,809 + 5,62.IVAS) \quad (3.32)$$

u_{200} é a velocidade do vento estimada em um nível que não é afetada pela rugosidade da superfície, chamada de *blending height*, determinada para um nível de 200 m para a área de estudo de acordo com a equação:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (3.33)$$

Em que z_{0m} é o coeficiente de rugosidade da estação meteorológica, determinada de acordo com a altura média da vegetação ao redor da estação (h), obtida em metros de acordo com a expressão (BRUTSAERT, 1982):

$$z_{0m} = 0,12.h \quad (3.34)$$

u_* é a velocidade de fricção para condição de estabilidade neutra do perfil logarítmico do vento segundo a expressão:

$$u_* = \frac{k.u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (3.35)$$

A relação linear para cada pixel entre T_s e dT , consiste na obtenção da determinação da diferença de temperatura próxima a superfície, dependente dos coeficientes a e b encontrados através dos pixels quente e frio por meio da relação:

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

Para determinar os pixels quente e frio, faz-se inicialmente uma análise referente à equação do Balanço de Energia, vendo condições de solo exposto onde o fluxo de calor latente é nulo

para determinação do pixel quente, e em solo úmido para determinação do pixel frio segundo as equações (TASUMI e ALLEN, 2007):

$$H_{quente} = (R_n - G)_{quente} - LE_{quente} \quad (3.37)$$

$$H_{frio} = (R_n - G)_{frio} - LE_{frio} \quad (3.38)$$

O gradiente de temperatura referente ao pixel frio (dT_{frio}) é determinado através da expressão:

$$dT_{frio} = \frac{H_{frio} r_{ah}}{\rho_{ar} c_p} \quad (3.39)$$

Para estimar os coeficientes a e b , utilizou-se pares de expressões relacionadas ao dT_{quente} , $T_{s,quente}$, dT_{frio} e $T_{s,frio}$:

$$a = \frac{dT_{quente} - dT_{frio}}{T_{s,quente} - T_{s,frio}} \quad (3.40)$$

$$b = \frac{(dT_{quente} - a)}{T_{s,quente}} \quad (3.41)$$

O comprimento de Monin-Obukhov (L) relaciona fluxos turbulentos de origens convectiva e mecânica, sendo utilizado para analisar condições de estabilidade atmosférica. O comprimento L (m) exprime a altura da qual a turbulência mecânica é comparada a turbulência térmica, calculado em função dos fluxos de calor e momentum. Essa análise é realizada, pois os valores encontrados para o fluxo de calor sensível não são adequados, servindo como valores iniciais para realização de um processo iterativo, onde são consideradas as condições de estabilidade atmosférica para cada pixel (BASTIAANSSEN, 1995; ALLEN *et al.*, 2002; BEZERRA *et al.*, 2008).

$$L = - \frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{k \cdot g \cdot H} \quad (3.42)$$

Em que ρ é a densidade do ar úmido em Kg/m^3 , c_p é o calor específico do ar a pressão constante, u_* é a velocidade de fricção para cada pixel em m/s , T_s é a temperatura da

superfície para cada pixel em unidades K , k é a constante de Von Karman, g é a aceleração gravitacional ($9,8 \text{ m/s}^2$) e H é o valor inicial do fluxo de calor sensível em W.m^{-2} , onde foram consideradas condições de neutralidade. Os valores obtidos para L são analisados com o propósito de verificar as condições de estabilidade, de forma que se o valor de $L > 0$, a atmosfera é considerada estável, se $L < 0$, a atmosfera é considerada instável e se L tiver valor nulo, a atmosfera é considerada neutra (GOMES, 2009)

De acordo com Bastiaanssen (1995), Morse *et al.* (2000), Allen *et al.* (2002), Silva e Bezerra (2005) e Bezerra *et al.* (2008), as expressões utilizadas variam de acordo com as condições atmosféricas, devendo ser considerados valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h).

Para condições de Instabilidade ($L < 0$),

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) + 2 \arctan(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (3.43)$$

$$\psi_{m(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (3.44)$$

$$\psi_{m(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (3.45)$$

De forma que:

$$x_{m(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0,25} \quad (3.46)$$

$$x_{m(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (3.47)$$

$$x_{m(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (3.48)$$

Para condições de Estabilidade ($L > 0$),

$$\psi_{m(200m)} = -5 \cdot \left(\frac{200}{L} \right) \quad (3.49)$$

$$\psi_{m(2m)} = 5 \cdot \left(\frac{2}{L} \right) \quad (3.50)$$

$$\psi_{m(0,1m)} = 5 \cdot \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (3.51)$$

Para condições de Neutralidade ($L = 0$), $\psi_m = \psi_h = 0$.

Obtendo assim o valor da velocidade de fricção corrigido, o efeito de estabilidade atmosférica:

$$u_* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln \left(\frac{200}{z_{0m}} \right) - \psi_{m(200m)}} \quad (3.52)$$

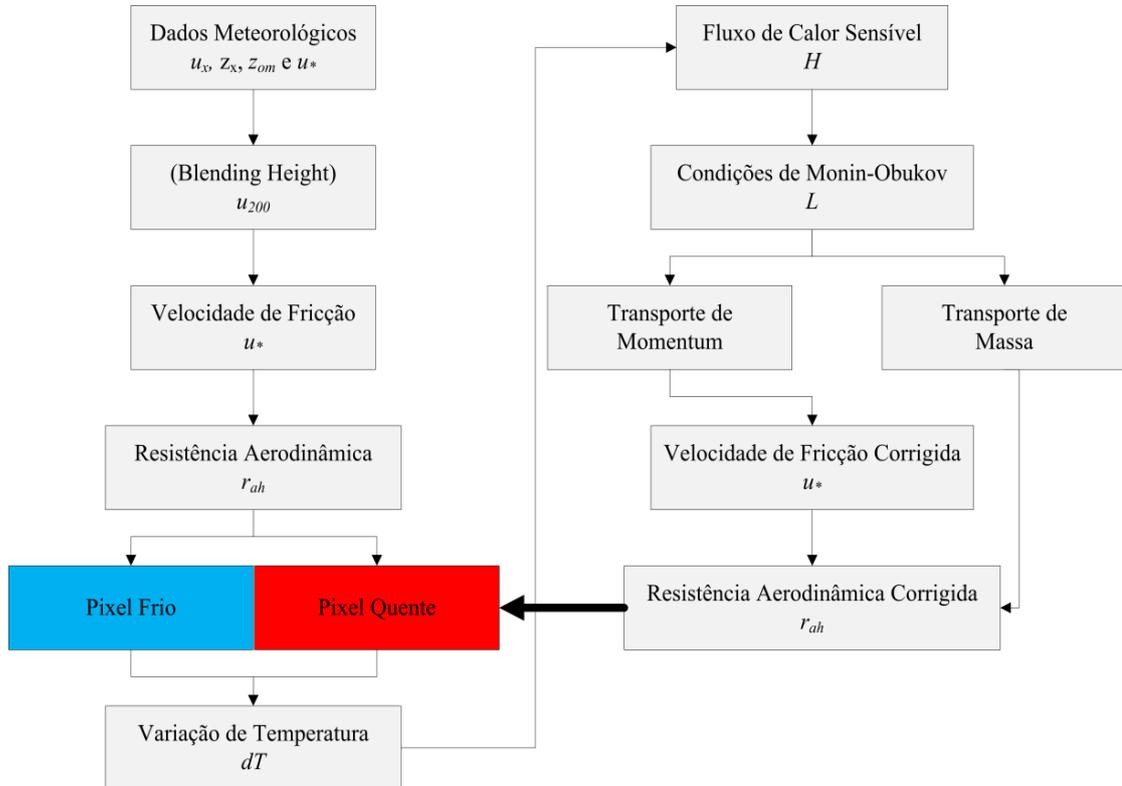
u_{200} é a velocidade do vento considerada a 200 m para que não haja interferência da rugosidade da superfície, obtida em m/s, k é a constante de Von Karman, z_{0m} é o coeficiente de rugosidade da superfície obtido para cada pixel em metros e $\psi_{m(200m)}$ é o transporte de momentum a 200 m.

Determinado os valores do transporte de calor próximo a superfície e da velocidade de fricção corrigida, é obtida a resistência aerodinâmica corrigida através da equação proposta por Bastiaanssen (1995), Morse *et al.* (2000), Allen *et al.* (2002), Silva e Bezerra (2005) e Bezerra *et al.* (2008):

$$r_{ah} = \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (3.53)$$

z_1 e z_2 são as alturas próximas a superfície correspondentes a 0,1 m e 2,0 m respectivamente, $\psi_{h(z_1)}$ $\psi_{h(z_2)}$ são correções de estabilidade para o transporte de calor relacionadas a z_1 e z_2 , u_* é a velocidade de fricção corrigida e k é constante de Von Karman.

Figura 18 - Diagrama das etapas para a obtenção do fluxo de calor sensível (H)



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Após a determinação destes parâmetros, é calculada novamente a função da diferença de temperatura e repetido todo o processo como mostra a Figura 17, até que sejam obtidos valores estáveis para a diferença de temperatura e da resistência aerodinâmica em cada pixel.

3.5.14 Fluxo de Calor Latente

O fluxo de calor latente - LE ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) é obtido através da equação do Balanço de Energia, contabilizando a diferença entre o balanço de radiação (R_n), o fluxo de calor no solo (G) e o fluxo de calor sensível (H):

$$LE = R_n - G - H \quad (3.54)$$

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este trabalho buscou mapear e estimar as componentes dos Balanços de Radiação e de Energia através do algoritmo SEBAL/METRIC em uma área de aproximadamente 1342 Km^2 entre os estados de Alagoas e Sergipe. Devido à falta de dados nessas regiões, foi realizada uma estimativa geral das componentes do Balanço de Energia através de sensoriamento remoto, em razão da sua cobertura espacial acoplada a poucas informações de estações de coletas de dados. Combinadas com a análise das condições climáticas foi possível gerar mapas temáticos para verificar o comportamento das áreas vegetadas no decorrer de sete anos. Entre os fatores climáticos (Relevo, Vegetação, Latitude, Longitude e Massas de ar) que alteram os elementos do clima, a precipitação pluviométrica é a que atua diretamente no resultado do albedo de superfície.

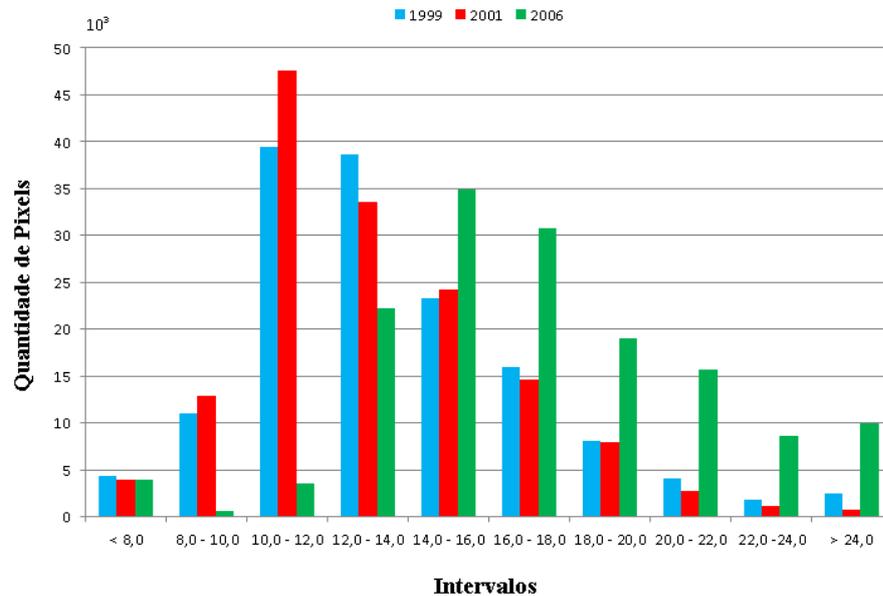
Foram analisados dados de precipitação para os cinco dias anteriores da coleta das imagens pelo satélite Landsat 5, encontrando registros de chuva para os dias anteriores a 17/10/1999 e 07/12/2006. Não havendo registro para o dia 06/10/2001.

4.1 Componentes do Balanço de Radiação

4.1.1 Mapas Temáticos de Albedo

As imagens seguintes representam os mapas temáticos do albedo de superfície (α_{sup}) da região selecionada para estudo referente aos dias 17/10/1999 (Figura 20), 06/10/2001 (Figura 21) e 07/12/2006 (Figura 22). A Figura 19 representa os histogramas de frequência dos albedos de superfície sobrepostos, para as três imagens tratadas, nos intervalos de valores considerados. Ao analisar o histograma, observa-se uma diminuição na concentração dos pixels referente aos intervalos. Inicialmente a maior concentração em 1999 (azul) está entre 10,0% - 14,0%, em 2001 (vermelho) essa concentração, apesar de permanecer no mesmo intervalo de 1999, tem a maior quantidade de pixels concentrada entre 10,0% - 12,0%, e em 2006 (verde) o intervalo de maior concentração, fica entre 16,0% - 18,0%, mas ocorre uma distribuição nos valores de pixels.

Figura 19 - Histograma comparativo das frequências de albedo da superfície para as três imagens utilizadas



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

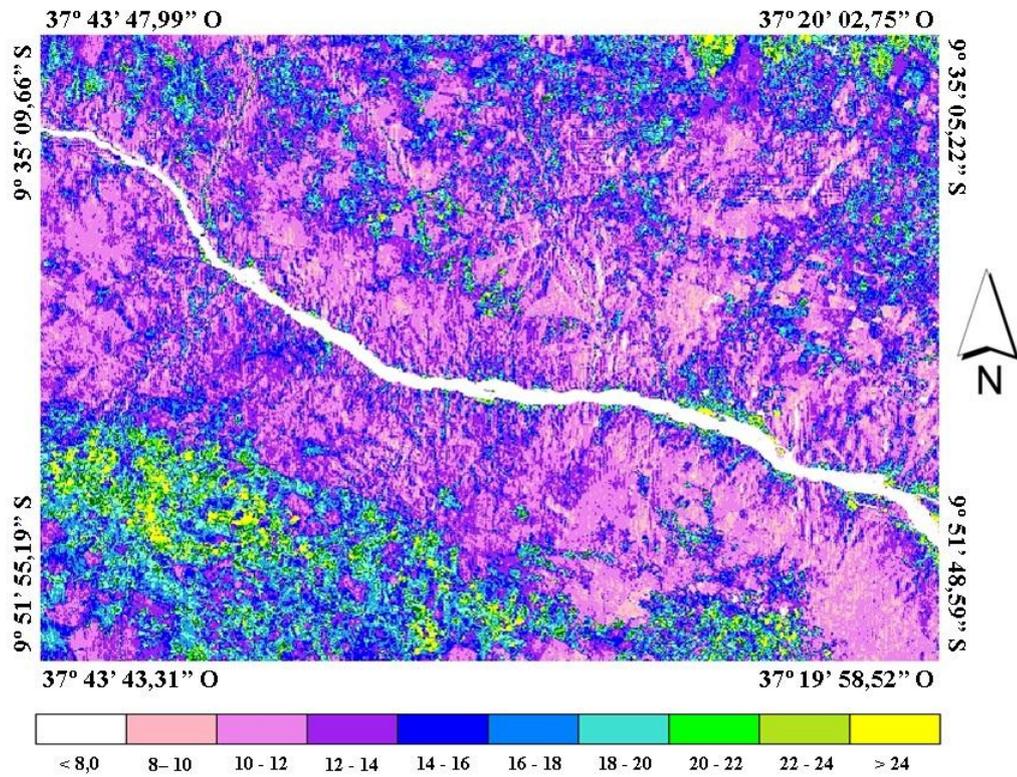
Os menores valores de albedo obtidos nas cenas estudadas foram inferiores a 8% (branco), obtidos nos locais com presença de água devido ao fator de absorção desses corpos. Esses valores correspondem à classe dos mais baixos valores de albedo da superfície. Corpos d'água, tais como riachos, reservatórios artificiais, rios, áreas com vegetação mais densa e solo com bastante umidade, apresentam baixos valores de albedo (PEIXOTO, 2009). Em determinados trechos do rio, ocorreram um aumento para o intervalo de 8% - 10% (rosa claro), ocasionados devido à turbidez e ao desmatamento na mata ciliar acarretando um alto nível de assoreamento e poluição no decorrer dos anos, contribuindo na diminuição da absorção de energia e fazendo com que haja um aumento nos valores de albedo do rio. Um estudo realizado por Silva *et al.* (2005) registrou que no leito do rio São Francisco a turbidez da água e interferências atmosféricas acarretam um aumento considerável no albedo, obtendo valores nessa região entre 8% e 9%. Silva *et al.* (2008) obtiveram valores inferiores a 10% no leito do Rio Jaguaribe. O intervalo entre 10% - 12% (rosa escuro) em regiões próximas ao rio pode ter sofrido interferência da chuva registrada nos cinco dias anteriores a 17/10/1999, fazendo com que regiões com vegetação tenham seu albedo reduzido, e interferência de chuva para o dia 07/12/2006.

Oke (2002) define que áreas urbanas possuem o albedo compreendido entre 10% e 27%, coerentes com os valores obtidos para região de estudo nos três dias analisados. No dia 17/10/1999 (Figura 20) há uma predominância do intervalo compreendido entre 10% - 14%

nas áreas próximas ao Baixo São Francisco, com uma curta variação temporal de dois anos, permanecendo com essa mesma concentração em 06/10/2001 (Figura 21). No dia 07/12/2006 (Figura 22) o intervalo predominante está entre 14% - 18% na região próxima ao leito do São Francisco acarretando em um aumento de aproximadamente 3%, ainda estando nos valores padrões apresentados por Oke (2002). Esse aumento está relacionado a uma série de fontes antropogênicas, tais como agricultura, transporte, habitações, e indústria. O aumento nos valores em determinadas regiões chegou a ser de 9%, relacionado a áreas pavimentadas ou solos expostos correspondentes a intensa urbanização. Essas variações de albedo ao longo dos anos influenciam diretamente na absorção de radiação solar, pois à proporção que o albedo aumenta a taxa de absorção de radiação solar pela superfície diminui, afetando diretamente na temperatura do solo e conseqüentemente na temperatura local. Silva *et al.* (2002) realizaram a estimativa do albedo no Perímetro Nilo Coelho situado na margem esquerda do rio São Francisco, por meio de imagens coletadas pelo sensor TM-Landsat 5 quando obtiveram valores de 6% para água do lago Sobradinho e Gomes (2009) obteve valores inferiores a 9% para leito de riachos e do rio Mogi Guaçu.

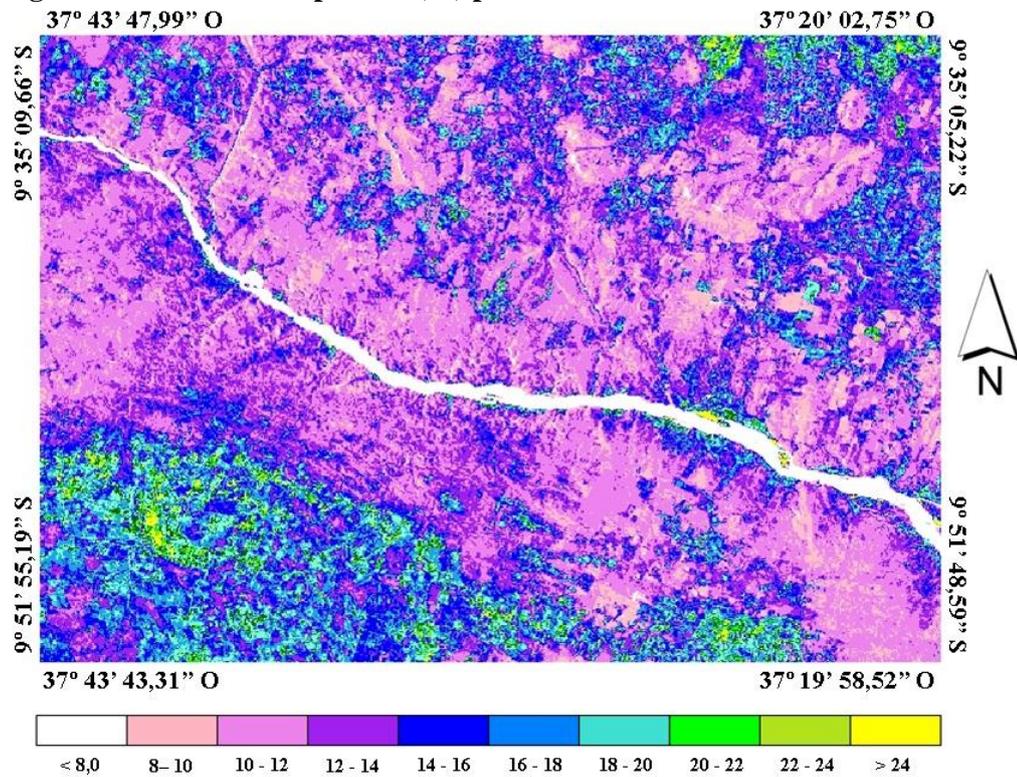
Chaves *et al.* (2009) realizaram um estudo sobre a aplicação do SEBAL na variação temporal do albedo na bacia de Forquilha-CE ao longo de vinte anos, constatando que houve um decréscimo no albedo da região do qual foi relacionado com processos de recuperação natural da sua paisagem, e em seguida analisando o curto período de um ano, viu que aumentou consideravelmente na mesma região do qual foi relacionado a ações de desmatamento em zonas ribeirinhas acarretando nos maiores valores de albedo registrados na região.

