

日本における強雨 (50mm/hr以上) の 気候学的特性*

安 田 清 美**

要 旨

日本における 50mm/hr 以上の強雨についてその時間的分布と空間的分布の特徴をのべ、出現し易い地形条件にも言及する。調査の結果、つぎの特徴が指摘される。

100mm/hr以上の強雨の出現分布はそれ以下のものとは異なっている。

強雨の出現は盛夏期から初秋期にかけて最も多いが、旬程度の周期変動がある。また、夜間に多く昼間は少ない。強雨は一般に暖候期(6~10月)の年間降水量の多い地域に多いが、こまかく見ると必ずしもそうではない。最大強雨の原因は太平洋側は台風、日本海側は前線に大別される。回数と強度を考慮した出現示数を定義したが、示数の大きい地域は回数の大きい地域とほぼ同じである。

1. ま え が き

最近、いわゆる集中豪雨による地域的災害が非常にふえている。

このため、集中豪雨は気象庁における防災予報上重要な対象の1つになっており、その予報法開発のための調査研究が多くの研究者によって進められてきた。

しかし、集中豪雨についてはまだ不明な点が多く、今後さらに各方面からの調査研究が必要である。

ところで、一口に集中豪雨と言っても研究者によって抱いているイメージや研究方法はまちまちであるので、集中豪雨の気候学的特性を論ずる場合には定義づけの必要性が痛感される。

これまでに行なわれた定義としては福井(1967, 1968)のもの(1日間の降水量がその1年間に降った全量の10%を越える場合)があり、その気候学的特性を日本的立場から調査している。

しかし、三宅(1969)は福井の定義は東北地方では合理的でないとして、時間的集中性(継続時間別の最大雨量に対する包絡線の式による雨量の30%以上)と空間的集中度(日雨量100mm以上の雨の60mm等雨量線の面積が400km²以内)を考慮した定義により東北地方にお

ける集中性をもった大雨の地域性をのべている。

ところで、いわゆる集中豪雨についての特徴を経験的、定性的に指摘するならば、時間(寿命)的には数時間、空間的には数10kmのひろがり、最大降雨強度は数10mm/hr以上の3つの性質を同時に備えている必要があるので、この3つの性質についての絶対値または地域性を考慮した相対的基準値によって定義づけが行なわれるべきであろう。

今後このような方向での具体的な基準値設定の努力が払われると思うが、この調査では前記3つの性質のうち一番基礎的な要素と考えられる短時間の強い降雨強度の雨(これを強雨と呼ぶ事にする)を対象とした。

強雨の時間単位としては集中豪雨の寿命を考慮すると3ないし6時間雨量が適当と考えるが、まず初めに1時間雨量について調べる事にした。

1時間雨量の気候学的特性については既に地点、県または地方単位で部分的に調査が行なわれているが(例えば小林(1966)、中島・御町(1967)、黒木・鈴木(1969)、ここではいわゆる集中豪雨に直接結びつく強雨として50mm/hr以上の雨の気候学的特性を日本全体にわたって調べる事にした。

この調査に使用した基礎資料は気象庁発行の大雨予想資料(1955~1965)である。

2. 強雨出現の時間的分布

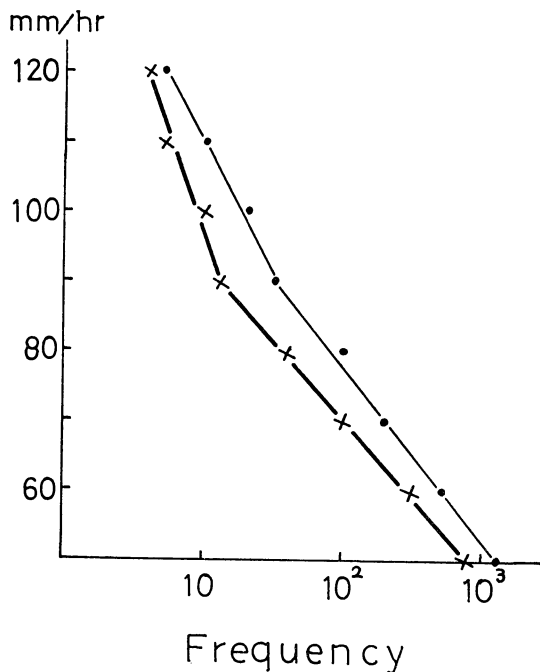
(2.1) 強度別出現回数と出現回数の経年変化

1955~1965年の11年間に日本全体で50mm/hr以上の

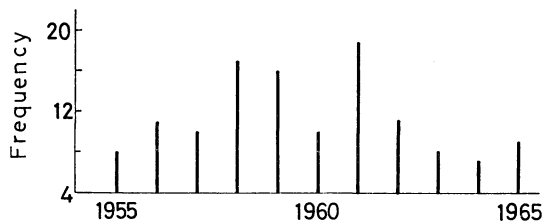
* Climatological Features of the Heavy Rainfall Intensity (above 50mm/hr) in Japan

