

GPS 可降水量に着目した局地豪雨の事例解析

—— 2000 年 7 月 4 日に東京で観測された事例 ——

日下博幸*・羽入拓朗**・縄田恵子***

(* 筑波大学生命環境科学研究科 (計算科学研究センター), ** 筑波大学学生, *** 筑波大学大学院生)

本研究では、2000 年 7 月 4 日に東京で観測された局地豪雨を対象に、GPS 可降水量とヒートアイランド現象に着目した気象観測データの解析を行った。その結果、この日、大気の状態は不安定で、平野スケールの地上風の収束場が都心に位置しており、山岳から都心に移動してきた降水系に伴う発散風と海風としての南風の局所的な収束が都心で生じていたことが確認された。さらには、可降水量の増加域は降水域と一致しており、その値は降水の数時間前に増加し、約 1 時間前に最大になる傾向にあったことがわかった。しかしながら、ヒートアイランド現象は明瞭に見られたものの、それに伴う都心での明瞭な水蒸気の集積は認められなかった。本事例の場合、ヒートアイランドが東京で強い上昇流を引き起こしながら水蒸気を集積し豪雨を発生させたと考ええることは難しい。

キーワード： 局地豪雨、都市降水、ヒートアイランド現象、GPS 可降水量

I はじめに

近年、都市で発生あるいは発達する局地豪雨（以後、都市豪雨¹⁾）に対する関心が急速に高まっている。

都市あるいはその周辺で発生する降水（以後、都市降水¹⁾）の研究は、これまでアメリカ合衆国で盛んに行われてきた。その中でも、1970 年代に行われた観測プロジェクト METROMEX (Metropolitan Meteorological Experiment; Changnon 1981) は都市降水の実態解明に対する最大の取組みとして広く知られている。このプロジェクトにより、米国セントルイスの都市域や工業地帯の風下では、その周囲に比べて強い降水や雷が多く発生することが明らかとなった。近年では、衛星データや数値モデルを用いた研究が行われている。Shepherd et al. (2002) は、TRMM 衛星の観測データを用いて、暖候期の主要都市の降水パターンを統計的に調べ、都市の風下側では周囲に比べて降水強度が強いことを示した。Baik et al. (2001) や Rozoff et al. (2003)

は、メソスケールモデル RAMS を用いて都市降水のシミュレーションを行い、平野部にある理想的な都市域や米国の都市域では、ヒートアイランドが対流性降水を起こすための重要な要因となることを示した。

日本では、長らくの間、気候学的な研究が行われてきた。吉野 (1957) は、東京 (大手町) における微雨 (0.1~1.0 mm) 日数を調べ、都心部ほど微雨日数が多いことを示した。藤部 (1998) や Fujibe et al. (2009) は、長期間の地上気象観測データを用いて東京の降水量・降水頻度分布を調べ、降水量・降水頻度ともに都心で多いこと、その傾向は暖候期の正午~夕方強い降水によって引き起こされていること、長期的には増加傾向にあることを示した。同様に、Yonetani (1982)、佐藤・高橋 (2000) は都心では 8 月の強雨の発生頻度が増えていることを明らかにした。佐藤ほか (2006) は、過去 12 年間 (1989~2000 年) に東京の西側の山岳域で対流性降水が発生した日を対象にレーダー解析を行い、このような日の場合、都市域では周囲に比べて降水頻度

が高くなることを示した。

近年では、事例研究も行われるようになってきた。藤部ほか（2002）は、夏季高温日に東京で観測された豪雨事例を調べ、その多くで、鹿島灘沿岸から吹く東寄りの風と相模湾沿岸から吹く南寄りの風が都心部で収束する風系（E-S 型）が出現していることを示した。中西・原（2003）、三上ほか（2005）、澤田・高橋（2007）も異なるデータと解析方法からこの収束の重要性を確認している。これらの一連の結果から、E-S 型の風系に伴う地上風の収束が都市豪雨をもたらしているのではないかと考えられている。このほか、小林（2004）、上杉・田中（2008）、河野ほか（2008）、立石・上木原（2008）はレーダーデータを用いて、エコー頂高度や雷雲の動きに着目した研究を行っている。

関東平野における降水と可降水量との関係はよく知られているが（たとえば、新村ほか 2000；佐々木・木村 2001；Iwasaki and Miki 2002；Inoue and Inoue 2007）、都市豪雨と可降水量との関係に着目した事例研究は非常に少ない。神田ほか（2000）は、東京で発生した豪雨の事例解析を行い、GPS（Global Positioning System：全地球測位システム）から得られた可降水量（以後、GPS 可降水量）と降水量との関係を調査した。その結果、（1）可降水量が増加すると数時間後に降水量が増大する確率が高く、（2）可降水量の増加が大きいほど降水量の増加も高くなることを示した。可降水量と都市豪雨との間にこのような関係が見られたことから、神田ほか（2000）は、GPS 可降水量が都市豪雨の先行指標になり得ると述べている。Seko et al.（2007）は東京都練馬区で発生した局地豪雨（いわゆる 1999 年練馬豪雨）を対象に、ドップラーレーダーデータ、GPS 可降水量データ、数値モデルなどを用いた総合的な解析を行い、ドップラーレーダーの動経風や GPS 可降水量から作成した指標を利用することで豪雨予測が可能となると述べている。このように、

GPS 可降水量データは豪雨の実態調査や短時間予測に非常に有効なデータとなり得るが、これまで解析した事例は非常に少なく、神田ほか（2000）、Seko et al.（2007）でも、さらなる事例解析が必要だと述べられている。

本研究では、都市豪雨の典型事例を対象に、GPS 可降水量に着目した解析を行い、都市豪雨発生時の関東地方スケールの気象場と豪雨の実態把握を行う。また、アメダスよりも空間的に詳細な観測網をもつ大気汚染測定局のデータを用いて、都市豪雨発生前の東京およびその周辺の風系も調査する。そして、最後に、都市のヒートアイランドと都市豪雨の関係を議論する。

II 事例の選択と解析方法

本研究では、2000 年 7 月 4 日を解析対象事例とする。この事例を選んだ理由の一つは、正午前後に平野を囲む山岳で発生した対流性降水が、午後になってから都心に向かって移動し、都市上空で再発達して豪雨をもたらすという都市豪雨の典型的な振る舞いの中のある一つの型（藤部ほか 2002；中西・原 2003；佐藤ほか 2006）に近かったためである。二つめの理由は、この日、日本列島が高気圧に覆われていたこと、すなわちヒートアイランド現象（都市効果）が顕著に現れる気圧配置となっていたためである。三つめの理由は、この事例は災害を引き起こした事例としてよく知られており、先行研究（上杉・田中 2008）において一般に公開されていない空港レーダーデータを用いた都心のレーダーエコーとドップラー風速の解析結果があるためである。このような先行研究の解析結果と、本研究で行う GPS 可降水量データや大気汚染測定局データ（地上気温と地上風データ）の解析結果をあわせることにより、都市豪雨の実態解明がさらに進むと期待できる。この事例は藤部ほか（2002）や中西・原（2003）でも取り上げられているが、これらの先行研究では数多

