

静力学平衡を仮定して補正したデータによる 東京都心部の気圧低下の検出

高橋 一之*¹・高橋 日出男*²・三上 岳彦*³
横山 仁*⁴・安藤 晴夫*⁴・赤坂 郁美*⁵

要旨

本研究では、東京都内20地点で気象観測を行った METROS (Metropolitan Environmental Temperature and Rainfall Observation System) のデータを用いて、都区部の夏季夜間における気圧分布を提示した。METROS の気圧データには地点に固有の器差が含まれており、都市内部の微小な気圧差を表すためには十分な器差補正が必要とされる。METROS の観測機器は既に撤去されているため、本研究では静力学平衡を仮定し、METROS 地点と東京 (大手町) の海面気圧が等しいとみなせる、両地点の地上気温が同等な場合の気圧差によって、気圧データの補正を試みた。補正後の気圧分布は、気温分布や風系、収束域と矛盾せず、概ね妥当な補正が施されたと考えられる。都心部を中心とした典型的なヒートアイランドが形成されている事例では、都心部が周辺部に比べて 0.2~0.3 hPa 低圧となっている。

1. はじめに

ヒートアイランド現象に起因する都市大気の特徴の一つとして、郊外から都市内部に向かって収束する風の存在が指摘されており (例えば, Landsberg 1981; Oke 1987), ヒートアイランドと収束との関係を観測データから解析する研究が古くから行われてきた (例えば, Okita 1960; Chandler 1965; Bornstein and Johnson 1977; Shreffler 1978; Fujibe and Asai 1980; Fujibe 1988, 2003; Childs and Raman 2005)。しかし、収束を発生させる都市の気圧低下は極めて微小であり、これを表せる高精度・高密度の観測網がなかったために、収束と気圧低下との関係を直接解析す

ることができなかった。

このため、都市の昇温とその範囲、気圧低下などとの関係を表すために、様々な工夫が行われてきた。Fujibe (1987) は、25年間の平日と週末の都心部の気温差と気圧差から、都市の高温が及ぶ高さを推定している。また、Fujibe (1994) は、関東平野における30年間の気圧変化を大気下層の熱含量の変化と比較し、首都圏の広域的な昇温との関係を指摘している。さらに、澤田・高橋 (2007) は、東京と銚子などとの気温差を静力学平衡の式に当てはめて東京の相対的な気圧低下量を推定し、観測値との比較を行っている。これらの先行研究によって都市の昇温と気圧低下との関係が解析されてきたが、これらは長期的な気圧低下の傾向を表すか、特定の地点の気圧低下量を間接的に推定するもので、都市内部の気圧分布を表すことはできなかった。

最近では、ヒートアイランド現象や都市の短時間強雨の発生など、都市内部での気象現象への関心が高まっており、これらの現象を解析する上で重要な情報を提供すると考えられる、気圧を含む詳細な気象観測が自治体などで行われている。その一つに、東京都環

*¹ 東京都環境科学研究所／首都大学東京 都市環境科学研究科, takahashi-ky@tokyokankyo.jp

*² 首都大学東京 都市環境科学研究科。

*³ 帝京大学文学部。

*⁴ 東京都環境科学研究所。

*⁵ 東京都環境科学研究所 (現：海洋研究開発機構)。
—2010年1月18日受領—
—2010年11月18日受理—

境科学研究所が旧東京都立大学（現首都大学東京）と共同で、東京の多数の地点で実施した METROS (Metropolitan Environmental Temperature and Rainfall Observation System) による気象観測がある。METROS では、気温、相対湿度、風向、風速などのほかに気圧の観測も行っており、このデータを用いて気圧分布を含む解析を行うことが期待できる。

仁科・三上 (2008) は、METROS のデータを用いて東京都区部の気圧の日変化を解析しているが、海面気圧の分布には、地点ごとの観測機器の固有の器差が含まれていることを示唆している。同様の器差が存在することは本研究でも確認され、都市内部の微小な気圧分布を表すためには、十分な器差補正が必要となる。

気圧計の器差補正は、気象庁 (2002) にあるように、基準となる気圧計の指示値との比較で行うのが一般的であり、現存する気圧計であればこの方法で器差を求め、データの補正を行うことが可能である。しかし、METROS の観測機器は既に撤去されており、この方法で補正を行うことは不可能である。

本研究では、通常の方法では器差補正が困難な、このような気圧データに対し、静力学平衡を仮定して器差の算出を試みた。すなわち、夜間の静穏な条件の下で、METROS 各地点の海面気圧が東京（以下「大手町」と称する）の海面気圧と等しいとみなせる場合の気圧差を、大手町の気圧に対する各地点の気圧計の器差と考え、それにより気圧データの補正を行った。そして、このようにして求めた補正気圧により、夜間の東京都区部の気圧分布を提示し、ヒートアイランドに伴う都心部の気圧低下を検出することを目的とした。

2. 器差補正の原理と補正対象の誤差

式(1)は静力学平衡の式を鉛直方向に積分した式であり、観測地点間の気温差 ΔT と気圧差 Δp との関係を表す。

$$\Delta p = g \int_0^H \rho \Delta p dz = -\frac{\rho_0 g}{T_0} \int_0^H \Delta T dz \quad (1)$$

ここで、 T_0 は気温差の基準となる温度 (K)、 ρ_0 はそのときの空気密度、 g は重力加速度であり、 H は都市境界層の高さ（都市の高温が及ぶ高さ）である。

都市の大きさ程度の空間的な広がりを考え、 H より上空で水平方向の気温差がないと仮定すれば、高度 H における水平方向の気圧差はないと考えられる。

そして、地上の 2 地点の気温差が高度 H まで ΔT であれば、2 地点の地上気圧差 Δp は式(1)で表すことができる。

式(1)から、総観場や他の局地的な気圧傾度の影響が無視できるほど小さく、都市境界層の高さや気温の鉛直分布が等しい場合には、地上の気温が等しい地点の海面気圧は等しくなる。そこで本研究では、総観場の水平気圧傾度が小さい日の夜間を対象とする。そして、この静穏な条件の下で、METROS 各地点の地上気温が大手町の地上気温と等しい場合について、大手町とその地点との気圧差を求めることにより、気圧データの補正を行うことが可能となる。

