

夏季夜間の局地風系に及ぼす東京都心域の ヒートアイランド現象の影響 (続報)

—局地風前線の停滞・通過と周囲の気圧場の関係—

高橋 一之*1・高橋 日出男*2

要旨

本研究では、東京周辺の気象官署と、東京都内で気象観測を行った METROS のデータなどを用いて、東京のヒートアイランド (UHI) 現象の影響を受けた、夜間の局地風前線 (以下、前線と呼ぶ) の停滞・通過と、周囲の気圧場との関係を解析した。対象期間は、暑夏年であった2004年の7月～8月である。本研究の結果は以下のようによまとめられる。

- (1) UHI が発達する風の弱い深夜には、内陸側からの局地風系が、前線を伴って都心部に向かって進行する。この前線には、都心部付近で停滞して海上に進行しない場合 (停滞型) と、時間の経過に伴って海上に進行する場合 (通過型) が認められる。
- (2) 停滞型の場合は、UHI に伴う都心部の気圧低下域で前線が停滞し、そこで内陸側からの局地風系と東京湾上で卓越するやや強い南寄りの風が収束している。
- (3) 通過型の場合は、UHI に伴う都心部の気圧低下が風系に及ぼす影響は停滞型の場合に比べて弱く、内陸側から進行する局地風系と、東京湾上に残る弱い南寄りの風が収束している。
- (4) 停滞型と通過型のどちらも、関東地方南部で気圧傾度が小さい場合に当たるが、停滞型は気圧が南側で高い場合に、通過型は北側で高い場合に対応する。周囲の気圧場のわずかな違いが、夜間の局地風系の挙動や前線の停滞・通過に大きな影響を与えることが示唆された。

1. はじめに

ヒートアイランド (UHI) 現象が、都市内部と周辺の風系の変化を引き起こすことが古くから研究されてきた (Okita 1960 ; Chandler 1965 ; Bornstein and Johnson 1977 ; Shreffler 1978 ; Fujibe and Asai 1980 ; Fujibe 2003)。UHI に伴い郊外から都市に収

束する弱風は UHI 循環と呼ばれ (藤部 2012)、都市の影響による風系の特徴の一つとして知られている (Oke 1987 ; Thompson 1998)。

UHI 循環は一般に弱いですが、観測データを使って統計的にその存在を示した研究として、セントルイスを対象にした Shreffler (1978) や、東京を対象にした藤部・浅井 (1979) がある。また、Fujibe (1988) は、平日と休日の東京付近の風ベクトル差から UHI 循環の存在を示した。UHI 循環は、都市の立地条件によって、海陸風や山谷風のような局地風系と相互作用すると言われている (Landsberg 1981)。これらの相互作用の結果は、都市周辺の環境に影響することが指摘されており (気象庁 2005)、首都圏を中心に多く

*1 (連絡責任著者) 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 (現:東京都 都市整備局).
Kazuyuki_2_Takahashi@member.metro.tokyo.jp

*2 首都大学東京 都市環境科学研究科.

—2013年9月3日受領—

—2014年3月26日受理—

の研究が行われてきた (Yoshikado and Kondo 1989; Kuwagata *et al.* 1990; Yoshikado 1992; 土田・吉門 1995; Yoshikado and Tsuchida 1996; Kusaka *et al.* 2000; Ohashi and Kida 2002).

先行研究の結果, UHI と局地風系の相互作用が明らかにされてきたが, これらは, 現象が明瞭に捉えられ, 風系の影響範囲が広いことから, 昼間の海風を対象としたものがほとんどである. 首都圏を対象として夜間の局地風系を解析した研究は少なく (藤部 1981; Fujibe 1985b; 鈴木・河村 1987; 高橋 1998), 特に UHI との関係を実証的に解析した研究は見られない. UHI 強度は通常, 昼間よりも夜間に大きくなることが知られている (Landsberg 1981; Simpson 1994; Kim and Baik 2002). 東京の経年的な気温上昇の割合は, 日最高気温よりも日最低気温の方が大きく (Fujibe 1995), このことは UHI 強度が夜間に大きいことを反映している (藤部 2012). また, Landsberg (1981) は, すべての総観場のパラメータの中で, 風は夜間の UHI の発達に最大の影響を持つと述べている. このため, UHI 強度が大きい夜間の UHI と, 風系との関係を解明することが必要である.

著者らは, 東京都区部で高密度の気象観測を行った METROS (Metropolitan Environmental Temperature and Rainfall Observation System) のデータを使用して, UHI と夜間の風系の挙動に注目して解析を行った. Takahashi *et al.* (2011) では, 夏季の海陸風日夜間や, 風速が小さい日の夜間に, 内陸側からの局地風系の進行に伴う局地風前線 (以下, 前線と呼ぶ) が都心部付近でほぼ停滞し, 一般的な陸風とは異なり海上に到達しないことを指摘した. そして, この前線の停滞が, UHI による風の収束に起因する可能性を示した. また, 高橋・高橋 (2013) [以下「前報 (2013)」と呼ぶ] では, 夜間の前線が都心部付近で停滞する現象を気圧分布を用いて解析し, この現象が, Yoshikado (1992) や Freitas *et al.* (2007) で見られた海風前線の停滞と同様のメカニズムで起こっていることを示した. しかし, 前線の停滞は常に起こるわけではなく, 前報 (2013) の解析の中でも, 東京湾付近の陸風のモデル (河村 1974; 浅井 1996) のように, 海上に進行する場合も認められた. 本報では, 風系が海上に進行する場合を含めて解析するが, 注目する風系を陸風よりも広い概念として局地風系と呼ぶ.

本報の目的は, 前報 (2013) で今後の課題とした, 前線の停滞・通過と, 周囲の気圧場との関係を明らか

にすることである. しかし, 前線の停滞・通過には, 周囲の風系が影響を与えることが予想され, 夏季の東京湾付近では, 夜間も南～南西風が吹く傾向にあることが知られている (河村 1977). このため本報では, 東京湾付近で卓越する南寄りの風と, 周囲の気圧場の関係についても解析し, その結果を含めて, 前線の停滞・通過と, 周囲の気圧場の関係について考察する.

2. 使用データと対象期間

本研究では, 前報 (2013) と同じデータ, 期間を対象として解析を行った. これらの詳細については, 前報 (2013) を参照されたい.

2.1 使用データ

本研究では, 東京都区部で高密度な観測を行った METROS と, 東京周辺の気象庁のデータを主に使用した. 第 1 図 a に本研究の対象領域と, METROS, 気象庁, 及びその他のデータの観測地点を示す.

METROS による気象観測は, 東京都環境科学研究所と東京都立大学 (現: 首都大学東京) 気候学研究室の共同で, 2002年 8 月から 2005年 3 月の間に行われた. METROS の海面気圧データには, 観測機器の固有の器差が含まれているが, 観測の終了に伴い観測機器が既に撤去されているため, 高橋ほか (2011) で述べた方法で補正された海面気圧データを使用した.

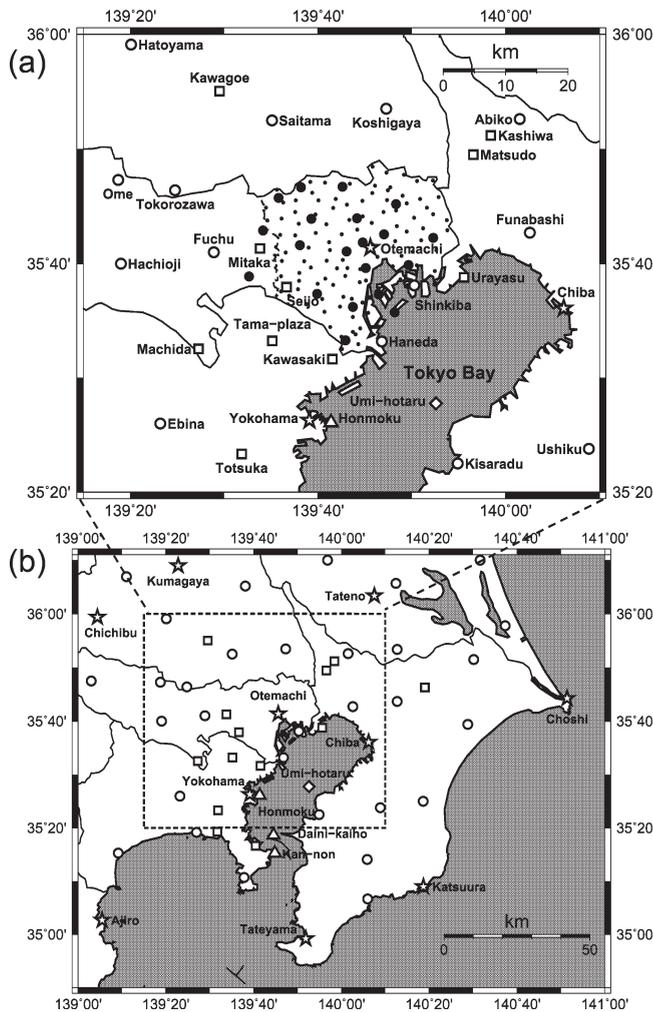
本研究の主たる対象領域は第 1 図 a の範囲であるが, 分布図作成時における外周部でのデータの外挿を避けるために, 第 1 図 b の範囲のデータを使用して内挿した. 本研究で使用した各データの気象要素と測定単位を第 1 表に示す.

