

SADY JÚNIOR MARTINS DA COSTA DE MENEZES

EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL UTILIZANDO O SEBAL EM CONDIÇÕES  
DE RELEVO MONTANHOSO

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

VIÇOSA  
MINAS GERAIS – BRASIL

2006

SADY JÚNIOR MARTINS DA COSTA DE MENEZES

EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL UTILIZANDO O SEBAL EM CONDIÇÕES  
DE RELEVO MONTANHOSO

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

APROVADA: 22 de agosto de 2006.

---

Prof. Vicente Paulo Soares  
(Co-Orientador)

---

Prof. Mauro Aparecido Martinez

---

Prof. Márcio Mota Ramos

---

Prof. Rubens Alves de Oliveira

---

Prof. Gilberto Chohaku Sedyama  
(Orientador)

## **BIOGRAFIA**

SADY JÚNIOR MARTINS DA COSTA DE MENEZES, filho de Sadi Áureo Guimarães de Menezes e Marilene Martins da Costa de Menezes, nasceu em 23 de março de 1979, na cidade de Santa Bárbara, Minas Gerais.

Teve sua formação primária (1º Grau) em Santa Bárbara, MG, e, em 1997, concluiu o segundo grau na cidade de Ouro Preto, MG, formando no curso de Técnico em Informática Industrial pela Escola Técnica Federal de Ouro Preto.

No período de 1997 a 1999, trabalhou, por dois “bons anos”, na empresa GERDAU-AÇOMINAS S/A, em Ouro Branco, MG.

Em 1999, ingressou no Curso de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa (UFV), em Viçosa, MG, passando, em 2000, para a nova grade do Curso de Engenharia Agrícola e Ambiental, em que se formou no ano de 2004.

Nesse mesmo ano, começou o Programa de Pós-Graduação, em nível de Mestrado, em Engenharia Agrícola, na área de Recursos Hídricos e Ambientais, da UFV, submetendo-se à defesa de tese em agosto de 2006.

## **AGRADECIMENTOS**

A DEUS, pela força, luz, energia e por me fazer forte a cada dia.

Aos meus pais Sadi e Marilene e aos meus irmãos Alexandre e Claubert, por sempre me apoiarem e me incentivarem em todas as questões de minha vida; à minha MÃE, a maior mulher do mundo, a mais batalhadora de todas, o meu “HERÓI”, o meu “ÍDOLO”, a minha “PROTEÇÃO”, mulher que nunca me deixou faltar nada e sempre esteve do meu lado, mesmo nos momentos em que eu faltei a ela, ela nunca me faltou.

À minha PAXÃO, por ter ficado ao meu lado durante o desenrolar desta pesquisa e continuar comigo nos dias de hoje, meu obrigado de coração. TE AMO BIZUZU.

Ao Programa CNPq/CT-Hidro, pela concessão da bolsa de estudos, pois sem ela não sei se chegaria aonde cheguei.

Ao Professor Gilberto Chohaku Sedyama, pela amizade, pelos ensinamentos, pelas palavras de otimismo e de incentivo, pela dedicação, enfim, pela sabedoria passada a mim – meu muito obrigado.

Ao Professor Vicente Paulo Soares, por estar sempre disposto a me ajudar, abrir as portas de sua sala e de seu conhecimento em prol de meu crescimento, pela sua paciência, pela dedicação, pelo incentivo e pelas palavras de força – meu muito obrigado.

Ao Professor José Marinaldo Gleriani, em sua sala ou nos corredores do Departamento de Engenharia Florestal e também no “cafezim”, por estar sempre me

orientando, me ensinando, expandindo os meus conhecimentos e me passando outros... meu muito obrigado.

Ao Professor Francisco de Assis de Carvalho Pinto, por sua sabedoria, paciência e alegria; se você nunca parou para escutá-lo em suas piadas, pare, então, e escute, pois vale a pena; em sua arte de passar seus conhecimentos, sempre pressionando para que aprendêssemos mais e além do que ele nos passava – meu muito obrigado.

Aos Professores Mauro Aparecido Martinez, Márcio Mota Ramos e Rubens Alves de Oliveira, por terem feito parte de minha banca de defesa de dissertação, por terem dedicado tempo e conhecimentos a mim durante a defesa e ao longo de minha graduação em Engenharia Agrícola e Ambiental – meu muito obrigado.

Ao Professor Bernardo Barbosa da Silva, da Universidade Federal de Campina Grande, PARAÍBA, por me ajudar nos primeiros passos desta dissertação, dispondo de seu tempo e paciência, dedicação e sabedoria na condução e nos ensinamentos passados, sendo sua pessoa de vital importância para o início, meio e fim desta pesquisa.

Aos meus demais professores do Departamento de Engenharia Agrícola e aos seus funcionários – meu muito, muitíssimo obrigado por tudo.

Aos meus amigos de República, os que foram e os que ficaram (Samuel e Cleverson), pelos momentos bons e ruins, pelas incansáveis noites de prosa sobre a garrafa de café – meu obrigado.

Aos meus amigos que fiz na pós-graduação e durante a minha iniciação científica, em que pude aprender em “como ser e tornar um pesquisador” – meu muito obrigado.

Aos meus amigos de outras repúblicas e de curso e ao povo de Viçosa, por terem me acolhido e ter cultivado em mim grandes e fortes amizades – obrigado.

Aos “prosas”, irei citar alguns, mas estes citados representam todos os “prosas” e “amigos” que fazem parte desta amizade verdadeira que se formou: Dudu, Lelê, Lonida, Fefê, Otim, Roooooooooooooooooonaldim, Dinguinha, Jhonny, Calcinha, Pepas, Nerso, Fabrício, Gordim, Quels, Reeeeeeeeeeeenatinha, República VITAMINADOS, Juju, Rita, Rafinha, Damdam, Lid e Xandim, entre outros, meu muito obrigado.

Enfim, a todos que, direta e indiretamente, ajudaram-me neste meu crescimento e em todas as fases de minha vida.

**MEU MUITO OBRIGADO A TODOS, DE CORAÇÃO!!!**

## CONTEÚDO

|   | Página |
|---|--------|
| LISTA DE TABELAS .....  | vii    |
| LISTA DE FIGURAS .....  | x      |
| LISTA DE SÍMBOLOS .....   | xii    |
| EXTRATO .....   | xv     |
| ABSTRACT .....  | xvii   |
| 1. INTRODUÇÃO .....   | 1      |
| 2. REVISÃO DE LITERATURA .....                                      | 3      |
| 2.1. Evapotranspiração .....  | 3      |
| 2.2. Uso do sensoriamento remoto em modelos agrícolas .....         | 5      |
| 3. MATERIAL E MÉTODOS .....   | 8      |
| 3.1. Localização da área de estudo .....                            | 8      |
| 3.2. Base de dados .....  | 10     |
| 3.3. Caracterização das feições nas imagens TM Landsat 5 .....      | 14     |
| 3.4. Procedimentos .....  | 14     |
| 3.4.1. Uso do algoritmo SEBAL nas condições de relevo plano .....   | 14     |
| 3.4.1.1. Cálculo do balanço de radiação ( $R_n$ ) .....             | 14     |
| 3.4.1.2. Cálculo do balanço de energia .....                        | 23     |
| 3.4.1.2.1. Cálculo do fluxo de calor no solo ( $G$ ) .....          | 23     |
| 3.4.1.2.2. Cálculo do fluxo de calor sensível ( $H$ ) .....         | 24     |
| 3.4.1.2.3. Cálculo do fluxo de calor latente ( $\lambda ET$ ) ..... | 31     |

|  | Página |
|--|--------|
| 3.4.2. Uso do algoritmo SEBAL nas condições de relevo montanhoso (com variação de altitude).....   | 32     |
| 3.4.3. Uso do algoritmo SEBAL pelo procedimento de normalização topográfica .....  | 36     |
| 3.4.3.1. Modelo de reflectância lambertiano.....   | 36     |
| 3.4.3.1.1. Ângulo de incidência.....   | 37     |
| 3.4.3.2. Procedimentos dos cálculos utilizando Normalização Topográfica .....  | 37     |
| 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....   | 39     |
| 4.1. Valores do albedo de superfície nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica .....                                | 39     |
| 4.2. Valores do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica ..... | 45     |
| 4.3. Valores da temperatura da superfície nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica .....                           | 48     |
| 4.4. Valores do saldo de radiação nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica .....                                   | 51     |
| 4.5. Valores do fluxo de calor no solo nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica .....                              | 55     |
| 4.6. Valores do fluxo de calor sensível nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica .....                             | 58     |
| 4.6.1. Determinação dos pixels-âncoras: pixel frio e pixel quente .....  | 61     |
| 4.6.2. Valores do processo iterativo no cálculo do fluxo de calor sensível (H) .....   | 61     |
| 4.7. Valores do fluxo de calor latente nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica .....                              | 68     |
| 4.8. Valores da evapotranspiração/evaporação horária das feições nas condições de terreno plano e montanhoso e uso da normalização topográfica .....   | 69     |
| 5. CONCLUSÕES .....  | 80     |
| REFERÊNCIAS .....  | 82     |

## LISTA DE TABELAS

|  | Página |
|--|--------|
| 1. Faixas espectrais das bandas do Mapeador Temático do Landsat 5 .....  | 11     |
| 2. Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera..... | 18     |
| 3. Média horária da temperatura do ar – Ta (°C, K) – Torre Climatológica do Gaspar .....   | 23     |
| 4. Ângulos da elevação solar e do azimute solar nas imagens de estudo.....   | 38     |
| 5. Valores do albedo de superfície (decimal) nas condições analisadas da área de estudo .....  | 40     |
| 6. Valores do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) nas condições analisadas da área de estudo .....   | 45     |
| 7. Valores da emissividade nas condições analisadas da área de estudo .....  | 48     |
| 8. Valores da temperatura da superfície (Kelvin) nas condições analisadas da área de estudo.....   | 49     |
| 9. Valores de temperatura da superfície em Kelvin (K), obtidos pela estação climatológica.....   | 49     |
| 10. Valores da radiação de onda curta incidente ( $W m^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo .....  | 51     |

|  | Página |
|--|--------|
| 11. Valores da radiação de onda longa ascendente ( $Wm^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo .....  | 52     |
| 12. Valores do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo.....   | 53     |
| 13. Valores do fluxo de calor no solo ( $Wm^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo .....   | 56     |
| 14. Valores do fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo .....  | 59     |
| 15. Síntese dos valores das características do pixel frio (PF) e pixel quente (PQ) obtidos no dia 20 de junho de 2003, nas três condições analisadas.....            | 62     |
| 16. Síntese dos valores das características do pixel frio (PF) e pixel quente (PQ) obtidos no dia 24 de setembro de 2003, nas três condições analisadas.....         | 63     |
| 17. Síntese dos valores das características do pixel frio (PF) e pixel quente (PQ) obtidos no dia 22 de junho de 2004, nas três condições analisadas.....            | 64     |
| 18. Valores dos coeficientes de entrada (" $L, r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT, u_*, a, b$ ) do dia 20 de junho de 2003 (relevo plano).....                 | 65     |
| 19. Valores dos coeficientes de entrada (" $L, r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT, u_*, a, b$ ) do dia 20 de junho de 2003 (relevo montanhoso) .....           | 65     |
| 20. Valores dos coeficientes de entrada (" $L, r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT, u_*, a, b$ ) do dia 20 de junho de 2003 (normalização topográfica) .....    | 65     |
| 21. Valores dos coeficientes de entrada (" $L, r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT, u_*, a, b$ ) do dia 24 de setembro de 2003 (relevo plano) .....             | 66     |
| 22. Valores dos coeficientes de entrada (" $L, r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT, u_*, a, b$ ) do dia 24 de setembro de 2003 (relevo montanhoso).....         | 66     |
| 23. Valores dos coeficientes de entrada (" $L, r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT, u_*, a, b$ ) do dia 24 de setembro de 2003 (normalização topográfica) ..... | 66     |
| 24. Valores dos coeficientes de entrada (" $L, r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT, u_*, a, b$ ) do dia 22 de junho de 2004 (relevo plano).....                 | 67     |
| 25. Valores dos coeficientes de entrada (" $L, r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT, u_*, a, b$ ) do dia 22 de junho de 2004 (relevo montanhoso) .....           | 67     |
| 26. Valores dos coeficientes de entrada (" $L, r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT, u_*, a, b$ ) do dia 22 de junho de 2004 (normalização topográfica) .....    | 67     |

|  | Página |
|--|--------|
| 27. Valores do fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo .....   | 68     |
| 28. Valores da evapotranspiração/evaporação horária das feições ( $mmh^{-1}$ ) nas condições analisadas da área de estudo .....  | 71     |
| 29. Resultados de evapotranspiração horária ( $ET_h$ ) do dia 20 de junho de 2003, obtidos pelo SEBAL nas condições de relevo plano, montanhoso e uso da normalização topográfica.....     | 75     |
| 30. Resultados de evapotranspiração horária ( $ET_h$ ) do dia 24 de setembro de 2003, obtidos pelo SEBAL nas condições de relevo plano, montanhoso e uso da normalização topográfica ..... | 75     |
| 31. Resultados de evapotranspiração horária ( $ET_h$ ) do dia 22 de junho de 2004, obtidos pelo SEBAL nas condições de relevo plano, montanhoso e uso da normalização topográfica.....     | 76     |
| 32. Valores de $ET_o$ e $ET_h$ ( $mmh^{-1}$ ) obtidos com o REF-ET e com o SEBAL do dia 20 de junho de 2003 .....  | 77     |
| 33. Valores de $ET_o$ e $ET_h$ ( $mmh^{-1}$ ) obtidos com o REF-ET e com o SEBAL do dia 24 de setembro de 2003 .....   | 77     |
| 34. Valores de $ET_o$ e $ET_h$ ( $mmh^{-1}$ ) obtidos com o REF-ET e com o SEBAL do dia 22 de junho de 2004.....   | 78     |

## LISTA DE FIGURAS

|   | Página |
|---|--------|
| 1. Localização da região de estudo .....  | 9      |
| 2. Vista detalhada da região de estudo mostrando os limites municipais .....  | 9      |
| 3. Vista do relevo e da hidrografia da região de estudo .....   | 10     |
| 4. Modelo digital de elevação do terreno da área de estudo .....  | 12     |
| 5. Modelo digital de elevação do terreno, visualização em 3ª dimensão, mostrando o ponto onde se localiza a Estação Climatológica do Gaspar, de propriedade da CENIBRA S/A, e a variação de altitude do local ..... | 13     |
| 6. Imagem TM Landsat 5, bandas 4, 3 e 2, do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c) .....   | 15     |
| 7. Fluxograma das etapas do processamento do Balanço de Radiação à superfície .....   | 18     |
| 8. Fluxograma de cálculo do fluxo de calor sensível .....   | 25     |
| 9. Visualização de uma superfície inclinada e azimute do ângulo de superfície para o modelo SEBAL .....   | 33     |
| 10. Albedo de superfície em decimal (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c) .....   | 41     |
| 11. Albedo de superfície em decimal (relevo montanhoso) do dia 24 de setembro de 2003 .....   | 42     |

|  |    |
|--|----|
| 12. Albedo de superfície em decimal (normalização topográfica) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).....                             | 43 |
| 13. NDVI (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c) .....   | 47 |
| 14. Temperatura da superfície em Kelvin (área plana) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c) .....                                      | 50 |
| 15. Saldo de radiação $W m^{-2}$ (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).....  | 54 |
| 16. Fluxo de calor no solo $W m^{-2}$ (relevo plano) do dia 20 junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).....  | 57 |
| 17. Fluxo de calor sensível $W m^{-2}$ (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c) .....                                     | 60 |
| 18. Fluxo de calor latente $W m^{-2}$ (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).....                                       | 70 |
| 19. Evapotranspiração/evaporação horária das feições $mmh^{-1}$ (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c) .....            | 72 |
| 20. Evapotranspiração/evaporação horária das feições $mmh^{-1}$ (relevo montanhoso) do dia 20 de junho de 2003 .....   | 73 |
| 21. Evapotranspiração/evaporação horária das feições $mmh^{-1}$ (normalização topográfica) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c)..... | 74 |

## LISTA DE SÍMBOLOS

|                    |   |
|--------------------|---|
| $\alpha_{toa}$     | = albedo planetário   |
| $\theta$           | = ângulo de incidência [rad]  |
| $\alpha$           | = albedo de superfície ou albedo corrigido  |
| $Z$                | = ângulo zenital solar [rad]  |
| $\gamma$           | = azimute do ângulo de superfície [rad]   |
| $c_p$              | = calor específico [1004 Jkg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]                              |
| $L$                | = comprimento de Monin-Obukov [m]   |
| $\sigma$           | = constante de Stefan-Boltzmann [5,67x10 <sup>-8</sup> Wm <sup>-2</sup> K <sup>-4</sup> ] |
| $k$                | = constante de von Karman [0,41]  |
| $g$                | = constante gravitacional [9,81 ms <sup>-2</sup> ]  |
| $s$                | = constante solar [1367 Wm <sup>-2</sup> ]  |
| $Sc$               | = correção sazonal para a hora solar [h]  |
| $\delta$           | = ângulo de declinação do eixo terrestre [rad]  |
| $\rho_{ar}$        | = densidade absoluta do ar [1,15 kgm <sup>-3</sup> ]                                      |
| $dT$               | = diferença de temperatura próxima à superfície [°C]                                      |
| $\Delta z$         | = elevação de cada pixel menos a elevação do DATUM [m]                                    |
| $\varepsilon_0$    | = emissividade  |
| $\varepsilon_a$    | = emissividade atmosférica  |
| $\varepsilon_{NB}$ | = emissividade no domínio espectral da banda termal                                       |
| $ET_h$             | = evapotranspiração horária [mmh <sup>-1</sup> ]  |

|                           |   |   |
|---------------------------|---|---|
| $ET_0$                    | = | evapotranspiração de referência [ $\text{mmh}^{-1}$ ]   |
| $ET_{\text{instantânea}}$ | = | evapotranspiração instantânea obtida no horário da passagem do satélite pela área em estudo [ $\text{mmh}^{-1}$ ] |
| $\lambda ET$              | = | fluxo de calor latente [ $\text{Wm}^{-2}$ ]   |
| $G$                       | = | fluxo de calor sensível do solo [ $\text{Wm}^{-2}$ ]  |
| $H$                       | = | fluxo de calor sensível do ar [ $\text{Wm}^{-2}$ ]  |
| $t$                       | = | hora-padrão (corrigida) da passagem do satélite [h]   |
| $i$                       | = | inclinação da superfície [rad]  |
| $IAF$                     | = | Índice de Área Foliar   |
| $NDVI$                    | = | <i>Normalized Difference Vegetation Index</i> : Índice da Diferença Normalizada da Vegetação [-1 a +1]            |
| $SAVI$                    | = | <i>Soil Adjusted Vegetation Index</i> : Índice de Vegetação Ajustado para o Solo                                  |
| $K_{\lambda i}$           | = | irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera [ $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ ]               |
| $In$                      | = | irradiância solar global  |
| $\varphi$                 | = | latitude do pixel [rad]   |
| $Lz$                      | = | longitude do centro da área para a hora local [°]   |
| $LM$                      | = | longitude do centro da imagem do satélite [°]   |
| $ND$                      | = | nível de cinza [0 a 255]  |
| $Rs\downarrow$            | = | radiação de onda curta descendente [ $\text{Wm}^{-2}$ ]   |
| $RL\downarrow$            | = | radiação de onda longa descendente [ $\text{Wm}^{-2}$ ]   |
| $RL\uparrow$              | = | radiação de onda longa emitida pela superfície [ $\text{Wm}^{-2}$ ]   |
| $\alpha_p$                | = | radiação solar refletida pela atmosfera   |
| $L_{\lambda i}$           | = | radiância espectral de cada banda [ $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ]                              |
| $a, b$                    | = | radiâncias espectrais de mínimos e máximos [ $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ]                     |
| $dr$                      | = | razão entre a distância média Terra – Sol e a distância Terra – Sol em dado dia do ano                            |
| $\rho_{\lambda i}$        | = | reflectância monocromática de cada banda  |
| $r_{ah}$                  | = | resistência aerodinâmica ao transporte de calor [ $\text{sm}^{-1}$ ]  |
| $z_{om}$                  | = | rugosidade local [m]  |
| $Rn$                      | = | saldo de radiação à superfície [ $\text{Wm}^{-2}$ ]   |
| $T_s$                     | = | temperatura da superfície [K ou °C]   |

|             |   |
|-------------|---|
| $GMT$       | = <i>Greenwich Mean Time</i> , Tempo Médio de Greenwich |
| $\tau_{sw}$ | = transmissividade atmosférica                          |
| $\psi_h$    | = transporte de calor                                   |
| $\psi_m$    | = transporte de “momentum”                              |
| $u_*$       | = velocidade de fricção [ $\text{ms}^{-1}$ ]            |

## RESUMO

MENEZES, Sady Júnior Martins da Costa de Menezes, M. Sc., Universidade Federal de Viçosa, agosto de 2006. **Evapotranspiração regional utilizando o SEBAL em condições de relevo montanhoso.** Orientador: Gilberto Chohaku Sedyama. Co-Orientadores: Francisco de Assis de Carvalho Pinto, Vicente Paulo Soares e José Marinaldo Gleriani.

O Surface Energy Balance Algorithms for Land – SEBAL é um algoritmo para geração dos mapas de evapotranspiração para grandes áreas. É processado por meio de passos computacionais, que predizem um balanço completo da radiação e da energia sobre a superfície da Terra. Utiliza imagens coletadas pelo sensor TM Landsat ou outro sensor que colete comprimentos de onda na região do infravermelho refletivo e termal. O presente trabalho teve como objetivos estimar os componentes do balanço de radiação e de energia à superfície (fluxo de calor sensível; fluxo de calor no solo e fluxo de calor latente); determinar a evapotranspiração instantânea (horária) na região de estudo, por meio do uso do algoritmo SEBAL, utilizando ferramentas do sensoriamento remoto para as imagens considerando condições de relevo plano e relevo montanhoso, fazendo-se o uso da normalização topográfica; e comparar os valores estimados pelo SEBAL com os obtidos na estação climatológica por meio do programa computacional Reference Evapotranspiration Calculation Software – REF-ET. Na região de estudo, foram obtidas três cenas do sensor TM Landsat 5, nas datas de 20/06/2003, 24/09/2003 e 22/06/2004. As imagens utilizadas foram compostas por sete bandas espectrais. Os

valores encontrados para o saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente foram coerentes com os encontrados na literatura. Os valores estimados pelo SEBAL perante os valores obtidos pela estação climatológica acompanharam a tendência, sendo esses valores menores no mês de junho em relação a setembro, porém os valores de evapotranspiração horário diferiram quanto aos métodos empregados para sua estimativa (REF-ET e SEBAL). Recomenda-se efetuar estudos quanto às variáveis de entrada nos processos de cálculos, obtendo dados de campo e calibrando-os para que sejam validados, obtendo um algoritmo que forneça dados de evapotranspiração próximos ao valor real e de maior confiabilidade e precisão.

## ABSTRACT

MENEZES, Sady Júnior Martins da Costa de Menezes, M. Sc., Universidade Federal de Viçosa, August of 2006. **Regional evapotranspiration using SEBAL in conditions of mountainous relief.** Adviser: Gilberto Chohaku Sedyama. Co-Advisers: Francisco de Assis de Carvalho Pinto, Vicente Paulo Soares and José Marinaldo Gleriani.

SEBAL – Surface Energy Balances Algorithms for Land - is an algorithm for creation of evapotranspiration maps for large areas. SEBAL is processed through steps to predict a complete solar radiation and energy balance on the Earth surface. It uses images collected by TM Landsat sensor or any other sensor that collect wavelengths in the region of the reflective infrared and thermal bands. The present work was carried out to estimate the components of the solar radiation balance and the surface energy (sensible heat flux; soil heat flux and latent heat flux); to determine the instantaneous (hourly) evapotranspiration in the area of study through the use of the SEBAL algorithm and the tools of the remote sensing for images of flat terrain conditions and mountainous relief, using the topographical normalization and to compare them with the values estimated by SEBAL with the values obtained from the climatological station data through the REF-ET program - Reference Evapotranspiration Calculation Software. In the area in study were obtained a scene of the TM Landsat 5 sensor, for the dates of 20/06/2003, 24/09/2003 and 22/06/2004. The used images areas are composed by seven spectral bands. The values found for the radiation balance, soil heat flux, sensible heat and latent heat fluxes were consistent to the values found in the literature.

The values estimated by SEBAL compared to the values obtained from the climatological station accompanied the tendency, but with smaller values for the month of June in relation to September, and the values of hourly evapotranspiration differed as for the employed methods for its estimate (REF-ET and SEBAL). It is recommended to make studies of the input variables in the process of calculations with field data for validation and to obtain an algorithm that supplies data for actual evapotranspiration with more reliability and precision.

## 1. INTRODUÇÃO

O resultado do balanço hídrico do solo, em escala regional, representa uma etapa do ciclo hidrológico. Este, por sua vez, é caracterizado por: a) precipitação, que é um dos componentes do balanço hídrico; b) evapotranspiração, que envolve componentes relacionados a clima, solo e cobertura vegetal; c) infiltração, processo pelo qual a água atravessa a superfície do solo, sendo um dos fatores que mais influenciam o escoamento superficial; e d) escoamento superficial. Do total da água da chuva ou da irrigação que atinge o solo, uma parte é interceptada e fica na superfície, e parte pode escoar superficialmente, enquanto o restante infiltra por meio de sua superfície. Desse total, uma parcela retorna à atmosfera por evapotranspiração, e a outra percola profundamente, alimentando os aquíferos subterrâneos.

Segundo Costa (1997), a evapotranspiração (ET) numa bacia hidrográfica é um dos componentes do ciclo hidrológico de estimativa pouco precisa, sendo tão importante quanto os componentes precipitação e deflúvio de uma bacia. A evapotranspiração é um dos principais componentes a ser estimado para o balanço hídrico, uma vez que na sua estimativa está incluída a precipitação.

Brutsaert (1986) afirmou ser o conhecimento da evapotranspiração, em escala de bacia, indispensável nas previsões de secas e de cheias, pois a capacidade de armazenamento de água proveniente de uma precipitação, no perfil do solo, depende de sua umidade antecedente e, portanto, da evapotranspiração que ocorreu na área em estudo. Durante os períodos de seca, a evapotranspiração é evidentemente um dos principais mecanismos de perda de água disponível e, portanto, um dos fatores

geradores do próprio processo de seca. No entanto, apesar do importante papel desempenhado pela evapotranspiração no balanço hídrico regional, não há dados disponíveis para a maioria das áreas de estudo.

A evapotranspiração pode ser medida por meio de equipamentos, como os lisímetros, ou estimada por meio do balanço hídrico no solo ou de dados meteorológicos aplicados em equações, como a utilizada pela FAO – 56 Penman-Monteith (ALLEN et al., 1998). Porém, esses métodos são limitados porque eles estimam valores pontuais de ET para um local específico e não para uma escala regional. Essa limitação motivou o desenvolvimento do uso de dados obtidos por sensoriamento remoto para a avaliação da ET em grandes áreas. A principal vantagem do uso do sensoriamento remoto é que a evapotranspiração pode ser calculada sem a necessidade de quantificar os complexos processos hidrológicos.

Segundo Allen et al. (2002), a evapotranspiração é variável no espaço e no tempo. É variável no espaço devido à grande variabilidade espacial da precipitação – características físico-hídricas do solo – e ao tipo e densidade da vegetação. Ela é variável no tempo em razão da variabilidade do clima. Assim, as imagens de satélite tornam-se ferramenta importante para o mapeamento e evolução temporal da evapotranspiração.

De acordo com Bastiaanssen (2000), o sensoriamento remoto aplicado à agricultura oferece grandes vantagens, como a obtenção de informações que possibilitam a geração de séries temporais das cenas em estudo, facilitando a comparação entre elas. Ao mesmo tempo, proporciona o oferecimento de ampla cobertura espacial, favorecendo a análise de toda a cena e a obtenção de informações que podem ser representadas espacialmente. Essas informações geralmente revelam aspectos de suma importância para o planejamento agrícola de áreas irrigadas.

No presente trabalho, os objetivos foram:

- Estimar os componentes do balanço de radiação e de energia à superfície.
- Determinar a evapotranspiração horária na região de estudo, por meio do uso do algoritmo SEBAL, considerando-se as condições de relevo plano e relevo montanhoso e fazendo o uso da normalização topográfica.
- Comparar os valores de evapotranspiração horária das feições estimadas pelo SEBAL com os valores obtidos em uma estação climatológica.

## **2. REVISÃO DE LITERATURA**

### **2.1. Evapotranspiração**

Segundo Assad e Sano (1998), a evapotranspiração potencial é um dos principais componentes do balanço de água, pois ela é um indicativo da produção, ou seja, a quantidade de massa verde produzida é função direta da evapotranspiração, além de ser usada na quantificação das disponibilidades hídricas regionais e de estimativa da quantidade de água requerida para irrigação. Portanto, no planejamento das atividades agrícolas é fundamental o conhecimento da demanda hídrica ideal ou da evapotranspiração máxima. Esse último corresponde à perda de água por evapotranspiração por uma cultura, sob condições não restritivas de umidade do solo. No entanto, a evapotranspiração máxima está relacionada com o tipo de clima e características das culturas. A evapotranspiração potencial é função quase que exclusiva das condições meteorológicas, sendo a quantidade de água máxima que a planta pode e deve utilizar. Essa condição estabelece o nível ideal de relação entre a planta, o solo e a atmosfera, permitindo que a planta atinja a sua produção máxima possível, enquanto a evapotranspiração real é a quantidade de água perdida pela planta durante qualquer fase do seu ciclo de vida e condições de suprimento de água.

Segundo Tucci (2001), a definição para evapotranspiração potencial é a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, na unidade de tempo, de uma superfície extensa completamente coberta de vegetação de porte baixo e bem suprida de água. Para a definição da evapotranspiração real, diz ser a

quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições reais (existentes) de fatores atmosféricos e umidade do solo. A evapotranspiração real é igual ou menor que a evapotranspiração potencial.

Ainda, segundo Tucci (2001), informações confiáveis sobre evapotranspiração real são escassas e de difícil obtenção, pois demandam um longo tempo de observação e tem custo elevado. Já a evapotranspiração potencial pode ser obtida a partir de modelos baseados em leis físicas e relações empíricas de forma rápida e suficientemente precisa.

Costa (1997) afirmou que, para a solução de vários problemas agrícolas, é necessário o conhecimento da evapotranspiração em períodos mensais, semanais ou mesmo diários, com a utilização de equipamentos caros e complexos. Na falta destes, fórmulas empíricas foram desenvolvidas para estimar a evapotranspiração em função de elementos climáticos disponíveis, as quais podem ser utilizadas para o dimensionamento e manejo correto de água em projetos agrícolas.

