



AVALIAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO UTILIZANDO O ALGORITMO
SEBAL E IMAGENS LANDSAT5-TM – ESTUDO DE CASO: BACIA DO RIO
PIABANHA/RJ

Vinicius Rios Barros

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho
Daniel Fonseca de Carvalho

Rio de Janeiro
Março de 2012

AVALIAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO UTILIZANDO O ALGORITMO
SEBAL E IMAGENS LANDSAT5-TM – ESTUDO DE CASO: BACIA DO RIO
PIABANHA/RJ

Vinicius Rios Barros

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO
LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE)
DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM
CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph. D.

Prof. Daniel Fonseca de Carvalho, D. Sc.

Prof^a. Célia Maria Paiva, D. Sc.

Prof. Leonardo Duarte Batista da Silva, D. Sc.

Prof. Nelson Ferreira Fernandes, Ph. D.

Prof. Theophilo Benedicto Ottoni Filho, Ph. D.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

MARÇO DE 2012

Barros, Vinicius Rios

Avaliação da Evapotranspiração utilizando o algoritmo SEBAL e Imagens Landsat5 – TM – Estudo de Caso: Bacia do Rio Piabanha/RJ/ Vinicius Rios Barros. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2012.

XVI, 159 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Daniel Fonseca de Carvalho

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2012.

Referências Bibliográficas: p. 132-159.

1. Evapotranspiração Real. 2. Balanço de Energia. 3. Sensoriamento Remoto. 4. Bacia do Rio Piabanha. I. Rotunno Filho, Otto Corrêa *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela oportunidade de ter uma família maravilhosa que me apoiou e me apoiará incondicionalmente em todos os momentos da minha vida.

Aos meus pais, Sandra e Carlos, que me orientaram nos momentos mais difíceis da minha jornada, especialmente a minha mãe que me deu todo o carinho e amor que uma mãe pode dar a um filho.

Ao meu irmão, Leandro, que com sua felicidade incentiva-me e faz querer ser uma pessoa melhor.

A minha tia Nádia, “tia gordinha”, que me deu, além de carinho, suporte financeiro para concluir meus estudos.

Aos meus avôs, Heróico e José, as minhas avós, Eudaléa e Cecília (*in memoriam*), e a minha outra avó, Josefa, que, com muito sacrifício, ajudaram-me até o presente momento.

As minhas amigas, Gyselle, Patrícia e Renata, por acreditarem em mim e depositarem total confiança no meu potencial nos momentos difíceis.

Aos meus amigos de faculdade, Marinaldo, Enéas e Jacqueline, que formavam junto comigo o quarteto fantástico do curso de Engenharia Agrícola e que me acompanharam durante toda a graduação.

Aos meus amigos, Nine e Abel, por me acolherem junto às suas famílias durante o período em que fui estagiário.

Ao pessoal do F3 303, pelas estadias durante o período de provas na faculdade, em especial Lilian, Joana, Bia, Milena e Ruth.

Às amizades que fiz durante os tempos difíceis de estadia na Alemanha, em especial Vitor, Cadu, Patrick (alemão), Patrick (brasileiro) e Mathias. À galera do Europahaus, Hadiko e da Hochschule Karlsruhe Technik und Wirtschaft.

À empresa Usina Paineiras S.A. e à Hydra Irrigações Ltda., pela oportunidade de aprimorar meus conhecimentos, especialmente nas pessoas do Sr. Antônio de Paula Pessoa e Sr. Elídio Gama Torezani, respectivamente.

Expresso aqui o meu agradecimento ao CNPq pela bolsa de estudos a mim concedida durante a formação acadêmica de mestrado.

Dedico agradecimento especial ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela disponibilização de imagens de satélite, à Agência Nacional de Águas (ANA) e ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), pela disponibilização de dados fluviométricos, pluviométricos e climatológicos.

Ao Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente do Programa de Engenharia Civil da COPPE, pelo apoio ao desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço também ao suporte oferecido pela CAPES, através do projeto CAPES/COFECUB No. 516/05, pelo CNPq, através do Curso de Extensão em Hidrometria – Edital MCT/CNPq - CT-Hidro No. 037/2006/Processo 556017/2006-4, projeto PROSUL (Edital CNPq N° 005/2007), aprovado no âmbito de redes temáticas, intitulado Técnicas de Sensoriamento Remoto Aplicadas ao Monitoramento Hidrológico e de Mudanças Climáticas na Região Amazônica, e do projeto EIBEX-I - Estudos Integrados de Bacias Experimentais – Parametrização Hidrológica na Gestão de Recursos Hídricos das Bacias da Região serrana do Rio de Janeiro - MCT/ FINEP/CT-HIDRO/Bacias Representativas 04/2005, e pela CPRM, por meio do projeto institucional “Apoio às Bacias Experimentais e Representativas”.

Especial agradecimento é dirigido ao projeto PEC/COPPPE FAPERJ Edital 014/2010 (2010-2012) – Centro de Referência em Modelagem Ambiental Aplicado à Gestão de Bacias Hidrográficas Rurais e Urbanas – Apoio às instituições de pesquisa sediadas no estado do Rio de Janeiro e ao projeto FAPERJ – Processo E-26/103.116/2011 (2012-2014), bem como ao projeto IME-PEC/COPPE – CAPES – Aux-PE-PRO-Defesa 1783/2008 (2008–2012), pelo suporte de infraestrutura e financeiro que permitiu o adequado desenvolvimento desta pesquisa.

Aos meus orientadores, professores Otto Corrêa Rotunno Filho e Daniel Fonseca de Carvalho, pelo total apoio e dedicação para que este trabalho pudesse se realizar, pelo incentivo, sugestões, conselhos e pela amizade sincera e acolhedora.

A Prof^a. Célia Maria Paiva, por acreditar neste trabalho e por me ajudar com a sua experiência a desenvolver o conhecimento adquirido.

Aos professores Leonardo Batista e Mauro Homem, por acreditarem no meu potencial como pessoa e como profissional.

A todos os meus colegas do mestrado, em especial Ingrid, Cadu, Felipe, Davyd, Carol e Monique, e de doutorado, Lígia, Daniel e Mariana.

A todos os funcionários da UFRRJ e da UFRJ, que acompanharam o meu desenvolvimento acadêmico e profissional.

A todos que de alguma forma, direta ou indireta, mencionados aqui ou não, contribuíram para a minha formação profissional e pessoal.

Fica, então, registrado um muito obrigado e saibam que vocês foram e sempre serão importantes em toda a minha vida.

“O guerreiro da luz às vezes se comporta como a água, e flui por entre os obstáculos que encontra.

Em certos momentos, resistir significa ser destruído; então, ele se adapta às circunstâncias. Aceita, sem reclamar, que as pedras do caminho tracem seu rumo através das montanhas.

Nisso reside a força da água: ela jamais pode ser quebrada por um martelo, ou ferida por uma faca. A mais poderosa espada do mundo é incapaz de deixar uma cicatriz em sua superfície.

A água de um rio adapta-se ao caminho que é possível, sem esquecer o seu objetivo: o mar. Frágil em sua nascente, aos poucos vai ganhando a força de outros rios que encontra.

E, a partir de determinado momento, seu poder é total.”

Paulo Coelho, *Manual do Guerreiro da Luz*

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

AValiação DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO UTILIZANDO O ALGORITMO
SEBAL E IMAGENS LANDSAT5-TM – ESTUDO DE CASO: BACIA DO RIO
PIABANHA/RJ

Vinicius Rios Barros

Março/2012

Orientadores : Otto Corrêa Rotunno Filho

Daniel Fonseca de Carvalho

Programa : Engenharia Civil

Na literatura hidrológica, a quantificação dos termos de chuva e vazão tem recebido maior atenção no cálculo do balanço hídrico de bacias hidrográficas quando comparada com a avaliação do termo de evapotranspiração. Por outro lado, estimativas globais quantitativas de evapotranspiração em áreas continentais indicam a necessidade de aprofundamento no estudo dessa variável hidrometeorológica. Neste trabalho, são discutidas as estimativas da evapotranspiração em escala regional por meio de dados de sensoriamento remoto em quatro diferentes dias. Para a estimativa da evapotranspiração e dos componentes do balanço de energia, foram utilizados dados do satélite Landsat5-TM e o algoritmo *SEBAL*. Para a verificação dos resultados da evapotranspiração, foram utilizados dados meteorológicos das estações do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), nas cidades de Petrópolis e Teresópolis, e dados meteorológicos da estação do projeto de estudos integrados de bacias experimentais (EIBEX), desenvolvido no âmbito da COPPE/UFRJ em parceria com a CPRM. A bacia do rio Piabanha possui área de 2049 km², com regiões bastante heterogêneas, tanto sob o aspecto de relevo como de uso e cobertura do solo. Os resultados indicaram desempenhos bastante satisfatórios entre as estimativas da evapotranspiração local e da evapotranspiração na escala da bacia, sugerindo, assim, que há complementaridade e sinergia entre os resultados obtidos com o uso do *SEBAL* aplicado às imagens Landsat5-TM para a região, caracterizando-se esse algoritmo como uma importante ferramenta na gestão dos recursos hídricos.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

EVALUATION OF EVAPOTRANSPIRATION USING THE ALGORITHM SEBAL
AND LANDSAT5-TM IMAGES - CASE STUDY: PIABANHA RIVER
WATERSHED/RJ

Vinicius Rios Barros

March/2012

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho

Daniel Fonseca de Carvalho

Department: Civil Engineering

In the hydrological literature, quantification of the terms of rainfall and water flow rate has received increased attention in the calculation of water balance of watersheds compared to the evaluation of the term evapotranspiration. On the other hand, global quantitative estimates of evapotranspiration in continental areas indicate the need for further study of this hydrometeorological variable. In this work, we discuss the estimates of evapotranspiration at a regional scale using remotely sensed data on four different days. Landsat5-TM satellite data and the SEBAL algorithm were used in the estimation of evapotranspiration and energy balance components. We used data from meteorological stations of the National Institute of Meteorology (INMET), in the cities of Petrópolis and Teresópolis, jointly with the meteorological station of the project named integrated studies of experimental basins (EIBEX), developed at COPPE/UFRJ in partnership with CPRM. The Piabanha river watershed has an area of 2049 km², with heterogeneous regions due to relief and due to soil use and land cover. The results showed satisfactory performance between the estimates of local evapotranspiration and evaporation at the basin scale, thus suggesting that there is complementarity and synergy between the results obtained using SEBAL applied to Landsat5-TM images for the region, highlighting the referred algorithm as an important tool in the management of water resources.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	xii
LISTA DE TABELAS	xv
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Considerações Iniciais	1
1.2. Caracterização do Problema	2
1.3. Objetivos.....	4
1.4. Escopo do Trabalho	5
2. EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	8
2.1. Considerações Gerais Sobre a Evapotranspiração.....	8
2.1.1. Evapotranspiração Local	8
2.1.1.1. Medidas Diretas da Evapotranspiração.....	8
2.1.1.2. Medidas Indiretas da Evapotranspiração.....	11
2.1.2. Evapotranspiração na Escala da Bacia Hidrográfica.....	30
3. SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	34
3.1. Evapotranspiração Estimada por Sensoriamento Remoto	34
3.1.1. SEBAL	35
3.1.2. METRIC	36
3.1.3. SEBES	38
3.2. Geoprocessamento e Recursos Naturais	38
3.2.1. Albedo da Superfície	39
3.2.2. Balanço de Radiação na Superfície	40
3.2.3. Fluxo de Calor no Solo.....	42
3.2.4. Fluxo de Calor Sensível.....	42
3.2.5. Índices de Uso e Cobertura da Superfície Terrestre	44
3.3. Mapeamento da Superfície Terrestre por Imagem de Radar	44
3.4. Sensoriamento Remoto e Programas Espaciais	47
3.4.1. Tipos de Dados	50
3.4.2. Programas Espaciais.....	51
3.4.2.1. Programa Landsat.....	52
3.4.2.2. Programa MODIS	54
3.4.2.3. Programa NOAA-AVHRR	56

3.4.2.4.	Programa CBERS.....	57
4.	METODOLOGIA.....	59
4.1.	Dados da Estação Meteorológica.....	61
4.2.	Escolha das Imagens Utilizadas.....	61
4.2.1.	Calibração Radiométrica (Cartas L_{λ_i}).....	62
4.3.	Estimativas da ETr pelo Algoritmo SEBAL.....	62
4.3.1.	Calibração Radiométrica (Cartas L_{λ_i}).....	62
4.3.2.	Reflectância Monocromática (Cartas ρ_{λ_i}).....	63
4.3.3.	Albedo Planetário ou no Topo da Atmosfera (Carta α_{toa}).....	64
4.3.4.	Albedo da Superfície (Carta α).....	65
4.3.5.	Índices de Uso e Cobertura da Superfície (Cartas NDVI, SAVI, LAI)....	66
4.3.6.	Emissividades (Cartas ϵ_{NB} e ϵ_0).....	67
4.3.7.	Temperatura da Superfície (Carta T_s).....	67
4.3.8.	Radiação de Onda Longa Emitida (Carta $R_{L\uparrow}$).....	68
4.3.9.	Radiação de Onda Longa Incidente (Carta $R_{L\downarrow}$).....	68
4.3.10.	Radiação de Onda Curta Incidente (Carta $R_{S\downarrow}$).....	69
4.3.11.	Saldo de Radiação (Carta R_n).....	69
4.3.12.	Fluxo de Calor no Solo (Carta G).....	70
4.3.13.	Fluxo de Calor Sensível (Carta H).....	70
4.3.13.1.	Escolha do Pixel Frio e do Pixel Quente.....	77
4.3.14.	Fluxo de Calor Latente (Carta LE).....	79
4.3.15.	Evapotranspiração Diária (Carta $ETr_{diária}$).....	79
4.4.	Avaliações da Evapotranspiração.....	81
4.4.1.	Avaliação da Carta de Evapotranspiração Calculada pelo SEBAL.....	81
4.4.2.	Avaliação dos Métodos de Estimativa de Evapotranspiração de Referência	
	81	
4.4.2.1.	Análise de Desempenho dos Métodos de Estimativa de	
	Evapotranspiração de Referência.....	82
5.	ESTUDO DE CASO – BACIA DO RIO PIABANHA/RJ.....	84
5.1.	Localização e Caracterização da Bacia.....	84
5.2.	Fisiografia da Bacia.....	85
5.3.	Uso do Solo e Ocupação da Bacia.....	86
5.4.	Clima, Regime Pluviométrico e Regime Hidrológico.....	88
5.5.	Rede de Monitoramento Hidrometeorológico.....	90

5.6.	Dados Utilizados no Algoritmo SEBAL	92
5.6.1.	Imagens do Satélite Landsat5 - TM.....	92
5.6.2.	Estações Meteorológicas	97
5.7.	Dados Utilizados no Balanço Hídrico Sazonal	101
5.7.1.	Estação Fluviométrica	101
5.7.2.	Estações Pluviométricas	102
6.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	103
6.1.	Resultado da Avaliação dos Dados da Estação Meteorológica	103
6.2.	Resultado da Espacialização das Componentes do Balanço de Energia na Estimativa da Evapotranspiração Real	104
6.2.1.	Albedo da Superfície	104
6.2.2.	Saldo de Radiação	107
6.2.3.	Fluxo de Calor no Solo.....	109
6.2.4.	Fluxo de Calor Sensível.....	111
6.2.5.	Fluxo de Calor Latente	113
6.2.6.	Evapotranspiração Real Diária	115
6.3.	Resultado da Análise de Desempenho dos Métodos de Estimativa de Evapotranspiração de Referência.....	119
7.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	126
7.1.	Conclusões	126
7.2.	Recomendações	129
	Referências Bibliográficas	132

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Determinação do início e do fim do período de análise de recessão.	32
Figura 3.1 - Espectro eletromagnético.....	49
Figura 4.1. - Fluxograma metodológico.	60
Figura 4.2 - Fluxograma com as etapas do processo iterativo para obtenção da carta do fluxo de calor sensível em toda a região de estudo.	77
Figura 4.3 – Local escolhido como píxel frio.....	78
Figura 4.4 – Local escolhido como píxel quente.....	78
Figura 5.1 - Localização da bacia do rio Piabanha no mapa de regiões político-administrativas do estado do Rio de Janeiro.	84
Figura 5.2 – Modelo digital de elevação da bacia do rio Piabanha.	85
Figura 5.3 – Uso e tipo de cobertura da superfície da bacia do rio Piabanha/RJ.	87
Figura 5.4 - Totais de precipitação mensal em Petrópolis/RJ.	89
Figura 5.5 - Totais de precipitação mensal em Pedro do Rio.....	89
Figura 5.6 - Totais de precipitação mensal em Areal/RJ.....	90
Figura 5.7 - Vazões médias mensais do rio Piabanha em Pedro do Rio.	90
Figura 5.8 – Estação meteorológica do projeto EIBEX e os equipamentos instalados..	99
Figura 5.9 – Estação meteorológica de Petrópolis e os equipamentos instalados.	100
Figura 5.11 – Seção de régua da estação fluviométrica de Pedro do Rio/RJ.	101

Figura 6.1 – Comportamento das duas estimativas de evapotranspiração ao longo do ciclo hidrológico.....	103
Figura 6.2 – Mapas temáticos do albedo da superfície da bacia do rio Piabanha/RJ...	106
Figura 6.3 – Mapas temáticos do saldo de radiação da bacia do rio Piabanha/RJ	108
Figura 6.4 – Mapas temáticos do fluxo de calor no solo da bacia do rio Piabanha/RJ	110
Figura 6.5 – Mapas temáticos do fluxo de calor sensível da bacia do rio Piabanha/RJ.	112
Figura 6.6 – Mapas temáticos do fluxo de calor latente da bacia do rio Piabanha/RJ.	114
Figura 6.7 – Mapas temáticos do evapotranspiração real da bacia do rio Piabanha/RJ.	118
Figura 6.8 – Regressão linear entre o método de Priestley-Taylor e Penman-Monteith-FAO, agrupado diariamente.	119
Figura 6.9 – Regressão linear entre o método de Priestley-Taylor e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 3 em 3 dias.....	120
Figura 6.10 – Regressão linear entre o método de Priestley-Taylor e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 5 em 5 dias.....	120
Figura 6.11 – Regressão linear entre o método de Hargreaves-Samani e Penman-Monteith-FAO, agrupado diariamente.	121
Figura 6.12 – Regressão linear entre o método de Hargreaves-Samani e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 3 em 3 dias.....	121

Figura 6.13 – Regressão linear entre o método de Hargreaves-Samani e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 5 em 5 dias.....	122
Figura 6.14 – Regressão linear entre o método de Camargo e Penman-Monteith-FAO, agrupado diariamente.	123
Figura 6.15 – Regressão linear entre o método de Camargo e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 3 em 3 dias.....	123
Figura 6.16 – Regressão linear entre o método de Camargo e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 5 em 5 dias.....	124

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Informações dos satélites do programa Landsat.....	53
Tabela 3.2 - Resumo das características das sete bandas que compõem o TM.....	54
Tabela 3.3 - Características do sensor AVHRR (<i>advanced very high resolution radiometer</i>).....	57
Tabela 3.4 - Características espaciais, espectrais e temporais dos sensores do programa CBERS.	58
Tabela 4.1 - Coeficientes de Calibração, Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera e Descrição das Bandas do Landsat 5.	63
Tabela 5.1 – Monitoramento hidrometeorológico na bacia do rio Piabanha/RJ.	91
Tabela 5.2 – Equipamentos previstos nas redes de pesquisa em desenvolvimento.	91
Tabela 5.3 – Quadro resumo das imagens analisadas do ano de 2007.....	92
Tabela 5.4 – Quadro resumo das imagens analisadas do ano de 2008.....	93
Tabela 5.5 – Quadro resumo das imagens analisadas do ano de 2009.....	94
Tabela 5.6 – Quadro resumo das imagens analisadas do ano de 2010.....	95
Tabela 5.7 – Quadro resumo das imagens analisadas do ano de 2011.....	96
Tabela 5.8 – Código, nome e localização de cada posto pluviométrico utilizado.....	102
Tabela 6.1 – Valores de evapotranspiração real ET_r (mm.d^{-1}), evapotranspiração potencial de referência ET_o (mm.d^{-1}) e da diferença percentual nas estações meteorológicas da bacia do rio Piabanha/RJ.	116

Tabela 6.2 – Coeficiente de determinação (r^2), coeficiente de correlação (r), índice de concordância (d) e índice de desempenho (c) para as equações de regressão entre valores diários de evapotranspiração estimados pelos métodos de HS, CA e PT. 124

1. INTRODUÇÃO

1.1. Considerações Iniciais

O principal objeto de estudo da hidrologia é o ciclo hidrológico. Essa ciência tem sua importância ampliada com o incremento significativo da utilização da água e do impacto sobre o meio ambiente. Esse ciclo constitui um sistema onde as variáveis se alteram, muitas vezes, em padrões não estacionários e em diferentes escalas espaciais e temporais.

A falta de um bom planejamento do sistema hídrico e o desconhecimento do comportamento dos padrões hidrometeorológicos em diferentes escalas espaciais e temporais faz com que o entendimento sobre o ciclo hidrológico se torne ainda mais complexo. Nesse sentido, diversas abordagens têm sido utilizadas. Dentre elas, o enfoque que, possivelmente, mais tem contribuído, nas últimas décadas, para o avanço do conhecimento das inter-relações das variáveis do ciclo hidrológico abrange o emprego de técnicas de sensoriamento remoto conjuntamente com medições *in situ*, que permitem monitorar variáveis envolvidas no balanço hídrico e no balanço de energia na escala da bacia hidrográfica em diferentes sistemas espaciais e temporais. A utilização dessa abordagem visa complementar a rede de observação de dados hidrometeorológicos, de natureza limitada, com resolução, muitas vezes precária, restringindo a representação e a modelagem dos fenômenos hidrometeorológicos que se pressupõem importantes para a compreensão integrada do ciclo hidrológico.

Os processos radiativos em superfície são de crucial importância à redistribuição de umidade e de calor no solo e na atmosfera. As trocas de calor e umidade afetam o comportamento da biosfera, do tempo e do clima na Terra (Bastiaanssen *et al.*, 1998a; Roerink *et al.*, 2000; Nicácio, 2008; Getirana, 2009). Mudanças no balanço de energia e de umidade no sistema continente-oceano-atmosfera, nos trópicos, influem no clima global (Aguttes *et al.*, 2000). As trocas de energia na interface vegetação-atmosfera, por meio das componentes do balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível e latente, são essenciais para a modelagem hidrometeorológica, sendo que a magnitude desses fluxos e de suas variações, em períodos menores do que um dia, são importantes na parametrização e calibração de modelos de circulação global. Em intervalos maiores, essas grandezas também são utilizadas em modelos de impactos climáticos globais resultantes de alterações fisiográficas da superfície (Sellers *et al.*, 1995; Paiva, 2005).

O princípio físico do sensoriamento remoto, por sua vez, fundamenta-se na interação da energia eletromagnética, caracterizada pelo espectro classificado segundo o

comprimento ou a frequência de onda produzida por uma fonte, com um dado alvo ou superfície. Se essa fonte for o Sol ou um sensor instalado em plataforma satelital em altitudes superiores à camada da atmosfera, assume-se que essa energia propaga-se em forma de onda com uma velocidade, no vácuo, igual a da luz, sendo um meio de transferência de informação de alta velocidade entre o objeto de interesse e o sensor (Novo, 1989; Barrett e Obe, 1999).

A estimativa da variação espacial dos processos evaporativos são fundamentais em muitas aplicações relacionadas a recursos hídricos e à modelagem hidrometeorológica, com potenciais conseqüências em estudos climáticos (Mohamed *et al.*, 2004). Dentro da ótica da gestão equilibrada dos recursos hídricos, o conhecimento dessa variação espacial e temporal é de fundamental importância, já que, de acordo com Costa (1997), a evapotranspiração representa aproximadamente 75% do total precipitado sobre superfícies continentais. O monitoramento e mapeamento em escala regional desse processo permitem aos técnicos decidirem onde, quando e quanto de água passou à atmosfera por evapotranspiração. No entanto, a evapotranspiração é uma função complexa das propriedades do solo, das condições atmosféricas, do uso do solo, da vegetação e da topografia, sendo ainda influenciada por esses parâmetros no espaço e no tempo. Assim, torna-se difícil estimá-la ou medi-la, representativamente, em escala regional. Nesse sentido, tem crescido o número de pesquisas que empregam técnicas de sensoriamento remoto na estimativa de parâmetros biofísicos a serem utilizados em modelos de chuva-vazão e em modelos climáticos globais com aplicações diversas nas áreas de sustentabilidade ambiental de áreas rurais e urbanas, produtividade agrícola e energia, entre outras.

1.2. Caracterização do Problema

A escassez de dados hidrológicos (e.g., vazão, evapotranspiração, sedimentação) dificulta o desenvolvimento de estudos que explorem de forma otimizada os recursos hídricos e que avaliem, de maneira mais segura, o potencial hidrológico de uma determinada bacia hidrográfica. Diante desse desafio, diversos pesquisadores vêm buscando soluções alternativas mais simples e menos onerosas para quantificar os componentes do balanço hídrico a exemplo da evapotranspiração.

Devido à escassez de dados, tornou-se indispensável à utilização de novas técnicas para complementar informações hidrometeorológicas sobre uma determinada localidade. As técnicas de sensoriamento remoto têm sido bastante utilizadas para obter

informações de parâmetros de superfície e da atmosfera, que são importantes para o monitoramento de fluxos ou de parâmetros associados em escala regional e global, cujo nível de detalhamento é determinado pela resolução espacial dos sensores multiespectrais utilizados. Dentre as técnicas de sensoriamento, destaca-se a utilização de sensores espaciais a bordo de satélites ambientais, quando se deseja obter informações de extensas áreas (Paiva, 2005; Nicácio, 2008; Ruhoff, 2011).

O monitoramento espacial contínuo de fluxos na superfície, tão relevantes à previsão do tempo e do clima, em diferentes escalas, bem como para estimativa de escoamento superficial em uma bacia hidrográfica, ainda não está disponível, ainda que avanços estejam sendo feitos nos centros hidrometeorológicos acadêmicos e operacionais. Essa lacuna é devida à complexidade do sistema físico envolvido e ao fato de que os métodos convencionais ou tradicionais de avaliação sobre grandes áreas requerem um extensivo sistema de medidas meteorológicas. Os fluxos de energia (calor sensível e latente) podem ser medidos em campo por diferentes técnicas que utilizam medidas dos gradientes de temperatura e umidade na camada atmosférica próxima a superfície (Diak *et al.*, 2004; Paiva, 2005; Nicácio, 2008). No entanto, essas técnicas, conhecidas como tradicionais, além de demandarem dados que não são obtidos de forma usual, falham no provimento de uma indicação espacial apropriada dos fluxos de radiação e energia à superfície e das condições evaporativas, em escala regional, a despeito da boa precisão, quando o que se deseja são informações pontuais ou representativas de pequenas áreas (Bastiaanssen, 2000).

Nesse contexto, foi desenvolvido, por Bastiaanssen (1995), o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), que possibilita a estimativa do fluxo de calor latente *LE* como um resíduo da equação clássica do balanço de energia. O algoritmo é constituído, quase que totalmente, por parametrizações físicas bem estabelecidas e pouco complexas, sendo que, do total de passos existentes, poucos são aqueles que envolvem parametrizações empíricas. O algoritmo é um dos mais destacados para estudos de fluxo de calor na superfície e vem sendo utilizado por vários pesquisadores em diversas partes do mundo, tais como: Bastiaanssen *et al.*, 1998b; Bastiaanssen, 2000; Granger, 2000; Ahmad e Bastiaanssen, 2003; Paiva, 2005; Tasumi *et al.*, 2005; Mendonça, 2007; Folhes, 2007; e Nicácio, 2008. O algoritmo utiliza imagens multiespectrais de satélites e poucas informações de superfície, tais como temperatura do ar e velocidade do vento, que são facilmente obtidas nas estações meteorológicas. De acordo com Paiva (2005) a aplicação do *SEBAL* tem sido realizada

extensivamente em regiões da Ásia, América do Norte e Europa, que possuem diferentes características climáticas. Entretanto, na América do Sul, existem relatos de utilização do *SEBAL* na Argentina, Venezuela e no Brasil. Contudo a utilização desse algoritmo na América do Sul deve ser mais bem estudada.

Diante do exposto, é possível perceber que as questões concernentes à gestão de recursos hídricos podem ser subsidiadas por estimativas de variáveis capazes de manter ou modificar o ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica. As variáveis como fluxos de calor à superfície, que estreitamente se relacionam com a evapotranspiração real, precisam ser bem compreendidas e monitoradas, de maneira que se obtenham fundamentos suficientes para as tomadas de decisão nos processos de gestão hídrica. Associado a esse aspecto, mediante as dificuldades da disponibilidade de medidas de campo dessas variáveis, torna-se relevante o desenvolvimento, calibrações e validações de metodologias alternativas, que permitam a identificação dos padrões espaço-temporais tanto das componentes do ciclo hidrológico como das variáveis que as modulam.

1.3. Objetivos

Este trabalho tem por objetivo avaliar o uso do algoritmo *SEBAL* como ferramenta para ser aplicada na estimativa da evapotranspiração real com imagens Landsat5 – TM na bacia do rio Piabanha, situada na região serrana do Rio de Janeiro. Para essa avaliação, serão empregados dados da estação meteorológica do projeto de Estudos Integrados de Bacias Experimentais (EIBEX), instalada na bacia em 02 de março de 2007 conjuntamente com quatro imagens adquiridas pelo referido satélite nas datas de 15/06/2007, 20/08/2008, 26/08/2010 e 12/07/2011. Adicionalmente, de forma a cumprir tal objetivo, foram estabelecidas algumas metas, discriminadas de forma sumária a seguir e detalhadas ao longo desta dissertação, a saber:

- 1) obter o mapeamento da altitude da área de estudo por meio do modelo digital de elevação (*MDE*) contido na carta do *SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)*, além do albedo da superfície, de forma a oferecer subsídios para as análises das estimativas dos fluxos instantâneos de calor à superfície e evapotranspiração real;

- 2) estimar os fluxos instantâneos de energia à superfície e evapotranspiração real diária por meio do algoritmo *SEBAL*, utilizando dados do sensor multiespectral TM – Landsat5 para a bacia do rio Piabanha/RJ;
- 3) analisar qualitativamente o padrão espacial dos fluxos instantâneos de energia e evapotranspiração real diária na bacia do rio Piabanha/RJ;
- 4) avaliar a concordância entre as estimativas da evapotranspiração real diária obtida pelo uso do *SEBAL* com a evapotranspiração de referência diária utilizando o método de Penman-Monteith-FAO, obtidas com medidas *in situ* pelos dados fornecidos pelas estações do *INMET (Instituto Nacional de Meteorologia)*, situadas em Petrópolis e em Teresópolis, e do *EIBEX (Estudos Integrados de Bacias Experimentais)*;
- 5) avaliar o desempenho de três métodos de estimativa da evapotranspiração de referência, utilizando dados da estação EIBEX para a sub-bacia Pedro do Rio, localizada na bacia do rio Piabanha, região serrana do Rio de Janeiro; tendo como referência estimativas de evapotranspiração potencial obtidas pelo método de Penman-Monteith-FAO, no intuito de disponibilizar ao usuário da sub-bacia um método mais simples de se estimar a evapotranspiração de referência; e
- 6) identificar os aspectos de complementaridade entre as estimativas dos fluxos instantâneos de energia à superfície e evapotranspiração real diária obtida por meio dos sensores TM.

Com esse referencial em perspectiva, explora-se, na presente dissertação, a disponibilidade do *SEBAL* como ferramenta para a estimativa da evapotranspiração real, considerando a questão espacial e temporal do referido processo em escala de bacia.

1.4. Escopo do Trabalho

Este trabalho está organizado em capítulos, sendo que o primeiro tem por finalidade destacar a estimativa da variável evapotranspiração na perspectiva de uma gestão dos recursos hídricos dinâmica e adaptativa, devidamente fundamentada por

instrumentos científicos e tecnológicos atualizados que permitam o aperfeiçoamento do cálculo do balanço hídrico na escala da bacia hidrográfica.

O Capítulo 2 apresenta a fundamentação teórica e a revisão bibliográfica com enfoque na área de evapotranspiração, referenciando obras e artigos publicados na literatura científica. Além disso, é feito um histórico das alternativas e métodos para estimativa da evapotranspiração local ou pontual e da evapotranspiração de uma bacia hidrográfica.

No Capítulo 3, é dedicada especial atenção na revisão da literatura disponível para avaliação da evapotranspiração por sensoriamento remoto, mediante a utilização de algoritmos associados ao emprego de imagens de satélite aplicados no geoprocessamento e recursos naturais. Posteriormente, é abordado o uso de técnicas utilizando imagens de radar para mapeamento topográfico da superfície terrestre. Na parte final do texto, são apresentadas as características de sensores mais usuais, com dados disponíveis gratuitamente, lançados mediante os programas Landsat, Modis, NOAA e CBERS, que operam nas faixas do visível e do infravermelho do espectro eletromagnético. Particularmente, na presente dissertação, que enfoca o desenvolvimento de trabalhos na linha de estimativas hidrometeorológicas com suporte de medições *in situ* e sensoriamento remoto na escala da bacia hidrográfica, optou-se pelo emprego do sensor TM do satélite Landsat5 por ser uma imagem com alta resolução espacial, além da disponibilização gratuita das mesmas.

No Capítulo 4, serão relacionadas todas as etapas no desenvolvimento desta pesquisa, tais como: equações utilizadas, grandezas físicas envolvidas no processo e correções atmosféricas necessárias. São também descritos os procedimentos utilizados para verificar a qualidade dos dados gerados pela estação meteorológica do *EIBEX*, que servirão de dados de entrada para a utilização no *SEBAL* no cômputo da evapotranspiração real e dos fluxos de energia em escala de bacia, utilizando sensor termal de alta resolução espacial

O Capítulo 5 descreve a região de estudo incluindo os aspectos fisiográficos, uso do solo e ocupação, clima, regime pluviométrico e regime hidrológico, além dos dados utilizados no trabalho, com ênfase na escolha das imagens do satélite Landsat 5 empregadas e nas estações meteorológicas presentes na região.

O capítulo 6 apresenta, inicialmente, os resultados obtidos referentes à avaliação da qualidade dos dados fornecidos pela estação meteorológica do projeto *EIBEX* para a sua utilização conjunta com sensoriamento remoto na aplicação junto ao *SEBAL*.

Adicionalmente, apresenta, também, os resultados referentes à espacialização das componentes do balanço de energia necessários na estimativa da evapotranspiração real diária. Por último, indica um método de estimativa de evapotranspiração de referência menos laborioso do que o de Penman-Monteith-FAO para quantificar, de forma adequada, essa variável para a região da sub-bacia de Pedro do Rio.

O Capítulo 7 apresenta as conclusões e recomendações, mostrando os principais aspectos norteadores e desafios do trabalho, na esperança de que contribua e inspire futuras dissertações e teses na área de estudo utilizando a mesma abordagem metodológica ou metodologias alternativas.

2. EVAPOTRANSPIRAÇÃO

O Capítulo 2 apresenta a fundamentação teórica e a revisão bibliográfica com enfoque na área de evapotranspiração, referenciando obras e artigos publicados na literatura científica. Além disso, é feito um histórico das alternativas e métodos para estimativa da evapotranspiração local ou pontual e da evapotranspiração de uma bacia hidrográfica.

2.1. Considerações Gerais Sobre a Evapotranspiração Evapotranspiração Local

A taxa de evapotranspiração é o total da transferência de água da superfície do solo e das plantas para a atmosfera pela combinação simultânea da evaporação do solo com a transpiração vegetal (Sediyama, 1998). Visando padronizar a definição de evapotranspiração dada por diversos autores, entre eles, Thornthwaite (1948) e Penman (1948), surgiu a necessidade de se definir a evapotranspiração potencial para uma cultura de referência. De acordo com Smith (1991), a taxa de evapotranspiração potencial de referência é estimada com base em uma cultura hipotética, com altura de 0,12 m, resistência aerodinâmica da superfície de 70 s.m^{-1} e albedo de 0,23. Segundo Sediyama (1996), essa evapotranspiração de referência assemelha-se à evapotranspiração de uma superfície extensa coberta com grama de altura uniforme, em crescimento ativo, sem restrição hídrica e nutricional e abrangendo completamente a superfície do solo.

A bibliografia sobre evapotranspiração é riquíssima e diversos trabalhos de revisão são disponíveis, entre os quais destacam-se aqueles de Gangopadhyana *et al.* (1966), Penman *et al.* (1967), Tanner (1967, 1968), Rosenberg *et al.* (1968), Doorenbos e Pruitt (1977), Berlato e Molion (1981), Brutsaert (1982), Burman *et al.* (1983), Villa Nova e Reichardt (1989), Smith (1991), Burman e Pochop (1994). Diversos métodos são utilizados na estimativa da evapotranspiração de referência e têm sido apresentados em diversas publicações, inclusive nos boletins 24 e 56 (Allen *et al.*, 1998), organizados e difundidos pela FAO (*Organização das Nações Unidas para a Alimentação e a Agricultura*). Esses métodos podem ser divididos em dois grandes grupos, classificados como medidas diretas e indiretas de evapotranspiração.

2.1.1.1. Medidas Diretas da Evapotranspiração

A medida direta da evapotranspiração é extremamente difícil e onerosa: difícil porque exige instalações e equipamentos especiais; e onerosa porque tais estruturas são

de alto custo, justificando-se apenas em condições experimentais. Um dos objetivos de tais experimentos é encontrar soluções práticas para a determinação da evapotranspiração pontual em condições extensivas. Essas medidas diretas dividem-se basicamente em dois subgrupos, a saber: balanço hídrico do solo e lisimetria.

1) Balanço Hídrico do Solo

A determinação da evapotranspiração resulta do balanço hídrico aplicado a um volume de solo explorado por plantas. Admite-se que esse volume de controle representa adequadamente a área da cultura. Inicialmente, a água das chuvas penetra no solo aumentando o armazenamento. Cada tipo de solo tem uma capacidade de armazenamento que depende de suas propriedades físicas e da profundidade do sistema radicular das plantas. Mediante chuvas fortes ou mesmo moderadas e fracas em dias consecutivos, pode haver encharcamento do solo, e grande parte da água precipitada escoar superficialmente sem penetrá-la. Ocorre também a drenagem profunda do excesso de água para níveis abaixo da zona das raízes. No caso do volume de controle ser muito grande, nos períodos mais secos, pode haver ascensão capilar da água para as plantas. Parte da água armazenada é utilizada na evapotranspiração. Desse modo, num dado intervalo de tempo, o balanço hídrico do volume de controle é representado pela Equação (2.1).

$$\Delta A = P + AC - DP \pm RO - ET \quad (2.1)$$

em que:

ΔA é a variação do armazenamento de água no solo entre o início e o fim do intervalo de tempo (mm); P é a precipitação (mm); AC é a ascensão capilar (mm); DP é a drenagem profunda (mm); RO é o escoamento superficial (mm); e ET é a evapotranspiração (mm). Havendo suprimento extra de água por meio da irrigação I , esse termo deve ser adicionado à equação do balanço hídrico (mm).

Para a medida direta do escoamento superficial, existem técnicas e estruturas apropriadas. A variação no armazenamento de água no solo é determinado quando se conhecem os perfis de umidade do solo no volume de controle no início e fim do período considerado. Para as condições *in situ*, não existe método direto de determinação dos termos de drenagem profunda e de ascensão capilar quando a

evapotranspiração também é desconhecida. Os métodos de estimativa exigem que se conheça a condutividade hidráulica e o gradiente de potencial total da água na face inferior do volume de controle. Reichardt (1990) descreve as técnicas utilizadas nas estimativas da variação do armazenamento, drenagem profunda e ascensão capilar. Villagra *et al.* (1995) encontraram um coeficiente de variação da ordem de 40% na estimativa de evapotranspiração dos 25 pontos de um transecto de 125 mm de uma terra roxa estruturada. Esse coeficiente é função da variabilidade espacial das propriedades físicas do solo, não sendo esse método uma boa alternativa para estimar a evapotranspiração.

2) Lisimetria

Extensa revisão sobre lisímetros é apresentada por Aboukhaled *et al.* (1982) e por Allen *et al.* (1991). Lisímetro é uma estrutura que consiste de uma caixa impermeável, contendo um volume de solo, e que permite conhecer, com detalhes, alguns termos do balanço hídrico do volume amostrado. Inicialmente, os lisímetros foram concebidos para estudar a drenagem profunda e a concentração de nutrientes extraídos do volume de solo, sendo a evapotranspiração determinada como um subproduto. Com a popularização da microeletrônica, o uso de lisímetros ganhou um novo impulso na pesquisa agrometeorológica. Alguns permitem medir variações da ordem de 0,01mm, com registro contínuo. Tais lisímetros são extremamente caros, pois exigem sistemas sofisticados de medidas. Além da extensa revisão sobre lisímetros mencionada anteriormente, existem também outras referências que abordam questões construtivas de lisímetros de pesagem que podem ser encontradas em Pruitt e Angus (1960), Bergamaschi *et al.* (1991), Silva (1996) e Gomide *et al.* (1996). No outro extremo, estão os lisímetros de drenagem, que funcionam adequadamente apenas em períodos longos de observação (7 a 10 dias). Nesse tipo de lisímetro, procura-se manter a variação do armazenamento no menor valor possível por meio de irrigações freqüentes, mesmo em épocas de chuvas. Esse tipo de lisímetro é barato, mas requer cuidados especiais, com irrigações periódicas para provocar alguma drenagem. No entanto, a percolação freqüente resulta em lixiviação de nutrientes. Deve-se tomar o cuidado em repô-los na dosagem adequada para não causar crescimento diferenciado das plantas dentro e fora do lisímetro. Matematicamente, pode-se representar a evapotranspiração, utilizando-se um lisímetro de drenagem pela Equação (2.2).

$$ET = \frac{(V_a - V_p) + P}{A \cdot T} \quad (2.2)$$

em que:

ET é a evapotranspiração média da cultura (mm.d^{-1}); V_a é o volume de água aplicado (L); V_p é o volume de água percolado (L); A é a área do tanque (m^2); T é o intervalo entre medições (d); e P é a precipitação ocorrida no período considerado (mm).

Independente do tipo de lisímetro disponível é extremamente importante que as condições dentro do equipamento sejam representativas das condições externas, tanto no que diz respeito ao tipo de solo e de planta, como nas condições de umidade do solo. O tamanho da área tampão é fundamental na determinação do tipo de evapotranspiração que se está medindo. Os lisímetros medem exatamente o que está acontecendo dentro dele, e, quando mal operados, medem a evapotranspiração de oásis e não a potencial como se pretende na maioria das vezes.

2.1.1.2. Medidas Indiretas da Evapotranspiração

A estimativa da evapotranspiração por meio de equações matemáticas constitui-se no processo mais comum e usual para obter a transferência de água para a atmosfera em uma área vegetada.

Viu-se que, no item 2.1.1.1 - Medidas Diretas da Evapotranspiração, os métodos diretos (lisímetros), quando bem conduzidos, permitem a determinação da evapotranspiração de uma área vegetada com bastante confiabilidade, mas necessitam de uma infraestrutura muito específica e até certo ponto muito complexa para o fim a que se propõem, além de demandarem um tempo relativamente grande para que medições realizadas possam ser tomadas como referência. Via de regra, os lisímetros são equipamentos que ficam muito restritos a centros de pesquisas e têm a sua importância fundamental na calibração dos métodos indiretos para se estimar a evapotranspiração (Fietz *et al.*, 2005) (Sentelhas, 2001). Em virtude desse fato, a adoção dos métodos indiretos faz-se necessária pela sua maior facilidade de operação, podendo oferecer bons resultados quando utilizados criteriosamente.