2.2 対象期間

UHI 現象と局地風系が発達するのは, どちらも総観場の気象条件が静穏・晴天の場合であり (Landsberg 1981; Thompson 1998), このような条件下で, 両者の相互作用が顕著になると考えられる.

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 7 月～8 月を対象とする. 7 月～8 月で METROS のデータが揃っているのは 2003 年と 2004 年であるが, 2004 年は暑夏年で晴天日が多く, 気圧傾度の小さい日が多い. 以上のことから, 対象期間は 2004 年の 7 月～8 月とした.

次に, 解析期間中の総観場の気圧傾度を, 新潟, 網代, 銚子, 敦賀の日平均海面気圧から求めた. 気圧傾度が 0.3 hPa/100 km 以下 (METROS 全域での気圧



第1図 (a) 本研究の対象範囲と、(b) 使用したデータの範囲。(a) で三鷹の点線は、東京都の区部と市部の境界を示す。黒の円：METROS20 (風向・風速、海面気圧)、黒の点：METROS100 (気温)、星印：気象官署 (風向・風速、気温、海面気圧)、白の円：アメダス (風向・風速、気温)、白の正方形：エルロポ (風向・風速)、白の菱形：環境省・海ほたる (風向・風速、気温)、白の三角形：日本海洋データセンター (風向・風速)。

第1表 本研究で使用した各データの気象要素と測定単位。

データ名	風向	風速	気温	海面気圧
METROS20	16方位	0.1 ms ⁻¹	—	0.1 hPa
METROS100	—	—	0.1°C	—
気象官署	16方位	0.1 ms ⁻¹	0.1°C	0.1 hPa
アメダス	16方位	1 ms ⁻¹	0.1°C	—
エルロポ	1°	0.1 ms ⁻¹	—	—
海ほたる (環境省)	16方位	0.1 ms ⁻¹	0.1°C	—
日本海洋データセンター	16方位	1 ms ⁻¹	—	—

差が0.1 hPa 以下) となる12日を、「弱気圧傾度日」として選定した。本研究では、基本的に、弱気圧傾度日を解析対象日とする。

3. 局地風系の挙動の解析

3.1 前線通過型の事例解析

前報 (2013) では、前線が都心部付近で停滞する事例を解析し、その要因を考察した。そして、夜間の局地風系が内陸側から都心部に向かって進行するのに対して、都心部の高温に伴う気圧低下による収束と、東京湾付近で南寄りの風が卓越することが要因で、前線が停滞することを述べた。

しかし、前線は都心部付近で停滞する事例だけではなく、都心部を通過して、東京湾上に進行する事例も見られた。前報 (2013) で述べたように、解析期間の7月～8月の間に、風系分布を見て前線が確認されたのは6日間で、このうち前線が都心部付近で停滞した事例 (以下、停滞型と呼ぶ) は7月7日、7月8日、8月10日の3日間、前線が都心部を通過した事例 (以下、通過型と呼ぶ) は7月22日、8月12日、8月13日の3日間であった。

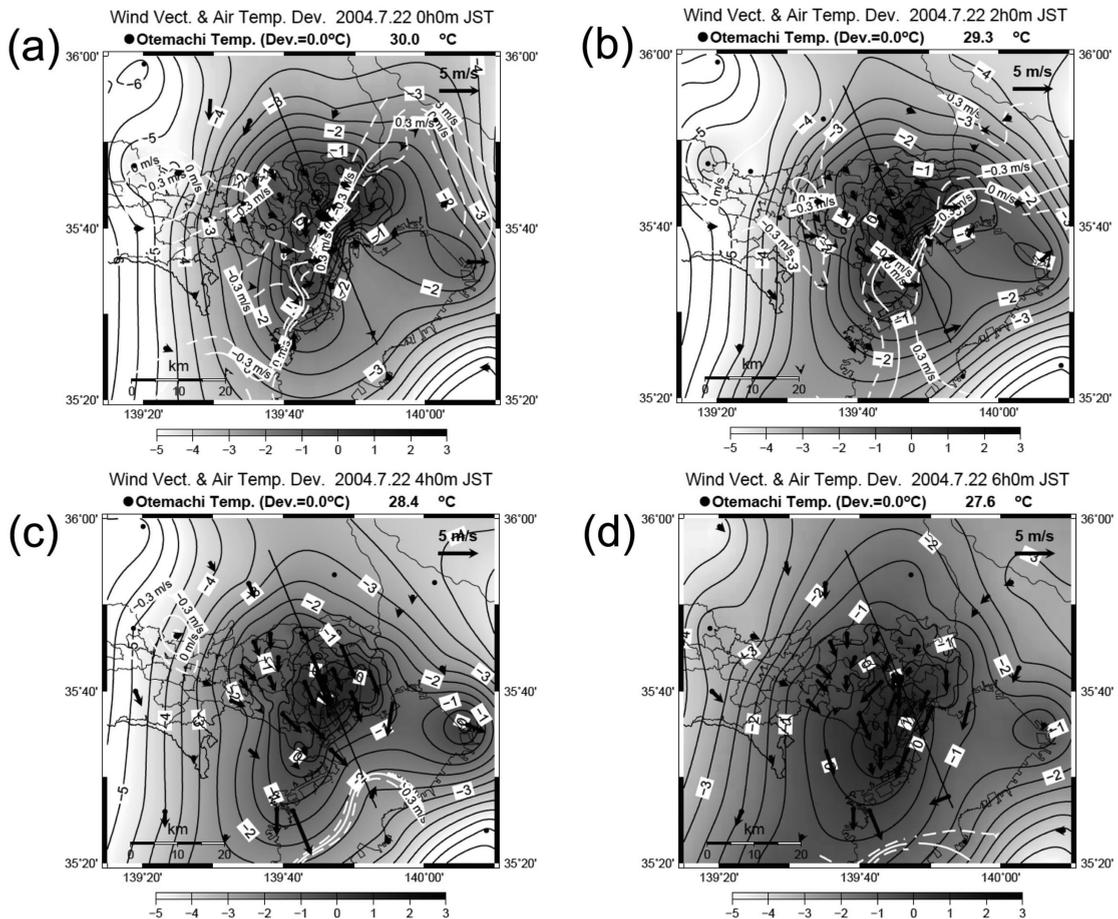
第2図は、通過型に該当する事例として、7月22日00時 (a)～06時 (d) における気象庁の東京 (以下、大手町と呼ぶ) との気温偏差分布を2時間ごとに

示す (時刻表示は JST で、以下同じ)。また、同時刻における大手町との気圧偏差分布を第 3 図 a~d に示す。第 2 図と第 3 図には風分布も示しており、図中の白線は、風速南北成分の絶対値が小さい場所 (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) で、内陸側からの局地風系の進行に伴う前線に相当する。また、図中の直線は、大手町と海ほたるを結ぶ NNW-SSE 方向の直線であり、前線の位置は、白の実線がこの直線と交差する点の大手町からの距離 [km] (NNW 方向が+, SSE 方向が-) で表す。

ここで、前線の風系分布による確認と、停滞型と通過型の分類方法について述べる。まず、00時~07時の気温偏差・風分布図 (例えば第 2 図) の白線が、概ね北東-南西の走向をもち、南北への屈曲が小さく、一

本の前線であることが比較的容易に確認できる日を、前線が確認された日とした。これらの中で、07時までの間に、前線が都心部付近で停滞するもの (例えば前報の第 2 図) を停滞型、前線が東京湾上の海ほたる付近にまで進行するもの (例えば本報の第 2 図) を通過型に分類した。

第 2 図と第 3 図の 00 時 (a) では、都心部の高温に対応して低圧部が存在し、局地風系の進行に伴う前線は大手町付近に存在する。前線の南側では弱い南寄りの風が吹いており、都心部を中心とする低気圧性の循環が見られる。02 時 (b) には低圧中心がやや南部に移動し、前線が -11 km 付近に南下するが、陸域の一部は前線の南側にあり、前線付近で風の収束が見られる。04 時 (c) には前線が海ほたる付近にまで南下し、陸域全体が前線の北側に入る。前線の北側では北寄り