Segundo Tanner (1968), citado por Assad e Sano (1998), os vários métodos para estimativa da evapotranspiração podem ser agrupados em três categorias: método do balanço hídrico, métodos micrometeorológicos e métodos empíricos.

O método do balanço hídrico é dividido basicamente em dois tipos principais: os que utilizam os lisímetros e aqueles em que a estimativa da evapotranspiração é feita em um volume qualquer de solo.

Os métodos micrometeorológicos são eficazes e precisos. Eles proporcionam medidas de evapotranspiração em períodos curtos, mas são de alta complexidade, pois requerem instrumental ultra-sensível, capaz de detectar as flutuações instantâneas das propriedades atmosféricas, estimando suas correlações, variâncias e co-variâncias, justificando-se apenas em projetos de pesquisas, em que funcionam como padrão de aferição de outros métodos. Destacam-se os seguintes métodos micrometeorológicos: método do balanço de energia, método do transporte de massa, método aerodinâmico, método da correlação turbulenta, método da resistência, método combinado (Penman) e método das flutuações. O mais conhecido é o método de Penman, que combina as bases físicas do balanço de energia radiante com processos de transferência de massa. Ele foi publicado pela primeira vez em 1948.

Os elementos climáticos mais usados nos métodos empíricos são: a temperatura, a radiação e a umidade do ar. Os seus principais representantes são: o método de Thornthwaite, o método de Blaney-Cridde, o método de Makkink, o método de Jensen-Haise, o método da radiação solar e o método de Linacre.

Segundo Assad e Sano (1998), existem muitos métodos de medidas ou de estimativas da evaporação e evapotranspiração, porém nenhum dos métodos é aplicável sob todas as condições, visto que foram desenvolvidos em condições climáticas específicas, segundo a disponibilidade de dados e a realidade física do local. A escolha do método mais adequado varia com a precisão requerida no período de determinação, conveniência e custo. Para Hargreaves (1977), na escolha de um método devem-se considerar a simplicidade, a facilidade de uso, a precisão e a disponibilidade de dados climáticos. Heermann (1988) afirmou que não é tarefa fácil selecionar o melhor método para estimar a evapotranspiração. Doorenbos e Pruitt (1988) afirmaram que são utilizados diversos métodos para estimar a evapotranspiração a partir de componentes climáticos, devido à dificuldade de obter medições diretas e precisas em condições reais não somente pelo grau de precisão necessário para prever a evapotranspiração, mas também porque a escolha da fórmula está condicionada pelos componentes climáticos medidos com precisão suficiente durante certo número de anos.

Dentre as principais fórmulas de estimativa de evapotranspiração potencial, o método de balanço de energia de Penman se destaca, confirmando a sua recomendação pela Organização Meteorológica Mundial – OMM (COSTA, 1997).

## **2.2. Uso do sensoriamento remoto em modelos agrícolas**

Segundo Costa (1997), técnicas de sensoriamento remoto podem ser utilizadas na estimativa de condições hidrológicas e de suas influências na vegetação de bacias hidrográficas. O uso de imagens orbitais surge como uma opção a ser explorada, dado ao caráter multiespectral, que possibilita uma análise aprofundada de componentes agrometeorológicos, como temperatura foliar, situação hídrica regional etc. O problema está em como interpretar os valores do espectro associados aos componentes agrometeorológicos.

Ainda, segundo Costa (1997), a abordagem da evapotranspiração, via sensoriamento remoto, pode representar mais um passo na estimativa de exigências hídricas das culturas, especialmente de grandes áreas, uma vez que os métodos tradicionais utilizam dados climatológicos no espaço pontual, isto é, consideram-se os componentes do clima observados em estações climatológicas distribuídas aleatoriamente e representativos apenas de pontos no espaço geográfico. A

operacionalidade do método em áreas estritamente de clima tropical deve ser testada e avaliada, para recomendação final.

Segundo Bezerra (2004), os dados obtidos através do sensoriamento remoto para o cálculo dos fluxos de energia que ocorrem na interface solo-vegetação-atmosfera utilizam-se de algoritmos para a obtenção desses elementos. Alguns algoritmos têm sido desenvolvidos nos últimos anos, dentre os quais se destaca o algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), que foi desenvolvido por Bastiaanssen em 1995 e tem como objetivo a obtenção da evapotranspiração (ET) através de dados de imagem digital e alguns dados complementares de superfície.

O SEBAL é um algoritmo para determinação dos mapas de evapotranspiração para grandes áreas. Ele é processado por meio de rotinas computacionais que predizem um balanço completo da radiação e da energia ao longo da superfície da Terra. Utiliza imagens coletadas pelo sensor TM Landsat 5 ou outro sensor que colete faixas do espectro na região do infravermelho refletivo e termal. A base teórica do SEBAL utiliza imagens obtidas a bordo dos satélites Landsat 5 e 7. No entanto, a teoria é independente do tipo de satélite e o uso do algoritmo SEBAL pode ser aplicado para outras imagens de satélites, desde que se utilizem os parâmetros de forma apropriada (BASTIAANSEEN, 2000).

O SEBAL tem sido muito utilizado em estudos dos fluxos de calor latente e sensível à superfície e vem sendo aplicado por diferentes pesquisadores (BASTIAANSEN, 2000; MORSE et al., 2000; ALLEN et al., 2002) em várias partes do mundo. Ele é alimentado com imagens de satélite e poucos dados de superfície, para estimar os fluxos de calor latente, sensível do ar e do solo. O uso do SEBAL tem a vantagem de proporcionar o balanço de radiação e de energia à superfície de maneira efetiva e econômica, possibilitando uma grande cobertura espacial.

Com o objetivo de testar o SEBAL, foi realizado um experimento na bacia do rio Bear que abrange os estados de Idaho, Wyoming e Utah, nos Estados Unidos. As imagens TM Landsat foram processadas no ano de 1985 para que fossem feitas as comparações com os dados medidos nos lisímetros desse mesmo ano. O valor da evapotranspiração medida no lisímetro foi comparado com a evapotranspiração estimada pelo SEBAL para uma localidade perto de Montpelier, Idaho, para a cultura do algodão. Os resultados indicaram boa precisão, segundo Allen (2000), tendo uma diferença média mensal na predição da evapotranspiração de 16% e diferenças sazonais entre o algoritmo SEBAL e os lisímetros de 4%.

Kite e Droogers (2000) realizaram experimento na Turquia, na área que compreende a bacia Gediz, no verão de 1998, para comparar os métodos baseados na FAO-24 e FAO-56 e o método que trabalha com dados de sensoriamento remoto (SEBAL). Obtiveram nos dias 26 de junho e 29 de agosto de 1998, em uma área cultivada com algodão, os seguintes valores de evapotranspiração (mm):

- 26 de junho de 1998 – 5,1 (FAO 24); 3,1 (FAO 56) e 2,4 (SEBAL).
- 29 de agosto de 1998 – 5,5 (FAO 24); 5,3 (FAO 56) e 4,4 (SEBAL).

Os valores indicaram uma consistência dos valores encontrados pelo SEBAL em relação aos valores dos métodos mundialmente consolidados. Isso evidencia o potencial emprego do algoritmo SEBAL em estimar a evapotranspiração.

Nas condições brasileiras, o SEBAL foi utilizado na determinação do balanço de radiação e energia na superfície, obtendo-se no final do processamento os valores do fluxo de calor latente para a região do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho.

O Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho localiza-se à margem do rio São Francisco, no Nordeste brasileiro, estendendo-se da Barragem de Sobradinho, localizada no Município de Casa Nova, BA, até o Município de Petrolina, PE, com uma área de 23.000 ha (BEZERRA, 2004).

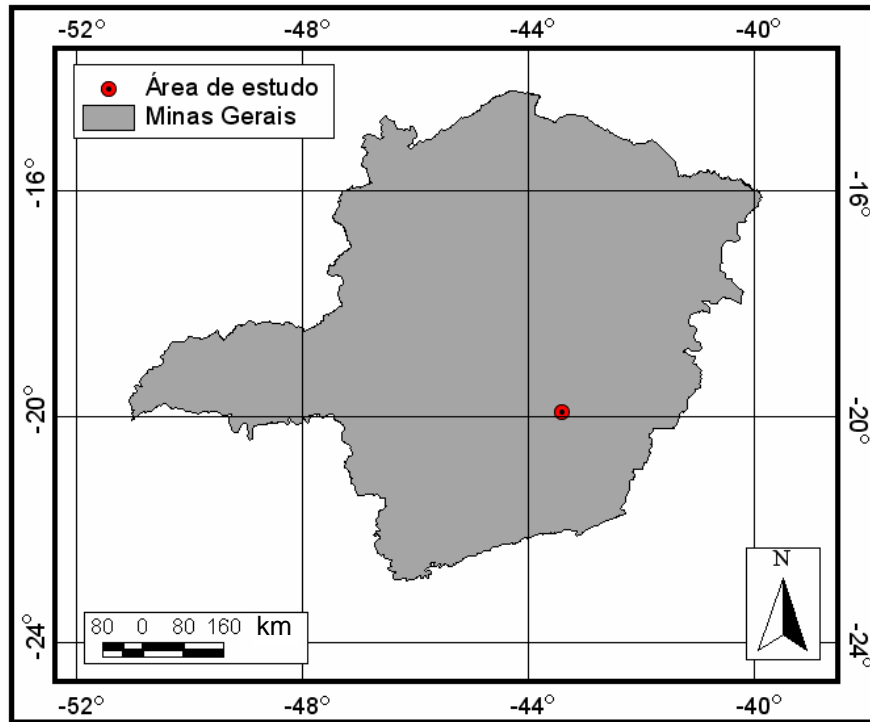
Esse valor não foi transformado para valores de evapotranspiração, sendo, portanto, em nível de comparação com os dados deste trabalho, apenas os valores obtidos nos balanços de radiação e energia na superfície.

### **3. MATERIAL E MÉTODOS**

#### **3.1. Localização da área de estudo**

A área de estudo está localizada na região do Quadrilátero Ferrífero mineiro, sendo a pesquisa realizada no entorno do Município de Santa Bárbara, Minas Gerais, latitude de 19°57'34" sul e longitude de 43°24'55" oeste (Figura 1). Os dados terrestres foram obtidos da estação climatológica localizada na área de pesquisa de propriedade da empresa Celulose Nipo Brasileira S/A (CENIBRA), latitude de 19°59'00" sul e longitude de 43°18'19" oeste.

Nas Figuras 2 e 3, tem-se a imagem da região vista por um sensor orbital. Na Figura 2, vêem-se os limites dos municípios que compreendem a área de estudo e, na Figura 3, tem-se uma visão do relevo e da hidrografia local. A região que compreende o Município de Santa Bárbara possui altitudes que variam de 630 a 880 m (NUNES; PEDRALLI, 1995). O clima, pela classificação de Köppen, é do tipo Cwb – tropical de altitude, com verões frescos e estação seca bem definida, sendo os meses de outubro a abril úmidos e os de maio a setembro, relativamente secos (ANTUNES, 1986). Segundo Rocha e Campos (1994), a temperatura média anual está entre 19 e 20 °C, sendo a temperatura máxima de 32 °C (janeiro) e a mínima de 12,9 °C (junho-julho). O solo é classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico, textura argilosa, afloramentos de rocha, Cambissolo Háptico TB distrófico e Neossolo Litólico distrófico. A vegetação dessa região, segundo os mapas e descrições dos domínios morfoclimáticos da América do Sul (AB'SABER, 1977), situa-se na transição entre os domínios Tropical Atlântico e dos Cerrados, conforme também descreveram Veloso (1966) e Rizzini (1979).



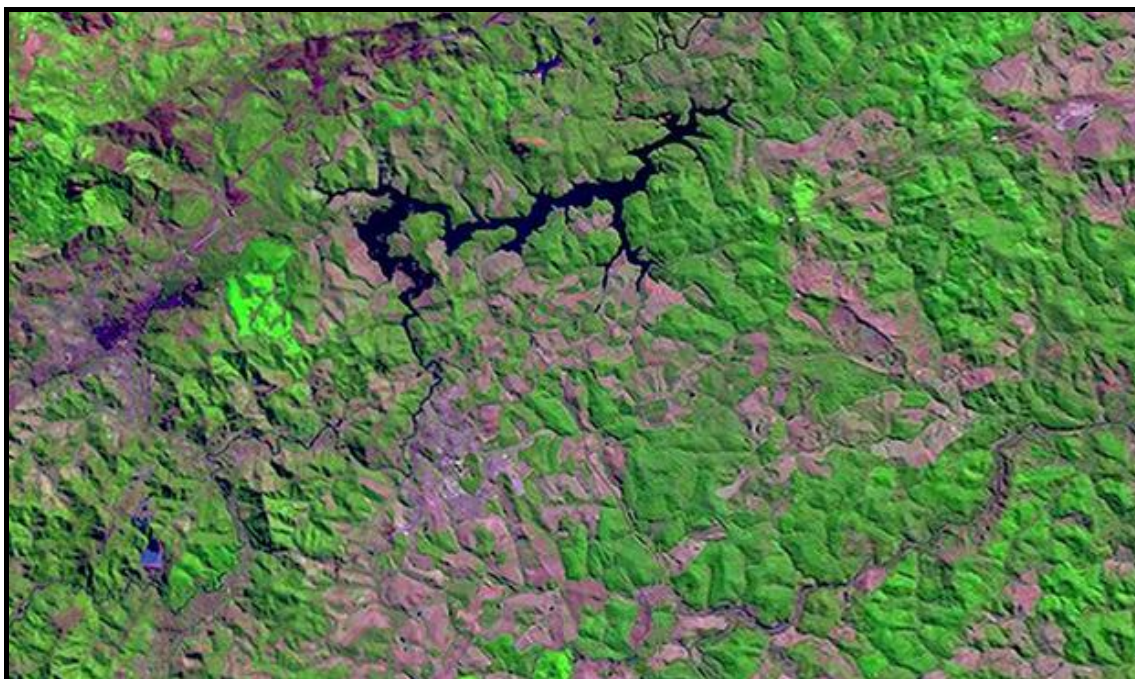
Fonte: Software ArcView 3.2

Figura 1 – Localização da região de estudo.



Fonte: <http://www.geobusca.com.br> (2006)

Figura 2 – Vista detalhada da região de estudo mostrando os limites municipais.



Fonte: Miranda et al. (2006)

Figura 3 – Vista do relevo e da hidrografia da região de estudo.

Atualmente, tem-se o predomínio do plantio de eucalipto pela CENIBRA S/A e por produtores rurais no sistema de fomento florestal, sendo essa parceria feita com indústrias siderúrgicas para o suprimento de carvão vegetal em seus alto-fornos. A área no entorno da Torre Climatológica do Gaspar é de predomínio de plantações de eucaliptos, por isso o uso do SEBAL nessa cultura, devido à obtenção nas empresas de dados que auxiliaram o desenvolvimento desta pesquisa.

### **3.2. Base de dados**

No presente trabalho foram utilizados os seguintes materiais:

- Cenas do sensor (Thematic Mapper, TM) do satélite Landsat 5, para as datas: 20/06/2003, 24/09/2003 e 22/06/2004. As imagens utilizadas foram obtidas no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE/São José dos Campos e compostas por sete bandas espectrais. A Tabela 1 traz uma descrição das principais aplicações do sensor TM Landsat 5, resolução espacial de 30 m.

Tabela 1 – Faixas espectrais das bandas do Mapeador Temático do Landsat 5

| <b>Banda</b> | <b>Faixa<br/>espectral<br/>(<math>\mu\text{m}</math>)</b> | <b>Principais aplicações das bandas do TM do Landsat 5</b>  |
|--------------|---|---|
| 1            | 0,45 – 0,52<br>Azul                                       | Apresenta grande penetração em corpos d'água e sensibilidade à pluma de fumaça oriunda de queimadas e atividades industriais.   |
| 2            | 0,52 – 0,60<br>Verde                                      | Apresenta grande penetração em corpos d'água e sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão.   |
| 3            | 0,63 – 0,69<br>Vermelho                                   | Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal, favorecendo a diferenciação de espécies vegetais. Permite o mapeamento da drenagem e identificação de áreas agrícolas. |
| 4            | 0,76 – 0,90<br>IV próximo                                 | Apresenta sensibilidade à rugosidade do dossel florestal. Permite o mapeamento de áreas com vegetação queimada e a identificação de áreas agrícolas.  |
| 5            | 1,55 – 1,75<br>IV médio                                   | Apresenta sensibilidade ao teor de umidade das plantas, servindo para observar o estresse na vegetação, causado por desequilíbrio hídrico.  |
| 6            | 10,4 – 12,5<br>IV termal                                  | Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, sendo usado para a determinação da temperatura da superfície.  |
| 7            | 2,08 – 2,35<br>IV médio                                   | Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo obter informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia.  |

Fonte: Bezerra (2004).

- Dados da estação climatológica automática do Gaspar, localizada na região de Santa Bárbara, Distrito de Florália, nas coordenadas de 19° 59' 00" sul e 43° 18' 19" oeste e uma altitude de 847 m, sendo essa estação climatológica localizada numa torre de controle de incêndios de propriedade da CENIBRA S/A. Essa empresa forneceu os valores de temperatura média horária do ar (°C), umidade relativa média horária do ar (%), velocidade média horária do ar (ms<sup>-1</sup>), fluxo médio horário de radiação solar global (W m<sup>-2</sup>), total horário de radiação solar global (MJm<sup>-2</sup>) e total horário de precipitação (mm), sendo esses valores armazenados de hora em hora nos dias 20/06/2003, 24/09/2003 e 22/06/2004 da passagem do satélite pelo local.
- Imagem contendo o Modelo Digital de Elevação do Terreno (MDE) na área em estudo para fins de uso no procedimento de aplicação do algoritmo SEBAL nas condições de relevo montanhoso e para uso na normalização topográfica. A Figura 4 ilustra a imagem do MDE utilizada nos cálculos. É uma imagem SRTM de 90 m, reamostrado de 30 m. A Figura 5 representa o MDE visualizado em 3ª dimensão para fins de ilustração, podendo ver o relevo da região e a localização da Torre Climatológica do Gaspar.

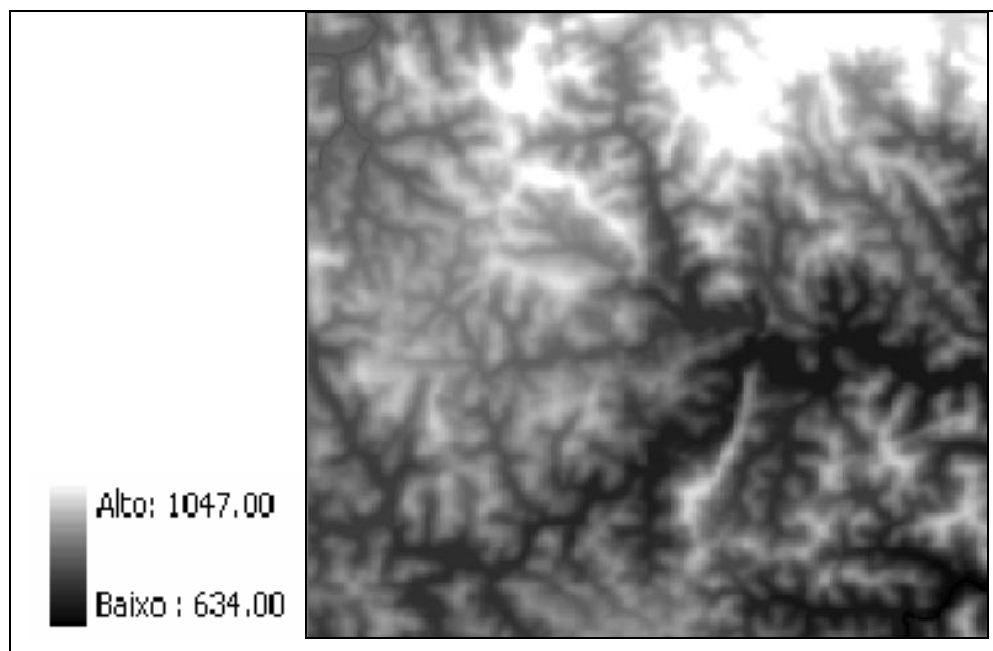


Figura 4 – Modelo digital de elevação do terreno da área de estudo.

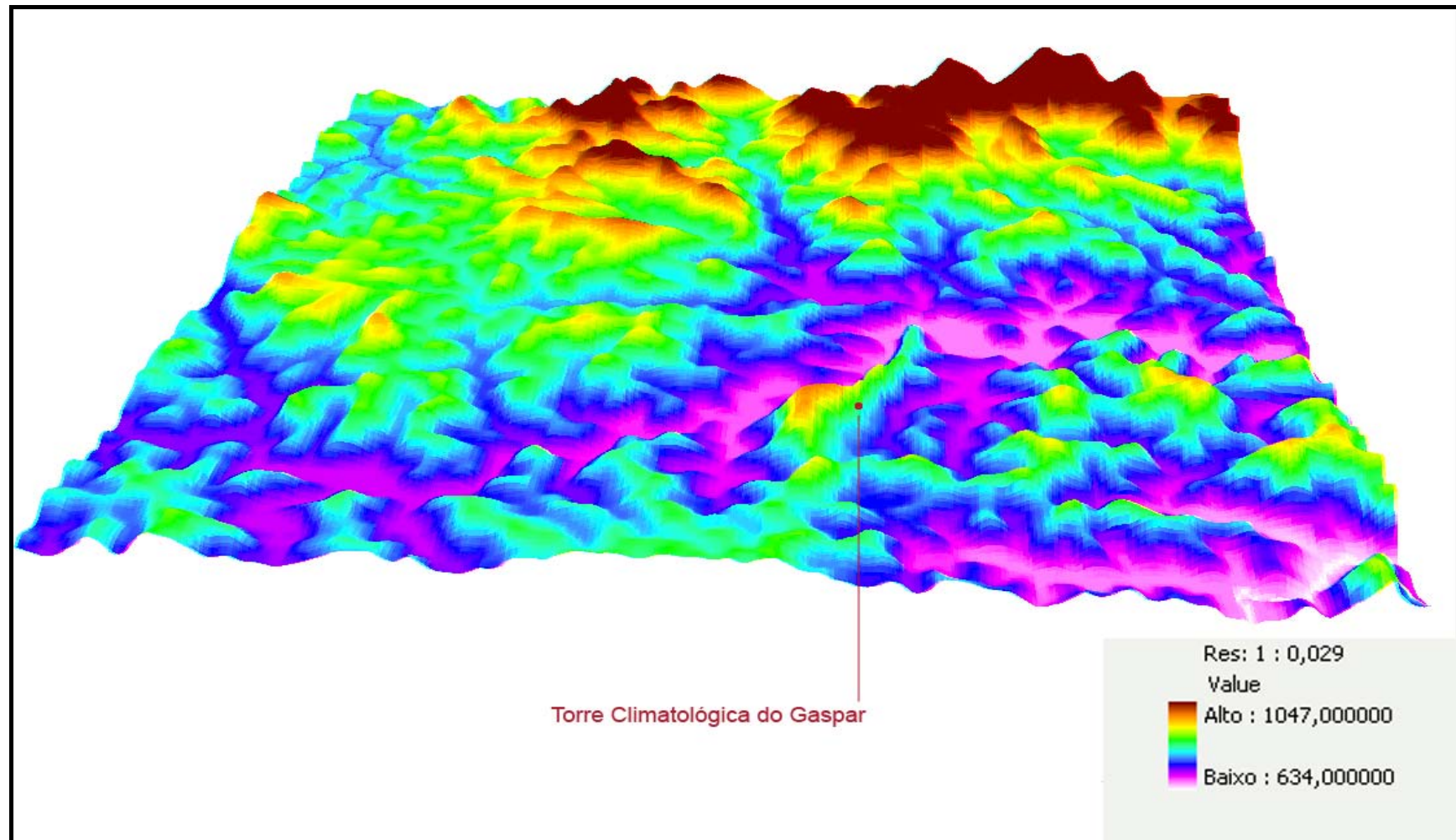


Figura 5 – Modelo digital de elevação do terreno, visualização em 3ª dimensão, mostrando o ponto onde se localiza a Estação Climatológica do Gaspar, de propriedade da CENIBRA S/A, e a variação de altitude do local.

### **3.3. Caracterização das feições nas imagens TM Landsat 5**

Na Figura 6 estão representadas as áreas estudadas na composição das bandas 4, 3 e 2 do Mapeador Temático do Landsat 5, para as imagens datadas de 20/06/2003 (a), 24/09/2003 (b) e 22/06/2004 (c). De forma geral, observa-se uma variedade de tons e cores dos distintos alvos imageados. A cor avermelhada nas imagens representa as áreas com vegetação de grande porte, sendo essa o plantio de eucalipto. Comparando as imagens, observa-se que existem áreas que apresentam uma tonalidade avermelhada mais suave em relação a outras áreas na mesma imagem de coloração avermelhada mais forte, indicando plantações de eucalipto de diferentes idades de plantio, indo desde eucaliptos mais jovens (1 a 3 anos) até eucaliptos maduros (4 a 7 anos).

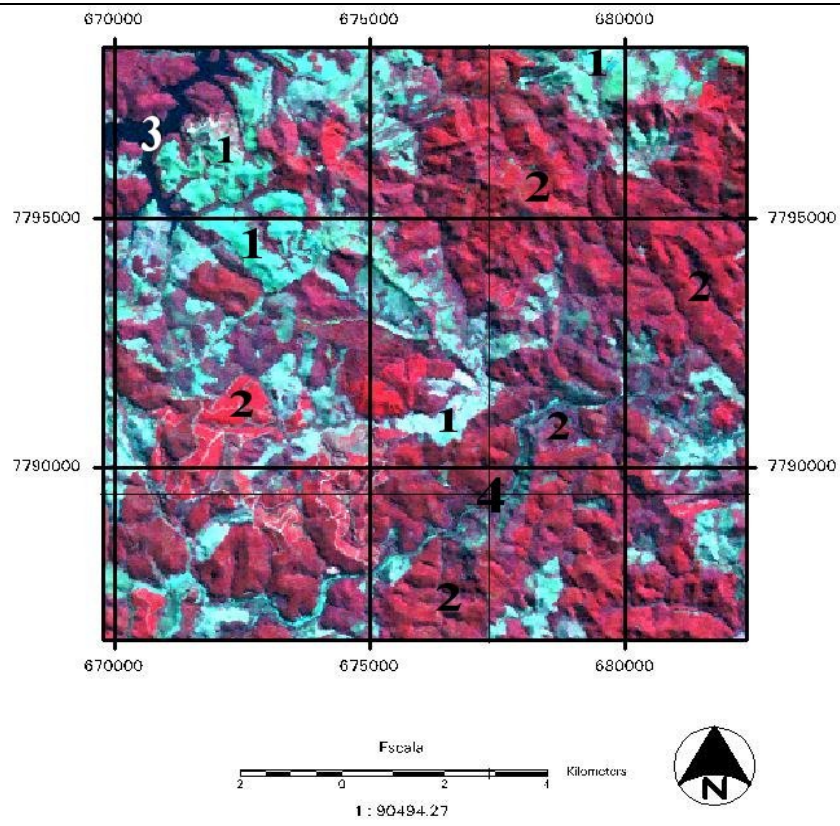
As áreas que apresentam cor mais escura (negra) compõem parte da água da Represa do Peti. As áreas que apresentam tonalidades mais claras (ciano e acinzentadas), passando para branco, são aquelas de solo exposto, sendo essas áreas de atividades agrícolas ou florestais que estão sendo preparadas para a implantação de uma nova cultura.

### **3.4. Procedimentos**

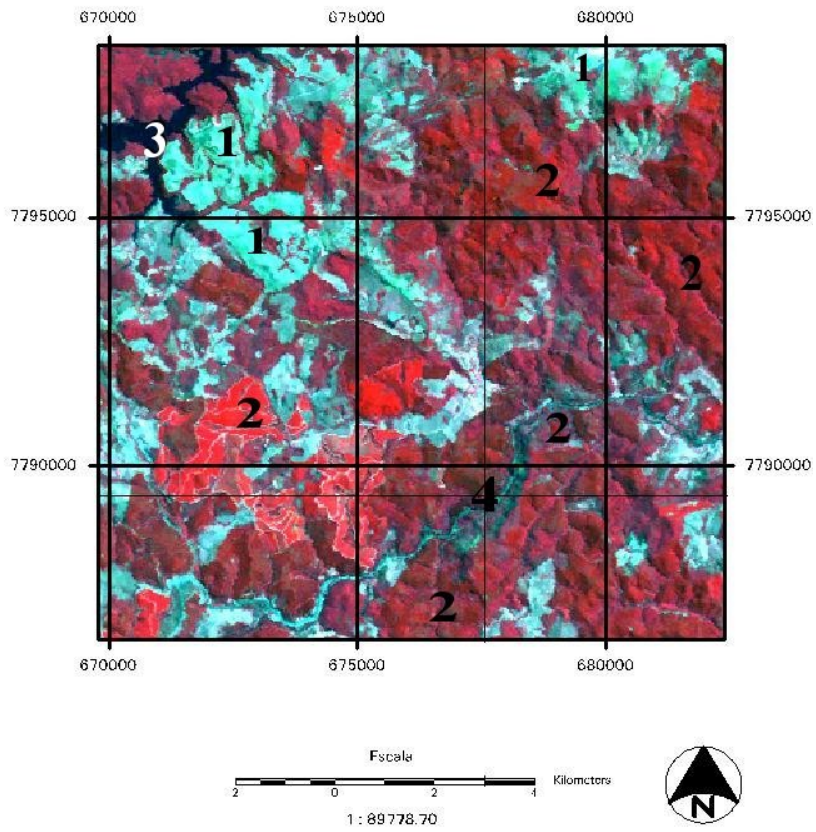
#### **3.4.1. Uso do algoritmo SEBAL nas condições de relevo plano**

##### **3.4.1.1. Cálculo do balanço de radiação ( $R_n$ )**

O Sol, como uma imensa usina termonuclear, emite energia radiante em todas as direções do espaço, e parte desta é interceptada pela Terra, interagindo com a atmosfera e sofrendo reflexão, absorção e difusão. A radiação solar incidente sobre a superfície terrestre depende do ângulo de elevação do Sol, das condições atmosféricas, favorecendo o aquecimento e resfriamento do ar e do solo, a transferência de vapor de água da superfície para a atmosfera e o metabolismo de alguns animais e vegetais (LEITÃO, 1989). Essa energia é muito importante no estudo dos componentes do balanço de radiação à superfície, principalmente aqueles que estão relacionados com o processo de perda de água da superfície para a atmosfera, ou seja, com a evapotranspiração (SILVA et al., 2002a).



(a)



(b)

Continua...

