

都市境界層の大気安定度推定のためのタワーを使った 気温鉛直分布の年間観測

河 野 仁*・渡 邊 さつき*・岩 井 恒 敬**

要 旨

大気拡散予測に必要な都市下層大気の安定度を得るため、姫路市街地で高さ72mのタワーを使って気温の鉛直分布を1年間測定した。これと並行して建物の屋上で表面温度を測定した。また、夏と秋に各1日、係留気球を使い、地上から270mの高さまで気温を測定した。その結果、次のことがわかった。昼間、下層大気の温位勾配は不安定となり、高さ18mと70mの間の温位減率は夏に大きく、強不安定となり、冬にはやや小さくなる。夜間、地上から建物高さの2～3倍までの温位勾配は中立に近くなる。この中立層の成因には、ラフネスサブレイヤに生じる強いメカニカル乱流が作用していると考えられる。また、夏の夜間は建物屋上表面温度が気温よりも高い状態が明け方まで持続しており、これも明け方まで中立か弱い不安定状態が残っている原因と考えられる。都市上空に存在する夜間の安定層は年間を通して出現し、安定層の温位勾配は冬季に大きい。その底面高度は建物高さの2～3倍付近にある。下層大気の2高度（地上18mと70m）の温位差とバルク式表現である建物屋上表面温度と基準高さ（地面からの高さ18m）の温位差に関して、不安定から中立大気状態にかけて高い相関が得られた。この結果は下層大気安定度の推定に利用できると考えられる。

1. はじめに

環境アセスメントにおいて、都市内の自動車や工場の排気ガスの大気拡散予測は、日本では基本的にパスキル大気安定度階級が使用されている。パスキル大気安定度階級は、気象のルーチン観測データ（地上風速、日射量、雲量）から計算できるので便利ではあるが、モニン・オブコフ大気安定度やリチャードソン数のような大気安定度指標と比較すると精緻さに欠けるところがある。例えば安定層の強さが夏と冬で異なれば、リチャードソン数は異なるが、パスキル大気安定度階級は夜間に弱風（地上風速 $U < 2 \text{ ms}^{-1}$ ）で晴天

（雲量0～4）であれば、夏でも冬でも同じランク一強安定G（環境庁1995）となる。パスキル大気安定度階級に基づいて1時間単位に濃度を予測し、それをもとに平均濃度を予測した結果は、年平均値に対しては実測値との良い一致が得られても、季節別あるいは昼夜別平均値に対しては寒候季（11月～3月、特に夜間）に過小予測、暖候季（4月～10月、特に昼間）に過大予測となる例がある（河野ほか1988）。また、大気安定度は、モニン・オブコフ安定度長やリチャードソン数で定義されるように、熱フラックスと運動量フラックス、または、温位勾配と風速勾配に対応している。これらは、地表面温度と大気の温度差、風速、そしてバルク輸送係数で決まる。一方、パスキル安定度分類では、温位勾配に比例する量として、昼間は日射量、夜間は雲量で放射冷却量を間接的に表現している。しかしながら、日射量と雲量が同じ条件であっても、地表面がコンクリートで覆われた都市と、田園地

* 兵庫県立大学環境人間学部。

** (株)ソニック。

—2009年6月4日受領—

—2010年6月3日受理—

帯では、地表面物体からの蒸散量や比熱、熱伝導率が異なるために地表面温度は異なる。そこで、日射量、雲量よりも地表面温度を使う方がより直接的に、温位勾配の推定に繋がると考えられる。

近年、ヨーロッパやアメリカでは20kmまでの都市スケールの排気ガスの拡散予測に、新世代の大気拡散モデルが作られている。このモデルでは、2高度の気温と2高度の風速から（地表面粗度がわかっている場合には2高度の気温と1高度の風速から）温度フラックスと運動量フラックスを求め、モニン・オブコフ大気安定度や乱流強度、Lagrangeタイムスケールを求めて、Taylorの乱流統計理論に基づいて排気ガスの広がり幅を推定している（河野 2000）。これらの新世代の拡散モデルの運用に当たっての大きな課題は、気象台などでルーチ的に観測されていない都市上空の気温分布や風速分布をどのようにして求めるかにある。

都市上空の気温の鉛直分布の観測に関しては、Oke (1974, 1979) や河村 (1977) らによるレビューがある。これらのレビューによると、これまでの観測目的は都市気候やヒートアイランドの研究が主であり、また、観測期間も特定の日を対象にしたものがほとんどである。年間にわたり大気拡散予測のための大気安定度推定に使えるような観測例は少ない。年間にわたる観測例として、次のようなものがある。DeMarrais (1961) はアメリカ合衆国オハイオ州シンシナティでテレビ塔を利用して、高さ18mから160mまでの気温差を1年間、Baker *et al.* (1969) はアメリカ合衆国のセント・ポール・ミネアポリスでテレビ塔を使って、高さ21mから150mの間の気温差を7年間、Yap (1975) はカナダのトロントでテレビ塔を利用して、高さ61mと91mの気温差を3年間観測している。しかし、これらはヒートアイランド解析の視点から、安定層の高さ、月ごとの頻度の集計に力点が置かれ、拡散予測のために都市上空の大気安定度の季節変化を捉えるという視点からは、極めて限定的である。

短期間の観測例として、横山ほか (1974) は1昼夜、Uno *et al.* (1988, 1992) は3日間、Clarke (1969) は延べ6日間、Godowitch *et al.* (1985) は延べ5～6週間の観測を行っている。これらの観測から、都市内の安定層は、安定層の下面が地面に接しておらず上空に出現するという結果が得られている。これらの研究は、都市の上空に現れる安定層を観測し、夜間の都市境界層を解像している。

また、Kanda *et al.* (2005) は東京都大田区の低層

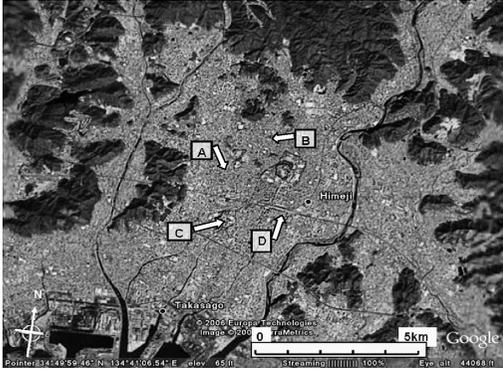
住宅地域に気象観測塔を設置し、地上から29mの高さまで気温の鉛直分布を14ヶ月測定している。その結果、都市キャノピーの日最高気温が出る高さが、夏季は地表面付近に、冬季は屋根面の高さ付近に出現することを明らかにしている。Kanda *et al.* (2005) の研究はキャノピー層に焦点があるが、本研究はキャノピー層より上部を対象にしている。

本研究の目的は、自動車排気ガスの拡散予測のために、タワーを使って気温の鉛直分布を観測し、都市大気下層の大気安定度の日変化と季節変化をとらえることにある。そのために、姫路市の市街地にある高さ72m（周囲の建物高さの2～5倍の高さ）のマイクロ波通信タワーを使って、気温の鉛直分布を1年間観測し、解析を行った。また、地表面温度についても建物の屋上に設置した長短波放射計を使って1年間同時に観測を行い、温位勾配との関係について調べた。最終的に、高さ72mのタワーを利用して下層大気の安定度の推定がどの程度可能かを議論する。なお、本論文では、温位の鉛直勾配に限定して大気安定度を議論する。

