

EVALDO DE PAIVA LIMA

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO E DO BALANÇO HÍDRICO
A PARTIR DE IMAGENS DE SATÉLITE DE DUAS
SUB-BACIAS DO PARACATU

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2010

IVALDO DE PAIVA LIMA

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO E DO BALANÇO HÍDRICO
A PARTIR DE IMAGENS DE SATÉLITE DE DUAS
SUB-BACIAS DO PARACATU

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 12 de fevereiro de 2010.

Prof. Dr. José Marinaldo Gleriani
(Coorientador)

Prof. Dr. Vicente Paulo Soares
(Coorientador)

Prof. Dr. Paulo José Hamakawa

Pesq. Dr. Ricardo Guimarães Andrade

Prof. Dr. Gilberto Chohaku Sedyama
(Orientador)

OFEREÇO

Ao meu Deus, que sempre esteve ao meu lado, pois o Seu amor, fidelidade, misericórdia, força, cuidado e proteção foram fundamentais para eu concluir esta importante etapa. Não tenho palavras para agradecer a Sua bondade, pois tudo o que tenho e que sou vem de Ti, Senhor.

À minha querida esposa Lenira, pois com o seu amor, apoio, conselhos, compreensão, colaboração e, principalmente, orações consegui finalizar este longo trabalho. Um simples obrigado seria muito pouco para você, que viveu comigo todas as nuances desta etapa. Eu te amo!

Aos meus queridos pais Narciso e Meiry, pelo amor e carinho que sempre dedicaram a seus filhos; aos meus irmãos; a Eduardo e Evelyne, pela compreensão de minha ausência; e à minha sogra Emília, às minhas cunhadas e cunhados e aos meus sobrinhos, que tanto amo!

De tudo que tenho vivido, o mais precioso é ter a certeza de que:

*Maravilhoso amor
É o amor de Deus por mim
Que meu coração conhece, que perdoa e esquece
Eterno e sem fim...maravilhoso amor*

*Maravilhoso amor
É o amor de Deus por ti
Que não mede sacrifícios, que não poupa benefícios
Eterno e sem fim...maravilhoso amor*

*Maravilhoso, maravilhoso
Maravilhoso amor, maravilhoso amor!*

*Maravilhoso amor
É o amor de Deus por nós
Que nos olha como santos, nos recebe como somos
Eterno e sem fim...maravilhoso amor*

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Viçosa, representada pelo Departamento de Engenharia Agrícola, pela oportunidade de realizar o Curso de Doutorado.

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

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo financiamento da minha pesquisa.

Ao Professor Gilberto Sedyama, pela orientação, paciência e grande exemplo de conduta profissional.

Ao Professor Bernardo Barbosa (UFV), por suas sugestões e auxílio nos momentos de dúvida.

Aos Professores Marinaldo Gleriani, Vicente Soares e Paulo Hamakawa, pelas sugestões ao trabalho.

Ao Ricardo Andrade, pelos ensinamentos e ajuda em todas as etapas do meu Curso de Doutorado. Muito obrigado, meu amigo! Quando precisar, conte comigo.

A Vinícius Duarte, Luiz Henrique, Rafael Delgado e Kleber Ataíde (INMet Brasília), pela ajuda dispensada em alguns momentos da condução deste trabalho.

Aos demais colegas da minha sala de trabalho e da Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, pelos muitos momentos de convivência e companheirismo.

Ao grupo da ABU-Pós, uma família sempre presente; e à Comunidade Presbiteriana de Viçosa, por me acolher para uma amizade cristã e crescimento espiritual.

Ao tio William e à tia Isméria, pelos muitos momentos compartilhados e, principalmente, por tratarem a mim e a minha esposa como filhos. A Maurício Dutra e Vladimir Brito, pela amizade e apoio nos momentos de dificuldades.

À empresa IRRIGER, nas pessoas de Everardo Mantovani, Eduardo Caldas e Pedro Paulo, pelo fornecimento de dados para esta pesquisa.

À Graça Freitas, por ter-me ajudado em vários momentos enquanto Secretária do Programa Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola.

Ao sr. Edir Barbosa, pela correção linguística deste trabalho.

BIOGRAFIA

IVALDO DE PAIVA LIMA, filho de Narciso da Silva Lima e Meiry de Paiva Lima, nasceu em 21 de setembro de 1978, na cidade do Rio de Janeiro, RJ.

Em 1998, iniciou o Curso de Meteorologia na Universidade Federal de Alagoas, graduando-se em março de 2003.

Nesse mesmo mês e ano, iniciou o Programa de Pós-Graduação, em nível de Mestrado, em Meteorologia Agrícola, área de concentração em Agrometeorologia, da Universidade Federal de Viçosa (UFV), em Viçosa, MG, recebendo o título de *Magister Scientiae* em julho de 2005.

Em agosto de 2005, ingressou no Programa de Pós-Graduação, em nível de Doutorado, em Meteorologia Agrícola, área de concentração em Agrometeorologia, da UFV, em Viçosa, MG, submetendo-se à defesa da tese em fevereiro de 2010.

SUMÁRIO

	Página
LISTA DE TABELAS.....	ix
LISTA DE FIGURAS.....	xi
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xvii
RESUMO.....	xx
ABSTRACT.....	xxii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1. Sensoriamento remoto.....	5
2.2. Aplicações do sensoriamento remoto na agricultura.....	6
2.2.1. Biomassa vegetal.....	7
2.2.2. Umidade do solo.....	8
2.2.3. Evapotranspiração.....	10
2.2.4. Balanço hídrico.....	11
2.3. Algoritmo SEBAL.....	12
2.3.1. Saldo de radiação.....	17
2.3.2. Fluxo de calor no solo.....	18
2.3.3. Fluxo de calor sensível.....	19
2.4. Satélites Terra e Aqua.....	20
2.4.1. Sensor MODIS.....	21

2.4.1.1. Refletância de superfície.....	26
2.4.1.2. Temperatura de superfície e emissividade.....	26
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	28
3.1. Área de estudo.....	28
3.2. Algoritmo SEBAL.....	36
3.2.1. Produtos do sensor MODIS.....	37
3.2.2. Dados Meteorológicos.....	39
3.2.3. Dados de precipitação.....	40
3.3. Aplicação do SEBAL.....	42
3.3.1. Saldo de radiação.....	43
3.3.1.1. Albedo da superfície.....	44
3.3.1.2. Radiação de onda curta.....	44
3.3.1.3. Radiação de onda longa emitida pela atmosfera.....	45
3.3.1.4. Radiação de onda longa emitida pela superfície.....	46
3.3.2. Fluxo de calor no solo.....	48
3.3.3. Fluxo de calor sensível.....	48
3.3.3.1 Resistência aerodinâmica.....	49
3.3.3.2 Diferença da temperatura.....	51
3.3.3.3 Correção da estabilidade atmosférica.....	53
3.3.4. Fluxo de calor latente e evapotranspiração diária.....	55
3.3.5. Evapotranspiração decendial.....	56
3.3.6. Balanço hídrico.....	57
3.4. Pedologia.....	59
3.5. Comparação da evapotranspiração obtida por meio do SEBAL com a evapotranspiração da cultura (ETc).....	60
3.6. Análises estatísticas.....	61
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	63
4.1. Componentes do balanço de energia.....	63
4.1.1. Saldo de radiação.....	63
4.1.2. Fluxo de calor no solo.....	73
4.1.3. Fluxo de calor sensível.....	80
4.1.4. Fluxo de calor latente.....	87
4.2. Evapotranspiração diária.....	96

4.3. Componentes do balanço hídrico.....	105
4.3.1. Saldo de precipitação.....	105
4.3.2. Armazenamento.....	111
4.3.3. Escoamento superficial.....	118
5. CONCLUSÕES.....	125
6. REFERÊNCIAS.....	127
APÊNDICE.....	135

LISTA DE TABELAS

	Página
1. Especificações técnicas do sensor MODIS.....	23
2. Especificações das bandas do sensor MODIS.....	24
3. Áreas irrigadas por município, conforme censos agropecuários de 1970, 1975, 1980, 1985 e 1996.....	34
4. Datas de aquisição dos produtos do sensor MODIS.....	38
5. Estações com dados pluviométricos utilizadas no estudo.....	41
6. Valores do NDVI e da T_s para os pixels “quente” e “frio”.....	52
1A. Valores obtidos no processo iterativo do dia 10 de julho de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	136
1B. Valores obtidos no processo iterativo do dia 14 de julho de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	136
1C. Valores obtidos no processo iterativo do dia 23 de julho de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	136
1D. Valores obtidos no processo iterativo do dia 6 de agosto de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	137
1E. Valores obtidos no processo iterativo do dia 13 de agosto de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	137
1F. Valores obtidos no processo iterativo do dia 24 de agosto de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	137

1G. Valores obtidos no processo iterativo do dia 2 de setembro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	138
1H. Valores obtidos no processo iterativo do dia 16 de setembro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	138
1I. Valores obtidos no processo iterativo do dia 23 de setembro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	138
1J. Valores obtidos no processo iterativo do dia 4 de outubro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	139
1K. Valores obtidos no processo iterativo do dia 16 de outubro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	139
1L. Valores obtidos no processo iterativo do dia 29 de outubro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível.....	139
6A. Valores da precipitação (mm) registrada em cada decêndio do mês de julho de 2007.....	156
6B. Valores da precipitação (mm) registrada em cada decêndio do mês de agosto de 2007.....	156
6C. Valores da precipitação (mm) registrada em cada decêndio do mês de setembro de 2007.....	157
6D. Valores da precipitação (mm) registrada em cada decêndio do mês de outubro de 2007.....	157

LISTA DE FIGURAS

	Página
1. Localização da área de estudo. No primeiro plano está a bacia do Paracatu (em cinza) e no segundo, as sub-bacias em estudo.....	29
2. Localização dos municípios pertencentes as sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, bem como das respectivas sedes	30
3. Principais cursos d'água que compõem as sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto.....	31
4. Precipitação (mm), temperatura do ar (°C) e umidade relativa (%) média mensal do Município de Paracatu, MG, obtida de normais climatológicas (1961 a 1990) do Instituto Nacional de Meteorologia..	32
5. Balanço hídrico para o município de Paracatu, MG.....	33
6. Exemplo de áreas irrigadas no Município de Cabeceira Grande, MG.....	35
7. Grandes unidades geomorfológicas da bacia do rio Preto. (a) Planalto São Francisco; (b) Cristas de Unaí; e (c) Depressão Sanfranciscana.....	36
8. Localização da estação meteorológica automática.....	40
9. Localização das estações pluviométricas (ANA) e estações meteorológicas (INMET).....	41

10. Fluxograma para estimativa do saldo de radiação. As células amarelas indicam os dados de entrada e a azul, o dado de saída....	43
11. Altitudes nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto...	45
12. Fluxograma para obtenção do fluxo de calor sensível instantâneo. A célula amarela indica os dados de entrada e a azul o dado de saída.....	49
13. Mapa de solos das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto.....	60
14. Saldo de radiação ($W.m^{-2}$) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.....	65
15. Saldo de radiação ($W.m^{-2}$) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.....	66
16. Saldo de radiação ($W.m^{-2}$) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.....	67
17. Saldo de radiação ($W.m^{-2}$) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.....	68
18. Saldo de radiações mínima, média e máxima observado nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.....	71
19. Correlação entre os valores da $R_{s\downarrow}$ estimada por meio do SEBAL e os medidos na estação meteorológica automática de Unaí, MG.....	73
20. Fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.....	75
21. Fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.....	76
22. Fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.....	77
23. Fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.....	78
24. Fluxos de calor no solo mínimo, médio e máximo observados nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.....	79

25. Fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.....	82
26. Fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.....	83
27. Fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.....	84
28. Fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.....	85
29. Fluxos de calor sensível mínimo, médio e máximo observados nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.....	86
30. Fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.....	90
31. Fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.....	91
32. Fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.....	92
33. Fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.....	93
34. Fluxos de calor latente mínimo, médio e máximo observado nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.....	95
35. Evapotranspiração diária ($mm.d^{-1}$) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.....	98
36. Evapotranspiração diária ($mm.d^{-1}$) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.....	99
37. Evapotranspiração diária ($mm.d^{-1}$) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.....	100
38. Evapotranspiração diária ($mm.d^{-1}$) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.....	101
39. Evapotranspirações diárias mínima, média e máxima observadas nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.....	102

40. Correlação entre os valores da $ET_{diária}$ estimada por meio do SEBAL e os da ET_c do feijão.....	104
41. Saldo de precipitação (cm) do primeiro decêndio de julho (a), segundo decêndio de julho (b) e terceiro decêndio de julho (c) do ano de 2007.....	107
42. Saldo de precipitação (cm) do primeiro decêndio de agosto (a), segundo decêndio de agosto (b) e terceiro decêndio de agosto (c) do ano de 2007.....	108
43. Saldo de precipitação (cm) do primeiro decêndio de setembro (a), segundo decêndio de setembro (b) e terceiro decêndio de setembro (c) do ano de 2007.....	109
44. Saldo de precipitação (cm) do primeiro decêndio de outubro (a), segundo decêndio de outubro (b) e terceiro decêndio de outubro (c) do ano de 2007.....	110
45. Saldo de precipitações decendiais mínima, média e máxima observadas nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.....	111
46. Armazenamento de água no solo (cm) do primeiro decêndio de julho (a), segundo decêndio de julho (b) e terceiro decêndio de julho (c) do ano de 2007.....	114
47. Armazenamento de água no solo (cm) do primeiro decêndio de agosto (a), segundo decêndio de agosto (b) e terceiro decêndio de agosto (c) do ano de 2007.....	115
48. Armazenamento de água no solo (cm) do primeiro decêndio de setembro (a), segundo decêndio de setembro (b) e terceiro decêndio de setembro (c) do ano de 2007.....	116
49. Armazenamento de água no solo (cm) do primeiro decêndio de outubro (a), segundo decêndio de outubro (b) e terceiro decêndio de outubro (c) do ano de 2007.....	117
50. Armazenamento de água no solo decendial mínimo, médio e máximo observado nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto durante o período de estudo.....	118

51. Escoamento superficial (cm) do primeiro decêndio de julho (a), segundo decêndio de julho (b) e terceiro decêndio de julho (c) do ano de 2007.....	120
52. Escoamento superficial (cm) do primeiro decêndio de agosto (a), segundo decêndio de agosto (b) e terceiro decêndio de agosto (c) do ano de 2007.....	121
53. Escoamento superficial (cm) do primeiro decêndio de setembro (a), segundo decêndio de setembro (b) e terceiro decêndio de setembro (c) do ano de 2007.....	122
54. Escoamento superficial (cm) do primeiro decêndio de outubro (a), segundo decêndio de outubro (b) e terceiro decêndio de outubro (c) do ano de 2007.....	123
55. Escoamento superficial decenal mínimo, médio e máximo observado nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto durante o período de estudo.....	124
2A. Albedo da superfície (adimensional) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.....	140
2B. Albedo da superfície (adimensional) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.....	141
2C. Albedo da superfície (adimensional) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.....	142
2D. Albedo da superfície (adimensional) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.....	143
3A. Temperatura da superfície (K) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.....	144
3B. Temperatura da superfície (K) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.....	145
3C. Temperatura da superfície (K) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.....	146
3D. Temperatura da superfície (K) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.....	147
4A. Índice de vegetação da diferença normalizada (adimensional) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007....	148

4B. Índice de vegetação da diferença normalizada (adimensional) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.....	149
4C. Índice de vegetação da diferença normalizada (adimensional) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.....	150
4D. Índice de vegetação da diferença normalizada (adimensional) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.....	151
5A. Evapotranspiração (mm) do primeiro decêndio de julho (a), segundo decêndio de julho (b) e terceiro decêndio de julho (c) do ano de 2007.....	152
5B. Evapotranspiração (mm) do primeiro decêndio de agosto (a), segundo decêndio de agosto (b) e terceiro decêndio de agosto (c) do ano de 2007.....	153
5C. Evapotranspiração (mm) do primeiro decêndio de setembro (a), segundo decêndio de setembro (b) e terceiro decêndio de setembro (c) do ano de 2007.....	154
5D. Evapotranspiração (mm) para o primeiro decêndio de outubro (a), segundo decêndio de outubro (b) e terceiro decêndio de outubro (c) do ano de 2007.....	155
7A. Conteúdo de umidade médio do solo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.....	158
7B. Conteúdo de umidade médio do solo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.....	159
7C. Conteúdo de umidade médio do solo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.....	160
7D. Conteúdo de umidade médio do solo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007....	161

LISTA DE SÍMBOLOS

λ_{ET}	Fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$);
R_n	Saldo de radiação ($W.m^{-2}$);
G	Fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$);
H	Fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$);
$R_{s\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente ($W.m^{-2}$);
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera ($W.m^{-2}$);
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície ($W.m^{-2}$);
ϵ_0	Emissividade da superfície (adimensional);
α	Albedo da superfície (adimensional);
$\alpha_1, \dots, \alpha_7$	Bandas de refletância do produto MOD09GA;
τ_{sw}	Transmissividade atmosférica (adimensional);
z	Altitude (m);
G_{SC}	Constante solar ($1367 W.m^{-2}$);
θ	Ângulo zenital solar (rad);
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (UA);
ϵ_a	Emissividade atmosférica (adimensional);
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$);
$T_{\text{pixel frio}}$	Temperatura do pixel frio (K);
ND VI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i> , Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (adimensional);

ρ_1	Refletância na banda do vermelho (adimensional);
ρ_2	Refletância na banda do infravermelho próximo (adimensional);
ρ_2	Refletância na banda do infravermelho próximo (adimensional);
SAVI	<i>Soil Adjusted Vegetation Index</i> , Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (adimensional);
ℓ	Fator de ajuste (adimensional);
IAF	Índice de Área Foliar (m^2 de folha/ m^2 de solo);
T_s	Temperatura da superfície (K);
ρ	Densidade do ar úmido ($1,15 \text{ kg.m}^{-3}$);
c_p	Calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$);
dT	Diferença de temperatura entre dois níveis ($^{\circ}\text{C}$);
r_{ah}	Resistência aerodinâmica (s.m^{-1});
Z_{om}	Parâmetro de rugosidade aerodinâmico para o transporte de <i>momentum</i> (m);
h	Altura média da vegetação (m);
u^*	Velocidade de fricção (m.s^{-1});
k	Constante de von Karman (0,41);
u_x	Velocidade do vento (m.s^{-1}) na altura z_x ;
u_{100}	Velocidade do vento a 100 m de altura (m.s^{-1});
z_1	Altura acima da superfície (0,1 m);
z_2	Altura acima da superfície (2,0 m);
a, b	Coefficientes de correlação para obtenção de dT em cada pixel;
L	Parâmetro de comprimento de Monin-Obukhov (m);
g	Constante gravitacional ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$);
ψ_m	Transporte de <i>momentum</i> (adimensional);
ψ_h	Transporte de calor (adimensional);
$\psi_{h(z1)}$	Correções de estabilidade para o transporte de calor a 0,1 m;
$\psi_{h(z2)}$	Correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m;
FE	Fração evaporativa (adimensional);
ET _{diária}	Evapotranspiração diária (mm.d^{-1});
λ	Calor latente de vaporização da água;
Rn _{24h}	Saldo de radiação médio ocorrido num período de 24 horas (W.m^{-2});

RS_{24h}	Média diária da radiação de onda curta incidente ($W.m^{-2}$);
τ_{sw24h}	Transmissividade atmosférica diária (adimensional);
$ET_{decendial}$	Evapotranspiração decendial ($mm.dec^{-1}$);
n	Número de dias do decêndio;
\overline{Rn}_{24h}	Saldo de radiação médio ocorrido no decêndio considerado ($W.m^{-2}$);
S_p	Saldo de precipitação (cm);
P	Precipitação (cm);
R	Escoamento superficial (cm);
$\Delta W_{\bar{n}-sat}$	Armazenamento da água na camada não saturada (cm);
θ_{avg}	Conteúdo de umidade médio do solo para o nível 0 a 100 cm de profundidade ($cm^3.cm^{-3}$);
θ_{sat}	Conteúdo de água no solo na saturação ($cm^3.cm^{-3}$);
ET_c	Evapotranspiração da cultura ($mm.d^{-1}$);
Kc	Coefficiente de cultura (adimensional);
r^2	Coefficiente de determinação;
$REQM$	Raiz do erro quadrático médio;
EAM	Erro absoluto médio;
P_i	Evapotranspiração estimada pelo algoritmo SEBAL;
O_i	Evapotranspiração estimada pelo método de Penman-Monteith; e
N	Número de observações.

RESUMO

LIMA, Evaldo de Paiva, D. Sc., Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2010. **Estimativa da evapotranspiração e do balanço hídrico a partir de imagens de satélite de duas sub-bacias do Paracatu.** Orientador: Gilberto Chohaku Sedyama. Coorientadores: José Marinaldo Gleriani e Vicente Paulo Soares.

Neste trabalho, utilizou-se o algoritmo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), juntamente com produtos obtidos por meio do sensor Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), a bordo do satélite Terra, para estimar os componentes do balanço de energia, a evapotranspiração e os componentes do balanço hídrico nas condições climáticas das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto. Nesse sentido, foram elaborados mapas temáticos instantâneos das componentes do balanço de energia, além da evapotranspiração diária, para 12 dias, sendo cada um desses representativos de um decêndio, no período de julho a outubro de 2007. Após a estimativa da evapotranspiração diária, procedeu-se à extrapolação desses resultados em nível decendial. Dessa forma, os resultados dos componentes do balanço hídrico (saldo de precipitação, armazenamento e escoamento superficial) foram encontrados para esse mesmo intervalo de tempo. Em razão de os componentes do balanço de energia não terem sido medidos por uma estação meteorológica automática

nos limites das sub-bacias em estudo, os resultados desses componentes, encontrados por meio do SEBAL, foram compatíveis com os citados nas literaturas, em diversas localidades. Apesar dos resultados da evapotranspiração diária encontrados para a cultura do feijão, ainda assim o SEBAL pôde ser utilizado como boa opção para determinar, com utilização de produtos do sensor MODIS, a evapotranspiração diária. Para tanto, deve-se trabalhar com superfícies extensas que possuam o mesmo tipo de cobertura. Na maior parte do período de estudo, o saldo de precipitação foi negativo, sinalizando a ocorrência da estação seca sobre a região, e, devido à falta de chuva, o escoamento superficial não foi expressivo durante os decêndios dos meses de julho, agosto e setembro. A utilização de técnicas de sensoriamento remoto na estimativa da evapotranspiração e dos componentes do balanço de energia e balanço hídrico se apresenta como alternativa, principalmente, para áreas onde os dados meteorológicos são limitantes, que é caso verificado nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto.

ABSTRACT

LIMA, Evaldo de Paiva, D. Sc., Universidade Federal de Viçosa, February, 2010. **Evapotranspiration and water balance from satellite images of the two Paracatu sub-basins.** Adviser: Gilberto Chohaku Sedyama. Co-Advisers: José Marinaldo Gleriani and Vicente Paulo Soares.

In this study, we used the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) algorithm, along with products obtained by the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensor aboard the Terra satellite to estimate the energy balance components, evapotranspiration and water balance components for the climatic conditions of sub-basins of the *Entre Ribeiros* and *Rio Preto* rivers. In this way, daily instantaneous energy balance and evapotranspiration components thematic maps were prepared for 12 days, each representing average ten days periods, during July thru October 2007. After the estimation of daily evapotranspiration rates, the results were extrapolated into ten days periods. Thus, the results of the water balance components (balance of rainfall, runoff and soil water storage) were estimated for that time interval. Although the energy balance components were not measured by an automatic weather station within the limits of the sub-basins under study, the results of these components found through SEBAL were consistent with those cited in the literature, in various localities. Despite the results of daily evapotranspiration found for the bean crop,

SEBAL could still be used as a good option to determine the daily evapotranspiration rates, using products from the MODIS sensor. To do this, works should be carried out for larger areas that have the same type of coverage. Most of the study period the precipitation balance was negative, indicating the occurrence of a dry periods in the region, and due to a lack of rainfall the surface runoff was not significant during the ten days periods of July, August and September. The use of remote sensing techniques to estimate evapotranspiration, the energy balance components and water balance is an alternative, especially for areas where weather data are limited, which is found in the sub-basins of the Entre Ribeiros and Rio Preto rivers.

1. INTRODUÇÃO

A quantificação das perdas de água de superfícies cultivadas para a atmosfera é essencial no planejamento de atividades agrícolas e no gerenciamento dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica. Nesse sentido, diversos métodos têm sido propostos, como o balanço de energia baseado na razão de Bowen, método das correlações turbulentas, balanço hídrico no solo, entre outros, destinados à quantificação da evapotranspiração.

A estimativa da evapotranspiração é essencial em sistemas de irrigação, perdas de água em reservatórios, cálculo do balanço hídrico, modelagens hidrológicas, tanto em abordagens distribuídas quanto concentradas, e modelagens climáticas. O manejo da água de irrigação é muito importante em locais onde a produção agrícola irrigada representa grande percentagem da economia regional. A estimativa mais acurada da demanda de água pelas culturas e da programação dos intervalos de irrigação e a melhora da aplicação dos métodos de estimativa do consumo de água pelas culturas promovem maior eficiência no uso dos recursos hídricos (MEDINA et al., 1998).

Rollenbeck e Anhuf (2007) citaram que a principal chave que liga hidrologia e meteorologia é a evapotranspiração, uma vez que esta contribui, de maneira expressiva, na partição do balanço de energia à superfície e no

balanço hídrico regional que, por sua vez, contribuem para a definição das condições climáticas locais e do prognóstico do escoamento superficial.

Para Bastiaanssen (2000), a agricultura irrigada é o maior consumidor hídrico em bacias hidrográficas. Os impactos dessa atividade também poderiam ser avaliados através de modelos hidrológicos, inclusive os que propõem interação com a atmosfera, uma vez que procuram explicar os processos do ciclo hidrológico, mas, em geral, esses modelos requerem alto número de medições de campo para que suas calibrações sejam realizadas de maneira satisfatória (HEMAKUMARA et al., 2003).

Em razão disso, o uso dos dados de sensoriamento remoto tem-se tornado ferramenta potencial para a determinação de fluxos de superfície e da evapotranspiração. Além das dificuldades de obtenção da evapotranspiração que, na maioria das vezes, está relacionada à escassez de dados necessários para a implementação de alguns dos métodos, outro fator importante a ser considerado é a distribuição espacial da evapotranspiração. Em geral, os métodos de estimativa da evapotranspiração permitem a sua obtenção em escala local. No entanto, regiões marcadas por heterogeneidade da superfície, como tipo de solo e vegetação, apresentam valores bastante diferenciados de taxas evapotranspirativas que, em geral, não podem ser percebidos pelas formas mais tradicionais de estimativa de evapotranspiração. Diferentemente disso, o sensoriamento remoto permite a estimativa espacializada da evapotranspiração em função das características biofísicas encontradas em cada pixel. 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, como a umidade do solo.

A aplicação de técnicas de sensoriamento remoto permite a determinação espacial da evapotranspiração, ou seja, a energia necessária para esse processo pode ser resolvida como um termo residual do balanço de energia à superfície. O balanço de energia descreve as interações físicas entre a superfície e a atmosfera. Resolver a equação do balanço de energia envolve a subdivisão da energia líquida disponível em fluxos usados em

diferentes processos na superfície terrestre, como fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo (TIMMERMANS; MEIJERINK, 1999).

Nesse contexto, o *Surface Energy Balance for Land* (SEBAL) é um algoritmo que possibilita a estimativa dos fluxos de energia que ocorrem na interface solo-vegetação-atmosfera com os dados obtidos por meio de sensoriamento remoto. O SEBAL estima o fluxo de calor latente como resíduo da equação clássica do balanço de energia. No entanto, o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível precisam ser estimados.

Esse algoritmo tem sido utilizado em diversos lugares do mundo, que possuem diferentes condições climáticas, com resultados promissores. No Brasil já existem estudos envolvendo a aplicação dessa ferramenta (BASTIAANSEN et al., 2001; BEZERRA, 2004; FEITOSA, 2005; PAIVA, 2005; BEZERRA, 2006; MENEZES, 2006; MENDONÇA, 2007; ANDRADE, 2008 e NICÁCIO, 2008), porém ainda nada relacionado com a estimativa dos componentes do balanço hídrico.

As características do SEBAL fazem dele uma opção promissora para a estimativa dos componentes do balanço de energia, entre outros elementos, por meio de sensoriamento remoto. Uma dessas características é permitir modificações parciais, pois pode ser construído na forma de módulos. Graças a essa possibilidade, podem-se acrescentar equações que permitiram a estimativa de componentes do balanço hídrico nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto.

Segundo Latuf (2007), as bacias hidrográficas do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, afluentes do rio Paracatu, drenam uma área de aproximadamente 14.149 km², dos quais 74,87% (10.621 km²) se encontram no Estado de Minas Gerais, 15,71% (2.212 km²) no Estado de Goiás e 9,42% (1.316 km²) no Distrito Federal. Rodriguez (2004) citou que, como consequência da grande expansão da agricultura irrigada, sérios conflitos têm surgido em várias partes da bacia do rio Paracatu, principalmente nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto. Assim, estudos que busquem avaliar os padrões de distribuição espacial, quer seja do balanço de energia à superfície, da evapotranspiração ou dos componentes do

balanço hídrico, favoreceriam o conhecimento adequado da dinâmica espacial e temporal dessas variáveis e de suas inter-relações, para melhoria tanto nas modelagens de enfoque hidrológico quanto atmosférico. Essas melhorias viabilizariam medidas mais eficazes de tomada de decisões em gestão hídrica.

Com base no exposto, os objetivos deste trabalho foram:

- Estimar os componentes do balanço de energia, determinando a evapotranspiração diária, com utilização de produtos do satélite Terra (sensor MODIS).
- Comparar a evapotranspiração estimada por meio do algoritmo SEBAL com a evapotranspiração da cultura.
- Incorporar técnicas de sensoriamento remoto na obtenção de parâmetros necessários para a realização do balanço hídrico.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Sensoriamento remoto

Este termo é definido como a ciência e arte de obter informações sobre um objeto, área ou fenômeno por meio da análise de dados obtidos por um dispositivo que não esteja em contato com o objeto, área ou fenômeno sob investigação (LILLESAND et al., 2004).

O sensoriamento remoto, portanto, permite medir as propriedades de um objeto sem entrar diretamente em contato com ele. Os objetos de interesse na superfície são: vegetação natural, culturas agrícolas, solos, formações rochosas e corpos de água, entre outros. Tais objetos são, em seu conjunto, genericamente denominados alvos. Essas informações de interesse são obtidas, basicamente, por meio do estudo da interação da radiação eletromagnética emitida por uma fonte natural, como é o caso do Sol, com esses alvos. Existem várias formas de caracterizar os sistemas de sensoriamento remoto que podem ser discriminados quanto ao nível de aquisição (terrestre, aéreo e orbital) ou quanto ao processo de detecção, por exemplo, fotográfica ou eletrônica (LILLESAND et al., 2004). A mais usual é dividindo-as em função do domínio espectral, ou seja, a porção do espectro eletromagnético, que é explorada (visível, infravermelho próximo, infravermelho médio, infravermelho distante ou termal e micro-ondas). Alguns dispositivos, por operarem em muitas faixas espectrais, recebem a

denominação multiespectral, ou hiperespectral, em função do número de canais adotados.

Quando a radiação eletromagnética incide sobre qualquer superfície, pode interagir com esta por meio de três processos: reflexão, absorção pela superfície e transmissão, e tais interações podem ocorrer simultaneamente. Dois pontos devem ser observados no que concerne à relação estabelecida pelo princípio da conservação de energia. Em primeiro lugar, as proporções de energia refletida, absorvida e transmitida irão variar para diferentes alvos, dependendo do tipo e das condições do material de que são compostos. São essas variações que permitem distinguir diferentes feições numa imagem. Em segundo lugar, a dependência com relação ao comprimento de onda significa que, para um mesmo tipo de material, as proporções de energia refletida, absorvida e transmitida irão variar para diferentes comprimentos de onda.

A principal função de um sensor remoto consiste em captar e medir a quantidade de energia refletida e, ou, emitida pelos alvos e, dessa forma, obter informações sobre a natureza e as condições desses alvos (culturas agrícolas, florestas, rochas, solos, corpos d'água etc.).

Para que se possam extrair informações a partir de dados de sensoriamento remoto, é de fundamental importância conhecer o comportamento espectral dos alvos da superfície terrestre e os fatores que interferem nesse comportamento (NOVO, 1992). Segundo Rosa (1990), o comportamento espectral de um alvo pode ser definido como a medida da reflectância desse alvo ao longo do espectro eletromagnético. As características espectrais da vegetação, do solo e da água são de grande interesse para o estudo do comportamento espectral dos alvos e constituem elementos fundamentais e essenciais para a interpretação de dados de sensoriamento remoto (QUEIROZ, 1996).

2.2. Aplicações do sensoriamento remoto na agricultura

A tarefa de proporcionar informação confiável e precisa desde pequenas áreas, como fazendas, até uma bacia hidrográfica, que pode

abranger milhões de hectares, ainda é difícil. Medições de sensoriamento remoto orbital podem proporcionar informações regulares sobre as condições hidrológicas e agrícolas da superfície da terra para extensas áreas. A capacidade do sensoriamento remoto de identificar e monitorar o crescimento vegetativo e outros parâmetros biofísicos relacionados tem experimentado grande avanço nos últimos anos (BASTIAANSSEN et al., 2000).

O sensoriamento remoto aplicado à agricultura oferece vantagens, como a obtenção de informações que possibilitam a geração de séries temporais da região em estudo. Também proporciona ampla cobertura espacial, que favorece a análise de uma região por inteiro. Essas informações geralmente revelam aspectos importantes para o planejamento agrícola das áreas irrigadas.

O uso do sensoriamento remoto, com variados graus de precisão, tem gerado informações do uso da superfície, estimativa da área irrigada, tipo de cobertura vegetal, estimativa de biomassa vegetal, produtividade agrícola, exigência hídrica de culturas e outras variáveis físicoambientais. Essa informação quando apresentada no contexto do manejo pode ser extremamente valiosa para o planejamento agrícola. Nesse contexto, destacam-se alguns usos do sensoriamento remoto na agricultura.

2.2.1. Biomassa vegetal

O crescimento de biomassa vegetal acontece por meio dos mecanismos de fotossíntese e assimilação de carbono, que precisa de luz na parte visível do espectro, gás carbônico e água. A clorofila absorve luz no comprimento de onda de 0,4 a 0,7 μm (radiação fotossinteticamente ativa "PAR"). A PAR Absorvida (APAR) varia com a densidade de vegetação e também com a PAR.

Monteith (1972) foi o pioneiro no conceito de estimar o acúmulo de biomassa vegetal como função da APAR e apresentou a eficiência de crescimento (ϵ) como a relação da produção de biomassa vegetal e a APAR. Bastiaanssen e Ali (2003) citaram que é possível estimar o rendimento das

culturas após o conhecimento dos chamados índices de colheita, que são encontrados na literatura. Esses autores, por exemplo, citaram índices de colheita para diversas culturas, como feijão, arroz, trigo, soja, sorgo, milho e cana-de-açúcar.

As técnicas de sensoriamento remoto vêm sendo empregadas nos últimos anos, visando à previsão da produtividade agrícola (BASTIAANSEN; ALI, 2003; SAMARASINGHE, 2003). Bastiaanssen e Ali (2003) acoplaram no algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) o modelo de acúmulo da biomassa proposto por Monteith (1972), juntamente com o modelo de eficiência da radiação, que foi estruturado por Field et al. (1995) com o objetivo de estimar a biomassa acima do solo (kg.m^{-2}) no Paquistão. O mesmo foi realizado por Samarasinghe (2003) no Sri Lanka, utilizando imagens obtidas pelo satélite NOAA-AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), porém esse autor sugeriu que seria possível melhorar a estimativa de biomassa acima do solo combinando imagens de satélite que possuem alta resolução temporal com aquelas de melhor resolução espacial.

Andrade (2008) obteve valores da produção de biomassa vegetal para a cultura da cana-de-açúcar nos limites territoriais da Fazenda Boa Fé, Município de Conquista, MG, com o uso de imagens obtidas pelo TM - Landsat 5. A produção de biomassa vegetal média estimada por meio do algoritmo SEBAL apresentou variação na exatidão, por meio do índice de concordância de Willmott (d), de 0,48 a 0,79, quando comparada com as informações obtidas no campo. Esse autor ainda comentou que os erros de estimativa estiveram dentro da faixa encontrada na literatura.

2.2.2. Umidade do solo

Apesar da precisão de alguns métodos tradicionais, tal como o método gravimétrico, para estimativa da umidade do solo, sua medição em grandes áreas, como é o caso de grandes bacias hidrográficas, demandaria altos custos operacionais, inviabilizando o uso de tais métodos para o entendimento do padrão de variabilidade da umidade do solo em escala

regional. Nesse contexto, o sensoriamento remoto tem surgido como ferramenta alternativa para a estimativa da umidade do solo em grandes áreas.

Scott et al. (2003) sugeriram o uso de uma equação para obtenção da umidade do solo na zona de raiz, sendo dada em função da fração evaporativa, que segundo Bastiaanssen (2000) e Hemakumara et al. (2003) é um indicador das condições de umidade do solo. A fração evaporativa pode ser obtida através da razão entre o fluxo de calor latente e a diferença entre o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo. Alguns algoritmos, como o SEBAL, que são baseados em imagens de sensores óticos que disponham de informações no termal, permitem a determinação do fluxo de calor latente, saldo de radiação e fluxo de calor no solo, possibilitando, assim, o cálculo da fração evaporativa e, conseqüentemente, da umidade do solo na zona de raiz. Note-se que, diferentemente das técnicas que empregam o uso de dados de micro-ondas, as estimativas que utilizam como base o particionamento de energia permitem a estimativa da umidade do solo na zona de raiz (AHMAD; BASTIAANSEN, 2003). A relação entre a fração evaporativa e a umidade do solo foi originalmente desenvolvida por Bastiaanssen et al. (1997), usando dados de fração evaporativa obtidos através do SEBAL e dados de umidade do solo medidos em campo.

Segundo Scott et al. (2003), o método proposto, que é baseado numa relação não linear entre a umidade do solo e a fração evaporativa, apresenta erro médio de $0,05 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ e pode ser aplicado em bacias hidrográficas sem monitoramento. Esses autores afirmaram também que a limitação potencial para o uso desse método é a presença de nuvens e do intervalo entre as imagens consecutivas. Para Ahmad e Bastiaanssen (2003), essa relação proposta por Scott et al. (2003) é chamada de relação universal padrão, podendo ser utilizada sem o procedimento de calibração.

Algumas pesquisas têm utilizado a relação entre a umidade do solo na zona de raiz e a fração evaporativa. Cita-se, como exemplo, o trabalho realizado por Ahmad e Bastiaanssen (2003), que tinha o objetivo de determinar o estoque de água no solo na zona não saturada, na bacia do rio Indus, Paquistão. Esses autores observaram que os valores de umidade do solo, estimados em função da fração evaporativa, apresentaram erro

sistemático, a saber: baixos erros, em torno de $\pm 0,05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, para a fração evaporativa variando entre 0,65 e 0,85, que são valores usuais de áreas com agricultura irrigada; o erro na estimativa da umidade do solo aumentou quando os valores da fração evaporativa estiveram fora da faixa que se estende de 0,65 a 0,85.

2.2.3. Evapotranspiração

A aplicação de técnicas de sensoriamento remoto permite determinação espacial da evapotranspiração (MEDINA et al., 1998). A energia necessária para a evapotranspiração é resolvida como um termo residual do balanço de energia à superfície. O balanço de energia descreve as interações físicas entre a superfície e a atmosfera. Resolver a equação do balanço de energia envolve a subdivisão da energia líquida disponível em fluxos usados em diferentes processos na superfície terrestre, como fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo (TIMMERMANS; MEIJERINK, 1999).

As aproximações para a estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto utilizam a equação do balanço de energia em superfície, onde, em geral, o fluxo de calor latente é obtido como um termo residual, devido à impossibilidade da estimativa da resistência da superfície ao transporte de vapor (BASTIAANSEN, 1998a). No entanto, é necessária a prévia estimativa do saldo de radiação e dos fluxos de calor sensível e no solo.

Nicácio (2008) citou que a equação do balanço de energia pode ser resolvida com o uso combinado de dados de sensoriamento remoto (albedo, emissividade e temperatura da superfície) e dados de superfície (radiação solar global e velocidade do vento). Destacou que a principal vantagem do uso do sensoriamento remoto na estimativa dos balanços radiativos e energéticos e da evapotranspiração é a obtenção de uma visão espacializada. Esse fato possibilita a percepção do comportamento espacial da variável estimada, sendo isso fundamental especialmente quando a região sob avaliação é heterogênea. Esse autor ainda mencionou que as

metodologias que lançam mão do sensoriamento remoto não substituem os demais métodos que levam em consideração as medidas feitas em campo, ou seja, os métodos tradicionais de estimativa dos fluxos de energia e da evapotranspiração, mas funcionam como alternativa metodológica e em caráter de complementaridade.

2.2.4. Balanço hídrico

O balanço hídrico de uma bacia hidrográfica quantifica os fluxos de água, ou seja, contabiliza as entradas e saídas de água, na unidade física em questão, em determinado intervalo de tempo. O cálculo do balanço hídrico é importante para fins de planejamento regional e, ou, implantação de uma política de gerenciamento dos recursos hídricos. Esse balanço é condicionado fundamentalmente pelo estado físico da atmosfera e pela natureza da superfície do solo, podendo ser verificado déficit ou excesso hídrico, no local considerado, com variações intra e interanuais (FACCO, 2004).

O conhecimento da disponibilidade hídrica para o desenvolvimento de uma cultura é de suma importância na determinação do potencial produtivo da região. Conhecer os processos de perda de água e os componentes que atuam, de forma efetiva, no balanço de água para realização de um manejo adequado poderá ser de fundamental importância na diminuição da perda de produtividade.

As informações do balanço hídrico são necessárias para o conhecimento do regime hídrico de uma região, da época mais apropriada para o preparo do solo, semeadura e plantio, e a necessidade de implantação de sistemas de irrigação ou drenagem. O balanço hídrico também permite identificar os períodos de deficiência hídrica, em que se deve realizar irrigação suplementar, e os de excesso, os quais poderão ser aproveitados para o armazenamento da água da chuva.

Alguns trabalhos foram desenvolvidos com o objetivo de determinar os componentes do balanço hídrico de uma bacia hidrográfica por meio de imagens de sensores orbitais, a exemplo do estudo de Bastiaanssen e

Chandrapala (2003), que, diferentemente do método tradicional de estimativa do balanço hídrico, estimam basicamente três termos do balanço hídrico: saldo de precipitação, armazenamento e escoamento superficial. Esses autores propuseram uma simples aproximação para o escoamento superficial, visto que tradicionalmente esse termo é estimado a partir das informações de precipitação, propriedades do solo, conteúdo de umidade inicial e cobertura de vegetação, que utilizam relações empíricas como o método do número da curva do *Soil Conservation Service* (SCS).

Bastiaanssen e Chandrapala (2003), utilizando o satélite AVHRR-NOAA, aplicaram o SEBAL para estimar os componentes do balanço hídrico nas bacias hidrográficas no Sri Lanka. O estudo foi realizado com o intuito de fornecer informações relevantes acerca da disponibilidade da água em sistemas ambientais e agrícolas, além de verificar a eficácia dos dados de sensoriamento remoto no auxílio à gestão hídrica. Nessa perspectiva, foram elaborados mapas de excedente hídricos em função da evapotranspiração derivada por meio do SEBAL e da precipitação obtida a partir de uma rede de pluviômetros, no período de junho de 1999 a junho de 2000. Esses autores verificaram que o consumo total para irrigação e para sistemas ambientais correspondeu a 15 e 49% do saldo hídrico disponível e sugeriram que a agricultura consome menos água que florestas no Sri Lanka.

2.3. Algoritmo SEBAL

Este algoritmo foi formulado por Bastiaanssen et al. (1998a) e validado com experimentos de campo na Espanha, Nigéria, China e Egito (BASTIAANSSEN et al., 1998b). O SEBAL foi desenvolvido com o objetivo de suprir a carência de algoritmos de aplicação em escala regional, visto que os existentes, baseados na temperatura de superfície combinados com outros parâmetros hidrometeorológicos constantes espacialmente, não eram apropriados para avaliar os fluxos de superfície em meso e macroescala (BASTIAANSSEN et al., 1998a).

Para trabalhar com o SEBAL são necessárias as radiâncias espectrais nas bandas do visível, infravermelho próximo e infravermelho

termal. Nesse sentido, o SEBAL pode utilizar informações de qualquer satélite, desde que estejam registradas as radiâncias espectrais nas bandas citadas e se utilize dos parâmetros de forma apropriada.

Conceitualmente, o algoritmo SEBAL foi desenvolvido para aplicações em áreas irrigadas, com a utilização de imagens do satélite Landsat, que possui resolução espacial de 30 m e período de revisita de 16 dias. Com o advento de novos satélites, especialmente dos sensores MODIS-Terra e MODIS-Aqua, que possuem resolução espacial de 250 a 1.000 m e período de revisita diária, o monitoramento dos processos biofísicos da superfície terrestre ganhou novo impulso.

Esse algoritmo tem sido muito utilizado, em comparação com outros, devido ao fato de ser quase que totalmente constituído por parametrizações físicas bem estabelecidas e pouco complexas (PAIVA, 2005), ressaltando-se que, do total de passos existentes no processamento, poucos são aqueles que envolvem parametrizações empíricas (emissividade e temperatura da superfície, emissividade da atmosfera, fluxo de calor no solo e comprimento da rugosidade aerodinâmica para o transporte de *momentum*). Ayenew (2003) destacou que as parametrizações do SEBAL se mostraram de grande importância na demonstração da diferença espacial da evapotranspiração em condições de escassez de dados.

Medina et al. (1998) comentaram que o SEBAL contém número menor de relações empíricas e requer poucos parâmetros experimentais. Mohamed et al. (2004) citaram que essas condições permitem calcular o balanço de energia sem a necessidade de extensivas medidas de campo, ou seja, pode ser trabalhado com número reduzido de dados meteorológicos facilmente obtidos. Bastiaanssen e Ali (2003) complementaram dizendo que essa é uma grande vantagem, uma vez que as aproximações empíricas necessitam de excessivos programas de coleta de dados em campo que, em escala regional, são bastante laboriosos e onerosos.

O SEBAL inclui soluções para a rugosidade da superfície e para a diferença entre a temperatura do ar e aquela próxima à superfície (temperatura da fonte de calor), que não envolvem a temperatura radiométrica da superfície (TIMMERMANS; MEIJERINK, 1999). Além disso, o SEBAL é construído na forma de módulos, o que permite modificações

parciais, podendo ser utilizado com dados de radiômetros com diferentes resoluções temporais e espaciais. Menezes (2006) ainda destacou que o SEBAL pode ser utilizado em relevo plano e ondulado.

Além das vantagens destacadas acima, Bezerra (2006) citou que outras três vantagens são consideradas quando se leva em conta a estimativa do consumo hídrico das culturas. O referido autor citou ainda esses destaques quando se compara o SEBAL com o método tradicional de estimativa da evapotranspiração das culturas (ET_c), que se baseia no coeficiente de cultura (K_c) e na evapotranspiração de referência (ET_o). Assim, destacou: i) não é necessário saber o tipo de cultura para resolver o balanço de energia; ii) a ocupação da área é observada diretamente na imagem do satélite, superando a dificuldade de buscar registros precisos de áreas irrigadas e padrões de semeaduras, especialmente para análises históricas; e iii) o SEBAL estima a evapotranspiração real da cultura.

Bastiaanssen et al. (2005), por exemplo, resumiram a precisão do SEBAL em diversas condições climáticas. Para um intervalo de umidade do solo e as condições da comunidade vegetal, a precisão típica em escala de campo é de 85% para um dia e aumenta para 95% em base sazonal. A precisão da ET anual de grandes bacias encontrada foi de 96%, em média. Esses autores ainda citaram que o SEBAL tem sido aplicado em mais de 30 países ao redor do mundo.

Bastiaanssen (1995¹ citado por PAIVA, 2005) afirmou, entretanto, que existem algumas desvantagens quando se utiliza o SEBAL, como: i) necessita de dados de sensoriamento remoto em condições de céu sem nuvens; ii) precisa da presença de áreas secas e úmidas nas imagens de satélite utilizadas; e iii) a rugosidade da superfície é pobremente descrita. No entanto, os algoritmos da estimativa do balanço de energia em superfície por sensoriamento remoto compartilham a mesma dificuldade do item i.

Para melhor entender como outros modelos se comportam quando comparados com o SEBAL, são citadas algumas de suas desvantagens, conforme descritas por Paiva (2005): i) parametrizações físicas complexas

¹ BASTIAANSSSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. Wageningen: The Netherlands, 1995. 273 f. Ph. D. Thesis – Agricultural University, Wageningen.

que descrevem com detalhes os processos envolvidos nas trocas turbulentas de propriedades entre a superfície e a atmosfera, mas que necessitam, para sua inicialização, de extenso conjunto de dados de difícil obtenção; ii) parametrizações físicas que fazem suposições e simplificações que podem incorrer em erros de estimativa; iii) parametrizações baseadas em relações empíricas que não foram suficientemente testadas; e iv) parametrizações físicas pouco complexas, com poucas relações empíricas, mas que necessitam de dados que não podem ser obtidos por sensoriamento remoto e não são rotineiramente mensurados.

Muitos estudos com diferentes perspectivas, como estimativas dos fluxos de energia, avaliações dos usos hídricos em áreas com cultura irrigada, monitoramento e previsão dos rendimentos de colheitas, têm sido realizados com a utilização de imagens obtidas por meio do sensor AVHRR-NOAA. Como exemplo, citam-se os estudos de Samarasinghe (2003) e Bastiaanssen e Chandrapala (2003), comentados anteriormente, além de outros descritos a seguir.

Hemakumara et al. (2003) compararam os resultados obtidos nos balanços radiativos e energéticos à superfície derivados através do SEBAL, utilizando imagens AVHRR-NOAA, com os dados de campo obtidos através de um cintilômetro. O estudo foi realizado em uma região de vegetação mista, no Sri Lanka. Encontraram desvio médio de 17% entre a evapotranspiração real obtida por sensoriamento remoto e a medida por meio de cintilometria, em comparação com um período de 10 dias, e desvio médio de 1% quando foram comparados dados mensais.

Paiva (2005) também utilizou imagens AVHRR-NOAA para a estimativa das componentes do balanço de energia e da temperatura da superfície. Para isso, foram realizados experimentos de campo na região de Dourados, MS, em dezembro de 1999. Para a obtenção dos dados que possibilitassem a aplicação do SEBAL e sua validação, foram realizados lançamentos de radiossondas, medidas de emissividade e temperatura da superfície e medidas de fluxo de calor. Foram observados erros de 4%, 6% e 7% entre os valores derivados pelo SEBAL e as medidas em campo do saldo de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, respectivamente. Feitosa (2005), no entanto, utilizou imagens dos sensores

TM - Landsat 5 e AVHRR-NOAA para estimar o balanço de energia à superfície e a evapotranspiração na região do Projeto de Irrigação Senador Nilo Coelho (PISNC), localizado no Nordeste brasileiro, à margem do rio São Francisco.

Os estudos com a utilização dos dados do MODIS para aplicação do algoritmo SEBAL são em número bem mais reduzido que os realizados com o AVHRR-NOAA e TM - Landsat. Porém, a título de exemplo, pode-se citar o trabalho de Venturini et al. (2004). Estes autores aplicaram o SEBAL com a utilização de dados tanto do sensor AVHRR-NOAA quanto do MODIS-Terra. Verificaram que as estimativas do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) e temperatura da superfície obtidas por esses sensores apresentaram resultados significativamente diferentes devido às funções de respostas dos sensores e às condições atmosféricas no momento de passagem dos satélites. Mas, a despeito da diferença tanto no NDVI quanto da temperatura da superfície, suas respostas parecem ter capturado bem a informação contextual do particionamento de energia, proporcionando estimativas similares da fração evaporativa entre os dois sensores.

Outra pesquisa realizada com o sensor MODIS foi desenvolvida por Patel et al. (2006). Estes autores observaram grande desvio na estimativa de ET real usando o MODIS e atribuíram isso à alta heterogeneidade espacial dos tipos de cultura na área de estudo. Entretanto, atentaram para a importância do uso do MODIS em aplicações futuras, uma vez que os dados desse sensor são disponibilizados gratuitamente na internet e seus níveis de processamento são bastante padronizados. Hendrickx et al. (2006) também utilizaram as imagens MODIS para a estimativa dos fluxos de energia em Ghana, Oeste da África. Segundo esses mesmos autores, os mapas de ET real obtida com dados TM e MODIS são similares, com boa concordância em seus histogramas, embora a média da ET real com base no MODIS ($0,48 \text{ mm.d}^{-1}$) tenha sido aproximadamente o dobro da encontrada com o Landsat. Mostraram ainda que o desvio-padrão da ET com base no MODIS é bem menor que o encontrado para o sensor TM, e isso foi atribuído ao tamanho do pixel.

Mendonça (2007) utilizou o algoritmo SEBAL para estimar os componentes do balanço de energia e, por conseguinte, a

evapotranspiração nos diferentes tipos de superfície (área coberta com grama e áreas cultivadas com cana-de-açúcar e coqueiro-anão verde) da região Norte fluminense do Estado do Rio de Janeiro. Para tanto, utilizou informações do sensor MODIS e dados de quatro estações meteorológicas de superfície para validação dos dados obtidos remotamente. Esse autor testou o SEBAL em sua forma clássica e modificada por alterações nos critérios de seleção dos pixels âncoras, utilizados no procedimento da estimativa do fluxo de calor sensível. Os resultados indicaram que a modificação nos critérios alterou os resultados, com destaque para o procedimento que adota o saldo diário da radiação (Rn_{24h}) na conversão de valores instantâneos para totais diários. Concluiu que a metodologia empregada estimou satisfatoriamente os valores da evapotranspiração na região Norte fluminense, RJ.

2.3.1. Saldo de radiação

O saldo de radiação (Rn) por meio do SEBAL é o resultado da contabilização da radiação de ondas curtas que incide e reflete da superfície e da radiação de ondas longas incidente, refletida e emitida pela superfície. O Rn disponível à superfície é fortemente influenciado pela radiação solar que chega ao solo e é particionado em energia para mudança de temperatura do ar e do solo e para o processo de mudança de fase da água, que são os fluxos de calor sensível no ar (H), fluxo de calor sensível no solo (G) e fluxo de calor latente (λET), respectivamente. Segundo Hemakumara et al. (2003), o particionamento da energia disponível à superfície em fluxos de calor sensível no ar e solo e latente é controlado pelo tipo e condições da superfície. Dessa maneira, o saldo de radiação pode ser definido como a energia radiativa disponível na superfície, que é o principal agente de muitos processos físicos e biológicos.