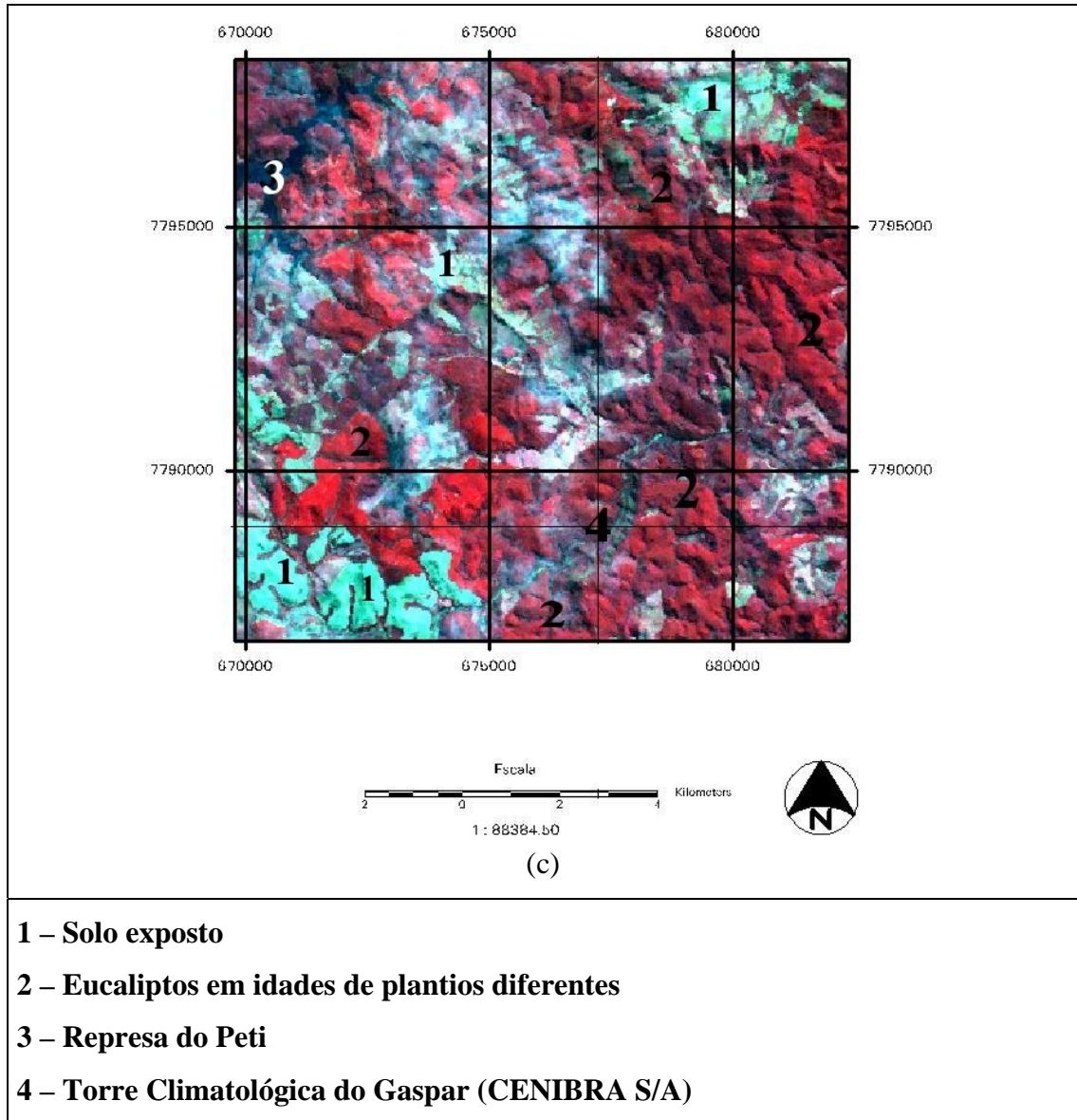


Figura 6 – Imagem TM Landsat 5, bandas 4, 3 e 2, do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).

O balanço de radiação à superfície é a contabilização entre os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, é a soma algébrica do balanço de radiação de onda curta (0,15 a 4,0  $\mu\text{m}$ ) e do balanço de radiação de onda longa (3,0 a 100,0  $\mu\text{m}$ ) à superfície (ARYA, 1998). Os fluxos descendentes correspondem à radiação solar global e à radiação termal atmosférica. Os fluxos ascendentes correspondem à radiação solar refletida e termal emitida pela superfície. O saldo de radiação à superfície normalmente tem valores positivos durante o dia e negativos à noite, mas o total diário sempre é positivo (ALLEN et al., 1998). O saldo de radiação é um dos principais elementos do processo evaporativo e desempenha papel de importância fundamental nos fluxos turbulentos de calor sensível e latente, no aquecimento da biomassa e no processo fotossintético (ARYA, 1998).

As imagens TM Landsat 5 são utilizadas pelo programa ERDAS IMAGE 8.5, que georreferencia as tipologias para serem utilizadas pelo algoritmo SEBAL.

O SEBAL utiliza as sete bandas do espectro, Banda 1 – visível (azul); Banda 2 – visível (verde); Banda 3 – visível (vermelho); Banda 4 – infravermelho próximo; Banda 5 – infravermelho médio; Banda 6 – infravermelho termal; e Banda 7 – infravermelho médio. Essas bandas foram dispostas em camadas dentro do ERDAS IMAGE 8.5, em ordem, de 1 a 7 para criar um arquivo de imagem, dando início ao processamento das imagens para o estudo com o algoritmo SEBAL.

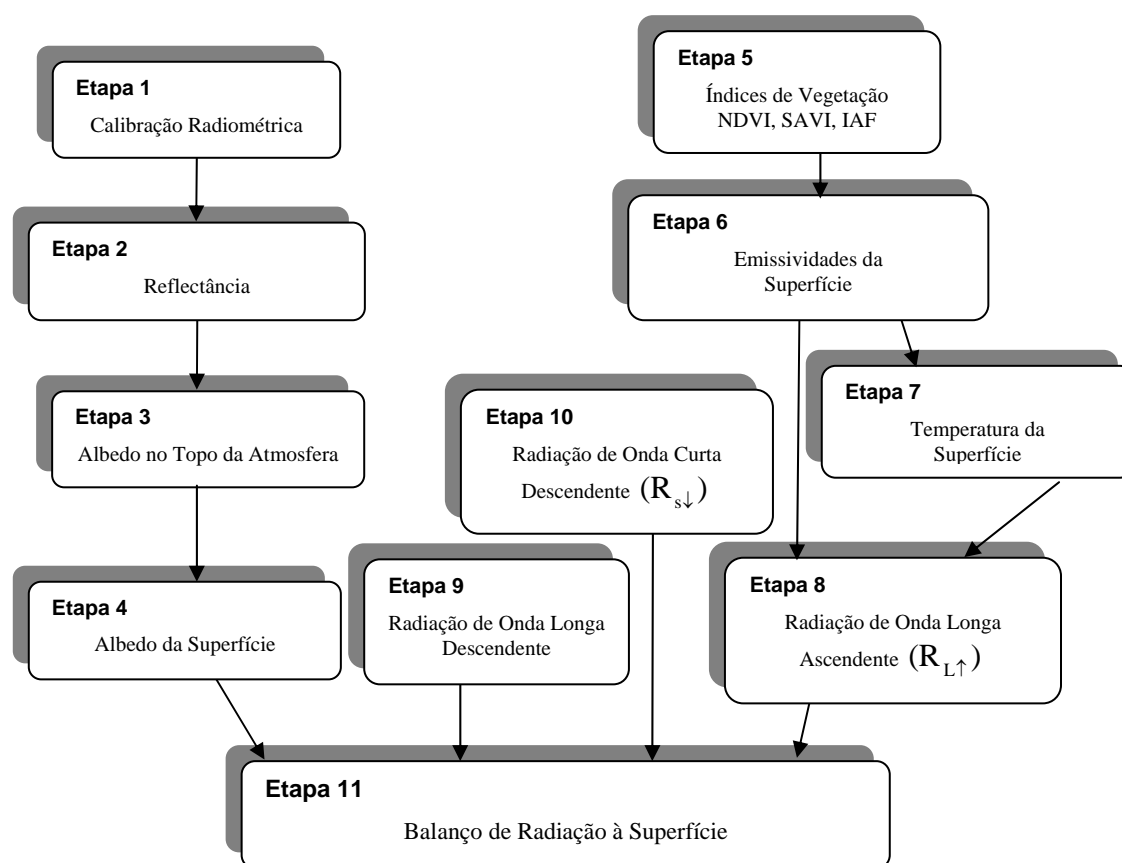
Na Figura 7, mostra-se o fluxograma para o cálculo do Balanço de Radiação à superfície –  $R_n$ .

## ETAPA 1 – CALIBRAÇÃO RADIOMÉTRICA

Para o cálculo da Radiância Espectral de cada banda  $L_{\lambda_i}$ , ou seja, efetivação da Calibração Radiométrica, em que o número digital (ND) de cada pixel da imagem é convertido em radiância espectral monocromática, representando a energia solar refletida de cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite TM Landsat 5, foi utilizada a equação proposta por Markham e Baker (1987):

$$L_{\lambda_i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND \quad (1)$$

em que  $a$  e  $b$  são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ , Tabela 2), respectivamente;  $ND$  é a intensidade do pixel (número digital – número inteiro de 0 a 255); e  $i$  são as bandas (1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7) do satélite TM Landsat 5.



Fonte: Silva (2005)

Figura 7 – Fluxograma das etapas do processamento do Balanço de Radiação à superfície.

Tabela 2 – Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera

| Bandas         | Comprimento de Onda (μm) | Coeficientes de Calibração (Wm <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup> )<br>Imagens Datadas após 05/05/2003 |          | Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera (Wm <sup>-2</sup> μm <sup>-1</sup> ) |
|----------------|--------------------------|---|----------|---|
|                |                          | a (Lmin)  | b (Lmax) |   |
| 1 (azul)       | 0,45 – 0,52              | -1,52   | 193,0    | 1957  |
| 2 (verde)      | 0,52 – 0,60              | -2,84   | 365,0    | 1829  |
| 3 (vermelho)   | 0,63 – 0,69              | -1,17   | 264,0    | 1557  |
| 4 (IV-próximo) | 0,76 – 0,79              | -1,51   | 221,0    | 1047  |
| 5 (IV-médio)   | 1,55 – 1,75              | -0,37   | 30,2     | 219,3   |
| 6 (IV-termal)  | 10,4 – 12,5              | 1,2378  | 15,303   | -   |
| 7 (IV-médio)   | 2,08 – 2,35              | -0,15   | 16,5     | 74,52   |

Fonte: INPE (2005).

## ETAPA 2 - REFLECTÂNCIA

O cálculo da reflectância monocromática de cada banda  $\rho_{\lambda_i}$ , definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação solar refletido pela superfície e o fluxo de radiação global incidente, foi obtida segundo a equação (ALLEN et al., 2002):

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda_i}}{k_{\lambda_i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (2)$$

em que  $L_{\lambda_i}$  é a radiância espectral de cada banda;  $k_{\lambda_i}$  é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ , Tabela 2);  $Z$  é o ângulo zenital solar (obtido por meio do cabeçalho das imagens adquiridas, e depende da órbita/ponto e da época do ano) e  $d_r$  é a razão entre a distância média Terra-Sol e a distância Terra-Sol em dado dia do ano.

## ETAPA 3 – ALBEDO PLANETÁRIO

O cálculo do albedo planetário  $\alpha_{\text{toa}}$ , isto é, o albedo não ajustado à transmissividade atmosférica, foi obtido pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas dos canais reflectivos do TM Landsat 5 (SILVA, 2005):

$$\alpha_{\text{toa}} = 0,293 \cdot \rho_1 + 0,274 \cdot \rho_2 + 0,233 \cdot \rho_3 + 0,157 \cdot \rho_4 + 0,033 \cdot \rho_5 + 0,011 \cdot \rho_7 \quad (3)$$

em que  $\rho_1$ ,  $\rho_2$ ,  $\rho_3$ ,  $\rho_4$ ,  $\rho_5$  e  $\rho_7$  são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7.

## ETAPA 4 – ALBEDO DE SUPERFÍCIE OU ALBEDO CORRIGIDO

Um elemento de grande importância na determinação do balanço de radiação é o albedo da superfície ou poder refletor da superfície, que é definido como o coeficiente de reflexão da superfície para a radiação de onda curta. Esse elemento varia com o tipo de superfície, condições de umidade do ar e do solo, cobertura de nuvens e ângulo de incidência dos raios solares e, até mesmo, devido à ação do homem, como: desflorestamento, agricultura e urbanização. O albedo varia no decorrer do ano em determinada superfície, mas em alguns estudos é considerado constante. Sua variação diária em superfícies vegetadas depende do ângulo de elevação do Sol e apresenta valor mínimo próximo ao meio-dia e máximo no início da manhã e no final da tarde (ARYA, 1998).

Segundo Leitão (1989), o albedo atinge menor valor com ângulo de elevação solar maior devido à grande penetração de radiação no dossel vegetativo, resultando no

aumento da absorção e espalhamento da radiação. Quando o ângulo de elevação solar é pequeno, a radiação incidente não penetra no interior do dossel, havendo redução da absorção por espalhamento múltiplo, o que resulta em maior reflexão da superfície e, conseqüentemente, maior albedo.

O albedo também pode ser influenciado pela irrigação e, conseqüentemente, afetar diretamente o balanço de radiação à superfície e, indiretamente, o balanço de energia, podendo produzir erros significativos, principalmente no que diz respeito às estimativas da evapotranspiração (LEITÃO; OLIVEIRA, 2000).

O cálculo do albedo de superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos ( $\alpha$ ) foi obtido pela equação 4 (SILVA, 2005).

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (4)$$

em que  $\alpha_{toa}$  é o albedo planetário;  $\alpha_p$  é a radiação solar refletida pela atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, mas para o algoritmo SEBAL foi utilizado o valor de 0,025 (BASTIAANSEEN, 2000) e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica.

Nas condições de céu claro, a transmissividade atmosférica foi calculada por meio da equação (ALLEN et al., 2002):

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

em que  $z$  é a altitude de cada pixel (m).

## ETAPA 5 – NDVI – SAVI – IAF

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index – NDVI*) é um indicador sensível da quantidade e condição da vegetação verde. Seus valores variam de  $-1$  a  $+1$ . Em superfícies com alguma vegetação, o NDVI varia de 0 (quase sem vegetação) a 1 (totalmente ou em sua maior parte vegetada). Para água e nuvens, o NDVI é menor que zero. O valor do NDVI foi obtido por meio da razão entre a diferença da reflectância do infravermelho próximo (IV-próximo,  $\rho_4$ ) e a do vermelho ( $\rho_3$ ), normalizada pela soma de ambas (ALLEN et al., 2002), ou seja:

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (6)$$

em que  $\rho_4$ ,  $\rho_3$  correspondem, respectivamente, às bandas 4 e 3 do sensor TM Landsat 5.

No cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index – SAVI*), que é um índice que busca amenizar os efeitos de “background” do solo (contribuição ou influência espectral do solo), foi utilizada a equação proposta por Huete (1988), citado por Silva (2005):

$$SAVI = \frac{(1+L) \times (\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (7)$$

em que  $L$  é uma variável de valor 0,25 (usado para vegetação densa), 0,5 (usado para vegetação intermediária) e 1,0 (usado para pouca vegetação). Foi utilizado o valor de 0,5 por ser frequentemente encontrado na literatura (HUETE; WARRICK, 1990; ACCIOLY et al., 2002; BOEGH et al., 2002), ambos os autores citados por Silva (2005).

O Índice de Área Foliar (IAF), definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação, indicando a biomassa de cada pixel da imagem, foi calculado pela seguinte equação empírica obtida por Allen et al. (2002):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (8)$$

## ETAPA 6 – EMISSIVIDADES

Foi obtida a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal  $\epsilon_{NB}$  pelas expressões 9 e 10 (ALLEN et al., 2002).

$$\epsilon_{NB} = \epsilon_O = 0,98, \text{ para } IAF \geq 3$$

Para  $NDVI > 0$  e  $IAF < 3$ , usar:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033IAF \quad (9)$$

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

## ETAPA 7 – TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE

O conhecimento da temperatura da superfície é de grande importância na detecção e monitoramento de recursos hídricos, como também indispensável para o cômputo do balanço de radiação à superfície, especialmente para o cálculo da radiação

de onda longa emitida por ela. No sensoriamento remoto, esse dado é obtido por meio da radiância da banda termal do radiômetro do satélite. Para tanto, é necessário considerar os problemas resultantes dos efeitos de absorção atmosférica e da emissividade da superfície (SILVA, 2002).

O cálculo da temperatura da superfície se deu a partir da equação 11, sendo o valor obtido em Kelvin (K):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} \cdot K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (11)$$

em que  $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  e  $K_2 = 1.260,56 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  são as constantes de calibração da banda termal do sensor TM Landsat 5 (ALLEN et al., 2002).

### **ETAPA 8 – RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMITIDA PELA SUPERFÍCIE**

A radiação de onda longa emitida pela superfície  $R_{L\uparrow}$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) foi obtida através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_o \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (12)$$

em que  $\varepsilon_o$  é a emissividade de cada pixel,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) e  $T_s$  é a temperatura da superfície (K).

### **ETAPA 9 – RADIAÇÃO DE ONDA LONGA DESCENDENTE EMITIDA PELA ATMOSFERA**

A radiação de onda longa descendente, emitida pela atmosfera na direção da superfície  $R_{L\downarrow}$  ( $\text{W m}^{-2}$ ), foi calculada pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (13)$$

em que  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica obtida por:  $\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09}$  (ALLEN et al., 2002),  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann e  $T_a$  é a temperatura do ar (K).

Na Tabela 3, apresenta-se a temperatura do ar em graus Celsius e Kelvin, determinada pelos dados extraídos da Estação Climatológica do Gaspar para a hora da passagem do satélite pelo local, já corrigido para o horário de Brasília. Utilizou-se a média horária da temperatura do ar em graus Celsius, obtida na estação climatológica e convertida em temperatura Kelvin, a qual foi empregada nos cálculos anteriores.

Tabela 3 – Média horária da temperatura do ar – Ta (°C, K) – Torre Climatológica do Gaspar

| Data da Passagem do Sensor | Hora da Passagem do Sensor pelo Local | Hora já Corrigida para o Local em Estudo (Hora de Brasília) | T (°C) | T (K)  |
|----------------------------|---------------------------------------|---|--------|--------|
| 20/06/2003                 | 12:27:07 (GMT)                        | 9:27:07   | 15,73  | 288,88 |
| 24/09/2003                 | 12:28:49 (GMT)                        | 9:28:49   | 20,64  | 293,79 |
| 22/06/2004                 | 12:32:51 (GMT)                        | 9:32:51   | 14,61  | 287,76 |

### ETAPA 10 – RADIAÇÃO DE ONDA CURTA DESCENDENTE

A radiação de onda curta descendente  $R_{s\downarrow}$  ( $W\ m^{-2}$ ) representa o fluxo de radiação solar global (direta mais difusa) que atinge a superfície terrestre. Para condição de céu claro, foi calculada pela seguinte expressão (ALLEN et al., 2002):

$$R_{s\downarrow} = S \times \cos Z \times d_r \times \tau_{sw} \quad (14)$$

em que  $S$  é a constante solar ( $1.367\ W\ m^{-2}$ ), e  $R_{s\downarrow}$  pode ser considerado constante em toda a área de estudo quando ela é de pequena dimensão (50 km x 50 km).

### ETAPA 11 – SALDO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE

O saldo de radiação à superfície  $R_n$  ( $W\ m^{-2}$ ) foi calculada utilizando-se a seguinte equação do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o) R_{L\downarrow} \quad (15)$$

#### 3.4.1.2. Cálculo do balanço de energia

##### 3.4.1.2.1. Cálculo do fluxo de calor no solo (G)

Durante o período diurno, a superfície do solo recebe radiação solar, aquecendo-se e provocando fluxos de calor direcionados da superfície para as camadas mais profundas do solo. Durante o período noturno, como a temperatura da superfície é menor que a temperatura das camadas inferiores, o fluxo de calor ocorre no sentido oposto. Assim, essas camadas mais profundas atuam como um reservatório de calor,

absorvendo ou cedendo calor. Esse processo faz que o solo atue como estabilizador térmico da camada de ar próxima à superfície, gerando, assim, o fluxo de calor no solo (LEITÃO, 1989).

No SEBAL, o fluxo de calor no solo  $G$  ( $W m^{-2}$ ) foi estimado em função do saldo de radiação, temperatura da superfície e albedo da superfície e do NDVI, pela equação a seguir:

$$G = \left[ \frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98NDVI^4) \right] R_n \quad (16)$$

em que o valor de  $G$  é obtido pixel a pixel.

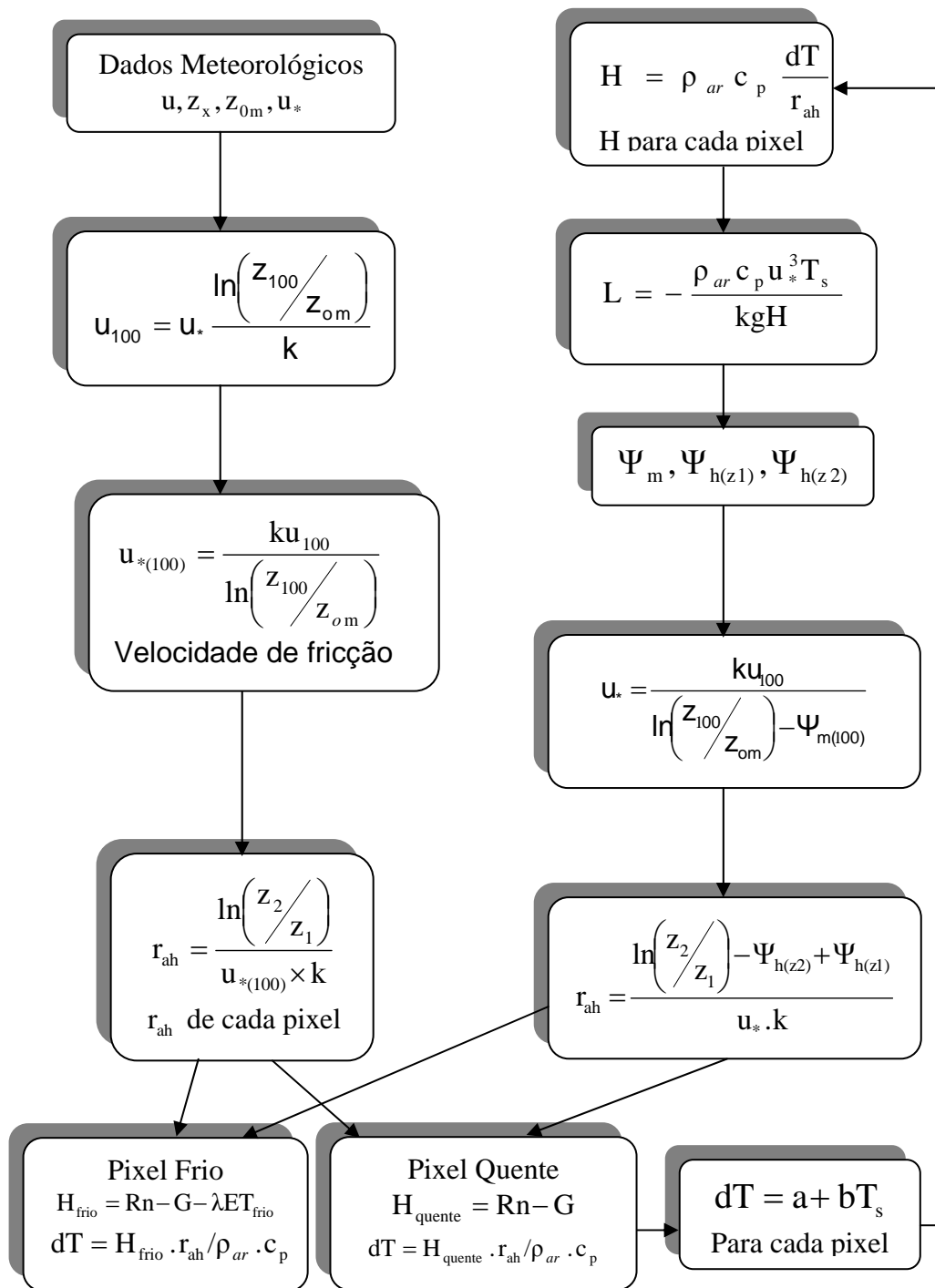
#### **3.4.1.2.2. Cálculo do fluxo de calor sensível (H)**

Segundo Bezerra (2004), o fluxo de calor sensível representa o transporte vertical de calor da superfície para a atmosfera devido à turbulência próxima a esta, sendo mais intenso quanto maior a temperatura da superfície. Durante o período diurno, o fluxo de calor sensível é ascendente, devido ao fato de a superfície estar mais aquecida que a atmosfera. No período noturno é descendente, em razão de a superfície atingir temperaturas menores que a da atmosfera. Esse elemento tem-se mostrado um dos grandes desafios do sensoriamento remoto, pois para ser estimado é necessário um bom conhecimento da temperatura da superfície, que por sua vez exige uma boa estimativa da emissividade da superfície.

O fluxo de calor sensível,  $H$  ( $W m^{-2}$ ), foi estimado com base na velocidade do vento e na temperatura da superfície.

A Figura 8 representa o esquema do cálculo de  $H$ , que foi iniciado com dados de uma estação meteorológica no interior da área estudada de propriedade da empresa CENIBRA S/A, quais sejam: a velocidade do vento ( $ms^{-1}$ ) no nível de 40 m (altura da torre) e a altura média da vegetação, sendo esse valor de  $h = 30$  m circundante no local da medição da velocidade do vento.

Esses dados foram coletados no dia da passagem do satélite pelo local, sendo os horários de coleta desses dados corrigidos para a hora local da região em estudo. As imagens de satélites fornecem a hora em GMT, sendo essas informações obtidas ao adquirir as imagens em um arquivo contendo a data e hora (hora não corrigida) da passagem do satélite pela área amostrada, a latitude e longitude da imagem e o ângulo de elevação do Sol.



Fonte: Bezerra (2004)

Figura 8 – Fluxograma de cálculo do fluxo de calor sensível.

Para o processamento no SEBAL, foi usada a hora-padrão do local considerado (Hora Oficial de Brasília, Brasil). Dessa maneira, a informação da hora do satélite foi convertida para a hora local pela seguinte equação (BASTIAANSSEN, 2002):

$$t_{\text{imagem(Hora local)}} = \text{GMT} + \text{Correção} \quad (18)$$

em que  $t_{\text{imagem(Horalocal)}}$  é a imagem usando a hora local, e a *Correção* é o tempo corrigido que depende do meridiano de referência (i.e, hora de Brasília, GMT: -3 horas).

Com a hora corrigida para as condições brasileiras, procedeu-se à coleta dos dados climatológicos na estação em terra, efetuando os cálculos do Fluxo de Calor Sensível (H) e da Evapotranspiração de Referência (ET<sub>o</sub>) no programa computacional REF-ET.

Para calcular o valor da evapotranspiração instantânea (horária) na região em estudo foi utilizado o programa computacional REF-ET (*Reference Evapotranspiration Calculation Software for FAO and ASCE Standardized Equations* – ALLEN, 2000). Os requisitos utilizados como entrada para o programa REF-ET foram os dados climáticos horários obtidos pela estação climatológica. Esses dados incluem temperatura média horária do ar (°C), umidade relativa média horária do ar (%), velocidade média horária do ar (ms<sup>-1</sup>), fluxo médio horário de radiação solar global (W m<sup>-2</sup>), total horário de radiação solar global (MJm<sup>-2</sup>) e total horário de precipitação (mm).

Determinou-se a altura média da vegetação (m) circundante no local da medição da velocidade do vento. Foi considerado, para efeito de cálculo, h = 30 m, uma vez que se observaram na cena da região em estudo, obtida pelo sensor TM Landsat 5, plantios de eucaliptos de diferentes idades, acarretando, dessa maneira, desuniformidade de alturas nos plantios da região.

O coeficiente de rugosidade local ( $Z_{om}$ ) foi obtido em função da altura média da vegetação (h):

$$Z_{om} = 0,12 \times h \quad (19)$$

em que h é em m.

Para obtenção da velocidade média do vento obtida a uma altura de 40 m (altura do coletor da torre) para o horário da passagem do satélite, entre 9 e 10 h da manhã, fez-se uma interpolação para o verdadeiro horário de passagem do sensor pelo local em

estudo, obtendo-se, pelos dados fornecidos pela estação climatológica, os valores da velocidade do vento em  $\text{ms}^{-1}$ .

A velocidade de fricção  $u_*$  ( $\text{ms}^{-1}$ ) foi calculada usando-se o perfil logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{om}}\right)} \quad (20)$$

em que  $k$  é a constante de von Karman,  $u_x$  é a velocidade do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) na altura  $Z_x$  (40 m) e  $Z_{om}$  é o parâmetro de rugosidade (m).

Em seguida, considerando-se, ainda, a atmosfera neutra, foi estimada a velocidade do vento no nível de  $z = 100$  m ( $u_{100}$ ,  $\text{ms}^{-1}$ ), chamada de “blending height” (altura da mistura), em que se considera que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis e que essa rugosidade foi obtida pela equação a seguir:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{Z_{om}}\right)}{k} \quad (21)$$

Com a hipótese de que  $u_{100}$  é constante em toda a cena estudada, foi obtida a velocidade de fricção  $u_{*(100)}$  ( $\text{ms}^{-1}$ ) para cada pixel da imagem, através da equação:

$$u_{*(100)} = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{Z_{om}}\right)} \quad (22)$$

em que  $Z_{om}$  em cada pixel é obtido em função do SAVI, segundo a equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62\text{SAVI}) \quad (23)$$

Para a obtenção de H com o algoritmo SEBAL, foi necessário o conhecimento de dois pixels, denominados “pixels âncoras”, para se determinarem a variação de temperatura ( $dT$ ) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ ) em todos os pixels da área de estudo.

Inicialmente, a resistência aerodinâmica  $r_{ah}$  ( $\text{sm}^{-1}$ ) foi calculada admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra pela seguinte expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_{*(100)} \times k} \quad (24)$$

em que  $Z_1$  e  $Z_2$  são as alturas (m); acima da superfície, foram utilizados  $Z_1 = 0,1$  m e  $Z_2 = 2,0$  m,  $u_{*(100)}$  velocidade de fricção ( $\text{ms}^{-1}$ ), e  $k$  é a constante de von Karman (0,41).

