

雷雨エコー域内の雨滴粒度分布の差異について*

(序報)

清野 豁**・八木鶴平**・小元敬男**

国立防災科学技術センター

On Raindrop-Size Distributions at Different Portions in Thunderstorm Echoes —A Preliminary Report—

By

Hiroshi Seino, Tsuruhei Yagi and Yukio Omoto

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

Abstract

Size distributions of raindrops from thunderstorm clouds were measured in northern Kanto in August 1974. Differences of the distributions were studied with respect to the relative locations of a raindrop-sampling point within the migrating storm echoes, which were simultaneously observed in detail by a short-range radar. Two cases are reported in the preliminary paper. Case *A* is of August 1st and case *B* is of August 7th.

In the case *A*, the rainfall was brought by a small thunderstorm with echo top at 7 km at the most matured stage. The storm moved to SSE. The sampling point relatively travelled through two protuberant portions in the left flank of the storm echo. The rainfall rate R at the point had two corresponding peaks with a few minute time lags, respectively. As seen in the fig. 5, there existed a strong-intensity area of ISO 3 or 5 at 2-3 km level above the sampling point. It might be said that the area descended to bring rainfall on the ground in several minutes as actually observed. However, the possible echo from the descending at the beam height did not appear on the PPI scope, due supposedly to attenuation at the time by both a thunderstorm at the radar-site and that in question. The characteristic form of size distributions during the two increasing periods of R was remarkably flat in larger size range than 2-mm diameter. On the other hand, during the decreasing periods of R , the distributions had a local maximum at the diameter of about 2 mm, which shifted to smaller size with decreasing R (fig. 6).

* この研究は、特別研究「積雲対流がもたらす災害の発生機構に関する研究」の一環として行なわれたものである。

** 第1研究部異常気候防災研究室

In the case *B*, the rainfall was associated with an intense thunderstorm with echo-top height of 13 km. The storm moved to ESE. The sampling point relatively travelled through the maximum echo intensity. The change of PPI echo intensity well agreed in the time and tendency with that of *R*. As seen in the REI display, of fig. 7, a strong-intensity area of ISO 5 extended from 7-km level down to the ground. Therefore, the agreement would probably be the result that the rainfall at radar beam level was equivalent to that at the ground. During the increasing period of *R*, the characteristic form of the distributions was approximately the same as in the case *A*, but N_D values were larger in median size range than those of case *A*. On the other hand, the drop-size distributions during the decreasing period of *R* were of Marshall-Palmer type (fig. 9).

1. まえがき

雷雨エコーは強い反射強度とその水平傾度の大きさで特徴づけられる。降雨時続時間は短くせいぜい 60 分以内のものが多い。また地上の降雨量分布には数百 m 程度の短い距離でも量的に顕著な差が現われる場合がある。こうした雷雨の雨滴粒度分布は測定する場所が降雨域のどこに位置するかによって異なると考えられる。

平均的な雨滴粒度分布を表現する式として Marshall and Palmer (M-P) (1948) の出した $N_D = N_0 e^{-4D}$ がよく使われる。しかし降雨の個々の粒度分布は必ずしもこの式で表わされるわけではなく、とくにしゅう雨や雷雨の降り始めには M-P 分布から大きくはずれて大雨滴の空間密度が M-P 分布より大きくなる例や、直径 2~3 mm 付近の雨滴の数が比較的同程度になる例がこれまでに報告されている。雷雨の例を取り扱ったものの中からいくつかあげると、Mason and Andrews (1960) は最大直径 6 mm の雨滴を含み、直径 3 mm 付近の雨滴の空間密度が大きくなる粒度分布を観測し、この極大は大雨滴の分裂によるものであると説明している。Dingle and Hardy (1962) は小雨滴と大雨滴の数が多例を観測し、小雨滴の増大は大雨滴の落下中の分裂によるもので、大雨滴の増加は降り始めに観測されることから、重力とシアの吹きわけの効果であると述べている。Shiotsuki (1974) は小雨滴と大雨滴の空間密度が大きく、中間直径域で平坦になる分布を得た。同時に行ったレーダー観測結果を基に数値実験を行い、中間直径域が平坦で小雨滴の空間密度が大きい分布と対流性降雨の初めに度々観測されるような直径 1~2 mm 以上で極めて平坦になる分布を表現できることを示した。