Di Pace (2008) citou que o conhecimento do saldo de radiação é fundamental em estudos agrometeorológicos, de monitoramento climático e previsão de tempo. Muitos instrumentos são capazes de medir com boa precisão esse importante componente do balanço de energia; entretanto,

aqueles considerados convencionais proporcionam medidas pontuais do saldo de radiação que são representativas apenas para áreas de pequena dimensão. Quando há necessidade de estimativa desse elemento climático em grandes áreas, as técnicas baseadas em medições realizadas por sensores orbitais são mais apropriadas porque reúnem grande cobertura espacial e têm baixo custo operacional.

2.3.2. Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo (G) ou a componente do balanço de energia correspondente à mudança de temperatura do solo é altamente dependente da condição da superfície, textura e, principalmente, da ocupação do solo. Esse termo pode ser medido por meio de sensores instalados no solo ou, também, determinado via sensoriamento remoto. Segundo Feitosa (2005) e Bastiaanssen et al. (1998), entre os componentes do balanço de energia o fluxo de calor no solo é o que apresenta maior dificuldade do ponto de vista da precisão, quando estimado por técnicas de sensoriamento remoto.

Nesta pesquisa, o fluxo de calor no solo foi estimado pela equação de Bastiaanssen (2000). Paiva (2005) citou que os termos dessa equação estão relacionados fisicamente, pois o saldo de radiação diminui com o aumento do albedo. Em solo descoberto ou com vegetação esparsa, a temperatura da superfície tende a ser alta e o NDVI, baixo. Porém, para solos totalmente cobertos por vegetação a temperatura tende a ser baixa e o NDVI, alto. Esse autor ainda acrescentou que a equação foi gerada com dados do experimento realizado no Egito, entre 1986 e 1989.

Allen et al. (2002) consideram que cerca de 50% do saldo de radiação é destinado ao aquecimento da água para lagos profundos e de águas claras, ou seja, com pouca ou quase nenhuma turbidez. Porém, Silva e Bezerra (2006) sugeriram o uso de 30% do R_n para o cálculo do fluxo de calor no lago de Sobradinho, leito do São Francisco e outros reservatórios no Nordeste brasileiro, por considerarem que as condições dos corpos de água nessa região são bem distintas daquelas estabelecidas por Allen et al. (2002), mas atentaram para a necessidade de pesquisas de campo para a

verificação dessa porcentagem do saldo de radiação destinada ao fluxo de calor sobre a superfície de água.

2.3.3. Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível (H) ou a quantidade de energia transferida na atmosfera pelos processos de convecção e condução, devido à diferença de temperatura entre a superfície e o ar próximo desta, pode ser calculado em função do gradiente de temperatura entre dois níveis de referência e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}).

A estimativa do fluxo de calor sensível é considerada o cerne do SEBAL. Este termo constitui a etapa computacional que requer maior atenção, visto que envolve uma série de considerações e pressupostos que, feita de maneira equivocada, pode incorrer em grandes erros. Para a estimativa do H , o SEBAL necessita da escolha de dois pixels denominados “âncoras”, que representam as condições extremas de umidade e temperatura na área de estudo, e a velocidade do vento a determinada altura em um ponto pertencente à área de interesse.

Depois que se obtém a r_{ah} para a condição de estabilidade neutra, efetua-se a diferença de temperatura próxima à superfície (dT) para cada pixel, por meio da relação linear entre dT e T_s . Essa relação é dada pelos coeficientes a e b , que são obtidos no SEBAL pelos pixels “âncora” (quente e frio). Com relação à escolha dos pixels “âncora”, Allen et al. (2002) sugeriram que o pixel “frio” seja selecionado numa superfície com uma cultura bem irrigada e cobre completamente o solo e que o pixel “quente” seja selecionado em campo agrícola “seco”, com solo exposto ou sem vegetação. Silva e Bezerra (2006) citaram, em estudo com o objetivo de determinar os fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5, que o pixel “frio” foi selecionado numa área de pivô central e o “quente”, numa área de solo descoberto. Vale destacar que, além dessas feições observadas, esses autores utilizaram a carta de temperatura da superfície para auxiliar na seleção desses pixels.

Neste estudo, devido à resolução espacial do sensor MODIS, as feições, como de um pivô central, não são identificadas visualmente. Assim, os pixels “quente” e “frio” foram selecionados pela análise simultânea das cartas do NDVI e da T_s , ou seja, o pixel “quente” foi selecionado para condição em que a T_s era elevada e o NDVI era entre 0,1 e 0,2. Entretanto, o pixel “frio” foi escolhido numa situação em que o valor do NDVI era negativo, geralmente sobre corpos d’água, e apresentava baixo valor de temperatura na superfície.

Não há qualquer método definitivo ou inquestionável para que o usuário faça a escolha desses pixels na imagem utilizada. Porém, Marx et al. (2008) sugeriram que existem os riscos relacionados a uma escolha errônea desses pixels, a exemplo de assumir como “quente” um pixel contendo queimadas e como “frio” um pixel contendo nuvens. Dessa maneira, é fácil perceber que há, nesse ponto, uma questão subjetiva que deve ser tratada com cuidado e rigor. É fácil perceber, também, que tanto mais complexa é a escolha quanto menor for a resolução espacial da imagem utilizada.

2.4. Satélites Terra e Aqua

Estes satélites fazem parte do programa *Earth Observing System* (EOS), cuja missão é gerar conhecimento científico em profundidade sobre o funcionamento da Terra como um sistema. Tem-se como premissa que esse conhecimento científico forneceria os fundamentos para o entendimento das variações naturais e induzidas pelo homem no sistema climático da Terra e também forneceria uma base lógica para as tomadas de decisão quanto às políticas ambientais (KING, 1999² citado por EIPHANIO, 2002).

Os satélites Terra e Aqua operam numa órbita circular a 705 km de altitude, quase polar e heliosíncrona, com inclinações de 98,2° e 98°, respectivamente. O satélite Terra lançado em 18 de dezembro de 1999 tem um período orbital de 98,88 minutos e cruza o Equador às 10h30 no sentido descendente, enquanto que, o Aqua, lançado em 4 de maio de 2002, tem

² King, M. D. **EOS science plan**. Greenbelt: NASA, 1999. 397 p.

um período orbital de 99 minutos e cruza o Equador às 13h30 no sentido ascendente (MODIS WEB, 2009; SOARES et al., 2007a).

Segundo Ataíde (2006), o satélite Terra, formalmente conhecido como EOS AM-1, iniciou uma nova era do monitoramento da atmosfera, dos oceanos e dos continentes da Terra, fornecendo observações globais do uso e cobertura do solo, produtividade global, variação e mudança do clima, riscos naturais e o ozônio da atmosfera, realizadas por cinco sensores a bordo.

Os sensores do satélite Terra são: ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* – Radiômetro Espacial Avançado de Emissão Termal e Reflexão), MISR (*Multi-angle Imaging Spectroradiometer* – Espectrorradiômetro Imageador em Múltiplos Ângulos), CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System Network* – Sistema de Medição de Energia Radiante da Terra e Nuvens), MOPITT (*Measurements of Pollution in the Troposphere* – Medição da Poluição na Troposfera) e MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* – Espectrorradiômetro de Imageamento de Moderada Resolução).

O satélite Aqua, também conhecido como EOS PM-1, possui seis sensores, porém apenas dois são comuns aos que estão a bordo do Terra (MODIS e CERES). Os demais são: AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer* – Radiômetro Avançado de Escaneamento em Microondas), AMSU (*Advanced Microwave Sounding Unit* – Unidade Avançada de Sondagem em Microondas), AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder* – Sensor Atmosférico no Infravermelho) e HSB (Humidity Sounder for Brazil – Sensor de Umidade para o Brasil). A seguir são apresentadas algumas informações do sensor MODIS, pois alguns dos produtos gerados por ele serão os principais dados utilizados neste trabalho.

2.4.1. **Sensor MODIS**

Segundo Justice et al. (2002), citando outros autores, o sensor MODIS foi projetado para satisfazer os requerimentos de três campos de estudos diferentes: atmosfera, oceano e terra, com bandas de resolução

espectral e espacial selecionadas para o conhecimento de diferentes necessidades observacionais e o fornecimento de uma cobertura global praticamente diária.

O MODIS é o principal instrumento a bordo dos satélites Terra e Aqua. Realiza observações de toda a superfície terrestre a cada um ou dois dias e adquire dados em 36 bandas espectrais. Esses dados contribuem para o entendimento da dinâmica global e os processos que ocorrem na superfície, nos oceanos e na baixa atmosfera (MODIS WEB, 2009). Uma característica importante em relação ao MODIS é a de que os dados já são corrigidos para os efeitos atmosféricos (nuvens, aerossóis etc.) e as imagens são disponibilizadas georreferenciadas (OLIVEIRA JÚNIOR; SHIMABUKURO, 2005).

Epiphanyo (2002) citou que as principais aplicações do MODIS são traçar limites entre a terra e as nuvens, avaliar propriedades da superfície terrestre (vegetação, principalmente), nuvens e aerossóis, cor oceânica, fitoplâncton, biogeoquímica, vapor d'água na atmosfera, nuvens do tipo cirrus, temperatura da superfície e das nuvens e medições de ozônio.

O sensor MODIS é um sistema de varredura transversal à direção da órbita, cujo espelho faz a varredura a uma taxa de 20,3 rpm. Cada varredura cobre uma faixa de 2.330 km no sentido transversal à órbita e 10 km no sentido longitudinal a ela, no nadir. Suas dimensões são de 1,0 m x 1,6 m x 1,0 m (EPIPHANIO, 2002). Algumas especificações técnicas complementares desse sensor são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1 - Especificações técnicas do sensor MODIS

-Órbita	705 km, síncrona com o sol, quase polar; 10h30 descendente; 13h30 ascendente
-Fileira	2330 km \pm 55° (“varredura” contínua em nadir no equador)
-Bandas espectrais	36 bandas – entre 0,405 e 14,385 μ m
-Taxa de dados	11 Mbps (pico durante o dia)
-Resolução radiométrica	12 bits
-Resoluções espaciais em nadir	250 m (bandas 1-2), 500 m (bandas 3-7), 1.000 m (bandas 8-36)
-Cobertura de repetição	Diária, a norte da latitude 30° e a cada dois dias, para latitudes inferiores a 30°
-Massa	228,7 kg
-Força	162,5 Watts (média para uma órbita)

Fonte: Adaptado de JUSTICE et al., 2002; MODIS WEB, 2009.

Observa-se na Tabela 2 que o MODIS se destaca pelo grande número de bandas espectrais. Além disso, as 36 bandas espectrais estão localizadas em comprimentos de onda que finalizam por observar as propriedades das nuvens, a dinâmica e as propriedades da vegetação na cobertura terrestre, bem como a temperatura da superfície dos oceanos no mundo (SALOMONSON; TOLL, 1991). Essas especificações têm como objetivo evitar as bandas de absorção atmosférica, além de outras feições (linha de Fraunhofer), durante a observação e monitoramento da superfície terrestre, conforme Salomonson e Barker (1992³ citados por ANDERSON, 2004).

³ Salomonson, V. V.; Barker, J. L. EOS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer: phase C/D status and comments on calibration and georeferencing approaches. In: ANNUAL AAS GUIDANCE AND CONTROL CONFERENCE, 15., Keystone, Colorado, p. 8-12, Feb.1992. *Proceedings...* Keystone, CO: AAS, 1992. Paper AAS 92-004.

Tabela 2 – Especificações das bandas do sensor MODIS

Uso primário	Bandas espectrais	Comprimento de onda (μm)	Resolução espacial (m)	Faixa imageada (km)
Superfície terrestre/nuvem	1	0,620 - 0,670	250	2330 x 5000
	2	0,841 - 0,876		
Propriedades da superfície/nuvem	3	0,459 - 0,479	500	2330 x 5000
	4	0,545 - 0,565		
	5	1,230 - 1,250		
	6	1,628 - 1,652		
	7	2,105 - 2,155		
Cor dos Oceanos/ Fitoplâncton/ Biogeoquímica	8	0,405 - 0,420	1000	2330 x 5000
	9	0,438 - 0,448		
	10	0,483 - 0,493		
	11	0,526 - 0,536		
	12	0,546 - 0,556		
	13	0,662 - 0,672		
	14	0,673 - 0,683		
	15	0,743 - 0,753		
	16	0,862 - 0,877		
Vapor d'água atmosférico	17	0,890 - 0,920	1000	2330 x 5000
	18	0,931 - 0,941		
	19	0,915 - 0,965		
Temperatura superfície/nuvem	20	3,660 - 3,840	1000	2330 x 5000
	21	3,929 - 3,989		
	22	3,929 - 3,989		
Temperatura atmosférica	23	4,020 - 4,080	1000	2330 x 5000
	24	4,433 - 4,498		
Nuvens Cirrus	25	4,482 - 4,549	1000	2330 x 5000
	26	1,360 - 1,390		
Vapor d'água	27	6,535 - 6,895	1000	2330 x 5000
	28	7,175 - 7,475		
	29	8,400 - 8,700		
Ozônio	30	9,580 - 9,880	1000	2330 x 5000
Temperatura superfície/nuvem	31	10,780 - 11,280	1000	2330 x 5000
	32	11,770 - 12,270		
Altitude Topo da nuvem	33	13,185 - 13,485	1000	2330 x 5000
	34	13,485 - 13,785		
	35	13,785 - 14,085		
	36	14,085 - 14,385		

Fonte: Adaptado de ANDERSON et al., 2003; EMBRAPA, 2009.

As primeiras 19 bandas estão posicionadas na região do espectro eletromagnético situado entre 0,405 e 2,155 μm , de forma que as bandas 1 a 7 estão direcionadas para as aplicações terrestres; as bandas 8 a 16 para as observações oceânicas e as bandas 17 a 19 para as medições

atmosféricas. As bandas 20 a 36, com exceção da banda 26 (1,360 a 1,390 μm), cobrem a porção termal do espectro (3,660 a 14,385 μm) e podem ser utilizadas por diferentes campos das ciências naturais.

Soares et al. (2007a) citaram que as características dessas bandas permitiram o desenvolvimento inicial de 44 produtos MODIS padrão que os pesquisadores de várias disciplinas, incluindo Oceanografia, Biologia, Ciência da Atmosfera etc., estão utilizando para o estudo de mudanças globais. Alguns exemplos de produtos por categoria de aplicação são: **Calibração** (MOD01: *Level-1A Radiance Counts* – Valores de Radiância nível 1A e MOD02: *Level-1B Calibrated Geolocated Radiances* – Valores de Radiância Calibrada e Georreferenciada nível 1B); **Atmosfera** (MOD04: *Aerosol Product* – Produto de Aerosol, MOD05: *Total Precipitable Water* – Total de Água Precipitável e MOD07: *Solar Zenith Angle* – Ângulo zenital); **Criosfera** (MOD10: *Snow Cover* – Extensão da Cobertura de Neve e MOD29: *Sea Ice Cover* – Extensão de Gelo na Superfície do Mar); **Oceano** (MOD18: *Normalized Water-leaving Radiance* – Radiância Normalizada Proveniente de Corpos d'Água e MOD19: *Pigment Concentration* – Concentração de Pigmentos); e **Continente** (MOD09: *Surface Reflectance* – Reflectância de Superfície e MOD11: *Land Surface Temperature and Emissivity* – Temperatura de Superfície e Emissividade). A lista completa pode ser encontrada em Soares et al. (2007a), porém mais adiante serão dadas informações adicionais sobre os produtos MOD09 e MOD11, que no caso foram utilizados nesta pesquisa.

O formato dos produtos MODIS é o HDF (*Hierarchical Data Format*). O HDF é um formato que independe da plataforma utilizada e sua estrutura lógica o converte em um dado autodescritivo, permitindo a inclusão de grande quantidade de dados de diferentes tipos e origens em um mesmo arquivo. Um arquivo HDF contém, além das imagens propriamente ditas, dados de calibração, navegação, informações a respeito da missão, características do sensor, indicadores de qualidade, tipo e lugar do processamento, estação receptora, tempo de início e fim da tomada da imagem e referências geográficas, entre outros (ENGESAT, 2009).

Os produtos MODIS estão disponíveis gratuitamente e podem ser adquiridos via FTP, por meio do seguinte sítio:

<<https://wist.echo.nasa.gov/api>>. Para tratar os dados MODIS, existe a necessidade de se utilizar os programas desenvolvidos pela NASA (National Aeronautics and Space Administration), como o MRT (*MODIS Reprojection Tool*), que tem o objetivo de converter a projeção e o formato do produto, podendo também ser utilizado para montar mosaicos de imagens.

2.4.1.1. Refletância de superfície

O MOD09 é um produto de refletância de superfície e é computado a partir dos níveis 1 A nas bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7 com comprimentos de onda centrados em 0,648 μm , 0,858 μm , 0,470 μm , 0,555 μm , 1,240 μm , 1,640 μm e 2,130 μm , respectivamente. Essas bandas são definidas para o estudo da superfície terrestre (JUSTICE et al., 1998). MOD09GA e MYD09GA são os produtos de refletância do sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua, respectivamente. Nesses produtos, a refletância da superfície é fornecida numa resolução espacial de 500 ou 1.000 metros. Esses produtos foram utilizados para fazer algumas estimativas, entre elas a do albedo da superfície.

2.4.1.2. Temperatura de superfície e emissividade

O MOD11 é um produto de temperatura da superfície da Terra (LST – *Land Surface Temperature*) e emissividade, que são variáveis-chave para descrever os processos da superfície terrestre, sendo necessários para diversos estudos climáticos, hidrológicos, ecológicos e biológicos. Por exemplo, a evapotranspiração é um processo hidrológico sensível às flutuações da temperatura da superfície (RUNNING et al., 1994). Essa variável utiliza os dados dos níveis 2 e 3 com o algoritmo LST na resolução espacial de 1.000 m, e a emissividade recuperada dos dados a bordo do satélite Aqua com resolução espacial de 5.000 m, em condições atmosféricas de céu limpo. O algoritmo LST é utilizado para recompor *pixels* com emissividades conhecidas nas bandas 31 e 32. O método “dia/noite”

para o cálculo da temperatura de superfície é utilizado para recompor bandas de emissividade e temperatura junto com dados observacionais das bandas 20 a 23 e 31 a 33 sobre todos os tipos de cobertura terrestre (LATORRE et al., 2007). MOD11A1 e MYD11A1 são os produtos de temperatura de superfície e emissividade do sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua, respectivamente.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de estudo

A bacia do rio Paracatu está situada no Médio São Francisco e drena uma área de aproximadamente 45.600 km², sendo a segunda maior sub-bacia do rio São Francisco. Está localizada quase que integralmente no Estado de Minas Gerais (92%), incluindo apenas 5% de sua área no Estado de Goiás e 3% no Distrito Federal (DINO, 2003). Conforme relatos de Rodriguez (2004), as principais sub-bacias do rio Paracatu são, pela margem direita, rio da Prata, com área de drenagem de 3.750 km², e rio do Sono, com 5.969 km²; e, pela margem esquerda, rio Escuro, com 4.347 km², ribeirão Entre Ribeiros com 3.973 km² e rio Preto com 10.459 km². As sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, objeto deste estudo, representam cerca de 30% da área da bacia do Paracatu. Essas duas sub-bacias, localizadas na região do Alto Paracatu, abrangem os territórios do Distrito Federal e dos Estados de Goiás e Minas Gerais (Figura 1).

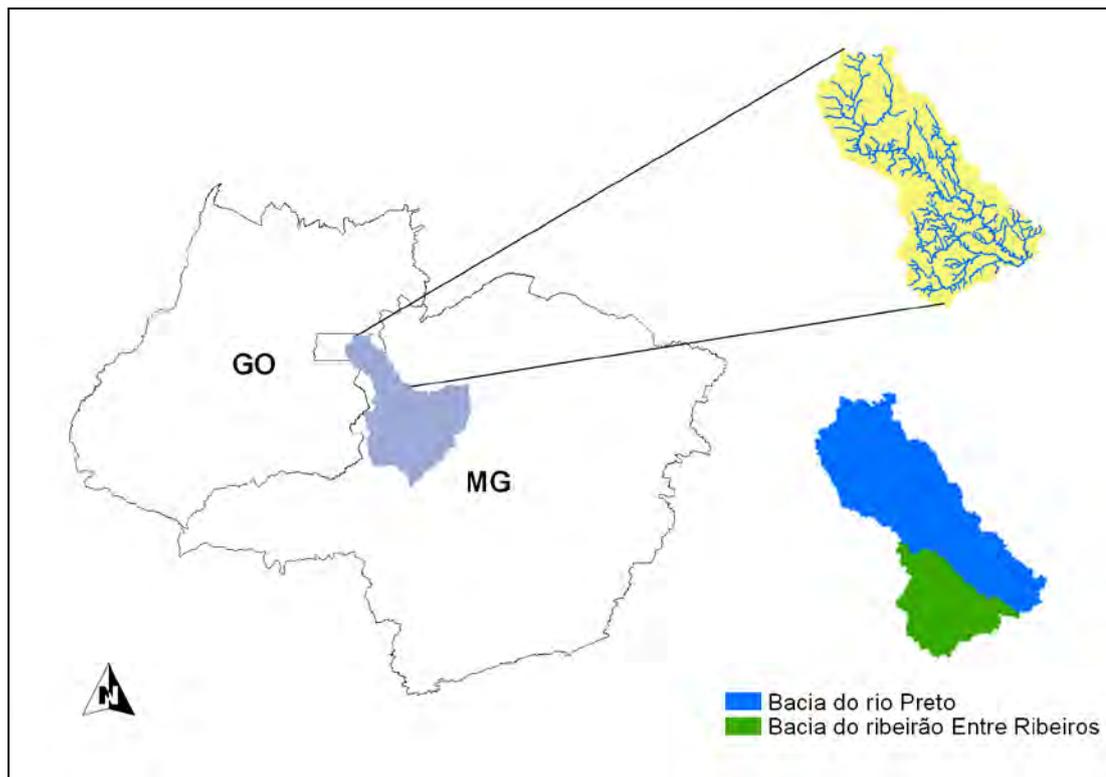


Figura 1 – Localização da área de estudo. No primeiro plano está a bacia do Paracatu (em cinza) e no segundo, as sub-bacias em estudo.

As sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto estão localizadas a Noroeste da bacia do rio Paracatu e englobam 10 municípios e parte do Distrito Federal: Cristalina, Formosa e Cabeceiras, no Estado de Goiás; e Unaí, Paracatu, Cabeceira Grande, Natalândia, Bonfinópolis de Minas, Dom Bosco e Brasilândia de Minas, no Estado de Minas Gerais (Figura 2).

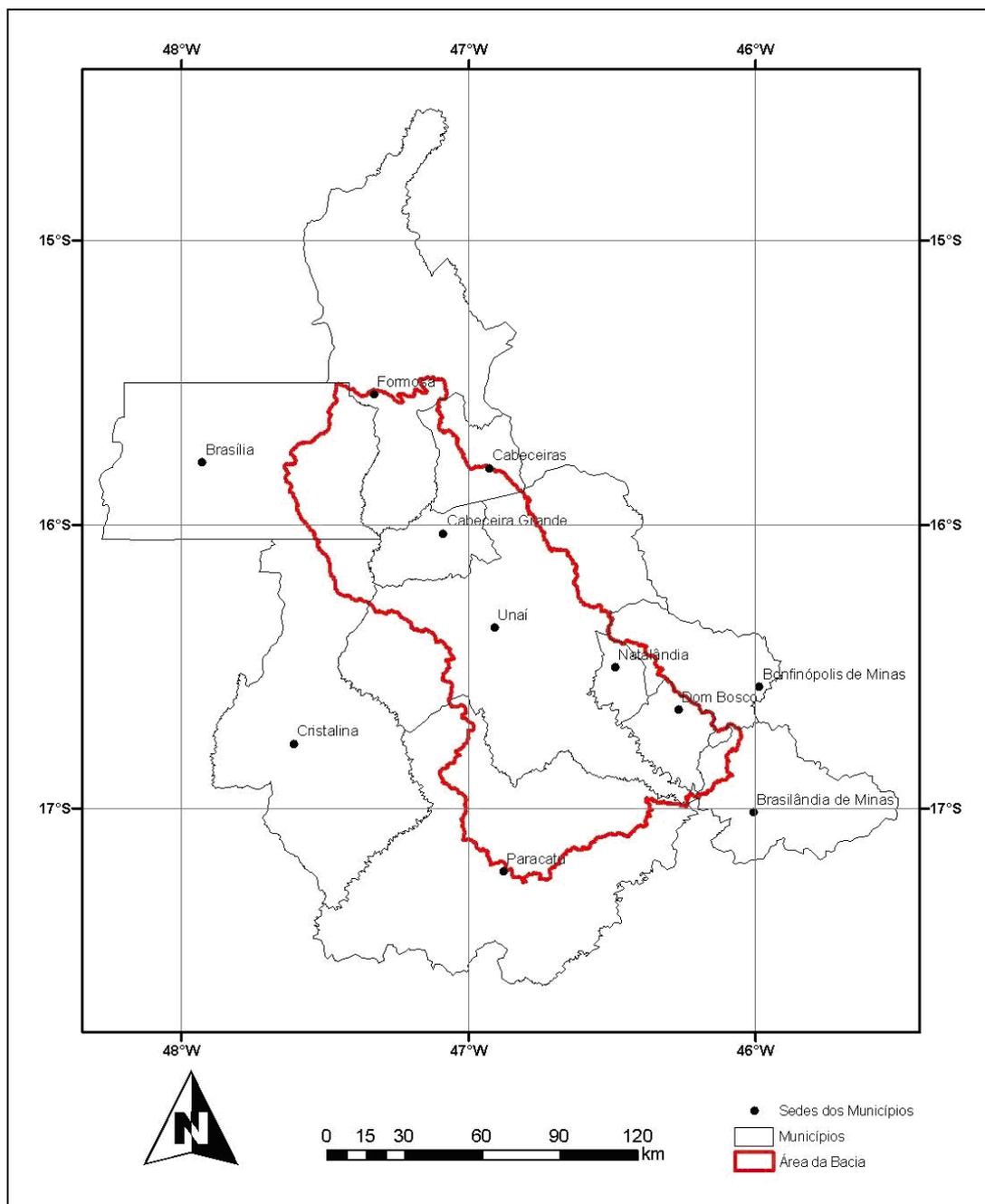


Figura 2 – Localização dos municípios pertencentes às sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, bem como das respectivas sedes.

Na Figura 3, observam-se os principais cursos d'água que compõem as sub-bacias do rio Preto e ribeirão Entre Ribeiros. O ribeirão Entre Ribeiros, na cor azul-escura, não é extenso e possui três afluentes: córrego Vereda Grande, ribeirão São Pedro e ribeirão Barra da Égua.

Segundo Soares et al. (2007b), o rio Preto, na cor vermelha, é o divisor Leste do Distrito Federal com os Estados de Goiás e Minas Gerais;

sua nascente localiza-se no Município de Formosa, GO. Os referidos autores ainda citaram que o rio Preto possui 400 km de extensão e é um dos principais afluentes do rio Paracatu.

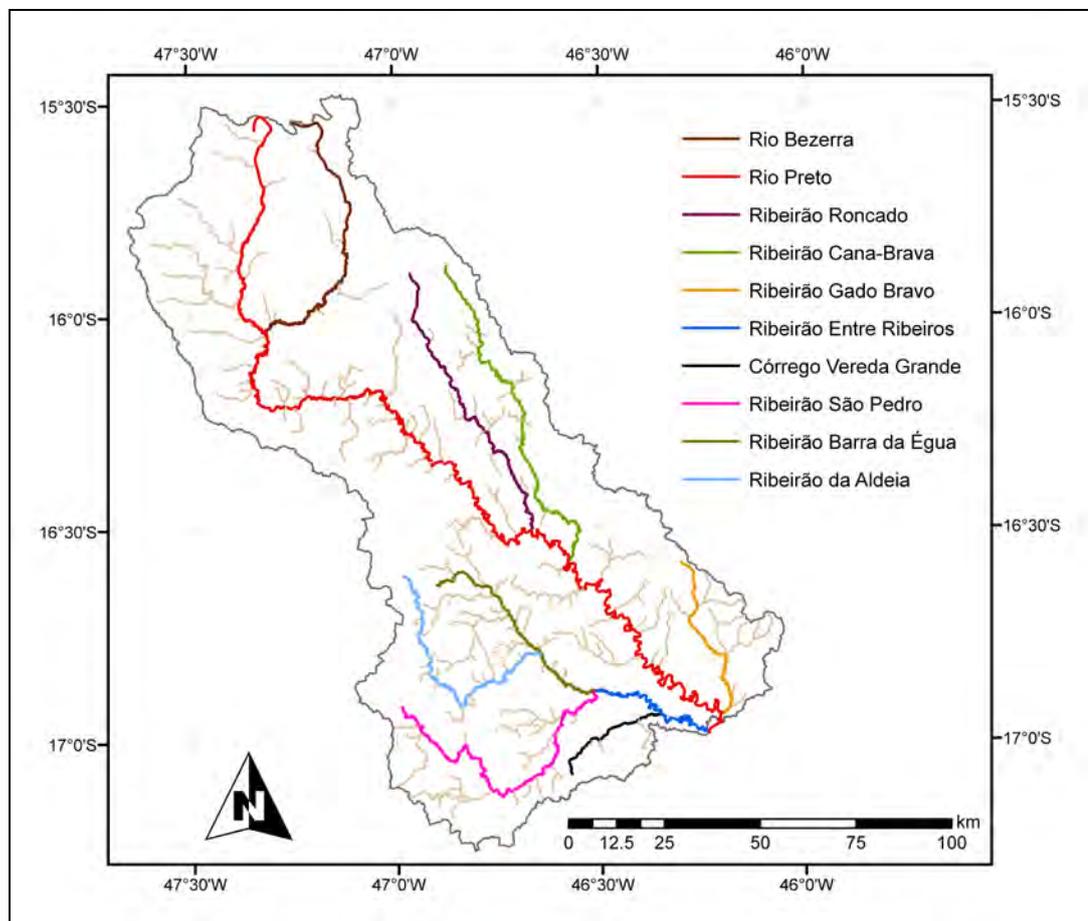


Figura 3 – Principais cursos d’água que compõem as sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto.

O clima da bacia do Paracatu é predominantemente tropical chuvoso, havendo concentrações das chuvas no período de outubro a abril, com destaque para o trimestre novembro, dezembro e janeiro como o mais chuvoso, conforme pode ser constatado pela Figura 4. A precipitação média anual na bacia é de 1.338 mm, enquanto a evapotranspiração média anual é de 1.140 mm (BRASIL, 1996).

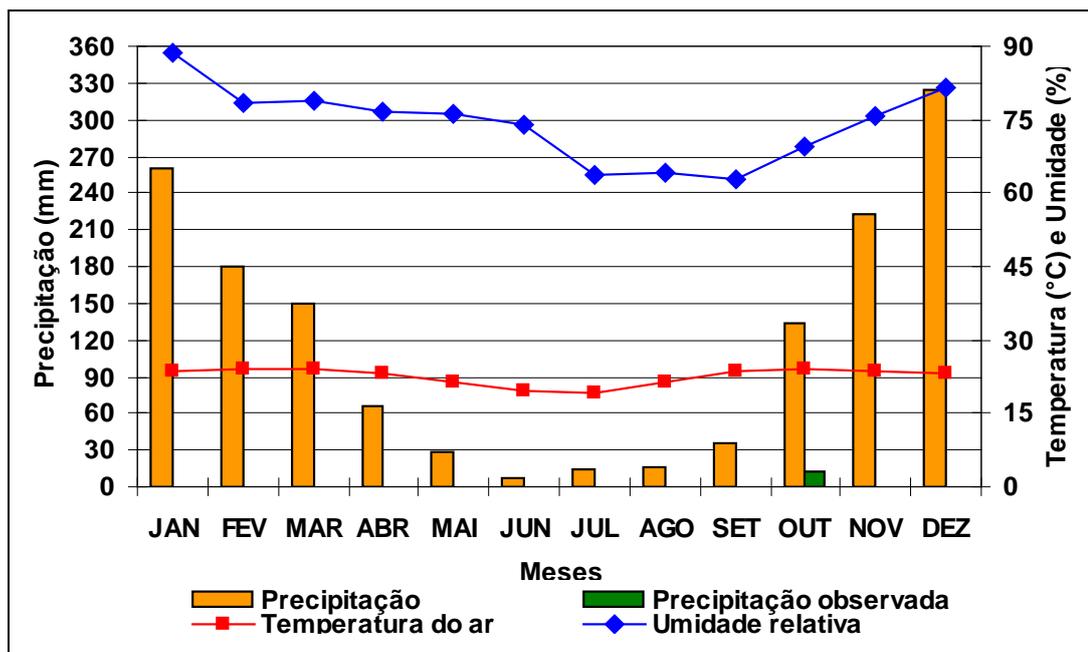


Figura 4 – Precipitação (mm), temperatura do ar (°C) e umidade relativa (%) média mensal do Município de Paracatu, MG, obtida de normais climatológicas (1961 a 1990) do Instituto Nacional de Meteorologia.

A Figura 4, como exemplo, apresenta a precipitação (mm), temperatura do ar (°C) e umidade relativa média mensal da estação convencional do Município de Paracatu, MG, obtida de normais climatológicas (1961 a 1990) do Instituto Nacional de Meteorologia. Além dessas informações, apresenta-se também a precipitação observada na mesma estação, nos meses de julho, agosto, setembro e outubro de 2007. Observa-se, que no ano de 2007 não houve registros de precipitação nos três primeiros meses considerados neste estudo, entretanto em outubro, coluna na cor verde, a precipitação observada foi abaixo da média (12,1 mm). Com base nas informações das normais climatológicas da estação de Paracatu, a temperatura do ar média anual é de 22,6 °C, variando de um mínimo de 19,2 °C (julho) a um máximo de 24,2 °C (outubro). A umidade relativa do ar média anual é de 74,2%, variando de um mínimo de 63% (setembro) a um máximo de 88,7% (janeiro).

Na Figura 5, apresenta-se o balanço hídrico, segundo Thornthwaite e Mather (1955), obtido de normais climatológicas (1961 a 1990) do Município de Paracatu, MG.

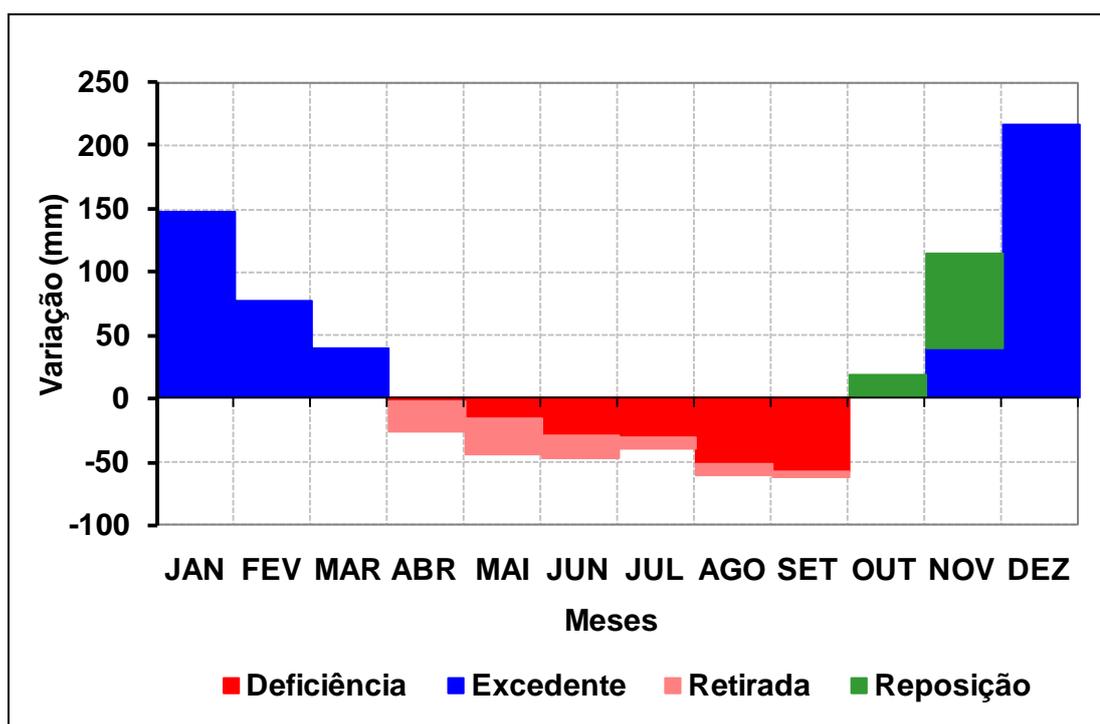


Figura 5 – Balanço hídrico do Município de Paracatu, MG.

Os principais usos dos recursos hídricos nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto são para atendimento das demandas de abastecimentos urbano, animal e para irrigação.

A maior parte das áreas irrigadas na bacia do Paracatu está concentrada nas cabeceiras até a metade do seu sistema de drenagem, sobretudo no rio Preto e no ribeirão Entre Ribeiros (ribeirões São Pedro e Barra da Égua), concentrando 53% da área irrigada identificada na bacia pelo Plano-Diretor de Recursos Hídricos da Bacia do Paracatu – PLANPAR (BRASIL, 1996). Na Tabela 3 são apresentadas as evoluções de alguns municípios que compõem essas sub-bacias, com relação às áreas irrigadas no decorrer dos anos obtidas por meio de dados dos censos agropecuários.

Tabela 3 – Áreas irrigadas por município, conforme censos agropecuários de 1970, 1975, 1980, 1985 e 1996

Municípios	Área irrigada (ha)				
	1970	1975	1980	1985	1996
Formosa	39	787	4.169	4.110	1.874
Cabeceiras	0	229	47	15	805
Cabeceira Grande	---	---	---	---	---
Distrito Federal	1.151	2.086	3.812	5.538	12.591
Unai	111	116	624	6.073	16.851
Natalândia	---	---	---	---	---
Dom Bosco	---	---	---	---	---
Bonfinópolis de Minas	0	2	0	217	1.937
Paracatu	45	412	744	2.802	14.496

Fonte: LATUF, 2007.

Na bacia do rio Preto, o uso do solo é caracterizado pela pecuária intensiva e pela agricultura mecanizada de alta tecnologia, especialmente da utilização intensiva de pivôs centrais no processo de irrigação. Borges (2008), utilizando imagens do sensor LANDSAT/ETM+ do ano de 2003, identificou 226 pivôs na bacia do rio Preto. Desses, 87 estavam no Distrito Federal, 81 em Minas Gerais e 58 em Goiás, conforme exemplo da Figura 6. Esse autor ainda citou que as principais atividades desenvolvidas na bacia são as produções de leite e grãos, destacando-se as culturas do milho, soja, feijão, sorgo, trigo e hortaliças em geral. Carvalho Júnior et al. (2008) complementaram dizendo que as porções mais planas são ocupadas pela agricultura mecanizada. Entretanto, nessa porção da bacia podia-se encontrar vegetação nativa do Cerrado, presente no Centro de Treinamento do Exército Brasileiro, no Município de Formosa, GO. A região central da bacia ainda apresentava algum nível de conservação, devido às características geomorfológicas da região que dificultavam a produção agrícola em grande escala, pois ocorriam nessas áreas a pecuária e a agricultura familiar de pequena escala.



Figura 6 – Exemplo de áreas irrigadas no Município de Cabeceira Grande, MG.

Fonte: GOOGLE EARTH.

A geomorfologia da bacia do rio Preto, conforme destacado por Carvalho Júnior et al. (2008), era constituída basicamente por três grandes unidades (Figura 7): (a) Planalto do São Francisco, representado por superfícies tabulares ou chapadas localizadas no alto rio Preto; (b) Cristas de Unai são alinhamentos orientados na direção NNW-SSE, entre as quais se intercalam zonas rebaixadas e aplainadas situadas no médio rio Preto; e (c) Depressão sanfranciscana, uma área rebaixada e aplainada.

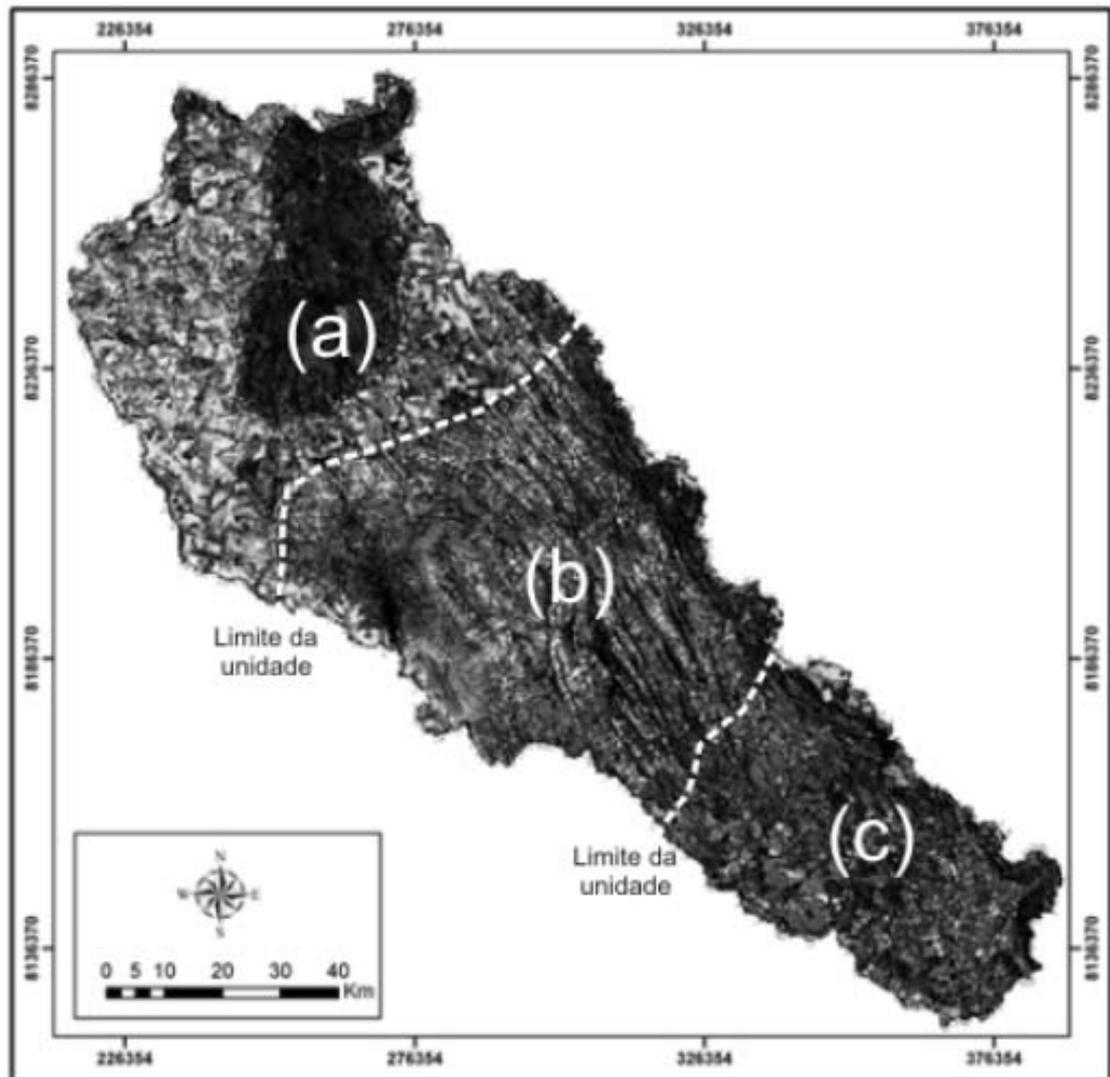


Figura 7 – Grandes unidades geomorfológicas da bacia do rio Preto: (a) Planalto São Francisco; (b) Cristas de Unaí; e (c) Depressão Sanfranciscana.

Fonte: CARVALHO JÚNIOR et al., 2008.

Após a apresentação da área de estudo, são apresentadas, na sequência, as informações utilizadas e os métodos empregados na condução deste estudo.

3.2. Algoritmo SEBAL

O algoritmo SEBAL estima o fluxo de calor latente (λET), para cada pixel da imagem, como um “resíduo” da equação clássica do balanço de energia (equação 1). O valor desse fluxo instantâneo foi obtido por meio de

informações coletadas pelo sensor do satélite no momento de sua passagem por determinado local.

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (1)$$

em que R_n é o saldo de radiação, G é o fluxo de calor no solo e H é o fluxo de calor sensível, todos em $W.m^{-2}$.

Para utilização do SEBAL, são necessários satélites que possuam sensores que registrem radiâncias espectrais nas bandas do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal. Existem vários satélites que coletam informações nessas bandas espectrais, como: CBERS (combinações dos sensores CCD – *Charge-Coupled Device* e IRMSS – *Infrared Multispectral Scanner Subsystem*); NOAA (sensor AVHRR – *Advanced Very High Resolution Radiometer*), Landsat-5 (sensor TM – *Thematic Mapper*), Terra (sensor ASTER – *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection*), Terra e Aqua (sensor MODIS – *Moderate Resolution Imaging Spectrometer*), entre outros. No caso deste estudo, foram utilizadas informações de produtos obtidos pelo sensor MODIS, a bordo do satélite Terra.

Além das radiâncias espectrais, a velocidade do vento e a radiação solar medidas por uma estação meteorológica de superfície (Município de Unaí, MG) foram utilizadas para estimar a evapotranspiração real diária. Dados de precipitação de 16 estações, entre estações da Agência Nacional de Águas (ANA) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), foram utilizados na obtenção de componentes do balanço hídrico.

3.2.1. Produtos do sensor MODIS

Os produtos do sensor MODIS foram selecionados no período de julho a outubro de 2007, porém, conforme maiores detalhes posteriores, procurou-se escolher uma imagem de cada decêndio (Tabela 4) para determinar as componentes do balanço hídrico em nível decendial. Devido à extensão da área de estudo, cerca de 15.000 km^2 , três imagens

apresentaram nuvens, que foram identificadas por meio do processo de filtragem.

Tabela 4 – Datas de aquisição dos produtos do sensor MODIS

Mês	Decêndios	Dia
Julho	1°	10*
	2°	14
	3°	23
Agosto	1°	06
	2°	13
	3°	24*
Setembro	1°	02
	2°	16
	3°	23
Outubro	1°	04
	2°	16
	3°	29*

* Observação de nuvens sobre a área de estudo.

Analisou-se a porcentagem de pixels contaminados pela presença de nuvens na área das sub-bacias, conforme destacado na Tabela 5. No dia 10 de julho foram observados 948 pixels contaminados de um total de 56.822 pixels (500 x 500 m), ou seja, 1,67% estava encoberto com nuvens. No dia 24 de agosto foram verificados 1.224 pixels (2,15%) e no dia 29 de outubro, 10.163 pixels (17,88%). O critério estabelecido para este trabalho foi de aceitar imagem com até 20% dos pixels contaminados com nuvens. Apesar dessa quantidade de pixels contaminados, a imagem do dia 29 de outubro foi a melhor opção entre os dias do terceiro decêndio do mês de outubro.

Os produtos, no formato HDF, foram obtidos no sítio <<https://wist.echo.nasa.gov/api>>. Os nomes dos três produtos utilizados nesta pesquisa foram:

- MOD07 - fornece o ângulo zenital, entre outras informações;
- MOD09GA - refletância espectral de superfície (bandas 1 a 7).
- MOD11A1 - temperatura da superfície (bandas 31 e 32).

Os produtos referentes à refletância espectral (MOD09GA) e à temperatura da superfície (MOD11A1) possuem correção dos efeitos

atmosféricos. A correção desses efeitos foi realizada por meio de um complexo algoritmo interno utilizado pelo MODIS.

3.2.2. Dados meteorológicos

Foram utilizados dados horários e diários da estação meteorológica automática localizada no Município de Unaí, MG (Figura 8). Os dados meteorológicos foram utilizados como dados de entrada no SEBAL (velocidade do vento e radiação solar global), para estimar a evapotranspiração. Os dados foram obtidos do sítio <<http://www.inmet.gov.br/sonabra/maps/automaticas.php>>.

A utilização de dados no período de julho a outubro de 2007 foi devido a duas condições limitantes. A primeira foi porque a única estação automática com dados meteorológicos disponíveis, na região de estudo, entrou em operação no dia 15 de junho de 2007 e a segunda, porque o mês de outubro coincidiu com o final do período seco na região.

A estação utilizada neste estudo possuía as seguintes coordenadas geográficas: latitude de 16° 33' 14" Sul, longitude de 46° 52' 55" Oeste e 631 m de altitude e pertencia à rede de estações automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia.



Figura 8 – Localização da estação meteorológica automática.

3.2.3. Dados de precipitação

Foram utilizados dados diários de 16 estações (Tabela 5), sendo 10 estações pluviométricas pertencentes à rede hidrometeorológica da Agência Nacional de Águas (ANA), quatro estações meteorológicas convencionais e duas estações meteorológicas automáticas, e tanto as convencionais quanto as automáticas pertenciam à rede do INMET. Na Figura 9, pode-se observar a distribuição espacial das estações. Os dados da ANA foram disponibilizados no sítio <<http://hidroweb.ana.gov.br>>, por meio do Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb).

Tabela 5 – Estações com dados pluviométricos utilizadas no estudo

Código	Estação	Latitude (°)	Longitude (°)	Entidade
01546005	Cabeceiras	-15,80	-46,93	ANA
01547002	Planaltina	-15,45	-47,61	ANA
01645005	Vila Urucuia	-16,30	-45,74	ANA
01645019	Fazenda Conceição	-16,43	-45,74	ANA
01646001	Unai	-16,35	-46,89	ANA
01646004	Fazenda O Resfriado	-16,50	-46,66	ANA
01647002	Cristalina	-16,76	-47,61	ANA
01746001	Porto da Extrema	-17,03	-46,01	ANA
01746002	Santa Rosa	-17,26	-46,47	ANA
01746017	Fazenda Poções	-17,04	-46,82	ANA
A001	Brasília	-15,79	-47,93	INMET*
A542	Unai	-16,55	-46,88	INMET*
83384	Arinos	-15,90	-46,05	INMET**
83379	Formosa	-15,53	-47,33	INMET**
83479	Paracatu	-17,23	-46,87	INMET**
83428	Unai	-16,37	-46,55	INMET**

* Estação meteorológica automática.

** Estação meteorológica convencional.

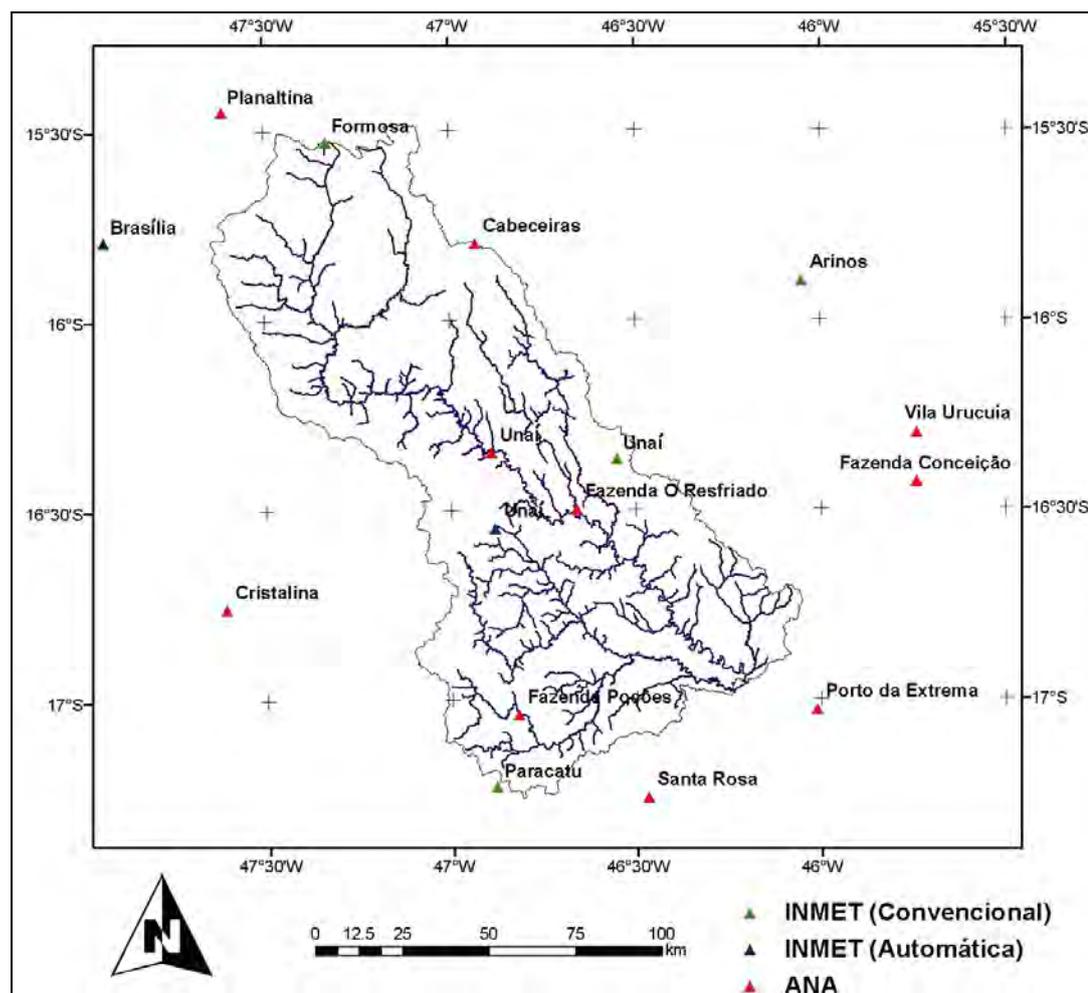


Figura 9 – Localização das estações pluviométricas (ANA) e estações meteorológicas (INMET).

Para determinar os componentes do balanço hídrico, os dados de precipitação diária foram totalizados em períodos de 10 dias, correspondentes, portanto, a 12 decêndios (julho a outubro de 2007). Os decêndios de cada mês foram definidos da seguinte maneira: D1 = dias 1 a 10, D2 = dias 11 a 20 e D3 = dias 21 ao último dia do mês.

Com esses dados, que eram pontuais, e com a utilização do interpolador linear IDW, do programa *ArcGIS 9.2*, foram geradas cartas de precipitação geoespacializadas no formato matricial para cada decêndio.

O interpolador linear IDW trabalha de modo que o peso da célula a ser interpolada é dado por média ponderada que utiliza o peso dos pontos de controle mais próximos, ponderados pelo inverso da distância elevado a um expoente m . Foram considerados os 12 pontos mais próximos para a interpolação, e utilizou-se a segunda potência para o cálculo da distância euclidiana.

Depois desse processamento, as cartas de precipitação serviram como dados de entrada na ferramenta *Model Maker*, do programa *Erdas Imagine 9.1*, para a estimativa do saldo de precipitação (S_p), o qual foi considerado, para cada pixel, a diferença entre a precipitação decendial e a evapotranspiração decendial.

