都市大気の熱構造について*
(一次元シミュレーション)

吉 田 篤 正**, 国 友 孟**

One-Dimensional Simulation of the Thermal
Structure of Urban Atmosphere

by Atsumasa YOSHIDA and Takeshi KUNITOMO

In order to make clear the thermal structure of the atmosphere in urban area, one-dimensional numerical simulation is performed. Particular attention is paid to the effects of condition of the earth surface, aerosol and artificial heat release. The results indicate that the temperature in urban area is generally higher than that in rural one and that the inversion layer near the earth surface in the urban area disappears at night in the winter season due to surface roughness and artificial heat. The considerable difference is formed in temperature in rural and urban areas for several hours before and after sunset. Aerosol has much effect in the daytime and the maximum effect of the diameter is found in the case when the diameter nearly equal to the wavelength of the visible light.

Key Words: Environmental Engineering, Urban Atmosphere, Atmospheric Boundary Layer, Thermal Structure, Numerical Analysis, Thermal Radiation

1. 緒 言

都市特有の気象状態を作り出す原因としては、緑が少ないこと、道路がアスファルトで覆われていること、コンクリートのビルの林立、さらに工場からの熱やエアロゾルの排出などがあげられている。これまでも、都市大気のマクロな熱環境に関する研究はいくつか見られるが⁽¹⁾、結果に対する吟味が不十分であったり、用いられているパラメータが現実から大きくかけ離れているきらいがある。また、大気の熱構造を議論するときかなり重要となるふく射伝熱については、その影響を計算の中に簡単に取り込むことができないため、考慮が払われていない場合も多い。そこで、本研究では、複雑にからみ合っている要因を一つずつ解きほぐし、熱収支的な考えも入れ、それらの起こす現象、そのメカニズムをわかりやすく、正確にとらえ、都市特有の気象現象に果たす役割を知るため、ふく射の影響も十分に考慮して、一次元シミュレーションを行った。特に、エアロゾルに関しては、濃度が高くなれば、大気の熱構造に大きく影響してくると思われる

るので、粒径(分布)、複素屈折率、それらに与える湿度の影響を細部にわたって検討した。最後に、現実に即した都市と田園のモデルを想定し、総合的な検討を行った。また、解析手法にも改善を加え、接地層の取扱い、地表面温度の決定に関して新しい方法を提案した。

記 号

C : エアロゾルの濃度
 C_s : 地下層の熱容量
 c_p : 定圧比熱
 d : エアロゾルの粒径
 F : ϕ を z で積分した値
 f_c : コリオリ因子
 K : 渦拡散係数
 k_c : カルマン定数
 L : Monin-Obukov の安定度長さ
 l : 蒸発熱
 M : 蒸発比
 m_p : 汚染源強度
 $\bar{n}$: エアロゾルの複素屈折率

Q_A, Q_C, Q_L, Q_S, Q_R : 地表面での人工熱, 伝導熱, 潜熱, 顕熱, ふく射熱

* 昭和 58 年 12 月 8 日 第 924 回講演会において論文講演として講演, 原稿受付 昭和 58 年 6 月 6 日。

** 正員, 京都大学工学部 (〒606 京都市左京区吉田本町)。

q : 比湿
 q_s, q_a : 地表面での飽和比湿, 接地層上端での比湿
 R : ふく射による大気の加熱率
 R_i : リチャードソン数
 T, T_s : 気温, 地下層の温度
 T_0, T_{200} : 地表面温度, 高さ 200 m での温度
 t : 時間
 u, v : 風速 (x, y 方向)
 u_g, v_g : 地衡風 (x, y 方向)
 u_* : 摩擦速度
 z, z_0 : 位置座標, 粗度
 ε_D : 地表面のふく射率
 θ, θ_* : 温位, 摩擦温位
 κ : 地下層の熱拡散率
 λ : 地下層の熱伝導率
 ρ : 大気密度
 ρ_D : アルベド
 ϕ_m, ϕ_h : 無次元化された風速, 温位の鉛直プロフィール