A diferença de temperatura próxima à superfície  $dT$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) para cada pixel foi dada pelo SEBAL, através de uma relação linear entre  $dT$  e  $T_s$  (temperatura da superfície), ou seja:

$$dT = a + bT_s \quad (25)$$

em que os coeficientes  $a$  e  $b$  foram obtidos através dos pixels-âncora (quente e frio), conforme visto a seguir:

- O pixel “frio” foi usado no SEBAL para definir a quantidade de evapotranspiração que ocorreu na imagem de uma área bem irrigada e completamente vegetada. Presumiu-se que nessa área a máxima quantia de energia disponível estava sendo consumida na evaporação. O pixel “frio” foi selecionado para representar uma região agricultável bem irrigada e de vegetação com excelente cobertura. Foi considerado que  $\lambda ET_{\text{frio}} = Rn - G$  ( $Rn$ = saldo de radiação à superfície;  $G$ = fluxo de calor no solo), isto é, toda a energia disponível é usada para evaporar a água, então  $H_{\text{frio}} = 0$  para o pixel frio (BASTIAANSEN, 2002).
- O pixel “quente” foi localizado em uma área seca ou em área onde se encontram campos vazios (áreas já colhidas ou em preparo agrícola), considerando-se, assim, que não há evaporação nessas áreas. Foram evitadas áreas impermeabilizadas (asfaltos), telhados e áreas extremamente quentes. Para o pixel “quente”, o fluxo de calor latente é nulo ( $\lambda ET_{\text{quente}} = 0$ ) e o fluxo de calor sensível  $H_{\text{quente}}$  ( $\text{W m}^{-2}$ ), dado por:

$$H_{\text{quente}} = Rn - G = \frac{\rho_{ar} c_p (a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (26)$$

em que  $T_s$ ,  $Rn$ ,  $G$  e  $r_{ah}$  foram obtidos exatamente no pixel quente da imagem.

Com base nesses valores, foi obtida uma relação linear ( $a + bT_s = r_{ah}(Rn - G) / \rho_{ar} c_p$ ). 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  $b$ . Logo, obteve-se  $H$  iterativamente.

Os valores obtidos não representam adequadamente o H de cada pixel e servem, tão-somente, como valores iniciais de um processo iterativo e que nas etapas seguintes foram considerados, efetivamente, para condição de estabilidade de cada pixel. Dessa forma, devido ao fato de os efeitos turbulentos aquecerem a superfície e afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplicou-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov.

As condições de estabilidade foram consideradas durante o cálculo do fluxo de calor sensível (H) porque afetam a resistência aerodinâmica do transporte de calor ( $r_{ah}$ ). Foi assumida a condição inicial para a atmosfera neutra, e a correção da estabilidade foi posteriormente aplicada, usando-se o comprimento de Monin-Obukhov, L (m), como indicador, sendo  $L < 0$  (condição de instabilidade);  $L > 0$  (condição de estabilidade) e  $L = 0$  (condição de neutralidade).

Segue a equação do comprimento de Monin-Obukhov (BASTIAANSSEN, 2000):

$$L = -\frac{\rho_{ar} c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (27)$$

em que  $\rho_{ar}$  é a densidade do ar ( $1,15 \text{ kgm}^{-3}$ ),  $c_p$  é o calor específico do ar ( $1.004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ),  $u_*$  é a velocidade de fricção de cada pixel da imagem ( $\text{ms}^{-1}$ ),  $T_s$  é a temperatura da superfície em Kelvin,  $g$  é a constante gravitacional ( $9,81 \text{ ms}^{-2}$ ) e  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{Wm}^{-2}$ ).

Dependendo das condições atmosféricas, os valores da correção atmosférica para o transporte de “momentum” e de calor ( $\psi_m$  e  $\psi_h$ ) foram calculados usando-se as equações desenvolvidas por Paulson (1970) e Webb (1970), citados por Bastiaanssen (2002):

Se  $L < 0$ ; condição instável:

$$\Psi_{m(100m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}^2}{2}\right) - 2 \text{ARCTAN}(x_{(100m)}) + 0,5\pi \quad (28)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (29)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (30)$$

em que,

$$x_{(100m)} = \left( 1 - 16 \times \frac{100}{L} \right)^{0,25} \quad (31)$$

$$x_{(2m)} = \left( 1 - 16 \times \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (32)$$

$$x_{(0,1m)} = \left( 1 - 16 \times \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (33)$$

Se  $L > 0$ ; condição estável:

$$\Psi_{m(100m)} = -5 \left( \frac{100}{L} \right) \quad (34)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left( \frac{2}{L} \right) \quad (35)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left( \frac{0,1}{L} \right) \quad (36)$$

Se  $L = 0$ ; condição neutra:  $\psi_m$  e  $\psi_h = 0$ .

Dessa maneira, o valor corrigido para a velocidade de fricção  $u_*$  ( $\text{ms}^{-1}$ ), após determinado o valor de  $H$  iterativamente, e para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor  $r_{ah}$  ( $\text{sm}^{-1}$ ), foi dado pelas expressões (BASTIAANSEN, 2002):

$$u_* = \frac{u_{100} k}{\ln \left( \frac{100}{z_{om}} \right) - \Psi_{m(100m)}} \quad (37)$$

em que  $u_{100}$  é a velocidade do vento a 100 m de altura ( $\text{ms}^{-1}$ ),  $k$  é a constante de von Karman (0,41),  $Z_{om}$  é o comprimento da rugosidade de cada pixel (m),  $\psi_m(100 \text{ m})$  é a correção da estabilidade para o transporte do “momentum” a 100 m.

$$r_{ah} = \frac{\ln \left( \frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (38)$$

em que  $Z_2 = 2,0$  m;  $Z_1 = 0,1$  m;  $\psi_{h(Z_2)}$ ; e  $\psi_{h(Z_1)}$  são as correções da estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Depois de obtidos os valores desses parâmetros, retornou-se ao cálculo da função da diferença de temperatura, repetindo os cálculos mencionados anteriormente até que não houvesse variações nos valores sucessivos da diferença de temperatura ( $dT$ ) e da resistência aerodinâmica ( $r_{ah}$ ) para o pixel quente.

#### 3.4.1.2.3. Cálculo do fluxo de calor latente ( $\lambda ET$ )

No SEBAL, o fluxo de calor latente  $\lambda ET$  ( $W m^{-2}$ ), definido como a taxa de calor cedido à água da superfície (solo e, ou, planta) para que evapore ou evapotranspire, foi calculado pela diferença entre o Saldo de Radiação, o Fluxo de Calor no Solo e o Fluxo de Calor Sensível:

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (39)$$

em que os fluxos correspondem ao instante da passagem do satélite.

Na equação anterior, em geral são desprezadas a energia utilizada no processo da fotossíntese e o calor armazenado no dossel vegetativo. As magnitudes dos elementos do balanço de energia à superfície dependem de vários fatores, como: o tipo de superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação etc.), localização geográfica, estação do ano, hora do dia e condições do tempo (ARYA, 1998).

Os valores obtidos do fluxo de calor latente ( $\lambda ET$ ) foram convertidos para valores de evapotranspiração da cultura, por meio da equação abaixo (BASTIAANSEN, 2000):

$$ET_{instantânea} = 3600 \times \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (40)$$

em que  $ET_{instantânea}$  é a evapotranspiração instantânea obtida no horário da passagem do satélite pela área em estudo ( $mmh^{-1}$ );  $3600$  é a conversão do tempo de segundos para hora; e  $\lambda$  é o calor latente de vaporização ou calor absorvido quando 1 kg de água evapora ( $Jkg^{-1}$ ), sendo esse valor de  $2,45 MJkg^{-1}$ .

Foi utilizado um fator de conversão para radiação, com o intuito de encontrar uma fórmula mais coerente para a obtenção da evapotranspiração nas condições encontradas nas análises pelo algoritmo SEBAL:

$1 \text{ W m}^{-2}$  para  $\text{MJm}^{-2}\text{h}^{-1}$  = multiplica por 0,0036 (multiplicador para obter energia recebida em unidade de superfície por unidade de tempo (horas))

$$ET_{\text{instantânea}} = \lambda ET / \lambda$$

$$\lambda = 2,45 \text{ MJkg}^{-1} \text{ (para evaporar 1 kg de água)}$$

$$\lambda = 2,45 \text{ MJm}^{-2} \text{ (para evaporar 1 mm de água)}$$

Assim, aplicando o valor de  $\lambda = 2,45 \text{ MJm}^{-2}$  na equação anterior, tem-se:

$$ET_{\text{instantânea}} = \lambda ET / \lambda$$

$\lambda ET$  (valor extraído da imagem em  $\text{W m}^{-2}$ )

$$ET_{\text{instantânea}} = (\lambda ET \times 0,0036 / (2,45 \text{ MJm}^{-2} / 1 \text{ mm de H}_2\text{O})) = \{ \text{MJm}^{-2}\text{h}^{-1} \} / \{ \text{MJm}^{-2} / 1 \text{ mm de água} \}$$

$$ET_{\text{instantânea}} = ((\lambda ET \times 0,0036) / (2,45 \text{ MJm}^{-2})) = \{ \text{MJm}^{-2} \} / \{ \text{MJm}^{-2} / 1 \text{ mm água} \}$$

$$ET_{\text{instantânea}} = (\lambda ET \times 0,0036) / (2,45) = \{ \text{mmh}^{-1} \} \quad (43)$$

### 3.4.2. Uso do algoritmo SEBAL nas condições de relevo montanhoso (com variação de altitude)

Para uso em áreas montanhosas, onde há variação de relevo significativa e grande gama de inclinações foi desenvolvido o *SEBAL – Mountain Model*, que contém modificações para correção da declividade e elevações nos cálculos. Esse algoritmo exigiu informações sobre declividade para os cálculos que foram obtidas para cada pixel usando o MDE (Modelo Digital de Elevação do Terreno) para a área em estudo.

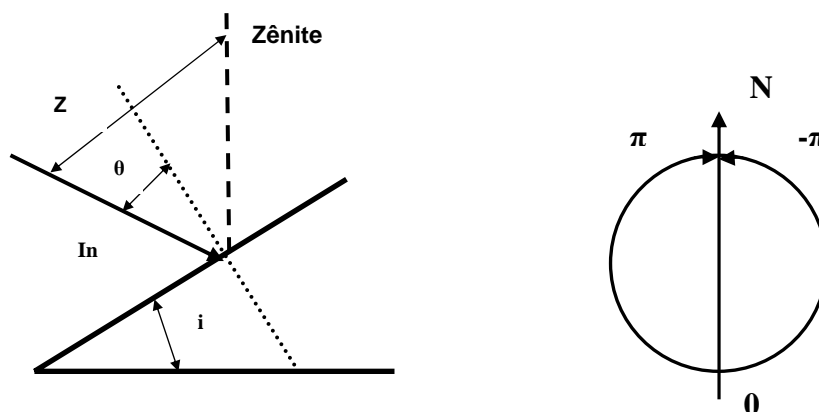
Foi realizado o cálculo do co-seno do ângulo de incidência solar ( $\cos\theta$ ), sendo este o ângulo entre a irradiância solar ( $In$ ) e a linha vertical perpendicular do observador na Terra. Na Figura 9, apresentam-se as variáveis e como elas se comportam em relação a um plano inclinado. Em um algoritmo para áreas planas, utilizando o SEBAL, foi assumido que a superfície da Terra é horizontal, e o cálculo do  $\cos\theta$  foi uma constante sobre a área de interesse. Segundo Duffie e Beckman (1991), citados por

Bastiaanssen (2002), em áreas montanhosas o  $\cos\theta$  será diferente em cada pixel, dependendo da declividade e dos aspectos ligados à superfície da Terra, ou seja:

$$\cos\theta = \text{sen}(\delta)\text{sen}(\phi)\cos(i) - \text{sen}(\delta)\cos(\phi)\text{sen}(i)\cos(\gamma) + \cos(\delta)\cos(\phi)\cos(i)\cos(\omega) + \cos(\delta)\text{sen}(\phi)\text{sen}(i)\cos(\gamma)\cos(\omega) + \cos(\delta)\text{sen}(\phi)\text{sen}(i)\text{sen}(\omega) \quad (44)$$

em que  $\delta$  é a declividade do terreno (em rad; positivo no verão no Hemisfério Norte),  $\phi$  é a latitude do pixel (rad; positivo no Hemisfério Norte) e  $i$  é a inclinação da superfície (em rad), sendo  $\theta$  o ângulo de incidência,  $z$  o ângulo zenital,  $\gamma$  o azimute do ângulo de superfície (rad), em que  $\gamma = 0$  para o sul,  $\gamma = -\pi/2$  para o leste,  $\gamma = +\pi/2$  para o oeste e  $\gamma = \pm\pi$  para o norte;  $\omega$  é o ângulo horário,  $\omega = 0$  para o meio-dia, e  $\omega$  é negativo ao amanhecer e positivo ao entardecer.

O  $\cos\theta$  foi expresso e utilizado nos cálculos em radianos. Esse valor foi inserido no cálculo da reflectância (ETAPA 2) e no cálculo da radiação de onda curta descendente emitida pela atmosfera (ETAPA 10) não mais como uma constante, mas sim como a imagem calculada pela equação do  $\cos\theta$ .



Fonte: Vianello (1991)

Figura 9 – Visualização de uma superfície inclinada e azimute do ângulo de superfície para o modelo SEBAL.

O valor de  $i$ , que é a inclinação da superfície, foi obtida por meio do ERDAS IMAGE 8.5, em que se inseriu a imagem que continha o MDE. A declividade é geralmente expressa em porcentagem, mas pode também ser calculada em graus radianos.

O valor do aspecto ( $\gamma$ ), em que  $\gamma = 0$  para o sul,  $\gamma = -\pi/2$  para o leste,  $\gamma = +\pi/2$  para o oeste e  $\gamma = \pm\pi$  para o norte, também foi obtido por meio do ERDAS IMAGE 8.5, em que se inseriu a imagem que continha o MDE. Utilizou-se a função ASPECT que gera uma imagem em escala de cinza codificada, de acordo com o sentido em que prevalece a inclinação de cada pixel.

Os demais valores utilizados no cálculo do  $\cos\theta$  foram obtidos conforme as expressões mostradas a seguir e substituídos na expressão do  $\cos\theta$ .

A declividade  $\delta$  (radianos) foi calculada pela expressão (BASTIAANSEEN, 2002):

$$\delta = 0,409 \operatorname{sen} \left\{ \left( \frac{2\pi}{365} \times \text{DiaJuliano} \right) - 1,39 \right\} \quad (45)$$

A latitude  $\phi$  (radianos) foi calculada pela expressão (BASTIAANSEEN, 2002):

$$\phi = \text{latitude}_{\text{emgraus}} \times \frac{\pi}{180} \quad (46)$$

O ângulo horário,  $\omega$  (radianos), foi calculado pela expressão (BASTIAANSEEN, 2002):

$$\omega = \frac{\pi}{12} \left\{ (t + 0,06667(L_Z - L_M) + S_C) - 12 \right\} \quad (47)$$

em que  $t$  é a hora-padrão da passagem do satélite, em horas;  $L_Z$  é a longitude do centro da área para a hora local ( $45^\circ$ ), em graus a oeste de Greenwich;  $L_M$  é a longitude do centro da imagem do satélite ( $43,244228^\circ$ ), em graus a oeste de Greenwich; e  $S_C$  é a correção sazonal para a hora solar, em horas.

A correção sazonal para a hora solar foi calculada pela expressão (BASTIAANSEEN, 2002):

$$S_C = 0,1645 \operatorname{sen}(2b) - 0,1255 \cos(b) - 0,025 \operatorname{sen}(b) \quad (48)$$

$$b = \frac{2\pi(\text{DiaJuliano} - 81)}{364}$$

A Temperatura da Superfície  $T_s$  foi corrigida utilizando-se o Modelo Digital de Elevação do Terreno (MDE), pela expressão (BASTIAANSSEN, 2002):

$$T_{sMDE} = T_s + 0,0065\Delta z \quad (49)$$

em que  $\Delta z$  é a elevação de cada pixel menos a elevação do DATUM, em metros, sendo valor positivo se a elevação de um pixel for maior do que a do DATUM. A referência para o DATUM será a elevação da estação climatológica (796 m), valor esse obtido não pelas informações da estação climatológica, mas sim pela análise do Modelo Digital de Elevação do Terreno gerado para a área em estudo.

O valor correto da temperatura da superfície,  $T_{sMDE}$ , foi usado para a seleção dos pixels-âncora, ou seja, para a determinação dos pixels “frio” e “quente”.

Os valores do saldo de radiação à superfície da Terra ( $R_n$ ) e do fluxo de calor no solo ( $G$ ) foram calculados como descrito na metodologia para o uso do SEBAL em áreas de relevo plano. O coeficiente de rugosidade foi calculado conforme a metodologia descrita para o uso do SEBAL em áreas de relevo plano, porém ajustado para a área de relevo montanhoso, conforme a expressão (BASTIAANSSEN, 2002):

$$Z_{om(mon\ tanh\ a)} = Z_{om} \times \left[ 1 + \frac{(Declividade - 5)}{20} \right] \quad (50)$$

A velocidade de fricção inicial ( $u_*$ ) e a resistência aerodinâmica ( $r_{ah}$ ) à transferência de calor foram ajustadas para a velocidade de vento na área montanhosa, por meio do coeficiente  $\varpi$ , que foi usado para ajustar a velocidade do vento a uma altura de 100 m, conforme mostrado na expressão que se segue (BASTIAANSEEN, 2002):

$$\varpi = 1 + 0,1 \left[ \frac{(Elevação - Elevação_{estação\ climatológica})}{1000} \right] \quad (51)$$

em que *Elevação* é a elevação de cada pixel e *Elevação estação climatológica* (796 m, extraídos da imagem do MDE – Modelo Digital de Elevação da área em estudo) é a elevação onde a velocidade do vento ( $u_{100}$ ) para cada pixel é medida e depois ajustada, multiplicando-se o valor obtido por  $\varpi$ .

O fluxo de calor sensível  $H$  foi calculado conforme a metodologia descrita para uso do SEBAL em áreas de relevo plano. O valor corrigido de  $T_s$ , ou seja,  $T_{sMDE}$ , foi usado para calcular o valor de  $dT$ . As correções dos processos de estabilidade

atmosférica foram idênticas às utilizadas na metodologia descrita para o uso do SEBAL em áreas de relevo plano.

### **3.4.3. Uso do algoritmo SEBAL pelo procedimento de normalização topográfica**

Imagens digitais provenientes de regiões montanhosas geralmente contêm distorções radiométricas conhecidas como “efeito topográfico”. Esse efeito resulta da diferença na iluminação entre os ângulos solar e do terreno. Isso causa variação no valor da intensidade da imagem (ERDAS, 1999). O efeito topográfico é uma combinação de:

- Iluminação incidente – Orientação da superfície em relação aos raios solares.
- Ângulo de reflectância – Porção de energia refletida em virtude do ângulo de declividade.
- Características da cobertura superficial – Terreno rugoso, altamente montanhoso ou muito acidentado (com grandes variações de declividades).

Para reduzir os efeitos topográficos em uma imagem digital, foi aplicada a transformação baseada no Modelo de Reflectância Lambertiano.

A utilização do Modelo de Normalização Topográfica requer as seguintes informações:

- Ângulo de elevação solar e do azimute solar da imagem a ser processada.
- Arquivo contendo o MDE da área a ser trabalhada, estando o pixel do MDE com o mesmo tamanho da imagem obtida pelo sensor orbital.
- Imagem original (depois de efetuada a correção atmosférica).

#### **3.4.3.1. Modelo de reflectância lambertiano**

O Modelo de Reflectância Lambertiano assume que a energia solar incidente na superfície reflete uniformemente em todas as direções e que as variações na reflectância são devidas à quantidade de radiação incidente (ERDAS, 1999).

A seguinte equação produz valores normalizados da intensidade (COLBY, 1991; SMITH et al., 1980):

$$BV_{\text{normalizado}} \lambda = BV_{\text{observado}} \lambda / \cos i \quad (52)$$

em que:

$BV_{\text{normalizado}} \lambda$  = valor da intensidade normalizada;

$BV_{\text{observado}} \lambda$  = valor da intensidade observada; e

$\cos i$  = cosseno do ângulo de incidência.

#### 3.4.3.1.1. Ângulo de incidência

O ângulo de incidência é definido por:

$$\cos i d = \cos (90 - \theta_s) \cos \theta_n + \sin (90 - \theta_s) \sin \theta_n \cos (\Phi_s - \Phi_n) \quad (53)$$

em que:

$i$  = ângulo entre os raios solares e a normal à superfície da Terra;

$\theta_s$  = elevação solar;

$\Phi_s$  = azimute solar;

$\theta_n$  = declividade de cada elemento da superfície da Terra (pixel a pixel); e

$\Phi_n$  = aspecto de cada elemento da superfície da Terra (pixel a pixel).

Se a superfície tem uma declividade de  $0^\circ$ , então a rugosidade do terreno é indefinida e  $i$  é simplesmente definido por  $90 - \theta_s$ .

#### 3.4.3.2. Procedimentos dos cálculos utilizando Normalização Topográfica

Todas as etapas foram idênticas às já demonstradas para a área, considerando-se o relevo plano.

Na etapa 2 foi utilizada nos cálculos a imagem da área de estudo já normalizada, usando-se para tal operação a imagem que contém o MDE da área em estudo, os ângulos de elevação solar, o azimute solar e a imagem já calibrada. Na Tabela 4, mostram-se os valores da elevação solar e do azimute solar para cada data das imagens, sendo esses valores utilizados no uso da Normalização Topográfica.

A etapa 7 foi calculada conforme a fórmula apresentada para a área de relevo montanhoso, fazendo-se a devida correção utilizando o MDE.

O cálculo do Fluxo de Calor no Solo ( $G$ ) foi o mesmo já descrito para a área de relevo plano.

Tabela 4 – Ângulos da elevação solar e do azimute solar nas imagens de estudo

| Data de Passagem do Sensor | Elevação Solar (°) | Azimute Solar (°) |
|----------------------------|--------------------|-------------------|
| 20 de junho de 2003        | 34,50715180251260  | 40,06218484010302 |
| 24 de setembro de 2003     | 52,21537942197066  | 61,88696131155173 |
| 22 de junho de 2004        | 35,26172397028403  | 38,95827253375229 |

O coeficiente de rugosidade ( $z_{om}$ ) foi calculado conforme a metodologia descrita para o uso do SEBAL em áreas de relevo plano, porém sendo ajustado para a área de relevo acidentado ( $z_{om \text{ montanha}}$ ).

A velocidade de fricção inicial ( $u_*$ ) e a resistência aerodinâmica ( $r_{ah}$ ) à transferência de calor foram ajustadas para a velocidade de vento na área montanhosa, por meio do coeficiente  $\varpi$ , usado para ajustar a velocidade do vento a uma altura de 100 m.

Os demais procedimentos foram idênticos aos já mencionados para os cálculos em área de relevo plano pelo ERDAS IMAGE 8.5, sendo as coordenadas dos pixels quente e frio os mesmos extraídos para os cálculos considerando a área totalmente plana.

## **4. RESULTADOS E DISCUSSÕES**

### **4.1. Valores do albedo de superfície nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica**

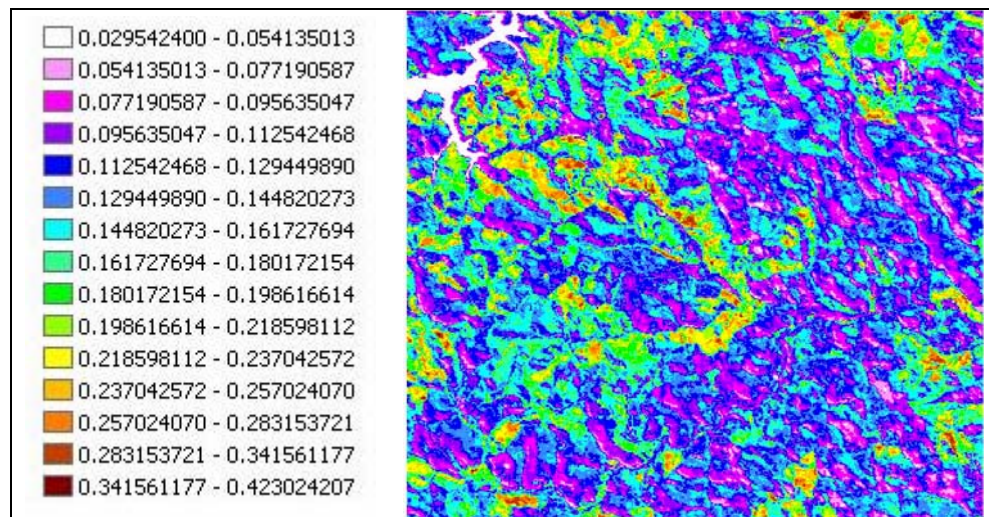
Depois de realizados os procedimentos de transformação dos números digitais das imagens em valores de radiância e reflectância, procedeu-se à obtenção dos albedos de superfícies das três imagens em análise. Na Tabela 5, mostram-se os valores obtidos das três imagens analisadas nas três condições estudadas.

Ao analisar a Tabela 5, notam-se diferenças entre os valores de albedo nas três condições estudadas em cada data. Os valores de albedo no lago mantiveram próximos dos de relevo plano e montanhoso, diferindo dos dados da normalização topográfica que se mostraram maiores. Na vegetação, houve também aumento dos valores ao se aplicar a normalização topográfica em relação às outras condições (plano e montanhoso). O mesmo foi verificado no solo. Em resumo, os valores obtidos das feições utilizando a normalização topográfica mostraram-se maiores em relação às outras condições analisadas, podendo ser explicado pelo aumento da intensidade (radiometria).

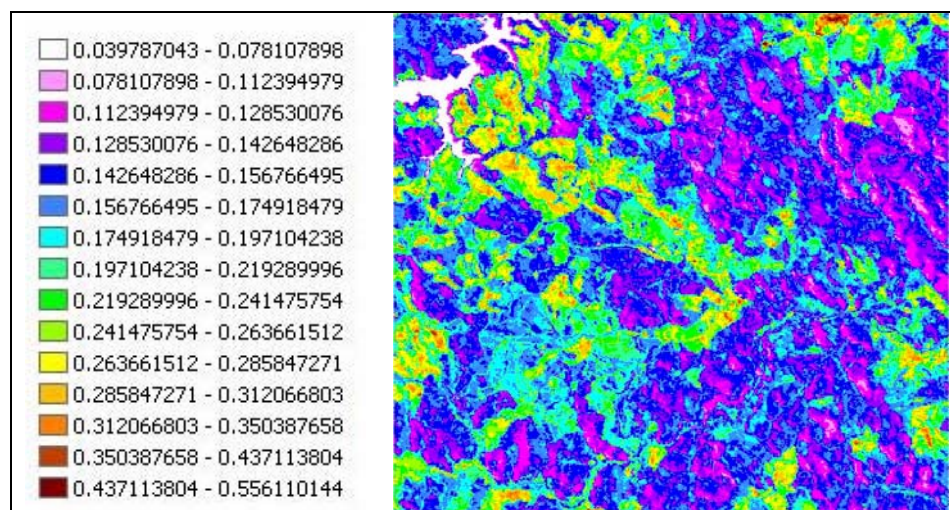
Nas Figuras 10, 11 e 12, mostram-se as imagens de albedo de superfície na condição de relevo plano, relevo montanhoso e normalização topográfica. Em cada condição, verifica-se na legenda dessas figuras que os menores valores se referem às áreas de lago e vegetação e os maiores, ao solo exposto. As imagens da condição de relevo montanhoso na data de 24/09/2003 e nas outras imagens processadas e não apresentadas neste trabalho não foram obtidas devido à não re-escala dos valores depois

Tabela 5 – Valores do albedo de superfície (decimal) nas condições analisadas da área de estudo

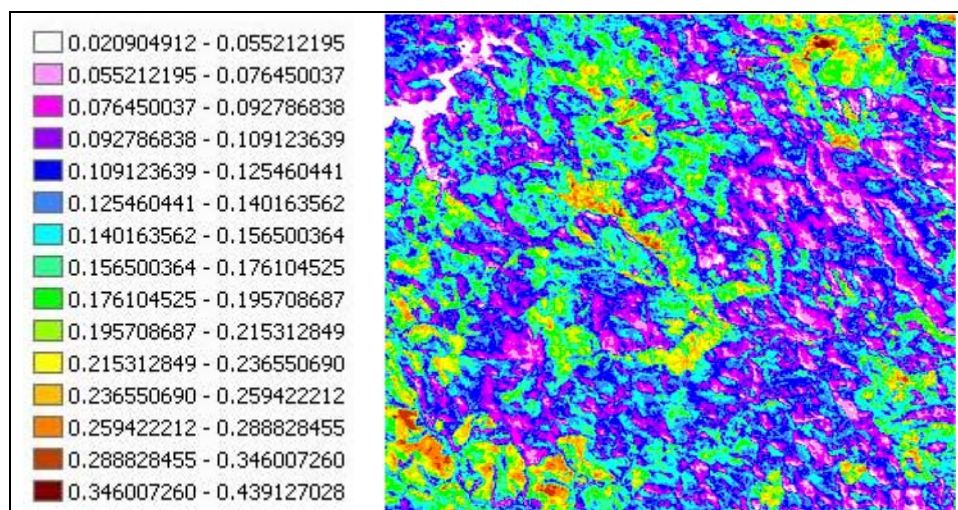
| Albedo de Superfície<br>(decimal) |           | 20/06/2003      | 24/09/2003      | 22/06/2004      |
|-----------------------------------|-----------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Plano                             | Lago      | 0,0295 a 0,0541 | 0,0397 a 0,0781 | 0,0204 a 0,0552 |
|                                   | Vegetação | 0,0542 a 0,1617 | 0,0781 a 0,1749 | 0,0552 a 0,1565 |
|                                   | Solo      | 0,1618 a 0,4230 | 0,1749 a 0,5561 | 0,1565 a 0,4391 |
|                                   | Média     | 0,1396          | 0,1740          | 0,1349          |
| Montanhoso                        | Lago      | 0,032           | 0 a 0,0872      | 0,043           |
|                                   | Vegetação | 0,089           | 0,0872 a 0,2052 | 0,137           |
|                                   | Solo      | 0,124           | 0,2052 a 0,7823 | 0,283           |
|                                   | Média     | 0,173           | 0,1886          | 0,136           |
| Normalização<br>topográfica       | Lago      | 0 a 0,1678      | 0,0483 a 0,1138 | 0,044 a 0,1262  |
|                                   | Vegetação | 0,1679 a 0,2130 | 0,1138 a 0,2742 | 0,1262 a 0,4051 |
|                                   | Solo      | 0,2131 a 0,5892 | 0,2742 a 0,8990 | 0,4051 a 0,9956 |
|                                   | Média     | 0,2564          | 0,2427          | 0,2839          |



(a)



(b)



(c)

Figura 10 – Albedo de superfície em decimal (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).