Figura 20 - Albedo da superfície (%) para o dia 17/10/1999.



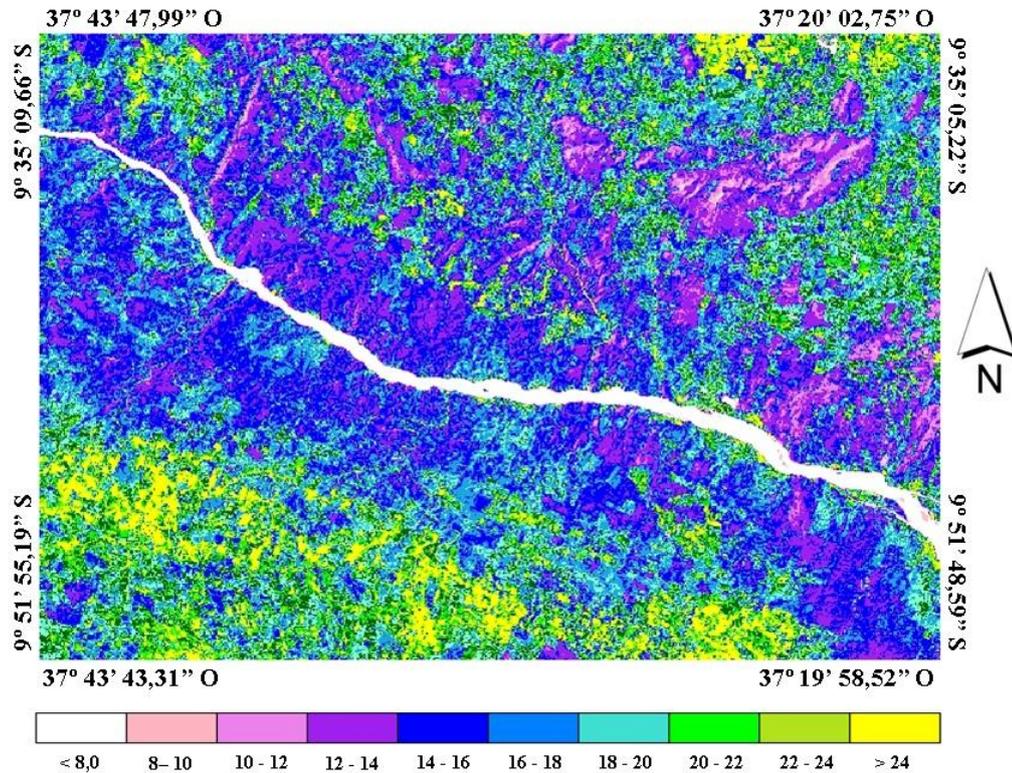
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 21 - Albedo da superfície (%) para o dia 06/10/2001.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

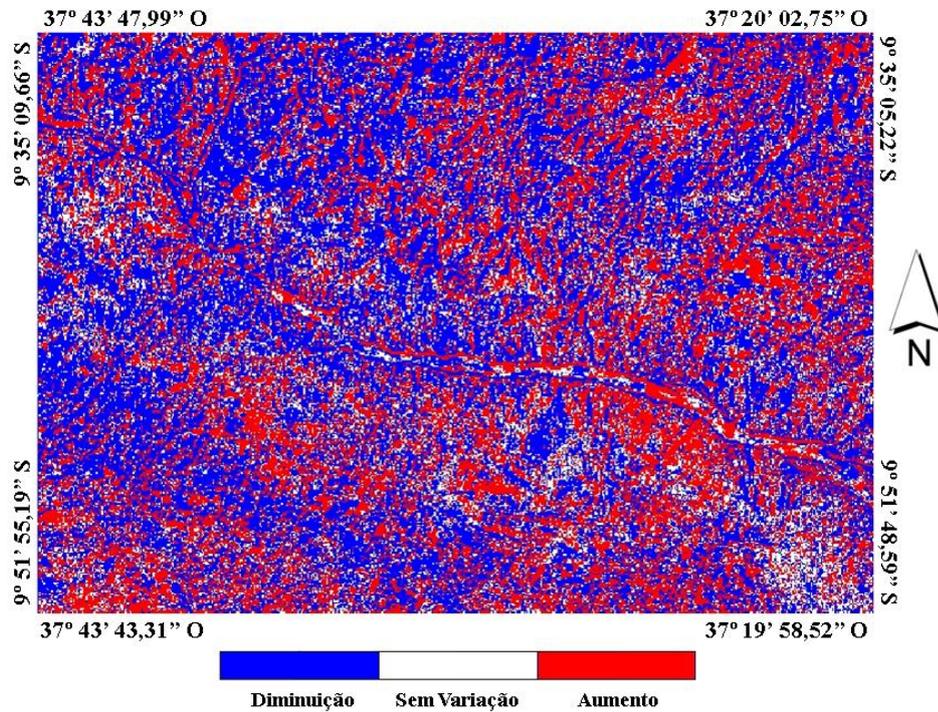
Figura 22 - Albedo da superfície (%) para o dia 07/12/2006.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

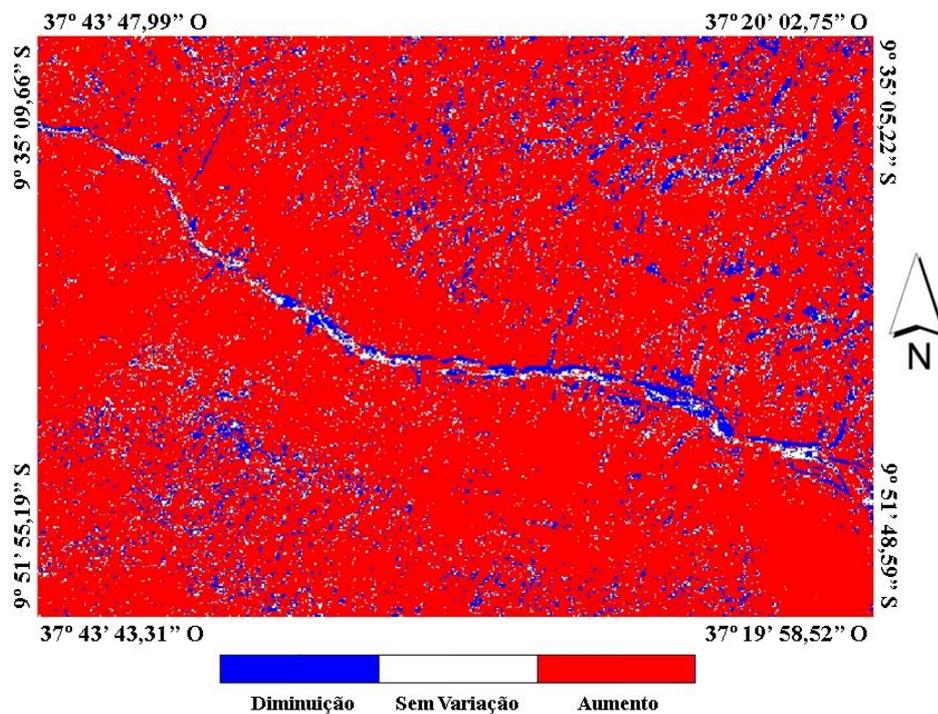
Para analisar a diferença entre as imagens, foi utilizada a álgebra das imagens, através do intervalo das três imagens analisadas, com os valores da imagem de 06/10/2001 subtraídos da imagem de 17/10/1999 (Figura 23) e dos valores da imagem de 07/12/2006 subtraídos da imagem de 06/10/2001 (Figura 24). Esse procedimento proporcionou uma melhor resposta visual em relação ao aumento e diminuição correspondente à variável, neste caso a do albedo de superfície na cena estudada, intensificando a análise sobre a crescente urbanização e a perda de vegetação nativa que vem ocorrendo em Alagoas e Sergipe. A Figura 23 apresenta o aumento e a diminuição do albedo, totalizando um ganho em 35% da área (vermelho), 50% da região sofreu diminuição (azul) e 15% permaneceu inalterado. Na Figura 24 a predominância na elevação do albedo, 86% da área (vermelho), 8% da região teve diminuição (azul) e 6% (branco) permaneceu constante. De acordo com a imagem observou-se uma diminuição do albedo nas regiões próximas ao leito do rio, que pode ter ocorrido pelo uso dessas áreas para agricultura pelas populações das zonas ribeirinhas.

Figura 23 - Imagem da diferença do albedo de superfície estimado entre 06/10/2001 e 17/10/1999.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 24 - Imagem da diferença do albedo de superfície estimado entre 07/12/2006 e 06/10/2001.



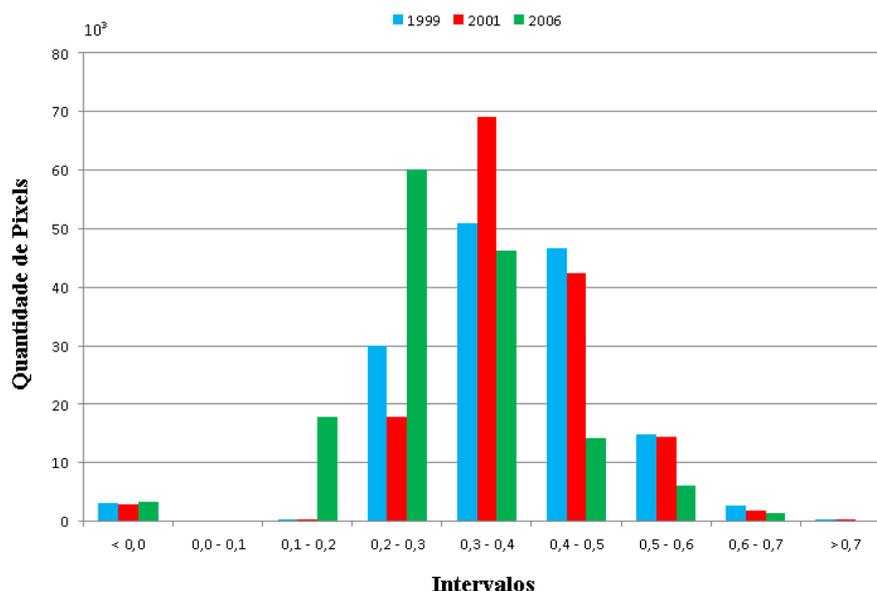
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

4.1.2 Mapas Temáticos de IVDN

Devido a sua relação com o albedo, o *IVDN* torna-se uma ferramenta muito eficaz para análise do mesmo. Nos mapas temáticos de albedo as regiões apresentadas com baixos valores, caracterizadas por corpos d'água, são indicadas com valores negativos nos mapas temáticos de *IVDN*. Regiões com vegetação bastante densa são indicadas por valores máximos de *IVDN* e as regiões onde os valores de albedo são os mais altos caracterizam superfícies sem vegetação, ou seja, os mais baixos valores positivos obtidos no *IVDN*. Essa relação entre o albedo e o índice de vegetação indica que eles são inversamente proporcionais com os valores positivos de *IVDN*, ou seja, a proporção que os valores de determinado parâmetro aumenta o outro diminui.

A Figura 25 representa o histograma de frequência do *IVDN* sobrepostos das imagens tratadas nos intervalos considerados. A análise do histograma revela haver maior concentração de pixels em 17/10/1999 (azul) entre 0,3 - 0,4 e 0,4 - 0,5, permanecendo essa concentração do intervalo em 06/10/2001 (vermelho), com maior número de pixels entre 0,2 - 0,3. Em 07/12/2006 (verde) ocorre uma concentração de pixels maior entre 0,2 - 0,3 e 0,3 - 0,4, essa queda nos intervalos aponta uma perda de vegetação nesse período.

Figura 25 - Histograma comparativo das frequências do *IVDN* para as três imagens utilizadas.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

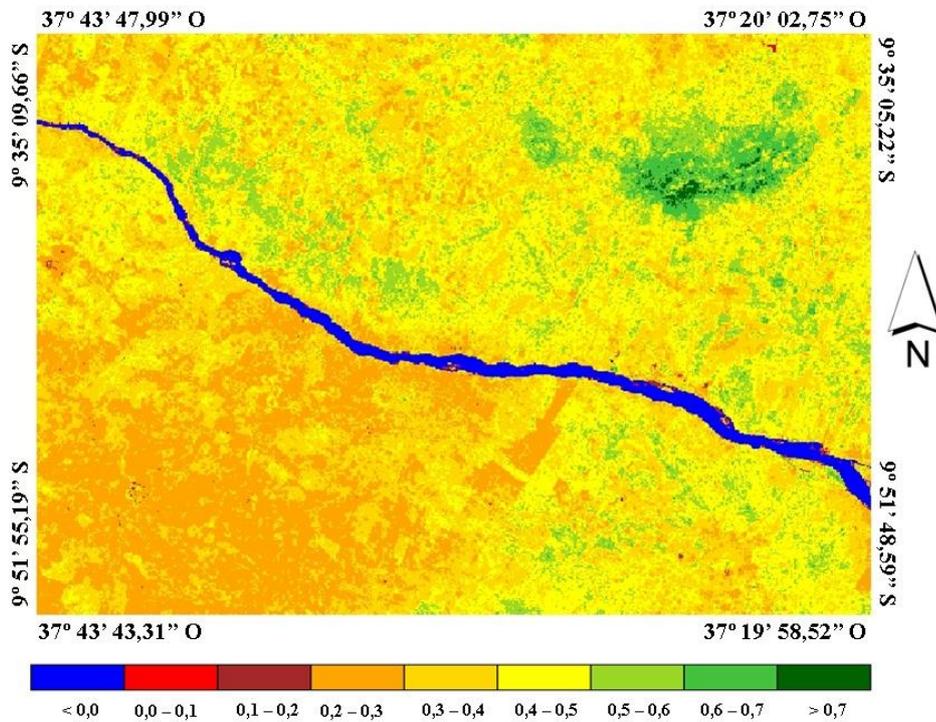
As Figuras 26, 27 e 28 apresentam a área de estudo classificadas do *IVDN*, indicando por azul escuro o baixo São Francisco e regiões com corpos d'água, representado os valores negativos, assim como estão representadas as superfícies com vegetação por tons de verde e superfícies sem vegetação entre as cores, vermelho e amarelo. A interferência da precipitação registrada para dias anteriores as imagens dos dias 17/10/1999 e 06/10/2001 interferiram no resultado do albedo e conseqüentemente nos resultados obtidos nos mapas temáticos do índice de vegetação. A retenção de água pela vegetação acarreta em uma diminuição do albedo, ocasionando um aumento no *IVDN* obtido.

Em 17/10/1999 (Figura 26), a maior concentração de pixels está entre 0,3 - 0,5, como foi apresentado no histograma, correspondente a aproximadamente 67% da área, permanecendo com essa mesma concentração de pixels no intervalo de tempo de dois anos, como mostra a Figura 27. A região de Pão de Açúcar - AL, onde se observa uma maior concentração de vegetação ($IVDN > 0,7$), indicada por um intervalo contido entre 10% - 12% no mapa temático de albedo (Figura 20), ao passar do tempo devido a diversos processos antrópicos, a densidade da vegetação nessa região vai cada vez mais diminuindo, acarretando em um aumento do albedo. Sá *et al.* (2008) utilizaram o *IVDN* para caracterizar a cobertura vegetal da região do Araripe-PE, obtendo cerca de 51% de áreas antropizadas no municípios pernambucanos de Araripina e Bodocó.

Em uma área de pouca vegetação no município de Poço Redondo-SE, um intervalo inicialmente contido entre 0,2 - 0,3 em 17/10/1999 (Figura 26) diminui para um intervalo compreendido entre 0,1 - 0,2 em 07/12/2006 (Figura 27), indicando degradação da vegetação. De acordo com Huete e Tucker (1991), o *IVDN* varia de 0,05 a 0,3 para áreas de solo exposto. Em áreas que sofrem alterações antrópicas, Di Pace (2004) obteve valores instantâneos de *IVDN* iguais a 0,198 e 0,152 para solo exposto no ano de 2000 e 2001, respectivamente. Em 07/12/2006 (Figura 28) o percentual contido entre 0,3 - 0,5, que era o de maior concentração, foi bastante reduzido, chegando a aproximadamente 44% da região. Essa interferência ocorrida está relacionada com a chuva registrada, que segundo Lira *et al.* (2011), ao analisarem a variação sazonal em áreas do Submédio São Francisco, encontraram grandes alterações nas características da imagem coletada em 2007 devido aos altos índices pluviométricos que aconteceram na região antes da coleta da imagem, reforçando a relação entre *IVDN* e a precipitação. Novas *et al.* (2008) analisaram a variação dos índices de vegetação entre 17/10/1999 e 07/12/2006 na região sul da Bacia do Rio Traipu-AL

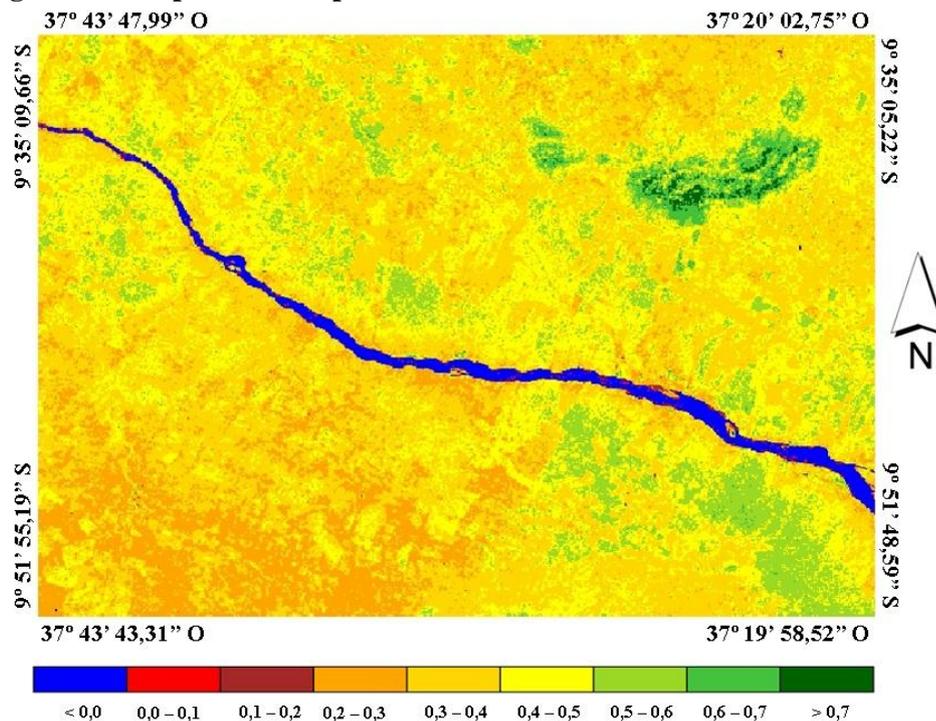
constatando que houve uma diminuição da densidade e biomassa da cobertura vegetal, encontrando uma queda de 0,15 nos valores de *IVDN*.

Figura 26 - Mapa do IVDN para 17/10/1999.



