

# 関東平野における春・夏季晴天日の気温分布の日変化\*

藤 部 文 昭\*\*

## 要 旨

12年間のアメダス資料を使い、4～8月を対象として、関東平野における晴天日の気温分布を記述した。気温は850 hPa 気温からの偏差で表して風系別に統計し、その日変化の特徴を海風の時間発展と対比しながら観察した。日最高気温起時など気温日変化を特徴づける時間的要素の地域特性も示した。

### 1. はじめに

暖候期の気温については、暑さによる不快感や冷房による電力供給への影響などの面から社会的関心が高い。これまでの研究によって、海陸風や都市ヒートアイランドなど気温分布を支配する諸要素についてはその基本的特徴が明らかにされており、海風による冷氣移流は午後の気温分布に大きく影響することが知られている(樞根, 1961; 蒲生, 1988, 1991; Kuwagata *et al.*, 1990 など)。しかし、気温分布そのものを記述した調査資料は案外少なく、気温の地域特性やその日変化の実態は身近な事柄である割にはきちんと把握されていない。

この報告では、12年間のアメダス資料を使って春・夏季晴天日の気温分布を風系別に記述する。6時と15時の気温分布については「南関東大気環境調査」の地上資料による河村(1982)の報告例があるが、今回は気温上昇・下降期にも目を向け、気温分布の推移を海風の時間発展と対比しながら観察する。また日最高気温(以後“日”を省略)の現れる時刻(起時)など気温日変化を特徴づける時間的要素についても、地域や風系による違いを示す。

### 2. 方 法

1979～90年のアメダス資料を使った。関東平野の海

\* Diurnal variations of temperature fields in the Kanto plain in spring and summer.

\*\* Fumiaki Fujibe, 気象研究所予報研究部。

—1992年12月15日受領—

—1993年5月19日受理—

抜150 m以下の部分にある49地点(第3図左下図の大きい○)の資料を使って晴天日を選び出し、風系を分類した。

晴天日の条件は、9～15時の日照率(=10～15時の前1時間日照率の平均)が49地点すべてで80%以上であることとした。風系の分類には、気圧傾度や上層風を使う方法も考えられるが、気温分布が海からの冷氣移流に強く依存することを考え、昼間の風向と直接に対応する指標として、49地点における6～18時のベクトル平均風を使った。

晴天日のベクトル平均風の散布図を月別で作ってみると、4～8月はその前後の期間に比べて北西風が少なく、東～南風の多いことが分かった(第1図;見やすさを考えて1985～90年の資料だけ示す)。そこで、今回はこの5か月を対象期間とし、風系を次の6つに分類した(風速・風向とは、ベクトル平均風の絶対値と風向のこと)。

弱 風: 風速  $0.8 \text{ ms}^{-1}$ 未満

北 東 風: 風速  $0.8 \sim 2.4 \text{ ms}^{-1}$ , 風向  $30 \sim 90^\circ$

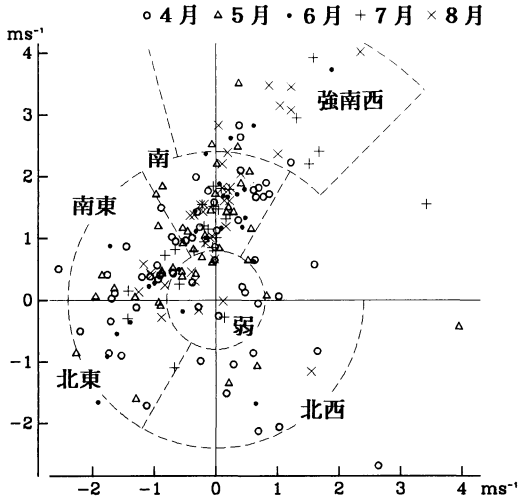
南 東 風: 風速  $0.8 \sim 2.4 \text{ ms}^{-1}$ , 風向  $90 \sim 150^\circ$

南 風: 風速  $0.8 \sim 2.4 \text{ ms}^{-1}$ , 風向  $150 \sim 210^\circ$

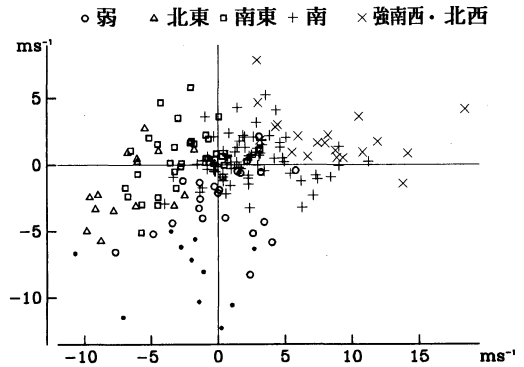
強南西風: 風速  $2.4 \sim 4.8 \text{ ms}^{-1}$ , 風向  $165 \sim 225^\circ$

北 西 風: 風速  $0.8 \sim 2.4 \text{ ms}^{-1}$ , 風向  $270 \sim 30^\circ$

風系と総観場との対応を見るため、各風系日の地上気圧傾度の分布を地衡風に換算して第2図に示す。気圧傾度は、八丈島・潮岬・輪島・小名浜の9時の海面気圧に最小2乗法で平面を当てはめて求めた。大ざっぱに言って、地衡風が東風から西風へ変わるにつれて地上風系は北東→弱・南東→南→強南西風へと変わり、



第1図 関東平野における晴天日6~18時のベクトル平均風の分布(1985~90年). 各風系の定義域を破線で示す.