De acordo com Allen *et al.* (1998), existe relação entre a evapotranspiração real medida em lisímetros e a estimada por outros procedimentos, especialmente aqueles

originados da combinação de outros métodos, como o de Penman-Montheit-FAO e o Tanque Classe “A”. Em trabalhos como os de Machado e Mattos (2000), Santiago *et al.* (2002), Fietz *et al.* (2005), desenvolvidos em diferentes regiões do Brasil, foi avaliado o desempenho de diversos métodos de estimativa da evapotranspiração potencial de referência. As conclusões variam muito entre os estudos, pois cada região apresenta características climáticas próprias, o que dificulta ao usuário decidir sobre a conveniência de qual método adotar.

De acordo com os princípios envolvidos no seu desenvolvimento, os métodos indiretos de estimativa da evapotranspiração pontual podem ser agrupados em cinco categorias, discriminadas a seguir: empírico; aerodinâmico; balanço de energia; combinado e correção de turbilhões.

1) Métodos Empíricos de Estimativa da Evapotranspiração

Empiricismo não é sinônimo de falta de qualidade, pois muitos métodos desenvolvidos e calibrados localmente produzem melhores resultados do que aqueles procedimentos mais elaborados, sob o ponto de vista físico e conceitual, supostamente mais próximos da representação da realidade. Métodos empíricos são resultantes de correlações entre a evapotranspiração medida em condições padronizadas e os elementos meteorológicos medidos em postos também padrões, sendo alguns desses métodos com aplicação potencial quase que universal. Segundo Fernandes (2006), as equações empíricas de estimativa da evapotranspiração de referência mais utilizadas são as equações de Thornthwaite (1948), Blaney-Criddle (1962), Camargo (1971), Hargreaves-Samani (1985) e do Tanque Classe A (1977), entre outras. Essas equações empíricas são muito aplicadas devido à simplicidade de suas formulações.

- **Método de Thornthwaite**

Este método foi proposto por Thornthwaite (1948) para a estimativa da evapotranspiração potencial mensal de um gramado (posto meteorológico) como um elemento climatológico, visando classificação climática. Nesse contexto, a evapotranspiração potencial mensal é tida como igual à denominada “chuva ideal”, de forma que uma região não apresente nem excesso nem deficiência hídrica durante o ano.

O conjunto de equações desenvolvido por Thornthwaite foi baseado em balanço hídrico de bacias hidrográficas e em medidas de evapotranspiração realizadas em lisímetros, utilizando apenas a temperatura do ar como variável independente. A

evapotranspiração média mensal padrão para um mês de 30 dias, e cada dia com 12 horas de fotoperíodo, foi bem representada pelas Equações (2.3), (2.4) e (2.5).

$$ET=16 \times \left(10 \times \frac{T_i}{I}\right)^a \quad T_i > 0^\circ \text{ C} \quad (2.3)$$

$$a=6,75 \times 10^{-7} \times I^3 - 7,71 \times 10^{-5} \times I^2 + 1,7912 \times 10^{-2} \times I + 0,492 \quad (2.4)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} (0,2 \times T_i)^{1,514} \quad T_i > 0^\circ \text{ C} \quad (2.5)$$

em que:

ET é a evapotranspiração média mensal padrão (mm.mês^{-1}); T_i é a temperatura média mensal ($^\circ\text{C}$); I é o índice de calor da região e que deve ser calculado com valores normais (média climatológica); o subscrito i representa o mês do ano (i.e., $i=1$, janeiro; $i=2$, fevereiro; e assim por diante).

Pereira e Pruitt (2002) geraram uma nova equação do modelo de Thornthwaite em base diária através de relações empíricas. Garcia *et al.* (2004), por sua vez, utilizaram essa equação no altiplano boliviano; Amorim (1999) integra a equação de Thornthwaite (1948) a um sistema de informação geográfica (SIG) com a finalidade de estimar a evapotranspiração para todo o Brasil. Wahnfried e Hirata (2005) aplicaram a metodologia para avaliar a recarga de aquíferos no estado de São Paulo. Cunha *et al.* (2003) estudaram o comportamento dessa equação para solos arenosos, enquanto Cunha e Guetter (2005) a utilizaram para analisar a severidade da seca no Paraná. Loukas *et al.* (2005) a empregaram conjuntamente com Blaney-Criddle (1962) para avaliar qual equação forneceria valores melhores correlacionados àqueles encontrados no cálculo da evapotranspiração real por meio do *NDVI (Índice de Vegetação da Diferença Normalizada)*. Vepraskas *et al.* (2006) utilizaram essa equação em base diária, assumindo a estimativa mensal dividida pelo número de dias do mês no modelo *DRIANMOD (modelo de drenagem - drainage model)*.

- **Método de Blaney-Criddle**

Esse método foi desenvolvido na região semi-árida dos Estados Unidos, possuindo inúmeras versões existentes. Dentre elas, será apresentada aquela modificada pela FAO e descrita por Doorenbos e Pruitt (1977). Nessa versão, esse método estima a evapotranspiração média mensal de um gramado. Sua forma é apresentada pela Equação (2.6).

$$ET=c \times \{p \times [(0,46 \times T) + 8,13]\} \quad (2.6)$$

em que:

ET é a evapotranspiração média mensal (mm.mês^{-1}); c é o coeficiente de ajuste representado pela inclinação das retas dos monogramas que são construídos em função da umidade relativa do ar mínima mensal, da razão de insolação média mensal e da velocidade média diurna do vento a 2 m de altura; p é a porcentagem do total de fotoperíodo médio diário mensal sobre o total de fotoperíodo anual; T é a temperatura média mensal ($^{\circ}\text{C}$).

Embora classificado como baseado apenas na temperatura, esse método exige também observações da umidade relativa, da velocidade do vento e da razão de insolação.

- **Método de Camargo**

Baseado nos resultados da equação de Thornthwaite, Camargo (1961; 1962) substituiu, no nomograma de Thornthwaite, o complexo índice "I" por um índice "T", que corresponde simplesmente à temperatura média anual da região. O novo índice funcionou eficazmente para regiões de clima tropical e equatorial úmidos. Por sua vez, em regiões de clima temperado ou frio, apresentando meses com temperatura média próxima ou abaixo de 0°C , o autor verificou que o índice "T" aplica-se com êxito, porém calculado a partir da temperatura média anual apenas dos meses vegetativos, com temperaturas médias positivas.

A terceira edição do boletim (Camargo, 1971) apresenta, em apêndice, nova equação, extremamente simples, para estimar a evapotranspiração potencial,

basicamente com os mesmos resultados da original de Thornthwaite. Nesse método, a evapotranspiração é dada pela Equação (2.7).

$$ET = F \times Q_0 \times T \times ND \quad (2.7)$$

em que:

Q_0 é a radiação solar extraterrestre diária expressa em equivalente de evapotranspiração (mm.d^{-1}); T é a temperatura média do período ($^{\circ}\text{C}$); F é o fator de ajuste que varia com a temperatura média anual do local (para T_m até 23°C , $F=0,01$; $T_m=24^{\circ}\text{C}$, $F=0,0105$; $T_m=25^{\circ}\text{C}$, $F=0,011$; $T_m=26^{\circ}\text{C}$, $F=0,0115$; $T_m>26^{\circ}\text{C}$, $F=0,012$); e ND é o número de dias do período.

- **Método de Hargreaves-Samani**

Métodos que utilizam somente a temperatura do ar podem ser empregados para a estimativa da evapotranspiração potencial. Normalmente, os dados de temperatura do ar de um determinado local estão mais acessíveis, permitindo que o método de Hargreaves-Samani possa ser utilizado para a estimativa da evapotranspiração, podendo ser empregado com facilidade, desde que a área estudada possua características climáticas próximas as daquela em que o método foi desenvolvido.

Usando dados obtidos em lisímetro instalado em Davis, Califórnia (clima semi-árido), com gramado, Hargreaves-Samani propuseram a Equação (2.8) para a estimativa da evapotranspiração potencial de referência.

$$ET = 0,0023 \times Q_0 \times (T_{\text{máx}} - T_{\text{mín}})^{0,5} \times (T + 17,8) \quad (2.8)$$

em que:

ET é a evapotranspiração potencial em (mm.d^{-1}); Q_0 é a radiação extraterrestre em (mm.d^{-1}); $T_{\text{máx}}$ é a temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$), $T_{\text{mín}}$ é a temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$) e T é a temperatura média diária.

Chuanyan *et al.* (2004) utilizaram-na com um *SIG (Sistema de Informação Geográfica)*. Cob e Juste (2003) aplicaram tal método em regiões semi-áridas. Garcia *et*

al. (2004) usaram essa equação no altiplano boliviano. Gavilán *et al.* (2005) a calibraram em função da amplitude térmica e do vento.

- **Método do Tanque Classe A**

Este método foi desenvolvido *USWB (Serviço Meteorológico Norte-Americano)*. Trata-se de um tanque cilíndrico construído com chapa de ferro galvanizado nº 22, com 1,21 m de diâmetro e 0,255 m de profundidade. O tanque deve ser pintado interna e externamente com tinta aluminizada, sendo instalado sobre estrado de madeira a 0,15 m da superfície do solo, geralmente numa área gramada, quando seu propósito for estimar a evapotranspiração.

O nível da água é medido num poço tranqüilizador de 0,25 m de altura e 0,10 m de diâmetro, em cuja borda se assenta um parafuso micrométrico de gancho com capacidade para medir variações de 0,01mm. Na base do tranqüilizador, há um orifício, através do qual a água penetra, mantendo o mesmo nível de fora do poço. Para se evitar derramamento pela ação dos ventos, a água deve ser mantida sempre entre 0,05 e 0,075m abaixo da borda do tanque. A Equação (2.9) mostra a evapotranspiração calculada pelo método do tanque classe A.

$$ET=K_p \times ECA \quad (2.9)$$

em que:

ET é a evapotranspiração em (mm); K_p é o coeficiente de ajuste do tanque; e ECA é a leitura obtida junto ao tanque classe A (mm).

Esse é um método bastante utilizado e recomendado pela FAO (Doorenbos e Pruitt, 1977), sendo utilizado para estimar a evapotranspiração de culturas principalmente em projetos de irrigação. Após revisão de dados experimentais obtidos em diversas regiões do mundo, portanto sob diferentes condições climáticas, Doorenbos e Pruitt (1977) apresentaram uma tabela que descreve o coeficiente de ajuste utilizado para reduzir a evaporação medida no tanque classe A. O referido coeficiente descreve variação em função das condições do tamanho e da natureza da área tampão, da velocidade do vento, e da umidade relativa do ar. Deve-se notar que esse coeficiente desenvolvido por Doorenbos e Pruitt (1977) para a estimativa da evapotranspiração de

referência difere do coeficiente de ajuste definido por Sleight (1917) para a estimativa da evaporação de um lago. A diferença deve-se, em grande parte, à combinação dos efeitos causados por três fatores: albedo, rugosidade da superfície, e resistência estomática das plantas. A vegetação tem albedo maior que a água, resultando em menos energia disponível para a conversão em calor latente. A maior rugosidade da vegetação aumenta o turbilhonamento e o transporte atmosférico, compensando, em parte, a redução em energia absorvida. A resistência estomática limita a transferência da água de uma superfície vegetada para a atmosfera, o que não acontece com o tanque.

De acordo com Doorenbos e Kassam (1994), o coeficiente de ajuste decresce à medida que a velocidade do vento aumenta, evidenciando o efeito do poder evaporante do ar em todas as condições de umidade relativa e de bordadura. Observa-se, também, que o coeficiente do tanque aumenta quando a umidade relativa do ar aumenta. Para permitir interpolação dos valores tabelados e também o uso em sistemas automatizados de obtenção de dados, Snyder (1992) propôs uma regressão de acordo com a Equação (2.10).

$$K_p = 0,482 + 0,024 \times \ln(F) - 0,000376 \times U + 0,0045 \times UR \quad (2.10)$$

em que:

K_p é o coeficiente de ajuste; F é a distância da área de bordadura (m); U é a velocidade do vento (km.d^{-1}); UR é a umidade relativa média do ar para o dia de interesse (%).

O tanque classe A tem sido utilizado, principalmente, em estudos nacionais. Entre esses trabalhos, estão Silveira *et al.* (1998) com seus estudos de modelagem para pequenas bacias sem dados ou destituídas de monitoramento. Os autores mencionam o uso da evapotranspiração observada através do uso do tanque evaporimétrico. Varella e Campana (2000) citam a escassez de dados e utilizam a evapotranspiração climatológica obtida pelo tanque classe A para estimar a evapotranspiração mensal. Brun e Tucci (2001) depararam-se com a falta de dados meteorológicos no reservatório hidroelétrico de Passo Fundo-RS. Em toda bacia, havia somente um posto com disponibilidade de dados. Dessa forma, a equação do tanque classe A foi utilizada para toda a bacia. Mine e Tucci (1999) relatam a falta de dados disponíveis para o cálculo da evaporação e

evapotranspiração na região de Foz do Areia, onde existe um aproveitamento do setor elétrico. Montenegro *et al.* (2002) incorporaram esse método ao modelo WAVE, enquanto Silans *et al.* (2000) fizeram o mesmo no modelo AÇUMOD. Medeiros (2005) utilizou o método para avaliar seu desempenho na estimativa da evapotranspiração real, correlacionando-o com medições de lisímetros. Montenegro *et al.* (2003a e 2003b) utilizaram o tanque classe A em um estudo sobre águas subterrâneas salinas e zona saturada em açudes. Albuquerque *et al.* (2003) utilizaram essa equação em um sistema de reservatórios em Pernambuco. Fernandes *et al.* (2003) aplicaram o tanque evaporimétrico para estimar a evapotranspiração no modelo MSD-30. Lima *et al.* (2003) também utilizam o tanque para modelagem, aplicada à bacia do rio Grande. Meireles *et al.* (2005) aplicaram o referido método para estudo de salinidade em rio no Ceará. Monteiro e Montenegro (2003) modelaram um aquífero freático em Pernambuco.

2) Método Aerodinâmico de Estimativa da Evapotranspiração

Este é um método micrometeorológico, com embasamento físico e teórico da dinâmica dos fluidos e transporte turbulento. Cabe notar que o escoamento atmosférico acima de uma superfície natural rugosa é predominantemente turbulento, onde existe mistura contínua na camada de ar que interage com a superfície. Nessas condições, a densidade de fluxo (F) de uma propriedade atmosférica qualquer (X) por unidade de volume pode ser apresentada por uma equação de difusão. A Equação (2.11) amostra a referida equação de difusão.

$$F = -K_x \times \frac{dX}{dz} \quad (2.11)$$

em que:

F é a densidade de fluxo; K_x é o coeficiente de transporte turbulento; X é uma propriedade atmosférica qualquer; e z é a altura acima da superfície.

Essa equação é uma extensão da lei de Fick da difusão molecular, e algumas analogias adotadas são aproximadas. Portanto, conhecendo-se o perfil de variação de X com z , determina-se dX/dz a qualquer altura, bastando, então, conhecer K_x e F . Entretanto K_x é um coeficiente com características peculiares que depende também das condições do escoamento. Essas características exigem que K_x seja determinado em

cada instante e situação, sendo, portanto, uma propriedade do escoamento e não do fluido, como é o normal nos processos de difusão molecular. Logo, é possível perceber que essa equação é mera representação matemática de um processo físico. No entanto, esse método é utilizado em pesquisas micrometeorológicas, e existem algumas maneiras de contornar esse problema. Quando a propriedade transportada é o calor latente (λE), temos as Equações (2.12), (2.13) e (2.14).

$$F = \lambda E \quad (2.12)$$

$$X = \rho \lambda q \quad (2.13)$$

$$K_x = K_e \quad (2.14)$$

Substituindo as Equações (2.12), (2.13) e (2.14) na Equação (2.11), tem-se a Equação (2.15).

$$\lambda E = -K_e \times \lambda \times \rho \times \frac{dq}{dz} \quad (2.15)$$

em que:

λE é o fluxo de calor latente em ($J.m^{-2}.s^{-1}$); λ é o calor latente de evaporação da água ($2,45 MJ.kg^{-1}$); ρ é a densidade do ar seco ($1,26 kg.m^{-3}$); q é a umidade específica do ar ($0,622 e_a/P$); e K_e é o coeficiente de transporte turbulento de calor latente em ($m^2.s^{-1}$). Assume-se que λ e ρ permaneçam constantes numa pequena camada de ar e durante o tempo de medida, sendo a dificuldade estimar K_e .

O transporte atmosférico das diversas propriedades é feito através dos turbilhões que se deslocam aleatoriamente acima de uma superfície, numa tendência de homogeneização das propriedades com a altura, supondo que todas as propriedades atmosféricas sejam igualmente transportadas pelo mesmo turbilhão. Esse é o princípio fundamental em que se baseia a hipótese da similaridade, ou seja, no mesmo escoamento, os coeficientes de transporte turbulento das diferentes propriedades atmosféricas são iguais. Portanto, uma solução é conhecer a densidade de fluxo de outra propriedade qualquer.

Uma propriedade de fácil medida é a velocidade horizontal do vento. Conhecendo-se o perfil do vento acima da superfície, é possível calcular o transporte de *momentum* da atmosfera para a superfície. Como mostrado pelas Equações (2.16), (2.17) e (2.18).

$$F = \tau \quad (2.16)$$

$$K_x = K_m \quad (2.17)$$

$$X = \rho \times u \quad (2.18)$$

Substituindo as Equações (2.16), (2.17) e (2.18) na Equação (2.11), tem-se a Equação (2.19).

$$\tau = -K_m \times \rho \times \frac{du}{dz} \quad (2.19)$$

em que:

τ é o transporte de *momentum* ($\text{g} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$); K_m é o coeficiente de transporte de *momentum* ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$); ρ é a densidade do ar seco ($1,26 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$); e u é a velocidade do vento ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$).

Como ρu sempre aumenta com a distância acima da superfície, o nível de maior concentração de *momentum* está sempre bastante afastado da mesma. Logo, o transporte de *momentum* é sempre no sentido para baixo, isto é, em direção à superfície. A razão entre λE e τ é dada pela Equação (2.20).

$$\frac{\lambda E}{\tau} = \lambda \times \frac{\frac{dq}{dz}}{\frac{du}{dz}} \quad (2.20)$$

Alternativamente, o transporte de *momentum* é dado pela Equação (2.21).

$$\tau = \rho \times u^2 \quad (2.21)$$

em que:

u^* é a velocidade característica de escoamento, dada pela Equação (2.22).

$$u^* = \frac{k \times \Delta u}{\ln\left(\frac{Z_2 - d}{Z_1 - d}\right)} \quad (2.22)$$

em que:

k é a constante de Von Karman (0,41); Δu é a diferença de u entre as alturas Z_2 e Z_1 ; d é o deslocamento do plano zero, que depende do tipo de vegetação. Teoricamente, d representa a altura da absorção de *momentum* pela cobertura vegetal, ou seja, onde u é zero.

Manuseando as Equações (2.19), (2.20), (2.21) e (2.22), tem-se a Equação (2.23).

$$\lambda E = \lambda \times k^2 \times \rho \times \frac{\Delta q \times \Delta u}{\left(\ln \frac{Z_2 - d}{Z_1 - d}\right)^2} \quad (2.23)$$

em que:

Δq e Δu devem ser medidos nas mesmas alturas Z_2 e Z_1 . Essa equação foi desenvolvida por Thornthwaite & Holzman (1939).

A Equação (2.24), oriunda de parte da Equação (2.23), tem dimensões de tempo por distância e é interpretada como sendo a resistência aerodinâmica que a camada de ar, entre os níveis Z_1 e Z_2 , oferece ao transporte de qualquer propriedade atmosférica.

$$r_a = \frac{\left(\ln \frac{Z_2 - d}{Z_1 - d}\right)^2}{k^2 \times \Delta U} \quad (2.24)$$

em que:

r_a é a resistência aerodinâmica ($s.m^{-1}$).

Levando em consideração a Equação (2.25), e substituindo-se q na Equação (2.23), lembrando-se que e_a e P devem estar sempre na mesma unidade, vem:

$$q \cong \frac{0,622 \times e_a}{P} = r_a \quad (2.25)$$

Obtém-se, então, a Equação (2.26), a seguir.

$$\lambda E = \frac{\lambda \times \rho \times 0,622}{P} \times \frac{\Delta e_a}{r_a} \quad (2.26)$$

em que:

λE tem como dimensão ($\text{kJ.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$).

Ou ainda, usando-se unidades mais comuns em irrigação, hidrologia e agrometeorologia, tem-se a Equação (2.27).

$$ET = \frac{M \times \rho \times 0,622}{P} \times \frac{\Delta e_a}{r_a} \quad (2.27)$$

em que:

M ajusta a escala de tempo, isto é, $M=1$, ET (mm.s^{-1}); $M=60$, ET (mm.min^{-1}); $M=3,6 \times 10^3$, ET (mm.h^{-1}); $M=8,64 \times 10^4$, ET (mm.d^{-1}). É importante notar que Δe_a representa a diferença de pressão de vapor entre duas alturas Z_1 e Z_2 .

Para determinar r_a , há de se conhecer d . Se a superfície evaporante for lisa, isto é, lago, solo descoberto, ou gramado com altura das plantas menor que 0,10 m, $d \approx 0$; ou seja, a absorção de *momentum* dá-se diretamente na superfície. Se a superfície evaporante for permeável à penetração do vento entre os obstáculos (caules, ramos, folhas, entre outros), a absorção de *momentum* dá-se em todo o perfil da vegetação.

3) Métodos de Balanço de Radiação de Estimativa da Evapotranspiração

O balanço de radiação representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície. Em condições atmosféricas normais, o suprimento principal de energia para a superfície é dado pela radiação solar. Em função do comprimento das ondas dos raios solares, a radiação solar é denominada de ondas curtas (OC). O símbolo OC_{\downarrow} significa que a radiação solar incide sobre a superfície, representando entrada de energia.

Parte da radiação incidente é refletida (OC_{\uparrow}), de acordo com o poder refletor (r) da superfície. Portanto, num dado instante ou período, o saldo (balanço) de radiação de ondas curtas é dado pela Equação (2.28).

$$BOC = OC_{\downarrow} - OC_{\uparrow} = OC_{\downarrow} \times (1-r) \quad (2.28)$$

em que:

BOC é o balanço de ondas curtas.

Nota-se que a disponibilidade de radiação solar depende de r , ou seja, se r for alto, BOC será reduzido; se r for baixo, BOC será maior. Portanto, em condições idênticas de OC_{\downarrow} , superfícies com diferentes r terão BOC diferentes.

Outra fonte de energia radiante para a superfície é a radiação emitida pela atmosfera. Pela lei de Stefan-Boltzmann, essa radiação é proporcional à quarta potência da temperatura absoluta do corpo. A superfície também emite radiação de ondas longas (OL_{\uparrow}) em função de sua temperatura. Logo, estabelece-se um balanço de radiação de ondas longas. A Equação (2.29) mostra a proposição do referido balanço.

$$BOL = OL_{\downarrow} - OL_{\uparrow} \quad (2.29)$$

em que:

BOL é o balanço de ondas longas.

Portanto, o saldo total de radiação da superfície (R_n) é dado pela Equação (2.30).

$$R_n = OC_{\downarrow} \times (1-r) + (OL_{\downarrow} - OL_{\uparrow}) \quad (2.30)$$

Cada termo dessa equação pode ser medido isoladamente com radiômetros. Essas medidas são feitas apenas em caráter intensivo em alguns experimentos, não sendo rotina em postos meteorológicos, surgindo, então, a necessidade de modelos de estimativa também para R_n . A parte de OC é mais fácil de estimar. No entanto, a parte referente às OL é bastante incerta e depende de inúmeras aproximações.

Uma aproximação significativa é aquela de se considerar a temperatura do ar como representativa também da superfície. Outra aproximação é a estimativa da emissividade atmosférica (ϵ_a) em função da concentração de vapor de água representada pela pressão parcial de vapor (e_a). A presença de nuvens também afeta significativamente o BOL . A Equação (2.31) definida por Brunt (1952) é a forma mais comum de estimativa de BOL , na escala diária.

$$BOL = -[a + b(e_a)^{0,5}] \times \sigma \times T_a^4 \times [c + d(\frac{n}{N})] \quad (2.31)$$

em que:

$a=0,56$; $b=-0,09$; $c=0,1$; $d=0,9$; n/N é a razão de insolação; T_a é a temperatura média em Kelvin (K), sendo e_a expressa em (mmHg). Essa equação foi desenvolvida com observações médias mensais, e os coeficientes a e b aqui relatados são valores médios encontrados para diversos locais. Allen *et al.* (1998) utilizam $(T_{\text{máx}}^4 + T_{\text{mín}}^4)/2$ em vez de T_a^4 . Como a temperatura da superfície é maior que a temperatura do ar, na maior parte do dia, BOL é negativo. O valor de N é dado em função da latitude do lugar e época do ano (escala mensal).

Outra maneira de estimar o saldo de radiação é por meio da razão de insolação. A Equação (2.32) mostra a referida proposição.

$$R_g = a + b \times \frac{n}{N} \quad (2.32)$$

Para Piracicaba-SP, Ometto (1981) encontrou $a=164$ e $b=198$ para o período de primavera-verão; e $a=66$ e $b=131$ para o período de outono-inverno, sendo R_g expressa na unidade ($\text{cal.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$). Para Seropédica-RJ, Carvalho *et al.* (2011) encontram a

variando entre 0,232 e 0,299 para o período de agosto a janeiro; e b variando entre 0,397 e 0,504 para o período entre abril a janeiro, sendo R_g expressa em $(MJ.m^{-2}.d^{-1})$.

O saldo de radiação é, então, utilizado pela superfície nos processos de evaporação (λE , calor latente), aquecimento do ar (H , calor sensível), do solo (G , calor sensível), das plantas (P , calor sensível) e na fotossíntese (F , fotoquímica). No entanto, o processo fotoquímico F utiliza, em média, menos que 3% de R_n , sendo quantitativamente desprezível. O calor armazenado nas plantas depende do porte da vegetação, e, no caso de plantas anuais P , também é desprezível; para florestas, esse termo pode variar entre 3% e 10% de R_n (More e Fisch, 1986). A Equação (2.33) mostra o saldo de radiação em função das variáveis descritas anteriormente e das considerações feitas.

$$R_n = \lambda E + H + G \quad (2.33)$$

- **Método da Razão de Bowen**

Como forma de estudar a partição da energia disponível, a Equação (2.34) mostra a razão de Bowen.

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad (2.34)$$

O valor de β depende fundamentalmente das condições hídricas da superfície evaporante. Se a superfície estiver umedecida, maior parte de R_n será utilizada em λE , resultando em β pequeno. Se, pelo contrário, a superfície apresentar restrição hídrica, maior parte de R_n será utilizada no aquecimento do ar, resultando em β elevado. Tanto λE como H são positivos quando fluem da superfície para o ar, e negativos no sentido contrário. Logo, para uma superfície evaporante, o sinal de β depende apenas do sinal de H . Se H for positivo, β será positivo; se H for negativo, β será negativo. Portanto, β negativo significa que está havendo transporte de calor sensível do ar mais quente para a superfície mais fria, condição de subsidência ou de inversão térmica; nesse caso, λE pode até suplantar R_n , pois H representa um condicional de energia disponível à superfície evaporante.

Com a razão de Bowen, a equação do balanço de energia, para uma vegetação de pequeno porte, pode ser escrita pela Equação (2.35).

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta}, \text{ para } \beta \neq 1 \quad (2.35)$$

À medida que β se aproxima de -1, essa equação torna-se indefinida. Resultados experimentais mostram que $\beta = -0,5$, que parece ser o limite de confiança da referida equação.

- **Método de Priestley-Taylor**

Esse método pode ser interpretado tanto como uma versão do método do balanço de energia como uma simplificação do método de Penman, onde se retém apenas o termo radiativo (diabático) corrigido por um coeficiente. Analisando dados de observações lisimétricas obtidas na ausência de advecção e com superfície úmida após chuva superior a 20 mm em até três dias antes das observações, Priestley-Taylor (1972) propuseram que a taxa potencial de evapotranspiração seja calculada de acordo com a Equação (2.36).

$$ET = \alpha \times W \times (R_n - G) \quad (2.36)$$

em que:

α é um fator de ajuste adimensional que ficou conhecido universalmente como parâmetro de Priestley-Taylor; R_n é o saldo de radiação à superfície ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$); e W é a constante de equilíbrio; e segundo Slatyer e Mcilroy (1961) denominam de evapotranspiração de equilíbrio ao produto $W.(R_n - G)$.

Vários experimentos baseados em dados micrometeorológicos resultaram em valores de α entre 1,08 e 1,34 com média de 1,26. Desde então, $\alpha = 1,26$ tem sido admitido como o valor mais provável para estimar a evapotranspiração potencial, com base em referências como Priestley-Taylor (1972); Mcnaughton e Black (1973); Davis e Allen (1973); Jury e Tanner (1975); Jackson *et al.* (1976); Kanemasu *et al.* (1976);

Shouse *et al.* (1980); Bailey e Davis(1981); Leite *et al.* (1991); Viswanadham *et al.* (1991); Pereira e Villa Nova (1992) e Cunha e Bergamashi (1994), entre outras.

Chuanyan *et al.* (2004) utilizaram essa equação com um sistema de informações geográficas (SIG) no semi-árido chinês. Gerten *et al.* (2003) implementaram Priestley-Taylor (1972) no módulo de evapotranspiração de um modelo de dinâmica de vegetação. Utset *et al.* (2003) compararam Priestley-Taylor (1972) com a Penman-Monteith-FAO (1998) no dimensionamento do sistema de irrigação para a cultura do milho em clima mediterrâneo. Kumagai *et al.* (2004) calibraram o coeficiente mencionado através da umidade do solo em experimento localizado em floresta boreal. Pereira (2004) calibrou essa equação através de um parâmetro que depende da forma da folhagem e cita que, para o experimento realizado, a nova equação de Priestley-Taylor apresentou melhores resultados que a padrão Penman-Monteith-FAO (1998). Xiaoying e Erda (2004) compararam essa equação com Penman-Monteith-FAO (1998) no semi-árido chinês. Neto e Silva (2003) utilizam Priestley-Taylor (1972) aplicado à modelagem na bacia amazônica, mas citam Penman (1948) e Penman-Monteith (1965) como boas alternativas. Coelho *et al.* (2005) incorporam esta equação ao modelo *SWAT*. Neves *et al.* (2005) a utilizaram em sub-bacias paulistas.

4) Métodos Combinados de Estimativa da Evapotranspiração

Esses métodos combinam os efeitos do balanço de energia com aqueles do poder evaporante do ar. O método de Penman (1948) foi o primeiro dessa categoria. Posteriormente, foram propostos outros métodos que são nada mais do que aproximações e extensões do método de Penman (1948). São eles: método de Slatyer e Macilroy (1961), método de Penman-Monteith (1965) e o método de Penman-Monteith-FAO (1990).

- **Método de Penman-Monteith-FAO**

Esse método é baseado na consideração que a vegetação (dossel) seja representada por uma enorme folha, além de combinar os efeitos do balanço de energia com o poder evaporante do ar. A referida teoria implica assumir que todas as folhas estão expostas às mesmas condições ambientais, embora essa não seja a condição real.

Em 1990, a FAO reuniu um grupo de 14 especialistas em evapotranspiração para rever sua publicação nominada *Irrigation and Drainage Paper 24* (Doorenbos e Pruitt, 1977). Dessa reunião, saiu resolução de adotar o método de Penman-Monteith-FAO

como mais adequado para estimar a evapotranspiração de uma cultura. As Equações (2.37) e (2.38) apresentam o método de Penman Monteith FAO, na escala horária e diária, respectivamente.

$$ET_H = \frac{0,408 \times \Delta \times (R_n - G) + \gamma \times \frac{37}{T+237} \times U_2 \times DPV}{\Delta + \gamma \times (1 + 0,34 \times U_2)} \quad (2.37)$$

em que:

ET_H é a evapotranspiração (mm.h^{-1}); Δ é a declividade da curva de pressão de vapor de saturação ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$); λ é o calor latente de evaporação (MJ.kg^{-1}); R_n é o saldo de radiação à superfície ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$); T é a temperatura média do ar ($^\circ\text{C}$); U_2 é a velocidade do vento a 2 metros de altura (m.s^{-1}); DPV é o déficit de pressão de vapor.

$$ET_d = \frac{0,408 \times \Delta \times (R_n - G) + \gamma \times \frac{900}{T+237} \times U_2 \times DPV}{\Delta + \gamma \times (1 + 0,34 \times U_2)} \quad (2.38)$$

em que:

ET_d é a evapotranspiração (mm.d^{-1}); Δ é a declividade da curva de pressão de vapor de saturação ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$); λ é o calor latente de evaporação (MJ.kg^{-1}); R_n é o saldo de radiação à superfície ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$); T é a temperatura média do ar ($^\circ\text{C}$); U_2 é a velocidade do vento a 2 metros de altura (m.s^{-1}); DPV é o déficit de pressão de vapor.

Vendrame *et al.* (2000) aplicaram a condutância estomática a essa equação para melhorar a resposta em relação aos dados observados em lisímetros. Collischonn e Tucci (2001) a utilizaram na criação de um modelo hidrológico aplicado a grandes bacias, enquanto Fleming *et al.* (2003) aplicaram-na em cálculos de transpiração em plantas de algaroba. Meller *et al.* (2005) aplicam a equação para avaliar a relação entre o regime hidrológico e a precipitação.

5) Método da Correlação Turbulenta da Estimativa da Evapotranspiração

A interação da atmosfera com a superfície resulta no aparecimento de turbilhões, que se movem aleatoriamente, mudando constantemente de posição, misturando-se com turbilhões de outros níveis. Esse processo de agitação contínua, de mistura, resulta em deslocamentos horizontais e verticais, com conseqüente transporte das propriedades atmosféricas de um ponto para outro. Se o escoamento está plenamente ajustado às características aerodinâmicas da superfície, então, os transportes são predominantemente no sentido vertical.

Um turbilhão, ao se deslocar verticalmente, induz o aparecimento de uma corrente com velocidade vertical. Por convecção, adota-se o movimento para cima como positivo, e negativo no sentido contrário. Portanto, uma corrente ascendente tem velocidade positiva, enquanto uma descendente tem velocidade negativa. Num escoamento turbulento, em função da movimentação dos turbilhões, as propriedades atmosféricas variam a cada instante. Desse modo, pode-se imaginar que o escoamento seja composto por um escoamento médio sobreposto por um escoamento turbulento. Essa maneira de representar o escoamento dá origem à teoria da perturbação, sendo também conhecida como notação de Reynolds. A referida notação tem três regras básicas: a primeira diz que a média da soma é igual à soma das médias; a segunda regra diz que a média do produto de uma constante por uma variável é igual ao produto da constante pela média da variável; e a terceira regra diz que a média do produto entre as médias de duas variáveis é igual ao produto das médias das duas variáveis. Desse modo, como a propriedade transportada é o vapor de água, tem-se a Equação (2.39).

$$\lambda E = -\lambda \times \rho \times \left(\frac{0,622}{p} \right) \times \overline{w'e'} \quad (2.39)$$

em que:

p é a pressão atmosférica local (k.Pa); e é a pressão parcial real de vapor (k.Pa).

Um turbilhão ascendente vai de um nível de maior concentração de vapor de água para outro menor; logo, há transporte de vapor de água da camada próxima à superfície para os níveis superiores. Este método só é aplicável com instrumental

sofisticado, sendo justificado apenas em projetos de pesquisa, pois necessita de medidas das flutuações instantâneas das propriedades atmosféricas.

2.1.2. Evapotranspiração na Escala da Bacia Hidrográfica

O método do *BHS* (*Balanço Hídrico Sazonal*) foi desenvolvido por Dias e Kan (1999) para estimar a evapotranspiração de uma bacia hidrográfica que atendesse, por princípio, a conservação de massa. O *BHS* é válido, em princípio, para bacias hidrográficas onde as características físicas, geomorfológicas e de cobertura vegetal sejam relativamente homogêneas. Além disso, a bacia hidrográfica não deverá apresentar falha geológica que permita a fuga de água para o lençol subterrâneo. Caso contrário, as estimativas de evapotranspiração através desse método não serão realistas, ficando superestimadas. Adicionalmente, destaca-se que o método é válido para horizontes de tempo inferiores a 1 ano e em escala não inferior à mensal (Di Bello, 2005; Gonçalves, 2008).

O comportamento da vazão no período de recessão e o armazenamento da água no solo são essencialmente influenciados pelas características do solo, de modo que quantificar a água armazenada através de medições diretas é praticamente impossível. O ponto fundamental do método *BHS* está em realizar estimativas da quantidade de água armazenada na bacia através da vazão em períodos de recessão bem definidos entre 15 e 160 dias. Segundo Dias e Kan (1999), para esse período, o erro associado ao desconhecimento do armazenamento na forma de umidade do solo é minimizado, ao passo que as mudanças no armazenamento de água subterrânea são estimadas por intermédio de um reservatório subterrâneo linear, onde a constante de tempo é obtida pela análise da recessão do hidrograma.

O balanço hídrico instantâneo de uma bacia pode ser definido pela Equação (2.40).

$$\frac{dS}{dT} = P - Q - E \quad (2.40)$$

em que:

S é o armazenamento total da bacia, como água retida na superfície (rios, lagos e reservatórios), umidade do solo (soma da água na região não-saturada, ou seja, na região

vadosa e na franja capilar) e água subterrânea (zona saturada) (mm.d^{-1}); P é a precipitação (mm.d^{-1}); Q é o escoamento (mm.d^{-1}); e E é a evapotranspiração (mm.d^{-1}).

Considerando um período de recessão na bacia hidrográfica, que compreende o número de dias em que se assume que a precipitação é praticamente nula ($P=0$), então, obtêm-se a Equação (2.41).

$$\frac{dS}{dT} = -(Q+E) \leq -Q \quad (2.41)$$

Considerando-se uma relação empírica entre armazenamento e vazão, cujos parâmetros podem ser dados através da análise da recessão, tem-se, para um reservatório linear, a Equação (2.42).

$$Q = \frac{S}{T} \quad (2.42)$$

em que:

T é uma constante temporal da recessão. Integrando a Equação (2.41) em um intervalo Δt e com base nas hipóteses de comportamento da bacia segundo um reservatório linear, conforme indica a Equação (2.42), e de evapotranspiração desprezível no tramo de recessão do hidrograma, tem-se a Equação (2.43).

$$Q(t+\Delta T) \leq Q(t) \cdot \frac{\Delta t}{T} \quad (2.43)$$

Dessa forma, T pode ser determinado através da envoltória linear superior da plotagem de $Q(t)$ versus $Q(t+\Delta t)$.

A Figura 2.1 ilustra o início e o fim do período temporal de análise de recessão, contendo os armazenamentos no primeiro dia (S_i , em mm) e no último dia (S_f , em mm). O final de uma recessão é sempre o início da seguinte, de acordo com os seguintes critérios:

- para $\Delta t < 15$ dias, se a vazão do último dia de recessão Q_f for menor do que Q_f do período anterior, considera-se a soma dos dois períodos como um único hidrograma; caso contrário, busca-se o próximo Q_f ;
- aceita-se $15 \text{ dias} < \Delta t < 60$ dias, desde que $Q_f \leq 1,0 \text{ mm/dia}$;
- somente nos casos em que $\Delta t > 60$ dias, admite-se $Q_f \leq 2,0 \text{ mm/dia}$.

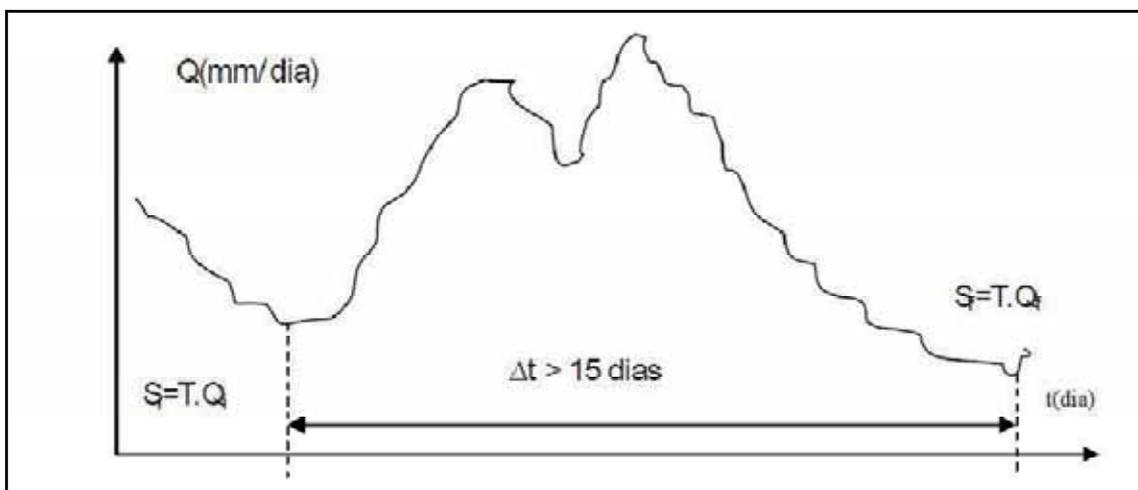


Figura 2.1 - Determinação do início e do fim do período de análise de recessão.

Fonte: DIAS e KAN (1999).

Usando-se Q_i e Q_f e a constante T calculada, determinam-se S_i e S_f , que, aplicados à equação principal de balanço hídrico através das médias, fornece o valor da evapotranspiração. Tendo em vista que a aplicação do método fornece uma seqüência de valores de evapotranspiração em períodos de tempo irregulares, e que os estudos hidrológicos exigem, muitas vezes, o cálculo do balanço em uma unidade básica temporal regular, pode-se determinar, então, a evapotranspiração mensal, por exemplo, através da ponderação de cada valor de evapotranspiração em relação ao número de dias do mês no qual é válido.

O trabalho de Dias e Kan (1999) afirma que as estimativas de sazonalidade da evapotranspiração produzidas pelo método do balanço hídrico sazonal são compatíveis, através da seleção de períodos de balanço hídrico suficientemente curtos, com os cálculos da radiação líquida mensal, da evapotranspiração potencial pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor, da diferença entre precipitação e vazão e do déficit de vapor de água. Os autores concluem o estudo com a apresentação de resultados para duas sub-bacias, rio das Cinzas e rio Jangada, afluentes do rio Paraná, demonstrando que a

aplicação da metodologia *BHS* em modelos hidrometeorológicos de evapotranspiração mensal preserva massa.

3. SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À EVAPOTRANSPIRAÇÃO

No Capítulo 3, é dedicada especial atenção na revisão da literatura disponível para avaliação da evapotranspiração por sensoriamento remoto, mediante a utilização de algoritmos associados ao emprego de imagens de satélite aplicados no geoprocessamento e recursos naturais. Posteriormente, é abordado o uso de técnicas utilizando imagens de radar para mapeamento topográfico da superfície terrestre. Na parte final do texto, são apresentadas as características de sensores mais usuais, com dados disponíveis gratuitamente, lançados mediante os programas Landsat, Modis, NOAA e CBERS, que operam nas faixas do visível e do infravermelho do espectro eletromagnético. Alguns desses sensores foram empregados em trabalhos do Programa de Engenharia Civil – COPPE/UFRJ com vistas à estimativa da evapotranspiração, como o AVHRR-NOAA (Paiva 2005) e o TM-Landsat e o Modis (Nicácio 2008). Particularmente, na presente dissertação, que enfoca o desenvolvimento de trabalhos na linha de estimativas hidrometeorológicas com suporte de medições *in situ* e sensoriamento remoto na escala da bacia hidrográfica, optou-se pelo emprego do sensor TM do satélite Landsat5 por ser uma imagem com alta resolução espacial, além da disponibilização gratuita das mesmas.

