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

吉 野 正 敏

東京教育大学理学部地理教室

The Distribution of Maximum Observed Rainfall and the Characteristics of Depth-duration and Intensity-duration Curves in Japan

By Masatoshi Yoshino

Dept. of Geography, Tokyo Kyôiku University

(Manuscript received, 5 February, 1960)

Abstract

According to official observation, the maximum rainfall recorded in Japan is 55.9 mm in 10 minutes, 87.9 mm in 30 minutes, 157.0 mm in 1 hour, 415.3 mm in 6 hours, 844.5 mm in 10 hours, 1,109 mm in 24 hours, 3,462 mm in 1 month and 10,216 mm in 1 year. Comparing these amounts with the world records reported by Jennings (1950), it is noticed that maximum rainfall in Japan is comparable only to world figures in the 10 to 24 hour duration. This is thought to be because polar fronts or tropical cyclones in Japan and adjacent areas are stronger in that time period, while convectional rain, such as thunder storms of short duration, or continuous rain, such as orographic rainfall under monsoonal conditions, are weaker than in another parts of the world. In addition, distribution maps of observed maximum rainfall within 10 minutes, 1 hour, 6 hours and 24 hours were drawn, and the distribution patterns were considered in connection with their causes.

The constants, k and n , for an experimental equation of the depth-duration curve, $R = kt^n$, where t is time (in minutes) and R , rainfall amount (in mm), were then calculated. As for the rainfall amount, R , the mean values obtained from the 1st to the 5th ranking in the official records of the Japan Meteorological Agency from 1941 to 1950, as observed every 10, 20 and 30 minutes and every 1, 3, 6, 18, 24, and 36 hours for each of the 109 stations in Japan, were used. Separating the time periods into those between 10 minutes and 1 hour and those between 6 and 36 hours, it was shown that the k and n values exhibited a wide range according to geographical regions and the above-mentioned time periods. These facts are shown in the accompanying figures and tables.

Finally, the constants, b , k , and n , for an experimental equation for the intensity-duration curve, $i = k/(t+b)^n$, where t is time (in minutes) and i , the rainfall intensity (in mm per minute) were obtained by calculating the intensity values by the same method as is described above for the mean rainfall values. The distribution of b , k , and n values revealed marked localization as is shown in the figures attached. The values decrease with distance from the sea coast in central Japan, and are generally smaller on mountain tops than at the bottoms.

目 次

1. まえがき	3. 日本における時間別最大観測値の分布
2. 世界における最大観測値と日本の最大観測値	(i) 10 分間雨量 (ii) 1 時間雨量
	(iii) 6 時間雨量 (iv) 24 時間雨量

4. 時間別雨量, 時間別雨量強度の実験式
5. 日本における雨量-時間曲線の特徴
 - (i) 1 時間以内についての $R=kt^n$ の n と k の日本における分布
 - (ii) 6 時間—36 時間についての同上 n と k の日本における分布
 - (iii) $R=kt^n$ に関する若干の議論
6. 日本における雨量強度-時間曲線の特性とその分布
 - (i) 資料とその整理の方法
 - (ii) 結果; $i = \frac{k}{(t+b)^n}$ の b, k, n の日本における分布
 - (iii) 分布に関する 1~2 の考察
7. 要 約
8. 謝 辞
- 文 献

1. ま え が き

降水強度に関する最近の研究は, ほぼ 4 つの分野にわけられる。すなわち, (1) 天気現象としての雨の定義・分類に関したもので, 例えば強雨・豪雨・微雨などの定義を検討した研究。(2) 降雨強度の短時間における変化に関する研究で, 降雨機構を究明しようとするもの。(3) 日降水量の量別頻度に関する統計的研究で, 例えば, 広い地域を対象とする場合には, その頻度曲線の形と気候区との関係を論じたりする。(4) 観測時間別降水量または降水強度の場所による差異に関する研究で, 気象学的に過去の最大観測記録は関心があるばかりでなく, 工学・農業・土木などの応用面にも重要であり, 山地災害やその他の人間生活にも密接な関連を持つものである。

この論文で扱うのは, この第 4 の分野に属する問題で, 気象学・気候学のみならず, その他の部門へも少なからず関連している。これまで, 降水強度の地域的分布については, 雨の強さは気温に

よつて支配されるから, 南ほど強い雨が多く, 北ほど弱い雨が多いというマクロにみた分布しかわかっていない。例えば, 微雨日数は北ほど多い(関口 1944) というのもその 1 つである。最近になって, “日本の気候”(1958) に日本各地の降雨の特性について詳しい記述がみられ, また, 近畿地方(斉藤・菊地原 1955), 四国地方(橋本 1958), 関東・中部地方(正務・久保・新井 1959) については, それぞれ降水量の統計が新しい角度からまとめられている。

本研究ではまず, 雨量の最大観測値の記述を行った。これは気候誌的意義を持つ。次に, その最大観測値の分布様式が観測時間によつて変ることを述べ, 降雨の主要原因との関連を考察した。最後に, 観測時間と雨量または, 雨量強度との関係を示めす実験式, すなわち雨量-時間曲線, 雨量強度-時間曲線を日本各地について求め, その常数または係数などの日本における分布を求めた。これは応用の目的や気候推定に役立つ。

2. 世界における最大観測値と日本の最大観測値

世界記録については, 約 20 年前, アメリカにおいてまとめられた資料がある (U.S.W.B. 1941)。それによると, 両対数グラフの横軸に降雨時間(分)をとり, 縦軸に降水量(インチ)をとると, 1 分から約 500,000 分(1 年)の範囲において, ほぼ直線の上に点がのることが示された。インドのチェラプンジ Cherrapunji, ジアマイカのシルバーヒルプランテーション Silver Hill Plantation, 台湾の奮起湖, アメリカの数地点など, さまざまの地点の値が, 1 つの直線で代表されるということが, 極めて興味ある事実であつた。これと同じことが, 資料をさらに豊富にして, 10 年前にまた発表された (Jennings 1950)。この資料を使つて, 実験式が求められている (Fletcher 1950) が, これについては後でふれる。

日本における記録は、降水量の統計的考察と題（斉藤 1956）が、ここでは、さらに若干の資料をする論述のなかに資料としてまとめられている。つけ加えて、第1表に最大観測値をまとめた。

第1表 日本における時間別降雨量の最大観測値
Table 1. Maximum observed rainfall in Japan.