** K. Yasuda 名古屋地方気象台 現在気象庁産業気象課

—1970年3月7日受理—



第1図 強雨の強度別出現回数分布。
太線は各強度別の、細線はその累積回数分布を示す。90 mm/hr を境にして出現分布が異なる。



第2図 強雨出現回数の経年変化。縦軸には観測所100箇所あたりの回数ととてある。

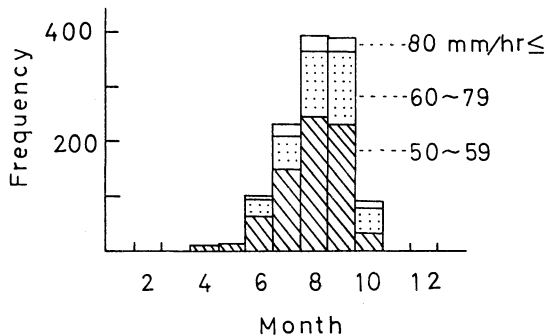
強雨を観測した総回数は1245回である。

その強度別出現回数を調べたのが第1図である。

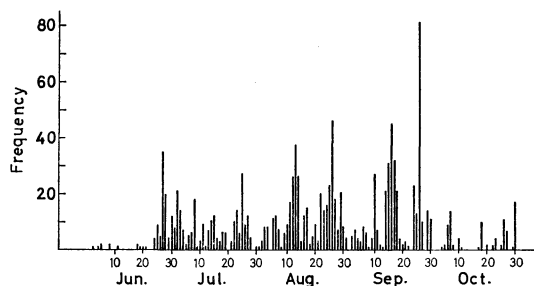
縦軸は10mm/hr きざみの強度（例えば、60mm/hr は60～69 mm/hr を示す）を、横軸には出現回数の対数をとってある。

太線は各強度別の、細線はその累積回数の分布を示すが、ここで注目すべき事は100mm/hr 以上の出現分布は

* 気象庁所属の乙種雨量観測を行なう観測所数は1956年734か所、1959年955か所、1962年1139か所、1965年1187か所となっており、その他の年は直線的に内挿した。



第3図 強雨の月別出現回数（年変化）。



第4図 強雨の日別出現回数。旬単位程度の周期変動が見られる。

第1表

原因	年	1955	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65
台風		6	3	5	4	6	6	7	5	7	4	8
前線		11	10	7	13	12	9	8	5	6	5	6
低気圧		3	7	9	3	6	5	4	11	12	13	8
計		20	20	21	20	24	20	19	21	21	22	22

それ以下のものと明らかに違う事である。

これは100mm/hr を越えるような異常強雨はそれ以下のものに較べて単に出現回数が少ないというだけではなく、恐らく降雨の発生機構が違う事を示唆しているものと思う。

第2図には強雨出現回数の経年変化が示してある。年によって観測所数* が違うのでなまの回数では経年変化を論ずる事はできない。そこで、縦軸は観測所100箇所当りの回数にしてある。

大雑把な見方をすると、1958～1961年頃がその前後に較べて明瞭に多く、強雨の出現し易い時期があるように見える。これらの年に豪雨を降らした主要現象は1958年

（狩野川台風など 4つの台風と 7月下旬の前線活動），1959年（伊勢湾台風），1961年（前線活動による 36.6 豪雨と第 2 室戸台風）がある。

大雨予想資料に収録された大雨原因の中から台風，前線，低気圧の 6～10月間の回数を調べると第 1 表のようになる。

原因別の回数やその合計数からは第 2 図の経年変化の特徴を説明する事は困難で，むしろ擾乱の活動性（強さ）の変化によるものと推定される。

(2.2) 月別出現回数（年変化）

第 3 図に月別の出現回数を示したが，全体として暖候期の 6～10月に多く，寒候期には殆んどない。

特に 8～9月の盛夏期から初秋期にかけて多い事が特徴である。

この特徴は月平均の気温，湿度，蒸気圧，風速および月降水量などいずれの気象要素の年変化とも異なり，強雨をひき起す擾乱の活動性（回数と強さ）の変化に依存していると思われる。しかし，第 3 図は全国的な統計結果であるので地方によってはある気象要素と同じ変化を示すかも知れない。

これまでの地域別調査によると，九州における 60mm/3 hr 以上の強雨の 89%は 6～9月に発生しており（山田，1964），第 3 図と同じ傾向を示している。

福井（1967）の定義による九州の豪雨も 6～9月に多く，北海道では 8～9月に多くなっている。

また，関東地方の豪雨は 8～10月の台風期に多い事が報告されている（福井，1968）。

(2.3) 日別出現回数

第 3 図から強雨は 6～10月に多い事がわかったが，こ

の期間について日別の出現回数を調べたのが第 4 図である。6月下旬から急増している事，旬程度の周期変動がある事，特に 8月中，下旬と 9月中，下旬に多い事が特徴として指摘される。

以上の特徴は 6月下旬～7月中旬はいわゆる梅雨末期集中豪雨であり，7月下旬は梅雨の戻りによるものである。また，8～9月は北方寒気の南下に伴う前線性豪雨と台風によるものである。

いずれにしても，現象のいかんを問わず旬程度の周期変動の存在する事は注目すべき事で，強雨ひいては集中豪雨に対する警戒時期が統計的にかなり明確にされたものと言える。

(2.4) 時刻別出現回数（日変化）

このような強雨がある時間帯に選択的に発生し易い傾向があるかどうかを見るために，時刻別出現回数を示したのが第 5 図である。棒グラフは強度別の回数を，実線は 50mm/hr 以上全部の 3 時間二重移動平均値を示す。大勢として，昼間よりも夜間のほうが圧倒的に多く 1 サイクルの変化をしている事が指摘される。

即ち，7～15時は平均値（52回）よりも少なく，その他の時間帯は多い。一番多いのは夜半前後のそれぞれ数時間，つぎは夕方前後である。正午前後は明らかに少ない。

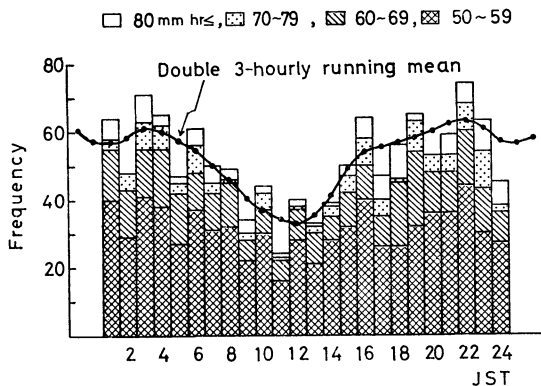
以上の事は出現回数の多い 70mm/hr 未満の強雨によって特徴づけられているが，70 mm/hr 以上の強雨についても同じ傾向である。また，棒グラフを見ると夜間（夕方から朝）には 3 時間程度の周期変動があるように見える。