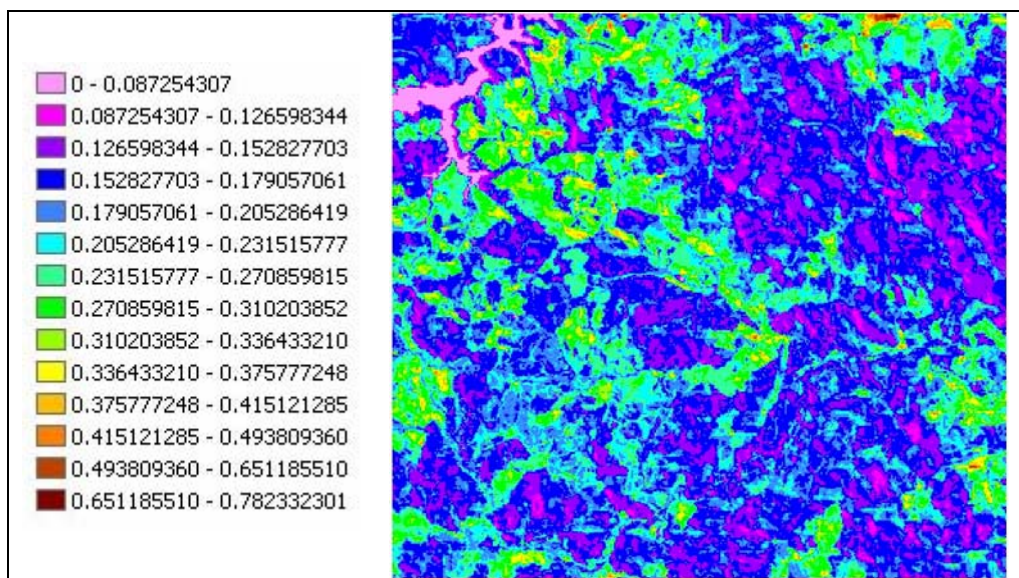
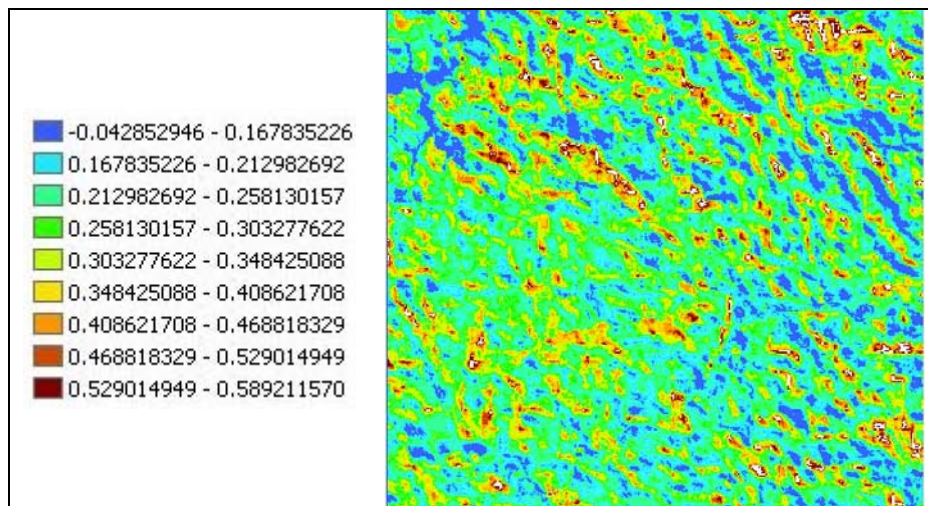
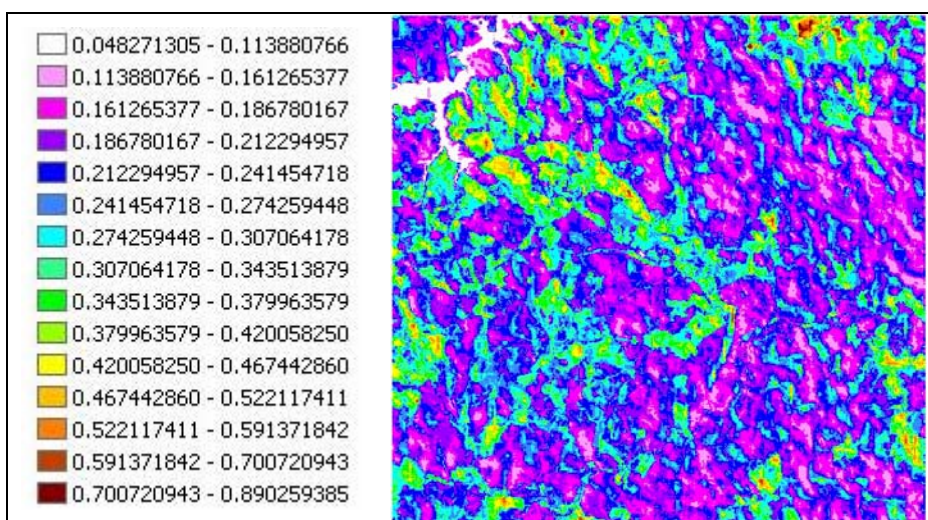


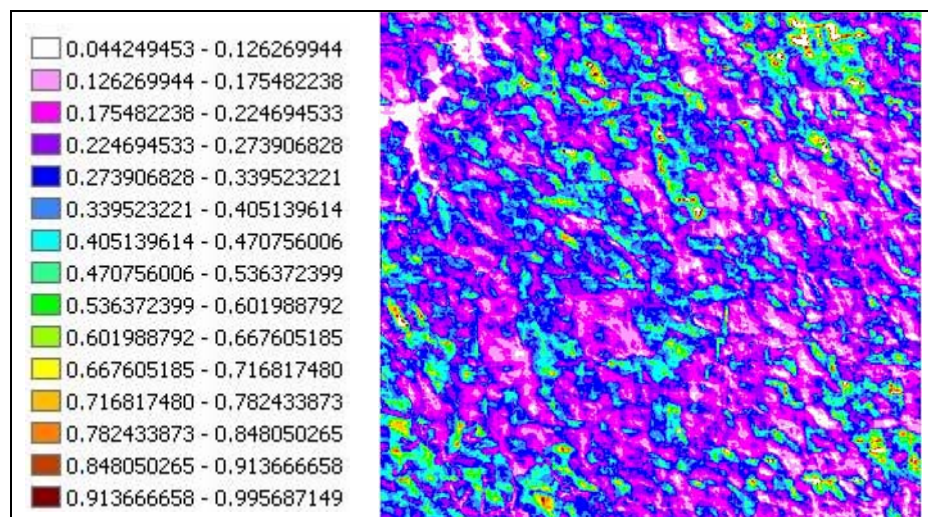
Figura 11 – Albedo de superfície em decimal (relevo montanhoso) do dia 24 de setembro de 2003.



(a)



(b)



(c)

Figura 12 – Albedo de superfície em decimal (normalização topográfica) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).

de efetuadas as operações aritméticas nas imagens. O que ocorreu foi que o resultado das operações aritméticas ultrapassou o intervalo de 0 – 255 e não foi redimensionado nesse intervalo após a operação, o que acarretou perda de informação espectral. Na Figura 12a, verifica-se a presença de albedo negativo em razão da presença de pixels que não expressavam as condições da imagem a ser trabalhada e que, ao processá-la, acabou gerando dados errôneos. Devem-se, antes de efetuar as operações com as imagens, retirar os pixels que não fazem parte do estudo, não comprometendo os dados em análises.

Segundo Bakst e Yamazaki (2002), o valor encontrado de albedo na floresta de coníferas está compreendido entre 10 e 15% e na floresta folífera, de 15 a 20%. Já Lima (1996) relatou que as florestas apresentam, em geral, albedo médio da ordem de 10 a 12%, enquanto a vegetação rasteira, como a pastagem e a maioria das culturas agrícolas, exibem albedo médio da ordem de 18 a 25%.

Estudos devem ser feitos no intuito de melhorar a determinação das variáveis que compõem o processo de evapotranspiração para áreas de relevo declivoso (aplicação em relevos montanhosos e de declividade acentuada e uso da normalização topográfica). Chandrapala e Wimalasuiya (2003) parametrizaram o algoritmo SEBAL das imagens NOAA – AVHRR do Srilanka e obtiveram albedo nas superfícies de água de 5% e nos solos secos na faixa de 34 a 38%. Bastiaanssen (2000), aplicando o algoritmo SEBAL das imagens TM Landsat 5 da bacia de Gediz (Turquia) nos dias 177 e 241 de 1998, obteve albedo nos corpos de água na faixa de 5 a 6%, respectivamente.

Dessa forma, observou-se que os dados na condição de relevo plano obtidos nas imagens atenderam aos valores do albedo de superfície citados na literatura. Nas condições de relevo montanhoso e normalização topográfica, os dados obtidos foram maiores do que os citados na literatura, porém o uso do algoritmo SEBAL nas áreas de relevo montanhoso, usando-se o Modelo Digital de Elevação, requer mais estudos para sua calibração e validação, uma vez que Bastiaanssen (2002) afirmou ser o SEBAL um algoritmo de estimativa de maior precisão da evapotranspiração em áreas relativamente planas.

#### 4.2. Valores do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica

Na Tabela 6, mostram-se os valores do NDVI das três imagens nas três condições analisadas. Nota-se, nessa tabela, que na condição de relevo plano o valor da média do NDVI é maior na imagem datada de 22/06/2004, evidenciando um incremento maior de biomassa em relação às demais datas analisadas. O mesmo foi verificado na condição de uso da normalização topográfica, apresentando incremento de biomassa no dia 22/06/2004. Na condição de relevo montanhoso, os valores de cada feição (lagoa, vegetação e solo) não puderam ser extraídos da imagem devido à operação aritmética realizada, o que acarretou perdas de valores. O mesmo ocorreu com as feições do uso da normalização topográfica, conseguindo-se obter apenas a média dos valores.

Tabela 6 – Valores do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) nas condições analisadas da área de estudo

| NDVI                     |           | 20/06/2003       | 24/09/2003        | 22/06/2004        |
|--------------------------|-----------|------------------|-------------------|-------------------|
| Plano                    | Lago      | -0,5733 a 0,0867 | -0,5131 a -0,1810 | -0,4568 a -0,0611 |
|                          | Vegetação | 0,4491 a 0,8677  | 0,3259 a 0,7967   | 0,3925 a 0,8938   |
|                          | Solo      | 0,0867 a 0,4491  | -0,1810 a 0,3259  | -0,0611 a 0,3925  |
|                          | Média     | 0,6239           | 0,5586            | 0,6484            |
| Montanhoso               | Lago      | -                | -                 | -                 |
|                          | Vegetação | -                | -                 | -                 |
|                          | Solo      | -                | -                 | -                 |
|                          | Média     | -                | -                 | 0,65114           |
| Normalização topográfica | Lago      | -                | -                 | -                 |
|                          | Vegetação | -                | -                 | -                 |
|                          | Solo      | -                | -                 | -                 |
|                          | Média     | 0,5504           | 0,5606            | 0,65114           |

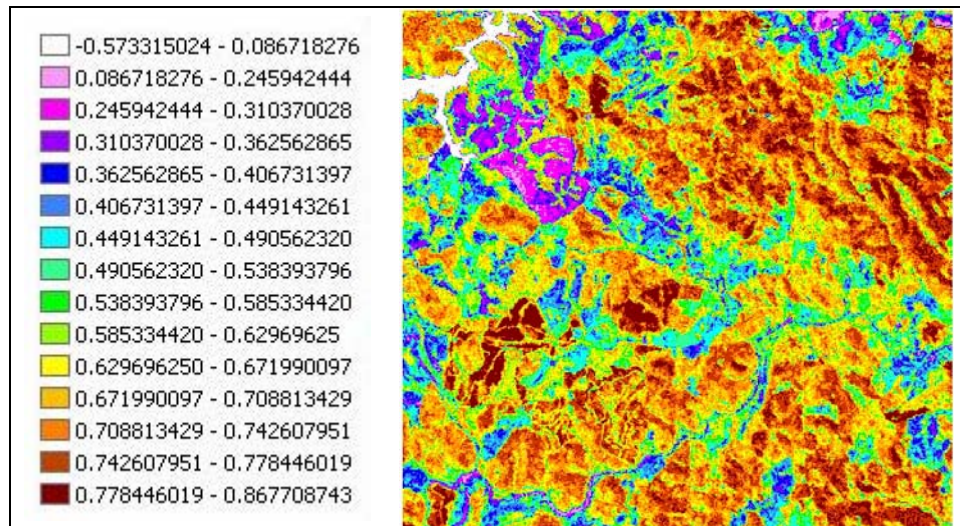
Na Figura 13, os valores negativos de NDVI correspondem à lagoa da Represa do Peti. Esse índice é um indicador da quantidade e da condição da cobertura vegetal da superfície. Dessa forma, é possível afirmar, com base nas imagens (Figura 13a-c), que a cobertura vegetal da região estudada na data de 22/06/2004 é um pouco mais densa que a de 20/06/2003, pois se observa maior quantidade de áreas com tonalidade avermelhada na imagem de 2004, bem como o histograma desse mesmo ano, que apresenta uma média superior verificada na imagem de 2003.

Bastiaanssen (2000), citado por Bezerra (2004), utilizando o SEBAL e imagens TM Landsat da bacia de Gediz (Turquia), encontrou valores de NDVI de  $-0,017$  no dia 177 e  $-0,091$  no dia 241 de 1998, em pixels correspondentes a corpo de água. Daughtry et al. (1990) obtiveram NDVI de 0,70 em áreas com cultivo de alfafa e de 0,20 em solo exposto. Por sua vez, Sucksdorff e Otle (1990) utilizaram imagens NOAA – AVHRR de junho de 1988 para um estudo sobre a evapotranspiração em áreas agrícolas homogêneas na bacia de Eurajoki (Finlândia), obtendo NDVI de 0,56. Esses resultados são similares aos desta pesquisa.

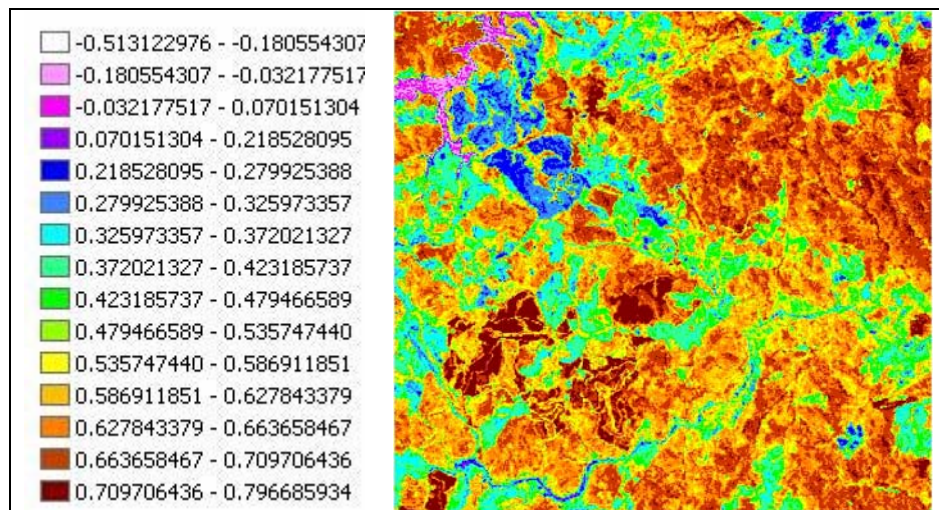
Foram utilizados, também, o Índice de Vegetação Ajustado para Efeito de Solo (SAVI) e o Índice de Área Foliar (IAF).

O SAVI é usado para estimar o IAF, que por sua vez é utilizado para estimar a emissividade da superfície. Segundo Bezerra (2004), vale salientar que os valores do IAF e da emissividade foram estimados por equações parametrizadas para Idaho, propostas por Allen et al. (2002).

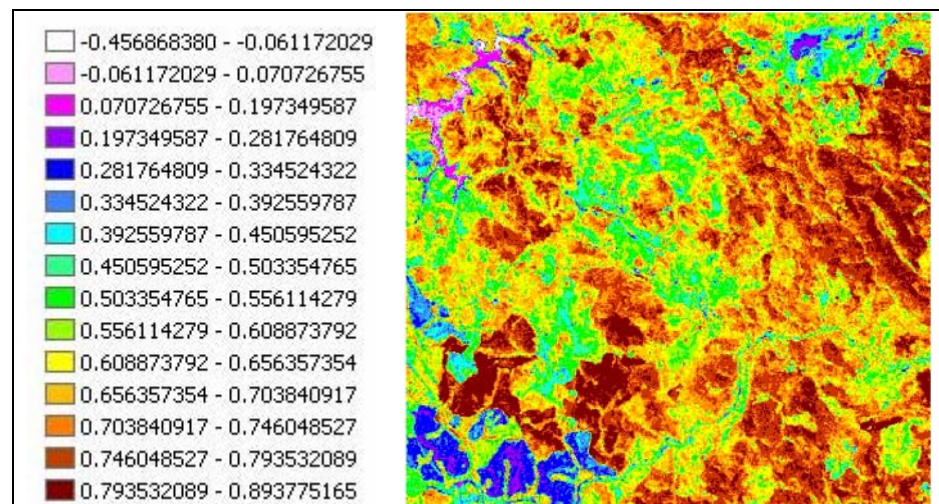
Os valores obtidos para o IAF não excederam o valor 3 em todas as condições analisadas. Dessa forma, obtiveram-se valores de emissividades compreendidos entre 0,95 e 0,96, nas três condições estudadas nas três imagens. Os valores médios de emissividade são apresentados na Tabela 7.



(a)



(b)



(c)

Figura 13 – NDVI (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).

Tabela 7 – Valores da emissividade nas condições analisadas da área de estudo

| Emissividade             | 20/06/2003 | 24/09/2003 | 22/06/2004 |
|--------------------------|------------|------------|------------|
| Plano                    | 0,957928   | 0,954671   | 0,95165    |
| Montanhoso               | 0,961549   | 0,954233   | 0,956211   |
| Normalização topográfica | 0,95667    | 0,950017   | 0,95199    |

#### **4.3. Valores da temperatura da superfície nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica**

Na Tabela 8, apresentam-se os valores da temperatura da superfície das três imagens nas três condições analisadas. Vê-se, nessa tabela, que não houve diferença acentuada em relação aos valores de cada feição e da média nas três condições analisadas. Verifica-se, também, aumento gradual de temperatura, em que se têm o lago e o solo apresentando, respectivamente, as menores e as maiores temperaturas. Isso se dá devido à maior emissão da energia e, ao ser tomado o comprimento de onda da faixa termal, à maior energia sendo recebida, o que permite caracterizar o solo como mais quente dentre as outras feições. Na lagoa, por possuir albedo menor, ocorre maior absorção da energia incidente pelo corpo de água em relação à sua energia refletida, o que gera, pelo sensor, decréscimo de energia recebida, tendo, assim, menores valores de temperatura.

Os valores de vegetação estimados das imagens foram comparados com os obtidos pela estação climatológica e apresentaram coerência de dados, sendo verificados, na Tabela 9, os valores de temperatura de superfície no horário de passagem do sensor pela área de estudo, no intervalo de tempo das 9 às 10 h da manhã. Apenas na data de 24/09/2003, viu-se uma subestimativa da temperatura de superfície ao comparar os dados estimados pelo sensor em relação aos da estação climatológica. Foram comparados os dados obtidos pela vegetação por estar a estação climatológica localizada numa área de influência de eucaliptos, o que descreve, nas duas situações, uma superfície vegetada.

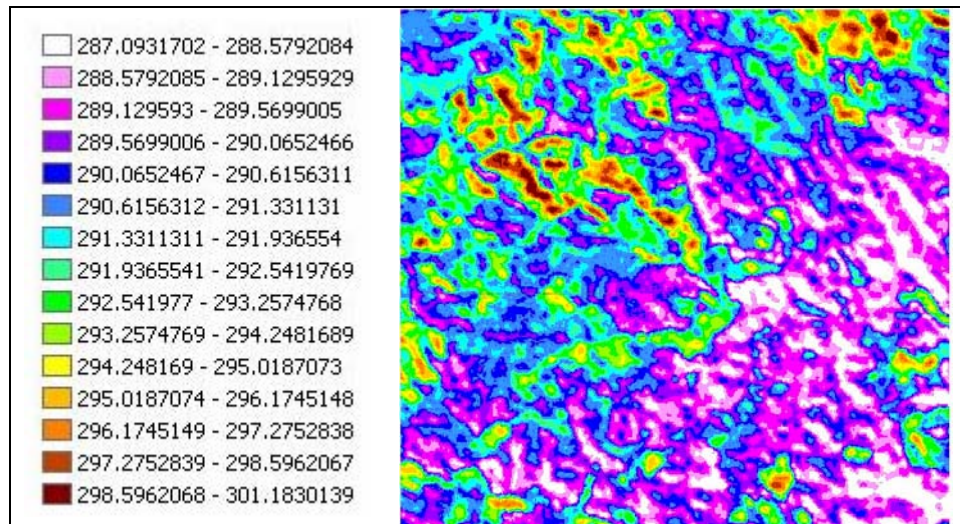
Tabela 8 – Valores da temperatura da superfície (Kelvin) nas condições analisadas da área de estudo

| Temperatura da Superfície (Kelvin) |           | 20/06/2003 | 24/09/2003 | 22/06/2004 |
|------------------------------------|-----------|------------|------------|------------|
| Plano                              | Lago      | 287 a 289  | 294 a 296  | 277 a 286  |
|                                    | Vegetação | 289 a 292  | 296 a 300  | 286 a 291  |
|                                    | Solo      | 292 a 301  | 300 a 312  | 291 a 300  |
|                                    | Média     | 290,96     | 298,36     | 288,64     |
| Montanhoso                         | Lago      | 286 a 288  | 292 a 296  | 276 a 286  |
|                                    | Vegetação | 289 a 292  | 296 a 299  | 286 a 291  |
|                                    | Solo      | 292 a 302  | 299 a 312  | 291 a 300  |
|                                    | Média     | 290,13     | 297,49     | 288,38     |
| Normalização topográfica           | Lago      | 286 a 288  | 292 a 296  | 277 a 286  |
|                                    | Vegetação | 288 a 292  | 296 a 299  | 286 a 290  |
|                                    | Solo      | 292 a 302  | 299 a 312  | 290 a 300  |
|                                    | Média     | 290,13     | 297,52     | 288,38     |

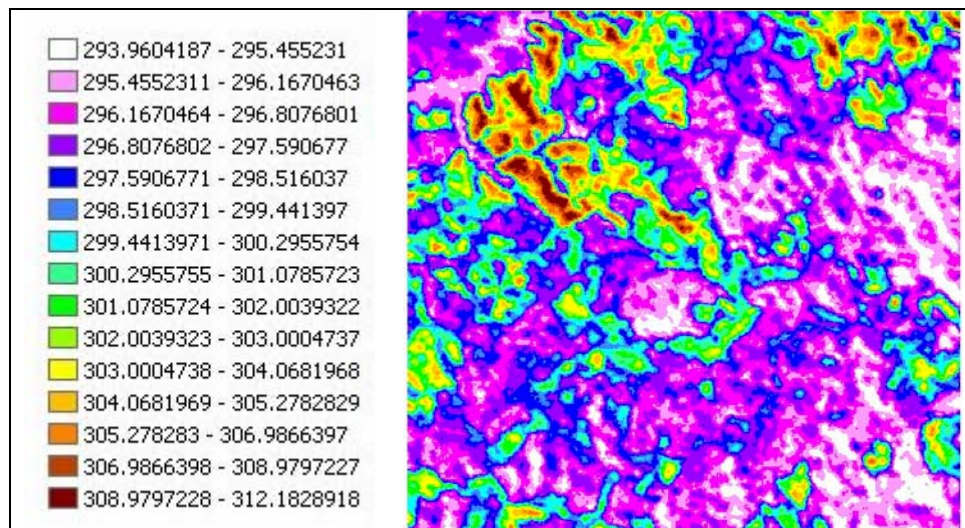
Tabela 9 – Valores de temperatura da superfície em Kelvin (K), obtidos pela estação climatológica

| Dia<br>Tempo (h) | 20/06/2003 | 24/09/2003 | 22/06/2004 |
|------------------|------------|------------|------------|
| 9                | 288,67     | 292,85     | 288,67     |
| 10               | 289,44     | 294,63     | 289,44     |

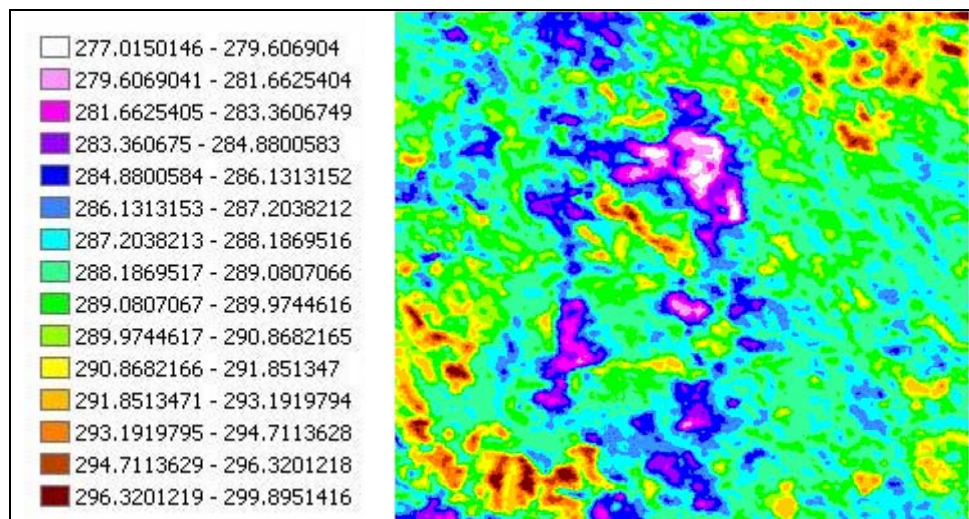
Na Figura 14, nos dados de temperatura de superfície datada de 22/06/2004 (Figura 14c) a menor temperatura foi inferior à verificada na imagem do dia 20/06/2003 (Figura 14a), em razão da maior presença de nuvens na atmosfera, o que ocasionou, ao se processar a imagem, valores baixos de temperatura, comparados com os das imagens do dia 20/06/2003 e 22/06/2004. As imagens nas condições de relevo montanhoso e uso da normalização topográfica não foram apresentadas pelo fato de as temperaturas não divergirem acentuadamente em relação à condição de relevo plano, conforme mostrado na Tabela 8.



(a)



(b)



(c)

Figura 14 – Temperatura da superfície em Kelvin (área plana) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).

#### 4.4. Valores do saldo de radiação nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica

O balanço de radiação à superfície é a contabilização entre os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, é a soma algébrica do balanço de radiação de ondas curtas e do balanço de radiação de ondas longas à superfície (BEZERRA, 2004). Os fluxos descendentes correspondem à radiação solar global e à radiação termal atmosférica e os fluxos ascendentes, à radiação solar refletida pela superfície, à radiação termal emitida pela superfície e à radiação termal atmosférica refletida pela superfície (SILVA, 2002).

Os valores obtidos neste estudo para a radiação de onda curta incidente ( $R_{s\downarrow}$ ), nas três condições analisadas, são mostrados na Tabela 10.

Tabela 10 – Valores da radiação de onda curta incidente ( $W\ m^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo

| Radiação de Onda Curta Incidente ( $Wm^{-2}$ ) | 20/06/2003 | 24/09/2003 | 22/06/2004 |
|--|------------|------------|------------|
| Plano  | 603,503    | 831,172    | 615,113    |
| Montanhoso                                     | 711,184    | 764,698    | 744,375    |
| Normalização topográfica                       | 603,004    | 830,087    | 614,571    |

A radiação solar, estimada nas imagens, encontra-se próxima do valor observado na Estação Meteorológica do Gaspar, localizada no Município de Santa Bárbara, que foi de  $479,6\ Wm^{-2}$  às 10 horas da manhã e de  $604,9\ Wm^{-2}$  às 11 horas da manhã do dia 20/06/2003;  $712\ Wm^{-2}$  às 10 horas da manhã e  $840\ Wm^{-2}$  às 11 horas da manhã do dia 24/09/2003; e  $481,4\ Wm^{-2}$  às 10 horas da manhã e de  $606,2\ Wm^{-2}$  às 11 horas da manhã do dia 22/06/2004.

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície ( $R_{L\downarrow}$ ) foi obtida segundo a expressão utilizada por Allen et al. (2002), em que os valores foram  $297,8620\ Wm^{-2}$  na imagem datada de 20/06/2003,  $318,6174\ Wm^{-2}$  na imagem

datada de 24/09/2003 e  $293,2695 \text{ Wm}^{-2}$  na imagem datada de 22/06/2004, sendo esses valores na condição de relevo plano. Nas imagens das condições de relevo montanhoso e uso da normalização topográfica, os valores de  $R_{L\downarrow}$  mantiveram-se idênticos nas duas situações, sendo os valores de  $298,021 \text{ Wm}^{-2}$  na imagem datada de 20/06/2003,  $327,122 \text{ Wm}^{-2}$  na imagem datada de 24/09/2003 e  $295,945 \text{ Wm}^{-2}$  na imagem de 22/06/2004. Os valores das datas de 20/06/2003 e 22/06/2004 mantiveram-se próximos em ambas as condições. Já os valores do dia 24/09/2003 foram maiores devido à maior incidência de energia sobre a superfície da atmosfera e, conseqüentemente, sobre a superfície do terreno.

Na Tabela 11, apresentam-se valores de radiação de onda longa ascendente nas três condições analisadas. Nessa tabela, apresentam-se, também, valores maiores de energia, emitida pela superfície na data de 24/09/2003, período esse de maior energia incidente sobre a superfície do terreno, por esta estar mais voltada para o Sol. Os valores das condições analisadas mantiveram-se sem muita variação.

