

日本における1時間降水量の極値と 地上観測気温の関係

RELATIONS OF HOURLY PRECIPITATION EXTREMES AND TEMPERATURE
OVER JAPAN BASED ON GROUND OBSERVATIONAL RECORDS

内海信幸¹・瀬戸心太²・鼎信次郎³・沖大幹⁴
Nobuyuki UTSUMI, Shinta SETO, Shinjiro KANAE, and Taikan OKI

¹正会員 修士 (工学) 東京大学 生産技術研究所 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1)

²正会員 博士 (工学) 東京大学 生産技術研究所 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1)

³正会員 博士 (工学) 東京工業大学 情報理工学研究所 (〒152-8552 目黒区大岡山2-12-1)

⁴正会員 博士 (工学) 東京大学 生産技術研究所 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1)

Changes of the intensity and the frequency of extreme precipitation under climate change are great concerns to scientists and policy makers.

We analyzed the 99th percentiles of 1-hour precipitation for each temperature bin based on the ground observational data. The result showed that, first: the 99th percentiles of 1-hour precipitation tend to increase exponentially with the rising temperature, second: the rate of the precipitation increase was almost same as the Clausius-Clapeyron like relation for most part of Japan, except that the rate was larger for lower latitude region, third : the 99th precipitation intensities tend to have a peak at higher temperature.

Key Words : hourly precipitation, extreme, temperature, Clausius-Clapeyron, Japan

1. はじめに

気候変動によって降水現象の強度や発生頻度がどのように変化するかはメカニズム自体が科学的に興味深いテーマであるとともに、防災計画や政策立案の面からも重要な事項である。世界の陸域の多くでは豪雨の発生頻度は増加していると報告されている¹⁾。また日本についても降水強度や頻度の変化を時系列で解析した研究が行われている (例えばKanae et al.²⁾, Fujibe et al.³⁾)。

気候変動が降水現象を変化させると推論する際の主なメカニズムのひとつは、気温上昇による大気中の可降水量の増加である。気温が上昇すると大気の水蒸気圧は指数関数的に増加する。これは熱力学の式であるClausius-Clapeyronの式によって決まり、さらに飽和比湿の変化率を求めると、その変化率は6.5~7.0%/°C程度である。これについて例えばThrenberth et al.⁴⁾は豪雨の強度が大気下層における水蒸気の収束に大きく依存していることから、気温上昇に伴う豪雨の強度の変化は大気中の水蒸気量変化と同等か、場合によっては水蒸気の凝結による潜熱放出によって水蒸気量変化率以上の降水強度増加がみられる可能性を述べている。また、気候モデルによる気候変動シミュレーションの出力値を用いて豪雨の変化や頻度の変化のメカニズムを

探る研究も行われている (Emori and Brownm⁵⁾, O'Gorman and Schneider⁶⁾など)。しかしながら用いられる気候モデルによって豪雨の変化の傾向が異なるなど (Sugiyama et al.⁷⁾)、依然として気候モデルを使った分析には不確実性が大きい。

このため観測データを用いた分析も行われているが (Allan and Soden⁸⁾, Berg et al.⁹⁾など)、多くは1日降水量を対象としたものである。1時間降水量観測値を分析したのものには、ヨーロッパを対象に1時間降水量と地上気温の関係を分析したLenderink and Meijgaard^{10,11)}がある。彼らは、1時間降水量の極値がある程度の気温までは飽和水蒸気量の変化に非常に近い変化率を示し、気温がより高くなると飽和水蒸気量の変化率を降水強度の変化率が上回る傾向を見出した。しかしこうした分析は対象地域がヨーロッパに限られている。高温で降水強度変化率が大きくなるという彼らの結果は22°C程度までの比較的低い気温範囲を分析したものであり、こうした結果がより高い気温範囲を含む日本域についても見られるようなものかどうか、そもそも気温上昇によって1時間降水量の極値が増加する傾向は一般的なものであるのか不明である。

