

レーダー雨量に関する研究(第1報)

— 雨滴の粒度分布からみた対流性降雨の特性 —

塩月 善晴*・藤原 輝男**・清野 豁***・早川 誠而***

Study on Rainfall Measurement by Radar (1st Report)

— Characteristics of Convective Rainfall based on Raindrop
Size Distribution —

Yoshiharu SHIOTSUKI, Teruo FUJIWARA, Hiroshi SEINO,
and Seiji HAYAKAWA

Abstract

Particle size distribution of rain drops that was different from that of Marshall and Palmer was observed at Hitoyoshi Radar Station in July 1969 and July 1970. It was tend to show $N_D = \text{const.}$ at the region of $D > 1.5 \text{mm}$, and it was remarkable when precipitation rate $R > 20 \text{mm/hr}$. Using $N_D = \text{const.}$, the relation of radar reflectivity factor Z and precipitation rate R was estimated easily and speedily. This distribution was discussed with the use of coalescence growth theory, and the generating point of cell and its growth were deduced.

1. 緒言

最近広域の雨量測定, 特にダムの貯水量計画のための降水量測定にレーダーを用いることが多くなり, このレーダーの受信電力から雨の強さを推定する方法は, 降雨機構の解明のみならず災害予報, 水気象, ダム管理などに関する重要な手段となってきた。

受信電力と降雨強度の関係は Ryde (1946) によってはじめて理論的に求められた。すなわちレーダーの送信電力 P_t , パルス巾 h , アンテナの有効面積 A_e , 反射体までの距離を r とすると, 減衰のない場合の平均受信電力 \bar{P}_r は次式により与えられる¹⁾。

$$\bar{P}_r = F \cdot \frac{P_t \cdot A_e \cdot h}{8 \pi r^2} \cdot \Sigma \sigma \quad (1)$$

ここで, σ は反射体の後方散乱断面積で, Σ は単位体積についての総和を示す。 A_e は通常パラボラアンテナの開口面積の約 $1/2$, F は理論と実測の相違を表わすファクターで, 一般に $1/2 \sim 1/5$ とされている。

σ は球形粒子の直径を d , 波長を λ とすると, $\alpha =$

$\pi d / \lambda$ の複雑な関数となるが, $\alpha < 0.3$ ならば大体レーリー散乱がなりたち,

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 d^6 \quad (2)$$

となる。ここで ϵ は粒子の複素誘電率で, 水では $3 \sim 10 \text{cm}$ の波長範囲で

$$\left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 \approx 0.93$$

である。(1), (2)式より

$$P_r = F \cdot \frac{\pi^4 \cdot P_t \cdot A_e \cdot h}{8 \lambda^4 r^2} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 \times \Sigma d^6 \quad (3)$$

が得られる。 3.2cm 波では, レーリー散乱は大体直径 3mm 以下の雨滴について成り立つから, 特に強い雨でない限り受信電力は $\Sigma d^6 = Z$ に比例する。 Z はレーダー反射因子と呼ばれるもので, 雨滴の粒度分布に関係しているが Z が降雨強度に関係あることは Wexler²⁾ が, Law and Parsons³⁾ の粒度分布を用いて始めて見出した。この Z と降雨強度 R との関係は他にも Marshall and Palmer⁴⁾, Best⁵⁾, Hood⁶⁾ らがそれぞれ求めているが, Marshall は温暖前線型の雨について

* 工業短期大学部土木工学科

** 工学部土木工学科

*** 九州大学大学院農学研究科気象学専攻

ては

$$Z = 200R^{1.6} \quad (4)$$

を用いるべきことを示唆した。

この Z が R に関係があることは、雨滴の粒度分布が雨の強さによって大体決定されること意味をする。しかし雨の強さが同じでも、降雨の性質が異なれば、粒度分布も異なると考えられるから、 $Z-R$ 関係は降雨の性質に関係すべきものである。Blanchard⁷⁾ は、ハワイの山地性の雨においては、 Z が(4)式に比べて1桁小さい値を示すことを見出し、これが Bergeron 型の雨と non-freezing 型の山地性の雨における粒度分布の差によるものとした。

このように、レーダにより広域の降雨量を測定する場合、粒度分布は非常に重要な要素となる。また粒度分布は降雨強度に関係しているため、 $Z-R$ 関係にも大きく影響をおよぼす。

雨滴に対する粒度分布は、従来から多くの測定がなされ、指数関数により表わされることが知られている。

$$N_D = N_0 \cdot \exp(-\lambda D) \quad (5)$$

$$N_0 = 0.08 \text{ [cm}^{-4}\text{]} \quad (6)$$

$$\lambda = 41R^{-0.21} \text{ [cm}^{-1}\text{]} \quad (7)$$

ここで、 $N_D \cdot \Delta D$ は直径 $D \sim D + \Delta D$ 内にある雨滴の個数であり、(5), (6), (7)式から導かれる Z と R の関係式は平均的な雨によく合うことが知られている。

しかるに1969年7月と1970年7月における熊本県人吉市における著者らの観測の結果では、従来の指数関数で表わされない粒度分布がみられたのでこれに注目して以下解析を行なってみた。

2. 観 測

観測は、熊本県人吉市の九州大学農学部附属レーダ観測所において1969年7月13日、1970年7月4～11日に行なわれた。丁度この期間は梅雨末期にあたっていたが、雨滴はウォーターブルー紙をほぼ1分おきに露出して受け、露出時間は雨の強さによって変化させ大体1～5 sec、読みとり面積は10×10cm²で行なった。そしてウォーターブルー紙で得られた雨滴を0～1mm未満、1mm以上～2mm未満、2mm以上～3mm未満、……のようにいくつかの段階にわけてその個数を読み取った。なお、各段階の中間値たとえば2mm以上～3mm未満であれば2.5mmをこの段階を代表する直径とし、Fig. 1の補正曲線によりその実直径を求め、これより各紙1枚毎に Z および R の値をそれぞれ次式により計算した。いま雨滴の実直径を