ところで、都市境界層の高さや気温の鉛直分布は地点によって、また時間によっても変化すると言われている。Oke (1987) は、日の出近くの典型的なヒートアイランド形成時における気温鉛直分布を観測し、都市境界層の高さは、都心部で高く周辺部が低いドーム状の分布をすと述べており、一般的には周辺部の都市境界層の高さは都心部より低いと考えられている。しかし、都市境界層の高さを観測した例は少なく、本研究が対象とする東京都区部で、都市境界層高度の分布を観測した研究はない。

また、本研究が大手町との気圧差を検出する際の条件は、METROS 各地点の気温が大手町の気温と等しい場合であり、このような条件では、周辺部においても相応の都市境界層の発達が想定される。そのため、本研究では、都市境界層の高さが都市の内部で空間的に等しく、式(1)がすべての METROS 地点に適用できることを仮定している。また、気温の鉛直分布については、大手町と METROS 地点とで地上気温が等しく、かつ都市境界層の内部では混合が活発で等温位となるため、それぞれが同等とみなすことが可能である。さらに、類似した条件の多数事例を平均することにより、事例や時間変化に伴う差異が取り除かれ、夜間の代表的な状態が得られると考えた。

なお、気圧計の指示値に影響する要因には、①機器固有の器差、②気温、③重力加速度、④風の動圧などがある (気象庁 2002)。しかし、静電容量式の METROS の気圧計では、②の補正は観測気温から、また③の補正は観測地点の緯度と経度で行われており、静穏条件の気圧差で補正する本法が対象とするのは①の器差である。

3. 使用データと解析期間

3.1 使用データ

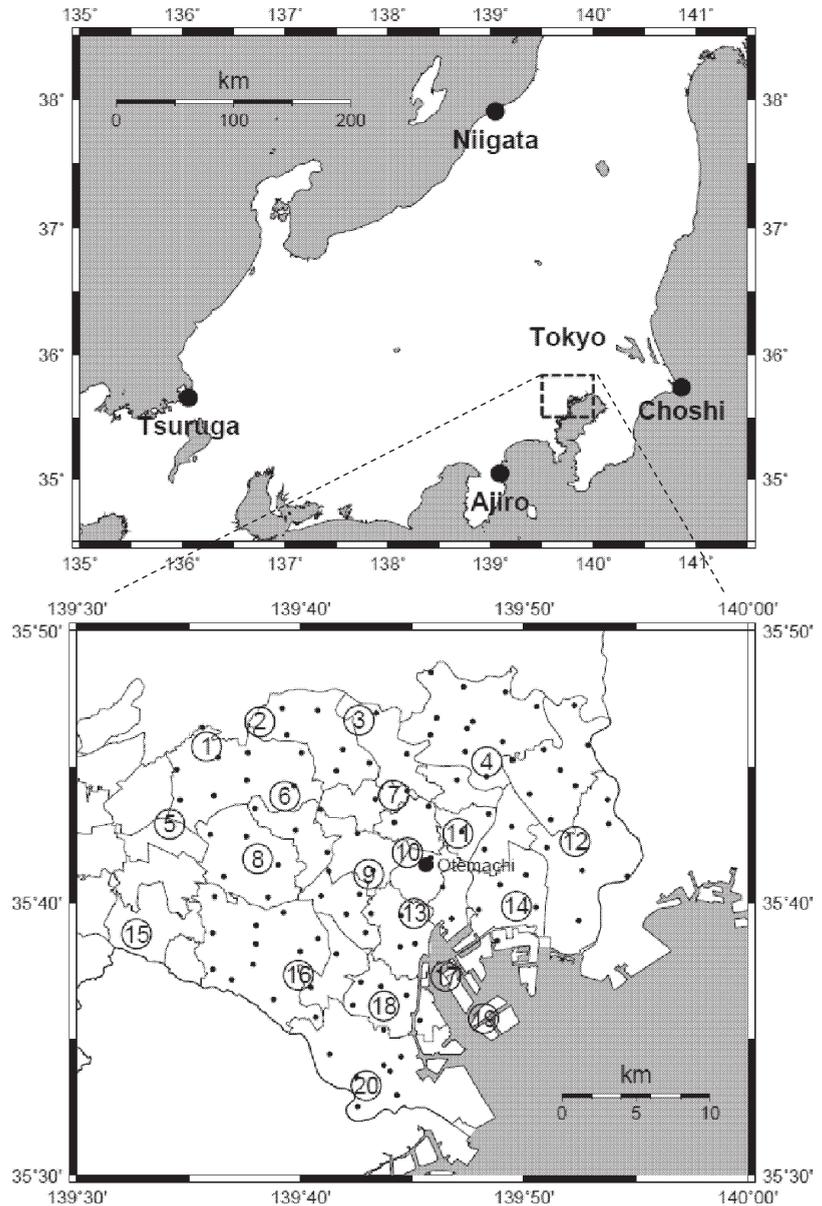
本研究で使用したデータは、主に METROS と大手町の気温と気圧データである。

METROS は、METROS20 と METROS100 の 2 種類の観測システムからなる。METROS20 は、東京都区部を中心に 20 か所のビルの屋上などに設置され、都市キャノピー層上部の風向、風速、気温、相対湿度、気圧などの観測を行った。一方、METROS100 は、区部 100 か所 (2003 年 4 月からは 106 か所) の小学校の百葉箱の中に設置され、約 2.5 km × 2.5 km の地域に 1 か所の高密度で、地上気温と相対湿度の観測を行った。観測は 2002 年 8 月から 2005 年 3 月まで行われ、10 分間隔で得られたデータが、東京都環境科学研究所と旧東京都立大学にリアルタイムで配信された (三上 2004)。METROS の観測地点と大手町の配置を第 1 図に示す。

気圧補正に使用したデータは、METROS20 の海面気圧 (p_m) と気温 (t_m)、また、補正のための基準データとして、大手町の海面気圧 (p_0) と気温 (t_0) の、それぞれ毎正時のデータを用いた。ただし、 n は METROS20 の地点番号を示し、以下の他の変数についても同様である。なお、METROS20 の気圧データの海面更正は、現地気圧と観測点高度、観測点の気温から、気象庁 (2002) にある換算式及び同じパラメータを用いて行われており、

大手町と同様の補正が施されている。

ここで、METROS20 の気温は地上 27~193 m までの様々な高度で観測されている一方で、大手町の気温は地上 1.5 m の高度で観測されている。したがって、上述の方法によって気圧補正を行うためには、気温の観測高度を地上の高度に合わせる必要がある。



第 1 図 METROS の観測地点と東京 (大手町) の配置図 (下段)。○囲み数字は METROS20、黒点は METROS100 の地点を示す。上段は、総観場の気圧傾度を求めるために用いた 4 気象官署を示す。