3.3. Aplicação do SEBAL

Para estimar os componentes do balanço de energia, a evapotranspiração e os componentes do balanço hídrico foi empregado o *Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)*, formulado por Bastiaanssen et al. (1998a), em que se utilizaram produtos obtidos pelo sensor MODIS, dados meteorológicos e informações pedológicas das sub-bacias em estudo. Todas as etapas envolvidas nos processos de estimativas descritas, a seguir, foram desenvolvidas com o auxílio da ferramenta *Model Maker*, do programa *Erdas 9.1*. Há várias subetapas necessárias aos processos, porém as mais importantes são:

- Saldo de radiação.
- Fluxo de calor no solo.

- Fluxo de calor sensível.
- Fluxo de calor latente.
- Evapotranspiração diária.
- Evapotranspiração decenal.
- Componentes do balanço hídrico.
 - Saldo de precipitação.
 - Armazenamento.
 - Escoamento superficial.

3.3.1. Saldo de radiação

O saldo de radiação instantâneo (R_n) é a primeira componente do balanço de energia a ser obtida. Para calcular o R_n , uma série de passos foram efetuados. Para tanto, determinaram-se o albedo da superfície, a radiação de onda curta, a radiação de onda longa emitida pela atmosfera e a radiação de onda longa emitida pela superfície. Na Figura 10 é apresentado o fluxograma das etapas envolvidas na estimativa do saldo de radiação.

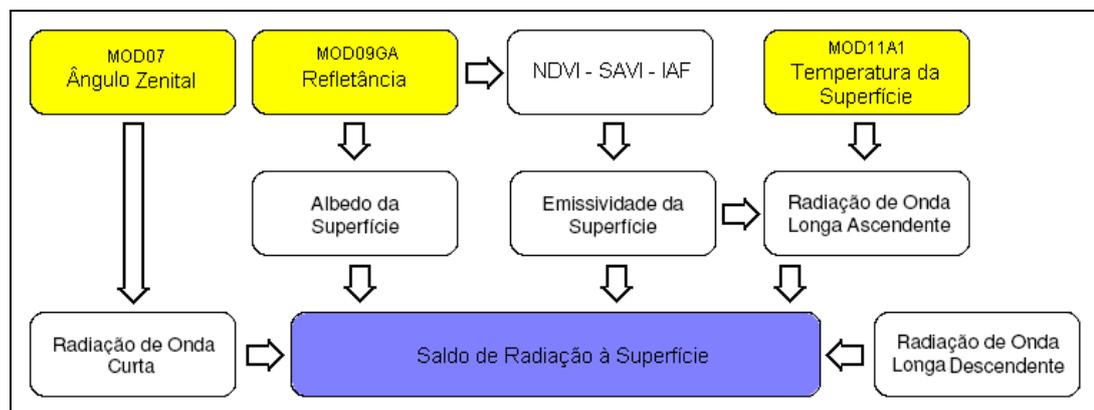


Figura 10 – Fluxograma para estimativa do saldo de radiação. As células amarelas indicam os dados de entrada e a azul, o dado de saída.

O saldo de radiação contabiliza a energia radiante disponível e é função dos componentes que chegam e saem da superfície do solo. Esse termo foi obtido por meio da seguinte expressão 2 (BASTIAANSEN et al., 1998a; MORSE et al., 2000; ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005).

$$Rn = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o) R_{L\downarrow} \quad (2)$$

em que $R_{s\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente ($W.m^{-2}$), $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera ($W.m^{-2}$), $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície ($W.m^{-2}$), ε_o é a emissividade da superfície (adimensional) e α é o albedo da superfície (adimensional).

3.3.1.1. Albedo da superfície

O primeiro passo para se obter o albedo foi unir as bandas de refletância ($\alpha_1, \alpha_2, \dots$ e α_7) do produto MOD09GA no programa *Erdas 9.1*. O albedo da superfície foi obtido por meio das bandas de refletância juntamente com a aplicação da equação proposta por Tasumi et al. (2008):

$$\alpha = 0,215 \alpha_1 + 0,215 \alpha_2 + 0,242 \alpha_3 + 0,129 \alpha_4 + 0,101 \alpha_5 + 0,062 \alpha_6 + 0,036 \alpha_7 \quad (3)$$

em que $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_7$ são as bandas de refletância do produto MOD09GA.

3.3.1.2. Radiação de onda curta

Para a transmissividade atmosférica, conforme equação sugerida por Allen et al. (2002), foi utilizado um modelo digital de elevação gerado para a área de estudo com resolução espacial de 500 m. Na Figura 11, observam-se as altitudes na área de estudo, que variam entre 498,7 e 1.191 metros.

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (4)$$

em que z é a altitude (metros).

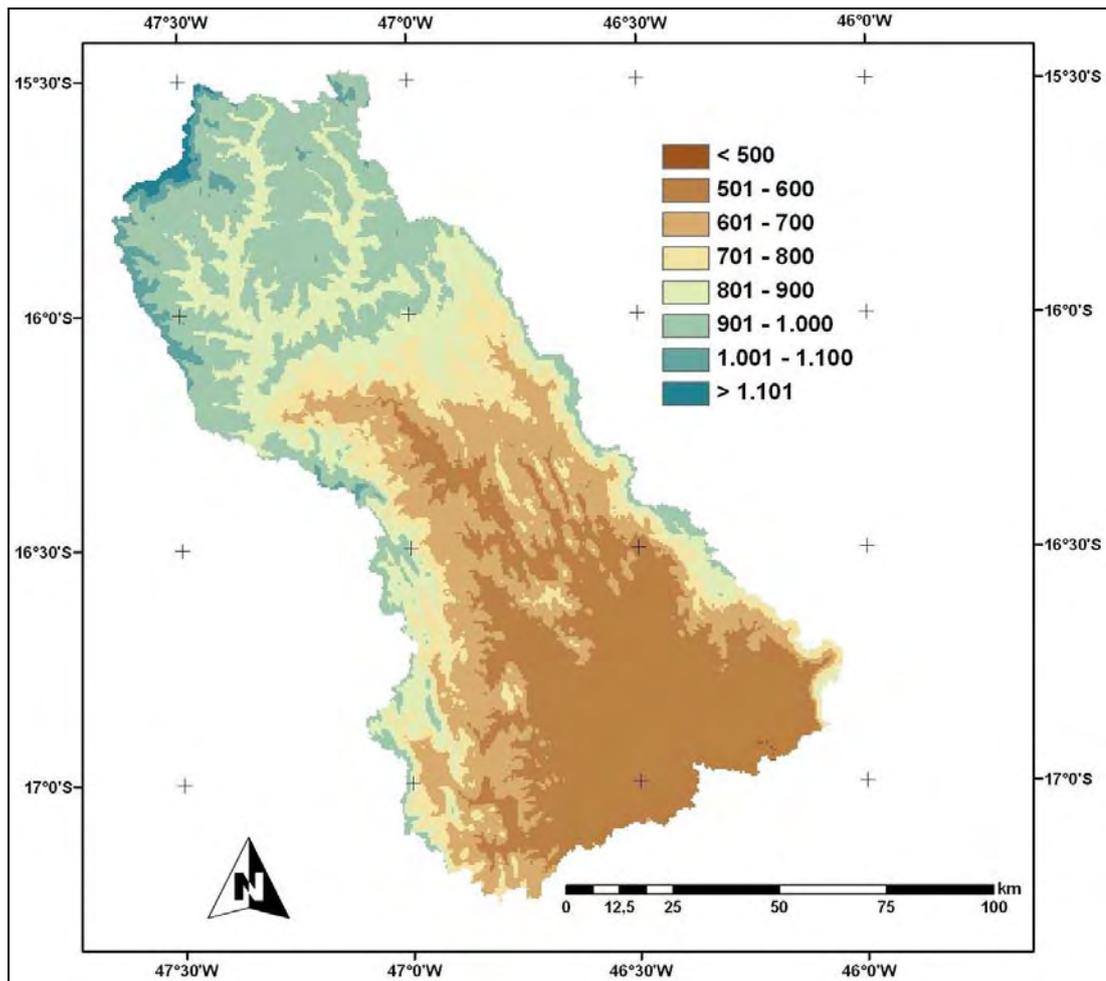


Figura 11 – Altitudes nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto.

A radiação de onda curta incidente, definida como o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, foi estimada para condição de céu claro (ALLEN et al., 2002).

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \cdot \cos \theta \cdot d_r^{-2} \cdot \tau_{sw} \quad (5)$$

em que G_{sc} é a constante solar ($1367 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), θ é o ângulo zenital obtido a partir do produto MOD07 (*Solar Zenith Angle, Cell to Sun*) e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol.

Para utilizar o produto MOD07 foi necessário ajuste do número digital dos pixels.

3.3.1.3. Radiação de onda longa emitida pela atmosfera

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície (equação 6) foi calculada pela equação de Stefan-Boltzmann.

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot (T_{\text{pixel frio}})^4 \quad (6)$$

em que ε_a é a emissividade atmosférica (adimensional), conforme expressão descrita em Allen et al. (2002): $\varepsilon_a = 0,85 x (-\ln \tau_{sw})^{0,09}$; σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 x 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$) e $T_{\text{pixel frio}}$, a temperatura do pixel frio (K). Esses valores são apresentados, nesse texto, na Tabela 6.

3.3.1.4. Radiação de onda longa emitida pela superfície

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* – NDVI) foi obtido por meio da razão entre a diferença das refletividades do infravermelho próximo (ρ_2) e do vermelho (ρ_1) e a soma destas (ALLEN et al., 2002). As refletividades ρ_2 e ρ_1 foram obtidas a partir do produto MOD09GA.

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (7)$$

O NDVI é um dos índices de vegetação mais utilizados em trabalhos científicos, provavelmente devido à sua variação finita (-1 a 1), o que facilita a interpretação dos resultados. Segundo Steinmetz et al. (1990), o NDVI apresenta correlação significativa com a radiação fotossinteticamente ativa absorvida ou interceptada pelo dossel e por esse motivo. Daughtry et al. (1992) complementou: “oferece um avançado método para a avaliação da eficiência biológica da cultura”.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index* – SAVI), empregou-se a expressão proposta por Huete (1988).

$$\text{SAVI} = \frac{(1 + \ell)(\rho_2 - \rho_1)}{(\ell + \rho_2 + \rho_1)} \quad (8)$$

O SAVI é um índice que busca diminuir a influência da resposta espectral do solo, mediante a inclusão de um fator de ajuste (ℓ) que é variável com o grau de fechamento do dossel, permitindo melhoria na interpretação das variáveis da vegetação. Neste estudo foi utilizado o valor de ℓ igual a 0,1, em virtude de se verificar que esse valor proporciona um Índice de Área Foliar (IAF) mais compatível com valores em superfície⁴.

Na estimativa do IAF, definido pela razão da área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação, adotou-se a equação empírica sugerida por Allen et al. (2002).

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (9)$$

Após a estimativa do índice de área foliar, obteve-se a emissividade de cada pixel (ε_0) numa banda mais extensa (6 - 14 μm). Segundo Allen et al. (2002), essa emissividade pode ser obtida para NDVI > 0 e IAF < 3 pela seguinte expressão:

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 IAF \quad (10)$$

Para valores de IAF $\geq 3,0$, $\varepsilon_0 = 0,98$ (ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005).

A radiação de onda longa emitida pela superfície foi obtida por meio da equação de Stefan-Boltzmann, conforme a seguinte expressão:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (11)$$

em que T_s é a temperatura da superfície (K). Na obtenção da temperatura da superfície foi utilizado o produto MOD11A1, porém, antes de obter a T_s propriamente dita, ajustou-se o número digital dos pixels.

⁴ Bernardo Barbosa da Silva – Prof. Associado II do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG).

3.3.2. Fluxo de calor no solo

Após a estimativa do saldo de radiação, procedeu-se à aplicação da equação empírica sugerida por Bastiaanssen (2000), a estimativa do fluxo instantâneo de calor no solo (G).

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98\text{NDVI}^4) \right] R_n \quad (12)$$

em que T_s é a temperatura da superfície (°C) relativa ao produto MOD11A1, α é o albedo da superfície e NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada. Para efeito de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos d'água (NDVI < 0), utilizou-se a sugestão de Silva e Bezerra (2006):

$$G = 0,3R_n \quad (13)$$

3.3.3. Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível (H) foi estimado com base na velocidade do vento e na temperatura da superfície utilizando uma calibração em função da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície (BASTIAANSEN et al., 1998a). Esse fluxo foi obtido no SEBAL, por meio de um processo iterativo (Figura 12), no qual se considera a atmosfera em condição neutra, sendo nas próximas iterações feitas as correções de estabilidade atmosférica.

$$H = \frac{\rho c_p dT}{r_{ah}} \quad (14)$$

em que ρ é a densidade do ar úmido ($1,15 \text{ kg.m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), dT é a diferença de temperatura entre dois níveis e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao fluxo de calor sensível (s.m^{-1}).

necessita de informações da estação meteorológica, como a velocidade do vento e a que altura ela foi medida. A velocidade de fricção foi calculada utilizando-se o perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra.

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (16)$$

em que u_* é a velocidade de fricção ($m.s^{-1}$), k é a constante de von Karman (0,41) e u_x é a velocidade do vento ($m.s^{-1}$) na altura z_x .

Em seguida, considerando-se a atmosfera ainda em condição neutra, foi estimada a velocidade do vento (equação 17) para o nível de 100 metros de altura (*blending height*).

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (17)$$

em que u_{100} é a velocidade do vento a 100 metros de altura ($m.s^{-1}$).

Admitindo-se que u_{100} é constante para todos os pixels da imagem em estudo, uma vez que nesse nível os efeitos da superfície no escoamento do ar podem ser considerados desprezíveis, e a velocidade de fricção para cada pixel foi obtida por meio da equação 18.

$$u_* = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \quad (18)$$

em que z_{0m} (m) foi obtido em cada pixel pela expressão desenvolvida por Bastiaanssen (2000): $z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI)$.

O cálculo da resistência aerodinâmica, para o transporte de calor, pixel a pixel, foi estimado admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (19)$$

em que z_1 e z_2 são alturas acima da superfície (m). Allen et al. (2002) apresentaram os seguintes valores dessas alturas: $z_1 = 0,1$ m e $z_2 = 2,0$ m.

3.3.3.2 Diferença da temperatura

A diferença de temperatura próxima à superfície de cada pixel foi calculada por meio da relação linear entre dT e T_s . Essa relação é dada pelos coeficientes a e b , que são obtidos no SEBAL pelos pixels “âncora” (quente e frio).

$$dT = a + bT_s \quad (20)$$

em que dT é a diferença de temperatura próxima à superfície ($^{\circ}C$), e a e b são parâmetros da equação.

Os pixels “quente” e “frio” foram selecionados ao consultar simultaneamente os mapas temáticos do NDVI e da temperatura da superfície, ou seja, o pixel “frio” foi escolhido numa situação em que o valor do NDVI era negativo (geralmente sobre corpos d’água) e possuía um baixo valor da T_s . Entretanto, o pixel “quente” foi selecionado para condição em que a T_s era elevada e o NDVI, entre 0,1 e 0,2, ou seja, numa área não irrigada e considerada seca. Na Tabela 6, observam-se os valores do NDVI e da T_s para os pixels “quente” e “frio”.

Tabela 6 – Valores do NDVI e da T_s para os pixels “quente” e “frio”

Dia	Pixel frio		Pixel quente	
	NDVI	T_s	NDVI	T_s
10/07/07	-0,018	301,22	0,186	310,02
14/07/07	-0,188	301,02	0,189	310,36
23/07/07	-0,118	301,28	0,170	311,02
06/08/07	-0,172	302,16	0,174	311,90
13/08/07	-0,128	302,40	0,181	311,62
24/08/07	-0,283	303,86	0,161	314,26
02/09/07	-0,214	302,16	0,159	314,70
16/09/07	-0,077	304,30	0,161	324,56
23/09/07	-0,051	307,02	0,131	325,24
04/10/07	-0,030	307,16	0,163	320,30
16/10/07	-0,026	306,22	0,162	322,70
29/10/07	-0,100	306,36	0,199	313,34

No pixel “frio”, o fluxo de calor sensível é considerado nulo devido ao fato de a energia disponível ser consumida na evapotranspiração. Assim, o fluxo de calor latente foi calculado da seguinte forma:

$$\lambda ET_{\text{frio}} = R_n - G \quad (21)$$

No pixel “quente”, entretanto, o fluxo de calor latente é considerado nulo devido ao fato de a energia disponível ser consumida no aquecimento do ar, podendo-se, dessa forma, obter o fluxo de calor sensível máximo.

$$H_{\text{quente}} = R_n - G \quad \therefore \quad \frac{\rho c_p (a + bT_s)}{r_{\text{ah}}} = R_n - G \quad (22)$$

Da equação 22, os valores de R_n , G , T_s e r_{ah} são obtidos no pixel quente da imagem, cujas coordenadas precisaram ser identificadas para extrair os valores dessas variáveis no pixel correspondente. Com base nesses valores, obteve-se $a + bT_s = r_{\text{ah}}(R_n - G)/\rho c_p$. Como no pixel “frio” $dT = 0$, ou seja, $a + bT_s = 0$, tem-se um sistema com duas equações e duas

incógnitas, o que possibilitou o cálculo de a e b . Assim, obteve-se o fluxo de calor sensível para todos os pixels da imagem, conforme a equação 14.

3.3.3.3 Correção da estabilidade atmosférica

Os valores de H obtidos inicialmente não são adequadamente representativos e serviram, tão-somente, como valores de entrada de um processo iterativo, que nas etapas seguintes foram consideradas, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Com isso, em razão de os efeitos de turbulência do ar e o aquecimento da superfície afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplicou-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov (equação 23), assim considerado no cálculo do fluxo de calor sensível, principalmente nas condições de pixel “quente”.

$$L = - \frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (23)$$

em que L é o parâmetro de comprimento de Monin-Obukhov (m), T_s é a temperatura da superfície (K) e g é a constante gravitacional ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$).

Os valores de L definem as condições de estabilidade da atmosfera da seguinte forma: se $L < 0$, a atmosfera foi considerada instável; se $L > 0$, a atmosfera foi considerada estável e se $L = 0$, a atmosfera foi considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de *momentum* (ψ_m) e calor (ψ_h) foram calculados pelas seguintes equações (ALLEN et al., 2002):

1) Se $L < 0$ (condição instável)

$$\psi_{m(100m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(100m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(100m)}^2}{2} \right) - 2 \arctg(x_{(100m)}) + 0,5 \pi \quad (24a)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (24b)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (24c)$$

em que:

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

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

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

2) Se $L > 0$ (condição estável)

$$\Psi_{m(100m)} = -5 \left(\frac{100}{L} \right) \quad (26a)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (26b)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (26c)$$

3) Se $L = 0$ (condição neutra): $\psi_m = 0$ e $\psi_h = 0$.

Assim, o valor corrigido da velocidade de fricção é dado por:

$$u_* = \frac{u_{100} \cdot k}{\ln \left(\frac{100}{z_{0m}} \right) - \Psi_{m(100m)}} \quad (27)$$

em que $\Psi_{m(100m)}$ é a correção de estabilidade para o transporte de *momentum* a 100 metros de altura.

Com a velocidade de fricção corrigida, obteve-se o valor corrigido da resistência aerodinâmica para o transporte de calor por meio da seguinte equação 28 (ALLEN et al., 2002).

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (28)$$

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

Após a obtenção dos valores desses parâmetros, retornou-se ao cálculo da diferença de temperatura e na sequência, do fluxo de calor sensível com os novos valores da resistência aerodinâmica. Esse processo foi repetido até que se verificou a estabilidade dos valores sucessivos de dT e r_{ah} no pixel “quente”.

3.3.4. Fluxo de calor latente e evapotranspiração diária

O fluxo de calor latente, que é a transferência de vapor para a atmosfera devido aos processos de transpiração vegetal e evaporação da água do solo, foi calculado por meio da simples diferença entre os mapas temáticos do saldo de radiação, fluxo de calor no solo e fluxo de calor sensível, conforme já demonstrado na equação 1.

Com os mapas temáticos do fluxo de calor latente, saldo de radiação e fluxo de calor no solo, obteve-se a fração evaporativa (FE), por meio da expressão 29.

$$FE = \frac{\lambda ET}{\lambda ET + H} = \frac{\lambda ET}{Rn - G} \quad (29)$$

A fração evaporativa é definida como a fração de calor latente para o máximo saldo de energia disponível (CHEMIN et al., 2004). Estudos micrometeorológicos indicam que esse termo pode ser considerado constante durante o período diurno (AYENEW, 2003). A fração evaporativa possui característica importante, que é a sua regularidade e constância em dia de céu claro. Nesse sentido, admite-se que seu valor instantâneo

representa adequadamente o valor médio diurno, o que possibilitou estimar a evapotranspiração diária.

$$ET_{diária} = \frac{86400 FE Rn_{24h}}{\lambda} \quad (30)$$

em que $ET_{diária}$ é a evapotranspiração diária ($mm.d^{-1}$), λ é o calor latente de vaporização da água, Rn_{24h} é o saldo de radiação médio ocorrido num período de 24 horas ($W.m^{-2}$), sendo obtido pela equação 31.

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha) Rs_{24h} - 143,1 \tau_{sw24h} \quad (31)$$

em que Rs_{24h} é a média diária da radiação de onda curta incidente ($W.m^{-2}$), e τ_{sw24h} é a transmissividade atmosférica diária.

3.3.5. Evapotranspiração decendial

Para estimativa da evapotranspiração decendial, considerou-se constante a fração evaporativa para dado decêndio. Na Tabela 3, conforme já apresentado, podem ser observados os dias em que se tiveram informações da fração evaporativa, ou seja, os mesmos dias em que se dispõe de informações do sensor MODIS. O ideal seria obter informações da FE dos dias 5, 15 e 25, considerados como dias médios de cada decêndio. Porém, devido à indisponibilidade dessas informações, utilizaram-se os dados dos dias destacados na Tabela 5. A evapotranspiração decendial foi obtida por meio da expressão 32.

$$ET_{decendial} = n FE \overline{Rn_{24h}} \quad (32)$$

em que n é o número de dias do decêndio, e $\overline{Rn_{24h}}$ é o saldo de radiação médio ocorrido no decêndio considerado ($W.m^{-2}$).

3.3.6. Balanço hídrico

As cartas de precipitação geoespacializadas no formato matricial serviram como dados de entrada na ferramenta *Model Maker*, do programa *Erdas Imagine 9.1*, para a estimativa do saldo de precipitação (S_p), em que foi estimada a diferença entre a precipitação (P) e a evapotranspiração (ET):

$$S_p = P - ET \quad (33)$$

em que todos os termos são em centímetros.

Em sequência, o escoamento foi estimado a partir das informações de precipitação, propriedades do solo, conteúdo de umidade inicial e cobertura de vegetação utilizando relações empíricas como o método do número da curva do *Soil Conservation Service* (SCS), citado por Schaafe et al. (1996). Essas relações são baseadas em comportamento hidrológico médio, isto é, certa quantidade de água é armazenada para depois ser evapotranspirada pela vegetação. Alterar os padrões de uso do solo ou a existência de represas para distribuição de água em sistemas de irrigação modifica significativamente o escoamento superficial, e tais mudanças não são demonstradas nesses tipos de expressões empíricas. Assim, Bastiaanssen e Chandrapala (2003) propuseram uma simples aproximação para esse termo. A incorporação da ET diretamente no balanço hídrico possibilita o cálculo do escoamento como função da correção do saldo de precipitação:

$$R = S_p + \Delta W_{\bar{n}-sat} \quad (34)$$

em que R é o escoamento superficial (cm), e $\Delta W_{\bar{n}-sat}$ é o armazenamento da água na camada não saturada (cm).

O termo de armazenamento reflete a umidade do solo na camada não saturada como resultado dos processos de infiltração, evaporação e percolação. Pode ser definido como:

$$\Delta W_{\bar{n}-sat} = \int_0^{100} \theta(z, t + \Delta t) dz - \int_0^{100} \theta(z, t) dz \quad (35)$$

em que θ é o conteúdo volumétrico de água no solo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$), z é a profundidade (cm) e t é o tempo (dias).

A umidade do solo na equação 35 é integrada entre o nível da superfície e 100 cm de profundidade para levar em conta as mudanças de umidade na zona da raiz. Bastiaanssen e Chandrapala (2003) citaram que árvores geralmente têm raízes profundas, no entanto considera-se a profundidade de 100 cm como média razoável para árvores, culturas e lagos. Esses autores citaram também que não existem técnicas de sensoriamento remoto para determinar a variação da umidade com a profundidade e que, simplificando a equação 35, tem:

$$\Delta W_{\bar{n}-sat} = \theta_{avg}(t + \Delta t)100 - \theta_{avg}(t)100 \quad (36)$$

em que θ_{avg} é o conteúdo de umidade médio do solo para o nível 0 a 100 cm de profundidade. Assim, a umidade na camada da raiz pode ser determinada como:

$$\theta_{avg} = \frac{\theta_{sat}}{0,51} \exp\left\{\frac{[\lambda ET / (\lambda ET + H)] - 1,28}{0,421}\right\} \quad (37)$$

em que θ_{sat} é o conteúdo de água no solo na saturação ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$), e este depende de cada tipo de solo das sub-bacias em estudo.

De posse de informações pedológicas da região em estudo, obteve-se o mapa de solos. Para tal processo foi realizada a digitalização dos dados em formato vetorial, os quais foram transportados posteriormente para o *Erdas Imagine 9.1*, onde foram passados para o formato matricial, sendo uma das informações de entrada na ferramenta *Model Maker* para a estimativa da umidade média do solo. Os fluxos de calor sensível e latente foram determinados pelo SEBAL (BASTIAANSEN, 2000). Um fluxo de calor latente maior que o fluxo de calor sensível é associado com solos úmidos e vice-versa.

A equação 34 pode representar áreas limitadas, onde interações da água no solo e o armazenando de água na superfície são de menor

importância. Sob essas condições, o escoamento superficial pode ser considerado como o termo de fechamento do balanço hídrico.

3.4. Pedologia

A distribuição do tipo de solos para as sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto é apresentada na Figura 13. Esse mapa georreferenciado na escala de 1:500.000 foi obtido do Plano-Diretor de Recursos Hídricos da bacia do rio Paracatu (BRASIL,1998)⁵, conforme mais detalhes são fornecidos em Silva (2004).

As informações do mapa de solos foram necessárias para se obter o conteúdo de água no solo na saturação θ_{sat} . Observou-se que no alto e médio rio Preto ocorrem, de maneira mais abundante, solos do tipo Latossolos Vermelho-Escuros e Litólicos, respectivamente. Os valores aproximados do θ_{sat} para cada classe de solos⁶ foram: Areias Quartzosas (0,44), Hidromórficos (0,45), Aluviais e Litólicos (0,50), Cambissolos (0,55) e Latossolos Vermelho-Amarelos e Latossolos Vermelho-Escuros (0,60).

⁵ Brasil. Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal – MMA. Secretaria dos Recursos Hídricos – SRH. Plano-diretor de recursos hídricos da bacia do rio Paracatu – Planpar. Relatório Síntese, R7. Consórcio Magna/DAM/EYSER, 1998. 135 p.

⁶ Hugo Alberto Ruiz – Prof. Titular do Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa (UFV), Viçosa, MG.

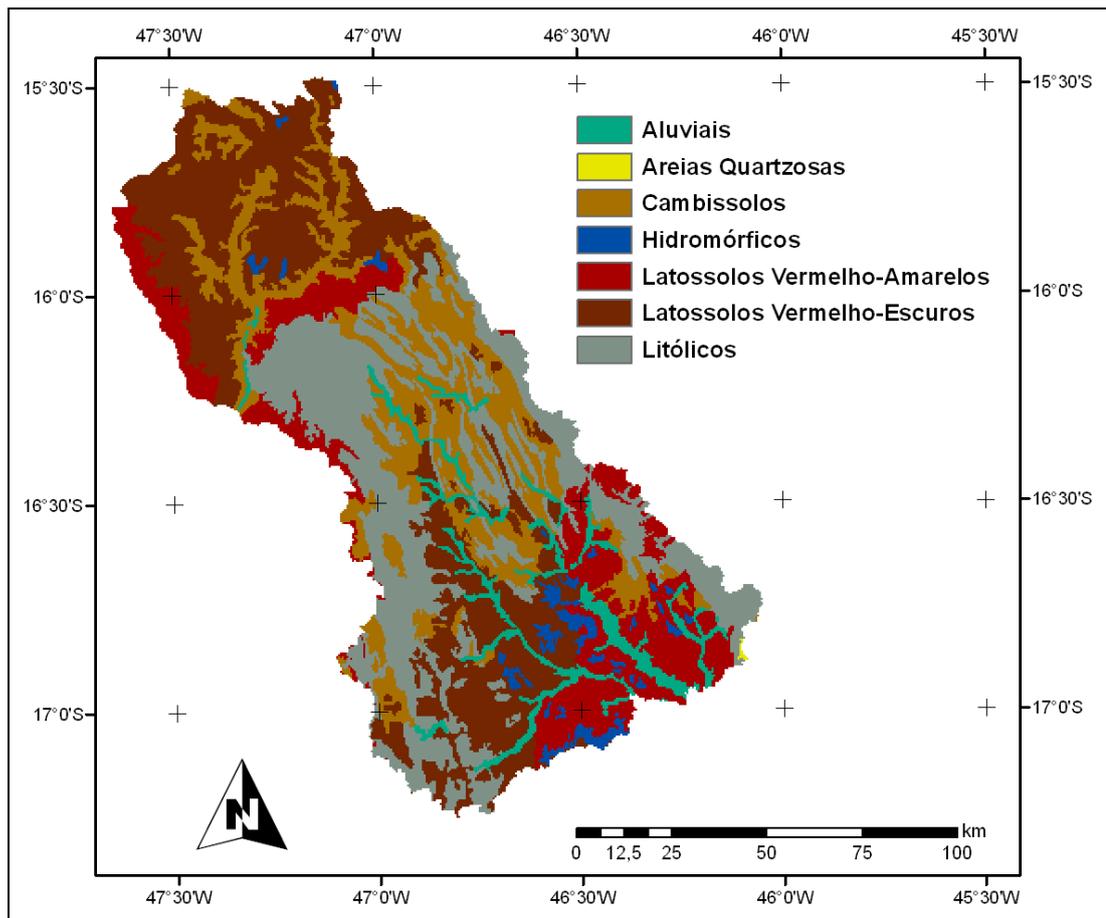


Figura 13 – Mapa de solos das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto.

3.5. Comparação da evapotranspiração obtida por meio do SEBAL com a evapotranspiração da cultura (ETc)

Para efetuar a comparação da evapotranspiração, obtida por meio do SEBAL, com a evapotranspiração da cultura, no nível diário, foram utilizados dados da ETc fornecidos pela IRRIGER, que é uma empresa de base tecnológica com prestação de serviço na área de gerenciamento da irrigação. Para a estimativa da Etc, utilizou-se o coeficiente de cultura (K_c), relativo à fase de desenvolvimento da cultura, e o método de Penman-Monteith FAO (1998).

Utilizaram-se dados de evapotranspiração da cultura de um dos pivôs centrais da Fazenda Decisão, localizada no Município de Unaí, MG, que faz a utilização intensiva de pivôs centrais no processo de irrigação de culturas, como feijão e trigo. Essa fazenda encontra-se a Oeste da sede do município

e não está localizada dentro da área de estudo, porém foi a mais próxima que poderia fornecer os dados. O pivô utilizado possuía uma área de 120,22 há, e as coordenadas geográficas do ponto central era: latitude de 16° 27' 31,7" Sul, longitude de 47° 18' 4,7" Oeste e 979 m de altitude.

Nesse pivô, plantou-se a cultivar de feijão Pérola, que é proveniente de trabalho de seleção de linhas puras da cultivar Aporé – realizado pela Embrapa Arroz e Feijão –, em duas datas distintas. Na primeira metade do pivô, o feijão foi plantado no dia 8 de maio de 2007 e na segunda, no dia 12 de maio de 2007. Os ciclos finalizaram nos dias 18 e 24 de agosto, respectivamente, e apresentaram produtividade de 52 sacas/hectare. Durante o tempo em que a cultura esteve no campo, somente foi observado chuva no dia 24 de maio (9,8 mm) e 25 de julho (7,4 mm). O restante da água necessária para a cultura foi proveniente de irrigação suplementar.

Para realizar a comparação, utilizaram-se as datas em que se tinham disponíveis os produtos do sensor MODIS, ou seja, 10, 14 e 23 de julho, e 6 e 13 de agosto de 2007. A cultura encontrava-se na Fase III nos dias 10/07, 14/07, 23/07 e 6/08 e na Fase IV no dia 13/08.

3.6. Análises estatísticas

Empregou-se o método da Regressão Linear Simples para correlacionar os dados, no nível diário, da evapotranspiração obtida por meio do SEBAL, com os dados da ETc do feijão. Esse método também foi utilizado para correlacionar os dados da radiação de onda curta incidente estimada por meio do SEBAL com os observados na Estação Meteorológica Automática de Unai, MG.

Da mesma forma, foram elaborados gráficos de dispersão 1:1, com o intuito de interpretar a tendência dos valores. Foi conhecido o coeficiente de determinação (r^2), que é a proporção de variância total da variável dependente que é explicada pela variância de x.

Em razão de o índice r^2 não quantificar a grandeza dos erros estatísticos, foi necessário determinar a raiz do erro quadrático médio

(REQM) e o erro absoluto médio (EAM). As expressões utilizadas para a estimativa de cada índice e erros foram:

$$r^2 = \frac{[\sum P_i(O_i - \bar{O}_i)]}{\left[\sum_{n=1}^n (O_i - \bar{O}_i)^2 \sum_{n=1}^n (P_i - \bar{P}_i)^2 \right]} \quad (38)$$

$$REQM = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (39)$$

$$EAM = \frac{1}{N} \sum_i^N |(P_i - O_i)| \quad (40)$$

em que P_i é a evapotranspiração estimada pelo algoritmo SEBAL, O_i é a evapotranspiração estimada pelo método de Penman-Monteith e N é o número de observações. A barra sobre esses símbolos refere-se ao valor médio dos dados considerados.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste estudo, utilizou-se o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), juntamente com produtos obtidos por meio do sensor MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*), para estimar os componentes do balanço de energia, a evapotranspiração e os componentes do balanço hídrico nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto. Nesse sentido, foram elaborados mapas temáticos instantâneos das componentes do balanço de energia, além da evapotranspiração diária, para 12 dias, sendo cada um desses representativo de um decêndio no período de julho a outubro de 2007. Após a estimativa da evapotranspiração diária, procedeu-se à extrapolação desses resultados no nível decendial. Assim, os resultados dos componentes do balanço hídrico (saldo de precipitação, armazenamento e escoamento superficial) são apresentados para esse mesmo intervalo de tempo.

4.1. Componentes do balanço de energia

4.1.1. Saldo de radiação

O saldo de radiação estimado por meio do SEBAL com o uso de informações do sensor MODIS é apresentado nas Figuras 14 a 17 para as áreas das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto. Nas Figuras 14,

15, 16 e 17, observam-se dias representativos de cada decêndio dos meses de julho, agosto, setembro e outubro de 2007, respectivamente. Nas Figuras 14ac e 17c, verificam-se áreas sem informações nas duas sub-bacias, que foram identificadas por meio de processo de filtragem. Isso foi devido à presença de nuvens no momento da passagem do satélite Terra. Ressalta-se que a extração de informações acerca da superfície terrestre mediante a utilização de sensores ópticos somente é possível em condições de céu limpo. Assim, os valores de R_n instantaneamente serviram para estimar os demais componentes do balanço de energia.

A variação espacial do saldo de radiação observada em cada uma das figuras é explicada pelas superfícies presentes nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto (cerrado, pastagem, áreas irrigadas com diferentes tipos de culturas, cursos d'água etc.), pois o albedo da superfície – modelador do balanço de ondas curtas – varia conforme as características físico-químicas das superfícies e com o ângulo zenital. Segundo Hartmann (1994), o albedo em superfícies vegetadas depende da textura do solo e das condições fisiológicas da copa da planta. Solos secos possuem albedo expressivamente maior que o observado em solos úmidos, enquanto uma superfície lisa tem albedo maior que uma superfície rugosa, desde que de mesmo material.

Comparando os 12 mapas, não se observou comportamento-padrão, mas, sim, uma semelhança entre as Figuras 14a, 15ac e 16a e uma tendência de aumento no saldo de radiação na Figura 17bc (áreas com valores entre 651 e 850 $W.m^{-2}$), quando observadas as anteriores. Essa tendência, resultante da sazonalidade da radiação de onda curta incidente, será mais bem visualizada, adiante, com a ajuda da Figura 18. Na maior parte dos mapas temáticos, o R_n variou entre 451 e 650 $W.m^{-2}$ (tonalidades verdes). Porém existiram muitas áreas no alto rio Preto (Figura 14c) com o saldo de radiação variando entre 350 e 450 $W.m^{-2}$ (tonalidade amarela).

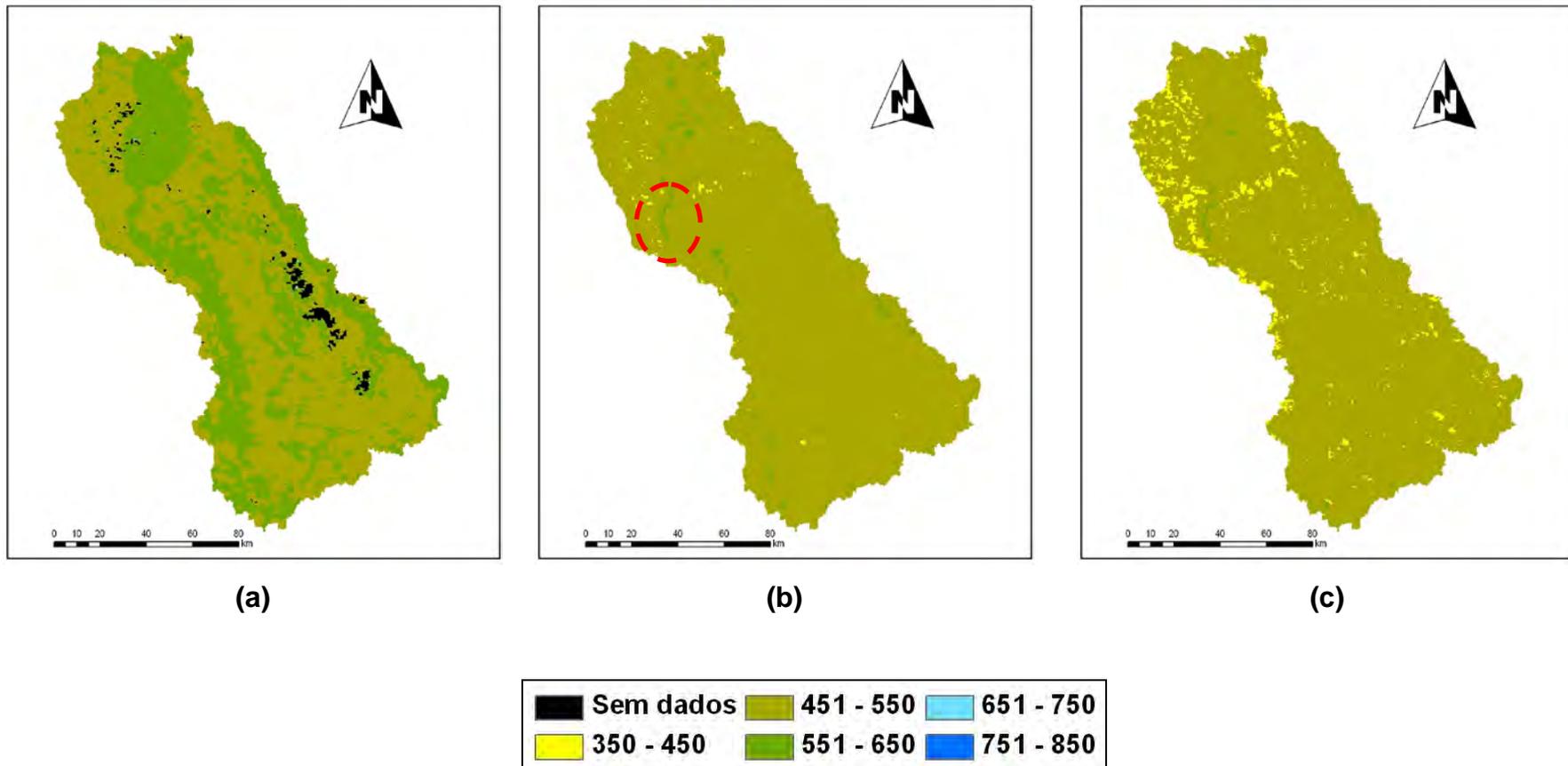


Figura 14 – Saldo de radiação ($W.m^{-2}$) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.

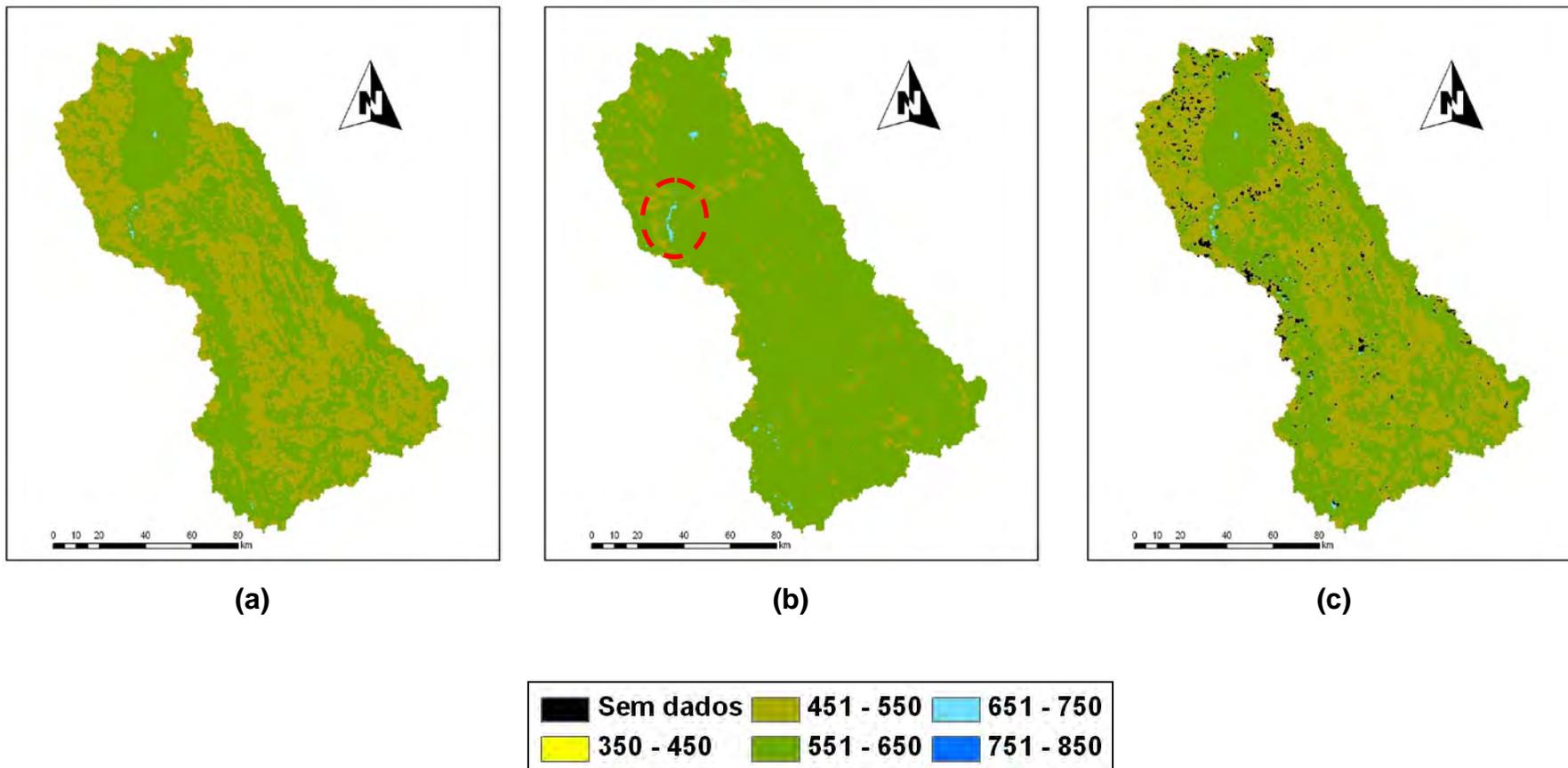


Figura 15 – Saldo de radiação ($W.m^{-2}$) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.

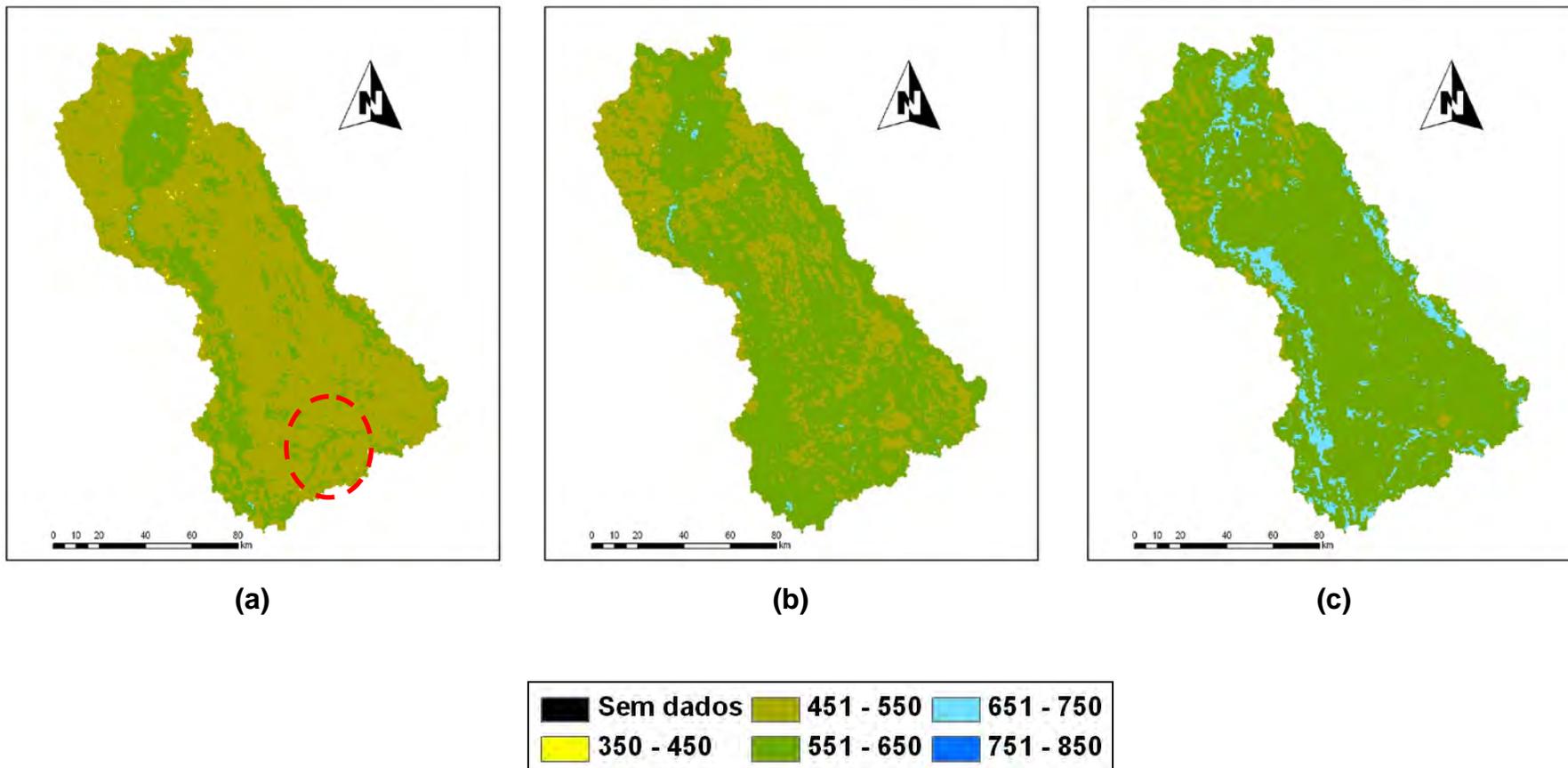


Figura 16 – Saldo de radiação ($W.m^{-2}$) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.

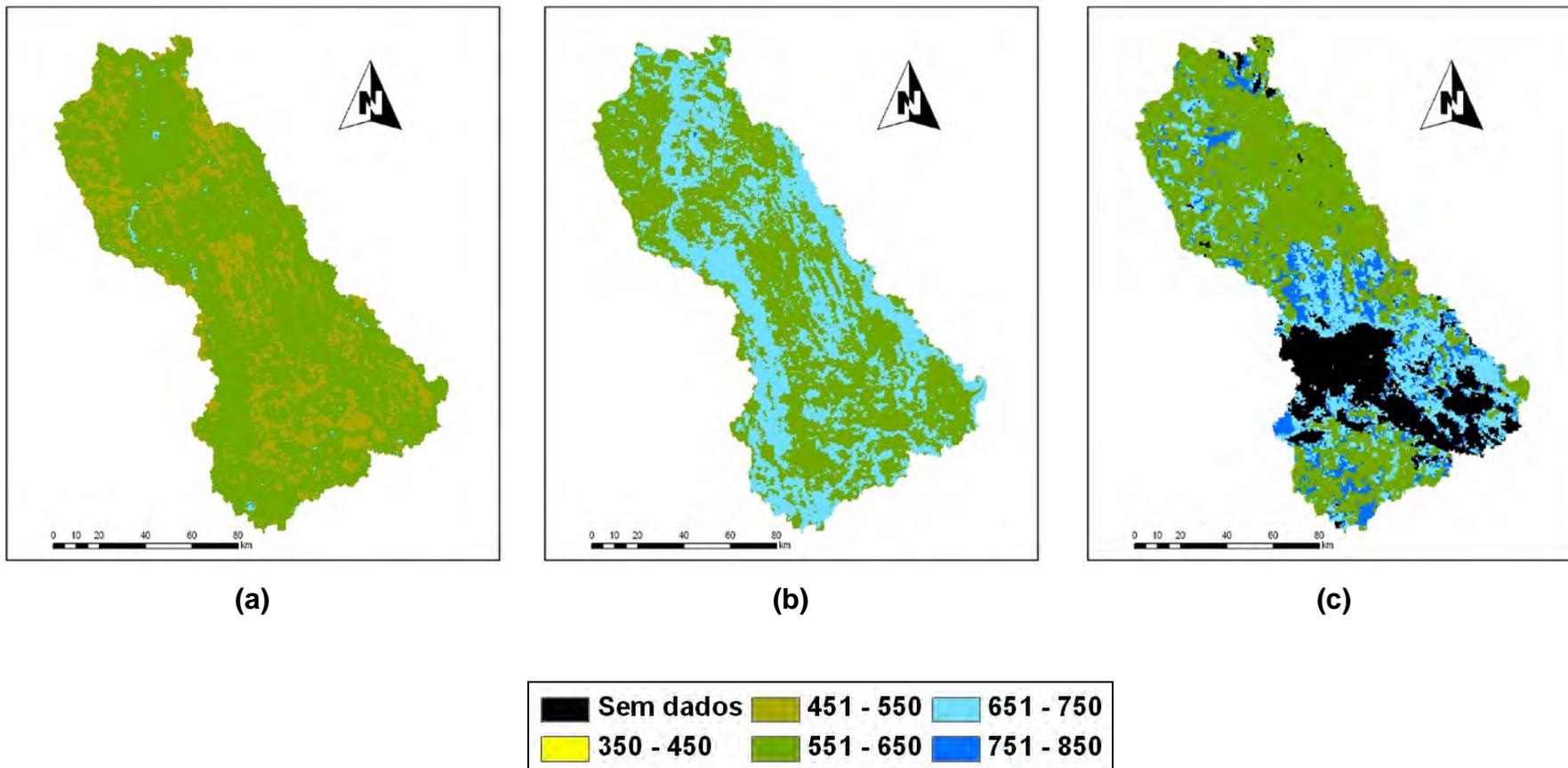


Figura 17 – Saldo de radiação ($W.m^{-2}$) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.

Em nenhum dos mapas temáticos, visualizou-se nitidamente a hidrografia das sub-bacias, tal como apresenta a Figura 3. Isso foi devido à resolução espacial de cada pixel (250.000 m^2) que compõe o mapa, sendo muitas vezes a informação do pixel a combinação de diferentes superfícies que compõem a área do pixel em questão. Devido à resolução espacial do sensor MODIS, um elemento de cena, correspondente a um pixel da imagem, pode incluir mais de um tipo de cobertura do terreno. Quando um sensor observa a cena, a radiância detectada é a integração, denominada mistura, de todos os objetos contidos no elemento de cena (AGUIAR et al., 1999).

Apesar de a hidrografia das sub-bacias não se apresentar completamente nos mapas temáticos, observou-se que os valores do saldo de radiação eram elevados sobre superfícies líquidas quando comparados com os demais tipos de superfície. Para ilustrar essa afirmação, verificaram-se as áreas circuladas em vermelho (Figuras 14b e 15b), onde se visualizam, sobre parte do rio Preto, valores elevados do R_n . De igual maneira, sobre o ribeirão Entre Ribeiros e São Pedro (Figura 16a), notaram-se valores elevados do saldo de radiação. Segundo Lima et al. (2009), a tendência de maiores valores do R_n sobre superfícies líquidas e menores sobre os demais tipos de superfícies pode ser explicada pelo efeito combinado do albedo e da temperatura da superfície, pois o primeiro termo influencia o balanço de ondas curtas e o segundo, o balanço de ondas longas. Nas Figuras 2A-D e 3A-D, ambas no Apêndice, podem-se observar os comportamentos do albedo e da temperatura da superfície, respectivamente, para as áreas das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto.

Lima et al. (2009) complementaram dizendo que menor albedo da superfície (α), situação observada sobre superfície líquida, favorece menor reflexão da radiação de onda curta, e isso contribui para que o balanço de ondas curtas seja maior, em comparação com uma superfície de maior reflexão, ou seja, de maior albedo da superfície. Já a menor temperatura da superfície (T_s), situação observada sobre a superfície líquida, favorecerá para que o balanço de ondas longas seja menor, em termos de valor absoluto, em comparação com superfícies com maiores temperaturas.

Concluíram dizendo que menor valor do α e da T_s favorece para que o R_n seja maior sobre superfícies líquidas.

Allen (2000) acrescentou que, durante o dia, o balanço de radiação de onda curta predomina sobre o balanço de radiação de onda longa. No período noturno, o saldo de radiação de onda curta é nulo, levando a que se produza apenas o balanço de radiação de onda longa. Portanto, durante o período diurno R_n é positivo devido à predominância da radiação de onda curta, pois a superfície recebe mais radiação do que perde. Durante a noite, como a superfície perde mais energia do que recebe, R_n é negativo. No entanto, o total diário do saldo de radiação é positivo.

Para que se identifiquem com maior precisão os padrões do R_n associados a diferentes tipos de cultura e demais usos das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, seria necessário um mapa de cobertura do solo.

