

関東内陸域における猛暑日数増加の実態と 都市化の影響についての検討

藤 部 文 昭*

要 旨

関東平野の内陸域で著しい高温（日最高気温 $\geq 36^{\circ}\text{C}$ ）の観測される日数が大幅に増えている実態を示し、それをもたらした要因を1961～96年の気象官署資料等を使って検討した。猛暑日の一般風を西寄り（W型）、北寄り（N型）、弱風（C型）の3つに分け、それぞれについて日最高気温や850 hPa 気温の経年変化を観察した。その結果によると、著しく高温な気団におおわれる晴天日（850 hPa 気温 $\geq 21^{\circ}\text{C}$ で日照時間 ≥ 8 時間）が1980年代以降に高い頻度で現れている。従って、猛暑日数の増加、とりわけ 38°C 以上の極端な猛暑の頻発には総観的な要因がかかわっていると考えられる。一方、W型とC型については850 hPa 気温の変化を除いてもなお、内陸域の日最高気温には明らかな経年上昇が認められ、これらの型の猛暑日数増加には都市化が影響していると推測される。

1. はじめに

関東平野の内陸域では20～30年前から、 36°C 以上の高温がしばしば観測されるようになり、時には 38°C を超す極端な高温も現れる。高温の極値は次々に更新され、1997年7月5日には熊谷で 39.9°C が記録された。関東の猛暑は一般風が西～北風の日に起こるとされており、しばしば“中部山岳風下のフェーン”と表現される。実際には、すべての猛暑がフェーンによるとは言いきれないけれども（第4章）、ともあれ近年の猛暑頻発の一因として、高温をもたらす総観状況の日が増加している可能性を念頭に置く必要がある。

一方、都市化の影響もまた、猛暑増加の要因になっている可能性がある。昼間の気温に対する都市効果は夜間ほど著しくはないが、日本の大都市では $1^{\circ}\text{C}/(100\text{年})$ のオーダーの経年上昇が認められる（Fujibe, 1995, 1997; 藤部, 1997）。また、首都圏の都市効果は夏の昼間には関東平野の内陸域に及ぶことが数値シミュレーションによって指摘され（Kimura and Takahashi, 1991; 高橋・木村, 1991）、これを支持する気温・気圧の長期変化も見出される（Fujibe, 1994）。

猛暑と都市効果との関連を扱った数値シミュレーションとしては、高橋（気象庁, 1996）と資源環境技術総合研究所（1997）のものがある。これらは特定の日を対象にした事例研究である。得られた結果は中部山岳の風下側の下降流による昇温効果を裏づけるとともに、都市効果による 1°C のオーダーの昇温を広い範囲に示している。この点をデータ解析の面から検証することは興味深い課題である。

本研究は、関東平野における猛暑日数の経年変化と総観場との関連を解析し、近年の猛暑増加における総観的要因と都市化要因の評価を統計的な面から試みたものである。第2章で資料を紹介した後、第3章で高温の経年増加傾向を確認し、第4章では猛暑日の総観場と地上風系の統計的特徴を記述する。これらに基づき、第5章で猛暑日数増加の要因を検討する。

なお“猛暑”は学術用語ではないが、本稿では日最高気温が著しく高い状態を総観場の高温（例えば850 hPa 気温が高い状態）と区別するため“猛暑”と表現する。その基準は日最高気温 $\geq 36^{\circ}\text{C}$ とする。

2. 資料

主として気象庁観測部が作成した下記の磁気テープ資料を使った。

a. 気象官署における地上観測資料の特別・日別値

* 気象研究所予報研究部。

—1998年1月16日受領—

—1998年5月18日受理—

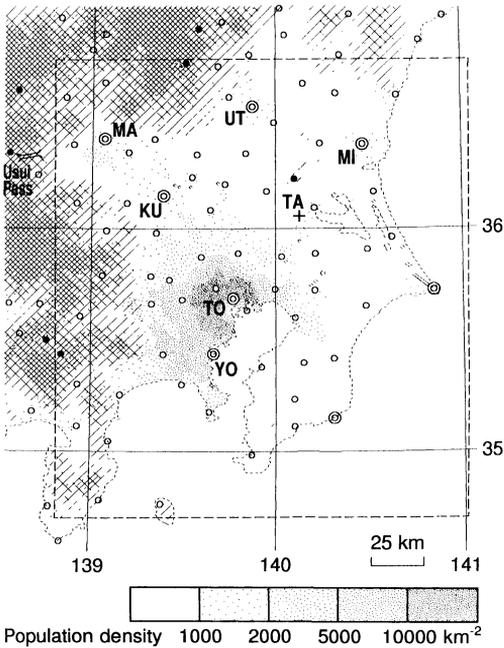


Fig. 1 Topography and population distribution in and around the Kanto plain. The eight JMA stations used for the definition of $\overline{T_{max}}$ are shown in “○”. Other AMeDAS stations at altitude below 800 m s.l. are shown in “○”, and those above 800 m s.l. are shown in “●”. Hatching indicates the area above 300 m, 600 m, 900 m and 1200 m m.s.l. with increasing tone. Station names are TOKYO, MAebashi, KUmagaya, UTsunomiya, MIto, YOko-hama and TAteno.

(1961~96年)

- b. アメダスによる毎時値 (1979~96年)
- c. 館野の850 hPa 観測資料 (1988~96年)

解析の中心はaであり、従って対象期間は1961~96年の36年間である。この結果、時代区分は6年または12年ごとにした。なお磁気テープに収められていない一部資料(1987年以前の高層観測資料, 1960年以前の日最高気温など)は気象庁と中央気象台の印刷物から得た。

これらの資料を使うに当たり、以下の補正をした。日照時間については、ジョルダン式日照計の観測値をFujibe(1996)が使った式で回転式日照計による値に換算した。日照計の変更時期は1990年の気象庁年報に依った。地上風速については、3杯風速計による値を風車型風速計による値に換算するため、過去の調査結

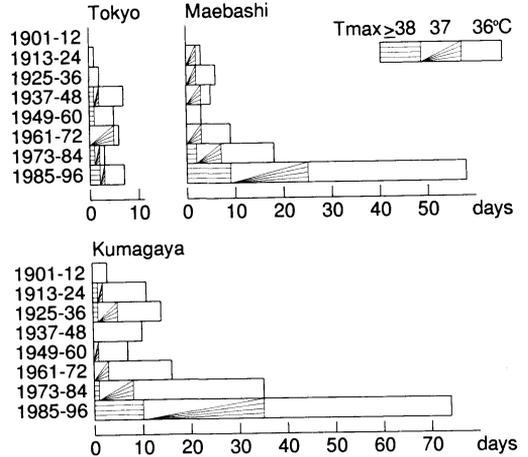


Fig. 2 Number of days with maximum temperature (T_{max}) of 36°C or more in each twelve-year period. The legend “36” in the upper right corner means “36.0°C ≤ T_{max} ≤ 36.9°C”.

