

集中豪雨のメカニズム②

—局地的大雨と都市の影響—

気象庁気象研究所 予報研究部第3研究室長 加藤 輝之

<はじめに>

集中豪雨には強雨が数時間持続して200ミリを超えるような降水をもたらすものに加えて、持続時間が長くても1時間程度の局地的大雨と呼ばれるものがある。通常は局地的大雨と区別して、前者のみを集中豪雨と呼ぶことが多い。その集中豪雨の多くは、2014年8月20日の広島での大雨のように幅20～50km、長さ50～200kmの線状降水帯が停滞して引き起こされる(加藤, 2015)。

一方、局地的大雨は数十分に数十ミリの降水をもたらす、時には1時間で100ミリを超えることもある。降雨域は図1下図の2008年8月5日の東京都豊島区雑司ヶ谷での大雨のように、20～30kmスケールの団塊状の形態を示すことが多い。特に、都市域では局所的な短時間降雨により、中・小河川の越水や鉄砲水、低平地での内水氾濫が発生する。雑司ヶ谷のケースのように複数の地点で発生することも多く、その発生を数値モデルで時間的に場所的に的確に予測することが難しいことからゲリラ豪雨とも呼ばれる。雑司ヶ谷の大雨では、下水道に大量の水が流れ込み、5名の作業員が亡くなった。

本解説では、近年の短時間強雨の発生頻度に対する温暖化の影響について述べた後、関東平野の地理的要因が局地的大雨の発生に与える影響を説明する。最後に、都市が降水に与える影響について、数値モデルの結果も踏まえて解説する。

<短時間強雨の発生頻度の気候変化>

最近、大雨が増えているという報道をよく聞く。このことに関して、統計的にみた大雨頻度の気候変化について紹介する。1時間降水量80ミリ以

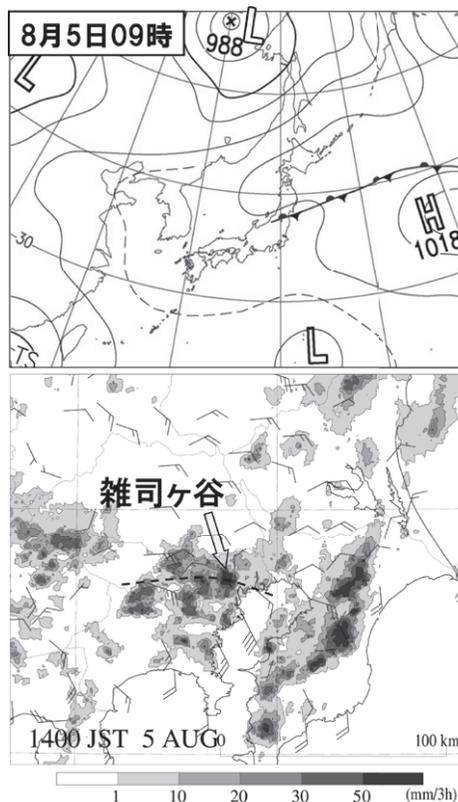


図1 上図：2008年8月5日9時の地上天気図。
下図：8月5日14時までの3時間積算降水量分布(解析雨量, ミリ)。矢羽は14時にアメダスで観測された水平風(全矢羽は2m/s, 半矢羽は1m/s)。

上の大雨の年間発生回数の推移を図2に示す。1975年頃と近年を比較するとその回数は50%程度増えているが、1998年以降では増加傾向は見られない。大雨が最近多くなっているというのは錯覚であって、気象庁以外の降水量観測地点が増えているのと、気象レーダーによる推定値(解析雨量)が用いられていることが原因だと考えられ、実際は増えていない。1998年からの大雨頻度の

増加が見られない期間に対応して、地球上の地表面温度の上昇傾向も見られず、この状態は地球温暖化の停滞（ハイエイタス）と呼ばれている。地表面温度が上昇すると大気下層に含まれ得る水蒸気量が増える（1℃の上昇で約7%の増加）ので、地表面温度の上昇と大雨頻度とは密に関係している。今後温暖化により再び地表面温度が上昇に転じれば、大雨は増えることが予想されている。

