

温暖年と寒冷年における確率降水量の比較*

須田 芳彦**

要 旨

気温の年々変動に着目して、大雨特性が気温の高低によってどう変わるかを調べるために、暖候期(5~10月)の平均気温に基づいて地点ごとに温暖年・寒冷年を10年ずつ抽出し、それぞれ10年分のデータから暖候期における総降水量、降水日数、日・時間・10分間単位の確率降水量を求めた。ここでは、推定誤差の小さい確率降水量を得るために標本数の多い日別値データを用いた。

温暖年と寒冷年における暖候期の平均気温の差は地点平均で1.1°Cであり、ほとんどの地点で総降水量と降水日数は温暖年により少なくなっている。大雨を「総降水量に対する相対量」で定義するならば、大雨の度数は温暖年により多くなっている。確率降水量が寒冷年より温暖年に多い地点は、時間スケールが短くなるにしたがって増えており、これは、温暖年における大雨の特徴として、より短時間の大雨、すなわち「強雨」が多いことを示している。また、北陸地方で温暖年の確率降水量がより多く、南西諸島、四国南部から関東南部までの太平洋側地域で寒冷年の確率降水量がより多いという地域の特徴が認められた。

1. はじめに

気候変動に伴う大雨・豪雨の度数の変化については、その経年変化にみられる傾向成分(例えば、水越, 1965; 福井, 1972)や周期成分(例えば、May and Hitch, 1989)が検討される一方で、大雨・豪雨の度数を気温の経年変化の特徴に照らし合わせる調査も行われてきた。

最近では、地球温暖化が及ぼす影響評価の研究がさかんに進められる中で、吉野ほか(1990)は、日本全国平均の気温変化から決めた温暖期[1958~1967年]と寒冷期[1901~1910年]において大雨度数を比較し、温暖期に大雨がより出現しやすいことを述べている。これに対して、田中・青木(1978)は東北地方で大雨出現度数の経年変化と気温のそれとの関係を調べたが、顕著な相関関係は認められなかった。また、須田ほか(1978)は、北半球高緯度の気温変化にみられる80年の周期変化[温暖のピークは1940年頃]に伴って豪雨の度数がどのように変化しているかを調べている。こちらは、高緯度の気温変化が大気大循環パター

ンを変えることで、日本における豪雨の出現状況にも影響を及ぼすという考え方に依拠しており、豪雨が温暖期に多発する地域と寒冷期に多発する地域のあることを示している。

大雨・豪雨の出現は、対流不安定の形成・持続を必要条件として、局所的には気温に大きく依存した可降水量に支配されていると考えられる。したがって、局所的なスケールでは、大雨・豪雨の度数が、10年の移動平均などによって検出される気温の長期的変動からだけでなく、気温の年々変動からも検討される必要がある。

また、大雨・豪雨にはさまざまな時間スケールをもつ気象擾乱が関係しているため、長期的変動・年々変動に伴って発生しやすい擾乱が変わり、大雨・豪雨の継続時間が変化することも考えられる。この変化を示唆するものとして、Noda and Tokioka(1989)は、3次元気候モデルを用いた数値実験から、二酸化炭素倍増気候下では対流性の雨が増加し層状雲からの雨が減少するという結果を得ている。しかしながら、既往のデータによって大雨・豪雨の度数と気温の関係を調べたこれまでの研究では、大雨・豪雨の定義づけに1日以上(吉野ほか(1990)では2日降水量、田中・青木(1978)では3日降水量、須田ほか(1978)では日降水量)が用いられており、「強雨」の尺度とな

* Comparison of Probable Precipitation Amounts in Warm Years and Cold Years.

** Yoshihiko Suda, 慶應義塾高等学校.

—1991年8月28日受領—

—1992年12月21日受理—

る時間降水量や10分間降水量については同様の調査が行われていない。さらに、時間スケールに着目して大雨・豪雨の度数を調べることは、気象学的な関心からのみでなく、防災面においても重要である。なぜならば、防災構造物の設計値に用いられる降水量の時間単位は、流域特性を反映した洪水到達時間によって決まるからである。