果(気象庁, 1979; 桑形, 1993)に基づいて0.9を掛けた。また、高層観測による850 hPa 気温は1980年まで日射補正がなく、09時の観測値は高めに偏っていたと判断される(宮川, 1991; Fujibe, 1996)。夏季の偏りの大きさは0.3~0.4°Cと見積もられるので、以下の解析では1980年以前の観測値から0.3°Cを一律に差し引いた。

第1図は、対象地点と1990年の国勢調査による人口密度分布を示す。破線で囲んだ部分は第4, 5, 8図の図示範囲である。◎で示した8地点は、関東平野で1961年から連続した資料の得られる気象官署である。以後、日最高気温を T_{max} と表記し、上記8地点のうちの高値を $\overline{T_{max}}$ と書く。ただし1961~96年に $\overline{T_{max}} \geq 36^\circ\text{C}$ となった日はすべて、東京・前橋・熊谷のうちのどこかで最高値が出ている。

時刻はすべて日本時間である。

3. 猛暑増加の実態

第2図は東京・前橋・熊谷について、 $T_{max} \geq 36^\circ\text{C}$ になった日数を1901年以降の12年ごとの総数で示したものである。右上の説明棒の“36”等は“36.0°C ≤ T_{max} ≤ 36.9°C”等の意味である(この点、第6, 7, 10図も同様)。東京では戦前には $T_{max} \geq 36^\circ\text{C}$ の日数が増えているが、最近の60年間(1937~96)は日数の増加傾向はなく、一貫して10日未満にとどまっている。しかし前橋と熊谷では1970年代以降に日数が急増しており、

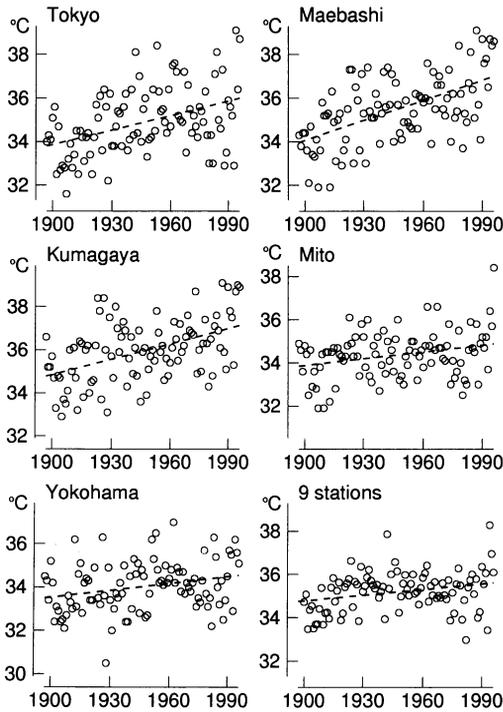


Fig. 3 Long-term changes in annual extreme maximum temperature (A_{max}). The result for "9 stations" indicates the average for nine inland stations in central Honshu (Yamagata, Fukushima, Nagano, Takayama, Matsumoto, Gifu, Iida, Kofu and Hikone). Dashed lines indicate the linear regression obtained from the least-squares condition in Eq. (1).

$T_{max} \geq 37^{\circ}\text{C}$ や $T_{max} \geq 38^{\circ}\text{C}$ の日数も大幅に増えている。

著しい高温を反映するもう1つの指標として、年間最高気温 (A_{max}) を取り上げる。第3図は、上記3地点のほかに水戸・横浜および本州中部の9地点平均(山形・福島・長野・高山・松本・岐阜・飯田・甲府・彦根)を対象にし、 A_{max} の経年変化を示したものである。期間は前橋などで観測が始まった1897年から1996年までとした。図中の破線は A_{max} の変化を最小2乗条件

$$\sum_{n=1897}^{1996} (A_{max}(n) - b_0 - b_1 n)^2 \rightarrow \min. \quad (1)$$

で直線近似したものである (n は年, b_0 と b_1 は最小2乗係数)。東京では、100年間当たり 2.2°C の上昇がある。前橋と熊谷ではもっと上昇率が大きく、それぞれ $3.1^{\circ}\text{C}/(100\text{年})$ と $2.4^{\circ}\text{C}/(100\text{年})$ に達する。一方、水戸・横浜では上昇率は $1^{\circ}\text{C}/(100\text{年})$ 程度にとどまって

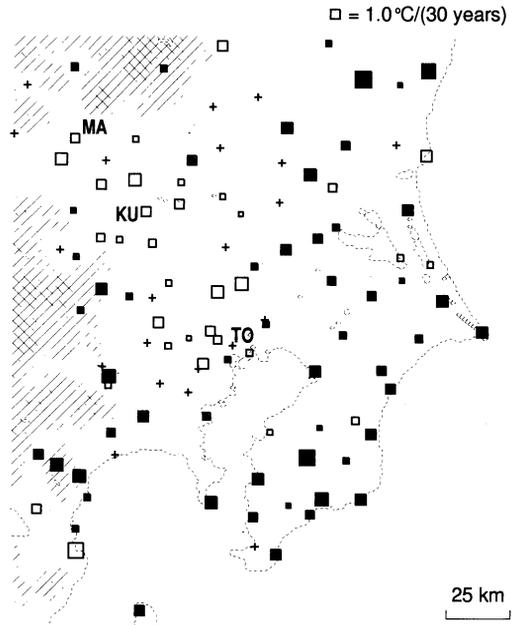


Fig. 4 Distribution of long-term change rates of A_{max} during the period 1946-76. Open and closed squares indicate positive and negative trends, respectively, with their areas proportional to the absolute values of change rates. Crosses indicate change rates less than $\pm 0.2^{\circ}\text{C}/(30\text{ years})$. Hatching indicates the area above 600 m and 1200 m m.s.l. with increasing tone.