Duration	Amount of rainfall	Observed point	Date
10 minutes	55.9 mm	Shionomisaki	April 19, 1944
10	44.3	Shionomisaki	Sep. 23, 1944
10	40.0	Shimizu (Kôchi Pref.)	Oct. 17, 1944
10	39.2	Sumoto	Sep. 2, 1949
20	64.4	Shimizu	Oct. 17, 1944
30	87.9	Shimizu	Oct. 17, 1944
1 hour	157.0	Shimizu	Oct. 17, 1944
1	145.6	Hakoneyama	Aug. 3, 1938
1	144.0	Saigo (Nagasaki Pref.)	July 25, 1957
1	140.5	Ômura (")	July 25, 1957
1	140.0	Chôshi	Aug. 28, 1947
2	296.3	Shimizu	Oct. 17, 1944
2	268.0	Saigo	July 25-26, 1957
2	238.6	Ôtabu (Nagasaki Pref.)	July 25, 1957
3	358.8	Shimizu	Oct. 17, 1957
3	338.	Sakai (Tottori Pref.)	Aug. 22, 1895
4	467.0	Saigo	July 25, 1957
4	383.6	Hase (Nagasaki Pref.)	July 25-26, 1957
6	415.3	Ôdaigahara	July 29, 1946
10	844.5	Saigo	July 25-26, 1957
13	1004.5	Saigo	July 25-26, 1957
24	1109.2	Saigo	July 25-26, 1957
24	1011.0	Ôdaigahara	Sep. 14, 1923
24	963.9	Ôdaigahara	July 29, 1946
24	901.7	Tanabe	Aug. 20, 1889
24	758.0	Kiyokawa (Wakayama Pref.)	July 17-18, 1953
36	1228.6	Ôdaigahara	July 27-28, 1946
1 month	3461.5	Ôdaigahara	Aug. 1938
12	10216.	Yakushima	1950
12	7870.4	Ôdaigahara	Nov. 1937—Oct. 1938

これによると、わが国では、10分間 55.9mm, 30分間 87.9mm, 1時間 157.0mm, 2時間 296.3 mm, 6時間 415.3mm, 10時間 844.5mm, 24時間 1109.2mm, 1カ月間 3461.5mm, 12カ月 10216 mm という値がこれまでの最大記録である。これを世界記録と比較すると、世界記録では5分間で 63 mm, 1時間 254mm, 4時間 584 mm, 15時間

876 mm, 24時間 1168mm, 1カ月 9300mm, 12カ月 26461mm であつて、日本記録は10~24時間について、世界記録にほぼ匹敵している。6時間以内の短時間、または1カ月や1年にわたるような長時間については、日本では大きな値はでないことがわかる。

第1図は、この世界記録 (Jennings 1950) と日

第 1 図 時間別の雨量最大観測値の世界 (破線) と日本 (実線) の比較

Fig. 1. The maximum rainfalls observed in Japan (line J) and the world (broken line W).

本記録を比較するために、それぞれを傾向線で示めて、その特徴を明らかにした。先に述べた通り、世界記録は両対数グラフ上で直線になると云われ、その実験式も、直線として、後述の通り求められてはいるが、厳密にみれば世界記録は下に凸になつていて、これに対し、日本記録は上に凸になつていて、先に述べたように、2つの線はほぼ 10~24 時間の区間で交叉する。要するに、わが国の雨量は、半日ないし 1 日間について極めて強いのが、世界の傾向に対する特徴であることがわかる。日本の近く、例えば香港の極値では、(Peterson 1957)、やはり世界記録よりいずれの観測時間についても小さいが、6 時間くらいの極値は世界記録にやや接近している。これは 24 時間雨量の最大観測値の分布のところで述べるように、東部アジアにおける日本付近特有の現象であろう。寒帯前線の活動と、台風の経路の範囲およびそれによる降雨時間が、最も深く関連していると考えられる。

3. 日本における時間別最大観測値の分布

わが国については、古くは“Climate of Japan” (岡田 1931) に 1 時間、4 時間、24 時間について表としてまとめられており、“日本の気候” (和達 1958) には 24 時間、1 時間について観測開始以来 1956 年までの値がでている。また、1941~50 年の 10 年間については“日本の強雨” (気象庁 1956~59) に表としてまとめられている。その他、1 地点における観測結果は種々の報告書、気候表の中にある。アメリカについては、“Climate and man” (U.S. Dept. of Agr. 1941) に、1 時間、24 時間、1 カ月の図がのつていて、わが国についてはまだ分布図は作られてないようである。ここでは以下で論じる問題にも関係があるので、上記の 3 つの表を主な資料として、10 分、1 時間、6 時間、24 時間について作つた。

(i) 10 分間雨量

第 2 図は 10 分間雨量の 1941~50 年の 10 年間

第 2 図 10 分間雨量の最大観測値 (1941—1950) の分布 (mm)

第 3 図 (a) 2 月, (b) 8 月, (c) 9 月における 10 分間雨量の最大観測値 (1941—1950) の分布 (mm)

Fig. 2. Distribution of the maximum rainfall observed in 10 minutes, 1941—1950. (in mm)

Fig. 3. Distribution of the maximum rainfall observed in 10 minutes, (a) February, (b) August, and (c) September, 1941—1950. (in mm)

の第1位の値の分布である。近畿・四国地方の南端に30~40mm以上の地域があるが、20mm以上の地域の中にも点々と30mm以上の地点が2~3ある。関東地方と中部地方の20mm以上の地域は、年間雷雨日数が20日以上地域とほぼ一致し、雷雨が原因であることが明らかである。しかし、近畿地方では、10分間雨量の極値は低気圧や前線によるものが多く、雷雨によつては約10mmが限度である(斉藤・菊地原 1955)と云われており、地方によつて、強雨の主要原因は違うことがわかる。なお詳しくは、月別の分布図で後述する。

なお、紙面のつごうで図示は省略するが、10分間雨量の大きい値がでる月の分布図を作つてみると、かなり地域的にまとまつており、九州南端から四国南半分、紀伊半島南半分、東海道西部から関東南部にかけて9月、また裏日本側でも中国地方から東北地方にかけて9月であることがわかる。これに対して、上記太平洋岸と日本海岸との中間は7月か8月で、九州の大部分と瀬戸内・近畿・関東中部地方の1部が7月で、その他が8月、すなわち中部地方以北が大体8月である。太平洋岸の9月と、日本海岸の9月とはその内容において異なり、太平洋岸では7月にも九州におとらず強い雨が降るが9月にはそれ以上に強い雨が降るため9月となつていいる。秋が進むにつれ、台風の経路は南に次第にずれ、また温帯低気圧の通過が活発となるので、大島・新島では10月、八丈島では10月、11月となる。日本海岸では、九州地方のように梅雨が強くないので相対的に9月となつていいる。

また、同じく図示は省くが、10分間雨量が10mm以上の日数(1941-50年の合計)の分布を調べると、九州の阿久根の73日を最大として鹿児島61日、高知の63日が多い。九州南西部・四国南部・紀伊半島南端部が40日以上、山陰の1部と九