Na Figura 18, apresentam-se os valores do saldo de radiação observados nas imagens geoespacializadas (Figuras 14 a 17). As informações mínimas das imagens dos dias 10 de julho, 24 de agosto e 29 de outubro de 2007 não foram consideradas na análise devido à influência das nuvens nos resultados. Por consequência, os valores médios desses dias também não foram considerados nas análises. Verificou-se tendência de aumento no saldo de radiação e essa é explicada, principalmente, pela sazonalidade da radiação de onda curta incidente. O R_n médio foi de 561,44 $W.m^{-2}$, com valor mínimo de 389,71 $W.m^{-2}$ no dia 23 de julho e máximo de 837,91 $W.m^{-2}$ no dia 29 de outubro de 2007.

Mendonça (2007) estimou o R_n instantâneo para a região Norte fluminense, RJ, utilizando imagens do sensor MODIS. Encontrou valores entre 410 e 650 $W.m^{-2}$ no dia 29 de agosto de 2005, 500 e 870 $W.m^{-2}$ em 16 de novembro de 2005, 480 e 820 $W.m^{-2}$ no dia 5 de fevereiro de 2006 e 270 e 440 $W.m^{-2}$ em 15 de junho de 2006. Embora os dois locais estejam em latitudes diferentes, a variação do R_n encontrada por Mendonça (2007) em parte da região Norte fluminense, Estado do Rio de Janeiro, no dia 29 de agosto de 2005 foi semelhante à encontrada nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e do rio Preto.

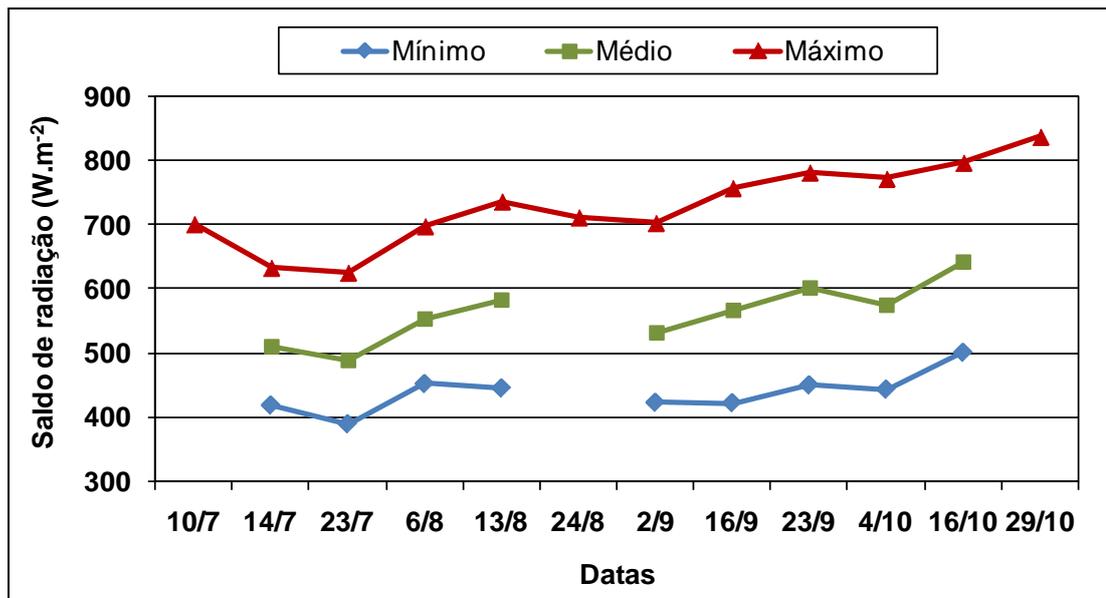


Figura 18 – Saldo de radiações mínima, média e máxima observado nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.

Ataíde (2006) estimou o R_n instantâneo para o Município de Quixeré, no Estado do Ceará, utilizando imagens de quatro dias do sensor MODIS a bordo do satélite Terra. Encontrou valores entre 719 e 848 $W.m^{-2}$ no dia 10 de setembro de 2005, 733 e 864 $W.m^{-2}$ no dia 10 de outubro de 2005, 686 e 817 $W.m^{-2}$ em 14 de outubro de 2005 e entre 661 e 809 $W.m^{-2}$ no dia 25 de outubro de 2005. Verificou-se que os valores instantâneos do R_n estimado nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto ficaram abaixo dos encontrados no Município de Quixeré, CE. Essa diferença pode ser devida ao albedo da superfície, pois alterações nesse termo afetam diretamente o balanço de radiação. É válido ressaltar que o α depende do ângulo de incidência dos raios solares e das condições da superfície, como coloração do solo, umidade, tipo de cobertura, fase de desenvolvimento das culturas etc.

Os resultados encontrados por Mendonça (2007) e Ataíde (2006) serviram para confrontar os resultados do saldo de radiação obtidos nas duas sub-bacias do rio Paracatu, visto que na área não existia o R_n medido por uma estação meteorológica. Não havendo a disponibilidade desse termo, utilizaram-se os dados de radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$), coletados na estação automática do Município de Unaí, MG, para verificar o

comportamento dessa componente tão importante no cálculo do saldo de radiação.

O modelo do sensor que mediu a radiação incidente na estação foi CM6B, de fabricação da *Kipp & Zonen*. O sensor possui sensibilidade de 9 a 15 $\mu\text{V}/\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, faixa espectral de 305 a 2.800 nm e estava instalado a 1,50 m do solo (MARCO TÚLIO, 2009 – comunicação pessoal)⁷. Entretanto, com relação à estimativa da radiação incidente por meio do SEBAL, vale ressaltar que o ângulo zenital foi fornecido pelo produto MOD07 do sensor MODIS. Esse produto propiciou que os resultados da $R_{s\downarrow}$ fossem mais próximos dos medidos na estação meteorológica.

Na Figura 19 é apresentada a correlação entre os valores da radiação de onda curta incidente estimada por meio do SEBAL e os observados na Estação Meteorológica Automática de Unaí, MG (A542), pertencente ao Instituto Nacional de Meteorologia. Para tal comparação, utilizaram-se as coordenadas geográficas da estação, a fim de localizar nas imagens da $R_{s\downarrow}$ a informação necessária. Os valores da radiação solar incidente estimados pelo algoritmo SEBAL apresentaram boa correlação ($r^2 = 0,92$) com os valores medidos na estação meteorológica, porém houve tendência de superestimativa. Em razão de o índice r^2 não quantificar a grandeza dos erros estatísticos, determinaram-se a raiz do erro quadrático médio (REQM) e o erro absoluto médio (EAM). Assim, a REQM e o EAM foram de 47,00 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ e de 39,36 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, respectivamente. Devido à informação disponível, constatou-se que o coeficiente de determinação encontrado neste estudo concordou com os encontrados por Mendonça (2007).

⁷ Marco Túlio Silva Araújo – Seção de Observação e Meteorologia Aplicada do 5º Distrito de Meteorologia do INMET.

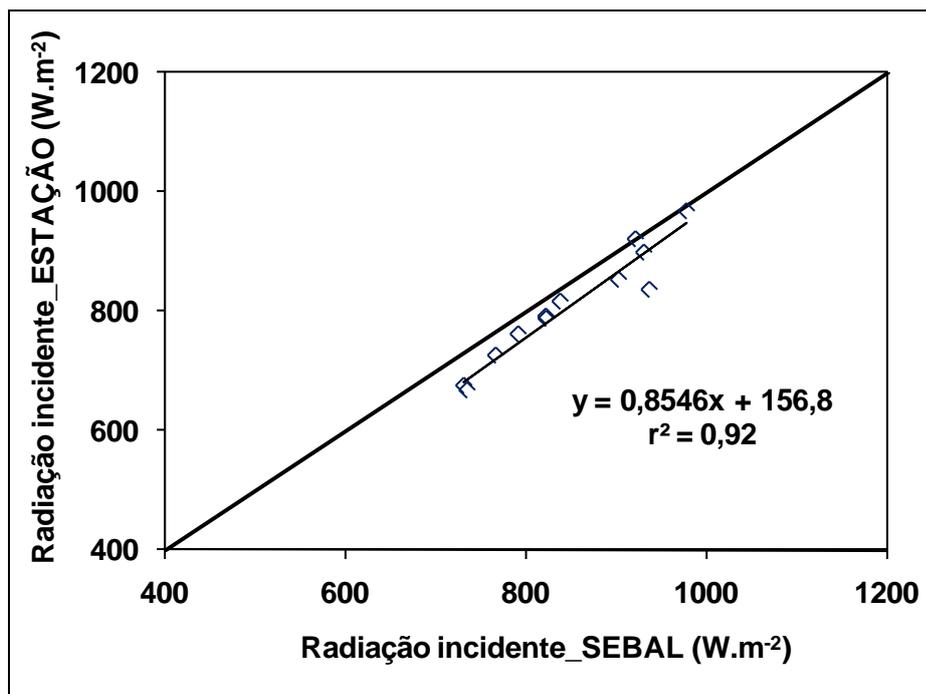


Figura 19 – Correlação entre os valores da $R_{s\downarrow}$ estimada por meio do SEBAL e os medidos na estação meteorológica automática de Unaí, MG.

Este resultado é importante, pois na falta de informações da radiação de onda curta incidente o algoritmo SEBAL pode ser utilizado na estimativa dessa componente, uma vez que muitas regiões do país não possuem ou têm deficiência de estações meteorológicas automáticas. Esse último caso retrata bem as sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, visto que numa área de cerca de 15.000 km² existe apenas uma estação automática, pertencente ao INMET, que mede a radiação de onda curta incidente. Apesar de os resultados serem aparentemente satisfatórios, são necessárias a observação e confrontação de mais resultados, tanto de outras estações meteorológicas quanto de outros períodos.

4.1.2. Fluxo de calor no solo

Com a elaboração dos mapas temáticos do saldo de radiação e com o apoio dos mapas do índice de vegetação da diferença normalizada, que podem ser visualizados nas Figuras 4A-D (Apêndice), temperatura e albedo

da superfície, foram obtidos os mapas temáticos do fluxo de calor no solo (Figuras 20 a 23) para as áreas das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto. Nessas figuras, observam-se dias representativos de cada decêndio dos meses de julho, agosto, setembro e outubro de 2007. Nas Figuras 20a, 21c e 23c, verificam-se novamente áreas sem informações nas duas sub-bacias.

A variação espacial do fluxo de calor no solo observada em cada um dos mapas temáticos foi bastante homogênea, com exceção de pequenas áreas isoladas e das Figuras 22a e 23c, que foram marcadas pela alta variabilidade espacial. Verifica-se que a maior parte dos seis primeiros mapas pertenceu a uma mesma classe de valores (51 a 100 W.m^{-2}). Nesses mapas, observam-se pequenas áreas dispostas aleatoriamente com a tonalidade amarela (0 a 50 W.m^{-2}), ao passo que no alto rio Preto (Figura 21bc) existem pequenas áreas com tonalidade verde-escura (101 a 150 W.m^{-2}). A partir da Figura 22a, observa-se transição para a predominância de uma nova faixa de valores (101 a 150 W.m^{-2}) nos mapas do fluxo de calor no solo. Esse aumento verificado nos valores do G pode ser devido ao incremento do saldo de radiação. Conforme observado após o dia 2 de setembro, na Figura 18, segundo Sellers (1969⁸, citado por SILVA; BEZERRA, 2006), os percentuais do saldo de radiação utilizados para aquecer o solo estão na faixa de 5 a 12%.

Apesar dessa relação de dependência entre o fluxo de calor no solo e o saldo de radiação disponível à superfície, não se pode esquecer de que outras variáveis (índice de vegetação da diferença normalizada, temperatura e albedo da superfície) foram utilizadas para determinar o G e que essas variáveis também tiveram relação com o aumento do fluxo de calor no solo observado a partir da Figura 22b.

⁸ Sellers, W. D. **Physical climatology**. 3. ed. Chicago: University Chicago Press, 1969. 271 p.

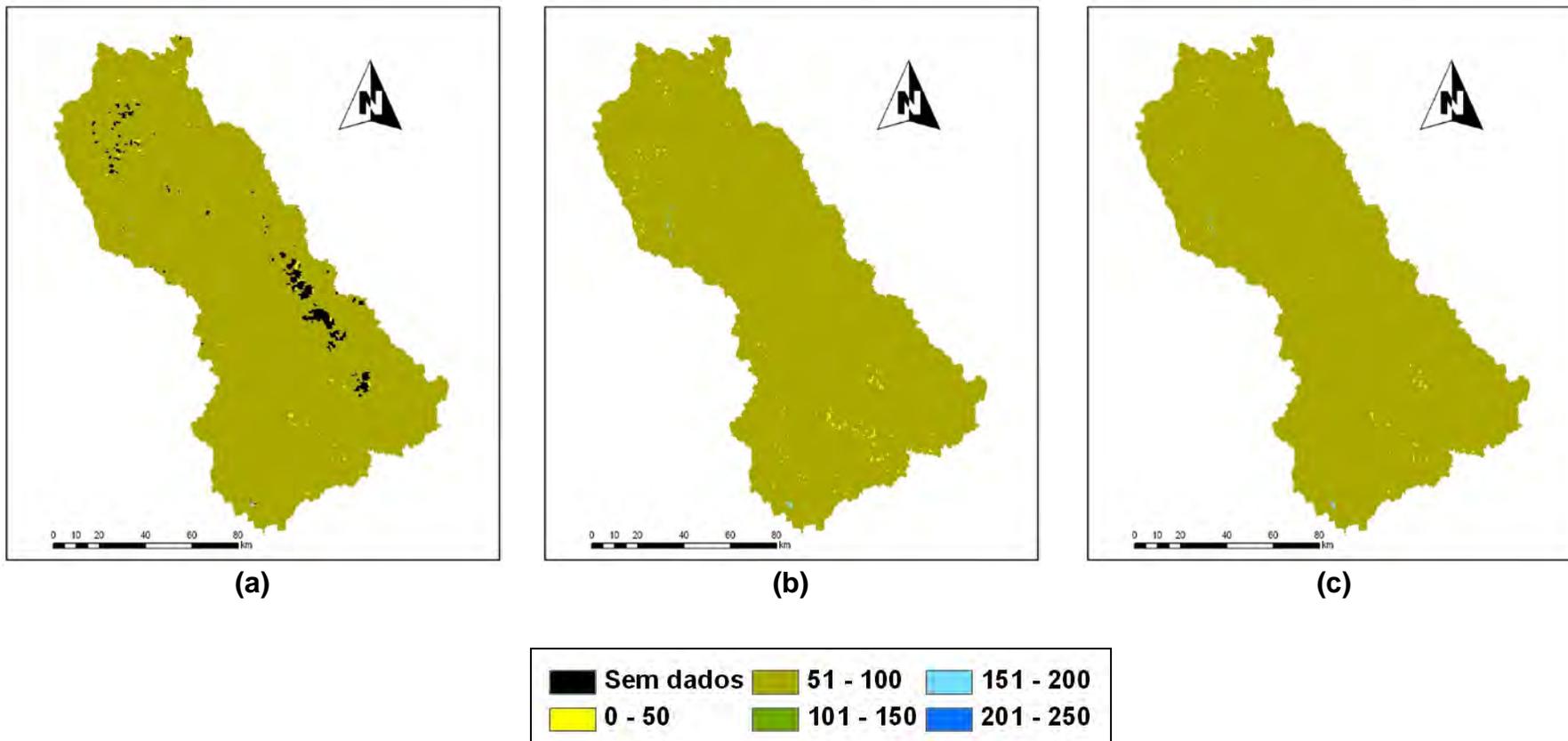


Figura 20 – Fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.

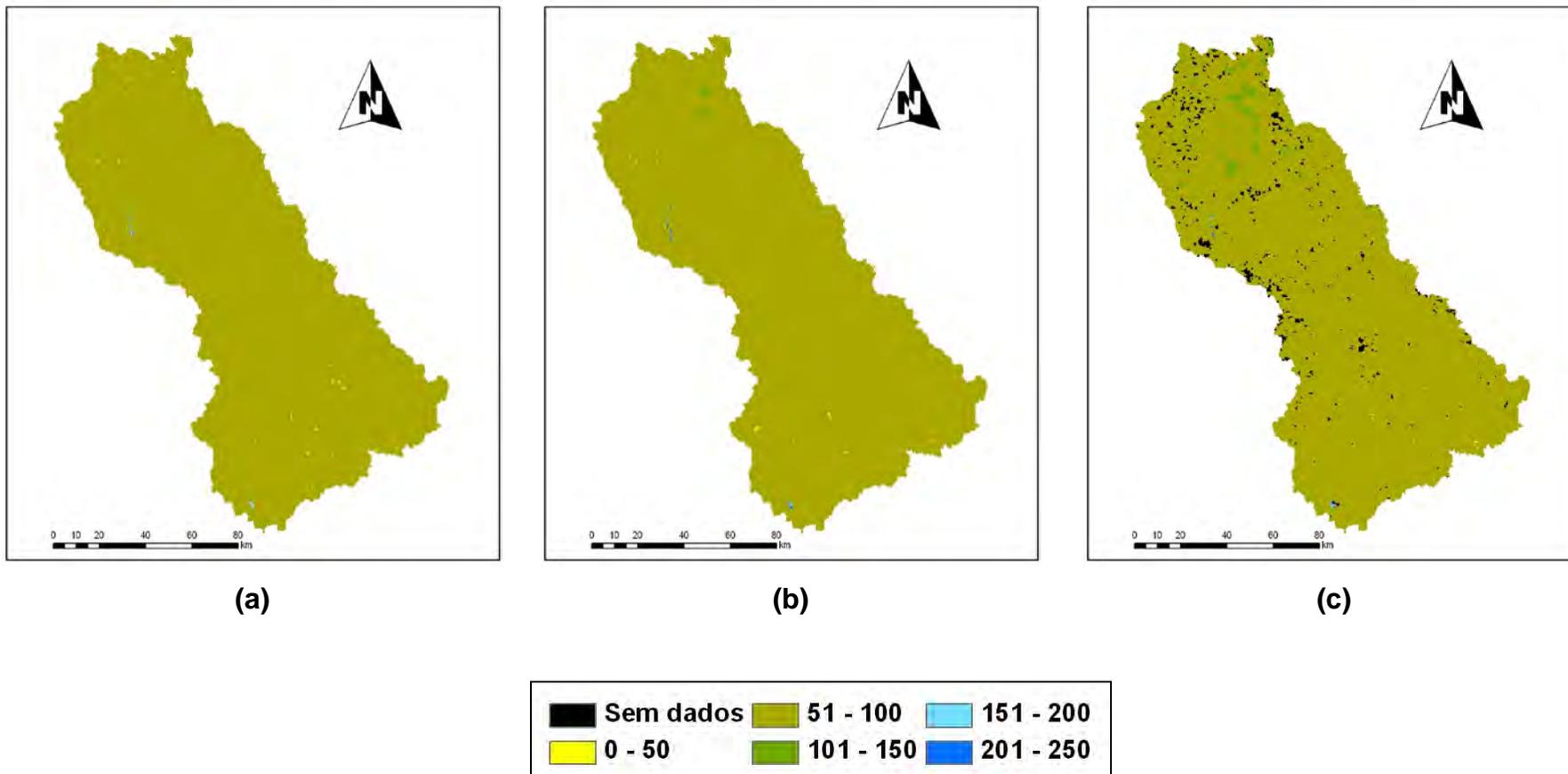


Figura 21 – Fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.

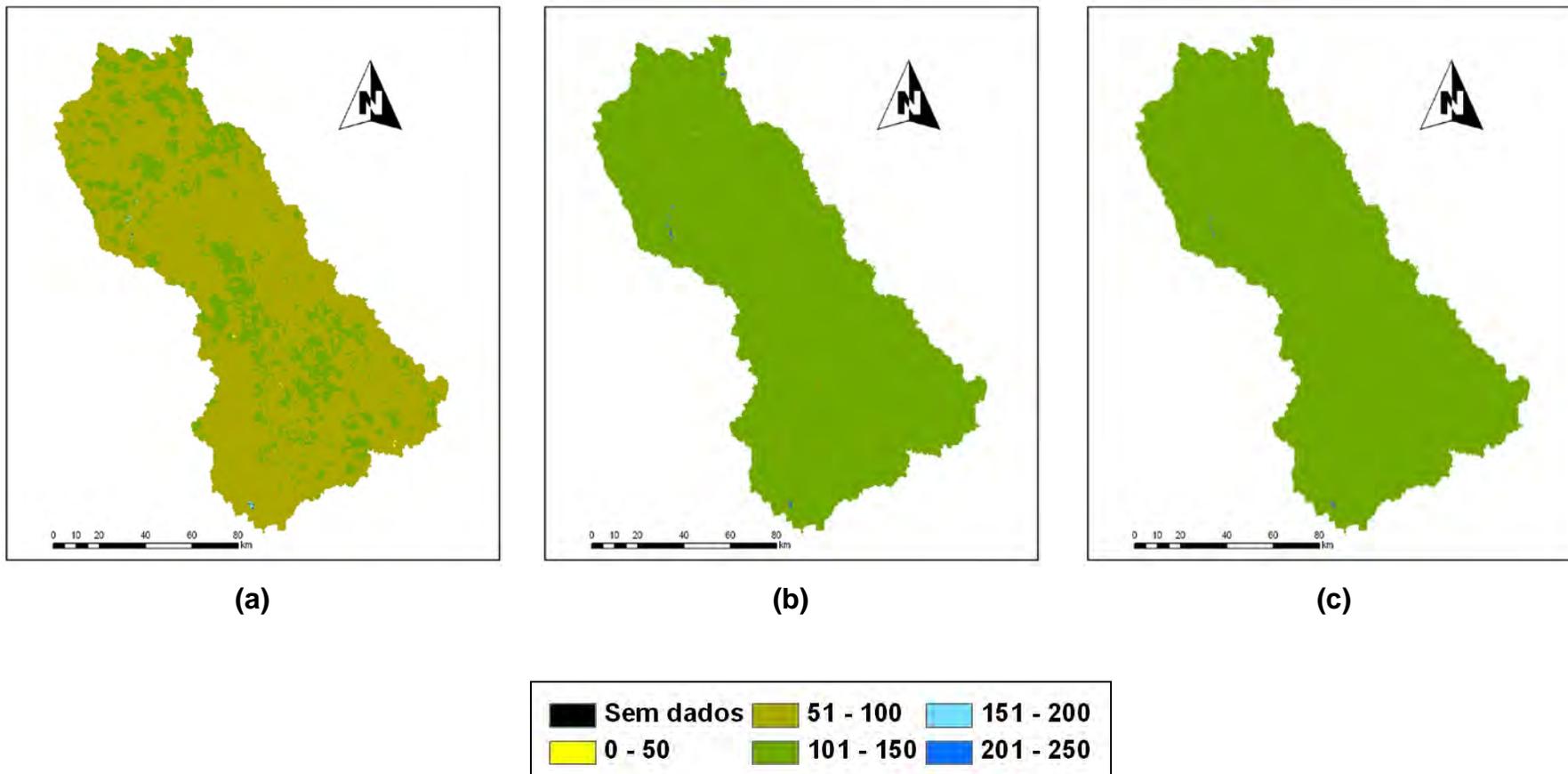


Figura 22 – Fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.

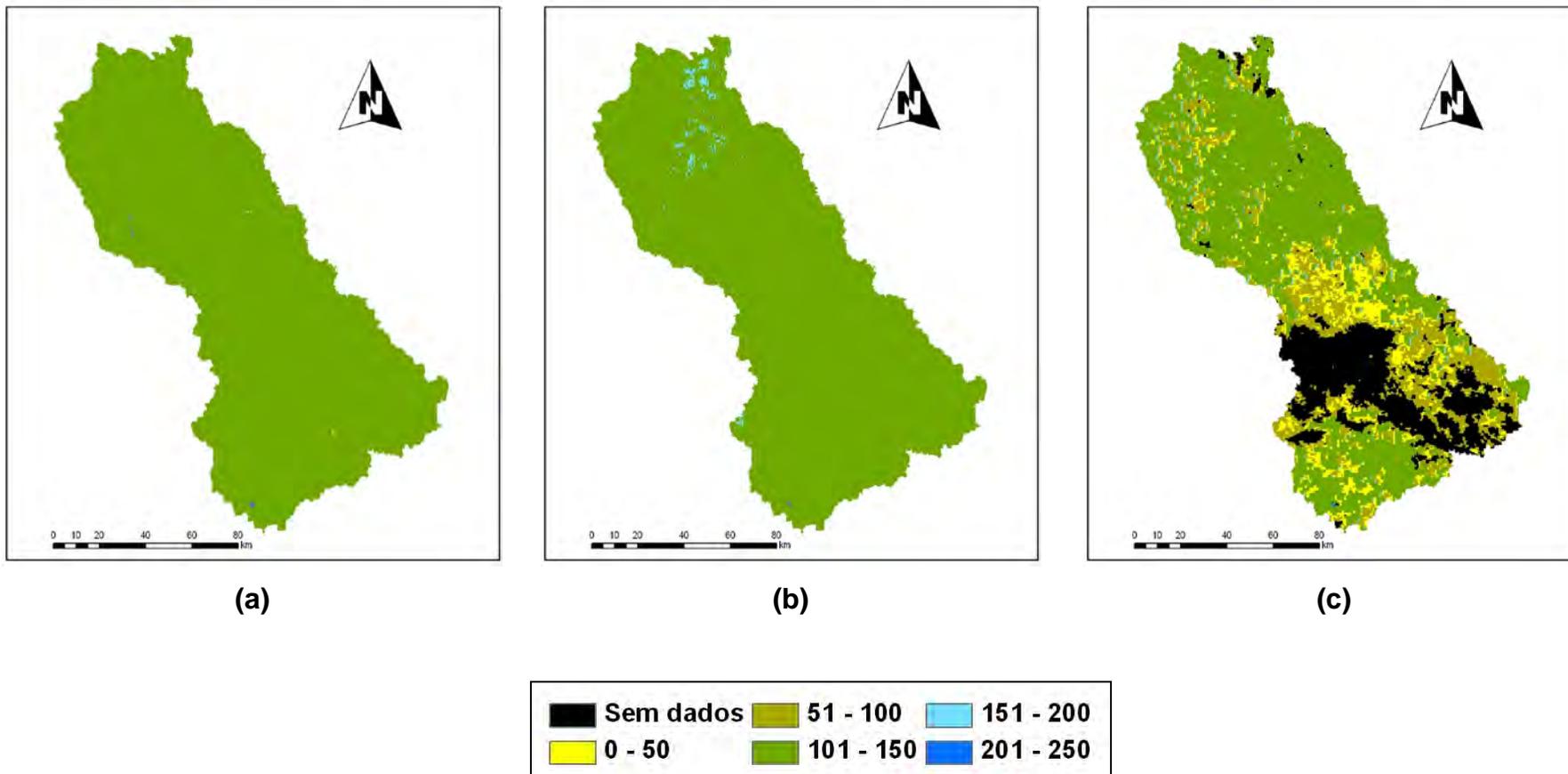


Figura 23 – Fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$) nos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.

Na Figura 24, apresentam-se os valores do fluxo de calor no solo observados nas imagens geoespacializadas (Figuras 20 a 23). As informações dos valores mínimos das imagens dos dias 10 de julho, 24 de agosto e 29 de outubro de 2007 novamente não foram consideradas devido à influência das nuvens nos resultados. Por consequência, os valores médios também não foram considerados nas análises. De forma geral, observou-se tendência de aumento no fluxo de calor no solo, que pode estar associado à maior disponibilidade de energia na superfície. O fluxo de calor no solo médio foi de $101,94 \text{ W.m}^{-2}$, com valor mínimo de $26,81 \text{ W.m}^{-2}$ no dia 14 de julho e máximo de $230,93 \text{ W.m}^{-2}$ no dia 4 de outubro de 2007.

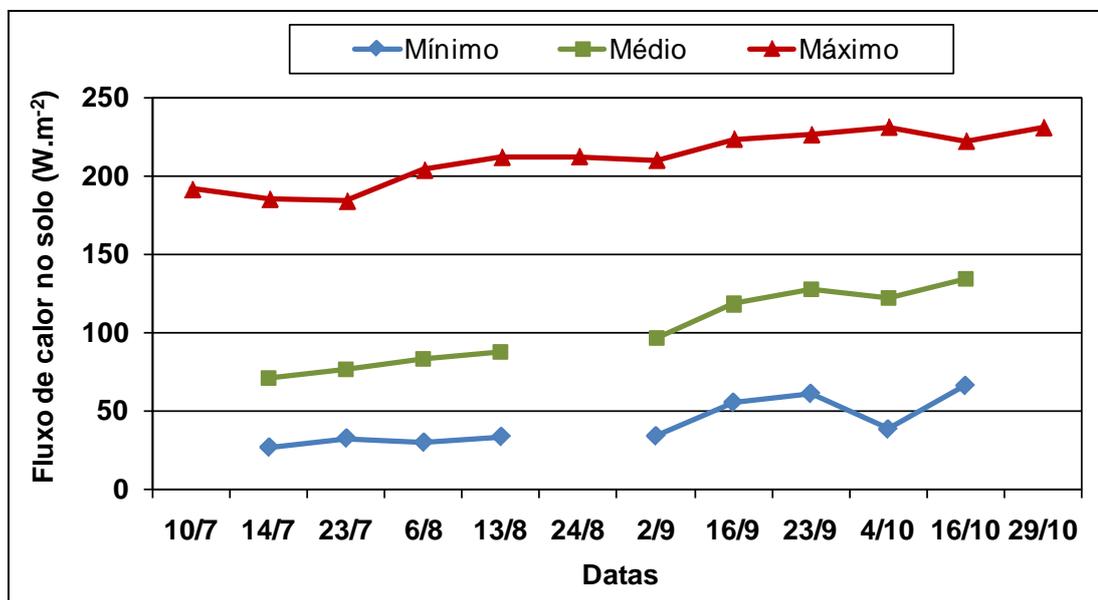


Figura 24 – Fluxos de calor no solo mínimo, médio e máximo observados nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.

Mendonça (2007) estimou o fluxo de calor no solo instantâneo para a região Norte fluminense, RJ, utilizando imagens do sensor MODIS, e encontrou valores entre $10,00$ e $67,24 \text{ W.m}^{-2}$ para o dia 15 de agosto de 2005, $10,00$ e $126,65 \text{ W.m}^{-2}$ para 16 de novembro de 2005, $10,00$ e $121,95 \text{ W.m}^{-2}$ para 5 de fevereiro de 2006 e $10,00$ e $74,87 \text{ W.m}^{-2}$ para 15 de junho de 2006. Os valores médios desses mesmos dias foram de $51,34 \text{ W.m}^{-2}$, $96,51 \text{ W.m}^{-2}$, $94,21 \text{ W.m}^{-2}$ e $56,70 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente.

Os resultados obtidos por Mendonça (2007) serviram para verificar os resultados do fluxo de calor no solo encontrados para as duas sub-bacias do rio Paracatu, visto que na área de estudo não se dispunha do G medido por uma estação meteorológica. Vale destacar que os valores mínimos encontrados por Mendonça (2007) foram de $10,00 \text{ W.m}^{-2}$, e, pela análise desses resultados, chegou-se à conclusão de que esse autor estabeleceu uma condição, no momento do processamento por meio do SEBAL, para que o valor mínimo do fluxo de calor no solo não fosse menor que $10,00 \text{ W.m}^{-2}$. De forma geral, os valores do fluxo de calor no solo para as sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto estiveram acima dos encontrados por Mendonça (2007). Como exemplo, o valor máximo do G obtido por esse autor foi de $126,65 \text{ W.m}^{-2}$, enquanto o encontrado para a região das sub-bacias do Paracatu foi de $230,93 \text{ W.m}^{-2}$. Porém, destaca-se que a cobertura do solo, as datas e o horário de imageamento da superfície pelo satélite foram distintos para ambas as regiões, e isso pode ter sido o motivo de tais diferenças.

4.1.3. Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível foi obtido, no SEBAL, por meio de um processo iterativo, no qual se considera a atmosfera em condição neutra, sendo, nas próximas iterações, feitas as correções de estabilidade atmosférica. Os valores obtidos no processo iterativo de todos os dias envolvidos neste estudo, para estabilidade do fluxo de calor sensível, são apresentados nas Tabelas 1A-L (Apêndice).

Nas Figuras 25 a 28 são apresentados os mapas temáticos dos valores instantâneos do H para as áreas das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto. Todas as figuras foram marcadas pela grande variabilidade espacial do fluxo de calor sensível. Na Figura 25b, observa-se que grande parte da área de estudo foi dominada pela tonalidade amarela (0 a 100 W.m^{-2}). Destaca-se que, nas Figuras 25a e 28c, apareceram áreas, circuladas em vermelho, classificadas como “sem dados”, pois possuíam pixels com valores iguais aos dos pixels de áreas sombreadas por nuvens.

Nas Figuras 25b e 26ab, verificam-se áreas na cor cinza, circuladas novamente em vermelho, com valores do fluxo de calor sensível negativo. Silva e Bezerra (2006) explicaram que os pixels com H negativo correspondem aos pixels cuja temperatura da superfície é inferior à do pixel “frio”.

O fluxo de calor sensível mínimo (0 a 100 W.m^{-2}) foi verificado sobre superfícies líquidas. Para tanto, observaram-se as áreas circuladas em vermelho (Figuras 25c e 27b), onde se visualiza, em tonalidade amarela, parte do ribeirão Entre Ribeiros e São Pedro, com os valores mais baixos do H. Essa tendência foi a mesma observada por Nicácio (2008), em que os fluxos de calor sensível obtidos com o sensor MODIS (satélite Aqua) foram mínimos sobre o rio São Francisco. No entanto, valores elevados do fluxo de calor sensível, entre 501 e 700 W.m^{-2} , ocorreram em muitas áreas no alto rio Preto (Figuras 28a-c), indicando baixa umidade na superfície do solo. Isso significa que, com a baixa umidade, a maior parte da energia disponível na superfície foi utilizada para aquecer o ar e o restante o solo.

Observou-se diminuição no fluxo de calor sensível ao se comparar áreas da Figura 27b com áreas da Figura 27a, ambas circuladas em preto. Num primeiro momento, pensou-se que essa diminuição do H seria devida à ocorrência de precipitação no período que antecede o dia 16 de setembro de 2007. Porém, depois serem observados os dados pluviométricos do 1º e 2º decêndios (Tabela 6C – Apêndice) das estações de Unaí e Fazenda O Resfriado, pertencente à Agência Nacional de Águas, e da automática de Unaí, pertencente ao Instituto Nacional de Meteorologia, constatou-se que não houve a ocorrência de chuvas no período de 2 a 16 de setembro. Mesmo que houvesse precipitação no período considerado, dependendo da intensidade e da data de ocorrência, essa informação ainda poderia ser insuficiente para explicar a diminuição do fluxo de calor sensível na Figura 27b.

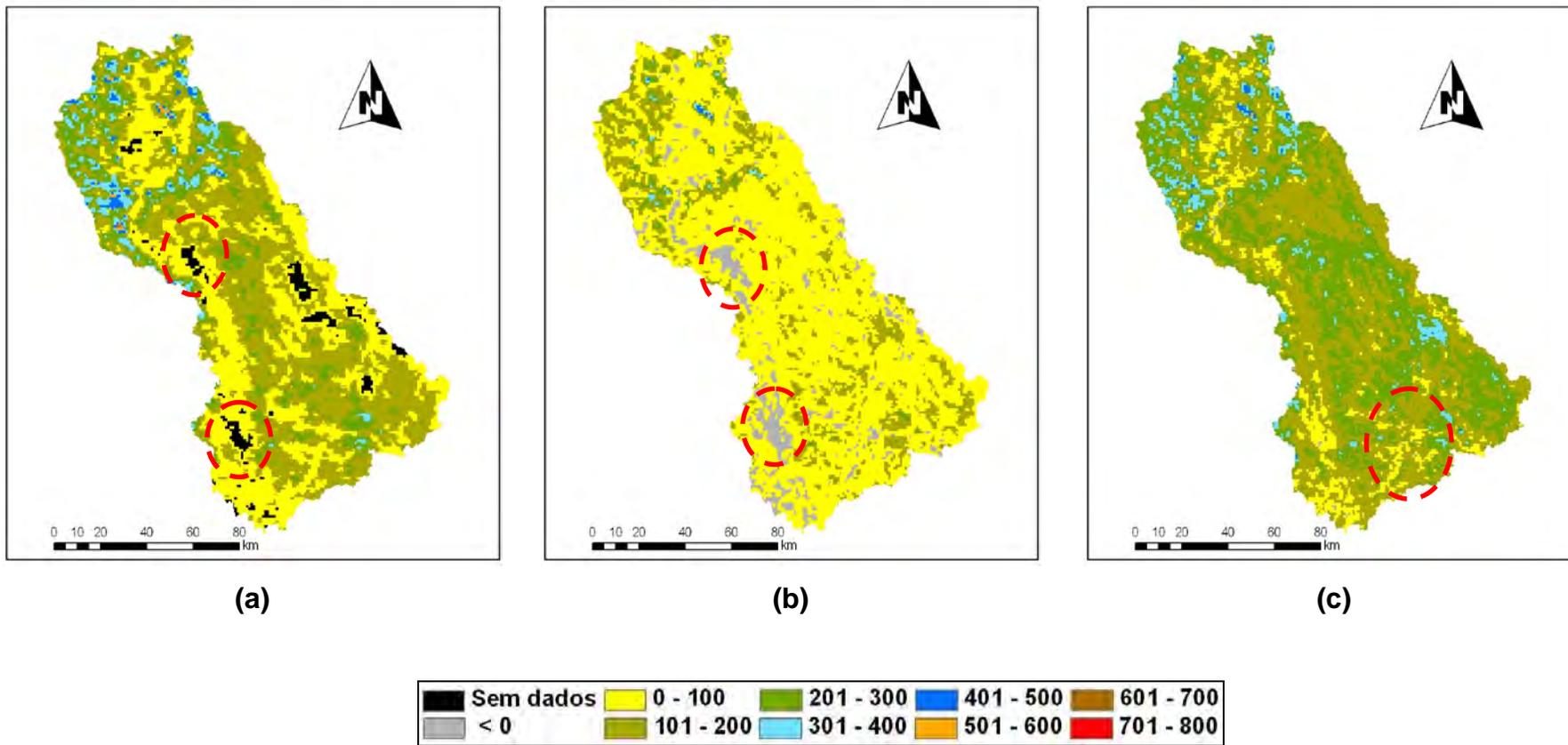


Figura 25 – Fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.

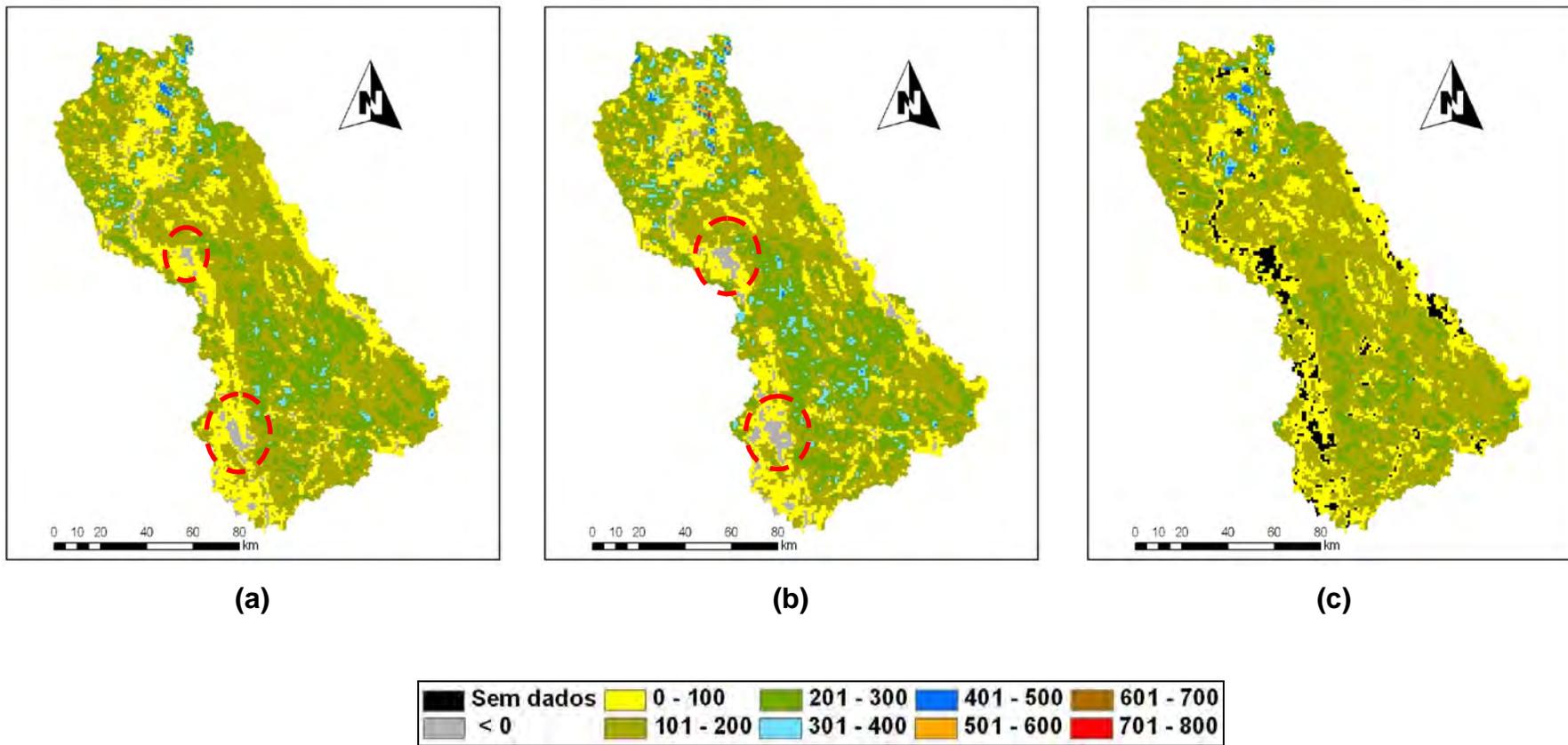


Figura 26 – Fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.

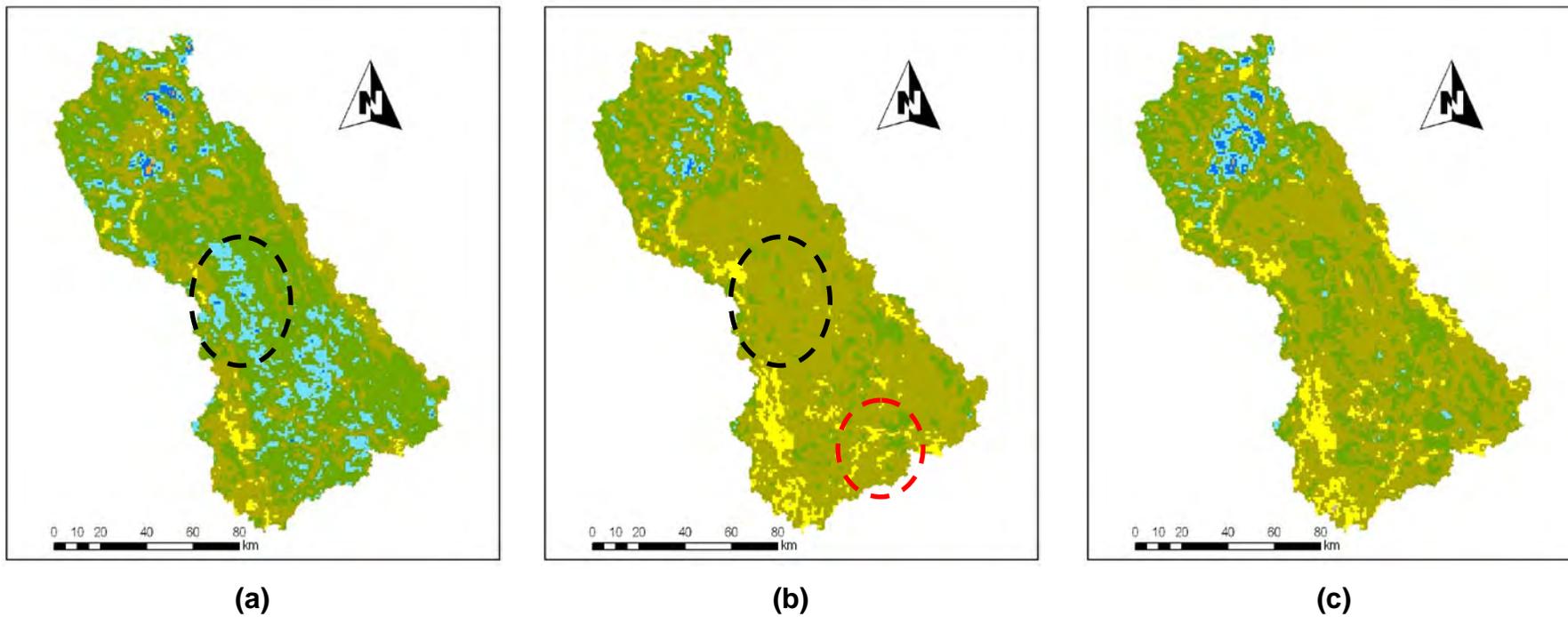


Figura 27 – Fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) para os dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.

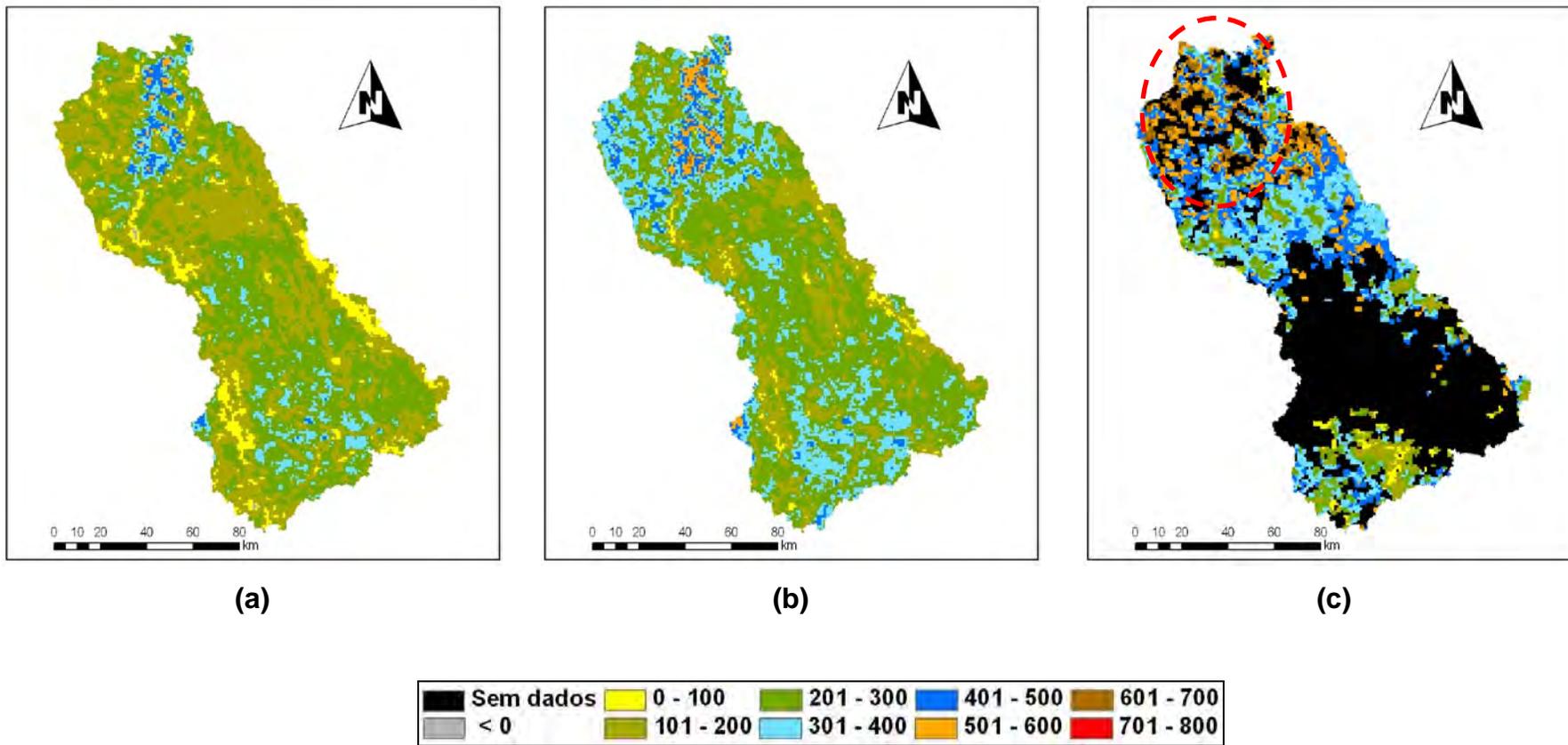


Figura 28 – Fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) para os dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.

Na Figura 29, apresentam-se os valores do fluxo de calor sensível observados nas imagens geoespacializadas (Figuras 25 a 28). As informações mínimas e médias das imagens dos dias 10 de julho, 24 de agosto e 29 de outubro de 2007 não foram consideradas nas análises devido à influência das nuvens nos resultados. O valor máximo do dia 29 de outubro também foi descartado por ter sido fora do esperado. Observou-se tendência de aumento nos valores máximos do H, principalmente, depois do dia 16 de setembro. Os valores mínimos estiveram abaixo de zero e correspondem, conforme já destacado, aos pixels cuja temperatura da superfície é inferior à do pixel “frio”. O fluxo de calor sensível médio foi de $177,89 \text{ W.m}^{-2}$, com valor mínimo de $-88,88 \text{ W.m}^{-2}$ e máximo de $720,36 \text{ W.m}^{-2}$, ambos no dia 13 de agosto.

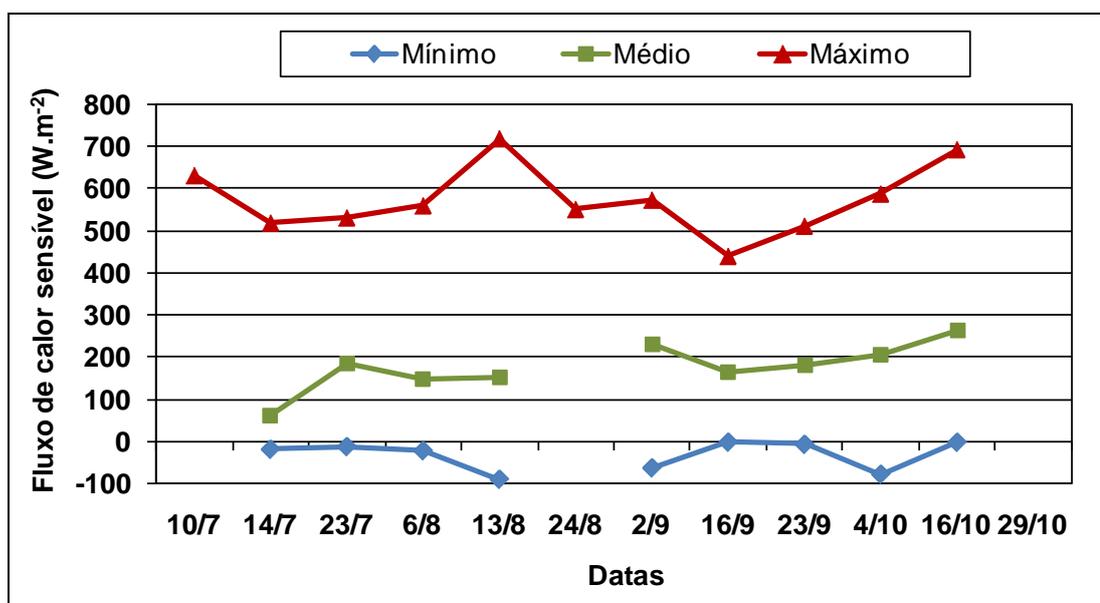


Figura 29 – Fluxos de calor sensível mínimo, médio e máximo observados nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.

Mendonça (2007) estimou o fluxo de calor sensível instantâneo para a região Norte fluminense, RJ, utilizando imagens do sensor MODIS, e encontrou valores máximos de $466,80 \text{ W.m}^{-2}$ para o dia 15 de agosto de 2005 e $611,35 \text{ W.m}^{-2}$ para o dia 16 de novembro de 2005, utilizando a proposição que este autor chamou de “clássica”, sendo essa a que utiliza a fração evaporativa (FE) na estimativa da evapotranspiração diária. Os

valores médios desses mesmos dias foram de $210,76 \text{ W.m}^{-2}$ e $285,67 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente.

Nicácio (2008) estimou o fluxo de calor sensível para o dia 12 de outubro de 2004, na região de Petrolina/Juazeiro, a partir do sensor MODIS (satélite Aqua), e observou os valores mínimos do H sobre o rio São Francisco, enquanto os maiores valores do fluxo de calor sensível foram encontrados, especialmente, em região de solo aberto e áreas urbanizadas ($>754,4 \text{ W.m}^{-2}$). Em áreas de savana estépica aberta, os valores encontrados, mais predominantemente, estavam na faixa de aproximadamente $535,3 \text{ W.m}^{-2}$ a $754,4 \text{ W.m}^{-2}$. Entretanto, em região de savana estépica densa foi possível encontrar valores do H entre 120,0 e $535,3 \text{ W.m}^{-2}$.

Ruhoff et al. (2008) citaram que o fluxo de calor sensível instantâneo estimado por meio do algoritmo SEBAL, com a utilização de imagens do sensor MODIS, não apresentou sazonalidade bem definida. Os fluxos instantâneos de calor sensível apresentou um erro médio de aproximadamente 31%, comparação com dados instantâneos medidos pelo sistema de correlação de vórtices turbulentos sob condições instáveis (para $Rn > 150 \text{ W.m}^{-2}$). Observou-se pequena tendência de superestimativa do fluxo de calor sensível (desvio-padrão verificado de aproximadamente 22% ou 38 W.m^{-2}). A média estimada por meio do SEBAL foi de aproximadamente 176 W.m^{-2} , variando entre 72 e 296 W.m^{-2} , enquanto a média observada foi cerca de 176 W.m^{-2} , variando entre 96 e 290 W.m^{-2} .

Os resultados encontrados por Mendonça (2007), Nicácio (2008) e Ruhoff et al. (2008) serviram para comparar os do fluxo de calor sensível obtidos neste estudo, visto que não foi realizada a medição dos fluxos de energia na área das duas sub-bacias do rio Paracatu.

4.1.4. Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente (λET) ou a transferência de vapor para a atmosfera, devido aos processos de transpiração vegetal e evaporação da

água do solo, foi estimado pela subtração dos fluxos de calor no solo e sensível do mapa temático de saldo da radiação.

Nas Figuras 30 a 33 são apresentados os mapas temáticos dos valores instantâneos do fluxo de calor latente das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto. Pode-se observar que todas as figuras foram marcadas pela grande variabilidade espacial do fluxo de calor latente. Os valores mostrados nas Figuras 30a e 33c apresentam-se incorretos, ou seja, áreas em que foi observada a presença de nuvens, visualizadas nos círculos vermelhos das figuras citadas, aparecem com valores de 0 a 100 $W.m^{-2}$ (tonalidade amarela) e de 101 a 200 $W.m^{-2}$ (tonalidade verde-clara), respectivamente. Assim, esses valores não foram considerados nas análises.