おり、本州中部の9地点平均もまた同様である。なお T_{max} の夏季平均値にも類似した傾向がある (Fujibe, 1995)。

第4図は、区内観測資料を使って A_{max} の経年上昇率の分布を示したものである。資料の制約により、対象期間は1946~76年である。□は上昇、■は下降、+は変化率 $\pm 0.2^{\circ}\text{C}/(30\text{年})$ 未滿を表し、□■の面積が変化率に比例する。沿岸域では A_{max} の低下傾向があるが、東京周辺から平野北西部にかけては $1^{\circ}\text{C}/(30\text{年})$ のオーダーの上昇が認められ、前橋と熊谷はその範囲内にある。この事実は、近年の高温傾向が内陸域の広範囲に現れていることを示している。これも、 T_{max} の夏季あるいは暖候期平均値に見られる特徴 (Fujibe, 1994の Fig.5) と同じである。

なお第3図と第4図とは対象期間が異なるため、地点によっては経年変化の値が互いに異なる。中でも東京では、第3図では $2^{\circ}\text{C}/(100\text{年})$ を超える上昇傾向が認められるのに対し、第4図では上昇傾向が弱い。こ

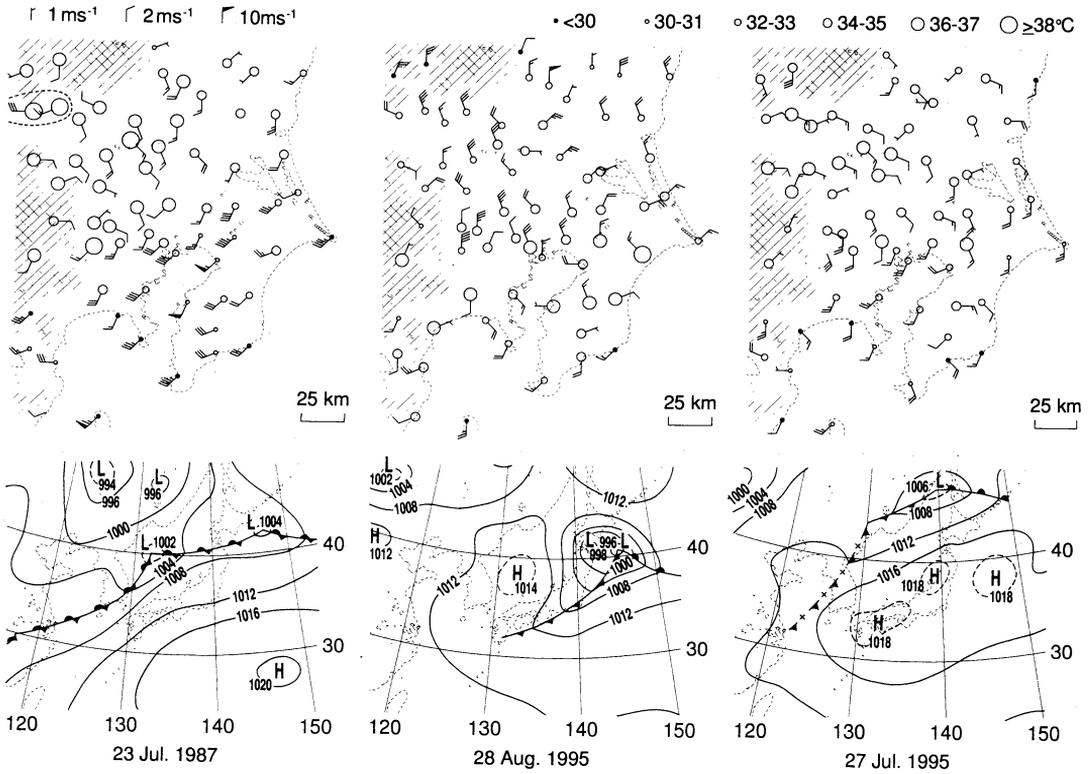


Fig. 5 Upper : Distribution of T_{max} and surface wind at 15 JST on three selected days with extremely high temperature. The legend “30-31” indicates “ $30.0^{\circ}\text{C} \leq T_{max} \leq 31.9^{\circ}\text{C}$ ”. Lower : Surface weather maps on these days.

これは、東京の A_{max} の上昇が戦前に大きく戦後は横ばいであることを反映するもので、 T_{max} にも同様の特徴がある (Fujibe, 1995)。しかしこの点は本稿の主題とは別なので、今回は深入りを避ける。

第2～4図の所見をまとめると、関東平野の内陸域(前橋、熊谷)では猛暑日数 ($T_{max} \geq 36^{\circ}\text{C}$) の増加傾向と A_{max} の上昇傾向がともに認められる。そして、この傾向は東京周辺から埼玉・群馬県南部にかけての広範囲にわたることが、 A_{max} の上昇率分布から認められる。

4. 猛暑日の総観場と地上風系

関東平野で猛暑になる日の地上天気図を見ると、大別して① 太平洋高気圧の北縁(東西に延びる前線の南側)、② 前線やトラフのすぐ西側、③ 高気圧圏内の3通りがある。第5図は①～③の中から1例ずつを選び、関東平野の T_{max} 分布と15時の地上風系、および09時の地上天気図(気象庁「印刷天気図」の模写)を示した

ものである。ただしこの図の T_{max} はアメダスによる毎時観測値のうちの最高値であり、連続観測値から定義される真の日最高気温よりも低い(その差を気象官署について調べてみると、平均 0.4°C 程度である)。なお T_{max} の説明中 “30-31” 等は “ $30.0^{\circ}\text{C} \leq T_{max} \leq 31.9^{\circ}\text{C}$ ” 等の意味である。

最初の例(1987年7月23日)は①の場合であり、関東付近の気圧分布は南高北低である。関東平野の南東部は数 $\sim 10 \text{ ms}^{-1}$ の南西風が吹いて T_{max} は 30°C 程度にとどまるのに対し、北西部では弱い南東風のもとで T_{max} が 38°C を超える地点もある。前橋付近では西風が吹き、特に高温になっている(点線内;前橋の T_{max} は 38.9°C)。2番目(1995年8月28日)は②の例であり、寒冷前線の通過直後で関東平野は南岸を除いて北西～北風である。 T_{max} は東京湾周辺で最も高く、北西部は低めである。3番目(1995年7月27日)は③の例である。最初の例と比べて沿岸部の南西風は弱く、数 ms^{-1} 以下である。しかし関東平野の中～北部で東～南