州の大部分・四国南半分・紀伊半島・東海道・関東地方の大部分が20日以上となつていいる。20日以上地域は、第2図と比較すると、関東・近畿地方で20mm以上の地域とよく一致する。

第3図は10分間雨量の最大観測値の月別の分布図で、冬の状態として2月、雷雨の発達する時期の状態として8月、台風期の状態として9月をえらんだ。2月でも、太平洋岸が多く5mm以上、九州では北西端と南西端が大きい値を示めし低気圧の影響が大きいことがわかる。また、北陸地方には5mm以上の地域がまとまつており季節風の影響ではないかと考えられる。8月の分布図では、20mm以上の関東・北陸・近畿・北九州の諸地域がいずれも雷雨日数の多い地域と一致する。また、紀伊半島南東斜面・四国の南端・九州南端など、その他の月またはその他の時間の分布図では多い地域が、この8月には逆に小さい値をとることも8月の特徴である。9月は本州・四国・九州の太平洋岸沿い、および関東・東北地方の1部に大きい値がでている。広島・淡路島・伊勢湾など南からの気流の入りやすい地域が大きい値をとることも注目される。

(ii) 1 時間雨量

第4図が、観測開始以来1956年までの1時間雨量の最大観測値の分布図である。分布型としては10分間雨量の9月の分布図に似ていいる。太平洋岸沿いと九州西部に100mm以上の地域があり、80mm以上の地域は、関東平野・濃美平野・大阪平野・広島方面で特に内陸に入り込んでいいる。また北陸地方の金沢、中国地方の津山付近にも80mm以上の地域があり、前記の関東平野とともに雷雨の影響が1時間にまで及んでいいることがわかる。濃美平野・大阪平野・広島方面はやはり前線活動の地域性の現れで、後述の長時間の最大観測値の分布には、これが、さらに強調されていいる。

第 4 図 1 時間雨量の最大観測値 (観測開始から 1956 まで) の分布 (mm)

第 5 図 地域別の 1 時間雨量の原因 (%). Ty: 台風, C: 低気圧, F: 前線, Th: 雷雨

第 6 図 6 時間雨量の最大観測値 (主として 1941—1950) の分布 (mm)

Fig. 4. Distribution of the maximum rainfall observed in 1 hour, till 1956. (in mm)

Fig. 5. Frequency (%) of causes which brought the maximum rainfall in 1 hour.

Ty: Typhoon, C: Cyclone, F: Front, and Th: Thunderstorm.

Fig. 6. Distribution of the maximum rainfall observed in 6 hours, mainly 1941—1950. (in mm)

次に、地域別にみて、強い雨の原因が何であるかを調べた。まず、北海道を含めて日本を 10 の地域に区分し、各地域に含まれる気象台・測候所をまとめて、各地点における 1 時間雨量の 1 位から 5 位までの観測値の原因を調べた資料（和達 1958）から、台風・低気圧・前線・雷雨の 4 原因別に頻度をとつた。熱帯性低気圧は台風を含めた。それを % で図示したのが第 5 図である。北海道では低気圧によるものが多く、関東や中部地方の内陸部では雷雨によるものが多く、その他の地域は前線が最も多いが、北陸地方を除いては、太平洋岸・山陰地方・九州地方では台風が重要である。瀬戸内から近畿中部にかけては、前線・台風も重要であるが、やはり雷雨の頻度が多いことが注目される。

(iii) 6 時間雨量

第 6 図は 6 時間雨量の 1941~50 年の 10 年間で主とした期間における最大観測値の分布図である。全般的に 24 時間の最大観測値の分布と似た分布型を示す。大台が原山の 415.3mm を最大として、太平洋岸に沿って 300mm 以上の地域がある。広島では雷雨によつて 1926 年 9 月 11 日に 4 時間ですでに 339mm、苫小牧では熱帯低気圧により 1950 年 8 月 1 日に 380mm を観測しているが、それぞれその付近の地域の一般的な値よりかなりかけ離れた値である。このような地点を除けば、梅雨どきの多雨域の分布（水越 1959）と分布型の特徴が似ていて、地形の影響もかなり梅雨どきの状態に近いことがわかる。

(iv) 24 時間雨量

第 7 図は観測開始以来 1957 年までの 24 時間の最大観測値の分布である。紀伊半島南部の大台が原山付近の東西にわたる地域では 900mm 以上で、大台が原山では 1011mm の記録がある。四

国・九州の南東向斜面、関東地方の山岳部の南東向斜面ではやはり約 600mm に達する。これらはいずれも台風期の雨に起因する。さらに、わが国の最大観測値は半日ないし 1 日の時間については世界記録に匹敵していると述べたが、これは東南アジアの 24 時間降水量の過去の最大値の分布図（根本ほか 1959）にもよく現れている。これを見ると、本邦太平洋岸からフィリピンにかけて台風の活動のはげしい地域で、400mm 以上の特に大きい値の地域が広く分布している。この地域以外は、東南アジアでは季節風に面した山地斜面のごく一部のほか 400mm 以上の地域がない。これによつても、わが国の 24 時間雨量が非常に特徴あることがわかる。

日本国内においては、広島では 1919 年 7 月 4 日に 751mm、彦根では 1896 年 9 月 7 日に 597mm、苫小牧では 1950 年 8 月 1 日に 448mm という、その付近の地域とはかけ離れた値がでている。また、富江から長崎・温泉岳方面に至る西九州も大きい値がでており、この地域において 1957 年 7 月 25~26 日にその中心では 1100mm に達する大きい値をだした。これらの雨の原因はすでに究明されているように、台風・熱帯低気圧ばかりでなく、梅雨末期の前線活動による場合もある。しかし、その地域性の究明は今後の問題で、このためには、原因別に地形の影響を調べてゆく（水越 1959）必要がある。

次に最大観測値と観測年数に関して、ここで 1 つの問題がある。第 7 図は、観測年数にかまわず各地点において観測した最大値をとつたものである。しかし、全部で 144 地点のうち、観測年数 20 年以下が 35% もあり、61 年以上 35% で、41~60 年が 12%、21~40 年が 18% で、年数にかなりの差がある。そこで、資料を均質化する意味で 1941~50 年の 10 年間の最大観測値で分布図をかいたのが第 8 図 (a) である。これによると概

第 7 図 24 時間雨量の最大観測値 (観測開始から 1957 まで) の分布 (mm)

第 8 図 (a) 同上 (1941—1950) の分布 (mm), (b) リターンペリオド 100 年の最大日降水量 (mm) の分布 (水越 1958 による)

Fig. 7. Distribution of the maximum rainfall observed in 24 hours, till 1957. (in mm)

Fig. 8. (a) Distribution of the maximum rainfall observed in 24 hours, 1941—1950. (in mm)
(b) Distribution of estimated values of maximum daily precipitation in mm for 100 year return period (after Mizukoshi 1958).