気温の高度補正には気温減率を用いることが多いが、METROS100で地上気温を高密度に観測しているので、本研究ではMETROS100の地上気温データを用いることにした。ただし、METROS100とMETROS20とは観測地点が異なるため、METROS100の気温を直接用いることはできない。このため本研究では、第2図に示す方法で、METROS20の気温を補正し、大手町の気温と等しい場合の気圧差を検出することにした。

すなわち、まずMETROS100で観測した地上気温を空間的に補間して、METROS20の各地点における推定地上気温 $t_{E(m)}$ を求める。このとき t_m と $t_{E(m)}$ との一次回帰式を求めると、回帰式の傾きがほぼ1となる。そこで、両者の平均的な気温差に相当する回帰式定数項の値を各地点の気温補正值 c_m とし、METROS20における補正地上気温 $t_{C(m)} = t_m + c_m$ を求める。そのうえで、 $t_{C(m)}$ が t_0 と等しい ($\Delta T_m = t_0 - t_{C(m)} = 0$) ときの大手町とMETROS20との海面気圧差 $\Delta p_m = p_0 - p_m$ を、 ΔT_m と Δp_m との一次回帰式において $\Delta T_m = 0$ となる Δp_m の値 (切片の値) として算出する。

なお、地上で観測されたMETROS100による気温

データは、観測地点の標高差が小さいため、高度 (標高) による補正は行っていない。

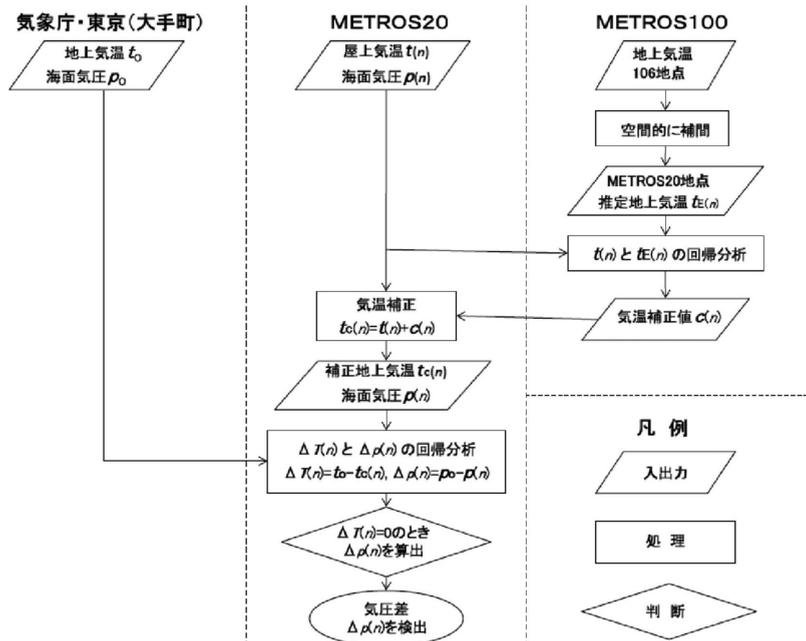
3.2 解析期間

本研究は、夏季夜間におけるヒートアイランド現象と気圧分布との関係を対象にしている。また、補正対象であるMETROS気圧計の指示値には、経年的な変化が含まれていることも考えられる。そこで本研究では、本州付近が太平洋高気圧に広く覆われ、総観場の気圧傾度の小さい日が多いことが予想される7月～8月を対象とし、その期間でなるべく多くのデータが利用できる1か年を選定することにした。

7月～8月についてMETROSのデータが揃っているのは、2003年と2004年である。ただし、2003年は冷夏年で曇雨天日が多く、低気圧や前線の存在により、気圧傾度の小さい日が少ない。一方、2004年は暑夏年で晴天日が多く、太平洋高気圧に広く覆われ、総観場の気圧傾度の小さい日が多い。これらのことから、解析期間は2004年の7月～8月とした。

次に、解析期間の中で、気圧傾度が小さい日を選定した。METROS20の範囲が、最大で東西方向に約30 kmであることから、補正後の気圧差がMETROS20

全域で0.1 hPa以下となる気圧傾度として、0.3 hPa/100 km以下となる日を選定することにした。気圧傾度は、第1図上段の関東地方を中心とする周辺4気象官署の日平均海面気圧を用いて、南北方向・東西方向の気圧差から求めることにした。なお、気圧を参照する地点として内陸の地点を用いると、中部山岳部に発生する熱的な局地高低気圧の影響が現れる可能性がある。そのため、4地点はいずれも沿岸にあることを条件とした。すなわち、南北方向の気圧差についてはほぼ同経度である網代 (35°02.7'N, 139°05.5'E) と新潟 (37°54.7'N, 139°02.8'E) から、また東西方向についてはほぼ同緯度である銚子 (35°44.3'N, 140°



第2図 METROS20気温の補正と気圧差 Δp 検出のためのフローチャート。各変数の添え字 n はMETROS20の地点番号を示す。

51.4'E) と敦賀 (35°39.2'N, 136°03.7'E) から、それぞれ100 kmあたりの値として求め、合成気圧傾度が0.3 hPa/100 km以下となる日(以下「弱気圧傾度日」と称する)を選定した。結果として、2004年の7月～8月の間に、12日の弱気圧傾度日を選定した。

なお、総観場の気圧傾度が小さくても、日中は海風を吹走させる局地的な気圧傾度の影響が予想される。

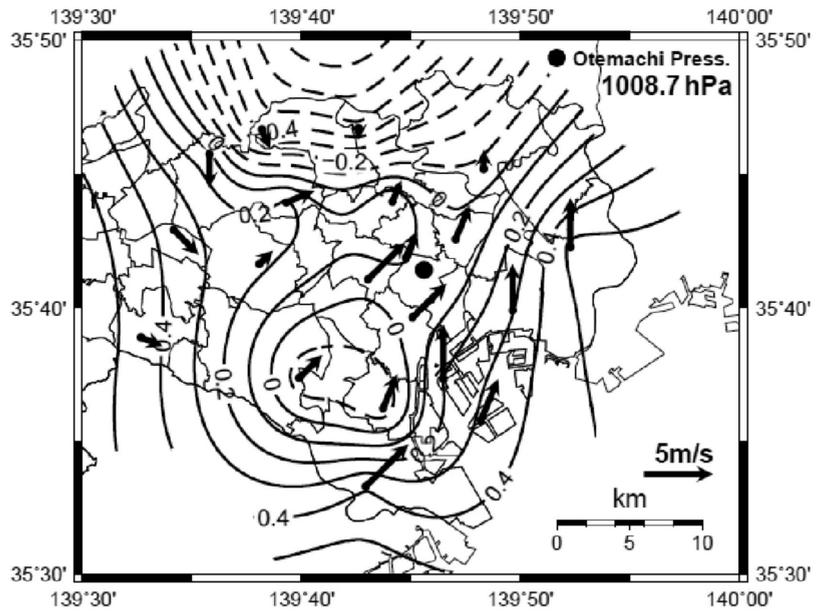
また、夏季の東京の沿岸部では夜半まで南よりの風が吹き続けることが多い(三上 2006)ので、南よりの風が弱まり、本来の海風が吹走するまでの00時～07時(JST, 以下同じ)を解析の対象とした。