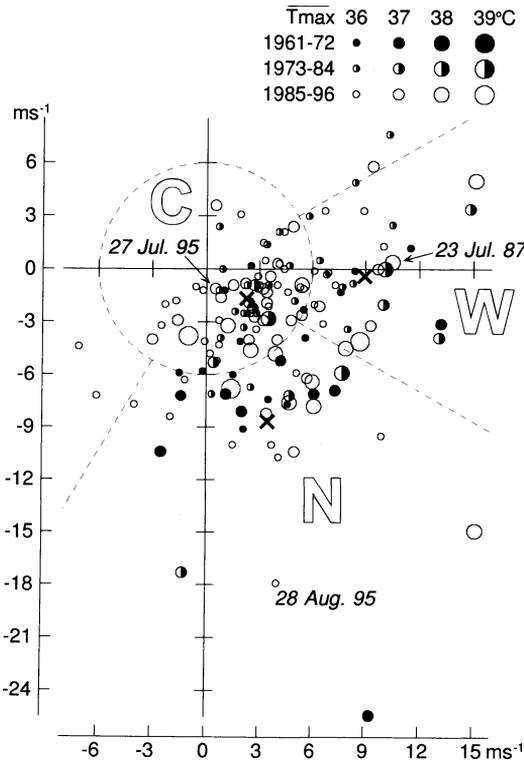


Fig. 6 Distribution of G on days with $\overline{T_{\max}} \geq 36^\circ\text{C}$, where G is geostrophic wind corresponding to surface pressure gradient and $\overline{T_{\max}}$ is the highest value of T_{\max} among the eight JMA stations in the Kanto plain. Dotted lines show the boundaries between W-, N- and C-types. The average of G for each type is shown in "x".

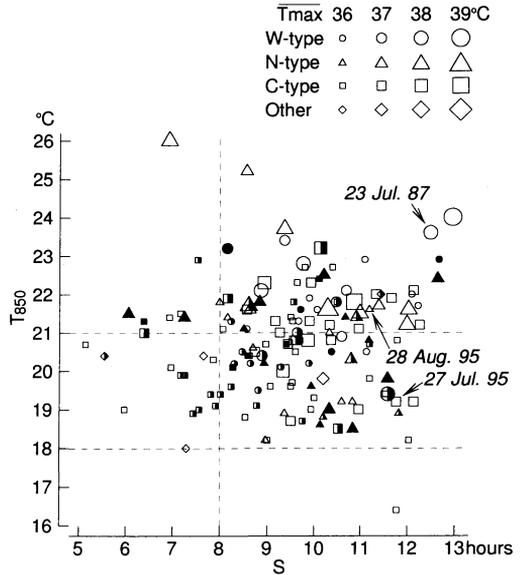


Fig. 7 Plot of the 850 hPa temperature (T_{850}) and duration of sunshine (S) on days with $\overline{T_{\max}} \geq 36^\circ\text{C}$. Open, half-filled and filled symbols correspond to 1961-72, 1973-84 and 1985-96, respectively.

風が吹く点や、 T_{\max} が北西部で最も高い点は最初の例に似ている。

上記の3例は、気圧配置や地上風系の違いが目立つよう、典型的と思われる日を選んだものであるが、猛暑日の中にはこれらの中間的な状態の日も少なくない。以後の統計解析のため、毎日09時の地上気圧傾度に基づき、一般風を機械的に分類した。気圧傾度は Fujibe (1996)と同様、北海道～九州沿岸にある24気象官署の海面気圧 p_i ($i=1\sim 24$) を、重みつき最小2乗条件

$$\sum_{i=1}^{24} \exp\left[-\left(\frac{r_i}{R}\right)^2\right] [p_i - a_0 - a_1(x_i - x_0) - a_2(y_i - y_0)]^2 \rightarrow \min. \quad (2)$$

で内挿して求めた。 x_0 と y_0 は内挿先の座標、 R は内挿の影響半径、 r_i は地点 i と内挿先との距離である。今回は Fujibe (1996)にに合わせて $R=300$ kmとし、内挿先を館野にした(これは、850 hPa資料として館野の観測値を使ったことに合わせたものである。 $R=300$ kmとしているので、内挿先を関東平野上のどこにするかは重要な問題ではない)。 $a_0\sim a_2$ は最小2乗係数であり、 a_1 と a_2 が気圧傾度を与える。以後、得られた気圧傾度を地衡風に換算して G と書き、これを一般風の指標にする。

第6図は、1961～96年を対象にして $\overline{T_{\max}} \geq 36^\circ\text{C}$ の日の G をプロットしたものである。全体として、 G は西風～北風の範囲に分布する。本研究では、個々の日の地上天気図や地上風系(とりわけ、北西部の風向が南東か北西か)を G と対照した結果に基づき、一般風を第6図の点線で区切られた3つの型に分類した。数値で書くと次のようになる。

- 西風型 (W型) : G の風向 $=240\sim 300^\circ$, G の風速 $\geq 6 \text{ ms}^{-1}$
- 北風型 (N型) : G の風向 $=300\sim 30^\circ$, G の風速 $\geq 6 \text{ ms}^{-1}$
- 弱風型 (C型) : G の風速 $< 6 \text{ ms}^{-1}$

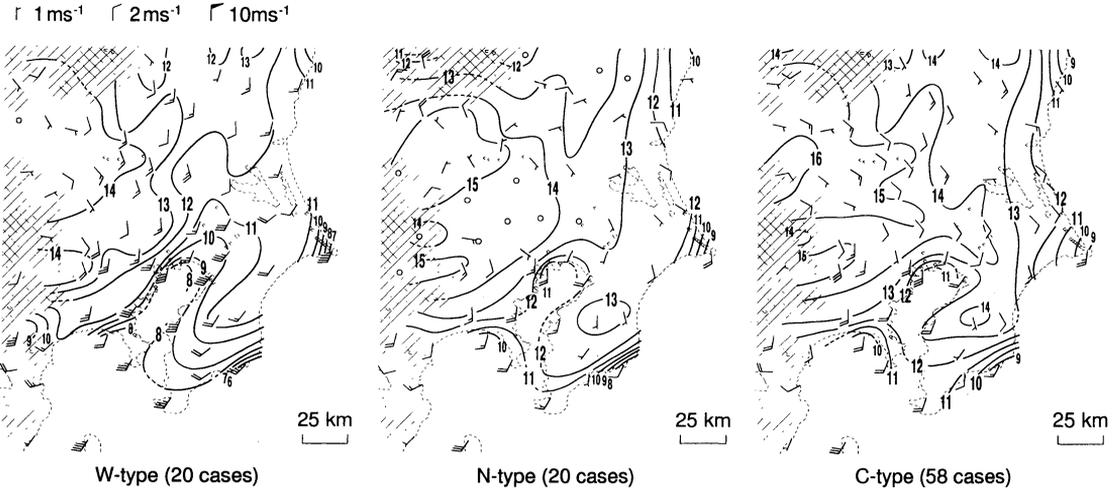


Fig. 8 Distribution of δT_{max} ($= T_{max} - T_{850}$) in °C and surface wind at 15 JST averaged over cases for each prevailing wind type.