Foram observados valores elevados do λET nas Figuras 30a e 31ab, áreas nos círculos pretos de tonalidade laranja (501 a 600 $W.m^{-2}$), que coincidiram com áreas onde se observaram valores de fluxo de calor sensível negativos. Essas áreas do H são apresentadas, dentro dos círculos vermelhos, nas cores preta (Figura 25a) e cinza (Figura 26ab). Assim, os valores observados do λET mostram relação direta com os valores do fluxo de calor sensível. Valores de fluxo de calor latente elevados (401 a 500 $W.m^{-2}$) também foram vistos sobre superfícies líquidas. Para tanto, verificaram-se áreas circundadas em vermelho (Figura 32bc), onde se visualiza (tonalidade de ciano) parte do ribeirão Entre Ribeiros e São Pedro. Nicácio (2008) estimou o fluxo de calor latente para o dia 12/10/2004, na região de Petrolina/Juazeiro, a partir do sensor MODIS (satélite Aqua), e observou valores elevados do λET (400 a 600 $W.m^{-2}$) sobre o rio São Francisco, com alguns pixels nas margens variando entre 300 e 400 $W.m^{-2}$.

Valores negativos do λET foram, entretanto, observados em áreas no alto rio Preto e, principalmente, nas Figuras 32a e 33ab, em todos os mapas temáticos. Essas áreas, com valores negativos, estão assinaladas pela cor preta (classe “sem dados”). Nessa análise não foram consideradas as Figuras 30a, 31c e 33c, tendo em vista que a presença de nuvens conduz a interpretações equivocadas. Apesar de parecer ilógica a presença de valores negativos do λET , segundo Arya (2001) os valores do H, λET e G são, em geral, positivos durante o dia. Em circunstâncias muito especiais, como

campos irrigados, H e, ou, G assumem valores negativos, enquanto o λET , devido ao resfriamento evaporativo da superfície, pode exceder o saldo de radiação à superfície. Para esse autor, as magnitudes das componentes do balanço de energia dependem de muitos fatores, como tipo de superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação etc.), localização geográfica, estação do ano, hora do dia e clima.

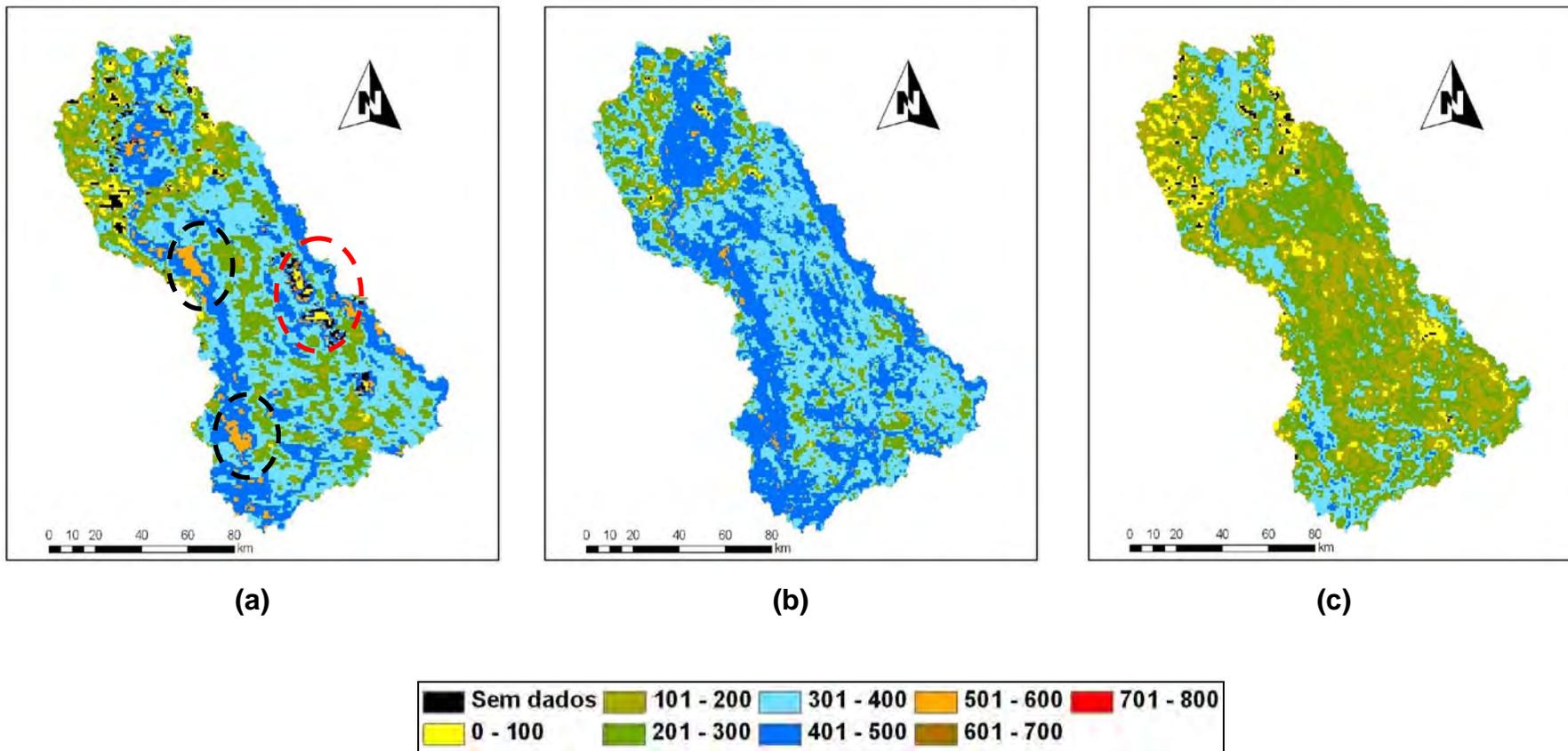


Figura 30 – Fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.

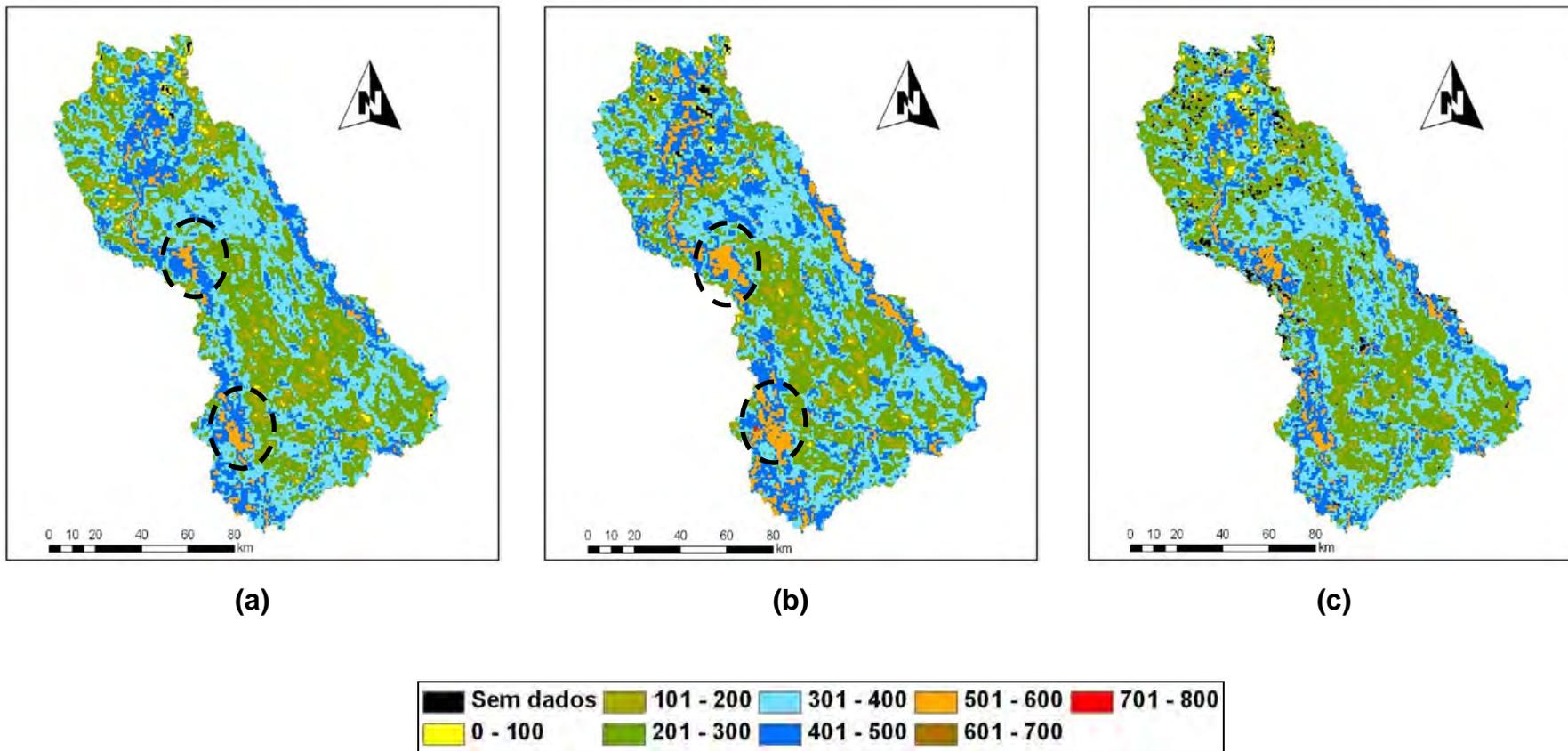


Figura 31 – Fluxo de calor latente ($W \cdot m^{-2}$) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.

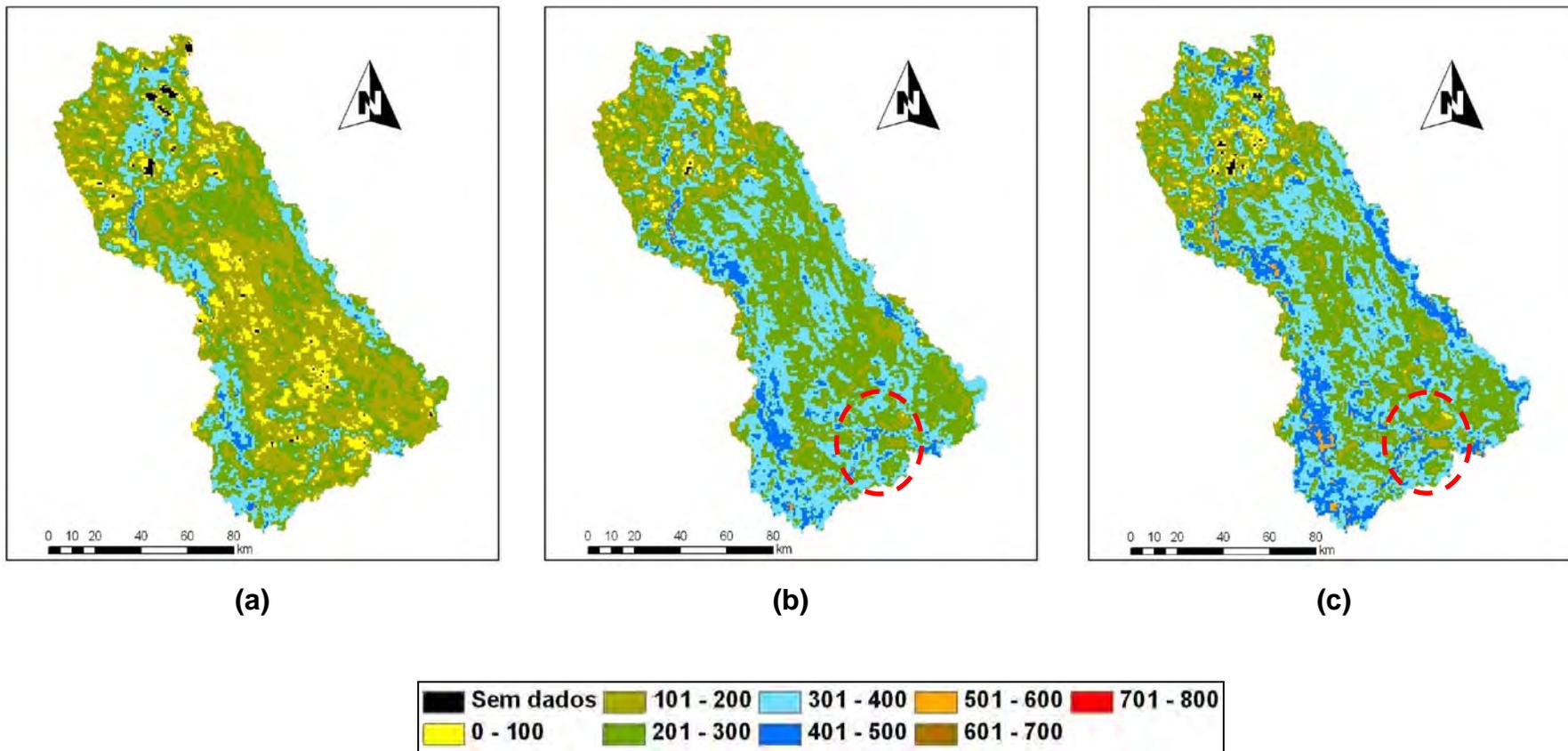


Figura 32 – Fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) para os dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.

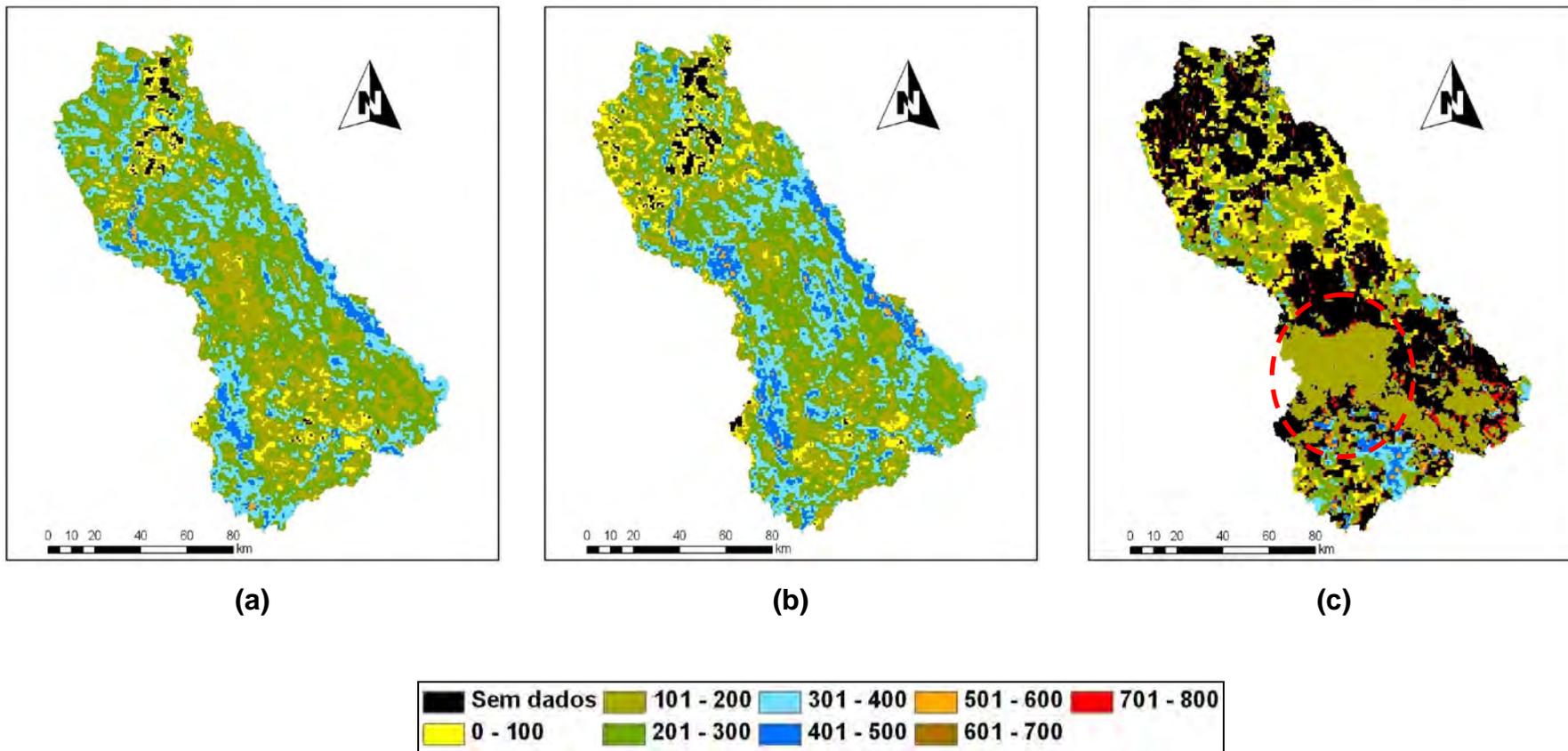


Figura 33 – Fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) para os dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.

Nicácio (2008) citou que uma possível razão para a ocorrência de valores negativos do λET pode ser devida à ocorrência de valores mais baixos do saldo de radiação associados ao aumento da quantidade de energia destinada ao processo de aquecimento do ar e do solo. O expressivo aumento do H nessas áreas associado ao modo como o fluxo de calor latente é estimado por meio do SEBAL, ou seja, como um resíduo do balanço de energia, conduz a existência desses valores negativos do λET . Esse autor ainda acrescentou que esse fato pode estar associado a limitações tanto da informação de entrada, devido à resolução espacial moderada do sensor MODIS, como do algoritmo SEBAL na estimativa do λET com esse tipo de informação.

Na Figura 34, apresentam-se os valores do fluxo de calor latente observados nas imagens geoespacializadas (Figuras 30 a 33). As informações dos valores mínimos e médios das imagens dos dias 10 de julho, 24 de agosto e 29 de outubro de 2007 não foram consideradas nas análises devido à influência das nuvens nos resultados. O valor máximo do dia 29 de outubro também foi descartado e considerado como anômalo, isto é, muito além do esperado. O fluxo de calor latente médio foi de 281,31 $W.m^{-2}$, com valor mínimo de -258,14 $W.m^{-2}$ e máximo de 786,16 $W.m^{-2}$, ambos no dia 13 de agosto. Coincidentemente, os valores dos fluxos de calor sensível e latente (mínimo e máximo) ocorreram no mesmo dia, podendo até mesmo terem ocorrido no mesmo pixel, visto que o fluxo de calor latente é calculado no SEBAL como um resíduo da equação do balanço de energia, podendo ter sido, nesse caso, altamente dependente do valor do fluxo de calor sensível estimado. Além dos valores negativos do λET encontrados por Nicácio (2008), vale destacar que Mendonça (2007) também obteve valores negativos em sua pesquisa, conforme destacado mais adiante.

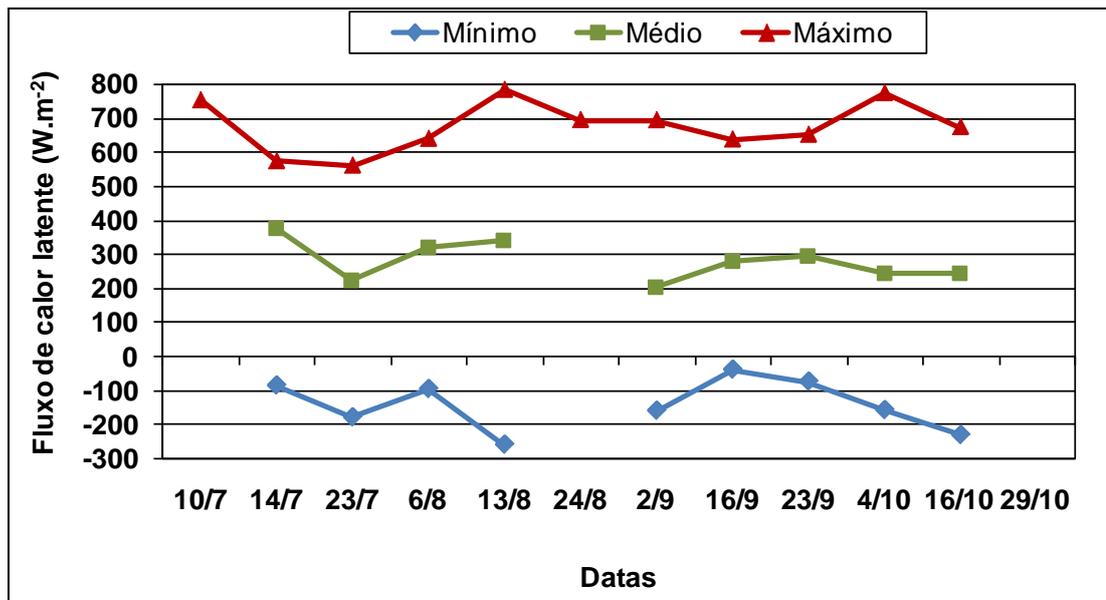


Figura 34 – Fluxos de calor latente mínimo, médio e máximo observados nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.

Mendonça (2007) estimou o fluxo de calor latente instantâneo para a região Norte fluminense, RJ, utilizando imagens do sensor MODIS, e encontrou valores mínimos e máximos de $-103,64$ e $544,85 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente, para o dia 15 de agosto de 2005 e de $-89,14$ e $829,71 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente, para o dia 16 de novembro de 2005, utilizando a proposição que este autor chamou de “clássica”. Os valores médios para esses mesmos dias foram de $205,09 \text{ W.m}^{-2}$ e $301,40 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente.

Ruhoff et al. (2008) citaram que os fluxos instantâneos de calor latente estimados por meio do algoritmo SEBAL, com a utilização de imagens do sensor MODIS, apresentaram erro médio de aproximadamente 35%, quando comparados com dados instantâneos medidos pelo sistema de correlação de vórtices turbulentos sob condições instáveis. Os dados estimados por meio do algoritmo SEBAL representaram, de maneira eficiente, a sazonalidade, com tendência de superestimativa dos valores observados. A variação foi de 480 e 135 W.m^{-2} , enquanto os dados verificados variaram entre 418 e 132 W.m^{-2} , nas estações chuvosa e seca, respectivamente. A variação do erro foi de 0,4 a 100%, com desvio-padrão de 37%. O erro absoluto foi de aproximadamente 83 W.m^{-2} .

Feitosa (2005) utilizou imagem do sensor AVHRR, a bordo do satélite NOAA-16, para estimar o fluxo de calor latente, no dia 4 de outubro de 2001, na região do PISNC, localizado no Nordeste brasileiro, à margem do rio São Francisco. Esse autor encontrou λET inferiores a 130 W.m^{-2} , em áreas de solo exposto, e entre 130 e 250 W.m^{-2} , que correspondem a áreas com baixa cobertura vegetal, indicando vegetação nativa (Caatinga). Sobre o lago de Sobradinho, os valores do λET foram superiores a 500 W.m^{-2} . Considerando toda a imagem, os valores do λET variaram de $0,0$ a $684,25 \text{ W.m}^{-2}$, com média de $161,79 \text{ W.m}^{-2}$. Para a mesma região, este autor encontrou uma variação, no dia 24 de setembro de 2003, de $0,0$ a $734,65 \text{ W.m}^{-2}$, com média de $161,96 \text{ W.m}^{-2}$.

O valor do fluxo de calor latente máximo encontrado para as sub-bacias do rio Paracatu ($786,16 \text{ W.m}^{-2}$) foi coerente com o encontrado por Mendonça (2007) no dia 16 de novembro de 2005 ($829,71 \text{ W.m}^{-2}$). A diferença foi de $43,55 \text{ W.m}^{-2}$, porém vale destacar que a comparação está sendo feita entre datas e áreas com cobertura de solo distintas. O valor do fluxo de calor latente máximo encontrado para as sub-bacias do rio Paracatu também foi coerente com o encontrado por Feitosa (2005) no dia 24 de setembro de 2003 ($734,65 \text{ W.m}^{-2}$). Vale destacar novamente que a comparação foi feita entre datas e áreas com cobertura de solo distintas. Sem falar que as resoluções espectral e espacial dos sensores MODIS e AVHRR são diferentes.

4.2. Evapotranspiração diária

A evapotranspiração é a combinação do processo de evaporação, quer seja da água contida na superfície do solo, quer seja de lagos, rios, oceanos, entre outras fontes hídricas e do processo de transpiração das plantas. A evapotranspiração define a perda total de água do sistema solo-planta para a atmosfera.

Nas áreas agrícolas, particularmente onde se pratica algum tipo de irrigação, a determinação da evapotranspiração, via sensoriamento remoto, vem ganhando cada vez mais importância, pois possibilita identificar a

eficiência com que a água tem sido utilizada., No entanto, é também imprescindível a gestão eficiente dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica, particularmente onde os conflitos pelo uso da água se têm acentuado, o que é, segundo Rodriguez (2004), consequência da grande expansão da agricultura irrigada, e sérios conflitos têm surgido em várias partes da bacia do Paracatu, principalmente nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto.

Nas Figuras 35 a 38 são apresentados os mapas temáticos dos valores diários da evapotranspiração ($ET_{diária}$), que foram determinados com base na fração evaporativa e no saldo de radiação médio ocorrido num período de 24 horas. Assim, como nos mapas temáticos anteriores, observa-se que os de evapotranspiração foram marcados pela grande variabilidade espacial. Os valores verificados nas Figuras 35a e 38c apresentaram-se incorretos, ou seja, áreas onde foi observada a presença de nuvens, visualizada nos círculos vermelhos das figuras citadas, apareceram com valores de 0,0 a 1,0 $mm.d^{-1}$ (tonalidade amarela). Assim, esses valores não foram considerados nas análises. Os valores da $ET_{diária}$ apresentada dentro do círculo preto (Figura 38c) também foram incorretos. Isso foi devido à presença de áreas com o fluxo de calor sensível negativo (classe “sem dados”), conforme se pode observar na Figura 28c. A combinação de dois fatores (presença de nuvens e $H < 0$) explica a tendência de diminuição da $ET_{diária}$ observada na Figura 38c.

A evapotranspiração diária foi elevada sobre superfícies líquidas (4,1 a 5,0 $mm.d^{-1}$). Para ilustrar essa afirmação, na Figura 35b são apresentadas as áreas circuladas em vermelho, onde se visualizam sobre parte do rio Preto valores elevados da $ET_{diária}$. De igual maneira, sobre o ribeirão Entre Ribeiros e São Pedro (Figura 37c) observaram-se valores elevados da $ET_{diária}$.

Para que se identifiquem com maior precisão os padrões da $ET_{diária}$ associados a diferentes tipos de culturas e demais usos das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, seria necessário um mapa de cobertura do solo.

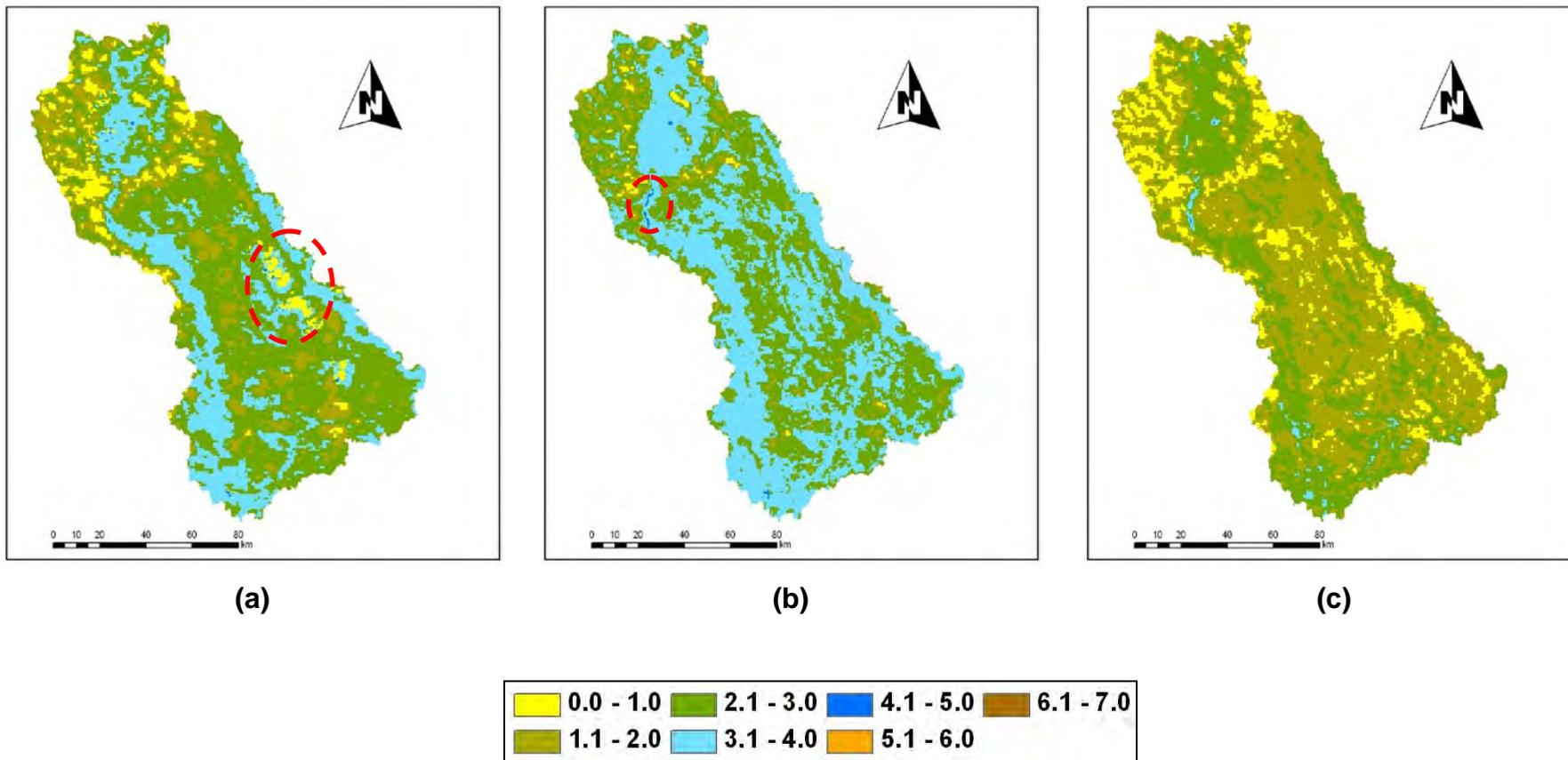


Figura 35 – Evapotranspiração diária (mm.d⁻¹) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.

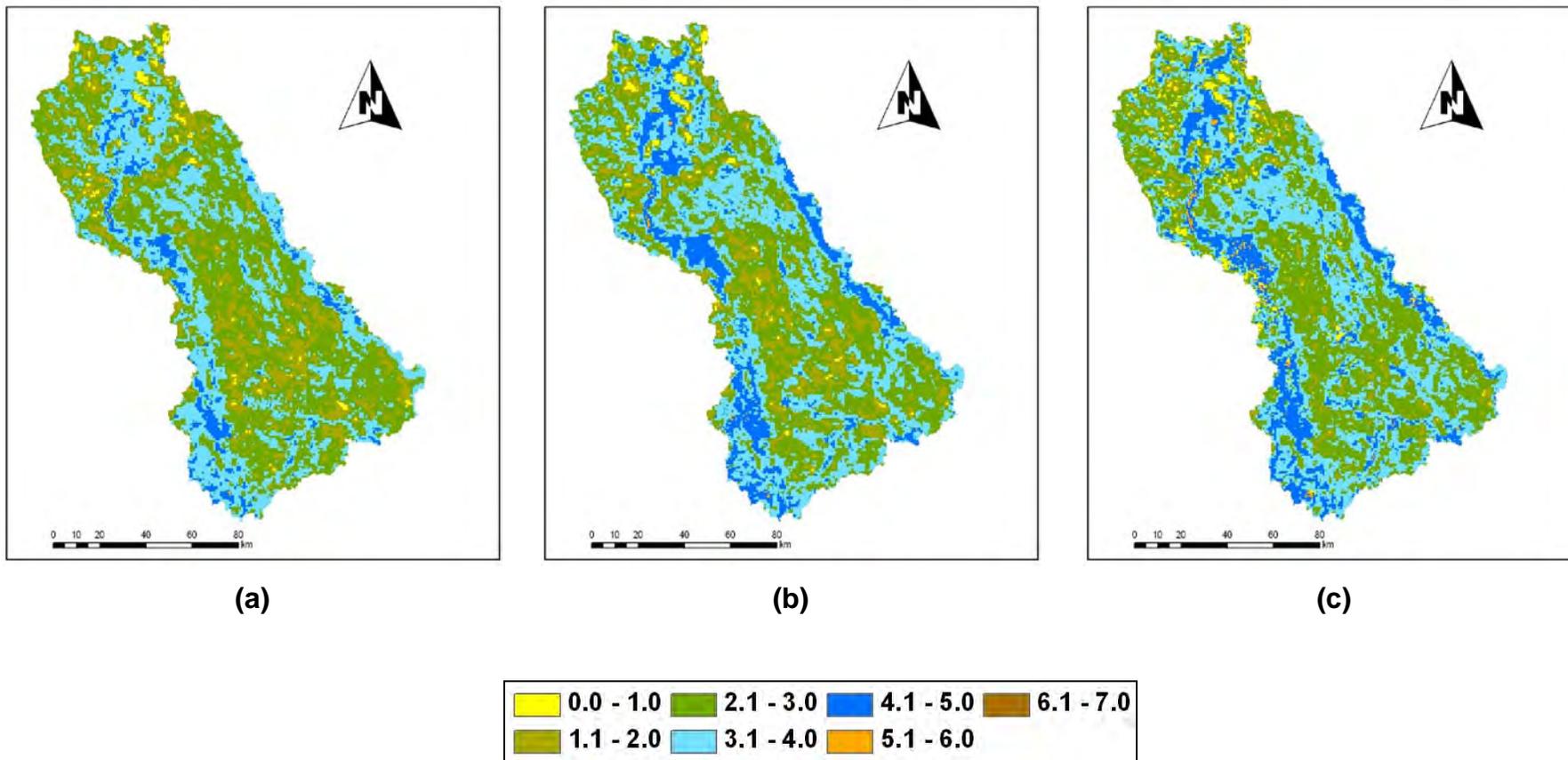


Figura 36 – Evapotranspiração diária (mm.d^{-1}) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.

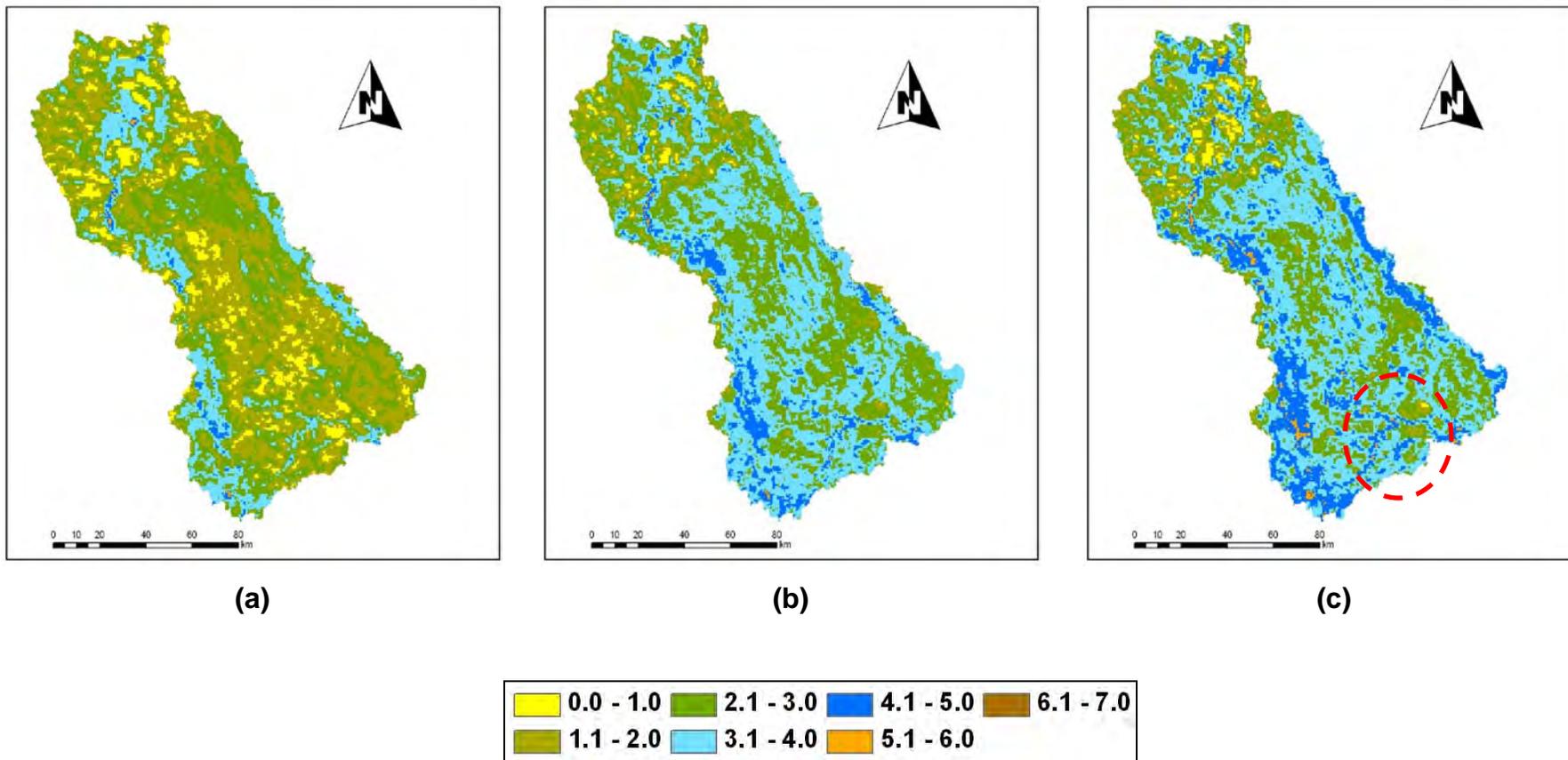


Figura 37 – Evapotranspiração diária (mm.d⁻¹) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.

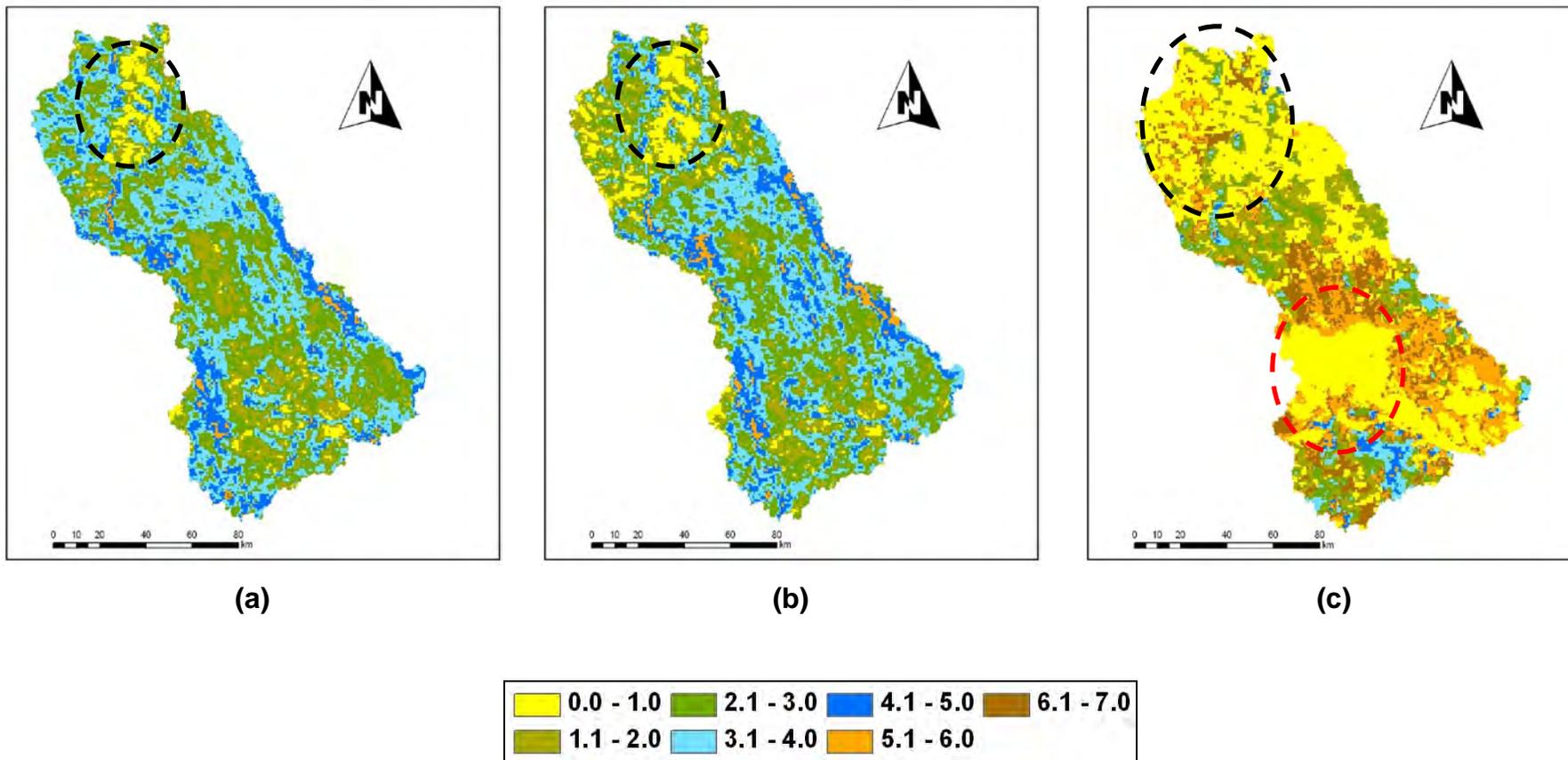


Figura 38 – Evapotranspiração diária (mm.d^{-1}) para os dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.

Na Figura 39 são apresentados os valores da evapotranspiração diária observados nas imagens geoespacializadas (Figuras 35 a 38). Nesse caso específico, dispõe-se das informações mínimas e médias da $ET_{diária}$ dos dias 10 de julho, 24 de agosto e 29 de outubro, pois no momento da determinação da evapotranspiração por meio do SEBAL foram estabelecidos critérios. Um desses critérios foi o de desconsiderar valores de evapotranspiração menores que $0,0 \text{ mm.d}^{-1}$. De forma geral, observou-se tendência de aumento nos valores máximos da $ET_{diária}$, chegando até quase $7,0 \text{ mm.d}^{-1}$. Os valores médios não acompanharam essa tendência, apresentando, até mesmo, pequena diminuição nos dias 4, 16 e 29 de outubro. Essa diminuição verificada nos valores médios foi provavelmente devida a uma quantidade considerável de pixels com valor zero, existentes em algumas áreas da região circulada de preto ns Figura 38a-c, que foram contabilizados na média fornecida pelo SEBAL. A evapotranspiração diária média foi de $2,69 \text{ mm.d}^{-1}$, com valor mínimo de $0,0 \text{ mm.d}^{-1}$ e máximo de $6,98 \text{ mm.d}^{-1}$, no dia 29 de outubro de 2007.

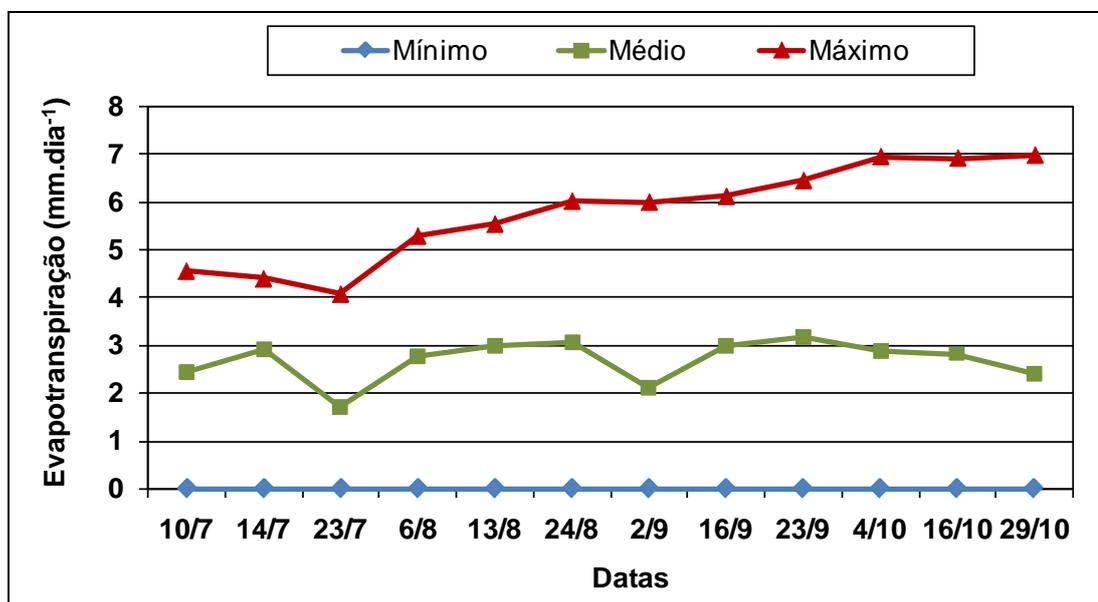


Figura 39 – Evapotranspirações diárias mínima, média e máxima observadas nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.

Mendonça (2007) estimou a evapotranspiração diária para a região Norte fluminense, RJ, utilizando imagens do sensor MODIS, e encontrou

valores mínimos e máximos de 0,0 e 6,89 mm.d⁻¹, respectivamente, para o dia 15 de agosto de 2005 e de 0,0 e 10,65 mm.d⁻¹, respectivamente, para o dia 16 de novembro de 2005, utilizando a proposição que este autor chamou de “clássica”, com o saldo de radiação médio ocorrido num período de 24 horas (Rn_{24h}). Os valores médios desses mesmos dias foram de 2,88 mm.d⁻¹ e 4,50 mm.d⁻¹, respectivamente.

Em estudo sobre culturas irrigadas no Estado do Novo México, nos Estados Unidos, utilizando dados do sensor MODIS para analisar a distribuição temporal da evapotranspiração, Nagler et al. (2005) obtiveram valores de 6 mm.d⁻¹ para a cultura do algodão.

Akbari et al. (2007) utilizaram 40 imagens AVHRR-NOAA, sendo 14 para obtenção da evapotranspiração em áreas irrigadas na bacia Zayandeh Rud, situada no Irã. Essa área, na sua maioria, é caracterizada como árida e semiárida, e as informações da evapotranspiração foram utilizadas para otimização da performance do sistema de irrigação. Esses pesquisadores verificaram que os padrões da evapotranspiração acompanharam os padrões do NDVI, ou seja, altos valores do índice de vegetação estão associados a altos valores da evapotranspiração real. Observaram também que a evapotranspiração, em áreas irrigadas, apresentam valores próximos a evapotranspiração potencial, enquanto em solo descoberto os valores da evapotranspiração tendem a zero.

A variação da evapotranspiração diária encontrada por Mendonça (2007) para parte da região Norte fluminense no dia 15 de agosto de 2005 foi compatível com a encontrada para as sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, no dia 29 de outubro de 2007. Porém, destaca-se que a cobertura do solo, as datas e o horário de imageamento da superfície pelo satélite foram distintos em ambas as regiões.

Além da comparação dos resultados com outros estudos, realizou-se a correlação entre os valores da ET_{diária} estimada por meio do SEBAL e os valores da ET_c do cultivar de feijão Pérola, fornecidos pela IRRIGER (Figura 40). Para tal comparação, utilizaram-se as coordenadas geográficas do centro do pivô, a fim de localizar nas imagens da ET_{diária} a informação necessária. Vale destacar que o índice de área foliar foi elevado (IAF = 6,0), na área do pivô central, nos mapas temáticos dos dias 10, 14 e 23 de julho e

6 de agosto. Esse valor do IAF é um indicativo que a cultura do feijão cobria completamente o solo nessa fase de desenvolvimento (Fase III). O índice de área foliar foi menor (IAF = 2,1) no dia 13 de agosto, indicando que a cultura entrou na fase de senescência.

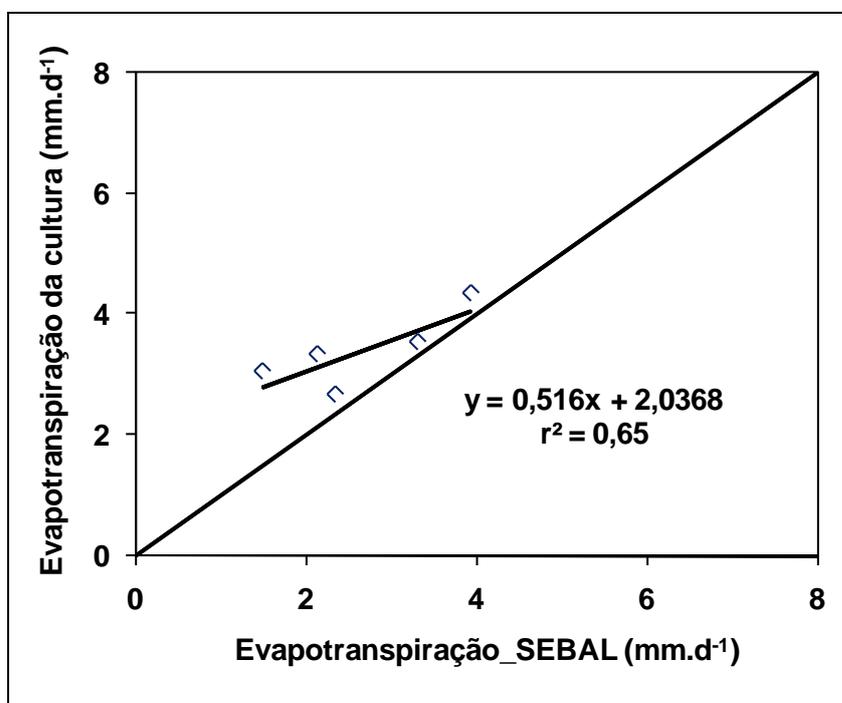


Figura 40 – Correlação entre os valores da $ET_{diária}$ estimada por meio do SEBAL e os da ET_c do feijão.

O coeficiente de determinação foi de 0,65 na comparação dos valores da $ET_{diária}$, estimados por meio do algoritmo SEBAL, com os valores de ET_c do feijão, com tendência de subestimativa. Em razão de o índice r^2 não quantificar a grandeza dos erros estatísticos, determinaram-se a raiz do erro quadrático médio (REQM) e o erro absoluto médio (EAM). Assim, a REQM e o EAM foram de $0,93 \text{ mm.d}^{-1}$ e $0,76 \text{ mm.d}^{-1}$, respectivamente.

Apesar dos resultados encontrados para a cultura do feijão, ainda assim o SEBAL pode ser utilizado como boa opção para determinar, com a utilização de produtos do sensor MODIS, a evapotranspiração diária. Assim, faz-se necessária a confrontação de mais resultados, principalmente com a utilização de informações de outras culturas. Vale destacar que o sensor MODIS, presente nos satélites Terra e Aqua, possui vários aspectos favoráveis à sua utilização, tal como a alta resolução temporal. Entretanto, a

resolução espacial não é o seu ponto forte, principalmente quando se trata da estimativa da evapotranspiração. Para minimizar esse problema, no momento em que fosse realizar a comparação da $ET_{diária}$ (SEBAL) e a evapotranspiração de uma cultura, procurou-se por uma superfície extensa com o mesmo tipo de cobertura.

4.3. Componentes do balanço hídrico

4.3.1. Saldo de precipitação

Com o apoio dos mapas temáticos da evapotranspiração decendial, que podem ser visualizados, em milímetros, na Figura 5AD (Apêndice), e os valores da precipitação decendial (Tabela 6A-D – Apêndice) espacializados foram obtidos os mapas temáticos do saldo de precipitação (S_p), em centímetros (Figuras 41 a 44), das áreas das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto. O saldo de precipitação, assim como as demais componentes do balanço hídrico, é dado em centímetros devido ao termo do armazenamento, com base na metodologia adotada.

O saldo de precipitação positivo ocorre quando a precipitação supera os valores da evapotranspiração, porém, pelo fato de ocorrerem em boa parte das Figuras 41 a 44 valores negativos de P-ET, os dados indicam que a precipitação ocorrida, no período, foi insuficiente, caracterizando a estação seca do ano. Isso pode ser confirmado observando-se os dados médios de precipitação da estação convencional de Paracatu, MG (Figura 4). A Figura 4 também representa que as precipitações, nesta estação, para o período de julho a outubro de 2007 estiveram abaixo da média histórica. Nos meses de julho, agosto e setembro não foi observada a ocorrência de precipitações, porém em outubro ocorreu precipitação de 12,1 mm.

Nas Figuras 41 a 44, observa-se cada decêndio dos meses de julho, agosto, setembro e outubro de 2007. Nas Figuras 41ac e 44c, verificam-se novamente áreas sem informações nas duas sub-bacias. Os mapas temáticos de P-ET foram marcados pela grande variabilidade espacial, com exceção da Figura 41b, onde se observou condição mais homogênea, principalmente no médio e baixo rio Preto e, também, na sub-bacia do

ribeirão Entre Ribeiros. Verifica-se que na maior parte dos mapas temáticos ocorreu saldo negativo de P-ET, principalmente entre -5,9 e 0 cm (classes de tonalidades verde-clara a azul-clara), com exceção de algumas áreas nas Figuras 41c, 43c e 44a-c.

A presença de baixos valores de evapotranspiração (Figura 5Dc – Apêndice) associados à ocorrência de precipitações consideradas (Tabela 6D – Apêndice) fez com que o alto e parte do médio rio Preto, no terceiro decêndio de outubro – área circulada em vermelho na Figura 44c –, apresentassem os maiores valores positivos de saldo de precipitação (classes de tonalidades laranja e marrom). Valores de P-ET positivos, neste decêndio, indicam que está havendo mudança nos padrões de precipitação sobre a região, possivelmente marcando o início do período chuvoso. O estudo de Minuzzi et al. (2007) ratificou essa afirmação, destacando que o período chuvoso na região, em média, tem início entre os dias 13 e 22 de outubro.

Nas áreas circuladas em vermelho da Figura 44ab, onde foi observado saldo de precipitação positivo, os valores estiveram entre 0,1 e 2,0 cm (tonalidade azul-escura). Esses valores também estiveram associados à baixa evapotranspiração e à ocorrência de precipitação durante os decêndios em questão. Vale destacar que as áreas com P-ET entre 0,1 e 2,0 cm, circuladas em preto (Figura 44bc), tiveram valor positivo devido à ocorrência de precipitações de 27,2 mm e 67,4 mm, respectivamente. Essas precipitações foram observadas durante o segundo e terceiro decêndios de outubro, respectivamente, na Estação Meteorológica Automática de Unaí-MG (INMET) e na Estação Pluviométrica de Unaí-MG (ANA), conforme pode ser observado na Tabela 6D – Apêndice.