これまでの報告は得られた粒度分布が雷雨からもたらされたという全般的な取り扱いをしたものが多い。我々がここで取り扱う対象は上述のいくつかの報告と同様に雷雨であるが、とくに雷雨域内の粒度分布の変化に注目した。そこで我々が北関東で行っている積乱雲観測の一環として、レーダーと雨滴の同時観測を 1974 年度から始めた。このレーダーは雷雨の発生頻度の高い群馬県に設置して観測を行っている。対象としている範囲はレーダーから

50 km 以内が大部分であるので、エコーと雨滴観測点との位置関係、降雨域の水平・垂直構造を詳細に調べることができる。雷雨エコーが比較的定常的な場合、エコーの移動をエコー内の観測点の相対的な移動に対応させることができる。この考え方を基に雨滴観測点が1点だけであっても、ひとつのエコー内にエコーの移動によって相対的に描かれる観測点の移動経路に沿う雨滴粒度分布の変化を調べることができる。ひとつのエコー内に相対的に描かれる移動経路は1本であるが、いくつかのエコーに対して同様の観測を行うことにより雷雨エコー域内での測定場所の違いによる雨滴粒度分布の差異を論ずることができるであろう。1974年は4回の観測を行うことができた。ここではそのうち解析できた2例について述べる。

2. 観測方法

雨滴の測定はウォーターブルーろ紙を用いた自動雨滴計で行った。ろ紙の長さは130 mである。紙送り速度は1 m/s と 2 m/s の二通りで、降雨状況に応じて適宜切換える。記録の読み取りは1分毎とし、大雨滴がろ紙にあたる時に生ずる飛沫は極力除外した。雨滴測定場所の選定には雷雲の通過する頻度の大きい場所であることはもちろんであるが、雨滴計駆動のための AC 100 V 電源が確保できる場所であること、レーダーとの情報交換のための連絡が容易にとれる場所であること等の条件がある。

しかしかにかこれらの条件を満足するからといってレーダーから余り遠く離れてしまうと、レーダービームが観測点をはるか上空になってしまう上にレーダーエコー解析上も不利である。レーダーから20~30 km の距離で雷雲の比較的多く通過する場所として、1974年度は群馬県平野部のほぼ中央にあたる伊勢崎市郊外の群馬県園芸試験場を選んだ。同場では同じく積乱雲観測の一環として6

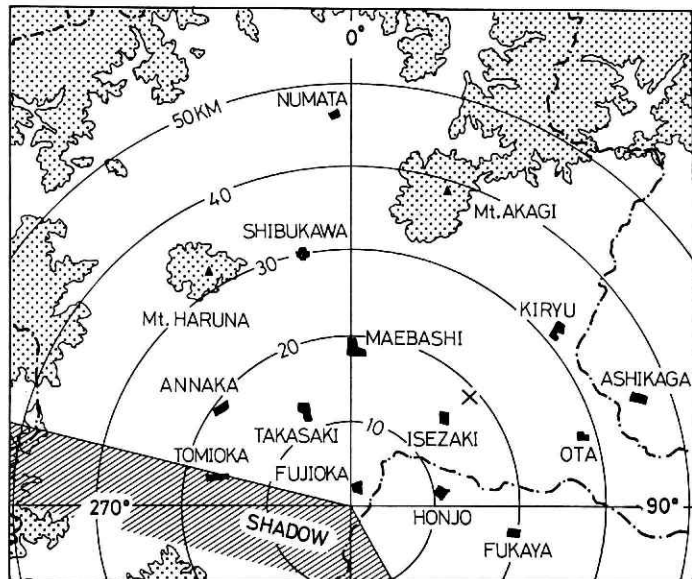


図1 レーダーと雨滴観測点の配置図・点彩域は標高1000 m以上の地域を、黒く塗りつぶした部分は市街地を表わす。レーダーのレンジマークは10 km 毎である

Fig. 1 Location of the NRCDP radar (with range circles) and raindrop-sampling point (marked X). Dotted is area higher than 1000 m above sea-level. Shaded area shows the dead angles of radar.