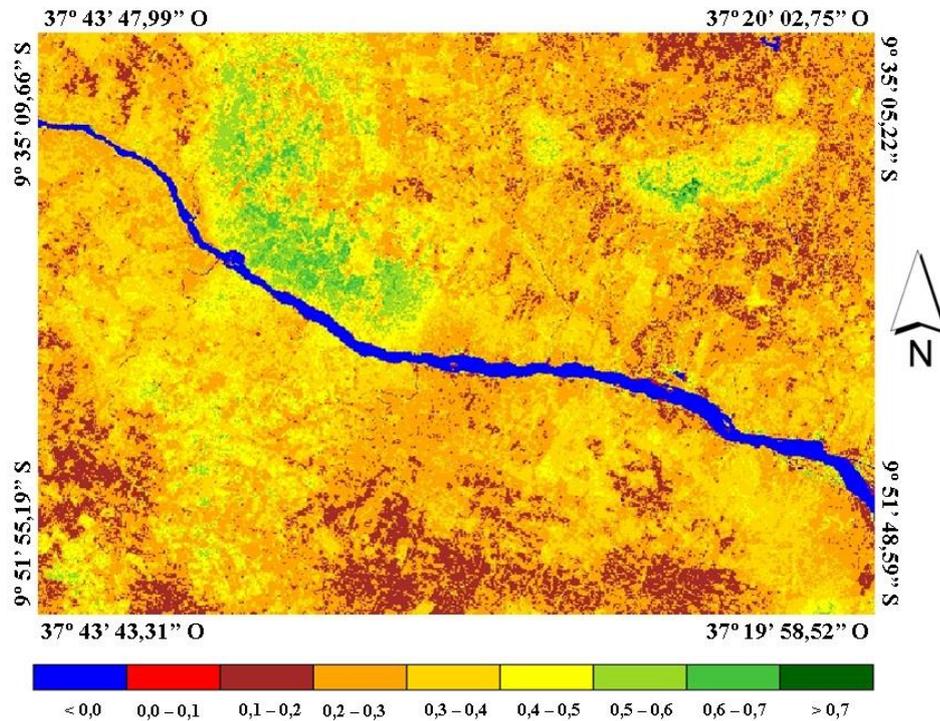
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 27 - Mapa do IVDN para 06/10/2001.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

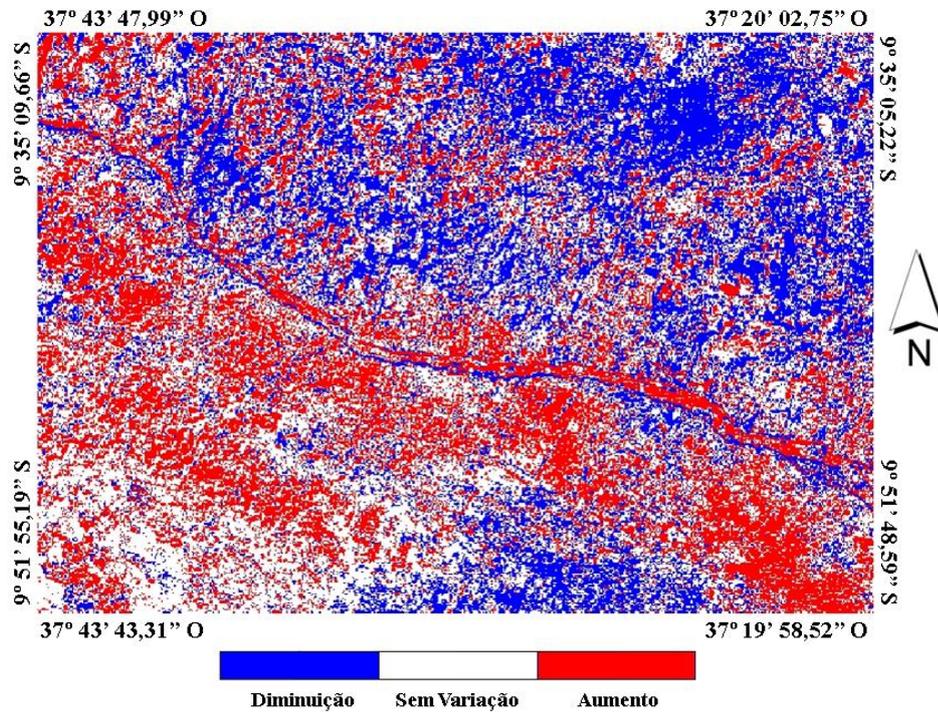
Figura 28 - Mapa do IVDN para 07/12/2006.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

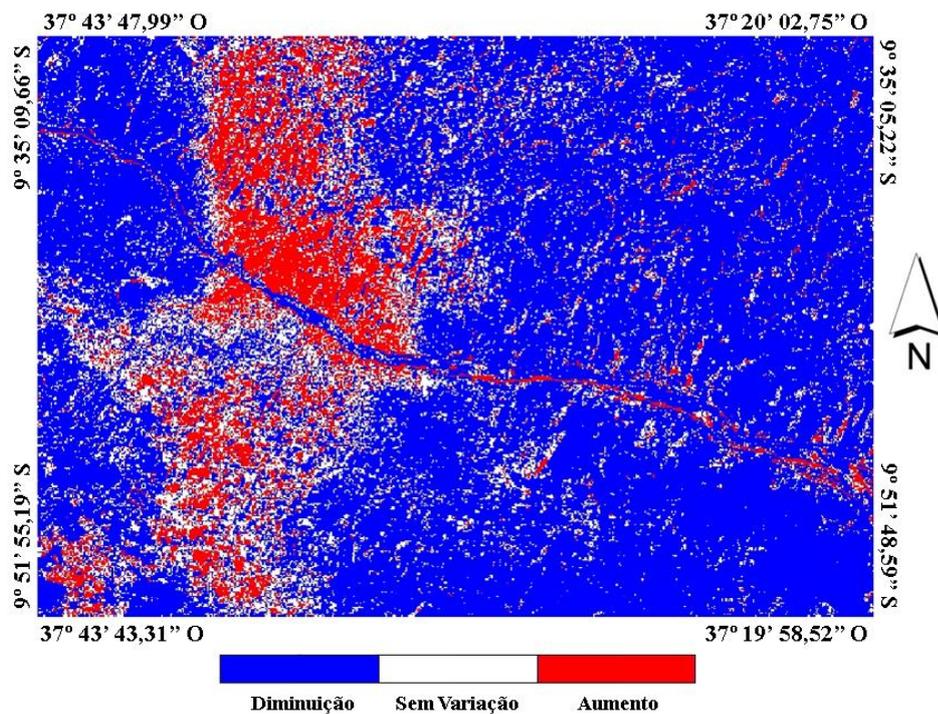
Analisou-se por meio da álgebra das imagens os ganhos e perdas do índice de vegetação da diferença normalizada. Para esse método será utilizado o intervalo de dois e sete anos, com os valores da imagem de 06/10/2001 subtraídos da imagem de 17/10/1999 (Figura 29) e da imagem de 07/12/2006 subtraídos da imagem de 06/10/2001 (Figura 30). Ao realizar este procedimento vemos na Figura 29 um equilíbrio de 30% da área da imagem entre ganhos (vermelho) e perdas (azul) e um total de 40% da área permaneceram constantes. Na análise da Figura 30 ocorre uma diminuição da cobertura vegetal, totalizando 73% da região (azul), uma elevação de 12% de vegetação (vermelho) e 15% da área permanece inalterada.

Figura 29 - Imagem da diferença do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada estimada entre 06/10/2001 e 17/10/1999.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 30 - Imagem da diferença do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada estimada entre 07/12/2006 e 06/10/2001.



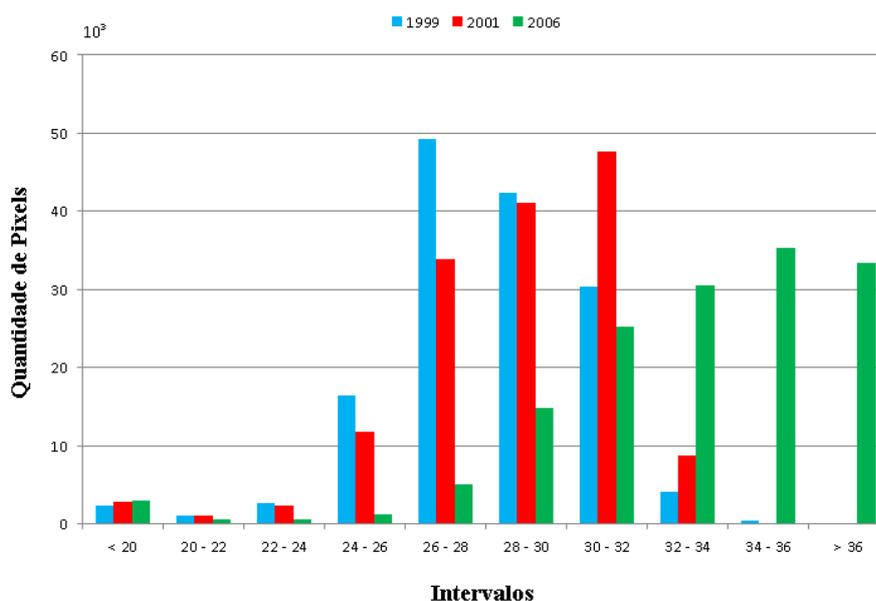
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

4.1.3 Mapas Temáticos de Temperatura da Superfície Terrestre

As imagens posteriores apresentam os mapas temáticos da Temperatura da Superfície da região de estudo referente aos dias 17/10/1999 (Figura 32), 06/10/2001 (Figura 33) e 07/12/2006 (Figura 34). A Temperatura da Superfície é um parâmetro bastante exigido para diversas aplicações em Meteorologia e Recursos Naturais, principalmente na estruturação de modelos de Balanço de Energia (SILVA e SANTOS, 2007).

Em 17/10/1999 a predominância de pixels apresentada no histograma (Figura 31) entre no intervalo entre 26°C - 30°C. Já em 06/10/2001 esse intervalo se expande para 28°C - 32°C. Em 07/12/2006 a concentração de pixels já está no intervalo para valores maiores que 32°C. Diversos estudos indicam que a emissividade pode ser uma fonte de erros para estimar a temperatura da superfície por meio de imagens de satélite (BECKER, 1987).

Figura 31 - Histograma comparativo das frequências de Temperatura da Superfície Terrestre para as três imagens utilizadas.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

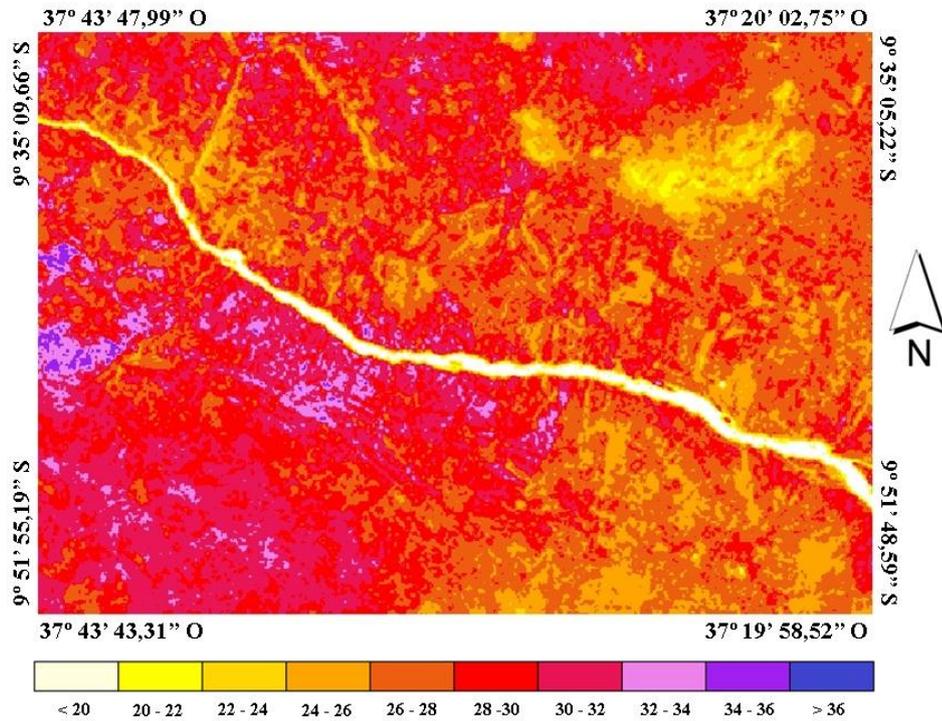
Os valores encontrados nos corpos d'água foram os menores de toda a região, não excedendo a 22°C. Em estudos no Lago do Sobradinho, Silva et al. (2005) encontraram valores de temperatura de 20,8°C em 2000 e 23°C em 2001. Oliveira et al. (2009) realizaram estimativas para a temperatura da superfície e encontraram valores menores que 22°C na bacia do rio Moxotó. Já Giongo (2008) obteve valores nos lagos de Santa Rita do Passa Quatro valores inferiores a 23°C e Silva et al. (2005) obtiveram os menores valores próximos de 21°C

no Lago do Sobradinho-BA e Rio São Francisco. Os resultados encontrados pelos autores supracitados estão de acordo com os resultados obtidos neste trabalho.

Os mapas temáticos da Temperatura da Superfície estão de acordo com os mapas temáticos de albedo, de forma que, onde o albedo se mostrou com maiores valores também foram detectados os maiores valores de temperatura e onde o albedo obteve seus menores valores também foram detectados os menores valores de temperatura. Gomes (2009) afirma que não apenas o aumento do albedo indica o aumento da temperatura, mas também padrões nos fluxos de calor sensível e latente. Nas imagens seguintes, áreas que possuem uma vegetação mais densa possuem também os menores valores da temperatura, ocorrendo um aumento gradativo da temperatura de superfície na região estudada devido a perda da cobertura de vegetação. Ao analisar as imagens de 17/10/1999 (Figura 32) e 06/10/2001 (Figura 33) percebe-se uma elevação na temperatura principalmente na região do estado de Sergipe. Esse aumento gradativo permanece nas imagens de 06/10/2001 (Figura 33) e 07/12/2006 (Figura 34), onde sua média teve um aumento bastante expressivo, embora a chuva registrada pela estação de Poço Redondo pode ter influenciado nos resultados, possivelmente a temperatura teria valores maiores nesse dia devido a grande diminuição da cobertura de vegetação. Araújo e Di Pace (2010) encontraram uma elevação na temperatura de superfície de Maceió entre os anos de 1990 e 2003, em todas as sub áreas analisadas. Os maiores valores encontrados foram dentro da malha urbana da cidade variando cerca de 6°C. Ideião *et al.* (2008) analisaram dados temporais de temperatura de superfície terrestre no estado da Paraíba constatando um aumento devido ao aumento da urbanização do estado mediante a impermeabilização do solo no decorrer dos anos. Oliveira *et al.* (2007) relacionaram a temperatura de superfície ao *IVDN* na mesorregião leste do Estado de Alagoas, onde as regiões com os mais altos valores de *IVDN*, indicando uma densa vegetação, obtiveram baixos valores de temperatura, cerca de 23,5°C e regiões com baixos valores de *IVDN* indicam os mais altos valores de temperatura, cerca de 25,9°C.

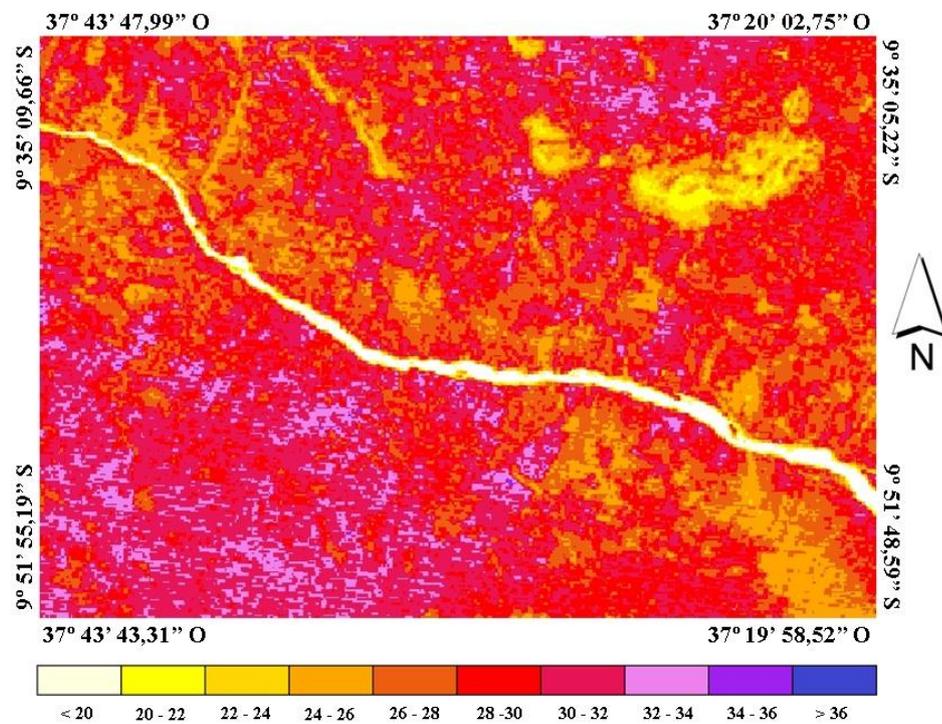
Novas *et al.* (2009) estimaram a temperatura de superfície em uma área com a bacia do Rio Pratygy, determinando uma diminuição de 26°C em 1998 para 24°C em 2003, onde relacionaram o resultado a melhor conservação ambiental junto a ocorrência de um índice pluviométrico registrado nos últimos três decênios.

Figura 32 - Temperatura da Superfície Terrestre (°C) para o dia 17/10/1999.