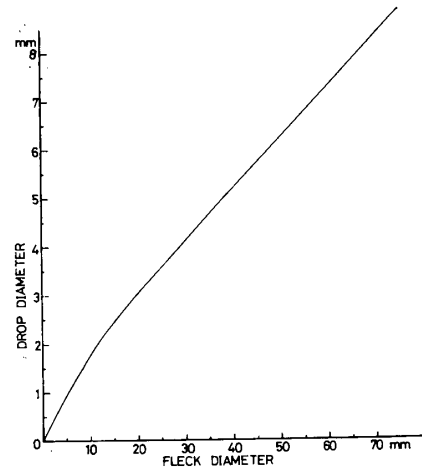


Fig. 1 Calibration curve for water-blue paper

D (mm)、落下速度を V (cm/s)、個数を N 、読み取り面積を $S = 10 \times 10$ (cm²)、露出時間を t (sec) とすると Z 、 R は

$$Z = \frac{\sum \left(\frac{D^6}{V} \right) N}{t} \times 10^4 \text{ (mm}^6/\text{m}^3) \quad (8)$$

$$R = 0.1885 \cdot \frac{\sum N \cdot D^3}{t} \text{ (mm/hr)} \quad (9)$$

により求められる。各紙について計算された Z と R を両対数スケールにプロットすれば一般に次式のような直線で表わされる。

$$Z = B \cdot R^\beta \quad (10)$$

ここで、 B 、 β は定数で観測によって決定される。前述のようにこの B 、 β は雨の性質によって異なり、 $B = 100 \sim 1200$ 、 $\beta = 1.0 \sim 2.5$ の範囲の値で変動する^{8) ~ 10)}。しかしプロットの点には、かなりの分散があり、すべての点が直線上にのるわけではない。

3. 結 果

3.1 $D_{\max} - Z$ および $D_{\max} - R$ の関係

Z 、 R について紙内の最大粒径 D_{\max} の時間変動をみたものが Fig. 2-a), b) で、おのおの1969年7月13日、1970年7月10日のものである。これらの図から Z 、 R 、 D_{\max} の時間変動はよく対応し、 Z 、 R が D_{\max} に大きく依存していることがわかる。これらの Z 、 R と D_{\max} の関係をさらによくみるために $Z - D_{\max}$ 、 $R - D_{\max}$ を両対数スケールにプロットしたものが Fig. 3-a), b) である。 $D_{\max} - Z$ 、 $D_{\max} - R$ とともに1%の危険率で有意な回帰直線が得られる。Fig. 3-a), b) よりそれぞれ

$$1969\text{年}7\text{月では} Z = 32.4D_{\max}^{5.84}, R = 0.40D_{\max}^{3.56} \quad (11)$$

$$1970\text{年}7\text{月では} Z = 24.1D_{\max}^{6.36}, R = 0.28D_{\max}^{3.14} \quad (12)$$

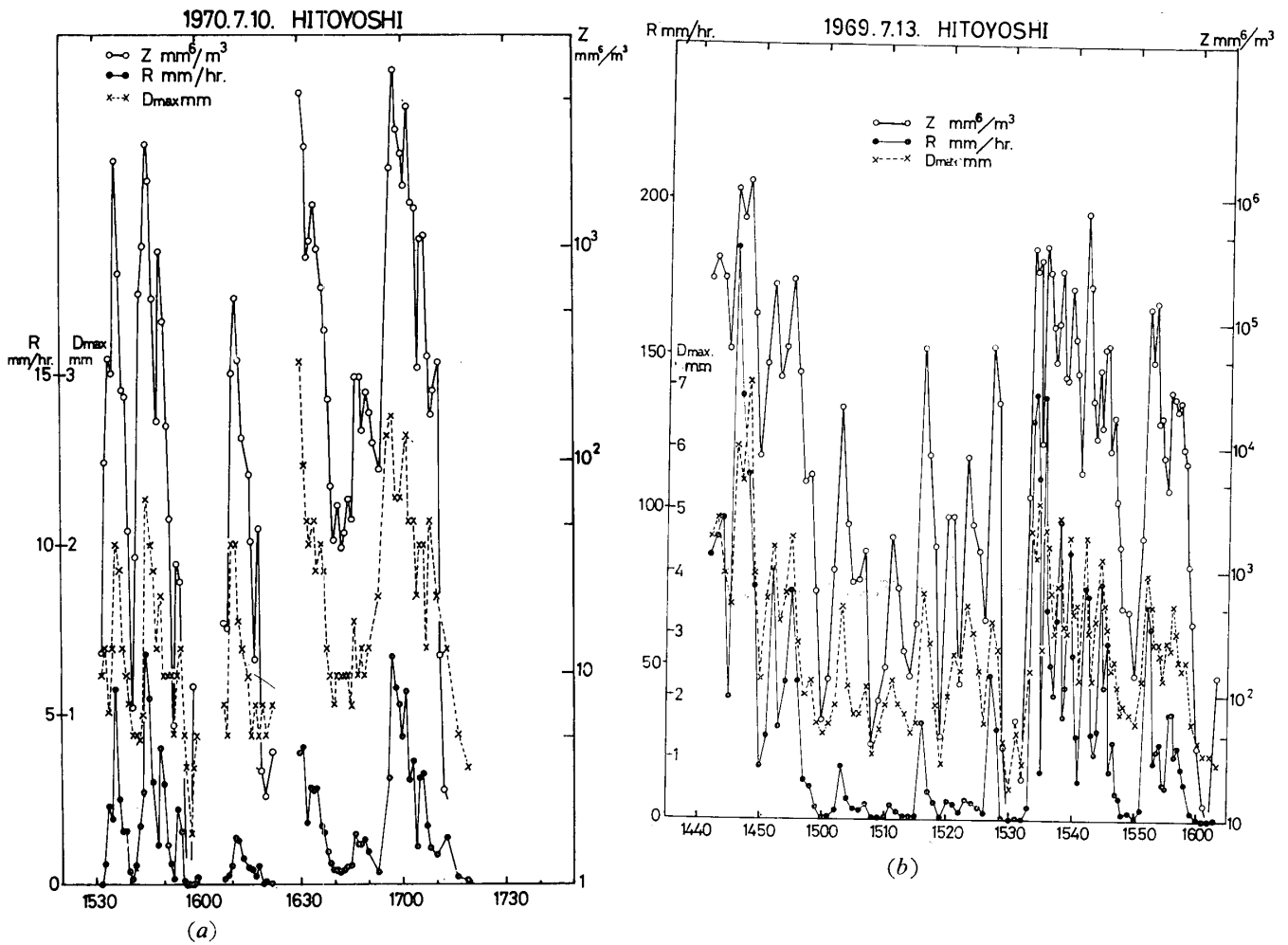


Fig.2 (a), (b) Time change of Z , R and D_{max}

が求められるが、この(11), (12)式より D_{max} を消去すれば各年の全体の雨についての $Z-R$ 関係を得ることができる。ここでさらにひと雨の $D_{max}-Z$, $D_{max}-R$ の関係を求めて、これらに一枚のろ紙内の最大粒径を入れて求めた各ろ紙の $Z-R$ 関係を白丸でプロットしたものと、一枚のろ紙内の全雨滴を読み取って計算したもの(実測値)を黒丸でプロットして比較すると Fig. 4-(a), (b) のようになる。(a) は1969年、(b) は1970年についてみたものである。この図より

$$1969\text{年では } Z=150R^{1.6} \text{ [白丸]},$$

$$Z=166R^{1.6} \text{ [黒丸]}$$

$$1970\text{年では } Z=220R^{1.5} \text{ [白丸]},$$

$$Z=214R^{1.4} \text{ [黒丸]}$$

となって非常に近い B, β の値を得た。これらの関係も危険率 1% で有意である。

したがってこのことから、ある地域別、季節別、雨量強度別などの降雨特性によって $D_{max}-Z$, $D_{max}-R$ の関係が得られていれば、 D_{max} を読みとることによって簡単に $Z-R$ 関係を求めることが可能である