第2図 晴天日における地上気圧傾度の分布(1985~90年, 地衡風換算).

第1表 館野の9時の850 hPa 気温(風系別・月別値, °C). カッコ内は事例数.

	4月	5月	6月	7月	8月	平均
弱風	3.0(11)	9.1(16)	12.5(10)	17.6( 6)	18.4(13)	11.6( 56)
北東風	2.9(17)	8.0( 9)	10.5( 4)	16.4( 5)	16.4(11)	9.3( 46)
南東風	4.1(22)	8.1(20)	12.2(12)	17.2(12)	17.4(17)	10.8( 83)
南風	6.1(34)	10.3(46)	14.2(24)	19.0(23)	19.3(48)	13.6(175)
強南西風	7.9(13)	12.9(12)	17.4( 8)	21.5( 7)	20.5(13)	15.3( 53)
北西風	2.0(15)	7.7( 6)	9.6( 3)	( 0)	19.6( 2)	5.6( 26)

地衡風が北風のときには地上風系は北西風になる.

アメダス地点の気温は、 $5^{\circ}\text{C km}^{-1}$  の高度補正をした後、館野の9時の850 hPa 気温からの差で表した. 第1表は850 hPa 気温の風系別・月別平均値を示す. 各月とも、風系によって850 hPa 気温に数°Cの差があり、これは総観場の気温の差を反映している.

事例数が数十であれば、850 hPa との気温差の平均値に対する標準偏差は $0.2\sim 0.3^{\circ}\text{C}$  (例えば第10図)で、統計誤差はまず問題にならない. しかし、地上気温は海陸分布や小規模の地表面状態の差に敏感であるため、アメダスによる気温分布は個々の観測点の立地条件を反映し、十分な空間代表性を持つとは限らない. 今回は、立地条件の影響を比較的受けにくいと考えられる量として、風系による気温分布の違いや時間的要素などをも取り上げ、アメダス規模における気温分布の特徴をなるべく正しくつかむよう努めた.

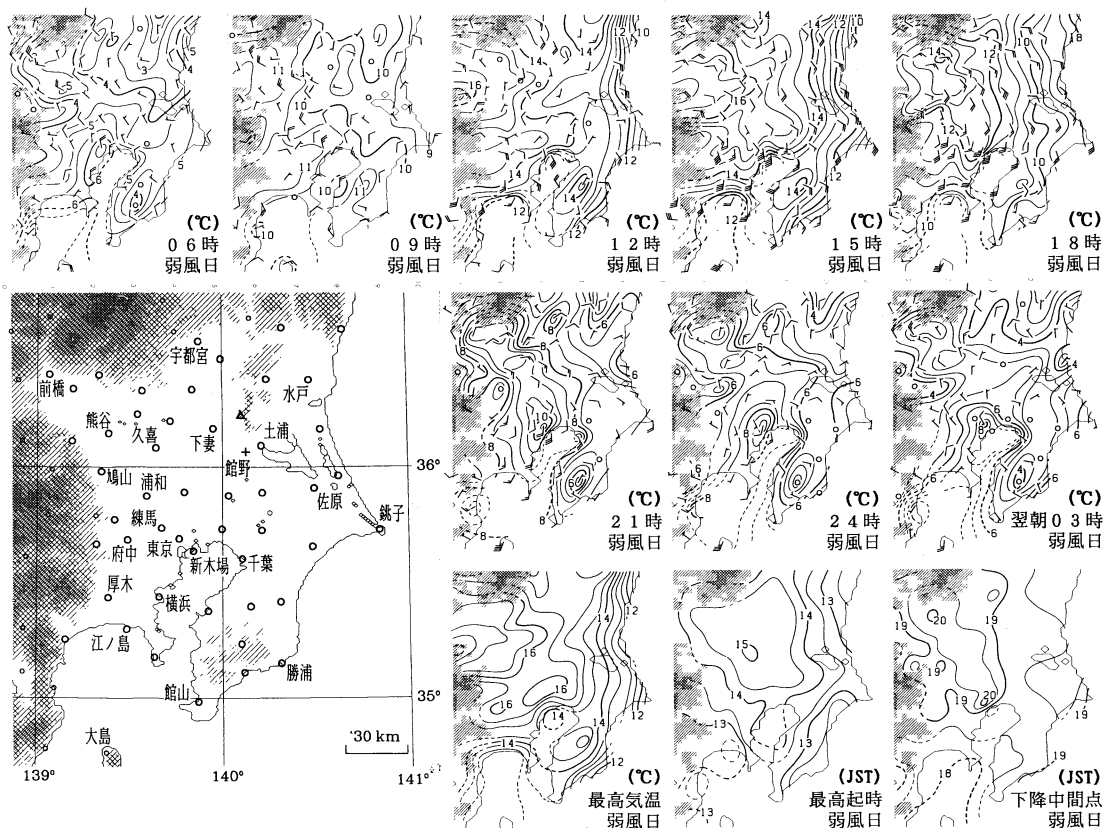
最高気温起時としては1時間値気温が最高になる時刻を使い、最高値が1日に2回以上ある場合には前を

とった(後をとった場合との差は $0.1\sim 0.3$ 時間). また、気温の上昇・下降の早さの指標として“上昇中間点”と“下降中間点”を取り上げた. これらはそれぞれ、朝の最低気温と最高気温の中間、および最高気温と翌朝の最低気温の中間の値に気温が達する時刻のことで、1時間値気温を直線内挿して求めた. 各要素とも、統計値に対する標準偏差は $0.2\sim 0.3$ 時間であり、やはり統計誤差は小さい.