気象庁の観測地点で過去に観測された最大1時間降水量上位20位を表1に示す。1979年以前が5事例、1980年～1999年が6事例、2000年以降が9事例と20年単位でみると極端な大雨は近年増えている。しかし、全国約1,300カ所設置されているアメダスの運用開始は1974年11月であり、それ以前の観測地点は全国の気象台など約150カ所（現在の観測地点数の約10%）に限定され、アメダスの運用開始前後で観測地点数に大きな差がある。そこで、アメダス設置前から存在していた観測点だけに注目すると、上位20位から8事例が抽出され、その内1979年以前が5事例であり、極端な大雨は近年と同じような頻度で昔から発生していることがわかる。また上位20位の大雨の発生場所は、関東よりも西側に限られている。しかし、これについても地球温暖化が進めば、北日本でも大気下層の水蒸気量が増加することで大雨が発生しやすくなるので、日本列島のどこで極端な大雨が発生しても不思議ではない状態になる。

<関東平野での局地的大雨の要因>

2008年8月の雑司ヶ谷の大雨時（図1下図）、関東南部の平野部の広範囲で、複数の局地的大雨がほぼ同時発生していた。大雨の発生位置から、短絡的に東京都区内を中心とした大都市の廃熱や高い建物の影響を主張することは容易である。その影響については次項で解説することにし、ここでは関東平野の地理的要因について説明する。

雑司ヶ谷の大雨の発生当日の地上天気図（図1上図）には、停滞前線が東北南部に見られるが、関東平野は東海上からの太平洋高気圧に覆われている。アメダスが観測した風向き（図1下図）をみると、鹿島灘からの東風と相模湾からの南風が

表1 気象庁の観測地点で過去に観測された最大1時間降水量上位20位。*はアメダスが運用開始する（1974年11月）以前から存在していた観測地点（気象台など）。

順位	都道府県	観測所	観測値	
			ミリ	観測日
1	千葉県	香取	153	1999.10.27
	長崎県	長浦岳	153	1982.7.23
3	沖縄県	多良間	152	1988.4.28
4	高知県	清水*	150	1944.10.17
5	高知県	室戸岬*	149	2006.11.26
6	福岡県	前原	147	1991.9.14
7	愛知県	岡崎	146.5	2008.8.29
8	沖縄県	中筋	145.5	2010.11.19
9	和歌山県	潮岬*	145	1972.11.14
10	鹿児島県	古仁屋	143.5	2011.11.2
11	山口県	山口*	143	2013.7.28
12	千葉県	銚子*	140	1947.8.28
13	宮崎県	宮崎*	139.5	1995.9.30
14	三重県	宮川	139	2004.9.29
	沖縄県	与那覇岳	139	1980.9.24
	三重県	尾鷲*	139	1972.9.14
17	山口県	須佐	138.5	2013.7.28
18	沖縄県	宮古島*	138	1970.4.19
19	高知県	佐喜浜	133	2005.10.7
20	和歌山県	新宮	132.5	2011.9.4

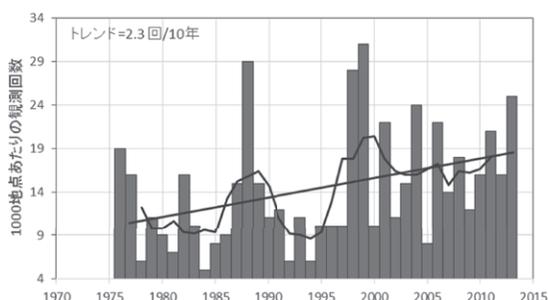


図2 1時間降水量80ミリ以上の年間発生回数（全国約1,300地点のアメダスから推定された1,000地点当たりの回数、気象庁（2014）より）。

東京都と埼玉県の境付近でぶつかって、収束線（図1下図の破線）を作り出している。鹿島灘沖は親潮の影響で、黒潮の流れている相模湾沖に比べて、海面水温が3～5℃程度低い。そのため、鹿島灘からの東風も相対的に低温で、その東風の上に相模湾からの暖湿な空気が乗り上げて、積乱

