日本における大雨の気候学的研究

奥 田 穰

Climatological Study on Heavy Rainfalls in Japan

by

Minoru Okuta

Meteorological Research Institute, Tokyo

(Received April 28, 1970)

Abstract

1. Introduction

In this study, the climatological characteristics of heavy rainfalls in Japan are investigated on the basis of the frequency distribution of heavy rainfalls which is calculated from the daily precipitation amount for each of the following classes: $\geq 50\text{mm}$, $\geq 100\text{mm}$, $\geq 150\text{mm}$, $\geq 200\text{mm}$, $\geq 300\text{mm}$, $\geq 400\text{mm}$, ... In the first chapter, the climatological characteristics of heavy rainfalls are examined statistically, and the second, their areal characteristics are studied from the standpoint of dynamic climatology.

The reason why we take up the frequency of heavy rainfalls and classify the daily precipitation amounts as above is as follows: (1) the classes of daily precipitation amount correspond with the scale of flood disaster; (2) when we use the precipitation amount, we can not grasp the climatological characteristics unless we treat the rainfall intensity coincident with it; (3) variations of monthly and annual precipitation amount do not always coincide with those of the frequency of heavy rainfalls. Particularly in the case of a daily precipitation amount of more than 100mm we must treat the frequency rather than the precipitation amount itself; and (4) the frequency is easier to treat statistically than the amount.

The statistics cover the period of ten years 1951-60, and we use the data of 137 meteorological offices and stations where rain gauge observation was done for the whole period. For the discussion of the details of areal characteristics, we use the data of the entrusted rain-gauge stations for the 10-year period of 1952-61 (except for 8 months from September 1952 to April 1953).

(The present paper partly overlaps the author's previous paper

(Climatological Characteristics of Heavy Rains in Japan (1) (1968))
and Figures and Tables contained there are omitted here.)

2. Statistical study of heavy rainfalls

Total frequencies of daily precipitation amount at every station for each of the classes $\geq 0.1\text{mm}$, $\geq 1.0\text{mm}$, $\geq 5.0\text{mm}$, $\geq 10\text{mm}$, $\geq 30\text{mm}$, $\geq 50\text{mm}$, $\geq 100\text{mm}$, $\geq 150\text{mm}$, $\geq 200\text{mm}$, $\geq 300\text{mm}$, $\geq 400\text{mm}$ and $\geq 500\text{mm}$ are found to be expressed by some exponential function.

The frequency distribution of classified daily precipitation amount for each station has a peculiar form corresponding to the locality's climatic type of heavy rainfalls, the details of which are to be described later. And to get stable frequency distribution of precipitation, statistical data for a period longer than 50 years are required.

The areal distribution of the total of heavy rainfalls during those ten years is studied for each class. Further, the seasonal variation of the areal frequency distribution of heavy rainfalls of $\geq 50\text{mm}$ and $\geq 100\text{mm}$ is examined. The characteristics of the areal frequency of distribution are as follows:

(1) The Japanese Islands are divided into several zones each one degree of latitude wide, and latitudinal ten-year mean frequencies of heavy rainfalls are calculated according to the frequencies of every station in each latitudinal zone. The latitudinal mean frequency of ten-year mean heavy rainfalls of every station in each one degree of latitude shows a characteristic distribution which corresponds to the latitudinal variation of the distribution of water vapour contents; there is a border lines in the frequency distributions at about 37°N for $\geq 50\text{mm}$ and at about 36°N for $\geq 100\text{mm}$: to the north of this line the latitudinal variation of the frequency distribution of heavy rainfall is small and to the south of it increases remarkably as we go southwards.

(2) The season with frequent heavy rainfalls is from June to October, that is, from Bai-U to Typhoon Season. Its supplemental characteristic features are that in April heavy rainfalls are rather frequent and that their frequency is high in winter in the region of heavy snowfalls along the coast of the Japan Sea.

(3) Remarkable characteristics of the frequency distribution are as follows; (a) In peninsulas and islands situated on the Pacific side the frequency of heavy rainfalls is higher on the east side than on the west side of them. (b) In the central part of the Inland Sea of Seto, in the coastal region of Hokkaido facing the Sea of Okhotsk and in the northern part of the inland area of the Chubu District, the frequency of heavy rainfalls is considerably low. (c) High frequency areas appear along the coast of the Pacific Ocean, and considerably high frequent areas appear on the east side of the Izu and the Kii Peninsulas, and in the inland area and east coast of the Kyushu District.

(4) Areas with a high frequency of heavy rainfalls of classes above 200mm in daily precipitation amount are restricted to those which are characterized not only by abundant water vapour inflow but also by frequent passages of meteorological disturbances.

(5) According to the seasonal variation of frequency and the total number of heavy rainfalls of each station, we can classify the heavy rainfalls in Japan into four climatic types and some transitional ones:

Type I with low frequency throughout the year; the frequency of heavy rainfalls more than 50 mm in daily precipitation amount is less than 30 days in 10 years, heavy rainfalls occurring only in the warm season (Hokkaido except the southeast Pacific coast, the coastal region of Aomori Bay, the inland area extending from Yamagata Prefecture to Fukushima Prefecture a little nearer to the Pacific Ocean, the Nagano Basin and the central part of the Inland Sea of Seto).

Type II with high frequency throughout the year; the frequency is more than 80 days, heavy rainfalls appearing throughout the year (the coastal regions along the Pacific Ocean).

Type III with high frequency in winter; the maximum in the year appears in the season of winter monsoon but heavy rainfalls more than 100 mm are rather frequent in the warm season (the coast along the Japan Sea).

Type IV with high frequency in the warm season; the frequency is more than 80 days, heavy rainfalls appearing only in the warm season (the inland area of Kyushu and the mountainous region of the northern Kanto District).

Transitional Types; Type I to Type II (the coast of the Bungo and the Kii Channel, the southern part of the inland area of the Kanto and the Chubu District), Type I to Type III (the Japan Sea coast from the Hokkaido District to the Tohoku District).

(6) Then, combining those types and comparing frequencies of heavy rainfalls between the Bai-U and the Typhoon Season or between June and July by using the data of the entrusted rain-gauge stations in the western part of Japan, it is suggested that subdivision of the climatic provinces of heavy rainfalls is possible.

The climatic provinces of heavy rainfalls that we suggested in this paper very well coincide with the climatic provinces proposed by E. FUKUI (1933).

3. Dynamic climatological study of heavy rainfalls

(1) Relation between frequency of heavy rainfalls and rainfall density:

From the fact that the distribution type of frequencies of each class of daily precipitation amount from $\geq 0.1\text{mm}$ to $\geq 500\text{mm}$ at each station is expressed by some exponential function, it is proved theoretically that rainfall density can be an index to the frequency of heavy rainfalls. But the relation between rainfall density and frequency of heavy rainfalls is different by the climatic type of heavy rainfalls. So, if one wants to take up the rainfall density as an index to the frequency of heavy rainfalls, he should make an accurate classification of the climatic provinces of heavy rainfalls, and then the relationships between the rainfall density and frequency of heavy rainfalls which are obtained for respective climatic provinces of heavy rainfalls should be applied to his purpose.

- (2) Relations between the altitude and the frequency of heavy rainfalls:

The frequency of heavy rainfalls in mountainous regions is about one and a half times that in the adjacent level land. This phenomenon is explained by the forced ascent effect of wet air currents due to mountainous topography.

- (3) Primary conditions causing areal characteristics of heavy rainfalls:

The primary conditions causing the areal characteristics of heavy rainfalls may be divided roughly into two as follows:

- (A) Whether or not large quantities of water vapour are supplied continuously into a certain area.
(B) Whether or not strong ascending currents occur continuously in a certain area.

- (A) The frequency of heavy rainfalls as controlled by water vapour contents:

The water vapour content in the atmosphere is controlled mainly by temperature and also affected by the distributions of ocean currents. The fact that the frequency of heavy rainfalls increases rapidly as one goes southward from the border line at about 36° – 37°N is caused by the latitudinal distribution of the water vapour content. In the area with less than 13mb of annual mean water vapour pressure the variation of the frequency of heavy rainfalls with latitude is small, and in the area with more than 13mb it is large.

Supply of water vapour into the atmosphere is done by the process of evaporation, and the higher the sea-surface temperature rises above the atmospheric temperature, the more is the evaporation generated. So, water vapour is supplied into the atmosphere over Japan in the area of warm ocean currents in the South Seas and Japanese waters, and areas of frequent heavy rainfalls are naturally found in regions where the wet air current can easily flow in after having been modified during its passage over the warm ocean current for a long time and distance.

The areas of extremely low frequency, such as the northern part

of Nagano Prefecture and the central part of the Inland Sea of Seto, are under the influence of the screening effect of mountains upon the wet air current flowing in from the ocean. As an example of this, we showed the relation between the wind direction at 850mb level and the difference of frequency of heavy rainfalls on the east and the west side of the Kii Peninsula.

(B) Primary conditions causing the ascending current:

The conditions causing the ascending current are considered under the following four heads:

- i) Meteorological disturbance on a synoptic scale is strong.
- ii) Stratification of the atmosphere is unstable.
- iii) Dissolution of convective instability concentrates locally.
- iv) Forced ascending current is produced by orographic effect and strong forced convergence occurs.

Those four conditions are examined closely in relation to the areal characteristics of heavy rainfalls. Meteorological disturbances on a synoptic scale are responsible for the areal characteristics and the seasonal variation of the frequency of heavy rainfalls. It is shown that the seasonal variation of heavy rainfalls can be explained by that of the circulation systems in East Asia suggested by A. KURASHIMA (1968).

Near cyclones and fronts, the stratification of the atmosphere is unstable, and the areal concentration of the dissolution of convective instability appears frequently in the western part of Japan at the time when the wet air current flows into that area in the shape of a tongue at the edge of an anti-cyclone of the North Pacific Ocean. The heavy snowfalls on the Japan Sea coast in winter are caused by the dissolution of convective instability accumulated gradually in the cold air mass as it crosses the Japan Sea.

In addition to the screening effect of mountains upon the transportation of water vapour contents, there are the following effects of topography upon the areal characteristics of heavy rainfalls:

- a) Forced ascending current due to mountainous topography
- b) Ascending by forced convergence due to topography
- c) Ascending by forced convergence caused by relief
- d) Rapid decay of meteorological disturbances by relief

Among these effects, a), b) and d) have been examined by many researchers up to now. The effect of c) has not yet been examined sufficiently, except that T. BERGERON (1959) tried to explain it by orographically conditioned convergence and C. W. NEWTON (1959) discussed about it.

The author explains the formation of the zone of frequent heavy rainfalls near the coastal region and at the edge of a mountainous region by forced convergence caused by the difference of roughness between land and sea or plain and mountain. A good example of the zone of frequent heavy rainfalls by this roughness effect is found

along the coast of the Kii Peninsula at a distance of 20–25 km from the seashore.

Lastly, the author shows that there are also areal characteristics in the diurnal variation of the frequency of rainfall intensities of more than 10mm per hour at the time of heavy rainfalls. The maximum appears at about sunrise in the coastal region and in the afternoon in the inland area. This fact runs counter to the theory of H. LANDSBERG (1950) and others. It is pointed out that the variation of the local circulation caused by the diurnal variation of heat budget has some influence on the diurnal variation of rainfall intensity at the time of heavy rainfalls, too.

目 次

1. は し が き	330
1.1 大雨の気候学的研究の歴史的概観.....	330
1.2 研究計画と方法.....	331
2. 大雨の統計的研究	334
2.1 大雨の地域分布.....	334
2.2 大雨日数の地域的特性.....	342
3. 大雨地域特性の動気候学的考察	354
3.1 大雨日数と降水密度.....	354
3.2 大雨日数と高度の関係.....	357
3.3 大雨の地域的特性の要因.....	362
要 約	375

1. は し が き

1.1 大雨の気候学的研究の歴史的概観

降水要素を用いて、日本における降雨の気候学的特性を研究したものは数多い。たとえば、福井英一郎(1934)は日本における降水変化量を論じ、矢沢大二(1949)は降水量の量的な局地性について、関口武(1944, 49)は総降水日数に対する1.0 mm以下の微雨日数の占める割合の分布および、年降水日数の分布型について検討を加えている。また、土屋正孝(1960)は、月および年の1.0 mm以上の降水日数で同期間の総降水量を除いた値、すなわち降水密度によって地域区分を試みた。吉野正敏(1960)は10分ないし36時間の各時間雨量の雨量—時間曲線等の地域分布特性を論じ、雨量強度の算出実験式に関する綿密な吟味を行なった。

さらに最近になって、関口武らによって東京および関東地方の大雨に関する研究が行なわれているし(1965, 67), 水越允治(1962)は、梅雨期に多雨の出現度数の多い地域が南南西ないし西南西の湿潤気流の、山岳地形によって遮蔽されない地域と一致すると主張した。また、福井英一郎(1967)は、日降水量が年降水量の10%以上になった時の雨を集中豪雨とし、集中豪雨の出現度数の年変化および経年変化を検討し、集中豪雨の多発域が大体一定していることを指摘している。

これらの研究のうち、大雨日数を直接取り扱っている研究は関口らの一連の研究である。関口らは、「東京の大雨の気候学」において、日雨量を単位要素とし、月別雨量階級別度数分布によって、東京の大雨が秋の台風期に多いことを示し、その大雨の気象的原因を吟味して、100 mm以上の大雨の大部分が台風によるものであることを明らかにし、さらに、雨量分布型から、地形性レインバンド型、全域型、前線型、海岸型、分散型の5類型を導いた。関口らは「関東地方の大雨の気候学」において、さらに同じ手法によって研究を進めている。

外国における研究について見ると、降水に関する気候学的研究は数多くあり、枚挙にいとまがないが、われわれの研究、すなわち大雨に係る気候学的研究にしばって概観することとする。