なお、日本では“海風”という言葉が昼間に海から吹いてくる風の総称として慣用されている. 実際には、このような風の性格はその時々で異なり、海陸間の表面温度差によって起こる純粋な海風であるとは限らない. しかし、ここではこの問題に深入りしない.

### 3. 弱風日の気温分布

まず、風向の日変化がほぼ平野全体で明瞭に現れる場合として、弱風日の結果を第3図に示す. 複雑な地形条件のために気温分布の正確な把握が難しいと考え



第3図 弱風日の地上風と地上気温、最高気温とその起時、下降中間点の分布。風は短い羽根が  $0.5 \text{ ms}^{-1}$ 、長い羽根が  $1 \text{ ms}^{-1}$ 、旗が  $5 \text{ ms}^{-1}$  で○は静穏。気温は 850 hPa 気温からの偏差で等温線は  $0.5^\circ\text{C}$  ごと、右下の2つの図については等時線は0.5時間ごと。左下は地点図で、大きい○は対象日の選定に使った49地点、小さい○はその他のアメダス地点を示し、地点名は“観測所気象年報”1990年版(気象庁, 1991)による。影は地点図では海拔高度 150, 300, 600, 1200 m 以上の領域, 他の図では 600 m と 1200 m 以上の領域。

られる場所については、等温線を点線で描いた。

気温分布の特徴を風系と見比べながら時間を追って見てみる。

(1) 6時……ほぼ全域で弱い陸風(山風)が吹き、東京都心(大手町=気象庁; 以下同様)を中心とするヒートアイランドが見られる。

(2) 9~12時……沿岸では海風が吹き始めるが、その範囲は海岸線からせいぜい 30 km 程度である。平野の大部分はまだ海風の範囲外にあり、気温分布は他の時間帯に比べて一様性が高い。しかし西部山沿いでは気温が高く、東京湾の北西側すなわち多摩東部~霞ヶ浦の西にかけての地域も高温域になり、その中心は東京北部(練馬)にある。

(3) 15時……相模湾からの南風と九十九里海岸~鹿島灘からの南東風が強まり、平野全体が南東~南風に

なって、見かけ上は海風が平野全体に広がった状態になる。しかし、風速  $2 \text{ ms}^{-1}$  以上の領域はまだ海岸から 30~40 km 以内にとどまり、大きな気温傾度もこの範囲内にある。

この気温分布と海風前線との対応関係を見るため、気象研究所鉄塔の自記記録を第4図に2つ示す(ともに今回定義した弱風日に属す)。(a)では、海風前線通過(↑)の際に気温が急降下する(数分間で  $2^\circ\text{C}$ )のに続き、緩慢ではあるが連続的な気温低下(毎時  $2^\circ\text{C}$  程度)が始まり、気温低下量全体への寄与は後者のほうが大きい。(b)では、海風前線の通過で気温が約  $1^\circ\text{C}$  下がったのを境にして、それまでの昇温(毎時  $1^\circ\text{C}$  程度)が止まる。このように、海風前線の通過の際には気温が不連続的に下がるだけでなく、気温の時間変化率も不連続になる。後者は海風前線通過後の持続的な冷気侵入の開始に対

応しており、これを裏づける気温分布の観測例としては相模湾沿岸における飛行機観測結果 (Fujibe and Asai, 1984 の Fig. 7) がある。しかし、アメダスの空間分解能では海風前線先端のシャープな不連続とその後面の冷氣移流域とは分離されず、その全体が気温傾度集中域として表現される (第3図の15時および第4図下段)。

東京湾北西側の高温域は、海からの冷氣侵入によって変形されながらも夕方まで続く。

(4) 18時……15時と比べ、沿岸域では風速が小さくなるが、内陸域では南東～南風が強まる ( $\sim 2 \text{ ms}^{-1}$ )。気温傾度も、沿岸では15時よりも弱まる反面、海岸から数十km 内陸ではやや強まる。東京湾北西側の高温域は東西幅が狭まり、東京付近から関東北西部に延びる高温域へと変形していく。

(5) 21時以降……海風はだんだん弱まり、陸風 (山風) へと変わっていく。東京付近～関東北西部の高温は夜半ごろまで続くが、その後は北西部の高温は解消に向かい、東京都心を中心とするヒートアイランドが顕在化する。