1 時間雨量の日変化についてはこれまでも調べられたものがある。例えば，小林（1966）は秋田県の 11mm/hr 以上の強雨の発生回数が海岸地方では朝方に多く，山沿い地方では正午頃に多い事をのべている。

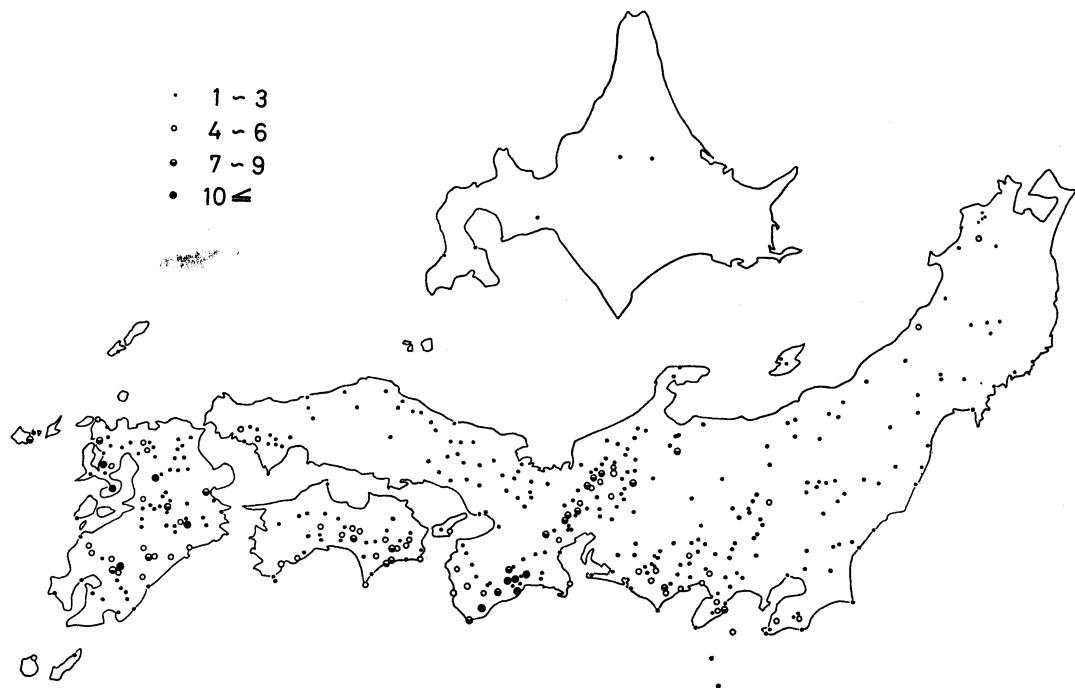
黒木（1969）は宮崎県の 10mm/hr 以上の強雨は 9時と 19時に極大，14時と 24時に極小をもつ 2 サイクルの日変化があり，6月から7月の極大は朝方にある事を報告している。

また，山田（1969）は九州の 1 時間最大 20mm/hr 以上の一雨強雨の日変化について，10ないし 20mm/hr 以上では 17時に，30ないし 40mm/hr 以上では 18時に最多発現があり，強雨ほど発現時刻が遅れる傾向にある事を指摘している。

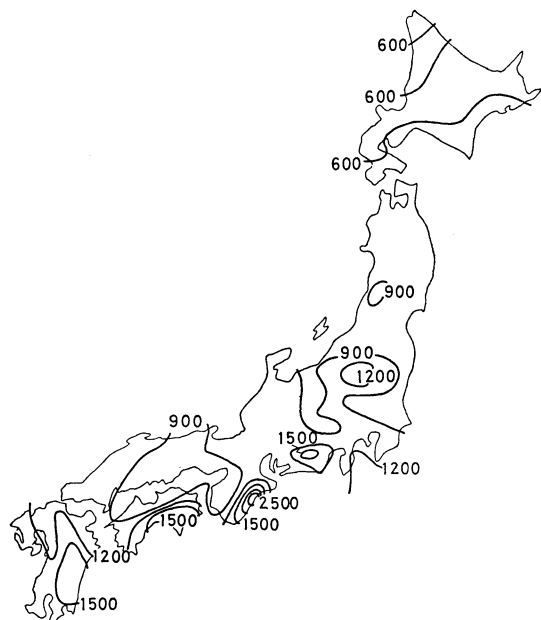
以上のように本文を含めてそれぞれ強雨のとり方，統計期間および地域（場所，面積）が異なるので結果は必



第 5 図 強雨の時刻別出現回数（日変化）。昼間よりも夜間の方が圧倒的に多い。



第6図 強雨出現回数の地理的分布。4階級に区分してある。



第7図 6～10月の平年 (1931～1960年平均) 降水量分布 (mm)。

ずしも同じではないが、強いと言えば朝夕に多い傾向がある。しかし、本文の調査結果を強調するならば、降り方の強い強雨は朝方を含めて夜間に多いと言えよう。

さて、降り方の強い強雨ほど雷雨との同時発生の傾向が強く、このような雷雨が夜間に多い事はよく経験されている事実である。強雨やそれに伴う雷雨が夜間に多い事については豪雨の発生機構にふれる根本問題であり、その論究は別の機会に譲る事にしてここでは若干の考察をのべる。