くの事例の中の一事例として紹介されており、豪雨発生前からの詳細な実況は報告されていない。

そこで、本研究では、可降水量の分布と関東平野スケールの降水量分布・地上気温の分布・地上風系の時間変化について報告する。また、対象としている降水系がスコールラインの特徴を持っていたか否かを明瞭に判断するために、降水系移動経路上にある観測地点（図1）における降水量・レーダーエコー・地上気温・地上風・可降水量の時間変化も報告する。

前述した解析を行うために、本研究では、気象庁作成の地上天気図、高層天気図、高層ゾンデデータ、アメダスデータ、レーダー・アメダス解析雨量データ、レーダーエコーデータ、大気汚染測定局データ、国土地理院の The Receiver Independent Exchange

Format（受信機に依存しないデータ交換書式仕様）のGPS データ（RINEX データ）を用いる。GPS 可降水量はGPS 解析ソフトウェア Bernese ver.4.0（ベルニーズ第4版）を用いてRINEX データから算出する。山岳部と平野部のデータを両方利用するため、GPS 可降水量の時間変動・空間分布の解析に際しては、午前9時からの偏差データを用いることにする。

III 結 果

1. 総観場と降水パターン

この日、日本列島は太平洋高気圧に覆われ（図2）午前中はよく晴れていた。ただし、上空500 hPa 高度では -10°C の寒気がトラフに沿うように日本列島を覆っており（図省略）、地上と上空500 hPa 高度の温度差は 40°C を超えていた。館野では地上から650 hPa 高度付近までやや湿っており、上空600 hPa 高度から400 hPa 高度付近にかけて乾燥した空気が流入していた（図3）。900 hPa 高度までの風は弱い

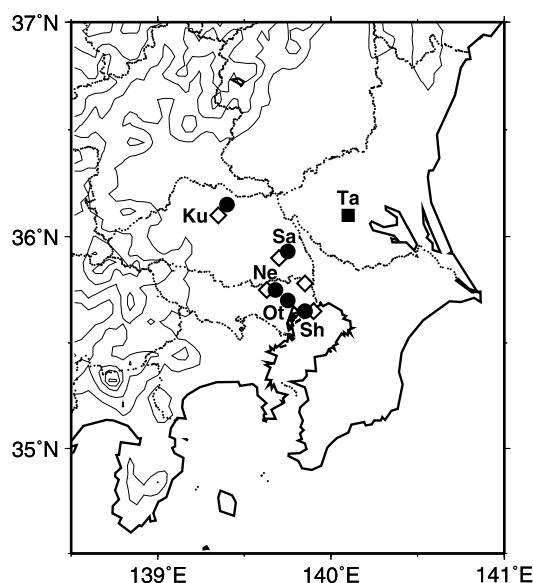


図1 解析対象領域の地形と地名

●はアメダス観測地点、◇はGPS観測地点、■は高層ゾンデ観測地点。Taは館野、Kuは熊谷、Saはさいたま、Neは練馬、Otは大手町、Shは新木場を意味する。

Fig. 1 Terrain and geographical location

●, AMeDAS observation sites; ◇, GPS station sites; ■, radiosonde observation site; Ta, Ku, Sa, Ne, Ot, and Sh, Tateno, Kumagaya, Saitama, Nerima, Otemachi, and Shinkiba, respectively.

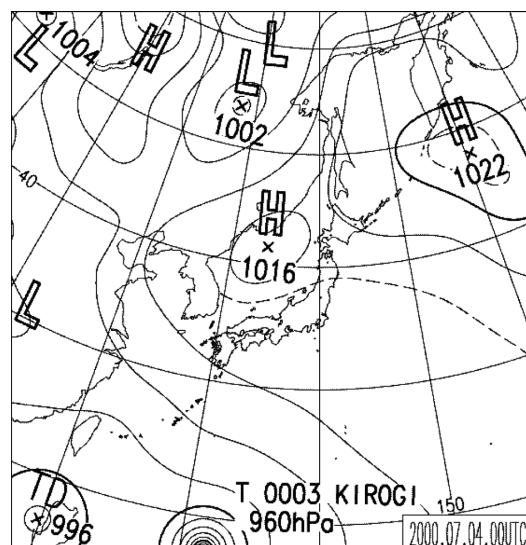


図2 2000年7月4日9時の地上天気図

Fig. 2 Surface weather chart at 09:00 Japan Standard Time (JST) on July 4, 2000

東風であった。対流性降水や雷雨ポテンシャルの指標としてよく知られているショワルターの安定指数 (Showalter Stability Index, SSI) と K-index を同時刻の高層ゾンデ観測結果から計算したところ、それぞれ -2.42 と 37.55 であった。これらの結果から、この日は雷雨となる可能性が高い状態にあったことがわかる。

午前中降水はほとんど見られなかったが (図省略)、午後になると東京の西側および北側の山岳域 (奥秩父や日光付近) で降水が発生し (図 4a)、その降水系は強まりながら 15 時頃まで継続した (図 4b)。平野部では、15 時頃に埼玉県東部 (図 4b)、16 時頃に東京と神奈川の県境に弱い降水系が発生し消滅した (図 4c)。17 時になると、東京都内でも降水が発生し (図 4d)、18 時には都心で強い降水が観測された (図 4e)。その後、この降水系と山岳から移動してきた降水系が一体化し、都心では 19 時に

豪雨となった (図 4f)。1 時間の降水量は新木場で 104 mm/h 、大手町で 81 mm/h となった。

2. 地上風系と気温分布

関東地方における地上気温と地上風の分布をそれぞれ図 5 と図 6 に示す。午前中、関東平野全体で風が弱く、気温は都市域でやや高くなっていた (図省略)。午後になると、東京湾の沿岸部、埼玉県西部、群馬県前橋付近などで地上気温が上昇し始めた (図 5a)。15 時には、都心の気温が周囲に比べて相対的に 2°C 程度高くなっていた (図 5b)。夕方になると前述した降水系の影響により埼玉県では気温が下降したが、降水系が到達していない都心では 17 時の時点でも高温域が維持されていた (図 5c)。18 時になると降水に伴い都心の高温域は解消された (図 5d)。

次に、地上風系に着目する。この日は朝から 15 時頃まで地上付近ではいわゆる E-S 型の風が継続していた (図 6a, b)。鹿島灘からのこの東風は 17 時の時点でも都心およびその北側で認められた (図 6c)。ただし、18 時になると、降水系からの発散風としての北寄りの風が卓越するようになった (図 6d)。アメダス観測網よりも観測点が密にある大気汚染測定局の観測網は、16 時から 18 時までの都心付近での風系、すなわち、鹿島灘からの東風と東京湾からの南風が都心付近で収束する様子 (16 時の風系、図 7a)、都心の西側で発生した降水系からの西寄りの発散風が鹿島灘からの東風や東京湾からの南風と都心付近で収束している様子 (17 時の風系、図 7b)、都心で観測された降水に伴う発散風 (18 時の風系、図 7c) をより明瞭にとらえている。