といえるが、以下 D_{max} のみによって $Z-R$ 関係が見出される背景について考察してみる。

3.2 雨滴の粒度分布

各ろ紙についての雨滴の粒度分布は次式により計算される。

$$N_D = N / (S \cdot t \cdot V \cdot dD) \quad (13)$$

Fig. 5-(a), (b) は、得られた兩年の各ろ紙を雨量強度別に分類して、それらの雨滴の粒度分布を重ね合わせたものである。ただし、横軸の粒径 D の範囲は、 Z, R の積分計算のため各ろ紙において比較的連続的に分布しているところまでをとっているため、Fig. 2 の D_{max} がそのまま表わされていない。

雨量強度の違いに対応して、兩年では D の範囲が異なるが、片対数直線部はともに $D = 1 \sim 1.5\text{mm}$ までの範囲でなりたち、雨量強度が大きくなるとほぼ $D > 1.5\text{mm}$ のところでは、 N_D は一定になる傾向を示す。Fig. 5-(a), (b) に示される $N_D = \text{const}$ の直線はこの区間の N_D の平均値 N_D を示し、 N_D はほぼ $10^2 \text{ (mm}^{-1}\text{m}^{-3}\text{)}$ の値をとることがわかる。

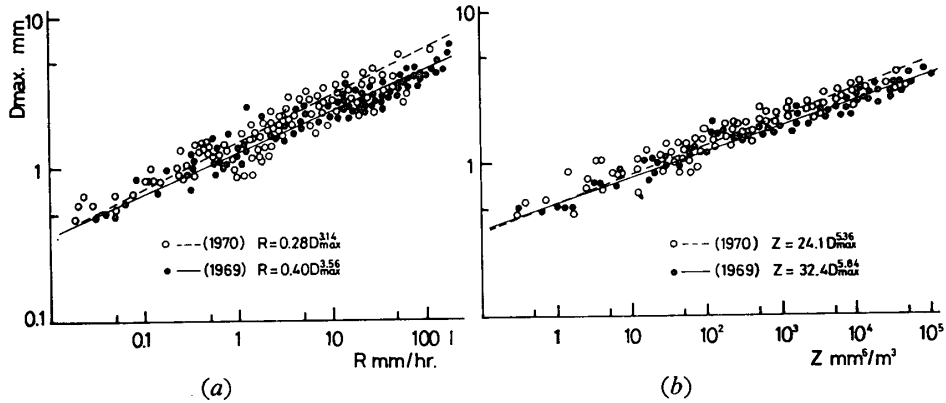


Fig.3 (a), (b) Plots of $\log R$ against $\log D_{max}$ and $\log Z$ against $\log D_{max}$ in each water-blue paper. The solid line and broken line are drawn for best fit by the method of least squares, respectively

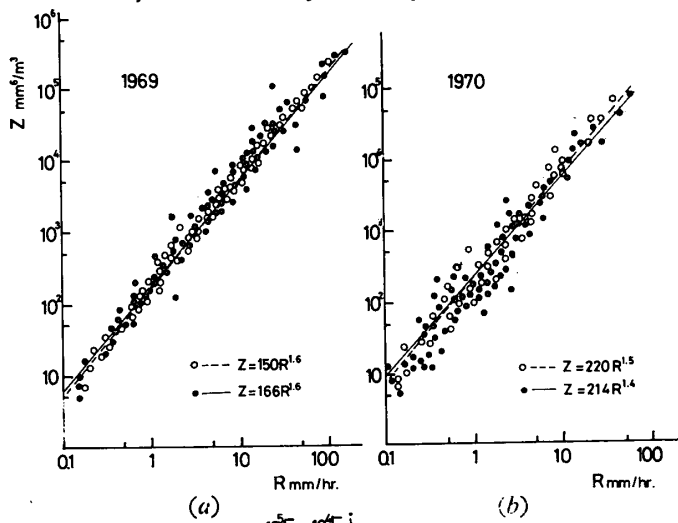


Fig.4 (a), (b) Plots of $\log Z$ plotted against $\log R$ for samples. The solid line and broken line are same as Fig.3

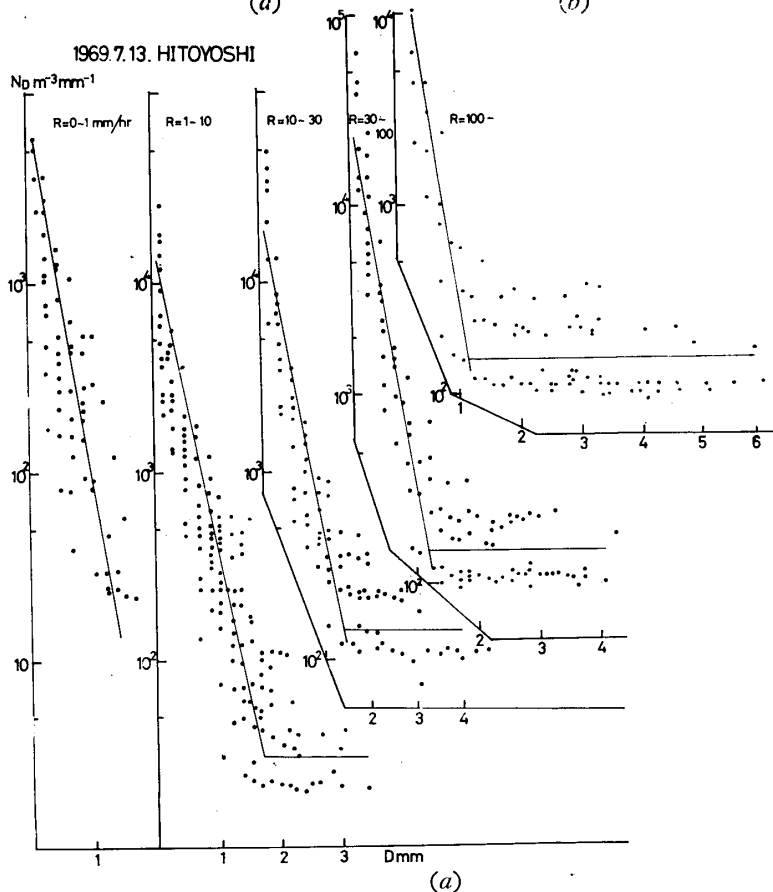


Fig.5 (a), (b) Plots of $\log N_D$ against diameter for various range of R . The oblique lines are drawn for best fit by eye, and the horizontal lines show the mean values of N_D in each water-blue paper