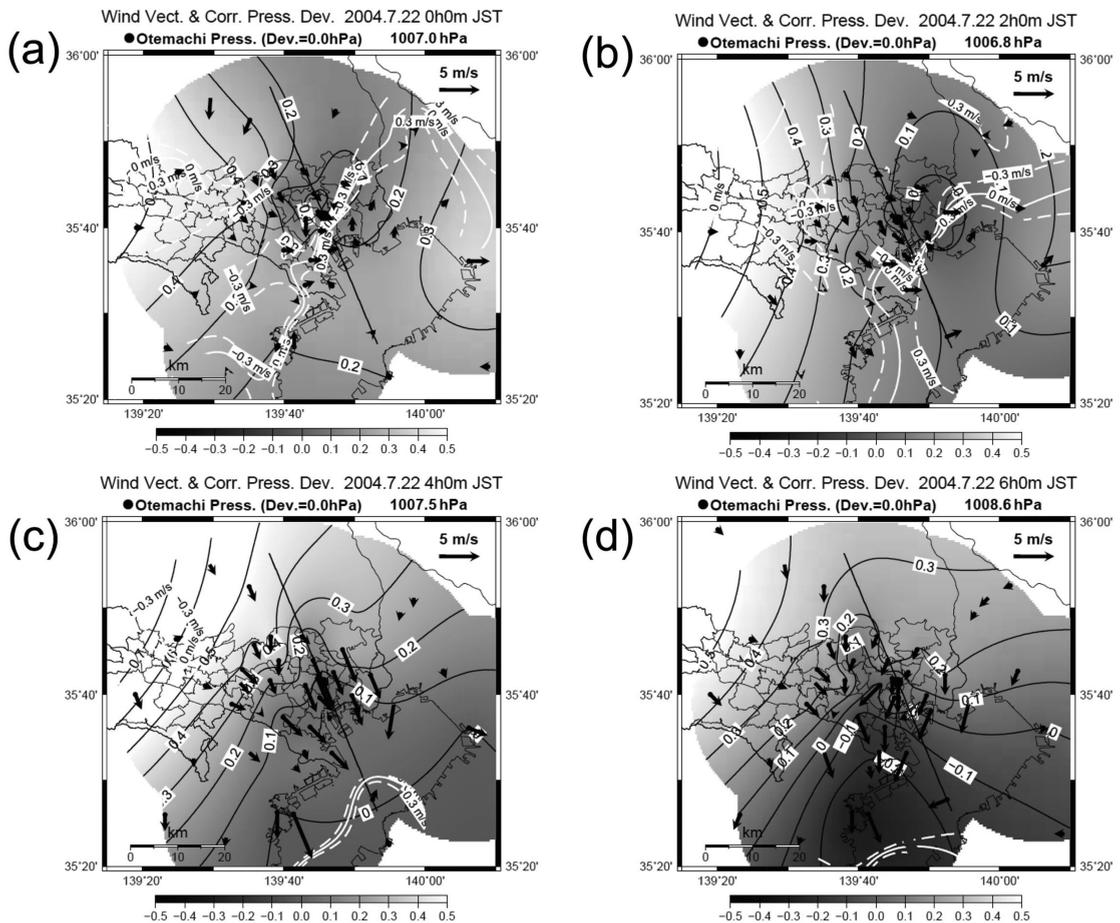
第 2 図 2004年7月22日00時 (a) ~06時 (d) の大手町との気温偏差・風分布図。時刻表示は JST で、以下同じ。

の風が強まり、低気圧性の循環が見られなくなる。そして06時 (d) では、高温域と低圧部が東京湾上に広がり、前線が海ほたる (-27 km 付近) を越えて南下する。

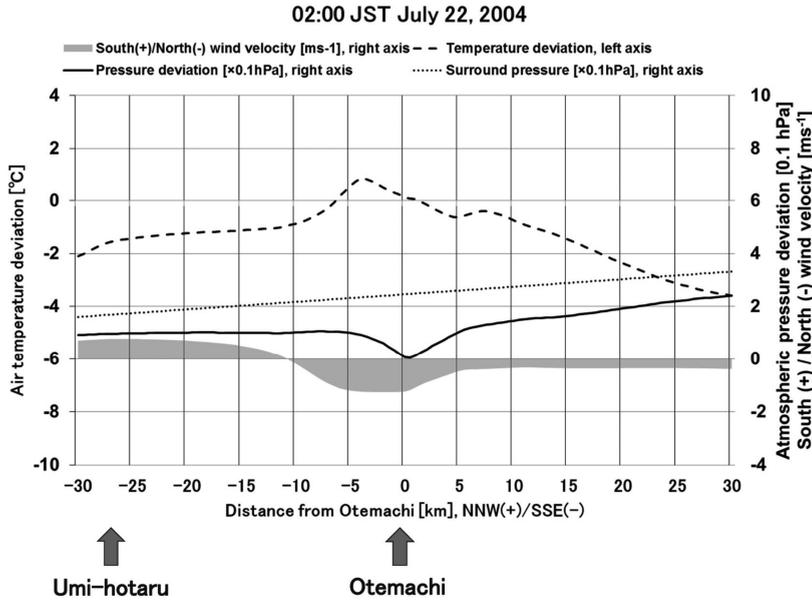
02時における第2図bと第3図bで、図中の直線に沿った、大手町との気温偏差 (破線) と海面気圧偏差 (実線)、南北風速 (灰帯) の断面図を第4図に示す。第4図によって、気温と気圧分布、前線の位置を、ほぼ局地風系の進行方向に沿って把握することができる。なお、図中の点線 (直線) は、関東地方南部のバックグラウンドの気圧傾度で、3.2.2項で説明する。

また、第5図は、第4図に示した各変量の時間変化を表す図である。第5図で、南側0°Cの範囲は、停滞型の事例である前報 (2013) の第6図とほとんど変わ

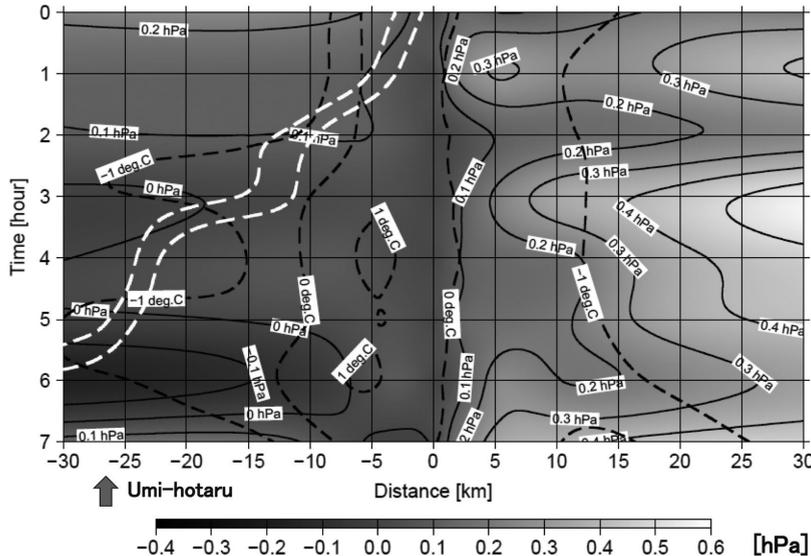
りがない。しかし、南側の-1°Cの範囲は、前報 (2013) の第6図では-18 km 程度までであるが、第5図では、05時には海ほたるの南側にまで広がる。また、第5図では、都心部を中心にして、北側が高压で南側が低圧になっており、南北の気圧差が前報 (2013) の第6図に比べて大きい。このような条件下において、00時にすでに都心部付近にあった前線は、02時には-11 km、05時には-25 km に位置し、06時には海ほたるを越えて-30 km 以上まで進行した。なお、第6図aに、7月22日09時 (00UTC) の地上天気図を示す。関東地方付近は全般に気圧傾度が緩やかであるが、日本海中部に中心を持つ高気圧に北側から覆われており、第5図で北側が高压であったことと対応する。通過型の他の2日間についても、第5図と同様の特徴が認められた (図は省略)。



第3図 2004年7月22日00時 (a) ~06時 (d) の大手町との気圧偏差・風分布図。



第4図 2004年7月22日02時における、第2図bと第3図bの直線に沿った、大手町との気温偏差(破線)と海面気圧偏差(実線)、南北風速(灰帯)の断面図。横軸は大手町からの距離[km]で、+はNNW側、-はSSE側を表す。気温偏差[°C]を縦軸(左)で、海面気圧偏差[0.1 hPa]は縦軸(右)で示す。南北風速[ms⁻¹]は縦軸(右)で示し、+は南風、-は北風を表す。点線(直線)は、関東地方南部のバックグラウンドの気圧傾度を表す。



第5図 2004年7月22日00時~07時の間の、大手町との海面気圧偏差(等圧線:黒実線)、気温偏差(等温線:黒破線)、南北風速±0.3 ms⁻¹の範囲(白破線、左側が+0.3 ms⁻¹、右側が-0.3 ms⁻¹)の時系列図。横軸は大手町からの距離[km]で、+はNNW側、-はSSE側である。

3.2 前線の停滞・通過と気圧場の関係

3.2.1 地衡風の解析方法

気象科学事典(日本気象学会編 1998)によれば、海風前線の挙動は、総観規模の風によってかなり異なり、総観規模の風が海から陸に吹いている(onshore wind)時には、海風は内陸の深くまで進入し、逆に風が陸から海に吹いている(offshore wind)時には、海風の内陸への進入距離は短い、強い海風前線が形成される傾向がある。海風と陸風の吹く方向が反対であることを考慮すれば、onshore wind時には、陸風の海上への進行が妨げられて陸風前線が強化され、逆にoffshore wind時には、陸風の海上への進入距離は長くなると考えられる。

本節では、前報(2013)と3.1節で見られた前線の停滞と通過に対する、一般風の影響を解析する。本研究が対象とする局地風系は、東京湾の海陸風のスケールの現象と考えられる。藤部(1981)は、関東地方全体を覆う広域的な海陸風と、東京湾の海陸風について解析を行い、東京湾の海陸風に影響を与える一般風としては、総観規模の一般風よりも関東平野内の一般風の方が適当であると述べている。

そのため、2.2節では、新潟、網代、銚子、敦賀の

日平均海面気圧を用いて弱気圧傾度日を選定したが、ここでは、関東地方南部のスケールでの気圧傾度と地衡風により解析を行う。使用したデータは、第1図bの熊谷、館野、銚子、勝浦、館山、網代の6地点の海面気圧の1時間値である。また、座標系には、国土地理院の平面直角座標第IX系を用いた。