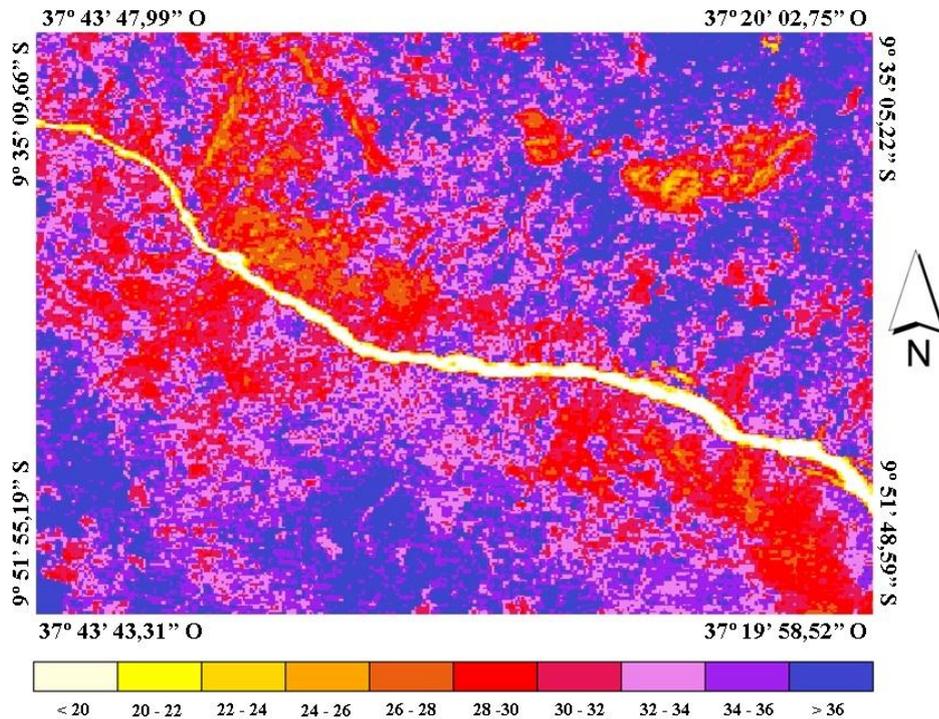
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 33 - Temperatura da Superfície Terrestre (°C) para o dia 06/10/2001.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

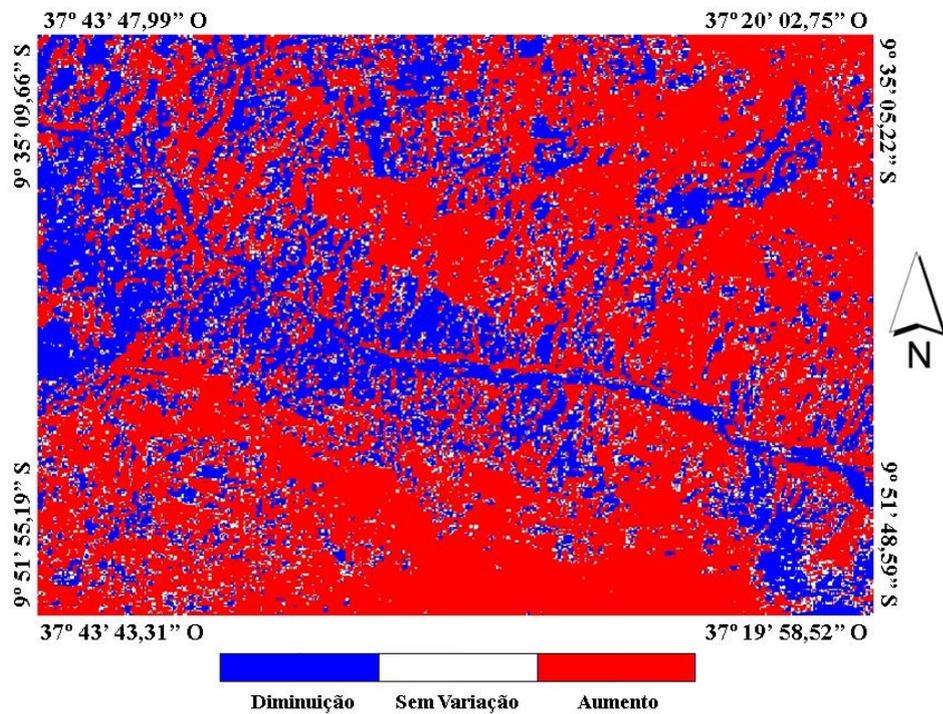
Figura 34 - Temperatura da Superfície Terrestre (°C) para o dia 07/12/2006.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

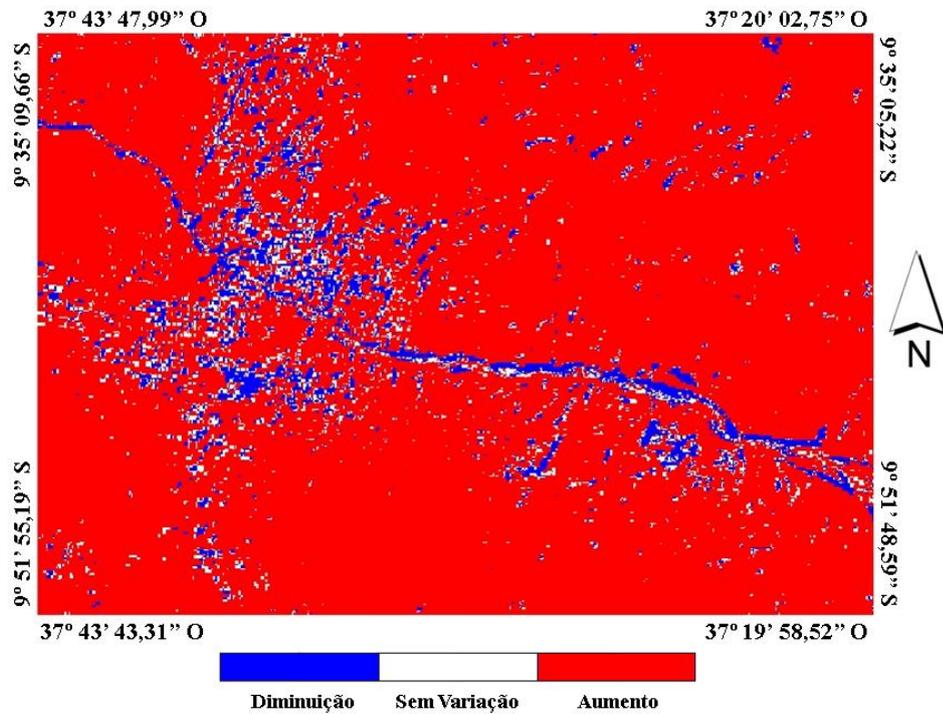
Por meio da álgebra das imagens, os valores da imagem de 07/10/2001 foram subtraídos da imagem de 17/10/1999 e os valores da imagem de 06/12/2006 foram subtraídos da imagem de 06/10/2001, com a finalidade de obter uma melhor resposta visual em relação ao aumento e diminuição da temperatura da superfície na cena estudada, possibilitando a análise mais profunda sobre a crescente urbanização e a perda de vegetação nativa, referente à análise de albedo e *IVDN*. A Figura 35 apresenta uma predominância no aumento de temperatura em 62% da área (vermelho), uma redução de 30% (azul) e 8% permanece constante (branco). Essa supremacia no aumento permanece no intervalo entre 07/12/2006 e 06/10/2001 (Figura 36), onde o percentual chega a 90% da região (vermelho), uma pequena redução de 6% (azul) mais concentrada no rio São Francisco e 4% permaneceu constante.

Figura 35 - Imagem da diferença de Temperatura de Superfície estimada entre 06/10/2001 e 17/10/1999.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 36 - Imagem da diferença de Temperatura de Superfície estimada entre 07/12/2006 e 06/10/2001.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

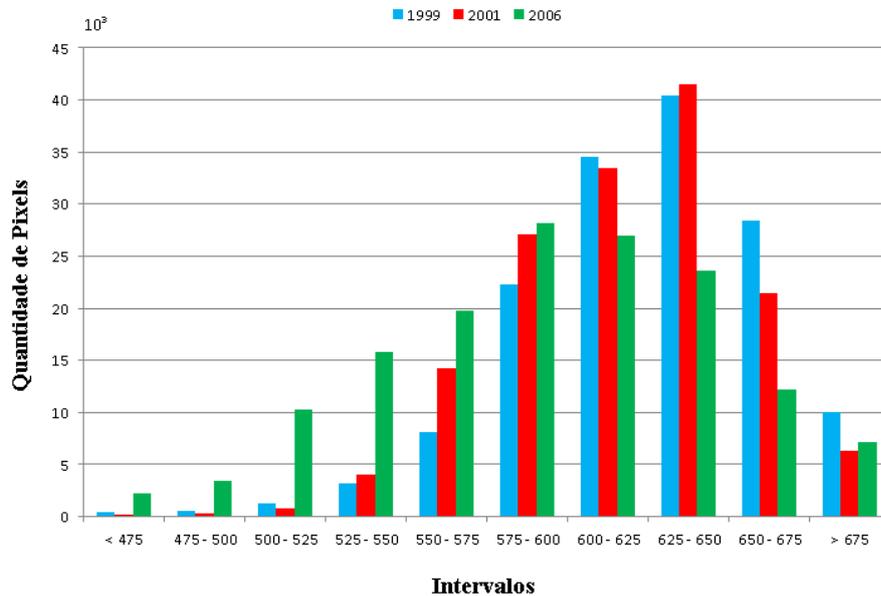
4.1.4 Mapas Temáticos do Balanço de Radiação à Superfície

Os mapas temáticos do Balanço de radiação à superfície são apresentados para a região de estudo referente aos dias 17/10/1999 (Figura 38), 06/10/2001 (Figura 39) e 07/12/2006 (Figura 40). A determinação do Balanço de Radiação à superfície é de suma importância devido a sua relação com a agricultura, por meio da estimativa da evapotranspiração para o cálculo do balanço hídrico, fundamental para utilização de forma consciente dos recursos hídricos (LEIVAS *et al.*, 2007). A determinação de R_n por meio do algoritmo SEBAL/METRIC é um dos principais parâmetros estimados, devido a todos os processo físico-químicos que acontecem na superfície estarem relacionados com a quantidade de energia que é disponível, resultante da soma dos balanços de radiação de ondas curtas e ondas longas (PEIXOTO, 2009).

A Figura 37 representa o histograma de frequência do R_n sobrepostos das imagens estudadas em determinados intervalos considerados. Em 17/10/1999 (azul) a maior concentração do Balanço de Radiação está entre 600 W.m^{-2} - 650 W.m^{-2} , ocorrendo a permanência do intervalo em 06/10/2001 (vermelho). Silva *et al.* (2010), analisando o Balanço de Radiação no estado do Acre, mostraram que em áreas de maior albedo, compreendem áreas de menor *IVDN* acarretando em solo exposto, apresentaram os menores valores de R_n , conseqüentemente terão menor energia para ser transformada em calor sensível e latente. Em 07/12/2006 (verde) houve uma redução da concentração de pixels para o intervalo entre 575 W.m^{-2} - 625 W.m^{-2} . Esta redução está atribuída ao aumento do albedo no intervalo entre 07/12/2006 e 06/10/2001.

Di Pace (2004) analisou o Saldo de Radiação à superfície terrestre na região do semiárido brasileiro por meio do algoritmo SEBAL, analisando os resultados inicialmente sem o MED e em seguida com o MED, obtendo resultados mais consistentes após levar em consideração a orografia da região.

Figura 37 - Histograma comparativo das frequências do Balanço de Radiação a superfície terrestre para as três imagens utilizadas.



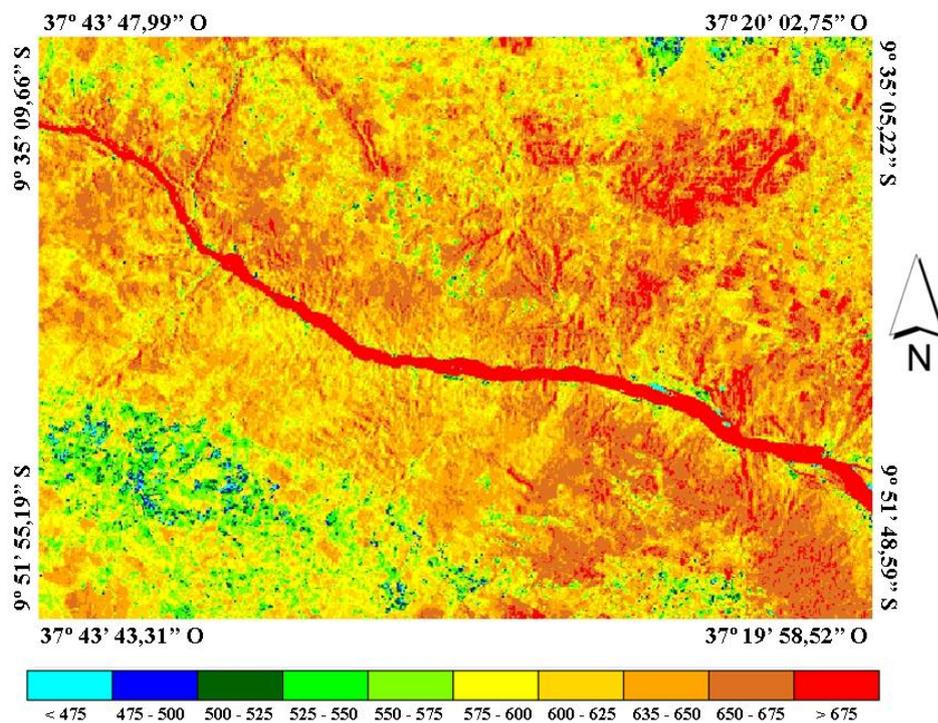
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

As imagens (Figuras 38, 39 e 40) apresentam os maiores valores do Saldo de Radiação em corpos d'água, com um registro acima de 675 W.m^{-2} . Silva *et al.* (2005) estimaram o Balanço de Radiação em áreas irrigadas do projeto Senador Nilo Coelho, no médio São Francisco e parte do lago Sobradinho em 2000 e 2001, obtendo valores acima de $789,4 \text{ W.m}^{-2}$ para os corpos d'água e entre $685,9 \text{ W.m}^{-2}$ - $737,7 \text{ W.m}^{-2}$ nas áreas irrigadas. Silva *et al.* (2002) obtiveram valores acima de 800 W.m^{-2} para o médio São Francisco. Folhes *et al.* (2007) e Gomes (2009) utilizando o algoritmo METRIC, encontraram os maiores os maiores valores de R_n em espelhos d'água, com valores acima de 740 W.m^{-2} e 731 W.m^{-2} respectivamente. Esses valores estão coerentes com os resultados obtidos pelos autores supracitados, levando em consideração a vasta extensão e profundidade do Baixo São Francisco, o qual tem a capacidade de reter bastante energia, alterando consideravelmente o balanço de radiação de toda a região analisada. No dia 17/10/1999 (Figura 38) observa-se a relação entre os menores valores obtidos correspondentes as áreas de altos valores do albedo, indicando superfícies com solo exposto, o intervalo predominante contido nessa região está entre 500 W.m^{-2} - 575 W.m^{-2} (tons de verde), ocorrendo um aumento da área com este intervalo em 06/10/2001 (Figura 39) com predominância em parte de Sergipe, relacionada a crescente urbanização no Estado. Os valores de R_n para essa pequena parte de Sergipe diminuem para valores abaixo de 500 W.m^{-2} (tons de azul) e aumenta a área sem vegetação incorporando uma pequena porção do estado de Alagoas em 07/12/2006 (Figura 40). Silva *et*

al. (2002) obtiveram valores abaixo de 600 W.m^{-2} para regiões de solo exposto próximas ao perímetro irrigado Senador Nilo Coelho e Silva *et al.* (2005) encontraram valores de solo exposto variando entre $395,3 \text{ W.m}^{-2}$ e $458,7 \text{ W.m}^{-2}$, e em superfície com vegetação obteve valores entre $522,1 \text{ W.m}^{-2}$ e $712,2 \text{ W.m}^{-2}$.

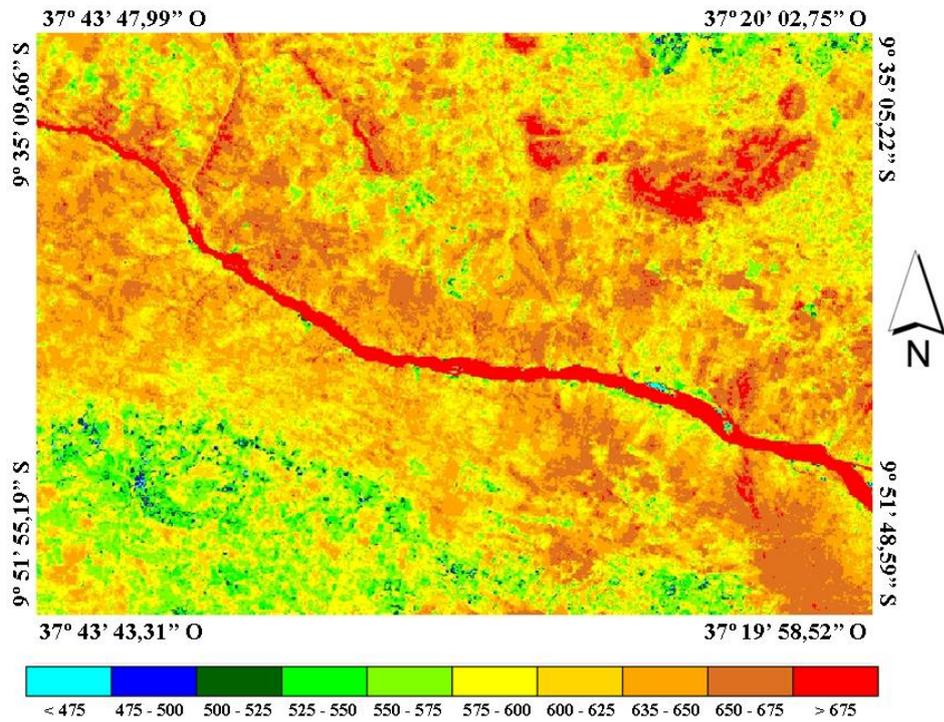
Por meio dos mapas temáticos constata-se a ação antrópica, influenciando diretamente os valores de albedo, índice de vegetação da diferença normalizada, temperatura da superfície e, conseqüentemente, Balanço de Radiação. As regiões que sofrem essas ações tendem a ter um baixo indicador de vegetação devido à redução de vegetação nativa, um alto albedo e posteriormente uma temperatura de superfície mais elevada devido a incidência direta de radiação no solo agora exposto, acarretando em um menor saldo de radiação a superfície que posteriormente afetará nos fluxos de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e no fluxo de calor latente (LE).

Figura 38 - Balanço de Radiação à Superfície (W.m^{-2}) para o dia 17/10/1999.



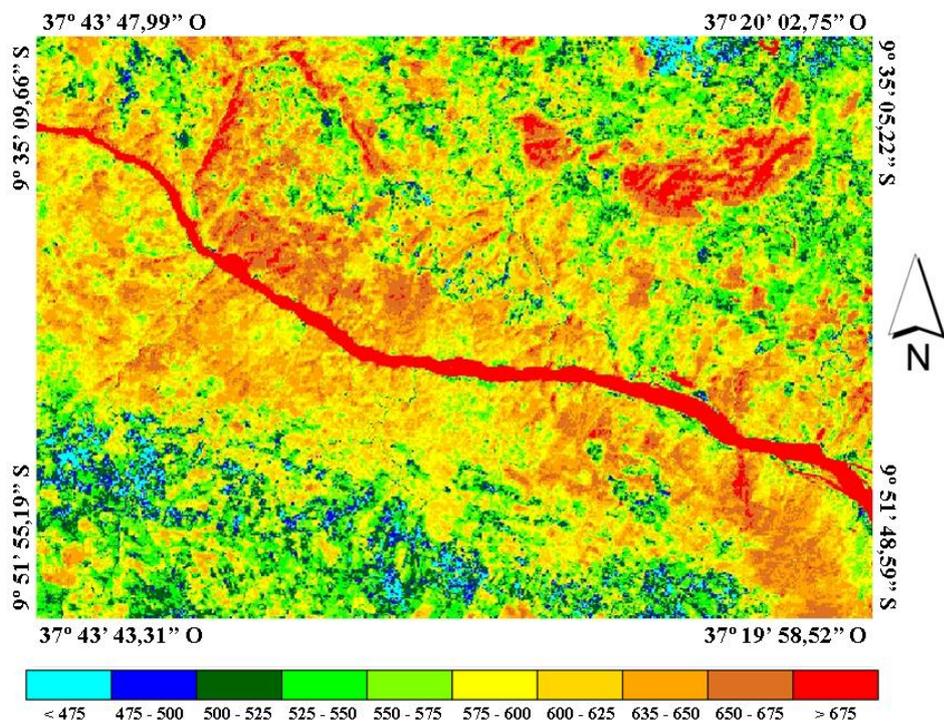
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 39 - Balanço de Radiação à Superfície ($W.m^{-2}$) para o dia 06/10/2001.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

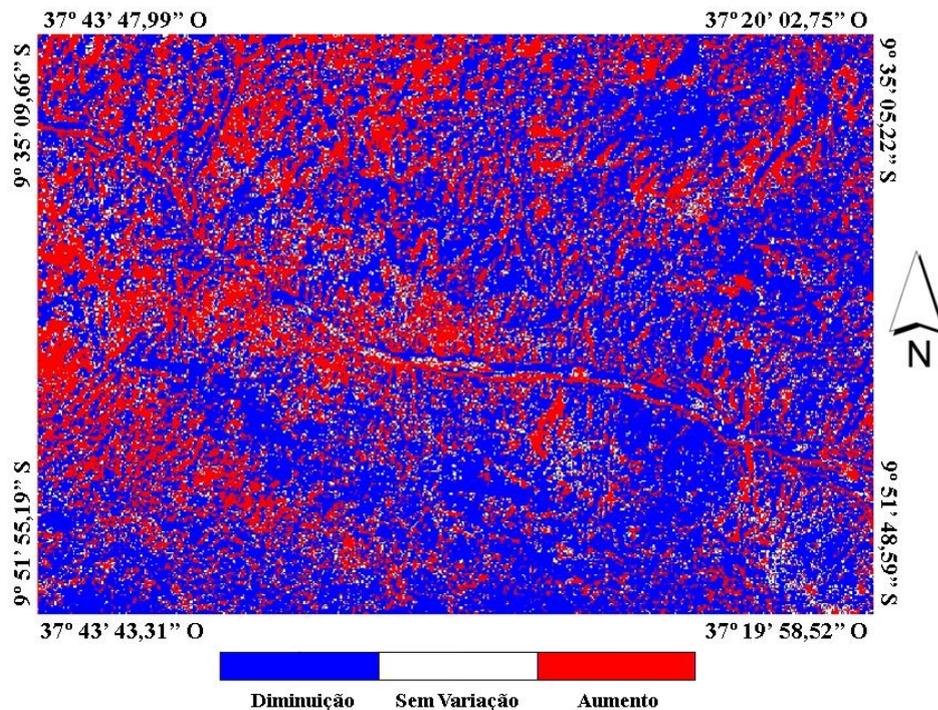
Figura 40 - Balanço de Radiação à Superfície ($W.m^{-2}$) para o dia 07/12/2006.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