Tabela 11 – Valores da radiação de onda longa ascendente ( $\text{Wm}^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo

| Radiação de Onda Longa Ascendente ( $\text{Wm}^{-2}$ ) |       | 20/06/2003    | 24/09/2003     | 22/06/2004    |
|--|-------|---------------|----------------|---------------|
| Plano  | Valor | 367,5 a 444,6 | 406,5 a 515,2  | 319,2 a 436,9 |
|  | Média | 389,36        | 432,24         | 377,48        |
| Montanhoso   | Valor | 365,9 a 446,1 | 402,1 a 514,7  | 320 a 437,9   |
|  | Média | 387,33        | 428,03         | 378,01        |
| Normalização topográfica                               | Valor | 365,3 a 443,3 | 404,9 a 513,11 | 317,4 a 435,7 |
|  | Média | 386,14        | 429,10         | 374,85        |

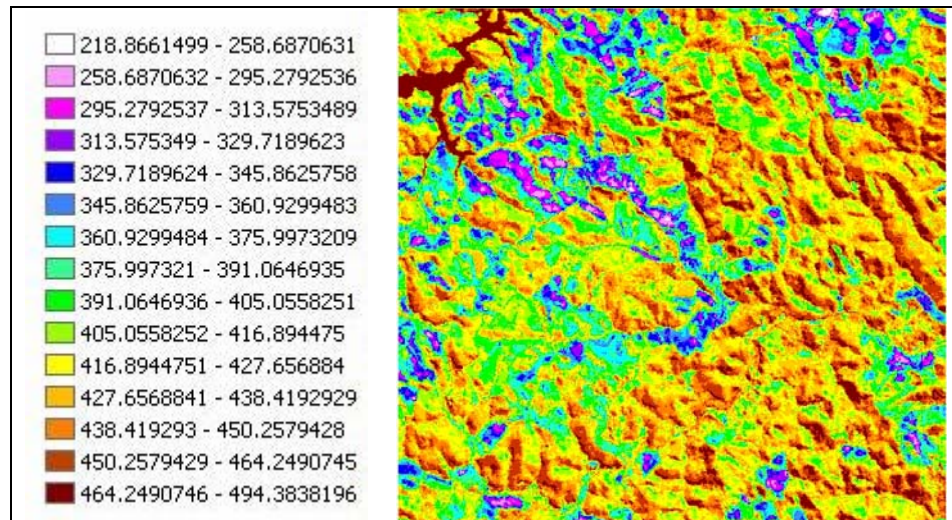
O saldo de radiação foi obtido nos dias de céu claro no momento do imageamento, ou seja, no momento da coleta de informação, e representa maior disponibilidade de energia nos processos biofísicos. Exceção ocorreu na imagem do dia 22/06/2004, que estava nublado. Na Tabela 12, mostram-se os valores do saldo de radiação das três condições analisadas.

Tabela 12 – Valores do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo

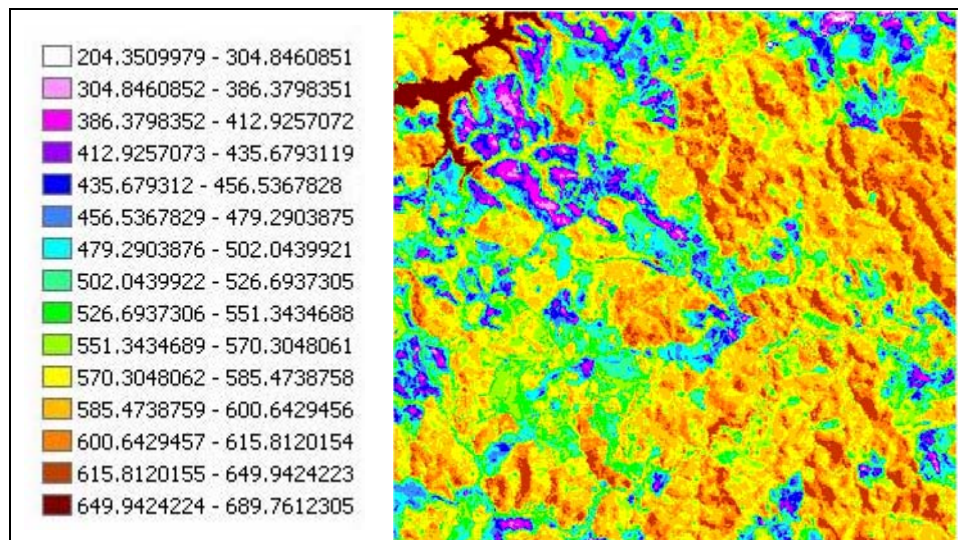
| Saldo de Radiação ( $W m^{-2}$ ) |           | 20/06/2003      | 24/09/2003      | 22/06/2004      |
|----------------------------------|-----------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Plano                            | Lago      | 464,24 a 494,4  | 649,94 a 689,76 | 479,82 a 507,78 |
|                                  | Vegetação | 375,99 a 464,24 | 479,29 a 649,94 | 389,48 a 479,82 |
|                                  | Solo      | 218,86 a 375,99 | 204,35 a 479,29 | 232,46 a 389,48 |
|                                  | Média     | 414,36          | 558,60          | 434,49          |
| Montanhoso                       | Lago      | 825,91 a 868,94 | 621,23 a 678,10 | 745,41 a 793,10 |
|                                  | Vegetação | 708,56 a 825,91 | 444,57 a 621,23 | 592,78 a 745,41 |
|                                  | Solo      | 559,91 a 689,00 | 293,15 a 444,57 | 402 a 592,78    |
|                                  | Média     | 650,96          | 508,41          | 288,39          |
| Normalização topográfica         | Lago      | 392,07 a 629,39 | 687,74 a 866,41 | 464,65 a 495,02 |
|                                  | Vegetação | 259,17 a 392,07 | 433,47 a 687,74 | 333,05 a 464,65 |
|                                  | Solo      | 145,25 a 259,17 | 155,16 a 433,47 | 201,45 a 312,81 |
|                                  | Média     | 344,37          | 521,22          | 348,30          |

Observa-se maior saldo de radiação na data do dia 24/09/2003, o que já se esperava por receber parcela maior de energia provinda do Sol. A exceção ocorreu no dia 20/06/2003, na condição de relevo montanhoso, pois se obteve valor fora do esperado para essa condição em relação às demais datas, sendo esse valor superestimado explicado em razão de erros durante o processamento da imagem (valores de albedo, emissividade). O uso da normalização topográfica, efetuando-se as correções de relevo e ângulo de incidência dos raios solares na superfície do terreno, forneceu valores do saldo de radiação, em sua maior parte, menores em relação às demais datas nas condições analisadas, por causa das correções atribuídas a essa análise, normalizando a imagem.

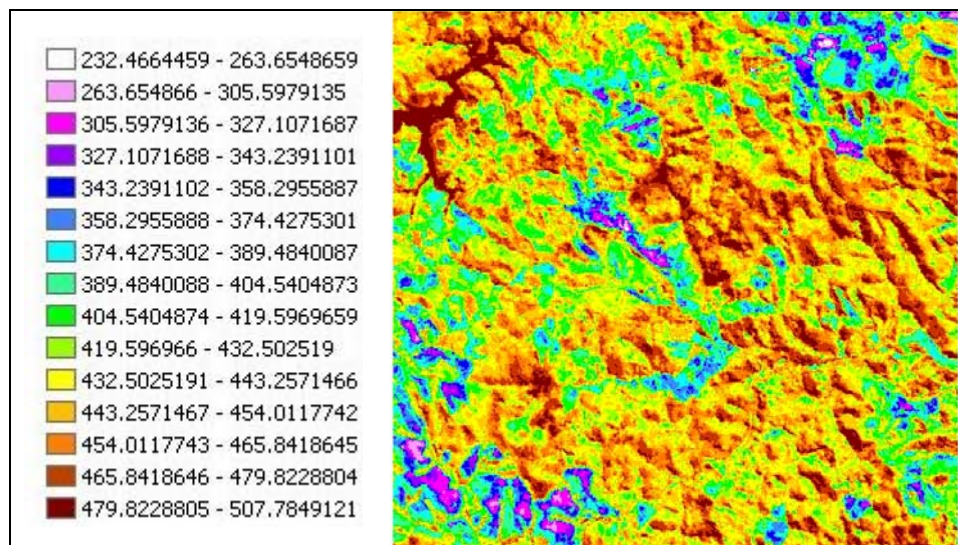
Na Figura 15a-c, mostra-se o saldo de radiação distribuído na condição de relevo plano das três imagens analisadas, sendo observado maior valor do saldo de radiação pela legenda da figura na imagem do dia 24/09/2003.



(a)



(b)



(c)

Figura 15 – Saldo de radiação  $W m^{-2}$  (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).

Bezerra (2004) afirmou que Moran et al. (1989), avaliando os componentes do balanço de energia à superfície com base em dados do TM Landsat 5, obtiveram valores de Rn em algodão de  $700 \text{ Wm}^{-2}$  (dia 204 de 1985) e em trigo e alfafa Rn de  $600 \text{ Wm}^{-2}$  (dias 95 e 175 de 1986, respectivamente). Já Bastiaanssen et al. (1998) aplicaram o SEBAL na bacia do rio Heihe (China) e verificaram que o Rn no oásis foi de  $500 \text{ Wm}^{-2}$  e, no deserto, de  $400 \text{ Wm}^{-2}$ . Boegh et al. (2000), ao estimarem as taxas de transpiração em áreas agrícolas localizadas na Dinamarca usando imagens TM Landsat 5, obtiveram, na cultura de trigo, Rn igual a  $438,6 \text{ Wm}^{-2}$ , na Rn de grama  $404,9 \text{ Wm}^{-2}$  e na cevada Rn igual a  $426,4 \text{ Wm}^{-2}$ .

#### **4.5. Valores do fluxo de calor no solo nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica**

Segundo Bezerra (2004), o fluxo de calor no solo (G) é um termo difícil de ser avaliado no sensoriamento remoto, pois depende de fatores físicos, como: tipo de solo e cobertura vegetal. Nesta pesquisa, esse parâmetro foi estimado segundo a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa valores próximos ao meio-dia.

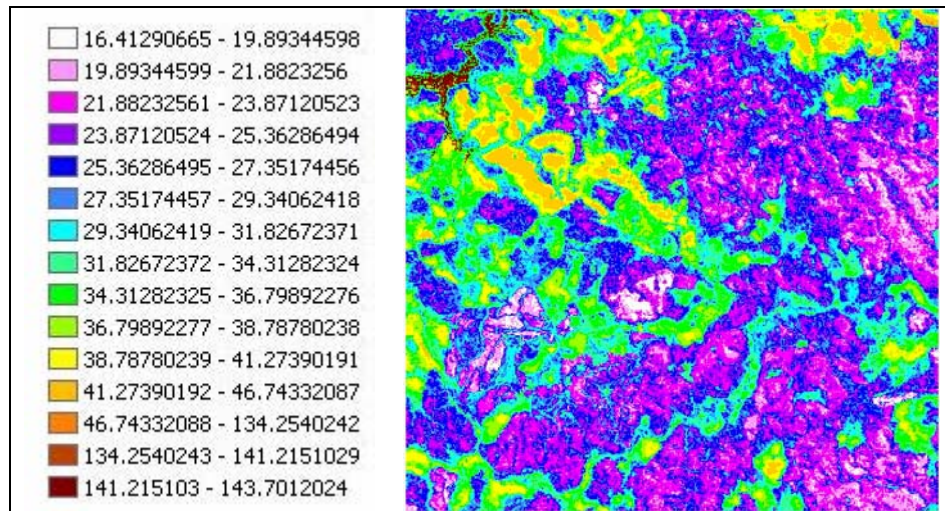
Na Tabela 13, têm-se os valores do fluxo de calor no solo nas três condições analisadas nas três datas de estudo. Observa-se, nessa tabela, que o fluxo de calor no solo para a feição do solo foi maior no dia 24/09/2003 em relação às demais datas, por receber maior energia provinda do Sol. Os valores médios comprovam ser a data de 24/09/2003 de maior valor para o fluxo de calor no solo. Os valores negativos vistos nessa tabela significam calor sendo perdido do solo para a atmosfera e os positivos, o calor absorvido pelo solo da atmosfera. Alguns valores negativos são encontrados para a feição de vegetação e para o solo no uso da normalização topográfica. Os valores médios de 20/06/2003 e 22/06/2004, comparando as condições de relevo plano e uso da normalização topográfica, não variaram significativamente. Os valores na condição de relevo montanhoso mostraram-se, em sua grande parte, superiores aos das demais condições analisadas nas três imagens, devido à não-eliminação dos pixels que estavam em penumbra (sombra), interferindo na análise. Necessita-se, no entanto, de mais estudos sobre as condições de relevo montanhoso para a correção desses pixels.

Tabela 13 – Valores do fluxo de calor no solo ( $\text{Wm}^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo

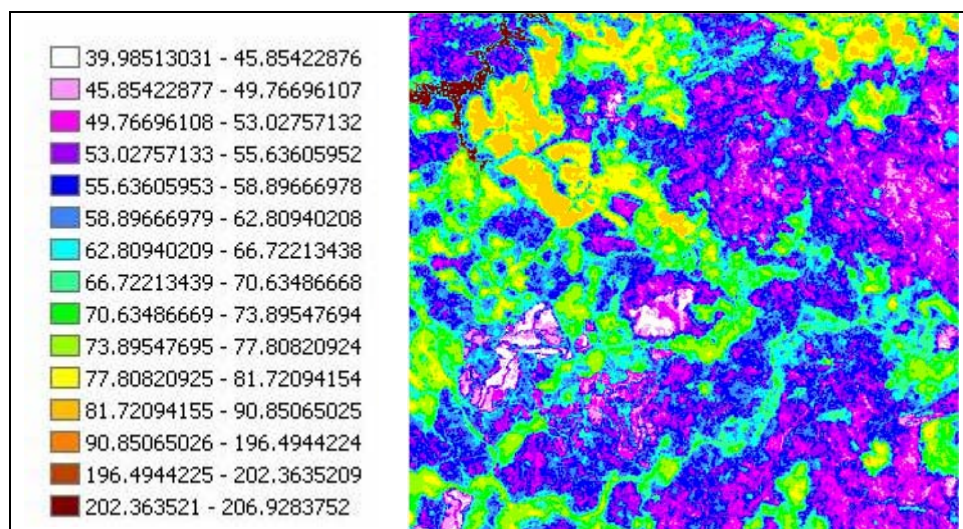
| Fluxo de Calor No Solo<br>( $\text{W m}^{-2}$ ) |           | 20/06/2003      | 24/09/2003      | 22/06/2004      |
|---|-----------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Plano   | Lago      | 134,25 a 143,70 | 196,49 a 206,92 | 46,94 a 150,37  |
|   | Vegetação | 29,34 a 134,25  | 39,98 a 66,72   | 8,78 a 27,04    |
|   | Solo      | 16,41 a 29,34   | 66,72 a 196,49  | 27,04 a 46,94   |
|   | Média     | 29,38           | 63,19           | 24,42           |
| Montanhoso                                      | Lago      | 266,67 a 980,83 | 180,21 a 203,40 | 99,45 a 498,13  |
|   | Vegetação | 34,79 a 266,66  | -8,58 a 67,59   | -41,74 a 41,31  |
|   | Solo      | 0 a 34,79       | 67,59 a 180,21  | 41,31 a 99,45   |
|   | Média     | 41,51           | 58,66           | 81,90           |
| Normalização<br>topográfica                     | Lago      | 123,10 a 188,81 | 177,55 a 259,92 | 130,73 a 148,51 |
|   | Vegetação | -20,28 a 27,51  | -3,65 a 73,56   | 18,14 a 130,73  |
|   | Solo      | 27,51 a 123,10  | 73,56 a 177,55  | -17,41 a 18,14  |
|   | Média     | 29,66           | 65,70           | 21,19           |

A Figura 16 ilustra a distribuição do fluxo de calor no solo para a condição de relevo plano em 20/06/2003 (a), 24/09/2003 (b) e 22/06/2004 (c). Verificam-se, nessa figura, maiores valores do fluxo de calor provindos do solo por possuir maior quantidade de energia armazenada em seu interior. Na vegetação, têm-se valores menores devido à absorção dessa energia, promovendo maior passagem da energia incidente para o interior do dossel vegetal, tendo uma energia armazenada menor. Observa-se maior fluxo de calor no solo para a imagem datada de 24/09/2003.

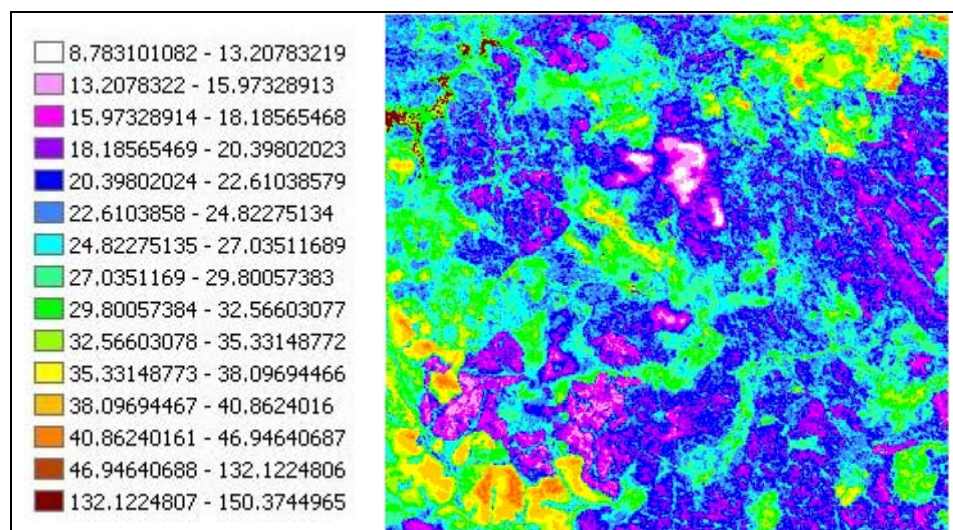
Bezerra (2004) afirmou que Kustas et al. (1990), aplicando técnicas de sensoriamento remoto em regiões agrícolas no Estado do Arizona (EUA), obtiveram em culturas não irrigadas de trigo, algodão (20% de cobertura da superfície) e alfafa (60% de cobertura superfície) e cultura irrigada de algodão (20% de cobertura da superfície) os seguintes valores de G: 136, 110, 39 e 111  $\text{Wm}^{-2}$ , respectivamente, às 9h30.



(a)



(b)



(c)

Figura 16 – Fluxo de calor no solo  $Wm^{-2}$  (relevo plano) do dia 20 junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).

#### **4.6. Valores do fluxo de calor sensível nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica**

O fluxo de calor sensível (H), definido como a quantidade de energia cedida para o ar, 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. No SEBAL, esses dois parâmetros são estimados para toda a cena estudada, utilizando-se dois pixels de referência, denominados pixels-âncora, e a velocidade do vento a determinada altura em um ponto pertencente à área de interesse.

Na Tabela 14, observam-se os valores do fluxo de calor sensível nas três condições analisadas nas três imagens. Observa-se, também, maior fluxo de calor sensível ao ser aplicada a normalização topográfica em relação à área com relevo plano. Não se pode dizer nada quanto aos dados para a condição de relevo montanhoso pelo fato de não ter conseguido os valores das feições devido às incertezas nas variáveis de entrada, que foram obtidas empiricamente, mas não foram calibradas e validadas com coletas de campo e, ao serem utilizadas no processamento, não forneceram valores que pudessem expressar algum dado para a pesquisa.

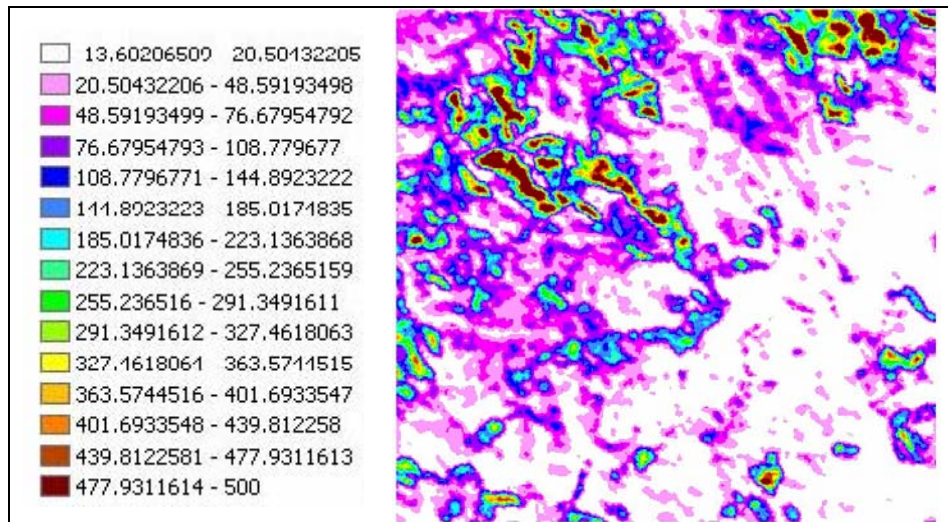
Na Figura 17, mostra-se o fluxo de calor sensível das feições analisadas na condição de relevo plano, evidenciando maior fluxo de calor sensível nas regiões de solo exposto, por possuir maior diferença de temperatura em relação às demais feições.

Segundo Bezerra (2004), os valores obtidos de H, negativos, correspondem aos pixels, cuja temperatura da superfície é inferior à do pixel frio (em geral correspondem aos corpos de água), e os pixels nos quais os valores de H foram superiores ao obtido no pixel quente correspondem aos pixels com temperatura da superfície superior à do pixel quente.

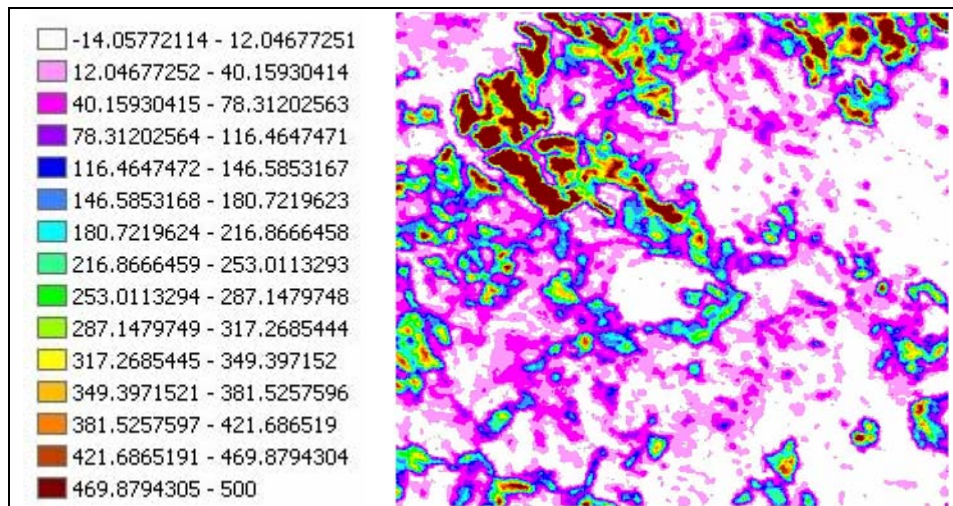
Bastiaanssen (2000), citado por Bezerra (2004), obteve valores de H de  $248,4 \text{ Wm}^{-2}$  e  $1,3 \text{ Wm}^{-2}$  (dia 177) e  $103,2 \text{ Wm}^{-2}$  e  $0,9 \text{ Wm}^{-2}$  (dia 241) para os pixels classificados como quente e frio, respectivamente. Kite e Droogers (2000), aplicando o algoritmo SEBAL a imagens Landsat, obtiveram valores instantâneos para os mesmos dias (177 e 241) na cultura do algodão de  $190 \text{ Wm}^{-2}$  e  $34 \text{ Wm}^{-2}$  e, na várzea, de  $170 \text{ Wm}^{-2}$  e  $52 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Por sua vez, Ma et al. (2004) obtiveram valores de H de  $80 \text{ Wm}^{-2}$  e  $140 \text{ Wm}^{-2}$  correspondentes a oásis e à área de deserto, respectivamente.

Tabela 14 – Valores do fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo

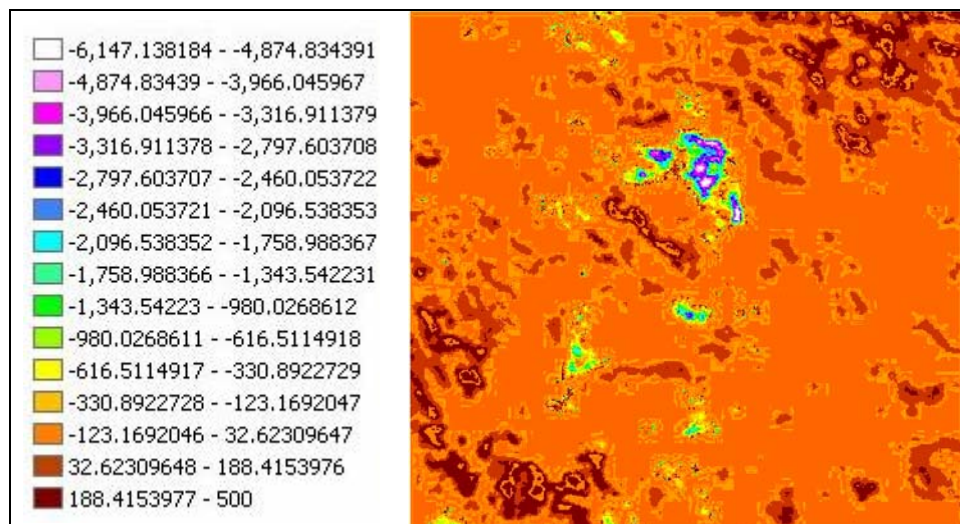
| Fluxo de Calor Sensível<br>( $Wm^{-2}$ ) |           | 20/06/2003      | 24/09/2003      | 22/06/2004      |
|--|-----------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Plano                                    | Lago      | -13,6 a 76,67   | -14,05 a 180,72 | -               |
|  | Vegetação | 76,67 a 223,18  | 180,72 a 216,86 | -32,62 a 188,41 |
|  | Solo      | 223,18 a 500    | 216,86 a 500    | 188,41 a 500    |
|  | Média     | 70,48           | 84,54           | 150,94          |
| Montanhoso                               | Lago      | -               | 138,81 a 203,41 | -               |
|  | Vegetação | -               | -8,59 a 67,59   | -               |
|  | Solo      | -               | 67,59 a 138,81  | -               |
|  | Média     | 103,66          | -               | -               |
| Normalização<br>topográfica              | Lago      | 0 a 266,35      | 104,45 a 259,92 | -               |
|  | Vegetação | 266,35 a 296,82 | -3,65 a 73,56   | 78,60           |
|  | Solo      | 296,82 a 500    | 73,56 a 104,45  | 183,95 a 341,98 |
|  | Média     | 144,62          | 205,83          | 121,09          |



(a)



(b)



(c)

Figura 17 – Fluxo de calor sensível  $W m^{-2}$  (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).

#### **4.6.1. Determinação dos pixels-âncoras: pixel frio e pixel quente**

O pixel frio (PF) selecionado estava localizado na área compreendendo à Estação Climatológica do Gaspar, considerando-se que a área possuía vegetação (eucalipto) em constante evapotranspiração e o pixel quente (PQ) numa área de solo exposto. Nas imagens de 20/06/2003 e 24/09/2003, as áreas que compreendiam o solo exposto foram as mesmas, próximas à lagoa (Represa do Peti). Na imagem de 22/06/2004, devido ao fato de a área onde era considerado solo exposto ser agora uma área cultivada com eucalipto, o pixel correspondente ao solo exposto foi deslocado para outra região, onde foi confirmado ser uma área de solo exposto. Esses pixels foram utilizados para se obterem os coeficientes da função linear que caracterizam a diferença de temperatura entre a superfície e o ar, através de processo iterativo.

Nas Tabelas 15, 16 e 17, apresentam-se os parâmetros analisados durante os processos iterativos para o cálculo do fluxo de calor sensível (H) e dos valores para o fluxo de calor no solo (G) e das variáveis (etapas) utilizadas no cálculo do saldo de radiação (Rn) correspondentes ao pixel frio e ao pixel quente no instante da passagem do satélite TM Landsat 5. Foi computado também o valor do fluxo de calor latente ( $\lambda ET$ ) para ilustração, sendo este calculado mais a frente neste trabalho.

#### **4.6.2. Valores do processo iterativo no cálculo do fluxo de calor sensível (H)**

Nas Tabelas 18 a 23, nas condições do pixel quente observa-se que os parâmetros analisados tendem a convergir durante o processo iterativo. Também se observa nos pixels quentes que  $L < 0$  em todas as iterações, o que caracteriza a condição de instabilidade da atmosfera.

Nas Tabelas 24, 25 e 26, não se observa uma convergência durante o processo iterativo pelo fato de o perfil logaritmo do vento não se comportar conforme as imagens anteriores (20/06/2003 e 22/09/2003), ou seja, nessa data é verificada uma ausência de vento no horário da passagem do satélite pelo local de estudo, o que não ocorreu nas imagens, anteriores onde se verificou a presença de ventos. As velocidades do vento encontradas na altitude de 100 m nas imagens, segundo os cálculos apresentados na metodologia, foram de  $1,540 \text{ ms}^{-1}$  (20/06/2003),  $1,824 \text{ ms}^{-1}$  (24/09/2003) e  $0,211 \text{ ms}^{-1}$  (22/06/2004).