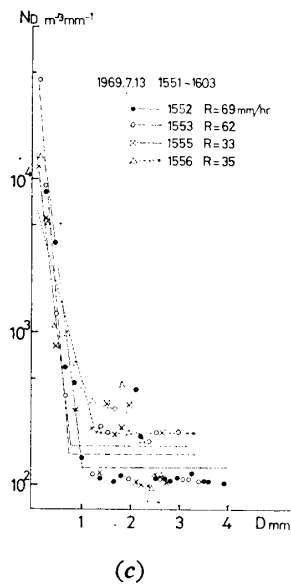
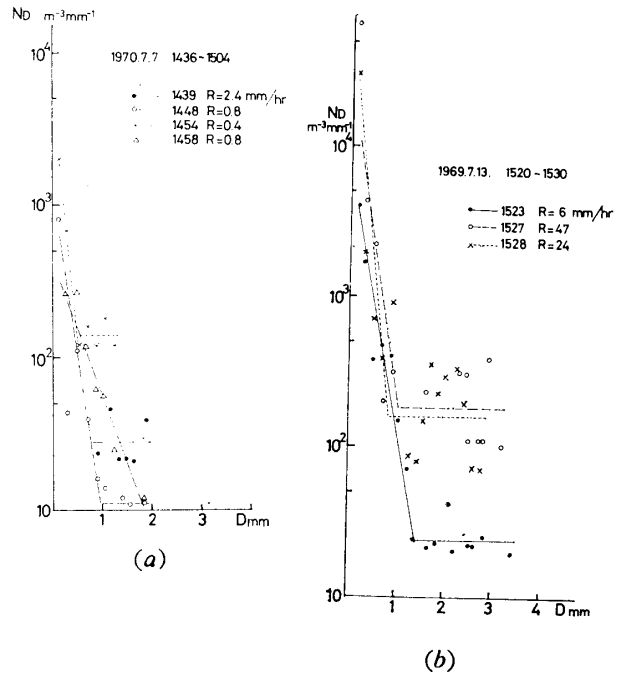
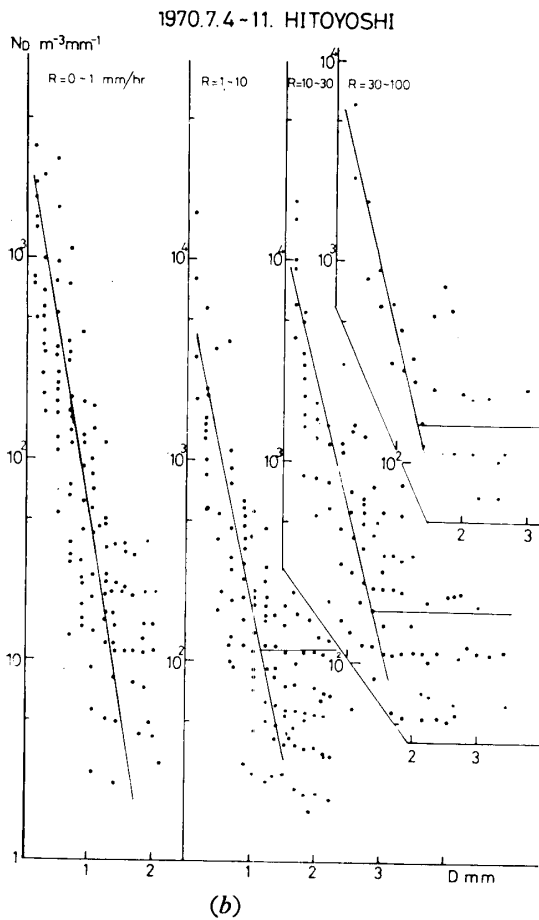


Fig. 6 a), b), c) Examples of N distribution, oblique lines and horizontal lines are same as Fig. 5

理論的に Z , R は

$$R = \frac{\pi}{6} \rho \int_0^{\infty} v_D \cdot D^3 \cdot N_D \cdot dD \quad (14)$$

$$Z = \int_0^{\infty} N_D \cdot D^6 \cdot dD \quad (15)$$

により与えられる。ここで v_D は雨滴の落下速度で $v_D = k\sqrt{D}$ で近似され、 ρ は水の密度である。 $N_D = \text{const.}$ とおけば、(14), (15)式は ∞ を D_{\max} とおくことにより

$$R = K \cdot D_{\max}^{4.5} \quad (16)$$

$$Z = K' \cdot D_{\max}^7 \quad (17)$$

となる。ここで K , K' は定数である。これより Z , R と D_{\max} により決まり、(16), (17)式から D_{\max} を消去することにより

$$Z = K'' \cdot R^{1.56} = BR^{1.56} \quad (18)$$

となり、 $\beta = 1.56$ に固定された値になることがわかる。

個々のろ紙について、この N_D の値を雨量強度別にみた例を Fig. 6-a), b), c) に示す。

この Fig. 6 a), b) のように $R < 10 \text{ mm/hr}$ の場合には N_D は小さくその区間も短いので、後に示すよ

うに弱い雨の場合では N_D が決められても計算値と実測値とはかなりの差が生ずるが、(b), (c) のように $R > 20 \text{ mm/hr}$ の強い雨では $N_D = 10^2 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ 程度におちつき、その代表する区間も長くなり、また N_D からの分散も小さくなって計算値と実測値とはよく一致する。なお指数分布部分と $N_D = \text{const.}$ の部分との交点を変曲点 D_c とすると $D_c = 1.0 \sim 1.5 \text{ mm}$ となることがわかる。

このようにして、一枚一枚のろ紙において N_D を決定し、ひと雨全体の N_D を求めて計算した $Z-R$ 関係と、実測によるものとを比較したものが Fig. 7 -