4. 結果と考察

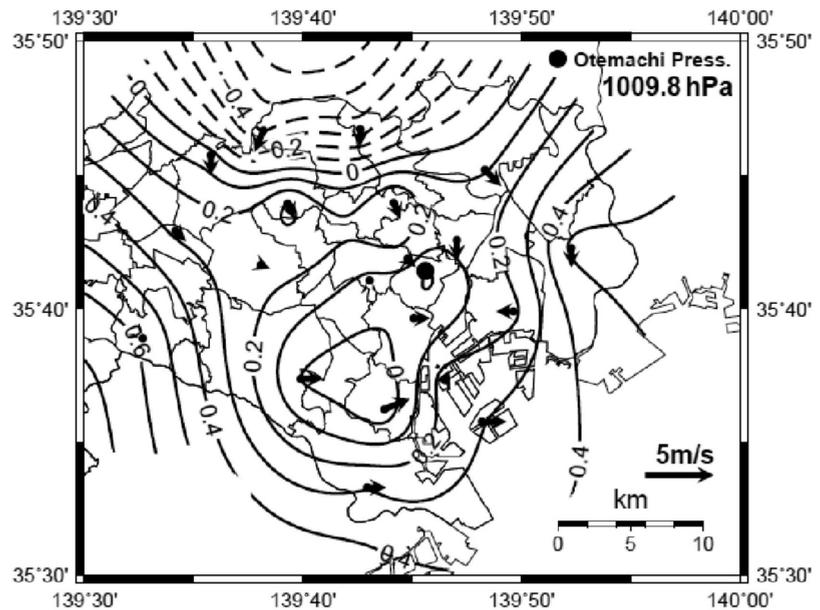
4.1 METROS20の気圧データの特徴

第3図と第4図は、弱気圧傾度日の中の1日である2004年7月8日(気圧傾度0.28 hPa/100 km)の02時と07時における、METROS20の未補正の海面気圧と風ベクトルの分布図である。気圧は大手町の海面気圧に対する偏差で表し、等圧線は0.1 hPa 間隔で、負偏差の領域は破線で表す。北部と⑩地点付近の低圧部は時間の経過に関係なく表れており、仁科・三上(2008)で見られるのと同様の特有の気圧分布パターンを示している。北部の低圧部は、数十 ms^{-1} の南風が吹くのに対応する気圧傾度であるが、07時には弱い北風が吹いている。また、07時には⑩地点付近の低圧部から東側の高圧部に向かって風が吹いている。

METROS20の中で気圧値に特徴がある3地点と大手町の海面気圧との比較を、同じく弱気圧傾度日である前日(7月7日, 0.19 hPa/100 km)からの時系列変化で第5図に示す。各地点の気圧変化は大手町の変化に良く対応しており、中でも大手町に最も近い⑩地点では、両日とも14時～16時の間の変化を除いて、値



第3図 未補正海面気圧(偏差)と風ベクトル図(2004年7月8日02時)。



第4図 未補正海面気圧(偏差)と風ベクトル図(2004年7月8日07時)。

の大きさもほぼ一致している。しかし、③と⑫地点では、2日間を通して低い(高い)値を示しており、このような地点ごとの指示値の特性が、第3図と第4図に見られる特有の気圧分布パターンを形成する原因となっている。

以上述べたように、METROS20の気圧データには特有の分布パターンがあり、風系分布とも対応していないことから、地点間の固有の器差が含まれていると考えられる。

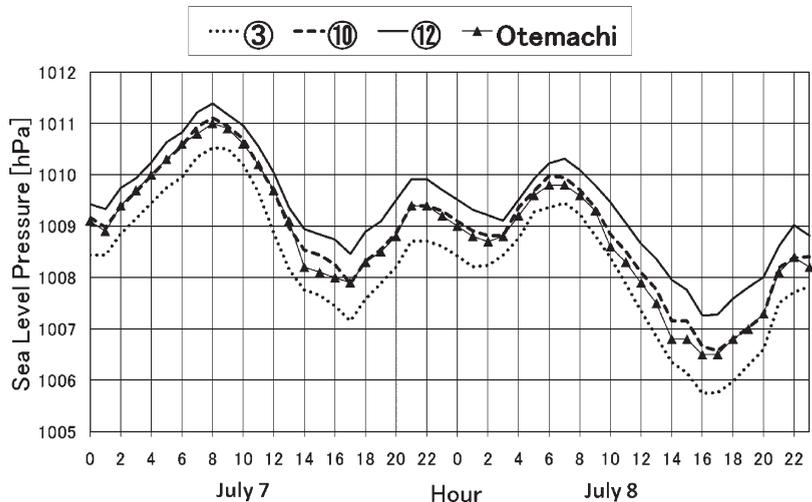
なお、第5図の⑩地点で両日の14時~16時の間に見られる、大手町の気圧値の変化に比べて高い値を示す傾向は、⑫地点でも同様に認められる。気圧計の値に影響する要因の一つに風の動圧がある。動圧は風速の2乗に比例するため、風速が大きくなると影響が著しくなる(気象庁 2002)。大手町の気圧計は観測室に設置され、風の動圧を受けないように配慮されているが、METROS20の気圧計には動圧除けがなく、屋外に設置されているため、海風が最も強まる時間帯に動圧の影響を受けて高い気圧を示していると考えられる。