Tabela 15 – Síntese dos valores das características do pixel frio (PF) e pixel quente (PQ) obtidos no dia 20 de junho de 2003, nas três condições analisadas

| Parâmetros      | Unidades         | Relevo Plano |          | Relevo Montanhoso |          | Normalização Topográfica |          |
|-----------------|------------------|--------------|----------|-------------------|----------|--------------------------|----------|
|                 |                  | PF           | PQ       | PF                | PQ       | PF                       | PQ       |
| LAT             | UTM              | 677315,3     | 672548,1 | 677315,3          | 672548,1 | 677315,3                 | 672548,1 |
| LONG            | UTM              | 7789467      | 7794464  | 7789467           | 7794464  | 7789467                  | 7794464  |
| $\alpha$        |                  | 0,112        | 0,192    | 0,075             | 0,083    | 0,233                    | 0,259    |
| NDVI            |                  | 0,70         | 0,266    | 0,618             | 0,171    | 0,632                    | 0,171    |
| SAVI            |                  | 0,296        | 0,106    | 0,252             | 0,062    | 0,446                    | 0,111    |
| IAF             |                  | 0,790        | 0,233    | 0,505             | 0,051    | 0,131                    | 0        |
| $\varepsilon_0$ |                  | 0,958        | 0,952    | 0,955             | 0,951    | 0,951                    | 0,950    |
| Ts              | K                | 288,938      | 295,503  | 288,949           | 295,405  | 288,879                  | 295,405  |
|                 | °C               | 15,788       | 22,353   | 15,799            | 22,255   | 15,729                   | 22,255   |
| RL <sup>†</sup> | Wm <sup>-2</sup> | 378,547      | 411,736  | 377,480           | 410,947  | 375,943                  | 410,726  |
| Rn              | Wm <sup>-2</sup> | 442,881      | 359,600  | 581,582           | 688,732  | 370,338                  | 345,486  |
| G               | Wm <sup>-2</sup> | 24,740       | 41,785   | 34,333            | 67,881   | 27,217                   | 44,124   |
| H               | Wm <sup>-2</sup> | 0,864        | 323,910  | 0,954             | 500      | 1,630                    | 311,967  |
| Z <sub>om</sub> | m                | 0,016        | 0,005    | 0,012             | 0,004    | 0,037                    | 0,006    |
| r <sub>ah</sub> | sm <sup>-1</sup> | 77,071       | 15,885   | 69,025            | 12,881   | 68,113                   | 15,664   |
| u*              | ms <sup>-1</sup> | 0,087        | 0,129    | 0,090             | 0,132    | 0,098                    | 0,130    |
| dT              | °C               | 0            | 4,373    | 0                 | 6,926    | 0                        | 4,088    |
| $\lambda$ ET    | Wm <sup>-2</sup> | 417,277      | 0        | 546,295           | 120,850  | 341,490                  | 0        |

Tabela 16 – Síntese dos valores das características do pixel frio (PF) e pixel quente (PQ) obtidos no dia 24 de setembro de 2003, nas três condições analisadas

| Parâmetros      | Unidades         | Relevo Plano |          | Relevo Montanhoso |          | Normalização Topográfica |          |
|-----------------|------------------|--------------|----------|-------------------|----------|--------------------------|----------|
|                 |                  | PF           | PQ       | PF                | PQ       | PF                       | PQ       |
| LAT             | UTM              | 677315,3     | 672548,1 | 677315,3          | 672548,1 | 677315,3                 | 672548,1 |
| LONG            | UTM              | 7789467      | 7794464  | 7789467           | 7794464  | 7789467                  | 7794464  |
| $\alpha$        |                  | 0,120        | 0,244    | 0,134             | 0,254    | 0,162                    | 0,312    |
| NDVI            |                  | 0,605        | 0,235    | 0,593             | 0,235    | 0,593                    | 0,235    |
| SAVI            |                  | 0,247        | 0,114    | 0,248             | 0,116    | 0,275                    | 0,130    |
| IAF             |                  | 0,990        | 0,504    | 0,317             | 0,031    | 0,479                    | 0,106    |
| $\varepsilon_0$ |                  | 0,960        | 0,955    | 0,955             | 0,950    | 0,955                    | 0,951    |
| Ts              | K                | 296,230      | 304,047  | 296,201           | 303,962  | 296,230                  | 303,999  |
|                 | °C               | 23,08        | 30,897   | 23,051            | 30,812   | 23,08                    | 30,849   |
| RL <sup>†</sup> | Wm <sup>-2</sup> | 416,534      | 463,073  | 416,008           | 460,554  | 416,759                  | 461,145  |
| Rn              | Wm <sup>-2</sup> | 615,786      | 469,372  | 571,116           | 486,006  | 593,146                  | 457,213  |
| G               | Wm <sup>-2</sup> | 58,832       | 81,209   | 55,482            | 85,112   | 60,176                   | 86,190   |
| H               | Wm <sup>-2</sup> | 4,203        | 378,760  | 0,753             | 407,417  | 4,575                    | 362,306  |
| Z <sub>om</sub> | m                | 0,011        | 0,006    | 0,012             | 0,006    | 0,014                    | 0,006    |
| r <sub>ah</sub> | sm <sup>-1</sup> | 52,145       | 15,446   | 100               | 15,361   | 58,009                   | 16,082   |
| u*              | ms <sup>-1</sup> | 0,111        | 0,147    | 0,039             | 0,148    | 0,108                    | 0,147    |
| dT              | °C               | 0            | 5,193    | 0                 | 5,334    | 0                        | 5,168    |
| $\lambda$ ET    | Wm <sup>-2</sup> | 552,751      | 9,402    | 514,881           | 0        | 528,396                  | 8,717    |

Tabela 17 – Síntese dos valores das características do pixel frio (PF) e pixel quente (PQ) obtidos no dia 22 de junho de 2004, nas três condições analisadas

| Parâmetros      | Unidades         | Relevo Plano |            | Relevo Montanhoso |            | Normalização Topográfica |            |
|-----------------|------------------|--------------|------------|-------------------|------------|--------------------------|------------|
|                 |                  | PF           | PQ         | PF                | PQ         | PF                       | PQ         |
| LAT             | UTM              | 677315,3     | 673701,41  | 677315,3          | 673701,41  | 677315,3                 | 673701,41  |
| LONG            | UTM              | 7789467      | 7786890,55 | 7789467           | 7786890,55 | 7789467                  | 7786890,55 |
| $\alpha$        |                  | 0,136        | 0,265      | 0,087             | 0,196      | 0,217                    | 0,813      |
| NDVI            |                  | 0,707        | 0,329      | 0,738             | 0,367      | 0,707                    | 0,329      |
| SAVI            |                  | 0,337        | 0,168      | 0,273             | 0,157      | 0,441                    | 0,295      |
| IAF             |                  | 0,977        | 0,396      | 1,150             | 0,660      | 0,136                    | 0          |
| $\epsilon_0$    |                  | 0,960        | 0,954      | 0,961             | 0,957      | 0,951                    | 0,950      |
| Ts              | K                | 286,511      | 293,204    | 286,120           | 292,705    | 286,120                  | 292,705    |
|                 | °C               | 13,361       | 20,054     | 12,97             | 19,555     | 12,97                    | 19,555     |
| RL <sup>†</sup> | Wm <sup>-2</sup> | 366,702      | 399,756    | 367,357           | 400,798    | 363,488                  | 398,033    |
| Rn              | Wm <sup>-2</sup> | 446,060      | 332,178    | 660,061           | 536,337    | 390,066                  | 15,318     |
| G               | Wm <sup>-2</sup> | 21,630       | 37,930     | 27,840            | 55,402     | 20,000                   | 2,960      |
| H               | Wm <sup>-2</sup> | -17,183      | 296,519    | 2,238             | 500,000    | -16,148                  | 0          |
| Z <sub>om</sub> | m                | 0,020        | 0,008      | 0,014             | 0,007      | 0,035                    | 0,008      |
| dT              | °C               | 0            | -0,22      | 0                 | -0,296     | 0                        | -0,171     |
| $\lambda$ ET    | Wm <sup>-2</sup> | 441,612      | 0          | 629,983           | 0          | 386,214                  | 12,358     |

Tabela 18 – Valores dos coeficientes de entrada (" $L$ ,  $r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT$ ,  $u_*$ ,  $a$ ,  $b$ ) do dia 20 de junho de 2003 (relevo plano)

| Iteração      | $L_{\text{Monin Obukov}}$<br>(Pixel Quente) | $r_{ah}$ (Pixel Quente) | $dT$ (Pixel Quente) | $u_*$ ,<br>corrigido | $a$    | $b$   |
|---------------|---|-------------------------|---------------------|----------------------|--------|-------|
| Início        | -0,071                                      | 113,63                  | 31,278              | 0,197                | -75,22 | 4,76  |
| 1 (corrigido) | -2,215                                      | 3,913                   | 1,077               | 0,102                | -2,59  | 0,164 |
| 2 (corrigido) | -0,295                                      | 43,917                  | 12,089              | 0,141                | -29,07 | 1,84  |
| 3 (corrigido) | -0,776                                      | 10,926                  | 3,007               | 0,118                | -7,23  | 0,46  |
| 4 (corrigido) | -0,467                                      | 20,04                   | 5,516               | 0,129                | -13,27 | 0,84  |
| 5 (corrigido) | -0,597                                      | 14,722                  | 4,052               | 0,124                | -9,75  | 0,62  |
| 6 (corrigido) | -0,528                                      | 17,138                  | 4,717               | 0,064                | -11,34 | 0,72  |
| 7 (corrigido) | -0,557                                      | 15,885                  | 4,373               | 0,064                | -10,52 | 0,67  |

Tabela 19 – Valores dos coeficientes de entrada (" $L$ ,  $r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT$ ,  $u_*$ ,  $a$ ,  $b$ ) do dia 20 de junho de 2003 (relevo montanhoso)

| Iteração      | $L_{\text{Monin Obukov}}$<br>(Pixel Quente) | $r_{ah}$ (Pixel Quente) | $dT$ (Pixel Quente) | $u_*$ ,<br>corrigido | $a$    | $b$  |
|---------------|---|-------------------------|---------------------|----------------------|--------|------|
| Início        | -0,033                                      | 116,714                 | 62,759              | 0,253                | -151,3 | 9,62 |
| 1 (corrigido) | -1,78                                       | 2,31                    | 1,242               | 0,105                | -2,99  | 0,19 |
| 2 (corrigido) | -0,18                                       | 43,565                  | 23,426              | 0,156                | -56,46 | 3,59 |
| 3 (corrigido) | -0,57                                       | 8,297                   | 4,461               | 0,125                | -10,75 | 0,68 |
| 4 (corrigido) | -0,299                                      | 17,501                  | 9,411               | 0,14                 | -22,68 | 1,44 |
| 5 (corrigido) | -0,421                                      | 11,648                  | 6,263               | 0,132                | -15,1  | 0,96 |
| 6 (corrigido) | -0,349                                      | 14,513                  | 7,804               | 0,064                | -18,81 | 1,2  |
| 7 (corrigido) | -0,386                                      | 12,881                  | 6,926               | 0,064                | -16,69 | 1,06 |

Tabela 20 – Valores dos coeficientes de entrada (" $L$ ,  $r_{ah}$ ") e coeficientes de saída ( $dT$ ,  $u_*$ ,  $a$ ,  $b$ ) do dia 20 de junho de 2003 (normalização topográfica)

| Iteração      | $L_{\text{Monin Obukov}}$<br>(Pixel Quente) | $r_{ah}$ (Pixel Quente) | $dT$ (Pixel Quente) | $u_*$ ,<br>corrigido | $a$    | $b$  |
|---------------|---|-------------------------|---------------------|----------------------|--------|------|
| Início        | -0,075                                      | 113,509                 | 29,627              | 0,194                | -71,41 | 4,54 |
| 1 (corrigido) | -2,324                                      | 4,045                   | 1,056               | 0,101                | -2,54  | 0,16 |
| 2 (corrigido) | -0,186                                      | 44,249                  | 11,549              | 0,155                | -27,84 | 1,77 |
| 3 (corrigido) | -1,081                                      | 7,914                   | 2,066               | 0,113                | -4,98  | 0,32 |
| 4 (corrigido) | -0,425                                      | 24,078                  | 6,285               | 0,131                | -15,15 | 0,96 |
| 5 (corrigido) | -0,681                                      | 13,791                  | 3,6                 | 0,121                | -8,68  | 0,55 |
| 6 (corrigido) | -0,52                                       | 18,454                  | 4,817               | 0,064                | -11,61 | 0,74 |
| 7 (corrigido) | -0,591                                      | 15,664                  | 4,088               | 0,064                | -9,85  | 0,63 |

Tabela 21 – Valores dos coeficientes de entrada ("L, rah") e coeficientes de saída (dT, u\*, a, b) do dia 24 de setembro de 2003 (relevo plano)

| Iteração      | L_Monin Obukov (Pixel Quente) | rah (Pixel Quente) | dT (Pixel Quente) | u*, corrigido | a      | b     |
|---------------|-------------------------------|--------------------|-------------------|---------------|--------|-------|
| Início        | -0,101                        | 95,542             | 32,12             | 0,212         | -87,31 | 3,86  |
| 1 (corrigido) | -2,397                        | 4,255              | 1,43              | 0,119         | -3,888 | 0,172 |
| 2 (corrigido) | -0,407                        | 30,455             | 10,239            | 0,157         | -27,83 | 1,23  |
| 3 (corrigido) | -0,91                         | 11,295             | 3,797             | 0,137         | -10,32 | 0,46  |
| 4 (corrigido) | -0,63                         | 18,406             | 6,188             | 0,145         | -16,82 | 0,74  |
| 5 (corrigido) | -0,736                        | 14,822             | 4,983             | 0,142         | -13,54 | 0,6   |
| 6 (corrigido) | -0,674                        | 16,266             | 5,468             | 0,076         | -14,86 | 0,66  |
| 7 (corrigido) | -0,735                        | 15,446             | 5,193             | 0,076         | -14,12 | 0,62  |

Tabela 22 – Valores dos coeficientes de entrada ("L, rah") e coeficientes de saída (dT, u\*, a, b) do dia 24 de setembro de 2003 (relevo montanhoso)

| Iteração      | L_Monin Obukov (Pixel Quente) | rah (Pixel Quente) | dT (Pixel Quente) | u*, corrigido | a      | b    |
|---------------|-------------------------------|--------------------|-------------------|---------------|--------|------|
| Início        | -0,098                        | 95,55              | 33,176            | 0,214         | -98,54 | 4,27 |
| 1 (corrigido) | -2,205                        | 4,15               | 1,441             | 0,121         | -4,28  | 0,19 |
| 2 (corrigido) | -0,406                        | 29,213             | 10,143            | 0,157         | -30,13 | 1,31 |
| 3 (corrigido) | -0,941                        | 11,246             | 3,905             | 0,136         | -11,6  | 0,5  |
| 4 (corrigido) | -0,586                        | 18,714             | 6,498             | 0,147         | -19,3  | 0,84 |
| 5 (corrigido) | -0,768                        | 14,154             | 4,914             | 0,141         | -14,6  | 0,63 |
| 6 (corrigido) | -0,671                        | 16,635             | 5,776             | 0,144         | -17,16 | 0,74 |
| 7 (corrigido) | -0,69                         | 15,361             | 5,334             | 0,143         | -15,84 | 0,69 |

Tabela 23 – Valores dos coeficientes de entrada ("L, rah") e coeficientes de saída (dT, u\*, a, b) do dia 24 de setembro de 2003 (normalização topográfica)

| Iteração      | L_Monin Obukov (Pixel Quente) | rah (Pixel Quente) | dT (Pixel Quente) | u*, corrigido | a      | b    |
|---------------|-------------------------------|--------------------|-------------------|---------------|--------|------|
| Início        | -0,108                        | 94,768             | 30,453            | 0,208         | -82,97 | 3,68 |
| 1 (corrigido) | -2,525                        | 4,353              | 1,399             | 0,119         | -3,81  | 0,17 |
| 2 (corrigido) | -0,44                         | 30,725             | 9,873             | 0,155         | -26,9  | 1,19 |
| 3 (corrigido) | -1,008                        | 11,623             | 3,735             | 0,135         | -10,18 | 0,45 |
| 4 (corrigido) | -0,662                        | 19,162             | 6,158             | 0,144         | -16,78 | 0,74 |
| 5 (corrigido) | -0,808                        | 14,989             | 4,817             | 0,139         | -13,12 | 0,58 |
| 6 (corrigido) | -0,744                        | 16,878             | 5,424             | 0,141         | -14,78 | 0,65 |
| 7 (corrigido) | -0,772                        | 16,082             | 5,168             | 0,14          | -14,08 | 0,62 |

Tabela 24 – Valores dos coeficientes de entrada ("L, rah") e coeficientes de saída (dT, u\*, a, b) do dia 22 de junho de 2004 (relevo plano)

| Iteração      | L_Monin Obukov<br>(Pixel Quente) | rah (Pixel Quente) | dT (Pixel Quente) | u*,<br>corrigido    | a       | b        |
|---------------|----------------------------------|--------------------|-------------------|---------------------|---------|----------|
| Início        | -0,000223                        | 800,036            | 203,888           | -0,037<br>0,0000014 | -512,18 | 35,71    |
| 1 (corrigido) | 0,00824                          | -1,414             | -0,36             | 3                   | 0,905   | -0,063   |
| 2 (corrigido) | -0,0000256                       | 100                | 25,485            | -0,019              | -64,02  | 4,46     |
| 3 (corrigido) | 0,00153                          | -0,85              | -0,216            | 2,65E-07            | 0,544   | -0,038   |
| 4 (corrigido) | -0,000068                        | -45847,223         | -11684,093        | -0,025              | 29351   | -2046,25 |
| 5 (corrigido) | 0,00286                          | -1,104             | -0,281            | 4,95E-07            | 0,71    | -0,05    |
| 6 (corrigido) | -0,0000256                       | -39202,191         | -9990,617         | -0,019              | 25097   | -1749,67 |
| 7 (corrigido) | 0,00153                          | -0,849             | -0,216            | 2,65E-07            | 0,544   | -0,038   |

Tabela 25 – Valores dos coeficientes de entrada ("L, rah") e coeficientes de saída (dT, u\*, a, b) do dia 22 de junho de 2004 (relevo montanhoso)

| Iteração      | L_Monin Obukov<br>(Pixel Quente) | rah (Pixel Quente) | dT (Pixel Quente) | u*,<br>corrigido  | a       | b        |
|---------------|----------------------------------|--------------------|-------------------|-------------------|---------|----------|
| Início        | -0,000128                        | 811,612            | 338,067           | -0,03<br>5,36E-07 | -909,04 | 63,77    |
| 1 (corrigido) | 0,0031                           | -1,262             | -0,526            | 1,413             | -0,099  | -2524,94 |
| 2 (corrigido) | -0,0000146                       | -32133,223         | -13384,715        | -0,017            | 35991   | -2524,94 |
| 3 (corrigido) | 0,000705                         | -0,71              | -0,296            | 1,22E-07          | 0,8     | -0,06    |
| 4 (corrigido) | -0,0000146                       | -333964,094        | -139108,801       | -0,017            | 374053  | -26242   |
| 5 (corrigido) | 0,000705                         | -0,71              | -0,296            | 1,22E-07          | 0,8     | -0,06    |
| 6 (corrigido) | -0,0000146                       | -333964,094        | -139108,801       | -0,017            | 374053  | -26242   |
| 7 (corrigido) | 0,000705                         | -0,71              | -0,296            | 1,22E-07          | 0,8     | -0,06    |

Tabela 26 – Valores dos coeficientes de entrada ("L, rah") e coeficientes de saída (dT, u\*, a, b) do dia 22 de junho de 2004 (normalização topográfica)

| Iteração      | L_Monin Obukov<br>(Pixel Quente) | rah (Pixel Quente) | dT (Pixel Quente) | u*,<br>corrigido    | a       | b      |
|---------------|----------------------------------|--------------------|-------------------|---------------------|---------|--------|
| Início        | -0,00035600                      | 782,438            | 131,655           | -0,047<br>0,0000028 | -240,22 | 16,85  |
| 1 (corrigido) | 0,0164                           | -1,653             | -0,278            | 4                   | 0,508   | -0,036 |
| 2 (corrigido) | -0,0000387                       | 100                | 16,826            | -0,021              | -30,7   | 2,15   |
| 3 (corrigido) | 0,00373                          | -1,015             | -0,171            | 6,45E-07            | 0,31    | -0,02  |
| 4 (corrigido) | -0,0000385                       | -24490,578         | -4120,848         | -0,021              | 7519    | -527,5 |
| 5 (corrigido) | 0,00336                          | -1,014             | -0,171            | 5,81E-07            | 0,31    | -0,02  |
| 6 (corrigido) | -0,0000385                       | -24857,393         | -4182,57          | -0,021              | 7631,6  | -535,4 |
| 7 (corrigido) | 0,00336                          | -1,014             | -0,171            | 5,81E-07            | 0,31    | -0,02  |

#### 4.7. Valores do fluxo de calor latente nas condições de relevo plano e montanhoso e uso da normalização topográfica

O fluxo de calor latente ( $\lambda ET$ ), definido como a quantidade de calor utilizada no processo de evaporação e, ou, evapotranspiração, é calculado pelo algoritmo SEBAL como resíduo do balanço de energia à superfície, ou seja, é obtido pela diferença entre o saldo de radiação ( $R_n$ ), o fluxo de calor no solo ( $G$ ) e o fluxo de calor sensível ( $H$ ). O  $\lambda ET$  é utilizado na estimativa da evaporação e, ou, a evapotranspiração, que por sua vez é utilizado para estimar o consumo hídrico das culturas e da vegetação nativa.

Na Tabela 27, apresentam-se os valores para o fluxo de calor latente nas três condições analisadas. A tabela contém valores médios mais baixos do fluxo de calor latente para o uso da normalização topográfica em relação às demais condições. Isso pode ter ocorrido devido a uma melhor análise e processamento usando essa técnica, reduzindo o processamento em áreas de penumbra (sombra) e atuando de forma a gerar resultados nas áreas onde se evidenciou em potencial a ocorrência de trocas de energia.

Tabela 27 – Valores do fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ) nas condições analisadas da área de estudo

| Fluxo de Calor Latente<br>( $Wm^{-2}$ ) |           | 20/06/2003      | 24/09/2003      | 22/06/2004      |
|---|-----------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Plano                                   | Lago      | 55,88 a 229,12  | 468,83 a 500    | 334,87 a 463,67 |
|   | Vegetação | 229,12 a 476,87 | 297,01 a 628,39 | 463,67 a 669,74 |
|   | Solo      | 0 a 55,88       | 0 a 120,28      | 0 a 154,55      |
|   | Média     | 319,01          | 415,50          | 377,95          |
| Montanhoso                              | Lago      | 87,08 a 296,07  | -               | -               |
|   | Vegetação | 296,07 a 714,07 | -               | -               |
|   | Solo      | 0 a 87,08       | -               | -               |
|   | Média     | 458,81          | 603,71          | 683,05          |
| Normalização<br>topográfica             | Lago      | 49,63 a 198,53  | 447,44 a 479,40 | 366,24 a 418,56 |
|   | Vegetação | 198,53 a 800    | 276,98 a 607,24 | 156,96 a 418,56 |
|   | Solo      | 0 a 49,63       | 0 a 106,53      | 0 a 156,96      |
|   | Média     | 246,83          | 308,07          | 298,87          |

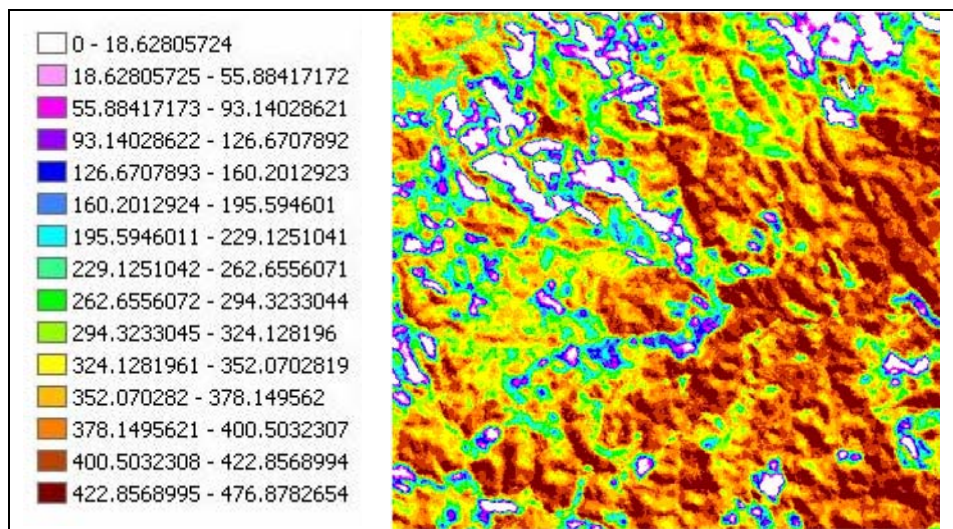
A Figura 18 contém os valores do fluxo de calor latente das feições analisadas na condição de relevo plano, evidenciando-se nas áreas de solo exposto um valor do fluxo de calor latente mais baixo em relação às demais feições.

Bastiaanssen (2000), citado por Bezerra (2004), obteve para os pixels-âncora quente e frio, respectivamente, os seguintes valores de  $\lambda ET$ :  $0,5 \text{ Wm}^{-2}$  e  $535,4 \text{ Wm}^{-2}$  (para o dia 177) e  $0$  e  $337,3 \text{ Wm}^{-2}$  (para o dia 241). Ma et al. (2004) obtiveram, com técnicas de sensoriamento remoto em áreas áridas do noroeste da China, valores de  $\lambda ET$  entre  $0$  e  $450 \text{ Wm}^{-2}$ , em que no pixel situado no deserto o valor de  $\lambda ET$  ficou em  $130 \text{ Wm}^{-2}$ , e no pixel situado em oásis o valor de  $\lambda ET$  ficou em  $400 \text{ Wm}^{-2}$ .

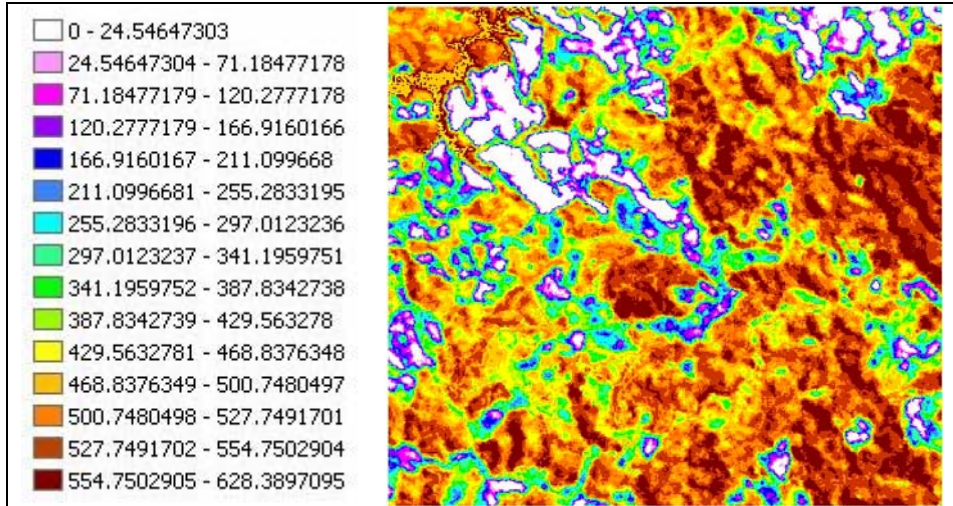
#### **4.8. Valores da evapotranspiração/evaporação horária das feições nas condições de terreno plano e montanhoso e uso da normalização topográfica**

Segundo Lima (1996), para um melhor entendimento do processo de evaporação, ou da maneira pela qual a água é transferida da superfície para a atmosfera, podem-se considerar quatro tipos básicos de superfície evaporadora na paisagem: vegetação de grande porte, vegetação rasteira, solo nu e água livre. A entrada de energia radiante na superfície é o principal fator que governa a taxa de evaporação. Uma característica singular da vegetação de grande porte, como as florestas, reside no fato de que, como tal, elas captam maior quantidade de radiação solar do que as três outras superfícies básicas mencionadas. Esse aspecto é muito importante para a avaliação comparativa do consumo de água entre elas.

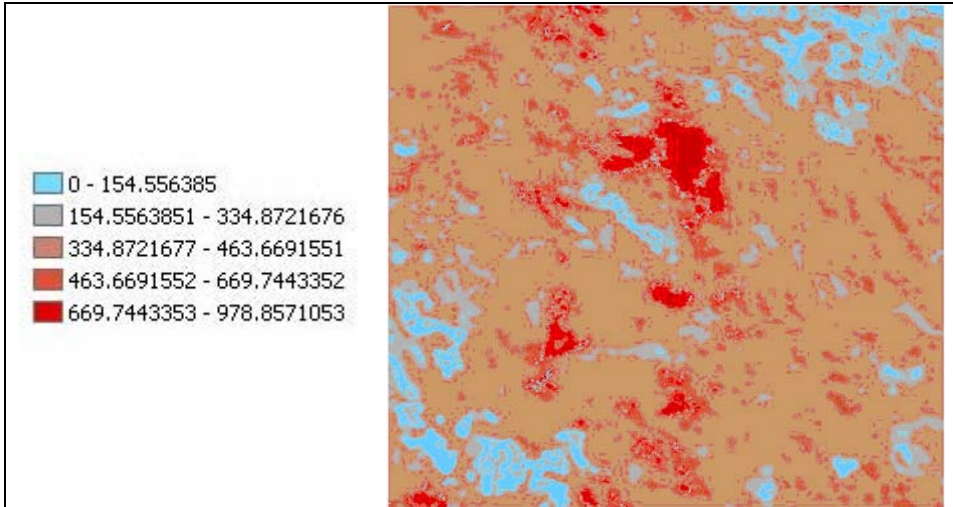
Na Tabela 28, apresentam-se os valores da evapotranspiração horária das feições nas três condições analisadas nas três imagens. Observam-se, nessa tabela, valores menores para o uso da normalização topográfica em relação à condição de relevo plano nas três imagens analisadas. Devido ao fato de a condição de relevo montanhoso não possuir todos os dados para comparação entre as feições, verificou-se, pela média, uma superestimativa da evapotranspiração das feições. O uso da normalização topográfica forneceu um resultado de evapotranspiração mais próximo, porém ainda superestimado, em comparação com os dados obtidos nas imagens pelo REF-ET, como mostrado nas Tabelas 32, 33 e 34.



(a)



(b)



(c)

Figura 18 – Fluxo de calor latente  $Wm^{-2}$  (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).

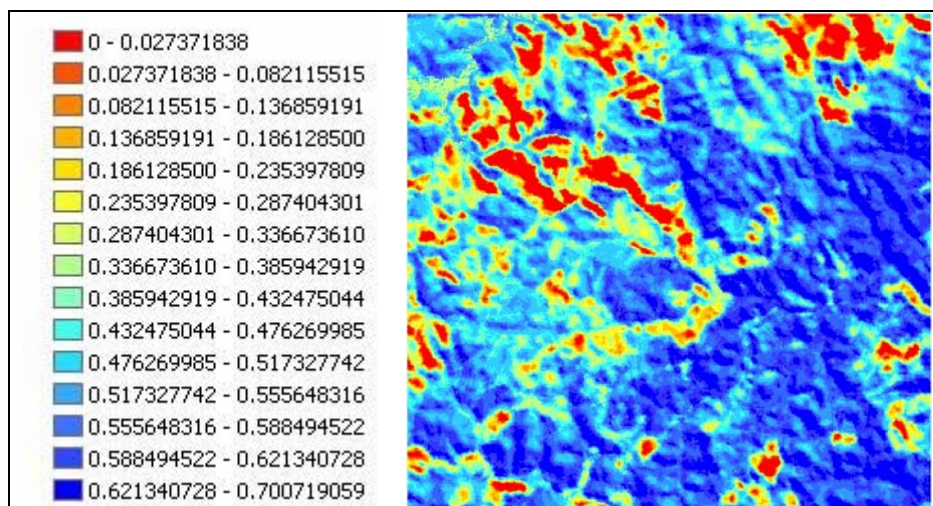
Tabela 28 – Valores da evapotranspiração/evaporação horária das feições ( $\text{mmh}^{-1}$ ) nas condições analisadas da área de estudo

| Evapotranspiração/Evaporação<br>Horária das Feições ( $\text{mmh}^{-1}$ ) |           | 20/06/2003  | 24/09/2003  | 22/06/2004  |
|---|-----------|-------------|-------------|-------------|
| Plano   | Lago      | 0,33 a 0,47 | 0,56 a 0,73 | -           |
|   | Vegetação | 0,47 a 0,70 | 0,73 a 0,92 | 0,49 a 0,68 |
|   | Solo      | 0 a 0,33    | 0 a 0,56    | 0 a 0,49    |
|   | Média     | 0,469       | 0,611       | 0,551       |
| Montanhoso  | Lago      | 0,40 a 0,53 | -           | -           |
|   | Vegetação | 0,53 a 0,99 | -           | -           |
|   | Solo      | 0 a 0,40    | -           | -           |
|   | Média     | 0,674       | 0,887       | 1,00        |
| Normalização<br>topográfica   | Lago      | 0,27 a 0,36 | 0,65 a 0,70 | -           |
|   | Vegetação | 0,36 a 0,62 | 0,40 a 0,89 | 0,38 a 0,69 |
|   | Solo      | 0 a 0,27    | 0 a 0,40    | 0 a 0,38    |
|   | Média     | 0,362       | 0,558       | 0,435       |

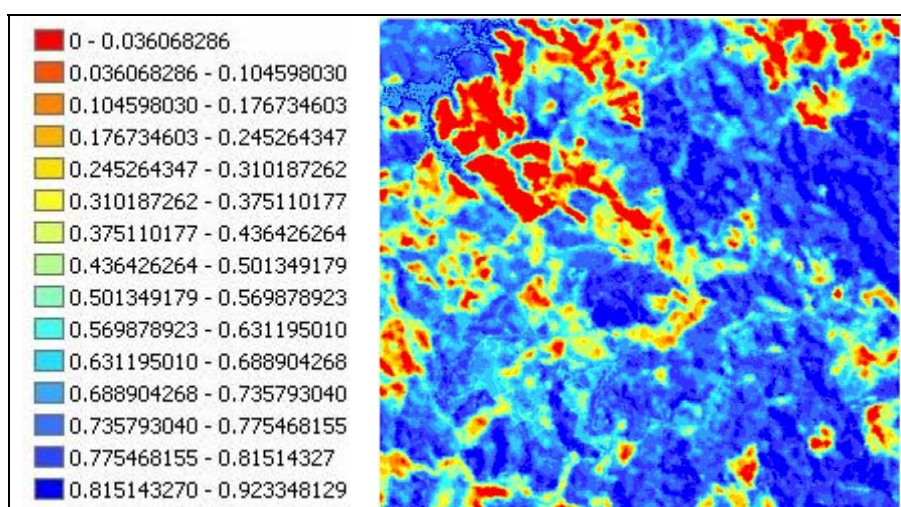
As Figuras 19, 20 e 21 ilustraram a evapotranspiração horária das feições espacialmente distribuída. Nota-se, nessas figuras, que os resultados encontrados nas imagens de evapotranspiração deixam de ser pontuais para se tornarem uma medida espacial. Também, observam-se as áreas de solo exposto com os menores valores de evapotranspiração e as áreas de cultivo de eucalipto com os maiores valores de evapotranspiração.