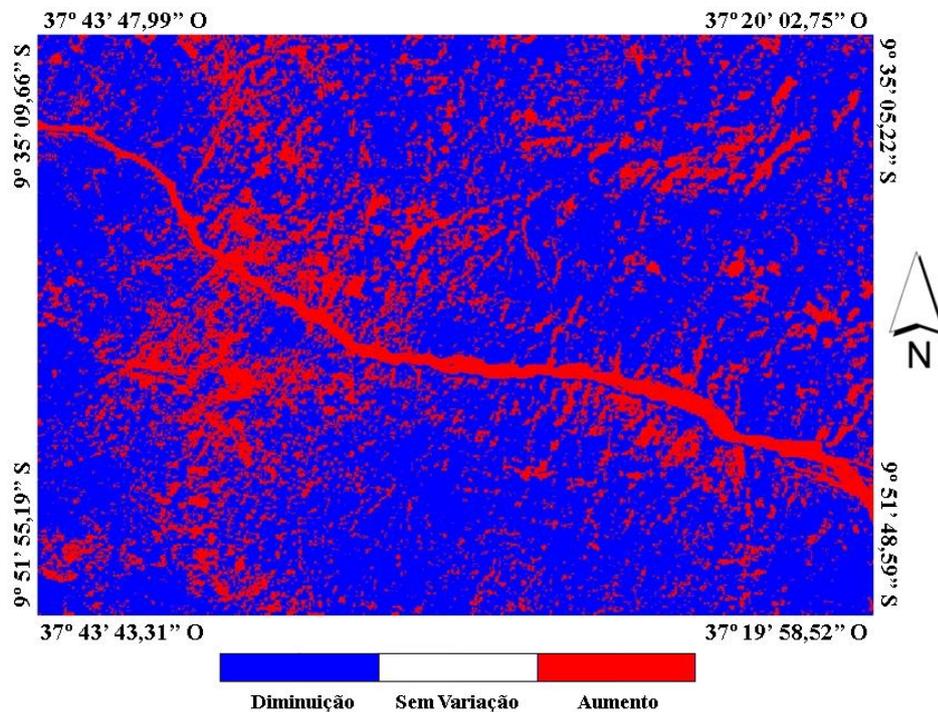
Através da álgebra das imagens, utilizar-se-á o intervalo de dois e cinco anos respectivamente, com os valores da imagem de 06/10/2001 subtraídos da imagem de 17/10/1999 e os valores da imagem de 07/12/2006 subtraídos da imagem de 06/10/2001. Analisando a Figura 41 observa-se uma redução do Saldo de Radiação em 59% (azul) da área de estudo, um aumento de 32% (vermelho) e uma permanência de 8% (branco). Na Figura 42 o percentual de redução preenche quase toda a área chegando a 76% (azul), o aumento do Saldo de Radiação foi de 24% (vermelho). O menor percentual sofre um aumento atribuído a regiões das zonas ribeirinhas e outras pequenas porções devido ao aumento de vegetação nessas áreas, ocasionando uma maior retenção de água e maior absorção de energia.

Figura 41 - Imagem da diferença do Balanço de Radiação à superfície estimada entre 06/10/2001 e 17/10/1999.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 42 - Imagem da diferença do Balanço de Radiação à superfície estimada entre 07/12/2006 e 06/10/2001.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

4.2 Componentes do Balanço de Energia

Desenvolvidos os mapas do Balanço de Radiação, foram obtidos os mapas temáticos dos demais componentes do Balanço de Energia, quais sejam: Fluxo de Calor no Solo, Fluxo de Calor Sensível e Fluxo de Calor Latente.

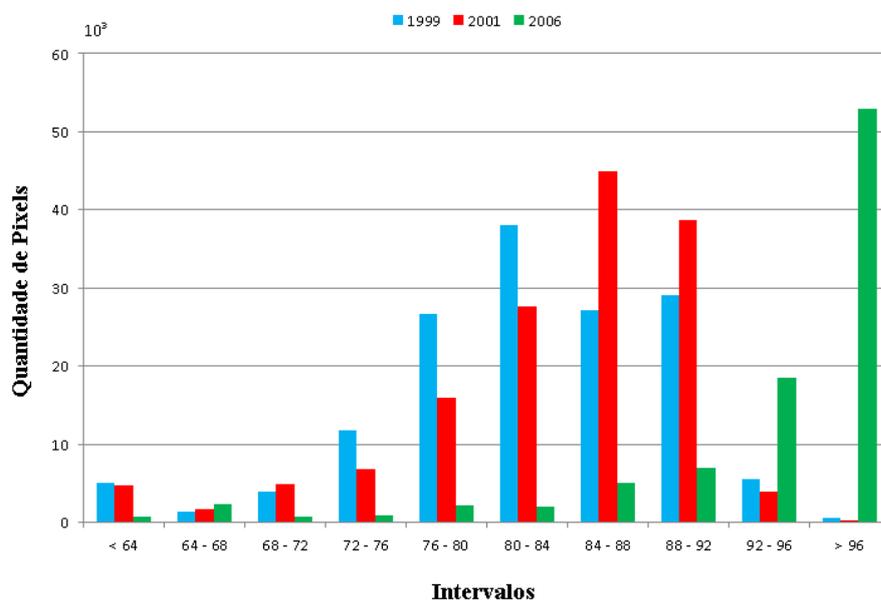
4.2.1 Mapas Temáticos do Fluxo de Calor no Solo

De acordo com Feitosa (2005) e Bastiaanssen *et al.* (1998b), o Fluxo de Calor no Solo (G) apresenta uma maior dificuldade de precisão através de sensoriamento remoto, dentre os componentes do Balanço de Energia. Devido a dificuldade em relação à precisão, Bastiaanssen *et al.* (1998b), citado por Bezerra (2006), minimizam o problema de medição de G , pois elas são representativas de áreas muito pequenas onde sejam reduzidas as influências da variação e do tipo de solo, assim como, da cobertura de vegetação incoerentes com o tamanho do pixel do sensor Thematic Mapper. Esse fluxo é determinado por meio do Balanço de Radiação a superfície, onde em corpos d'água com pouca ou praticamente nenhuma turbidez, Allen *et al.* (2002) consideram apenas 50% de R_n , ou seja, metade do Saldo Radiativo à superfície é voltado para o aquecimento da água. Os mapas temáticos do fluxo de

calor no solo são apresentados para a região de estudo referente aos dias 17/10/1999 (Figura 44), 06/10/2001 (Figura 45) e 07/12/2006 (Figura 46).

A Figura 43 representa o histograma de frequência do G sobrepostos das imagens tratadas nos intervalos considerados. A maior concentração de pixels em 1999 (azul) está definida no intervalo entre 80 W.m^{-2} - 84 W.m^{-2} , sendo acrescido em 2001 (vermelho) para 84 W.m^{-2} - 88 W.m^{-2} , assim como 2006 (verde) também houve um aumento no intervalo para valores acima de 96 W.m^{-2} .

Figura 43 - Histograma comparativo das frequências do Fluxo de Calor no Solo para as três imagens utilizadas.

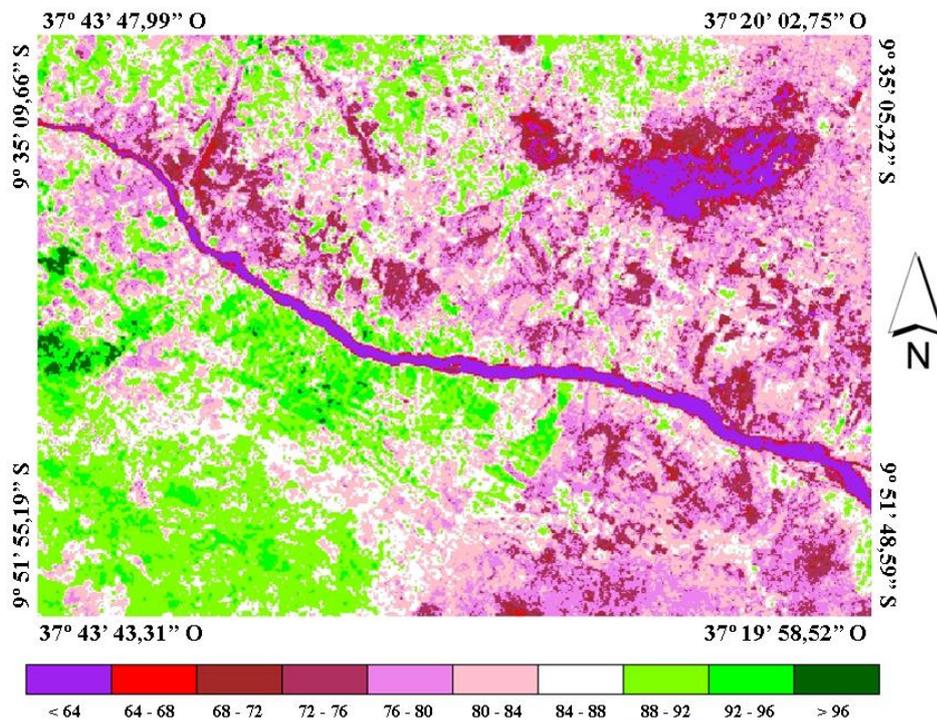


Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Nas Figuras 44, 45 e 46, estão representados os mapas temáticos do Fluxo de Calor no Solo no momento da passagem do satélite. As áreas em tons de verde escuro representam os valores de G maiores que 96 W.m^{-2} , indicando regiões que sofreram atividades antrópicas e áreas de solo exposto. Gomes (2009) obteve os maiores valores do fluxo de calor no solo em regiões de solo exposto ou vegetação rala, encontrando valores entre 160 W.m^{-2} e 200 W.m^{-2} . Oliveira *et al.* (2009) encontraram valores em solo exposto acima de 75 W.m^{-2} , próximas a bacia hidrográfica do rio Moxotó-PE. As áreas de menor valor de G estão localizadas em regiões com vegetação e corpos d'água com valores entre 64 W.m^{-2} - 72 W.m^{-2} . Em 17/10/1999 (Figura 44) são obtidos os menores valores do fluxo de calor no solo ($< 64 \text{ W.m}^{-2}$) para regiões com densa vegetação e os maiores obtidos ($> 96 \text{ W.m}^{-2}$) para regiões com solo sem vegetação. É observada uma predominância do intervalo 80 W.m^{-2} - 84 W.m^{-2} em áreas

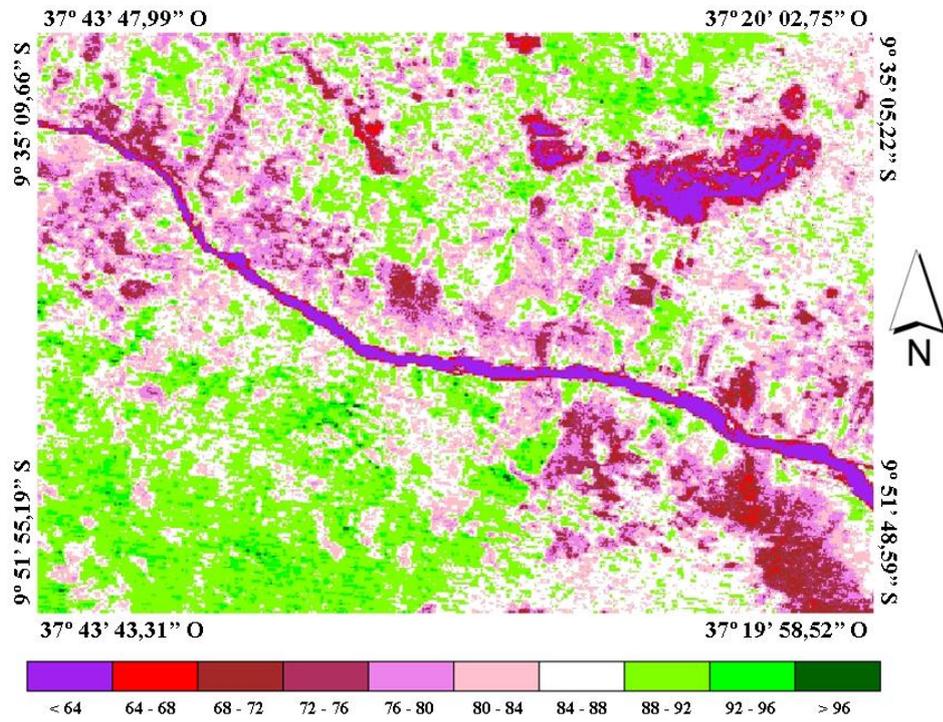
próximas ao São Francisco indicando possivelmente áreas de vegetação intermediária. Em 06/10/2001 (Figura 45) a diminuição das regiões com densa vegetação fez ocorrer um aumento dos valores de G ao redor desta vegetação, assim como aumenta o intervalo predominante para $84 \text{ W.m}^{-2} - 88 \text{ W.m}^{-2}$ incorporando além de áreas próximas ao São Francisco, como boa parte da região de Alagoas. Em 07/12/2006 (Figura 46) ocorre um aumento no intervalo predominante ($>96 \text{ W.m}^{-2}$) de G em praticamente toda a região analisada. Esse fato ocorrido é devido a grande perda de vegetação no decorrer dos cinco anos, acarretando em um aumento do albedo e da temperatura de superfície terrestre. Portanto, como estes parâmetros estão interligados, o aumento do albedo e da temperatura de superfície, combinados com a diminuição do índice de vegetação, ocasiona aumento no Fluxo de Calor no Solo.

Figura 44 - Fluxo de Calor no Solo (W.m^{-2}) para o dia 17/10/1999.



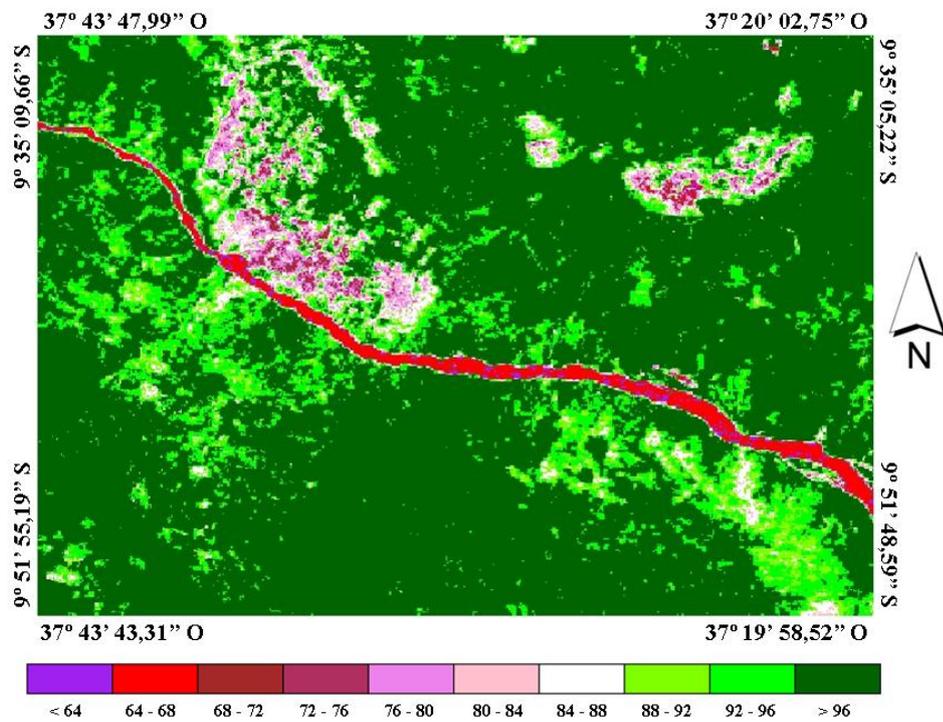
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 45 - Fluxo de Calor no Solo (W.m^{-2}) para o dia 06/10/2001.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

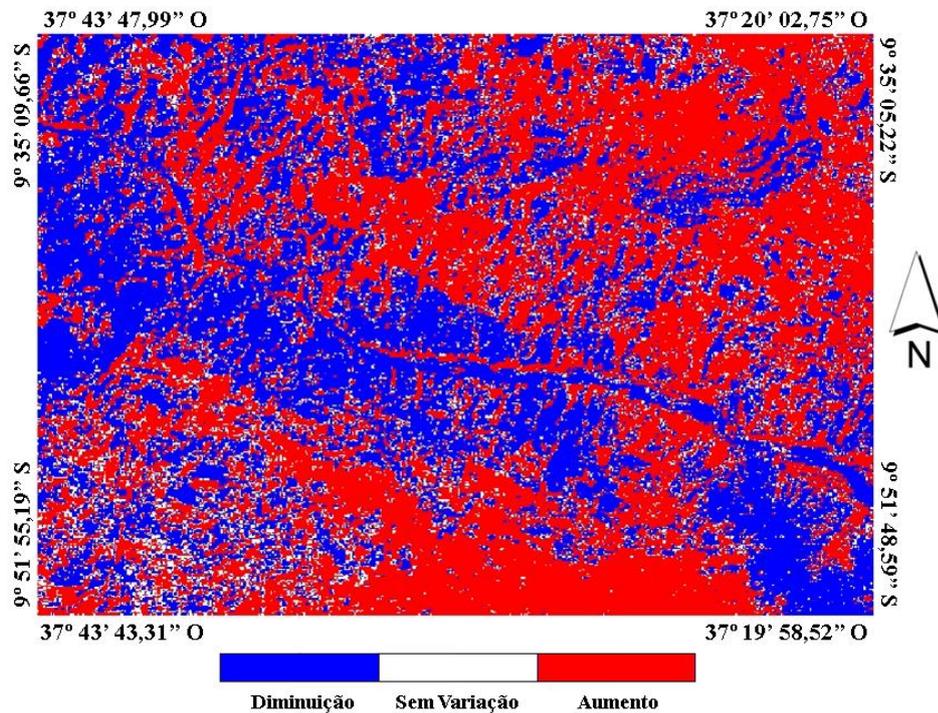
Figura 46 - Fluxo de Calor no Solo (W.m^{-2}) para o dia 07/12/2006.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

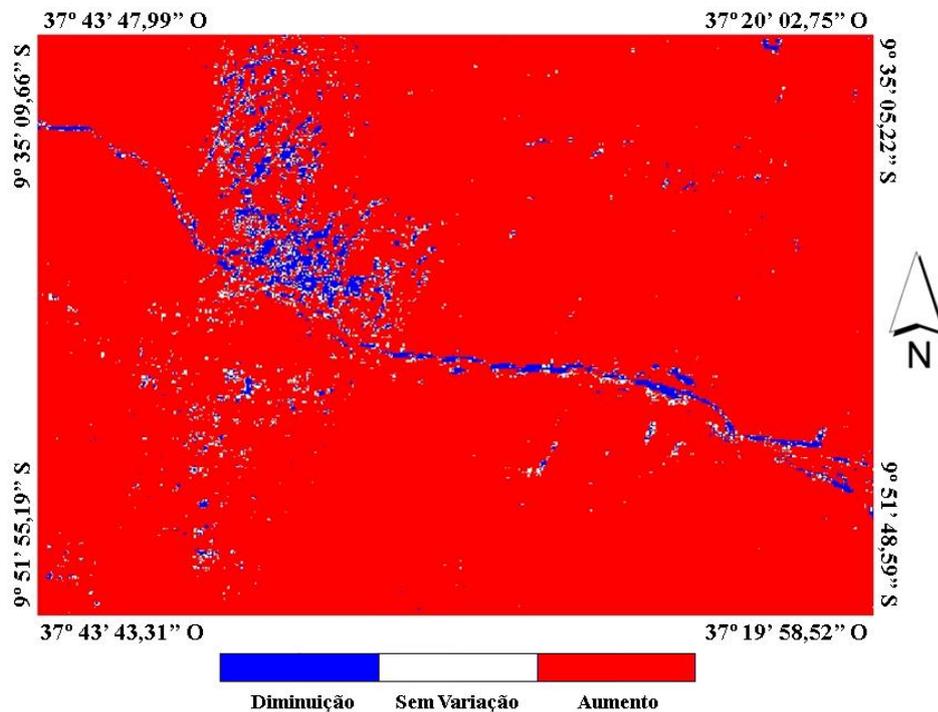
A análise da álgebra das imagens apresenta no intervalo de dois anos subtraídos (Figura 47) uma redução de 41% (azul) do fluxo de calor no solo, um aumento de 50% (vermelho) e 10% que não sofreu variação. E com o intervalo de cinco anos subtraídos (Figura 48) 95% da área teve um aumento (vermelho), 3% sofreu redução dos valores de G (azul) e em 2% da área não houve redução ou aumento.