2. 理論解析

2.1 モデル 対象とする系を図 1 に示す。解析は次の条件および仮定のもとに行った。

- (1) 大気層と地下層は無限平行平板状であり、一次元的に取扱う。
- (2) 対象とする領域は地下 50 cm～地上 2000 m とし、それ以外は日変化を受けない。
- (3) 地表面から高さ 50 m までを接地層（熱流束などが一定の層）とする。
- (4) 局所的な熱平衡が成り立っている。
- (5) 中緯度を対象とし、夏と冬の両方を考える。

2.2 基礎式 境界層:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f_c(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = f_c(u_g - u) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2)$$

図 1 物理モデル

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + R \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial q}{\partial z} \right) \quad (4)$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_c \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (5)$$

R は文献(2)より求める。 $K_h = K_q = K_c$ とする。渦拡散係数は O'Brien の式⁽³⁾を用いる。 u, v は $K_m < 0.1 \text{ m}^2/\text{s}$ の時は u_g, v_g に等しいとする。

接地層:

$$U = u_* F_m / k_c \quad (6)$$

$$\theta = \theta_0 + \theta_* F_h / k_c \quad (7)$$

$$q = q_0 + q_* F_q / k_c \quad (8)$$

$$C = C_0 + C_* F_c / k_c \quad (9)$$

ここで, $U = \sqrt{u^2 + v^2}$, 接地層内では風向は一定とした。接地層内での運動量, 熱流束は, それぞれ $u_*, u_* \theta_*$ である。 $F_h = F_q = F_c$ とする。

$$F_m = \int_{z_0}^z \frac{\phi_m}{z} dz, F_h = \int_{z_0}^z \frac{\phi_h}{z} dz \quad (10)$$

$$\phi_m = \frac{k_c z}{u_*} \frac{\partial U}{\partial z}, \phi_h = \frac{k_c z}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (11)$$

ϕ_m, ϕ_h に関しては, Monin-Obukov の安定度長さ L の関数である Kondo の式⁽⁴⁾を用いる。渦拡散係数は,

$$K_m = k_c u_* z / \phi_m, K_h = k_c u_* z / \phi_h \quad (12)$$

地下層:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (13)$$

境界条件は次のとおりである。

境界層の上端 ($z = 2000 \text{ m}$):

$$u, v, \theta, q, C = \text{const.} \quad (14)$$

なお, $u = u_g, v = v_g$ とする。

地下層 ($z = -50 \text{ cm}$):

$$T_s = \text{const.} \quad (15)$$

地表面:

$$q - q_a = M(q_s - q_a) \quad (16)$$

$$K_c(\partial C / \partial z) = -m_p \quad (17)$$

$$U = 0 \quad (18)$$

$$\rho c_p K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} + l \rho K_q \frac{\partial q}{\partial z} - \lambda \frac{\partial T_s}{\partial z} + Q_R + Q_A = 0 \quad (19)$$

Q_R は文献(2)より求める。式(16)の蒸発比 M の信頼できる値の決定は困難であるが、相対的な比較は可能である⁽⁵⁾。潜熱に関しては、本研究で用いた方法が、そのメカニズムを考えれば、簡単で妥当な方法である。なお、接地層の上端 ($z = 50 \text{ m}$) では u, v, θ, q, C は連続である。

2.3 計算手法 式(1)～(5), (13)は Crank-

Nicolson 法 (差分法) を用いて数値解析する。地表面温度は式(19)から求められるが、この式に含まれる気温、地温、湿度を同時に決定できないため、くり返し計算を行う。また式(19)には渦拡散係数が含まれているが、渦拡散係数は地表面温度、大気の安定度 L の複雑な関数であり、これまでは、くり返し計算を行うか、渦拡散係数に関して簡単な近似式を用いてきた。本研究では、次式と連立させて、接地層をバルク的に取扱い地表面温度と渦拡散係数を同時に求めることができた。このことは、計算の安定度を増し時間ステップを大きく取ることも可能にした。

$$R_i = \frac{z}{L} F_h F_m^{-2} \dots\dots\dots (20)$$

時間ステップ $\Delta t = 30 \text{ min}$ とした。計算は午前 9 時から始め、初期値の影響がなくなる 39 時間後の 2 日め午前 0 時からの 24 時間の結果で評価した。赤緯は夏の場合は 20° 、冬の場合は -20° 、対象緯度は北緯 34° とした。

