



**UNIVERSIDADE DA FORÇA AÉREA**  
**MESTRADO EM CIÊNCIAS AEROESPACIAIS**

**FRANCISCO LEITE DE ALBUQUERQUE NETO**

**PROPOSTA DE MODELO DE ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DE  
SUPERFÍCIE URBANA APLICANDO MODELO DE BALANÇO  
ENERGÉTICO E SENSORIAMENTO REMOTO**

**RIO DE JANEIRO**

**JULHO 2009**



FRANCISCO LEITE DE ALBUQUERQUE NETO

PROPOSTA DE MODELO DE ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE  
URBANA APLICANDO MODELO DE BALANÇO ENERGÉTICO E  
SENSORIAMENTO REMOTO

**ORIENTADOR: Prof. Audálio Rebelo Torres Junior, D.Sc.**

Dissertação apresentada como pré-requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências Aeroespaciais - Área de concentração: Ciência e Tecnologia.

RIO DE JANEIRO

JULHO 2009



**UNIVERSIDADE DA FORÇA AÉREA  
MESTRADO EM CIÊNCIAS AEROESPACIAIS**

**FRANCISCO LEITE DE ALBUQUERQUE NETO**

**PROPOSTA DE MODELO DE ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE  
URBANA APLICANDO MODELO DE BALANÇO ENERGÉTICO E  
SENSORIAMENTO REMOTO**

Dissertação aprovada pelos membros da Banca Examinadora, no dia de julho de 2009, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Ciências Aeroespaciais pela Universidade da Força Aérea.

**Rio de Janeiro, de julho de 2009.**

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Audálio Rebelo Torres Junior, D.Sc.

---

Prof. Luiz Cláudio Gomes Pimentel, D.Sc.

---

Prof. Osvaldo Albuquerque Fonseca, Ph.D.

---

Prof<sup>a</sup>. Célia Maria Paiva, D.Sc.

## **AGRADECIMENTOS**

À Força Aérea esta fantástica instituição que ajudou na formação de meu caráter, me ensinou a amar este país e mesmo depois que passei para a reserva propiciou a continuação de meu desenvolvimento intelectual e profissional.

Ao amigo Márcio Rocha, Suboficial Ronaldo e Patrícia, da coordenação dos cursos de pós-graduação da UNIFA, pelo apoio incondicional prestado e pela fidalguia com que sempre me receberam.

Ao amigo Jurandyr pelo apoio incansável na revisão deste trabalho, pela visão crítica e incentivo para que eu levasse a frente esta empreitada.

Aos professores Luiz Cláudio, Célia e Gutemberg pela paciência, carinho e atenção nos ensinamentos a este estudante da terceira idade.

Ao Audálio, amigo, mentor, orientador e desorientador, que sempre acreditou em uma capacidade que eu não sabia que tinha. Grande responsável pelo salto que consegui dar no mundo acadêmico.

À Regina, companheira e amiga de todas as horas, meu porto seguro e fonte de inspiração.

## RESUMO

O assunto principal deste trabalho é a estimativa da temperatura de superfícies urbanas, e para tal foi desenvolvido um código computacional baseado no modelo de balanço de fluxo de energia de Bhumralkar (1975), com inclusão de uma camada de vegetação (DEARDORFF, 1978). No modelo foi incluída a formulação de Mihailovic (1997) para a parametrização do coeficiente de transferência de calor e umidade, bem com uma formulação desenvolvida para a estimativa da temperatura do dossel, contendo um termo de relaxação newtoniana. Os resultados foram coerentes com os de Deardorff (1978). Também foram utilizadas imagens multiespectrais de alta resolução espacial para a identificação dos tipos de superfícies que recobrem uma região urbana, a fim de que o modelo pudesse ser analisado com relação à variação da temperatura de cada tipo de superfície classificada. Nos testes de sensibilidade ficou demonstrado o comportamento do modelo frente a diversas variáveis diagnósticas, onde se concluiu que o termo de assimilação que contém a temperatura de referência, o albedo, a capacidade térmica e a percentagem de sombreamento causaram maior impacto na variação da temperatura. Com um impacto menor, mas ainda representativo para uma escala diária, devem ser consideradas as grandes alterações no comprimento da rugosidade e na umidade do solo. Já as alterações no termo de ponderação da formulação da temperatura do ar no dossel tiveram um impacto muito pequeno nas estimativas de temperaturas das superfícies urbanas.

Palavras-Chave: Temperatura da superfície. Balanço de fluxo de energia. Superfície urbana.

## ABSTRACT

The main subject in this work is the estimate for the temperature of urban surfaces, and for this purpose a computational code based on the model of the flux and balance of energy of Bhumralkar (1975) has been developed, along with a layer of vegetation (DEARDORFF, 1978). In the model the formulation of Mihailovic (1997) was included to find out the parameterization coefficient for heat and humidity transfer, as well as a formulation developed to estimate the canopy temperature, with a term of Newtonian relaxation. The results were coherent with the Deardoff (1978) ones. High resolution space multispectral images were also applied to identify the types of surfaces of the urban area, so that the model could be analyzed in relation to the temperature variation of different kinds of classified surface. In the sensitivity tests the model behavior was demonstrated with the diversity of analyzed variables, in which was concluded that the term of assimilation which contains the reference temperature, the albedo, the thermal capacity and the shading percentage caused the larger impact in the temperature variation. With a smaller impact, even more representative to the daily scale, the big changes in the lengths and earth humidity should be considered. The changes in air temperature in canopy balancing terms formulation had a much smaller impact in the estimate of the urban surface temperatures.

Key words: Surface temperature. Flux of balance of energy. Urban surface.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1.1.....	15
FIGURA 1.2.....	19
FIGURA 2.1.....	35
FIGURA 2.2.....	35
FIGURA 2.3.....	48
FIGURA 2.4.....	51
FIGURA 2.5.....	51
FIGURA 2.6.....	54
FIGURA 2.7.....	55
FIGURA 2.8.....	58
FIGURA 2.9.....	58
FIGURA 2.10.....	59
FIGURA 2.11.....	59
FIGURA 3.1.....	61
FIGURA 3.2.....	62
FIGURA 3.3.....	64
FIGURA 3.4.....	65
FIGURA 3.5.....	66
FIGURA 3.6.....	67
FIGURA 3.7.....	67
FIGURA 3.8.....	70
FIGURA 3.9.....	70
FIGURA 3.10.....	71
FIGURA 3.11.....	71

<b>FIGURA 3.12.....</b>	<b>72</b>
<b>FIGURA 3.13.....</b>	<b>74</b>
<b>FIGURA 3.14.....</b>	<b>74</b>
<b>FIGURA 3.15.....</b>	<b>75</b>
<b>FIGURA 3.16.....</b>	<b>76</b>

## SUMÁRIO

<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>10</b>
<b>1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....</b>	<b>14</b>
1.1 FENÔMENOS FÍSICOS QUE GOVERNAM A TEMPERATURA NA SUPERFÍCIE .....	14
1.2 FUNDAMENTOS DA CLASSIFICAÇÃO DE IMAGEM MULTIESPECTRAL .....	24
1.3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	25
<b>2 METODOLOGIA .....</b>	<b>33</b>
2.1 INTRODUÇÃO .....	33
2.2 DESCRIÇÃO DOS MODELOS .....	34
2.3 APLICAÇÃO DO MODELO PARA A REGIÃO URBANA DO RIO DE JANEIRO.....	47
<b>3 TESTES DE SENSIBILIDADE DO MODELO PARA A REGIÃO URBANA DO RIO DE JANEIRO .....</b>	<b>60</b>
3.1 TEMPERATURA DE REFERÊNCIA .....	60
3.2 TEMPERATURA DO AR NO DOSSEL.....	61
3.3 COMPRIMENTO DE RUGOSIDADE .....	63
3.4 UMIDADE DO SOLO .....	65
3.5 SIMULAÇÕES COM AS SUPERFÍCIES CLASSIFICADAS.....	68
<b>4 CONCLUSÃO .....</b>	<b>77</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>81</b>

## INTRODUÇÃO

As áreas urbanas apresentam uma grande diversidade de tipos de superfície. Tome-se por exemplo a cidade do Rio de Janeiro, cuja geografia física particularmente rica reúne maciços, corpos d'água de dimensões consideráveis, florestas urbanas, áreas de afloramento rochoso, alta densidade de instalações prediais, plantas fabris, manguezais, entre outras superfícies.

Dotadas de propriedades físicas tão diversas, tais superfícies tendem a apresentar, em seus processos termodinâmicos por incidência de energia solar, diferenças de temperaturas significativas em suas superfícies, considerando-se um mesmo nível de insolação.

O balanço radiativo, que tem como uma de suas conseqüências a temperatura da superfície, constitui um dos fatores que mais influem no clima em escala global, regional e local. No caso de um conglomerado urbano, onde se encontram superfícies, tais como telhados, ruas, praças, etc, as alterações da temperatura têm grande influência na circulação das massas de ar na baixa troposfera, responsável pelo transporte de calor latente, umidade, dispersão de poluentes e nebulosidade (IPCC, 2007).

As diferenças de temperatura descritas no parágrafo anterior são provenientes de vários fatores, dentre os quais podem ser citados como relevantes para este trabalho o albedo, a capacidade calorífica, a condutividade térmica, a densidade, o comprimento de rugosidade e a permeabilidade dos corpos.

O tráfego aéreo que sofre os efeitos dos fenômenos meteorológicos, mais acentuadamente, nos procedimentos de aproximação, pousos e decolagens em aeródromos nas proximidades dos centros urbanos, também é diretamente afetado pelas variações da temperatura à superfície. O Serviço de Meteorologia Aeronáutica se utiliza dos modelos regionais ou globais de previsão numérica do tempo para prever as condições meteorológicas de seu interesse. No entanto, esses modelos apresentam algumas deficiências devido ao espaçamento de sua grade e das condições iniciais e de contorno, não sendo capazes de prever, com a exatidão requerida, determinados fenômenos meteorológicos locais de grande importância para o fluxo de tráfego aéreo próximo aos aeródromos e em regiões onde este fluxo é notavelmente intenso e adensado.

Os modelos matemáticos numéricos de previsão do tempo com alta resolução espacial, tanto na grade horizontal quanto no perfil atmosférico em altitude, têm como um de seus objetivos a maior precisão na previsão meteorológica local, sendo de significativa importância para a meteorologia aeronáutica, uma vez que cobrem deficiências dos modelos regionais e globais, aumentando a segurança de vôo, contribuindo para o incremento e bom planejamento do tráfego aéreo, bem como para a economia de combustível das aeronaves. Em termos estritamente militares, pode propiciar ganhos significativos para o planejamento de missões operacionais que dependam da previsão do tempo e um significativo aumento na segurança, uma vez que as aeronaves de caça normalmente retornam de suas missões com pouco combustível, tendo autonomia de vôo bastante limitada para aguardar melhoras nas condições meteorológicas ou para dirigirem-se para aeródromos alternativos. Os modelos de alta resolução também são bastante úteis na previsão de chuvas torrenciais em encostas e áreas de baixada, servindo como fator de planejamento para a Defesa Civil em ações preventivas de apoio à população residente nas áreas em questão. Por último, vale citar que o conhecimento da temperatura à superfície permite identificar ilhas de calor nas áreas urbanas, auxiliando nos estudos e nos planejamentos para melhorar a salubridade para a população que nelas reside.

No entanto, estes modelos dependem de dados da micro-física da região em que atuam, e o conhecimento dos processos termodinâmicos locais da superfície vem a ser uma condição fundamental quando se modela nessa escala. Uma vez que por intermédio dele seria possível identificar diferenças de temperaturas em áreas próximas, mas de propriedades termodinâmicas muito diferentes, ignorar estas diferenças pode acarretar na redução da eficiência da modelagem.

Dada a dificuldade de se estabelecer uma rede de sensores capazes de fazer medidas *in situ* de temperatura em áreas tão diversas em uma região urbana, bem como transmitir seus dados em tempo real para os modelos de previsão do tempo de alta resolução, deve ser considerada a alternativa de aplicação de um modelo de simulação dos processos termodinâmicos associados à superfície como forma de estimar as temperaturas decorrentes destes processos, que poderão ser integrados aos modelos meteorológicos empregados em suporte ao controle e segurança do tráfego aéreo.

Tem-se como principal questão deste estudo a estimativa da variação da temperatura alcançada pelos diversos tipos de superfícies na região urbana do Grande Rio, dada uma determinada quantidade de energia solar incidente, considerando que a energia solar é a fonte primária para o aquecimento das superfícies da Terra.

Para resolver a questão central deste estudo, foram identificadas as seguintes questões norteadoras: estimar a quantidade de energia solar incidente em uma determinada área, em um dado intervalo de tempo. E como a área urbana é composta de diversos tipos de superfícies, também devem ser definidos os tipos de superfícies que compõem esta área e classificar aquelas consideradas de interesse para este trabalho. Da mesma forma as propriedades biofísicas dos corpos que compõem um conglomerado urbano são fatores importantes na determinação da temperatura que cada tipo de superfície irá atingir, portanto o albedo, a capacidade calorífica, a condutividade térmica, a densidade, o comprimento da rugosidade, a permeabilidade e emissividade das superfícies classificadas devem ser conhecidas. A partir deste ponto, uma vez que se tenha definido as condições de contorno para a atmosfera e a superfície, poderá ser estimado o balanço de energia à superfície.

Uma vez definidas as questões norteadoras formulou-se o objetivo de propor um modelo matemático que estimasse o balanço de fluxo das energias radiativas, de calor latente e de calor sensível, permitindo a obtenção da variação da temperatura das superfícies classificadas. O modelo baseado no balanço de energia, denominado “Força Restauradora”, desenvolvido independentemente por Bhumralkar em 1975 e Blackadar em 1976 e posteriormente complementado por Deardorff em 1978, foi utilizado como base para o modelo proposto para estimar a temperatura das superfícies de interesse.

No capítulo primeiro são elencados os fenômenos físicos que governam a temperatura à superfície, os preceitos básicos para a classificação de imagens de sensoriamento remoto e é apresentada uma revisão bibliográfica dos trabalhos que tratam do desenvolvimento e aprimoramento de modelos matemáticos de estimativa de temperatura na superfície, bem como daqueles que dissertam sobre o emprego de ferramentas de sensoriamento remoto para identificar e classificar o uso do solo em superfícies urbanas e rurais.

No segundo capítulo é descrita toda a formulação do modelo “Força Restauradora”. A seguir são descritas as modificações e adaptações efetuadas no

modelo base, bem como as premissas para a aplicação do modelo proposto. Os dois modelos são, então, comparados com base em um cenário apresentado por Deardorff (1978) para testar seu modelo. Finalizando o capítulo está a descrição das superfícies classificadas e o processo de identificação das mesmas, nas imagens orbitais utilizadas com o auxílio do sistema de informação geográfica disponível para este trabalho.

O terceiro capítulo apresenta uma análise de sensibilidade do modelo ensaiado e a discussão dos resultados alcançados.

O quarto capítulo é reservado à conclusão e às sugestões para trabalhos futuros.

## 1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 1.1 Fenômenos físicos que governam a temperatura na superfície

A temperatura da superfície do planeta é consequência de um balanço energético global, tendo como fonte primária a energia solar e, como partícipes do processo, as características da atmosfera e da superfície da Terra. Apesar de haver outras fontes de energia advindas de atividades geotérmicas ou antropogênicas que contribuem para o estabelecimento da temperatura da superfície terrestre, as mesmas não foram consideradas neste estudo.

Os conceitos e leis fundamentais discutidas neste capítulo foram obtidas basicamente dos textos de Peixoto e Oort (1992).

A Terra está exposta à radiação solar e absorve grande parte desta radiação. Para manter um estado de *quasi equilibrium* o planeta atinge um determinado nível de aquecimento, que pode variar em ciclos de longo prazo em função de alterações da composição da atmosfera, e irradia energia de volta ao espaço exterior na mesma razão em que recebe.

A temperatura efetiva ou radiativa média da Terra é da ordem de 255 K e um corpo a esta temperatura emite predominantemente radiação na faixa infravermelho do espectro eletromagnético. A atmosfera é extremamente absorvente e emitente de energia radiante neste comprimento de onda, devido à presença de moléculas tri atômicas, principalmente H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>, aumentando a temperatura da superfície acima da temperatura radiativa, mecanismo que ficou conhecido como “efeito estufa”.

Antes de iniciar o detalhamento da interação sofrida pela energia solar incidente em seu caminho pela atmosfera até a superfície terrestre e seus efeitos posteriores no subsolo e retorno ao espaço em forma de fluxos de calor, serão descritas as leis da física da radiação, conhecidas como leis de *Planck*, *Stefan-Boltzmann*, *Wien*, *Kirchhoff* e *Beer-Bouger-Lambert*.

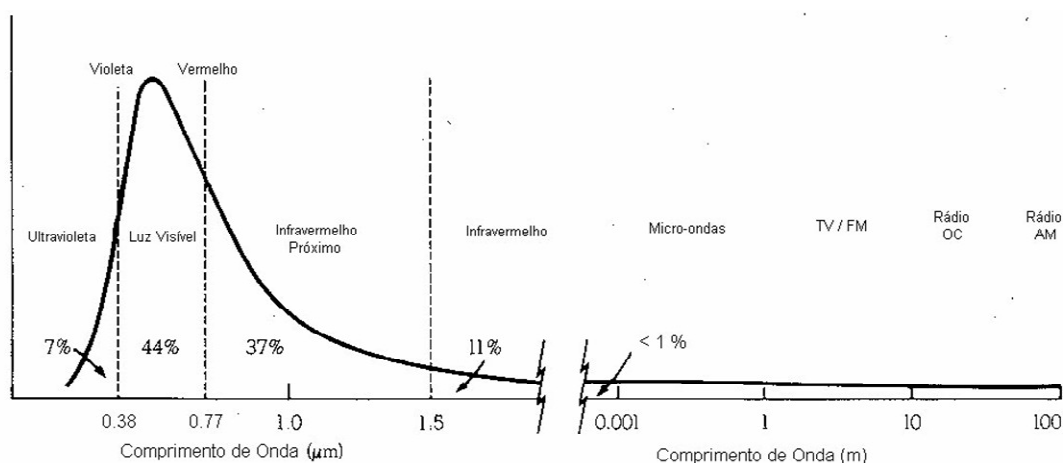
### 1.1.1 Lei de Planck

Foi dada a denominação de corpo negro a um corpo ideal que, em condição de estabilidade térmica, se comporta como um absorvedor perfeito de energia e que, conseqüentemente, não reflete energia recebida, mas a emite de volta numa quantidade máxima. A quantidade e a forma da energia emitida por um corpo negro em cada comprimento de onda são unicamente determinadas por sua temperatura. A lei de Planck estabelece que a intensidade da radiação monocromática  $B_\lambda(T)$  (energia por unidade de tempo, por unidade de área, por unidade de ângulo sólido e por unidade de comprimento de onda) emitida por um corpo negro na temperatura  $T$  é expressa por:

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 [\exp(ch/kT) - 1]}, \quad (1.1)$$

onde  $h = 6,63 \cdot 10^{-34} J$  é a constante de Planck,  $k = 1,38 \cdot 10^{-23} JK^{-1}$  é a constante de Boltzmann,  $\lambda$  é o comprimento de onda e  $c$  é a velocidade da luz.

A figura 1.1 a seguir apresenta a relação de energia emitida versus comprimento de onda com relação ao Sol, onde se percebe que a maior parte da energia está na faixa do visível.



**Figura 1.1** – Energia emitida pelo Sol versus comprimento de onda, baseado em uma curva de corpo negro considerando  $T = T_{sol}$  fonte: INPE (2008).

### 1.1.2 Lei de Stefan-Boltzmann

Esta lei estabelece que a radiação total emitida por um corpo negro, por unidade de área superficial, na unidade de tempo, é diretamente proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta. Integrando-se  $B_\lambda(T)$  para todos os comprimentos de onda, tem-se:

$$B(T) = \int_0^{\infty} B_\lambda(T) d\lambda \sim T^4 \quad (1.2)$$

e integrando-se a equação 1.2 para todos os ângulos do hemisfério acima da superfície, tem-se:

$$\int B(T) \cos \theta \cdot \sin \theta \cdot d\theta \cdot d\lambda \cdot da = \sigma T^4 \cdot da \quad (1.3)$$

onde  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann,  $\theta$  é o ângulo entre o feixe de incidência da radiação solar e a vertical e  $T$  a temperatura absoluta.

### 1.1.3 Lei de Wien

Igualando a zero a derivada de  $B_\lambda(T)$  relativa a  $\lambda$  na equação (1.1), obtém-se a conhecida Lei de Wien, que determina o comprimento de onda de máxima emissão possível de ser obtido.

$$\lambda_{\max} T = A = \text{const.} \quad (1.4)$$

Considerando  $\lambda$  em micrometros e  $T$  em kelvin, o valor da constante  $A$  será aproximadamente igual a  $2,898 \cdot 10^{-3} mK$ , definindo uma relação inversamente proporcional entre o comprimento de onda de máxima emissão de um corpo negro e sua temperatura absoluta.

#### 1.1.4 Lei de Kirchhoff

As leis descritas previamente neste trabalho tratam essencialmente de corpo negro, um corpo ideal. No entanto, as superfícies existentes não só absorvem, mas também refletem parte da energia incidente e transmite o restante. Em termos de razão de energia absorvida ( $a$ ), refletida ( $r$ ) e transmitida ( $\tau$ ), em um determinado comprimento de onda, pode se expressar que:

$$a_\lambda + r_\lambda + \tau_\lambda = 1. \quad (1.5)$$

Em um corpo negro tem-se:  $r_\lambda = 0$  e  $\tau_\lambda = 0$ , portanto:  $a_\lambda = 1$ .

Em um corpo real tem-se:  $r_\lambda \neq 0$  e  $\tau_\lambda \neq 0$  a exceção de corpos opacos onde  $\tau_\lambda = 0$ , portanto:  $a_\lambda < 1$ .

A proporção entre a energia emitida por um corpo real e aquela emitida por um corpo negro à mesma temperatura é denominada emissividade,  $\varepsilon$ .

Em equilíbrio termodinâmico, a emissividade será diretamente proporcional à capacidade deste corpo em absorver energia incidente (absortância), a um dado comprimento de onda e inversamente proporcional à sua capacidade de refletir a energia incidente (refletância), chegando-se as seguintes equações:

$$1 - \varepsilon_\lambda = r_\lambda \quad \text{e} \quad \varepsilon_\lambda = a_\lambda \quad (1.6 \text{ e } 1.7)$$

#### 1.1.5 Lei de Beer-Bouguer-Lambert

Esta lei explica a relação exponencial entre a energia eletromagnética inicial e a energia final, quando da transmissão desta energia por um meio absorvente, considerando a densidade, o comprimento e a capacidade de absorção do meio em questão. Pode-se aplicar a lei de Beer para o meio "atmosfera", quando deverá ser acrescentado um termo para a dispersão da energia.

Então tem-se:

$$\tau_\lambda = I_\lambda / I_{\lambda 0} = \exp\left(-\int_0^\infty k_\lambda \rho ds\right), \quad (1.8)$$

Onde,  $\tau_\lambda$  é a transmissividade da atmosfera para um dado comprimento de onda,  $I_\lambda$  é a intensidade da radiação após atravessar a atmosfera,  $I_{\lambda_0}$  é a intensidade da radiação no topo da atmosfera,  $k_\lambda$  é o coeficiente de extinção, que engloba o coeficiente de absorção e o coeficiente de espalhamento,  $\rho$  é a densidade da atmosfera e  $ds$  a distância percorrida.

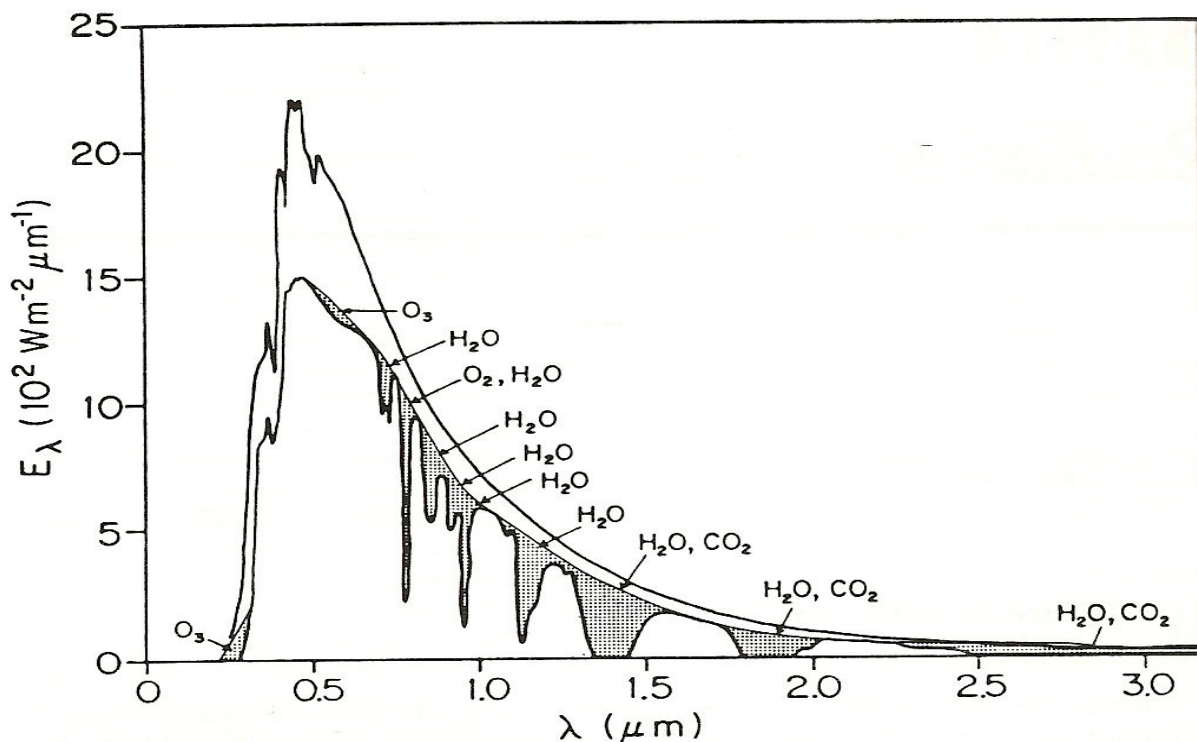
### 1.1.6 Energia Solar

A maior parte da radiação solar que afeta o clima da Terra está na faixa do ultravioleta ( $\lambda < 0,4 \mu m$ ), visível ( $0,4 < \lambda < 0,8 \mu m$ ) e infravermelho próximo ( $0,8 < \lambda < 3,5 \mu m$ ), repartidos respectivamente na seguinte proporção: 7%, 44% e 42%.