略的には分布の型の違いは認められないが、その絶対値において差がある。特に南の方ほどその差が大きい。極値を取扱う場合、その絶対値が問題になるのであるから、この点から云えば、観測年数に関係なしに最大観測値を取上げた方がよいことになる。また、資料を均質化して、本邦各地のリターンペリオドを計算して分布図を求めた場合

と比較してみると次の通りである。1901～50年の50年間に於いて、30年以上の資料が揃う地点だけをえらび、その地点の毎年の最大日降水量で100年のリターンペリオドを求めその分布図を作ると第8図(b)をえた(水越 1958)。これによると、本邦南岸沿いに400mm以上の地域があり、紀伊半島南部に600mm以上の地域があつて、第

7 図と大略において傾向は似ているが、第 8 図 (b) の方が地点をえらんでいるから地点数が少なくなっており、詳細な地域的分布は第 7 図の方が明瞭にでている。また、その絶対値を比較すると、東北地方・北海道では第 8 図 (b) の値が大きい地点がほとんどであるが、関東地方以西では逆に第 8 図 (b) の値が小さい地点が多い。第 7 図の各地点の観測年数は、前に述べた通りであるが、100 年に達する地点は 1 つもなく、東京の 83 年を最長として、いずれも 80 年以下である。したがって、年間最大日降水量のリターンペリオド 100 年の値の方が、80 年以下の年数の最大観測値より小さい場合が多いことを注目しなければならない。さらに第 8 図 (b) を、10 年間の最大観測値である第 8 図 (a) と比較してさえ、ほとんど同じ絶対値を示めしている。また例えば東北地方・北海道については、“日本の気候”にリターンペリオド 50 年の日降水量の分布図が求められている(和達 1958) が、その値は第 8 図 (a) の 10 年間の最大観測値とほぼ同じかまたは小さい。したがって、現在の段階では、最大観測値に関する限り、その絶対値の局地的分布状態を知る目的には、観測点は年数にかかわらずできるだけ取りあげた方がよいと考えられる。本邦の 30 地点あまりについてリターンペリオド 5 年および 10 年の最大日降水量と、1901 ~ 50 年の間の第 10 位および第 5 位の実測値とを比較すると有意な差は認められなかつた(水越 1958) し、また、中部地方・関東地方の 22 地点において、リターンペリオド何年かの日雨量の出現時間間隔を調査した結果では、例えば 50 年雨量を越すような値も実際には近々数年間に近接して発生するものが多いが、ただ長期間の平均として 50 年に 1 回という値となる(正務・新井 1959) といわれている。また、資料の統計期間と、算出したリターンペリオドの値との関係について、ごく最近 1 つの成果がえられた(鈴木 1959)。この

ように最大観測値の問題は多く、極値の統計理論の導入による説明が望まれる。

4. 時間別雨量、時間別雨量強度に関する実験式

観測時間別の雨量または雨量強度に関する研究は、外国でも日本でもいろいろ行われているが、その局地性の研究は少ない。ここでは、次の節で局地性を調べるまえに、これまでの時間別雨量または時間別雨量強度に関する実験式について述べておく。ただし、降水量を時間で割った値を強度として、実験式では、時間別雨量と雨量強度とは同じ形と考える。また、古い研究についてはすでにまとめられている(岡田 1951) ので、ここでは省略する。

地点雨量の強度と時間との関係は 2 時間以内と以上とにわけて次式で示される(Linsley, Kohler, Paulhus 1949)。5~120 分間では、

$$i = \frac{a}{t+b} \dots\dots\dots (1)$$

ただし、 i は時間の平均の強度、 a , b は地点によつて異なる係数である。2 時間以上については(Bernard 1932) によつて、

$$i = \frac{c}{t^n} \dots\dots\dots (2)$$

で正確に求められた。ただし、 c と n は地点によつてきまる常数である。(1) 式に頻度を加えて表現すれば(Bernard 1942),

$$i = \frac{KF^n}{(t+b)^n} \dots\dots\dots (3)$$

となる。 i は F 年に 1 回またはそれ以上に達する t 分間平均の強度である。 k , n , b は地点によつて異なる常数である。ボストンでは

$$i = \frac{16F^{0.27}}{(t+7)^{0.7}} \dots\dots\dots (3')$$

カンサスシティーでは 5~60 分間について

$$i = \frac{10F^{0.183}}{t^{0.444}} \dots\dots\dots (3'')$$

となる。

わが国では、西南日本を主とする 17 都市について検討した結果、

$$i = \frac{a}{\sqrt{t+b}} \quad \dots\dots\dots (4)$$

の形がよくあてはまるとして、 a 、 b が 17 都市について求められている (川上・石黒 1958)。ただし、水戸と東京は (1) 式がなりたつという。

また、時間別雨量についても、5 分から 1 時間までは式 (1) と同じ形がなりたつという (Brooks 1950, Brooks and Carruthers 1953)。すなわち、

$$R = \frac{at}{t+b} \quad \dots\dots\dots (5)$$

で、 R は降水量 (インチ)、 t は分、 a 、 b は地点によつてきまる常数で、イギリスでは $a=7/6$ 、 $b=10$ で、熱帯、亜熱帯では $a=4/3$ 、 $b=20$ という。1~12 時間では、 t 時間に期待される最大値は 1 時間に期待される値の $(1+\log t)$ 倍であるという。この値は、1~4 時間について Richards (1944) が支えた式

$$R = \frac{at}{t+1} \quad \dots\dots\dots (6)$$

とほぼ同じ値を示すという。日本では

$$R = a \frac{1.31t}{0.31t+1} \quad \dots\dots\dots (7)$$

で表現される (高橋・安藤 1952)。 t は時間 (時) で R は mm である。また、別の形としては、

$$R = kt^n \quad \dots\dots\dots (8)$$

がある (Fletcher 1950)。 k 、 n は地点によつてきまる常数である。彼は Jennings の資料 (1950) で n を決定すると $n=0.49$ となるから簡単のために 0.5 とし、 k を求めると、世界全部では

$$R = 14.3\sqrt{t}, \quad \dots\dots\dots (9)$$

アメリカ合衆国の北太平洋岸の値では

$$R = 2.9\sqrt{t} \quad \dots\dots\dots (9')$$

となることを求めた。ここで t は時間、 R は降水量 (インチ) である。この式の形は、短時間の雨量について、日本でも 2 時間以内について定められている (高橋・真清 1943) が、

$$R = a\sqrt{t} \quad \dots\dots\dots (10)$$

がなりたつといわれていた (Hann, Süring 1939) のを、長時間まで適用したものである。しかし、前に述べた通り、Jennings の資料を (9) 式で長時間まで含めて代表させるのは、少し厳密さがたりない。