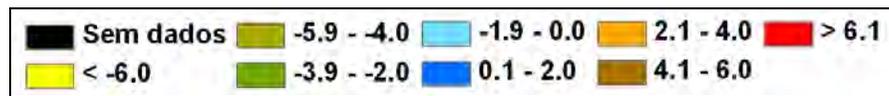
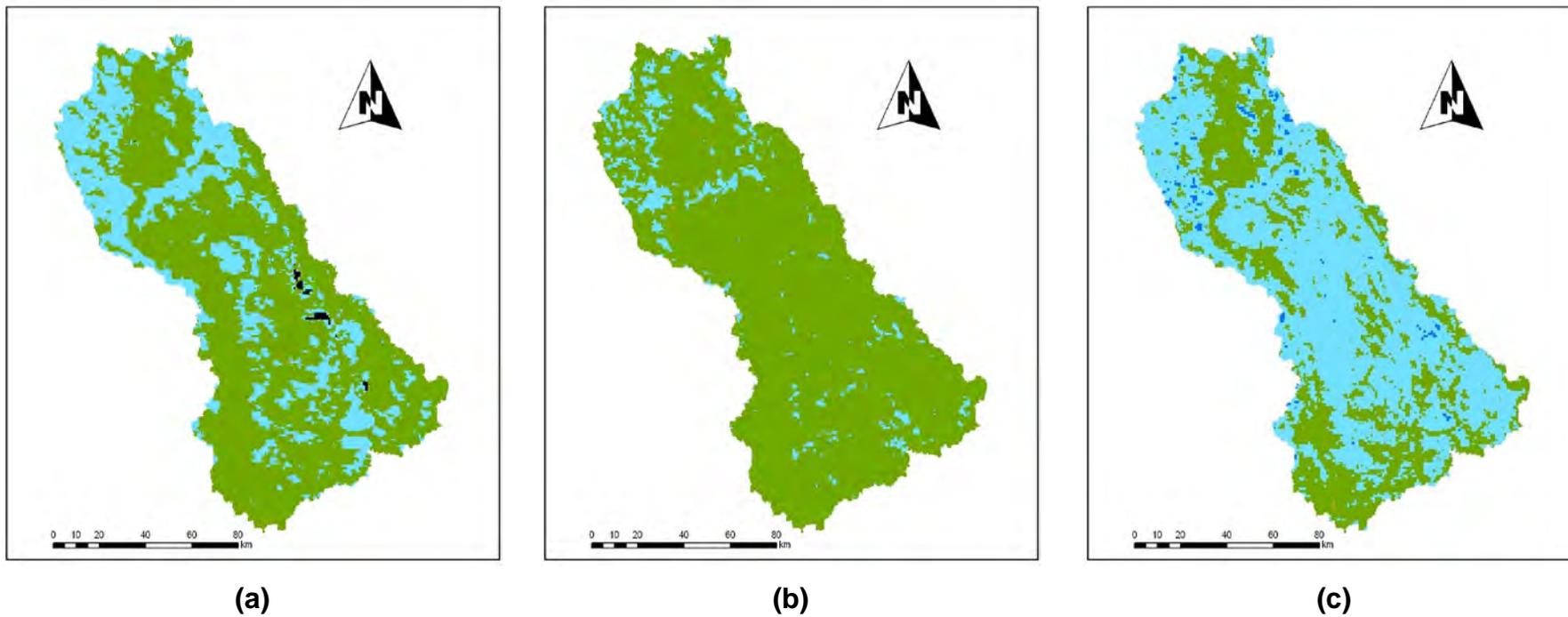


Figura 41 – Saldo de precipitação (cm) do primeiro decêndio de julho (a), segundo decêndio de julho (b) e terceiro decêndio de julho (c) do ano de 2007.

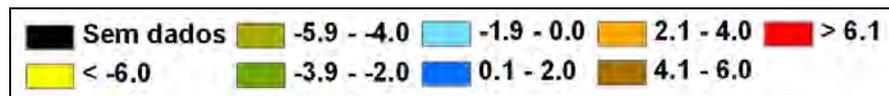
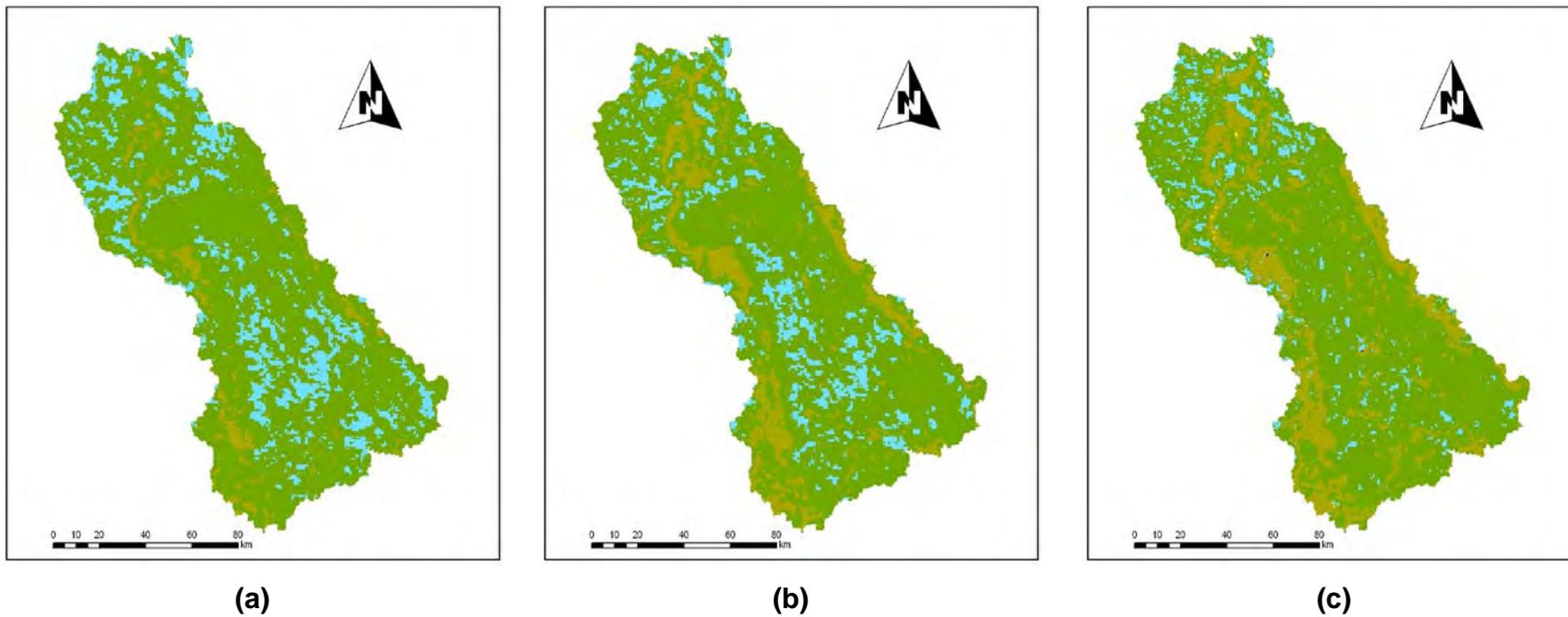


Figura 42 – Saldo de precipitação (cm) do primeiro decêndio de agosto (a), segundo decêndio de agosto (b) e terceiro decêndio de agosto (c) do ano de 2007.

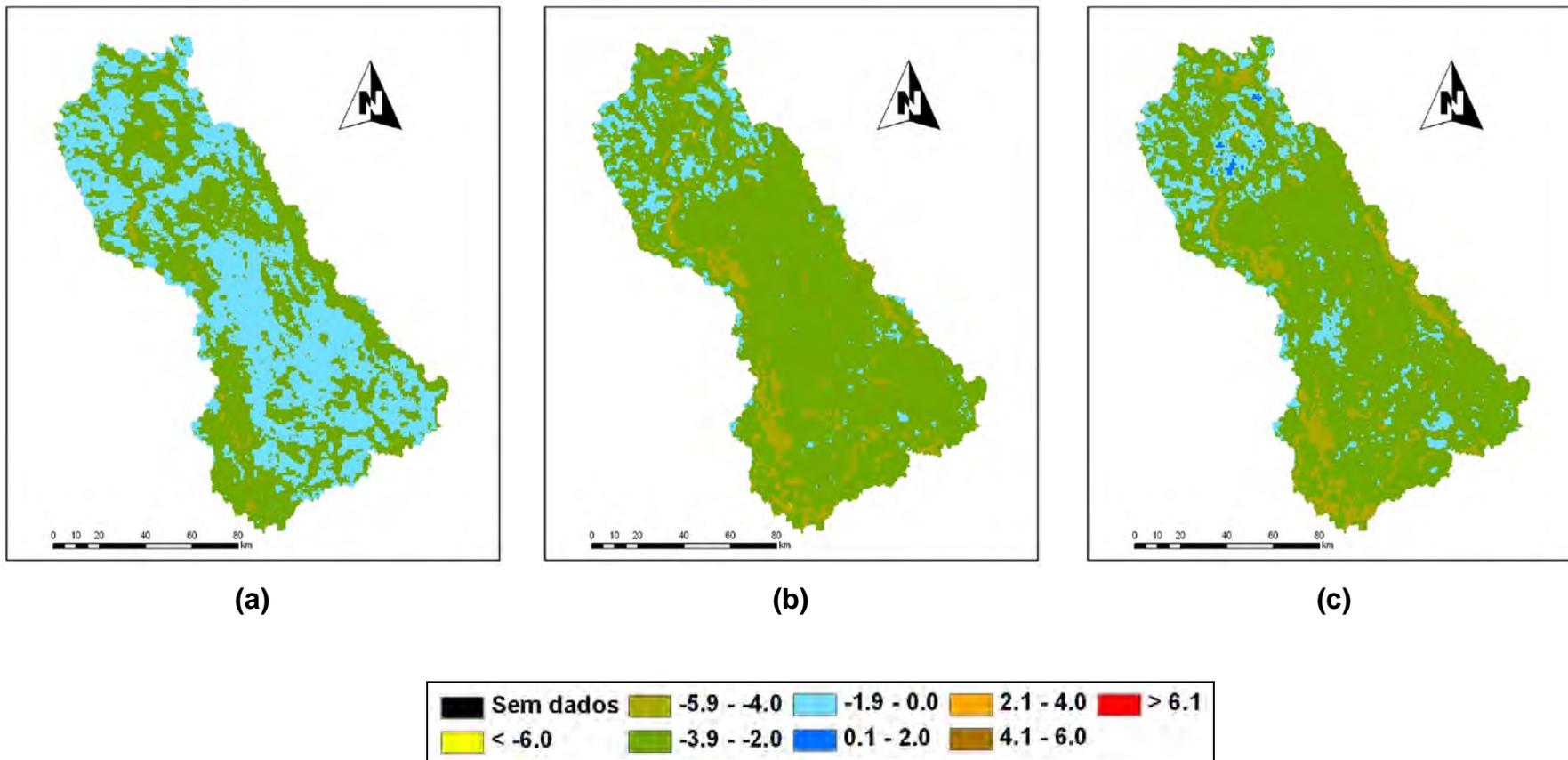


Figura 43 – Saldo de precipitação (cm) do primeiro decêndio de setembro (a), segundo decêndio de setembro (b) e terceiro decêndio de setembro (c) do ano de 2007.

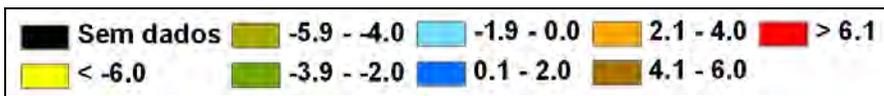
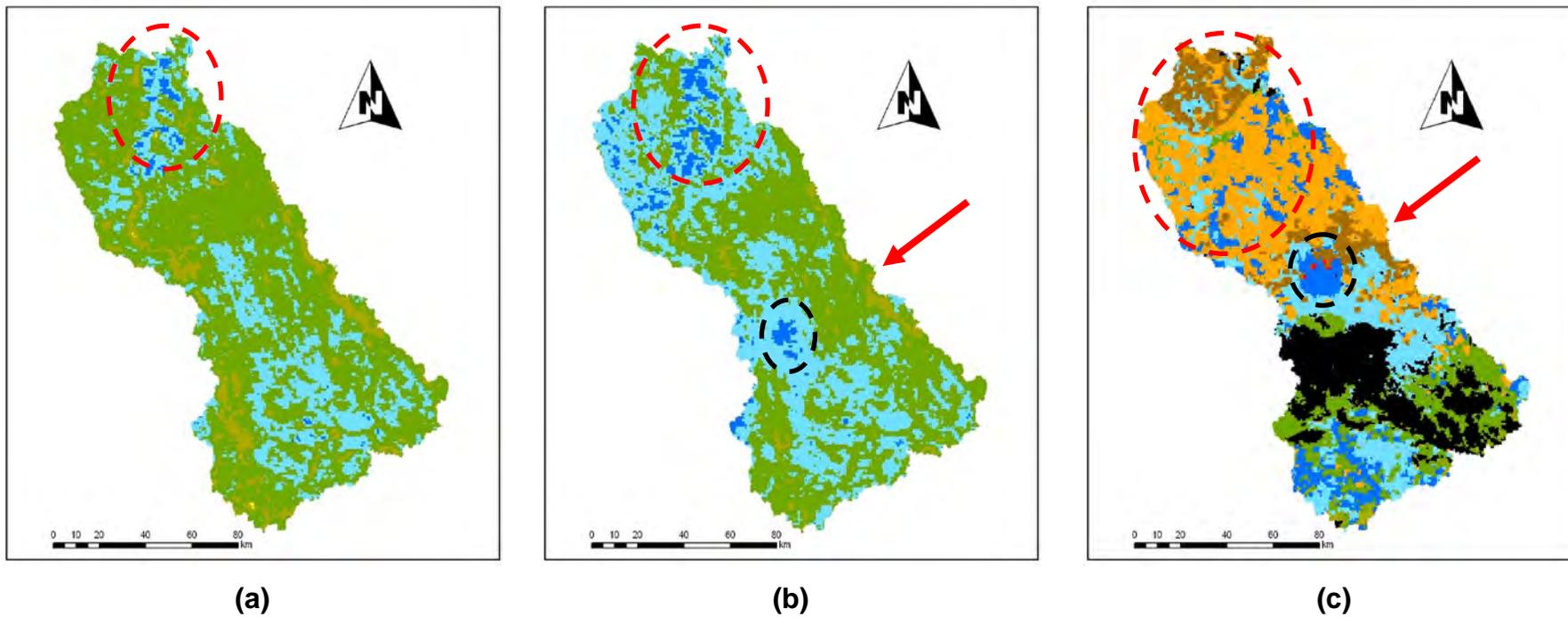


Figura 44 – Saldo de precipitação (cm) do primeiro decêndio de outubro (a), segundo decêndio de outubro (b) e terceiro decêndio de outubro (c) do ano de 2007.

Na Figura 45 são apresentados os valores de P-ET observados nas imagens geoespacializadas (Figuras 41 a 44). As informações dos valores mínimos dos mapas temáticos do primeiro decêndio de julho e terceiros decêndios de agosto e outubro não foram consideradas devido à influência das nuvens nos resultados. Por consequência, os valores médios também não foram considerados nesses períodos das análises. Na maior parte do tempo, os valores máximos de P-ET foram em torno de 0,0 cm, apresentando aumento a partir do segundo decêndio de outubro. Não foi possível perceber tendência nos valores médios, enquanto os valores mínimos decresceram até o primeiro decêndio de outubro. O aumento verificado nos valores máximos, conforme comentado anteriormente, foi devido à ocorrência de baixos valores de evapotranspiração associados à presença de precipitações consideradas. O valor de P-ET mínimo foi de -6,79 cm no primeiro decêndio de outubro e o máximo, de 6,25 cm, no terceiro decêndio de outubro.

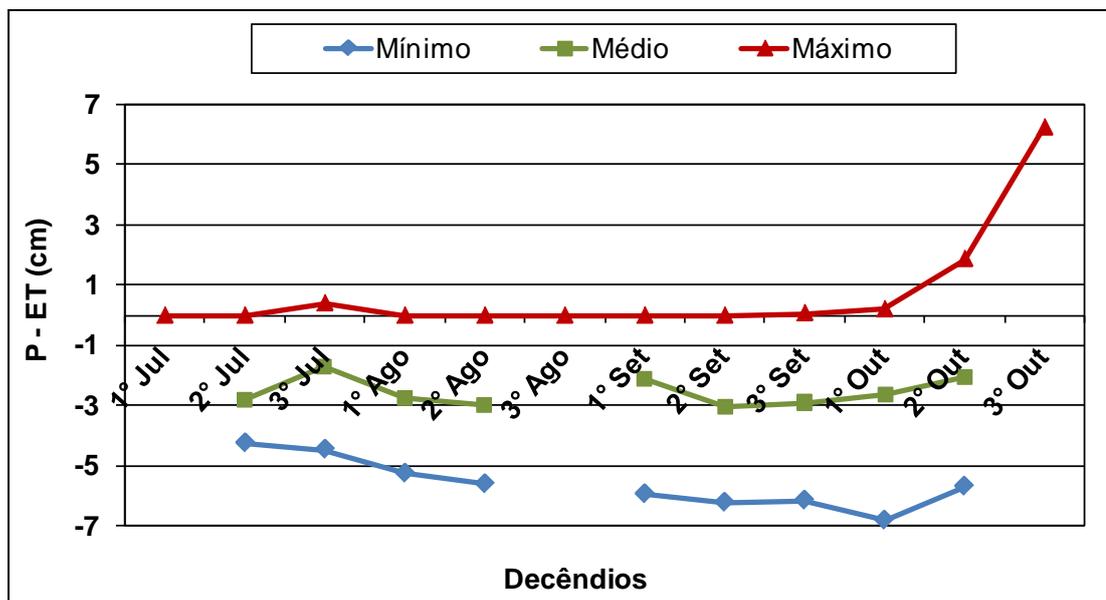


Figura 45 – Saldo de precipitações decendiais mínima, média e máxima observadas nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.

4.3.2. Armazenamento

O armazenamento reflete a umidade do solo na camada não saturada, como resultado dos processos de infiltração, evaporação e

percolação. A umidade do solo é uma variável essencial na hidrologia, uma vez que representa parte da chuva que infiltra e que evapora da superfície da Terra. A umidade do solo integra a precipitação e evaporação por períodos de dias a semanas e introduz elemento significativo na memória do sistema atmosfera-solo.

A umidade do solo foi integrada entre o nível da superfície e 100 cm de profundidade, para levar em conta as mudanças de umidade na zona da raiz. Bastiaanssen e Chandrapala (2003) citaram que árvores geralmente têm raízes profundas, no entanto se considera a profundidade de 100 cm como média razoável para árvores, culturas e lagos.

Com o apoio dos mapas temáticos da umidade média do solo, que podem ser visualizados na Figura 7AD (Apêndice), foram obtidos os mapas temáticos do armazenamento (Figuras 46 a 49) para as áreas das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto. Vale ressaltar que para a determinação do conteúdo de umidade média do solo foram necessários o mapa temático do conteúdo de água na saturação (Figura 13) e a fração evaporativa. Scott et al. (2003) citaram que haveria descrição do grau de saturação do solo em função da fração evaporativa. Já Ahmad e Bastiaanssen (2003) complementaram dizendo que essa relação entre o grau de saturação do solo e a fração evaporativa refere-se ao comportamento da umidade do solo em toda a zona radicular.

Nas Figuras 46 a 49, observam-se dias representativos de cada decêndio dos meses de julho, agosto, setembro e outubro de 2007. Valores verificados nas áreas circuladas em vermelho (Figuras 46a e 49c) se apresentaram incorretos, ou seja, áreas em que foi observada a presença de nuvens aparecem com valores entre 0,1 e 3,0 cm (tonalidade verde-escura) e entre -2,9 e 0,0 cm (tonalidade verde-clara), respectivamente. Observando o albedo da superfície (Figura 2Bc – Apêndice), constatou-se que as áreas que apresentaram armazenamento entre 3,1 e 9,0 cm (Figura 47c) também foram devidas à presença de nuvens.

A variação espacial do armazenamento foi bastante homogênea nas Figuras 46ab e 47a, com valores variando entre 0,1 e 3,0 cm (classe verde-escura). Porém, nessas mesmas figuras houve a presença de pequenas áreas isoladas com valores pertencendo à classe de tonalidade verde-clara.

As demais figuras foram marcadas por uma variabilidade espacial considerável, principalmente na Figura 49c. É provável que a escolha do intervalo e número das classes selecionadas, para os mapas temáticos do armazenamento, tenha impedido que os padrões desse termo fossem mais bem evidenciados nas primeiras figuras.

A tendência de diminuição do armazenamento durante a época seca não foi observada nas figuras, conforme comportamento ilustrado (em vermelho) com dados médios da estação convencional do Município de Paracatu-MG (Figura 5). Destaca-se que os valores do conteúdo de umidade médio do solo são obtidos em função da fração evaporativa, que, por sua vez, é uma função dos fluxos de calor na superfície e do saldo de radiação. Dessa maneira, as alterações observadas nos valores das densidades de fluxo de calor e no saldo de radiação favorecem as modificações nos valores do conteúdo de umidade médio do solo. Nicácio (2008) destacou que as alterações nos valores de fluxo de calor podem ser relacionadas não apenas às flutuações diurnas das variáveis meteorológicas, sendo essas, especialmente, função do ângulo de elevação solar em dia de céu claro, mas podem estar associadas a erros provenientes tanto do algoritmo SEBAL quanto da resolução moderada do sensor.

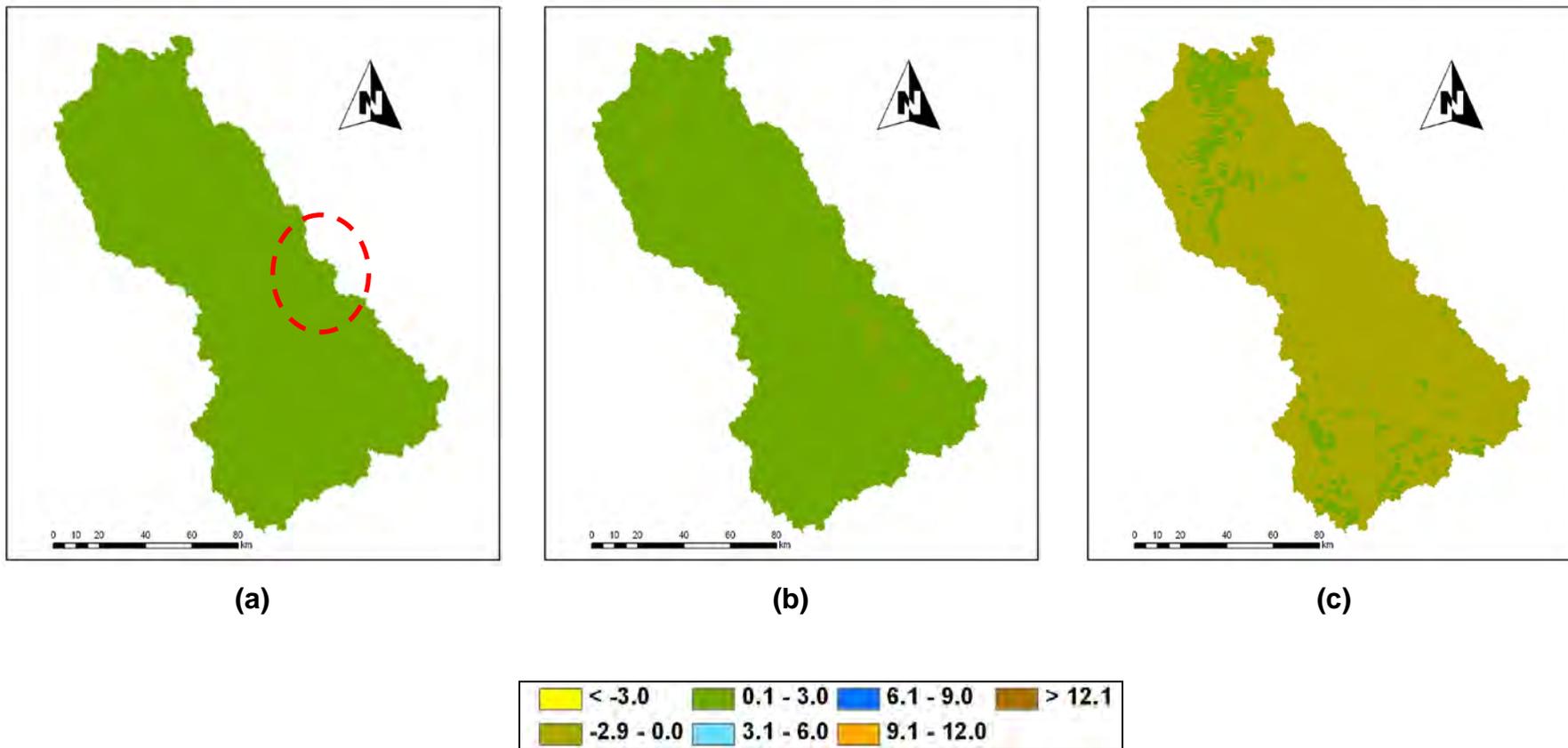


Figura 46 – Armazenamento de água no solo (cm) do primeiro decêndio de julho (a), segundo decêndio de julho (b) e terceiro decêndio de julho (c) do ano de 2007.

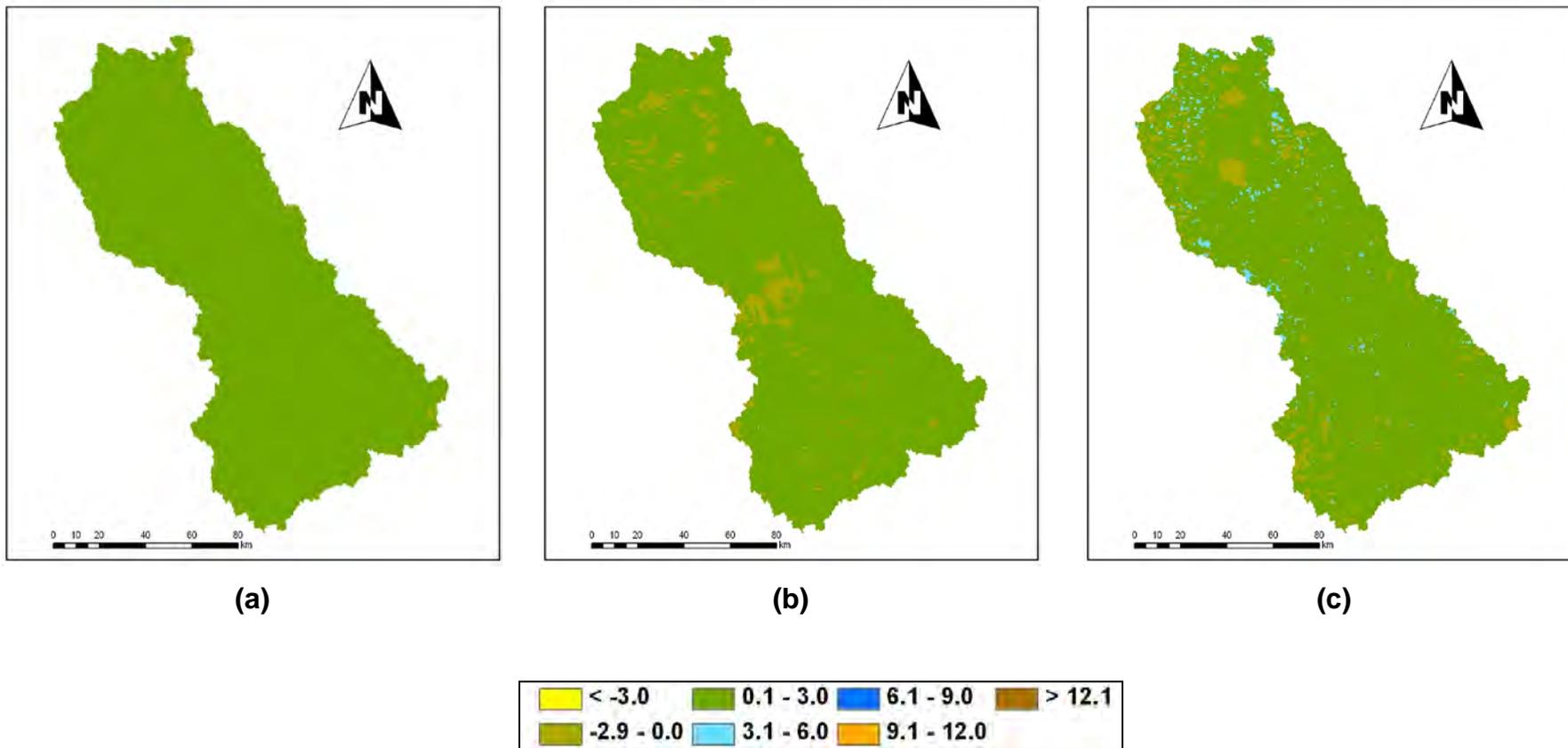


Figura 47 – Armazenamento de água no solo (cm) do primeiro decêndio de agosto (a), segundo decêndio de agosto (b) e terceiro decêndio de agosto (c) do ano de 2007.

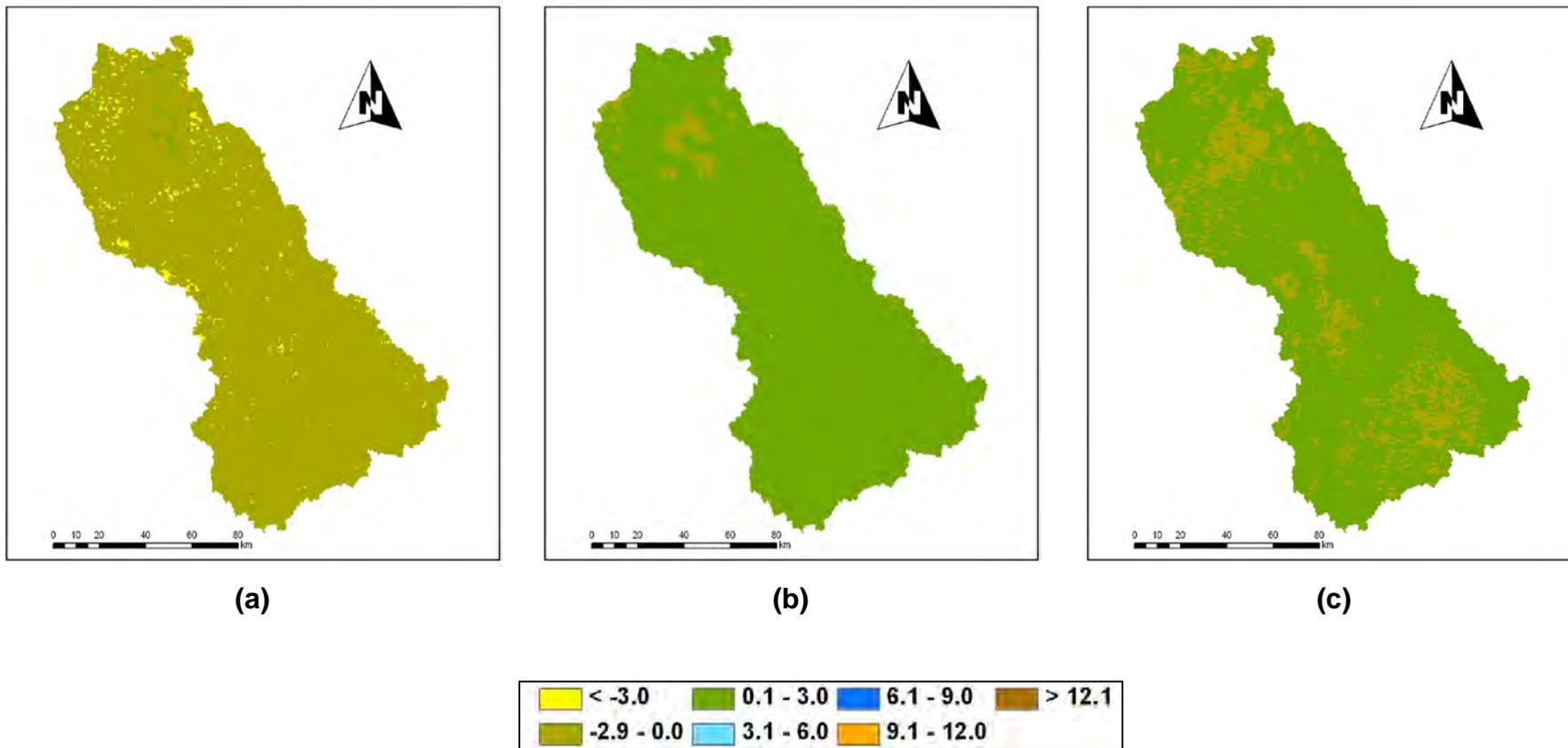


Figura 48 – Armazenamento de água no solo (cm) do primeiro decêndio de setembro (a), segundo decêndio de setembro (b) e terceiro decêndio de setembro (c) do ano de 2007.

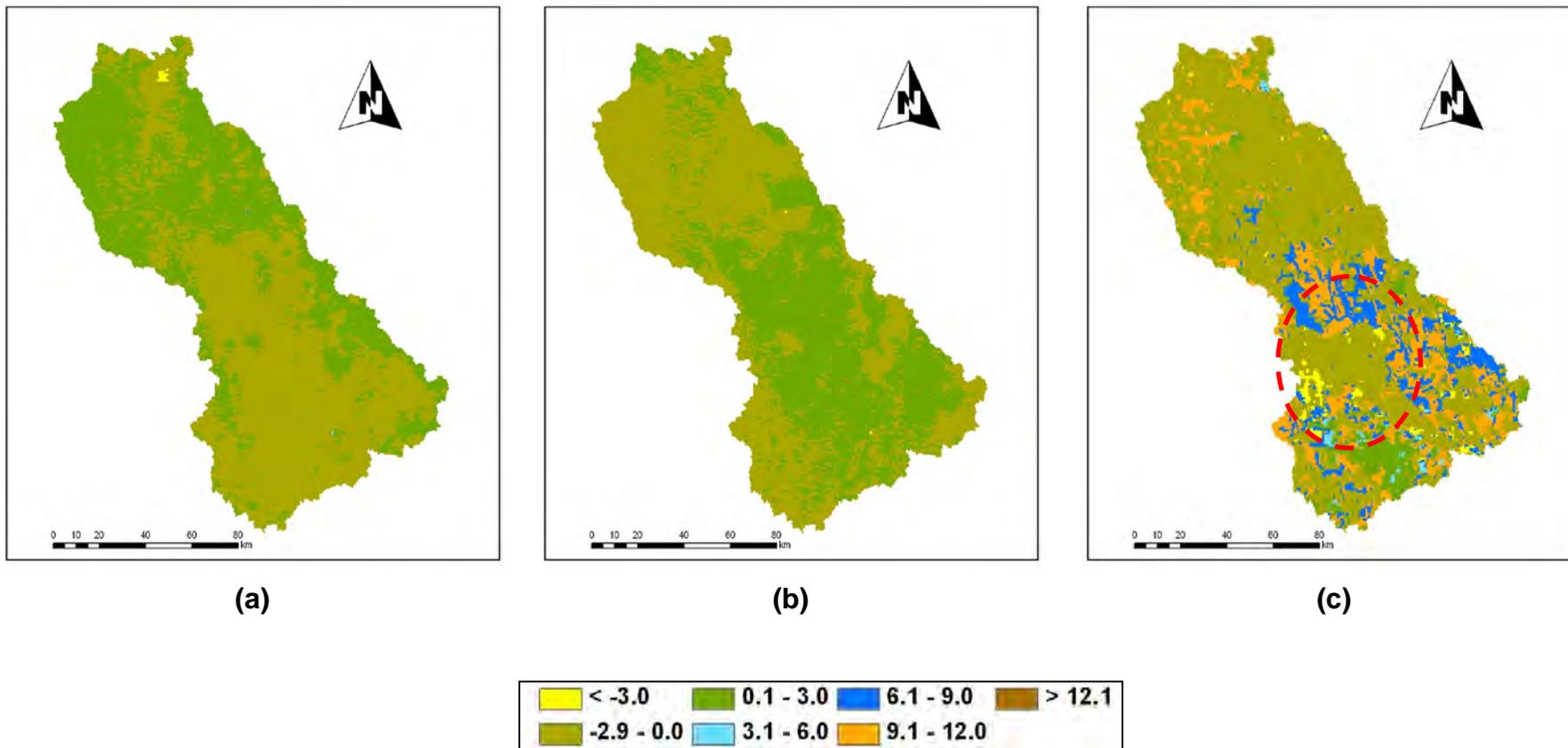


Figura 49 – Armazenamento de água no solo (cm) para o primeiro decêndio de outubro (a), segundo decêndio de outubro (b) e terceiro decêndio de outubro (c) do ano de 2007.

Na Figura 50, apresentam-se os valores do armazenamento observados nas imagens geoespacializadas (Figuras 46 a 49). Todas as informações do terceiro decêndio de agosto foram desconsideradas. Também, foram desconsideradas as informações mínimas e médias do terceiro decêndio de outubro, devido à influência das nuvens nos resultados. Os valores médios do armazenamento foram em torno de 0,0 cm, enquanto os valores máximos e mínimos foram variáveis. O valor do armazenamento mínimo foi de -8,63 cm no segundo decêndio de outubro e o máximo, de 12,02 cm no terceiro decêndio de outubro.

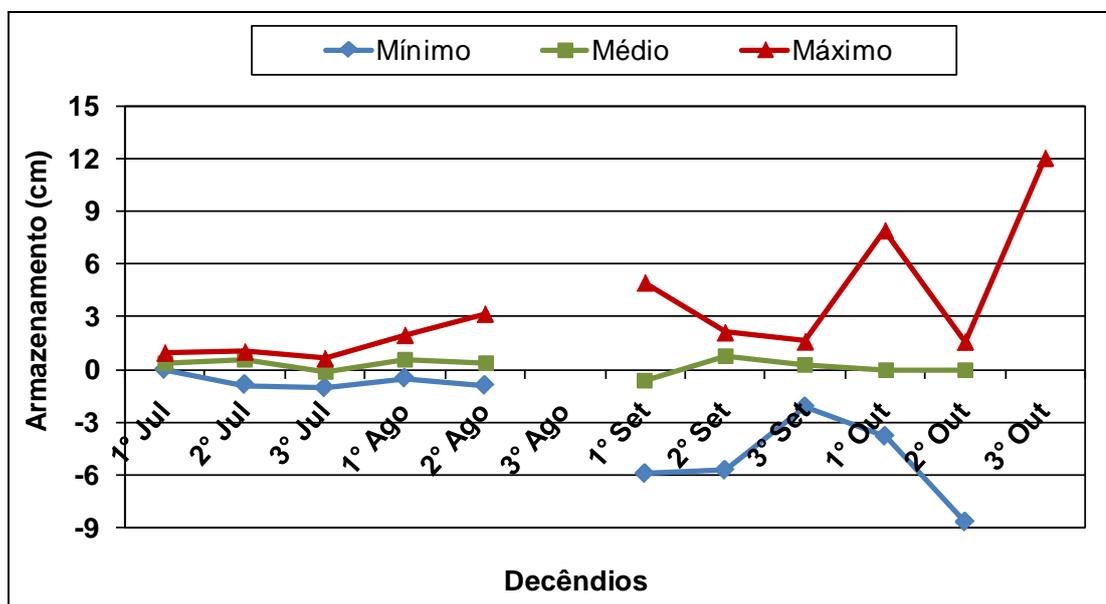


Figura 50 – Armazenamento de água no solo decendial mínimo, médio e máximo, observado nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.

4.3.3. Escoamento superficial

O escoamento superficial foi o último componente do balanço hídrico a ser estimado, pois foi necessário primeiro determinar o saldo de precipitação e o armazenamento. Devido à incoerência do escoamento superficial ser negativa, no momento do processamento desse termo, por meio do SEBAL, foram desconsiderados valores menores que 0,0 cm.

Nas Figuras 51 a 54, observam-se cada decêndio dos meses de julho, agosto, setembro e outubro de 2007. Não se adotou uma “legenda-padrão” para compreender o comportamento do escoamento superficial. Assim, cada mapa temático possui a sua própria legenda. Valores observados nas áreas circuladas em vermelho (Figura 51a) se apresentaram incorretos, ou seja, áreas em que foi observada a presença de nuvens aparecem com valores de 1,0 cm. Verificando o albedo da superfície (Figura 2Bc – Apêndice), constatou-se que as áreas que apresentaram escoamento superficial (Figura 52c) também foram devidas à presença de nuvens.

Conforme o esperado, o escoamento superficial não foi expressivo durante os decêndios dos meses de julho, agosto e setembro de 2007. Nesse período, praticamente não houve a ocorrência de precipitações, com exceção de registros verificados nos terceiros decêndios de julho e setembro (Tabela 6AC – Apêndice). Entretanto, no primeiro decêndio de outubro esse termo apresenta valor máximo de 4,7 cm. No segundo decêndio de outubro, o escoamento superficial atingiu mais áreas quando comparado com o decêndio anterior. Isso foi devido a valores positivos de P-ET na região do alto rio Preto, ou seja, baixos valores de evapotranspiração associados a precipitações consideradas, e também devido à ocorrência de 27,2 mm de chuva, registrada na Estação Meteorológica Automática de Unaí-MG.

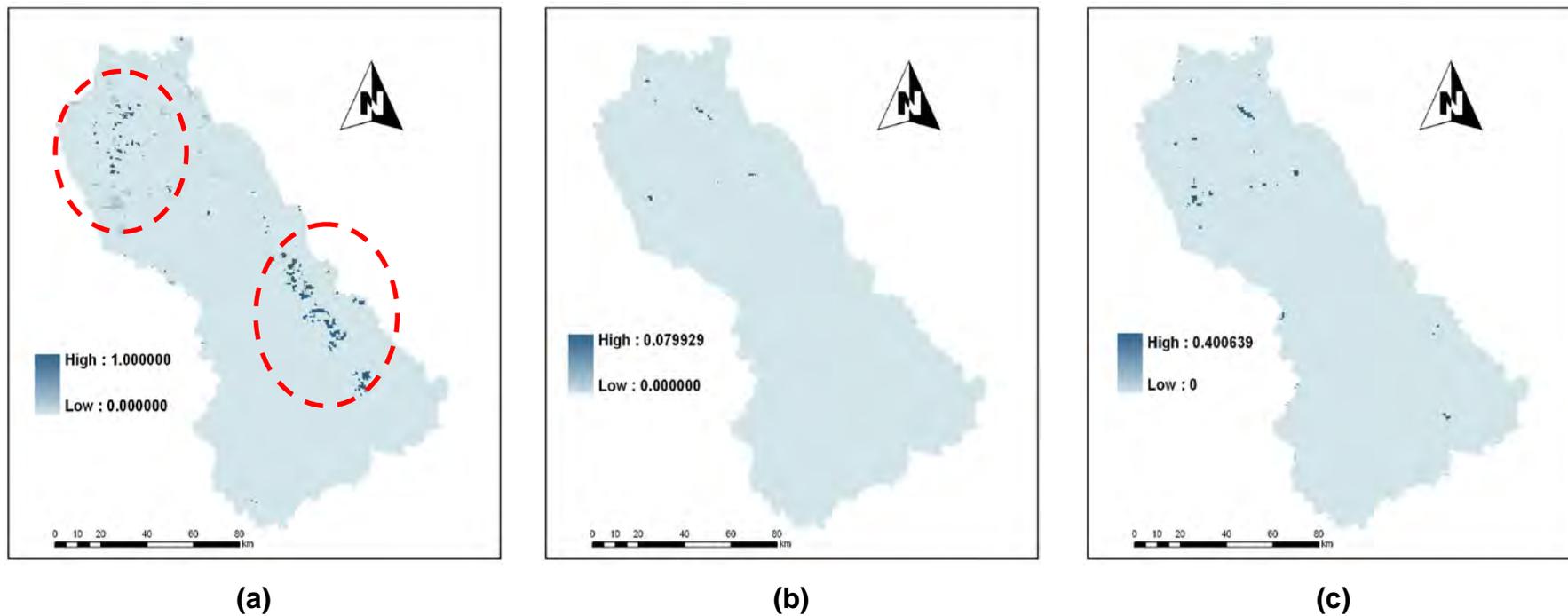


Figura 51 – Escoamento superficial (cm) do primeiro decêndio de julho (a), segundo decêndio de julho (b) e terceiro decêndio de julho (c) do ano de 2007.

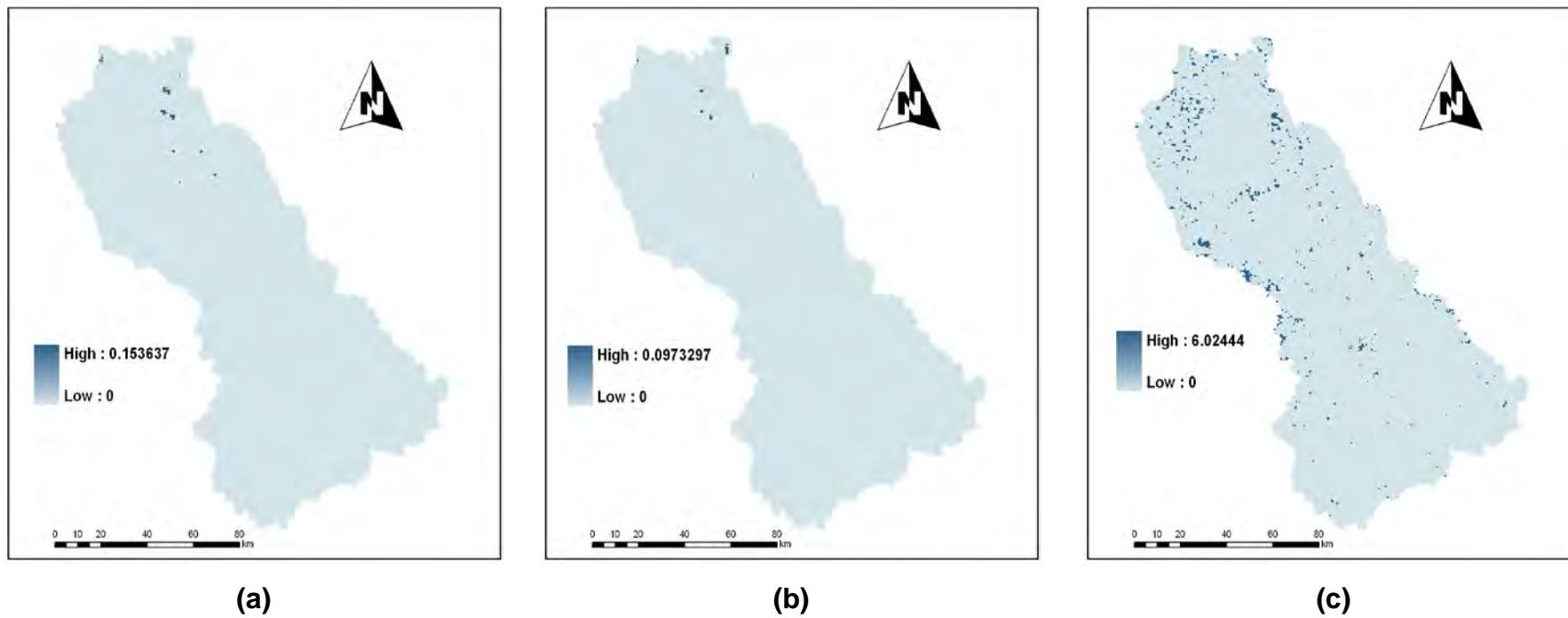


Figura 52 – Escoamento superficial (cm) do primeiro decêndio de agosto (a), segundo decêndio de agosto (b) e terceiro decêndio de agosto (c) do ano de 2007.

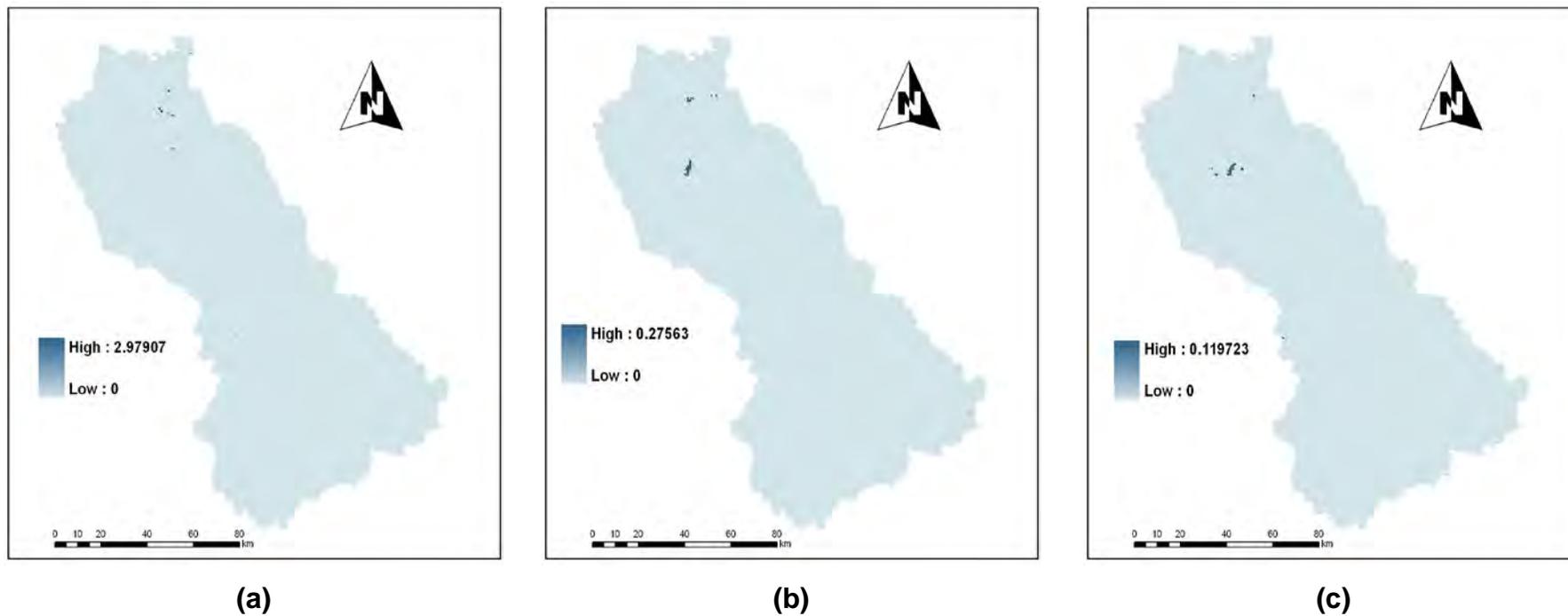


Figura 53 – Escoamento superficial (cm) do primeiro decêndio de setembro (a), segundo decêndio de setembro (b) e terceiro decêndio de setembro (c) do ano de 2007.

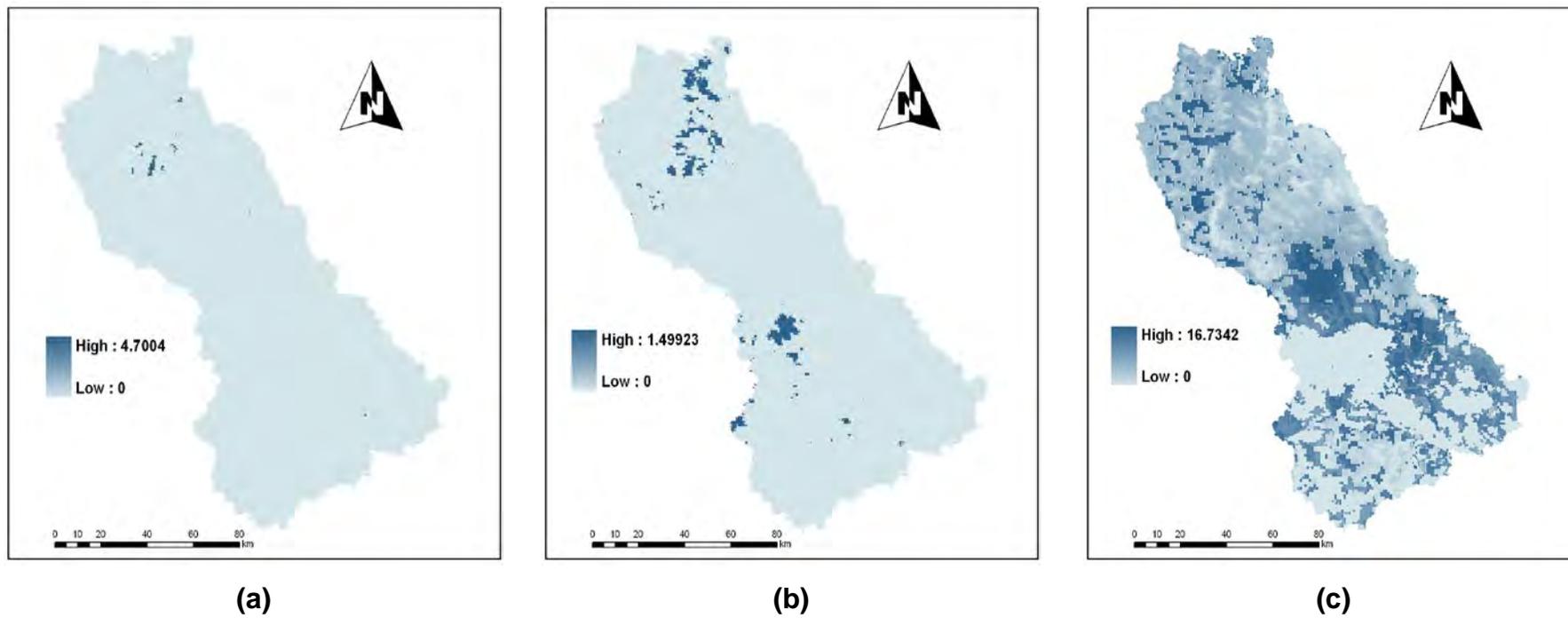


Figura 54 – Escoamento superficial (cm) do primeiro decêndio de outubro (a), segundo decêndio de outubro (b) e terceiro decêndio de outubro (c) do ano de 2007.

Na Figura 55, apresentam-se os valores do escoamento superficial observados nas imagens geoespacializadas (Figuras 51 a 54). Todas as informações do terceiro decêndio de agosto foram desconsideradas. Também, foram desconsideradas as informações mínimas e médias do terceiro decêndio de outubro devido à influência das nuvens nos resultados. Os valores mínimos e médios do escoamento foram de 0,0 cm, enquanto os valores máximos tiveram tendência de aumento a partir do início de outubro, por causa das precipitações ocorridas. O valor do escoamento superficial mínimo foi de 0,0 cm e o máximo, de 16,73 cm no terceiro decêndio de outubro.