この論文では、地上面と建物表面を合わせて「地表面」と呼ぶ。両者の温度は正確には異なるが、この論文では区別していない。

2. 測定方法

気温の鉛直分布と地表面温度の観測期間は2006年8月24日から2007年11月12日までである。観測を行った姫路市は人口54万人（2007年）の中規模都市である。姫路市街地と測定点の位置を第1図に示す。気温の鉛直分布観測を行った高さ72mのマイクロ波通信塔（第1図、D地点）は、下部が高さ10mの鉄筋建物、その上が高さ62mの鉄塔構造である。このタワーは市街地のほぼ中央部分にある。姫路市街地の中央部にある建物高さは、15～30m程度が多い。最も高い建物で、45mである。それ故、高さ72mのタワーでは、周辺の建物高さの約2.5～5倍の高度まで観測が可能である。地上から高さ4m、18m、40m、60m、70mの5か所にサーミスタ温度計（エスバックミックRT30-S）を設置した。高さ4mの温度計は、建物の北面のテラスに設置した。ここは、ほぼ一日中直射日光が当たらない。また、高さ18mと70m地点の温度計は通風シェルター（アルミニウム3重構造）に入れ、直射日光が当たる日中でも気温を観測できるようにした。測定期間中に5台のサーミスタ温度計の器差確認を2回行い、全ての測定器間の器差は最大のもので



第1図 姫路市街地と測定点の位置. A: 姫路特別地域気象観測所 (アメダス, 地面から風速計までの高さ; $z=28\text{m}$), B: 長短波放射計 (兵庫県立大学, 建物の高さ; $z=15\text{m}$) 建物屋上表面温度測定, C: 係留気球観測 (手柄山, 標高 $h=49\text{m}$, 周囲の市街地の地面から丘の頂上までの高さ; $z=41\text{m}$), D: 気温鉛直分布 (タワーの高さ, $z=72\text{m}$).

0.2~0.3°Cであった. ここでは器差補正を行い, 器差の範囲を最大で0.1~0.2°Cとした. サンプル間隔は測定時期により異なり, 1分から5分の間に設定した. 適切なサンプル間隔については, 観測に入る前に検討を行った. 瞬間的な気温変動が最も大きい晴天日 (8月) の日中に1分間隔で観測した気温データを使い, サンプル間隔を1分から5分まで変えて1時間平均値を求めたところ, サンプル間隔1分から5分までの変化による1時間平均値の差は0.03°Cと十分に小さいことを確認している.

地表面温度の測定は, タワーの2.9km北に位置する兵庫県立大学の5階建ての建物の屋上で行った (第1図, B地点). 測定器は長短波放射計 (英弘精機 MR-40) を使用した. MR-40に付けられているボディ测温用センサーはT型熱電対 (精度0.1°C) が使用されており, このセンサーと気温測定に使用しているサーミスタ温度計との器差は0.1~0.2°C以内である. 日射, 放射量の記録は1時間値である. 下向きに取り付けた長短波放射計に入射する半球 ($2\pi\text{sr}$ の立体角) に写る物体表面積の構成比をもとめるために, 魚眼レンズ (Nikon, FC-E8) を使って測定した (第9図). 長短波放射計で計測される放射フラックス F は次の(1)式で表される.

$$F = \int I \cos \theta d\omega \quad (1)$$

ここで, I は放射輝度, ω は立体角, θ は受感面の法線と $d\omega$ のなす角度である. (1)式に対応させて, 半球に写る物体表面積を受感面に投影した値 $\int \cos \theta d\omega$ は, 屋上のセメントモルタル及びコンクリート部分97%, プラスチック2%, ステンレスボール1%となり, 屋上のセメントモルタル及びコンクリートが大部分を占めている. また, 赤外放射温度計 (オプテックス株式会社, BA-30TV; 精度及び表示分解能1°C) を使って, タワーの高度50mから周辺の道路のアスファルトや建物屋根, 裸地, 草地等の表面温度を測定し, 長短波放射計から求めた建物屋上表面温度と比較した. そして, 建物屋上の長短波放射計が市街地の平均地表面温度をどの程度代表しているかということについて検討を行った. なお, 長短波放射計 MR-40と赤外放射温度計 BA-30TVの器差は屋外で比較測定したところ, BA-30TVの表示分解能である1°C以内である. そのため, 両者の器差補正は行っていない.

また, 夏と晩秋にそれぞれ1日係留気球を使って, 地上から270mの高さまでの気温を観測した. これは, タワーの高さが72mなので, その上の気温鉛直分布を測定するのが目的である. 夏は2007年7月19日05時から12時まで, 秋は2007年11月8日05時から18時まで観測を行った. 係留気球を上げるには広い場所が必要なので, 姫路市街地の中に位置する手柄中央公園内 (900m×630m) の標高49mの丘から上げた (第1図中Cの地点). 手柄中央公園は大部分緑地である. 温度計はタワーに設置したのと同じものを使用し, アルミ製3重通風シェルター内に入れ, 気球の1m下に取り付けた. ファンにより $5\sim 7\text{ms}^{-1}$ の通風を与えた. 気温の記録インターバルは20sに設定した.

なお, 係留気球による観測を行った日と温位鉛直分布を解析した日については, 姫路特別地域気象観測所の風速 (地上高度28m), 神戸海洋気象台, 大阪管区気象台の雲量, 天気, 姫路市内の屋上に設置した長短波放射計による日射量観測データも解析に使用した.

温位 θ は標高0mを基準とした高度 z と乾燥断熱減率 γ を用い, 気温 T から $\theta = T + \gamma z$ として求めた. 2高度 z_1, z_2 ($z_1 > z_2$) 間の温位差は z_1 の温位から z_2 の温位を引いたものである.