第5図の①～③はそれぞれW, N, C型に対応する。各型の G の平均ベクトルを第6図に×で示してあり、W型は G の風向・風速が273° 9.0 ms⁻¹, N型は338° 9.3 ms⁻¹, C型は306° 2.8 ms⁻¹である。なお、館野の850 hPaにおける平均風ベクトルは、W型は242° 6.5 ms⁻¹, N型は290° 7.1 ms⁻¹, C型は304° 2.1 ms⁻¹であり、 G と比べて風向が反時計方向に30°ほどずれている。また高橋（気象庁、1996）のシミュレーション例（1994年8月3日）は $G=348^\circ 6.9 \text{ ms}^{-1}$ でN型に属し、資源環境技術総合研究所（1997）の例（1992年7月29日）は $G=321^\circ 4.4 \text{ ms}^{-1}$ でC型に属する。

第7図は、 $\overline{T_{max}} \geq 36^\circ\text{C}$ の日の日照時間（以下 S ；この図では東京・前橋・熊谷の平均値）と館野の850 hPa気温（以下 T_{850} ）の散布図である。 T_{850} には地形効果による局地性が含まれ得る（例えば山越え気流に伴う断熱昇温）けれども、この局地性は専ら総観条件に付随して現れるものであるから、 T_{850} は総観場の状態を反映する指標になる。対象期間は1961～96年であり、記号の塗り分けは年代を表す（第6図参照）。図によると、 $S \geq 8$ 時間の日が全体の86%であり、 T_{850} は1例を除いて18°C以上である。また $\overline{T_{max}} \geq 38^\circ\text{C}$ の日については、17例中14例で $T_{850} \geq 21^\circ\text{C}$ である。以下の解析では、これらを“猛暑をもたらす得る総観条件の目安”にする。一方、 T_{max} から T_{850} を引いた値を δT_{max} と表記し、これを“自由大気気温変動を除去した正味の境界層内の昇温量の指標”とする。

第8図は、 $\overline{T_{max}} \geq 36^\circ\text{C}$ の日の δT_{max} 分布（単位は°C）

と15時の地上風分布を型別に平均して示したものである。アメダス資料を使った都合上、対象期間は1979～96年であり、 δT_{max} は毎時値の中の最高値である。また、等温線が観測点の海拔高度に影響されないようにするため、海拔800 m以上の地点（第1図の●）を対象から除き、5°Ckm⁻¹の高き補正を施してある（5°Ckm⁻¹という値は下層の気温減率の概略値として使ったものである。本解析の主対象は海拔200～300 m以下の平野部であるから、気温減率をいくらに設定するかは重要ではない）。各型の風系や δT_{max} 分布は、第5図の3例ほどには互いの違いが目立たないが、第5図に見られた特徴を弱いながら認めることができる。具体的に言うと、W型は沿岸部では南西風が強く気温が比較的低い（ $\delta T_{max} < 10^\circ\text{C}$ ）のに対し、内陸部では弱い南東風のもとで高温になっている（ $\delta T_{max} > 14^\circ\text{C}$ ）。N型は内陸部の風向が北寄りであり、北西部の山沿いでは気温が低い。第5図の例と違って東京湾付近の高温は目立たないが、それでも東京湾沿岸と北西部の気温差は3型中で最も小さい。なお1961～96年の間に東京で $T_{max} \geq 36^\circ\text{C}$ となった16例のうち11例はN型日である。C型はW型に比べて沿岸部の南西風が弱い、W型と同じく東京付近から内陸域にかけて弱い南東風が吹き、内陸域が高温になる。

W型とN型の場合、関東平野は中部山岳の風下に当たる。この点で、高温は広い意味でのフェーンすなわち山岳の風下側の断熱昇温に伴うと考えることができ、この点は高橋（気象庁、1996）や資源環境技術総

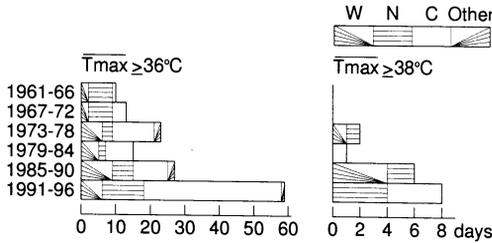


Fig. 9 Changes in the number of days with $\overline{T_{max}} \geq 36^\circ\text{C}$ and $\overline{T_{max}} \geq 38^\circ\text{C}$ stratified by prevailing wind types.

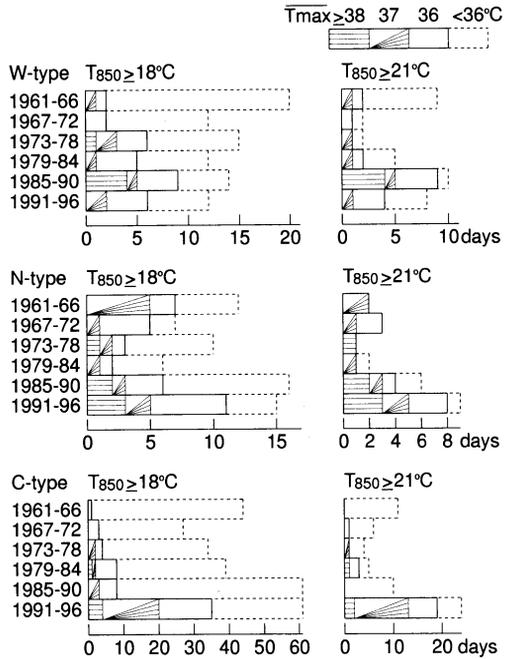


Fig. 10 Changes in the number of days satisfying $T_{850} \geq 18^\circ\text{C}$ (or $T_{850} \geq 21^\circ\text{C}$) and $S \geq 8$ hours.