豪雨発生に対する重要な要素の1つとして、しばしば下層ジェット役が強調されている (例えば、田中, 1969)。

下層ジェットについて、Bonner (1968 a, b) はアメリカ中南部の下層ジェットは大平原における激しい雷雨やトルネードなど局地異常現象の発生に対して深い関係をもち、このような雷雨活動が夜間に多い事を指摘している。また、ロッキー山脈の東斜面に沿う高さ 800m 附近に南寄り下層ジェットが、特に夏の後半と春の早期にかけて現われ易く、その頃風速も強くなる事をのべている。

以上のような下層ジェットの特徴的日変化が強雨出現

の日変化とかなりよく対応している事は非常に示唆的である。しかし、下層ジェットについての日本における組織的な調査がないので、その他の考え得る原因も含めて今後の調査にゆづりたい。

3. 強雨出現の空間的分布

(3.1) 出現回数の地理的分布

強雨の出現しやすい地域があるかどうかを知るために第6図に出現回数を4階級に区分してその地理的分布を示した。

出現回数の多い地域は大局的に見て、紀伊半島南東部、鈴鹿～伊吹山系、四国南東部、九州南東部と北西部、静岡県など、南寄りの暖湿気流に直面する太平洋側の山地斜面や海岸に近い地域である。

この点、太平洋岸からかなり離れた鈴鹿～伊吹山系に多い事は注目に値する。少ない地域は当然予想される所であるが、北海道と東北地方それに中部山岳地帯と瀬戸内海沿岸となっている。

以上の分布特徴は第6図と強雨の主要出現期間である6～10月の平年降水量分布図(第7図)とを較べて見ると鈴鹿～伊吹山系を除きほぼ同じである。

即ち、大局的に見て強雨は暖候期(6～10月)の平年降水量の多い地域に多いと言える。しかし、地方以下の規模でこまかく見ると必ずしもそうではない。

ここで、これまでの調査によって指摘された豪雨の頻発地域を見ると、九州、北海道については例えば、諫早や苦小牧のように海岸に近い地域とされている。

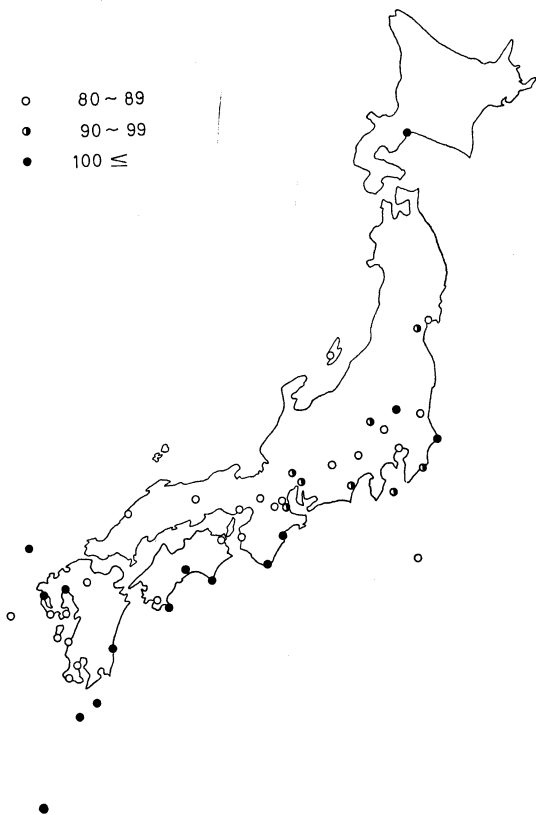
また、集中豪雨の多発域は多雨域とは一致せず、むしろ年降水量の少ない所に多いとして本文とは異なった面が強調されている(福井, 1967, 1968)。

九州について、山田(1961)は、短時間の強雨は西岸に、24時間の大雨は東岸に多い事を指摘し、山形(1969)も強雨(20mm/3hr以上、30mm/hr以上)は九州山地の西側に多い事をのべている。近畿地方の強雨(31mm/hr以上)は三重県から滋賀県東部へのびる地域と六甲山地から丹波山地東部へのびる地域に多く、暖候期(6～10月)降水量の多雨域と一致している(中島 後町, 1967)。

東北地方については三宅(1969)の詳細な報告があり、集中性大雨はどこにでも起り得るように見られるが、反面かなり地域性をもって群発していると認められる所があるとのべている。