3. 結果と考察

3.1 各パラメータの影響 注目するパラメータを動かし、他のパラメータを固定する方法をとった。その評価は、主に、1日の最高温度の出る時刻(13:00)、最低温度の出る時刻〔5:00(夏)、7:00(冬)〕を選んだで行った。

図2はアルベドの効果(冬)を示す。 ρ_D に対する波長依存性は考慮していない。ここで、 ΔT_{200-0} は T_0 と T_{200} の差を意味する。昼間、 ρ_D が大きくなるほど、地表面温度は下がるが、上空では影響を受けない。地表面での太陽ふく射エネルギーの吸収が減り、熱収支から地表面温度は低下する。上空との温度差の減少により乱流による熱輸送も小さくなる。夏と冬で影響に差

図2 太陽ふく射に対する地表面反射率(アルベド)の効果

はなかった。都市では建物間の多重反射などのため ρ_D は小さくなる。

図3は人工熱の影響を示す。ここで $\Delta T_{0,q-0}$ は人工熱がある場合とない場合との表面温度の差を意味する。人工熱は時間によらず一定、発生場所は地表面とした。 Q_A の増加に伴って、地表面温度が直線的に上昇している。昼より夜、夏より冬のほうが影響を強く受ける。これは、地表面での各エネルギー成分の中で人工熱の占める割合が大きいためである。気温の鉛直分布に与える影響を見たのが図4である。影響の最も大きい冬の明け方の場合を示した。地表面付近の逆転層の強さが弱くなり、その高さも下がっている。このため、大気の安定度が小さくなり、乱流による熱交換が盛んになるため影響が上空まで及ぶ。図5の下半分に表面温度の時間変化率 dT_0/dt の様子を示した。日没前後3時間ぐらいに大きな差が見られ、 $\Delta T_{0,c-0}$ が急に大きくなっているのが図5上半分よりわかる。ヒートアイランドの強さは日没前後に急に大きくなると言われている⁽⁶⁾が、図5はこれを裏付けるものである。

図6は粗度の効果(冬)を示す。地表面温度は粗度

図3 人工熱の効果

1, 2, 3はそれぞれ $Q_A = 0, 50, 100 \text{ W/m}^2$

図4 人工熱が気温の鉛直分布に与える影響

z_0 の増加に伴って昼間下降し、夜間は若干上昇する。上空との温度差は小さくなり、逆転層の解消に働く。これは、 z_0 が増加すると、乱れが大きくなり、上空との混合が盛んになるが、昼は上空のほうが冷たく、夜はその逆であるためである。夜より昼、冬より夏のほうが乱流による熱輸送が盛んなため影響が大きい。

図7は蒸発比の影響を示す。 $M=0$ は潜熱 $=0$ 、 $M=1$ は地表面が常に飽和した状態を表す[式(16)]。都市では田園より小さな値をとる。蒸発比が大きくなるにつれて潜熱が増大し、地表面のエネルギーバランスから地表面温度は下がる。冬より夏、夜よりも昼のほうが潜熱による熱輸送が盛んなため影響が強く現れる。 M が0.2以下で特に変化が激しい。

図8に地下層の熱拡散率、熱容量の効果を示した。それぞれの値が大きくなるほど、夜間の地表面温度は上昇する。熱拡散率が大きくなれば、温度変動が深くまで及ぶため表面温度の振幅は小さくなる。熱容量が大きくなれば、同じ温度を上げるのに要する熱量が多

く必要となり、温度応答が悪くなる。夜間のほうが影響が大きいのは、夜は伝導による熱輸送が主力となるからである。なお、熱拡散率、熱容量は地下層の湿り具合、気孔率などによっても大きく変わる⁽⁷⁾。 $\kappa=5.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ 、 $C_s=2.0 \times 10^6 \text{ J/m}^3/\text{K}$ は湿潤土壌を想定したものである。