3. 結果

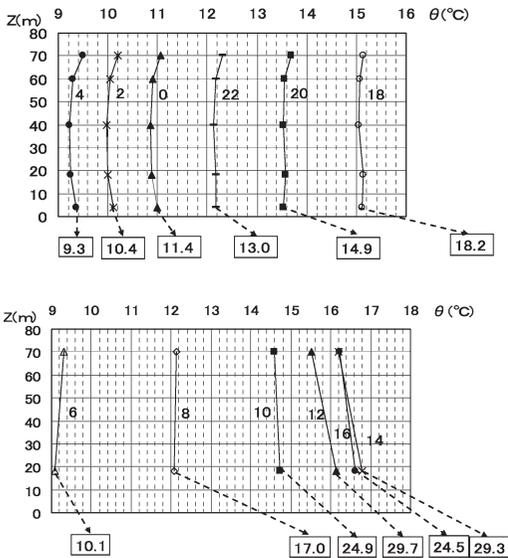
3.1 春（4月）の温位鉛直分布

4月平均の温位鉛直分布と建物屋上表面温度を第2図に示す。日中は、通風シェルターが付いている高さ18mと70mの温位を表示している。06時には建物屋上表面温度と地上高度18mの温位との差は1°C未満であるが、10時に建物屋上表面温度は気温よりも11°C高く、14時には気温よりも13°C高い。14時の温位差 $\theta(70m) - \theta(18m)$ は $-0.6^\circ\text{C}/52\text{m}$ （気温差 $-1.1^\circ\text{C}/52\text{m}$ ）であり、不安定状態にある。18時には温位差 $\theta(70m) - \theta(4m)$ は $0.0^\circ\text{C}/66\text{m}$ （気温差 $-0.6^\circ\text{C}/66\text{m}$ ）であり、中立に近い状態にある。20時には4mから60mまでは中立に近い状態であるが、60mと70mの間で、 $\theta(70m) - \theta(60m) = 0.2^\circ\text{C}/10\text{m}$ の温位差が生じ、明け方04時までその状態が持続している。この0.2°Cという値は測定器の誤差と同レベルであり、4月の結果だけでは、意味のある数値か否か判断できないが、年間を通してこの高さの温位差を追跡すると冬季に差が大きくなることから、これは放射冷却と関係する安定層であろうと推論できる。また、7月の係留気球による気温観測結果においてもこの高さ付近に安定層の下面が観測されており、この推論を根

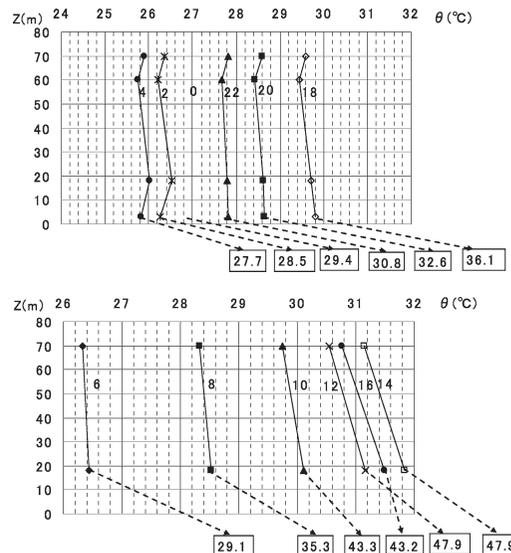
拠付けている。建物屋上表面温度と気温の差は日没の18時には3°Cであるが、夜間は時間の経過とともにこの差は徐々に小さくなった。

3.2 夏（8月）の温位鉛直分布

8月平均の温位鉛直分布と建物屋上表面温度を第3図に示す（高さ40mの温位データはこの間欠測である）。建物屋上表面温度は太陽高度の上昇に伴って上がり、14時には48°Cとなり、建物屋上表面温度と気温との差は16°Cになる。14時には温位差 $\theta(70m) - \theta(18m)$ は $-0.7^\circ\text{C}/52\text{m}$ （気温差 $-1.2^\circ\text{C}/52\text{m}$ ）となり不安定状態である。日没前の18時には建物屋上表面温度は気温よりも約6°C高く、温位差 $\theta(60m) - \theta(18m)$ は $-0.3^\circ\text{C}/42\text{m}$ と中立か弱い不安定状態、温位差 $\theta(70m) - \theta(60m)$ は $0.1^\circ\text{C}/10\text{m}$ である。明け方、04時に建物屋上表面温度は気温よりも約2°C高く、温位差 $\theta(60m) - \theta(18m)$ は $-0.3^\circ\text{C}/42\text{m}$ （気温差 $-0.7^\circ\text{C}/42\text{m}$ ）であり中立に近い（なお、高さ18mの温位は高さ4mの温位より0.2°C高い。また、同じ傾向が第5図（秋）、第7図（冬）に見られるが、これは都市キャノピー層の中の現象であり、その原因に関する詳細な解析は、今回の研究の主題からはずれるので行っていない）。このように、都市では、夏の夜間は建物屋上表面温度が気温よりも高い状態が明け方まで持続しており、夜間でも低層大気は中立状態か弱い



第2図 4月平均（2007年）の温位鉛直分布と建物屋上表面温度（□の数字）。（上）夜間、（下）日中、図中の数字は観測時刻、4は04～05時の観測を表す。



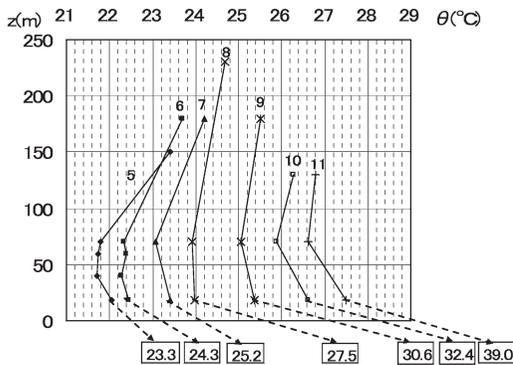
第3図 第2図と同じ。但し、8月1日～19日平均（2007年）。

不安定状態が残っている。また、60m以上で高度と共にわずかに温位が上昇しているところから、この上層に弱い安定層が形成されている可能性がある。これについては、別途係留気球を使って確認する。

3.3 係留気球による観測 (7月)

7月に係留気球を使って上空230mまでの気温を観測した。そのときの気象データ(天気、雲量、日射量、風向、風速)によると、観測日の前夜は晴れから薄曇であり、建物屋上で観測している赤外放射計によれば、夜間19時から04時の平均で、屋上からの上向き放射量が空から入る下向き放射量を $0.19\text{MJm}^{-2}\text{h}^{-1}$ ($=53\text{Wm}^{-2}$) (下向き放射量に対して14%) 上回っており、放射冷却が生じている。深夜01時から06時までの、風向は北よりの風、風速は1から 2ms^{-1} であり、弱い。係留気球とタワーにおける気温観測データを合わせた結果(第4図)によると、05時には高度70mから150m付近に弱い安定層 $\theta(150\text{m}) - \theta(60\text{m}) = 1.7^\circ\text{C}/90\text{m}$ が見られる。08時以降には70m以上の安定層は次第に弱くなり、11時には70mと140mの間は中立状態に近くなり、また、70m以下は建物屋上表面温度の上昇に伴い不安定状態となる。

なお、係留気球のデータとタワーのデータを合わせる事については以下の点から問題ないとする。係留気球を上げた手柄中央公園とタワーとの水平距離は1.8kmであり(第1図)、いずれも商業ビル地域に属している。手柄山中央公園の緑地を除けば、水平方向にはほぼ同じ土地利用であり、緑地の周辺を除けば、この間に水平方向の顕著な温度勾配が出る条件はない。