雲が発生・発達しやすい環境を作り出す。この要因によって、東京都区部の周辺で局地的大雨が発生した。

8月の関東平野では、東海上から太平洋高気圧に覆われているとき、上述の例のように鹿島灘からの東風と相模湾からの南風がよく観測される。日射による気温上昇により空気が軽くなって、内陸部に低気圧が形成され、この低気圧に向かって海上から陸上に向かって風が吹くためである。この風は海風と呼ばれる。図3に2008年8月1～28日で平均した03時と15時の水平風と海面気圧の分布を示す。雑司ヶ谷の大雨時に見られた水平風の分布（図1下図）は15時の平均場（図3下図）とよく一致している。このことは、局地的大雨発生時の風の分布は8月の関東地方でよく見られるもので、特異的なものでないことを示している。また15時の平均場には長野県に低気圧が見られ、その低気圧に向かって海上から風が吹き込んでいることがわかる。一方、03時の平均場

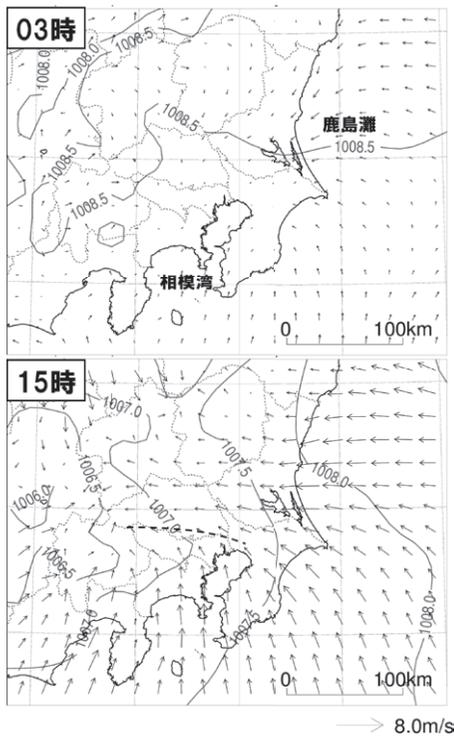


図3 2008年8月1～28日で平均した03時（上図）と15時（下図）の地表面付近の水平風の分布（ベクトル）と海面気圧分布（等値線、ヘクトパスカル）。

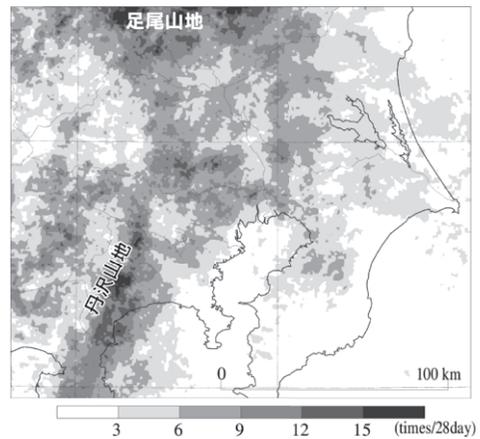


図4 2008年8月1～28日12～24時で10ミリ以上の1時間降水量が観測された回数（解析雨量から作成）。

（図3上図）では内陸の低圧部は不明瞭になり、海上からの顕著な流入風は見られない。夜間の放射冷却により陸上は冷やされるが、8月は夜間でも地上気温が高く海陸間の温度差が小さいので、海風とは逆に陸から海に向かう風（陸風）は見られない。

次に、2008年8月1～28日の午後に強雨（1時間に10ミリ以上）が観測された頻度（図4）を見てみよう。関東平野周辺の山岳域（丹沢山地や足尾山地など）で強雨の発生頻度が高くなっている。これは山岳によって下層の暖湿な空気が強制的に持ち上げられ、積乱雲が発生しやすいためである。続いて東京都区部北部から埼玉県南部にかけて頻度が高い領域が見られる。この領域は図3下図の破線で示した鹿島灘からの東風と相模湾からの南風による収束線付近と一致しており、積乱雲が発生しやすい環境で実際に積乱雲が発生していることを示している。

このように、関東平野の南側と東側が海に面しているという地理的要因が東京都と埼玉県の境付近に収束線を作り出す。このことが、関東平野都市部での局地的大雨の主要因の1つとなっている。もちろん集中豪雨（加藤，2015）と同じように、大気下層に大量の水蒸気が存在しないと局地的大雨も発生しない。また関東平野のように異なる方向から海風が侵入する九州の筑紫平野でも同じメ