合研究所 (1997) の数値シミュレーションでも裏づけられる。しかし、猛暑日の中には C 型すなわち一般風が弱い事例も少なくないし、W 型や N 型においても著しい高温は主として弱風域内で起こっている。この状況は、強風を特徴とする典型的なフェーン (Atkinson, 1981; 吉野, 1986 など) とは異なる。

猛暑日の地上風系のうちで教科書的なフェーンと見なせそうなのは、一部の W 型日に前橋付近で吹く西風である (第 5 図)。前橋で $T_{max} \geq 36^\circ\text{C}$ となった W 型日 85 例のうち、15 時に 3 ms^{-1} 以上の南西～西風が吹いていた日は 9 例あり、その多くに共通して ① G は少なくとも 10 ms^{-1} 程度、② 西風は風速が数 ms^{-1} で前橋付近の東西数十 km の範囲に吹く、③ 西風が吹き出すと気温が一段と上昇する (9 例中 5 例は $T_{max} \geq 38^\circ\text{C}$)、という特徴がある。西風の吹く地域は碓氷峠 (海拔 956 m; 第 1 図) の風下であり、山脈の鞍部の風下でフェーンが吹きやすいこと (Saito, 1992, 1993) から考え、この西風は碓氷峠付近を吹き越えたフェーンと見なすことができよう。しかしこの西風が吹く日は猛暑日全体のうちのごく一部であることを忘れないでほしい。

5. 猛暑日数増加にかかわる総観的要因と境界層内の要因の検討

まず、猛暑日数の経年変化が一般風型によって異なるかどうかを見てみる。第 9 図は 1961～96 年を 6 年ごとに区切り、各型における $\overline{T_{max}} \geq 36^\circ\text{C}$ および $\overline{T_{max}} \geq 38^\circ\text{C}$ の日数 (各 6 年間の総数) の推移を示したものである。 $\overline{T_{max}} \geq 36^\circ\text{C}$ の日数は、C 型で著しく増加しているほか、W 型についても最初の 12 年間に比べてあとの 24 年間のほうが多い。しかし、N 型の $\overline{T_{max}} \geq 36^\circ\text{C}$ 日数は最初の 12 年間も最近の 12 年間もほぼ同じであり、経年増加傾向があるとは言えない。一方、 $\overline{T_{max}} \geq 38^\circ\text{C}$ の日数は絶対数は少ないが各型とも増えている。このよ

うに、経年増加が目立つのは W 型と C 型の猛暑、および 38°C 以上に達する極端な猛暑の日数である。

こうした猛暑日数増加が総観的要因によるのか都市化要因によるのかを判断するため、(1) 高温気団下の晴天日数そのものが増えているかどうか、(2) それらの日の T_{max} や δT_{max} はどう変化しているかを調べてみた。その際、第 7 図に示したデータに基づき、“ $T_{850} \geq 18^\circ\text{C}$ かつ $S \geq 8$ 時間”を高温気団下の晴天日の条件とし、“ $T_{850} \geq 21^\circ\text{C}$ かつ $S \geq 8$ 時間”を極端な猛暑をもたらし得る著しい高温気団下の晴天日の条件とした。

第 10 図はこれらの日数を、 $\overline{T_{max}}$ の段階別に 6 年ごとに示したものである。 $T_{850} \geq 18^\circ\text{C}$ の日数は、W 型は減少、N 型と C 型はやや増加する傾向にある。 $T_{850} \geq 21^\circ\text{C}$ に関しては、各型ともに日数が増加している。もっとも、W 型や C 型の $T_{850} \geq 21^\circ\text{C}$ 日数は 1960 年代前半にも多かったため、増加と言っても単調増加ということではない。しかし、1985 年以降は全期間の平均と比べて $T_{850} \geq 21^\circ\text{C}$ 日数が多いのは事実であり、近年は著しく高温な気団におおわれる日が高頻度で現れていると言える。図は省略するが、 $T_{850} \geq 22^\circ\text{C}$ や $T_{850} \geq 23^\circ\text{C}$ の日数も同様である。

一方、 $T_{850} \geq 18^\circ\text{C}$ の日のうち $\overline{T_{\max}} \geq 36^\circ\text{C}$ になった日の割合を見ると、W型とC型について明らかな増加傾向が認められる。言い替えると、高温気団下の晴天日のもとでも、近年のほうが猛暑発現頻度が高い。この事実は、W型やC型の猛暑増加に対する境界層内の要因の寄与を示唆する。しかしN型についてはそういう傾向は見られない。

T_{\max} の経年変化に対する境界層内の要因の寄与を確かめるため、 $T_{850} \geq 18^\circ\text{C}$ で $S \geq 8$ 時間の日における前橋の δT_{\max} と15時の風向を第11図にプロットした(C型は事例数が多いため、風は4例に1つずつ、すなわち $4j+1$ 番目の事例だけを示した)。図中の破線は、 δT_{\max} の変化を最小2乗条件

$$\sum_j (\delta T_{\max}(j) - b_0 - b_1 t_j)^2 \rightarrow \min. \quad (3)$$

で直線近似したものがある。ここで j は事例、 t は時間(年月日)、 b_0 と b_1 は最小2乗係数であり、 b_1 が上昇率を与える。W型においては δT_{\max} の上昇傾向があり、上昇率 b_1 は $2.2^\circ\text{C}/(30\text{年})$ である。C型についても $b_1 = 1.7^\circ\text{C}/(30\text{年})$ の上昇が認められる。両型とも、地上風向は多くの事例で東~南である。これに対し、N型の日は δT_{\max} の上昇傾向はなく、直線回帰によるその変化率は $-0.4^\circ\text{C}/(30\text{年})$ である。W型・C型と違い、N型の地上風向はほとんどの事例が北である。

なお δT_{\max} は一般風や日照にも依存する可能性がある。そこで、式(3)にこれらを加味した条件

$$\sum_j (\delta T_{\max}(j) - b_0 - b_1 t_j - b_2 G_u - b_3 G_v - b_4 S)^2 \rightarrow \min. \quad (4)$$

を使った計算もしてみたが (G_u, G_v はそれぞれ G の東西・南北成分)、上昇率 b_1 の値は $0.1^\circ\text{C}/(30\text{年})$ 程度しか変わらなかった。