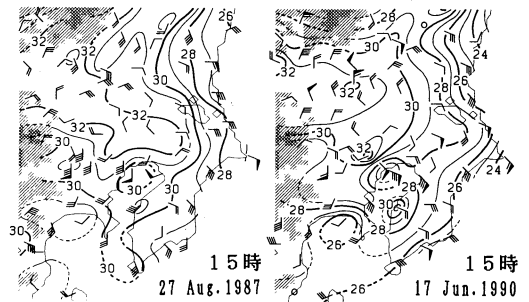
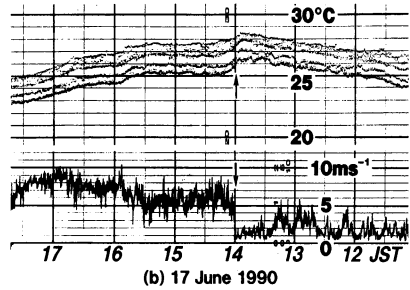
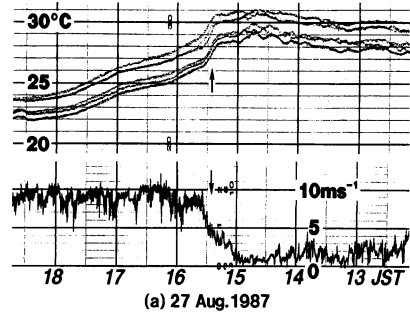
最高気温の分布は15時の気温分布と似ている。東京湾北西側の高温域は最高気温分布にも現れる。

最高気温起時は、気温分布からも予想されるように沿岸で早く内陸で遅い。しかし内陸でも、西～北部の山沿いではかえって早く、最も遅いのは平野の中央からやや北西に寄った地域である (このことは蒲生 (1988) も指摘している)。また、東京都心では周囲よりも最高気温起時がやや ( $\sim 0.3$ 時間) 早い。

上昇中間点は地域差が小さく (図は省略)、昇温期の気温分布が比較的一様であることと対応する。その分布の特徴は最高気温起時と似ていて、沿岸でやや早い。これは沿岸域の昇温が急だからではなく、沿岸では最高気温が低いので中間点の気温も低く、小幅な昇温でその気温まで到達できるからである。

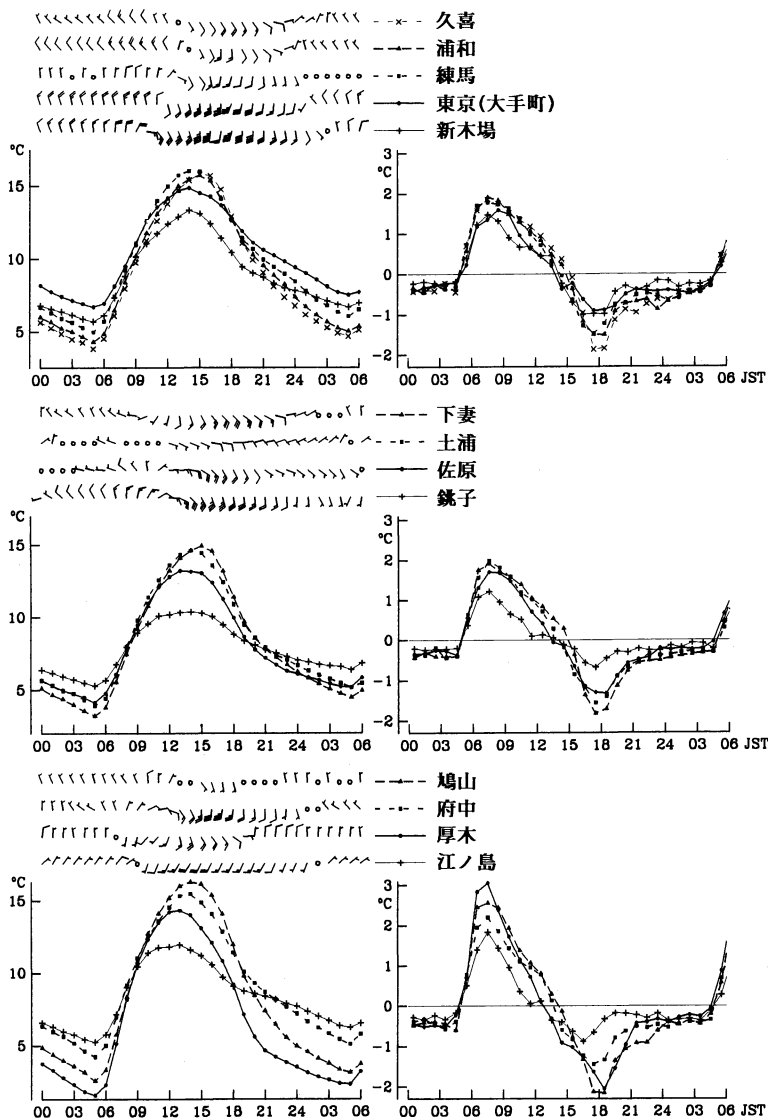
下降中間点は沿岸部で早く、北西部で遅い。北西部は東部沿岸よりも最高気温が高く、中間点に対応する気温が高目であるにもかかわらず、気温がそこまで下がるのが東部よりも遅れるわけで、夕方～夜半の気温に大きな地域差のあることが反映されている。また、東京都心でも下降中間点が遅く、都市の冷却の遅さが表れている。