以上のことを考慮して、本研究では、気温の年々変動に着目して、大雨・豪雨の度数が気温の高低によってどう変わるかを、いくつかの時間スケールについて調べた。ただし、大雨・豪雨は、一定量以上の降水として定義されたり、各地点の年降水量に応じて相対的に決められたりなどで、その定義にはかなりの任意性がある。ここでは、確率降水量を用いることで、大雨・豪雨を一定の発生確率によって定義することにした。

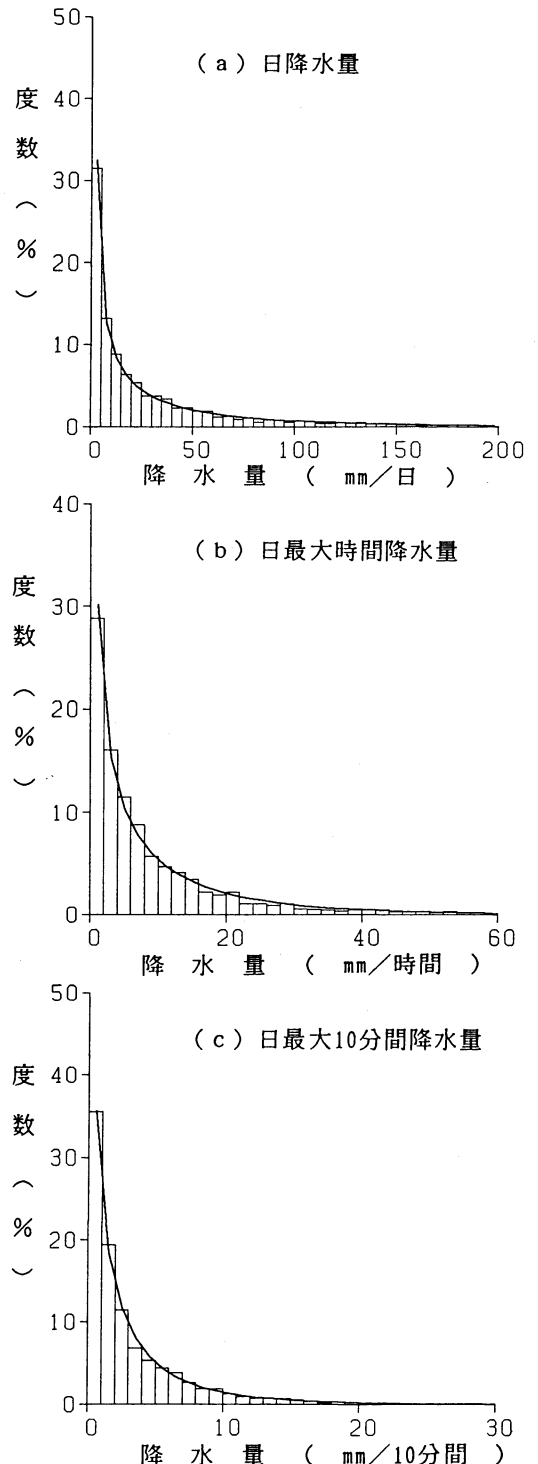
日本においては年最大日降水量の90%程度が暖候期(5~10月)に記録されている(水越, 1962)ので、本研究では暖候期のみを対象とした。用いたデータは、1961~1989年の29年間にわたる気象官署の日降水量・日最大時間降水量・日最大10分間降水量である。対象地点は、欠測日数が対象期間の0.1%未満の地点とし、日降水量が139地点、日最大時間降水量が119地点、日最大10分間降水量が114地点である。

2. 方法

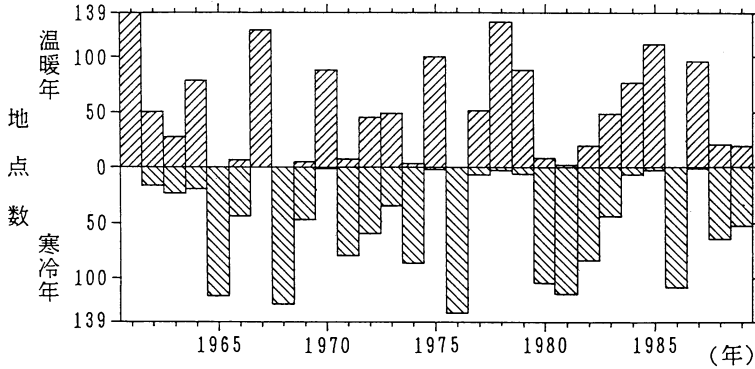
2.1 確率降水量の推定

確率降水量は任意の超過確率(再現期間)に対して求まる降水量であり、例えば、10年確率降水量であれば、これ以上の降水量が平均で10年に一度生起することを意味している。こうした確率評価のためには、降水量の確率密度関数を推定することが必要となる。確率密度関数の推定には、①どんなデータを用いるか、②どんな分布モデルをあてはめるか、③どのように母数を推定するかによっていくつもの方法が考えられる。

