東京都区部における強雨頻度分布と 建築物高度の空間構造との関係

高橋 日出 男* 中 村 康 子** 鈴 木 博 人***

Frequency Distribution of Intense Rainfall in the Wards of Tokyo and Its Relationship with the Spatial Structure of Building Heights

Hideo TAKAHASHI*, Yasuko NAKAMURA** and Hiroto SUZUKI***

Abstract

This study presents the minute spatial structure of both the frequency of intense rainfall (data from the 1991 to 2002, except 1993, were used) and recent trends (15-25 years until 2002) in the special wards of the Tokyo Metropolis in summer (June to September), on the basis of hourly rainfall data from a dense rain-gauge network. As this is the first step in elucidating the relationship between the distribution of the frequency of intense rainfall and that of surface roughness in metropolitan Tokyo, the averaged number of building stories within a certain area, which is referred to as the smoothed building height (SBH), was assumed to be an alternative parameter when deciding surface roughness. The distribution of the ascending rate of SBH (hereafter, the ascending rate of SBH is referred to as ARS) for wind direction was calculated by varying the averaging area for SBH, in order to compare it to the distribution of intense rainfall frequency. The results are summarized as follows.

The high-frequency areas of intense rainfall appear in the western to northern parts of the area comprising the wards and along the boundary between the Tokyo Metropolis and Saitama Prefecture. The frequency of intense rainfall in these areas is two to three times as high as that in the eastern part of the area comprising the wards. Moreover, the maximum areas of intense rainfall frequency are localized in the western, northern to northwestern, and southern part of the area comprising the wards, corresponding to wind direction. These areas are situated 3-5 km from the leeward side of the area, where the ARS derived from the SBH at a 1-2 km scale is large, that is, the vicinities of Shinjuku (SNJ), Ikebukuro (IKB), and Shibuya (SBY). Accordingly, we suggest that the large surface roughness due to high-rise buildings in the western part of the area comprising the wards has the effect of increasing the frequency of intense rainfall.

The increasing trend of intense rainfall is clear in the western part of the area comprising the wards, whereas a decreasing trend, although not statistically significant, is seen in the eastern part of the area comprising the wards. It is noted that observational stations with large

* 首都大学東京大学院都市環境科学研究科地理環境科学域

** 東京学芸大学教育学部地理学研究室

*** 東日本旅客鉄道株式会社千葉支社設備部

* Department of Geography, Graduate School of Urban Environmental Sciences, Tokyo Metropolitan University, Hachioji, 192-0397, Japan

** Department of Geography, Faculty of Education, Tokyo Gakugei University, Koganei, 184-8501, Japan

*** Facilities Department, Chiba Branch Office, East Japan Railway Company, Chiba, 260-8551, Japan

increasing trends of intense rainfall, such as Nakano (NKN) and Shinagawa (SNG), are located 3–5 km from the leeward side of SNJ and on the shore of Tokyo Bay in the southern part of the area comprising the wards, respectively, where the ARS for easterly winds derived from the SBH at a 1–2 km scale is large.

Key words : wards of Tokyo, frequency distribution of intense rainfall, hourly rainfall, surface roughness, building height, wind direction

キーワード : 東京都区部, 強雨頻度分布, 時間降水量, 地表面粗度, 建築物高度, 風向

I. はじめに

近年, 東京都区部などの都市域において, 夏季を中心とした短時間強雨に伴う水害が頻発している。これは下水道などの排水能力を超過して集中した雨水が溢水・逆流して発生する内水氾濫であり, 舗装された道路面や屋上・屋根面に降った雨水が側溝や雨水管を通して直ちに下水道や都市内中小河川に流入することが原因とされる。都市化によって都市表面が地下への透水性を失った結果であることから, これを都市水害あるいは都市型水害と呼ぶ場合がある。また, 短時間強雨はきわめて発達した積乱雲からもたらされることから, しばしば顕著な雷活動を伴う。送電線や変電設備への落雷による停電や鉄道運行の停止, 各種オンラインシステムへの影響や火災の発生などは, 都市機能や市民生活を大きく混乱させる原因となる。このような都市型の水害・災害の増加にかかわる要因として, 都市が積乱雲のような対流性の降水システムを形成・発達させるきっかけとなり, 強い降水の発生に寄与する可能性が議論されている。

1970年代前半にアメリカで実施されたMETROMEX (Changnon *et al.*, 1971) では, 大規模な観測によって都市域 (セントルイス) の風下側に強雨や雷雨頻度の極大域が認められている (Changnon, 1978)。同様の特徴は, フェニックス (Balling and Brazel, 1987) やアトランタ (Dixon and Mote, 2003; Bornstein and Lin, 2000), メキシコシティ (Jauregui and Romales, 1996) についても指摘されている。TRMM (熱帯降雨観測衛星) による資料からも, アメリカの

いくつかの都市において, 都市域のやはり風下側に強雨頻度の高い地域が見いだされている (Shepherd *et al.*, 2002)。このように, 都市の影響は, 強雨・雷雨頻度の増大として都市域の風下側に現れるとする解析が多い。ただし, Changnon (2001) は都市の規模に言及し, 人口が300万人を超えるニューヨークやシカゴなどの巨大都市では, 雷雨活動 (storm activity) の変化が都市域の内部に現れる可能性を指摘している。世界有数の巨大都市である東京は, 都区部だけでも人口が880万人を超えており (2010年6月1日現在, 住民基本台帳による推計値), Changnon (2001) の指摘にしたがえば, 短時間強雨や雷雨の増加は都市域内部に現れていると考えられる。

Yonetani (1982) は, 高度経済成長期の1960年代後半に, 都区部における時間降水量31 mm以上の強雨が相対的に増加していることを示している。強雨の増加傾向は, 都心から都区部西部 (山の手) の午後～夕方に認められ (藤部, 1998), とりわけ8月に顕著 (佐藤・高橋, 2000) とされる。これに対して, Kanae *et al.* (2004) や高橋 (2003) は, 100年以上にわたる東京 (気象庁: 以下, 便宜的に大手町と称する) の時間降水量や日降水量を解析し, 1970～1990年代における強雨の増加は数十年スケールで増減する変動の一局面に相当していることを指摘した。すなわち, 東京における強雨の増加・頻発は近年に限った現象ではなく, 大きい空間・時間スケールの気候変化の一部とも考えられる。しかし, 強雨化の傾向は東京や横浜などの人口稠密地域で大きく (高橋, 2003), 何らかの都市の影響が含まれている可能

性は否定できない。また、Fujibe *et al.* (2009) も、東京都心域で夏季の午後に発生する降水が周囲より多く、経年的に増加傾向にあることを時間降水量の解析から示し、都市による熱的な影響を示唆している。ただしこれらの解析は、主として気象官署やアメダス (AMeDAS: 地域気象観測システム) の資料によっているため、都区部における強雨頻度や経年変化傾向の詳細な地域性は明確にされていない。都市域における強雨発現の地域性については、都市型水害など都市防災の観点からも長期間かつ空間的に稠密な降水量観測資料に基づく研究の蓄積が必要 (小林, 2004) であり、都市が強雨発現に与える影響の解明に対しても有益な情報となろう。

強雨を含む降水現象に与える都市の影響について、藤部 (2004) は、Landsberg (1981) や原田 (1982) などに基づいて以下の 4 点をあげている。

- (1) 地上の高温に伴う安定度の減少
- (2) ヒートアイランド循環による地上風の収束
- (3) 大気汚染等による凝結核の増加
- (4) 地表面摩擦 (粗度) の増加による強制上昇

ここで、(1) と (2) は都市の高温に関連した影響であり、例えば三上ほか (2005) は都区部のヒートアイランドに伴う海風の収束が短時間強雨の発現に関与する可能性をあげている。ただし、一般論として高温な都心への風の収束は想定される (Fujibe and Asai, 1980; Fujibe, 1987 など) が、都市の高温と強雨の発現との直接的な関係性は観測結果から明確にされているとはいえない。また、(3) に関して、浅井ほか (1981) によると、多くの凝結核を与えた場合には、多数の雲粒を形成するものの、雲粒の成長が遅く雲粒の平均粒径は小さくなる。したがって、大気汚染等による凝結核の増加は、かつて指摘された微雨の増加 (吉野, 1957, 1977; Landsberg, 1981) には寄与しても、強雨の発生には結びつきにくいと考えられる。エアロゾルの微物理過程を雲解像モデルに組み込んだ van den Heever and Cotton (2007) は、都市域よりもバックグラウンドのエアロゾルによる効果が大気層の振る舞いに対して