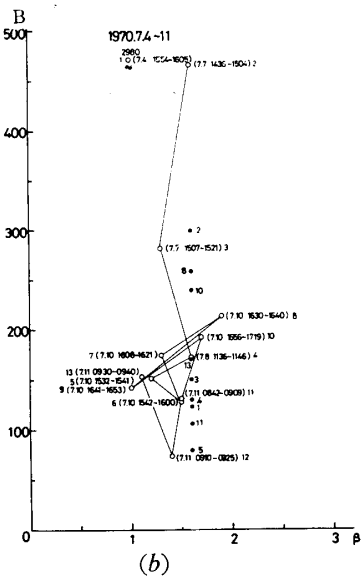
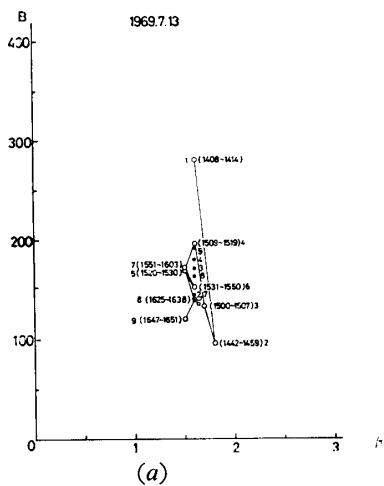


Fig.7 (a),(b) Plots of the parameters B against β in the equation $Z=BR^\beta$. White circles show the observed values, and black circles show the calculated values using $N_D = \text{const.}$ Date and time are shown in round brackets

(a), (b)である。ここで、ひと雨とは雨の降り始めから降り終り、すなわち $R=0$ あるいはそれに近い値から R が大きくなり、再び $R=0$ またはそれに近い値になるまでの降雨をいう。

Fig 7-a) は1969年の全体的に雨量強度が大きい場合のもので、計算値(黒丸)と実測値(白丸)はかなりよくあっているが、(1408-1414)の例外的に弱い雨の場合については、 β は合っているが B の方は100程度の差がある。Fig.7-b) は1970年のもので、弱い雨の場合が多く、a) に比べてかなりの差が表われているが、従来の降雨タイプによる $Z-R$ 関係の B, β の幅から言えば、それほど離れすぎているとも言えない。

なお、観測期間中の全体の B および β を求めてみる

と、1969年は計算値が $B=155, \beta=1.56$, 実測が $B=214, \beta=1.38$, 1970年は前者が $B=149, \beta=1.56$ に対して後者は $B=166, \beta=1.58$ とかなり近い値を得た。

以上のように、九州の梅雨末期の比較的雨量強度の強い対流性降雨については、 $N_D = \text{const.}$ とおくことによって計算される B, β の決定はかなり有用性が高いことがわかった。実際に応用する場合には \bar{N}_D をろ紙によって得られた雨滴分布から迅速に決定される必要があるが、Fig. 8はそのためのもので、ろ紙の露出時間1 sec., 読み取り面積 $10 \times 10 \text{ cm}^2$ の場合に、ある大きさの雨滴の個数に相当する平均的な N_D 値を示したものである。Fig. 9は N_D が得られたとき(16), (17)式から与えられる(20)式のグラフである。このようなグラフを作製しておけば、 $Z-R$ 関係の決定に非常に便利である。

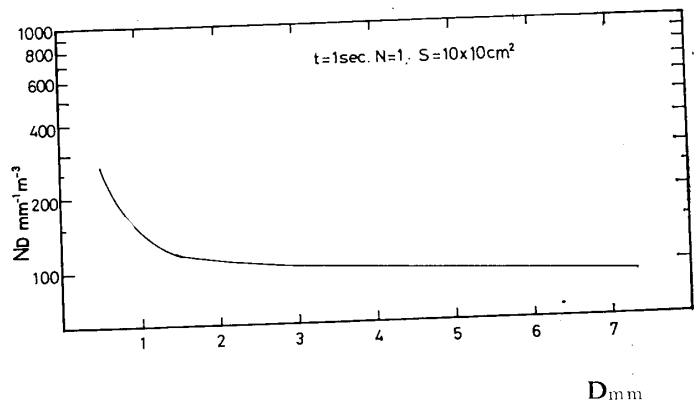


Fig.8 Calculation diagram for estimating N from D_{max} and its number

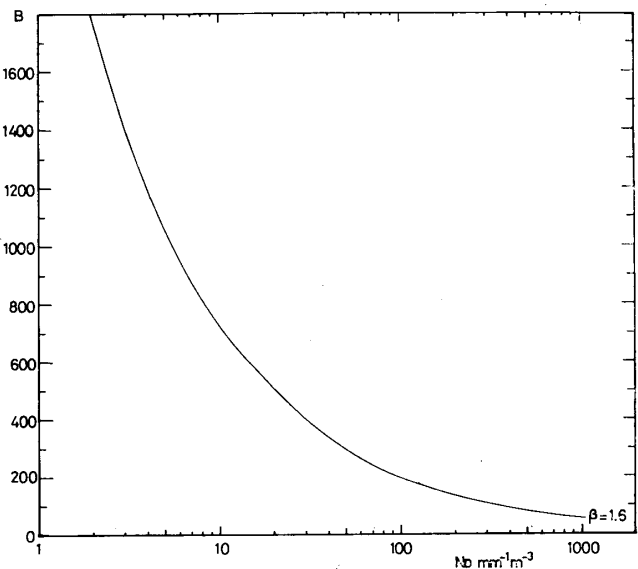


Fig.9 Calculation diagram for estimating B in the equation $Z=BR^\beta$ from \bar{N}_D . is fixed in 1.6

3.3 N_D からの Z, R の推定

$N_D = \text{const}$ は常にそのばらつきが小さいわけではなく、 D_{max} のみで N_D を決定することはまだ誤差が大きいので、以下さらに検討してみる。

いま、Table 1のような粒度分布が得られたとする。これは1969年7月13日16時30分のもので、露出時間は1 sec. であった。

Table 1 Example of particle-size distribution of rain drops

Fleck dia. mm	Drop dia. mm	N	$N_D \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$
0—1	0.15	32	3.2×10^4
1—2	0.30	33	1.6×10^4
2—3	0.50	14	3.8×10^3
3—4	0.69	5	9.8×10^2
4—5	0.88	0	—
5—6	1.06	2	2.8×10^2
6—7	1.23	6	7.4×10^2
7—8	1.39	4	4.9×10^2
8—9	1.55	4	4.5×10^2
9—10	1.70	6	6.8×10^2
10—11	1.85	1	1.1×10^2
11—12	2.00	1	1.1×10^2
12—13	2.14	0	—
13—14	2.27	2	2.0×10^2
14—15	2.40	2	2.1×10^2
15—16	2.53	4	4.1×10^2
16—17	2.65	0	—
17—18	2.76	0	—
18—19	2.87	1	1.1×10^2
19—20	2.98	0	—
20—21	3.11	0	—
21—22	3.22	0	—
22—23	3.32	1	1.1×10^2