Figura 47 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor no Solo estimado entre 06/10/2001 e 17/10/1999.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 48 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor no Solo estimado entre 07/12/2006 e 06/10/2001.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

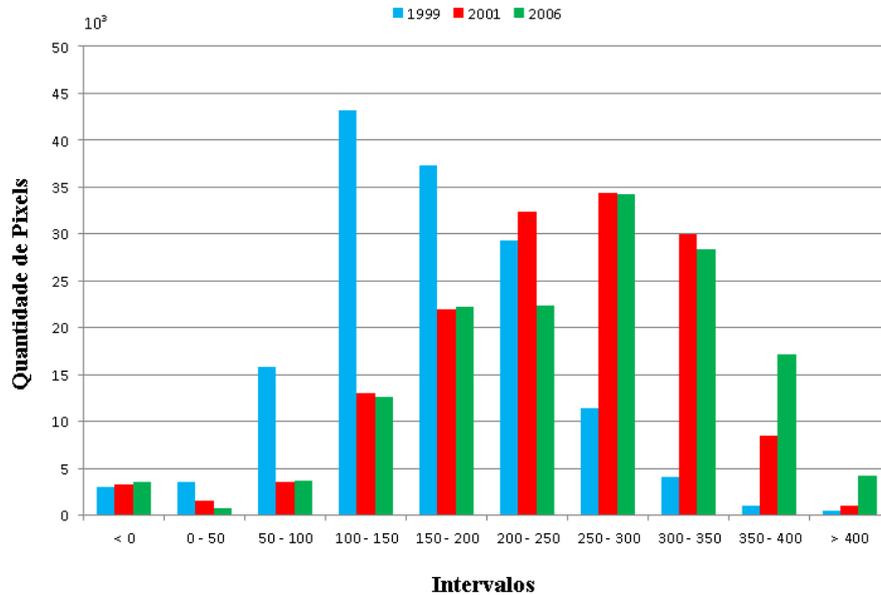
4.2.2 Mapas Temáticos do Fluxo de Calor Sensível

O Fluxo de Calor Sensível (H) é a parcela de energia transferida na atmosfera através de processos de condução e convecção. A estimativa de H é a etapa que requer maior atenção no cálculo do Balanço de Energia e Evapotranspiração por meio do algoritmo SEBAL/METRIC. Por meio deste algoritmo são determinados dois pixels âncoras, quente e frio. O primeiro pixel é determinado através da análise dos mapas temáticos de Temperatura da Superfície (pixel de maior temperatura), Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (pixel com baixo indicador de vegetação), Saldo de Radiação a Superfície e Fluxo de Calor no Solo, os quais representam o local onde o Fluxo de Calor Latente seja nulo. O pixel frio é escolhido sobre áreas que estejam bem irrigadas, em boas condições de evapotranspiração, onde o Calor Sensível seja considerado nulo. Os mapas temáticos do Fluxo de Calor Sensível são apresentados para a região de estudo referente aos dias 17/10/1999 (Figura 50), 06/10/2001 (Figura 51) e 07/12/2006 (Figura 52).

A Figura 49 mostra o histograma de frequência de H sobrepostos das imagens estudadas nos intervalos estimados. Em 17/10/1999 (azul) a maior concentração de pixels está

entre 100 W.m^{-2} - 200 W.m^{-2} , ocorrendo um aumento em 06/10/2001 (vermelho) para o intervalo entre 200 W.m^{-2} - 300 W.m^{-2} e em 07/12/2006 (verde) para 300 W.m^{-2} - 350 W.m^{-2} .

Figura 49 - Histograma comparativo das frequências do Fluxo de Calor Sensível (W.m^{-2}) para as três imagens utilizadas.

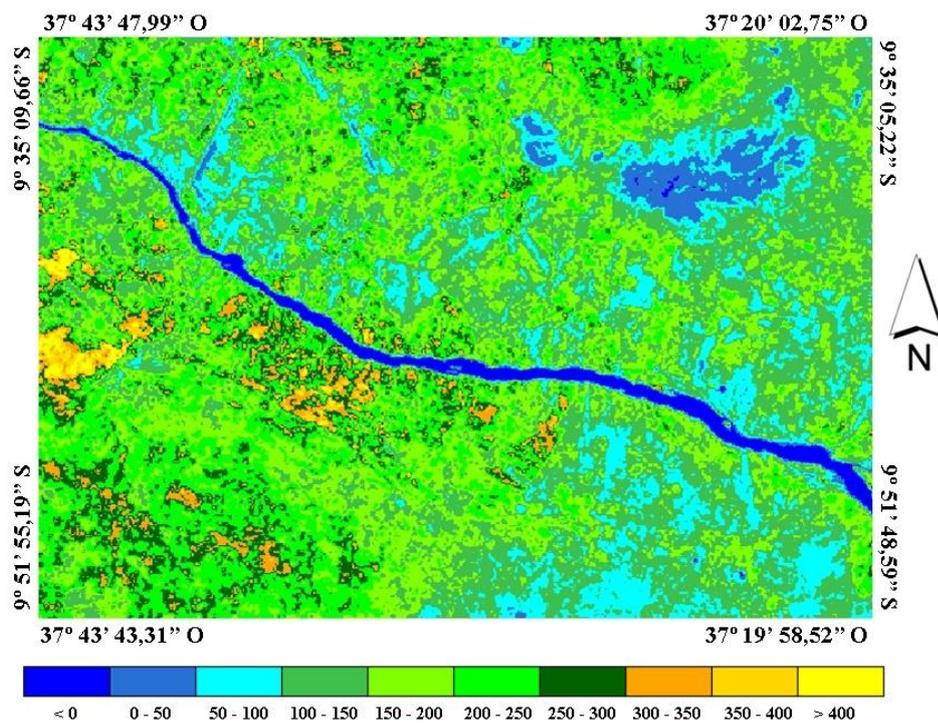


Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Nos seguintes mapas temáticos (Figuras 50 à 52) os valores negativos de H estão indicados pela tonalidade azul escuro, representando além dos corpos d'água, áreas das quais a sua Temperatura de Superfície seja menor que a temperatura do pixel âncora frio selecionado, de acordo com Silva e Bezerra (2005). O fato de se obter os menores valores de H na água é associado ao seu alto calor específico ($1 \text{ cal.g}^{-1}.\text{°C}^{-1}$). A maior concentração de pixels em 17/10/1999 está entre os valores 100 W.m^{-2} - 200 W.m^{-2} cobrindo 69% da área. Em 06/10/2001 essa cobertura é reduzida para menos da metade, chegando a 31% da área total e em 07/12/2006 tem 18% sobre o ano anterior, ficando com 49% da área de cobertura. Os menores valores encontrados nos mapas de H estão relacionados aos maiores valores de R_n . Os tons em amarelo representam os valores maiores que 400 W.m^{-2} . Inicialmente em 17/10/1999 esses valores cobrem apenas 2% da área total, em 06/10/2001 esse percentual sobe para 11% e volta a cair em 07/12/2006, ficando novamente com 2%. Esse fator de aumento e redução está associado com a precipitação pluviométrica. Nas imagens de 1999 e 2006 foram registradas chuvas para os cinco dias anteriores, causando uma interferência no fluxo de calor latente devido a retenção de água e aumento da umidade relativa do ar no sistema solo-vegetação-atmosfera, fazendo com que os valores obtidos nessas imagens sejam

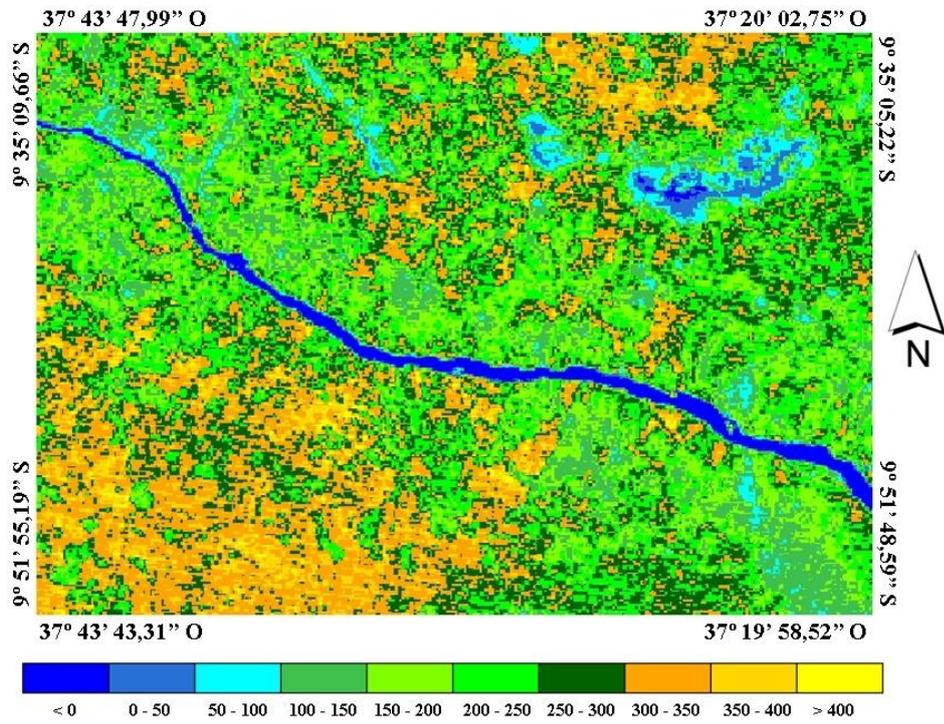
reduzidos. Ao contrário da imagem de 2001 que não houve registro pluviométrico, não houve interferência, o intervalo de pixels ficou bem distribuído na região. A superfície com solo exposto possui os maiores valores de calor sensível devido à incidência direta de radiação solar, fazendo com que a temperatura seja elevada, já que o calor sensível é aquele que apenas provoca uma variação de temperatura. Gomes (2009) encontrou os maiores valores acima de 300 W.m^{-2} para regiões com pouca ou praticamente nenhuma vegetação no município de Santa Rita do Passa Quatro-SP. Santos *et al.* (2008) encontraram valores superiores a 430 W.m^{-2} em áreas correspondentes a solos descobertos ou ocupados com vegetação rasteira na região próxima ao Baixo Jaguaribe no estado do Ceará. Folhes *et al.* (2007) obtiveram valores entre 667 W.m^{-2} - 750 W.m^{-2} para regiões de solo exposto em uma área de preservação de caatinga no município de Petrolina-PE.

Figura 50 - Mapa do Fluxo de Calor Sensível (W.m^{-2}) para o dia 17/10/1999.



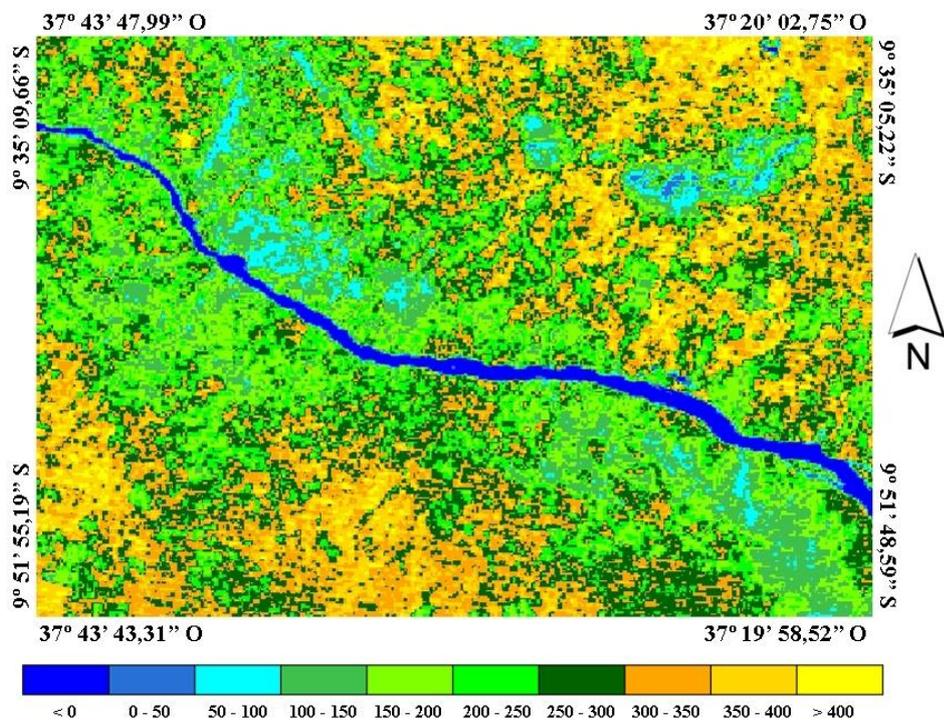
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 51 - Mapa do Fluxo de Calor Sensível ($W.m^{-2}$) para o dia 06/10/2001.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

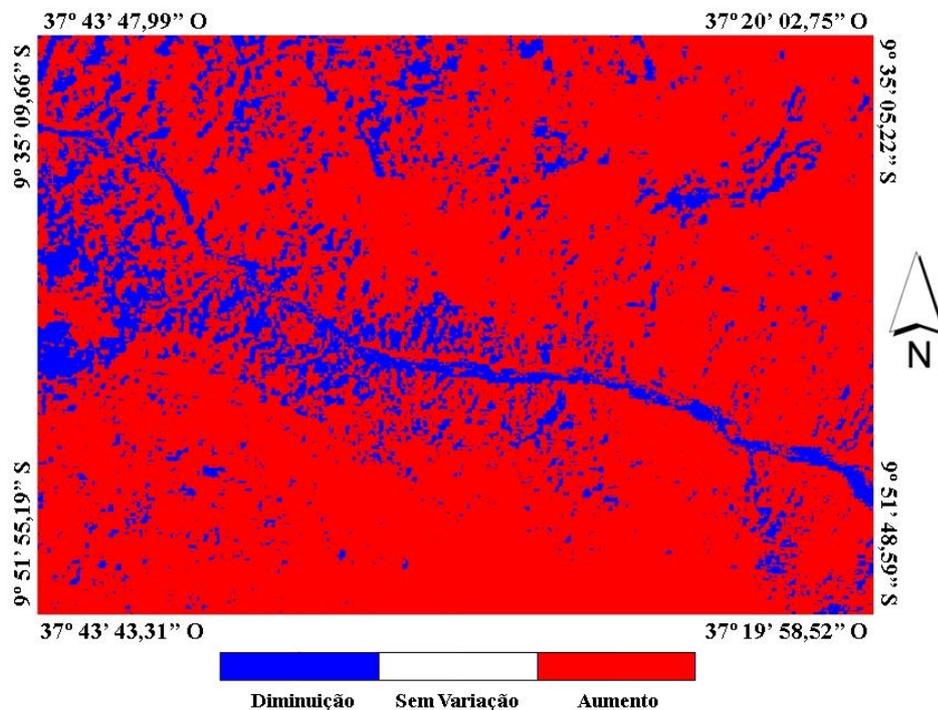
Figura 52 - Mapa do Fluxo de Calor Sensível ($W.m^{-2}$) para o dia 07/12/2006.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

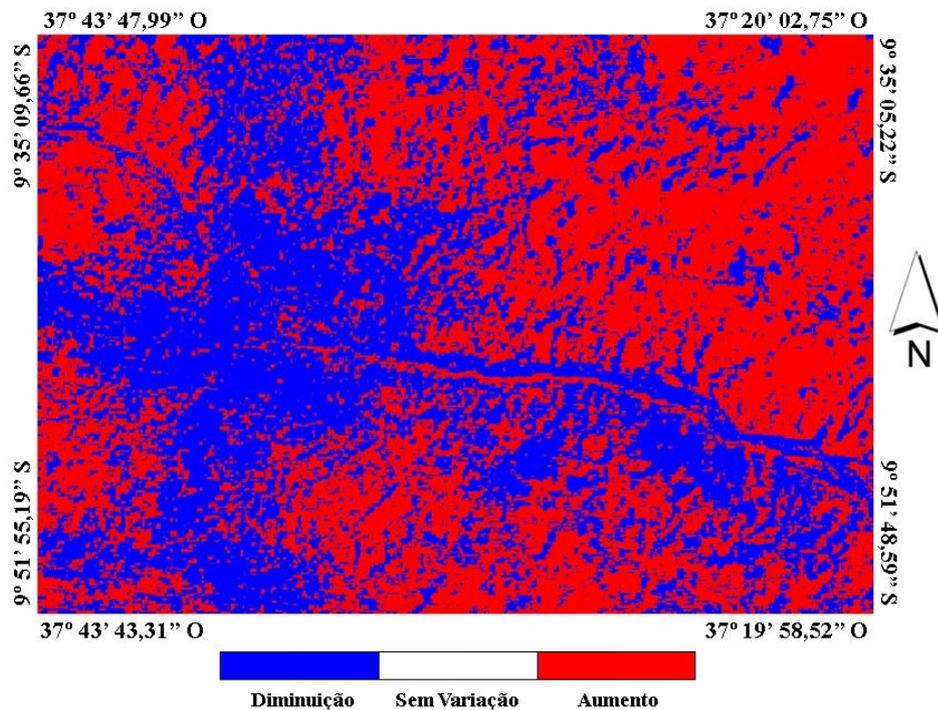
Através da álgebra das imagens, utilizar-se-á o intervalo de dois e cinco anos respectivamente, com os valores da imagem de 06/10/2001 subtraídos da imagem de 17/10/1999 e os valores da imagem de 07/12/2006 subtraídos da imagem de 06/10/2001. A Figura 53 apresenta um aumento de 84 % (vermelho) no Fluxo de Calor Sensível e uma pequena redução de aproximadamente 16 % (azul), onde nenhum percentual permaneceu constante ou sofreu pouca variação. Na análise da Figura 54, variação entre 2006 e 2001 ocorreu uma redução de 45% (azul) e um aumento de 55% (vermelho) e novamente nenhum pixel permaneceu constante ou com pouca variação.

Figura 53 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor Sensível estimada entre 06/10/2001 e 17/10/1999.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 54 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor Sensível estimada entre 07/12/2006 e 06/10/2001.



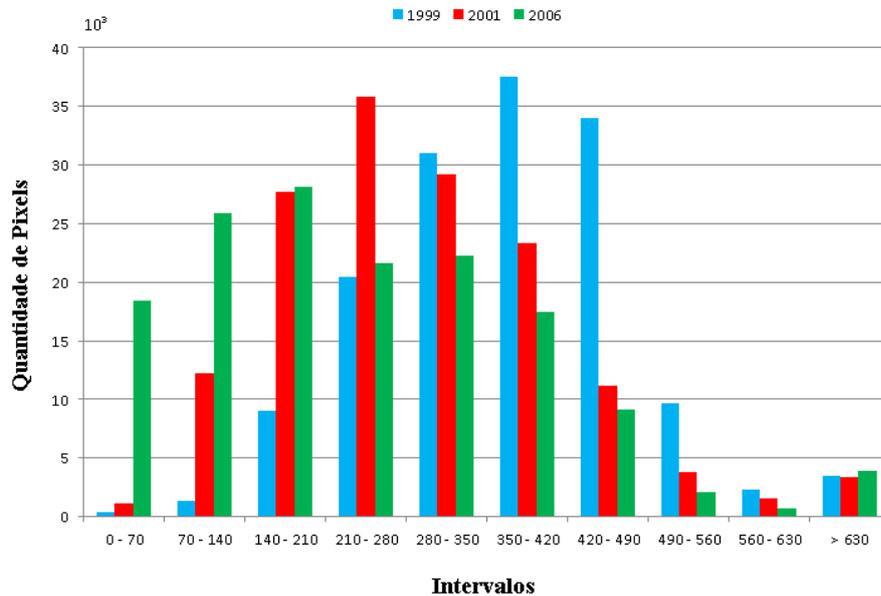
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

4.2.3 Mapas Temáticos do Fluxo de Calor Latente

O Fluxo de Calor Latente (LE) é a parcela de energia que o sistema solo-vegetação perde ou recebe para que ocorra a mudança de estado físico da água. Sua estimativa no modelo SEBAL/METRIC é calculada como resíduo das demais componentes do Balanço de Energia, contabilizada pela diferença do Saldo de Radiação, o Fluxo de Calor no Solo e o Fluxo de Calor Sensível, de acordo com Bastiaanssen (1995). Segundo Ruhoff (2009) o Fluxo de Calor Latente tem um padrão sazonal bem definido, onde máximos ocorrem na estação chuvosa devido à alta retenção de água em superfícies vegetadas, e os mínimos ocorrem na vegetação seca. Os mapas temáticos do LE apresentados para a região de estudo correspondem aos dias 17/10/1999 (Figura 56), 06/10/2001 (Figura 57) e 07/12/2006 (Figura 58).