点の転倒ます型多点式雨量計を用いて狭い範囲での降雨量の差を調べている。このうち雨量計から最も近い雨量計までの距離は約 50 m である。この雨量計の記録を雨滴粒度分布から計算される降雨量と比較するために使用した。

図 1 はレーダーと雨滴観測点の位置を示したものである。×印で示した雨滴観測点のレーダーからの方位と距離は 48° 、19 km である。このレーダーは設置場所の関係で図中斜線域で示した $150^\circ \sim 284^\circ$ の範囲は死角となる。PPI 観測時のレーダーアンテナ仰角はグランドエコーを少なくするために通常 3° に設定している。この時雨滴観測点上におけるレーダービームの中心高度は約 1000 m である。雨滴観測中は PPI と雨滴観測点方向の REI の等エコー観測を原則としてそれぞれ 10 分毎に、PPI 通常エコー観測を 30 秒毎に行う。レーダーの性能を簡単に記すと、波長 3.2 cm、尖頭出力 40 kW、最大探知距離 125 km、ビーム幅 2° である。また 60 km 以内については等エコー装置を使って反射強度の等値線表示ができる。

3. 気象概況

1974 年は 7 月 25 日に梅雨が明け翌 26 日から 8 月 16 日までの 21 日間日本付近は太平洋高気圧におおわれた。前橋地方気象台の記録によれば、前橋市ではこの間 30°C を越す暑さが連日続いている。とくにゾンデ観測を併行して実施した 7 月 30 日から 8 月 6 日までの 8 日間には、群馬県地方のいずれかで雷雲が毎日発生するという状態が続いた。

図 2 a, b はレーダーと雨滴の同時観測を行った 8 月 1 日と 7 日の 09 時の地上天気図を示したものである。a では北海道東海上の低気圧からのびる寒冷前線の延長上に熱界雷が発生し、関東南部、なかでも東京地方は激しい雷雨に見舞われ都心では排水が追いつけず浸水被害が発生した。群馬県地方では屋すぎから対流性エコーが出現し始め夕方には雷雨となった。b では前日の 6 日に日本海にあった低気圧が 7 日には図に示すようにオホーツク海に移

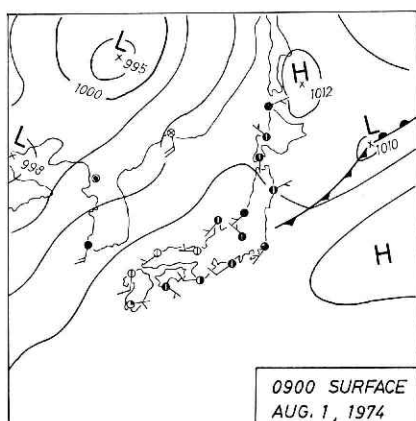


図 2 a 8 月 1 日 09 時の地上天気図
Fig. 2 a Surface chart at 09 h, Aug. 1, 1974.

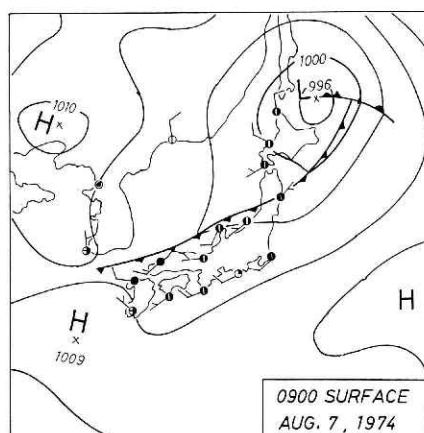


図 2 b 8 月 7 日 09 時の地上天気図
Fig. 2 b Surface chart at 09 h, Aug. 7, 1974.

動し、これからのびる寒冷前線が日本列島の日本海岸に沿って存在していた。この前線は同日 21 時には太平洋岸に沿う位置に移動し、これにともなって発生した雷雨が北陸地方では午前中に関東地方では夕刻にかけて観測されている。群馬県内は 16 時頃から激しい雷雨に見舞われ、落雷による火災・停電事故がおこった。藤岡から北へ約 50 km 離れた沼田市では 1 時間降雨量の最大が 20 mm を越す激しい降雨が記録され、赤城山の南麓では弱い降ひょうがあった。

4. 観測結果

4-1. 8月1日 (case A)

15 時 40 分に藤岡から 310° 60 km に位置する本白根山東麓付近に発生した小さな対流性エコーは、発達しながら南東へ移動し 16 時半には藤岡へ達しレーダーサイトは強い雷雨に見舞われた。レーダーサイトがまだ雷雨域内にあった 16 時 50 分に、そのエコーの進行左側で藤岡から 15° 19 km の地点、すなわち雨滴観測点の北西約 5 km に直径 1 km 程度の小