3.1. Evapotranspiração Estimada por Sensoriamento Remoto

Durante as últimas décadas, os cientistas têm demonstrado interesse crescente no uso de dados de satélites para a obtenção de informações sobre parâmetros importantes para um maior entendimento das condições da superfície terrestre em diferentes aplicações, tais como, hidrologia, meteorologia e agronomia (Bastiaanssen *et al.*, 1998a). Diante da importância de se difundir o conhecimento relacionado à estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto, diversos pesquisadores vêm publicando trabalhos relacionados ao tema.

A estimativa de evapotranspiração por meio de imagem de satélite também tem suas limitações, bastando para isso observar a grande área tomada para a obtenção deste parâmetro. No entanto, como a imagem de satélite é formada através do conjunto de dados captados por sensores imageadores, que analisam o comprimento de onda que é obtido pelo satélite dependendo do tipo de superfície imageada, é possível supor que esse tipo de estimativa possa ser, um grande avanço no processo de determinação de evapotranspiração para uma região e que o método do balanço de energia através do uso de imagem de satélite, possa ser uma boa opção.

Uma das vantagens da determinação da evapotranspiração através de imagens de satélite é a obtenção desse valor tomado píxel a píxel, ou seja, os valores de evapotranspiração poderão ser extrapolados para uma área maior ou até uma região, diferentemente do que ocorre com dados locais. Outra grande vantagem do emprego de imagens de satélites na estimativa da evapotranspiração em escala regional reside no fato de que a água utilizada no processo de evapotranspiração pode ser obtida diretamente sem a necessidade de quantificar outros parâmetros hidrológicos de difíceis determinações, como a umidade do solo, por exemplo. Este fato é bem mais acentuado nas regiões secas do globo, seja pela falta de informações, seja pela peculiaridade dos ecossistemas presentes nessas áreas (Paiva, 2005; Meireles, 2007; Nicácio, 2008; Ruhoff, 2011).

3.1.1. SEBAL

O algoritmo de balanço de energia na superfície terrestre (*SEBAL - land surface energy balance algorithm*) consiste em um procedimento que visa fazer estimativas dos componentes do balanço de energia e, por conseguinte, da evapotranspiração, baseado em combinações de relações empíricas e parametrizações físicas (Bastiaanssen *et al.*, 1998b).

O algoritmo requer como dados de entrada, para quantificar o balanço de energia e, conseqüentemente, a evapotranspiração diária, apenas as radiâncias espectrais captadas por sensores a bordo de satélites e alguns dados meteorológicos de superfície que incluem a velocidade do vento a uma altura conhecida e a temperatura do ar. A utilidade do *SEBAL* na gestão de recursos hídricos inclui a capacidade de quantificar as perdas reais de água de uma bacia com alta distribuição espacial e temporal, o que é extremamente necessário em modelagem hidrológica e possibilita uma gestão mais racional de uma bacia hidrográfica.

Segundo Bastiaanssen *et al.* (1998a), a formulação do algoritmo *SEBAL* teve como objetivo principal suprir a carência de algoritmos para essa aplicação, em escala regional, pois os algoritmos clássicos que usam produtos do sensoriamento remoto até então existentes e que eram baseados em medidas de temperatura de superfície em combinação com outros parâmetros hidrometeorológicos espacialmente constantes, eram insatisfatórios para avaliar os fluxos de superfície em macroescala. De acordo com Nicácio (2008), o *SEBAL* possui várias etapas seqüenciais e somente para a obtenção do balanço de radiação são requeridas onze etapas, onde, em cada uma delas, é feito o

cômputo de uma ou mais variáveis necessárias para a etapa seguinte. Essa seqüência deve ser seguida de maneira a minimizar todos os erros de cálculo.

Nesse sentido, diversos pesquisadores vêm estimando a evapotranspiração através da combinação de imagens de satélite com o algoritmo *SEBAL*. Por exemplo, Andrade (2008) fez uso de imagens orbitais dos sensores *MODIS* – Terra e TM Landsat5 numa aplicação do *SEBAL* para obtenção dos fluxos de energia na superfície e, por conseguinte, na determinação da evapotranspiração e da produção de biomassa da cana-de-açúcar na fazenda Boa Fé, localizada no Triângulo Mineiro, mais especificamente no município de Conquista/MG. Segundo o autor, os resultados obtidos demonstraram que o algoritmo *SEBAL* teve bom desempenho em escala regional na estimativa dos fluxos de energia e produção de biomassa da cultura da cana-de-açúcar, com potenciais para ser aplicado em áreas onde a disponibilidade de dados meteorológicos é limitante.

A partir de Ruhoff (2011), pode-se também ilustrar a aplicação do algoritmo *SEBAL* mediante o emprego de imagens Modis. Nesse trabalho, o autor avaliou a acurácia das estimativas da evapotranspiração baseadas em modelos de sensoriamento remoto quando comparadas a medições pontuais obtidas a partir de torres de fluxo e a partir do fechamento do balanço hídrico. Foi selecionado o *SEBAL* para escalas locais e Regionais, enquanto que para escalas continentais e globais utilizou-se o algoritmo *MOD16*. Em relação ao algoritmo *SEBAL*, a metodologia empregada apresentou bons resultados tanto nas estimativas pontuais dos fluxos de calor latente quanto em relação ao fechamento do balanço hídrico em grandes áreas. Em relação ao algoritmo *MOD16*, verificou-se que as estimativas de evapotranspiração apresentam melhores resultados ao longo prazo e em grandes áreas. O autor sugere que os algoritmos *SEBAL* e *MOD16* podem capturar razoavelmente bem as respostas da vegetação em relação à variabilidade espacial e temporal em larga escala, considerando ainda que esses algoritmos podem ser aplicados desde escalas regionais até escalas globais, indicando um potencial significativo no monitoramento espacial e temporal do processo de evapotranspiração de forma contínua e sistemática a partir de informações obtidas por sensoriamento remoto.

3.1.2. METRIC

O modelo *METRIC*, detalhado em Allen *et al.* (2005) e em Tasumi *et al.* (2005), representa uma variação do modelo *SEBAL*. Os algoritmos utilizados no modelo

METRIC são muito similares àqueles usados no *SEBAL*. A principal diferença entre os dois modelos está associada ao cálculo da densidade de fluxo de calor sensível. Em ambos os modelos, a transferência de energia para as camadas atmosféricas é modelada a partir do conhecimento dos dados de velocidade do vento e temperatura radiométrica da superfície.

Segundo Folhes (2007), no modelo *METRIC*, as mesmas conjecturas são feitas para o píxel caracterizado como representativo do estado quente ou seco, contudo a determinação da diferença de temperatura associada ao píxel identificado como úmido não obedece ao mesmo procedimento usado no modelo *SEBAL*. O modelo *METRIC* admite que, neste píxel, que deve estar associado a uma cultura em pleno estágio de desenvolvimento, o valor de dT não é exatamente igual a zero, ou seja, supõe-se que o valor da evapotranspiração de uma área ocupada por uma cultura agrícola de ciclo curto, irrigada e em pleno vigor vegetativo, de onde é selecionado o píxel úmido, seja expresso pelo produto entre a evapotranspiração da cultura de referência e o coeficiente de cultura.

Ainda de acordo com Folhes (2007), outra importante diferença entre os modelos *SEBAL* e *METRIC* é com relação ao método adotado para extrapolar a densidade de fluxo de calor latente das culturas a valores de lâmina de água acumulados nas 24 horas do dia correspondente à aquisição da imagem. Para resolver a integração da evapotranspiração de cada píxel no tempo, o modelo *SEBAL* utiliza a fração evaporativa, supondo que o seu valor correspondente à hora da aquisição da imagem é similar ao valor médio das 24 horas do dia referente à data da imagem, ou seja, a fração evaporativa é relativamente constante ao longo do dia.

De acordo com Allen *et al.* (2005), o aumento da advecção ou da velocidade do vento que normalmente acontece no período da tarde, sobretudo em climas áridos ou semi-áridos, ocasiona subestimativa da evapotranspiração em 24 horas quando obtida por meio da hipótese da fração evaporativa constante ao longo do dia. Por esse motivo, o modelo *METRIC* utiliza outra alternativa para extrapolar os valores de evapotranspiração a valores de evapotranspiração em 24 horas, que se baseia na fração da evapotranspiração de referência. A referida fração é calculada para cada píxel da imagem e, assim como a razão da fração evaporativa, também é considerada constante ao longo do dia. Trezza (2002) apresentou resultados obtidos a partir de medidas lisimétricas, tendo observado que a razão F , em relação à fração evaporativa, resolve melhor os efeitos da advecção e das mudanças dos elementos meteorológicos.

3.1.3. SEBES

O *SEBS* (*surface energy balance system*) é um método que foi desenvolvido para a estimativa da turbulência atmosférica, utilizando dados de observação por satélite. Esse método consiste de um conjunto de ferramentas para a determinação de parâmetros físicos, a saber: albedo da superfície, emissividade atmosférica, temperatura, tipo de cobertura, reflectância e radiância.

Como informações iniciais, o *SEBS* requer três conjuntos de dados. O primeiro grupo é o albedo, emissividade, temperatura, tipo de vegetação e indicador de cobertura parcial e área foliar com sua respectiva altura da vegetação sobre a superfície da terra. Quando as informações de vegetação não estão disponíveis, o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada é usado como um substituto. O segundo conjunto de dados inclui a pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade do ar e velocidade do vento em uma referência de altura. Esses conjuntos de dados podem variar para um modelo que opere em grande escala meteorológica. O último conjunto de dados inclui a radiação solar e o comprimento de onda da radiação. No *SEBS*, a velocidade de fricção, calor sensível e do grau de estabilidade de Monin-Obukhov são obtidos através da resolução de um sistema de equações não-lineares.

3.2. Geoprocessamento e Recursos Naturais

A aplicação do geoprocessamento em conjunto com imagens de satélites no mundo mostrou-se, nas últimas décadas, um instrumento de fundamental importância nos estudos que envolvem conhecimento do balanço de energia, do monitoramento da disponibilidade hídrica, identificação de áreas de queimadas e desmatamentos, entre outros, principalmente através dos trabalhos desenvolvidos por Bastiaanssen (1998a e 1998b) e por Allen *et al.* (1998). Dessa forma, pesquisadores dos diversos países procuraram conhecer melhor a técnica a fim de modelá-la e aplicá-la a sua realidade, permitindo melhor conhecer os processos hidrológicos.

As imagens de satélites passaram a representar uma das formas mais adequadas de monitoramento ambiental, quer em escala local quer em escala global, pois enseja obter resultados satisfatórios sobre análises de fenômenos naturais em diversas áreas da ciência. A crescente utilização do sensoriamento remoto integrado ao geoprocessamento é observada por se tratar de uma técnica cada vez menos onerosa e de fácil acesso à comunidade científica. Além disso, a maior vantagem desses métodos relativamente recentes de aquisição de informações em relação aos métodos convencionais que

quantificam os diversos processos do ciclo hidrológico é que há a possibilidade de se trabalhar de maneira especializada sem que se comprometa a qualidade dos resultados, bastando apenas escolher qual ou quais dos satélites ou sensores serão utilizados durante as análises. Medidas de sensoriamento orbital podem proporcionar informação regular sobre as condições hidrológicas e agrícolas da superfície da terra para vastas áreas. A capacidade do sensoriamento remoto de identificar e monitorar o crescimento vegetativo e outros parâmetros biofísicos relacionados tem experimentado um grande avanço nos últimos 20 anos, apesar de vários casos ainda permanecerem sem solução ou com resultados limitados.

Diante do exposto, a evapotranspiração é um elemento da mais alta importância, pois, sendo um dos principais componentes do ciclo hidrológico, sua estimativa, com maior confiabilidade, possibilitará um melhor entendimento sobre o balanço hídrico, e conseqüentemente um melhor planejamento na utilização desse recurso tão importante.

3.2.1. Albedo da Superfície

O conhecimento do albedo da superfície é um importante parâmetro a ser determinado na aplicação de técnicas de sensoriamento remoto, pois é utilizado como parâmetro de entrada na determinação do balanço de radiação da superfície. Novas (2008) definiu o albedo como a razão entre a irradiância refletida e a incidente, afirmando ainda que esse parâmetro é uma medida indireta da energia solar absorvida pela superfície. Essa energia absorvida é usada para aquecer a superfície ou evaporar a água diretamente do solo ou via evapotranspiração. A superfície aquecida, ao se resfriar, eleva a temperatura da camada de ar adjacente por convecção, por radiação em comprimentos de onda no infravermelho para a atmosfera, ou por transferência condutiva para as camadas sub-superficiais.

O albedo varia com o tipo de alvo sobre o qual a radiação incide, com as condições das superfícies e do solo (textura arenosa, textura argilosa, seco, úmido, exposto ou com cobertura vegetativa), e nas áreas vegetadas, incluindo a fase de desenvolvimento e o porte da vegetação. Pode ainda variar de acordo com a quantidade de material orgânico no solo, podendo ser medido localmente ou obtido por sensoriamento remoto. Devido a sua cobertura global repetitiva, o sensoriamento remoto fornece a informação mais promissora para estimar albedo regional e global, e já há muitos algoritmos utilizados operacionalmente para a recuperação do albedo da superfície através de dados de sensoriamento remoto. Os satélites medem a reflectância

espectral, em bandas estreitas, no topo da atmosfera. A conversão de múltiplas reflectâncias em bandas estreitas em uma única banda é um procedimento em que a radiação solar espectral incidente, em cada banda, é ponderada por um fator de proporcionalidade. O albedo planetário é obtido pela integração dessas ponderações, enquanto o albedo da superfície é estimado em função do albedo planetário e da transmitância atmosférica de onda curta (Novas, 2008).

Estimativas do albedo da superfície por diferentes satélites são apresentadas por Daughtry *et al.* (1990), Saunders (1990), Hall *et al.* (1991), Arino *et al.* (1992), Bastiaanssen *et al.* (1998a), Jupp (1998), Grover *et al.* (2000), Fox *et al.* (2000), Lucht e Lewis (2000), Muramatsu *et al.* (2000), Liang (2000), Parlow, (2000), Roerink e Monenti (2000), Xue *et al.* (2000), Yang (2000), Wang *et al.* (2000), Jacob *et al.* (2002), Leeuwen e Roujean (2002), Pokrovsky e Roujean (2002), Hurtt *et al.* (2003), Pokrovsky *et al.* (2003), Davidson e Wang (2004) e Fang *et al.* (2004).

3.2.2. Balanço de Radiação na Superfície

O Sol é a principal fonte de energia para diversos processos naturais que ocorrem na superfície terrestre. A energia utilizada nos processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, na transferência de vapor de água da superfície para a atmosfera e no metabolismo das plantas, é proveniente da radiação solar. Nesse sentido, é importante estudar a partição dos componentes do balanço de radiação na superfície e, sobretudo, aqueles relacionados com as perdas de água para a atmosfera em virtude da crescente demanda sobre a água doce e da conseqüente otimização dos mecanismos de gestão dos recursos hídricos (Gomes, 2009).

Essa energia chega à superfície terrestre, com sua intensidade sendo decomposta ao longo de sua trajetória devido às várias propriedades da radiação solar, que, em contato com os corpos, pode ser absorvida, refletida ou transmitida, gerando, com isso, um fluxo de calor. A estimativa dessa energia por sensoriamento remoto requer informações sobre a emissividade da superfície e conteúdo de vapor de água na atmosfera em todo o caminho ótico referente à visada do satélite. As principais metodologias de correção atmosférica são descritas em Becker e Li (1990), Sobrino *et al.* (1991), Kerr *et al.* (1992), Li e Becker (1993), Coll *et al.* (1994a), França (1994), Caselles *et al.* (1997), Goita e Royer (1997), Vázquez *et al.* (1997), Gu e Gillespie (2000), Kant e Badarinath (2000), Schmugge *et al.* (2002), Bhattacharya e Dadhwal

(2003), Schroedter *et al.* (2003), Sobrino e Kharraz (2003), Han *et al.* (2004), Payan e Royer (2004), Sobrino *et al.* (2004), Wan *et al.* (2004a) e Wan *et al.* (2004b).

O balanço de radiação superficial terrestre é obtido pela contabilização da radiação de onda curta e de onda longa que incide e que deixa a superfície. Esse saldo entre a quantidade de energia radiante incidente na superfície terrestre e a quantidade de energia radiante emergente representa a quantidade de energia disponível para os processos de aquecimento da atmosfera, do solo, da água e da evapotranspiração. Essa radiação pode ser medida em superfície ou estimada por parametrizações que corrigem os efeitos do espalhamento, da reflexão e da absorção da atmosfera, na radiância registrada pelo satélite. Esses algoritmos são baseados em modelos de transferência radiativa (Bastiaanssen, 1998). Algoritmos simplificados e mais ou menos empíricos têm sido desenvolvidos e testados (Lourens *et al.*, 1995; Diak *et al.*, 1996). Metodologias de estimativa da radiação solar global são apresentadas por Tarpley (1994), Valient *et al.* (1995), Bastiaanssen *et al.* (1998a), Jupp (1998), Xue *et al.* (2000), Parlow (2000), Roerink e Monenti (2000) e Wang *et al.* (2000), Clerbaux *et al.* (2003), Gastellu – Etchegorry *et al.* (2004), Ma (2003), Houborg e Soegaard (2004) e Kandirmaz *et al.* (2004).

O balanço de ondas longas é geralmente obtido em função da lei de Stefan-Boltzman aplicada à atmosfera e à superfície (Diak *et al.*, 1994; Tarpley, 1994; Bastiaanssen *et al.*, 1998a; Jupp, 1998; Parlow, 2000; Yang, 2000; Yunhao *et al.*, 2003). A radiação de ondas longas incidente na superfície, oriunda da emissão atmosférica, varia de acordo com o conteúdo de vapor de água na atmosfera. Segundo Daughtry *et al.* (1990), a emissividade da atmosfera pode ser estimada em função da temperatura do ar e da pressão de vapor de água (Bastiaanssen, 1995; Parlow, 2000). O perfil de vapor de água na atmosfera pode ser obtido por sondadores atmosféricos a bordo de diferentes satélites (Bastiaanssen, 1995; Bastiaanssen, 1998).

Paiva (2005), Ataíde (2006), Meireles (2007) e Nicacio (2008), por exemplo, mostraram que a temperatura e a reflectância da superfície determinadas através de imagens de satélite nas regiões do espectro visível e infravermelho próximo, juntamente com dados meteorológicos obtidos na área de interesse, fornecem subsídio para o cálculo de três componentes do balanço de energia na superfície. São eles: saldo de radiação R_n , fluxo de calor no solo G e Fluxo de Calor Sensível H . De posse das informações de R_n , G , H e em condições não advectivas, pode se estimar o fluxo de calor latente LE .

3.2.3. Fluxo de Calor no Solo

Segundo Folhes (2007), do ponto de vista energético, o fluxo de calor no solo representa um processo de transferência de energia por condução. Esse termo do balanço de energia corresponde a um elemento de armazenamento, que atua como absorvedor de calor durante períodos de alta radiação (período diurno), e como fonte de calor durante períodos sem radiação (período noturno).

O fluxo de calor no solo é basicamente obtido por medidas em superfície, ou estimado empiricamente, podendo ser uma função de índices de vegetação, da temperatura e do albedo da superfície. Pode-se citar os trabalhos de Choudhury e Idso (1987), Daughtry *et al.* (1990), Kustas e Daughtry (1990), Kustas *et al.* (1993), Bastiaanssen (1995), Anderson *et al.* (1997), Kustas e Norman (1999), Fox *et al.* (2000), Roerink e Monenti (2000), Yunhao *et al.* (2003) e Nicácio (2008). Em geral, esses trabalhos sugerem que medidas de campo em diferentes tipos de superfícies, sob uma extensa gama de condições ambientais, sejam realizadas para testar a universalidade da relação proposta.

A partir da estimativa do saldo de radiação à superfície, é possível calcular o fluxo de calor no solo. O saldo de radiação é distribuído em três partições, a saber: fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e fluxo de calor no solo. O fluxo de calor no solo é a primeira dessas partições a ser calculada, e é definido como a porção do saldo de radiação destinada ao aquecimento do solo. No *SEBAL*, o valor de G ($W.m^{-2}$) é calculado em função do saldo de radiação, albedo e temperatura da superfície, em graus Celsius, e o *NDVI*.

3.2.4. Fluxo de Calor Sensível

Segundo Brunsel e Gillies (2003), um dos principais focos na obtenção do balanço de energia à superfície por sensoriamento remoto tem sido a estimativa do fluxo de calor sensível. A principal razão é a promissora obtenção do campo de temperatura radiométrica da superfície como aproximação para a temperatura da fonte de calor, que não pode ser mensurada por sensoriamento remoto. No entanto, a temperatura radiométrica da superfície é uma composição da temperatura de todos os elementos dentro de um pixel. As metodologias que utilizam a temperatura radiométrica da superfície no lugar da temperatura da fonte de calor podem introduzir erros significativos nas estimativas do fluxo de calor sensível, devido ao fato da densidade e arquitetura da vegetação, aliadas ao ângulo de visada do radiômetro, ter efeitos

significativos na observação da temperatura radiométrica, fazendo com que a estimativa da temperatura da fonte de calor, em função da temperatura radiométrica, seja problemática.

Vários esforços foram empreendidos na obtenção de uma relação entre a temperatura da fonte de calor e a temperatura radiométrica. Hall *et al.* (1991) avaliaram a habilidade da inferência da temperatura da fonte de calor em função da temperatura radiométrica da vegetação obtida por sensoriamento remoto. Os resultados mostram que a temperatura radiométrica superestimou a temperatura da fonte de calor em aproximadamente 2,0°C. Chehbouni *et al.* (1996) usaram um modelo empírico que relata a diferença entre a temperatura do ar e da fonte de calor em função da diferença entre as temperaturas radiométricas e do ar e do índice de área foliar. Essa relação foi usada para estimar o fluxo de calor sensível em uma vegetação esparsa durante o experimento *HAPEX – Sahel*. Segundo os autores, embora os resultados sejam promissores, são necessárias maiores investigações para testar a aplicação do método em condições diversas. Chehbouni *et al.* (1997) desenvolveram uma relação entre essas temperaturas em função de medidas do índice de área foliar. Essa aproximação tem uso limitado pela possibilidade de não ser uma solução universal para o problema, além de necessitar de medidas que não são rotineiramente obtidas. Vukovich *et al.* (1997) converteram a temperatura radiométrica da superfície em temperatura da fonte de calor usando um modelo empírico. Havstad *et al.* (2000) utilizaram modelos de balanço de energia que estimam a temperatura da superfície por sensoriamento remoto, sugeridos por Norman *et al.* (1995b) e Chehbouni *et al.* (1996), que ajustam as diferenças entre as temperaturas radiométricas e as temperaturas da fonte de calor. No entanto, é necessário determinar quão universais essas aproximações são, e para quais condições de cobertura da superfície elas podem ser aplicadas. Esforços continuam sendo empreendidos na tentativa de se solucionar a questão da estimativa do fluxo de calor sensível por sensoriamento remoto. Nessa linha de pesquisa, pode-se citar os trabalhos de Brunsell e Gillies (2003), Kustas *et al.* (2003), Yunhao *et al.* (2003), Jiang e Islam (2003), Diak *et al.* (2004), Jo *et al.* (2004) e Kustas *et al.* (2004) e Merlin e Chehbouni (2004).

O cálculo do fluxo de calor sensível (H) é a etapa mais laboriosa e que requer o maior cuidado na implementação do algoritmo *SEBAL*, não somente pelas considerações supracitadas, mas também pelas hipóteses que são estabelecidas para a obtenção dessa variável. Um exemplo dessas hipóteses é a relação linear entre a diferença de temperatura e a temperatura da superfície na imagem a ser analisada. Essa

hipótese está diretamente relacionada à escolha dos pixels âncoras, que devem ser selecionados de maneira cuidadosa, já que representarão as condições extremas de temperatura e de umidade na área de interesse. A metodologia para a escolha do pixel frio e do pixel quente está apresentada no item 4.3.13.1.

3.2.5. Índices de Uso e Cobertura da Superfície Terrestre

Nas últimas décadas, com o advento do sensoriamento remoto, tornou-se possível o monitoramento da evolução espacial e temporal das mudanças do uso e do tipo de cobertura da superfície terrestre. Atualmente, existe uma variedade bastante diversificada desses índices, que estão sendo utilizados para ajudar na melhor diferenciação da superfície.

O índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI) indica o estresse ambiental causado pelo impacto climático regional (Paiva, 2005). Esse índice tem uma relação inversa com a temperatura, onde tem se verificado que, para *NDVI* próximos de 1, a temperatura tende a ser menor, enquanto, para *NDVI* próximos de zero, a temperatura tende a ser maior. Em superfícies como solo, asfalto e concreto, o valor de *NDVI* aproxima-se de zero. As superfícies vegetativas têm maior valor de *NDVI* em função da maior absorção da banda 1, pela clorofila, nas folhas verdes e, da alta reflectância da banda 2, em face da turgidez das folhas saudáveis.

O *SAVI* (*índice de vegetação ajustado ao solo*) é um índice que deriva do *NDVI*. O *SAVI* foi proposto por Huete (1988) com o intuito de minimizar o efeito do solo, que originalmente incide no *NDVI*. Existe outro índice bastante consagrado na literatura chamado de *LAI* (*índice de área foliar*). O *LAI* foi concebido como sendo a razão entre a área foliar do dossel e a unidade de superfície projetada no solo, constituindo-se em uma variável biofísica que está diretamente relacionada com a transpiração e com a produtividade e, indiretamente com a eficiência de uso de água. Por se tratar de uma característica inerente às espécies, o *LAI* pode ser influenciado por fatores ambientais.

3.3. Mapeamento da Superfície Terrestre por Imagem de Radar

A utilização de *MDE* (*modelo digital de elevação*) permite o cálculo de variáveis associadas ao relevo com rapidez e precisão, permitindo trabalhar em extensas áreas com alta resolução espacial, sem perda significativa do tempo de processamento envolvido.

A missão de mapeamento topográfico da superfície terrestre por radar (*shuttle radar topography mission* - SRTM) (Farr e Kobrick, 2000; van Zyl, 2001; Rabus *et al.*, 2003; Farr *et al.*, 2007) foi realizada em conjunto pela agência espacial norte-americana *NASA* (*National Aeronautics and Space Administration*), pela *NGA* (*National Geospatial-Intelligence Agency*), pelo *DoD* (*Departamento de Defesa dos Estados Unidos*) e pelas agências espaciais alemã *DLG* (*Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt*) e italiana *ASI* (*Agenzia Spaziale Italiana*), em fevereiro de 2000, para mapear o relevo da área continental da Terra com a tecnologia *InSAR* (interferometria de radar de abertura sintética), entre 60° de latitude norte e 54° de latitude sul, o que corresponde à aproximadamente 80% das áreas emersas do planeta. Os princípios da *InSAR* foram desenvolvidos no início dos anos 1980 (Zebker e Goldstein, 1986). A altitude de um ponto na superfície terrestre pode ser determinada a partir da diferença de fase entre reflexões de um mesmo sinal de radar captado por dois receptores distantes um do outro (Rabus *et al.*, 2003). No caso da missão *SRTM*, os canais principais de transmissão e recepção para as bandas C e X foram posicionados na área de carga do ônibus espacial *Endeavour*, enquanto que as antenas secundárias (somente recepção) foram colocadas na extremidade de um mastro retrátil de 60 m de comprimento. Para uma descrição detalhada de interferometria de radar de visada lateral, consultar Bamler e Hartl (1998).

Os dados brutos foram processados pela *NASA* e, apesar de obtidos com resolução espacial de 1 segundo de arco (aproximadamente 30 m no equador), estão disponíveis com esse nível de detalhe apenas para a área dos Estados Unidos. Para os outros países, houve uma reamostragem dos dados para 3 segundos de arco (aproximadamente 90 m) de resolução espacial. O produto final possui precisão vertical global de ± 16 m e horizontal de ± 20 m (Rabus *et al.*, 2003). Para a América do Sul, a precisão vertical é de 6,2 m e a horizontal de 9,0 m (Rodriguez *et al.*, 2006). O produto é georreferenciado ao *datum WGS84* em coordenadas geográficas decimais e pode ser obtido via Internet. Os dados para o território brasileiro processados pela *EMBRAPA* (*Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária*) (Miranda, 2005) estão disponíveis segundo a articulação das folhas topográficas em escala 1:250.000.

Deve-se levar em conta que o resultado das técnicas empregadas na missão *SRTM* é a geração de *MDEs*, pois os sinais de radar são refletidos, por exemplo, pelo dossel das árvores em áreas densamente florestadas e não pelo terreno subjacente. Os termos *MDT* (*modelo digital de terreno*) e *MNT* (*modelo numérico de terreno*) devem

ser reservados para casos onde o modelo é produzido a partir de valores de altitude do nível do solo, obtidos, por exemplo, em mapas topográficos (curvas de nível), levantamentos por *GPS* (*sistema de posicionamento global*) ou por *LiDAR* (*altimetria a laser*).

Uma característica importante a ser observada é a metodologia empregada na reamostragem dos dados originais para 3 segundos de arco. Os dados distribuídos pelo *USGS* (*Serviço Geológico dos Estados Unidos*) foram gerados a partir da média dos valores originais, em uma janela de 3x3 píxeis, o que resulta em um modelo suavizado com relação ao original. Os dados disponibilizados pela *NASA* foram gerados a partir do valor do píxel central da janela 3x3 e, portanto, possuem informações dos dados originais. Os modelos *SRTM30_PLUS* (Becker e Sandwell, 2007) consistem em um modelo global com resolução espacial de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km), criado a partir da fusão de dados de diversos projetos.

Nas áreas continentais, o modelo utiliza principalmente os dados do *USGS SRTM30*, com uma reamostragem para 1 km dos dados *SRTM* originais. Para as áreas em altas latitudes, onde não há dados *SRTM*, foi utilizado o modelo *GTOPO30*. A área oceânica é baseada no modelo global de Smith e Sandwell (1997), com resolução espacial de 1 minuto, entre as latitude $\pm 72^\circ$. Modelos de mais alta resolução foram incorporados a partir dos projetos *LDEO* (*ridge multibeam synthesis project*) e *NGDC* (*coastal relief,odel*). A batimetria do Ártico deriva da *International Bathymetric Chart of the Oceans* (Jakobsson *et al.*, 2000).

A resolução de aproximadamente 90 m dos dados *SRTM* disponíveis pode ser considerada razoável para análises em escalas pequenas ou médias, mas não pode ser aplicada em estudos de detalhe. Uma alternativa viável consiste em interpolar os dados originais com uma resolução maior, ou seja, para obter células de tamanho menor ao original. Essa abordagem não aumentará o nível de detalhe do modelo resultante, porém resultará em uma superfície com coerência de suas propriedades angulares (declividade, orientação de vertentes, entre outras) entre as células vizinhas.

Valeriano *et al.* (2006), ao estudarem pequenas bacias de drenagem na Amazônia, propõem uma metodologia para a reamostragem dos modelos *SRTM* baseada na interpolação por krigagem. A krigagem é uma técnica geoestatística utilizada para interpolar o valor de uma variável em pontos não amostrados a partir dos valores de pontos amostrados próximos. A influência que cada valor original exerce sobre o valor interpolado é determinada pela função variograma. O gráfico do variograma (ou semi-

variograma) para superfícies com variações suaves, tais como a superfície do nível freático ou da topografia, geralmente, pode ser ajustado a um modelo Gaussiano, que apresenta uma região de baixa inclinação próxima da origem (Burrough, 1987).

A reamostragem dos dados de elevação de 3 segundos de arco para 1 segundo de arco mostrou-se bastante eficaz, tanto em termos de análise e identificação visual das características do relevo, quanto na extração de parâmetros, tais como declividade, orientação de vertentes e canais de drenagem. Deve-se levar em consideração que a variação de altura do dossel pode resultar tanto em suavização da superfície modelada, com conseqüente subestimação de parâmetros derivados, quanto em exagero da profundidade de canais de drenagem, e, portanto, é necessário cautela ao se trabalhar com esses modelos em áreas densamente florestadas (Valeriano *et al.*, 2006).

Os modelos *SRTM* apresentam áreas sem valores de elevação, chamadas de vazios (*voids*), decorrentes de problemas na reflexão dos sinais de radar em corpos de água ou em vertentes com mergulho elevado (Farr e Kobrick, 2000; Farr *et al.*, 2007). A interpolação dos dados com raio de busca pequeno, ou seja, utilizando poucos valores, significa que vazios maiores que a janela de busca não serão completamente preenchidos. Por outro lado, utilizar um número maior de dados aumenta drasticamente o tempo de interpolação e resulta em superfícies muito suaves, sem o detalhamento desejado. No caso da presença de vazios muito grandes, uma alternativa viável é preencher as lacunas antes da reamostragem.

Os dados *SRTM* apresentam ruídos relacionados à presença de corpos de água na superfície terrestre imageada. Com o objetivo de corrigi-los ou atenuá-los, algumas instituições realizaram processamentos digitais como, por exemplo, a *EMBRAPA*. Recentemente, a *NASA* disponibilizou uma versão reprocessada dos dados *SRTM*, denominada de *SRTM V2*. O processamento realizado pela *NASA* consistiu na edição das informações ruidosas dos corpos de água por meio de um mascaramento utilizando dados vetoriais.

3.4. Sensoriamento Remoto e Programas Espaciais

Novo (1992), após algumas considerações, definiu o sensoriamento remoto como sendo a utilização conjunta de modernos sensores e equipamentos para processamento e transmissão de dados, a partir de aeronaves, de espaçonaves, entre outras plataformas, com o objetivo de estudar o ambiente terrestre através do registro e da análise das interações entre a radiação eletromagnética e as substâncias componentes

do planeta Terra em suas mais diversas manifestações. Florenzano (2002) definiu sensoriamento remoto como sendo a tecnologia que permite obter imagens e outros tipos de dados, da superfície terrestre, através da captação e/ou do registro da energia refletida ou emitida pelos alvos. Novas (2008) definiu o sensoriamento remoto como a aquisição de informação sobre um objeto a partir de medidas feitas por um sensor que não se encontra em contato físico direto com ele. Diante do exposto, pode-se perceber que o princípio fundamental do sensoriamento remoto é expandir a captação de informações de alvos (e.g. geomorfologia, corpos hídricos, cobertura vegetal, temperatura) através de dados coletados à distância por sensores, sejam eles espaciais ou terrestres, a fim de criar modelos que possam ser analisados em laboratórios.

Os aspectos fundamentais do sensoriamento remoto é a existência de uma fonte de energia para iluminar os alvos, geralmente radiação solar, exceto quando se trata de um objeto que emita sua própria energia. Essa energia é definida como radiação eletromagnética (*REM*), e suas principais características são o comprimento de onda e a frequência, regidas pelos fundamentos da teoria das ondas. Ao interagir com os alvos da superfície terrestre, a *REM* pode ser refletida, absorvida, transmitida ou emitida por eles seletivamente. As proporções de cada uma dessas componentes da interação dependem tanto dos fatores climáticos e ambientais das regiões em estudo, quanto das propriedades físicas de cada alvo. A partir do momento que as radiações de ondas curtas ou longas são refletidas, elas são captadas pelos sensores (e.g. fotográficos, espaciais), sendo armazenadas para posterior processamento e interpretação. A resposta que o alvo dá para diversos comprimentos de onda forma a sua assinatura espectral, de acordo com propriedades da reflectância. As assinaturas espectrais dos diferentes alvos superficiais devem ser consideradas em todo o espectro eletromagnético (Centeno, 2004). A reflectância representa a porcentagem da *REM* incidente que é refletida por qualquer objeto. Para que sejam gerados produtos através do sensoriamento remoto, seja ele primário ou secundário, há sempre a necessidade da existência das propriedades de reflexão ou emissão do alvo quantificada por um sensor remoto. Segundo Centeno (2004), o sistema sensor mede a radiação eletromagnética e gera o valor digital ou um produto analógico, enquanto a plataforma é o elemento de suporte usado pelo sensor e encarregado do seu transporte. Existem dois tipos de sensores: os passivos e os ativos. Os sensores passivos (e.g. satélites, máquinas fotográficas) não produzem fonte de energia, necessitando de uma fonte natural (Sol) ou artificial (lâmpada) para que possam captar a energia refletida dos alvos em forma de ondas eletromagnéticas. Já os sensores

ativos (e.g. imagem de radar do tipo SAR – *synthetic aperture radar*, sonar) emitem energia em forma de ondas eletromagnéticas que são refletidas e captadas posteriormente.

O espectro eletromagnético Figura 3.1 é uma escala contendo os diversos comprimentos de onda emitidos e recebidos por um sensor, abrangendo desde as ondas de raio gama ($0,01 \text{ \AA}$ a 1 \AA) até as ondas de rádio (1 m a 100 km). Dentro desse espectro, encontra-se a faixa compreendida entre $0,30 \text{ \mu m}$ e 15 \mu m , representando o espectro óptico (Meireles, 2007).

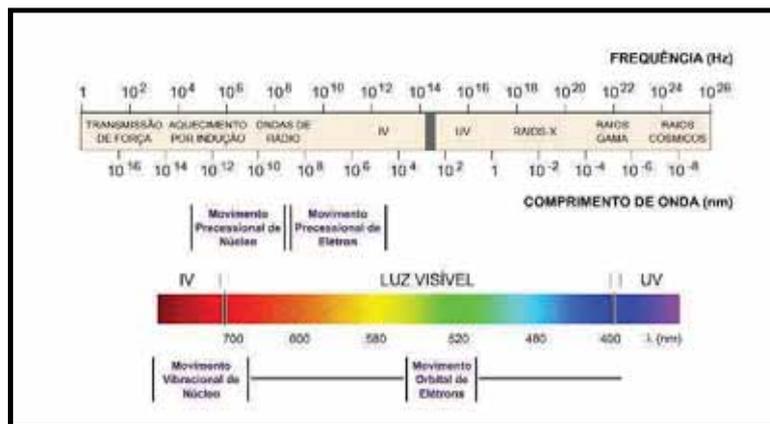


Figura 3.1 - Espectro eletromagnético.

De acordo com Mendes e Cirilo (2001), os sistemas sensores que operam na região óptica do espectro podem ser classificados em função do tipo de energia que detectam como sensores termais e sensores de energia solar refletida. O espectro de energia refletida divide-se em visível ($0,38 \text{ \mu m}$ a $0,72 \text{ \mu m}$), infravermelho próximo (entre $0,72 \text{ \mu m}$ e $1,3 \text{ \mu m}$) e infravermelho médio (entre $1,3 \text{ \mu m}$ e $3,0 \text{ \mu m}$). Os sensores termais operam na região do infravermelho distante ou afastado (entre 7 \mu m e 15 \mu m).

Os problemas relativos aos ruídos nos dados obtidos pelos sensores orbitais, devido às suas condições de exposição e de operação, estão associados à presença de nuvens que atenuam consideravelmente o sinal, existindo ainda outros constituintes da atmosfera que também o enfraquecem. No entanto, segundo Kogan (1995), essa atenuação torna-se efetivamente considerável em condições atípicas, tais como erupções vulcânicas que aumentam a concentração de aerossóis na atmosfera. Ainda, segundo Kogan (1995), outras fontes de ruídos são as mudanças na geometria do ângulo de visada, flutuações orbitais, degradação do sensor e mudanças nos satélites, que criam ruídos, especialmente em satélites com mais de três anos de operação. Algumas técnicas foram criadas para reduzir esses ruídos na obtenção dos dados. Porém, ainda não estão

disponíveis correções para todos os distúrbios, e é bastante improvável o desenvolvimento de algoritmos que possibilitem a redução dos ruídos associados a fontes aleatórias.

3.4.1. Tipos de Dados

Segundo Novas (2008), os tipos de dados do sensoriamento remoto a serem adquiridos dependem do tipo de informação necessária, do tamanho e da dinâmica dos objetos ou fenômenos estudados. O nível de informação desejado para cada estudo assim como a área total imageada pelo sensor dependem dos tipos de resolução das imagens de satélite. Em sensoriamento remoto, essas resoluções são: espectral, espacial, radiométrica e temporal.

- **Espectral:** Descreve a habilidade de um sensor definir intervalos de comprimento de onda estreitos. Quanto melhor a resolução espectral, mais estreito será o intervalo de comprimento de onda para um canal particular ou faixa (Batista e Dias, 2005). Assim, quanto maior a resolução espectral, mais fácil será a discriminação entre objetos diferentes com base nas suas respostas espectrais em cada faixa estreita; dessa forma, quanto mais faixas de menor largura espectral forem discriminadas pelos sensores, melhor será a qualidade do dado captado. No sistema Landsat5 - TM, esta resolução varia de 0,45 – 12,5 μm , com sete bandas. Já no sistema *NOAA*, para o sensor *AVHRR/3*, esta resolução varia de 0,58 – 12,5 μm , com cinco bandas.

- **Espacial:** Define a capacidade do sensor em detectar as características dos objetos na superfície terrestre, assim como o tamanho da cena gerada. Essas características são função da geometria da tomada da imagem. A área correspondente a cada detector na superfície do terreno depende do ângulo de visão instantâneo de cada detector e da altura da plataforma. Quanto maior a distância entre a plataforma e o objeto, maior será a capacidade de distinguir os detalhes. Da mesma forma, o grau de detalhe da imagem aumenta à medida que o ângulo de visão instantâneo de cada detector diminui (Centeno, 2004). No sistema Landsat5 - TM a resolução espacial de cada pixel das bandas são de 30x30 metros, com exceção da banda termal (banda 6), que é de 120x120 metros. Já no sistema *NOAA*, cada pixel tem resolução espacial de 1,1x1,1 km no terreno, apresentando, dessa forma, uma resolução espacial menor que a do Landsat5 - TM.

- **Radiométrica:** A resolução radiométrica descreve o conteúdo real de informação em uma imagem. A resolução radiométrica de um sistema de imageamento descreve sua habilidade em separar diferenças muito pequenas de energia. Quanto melhor a resolução radiométrica de um sensor, mais sensível a pequenas diferenças de energia refletida ou emitida ele será. A resolução radiométrica final do sensor, após geração da imagem, corresponde ao número de bits usados para codificar números em formato binário. Cada bit registra um expoente da potência de 2 (por exemplo 1 bit = $2^1 = 2$). O número máximo de níveis de brilho (ou de cinza) disponível depende do número de bits usados para representar a energia registrada. Assim, se um sensor usar 8 bits para registrar os dados, haveria $2^8 = 256$ valores digitais disponíveis, variando de 0 a 255 (Batista e Dias, 2005). O sistema Landsat5 - TM possui resolução radiométrica de 8 bits, enquanto o sistema NOAA de 10 bits.

- **Temporal:** Define a periodicidade em que determinada área é registrada pelo satélite num mesmo ângulo, ou o tempo de revisita do sensor no mesmo local da superfície terrestre (Centeno, 2004). O sistema Landsat5 - TM tem resolução temporal de 16 dias; o sistema *NOAA*, por sua vez, tem periodicidade diária.

3.4.2. Programas Espaciais

A guerra fria travada entre os Estados Unidos e a União Soviética foi o ponto de partida para o desenvolvimento da tecnologia aeroespacial. Nesse contexto, os satélites, inicialmente, serviram para fins militares, mas com o fim dos conflitos, outras aplicações foram atribuídas a essa ferramenta de imensa importância. Os satélites, que estão em pleno funcionamento atualmente, sendo utilizados na agricultura, no gerenciamento dos recursos hídricos e em diversas outras áreas do conhecimento científico, devem muito à Guerra Fria, que, investindo na espionagem, foi a maior incentivadora das tecnologias de sensoriamento remoto.

Diante do apresentado, fica evidente a importância de se investir nessa tecnologia, pois, através de sua aplicação, pode-se melhorar, entre outras questões, o monitoramento e fiscalização da condição dos recursos naturais em grande escala e também auxiliar no maior conhecimento dos diversos processos hidrológicos que acontecem na região onde os seres humanos habitam.