前述の6地点の気圧値から最小二乗法を用いて気圧分布を平面（以下、気圧平面という）で近似した。気圧平面は、大手町、横浜、千葉を除いて作成したものであり、UHIによる気圧低下の影響が大きい地点を除いた、関東地方南部のバックグラウンドの気圧平面とみなすことができる。そして、気圧平面の法線ベクトルから求めた最大気圧傾度を式(1)に与えて、地衡風の風速を計算した。

$$V_g = \frac{1}{2\rho\Omega\sin\phi} \times \left| \frac{\Delta P}{\Delta n} \right| \quad (1)$$

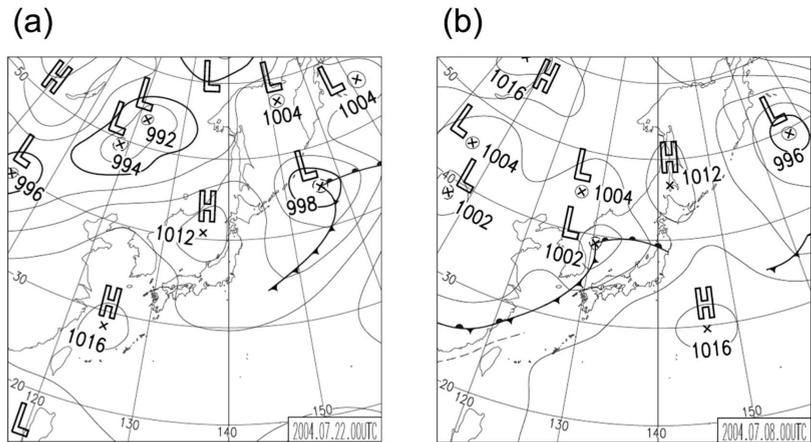
ここで、 V_g は地衡風風速 [ms^{-1}]、 ρ は1013.25 hPa、25°Cにおける空気密度で1.184 [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]、 Ω は地球の自転角速度 7.292×10^{-5} [s^{-1}]、 ϕ は緯度（東京都心部の値として $\phi = 35^\circ 40' \text{N}$ とする）であり、 $|\Delta P / \Delta n|$ は気圧傾度の大きさである。また、地衡風の風向は、最大気圧傾度の方向から求めた。

3.2.2 停滞型と通過型の地衡風の相違

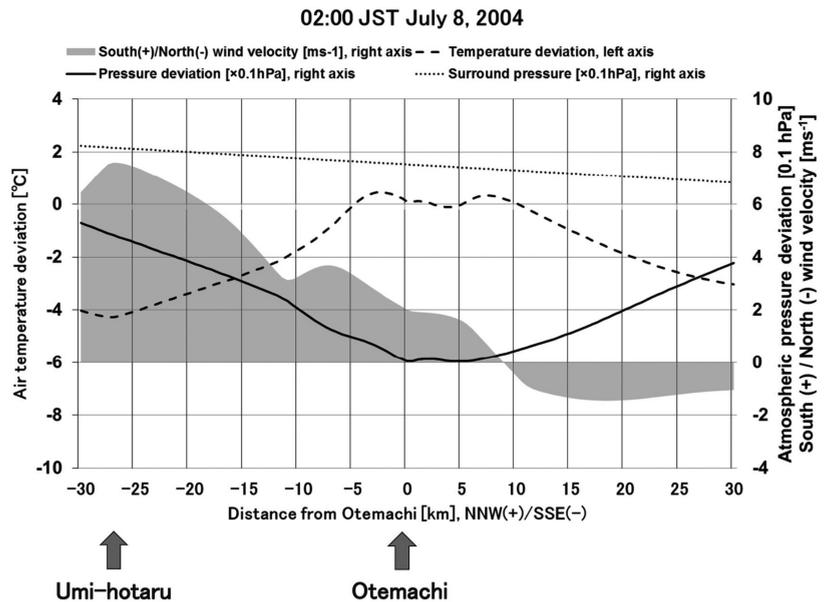
停滞型として前報(2013)で解析した、7月8日00時～07時の関東地方南部の気圧平面と、地衡風の風向と風速を上述の方法で求めた（図は省略）、00

時～07時の各図で、気圧平面は南東側が高圧であり、地衡風の風向は南西寄りであった。第6図bに、7月8日09時（00UTC）の地上天気図を示す。日本海には低気圧や前線が見られるが、関東地方付近は太平洋高気圧に南東側から覆われ、上述のように地衡風が南西寄りであることに対応する。

第7図は、7月8日02時における第4図と同様の図である。図中の点線（直線）は、大手町と海ほたるを



第6図 2004年7月の地上天気図（気象庁天気図による）。(a) 7月22日09時（00UTC）。(b) 7月8日09時（00UTC）。



第7図 2004年7月8日02時における、第4図と同様の図。

結ぶ直線に沿う気圧平面の断面であり、南側が高圧であることを表す。第7図で、バックグラウンドの気圧と大手町で観測された気圧との差は約0.7 hPaである。第7図からは、南側が高圧であるバックグラウンドの気圧傾度が、内陸側からの風系の進行と前線の南下を妨げていることが示唆される。

なお、約0.7 hPaの気圧差が、東京で夜間にUHIが顕著な場合の気圧低下量を表すと考えられるので、この値の妥当性を検討する。7月8日02時において、気圧平面を求めるために用いた6地点の平均気温と、大手町の気温との差は約4.2°Cであり、これは大手町とバックグラウンドとの気温差と見なすことができる。高橋ほか(2011)において、大手町との気温差と気圧差との関係が最も明瞭に表れた地点では、気温差1°Cあたりの気圧差は-0.133 hPaであった。この値を用いれば4.2°Cの気温差は約0.6 hPaの気圧低下量に相当する。このことから、バックグラウンドの気圧と大手町における気圧との差はほぼ妥当であると考えられる。

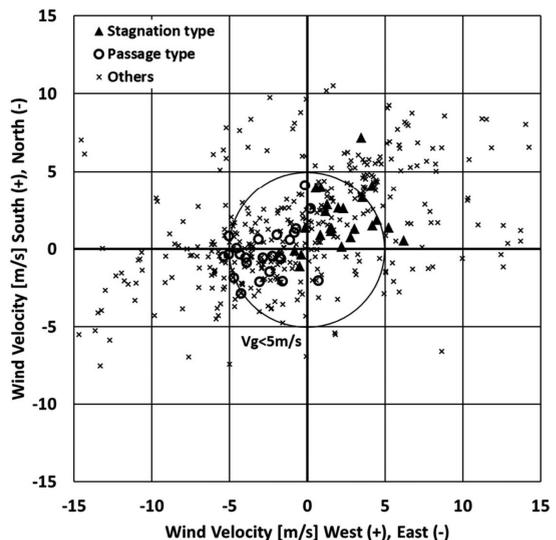
次に、第7図の風系、気温、気圧分布が形成された要因について検討する。第7図では、バックグラウンドの気圧が南側で高く、海ほたるなど東京湾上や沿岸部でやや強い南寄りの風が吹いている [前報(2013)の第3図a参照]。また、大手町と比べた海ほたるの気温は4.3°C低く、都心部から北側の気温も低いいため、都心部を中心とした典型的なUHI型の気温分布をしている。これに伴って先述した気温差と気圧差の関係から、第7図の気圧分布は、都心部を低圧の中心として、その南北では気圧が高くなっている。このような気圧分布は、都心部に向かって南北から風が収束する風系を形成し、前線を都心部で停滞させるとともに、高温な空気と低圧部を都心部に滞留させる。第7図の風系、気温、気圧分布はこのような相互作用の結果として形成されたと考えられる。このため、バックグラウンドの気圧が南側で高い場合には、前線が都心部付近で停滞し、都心部と周辺部との気温差(UHI強度)が大きく、都心部と周辺部やバックグラウンドとの気圧差が大きくなると考えられる。

通過型の7月22日00時~07時の関東地方南部の気圧平面と、地衡風の風向と風速を同様にして求めた(図は省略)。停滞型の7月8日とは異なり、00時~07時の各図で、気圧平面はほぼ北北西側が高圧であり、地衡風の風向は東北東寄りであった。先に示した第4図の図中の点線は、同じ日時における、大手町と海ほた

るを結ぶ直線に沿う気圧平面の断面である。第4図では第7図とは逆に、バックグラウンドの気圧は北側で高くなっている。

第4図では、-3 km付近に気温のピークがあるのは第7図と同様であるが、大手町と比べた海ほたるの気温偏差は第7図に比較して小さくなっており、東京湾上の気温傾度も第7図に比べて小さい。また、第4図で、低圧中心は都心部の高温に対応して大手町付近にあるが、気圧分布の全体の傾向は、点線で示すバックグラウンドの気圧傾度にほぼ沿っており、南側が低圧になる。第4図で前線は-11 km付近にあるが、第5図で見たように、この後さらに南下を続ける。