大雨に関する研究となると、外国でも一般に大雨の確率分布から再現期間に関するものが多くなっている。そのなかで、L. REICHMANN (1964)は、北部ザクセン平野部における豪雨および長雨を取り上げて、気候学的研究にまで立ち入って研究を進めている。すなわち、1級観測所39地点、2級98地点の資料を基として、豪雨と長雨の季節による分布、月降水量への寄与度、出現確率、地域分布などを1950~60年の期間について議論し、さらに、広域の天候状態、循環、風向、雷雨経路から、山岳地形、植生、聚落状態をその他の地理的特性のような力学的要因との関係にまで立ち入って検討を加えている。また、T. J. CHANDLER (1965)は、その著“The Climate of London”の降水の章で、Kew 資料により、統計的取り扱いによる各種降水要素の克明な解析を行なっている。すなわち、降水量および降水時間の日変化から年変化、降水密度および雨量強度、日雨量および降水継続時間の階級別度数分布の年変化など細かく分析している。

最後に、大雨の直接の研究論分ではないが、H. LANDSBERG (1950)の“Physcal Chimatology”を取り上げなければならない。彼はそのなかで、降水日数および雨天日数による平均雨量(降水密度)および雨量階級別度数をとることの必要性を指摘している。また、降水の日変化を論じ、集中豪雨を例として、雨の降り方にまで注目しなければならないと強調している。

以上概観したごとく、従来の気候学における雨に関する研究では、降水量自体をとりあげているものが多く、日数を取り扱っている研究は少ない。わずかに日本では吉野正敏、関口武らの研究に見られるだけで、大雨の問題となると、地域特性に対する検討を経ずして、直接大雨の再現期間を問題にしている。それゆえ、大雨の気候学的研究は、現状では極めて不十分であるといえよう。

また、治水あるいは利水計画の基礎として対象集水域の気象条件の調査が実施されるのが通例であるが、これらの調査についても、日本における大雨の気候学的特性を十分考慮に入れた調査とはいえない状態にある。

本研究は、日本における大雨の気候学的特性を明らかにする一方、間接的には防災面の技術に対する具体的改善策の提示を目的として行なったものである。

1.2 研究計画と方法

本研究の目標は、日本における大雨の発生日数の地域分布、その季節変化の状態の詳細を明らかにし、さらに、その気象的、地理的原因を分離し明らかにすることにある。

(使用資料)

「気象庁月報」：気象庁発行

「〇〇県の気候」：各地方気象台発行

「全国気象旬報」：気象庁発行

「気象要覧」：気象庁発行

「日本の気候表」その2：気象庁発行

「Aerological Data of Japan」：気象庁発行

「印刷天気図」：気象庁発行

「大雨予想資料」：気象庁発行

1.2.1 研究計画

上記研究目標を達成するために研究計画を次のようにたてる。

- a) 雨量階級別大雨日数の地域分布および季節変化の実状を明らかにする。
- b) 大雨日数の季節変化および年間日数による大雨の地域区分。
- c) 雨量階級別度数分布型の地域性および安定性を明らかにする。
- d) 大雨日数の地域性および季節変化を気候学的に明らかにする。

1.2.2 方法

- a) 単位要素として日降水量から大雨日数を求め、大雨日数を主体として用いる。
- b) 大雨日数は各地点、月毎に日降水量を次の階級区分によって求めた日数である：
 $\geq 50 \text{ mm}$, $\geq 100 \text{ mm}$, $\geq 150 \text{ mm}$, $\geq 200 \text{ mm}$, $\geq 300 \text{ mm}$, 以下 100 mm ぎざみ。

降水量自体を取り上げず、大雨日数を取り扱ったこと、および大雨日数を上記日雨量階級区分によって求めた理由は次のとおりである。

① 水害と日雨量との関係を日本全国について調べると、気象官署で日降水量 $\geq 50 \text{ mm}$ の降雨があった場合には、その周辺の何処かで小水害が発生し、 100 mm を越えると必ず水害が発生している。 $\geq 200 \text{ mm}$ の日降水量の場合には大水害となる。

これらの関係を裏付ける一つの資料として、各雨量階級別の年間大雨日数を都道府県単位に求める（これを都道府県年間大雨月数とする）。その求め方は都道府県内の気象台、測候

所の大雨日数のなかで最大大雨日数をもって該当都道府県の大雨日数とした。水害件数は、斉藤鍊一編「府県別年別気象災害年表」から水害に該当するものを取り出し、その出現度数を全国について年毎に集計した値を用いた（これを都道府県水害件数とする）。 ≥ 50 mm, ≥ 100 mm, ≥ 150 mm, ≥ 200 mm の各階級別の都道府県年間大雨日数全国集計と都道府県年間水害件数全国集計との関係を 1951~60 年について調べたのが Fig. 1 である。回帰式と相関係数を Table 1 に示したが、資料数がわずかに 10 個であり、相関の良否を厳密に指摘するわけにはいかない。しかし ≥ 100 mm の場合に最も良い相関関係を示しているといつてよいだろう。

Fig. 1. Relation between annual frequency of heavy rainfalls and that of flood-disasters in Japan (unit is prefecture, 1951-60).

Table 1. Regression equation and correlation coefficient between annual frequency of specified classes of heavy rainfalls and that of flood disasters in Japan (unit is prefecture, 1951-60).

Class of heavy rain	Regression Equation	Correlation Coefficient
≥ 50 mm	$D=0.5480R_{50}-80.2352$	0.86
≥ 100 mm	$D=1.7238R_{100}-29.6431$	0.95
≥ 150 mm	$D=2.7422R_{150}+25.6184$	0.91
≥ 200 mm	$D=4.6920R_{200}+50.7880$	0.90

≥ 100 mm の大雨日数集計値が水害件数集計値より少ないのは、水害件数には100 mm 以下の場合でも水害の発生している場合が含まれているからである。

② 降水量自体を取り扱った場合には、雨域の広がりおよび雨量強度に関する量をも同時に取り上げなければ、気候学的特性は把握されない。むしろ、大雨日数によって気候学的特性をまず明らかにし、その結果に基づいて雨域の広がりや雨量強度などによる細部の気候学的特性を研究することが、大雨の気候学的特性を明らかにするという目的のためには合理的である。

③ 月降水量、年降水量は必ずしも大雨日数と一致せず、大雨を問題とするときには階級別大雨日数を取り扱った方がよい。年降水量と年間大雨日数との間には高い相関関係があってもよいように思われるが、必ずしも高い相関ではない。これは雨の降り方に関係している。たとえば、高田と大島とは年降水量平年値がほぼ等しい約3000 mm である。しかし、両者の1951~60年の大雨日数は ≥ 50 mm では高田の54日に対して大島では193日、 ≥ 100 mm では高田の4日に対して大島の34日と、はるかに大島の大雨日数が多くなっている。また、同一地点における年降水量と大雨日数との関係を見ても、たとえば大雨日数の多い阿蘇山では ≥ 50 mm では割合高い相関が得られるが、 ≥ 100 mm の場合には相関が非常に悪くなっている。この関係は、大雨日数の少ない地点では ≥ 50 mm の場合でも相関関係が悪くなっている。

④ 統計的取り扱い降水量自体よりも日数の方が容易である。

c) 使用資料の統計期間は10年間とし、日本全国については1951~60年の全資料がそろった気象官署137地点を用い、地域区分の詳細を論じた西日本については資料の関係上1952~61年の資料を用いた。(この期間の資料を用いたのは、ゾンデ資料等の精度が向上されており、戦争による中断がないこと、他の気候統計値との対比が容易であることなどの理由からであり、10年間の統計値によったのは、地域特性を明らかにするためには、最低10年を必要とするからである。)

d) 研究計画のa)~c)は統計的手法による。

e) 研究計画のd)は、まず大雨の地域性その他の気候要素の地域性との対比から、従来の気候区分との関係を検討し、最後に、大雨の地域性ならびに季節変化の要因を動気候学的に明らかにする。

1.2.3 第1報との関連

本論文は、東京教育大学の博士論文として作られたものであるが、論文構成として、「日本における大雨の気候学的特性(第1報)」(Pap. Met. Geophys., 19, 227-308.)を包含するものである。それゆえ、第1報と部分的重複は避けられないところも出て来るが、その重複部分は簡単な記述にして、詳細は第1報を参照していただけるように述べてゆくこととする。

第1報から引用する Table および Fig. は Table (I, 1, p. 279) というように、図表の番号および掲載頁を付記することとする。

2. 大雨の統計的研究

2.1 大雨の地域分布

10年間の137全地点合計の階級別度数の月別分布は Table (I, 1, p. 279) で示し、第1報すでに指摘したように階級別度数の分布型は指数関数型となっている。この分布型は各地点について ≥ 0.1 mmの階級までの度数を考慮に入れても同様である。ただし、各地点によって分布曲線の傾斜に特徴があると同時に、統計期間によっても分布曲線の傾斜に変化がある。この分布型の地域による違いは、大雨の再現期間を求める場合は最も重要な問題となる。

2.1.1 年間日数の地域分布

各雨量階級別年合計値の地域分布を Fig. (I, 2, p. 280) に示し、第1報で各雨量階級別の分布の特徴を述べてあるゆえ、その概要を記述し、次に日本列島を緯度によって分割した場合の、緯度変化について述べることにする。

大雨日数の地域分布の特徴は、a) 半島や島の東側の方が、その西側より多い。b) 瀬戸内海、北海道のオホーツク海沿岸、中部地方内陸部の北部地方に位置する盆地形のところに著しく度数の少ない地域がある。c) 多発域は太平洋沿岸に現われ、特に顕著な地域は伊豆半島および紀伊半島の東側と、九州の内陸部および南東部である。

≥ 50 mm および ≥ 100 mm の大雨日数の地域分布には、一般的傾向として、緯度が高まるほ

Fig. 2. Latitudinal distribution of the mean frequency of heavy rainfalls in each one degree of latitude in Japan (1951-60).

ど日数が減少する傾向にある。これをさらに明確にするために、Fig. 2 に ≥ 50 mm および ≥ 100 mm の大雨日数について、緯度 1° 毎に包含される観測地点の平均日数を求め、緯度と平均大雨日数との関係を示した。図から明らかなように、 ≥ 50 mm の場合は 37°N を境として、それより高緯度では緯度による変化は緩やかであり、それより低緯度では急激な増加を示している。なお、 37°N は小名浜から富山湾にかけての緯度に当る。

≥ 100 mm の場合は、屈曲点が ≥ 50 mm の場合より南下しており、 36°N 以南での大雨日数の増加の仕方が少なくなっている程度で、傾向は ≥ 50 mm の場合と同様に現われている。なお、 36°N はほぼ福井と銚子を結ぶ緯度に当る。

以上のような緯度による平均大雨日数の分布は、日本列島の複雑な地形分布から生ずる大雨日数の地域分布を平滑化し、大雨日数の緯度による変化の一般的特徴を示しているものと考えられる。なお、後章で述べるように、この緯度変化は、水蒸気量の緯度分布によって説明される。

2.1.2 各月の地域分布

各月の地域分布については、第1報の281～284頁に、Fig. (I, 3, 4, p. 282, 283) の ≥ 50 mm および ≥ 100 mm の1～12月の度数分布を示して、詳細に記述しておいた。本報では後節で述べる西日本における地域分布との関連で、年間において大雨日数の多い6～10月について概略を述べることにする。

① 6月：年合計値の分布に大体類似するが、特に九州から周防灘沿岸を経て、中国山地の中央部に延びる度数の多い地域が見られるのと、北海道の北部大半が度数ゼロ、東北地方から関東地方北部および新潟県に度数が少なくなっているのが特徴的である。 ≥ 100 mm では以上の分布の特徴が顕著に現われる。

② 7月：分布は6月とだいぶ違っており、度数の多い地域は北海道中央部および南部沿岸地帯、東北地方の日本海側から北陸地方に見られ、九州南部から四国沿岸にかけて相対的に少ない地域が見られる。九州から中国地方に延びる多発域は6月より若干北進している。以上は ≥ 50 mm の場合であるが、 ≥ 100 mm の場合も一般的傾向は ≥ 50 mm と類似していると見てよいが、度数が少ないために明瞭でない。東北地方の日本海側に度数の多い地域が現われるのが特徴的である。

③ 8月：北海道と東北地方中央西部、九州中央部から東側沿岸部に度数の多い地域がある。

④ 9月：9月の特徴は、度数の多い地域が日本海側から太平洋側に移ることである。この特徴の顕著に現われるのは、北海道から東北地方にかけての地域であり、東日本内陸部にも度数の多い地域が見られる。

⑤ 10月：9月の分布特徴がさらに顕著に現われる。北海道から東北、関東両地方の太平洋岸に度数の多い地域が現われ、日本海側は度数の少ない地域となる。 ≥ 100 mm の分布範囲は、中国地方以西と太平洋岸、それに東北地方の秋田、岩手を連ねる地帯に見られる。

2.1.3 大雨日数多発域の季節変化

第1報において、すでに日雨量 ≥ 50 mm の大雨日数によって、各月の年間大雨日数総計に対する百分率を各地点で求め、その分布を Fig. (I, 8, p. 298) に示し、さらに、日本付近を通る低気圧の各月の経路を Fig. (I, 8, p. 300) に、同じく低気圧の発生個数、通過個数および総個数を Table (I, 8, p. 298～299) に、極東における緯度・経度 2° ごとの前線出現度数を Fig. (I,

10, a), b), p. 301~302) に示して, 大雨日数多発域の季節変化をそれらの気象じょう乱出現の季節変化と結びつけて論じた。その結論だけを要約すると, 次のようになる。

大雨日数多発域は明らかに季節変化しており, その変化は, 前線帯や顕著低気圧, 台風などの気象じょう乱の発現度数, 経路の季節変化および流入水蒸気量の季節変化とによって説明される。また, 関東地方内陸部と中部地方中央部および京都盆地の8月の多発は雷雨によって説明される。

2.1.4 西日本における地域分布

気象官署のみによる大雨日数の地域分布において, 紀伊半島の東西両側面あるいは紀伊水道, 豊後水道の東側沿岸と西側沿岸との間に日数に大きい相違があり, 半島または島の場合には東側, 水道は西岸地域の方が反対側より多い傾向が見られる。気象官署のみでは分布が粗いので, これらの問題の検討を含めて, 詳細な地域分布の検討を西日本 (ただし九州は福岡, 大分両県のみ) の区内観測所資料によって行なった。「全国気象旬報」から気象官署の場合と同様の手順で大雨日数を求めた。統計期間は1952~61年の10か年であるが, 資料の都合から1952年9月~53年4月の8か月を欠いたが, 大勢を見るのにさしつかえないと考える。