気温日変化の地域特性を時系列から見るため、東京湾・相模湾・鹿島灘沿岸から内陸にかけての気温とその時間変化率の経過を第5図に示す。午後の気温低下



第4図 気象研究所鉄塔 (館野と同位置) における風速と気温の自記記録 (弱風日のうちの2例)。風速は高さ213mの値、気温は10mから213mまでの7高度の値 (原図はカラー)。海風前線の通過と考えられる変化を $\uparrow$ で示す。下段は15時のアメダスで、風の記号は第3図と同じ、等温線は $1^\circ\text{C}$ ごと。

の開始時刻には海風の影響による地域差が明らかであり、最高気温起時すなわち気温変化率が0になる時刻は、各地域とも沿岸→内陸の順になる。この結果、内陸域では正午ごろから夕方にかけて沿岸域よりも気温の高い状態が続くが、夕方の気温低下率は内陸域のほうが大きい。一方、夜間の気温は海風による冷氣移流よりもそれぞれの場所の冷え込みの度合を反映する傾向が強く、朝夕の気温上昇率・下降率には地点によるバラつきが目立つ。なお、東京湾北西側の高温域は練馬の10～13時の高温として表現されているが、朝の昇



第5図 弱風日における風、気温(左)および気温の1時間変化率(右)の日変化。風の記号は第3図と同じ。

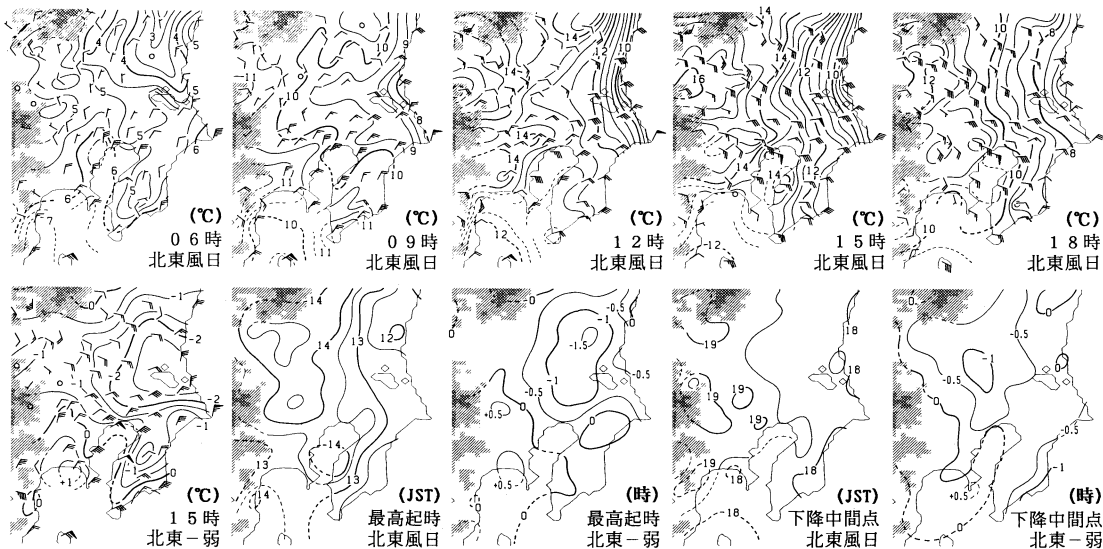
温率は練馬も内陸側の地点(浦和, 久喜)もほとんど同じであり, 明け方の気温差がそのまま昼間に持ち越す状況になっている(この点は第10図右下の8月のグラフにも表れている)。

#### 4. 気温日変化と風系との関係

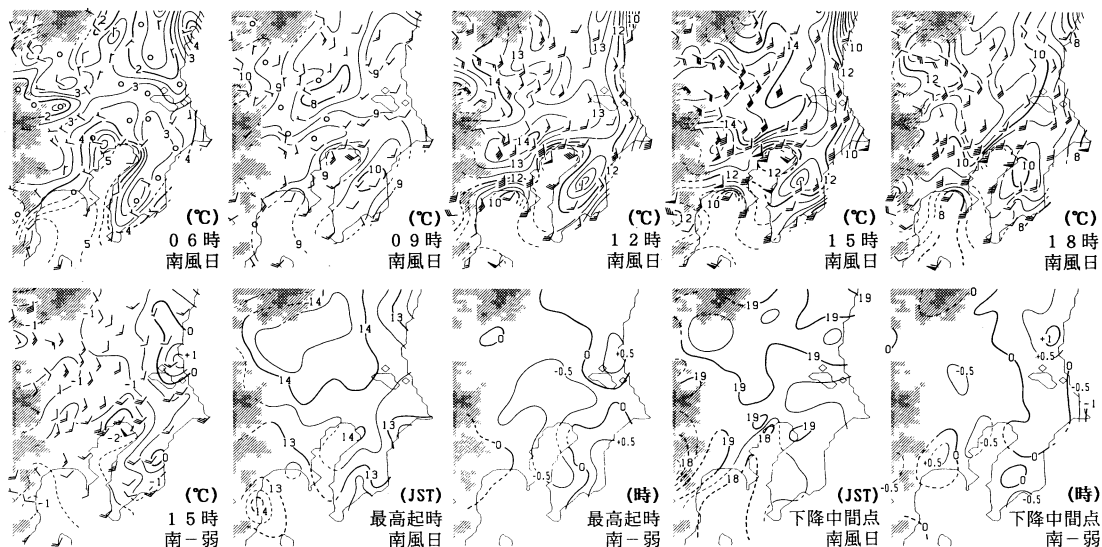
第6図は北東風日の結果を示す。地上風は6時には沿岸を除いて北風のところが多いが, 9時には東~南部で北東風, 12時以後はほぼ全域で東寄りの風になる。この東風が慣用的な意味での海風であり, その吹き始