$R = 49.6 \text{ mm/hr}$, $Z = 5.25 \times 10^4 \text{ mm}^6/\text{m}^3$

この実測値の Z, R は各々、 $Z = 5.25 \times 10^4 \text{ mm}^6/\text{m}^3$ 、 $R = 49.6 \text{ mm/hr}$ であり、 $D = 0 \sim 2.0 \text{ mm}$ までは指数関数 $\bar{N}_D = 2.28 \times 10^4 e^{-2.76D}$ で表わされ、変曲点から D_{max} までは $\bar{N}_D = 1.1 \times 10^2 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$ となる。この N_D を用いて Z, R を計算すると、 $Z = 7.3 \times 10^4 \text{ mm}^6/\text{m}^3$ 、 $R = 47 \text{ mm/hr}$ となる。この例のように分布が比較的連続でかつ $N_D = \text{const}$ の部分が長いときはよく一致する。しかし実際には必ずしもこの例の場合のように連続的な分布ばかりではないので、誤差を少なくするためにつぎのような手順で \bar{N}_D を推定するとよ

い。分布中 D_{max} が 0.5 mm 以上離れて分布していたときはこれを無視し、連続した部分の最大を D_{max} とする。

手順はまず D_{max} から順に3段階の雨滴の大きさと個数を読みとり、 D_{max} が N_m 個、 D_{m-1} が N_{m-1} 、 D_{m-2} が N_{m-2} と得られたら

(1) $N_m = N_{m-1} = N_{m-2}$ のときは $N_m = N$ とし \bar{N}_D を求める。

(2) $N_m = 1, N_{m-1} = N_{m-2} = 2$ のときは $N = (N_m + N_{m-1} + N_{m-2})/3 = 2$ で $N = 2$ とし \bar{N}_D を求める。

(3) $N_m = 1, N_{m-1} = 0, N_{m-2} = 2$ のときは $N = (N_m + N_{m-2})/3 = 1$ で $N = 1$ とし \bar{N}_D を求める。

Fig. 10, Fig. 11はこうして求めた \bar{N}_D から Z, R を簡単に求めるためのグラフである。

Table 1の例の、 $D = 0$ から各粒径までの雨量強度の積算値の、全雨量強度 ($R = 49.6 \text{ mm/hr}$) に対する寄与率をみると Fig. 12のようになる。

いま、10%の誤差を認めれば $D = 1.4 \text{ mm}$ までの雨滴粒子については無視しうる。この例では変曲点は 2.0 mm であったが、一般には $1.0 \sim 1.5 \text{ mm}$ 程度のと

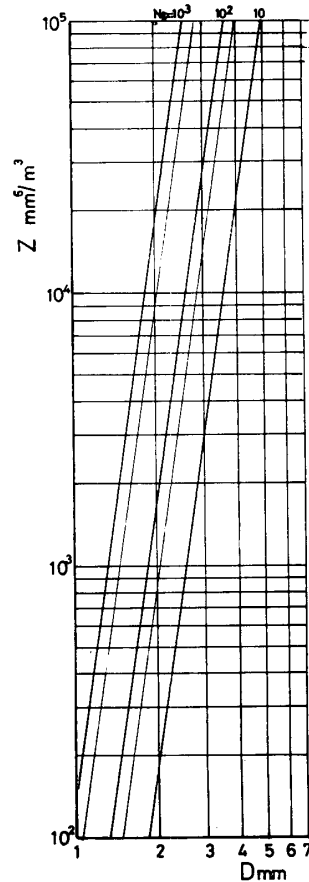


Fig. 10 Calculation diagram for estimating Z when D_{max} and \bar{N}_D are known from the N_D distribution

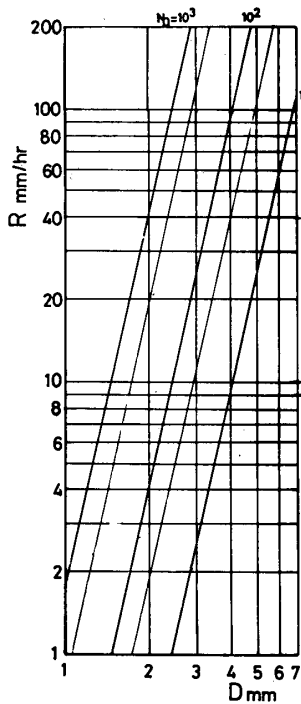


Fig. 11 Calculation diagram for estimating R when D_{max} and \bar{N}_D are known from the N_D distribution

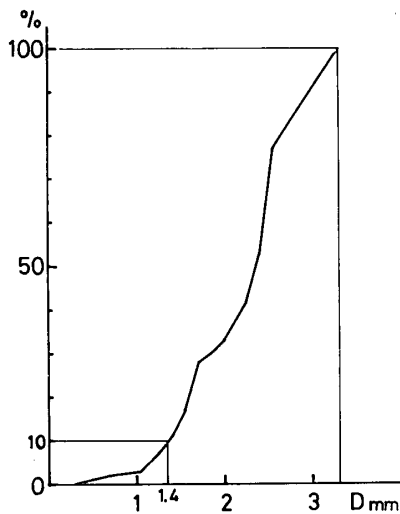


Fig. 12 Example of determination of contribution ratio which means the proportion of rain intensity of small raindrop size range to the total rain intensity. In the figure, rain intensity of the size range from 0 to 1.4mm is 10% of total rain intensity

ころにくるので、変曲点までの粒径分布の部分（すなわち指数分布の部分）は無視してもさしつかえないことになる。この意味からも降雨強度の強い雨については \bar{N}_D を用いて Z, R を計算することは妥当と思われる

る。実際にレーダを用いて観測する場合、数回ろ紙に雨を受けて上述の方法で $Z-R$ 関係を決定し、それによってレーダの係数を変えてやれば雨量測定をより正確に行なうことができる。

4. 考 察

以上のように、人吉の梅雨末期の雨では従来の Marshall and Palmer の指数分布からはずれて、 $D=1.5\text{mm}$ より大きいところでは $N_D=\text{const}$ の傾向がみられる。これらの分布を雲物理的に考察してみよう。