3.4.2.1. Programa Landsat

A série Landsat teve início na segunda metade da década de 60 a partir de um projeto desenvolvido pela Agência Espacial Americana e dedicado exclusivamente à observação dos recursos naturais terrestres. Essa missão foi denominada *ERTS (Earth Resources Technology Satellite)* e, em 1975, passou a se denominar Landsat. A missão, em sua maior parte, foi gerenciada pela *NASA* e pelo *USGS (United States Geological Survey)* e envolveu o lançamento de sete satélites. A série Landsat continua em atividade até hoje, o que significa cerca de 40 anos contribuindo para a evolução das técnicas de sensoriamento remoto em instituições do mundo.

É, sem dúvida, um dos programas de maior sucesso dentre os existentes. Inicialmente, o Landsat foi pensado em caráter experimental, sendo desenvolvido com o objetivo de aquisição de dados espaciais, espectrais e temporais da superfície terrestre de maneira global e repetitiva. Novas (2008) afirma que essa série de satélites é a principal no campo do sensoriamento remoto, não só por ser a de período de vida mais longo de fornecimento contínuo de dados, mas também pela notável facilidade de acesso e qualidade dos dados gerados.

O primeiro satélite da série dos sete lançados, e também o primeiro desenvolvido para atuar diretamente em pesquisa de recursos naturais, foi lançado em 23 de julho de 1972 e era chamado, originalmente, de *ERTS 1 (Earth Resources Technology Satellites)*, enquanto os outros foram lançados num intervalo de 3 a 4 anos, sendo que o Landsat6 fracassou ainda em seu lançamento. A Tabela 3.1 apresenta um resumo da história do programa Landsat, mostrando que apenas o Landsat5 encontra-se em pleno funcionamento.

Tabela 3.1 - Informações dos satélites do programa Landsat.

SATÉLITE	LANÇAMENTO	SITUAÇÃO ATUAL
LANDSAT 1	23/07/1972	Desativado em 06/01/1978
LANDSAT 2	22/01/1975	Desativado em 22/02/1982
LANDSAT 3	05/03/1978	Desativado em 31/03/1983
LANDSAT 4	16/07/1982	Não imageia, porém não está desativado
LANDSAT 5	01/03/1984	Ativo até o momento.
LANDSAT 6	05/10/1993	Perdido após o lançamento.
LANDSAT 7	15/04/1999	Ativo normalmente até 31/05/2003; depois desta data, a qualidade das imagens está muito prejudicada.

Fonte: Engesat (2009).

As órbitas do Landsat são repetitivas, circulares, heliossíncronas, ou seja, sincronizadas com o sol, passando na mesma hora solar em qualquer ponto observado, quase polar, permitindo, assim, uma cobertura completa da Terra compreendida entre a latitude 81° N e latitude 81° S, com altitude de 705 km e com velocidade do vento equivalente a $7,7 \text{ km.s}^{-1}$ no solo. O Landsat5, que aporta o sensor TM é responsável pela geração das imagens utilizadas neste trabalho, foi lançado em 1 de março de 1984. O sensor TM faz parte da carga útil dos satélites Landsat4 e Landsat5.

O sensor TM opera em sete bandas espectrais, sendo três na região do visível, três na região do infravermelho refletido e uma na região do termal. A largura da faixa imageada é de 185x185 km com resolução espacial nas regiões do visível e infravermelho refletido de 30x30 m e na região do termal de 120x120 m. A Tabela 3.2 apresenta um resumo das características das sete bandas que compõem o sensor TM.

Tabela 3.2 - Resumo das características das sete bandas que compõem o TM.

BANDA	FAIXA ESPECTRAL (μm)	REGIÃO DO ESPECTRO	RESOLUÇÃO ESPACIAL (m^2)	PRINCIPAIS APLICAÇÕES
1	0,45 – 0,52	Azul	30	Altamente absorvida por corpos d'água e sensível a pluma de fumaças oriundas de queimadas e atividades industriais.
2	0,52 – 0,60	Verde	30	Altamente absorvida por corpos d'água, porém apresenta sensibilidade a sedimentos em suspensão.
3	0,63 – 0,69	Vermelho	30	Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal, permitindo diferenciação entre espécies e identificação de áreas agrícolas.
4	0,76 – 0,90	IV* Próximo	30	Apresenta sensibilidade à rugosidade do dossel florestal. Permite o mapeamento de áreas de queimadas e áreas agrícolas.
5	1,55 – 1,75	IV* Médio	30	Sensível ao teor de umidade da vegetação, sendo bastante útil no monitoramento do estresse hídrico de culturas.
6	10,4 – 12,5	IV* Termal	120	Apresenta sensibilidade quanto aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, sendo usado para a determinação da temperatura da superfície.
7	2,08 – 2,35	IV* Médio	30	Altamente sensível à morfologia de terrenos, permitindo obter informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia.

Fonte: Bezerra (2006).

* Infra-vermelho.

Nesse contexto, diversas são as aplicações de técnicas de sensoriamento remoto no Brasil e no mundo a partir de imagens Landsat, principalmente o de número 5, a saber: monitoramento da cobertura vegetal; queimadas, secas e inundações; apoio à legislação, planejamento e alocação de recursos hídricos; avaliação do desempenho de sistemas de irrigação; sedimentos em suspensão nos rios e estuários; acompanhamento do uso agrícola das terras; apoio ao monitoramento de áreas de preservação; atividades energético-mineradoras; cartografia e atualização de mapas; desmatamentos; entre outras.

3.4.2.2. Programa MODIS

Segundo Nicácio (2008), as diversas polêmicas causadas pelas mudanças climáticas globais associadas ao desconhecimento dos mecanismos de retro-alimentação

que a natureza tem para contrapor essas mudanças estimularam um projeto conhecido como *EOS (Earth Observing System)*. Esse projeto é liderado pela *NASA*, e seu principal objetivo é permitir a observação continuada das mudanças globais. As plataformas e sensores foram desenvolvidos para operar por um longo período de tempo, capazes de incorporar alguns fenômenos naturais como, por exemplo, os ciclos solares de 11 anos.

O programa foi estabelecido considerando que as plataformas deveriam operar por um período mínimo de 15 anos com a mesma configuração básica. O programa *EOS* teve início em 1980 com um anúncio convidando as comunidades científicas internacionais para participarem das equipes de instrumentos, das equipes de ciências associadas a cada instrumento e dos projetos de pesquisas interdisciplinares.

Foi por meio do projeto *EOS* que surgiu o sensor *MODIS (moderate-resolution imaging spectroradiometer)*, que é o principal sensor desse projeto. O conceito do *MODIS* é baseado em outros sensores, sendo o principal deles o *AVHRR (advanced very high resolution radiometer)*, a bordo dos satélites *NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)*. Outro sensor precursor do *MODIS* é o *CZCS (coastal zone color scanner)* com seis bandas espectrais e boa qualidade radiométrica para captar variações sutis nas águas oceânicas. O *CZCS* operou com sucesso entre 1978 e 1986.

A primeira plataforma do projeto *EOS* é o satélite Terra, que foi lançado em dezembro de 1999. Inicialmente, essa plataforma era conhecida como *EOS-AM*, por fazer observações no período da manhã. A plataforma Terra tem a bordo vários sensores, a saber: *MODIS*, *CERES (clouds and Earth's radiant energy system)* e *MISR (multi-angle imaging spectroradiometer)* da *NASA*; *ASTER (advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer)* do Japão e *MOPITT (measurement of pollution in the troposphere)* do Canadá. Esse satélite tem uma órbita heliosíncrona, com passagem pelo Equador às 10h30 da manhã na sua órbita descendente. Sua altitude média é de 707,8 km.

A segunda plataforma do *EOS* é denominada de Aqua. Essa plataforma foi criada com o objetivo de subsidiar a coleta de informações sobre o ciclo hidrológico. O satélite Aqua foi lançado em maio de 2002. Inicialmente, essa plataforma era conhecida como *EOS-PM*, por cruzar o Equador no período da tarde e, dessa forma, complementar os dados obtidos pela plataforma Terra. O satélite Aqua tem a bordo os seguintes sensores: *AIRS (atmospheric infrared sounder)*; *AMSU-A (advanced microwave*

sounding unit-A); *HSB* (*humidity sounder for Brazil*); *AMSR-E* (*advanced microwave scanning radiometer for EOS*); *MODIS* e *CERES*.

A missão científica da plataforma Aqua é contribuir para estudos científicos interdisciplinares dos processos relacionados à Terra, que envolve os estudos dos oceanos, atmosfera e superfície terrestre, a fim de proporcionar a relação desses sistemas com as mudanças globais. O satélite Aqua possui uma órbita heliossíncrona e cruza o Equador às 13h30 na sua trajetória ascendente. A altitude dessa plataforma é 705 km.

3.4.2.3. Programa NOAA-AVHRR

A série de satélites *NOAA* é controlada pela National Oceanic Atmospheric Administration e desenvolvida em cooperação com a *NASA*. Integra, em conjunto com o satélite europeu *MetOp*, o *POES* (*polar operational environmental Satellite*).

A história do *NOAA* iniciou-se em 1960 com os satélites da série *TIROS* que foram implantados pelo *U.S. Defense* e pela *NASA*, para atuarem na área de meteorologia. A série realizou o lançamento de mais de uma dezena de satélites e diversos instrumentos operacionais (sondas e imageadores). O sistema opera com, no mínimo, dois satélites posicionados em órbita quase polar heliossíncrona a aproximadamente 835 km de altitude.

O sistema atual obtém imagens multiespectrais da superfície terrestre (captadas pelo sensor *AVHRR-3*) e adquire dados numéricos coletados por meio de sondas (obtidas pelo sensor *ATOVIS*). Os dados gerados pelos satélites *NOAA* são utilizados, sobretudo, em modelos climáticos e de previsão do tempo atmosférico. No entanto, serve de material para vários projetos que envolvem o sistema Terra x Oceano x Atmosfera e podem apoiar diversos tipos de monitoramentos, como, por exemplo, detecção de focos de queimadas.

Segundo Novas (2008), o sensor *AVHRR* fornece imagens no visível e no infravermelho de dia e de noite. Esse sensor constitui-se de um radiômetro multiespectral acoplado a um sistema de varredura transversal à trajetória do satélite que fornece imagens em vários canais no visível e no infravermelho, permitindo avaliações precisas do gelo, da massa de água, das condições das nuvens e temperaturas da superfície do mar.

Atualmente, o sensor *AVHRR* é aplicado na área de agricultura, principalmente em estimativas de fitomassa, índices de vegetação e monitoramento de queimadas. A Tabela 3.3 apresenta algumas características do sensor.

Tabela 3.3 - Características do sensor AVHRR (*advanced very high resolution radiometer*).

BANDA	FAIXA ESPECTRAL (μm)	RESOLUÇÃO ESPACIAL (km^2)	REGIÃO DO ESPECTRO	RESOLUÇÃO TEMPORAL
1	0,58 – 0,68	Vermelho	1,1	Diária (manhã e noite)
2	0,72 – 1,10	IV* Próximo		
3	3,55 – 3,93	IV* Médio		
4	10,30 – 11,30	IV* Termal		
5	11,30 – 12,50	IV* Termal		

Fonte: Embrapa (2009b).

* Infra-vermelho.

3.4.2.4. Programa CBERS

O programa *CBERS* (*China-Brazil Earth Resources Satellite*) foi implantado em 1988 após parceria assinada entre *INPE* (*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais*) e a *CAST* (*Academia Chinesa de Tecnologia Espacial*), num convênio técnico-científico binacional envolvendo Brasil e China.

Os satélites dessa missão são equipados com sensores de diferentes resoluções espaciais que podem cobrir o planeta em menos de 5 dias e, ao mesmo tempo, produzir informações mais detalhadas em uma visada mais estreita. O *CBERS* carrega câmeras para observação óptica e um sistema de coleta de dados ambientais. É um sistema único, pois mantém em órbita instrumentos sensores que combinam características especialmente adequadas às diversas escalas temporais e espaciais, necessárias ao monitoramento e à preservação dos ecossistemas.

Segundo Batista e Dias (2005), o *CBERS* possui três tipos de sistemas sensores de coleta de dados de sensoriamento remoto para recursos naturais: o sensor *CCD* (*câmara CCD de alta resolução*), o *IR-MSS* (*câmara de varredura no infravermelho*) e o *WFI* (*imageador de largo campo de visada*).

- **CCD:** Fornece imagens de uma faixa de 113 km de largura, com uma resolução de 20 m. Essa câmara tem capacidade de orientar seu campo de visada dentro de ± 32 graus, possibilitando a obtenção de imagens estereoscópicas de certa região.

Além disso, qualquer fenômeno detectado pelo *WFI* pode ser focalizado pela Câmara através do apontamento 13 apropriado de seu campo de visada, no máximo a cada 3 dias. Opera em 5 faixas espectrais, incluindo uma faixa pancromática de 0,51 a 0,73 μm .

- **IR-MSS:** Essa câmera tem 4 faixas espectrais e estende o espectro de observação do *CBERS* até o infravermelho termal. O *IR-MSS* produz imagens de uma faixa de 120 km de largura com uma resolução de 80 m (160 m na banda termal).

- **WFI:** Esse sensor é de responsabilidade brasileira e imageia uma faixa de 890 km de largura, fornecendo uma visão sinótica com resolução espacial de 260x260 m. Em cerca de 5 dias, obtém-se uma cobertura completa do globo em duas bandas espectrais centradas em 0,66 μm (vermelho) e em 0,83 μm (infravermelho próximo). A Tabela 3.4 apresenta um melhor detalhamento das características dos sistemas de sensores do *CBERS*.

Tabela 3.4 - Características espaciais, espectrais e temporais dos sensores do programa *CBERS*.

SENSOR	FAIXA ESPECTRAL (μm)	REGIÃO DO ESPECTRO	RESOLUÇÃO ESPACIAL (m^2)	RESOLUÇÃO TEMPORAL
CCD	0,51 – 0,73	Pan	20	26 dias visada vertical e 3 dias visada lateral.
	0,45 – 0,52	Azul		
	0,52 – 0,59	Verde		
	0,63 – 0,69	Vermelho		
	0,77 – 0,89	IV* Próximo		
IRMSS	0,50 – 1,10	Pan	80	26 dias
	1,55 – 1,75	IV* Médio		
	2,08 – 2,35	IV* Médio		
	10,40 – 12,50	IV* Termal		
WFI	0,63 – 0,69	Vermelho	260	5 dias

Fonte: Adaptado de Batista e Dias (2005).

* Infra-vermelho.

4. METODOLOGIA

O entendimento dos fluxos de calor à superfície e evapotranspiração real é fundamental para a gestão dos recursos hídricos de uma região. Neste trabalho, o foco principal de estudo foi a avaliação do algoritmo *SEBAL* na estimativa das componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária na bacia do rio Piabanha/RJ. A escolha dessa região foi fundamentada na necessidade de se conhecer o seu ciclo hidrológico de maneira mais aprofundada, já que a mesma tem recebido atenção do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH₂O) por meio de uma família de projetos de Estudos Integrados de Bacias Experimentais *EIBEX* - Parametrização Hidrológica na Gestão de Recursos Hídricos das Bacias da região serrana do Rio de Janeiro, no âmbito do Programa de Engenharia Civil da *COPPE/UFRJ*, em parceria com a Escola Politécnica da UFRJ e com o Instituto de Geociências da UFRJ, Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais (*CPRM*) e com o Instituto Estadual de Meio Ambiente do Rio de Janeiro (*INEA*), entre outras instituições, com apoio de agências de fomento no nível estadual e no nível federal. Associada a essa motivação, considerou-se, ainda, na seleção da área, a presença de relevo acidentado e regiões com diferentes uso e tipo de cobertura da superfície.

Neste capítulo, serão relacionadas todas as etapas no desenvolvimento desta pesquisa, tais como: equações utilizadas, grandezas físicas envolvidas no processo e correções atmosféricas necessárias. São também descritos os procedimentos utilizados para verificar a qualidade dos dados gerados pela estação meteorológica do *EIBEX*, que servirão de dados de entrada para a utilização no *SEBAL* no cômputo da evapotranspiração real e dos fluxos de energia em escala de bacia, utilizando sensor termal de alta resolução espacial. A Figura 4.1 expõe, de maneira simplificada, o fluxograma metodológico para o desenvolvimento desta dissertação.

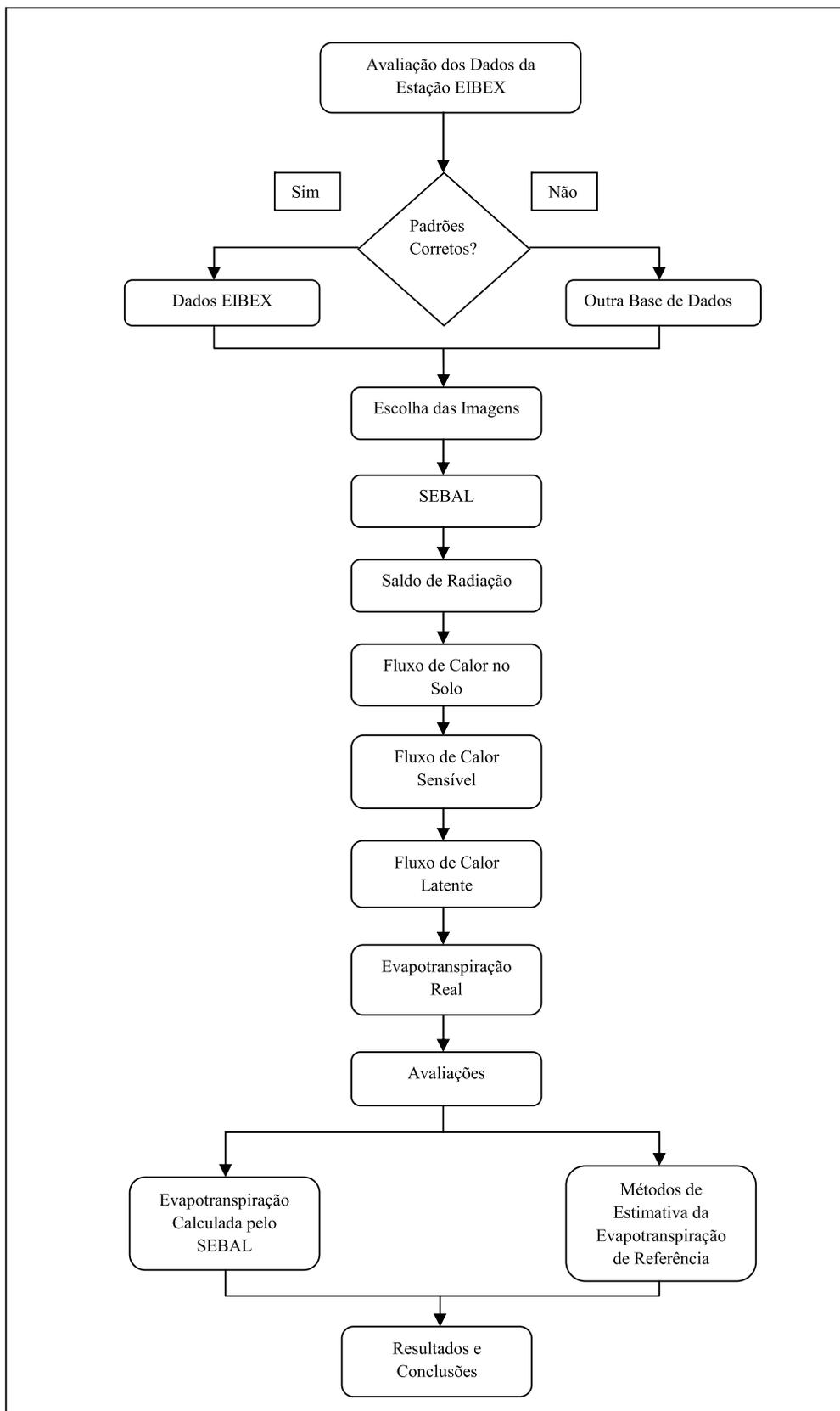


Figura 4.1. - Fluxograma metodológico.

4.1. Dados da Estação Meteorológica

A estação meteorológica do projeto *EIBEX* foi instalada em março de 2007, sendo que esta dissertação consiste na primeira pesquisa a se beneficiar dos dados brutos por ela gerados, permitindo agregar valor e conhecimento à compreensão dos processos físicos na bacia do rio Piabanha/RJ. A Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais (*CPRM*), que oferece o suporte de operação da referida estação, vem coletando os dados de forma sistemática. Assim, a partir dessa disponibilidade de dados brutos, o presente trabalho abrangeu a etapa de avaliação e análise dos mesmos. Esse fato merece destaque com vistas a que se faça a adequada utilização dos dados fornecidos pela estação no algoritmo *SEBAL*, já que emprega dados meteorológicos em sua estrutura para estimar a evapotranspiração real.

Nesse sentido, foi gerada uma base de dados para a região de estudo com o intuito de avaliar as informações fornecidas pela estação meteorológica *EIBEX*. Essa base de dados é composta pelo método do balanço hídrico sazonal (*BHS*) proposto por Dias e Kan (1999) e pelo método de Penman Monteith FAO (*PMF*). Adotou-se o método do *BHS* para compor a base de dados, pois utiliza, em sua concepção, dados de precipitação e de vazão na estimativa da evapotranspiração real na escala da bacia, oriundos de estações pluvio-fluviométricas distribuídas dentro da área de estudo. Já o método de *PMF* estima a evapotranspiração de referência local utilizando dados meteorológicos (velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa do ar, pressão atmosférica, radiação solar) gerados pela estação *EIBEX*. Como existem dois métodos para estimar a evapotranspiração de um mesmo local, utilizando dados de estações diferentes (estações pluvio-fluviométricas e estação meteorológica *EIBEX*), ainda que em escalas diferentes, contrastaram-se as correspondentes estimativas de evapotranspiração.

As metodologias das estimativas da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith-FAO e da evapotranspiração real pelo método do balanço hídrico sazonal, assim como as equações utilizadas em cada um dos métodos estão descritos nos itens 2.1.1.2 e 2.1.2, respectivamente.

4.2. Escolha das Imagens Utilizadas

Diante da revisão apresentada, para o desenvolvimento do presente trabalho, optou-se por trabalhar com as imagens geradas pelo satélite Landsat5 – TM, pertencente ao programa Landsat, devido ao fato dessas imagens apresentarem alta resolução

espacial, além de serem adquiridas de forma gratuita junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, mais especificamente junto a Divisão de Geração de Imagens (*DGI*).

A escolha das imagens utilizadas no trabalho levou em consideração o início da operação da estação *EIBEX*, ou seja, imagens com datas retroativas à instalação da estação não foram usadas, uma vez que o *SEBAL* utiliza dados meteorológicos em seu procedimento de cálculo da evapotranspiração.

Outra consideração feita foi a utilização de imagens com a ausência de nuvens sobre a região de estudo, pois a estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via sensoriamento remoto orbital requer imagens de satélites que não tenham seus píxeis contaminados pela presença das mesmas. Já a degradação do sensor com o tempo foi corrigida, pelo método implementado para o Landsat 5, para calibração das sete bandas como descrito no item 4.3.1.

4.2.1. Calibração Radiométrica (Cartas $L_{\lambda i}$)

Um fator que também limitou a quantidade de imagens possíveis de serem trabalhadas foi a descontinuidade no mosaico das imagens Landsat 5, principalmente na órbita 217 entre os pontos 75 e 76, pontos onde a região de estudo está inserida. As demais fontes de ruídos são inerentes aos sensores orbitais e caracterizam as limitações dos atuais aparatos tecnológicos relativos às técnicas de sensoriamento remoto.

4.3. Estimativas da ETr pelo Algoritmo SEBAL

O cálculo do balanço de energia por meio do algoritmo *SEBAL*, para as imagens Landsat 5 analisadas, foi desenvolvido por meio de modelos de álgebra de mapas, utilizando, como ferramenta de programação, o procedimento de cálculo matricial do código computacional de geoprocessamento Arcview 9.2.

4.3.1. Calibração Radiométrica (Cartas $L_{\lambda i}$)

A primeira etapa computacional no uso do algoritmo *SEBAL* é a calibração radiométrica. Com esse procedimento, é iniciado o cálculo efetivo do saldo de radiação por meio da quantificação da radiância espectral monocromática de cada banda $L_{\lambda i}$, que consiste na conversão dos dados armazenados em número digital de cada píxel da imagem em radiância espectral monocromática propriamente dita. Para as bandas 1, 2,

3, 4, 5 e 7, essas radiâncias representam a energia solar refletida por cada píxel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda. Já para a banda 6, termal, representa a energia emitida por cada píxel.

A radiância espectral monocromática de cada uma das sete bandas é obtida segundo a Equação (4.1).

$$L_{\lambda_i} = a_i + \frac{(b_i - a_i)}{255} \times ND \quad (4.1)$$

em que:

L_{λ_i} é a irradiância espectral monocromática ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$); a_i é o coeficiente de calibração (radiância mínima) de cada banda ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$); b_i é o coeficiente de calibração (radiância máxima) de cada banda ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$); i representa o número referente a cada banda (1, 2, ... e 7) do Landsat5 e ND é o número digital de cada píxel na imagem.

A Tabela 4.1 ilustra algumas características das bandas do sensor Landsat5 - TM, os seus coeficientes de calibração e as suas irradiâncias espectrais no topo da atmosfera de cada banda.

Tabela 4.1 - Coeficientes de Calibração, Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera e Descrição das Bandas do Landsat 5.

DESCRIÇÃO DAS BANDAS	COEFICIENTES DE CALIBRAÇÃO ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$)		IRRADIÂNCIA ESPECTRAL NO TOPO DA ATMOSFERA - K_{λ_i} ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$)
	a	b	
1 (azul)	- 1,52	193	1957
2 (verde)	- 2,84	365	1826
3 (vermelho)	- 1,17	264	1554
4 (IV próximo)	- 1,51	221	1036
5 (IV médio)	- 0,37	30,2	215
6 (IV termal)	1,2378	15,303	-
7 (IV médio)	- 0,15	16,5	80,67

Fonte: Adaptado de Chander & Markham (2003).

4.3.2. Reflectância Monocromática (Cartas ρ_{λ_i})

A reflectância monocromática de cada banda ρ_{λ} quantifica a capacidade de um objeto refletir a radiação solar e é definida como sendo uma relação entre o fluxo de

radiação refletida e o fluxo de radiação incidente. Segundo Allen *et al.* (2002), seu cômputo pode ser efetivado através da Equação (4.2).

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi \times L_{\lambda_i}}{K_{\lambda_i} \times \cos Z \times d_r} \quad (4.2)$$

em que:

L_{λ_i} é a radiância espectral monocromática de cada banda ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$); K_{λ_i} é a irradiância solar espectral monocromática associada a cada banda do Landsat 5 no topo da atmosfera ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$), Z é o ângulo zenital solar em *radianos*, e d_r é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol em determinado dia do ano. Segundo Tasumi (2003), d_r é obtido por meio da Equação (4.3).

$$d_r = 1 + 0,033 \times \left(\cos DJ \times \frac{2\pi}{365} \right) \quad (4.3)$$

em que:

DJ representa o dia seqüencial do ano; d_r está em *radianos*, assim como o argumento da função cosseno.

4.3.3. Albedo Planetário ou no Topo da Atmosfera (Carta α_{toa})

O albedo planetário α_{toa} , ou albedo no topo da atmosfera, representa o albedo da superfície no domínio da radiação de onda curta (0,3 – 3,0 μm), porém não ajustado a transmissividade atmosférica. De acordo com Bastiaanssen (1995), α_{toa} pode ser calculado através da combinação linear das reflectâncias monocromáticas, Equação (4.4), para dias de céu claro.

$$\alpha_{toa} = 0,293_{\rho_1} + 0,274_{\rho_2} + 0,233_{\rho_3} + 0,157_{\rho_4} + 0,033_{\rho_5} + 0,011_{\rho_7} \quad (4.4)$$

em que:

ρ_1, ρ_2, \dots e ρ_7 são as reflectâncias monocromática das bandas (1,2, ... e 7) do sensor TM – Landsat5.

4.3.4. Albedo da Superfície (Carta α)

Nesta etapa, é necessário fazer a correção do albedo planetário para a superfície devido aos efeitos atmosféricos. A atmosfera terrestre produz interferência na radiação solar incidente e na radiação solar refletida. Assim, o albedo calculado no topo da atmosfera carece de correções devidas aos processos de absorção e espalhamento. Diante do exposto, pode-se obter o albedo da superfície por meio da Equação (4.5).

$$\alpha = \frac{(\alpha_{toa} - \alpha_a)}{\tau_{oc}^2} \quad (4.5)$$

em que:

α_{toa} é o albedo no topo da atmosfera; α_a é a radiação solar refletida pela atmosfera - para o *SEBAL*, foi utilizado 0,03 (Bastiaanssen, 2000); e τ_{oc} é a transmissividade atmosférica.

A transmissividade atmosférica é definida como a fração de radiação incidente no topo da atmosfera que é transmitida e representa os efeitos de absorção e espalhamento que acontecem dentro da atmosfera. A transmissividade para condições de céu claro e atmosfera relativamente seca pode ser obtida com base na altitude da região em estudo segundo a Equação (4.6), (Allen *et al.*, 2002).

$$\tau_{oc} = 0,75 + (2 \times 10^{-5} \times Z) \quad (4.6)$$

em que:

τ_{oc} é a transmissividade atmosférica, e Z é a altitude de cada píxel em metros.

No presente trabalho, para o valor de Z , foi levada em consideração a carta do *SRTM*. Como se tem a disponibilidade de cartas *SRTM* com uma resolução de 90m para a localidade do estudo, foi feita uma reamostragem da carta com o intuito de se obter uma resolução de 30m, compatível com a resolução do píxel das imagens fornecidas pelo sensor Landsat 5. Após a reamostragem, foi aplicado um filtro com a finalidade de se inserir valores nulos em píxeis com valores negativos.

4.3.5. Índices de Uso e Cobertura da Superfície (Cartas NDVI, SAVI, LAI)

Nesta etapa, são calculados os principais índices de uso e cobertura da superfície terrestre. Esses índices são utilizados não só na identificação das características qualitativas e quantitativas da superfície, mas também no cálculo do saldo de radiação. O índice é definido como sendo um indicativo da quantidade e condição da massa verde na superfície e é obtido pela Equação (4.7) (Allen *et al.*, 2002).

$$NDVI = \frac{(\rho_4 - \rho_3)}{(\rho_4 + \rho_3)} \quad (4.7)$$

em que:

ρ_4 é a reflectância monocromática do infravermelho próximo (banda 4), e ρ_3 é a reflectância monocromática do vermelho (banda 3).

Os valores do *NDVI* variam de -1 a +1; no entanto, em superfícies vegetadas, esses valores são sempre positivos, indo de 0 a +0,86, em nuvens e espelhos de água, os valores são geralmente negativos.

Já o índice da diferença normalizada ajustada ao solo (*SAVI*) visa amenizar os efeitos do valor de reflectância do solo, sendo obtido pela Equação (4.8) (Huete, 1988).

$$SAVI = \frac{(1+L) \times (\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (4.8)$$

em que:

L é um fator de ajuste ao solo devido aos efeitos do solo, que varia de 0,1 a 1,0.

No presente estudo, foi adotado L igual a 0,5 (Bezerra, 2006).

O índice de área foliar (*LAI*) é definido pela razão entre a área foliar e a proporção do dossel no solo. O *LAI* é indicador da biomassa de cada píxel da imagem e é calculado pela Equação (4.9), que é uma formulação empírica obtida por Allen *et al.* (2002).

$$LAI = -\frac{\ln\left(\frac{0,69-SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (4.9)$$

em que:

SAVI é o índice de vegetação ajustado para o solo.

4.3.6. Emissividades (Cartas ϵ_{NB} e ϵ_0)

O cálculo da temperatura é feito através da equação de Planck invertida, válida para um corpo negro, para o qual a emissividade é igual a 1. Como cada píxel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de se estimar a emissividade no domínio espectral da banda termal ϵ_{NB} para fins do cômputo da T_s . Já no cômputo da radiação de onda longa emitida pela superfície, considera-se a emissividade de banda larga ϵ_0 com comprimento de onda de 4 a 100 μm . As emissividades na faixa espectral da banda termal do Landsat5 - TM ϵ_{NB} e em todo domínio da radiação termal ϵ_0 podem ser obtidas por meio da Equação (4.10) e Equação (4.11) (Allen *et al.*, 2002).

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331 \times LAI \quad (4.10)$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times LAI \quad (4.11)$$

em que:

LAI é o índice de área foliar.

Segundo Allen *et al.* (2002), as Equações (4.10) e (4.11) são válidas para píxeis com $LAI < 3$. Para valores de $LAI > 3$, adota-se $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$.

4.3.7. Temperatura da Superfície (Carta T_s)

A quantificação da temperatura da superfície T_s é feita através da equação de Planck invertida, em função da radiância espectral da banda termal $L_{\lambda\delta}$ e da emissividade ϵ_{NB} conforme Equação (4.12) (Allen *et al.*, 2002).

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} \times K_1}{L_{\lambda 6}} + 1\right)} \quad (4.12)$$

em que:

T_s é a temperatura da superfície em (K); K_1 (igual a 607,76) ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) e K_2 (igual a 1260,56) ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) são constantes de calibração da banda termal do Landsat 5 (Allen *et al.*, 2002); e ϵ_{NB} é a emissividade em todo o domínio da radiação termal.

4.3.8. Radiação de Onda Longa Emitida (Carta $R_{L\uparrow}$)

A radiação de onda longa emitida $R_{L\uparrow}$ de cada píxel da área de estudo é o segundo termo no cálculo do balanço de radiação por meio do uso do algoritmo *SEBAL* (item 4.3.11); sua quantificação é feita mediante equação de Stefan-Boltzmann Equação (4.13), envolvendo tanto a temperatura da superfície quanto a emissividade de todo domínio da radiação termal.

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (4.13)$$

em que:

ϵ_0 é a emissividade; σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67.10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$); e T_s é a carta da temperatura da superfície em (K).

4.3.9. Radiação de Onda Longa Incidente (Carta $R_{L\downarrow}$)

A radiação de onda longa incidente $R_{L\downarrow}$ emitida pela atmosfera corresponde ao terceiro termo na obtenção do balanço de radiação (item 4.3.11). Assim, como a radiação de onda longa emitida, ela é obtida através da equação de Stefan-Boltzmann, Equação (4.14), em função da emissividade atmosférica e da temperatura do ar na área de estudo.

$$R_{L\downarrow} = \epsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (4.14)$$

em que:

ε_a é a emissividade atmosférica; σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67.10^{-8}.W.m^{-2}.K^{-4}$); e T_a é a temperatura do ar em (K).

Segundo Bastiaanssen (1995), a emissividade atmosférica pode ser calculada por meio da Equação (4.15).

$$\varepsilon_a = 0,85 \times (-\ln(\tau_{oc}))^{0,09} \quad (4.15)$$

em que:

τ_{oc} é a transmissividade atmosférica.

4.3.10. Radiação de Onda Curta Incidente (Carta $R_{S\downarrow}$)

A radiação de onda curta incidente $R_{S\downarrow}$ é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície. A $R_{S\downarrow}$ compõe o primeiro termo no cálculo do balanço de energia (item 4.3.11) e para condição de céu claro é obtida através da Equação (4.16) (Allen *et al.*, 2002).

$$R_{S\downarrow} = S \times \cos(Z) \times d_r \times \tau_{oc} \quad (4.16)$$

em que:

S é a constante solar ($1367 W.m^{-2}$); Z é o ângulo zenital do sol; d_r é o inverso do quadrado da distância Terra-Sol; e τ_{oc} é a transmissividade atmosférica.

4.3.11. Saldo de Radiação (Carta R_n)

O saldo de radiação R_n à superfície é obtido utilizando a Equação (4.17) do balanço de radiação à superfície.

$$R_n = R_{s\downarrow} \times (1 - \alpha) - R_{L\uparrow} + (\varepsilon_0 \times R_{L\downarrow}) \quad (4.17)$$

em que:

$R_{S\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente ($W.m^{-2}$); α é o albedo da superfície; $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície ($W.m^{-2}$); $R_{L\uparrow}$

é a radiação de onda longa emitida pela superfície (W.m^{-2}); e ϵ_0 é a emissividade da superfície.

4.3.12. Fluxo de Calor no Solo (Carta G)

O fluxo de calor no solo G é computado segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (1995), Equação (4.18).

$$G=[T_s \times (0,0038 + 0,0074 \times \alpha) \times (1 - 0,98 \times \text{NDVI}^4)] \times R_n \quad (4.18)$$

em que:

T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$); α é o albedo da superfície; NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada; e R_n é o saldo de radiação (W.m^{-2}).

4.3.13. Fluxo de Calor Sensível (Carta H)

O fluxo do calor sensível H é considerado o cerne da etapa computacional do algoritmo *SEBAL*, mas para quantificá-lo é necessário que primeiramente se obtenha dados meteorológicos representativos da imagem em estudo. Dessa forma, é preciso muita cautela na seleção da estação meteorológica que será utilizada no trabalho, pois a escolha de uma estação que não represente bem a região em estudo ou ainda que não tenham dados de boa qualidade acarretará em erros.

Inicialmente, é preciso calcular o coeficiente de rugosidade Z_{0m} e a velocidade de fricção u^* na estação meteorológica. Para o cálculo do coeficiente de rugosidade para o transporte de *momentum* Z_{0m} (m), utilizou-se a Equação (4.19) (Brutsaert, 1982).

$$Z_{0m} = 0,12 \times h \quad (4.19)$$

em que:

h é a altura média da vegetação no entorno da estação meteorológica, em metros.

Em seguida, é feito o cálculo da velocidade de fricção u^* (m.s^{-1}), que foi computada usando o perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra, Equação (4.20).

$$u^* = \frac{k \times u_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{0m}}\right)} \quad (4.20)$$

em que:

k é a constante de Von Karman (0,41); u_x é a velocidade do vento ($m.s^{-1}$); Z_x é a altura em que a velocidade do vento foi medida (m); e Z_{0m} é coeficiente de rugosidade para o transporte de *momentum*.

Posteriormente, ainda assumindo a atmosfera em equilíbrio neutro e admitindo que os efeitos da rugosidade da superfície sejam desprezíveis, é estimada a velocidade do vento a 200 m de altitude, nível este que já não é afetado pela rugosidade da superfície (altura de mistura - *blending height*), segundo Equação (4.21) (Allen *et al.*, 2002).

$$u_{200} = u^* \times \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)}{k} \quad (4.21)$$

em que:

u^* é a velocidade de fricção ($m.s^{-1}$); Z_{0m} é coeficiente de rugosidade para o transporte de *momentum*; e k é a constante de Von Karman (0,41).

Partindo do pressuposto que a velocidade do vento a 200 m de altitude é constante para toda a cena estudada, é obtida a nova velocidade de fricção em cada píxel a partir da Equação (4.22).

$$u^* = \frac{k \times u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)} \quad (4.22)$$

em que:

k é a constante de Von Karman (0,41); u_{200} é a velocidade do vento a 200 m de altitude ($m.s^{-1}$); e Z_{0m} é o coeficiente de rugosidade para o transporte de *momentum* em cada píxel.

O coeficiente de rugosidade para o transporte de *momentum* em cada píxel é obtido em função do *SAVI* através da Equação (4.23) (Bastiaanssen, 2000).

$$Z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62 \times SAVI) \quad (4.23)$$

De posse dos novos valores da velocidade de fricção e ainda considerando a atmosfera em condição de estabilidade neutra, calculamos a resistência aerodinâmica ao transporte de calor em cada píxel através da Equação (4.24).

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u^* \times k} \quad (4.24)$$

em que:

Z_1 é o comprimento da rugosidade aerodinâmica para o transporte de calor, igual a 0,1m; Z_2 é a altura de referência acima de uma fonte ou sumidouro de calor, entre as quais existe uma resistência aerodinâmica para o transporte de calor, igual a 2,0m; u^* é a velocidade de fricção em cada píxel ($m.s^{-1}$) e k é a constante de Von Karman (0,41).

A resistência aerodinâmica aplicada à superfície pode ser definida a partir de medidas do perfil da velocidade do vento. Usando a teoria do perfil logarítmico do vento, a resistência aerodinâmica existente entre uma altura de referência acima do solo e a altura da fonte ou sumidouro de calor pode ser descrita pela Equação (4.24) (Rosenberg *et al.*, 1983). De acordo com Paiva (2005), foi demonstrado por um teste de sensibilidade que o modelo *SEBAL* foi pouco sensível às variações de altura da fonte de calor para o intervalo compreendido entre o valor estimado em campo e o de 0,1 metros sugerido por Bastiaanssen (2000). Alturas entre 2 e 3 metros para a medida da temperatura do ar são consideradas limites para que o gradiente vertical de temperatura potencial possa ser considerado igual ao da temperatura do ar (Rosenberg *et al.*, 1983).

Para a determinação do fluxo de calor sensível, é necessário o conhecimento do gradiente vertical de temperatura do ar próximo a superfície, que, na realidade, é de difícil obtenção. Por outro lado, para se obter esse gradiente, é necessário o conhecimento do fluxo de calor sensível, que, por sua vez, é o que se deseja calcular. Para transpor esse impasse, Bastiaanssen (1995) propõe uma solução que evita a consideração de que a temperatura da fonte de calor seja igual à temperatura radiativa da superfície. A diferença entre a temperatura da fonte de calor e a temperatura do ar é determinada para dois píxeis da imagem de satélite onde o fluxo de calor sensível é considerado máximo, e considerado igual a zero para um píxel onde esse fluxo é considerado zero. Esses píxeis são identificados pela maior e menor temperatura da superfície, respectivamente, encontradas em uma determinada área selecionada na imagem. No píxel onde a temperatura da superfície é máxima, o fluxo de calor latente é considerado igual a zero, e o fluxo de calor sensível é expresso pela Equação (4.26). No píxel onde a temperatura da superfície é mínima, o fluxo de calor sensível é considerado igual a zero, e, conseqüentemente, o gradiente vertical de temperatura do ar, também é zero. Posteriormente, a diferença em questão dT é determinada para a região de interesse, por meio de uma expressão linear, que a relaciona com a temperatura radiativa da superfície Equação (4.25).

$$dT_{0(x,y)} = a + b \times T_{S(x,y)} \quad (4.25)$$

em que:

a e b são constantes de calibração da diferença de temperatura; e $T_{S(x,y)}$ é a temperatura da superfície da região de estudo (K).

A determinação das constantes de calibração a e b foram obtidas por meio da escolha dos píxeis denominados de âncoras, a partir de algumas condições de contorno. O píxel quente, que está localizado numa região de solo exposto (matriz), é utilizado para determinar o fluxo de calor sensível H por meio da Equação (4.26), uma vez que o fluxo de calor latente λET é considerado nulo.

$$H_{\text{quente}} = R_{n_{\text{quente}}} - G_{\text{quente}} = \frac{\rho \times C_p \times (a + b \times T_{S_{\text{quente}}})}{r_{ah_{\text{quente}}}} \quad (4.26)$$

em que:

ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kg.m}^{-3}$); C_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$); a e b são constantes de calibração da diferença de temperatura; T_{Squente} é a temperatura da superfície do pixel quente ($^{\circ}\text{C}$); e r_{ahquente} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível (s.m^{-1}); R_{nquente} é o saldo de radiação do pixel quente (W.m^{-2}) e G_{quente} é o fluxo de calor no solo do pixel quente (W.m^{-2}).

Já para o pixel frio, que está localizado numa região bastante úmida, atribui-se valor do fluxo de calor sensível H nulo.