3. 可降水量分布

地上風の収束による効果として水蒸気の集積が考えられる。そこで、本研究では GPS 可降水量の変化を調べることにする。ここでは、風系と水蒸気との

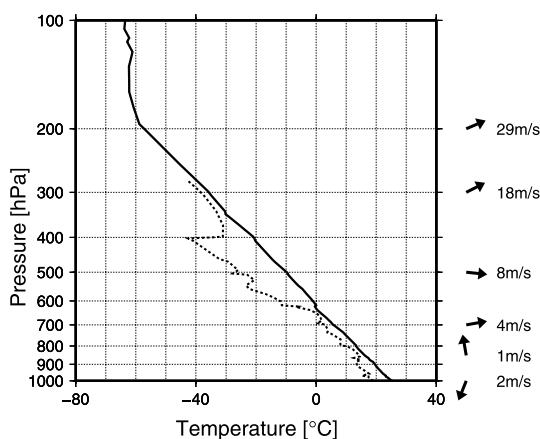


図 3 館野における 2000 年 7 月 4 日 9 時の気温 (実線)、露点温度 (点線)、風向 (矢印)、風速 (数値) の鉛直プロフィール
風向・風速は指定面のみを記している。上向きの矢印は南風を意味する。

Fig. 3 Vertical profile of air temperature (solid line), dew point temperature (broken line), wind direction (arrow), and wind speed (value) at Tateno station at 09:00 JST on July 4, 2000
Upward pointing arrow indicates south.

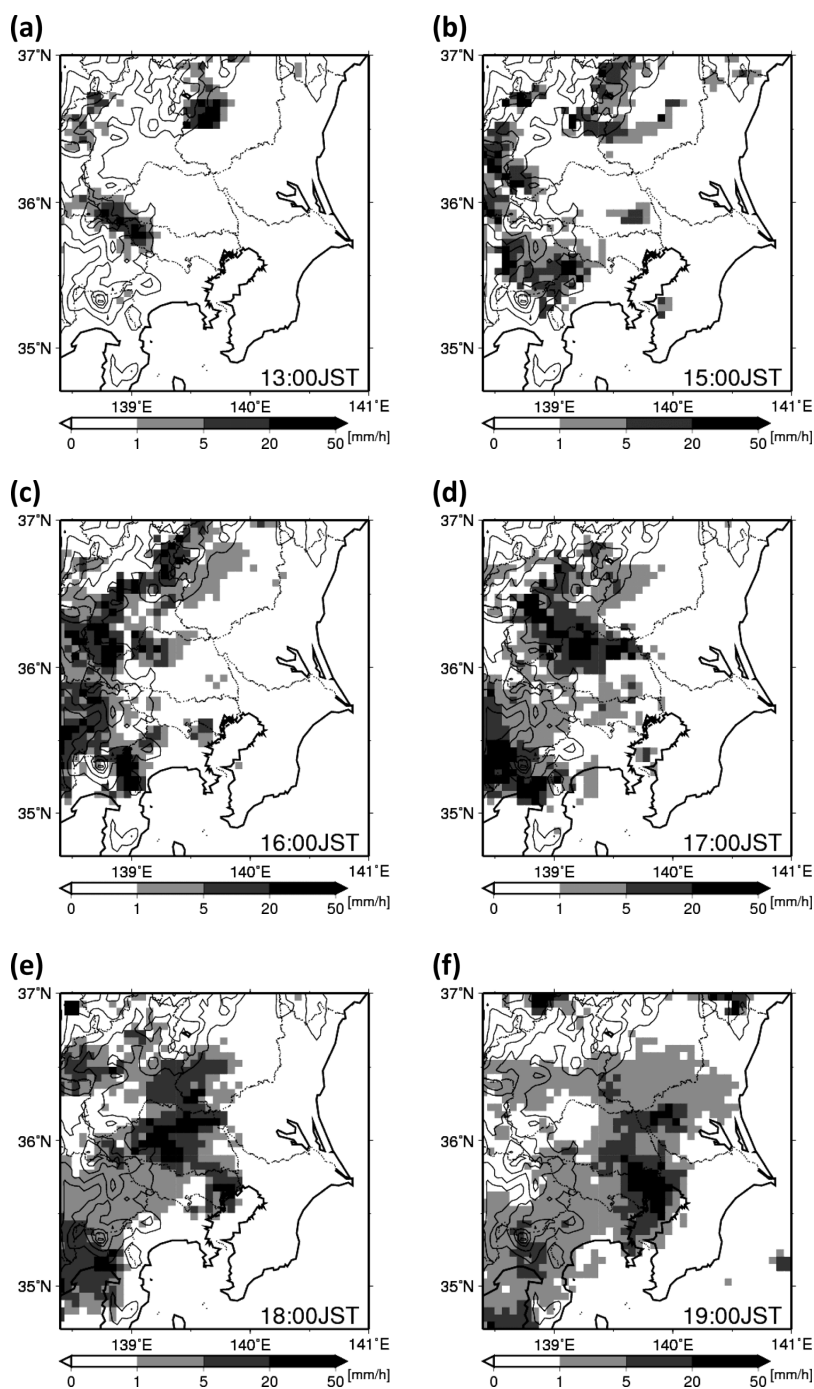


図4 レーダー・アメダス解析雨量から得られた前1時間降水量分布

(a) 13時, (b) 15時, (c) 16時, (d) 17時, (e) 18時, (f) 19時.

Fig. 4 Distribution of hourly precipitation amount from radar AMeDAS precipitation analysis data

(a), 13:00 JST; (b), 15:00 JST; (c), 16:00 JST; (d), 17:00 JST; (e), 18:00 JST; (f), 19:00 JST.