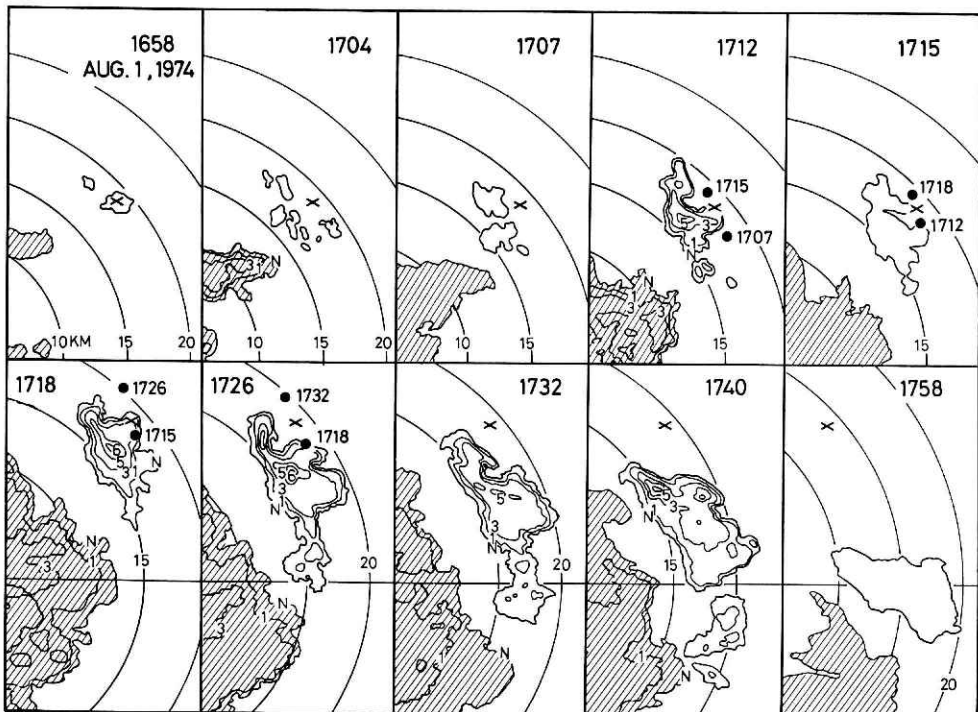


図 3 8月1日の雷雨エコーの時間変化

Fig. 3 Series of a PPI radar display of the small thunderstorm which brought rainfall to the raindrop-sampling point during 1700-1733, Aug. 1. Numerals on the contours represent ISO level. ISO 1, 3, 5 and 6 correspond to $R \geq 1, 4, 16$ and 32 mm hr^{-1} respectively. The outer boundary shown by symbol N is the full-gain radar echo. Raindrop-sampling point is shown by X. Black circles in PPI displays at 1712, 1715, 1718 and 1726 show the relative sampling points at designated time which were displaced corresponding to a movement of the echo.

さな対流性エコーが発生したことがレーダースコープ上に認められた。このエコーは南々東へ進み発達し、17時00分から33分にかけて観測点に降雨をもたらした。図3は16時58分から1時間のエコーの時間変化を示したもので、図中の等値線は外側から通常エコー（受信電波をそのまま表示するもの）、ISO 1, 3, 5, 6（等エコー装置を使って表示するもので降雨強度に換算するとそれぞれ 1, 4, 16, 32 mm hr⁻¹ 以上に相当する）を表わす。×印は雨滴観測点の位置を表わす。黒丸印はエコーが定常的であると仮定してエコーの移動に相対的に動かした観測点の位置を表わし、対応する時刻を横に付した。斜線域はレーダーサイトの雷雨エコーの一部で、この雷雨とここで取り扱う雷雨の双方により、雨滴観測点付近のエコーはレーダー電波の減衰を受けているはずである。観測点はエコーの移動に相対的に、17時頃にまず先行する小さな対流性エコーを通過し、そして17時08分頃に後に

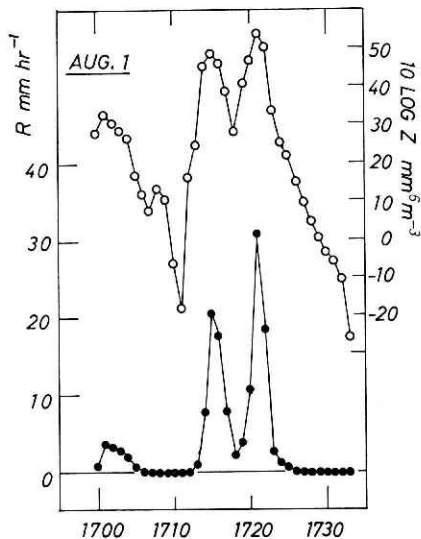


図4 雨滴粒度分布から計算されたレーダー反射因子Z(○)と降雨強度R(●)の時間変化(8月1日)

Fig. 4 Time change of rainfall rate R (mm hr⁻¹) and radar reflectivity factor Z (mm⁶m⁻³) calculated from each 1 minute sampling of raindrops, shown by black and white circles, respectively.