第4図の風系、気温、気圧分布が形成された要因であるが、7月22日の風系を表す第2図と第3図の各時刻の図で、海ほたるや東京湾付近で南寄りの風はほとんど見られない(4.1節で統計的に議論する)。また、東京湾上の気温傾度が小さいために気圧傾度も小さくなり、UHIによる収束に伴う南風も弱い。このため、バックグラウンドの気圧が北側で高い場合には、内陸側から進行する局地風系が東京湾上に進行しやすくなると考えられる。さらに、第5図では、大手町との気温差が-1°Cと比較的高温な領域が、時間の経過と



第8図 2004年7月と8月の00時~07時の地衡風の東西風速(横軸)と南北風速(縦軸)を表す散布図。停滞型の3日間と通過型の3日間の地衡風の1時間値を、三角形と丸印でそれぞれ表す。また、その他の日の地衡風の1時間値を×印で表す。

もに東京湾上に拡大している。これに伴って東京湾上の気圧が相対的に低下するために、バックグラウンドの気圧傾度に対応した、内陸側から東京湾へ向かう気圧傾度が大きくなる（第3図a~d）。このような気温場と気圧場の下で、内陸側からの局地風系は、東京湾上へより進行しやすくなり、第4図のような風系、気温、気圧分布が形成されたと考えられる。なお、第5図で06時以降に -1°C の領域が北上しているのは、日照により大手町の気温が上昇し、東京湾上との気温偏差が拡大したためである。

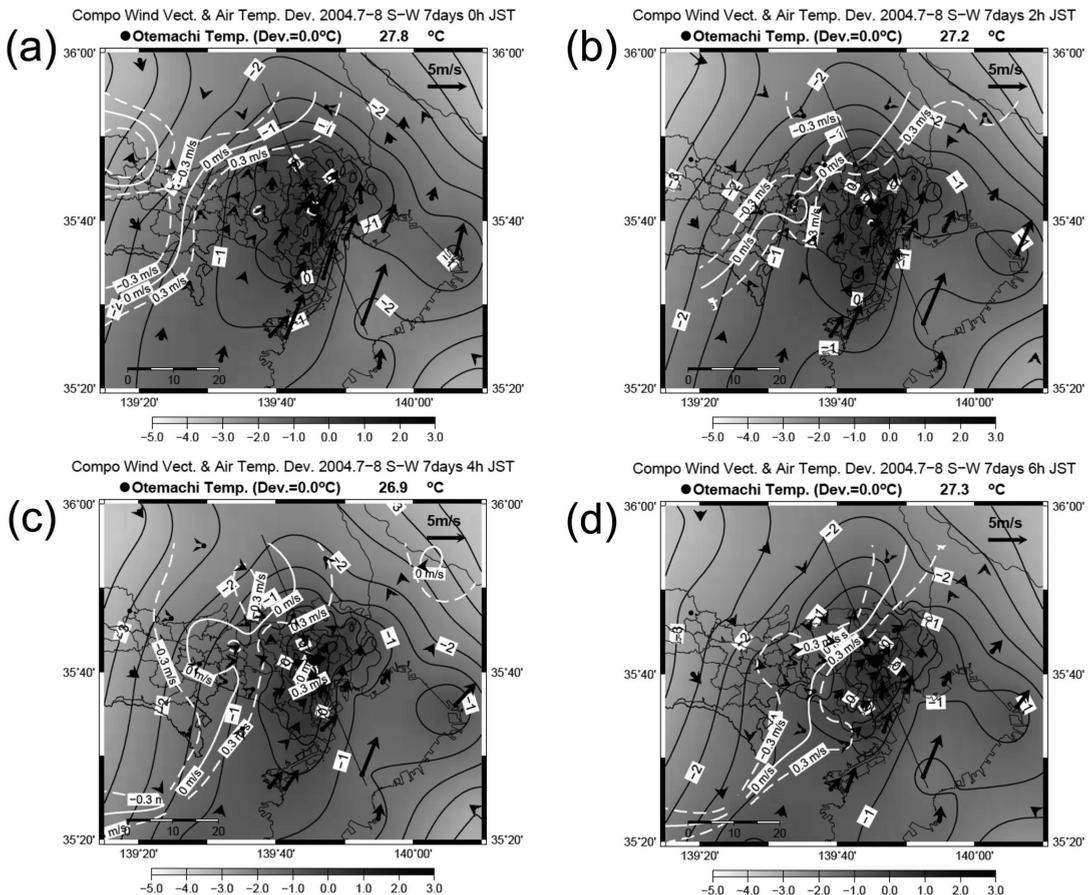
以上述べたように、第7図（停滞型、7月8日）と第4図（通過型、7月22日）の風系、気温、気圧分布に見られる大きな差異は、停滞型と通過型の場合の地衡風の相違、すなわちバックグラウンドの気圧傾度の違いに起因し、UHIの影響を含む、風系、気温、気圧場の相互作用の違いによるものと考えられる。な

お、UHIによる風系、気温、気圧場の差異への影響として、UHIによる影響が大きい場合には、停滞型の場合の都心部での気圧低下が促進されるため、停滞型と通過型の場合の風系、気温、気圧場の差異は強まると考えられる。

3.2.3 停滞型と通過型の場合の地衡風による分類

これまでの解析により、前線の停滞と通過には、関東地方南部の地衡風（気圧傾度）が影響していると考えられる。そこで、停滞型と通過型の場合の地衡風を客観的に分類することを試みた。

第8図は、3.2.1項で述べた方法で求めた、2004年7月と8月の00時~07時の地衡風の東西風速（横軸）と南北風速（縦軸）を表す散布図である。東西風速は西風を+、南北風速は南風を+とする。第8図で、南西風は第1象限に、北東風は第3象限に現れる。3.1節で述べた、停滞型の3日間と通過型の3日間の地衡



第9図 SW型の7日間で平均した、00時(a)~06時(d)の大手町との気温偏差・風分布図。

風の1時間値を、第8図の三角形と丸印でそれぞれ表す。また、その他の日の地衡風の1時間値を×印で表す。

第8図によれば、関東地方南部のこの期間の地衡風の卓越風向は、ほぼ南西から西南西あるいは北東から東北東である。ここで、停滞型の3日間の風向は南西寄り、通過型の3日間の風向は北東寄りで、地衡風風速の絶対値は概ね 5 ms^{-1} 程度までの範囲である。

地衡風風速と海陸風の関係について、Fujibe (1985 a) は関東地方の風の日変化を統計的に調べ、気圧傾度の大きさが地衡風風速に換算して 5 ms^{-1} 未満である場合には、風の日変化は主に海陸風によってもたらされると述べている。停滞型と通過型の各3日間の地衡風風速が概ね 5 ms^{-1} 程度までの範囲であったことから、これらの日はいずれも海陸風日に分類される。しかし、地衡風の風向に着目すれば、両者には明らか

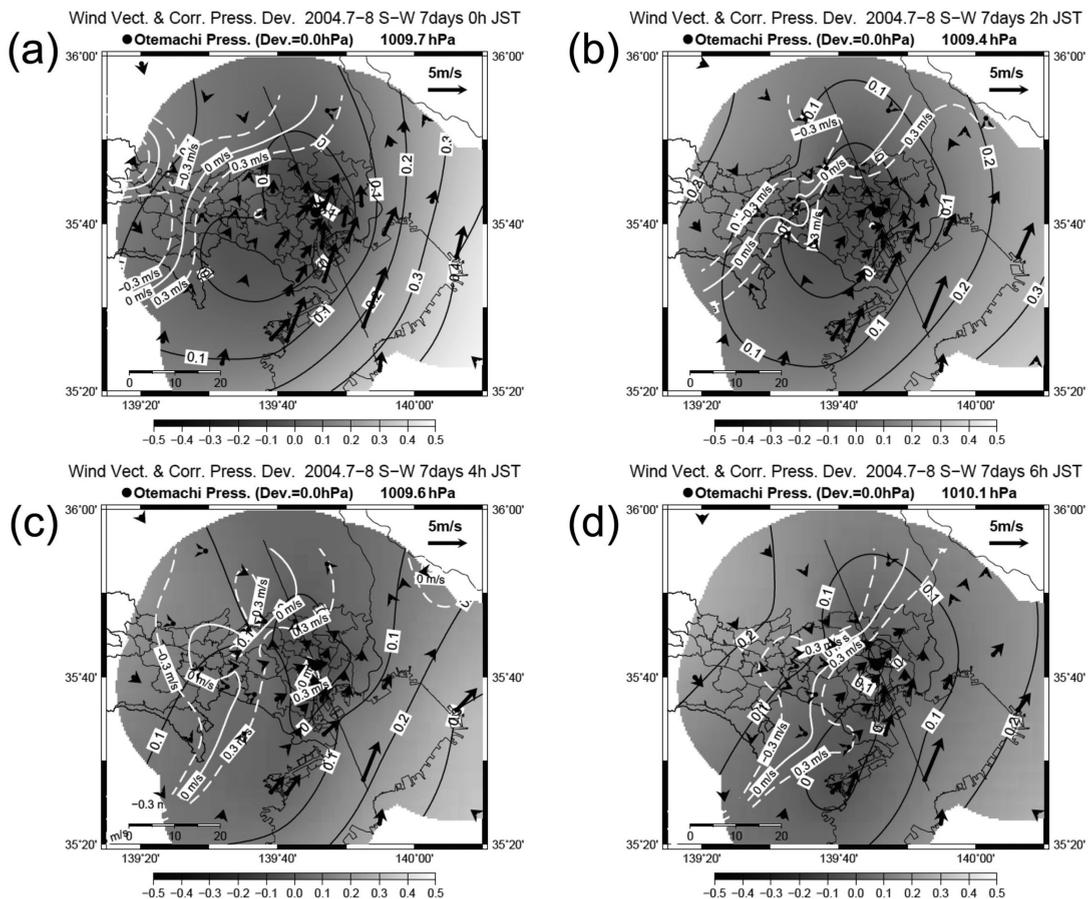
な違いが見られた。

このように、先行研究では同じ海陸風日として分類されてきた日における、地衡風の風向に現れた気圧場のわずかな違いが、夜間の局地風系の挙動や前線の停滞と通過に大きな影響を与えることが示唆された。