Na Figura 55 é apresentado o histograma de frequência do LE sobreposto das três imagens estudadas em determinados intervalos. Em 1999 (azul), o intervalo entre 350 W.m^{-2} - 490 W.m^{-2} é predominante, em 2001 (vermelho) está entre 210 W.m^{-2} - 350 W.m^{-2} , e 2006 (verde) a maior concentração de pixels está entre 70 W.m^{-2} - 210 W.m^{-2} .

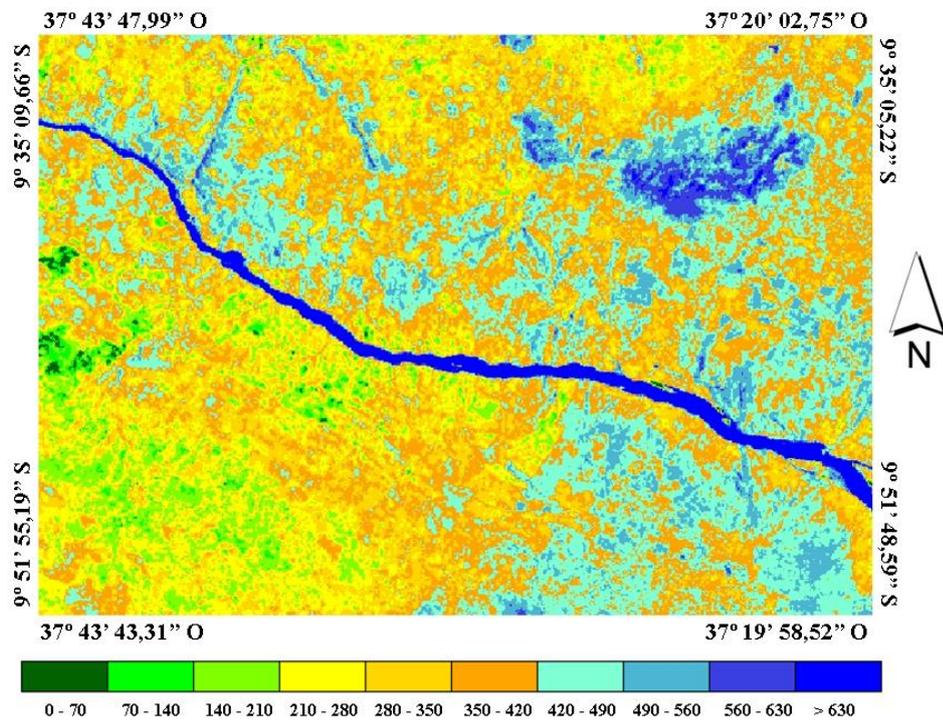
Figura 55 - Histograma comparativo das frequências do Fluxo de Calor Latente para as três imagens utilizadas.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

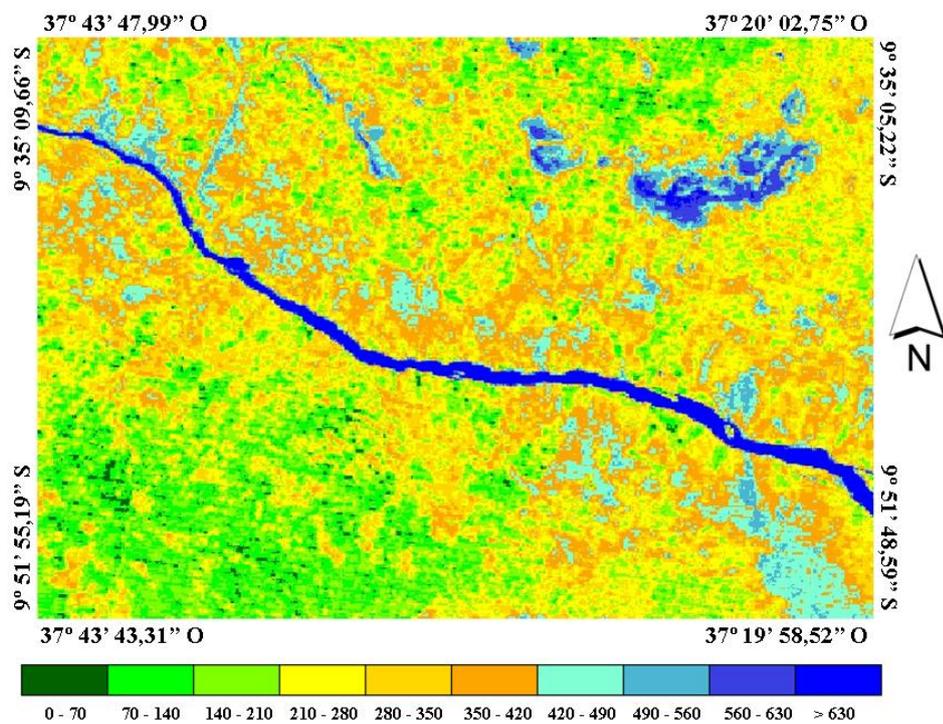
Os mapas temáticos de Fluxo de Calor Latente são apresentados nas Figuras 56 à 58. As áreas em tonalidade azul escuro representam os valores de LE acima de 630 W.m^{-2} . Estes valores estão concentrados no Baixo São Francisco devido a sua grande extensão, fazendo com que ele necessite de mais energia proveniente do Balanço de Radiação e acarrete o processo evaporativo da água. Regiões com vegetação apresentam valores acima de 560 W.m^{-2} (tons de azul) e aumentam de acordo com a densidade da vegetação, aumentando assim a capacidade de retenção de água e consequentemente o Fluxo de Calor Latente. Folhes *et al.* (2007) e Bezerra *et al.* (2008) obtiveram valores de ET sobre corpos d'água e culturas irrigadas valores excedentes a 630 W.m^{-2} . Lima *et al.* (2009) obtiveram valores de 616 W.m^{-2} na bacia do rio Paracatu e Silva e Bezerra (2005) encontraram valores de aproximadamente 540 W.m^{-2} para o Lago do Sobradinho na Bahia e determinados trechos do rio São Francisco. Em regiões de solo exposto foram obtidos valores abaixo de 210 W.m^{-2} (tons de verde), dos quais houve ocorrência de chuva para a imagem de 1999 e 2006, ocasionando assim um aumento do LE . Lima *et al.* (2009) e Peixoto (2009) encontraram valores nulos para regiões sem vegetação.

Figura 56 - Mapa do Fluxo de Calor Latente ($W.m^{-2}$) para o dia 17/10/1999.



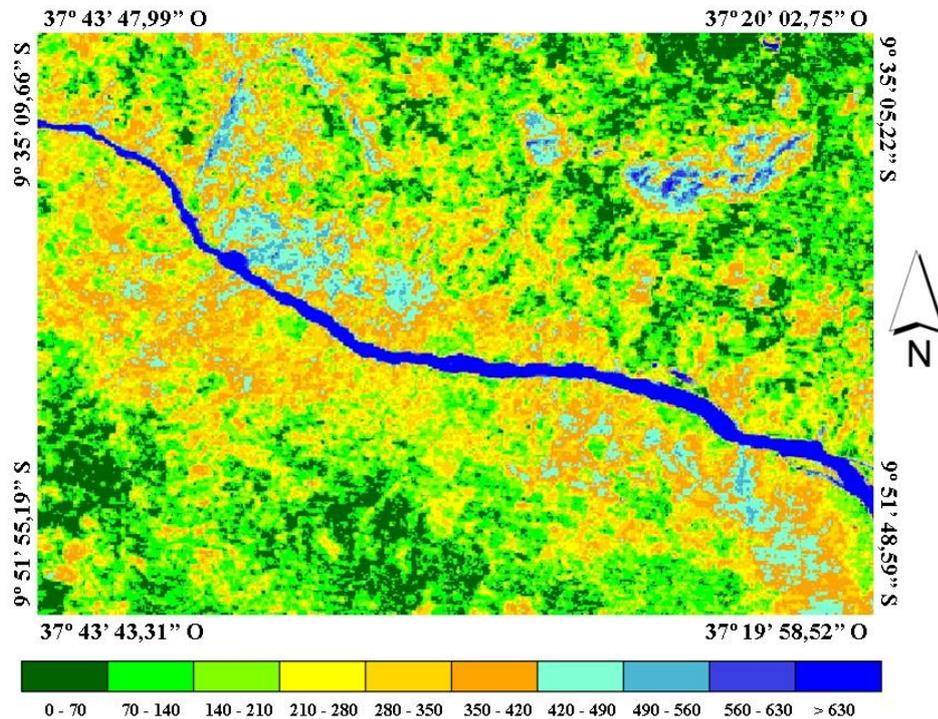
Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 57 - Mapa do Fluxo de Calor Latente ($W.m^{-2}$) para o dia 06/10/2001.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

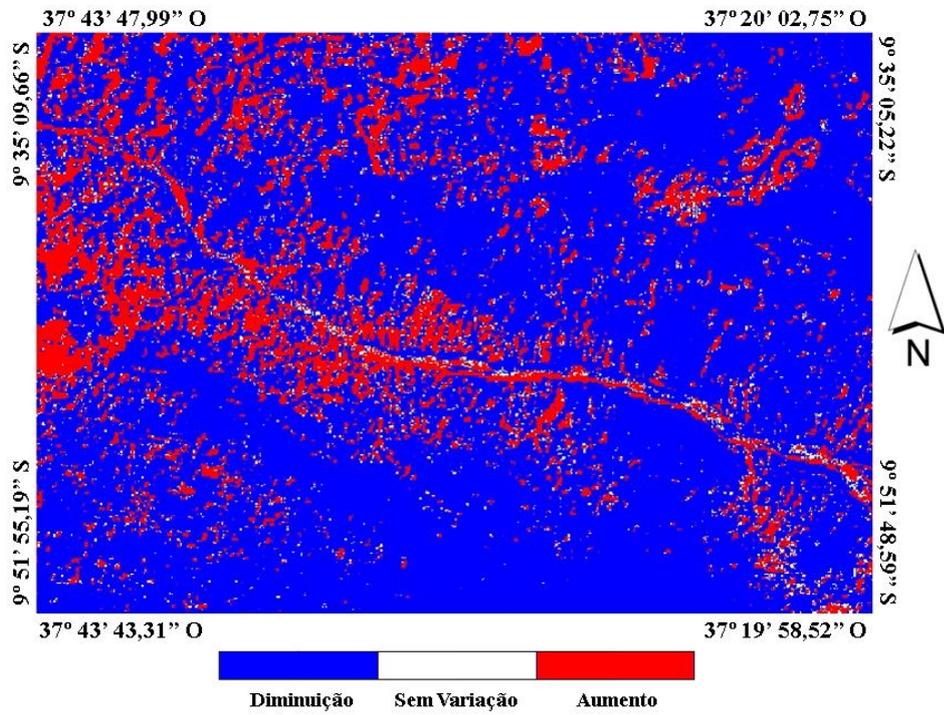
Figura 58 - Mapa do Fluxo de Calor Latente ($W.m^{-2}$) para o dia 07/12/2006.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

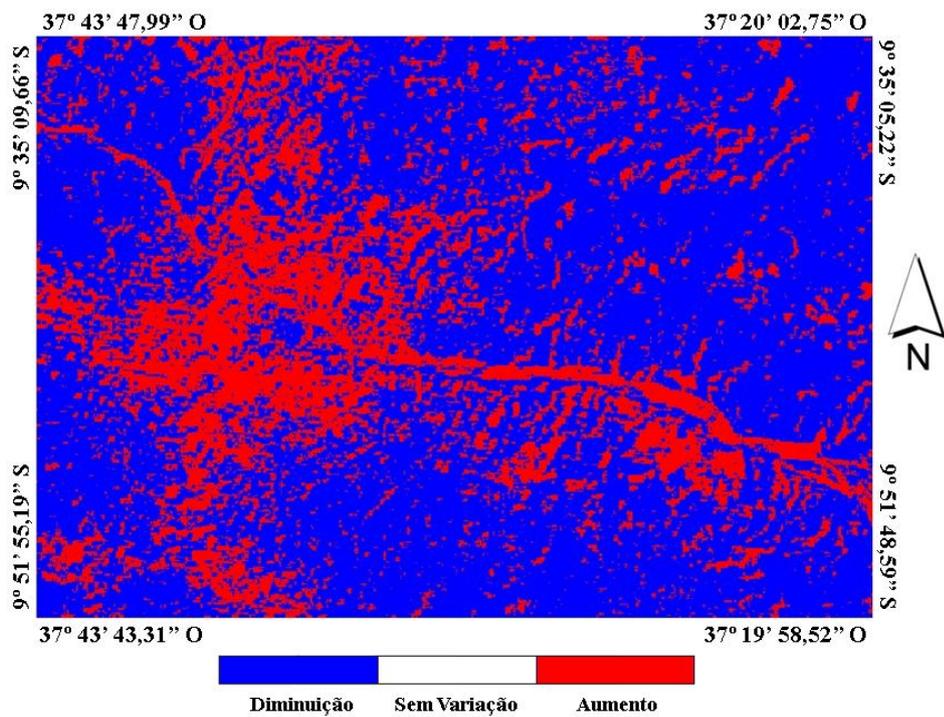
A álgebra das imagens apresenta no primeiro intervalo, entre 06/10/2001 e 17/10/1999, (Figura 59) uma diminuição no *LE* de aproximadamente 80% (azul) atribuído à ausência de registro de precipitação, e um aumento de 17% (vermelho) e 3% permanecendo constante. No intervalo entre 07/12/2006 e 06/10/2001 (Figura 60) ocorreu uma diminuição de 73% (azul) e o percentual de aumento de 27% (vermelho), pois mesmo com uma grande diminuição na cobertura de vegetação entre este intervalo de tempo, o alto índice pluviométrico registado dias antes da coleta da imagem de 07/12/2006 ainda conseguiu aumentar o percentual do *LE*. Percebendo que assim como o Fluxo de Calor Sensível, o Fluxo de Calor Latente também sofre interferência significativa devido à chuva.

Figura 59 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor Latente estimado entre 06/10/2001 e 17/10/1999.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Figura 60 - Imagem da diferença do Fluxo de Calor Latente estimado entre 07/12/2006 e 06/10/2001.

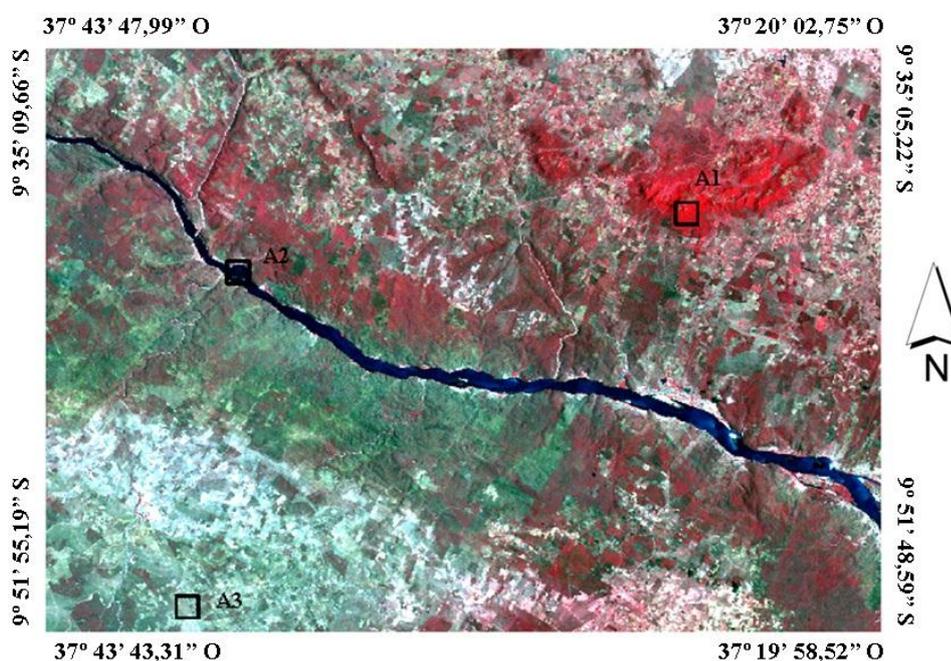


Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

4.3 Análise dos Parâmetros Estimados

Na área de estudo, foram realizados três mini-recortes para alvos selecionados com diferentes características. Os alvos foram organizados da seguinte forma: A1 (Mata de altitude), A2 (Água), A3 (Solo sem vegetação), como mostra a Figura 61 em composição RGB 432. Os mini-recortes nas regiões geraram uma matriz de 40 x 40 pixels, dos quais foram obtidos valores médios. (Tabela 7)

Figura 61 - Áreas selecionadas para os mini-recortes na composição RGB 432.



Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

Os valores médios obtidos apresentam um aumento crescente do albedo e uma diminuição do índice de vegetação. Essa diminuição na cobertura da vegetação ocasionou um aumento da temperatura de superfície nas três regiões para 07/12/2006. As regiões de mata ciliar e solo sem vegetação, tiveram uma diminuição do saldo de radiação a superfície em 1% e 4% respectivamente ao longo de 5 anos. Essa alteração no balanço de radiação influenciou os componentes do balanço de energia, o fluxo de calor no solo sofreu um aumento gradativo assim como o fluxo de calor sensível, e diminuindo o fluxo de calor latente.

Tabela 7 - Valores médios dos parâmetros analisados para os três dias estudados

Parâmetros	Unidades	17/10/1999	06/10/2001	07/12/2006
Albedo - A1	%	10,69	10,72	12,54
Albedo - A2	%	3,61	3,28	4,01
Albedo - A3	%	18,32	19,07	22,43
<i>IVDN</i> - A1	-	0,72	0,63	0,62
<i>IVDN</i> - A2	-	-0,07	-0,06	-0,13
<i>IVDN</i> - A3	-	0,31	0,29	0,22
T_s - A1	°C	22,45	21,72	26,94
T_s - A2	°C	19,73	18,84	19,73
T_s - A3	°C	32,19	31,79	36,69
Rn - A1	W.m ⁻²	691,89	692,16	685,54
Rn - A2	W.m ⁻²	769,44	770,71	804,03
Rn - A3	W.m ⁻²	568,00	558,51	535,43
G - A1	W.m ⁻²	52,32	57,94	74,38
G - A2	W.m ⁻²	61,74	58,69	64,97
G - A3	W.m ⁻²	93,41	91,86	107,09
H - A1	W.m ⁻²	9,52	0,30	82,98
H - A2	W.m ⁻²	-9,18	-10,13	-8,42
H - A3	W.m ⁻²	295,92	321,62	326,10
LE - A1	W.m ⁻²	630,05	633,92	528,19
LE - A2	W.m ⁻²	716,88	722,15	747,49
LE - A3	W.m ⁻²	178,67	145,02	102,25

Fonte: Autor desta dissertação, 2012.

5 CONCLUSÕES

- O albedo sofre um aumento gradativo, ocasionado devido à perda na cobertura de vegetação.
- A interferência humana altera os componentes do Balanço de Radiação e Energia.
- As chuvas registradas nos dias anteriores a coleta das imagens interferiram significativamente nos fluxos de Calor Sensível e Latente.
- Os valores obtidos dos componentes do Balanço de Energia estão coerentes com valores encontrados na literatura.
- As análises temporais estão com diferença de dois e cinco anos, de forma que a comparação entre elas não é proporcional.