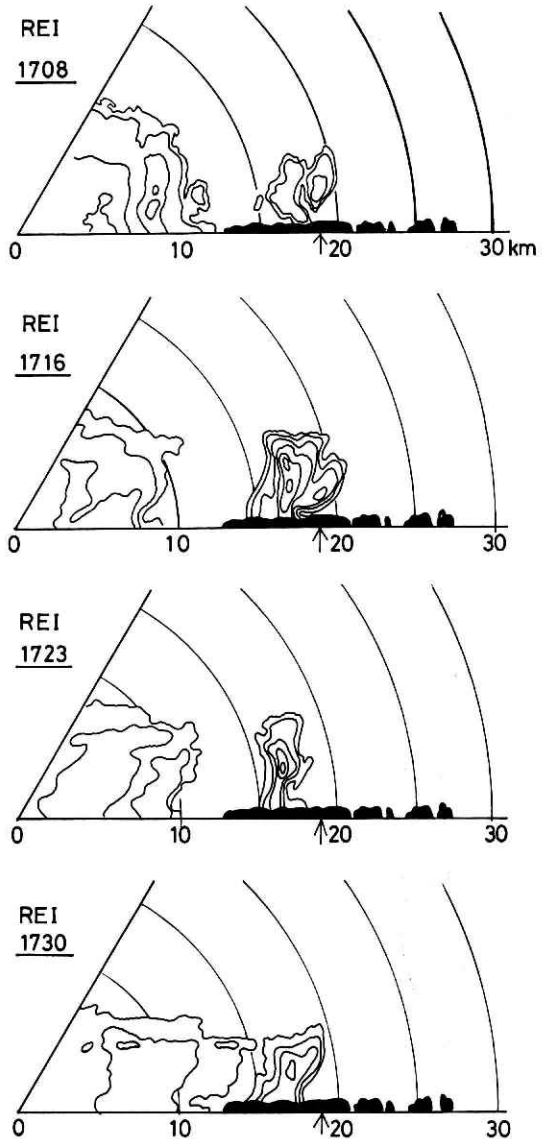


図5 雨滴観測点方向のREIエコー(8月1日)
Fig. 5 REI displays in the direction of raindrop-sampling point. Arrows show the position of sampling point. Contours are same as fig. 3.

続く雷雨エコーの進行左側の二つの突起した部分を通じた。観測点のエコーに対する相対的位置関係は 08 分～10 分が初めの突起の前面、11 分～13 分がその後面、14 分～16 分が次の突起の前面、17 分～20 分がその後面に位置しており、21 分以降はエコー領域外に位置していた。

この降雨の雨滴粒度分布から計算された降雨強度 R (mm hr^{-1}) とレーダー反射因子 Z ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) の 1 分毎の時間変化を図 4 に示した。17 時 01 分のピークは前述の先行する小さな対流雲によるもので、あとの 15 分の 20 mm hr^{-1} と 21 分の 31 mm hr^{-1} の二つのピークを含む降雨がここで取り扱う雷雨によるものである。この二つのピークは観測点のエコーの二つの突起を相対的に通過したことによく対応しているが、時間的には数分の遅れを生じている。34 分間の雨滴粒度分布から計算された総降雨量は 2.3 mm であった。なお同地点で測定している多点式雨量計のうち雨滴計に最も近い雨量計の記録は 2.5 mm であった。

この雷雨を雨滴観測点方向で垂直断面観測した結果を図 5 に示した。矢印は雨滴観測点の位置である。図中左側の距離 0 km がレーダーの位置で、レーダー側のエコーは藤岡を襲っている雷雨エコーである。17 時 08 分と 16 分の REI は雨滴観測点上空 $2\sim 3 \text{ km}$ に ISO 3 ~ 5 の反射強度領域が存在していることを示している。もちろんこの領域は PPI には表示されない。この雷雨エコーの高さは最も発達した時で 7 km であった。