Diante do apresentado, tem-se agora duas equações com duas incógnitas, o que nos possibilita calcular tanto os valores iniciais das constantes a e b quanto o valor de H . Porém o valor inicial de H não é representativo, uma vez que foi obtido para a condição de estabilidade neutra da atmosfera, o que não condiz com a realidade, servindo apenas como ponto de partida para o processo iterativo, onde, em etapas seguintes, será considerada a condição real de estabilidade de cada pixel.

Nesse sentido, é aplicada a teoria da similaridade através do cálculo do comprimento de Monin-Obukhov $L(\text{m})$, que é utilizado para definir as condições de estabilidade da atmosfera e calculado em função dos fluxos de calor e de *momentum* através da Equação (4.27) (Allen *et al.*, 2002).

$$L_0 = - \frac{\rho \times C_p \times u_0^{*3} \times T_{S(x,y)}}{k \times g \times H_0} \quad (4.27)$$

em que:

ρ , C_p e k já foram definidos; u_0^* é a velocidade de fricção inicial em cada pixel (m.s^{-1}); $T_{S(x,y)}$ é a temperatura da superfície (K); g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$); e H_0 é o primeiro valor obtido do fluxo de calor sensível (W.m^{-2}) de cada pixel, considerando a condição de neutralidade.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de *momentum* Ψ_m e de calor Ψ_h deverão ser considerados. Essas variáveis auxiliarão a nova modalidade de cálculo da velocidade de fricção u^* e da

resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} , continuando o processo iterativo. Para tanto, utiliza-se da Equação (4.28) até Equação (4.38) (Allen *et al.*, 2002).

Condição I: comprimento de Monin-Obukhov ($L < 0$) (condição de instabilidade):

$$\Psi_{m_{(200m)}} = 2 \times \ln\left(\frac{1+x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2 \times \arctg(x_{(200m)}) + 0,5 \times \pi \quad (4.28)$$

$$\Psi_{h_{(2m)}} = 2 \times \ln\left(\frac{1+x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (4.29)$$

$$\Psi_{h_{(0,1m)}} = 2 \times \ln\left(\frac{1+x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (4.30)$$

em que:

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \times \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (4.31)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \times \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (4.32)$$

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \times \frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad (4.33)$$

Condição II: comprimento de Monin-Obukhov ($L > 0$) (condição de estabilidade):

$$\Psi_{m_{(200m)}} = -5 \times \left(\frac{200}{L}\right) \quad (4.34)$$

$$\Psi_{h_{(0,1m)}} = -5 \times \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (4.35)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \times \left(\frac{z}{L} \right) \quad (4.36)$$

em que:

L é comprimento de Monin-Obukhov.

Condição III: comprimento de Monin-Obukhov ($L = 0$) (condição de estabilidade), $\Psi_h = \Psi_m = 0$.

De posse dos valores das correções de estabilidade para o transporte de *momentum*, calcula-se o valor corrigido da velocidade de fricção (u^*) através da Equação (4.37).

$$u^* = \frac{k \times u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200m)}} \quad (4.37)$$

em que:

k é a constante de Von Karman; u_{200} é a velocidade do vento a 200m; Z_{0m} é o coeficiente de rugosidade de cada píxel (m); e $\Psi_{m(200m)}$ é a correção da estabilidade ao transporte de *momentum* a 200 m.

Em seguida, obtém-se a resistência aerodinâmica corrigida ao transporte de calor r_{ah} a partir da Equação (4.38) (Allen *et al.*, 2002).

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right) - \Psi_{h(z_1)} + \Psi_{h(z_2)}}{u^* \times k} \quad (4.38)$$

em que:

$Z_1 = 0,1m$ e $Z_2 = 2m$; $\Psi_{h(z_1)}$ e $\Psi_{h(z_2)}$ são as correções de estabilidade ao transporte de calor a 0,1 m e 2 m, respectivamente; u^* é a velocidade de fricção corrigida; e k é a constante de Von Karman.

Obtidos os valores dos parâmetros da Equação (4.28) a Equação (4.38), inicia-se uma nova iteração, conforme a ilustração da Figura 4.2, até que os valores de a e b se mostrem constantes. Na presente pesquisa, o critério adotado para que haja convergência, é o da diferença encontrada entre os valores do fluxo de calor sensível, calculados na iteração atual e na etapa anterior. Quando essa diferença for menor do que 2% há interrupção no processo iterativo.

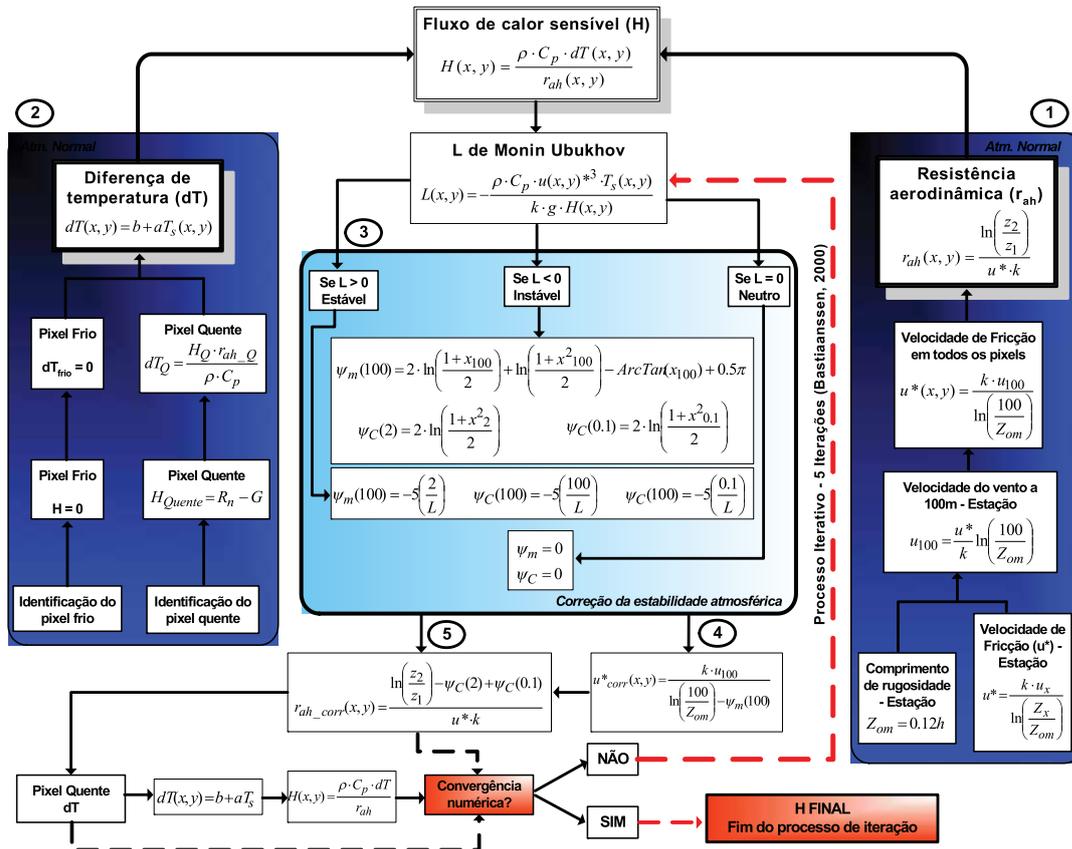


Figura 4.2 - Fluxograma com as etapas do processo iterativo para obtenção da carta do fluxo de calor sensível em toda a região de estudo.

Fonte: Adaptado de Nicácio (2008).

4.3.13.1. Escolha do Pixel Frio e do Pixel Quente

Para efetuar o cômputo do fluxo de calor sensível, o SEBAL parte da escolha de dois píxeis denominados de âncoras na cena estudada, os quais são identificados, pela literatura, como píxeis frio e quente, para definir uma relação linear entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar próximo a superfície. Desse modo, tem sido considerado que os valores de H e dT são iguais a zero para o píxel frio, e LE , e consequentemente ET , também são iguais a zero para o píxel quente (Bastiaanssen *et al.*, 1998a;b; Bezerra, 2004; Silva e Bezerra, 2006). Tasumi (2003) atenta para a

necessidade de avaliação de ocorrência de chuva nos dias que antecedem a data da imagem que está sendo utilizada como fonte de dados. No presente trabalho, ao avaliar tal ocorrência nos dias que antecederam a passagem do satélite, foi possível perceber que não houve precipitação em todos os dias analisados.

As Figura 4.3 e Figura 4.4 mostram os locais escolhidos para serem utilizados como píxeis frio e quente, respectivamente.



Figura 4.3 – Local escolhido como píxel frio.



Figura 4.4 – Local escolhido como píxel quente.

Os locais escolhidos como píxeis frio e quente estão localizados próximos a estação meteorológica do projeto *EIBEX*. O lago, que foi escolhido como píxel frio, encontra-se em uma propriedade privada às margens da estrada que liga Petrópolis a Teresópolis. Já o píxel quente encontra-se às margens da rodovia Washington Luis, também próximo à estação meteorológica *EIBEX*, tratando-se de um local em que não se constatou cobertura vegetal ao longo dos dias analisados.

4.3.14. Fluxo de Calor Latente (Carta LE)

O fluxo de calor latente LE corresponde ao fluxo de massa (água sob a forma de calor) que deixa a superfície, por meio da adição dos processos evaporação e de transpiração vegetal. O fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) é obtido como resíduo da equação do balanço de energia por meio da Equação (4.39).

$$LE=R_n-G-H \quad (4.39)$$

em que:

R_n é o saldo de radiação ($W.m^{-2}$); G é o fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$); e H é o fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$); todos os termos são determinados no instante da passagem do satélite.

4.3.15. Evapotranspiração Diária (Carta $ETr_{diária}$)

A quantificação da evapotranspiração diária $ETr_{diária}$ depende do cálculo da evapotranspiração horária ETr_h . A ETr_h ($mm.h^{-1}$) é obtida por meio da Equação (4.40) (Allen *et al.*, 2002).

$$ETr_h = \frac{LE}{L} \times 3600 \quad (4.40)$$

em que:

LE é o fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$); e L é o calor de evaporação da água.

O valor do calor de evaporação pode ser obtido pela Equação (4.41).

$$L=2497-2,37 \times T_{ar} \quad (4.41)$$

em que:

L é o calor de evaporação ($J.g^{-1}$); e T_{ar} é a temperatura do ar ($^{\circ}C$).

Em seguida, obtém-se a fração da evapotranspiração de referência horária FET_h através da Equação (4.42). Segundo Trezza (2002), a FET_h é aproximadamente constante durante todo o dia.

$$FET_h = \frac{ETr_h}{ETO_h} \quad (4.42)$$

em que:

ETr_h é a evapotranspiração real horária (mm.h^{-1}), calculada pelo SEBAL; e ETO_h é a evapotranspiração de referência horária (mm.h^{-1}), calculada pelo método de Penman-Monteith-FAO (*PMF*).

Considerando que a fração de evapotranspiração de referência horária é igual à fração de evapotranspiração de referência diária, obtém-se a relação expressa pela Equação (4.43).

$$FET_h = FET_{\text{diária}} = \frac{ETr_h}{ETO_h} = \frac{ETr_{\text{diária}}}{ETO_{\text{diária}}} \quad (4.43)$$

em que:

$FET_{\text{diária}}$ é a fração de evapotranspiração de referência diária; $ETr_{\text{diária}}$ é a evapotranspiração real diária (mm.dia^{-1}); e $ETO_{\text{diária}}$ é a evapotranspiração de referência diária (mm.dia^{-1}), calculada pelo método de *PMF*.

Face ao exposto, a evapotranspiração real diária pode ser facilmente obtida através da Equação (4.44) (Trezza, 2002).

$$ETr_{\text{diária}} = FET_{\text{diária}} \times ETO_{\text{diária}} \quad (4.44)$$

em que:

$FET_{\text{diária}}$ é a fração de evapotranspiração de referência diária; e $ETO_{\text{diária}}$ é a evapotranspiração de referência diária (mm.dia^{-1}).

4.4. Avaliações da Evapotranspiração

A avaliação da estimativa da evapotranspiração será feita sob duas perspectivas distintas, embora complementares para uso em aplicações hidrometeorológicas locais e na escala da bacia hidrográfica. A primeira vertente explorará a avaliação das cartas de evapotranspiração diária obtidas pela aplicação do algoritmo *SEBAL*, associadas às imagens do Landsat 5. Já a segunda perspectiva implicará o emprego de alguns métodos de estimativa de evapotranspiração de referência em substituição ao método de Penman-Monteith, considerado padrão pela FAO, no intuito de disponibilizar um método de estimativa mais expedito ou simplificado com potencial de uso por parte dos usuários dos recursos hídricos e ambientais da bacia hidrográfica, como é o caso, por exemplo, dos produtores rurais.

4.4.1. Avaliação da Carta de Evapotranspiração Calculada pelo SEBAL

A avaliação será feita levando em consideração o aspecto quantitativo e qualitativo da carta de evapotranspiração real e dos cartogramas que são gerados na aplicação do *SEBAL*, respectivamente. A parte quantitativa da avaliação da carta de evapotranspiração real será feita utilizando dados de estações meteorológicas contidas na região de estudo. Os dados meteorológicos fornecidos por essas estações serão utilizados para calcular os dados da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith-FAO, para, posteriormente, compará-los com os valores de evapotranspiração contidos nos píxeis da carta de evapotranspiração real calculada pelo *SEBAL*. Já o aspecto qualitativo será avaliado levando em consideração os padrões de concordância dos cartogramas gerados pela utilização do *SEBAL* com a carta de uso e cobertura do solo, e com a carta do modelo digital de elevação.

4.4.2. Avaliação dos Métodos de Estimativa de Evapotranspiração de Referência

A estimativa da evapotranspiração de referência por meio de equações matemáticas é o processo mais comum de obtenção da transferência de água para atmosfera em áreas vegetadas; assim, são necessários dados climático-meteorológicos para sua aplicação. A maioria desses métodos apresenta problemas de precisão, principalmente pela falta de ajuste dos coeficientes dos modelos, além de erros de leitura, acurácia dos sensores e por serem desenvolvidos para condições climáticas e agronômicas específicas, que não têm validade para condições distintas.

Em virtude da importância de se estimar, da melhor forma possível, a evapotranspiração de referência, para fins de dimensionamento de sistemas hidráulicos e para o manejo da água da irrigação, realizou-se esta avaliação complementar com o objetivo de estudar o desempenho de três métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para a região de estudo, a saber: Camargo (CA), Hargreaves-Samani (HS) e Priestley-Taylor (PT). Esses três métodos estão apresentados nas Equações (2.7), (2.8) e (2.36), respectivamente, tendo-se, como base de comparação, a evapotranspiração de referência calculada pelo método de Penman-Monteith-FAO (PMF), apresentada na Equação (2.38).

4.4.2.1. Análise de Desempenho dos Métodos de Estimativa de Evapotranspiração de Referência

A análise de desempenho dos resultados será feita pela correlação entre os valores estimados da evapotranspiração de referência por CA, HS e PT, considerado o método de *PMF* como padrão. Essa análise será baseada nos indicadores estatísticos: erro padrão de estimativa *SEE*; coeficiente linear *a*; coeficiente angular *b*; coeficiente de determinação r^2 ; coeficiente de correlação *r*; no índice de concordância *d* de Willmott proposto por Willmott *et al.* (1985) e no coeficiente de confiança ou desempenho *c* proposto por Camargo e Sentelhas (1997). Ressalta-se que a classificação do desempenho se baseará no indicador estatístico *c*, sendo os demais indicadores apenas para dar suporte à classificação.

O erro padrão de estimativa *SEE* foi calculado pela Equação (4.45).

$$SEE = \sqrt{\frac{\sum (O_i - P_i)^2}{n-1}} \quad (4.45)$$

em que:

SEE é o erro-padrão da estimativa (mm.d⁻¹); *O_i* é a ETo estimada pelo PMF (mm.d⁻¹); *P_i* é a ETo estimada pelos modelos de PT, HS e de CA (mm.d⁻¹); e *n* é o número de observações.

O índice de concordância, proposto por Willmott *et al.* (1985), é dado pela Equação (4.46).

$$d=1-\left[\frac{\sum(P_i-O_i)^2}{\sum(|P_i-\bar{O}|+|O_i-\bar{O}|)^2}\right] \quad (4.46)$$

em que:

P_i corresponde aos valores de ETo estimados pelos métodos de PT, HS e CA; O_i corresponde aos valores estimados pelo método de PMF, considerado padrão. Os valores de d podem variar de 0, para nenhuma concordância, a 1, para uma concordância perfeita.

O coeficiente c , proposto por Camargo e Sentelhas (1997), é obtido pelo produto entre o coeficiente de correlação r e o índice de Willmott d e interpretado de acordo com os referidos autores como: “ótimo” ($c > 0,85$); “muito bom” (c entre 0,76 e 0,85); “bom” (c entre 0,66 e 0,75); “mediano” (c entre 0,61 e 0,65), “sofrível” (c entre 0,51 e 0,60), “mau” (c entre 0,41 e 0,50) e “péssimo” ($c < 0,40$).

5. ESTUDO DE CASO – BACIA DO RIO PIABANHA/RJ

O presente capítulo descreve a região de estudo incluindo os aspectos fisiográficos, uso do solo e ocupação, clima, regime pluviométrico e regime hidrológico, além dos dados utilizados no trabalho, com ênfase na escolha das imagens do satélite Landsat 5 empregadas e nas estações meteorológicas presentes na região.

5.1. Localização e Caracterização da Bacia

O rio Piabanha é afluente pela margem direita do rio Paraíba do Sul e sua bacia ocupa uma área de aproximadamente 2.050 km², a maior parte inserida na região serrana do estado do Rio de Janeiro. Seus principais afluentes são os rios Fagundes, pela margem esquerda, e rios Paquequer/Preto, pela margem direita. É composta pelos municípios de Areal, Paraíba do Sul, Paty do Alferes, Petrópolis, São José do Vale do Rio Preto, Teresópolis e Três Rios com população total de 590.000 habitantes. A Figura 5.1 ilustra a localização da bacia do rio Piabanha no mapa de regiões político-administrativas do estado do Rio de Janeiro.

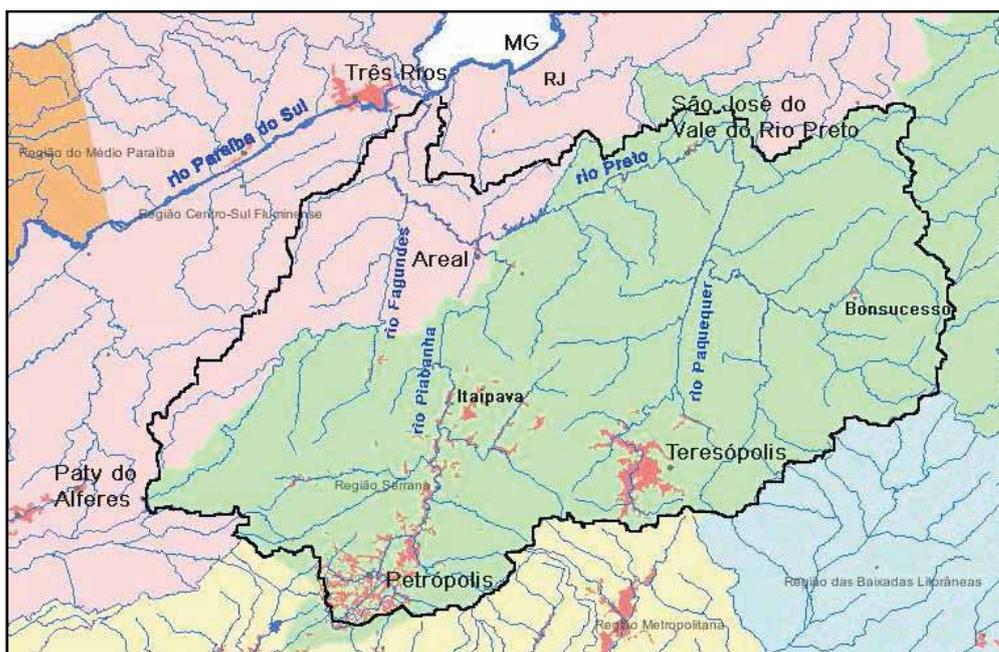


Figura 5.1 - Localização da bacia do rio Piabanha no mapa de regiões político-administrativas do estado do Rio de Janeiro.

Fonte: Fundação CIDE, LabGeo.

5.2. Fisiografia da Bacia

A bacia apresenta relevo montanhoso, muito acidentado de modo geral, no curso médio e superior, com afloramentos rochosos e altitudes que ultrapassam os 2.000 m. As fortes restrições à ocupação dada pelo relevo são a principal razão do nível relativamente alto de cobertura florestal natural da bacia do Piabanha (mais de 30%), se comparado com a média das sub-bacias do Paraíba do Sul (11%). Apesar da expressiva cobertura florestal, as condições de relevo e solos e a elevada pluviosidade resultam em alta vulnerabilidade à erosão na maior parte da bacia do Piabanha. A Figura 5.2 mostra o modelo digital de elevação obtido a partir do SRTM.

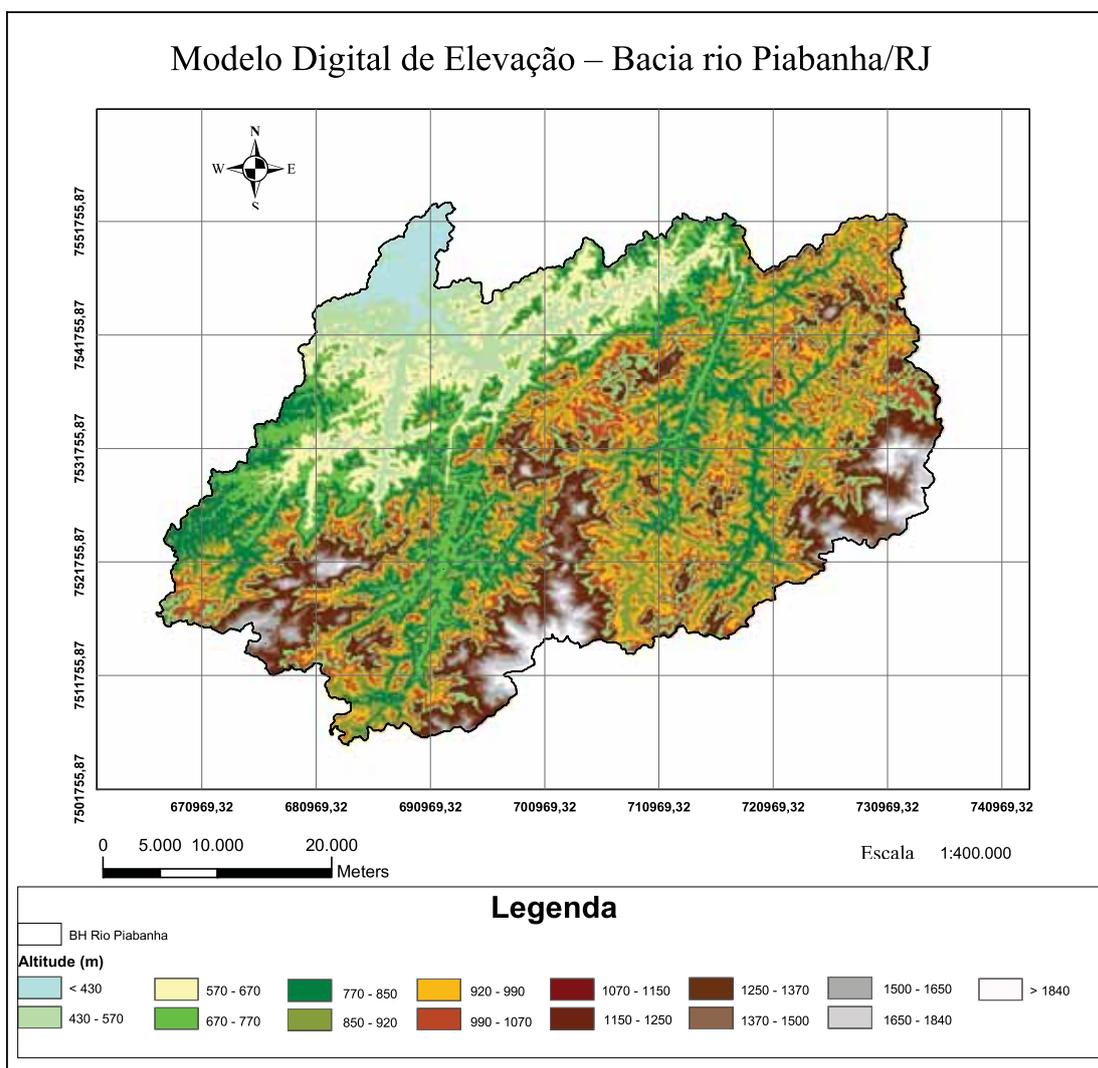


Figura 5.2 – Modelo digital de elevação da bacia do rio Piabanha.

Os intensos processos erosivos da sub-bacia do rio Preto refletem-se no assoreamento do reservatório situado entre Areal e São José do Rio Preto, denominado

de represa Morro Grande, utilizada para abastecimento de água e geração de energia pela empresa Ampla S.A.

Geomorfologicamente, a região está situada na unidade Serra dos Órgãos (*Radambrasil*, 1983). O reverso desse conjunto topográfico é definido por seu aspecto morfoestrutural, caracterizado por lineações de vales estruturais de cristas serranas, maciços graníticos, morros com desníveis altimétricos acentuados e alvéolos intermontanos. Essas feições refletem áreas de dobramentos remobilizados sob forma de blocos justapostos. A drenagem da Serra dos Órgãos desenvolve-se sob o controle lito-estrutural, apresentando padrões paralelos e sub-paralelos.

Os reversos da Serra do Mar, pela sua localização, extensão e posição geográfica, apresenta formas de uso e ocupação inadequados como desmatamentos e desenvolvimento de atividades agropecuárias e urbanas em núcleos intermontanos, expandindo-se às vertentes íngremes. A região tem expressiva amplitude topográfica, vertentes predominantemente retilíneas a côncavas e escarpadas com topos e cristas. A vegetação predominante é composta de floresta ombrófila densa montana, alto montana, campos de altitude e floresta estacional semidecidual para NE, adaptada às estações úmidas e secas.

5.3. Uso do Solo e Ocupação da Bacia

A sua ocupação remonta ao período colonial do início do século XIX. Os principais núcleos urbanos, Petrópolis e Teresópolis, que, juntos, têm mais de 350.000 habitantes, instalaram-se em regiões intermontanas, em fundo de vales nos exíguos terraços fluviais, por vezes atingindo as encostas íngremes expandindo-se pelos vales dos rios Piabanha e Preto, respectivamente. A proximidade com o Rio de Janeiro induz a um crescimento urbano acentuado e inadequado para as condições ambientais da bacia.

Além dos conhecidos problemas com situações de risco de erosão das encostas e de inundação na calha dos rios, a qualidade dos recursos hídricos é prejudicada pelo lançamento de esgotos *in natura*. Não há tratamento dos esgotos, e as vazões naturais dos rios são muito baixas para a diluição das cargas lançadas, resultando em altos índices de poluição. A Figura 5.3 mostra o uso e tipo de cobertura da superfície na bacia do rio Piabanha/RJ.

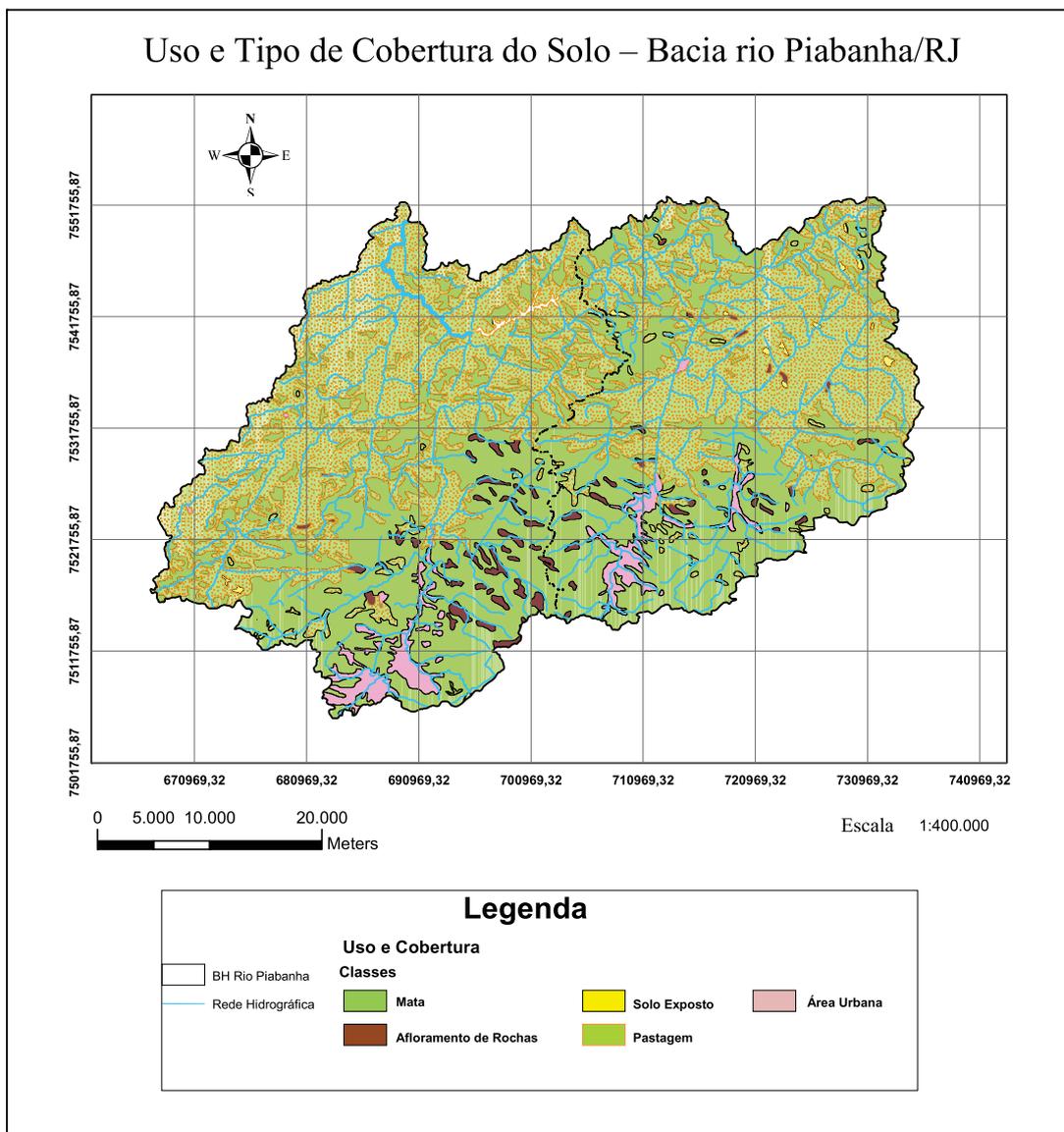


Figura 5.3 – Uso e tipo de cobertura da superfície da bacia do rio Piabanha/RJ.

Fonte: Adaptado do Relatório EIBEX-I (2007).

A bacia do rio Piabanha destaca-se também pelo uso industrial (mais de 50 indústrias de alto potencial poluidor) e pelo uso agrícola, co-responsáveis pela erosão dos solos e degradação das águas, juntamente com o uso urbano. Predominam as culturas de ciclo curto, como verduras e legumes, e não se verifica o uso de técnicas de conservação de solo, como terraceamento e plantio em curva de nível, apesar das fortes declividades e do potencial de erosão hídrica da região. Em geral, as áreas cultivadas localizam-se nas margens dos rios e córregos, ocupando áreas de preservação permanente (APPs). Uso abusivo de agrotóxicos, lançamento de esgotos de origem doméstica e animal (currais e pocilgas) e erosão das margens são problemas comuns aos

cursos de água nessas áreas, comprometendo a qualidade das águas utilizadas para a irrigação das culturas e abastecimento doméstico. Ressalta-se que a captação de água para abastecimento de Teresópolis situa-se no rio Preto, a jusante de diversas áreas agrícolas.

O nível de ocupação e a intensidade de uso das terras e das águas da bacia do rio Piabanha situam-na entre as sub-bacias do Paraíba do Sul de alta prioridade para a realização de ações de proteção e recuperação de florestas, solos e águas, sendo recomendadas medidas rigorosas de restrição de uso, especialmente no curso superior do rio Piabanha e de seu afluente Preto. Os trechos superiores dos rios Piabanha e Preto devem receber prioridade máxima na proteção das florestas, na recuperação de áreas degradadas, no planejamento e controle do parcelamento do solo urbano e dos usos da água, em geral, e do uso agrícola em especial (COPPE-LABHID, 2002).

5.4. Clima, Regime Pluviométrico e Regime Hidrológico

A localização da bacia em região tropical e a proximidade da superfície oceânica não explicam por si só a elevada pluviosidade da região. A esses fatores, que criam pré-condições à alta pluviosidade, estão associados mecanismos dinâmicos, de massas de ar polares e oceânicas e linhas de instabilidade, e fatores estáticos orográficos proporcionados pela orientação SO/NE da Serra do Mar.

Esse posicionamento expõe a região ao fluxo meridional de ar frio, oriundo do pólo sul sobre as águas quentes oceânicas, assegurando-lhe ainda maior frequência de invasão de frentes frias e de linhas de instabilidade tropical. A sua topografia bastante acidentada, que é proporcionada por rochas cristalinas do escudo brasileiro, aumenta a turbulência do ar pela ascendência orográfica, favorecendo as precipitações.

Os fatores dinâmicos e estáticos determinam, para a bacia, o clima tropical de altitude úmido na região serrana, com altos índices pluviométricos e temperaturas médias a baixas. A região mais baixa, tanto pelo efeito adiabático como pela continentalidade, está condicionada a amplitudes térmicas distintas de inverno e verão de um clima sub-úmido.

Nas encostas íngremes, a pluviosidade média anual ultrapassa os 2.500mm, como nas cidades de Petrópolis e Teresópolis. Nas vertentes mais íngremes e elevadas, acima dos 2000m, identificam-se formações rupestres e campos de altitude como nas proximidades dos campos do Sino e do Açú, onde podem ocorrer temperaturas negativas, inclusive com geada. Nas proximidades dos municípios de Areal e São José

do Rio Preto, a média pluviométrica decresce abruptamente para 1.300mm, com períodos secos e deficiências hídricas bastante pronunciadas.

As distribuições das precipitações totais mensais ao longo do ano estão representadas, nas Figura 5.4, Figura 5.5, e Figura 5.6, para o município de Petrópolis/RJ, para a bacia de Pedro do Rio e para o município de Areal/RJ, respectivamente. Nessas figuras, verifica-se que o mês mais seco é julho, e que as chuvas têm início no mês de agosto.



Figura 5.4 - Totais de precipitação mensal em Petrópolis/RJ.

Fonte: Relatório EIBEX-I (2007).



Figura 5.5 - Totais de precipitação mensal em Pedro do Rio.

Fonte: Relatório EIBEX-I (2007).



Figura 5.6 - Totais de precipitação mensal em Areal/RJ.

Fonte: Relatório EIBEX-I (2007).

O ano hidrológico na bacia do Piabanha coincide com o da bacia do Paraíba do Sul, correspondendo ao período de início de setembro a final de agosto. As maiores vazões ocorrem em dezembro, janeiro, fevereiro e março e as mínimas em julho, agosto e setembro, conforme se pode verificar, na Figura 5.7, mediante o histograma de vazões mensais médias de longo período em Pedro do Rio.

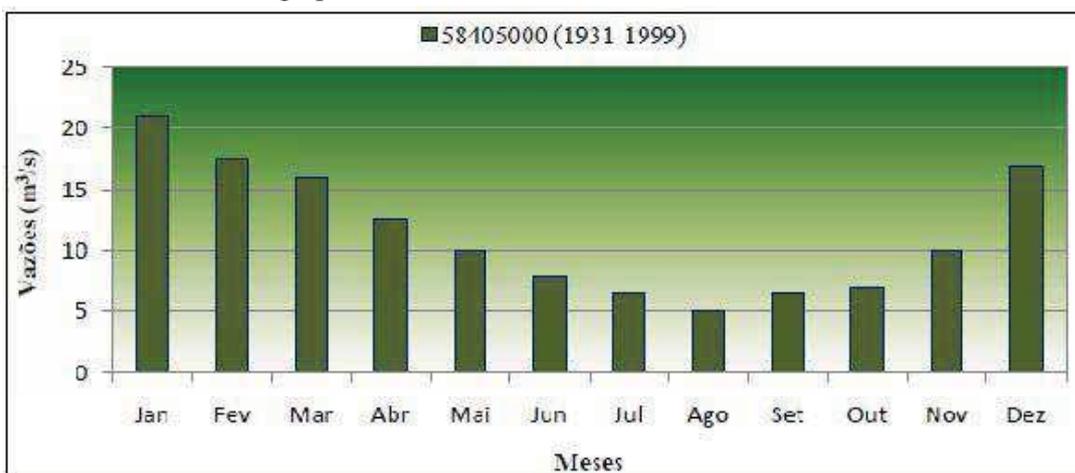


Figura 5.7 - Vazões médias mensais do rio Piabanha em Pedro do Rio.

Fonte: Relatório EIBEX-I (2007).

5.5. Rede de Monitoramento Hidrometeorológico

Segundo o relatório do projeto *EIBEX-I* (2007), há na bacia do rio Piabanha, uma rede de monitoramento hidrometeorológico (estações climatológicas, fluviométricas e pluviométricas) de diversos projetos e operadoras, em diferentes fases de implantação e operação, com objetivos complementares, que convergem para o conhecimento integrado dos processos hidrológicos, com resultados aplicáveis à gestão

dos recursos hídricos da bacia. A referida rede de monitoramento hidrometeorológico existente de acordo com as diferentes operadoras é mostrada na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Monitoramento hidrometeorológico na bacia do rio Piabanha/RJ.

Operadora	Número de Estações		
	Fluviométricas	Pluviométricas	Meteorológica
ANA/ CPRM	5	10	-
SERLA	3	2	-
AMPLA	3	2	-
INMET	-	-	2
LNCC	-	-	0
EIBEX – COPPE/IGEO-UFRJ e CPRM*	-	-	1
Total	11	14	3

Fonte: Adaptado do Relatório EIBEX-I (2007).

A Tabela 5.2 indica as quantidades de equipamentos previstos nas redes dos projetos de pesquisa em desenvolvimento na bacia.

Tabela 5.2 – Equipamentos previstos nas redes de pesquisa em desenvolvimento.

Operadora	Número de estações			Rede Piezométrica
	Fluviométricas	Pluviométricas	Meteorológica	
EIBEX – COPPE/IGEO-UFRJ e CPRM*	9	13	1	10
LNCC – SEAMB/RJ*	6	17	3	-
Córrego Sujo (IGEO-UFRJ)**	-	1	-	-
Teresópolis (LabGis-UERJ)**	-	-	-	-
Total	15	31	4	10

Fonte: Relatório EIBEX-I (2005).

* Redes em implantação

** São experimentos onde há necessidade de instalação de equipamentos.

5.6. Dados Utilizados no Algoritmo SEBAL

5.6.1. Imagens do Satélite Landsat5 - TM

As imagens utilizadas para quantificar as componentes necessárias no cálculo da evapotranspiração real diária foram geradas pelo sensor de mapeamento temático – TM, a bordo do satélite Landsat 5. Essas imagens foram adquiridas junto à *DGI (Divisão de Geração de Imagens)* do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (*INPE*). A análise das imagens iniciou-se a partir da data de instalação da estação do *EIBEX*, em 02 de março de 2007, até o ano de 2011. Após a análise dos dados, foi possível escolher quatro imagens sem cobertura de nuvens para serem utilizadas no cálculo da evapotranspiração real diária. As Tabela 5.3, Tabela 5.4, Tabela 5.5, Tabela 5.6 e Tabela 5.7 mostram um resumo das imagens pesquisadas, assim como a presença ou não de nuvens sobre a região de estudo.

Tabela 5.3 – Quadro resumo das imagens analisadas do ano de 2007.

Análise do Banco de Imagens 2007				
Mês	Dia	Órbita 217	Coberto por Nuvens	Informações Adicionais
Janeiro	6	Completa	Sim	-
Janeiro	22	Completa	Sim	-
Fevereiro	7	Completa	Sim	-
Fevereiro	23	Completa	Sim	-
Março	11	Completa	Sim	-
Março	27	Completa	Sim	-
Abril	12	Completa	Sim	-
Abril	28	Completa	Sim	-
Mai	14	Completa	Sim	-
Mai	30	Completa	Sim	-
Junho	15	Completa	Não	Imagem utilizada
Julho	1	Completa	Sim	-
Julho	17	Completa	Sim	-
Agosto	2	Completa	Sim	-
Agosto	18	Completa	Sim	-
Setembro	3	Completa	Sim	-
Setembro	19	Completa	Sim	-
Outubro	5	Completa	Sim	-

Tabela 5.4 – Quadro resumo das imagens analisadas do ano de 2008.

Análise do Banco de Imagens 2008				
Mês	Dia	Órbita 217	Coberto por Nuvens	Informações Adicionais
Janeiro	25	Completa	Sim	-
Fevereiro	10	Completa	Sim	-
Fevereiro	26	Completa	Sim	-
Março	13	Completa	Sim	-
Março	29	Incompleta	Sim	-
Abril	14	Completa	Sim	-
Abril	30	Completa	Sim	-
Mai	16	Incompleta	-	-
Junho	1	Incompleta	-	-
Junho	17	Incompleta	-	-
Julho	3	Incompleta	-	-
Julho	19	Incompleta	-	-
Agosto	4	Incompleto	-	-
Agosto	20	Completa	Não	Imagem utilizada
Setembro	5	Completa	Sim	-
Setembro	21	Completa	Sim	-
Outubro	7	Completa	Sim	-
Outubro	23	Completa	Sim	-
Novembro	8	Completa	Sim	-
Novembro	24	Completa	Sim	-
Dezembro	10	Completa	Sim	-
Dezembro	26	Completa	Sim	-

Tabela 5.5 – Quadro resumo das imagens analisadas do ano de 2009.

Análise do Banco de Imagens 2009				
Mês	Dia	Órbita 217	Coberto por Nuvens	Informações Adicionais
Janeiro	11	Completa	Sim	-
Fevereiro	12	Completa	Sim	-
Fevereiro	28	Completa	Sim	-
Março	16	Completa	Sim	-
Abril	1	Completa	Sim	-
Abril	17	Completa	Sim	-
Mai	3	Completa	Sim	-
Mai	19	Completa	Sim	-
Junho	4	Completa	Sim	-
Junho	20	Completa	Sim	-
Julho	6	Completa	Sim	-
Julho	22	Completa	Sim	-
Agosto	7	Completa	Sim	-
Agosto	23	Completa	Sim	-
Setembro	8	Completa	Sim	-
Setembro	24	Completa	Sim	-
Outubro	10	Completa	Sim	-
Outubro	26	Completa	Sim	-
Novembro	11	Completa	Sim	-
Novembro	27	Completa	Sim	-
Dezembro	13	Completa	Sim	-

Tabela 5.6 – Quadro resumo das imagens analisadas do ano de 2010.

Análise do Banco de Imagens 2010				
Mês	Dia	Órbita 217	Coberto por Nuvens	Informações Adicionais
Janeiro	30	Completa	Sim	-
Fevereiro	15	Completa	Sim	-
Março	19	Completa	Sim	-
Abril	4	Completa	Sim	-
Abril	20	Completa	Sim	-
Maiο	6	Incompleta	-	Imagens disponíveis somente até o ponto 74
Maiο	22	Incompleta	-	Imagens disponíveis somente até o ponto 75
Junho	7	Completa	Sim	-
Junho	23	Incompleta	-	Imagens disponíveis somente até o ponto 75
Julho	9	Completa	Sim	-
Agosto	26	Completa	Não	Imagem utilizada
Setembro	11	Completa	Sim	
Setembro	27	Incompleta	-	Imagens disponíveis somente até o ponto 75
Outubro	13	Incompleta	-	Imagens disponíveis somente até o ponto 71
Novembro	30	Completa	Sim	-
Dezembro	16	Completa	Sim	-

Tabela 5.7 – Quadro resumo das imagens analisadas do ano de 2011.