そこで本研究では、a) そもそも極端な1時間降水量と気温の間の正の相関関係はヨーロッパ以外でも確認

できるか、b) 正の関係が確認できる場合、その変化率はヨーロッパ同様に水蒸気量変化に近いものとなるか、c) 既往の研究では22°C程度までの気温のみを解析し、降水強度が気温と共に大きくなる傾向が示されたが、より高い気温範囲を含む地域でもこの傾向は持続するのか、といった疑問を背景とし、既往の研究ではカバーされなかった比較的気温の高い地域までを含む日本域を対象に1時間降水量の極値と地上気温の関係を解析した。

2. 地上気温と99パーセントイル1時間降水量

(1) 方法

降水量および気温のデータとしてAMeDASによる1時間ごとの地上観測値を用いた。対象とする期間は1976年～2006年の31年間とし、対象期間を通して欠測が少ない約670箇所のデータを用いた。

主にLenderink and Meijgaard^(10,11)の手法にしたがって地上気温と降水強度を対応付けた解析を行った。

まず、対象地点それぞれについて対象全期間から降水が観測された時刻のデータを抽出する。本稿では各タイムステップ（ここでは1時間）で降水が観測された場合、それを「降水イベント」と呼ぶこととする。

次に各降水イベントについて、降水イベントの発生時刻・発生前12時間・発生後11時間の計24時間の気温を平均し、2°C幅の気温ビンに分類する。こうして作成された1時間降水量と24時間平均気温ビンのセットから、気温ビンごとに降水量の99パーセントイル値を計算した。1時間の降水イベントに前後の時間を含む24時間の平均気温を対応させるのは、降水イベント自体が気温に与える影響をできるだけ除くためである。また、時間に幅を持たせて平均を行うことは観測地点へ流入する大気の平均的な気温を捉えていることになり、空間的な平均を行うことと同等であると考えている。なお本稿では図を示さないが、降水イベント発生時刻の気温のみを使って同様の解析を行った場合も、結果に大きな違いは見られなかった。

99パーセントイル降水量の計算にはノンパラメトリックな手法とパラメトリックな手法が考えられる。確率分布を仮定するパラメトリック手法による推定値は、仮定する分布の選択やパラメータ決定方法に影響される。例えば降水量極値の推定にしばしば用いられる一般化パレート分布は、ある閾値以上の値をとるデータを用いてパラメータの推定を行うが、本研究で行うような気温ビンごとの99パーセントイル値の推定に適用したところ、推定値が閾値の取り方に非常に敏感であり、不安定であった。このため本研究ではノンパラメトリックな手法を用いて推定を行うこととした。

推計結果の集計は図-1に示したように気候区を元に分類した地域ごとに行った。

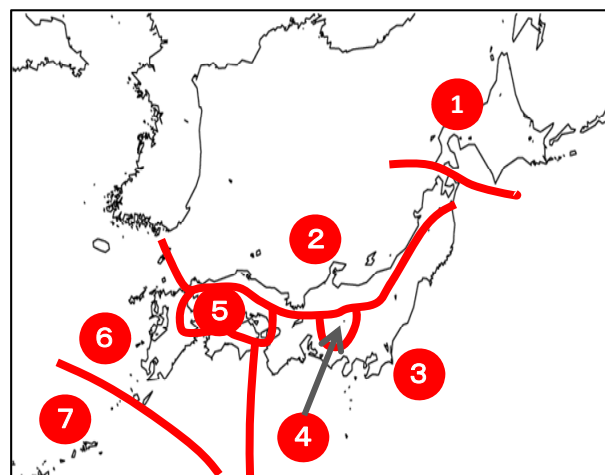


図-1 対象領域区分と領域番号

(2) 結果

1時間降水量の99パーセントイル値と気温の関係を図-2に示す。縦軸は対数軸をとっている。99パーセントイル降水量を各観測地点について個別に求め、その結果を気候区ごとに平均してあり、季節による傾向の違いを確認するため冬季（1-3月）と夏季（7-9月）について解析を行っている。参考までにClausius-Clapeyronの式から推定される飽和水蒸気圧の変化も図中に点線で示している。Clausius-Clapeyronの式から求められるのは気温上昇に伴う飽和水蒸気圧の「変化率」のみであり、点線は上下の位置は意味を持たず、その傾きのみが意味を持つ点に注意されたい。