重要としている。人間活動に伴うエアロゾルの曜日別変化に着目した降水強度・頻度の統計的解析も行われている (例えば Bell *et al.*, 2008; Svoma and Balling, 2009 など) が、その結果は都市によってまちまちである。一方で、(4) 都市における地表面摩擦 (粗度) の影響については、これまで現実のデータに基づく解析的な議論がほとんどなされてこなかった。これには都市域の建築物等が形成する地表面の空気力学的粗度 (以下、地表面粗度という) の定量的な評価が難しく、後述するようにそもそも降水 (強雨) 現象との対応づけが可能な地表面粗度分布の空間スケールが明確でないこともあげられる。しかし強雨の発現と地表面粗度との関係は、降水現象に与える都市の影響を解明するうえで避けて通れない課題である。

東京都区部では近年各所で再開発が行われ、高層建築物の建設が相次いでいる。図 1 によれば、都区部における 4 階建て以上の総建築物数 (a) は、1990 年頃以降増加割合が小さくなっている。一方で、16 階建て (高さ 60 m 超) 以上 (b) や、30 階建て (高さ 100 ~ 120 m 超) 以上 (c) の建築物数は、1980 年代後半や 2000 年頃から大きく増加している。つまり、とりわけ最近において建築物の高層・超高層化が進行し、都区部の地表面粗度は増大していると考えられる。また、東京都区部はその周囲と比べると全体として高層建築物は多いが、都区部のなかでも高層建築物の分布は均等ではなく、新宿付近や霞が関付近などに偏在している。さらに詳細にみれば、街区ごとにも建築物の分布には違いがある。したがって、考える空間スケールに応じて地表面粗度分布の現れ方には差異がでてくる。それゆえ、都市における降水現象の地域性の検出とともに、その解明に適した地表面粗度分布の空間スケールをみきわめる必要がある。

以上をふまえ、本研究ではアメダス以外にも多数の時間降水量資料を用い、東京都区部の夏季における短時間強雨の発現頻度とその経年変化傾向に関する詳細な空間構造を提示する。そのうえで、建築物高度 (階数) の資料に基づき、強雨頻度に関する地域性と都市地表面の幾何学的構造

図 1 東京都区部における (a) 4 階, (b) 16 階および (c) 30 階以上の建築物数の推移 (1972 ~ 2003 年). 東京消防庁統計書 (1973 ~ 2004 年発行の各年次版) による。

Fig. 1 Historical changes in the number of buildings with (a) no less than four stories, (b) no less than 16 stories, and (c) no less than 30 stories in the wards of Tokyo (from 1972 to 2003). Data from the statistics book of the Tokyo Fire Department published every year from 1973 to 2004.

(地表面粗度分布) との関連性を考察する。地表面の粗度体 (建築物群) は地表に固定されている一方で、影響を受ける領域は風向によって変化すると考えられる。また、都区部における短時間強雨の発現には、関東平野の風系による影響 (藤部ほか, 2002, 2003; 中西・原, 2003; 澤田・高橋, 2005, 2007) が指摘されている。そのため、とくに風向による強雨頻度分布の差異に留意しつつ考察を行う。

II. 解析資料と短時間強雨事例の抽出

1) 降水量と建築物高度の資料

1-1) 降水量

一般に夕立など雷雨に伴う短時間強雨の空間スケールは小さく、現象の把握には空間的に密な降水量資料が必要とされる。鈴木・高橋 (2008) や鈴木ほか (2008, 2009) は、アメダス以外にも多数の降水量観測点を用いて、関東地方を対象に一定以上の降水が同時に発生した割合や降水量の比の大きさを観測点間の距離によって整理している。その結果、1 個の雨量計による観測値から、その観測点と同時に強雨域に含まれると判断できる範囲は、時間降水量 30 mm 程度の強雨では一般に 5 ~ 6 km で、局地性の強い場合には 2.5 km 程度としている。

本研究では、アメダスおよび JR 東日本 (東日本旅客鉄道株式会社) の観測点 (以下では、アメダス観測点および JR 観測点という)、ならびに東京都建設局河川部雨量観測所 (以下では、東京都観測点という) の時間降水量 (1 mm 単位) を解析に用いた。以下ではこれらの地点の降水量を、アメダス降水量、JR 降水量および東京都降水量と称する。ここでいう時間降水量とは、毎正時から次の正時までの 1 時間における降水量である。また、時間降水量資料に含まれる異常値の検出に際して、各地点における 10 分間降水量も参照した。強雨頻度分布の解析にあたっては、できるだけ多数地点で長期間の資料が得られるよう考慮し、対象期間を 1991 ~ 2002 年の夏季 6 ~ 9 月とした。ただし、1993 年は東京都観測点の多数地点において長期間の欠測があるため解析に

図 2 解析領域と降水量観測点の分布. ●: アメダス観測点, △: JR 観測点, ×: 東京都観測点. 図内部の枠のうち, 外側が図 3 の範囲に対応し, 内側の枠が都心域の範囲 (対象領域) にあたる.

Fig. 2 Analysis area and distribution of rain-gauge stations. ●: AMeDAS station, △: JR station, ×: Tokyo metropolis station. Large and small boxes within the figure indicate the locations of Fig. 3 and the urban core area (target area), respectively.

は使用しなかった。今回の解析では 2002 年までの資料を使用した。これは強雨頻度の高い地域にあたる都区部北部の東京都観測点のひとつ（高島平）が 2003 年に廃止されたためである。なお、経年変化の解析については、資料の期間や品質管理の方法などが強雨頻度分布の解析と異なるため、実際に議論を行う第 V 章において資料の扱いに関する記述を行う。

解析対象とした範囲は、図 2 に示した領域（以下ではこの範囲を解析領域という）である。ここには気象官署を含むアメダス観測点、JR 観測点および東京都観測点が、それぞれ 32 地点、61 地点および 117 地点あり、合計 210 地点が含まれる。図 2 の範囲のうち、本研究でとくに注目する都心域の範囲が図 3 の内側枠内（以下では対象領域という）であり、ここには気象庁を含むアメダス観測点、JR 観測点および東京都観測点が、それぞれ 5 地点、9 地点および 76 地点あり、合計 90 地点が含まれる。東京都都区部には観測点が合計で 79 地点あり、観測点の密度は約 2.8 km 四方に 1 地点となる。このことから、メソッ

ケールに相当する個々の積乱雲による強雨もほぼとりこぼしなく捕捉できると考えられる。風系場や気温場の解析にあたっては、図 2 の範囲（解析領域）に存在する 20 地点のアメダス観測点における観測資料を用いた。

1-2) 建築物高度

建築物高度の資料として、東京都都市計画局が作成した土地利用・建物現況調査 GIS データ（平成 8, 9 年）（以下では東京都 GIS データという）を使用し、建築物の階数を建築物の高度として扱った。ここでは建築物高度の空間平均や、東西方向・南北方向の高度変化を算出しやすくするために、地表面を東西方向・南北方向の 50 m 格子に分割した。そして、各格子内の最大階数を、当該格子を代表する建築物階数として抽出した。それによる建築物高度（階数）分布を図 3 に示している。また、図 3 には本文中で言及する主要な地名・地点名を略記してある。

2) 東京都降水量の品質管理

アメダス降水量と JR 降水量（鈴木・高橋, 2008）については十分な品質があるとみなして、

図 3 東京の都心域（対象領域：内側枠内）における建築物階数の分布．建築物階数は 50 m 格子内の最大階数に基づく．本文中で言及する主な地名等を示してある．該当する地名の場所は，地名ラベルの南東方向に位置する（*鉄道の駅）．ADC：足立，AKB：赤羽*，HKG：光ヶ丘，IKB：池袋*，ITB：板橋，NKN：中野*，NRM：練馬*，SBY：渋谷*，SNG：品川*，SNJ：新宿*，STG：世田谷，TKD：高島平，TKY：東京*．

Fig. 3 Distribution of the building height (stories) in the urban core area of the Tokyo Metropolis. The number of building stories is shown by the maximum number of stories in the respective 50 m × 50 m grids. The names of major areas referred to in the text are shown along with their corresponding locations, which are situated just southeast of the area name labels (*railway station). ADC: Adachi, AKB: Akabane*, HKG: Hikarigaoka, IKB: Ikebukuro*, ITB: Itabashi, NKN: Nakano*, NRM: Nerima*, SBY: Shibuya*, SNG: Shinagawa*, SNJ: Shinjuku*, STG: Setagaya, TKD: Takashimadaira, TKY: Tokyo*.