Análise do Banco de Imagens 2011				
Mês	Dia	Órbita 217	Coberto por Nuvens	Informações Adicionais
Janeiro	17	Completa	Sim	-
Fevereiro	2	Incompleta	-	Imagens disponíveis somente até o ponto 72
Fevereiro	18	Incompleta	-	Imagens disponíveis somente até o ponto 74
Março	6	Incompleta	-	Imagens disponíveis somente até o ponto 69
Abril	7	Completa	Sim	-
Abril	23	Completa	Sim	-
Maio	9	Completa	Sim	-
Maio	25	Incompleta	-	Imagens disponíveis somente até o ponto 75
Junho	10	Incompleta	-	Imagens disponíveis somente até o ponto 72
Junho	26	Incompleta	-	Imagens disponíveis somente até o ponto 74
Julho	12	Completa	Não	Imagem utilizada

Devido à região de estudo compreender uma localização de fronteira entre as cenas geradas pelo sensor, para as quatro datas selecionadas, foram necessárias a obtenção de dois pontos subsequentes do Landsat5 para cada dia analisado, a saber:

- órbita/ponto 217/75 e 217/76 dos dias: 15/06/2007, 20/08/2008, 26/08/2010 e 12/07/2011.

O sensor TM do Landsat5 mede a radiância espectral de cada píxel da imagem e os armazena na forma de número digital *ND*, cujos valores variam de 0 a 255 (8 bits), tendo uma resolução espacial de 30 x 30 m nas bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, e resolução de 120 x 120 m no canal termal, banda 6.

Durante o processamento e manuseio das imagens do satélite, a exemplo de composição de bandas, junção de cenas, recortes, reclassificação de píxeis, empilhamento, foi utilizado o código computacional de geoprocessamento Arcview 9.2, que contém diversas funções para facilitar a execução dessas atividades. Inicialmente, a banda termal, com resolução 120 x 120 m, foi reamostrada para que tivesse a mesma resolução espacial das demais bandas objetivando, dessa forma, uma análise mais consistente e com melhores resultados. É importante ressaltar que tal procedimento não

acarreta em melhora da resolução espacial, sendo feito tão somente para que todas as bandas utilizadas tivessem o mesmo tamanho.

Foram feitos também mosaicos para juntar os dois pontos subseqüentes que abrangiam a área de estudo, sendo, posteriormente, realizado um recorte da imagem, tomando como base o formato da bacia do rio Piabanha/RJ, a fim de reduzir tanto a quantidade de informações desnecessárias quanto o tempo de processamento das análises.

5.6.2. Estações Meteorológicas

A região de estudo apresenta um número de estações meteorológicas aquém da quantidade ideal. Essa realidade tornou-se mais desfavorável depois que a rede de monitoramento do *LNCC (Laboratório Nacional de Computação Científica)*, que funcionava em caráter experimental, foi desativada. A instalação da referida rede era fruto de uma parceria, firmada em 2006, entre a *SEA (Secretaria Estadual do Ambiente)* e o *LNCC*, e visava não só o a instalação de pluviógrafos, linígrafos e seções de régua, mas também de três estações meteorológicas; localizadas no bairro Pico do Couto – Petrópolis, no bairro Quarteirão Ingelheim – Petrópolis e no bairro Itaipava. Por conta da indefinição sobre a renovação do convênio entre as partes para custeio da manutenção e operação dos equipamentos, o sistema de monitoramento foi desativado no segundo semestre de 2010. Devido a isso, as três estações meteorológicas que tinham previsão de serem instaladas pelo convênio, aguardam a solução do impasse para funcionarem.

Atualmente, na região, existem três estações meteorológicas, sendo uma pertencente ao projeto *EIBEX*, localizada no bairro Itaipava, município de Petrópolis. Há duas estações pertencentes ao Instituto Nacional de Meteorologia (*INMET*), sendo uma delas localizada no bairro Pico do Couto, no município de Petrópolis, enquanto a outra localiza-se no parque nacional de Teresópolis, no município de Teresópolis.

1) Estação Meteorológica do EIBEX

O projeto *EIBEX-I* foi financiado pelo *MCT/ FINEP/CT-HIDRO* e tem recebido apoio financeiro adicional do projeto institucional da *CPRM* “Apoio às Bacias Experimentais e Representativas”, cuja finalidade é contribuir com a complementação de recursos necessários a despesas correntes de modo a garantir as instalações e a operação dos equipamentos.

A estação está localizada no parque municipal, no bairro Itaipava, município de Petrópolis. Possui coordenadas 22° 24' 19" S e 43° 48' WGr, estando situada em uma altitude de 700m, com dimensões de 10x10m e grama batatais (*Paspalum notatum* L.) em seu interior. É uma estação automática composta de uma unidade de memória central, com instrumento de aquisição de informações (*data logger*), que é responsável por armazenar todos os dados gerados pelos sensores. O instrumento de captação de informações (*data logger*) está programado para coletar dados a cada 10 segundos e retornar as médias e/ou totais obtidos para cada sensor em dois diferentes arquivos, o primeiro numa escala de 10 minutos, e o segundo numa escala diária. Atualmente, a estação possui sensores que medem a pressão barométrica, temperatura do ar, pressão de vapor, umidade relativa do ar, precipitação, radiação solar líquida, radiação incidente, radiação global, direção e velocidade do vento, temperatura, umidade e condutividade do solo. É importante ressaltar que a estação ainda possui uma placa fotovoltaica que fornece energia ao armazenador de dados (*data logger*), além de um conjunto de baterias que suprem a demanda por energia quando a tensão gerada pela placa é insuficiente, garantindo, assim, a continuidade nos registros efetuados. A Figura 5.8 mostra a estação do projeto *EIBEX* e os equipamentos instalados.



Figura 5.8 – Estação meteorológica do projeto EIBEX e os equipamentos instalados.

2) Estação Meteorológica de Petrópolis

A estação meteorológica de Petrópolis está localizada no Pico do Couto, mais especificamente dentro do *CINDACTA (Centro de Informação de Defesa Aérea e Controle de Tráfego Aéreo)*, com coordenadas 22° 27' 54" S e 43° 17' 29,04" WGr, e altitude de 1770m. É uma estação automática composta de uma unidade de memória central (*data logger*), que é responsável em armazenar todos os dados de temperatura do ar, umidade relativa do ar, temperatura do ponto de orvalho, velocidade do vento, radiação e precipitação, na escala horária. É importante ressaltar que a estação ainda possui uma placa fotovoltaica que alimenta o armazenador de dados (*data logger*), além de um conjunto de baterias que suprem a demanda por energia quando a tensão gerada

pela placa é insuficiente, garantindo, assim, a continuidade nos registros efetuados. A Figura 5.9 mostra a estação meteorológica de Petrópolis e os equipamentos instalados.



Figura 5.9 – Estação meteorológica de Petrópolis e os equipamentos instalados.

3) Estação Meteorológica de Teresópolis

A estação meteorológica de Teresópolis está localizada no parque nacional de Teresópolis, e possui coordenadas $22^{\circ} 26' 56,04''$ S e $42^{\circ} 59' 13,92''$ WGr, com altitude de 980m. É uma estação automática composta de uma unidade de memória central (*data logger*), que é responsável em armazenar todos os dados de temperatura do ar, umidade relativa do ar, temperatura do ponto de orvalho, velocidade do vento, radiação e precipitação, na escala horária. É importante ressaltar que a estação ainda possui uma placa fotovoltaica que alimenta o armazenador de dados (*data logger*), além de um conjunto de baterias que suprem a demanda por energia quando a tensão gerada pela placa é insuficiente, garantindo, assim, a continuidade nos registros efetuados. A referida estação capta dados na mesma escala temporal da estação de Petrópolis. A Figura 5.10 mostra a estação meteorológica de Petrópolis e os equipamentos instalados.



Figura 5.10 – Estação meteorológica de Teresópolis e os equipamentos instalados.

5.7. Dados Utilizados no Balanço Hídrico Sazonal

5.7.1. Estação Fluviométrica

A bacia utilizada no presente trabalho é delimitada pelo posto fluviométrico de Pedro do Rio, sub-bacia da bacia do rio Piabanha, e que integra o sistema de informações hidrológicas HIDROWEB, disponibilizado pela Agência Nacional de Águas (ANA). O referido posto fluviométrico está localizado nas coordenadas $22^{\circ} 19' 56''$ S e $43^{\circ} 08' 01''$ WGr. O posto de Pedro do Rio situa-se no distrito de Pedro do Rio, localizado no município de Petrópolis – RJ. A série histórica que consta do sistema HIDROWEB contém dados de vazões desde o ano de 1932 até o ano de 2010. A Figura 5.11 mostra as réguas que se encontram instalada na seção de Pedro do Rio.



Figura 5.11 – Seção de régua da estação fluviométrica de Pedro do Rio/RJ.

5.7.2. Estações Pluviométricas

Os postos pluviométricos utilizados neste trabalho estão situados dentro da bacia de Pedro do Rio e constam também da base de dados HIDROWEB. O código de cada posto, assim como o nome e a localização dos referidos postos pluviométricos, estão mostrados na Tabela 5.8.

Tabela 5.8 – Código, nome e localização de cada posto pluviométrico utilizado.

Código	Nome do Posto	Localização (Latitude e Longitude)	
2243009	PETRÓPOLIS	-22°30'42	-43°10'15''
2243010	ITAMARATI - SE	-22°29'7''	-43°08'57''
2243011	RIO DA CIDADE	-22°26'17''	-43°10'13''
2243012	PEDRO DO RIO	-22°19'57''	-43°08'10''

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

O presente capítulo apresenta, inicialmente, os resultados obtidos referentes à avaliação da qualidade dos dados fornecidos pela estação meteorológica do projeto *EIBEX* para a sua utilização conjunta com sensoriamento remoto na aplicação junto ao *SEBAL*. Adicionalmente, apresenta, também, os resultados referentes à espacialização das componentes do balanço de energia necessários na estimativa da evapotranspiração real diária. Por último, indica um método de estimativa de evapotranspiração de referência menos laborioso do que o de Penman-Monteith-FAO para quantificar, de forma adequada, essa variável para a região da sub-bacia de Pedro do Rio.

6.1. Resultado da Avaliação dos Dados da Estação Meteorológica

Foi gerada uma base de dados para a região de estudo com o intuito de avaliar as informações fornecidas pela estação meteorológica *EIBEX*. O conteúdo dessa base de dados foi descrita no item 4.1, e a sua avaliação está alicerçada no comportamento da sazonalidade da evapotranspiração de referência calculada pelo método de Penman-Monteith-FAO, comparando-a com o comportamento da sazonalidade da evapotranspiração real calculado pelo método do balanço hídrico sazonal. A Figura 6.1 mostra o comportamento das duas estimativas de evapotranspiração ao longo do ciclo hidrológico entre 04 de março de 2007 e 28 de julho de 2010.

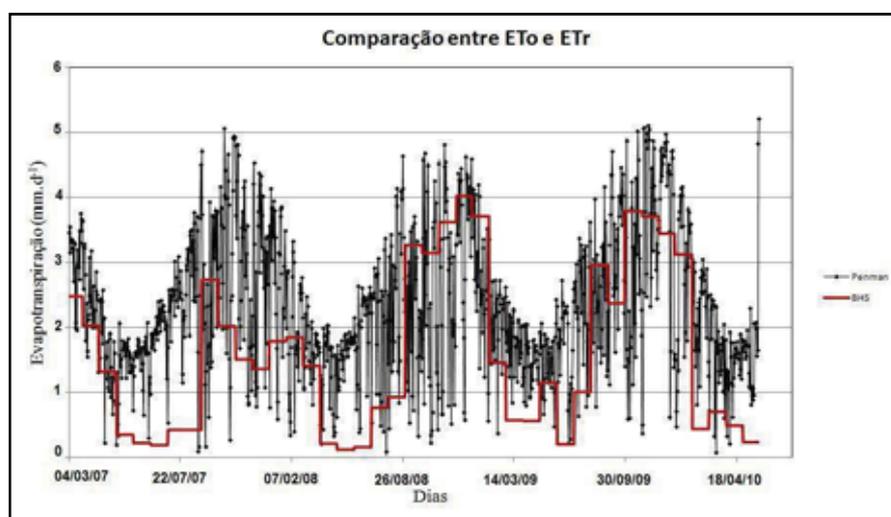


Figura 6.1 – Comportamento das duas estimativas de evapotranspiração ao longo do ciclo hidrológico.

Ao analisar a Figura 6.1, é possível perceber que, ao longo do período analisado, há similaridade do comportamento da sazonalidade das duas estimativas de evapotranspiração, principalmente no período úmido, e que, em média, os valores da

evapotranspiração de referência local são maiores que os valores da evapotranspiração real na escala da bacia. Outra observação significativa é que a série do *BHS* possui um comportamento menos sensível a variações do que a série de Penman. Esse fato está relacionado com a metodologia do *BHS* proposta por Dias e Kan (1999), onde a evapotranspiração real, obtida com base no balanço hídrico da bacia hidrográfica, é um valor ponderado entre os períodos de recessão.

Com suporte nessa análise preliminar, em adição a procedimentos de verificação da consistência dos dados em geral, é possível concluir que a estação meteorológica do projeto *EIBEX* pode ser considerada para a utilização na aplicação do algoritmo *SEBAL*, no que se refere à espacialização da evapotranspiração real com apoio de imagens de satélite adquiridas via sensoriamento remoto.

6.2. Resultado da Espacialização das Componentes do Balanço de Energia na Estimativa da Evapotranspiração Real

A estimativa do balanço de radiação empregado no processo de evapotranspiração foi realizada com a aplicação de técnicas de sensoriamento e utilização das imagens do Landsat 5 - TM dos dias 15/06/2007, 20/08/2008, 26/08/2010 e 12/07/2011, para condições de céu sem nuvens. Os resultados instantâneos estão apresentados em forma de cartogramas da bacia hidrográfica do rio Piabanha contemplando alguns dos componentes do balanço de energia necessários para estimativa da evapotranspiração real diária, a saber: albedo na superfície, saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente. Dessa forma pode-se discutir melhor os resultados, avaliando a espacialidade com que cada variável está distribuída na área de estudo. Vale ressaltar que, no presente trabalho, conduziu-se uma aplicação, em grande escala, do algoritmo *SEBAL*, com vistas a gerar um conhecimento geral da estimativa da evapotranspiração no nível de bacia hidrográfica.

6.2.1. Albedo da Superfície

Ao analisar o comportamento do albedo da superfície, constata-se que existe uma repetitividade do comportamento dessa variável ao longo dos dias estudados. Ao comparar as cartas de albedo com a carta de uso e cobertura do solo e com a carta de altitude, é possível perceber, de um modo geral, que os maiores valores do albedo estão

localizados em regiões com menores altitudes dentro da bacia e em áreas de pastagem e solo exposto, indicando, assim, uma elevada reflectância da radiação incidente. Já os menores valores de albedo estão presentes em regiões com maiores altitudes, tendo principalmente a mata como cobertura do solo. As características descritas do comportamento do albedo estão fortemente ligadas com a presença da água, pois as propriedades de suas moléculas produzem um aumento da absorção espectral da radiação. Com isso, locais com maiores altitudes e com mata como cobertura do solo apresentam-se propícios para os menores valores de albedo. É importante ressaltar que, do ponto de vista qualitativo, houve uma boa estimativa do albedo da superfície feita pelo *SEBAL*, pois o algoritmo conseguiu separar os valores de albedo nos diferentes tipos de uso e cobertura do solo.

As imagens com os valores instantâneos do albedo de superfície podem ser visualizadas na Figura 6.2. Os píxeis com cores azul escuro e azul claro identificam juntos os corpos que refletem menos que 11 % da energia incidente sobre eles. Vale ressaltar que, para todos os dias analisados, as respectivas classes perfazem mais de 50 % de toda cena estudada e representam, em quase sua totalidade, os corpos com altitudes médias a altas, incluindo as regiões de mata. Meireles (2007), em estudo realizado na bacia do Acaraú/CE, encontrou valores do albedo variando entre 3 e 10 % para corpos com maior conteúdo de água.

Áreas com tonalidades verde apresentam albedo entre 12 e 15 %; esses valores apresentam-se em regiões de área urbana e área de pastagem. Os píxeis destacados de cor amarela apresentaram albedo entre 15 e 18% e foram registrados na área em que se encontram solos sem ou com pouca cobertura vegetal.

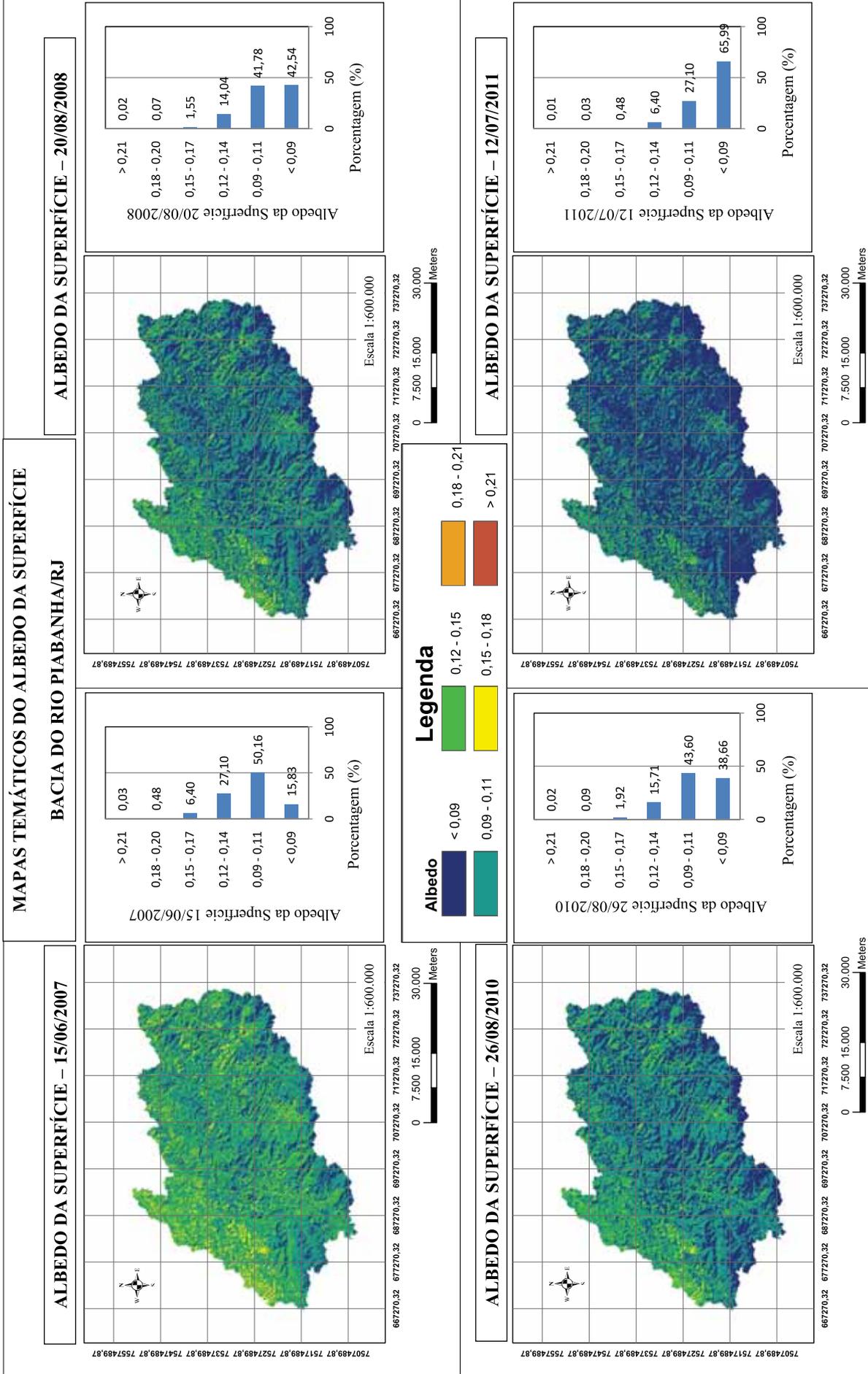


Figura 6.2 – Mapas temáticos do albedo da superfície da bacia do rio Piabanha/RJ.

6.2.2. Saldo de Radiação

As imagens com os valores instantâneos do saldo de radiação à superfície podem ser visualizadas na Figura 6.3. Os píxeis de cor vermelha representam as áreas da superfície com valores do saldo de radiação maiores que 550 W.m^{-2} . Essas áreas correspondem, em sua maioria, a regiões com alta densidade vegetativa, que se encontram nos pontos de altas altitudes, e a regiões com altos valores de umidade do solo, exceto a imagem do dia 12/07/2011, que apresenta, para a mesma situação, valores a partir de 451 W.m^{-2} nas mesmas regiões descritas anteriormente.

Áreas que apresentaram valores de albedo compreendidos entre 12 e 18 %, verde e amarelo na Figura 6.2; estão, em sua maioria, representadas por píxeis que apresentam valores de saldo de radiação entre 401 e 500 W.m^{-2} , perfazendo mais de 50 % da cena para todos os dias estudados, exceto o dia 15/06/2007. Essas áreas representam locais onde se encontram a mancha urbana dos municípios de Petrópolis e Teresópolis que pertencem à bacia do rio Piabanha, assim como solos com pouca vegetação.

Silva *et al.* (2005) obteve valores de saldo de radiação entre $655,1$ a $664,5 \text{ W.m}^{-2}$ para áreas irrigadas, $421,8$ a $426,9 \text{ W.m}^{-2}$ para regiões com solos expostos, $750,7$ a $751,3 \text{ W.m}^{-2}$ para corpos hídricos em estudo realizado nos estados de Pernambuco e Bahia. Os valores do saldo de radiação encontrados no presente trabalho são semelhantes aos encontrados pelo autor supracitado.

Do ponto de vista qualitativo, houve uma boa classificação e espacialização do saldo de radiação instantâneo feita pelo *SEBAL*. O algoritmo conseguiu, de um modo geral, separar os valores do saldo de radiação nos diferentes tipos de uso e cobertura do solo. Foi possível perceber também que o referido algoritmo conseguiu captar a dinâmica espacial envolvendo o albedo de superfície e o saldo de radiação da bacia do rio Piabanha/RJ, pois elevados valores de albedo que expressam baixos valores de saldo de radiação ou da radiação de ondas longas liberadas pela superfície, e que apresentam estreita relação com a umidade do solo e as propriedades físicas da superfície; foram bem espacializados durante a classificação.

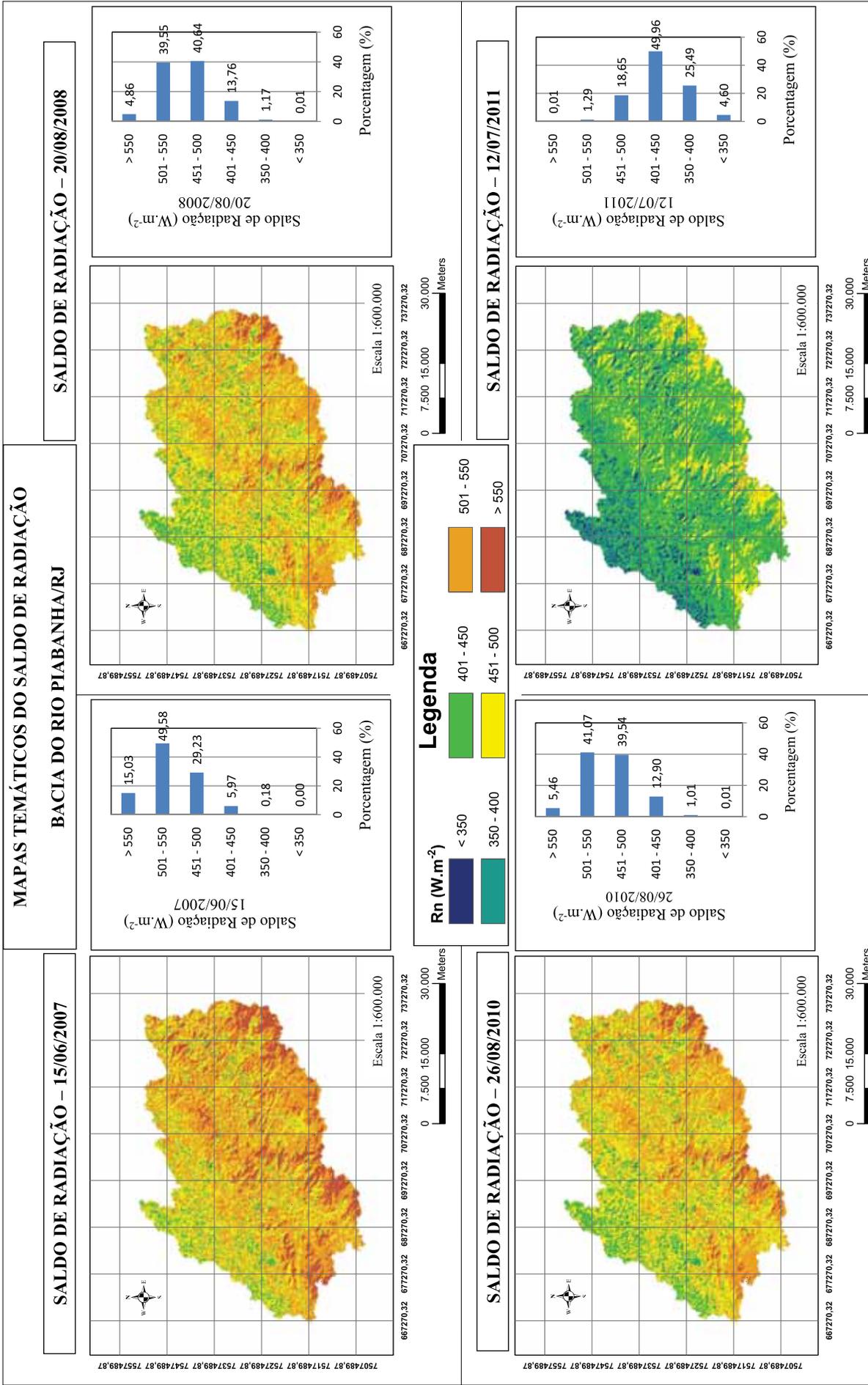


Figura 6.3 – Mapas temáticos do saldo de radiação da bacia do rio Piabanha/RJ

6.2.3. Fluxo de Calor no Solo

A variabilidade do fluxo de calor no solo pode ser vista na Figura 6.4, onde se pode observar que a região apresenta uma elevada variabilidade espacial do fluxo de calor no solo, uma vez que, para todos os dias analisados, os píxeis do mapa temático apresentam-se variando entre 31 e 50 W.m^{-2} .

As regiões com altitudes mais elevadas e as áreas de vegetação densa perfazem a grande maioria dos valores do fluxo de calor no solo que são representados pela tonalidade azul escuro e azul claro. A classe de valores característicos desses píxeis são menores que 35 W.m^{-2} . Já as regiões com altitudes mais baixas e as áreas com pastagem e área urbana apresentaram valores de fluxo de calor maiores que 200 W.m^{-2} e estão representados pelos pixels de cor vermelha.

Lima *et al.* (2009), em estudo para estimativa da evapotranspiração na região do Triângulo Mineiro, encontrou uma variação de 1,03 a 194,91 W.m^{-2} para o fluxo de calor no solo, sendo a média igual a 75,88 W.m^{-2} . Meireles (2007) encontrou resultados semelhantes tanto para os valores quanto para a porcentagem contida na área de estudo na bacia do Acaraú no estado do Ceará.

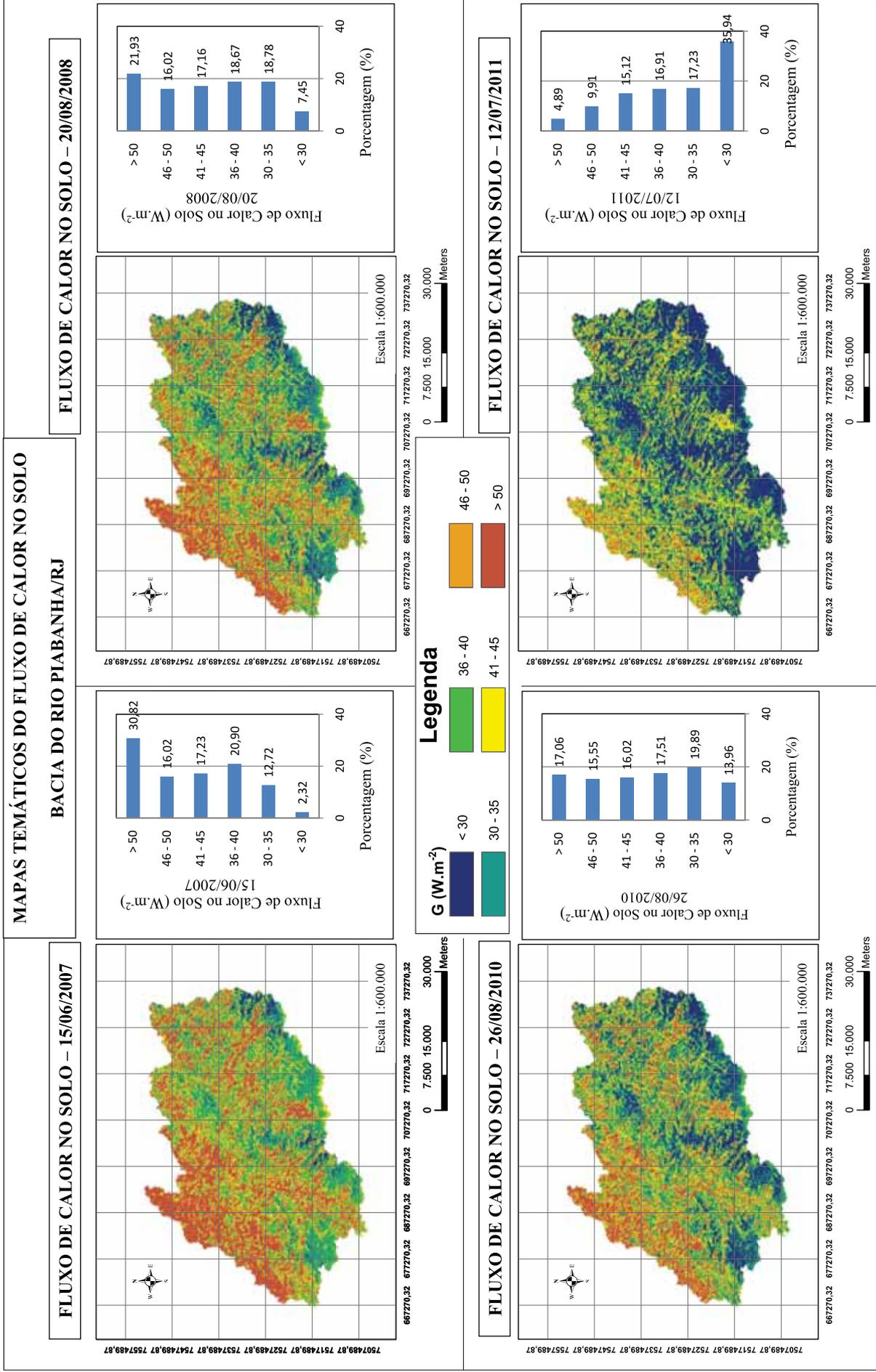


Figura 6.4 – Mapas temáticos do fluxo de calor no solo da bacia do rio Piabanha/RJ

6.2.4. Fluxo de Calor Sensível

Os fluxos de calor sensível instantâneos podem ser vistos na Figura 6.5. Pode-se observar que os valores menores do que 125 W.m^{-2} , píxeis azul escuro e azul claro, foram registrados nas regiões com altas altitudes onde existem vegetações mais densas, o que pode indicar que o *SEBAL* conseguiu, de um modo geral, classificar e espacializar bem os locais onde apresentam-se os maiores fluxos de calor sensível na bacia do rio Piabanha/RJ. Outra informação que reforça a classificação é a análise feita dos dados de precipitação de todas as estações meteorológicas nos dias anteriores a passagem do satélite. Pode-se observar que não houve ocorrência de precipitação nos dias anteriores a passagem do satélite, em todos os quatro dias analisados.

Os píxeis em vermelho encontram-se distribuídos em regiões de pastagem, com pouca cobertura vegetal, mais precisamente na parte baixa da bacia. Esses apresentam valores do fluxo de calor sensível superiores a 275 W.m^{-2} . É possível perceber também uma divisão bem característica em relação à parte alta e baixa da bacia, principalmente quando se analisam os píxeis azul escuro e azul claro.

As áreas com fluxos de calor sensível entre 126 W.m^{-2} e 225 W.m^{-2} estão representadas pela cor verde e amarelo encontram-se distribuídas em locais onde estão localizadas as cidades de Petrópolis e Teresópolis.

Em estudo realizado na região do Quadrilátero Ferrífero Mineiro, localizado no município de Santa Bárbara – MG, Menezes (2007) obteve valores do fluxo de calor sensível variando de $-13,6$ a $76,67 \text{ W.m}^{-2}$ para lagos, $76,67$ a $223,18 \text{ W.m}^{-2}$ para áreas com vegetação e $223,18$ a 500 W.m^{-2} para solos expostos em regiões planas. É possível perceber que alguns dos resultados obtidos pelo referido autor assemelham-se aos obtidos no presente trabalho.

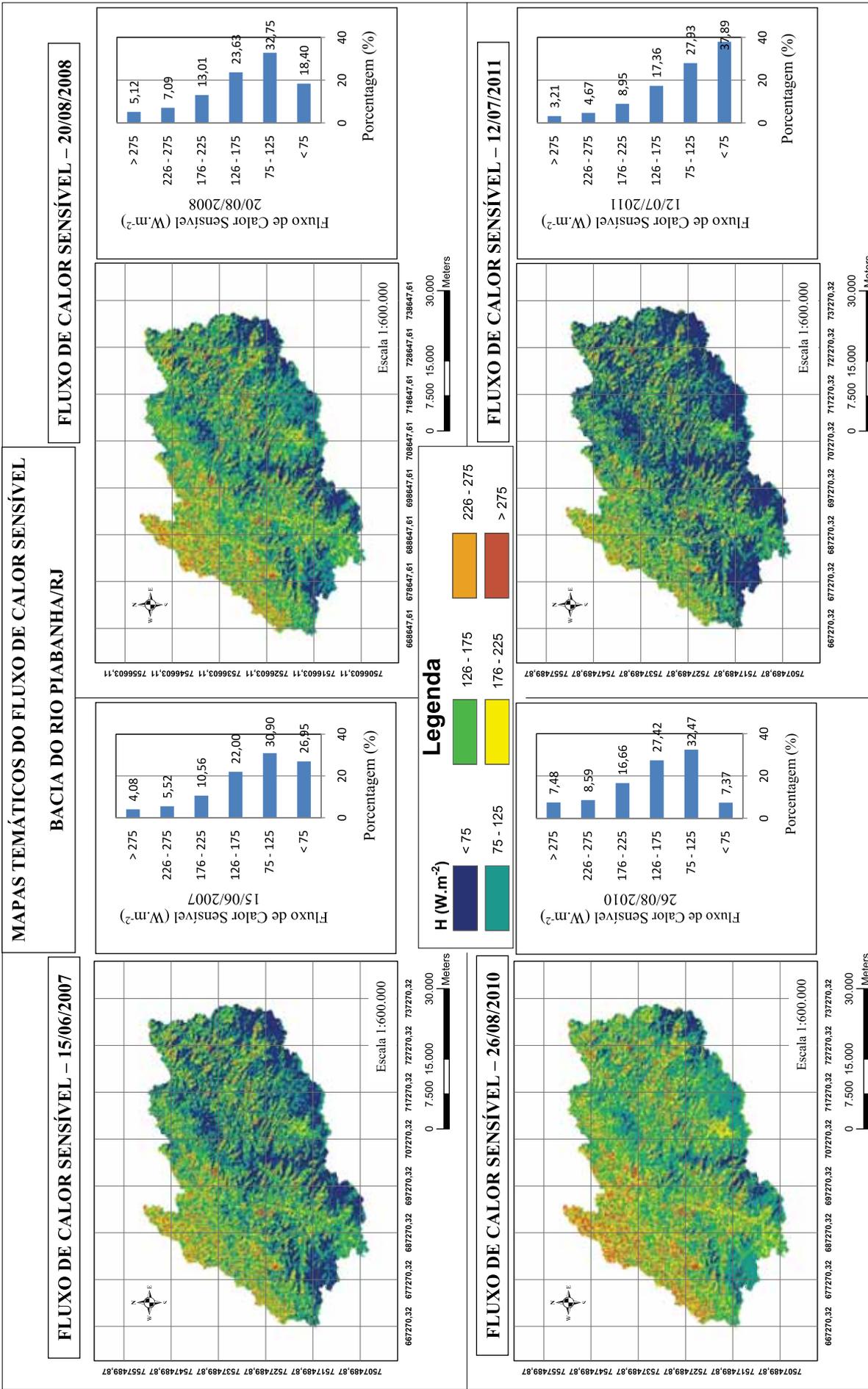


Figura 6.5 – Mapas temáticos do fluxo de calor sensível da bacia do rio Piabanha/RJ.

6.2.5. Fluxo de Calor Latente

Os fluxos de calor latente instantâneos podem ser vistos na Figura 6.6. Valores do mapa temático entre 301 e 400 W.m^{-2} , píxeis com tonalidade amarela, estão presentes em sua quase totalidade em áreas de elevadas altitudes e grande densidade vegetativa. Já valores entre 201 e 300 W.m^{-2} , píxeis de tonalidade verde, representam regiões da carta que evidenciam a presença de manchas urbanas na bacia do rio Piabanha/RJ.

Os píxeis que apresentam valores de fluxo de calor latente menores que 200 W.m^{-2} , tonalidades azul escuro e azul claro, perfazem cerca de 15% da região de estudo, todos os dias analisados, e contemplam basicamente áreas onde existe um alto valor da reflectância da radiação solar, logo nessas localidades espera-se que os valores da evapotranspiração sejam os menores de todo o cartograma de evapotranspiração real. Meireles (2007) em estudo para determinação da evapotranspiração no Cariri Cearense obteve valores menores que 100 W.m^{-2} para o que ele sugere serem áreas com pouca ou nenhuma cobertura vegetal.

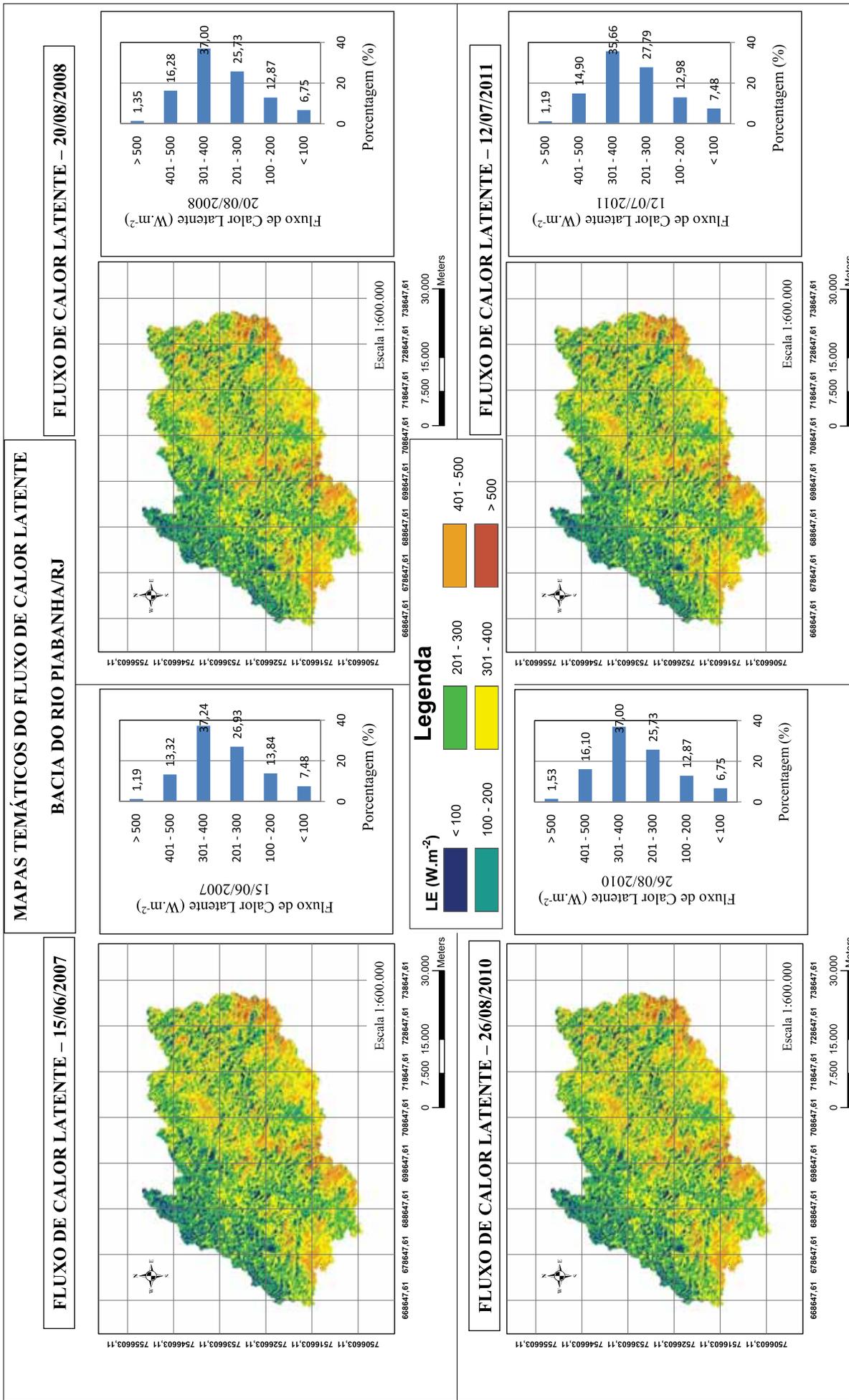


Figura 6.6 – Mapas temáticos do fluxo de calor latente da bacia do rio Piabanha/RJ.

6.2.6. Evapotranspiração Real Diária

A evapotranspiração é um dos mais importantes processos do ciclo hidrológico, porém, na maioria dos trabalhos realizados, no intuito de estimá-la com grande precisão, limita-se a medições pontuais. Por isso os resultados apresentados são importantes para o conhecimento dessa importante variável em nível espacializado da bacia hidrográfica em questão. Os mapas de evapotranspiração real horária são apresentados na Figura 6.7.

Os píxeis de cor laranja e vermelha apresentam evapotranspiração superior a $4,01 \text{ mm.d}^{-1}$, abrangendo uma região que varia entre 0,6 a 5,66 % da cena estudada (para todos os dias analisados). Os píxeis em cor verde e amarela identificam as áreas com evapotranspiração real variando entre 2,01 e $4,00 \text{ mm.d}^{-1}$, sendo possível observar que estas tonalidades estão distribuídas mais fortemente na região de altitude média da bacia (média para alta), classificando como verde as manchas urbanas e como amarelo boa parte da região de mata. Vale ressaltar que o *SEBAL* conseguiu, de um modo geral, espacializar essas diferenciações, separando as regiões de vegetação nativa, sem grande influência antrópica onde ocorre um maior armazenamento de qualquer precipitação ocorrida. Já os píxeis de cor azul escuro e azul claro apresentam evapotranspiração real inferior a 2 mm.d^{-1} . Esses píxeis representam, no geral, regiões com baixa cobertura vegetal e áreas de pastagem.