図9にエアロゾルの粒径、粒径分布の効果を示す。ここで、 $\Delta T_{0,p}$ 、 $\Delta T_{200,p}$ はそれぞれエアロゾルがない場合との表面温度、気温(200 m)の差を表す。エアロゾルは通常粒径分布をもっているが、その影響の大きく現れる冬の13:00の値を示す。図中、Junge 1, 2は $n(d)=c_1 d^{-4}$ (Junge 1: $0.2 \leq d \leq 2.0 \mu\text{m}$, Junge 2: $0.1 \leq d \leq 4.0 \mu\text{m}$)、Haze Lは $n(d)=c_2 d^2 \times \lambda \exp(-17.059 d^{1/2})$ の粒径分布をもつ場合である。 C_1 、 C_2 は定数。代表粒径 d_{32} ⁽⁸⁾はJunge 1、Haze Lは $0.38 \mu\text{m}$ 、Junge 2は $0.40 \mu\text{m}$ である。昼間は地表面温度は低下する。これは、エアロゾルによる散乱、吸収のため太陽光が減衰するためである。散乱光は増加するが、直達光の減少がそれを上まわる。この影響が最大となる粒径は $0.4 \mu\text{m}$ 付近である。このことは文献(2)から理解できる。図には粒径分布のある場合も示したが、小さな粒径の効果が強く出て、代表粒径 d_{32} で評価するよりは温度低下は小さくなっている。夏より冬のほうが影響が大きいのは冬のほうが太陽高度が低く、同じ濃度でも光学的に厚くなるためである。上空の気温は上昇傾向にあるが、エアロゾルが太陽光を吸収したのが一つの原因である。夜間の地表面温度は昼間に比べて影響が少ないが、上昇傾向を示す。これは、地表面において、上空からの赤外ふく射が2~4%増加するためである。夏に影響が強いのは気温が高く、ふく

図5 人工熱が地表面温度に与える影響(日没前後)

図6 地表面のあらさ(粗度)の気温、地表面温度への効果

図7 蒸発比の地表面温度への効果

図8 地下層の熱物性値の地表面温度への効果

射されるエネルギーが大きいためである。

図 10 に複素屈折率 (Model) の効果を示す。図の横軸の数字 0 はエアロゾルなし、1, 2, 3 はそれぞれ Model 1, 2, 3⁽²⁾ を意味する。Model 1 は清浄大気、Model 2 は都市大気、Model 3 は吸収性の強い汚染大気を想定している。夜は Model の影響は少ない。しかし可視域の複素屈折率の虚数部の値に大きな差があるため、昼間には大きな差が現れる。

表 1 にエアロゾルの粒径と複素屈折率に湿度依存性を考慮した場合と考慮しない場合との差 ($\Delta T_{0,f}$, $\Delta T_{200,f}$) を示した。 $\Delta T_{0,f}$, $\Delta T_{200,f}$ はそれぞれ地表面、高さ 200 m における差である。特に、昼間の地表面温度に大きな影響を与えている。夏のほうが湿度が高いため効果が大きく現れた。

表 1 エアロゾルの粒径、複素屈折率に大気の相対湿度を考慮した場合の効果⁽²⁾

		Summer	Winter
5:00	$\Delta T_{0,f}$	+1.2	+0.4
	$\Delta T_{200,f}$	+0.2	+0.1
13:00	$\Delta T_{0,f}$	-1.9	-1.1
	$\Delta T_{200,f}$	-0.8	-0.4

図 9 エアロゾルの粒径の効果

図 10 エアロゾルの複素屈折率の効果

表 2 田園と都市のパラメータ
s: 夏, w: 冬

Parameter	Rural	Urban
ρ_0	0.20	0.15
ϵ_0	1.00	1.00
M	0.3(s) 0.2(w)	0.1
Z_0 (m)	0.01	1.0
Q_A (w/m ²)	0.0	35.0(s) 50.0(w)
U_g (m/s)	9.0(s) 12.0(w)	9.0(s) 12.0(w)
K (m ² /s)	5.0×10^{-7}	7.5×10^{-7}
C_s (J/m ³ /K)	2.0×10^6	2.0×10^6
d	---	Haze L
$\hat{n}$	---	Model 2
m_p (μg/m ² /s)	0.0	0.375