Observações feitas ao longo de muitos anos mostram que a intensidade da radiação solar não sofreu mudanças significativas. Por esta razão será introduzida uma constante solar  $S$ , definida como a quantidade de radiação solar incidente por unidade de área e por unidade de tempo em uma superfície perpendicular à direção da propagação, cujo valor, considerando-se a distância média entre o Sol e a Terra, é de aproximadamente  $1360 W m^{-2}$  no topo da atmosfera (PEIXOTO; OORT, 1992).

### 1.1.7 Radiação solar no topo da atmosfera

A radiação solar que atinge o topo da atmosfera tem uma distribuição próxima à determinada pela lei de Planck para um corpo negro com a temperatura de 6.000 K. Na figura 1.2 é mostrado o espectro da radiação solar no topo e da atmosfera e na superfície terrestre, indicando a absorção da radiação pelos vários componentes da atmosfera em céu claro.



**Figura 1.2** - Distribuição espectral da irradiação solar no topo da atmosfera e na superfície para condições médias da atmosfera com Sol em posição zenital  
 Fonte: Peixoto; Oort (1992)

A distribuição da radiação solar no topo da atmosfera depende da geometria da Terra, da sua rotação, da sua órbita elíptica ao redor do Sol e da inclinação do eixo de rotação em relação à órbita. A distância média entre a Terra e o Sol é de  $1,496 \cdot 10^{11} m$ , sendo conhecida como Unidade Astronômica. A excentricidade da órbita terrestre, que tem valor aproximado de 0,0167, é definida como a razão entre o desvio máximo de uma órbita circular e o raio médio desta órbita.

### 1.1.8 Absorção e dispersão da radiação solar na atmosfera

À medida que a radiação solar penetra a atmosfera em direção à superfície terrestre ela vai sendo reduzida por absorção ou espalhamento. A energia que sofreu espalhamento em parte retornará ao espaço exterior e em parte continuará seu caminho pela atmosfera.

A redução da energia solar durante seu caminho pela atmosfera tende a ser maior em altas latitudes, onde o caminho a ser percorrido é mais longo, e menor na região tropical, onde a incidência se aproxima da normal.

A irradiância (fluxo por unidade de área)  $F_{sw}$  em uma superfície horizontal depende do ângulo zenital solar  $Z$  :

$$F_{sw} = F_{sw}^0 \cos Z \quad (1.9)$$

Onde  $F_{sw}^0$  é a irradiância normal à superfície. Aplicando trigonometria a uma superfície esférica, tem-se:

$$\cos Z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h \quad (1.10)$$

Onde  $\phi$  é a latitude,  $\delta$  a declinação solar e  $h$  o ângulo horário no instante considerado.

A radiação solar é parcialmente absorvida, em suas diversas camadas, pelos principais gases da atmosfera, a saber: o vapor d'água (H<sub>2</sub>O), dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), ozônio (O<sub>3</sub>), oxigênio (O<sub>2</sub>), nitrogênio (N<sub>2</sub>) e seus óxidos (N<sub>2</sub>O, NO<sub>2</sub>) e o metano (CH<sub>4</sub>).

Radiações com comprimento de onda inferior a 0,3  $\mu\text{m}$  (ultravioleta e raio X) têm a maior parte de sua absorção feita na alta atmosfera (acima de 20 km) por O<sub>3</sub>, O<sub>2</sub> e N<sub>2</sub>, criando uma camada ionizada chamada ionosfera. Logo abaixo na estratosfera, a absorção da energia solar se dá devido ao O<sub>2</sub> e O<sub>3</sub>, principalmente em comprimentos de onda próximos ao ultravioleta. A combinação dessas absorções explica a pequena quantidade de radiação com comprimento de onda até 0,3  $\mu\text{m}$  na troposfera. Nesta, a absorção de energia proveniente do Sol é bem menor, ocorrendo no espectro do visível e do infravermelho próximo ( $0,55 \mu\text{m} < \lambda < 4,0 \mu\text{m}$ ), devido, primariamente, ao O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> e nuvens.

Além de seus gases constituintes, a atmosfera contém partículas líquidas e sólidas (poeira, fumaça, etc.) que variam em tamanho, desde um conjunto de poucas moléculas até conjuntos com raio de algumas dezenas de micrometros, chamados de aerossóis. Na baixa atmosfera os aerossóis aquecem a troposfera pela absorção de energia solar, diminuindo a quantidade de energia que chega à superfície. Eles também aumentam o albedo planetário pela reflexão de parte da radiação solar.

Além da absorção, também deve ser considerada a redução da radiação pelo espalhamento atmosférico. Neste caso, a energia radiante é simplesmente

dispersada em várias direções, posto que as partículas agem como novas fontes de radiação. Uma vez que parte da energia solar é espalhada para cima e para os lados, a quantidade de energia que chega à superfície é reduzida.

O espalhamento ocorre em partículas de todos os tamanhos. Rayleigh demonstrou que para partículas que são pequenas em comparação ao comprimento de onda da radiação incidente, a quantidade do espalhamento é inversamente proporcional à quarta potência do comprimento da onda. Portanto, quanto menor for o comprimento de onda, maior será o espalhamento, sendo este tipo de espalhamento predominantemente causado por moléculas de gás, que são menores que os comprimentos de onda da luz. Quando a dimensão das partículas aumenta, a teoria de Rayleigh perde a validade.

O espalhamento Mie é inversamente proporcional ao comprimento de onda e, geralmente, para uma atmosfera moderada, o fator é  $\lambda^{-1}$ . Mas a relação pode variar de  $\lambda^0$  a  $\lambda^{-4}$ , onde  $\lambda^0$  representa o espalhamento completo (e.g. cobertura completa de nuvens). O espalhamento Mie é causado por partículas que têm o tamanho aproximadamente igual ao tamanho do comprimento de onda, como partículas de aerossóis (CHAVEZ, 1988).

Em geral, para partículas grandes, a mudança de direção da radiação incidente segue os efeitos da geometria ótica, tais como: difração, reflexão, refração ou a combinação desses efeitos.

### *1.1.9 Partição da energia na superfície e subsolo*

Após passar pela atmosfera, parte da energia é refletida pela superfície terrestre de volta para a mesma. A razão entre a parcela da energia de onda curta que retorna por reflexão à atmosfera e a energia de onda curta total incidente na superfície define o albedo da superfície ( $\alpha_{sfc}$ ), que depende principalmente do tipo de cobertura da superfície (eg: vegetação) e do comprimento de onda da energia incidente.

A absorção da energia solar pela superfície da Terra leva ao aquecimento de sua superfície. De acordo com as leis de Stefan-Boltzmann (Eq. 1.2) e a lei de

Wien (Eq. 1.4), todos os componentes do sistema climático (litosfera, criosfera, hidrosfera e atmosfera) emitem energia radiante de onda longa no espectro eletromagnético (de comprimento igual ou maior que o infravermelho). Pode-se dizer, portanto, que parte da radiação solar de onda curta absorvida pelo planeta deve retornar ao espaço na forma de radiação terrestre de onda longa, motivo pelo qual tal radiação é também chamada de radiação termal, uma vez que ela é dependente da temperatura. Por conseguinte, praticamente toda troca de energia entre a Terra e o espaço exterior é realizada por intermédio de transferência radiativa.

Pode-se então estabelecer um fluxo líquido de radiação na superfície da Terra ( $F_{rad}^{sfc}$ ) como resultado do balanço energético entre as radiações solar de ondas curtas ( $F_{OC}$ ), de ondas longas ( $F_{OL}$ ) e terrestre de onda longa ( $F_{OL}$ ):

$$F_{rad}^{sfc} = F_{OC} + F_{OL} \quad (1.11)$$

O balanço radiativo entre onda curta e onda longa pode ser expresso da seguinte maneira:

$$F_{OC} = F_{OC}^{\downarrow} - F_{OC}^{\uparrow} \text{ e } F_{OL} = F_{OL}^{\downarrow} - F_{OL}^{\uparrow} \quad (1.12)$$

Portanto, o balanço radiativo total torna-se:

$$F_{rad}^{sfc} = F_{OC}^{\downarrow} - F_{OC}^{\uparrow} + F_{OL}^{\downarrow} - F_{OL}^{\uparrow}, \quad (1.13)$$

onde as setas para baixo e para cima indicam os componentes de radiação incidente (nomenclatura utilizada para indicar os fluxos radiativos que atingem a superfície, sejam emissões diretas ou difusas da energia solar ou emissões de radiação termal emitidas pelos componentes da atmosfera) e emitida (nomenclatura utilizada para indicar os fluxos radiativos que partem da superfície sejam reflexões de energia recebida ou energia termal emitida pela própria superfície).

A radiação solar incidente  $F_{OC}^{\downarrow}$  é a soma da radiação solar direta e difusa. A radiação solar de onda curta de saída é a parte refletida pela superfície  $F_{OC}^{\uparrow} = \alpha_{sfc} F_{OC}^{\downarrow}$ , onde  $\alpha_{sfc}$  é o albedo da superfície, podendo-se, portanto, expressar a radiação de onda curta líquida como:

$$F_{OC} = (1 - \alpha_{sfc}) F_{OC}^{\downarrow} \quad (1.14)$$

A radiação de onda longa incidente  $F_{OL}^{\downarrow}$  vem da atmosfera. A radiação de onda longa emitida  $F_{OL}^{\uparrow}$ , proveniente da superfície, é baseada na Lei de Stefan-

Boltzmann, assumindo uma dada emissividade  $\varepsilon$  para a superfície da Terra, tendo-se a seguinte equação de fluxo líquido de radiação na superfície:

$$F_{rad}^{sfc} = F_{OC}^{\downarrow} (1 - \alpha_{sfc}) - \varepsilon \sigma T_{sfc}^4 + F_{OL}^{\downarrow} \quad (1.15)$$

A principal parte da energia absorvida na superfície é utilizada para evaporar água, outra parte é perdida para a atmosfera como calor sensível e uma menor parte é perdida para as camadas do subsolo ou utilizada para derreter neve ou gelo. Os fluxos correspondentes são: o fluxo líquido de radiação  $F_{rad}^{sfc}$ , o fluxo de calor sensível  $F_{CS}^{\uparrow}$ , o fluxo de calor latente  $F_{CL}^{\uparrow}$ , o fluxo de calor para o subsolo  $F_{SS}^{\downarrow}$  e o fluxo de calor para derretimento de neve ou gelo  $F_D$ . Em condições estáveis a equação de balanço de energia é dada por:

$$F_{rad}^{sfc} - F_{CS}^{\uparrow} - F_{CL}^{\uparrow} - F_{SS}^{\downarrow} - F_D = 0. \quad (1.16)$$

A taxa de energia líquida absorvida à superfície depende das propriedades de seu material, das quais podemos destacar o albedo, o calor específico de seus componentes, a taxa de umidade à superfície e no subsolo próximo, bem como a condutividade térmica de seus componentes.

O albedo, termo utilizado para definir a capacidade de uma superfície em refletir a energia solar, foi reconhecido pelos pesquisadores do Programa de medição de Radiação na Atmosfera, criado pelo Departamento de Energia dos Estados Unidos da América para melhorar o entendimento e, principalmente, a modelagem dos processos e propriedades que afetam a radiação atmosférica (STOKES; SCHWARTZ 1994; ACKERMAN; STOKES 2003 *apud* DUCHON; HAMM, 2006), como uma das duas mais importantes propriedades para a especificação do campo de radiação na superfície da Terra (U.S. DOE 1990 *apud* DUCHON; HAMM, 2006), juntamente com a temperatura real irradiada pelas diferentes superfícies que a integram.

A parte da energia absorvida que proporciona variação da temperatura de cada corpo depende fundamentalmente de sua capacidade térmica, que define a quantidade de energia necessária para que um dado corpo varie unitariamente sua temperatura, e de sua condutividade térmica, que determina a taxa de variação com que o fluxo de energia térmica percorre um corpo. Como os corpos têm algum nível de porosidade, nestes espaços podem estar contidos ar seco, ar com várias concentrações de umidade, até água em seu estado líquido ou sólido. Considerando

que a diferença da condutividade térmica do ar seco é da ordem de 23 vezes a da água, pode-se concluir que diferentes quantidades de umidade provocarão uma variação nos valores das duas propriedades descritas anteriormente (YOUNG; FREEDMAN, 2003).

## **1.2 Fundamentos da classificação de imagem multiespectral**

Uma das possibilidades do sensoriamento remoto é a distinção e identificação de superfícies compostas de diferentes materiais, sejam tipos de vegetação, solos, rochas, superfícies urbanas e outros materiais. Esta funcionalidade do sensoriamento remoto torna-se possível pelo fato das superfícies apresentarem assinaturas específicas ao longo do espectro eletromagnético, os quais podem ser usados para diferenciá-las e classificá-las.

A classificação automática de imagens multiespectrais se dá pela associação de cada elemento de imagem a um tipo de objeto real (eg: água). Dessa forma os valores numéricos (VN) associados a cada elemento de imagem, definidos pela refletância dos materiais que compõem a superfície para cada banda utilizada no imageamento, designam um tema. Quando esse tipo de operação é efetuado para todos os tipos de elementos de imagem de uma determinada área resulta em um mapa temático.

Para identificar um material específico na imagem o ideal seria reunir uma amostragem com a maior quantidade possível de elementos de imagem daquele material, tendo em vista que a superfície de qualquer material vai apresentar variações nas intensidades dos valores de seus elementos de imagem devido a fatores como mistura de quantidades variáveis de outros materiais, diferentes condições de iluminação, presença de ruído atmosférico ou do sensor e outros (CRÓSTA, 1993).

Ao se tentar classificar diferentes superfícies é bem provável que algumas tenham uma resposta espectral muito próxima da outra, em uma mesma banda do espectro eletromagnético, impedindo a discriminação entre as superfícies. Nesse caso é essencial que se disponha de múltiplas bandas para que seja alcançada uma boa caracterização espectral da superfície.

Existem essencialmente duas abordagens na classificação de imagens. A primeira denomina-se classificação supervisionada e nela o usuário tem definidas as classes que deseja discriminar na imagem escolhida. A segunda abordagem é chamada de classificação não supervisionada aonde o programa computacional, com base em regras, define quais as classes a serem criadas e quais serão os elementos de imagem pertencentes a cada classe.

Na classificação supervisionada, que se aplica a este trabalho, é preciso que se tenha algum conhecimento da verdade terrestre da área a ser classificada. Este conhecimento é necessário para que sejam selecionadas áreas onde são encontrados elementos de imagem com as características de cada classe que se queira identificar.

As áreas selecionadas são usadas como conjunto de treinamento para o programa computacional fazer a classificação da imagem.

Ao se definir as classes desejadas, deve-se levar em conta a capacidade da imagem, seja em resolução espacial ou resolução espectral, para discernir as classes especificadas.

Como exemplo pode-se afirmar que em uma imagem com resolução espacial de 30m por 30m dificilmente será possível classificar asfalto, tipos de telhados e vegetação em uma área residencial urbana, uma vez que estes tipos de classe formam blocos fronteiros com dimensões inferiores à resolução da imagem utilizada. Neste caso deveria ser definida uma classe denominada área residencial mais adequada à resolução em questão (JENSEN, 1986).

### **1.3 Revisão bibliográfica**

Esta revisão abrangeu as duas grandes áreas de conhecimento que dão sustentação a este trabalho, a saber, a modelagem dos fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera e o processamento de informações da superfície terrestre obtida por intermédio de sensoriamento remoto, como apresentado a seguir.

### 1.3.1 Modelagem dos fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera

Os principais modelos de circulação geral da atmosfera, modelos atmosféricos regionais e modelos de camada limite planetária utilizam parametrizações dos fluxos de energia entre a superfície e o subsolo e a superfície e a atmosfera baseadas nos trabalhos pioneiros de Bhumralkar (1975) e Blackadar (1976), conforme apresentado por Deardorff (1978).

Bhumralkar (1975) foi o primeiro a propor que o fluxo de calor no solo fosse considerado para as estimativas de temperatura à superfície, tendo em conta as características de capacidade e condutividade térmica dos solos.

Deardorff (1978) analisou o método desenvolvido independentemente por Bhumralkar (1975) e Blackadar (1976), que ele denominou de *force-restore*, frente a cinco outros métodos de estimativa da temperatura à superfície, em cinco diferentes tipos de solo, demonstrando que o método *force-restore* apresenta estimativas mais precisas em todas as situações do experimento. Ainda nesse trabalho, Deardorff apresentou uma parametrização para a vegetação, considerando variações de densidade e albedo, ampliando a eficiência do modelo em questão.

Carlson e Boland (1978) desenvolveram um modelo numérico unidimensional capaz de estimar a temperatura em áreas urbanas, definindo a umidade do solo e a inércia térmica, esta associada à condutividade e à capacidade térmica representando a capacidade de armazenamento de calor do substrato, como os parâmetros do solo mais importantes para a modelagem dos padrões de temperatura à superfície, sendo o primeiro de grande importância no ciclo diurno e o segundo no ciclo noturno.

Lin (1980) comparou estimativas do modelo *force-restore* com dados de experimento em campo e considerou que o método apresenta prognósticos de temperatura do solo eficientes e de acurácia razoável.

Zhang e Anthes (1982) desenvolveram um modelo unidimensional para a camada limite planetária (CLP), baseando-se no modelo *force-restore* apresentado por Blackadar em 1976. O estudo em questão considerou parametrizações em separado para as condições diurna (instável) e noturna (estável) da CLP. O modelo da camada do solo para obtenção da temperatura à superfície incluiu a umidade,

considerando o acoplamento superfície/CLP, bem como testes de sensibilidade do modelo à disponibilidade de umidade, albedo, rugosidade e capacidade térmica e, ainda, uma comparação com dados observados *in situ*. Os testes de sensibilidade demonstraram que a CLP é altamente sensível às características da superfície e, quando estas foram corretamente especificadas, o modelo unidimensional simulou com sucesso a estrutura atmosférica. O modelo em vista mostrou-se uma ferramenta econômica, em termos computacionais, eficiente no isolamento de efeitos da superfície e da camada de mistura, o qual, uma vez incorporado a um modelo dinâmico multidimensional, seria capaz de simular os fluxos dinâmicos na CLP.

Dickinson (1988) observou que o uso do método *force-restore* em modelos de circulação geral tem um potencial limitado em face da dificuldade de se estabelecerem as propriedades térmicas dos solos em uma grande escala. No entanto, para escalas menores ou modelos locais as estimativas de temperatura do método em questão poderiam ser consideradas uma eficiente alternativa para soluções numéricas incluindo múltiplas camadas de solo.

Noilhan e Planton (1989) propuseram uma simplificação nos parâmetros das equações do modelo *force-restore* para aplicá-lo em modelos de grande escala e mesoescala, em simulações de curto espaço de tempo (poucos dias). Os parâmetros primários são os tipos de vegetação ou do solo em cada elemento de grade, e os parâmetros secundários são as diversas características hidrológicas e térmicas de cada tipo de vegetação ou de solo. O modelo proposto é derivado do apresentado por Deardorff (1978), dele diferindo principalmente pela inclusão do efeito gravitacional na equação do conteúdo volumétrico de água na superfície e pela calibração dos coeficientes da equação com relação aos tipos e quantidade de umidade dos solos. Os resultados preliminares da parametrização apresentada, incorporada a um modelo de mesoescala, mostrou que o modelo, quando comparado com o experimento "HAPEX-MOBILHY" realizado no Sudoeste da França durante os anos de 1985 e 1986, representou bem as variações observadas dos componentes do balanço de energia da superfície.

Hu e Islam (1995) compararam várias versões do modelo *force-restore* e propuseram uma versão genérica que apresentasse uma melhor precisão quando empregada para a estimativa da temperatura considerando camadas de solo com diferentes espessuras. Enfatizaram que o método ainda apresentava erros quando

aplicado em balanço de forças no contexto de múltiplas frequências não senoidais. Porém, para simulações de curto prazo, considerando o ciclo diurno-noturno o modelo apresentou desempenho satisfatório.

Scolar et al. (2000) desenvolveram um modelo unidimensional para simulação da dinâmica da CLP na região de Iperó, SP, utilizando a variação do modelo *force-restore* de Deardorff (1978) para estimar a temperatura à superfície, o fluxo de calor latente e o fluxo de calor sensível, com resultados bastante satisfatórios em comparação com observações *in situ*.

Karam (2003) propôs uma nova versão para o modelo *force-restore*, utilizando séries de Fourier, tendo com isso melhorado a predição da temperatura do solo, inclusive considerando múltiplos ciclos na variação da temperatura (diurno, anual, sazonal, etc.), superando algumas imprecisões apontadas por Hu (1995).

Segundo Dickinson et al. (2006) a inclusão de sistemas de modelos de superfícies terrestres avançou muito em realismo e em complexidade desde sua introdução por Manabe em 1969. Todos esses modelos têm sido norteados pelos princípios de conservação de massa e energia e dados observados, bem como pelo uso de mapas globais de coberturas terrestres (e.g., Matthews 1983; Wilson e Henderson-Sellers 1985) para o correlacionamento de tais dados.

Recentemente, uma comunidade internacional de estudantes e cientistas de universidades, laboratórios e outras instituições apresentou o *Community Climate System Model version 3* (CCSM3), um modelo acoplado para simulação climática do passado, do presente e do futuro, hoje considerado o estado da arte em modelagem do clima em circulação geral (Kiehl et al., 1996).

Em sua forma atual, o CCSM é composto de quatro módulos, representando a atmosfera, o oceano, o gelo marinho e as superfícies terrestres, conectados por um acoplador que permite a troca de fluxos de dados e *status* entre eles. Os módulos *Community Atmosphere Model Version 3* (CAM3) e o *Community Land Model Version 3* (CLM3), discutidos a seguir por serem relevantes para este estudo, utilizam versões do método *force-restore* em suas parametrizações (COLLINS et al., 2006).

Segundo Collins (2006) o CAM3 representa a sexta geração de modelos de circulação geral da atmosfera desenvolvidos pela comunidade de climatologia em colaboração com o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) dos Estados Unidos da América. Como seus antecessores, o CAM3 foi projetado para ser um

modelo versátil e modular, apropriado para estudos climáticos pela comunidade científica. O CAM3 pode ser executado tanto isoladamente como acoplado ao CCSM.

A versão atual do modelo de superfícies terrestres, CLM3, apresenta melhorias significativas em relação às versões anteriores em função de atualizações no algoritmo, melhor interação com o modelo atmosférico, ao qual esteja acoplado, e de sua maior resolução espacial (DICKINSON et al., 2006).

Pesquisadores da *Pennsylvania State University* (PSU) e do NCAR desenvolveram um modelo de mesoescala que tem sido continuamente aprimorado por usuários de várias universidades e laboratórios governamentais.

A atual versão, denominada de *Mesoscale Model, Fifth Generation* (MM5) é a quinta geração de um desenvolvimento que teve início no começo dos anos 70, possuindo como características principais a modelagem de áreas limitadas de sistemas atmosféricos sobre regiões, variando de várias centenas a vários milhares de quilômetros; o emprego de diferenças finitas; a capacidade de múltiplos aninhamentos de grade; a dinâmica não hidrostática; a assimilação de dados em quatro dimensões, que permite incorporar observações durante a execução; além de várias parametrizações físicas, entre as quais a parametrização da camada limite planetária, que utiliza o método *force-restore* para estimar a temperatura do solo, seguindo Grell et al. (1995).

### 1.3.2 *Processamento de informações da superfície*

Em relação ao processamento de imagens usado para identificar e classificar os tipos de superfície de interesse para este trabalho, cita-se inicialmente o estudo de Oke (1982) que estabeleceu as bases teóricas para o entendimento das diferenças de ganho, manutenção e perda de temperatura entre áreas urbanas e áreas rurais a partir da morfologia, componentes de suas superfícies e da camada limite atmosférica que circunda cada área.

Caselles, Sobrino e Coll (1992) utilizaram imagens infravermelho termal de sensores orbitais multiespectrais para estimar a evapotranspiração, valendo-se

não obstante da equação de difusão de calor do modelo *force-restore* para estimar o fluxo de calor sensível e temperatura à superfície.

Ridd (1995) desenvolveu o modelo de caracterização das superfícies urbanas variando entre três extremos, a saber, vegetação, superfície impermeável e solo (V-I-S), procurando identificar uma graduação entre estes extremos. Este modelo serve a propósitos científicos, ao gerenciamento ambiental e ao planejamento urbano, com potencial para beneficiar estudos hidrológicos, estimativas de impactos da urbanização sobre o meio ambiente e, no que se refere ao interesse específico desta dissertação, estudos de fluxo de calor, mudanças de temperatura no período diurno e previsão da temperatura do ar.

Phinn et al. (2002) reconheceram que a classificação de uso do solo em áreas urbanas com imagens de baixa resolução espacial (>20m) necessita do suporte de imagens de alta resolução para a análise dos vários tipos de feições encontradas em um elemento de imagem de baixa resolução.

Goward, Xue e Czajkowski (2002) concluíram que a estimativa da umidade no solo pela diferença entre a temperatura do solo e temperatura da cobertura vegetal apresenta bons resultados apenas em condições extremas de umidade. Em condições intermediárias a fisiologia dos estômatos foliares impede uma relação linear entre o aumento da temperatura da cobertura vegetal e a redução da umidade no solo. Com a finalidade de reduzir o erro demonstrado, os autores idealizaram o modelo denominado *Simplified Simple Biosphere (SSiB)* que utiliza o método *force-restore* para estimar a temperatura do solo.

Voogt e Oke (2003) atribuíram parte da falta de progresso no uso de sensores remotos termais no estudo do clima em áreas urbanas à grande dificuldade em observar áreas urbanas com edificações altas, comparadas com superfícies baixas vegetadas, além da estrutura de superfície mais complicada que combina vegetação e edifícios, o que tem sido menos observado e modelado. Para sobrepujar os obstáculos encontrados, propuseram o acoplamento de modelos de transferência radiativa com modelos advindos de imagens de sensores remotos e modelos de balanço de energia da superfície, para melhor simular e entender a anisotropia termal das superfícies urbanas, bem como a ligação entre a temperatura da superfície, o balanço energético da superfície e a temperatura do ar abaixo e acima da camada limite urbana.