雨滴粒度分布の 1 分毎の変化を図 6 a \sim e に示した。縦軸は雨滴の空間密度 N_D ($\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$)、横軸は雨滴の直径 D (mm) を表わす。図中には観測時刻と降雨強度もあわせて記した。a は先行する小さな対流雲からもたらされた降雨の粒度分布である。降雨強度のピーク 3.2 mm hr^{-1} から減少する時の分布を示した。この降雨強度に相当する M-P 分布を直線で書き入れてある。M-P 分布に比較して各分布はいずれも直径 1 mm 付近の雨滴の空間密度が極端に小さく、 $1.5\sim 2 \text{ mm}$ 付近以上はほぼ M-P 分布直線に沿っている。結果的に $1.5\sim 2 \text{ mm}$ 付近の空間密度が極大値となり、この極大の位置は R の減少とともに図上で左上へそして左下へと動いている。そして各分布は R の減少とともに全体的に直径の小さい方

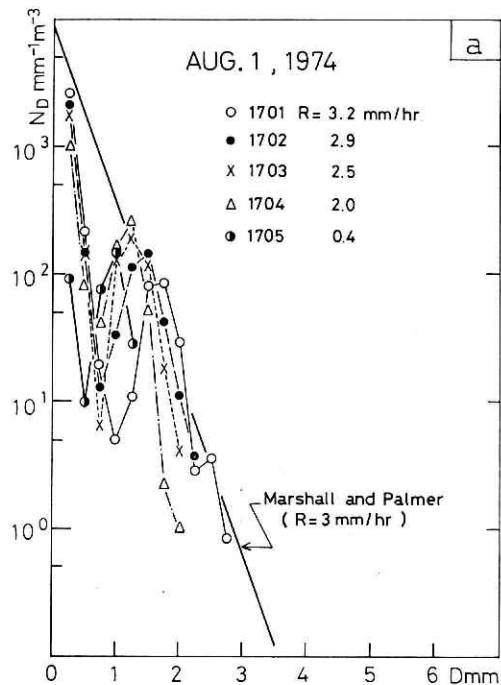


図 6 雨滴粒度分布の時間変化 (8 月 1 日)
Fig. 6 Time changes in 1 minute intervals
of raindrop-size distributions on Aug. 1.