人吉における梅雨末期の対流性降雨では Bright Band がみられず、武田・塩月^{11)~14)}らによるごとく水滴の併合理論によってレーダエコーの垂直構造がうまく説明されるので上層部は当然氷晶化していると思われるが、武田(喬)¹⁵⁾も指摘するようにこの梅雨末期の対流性降雨の主役が下から上っていった大雲粒によるものと判断し、以下併合理論のもとにこれらの種々の雨滴をもつ降雨セルが、一体どこで発生し、どのように成長して人吉に雨となってもたらされたのかについて推測を行なってみた。

武田(喬)¹⁶⁾は併合理論のもとで数値計算した水滴の成長状況を横軸に時間、縦軸に雲底からの高さを取り、雲厚を 6 km として計算した。これらの結果からすると平均値としては $W=0.5\text{g/m}^3$ のときには 9000 sec, $W=2.0\text{g/m}^3$ のときには 3000 sec, くらいかかって再び雲底にもどってくることになる。いま、水滴の成長した大きさそのものは時間の関数として表わされるから、これらから上層風がわかれば適当な雲水量、上昇速度を与えることによってセルの発生点を推定できる。

Fig. 13-(a) は人吉に 1969 年 7 月 13 日 (14^h08^m—14^h14^m) にもたらされた雨滴の場合で、図に示すごとく $W=2.0\text{g/m}^3$ で $\omega=1\sim 3\text{ m/s}$ の場合に雨滴直径 $D=3.0\sim 2.0\text{mm}$ までがまかなわれ、この時の上層風(鹿児島の高層観測データ)で推定すれば、人吉から南西40kmの点Aで発生したと考えられる。いま同様に発生点B, Cが推定されるがCは普通の積雲の寿命から考えて時間がかかりすぎるので非現実的であり、除外できるが、A, Bどちらからきたものであるかを判別することは、この場合これだけのデータでは困難である。また、この時刻に図中の斜線域に停滞性エコーがあったが、これが雪からもたらされたものと考えると、適当な降雪粒子の落下速度および上層風を与えてD点から、12^h40^mに落下しはじめたと推定されるが。

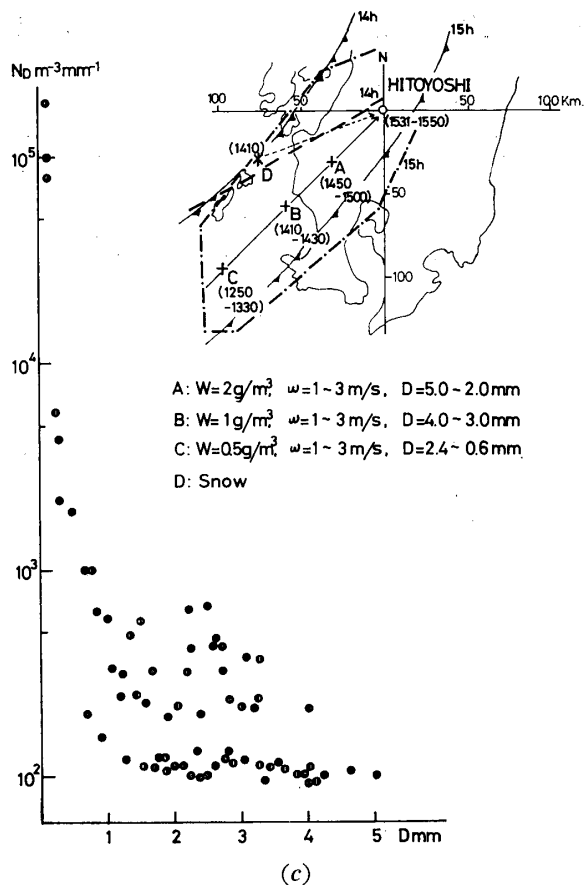
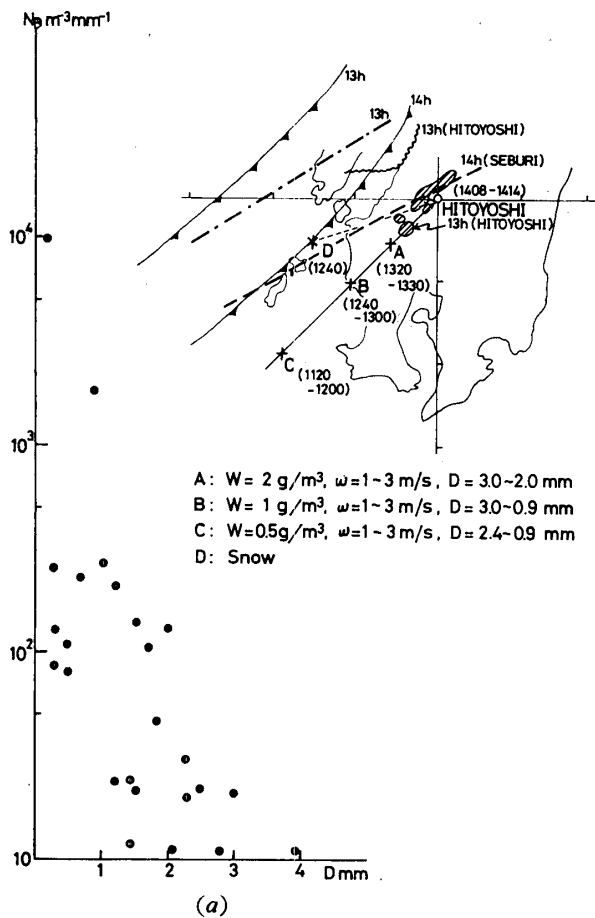
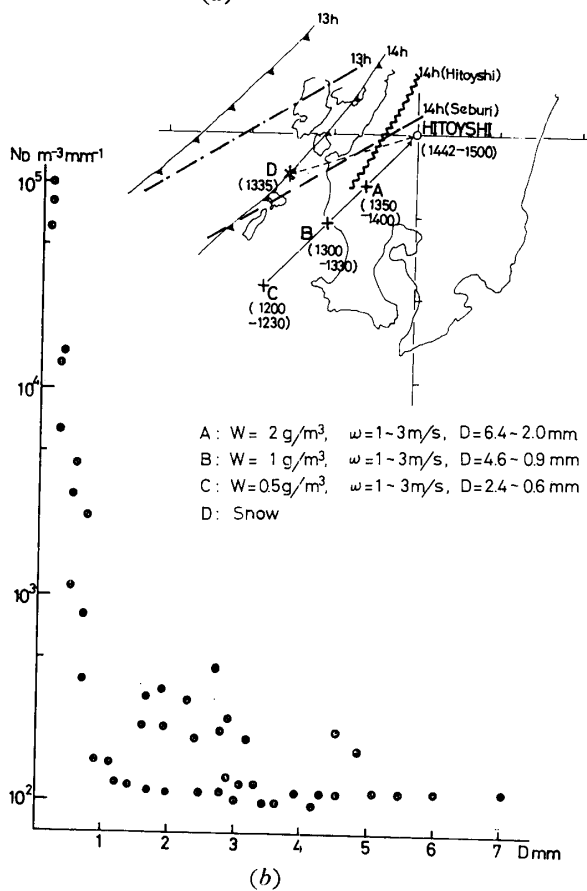