3.2.4 コンポジット解析

これまで、停滞型と通過型の日の抽出は、気温偏差・風分布図 [前報 (2013) の第2図と本報の第2図] の風系分布を見て行ってきた。しかし、3.2.3項の解析により、停滞型と通過型の前線が形成する条件を、地衡風の条件から客観的に分類可能であることが示唆された。そこで、これまでとは逆に、地衡風の条件から気温偏差と気圧偏差ならびに風分布のコンポジット図を作成し、前線の停滞または通過が見られるかを確認する。

第8図で、風速の絶対値が 5 ms^{-1} 未満で、第1象

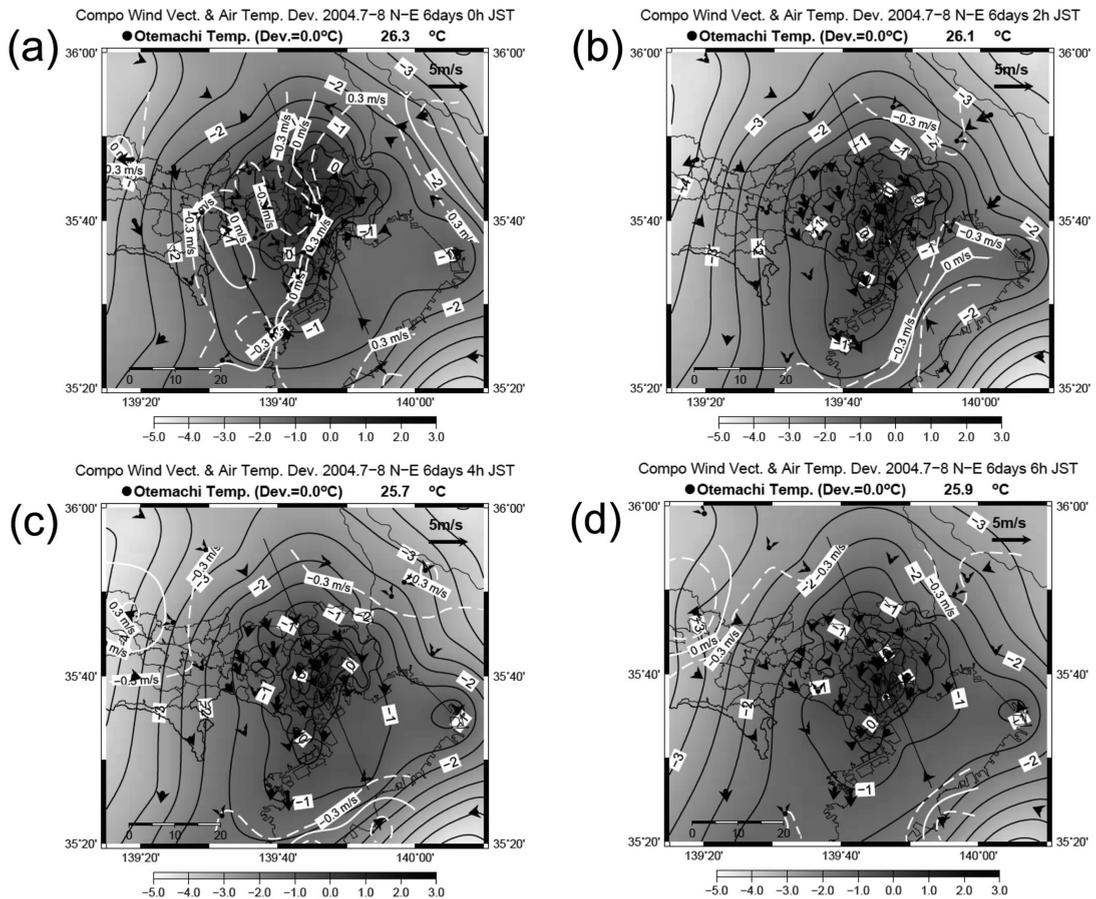


限にあるもの（風向が $180^{\circ}\sim 270^{\circ}$ の範囲）と、第3象限にあるもの（風向が $0^{\circ}\sim 90^{\circ}$ の範囲）に着目した。このうち、00時～07時の8時間の中で、5時間以上同じ象限に属する日を抽出した。これらの日を、地衡風の風向から、それぞれSW型とNE型と呼ぶ。結果的に、2004年7月～8月の間に、7日間のSW型と6日間のNE型をそれぞれ抽出した。

第9図と第10図は、SW型の7日間で平均した、00時(a)～06時(d)の2時間ごとの気温偏差と気圧偏差ならびに風分布を示す。第9図では、都心部を中心としたUHIが見られ、都心部から横浜方向と、都心部から千葉方向に高温域が広がっている。また、海ほたるを中心として、東京湾付近では南寄りの風が卓越する。各時刻の図で、前線が北部から徐々に進行するが、都心部より南には進行しない。第10図では、都心部を中心とした同心円状の低圧部が見られ、各時刻

を通して、等圧線の形もほぼ同様である。この間のバックグラウンドの気圧は南東側が高く、地衡風の風向は南西寄りである。また、同じ7日間で平均した、第5図と同様の時系列図（図は省略）によれば、前報(2013)の第6図と同様に、南側と北側が高圧で都心部が低圧になる気圧分布と、都心部が高温になる気温分布となり、前線の南下は見られなかった。

第11図と第12図は、NE型の6日間で平均した、00時(a)～06時(d)の2時間ごとの気温偏差と気圧偏差ならびに風分布を示す。第11図の各時刻においても、都心部を中心としたUHIが見られるが、東京湾付近に南風はほとんど見られない。00時(a)には、前線は大手町付近に位置しており、都心部を中心とした低気圧性循環が現れ、弱いながらもUHIによる収束の影響が認められる。02時(b)には、前線は既に海ほたる付近に進行し、その後は海ほたるを越えて南



第11図 NE型の6日間で平均した、00時(a)～06時(d)の大手町との気温偏差・風分布図。

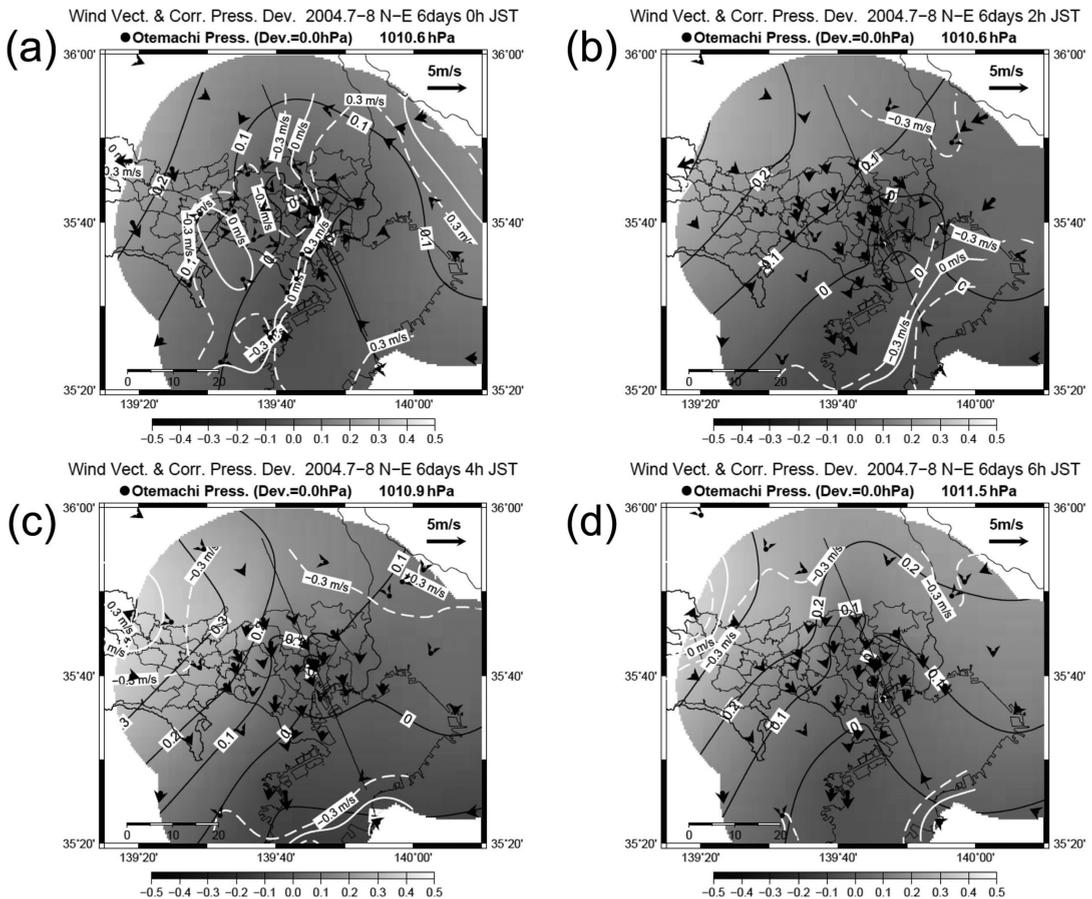
下する。前線が東京湾上に進行した02時以降は、陸上の低気圧性循環は見られなくなり、東京湾付近を含むほぼ全域が弱い北寄りの風に覆われている。第12図では、第10図とは明らかに異なり、東京湾付近が低圧となる気圧分布をしており、風系ともほぼ整合する。この間のバックグラウンドの気圧は北北西側が高く、地衡風の風向は東北東寄りである。また、同じ6日間で平均した、第5図と同様の時系列図を作成した（図は省略）。第5図と同様に、北側が高圧になる気圧分布と、南側の -1°C の範囲が海ほたる付近にまで南下する気温分布となり、前線は海ほたるを越えて南下した。