まず、最も緯度の低い領域7を除き、どの地域においても気温の上昇に伴って99パーセントイル降水強度は増加する傾向が冬季・夏季ともに確認できる。増加の傾向は指数関数的である（図の縦軸が対数軸であることに注意）。ただし夏季には25°C前後で降水強度のピークとその後の減少が確認できる。最も緯度の低い領域7は冬季においても降水強度がピークを迎え、その後減少する傾向が見られる。ただし、その気温は20°C程度である。また、領域7の夏季の気温帯は25°C以上であり、降水強度のピークは見られず、常に降水強度と気温の関係は負である。降水強度が減少に転じる気温は季節によって異なっている。また、降水強度がピーク値を迎えるまで降水強度増加率を見ると、領域6や領域7などの低緯度で大きな増加率を示す傾向が見られる。

3. 季節・地域別の降水強度変化率とピーク気温

(1) 方法

ある程度の気温まで降水強度と気温は正の関係を示し、より高い気温においてはその関係が負に転じることが図-2で示された。ここでは本研究の背景となった疑問の一つである「降水強度と気温の間に正の関係が確

認でできる場合、その変化率はヨーロッパ同様に水蒸気量変化(約7% $^{\circ}\text{C}^{-1}$)に近いものとなるか」を定量的に確認するため、次のように降水強度の平均変化率を求めた。変化率の計算は降水強度と気温の関係が負に転じる気温(以下、ピーク気温と呼ぶ)よりも低い気温のみを対象とし、観測所毎に変化率を算出し、それを領域単位で平均した。また、パーセンタイルの取り方によって降水強度の変化率がどのように異なるかを調べるため、99パーセンタイル降水量に加え、90、75、50パーセンタイル降水量についても変化率の計算を行った。99パーセンタイル降水量の概念図を図-3に示して説明する。図中の気温ビンTにおける変化率を計算す

る場合を考える。図中黒線が実際の観測データから計算された99パーセンタイル降水量を示し、気温ビンTprev、Tnextはそれぞれ気温ビンTを挟む前後の気温ビンである。まず図中の線分AC上で気温ビンTに対応する点を点B'とし、線分BB'の中点Mに対応する降水強度PMを求める。次に気温ビンTprevとTnextのあいだの降水強度の平均変化量(mm/h $^{\circ}\text{C}$)を求め、これを降水強度PM(mm/h)で除し、最後に単位を(% $^{\circ}\text{C}$)で表現するため100を乗じる。これを気温ビンTにおける降水強度の変化率とした。さらに、こうして求めた各気温ビンの変化率を0 $^{\circ}\text{C}$ からピーク気温まで平均し、降水強度の平均変化率とした。