Fig. 3 に 6~10月の ≥ 100 mm の西日本における大雨日数の地域分布を示した。各月の分布の特徴は次のとおりである。

- ① 6月: 周防灘に面した九州沿岸に少発域があり, 対岸山口県が多発域と対称的である。瀬戸内海地方の少発域は同地方中心部から東にある。四国および紀伊半島は太平洋沿岸沿いに多発地帯があり, 兵庫県六甲山系から京都北西部にかけて割合多い地帯, 鈴鹿山脈東側から岐阜県北部山間地方にかけて細長い多発地帯が現われている。
- ② 7月: 6月より複雑な分布を示し, 前線帯の北上に伴って山陰地方から福井県にかけての日本海に面した地方でも ≥ 100 mm の日数が現われ, 瀬戸内海地方の0日数の地域は部分となり, 同地方中心部より東方に現われる。太平洋沿岸の多発地帯では, 四国の日数は6月とほぼ同程度であるが, 紀伊半島では少なくなっている。
- ③ 8月: 多発域は四国山地太平洋側斜面, 紀伊山地東側斜面と, 岐阜県両白山地南部から鈴鹿山脈にかけての地帯に見られ, 兵庫県六甲山地と島根県の中国山地西方にも部分的に割合多い地域が部分的に見られる。瀬戸内海地方を中心とした0日数の地域は周防灘の方が広がる。
- ④ 9月: 多発域は四国山地, 紀伊山地および鈴鹿山脈から両白山地西南部にかけの細長い地帯に見られ, 瀬戸内海地方の0日数地域の大半は北岸中国地方沿岸に限られ, 大雨日数の多い周防灘沿岸でも少なくなっている。
- ⑤ 10月: 9月までの太平洋沿岸沿いの多発地帯では紀伊山地東側を除いて全域にわたって急減している。

〔西日本における大雨日数地域分布の特徴〕

区内観測所資料による西日本の大雨日数の地域分布を見ると, 以上のように, 気象官署資料のみでは見出し得ないいくつかの特徴が現われている。それらは次のように要約される。

- ① 瀬戸内海地方の0日数域を含む少発域は6, 7月には同地方中心部より東方に現われ, 9月には反対に西方に現われる。
- ② 周防灘に面した九州側沿岸では中国側沿岸部と対称的に少発域となる。
- ③ 兵庫県六甲山地から京都府丹波山地にかけて割合多い地帯が見られる。

Fig. 3-a
Fig. 3. Areal distribution of monthly frequency of heavy rainfalls (the amount of daily precipitation is ≥ 100 mm) in Western Japan (1952-61). a) June, b) July, c) August, d) September, e) October.

Fig. 3-b

Fig. 3-c

Fig. 3-d

Fig. 3-e

Fig. 4. Areal distribution of the total sum of the frequency of heavy rainfalls (the amount of daily precipitation is ≥ 100 mm) in the Kii Peninsula (1952-61).

- ④ 多発域は、四国山地、紀伊山地、鈴鹿山脈、両白山地と、山地に密接に関係して現われ、梅雨期の6,7月と台風期の9月とでは多発域中心域の位置に微妙な変化がある。すなわち、気象官署資料のみの分布において指摘した半島東側が西側より大雨日数が多いという特徴は、6~7月にはいちじるしくないが、9月には顕著である。紀伊半島の年間総日数分布図を Fig. 4 に示したが、この特徴が明瞭に現われている。
- ⑤ 山地が割合海に迫っている地方の多発域中心軸の海岸からの距離はほぼ一定で、15~30 Km の範囲に入っている。

以上のような分布特徴の気候学的検討の細部は後章に譲るが、次のように理解することができる。日本における大雨の季節は梅雨期と台風期であるが、梅雨期の大雨は前線が日本列島上あるいはその沿岸近くにあって、低気圧が前線上を東進することによってもたらされることが多い。そして、湿潤暖気流は主として西南西~南の気流となって流入する。これに対して台風期は台風や顕著低気圧の北上ないし東進によってもたらされ、それらの進行前面に湿潤暖気流が東南東~南の強風となって流入する。このような湿潤暖気流の流入経路の相違が梅雨期と台風期の分布を微妙に変えているといえる。

2.2 大雨日数の地域的特性

2.2.1 大雨日数による地域区分（日本全国）

以上は大雨日数が如何に分布しているか、その事実を述べたのであるが、大雨日数の季節変化および年間総日数によって4個の主型と、それらの中間型に分けられる (Fig. 5 参照)。まず、気象官署のみによって日本全国について区分し、西日本を例として、さらにその細分を行なうこととする。

- I. 年間総数が少なく、暖候期にしか現われない。(太平洋沿岸を除いた北海道、青森湾沿岸、

Fig. 5. Synthetic classification of regions for heavy rainfalls in Japan.

- I: low frequency through the whole year.
- II: high frequency through the whole year.
- III: high frequency in winter.
- IV: high frequency in the warm season.

山形県から福島県太平洋寄り内陸部，長野県北部盆地，瀬戸内海中央部)

II. 年間総数が多く，年間を通じて現われる。(太平洋沿岸)

III. 年間の日数極大月が12月に現われるか，冬季に日数が多い。ただし ≥ 100 mm の大雨はほとんど暖候期にしか現われない。(日本海沿岸)

IV. 年間総数が割合多いが，暖候期にしか現われない。(九州内陸部や関東地方の北部山岳地帯)

中間型は上記4主型の特徴の中間的なもので，それらの中，I～IIの中間型，I～IIIの中間型が明らかに見られる。以下各主型および中間型について記述する。

I 年間少発型： ≥ 50 mm の大雨の年間総日数が10年間で30日より少ない地域で，Fig 5 および Table 2 に示すように，北海道の太平洋岸を除いた地域，福島県内陸部，長野県北部および瀬戸内海沿岸地域に見られる。その他，青森湾沿岸や日本海沿岸でも新潟のように局地的少発域が見られるが，新潟は佐渡島の影響によって，じょう乱および水蒸気の同地方への流入が妨げられるために局地的に大雨の出現数が少なくなっているもので，新潟はIIIの冬季多発域の分類に入れる。(地域の細分化の場合には分離が必要)。

この型の特徴は，特に北海道のオホーツク海沿岸，長野県北部に現われる。

II 年間多発型： ≥ 50 mm の大雨の年間総日数が10年間で80日以上で，年間を通じて大雨の発生が見られる。Fig. 5 および Table 3 に示すように，房総半島以西の太平洋沿岸がこの地域に当る。同じ多発域の中にも，房総半島のように90日以下のところから，尾鷲のように238日という多発域まで含まれる。東北地方太平洋岸は年間総日数は少ないが，多発型の特徴を持っている。

III 冬季多発型：冬季季節風の卓越する時期に大雨が多発する地域である。ただし， ≥ 100 mm の大雨となると，暖候期に発生するものがほとんどで，Table 4 に示すように，わずかに豪雪

Table 2. Frequency distribution of daily precipitation amount of ≥ 50 mm in the region of the low frequency type in the whole year. (Type I). Numbers in brackets indicate frequency of ≥ 100 mm.

Month Station	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Year	District
Wakkanai	—	—	—	—	—	—	4	3(1)	2	1	—	—	10(1)	Hokkaido
Sapporo	—	—	—	1	—	—	1	2	5(1)	1	—	—	10(1)	
Abashiri	—	—	—	—	—	—	—	2	2	1	—	—	5	
Asahikawa	—	—	—	—	—	—	—	7	7(1)	1	—	—	15(1)	Tohoku
Fukushima	—	—	—	—	1	1	4	1	4(1)	4	—	1	16(1)	
Nagano	—	—	—	—	—	1	2	1	1	1	—	—	6	Chubu
Matsumoto	—	—	—	—	2	5	2	3	5	1	—	—	18	
Okayama	—	—	—	—	1	5	10(2)	4	6	1	—	—	27(2)	Inland sea of Seto
Takamatsu	—	—	—	—	—	3(1)	10(1)	2(1)	7(1)	—	1	—	23(4)	

Table 3. Same as Tab. 3, the region of the type "high frequency through the whole year." (Type II).

Month Station	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Year
Katsuura	2	5	4	4	5	8(1)	13(1)	8(1)	12(3)	12	9(5)	5	87(11)
Oshima	8(2)	7	13(3)	15(1)	23(1)	29(7)	15(2)	17(3)	25(7)	30(7)	10(3)	7	199(36)
Owashi	3(1)	8(2)	12(2)	21(9)	24(3)	26(8)	21(5)	36(17)	42(18)	31(23)	10(2)	4(4)	238(94)
Shionomisaki	4(2)	4	10	12(2)	15	20(4)	15(5)	10(3)	16(8)	12(4)	11(2)	6(1)	133(31)
Murotomisaki	3	5	2(1)	12(1)	11(4)	21(6)	12(3)	16(1)	21(6)	13(3)	11(2)	3(1)	124(27)
Ashizurimisaki	3	5(2)	3	8(3)	15	20(5)	7(3)	11	20(4)	10(3)	5(1)	2(2)	109(24)
Miyazaki	1	4(1)	—	10	14(3)	35(8)	18(5)	13(4)	18(6)	8(3)	5(2)	3	132(32)
Makurazaki	2	2	3(1)	3(1)	16(2)	24(4)	16(5)	11(5)	12(4)	4	8(2)	—	107(21)

Table 4. Same as Tab. 3, the region of the type "high frequency in winter." (Type III).

Station	Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Year
Niigata	—	—	—	—	—	—	1	10(1)	3	1	1	1	3	20(1)
Takada	8	8	2	—	—	—	—	5(2)	7(1)	8	2	11	18(1)	61(4)
Wajima	4	4	1	1	2	1	2	14(3)	9(3)	10(2)	3	3	2	52(8)
Tsuruga	5	5	—	—	—	3	7(1)	16(1)	8(3)	7(3)	2	5	10	63(8)
Sakai	1	1	—	—	3(1)	1	8	16(1)	4(1)	8(1)	4(1)	—	2	47(5)

Table 5. Same as Tab. 3, the region of the type "high frequency in the warm season." (Type IV).

Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Year	District
Hita	—	—	1(1)	9(1)	3	19(9)	27(4)	10(2)	12(2)	1(1)	1	—	83(20)	Inland of Kyushu
Asosan	2	4	3	18(6)	20	43(18)	44(11)	21(5)	26(4)	7(1)	4	2	194(45)	
Hitoroshi	—	1	—	15(5)	9(2)	31(10)	24(11)	9(2)	10(2)	2(1)	—	—	101(33)	
Chugushi	—	1	1(1)	1	5	5	6(1)	14(5)	17(7)	12(1)	3	1	66(15)	Mountainous region of Kanto

Table 6. Same as Tab. 3, the region of the transitional type from the Type I to Type II.

(1) The Chubu District

Month Station	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Year	Classification
Nagano	—	—	—	—	—	1	2	1	1	1	—	—	6	low frequency in whole year
Matsumoto	—	—	—	—	2	5	2	3	5	1	—	—	18	
Suwa	—	—	—	1	2	5	6	4(1)	6(1)	2	1	—	27(2)	
Iida	1	1	2	—	5	9(2)	11(3)	10(1)	11(2)	3	1	—	54(8)	
Hamamatsu	—	3	2	9(1)	10(2)	10(4)	9(3)	10(3)	13(4)	9	6	2	83(17)	frequent in whole year

(2) The Bungo Channel

Month Station	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Year	Classification
Takamatsu	—	—	—	—	—	3(1)	10(1)	2(1)	7(1)	—	1	—	23(4)	low frequency in whole year
Matsuyama	—	—	—	3(1)	—	11(2)	11(2)	4	6	1	1	—	37(5)	
Uwajima	—	—	—	7(1)	3	13(4)	13(1)	13(3)	12(3)	4(1)	2	—	67(13)	
Sukumo	1	—	2	7(1)	6	14(1)	13(2)	12(2)	10(3)	3(1)	2	1	71(10)	
Ashizurimisaki	3	5(2)	3	8(3)	15	20(5)	7(3)	11	20(4)	10(3)	5(2)	2(2)	109(24)	frequent in whole year

Table 7. Same as Tab. 3, the region of the transitional type from Type I to Type III.

Month Station	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Year	Classification
Sapporo	—	—	—	1	—	—	1	2	5(1)	1	—	—	10(1)	Type I
Suttou	—	—	—	—	—	—	2	7	1	—	—	—	10	
Esashi	—	1	2	1	—	3	4	4	5	—	—	—	20	
Fukaura	—	—	1	2	—	4	5	6(1)	3	2	1	—	24(1)	
Akita	1	—	1	2	2	3	8	5(1)	6	2	1	—	31(1)	Type III
Niigata	—	—	—	—	—	1	10(1)	3	1	1	1	3	20(1)	
Takada	8	2	—	—	—	—	5(2)	7(1)	8	2	11	18(1)	61(4)	

地帯である高田に1日見られるだけである。年間における最多発月は7~9月のいずれかの月になる地点が多いが、高田や敦賀は12月の多発が目立っている。冬季多発型の地域内でも、新潟のように日数の少ない地域と、高田や敦賀のように多発する地域とがあり、地域の細分化が可能である。

IV 暖候期多発型：10年間の ≥ 50 mm の年間総日数が80日以上で、しかも6~9月の日数の年間総日数に対する割合が80%以上、6~9月の最多および次多月の日数の年間総日数に対する割合が40%以上の地点によって暖候期多発型とした。ただし、中宮祠は年間総日数が66日で、80日よりはるかに少ないが、同緯度の平均日数35日の約2倍の出現率を示しているので、特にこの型に入れてある。

この型に入る地域は Fig. 5 および Table 6 に示すように、九州内陸部から東支那海沿岸にかけての地域と、関東地方山岳部である。なお、豊後水道に面した防府がこの型の基準に合致していることを付け加えておく。

V 中間型：各主型間に中間型が存在するのであるが、細部にわたっては区内観測所の資料で解析した結果を必要とする。それゆえ、ここでは主型間の転移地域として、明らかに中間型が認められる地域について述べる。なお、区内観測資料を基とした転移層の細分は次節で論ずることとする。

(i) 年間少発型と年間多発型の中間型：少発型と多発型との中間型は、両型の中間地帯に存在する。その典型は中部地方の長野から太平洋岸の浜松までの間、瀬戸内海中央部から豊後水道に面した四国西岸に見られる。四国東岸の紀伊水道に面した地域では、気象官署資料のみでは中間型の存在は不明で、徳島では太平洋岸の年間多発型類似の型となる。中部地方の場合と四国沿岸の場合とを Table 6 (1), (2) に示した。

(ii) 年間少発型と冬季多発型の中間型：この型は Table 7 に示すように、北海道南部の日本海沿岸から東北地方の日本海沿岸に見られる。北海道の渡島半島北部ではまだ少発域であるが、南部の江差では ≥ 50 mm の年間総日数が20日以上となり、東北地方の日本海沿岸を南下するにつれて冬季多発型に近づく。

2.2.2 大雨日数による地域区分（西日本）

前節では気象官署のみによる全国の地域区分を行なったのであるが、各主型間の中間型および主型の細部の分布については観測地点網があまりにも粗なために詳細な立論をさしひかえなければならなかった。本節では区内観測所資料を基にして、西日本を対象にこの問題について検討を加えることとする。

(1) 4主型と中間型細分による地域区分。

前節の区分に中間型として次のような細分型を付加する。

I と II の中間型（年間少発型から年間多発型または暖候期多発型への中間型）

I¹ : ≥ 50 mm の年間総日数が30~39日

I² : ≥ 50 mm 同 上 40~49日

I³ : ≥ 50 mm 同 上 50~79日

IVを除く他の型との組み合わせ型（冬季多発型と年間少発型、年間多発型およびその各中間型との組み合わせ型）

I¹-III : ≥ 50 mm の年間総日数が30~39日で、冬季にも日数が多い。

Fig. 6. Synthetic subclassification of regions for heavy rainfalls in 25 0 25 50 75 km
Western Japan.