欠測以外の時間降水量をそのまま解析に用いた。東京都降水量については，ある程度の異常値が含まれていることを想定し，その検出を行った。次節に述べるように，本研究では時間降水量 20 mm 以上の場合を短時間強雨の事例としてとりあげることから，さらに詳細な異常値の排除は短時間強雨の事例選出に際して個別に行う。そこで以下の基準①～③により，まず異常値の可能性が高い値を機械的に抽出して検討した。

①日本における 10 分間降水量の確実な極値が 49.0 mm（木口・沖, 2010）であることから，10 分間降水量 50 mm 以上の値が含まれる場合。

②東京都区部で発生した最近の記録的な豪雨である 1999 年 7 月 21 日練馬豪雨の最大 1 時間降水量が 131 mm であることから，時間降水量 140 mm 以上の場合。

③ある 10 分間の降水量が 20 mm 以上であり，その前後がともに無降水（0 mm）の場合。

基準①②のようなきわめて顕著な強雨が発生した場合、積乱雲の空間スケール (Orlanski, 1975) が 10 km 程度であることから考えて、本研究で用いた観測点の空間密度であれば強雨の範囲には複数の観測点が含まれてよい。また、基準③については、10 分間降水量 20 mm 以上の強雨が、現象の時間スケールから考えて特定の 10 分間に限定して発生・終了する可能性は小さいことを考慮した。上記の基準①～③に該当した場合は、当該時刻前後に近隣地点で顕著な降水が発生していないため、これらをすべて異常値 (欠測扱い) とした。

3) 短時間強雨事例の抽出

本研究では、短時間強雨の発現頻度を求めるにあたり、時間降水量 20 mm 以上を短時間強雨 (以下では単に強雨と表現する) の基準とした。これはやや便宜的ではあるが、風向別に事例を分けた場合にも、気候学的に有意義な頻度分布を得るためにはある程度の事例数が必要と判断したためである。また、一般に発現頻度としては、全対象期間における一定降水量以上の発現回数 (時間数) や、地点ごとの全降水回数に対する基準降水量以上の発現回数の割合などが用いられる。しかし、本研究で用いる資料には、ある程度の欠測や、とり除く必要のある異常値が含まれる。そのため、頻度を算出する際の母数が地点ごとにより不揃いになることが避けられない。そこで、欠測等が解析結果に及ぼす影響を極力小さくするために、本研究では対象領域 (図 3 内側の枠内) に発生した時間降水量 20 mm 以上の強雨事例を対象とし、その該当事例数 (時間数) をもとに強雨発現頻度の地域性を求めた。

本研究の対象領域 (都心域) の空間スケールは 20 ～ 30 km であり、強雨発現にかかわる総観～メソ α スケールの場合としては全域で同一の条件とみなせる。したがって対象領域における強雨事例の集合は、少なくとも対象領域のどこかに強雨を発現させる総観～メソ α スケールの必要条件を満たしていると判断される。それゆえ、対象領域に出現した強雨事例の集合から見いだされた発現頻度の地域性は、対象領域内部における局地的な影

響を反映していると考えることができ、本研究ではこの局地性に注目する。ただし、総観～メソ α スケールの場合として前線や熱帯擾乱の関与が強い場合には、局地的な影響が擾乱構造のなかに埋没する可能性があるため、それらの事例を排除する必要がある。以上のことをふまえて、前節の機械的な欠測処理後の時間降水量に基づいて、異常値の処理 (欠測扱い) を行いつつ、強雨事例の抽出を行った。

まず、対象領域の 90 地点を対象に、時間降水量 20 mm 以上の地点が 1 地点以上ある事例 (時間) を抽出し、その結果として 420 事例を得た。このなかから総観～メソ α スケール擾乱の影響が強い事例をできるだけ排除するために、熱帯擾乱が 135 ～ 140°E の 30°N 以北にある場合を 00UTC および 12UTC の気象庁地上天気図で判断し、それらを対象外とした。また、前線などの影響により、広い範囲でまとまった降水がある場合として、解析領域のアメダス観測点と JR 観測点の合計 93 地点について、欠測地点を除く過半数地点で時間降水量 5 mm 以上となる場合を対象外とした。これらの擾乱に伴う強雨は、日程度の時間スケールを有し比較的継続性が高いことから、12 時間以下の中断で時間降水量 20 mm 以上の地点が連続的に存在する事例をすべて対象外とした。

次に各事例の時間降水量分布図を描き、時間降水量 20 mm 以上の孤立した地点や、周囲の観測点と比べて 1 地点だけとくに大きい降水量を示す地点など、異常値の可能性のある地点を抽出し、当該時刻の前後 1 時間程度における 10 分間降水量を検討した。このような異常値を示す地点は東京都観測点の特定の数地点に限定されており、いずれも時間降水量に対するある 10 分間降水量の寄与が 90% を超える場合であった。そこで、これらの場合を欠測扱いとした。

以上の手続きにより、対象領域において時間降水量 20 mm 以上を観測した強雨事例として 226 事例 (時間) が得られた。なお、東京都降水量のなかには、周囲の地点ではある程度の降水が記録されているにもかかわらず無降水 (0 mm) の地

図 4 都心域における時間降水量 20 mm 以上の強雨頻度分布. 対象領域で発現した全 226 事例の強雨事例に対する各観測点における頻度 (%) で表現してある. 灰色の領域は東京都区部を表す. 観測点の記号は図 2 と同様.

Fig. 4 Frequency distribution of intense rainfall (≥ 20 mm/h) in the urban core area of Tokyo. The values represent the percentage frequency calculated as a ratio of the number of cases of intense rainfall at each rain-gauge station to the total number of cases of intense rainfall that occurred in the target area (totaling 226 cases). The gray area indicates the area comprising the wards of the Tokyo Metropolis. The symbols of rain-gauge stations are the same as those in Fig. 2.

点があり、これらの地点では何らかの理由により降水が記録されなかった可能性がある。そこで、半径 5 km 以内に時間降水量 10 mm 以上の地点が 3 地点以上あるにもかかわらず無降水 (0 mm) となっている地点を欠測扱いとした。これにかかわる半径と時間降水量および地点数は、時間降水量分布図を参照しつつ、経験的に設定した基準である。

以下ではここで抽出された 226 事例 (時間) を対象として強雨頻度分布を検討する。しかし、地点ごとに多少の欠測が含まれることから、頻度を求める際の母数は、欠測数を差し引くため地点によってやはり異ならざるを得ない。ただし、大きく異なることは望ましくないので、欠測割合が 15% 以下の地点のみを採用して頻度分布図を作成することにした。作図に用いない地点は場合によって異なるが、該当する地点数は数地点から十数地点である。なお、頻度分布図の作成に用いる地点の欠測割合を 20% 以下、あるいは欠測割合にかかわらず全地点採用しても、基本的な頻度分布には大きな変化が認められない。しかし、欠測割合を 10% 以下とすると使用できる地点数が全体の約 3/4 に減少することから、分布図作成に使用する地点の欠測割合を 15% 以下とした。

III. 強雨の発現頻度分布

1) 強雨頻度分布の全体的な特徴

全 226 事例をもとにした強雨の頻度分布図を

図 4 に示す。ここでは観測点の種別 (データソース) ごとに記号を変えてあるが、それによる分布の不整合はとくに認められない。なお、分布図を作成する際には、この範囲の外側も含めた解析領域 (図 2) について等値線を描き、そこから対象領域 (図 4) に該当する範囲を抽出している¹⁾。

図 4 によれば、大手町など東京駅 (TKY) 付近の都心中心部では、周囲に比べて若干強雨頻度が高いもののとくに高頻度ではない。対象領域において最も頻度が高いのは中野 (NKN) 付近から南へ 5 km 程度の領域であり、そこから赤羽 (AKB) 付近に向かって高頻度域が伸びている。また、都区部南部にもやや頻度の高い領域がある。すなわち、強雨の高頻度域が都区部の北側から西側や南西側に認められる。一方、赤羽付近を含む東京都と埼玉県のと県境に沿って、東西方向に伸びる強雨の高頻度帯が存在している。この高頻度帯のほぼ中央部に頻度の極大域が認められ、そこには高島平 (TKD) や光が丘 (HKG) などの高層団地群が存在する。

強雨の発現頻度は、20 ~ 30 km 四方の対象領域においても場所によって 2 ~ 3 倍程度の差異があり、明らかに地域的な分布構造が認められる。図 4 の強雨頻度分布における隣接した強雨頻度の極大域と極小域との間隔は 10 km 程度以下であり、これは発達した積乱雲の空間スケール (Orlanski, 1975) に相当する。したがって、強雨発現の地域性には、個々の積乱雲の発生・発達

図 5 対象領域における強雨発現時 ($T=0$) からその 4 時間前 ($T=-4$) までの大手町の風配図。数値は各風向の事例数を表す。

Fig. 5 Wind roses at Otemachi from occurrence time ($T=0$) to four hours prior to occurrence time ($T=-4$) of intense rainfall in the target area. Frequencies are indicated by the number of cases for the respective wind directions.