カニズムで大雨が発生する。

<都市が降水に与える影響>

最後に、降水に与える都市の影響について説明する。都市に存在する建物には平屋建てや高層ビルなどがあり、地表面の凸凹が非常に大きい。このような領域に風が吹き込むと凸凹により抵抗を受け、風が弱まるとともに行き場を失った風は上空に逃げようとする。すなわち、弱いながらも上昇気流を作り出す。この上昇気流が積乱雲をより発生しやすくする。また、都市部では工場や家庭から大量の排熱が放出される。放出された排熱により地表付近の気温が上昇し、上昇気流を強める。このことも積乱雲を発生しやすくしている。ただ気温上昇だけを考えると、東京都区内よりも郊外の埼玉県熊谷市の方が顕著なので、単純に考えることはできない。

そこで、都市の建物の効果（都市キャノピースキーム）と排熱を数値モデルに適用させた場合とそうでない場合とを比較した結果から、降水に対する都市の効果を示す。なお適用させない場合でも、都市部では山林程度に地表面の凸凹を大きく表現している。数値実験では、関東周辺域を対象とし、期間は2006～2013年の8月で、気象庁が現業運用しているもっとも高解像度の数値予報モデルと同じ水平解像度2 kmの数値モデルを用いている。都市キャノピースキームと排熱は東京都区内を中心に約80 km四方の領域（図5上図のD4:基準領域）のみに適用した。

数値実験の結果（図5下図）をみると、広範囲の平均では都市キャノピースキーム+排熱の適用有無による月降水量に差は認められないが、その差は都市域中心ほど多くなっていることがわかる。都市域中心の約20 km四方の領域（図5上図のD1領域）では10%を超える増加がみられる。これほどではないものの、都市キャノピースキームのみを適用しても都市域での降水は増加した。このことは、都市の建物と排熱が局地的大雨の主要因になることはないが、降水量を増やす要因になっていることを示唆している。なお個々の事例をみると、都市域で降水量が増えているケースも

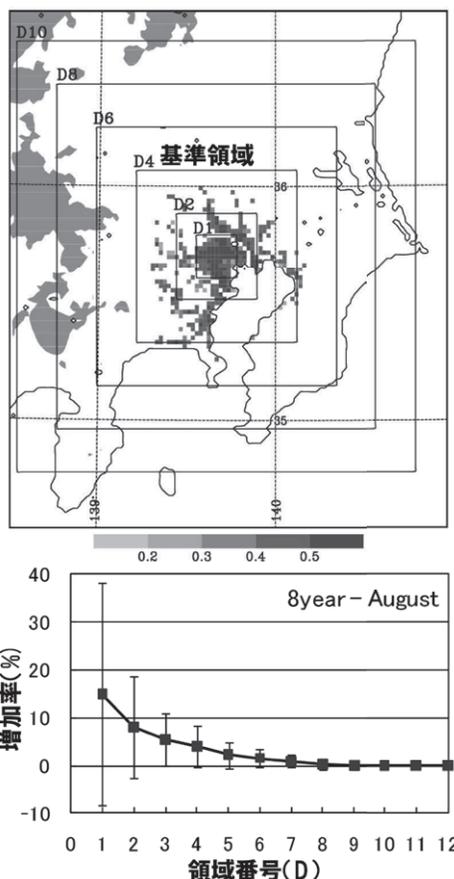


図5 上図：都市キャノピースキームを適用させた領域（D4：基準領域内の陰影部分のみ）と建物面積割合。下図：都市キャノピースキーム+排熱を適用した場合の適用させない場合に対する2006～2013年8月降水量の増加率（%）。縦のバーは標準偏差。横軸の数字x20 km四方が増加率を計算した領域で、上図にD1,D2,D4,D6,D8,D10の領域を示す。Seino et al. (2014) より。

減っているケースもあり、全てのケースで降水量が増える訳ではないことに注意を払う必要がある。

参考文献：

- 加藤輝之 (2015) 「集中豪雨のメカニズム—線状降水帯とバックビルディング型形成—」『じっしょう理科資料』77, 7-10。
- 気象庁 (2014) 『気候変動監視レポート2013』
http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/2201/pdf/ccmr2013_all.pdf。
- Seino, N., T. Aoyagi, and H. Tsuguti (2014) 「Urban impact on summertime precipitation in Tokyo: Numerical simulation using NHM and the Square Prism Urban Canopy scheme」『CAS/JSC Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling』44, 4-07。