Wu e Murray (2003) conseguiram detalhar a classificação por vegetação, superfície impermeável e solo exposto (V-I-S) com a utilização da análise de mistura espectral, que estima a fração de cada uma das classes determinadas, em um dado elemento de imagem. Esta metodologia se mostrou apropriada para detectar e monitorar o crescimento urbano por sua habilidade de identificar a morfologia urbana, tendo demonstrado ainda potencial para detectar ilhas de calor, modelar o escoamento de águas pluviais e detectar mudanças ambientais.

Clapham (2003) trabalhou com uma classificação não supervisionada que produziria inúmeras classes apresentando variações contínuas das percentagens dos tipos de superfícies existentes, uma vez que os sensores multispectrais gravariam a refletância das superfícies, tais como: árvores, concreto, telhados, grama e asfalto. Por outro lado, o sensor não grava o tipo de uso, comercial ou residencial. A energia refletida para os sensores seria muito mais relacionada às percentagens de superfícies impermeáveis, grama, solo ou a cobertura de topo (telhados, copa de árvores, etc.) do que às classes padrões de uso do solo. Concluiu que este tipo de classificação é especialmente importante se os dados de sensoriamento remoto vierem a ser usados em conjunto com modelos de simulação, uma vez que esses modelos necessitam de estimativas de quantidade acuradas em seus parâmetros, para que os resultados sejam válidos.

Lu e Weng (2004) identificaram limitações do modelo V-I-S quando empregado para resolver os vários tipos de superfícies impermeáveis de uma área urbana, tais como: asfalto, concreto, telhas, etc, uma vez que estas superfícies têm características bastante díspares. Os autores também levantaram a necessidade de se conseguir informações fractais, que incorrem com grande frequência nas áreas urbanas.

A imagem utilizada no estudo de Lu e Weng tem um elemento de imagem com resolução espacial de 30 m e, portanto, apresenta poucos elementos de imagem puros, isto é, com apenas um tipo de resposta espectral. Para resolver este problema faz-se necessário o emprego de modelos de identificação de diferentes respostas espectrais dentro de um mesmo elemento de imagem. Os seguintes métodos de classificação foram analisados por Lu e Weng, de forma isolada e em conjunto: máxima semelhança, não supervisionada, análise de mistura espectral, distância mínima e árvore de decisão.

Weng, Lu e Liang (2006) descreveram o uso da análise de mistura espectral dentro de um único elemento da imagem para encontrar classes de superfícies em uma área urbana. Os autores definiram três classes primárias, quais sejam: vegetação, superfícies impermeáveis e solo. As superfícies impermeáveis foram subdivididas em superfícies de alto albedo e baixo albedo. Esta classificação, que se baseia nas características biofísicas das superfícies, mostrou maior correlação com a temperatura de superfícies sólidas do que a classificação por tipo de uso urbano. Um dos limitantes da técnica empregada é o número de bandas espectrais do sensor utilizado (LANDSAT-TM), que restringe o número de classificações possíveis, bem como a resolução espacial do sensor que diminui a quantidade de elementos da imagem com apenas um tipo de classe.

## 2 METODOLOGIA

### 2.1 Introdução

A superfície da Terra pode ser considerada como o limite inferior da atmosfera e, portanto é a interface de troca de energia entre a atmosfera e a hidrosfera, litosfera ou criosfera.

Os valores das temperaturas da superfície e da camada de ar mais próxima à superfície determinarão primariamente a direção dos fluxos de energia entre esses dois blocos (atmosfera e as camadas do solo), portanto é necessário conhecer acuradamente a temperatura da superfície para suportar estudos com modelos de circulação atmosférica (BHUMRALKAR, 1975).

A estimativa da temperatura da superfície em um modelo de previsão do tempo é normalmente conseguida por intermédio da solução da equação do balanço de energia à superfície. No entanto, um problema a ser solucionado é o fluxo de calor do solo que, aparentemente, requer uma solução dependente do tempo para a temperatura do subsolo, em pelo menos seis camadas, para que se tenha uma precisão razoável. Dada a dificuldade em resolver tal número de camadas são feitas simplificações para estimar o fluxo das diversas camadas do solo, acarretando resultados grosseiros (DEARDORFF, 1978).

O método proposto por Bhumralkar em 1975 e Blackadar em 1976, que desde sua proposição inicial em 1975 teve diversas variações desenvolvidas, se provou eficiente em fornecer uma previsão da temperatura do solo comparado a vários outros métodos utilizados em modelos atmosféricos, bem como em simulações com temperaturas estimadas experimentalmente (KARAM, 2003).

Os modelos analisados (BHUMRALKAR, 1975, BLACKADAR, 1976, DEARDORFF, 1978, LIN, 1980, HU; ISLAM, 1995 e KARAM, 2003) utilizam diferentes abordagens para a estimativa da temperatura em diversas espessuras e/ou profundidades do solo, o que provoca diferenças nos valores encontrados, dependendo das características do solo e das condições de umidade.

Como o objetivo neste trabalho foi estimar a temperatura do solo à superfície, com e sem a presença de vegetação, a adaptação de Deardorff foi

escolhida, tendo em vista que calcula a temperatura para a situação em que a espessura da camada do solo tende a zero (HU; ISLAM, 1995).

Durante a pesquisa julgou-se pertinente aplicar modificações com o propósito de adequar o modelo às condições de um ambiente urbano. Tais modificações e os resultados obtidos são apresentados neste trabalho

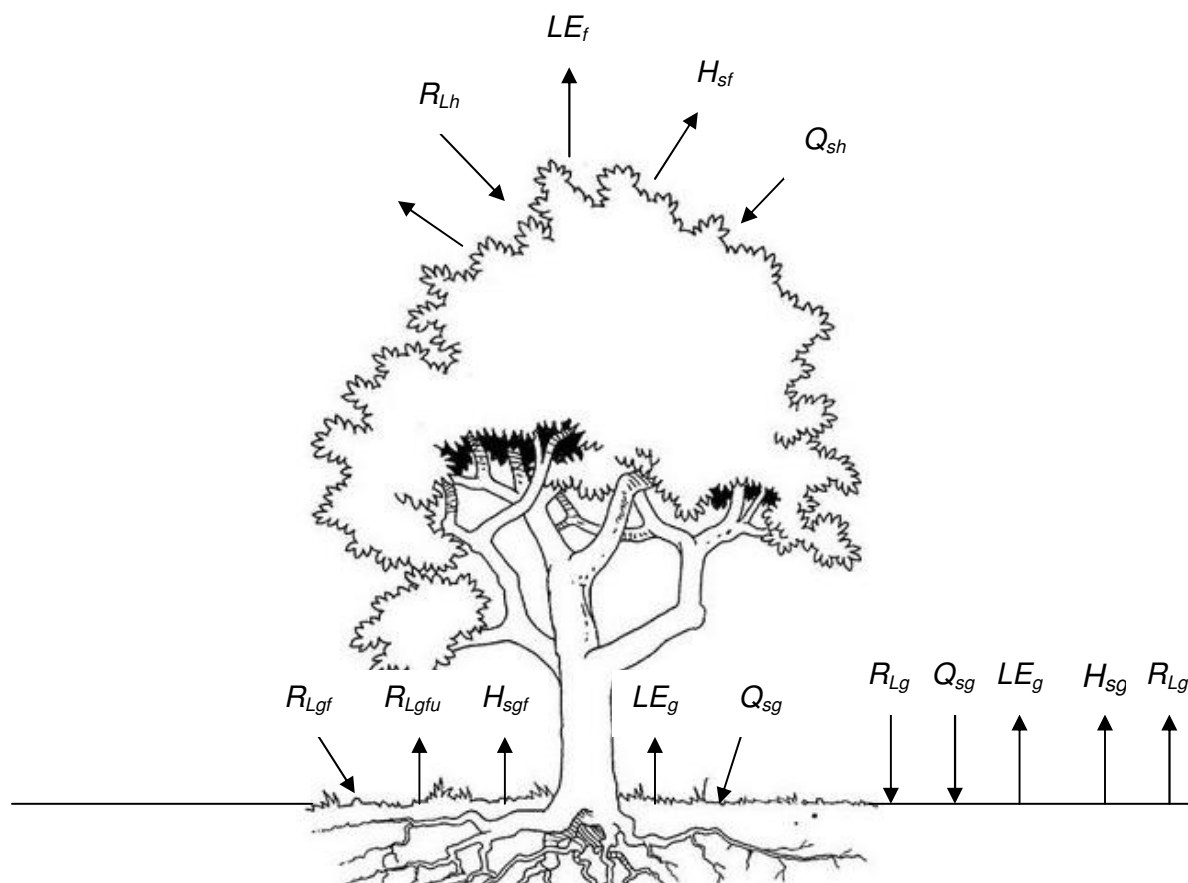
## 2.2 Descrição dos modelos

Seguindo Deardorff, 1978 serão descritas as equações que compõem o método da Força Restauradora, e quando necessário serão comentadas as modificações e adições realizadas.

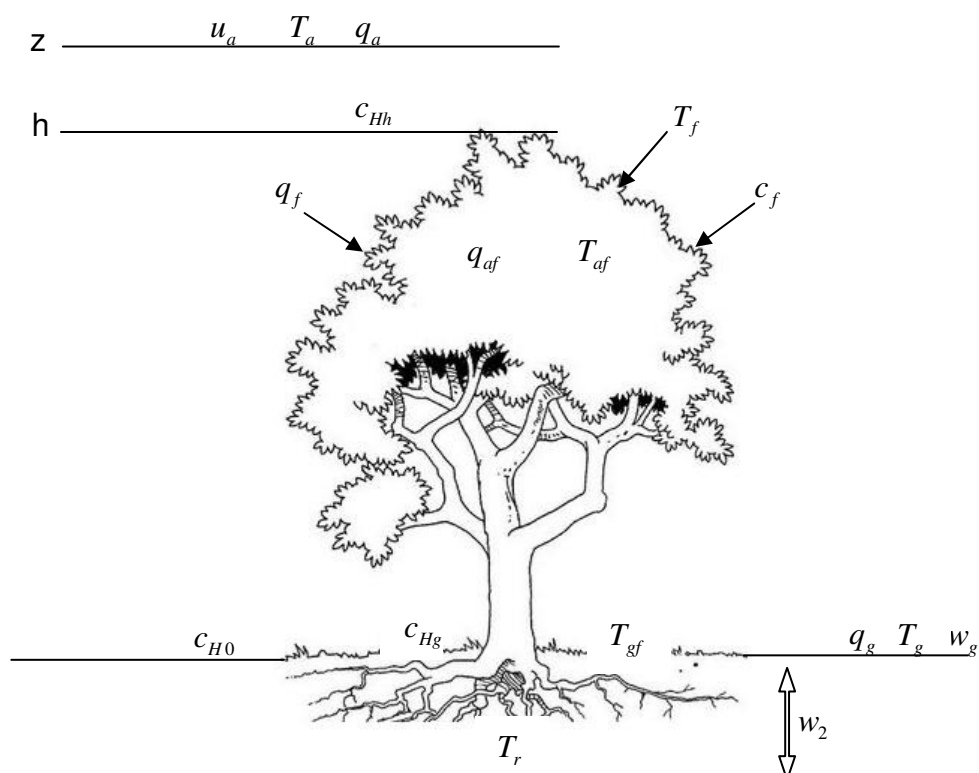
Com a finalidade de auxiliar o entendimento dos modelos a serem discutidos, são apresentadas a seguir duas figuras ilustrando os fluxos de energia (figura 2.1) e as variáveis (figura 2.2).

Na figura 2.1 estão representados os fluxos de energia com seus respectivos sentidos, quais sejam:  $Q_s$  ondas curtas,  $R_L$  ondas longas,  $H_s$  calor sensível e  $LE$  calor latente. Os subscritos  $g$ ,  $h$ ,  $f$  e  $gf$  representam fluxo de energia em solo exposto ( $g$ ), na altitude do topo do dossel ( $h$ ), emitido pela folhagem ( $f$ ) e em solo coberto total ou parcialmente pela vegetação ( $gf$ ).

Na figura 2.2 estão representadas as variáveis dos modelos, quais sejam: a umidade específica na altitude de referência  $z$  ( $q_a$ ), na folhagem ( $q_f$ ), no dossel ( $q_{af}$ ) e no solo ( $q_g$ ), analogamente as temperaturas ( $T_a$ ,  $T_f$ ,  $T_{af}$  e  $T_g$ ), como também a temperatura do solo com vegetação ( $T_{gf}$ ) e a temperatura de referência no subsolo ( $T_r$ ); a velocidade do vento em  $z$  ( $u_a$ ); os coeficientes de transferência de calor no solo ( $c_{H0}$ ), no solo com vegetação ( $c_{Hg}$ ), no interior do dossel ( $c_f$ ) e no topo do dossel ( $c_{Hh}$ ); a razão de umidade do solo à superfície ( $w_g$ ) e sua média no subsolo ( $w_2$ ).



**Figura 2.1** - Fluxos de energia absorvidos e emitidos pelo solo e pela vegetação.  
Fonte: o autor.



**Figura 2.2** - Variáveis aplicadas aos modelos no solo, no ar, no dossel, no solo com vegetação e no subsolo.  
Fonte: o autor.

### 2.2.1 Equação governante do modelo

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{c_1 G}{\rho_s c_s d_1} - \frac{c_2 (T_g - T_r)}{\tau_1} \quad (2.1)$$

onde:  $T_g$  é a temperatura da superfície que, assim como todas as outras temperaturas apresentadas nas fórmulas a seguir, está expressa em *Kelvin* a não ser quando explicitada ao contrário,  $G$  é a soma dos fluxos da atmosfera no solo que, assim como todos os outros fluxos de energia apresentados nas fórmulas a seguir, está expresso em  $cal \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1}$ , com sinal positivo quando sua direção é para baixo,  $T_r$  é a principal componente do termo de restauração da equação, que dá nome ao método, representando a temperatura do subsolo profundo. Para estudos de curta duração esta temperatura pode ser tratada como uma constante obtida pela média da temperatura do ar ( $T_a$ ) das últimas 24 horas.

A capacidade térmica por área do solo é representada pela expressão  $\rho_s \cdot c_s \cdot d_1$ , onde  $\rho_s$ , em  $g \cdot cm^{-3}$ , é a densidade do solo e  $c_s$ , em  $cal \cdot g \cdot K$ , é o calor específico do solo.

$d_1$  é proporcional à profundidade alcançada pela onda de variação de temperatura diária, sendo resolvida pela equação:

$d_1 = (K_s \tau_1)^{1/2}$ , onde  $K_s$ , em  $cm^2 \cdot s$ , é a difusividade térmica do solo, resultante da razão da condutividade térmica pelo calor específico volumétrico do solo e  $\tau_1$ , em segundos, correspondendo ao período de um dia.

Hu e Islam (1995) compararam diversas variações do método Força Restauradora e concluíram que a principal diferença entre eles está nos valores dos coeficientes  $c_1$  e  $c_2$ . A diferença nos valores encontrados se deveu à espessura da camada que foi considerada na estimativa da temperatura. Como o interesse deste estudo está na temperatura à superfície serão utilizados, respectivamente, para  $c_1$  e  $c_2$  os valores  $2\pi^{1/2}$  e  $2\pi$ , propostos por Deardorff, uma vez que este calculou os coeficientes em questão quando a espessura da camada tende a zero.

## 2.2.2 Formulação do balanço de energia à superfície

O balanço do fluxo de energia na superfície é a soma dos fluxos radiativos de ondas curtas, de ondas longas absorvidos e emitidos pela superfície, do fluxo de calor sensível e de calor latente emitidos para a atmosfera e do fluxo para o solo, cujas formulações serão detalhadas a seguir:

### 2.2.2.1 Fluxo radiativo solar de ondas curtas absorvido pela superfície

O Fluxo de energia solar de ondas curtas absorvido pela superfície foi tratado por Deardorff, 1978 de forma bastante simplificada, não explicitando a transmissividade da atmosfera ( $\tau_s$ ), ângulo solar zenital ( $\zeta$ ) e outros fatores considerados neste trabalho, necessários à estimativa do fluxo de ondas curtas para qualquer dia do ano em uma determinada localização geográfica. Para tal serão utilizadas as equações descritas em Zhang e Anthes (1982).

$$Q_s = S(\cos \zeta) \tau_s^{\sec(\zeta)} \quad (2.2)$$

$$Q_{sg} = Q_s(1 - \alpha_g) \quad (2.3)$$

onde  $Q_s$  representa o fluxo de ondas curtas,  $S$  a intensidade da radiação solar no topo da atmosfera,  $Q_{sg}$  representa o fluxo de ondas curtas absorvido,  $\alpha_g$  representa o albedo do solo e  $\zeta$  é resolvido por:

$$\cos \zeta = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos A_s \quad (2.4)$$

$\varphi$  representa a latitude do local,  $\delta$ , em graus, representa a declinação solar e  $A_s$  o ângulo solar relativo à hora local.

### 2.2.2.2 Fluxo radiativo de ondas longas absorvido pela superfície

O fluxo radiativo de ondas longas absorvido é dado por:

$$R_{Lg} = \varepsilon_g \cdot R_L \quad (2.5)$$

onde  $\varepsilon_g$  representa a emissividade da superfície e  $R_L$  o fluxo de ondas longas emitido pela atmosfera, que é resolvido por:

$$R_L = [\sigma_c + (1 - \sigma_c) 0,67(1670q_a)^{0,08}] \sigma \cdot T_a^4 \quad (2.6)$$

Considerando que neste estudo serão analisadas as temperaturas das superfícies com céu claro, segue a descrição da equação 2.6 simplificada pela exclusão da fração de nebulosidade ( $\sigma_c$ ):

$$R_L = 0,67(1670q_a)^{0,08} \sigma \cdot T_a^4 \quad (2.7)$$

onde  $\sigma \cdot T_a^4$  representa a radiação total emitida (eq. 1.2) e  $0,67(1670q_a)^{0,08}$  é a parametrização da emissividade efetiva do ar proposta por Stanley e Jurica, 1972 *apud* Deardorff (1978), sendo  $q_a$ , em  $g \cdot g^{-1}$ , a umidade específica do ar na altitude de referência.

### 2.2.2.3 Fluxo radiativo de ondas longas emitido pela superfície

Este fluxo é representado pela radiação total emitida (eq. 1.2), multiplicado pela emissividade da superfície:

$$R_{Lgu} = \varepsilon_g \cdot \sigma \cdot T_g^4 \quad (2.8)$$

### 2.2.2.4 Fluxo de calor sensível emitido pela superfície

O fluxo de calor sensível é dado por:

$$H_{sg} = \rho_a \cdot c_p \cdot c_{H0} \cdot u_a (T_g - T_a), \quad (2.9)$$

onde  $\rho_a$  representa a densidade do ar,  $c_p$  o calor específico à pressão constante,  $c_{H0}$  o coeficiente de transferência de calor ou de umidade e  $u_a$  a velocidade horizontal do vento na altitude de referência em  $m \cdot s^{-1}$ .

O cálculo de  $c_{H0}$  para uma atmosfera neutra foi realizado conforme descrito a seguir, seguindo Mihailović (1997).

$$c_{H0} = \frac{k^2}{\ln(z_r/z_0)^2}, \quad (2.10)$$

onde  $k$  representa a constante de von Karman (à qual foi atribuído o valor de 0,41),  $z_r$  a altitude de referência em metros e  $z_0$  o comprimento da rugosidade da superfície em metros.

#### 2.2.2.5 Fluxo de calor latente emitido pela superfície

$$\text{O fluxo de calor latente é representado por } L \cdot E_g \quad (2.11)$$

onde a razão de evaporação na superfície é dada por:

$$E_g = \rho_a \cdot c_{H0} \cdot u_a \cdot \alpha [q_{sat}(T_g) - q_a] \quad (2.12)$$

$$\alpha = \min(1, w_g/w_k) \quad (2.13)$$

onde  $q_{sat}(T_g)$  representa a umidade específica saturada do ar à temperatura da superfície,  $q_a$  a umidade específica do ar na altitude de referência,  $\alpha$  é o coeficiente de saturação de água no solo,  $\min$  é a função mínimo,  $w$  a razão do volume de água no solo pelo volume do solo, onde o subscrito  $g$  significa à superfície e  $k$  o valor acima do qual a superfície se comporta como saturada.

O calor latente de vaporização é dado por (BOLTON, 1980):

$$L = [2501 - 0,00237(T_a - 273,16)] \quad (2.14)$$

#### 2.2.2.6 Saldo de fluxo de energia entre o solo e a atmosfera

Uma vez descritos os termos do balanço do fluxo de energia na superfície, chega-se ao fluxo de energia no solo  $G$ , por:

$$G = Q_{sg} + \varepsilon_g \cdot R_L - \varepsilon_g \cdot \sigma \cdot T_g^4 - H_{sg} - L \cdot E_g \quad (2.15)$$

### 2.2.3 Inclusão da camada de vegetação

É assumida a presença de uma camada de vegetação cuja densidade é estimada por  $\sigma_f$ , que representa a taxa de bloqueio de radiação de ondas curtas em direção ao solo, variando entre 0 e 1. Onde  $\sigma_f = 0$  significa ausência de vegetação e  $\sigma_f = 1$  significa bloqueio total da radiação de ondas curtas pela folhagem.

Existe uma relação entre o índice líquido de área de folhagem  $N$  e  $\sigma_f$ , aqui assumido como sendo:

$$N = 7\sigma_f \quad (2.16)$$

que é consistente com os resultados encontrados na literatura (Allen e Lemon, 1972 e Monteith et al., 1965, ambos citados por Deardorff, 1978). O valor de  $N$  não deve exceder 7 porque, desta forma, não haveria luminosidade suficiente para suportar um crescimento adicional da vegetação.

O dossel será tratado como um volume e se faz necessário distinguir entre o coeficiente de transferência de calor aplicado ao solo exposto  $c_{H0}$ , o coeficiente aplicado ao solo sob uma camada de vegetação  $c_{Hg}$ , o coeficiente aplicado ao topo do dossel  $c_{Hh}$  e o coeficiente aplicado às folhas  $c_f$ , o qual leva em consideração os dois lados da folha.

É assumido que em uma densa cobertura vegetal  $c_{Hg} = c_{Hh}$  e que na ausência de folhagem  $c_{Hg} = c_{H0}$ . Portanto, tem-se:

$$c_{Hg} = (1 - \sigma_f)c_{H0} + \sigma_f \cdot c_{Hh} \quad (2.17)$$

$$c_f = 0,01(1 + 0,3/u_{af}) \quad (2.18)$$

O valor 0,01 é derivado do estudo de Kumar e Barthakur *apud* Deardorff (1971) para convecção forçada em diferentes tipos de plantas. O outro fator da equação 2.16 é uma intensificação da convecção livre e sua importância na folhagem foi enfatizada por Allen e Lemon (1972) *apud* Deardorff (1972).

Dentro da camada de vegetação o vento médio, que ventila a folhagem e enfraquece os fluxos de calor e umidade do solo, é representado por  $u_{af}$  e dado por:

$$u_{af} = 0,83\sigma_f \cdot c_{Hh}^{1/2} \cdot u_a + (1 - \sigma_f)u_a \quad (2.19)$$

Na ausência de folhagem ( $\sigma_f = 0$ )  $u_{af}$  se transforma em  $u_a$  e na presença de uma camada de vegetação densa ( $\sigma_f = 1$ ) se torna  $0,83\sigma_f \cdot c_{Hh}^{1/2} \cdot u_a$ , onde 0,83 vem de estudos apresentados por Legg e Long (1975), Thom (1972), Webb (1975) e Geiger (1965), todos citados por Deardorff (1978) e  $c_{Hh}^{1/2} \cdot u_a$  é uma aproximação do valor da velocidade de fricção.

É assumido que o ar, no volume composto pelo dossel, terá suas temperatura e umidade influenciadas pelo ar acima do dossel (na altitude de referência), pela folhagem e pela superfície do solo:

$$T_{af} = (1 - \sigma_f)T_a + \sigma_f (0,3T_a + 0,6T_f + 0,1T_{gf}) \quad (2.20)$$

$$q_{af} = (1 - \sigma_f)q_a + \sigma_f (0,3q_a + 0,6q_f + 0,1q_g) \quad (2.21)$$

onde  $T_{af}$  é a temperatura média do ar no dossel,  $T_f$  é a temperatura da superfície da folhagem, que é parametrizado em função do balanço de energia no dossel (item 2.2.3.6) e  $q_{af}$  e  $q_f$  são análogas para a umidade específica.

A umidade específica da folhagem  $q_f$  é dada por:

$$q_f = r'' \cdot q_{sat}(T_f) + (1 - r'')q_{af} \quad (2.22)$$

Com a condição natural que:  $q_f \leq q_{sat}(T_f)$

onde  $q_{sat}T_f$  representa a umidade específica saturada à temperatura da folhagem e  $r''$  representa a parcela da evaporação potencial dada por:

$$r'' = 1 - \delta_c \frac{r_s}{r_s + r_a} \left[ 1 - \left( \frac{W_{dew}}{W_{dmax}} \right)^{2/3} \right] \quad (2.23)$$

onde  $\delta_c$  é uma função que vale zero se houver condensação na superfície da folha ( $q_{af} > q_{sat}(T_f)$ ) e a unidade em qualquer outra situação,  $r_s$  é a resistência generalizada do estômato da folha,  $r_a$  é a resistência atmosférica,  $W_{dew}$  é a razão da massa de água, em gramas, retida na folhagem pela área do solo, em  $cm^2$ , sob a folhagem e  $W_{dmax}$  é valor máximo de  $W_{dew}$ , além do qual ocorre escoamento da água da superfície da folha para o solo.