I, II, III, IV are the same as Fig. 5,
 I¹: frequency of daily precipitation amount ≥ 50 mm is 31-39
 days during the ten years,
 I²: same as I¹, but for 40-49 days,
 I³: same as I¹, but for 50-79 days.

I²-III, I³-III, II-III: 同様にそれぞれ年間総日数が40~49, 50~79日の中間型の組み合わせと, 年間多発型との組み合わせが作られる。[I (年間少発型) との組み合わせも考えられるが, 西日本ではなかったので省略した。]

以上のような中間型の細分および組み合わせによって西日本について地域区分したのが Fig. 6 である。分布が複雑であり, 分布の詳細を述べるよりは図を見て判断していただいた方がよいので, 特徴的なものを以下にあげておく。

① 年間少発型 (I) は瀬戸内海地方中心部にあるが, 四国側より中国側の面積が広く, 特に岡山県側は内陸部に広く入り込んでいる。兵庫県の高砂市付近にも局部的に見られる。

② 年間多発域 (II) は四国, 紀伊半島の太平洋側に見られるが, 両地方とも東側の方が北方まで入り込んでいる。また, 鈴鹿山脈東側から岐阜県および福井県の山岳地帯にかけて広汎に現われている。

③ 冬季多発型 (III) は日本海側地方に現われているが, 島根県では島根半島以外は山間部に現われている。また, 福井県では冬季多発型の地域に年間多発型の地域が多く含まれているのも特徴の一つである。

④ 暖候期多発型 (IV) は九州と山口県に多く, 四国と紀伊半島では山脈の稜線付近に存在し, 岐阜県東部山岳地帯についても同様の傾向がある。

(2) 最多発月および梅雨期と台風期との大雨日数の比較による地域区分。

前項までの地域区分に, さらに季節変化を細分して, 梅雨期 (6, 7月) と台風期 (9, 10月) とでどちらが多発するか, 梅雨期でも6月と7月とではどちらが多いか, さらに, これらの組み合わせに4月と5月の対比を加えるなどによって, 地域区分を細分化することが可能である。これらの中, われわれは年間最多発月による地域区分を気象官署のみによって全国について行ない (Fig. 7), 梅雨期と台風期の大雨日数の違いと, 梅雨期の6, 7月のどちらに日数が多いか

Fig. 7. Classification of region by the maximum frequency month.

とを組み合わせた区分は区内観測所資料により西日本について行なった (Fig. 8)。

Fig. 8. Classification of region in comparison with the frequency of heavy rainfalls during the Bai-U Season and the Typhoon Season.

Fig. 7 を見れば明らかなように、分布は複雑であり、年間最多発月だけを使用した場合には、10年間の資料では偶然も作用するおそれがあり、単独使用は避けなければならないと考える。

Fig. 8 は割合まとまって、意味のある分布をしている。Fig. 7 の分布からも推定されるように、西日本の大部分は梅雨期の方の大雨日数が多くなっているが、その中で、台風期に多い地域は次のようである。

- ① 四国の太平洋に突出している足摺岬や室戸岬付近と四国山地から淡路島西部。
- ② 紀伊半島の紀伊山地の東側。
- ③ 山陰地方の鳥取県と兵庫県に部分的。

さらに、梅雨期に大雨日数の多い地域内で6月の方が7月よりも多い地域は、九州では大分県の脊梁山脈東側および熊本県南部から南方、四国では香川県を除く大半、中国地方では広島県東部から岡山県内部を経て兵庫県南部までの細長い地帯、丹波山地の南側、紀伊半島から琵琶湖南部および濃尾平野と東海地方の南部となっており、第1報で気象官署資料を基にして指摘した6月から7月にかけての大雨多発域の北上傾向はここでも明らかに示される。その中で、

Fig. 9. Examples of the frequency distribution of classified daily precipitation amount.

室戸岬北方の四国山地南端付近と紀伊山地の大台ヶ原付近に部分的に7月に多い地域があることと、岡山県北部に細長い6月に多い地域がある理由については、湿潤暖気流の流入の海陸分布および地形による影響によって発生しているものと思われるが、明快な説明は困難である。

(3) 地域区分における問題点。

以上はわれわれの今回行なった地域区分であるが、まだ次のような問題点が残されている。

- ① 次節で述べるように、10年の統計期間では、まだ偶然が作用する可能性が十分にあり、分布が安定になるまでの統計期間の資料を使用する必要がある。
- ② さらに雨量階級別度数分布型を各地点で求め、数量的な基準を求めることによって、区分をより客観化する必要がある。

2.3.2 地域による度数分布型とその安定性

2.1で指摘したように、日雨量 ≥ 50 mm 以上の雨量階級別度数は指数型分布を示す。これに ≥ 0.1 mm, ≥ 1 mm, ≥ 10 mm などの日雨量50mm以下の階級の度数分布を加えても同様の分布を示

Fig. 10. Variation of the frequency distribution of the classified daily precipitation amount according to the period of observation (Tokyo).

す。この指数型分布を各地点について見ると、地域区分によってそれぞれ特有の分布型を示している。その1例として高田（冬季多発型、日本海沿岸）、長野（年間少数型、中部地方内陸部）、静岡（年間多発型、太平洋沿岸）の0.1 mm以上の日雨量階級別度数分布をFig. 9に示した。度数分布曲線の傾斜は長野が最も急で、静岡が最もゆるやかであり、高田は10 mm以下の階級で他地点より急速な日数の増加を示している。すなわち、明らかに3地点の属する地域の特性を備え、分布型に違いが現われている。

図に示したのは1例であるが、これらの地点の属する地域区分内の他地点は、それぞれ類似の分布型を示す。それゆえ、再現期間あるいは超過確率の計算をする場合には、大雨の地域区分毎に地点を選び計算しなければならない。そして、大面の地域区分が次節に述べるように、福井英一郎の分類による気候区分にほぼ一致していることから、ある地点の資料で計算した再現期間は、その地点の属さない他の気候区に適用してはいけないことを示している。

また、雨量階級別度数分布は、統計期間が短いと安定性が悪くなる。何年間の統計によって安定した度数分布型が得られるかは、確率計算を行なう場合に問題となる。Fig. 10は統計期間の長い東京について検討した結果で、1960年から10年毎に過去にさかのぼり、各雨量階級別度数を積算した値を図にしたものである。最終の統計期間は1881～1960年の80年間であるが、50年以上になると安定した分布型になっているようである。他の地点について同様に検討した結果からも、50年以上になると安定した分布型を示すようになる。

安定した度数分布型が与えられれば、それによって指数型分布における係数決定を行ない、さらに前節で述べたように、大雨の地域区分を吟味することが可能となる。そして、安定した分布型を基として各地域区分毎の大雨の再現期間を求める確率分布を与えることが可能となるはずである。

1.2.4 従来の区分との対応

大雨日数による地域区分が、大雨だけに特徴的に現われるものであるか、他の気候要素による区分に従った分布をしているかが問題である。

本邦の気候区分としては、KÖPPEN や THORNTHWAITTE の方法による気候区分、あるいは降水要素その他の気候要素の組み合わせにより、福井英一郎、関口武らによって数種の気候区分が提出されている。われわれの大雨日数から見た地域区分は、それらの中で、福井英一郎の1933年に提出された気候区分に最も近い分布を示す。（福井の気候区分は精細であるのに対して、われわれの区分は大まかである）。

福井英一郎の気候区分は、大区分（第1次分類）として気温を使用、中区分（第2次分類）として降水量およびその季節変化を、小区分（第3次分類）として小地形の影響を受けやすい降水（量と季節変化）、霜・雪・結氷の日数と期間、地方風などが使用され、大体の区分が決定されている中区分において降水量およびその季節変化が使用されている。降水要素のとり方に違いがあるが、われわれの地域区分とほぼ一致しているのは、年降水量とその季節変化を中心に、隣接地域との相対的な違いをとり出す方法で行なわれたためと考える。年降水量や降水量の季節変化は、大雨日数の季節変化、特に日降水量 ≥ 100 mmの大雨日数のそれとは良い対応を示さない。しかし、地域間の相対的な違いを見る限りにおいては、年降水量と月降水量による季節変化にも、違った形で地域差が現われ、これがわれわれの地域区分と一致するような分布をすることによって、福井の気候区分との一致を見たものと思われる。

なお、土屋正孝 (1960) は日降水量 1 mm 以上の降水日数によって求めた降水密度を基にして地域区分を行なっているが、われわれの地域区分とは一致しない。何故に一致しないかは、今のところ不明である。東京の80年間の資料について、各年の ≥ 50 mm および ≥ 100 mm の大雨日数と ≥ 0.1 mm をとった場合の降水密度および ≥ 1.0 mm の降水密度との相関を調べた結果では両者とも相関はほとんど等しい。あるいは3.1節で示すような両者の関係に顕著な地域性があることに原因しているのではないだろうか。

3. 大雨地域特性の動気候学的考察

3.1 大雨日数と降水密度

2.2.3 ですでに述べたように、 ≥ 0.1 mm 以上の雨量階級別度数分布は指数型分布をしており、しかも、度数分布曲線の傾斜は大雨の地域区分に対応した現われ方を示している。この関係を考慮に入れた気候要素を用いることによって、大雨日数による地域区分が気候学的に意義のあるものであることを明らかにすることができる。その意味で降水密度との関係を検討した。

3.1.1 降水密度と大雨日数との関係の理論的考察。

第1報において、すでに日雨量 0.1 mm 以上の雨量階級別雨天日数が指数型度数分布をすることから、理論的に降水密度が大雨の地域区分を与える指標となりうることを証明したが、一部数式の取り扱い方を誤っておると、議論を進める都合上、再論することとする。

指数型度数分布は

$$f(R) = \beta e^{-\beta R}, \quad R \geq 0 \quad (1)$$

で与えられる。また、日雨量 0.1 mm 以上の全階級別度数の総和を1とすれば、

$$\int_0^{\infty} f(R) dR = 1 \quad (2)$$

は明らかであり、減衰率 β は最尤法によって

$$\beta = \frac{1}{\bar{R}}$$

で与えられる。しかるに、平均降水量

$$\bar{R} = \frac{\text{降水量合計値}}{\text{その期間の } 0.1 \text{ mm 以上の日数}} = \text{降水密度 } (D)$$

である。ゆえに減衰率は

$$\beta = \frac{1}{D} \quad (3)$$

で与えられる。

そこである雨量階級 R_0 以上の R が現われる確率は、(1)式と(2)式から

$$\int_{R_0}^{\infty} f(R) dR = e^{-\beta R_0} = e^{-\frac{R_0}{D}} \quad (4)$$

となる。よって、降水密度 D が大ならば R_0 以上の R の現われる確率は大きくなり、

D が小ならば確率は小さくなる。

R_0 として 50 mm, 100 mm を入れ, 各地の降水密度によって実際に確率分布を求めれば, 大雨日数の分布図に対応する分布が求められるはずである。

すなわち, 日雨量の 0.1 mm 以上の各雨量階級別度数分布が指数型であるという条件から, 降水密度が大雨日数の地域特性を与えるよい指標となりうるということが証明される。

ただし, この議論は(1)式で表わされるような単純な指数型分布の場合には当てはまるが, 実際に各地点別の度数分布を見ると, 単純な指数型分布ではない (Fig. 9 参照)。それゆえ, 直ちにこの関係を大雨の再現期間あるいは超過確率計算に適用することはできない。

以上, われわれは雨量階級別度数分布が単純な指数型であると仮定することによって, 降水密度と大雨日数との関係を導いたのであるが, 各地点における実際の度数分布は単純な指数型ではない。そこで, 実際資料を用いて解析的にこれらの関係を吟味する必要がある。

3.1.2 大雨日数と降水密度との関係の解析。

雨天日数として日降水量 ≥ 0.1 mm の日数を取り, 月または年の総降水量を同期間の雨天日数で除した値をもって, 月または年の降水密度とした。

まず, 全国気象官署について, 各地点の1951~60年の各月平均降水密度と, 同期間の ≥ 30 mm, ≥ 50 mm, ≥ 100 mm の月平均大雨日数との相関を求めた結果, ≥ 30 mm では豊岡の相関係数が 0.55 という低値である以外は, Fig. 11 に示すように高い相関分布を示している。

Fig. 11. Areal distribution of the correlation coefficient between the monthly mean frequency of heavy rainfalls (daily precipitation amount is ≥ 30 mm) and the monthly mean rainfall density (1951-60).