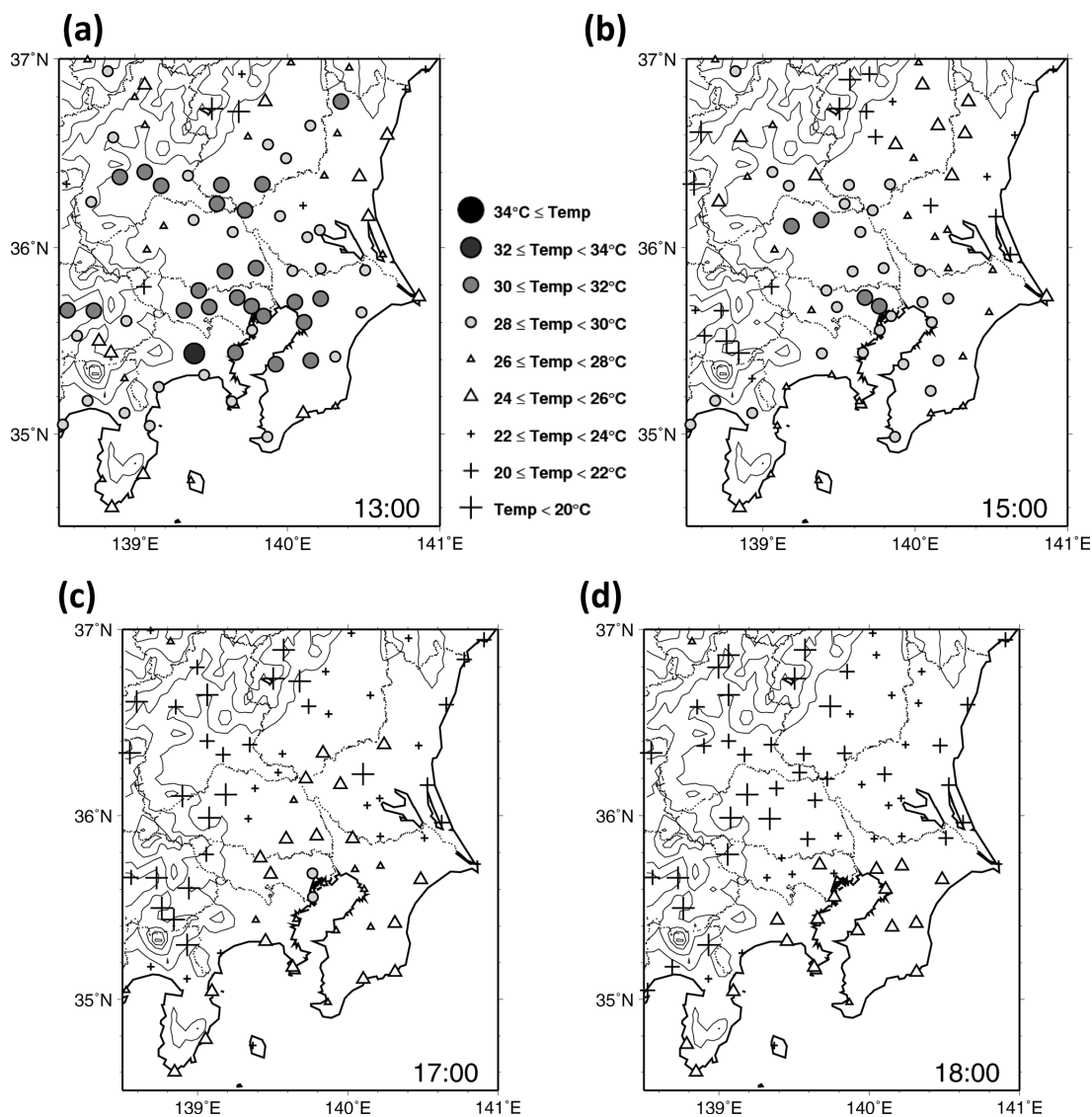


図5 アメダスで観測された地上気温分布

(a) 13時, (b) 15時, (c) 17時, (d) 18時.

Fig. 5 Surface air temperature distribution from AMeDAS data

(a), 13:00 JST; (b), 15:00 JST; (c), 17:00 JST; (d), 18:00 JST.

対応を見るため、アメダスの地上風と各時刻におけるGPS可降水量の午前9時からの偏差から合成図を作成した。その結果を図8に記す。

午前中、可降水量増加量の地域差はあまりなかったが、11時頃になると日光や奥秩父といった北部の

山岳域や房総半島、三浦半島などで増加が目立つようになった(図省略)。12時を過ぎるとそれらの地域における可降水量はさらに増加し(図8a)、14時になるとこれまで大きな変化のなかった埼玉県でも増加し始めた(図8b)。15時になると降水系の経路

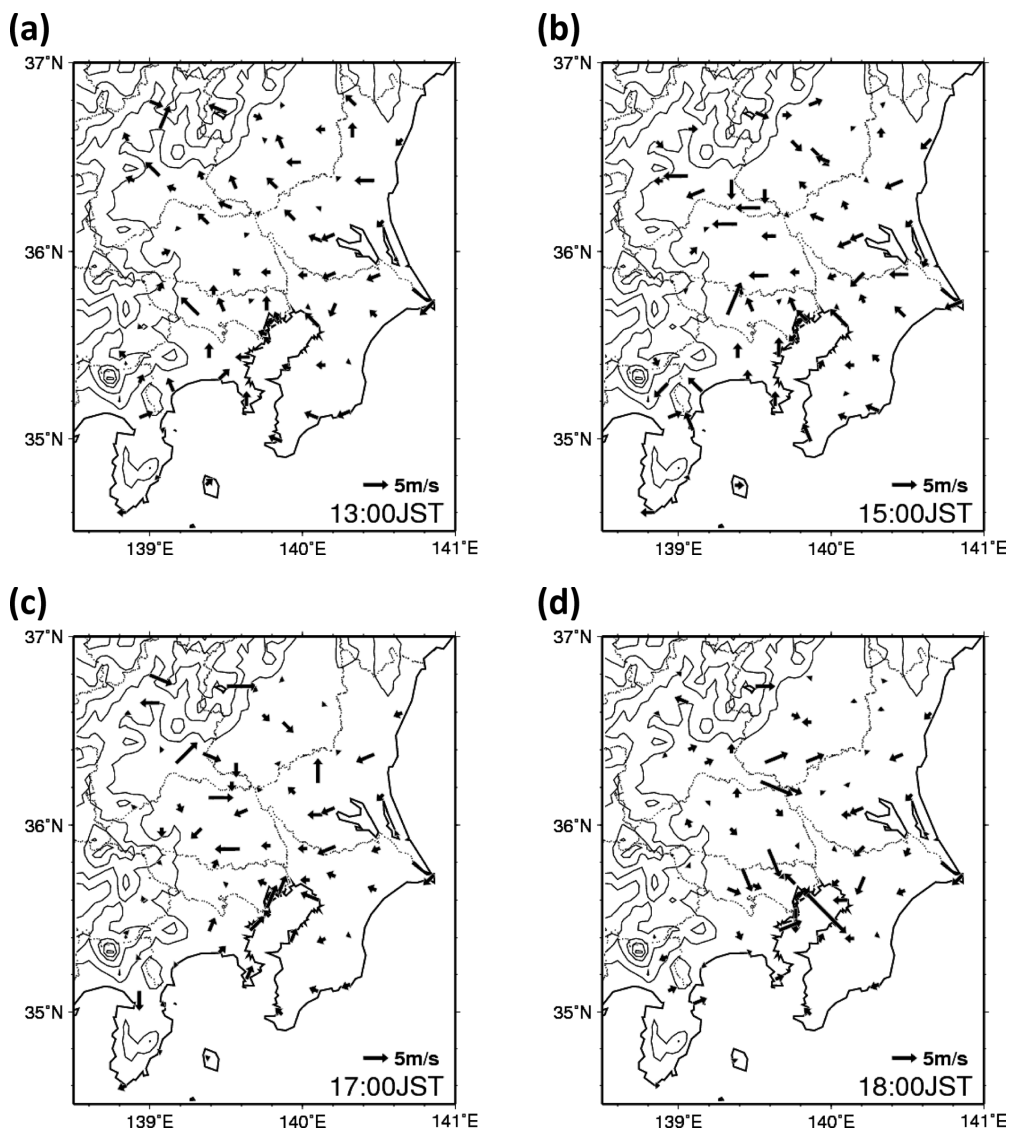


図6 アメダスで観測された地上風系
(a) 13時, (b) 15時, (c) 17時, (d) 18時.
Fig. 6 Surface wind system from AMeDAS data
(a), 13:00 JST; (b), 15:00 JST; (c), 17:00 JST; (d), 18:00 JST.