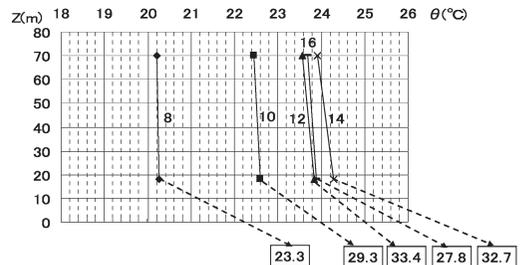
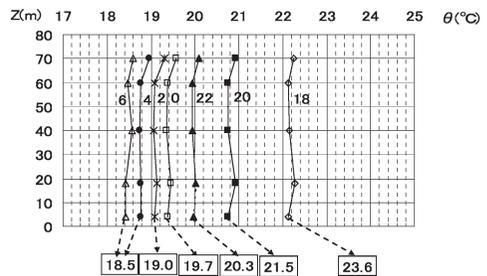
第4図 7月19日(2007年)の温位鉛直分布と建物屋上表面温度(□の数字)。係留気球とタワーのデータを合わせた。図中の数字は観測時刻、5は05~06時の観測を表す。

また、係留気球で観測した100m以上の高さの気温に対する、水平スケール~1kmの緑地の直接的温度影響も、都市域における地上煙源の拡散幅であるF. B. Smithの修正によるパスキルの拡散幅(環境庁1995)から、地上煙源からのガスが観測している地点の高度100mに達しないと類推できるために、無いと考える。

また、標高49mの丘(周辺市街地から41mの高さ)の斜面に沿う上昇気流の影響に関しても、風洞実験によって上昇気流 $w(\text{ms}^{-1})$ と水平方向の風速 $u(\text{ms}^{-1})$ との比は丘の頂上において、丘の2倍の高さ、標高90mで最大値、 $w/u=0.03$ をとることを確認している。丘の麓から頂上までの水平距離が~200mであり、この間に気流が上昇する高さは $z=200 \times 0.03=6\text{m}$ である。この値は都市の建物高さのばらつきと比べても小さく、上空の安定層をとらえるという点に関しては丘の上で観測しても大きな問題はないと考えている。

3.4 秋(9~10月)の温位鉛直分布

9月26日~10月17日平均の温位鉛直分布と建物屋上表面温度を第5図に示す。昼間14時、建物屋上表面温度は気温より 9°C 高く、温位差 $\theta(70\text{m}) - \theta(18\text{m}) = -0.4^\circ\text{C}/52\text{m}$ であり、不安定である。18時に60mと70mの間で安定層が現れている。明け方04時に安定



第5図 第2図と同じ。但し、9月26日から10月17日平均(2007年)。

層は $\theta(70\text{m}) - \theta(60\text{m}) = 0.2^\circ\text{C}/10\text{m}$ と強くなる。

3.5 係留気球による観測 (11月)

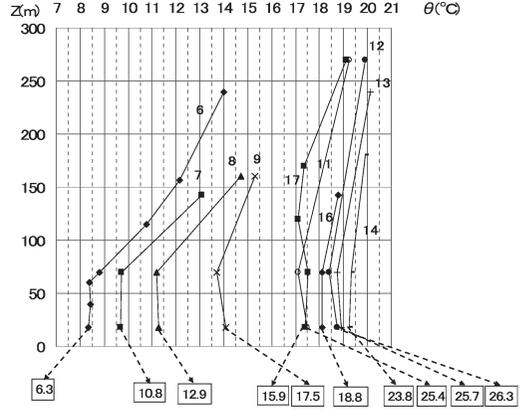
11月8日に係留気球を使って上空270mまでの気温を観測した。そのときの気象データ(風向, 風速, 天気, 雲量, 日射量)によると, 観測日の前夜は晴れであり, 建物屋上で観測している長波放射計によれば, 夜間18時から06時の平均で, 建物屋上からの上向き放射量が空から入る下向き放射量を $0.31\text{MJm}^{-2}\text{h}^{-1}$ ($= 86\text{Wm}^{-2}$) (下向き放射量に対して32%) 上回り, 7月の係留気球による観測日より放射冷却が強くなっている。このときの01時から09時までの風向は北より, 風速は $1 \sim 2\text{ms}^{-1}$ であり弱い。日中は晴天であり, 10時から12時は西ないし北よりの風, 13時から18時まで南よりの風である。風速は10時から17時まで $1 \sim 2\text{ms}^{-1}$ であり弱い。係留気球とタワーにおける温位観測データ第6図によると, 06時に高度60mから240mに温位差 $\theta(240\text{m}) - \theta(60\text{m}) = 5.6^\circ\text{C}/180\text{m}$ の安定層が見られる。この上空の安定層は7月の観測のときよりも強い。特徴的なことは, 昼間から夕方まで上層に弱い安定層が継続していることである。12時に温位差は $\theta(240\text{m}) - \theta(70\text{m}) = 1.6^\circ\text{C}/200\text{m}$ であり, 日没の17時に温位差は $\theta(270\text{m}) - \theta(60\text{m}) = 1.9^\circ\text{C}/210\text{m}$ である。

3.6 冬(1月)の温位鉛直分布

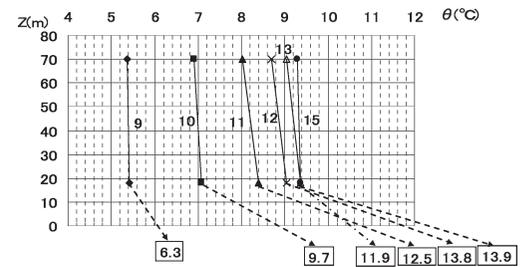
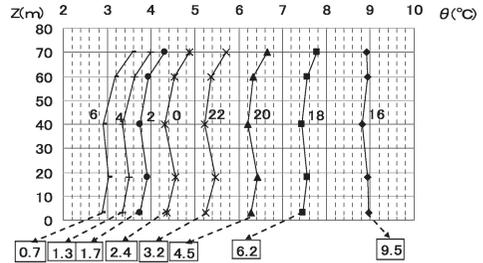
1月平均の温位鉛直分布と建物屋上表面温度を第7図に示す。安定層は年間で一番強くなり, 安定層の底面高さは40mと低くなり, 明け方06時の温位差は $\theta(70\text{m}) - \theta(40\text{m}) = 0.7^\circ\text{C}/30\text{m}$ である。夜間, 地上4mと40mの温位差は $\theta(40\text{m}) - \theta(4\text{m}) = 0.2^\circ\text{C}/36\text{m}$ 以下であり, 中立に近い状態である。昼間, 太陽高度の上昇に伴い建物屋上表面温度は上がるが, 12時の気温と建物屋上表面温度の差は約 5°C であり, 夏に比べるとずっと小さい。昼間12時に温位差は $\theta(70\text{m}) - \theta(18\text{m}) = -0.3^\circ\text{C}/52\text{m}$ (気温差 -0.8°C) となり不安定状態である。

3.7 屋上での日中の表面温度測定値の代表性

長短波放射計(英弘精機 MR-40)により兵庫県立大学(第1図, B地点)建物の屋上で測定した表面温度の代表性について検討するために, この測定値とタワー(同D地点)の高さ50mから赤外放射温度計(オプテックス株式会社, BA-30TV)を使って, 周辺の道路のアスファルトや建物屋根, 建物壁面, 裸地, 草地等の日中の表面温度を測定した値の比較結果を第8図に示す。2006年10月から2007年7月まで, 日