第6図は、大手町の気圧と、大手町に最も近い⑩地点の気圧との関係を、2004年7月の全毎正時における観測値によって示している。両地点の気圧には、高い直線的な関係性が認められ、標準誤差は約0.13 hPaである。この値には、地点の違いによる差と、前述した風の動圧による影響が含まれていると考えられる。動圧による影響が小さいと考えられる00時~07時(図省略)に限ると、標準誤差は約0.08 hPaとなり、直線的な関係がさらに改善される。そのため、この時

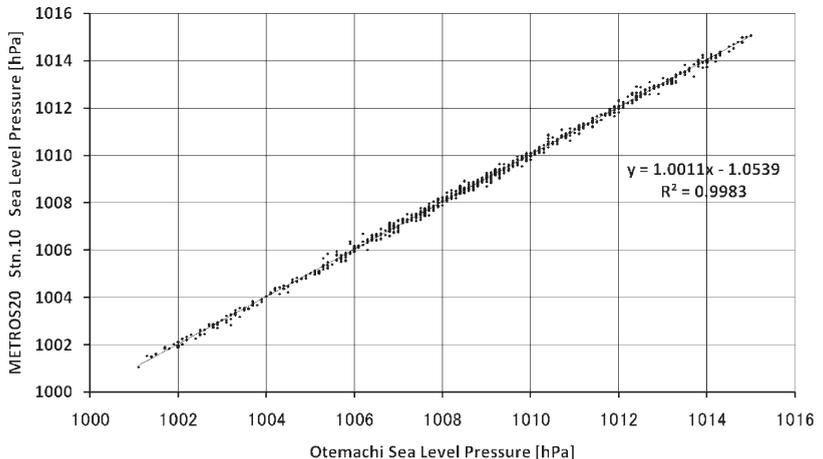
間帯のデータを用いて、METROS20の気圧値に含まれる系統的な器差を検出し補正することにより、ヒートアイランドに伴う都心部の気圧低下などの微小な気圧差の評価が期待できる。

4.2 地上気温の推定と気圧データの補正

第7図は、④地点におけるMETROS20の屋上での観測気温と、METROS100のデータで作成した地上気温分布から空間的に補間して求めた推定地上気温の散布図である。回帰係数はほぼ1.0であり、良好な相関関係が見られる。同様の分析を20地点について行い、いずれの地点でも回帰係数がほぼ1.0であり、0.9以上の決定係数が得られたため、両者の関係から地上気温を推定することができると判断した。第7図か



第5図 大手町と3地点の海面気圧の時系列変化(2004年7月7日~8日)。



第6図 大手町と⑩地点の海面気圧の散布図(2004年7月の全毎正時)。

ら、④地点の推定地上気温は屋上で観測気温に比べて約0.6°C高いが、この気温差は、観測高度だけでなく周囲の環境などによる、観測気温と推定地上気温の平均的な差を表すと考えられる。METROS20の各地点でこれらの気温差（気温補正值）を求め、METROS20の観測気温にこれらの気温補正值を加えて、METROS20地点の補正地上気温を求めた。

大手町の気温と④地点における補正地上気温との気温差と、大手町と④地点の海面気圧の気圧差の散布図を第8図に示す。大手町の気温が相対的に高くなると、大手町の気圧が相対的に低くなる関係が表れている。これは式(1)で気温差 ΔT と気圧差 Δp の符号が逆であることに対応している。

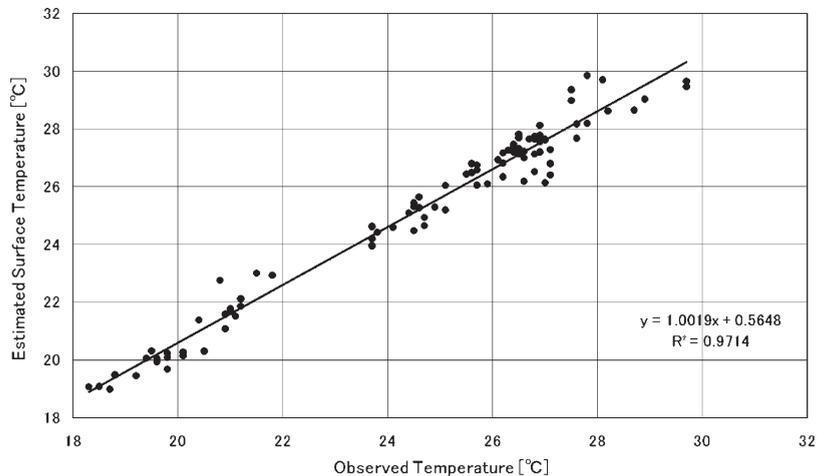
第8図の回帰直線の縦軸における切片は、地上気温差がない場合の気圧差を意味するので、静力学平衡を仮定すれば、大手町と④地点の気圧が等しいときの器差を表すと考えられる。

METROS20の各地点について同様の解析を行い、得られた切片の値と、その95%信頼区間を第9図に示す。補正気圧は、未補正気圧に第8図の中央値を加えることで得られる。第8図から、METROS20と大手町との気圧差は、北部の②、③地点が最大の約0.53 hPaである。気圧差には正の地点と負の地点があるが、地点の地理的な分布による傾向は見られない。また、95%信頼区間は、都心部の⑩地点が最小の0.016 hPa、西部の⑤地点が最大の0.069 hPaで、外周部で大きくなる傾向が見られた。