図は省略するが、 T_{\max} そのものの上昇率は δT_{\max} の上昇率を上回り、W型は $3.0^\circ\text{C}/(30\text{年})$ 、N型は $0.3^\circ\text{C}/(30\text{年})$ 、C型は $2.1^\circ\text{C}/(30\text{年})$ である。両者の差 $0.4 \sim 0.8^\circ\text{C}/(30\text{年})$ は T_{850} の上昇率に他ならない。第11図の解析は $T_{850} \geq 18^\circ\text{C}$ の日だけを対象にしたものであるから、 T_{850} が上昇しているということは、“ $T_{850} \geq 18^\circ\text{C}$ のうちでも高い値の日の比率が増えている”ことを意味する。このことは、第10図で述べた $T_{850} \geq 21^\circ\text{C} \sim 23^\circ\text{C}$ の日数の増加傾向と符合し、猛暑増加に対する総観的寄与を再確認する。しかし上昇率が

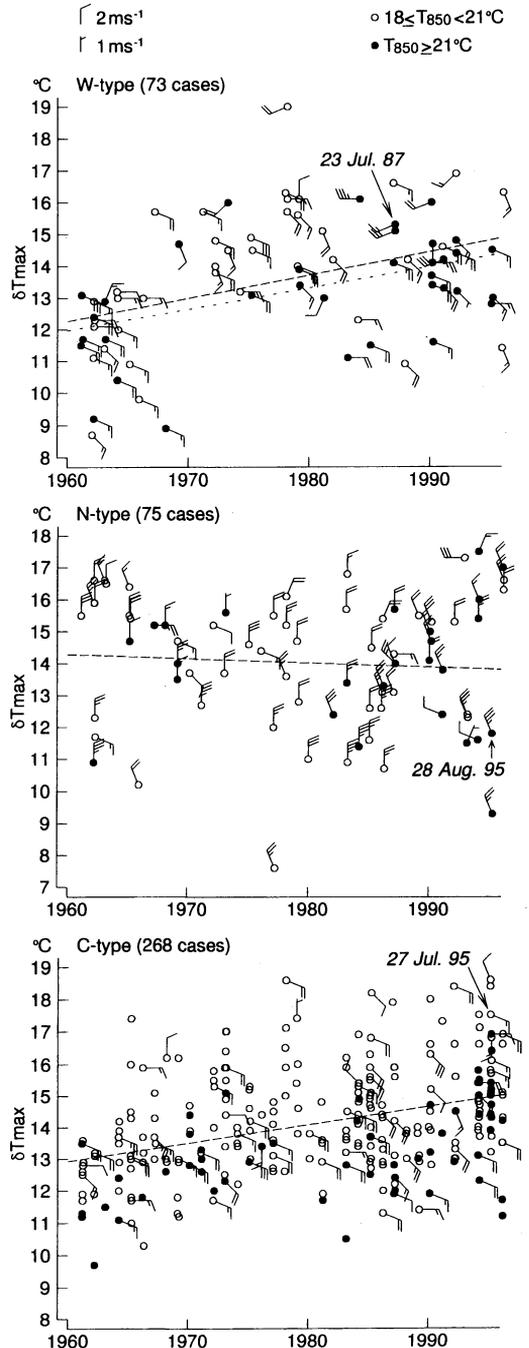


Fig. 11 Plot of δT_{\max} ($= T_{\max} - T_{850}$) and wind at 15 JST at Maebashi on days satisfying $T_{850} \geq 18^\circ\text{C}$ and $S \geq 8$ hours. For the C-type, winds are shown only for the $(4j+1)$ th cases. Dashed lines show the regression obtained from the least-squares condition in Eq. (3). The dotted line for the W-type indicates the regression for days on which wind direction was between E and SSE.

1°C未満であることは、“極端な猛暑への影響を除き、総観的寄与は小さい”ことをも意味している。

第11図でもう1つ注目されるのは、W型日のうちに風向が南西～西である事例が8つある点である。これらは碓氷峠風下の西風（第5図）に相当する。そのうちの6例は1980年代以降に現れ、うち1例を除いて T_{\max} が少なくとも37°C台後半に達した。また、1997年7月5日に熊谷で観測された39.9°Cという値は、西風が熊谷を含む広範囲に及ぶ状況下で現れたものである（佐藤・中鉢，1997；前橋も西風で T_{\max} は39.5°C）。このように、碓氷峠風下のフェーンと思われる西風は主として最近の10～20年間に発現しており、著しい高温（ $T_{\max} \approx 38^\circ\text{C}$ ）を頻発させる要因の1つになっている。しかしながら、W型日のうち風向が東～南南東の範囲内にあった日だけを対象にした場合でも、式（3）で求めた δT_{\max} の経年変化率は2.0°C/(30年)であり（第11図の点線）、すべての日を対象にした計算結果（破線）と0.2°C/(30年)しか違わない。従って、西風フェーンは少数の極端な猛暑（ $\approx 38^\circ\text{C}$ ）の頻発には寄与しているとしても、 δT_{\max} 全般の経年上昇に対する影響は限られたものであることが分かる。

以上の解析結果を総合すると、猛暑日数の増加に対しては総観的な要因と境界層内の要因とがそれぞれ寄与していると考えられる。このうち総観的要素については、著しい高温気団下の晴天日（ $T_{850} \geq 21^\circ\text{C}$ かつ $S \geq 8$ 時間）が高頻度で現れ、極端な猛暑（ $T_{\max} \geq 38^\circ\text{C}$ ）の頻発をもたらしたことがうかがえる。また、W型における碓氷峠風下の西風フェーンが1980年代以降に数例発現し、内陸部で $T_{\max} \geq 38^\circ\text{C}$ の猛暑を頻発させる一因になっている。

なぜ猛暑をもたらす総観状況の日が増えたのかは、簡単には答が出そうにない問題であり、今後の解明を待ちたい。注意してほしいのは、夏季全般の850 hPa気温はむしろ低下していることである。Fujibe(1996)によると、1961～94年7、8月の関東～九州における850 hPa気温の平均変化率は-0.5°C/(30年)である。従って、関東平野における高温気団日の増加は、夏季の一般的な高温傾向の中の限定的な変化であり、地球温暖化と直ちに結びつけるべきではない。