≥ 50 mm の相関については, ≥ 30 mm の相関値との差を Fig. 12 に示した。まず, 豊岡であるが, 図から明らかなように, 相関係数は 0.72 と高くなる。一般的傾向として, 大雨の少発域で ≥ 50 mm の相関が低くなり, 多発域で高くなっていることがわかる。

Fig. 12. Difference in correlation coefficient of the monthly mean rainfall density between the case of ≥ 30 mm and the case of ≥ 50 mm.

≥ 100 mm の場合は多発域でも相関係数の値は低くなり、 ≥ 100 mm 以上の大雨の月降水量に対する寄与度は、大雨多発域においても少なくなることを示している。

次に各地点の年平均降水密度と10年間の ≥ 30 mm、 ≥ 50 mm、 ≥ 100 mm の各雨量階級別大雨日数の年間合計値との関係を調べた。その結果、 ≥ 30 mm の場合は降水密度との関係は直線的であるが、 ≥ 50 mm と ≥ 100 mm の場合とは降水密度 8~9 mm/day 付近以上と以下とで分かれる2直線で関係が示される。

≥ 50 mm、 ≥ 100 mm の大雨日数と降水密度との関係が2直線で示されるのは何故か、さらに、それらの関係が地域的に違いを示していないかを検討するために、地域別の関係を調べた。Fig. 13 は地域別に区分した ≥ 50 mm についての結果を示したものである。地域区分は、内陸部（年間少発域）、日本海沿岸（冬季多発域）、太平洋沿岸（年間多発域）、九州（暖候期多発域）、内陸部中間領域とした。両内陸部と日本海沿岸は緩傾斜の直線上に乗り、年間少発域、冬季多発域、中間領域の順に、降水密度に対する大雨日数の割合が多くなっている。太平洋沿岸と九州は急傾斜の直線上に乗る。なお、降水密度に対する大雨日数の割合が異常に大きい地点があるが、それらは太平洋側の島と阿蘇山である。

降水密度と大雨日数との間に以上のような地域性があることは、前述の相関解析と相まって、降水密度を画一的に大雨日数の指標として全国的に適用しえないことを示している。上述のような地域性を考慮に入れて用いれば、降水密度は大雨日数のよい指標となりうる。

降水密度と大雨日数との関係に以上のような地域性がある原因は、流入水蒸気量に地域性があるためである。年間少発域はいずれも流入水蒸気量の少ない地域であり、日本海沿岸の冬季多発域も冬季の相対的に水蒸気量の少ない時期に、ほとんど連日の降水の間に発生する豪雪が ≥ 50 mm となるのであるから、以下の日数が ≥ 50 mm 以上の日数に比して当然多くなる。

Fig. 13. Areal difference in the relation between annual mean rainfall density and annual frequency of heavy rainfalls ≥ 50 mm.

多発域はいずれも流入水蒸気量の多い地域に当り、気象じょう乱通過時の一雨雨量が多くなる地域である。なお、水蒸気量と大雨日数との関係は後述する。

3.2 大雨日数と高度との関係

3.2.1 山岳と隣接平野部との関係

高度による降水量の違いについては、山岳気象観測がはじまって以来、特に、明治44年(1911)の森林治水事業の一環として森林測候所が開設されてから、多くの研究がなされて来た。そして海拔高度と雨量との関係が降雨の原因によって異なることも明らかにされて来ている。たとえば、伊吹山の山岳雨量を取り扱った児玉良三(1954)は、「伊吹山の南斜面では中腹に極大がでるのは低気圧、梅雨前線、台風のとときで、そのときの雲底高度と風速によって、山頂と

山麓のどちらが多量になるかがきまる。雨量が高度とともにあまり変化しない場合は、原因はいろいろあるが、いずれも風速が弱いとき、また、山頂が最大で山麓が少ないときは低気圧、前線通過後の北西風のときまたは山頂よりも雲底高度が高い場合であった」と述べている。

われわれが取り扱う大雨日数は年単位のものであり、児玉その他の人々が行なっているような気象じょう乱別の分析はできない。また、山地における海拔高度の月または年の雨量との関係について多くの実験式が提出されているが、われわれの取扱った 137 地点の地理的分布からいって、同様の議論をすることはできない。従来の研究は降水量の高度による違いについて行なわれているもので、大雨日数の高度による違いについてはまだなされていない。この研究では不十分な資料ではあるが、若干の検討を試み、第 1 報に報告した (p. 303~305, Figs. I. 11, 12, および Table 9)。

その要約を述べると次のようになる。

- ① 温泉岳—長崎、温泉岳—熊本、阿蘇山—熊本、中宮祠—宇都宮の各組み合わせによって、 $\geq 50\text{mm}$, $\geq 100\text{mm}$ の大雨日数間の相関係数と回帰式を求めた結果、各組み合わせとも割合高い相関があり、温泉岳—長崎の組み合わせを除いて、1.4~1.6 倍の比率で山岳官署の方が多くなっている。
- ② この山岳官署の大雨日数が隣接平地官署の 1.4~1.6 倍という比率は、阿蘇山—熊本、中宮祠—宇都宮の年降水量によって求めた回帰係数とほぼ等しく、また、只見川上流高峯斜面の標高と積雪相当水量との間に現われる関係もほぼ同様の値を示す。
- ③ 温泉岳—長崎の組み合わせのみは、上記のような高度差による関係が現われないが、これは、次節で述べるように湿潤不安定気流の直接流入しやすい海岸近傍にある長崎近傍では、海面と陸地起伏との間の粗度 (Roughness length) の違いによって、大雨発生の一つの条件である気流収束帯が形成されるためであると考えられる。

3.2.2 海面と陸地との地面摩擦の違いによる影響

1959年 Woods Hole で開催された Cloud Physics Conference において、T. BERGERON は冒頭講演 “Problems and Methods of Rainfall Investigation” を行なったが、その中で、海岸付近における地形性降雨の増大を次のように指摘した。すなわち、南西スカンジナビア海岸における前線性降雨をとりあげ、海岸近傍では、山岳によって強制された収束 (orographically conditioned convergence) によって雨量が増大すると結論した。これに対する討論において、C. W. NEWTON は、南西ルイジアナ州の山岳効果があると思われるような大きい山脈を欠く海岸地域で、やはり雨量分布に多い地域があり、これから考えると、山脈によるよりは、海上と陸上との摩擦効果の違いによって雨量が増大するのではないかと指摘している。

以上のような海岸付近で多雨の事実は、

- ① Fig. 3 に示した西日本における大雨日数の地域分布にも現われており、特に紀伊半島に顕著に現われている。Fig. 4 の紀伊半島における大雨日数年間総数の分布でも海岸からの直線距離 20~25km の地帯に大雨日数の多発帯がある。
- ② 東支那海沿岸の平戸、佐世保、長崎と、内陸部に入った佐賀、熊本、有明海沿岸各地点とでは、東支那海沿岸各地の方がいずれ也多雨であること、そして、前節で述べたように、温泉岳の大雨日数が長崎より高度が高い山岳官署であるにもかかわらず、長崎よりそれほど多くはないこと。

などに現われている。

われわれはここで、彼等の提起した海岸付近における雨量増大の原因について、最近の諸家の研究、特に乱流論の成果によって若干の検討を加えることとする。

Synoptic scale 以上の大きい scale における地面摩擦の取り扱いについては、G. G. ROSSBY & R. B. MONTGOMERY (1935), R. C. SUTTCLIFFE (1936) 等が取り上げて以来、多くの人々によって研究されて来ており、1959年に J. S. SAWYER が数値予報における地形効果の取り扱いを ㊤下部対流圏における small-scale の乱流、㊦成層圏にまで拡がる重力振動、㊧地衡風の平衡のまわりにおける振動、㊨準地衡風の運動に分けて論じ、㊤の乱流運動の Synoptic-scale 以上のものに対する影響は省略できるとした。翌1960年、G. P. CRESSMAN は海面と地形起伏の異なる陸地の抵抗係数を過去の諸研究を基にして与え、北半球の数値予報を Barotropic-model で行ない。海陸の抵抗係数 C_D の相異を数値予報モデルの中に入れる必要性を強調している。これらはいずれも格子間隔が 150km 以上の scale における地形起伏の大気運動に対する影響を論じたもので、平滑化された地形を取り扱ったとも考えられる。

一方、乱流論の立場からのこの問題に対する研究は境界層の問題として、風洞実験、野外における micro-scale の実験が重ねられ、理論的研究も、例えば、R. J. TAYLOR (1962) などによって展開されている。

しかし、これら乱流論における研究が、われわれの対象としている meso-scale から small-scale における運動にそのまま適用できるとは、相似則の関係から簡単には言えない。われわれの対象としている問題はまだ未解決というよりは、まだ、ほとんど手のつけられていない分野に属するものである。

われわれはここで定性的にはあるが、その影響を吟味してみる。海面と陸地との地面摩擦の違いは Roughness length (z_0) あるいは抵抗係数 (C_D) の違いで表示される。

長崎付近の平均高度は、5万分の1地図から緯度・経度 1' 毎の海拔高度を、長崎—温泉岳の緯度を中心とする $32^\circ 40'N \sim 32^\circ 50'N$ の東支那海から橘湾までの経度の範囲で読み取った結果、約 200m となる。

根本茂(1968)が気象庁観測塔における台風による強風時および弱風時の観測記録により z_0 を求めたが、弱風時には 1.9m、強風時には 1.8m という値を得ている。気象庁周辺の建物の平均高度を 30m とすると、弱風時の場合の z_0 は平均高度の約 1/15.8、強風時には約 1/16.7 である。これらの平均高度と z_0 との関係を用いて、長崎付近の z_0 を求めると、強風時の場合は 12.4 m、弱風時の場合は 12m となる。われわれの目的は地面摩擦の粗度による相違をオーダー的に推定しようとするのであるから、強風時の 12m を z_0 として採用する。

C. H. B. PRIESTLEY (1959) により、

$$C_D = \left(\frac{u_*}{u} \right)^2$$

で与えられる。ここで u_* は摩擦速度、 u は風速であり、これらと z_0 との関係は Sutton (1953) により、

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \frac{z}{z_0}$$

故に

$$C_D = \frac{1}{\left(\frac{u_*}{u}\right)^2} = \frac{1}{\left(\frac{1}{k} \ln \frac{z}{z_0}\right)^2}$$

ここで、 k は Kármán 常数で、0.4 である。

上式に、 $z=200\text{m}$, $z_0=12\text{m}$ を入れて計算すると、

$$C_D = 0.0202 = 2 \times 10^{-2}$$

となる。

海面における C_D は、多くの研究者によって求められているが、FRANCIS (1951) の値を除き、 10^{-3} のオーダーでわれわれの取り扱っている地形起伏の場合の陸地の抵抗係数よりも 1 桁小さい。

われわれの場合には定性的な議論しかできないのであるが、 C_D が 1 桁異なるような不連続な境界面があった場合にその上空を流れる気流に対する影響は次の 2 通り考えられる。

① 等圧線と風向とのなす角が大きく変わる。W. A. L. MARSHALL (1954) によれば、海上での等圧線と風向とのなす角は約 6° であり、陸上では一般に約 30° 、山岳地帯では約 35° となる。

② C_D の相違により、海面上から流入する気流は陸上に入って、少なくとも摩擦層内における気流は乱れ、風速は減少する。

これら 2 通りの影響の仕方によって、海岸近傍では収束帯が形成されることとなる。抵抗係数 C_D は Roughness length z_0 が高ければ大きい値となるので、海岸地帯の海拔高度が急に高くなるような地形のところでは、これ等の効果による収束が大きくなり、それだけ降雨強度を増すこととなる。

以上のような地面摩擦による効果（粗度効果と呼ぶ）によって、すでに述べた紀伊半島の大雨多発帯と東支那海沿岸の大雨の地域性を解釈して見よう。

a) 紀伊半島の大雨多発帯

2.1.4 において、中国地方の日本海側四国および紀伊半島の太平洋に面した地方では、海岸からはほぼ等しい距離の地帯に大雨の多発帯が見られ、紀伊半島のそれが特に特徴的であると述べた。紀伊半島の多発帯は海岸からの距離 20~25km の線を軸とする地帯に見られる。この多発帯の存在は、上記粗度効果によって形成される収束帯によって説明される。

大雨多発帯が海岸ではなく、海岸から 20~25km 離れた地帯に存在する理由は次のように考えられる。

紀伊半島へ湿潤不安定気流が南西~南東の範囲の風向で海上から流入し、その気流内ですでに海上において対流雲が発生し、成長しつつ陸上に向かっていくとする（豪雨時のレーダー・エコー写真によれば、このような対流雲が次々と陸上に向かって来る事実が観測されている）。

海上から対流雲が陸上に進入して来る際、粗度の違いによる海岸近傍の収束帯の影響を受けて、対流雲内における収束上昇は加速され、対流雲の発達が増進されることとなる。

対流雲が発達して降雨が発生するまでには時間を要する。豪雨時の対流雲内における上昇速度は平均 5m/sec 以上、速い場合には 10m/sec という観測もある。豪雨をもたらすような一般的気象条件下にあって、成長しつつある対流雲が、上記沿岸部の収束帯の影響を受けて上昇気流が加速され、急速に発達して巨大積乱雲になることは考えられることである。もし、収束

Fig. 14. Topographical map of Western Japan (contour indicates height of 500 m and hatched area indicates height of more than 1,000 m).