なお、本項で示したコンポジット図は、風系分布で前線が確認された日の2倍以上の事例による図であるが、比較的明瞭な前線が見られた。その理由として以下のことが考えられる。舟田（1977）は、南関東大気

環境調査の中で、夜間に東京都と埼玉県付近で見られた陸風前線を解析し、前線の屈曲が大きい場合があることを指摘している。その要因として、高層建築物が多いことや、UHIに伴う風の収束を挙げている。この効果は、風速やUHI強度に依存すると考えられる。風系分布による抽出事例数が少なかったのは、3.1節で述べたように、南北への屈曲が小さく、明瞭な前線が見られた日に限定したためである。一方、コンポジット解析では、地衡風の条件から抽出した、風速が小さい日のデータで平均したために、南北への屈曲が平均化され、比較的明瞭な前線が見られたと考えられる。

4. 東京湾での南風と前線の停滞・通過との関係

先に示したSW型の第9図と第10図では、横浜から千葉にかけての東京湾沿岸部で、深夜としては強い



第12図 NE型の6日間で平均した、00時(a)～06時(d)の大手町との気圧偏差・風分布図。

南寄りの風が見られ、特に海ほたるで顕著である。一方、NE型の第11図と第12図では、海ほたるにおいても南寄りの風はほとんど見られない。これらの図は、それぞれSW型の7日間とNE型の6日間の平均であることから、ある程度代表的な傾向を表していると考えられる。本章では、夜間に東京湾付近で卓越する南寄りの風と、周囲の気圧場の関係について解析し、その結果を含めて、前線の停滞・通過と、周囲の気圧場の関係について考察する。

4.1 東京湾での南風と気圧場の関係

第13図aは、3.2.1項で述べた方法で求めた関東地方南部の地衡風の南北風速(横軸)と、海ほたるで観測された地上風の南北風速(縦軸)を、2004年7月～8月の全毎正時について表した散布図である。また、第13図bは、同じ期間の00時～07時についての図である。両図の回帰直線の傾きは、切片の値が0ではないので厳密にはではないが、ほぼ地衡風風速に対する観測風速の比を表す。第13図aには、日中に海ほたるで観測された 15 ms^{-1} 以上の南風を多く含み、第13図bにはこれらが含まれていないが、地衡風風速に対する観測風速の比は夜間に大きい。

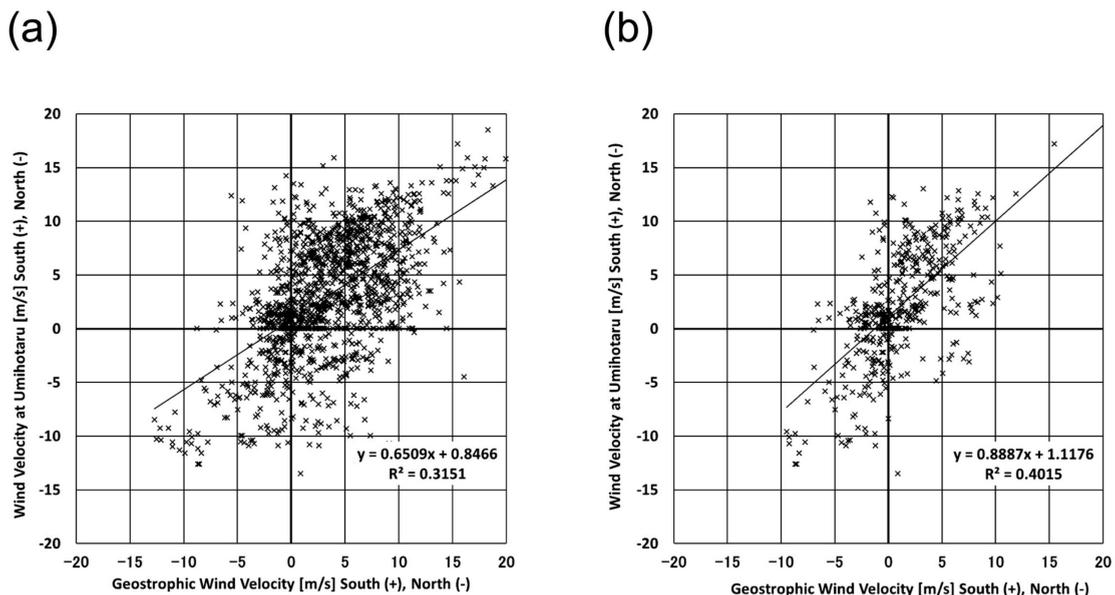
Harada (1981) は、パイロット気球観測資料の解析によって、夏季の関東地方の上空に、夜間に発達する下層ジェットが存在することを示しており、この下

層ジェットが房総半島付近で良く発達すると述べている。南西風としてのジェットは高度 $200\sim 700\text{ m}$ で観測され、その極大風速は夜間には約 20 ms^{-1} であり、日中には約 10 ms^{-1} に減速する。そして、この下層ジェットは、太平洋高気圧が日本列島を覆って広がり、地表の地衡風が弱い南寄りの条件のもとで発達すると述べている。

第13図aとbで、地衡風風速に対する観測風速の比が夜間に大きいのは、Harada (1981) が示した下層ジェットの存在が、海ほたるの地上風に影響を与えているためと考えられる。第13図bは、地衡風の南北風速と、海ほたるで観測された地上風の南北風速の間に、明瞭な正の相関関係があり、地衡風の南風成分が強まると海ほたるでの南風成分が強まり、地衡風が北寄りの場合には、海ほたるでの南風成分が見られなくなる傾向を表している。以上のことから、東京湾上の風は、地衡風の南北成分に依存しており、地衡風の風向が南寄りの場合に現れる下層ジェットに伴って、東京湾付近ではやや強い南寄りの風が卓越すると考えられる。

4.2 停滞型・通過型と東京湾付近の風との関係

3.2.2項で、地衡風の風向が南寄り、すなわちバックグラウンドの気圧が南側で高くなる気圧場のときに、都心部の高温に伴う気圧低下によって、前線が停



第13図 2004年7月～8月の関東地方南部の地衡風の南北風速(横軸)と、海ほたるで観測された地上風の南北風速(縦軸)の散布図。(a) 全毎正時についての図。(b) 00時～07時についての図。

滞することを見てきた。また、4.1節では、この気圧場のときに、東京湾付近で南寄りの風が卓越する条件と一致することを確認した。これらのことから、停滞型の前線は、東京湾付近で南寄りの風が卓越する下で、UHIによる収束の影響を強く受けた局地風系によって形成される前線であると考えられる。

次に、通過型の場合の風系と、東京湾付近の風との関係について検討する。従来より、夏の東京湾付近は夜間も南～南西風が吹く傾向にあり、内陸から吹く陸風が都心部付近にまでしか到達しにくいことが指摘されていた(河村 1977)。また、鈴木・河村(1987)は、夏型気圧配置時における東京湾付近を含む夜間の風系を3つに分類し、いずれの場合の合成図でも、東京湾奥に南の風が卓越して陸風が認められなかったと述べている。その要因として、東京湾奥に陸風が出現する頻度がわずかであるために、ベクトル合成の過程で陸風が隠れてしまった可能性を挙げている。しかし、本研究の場合には、事例の抽出を風系のパターンからではなく、前線が海上に進行しやすいと考えられる、バックグラウンドの気圧が北側で高くなる事例から抽出したために、通過型として前線が東京湾上に進行する現象が捉えられたと考えられる。

これまでに見てきたように、バックグラウンドの気圧が北側で高くなる気圧場のときに、東京湾付近で南寄りの風が卓越することはなく、UHIによる収束の影響は比較的弱い。また、気圧分布は、陸上が高圧で海上が低圧になる陸風時の気圧分布(例えば、Simpson 1994; 浅井 1996)とも一致する。このような条件の下で生じる通過型の前線は、内陸側から進行する局地風系(山風・陸風)と、東京湾上に残る弱い南寄りの風が収束することで形成される、一般的な陸風前線に相当するものであると考えられる。

5. まとめ

本研究では、東京周辺の観測で得られた気圧データを用いて、東京のUHI現象の影響を受けた、夜間の前線の停滞・通過と、周囲の気圧場の関係を解析した。使用した気圧データは、東京周辺の気象官署と、東京都内で気象観測を行ったMETROSのデータである。対象期間は、暑夏年であった2004年の7月～8月である。本研究の結果は以下のようにまとめられる。