以上のようにとり扱っている対象やとり扱い方が異なるので結論は必ずしも同じではない。

- 80～89
- 90～99
- 100 ≤



第8図 気象官署による最大強雨(80mm/hr以上)の地理的分布。
100mm/hr以上の異常強雨は関東地方以西の太平洋岸に多い。

(3.2) 最大強雨出現の地理的分布

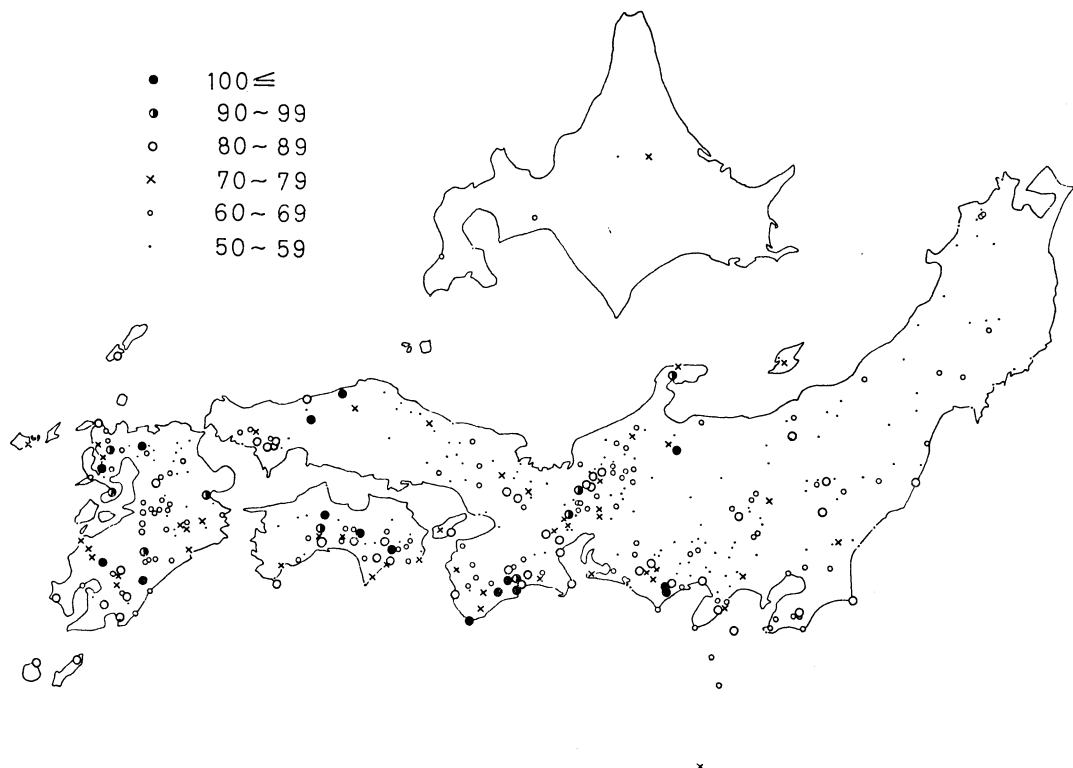
強雨の出現回数は大局的には太平洋側に面した山地斜面や海岸地方に多い事をのべたが、つぎに最大強雨の地域性についてのべる。

はじめに、80mm/hr以上の最大強雨を観測した気象官署の分布を第8図に示した。

関東以西の太平洋側に多く、とくに100mm/hr以上の異常強雨は海岸地方に多い特徴が見られる。そこで、このような特徴が普遍性をもっているかどうかを詳しく調べたのが第9図である。

80mm/hr以上の強雨が東北地方以北には殆んどない事は同じであるが、関東地方以西では必ずしも太平洋側に多いとは限らない。また、100mm/hr以上の異常強雨も海岸地方にのみ多いとは言えない(例えば、四国では山地地帯に多い)。

80mm/hrを越える最大強雨の出現しやすい地域は強雨



第9図 全観測所による最大強雨の地理的分布. 80mm/hr 以上は大局的には第8図と同じであるが、四国における100mm/hr 以上の異常強雨は山岳地帯に出ている。

出現回数の多い地域と同じである。即ち、一般に強雨の出現回数の多い所ほど激しい強雨が出現し易いと言える。

(3.3) 最大強雨出現時期(月)の地理的分布

50 mm/hr 以上の最大強雨の出現が何月に多いかを調べたのが第10図である。

地方別に見ると、九州(7～9月)、四国(8～10月)、中国(7～9月)、近畿(7～10月)、中部(8～9月)、関東(8～9月)、東北(7～9月)である。

これは次のべる強雨原因(主擾乱)の出現し易い時期と表裏一体をなすものである。

(3.4) 最大強雨の出現原因の地理的分布

ここで対象にしている強雨の直接原因は中小規模の擾乱による事が多いが、そのような立場からの原因を調べる事は現状では困難であるので総観規模の主擾乱についてのみ調べた(第11図)。