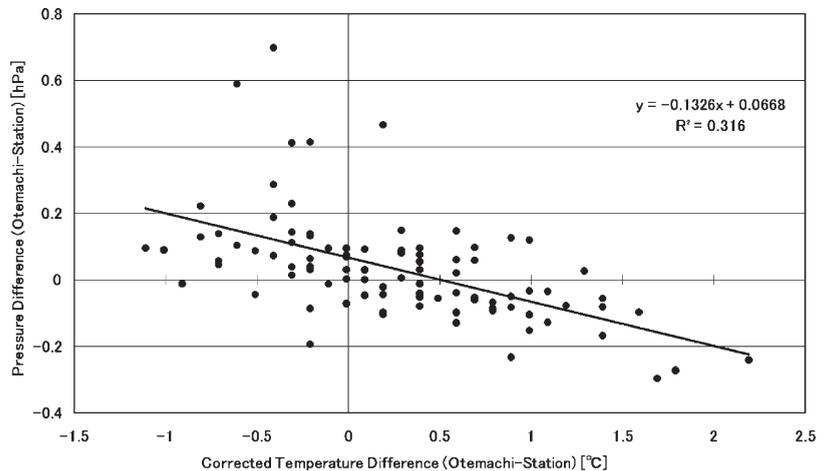
4.3 気温差・気圧差と都市境界層高度との関係

第2章で述べたように、

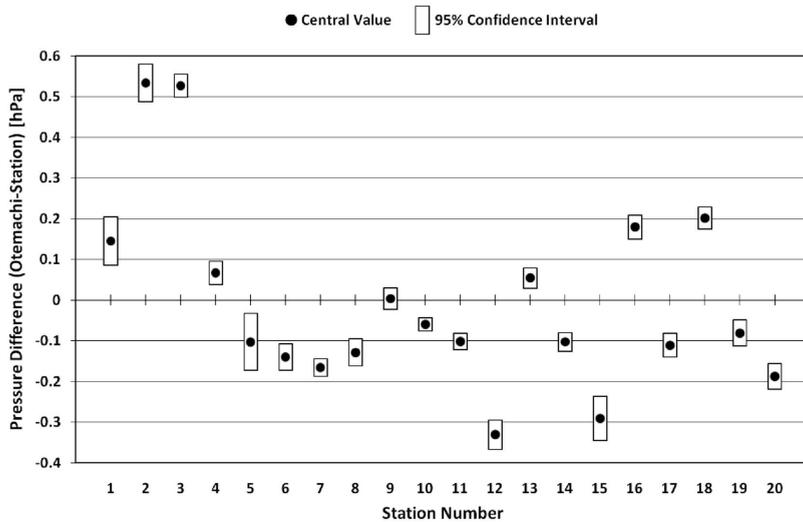
本研究では都市境界層の高さが都市の内部で空間的に等しいことを前提としている。第8図の回帰直線の傾き $\Delta p/\Delta T$ は、以下で述べるように、各地点の都市境界層の高さに関係する。 $\Delta p/\Delta T$ の値は、METROS20の地点ごとに固有の値を取り、推定される都市境界層の高さも、地点ごとにほぼ一定の値となる。これは、第8図に示した ΔT と Δp との間に直線的な関係があることに対応する。そして、 $\Delta p/\Delta T$ の値は、 ΔT と Δp がともに小さくなる大手町に近い数地点を除いて（同一地点での計算は不可）、区部の地点では-0.08から-0.13 hPa/K程度の範囲であり、都市境界層の高さが都市の内部で空間的に等しいとする仮定に、大きな問題はないと考えられる。



第7図 ④地点における観測気温と推定地上気温の散布図。



第8図 大手町と④地点の地上気温差と海面気圧差の散布図。



第9図 大手町と各地点の海面気圧差とその95%信頼区間。

次に、第8図で得られた気温差と気圧差との関係を、都市境界層の高さと比較する。

都市境界層まで一様な気温差を仮定すれば式(1)は、

$$\Delta p = g \int_0^H \Delta \rho dz = -\frac{\rho_0 g}{T_0} \int_0^H \Delta T dz = -\frac{\rho_0 g \Delta T}{T_0} H$$

となり、都市境界層の高さ H は、

$$H = -\frac{T_0}{\rho_0 g} \frac{\Delta p}{\Delta T}$$

と表すことができる。基準温度 $T_0 = 25^\circ\text{C}$ (298 K) とし、 $\rho_0 = 1.18 \text{ kg m}^{-3}$ 、 $g = 9.81 \text{ ms}^{-2}$ とすると、第8図(④地点)の $\Delta p / \Delta T = -0.133 \text{ hPa/K}$ を用いれば、 $H \approx 340 \text{ m}$ となる。

Fujibe (1987) は、大手町における日中の都市境界層高度 H を $\Delta p = 0.05 \text{ hPa}$ 、 $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ から $H = 600 \text{ m}$ としている。しかし、夜間には ΔT が日中の約半分であり、 Δp はほとんど検出できないことから、夜間の H は日中よりもかなり小さくなることを示唆している。また、上述の値は、Oke (1987) が日の出近くのモントリオールで、典型的なヒートアイランドが形成されている時の観測結果から求めた、 $H = 300 \text{ m}$ とほぼ一致する。

以上のことから、第8図で得られた気温差と気圧差との関係は、ほぼ妥当であると考えられる。

4.4 補正気圧による気圧分布

都心部に典型的なヒートアイランドが現れている事

例として、弱気圧傾度日の中の1日である7月8日02時の地上気温分布を第10図に、未補正の気圧分布を先の第3図に、補正気圧分布を第11図に示す。第11図では、第3図と第4図で見られた特有の気圧分布パターンが取り除かれ、全体として気圧傾度が緩やかになった。大手町の北東側に0.0 hPaの等圧線で囲まれた低圧部が認められ、周辺部との気圧差は0.2~0.3 hPaである。

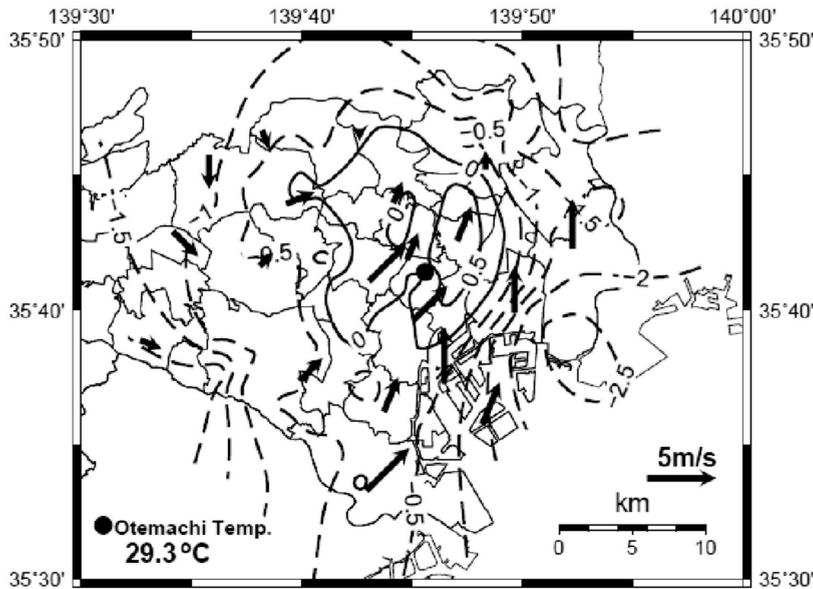
第10図で大手町の北東側に $+0.5^\circ\text{C}$ の等温線で囲ま