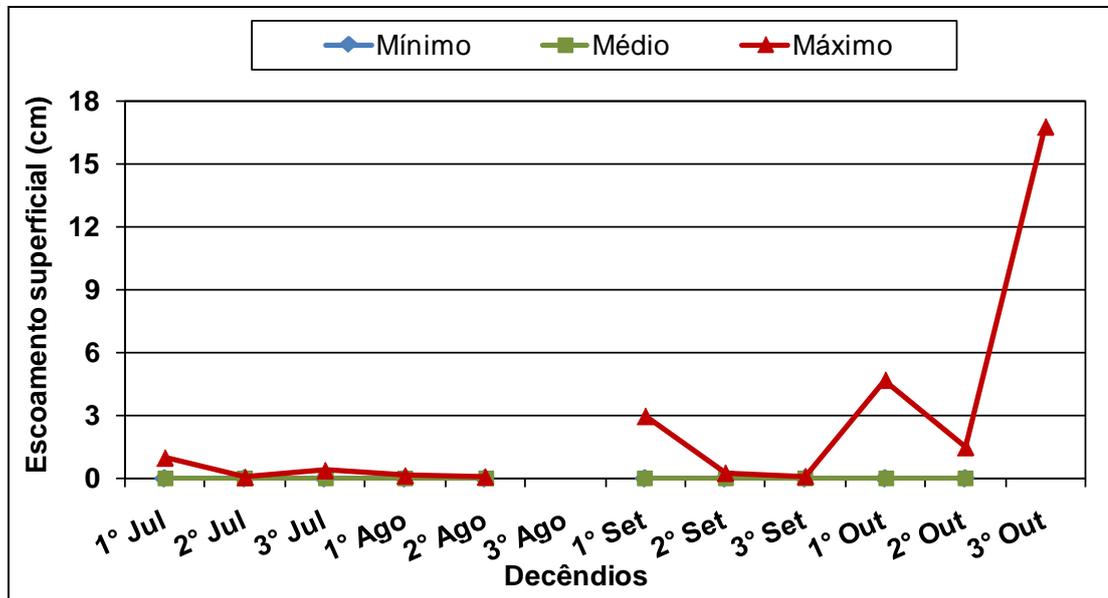


Figura 55 – Escoamento superficial decenal mínimo, médio e máximo observado nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, durante o período de estudo.

5. CONCLUSÕES

Diante dos resultados com essa pesquisa, conclui-se que:

- Os valores da radiação de onda curta incidente, estimados por meio do SEBAL, apresentaram boa correlação com os valores medidos na estação meteorológica automática de Unaí-MG, porém houve tendência de superestimativa. Esse resultado é importante, pois, na falta de informações da radiação de onda curta incidente, o algoritmo SEBAL pode ser utilizado na estimativa dessa componente, uma vez que muitas regiões do país não possuem ou têm deficiência de estações meteorológicas automáticas.
- Da maneira esperada, observou-se que os maiores valores do saldo de radiação aconteceram sobre superfícies líquidas e, os menores, sobre os demais tipos de superfícies (cerrado, pastagem, áreas irrigadas com diferentes tipos de culturas etc.).
- Apesar de não se terem os componentes do balanço de energia medidos por uma estação meteorológica automática nos limites das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto, os resultados desses componentes, encontrados por meio do SEBAL, foram compatíveis com os citados nas literaturas, para diversas localidades.

- Os valores da evapotranspiração diária, estimados por meio do SEBAL, não apresentaram boa correlação com os valores de evapotranspiração da cultura do feijão, com tendência de subestimativa. Apesar dos resultados encontrados para a cultura do feijão, ainda assim o SEBAL pode ser utilizado como boa opção para determinar, com a utilização de produtos do sensor MODIS, a evapotranspiração diária. Para tanto, deve-se trabalhar com superfícies extensas que possuam o mesmo tipo de cobertura.
- Na maior parte do período de estudo, o saldo de precipitação foi negativo, sinalizando a ocorrência da estação seca sobre a região.
- Devido à falta de chuva, o escoamento superficial não foi expressivo durante os decênios dos meses de julho, agosto e setembro.
- A utilização de técnicas de sensoriamento remoto na estimativa da evapotranspiração e dos componentes do balanço de energia e balanço hídrico apresenta-se como alternativa, principalmente, para áreas onde os dados meteorológicos são limitantes, que é o caso verificado nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto.

6. REFERÊNCIAS

AGUIAR, A.P.D.; SHIMABUKURO, Y.E.; MASCARENHAS, N.D.A. Use of synthetic bands derived from mixing models in the multispectral classification of remote sensing images. **International Journal of Remote Sensing**, v. 20, n. 4, p. 647-57, 1999.

AHMAD, M.D.; BASTIAANSSEN, W.G.M. Retrieving soil moisture storage in the unsaturated zone using satellite imagery and bi-annual phreatic surface fluctuations. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 17, n. 3, p. 141-61, 2003.

AKBARI, M.; TOOMANIAN, N.; DROOGERS, P.; BASTIAANSSEN, W.; GIESKE, A. Monitoring irrigation performance in Esfahan, Iran, using NOAA satellite imagery, **Agricultural Water Management**, v. 88, p. 99-109, 2007.

ALLEN, R.G. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. **Journal of hydrology**, v. 229, n. 1-2, p. 27-41, 2000.

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

ANDERSON, L.O.; LATORRE, M.L.; SHIMABUKURO, Y.E.; ARAI, E.; JÚNIOR, O.A.C. **Sensor MODIS: uma abordagem geral**. São José dos Campos, SP: INPE/MCT, 2003, 58 p. (INPE-10131-RPQ/752).

ANDERSON, L.O. **Classificação e monitoramento da cobertura vegetal do Estado do Mato Grosso utilizando dados multitemporais do sensor MODIS**. 2004. 247 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, SP, 2004.

ANDRADE, R.G. **Aplicação do algoritmo Sebal na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da cana-de-açúcar**. 2008. 135 f. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2008.

ARYA, S.P. **Introduction to micrometeorology**. 2. ed. San Diego, California, USA: Academic Press, 2001.

ATAÍDE, K.R.P. **Determinação do saldo de radiação e radiação solar global com produtos do sensor MODIS Terra e Aqua**. 2006. 88 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2006.

AYENNEW, T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands. **Journal of Hydrology**, v. 279, p. 83-93, 2003.

BASTIAANSSEN, W.G.M.; PELGRUM, H.; DROOGERS, P.; DE BRUIN, H. A.R.; MENENTI, M. Area-average estimates of evaporation, wetness indicators and topsoil moisture during two golden days in EFEDA. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 87, p. 119-37, 1997.

BASTIAANSSEN, W.G.M. **Remote sensing in water resources management: the state of the art**. Colombo, Sri Lanka: International Water Management Institute, 1998. 118 p.

BASTIAANSSEN, W.G.M.; MENENTI, M.; FEDDES, R.A.; HOLTSLAG, A.A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p. 198-212, 1998a.

BASTIAANSSEN, W.G.M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F.; ROERINK, G.J.; VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p. 213-29, 1998b.

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

BASTIAANSSEN, W.G.M.; MOLDEN, D.J.; MAKIN, I.W. Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. **Agricultural Water Management**, v. 46, p. 137-55, 2000.

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

BASTIAANSSEN, W.G.M.; ALI, S. A new crop yield forecasting model based on satellite measurements applied across the Indus Basin, Pakistan. **Agriculture Ecosystems & Environment**, v. 94, p. 321-40, 2003.

BASTIAANSSEN, W.G.M.; CHANDRAPALA, L. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. **Agricultural Water Management**, v. 58, p. 171-92, 2003.

BASTIAANSSEN, W.G.M.; NOORDMAN, E.J.M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B.P.; ALLEN, R.G. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions, **Journal of irrigation and Drainage Engineering**, v. 131, n. 1, p. 85-93, 2005.

BEZERRA, M.V.C. **Balço de energia em áreas irrigadas utilizando técnicas de sensoriamento remoto**. 2004. 108 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2004.

BEZERRA, B.G. **Balço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL**. 2006. 127 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2006.

BORGES, M.E.S. **Mapeamento geomorfológico da bacia do rio Preto e sua relação com o uso agrícola**. Brasília, DF: UnB, 2008. 68 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2008.

BRASIL – Governo Federal. MINAS GERAIS; Governo do Estado. DISTRITO FEDERAL. **Plano diretor de recursos hídricos da bacia do rio Paracatu – PLANPAR**. [S. l.]: 1996. v. 1, T. 1. (CD-ROM).

BRUTSAERT, W.H. **Evaporation into the atmosphere**. Boston. Massachusetts: Reidel, 1982. 212 p.

CARVALHO JÚNIOR, O.A.; FREITAS, L.F.; GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R. A.T.; GOMES-LOEBMANN, D. Metodologia para identificação de áreas potenciais para implantação de pequenas centrais hidrelétricas na bacia do rio Preto utilizando sistema de informações geográficas. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 60, n. 2, p. 195-203, 2008.

CHEMIN, Y.; PLATONOV, A.; UL-HASSAN, M.; ABDULLAEV, I. Using remote sensing data for water depletion assessment at administrative and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan. **Agricultural Water Management**, v. 64, n. 3, p. 183-96, 2004.
DAUGHTRY, C.S.; GOWARD, K.P.; PRINCE, S.D.; KUSTAS, W.P. Spectral estimates of absorbed radiation and phytomass production in corn and soybean canopies. **Remote Sensing of the Environment**, v. 39, p. 141-52, 1992.

DINO, K.J. **Cultura política local como dimensão da sustentabilidade na gestão de recursos hídricos: o caso do comitê da sub-bacia hidrográfica mineira do rio Paracatu.** 2003. 135 f. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento Sustentável) – Universidade de Brasília, Brasília, 2003.

Di PACE, F.T.; SILVA, B.B.; SILVA, V.P.R.; SILVA, S.T.A. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 12, n. 4, 385-92, 2008.

EMBRAPA. Disponível em: <<http://www.cnpem.embrapa.br>>. Acesso em: 20 maio 2009.

ENGESAT. Disponível em: <<http://www.engesat.com.br>>. Acesso em: 20 maio 2009.

EPIPHANIO, J.C.N. **Satélites de sensoriamento remoto.** São José dos Campos, SP: INPE/MCT, 2002. Cap. 2, 37 p. (INPE-8984-PUD/62).

FACCO, A.G. **Modelagem e simulação geoespacial dos componentes do balanço hídrico para plantios de eucalipto em áreas de relevo ondulado.** 2004. 87 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2004.

FEITOSA, J.R.P. **Uso de técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat - TM e NOAA - AVHRR na estimativa do balanço de energia à superfície.** 2005. 145 f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2005.

FIELD, C.B.; RANDERSON, J.R.; MALMSTRÖM, C.M. Global net primary production: combining ecology and remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, v. 51, p. 74-88, 1995.

HARTMANN, D.L. **Global physical climatology.** 1. ed. San Diego, California: Academic Press, 1994.

HEMAKUMARA, H.M.; CHANDRAPALA, L.; MOENE, A.F. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. **Agricultural Water Management**, v. 58, p. 109-22, 2003.

HENDRICKX, J.M.H.; HONG, S.; FRIESEN, J.; COMPAORE, H.; Van DE GIESEN, N.C.; RODGERS, C.; VLEK, P.L.G. **Mapping energy balance fluxes and root zone soil moisture in the White Volta Basin using optical imagery.** Targets and Backgrounds XII: Characterization and Representation, v. 6239, 62390Q, doi: 10.1117/12.665235, 2006.

HUETE, A.R. Soil-adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v. 25, p. 89-105, 1988.

JUSTICE, C.O.; VERMOTE, E.; TOWNSHEND, J.R.G.; DEFRIES, R.; ROY, D.P.; HALL, D.K.; SALOMONSON, V.V.; PRIVETTE, J.L.; RIGGS, G.; STRAHLER, A.; LUCHT, W.; MYNENI, R.B.; KNYAZIKHIN, Y.; RUNNING, S.W.; NEMANI, R.R.; WAN, Z.; HUETE, A.R.; LEEUWEN, W.V.; WOLFE, R.E.; GIGLIO, L.; MULLER, J.P.; LEWIS, P.; BARNSLEY, M.J. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): Land Remote Sensing for Global Change Research. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 4, p.1228-49, 1998.

JUSTICE, C.O.; TOWNSHEND, J.R.G.; VERMOTE, E.F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R.E.; SALEOUS, N.; ROY, D.P.; MORISETTE, J.T. An overview of MODIS Land data processing and product status. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p. 3-15, 2002.

LATORRE, M.L.; SHIMABUKURO, Y.E.; ANDERSON, L.O. Produtos para ecossistemas terrestres – MODLAND. In: RUDORFF, B.F.T.; SHIMABUKURO, Y.E.; CEBALLOS, J.C. (Orgs.). **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos, SP: Parêntese, 2007. cap. 1, p. 23-35.

LATUF, M.O. **Mudanças no uso do solo e comportamento hidrológico nas bacias do rio Preto e ribeirão Entre Ribeiros**. 2007. 103 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2007.

LILLESAND, T.M.; KIEFER, R.W.; CHIPMAN, J.W. **Remote sensing and image interpretation**. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2004. 763 p.

LIMA, E.P.; SEDIYAMA, G.C.; GLERIANI, J.M.; SOARES, V.P.; DELGADO, R.C.; ANDRADE, R.G. Estimativa do balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagem do Landsat 5 - TM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. Artigos, p. 255-62. CD-ROM; On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. Disponível em: <<http://marte.dpi.inpe.br/col/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.17.20.49/doc/255-262.pdf>>. Acesso em: 1º jun. 2009.

MARX, A.; KUNSTMANN, H.; SCHÜTTEMEYER, D.; MOENE, A.F. Uncertainty analysis for satellite derived sensible heat fluxes and scintillometer measurements over Savannah environment and comparison to mesoscale meteorological simulation results. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 4, p. 656-67, 2008.

MEDINA, J.L.; CAMACHO, E.; RECA, J.; LÓPEZ, R.; ROLDÁN, J. Determination and analysis of regional evapotranspiration in Southern Spain based on remote sensing and GIS. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 23, n. 4, p. 427-32, 1998.

MENDONÇA, J.C. **Estimativa da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte fluminense, RJ**. 2007. 145 f.

Tese (Doutorado em Produção Vegetal) – Universidade Estadual do Norte Fluminense, Campos dos Goytacazes, RJ, 2007.

MENEZES, S.J.M.C. **Evapotranspiração regional utilizando o “SEBAL”**. 2006. 97 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2006.

MINUZZI, R.B.; SEDIYAMA, G.C.; BARBOSA, E.M.; MELO JÚNIOR, J.C.F. Climatologia do comportamento do período chuvoso da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, 338-44, 2007.

MODIS WEB. Disponível em: <<http://modis.gsfc.nasa.gov>>. Acesso em: 20 maio 2009.

MOHAMED, Y.A.; BASTIAANSEN, W.G.M.; SAVENIJE, H.H.G. Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. **Journal of Hydrology**, v. 289, n. 1-4, p. 145-64, 2004.

MONTEITH, J.L. Solar radiation and productivity in tropical ecosystems. **Journal of Applied Ecology**, v. 9, p. 747-66, 1972.

MORSE, A.; TASUMI, M.; ALLEN, R.G.; KRAMBER, W.J. **Application of the SEBAL Methodology for Estimating Consumptive Use of Water and Streamflow Depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing**. 2000. 107 p. (Final Report).

NAGLER, P.L.; SCOTT, R. L.; WESTENBURG, C.; CLEVERLY, J.R.; GLENN, E.P.; HUETE, A.R. Evapotranspiration on western U.S. rivers estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy covariance and Bowen ratio flux towers. **Remote Sensing of Environment**, v. 97, n. 3, p. 337-51, 2005.

NICÁCIO, R.M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco**. 2008. 320 f. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

NOVO, E.M.L.M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. São Paulo, SP: Edgard Blucher, 1992. 308 p.

OLIVEIRA JÚNIOR, H.J.; SHIMABUKURO, Y.E. Mapeamento da cobertura da terra dos Estados de Goiás e Tocantins utilizando imagens do sensor MODIS. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia, GO. **Anais...** Goiânia, GO, 2005. Disponível em: <<http://marte.dpi.inpe.br/col/ltid.inpe.br/sbsr/2004/11.21.17.27/doc/1641.pdf>>. Acesso em: 20 maio 2009.

PAIVA, C.M. **Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR**. 2005. 218 f. Tese (Doutorado em

Ciências em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, 2005.

PATEL, N.R.; RAKHESH, D.; MOHAMMED, A.J. Mapping of regional evapotranspiration in wheat using Terra/MODIS satellite data. **Hydrological Sciences Journal**, v. 51, n. 2, p. 325-35, 2006.

QUEIROZ, J.E.R. **Princípios físicos e comportamento espectral de alvos de sensoriamento remoto**. Programa de Suporte Técnico à Gestão de Recursos Hídricos – ABEAS. Módulo 4. Brasília, 1996. 36 p (Curso de Especialização em Sensoriamento Remoto e SIG.).

RODRIGUEZ, R.D.G. **Metodologia para a estimativa das demandas e disponibilidades hídricas**: estudo de caso da bacia do Paracatu. 2004. 94 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2004.

ROLLENBECK, R.; ANHUF, D. Characteristics of the water and energy balance in an Amazonian lowland rainforest in Venezuela and the impact of the ENSO-cycle, **Journal of Hydrology**, v. 337, n. 3-4, p. 377-90, 2007.

ROSA, R. **Introdução ao sensoriamento remoto**. Uberlândia, MG: Ed. Universidade Federal da Uberlândia, 1990. 136 p.

RUHOFF, A.L.; COLLISCHONN, W.; FREITAS, R.M.; NEGRON-JUÁREZ, R.I.; ROCHA, H.R. Estimativa da sazonalidade da evapotranspiração em plantação de cana-de-açúcar (*Saccharum* sp.) a partir de dados do sensor Terra/MODIS. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO SUL-SUDESTE, 2., 2008, Rio de Janeiro. **Anais...** Porto Alegre: ABRH, 2008. Artigos On-line, p. 1-20. Disponível em: <http://andersonruhoff.googlepages.com/artigo_srhse.pdf>. Acesso em: 1º jun. 2009.

RUNNING, S.W.; JUSTICE, C.O.; SALOMONSON, V.; HALL, D.; BARKER, J.; KAUFMANN, Y.J.; STRAHLER, A.H.; HUETE, A.R.; MULLER, J.P.; VANDERBILT, V.; WAN, Z.M.; TEILLET, P.; CARNEGGIE, D. Terrestrial remote sensing science and algorithms planned for EOS/MODIS. **International Journal of Remote Sensing**, v. 15, n. 17, p. 3587-620, 1994.

SALOMONSON, V.V.; TOLL, D.L. Execution phase (C/D) spectral band characteristics of the EOS moderate resolution imaging spectrometer-Nadir (MODIS-N) facility instrument. **Advances in Space Research**, v. 11, n. 3, p. 231-6, 1991.

SAMARASINGHE, G.B. Growth and yields of Sri Lanka's major crops interpreted from public domain satellites. **Agricultural Water Management**, v. 58, p. 145-57, 2003.

SCHAAKE, J.C.; KORAN, V.I.; DUAN, Q.Y.; MITCHELL, K.; CHEN, F. Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and

temporal scales. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 7461-75, 1996.

SCOTT, C.A.; BASTIAANSEN, W.G.M.; AHMAD, M.D. Mapping root zone soil moisture using remotely sensed optical imagery. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 129, n. 5, p. 326-35, 2003.

SILVA, V.C. Estimativa da erosão atual da bacia do rio Paracatu (MG/GO/DF). **Pesquisa Agropecuária Tropical**, v. 34, n. 3, p. 147-159, 2004.

SILVA, B.B.; LOPES, G.M.; AZEVEDO, P.V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 20, n. 2, p. 243-52, 2005.

SILVA, B.B.; BEZERRA, M.V.C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 14, n. 2, p. 174-86, 2006.

SOARES, J.V.; BATISTA, G.T.; SHIMABUKURO, Y.E. Histórico e descrição. In: RUDORFF, B.F.T.; SHIMABUKURO, Y.E.; CEBALLOS, J.C. (Orgs.). **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos, SP: Parêntese, 2007a. cap. 1, p. 3-21.

SOARES, F.S.; FREITAS, L.F.; GOMES-LOEBMANN, D.; GOMES, R.A.T.; CARVALHO JÚNIOR, O.A.; GUIMARÃES, R.F. Valorização das unidades de paisagem a partir das áreas irrigadas por pivô central na bacia do rio Preto. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007b, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos, SP: INPE, 2007b. Artigos, p. 415-22. CD-ROM, On-line. ISBN 978-85-17-00031-7. Disponível em: <<http://marte.dpi.inpe.br/col/dpi.inpe.br/sbsr@80/2006/11.16.01.24/doc/415-422.pdf>>. Acesso em: 1º jun. 2009.

STEINMETZ, S.; GUERIF, M.; DELECOLLE, R.; BARET, F. Spectral estimates of the absorbed photosynthetically active radiation and light-use efficiency of a winter wheat crop subjected to nitrogen and water deficiencies. **International Journal of Remote Sensing**, v. 11, n. 10, p. 1797-808, 1990.

TASUMI, M.; ALLEN, R.G.; TREZZA, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of Land surface energy balance. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 13, n. 2, p. 51-63, 2008.

TIMMERMANS, W.J.; MEIJERINK, A.M.J. Remotely sensed actual evapotranspiration: implications for groundwater management in Botswana. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 1, n. 3-4, p. 222-3, 1999.

VENTURINI, V.; BISHT, G.; ISLAM, S.; JIANG, L. Comparison of evaporative fractions estimated from AVHRR and MODIS sensors over South Florida, **Remote Sensing of Environment**, v. 93, n.1-2, p. 77-86, 2004.

APÊNDICE

Tabela 1A – Valores obtidos no processo iterativo do dia 10 de julho de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
r_{ah}	57,31	6,49	21,92	13,48	16,59	15,23	15,78	15,55	15,65	15,61	15,63	15,62
b	2,76	0,31	1,06	0,65	0,80	0,73	0,76	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75
a	-77,53	-8,78	-29,66	-18,24	-22,44	-20,61	-21,35	-21,04	-21,17	-21,12	-21,14	-21,13
dT	24,31	2,75	9,30	5,72	7,03	6,46	6,69	6,60	6,64	6,62	6,63	6,62
H	489,68	489,68	489,68	489,68	489,68	489,68	489,68	489,68	489,68	489,68	489,68	489,68

Tabela 1B – Valores obtidos no processo iterativo do dia 14 de julho de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
r_{ah}	120,12	2,74	38,01	8,18	19,80	11,93	15,91	13,50	14,82	14,05	14,49	14,24	14,38	14,30	14,34	14,32	14,33
b	5,02	0,11	1,59	0,34	0,83	0,50	0,67	0,56	0,62	0,59	0,61	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60
a	-140,04	-3,19	-44,32	-9,54	-23,08	-13,90	-18,55	-15,74	-17,28	-16,38	-16,89	-16,60	-16,76	-16,67	-16,72	-16,69	-16,71
dT	46,93	1,07	14,85	3,20	7,74	4,66	6,22	5,27	5,79	5,49	5,66	5,56	5,62	5,59	5,60	5,59	5,60
H	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10	451,10

Tabela 1C – Valores obtidos no processo iterativo do dia 23 de julho de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
r_{ah}	33,96	10,07	18,04	15,10	16,05	15,73	15,84	15,80	15,82	15,81
b	1,29	0,38	0,69	0,58	0,61	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60
a	-36,39	-10,79	-19,33	-16,18	-17,20	-16,86	-16,97	-16,94	-16,95	-16,94
dT	12,60	3,74	6,69	5,60	5,96	5,84	5,88	5,86	5,87	5,87
H	428,40	428,40	428,40	428,40	428,40	428,40	428,40	428,40	428,40	428,40

Tabela 1D – Valores obtidos no processo iterativo do dia 6 de agosto de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
r_{ah}	29,31	10,18	16,57	14,39	15,07	14,85	14,92	14,90	14,91
b	1,24	0,43	0,70	0,61	0,64	0,63	0,63	0,63	0,63
a	-35,86	-12,46	-20,27	-17,61	-18,44	-18,17	-18,26	-18,23	-18,24
dT	12,04	4,18	6,80	5,91	6,19	6,10	6,13	6,12	6,12
H	474,30	474,30	474,30	474,30	474,30	474,30	474,30	474,30	474,30

Tabela 1E – Valores obtidos no processo iterativo do dia 13 de agosto de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
r_{ah}	34,59	9,27	17,77	14,45	15,56	15,17	15,30	15,26	15,27
b	1,60	0,43	0,82	0,67	0,72	0,70	0,71	0,71	0,71
a	-46,82	-12,55	-24,05	-19,56	-21,06	-20,54	-20,71	-20,65	-20,67
dT	14,76	3,96	7,58	6,17	6,64	6,47	6,53	6,51	6,52
H	492,62	492,62	492,62	492,62	492,62	492,62	492,62	492,62	492,62

Tabela 1F – Valores obtidos no processo iterativo do dia 24 de agosto de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8
r_{ah}	23,62	10,85	15,00	13,79	14,14	14,04	14,07	14,06
b	0,90	0,41	0,57	0,53	0,54	0,53	0,54	0,54
a	-27,62	-12,69	-17,54	-16,13	-16,53	-16,42	-16,45	-16,44
dT	9,35	4,30	5,94	5,46	5,60	5,56	5,57	5,57
H	457,24	457,24	457,24	457,24	457,24	457,24	457,24	457,24

Tabela 1G – Valores obtidos no processo iterativo do dia 2 de setembro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
r_{ah}	38,57	9,28	18,88	15,00	16,30	15,84	16,00	15,95	15,96
b	1,20	0,29	0,59	0,47	0,51	0,49	0,50	0,50	0,50
a	-34,92	-8,40	-17,09	-13,59	-14,76	-14,34	-14,49	-14,44	-14,45
dT	15,09	3,63	7,39	5,87	6,38	6,20	6,26	6,24	6,25
H	451,88	451,88	451,88	451,88	451,88	451,88	451,88	451,88	451,88

Tabela 1H – Valores obtidos no processo iterativo do dia 16 de setembro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
r_{ah}	51,67	7,88	21,92	14,95	17,48	16,45	16,85	16,69	16,75	16,73	16,74
b	0,94	0,14	0,40	0,27	0,32	0,30	0,31	0,30	0,30	0,30	0,30
a	-29,18	-4,45	-12,38	-8,44	-9,87	-9,29	-9,52	-9,42	-9,46	-9,45	-9,45
dT	18,98	2,90	8,05	5,49	6,42	6,04	6,19	6,13	6,15	6,14	6,15
H	424,10	424,10	424,10	424,10	424,10	424,10	424,10	424,10	424,10	424,10	424,10

Tabela 1I – Valores obtidos no processo iterativo do dia 23 de setembro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
r_{ah}	51,98	7,58	21,38	14,54	16,99	16,00	16,38	16,23	16,29	16,26	16,27
b	1,14	0,17	0,47	0,32	0,37	0,35	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36
a	-38,67	-5,64	-15,91	-10,82	-12,64	-11,90	-12,18	-12,07	-12,12	-12,10	-12,11
dT	20,80	3,03	8,56	5,82	6,80	6,40	6,55	6,49	6,52	6,51	6,51
H	462,10	462,10	462,10	462,10	462,10	462,10	462,10	462,10	462,10	462,10	462,10

Tabela 1J – Valores obtidos no processo iterativo do dia 4 de outubro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
r_{ah}	31,96	10,07	17,41	14,77	15,61	15,33	15,43	15,40	15,41
b	0,98	0,31	0,53	0,45	0,48	0,47	0,47	0,47	0,47
a	-33,23	-10,46	-18,10	-15,35	-16,23	-15,94	-16,04	-16,01	-16,02
dT	12,84	4,04	6,99	5,93	6,27	6,16	6,20	6,18	6,19
H	463,75	463,75	463,75	463,75	463,75	463,75	463,75	463,75	463,75

Tabela 1K – Valores obtidos no processo iterativo do dia 16 de outubro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
r_{ah}	32,05	9,93	17,32	14,65	15,51	15,22	15,32	15,29	15,30
b	0,81	0,25	0,44	0,37	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39
a	-26,84	-8,31	-14,50	-12,27	-12,98	-12,75	-12,82	-12,80	-12,81
dT	13,37	4,14	7,23	6,11	6,47	6,35	6,39	6,38	6,38
H	481,76	481,76	481,76	481,76	481,76	481,76	481,76	481,76	481,76

Tabela 1L – Valores obtidos no processo iterativo do dia 29 de outubro de 2007, para estabilidade do fluxo de calor sensível

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
r_{ah}	37,02	8,93	18,55	14,51	15,92	15,40	15,59	15,52	15,54	15,53
b	2,21	0,53	1,11	0,87	0,95	0,92	0,93	0,93	0,93	0,93
a	-73,30	-17,68	-36,72	-28,74	-31,52	-30,49	-30,86	-30,73	-30,78	-30,76
dT	15,41	3,72	7,72	6,04	6,62	6,41	6,49	6,46	6,47	6,46
H	480,48	480,48	480,48	480,48	480,48	480,48	480,48	480,48	480,48	480,48

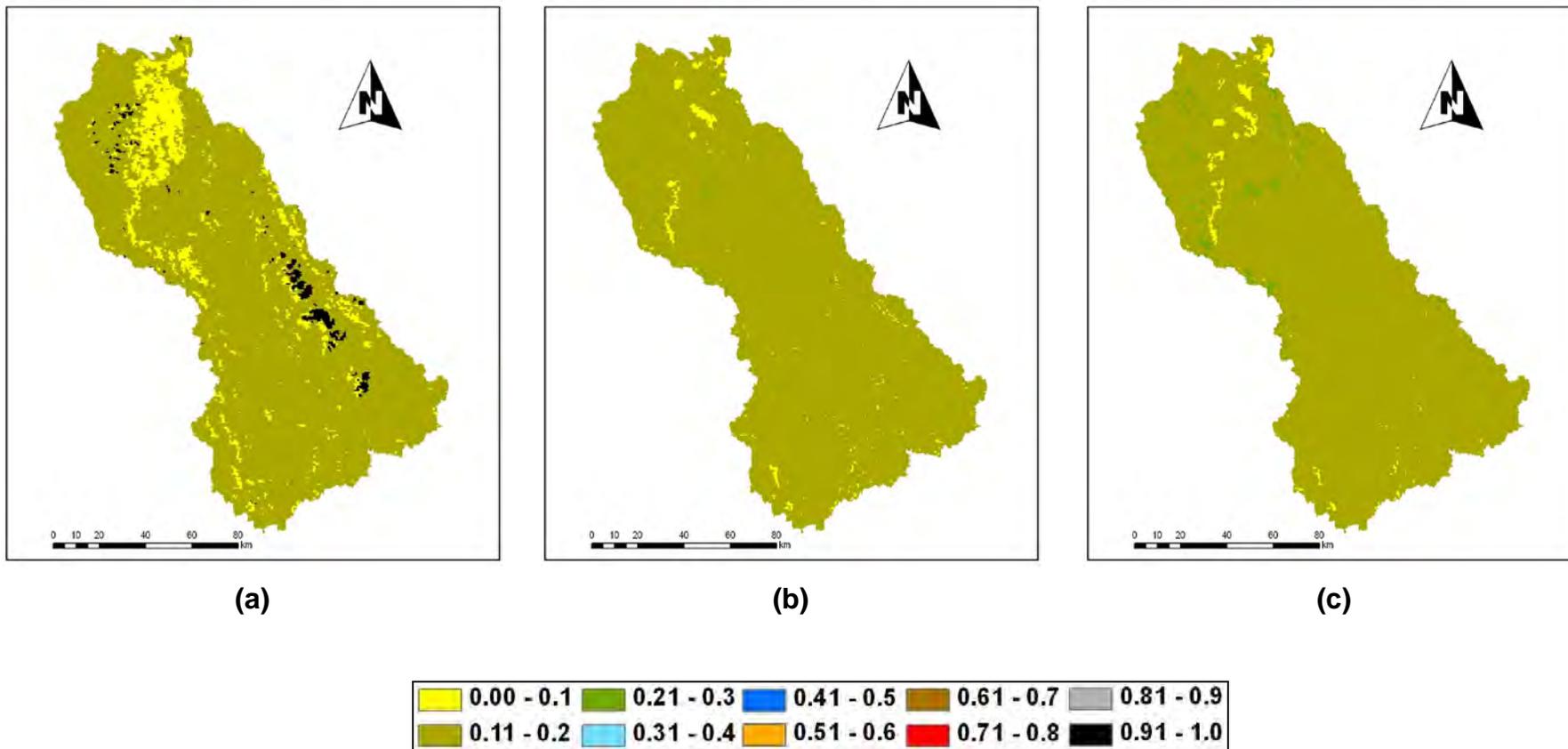


Figura 2A – Albedo da superfície (adimensional) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.

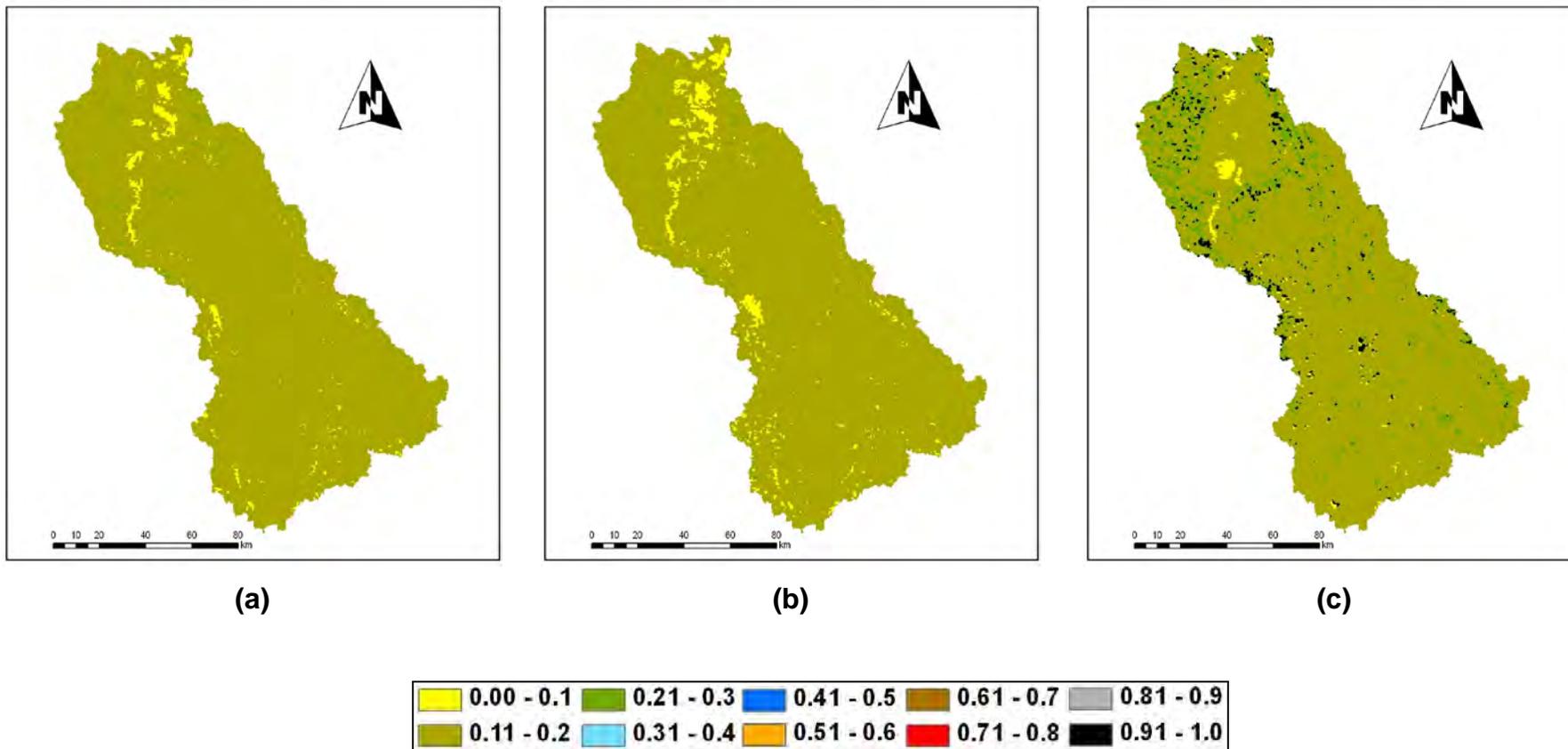


Figura 2B – Albedo da superfície (adimensional) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.

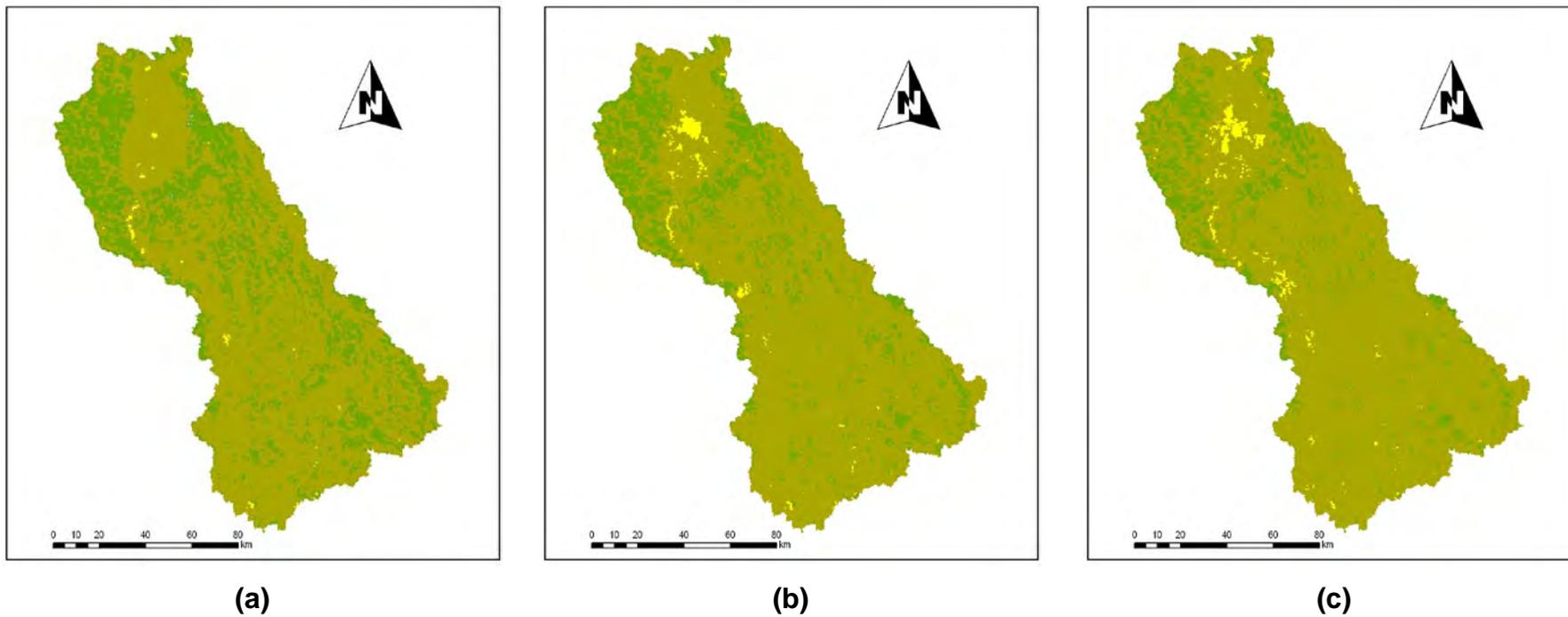


Figura 2C – Albedo da superfície (adimensional) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.

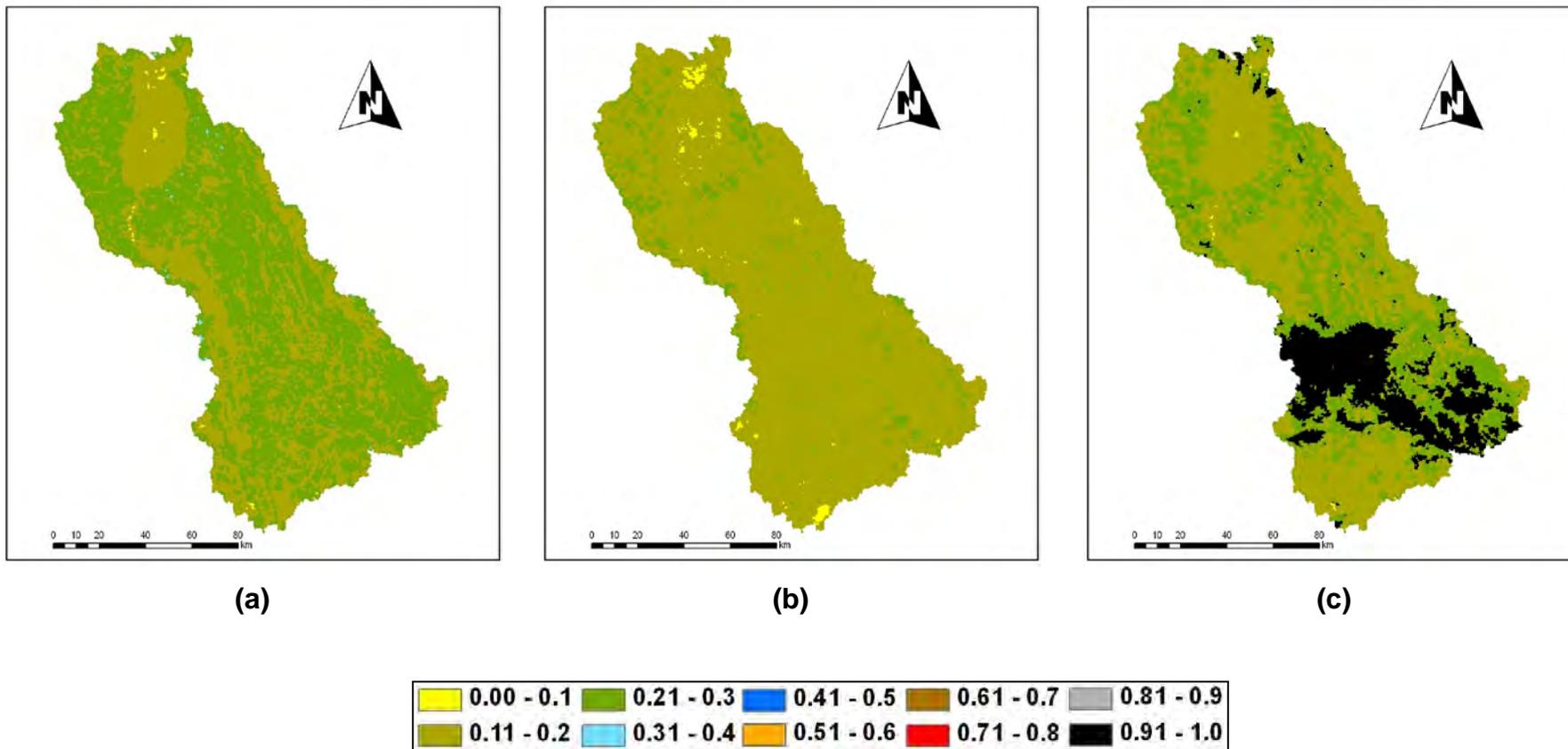


Figura 2D – Albedo da superfície (adimensional) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.

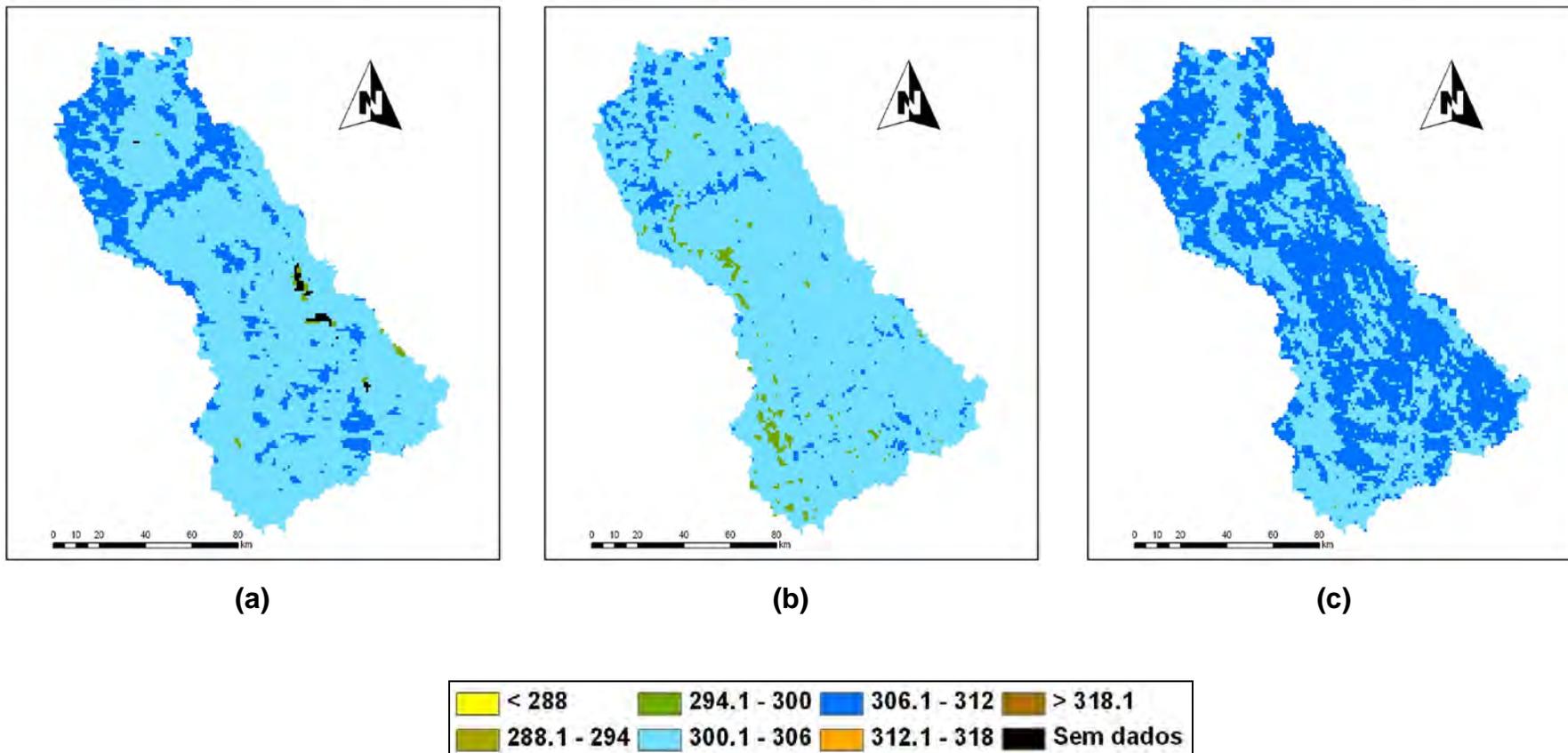


Figura 3A – Temperatura da superfície (K) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.

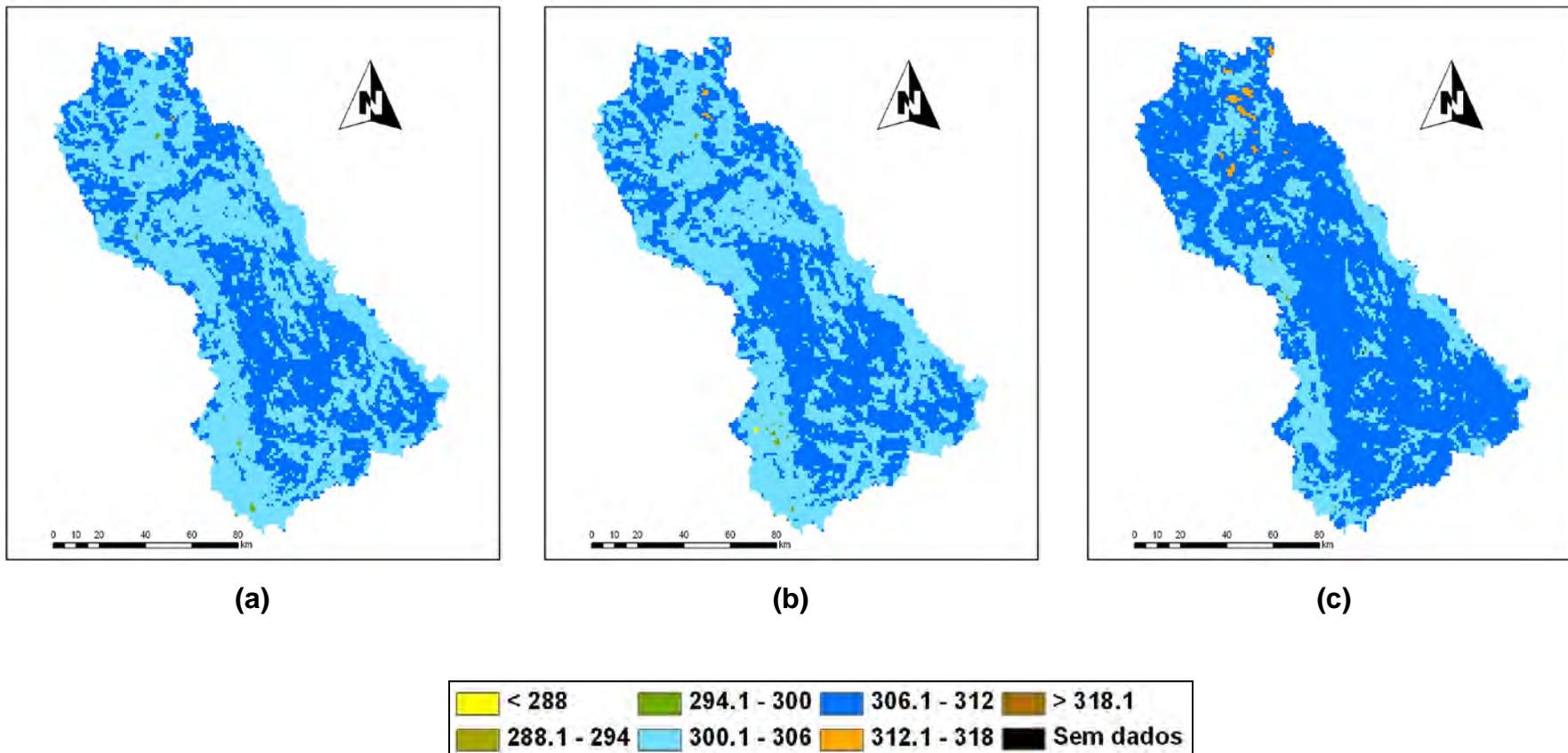


Figura 3B – Temperatura da superfície (K) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.

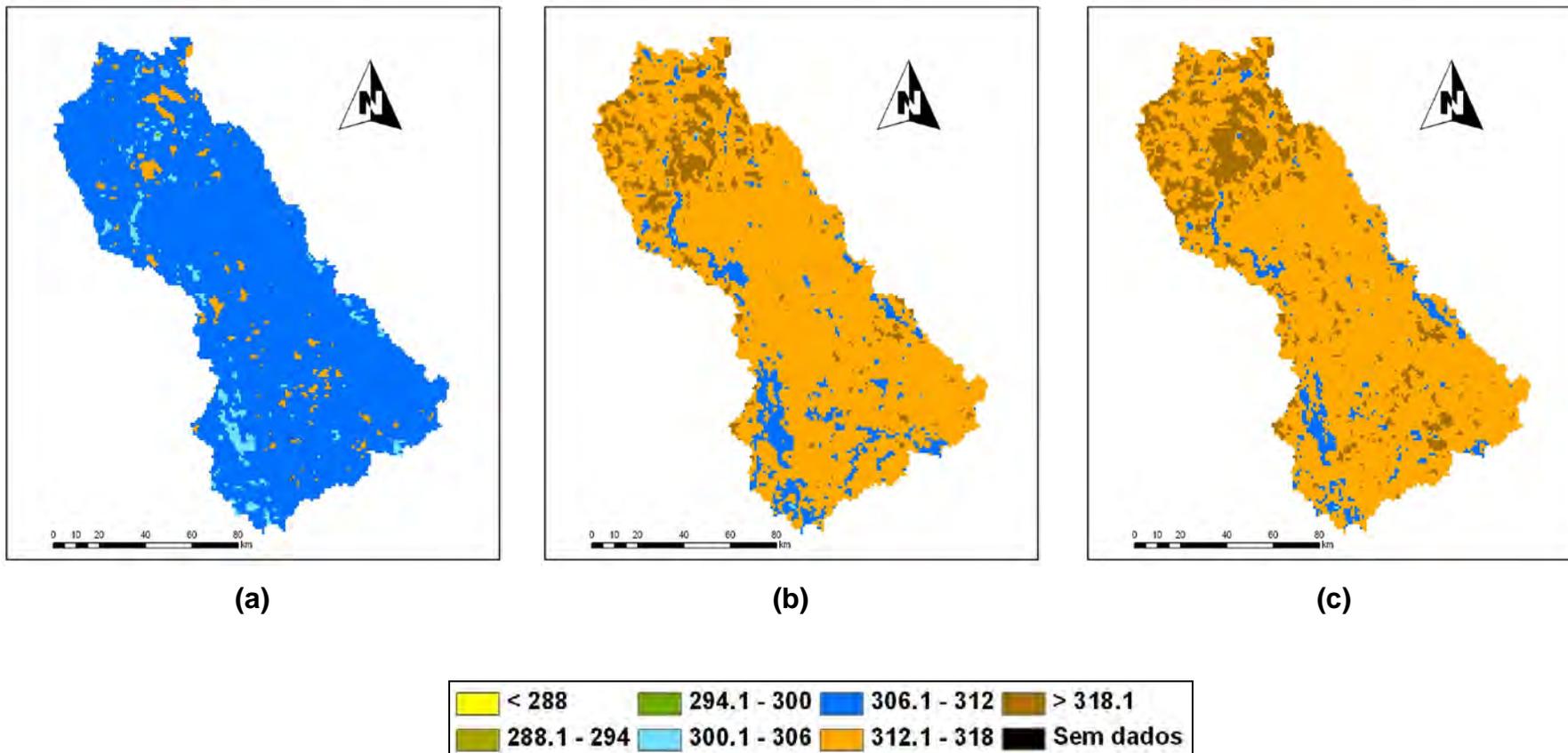


Figura 3C – Temperatura da superfície (K) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.