Ao confrontar os resultados de todos os mapas temáticos (albedo da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e evapotranspiração) de todos os dias estudados, foi possível perceber que o *SEBAL* apresenta resultados qualitativos satisfatórios no que diz respeito à espacialização dos fluxos de energia, havendo sobre tudo concordância entre todos os mapas temáticos, de todos os dias analisados, desde o cômputo do albedo da superfície até a carta de evapotranspiração. É importante ressaltar que houve uma boa estimativa do albedo da superfície feita pelo *SEBAL*, pois o algoritmo conseguiu separar os valores de albedo nos diferentes tipos de uso e cobertura do solo. Houve também uma boa classificação e espacialização do saldo de radiação instantâneo. O algoritmo conseguiu, de um modo geral, separar os valores do saldo de radiação nos diferentes tipos de uso e cobertura do solo. Conseguindo captar também a dinâmica espacial envolvendo o albedo de superfície e o saldo de radiação da bacia do rio Piabanha/RJ, pois elevados valores de albedo que expressam baixos valores de saldo de radiação ou da radiação de ondas longas liberadas pela superfície, e que apresentam estreita relação com a umidade do

solo e as propriedades físicas da superfície; foram bem espacializados durante a classificação.

A Tabela 6.1 mostra um comparativo entre os valores da evapotranspiração potencial de referência diária estimada pelo método de Penman Monteith FAO e os valores da evapotranspiração real diária estimada pelo *SEBAL* nos píxeis das estações do *EIBEX*, *INMET* Petrópolis e *INMET* Teresópolis.

Tabela 6.1 – Valores de evapotranspiração real ET_r (mm.d^{-1}), evapotranspiração potencial de referência ET_o (mm.d^{-1}) e da diferença percentual nas estações meteorológicas da bacia do rio Piabanha/RJ.

Dias	EIBEX			INMET Petrópolis			INMET Teresópolis		
	SEBAL (mm.d^{-1})	PMF (mm.d^{-1})	Diferença Percentual (%)	SEBAL (mm.d^{-1})	PMF (mm.d^{-1})	Diferença Percentual (%)	SEBAL (mm.d^{-1})	PMF (mm.d^{-1})	Diferença Percentual (%)
15/06/2007	1,99	1,57	27	2,45	4,57	-46	2,39	3,68	-35
20/08/2008	2,53	2,20	15	2,98	4,63	-36	2,92	4,21	-31
26/08/2010	2,42	2,29	6	3,81	3,34	14	3,17	4,47	-29
12/07/2011	1,78	1,49	20	2,23	4,66	-52	2,17	4,16	-48

Ao analisar a Tabela 6.1, é possível perceber que o *SEBAL* superestimou a evapotranspiração no píxel da estação *EIBEX*. Acredita-se que essa superestimativa aconteceu devido à proximidade do rio Piabanha. Como a resolução espacial do Landsat 5 é de 30 m, e a estação do *EIBEX* é menor do que a resolução espacial do referido píxel, é possível que haja mistura de informações no píxel da estação, fazendo com que a evaporação do rio aumentasse o valor da evapotranspiração no píxel.

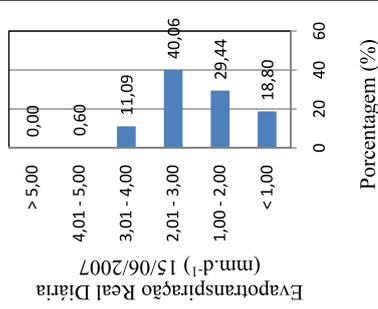
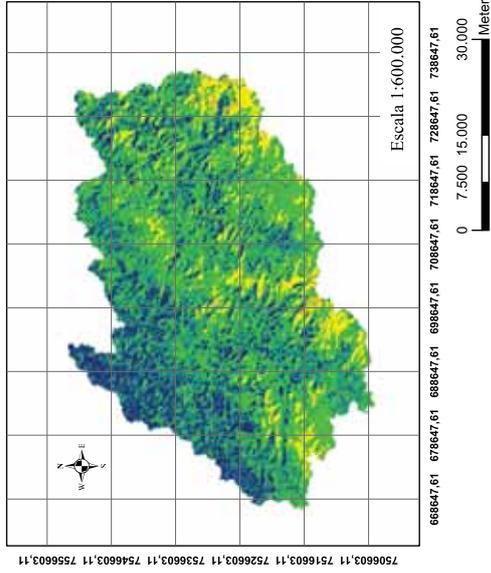
O *SEBAL*, com exceção do dia 26/08/2010, subestimou não só a evapotranspiração do píxel da estação do Pico do Couto, mas também a evapotranspiração de todos os dias analisados do píxel da estação do Parque Nacional de Teresópolis. Uma causa provável é atribuída às diferenças de altitude entre as estações do *EIBEX*, *INMET* Petrópolis e *INMET* Teresópolis. Como as estações *INMET* Petrópolis e Teresópolis possuem altitudes elevadas, as velocidades do vento, nesses locais, também o são, fazendo com que haja um maior poder evaporante. Assim, os mapas de evapotranspiração que foram gerados pelo *SEBAL* por meio dos dados da estação do *EIBEX*, nos píxeis das duas estações do *INMET*, foram subestimados, uma vez que a estação do *EIBEX* está localizada a 700 m de altitude, ou seja, aproximadamente 1070 m e 280 m abaixo das estações do *INMET* Petrópolis e Teresópolis, respectivamente.

Para um melhor entendimento da espacialização da evapotranspiração real na bacia do rio Piabanha/RJ, levando em consideração a dinâmica do perfil de velocidade do vento e em qual altitude essa velocidade seria considerada constante, e conseqüentemente, representativa para toda a bacia; seria interessante que se utilizasse o algoritmo *SEBAL*, tomando como dados de inicialização do mesmo, informações de outras estações meteorológicas presentes na bacia. Assim, seria possível comparar não só os resultados de evapotranspiração obtidos pontualmente, mas também comparação das diferentes cartas de evapotranspiração obtidas com dados inicialização de diferentes estações meteorológicas.

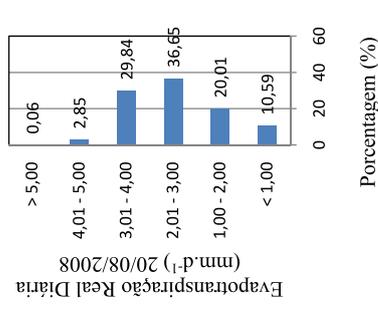
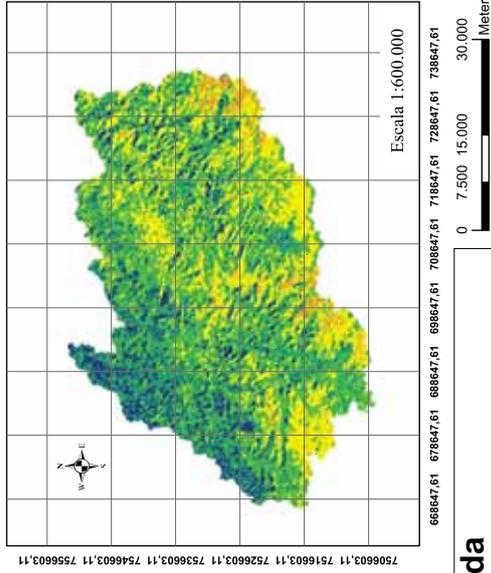
Por outro lado, no intuito de melhorar a validação quantitativa, e por se tratar de uma bacia experimental que apresenta uma grande área de contribuição e relevo com grandes variações de altitude, seria interessante, do ponto de vista acadêmico-científico e do ponto de vista de monitoramento e correspondente gestão dos recursos hídricos, que se ampliasse a quantidade de estações meteorológicas na bacia do rio Piabanha. É importante ressaltar que, apesar da insuficiência de dados quantitativos, devido à falta de estações meteorológicas na região de estudo, o uso do presente algoritmo é uma ferramenta promissora na estimativa não só dos presentes fluxos, mas também na estimativa espacializada da evapotranspiração.

MAPAS TEMÁTICOS DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL

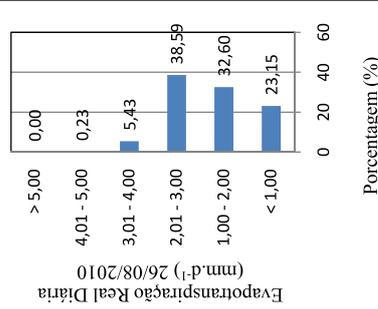
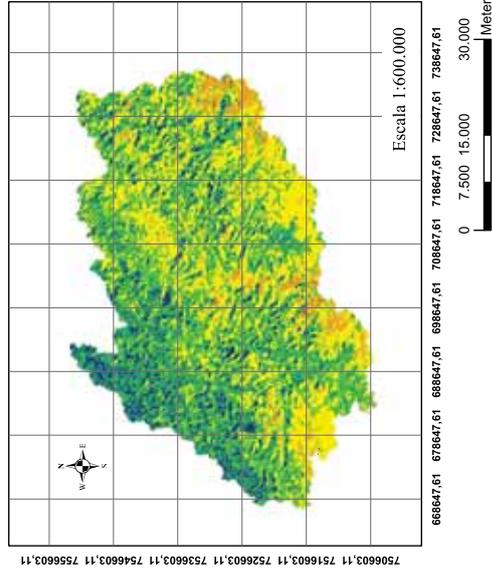
EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL – 15/06/2007



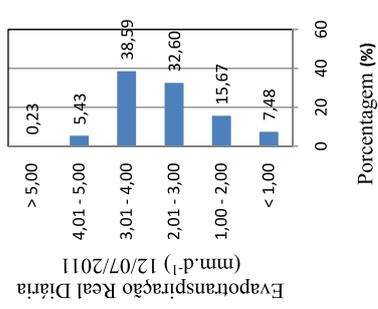
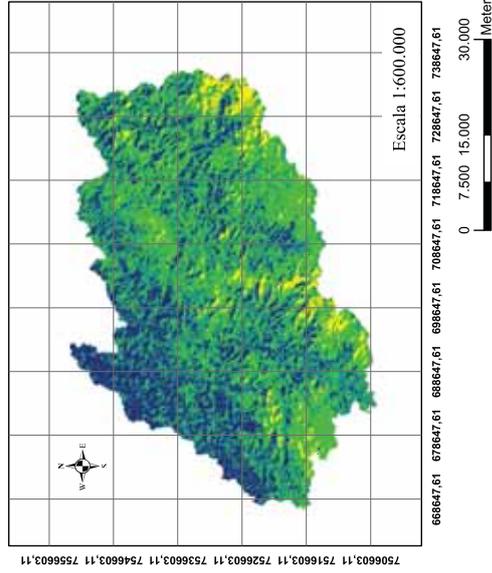
EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL – 20/08/2008



EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL – 26/08/2010



EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL – 12/07/2011



Legenda

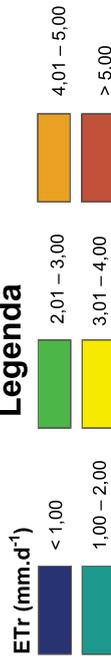


Figura 6.7 – Mapas temáticos do evapotranspiração real da bacia do rio Piabanha/RJ.

6.3. Resultado da Análise de Desempenho dos Métodos de Estimativa de Evapotranspiração de Referência

A análise dos dados foi desenvolvida pela comparação de três métodos de estimativa de ETo (Hargreaves-Samani - HS, Camargo - CA, Priestley-Taylor – PT) com o método de estimativa de Penman Monteith FAO – PMF. A análise de regressão foi efetuada considerando um nível de significância de 5% para o teste F, com o intuito de verificar as equações de regressão entre os métodos de estimativa de evapotranspiração. Foi também efetuado a análise dos coeficientes das equações de regressão a um nível de confiança de 5% utilizando o teste de t. O teste t reprovou o coeficiente de intercessão da regressão linear entre os métodos de PMF e HS, enquanto os demais testes foram aceitos com o nível de significância supracitado.

Ao longo do período estudado, a evapotranspiração estimada pelo método Priestley-Taylor ajustaram-se melhor às estimativas obtidas pelo método de Penman-Monteith-FAO em comparação às estimativas dos demais métodos. As Figura 6.8, Figura 6.9 e Figura 6.10 mostram as regressões lineares.

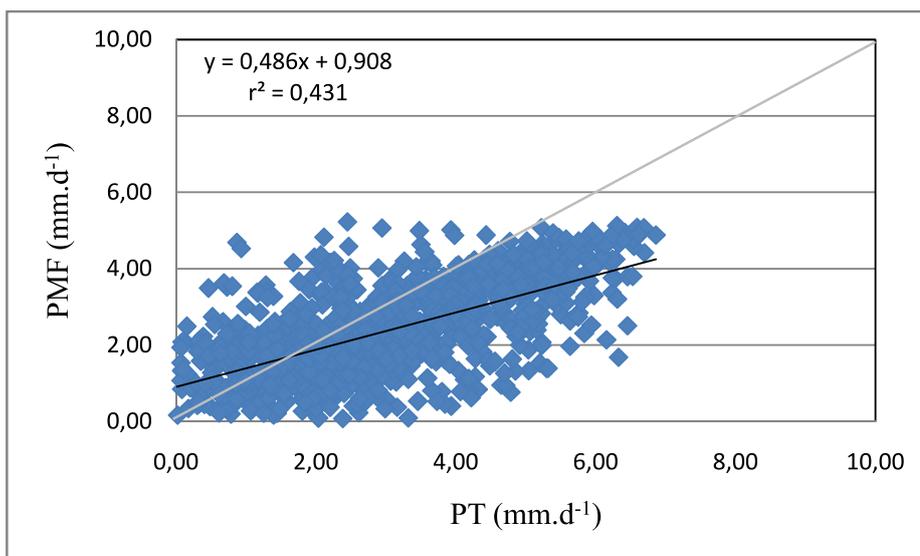


Figura 6.8 – Regressão linear entre o método de Priestley-Taylor e Penman-Monteith-FAO, agrupado diariamente.

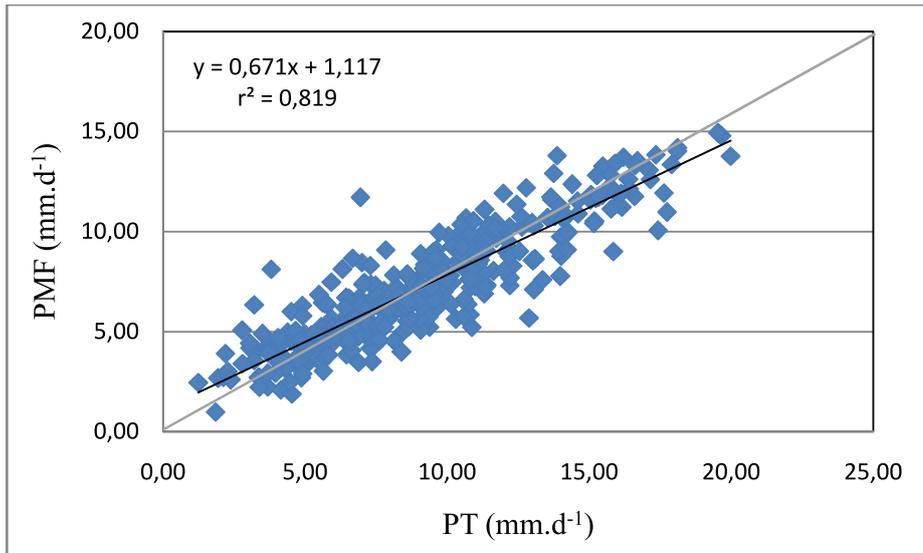


Figura 6.9 – Regressão linear entre o método de Priestley-Taylor e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 3 em 3 dias.

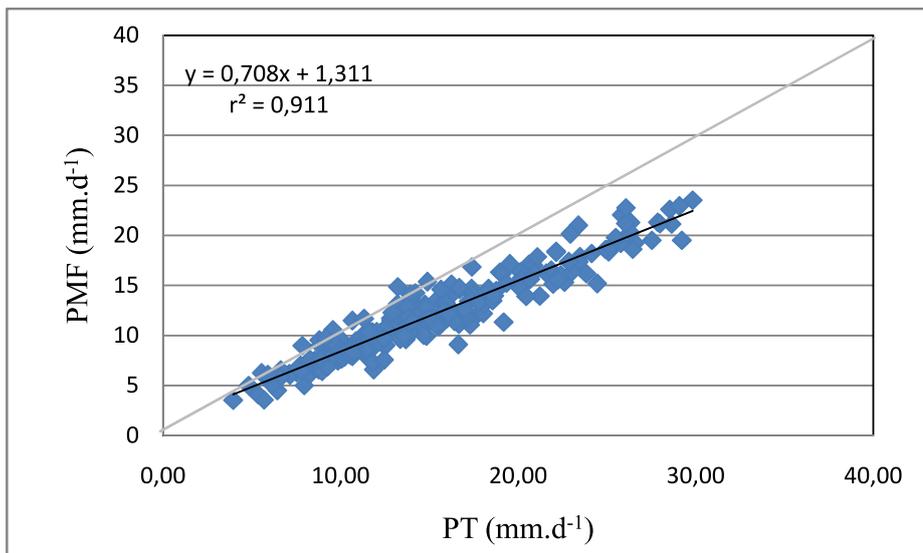


Figura 6.10 – Regressão linear entre o método de Priestley-Taylor e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 5 em 5 dias.

Quanto ao método Hargreaves-Samani, tendo em vista os períodos analisados, os resultados observados nas Figura 6.11, Figura 6.12 e Figura 6.13, indicam que não houve uma boa estimativa da evapotranspiração. Isso se deve ao fato do método de HS ter sido desenvolvido para estimar a evapotranspiração em regiões semi-áridas, que apresentam características climáticas diferentes da presente região de estudo.

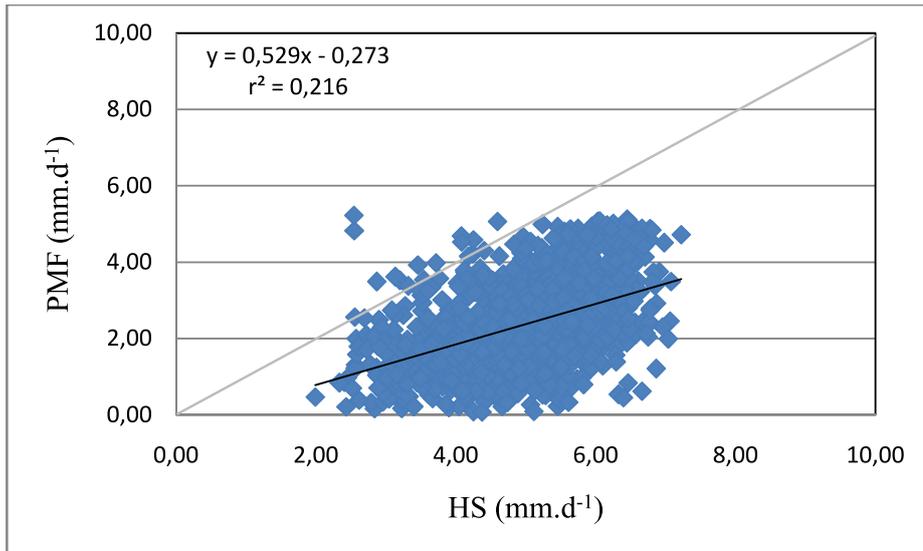


Figura 6.11 – Regressão linear entre o método de Hargreaves-Samani e Penman-Monteith-FAO, agrupado diariamente.

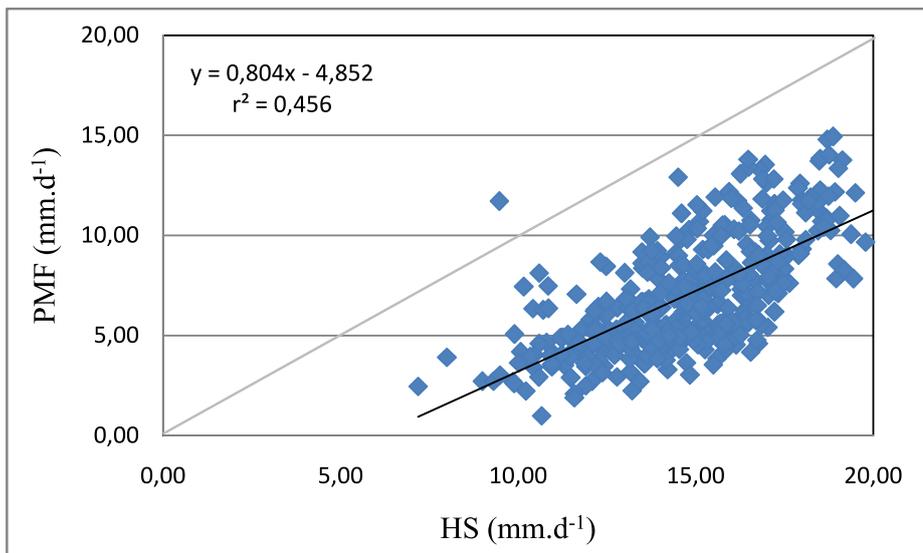


Figura 6.12 – Regressão linear entre o método de Hargreaves-Samani e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 3 em 3 dias.

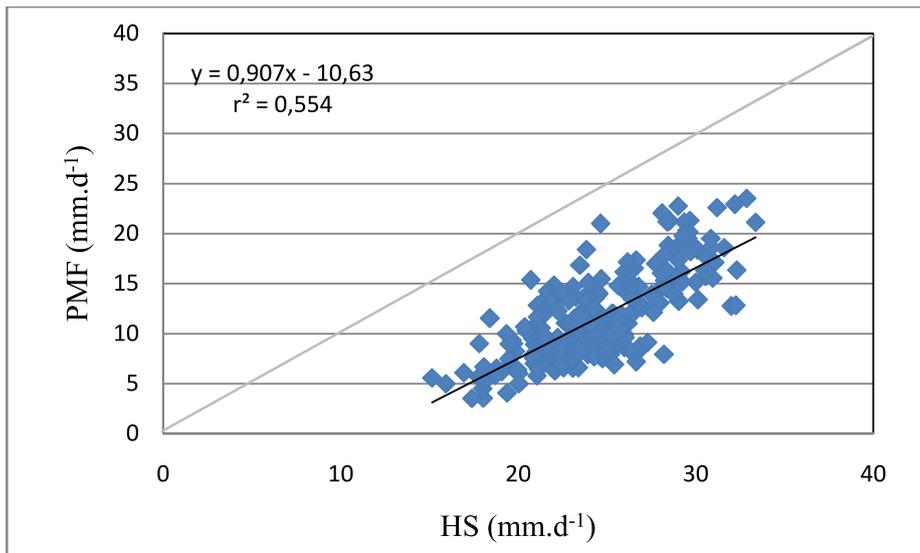


Figura 6.13 – Regressão linear entre o método de Hargreaves-Samani e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 5 em 5 dias.

Com relação ao método Camargo, as regressões lineares apresentaram melhoras conforme o aumento dos agrupamentos; as Figura 6.14, Figura 6.15 e Figura 6.16 ilustram esse comportamento. A fórmula proposta por Camargo (1971) é indicada para estimativa da evapotranspiração para períodos agrupados de 10 ou 30 dias. Portanto, esse método não é recomendável para estimativa diária de evapotranspiração na bacia do rio Piabanha, Região serrana do Rio de Janeiro. Resultados semelhantes foram encontrados por Bonomo *et al.* (1998), que, para as condições de Minas Gerais, também observaram tendência da equação em subestimar a evapotranspiração potencial de referência diária.

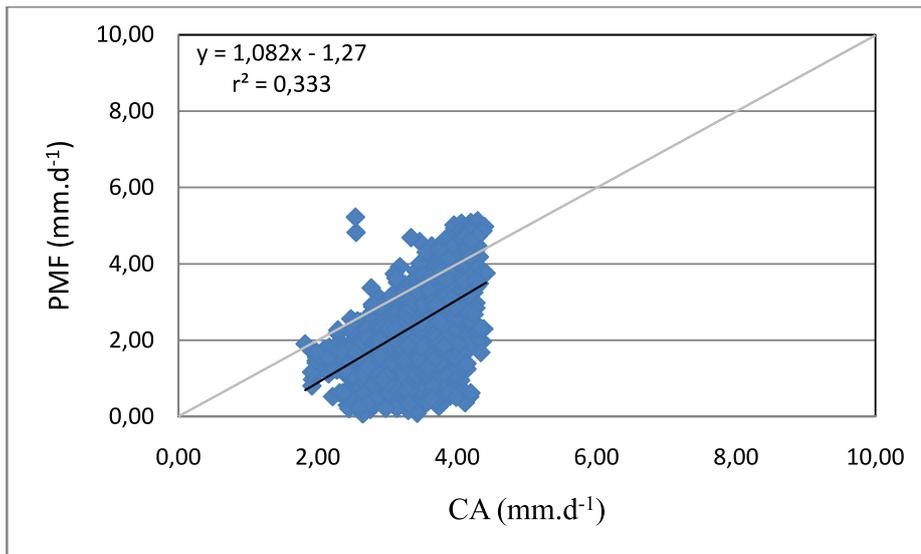


Figura 6.14 – Regressão linear entre o método de Camargo e Penman-Monteith-FAO, agrupado diariamente.

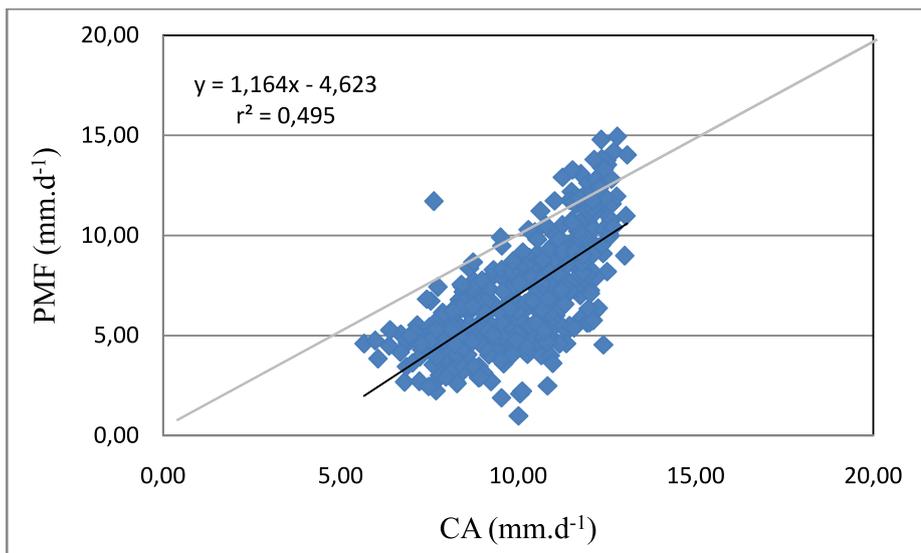


Figura 6.15 – Regressão linear entre o método de Camargo e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 3 em 3 dias.

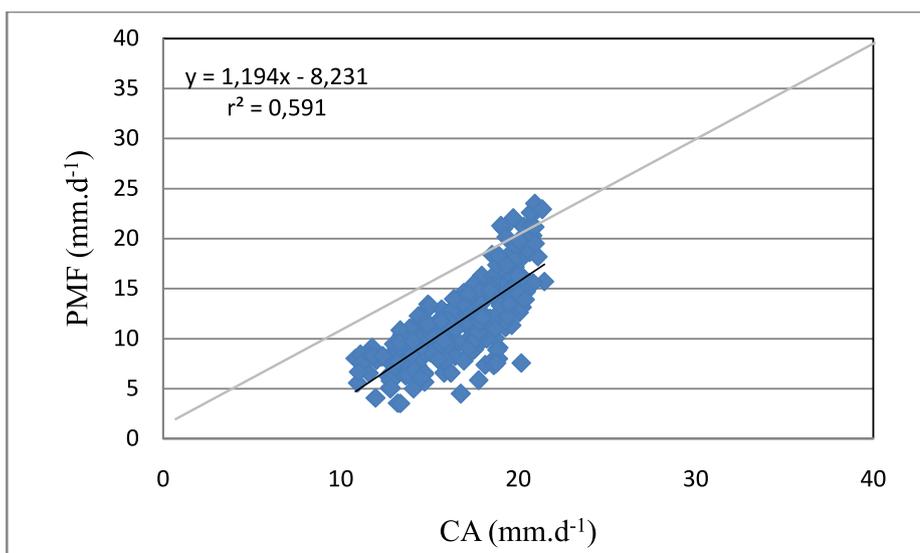


Figura 6.16 – Regressão linear entre o método de Camargo e Penman-Monteith-FAO, agrupados de 5 em 5 dias.

A Tabela 6.2 – Coeficiente de determinação (r^2), coeficiente de correlação (r), índice de concordância (d) e índice de desempenho (c) para as equações de regressão entre valores diários de evapotranspiração estimados pelos métodos de HS, CA e PT. apresenta os parâmetros estatísticos relativos às equações de regressão linear simples entre PMF e àquelas estimadas pelos métodos de HS, CA e PT, como também a classificação do desempenho destes modelos, segundo critério apresentado por Camargo e Sentelhas (1997). A referida tabela apresenta ainda os valores dos parâmetros para dados de ETo diários e também para valores agrupados de 3 e 5 dias.

Tabela 6.2 – Coeficiente de determinação (r^2), coeficiente de correlação (r), índice de concordância (d) e índice de desempenho (c) para as equações de regressão entre valores diários de evapotranspiração estimados pelos métodos de HS, CA e PT.

Método	Y = a + bx		SEE (mm dia ⁻¹)	r ²	r	d	c	DESEMPENHO
	a	b						
Período Diário								
PMF - HS	0,27	0,53	2,62	0,22	0,46	-2,19	-1,01	Péssimo
PMF - CA	1,27	1,08	1,00	0,33	0,58	0,32	0,18	Péssimo
PMF - PT	0,91	0,49	0,95	0,43	0,66	0,81	0,53	Sufrível
Período de 3 em 3 dias								
PMF - HS	4,85	0,80	2,58	0,46	0,68	-2,34	-1,58	Péssimo
PMF - CA	4,62	1,16	1,00	0,49	0,70	0,88	0,62	Mediano
PMF - PT	1,12	0,67	0,71	0,82	0,90	0,88	0,80	Muito Bom
Período de 5 em 5 dias								
PMF - HS	10,63	0,91	2,59	0,55	0,74	-2,71	-2,01	Péssimo
PMF - CA	8,23	1,19	1,01	0,59	0,77	0,31	0,24	Péssimo
PMF - PT	1,31	0,71	0,68	0,90	0,95	0,88	0,84	Muito Bom

Foi possível constatar que, de acordo com a classificação de desempenho de Camargo e Sentelhas, o método de PT foi o que apresentou os melhores desempenhos para todos os períodos analisados, quando comparados com os métodos de HS e CA. Os resultados obtidos, nesta análise, corroboram a observação de Pereira *et al.* (1997) de que muitos métodos empíricos de estimativa de ETo, pela sua simplicidade e facilidade de aplicação, não devem ser descartados, pois muitas vezes são os únicos com potencial de utilização. Todavia, em geral, as estimativas são confiáveis somente para períodos longos e sua aplicação fica limitada às condições climáticas em que foram desenvolvidos.

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O objetivo deste trabalho foi avaliar o uso do algoritmo *SEBAL* como ferramenta para ser aplicada na estimativa da evapotranspiração real com imagens Landsat5 – TM na bacia do rio Piabanha, situada na região serrana do Rio de Janeiro. Para isso, foram empregados dados da estação meteorológica do projeto de Estudos Integrados de Bacias Experimentais (EIBEX), conjuntamente com quatro imagens adquiridas pelo referido satélite nas datas de 15/06/2007, 20/08/2008, 26/08/2010 e 12/07/2011. Adicionalmente, obteve-se o mapeamento da altitude da área de estudo por meio do modelo digital de elevação (*MDE*) contido na carta do *SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)*, além do mapeamento do albedo da superfície, de forma a oferecer subsídios para as análises das estimativas dos fluxos instantâneos das componentes do balanço de energia à superfície e da evapotranspiração real. Foi efetuada também a avaliação da concordância entre as estimativas da evapotranspiração real diária obtida pelo uso do *SEBAL* com a evapotranspiração de referência diária utilizando o método de Penman-Monteith-FAO, obtidas com medidas *in situ* pelos dados fornecidos pelas estações do *INMET (Instituto Nacional de Meteorologia)*, situadas em Petrópolis e em Teresópolis, e do *EIBEX*.

Adicionalmente avaliou-se o desempenho de três métodos de estimativa da evapotranspiração de referência, utilizando dados da estação *EIBEX* para a sub-bacia Pedro do Rio, localizada na bacia do rio Piabanha, tendo como referência estimativas de evapotranspiração potencial obtidas pelo método de Penman-Monteith-FAO, no intuito de disponibilizar ao usuário da sub-bacia um método mais simples de se estimar a evapotranspiração de referência.

7.1. Conclusões

Diante dos resultados obtidos no presente trabalho, é possível ressaltar alguns pontos abaixo destacados como conclusões desta dissertação.

- Os componentes do balanço de radiação albedo, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível, fluxo de calor no solo, saldo de radiação e a evapotranspiração apresentaram resultados bastante similares aos existentes na literatura. Essa análise corrobora a hipótese da utilização do *SEBAL* como ferramenta para estimar a evapotranspiração de forma espacializada na bacia do rio Piabanha/RJ.

- A elaboração dos cartogramas na apresentação dos resultados mostrou-se uma eficiente ferramenta para que se possa ter uma idéia geral do comportamento da espacialização das componentes do balanço de energia e da evapotranspiração, obtidos ao nível da bacia hidrográfica. No caso do presente estudo, isso aconteceu, pois, ao confrontar os resultados de todos os mapas temáticos (albedo da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e evapotranspiração) de todos os dias estudados, foi possível perceber que o *SEBAL* apresentou resultados qualitativos satisfatórios no que diz respeito à espacialização dos fluxos de energia, havendo sobretudo concordância entre todos os mapas temáticos, de todos os dias analisados, desde o cômputo do albedo da superfície até a carta de evapotranspiração. É importante ressaltar que houve uma boa estimativa do albedo da superfície feita pelo *SEBAL*, pois o algoritmo conseguiu separar os valores de albedo nos diferentes tipos de uso e cobertura do solo. Houve também uma boa classificação e espacialização do saldo de radiação instantâneo. O algoritmo conseguiu também, de um modo geral, separar os valores do saldo de radiação nos diferentes tipos de uso e cobertura do solo, conseguindo captar a dinâmica espacial envolvendo o albedo de superfície e o saldo de radiação da bacia do rio Piabanha/RJ. Outro resultado que corrobora a eficiência dos cartogramas em ajudar no entendimento da espacialização da evapotranspiração foi que as menores taxas de evapotranspiração foram encontradas em regiões com solo exposto ou com pouca cobertura vegetal. No caso do presente estudo, essas regiões foram caracterizadas, principalmente, como pastagem no mapa de uso e cobertura do solo fornecido pelo relatório *EIBEX*. Ao confrontar o mapa de evapotranspiração, para todos os dias analisados, com o mapa de albedo da superfície, foi possível perceber que as áreas com valores de albedo mais elevados (grande reflectância) foram as regiões em que se obtiveram os menores valores de evapotranspiração real.
- O *SEBAL*, com exceção do dia 26/08/2010, subestimou não só a evapotranspiração do píxel da estação do Pico do Couto, mas também a evapotranspiração de todos os dias analisados do píxel da estação do Parque Nacional de Teresópolis. Uma causa provável é atribuída às diferenças de altitude entre as estações do *EIBEX*, *INMET* Petrópolis e *INMET* Teresópolis.

Como as estações *INMET* Petrópolis e Teresópolis possuem altitudes elevadas, as velocidades do vento, nesses locais, também o são, fazendo com que haja um maior poder evaporante. Assim os mapas de evapotranspiração que foram gerados pelo *SEBAL* por meio dos dados da estação do *EIBEX*, nos píxeis das duas estações do *INMET*, foram subestimados, uma vez que a estação do *EIBEX* está localizada a 700 m de altitude, ou seja, aproximadamente 1070 m e 280 m abaixo das estações do *INMET* Petrópolis e Teresópolis, respectivamente.

- Foi possível perceber que, ao longo do período analisado, há similaridade do comportamento da sazonalidade das duas estimativas de evapotranspiração, principalmente no período úmido, e que, em média, os valores da evapotranspiração de referência local são maiores que os valores da evapotranspiração real na escala da bacia. Outra observação significativa é que a série do *BHS* possui um comportamento menos sensível a variações do que a série de Penman. Esse fato está relacionado com a metodologia do *BHS*, onde a evapotranspiração real, obtida com base no balanço hídrico da bacia hidrográfica, é um valor ponderado entre os períodos de recessão. Diante disso, é possível concluir que os dados fornecidos pela estação meteorológica do projeto *EIBEX* possuem consistência e que podem ser utilizados na aplicação junto ao *SEBAL* na espacialização da evapotranspiração real via sensoriamento remoto.
- Constatou-se que, de acordo com a classificação de desempenho de Camargo e Sentelhas, o método de Priestley-Taylor foi o que apresentou os melhores desempenhos para todos os períodos analisados, quando comparados com os métodos de Hargreaves-Samani e Camargo. Os resultados obtidos nesta análise corroboram de autores de que muitos métodos empíricos de estimativa de evapotranspiração potencial de referência, pela sua simplicidade e facilidade de aplicação, não devem ser descartados, pois, muitas vezes, são os únicos com potencial de utilização. Todavia, em geral, as estimativas são confiáveis somente para períodos longos e sua aplicação fica limitada às condições climáticas em que foram desenvolvidos.

7.2. Recomendações

Para estudos futuros, semelhantes ao presente trabalho ou que se estendam em outros domínios do conhecimento hidrometeorológico, apresentam-se as observações discriminadas na seqüência do texto.

- Utilizar a mesma metodologia ao longo de todo o ciclo hidrológico, principalmente no período úmido, com outros satélites que possuem uma melhor resolução temporal, como, por exemplo, *NOAA* e *MODIS*, entre outros, com o intuito de obter a *ET_r* numa resolução temporal diária, sendo assim possível comparar o valor médio da espacialização da evapotranspiração obtidas por esses satélites com a metodologia de cálculo da evapotranspiração na escala da bacia hidrográfica utilizando o método do balanço hídrico sazonal aplicado à bacia do rio Piabanha/RJ.
- Para um melhor entendimento da espacialização da evapotranspiração real na bacia do rio Piabanha/RJ, levando em consideração a dinâmica do perfil de velocidade do vento e em qual altitude essa velocidade seria considerada constante, e conseqüentemente, representativa para toda a bacia; seria interessante que se utilizasse o algoritmo *SEBAL*, tomando como dados de inicialização do mesmo, informações de outras estações meteorológicas presentes na bacia. Assim, seria possível comparar não só os resultados de evapotranspiração obtidos pontualmente, mas também comparação das diferentes cartas de evapotranspiração obtidas com dados de inicialização de diferentes estações meteorológicas.
- Como a região de estudo é bastante heterogênea e é uma área de monitoramento experimental, o conhecimento mais aprofundado das características físico-hídricas da região é fundamental e de extrema importância. Nesse sentido, recomenda-se ampliar a rede de monitoramento de dados hidrometeorológicos, sobretudo a rede de estações meteorológicas. Uma vez que a região de estudo apresenta um número de estações meteorológicas aquém da quantidade ideal, do ponto de vista estratégico de gerenciamento e de monitoramento das informações hidrometeorológicas da bacia do rio Piabanha, uma ação que poderia ser tomada pelos diversos projetos de monitoramento da região seria a

implantação de um banco de dados único, sendo possível, assim, o acesso à informação de toda a região, de forma rápida, com ampla abrangência e de forma segura. Atualmente, essa informação encontra-se fragmentada em diversas instituições/operadoras, o que dificulta o acesso à informação e, conseqüentemente, o entendimento das etapas do ciclo hidológico, tendo reflexo nas ações estratégicas quando há algum tipo de acidente natural na região, como foi o caso quando das últimas catástrofes de 2011 e 2012 que ocorreram na região serrana do estado do Rio de Janeiro. Ainda no que diz respeito à instalação de estações meteorológicas, é importante a aquisição de anemômetros sônicos 3D para a instalação nas estações da região. A aquisição desse equipamento faz-se necessária, pois o anemômetro sônico 3D é, hoje em dia, considerado instrumento padrão para as medidas do escoamento turbulento; sendo importante, assim, em futuros trabalhos, caso se queira avaliar, com dados *in situ*, os diferentes fluxos que compõem as componentes do balanço de energia. Porém essas medidas ambientais ainda são bastante onerosas, o que pode dificultar tal aquisição.

- Programar, em linguagem computacional, o algoritmo *SEBAL*, com o intuito de dinamizar o processo de obtenção da carta de *ETr*, principalmente na etapa do computo do fluxo de calor sensível que demanda diversas iterações, incluindo o procedimento de convergência dos coeficientes da regressão linear a e b do gradiente de temperatura definido a partir dos píxeis denominados de âncoras.
- O *SEBAL*, apesar de ser um algoritmo físico-matemático, apresenta, em sua formulação, etapas que foram parametrizadas para o Egito. É bem verdade que a maioria dos trabalhos desenvolvidos com essa ferramenta é feita levando em consideração as parametrizações para essa região. Baseado nisso, seria interessante, do ponto de vista científico e sobretudo por se tratar de uma região experimental, que fossem desenvolvidas teses e dissertações no intuito de parametrizar essas etapas com informações da região, e não aquelas desenvolvidas para o Egito. Um início norteador poderia ser começado levando em consideração a análise de sensibilidade para as variáveis de entrada mais

sensíveis ao modelo e que conseqüentemente influenciam substancialmente as respostas do modelo à evapotranspiração.

- Estender o estudo de avaliação comparativa das estimativas de evapotranspiração de referência por meio de equações matemáticas, não só para outras sub-bacias da bacia do rio Piabanha/RJ, mas também para a sub-bacia de Pedro do Rio utilizando outros métodos de cálculo. Disponibilizando ao diferentes usuários da região de estudo, um método mais simples e expedito para o cálculo da evapotranspiração, pois a maioria desses métodos apresenta problemas de precisão, principalmente pela falta de ajuste dos coeficientes dos modelos, além de erros de leitura, acurácia dos sensores e por serem desenvolvidos para condições climáticas e agrônômicas específicas, que não têm validade para condições distintas.

Finalmente, além do cálculo da evapotranspiração usando dados medidos *in situ* e de técnicas de sensoriamento remoto, com o incentivo ao monitoramento hidrometeorológico em bacias hidrográficas, espera-se que esta dissertação contribua para estimular trabalhos no sentido de melhor integrar modelos atmosféricos, hidrológicos, geotécnicos e hidrogeológicos com vistas a melhor compreender os fenômenos físicos que ocorrem em diversas escalas, permitindo, assim, encontrar soluções adequadas, a cada momento, para os desafios naturais e antrópicos que se apresentam para a sociedade.