に沿った地域で可降水量はさらに増加し（図 8c）、この傾向はその後も続いた（図 8d）。この間、都心では明瞭なヒートアイランドが存在し地上風も収束していたが、可降水量の明瞭な増加は認められなかった。17 時になると、埼玉県と東京都の県境や神

奈川県東部で可降水量は増加したが、この時間帯も横浜と羽田を除き都心では明瞭な増加は認められなかった（図 8e）。この状況は 18 時まで続いた（図 8f）。

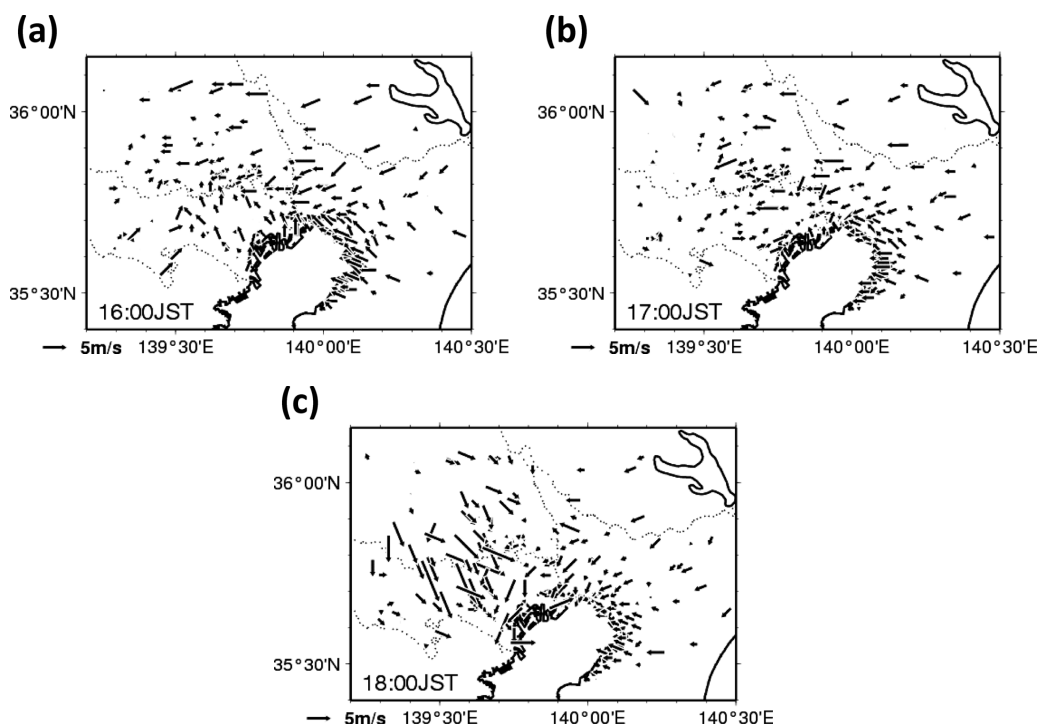


図7 大気汚染測定局で観測された地上風系
(a) 16時, (b) 17時, (c) 18時.

Fig. 7 Surface wind system from ambient air pollution monitoring station data
(a), 16:00 JST; (b), 17:00 JST; (c), 18:00 JST.

4. 降水系通過経路における気象要素の時間変化

図9に、山岳から都心へ移動してきた降水系の進行方向に位置している熊谷、さいたま、大手町、新木場のGPS可降水量・前10分間降水量・地上気温・地上風の時系列図を示す。

熊谷、さいたま、大手町、新木場のアメダス観測地点から最も近いGPS観測地点における可降水量の時系列を見ると、どの地点においても降水の始まる数時間前からGPS可降水量が増加し始め、降水量のピーク時刻の約1時間前にピークを持っていることがわかる。そして、雨が降り出すとGPS可降水量も減少している。また、熊谷は午前中から降水発生まで増加し続けたのに対し、大手町や新木場では14~15時頃までほとんど変わらないか、やや減少していることもわかる。変動の幅については、前者が

大きく後者が小さいという傾向が認められる。アメダス観測地点における地上気温・地上風・降水量は、いずれの地点においても降水が観測された直後に約3~7℃気温が急低下し、風向がそれまでの海風方向（東~南）から北成分を含む風向に変化していることを示している。