以上の結果であるから、頻度を考慮しなければ、最も一般化された形は (3) 式より

$$i = \frac{k}{(t+b)^n} \quad \dots\dots\dots (11)$$

となる。この式で $n=1$ が (1) 式、 $n=1$ 、 $b=0$ が (2) 式である。また $n=\frac{1}{2}$ として項を一つ省略すれば (4) 式となる。次に、(11) 式を書き直せば

$$R = \frac{kt}{(t+b)^n} \quad \dots\dots\dots (12)$$

となる。この式で、 $n=1$ が (5) 式、 $n=1$ 、 $b=1$ が (6) 式、 $b=0$ 、 $n \neq 1$ が (8) 式、 $b=0$ 、 $n=\frac{1}{2}$ が (10) 式となる。

5. 日本における雨量-時間曲線の特徴

1941~50 年を主とした 10 年間の観測時間別の雨量の最大値を、わが国の各地について第 1 位から 5 位までの値の平均をだして雨量-時間曲線をえがく。時間は 10 分間・20 分間・30 分間・1 時間・2 時間・3 時間・6 時間・12 時間・18 時間・24 時間・36 時間である。地点によつて、その降水量と時間との関係の状態が異なることを 1 例として第 9 図に示す。ここで重要なことは、各地点とも 1 直線で示されず途中で折れまがることが多い事実である。これまで、松本については 1941~50 年の 10 年間の全降水 1534 回について集計すると、熱雷性の強雨の影響があつて、2 時間くらいまでは特に値が大きく 30~40 分でその山を示めすことが報告されている (正務・草間 1955)。このように、降雨の主要原因が観測時間によつて違うため、厳密にみると雨量-時間曲線は途中で折れ、第 9 図にみられるように大台が原山がほぼ直線になるほか、ほとんどの地点が折れ線になつている。そうして、折れる場合は、30 分と 1 時間、または

第 9 図 観測時間別の雨量最大値 (1941—1950 年の順位 1 から 55 までの平均)

Fig. 9. Mean value of 1st to 5th ranking of the observed rainfall amount for each durations in 1941—1950.

Od: Ôdaigahara, Ow: Owase, K: Kôchi, F: Fukuoka, H: Hiroshima, Os: Ôsaka, T: Tokyo, M: Matsumoto.

3 時間と 6 時間の中間であることが多い。そこで直線で示される部分について (8) 式をあてはめて常数 k と n を日本における 109 の各地点について求めた。時間別雨量の式は (12) 式が一般化されたものであるが、ここでは簡単のために式 (8) の形を使う。以下、1 時間以内と、6 時間～36 時間にわけて、(8) 式の k と n の日本における分布を述べる。

(i) 1 時間以内について式 (8) の n と k の日本における分布

10～30 分の資料から求めた n の値の日本における分布は第 10 図 (a) の通りである。ただし、この関係は多くの地点では 3 時間まで折れないで直線的に進むので、3 時間まで適用されるとしてもよい。1 時間で折れる地点数は 38、折れずに直線的に 3 時間まで延びる地点数は 70、そのうちの地点によつては、さらにそれ以上の時間まで進む。しかし、厳密には、1 時間以内についてなりたつ実験式の常数の分布図と云うべきである。第 10 図 (a) からわかるように、わが国では、 n の値は

九州は	0.5～0.6
四国は	0.5～0.7 (0.4～0.8)
中国は	0.5～0.6
近畿は	0.5～0.6 (0.4～0.8)
中部は	0.5～0.6 (0.4～0.8)
関東は	0.5～0.7 (0.8)
東北は	0.4～0.5 (0.6)
北海道は	0.4～0.5 (0.6)

で、九州・中国では比較的局地性が小さいが、四国・近畿の南半分、中部の太平洋岸、関東地方では局地性が強い。局地性の原因は不明な点が多いが、瀬戸内海地方が、その付近より比較的小さく、御前崎を除いて太平洋岸の岬がいずれも小さいことは、海の影響のように思われる。山岳地帯、特に関東地方の西部山岳および北部山岳 (栃木県) では大きい値となつていて、特に中宮祠の 0.84 は最大となつている。東北地方・北海道で小さい値を示めすのは強い雨が少ないためであろう。

k の値は第 10 図 (b) に示す通りである。 n の大小とは逆の関係に近いから、以上に述べた局地性と同じように説明される。

(ii) 6 時間～36 時間についての n , k の日本における分布

6 時間から 36 時間までの (8) 式における k , n の分布は第 10 図 (c), (d) の通りである。第 10 図 (a) と (c) を比較すると、6 時間～36 時間の方が 1 時間以内の短時間についての n の値より全般的に小さい。また、太平洋岸沿いの地域が小さく、中国地方の瀬戸内に面する東半分でも小さく、中部・関東の山岳地方では比較的大きい。このことは、1 時間以内の n の局地性とほぼ同じである。(a) では高知付近、名古屋付近、東海道伊豆北部などに大きい値がでていたが、(c) ではそれがみられない。また四国松山付近に大きい値がでているが、理由はわからない。

第 10 図 実験式 $R=kt^n$ の k , n の分布。(a) 1 時間以内についての n , (b) 1 時間以内についての k , (c) 6~36 時間についての n , (d) 6~36 時間についての k 。

Fig. 10. Distribution of constants, k and n , for equation $R=kt^n$. (a) n and (b) k for short duration, 10~30 minutes. (c) n and (d) k for long duration, 6~36 hours.

第10図(d)は、局地性がかなり明瞭である。最大は太平洋岸沿いの40以上の地域、最小は瀬戸内沿岸の5以下の地域、中部地方中央部の5以下の地域である。ごく概略は、夏半年の降水量分布図と似ていると云える。しかし、降雨の主要原因が違う近接した2地点を比較すると n , k の日本全体の傾向とは逆になることもある。例えば、尾鷲と大台が原山は n が 0.29 と 0.60 で降水量の多少と正の関係にあり、 k の値は 45.8 と 8.9 で降水量の多少と逆の関係にあつて、これらはいずれも日本全部の分布からみられる関係とは反対である。

(iii) (8) 式に関する若干の議論

以上のように、日本においては、(8) 式の n , k とかなりの局地性があり、地域によつてその値も違い、また短時間と長時間についてもそれぞれ違い、短時間では n が大きく k が小さいことがわかつた。(9), (9'), (10) 式では $n=0.5$ となっているが、わが国では 0.5 からかなりばらついている。