Referências Bibliográficas

- ABOUKHALED, A., ALFARO, A., SMITH, M., 1982, “Lysimeters”. *FAO Irrig and Drain*. Paper 39. Rome, 68 p.
- AGUTTES, J.P., C. GOLDSTEIN, J., SCHRIVE, G., *et al.*, 2000, “MEGHA – TROPIQUES: A satellite for studying the water cycle and energy exchanges in the tropics”. *51st International Astronautical Congress*, Rio de Janeiro, Brazil.
- AHMAD, M., BASTIAANSEN, W. G. M., 2003, “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.
- ALBUQUERQUE, A.S.O., ANDRADE, P.R.G.S. de, CURI, R.C., *et al.*, 2003, “Uma análise da operação de um sistema de cinco reservatórios do Alto Capibaribe, Pernambuco”. In: *XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba, Paraná, Brasil.
- ALLEN, R.G., HOWELL, T.A., PRUITT, W.O., *et al.*, 1991, “Proc. Of the International Symposium on Lysimetry, Amer. Soc. Of Civil Eng., Irrig. and Drain. Division, New York.
- ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D., *et al.*, 1998, “Crop Evapotranspiration – Guidelines for Computing Crop Water Requirements”. *FAO Irrigation and Drainage*, paper 56. Rome, Italy, 318p.
- ALLEN, R.G., TASUMI, M., TREZZA, R., 2002, “SEBAL – Surface Energy Balance Algorithms for Land – Advanced Training and Users Manual”. *Idaho Implementation*, version 1.0, 98 p.
- ALLEN, R.G., TASUMI, M., MORSE, A., *et al.*, 2005, “A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning”, *Irrigation and Drainage Systems*, v. 19, pp. 251 – 268.

- AMORIM, M.C. de, ROSSATO, L., TOMASELLA, J., 1999, “Determinação da evapotranspiração potencial do Brasil aplicando o modelo de Thornthwaite a um sistema de informação geográfica”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 4, n. 3, pp. 83-90.
- ANDERSON, M.C., NORMAN, J.M., DIAK, G.R., *et al.*, 1997, “A two source time integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 60, 195 – 216.
- ANDRADE, R.G., 2008, *Aplicação do Algoritmo SEBAL na Estimativa da Evapotranspiração e da Biomassa Acumulada de Cana-de-Açúcar*. Viçosa, 2008. A553a. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola). – Universidade Federal de Viçosa, Minas Gerais.
- ARINO, O.G., DEDIEU, P.Y., 1992, “Determination of land surface spectral reflectances using Meteorosat and NOAA/AVHRR shortwave channel data”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 13, No. 12, 2263 – 2287.
- ATAÍDE, K.R.P., 2006, *Determinação do Saldo de Radiação e Radiação Solar Global com Produtos do Sensor Modis Terra e Aqua, Campina Grande*, 105f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande.
- BAILEY, W.G., DAVIES, J.A., 1981, “Evaporation from soybeans”. *Boundary-Layer Meteorol.*, 20:417-428.
- BAMLER, R., HARTL, P., 1998, “Synthetic aperture radar interferometry”. *Inverse Problems*, v.14, p.R1-R54.
- BARRETT, E.C., OBE, L.F.C., 1999, *Introduction to Environmental Remote Sensing*. Ed. Stanley Thornes Ltd, Cheltenham, United Kindom, 457 p.

- BASTIAANSEN, W.G.M., 1995, *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate*. PhD. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, the Netherlands. 272 p.
- BASTIAANSEN, W.G.M., 1998, “Remote Sensing in Water Resources Management: The State of the Art”. *International Water Management Institute*, Colombo, Sri Lanka, 118p.
- BASTIAANSEN, W.G.M., MENENTI, M., FEDDES, R.A., *et al.*, 1998a, “A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 1, Validation”. *Journal of Hydrology*, n. 212-213, p. 213-229.
- BASTIAANSEN, W.G.M., PELGRUM, H., WANG, J., *et al.*, 1998b, “A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 2, Validation”. *Journal of Hydrology*, v. 212-213, p. 213-229.
- BASTIAANSEN, W.G.M., 2000, “SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey”. *Journal of Hydrology*. V. 229, p. 87-100. 2000.
- BATISTA, G.T., DIAS, N.W., 2005, “Introdução ao Sensoriamento Remoto e Processamento de Imagens. In: *XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. INPE, Goiânia.
- BECKER, J.J., SANDWELL, D.T., 2007, *SRTM30PLUS: Data fusion of SRTM land topography with measured and estimated seafloor topography (Version 3.0)*.
- BECKER, F., LI, Z.L., 1990, “Toward a local split window method over land surfaces”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 11, No. 3, 369-393.

- BERGAMASCHI, H., SANTOS, M.L.V., MEDEIROS, S.L.P., *et al.*, 1991, “Instalação e uso de um lisímetro de balança no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil”. In: *VII Cong. Bras. Agromet.*, p. 176-7.
- BERLATO, M.A., MOLION, L.C.B., 1998, *Evaporação e evapotranspiração*. Porto Alegre, IPAGRO. 96p. (Boletim Técnico 7).
- BEZERRA, B.G., 2006, *Balanco de Energia e Evapotranspiração em Áreas com Diferentes Tipos de Cobertura de Solo no Cariri Cearense Através do Algoritmo SEBAL*. Campina Grande, 2006. 127p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). – Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, UFCG.
- BEZERRA, M.V.C., 2004, *Balanco de Energia em Áreas Irrigada Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto*. 108f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB.
- BHATTACHARYA, B.K., V.K. DADHWAL, 2003, “Retrieval and validation of land surface temperature (LST) from NOAA AVHRR thermal images of Gujarat, India”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 6, 1197 – 1206.
- BLANEY, H.F., CRIDDLE, W.D., 1962, *Determining Consumptive use irrigation water requirements*. *U.S. Dept. Agr. Tech. Bul.* 1255, 59pp.
- BONOMO, R.; MANTOVANI, E.C.; SEDIYAMA, G.C., 1998, “Estudo comparativo de modelos de evapotranspiração de referência (ET_o) para as regiões cafeeira do Triângulo e Noroeste de Minas Gerais”. In: *Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola*, 27, Poços de Caldas, v. 1, p.307-309.
- BRUTSAERT, W., 1982, *Evaporation into the atmosphere*. London, D. Reidel Pub. Co., 229 p.

- BRUN, G.W., TUCCI, C.E.M., 2001, “Previsão em tempo real do volume afluente ao reservatório de Ernestina”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 6, n. 2, pp. 73-79.
- BRUNSELL, N.A., R.R GILLIES, 2003, “Scale issues in land – atmosphere interaction: implications for remote sensing of the surface energy balance”. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 117, 203-221.
- BRUNT, D., 1952, *Physical and dynamical meteorology*. Cambridge, Uni. Press, 428p.
- BURMAN, R.D., NIXON, P.R., WRIGHT, J.L.O., 1983, “Water Requeriments”. In: *Jensen, M.E. (ed.). Design and operation of farm irrigation systems*. St. Joseph: ASAE. p.189-232.
- BURMAN, R., POCHOP, L.O., 1994, *Evaporation, evapotranspiration and climatic data*. Elsevier, Amsterdam, 278p.
- BURROUGH, P.A. 1987, “Spatial aspects of ecological data”. In: *Data Analysis in Community and Landscape Ecology*, Cambridge University Press, p.213-251.
- CAMARGO, A., 1961, *Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo*. Piracicaba, 49p. Tese (Doutorado)-ESALQ/USP.
- CAMARGO, A., 1962, *Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo*. *Bragantia*, Campinas, v.21, p.163-203.
- CAMARGO, A., 1971, *Balanço hídrico no Estado de São Paulo*. 3.ed. Campinas: Instituto Agrônômico, 24p. (Boletim, 116)
- CAMARGO, A.P.; SENTELHAS, P.C., 1997, “Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo”. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.5, n.1, p.89-97.

- CASELLES, V., COLL, C., VALOR, E., 1997, “Land surface emissivity and temperature determination in the whole HAPEX – Sahel area from AVHRR data”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18, No. 5, 1009 – 1027.
- CARVALHO, D.F.de, SILVA, D.G.da, SOUZA, A.P.de, *et al.*, 2011, “Coeficientes da equação de Angström-Prescott e sua influência na evapotranspiração de referência em Seropédica, RJ”. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.15, n.8, p.838-844.
- CENTENO, J.A.S., 2004, *Sensoriamento Remoto e Processamento de Imagens Digitais*. UFPR, Curitiba, Curitiba.
- CHEHBOUNI, A., SEEN, E.G., NJOKU, J.P., *et al.*, 1997, “Estimation of sensible heat flux over sparsely vegetated surfaces”. *Journal of Hydrology*, vol. 188 – 189, 855 – 869.
- CHEHBOUNI, A., SEEN, E.G., NJOKO, J.P., *et al.*, 1996, “Examination of difference between radiative and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surfaces”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 58, 177-186.
- CHOUDHURY, B.J., IDSO, S.B., 1987, “Analysis of an empirical model of soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infraredtemperature based energy balance equation”. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 39, 283-297.
- CHUANYAN, Z., ZHONGREN, N., ZAHODONG, F., 2004, “GIS-assisted spatially distributed modeling of the potential evapotranspiration in semi-arid climate of the Chinese Loess Plateau”, *Journal of arid environments*, v. 58, n. 3, pp. 387-403.
- CLERBAUX, N.S., DEWITTE, L., GONZALEZ, C., *et al.*, 2003, *Remote Sensing of Environment*, vol. 85, 389 – 395.

- COB, A.M., JUSTE, M.T., 2003, “A wind-based qualitative calibration of the Hargreaves ET_0 estimation equation in semiarid regions”, *Agricultural water management*, v. 64, n. 3, pp. 251-264.
- COELHO, A.C.P., HARDT, L.P.A., FERNANDES, C.V.S., 2005, “Agregação de novas variáveis ao processo de planejamento urbano e regional sob a perspectiva de gestão dos recursos hídricos”. In: *XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, João Pessoa, Nov.
- COLL, C.V., CASELLES, J.A., SOBRINO, E., *et al.*, 1994a, “On the atmospheric dependence of the split-window equation for the land surface temperature”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 15, 105-122.
- COLLISCHONN, W., TUCCI, C.E.M., 2001, “Simulação hidrológica de grandes bacias”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 6 n.1, pp. 95-118.
- COPPE/UFRJ, 2002, *Propostas para a Criação de Áreas Sujeitas a Restrição de Uso, com Vistas à Proteção dos Recursos Hídricos*”, elaborado como parte dos documentos que compõem o Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Paraíba do Sul, ANA, LabHid COPPE/UFRJ, Fundação COPPETEC.
- COSTA, M.C., 1997, Estimativa da evapotranspiração regional por meio de imagens orbitais. Viçosa: UFV, 52p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa.
- CUNHA, A.T. DA, RABELO, J.L., WENDLAND, E., 2003, “Monitoramento de lisímetro volumétrico para validação de estimativas de evapotranspiração”. In: *XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba, Nov.
- CUNHA, G.R., BREGAMASCHI, H., 1994, “Coeficientes das equações de Makking e Priestley-Taylor para a estimativa da evapotranspiração máxima da alfafa. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 2:33-36.

- CUNHA, L.K. DA, GUETTER, A.K., 2005, “Sistema integrado de previsão hidrológica e operação hidráulica em tempo real para o rio Pirai”. In: *XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, João Pessoa, Nov.
- DAUGHTRY, C.S.T., KUSTAS, W.P., MORAM, M.S., *et al.*, 1990, “Spectral estimates of net radiation and soil heat flux”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 32, 111 – 124.
- DAVIES, J.A., ALLEN, C.D., 1973, “Equilibrium, potencial and actual evaporation from cropped surfaces in Southern Ontario”. *J. Appl. Meteorol.*, 12:649-656.
- DIK, G.R., SCHEUER, C.J., WHIPPLE, M.S., *et al.*, 1994, “Remote sensing of land – surface energy balance using data from the High – Resolution Interferometer Sounder (HIS): A simulation study”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 48, 106 – 118.
- DIK, G.R., BLAND, W.L., e MECIKALSKI, J., 1996, “A note on first estimation of surface insolation from GOES – 8 visible satellite data”. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 82, 219 – 226.
- DIK, G.R., MECIKALSKI, J.R., ANDERSON, M.C., *et al.*, 2004, “Estimating land surface energy budgets from space”. *Bulletin of American Meteorological Society*, January, 65 – 78.
- DIAS, N.L., KAN, A., 1999, “A hydrometeorological model for basin-wide seasonal evapotranspiration”, *Water Resources Research*, v. 35 (11), pp. 3409-3418.
- DI BELLO, R.C., 2005, *Análise do Comportamento da Umidade do Solo no Modelo Chuva-Vazão SMAP II – Versão com Suavização Hiperbólica. Estudo de Caso: Região de Barreiras na Bacia do rio Grande – BA*. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente). Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

- DOORENBOS, J., PRUITT, W.O., 1977, “Guidelines for predicting crop water requirements”. *FAO Irrigation and Drainage Paper 24*, 2nd ed., Rome, 179p.
- DOORENBOS, J., KASSAM, A.H., 1994, “Efeito da água no rendimento das culturas. (Estudos FAO, Irrigação e Drenagem 33), Tradução Gheyi, H.R. e outros”, *Universidade Federal da Paraíba*, Campina Grande. FAO 306p.
- FANG, H.S., LIANG, M., CHEN, C., *et al.*, 2004, “Statistical comparison of MISR, ETM+ and MODIS land surface reflectance and albedo products of the BARC land validation core site, USA”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 2, 409 – 422.
- FARR, T.G., KOBRICK, M., 2000, “Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *EOS*”. (*Transactions, American Geophysical Union*), v.81, p.583-585.
- FARR, T.G., ROSEN, P.A., CARO, E., *et al.*, 2007, “The Shuttle Radar Topography Mission”. *Review of Geophysics*, v.45, RG2004.
- FERNANDES, W.S., STOCHIERO, F.C., MAGALHÃES, G.R., *et al.*, 2003, “MSD-30: Um modelo de simulação de descargas médias mensais”. In: *XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba, Nov.
- FERNANDES, L.C., 2006, *Avaliação de Diversas Equações Empíricas de Evapotranspiração. Estudo de Caso: Campos dos Goytacazes e Ilha do Fundão - RJ*. Dissertação de Mestrado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ.
- FIETZ, C.R., SILVA, F.C., URCHEI, M.A., 2005, “Estimativa da evapotranspiração de referência diária para a região de Dourados, MS”. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.13, n.2, p.225-250.
- FLEMING, P.M., ANTONINO, A.C.D., PIMENTEL, R.M., *et al.*, 2003, “Transpiração em plantas de Algaroba (*Prosopis juliflora* (Sw.) DC.) cultivadas no semi-árido nordestino”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 8 n.4, pp. 25-30.

- FLORENZANO, T.G., 2002, *Imagens de Satélites para Estudos Ambientais*. São Paulo: Oficina de Textos.
- FOLHES, M.T., 2007, *Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos*. Tese de D.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- FOX, N.I., SAICH, P., COLLIER, C.G., 2000, “Estimating the surface water and radiation balance in an upland area from space”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 16, 2985 – 3002.
- FRANÇA, G.B., 1994, *Atmospheric correction for retrieval of quantitative information from visible and infrared remotely-sensed data*. PhD Thesis from the Faculty of Science and Engineering, University of Dundee, UK, 166p.
- GANGOPADHYANA, M., HARBECK, G.E.Jr., NORDENSON, T.J., *et al*, 1966, “Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration”. *World Meteorological Organization*, Geneva, 121p. (Tech. Note No. 83, WMO-No. 201, TP 105).
- GARCIA, M., RAES, D., ALLEN, R., *et al.*, 2004, “Dynamics of reference evapotranspiration in the Bolivian highlands (Altiplano)”, *Agricultural and Florestal Meteorology*, v. 125, n. 1-2, pp. 67-82.
- GASTELLU, J.P., MARTIN, E., GASCON, F., 2004, “3D model for simulation satellite images and studying surface radiation budget”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 1, 73 – 96.
- GAVILÁN, P., LORITE, I.J., TORNERO, S., *et al.*, 2005, “Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment”, *Agricultural water management*, v. 81, n. 3, pp. 257-281.

- GERTEN, D., SCHAPHOFF, S., HABERLANDT, U., *et al.*, 2003, “Terrestrial vegetation and water balance—hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model. *Journal of Hydrology*”, v. 286, n. 3, pp. 249-270.
- GETIRANA, A.C.V., 2009, *Contribuições da Altimetria Espacial à Modelagem Hidrológica de Grandes Bacias na Amazônia* *Contribuições da Altimetria Espacial à Modelagem Hidrológica de Grandes Bacias na Amazônia*, (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Civil).
- GIELOW, R., ALVALÁ, R.C.S., HODNETT, M.G., *et al.*, 1999, “A. Albedo no Pantanal Sul – Matogrossense Durante e Após o Período de Inundação de 1998”. In: *XI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia e II Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia.*, 1999: Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina S. A. - EPAGRI, 1999. v. 1. p. 2026-2031.
- GOÏTA, K., ROYER, A., 1997, “Surface temperature and emissivity separability over land surface from combined TIR and SWIR AVHRR data”. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 35, No. 3, 718 – 733.
- GOMES, H.F.B., 2009, *Balanços de Radiação e Energia em Áreas de Cultivo de Cana-de-Açúcar e Cerrado do Estado de São Paulo Mediante Imagens Orbitais*. Tese (Doutorado em Meteorologia). Programa de Pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande.
- GOMIDE, R.L., OLIVEIRA, C.S.G. de, FACCIOLI, G.F., 1996, “Protótipo de um lisímetro de pesagem automático para estudos em casa de vegetação”. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 4:61-68.
- GONÇALVES, R.C., 2008, *Modelagem Hidrológica do tipo chuva-vazão via SMAP e TOPMODEL - Estudo de Caso: Bacia do Rio Piabanha/RJ*. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente). Programa de Pós-graduação em Engenharia Cível. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

- GRANGER, R.J., 2000, "Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin", *Journal of Hydrology*, v. 229, p. 70 – 76.
- GROVER, K.D., STEVEN, M.D., RONDEAUX, G., 2000, "Estimating albedo from limited spectral and angular data". *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 1, 155 – 165.
- GU, D., GILLESPIE, A.R., 2000, "A new approach for temperature and emissivity separation". *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 10, 2127 – 2132.
- HARGREAVES, G.H., SAMANI, Z.A., 1985, "Reference crop evapotranspiration from ambient air temperature". Chicago, *Amer. Soc. Agric. Eng. Meeting*, (Paper 85-2517) 1985.
- HALL, F.G., SELLERS, P.J., STREBEL, D.E., *et al.*, 1991, "Satellite remote sensing of surface energy and mass balance: results from FIFE". *Remote Sensing of Environment*, vol. 35, 187 – 199.
- HAN, K.S., VIAU, A.A., ANCTIL, F., 2004, "An analysis of GOES and NOAA derived land surface temperatures estimated over a boreal forest". *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 21, 4761 – 4780.
- HAVSTAD, K.M., KUSTAS, W.P., RANGO, A., *et al.*, 2000, "Jornada experimental range: A unique arid land location for experiments to validate satellite system". *Remote Sensing of Environment*, vol. 74, 13 – 25.
- HOUBORG, R.M., SOEGAARD, H., 2004, "Regional simulation of ecosystem CO₂ and water vapor exchange for agricultural land using NOAA AVHRR and Terra MODIS satellite data". *Remote Sensing of Environment*, vol. 93, 150 – 167.
- HUETE, A.R., 1988, "A soil adjusted vegetation index – SAVI". *Remote Sensing of Environment*, v. 25, 295–309 p.

- HURTT, G., XIAO, X., KELLER, M., *et al.*, 2003, “IKONOS imagery for the Large Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA)”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 88, 111 – 127.
- JACKSON, R.D., IDSO, S.B., REGINATO, R.J., 1976, “Calculation of evaporation rates during the transition from energy-limiting to soil-limiting phases using albedo data”. *Water Resour. Res.*, 12:23-26.
- JACOB, F., WEISS, M., BARET, F., *et al.*, 2002, “Mapping short – wave albedo of agricultural surfaces using airborne POLDER data”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 80, 36 – 46.
- JAKOBSSON, M., CHERKIS, N.Z., WOODWARD, J., *et al.*, 2000, “New grid of Arctic bathymetry AIDS scientists and mapmakers”. *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, v.81, p.89,93,96.
- JIANG, L., ISLAM, S., 2003, “An intercomparison of regional latent heat flux estimation using remote sensing data”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 11, 2221 – 2236.
- JO, Y.H., YAN, X.H., PAN, J., *et al.*, 2004, “Sensible and latent heat fluxes in tropical Pacific from satellite multi – sensor data”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 90, 166 – 177.
- JUPP, D.L.B., 1998, “Directional radiance and emissivity measurement models for remote sensing of the surface energy balance”. *Environment Modelling Software*, vol. 13, 341 – 351.
- JURY, W.A., TANNER, C.B., 1976, “Advection modification of the Priestley and Taylor evaporation formula”. *Agron. J.*, 67:840-842.
- KANDIRMAZ, H.M., YENGINIRL, L., PESTEMALCI, V., *et al.*, 2004, “Daily global solar radiation mapping of Tutkey using Meteosat satellite data”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 11, 2159 – 2168.

- KANEMASU, E.T., STONE, L.R., POWERS, W.L., 1976, "Evapotranspiration model tested for soybean and sorghum". *Agron J.*, 68:569-572.
- KANT, Y., BADARINATH, K.V.S., 2000, "Studies on land surface temperature over heterogeneous areas using AVHRR data". *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 8, 1749 – 1756.
- KERR, Y.H., LAGOUEARD, J.P., IMBERNON, J., 1992, "Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split-window". *Remote Sensing of Environment*, vol. 41, 197-209.
- KOGAN, J.L., 1995, "Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection". *Advanced Space Resources*, vol.15, No.11, 91-100.
- KUMAGAI, T., SAITOH, T.M., SATO, Y., *et al.*, 2004, "Annual water balance and seasonality of evapotranspiration in a Bornean tropical rainforest", *Agricultural and Forestal Meteorology*, v. 128, n. 2, pp. 81-92.
- KUSTAS, W.P., DAUGHTRY, C.S.T., 1990, "Estimation of soil heat flux / net radiation ratio from spectral data". *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 49, 205 – 224.
- KUSTAS, W.P., DAUGHTRY, C.S.T., VAN OEEVELEN, P.J., 1993, "Analytical treatment of relationships between soil heat flux/net radiation ratio and vegetation indices". *Remote Sensing of Environment*, vol. 46, 319 – 330.
- KUSTAS, W.P., NORMAN, J.M., 1999, "Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two – source model with radiometric temperatures for partial canopy cover". *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 94, 13 – 29.

- KUSTAS, W.P., NORMAN, J.M., ANDERSON, M.C., *et al.*, 2003, “Estimation subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index – radiometric temperature relationship”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 85, 429 – 440.
- KUSTAS, W.P., LI, F., JACKSON, T.J., *et al.*, 2004, “Effects of remote sensing pixel resolution on modeled energy flux variability of croplands in Iowa”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 92, 535 – 547.
- LEEUWEN, W.J.D., ROUJEAN, J.L., 2002, “Land surface albedo from synergistic use of polar (EPS) and geo – stationary (MSG) observing systems: An assessment of physical uncertainties”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 81, 1 – 17.
- LEITE, M.L., SEDIYAMA, G.C., COELHO, D.T., *et al.*, 1990, “Determination of equilibrium evapotranspiration for bean (*Phaseolus vulgaris* L.) crop using two planting densities”. *Revista Ceres*, 37:99-110.
- LIANG, S., 2000, “Narrowband to broadband conversion of land surface albedo algorithms”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 76, 213 – 238.
- LI, Z.L., BECKER, F., 1993, “Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 43, 67 – 85.
- LIMA, J.R.S., ANTONINO, A.C.D., LIRA, C.A.B.O., *et al.*, 2003, “Estimativa da evapotranspiração em uma cultura de feijão”. In: *XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba, Nov.
- LIMA, E. P., SEDIYAMA, G. C., ANDRADE, R. G., *et al.*, 2009, “Estimativa da Evapotranspiração em Áreas Irrigadas Utilizando Imagem do Landsat 5 – TM”. *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Natal, Brasil, 25 - 30 de abril, INPE, p. 247 - 254.

- LOURENS, U.W., VAN SANDWYK, C.M., JAGER, J.M de, *et al.*, 1995, “Accuracy of an empirical model for estimating daily irradiance in South Africa from METEOSAT weather satellite imagery”. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 71, No. 1 – 2, 75 – 86.
- LOUKAS, A., VESILIADES, L., DOMENIKIOTIS, C., *et al.*, 2005, “Basin-wide actual evapotranspiration estimation using NOAA/AVHRR satellite data”, *Physics and chemistry of the Earth*, v. 30, n. 2, pp. 69-79.
- LUCHT, W., LEWIS, P., 2000, “Theoretical noise sensitivity of BRDF and albedo retrieval from the EOS – MODIS and MISR sensors with respect to angular sampling”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 1, 81 – 98.
- MA, Y., 2003, “Remote sensing parameterization of regional net radiation over heterogeneous land surface of Tibetan Plateau and arid area”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No.15, 3137 – 3148.
- MACHADO, R.E., MATTOS, A., 2000, “Avaliação do desempenho de três métodos de estimativa da evapotranspiração de referência”. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.8, n.2, p.193-197.
- MACNAUGHTON, R.G., BLACK, T.A., 1973, “A study of evapotranspiration from Douglas fir forest using the energy balance approach”. *Water Resour. Res.*, 9:1579-1590.
- MEDEIROS, P.A., 2005, “Celda para medición de la evapotranspiración real en suelo desnudo no saturado”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 9 n. 2, pp. 19-30.
- MEIRELES, A.C.M., ANDRADE, E.M. de, FRISCHKORN, H., *et al.*, 2005, “Identificação dos principais constituintes da salinidade da água no rio Acaraú”. In: *XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, João Pessoa, Nov.

- MEIRELES, M., 2007, *Estimativa da Evapotranspiração Real pelo Emprego do Algoritmo SEBAL e Imagem Landsat 5 – TM na Bacia do Acaraú – CE*, Dissertação de M.Sc., UFCE, Fortaleza, CE, Brasil.
- MELLER, A., ALLASIA, D., COLLISCHONN, W., *et al.*, 2005, “Sensibilidade do regime hidrológico de bacias hidrográficas à variabilidade de precipitação”. In: *XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, João Pessoa, Nov.
- MENDES, C.A.B., CIRILO, J.A., 2001, *Geoprocessamento em Recursos Hídricos – Princípios, Integração e Aplicação*, Porto Alegre, RS, ABRH, Coleção Geoprocessamento, v. 1.
- MENDONÇA, J.C., 2007, *Estimação da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense, RJ*. Tese de D.Sc., Universidade Estadual do Norte Fluminense, Campos dos Goytacazes, RJ, Brasil.
- MERLIN, O., CHEHBOUNI, A., 2004, “Different approaches in estimating heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 1, 275 – 289.
- MINE, M.R.M., TUCCI, C.E.M., 1999, “Previsão em tempo real das vazões afluentes a reservatórios de usinas hidroelétricas”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 4 n. 4, pp. 73-95.
- MIRANDA, E.E., 2005, *Brasil em Relevô*. Embrapa Monitoramento por Satélite, Campinas
- MOHAMED, Y.A., BASTIAANSEN, W.G.M., SAVENIJE, H.H.G., 2004, “Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques”. *Journal of Hydrology*, vol. 289, 145-164.
- MONTEIRO, A.L.N., MONTENEGRO, A.A.A., 2003, “Modelagem quantitativa de aquífero freático aluvial no município de Pesqueira – PE”. In: *XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba, Nov.

- MONTENEGRO, A.A.A., MONTENEGRO, S.M.G.L., ANTONINO, A.C.D., *et al.*, 2003, “Evolução da zona saturada em agricultura de vazante: Açude Cajueiro, Pernambuco”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 8 n. 2, pp. 93-99.
- MONTENEGRO, S.M.G.L., MACKAY, R., MONTENEGRO, A.A.A., 2002, “Análise estocástica de fluxo e transporte de solos não saturados para avaliação de risco de salinização”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 7 n. 2, pp. 17-34.
- MONTENEGRO, S.M.G.L., MONTENEGRO, A.A.A., MACKAY, R., *et al.*, 2003, “Dinâmica hidro-salina em aquífero aluvial utilizado para agricultura irrigada familiar em região semi-árida”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 8 n. 2, pp. 84-92.
- MOORE, C.J., FISCH, G., 1986, “Estimating heat storage in amazonian tropical Forest”. *Agric. For. Meteorol.*, 38: 147-169.
- MURAMATSU, K., FURUMI, S., FUJIWARA, N., 2000, “Pattern decomposition method in the albedo space for landsat TM and MSS data analysis”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 1, 99 – 119.
- NETO, R., SILVA, R.C.V. da, 2003, “Diretrizes para a modelagem hidrológica-hidrodinâmica da bacia Amazônica”. In: *XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba, Nov.
- NEVES, F.F., SILVA, F.G.B. da, CRESTANA, S., 2005, “Comparação entre três métodos de evapotranspiração potencial aplicados a duas sub-bacias hidrográficas de Descalvado – SP”. In: *XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, João Pessoa, Nov.
- NICÁCIO, R.M., 2008, *Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco* [Rio de Janeiro] 2008 XVII, 320 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Civil).

- NORMAN, J.M., KUSTAS, W.P., HUMES, K.S., 1995b, “A two source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature”. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 77, 263- 293.
- NOVAS, M.F.B., 2008, *Mapeamento das Estimativas do Saldo de Radiação e Índices de Vegetação em Área do Estado de Alagoas com Base em Sensores Remotos*. Dissertação de Mestrado, UFAL, Maceió, AL, Brasil.
- NOVO, E.M.L. de M., 1989, *Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações*. Ed. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, SP, Brasil, 308 p.
- OMETTO, J.C., 1981, *Bioclimatologia Vegetal*. Ed. Agronômica Ceres, São Paulo, 440p.
- PAIVA, C.M., 2005, *Estimativa do Balanço de Energia e da Temperatura da Superfície Via Satélite NOAA-AVHRR*, Rio de Janeiro, 248f, Dissertação (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- PARLOW, E., 2000, “Spatio – Temporal investigation of net radiation and heat fluxes – results from a satellite data Analysis”. *51 st International Astronautical Congress*, Rio de Janeiro, Brazil.
- PAYAN, V., ROYER, A., 2004, “Analisys of Temperature Emissivity Separation (TES) algorithm applicability and sensitivity”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 1, 15 – 37.
- PEREIRA, A.C., PRUITT, W.O., 2002, “Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration”, *Agricultural water management*, v. 66, n.3, pp. 251-257.
- PEREIRA, A.C., 2004, “The Priestley–Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapotranspiration”, *Agricultural and Florestal Meteorology*, v. 125, n. 4, pp. 305-313.

- PEREIRA, A.R., VILLA NOVA, N.A., 1992, “Analisis of the Priestly-Taylor parameter”. *Agric. For. Meteorol.* 61:1-9.
- PEREIRA, A.R., VILLA NOVA, N.A., SEDYIAMA, G.C., *Evapo(transpi)ração. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.*
- PEREIRA, A.R., ANGELOCCI L.R., SENTELHAS P.C., 2002, *Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações Práticas*. 1 ed., Guaíba, Editora Agropecuária.
- PENMAN, H.L., 1948, “Natural evaporation from open water, bare soil and grass”, *Proc. Roy. Soc. A. London*, v. 193, pp. 120-143.
- POKROVSKY, I., POKROVSKY, O., ROUJEAN, J.L., 2003, “Development of an operational procedure to estimate surface albedo from the SEVIRI/MSG observing system by using POLDER BRDF measurements I. Data quality control and accumulation of information corresponding to the IGBP land cover classes”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 87, 198 – 214.
- POKROVSKY, O., ROUJEAN, J.L., 2002, “Land surface albedo retrieval via kernel based BRDF modeling: I. Statistical inversion method and model comparison”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 84, 100 – 119.
- PRIESTLEY, C.H.B., TAYLOR, R.J., 1972, “On the assessment of surface heat flux and evaporation usin large-scale parameters”. *Monthly Weather Rev.*, 100:81-92.
- PRUITT, W.O., ANGUS, D.E., 1960, “Large weighing lysimeter for measuring evapotranspiration”. *Trans.of the ASAE*, 3:13-18, 18.
- RADAMBRASIL (PROJETO), 1983, “*Levantamento de Recursos Naturais do Brasil*”, folhas SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória, vol. 32. 775p.
- RABUS, B., EINEDER, M., ROTH, R., *et al.*, 2003, “The Shuttle Radar Topography Mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. ISPRS”. *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, v.57, p.241-262.

- REICHARDT, K., 1990, *A água em sistemas agrícolas*. Editora Manole Ltda., São Paulo, 188p.
- RODRIGUEZ, E., MORRIS, C.H., BELZ, J.E., 2006, “A global assessment of the SRTM performance”. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v.72, p.249-260.
- ROERINK, G.J., SU, Z., MENENTI, M., 2000, “S – SEBI: A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance”. *Physical Chem. Earth (B)*, vol. 25, No. 2, 147 – 157.
- ROSENBERG, N.J., HOYT. E.H., BROWN. R.W., 1968, *Evapotranspiration - review of research*. Lincoln, Uni. Of Nebraska, 80p. (MP 20).
- RUHOFF, L.A., 2011, *Sensoriamento Remoto Aplicado à Estimativa da Evaptranspiração*, 166f, Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ROSENBERG, N.J., BLAD, B.L., VERMA, S.B., 1983, *Microclimate: The Biological Environment*. 2nd Edition, John Wiley & Sons, Lincon-Nebraska, 495p.
- SANTIAGO, A.V., PEREIRA, A.R., FOLEGATTI, M.V., *et al.*, 2002, “Evapotranspiração de referência medida por lisímetros de pesagem e estimada por Penman-Monteith (FAO-56), nas escalas mensal e decendial”. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.10, n.1, p.57-66.
- SAUNDERS, R.W., 1990, “The determination of broad band albedo from AVHRR visible and near infrared radiances”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 11, 49 – 67.
- SCHMUGGE, T., FRENCH, A., RITCHIE, J.C., *et al.*, 2002, “Temperature and emissivity separation from multispectral thermal infrared observations”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 79, 189 – 198.

- SCHROEDTER, M., OLESEN, F., FISCHER, H., 2003, “Determination of land surface temperature distributions from single channel IR measurements: an effective spatial interpolation method for the use of TOVS, ECMWF and radiosond profiles in the atmospheric correction scheme”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 6, 1189 – 1196.
- SEDIYAMA, G.C., 1996, “Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica”. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 4, n.1, p.1-12.
- SEDIYAMA, G.C. *Evapotranspiração: necessidades de água para as plantas cultivadas*. Brasília, DF : ABES, 1998. 181 p. (Curso de especialização por tutoria à distância).
- SELLERS, P.J., NEESON, B.W., HALL, F.G., *et al.*, 1995, “Remote sensing of the land surface for studies of global change: model-algorithm-experiments”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 51, 3-26.
- SENTELHAS, P.C., 2001, “Agrometeorologia aplicada à irrigação”. In: *Miranda, J.H.; Pires, R.C.M. (eds.)*. Irrigação. Piracicaba, SP: FUNEP, 2001. 4p. (Série Engenharia Agrícola).
- SHOUSE, P., JURY, W.A., STOLZY, L.H., 1980, “Use of deterministic and empirical models to predict potential evapotranspiration in an advective environment”. *Agron J.*, 72:994-8.
- SILANS, A.M.B.P. de, ALMEIDA, C.N., ALBUQUERQUE, D.J.S. de, *et al.*, 2000, “Aplicação do modelo hidrológico distribuído AÇUMOD à bacia hidrográfica do rio do Peixe – Estado da Paraíba”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 5 n. 3, pp. 93-99.
- SILVA, B.B., LOPES, G.M., AZEVEDO, P.V., 2005, “Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens LANDSAT 5 – TM”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.20, n.2, p.243- 252, São José dos Campos, SP.

- SILVA, B.B. da, BEZERRA, M.V.C., 2006, “Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM-Landsat 5”, *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 14, n. 2, pp. 1 – 10.
- SILVA, F.C. da, 1996, *Uso de dispositivos lisimétricos para medida da evapotranspiração de referência*. Piracicaba, SP. 73p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVEIRA, G.L. da, TUCCI, C.E.M., SILVEIRA, A.L.L. da, 1998, “Quantificação de vazão em pequenas bacias sem dados”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 3, n. 3, pp. 111-131.
- SLATYER, R.O., McILROY, I.C., 1961, *Practical microclimatology*. Canberra, CSIRO, 328p.
- SLEIGHT, R.B., 1917, “Evaporation from surfaces of water and river-bed materials”. *J. of Agric. Res.*, 10:209-262.
- SMITH. M., 1991, *Report on the expert consultation of procedures for revision of FAO Guidelines for prediction of crops water requirements*. Rome: FAO, 45p.
- SMITH, W.H.F., SANDWELL, D.T., 1997, “Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings”. *Science*, v.277, p.1957-1962.
- SNYDER, R.L., 1992, “Equation for evaporation pan to evapotranspiration conversions”. *J. of Irrig. And Drain. Eng.* , 118:977-980.
- SOBRINO, J.A., COL, C., CASELLES, V., 1991, “Atmospheric Correction for Land Surface Temperature Using NOAA-11 AVHRR Channel 4 and 5”. *Remote Sensing of Environmental*, vol. 38, 19-34.
- SOBRINO, J.A., EL KHARRAZ, J., 2003, “Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data”. *International Journal of Remote Sensing*, vol.24, No. 24, 5161 – 5182.

- SOBRINO, J.A., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J.C., EL-KHARRAZ, J., *et al.*, 2004, “Single – channel and two – channel methods for land surface temperature retrieval from DAIS data and its application to the Barrax site”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 1, 215 – 230.
- SONG, J., 1998, “Diurnal asymmetry in surface albedo”. *Agricultural and Forest Meteorology*. 92(3):181-189.
- TANNER, C.B., 1967, “Measurement of evapotranspiration”. In: R.M. Hagan, H.H. Haise & T.W. Edminster (Eds.), *Irrigation of Agricultural Lands. Amer. Soc. Agronomy*. p. 534-574.
- TANNER, C.B., 1968, “Evaporation of water from plants and soils. In: T.T. Kozlowski (Ed.), *Water Deficits and Plant Growth*, vol.1, New York, Academic Press. p. 73-106.
- TANRÉ, D., DEROO, C., DUHAUT, P., *et al.*, 1986, *Simulation of the satellite signal in the spectrum (5s)*. Tec. Report, Lab. d'Optique Atm., Lille.
- TARPLEY, J.D., 1994, “Monthly evapotranspiration from satellite and conventional meteorological observations”. *Bulletin of American Meteorological Society*, vol. 7, No. 5, 703 – 713.
- TASUMI, M., 2003, *Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. PhD dissertation. University of Idaho, Moscow, Idaho, EUA.
- TASUMI, M., TREZZA, R., ALLEN, R.G., *et al.*, 2003, *Validation Test on the SEBAL Model for Evapotranspiration via Satellite*. ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions, 17 ept.
- TASUMI, M., TREZZA, R., ALLEN, R., *et al.*, 2005, “Operational aspects of satellitebased energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S”, *Irrigation and Drainage Systems*, 2005, v. 19, pp. 355 - 376.

- THORNTHWAITE, C.W., HOLZMAN, B., 1939, "Determination of evaporation from land and water surfaces". *Monthly Weather Rev.*, 67:4-11.
- THORNTHWAITE, C.W., 1948, "An approach toward a rational classification of climate". *Geographical Review*, New York, v.38, n.1, p.55-94.
- THORNTHWAITE, C.W., MATHER, J.R., 1955, *The water balance*. Centerton, N.J.: Drexel Institute of Technology – Laboratory of Climatology, 104p. (Publications in Climatology, v. 8, n. 1)
- TREZZA, R., 2002, *Evapotranspiration using a satellite-based Surface energy balance with Standardized ground control*. 247f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). Utah State University. Logan, Utah.
- UTSET, A., FARRÉ, I., COB, A.M., *et al.*, 2003, "Comparing Penman–Monteith and Priestley–Taylor approaches as reference-evapotranspiration inputs for modeling maize water-use under Mediterranean conditions", *Agricultural water management*, v. 66, n.3, pp. 205-219.
- VALERIANO, M.M., KUPLICH, T.M., STORINO, M., *et al.*, 2006, "Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission-90m data". *Computers & Geosciences*, v.32, p.1169-1181.
- VALIENTE, J.A., NUNEZ, M., LOPEZ–BAEZA, E., *et al.*, 1995, "Narrow band to broad – band conversion for Meteosat – visible channel and broad – band albedo using both AVHRR – 1 and 2 channels". *International Journal of Remote Sensing*, vol. 16, No. 6, 1147 – 1166.
- VAN ZYL, J.J., 2001, "The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography". *Acta Astronautica*, v.48, p.559-565.

- VARELLA, R.F., CAMPANA, N.A., 2000, “Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: estudo do modelo TOPMODEL”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 5, n. 4, pp. 121-139.
- VÁZQUEZ, D.P., REYES, F.J., ARBOLEDASW, L.A., 1997, “A comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from AVHRR data”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 62, 215 – 222.
- VENDRAME, I., ALBUQUERQUE, V.F. de, FISCH, G., 2000, “Influência da condutância estomática no cálculo da evapotranspiração em Rondônia”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 5 n.2, pp. 33-49.
- VEPRASKAS, M.J., HUFFMAN, R.L., KREISER, G.S., 2006, “Hydrologic models for altered landscapes”, *GEODERMA*, v. 131, n.3, pp. 287-298.
- VILLA NOVA, N.A., REICHARDT, K., 1989, *Evaporação/Evapotranspiração de um ecossistema e suas relações com o meio ambiente*. Engenharia Hidrológica, Rio de Janeiro, Coleção ABRH de Recursos Hídricos 2: 145-197.
- VILLAGRA, M.M., BACHI, O.O.S., TUON, R.L., *et al.*, 1995, “Difficulties of estimating evapotranspiration from the water balance equation”. *Agric. For. Meteorol.* 72:317-325.
- VISWANADHAM, Y., SILVA FILHO, V.P., ANDRE, R.G.B., 1991, “The Priestley-Taylor parameter α for the Amazon Forest”. *For. Ecol. Manage.*, 38:211-225.
- VUKOVICH, F.M., WAYLAND, R., TOLL, D., 1997, “The surface heat flux as a function of ground cover for climate models”. *Bull. Amer. Met. Soc.*, vol. 125, 572- 586.
- WAHNFRIED, I., HIRATA, R., 2005, “Comparação de métodos de estimativa de recarga de aquíferos em uma planície aluvionar na bacia hidrográfica do Alto Tietê (São Paulo)”. *Revista Brasileira de Recurso Hídricos*, v. 10, n. 2, pp. 15-25.

- WAN, Z., ZHANG, Y., ZHANG, Q., *et al.*, 2004a, “Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 1, 261 – 274.
- WAN, Z., WANG, P., LI, X., 2004b, “Using MODIS Land Surface Temperature and Normalized Difference Vegetation Index products for monitoring drought in the southern Great Plains, USA”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 1, 61 – 72.
- WANG, J., WHITE, K., ROBINSON, G.J., 2000, “Estimating surface net solar radiation by use of Landsat-5 TM and digital elevation models”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 1, 31 – 43.
- WILLMOTT, C.J., ROWE, C.M., MINTZ, Y., 1985, “Climatology of the terrestrial seasonal water cycle”. *Journal of Climatology*, v.5, p.589-606.
- XIAOYING, L., ERDA, L., 2004, “Performance of the Priestley–Taylor equation in the semiarid climate of North China”, *Agricultural water management*, v. 71, n. 1, pp. 1-17.
- XUE, Y., LLEWELLYN–JONES, D.T., LAWRENCE, S.P., *et al.*, 2000, “On the Earth’s surface energy exchange determination from ERS satellite ATSR data: Part 2. Short – wave radiation”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 18, 3415 – 3426.
- YANG, L., 2000, “Integration of a numerical model and remotely sensed data to study urban/rural land surface climate processes”. *Computers & Geosciences*, vol. 26, 451 – 468.
- YUNHAO, C., XIAOBING, L., GUIFEI, J., *et al.*, 2003, “An estimation model for daily regional evapotranspiration”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, No. 1, 199 – 205.

ZEBKER, H.A., GOLDSTEIN, R.M., 1986, "Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations". *Journal of Geophysical Research*, v.91, p.4993-4999.