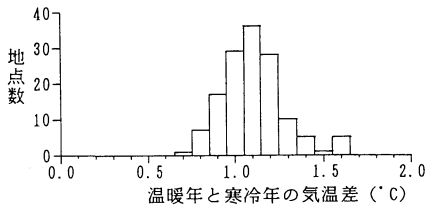
資料の利便性から、従来の確率降水量は年最大値データより推定されることが多かったが、年最大値データを用いると標本数が少ないことと年最大値が高い偶発性をもつことによって確率降水量の推定誤差が大きくなる。年最大値データから得られる確率日降水量が統計期間の違いによってどう変わるかを日本全国について調べた結果(米谷, 1981)によると、ある期間で求めた100年確率日降水量が別の期間で求めた50年確率日降水量より小さくなる地点が数多く現れている。本研究では、標本数の多い日別値データを用



第1図 尾鷲における暖候期の降水量の度数分布(棒グラフ)。期間は1961~1989年で、実線は最大エントロピー法によるガンマ分布のあてはめである。



第2図 温暖年・寒冷年として抽出された地点数の経年変化。



第3図 温暖年と寒冷年における暖候期の平均気温の差。

では、地点ごとに暖候期の平均気温が高い方から10年までを温暖年、低い方から10年までを寒冷年として選び、確率降水量が気温の高低によってどの程度異なるかを調べた。

第2図は、温暖年・寒冷年として抽出された地点数の経年変化を示したものである。全地点の70%以上が温暖年、寒冷年になっている年はそれぞれ5年、6年あり、抽出された温暖年・寒冷年はかなり全国的に共通しているといえる。第2図からは、年々変動が目立ち長期的傾向を捉えることはできないが、1987年までの北半球と日本全国の夏(6~8月)の平均気温の長期的変動(気象庁, 1989)から最近30年間の特徴を読み取ると、北半球・日本全国ともに1960年頃と1980年頃に温暖のピークが現れている。

地点ごとに抽出した温暖年と寒冷年における暖候期の平均気温の差は、地点平均で1.1°Cである(第3図)。平年値でみたとき、暖候期(5~10月)の平均気温とこれを1ヵ月後にずらした6~11月の平均気温との差が地点平均で1.0°Cである(図省略)ので、本研究で対象とする温暖年と寒冷年にはかなり明瞭な気温差があるといえる。

3. 結果

ここでは、温暖年と寒冷年における大雨特性を比較するのに、日・時間・10分間単位の確率降水量を用いるが、これ以外に降水特性として総降水量と降水日数についても比較を行なった。確率降水量は、地点ごとに温暖年・寒冷年として抽出したそれぞれ10年分のデータから求め、総降水量・降水日数については、それぞれ10年の平均値を用いた。また、再現期間の長さが確率降水量に関する結論に影響を与えることはなかったので、以下ではデータの年数に等しい10年を再現期間