図 11 表面温度の日変化 (田園-都市)

図 12 温度分布 (冬)
—— 田園 都市

図 13 温度分布 (夏)
—— 田園 都市

差を保っているのがわかる。この傾向はよく観測されている⁽⁶⁾。また、都市で最高温度の出る時刻が遅れる傾向がある。図 12, 13 には日の出から正午ごろまで、上空に弱い逆転層が認められるが、これは境界層の発達によって現れたものである。

4. 結 言

都市大気の熱構造をシミュレーションにより検討した結果、次のことが明らかになった。

(1) 考慮したすべてのパラメータが、都市の夜間の表面温度を押し上げるのに働く。その中で、人工熱、地下層の熱物性値の効果が比較的大きい。また、夜間の逆転層を妨げるのは主に、粗度と人工熱である。

(2) 昼間、都市の表面温度を引き下げるのに働くのは粗度とエアロゾルである。逆に、人工熱、蒸発比、地表面反射率は温度を押し上げる。

(3) エアロゾルの影響は昼間に大きく、 $d=0.4 \mu\text{m}$ 付近で最大となる。複素屈折率による差は昼間に

大きく出る。夜間はエアロゾルの影響は小さい。粒径、複素屈折率に湿度依存性を考慮する、しないで大きな差を生ずる場合がある。

(4) 都市では、田園より全般に温度が高いが、夏より冬、昼より夜のほうが影響が大きいい、冬、夜間の逆転層がほぼ消滅する。夜間の大きな温度差は日没前後数時間で生じたものである。

文 献

- (1) たとえば, Bergstrom, R. M. and Viskanta, R., *J. Appl. Meteor.*, 17 (1973), 901.
- (2) Yoshida, A. and Kunitomo, T., *Bull. JSME*, 26-221 (1983), 1929.
- (3) O'Brien, J., *J. Atmos. Sci.*, 27 (1970), 1213.
- (4) Kondo, J., *Boundary Layer Meteor.*, 9 (1975), 91.
- (5) 尾島・森山, 日本建築学会論文報告集, 265 (昭 53), 93.
- (6) Oke, T. R. and Maxwell, G. B., *Atmos. Environ.*, 9 (1975), 191.
- (7) 八幡, 土壌の物理, (昭 50), 181, 東京大学出版会.
- (8) 森・牧野, 機論, 35-271 (昭 44), 624.

討 論

〔質問〕 植 田 洋 匡〔国立公害研究所〕

(1) 貴報で大気境界層の熱構造に及ぼす個々のパラメータの寄与の度合を明らかにした意義は大きい。特に放射の寄与を厳密に評価した点に大きな前進がある。しかし、その結果の説明が不足ではないか。図 9 で実線および破線各 2 本の相違、図 10 の Model 3 の吸収性の強い汚染大気の意味と境界条件についてご説明願いたい。

(2) 貴計算を通じて、特に図 7 の計算で、夜半から早朝にかけて放射雲あるいは放射霧が形成されるような状態(飽和)には達しなかったか。

〔回答〕 (1) 図 9 の各線の説明は本文中でしているが、ご指摘のとおり指示が不明確であった。図中上から 2 本めおよび 3 本めが時刻 7:00 に対応し、他の 3 本は時刻 13:00 に対応する。

図 10 の Model 3 の吸収性の強い汚染大気は、主に可視域の複素屈折率の虚数部が大きいエアロゾルを含む大気を意味する。すなわち、太陽光の吸収が大きい大気である。境界条件は、地表面でのフラックス ($0.375 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$) で与えた。

(2) 蒸発比 M の値が大きい場合は、ご指摘のように、夜半から早朝にかけて飽和状態に達することがあった。本研究では、過飽和状態を避けるため、水蒸気圧を飽和状態に人為的に押さえた。その際、凝結に