Observa-se, na Figura 19 (c), uma evapotranspiração horária na ordem de 0,68 a  $1 \text{ mmh}^{-1}$ , sendo esse valor explicado pelo excesso de nuvens no local, processadas pelo ERDAS IMAGE 8.5, em que não se efetuou a exclusão dos pixels referentes às nuvens.

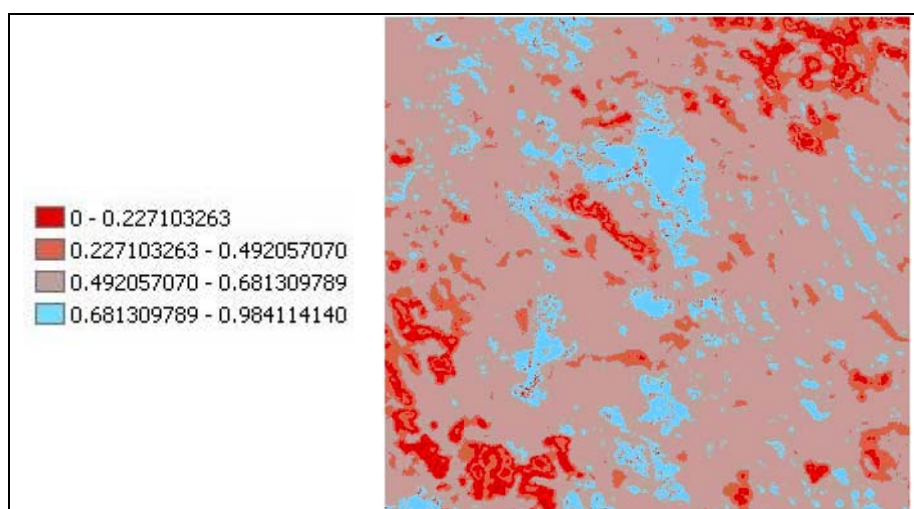
As Tabelas 29, 30 e 31 contêm os resultados encontrados para a evapotranspiração horária nas três imagens analisadas datadas de 20/06/2003; 24/09/2003 e 22/06/2004 nas condições de relevo plano, relevo montanhoso e uso da normalização topográfica. Apresentam também a variação entre as evapotranspirações, a média obtida e o valor encontrado para o pixel que corresponde à Estação Climatológica do Gaspar, sendo esse pixel atribuído como o pixel frio.



(a)



(b)



(c)

Figura 19 – Evapotranspiração/evaporação horária das feições  $\text{mmh}^{-1}$  (relevo plano) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).

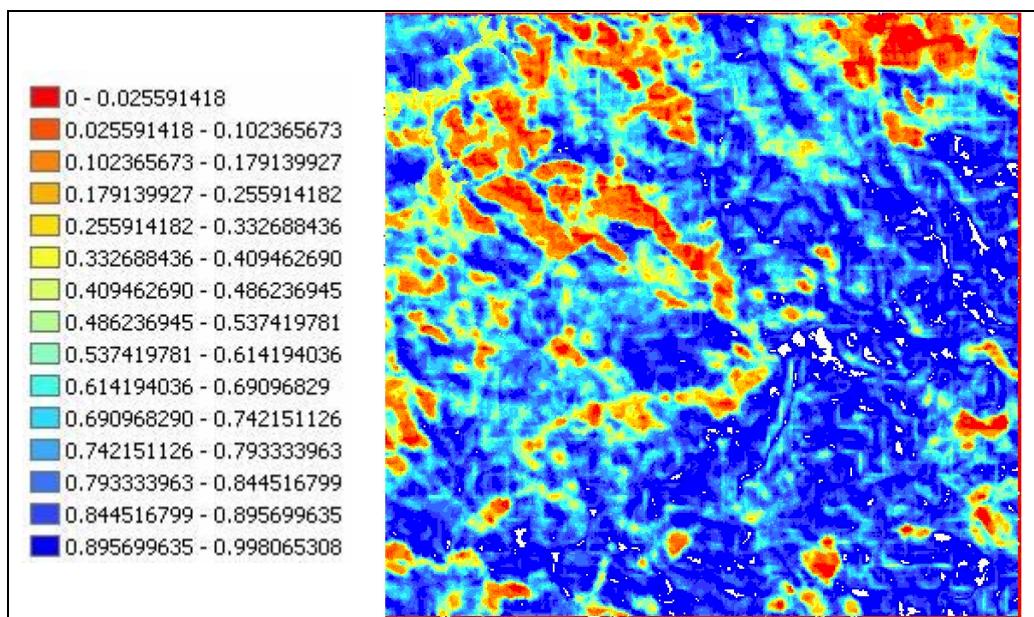
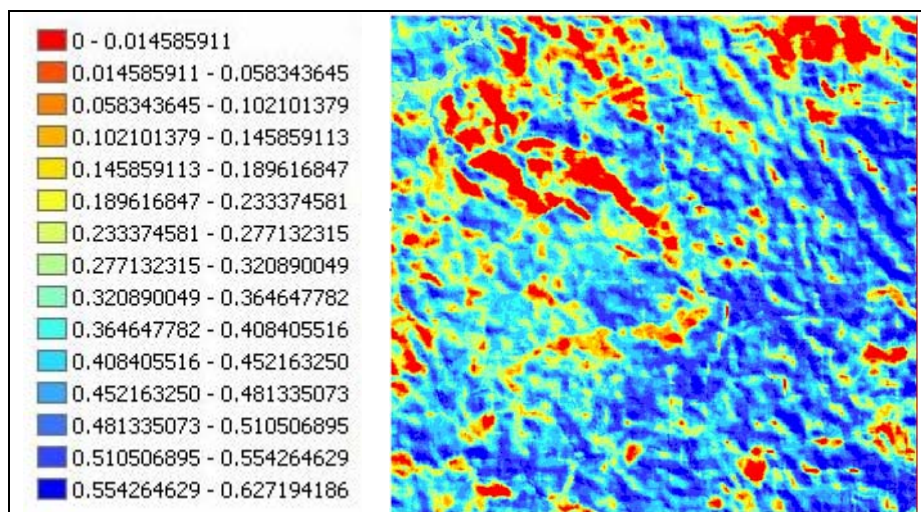
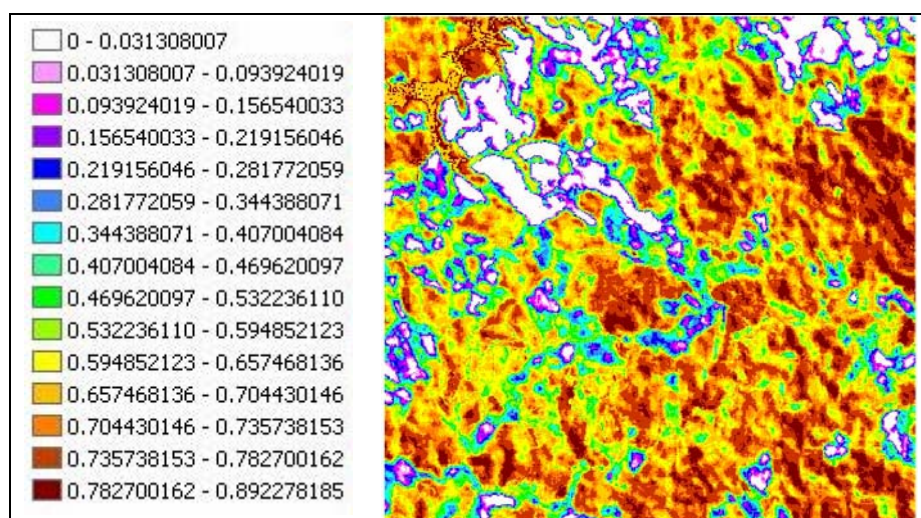


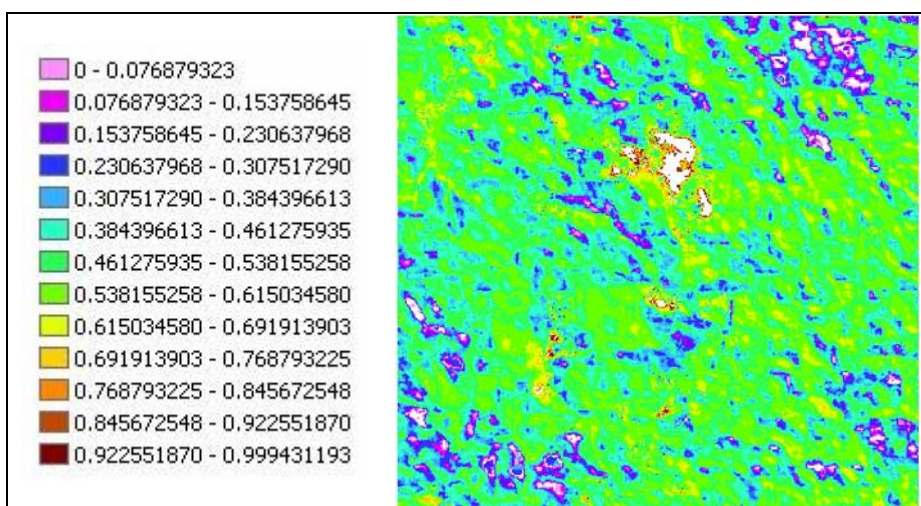
Figura 20 – Evapotranspiração/evaporação horária das feições  $\text{mmh}^{-1}$  (relevo montanhoso) do dia 20 de junho de 2003.



(a)



(b)



(c)

Figura 21 – Evapotranspiração/evaporação horária das feições  $\text{mmh}^{-1}$  (normalização topográfica) do dia 20 de junho de 2003 (a), 24 de setembro de 2003 (b) e 22 de junho de 2004 (c).

Tabela 29 – Resultados de evapotranspiração horária ( $ET_h$ ) do dia 20 de junho de 2003, obtidos pelo SEBAL nas condições de relevo plano, montanhoso e uso da normalização topográfica

| 20 de Junho de 2003         |  |  |   |
|-----------------------------|--|--|---|
|                             | $ET_h$ Estimada<br>(engloba todas as<br>feições)<br>( $mmh^{-1}$ ) | Média da $ET_h$<br>(engloba todas as<br>feições)<br>( $mmh^{-1}$ ) | $ET_h$ ( $mmh^{-1}$ )<br>(Pixel que compreende<br>a Estação<br>Climatológica) |
| Relevo<br>plano             | 0 a 0,700719   | 0,470059   | 0,613   |
| Relevo<br>montanhoso        | 0 a 1,02767  | 0,733006   | 0,775   |
| Normalização<br>topográfica | 0 a 0,629654   | 0,397091   | 0,502   |

Tabela 30 – Resultados de evapotranspiração horária ( $ET_h$ ) do dia 24 de setembro de 2003, obtidos pelo SEBAL nas condições de relevo plano, montanhoso e uso da normalização topográfica

| 24 de Setembro de 2003      |  |  |   |
|-----------------------------|--|--|---|
|                             | $ET_h$ Estimada<br>(engloba todas as<br>feições)<br>( $mmh^{-1}$ ) | Média da $ET_h$<br>(engloba todas as<br>feições)<br>( $mmh^{-1}$ ) | $ET_h$ ( $mmh^{-1}$ )<br>(Pixel que compreende<br>a Estação<br>Climatológica) |
| Relevo<br>plano             | 0 a 0,923348   | 0,612248   | 0,831   |
| Relevo<br>montanhoso        | 0 a 0,887076   | -  | 0,751   |
| Normalização<br>topográfica | 0 a 0,880062   | 0,594027   | 0,795   |

Tabela 31 – Resultados de evapotranspiração horária ( $ET_h$ ) do dia 22 de junho de 2004, obtidos pelo SEBAL nas condições de relevo plano, montanhoso e uso da normalização topográfica

| 22 de Junho de 2004         |  |  |   |
|-----------------------------|--|--|---|
|                             | $ET_h$ Estimada<br>(engloba todas as<br>feições)<br>( $mmh^{-1}$ ) | Média da $ET_h$<br>(engloba todas as<br>feições)<br>( $mmh^{-1}$ ) | $ET_h$ ( $mmh^{-1}$ )<br>(Pixel que<br>compreende a Estação<br>Climatológica) |
| Relevo<br>plano             | 0 a 0,797979   | 0,625922   | 0,657   |
| Relevo montanhoso           | 0 a 1,03921  | 1,00366  | 0,804   |
| Normalização<br>topográfica | 0 a 0,694627   | 0,480437   | 0,538   |

Os resultados espaciais foram comparados com os resultados potenciais obtidos pelo programa computacional REF-ET, verificado nas Tabelas 32, 33 e 34, nas três imagens estudadas e nas três condições avaliadas (relevo plano, relevo montanhoso e uso da normalização topográfica). Foi estimado o valor da evapotranspiração que corresponde ao ponto que representa o pixel frio, que é o ponto onde se encontra a Estação Climatológica do Gaspar.

Estimou a evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ), usando-se o programa computacional REF-ET para a hora da passagem do satélite, por meio dos seguintes modelos:

- ASCE PM – ASCE Penman-Monteith Standardized Form.
- FAO 56 PM – FAO 56 Penman-Monteith (0,12 m referência grama).
- 1996 KPEN – 1982, 96 Kimberly Penman.
- 1972 KPEN - 1972 Kimberly Penman.
- 1948 PEN – 1948/1963 Penman.
- CIMIS PEN – CIMIS Penman (horário) com FAO 56  $R_n$ ,  $G = 0$ .
- 1961 TURC.

Tabela 32 – Valores de  $ET_o$  e  $ET_h$  ( $mmh^{-1}$ ) obtidos com o REF-ET e com o SEBAL do dia 20 de junho de 2003

| 20 de Junho de 2003 |                      |                                 |                |                                 |                |                                 |                |
|---------------------|----------------------|---------------------------------|----------------|---------------------------------|----------------|---------------------------------|----------------|
| Fórmula             | REF-ET<br>( $ET_o$ ) | Torre<br>SEBAL<br>( $ET_h/AP$ ) | Diferença<br>% | Torre<br>SEBAL<br>( $ET_h/AM$ ) | Diferença<br>% | Torre<br>SEBAL<br>( $ET_h/NT$ ) | Diferença<br>% |
| ASCE PM             | 0,240                | 0,613                           | 155,42         | 0,775                           | 222,92         | 0,502                           | 109,17         |
| FAO 56 PM           | 0,216                | 0,613                           | 183,80         | 0,775                           | 258,80         | 0,502                           | 132,41         |
| 1996 KPEN           | 0,328                | 0,613                           | 86,89          | 0,775                           | 136,28         | 0,502                           | 53,05          |
| 1972 KPEN           | 0,289                | 0,613                           | 112,11         | 0,775                           | 168,17         | 0,502                           | 73,70          |
| 1948 PEN            | 0,309                | 0,613                           | 98,38          | 0,775                           | 150,81         | 0,502                           | 62,46          |
| CIMIS PEN           | 0,323                | 0,613                           | 89,78          | 0,775                           | 139,94         | 0,502                           | 55,42          |
| 1961 TURC           | 0,235                | 0,613                           | 160,85         | 0,775                           | 229,79         | 0,502                           | 113,62         |

Torre – Estação Climatológica do Gaspar (CENIBRA S/A).

AP – relevo plano, AM – relevo montanhoso e NT – normalização topográfica.

Tabela 33 – Valores de  $ET_o$  e  $ET_h$  ( $mmh^{-1}$ ) obtidos com o REF-ET e com o SEBAL do dia 24 de setembro de 2003

| 24 de Setembro de 2003 |                      |                                 |                |                                 |                |                                 |                |
|------------------------|----------------------|---------------------------------|----------------|---------------------------------|----------------|---------------------------------|----------------|
| Fórmula                | REF-ET<br>( $ET_o$ ) | Torre<br>SEBAL<br>( $ET_h/AP$ ) | Diferença<br>% | Torre<br>SEBAL<br>( $ET_h/AM$ ) | Diferença<br>% | Torre<br>SEBAL<br>( $ET_h/NT$ ) | Diferença<br>% |
| ASCE PM                | 0,402                | 0,831                           | 106,72         | 0,751                           | 86,82          | 0,795                           | 97,76          |
| FAO 56 PM              | 0,397                | 0,831                           | 109,32         | 0,751                           | 89,17          | 0,795                           | 100,25         |
| 1996 KPEN              | 0,422                | 0,831                           | 96,92          | 0,751                           | 77,96          | 0,795                           | 88,39          |
| 1972 KPEN              | 0,358                | 0,831                           | 132,12         | 0,751                           | 109,78         | 0,795                           | 122,07         |
| 1948 PEN               | 0,442                | 0,831                           | 88,01          | 0,751                           | 69,91          | 0,795                           | 79,86          |
| CIMIS PEN              | 0,462                | 0,831                           | 79,87          | 0,751                           | 62,55          | 0,795                           | 72,08          |
| 1961 TURC              | 0,417                | 0,831                           | 99,28          | 0,751                           | 80,10          | 0,795                           | 90,65          |

Torre – Estação Climatológica do Gaspar (CENIBRA S/A).

AP – relevo plano, AM – relevo montanhoso e NT – normalização topográfica.

Tabela 34 – Valores de  $ET_o$  e  $ET_h$  ( $mmh^{-1}$ ) obtidos com o REF-ET e com o SEBAL do dia 22 de junho de 2004

| 22 de Junho de 2004 |                      |                                 |                |                                 |                |                                 |                |
|---------------------|----------------------|---------------------------------|----------------|---------------------------------|----------------|---------------------------------|----------------|
| Fórmula             | REF-ET<br>( $ET_o$ ) | Torre<br>SEBAL<br>( $ET_h/AP$ ) | Diferença<br>% | Torre<br>SEBAL<br>( $ET_h/AM$ ) | Diferença<br>% | Torre<br>SEBAL<br>( $ET_h/NT$ ) | Diferença<br>% |
| ASCE PM             | 0,249                | 0,657                           | 163,86         | 0,804                           | 222,89         | 0,538                           | 116,06         |
| FAO 56 PM           | 0,249                | 0,657                           | 163,86         | 0,804                           | 222,89         | 0,538                           | 116,06         |
| 1996 KPEN           | 0,245                | 0,657                           | 168,16         | 0,804                           | 228,16         | 0,538                           | 119,59         |
| 1972 KPEN           | 0,219                | 0,657                           | 200,00         | 0,804                           | 267,12         | 0,538                           | 145,66         |
| 1948 PEN            | 0,265                | 0,657                           | 147,92         | 0,804                           | 203,40         | 0,538                           | 103,02         |
| CIMIS PEN           | 0,281                | 0,657                           | 133,81         | 0,804                           | 186,12         | 0,538                           | 91,46          |
| 1961 TURC           | 0,249                | 0,657                           | 163,86         | 0,804                           | 222,89         | 0,538                           | 116,06         |

Torre – Estação Climatológica do Gaspar (CENIBRA S/A).

AP – relevo plano, AM – relevo montanhoso e NT – normalização topográfica.

Nas Tabelas 32 a 34 são apresentadas as diferenças, em porcentagens, dos valores para cada condição analisada em relação aos dados estimados pelo REF-ET, evidenciando-se erros que permitem concluir que há uma superestimativa da evapotranspiração pelo SEBAL.

Nas análises das imagens, o que se verificou foi uma superestimativa da evapotranspiração ao compará-la com o valor obtido pelo REF-ET. Porém, nas três condições analisadas viu-se que a utilização da normalização topográfica foi a que melhor aproximou dos valores do REF-ET, exceto na imagem do dia 24 de setembro de 2003, em que se verificou que o uso do SEBAL no relevo montanhoso forneceu o melhor resultado diante da normalização topográfica. Vale salientar que nas condições deste estudo, apesar de o SEBAL ser desenvolvido para apresentar resultados aceitáveis em terrenos planos, os valores de evapotranspiração estimados utilizando parâmetros para relevos declivosos foram os que forneceram melhores resultados.

A fundamentação teórica mostrou-se condizente com os valores encontrados, comparando-os com os dados obtidos por alguns pesquisadores quanto às variáveis que compõem o algoritmo SEBAL. Porém, pesquisas não de ser feitas no âmbito de tornar o algoritmo mais preciso e confiável para as condições edafoclimáticas brasileiras, visto

que algumas de suas fórmulas de abrangência empírica foram desenvolvidas para condições diferentes de nossa realidade.

Assim, pelos resultados apresentados nas imagens estudadas, houve tendência dos valores estimados pelo SEBAL de se aproximarem daqueles obtidos na estação climatológica, por meio do REF-ET, apesar do erro significativo encontrado. Portanto, têm-se os valores (SEBAL e REF-ET) menores no mês de junho e maiores no mês de setembro, em ambas as análises.

## 5. CONCLUSÕES

- O albedo de superfície ( $\alpha$ ) apresentou coerência ao ser aplicado na área em estudo, considerando-se o relevo como plano, porém, ao comparar os valores entre a área com relevo montanhoso e normalização topográfica, verificou-se variabilidade, evidenciando superestimar seus valores.
- O resultado do índice de área foliar (IAF) não ultrapassou o valor 3 nas condições analisadas de relevo plano, relevo montanhoso e uso da normalização topográfica, ficando abaixo dos valores consultados na literatura para plantios florestais comerciais de eucalipto.
- Quanto ao índice de vegetação da diferença normalizada, NDVI, este se manteve constante nas cenas estudadas, mostrando que durante o período de um ano de análise das imagens não houve incremento substancial de biomassa na área.
- A temperatura de superfície mostrou-se estável, com poucas oscilações, ao comparar as três condições estudadas nas respectivas imagens. Foram verificados os valores encontrados nas imagens com a planilha extraída na Estação Climatológica do Gaspar, indicando aproximação entre as temperaturas, porém com variação não relevante.
- Os componentes do balanço de radiação à superfície (saldo de radiação), do balanço de energia (fluxo de calor no solo, sensível e latente), mostraram-se condizentes com a literatura consultada, nas três condições estudadas. Pesquisas devem ser

realizadas no sentido de propor correções, validações e calibrações quanto ao emprego do algoritmo SEBAL em relevos declivosos, fazendo-se coletas de campo.

- A evapotranspiração horária diferiu quanto aos métodos empregados na sua estimativa (REF-ET e SEBAL), devendo-se atentar para os métodos de determinação do albedo e do IAF, pois estes interferem na quantificação do saldo de radiação.
- A diferença porcentual apresentada nas três condições analisadas, ao comparar os dados obtidos pelo SEBAL com os do REF-ET, mostrou ser menor no uso da normalização topográfica.

As seguintes propostas e sugestões são recomendadas por trabalhos posteriores:

- Elaborar uma fórmula que extrapole o valor da evapotranspiração horária estimada por meio do SEBAL, em valores de evapotranspiração diária. Estabelecer uma metodologia que estime um fator de correção e possibilite encontrar um valor de evapotranspiração diária por meio da evapotranspiração horária, representando, assim, o período total do dia em análise, ou seja, a evapotranspiração diária ocorrida na área em estudo para as feições em análise.
- Realizar coletas de dados em campo para que se possam comparar e calibrar os processos envolvidos na confecção do algoritmo SEBAL para as reais condições edafoclimáticas da região em estudo.
- Proceder-se à correção atmosférica.
- Calcular a média ponderada dos pixels para a estimativa da evapotranspiração/evaporação de cada tema abordado no estudo (solo, vegetação e água), refinando o valor para cada feição e tendo, assim, uma melhor espacialização e informação da evapotranspiração.
- Realizar estudo temporal de áreas com condições climáticas e topográficas diferentes (regiões brasileiras), criando um banco de dados com informações de campo e do algoritmo SEBAL, com o intuito de calibrar e validar as informações processadas, tornando-o confiável e de uso em grande parte do território brasileiro.

## REFERÊNCIAS

AB'SABER. A. N. Os domínios morfoclimáticos da América do Sul. **Boletim do Instituto de Geografia**, São Paulo, n. 121, p. 52, 1977.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R.; BASTIAANSEN, W. **Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)** – Advanced training and Users Manual, Idaho, 2002. 98 p.

ALLEN, R. G. **REF-ET**: reference evapotranspiration calculation software for FAO and ASCE standardized equations. University of Idaho, 2000. Disponível em: <[www.kimberly.uidaho.edu/ref-et/](http://www.kimberly.uidaho.edu/ref-et/)>.

ALLEN, R. G.; MORSE, A.; TASUMI, T.; BASTIAANSEN, W.; KRAMBER, W.; ANDERSON, H. **Evapotranspiration from Landsat (SEBAL) for water rights management and compliance with multi-state water compacts**. [S.l.: s.n.], 2000. p. 4.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S. D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration (FAO Irrigation and Drainage Paper 56)**. Roma: FAO, 1998. 326 p.

ANTUNES. F. N. Caracterização climática do estado de Minas Gerais. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, v. 12, n. 138, p. 9-13, 1986.

ARYA. S. P. **Introduction to micrometeorology**. North Carolina editor: International Geophysics Series – Academic Press, 1998. 33 p.

ASSAD, E. D.; SANO, E. E. **Sistemas de informações geográficas: aplicações na agricultura**. 2. ed. Brasília: Embrapa-SPI / Embrapa-CPAC, 1998. 434 p.

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

BAKST, L.; YAMAZAKI, Y. **Princípios físicos e técnicos da meteorologia por satélites**. Volume 2 – Fundamentos físicos. Pelotas, RS: Universidade Federal de Pelotas, Ed. Universitária, 2002. 208 p.

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.

BEZERRA, M. V. C. **Balço de energia em áreas irrigadas utilizando técnicas de sensoriamento remoto**. Campina Grande, PB: UFCG, 2004. 101 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola e Micrometeorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande.

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

CHANDRAPALA, L.; WIMALASUIYA, M. Satellite measurements supplemented with meteorological data to operationally estimate evaporation in Sri Lanka. **Agricultural Water Management**, v. 58, p. 89-107, 2003.

COSTA, M. C. **Estimativa da evapotranspiração regional por meio de imagens orbitais**. Viçosa, MG: UFV, 1997. 52 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa.

ERDAS IMAGE 8.5. ERDAS FIELD GUIDE. Fifth edition, revised and expanded. Atlanta, Georgia: Erdas, Inc., 1999. 672 p.

GEOBUSCA – **Banco de dados geoespacial para usuários de GPS**. Disponível em: <<http://www.geobusca.com.br>>. Acesso em: 30 jul. 2006.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – **Radiometria de imagens TM e ETM+** -. Disponível em: <<http://www.dgi.inpe.br/html/radiometria-TM.htm>>. Acesso em: 30 jul. 2006.

KITE, G. W.; DROOGERS, P. Comparing evapotranspiration estimates from satellites. Hydrological models and field data. **Journal of Hydrology**, v. 229, p. 3-18, 2000.

LEITÃO, M. M. V. B. R.; OLIVEIRA, G. M. Influência da irrigação sobre o albedo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, PB, v. 4, n. 2, DEAg/UFCG, p. 214-218, 2000.

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balço de radiação e energia numa cultura de soja irrigada**. Campina Grande, PB: DCA/CCT/UFCG, 1989. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande.

LIMA, W. P. **Impacto ambiental do eucalipto**. 2. ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1996. 301 p.

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

MEDINA, J. L.; CAMACHO, E.; RECA, J.; LÓPEZ, R.; ROLDÁN, J. Determination 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. 427-432, 1998.

MIRANDA, E. E. de; COUTINHO, A. C. **Brasil visto do espaço**. Campinas, SP: Embrapa Monitoramento por Satélite. 2004. Disponível em: <<http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 30 jul. 2006.

MORSE, A.; ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; KRAMBER, W. J.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. **Application of the SEBAL methodology for estimating evapotranspiration and consumptive use of water through remote sensing**. [S.l.]: Final Report, 2000. 220 p.

NUNES. Y. R. F.; PEDRALLI. G. Desenvolvimento de metodologia para adensamento e recomposição da vegetação na EPDA-Peti, MG: **Bios**, v. 2, n. 3, p.53-61, 1995.

RIZZINI, C. T. **Tratado de fitogeografia do Brasil**. São Paulo: Hucitec/EDUSP, 1979. v. 2, 374 p.

ROCHA, M. G. B.; CAMPOS, W. O. **Clonagem intensiva em *Eucalyptus Grandis* na CENIBRA**. [S.l.]: IPEF, 1994. 43 p. (Anais).

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

SILVA; B. B.; MOURA, M. S. B.; FEITOSA, J. R.; GALVÍNCIO, J. D.; FILHO, J. F. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado senador nilo coelho utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens landsat 5 – TM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu, PR: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002a.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS; ABRH, 2001. 943 p.

VELOSO, H. P. **Atlas florestal do Brasil**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 1966. 81 p.

VIANELLO, R. L. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, MG: Editora UFV, 1991. 449 p.