いることで、推定誤差の小さい確率降水量が得られるようにした。

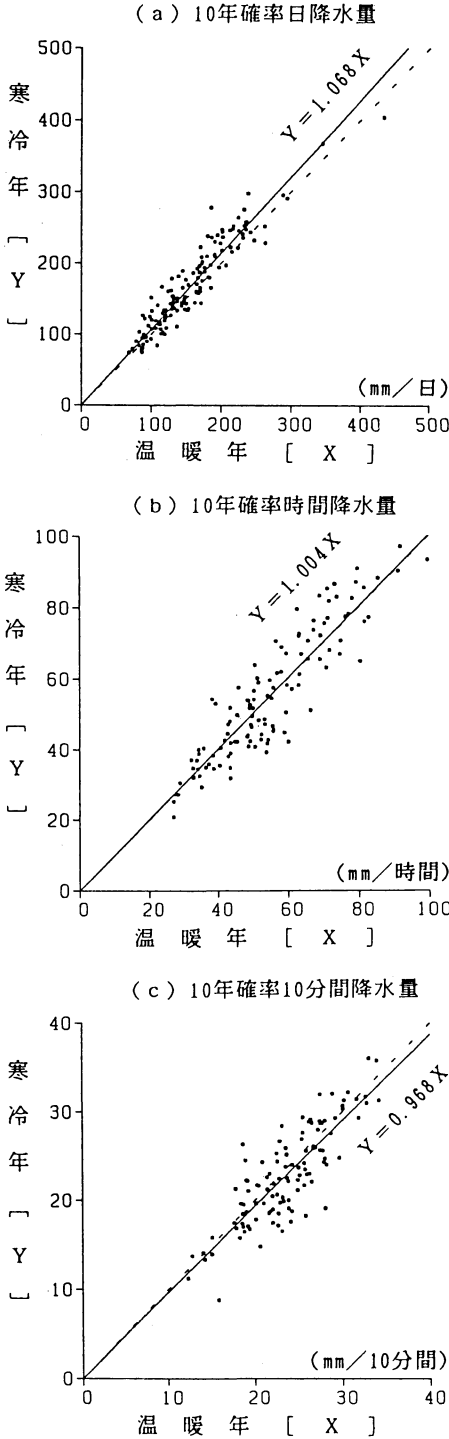
これまで全降水量資料(complete-duration precipitation data)に対しては、ガンマ分布があてはめられることが多かった(例えば, Essenwanger, 1985)。本研究で用いる日別値の降水量データは、日降水量以外、全降水量資料ではないが、第1図に例を示したように、日最大時間降水量・日最大10分間降水量に対しても、日降水量と同様にガンマ分布がよくあてはまっている。したがって、本研究においても、Suda (1991)と同様に3つの日別値データに対して分布モデルとしてガンマ分布をあてはめ、その母数推定には最大エントロピー法を用いて確率降水量を推定した。ガンマ分布の確率密度関数 $f(x)$ は、次のようにあらわされる。

$$f(x) = kx^{\alpha} \exp(-\beta x)$$

ここで、 α は形状母数、 β は尺度母数であり、 k は確率の規格化条件から導かれる係数である。

2.2 温暖年と寒冷年の抽出

須田ほか(1978)・吉野ほか(1990)では、大雨・豪雨の度数を年平均気温に照らし合わせているが、大雨・豪雨の出現はほぼ暖候期に限られるので、本研究



第4図 温暖年における10年確率降水量と寒冷年における10年確率降水量の関係。実線は $Y=aX$ の回帰直線を、破線は $Y=X$ の直線を示す。

とした結果を主に述べる。

3.1 温暖年と寒冷年における降水特性の比較

5つの統計種目(総降水量, 降水日数, 10年確率日降水量, 10年確率時間降水量, 10年確率10分間降水量)について, 温暖年と寒冷年のちがいを全国的な特徴として把握するために, 温暖年の統計値 [X] と寒冷年の統計値 [Y] の間に,

$$Y = aX$$

で表わされる関係を仮定し, 各地点における両者の統計値から係数 a を最小二乗法によって求めた。第4図は, この関係を10年確率降水量について示したものである。これらの結果をまとめたのが第1表で, 温暖年の方が寒冷年よりも統計値の大きい地点の割合, XとYの相関係数をも併記した。

総降水量は90%以上の地点で寒冷年により多く, 全国平均で見ると, 寒冷年には温暖年より15%多くなっている。また, 降水日数についても90%近くの地点で寒冷年により多く, 寒冷年の降水日数は温暖年より平均で8%多い。

第1表において, 確率日降水量の a の値が1より大きいことから, 平均的には確率日降水量が温暖年により少ないことがわかる。しかしながら, 大雨を「総降水量に対する相対量」で定義する(例えば, 福井, 1972)ならば, a の値が総降水量より確率日降水量で小さいことは, 大雨の度数が温暖年により多いこととして解釈できる。

また, いずれの時間スケールでも温暖年と寒冷年における確率降水量の差は10%未満であるが, 確率降水量が寒冷年より温暖年に多い地点は, 時間スケールが短くなるにしたがって増えている。この結果は, 温暖年における大雨の特徴として, より短時間の大雨, すなわち「強雨」が多いことを示し, 大雨に対する対流性降水の寄与がより大きいことを示唆している。