(1) UHIが発達する風の弱い深夜には、局地風系に伴う前線が、内陸側から都心部に向かって進行す

る。この前線には、都心部で停滞し東京湾上に進行しない場合(停滞型)と、時間の経過とともに南下し、06時から07時頃には都心から30 km程度南まで進行する場合(通過型)とが認められる。

(2) 停滞型の場合には、UHIに伴う都心部の気圧低下域で前線が停滞し、そこで内陸側からの局地風系と東京湾上に卓越するやや強い南寄りの風が収束している。東京湾上の南寄りの風は下層ジェットとの関連が示唆され、停滞型の前線は、UHIによる収束とともに、このような風系の影響を受けていると考えられる。

(3) 一方、通過型の場合には、UHIに伴う都心部の気圧低下が風系に及ぼす影響は停滞型の場合に比べて弱く、内陸側から進行する局地風系と、東京湾上に残る弱い南寄りの風が収束している。通過型の前線は、一般的な陸風前線に相当するものであると考えられる。

(4) 停滞型と通過型のどちらも、関東地方南部のバックグラウンドの気圧傾度が小さい場合に見られた。ただし、停滞型はバックグラウンドの気圧が南側で高い場合に、通過型は北側で高い場合に該当し、周囲の気圧場のわずかな違いが、夜間の局地風系の挙動や前線の停滞・通過に大きな影響を与えることが示唆された。

謝辞

本論文を査読して頂き、貴重な御意見を下さった2名の査読者の方と、論文全体について助言を下さった藤部文昭編集委員に感謝致します。

海ほたるのデータは環境省のデータを、その他の海上のデータは日本海洋データセンター(JODC)のデータを使用しました。また、作図には、ハワイ大学のThe Generic Mapping Tools(GMT 4.5.8)を使用しました。各機関にお礼を申し上げます。

参考文献

- 浅井富雄, 1996: ローカル気象学. 東京大学出版会, 233 pp.
 Bornstein, R.D. and D.S. Johnson, 1977: Urban-rural wind velocity differences. *Atmos. Environ.*, 11, 597-604.
 Chandler, T.J., 1965: *The Climate of London*. Hutchinson, London, 292pp.
 Freitas, E.D., C.M. Rozoff, W.R. Cotton and P.L. Silva

- Dias, 2007: Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. *Bound.-Layer Meteor.*, **122**, 43-65.
- 藤部文昭, 1981: 海陸風の季節的特性. *天気*, **28**, 367-375.
- Fujibe, F., 1985a: An effect of pressure gradient on the diurnal variation of wind in the atmospheric boundary layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 52-59.
- Fujibe, F., 1985b: Air pollution in the surface layer accompanying a local front at the onset of the land breeze. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 226-237.
- 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., 1995: Temperature rising trends at Japanese cities during the last hundred years and their relationships with population, population increasing rates and daily temperature ranges. *Pap. Meteor. Geophys.*, **46**, 35-55.
- 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.
- 藤部文昭, 2012: 観測データから見た日本の都市気候. *気象研究ノート*, (224), 1-23.
- 藤部文昭, 浅井富雄, 1979: 関東地方における局地風に関する研究 第2部: 東京のヒートアイランドに伴う地上風系. *天気*, **26**, 697-701.
- 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.
- 舟田久之, 1977: 地上気流の特性. 南関東大気環境調査報告書 I. 気象庁, 8-43.
- Harada, A., 1981: An analytical study of nocturnal low-level jet over the Kanto plains, Japan. *Pap. Meteor. Geophys.*, **32**, 233-245.
- 河村 武, 1974: わが国における大気汚染気象の最近の動向. *地学雑誌*, **83**, 172-181.
- 河村 武, 1977: 海陸風の気候. 南関東大気環境調査報告書 I, 気象庁, 46-52.
- Kim, Y.H. and J.J. Baik, 2002: Maximum urban heat island intensity in Seoul. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 651-659.
- 気象庁, 2005: 異常気象レポート2005. 気象庁, 312-323.
- Kusaka, H., F. Kimura, H. Hirakuchi and M. Mizutori, 2000: The effects of land-use alteration on the sea breeze and daytime heat island in the Tokyo metropolitan area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 405-420.
- Kuwagata, T., M. Sumioka, N. Masuko and J. Kondo, 1990: The daytime PBL heating process over complex terrain in central Japan under fair and calm weather conditions. Part I: Meso-scale circulation and the PBL heating rate. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 625-638.
- Landsberg, H.E., 1981: *The Urban Climate*. Academic Press, New York, 275pp.
- 日本気象学会編, 1998: *気象科学事典*. 東京書籍, 86.
- Ohashi, Y. and H. Kida, 2002: Numerical experiments on the weak-wind region formed ahead of the sea-breeze front. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 519-527.
- Oke, T.R., 1987: *Boundary Layer Climates*. Second edition, Routledge, London, 435pp.
- Okita, T., 1960: Estimation of direction of air flow from observation of rime ice. *J. Meteor. Soc. Japan*, **38**, 207-209.
- Shreffler, J.H., 1978: Detection of centripetal heat island circulations from tower data in St. Louis. *Bound.-Layer Meteor.*, **15**, 229-242.
- Simpson, J.E., 1994: *Sea Breeze and Local Wind*. Cambridge University Press, Cambridge, 248pp.
- 鈴木力英, 河村 武, 1987: 夏型気圧配置時の中部日本における地上風系の特徴. *天気*, **34**, 715-722.
- 高橋日出男, 1998: 安定した総観条件下における関東地方の地上風系場と収束・発散分布の日変化—夏季海陸風日と冬季季節風日について—. *新地理*, **45**(4), 34-53.
- 高橋一之, 高橋日出男, 2013: 夏季夜間の局地風系に及ぼす東京都心域のヒートアイランド現象の影響—高密度観測網の気圧データを用いた事例解析—. *天気*, **60**, 505-519.
- 高橋一之, 高橋日出男, 三上岳彦, 横山 仁, 安藤晴夫, 赤坂郁美, 2011: 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. *天気*, **58**, 131-141.
- Takahashi, K., T. Mikami and H. Takahashi, 2011: Influence of the urban heat island phenomenon in Tokyo on the local wind system at nighttime in summer. *J. Geogr.*, **120**, 341-358.
- Thompson, R.D., 1998: *Atmospheric Processes and Systems*. Routledge, London, 194pp.
- 土田 誠, 吉門 洋, 1995: 東京湾岸の冬季の海風. *天気*, **42**, 283-292.
- Yoshikado, H., 1992: Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breeze. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 1146-1164.
- Yoshikado, H. and H. Kondo, 1989: Inland penetration of the sea breeze over the suburban area of Tokyo. *Bound.-Layer Meteor.*, **48**, 389-407.
- Yoshikado, H. and M. Tsuchida, 1996: High levels of winter air pollution under the influence of the urban

Influence of Urban Heat Island Phenomenon in the Central Tokyo
on Nocturnal Local Wind System in Summer (Continued Study):
Relationship between Stagnation or Passage of Local Wind Front
and Atmospheric Pressure Field in Surroundings

Kazuyuki TAKAHASHI*¹ and Hideo TAKAHASHI*²

*¹ (*Corresponding author*) *Tokyo Metropolitan Research Institute for Environmental Protection / Department of Geography, Tokyo Metropolitan University (Present affiliation : Bureau of Urban Development, Tokyo Metropolitan Government), 1-1-6 Sotokanda Chiyoda-ku, Tokyo, 101-0021, Japan.*

*² *Department of Geography, Tokyo Metropolitan University.*

(Received 3 September 2013; Accepted 26 March 2014)

Abstract

The present study analyzed the relationship between the stagnation or passage of the nocturnal local wind front and the atmospheric pressure field in surroundings. We used the atmospheric pressure data observed at the JMA observatories located in and around the central Tokyo, and that observed by the METROS network which had been installed in the Tokyo wards area. We focused on the period from July to August 2004 which was a hot summer. The results of the present study can be summarized as follows:

- 1) At midnight with weak wind when UHI developed, it was shown that local wind fronts advanced toward the central Tokyo from the inland side. The local wind fronts are grouped into two types from the behavior. One is “stagnation type” of which the front stagnates near the central Tokyo and does not head out to the sea. Another is “passage type” of which the front heads out to the sea as time passes.
- 2) In the case of the stagnation type, the front stagnates near the surface low pressure area in the central Tokyo, and the local wind system which advances from inland side and the southern wind which prevails on Tokyo Bay converges into the central Tokyo.
- 3) On the other hand, in the case of the passage type, the influence of the atmospheric pressure depression in the central Tokyo due to the UHI is weaker than in the case of the stagnation type. The local wind system which advances from inland converges with the southerly weak wind on Tokyo Bay.
- 4) Both types of the fronts were found when the atmospheric pressure gradient in surroundings was small. In this condition, the stagnation type front was found when the atmospheric pressure field in surroundings was higher in southern area. On the other hand, the passage type front was found when that in surroundings was higher in northern area. The present study showed that a minor difference in the atmospheric pressure field in surroundings greatly influenced the behavior of the local wind system and the stagnation or passage of the local wind front.