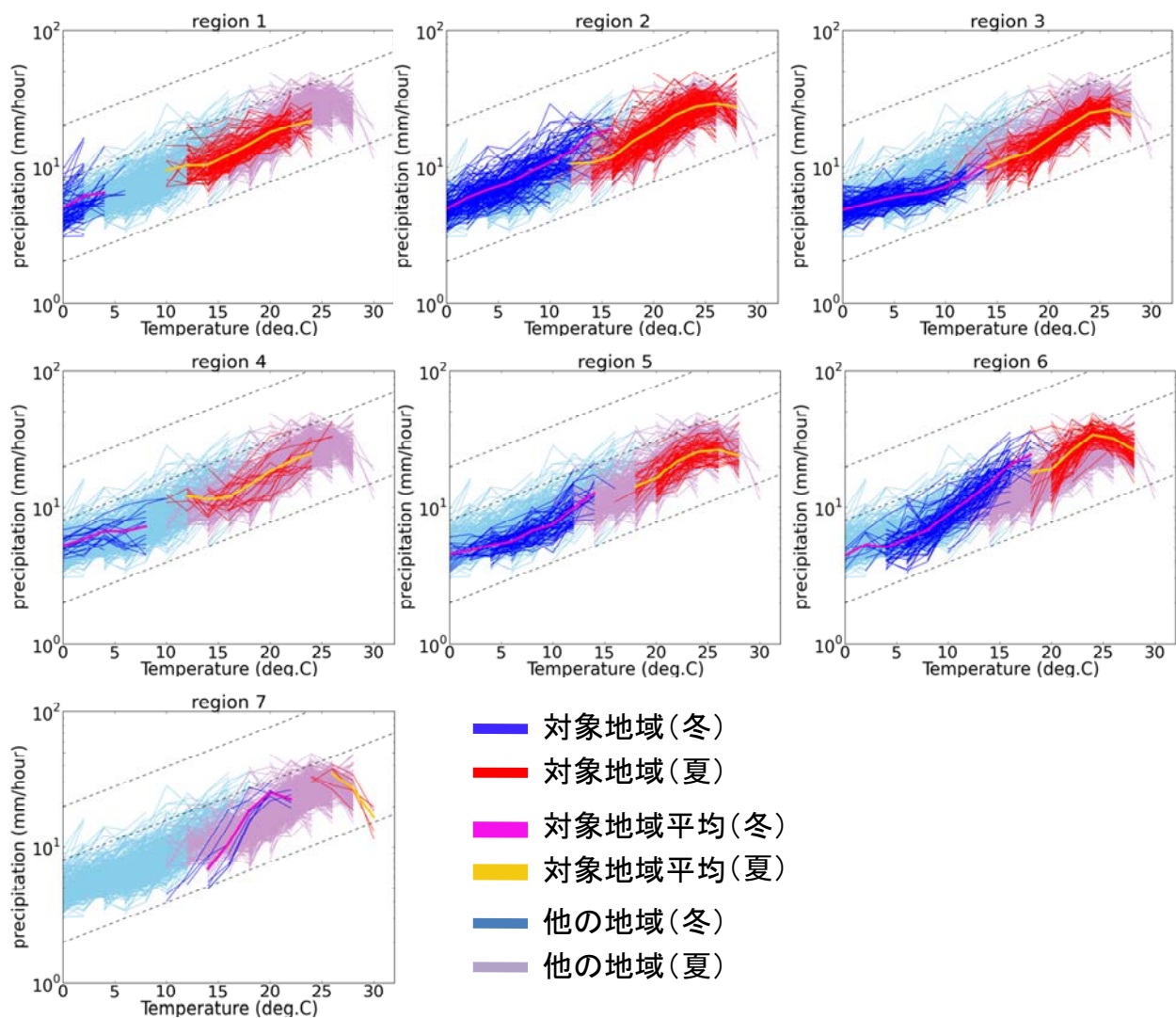


図-2 1時間降水量の99パーセンタイル値と気温の関係(気候帯別・季節別)

各気候区における1時間降水量の99パーセンタイル値と地上気温の関係を冬季1-3月(青色)、夏季7-9月(赤色)について示している。赤紫太線と黄色太線はそれぞれ冬季・夏季における対象地域の平均値。地域間の比較を容易にするため、それぞれの図の背景に対象領域以外の地域の結果を水色細線(冬季)・薄紫細線(夏季)で示している。縦軸は対数軸であることに注意。参考のため、Clausius-Clapeyronの関係から予想される水蒸気量変化率(およそ7% $^{\circ}\text{C}^{-1}$)を黒点線で示している。黒点線は傾きのみが意味を持つことに注意。