めは弱風日よりもかなり早い, 気温傾度の大きい場所は12時にはまだ東海岸から30~40 km以内にある。この場合の海風は総観場の風を強く反映していて, 必ずしも海から侵入する冷気先端とは一致しないことを注意すべきであろう。15時になると, 気温傾度の大きい領域は平野の中部に達し, 等温線はほぼ南北方向に伸びて西高東低の気温分布になる。最高気温の起時も東部で早い。

弱風日と比べると, 15時の気温は東部では2°C以上低く, 相模湾沿岸では逆にやや(0.5~1°C)高い。また,



第6図 第3図と同様、ただし北東風日。“北東-弱”は北東風日と弱風日との差（気温差・風ベクトル差および時間差）の意味で、時間差は弱風日より遅いほうをプラスにとる。



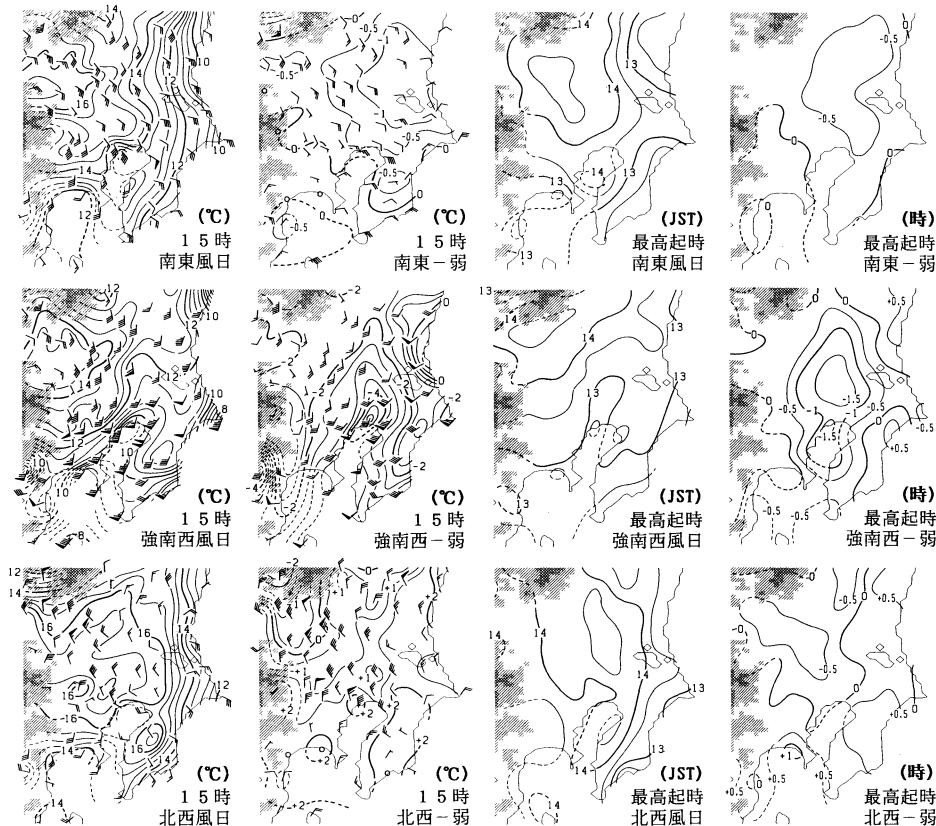
第7図 第3図と同様、ただし南風日。

最高気温起時は弱風日に比べて最大1.5時間程度早い。しかし、この時間差は海風（東風）の吹き始め時間の差に比べれば小さい。また、東岸に面する地点（鉾田など）では弱風日との最高気温起時の差がかえって小さいのが注目される。これは、沿岸では弱風日でも早い時間帯から海風による冷気侵入の影響を受けるからであろう。

下降中間点も弱風日より早い傾向があり、弱風日と

の時間差が最も大きい場所は最高気温起時よりもさらに内陸側（西側）へ寄る。この理由も上記と同様で、沿岸から 20~30 km 以内は弱風日でも夕方になれば海風による冷却効果が働くが、もっと内陸では北東風日のほうが夕方の海風冷却効果が強いからであろう。