帯の影響がないならば、海上で成長した対流雲は、上陸することによって勢力を消耗し、従って降水量の分布も沿岸から内陸部に行くに従って漸減の形をとるはずであるし、地形による強制上昇が VPH で表現されるような単純なものならば、地形勾配の急なところと大雨多発域とが一致すべきであるのが、必ずしも一致していない。(Figs. 3, 4 と Fig. 14 を参照されたい)。

対流不安定下において、成長しつつある対流雲が上記収束帯に到達した場合には、上昇気流の速度が加速されて、5~10 m/sec という強い上昇速度の発生も考えられることであり、その際、巨大積乱雲となるまでに要する時間は30分以内である。その間に生成された雨滴が地面まで落下するに要する時間は約10分である。一方、その間に積乱雲は一般流に流されるが、一般流を日本付近における気象じょう乱の平均速度40km/hrと仮定すると、雨滴の落下地点は海岸より24km風下の地帯を中心とした内陸部に形成されることになる。

b) 東支那海沿岸の大雨地域性

長崎と温泉岳の大雨日数間には高度差による差があまり見られない。その理由も紀伊半島の大雨多発帯と同じように説明することが可能である。

長崎は東支那海岸からの距離が約7kmのところであって、上記粗度効果による収束帯の影響が現われはじまるところに当る。この収束帯の影響による大雨多発域は、紀伊半島の場合と同様に東支那海からの距離20~25kmの地帯に現われてよいはずである。長崎県内については区内観測所による大雨日数の分布を調べるまでにいたらなかったが、長崎海洋気象台発行の「長崎県の気象」により累年平均年降水量の分布を見ると、紀伊半島の場合と同様に、諫早などの存在する東支那海からの距離20~25kmの地帯の近傍に総降水量の多い地帯がある。雲仙岳の影響は風下側に現われるはずであるが、そこは有明海である。粗度効果による収束帯の影響が長崎にわずかではあるが現われる可能性があるのに対して、雲仙岳の南西斜面に位置しており、海岸からの距離4km末満の温泉岳では、山岳地形による強制上昇の影響はあっても、この収束帯による降雨量の増大は期待され難い条件にあることが、両者の大雨日数に、他の山地官署と隣接平地官署とのような関係を見出しえない原因となっていると考えられる。

以上、典型的な例について、粗度効果による収束帯の形成が大雨多発域の地域性に微妙な影響を与えていることを示した。定量的な吟味をしたわけではない。これらの問題は、将来数量的に確められなければならないし、meso-scale の実際の気象現象に適用できるような乱流論的な研究も、観測技術の進歩によって、近い将来に発展するものと信ずる。

洋上から陸上に上陸して来た対流雲が、上陸点近傍でエコー強度を増し、発達することはレーダー観測によって確められていることである。

3.3 大雨の地域的特性の要因

大雨・豪雨となるための要因をまとめると次のようになる。

- ① 多量の水蒸気量を含む気団の流入があること。
- ② 激しい上昇気流がある特定地域に存在すること

これら①、②の要因は、いずれか一方を欠いた場合には大雨とならない。以下、これらの要因と大雨との関係について述べる。

3.3.1 水蒸気量による大雨日数の制約

大気中に含有される水蒸気量は気温によって左右される。気温の大まかな分布は緯度によって決定され、それに海流分布が影響を与える。これらのことは事新しく論ずるまでもないこと

である。さきに 2.1.1 で述べたように、大雨日数は緯度によって変化し、その緯度による変化傾向は $36^{\circ}\text{N}\sim 37^{\circ}\text{N}$ を境として南北で異なることも明らかにした。気温の低い北海道、東北地方で大雨日数が少なく、相対的に気温の高い関東以西の太平洋岸で大雨日教が多くなるのも当然といえる。

Fig. 15. Relation between the latitudinal mean frequency of heavy rainfalls and the latitudinal mean of the normal of water vapour pressure in each degree of latitude in Japan (1951-60).

Fig. 15 は日本全国気象官署の年水蒸気圧平年値を、2.1.1 で行なったと同様の緯度 1° 毎に平均し、同じく平均した緯度毎の平均大雨日数との関係を示したものであるが、明らかに水蒸気圧と大雨日数との間に密接な関係が見られる。すなわち、13mb 付近を境として、それ以上では水蒸気圧の減少に従い大雨日数も減少する傾向を示すが、減少傾向は極めて緩慢である。それに対して、約 13mb 以上では $\geq 50\text{mm}$ でも $\geq 100\text{mm}$ でも、水蒸気圧の増加に伴う大雨日数の増加が著しくなり、増加傾向もほぼ直線的である。

個々の気象官署を基にして、年水蒸気圧平年値と10年間の大雨日数との関係を見た場合には、水蒸気圧 13mb 前後に関係曲線の屈曲点が見られるのに変わりがないが、13mb 以上の領域での水蒸気圧と大雨日数との間には linear な関係は見られない。(Fig. I, 13, p. 306 参照) これは、各気象官署の大雨日数には、水蒸気量以外の地理的位置からくる影響が大きく効いている

ことを示すもので、緯度毎の空間平均をとることによって、緯度以外の地理的条件(島、沿岸、内陸、山岳、海流等々)の違いによる影響を除去することができたために、水蒸気圧と大雨日数との関係が明らかとなったのである。

多量の水蒸気を含む湿潤気流の流入が大雨の必要条件であることは、以上の事実から明らかである。さらに、大雨の地域性に関して水蒸気量との関係を問題にしたい。

日本上空に多量の水蒸気をもたらす、その補給源は広大な海である。海上からの水蒸気の補給は蒸発によって行なわれる。この蒸発量は energy-balance method によっても、mass-transfer method によっても、さらに、より厳密に解こうとする乱流輸送理論の立場からも、水温と気温との差および海面上の風速勾配が大きく影響している。

冬季日本海沿岸の豪雪は以上の理由から説明される。すなわち、大陸から南東進して来た新鮮な寒気団は、暖流の流れている日本海上を通過してくる間に、いちじるしい水温と気温との温度差から多量の蒸発が発生し、その結果、寒気団下層に熱と水蒸気の供給を受けて不安定化し、対流雲の発生によって豪雪が降る。それゆえ、新鮮な寒気団が日本海の暖流上を長い距離通過するような気圧配置のときに、日本海沿岸に豪雪が降るし、能登半島突端の輪島や佐度島よりも、北陸・越後の沿岸地域の方が冬季の大雨(雪)日数が多くなる。特に大雨日数の多い高田や敦賀は地形による気流の収束もあるが、日本海の幅が最も広い部分に当り、寒気団の変質度合が日本海を通過して来た距離に比例し、その不安定化が極限に達する地域に高田や敦賀があると考えることによって説明される。

暖候期に日本に運ばれて来る湿潤気流は、村上多喜雄(1959)による梅雨期の水蒸気収支の研究によって明らかにされているように、台湾南東方の西太平洋や南支那海方面から運ばれて来る。台風の北上・来襲によって、高湿な赤道気団が日本上空に流入することも、すでに気象界の常識である。

また、太平洋岸の黒潮に洗われる地方も水蒸気補給の好条件をもつ。四国沖は日本付近における温帯低気圧発生地の一つであるが、気流の収束によるだけでなく、黒潮の影響も見逃せない。房総半島以西の太平洋沿岸が年間を通じて大雨多発域となっているのは、太平洋南岸沖が低気圧経路となっているばかりでなく、黒潮流域からの水蒸気輸送もあずかっていると考えられる。

水蒸気の補給が海洋上からなされるゆえ、海洋上から気流の入り込みやすい地域が大雨の降りやすい地域となるはずである。この点に着目して、水越允治(1962)は南南西～西南西の風によって水蒸気が運ばれる場合、標高 500m 以上の山体の陰になる地域を西日本について求めている。それによると、豊後水道、紀伊水道の太平洋に向かって開放されているところで、内陸部に気流の入り込みやすい地域が現われており、瀬戸内海沿岸中心域は山陰げ部分となっている。大雨に関連する湿潤気流は、水越の取り扱った西南西～南南西の気流ばかりではない。南東～南の気流も多量の水蒸気を流入させる。南東～南の気流の場合には、瀬戸内海沿岸について見ると、水越の指摘した山陰げ部分は西方に移動して現われる。Fig. 3 で6月と9月の瀬戸内海地方における大雨日数の相違は、6月と9月の湿潤気流を流入させる一般流の、上記のような相違によって現われる(Fig. 14 参照)。

湿潤気流の流入経路の相違は大雨少発域の分布に変化を与えるばかりでなく、大雨多発域の分布にも変化を与える。紀伊半島における大雨日数の6月と9月との分布の間に明らかな相違

が見られるが、この相違は上記と同一の原因によって発生しているものである。

一般流を潮岬の 850mb の風で代表させ、1951~60 年の各年における 6 月と 9 月の風について、風向が $91^{\circ}\sim 171^{\circ}$ と $191^{\circ}\sim 270^{\circ}$ の各出現度数と紀伊半島のほぼ同緯度にある東西両側の大雨日数との関係を調べた。西側地点として東野上と川上を、東側地点として大杉谷と五郷を採用し、両地点の $\geq 50\text{mm}$ の大雨日数の合計値をもって、それぞれ東西両側の大雨日数とし

Fig. 16. Relation between appearance of heavy rainfalls at Wakayama and Owashi and upper wind of 850 mb level observed at Shionomisaki. The white circle indicates that the daily precipitation amount at Wakayama is more than 50 mm but that the amount at Owashi is less than 50 mm or that the amount at Wakayama exceeds that of Owashi by more than 50 mm; the black circle indicates an opposite relationship.

た。風の観測は1日4回で欠測のこともあるが、実測回数を全部数えてある。Fig. 16 にその結果を示したが、 $91^{\circ}\sim 170^{\circ}$ では、6月は東西両側とも相関関係が悪く、東側がかろうじて正相関の関係を示している。これに対して9月は、西側では相関関係が悪いが、東側では明らかに正の相関となっている。

$191^{\circ}\sim 270^{\circ}$ の場合は、6月は東西両側とも負相関の傾向を示しているが相関が悪く、9月はほとんど相関がない。

これらを総合すると、潮岬の850mb高度で東～南南東の風が観測された回数が多い場合は、紀伊半島の東側では大雨日数が多くなる傾向にあり、9月にはそれが明瞭である。それに対して西側では関係が明瞭でない。南南西～西風の観測回数が多い場合には、6月には東西両側ともに大雨日数が少ない傾向にあるが、9月はほとんど関係がない。6月の $191^{\circ}\sim 270^{\circ}$ の回数が

Fig. 17. Relation between the number of wind direction of 850 mb level observed at Shionomisaki and the frequency of heavy rainfalls (≥ 50 mm) in June and Sept. on the east and west side of the Kii-Peninsula. (Frequency of heavy rainfalls is obtained at two stations; the white circle indicates the frequency of wind direction $91^{\circ}\sim 170^{\circ}$, the black circle indicates that of $191^{\circ}\sim 270^{\circ}$).

相関関係が悪いが負相関の関係にあるということが問題であるが、偏西風帯に属する潮岬で西寄りの風の観測回数が多くなるのは当然であり、その西寄りの風のうち、湿潤暖気流となっているものが大雨の原因となるので、その分離を行なわなかったために上記の結果が出たと考えられる。

以上の結論を検討するために、尾鷲と和歌山を東西両岸の代表地点にとり、いずれかの地点

が日雨量 $\geq 50\text{mm}$ の大雨を観測した場合の潮岬における 850mb 高度の風を調べた。その結果を Fig. 17 に示した。1954 年と 1961 年の 2 か年の 6 月のみであるが、尾鷲が $\geq 50\text{mm}$ の大雨になっていて、和歌山が 50mm 以下の場合は東南東～南南東の風向に限られ、和歌山が $\geq 50\text{mm}$ になっても、尾鷲とは日雨量で 50mm 以上の差が出る。これに対して、和歌山に $\geq 50\text{mm}$ で尾鷲に降っても 50mm 以下であるか、尾鷲の日雨量が 50mm 以上少ない場合は西寄の成分が入っている場合に限られている。

以上のような事実によって、湿潤気流の流入経路が大雨多発域の形成に重要な役割を占めていることは明らかである。

3.3.2 上昇気流に地域的特性を与える要因

激しい上昇気流がある特定地域に持続的に存在することが大雨・豪雨をもたらす一つの要因であるが、上昇気流を与える要因はまた次のように細分される。

- ① 総観スケールの気象じょう乱(台風, 温帯低気圧, 前線, 気圧の谷)の強いこと
- ② 大気成層が不安定成層をしていること,
- ③ 対流不安定の解消が地域的に集中した形で行なわれること(集中豪雨, 雷雨)
- ④ 地形による強制上昇および強制収束上昇が強く発生すること(地形性降雨)

以下, これらの要因について述べて行く。

(1) 気象じょう乱と大雨の地域的特性

気象じょう乱の発生・発達・移動・衰弱がどの地域で、何時の季節に如何に現われるかは、大雨の地域的特性の主要部分を与える重要な要因である。そして、気象じょう乱は広範囲に上昇気流を与えるばかりでなく、水蒸気を多量に本邦上空に流入させる主要な要因でもある。大雨多発域の季節変化が気象じょう乱の季節変化と結びついて発生していることは、第 1 報および 1.1.2 において明らかにした。ここでは、まず大雨多発域の季節変化を極東における循環系の季節変化から論じ、次に気象じょう乱の経路による地域的特性について述べることにする。

極東における循環系の季節変化については、倉嶋厚(1968)の優れた研究がある。彼の提出した日本付近の循環系の季節変化モデルを用いることによって、大雨の一つの要因である水蒸気の本邦への流入の季節変化をも含めて、大雨多発域の季節変化が次のように統一的に把握される。

- ① 3 月から 4 月にかけての大雨日数の急増と、多発域の急激な拡大は、冬季季節風の影響下から中緯度季節風の影響下に入ることによって発生する。
- ② 前線度数の 4～10 月の各月の多発域の移動・変化(Figs. I, 10a, b, p. 301～302)および顕著低気圧の経路の変化(Fig. I, 9, p. 300)から見ても明らかのように、大雨多発域の季節変化は寒帯前線帯および熱帯季節風の出現および季節変化と密接な関係がある。

すなわち、4～6 月の大雨多発域の北上はあまり顕著ではないが、これは日本付近における寒帯前線帯の北上が同期間緩慢であることによって現われる。

また、6 月から 7 月、8 月と大雨多発域が北上し、9、10 月と南下するのは、同じく寒帯前線帯の北上・南下によって説明される。

- ③ 5 月から 6 月への急激な大雨日数の増加は、中緯度季節風域から、熱帯季節風帯の影響下に入ることによって発生する。
- ④ 大雨日数の多い梅雨期と秋雨期の違いは、梅雨期は熱帯季節風帯に入ることによって