3.2 温暖年における確率降水量と寒冷年における確率降水量の大小比較にみられる地域の特徴

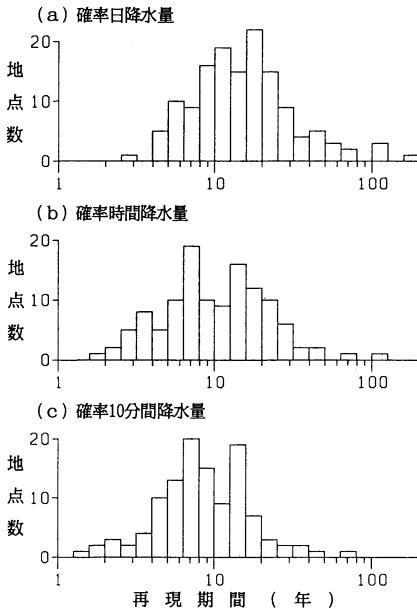
特定の発生確率に対応する確率降水量について, その差の有意性を検定することはできないので, ここでは, 温暖年と寒冷年における確率降水量のちがいを判定するために, 寒冷年における10年確率降水量の値が温暖年の降水量データにおいてどの程度の再現時間に対応しているかを調べた(第5図)。

時間スケールが短くなるにしたがって, 温暖年の再現期間が10年未満となる地点数が増えており, この図からも温暖年における大雨の特徴が「強雨」であるこ

第1表 総降水量・降水日数・10年確率日降水量・10年確率時間降水量・10年確率10分間降水量についての温暖年の値と寒冷年の値の大小比較と両者の関係。

	温暖年>寒冷年となる地点数 (%)	a	相関係数
総降水量	7.2	1.155	0.943
降水日数	11.5	1.080	0.838
10年確率日降水量	29.5	1.068	0.940
10年確率時間降水量	50.4	1.004	0.907
10年確率10分間降水量	61.4	0.968	0.834

aの値は、温暖年の統計値をX、寒冷年の統計値をYとして、これらの統計値を $Y=aX$ 式にあてはめることによって得られた値である。相関係数は、XとYの間で求められたものである。



第5図 寒冷年における10年確率降水量の値を温暖年の降水量データから評価した再現期間。横軸は対数スケール。

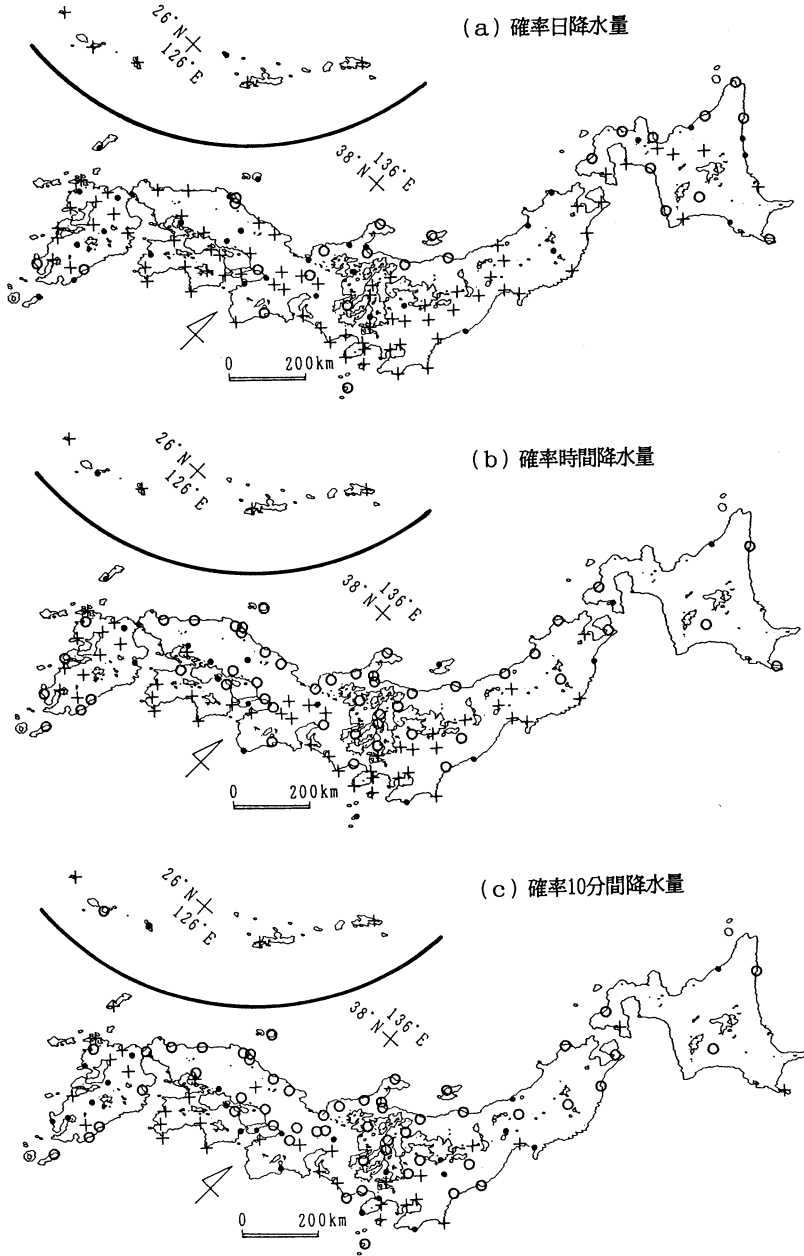
とが指摘できる。第5図に示した温暖年の再現期間をTとして、 $\log_{10} T$ が0.9以上1.1未満[これは、Tが7.94年以上12.6年未満に相当する]の地点は、温暖年と寒冷年で確率降水量が変わらないと判定した。第6図は、これ以外の地点について、温暖年と寒冷年における確率降水量の大小比較を地図上に表現したものである。記号の○は温暖年の確率降水量がより多い地点を、記号の+は寒冷年の確率降水量がより多い地点を示している。