に関する局地的な選好性が反映されていると考えられる。一方で、東京都と埼玉県の都県境に沿う高頻度帯は、東西方向に 30 ~ 40 km 程度の長さがあり、より大きい空間スケールの現象に起因することが示唆される。

2) 強雨の発現と風系・気温分布

東京都心周辺における強雨の発現には、相模湾からの南よりの風や鹿島灘から東よりの風などの風系が関与している（藤部ほか, 2002, 2003; 中西・原, 2003; 澤田・高橋, 2005, 2007）。また、都市の存在が大きな地表面粗度によって上昇流を誘起し、強雨の発現にかかわっているのであれば、風向に対応した強雨頻度の差異が期待される。すなわち風向と強雨頻度分布との関係を明らかにすることは、都市域における強雨の発現プロセスの解明に重要な示唆を与えられと考えられる。

図 5 は、強雨事例として抽出した 226 事例に関する大手町の風配図であり、強雨発現の当該時刻 ($T=0$) から 4 時間前 ($T=-4$) までを示している。大手町の風向風速²⁾は地上 74.5 m の高度で測定されており、近隣アメダスの練馬などと比べて風速が大きい傾向がある。しかし、近傍の建築物などによる局所的な影響がより少ないと考えられるため、都心域を代表する風として大手町の風向風速を用いて強雨発現との関係を解析する。なお、アメダス 10 分間値 (CD-ROM) が 1994 年以降しか得られないことから、ここでは風向風速の資料として 1 時間ごとの値（毎正時前 10 分間平均値）を用いた。ただし、1 時間降水量に対応する風としては、毎正時前 10 分間の風ではなく 1 時間の平均風が望ましい。そこで、1 時間の平均風をできるだけ代表するように、当

該時刻 T と 1 時間前 ($T-1$) における前 10 分間値 $V(T)$ と $V(T-1)$ 、およびその間にある 5 個の 10 分間値が連続的に変化しと仮定し、時刻 T に至る 1 時間 (6 個の 10 分間値) の平均値 $V_m(T)$ を次式から算出した。

$$\begin{aligned} V_m(T) &= \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 \left[V(T-1) + \frac{i}{6} (V(T) - V(T-1)) \right] \\ &= (5V(T-1) + 7V(T)) / 12 \end{aligned} \quad (1)$$

図 5 によれば、強雨発現の当該時刻 ($T=0$) や 1 時間前 ($T=-1$) における風向頻度は、北東から南南西の間に分散しており、風向の集中性は認められない。しかし、強雨発現の 2～3 時間前 ($T=-2 \sim -3$) では東よりと南よりの場合に分離する。強雨発現時には冷氣外出流など局所的な風系の影響を受けている可能性がある。また、風が強雨発現に関与するのであれば、積乱雲の発達に要する時間などある程度のタイムラグを考慮する必要がある。したがって、強雨発現 2～3 時間前の風を用いて、風向頻度の極大に対応した風向の分類を行うこととした。そこで、強雨発現の 2 時間前 ($T=-2$) の風向により、4 方位の東風 ($45^\circ \leq \theta < 135^\circ$: 105 事例)、南風 ($135^\circ \leq \theta < 225^\circ$: 77 事例)、および事例数はやや少ないが北風 ($0^\circ \leq \theta < 45^\circ, 315^\circ \leq \theta < 360^\circ$: 29 事例) の場合に分類した。

図 6 は、大手町の風向別 ($T=-2$) に求めた解析領域における各アメダス観測点の平均風ベクトルを示している。また、このときの気温分布についても、風ベクトルと同様の手順でアメダス観測点の平均気温を求め、 0.5°C 間隔の等温線によって表している。大手町の東風時 (図 6a) には、解析領域の大半で東よりの風が卓越するが、解析領域の北部では北東より、南部では南東よりの風が認められ、広域的に風が収斂する傾向がある。一方、南風時 (図 6b) には、東京都と埼玉県の都県境付近に、南側のやや強い南風と、北側の東風との境界 (太破線) が存在しており、異なる風系による収束帯が形成されている。また、北風時 (図 6c) にはほぼ一様に北北東～北東風が卓越し

ている。気温分布に関しては、いずれの場合も大手町が高温の中心となっており、高温域の変位など風向による気温分布の差異は明瞭ではない。

3) 風向別の強雨頻度分布

以下では強雨発現 2 時間前 ($T=-2$) の風向別に、対象領域における強雨頻度分布 (図 7) を検討する。図 7a は大手町における東風時 (105 事例) の強雨頻度分布図である。東京駅付近の都心や新宿 (SNJ) 付近から、風下側の西方に向かって強雨頻度が増加し、新宿の 4～5 km 風下側にあたる中野付近から 5 km 程度南側にかけて強雨頻度の極大域が現れている。さらにその西側 (風下側) には頻度の極小域が存在する。

南風時 (77 事例) における強雨頻度分布図を図 7b に示す。明瞭な強雨の高頻度帯が東京都と埼玉県の都県境付近に存在しており、これは南風時の風向分布に認められた収束帯の位置に対応する。すなわち、南風時における都県境付近の強雨高頻度帯には、藤部ほか (2002) などが指摘するように、都心域を吹走する南よりの風と埼玉県東部を吹く東よりの風が形成する収束帯の関与が考えられる。しかし、そのなかには局地的に強雨頻度の大きい領域が含まれる。この高頻度域は、東京駅周辺の都心の風下側ではなく、池袋 (IKB) や新宿の 3～5 km 風下側にあたる板橋 (ITB) 付近や、練馬 (NRM) の 3～5 km 風下側にあたる高島平・光が丘の高層団地群付近に現れている。

北風時 (29 事例) における強雨頻度分布図が図 7c である。東風時や南風時と比べて強雨頻度はやや小さいものの、都区部南部に強雨の高頻度域が認められる。北風時の風向はやや東成分を含んでいることを考慮すれば、強雨頻度の極大域は渋谷 (SBY) や新宿の 5 km 程度風下側 (南南西～南西側) に位置していることになる。

次に、事例数が多い東風時と南風時について、風速による強雨頻度分布の差異を検討する。ここでは、各風向の事例について (1) 式による風速が 3 m/s 未満の場合を弱風時、 3 m/s 以上の場合を強雨時とした。これは 3 m/s を境とすると、両風向とも弱風時と強風時に該当する事例数が同

図 6 強雨発現の2時間前における大手町の風向別に求めた風と気温の平均分布。南風時の太破線は風の不連続線（収束帯）を表す。等温線は0.5℃間隔である。

Fig. 6 Distribution of averaged wind vector and temperature for the respective wind directions at Otemachi two hours prior to the appearance of intense rainfall. The bold dashed line in the case of southerly winds (b) represents the discontinuity line of winds (convergence zone). Temperature contour lines are drawn at every 0.5℃.

程度になることによる。ここでも各風向風速別の強雨頻度（図8）は、それぞれの事例数に対する各地点の強雨回数の割合によって表現している。

図8によると、弱風時・強風時とも、東風時には中野付近から南側へ5 km程度の領域に、南風時には東京・埼玉都県境に強雨頻度の極大が存在する。しかしながら、東風弱風時（図8a：46事例）の高頻度域は中野付近からその南側5 km程度に限定されるが、東風強風時（図8c：59事例）の高頻度域は都心側（東側）から認められる。その一方で東風強風時には、都心から新宿の北側に頻度の低い領域が存在する。同様に南風時においても、南風弱風時（図8b：45事例）には強雨の高頻度域が板橋から高島平付近に限定され

るが、南風強風時（図8d：32事例）には高頻度域が都区部西部の風上側（南側）から現れ、一方でその東側における頻度は低い。このように、風向別に認められる局地的な強雨頻度の極大域には、強風時と弱風時とで大きな違いは認められない。ただし、弱風時には強雨頻度の局地的な集中性が高く、一方強風時には東風時・南風時とも都心を中心として、風下側に向かって左手側が高頻度域、右手側が低頻度域となる傾向が認められるようになる。

以上のことから、強雨の局地的な高頻度域は、強雨の発現に先行する風向によって系統的に異なることが示された。観測点数が少ないものの、図6の気温分布に現れる高温の中心は、いずれの風

図 7 大手町の風向別に集計した都心域の強雨頻度分布。(a)東風時(105事例)、(b)南風時(77事例)、および(c)北風時(29事例)の強雨事例に対する各観測点における頻度(%)で表現してある。灰色の領域は東京都区部を表す。観測点の記号は図2と同様。

Fig. 7 Same as Fig. 4, except wind direction at Otemachi is (a) easterly (105 cases), (b) southerly (77 cases), and (c) northerly (29 cases). The values represent percentage frequency calculated as a ratio of the number of cases of intense rainfall at each rain-gauge station to the total number of cases of intense rainfall that occurred in the target area for the respective wind directions. The gray area indicates the area comprising the wards of the Tokyo Metropolitan. The symbols of the rain-gauge stations are the same as those in Fig. 2.