一方、より一般的な猛暑（ $T_{\max} \geq 36^\circ\text{C}$ ）に関しては、総観的な要因よりも、むしろW型とC型における境界層内の昇温要因が重要である。W型とC型の場合、内陸域の地上風は東～南風であり、高橋・木村（1991）や資源環境技術総合研究所（1997）の数値シミュレ-

ーション結果と同様の状況にある。従って、これらの猛暑日数の増加には、首都圏の都市化による内陸域の昇温が寄与している可能性が高い。

なお、N型に対応するシミュレーションとしては高橋（気象庁，1996）のものがあり、それによると都市効果による昇温域は主に東京周辺に現れている。今回の結果は、N型における内陸域の昇温が弱い点では高橋の結果と合うが、東京付近の猛暑増加傾向を統計的に確認するデータは見当たらない。この件は今後さらに検討が必要であろう。また、ここまでの議論は観測も数値モデルも数km以上の分解能しかなく、より小さいスケールの都市効果（例えば浜田・三上，1994；榎原ほか，1996）はその対象から外れている。多様なスケールを持つ都市気候について総合的な理解を進めていくことは、今後に残された課題である。

6. まとめ

(1) 関東平野の内陸域では、著しい高温（日最高気温 $\geq 36^\circ\text{C}$ あるいは $\geq 38^\circ\text{C}$ ）の日数が大幅に増えている。また、年間最高気温は東京周辺～関東内陸域の広範囲にわたって上昇している。

(2) 猛暑日の一般風を西寄り（W型）、北寄り（N型）、弱風（C型）の3つに分けた場合、経年増加傾向が認められるのはW型とC型、および絶対数は少ないが 38°C 以上の極端な猛暑の日数である。

(3) 猛暑増加の理由の1つとして、総観的要素すなわち高温気団下の晴天日の増加が考えられる。特に、850 hPa気温 $\geq 21^\circ\text{C}$ のような著しい高温気団下の晴天日は1980年代から高頻度で現れ、 38°C 以上に達する極端な猛暑をもたらしている。

(4) W型とC型の日については、850 hPa気温の変動を除いてもなお、内陸域の日最高気温は明らかに上昇している。これまでの数値的・解析的研究の結果から見て、都市化による内陸域の高温化が猛暑日数の増加をもたらす1要因になっていると考えられる。

(5) 今後の残された課題として、高温気団下の晴天日の増加をもたらした総観因子の具体的な解明や、数km以下のスケールの特性を含めた都市気候の総合的な理解が挙げられる。

謝辞

気象庁の磁気テープ資料は気象庁統計室の提供を受けた（一部は気象研究所電計管理班所蔵のデータファイルを利用した）。

参 考 文 献

- Atkinson, B. W., 1981: Meso-scale atmospheric circulations, Academic Press, 495pp.
- 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., 1995: Temperature rising trends at Japanese cities during the last hundred years and their relationship with population, population increasing rates and daily temperature ranges, *Pap. Meteor. Geophys.*, **46**, 35-55.
- Fujibe, F., 1996: Boundary layer features of the 1994 hot summer in Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 259-272.
- Fujibe, F., 1997: Time-of-the-day dependence of long-term temperature changes at urban meteorological stations in Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 1041-1051.
- 藤部文昭, 1997: 都市気象官署における気温極値の経年変化, *天気*, **44**, 101-112.
- 浜田 崇, 三上岳彦, 1994: 都市内緑地のクールアイランド現象—明治神宮・代々木公園を事例として—, *地理学評論*, **67A**, 518-529.
- Kimura, F. and S. Takahashi, 1991: The effects of land-use and anthropogenic heating on the surface temperature in the Tokyo Metropolitan area: A numerical experiment, *Atmos. Environ.*, **25B**, 155-164.
- 気象庁, 1996: 平成6年5月上旬から10月中旬の少雨および高温に関する調査報告, 気象庁技術報告, (118), 179-186.
- 気象庁(観測部統計課), 1979: 風の測器変更に伴う統計の接続問題について, *測候時報*, **46**, 139-142.
- 桑形恒男, 1993: 大型台風にもなった気象官署の突風率の長期変化, *天気*, **40**, 91-97.
- 宮川幸治, 1991: レーウィンゾンデ観測における気温の昼夜差の検討, *天気*, **38**, 112-122.
- Saito, K., 1992: Shallow water flow having a lee hydraulic jump over a mountain range in a channel of variable width, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 775-782.
- Saito, K., 1993: A numerical study of the local down-slope wind "Yamaji-kaze" in Japan. Part 2: Non-linear aspect of the 3-D flow over a mountain range with a col, *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 247-271.
- 榎原保志, 原 芳生, 加藤俊洋, 1996: 越谷市南東部における臨時定点観測によるヒートアイランド強度の特徴, *天気*, **43**, 537-543.
- 佐藤和典, 中鉢幸悦, 1997: 熊谷の一番暑い日(1997年7月5日の最高気温に関する事例解析), *東京管区気象研究会誌*, (30), 64-65.
- 資源環境技術総合研究所, 1997: 大都市における夏季高温化対策技術の評価方法の開発, 資源環境技術総合研究所, 311pp.
- 高橋俊二, 木村富士男, 1991: 都市気候を表現する局地気候モデルの開発と応用, 平成3年度気象研究所研究発表会誌, 44-51. なお結果の主要部分は気象庁(1994: 近年における世界の異常気象と気候変動~その実態と見通し~(V), 気象庁, 444pp., 303-313)と気象庁(1996: 上記)にも掲載されている.
- 吉野正敏, 1986: 新版小気候, 地人書館, 298pp.

An Increasing Trend of Extremely Hot Days in the Inland of the Kanto Plain and its Relation to Urban Effects

Fumiaki Fujibe*

**Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan.*

(Received 16 January 1998 ; Accepted 18 May 1998)

Abstract

A climatological analysis was made on the increase of extremely hot days (maximum temperature $\geq 36^{\circ}\text{C}$) in the inland area of the Kanto plain with attention to its causal factors. The synoptic conditions on hot days were classified into W-, N- and C-types corresponding to westerly, northerly and near-calm geostrophic winds, respectively. For all these types, there is an increase in the number of days characterized by extremely warm air mass and sufficient sunshine (for which temperature at 850hPa was 21°C or more, and duration of sunshine was 8 hours or more). This suggests a synoptic-scale contribution to the increase of extremely hot days. For the W- and the C-types, however, the daily maximum temperature in the inland area shows a remarkable rising trend relatively to the 850hPa temperature. This implies the contribution of urban effects to the increase of hot days.