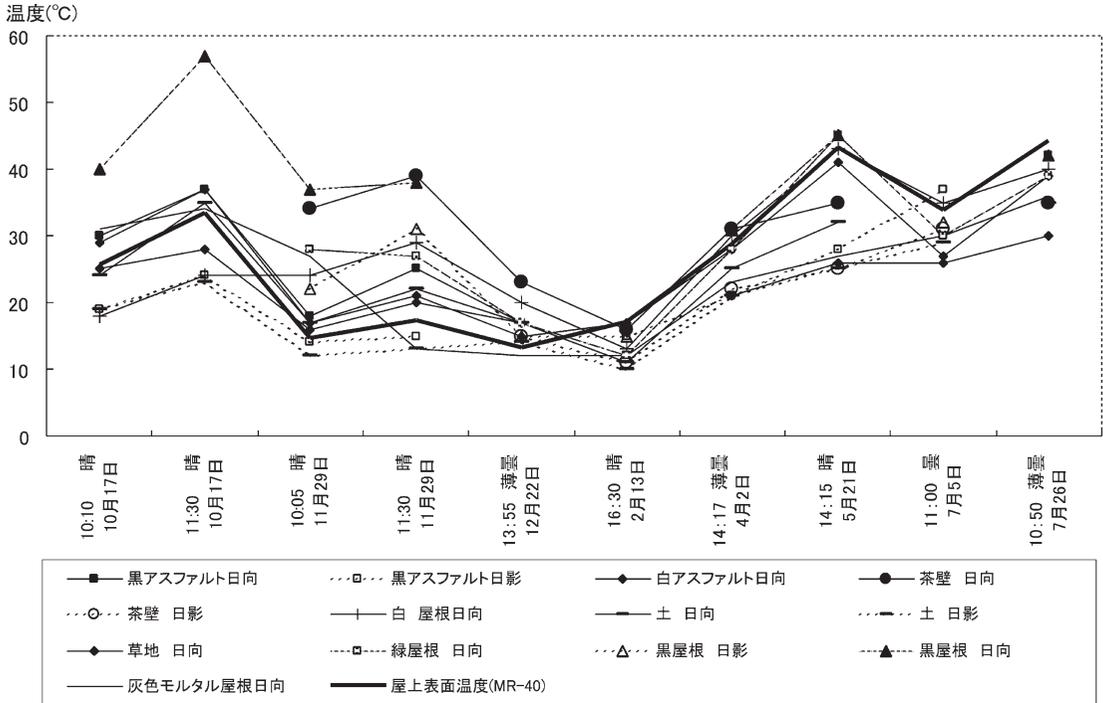


第6図 第4図と同じ。但し, 11月8日(2007年)。(図中の数字は観測時刻; 6は05:20~06:55の平均, 7は07:35~08:15, 8は08:20~09:00, 9は09:00~10:05, 11は10:55~12:00, 12は12:00~12:50, 13は13:25~14:10, 14は14:15~15:10, 16は15:55~16:55, 17は17:00~17:35)



第7図 第2図と同じ。但し, 1月平均(2007年)。

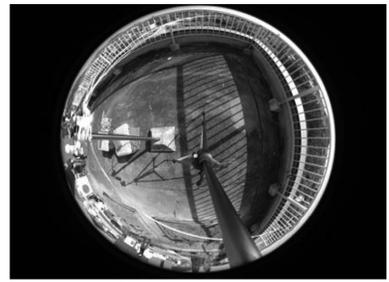
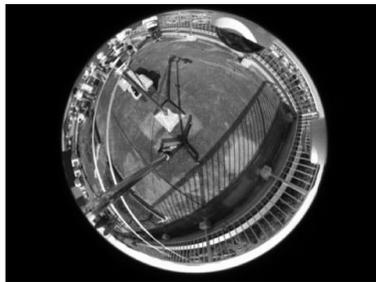
中に延べ10回測定した。タワーでの測定データは晴天, 曇天, 午前, 午後, 秋, 冬, 春, 夏等, 日射量, 太陽高度, 方位が異なった様々な条件でのデータが含まれている。晴天の日中, 地表面温度は日向, 日影,



第8図 長短波放射計の放射量から求めた建物屋上表面温度測定値と赤外放射温度計による都市の様々な表面の温度測定値の比較。

日射角度，地表面の種類，色等により，20～40°Cの範囲にばらつく。曇の場合や冬季の夕刻には，温度のばらつきは10°Cかそれ以下となった。屋上での表面温度観測値はこれらの様々な表面温度のばらつきの範囲内にあるが，中央値より高い場合もあるし，低い場合もある。その原因の1つに，屋上フェンスの影の面積の割合が季節と時間により異なることが影響していると推定される（第9図参照）。

このような結果から，屋上1点での表面温度測定値が都市の表面平均温度を代表するという事は難しく，都市の表面温度の平均値の測定は今後の課題である。今回の気温鉛直分布の解析に使用した屋上の表面温度は，「このようなばらつきを含む都市表面温度の



第9図 魚眼レンズで撮影した放射計の測定範囲内の影の面積比較。 (左) 2006年9月15日15時撮影，(右) 2007年12月4日11時～12時撮影，写真の中央付近に写っている太い方のポールは魚眼レンズを取り付けた三脚であり，観測時にはないものである。他方の，小さいポールに長短波放射計を取り付けている。

暫定的代表値」とする。なお，夜間の地表面温度と気温については4.1節で述べる。

3.8 大気鉛直温位勾配と地表面温度の関係

ここでは，タワーがなく2高度の温位差が観測できない場合に，地表面温度と基準高さの温位差から2高度の温位差を推定できるかという課題について検討を

行う。

鉛直方向の温度フラックスは、勾配型輸送理論及びバルク輸送式によって、次の(2)式で表される。ここでは、水平方向の一様性と高さ方向へのコンスタント・フラックスを仮定しておく。地上から、建物高さの2～5倍程度までの高さの層は、従来、ラフネスサブレイヤ(RS)と呼ばれている(Rotach 1993)。水平方向への一様性は、ラフネスサブレイヤにおいては一般に成立していない。しかしながら、例えばKanda(2006)によるLESを使った建物上空の乱流構造の計算結果(Fig.7-Fig.9)から判断すると、水平面上で一辺が建物の数十倍程度のスケールを有する面積内の平均値においては、これがほぼ成立していると思われるので、このスケールの平均値としての水平方向の一様性と、その結果としての高さ方向への近似的なコンスタント・フラックスを仮定しておく。

$$\overline{w'\theta'} = -K_h \frac{d\theta}{dz} = C_h u_r (\theta_s - \theta_r) \quad (2)$$

ここで K_h は熱の拡散係数、 w は風速の鉛直成分、ダッシュのついた量は平均値からのずれを表す。 C_h は熱のバルク輸送係数(例えば、近藤1994)、 u_r は地面からの高さ r における風速、 θ_r は地面からの高さ r における温位、 θ_s は地表面温度である。(2)式から、次の(3)式が得られる。