向についても大手町であり、気温分布には風向による大きな差異はない。また、東風時のように、弱風時には高温な都心域からむしろ離れて局地的な強雨高頻度域が現れ、逆に強風時には都心近傍から高頻度となる。南風時に認められた東京都と埼玉県の間境付近におけるややスケールの大きい強雨高頻度帯は、異なる風系の収束帯に対応していた。その一方で、20～30 km スケールの対象領域内に強雨の局地的な高頻度域をもたらす要因として、収束帯や都市の高温（ヒートアイランド現象）に起因する効果もあろうが、高層建築物

群の存在など都市の幾何学的構造による地表面粗度分布の影響が強く示唆される。その場合、都市域（Changnon, 1978）と同様にその影響が風下側に現れるのであれば、影響を与えている都市構造は東京駅周辺の都心ではなく、新宿や池袋、渋谷など都区部西部における高層建築物群であると考えられる。ただし、弱風時と強風時における強雨頻度の差異に関しては、異なる観点からの考察（第IV章4節）が必要と考えられる。以下では建築物高度（階数）の解析を行い、本章で得られた局地的な強雨高頻度域と地表面粗度との対応性を

図 8 大手町における東風と南風の弱風時 (3 m/s 未満) と強風時 (3 m/s 以上) における対象領域の強雨発現頻度分布. (a) 東風弱風時 (46 事例), (b) 南風弱風時 (45 事例), (c) 東風強風時 (59 事例), (d) 南風強風時 (32 事例). いずれも各カテゴリの事例数に対する各観測点における頻度 (%) で表現してある. 灰色の領域は東京都区部を表す. 観測点の記号は図 2 と同様.

Fig. 8 Same as Fig. 4, but for cases of weak (< 3 m/s) and strong (≥ 3 m/s) wind for easterly and southerly winds at Otemachi. (a) weak easterly winds (46 cases), (b) weak southerly winds (45 cases), (c) strong easterly winds (59 cases), (d) weak southerly winds (32 cases). The values represent percentage frequency calculated as a ratio of the number of cases of intense rainfall at each rain-gauge station to the total number of cases of intense rainfall that occurred in the target area for the respective categories. The gray area indicates the area comprising the wards of the Tokyo Metropolis. The symbols of rain-gauge stations are the same as those in Fig. 2.

さらに検討する。

IV. 建築物高度 (階数) 分布と 強雨高頻度域との関係

1) 地表面粗度と建築物高度

吹走する風に対して風下方向に地表面粗度が増大すると、それに対応して下層の風速が減少する。これに伴い下層で空気の収束が起こるため、

空気の連続性から上昇流の発生が期待される。そこで地表面粗度の影響から強雨の発現を考える第一段階として、風向方向にみた地表面粗度の変化を考える。ただし地表面粗度は任意の空間スケールに対して算出可能であり、強雨現象との関係を解析するのに適した地表面粗度算出の空間スケールは自明ではない。

実際の都市表面形状に基づく地表面粗度の算出

には、古典的な Lettau (1969) の方法をはじめ、それを一般化した Macdonald *et al.* (1998) や Raupach (1992, 1994, 1995) などいくつかの方法がある (Grimmond and Oke, 1999)。しかしいずれも計算がやや煩雑であり、適切な空間スケールを見いだすために、都区部など広域を対象として空間スケールを変化させて地表面粗度分布を算出することは現実的ではない。また、ここで用いた建築物高度は建築物階数であることから、厳密な地表面粗度の算出は行えない。ただし、Macdonald *et al.* (1998) や Raupach (1992, 1994, 1995) などの方法においても、地表面粗度は基本的に建築物の平均高度に対する比として与えられる。したがって、地表面粗度の第 1 近似³⁾として、空間平均による建築物高度もしくは階数を議論することは妥当と考えられる。そこで、ある空間範囲で平均した建築物階数を、当該空間スケールの地表面粗度に相当するパラメータと考え、その風向方向の勾配と強雨頻度分布との対応を調べることにする。

2) 建築物の平滑階数分布

まず、東京都 GIS データから抽出した 50 m 格子内の最大階数 (図 3) を用いて、 X m (km) 四方の建築物平均階数を算出する。以下ではこれを X m (km) スケールの平滑階数という。この平滑階数に対して、地表面粗度の増加に相当する風下方向に平滑階数が大きくなる場合の勾配を算出し、これを X m (km) スケールの上昇勾配 (階/100 m) と称する⁴⁾。すなわち、上昇勾配の大きい領域が、風下方向に地表面粗度の顕著に増大する領域であり、下層風の収束が発生し上昇流の期待される領域とみなせる。

図 9 には、階数の平均領域を 250 m 四方とした 250 m スケールから、5 km 四方の 5 km スケールまでの 7 段階について、平滑階数の分布を示している。例えば 5 km スケールの平滑階数は、東西と南北の 101×101 個の格子領域によって算出し、その平均値を領域中央の格子に与えている。その際に、領域内にデータのある格子が半数以上の場合について、1 格子ずつ領域をずらしながら逐次平滑階数の算出を行った。したがっ

て、平均する領域 (空間スケール) が大きくなるにつれて平滑階数の得られる範囲は狭くなる。

図 9 によると、平滑階数の分布の特徴は平滑階数を算出する空間スケールによって大きく変化する。500 m スケール以下では、都心から周辺部へ向かって放射状に、あるいは都心付近に網目状に存在する主要道路や鉄道沿いにおいて、線状もしくは点列状に高い建築物が存在している様子が把握できる。1～2 km スケールでは、新宿や池袋、東京駅近傍の皇居 (平滑階数が周囲より低い円形の領域) を囲む領域など、都心域における複数の高層建築物群がまとまりとして把握される。さらに、5 km スケールになると、東京駅付近を中心とした同心円状の建築物階数分布を呈するようになる。このように平滑化する空間スケールによって建築物階数分布の特徴は異なる。すなわち、空間スケールごとに都市の幾何学的構造の見え方は異なっている。

3) 強雨頻度の局地性に対応する建築物群の空間スケール

次に、異なる空間スケールの平滑階数に基づく 100 m あたりの上昇勾配 (階/100 m) を風向別に算出した。ここでは南風時に相当する場合を例示 (図 10) し、空間スケールごとの上昇勾配と強雨頻度分布との対応を考察する。なお、風下方向に平滑階数が減ずる (下降勾配) 領域については図に表現していない。

500 m スケール以下 (図 10a) では、東西方向の主要道路など局所的な構造に対応した大きい上昇勾配の領域が点在し、強雨頻度分布と対比し得る系統的な上昇勾配の大きい箇所は認められない。1～2 km スケール (図 10b : 1.5 km スケールについて図示) では、新宿・池袋など都区部西部の高層建築物群南側に大きな上昇勾配が認められる。この上昇勾配 (新宿・池袋) の 3～5 km 程度北側 (風下側) において顕著な強雨頻度の極大 (白破線) が存在し、光が丘団地付近の極大も練馬付近に認められるやや大きな上昇勾配の風下側にあたっている。これに対して 3 km スケール (図 10c) や 5 km スケール (図 10d) では、東京湾と都心との間に顕著な上昇勾配が認められる

図 9 250 m スケールから 5 km スケールまで平均する領域を変化させて求めた平滑階数の分布. 平滑階数の等値線は 1.5 km スケール以上について引いてある. 空間スケールごとに階数の凡例を変えてある.

Fig. 9 Distribution of spatial averaged number of building stories (SBH) for various averaging areas from a 250 m $\times$ 250 m (250-m scale) to 5 km $\times$ 5 km (5-km scale). Contour lines of SBH are drawn for a scale larger than 1 km. The color legends for SBH differ according to spatial scales.

図 10 異なる面積の平均領域（スケール）で求めた平滑階数による南風時の上昇勾配の分布。(a) 500 m 四方 (500 m スケール), (b) 1.5 km 四方 (1.5 km スケール), (c) 3 km 四方 (3 km スケール), (d) 5 km 四方 (5 km スケール). 空間スケールごとに上昇勾配の凡例を変えてある。(b) 中の白破線は南風時における強雨の高頻度域 (図 7b) を表す. 白枠については図 11 を参照のこと.

Fig. 10 Distribution of ARS (ascending rate of SBH) corresponding to southerly winds for various average areas. (a) 500 m $\times$ 500 m (500-m scale), (b) 1.5 km $\times$ 1.5 km (1.5-km scale), (c) 3 km $\times$ 3 km (3-km scale), (d) 5 km $\times$ 5 km (5-km scale). The color legends for ARS differ depending on spatial scales. The dashed line in (b) indicates the high-frequency zone of intense rainfall for cases of southerly winds (Fig. 7b). Refer to Fig. 11 for the white box in (b).