$r_a$  e  $r_s$  são dados por:

$$r_a = (c_f \cdot u_{af})^{-1} \quad (2.24)$$

$$r_s = 2 \left[ \frac{Q_{\max}}{Q_s} + \zeta + \left( \frac{w_{wilt}}{w_s} \right)^2 \right] \quad (2.25)$$

onde  $Q_s$  representa o fluxo radiativo de ondas curtas e  $Q_{\max}$  o seu valor máximo,  $\zeta$  a dependência sazonal, em latitudes temperadas vale zero na estação de crescimento da vegetação e um número bem maior que a unidade nas outras estações do ano, e  $w_{wilt}$  a razão de umidade do solo que leva a vegetação ao ponto de murcha e  $w_s$  a umidade do solo na zona de enraizamento, que é dada por:

$$w_s = 0,9w_2 + 0,1w_g . \quad (2.26)$$

Em função da presença da camada de vegetação, serão descritas a seguir equações para os fluxos de energia absorvidos e emitidos, tanto pelo solo quanto pela camada de vegetação. Para diferenciar estes fluxos dos anteriormente apresentados serão estabelecidos os seguintes subscritos:  $gf$  para os fluxos no solo,  $h$  para os fluxos radiativos no topo do dossel e  $f$  para os fluxos de calor sensível e latente emitidos pela folhagem.

### 2.2.3.1 Fluxo radiativo solar de ondas curtas

O fluxo de ondas curtas absorvido pelo solo é dado por:

$$Q_{sgf} = (1 - \sigma_f)(1 - \alpha_g)Q_s \quad (2.27)$$

Na ausência de vegetação ( $\sigma_f = 0$ ) a equação 2.27 se reduz à equação de  $Q_{sg}$  (2.3).

O fluxo de ondas curtas absorvido no topo do dossel é dado por:

$$Q_{sh} = Q_s(1 - \alpha_f) \quad (2.28)$$

onde  $\alpha_f$  representa o albedo da folhagem.

### 2.2.3.2 Fluxo radiativo de ondas longas absorvido

O fluxo radiativo de ondas longas absorvido no topo do dossel é tratado analogamente ao descrito no item 2.2.2.2, qual seja:

$$R_{Lh} = \varepsilon_f \cdot R_L \quad (2.29)$$

O fluxo radiativo de ondas longas absorvido no solo sob vegetação é obtido por uma combinação proporcional a  $\sigma_f$  entre a expressão aplicável ao solo exposto e a expressão aplicada para uma cobertura com vegetação densa, qual seja:

$$R_{Lgf} = (1 - \sigma_f)R_{Lg} + \frac{\sigma_f [\varepsilon_f \cdot \sigma \cdot T_f^4 + (1 - \varepsilon_f)\varepsilon_g \cdot \sigma \cdot T_{gf}^4]}{\varepsilon_f + \varepsilon_g - \varepsilon_f \cdot \varepsilon_g} \quad (2.30)$$

### 2.2.3.3 Fluxo radiativo de ondas longas emitido

O fluxo radiativo de ondas longas emitido pelo topo do dossel é dado por:

$$R_{Lhu} = (1 - \sigma_f)[\varepsilon_g \cdot \sigma \cdot T_{gf}^4 + (1 - \varepsilon_g)R_L] + \sigma_f [\varepsilon_f \cdot \sigma \cdot T_f^4 + (1 - \varepsilon_f)R_L] \quad (2.31)$$

O fluxo radiativo de ondas longas emitido pelo solo sob vegetação é obtido similarmente à equação 2.30:

$$R_{Lgfu} = (1 - \sigma_f)[\varepsilon_g \cdot \sigma \cdot T_{gf}^4 + (1 - \varepsilon_g)R_L] + \frac{\sigma_f [\varepsilon_g \cdot \sigma \cdot T_{gf}^4 + (1 - \varepsilon_g)\varepsilon_f \cdot \sigma \cdot T_f^4]}{\varepsilon_f + \varepsilon_g - \varepsilon_f \cdot \varepsilon_g} \quad (2.32)$$

### 2.2.3.4 Fluxo de calor sensível emitido pela folhagem

O fluxo de calor sensível emitido pela folhagem é dado por:

$$H_{sf} = 1,1N \cdot \rho_a \cdot c_p \cdot c_f \cdot u_{af} (T_f - T_{af}) \quad (2.33)$$

onde o fator 1,1 compensa os efeitos de caules, troncos e galhos que trocam calor, mas não transpiram.

O fluxo de calor sensível à superfície, com a presença da vegetação é dado por:

$$H_{sgf} = \rho_a \cdot c_p \cdot c_{Hg} \cdot u_{af} (T_{gf} - T_{af}) \quad (2.34)$$

Na equação 2.34, quando  $\sigma_f = 0$ ,  $c_{Hg}$ ,  $u_{af}$  e  $T_{af}$  igualam-se a  $c_{H0}$ ,  $u_a$  e  $T_a$ , podendo ser aplicada na situação em que não haja vegetação.

### 2.2.3.5 Fluxo de calor latente emitido pela folhagem

O fluxo de calor latente é representado por  $L \cdot E_f$ , onde  $L$  é dado pela equação 2.14 e a razão de evaporação na folhagem ( $E_f$ ) é dada por:

$$E_f = N \cdot \rho_a \cdot c_f \cdot u_{af} [q_{sat}(T_f) - q_{af}] r'' \quad (2.35)$$

A razão de evaporação à superfície ( $E_{gf}$ ), com a presença da vegetação é dada por:

$$E_{gf} = \rho_a \cdot c_{Hg} \cdot u_{af} \cdot \alpha (q_{sat}(T_{gf}) - q_{af}) \quad (2.36)$$

Na equação 2.36, quando  $\sigma_f = 0$ ,  $c_{Hg}$ ,  $u_{af}$  e  $q_{af}$  igualam-se a  $c_{H0}$ ,  $u_a$  e  $q_a$ , podendo ser aplicada na situação em que não haja vegetação.

### 2.2.3.6 Balço do fluxo de energia

O balanço do fluxo de energia no topo do dossel, necessário para a estimativa de  $T_f$ , é dado por:

$$\sigma_f \left[ Q_{sh} + R_{Lh} + \frac{\epsilon_f \cdot \epsilon_g}{\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \cdot \epsilon_g} \sigma \cdot T_{gf}^4 - \frac{\epsilon_f + 2\epsilon_g - \epsilon_f \cdot \epsilon_g}{\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \cdot \epsilon_g} \epsilon_f \cdot \sigma \cdot T_f^4 \right] = H_{sf} + L \cdot E_f \quad (2.37)$$

Note-se que  $\sigma_f$  pode ser cancelado uma vez que ambos os termos à direita do sinal de igualdade possuem  $N$  que contém  $\sigma_f$ , ficando:

$$Q_{sh} + R_{Lh} + \frac{\varepsilon_f \cdot \varepsilon_g}{\varepsilon_f + \varepsilon_g - \varepsilon_f \cdot \varepsilon_g} \sigma \cdot T_{gf}^4 - \frac{\varepsilon_f + 2\varepsilon_g - \varepsilon_f \cdot \varepsilon_g}{\varepsilon_f + \varepsilon_g - \varepsilon_f \cdot \varepsilon_g} \varepsilon_f \cdot \sigma \cdot T_f^4 = H_{sf'} + L \cdot E_{f'} \quad (2.38)$$

Onde:

$$H_{sf'} = 7,7 \cdot \rho_a \cdot c_p \cdot c_f \cdot u_{af} (T_f - T_{af}) \quad \text{e} \quad (2.39)$$

$$E_{f'} = 7 \cdot \rho_a \cdot c_f \cdot u_{af} [q_{sat}(T_f) - q_{af}] r'' \quad (2.40)$$

O balanço do fluxo de energia no solo com presença de vegetação, reescrevendo a equação 2.15, fica:

$$G_{gf} = Q_{sgf} + R_{Lgf} - R_{Lgfu} - H_{sgf} - L \cdot E_{gf} \quad (2.41)$$

### 2.2.3.7 Parametrização da capacidade térmica do solo pela umidade

Conforme Deardorff (1978) as propriedades do solo utilizadas na equação 2.1, parecem depender mais da quantidade de umidade no solo ( $w$ ) do que do tipo de solo ( $\rho_s$ ,  $c_s$  e  $K_s$ ), razão pela qual será descrita uma parametrização do tipo do solo em função de  $w$ , tanto na superfície (subscrito  $g$ ), quanto na média em profundidade (subscrito 2).

$\rho_s \cdot c_s$  é parametrizado por:

$$(\rho c)_g = 0,27 + w_g \quad (2.42)$$

$$(\rho c)_2 = 0,27 + w_2 \quad (2.43)$$

onde foi criada uma nova variável ( $\rho c$ ), seguindo a abordagem de Deardorff (1978).

A condutividade térmica ( $\rho_s \cdot c_s \cdot K_s$ ) representada por  $\lambda$ , e  $d_1$ , é parametrizada por:

$$\lambda_g = 0,001 + 0,004(w_g)^{1/3} \quad (2.44)$$

$$\lambda_2 = 0,001 + 0,004(w_2)^{1/3} \quad (2.45)$$

$$d_{1g} = [\tau_1 \cdot \lambda_g / (\rho c)_g]^{1/2} \quad (2.46)$$

$$d_{12} = [\tau_1 \cdot \lambda_2 / (\rho c)_2]^{1/2} \quad (2.47)$$

No entanto, não está claro qual o melhor valor para  $\rho_s \cdot c_s \cdot d_1$  quando as propriedades do solo à superfície diferem significativamente das propriedades do subsolo. A propósito desta indefinição Deardoff (1978) realizou testes utilizando um modelo de 12 camadas de solo, onde  $w_g/w_2$  variou de um fator de 5 acima e abaixo da unidade, com uma distribuição logarítmica de  $w$  com a profundidade. Os melhores resultados foram obtidos utilizando:

$$r' = 0,30 + 0,05 w_g/w_2 \quad 0,3 < r' \leq 1 \quad (2.48)$$

parametrizando  $\rho_s \cdot c_s \cdot d_1$ , representado por  $\Delta$ , da seguinte forma:

$$\Delta = r'(\rho c)_g \cdot d_{1g} + (1 - r')(\rho c)_2 \cdot d_{12} \quad (2.49)$$

Sem a parametrização que inclui  $r'$ , o erro médio quadrático de  $T_g$  em um dia foi de  $2,6K$ , em relação a uma variação da temperatura diária de  $22,7K$ , para uma superfície úmida e  $1,3K$ , relativo a uma variação da temperatura diurna de  $21,4K$  para uma superfície seca. Com a parametrização os erros foram reduzidos para  $0,6K$  e  $0,9K$  respectivamente.

#### 2.2.3.8 Parametrização do albedo

O albedo do solo ( $\alpha_g$ ), da mesma forma que a capacidade térmica do solo, também pode ser parametrizado em função da umidade do solo, como a seguir:

$$\alpha_g = 0,31 - 0,17 w_g/w_k \quad w_g \leq w_k \quad (2.50a)$$

$$\alpha_g = 0,14 \quad w_g > w_k \quad (2.50b)$$

### 2.3 Aplicação do Modelo para a região urbana do Rio de Janeiro

O modelo de Deardorff (1978) foi modificado e adaptado para estimar a temperatura dos vários tipos de superfície de uma região urbana da cidade do Rio de Janeiro.

É assumida uma atmosfera sem nebulosidade. Esta premissa foi escolhida a fim de permitir uma análise mais precisa da eficiência do modelo, uma vez que a reflexão e absorção dos fluxos de energia pelas nuvens, em função de seus formatos, altitude, área da base, volume, densidade, albedo e deslocamento introduziriam variáveis de difícil controle no modelo.

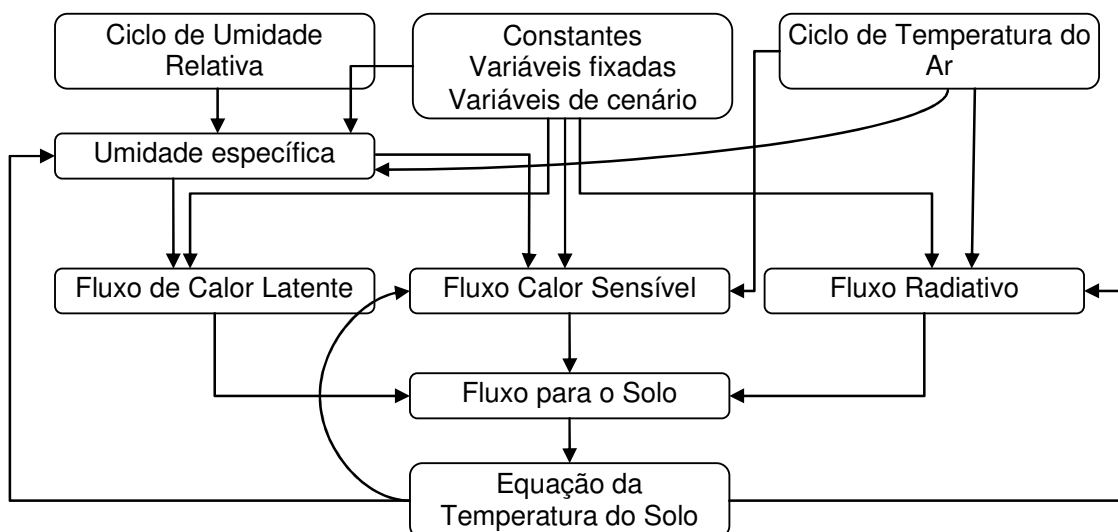
A umidade específica foi estimada em função da umidade relativa, da pressão de vapor e da temperatura.

A umidade relativa e a temperatura do ar foram estimadas a partir de médias horárias, obtidas dos dados da estação meteorológica do Aeroporto Internacional do Rio de Janeiro (SBGL), fornecidos pelo Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA).

Foram classificados 13 tipos de superfície, para as quais se estimou densidade, albedo, calor específico, condutividade térmica, umidade e comprimento de rugosidade.

A estimativa da temperatura para cada tipo de superfície e da folhagem foi resolvida numericamente.

As interligações entre os principais processos modelados são representadas no diagrama de blocos a seguir. Nele estão representados os ciclos de umidade relativa e temperatura do ar obtidos de dados observacionais, a umidade específica, a definição das constantes e variáveis e os fluxos de energia que serão aplicados à equação da estimativa da temperatura do solo. Cada um desses processos será detalhado *a posteriori*.



**Figura 2.3** - diagrama de blocos com as interligações dos principais componentes do modelo.  
Fonte: o autor.

### 2.3.1 Variáveis independentes

As variáveis independentes utilizadas nos modelos foram classificadas em três tipos, a saber:

#### 2.3.1.1 Variáveis fixadas

Dentre as diversas variáveis independentes necessárias para que o modelo estime as temperaturas das superfícies ( $T_g$ ,  $T_{gf}$ ,  $T_f$ ), as seguintes foram fixadas: emissividades da superfície ( $\varepsilon_g$ ) e da vegetação ( $\varepsilon_f$ ) em 0,9 e 0,95, respectivamente, de acordo com Deardorff (1978); transmissividade da atmosfera ( $\tau_s$ ) foi fixada em 0,9, de acordo com Zhang e Anthes (1982); pressão atmosférica ( $p_a$ ) em 1013,25hPa; e foi escolhido o mês de março de 2006 para cálculo do fluxo radiativo solar, uma vez que este se mostrou o mês com média de temperatura do ar mais quente entre os anos de 2005 e 2007, de acordo com os dados observados da

estação meteorológica de SBGL. Portanto fixaram-se o dia Juliano número 75, que coincide com a metade do mês de março e as coordenadas de SBGL, para o cálculo da declinação solar, de acordo com Iqbal (1983), e tamanho do dia solar de acordo com o anuário interativo do Observatório Nacional.

Ainda que fixadas, as variáveis descritas neste tópico podem ser alteradas para configurar diferentes cenários.

### 2.3.1.2 Variáveis de cenários

Foram designados valores correspondentes às seguintes características físicas das superfícies classificadas, elencadas na Tabela 2: densidade ( $\rho$ ), albedo ( $\alpha_g$  e  $\alpha_f$ ), calor específico ( $c_s$ ), condutividade térmica ( $\lambda$ ), umidade ( $w$ ) e comprimento de rugosidade ( $z_0$ ).

A velocidade horizontal do vento ( $u_a$ ) e altitude de referência também são ajustadas a diferentes cenários.

### 2.3.1.3 Variáveis cíclicas

Em função da significativa variação diária da temperatura e da umidade do ar, foram calculadas as médias horárias dos valores de temperatura do ar e umidade relativa do mês de março de 2006 da estação meteorológica de SBGL (Tabela 1) e, baseando-se nestas médias, foram desenvolvidas séries de Fourier com a finalidade de criar um ciclo diário da variação destas grandezas, para serem aplicadas aos modelos.

**Tabela 1:** Médias horárias de  $T_a$  e  $U_r$  do mês de março de 2006 da estação meteorológica de SBGL.

Hora local	$T_a$ ( $^{\circ}C$ )	$U_r$ (%)	Hora local	$T_a$ ( $^{\circ}C$ )	$U_r$ (%)
0	26,715	80,73	12	32,428	57,76
1	26,500	82,12	13	32,872	56,68
2	26,308	82,38	14	32,722	57,74
3	26,337	81,33	15	32,336	59,36
4	25,888	83,23	16	30,968	62,88
5	25,750	83,46	17	30,181	64,59
6	25,664	83,75	18	28,793	69,59
7	26,604	81,00	19	28,184	73,16
8	28,046	76,27	20	28,016	74,24
9	29,088	73,48	21	27,680	75,24
10	30,181	67,35	22	27,368	76,92
11	31,600	61,24	23	27,064	78,68

Fonte: Estação Meteorológica do Aeroporto Internacional do Rio de Janeiro (2008)

No ajuste da série de Fourier para a temperatura foi utilizado um ciclo de 24 horas ( $n$ ), sendo cada hora representada por  $t$ , variando de 1 a 24, cada valor de  $T_a$  representado por  $ys_t$ , e seu valor médio no ciclo dado por  $y_{mT}$ . A curva resultante da aplicação da transformada discreta de Fourier foi conseguida com a utilização de dois harmônicos ( $k$ ). As formulações para a obtenção dos valores das temperaturas na série de Fourier ( $Y_{Tt}$ ) estão descritas a seguir:

$$A_{Tk} = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n ys_t \cdot \cos\left(\frac{2\pi \cdot k \cdot t}{n}\right) \quad (2.51)$$

$$B_{Tk} = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n ys_t \cdot \sen\left(\frac{2\pi \cdot k \cdot t}{n}\right) \quad (2.52)$$

$$Y_{Tt} = y_{Tm} + \sum_{k=1}^2 \left[ (A_{Tk}) \cdot \cos\left(\frac{2\pi \cdot k \cdot t}{n}\right) + B_{Tk} \cdot \sen\left(\frac{2\pi \cdot k \cdot t}{n}\right) \right] \quad (2.53)$$

Obtendo-se os seguintes coeficientes e média de temperatura:

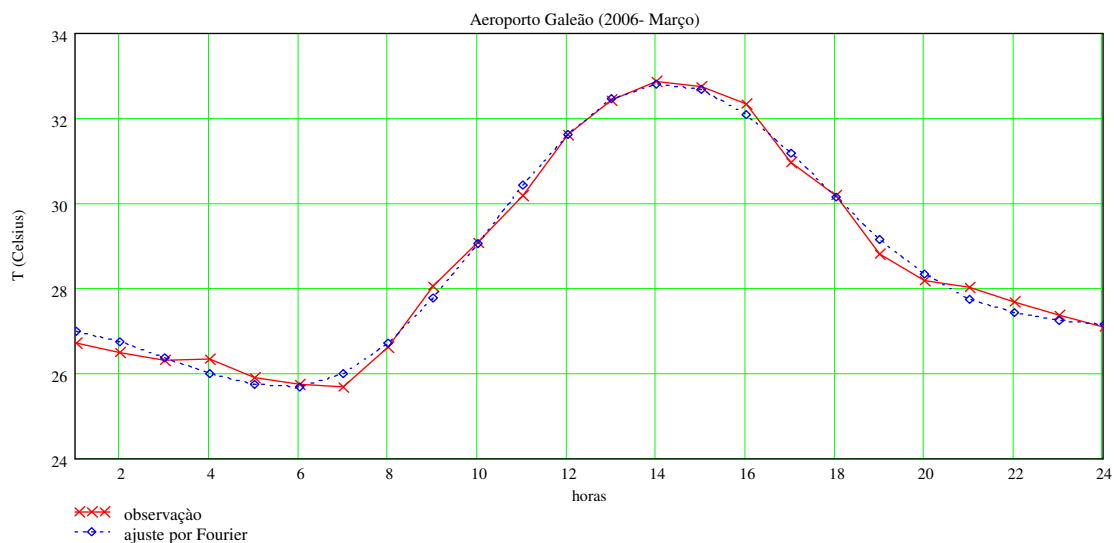
$$A_{T1} = -2,2$$

$$B_{T1} = -2,2$$

$$A_{T2} = 0,72757$$

$$B_{T2} = 0,882011$$

$$y_{mT} = 301,7972$$



**Figura 2.4** - Curva de variação da temperatura do ar média, hora a hora, da estação meteorológica de SBGL e série de Fourier utilizada para representar a curva da temperatura observada.

Fonte: o autor.

A série de Fourier para a umidade relativa do ar foi obtida de forma análoga, onde cada valor de  $U_r$  é representado por  $y_{u_i}$ , seu valor médio no ciclo dado por  $y_{mu}$  e cada valor na série de Fourier dado por  $Y_{ui}$ , obtendo-se os seguintes coeficientes e média de temperatura:

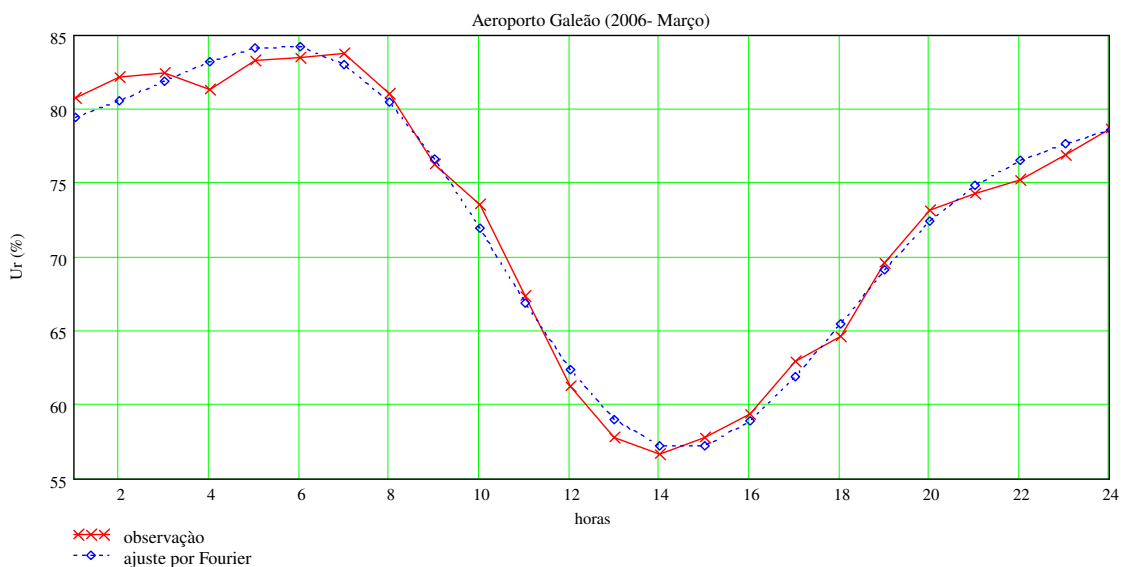
$$A_{u1} = 8,1$$

$$B_{u1} = 9,3$$

$$A_{u2} = -2,18741$$

$$B_{u2} = -3,09594$$

$$y_{mu} = 72,6325$$



**Figura 2.5** - Curva de variação da umidade relativa do ar média, hora a hora, da estação meteorológica de SBGL e série de Fourier utilizada para representar a curva da umidade relativa do ar observada.

Fonte: o autor.

### 2.3.1.4 Umidade específica do ar

Em face da dificuldade de se conseguir dados observados de umidade específica para aplicação nos modelos, foi utilizada a relação de Clausius-Clapeyron (ROGERS, 1989):

$$q = \frac{e}{[p_a - (1 - 0,622) \cdot e]} \quad (2.54)$$

$$e = \frac{U_r}{100} \cdot e_s \quad (2.55)$$

$$e_s = 6,112 \cdot \exp\left(\frac{17,678 \cdot T_{ac}}{T_{ac} + 243,5}\right) \quad (2.56)$$

onde  $q$  é a umidade específica do ar,  $e$  a pressão vapor,  $p_a$  a pressão atmosférica,  $U_r$  a umidade relativa,  $T_{ac}$  a temperatura do ar em  $^{\circ}C$  e  $e_s$  a pressão de vapor saturada.

Como o método utiliza a umidade relativa e a temperatura do ar em sua formulação, a umidade específica se torna uma variável cíclica.

### 2.3.2 *Cálculo da temperatura do solo*

O cálculo de  $T_g$  é realizado utilizando uma solução no domínio discreto, em diferenças finitas, aplicando-se o método de Euler centrado (DORN; MCCRACKEN, 1978) à equação 2.1 da seguinte forma:

$$\frac{T_g^{n+1} - T_g^{n-1}}{2 \cdot \delta t} = \frac{c_1 G}{\rho_s c_s d_1} - \frac{c_2 (T_g^n - T_r)}{\tau_1} \quad (2.57)$$

onde  $\delta t$  é o intervalo de tempo, em segundos, em que o modelo calcula  $T_g$  e neste trabalho foi utilizado o intervalo de  $120s$ , aqui denominado passo de tempo.  $T_g^{n+1}$  é a temperatura da superfície no passo de tempo  $n+1$  e  $T_g^{n-1}$  a temperatura da superfície calculada no passo de tempo  $n-1$ . Nos primeiros passos

o valor de  $T_g$  é arbitrado como sendo a  $T_r$  e o método vai corrigindo os valores futuros a cada cálculo.

Explicitando  $T_g^{n+1}$  tem-se:

$$T_g^{n+1} = 2 \cdot \delta t \left[ \frac{c_1 G}{\rho_s c_s d_1} - \frac{c_2 (T_g^n - T_r)}{\tau_1} \right] + T_g^{n-1} \quad (2.58)$$

Para o cálculo da temperatura do solo sob vegetação substitui-se  $T_g$  por  $T_{gf}$ ,  $G$  por  $G_{gf}$  e  $\rho_s c_s d_1$  por  $\Delta$ .