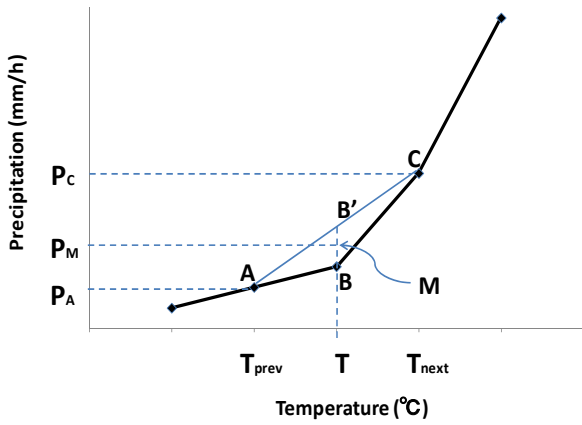


図-3 降水量強度変化率の計算方法

(2) 結果

a) 地域別の降水強度変化率

図-4に気温変化に伴う1時間降水強度の平均変化率を地域別・パーセンタイル別に表示。図には比較のため、Clausius-Clapeyronの関係から予想される飽和水蒸気量変化率(7%°C⁻¹)を黒点線で示してある。

まず冬季からみる。領域4(本州内陸部)において90パーセンタイル降水量の変化率が75パーセンタイル降水量の変化率よりわずかに小さいものの、全体としては50パーセンタイル降水量から99パーセンタイル降水量まで、稀な降水になるほど気温変化に伴う降水強度の変化率(増加率)は大きくなる傾向が見られる。最

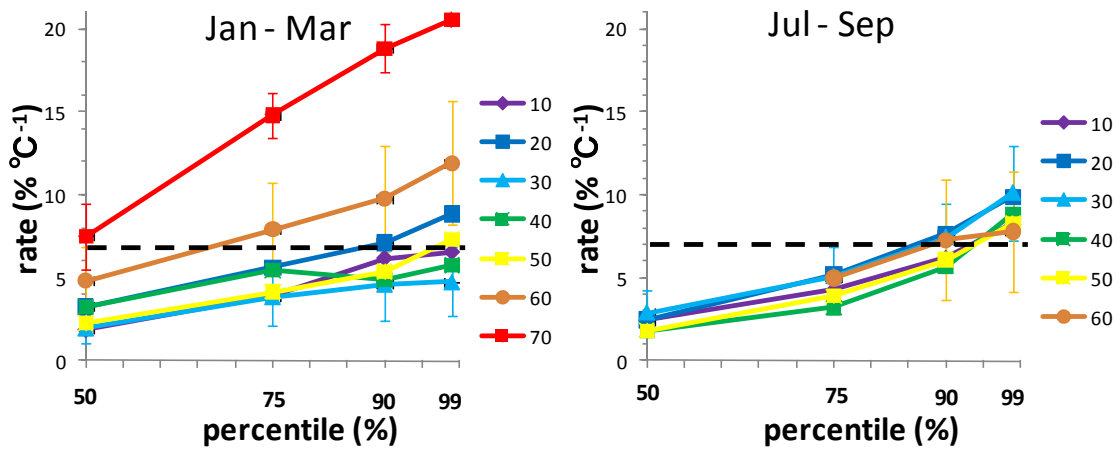


図-4 気温変化に伴う1時間降水強度の平均変化率

各色番号は地域番号を示している。夏季の領域70(沖縄周辺)では降水強度と気温の間に正の相関が見られなかったため表示していない。また、黒点線は7%°C⁻¹を示す。空間的なばらつきを目安として、1σ幅をエラーバーで示している。ただしエラーバーは図の視認性を考慮して領域30, 領域60, 領域70のみに表示した。