ようになり、一方で新宿や池袋の南側における上昇勾配は目立たなくなる。南風時の強雨頻度分布 (図 7b) には、都心のやや南側に若干の頻度の高まりが認められるが明瞭ではない。以上のことから、南風時において強雨頻度分布 (図 7b) と対応がよい平滑階数の空間スケール (平均範囲) は 1 ~ 2 km スケール (図 10b) と判断される。この空間スケールの妥当性を他の風向についても確認するために、図 11 には東風時 (図 11a) と北風時 (図 11b) における 1.5 km スケールの平滑階数による上昇勾配を示した。

まず対照的な風向の場合として、南風時 (図 10b) と北風時 (図 11b) とを比較する。池袋や新宿付近の上昇勾配は、南風時に比べて北風時においてわずかに小さいが、ほぼ同様に認められる。一方で、東京駅付近から渋谷付近へ向かって東西に連なる上昇勾配 (南風時 (図 10b) と北風時 (図 11b) の白枠内) は、南風時に比べて北風時に大きい。北風時における強雨の高頻度域は、図 11b に白破線で示した東京駅付近から渋谷付近の南側に認められ、北風時に上昇勾配が大きくなる領域 (図 11b の白枠内) の南側に位置して

図 11 1.5 km スケールの平滑階数による (a) 東風時と (b) 北風時の上昇勾配の分布。東風時と北風時とは上昇勾配の凡例が異なっている。白破線は東風時 (図 7a) および北風時 (図 7c) における強雨の高頻度域を表す。図 10b と図 11b の白枠内の大きい上昇勾配は、同じ領域の建築物群による。

Fig. 11 Same as Fig. 10, but for (a) easterly and (b) northerly winds with a 1.5-km scale. The color legends for ARS between (a) and (b) differ. The dashed lines in (a) and (b) indicate high-frequency zones of intense rainfall for cases of easterly (Fig. 7a) and northerly (Fig. 7c) winds, respectively. Large ARS areas in white boxes in Figs. 10b and 11b are due to high-rise buildings in the same areas.

いる。また、北風時の風向は全域的に東風成分を含んでいる (図 6c) を考慮すると、南風時における池袋・新宿の北側 (風下側) の強雨高頻度域と同様に、北風時の強雨頻度分布に認められる新宿南西側の高頻度域も、新宿付近の大きな上昇勾配に対応して現れていると考えられる。

東風時 (図 11a) においては池袋付近の上昇勾配は小さく、一方で新宿付近や皇居西側の上昇勾配が大きい。東風時における強雨頻度の極大域は池袋付近の西側 (風下側) には認められず、皇居西側から新宿付近の西側 (風下側) に現れており (白破線)、強雨の高頻度域はやはり上昇勾配の大きい領域の風下側に存在している。このように、同じ地域においても風向によって上昇勾配の大きさに差異が現れる。これは平滑階数の極大を中心にしたときの平滑階数分布の非対称性によっている。つまり、ある領域の上昇勾配は、風上側の建築物の高低によっても異なってくる。

以上のように、南風時だけでなく東風時や北風時においても、1.5 km スケールで求めた平滑階数に基づく上昇勾配は、強雨頻度分布に認められる局地的な高頻度域とよく対応している。すなわち、強雨の高頻度域は新宿や池袋、東京駅～渋谷

付近の高層建築物がつくる大きな上昇勾配の 3 ～ 5 km 程度風下側に位置する。ただし、東風時における東京湾岸の顕著な上昇勾配 (図 11a の白枠内) に対応する強雨高頻度域は認められない。この地域は、近年において高層建築物の建設が著しいことから、第 V 章で解析を行う強雨頻度の経年変化傾向に関連して再検討する。

4) 強風時における強雨頻度分布と地表面粗度分布

図 8c, d に示したように、強風時には都心を中心として東風時・南風時とも風下側に向かって左手側が高頻度域、右手側が低頻度域となる傾向が認められた。ここで Oke (1987) によれば、地表面粗度が大きい領域では、風に対する摩擦力がより大きく働くため地衡風向に対する反時計回り、すなわち風下側に向かって左手側へ向かう方向への風向変化 (北半球の場合) がその領域外側に比べて大きくなる。このため周囲に比べて地表面粗度の大きい都市域では、風下側に向かって都市の左手側で収束、右手側で発散となることが期待される。

図 8c, d の強風時における強雨頻度分布は、このような収束・発散の分布に対応する可能性が

考えられる。すなわち、強風時には都市域とその周囲との差異として、より大きい空間スケールでみた地表面粗度分布が重要となる可能性が示唆される。

V. 強雨頻度の経年変化に関する地域性

1) 経年変化の解析資料

以下では、20 年程度以上の記録がある観測点の資料をもとに、時間降水量 20 mm 以上の強雨頻度の経年変化傾向について、対象領域における地域性を検討する。ただし、前章までの解析と異なり、6～9 月における時間降水量 20 mm 以上のすべての強雨を対象とする。これは、1991 年以前は JR 観測点の資料が得られず、解析に使用できる観測点数が大幅に減少するので、降水域の空間スケールに関する判断を適切に行えないことによる。したがって、以下の強雨には、熱帯擾乱や前線に伴う事例を含んでいる。

対象とした地点は、欠測の有無や多少にかかわらず 1983 年以前からの資料が存在する地点であり、これにはアメダス観測点と東京都観測点の一部が該当する。東京都観測点の資料は、1978 年から 10 地点程度で得られ、1991 年にかけて次第に増加している。

ここで、ある年の欠測時間数が、対象とする 6～9 月全体の 15% (439 時間) を超える場合、当該年におけるその地点を解析から除外した。異常値の抽出は、第 II 章と同様の手順で行ったが、事例数が多くなるため降水量分布図を描くことによる確認は行っていない。また、時間降水量 20 mm 以上の回数のみが必要であることから、周辺観測点との比較によって近隣に多降水地点があるのに無降水 (0 mm) である地点を欠測とする処理は行っていない。

アメダス観測点の欠測はきわめて少数であるが、東京都観測点にはある程度の欠測が含まれる。そのため、時間降水量 20 mm 以上の事例を欠測によってとりこぼしている危険性がある。そこで、各東京都観測点におけるすべての欠測時の前後 1 時間内に、対象領域のアメダス観測点のいずれかで時間降水量 20 mm 以上を観測してい

る回数 (時間数) を求めた。これを欠測時強雨回数とし、この回数が当該の東京都観測点で実際に時間降水量 20 mm 以上を観測している実強雨回数 (時間数) の 15% を超える場合には、当該の東京都観測点では欠測による強雨のとりこぼしが全対象期間を通して多いと判断し解析には用いなかった。一方、15% を超えない地点については、欠測時強雨回数を東京都観測点における実強雨回数に繰り入れた場合と繰り入れない場合とを比較した。その結果、両者の強雨回数の経年変化傾向にほとんど差異がみられなかったことから、古い時期にやや多い欠測時における強雨の可能性を補完する意味で、欠測時強雨回数を繰り入れた強雨回数によって経年変化傾向を検討した。結果として、対象領域における東京都観測点とアメダス観測点 (対象領域外側の 1 地点を含む) の合計 25 地点を採用したが、強雨回数が得られる年は地点ごとに異なっており、使用可能な年数が 15 年に満たない地点もある。

2) 経年変化傾向の地域性

図 12 は、対象領域に含まれる東京都観測点の中野 (a: 中野区中野)、新宿 (b: 新宿区歌舞伎町)、足立 (ADC) (d: 足立区東千住)、品川 (SNG) (e: 品川区広町)、およびアメダス観測点 (気象庁) の大手町 (c: 千代田区大手町) について、毎年 6～9 月における時間降水量 20 mm 以上の強雨回数を示している。図中には、年次に対する強雨回数の回帰直線を示してあり、その相関係数を図上部に記してある (括弧内は年数)。これによると、対象領域においても地点ごとに増減傾向に差異があり、都区部北東部の足立では危険率 10% でも有意とはならないが減少傾向を示している。比較的近接した中野と新宿とを比べても、中野における増加傾向はかなり大きい。また、品川では、強雨回数そのものは多くないものの、回帰直線の傾きから強雨の増加割合が新宿や大手町と比べて大きいと判断される。

年々の強雨回数の分散に比して経年変化が小さい場合には、相関係数の絶対値が小さく、回帰直線の傾きが相対的に小さくなる。そこで経年変化傾向の地域性を知るために、図 13 には強雨回数

図 12 都区部の 5 地点における時間降水量 20 mm 以上の強雨回数の経年変化. 相関係数 (r) と有効な年数 (n) を図上部に示してある. (a) 中野 (NKN), (b) 新宿 (SNJ), (c) 大手町, (d) 足立 (ADC), (e) 品川 (SNG).