Fig.13 (a), (b), (c) Generating points and time of convective cell estimated with the use of coalescence growth theory for the shower at 1408—1414, 1442—1500 and 1531—1550 in July 13, '69



この時刻には人吉・背振の両レーダとも高い所にエコーがキャッチされていないので、これも非現実的であり除外できる。 $W=2.0g/m^3$ と $W=1.0g/m^3$ のうち $W=2.0g/m^3$ が大きすぎるとすれば、Bを取るべきであるが、 W の値が正確には得られていないのでその判断ができない。なお、図の下部に、この時観測された N_D の分布を示した。

Fig.13-b) は同日 (14^h42^m—15^h00^m) に得られたもので、先の停滞性エコーと、移動してきたエコーが合体して人吉の上空にきたときのもので、直径7mmという大きな雨滴が観測され、Fig.13-(a)と同様に各々A,B,C,Dの4点が推定される。各点の発生時刻からみると人吉14^h00^mのエコーの位置がA点付近にあるので、従来の対流性エコーのモデル¹⁷⁾から、降雨の前方に強い上昇域があるとすれば、まかなう水滴の大きさからいってもA点が最もふさわしいであろう。D点の雪は背振のレーダエコーがかかっていないので雪はないと判断する。 $D=2\sim3$ mmの所で N_D 値が大

きく出てくるのは雪がないことから、この部分にB点が重なったためと推定される。

Fig. 13-(c) は同日の (15^h31^m–15^h50^m) のもので、地上前線はすでに人吉を通過しているが、やはり点A, B, C, Dが発生点として推定される。しかし、A点はすでに発生時刻にはエコー内にあるので降雨中では上昇場がないと仮定すれば、前線通過直前のB点の方がより現実的であると推定される。B点は $W=1.0 \text{ g/m}^3$ で $D=4.0\sim 3.0\text{mm}$ をまかなうと推定されるが、部分的に雲水量の多い所があったと考えればこの時観測された N_D 分布を理解することができる。雪は 14^h10^m にD点と推定されるが、これは十分エコー内にあって、前述のB点でまかなえる以上のものは雪が寄与したとも考えられる。これら三つの例から、発生場所は、A, B いづれかがたずさわっているわけであるが、これらの地理的場所を地形的にみると、Fig. 14 に示されるように、A, Bとも南西風が吹きこんで収束すると低気圧性回転となりセル発生的好条件の場所であることがわかる。

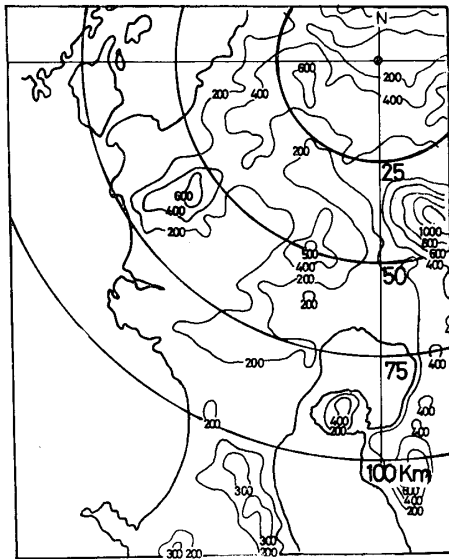


Fig. 14 Topographical map in the direction of south-west from Hitoyoshi

以上のことから、人吉の梅雨末期における対流性降雨の成長過程が定性的には併合過程の方が主役であるとすれば、大ざっぱではあるが、適当な雲水量、上昇速度を与えてやれば、これらの対流性降雨をもたらす

た降雨セルの発生源を知ることができる。

5. 結 語

人吉における梅雨末期の雨滴の観測の結果、従来の指数分布からはすれてDの大きいところで $N_D = \text{const}$ の傾向を示す粒度分布が得られた。この $N_D = \text{const}$ を用いると $Z-R$ 関係を容易に決定でき、強い雨に対してはかなり高い適応性があることがわかった。また $N_D = \text{const}$ を成長の初期に雲粒の数がそろっていたと考えれば、併合理論のもとでこうした雨滴の分布を説明できるし、これを応用して降雨セルの発生点とその成長を推定できることがわかった。

しかしながら、 $N_D = \text{const}$ を成長初期の雲粒の数がそろっていたと考えることについては今後さらに詳しく調査する必要がある。

参 考 文 献

- 1) J. S. Marshall, T. W. R. East and K. L. S. Gunn : Sci. Rep. Stormy Weather Gr., 7, (1952)
- 2) R. Wexler : Jour. Met., 4, 38–66 (1947)
- 3) J.O. Law and D.A. Parsons : Trans. Amer. G.U., 24, 452 (1943)
- 4) J. S. Marshall and W. McK. Palmer : Jour. Met., 5, 165–166 (1948)
- 5) A. C. Best : Q. J. R. M. S., 76, 16–36 (1950)
- 6) A. D. Hood : Nat. Res. Coun. Canada. Rep., 2155 (1950)
- 7) D. C. Blanchard : Jour. Met., 10, 457–473 (1953)
- 8) M. Fujiwara : Jour. Atmos. Sci., 22, 585–591 (1965)
- 9) 今井, 藤原, 市村, 吉原 : 研究時報, 7, 422–423 (1955)
- 10) 深津, 平野 : 天気, 13, 19–22 (1966)
- 11) 武田, 塩月 : 天気, 17, 491–498 (1970)
- 12) 集中豪雨シンポジウム : 天気, 14, 321–338 (1967)
- 13) 武田京一 : 第4回災害科学シンポジウム総合講演会論文集, 3 (1967)
- 14) 武田, 塩月 : 第5回災害科学シンポジウム総合講演会論文集, 93–95 (1968)
- 15) 武田壽男 : 天気, 18 (1971)
- 16) T. Takeda : Jour. Met. Soc. Japan, 46, 14–28 (1968)
- 17) C. W. Newton : Advances in Geophysics, 12, 257–308 (1967)

(昭和46年4月13日受理)