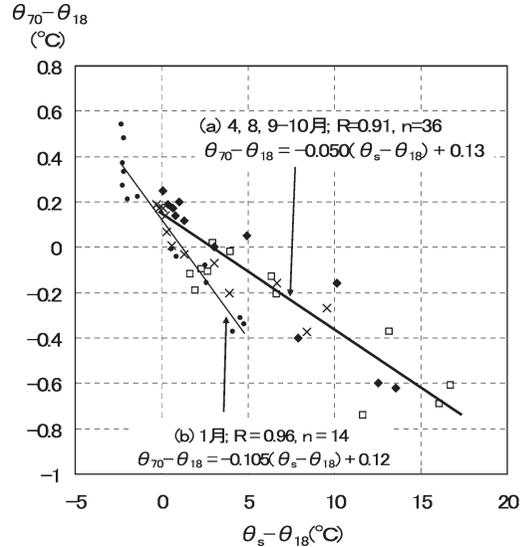
$$\frac{d\theta}{dz} = -\frac{C_h u_r}{K_h} (\theta_s - \theta_r) \quad (3)$$

(3)式から2高度 z_1 、 z_2 ($z_1 > z_2$)の温位差を $\Delta\theta = \theta(z_1) - \theta(z_2)$ とすると、

$$\theta(z_1) - \theta(z_2) = -C_h u_r \int_{z_2}^{z_1} K_h^{-1} dz \times (\theta_s - \theta_r) \quad (4)$$

となる。ここで、 $z_1 = 70\text{m}$ 、 $z_2 = r = 18\text{m}$ とすると、 $\theta(70\text{m}) - \theta(18\text{m})$ と $\theta_s - \theta(18\text{m})$ は、(4)式を通して、関係していることがわかる。都市における $C_h u_r$ の値に関しては、Voogt and Grimmond(2000)やMoriwaki and Kanda(2006)等によって、議論されている。しかし、ここでは、 C_h 、 u_r 、 K_h の観測データが無いので、詳細な解析には入らずに、定性的な検討に留める。

月平均の時刻別の $\theta(70\text{m}) - \theta(18\text{m})$ と $\theta_s - \theta(18\text{m})$ の値を第10図にプロットした。 $\theta_s - \theta(18\text{m})$ と $\theta(70\text{m}) - \theta(18\text{m})$ の関係は、4月、8月、9月～10月の70mと18mの層が不安定から中立にかけてのデータは相関が高く、1次式で表される。また、1月のデータは相関は強いが($R=0.96$)、回帰式の傾きが



第10図 $\theta(70\text{m}) - \theta(18\text{m})$ と $\theta_s - \theta(18\text{m})$ の相関(時刻別月平均値)．◆4月，□8月，×9-10月，●1月．実線は回帰式，(a)4，8，9-10月，(b)1月．

他の季節とはやや異なり、更に、安定な場合にグラフの縦方向の、データのバラツキが大きい。第10図では、時刻別の月平均値について相関を示したが、元の1時間毎のデータに関しても相関を調べたところ、これとほぼ似た傾向であった。

4. 考察

4.1 地表面温度と気温の関係

日中の日射による昇温のメカニズムは、日射によって地表面が加熱され、それに接する空气に熱が伝わり、対流が発生して、顕熱が輸送されて昇温する。今回の建物屋上表面温度と都市の低層大気気温の観測データもこの通りの結果を示している。夜間は地表面と大気からの放射冷却により、地表面と下層大気温度が降下する(例えば、近藤1982)。

今回の観測データを見ると、日没後の地表面温度の低下と気温の低下は対応しているが、8月の夜間の温位 $\theta(18\text{m})$ は地表面温度より低く、1月は逆に高い。4月と9月はその中間的な状態にある。この季節による差に関しては、夏場、都市では、日射によりアスファルト、コンクリート建物等に蓄えられた熱が夜間も持続するために、地表面温度が気温より高くなると考えられる。その結果、建物の高さの2～3倍までの

温位勾配は中立か弱い不安定状態が明け方まで残っている、と考えられる。冬、1月には日射が弱くなるために建物への蓄熱は少ない。また、温位 $\theta(18\text{m})$ と地表面温度に差が生じる理由は、姫路においては、都市の気温は上流境界条件、すなわち郊外の気温の影響も受けているため、その影響があると考えられる(河野・西塚 2006)。更に、今回の観測では気温と表面温度測定点の位置が異なるために、その影響も含まれていると考えられる。

なお、夜間の都市の地表面温度については、今回は測定していないが、これまでの都市での測定(石野ほか 1995; 大阪府 2006; 竹林 2004)によると、都市内の地点間の地表面温度差は夏、冬共に $2\sim 5^{\circ}\text{C}$ 以内であり、昼間と較べるとずっと小さく、地表面温度の測定値の代表性は昼間よりも高くなる。

3.8節で示したように、都市下層大気の2高度の温位差、 $\theta(70\text{m}) - \theta(18\text{m})$ と建物屋上表面温度 θ_s と基準高さの温位 $\theta(18\text{m})$ との差、 $\theta_s - \theta(18\text{m})$ の間には、第10図に示されるように、4月、8月、9~10月の大気安定度が中立から不安定な場合には、強い相関($R=0.91$)があり、非常に興味深い結果である。そこで、冬季を除く季節の中立から不安定状態の場合について、建物屋上表面温度 θ_s と基準高さの温位差から2高度の温位差を推定できると考えられる。1月のデータは相関は強いが($R=0.96$)、回帰式の傾きが他の季節とはやや異なる。その要因は、以下①、②、③等が考えられる。①姫路市のように郊外からの距離が4 km程度の小さな都市では、都市上空の安定層の形成は、都市内の気温や地表面温度だけでは決まらずに、郊外の気温が関与してくる(これは、4.3節で述べる)。②人工排熱の影響。人工排熱は、日射が無くなる夜間に、相対的にその影響が大きくなる。③屋上表面温度観測点と気温観測点は位置がずれており、2地点の気温差は大気が安定になる冬季の夜間に大きくなる。冬季のデータが偏る理由の解明は今後の課題である。

4.2 上空の安定層と安定度の季節変化

今回の高度4 mから70 mまでの観測結果によると、都市境界層の安定度は昼夜ともに季節変化している。昼間の温位差 $\theta(70\text{m}) - \theta(18\text{m})$ は夏(8月)に最大となり、 $-0.7^{\circ}\text{C}/52\text{m}$ であり、最も不安定、冬(1月)に最小となり、 $-0.3^{\circ}\text{C}/52\text{m}$ である。このように、昼間は年間を通して不安定になる。また、夜間の安定層の強さも季節により変化しており、冬が最も

強く、夏が弱い。1月、明け方06時の温位差 $\theta(70\text{m}) - \theta(40\text{m})$ は $0.7^{\circ}\text{C}/30\text{m}$ である。しかし、季節による大気安定度の変化は他の都市とは必ずしも一致しない。例えば、トロントでは(Yap 1975)、冬に比べて夏は晴天、弱風が多いために夜間は放射冷却による気温逆転が生じやすく、夏(8月)の夜間の温位差は $\theta(91\text{m}) - \theta(61\text{m}) = 0.1^{\circ}\text{C}/30\text{m}$ であり、冬(2月)の夜間は $-0.3^{\circ}\text{C} \sim 0^{\circ}\text{C}/30\text{m}$ である。昼間に関しては、夏は12時に $\theta(91\text{m}) - \theta(61\text{m}) = -0.6^{\circ}\text{C}/30\text{m}$ 、冬は同じく、 $-0.3^{\circ}\text{C}/30\text{m}$ であり、今回の結果と同様夏に不安定度が強くなる。