いま日本の全地点の(8)式の n , k の階級別頻度分布を求めると第2表・第3表をえる。108地点についてみると、 n は10分間～30分間で0.51～

第2表 日本における $R=kt^n$ の n の値の階級別頻度 (地点数)

Table 2. Numbers of stations for each classes of n for equation $R=kt^n$.

n	Duration		
	10~30min.	10min.~3 hour	6~36 hour
0.11—0.20			8
0.21—0.30			31
0.31—0.40	3	7	43
0.41—0.50	2	24	21
0.51—0.60	6	27	1
0.61—0.70	19	7	
0.71—0.80	7	4	
0.81—0.90	1	1	
Total	38	70	104

第3表 日本における $R=kt^n$ の k の値の階級別頻度 (地点数)

Table 3. Numbers of stations for each classes of k for equation $R=kt^n$.

k	Duration		k	Duration 6~36 hour
	10~30 min.	10 min~ 3 hour		
2.1—3.0	7	4	0.1—5.0	5
3.1—4.0	14	14	5.1—10.0	26
4.1—5.0	10	16	10.1—15.0	32
5.1—6.0	4	23	15.1—20.0	18
6.1—7.0		7	20.1—25.0	8
7.1—8.0	3	2	25.1—30.0	7
8.1—9.0		1	30.1—35.0	1
9.1—10.0		2	35.1—40.0	2
10.1—11.0			40.1—45.0	1
11.1—12.0		1	45.1—50.0	3
			75.1	1
Total	38	70	Total	104

0.60, 6時間～36時間では104地点について0.31～0.40が最も頻度多い。 k は10分間～30分間では108地点について3.1～6.0, 6時間～36時間では5.1～15.0に頻度が最も多い。このような頻度分布が求められたが、いまこの全地点の平均を求めると、

n の値 1時間以内 (10分間～30分間)

0.55 (108地点平均)

6時間～36時間 0.33 (104地点平均)

k の値 1時間以内 (10分間～30分間)

4.8 (108地点平均)

6時間～36時間 16.0 (104地点平均)

となる。

近畿地方 (斉藤・菊地原 1955), および四国地方 (橋本 1958) に関する統計的研究において、10分間降水量に大きい値が現われる地点では、20分間、30分間、40分間、1時間の降水量にも同様な大きい値がでる結果がえられた。また、1時間降水量の極値はふつうは10分間降水量の極値の2～3倍、または3～4倍という結果がえられている。それが、今回えられた分布図によつて、その関係やその局地的分布状態がある程度量的に明らかに

されたと思う。

以上のように、最大値を時間別に1位から5位までとつてその平均を求めてえがいた雨量-時間曲線は、地点によつて、その傾斜はさまざまであるが、(途中で折れる場合でもその点の前後においては)直線的な関係がある。これは、1回ごとの雨量-時間曲線と関連がある現象なので、ここでそれにふれておきたい。

1回の降雨における雨量-時間曲線(depth-duration curve または depth-time curve)は、強い雨の場合、一般的には、両対数グラフ上で上に凸の曲線になることもあるし、短時間の部分は直線、長時間の部分で上に凸になることもある(Foster 1949)。第11図には、わが国における記録的な大雨のときの雨量-時間曲線である。(1)は

第11図 1回の降雨における降雨量と時間との関係
Fig. 11. Depth-duration curves in the case of heavy rainfall.

- 1: 27, 22h 10m—30, 22h 30m, July, 1946 at Ôdaigahara
- 2: 18, 5h 40m—21, 14h 30m, Sept., 1943 at Ôdaigahara
- 3: 1, 12h 30m—3, 18h 00m, Sept., 1950 at Mt. Tsurugi
- 4: 15, 5h 20m—18, 9h 06m, Aug., 1949 at Mt. Unzen
- 5: 25, 11h—26, 9h, July, 1957 at Hase (Nagasaki Pref.)
- 6: 25, 11h—26, 3h, July, 1957 at Ôtabu (Nagasaki Pref.)

大台が原山における1946年7月末の4日間にわたる72時間10分に総降水量1380.8mmに達したとき、(2)は同じく大台が原山で1943年9月18日から21日までの4日間の80時間50分にわたつて1008.8mmの降水量があつたとき、(3)は四国の剣山において、53時間50分に388.3mm降つた場合、(4)は九州の温泉岳において75時間46分に694.3mm降つたとき、(5)は1957年7月25~26日に長崎県諫早市付近に大水害を起した豪雨のとき、長谷において22時間に997.4mmの降雨があつたとき、(6)は同じとき大多武において16時間に725.0mmの降雨があつたときである。これらをまとめてみると、約3時間まで(ただし降り始めからではない)は、どの例もほぼ直線的に変化している。総降雨量が1000mmを越すような降雨の場合は、数時間まで直線的に変化しているとみて差支えない。このようなわけで、何回もの降雨が重つても、すなわち時間によつてそれぞれ違つた日の降雨であつても、短時間または長時間の1部分については雨量-時間曲線は直線になるものと考えられる。したがつて、例えば短時間の降雨が雷雨によつて多量にある地点では、雷雨の平均継続時間が過ぎたあたりで直線が折れるのである。

なお、将来は、降雨の原因別に雨量-時間曲線が求められるべきで、例えばオーストラリアのクイーンズランドのある地域で観測された結果(Brunt 1956)についてみると、熱帯低気圧と雷雨では大きな差異が認められた。

6. 日本における雨量強度-時間曲線の特性とその分布

(i) 資料とその整理の方法

資料は“日本の強雨”から観測時間別に1941~50年の1位から5位までの値の平均を求め、まず時間別の雨量を求めた。それを各時間について

割り、それぞれの観測時間平均の雨量強度 i を求めた。それを日本の各地全部で 109 地点について算出した。その結果のうち大台が原山と尾鷲の例を示めすと第 12 図の点線である。

第 12 図 時間別雨量強度 (1941—1950 年の順位 1 から 5 までの平均値による)

Fig. 12. Rainfall intensity-duration curves.

* Intensity values were calculated from the mean of 1st to 5th ranking of the rainfall records in 1941—1950. Od: Odaigahara, Ow: Owase.