第7図は南風日の結果を示す。この場合には、東京湾～房総半島沿岸では一晩中南～南西風が続き、これが正午ごろにかけて強まりながら北へ広がるという経



第8図 第3図と同様、ただし南東・強南西・北西風日。

過をとる。海風に相当する風は南風（南部～東部では南西風，北西部では南東風）であり，等温線は東西方向に延びる傾向を持つが，南岸の海岸線が入り組んでいる分，北東風日に比べると等温線の屈曲が多い。弱風日との差から見た気温分布の特徴は北東風日と逆で，南西部～東京湾沿岸で低め，東岸が高めである。

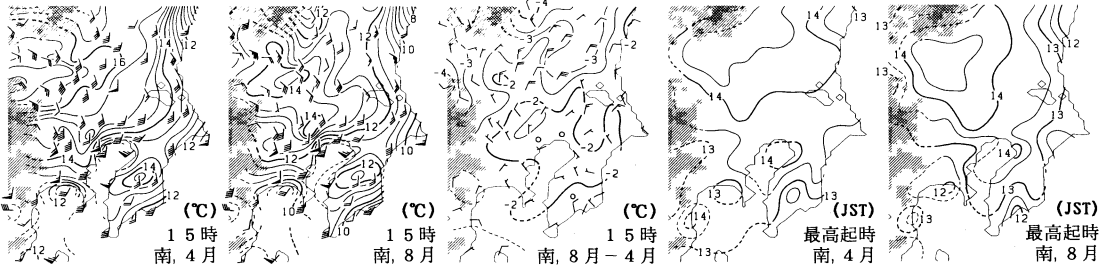
以上のように，北東風日と南風日の気温分布には北東部と南西部の対照が明らかであり，海風風向の風上になる地域で低温傾向，風下では高温傾向になる。ただし，これは850 hPa 気温との差についての話であることに注意する必要がある。第1表から分かるように，各月とも北東風日は南風日より850 hPa 気温が3°C程度低い。従って実際の気温においては，南西部では風系による差が小さく，北東部では北東風日と南風日とで5～6°Cもの気温差ができることになる。

東京湾北西側の高温傾向は北東風日にも南風日にも認められる。特に南風日には，午後になって海風が強まってからも東北東～西南西に延びる高温帯が解消せ

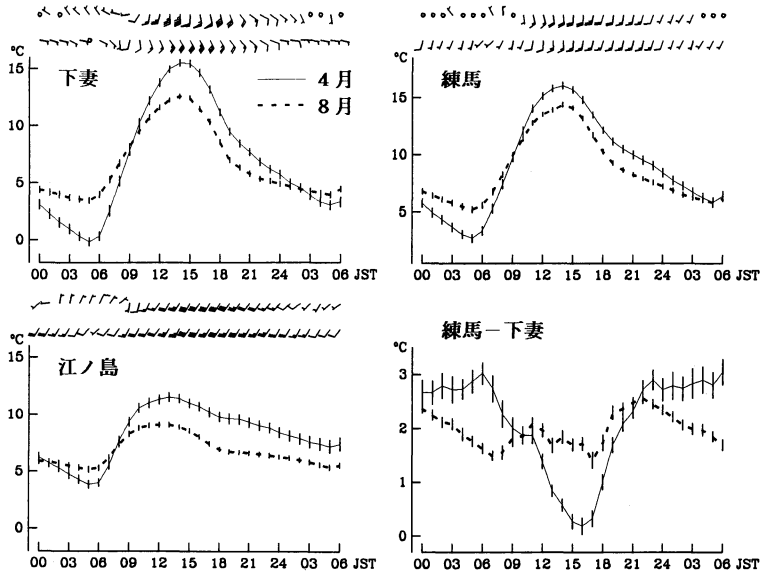
ず，その風下側（北側）では内陸のほうが気温の低い温度分布になる。夕方以降には，東京付近～関東北西部の高温が両風系に共通して見られる。

なお両風系日とも，15～18時には東京の風下側（北東風日は西側，南風日は北側）に高温域が延びていて，一見すると“東京の都市効果でできた高温空気が風下側に移流されている”ように見える。しかし，弱風域との気温差（図示は15時のもの）においては東京の風下側の高温傾向は認め難い。従って今回の結果からは，東京の風下側への暖気移流があるとは断定できない。

第8図は他の3風系日の15時の状態を示す。南東風日の状態は弱風日に比較的近く，弱風日との違いは東部の気温がやや低く最高気温が早めに現れる程度である。強南西風日は，東京湾周辺の南西風が特に強く，弱風日と比べると東京湾の北～北東側で気温の低下と最高気温起時の早さが目立つ。しかし，強南西風日は850 hPa 気温が各風系の中で最も高い（第1表）ので，実感としては東京湾周辺の低温よりも西～北西部の高



第9図 南風日の4月と8月の15時の気温分布と最高気温起時の分布。



第10図 南風日の4月と8月の気温日変化。縦棒は平均値に対する標準偏差を表す。風は上が4月、下が8月。

温のほうが際立つであろう。北西風日は、15時になっても海風は沿岸から～30 km 以内にとどまり、平野の大部分で弱風日より気温が高く、最高気温は遅れて現れる（ただし、北西風日の資料は主に春のものなので、弱風日との気温差はある程度まで季節的な差を反映しているかも知れない。次に示すように、春のほうが夏よりも昇温が大きい）。しかし北西部では気温が低く、最高気温起時も早い。