れた高温域が見られるが、これは第11図に見られる低圧部と良く対応している。また、大手町との気温差がほぼ 0.0°C の④地点と⑦地点では気圧差が0.0 hPaになっており、静力学平衡の下での同気圧を表している。さらに、西部の⑤地点では気温差がほぼ -1.0°C に対して気圧差が約 $+0.2 \text{ hPa}$ 、東部の⑫地点では約 -1.5°C に対して $+0.2 \text{ hPa}$ であることから、 $\Delta p / \Delta T$ は $-0.1 \sim -0.2 \text{ hPa/K}$ 程度の値となり、4.3節の議論とも整合している。

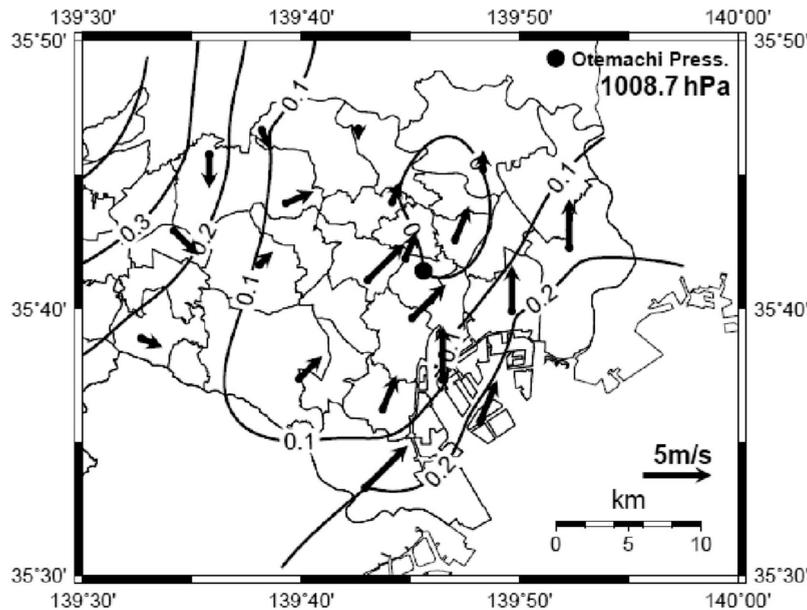
第11図で、湾岸部と城南部、北西部の風ベクトルは外周部から都心部に向かって風が吹き込む様子を表しており、風系と低圧部との関係もほぼ整合している。第12図は、同時刻における発散収束量(暗色が収束で、単位は 10^{-5} s^{-1}) と風速の南北成分(白の実線が 0.0 ms^{-1} 、破線が $\pm 0.3 \text{ ms}^{-1}$ で、+は南風、-は北風の領域を表す)を表しており、破線間が北部からの風系の進行に伴う静穏域である。静穏域に対応する収束が③、⑥、⑦地点の中間付近に、また、⑬地点付近にも収束が見られる。これらの収束を結ぶ収束域が大手町を中心に位置しており、それは第11図の低圧部とほぼ一致する。

以上述べたように、第11図の補正気圧分布は、気温、風系、発散収束分布、静穏域と矛盾しないことから、ほぼ妥当な器差補正が行われたと考えられる。

第13図は、同時刻における大手町に対する各地点の補正気圧の気圧差と、補正気圧の95%と99%信頼区間を示す。都心部の周囲のほとんどの地点で有意な正の



第10図 大手町を基準とした地上気温（偏差）の分布図（2004年7月8日02時）。



第11図 大手町を基準とした補正海面気圧（偏差）の分布図（2004年7月8日02時）。

気圧差が、また、㊸地点では負の気圧差が見られる。このような気圧分布は典型的なヒートアイランドが形成されている複数の事例で認められ、都心部を中心とする高温に対応した気圧の低下が、周囲に対する有意な気圧差を持つ気圧分布として示された。