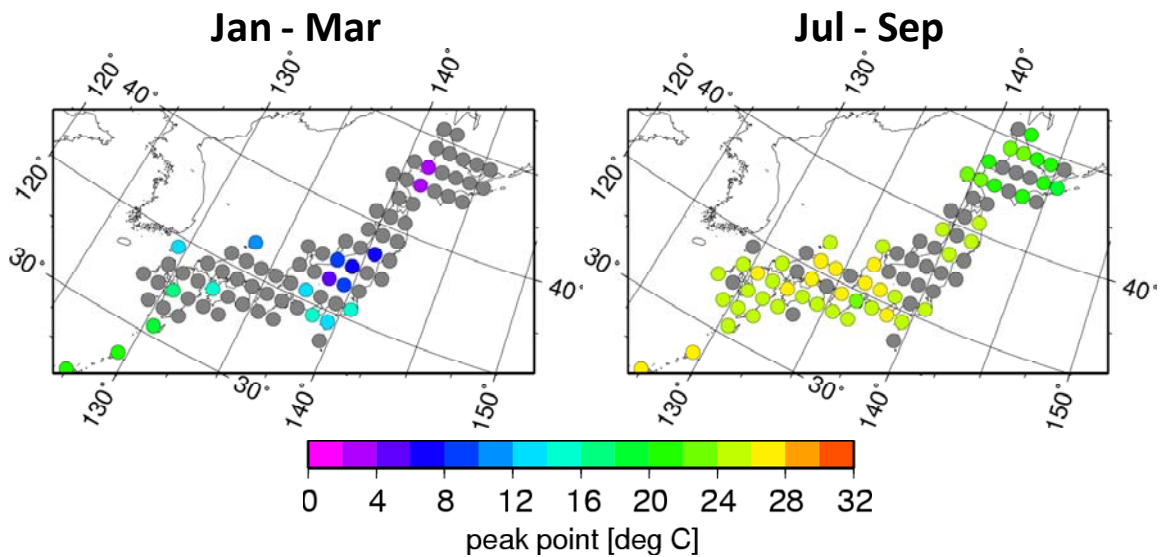


図-5 99パーセンタイル降水量のピークに対応する気温ビン

灰色はピークが存在しない気温を示す。カラーバーは、例えば色範囲2-4°Cは気温ビン2°Cおよび3°Cに対応する。

も強い降水である99パーセントイル降水強度の変化率は、領域7（沖縄周辺）の値の大きさが顕著であり、続いて領域6（九州・四国南部）も $12\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ と大きな値を示している。領域1～5では飽和水蒸気量の変化率に近い約 $7\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ を中心として $4\sim 9\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ 程度に分布している。

次に夏季の結果をみる。夏季の領域7（沖縄周辺）では降水強度と気温の間に正の関係が確認されなかったため、結果は領域1～6についてのみ示している。夏季においても冬季と同様に、稀な降水になるほど気温変化に伴う降水強度の変化率（増加率）は大きくなる傾向が見られる。領域間の差は小さく、さらに99パーセントイル値の変化率については水蒸気量変化率の $7\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ よりわずかに大きく、 $8.5\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ 程度を中心に分布している。

b) 99パーセントイル降水量のピークと減少

図-4は降水強度が減少に転じる点、つまり99パーセントイルのピークに対応する気温ビンの地域分布である。減少が見られなかった地域は灰色で示している。99パーセントイル降水量のピークが存在する地域は夏には主に西日本を中心に広がり、東北、北海道でも確認できる。また、東日本でピーク気温が確認できない地域は標高の高い山間部と比較的よく対応している。ピーク気温は北海道で 20°C 前後、他の地域では $24\sim 28^\circ\text{C}$ 程度である。低緯度では高緯度と比較してわずかにピーク気温が高い傾向が見られるものの、気候区分間の特徴的な差は確認できない。

一方、冬季は一部を除きほとんどピークは見られない。ピークが存在する場合には、ピーク気温は夏季とくらべて低く、冬季だけで見ると、ピーク気温は低緯度ほど高い傾向がある。

また、ピーク気温が存在する地域の分布に、気候区分や地形との明確な対応は見られない。

4. 考察

日本域においては、冬季・夏季どちらについても全体として極端な1時間降水強度と気温の間に正の関係があり、降水強度は気温と共に指数関数的に増加することが確認された。ただし、この傾向は持続的なものではなく、ある程度の気温に達すると降水強度が減少に転じる傾向も確認された。

ピーク気温よりも低い気温における降水強度の変化率は50パーセントイルから99パーセントイル降水強度まで、豪雨ほどその変化率が大きい傾向があり、ヨーロッパを対象とした例^{10),11)}とよく一致する。この結果は稀な豪雨ほど気温変化の影響を受けやすいことを示しており、水に関わる災害を考える上で重要である。

今回解析した降水強度のうち最も稀な豪雨である99パーセントイル降水強度の変化率は、領域7（沖縄周辺）、領域6（九州・四国南部）を除き冬季は飽和水蒸気量の変化率に近い $7\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ 付近に分布していた。今回の解析のみから気温と降水強度の直接の