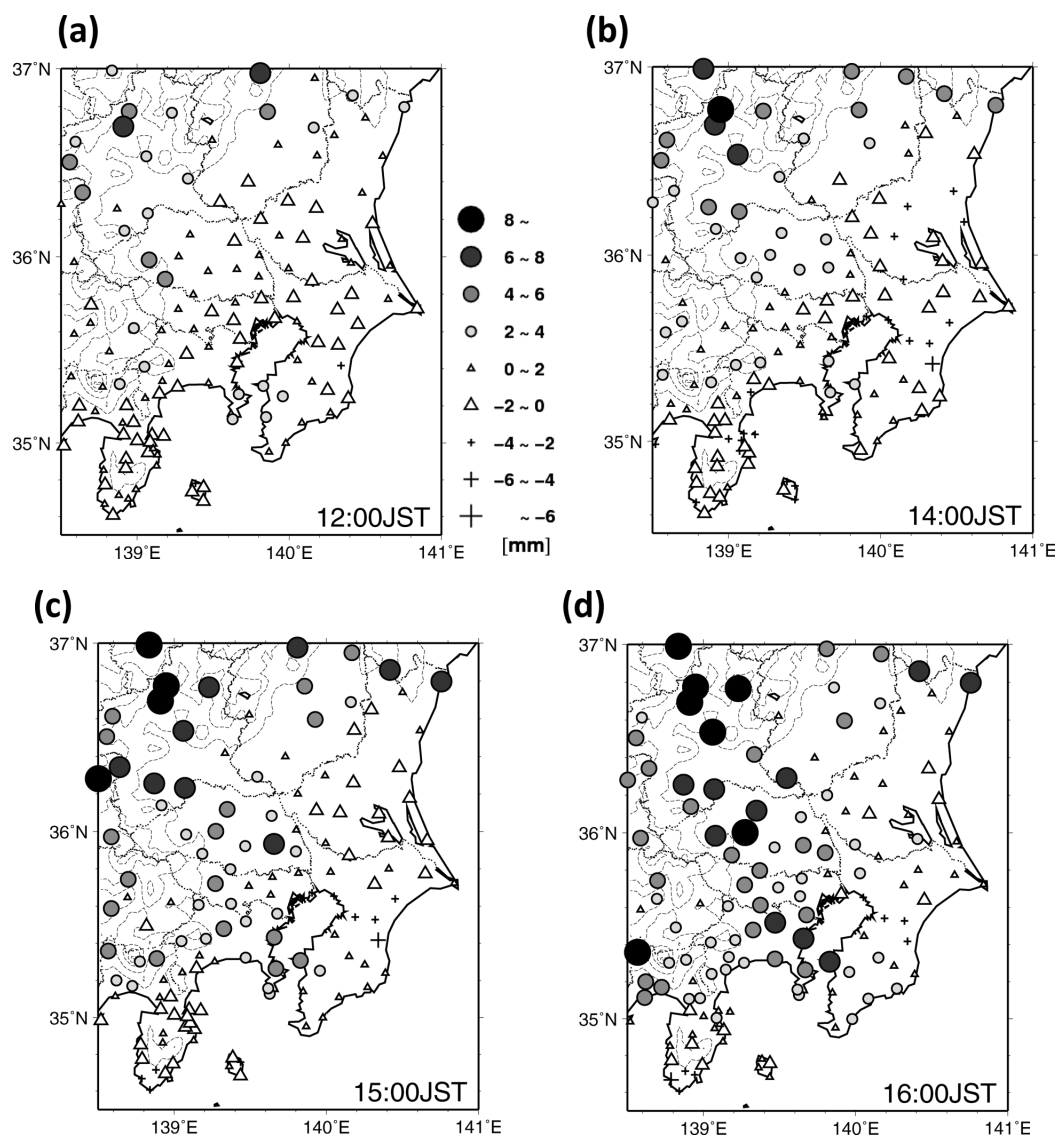
IV 議 論

この日、午前中はよく晴れていて、昼過ぎには埼玉・群馬・栃木の山岳域で降水が発生した。この降水系は発達しながら徐々に南東進し、やがて都市域に到達した。夏季に関東北部の山岳域で発生した降水系は夕方~夜にかけて平野部に移動することが過去の研究から知られており（たとえば、佐藤ほか2006）、本事例もそのようなタイプの一つであった

とみなすことができる。一般的に降水セルは対流圏の中層の風に流されて動くが、降水系が全体として異なる方向に移動することもある。本事例のように大気下層で南東風が湿潤な空気を運んでいる場合、ガストフロントとその南東風とが衝突し上昇流が生まれる。やがて持ち上げ凝結高度に達し新たなセルが生まれるため、その降水セルは西側よりもやや南側にずれることになる。このような過程が繰り返さ

れるため、雷雨全体を眺めると、スコールラインとして南東方向へ移動することがある。本研究もこのような理由により降水系が山岳から都心に移動したと考えられる。

本事例では、山岳域から移動してきたこの大規模な降水系の前面に孤立した降水セルが発生していた。そして、各時刻において降水系から冷氣外出流と考えられる発散風が確認された。これらの結果と都心



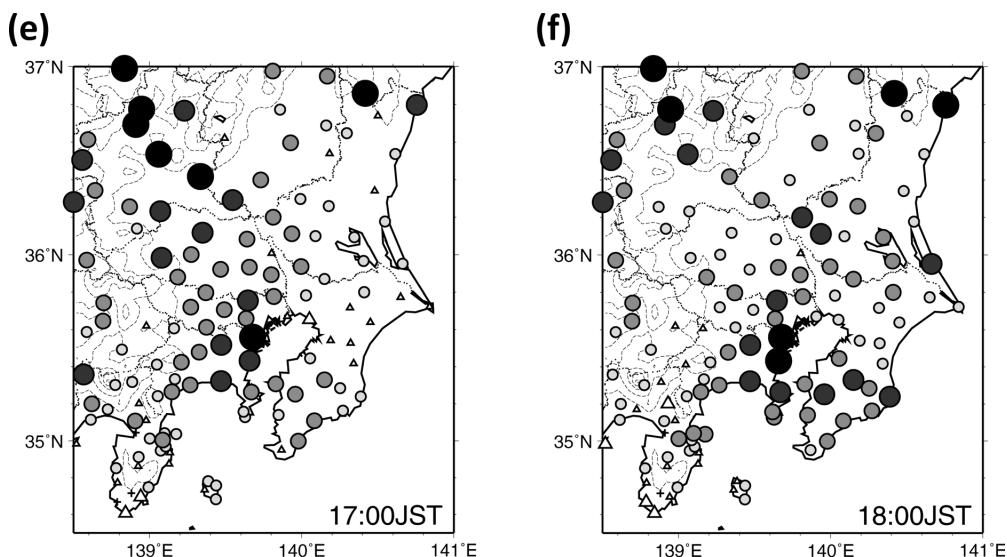


図8 GPS 可降水量分布 (9 時からの偏差による)
(a) 12 時, (b) 14 時, (c) 15 時, (d) 16 時, (e) 17 時, (f) 18 時.

Fig. 8 Distribution of precipitable water vapor derived from GPS (GPS-PWV) (Anomaly from the GPS-PWV at 09:00 JST)
(a), 12:00 JST; (b), 14:00 JST; (c), 15:00 JST; (d), 16:00 JST; (e), 17:00 JST; (f) 18:00 JST.

付近における詳細な地上気温・地上風分布から、鹿島灘・東京湾からの海風の収束に加え降水セルからの冷気外出流がその収束をより強めることで上昇流の発達を促し、豪雨になったと考えられる。

ここで、GPS 可降水量の結果から、都心での豪雨と水蒸気の集積について考察する。本事例では、可降水量の増加域と降水域がよく一致しており、全体的に降水発生の数時間前に可降水量が増加する傾向にあった。一方で、地上風の収束による都心での明瞭な水蒸気の集積は認められなかった。本研究で見られた水蒸気の時空間変動は、午前中から午後早い時間において熱的局地循環によって山岳域に蓄積した水蒸気の移流によるものだと考えられる。ただし、羽田や横浜では、東京で豪雨が発生する前に可降水量の増加が見られたことから、南からの水蒸気の移流も都心の豪雨に関与していた可能性はある。

最後に、本事例の豪雨と都市のヒートアイランド現象の関係について言及する。日本列島が太平洋高

気圧に覆われよく晴れており、ヒートアイランドが明瞭に見られ、地上風が収束しているとき、都市のヒートアイランドがこの地上風の収束と上昇流と水蒸気の集積を生み出し豪雨を誘発するという議論がある。ヒートアイランドの影響は、山岳や海陸分布の影響に比べてはるかに小さいため、ヒートアイランド循環やそれに伴う上昇流と水蒸気の集積をとらえられていない可能性はある。しかしながら、別の見方をすると、そのような小さな影響力では、豪雨を引き起こしやすい大気の状態であった本事例の場合、山岳や海陸分布による平野スケールの風の収束のような、より大きな影響によって発生してしまうため、ヒートアイランドが局地豪雨の主要因となりにくかったともいえる。すなわち、本事例の場合、(i) 上空に寒気が入り込んでおり大気の成層は強い不安定であったこと、(ii) 平野全体規模で見ると、鹿島灘からの東風と東京湾からの南風の収束が都心部で降雨が開始する直前まで数時間継続しており、