### 2.3.3 Cálculo da temperatura da folhagem

Considerando que, analogamente à  $T_g$ , que é relaxada para  $T_r$ ,  $T_f$  também teria seu valor relaxado para  $T_a$  e utilizando-se o balanço de energia na superfície da folhagem resolvido na equação 2.38, é proposta a seguinte equação para a estimativa de  $T_f$ :

$$\frac{\partial T_f}{\partial t} = \frac{c_1 (R_{nf} - H_{sf} - LE_f)}{C_f} - \frac{c_2 (T_f - T_a)}{\tau_1} \quad (2.59)$$

onde  $C_f$  representa a capacidade térmica volumétrica do dossel,  $R_{nf}$  o balanço dos fluxos radiativos na folhagem,  $H_{sf}$  o fluxo de calor sensível na folhagem,  $LE_f$  o fluxo de calor latente na folhagem e os coeficientes  $c_1$  e  $c_2$ .

Resolvendo numericamente tem-se:

$$T_f^{n+1} = 2 \cdot \delta t \left[ \frac{c_1 (R_{nf} - H_{sf} - LE_f)}{C_f} - \frac{c_2 (T_f^n - T_a)}{\tau_1} \right] + T_f^{n-1} \quad (2.60)$$

A solução proposta além de considerar a influência da temperatura do ar na temperatura da folhagem introduz os coeficientes  $c_1$  e  $c_2$ , que permitiram ajustes no modelo.

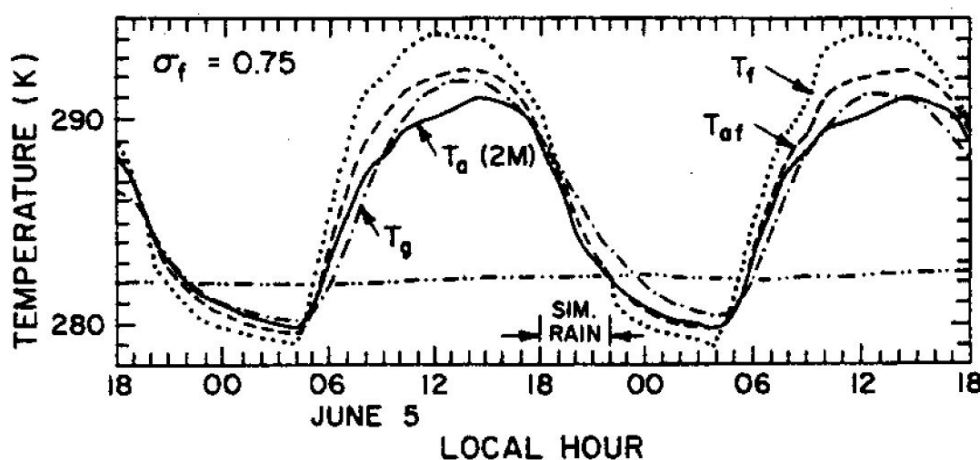
### 2.3.4 Comparação de resultados: Deardorff (1978) versus modelo proposto

A seguir, na figura 2.6, verificam-se as curvas  $T_g$ ,  $T_f$  e  $T_{af}$  obtidas pelo modelo de Deardorff (1978) e  $T_a$  proveniente de dados observados a dois metros de altura, oriundos dos experimentos realizados por Penman e Long nos dias 4 e 5 de junho de 1955, publicados em Penman e Long (1960), para testar a parametrização da camada de vegetação.

Na figura 2.7, verificam-se as curvas  $T_g$ ,  $T_f$ ,  $T_{af}$  e  $T_a$ , onde as três primeiras temperaturas foram obtidas por intermédio da aplicação do modelo proposto utilizando as condições descritas por Deardorff (1978) e  $T_a$  foi obtida dos dados publicados por Penman e Long (1960).

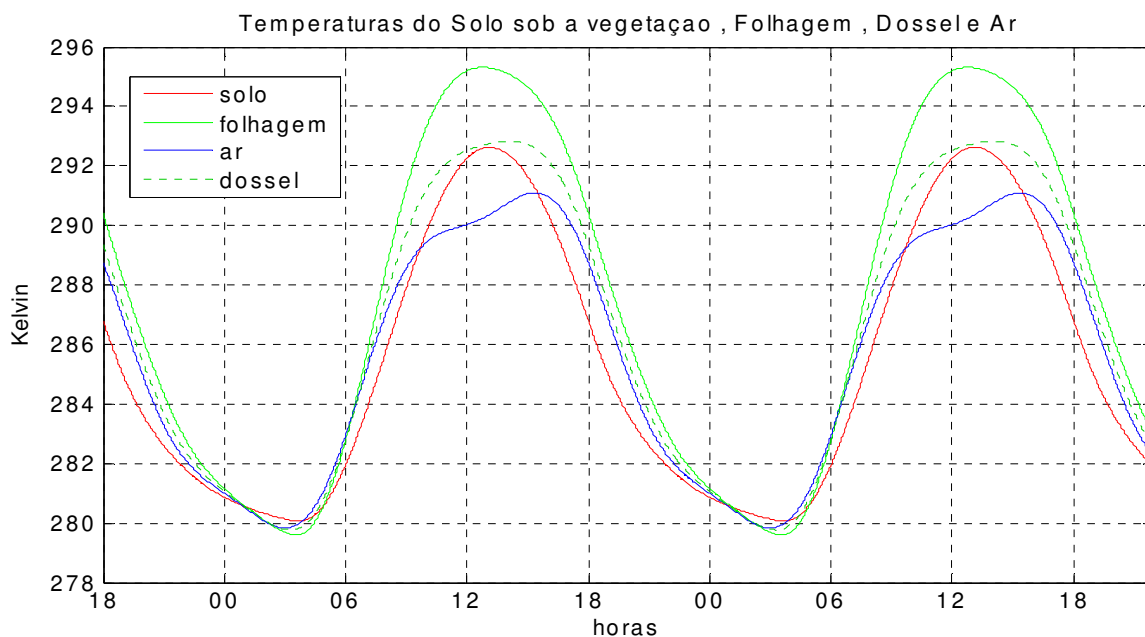
Também foram utilizadas as efemérides do ciclo solar diurno para o dia 4 de junho de 1955, com as coordenadas geográficas da cidade de Londres (OBSERVATÓRIO NACIONAL, 2008).

Comparando-se as variações das quatro temperaturas apresentadas nas figuras 2.6 e 2.7, observa-se que o modelo proposto apresenta resultados coerentes com os resultados descritos em Deardorff (1978), tanto em amplitude, quanto em sincronismo e nos valores máximos e mínimos de cada temperatura, ainda que não tenha sido possível conseguir a totalidade dos parâmetros utilizados pelo autor citado.



**Figura 2.6** - curvas de temperatura do solo ( $T_g$ ), ar ( $T_a$ ), dossel ( $T_{af}$ ) e folhagem ( $T_f$ ).

Fonte: Deardorff (1978).



**Figura 2.7** - curvas de temperatura do solo sob a vegetação ( $T_g$ ), ar ( $T_a$ ), dossel ( $T_{af}$ ) e folhagem ( $T_f$ ), simulando os parâmetros utilizados por Deardorff (1978).

**Fonte:** o autor.

### 2.3.5 Classificação das superfícies

Com a intenção de representar uma área da superfície urbana da cidade do Rio de Janeiro foram definidos tipos de superfície cujas temperaturas estimadas são apresentadas neste trabalho. Para verificar a existência e a distribuição espacial dessas superfícies foram analisadas imagens de alta resolução espacial de um setor da cidade.

As superfícies que compõem a área do estudo foram classificadas em superfícies naturais e superfícies artificiais. As superfícies denominadas de naturais são areia; saibro (solo exposto); gramíneas (campos); floresta tropical; e afloramentos rochosos. As superfícies denominadas de artificiais são: asfalto, concreto, telhado cerâmico e telhado de fibrocimento. As superfícies artificiais foram sub-classificadas em novas e antigas, uma vez que a ação do tempo provoca variação em seus albedos.

Para a identificação das superfícies anteriormente classificadas foi utilizada uma imagem IKONOS, com um metro de resolução espacial e 3 bandas do

espectro eletromagnético da faixa visível, abrangendo a ilha do Fundão, parte da Ilha do Governador e proximidades, cedidas pelo Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia da COPPE/UFRJ.

A classificação foi realizada com o auxílio do programa computacional ENVI 4.5, utilizando o método do paralelepípedo, sem aplicação de desvio padrão, para identificação de elementos da imagem com resposta espectral próxima a uma das classes identificadas.

Previamente à aplicação do método do paralelepípedo foram identificados e marcados elementos de imagem que continham apenas um tipo de superfície, para servirem de amostras ao tipo de resposta espectral que deveriam ser classificadas.

Essas amostras foram então aplicadas ao método que identificou os elementos de imagem semelhantes em toda a imagem.

Não foi utilizado o recurso de estabelecer um valor de desvio padrão relativo à resposta espectral de cada classe, para que fossem identificados, em uma determinada classe, elementos de imagem com resposta espectral próxima à da amostra escolhida. Esta decisão foi tomada visando minimizar a identificação falsa de elementos de imagem, provocando, no entanto, ausência de classificação em cerca de trinta por cento dos elementos de imagem.

Os elementos de imagem não classificados foram divididos em dois tipos, a saber: aqueles que formaram blocos, mostrando um tipo de superfície não incluída na classificação, como podem ser vistos na comparação da figura 2.8 (imagem não classificada) com a figura 2.9 (classificada), onde os telhados de chapas de alumínio dos hangares de manutenção da Base Aérea do Galeão não aparecem classificados; e os elementos de imagem que aparecem isolados em meio a um conjunto de elementos classificados, fruto de pequenas diferenças na assinatura espectral, o que não prejudicou a percepção de uma área composta por um tipo específico de superfície.

Apesar de ter sido utilizado o método mais restritivo disponível no programa ENVI 4.5 para classificação da imagem, foram notadas algumas classificações falsas, conforme pode ser verificado comparando-se a figura 2.10 (não classificada) com a figura 2.11 (classificada), observando-se que algumas superfícies de asfalto antigo são trocadas por algumas superfícies de fibrocimento antigo, uma vez que o clareamento do asfalto pelo uso e o escurecimento do

fibrocimento pela exposição às intempéries, alteram suas tonalidades, por vezes significativamente.

Estima-se que as classificações falsas poderiam ser quase totalmente eliminadas caso fosse utilizado um sensor com pelo menos um canal na faixa do infravermelho termal. Com isto, a análise espectral de cada elemento de imagem se daria pela semelhança de coloração (faixa do visível) e pela temperatura radiométrica (infravermelho).

A seguir apresenta-se a tabela com as características físicas de cada tipo de superfície, a serem utilizadas como variáveis diagnósticas para a modelagem da estimativa da temperatura da superfície.

**Tabela 2:** Classes de superfícies e suas características físicas.

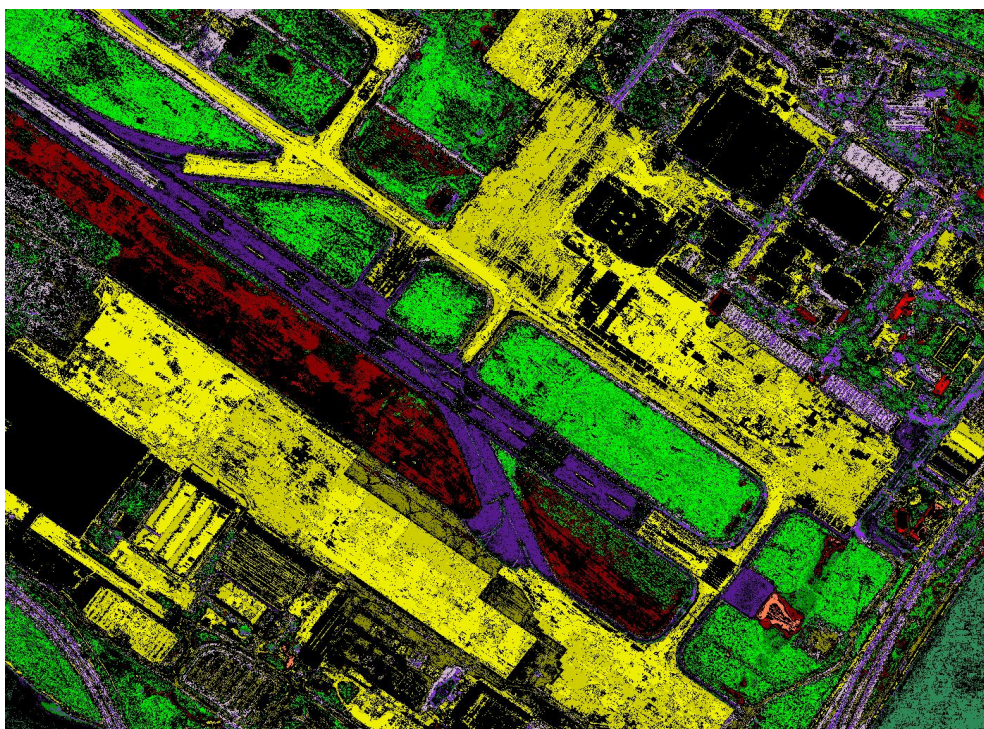
Tipo	Classes	Índice de cores	Albedo ( $\alpha_g / \alpha_f$ )	Calor Específico $\text{cal.g}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ( $c_x$ )	Condutividade Térmica $\text{cal.cm}^{-1}.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ( $\lambda$ )	Densidade $\text{g.cm}^{-3}$ ( $\rho_x$ )	Rugosidade <sup>(1)</sup> ( $z_0$ )
Artificial	Concreto novo	1	0,40 a 0,50 <sup>(11)</sup>	0,179 <sup>(8)</sup>	0,0041 <sup>(8)</sup>	2,402 <sup>(5)</sup>	0,01
	Concreto antigo	2	0,20 a 0,30 <sup>(11)</sup>	0,179 <sup>(8)</sup>	0,0041 <sup>(8)</sup>	2,402 <sup>(5)</sup>	0,01
	Asfalto novo	3	0,05 <sup>(11)</sup>	0,220 <sup>(7)</sup>	0,0018 <sup>(7)</sup>	2,270 a 2,358 <sup>(4)</sup>	0,01
	Asfalto antigo	4	0,10 <sup>(11)</sup>	0,220 <sup>(7)</sup>	0,0018 <sup>(7)</sup>	2,270 a 2,358 <sup>(4)</sup>	0,01
	Cerâmica nova	5	0,68 <sup>(12)</sup>	0,215 <sup>(8)</sup>	0,0031 <sup>(6)</sup>	1,810 a 1,970 <sup>(2)</sup>	0,03
	Cerâmica antiga	6	0,53 <sup>(12)</sup>	0,215 <sup>(8)</sup>	0,0031 <sup>(6)</sup>	1,810 a 1,970 <sup>(2)</sup>	0,03
	Fibrocimento novo	7	0,39 <sup>(12)</sup>	0,201 <sup>(8)</sup>	0,0018 <sup>(8)</sup>	1,6 <sup>(3)</sup>	0,03
	Fibrocimento antigo	8	0,34 <sup>(12)</sup>	0,201 <sup>(8)</sup>	0,0018 <sup>(8)</sup>	1,6 <sup>(3)</sup>	0,03
Natural	Solo exposto	9	0,05 a 0,40 <sup>(10)</sup>	0,250 <sup>(9)</sup>	0,0031 a 0,0048 <sup>(6)</sup>	0,8 a 2,0 <sup>(14)</sup>	0,01 a 0,02
	Areia	10	0,15 a 0,45 <sup>(10)</sup>	0,191 <sup>(8)</sup>	0,0008 a 0,0065 <sup>(8)</sup>	1,5 a 2,0 <sup>(14)</sup>	0,01 a 0,03
	Gramínea	11	0,16–0,26 <sup>(10)</sup>				0,03
	Floresta	12	0,15–0,20 <sup>(10)</sup>				0,90
	Afloramento rochoso	13	0,13–0,15 <sup>(13)</sup>	0,201	0,0083 <sup>(6)</sup>	3,0 – 2,3 <sup>(13)</sup>	0,05

Fonte: (1) DAVENPORT, 2000; (2) BUENO, 1994; (3) SAINT-GOBAIN BRASILIT, 2007; (4) GOVERNMENT OF ALBERTA, 2008; (5) PENNSYLVANIA STATE UNIVERSITY, 2008; (6) CLARK, 1990; (7) CHADBOURN, 1996; (8) THE ENGINEERING TOOLBOX, 2008; (9) WESTERN WASHINGTON UNIVERSITY, 2008; (10) BUDIKOVA (2008); (11) VAN GEEM, 2002; (12) PRADO e FERREIRA, 2005; (13) WINKLER, 1994; (14) PIANCA, 1982.



**Figura 2.8** – Imagem Ikonos com resolução de 1m, abrangendo parte da Base Aérea do Galeão e do Terminal de Carga do Aeroporto Internacional do Rio de Janeiro.

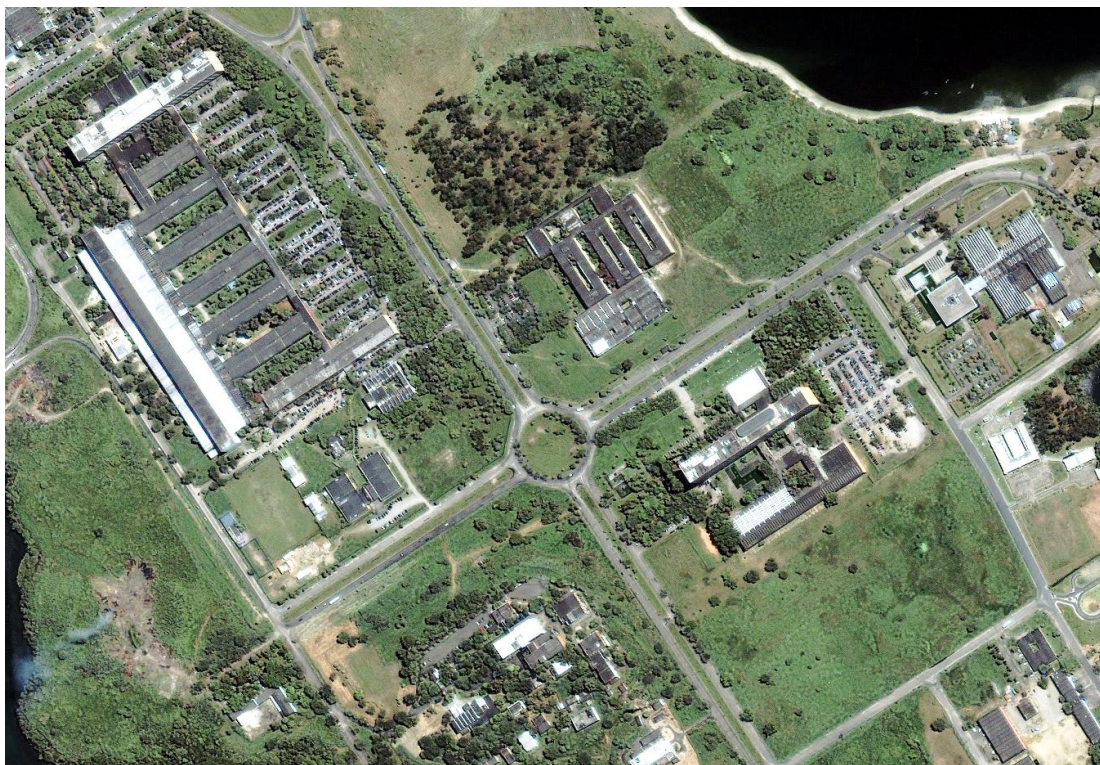
Fonte: IKONOS (2004).



1	2	3	4	5	8	9	11	água	N/C
---	---	---	---	---	---	---	----	------	-----

**Figura 2.9** – Imagem Ikonos com resolução de 1m, abrangendo parte da Base Aérea do Galeão e do Terminal de Carga do Aeroporto Internacional do Rio de Janeiro, classificada de acordo com a tabela 2.

Fonte: IKONOS (2004).



**Figura 2.10** – Imagem Ikonos com resolução de 1m, abrangendo parte do Campus Universitário da UFRJ, na Ilha do Fundão.  
Fonte: IKONOS (2004).



**Figura 2.11** – Imagem Ikonos com resolução de 1m, abrangendo parte do Campus Universitário da UFRJ, na Ilha do Fundão, classificada de acordo com a tabela 2.  
Fonte: IKONOS (2004).

### 3 TESTES DE SENSIBILIDADE DO MODELO PARA A REGIÃO URBANA DO RIO DE JANEIRO

Para avaliar a sensibilidade do modelo, considerando uma escala diurna de variação da temperatura, foram escolhidos quatro parâmetros necessários à estimativa das temperaturas das superfícies, a saber: temperatura de referência ( $T_r$ ); temperatura do ar no dossel ( $T_{af}$ ); comprimento de rugosidade ( $z_0$ ); e umidade do solo ( $w$ ).

Também foram realizadas simulações com o modelo utilizando as características das superfícies classificadas no item 2.3.5.

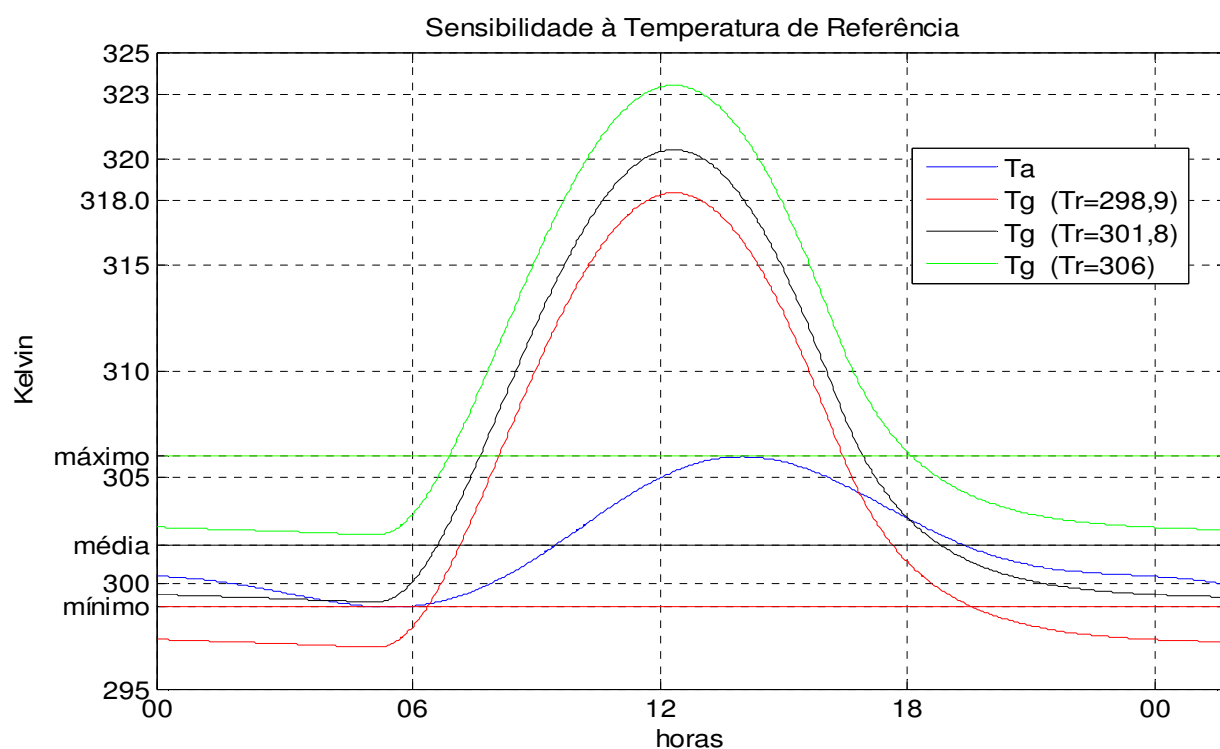
#### 3.1 Temperatura de referência ( $T_r$ )

Os valores de  $T_g$  são relaxados para  $T_r$ , que é obtida pela média da temperatura do ar das últimas 24 horas.

Foram atribuídos à TR os valores máximo, médio e mínimo de TA, baseando-se nos valores encontrados nas séries de Fourier (Figura 2.4) utilizadas para representar as temperaturas médias da estação de SBGL, respectivamente,  $306K$ ,  $301,8K$  e  $298,9K$ , a fim de avaliar a resposta do modelo para  $T_g$ .

Para avaliação deste parâmetro foi utilizada a superfície tipo “concreto novo”, cujas características físicas foram estabelecidas na tabela 2.

Observa-se na figura 3.1 que uma variação de 7,1 graus na  $T_r$  acarretou em uma variação de aproximadamente 5 graus entre o valor máximo e mínimo de  $T_g$  em toda a curva do ciclo diário, sem aparente alteração no padrão de variação temporal da temperatura da superfície. Mostrando a efetividade da relaxação de  $T_g$  para  $T_r$ .



**Figura 3.1** - Variação nas curvas de temperatura de  $T_g$  (concreto novo) em função da alteração dos valores de  $T_r$  (306K, 301,8K e 298,9K).

Fonte: o autor.

### 3.2 Temperatura do ar no dossel ( $T_{af}$ )

É estimada utilizando a equação 2.20, onde se observa que seu valor é proveniente de uma média ponderada de  $T_a$ ,  $T_f$  e  $T_g$ , na proporção de 0,3, 0,6 e 0,1 respectivamente. No entanto, Deardorff (1978) observa que podem ser empregados diferentes pesos para as temperaturas que compõem  $T_{af}$ , sugerindo a proporção 0,45, 0,45 e 0,1, sem, no entanto, especificar em que situação se deveriam alterar os pesos.