雨量強度の一般化された式は (11) 式であつたから、(11) 式の b, k, n を各地点について求めた。その方法は両対数グラフの図上で直線になるべく近くなるように b の値をきめ、次にその直線の k と n の値を求めた。したがつて、 b の決定には個人差はいるが、数地点について独立に 2 人の者が決定した結果を比較すると、 ± 5 の差は認められたが、 ± 10 の差はなかつた。したがつて、 b の値は初めから 0, 5, 10, …… の単位で求めた。なお、雨量—時間曲線の場合は短時間と長時間の部分に直線が折れたが、雨量強度の (11) 式の場合は折れずに、10 分から 36 時間まで 1 つの直線で与えられた。したがつて、1 地点について常数は 3 つになるから、当然、式の代表性はよくなり、また観測時間によらないから複雑さがなくなる。

(ii) 結果； $i = k / (t + b)^n$ の b, k, n の日本における分布

b の値は第 13 図 (a) に示めす。太平洋岸のごく一部には、南は九州から、北は三陸沿岸まで 40—50 以上の地域がある。表日本はほぼ 20 以上で、日本海岸の一部も 20 以上になつている。これに対して、瀬戸内海沿岸、中部山岳地方、東北地方内陸部などでは 10 以下で小さい。ただ、潮岬だけは特別に小さく、この小さい地域は和歌山も含んでいて、第 10 図 (a) (b) と同じような分布がみられる。オーストラリアの各州の主都について、(11) 式の実験式で常数項が求められたが、そのとき全地点とも $b = 5.0$ として k と n が決定された (Storm Water Standard Committee 1958)。わが国では、 b の値がかなり大きいことを注目すべきである。

k の値の分布は、第 13 図 (b) にみられる通り、概観的には b の分布と同じ傾向を示す。太平洋岸に 40 以上の極めて大きい値の地域が四国から三陸沿岸まであり、20 以上の地域が表日本に、南は九州から北は東北地方までのびている。瀬戸内海地域の西半分、中部地方内陸部、東北地方の内陸部は 10 以下で小さい。その他、裏日本のところどころに 20 以上の地域が点在しているが、一般に 10—20 である。紀伊半島南部の大台が原山は特別に小さくなつてはいるが、これは後でまとめて山岳の場合として論じる。

n の値の分布形は第 13 図 (c) に示すように、概観的には b と k と同じである。すなわち、太平洋岸に沿つて 0.7 以上の大きい値の地域が九州から東北地方にのびており、日本海岸にはところどころに 0.7 以上の場所がある。九州の北および西半分、瀬戸内の西半分、紀伊半島の南西部山地、中部地方内陸部、東北地方内陸南部などは 0.6 以下で小さい。(8) 式の n の分布 (第 10 図 (a) と (c)) とは少し違つており、強いて云えば 1 時間以内についての第 10 図 (a) に似ている。また、絶対値も、(11) 式の n の値の方が日本における地域

第 13 図 実験式 (11) の b , k , n の値の分布Fig. 13. Distributions of constants, b , k and n , for equation $i=k/(b+t)^n$.

的ばらつきが小さく、分布の局地性もよくでている。

(iii) 分布に関する一、二の考察

山岳測候所の値から、海拔高度の影響をみたい。すでに上に述べた通り b , k , n とも日本における広い地域的な分布様式が明瞭にでていて、山の影響はそれに比較すると明らかでない。しか

し、山とそのすぐ近くの平地の値とを比較すると、どこでも同じ傾向があるので第 4 表にまとめた。中宮祠と宇都宮、阿蘇山と熊本の b の値が等しいほか、 b , k , n とも、どの地点においても山の方が値が小さい。もちろん、山頂の観測点と平地の観測点との水平距離や位置関係が、各地で違っているため、海拔高度だけの函数として表現することはむずかしいが、とにかく山頂の方が値が小さ

第4表 山地とその附近の平地の地点の b , k , n の比較

Table 4. Difference of b , k and n values for equation $i = \frac{k}{(b+t)^n}$ at mountain top stations from nearly bottom stations.

	Altitude above sea lev.	b	k	n
Mt. Tsukuba	869m	10	11.0	0.64
Mito	29	30	42.4	0.83
Difference	840	-20	-31.4	-0.19
Ôdaigahara	1566	30	8.1	0.38
Owase	14	60	40.0	0.69
Difference	1552	-30	-31.9	-0.31
Chûgûshi	1335	10	7.3	0.50
Utsunomiya	120	10	18.5	0.69
Difference	1215	0	-11.2	-0.19
Mt. Unzendake	849	20	8.9	0.52
Nagasaki	27	30	25.0	0.70
Difference	822	-10	-16.1	-0.18
Mt. Aso	1143	20	9.8	0.54
Kumamoto	38	20	14.9	0.65
Difference	1105	0	- 5.1	-0.11
Mt. Ibuki	1376	10	8.4	0.62
Shunjo	161	20	-13.4	0.66
Difference	1215	-10	- 5.0	-0.04

いことはまちがいないと思われる。

山地の b , k , n が小さい理由は、第12図にその例が示されている通り、長時間の部分で i の値が大きいためである。すなわち、12, 18, 24, 36 時間については山岳の方が平地より大きい値が得るためである。

次に海岸からの距離の影響について若干ふれる。せまい範囲についてみれば、一般的に海岸は値が大きく、内陸ほど値が小さいことが第13図(a)(b)(c)に示されている。そこで中部地方を例にとつて、海岸からの距離との関係を調べてみた。結果は第5表の通りで、明らかに海岸部で b , k , n のいずれも大きい値をとり、内陸にはいるにつれて小さい値を示す。また、分布のところで述べた通り、同じ海岸部でも b の値は太平洋岸の方

第5表 中部地方における海岸からの距離と b , k , n との関係

Table 5. Relation between b , k and n values for equation $i = \frac{k}{(b+t)^n}$ and the distance from sea coast in Central Japan.

Stations	Distance		b	k	n
	from Paci- fic sea coast	from Japan Sea coast			
Nagatsuro	km 0—10	—	50	47.0	0.81
Shizuoka	} mean 0—10	—	27	16.1	0.63
Omaezaki					
Mishima					
Funatsu	} mean 30—60	—	13	8.0	0.53
Kôfu					
Iida	80—90	—	0	4.4	0.52
Takayama	} mean —	km 60—90	10	12.7	0.68
Matsumoto					
Nagano	} mean —	10—60	10	15.0	0.74
Takada					
Kanazawa	} mean —	0—10	22	19.3	0.73
Toyama					
Fushiki					

が大きい、 k , n は日本海岸の方が一般に大きい。

この内陸に進むと小さくなるという傾向は、降雨の主要原因が海岸部と内陸部で異なるためである。上に述べた通り、1時間雨量の原因の地域別頻度をみると、太平洋岸は前線と台風と低気圧が主要原因をなし、内陸地方は雷雨が主で、日本海岸は前線が主となつている。また別の調査（正務・久保・新井 1959）によれば、強雨の原因の発現頻度からみると、上記の3地域は前線域、雷・前線の間域、前線域となつている。このように、海岸からの距離に応じて、明瞭に原因が違ってくるからである。また、山地でも b , k , n が小さいことを上に述べたが、山地の場合は長時間の部分で i が大きい値を示すためであつた。これに対し、中部地方内陸部では短時間の部分が雷雨などで比