Fig. 12 Recent trends of occurrences of intense rainfall (≥ 20 mm/h) at five selected stations in the wards of Tokyo. Correlation coefficient (r) of regression line at the respective stations and the number of effective years (n) are shown above the figures. (a) Nakano (NKN), (b) Shinjuku (SNJ), (c) Otemachi (vicinity of TKY), (d) Adachi (ADC), (e) Shinagawa (SNG).

と年次との回帰直線の傾き (回/年) の分布を示した。図 13 において、危険率 5% で有意な増減傾向を示す地点は、世田谷 (STG) (アメダス観測点) と中野 (東京都観測点) の 2 地点のみで、いずれも増加傾向である。この 2 地点のうち、中野の方が回帰直線の傾きが大きく、とくに顕著な増加傾向を示す地点と判断される。一方で、新宿付近から東側では強雨の増加傾向は顕著でな

く、都区部東部では有意ではないものの強雨の減少傾向が複数地点で認められる。

ここで、品川において、危険率が 10% を若干上回るものの、周囲と比べてやや大きな増加傾向が認められることは注目されてよい。品川の東側にあたる都区部南部の東京湾岸では、近年再開発が進行しており高層建築物の増加が著しい。図 11a の白枠で示したように、ここは東風時の上昇

図 13 強雨回数の変化傾向に関する地域性. 各地点における変化傾向を年々の強雨回数（時間降水量 20 mm 以上）と年次との回帰直線の傾きによって表現している. 正値と負値はそれぞれ増加傾向と減少傾向であることを表す. 灰色の領域は東京都区部を表す. 観測点の記号は図 2 と同様.

Fig. 13 Spatial difference in the recent trends of occurrences of intense rainfall (≥ 20 mm/h). The trend at each station is represented by the inclination of the regression line between the number of occurrences of intense rainfall and year. Positive and negative values indicate increasing and decreasing trends, respectively. The gray area indicates the area comprising the wards of the Tokyo metropolis. The symbols of rain-gauge stations are the same as those in Fig. 2.

勾配が大きく、品川はその風下側に位置している。また、強雨回数に顕著な増加が認められ、東風時における強雨の高頻度域である中野も、東風時における新宿付近の大きな上昇勾配の風下側にあたっている（図 11a）。このように、いずれも東風時の上昇勾配が大きい地域の風下側（西側）に位置する中野と品川において、ともに強雨頻度の増加傾向を示すことは、強雨発現に対して大きな地表面粗度（高層建築物群）が関与している可能性を改めて支持するものと考えられる。強雨頻度の経年変化傾向には、都区部内部においても地域差が認められる。このような地域差をもたらす要因として、地表面粗度の変化とともに、強雨発現にかかわる風向頻度の変化も検討する必要がある。

VI. まとめ

本研究では、アメダス、JR 東日本および東京都建設局による多数地点の時間降水量資料に基づいて、夏季（6～9 月）の東京都区部における短時間強雨の発現頻度（1991～2002 年、ただし 1993 年を除く）とその経年変化傾向（2002 年までの 15～25 年間）に関する詳細な空間構造を提示した。また、強雨の発現に与える都市の影響として、これまで解析的な議論が行われていない建築物による地表面粗度に注目し、建築物の高度（階数）分布と強雨頻度分布との対応を風向別に考察した。得られた結果は以下のようにまとめられる。

短時間強雨として時間降水量 20 mm 以上の場合をとりあげ、熱帯擾乱や前線などに伴う広域的な降水事例をとり除いた結果、都心域における強雨の発現頻度（時間数）には顕著な地域性が認められる。強雨の高頻度域は、都区部の西部から北部にかけて、ならびに東京都と埼玉県の都県境に沿って存在する。これらの地域と都区部東部の低頻度域とでは、強雨頻度に 2～3 倍の差異がある。

強雨発現の 2 時間前における大手町の風向別（4 方位）に強雨頻度分布を求めたところ、東風時には都区部西部、南風時には都区部北～北西部、また北風時には都区部南部に強雨頻度の局地的な極大域が認められる。

地表面粗度による強雨発現への関与として、風下方向に地表面粗度が増大する場合に、風速の減少（収束）に伴う上昇流の発生が考えられる。 X m (km) 四方の領域で平均した建築物階数（平滑階数）を、 X m (km) スケールにおける地表面粗度の代替パラメータと考え、平滑階数が風下方向に増大する割合（上昇勾配）を求めた。スケールを変えて上昇勾配の分布図を作成すると、いずれの風向においても 1～2 km スケールの場合に上昇勾配の大きい領域と局地的な強雨高頻度域とに対応が認められた。すなわち、都区部の西部や北～北西部、南部に認められる風向別の強雨頻度極大域は、それぞれ新宿や池袋、渋谷付近な

ど上昇勾配が大きい領域の3～5 km 風下側にあ
たっている。都区部における強雨の局地的な高頻
度域には、1～2 km スケールの平滑化によって
強調される都区部西側の高層建築物群による大き
な地表面粗度がかかわっていることが考えられ
る。

強雨回数の経年変化傾向として、都区部西部で
は顕著な増加傾向が認められるが、都区部東部
には統計的に有意ではないものの減少傾向を示す
点がある。東風時の上昇勾配が大きい新宿付近と
都区部南部東京湾岸のそれぞれ風下側（中野と品
川）において、ともに比較的大きい強雨の増加傾
向が認められる。

本研究では、強雨発現の局地的な高頻度域と建
築物高度（階数）分布との空間的な対応関係から、
大きな地表面粗度（高層建築物群）が強雨頻
度に影響を与える可能性を指摘した。地表面粗度
の算出に適する空間スケールに一定の指針を得た
ことから、より定量的な地表面粗度の算出が可能
となる。今後、それをもとにした数値シミュレー
ションによる地表面粗度の影響評価とともに、都
市上空における風系の三次元構造の観測などから、
都市が短時間強雨に与える影響を実証的に明
らかにしていく必要がある。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり、降水量資料をご提供
いただいた東京都建設局河川部および東京都土木技術
支援・人材育成センターの皆様、東京都土地利用・建物
現況調査 GIS データ（平成8、9年）の利用にご便宜
を図っていただいた東京都都市計画局の皆様にあつく
御礼申し上げます。なお、本研究で用いたアメダス資
料は、すべて気象庁から提供を受けたものである。

本研究は、科学研究費補助金（基盤研究C）「首都圏
における短時間強雨の発生と地表面被覆との関係に
関する地理学的研究」（2004～2006年度、研究代表者：
高橋日出男）による研究成果の一部であり、本論をま
とめるにあたって科学研究費補助金（基盤研究C）「高
密度な降水資料を用いた関東地方の強雨発現に与える
東京都市域の影響評価」（2008～2010年度、研究代表
者：高橋日出男）の一部を使用した。本論は、2005年
度日本地理学会春季学術大会および2007年度日本地理

学会秋季学術大会において発表した内容を整理し、加
筆修正したものである。

注

- 1) 後述する図7と図8についても同様である。
- 2) 気象庁（大手町）における現在の風向風速は、北
の丸公園内にある科学技術館の地上31.5 mで観測さ
れている。
- 3) Macdonald *et al.* (1998) や Raupach (1992, 1994,
1995) などの方法では、地表面粗度に関するパラ
メータとして、対数則にかかわる空気力学的粗度長
(z_0) とゼロ面変位（地面修正量）(z_d) が得られ、風
速はこの両者に関係する。 z_0 と z_d は、いずれも建築
物の平均高度 (z_H) に対する比 (z_0/z_H , z_d/z_H) から
算出されるが、比の導出には領域面積に対して建築
物が平面上に占める面積比 (λ_p) や、風向に直面す
る建築物壁面の面積比 (λ_f) などが用いられる。し
たがって、同一の z_H であっても、地表面粗度 (z_0 や
 z_d) は一般に異なる値をとる。ただし、同程度の z_H
の領域であれば、平均的な建築物密度や建築物形状
(λ_p や λ_f) に極端な差異がないと仮定することは困
難でなく、 z_0 や z_d で表される地表面粗度の大小は第
1近似として z_H の大小に対応すると考えられる。
- 4) 平滑階数の分布を地表面の地形起伏と考えた場合、
建築物による「地形性」の強制上昇も想定しうる。
平滑階数を地表面粗度の代替パラメータとしている
本研究では、両者のかかり方を分けて考えること
はできないが、いずれも建築物という大きい粗度体
に起因する点では共通している。