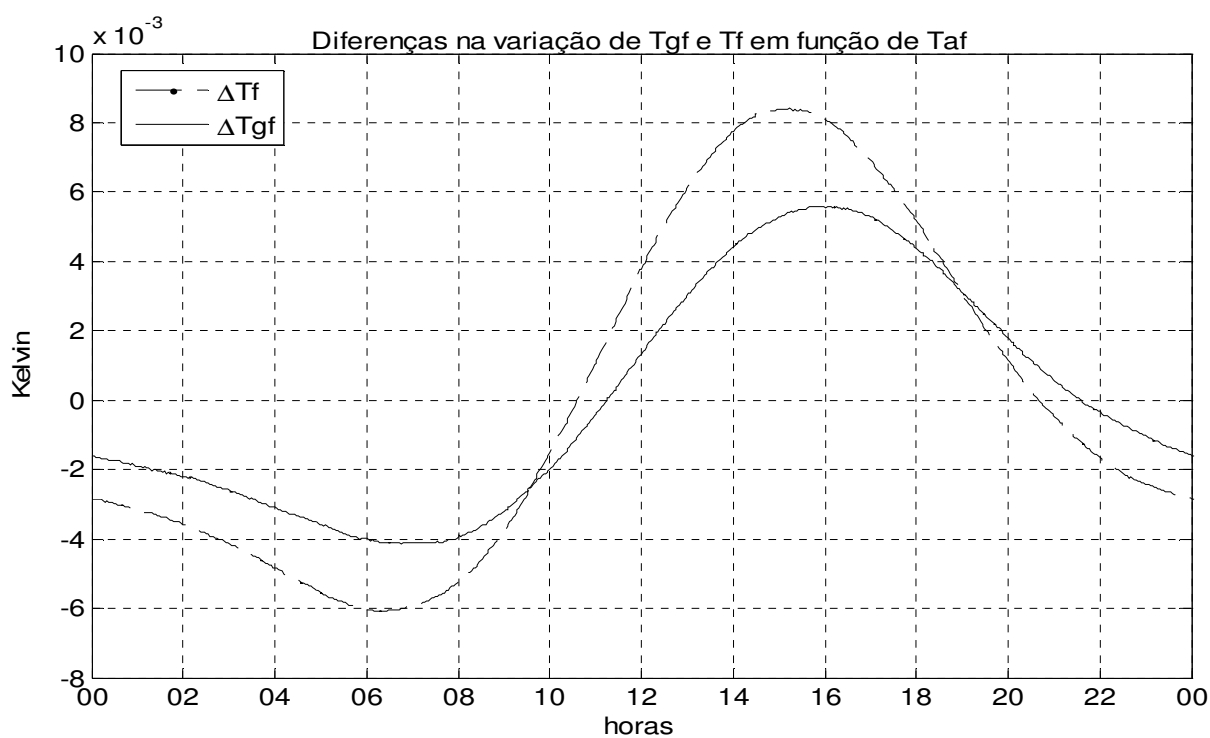
Considera-se que, para um mesmo valor de  $\sigma_f$ , em uma cobertura vegetal densa e de baixa altura,  $T_{af}$  teria uma formulação diferente daquela para uma cobertura de maior porte, propondo-se a ponderação 0,2, 0,3 e 0,5, respectivamente para  $T_a$ ,  $T_f$  e  $T_g$  em uma cobertura vegetal de baixa altura.

Foi então testada a sensibilidade de  $T_{af}$  à variação das proporções de  $T_a$ ,  $T_f$  e  $T_g$  em sua formulação para:

$$T_{af1} = (1 - 0,75)T_a + 0,75(0,3T_a + 0,6T_f + 0,1T_g)$$

$$T_{af2} = (1 - 0,75)T_a + 0,75(0,2T_a + 0,3T_f + 0,5T_g)$$

A utilização de  $T_{af2}$  em lugar de  $T_{af1}$  provocou uma variação da ordem de  $10^{-3} K$  nos valores de  $T_{gf}$  e  $T_f$ , conforme pode ser observado na figura 3.2 a seguir, revelando que o modelo é pouco sensível a modificações na proporção das temperaturas que compõem  $T_{af}$ . Portanto, imprecisões na formulação de  $T_{af}$  não acarretam erros significativos nos resultados do modelo na escala diurna.



**Figura 3.2** - Variação de  $T_f$  e  $T_{gf}$  ao se utilizar  $T_{af2}$  ao invés de  $T_{af1}$  na modelagem da temperatura da superfície.

Fonte: o autor.

### 3.3 Comprimento de rugosidade ( $z_0$ )

A estimativa de  $z_0$  para áreas heterogêneas de grande variância de rugosidade, como é geralmente o caso das áreas urbanas, não é uma tarefa fácil e apesar de existirem valores publicados para diferentes tipos de superfícies, não deve ser desconsiderada a opção de estimar a rugosidade média por uma avaliação visual baseada em imagens aéreas ou mapas de uso da terra (DAVENPORT et al., 2000).

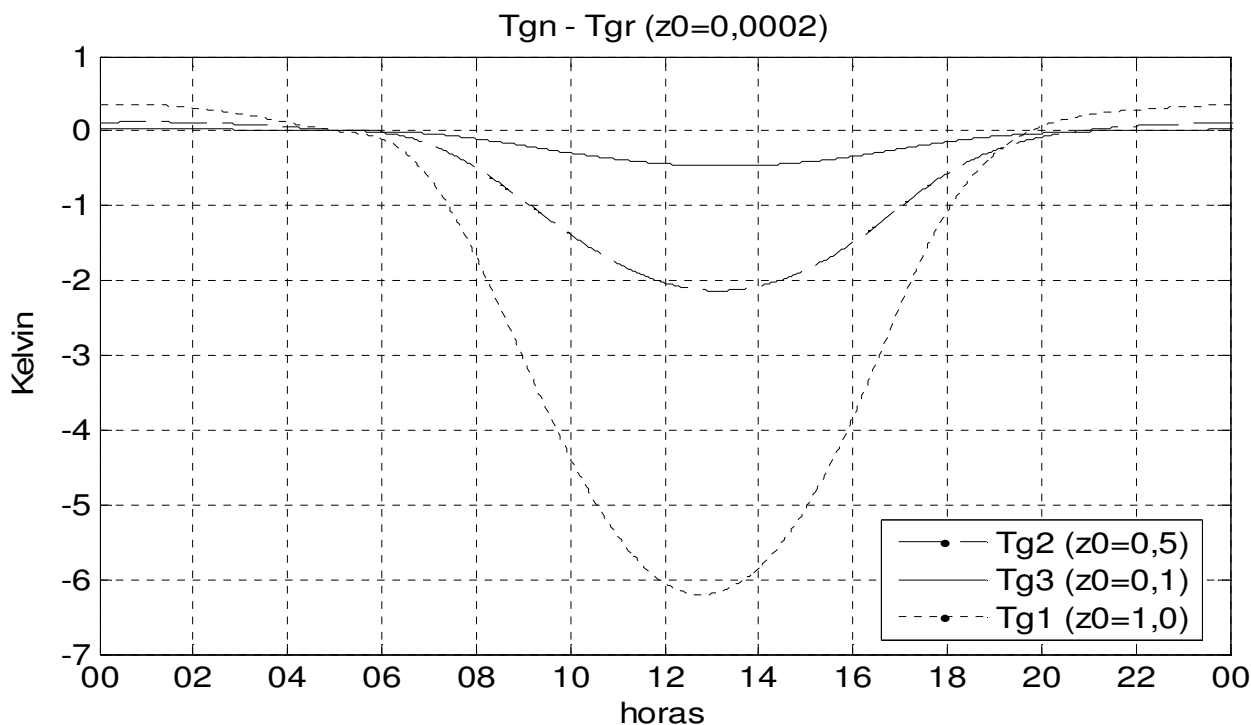
Em face desta dificuldade, foi testada a sensibilidade do modelo em uma superfície artificial e em uma superfície natural.

Para representar a superfície artificial foi utilizado o “concreto novo”, onde se utilizou  $z_0 = 0,0002$  como o comprimento de rugosidade de referência, considerando que este valor seria o valor mínimo possível para este tipo de superfície em um campo aberto (DAVENPORT et al., 2000). Foram comparados a esta referência os comprimentos de rugosidade  $z_0 = 0,1$ ,  $z_0 = 0,5$  e  $z_0 = 1$ , que corresponderiam a comprimentos de rugosidade encontrados em um ambiente urbano, de acordo com a tabela 2 em Davenport et al. (2000).

Para representar uma superfície natural foi considerada uma área vegetada com sombreamento de setenta e cinco por cento do solo ( $\sigma_f = 0,75$ ), com  $z_0 = 0,005$  sendo a rugosidade de referência, comparada com os comprimentos de rugosidade:  $z_0 = 0,1$ ,  $z_0 = 0,5$  e  $z_0 = 1$ , que correspondem respectivamente a áreas com arbustos isolados, árvores esparsas e floresta densa, segundo Davenport et al. (2000).

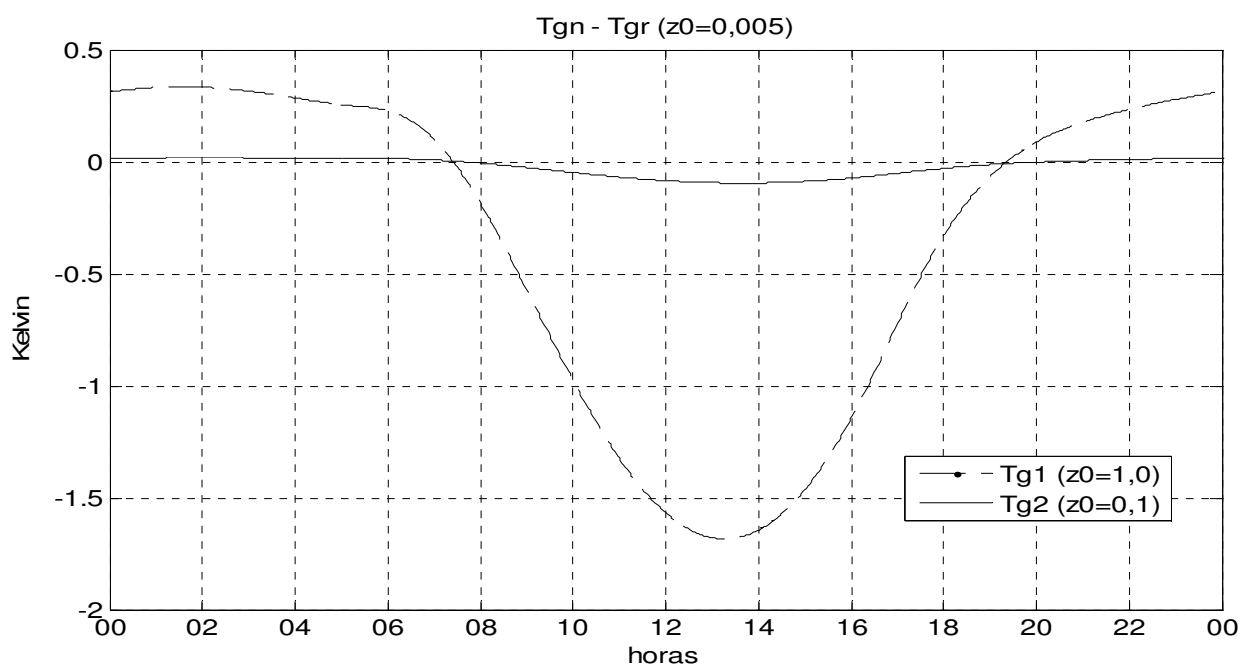
No caso do “concreto novo” observa-se uma diferença de cerca de  $7K$  entre a  $T_g$  de  $z_0 = 0,0002$  e  $T_g$  de  $z_0 = 1$  (figura 3.3), demonstrando que diferenças relativas da ordem de  $10^4$  em comprimento de rugosidade afetam significativamente o fluxo de calor sensível. No entanto, diferenças relativas de comprimento de rugosidade da ordem de  $10^3$  provocam variações em torno  $1K$ , conforme pode ser observado na figura 3.3, pela diferença de temperatura entre  $z_0 = 0,0002$  e  $z_0 = 0,1$  (diferença de  $0,5K$  às 13 horas) e pela diferença de cerca de  $2K$  entre  $z_0 = 0,0002$  e

$z_0 = 0,5$ , demonstrando que esta variação é não linear, tendo em vista a função logarítmica que governa a variação do comprimento da rugosidade conforme a equação 2.10.



**Figura 3.3** - Diferenças na variação de temperatura da superfície "concreto novo". Comparação entre o comprimento de rugosidade referência ( $z_0 = 0,0002$ ) e os comprimentos de rugosidade  $z_0 = 0,1$ ,  $z_0 = 0,5$  e  $z_0 = 1$ .  
Fonte: o autor.

No caso da superfície vegetada, onde além do fluxo de calor sensível, a alteração no valor do comprimento de rugosidade também influi no fluxo de calor latente, foi observado comportamento semelhante ao da superfície artificial. A variação da temperatura entre a rugosidade mínima  $z_0 = 0,005$  e rugosidade máxima  $z_0 = 1,0$  foi de cerca de  $2K$ , conforme figura 3.4. Esta variação foi inferior a variação máxima encontrada na superfície concreto, uma vez que as diferenças entre os comprimentos de rugosidade daquela superfície são de uma ordem acima das diferenças entre os comprimentos de rugosidade das superfícies vegetadas. Concluindo, verificou-se que imprecisões na estimativa do comprimento de rugosidade da ordem de  $10^2$  não acarretam variações significativas para escala diária de temperatura.



**Figura 3.4** - Diferença de temperatura de  $T_{gf}$  ( $z_0 = 0,005 - z_0 = 0,1$ ) e  $T_{gf}$  ( $z_0 = 0,005 - z_0 = 1,0$ ) em uma superfície vegetada.

Fonte: o autor.

### 3.4 Umidade do solo ( $w$ )

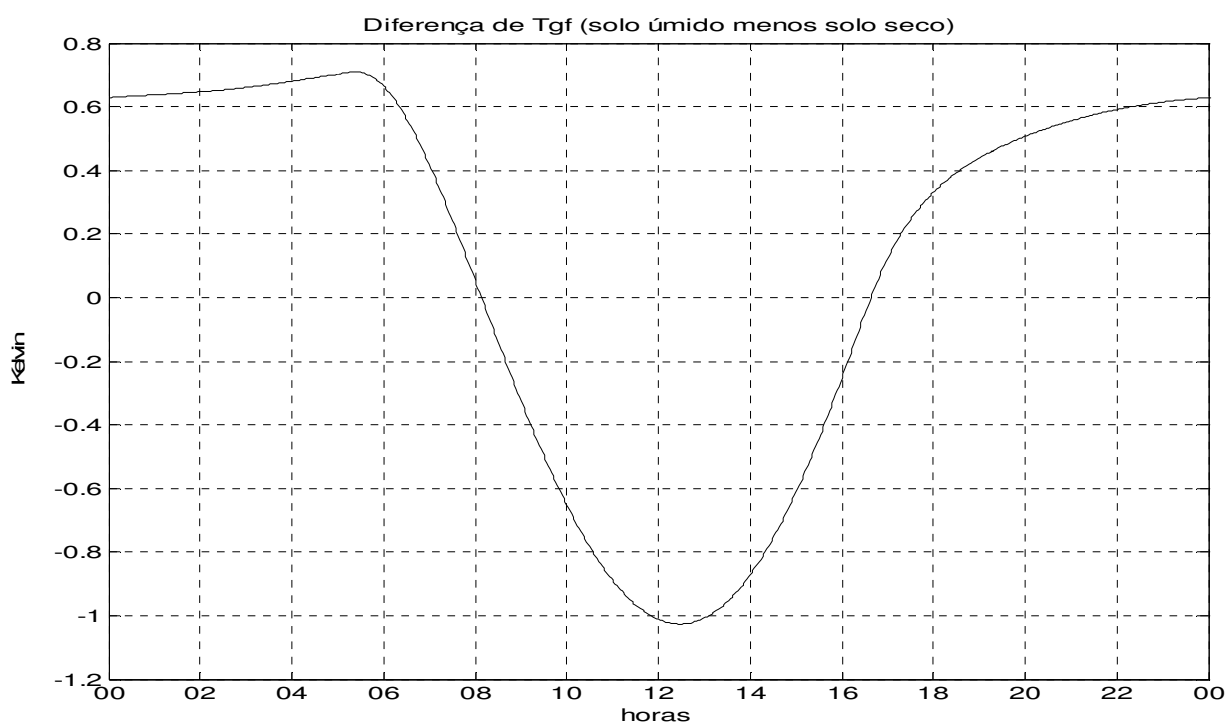
Em função de ter sido considerada atmosfera sem nebulosidade e precipitação nas simulações efetuadas com o modelo, foram aplicados os valores utilizados por Deardorff (1978) para umidade do solo ( $w_g = 0,2$ ,  $w_k = 0,3$  e  $w_2 = 0,25$ ). No entanto, como há uma variação da umidade em função de precipitação, irrigação, proximidade com corpos d'água, evapotranspiração e percolação da água, foi testada a sensibilidade do modelo quanto à variação da umidade do solo, utilizando os valores descritos na tabela 3, a seguir:

**Tabela 3:** relação de valores de umidade à superfície ( $w_g$ ), máxima não saturada ( $w_k$ ) e média em profundidade ( $w_2$ )

Tipo de solo	$w_g$	$w_k$	$w_2$
Solo seco	0,05	0,3	0,08
Solo molhado	0,3	0,3	0,3

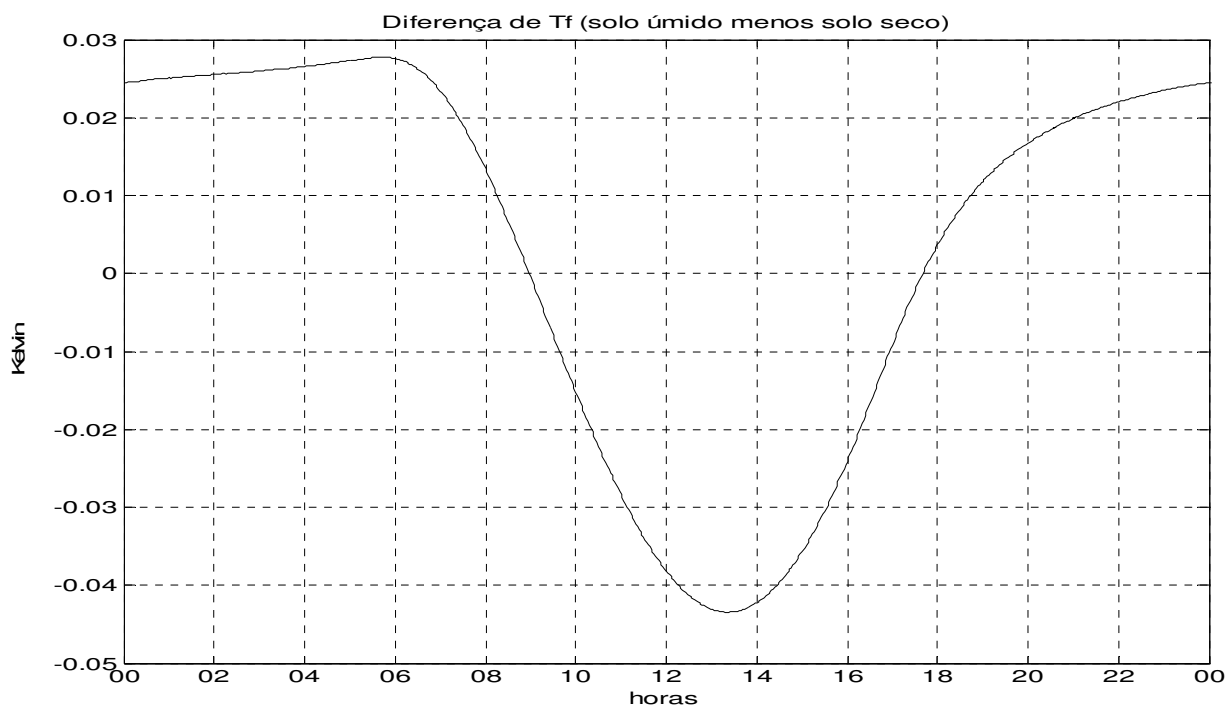
Fonte: o autor.

As diferenças entre a temperatura com o solo úmido e com o solo seco para  $T_{gf}$  e  $T_f$  tiveram uma variação síncrona, onde as temperaturas com o solo úmido ficaram mais baixas durante o dia e mais altas em boa parte do período noturno. Este comportamento se deve ao aumento do fluxo de calor latente, que flui no sentido solo-atmosfera quando a temperatura da superfície está mais alta que a temperatura do ar e flui no sentido inverso durante parte do período noturno, quando a temperatura do ar se torna mais elevada que a temperatura da superfície seca. No entanto as diferenças em  $T_{gf}$  tiveram uma amplitude de  $1,7K$  ( $-1$  a  $0,7$ ), enquanto  $T_f$  apresentou diferenças com amplitudes menores ( $0,07K$ ), conforme pode ser observado nas figuras 3.5 e 3.6. Observou-se também que as variações de temperaturas relativas a solos úmidos tiveram menor amplitude, em função do maior calor específico da água retida no solo, que relaxa a variação da temperatura devido ao seu alto calor específico (figura 3.7).

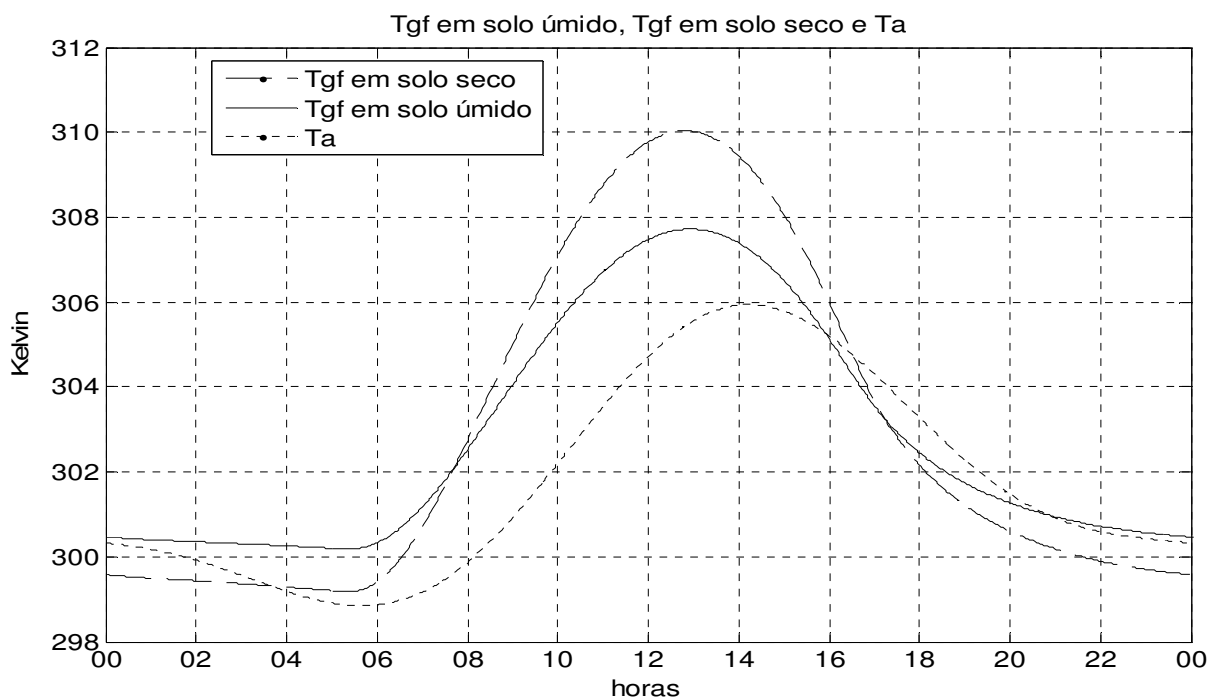


**Figura 3.5** - Diferença num ciclo de 24 horas entre  $T_{gf}$  de solo úmido menos  $T_{gf}$  de solo seco.

Fonte: o autor.



**Figura 3.6** - Diferença num ciclo de 24 horas entre  $T_g$  de solo úmido menos  $T_g$  de solo seco.  
Fonte: o autor.



**Figura 3.7** - Ciclo diário da variação de  $T_g$  em solo úmido, em solo seco e  $T_a$ .  
Fonte: o autor.

### 3.5 Simulações com as superfícies classificadas

A seguir são apresentados e discutidos os resultados do modelo com relação às temperaturas das superfícies classificadas no item 2.3.5, para uma região da cidade do Rio de Janeiro, com a temperatura e umidade relativa do ar baseada na série de Fourier ajustada para os valores médios de março de 2006 (tabela 1), as propriedades das superfícies de acordo com a tabela 2, com a atmosfera sem nebulosidade e os demais parâmetros listados na tabela 4.

**Tabela 4:** Parâmetros fixados para os testes de sensibilidade.

Parâmetro	Abreviatura	Valor
Altitude de referência	$z_r$	2m
Vento	$u_a$	4m.s <sup>-2</sup>
Razão de umidade do solo na superfície	$w_g$	0,2
Razão de umidade do solo máxima não saturada	$w_k$	0,3
Razão de umidade do solo média	$w_2$	0,25
Razão de umidade do solo no ponto de murcha	$w_{wilt}$	0,1
Razão da massa d'água retida na folhagem pela área horizontal	$W_{dew}$	0
Valor máximo de $W_{dew}$	$W_{dmax}$	0,08
Dependência sazonal	$\zeta$	3

Fonte: o autor.

#### 3.5.1 Superfícies artificiais

As superfícies classificadas como artificiais (asfalto, concreto, cerâmica e fibrocimento) foram consideradas impermeáveis e, portanto, sem umidade, não havendo, assim, fluxo de calor latente em seu balanço de fluxo de energia.

A variação de temperatura destas superfícies tem grande influência do albedo, conforme pode ser verificado nas figuras 3.8, 3.9, 3.10 e 3.11. Esta propriedade é mais acentuada nos testes realizados, pela condição de inexistência

de nebulosidade e por ter sido escolhido o mês com a mais alta média de temperatura do ano.