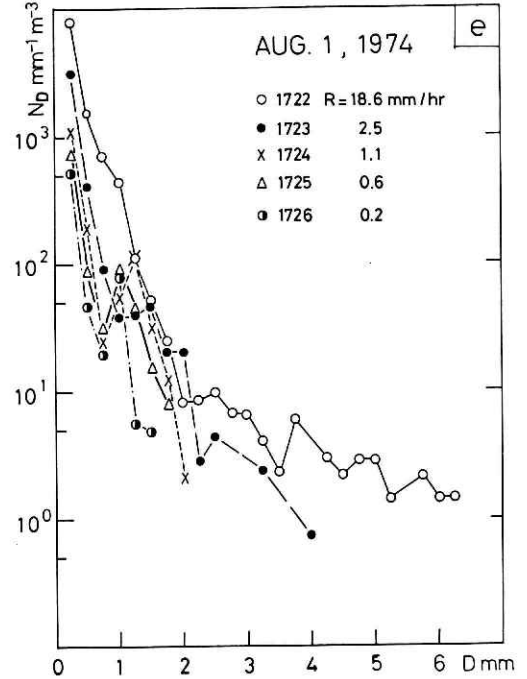
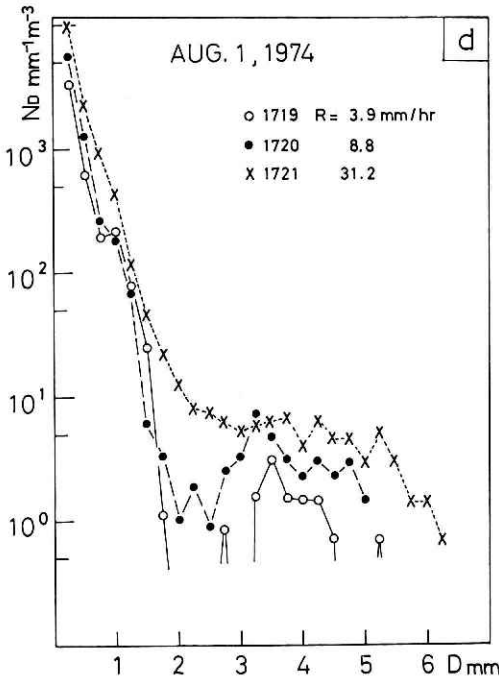
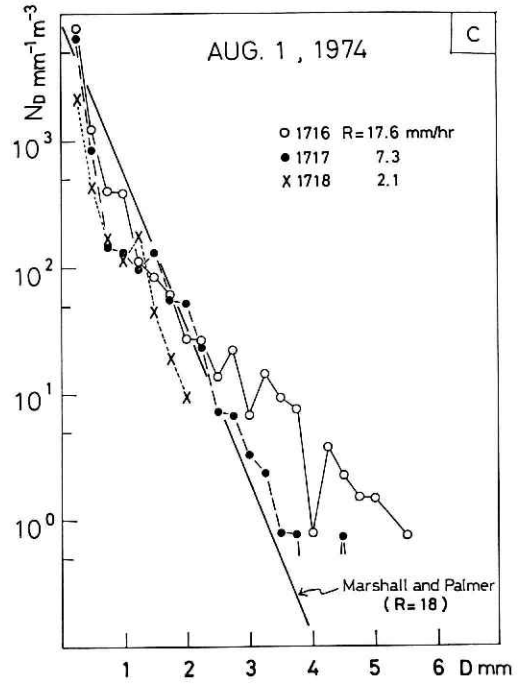
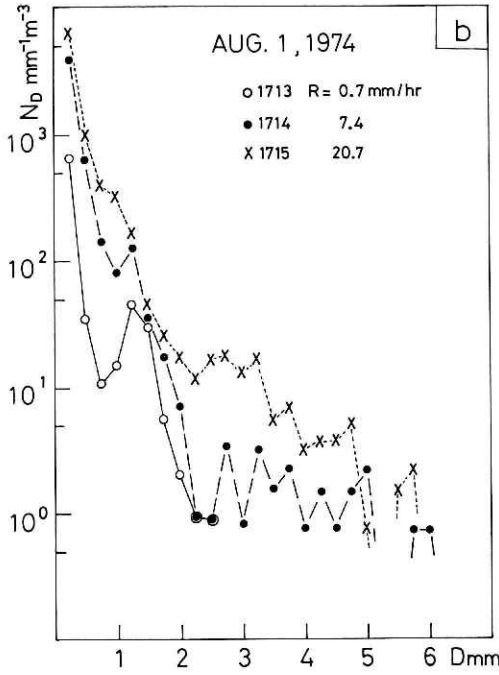


図 6 (続き)
Fig. 6 (Continued)

へ移動している。b と c は初めの突起を観測点が相対的に通過する時に対応している。b は R が増大していく時、c は R が減少していく時の分布を示したものである。b において 13 分の分布は a の分布にみられたと同様の傾向を示している。14 分と 15 分の分布は直径 2mm までの空間密度は急傾斜で減少し、2mm 以上の直径の雨滴の空間密度はほとんど変化しないで横にのびる平坦な分布になった。この二つの分布は R が 7.4 mm hr^{-1} と 20.7 mm hr^{-1} と約 3 倍の開きがあるにもかかわらず分布の幅の変化はない。結局直径 2mm 以上の各雨滴の空間密度が増大して R を増大させている。 R が減少する c の分布では 16 分の分布に直径 3mm 以上の各雨滴の空間密度が図中に示した M-P 分布より大きくなる傾向が残っていた。しかしその後 R が減少するにつれて分布の幅は急速に狭くなり、a ほどに顕著ではないが極大があらわれた。観測点が相対的に次の突起を通過する時に対応する分布を d, e に示した。d は R が増大していく時、e は減少していく時の分布である。d では先の b と同様に直径 2mm 以上で非常に平坦な分布となった。そしてここでも分布の幅は余り変わらず直径 2mm 以上の各粒径の雨滴の空間密度が増大して R の増大に寄与している。19 分の分布は $R=3.9 \text{ mm hr}^{-1}$ と小さいが、分布は不連続ながら平坦な傾向は最も著しい。一方 R が減少していく e では 22 分の $R=18.6 \text{ mm hr}^{-1}$ に直径 2mm 以上で平坦な傾向が残っている。しかしその後にはこの傾向は消え、a と c に似た極大をもつ形になった。そして c と同様 R の減少とともに分布の幅は急速に狭くなった。a ~ e のいずれの分布にも共通して、直径 0.5mm 以下の小雨滴の空間密度は $10^3 \sim 10^4 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ と比較的大きく、降雨強度が大きくなるとともに増大した。

4-2. 8月7日 (case B)