大雨が多発するが、秋雨期には寒帯前線帯の影響下にある本邦付近に台風が来襲することによって夏季季節風が流入し、それによって大雨が発生する。寒帯前線帯による現象が西日本に弱く、東日本で顕著であることから、秋雨期の大雨日数は東日本に多く、西日本で少なくなる。

気象じょう乱が大雨の地域性に対して影響を与える与え方は、①湿潤気流の流入路、②上昇気流の強さの両面から考察されなければならない。湿潤気流の流入のしかたと気象じょう乱との関係については、前節において太平洋沿岸を対象として論じ、同地域における大雨の特殊分布地域の形成を説明した。それゆえ、本節では若干の補足をするにとどめる。

日本海の中央部から北側を低気圧が東進または北東進する場合には、温暖前線は本邦を北西から南東に横切る形になり、湿潤気流は日本海上を西～西南西の風向をもって日本海沿岸に流入する。それゆえ、能登半島に割合多い大雨日数が観測される。また、冬季多発域が冬季季節風によってもたらされていることは論をまたない。

気圧の谷による場合は、湿潤気流は南～南西の風向を持って流入するので、大雨の発生域は梅雨前線の場合と同様に、東支那海側や太平洋沿岸の南～南西側となる。

上昇気流の強さによる大雨の地域的特性は気象じょう乱の経路と強さによって与えられる。

本邦付近における気象じょう乱の経路は Fig. (I, 9, p. 300) に明らかなように、①年間を通じて最も通過度数の多いのは太平洋沿岸沿いまたはその沖合である。太平洋沿岸の年間多発域はこれに対応して現われている。②次に多いのは、朝鮮海峡あるいは対馬海峡を経て日本海を北東進する経路で、この場合、北海道北部を通るものと、津軽海峡または東北地方の秋田、酒田付近から三陸沖に抜ける経路とに分かれる。このような気象じょう乱の経路によって、東支那海側の暖候期多発域 および九州北部から山陰地方にかけての割合多い日数の地域が発生し、秋田付近から宮古付近および北海道の太平洋沿岸の大雨日数が周辺の地域に比して多いことも説明される。

気象じょう乱の強さによる大雨の地域的特性は、①気象じょう乱の強さが起伏の影響によって衰弱すること。②台風などの熱帯低気圧は日本付近の緯度では北上するにつれて衰弱すること、③本邦付近の海上を東進する温帯低気圧は、東進するにつれて発達することなどによって与えられる。

① 気象じょう乱が日本に上陸した場合、急速に中心速度が衰えて、勢力が減衰する。これは地形起伏の影響によって、大気下層の気流が乱れ、気象じょう乱中心に収束する気流の流速が減衰するためと考えられる（他に水蒸気補給等の問題もあるが）。九州の東支那海沿岸や太平洋沿岸の大雨日数が他地域より多いのは、それらの沿岸では陸地の影響を受けない気象じょう乱に襲われる回数が多いことも原因となっている。

② 台風などの熱帯低気圧は本邦南方洋上で最発達し、本邦に上陸するときは盛熟期から衰弱期に入る時期に当る。台風の大きさが減ずるにつれて強さも減ずるのが普通であり、それゆえ、台風の上昇気流の影響を受ける範囲は、北上するにつれて縮小される。これによる大雨日数への影響は、緯度が低いほど大雨日数が多くなるという形で現われる。

③ 温帯低気圧の日本付近における急速な発達は、秋、冬、春の3季節である。この季節のなかで、冬季は、水蒸気圧が非常に少ないので問題にする必要はない。

秋の低気圧は南北に深い気圧の谷を伴い、寒冷前線によって突風と雷雨を伴うしゅう雨をもたらす。これによる大雨は日本海沿岸の能登半島から若狭湾にかけてと、高田地方に見られる

が、日本海側では流入水蒸気量との関係で、100mm 以上の大雨はほとんどない。

春の低気圧発達の影響は、北海道や東北地方の太平洋沿岸にまで大雨が現われることによって示される。

(2) 対流不安定解消の地域的集中

低気圧、前線などがその近傍に存在しない時に集中豪雨の発生を見ることがある。その好例に昭和38年8月17日、熊本県の五木村を中心に発生した集中豪雨があげられる。この時には五木村の五木川第発電所の観測によれば、8月16日には113.7mm、17日には575.6mmという日雨量を観測し、1時間雨量は17日12~13時に140.0mmという値を観測している。

Fig. 18. 850 mb map, 21 L.M.T., 16th Aug. 1963.

8月16日21時の850mbの天気図をFig. 18に示したが、豪雨に関係するような気象じょう乱としては、黄海から朝鮮海峡を走っていた温暖前線くらいのものであり、西日本は北太平洋高気圧の縁辺に当たっていた。この日の大気成層状態を見るために、鹿児島、福岡と、北太平洋高気圧の縁辺に当たらない名瀬および南大東島の高層資料をTable 8に示した。明らかに九州地方には湿潤大気が入り込み、対流不安定となっていることがわかる。しかし、この時の雨は、熊本県で集中豪雨が発生した以外は、被害を発生するような雨が他の地方では降っていない。

対流不安定の解消が雷雲の発達による集中豪雨を発生させることは明らかであるが、それがどの地域に何時発生するかについてはまだ明らかでない。夏季雷雨の多発地帯である関東地方内陸部の雷雨は、同地方が北太平洋高気圧の北縁に当たるときに発生する。もちろん、北太平洋高気圧の北縁に当たるときは、沿海州からオホーツク海に抜ける低気圧があると、低気圧の後面から南東進する寒気の侵入を見て、寒冷前線が北太平洋高気圧の縁辺に当る地域を通過し、大

Table 8. Aerological data observed in the Kyushu District and Minamidaito Island at 2100 L.M.T. 16th Aug. 1963.

Station	900 mb		850 mb		800 mb		700 mb		600 mb		500 mb	
	Temp. (°C)	Humidity (%)	T (°C)	H (%)	T (°C)	H (%)	T (°C)	H (%)	T (°C)	H (%)	T (°C)	H (%)
Fukuoka	21.8	100	19.5	99	17.6	88	11.2	92	3.8	93	-2.9	90
Kagoshima	21.9	95	19.5	90	16.6	94	13.2	64	5.3	58	-2.3	49
Nase	21.6	87	18.9	83	16.8	62	12.8	50	4.3	52	-5.1	45
Minamidaitoshima	20.9	90	18.8	75	16.9	60	10.6	55	3.4	65	-5.0	70

雷雨をひき起こすことも稀ではない。この場合には対流不安定のところに、寒冷前線による上昇流が加わることになる。

夏期に雷雨の発生し発達する地域は、内陸山岳地帯から平野部に出る地域である。これは日射の影響による山谷風および斜面風の発生によって、気流の収束上昇気流が発生しやすい地形のところである。関東地方内陸部や中部地方および京都、伊賀両盆地の8月の大雨日数の多いのは雷雨による。

冬季日本海側地方の豪雪は、寒冷気団が日本海を吹き渡って来る間に下層が変質して、成層が対流不安定化することが一つの主要な原因である。冬季雷多発域は日本海側の豪雪地帯と一致する。

(3) 地形の影響

地形の降水に対する影響は複雑であり、山岳部の雨量分布は単純な分布をしない。地形の降水に対する影響を大別すると、次のように分類することができる。

- ① 水蒸気輸送の山岳地形による遮蔽
- ② 山岳地形による強制上昇
- ③ 地形による気流の強制収束上昇
- ④ 起伏が原因となって、2次的な前線面の形成による収束上昇
- ⑤ 気象じょう乱の起伏による衰弱

以上のように分類した影響の仕方が総合されて、実際の降水現象が発生し、大雨日数の地域性にも複雑さを加えているはずである。しかし、気象学の現段階では、まだ、これらの効果を統一的に与えて解くまでに至っていない。そして、上記の影響の取り扱い方にしても、①、②、⑤のはかは極めて不十分である。

大雨日数の地域分布と関連させながら、上記の各影響について述べることにする。

- ① 水蒸気輸送の山岳地形による遮蔽効果は2.3.1で論じた。
- ② 山岳地形による強制上昇と降雨との関係、

この関係は岸保勘三郎ら(1956)によって、地形性上昇速度の鉛直分布を導入することにより、雨量の量的な地域分布の予報が可能であるという提案がなされ、その後、斉藤直輔、草野和夫、石原健二、山下洋、野口和則その他の人々によって技術化が進められて来た。現在の雨量予報はこの考え方に根ざしたものである。この考え方では、気流が山岳地帯を吹き通る場合には気流は山岳の起伏に従って垂直運動をし、迂回するようなことをしない。すなわち、一般流を V 、海拔高度を H とすると、 V/H によって雨量の地域分布が決定される。これによる雨量分布は定性的な地域分布の目安を与えるが、量的には、特に雨量の多いときは適切な予報値を与えない。また、量的な地域分布も山岳地形に密着するような分布を示さない。これは、山岳地形の大気運動に対する作用が、 V/H で表現されるだけのような単純なものでないことを物語っている。

しかし、大雨の同一地域区分間における山岳気象官署の大雨日数が、隣接平地官署のその約1.5倍であることは、主として、この作用によるものと考えられる。

③ 地形による気流の強制収束上昇の効果

この効果については、特に地形による気流の強制収束上昇を中心として、降雨の局地性を論ずる場合に取り上げられる。この問題は、地形による流入気流の変形を理論的に取り扱うこと

が困難なので、解析的に、実際の雨量分布を説明するような取り扱い方をしているに過ぎない。GEIGER の小円丘上における実験観測結果などに見られる微地形上の雨量分布は、微地形による気流の微妙な変化によって降雨分布が発生していることを示す。実際問題として、この問題を現実の地形に立脚して明らかにするためには、起伏による摩擦によって、主として、大気摩擦層内に発生する諸現象に対する知識の積み重ねが重要であると考えられる。そして、この効果による大雨日数の地域性は、区内観測所以下の細かい観測網によらなければ判明しにくい。それでも、冬季の高田や敦賀の大雨日数が隣接地点に比して多いのは、高田は能登半島と佐渡島で敦賀は若狭湾によって制約された気流の収束域にあたることから説明される。また、尾鷲の大雨日数が全気象官署中の最多を示しているのも尾鷲が湿潤な南南東～南東の気流の収束しやすい地形にあたるためである。GEIGER の小円丘の実験観測に示されるような雨量分布を実際の現象内で確かめることは困難であるが、昭和44年10月22日に太平洋岸沖を低気圧が通過した際に三宅島測候所で総雨量 196.5mm という値を観測し、その際、島内を巡る林道のあちこちに被害が発生した。その被害分布図を Fig. 19 に示したが、その主風向は測候所の観測によって

Fig. 19. Areal distribution of the damage to forest roads caused by heavy rainfalls in Miyake Island on 22nd Oct. 1969.

矢印で示した。島はちょうど円錐形をなしており、雨量観測網があれば Geiger の実験観測を実地に検証する良い資料となったと思われる。被害分布は主風向に対して島の両側面の風下側で多発していることを示している。この被害分布から雨量分布も同じ斜面のやや高いところに多

く降っているものと推定される。(地表地質は一部を残いて、全島にわたってほぼ一様である。)

④ 起伏が原因となって2次的な前線面の形成による収束上昇

この効果は成因によって次の二つに分けることができる。一つは2.2.2で述べた地面粗度の違いによる力学的なもの(粗度効果)と、他の一つは熱的原因によるものである。粗度効果についてはすでにくわしく論じたので、ここでは、この効果は海岸近傍のみならず、平野部と山岳

Fig. 20. Diurnal variation of rainfall intensity (expressed by sum of frequencies of max. hourly precipitation amount ≥ 20 mm) at all the stations in Japan, 1951-65.

Upper part indicates the total sum of frequencies at every station; observed max. hourly precipitation ≥ 20 mm.

Lower part indicates sum of same frequencies observed at stations in coastal and inland regions.

部との境界など、粗度の異なる境界域では何処にでも現われること、現象の強さは粗度の違いの大きいほど大であることを指摘するとともに、熱的原因のものについて述べる。

W. BLEEKER と M. J. ANDRE (1951) はアメリカ中央部における降水日変化を議論し、夜間に降雨度数の多い現象がアメリカ大陸における熱収支の日変化による循環系の変化によって引き起こされることを明らかにした。また、C. S. RAMAGE (1951) は日本を含む極東域の夏について、午前と午後のどちらに降水量の極大が現われるかを検討し、極大の現われる時刻が系統的であることを見出した。そして、日本について九州の内陸部で顕著な午後の極大、沿岸部（鹿児島）で顕著な午前となるほか、本州、四国ではやや不明となり、北日本では日変化が小さいという結論を得ている。

H. LANDSBERG (1950) は、“Physical Climatology”において、1時間雨量の日変化には一般に地域特性が現われるが、合計雨量の代りに雨量強度をとったならば、ほとんどの地域で午後の極大が現われるだろうと結論している。

われわれはこの問題を調べるために、まず「気象要覧」の天候状態の章に掲載の大雨表から、気圧系の変化の少ない6、7月の前線性降雨の場合のみを選び出し、最多1時間雨量が20mm以上となった時刻の度数を各地点毎に求めた。統計期間は1951～65年である。1時間雨量 ≥ 20 mmという制約から、北日本の地点はほとんど含まれない。Fig. 20の上段は各時刻別度数を全地点について集計したもので、5～6時が最多、3～4時が次多となり、以下、6～7時、10～11時、17～18時、23～24時の順となっている。これを内陸と沿岸に地域区分して集計すると、下段の図ようになる。沿岸地域では5～6時の最多が顕著となり、次多は3～4時、17～18時、23～24時で、日出時刻付近に雨量強度の強い雨が降りやすいことを示している。これに対して、内陸部は日出時刻前後の極大が消えて13～14時が極大となるが、日変化が沿岸部ほど顕著ではない。

これをさらに明確に把握するために、京都、大阪、潮岬の6、7月の各時刻毎の合計雨量と1時間雨量10mm以上の度数を1941～50年の期間について集計した（Table 9）。表から明らかのように、京都と潮岬とは明らかに違った日変化を示し、京都はFig. 20の内陸地域の度数分布とほぼ類似し、潮岬は同じく沿岸地域のそれに類似の分布をしている。大阪は日変化の幅が雨量合計、度数ともに小さく、中間地帯の性格を帯びている。