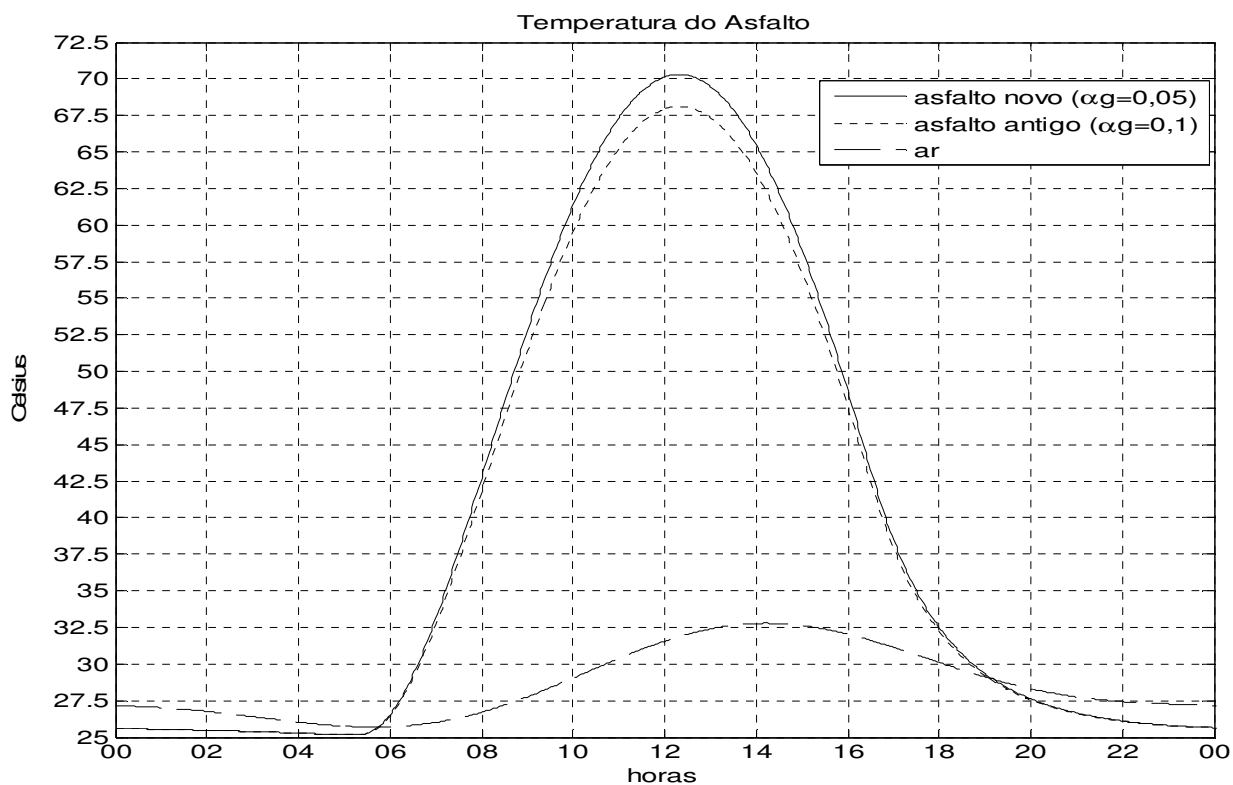
Foi observado que a relação de diminuição do albedo com o aumento da temperatura não é linear. Nas figuras 3.8, 3.9, 3.10 e 3.11 nota-se que a diferença de temperaturas não é constante no tempo. No caso do fibrocimento onde o albedo variou de 0,39 (fibrocimento novo) para 0,34 (fibrocimento antigo), houve uma variação de cerca de  $2,5^{\circ}C$  nas temperaturas máximas e cerca de  $2,0^{\circ}C$  nas temperaturas mínimas (figura 3.10).

A relação entre variação de albedo ( $\Delta\alpha_g$ ) e temperatura ( $\Delta T_g$ ) para os quatro tipos de superfície está descrita na tabela 5 a seguir, onde foram especificadas as temperaturas máximas para cada tipo de superfície e seus respectivos albedos. Na penúltima coluna à direita da tabela está a diferença do albedo entre uma superfície recém construída (nova) e uma desgastada pelo tempo de exposição às intempéries (antiga). Na última coluna à direita da tabela está a diferença de temperatura resultante da variação do albedo. Observa-se que a variação da temperatura em relação à variação do albedo não é linear, mas mesmo pequenas variações de albedo da ordem de 0,05 acarretam diferenças de temperaturas significativas considerando-se uma escala diária.

**Tabela 5:** relação das variações de albedo na temperatura máxima de cada superfície artificial classificada:

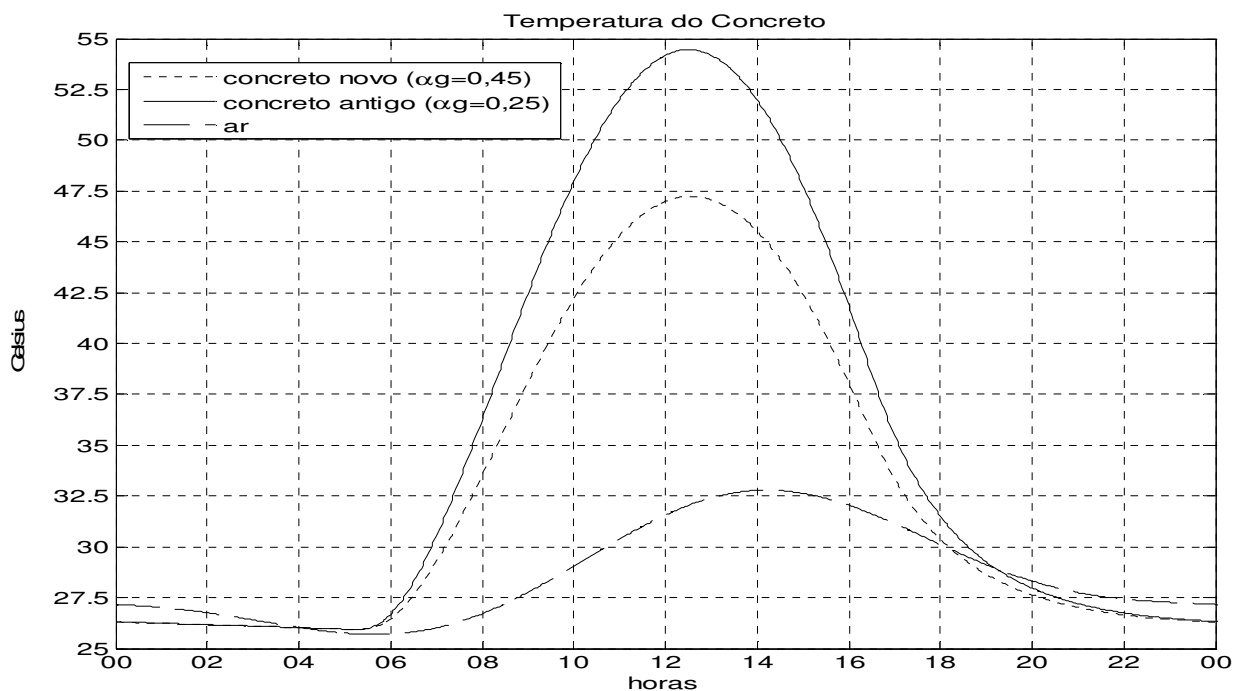
Superfície	Nova		Antiga		$\Delta \alpha_g$	$\Delta T_g^{\circ}C$
	$\alpha_g$	$T_g^{\circ}C$	$\alpha_g$	$T_g^{\circ}C$		
Asfalto	0,05	70,3	0,10	68,1	0,05	2,2
Concreto	0,45	47,2	0,25	54,4	0,2	7,2
Cerâmica	0,68	40,3	0,53	46,6	0,15	6,3
Fibrocimento	0,39	59	0,34	61,6	0,05	2,6

Fonte: o autor.



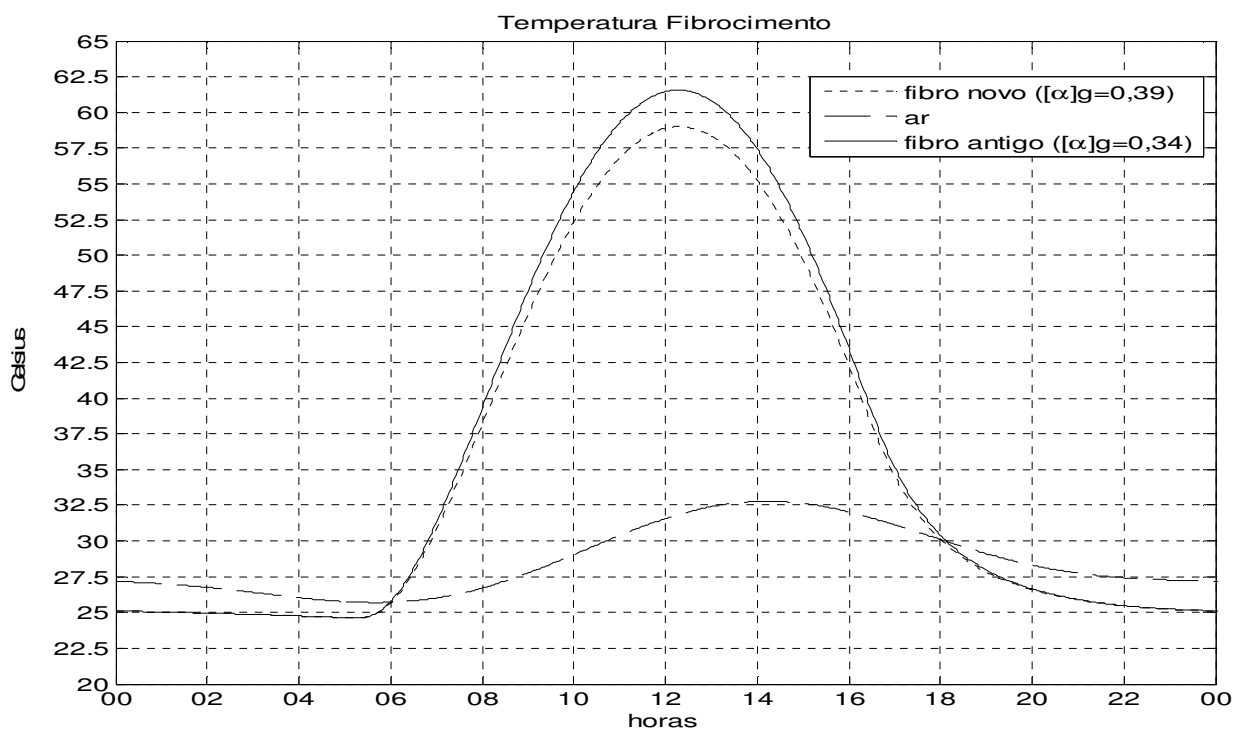
**Figura 3.8** - Ciclo diário da temperatura de superfície de asfalto com albedo de 0,05 (asfalto novo) e 0,10 (asfalto antigo).

Fonte: o autor.



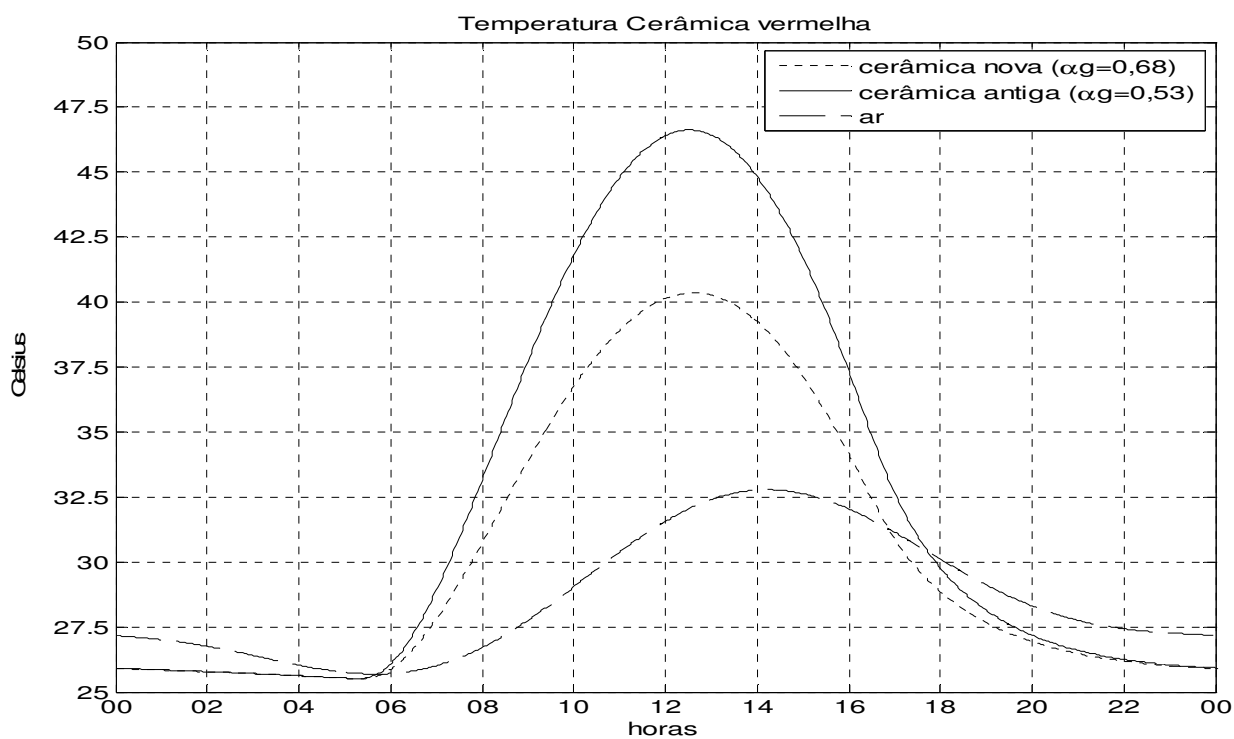
**Figura 3.9** - Ciclo diário da temperatura de superfície de concreto com albedo de 0,45 (concreto novo) e 0,25 (concreto antigo).

Fonte: o autor.



**Figura 3.10** - Ciclo diário da temperatura de superfície de fibrocimento com albedo de 0,39 (fibrocimento novo) e 0,34 (fibrocimento antigo).

Fonte: o autor.



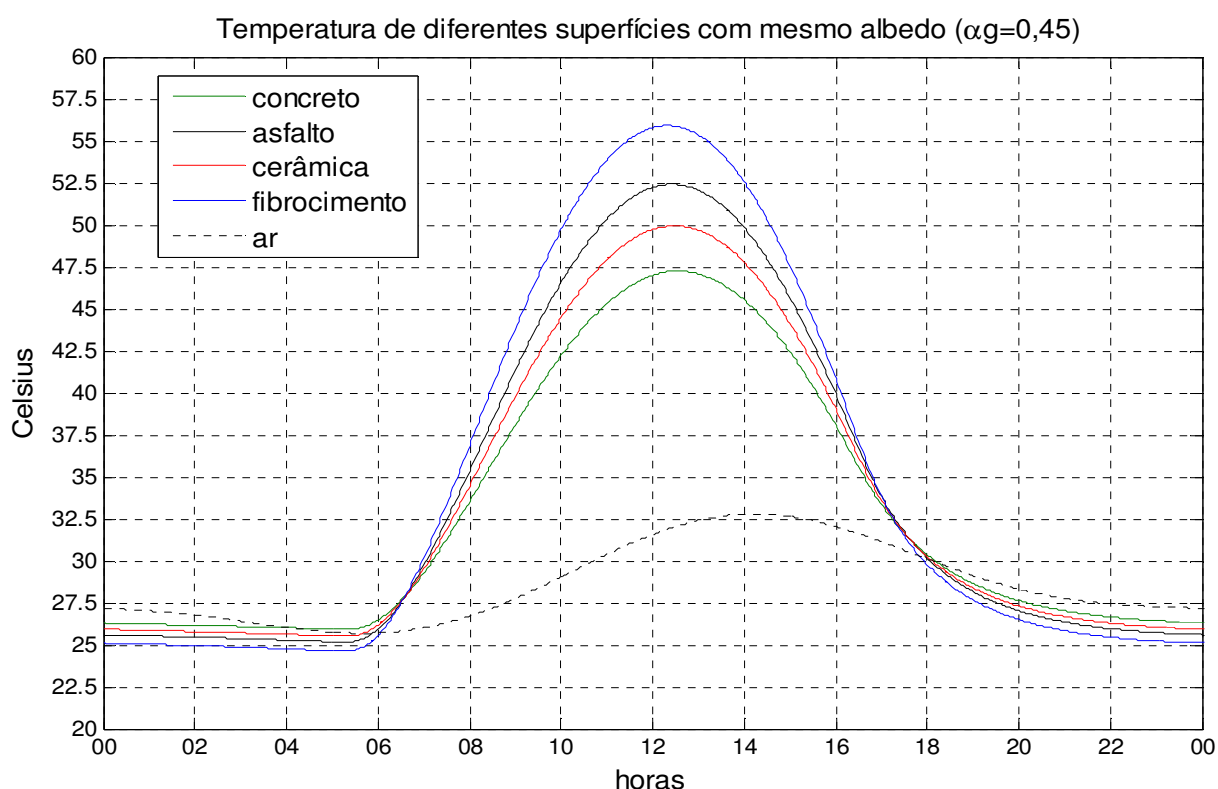
**Figura 3.11** - Ciclo diário da temperatura de superfície de cerâmica vermelha (telha) com albedo de 0,68 (cerâmica nova) e 0,53 (cerâmica antiga).

Fonte: o autor.

Não obstante o albedo ser um fator marcante na determinação da variação da temperatura, as outras características físicas das superfícies (densidade, calor específico e condutividade térmica) também contribuem para a variação da temperatura em diferentes ordens de grandeza. Para analisar estas contribuições foi arbitrado um mesmo albedo (0,45) para os quatro tipos de superfícies artificiais.

Como resultado, foi observada entre as superfícies analisadas uma variação de até  $9^{\circ}\text{C}$  na temperatura máxima e  $2,5^{\circ}\text{C}$  na temperatura mínima, conforme pode ser verificado na figura 3.12, demonstrando que as diferenças nas capacidades térmicas implicam em variações significativas da temperatura considerando-se uma escala diária.

Também foi observado que o valor máximo de temperatura nas superfícies analisadas ocorre próximo às 12:30 horas, enquanto que na temperatura do ar ocorre às 14:12 horas, função da diferença de aquecimento de uma superfície sólida e de uma atmosfera úmida.



**Figura 3.12** - Comparação da variação das temperaturas de concreto, asfalto, cerâmica e fibrocimento, fixando-se o albedo das referidas superfícies em 0,45.

Fonte: o autor.

### 3.5.2 Superfícies naturais

A análise da sensibilidade do modelo à cobertura vegetal demonstrou que o modelo responde com uma grande variação de  $T_{gf}$  quando foram utilizados diferentes níveis de cobertura vegetal ( $\sigma_f = 0, \sigma_f = 0,50, \sigma_f = 0,75, \sigma_f = 1$ ), diferença que chega a cerca de  $25^0C$  quando se compara o pico de temperatura de uma superfície sem cobertura vegetal ( $\sigma_f = 0$ ) com o pico de temperatura de uma superfície total sombreada pela vegetação ( $\sigma_f = 1$ ), conforme pode ser observado na figura 3.13.

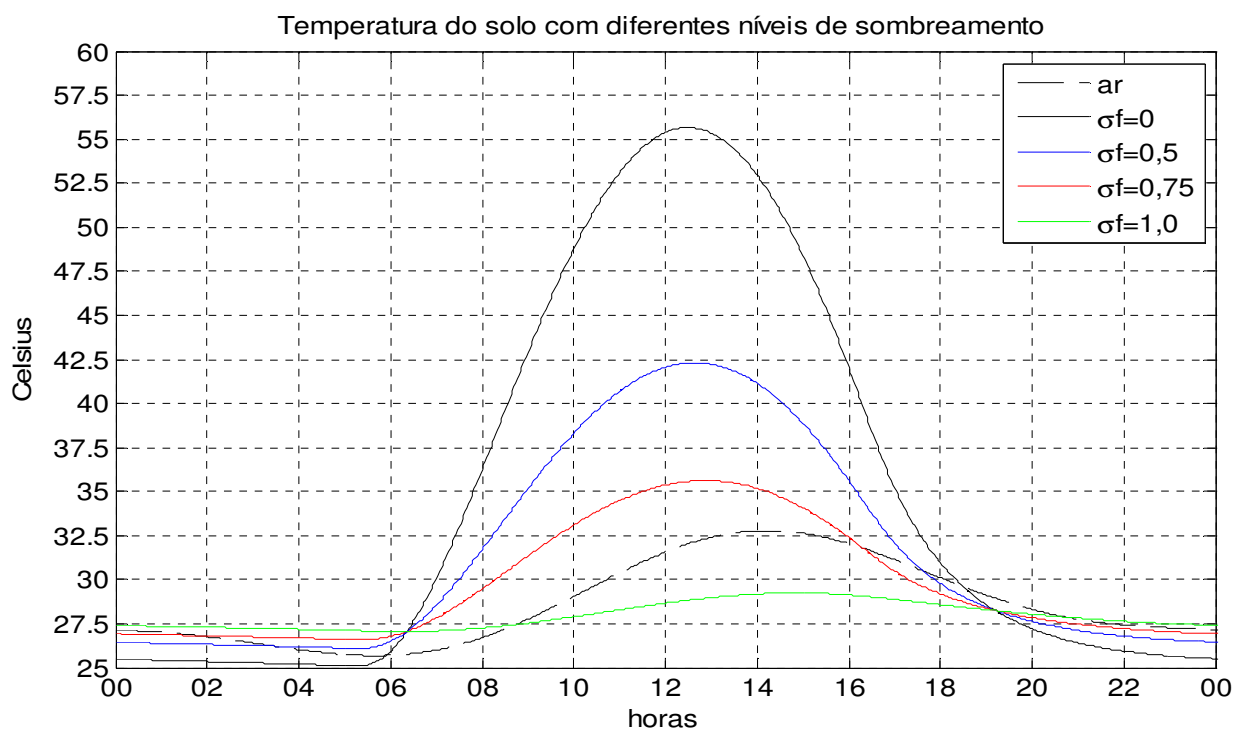
A variação descrita no parágrafo anterior é fruto das diferenças nos fluxos de energia à superfície. Uma análise qualitativa para cada fluxo considerado na equação de balanço de energia é realizada a seguir com o apoio das figuras 3.14 ( $\sigma_f = 0$ ) e 3.15 ( $\sigma_f = 1$ ).

O fluxo de ondas curtas cai a zero quando  $\sigma_f = 1$ , demonstrando que o sombreamento impede que a energia solar direta atinja o solo.

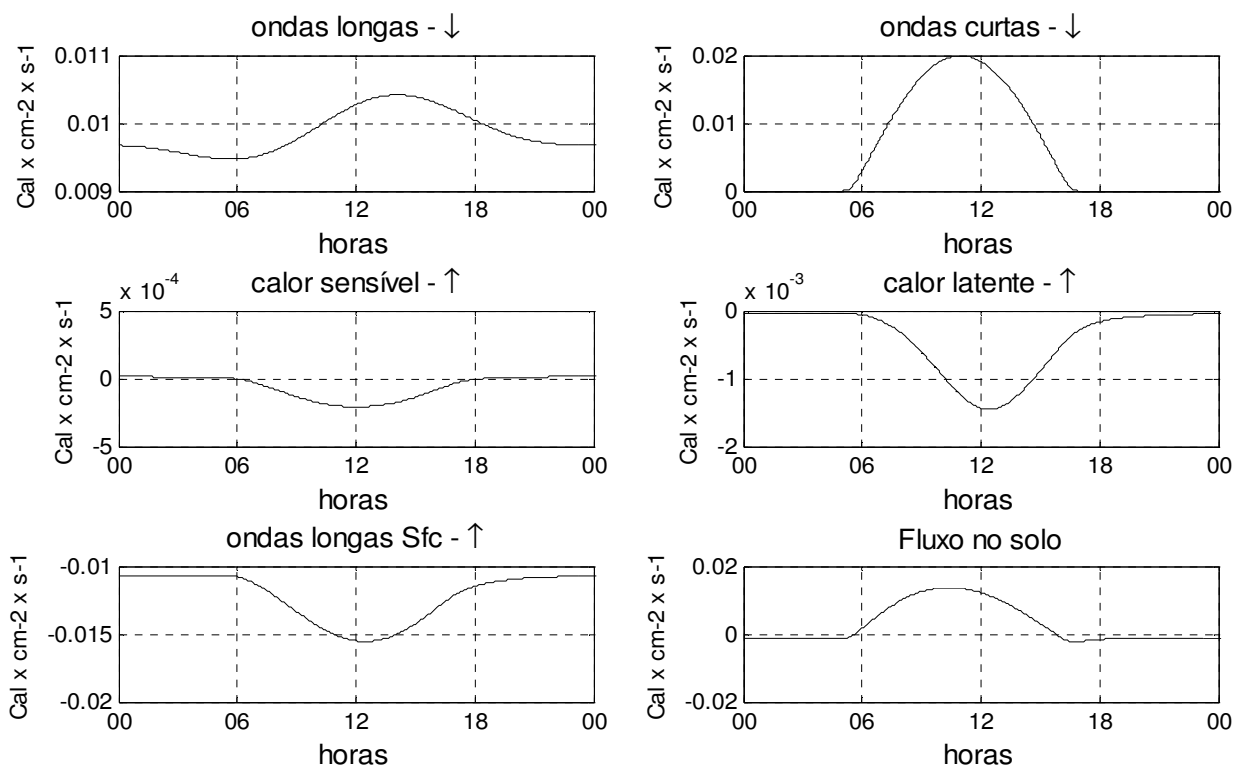
O aumento do fluxo de ondas longas, proveniente da atmosfera, e do fluxo de calor latente, em direção à atmosfera, evidencia a sensibilidade da modelagem ao efeito estufa criado pela cobertura vegetal sobre o solo quando  $\sigma_f = 1$ .

A diminuição do fluxo de ondas longas em direção à atmosfera, quando  $\sigma_f = 1$ , deve-se à menor temperatura alcançada pelo solo encoberto, em comparação com o solo exposto ( $\sigma_f = 0$ ).