較的大きい値を示めすためである。

アメリカの数都市の結果 (Bernard 1942) と日本の場合とを比較すると, n の値はカンサスシティーの 5~60 分間の場合 [(3') 式] を除いて, 0.7~0.86, b の値は 0~12 で, 日本より b は一般に小さく, n はやや大きい, ほぼ同じ値をとっている。

(4) 式で西南日本について求められた a, b の値 (川上・石黒 1958) の分布図を作つてみると, a, b とともに太平洋岸沿いに大きく, a が 800 以上, b が 3.00 以上になつており, 瀬戸内では小さい。概略では第 13 図 (b) に似た分布形がみられる。

7. 要 約

この論文で述べたことを要約すると次の通りである。

(1) 世界における雨量の時間別最大観測値と, 日本のそれを比較すると, 10~24 時間の範囲については日本では世界記録に匹敵する値を持っている。それより短時間または, 何日・何ヵ月という長時間については, 日本記録ははるかに小さい。

(2) 10 分間雨量, 1 時間雨量, 6 時間雨量, 24 時間雨量の最大観測値の分布図をかくと, それぞれ分布形が違ふ。また, 10 分間雨量の月別最大観測値の分布図もそれぞれ分布形が違ふ。これは降雨の原因によつて大きい値がでる地域が異なるためである。

(3) 時間別雨量または時間別雨量強度を表現する実験式をまとめて, 一般化した式を導いた。

(4) 1941~50 年の 10 年間の最大観測値の 1 位から 5 位までの平均値を時間別に求めた。この結果を使つて, 日本の各地点について時間別雨量, すなわち雨量-時間曲線を表現する式 $R=kt^n$ の k, n を算出した。この際, 1 時間以内の短時間の

部と, 6~36 時間の長時間の部とにわけられた。

(5) 1 回の降雨でも, 大雨の場合は約 3 時間雨量までは両対数グラフ上の雨量-時間曲線は直線になる。1 回の総降雨量が 1000mm に達するような場合は数時間まで直線的である。

(6) 1941~50 年間の 1 位から 5 位までの平均値による時間別雨量強度の値から, 雨量強度-時間曲線, $i=k/(t+b)^n$ の b, k, n を日本各地について求め, その分布図を作つた。その結果は, 大きい値が太平洋岸に沿つて九州から三陸沿岸まで走り, 次のやや大きい値は表日本と北陸地方にでる。瀬戸内海沿岸・中部地方・東北地方の 1 部・北海道は小さい。

(7) 上記の b, k, n は山地で小さく, 中部地方では海岸から内陸にはいるにしたがつて小さくなる。山地では比較的長時間の i が大きいため, 中部地方の内陸は雷雨による短時間の i が大きいためである。

8. 謝 辞

この論文で使用した資料・印刷物については気象庁統計課・図書課の各位の御援助をえた。また研究費の一部は文部省科学研究費によつた。以上記して感謝する次第である。また, 当教室の福井英一郎・関口武両博士の御指導をいただいたこと, 気象庁の畠山久尚・高橋浩一郎・斉藤鍊一の諸博士に御助言を種々いただいたことを心から感謝する次第である。

文 献

- Bernard, M. 1932; Formulas for rainfall intensities of long duration. Trans. Amer. Soc. Civ. Eng. 96, 592-596.
Bernard, M. 1942; Precipitation. "Hydrology ed. O.E. Meinzer" 32-55.
Brooks, C.E.P. 1950; Climatic accidents. "Climate in everyday life" 201-204.

- Brooks, C.E.P. and Carruthers, N. 1953; "Hand-book of statistical methods in meteorology" 288.
- Brunt, A.T. 1956; Maximum possible rainfall, Little Nerang Creek, Queensland. Aust. Met. Mag. 14: 41-52.
- Fletcher, R.D. 1950; A relation between maximum observed point and area rainfall values. Trans. Amer. Geoph. Union 31, 344-348.
- Foster, E.E. 1949; "Rainfall and runoff" 131-134.
- Hann, J. und Süring, R. 1939; "Lehrbuch der Meteorologie" 477.
- 橋本義愛 1958; 四国地方における強雨の統計的研究。研究時報 10, 882-898.
- Jennings, A.H. 1950; World's greatest observed point rainfall. M.W.R. 78, 4-5.
- 川上謙太郎, 石黒政義 1958; 本邦主要都市の確率降雨強度式について。宮崎大学工学部研究報告 5: 61-80.
- 気象庁 1956-1959; "日本の強雨" 第1部-第5部。
- Linsley, R.K., Kohler, M.A. and Paulhus, J.L.H. 1949; "Applied hydrology" 91-92.
- 正務 章, 草間宗三 1955; 犀川上流域の最大可能降水量について。電力気象連絡会彙報Ⅱ 4, 205-210.
- 正務 章, 久保青鳥, 新井貞義 1959; 中部日本における雨の降り方に関する統計的調査 (1)。研究時報 11, 226-235.
- 正務 章, 新井貞義 1959; 同上 (2)。研究時報 11, 623-634.
- 水越允治 1958; 日本における降水量極値の分布。——とくに最大日降水量について—— 地理学評論 31, 86-94.
- 水越允治 1959; 梅雨期の大雨域について。日本地理学会 1959 年度春季研究報告大会発表
- 根本順吉・倉嶋 厚・吉野正敏・沼田 真 1959; "季節風" 45-46.
- Okada, T. 1931; "Climate of Japan" 241-248.
- 岡田武松 1951; "雨" 323-327.
- Peterson, P. 1957; The rainfall of Hong Kong. Royal Observatory, Hong Kong. Tech. Note 17: 1-3.
- 齊藤鍊一, 菊地原英和 1955; 強雨の統計的研究。研究時報 7, 257-276.
- 齊藤鍊一 1956; 降水量の統計的考察。"雨量の観測と予報" 20-43.
- 関口 武 1944; 本邦における微雨日数の分布。地理学評論 20, 233-237.
- Stormwater Standards Committee, Inst. of Engineers, Australia 1958; "First report on Australian rainfall and runoff" 1-69.
- 鈴木栄一 1959; 降水量に関する統計的研究 (第12報) ——年最大日降水量の再現期間—— 研究時報 11 735-742.
- 高橋浩一郎, 真清国光 1943; 降水量の最大量について。中気彙報 22: 73-76.
- 高橋浩一郎, 安藤 正 1952; 降水量の予報について。"最近の気象学 2" 191-226.
- U.S. Dept. of Agriculture 1941; "Climate and man" 725-726.
- U.S. Weather Bureau, Hydrometeorological Section 1941; The record rainfalls of the world. M.W.R. 69, 356.
- 和達清夫 1958; "日本の気候" 1-492.