文 献

- 浅井富雄・武田喬男・木村竜治 (1981): 大気科学講座
2 雲や降水を伴う大気。東京大学出版会, 249p.
[Asai, T., Takeda, T. and Kimura, R. (1981): *Taiki-
kagaku Koza 2 Kumo Ya Kosui O Tomonau Taiki*,
University of Tokyo Press, 249p.]
- Balling Jr., R.C. and Brazel, S.W. (1987): Recent
changes in Phoenix, Arizona summertime diurnal
precipitation patterns. *Theoretical and Applied Cli-
matology*, **38**, 50–54.
- Bell, T.L., Rosenfeld, D., Kim, K.-M., Yoo, J.-M., Lee,
M.-I. and Hahnenberger, M. (2008): Midweek in-
crease in U.S. summer rain and storm heights sug-
gests air pollution invigorates rainstorms. *Journal
of Geophysical Research*, **113**, D02209, doi:10.1029/
2007JD008623.
- Bornstein, R. and Lin, Q. (2000): Urban heat islands
and summertime convective thunderstorms in At-
lanta: Three case studies. *Atmospheric Environ-
ment*, **34**, 507–516.
- Changnon Jr., S.A. (1978): Urban effects on severe
local storms at St. Louis. *Journal of Applied Meteor-
ology*, **17**, 578–586.
- Changnon Jr., S.A. (2001): Assessment of historical
thunderstorm data for urban effects: The Chicago
case. *Climatic Change*, **49**, 161–169.

- Changnon Jr., S.A., Huff, F.A. and Semonin, R.G. (1971): METROMEX: An investigation of inadvertent weather modification. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **52**, 958-968.
- Dixon, P.G. and Mote, T.L. (2003): Patterns and causes of Atlanta's urban heat island-initiated precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 1273-1284.
- 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. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **65**, 923-929.
- 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. [Fujibe, F. (1998): *Tenki*, **45**, 7-18.]
- 藤部文昭 (2004): ヒートアイランドが降水におよぼす影響—夏の対流性降水を中心に—. 天気, **51**, 25-31. [Fujibe, F. (2004): *Tenki*, **51**, 25-31.]
- Fujibe, F. and Asai, T. (1980): Some features of a surface wind system associated with the Tokyo heat island. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **58**, 149-152.
- 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短時間強雨に先立つ地上風系の特徴. 天気, **49**, 395-405. [Fujibe, F., Sakagami, K., Chubachi, K. and Yamashita, K. (2002): *Tenki*, **49**, 395-405.]
- 藤部文昭・瀬古 弘・小司禎教 (2003): 関東平野における夏季高温日午後の降水分布と地上風系との関係. 天気, **50**, 777-786. [Fujibe, F., Seko, H. and Shoji, Y. (2003): *Tenki*, **50**, 777-786.]
- Fujibe, F., Togawa, H., and Sakata, M. (2009): Long-term change and spatial anomaly of warm season afternoon precipitation in Tokyo. *SOLA*, 17-20, doi:10.2151/sola.2009-005.
- Grimmond, C.S.B and Oke, T.R. (1999): Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 1262-1289.
- 原田 朗 (1982): 大気の汚染と気候の変化. 東京堂出版, 223p. [Harada, A. (1982): *Taiki No Osen To Kiko No Henka*. Tokyodo Shuppan, 223p.]
- Jauregui, E. and Romales, E. (1996): Urban effects on convective precipitation in Mexico City. *Atmospheric Environment*, **30**, 3383-3389.
- Kanae, S., Oki, T. and Kashida, A. (2004): Changes in hourly heavy precipitation at Tokyo from 1890 to 1999. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **82**, 241-247.
- 木口雅司・沖 大幹 (2010): 世界・日本における雨量極値記録. 水文・水資源学会誌, **23**, 231-247. [Kiguchi, M. and Oki, T. (2010): *Journal of Japan Society of Hydrology and Water Resources*, **23**, 231-247.]
- 小林文明 (2004): ヒートアイランドが降水におよぼす影響—東京周辺における積乱雲の発達—. 天気, **51**, 115-117. [Kobayashi, F. (2004): *Tenki*, **51**, 115-117.]
- Landsberg, H.E. (1981): *The Urban Climate*. Academic Press, 275p.
- Lettau, H. (1969): Note on aerodynamic roughness parameter estimation on the basis of roughness element description. *Journal of Applied Meteorology*, **8**, 828-832.
- Macdonald, R.W., Griffiths, R.F., and Hall, D.J. (1998): An improved method for estimation of surface roughness of obstacle arrays. *Atmospheric Environment*, **32**, 1857-1864.
- 三上岳彦・大和広明・安藤晴夫・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の局地的大雨に関する研究. 東京都環境科学研究所年報 2005, 33-42. [Mikami, T., Yamato, H., Ando, H., Yokoyama, H., Yamaguchi, T., Ichino, M., Akiyama, Y. and Ishii, K. (2005): *Annual Report of the Tokyo Metropolitan Research Institute for Environmental Protection* 2005, 33-42.]
- 中西幹郎・原 由紀男 (2003): 東京都都市部に短時間強雨をもたらした降水系の降雨強化に結びつく局地風の特徴. 天気, **50**, 91-103. [Nakanishi, M. and Hara, Y. (2003): *Tenki*, **50**, 91-103.]
- Oke, T.R. (1987): *Boundary Layer Climate (Second Edition)*. Routledge, 464p.
- Orlanski, I. (1975): A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **56**, 527-530.
- Raupach, M.R. (1992): Drag and drag partition on rough surfaces. *Boundary-layer Meteorology*, **60**, 375-395.
- Raupach, M.R. (1994): Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plan displacement as function of canopy height and area index. *Boundary-layer Meteorology*, **71**, 211-216.
- Raupach, M.R. (1995): Corrigenda. *Boundary-layer Meteorology*, **76**, 303-304.
- 佐藤尚毅・高橋正明 (2000): 首都圏における夏の降水特性の経年変化. 天気, **47**, 643-648. [Sato, N. and Takahashi, M. (2000): *Tenki*, **47**, 643-648.]
- 澤田康徳・高橋日出男 (2005): 関東地方における夏季強雨頻度の年々変化. 東京学芸大学紀要第 3 部門社会科学, **56**, 65-71. [Sawada, Y. and Takahashi, H. (2005): *Bulletin of Tokyo Gakuhei University, Section III, Social Sciences*, **56**, 65-71.]
- 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. [Sawada, Y. and Takahashi, H. (2007): *Geographical Review of Japan*, **80**, 70-86.]
- Shepherd, J.M., Pierce, H. and Negri, J.A. (2002): Rainfall modification by major urban areas: Observations from spaceborne rain radar on the TRMM satellite. *Journal of Applied Meteorology*, **41**, 689-701.
- 鈴木博人・高橋日出男 (2008): 関東平野における降水

- の空間代表性. 鉄道と気象庁の降水量データを用いた統計解析. 自然災害科学, **27**, 161-173. [Suzuki, H. and Takahashi, H. (2008): *Journal of Japanese Society for Natural Disaster Science*, **27**, 161-173.]
- 鈴木博人・中北英一・高橋日出男 (2008): 降雨の空間代表性. 鉄道と気象庁の降水量データを用いた解析. 土木学会水工学論文集, **52**, 187-192. [Suzuki, H., Nakakita, E. and Takahashi, H. (2008): *Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering*, **52**, 187-192.]
- 鈴木博人・中北英一・高橋日出男 (2009): 雨量計の観測値を用いた降水量の空間代表性の解析. 土木学会水工学論文集, **53**, 391-396. [Suzuki, H., Nakakita, E. and Takahashi, H. (2009): *Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering*, **53**, 391-396.]
- Svoma, B.M. and Balling Jr, R.C. (2009): An anthropogenic signal in Phoenix, Arizona winter precipitation. *Theoretical and Applied Climatology*, **98**, 315-321.
- 高橋日出男 (2003): 東京とその周辺における夏季 (6 ~ 9 月) 日降水量の階級別出現特性の経年変化. 天気, **50**, 31-41. [Takahashi, H. (2003): *Tenki*, **50**, 31-41.]
- van den Heever, S.C., and Cotton, W.R. (2007): Urban aerosol impacts on downwind convective storms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 828-850.
- Yonetani, T. (1982): Increase in number of days with heavy precipitation in Tokyo urban area. *Journal of Applied Meteorology*, **21**, 1466-1471.
- 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. [Yoshino, M. (1957): *Tenki*, the 75th Anniversary Volume, 121-125.]
- 吉野正敏 (1977): 日本および外国の諸都市における気候の変化. 気象研究ノート, **133**, 1-25. [Yoshino, M. (1977): *Kisho Kenkyu Note*, **133**, 1-25.]

(2010 年 7 月 30 日受付, 2010 年 10 月 6 日受理)