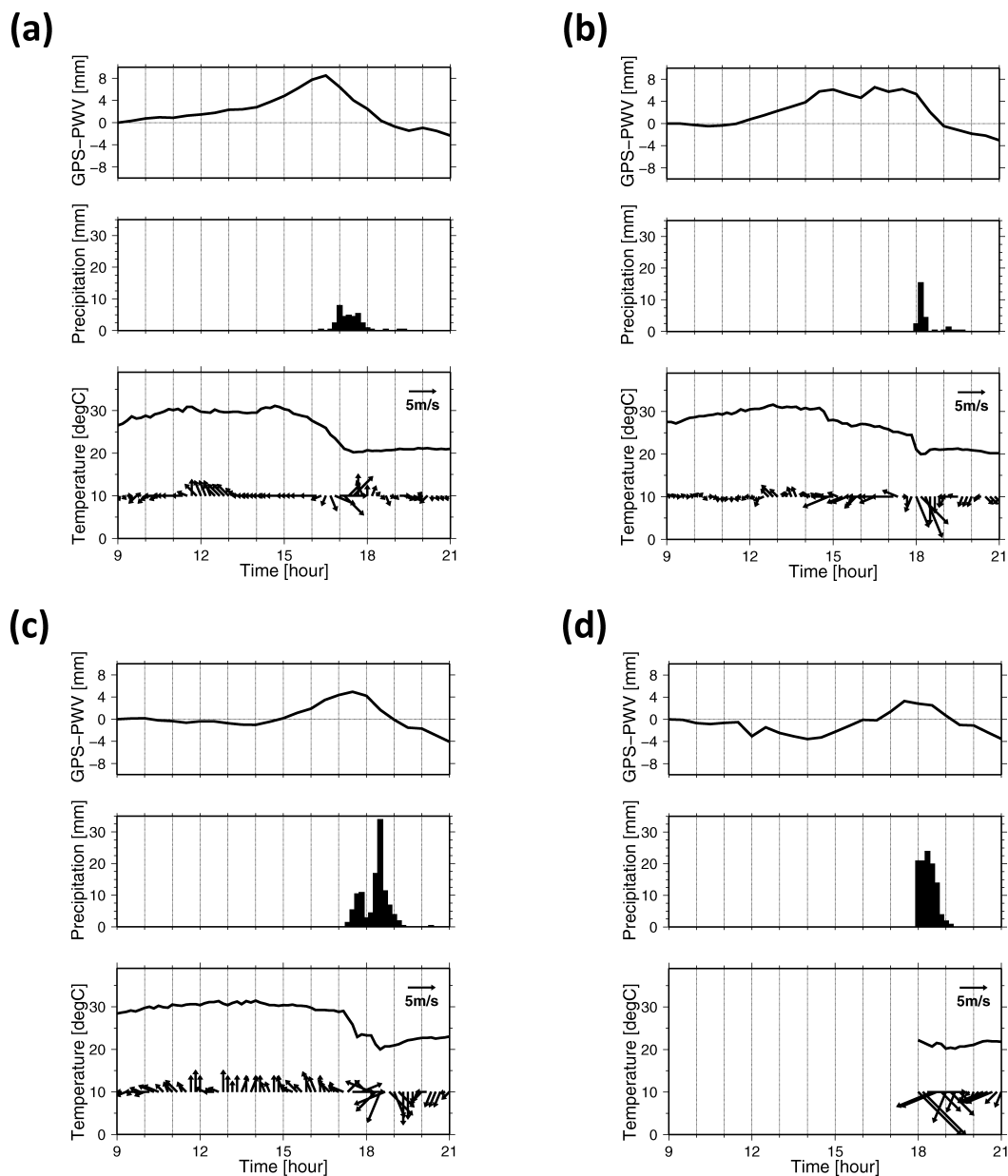


図9 降水系の移動経路における GPS 可降水量，降水量，地上気温，地上風の時系列
(a) 熊谷，(b) さいたま，(c) 大手町，(d) 新木場。

Fig. 9 GPS-PWV, hourly precipitation amount, surface air temperature, and surface wind at the observation sites where the precipitation system was passing
(a), Kumagaya; (b), Saitama; (c), Otemachi; (d), Shinkiba.

下層の水平収束が持ち上げメカニズムとしてはたっていたこと、(iii) この収束が生じている間、収束域である都心で明瞭な可降水量の増加が認められなかったこと、(iv) 可降水量はどの地点においても降水系の到着数時間前に増加し約1時間前にそのピークを迎える傾向にあり、都心でのみとりわけ大きく増加していたわけではないこと、(v) 豪雨前、都心では降水系からの発散風と南風が収束していたこと、などを考慮すると、E-S型の風系の形成を通じて都市の影響が間接的にある可能性も否定できない。しかし、ヒートアイランドが熱対流としての強い上昇流を引き起こしヒートアイランド循環の一部である郊外風が水蒸気を集積し豪雨を誘発していたと結論づけることは現段階では難しい。ただし、本研究で取り上げた事例はわずか一つであるため、すべての都市降水に対してヒートアイランドの影響を完全に否定するものではないし、前述したように間接的な効果まで否定することもできない。ヒートアイランドの効果を定量的に判断するためには、数値モデルを用いた感度実験（たとえば、Matheson and Ashie 2008; Kusaka et al. 2009）、メソ客観解析データを用いた詳細な解析（たとえば、Seko et al. 2007）、GPS 可降水量やレーダーデータの統計解析などが必要であろう。これらについては、今後の課題とした。

V 結 論

都市で豪雨が発生した2000年7月4日の事例について、さまざまなデータを用いた解析を行い、この豪雨の実態とそのときの環境場を明らかにした。

(1) 日本列島は太平洋高気圧に覆われていたものの、上空には寒気を伴ったトラフが存在し、雷雨の起こりやすい状態にあった。

(2) 降雨開始前、都心の気温はそのほかの地域に比べて高い状態になっていた。

(3) 降水が起こるまで、都心では地上風が収束し

ていた。

(4) 豪雨発生の数時間前から地上風が都心部で収束していたのに加え、山岳域からの大規模な降水系からの冷氣外流出（北寄りの風）がその収束を強めた。

(5) 降水系の移動経路上どの地点においても、可降水量の増加域は降水域と一致していた。

(6) 可降水量の値は降水系到達時刻の数時間前に増加し始め、約1時間前にピークを迎える傾向にあった。

(7) ヒートアイランド循環に伴う都心部での明瞭な水蒸気の集積は見られなかった。

これらの結果、本事例の豪雨は、総観場の変化によるより大きなスケールでの成層の不安定と平野スケールの地上風（E-S型の風系）の収束場が都心に位置していたこと、山岳から都心に向かってきた降水系に伴う発散風と南風の局所的な収束が都心で起こったことによると結論づけることができる。都市のヒートアイランド現象がE-S型の風系を引き起こしたことはさらなる研究が必要であるが、ヒートアイランドが東京で強い上昇流を引き起こしながら水蒸気を集積し豪雨を発生させたと考えことは現段階では難しい。