出現の多いのは台風、前線、低気圧であり、大部分は台風と前線に伴なっている。傾向的には、太平洋側は台風、日本海側は前線に大別される〔これとほぼ同様の事

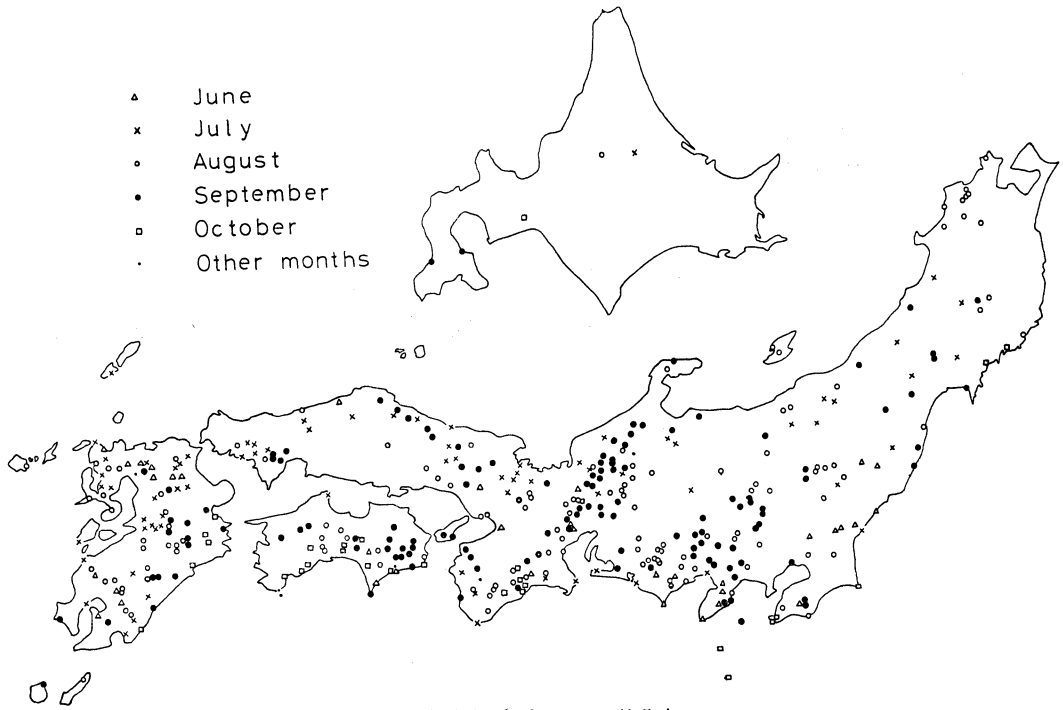
が年最大日降水量を用いて水越(1962a)によって報告されている〕。

低気圧によるものは傾向的には太平洋側に多い。

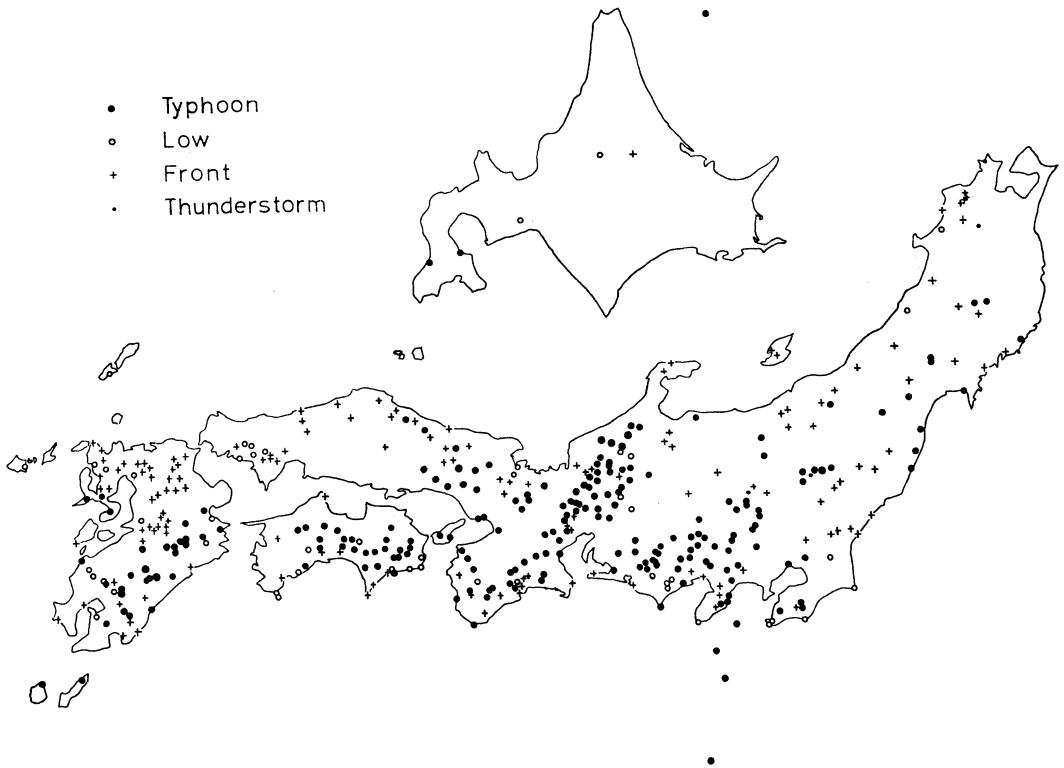
さて、第11図を地方別に見ると、地域特性がかなりはっきりしている。

最も顕著なのは九州で、日雨量により既に今山(1958)山田(1961)、水越(1962a)および福井(1967)が指摘しているように、南東部の台風、北西部の前線が見事に区分されている。四国、近畿、東海地方は圧倒的に台風が多く、前線や低気圧が海岸地方に混在している。中国地方は前線が多いが、低気圧(山口県)台風(岡山県)が小地域にまとまっている。

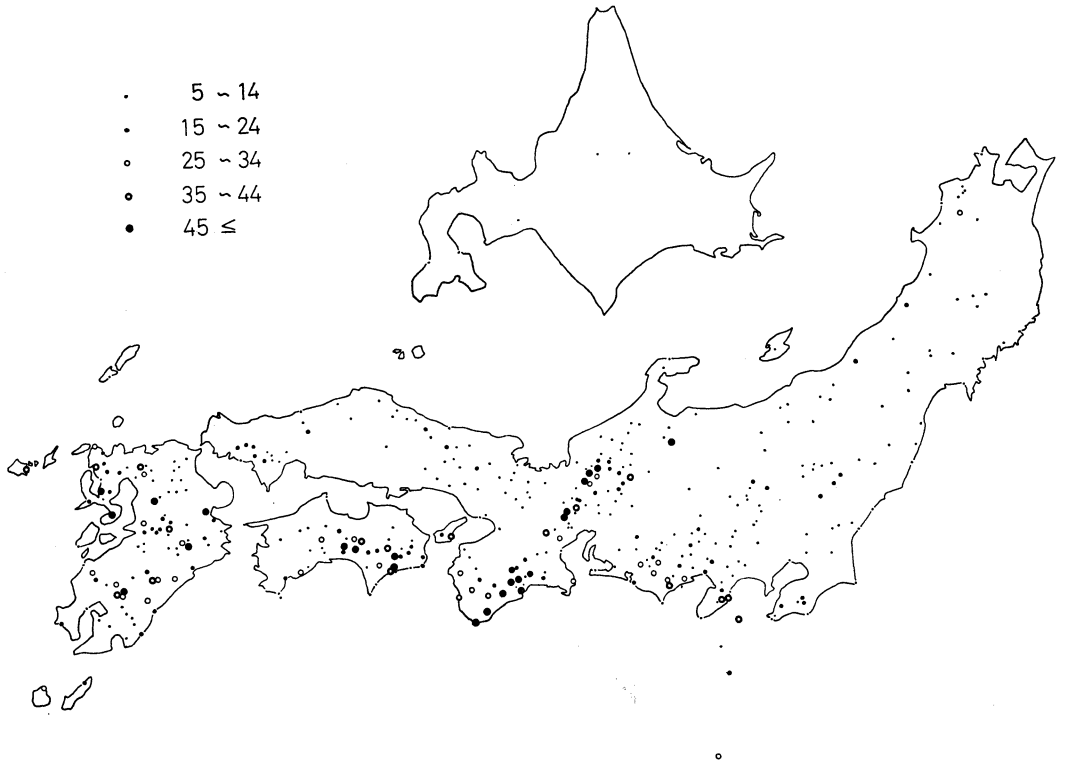
関東地方の山地地帯は水越(1962a, 1968)福井(1968)の調査結果と同様主として台風であるが、関東平野北部は前線が多い。北陸地方西部は台風、東部は前線である。東北地方は主として前線であるが、大別すると三宅(1969)ものべているように、日本海側は前線、太平洋側は台風が多い。