因果関係を述べることはできないが、領域7（沖縄周辺）、領域6（九州・四国南部）を除く日本域における冬季の1時間降水量の極値は気温上昇に伴う大気中が保持できる飽和水蒸気の量に大きく影響されている可能性がある。一方で冬季において領域7（沖縄周辺）、領域6（九州・四国南部）の降水強度変化率が他の地域の変化率を大きく上回る傾向があり、気温増加に伴う降水強度の関係が $7\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ 前後の値を示す傾向は、すべての地域について当てはまるものではないこともわかる。特に領域7（沖縄周辺）は日本においてもっとも低緯度に位置する点や海に囲まれた地域である点において特徴的な地域である。今後はこうした点を考慮して今回確認された地域間の傾向の差について更なる検討を行うことが必要であろう。

また、夏季においては一様に $7\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ を上回る変化率であった。比較的高い気温において降水強度変化率が $7\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ を上回る傾向を示す点は、Lenderink and Meijgaard^{10),11)}らがヨーロッパについて解析した結果と同様の傾向である。

高温ビンで降水強度が減少に転じる傾向が夏季に顕著にみられた。降水強度の減少については、本研究とはタイムスケールの異なる24時間降水量に関してはあるが、Berg et al.⁹⁾が地域気候モデルの出力した対流性降水に同様の傾向を見出している。Berg et al.⁹⁾が解析を行った地域気候モデルの出力では、ヨーロッパにおいて対流性の降水の99パーセントイル値がある気温以上で減少する傾向が冬季を除いて見られており、彼らはその原因を大気中の水蒸気量の不足に求めた。本研究では1時間降水量の減少が各季節の比較的高い気温で見られた。Berg et al.⁹⁾と同様に考えると、これは気温が高いほど大気中含みうる水蒸気量が多くなる一方、水蒸気が飽和し凝結するのに必要な水蒸気量も多くなるため、ある程度高温では降水に必要な水蒸気が十分に供給されず降水強度が低下しているのではないかと考えられる。

夏季にピーク気温が確認できない地域は標高の高い山間部に比較的良好一致していた（図-5）。仮にある季節におけるピーク気温が決まっていると考えると、標高の高い場所は標高の影響で気温が低く、降水強度が減少に転じるピーク気温まで気温が上昇しないためピーク気温が確認されないのではないかと推測できる。実際、図-3をみると夏季の領域2（日本海沿岸）、領域3（太平洋沿岸）では 25°C 付近にピーク気温が存在するのに対し、この2つの領域に挟まれた山間部のみを抜き出した領域4（本州内陸部）では、気温が 25°C 程度まで上昇することがなく、ピーク気温は確認できない。なお、降水強度と地上気温の間に正の関係が見られるという傾向や、降水強度の増加率については、標高の影響を考慮するためにいくつかの標高帯に分けて解析を行った場合にも結果に大きな違いは見られなかった。

夏季の高温ビンにおける降水強度減少の原因とし

ては、例えば夏季において日本が太平洋高気圧に覆われているような場合が影響している可能性も考えられる。こうした状況では気温は高くなるものの、日本における1時間降水量極値への寄与が大きいと言われる前線の影響(木口・沖¹²⁾)を受けにくい。こうした不一致が高い気温における降水強度の減少となって現れている可能性もある。