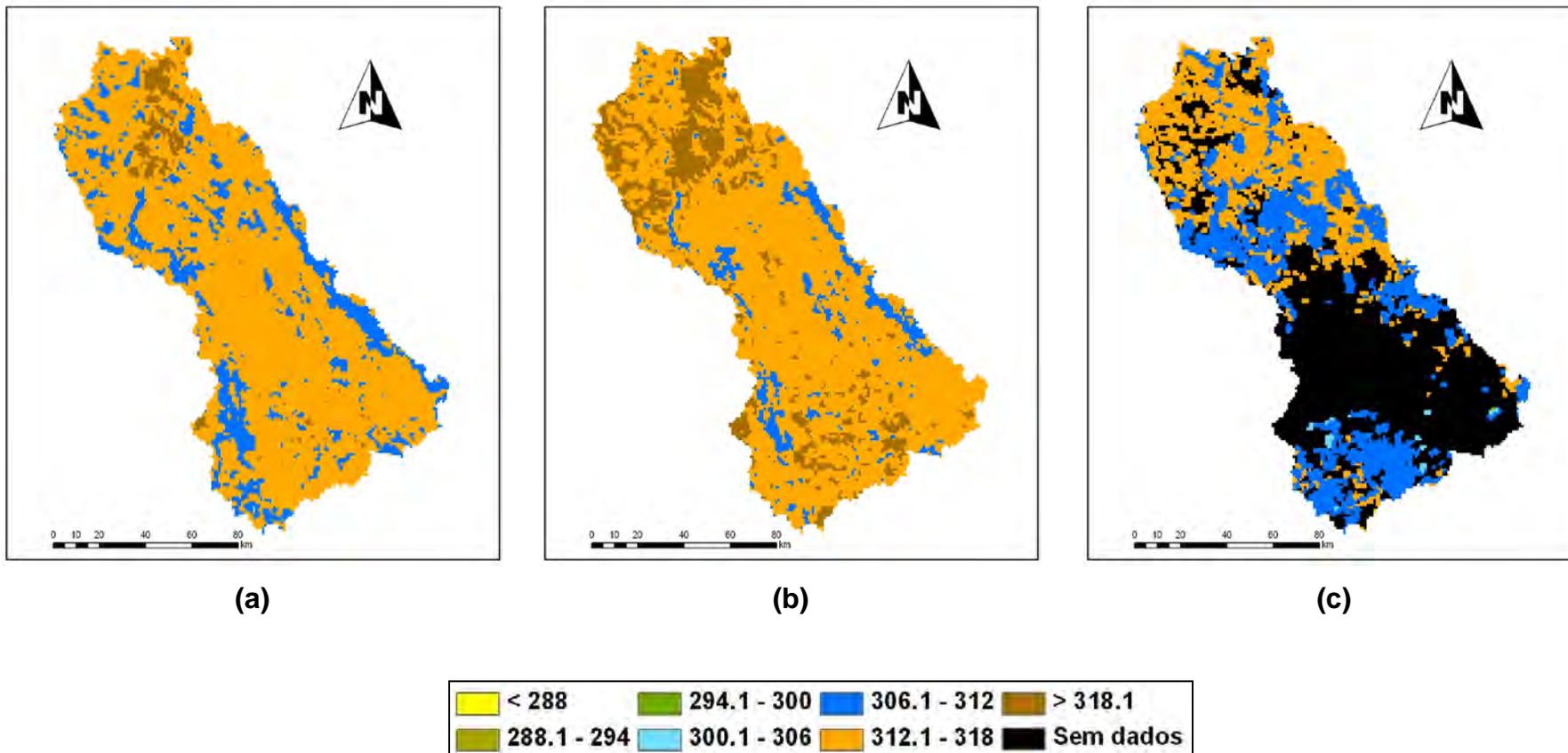


Figura 3D – Temperatura da superfície (K) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.

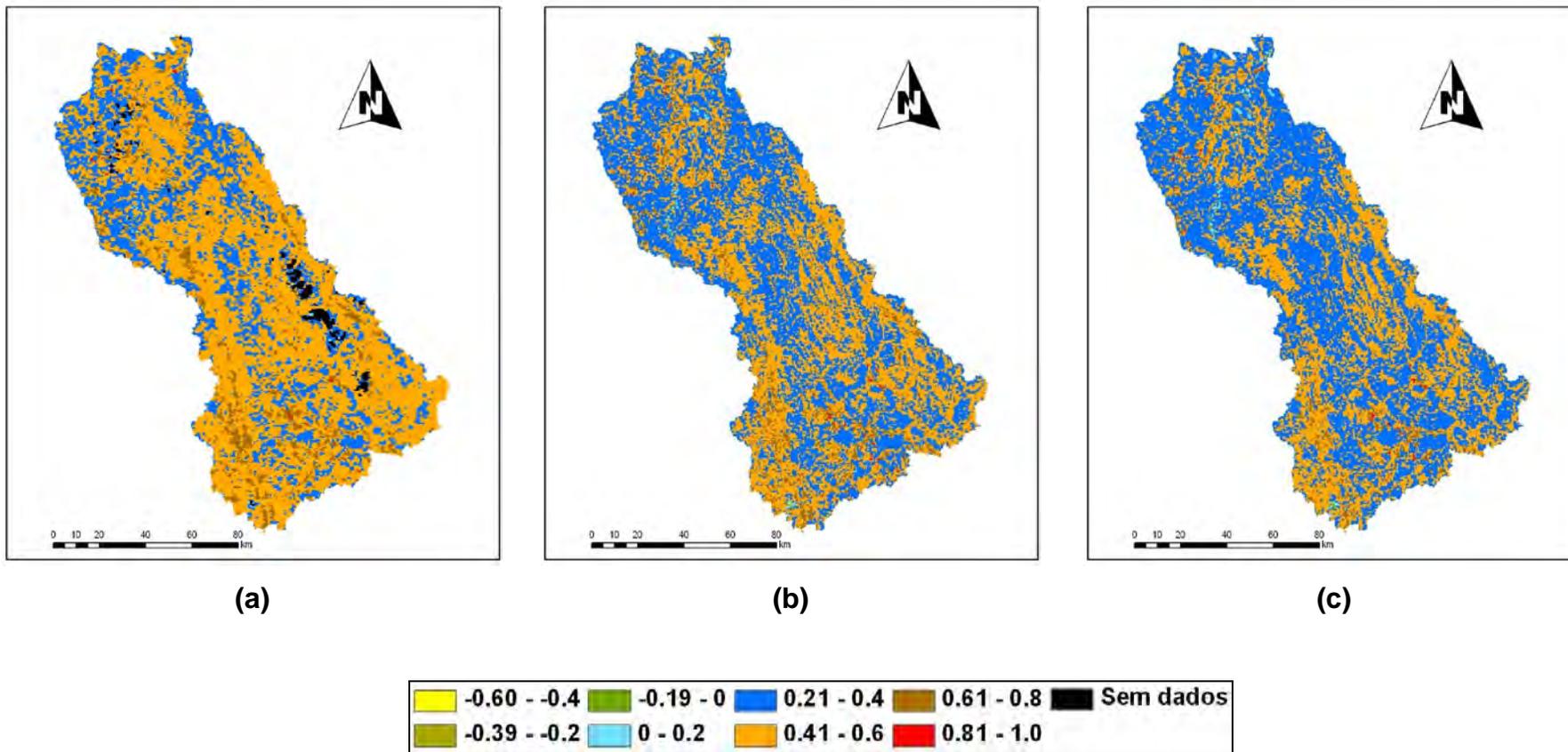


Figura 4A – Índice de vegetação da diferença normalizada (adimensional) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.

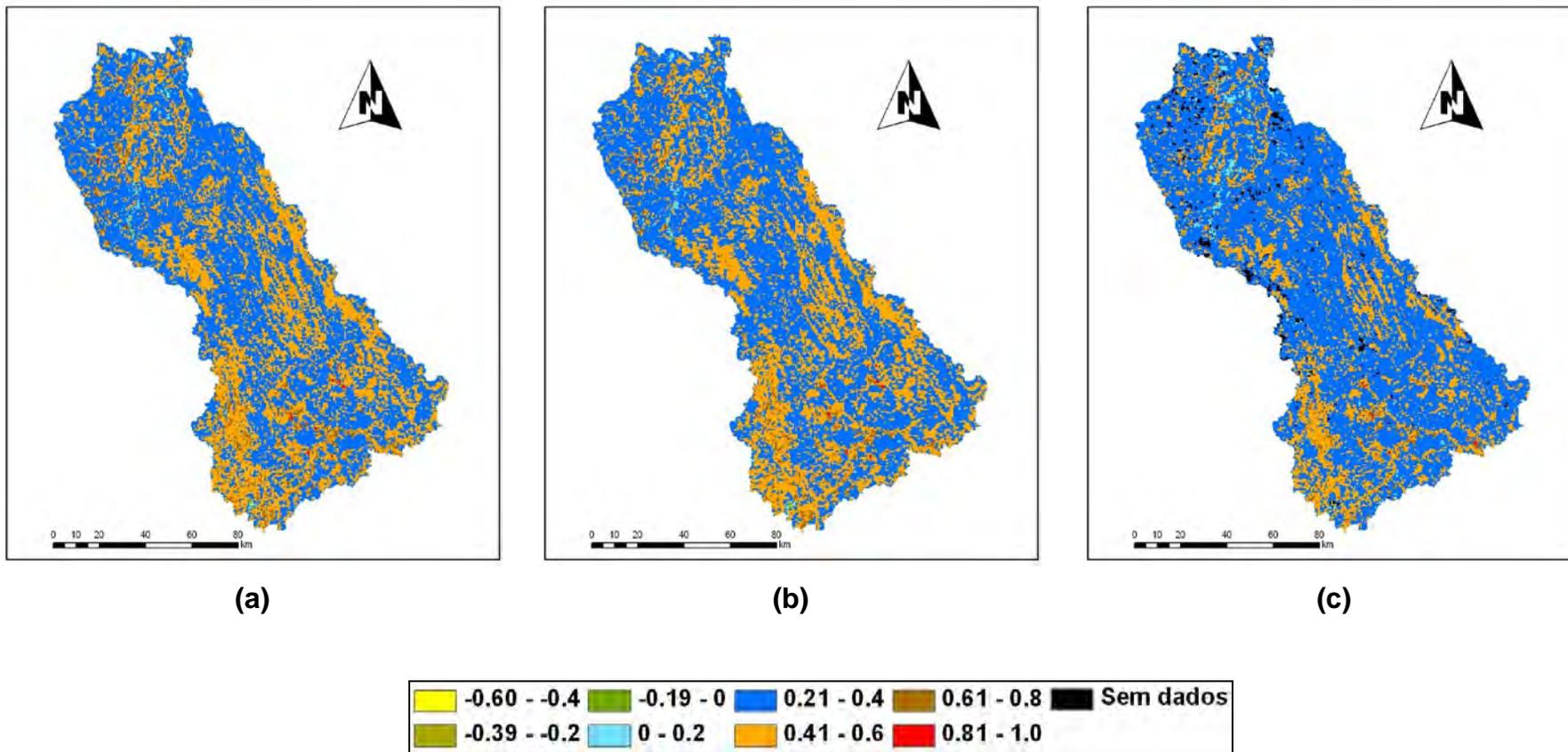


Figura 4B – Índice de vegetação da diferença normalizada (adimensional) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.

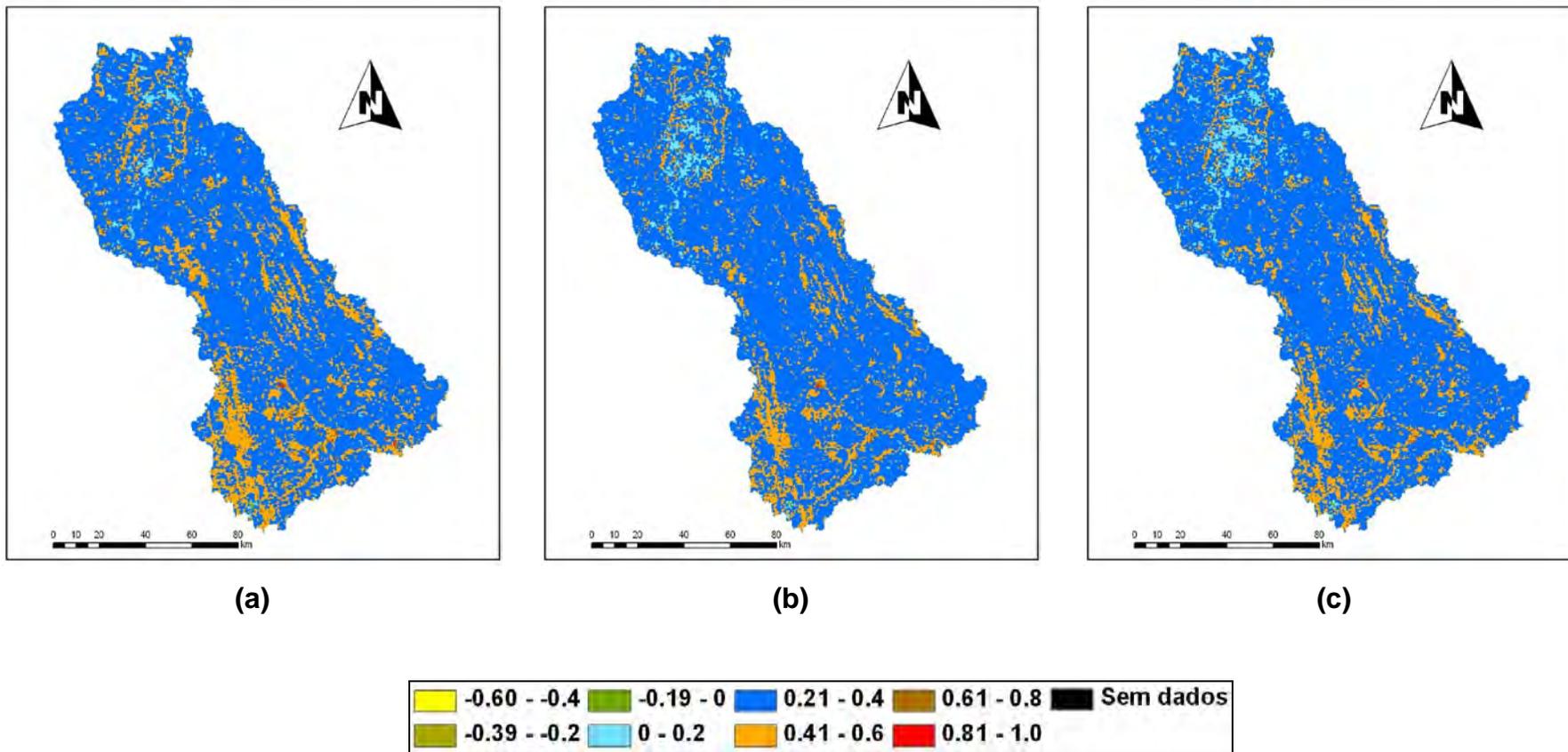


Figura 4C – Índice de vegetação da diferença normalizada (adimensional) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.

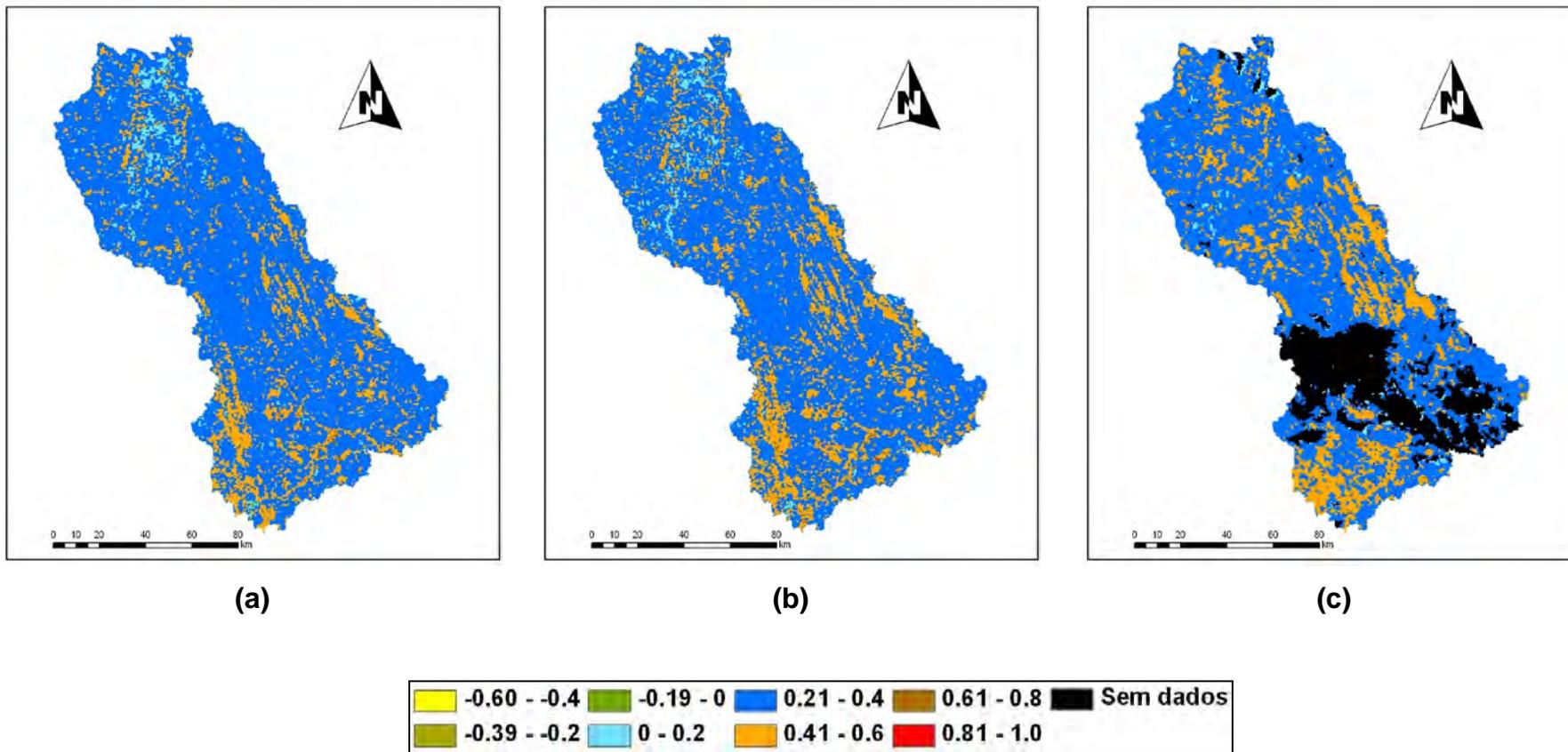


Figura 4D – Índice de vegetação da diferença normalizada (adimensional) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.

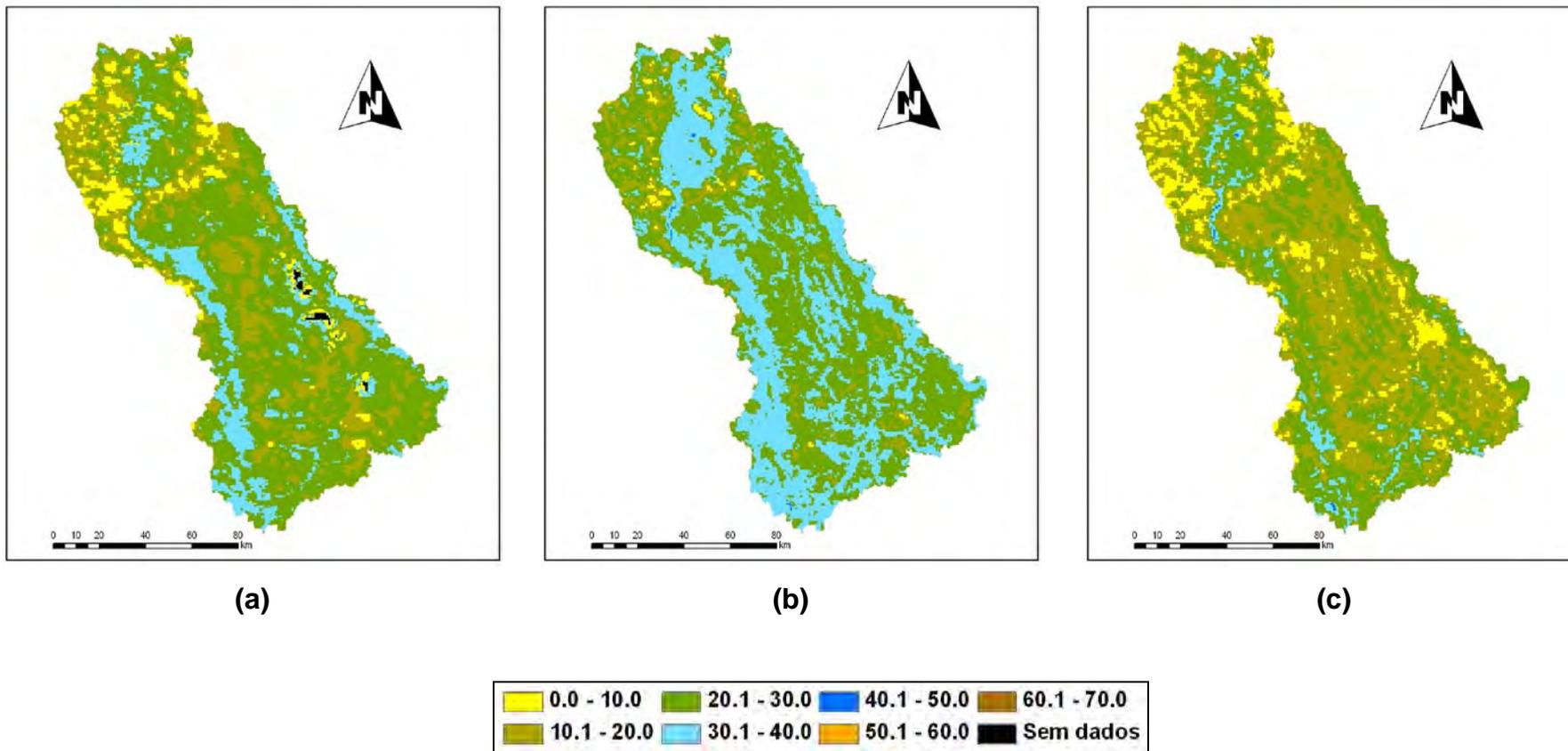


Figura 5A – Evapotranspiração (mm) do primeiro decêndio de julho (a), segundo decêndio de julho (b) e terceiro decêndio de julho (c) do ano de 2007.

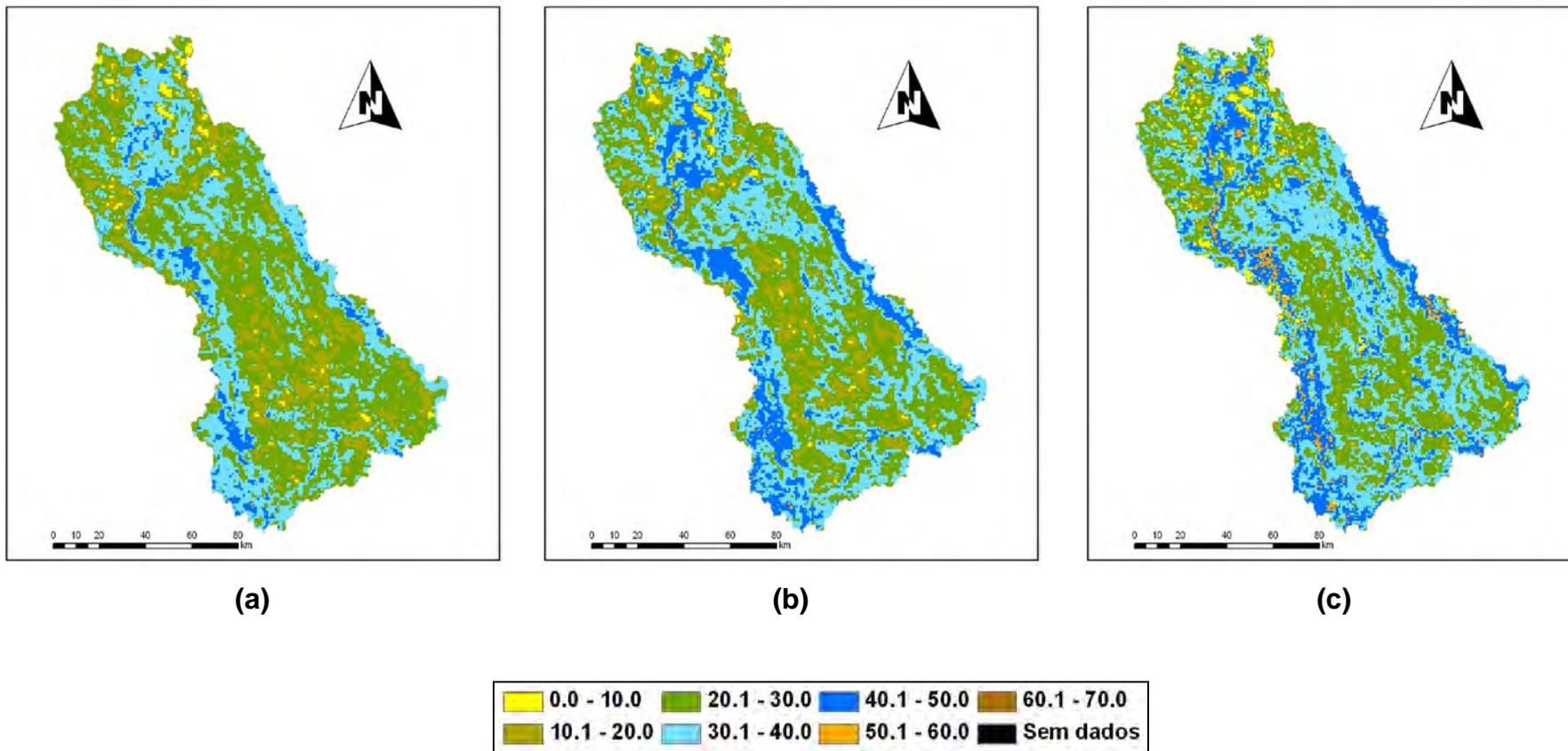


Figura 5B – Evapotranspiração (mm) do primeiro decêndio de agosto (a), segundo decêndio de agosto (b) e terceiro decêndio de agosto (c) do ano de 2007.

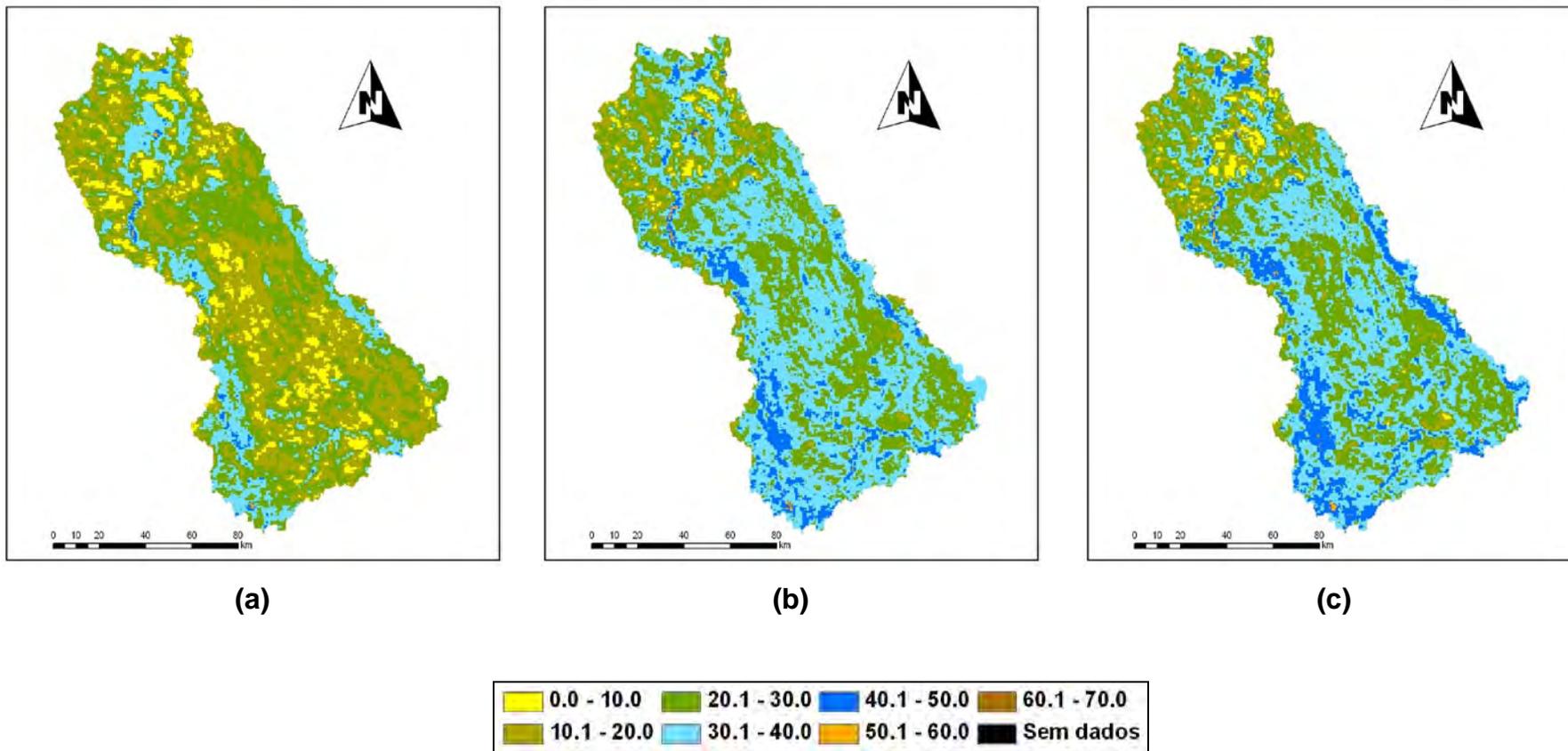


Figura 5C – Evapotranspiração (mm) do primeiro decêndio de setembro (a), segundo decêndio de setembro (b) e terceiro decêndio de setembro (c) do ano de 2007.

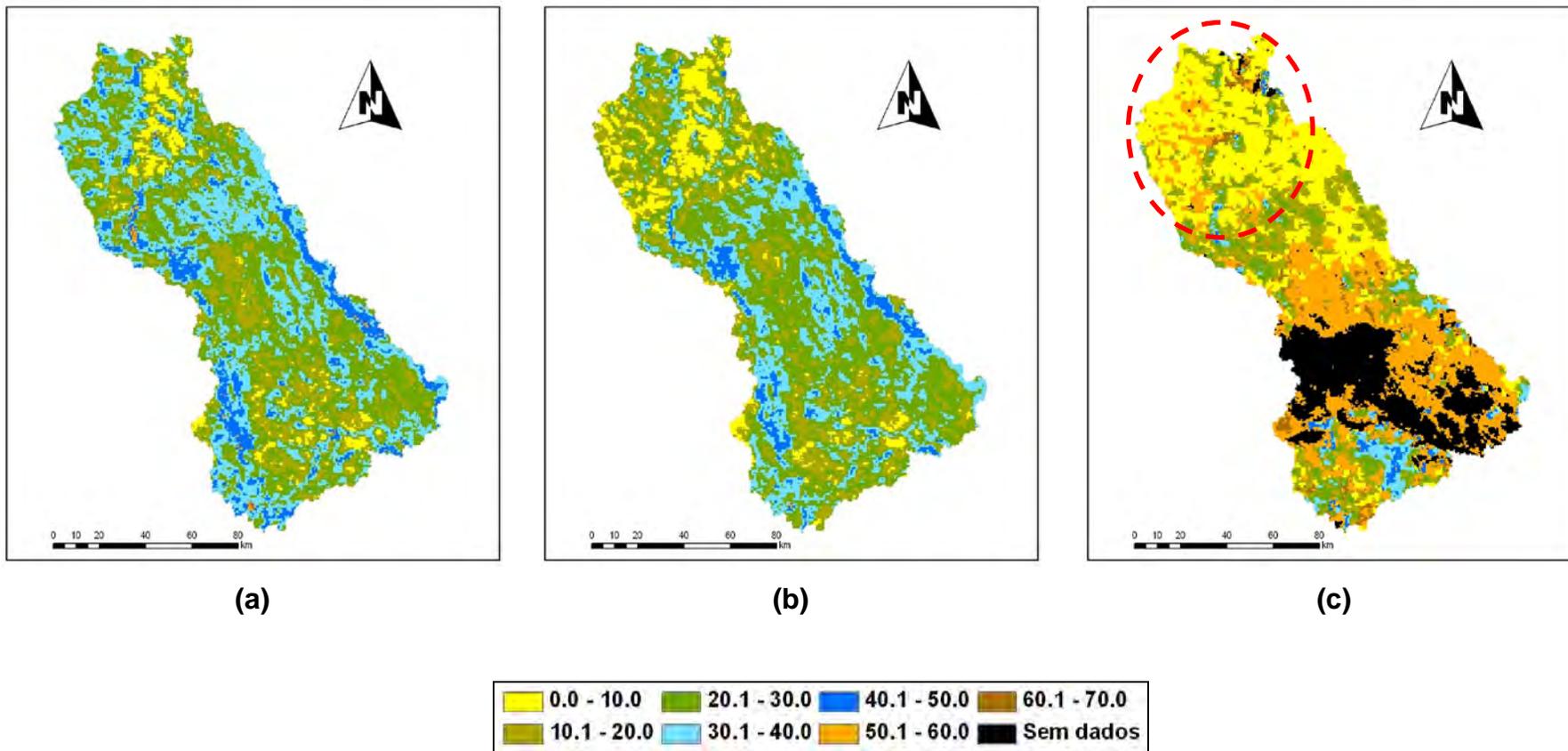


Figura 5D – Evapotranspiração (mm) do primeiro decêndio de outubro (a), segundo decêndio de outubro (b) e terceiro decêndio de outubro (c) do ano de 2007.

Tabela 6A – Valores da precipitação (mm) registrada em cada decêndio do mês de julho de 2007

Código	Estação	Lat. (°)	Long. (°)	1° Dec.	2° Dec.	3° Dec.
01547002	Planaltina	-15,45	-47,61	0,00	0,00	0,00
01546005	Cabeceiras	-15,80	-46,93	0,00	0,00	0,00
01646001	Unaí	-16,35	-46,89	0,00	0,00	2,10
01647002	Cristalina	-16,76	-47,61	0,00	0,00	0,00
01746002	Santa Rosa	-17,26	-46,47	0,00	0,00	0,60
01645005	Vila Urucuia	-16,30	-45,74	0,00	0,00	0,00
01746017	Faz. Poções	-17,04	-46,82	0,00	0,00	0,00
01645019	Faz. Conceição	-16,43	-45,74	0,00	0,00	0,00
01746001	Porto da Extrema	-17,03	-46,01	0,00	0,00	0,00
01646004	Faz. O Resfriado	-16,50	-46,66	0,00	0,00	0,00
A001	Brasília	-15,79	-47,93	0,00	0,00	0,00
A542	Unaí	-16,55	-46,88	0,00	0,00	8,40
83379	Formosa	-15,53	-47,33	0,00	0,00	0,00
83384	Arinos	-15,90	-46,05	0,00	0,00	0,00
83428	Unaí	-16,37	-46,55	0,00	0,00	3,80
83479	Paracatu	-17,23	-46,88	0,00	0,00	0,00

Tabela 6B – Valores da precipitação (mm) registrada em cada decêndio do mês de agosto de 2007

Código	Estação	Lat. (°)	Long. (°)	1° Dec.	2° Dec.	3° Dec.
01547002	Planaltina	-15,45	-47,61	0,00	0,00	0,00
01546005	Cabeceiras	-15,80	-46,93	0,00	0,00	0,00
01646001	Unaí	-16,35	-46,89	0,00	0,00	0,00
01647002	Cristalina	-16,76	-47,61	0,00	0,00	0,00
01746002	Santa Rosa	-17,26	-46,47	0,00	0,00	0,00
01645005	Vila Urucuia	-16,30	-45,74	0,00	0,00	0,00
01746017	Faz. Poções	-17,04	-46,82	0,00	0,00	0,00
01645019	Faz. Conceição	-16,43	-45,74	0,00	0,00	0,00
01746001	Porto da Extrema	-17,03	-46,01	0,00	0,00	0,00
01646004	Faz. O Resfriado	-16,50	-46,66	0,00	0,00	0,00
A001	Brasília	-15,79	-47,93	0,00	0,00	0,00
A542	Unaí	-16,55	-46,88	0,00	0,00	0,00
83379	Formosa	-15,53	-47,33	0,00	0,00	0,00
83384	Arinos	-15,90	-46,05	0,00	0,00	0,00
83428	Unaí	-16,37	-46,55	0,00	0,00	0,00
83479	Paracatu	-17,23	-46,88	0,00	0,00	0,00

Tabela 6C – Valores da precipitação (mm) registrada em cada decêndio do mês de setembro de 2007

Código	Estação	Lat. (°)	Long. (°)	1° Dec.	2° Dec.	3° Dec.
01547002	Planaltina	-15,45	-47,61	0,00	0,00	0,00
01546005	Cabeceiras	-15,80	-46,93	0,00	0,00	0,00
01646001	Unaí	-16,35	-46,89	0,00	0,00	0,00
01647002	Cristalina	-16,76	-47,61	0,00	0,00	0,00
01746002	Santa Rosa	-17,26	-46,47	0,00	0,00	0,20
01645005	Vila Urucuia	-16,30	-45,74	0,00	0,00	0,00
01746017	Faz. Poções	-17,04	-46,82	0,00	0,00	0,20
01645019	Faz. Conceição	-16,43	-45,74	0,00	0,00	0,00
01746001	Porto da Extrema	-17,03	-46,01	0,00	0,00	6,40
01646004	Faz. O Resfriado	-16,50	-46,66	0,00	0,00	0,00
A001	Brasília	-15,79	-47,93	0,00	0,00	0,00
A542	Unaí	-16,55	-46,88	0,00	0,00	11,00
83379	Formosa	-15,53	-47,33	0,00	0,00	0,00
83384	Arinos	-15,90	-46,05	0,00	0,00	0,00
83428	Unaí	-16,37	-46,55	0,00	0,00	0,00
83479	Paracatu	-17,23	-46,88	0,00	0,00	0,00

Tabela 6D – Valores da precipitação (mm) registrada em cada decêndio do mês de outubro de 2007

Código	Estação	Lat. (°)	Long. (°)	1° Dec.	2° Dec.	3° Dec.
01547002	Planaltina	-15,45	-47,61	0,00	0,00	45,10
01546005	Cabeceiras	-15,80	-46,93	0,00	1,20	18,40
01646001	Unaí	-16,35	-46,89	0,20	0,00	67,40
01647002	Cristalina	-16,76	-47,61	0,00	0,00	61,40
01746002	Santa Rosa	-17,26	-46,47	0,00	0,00	10,00
01645005	Vila Urucuia	-16,30	-45,74	0,00	0,00	1,60
01746017	Faz. Poções	-17,04	-46,82	0,00	0,00	25,60
01645019	Faz. Conceição	-16,43	-45,74	0,00	0,00	4,00
01746001	Porto da Extrema	-17,03	-46,01	4,60	0,00	7,70
01646004	Faz. O Resfriado	-16,50	-46,66	8,10	0,00	47,30
A001	Brasília	-15,79	-47,93	0,00	12,00	11,60
A542	Unaí	-16,55	-46,88	0,00	27,20	22,80
83379	Formosa	-15,53	-47,33	0,50	2,30	53,50
83384	Arinos	-15,90	-46,05	0,00	0,00	4,80
83428	Unaí	-16,37	-46,55	0,00	0,00	60,20
83479	Paracatu	-17,23	-46,88	0,00	0,00	12,10

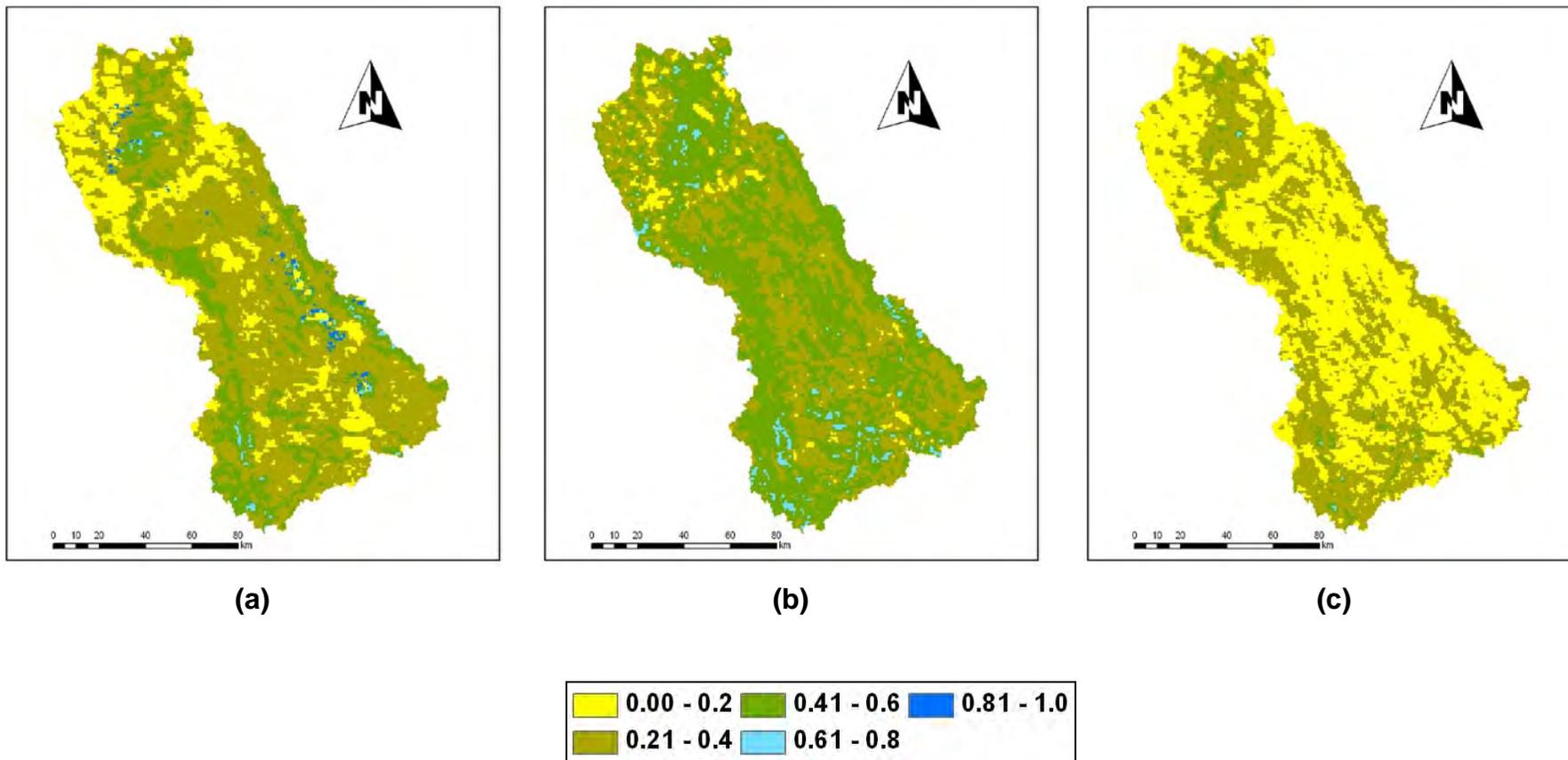


Figura 7A – Conteúdo de umidade médio do solo ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) dos dias 10 de julho (a), 14 de julho (b) e 23 de julho (c) do ano de 2007.

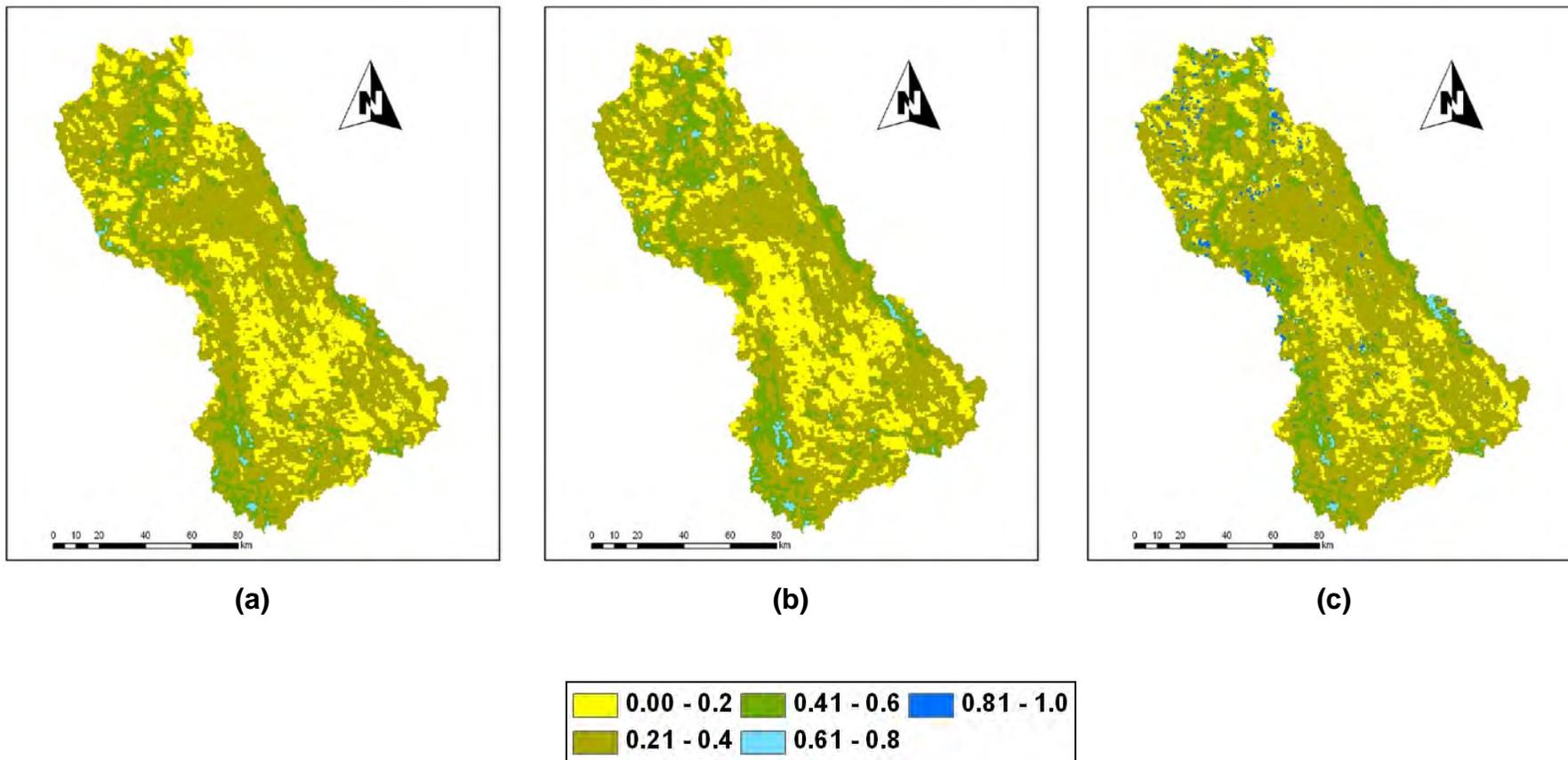


Figura 7B – Conteúdo de umidade médio do solo ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) dos dias 6 de agosto (a), 13 de agosto (b) e 24 de agosto (c) do ano de 2007.

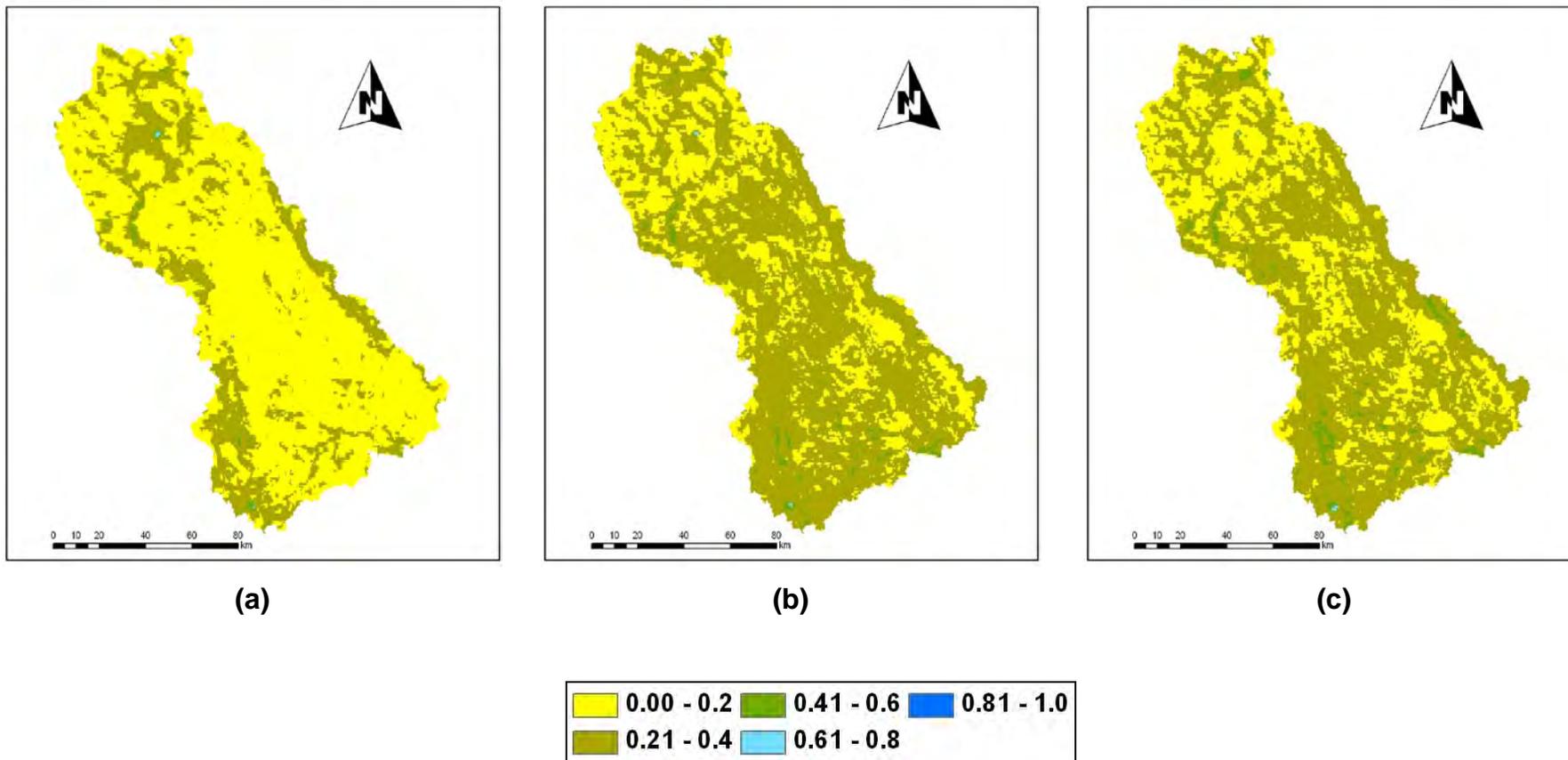


Figura 7C – Conteúdo de umidade médio do solo ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) dos dias 2 de setembro (a), 16 de setembro (b) e 23 de setembro (c) do ano de 2007.

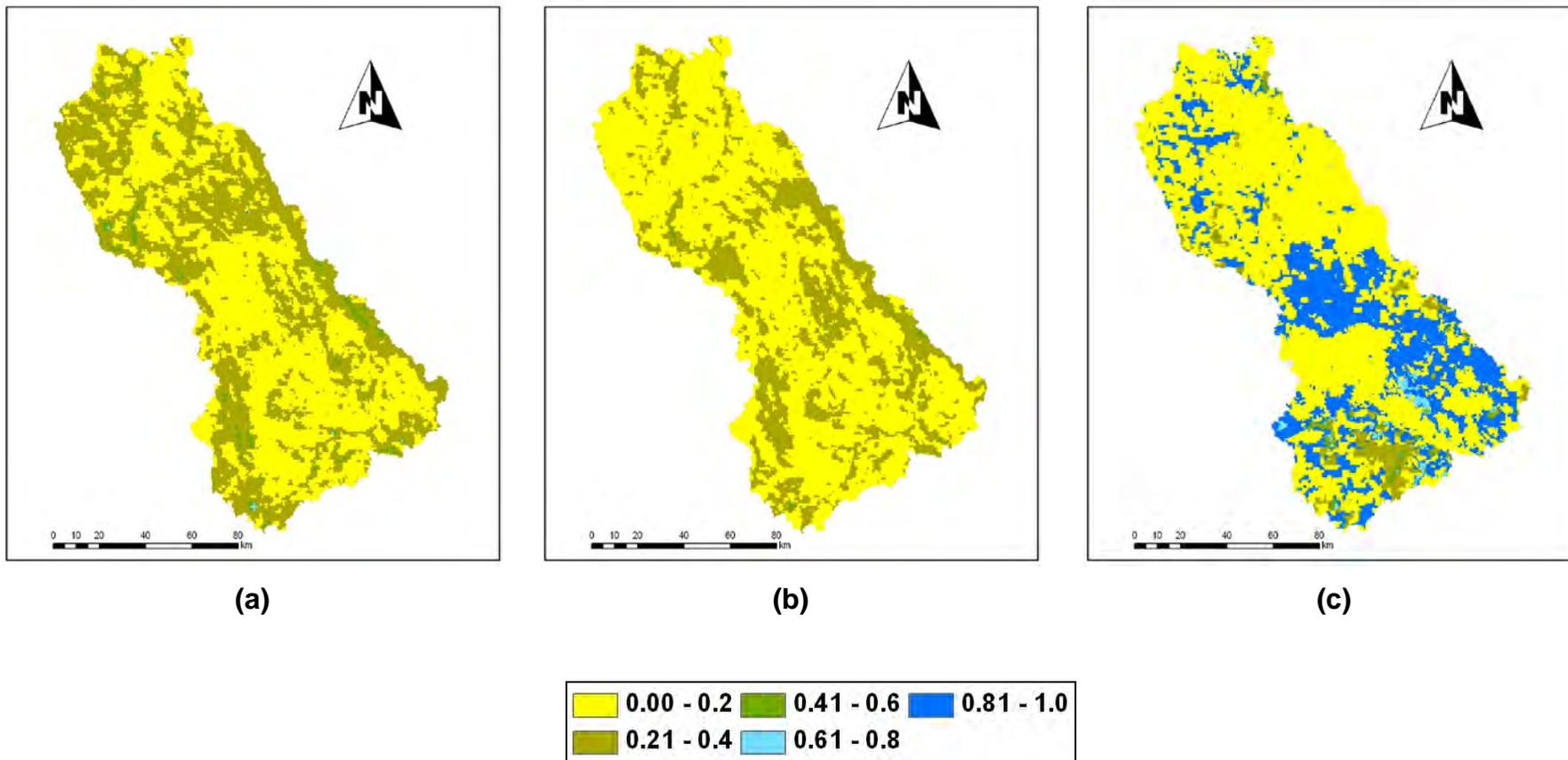


Figura 7D – Conteúdo de umidade médio do solo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) dos dias 4 de outubro (a), 16 de outubro (b) e 29 de outubro (c) do ano de 2007.