第10図 最大強雨出現時期（月）の地理的分布。



第11図 最大強雨出現原因（主擾乱）の地理的分布。大局的に見て太平洋側は台風，日本海側は前線が多い。



第12図 回数と強度を考慮した出現示数 (A) の地理的分布。出現示数 (A) とは強度の 1 位を切りすてた値の合計値で 5 階級に区分してある。

(3.5) 回数と強度を考慮した強雨出現示数の地理的分布

これまでの回数と強度について別々の立場から、強雨は大局的には暖候期の年平均降水量の多雨域に多く、しかも強度が強い傾向のある事をのべた。

しかし、地方以下のこまかい立場からは必ずしもそうではないので、回数と強度を同時に考慮した出現示数を用いて調べる事にした。示数のとり方は次の 2 通りの方法によった。1 つは 85mm/hr を 8 のように雨量強度の 1 位を切りすてた値の合計値 (A)、もう 1 つは 85mm/hr を 35 のように 50mm/hr を超過した値の合計値 (B) である。これらの示数を A、B とともに 5 階級に区分してその地理的分布を示したのが第12図と第13図である。

両図の間には余り大きな差はない様である。全国的に見て示数の大きい地域は第 6 図の出現回数の多い地域と殆んど同じで、両者の分布特徴は非常によく似ている。

また、第 9 図の最大強雨の分布とも似ているが、多少異なる地域 (例えば山陰) がある。したがって、出現示

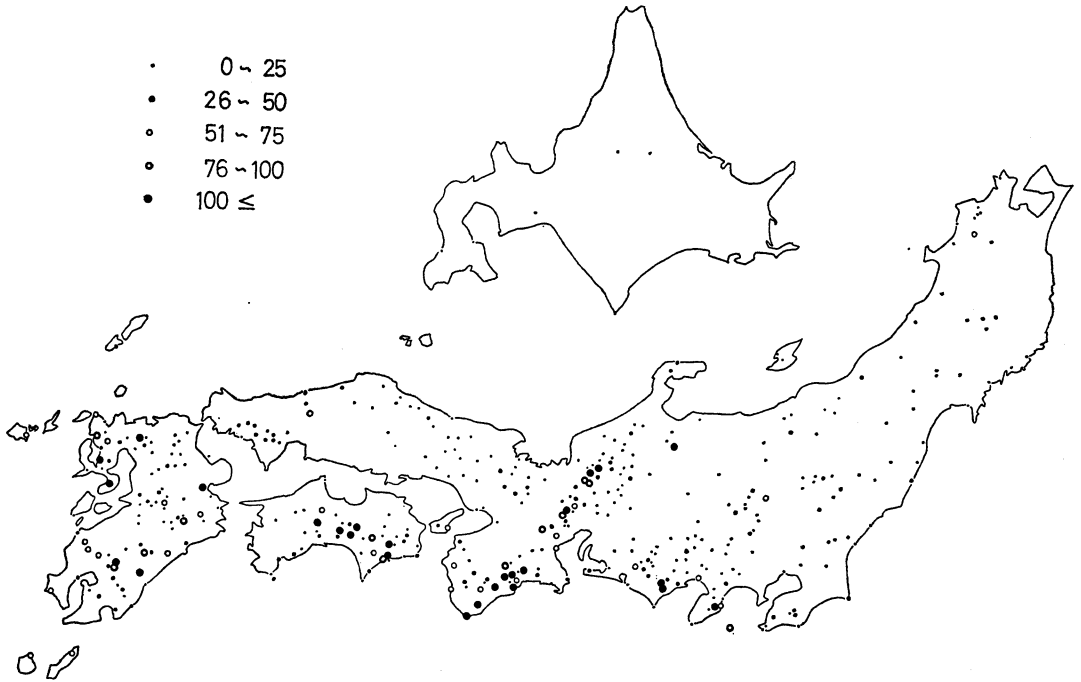
数に対する寄与率は強度よりも回数の方が大きいと言える。

4. 強雨出現と地形

強雨そのものは中小規模擾乱に伴なって発生し易いが、これに対する地形の影響の仕方や程度は当然地形規模によつて評価が異なるだろう。例えば、(3.1) で指摘した出現回数の多い地域は紀伊山地や四国山地程度以上の山地の東ないし南向き斜面や、山ぞいの平野部になっている。しかも、紀伊半島南東部のように山地が海岸に近くて傾斜の大きいほど強雨の出現が多い。

また、(3.4) でのべたように太平洋側の強雨は台風によるものが多いが、台風に伴う東ないし南方向の不安定成層をした暖湿気流が海上から直接吹きつける地域に多くなっている。

このような東ないし南風に対して海岸に近い山地を控えた地域として、九州南東部、四国南東部、紀伊半島南東部、静岡県などは殆んど同じ地形条件を備えており、実際にも同程度の強雨出現示数を示している。この点、



第13図 回数と強度を考慮した出現示数 (B) の地理的分布。出現示数 (B) とは強度 50 mm/hr を超過した値の合計値で 5 階級に区分してある。

関東の北部、西部は南ないし東向き斜面をもっているが、海岸から離れているので前記地域に較べて出現示数は小さい。しかし、ここで注目すべきは鈴鹿～伊吹山系が紀伊半島南東部に劣らないほど強雨が多い事であるが、これは不安定成層をした暖湿気流が伊勢湾 (南東風) や大阪湾 (南西風) 方面からこれら山系まで集中的に侵入できるためと考えられる。