本稿は著者の一人である羽入拓朗（現所属は株式会社ウェザーニューズ）の筑波大学自然科学類卒業論文をもとに、大幅に加筆改訂したものである。その概要は2009年日本地理学会春季学術大会にて著者の一人によって発表済みである。作図には可視化ソフトウェア GMT (The Generic Mapping Tools) を用いた。大気汚染測定局データは国立環境研究所より提供していただきました。本研究の一部は、環境省の地球環境研究総合推進費 (S-5-3) の支援を受けました。

(投稿 2009年11月14日)

(受理 2010年3月6日)

注

- 1) 都市で発生した局地豪雨のことをゲリラ豪雨あるいは都市型豪雨と呼ぶこともあるが、前者の呼び方はマスメディア的であり、後者の呼び方はヒートアイランド効果で発

生した都市特有の豪雨を連想させるため、本研究では単に都市豪雨と呼ぶことにする。また、豪雨に限らず都市で観測された降水一般を都市降水と呼ぶことにする。

文 献

- 上杉忠孝・田中恵信 2008. 2000 年 7 月 4 日に起きた東京都心における短時間強雨の発生機構. 天気 55: 23–36.
- 神田 学・石田知礼・鹿島正彦・大石 哲 2000. 首都圏における局地的対流性豪雨と GPS 可降水量の時空間変動——1997 年 8 月 23 日の集中豪雨の事例解析. 天気 47: 7–15.
- 河野沙恵子・市川 寿・林 広樹 2008. 2005 年 8 月 15 日に東京 23 区西部で短時間強雨をもたらした雷雲の解析. 天気 55: 832–836.
- 小林文明 2004. ヒートアイランドが降水に及ぼす影響——東京周辺における積乱雲の発達. 天気 52: 115–117.
- 佐々木太一・木村富士男 2001. GPS 可降水量からみた関東付近における夏季静穏日の水蒸気量の日変動. 天気 48: 65–74.
- 佐藤友徳・寺島 司・井上忠雄・木村富士男 2006. 東京都域における夏季の降水システムの強化. 天気 53: 479–484.
- 佐藤尚毅・高橋正明 2000. 首都圏における夏期の降水特性の経年変化. 天気 47: 643–647.
- 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.
- 立石貴広・上木原 聡 2008. 2005 年 9 月 4 日に東京都で短時間強雨をもたらした線状エコーのドップラーレーダーを用いた解析. 天気 55: 749–753.
- 中西幹郎・原 由起男 2003. 東京都市部に短時間強雨をもたらした降水系の強雨強化にむすびつく局地風の特徴. 天気 50: 91–103.
- 新村典子・佐々木太一・木村富士男 2000. 首都圏における GPS 可降水量と降水の統計的關係. 天気 47: 635–642.
- 藤部文昭 1998. 東京における降水の空間偏差と経年変化の実態——都市効果についての検討. 天気 45: 7–18.
- 藤部文昭・坂上公平・中鉢幸悦・山下浩史 2002. 東京 23 区における夏季高温日午後の降水分布と地上風系. 天気 50: 777–786.
- 三上岳彦・大和広明・安藤春夫・横山 仁・山口隆子・市野美夏・秋山祐佳里・石井康一郎 2005. 東京都内における夏季の局地的大雨に関する研究. 東京都環境科学研究所年報. 33–42.
- 吉野正敏 1957. 東京都内における雨の分布と微雨日数の増加. 天気特別号 (日本気象学会創立 75 周年記念論文集): 121–125.
- Baik, J.-J., Kim, H. and Chun, H. Y. 2001. Dry and moist convection forced by an urban heat island. *J. Appl. Meteor.* 40: 1462–1475.
- Changnon, S. A., Jr. 1981. METROMEX: A review and summary. *Meteor. Monogr.* No. 40, 181 pp.
- Fujibe, F., Togawa, H. and Sakata, M. 2009. Long-term change and spatial anomaly of warm season afternoon precipitation in Tokyo. *SOLA* 5: 17–20.
- Inoue, H. Y. and Inoue, T. 2007. Characteristics of the water-vapor field over the Kanto district associated with summer thunderstorm activities. *SOLA* 3: 101–104.
- Iwasaki, H. and Miki, T. 2002. Diurnal variation of convective activity and precipitable water over the “semi-basin”: Preliminary study on the mechanism responsible for the evening convective activity maximum. *J. Meteor. Soc. Japan* 80: 439–450.
- Kusaka, H., Kimura, F., Nawata, K., Hanyu, T. and Miya, Y. 2009. The chink in the armor: Questioning the reliability of sensitivity experiments in determining urban effects on precipitation patterns. *Proc. ICUC-7*. (in CD-ROM).
- Matheson, M. A. and Ashie, Y. 2008. The effect of changes of urban surfaces on rainfall phenomenon as determined by a non-hydrostatic mesoscale model. *J. Meteor. Soc. Japan* 86: 733–751.
- Rozoff, C., Cotton, W. R. and Adegoke, J. O. 2003. Simulation of St. Louis, Missouri, land use impacts on thunderstorms. *J. Appl. Meteor.* 42: 716–738.
- Seko, H., Shoji, Y. and Fujibe, F. 2007. Evolution and airflow structure of a Kanto thunderstorm on 21 July 1999 (the Nerima heavy rainfall event). *J. Meteor. Soc. Japan* 85: 455–477.
- Shepherd, J. M., Pierce, H. and Negri, A. J. 2002. Rainfall modification by major urban areas: Observations from spaceborne rain radar on the TRMM satellite. *J. Appl. Meteor.* 41: 689–701.
- Yonetani, T. 1982. Increase in number of days with heavy precepitation in Tokyo urban area. *J. Appl. Meteor.* 21: 1466–1471.

**Case Study of Local Heavy Rainfall, Focusing on GPS Precipitable Water Vapor:
Rainfall Event Observed in Tokyo on July 4, 2000**

KUSAKA Hiroyuki,* HANYU Takuro** and NAWATA Keiko**

(*Graduate School of Life and Environmental Sciences, Center for Computational Sciences,
University of Tsukuba, **Student, University of Tsukuba)

The present study examined the essential features of local heavy rainfalls observed in Tokyo on July 4, 2000. The following results were obtained: 1) The atmosphere was unstable while the Japanese islands were covered by the Pacific high. 2) The easterly surface winds converged with southerly winds (E–S-type wind system) in the central part of the urban area several hours before the precipitation occurred. 3) The cold air outflow associated with the precipitation system flowed into the convergence zone formed by the E–S wind system.

Examining the spatial distribution of and temporal change in the precipitable water vapor (PWV) on the Kanto plain shows that the PWV tends to increase before rainfall occurs both over the mountains and on the plain. However, it does not appear that the PWV increased in Tokyo due to the urban heat island circulation. Therefore, the urban heat island did not produce heavy rainfall by inducing a strong upwind and drawing in water vapor in this case.

Key words: local heavy rainfall, urban rainfall, heat island phenomenon, GPS precipitable water vapor