姫路市の安定層の底面高度は夏には60 m付近、冬は40 m付近となり、建物高さの2~3倍である。これらは、以下に述べる他の都市における観測結果と一致している。東京都北区で150 m(11月)(横山ほか 1974)、札幌で40 m~60 m(11月)(Uno *et al.* 1988, 1992)、アメリカ合衆国オハイオ州シンシナティで約100 m(5月~9月)(Clarke 1969)、セントルイスで200 m(7, 8月)(Godowitch *et al.* 1985)である。また、河村(1977)は、いろいろな都市で観測された気温の鉛直分布データから、市街地の影響が及ぶ高さは建物の高さの3~5倍であると推定している。

4.3 夜間の都市境界層と乱流混合について

夜間の都市境界層の成因については、郊外で形成された接地逆転層が都市に輸送されてくる過程で、地上の人工排熱によって、下層の気温が上昇し、下層が中立となり、その上空に安定層が残るという説があり、Summers(1965)によってその熱輸送のモデル化が行われている。また、Uno *et al.* (1988, 1989)は地上の人工排熱と上空の安定層底面からの顕熱輸送の両方を入れて輸送モデルを作り、上空の安定層底面からの顕熱輸送が下の中立層の形成に大きな寄与をしていることを札幌における観測データを使って示している。更に、Uno *et al.* (1988)は、夜間に地上から上空の安定層までの、乱流エネルギーの輸送方程式の各項の鉛直方向の分布とエネルギー収支を計算した。その結果、建物によって生成される乱流エネルギーが安定層の下の中立層の形成に大きな役割を果たしていることを示した。

本研究における観測結果は、建物の高さの2~3倍までの高さの層が、夜間は年間を通して中立状態に近く、特に、夏の夜間は中立か弱い不安定状態にあることを示した。この層は3.8節で触れたラフネスサブレイヤ(RS)の高さにほぼ一致している。RSは、縦渦を

含む(神田 2008)メカニカルな乱流が卓越しており、この渦が、建物を含む地表面と上空の安定層底面から顕熱を急速に輸送する。その結果、下層に地表面温度(この論文では建物屋上温度)にほぼ相当する温位の中立層が形成される。しかし、この縦渦が存在する高さは建物高さの3~4倍程度までである。その上空の安定層の中ではKono *et al.* (2008)やUno *et al.* (1988)の野外観測データ、またUno *et al.* (1988)の数値計算結果に示されているように、乱流は弱く、混合は抑えられている。このようなメカニズムによって、夜間の安定層は、都市では地面に接しないで、上空に存在すると考える。なお、夜間の都市境界層の形成に郊外からの移流が影響するか否かは、例えばモントリオールにおけるヘリコプターを使った、水平及び鉛直断面の気温分布の測定結果(Yap *et al.* 1969)から推定されるように、都市のスケールと都市境界からの距離に依存すると思われる。

自動車排ガスのように地上近くから排出される汚染物質はラフネスサブレイヤ内を拡散し、その上の層イナーシャルサブレイヤ(IS)に広がる。都市上空に存在する安定層の強さが季節により変化し、日中においても下層(地上高度18mと70mの間)の温位減率は夏に大きく、冬に小さくなるために、都市大気下層における拡散速度は昼夜だけでなく、季節によっても変化すると推定できる。

4.4 タワーを利用した気温測定の有用性

大気拡散予測において、鉛直方向の気温分布データを年間にわたり連続して得るといえるのは長年にわたる課題である。高層気象観測点の気温データを利用する場合には、1日に2回の観測データしか得られない、また、予測対象都市と高層気象観測点が離れているなどの問題があった。今回、タワーを利用することにより、都市大気下層の気温鉛直分布に関する有用なデータが得られた。今回の観測結果から、タワーの高さに関しては、少なくともRSの高さである建物高さの3倍よりも高いタワーがあれば有効であると考えられる。近年、都市において高層ビルの建築が進み、建物高さに比べてタワーの高さが相対的に小さくなってきているので、東京タワーのような高層タワーの価値が高まっている。

タワーを利用して気温を観測する場合には、風速を観測するよりも技術的に容易である。後者の場合には、タワー本体が気流に影響を与えるために、タワーから一定距離離して風速計をつける必要があり、その

ための支柱の設置、また、風向変化に対応するために少なくとも2方向に風速計を設置することが必要となる。しかし、気温に関しては、このような必要性はほとんどなく、サーミスタ温度計と通風シュルターを併用すれば精度よく観測可能である。気温測定にビルの壁面を使う場合には、日射による壁面加熱の影響が出ることがある(三上ほか 1992)が、タワーの場合は本体が金属であり蓄熱性材料ではない。また、ビルよりはるかに通風性が良いので、気温測定値に対する日射による鉄塔材加熱の影響は小さい。

5. 結論と今後の課題

自動車排ガスの大気拡散予測の基礎データである都市下層の大気安定度を通年にわたり取得するため、姫路市街地にある高さ72mの塔を使って、気温鉛直分布を1年間観測した。また、地表面温度についても建物の屋上に設置した日射放射計を使って1年間同時に観測を行った。更に、夏と冬にそれぞれ1日係留気球を使って、地上から270mの高さまでの気温を観測した。以上の観測結果から都市上空の気温鉛直分布に関して次の結論を得た。

- (1) ラフネスサブレイヤの高さである建物高さの3倍よりも高いタワーを使って、鉛直方向の気温分布を観測し、下層大気安定度を推定するための有用なデータが得られた。
- (2) 昼間の高さ18mと70mの間の温位減率は夏に大きく($\theta(70\text{m}) - \theta(18\text{m}) = -0.7^\circ\text{C}/52\text{m}$)、強不安定となり、冬にはやや小さくなる($\theta(70\text{m}) - \theta(18\text{m}) = -0.3^\circ\text{C}/52\text{m}$)。
- (3) 夜間の地上から建物高さの2~3倍までの温位勾配は中立に近くなる。この中立層の生成にはラフネスサブレイヤに生じる強いメカニカルな乱流が関与していると考えられる。また、夏の夜間は建物屋上表面温度が気温よりも高い状態が明け方まで持続しており、これも明け方まで中立か弱い不安定状態が残っている原因と考えられる。
- (4) 放射冷却に起因する都市上空に存在する安定層は年間を通して出現し、温位勾配は冬季に大きく、夏季に小さくなる。安定層の底面高度は建物の高さの2~3倍にあり、冬季には40mと夏季の60mよりやや低くなる。このように、都市下層大気の大気安定度は季節変化をしているので、大気拡散予測には上空の温位勾配を正確に把握する必要がある。
- (5) 下層大気の2高度(地上18mと70m)の温位差と

バルク的な、建物屋上表面温度 θ_s と基準高さ（地面からの高さ18m, 建物屋上からの高さ8m）の温度差 $\theta_s - \theta(18\text{m})$ の関係に関して、4月、8月、9～10月の大気安定度が不安定から中立大気状態にかけて高い相関が得られた。そこで、冬季を除く季節の中立から不安定条件の場合には、建物屋上表面温度 θ_s と基準高さの温度差を使って、下層大気安定度を推定できそうである。