同じ事が瀬戸内海 (強雨は少ない) に面した丹波山地や山口県についても言えよう。前線の場合、不安定成層をした暖湿気流は南ないし西風として流入する事が多いので、強雨はその方向の山地斜面や平野部に多い。しかし、前線に伴う暖湿気流の規模は台風のものに較べて一般に小さいので、下層ジェットまたは湿舌の規模と侵入方向に応じた地形の影響を受けるだろう。

例えば、水越(1962b)は、梅雨前線による大雨は湿潤な南西気流が侵入し易い地形条件の所でしばしば起こる事を指摘している。また、Imada, Matano & Komatsu (1969) は南西風の卓越した場合の西日本の豪雨域は不安定を内蔵した気流が安定に移流した後の合流点、またはいきづまり域に発生する事をのべている。

ところで、台風に伴う強雨でも中小規模地形の立場か

らは同じ事が言える。例えば、第6図の天竜川流域のように山地斜面やその前面と同様に川または谷筋やそのいきづまり域に強雨が発生している。なお、前線の場合には中小規模擾乱の発達過程に関連して、例えば、長崎県のように地形には無関係に海岸に近い平野部に出現しやすい地域がある。

しかし、海岸に近い平野部に出現するものは関東地方の場合を見ても地域的まとまりは少ない。強雨出現に対する地形の影響は定量的に扱いかい難いので、たとえ山地斜面や谷筋の強雨でも地形効果によって発生したとはいきれないが、出現分布から見てここで対象としている強雨の3分の2位は地形の影響を受けているように見える。

5. あとがき

集中豪雨を側面的に理解するために、50 mm/hr 以上の強雨の気候学的特性を調査した。どちらかと言えば、1時間雨量はやや不安定であり、もう少し安定した集中豪雨との関連およびそれと気象要素との関係を調べるには3ないし6時間雨量のほうがよいと考えるので、今後そのような方向の調査を進めたいと思っている。

本調査による主な結果は次の通りである。

(1) 100 mm/hr 以上の強雨とそれ以下のものとは出現分布の特性が明瞭に違う。

(2) 経年変化として、強雨の出現し易い時期がある。

(3) 強雨は盛夏期から初秋期にかけて多い。

(4) 強雨出現には旬程度の周期変動がある。

(5) 日変化として、夜間に多く昼間は少ない。

(6) 強雨は紀伊半島南東部、鈴鹿～伊吹山系、四国南東部、九州南東部と北西部および静岡県などに多い。

(7) 最大強雨は関東以西の太平洋側が強い。

(8) 最大強雨の原因 (主擾乱) は太平洋側は台風、日本海側は前線に大別できる。

(9) 回数と強度を考慮した出現示数を 2 通りの方法で定義したが、示数の大きい地域は出現回数の多い地域とほぼ同じである。

(10) 強雨出現に対する地形条件としては大局的には不安定成層をした南寄り気流が直接流入する山地斜面やその前面に多いが、中小規模的には川や谷筋またはそのいきづまり域に多い。

終りに、この調査に対して激励の言葉を頂いた佐々木台長および有益なる助言と原稿を閲読のうえ色々ご教示を頂いた股野予報課長に厚く御礼申しあげる。

引用文献

Bonner, W.D., 1968 a: Kinematics of the Low-Level Jet, *J. Appl. Meteor.*, **7**, 339-347.

———, 1968 b: Climatology of the Low Level Jet, *Month. Weath. Rev.*, **96**, 833-850.

福井英一郎, 1967: 日本における集中豪雨の研究, 東京教育大学地理学研究報告, **11**, 83-95.

———, 1968: 日本の豪雨, 東京教育大学地理学研究報告, **12**, 1-18.

Imada M., H. Matano and I. Komatsu, 1969: A Tentative Treatise on Predicting the Concentrative Cloudburst, Using the Concept of Air-layer Pregnant with Instability, *Pap. Met. Geophys.*, **20**, 1-26.

今山正春, 1958: 九州および山口県の気象災害, 福岡管区気象台要報, **15**, 1-258.

小林一雄, 1966: 秋田県の大雨に関連した二, 三の調査, 研究時報, **18**, 53-59.

黒木義秋, 鈴木秋徳, 1969: 宮崎県の大雨の特性について, 1969年度秋期大会講演予稿集 (日本気象学会), **34**.

三宅 賢, 1969: 集中豪雨の東北地方における集中度と地域性について, 昭和44年度東北地方調査研究会資料 (仙台管区気象台).

水越允治, 1962 a: 日本の大雨の原因, 三重大学芸学部研究紀要, **32**, 1-14.

———, 1962 b: 梅雨前線活動に伴う降水量分布, 地理評, **35**, 35-44.

———, 1968: 大雨の気候学, 気象研究ノート, **98**, 368-382.

中島暢太郎, 後町幸雄, 1967: 近畿地方の降雨の統計的考察, 電力気象連絡会全国研究検討会資料 (京都大学防災研究所).

田中文治, 1969: 全国予報技術検討会 (集中豪雨1), うず (気象庁予報部), **6**, 1-4.

山田三朗, 1961: 九州の雨の量的予報法, 福岡管区気象台要報, **17**, 1-204.

———, 1964: 強雨と集中豪雨の予報および観測資料, 西部管区気象研究会誌, **24**, 61-65.

———, 1969: 九州における強雨と大雨のメソスケールの降雨機構, 天気, **9**, 379-384.

山形英雄, 1969: 強雨の開始前および初期に予警報を決断する方法について, 昭和43年度全国予報検討会資料 (福岡管区気象台), 109-130.