伴う熱の放出を考える必要あるが、この点に関しては、今後の課題として検討中である。放射霧あるいは雲の発生メカニズム、また、それらが逆に温度分布に与える影響を考えると、興味深い点である。

〔質問〕 斎 藤 武 雄〔東北大学工学部〕

都市大気の構造について貴重なシミュレーションを行っておられることに敬意を表したい。

質問者も違った観点から都市大気の三次元シミュレーションを行ってきたが、例えば人工熱 Q_A 増加に伴い地表面温度が直線的に上昇することなど類似の結果が出ていることは興味深い。

(1) ふく射とエアロゾルの影響を詳細に検討していることが本論文の特徴であると思うが、このうち R の効果はどの程度か(具体的数値で)。

(2) 三次元シミュレーションでは今のところ演算時間の制約があり無理であるが、ふく射およびエアロゾルと同じオーダの影響があると見られる大気汚染成分 CO_2 および H_2O (vapor) の拡散も含む解析を行えないか。これらの重要性は Viskanta らの論文にも指摘されている。

(3) 式(2)の R の具体的表示を示していただきたい。

(4) 蒸発比 M と Bowen 比との関係をお示し願いたい。

〔回答〕 (1) ふく射項 R の大きさと乱流拡散項 $\partial/\partial z \{K_A(\partial\theta/\partial z)\}$ の大きさは、一般に次のような傾向が見られる。昼間は、上空では R が優勢であるが、地表面の近くでは拡散項のほうが優勢であり、 R はその1オーダーくらい小さい値を示す。夜間は、 R の効果が拡散項とすべての領域で同じオーダーである。エアロゾルの濃度が高く、 R が大きくなる場合には、昼間、地表面近くでも拡散項のほぼ半分くらい、夜間は拡散項とほぼ等しくなる。したがって、 R の効果はかなり大きいと考えられる。なお、 R の大きさは、ほぼ $10^{-4} \sim 10^{-5} \text{ K/s}$ の間で変化する。

(2) 水蒸気の拡散は式(4)などで比湿 q として取扱っている。二酸化炭素に関しては、計算上は扱うことはできるが、水蒸気、エアロゾルほどふく射項に影響を与えるような地域差は見られないと考え、本

研究では取扱っていない。地表面付近での発生量を知ることが困難であることも一つの理由である。

(3) R は次式で計算を行った。

$$R = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F}{\partial z} \left(\frac{p_0}{P} \right)^{R_0/C_p}$$

ここで、 ρ は大気の密度、 C_p は定圧比熱、 F はふく射熱流束、 z は地表面からの高さ、 P は大気圧、 p_0 は地表面での圧力、 R_0 は気体定数である。上式の F は文献(付2)の式(4)、(6)、(9)、(10)により計算を行った。

(4) 一般的に、蒸発比 M が小さいほど、Bowen比は大きいとは言える。しかし、Bowen比は顕熱と潜熱の比であり、潜熱の大きさのみを規定する蒸発比 M とは直接関係づけることはできない。

50巻451号, B編(昭59-3)正誤表

執筆者名	ページ	欄	行	誤	正
斉藤芳郎	635	図8	縦軸	C	C ₀
	〃	図9	図中	○ Dittrich & Graves	⊕ Dittrich & Graves
桧和田宗彦 ほか	738	左	7	下降流	下降流
	740	左	4	図17(c)	図17(a)
		〃	9	図17(a)	図18(a)
		〃	下1	図17(b)	図18(b)
		右	1	図17(a)	図18(a)
岡村秀勇 ほか	761	左	17	ピストンのピストンピン	ピストンにピストンピン
	〃	右	下7	クランクを経て	クランク軸を経て
	766	左	下10 ~9	急激な圧力上昇に続く圧力変動は、圧力上昇によって誘起された渦流室の	急激な圧力上昇に続くこの圧力変動は、主室内における圧力上昇によって誘起された渦流室の
	767	右	16	冷間時のピストンサーミック・ライナクリアランス	冷間時のピストンとシリンダライナのクリアランス
竹越栄俊 ほか	809	英文概要	1	viods	voids