5. 結論

本研究では、降水強度が気温上昇と共に飽和水蒸気量の変化率に近い割合で増加するとした Lenderink and Meijgaard^{10),11)}の結果を受けて、(a)そもそもヨーロッパ以外でも極端な1時間降水強度と地上気温の間に正の関係が見られるかどうか、(b)正の関係が見られる場合、降水強度の変化率は飽和水蒸気量の変化率に近いものになるのか、(c)ヨーロッパを対象にした解析が見ることのできなかった、より高い気温ではどのような傾向が見られるのか、という疑問を背景として降水強度と地上気温の解析を行った。その結果、日本域ではある程度の気温までは極端な1時間降水強度と地上気温の関係は正の関係を示すことがわかった。また冬季においては本州～北海道で気温上昇に伴う降水強度の増加率は飽和水蒸気量の増加率に近い値を中心に分布していた。一方、特に沖縄周辺では飽和水蒸気量の変化率と比較して大きな変化率になることが示され、気温増加に伴う降水強度の関係が $7\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ 前後の値を示す傾向はすべての地域について当てはまるものではないこともわかった。さらにパーセンタイルの取り方による降水強度増加率の違いを比較したところ、50パーセンタイルから99パーセンタイル降水強度まで、豪雨ほどその変化率が大きい傾向があった。

また、ある程度の気温以上で降水強度が減少に転じる傾向があることも確認された。この傾向は夏季に顕著であり、降水強度が減少に転じる気温はおおよそ $25\text{ } ^\circ\text{C}$ 前後であった。冬季でも同様の傾向がわずかに見られたが、その気温は夏季よりも低かった。

本研究で確認された降水強度変化率の地域差や、降水強度が減少に転じる気温の存在については、海岸からの距離や地形的な影響による水蒸気供給量の多寡、台風や前線による影響の受けやすさなどが関係している可能性がある。今後こうした要因を考慮することで、今回確認されたような傾向の原因を探ることができると考えられる。

GCMやRCM等の数値モデルが今回確認されたような傾向を再現できているかどうかの確認も必要である。再現できている場合、その点においては数値モデルが現実をよく表現できていることになり、その信頼性を支持する一つの情報になる。また、数値モデルの出力の解析や追加的な実験を行うことで、今回見られた傾向に対するより詳細な説明を与えることができるだろう。一方、数値モデルによる再現ができていない場合、数値モデルによって得られる極端な降水現象に関して、その結果をそのまま利用

することには慎重になる必要があるだろう。

謝辞：本研究は環境省環境研究総合推進費「温暖化影響評価・適応政策に関する総合的研究」(課題番号S-8)および文部科学省21世紀気候変動予測革新プログラム「高解像度気候モデルによる近未来気候変動予測に関する研究」の支援を受けて実施された。

参考文献

- 1)IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- 2)Kanae, S., Oki, T., Kashida, A. Changes in hourly heavy precipitation at Tokyo from 1890 to 1999. 気象集誌 82, 241-247 (2004).
- 3)Fujibe, F., Yamazaki, N., Katsuyama, M. & Kobayashi, K. The increasing trend of intense precipitation in Japan based on four-hourly data for a hundred years. SOLA 1, 41-44 (2005).
- 4)Trenberth, K.E., Dai, A., Rasmussen, R.M. & Parsons, D.B. The changing character of precipitation. Bulletin of the American Meteorological Society 84, 1205-1217 (2003).
- 5)Emori, S. & Brown, S.J. Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. Geophys. Res. Lett 32, L17706 (2005).
- 6)O'Gorman, P.A. & Schneider, T. The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change. Proceedings of the National Academy of Sciences 106, 14773-14777 (2009).
- 7)Sugiyama, M., Shiogama, H. & Emori, S. Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in MIROC and IPCC climate models. Proceedings of the National Academy of Sciences 107, 571-575 (2010).
- 8)Allan, R.P. & Soden, B.J. Atmospheric Warming and the Amplification of Precipitation Extremes. Science 321, 1481-1484 (2008).
- 9)Berg, P. et al. Seasonal characteristics of the relationship between daily precipitation intensity and surface temperature. Journal of Geophysical Research 114, D18102 (2009).
- 10)Lenderink, G. & Van Meijgaard, E. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. Nature Geoscience 1, 511-514 (2008).
- 11)Lenderink, G. & Meijgaard, E. Linking increases in hourly precipitation extremes to atmospheric temperature and moisture changes. Environmental Research Letters 5, 025208 (2010).
- 12)木口 雅司, 沖 大幹: “世界・日本における雨量極値記録”, 水文・水資源学会誌, Vol. 23, No. 3, pp.231-247, (2010).

(2010. 9. 30受付)