### 5. 気温分布の季節差

最後に、気温分布の季節差を簡単に見ておく。ここでは資料数が最も多い南風日を取り上げるが、他の風系日においても季節差の特徴はほぼ下記と同様である。

第9図は、南風日の15時の状態を4月、8月およびその差について示す。全体として8月のほうが気温が低い（850 hPa 気温との差で）が、南部、特に東京湾の北西側では4月と8月の差が小さく、8月のほうが相対的に高温域になる。言い換えると、東京湾北西側の高温域は4月よりも8月のほうが顕著である。また、8月の相対的高温域は、北西方向へ埼玉県北部（熊谷付近）まで延びている。

最高気温起時は、4月には比較的一様で沿岸域と内陸域の差が小さいのに対し、8月は沿岸と内陸の間に2～3時間の差がある。この点はすでに蒲生（1987）が春と夏の違いとして指摘している。

第10図は4月と8月の気温の時間変化を下妻・練馬・江ノ島について示し、練馬と下妻の差も示す。3



地点とも、4月のほうが8月よりも朝の気温は低く、昼間の気温は高い。練馬と下妻の差を見ると、4月は朝の気温差(2~3°C)が15時にはほぼ解消するが、8月は朝の気温差が昼間になってもほぼ保たれる。このことは、東京湾北側の高温域が8月に著しいことと対応する。江ノ島では、昼間に南風が強まるにつれて昇温は止まるが、4月のほうが8月よりも高くまで上がってから止まり、最高気温起時は遅れる(第9図)。

図は省略するが、5月は4月に、7月は8月に似た特徴がある。従って、4月と8月の違いは春と夏の違いを表していることが分かる。

このような季節差ができる原因としては、春のほうが地表面の顕熱供給量が大きいこと(Gamo, 1985)、海水温が相対的に高いこと(第2表)などが考えられる。しかし、これらの因子だけで割り切つて良いものかどうか分からないので、ここでは季節差があるという事実を指摘するにとどめておく。

6. おわりに

風系に比べて実態把握の遅れがちであった気温分布の実態を、アメダス資料の統計に基づいて記述した。最近では土地利用状態などを取り入れた気温分布の数値シミュレーションも行われるようになっており、今回の結果はそれらの検証に役立つことが期待される。

午後の気温分布が海風による冷氣侵入の影響を受けること自体は従来から知られているが、今回はその状況が風系による違いを含めて統計的に示された。なお、15時の気温分布について今回と河村(1982)の結果を比べると、今回のほうが風系による違いが著しい傾向があるが、これが手法の差によるのか、データソースの違いによるのかは分からない。

また、海風の影響が午後の前半だけでなく気温下降期(夕方~宵)にも及ぶことは注目される。この結果、気温の上昇期(9~12時)には気温分布の一様性が高いのに対し、下降期(18~21時)の気温分布には大きな地域差があり、沿岸域と内陸域の間に2~3°Cの気温差のある状態が宵まで続く。これは、内陸域では日最低気温分布で表される以上に「夜が暑い」ことを意味し、日常生活上の視点から興味深い。

東京湾北西側の高温域は、データソースの違う河村(1982)の結果(第5図、第6図)にも不明瞭ながら表れているので、空間代表性を持った特徴である可能性

第2表 館山の月平均沿岸水温(気象庁海況旬報の旬別平年値から求めたもの)と館野の月平均850 hPa 気温の平年値(1961~90年, 9時)。単位は°C。

	4月	5月	6月	7月	8月
水 温	15.3	17.9	20.1	22.1	24.1
850 hPa 気温	4.8	9.6	13.2	17.1	18.1

が高く、都心を中心とする夜のヒートアイランドに代わる“昼間のヒートアイランド”の様相を持つ。この地域は東京の近郊地域として開発の進んだところであり、都市化に伴う顕熱フラックスの増加が高温の要因であるかも知れない。しかし、都市化による昼間の気温への影響についてはまだ研究例が少なく、今後その実態を確かめていく必要がある。

謝 辞

気象研究所鉄塔の自記記録は、気象衛星・観測システム研究部の葦沢 浩氏のご好意により使わせて頂いた。その他の資料として気象研究所電子計算室所有の磁気テープ・光ディスク資料を使った。計算・作図には同室の HITAC M-280D 計算機を使った。

参 考 文 献

Fujibe, F. and T. Asai, 1984: A detailed analysis of the land and sea breeze in the Sagami Bay area in summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 534-551.  
 Gamo, M., 1985: Seasonal change of the mixed layer structure at Tsukuba, *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 60-74.  
 蒲生 稔, 1987: 関東平野の混合層, *公害*, 22, 25-32.  
 蒲生 稔, 1988: 混合層と海風域の境界, *公害*, 23, 37-46.  
 蒲生 稔, 1991: 海上風域と混合層域の消長の時間変化, *公害*, 26, 21-30.  
 榎根 勇, 1961: 関東平野部における日最高気温分布の中気候学的解析, *地理学評論*, 34, 438-449.  
 河村 武, 1982: 関東平野における風系と気温分布, *筑波の環境研究*, 6, 182-189.  
 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.