南西諸島、四国南部から関東南部までの太平洋側地域では、いずれの時間スケールでも寒冷年の確率降水量がより多く、北陸地方では、逆に、温暖年の確率降水量がより多くなっており、日本海側地域と太平洋側地域の差がある程度認められる。時間スケールが短くなるにしたがって、地図上に示した記号が+から○へ変化している地域は、東北地方・関東地方北部・中央山岳地域・近畿地方北部・中国地方であり、地域的なまとまりのよい帯状地域として把握できる。一方、これとは逆の変化、すなわち、○から+への変化は、2、3の地点で認められるにすぎない。

4. まとめと考察

本研究では、暖候期の平均気温に基づいて地点ごとに温暖年・寒冷年を10年ずつ抽出し、それぞれの10年について暖候期における総降水量、降水日数、日・時間・10分間単位の確率降水量を比較した。得られた知見は以下の通りである。

- (1) 温暖年と寒冷年における暖候期の平均気温の差は、地点平均で1.1°Cである。
- (2) ほとんどの地点で、総降水量と降水日数は温暖年により少ない。
- (3) 大雨を「総降水量に対する相対量」で定義するならば、いずれの時間スケールにおいても大雨の度数は温暖年により多いことになる。
- (4) 確率降水量が寒冷年より温暖年に多い地点は、時間スケールが短くなるにしたがって増えている。
- (5) 北陸地方で温暖年の確率降水量がより多く、南西諸島、四国南部から関東南部までの太平洋側地域で寒冷年の確率降水量がより多いという地域の特徴が認められた。



第6図 各地点での温暖年における確率降水量と寒冷年における確率降水量の大小比較.

第5図に示した温暖年の再現期間 T の値によって各地点を次の3つの記号に分けた.

- : $\log_{10} T < 0.9$ ($T < 7.94$ 年)
- ・ : $0.9 \leq \log_{10} T < 1.1$ ($7.94 \leq T < 12.6$ 年)
- + : $\log_{10} T \geq 1.1$ ($T \geq 12.6$ 年)

境田 (1988) は、年々変動に着目して月平均気温と月降水量の相関係数を計算すると、10月を除いて全国的にマイナスとなることを述べている。この結果は総降水量が温暖年により少ないという本結果と合致しており、暖候期については亜熱帯高気圧の振舞いが気温とともに総降水量を大きく支配していると考えられる。しかしながら、盛谷・丹羽 (1991) は、吉野ほか (1990) で決めた連続した10年間の温暖期と寒冷期の比較で、暖候期の総降水量が両期間でほぼ等しいことを示しており、気温と総降水量の間には顕著な相関関係があるとも言えない。この種の議論では「変動」の時間スケールを明確にする必要がある。