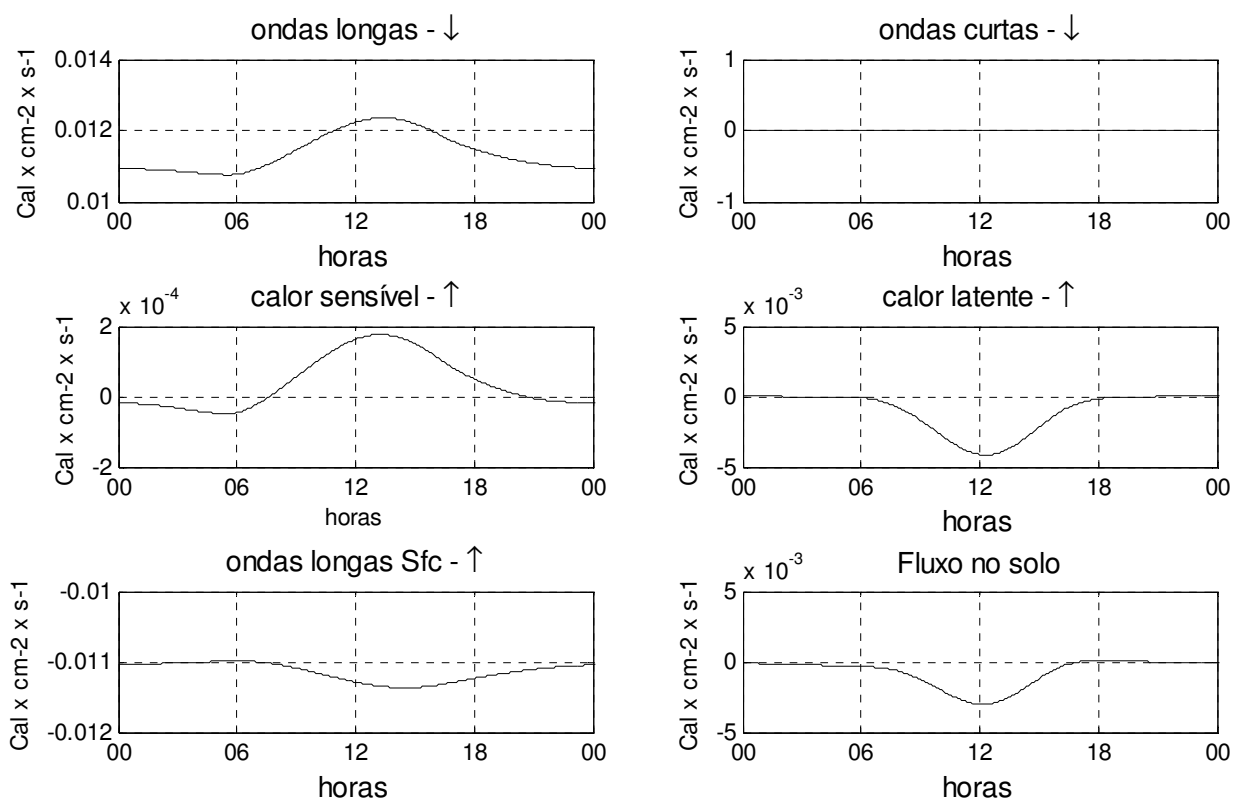
Por último observa-se que o saldo do balanço de fluxo de energia (fluxo no solo) é negativo para  $\sigma_f = 1$ , evidenciando a perda de energia, que tem como resultado temperaturas mais baixas que as temperaturas do ar, a exceção de um pequeno período durante a noite quando o balanço é levemente positivo em função da inversão térmica (solo/ar), que pode ser observada na figura 3.14. No solo exposto ( $\sigma_f = 0$ ) o balanço do fluxo de energia tem um comportamento oposto ao do solo sombreado, uma vez que suas temperaturas permanecem na maior parte do tempo acima das temperaturas do ar.



**Figura 3.13** - Ciclo diário da temperatura do solo com a influência da vegetação em diferentes níveis de sombreamento.  
Fonte: o autor.



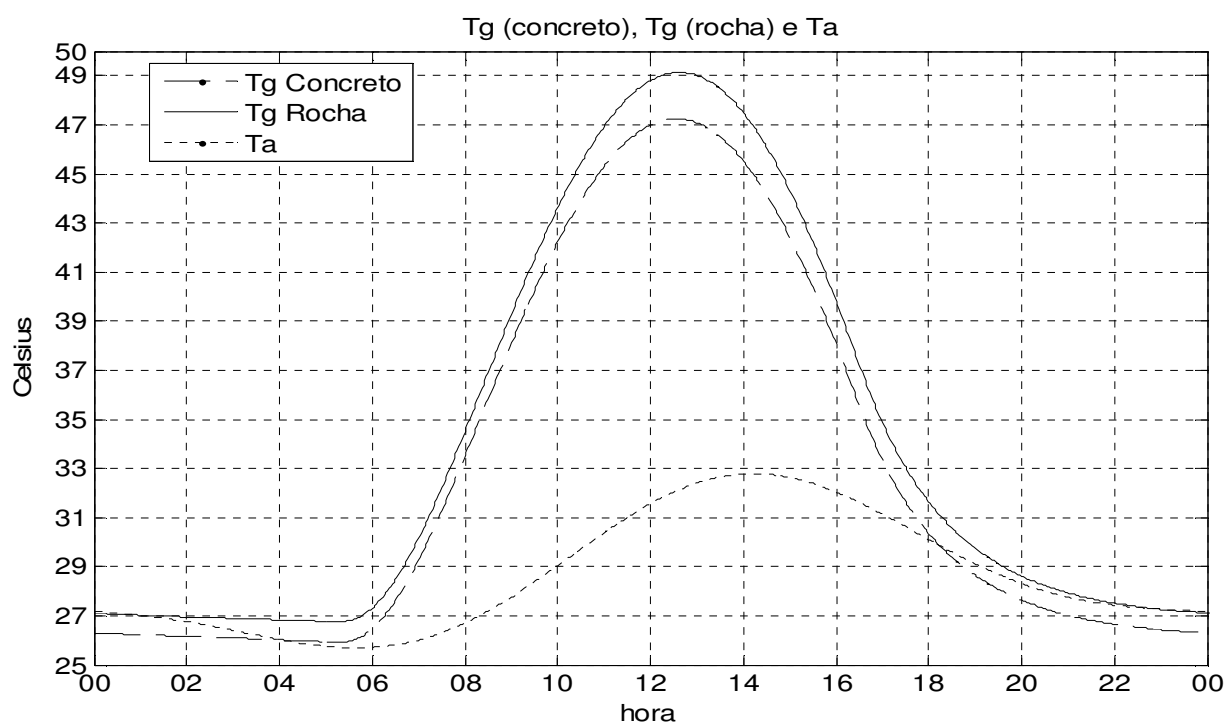
**Figura 3.14** - Ciclo diário dos fluxos de energia no solo com  $\sigma_f = 0$ .  
Fonte: o autor.



**Figura 3.15** - Ciclo diário dos fluxos de energia no solo com  $\sigma_f = 1$ .

Fonte: o autor.

O afloramento rochoso tem um comportamento térmico próximo ao do concreto novo, registrando uma diferença de temperatura em torno de  $2^{\circ}C$  em suas temperaturas máximas e  $1^{\circ}C$  nas temperaturas mínimas, apesar de possuir um albedo significativamente mais baixo ( $\alpha_g = 0.14$  versus  $\alpha_g = 0.45$ ). Isto se deve a maior capacidade térmica da rocha, que diminui a amplitude de sua variação térmica. Note-se que a temperatura mínima do afloramento rochoso é a mais alta entre todas as superfícies analisadas, demonstrando que este tipo de superfície perde calor mais lentamente para a atmosfera durante o período noturno, confirmando a propriedade de maior capacidade térmica. (figura 3.16).



**Figura 3.16** - Ciclo diário da temperatura de afloramento rochoso com albedo de 0,14 e do concreto com albedo de 0,45.

Fonte: o autor.

## 4 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

O modelo proposto apresentou resultados coerentes ao ser comparado com os testes realizados por Deardorff (1978), demonstrando que as modificações efetuadas não causaram desvios na aplicação do modelo para as condições do experimento descritas em Pennman e Long (1960), atendendo aos propósitos da modelagem da temperatura.

Foi utilizada uma formulação deduzida de equações apresentadas por Mihailovic (1997), para a parametrização do coeficiente de transferência de calor e umidade, uma vez que Deardorff (1978) não detalhou a formulação usada para obtenção dos coeficientes que utilizou em seu trabalho.

Foi também desenvolvida uma formulação para a estimativa da temperatura do dossel, a qual foi incorporada um termo de assimilação que relaxa a temperatura da folhagem para a temperatura do ar. Este termo permite que sejam feitos ajustes para a modelagem da temperatura da folhagem ao se calibrar o modelo para um cenário específico.

As formulações utilizadas para obtenção da umidade específica por intermédio da umidade relativa, pressão atmosférica e pressão de vapor facilitam o emprego operacional do modelo, uma vez que a umidade específica não é disponibilizada nos dados provenientes de estações meteorológicas.

A implementação da solução numérica no domínio discreto, utilizando o método de Euler centrado, funcionou a contento, utilizando um intervalo de tempo de dois minutos entre cada cálculo das temperaturas, permitindo a obtenção de curvas de temperaturas bastante suaves.

A identificação de algumas superfícies classificadas nas imagens do satélite IKONOS, uma vez que as imagens não contêm todas as classes, se mostraram adequadas para a diferenciação de cada tipo de superfície em um ambiente urbano. No entanto, a ausência de uma imagem termal de alta resolução espacial dificultou a discriminação de algumas superfícies com diferença de coloração muito tênue.

Nos testes de sensibilidade foram explorados dois mecanismos de ajuste, que são a temperatura de referência e a ponderação existente na formulação da

temperatura do ar no dossel e duas variáveis diagnósticas de difícil estimativa, o comprimento de rugosidade e a umidade do solo.

Alterações na temperatura de referência provocaram mudanças significativas na temperatura do solo, sendo, portanto, uma ferramenta de ajuste poderosa quando da necessidade de se calibrar o modelo, uma vez que ela define um ponto no domínio das soluções.

Variações na ponderação contida em um dos termos da equação da estimativa da temperatura do ar no dossel influenciaram de forma muito discreta os valores das temperaturas da superfície, confirmando que eventuais mudanças nos pesos da ponderação para ajustar a equação da temperatura do ar no dossel a diferentes tipos de cobertura vegetal teriam pouca influência nos resultados do modelo.

Nos testes realizados com o comprimento de rugosidade foi possível concluir que esta variável de difícil estimativa em um ambiente urbano, causa variações menores, mas ainda significativas no cálculo da temperatura, quando sofre variações da ordem de  $10^3$  ou superior. Portanto, em superfícies que possuam uma superfície rugosa quando isolada, onde não se consegue valores muito maiores em um ambiente urbano, eventuais imprecisões na estimativa do comprimento da rugosidade não afetariam os resultados do modelo de forma significativa. Por outro lado, em superfícies que possuem baixos valores de comprimento de rugosidade, quando analisadas isoladamente, como o asfalto e o concreto, poderão ter valores de comprimento de rugosidade, em um contexto urbano, capaz de alterar significativamente os resultados do modelo.

Comparando valores extremos de umidade do solo, pode-se concluir que neste caso houve uma variação máxima de temperatura um pouco inferior a dois Kelvin, portanto devem ser consideradas situações com potencial de mudança brusca na umidade do solo, como por exemplo, a ocorrência de forte precipitação após período de estiagem.

Nos testes de aplicação do modelo para as superfícies classificadas, em um cenário típico para a área urbana da cidade do Rio de Janeiro, destacaram-se como variáveis com potencial de alteração nos resultados do modelo, o albedo e a capacidade térmica nas superfícies artificiais e a razão de cobertura vegetal para as superfícies naturais.

Utilizando-se diferentes valores de albedo para um mesmo tipo de superfície foram encontradas variações de até cerca de sete Kelvin, sugerindo que imprecisões na estimativa desta variável acarretaria em erros significativos nos resultados do modelo. Cabe lembrar que esta conclusão não é válida para as superfícies naturais, uma vez que a estimativa do albedo, nestas superfícies, é parametrizada em função da umidade do solo.

Na simulação feita para avaliar a capacidade térmica, onde foi arbitrado um único albedo para todas as superfícies classificadas, observaram-se variações de até oito Kelvin entre as superfícies avaliadas. Portanto, as variáveis que compõe a capacidade térmica, calor específico, densidade e condutividade térmica devem ser consideradas com a maior precisão possível para cada superfície classificada.

Nos testes com a variação da razão de sombreamento do solo foi feita uma análise do comportamento de cada fluxo de energia que incide na superfície, demonstrando que o modelo capta a variação dos fluxos evidenciando, inclusive, o efeito estufa e a importância do recobrimento vegetal para a redução da temperatura do solo, que pode chegar a cerca de vinte e cinco Kelvin, em casos extremos.

O domínio alcançado no desenvolvimento de todas as etapas do modelo de balanço de fluxo de energia, capaz de estimar os valores de cada fluxo, taxas de evaporação e transpiração, bem como as temperaturas das superfícies expostas ao fluxo de energia solar ou sombreadas total ou parcialmente pela vegetação, permitirá que sejam feitos os ajustes necessários, em uma validação do modelo para um cenário específico, quando estiverem disponíveis dados de experimentos de campo.

O presente modelo é uma ferramenta para a estimativa das variações locais de fluxos e temperaturas na superfície, podendo ser incorporado a um modelo dinâmico multidimensional capaz de estimar a advecção e os gradientes horizontais de mudança pressão, temperatura e outras variáveis, bem como os mecanismos de acoplamento que se fizerem necessários. Como também pode ser utilizado isoladamente na simulação de cenários urbanos, com aplicações nas áreas de engenharia, arquitetura, urbanismo, gestão ambiental, entre outras.

Foram estabelecidas algumas condições para que fosse possível chegar a conclusões sobre a validade da aplicação do modelo proposto, no entanto serão necessários aprimoramentos e ampliações dos tópicos desenvolvidos, com a finalidade de tornar o modelo em questão utilizável para fins operacionais, sobre os quais descreveremos a seguir.

O modelo deverá ser ajustado e validado com base em experimento de campo, onde devem ser feitas medidas de temperatura radiométrica dos tipos de superfície de interesse, simultaneamente com o uso de termômetros de contato.

Para uma avaliação mais ampla da região urbana, como também para permitir uma identificação mais eficiente das superfícies classificadas deverão ser adquiridas imagens nas faixas do visível, do infravermelho próximo e do infravermelho termal, com resolução espacial inferior a quatro metros. Simultaneamente à aquisição das imagens deverá ser feita uma sondagem da atmosfera, a fim de se estimar gradientes de temperatura, pressão e quantidade de vapor d'água, que permitirão compensar a temperatura de brilho do sensor com a transmitância da atmosfera. Tal procedimento possibilitará uma comparação entre a temperatura estimada na análise da imagem com a temperatura radiométrica obtido por sensor próximo ao solo.

Faz-se necessária a ampliação do modelo para ser utilizado em condições de nebulosidade e precipitação, incluindo a classificação de corpos d'água.

Partindo-se da premissa de que a umidade do solo é uma variável de difícil estimativa, sendo utilizada na formulação de fluxos de energia para as superfícies naturais, sugere-se o estudo da parametrização desta variável com relação à razão de precipitação que é mais facilmente estimada, seja por pluviômetros ou por análise de imagens de radares meteorológicos.

Considerando-se que o albedo das superfícies artificiais tem grande variação em função do envelhecimento destas superfícies, como também da umidade presente, sugere-se um estudo visando a parametrização dos valores do albedo em função da umidade, de forma análoga ao que foi feito para o solo com relação a sua umidade.

Finalmente, fica a sugestão de que seja desenvolvida uma interface em modelos atmosféricos de mesoescala, tais como o MM5 para que os resultados do modelo ora proposto possam ser assimilados por esses modelos, principalmente quando o principal interesse for a previsão do tempo em alta resolução espacial.

## REFERÊNCIAS

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6023**: informação e documentação: referências: elaboração. Rio de Janeiro, 2002. 22p.

\_\_\_\_\_. **NBR 10520**: informação e documentação: citações em documentos: apresentação. Rio de Janeiro, 2002. 4p.

BOLTON, David. The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Monthly Weather Review*, v. 108, p. 1046-1053, 1980.

BONAN, G. B. et al. The land surface climatology of the Community Land Model coupled to the NCAR Community Climate Model. *Journal of Climate*, Boston, v. 15, p. 3123-3149, 2002.

BHUMRALKAR, Chandrakant M. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric circulation model. *Journal of Applied Meteorology*, v. 14, p 1246–1258, Oct. 1975.

BUDIKOVA, Dagmar et al. Albedo. *Encyclopedia of Earth*, Washington, D.C., Mar. 2008. Disponível em:  
<<http://www.eoearth.org/article/Albedo>>. Acesso em: 15 out. 2008.

BUENO, A. D.; LAMBERTS, R.; PHILIPPI P.C. Higroscopicidade em Telhas de Cerâmica : Efeitos sobre o Comportamento Térmico. **Universidade Federal de Santa Catarina**. 1994.

CARLSON, Toby N.; BOLAND, Frederick E. Analysis of Urban-Rural Canopy Using a Surface Heat Flux/Temperature Model. *Journal of Applied Meteorology*, v. 17, p. 998-1013, 1978.

CASELLES, V.; SOBRINO, J. A.; COLL, C. On the use of satellite thermal data for determining evapotranspiration in partially vegetated areas. *International Journal of Remote Sensing*, v. 13, n. 14, p. 2669–2682, 1992.

CHADBOURN, B.A. et al. Consideration of Hot-Mix Asphalt Thermal Properties During Compaction, **American Society for Testing and Materials**, 1996.

CHAVEZ Jr., P.S. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. **Remote Sensing of Environment**, v. 24, p. 459-479, 1988.

CLAPHAM, W.B. Jr. Continuum-based classification of remotely sensed imagery to describe urban sprawl on a watershed scale. **Remote Sensing of Environment**, v. 86, p. 322–340, 2003.

CLARKE, J. A.; YANESKE, P. P.; PINNEY, A. A. The Harmonisation of Thermal Properties of Building Materials. BEPAC Research Report. **BRE Publication**, jul 1990.

COLLINS, William D. et al. The Community Climate System Model Version 3 (CCSM3). **Journal of Climate**. v. 19, p. 2122-2143, 01 Jun. 2006

\_\_\_\_\_ The Formulation and Atmospheric Simulation of the Community Atmosphere Model Version 3 (CAM3). **Journal of Climate**. v. 19, p. 2144-2161, 01 Jun. 2006.

CRÓSTA, Álvaro Penteadó. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**. Campinas: IG/UNICAMP, 1993. 170 p.

DAVENPORT, A.G. et al. Estimating the roughness of cities and sheltered country. **American Meteorological Society, 12th Conference Applied Climatology**. Asheville, North Caroline, EUA. p. 96-99, 2000.

DEARDORFF, James. W. Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, With Inclusion of a Layer of Vegetation. **Journal of Geophysical Research**, v. 83, n. C4, p. 1889–1903, 1978.

DICKINSON, Robert E. The Force-Restore Model for Surface Temperatures and Its Generalizations. **Journal of Climate**, v. 1, p. 1086-1097, Nov. 1988.

DICKINSON, Robert E. et al. The Community Land Model and its climate statistics as a component of the Community Climate System Model. **Journal of Climate**, Boston, v. 19, n. 11, p. 2302-2324, 01 Jun. 2006.

DORN, W. S.; MCCracken, D. D. Cálculo Numérico com Estudos de Casos em FORTRAN IV, Editora Campus Ltda, 1978, 568 p.

DUCHON, Claude E.; HAMM, Kenneth G. Broadband albedo observations in the southern great plains. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, Boston, v. 45, n. 1, p. 210-235, Jan. 2006.

ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DO AEROPORTO INTERNACIONAL DO RIO DE JANEIRO - SGBL. Dados da umidade relativa e temperatura do ar 2005-2007. In: Departamento de Controle do Espaço Aéreo – DECEA: **Dados climatológicos**. Rio de Janeiro, 2008. CD-ROM

GOMES, Maria Paulina. **Construindo soluções acadêmicas: Monografias, Dissertações e Teses – do Projeto à Defesa**. 2.ed. rev. Rio de Janeiro: UNIFA, 2007. 126 p.

GOVERNMENT OF ALBERTA. Alberta transportation and utilities. ATT-36 voids table. Canada. Disponível em: <<http://www.transportation.alberta.ca/Content/docType233/Production/ATT36.pdf>>. Acesso em: 17 dez. 2008.

GOWARD, S.N.; XUE, Y.; CZAJKOWSKI, K.P. Evaluating land surface moisture conditions from the remotely sensed temperature/vegetation index measurements: An exploration with the simplified simple biosphere model. **Remote Sensing of Environment**, v. 79, p. 225–242, 2002.

GRELL G. A.; DUDHIA J.; STAUFFER D. R. A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). **NCAR/TN-398 + STR NCAR Technical Note**, Jun. 1995.

HU, Zhenglin; ISLAM, Shafiqul. Prediction of Ground Surface Temperature and Soil Moisture Content by the Force-Restore Method. **Water Resources Research**, v. 31, n. 10, p. 2531–2539, 1995.

IKONOS: imagem de satélite: Ilha do Fundão e parte da Ilha do Governador. Rio de Janeiro: Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia, 2004. Resolução espacial 1m, 3 canais na faixa visível.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. Distribuição de energia emitida pelo Sol. Disponível em: <[http://satelite.cptec.inpe.br/uv/img/espectro\\_percentual.jpg](http://satelite.cptec.inpe.br/uv/img/espectro_percentual.jpg)>. Acesso em: 10 jul. 2008.

IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K.B.; Tignor, M.; Miller, H.L. (eds.)]. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2007. 996 p.

IQBAL, Mohammad. **Introduction to Solar Radiation**. Canadá: Academic Press, 1983. 390 p.

JENSEN, John R. **Introductory Digital Image Processing**. New Jersey, USA: Prentice-Hall, 1986. 379 p.

KARAM, Mostafa A. A thermal wave approach for heat transfer in nonuniform soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 64, n. 4, p. 1219–1225, 2000.

\_\_\_\_\_. Reforming the force-restore method for predicting ground surface temperature. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, n. 4 parte1, p. 812-816, Apr. 2003.

KIEHL, J.T. et al. **Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3)**. National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 1996. 152 p.

LIN, J. D. On the Force-Restore Method for Prediction of Ground Surface Temperature. **Journal of Geophysical Research**, v. 85 n. C6, p. 3251-3254, Jun. 1980.

LOWE, P.R.; FICKE, J.M.: **The computation of saturation vapor pressure**. Tech.Paper n. 4-74, Environmental Prediction Research Facility, Naval Postgraduate School, Monterey, CA, 1974. 27 p.

LU, D.; WENG, Q. Spectral mixture analysis of the urban landscapes in Indianapolis city with Landsat ETM Imagery. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 70, p. 1053–1062, 2004.

WENG, Q.; LU, D.; LIANG, B. Urban Surface Biophysical Descriptors and Land Surface Temperature Variations. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 72, n. 11, p. 1275–1286, Nov. 2006.

MIHAILOVIĆ, DRAGUTIN T.; KALLOS, GEORGE. A sensitivity study of a coupled soil-vegetation boundary-layer scheme for use in atmospheric modeling. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 82, p. 283–315, 1997. Netherlands: Kluwer Academic Publishers.

NOILHAN, J.; PLANTON, S. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 536-549, Mar. 1989.

OBSERVATÓRIO NACIONAL. Anuário Interativo do Observatório Nacional. Disponível em: <<http://euler.on.br/ephemeris/index.php>>. Acesso em: 10 jul. 2008.

OKE, T.R. The energetic basis of the urban heat island. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 108, p. 1-24, 1982.

PEIXOTO, José Pinto; OORT, Abraham H. **Physics of Climate**. New York: American Institute of Physics, 1992. 520 p.

PENMAM, H.L.; LONG, I.F. Weather in wheat: An essay in micrometeorology. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 86, p. 16-50, 1960.

PENNSYLVANIA STATE UNIVERSITY. Weights Of Building Materials, Agricultural Commodities, and Floor Loads For Buildings, Disponível em: <<http://www.age.psu.edu/extension/factsheets/h/H20.pdf>>. Acesso em: 17 dez. 2008.

PIANCA, João Baptista. **Manual do Construtor**. São Paulo: Ed. Globo, 1982. 1124 p.

PHINN, S. et al. Monitoring the composition of urban environments based on the vegetation-impervious surface-soil (VIS) model by subpixel analysis techniques. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 20, p. 4131-4153, 2002.

PRADO, R. T. A.; FERREIRA, F. L. Measurement of albedo and analysis of its influence the surface temperature of building roof materials. **Energy and Buildings** v. 37, p. 295–300, 2005.

RIDD, Merrill K. Exploring a V-I-S (Vegetation-Impervious Surface-Soil) model for urban ecosystem analysis through remote sensing: comparative anatomy for cities. **International Journal of Remote Sensing**, v. 16, p. 2165-2185, 1995.

ROBERTS, S. M. et al. Comparison of four methods to estimate urban heat storage. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, Boston, v. 45, n. 12, p. 1766-1781, Dec. 2006.

ROGERS, R. R.; Yau, M. K. **A Short Course in Cloud Physics**. England: Pergamon Press, 1989. 293 p.

SAINT-GOBAIN BRASILIT LTDA **Catálogo Técnico telha ondulada de fibrocimento**. Agua Branca - SP set. 2007.

SCOLAR, J. et al. Simulação numérica da camada limite planetária na região de Iperó, SP-Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 18 n. 1, mar. 2000.

THE ENGINEERING TOOLBOX. Solids - Specific Heat Capacities Disponível em: <[http://www.engineeringtoolbox.com/specific-heat-solids-d\\_154.htm](http://www.engineeringtoolbox.com/specific-heat-solids-d_154.htm)>. Acesso em: 14 out. 2008.

VAN GEEM, M. Albedo of concrete and select other materials. **Construction Technology Laboratories**, Inc. oct. 2002

VOOGT, J.A.; OKE, T.R. Thermal remote sensing of urban climate. **Remote Sensing of Environment**, v. 86, p. 370-384, 2003.

WESTERN WASHINGTON UNIVERSITY. Thermal Conductivity Table. Disponível em: <<http://www.ac.wvu.edu/~vawter/PhysicsNet/Topics/Thermal/HeatCapTable.html>> Acesso em 10 out 2008.

WINKLER, Erhard M. **Stone in architecture: properties, durability**. 3. ed. New York: Ed. Springer, 1994 313 p.

WU, C.; MURRAY, A.T. Estimating impervious surface distribution by spectral mixture analysis. **Remote Sensing of Environment**, v. 84, p. 493-505, 2003.

YOUNG, Hugh D.; FREEDMAN, Roger A. **Física II: termodinâmica e ondas**. 10. ed. São Paulo: Person Addison Wesley, 2003. 328 p.

ZHANG, Dalin; ANTHES, Richard A. High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer-Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, p.1594-1609, Nov. 1982.