これらの事実から見て、LANDSBERGの指摘した一般的傾向とは異なり、沿岸地域では大雨時の1時間雨量強度にも日出前後の時刻をピークとする度数の日変化が明白に存在する。そして、京都、大阪、潮岬の日変化が異なることから、BLEEKER等の指摘したような局地循環が大雨時にも加わっていることを示すばかりでなく、気温と海水温の日変化の違いによる水蒸気補給量の日変化や対流雲に対する放射の影響が加わっているものと思われる。

⑤ 気象じょう乱の衰弱については本節の(2)に述べたので省略する。

要 約

以上、大雨日数を主要素として、日本における大雨の気候学的特性を明らかにしてきたが、これを要約すると次のようになる。

- 1) 雨量階級別大雨日数によって、地域分布およびその季節変化の実状を明らかにし、これらが気象じょう乱出現の季節変化および水蒸気の流入と関係があることを明らかにした。
- 2) 大雨日数の年間日数と季節変化によって、①年間少発型、②年間多発型、③冬季多発型、

④ 暖候季多発型の主4型およびそれらの中間型に分けられるが、区内観測所の資料を用いることによって、さらに③の冬季多発型と①の年間少発型から②年間多発型にいたる中間型を含む型との組み合わせ、および梅雨期と台風期との大雨日数の対比、6月と7月の大雨日数の対比によって、さらに地域の細分が可能なることを示した。

3) 雨量階級別雨天日数は指数型分布をするが、その分布型は大雨の地域区分毎に異なり、分布の統計期間による安定性は50年以上でほぼ安定する。この性質を地域区分に利用すれば、地域区分をより客観化することが可能である。

4) 雨量階級別雨天日数が指数型分布することから、 $\geq 0.1\text{mm}$ の雨天日数で同期間の総降水量を除いた降水密度が地域区分の指標となりうることを理論的に考察し、さらに降水密度と大雨日数との関係に地域特性があることを実測資料により明らかにした。

5) 大雨の地域的特性を与える要因について吟味し、次のことを明らかにした。

① 水蒸気流入量が大雨の地域的特性を与えるが、水蒸気圧13mb以上になると水蒸気圧の増加に比例して、大雨日数も急増する。水蒸気圧の緯度分布によって大雨日数の緯度分布が規制される。

② 前線や顕著低気圧の度数分布の季節変化によって地域的特性の主要部分が説明される。

③ 冬季日本海沿岸の大雨多発、関東地方北部や中部地方内陸部の夏季大雨の多発は大気成層の不安定化しやすい条件にあることによって説明される。

④ 同一地域区分間の山岳と平野地点とでは、山岳地点の大雨日数が約1.5倍多く、これは地形による強制上昇効果が主として働いている。

⑤ 西日本の山陰地方、四国地方および紀伊半島の多発地帯が海岸からの距離15~30kmの間に見られるが、これは海陸の粗度の違いによる粗度効果によって説明される。

⑥ 粗度効果による大雨日数の違いは平地と山岳部との境界域付近にも現われる。瀬戸内海地方、長野県長野盆地の少発域は山岳による湿潤気流の遮蔽によって説明される。また、瀬戸内海地方の少発域および紀伊半島の多発域の6月と9月との変化は湿潤気流の流入経路の変化に帰因する。

⑦ 地形による影響のうち、海陸の熱収支などによる局地循環の影響を受けて、大雨時においても1時間雨量強度に日変化が現われ、海岸地帯では日出前後に極大、内陸部では午後には極大を示すような地域的特性を示す。

謝 辞

この論文は東京教育大学の博士論文として作られたものである。この研究に対し、終始適切かつ懇切なる御指導を賜った東京教育大学地理学教室の福井英一郎教授に、また論文作成に当たって懇切なる御助言を賜った同教室の町田・山本・幸田・尾留川の4教授に対し、筆者は深甚なる感謝の意を表するものである。さらに、この研究に対し終始あたたかい御援助を賜った気象研究所台風研究部長須田建博士、友情をもって種々有益なる助言をいただいた測器研究部第1研究室長根本茂博士、青山学院大学助教授鈴木栄一博士、気象研究所調査係長土屋巖博士、法政大学教授吉野正敏博士に深甚なる謝意を表わすとともに、台風研究部第2研究室の室員諸兄の種々の御援助に対し厚くお礼を申し上げるものである。

参 考 文 献

- ANDERSON, E. R., J. L. ANDERSON, and J. J. MALCIANO, 1950: A review of evaporation theory and development of instrumentation. U.S. Navy Electron. Laboratory Rept., Feb. 159.
- BALDACCI, OSVALDO, 1952: La intensita medi delle piogge in Italia. Societa Geografica Italiana, Rome, Bolletino, Ser. 8. 5 (3/4), 185-213.
- BERGERON, T., 1959: Address of the Honorary Chairman of the Conference, Problems and Methods of Rainfall Investigation. Physics of Precipitation, Geophys. Monograph, No. 5, Washington D.C., Amer. Geophys. Union, 5-30.
- BLEEKER, W. and M. J. ANDRE, 1951: On the diurnal variation of precipitation, particularly over central U.S.A., and its relation to large-scale orographic circulation systems. Quart. J. Roy. Met. Soc., **77**, 260-272.
- BOWEN, I. S., 1926: The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Phys. Rev., Ser. 2, **27**, 779-787.
- BRAHAM, R. R., 1952: The water and energy budgets of thunderstorms and their relation to thunderstorm development. J. Met., **9**, 227-242.
- CHANDLER, T. J., 1965: The Climate of London. Hutchinson of London Press.
- CRESSMAN, G. P., 1960: Improved terrain effects in barotropic forecasts. Mon. Wea. Rev., **88**, 327-342.
- FLETCHER, R. D., 1950: A relation between maximum observed point and areal rainfall values. Trans. Amer. Geophys. Union, **31**, 344-348.
- FUJITA, T., 1960: Mesometeorological study of pressure and wind fields beneath isolated radar echoes. Proceedings of Eight Weather Radar Conference, Boston, Ame. Met. Soc., 151-158.
- , 1960: A detailed analysis of the Fargo tornadoes of June 20, 1957. Research Paper, No. 42, Washington D.C., U.S. Weath. Bur. 67 p.
- FUJITA, T. and H. R. BYERS, 1960: Model of a hail cloud as revealed by photogrammetric analysis. Techn. Rep., No. 3, Univ. of Chicago, 63 p.
- KURASHIMA, A., 1968: Studies on the winter and summer monsoons in East Asia based on the dynamic concept. Geophys. Mag., **34**, 145-235.
- LANDSBERG, H., 1950: Physical Climatology. The Pennsylvania State College Press., 122-132.
- MORGAN, W. A., 1953: Frequency of heavy daily rainfalls in Ireland. Eire. Met. Service, Geophys. Publications, 4(1), 17 p.
- MURAKAMI, T., 1959: The general circulation and water-vapour balance over the Far East during the rainy season. Geophys. Mag., Tokyo, **29**, 131-171.
- NEMOTO, S., 1968: Similarity between Natural Local Wind in the atmosphere and model wind in a wind tunnel. Pap. Met. Geophys., **19**, 131-230.
- PRIESTLEY, C. H. B., 1959: Turbulent transfer in the lower atmosphere. The Univ. of Chicago Press, pp. 19-38.
- RAMAGE, C. S., 1951: Diurnal variation of summer rainfall over East China, Korea and Japan. J. Met., **9**, 289-299.
- REICHMANN, L., 1964: Stark und Dauerniederschläge im nordsächsischen Flachland. Leipzig Deutsches Institut für Länderkunde, Wissen-Schaftliche Veröffentlichungen, n.s. No. 21/22, 219-266.
- SAWYER, J. S., 1959: The introduction of the effects of topography into methods of numerical forecasting. Quart. J. Roy. Met. Soc., **85**, 31-43.
- SCHNEIDER-CARIUS, K., 1955: Zur Frage der statistischen Behandlung von Niederschlags-Beobachtungen, Erste Mitt. Zeits. für Met., **9**, 129-135.
- SUTTON, O. G., 1952: Micrometeorology. p. 333.

- TAYLOR, R. J., 1962: Small-scale advection and the neutral wind profile. *J. Fluid Mechanics*, **13**, 529-539.
- THORNTHWAIT, C. W., and B. HOLZMAN, 1939: The determination of evaporation from land and water surfaces. *Monthly Weath. Rev.*, **67**, 4-11.
- 江原貞吉, 桃井治三郎, 1915, 1917: 男体山における気象観測. 森林測候所特別報告, **2**, 79-116, **4**, 107-131.
- 藤村郁雄, 1952: 標高と降水量. 東京管区気象台研究会誌, **11**, 229-302.
- 福井英一郎, 1928: 我邦に於ける気候分類に就いて. 地理学評論, **4**, 841-853.
- , 1933: 日本の気候区, 第2報. 地理学評論, **9**, 1-17, 109-127, 195-219, 271-300.
- , 1934: 本邦に於ける降水変化量の研究 (第1報). 地理学評論, **10**, 755-771.
- , 1938: 気候学. 古今書院刊.
- , 1957: ケッペンの気候区分に対する2-3の知見. 地理学評論, **30**, 910-927.
- , 1957: 日本に於けるソーンスウエイトの新気候区分. 東京教育大学地理学研究報告, **1**, 103-112.
- , 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.
- 岸保勘三郎その他, 1956: 下層大気の気圧場並びに降雨量の量的予報. 研究時報, **8**, 473-494.
- 石原健二, 1956: 雨量の短期予報について. 総理府資源調査会事務局「雨量の観測と予報」, 88-93.
- 石原健二その他, 1957: Small-scale の雨量予報 (第1報). 研究時報, **9**, 615-632.
- 石崎澄雄, 光田寧, 1967: 地形と風速. 鋼構造物の耐風設計講習会テキスト, No. 3, p. 14.
- 磯崎 優, 1934: ソーンスウエイトの新気候分類と本邦に於けるその適応について. 地学雑誌, **45**, 234.
- 河村 武, 1967: 気候学的にみた豪雨と地形. 天気, **14**, 335-338.
- 児玉良三, 1954: 伊吹山における山岳雨量 (1). 研究時報, **6**, 333-338.
- 草野和夫その他, 1957: 地形性降雨の数値予報. 研究時報, **9**, 811-822.
- 水越允治, 1962: 日本における豪雨の原因. 三重大学学芸学部紀要, **25**, 1-17.
- , 1962: 梅雨前線活動に伴う降水量の分布. 地理学評論, **35**, 35-44.
- 野口和則, 1964: 雨量予報. 気象研究ノート, **15**, 372-381.
- 奥田 稷, 1968: 日本における大雨の気候学的特性 (第1報). *Pap. Met. Geophys.*, **19**, 277-308.
- 斎藤直輔, 1957: 雨量予報序論. 気象協会刊.
- 関口 武, 1949: 本邦における微雨日数の分布. 地理学評論, **20**, 238-237.
- , 1949: 日本におけるケッペンの気候区. 社会地理, No. 15, 12-16.
- 関口 武, 1949: 本邦付近の降雨日数の分布並びにそれによる気候区分. 地理学評論, **21**, 361-367.
- , 1959: 日本の気候区分. 東京教育大学地理学研究報告, **3**, 65-78.
- , 1965: 台風時の雨量分布. 地理学評論, **38**, 501-508.
- 関口 武と協力者, 1965: 東京の大雨の気候学. 東京教育大学地理学研究報告, **9**, 143-167.
- 関口 武, 井上修一, 1967: 関東地方の大雨の気候学. 東京教育大学地理学研究報告, **11**, 37-52.
- 土屋正孝, 1960: わが国における雨の強さならびにそれによる地域区分. (未印刷)
- 内海徳太郎, 1959: 降水量分布と代表地点. 気象研究ノート, **10**, 111-124.
- 和達清夫 (監修), 1958: 日本の気候. 東京堂刊.
- 矢沢大二, 1949: 本邦各地の雨量推移の特性について. 地理学評論, **22**, 274-279.
- 吉田作松, 1951: 岩手山における雨量の高度分布. 研究時報, **3**, 364-367.
- 吉野正敏, 1960: 日本における雨量最大観測値・雨量—時間曲線・雨量強度—時間曲線の特性とその分布. 気象集誌, **38**, 27-46.
- , 1961: 小気候. 地人書館刊.
- 農林水産技術会議, 1960: 日本の気候分類図集.

日本における大雨の気候学的研究

奥 田 稷

日本における大雨を日雨量階級別の度数を用いて, まず, その地域特性を統計的に明らかにし, 次に, 地域特性を与える諸要因について動気候学的立場から考察を行なった。

大雨の地域特性は、その大勢は日本列島上およびその周辺に現われる気象じょう乱の出現度数の地域分布およびその変化と対応して現われる。

大雨の出現度数およびその年変化から大雨の気候区分を行なうことは可能で、西日本については区内観測所資料を用いて地域区分の細分を試みた。その結果は、福井（1933）による気候区分とよく対応する。

日雨量階級別度数分布が指数関数型分布を示すことから、降水密度が大雨度数の良い指標となりうることを理論的にも解析的にも明らかにしたが、その関係は大雨の気候区分によって相違がある。

大雨の地域特性を与える要因には、流入水蒸気量の多寡および地域的に持続する上昇気流の存否が大別してあげられる。

流入水蒸気量の多寡は、大雨度数の緯度分布を説明するし、瀬戸内海や長野県北部のような大雨寡発地帯は流入水蒸気量の山岳地形による遮蔽効果によって説明される。また、紀伊半島を例として、850mb 面の風向度数と半島の東西両側の大雨度数の相違との関係を明らかにした。

地域的に持続する上昇気流を与える要因については、気象じょう乱それ自体によるものと、地形による影響とに分けて考察される。地形による影響はさらに力学的作用と、熱学的作用とに細分されるが、特に、海岸地帯や、山岳部縁辺に現われる大雨多発地帯については、地表面の粗度効果による収束帯の形成が取り上げられたし、熱的な作用として、大雨時における 1 時間雨量強度の日変化が海岸で日出、内陸では午後に極大を持って現われ、この現象は、大雨時にも熱収支の日変化の影響が降雨発生過程に加わっていることを示すものとして指摘される。