6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- Validar os componentes do Balanço de Energia
- Estimar a Evapotranspiração Real e Horária
- Instalação de estações meteorológicas automáticas e torres micrometeorológicas.
- Implementação do algoritmo em softwares livres

REFERÊNCIAS

ACCIOLY, L. J. et al. Relações empíricas entre a estrutura da vegetação e dados do sensor TM/LANDSAT. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 6, n.3, p.492-498, 2002.

AGSOLVE. Monitoramento ambiental, 2011. Disponível em: <http://www.agsolve.com.br/produto_detalhe.php?cod=1006>. Acesso em: 23 set. 2011.

AHMAD, M.; BASTIAANSEN, W. G. M. Retrieving soil moisture storage in the unsaturated zone using satellite imagery and bi-annual phreatic surface fluctuations. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 17, p. 141-161, 2003.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL** (Surface Energy Balance Algorithms for Land): advanced training and users manual, Idaho, 2002.

_____. et al.(Ed.). **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation**. [S.l.]: ASCE, 2005. (ASCE-EWRI, 2005).

_____; _____. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC): model. **ASCE: Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, p. 380-394, 2007a.

_____. et al. **Crop evapotranspiration**: guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. (Irrigation and Drainage Paper, 56).

_____. et al. A Landsat: based energy balance and evapotranspiration model in wester US water rights regulation and palnning. **Irrigation and Drainage Systems**, v.19, p. 251-268, 2005.

_____. et al. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – applications. **ASCE: Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, p. 380-394, 2007b.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Superintendência de Gestão da Rede Hidrometeorológica. **Plataforma de coleta de dados**. Brasília-DF, 2011. Especificações Técnicas

ARAÚJO, T. L.; DI PACE, F. T. Valores instantâneos da temperatura da superfície terrestre na cidade de Maceió-AL utilizando imagens do satélite TM/Landast 5. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 3, p. 104-111, 2010.

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

BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. 1995. 271 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Wageningen Agricultural University , Wageningen, 1995.

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

_____. et al. SEBAL: model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **ASCE: Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, p. 85-93, 2005.

_____. et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1: formulation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 212-213, p. 198-212, 1998a.

_____. et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2: Validation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 212-213, p. 213-229, 1998b.

BECKER, F. The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. **International Journal of Remote Sensing**, v. 8, n. 10, p. 1509-1522, 1987.

BETTS, A. K.; BALL, J. H. The FIFE surface diurnal cycle climate. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 679-693, 1995.

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

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

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

BRANDÃO, Z. N.; BEZERRA, M. V. C.; SILVA, B. B. Uso do NDVI para determinação da biomassa na chapada do Araripe. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007. Florianópolis. **Anais...** Florianópolis, 2007. p.75-81.

BRUTSAERT, W. *Evapotranspiration into the atmosphere: theory, history and applications*. Dordrecht: Reidel, 1982.

CABRAL, S. L.; DI PACE, F. T. Estimativa do índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN) na mesorregião leste de Alagoas utilizando o algoritmo SEBAL na imagem do sensor TM do Landsat 5. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008, São Paulo. **Anais...** São Paulo, 2008.

CARDOZO, F. S. et al. Análise da estimativa da refletância e albedo em áreas alagadas do Pantanal. In: SIMPÓSIO DE GEOTECNOLOGIAS NO PANTANAL, 2., 2009. Corumbá. **Anais...** Corumbá, 2009. p.392-401.

CASTELLVI, F.; MARTÍNEZ-COB, A.; PÉREZ-COVETA, O. Estimating sensible and latent heat fluxes over rice using surface renewal. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 139, p. 164-169, 2006.

CEBALLOS, J. C.; LIMA, W. F. A.; SOUZA, J. M. Radiação de onda longa emergente no topo da atmosfera: Uma comparação entre estimativas com GOES-8 IMAGER e dados no NCEP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002. Foz de Iguaçu. Anais... Foz de Iguaçu, 2002. p. 3264-3269.

CENTRO DE ESTUDOS E AÇÃO SOCIAL. **Rio São Francisco**: transposição, degradação ambiental, alternativas. Salvador, 2007.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. **IEEE: Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. v. 41, n.11, 2003.

CHAVES, L. G.; RODRIGUES, O.; ANDRADE, E. M. Uso do SEBAL na variação temporal do albedo de superfície na bacia do Forquilha, Ceará, baseado em imagens LANDSAT 5-TM. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 14., 2009. Natal. **Anais...** Natal, 2009. p. 5695-5702.

COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DOS VALES DO SÃO FRANCISCO E DO PARNAÍBA. **Polígono das secas**. 2010. Disponível em: <<http://www.codevasf.gov.br/osvales/vale-do-sao-francisco/poligono-das-secas>>. Acesso em: 5 ago. 2011.

_____. **Vegetação**. 2010. Disponível em: <<http://www.codevasf.gov.br/osvales/vale-do-sao-francisco/vegetacao>>. Acesso em: 5 ago. 2011.

CORREIA, F. W. S.; ALVALÁ, R. C. S.; GIELOW, R. Albedo do pantanal sul matogrossense durante o período de transição seco-úmido de 2001-2002. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002. Foz de Iguaçu. **Anais...** Foz de Iguaçu, 2002.

COSTA, I. C.; COSTA, A. M. N.; BRAGA, C. C. Padrões espaciais e temporais do índice de vegetação no estado da Paraíba usando imagens de satélites meteorológicos. . In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002. Foz de Iguaçu. **Anais...** Foz de Iguaçu, 2002.

CUNHA, R. Balanço de energia em cultura de milho. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 4, n.1, p.1-14, 1996.

DANTAS, F. R. C. et al. Determinação do albedo de superfície a partir de dados AVHRR/NOAA e TM-Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n.1, p.24-31, 2010.

DI PACE, E. L. et al. Estimativa do saldo de radiação instantânea a superfície terrestre através de imagens TM - Landsat 5 e o modelo de elevação digital. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010. Belém. **Anais...** Belém, 2010.

- DI PACE, F. T. **Estimativa do Balanço de Radiação à Superfície Terrestre utilizando imagens TM - Landsat 5 e o Modelo de Elevação Digital**. 2004. 120f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2004.
- DICKINSON, R. E. Land Surface. In: TRENBERTH, K. E. (Ed.). **Climate System Modeling**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. p. 1-109.
- DUFFIE, J. A.; BECKMAN, W. **Solar engineering of thermal processes**. Nova York: **John Wiley and Sons**, 1991. p.1-109.
- DUTTON, E. G. et al. Measurement of broadband diffuse solar irradiance using current commercial instrumentation with a correction for thermal offset errors. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.18, n. 3, p. 297-314, 2000.
- FARR, T. G. et al. The shuttle radar topography mission. **Rev. Geophys**, v. 45, p 21- 22, 2004.
- FEITOSA, J. R. P. **Uso de Tecnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat-TM e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície**. 2005. 164f. Tese (Doutorando em Recursos Naturais) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2005.
- FOLHES, M. T. et al. Estimativa de fluxos de energia por meio do modelo METRIC em região semi-árida. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007. Florianópolis. **Anais...** Florianópolis, 2007. p. 3349-3356.
- GARRISON, J. D.; ADLER, G. P. Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. **Solar Energy**, v. 44, p. 225-241, 1990.
- GIONGO, P. R. **Estimativa do Balanço de Radiação com técnicas de Sensoriamento Remoto e dados de superfície**. 2008. 255f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2008.
- GOMES, H. B. **Balanço de Radiação e Energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no estado de São Paulo mediante imagens orbitais**. 2009. 124f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2009.
- GRANGER, R. J. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin, **Journal of Hydrology**, v. 229, p. 70-76, 2000.
- GRIGIO, A. M. **Aplicação de sensoriamento remoto e sistema de informação geográfica na determinação da vulnerabilidade natural e ambiental do município de Guamaré (RN): simulação de risco às atividades da indústria petrolífera**. 253f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2003.
- GUSSO, A. **Monitoramento de temperaturas noturnas da superfície terrestre no estado do Rio Grande do Sul com uso do sensor orbital AVHRR/NOAA**. 2003. 77 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto)- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003.

HAFEEZ, M. M. et al. Field evapotranspiration estimation in Central Luzon, Philippines, using different sensors: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster. In: SYMPOSIUM ON GEOSPATIAL THEORY, PROCESSING AND APPLICATIONS, 4th 2002. Ottawa. **Proceedings**... Ottawa, 2002.

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. California: Academic Press, 1994.

HEITMAN, J. L. et al. Latent heat in soil heat flux measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, p. 1147-1153, 2010.

HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index: SAVI. **Remote Sensing of Environment**, v. 25, p. 295-309, 1988.

_____; TUCKER, C. J. Investigation of soil influence in AVHRR red and near infrared vegetation index imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v. 12, p. 1223-1242, 1991.

IDEIÃO, S. M. A. **Imagens multiespectrais e aplicações em recursos hídricos: temperatura da superfície e balanço de radiação e energia**. 2009. 156 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2009.

_____. et al. Determinação da Temperatura de Superfície no Estado da Paraíba a partir de imagens Landsat 5 – TM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS GEODÉSICAS E TECNOLOGIAS DA GEOINFORMAÇÃO, 2., 2008. Recife. **Anais**... Recife, 2008. p. 8.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. New York: Academic Press, 1983.

JACKSON, R. D.; PINTER, JR, P. J.; REGINATO, R. J. Net radiation calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 35, p. 153-164, 1985.

JURY, W. A.; GARDNER, W. R.; GARDNER, W. H. **Soil physics**. 5th ed. New York: John Wiley & Sons, 1991.

KUSTAS, W. P. et al. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. **Agricultural and Forest**, v. 44, p. 197-216, 1989.

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

LABED, J.; STOLL, M. P. Spatial variability of land surface emissivity in thermal infrared band: spectral and effective surface temperature. **Remote Sensing of Environment**, v. 38, p. 1-17, 1991.

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balanço de radiação em três ecossistemas da floresta Amazônica: campina, campinarana e mata densa**. 1994. 135 f. Tese (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994.

LEIVAS, J. F. **Uso de técnicas de sensoriamento remoto na estimativa do balanço de radiação a superfície**. 2008. 107 f. Tese (Doutorado em Fitotecnia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

LEIVAS, J. F. et al. Estimativa do Balanço de Radiação na superfície a partir de imagens do satélite ASTER. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007. Florianópolis. **Anais...** Florianópolis, 2007. p. 255-262.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: algorithms. **Remote Sensing of Environment**, v. 76, p. 213- 238, 2000.

LI, Z.; ZHU, Q.; GOLD, C. Digital terrain modeling: principles and methodology. Boca Raton: CRC Press, 2004.

LIMA, E. P. et al. Estudo da Evapotranspiração real diária utilizando imagem de satélite na bacia do rio Paracatu. In: SEMINÁRIO DE RECURSOS HÍDRICOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO PARAÍBA DO SUL: Recuperação de Áreas Degradadas, Serviços Ambientais e Sustentabilidade, 2., 2009. Taubaté. **Anais...** Taubaté, 2009. p.1-8.

LIRA, V. M. et al. Variação sazonal da cobertura vegetal em áreas do submédio São Francisco a partir de dados NDVI e imagens TM-Landsat 5. **Enciclopédia Biosfera**, Goiânia, v. 7, n. 12, 2011.

LIU, W. T. H. **Aplicações de sensoriamento remoto**. Campo Grande: UNIDERP, 2006.

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

MENDONÇA, J. C. **Estimativa da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região norte fluminense**. 2007. 145 f. Tese de (Doutorado em) - Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Rio de Janeiro, 2007.

MENENTI, M. et al. Linear relationships between surface reflectance and temperature and their application to map actual evaporation of ground water. **Great Britain. Adv. Space Res.**, v. 9, n. 1, p. 165-176, 1989.

MENEZES, S. J. M. C. et al. Evapotranspiração regional utilizando SEBAL em condições de relevo montanhoso. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007. Florianópolis. **Anais...** Florianópolis, 2007. p. 3475-3482.

MOHAMED, Y. A.; BASTIAANSSEN, 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.

MORSE, A. et al. **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. Idaho: University of Idaho. Department of Water Resources, 2000.

MOURA, M. S. B.; SOARES, J. M.; TEIXEIRA, A. H. C. **Estações agrometeorológicas**. Embrapa. 2007. Disponível em: <
http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/Agencia22/AG01/arvore/AG01_2_288200612375.htm
>. Acesso em: 6 ago. 2011.

MOURA, M. S. B. **Fenologia e consume hídrico da goiabeira (*Psidium guajava* L.) irrigada**. 2001. 124 f. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) - Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2001.

MURAMATSU, K. et al. Pattern decomposition method and a new vegetation index for hyper-multispectral satellite data analysis. **Advances in Space Research**, v. 26, n. 7, p. 1137-1140, 2000.

NOVAS, M. F. B.; CRUZ, P. P.; DI PACE, F. T. Estimativa de temperatura da superfície terrestre em área com a bacia do rio pratygy para dois períodos. In: CONGRESSO IBEROAMERICANO SOBRE DESARROLLO Y AMBIENTE, 5., 2009. Bogotá. **Anais...** Bogotá, 2009.

_____. et al. Análise da variação dos índices de vegetação estimados por sensoriamento remoto em dois períodos ao sul da bacia do Rio Traipu-AL. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA DA GEOINFORMAÇÃO, 2., 2008. Recife. **Anais...** Recife-PE, 2008.

OKE, T. R. **Boundary layer climates**. 2nd ed. London: Taylor & Francis e-Library, 2002.

OLIVEIRA, A. D. S. R. et al. Análise preliminar do IVDN e da temperatura da superfície na mesorregião leste do estado de Alagoas utilizando imagens do satélite TM/Landsat 5. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 16., 2006. Bauru. **Anais...** Bauru, 2006.

OLIVEIRA, S. D. et al. Estimativa do saldo de radiação a superfície no município de Itaituba-PA a partir de imagens TM-Landsat 5 com e sem o modelo de elevação digital. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010. Belém. **Anais...** Belém, 2010.

OLIVEIRA, T. H. et al. Estimativa dos valores de saldo de radiação (R_n) em parte do município de Corumbá, MS e Ladário, MS através da utilização do algoritmo SEBAL. In: SIMPÓSIO DE GEOTECNOLOGIAS NO PANTANAL, 2., 2009. Corumbá. **Anais...** Corumbá, 2009. p. 556-566.

PAIVA, C. M. **Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR**. 2005. 248 f. Dissertação (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

PEIXOTO, E. A. G. **Estimativa do balanço de energia na bacia do Baixo Jaguaribe utilizando técnicas de sensoriamento remoto**. 2009. 87 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, 2009.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, 2002.

- RAMOS, R. R. D. et al. Aplicação do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) na avaliação de áreas degradadas e potenciais para unidades de conservação. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS GEODÉSICAS E TECNOLOGIAS DA GEOINFORMAÇÃO, 2., 2010. Recife. **Anais...** Recife, 2010.
- REISSER JÚNIOR, C. Termômetros e estações meteorológicas automáticas. **Boletim Embrapa**, p. 4, jan. 2008.
- ROCHA, D. R. S.; DI GREGORIO, T. C.; BARBOSA, H. A. Avaliação do comportamento do IVDN utilizando dados SPOT VEGETATION em quatro municípios do Estado de Alagoas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 17., 2011. Guarapari. **Anais...** Guarapari, 2011.
- ROERINK, G. J.; MENENTI, M. A. A simple remote sensing algorithm to estimates the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth (B)**, n. 25, p. 147-157, 2000.
- ROUSE, J. W. et al. **Monitoring the vernal advancement and retrogradation** :green wave effect of natural vegetation, NASA/GSFC type: III final report: Greenbelt: NASA, 1974.
- RUHOFF, A. L. et al. Variabilidade dos fluxo de calor sensível e latente em área de cerrado sensu stricto. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009. Natal. **Anais...** Natal, 2009.
- SÁ, I. I. S. et al. Uso do índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN) para caracterização da cobertura vegetal da região do Araripe Pernambucano. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 1, n. 1, p. 28-38, maio, 2008.
- SANTOS, C. A. C.; BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B. Análise comparativa do fluxo de calor sensível estimado através dos algoritmos SEBAL e S-SEBI. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008, São Paulo. **Anais...** São Paulo, 2008.
- SANTOS, T. V.; FONTANA, D. C.; ALVES, R. C. M. Avaliação dos fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL com uso de dados do sensor ASTER. **Pesquisa Agropecuária**, Brasília, v. 45, n.5, p. 488-496, 2010.
- SETO, K. C. et al. Linking spatial patterns of bird and butterfly species richness with Landsat TM derived NDVI. **International Journal of Remote Sensing**, v. 25, n. 20, p. 4309-4324, 2004.
- SHUAI, Y. et al. An algorithm for the retrieval of 30-m snow-free albedo from Landsat surface reflectance and MODIS BRDF. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, p.2204-2216, 2011.
- SILVA, A. P. N. et al. Características do saldo de radiação na Amazônia Ocidental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010. Belém. **Anais...** 2010. p. 5.
- SILVA, B. B. et al. Mapeamento do albedo de áreas heterogêneas do estado do Ceará com imagens TM-Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005.

_____; 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, p. 1-10, 2005.

SILVA, B. B.; 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, 2005.

_____; _____. Determinação de albedo de áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5-TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. v.13, n.2, p.201-211, 2005.

_____. et al. Balanço de radiação no perímetro irrigado senador Nilo Coelho utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5-TM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002. Foz de Iguaçu. **Anais...** Florianópolis, 2002.

_____. et al. Determinação do albedo do perímetro irrigado senador Nilo Coelho com técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5-TM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002. Foz de Iguaçu. **Anais...** Foz de Iguaçu, 2002.

_____. et al. Water requirements of table grapes in arid site. In: CONFERENCE ON AGRICULTURAL AND FOREST METEOROLOGY, 24th, 2001, Davis. **Proceedings...** Davis: American Meteorological Society, 2001. p. 20-21.

SILVA, J. W. F.; SANTOS, R. L. Estimativa da temperatura da superfície do solo de uma região semi-árida a partir do IRMSS (banda 4) do CBERS-2. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007. Florianópolis. **Anais...** Florianópolis, 2007. p. 1159-1166.

SISTEMA DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA ESTADO DE GOIÁS. Rede de Observação. Secretaria de Ciência e Tecnologia do Estado de Goiás. **Sistema de meteorologia e hidrologia**, 2007. Disponível em: <
http://www.simego.sectec.go.gov.br/rede_obs/oquee_pcd.html>. Acesso em: 15 set. 2011.

SOBRINO, J. A.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; PAOLINI, L. Land Surface Temperature retrieval from Landsat TM 5. **Remote Sensing of Environment**, v. 90, p. 434-440, 2004.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G. Satellite-Based ET mapping to assess variation in the ET with timing of crop development. **Agricultural Water Management**, v. 88, p. 54-62, 2007.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - University of Idaho, Idaho, 2003.

_____. et al. Operational aspects of satellitebased energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, 355-376 p., 2005.

TREZZA, R. Evapotranspiration from a remote sensing model for water management in an irrigation system in Venezuela. **Interciencia**, v. 31, n. 6, p. 417-423, 2006.

TREZZA, R. **Evapotranspiration using a satellite-based Surface Energy Balance with Standardized ground control**. 2002. 247 f. Tese (Doutorado em Filosofia em Engenharia Biológica Agrícola) - Utah State University, Logan, 2002.

VOLCANI, A.; KARNIELI, A.; SVORAY, T. The use of remote sensing and GIS for spatio-temporal analysis of the physiological state of a semi-arid forest with respect to drought years. **Forest Ecology and Management**, v.15,p. 239-250, 2005.

WANG, Q. et al. On the relationship of NDVI with leaf area index in a deciduous forest site. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, p. 244-255, 2005.

WANG, S. Dynamics of surface albedo of a boreal forest and its simulation. **Ecological Modelling**, v.183, p.477-494, Oct. 2004.

WIKIPÉDIA. Rio São Francisco. Foto 12. In: **Wikipédia** : a enciclopédia livre. 2012. Disponível em: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Rio_S%C3%A3o_Francisco.jpg>. Acesso em: 11 jan. 2012.

YANG, J.; WANG, Y. Estimating evapotranspiration fraction by modeling two-dimensional space of NDVI/albedo and day-night land surface temperature difference: a comparative study. **Advances in Water Resources**, Guangzhou, v. 34, p. 512-518, 2011.