表すことが可能になった。本研究で得られた気圧分布を用いた、気温、風系との関係の解析を今後の課題としたい。

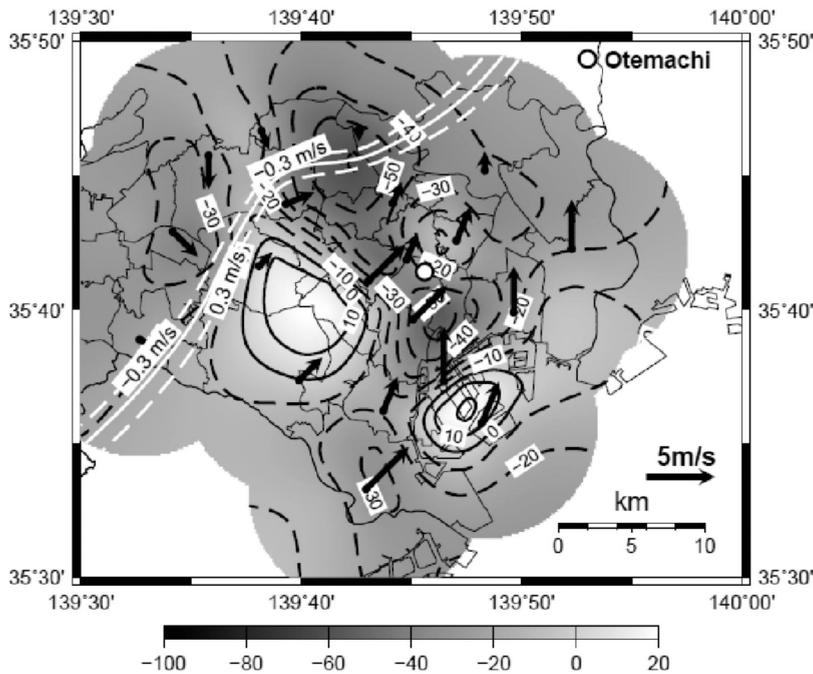
5. まとめ

静力学平衡を仮定して、METROS20の各観測地点の気圧が大手町と等しくなる場合の気圧差を求めて、METROS20の気圧データの補正を行った。

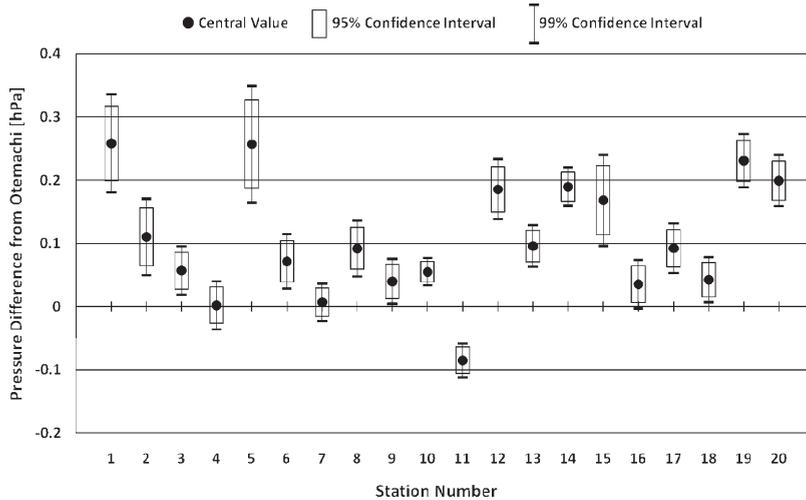
本研究で得られた補正後の気圧分布は、気温、風系、発散収束分布などと矛盾しないことから、ほぼ妥当な器差の補正が行われたと考えられる。夏季夜間において、東京都心部に典型的なヒートアイランドが形成された事例では、補正後の気圧分布に都心を中心とする低圧部が認められ、周辺部との間に0.2~0.3 hPaの気圧差が検出された。以上のように本研究の気圧補正により、ヒートアイランドに伴う都心部の気圧低下を検出することが可能となった。

今回は、暑夏年であった2004年の7月~8月の気圧データを用いて器差の大きさを求めた。しかし、気圧の観測データには、経年的な変化が含まれていることも考えられる。このため、他の時期・年の気圧補正を行う際には、器差の大きさを確認する必要がある。

本研究の結果、ヒートアイランド現象の解析に重要な情報を与えると考えられる、都市内部の気圧分布を



第12図 発散収束量（暗色が収束で，単位は 10^{-5}s^{-1} ）と風速の南北成分（白の実線が 0.0 ms^{-1} ，破線が $\pm 0.3 \text{ ms}^{-1}$ で，+は南風，-は北風の領域を表す）の分布図（2004年7月8日02時）。



第13図 大手町に対する各地点の補正気圧の気圧差と，補正気圧の信頼区間（2004年7月8日02時）。

参考文献

Bornstein, R. D. and D. S. Johnson, 1977 : Urban-rural wind velocity differences. *Atmos. Environ.*, 11, 597-604.
 Chandler, T. J., 1965 : *Climate of London*. Hutchinson,

London, 292 pp.
 Childs, P. P. and S. Raman, 2005 : Observations and numerical simulations of urban heat island and sea breeze circulations over New York City. *Pure Appl. Geophys.*, 162, 1955-1980.
 Fujibe, F., 1987 : Weekday-weekend differences of urban climates. Part 1 : Temporal variation of air temperature and other meteorological parameters in the central part of Tokyo. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 923-929.
 Fujibe, F., 1988 : Weekday-weekend differences of urban climates. Part 3 : Temperature and wind fields around Tokyo and Osaka. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 377-385.
 Fujibe, F., 1994 : Long-term falling trends of pressure over the Kanto plain as evidence of increasing heat content in the lower atmosphere in the daytime of the warm season. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 785-792.
 Fujibe, F., 2003 : Long-term surface wind changes in the Tokyo metropolitan area in the afternoon of sunny days in the warm season. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 141-149.
 Fujibe, F. and T. Asai, 1980 : Some features of a surface wind system associated with the Tokyo heat island. *J. Meteor. Soc. Japan*, 58, 149-152.
 気象庁, 2002 : 地上気象観測指針, 19-32.
 Landsberg, H. E., 1981 : *The Urban Climate*. Academic Press, New York, 275 pp.

- 三上岳彦, 2004: ヒートアイランド研究の今後と政策へのかかわり. 天気, 51, 118-122.
- 三上岳彦, 2006: 都市ヒートアイランド研究の最新動向—東京の事例を中心に—. E-journal GEO, 1, 79-88.
- 仁科淳司, 三上岳彦, 2008: 夏季静穏日における東京都心部の局地気圧系の日変化. 季刊地理学, 60, 121-130.
- Oke, T. R., 1987: Boundary Layer Climates. Second edition, Routledge, London, 435 pp.
- Okita, T., 1960: Estimation of direction of air flow from observation of rime ice. J. Meteor. Soc. Japan, 38, 207-209.
- 澤田康徳, 高橋日出男, 2007: 夏季の東京都心部における対流性降水の降水強度と気温場および地上風系場. 地理学評論, 80, 70-86.
- Shreffler, J. H., 1978: Detection of centripetal heat-island circulations from tower data in St. Louis. Bound.-Layer Meteor., 15, 229-242.

Detection of the Atmospheric Pressure Depression in the Center of Tokyo Using the Data Corrected Assuming Hydrostatic Equilibrium

Kazuyuki TAKAHASHI*¹, Hideo TAKAHASHI*², Takehiko MIKAMI*³, Hitoshi YOKOYAMA*⁴, Haruo ANDO*⁴ and Ikumi AKASAKA*⁵

*¹ (Corresponding author) Tokyo Metropolitan Research Institute for Environmental Protection, 1-7-5 Shinsuna, Koto-ku, Tokyo, 136-0075, Japan / Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, 1-1 Minami-Osawa, Hachioji-shi, Tokyo, 192-0397, Japan.

*² Department of Geography, Tokyo Metropolitan University.

*³ Faculty of Liberal Arts, Teikyo University.

*⁴ Tokyo Metropolitan Research Institute for Environmental Protection.

*⁵ Tokyo Metropolitan Research Institute for Environmental Protection (Present affiliation: Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology).

(Received 18 January 2010; Accepted 18 November 2010)

Abstract

The present study showed the atmospheric pressure distribution in the Tokyo ward area at nighttime in summer using observational data. The data from Tokyo's high density observation system (METROS: Metropolitan Environmental Temperature and Rainfall Observation System) was used. It was necessary to correct the METROS data to show the detailed pressure distribution in the city, because the data has the specific instrument error at each station. However, the observational instruments of METROS had already been removed. Then, we corrected the atmospheric pressure data using the pressure data difference when the sea level pressure at the Tokyo Meteorological Observatory was equal to that at each METROS station, assuming hydrostatic equilibrium. It is thought that the corrected pressure distribution given in this study is reasonable because it is consistent with the air temperature distribution, wind system, and convergence zone. In the case study analysis during which a typical heat island existed in the center of Tokyo, we detected a significant pressure difference where the atmospheric pressure in the center of Tokyo is 0.2 or 0.3 hPa lower than that in the surrounding areas.