今後の課題としては、タワーの2高度あるいは1高度で風速の測定を追加すれば、リチャードソン数やモニン・オブコフ大気安定度を計算できる。そのことにより、都市下層大気安定度を、従来のパスカル方式よりも高精度にとらえることが可能であると考えられる。

また、建物屋上表面温度と基準高さ（地面からの高さ18m, 建物屋上からの高さ8m）の気温差と、下層大気の2高度（地上18mと70m）の温度差の関係に関しては、冬季を除いて強い相関があるところから、両者の定量的関係のモデル化に関して新しい研究対象を提供しているように思える。

謝辞

金近 治氏（元日本気象協会関西支社）には本原稿について貴重なコメントを頂いた。兵庫県立大学環境人間学部の土川忠浩教授には放射フラックスの計算に際しご協力を頂いた。また、査読者並びに編集委員から本原稿に対して有意義なコメントとご討論をいただいた。ここにお礼を申し上げます。

参考文献

Baker, D. G., J. W. Enz and H. J. Paulus, 1969 : Frequency, duration, commencement time and intensity of temperature inversions at St. Paul-Minneapolis. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 747-753.
 Clarke, J. F., 1969 : Nocturnal urban boundary layer over Cincinnati, Ohio. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 582-589.
 DeMarrais, G. A., 1961 : Vertical temperature difference observed over an urban area. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **42**, 548-554.
 Godowitch, J. M., J. K. S. Ching and J. F. Clarke, 1985 : Evolution of the nocturnal inversion layer at an urban and nonurban location. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **24**, 791-804.
 石野久彌, 森山正和, 水出喜太郎, 中山哲士, 1995 : 1次元熱収支モデルによる数値計算と地表近傍環境の観測に

よる都市熱環境解析に関する研究. 日本建築学会計画系論文集, (469), 45-51.

Kanda, M., 2006 : Large-eddy simulations on the effects of surface geometry of building arrays on turbulent organized structures. *Bound.-Layer Meteor.*, **118**, 151-168.
 神田 学, 2008 : 都市とLES. 気象研究ノート, (219), 27-36.
 Kanda, M., R. Moriwaki and Y. Kimoto, 2005 : Temperature profiles within and above an urban canopy. *Bound.-Layer Meteor.*, **115**, 499-506.
 環境庁大気保全局大気規制課編, 1995 : 窒素酸化物総量規制マニュアル (増補改訂版). 公害研究対策センター発行, 411pp.
 河村 武, 1977 : 都市気候の分布の実態. 気象研究ノート, (133), 26-47.
 近藤純正, 1982 : 大気境界層の科学. 東京堂出版, 219pp.
 近藤純正, 1994 : 水環境の気象学. 朝倉書店, 350pp.
 河野 仁, 2000 : 欧米における大気拡散モデル—新世代の近距離大気拡散モデルについて. 大気環境学会誌, **35**, 133-143.
 河野 仁, 西塚幸子, 2006 : 播磨平野(姫路)の海陸風の統計的解析—海面水温との関係. 天気, **53**, 701-706.
 河野 仁, 藤本 明, 中野博支, 1988 : 地表面粗度をパラメータとした σ_z 図を使った都市の NO_x 拡散予測. 天気, **35**, 189-197.
 Kono, H., D. Tamura, Y. Iwai, T. Aoki, S. Watanabe, M. Nishioka, Y. Ito and T. Adachi, 2008 : Experimental study of turbulence and vertical temperature profile in the urban boundary layer. *Proceedings of the 12th International Conference on Harmonization within atmospheric Dispersion Modelling for regulatory Purposes*, *Croatian Meteor. J.*, **43**, 334-338.
 三上岳彦, 田口晶彦, 伊藤政志, 宇田川 満, 早福正孝, 朝来野国彦, 1992 : 新宿新都心地区における夏季気温の水平・鉛直分布. 東京都環境科学研究所年報, 32-38.
 Moriwaki, R. and M. Kanda, 2006 : Scalar roughness parameters for a suburban area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 1063-1071.
 Oke, T. R., 1974 : Review of urban climatology 1968-1973. *WMO Tech. Note*, (134), 1-132.
 Oke, T. R., 1979 : Review of urban climatology 1973-1976. *WMO Tech. Note*, (169), 1-100.
 大阪府, 2006 : 航空機による熱画像撮影, 第2回都市環境シンポジウム—大阪2005夏・ヒートアイランド調査の報告. 2006年4月1日, 日本建築学会近畿支部熱環境部会(都市環境分科会)講演資料, <http://www.pref.osaka.jp/attach/1144/00009876/sjsimage.pdf> (2010.5.13閲覧).

- Rotach, M. W., 1993 : Turbulence close to a rough urban surface, Part 1 : Reynolds stress. *Bound.-Layer Meteor.*, **65**, 1-28.
- Summers, P. W., 1965 : An urban heat island model ; Its role in air pollution problems, with application to Montreal. Ph. D. thesis, Dept. Meteor., McGill, Montreal, Canada.
- 竹林英樹, 2004 : 街路樹による対策. 森山正和編 : ヒートアイランドの対策と技術, 学芸出版社, 112-120.
- Uno, I., S. Wakamatsu, H. Ueda and A. Nakamura, 1988 : An observational study of the structure of the nocturnal urban boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **45**, 59-82.
- Uno, I., H. Ueda and S. Wakamatsu, 1989 : Numerical modeling of the nocturnal urban boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **49**, 77-98.
- Uno, I., S. Wakamatsu, H. Ueda and A. Nakamura, 1992 : Observed structure of the nocturnal urban boundary layer and its evolution into a convective mixed layer. *Atmos. Environ.*, **26B**, 45-57.
- Voogt, J. A. and C. S. B. Grimmond, 2000 : Modeling surface sensible heat flux using surface radiative temperatures in a simple urban area. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1679-1699.
- Yap, D., 1975 : Seasonal excess urban energy and the nocturnal heat island-Toronto. *Arch. Meteor. Geophys. Biokl., Ser.B*, **23**, 69-80.
- Yap, D., K. L. Gunn and C. East, 1969 : Vertical temperature distribution over Montréal. *Naturaliste Can.*, **96**, 561-580.
- 横山長之, 林 正康, 北林興二, 下形茂雄, 蒲生 稔, 山本 晋, 吉門 洋, 菅原 清, 1974 : 大気境界層中の温度と風向風速の鉛直分布, 第1報 都市域での接地逆転層の生成消滅. *公害*, **9**, 86-97.

Observation of the Vertical Temperature Profile for One Year Using a Tower for Estimating the Atmospheric Stability in the Urban Boundary Layer

Hitoshi KONO*, Satsuki WATANABE* and Yoshinori IWAI**

* *University of Hyogo, School of Human Sciences and Environment, 1-1-12 Shinzaike-honcho, Himeji City, Hyogo Prefecture, 670-0092, Japan.*
kono@shse.u-hyogo.ac.jp

** *Sonic Corporation.*

(Received 4 June 2009 ; Accepted 3 June 2010)