Noda and Tokioka (1989) は、二酸化炭素倍増気候下では対流性の雨が増加し層状雲からの雨が減少することを明らかにしている。方法論や「変動」のとりえ方は大きく異なるが、気温上昇に伴って、より短時間の大雨、すなわち「強雨」が多くなることを示している点では、本研究と Noda and Tokioka (1989) は一致している。また、Suda (1991) は確率時間降水量の地理的分布が確率日降水量のそれに比して顕著な南北差を示すことを明らかにしており、このことから、温暖年における大雨はより低緯度的な特徴をもつといえる。ここで得られた結果を気象災害の立場から考察すると、都市的土地利用が進めば洪水到達時間が短くなるので、温暖年には都市水害が多くなることが指摘できる。

第6図に示した地域性については、現段階では十分な解釈を与えることはできないが、地域的なまとまりをもつことからこの地域性は気候学的に注目されるべきものといえる。

長くて数日程度の時間スケールをもつ大雨の出現に対して、10年の移動平均などによって検出される気温の長期的変動と気温の年々変動のどちらがより大きな関連性をもつかは容易に結論の出せる問題ではない。本研究では、推定誤差の小さい確率降水量を得るために日別値の降水量データを用いたが、現時点では日別値データが気象庁作成の磁気テープによって処理できる期間は30年程度に限られており、確率降水量の変化を気温の長期的変動に照らし合わせるのには、この統計期間の短さゆえ不可能である。

謝辞

本研究を進めるにあたり有益な討論をしていただいた東京都立大学・筑波大学・タレス同人の方々、本稿

の概要を発表した日本気象学会1991年度春季大会で有益な助言をいただいたの方々、改稿に際して貴重な御指摘をいただいた査読者に感謝します。

なお、図中の海岸線・等高線は、国土数値情報標高データを用いている。

参考文献

- Essenwanger, O. M., 1985: World survey of climatology 1B: General climatology 1B, Elsevier, Amsterdam, 342-375.
- 福井英一郎, 1972: 日本における豪雨型と最近70年間(1901-70)の豪雨出現回数の経年変化, 地理学評論, 45, 1-12.
- 気象庁編, 1989: 異常気象レポート'89, 大蔵省印刷局, 433 pp.
- May, B. R. and T. J. Hitch, 1989: Periodic variations in extreme hourly rainfalls in the United Kingdom, Meteor. Mag, 118, 45-50.
- 水越允治, 1962: 日本の大雨の原因一年最大日降水量を例として一, 三重大学学芸学部研究紀要, 25, 1-17.
- 水越允治, 1965: 日本における日降水量の極値について(第2報), 地理学評論, 38, 447-460.
- 盛谷明弘・丹羽 薫, 1991: 長期観測資料に基づいた温暖化の水資源への影響評価について, 水工学論文集, 35, 647-652.
- Noda, A. and T. Tokioka, 1989: The effect of doubling the CO₂ concentration on convective and non-convective precipitation in a general circulation model coupled with a simple mixed layer ocean model, J. Meteor. Soc. Japan, 67, 1057-1069.
- 境田清隆, 1988: 日本における暖候季の水需要の変化, 気候学・気象学研究報告第14号, 78-84.
- 須田滝雄・朝倉 正・松下 眞, 1978: 近年の気候変動サイクルにおける日本の豪雨回数の変化, 天気, 25, 493-499.
- Suda, Y., 1991: Geographical distributions of probable hourly precipitation and probable daily precipitation over Japan—using a complete-duration data set—, J. Meteor. Soc. Japan, 69, 533-540.
- 田中正之・青木忠生, 1978: 東北地方の集中豪雨, 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果 No. A-53-4「集中豪雨の実態に関する研究(研究代表者磯野謙治)」, 124-133.
- 米谷恒春, 1981: 日本における100年確率日雨量と年降水量の長期変動, 防災科学技術研究資料第58号, 72pp.
- 吉野文雄・丹羽 薫・石井典夫・盛谷明弘, 1990: 寒冷な時期と温暖な時期との降雨特性の比較検討, 水文・水資源学会1990年研究発表会要旨集, 128-131.