寒冷前線ともなう発達した雷雨が 16 時から 19 時にかけて群馬県内を通過した。この雷雨は複数のセルから成り、セルの移動方向は東で雷雨系全体としては東南東へ移動した。雨滴観測点では降雨の始まる前に積乱雲下層の乳房状の雲があらわれ、それらがゆっくり回転しているのが認められた。図 7 はこの雷雨系の時間変化を 17 時 40 分から 18 時 05 分について示したものである。図中右下には 18 時 04 分に観測したエコー垂直断面図もあわせて示した。雨滴観測点の位置は×印で示した。黒丸印は図 3 と同様の方法で動かした各時刻における観測点の位置を表わし、横にその時刻を付した。17 時 46 分の PPI 図に示すように観測点の西方約 10km にエコーセルが位置している。このセルが発達して観測点に強い降雨をもたらした。観測点はこのセルの最も強い反射強度領域を 53 分から 56 分にかけて反射強度の増大する方向へ、57 分から 18 時 03 分にかけては減少する方向へ相対的に移動した。この降雨に先立ち、このセルの前方にあったセルの南縁を観測点が相対的にかすめて弱い降雨があり、観測点の降雨観測時間は 17 時 47 分から 18 時 05 分であった。同図右下の REI 図を見ると、通常エコーの高さは 13km に達し、ISO 3 は地上から 9km ISO 5 は地上から 7km の高さに達しており、この雷雲が十分に発達していたことを示していた。

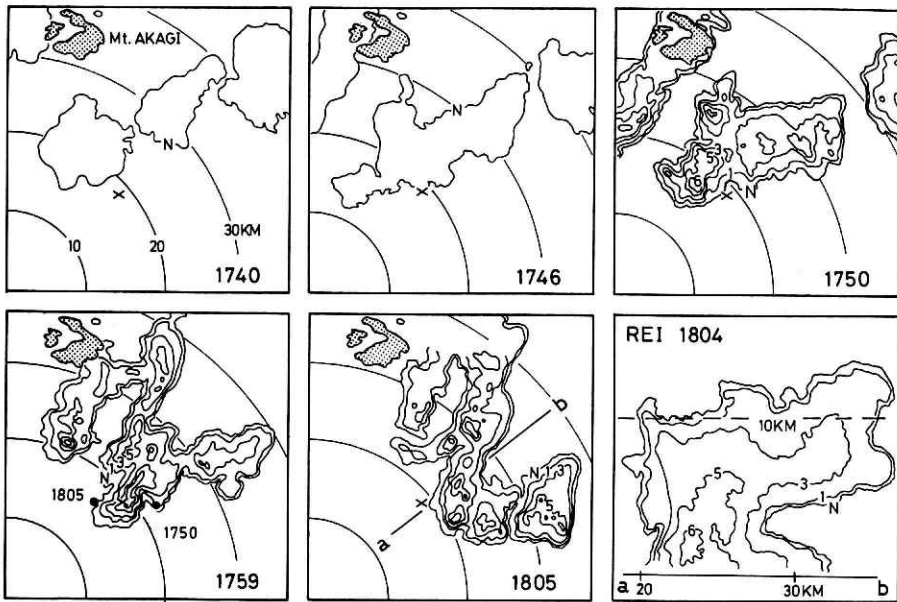


図7 8月7日の雷雨のPPIエコー時間変化とREI. 点彩域は赤城山のグランドエコー
 Fig. 7 Series of a PPI display of the intense thunderstorm which brought rainfall during 1747-1805, Aug. 7, with REI display at 1804. Symbols and contours are same as fig. 3.

雨滴の粒度分布から計算される Z と R の時間変化を図8に示した. 図中 Z は白丸で R は黒丸で表わしてある. 前述のようにエコーと観測点の位置関係に対応して, 先行する弱い降雨と, 57分の 42 mm hr^{-1} のピークを含む強い降雨とに分けられる. 観測点上のエコー強度と地上の降雨強度とは傾向的にも時間的にもよく一致している. 降雨時間19分間の雨滴粒度分布から計算された降雨量は 2.2 mm であった. 一方雨量計の記録は 2.5 mm であった.

図9a-cはこの雷雨の雨滴粒度分布を示したものである. 座標系は図6と全く同様である. aは観測点がエコー南縁を相対的に通過した時の分布で, 太い直線は $R=5 \text{ mm hr}^{-1}$ に相当するM-P分布である. 分布はいずれもM-P式で表現できる指数型であった. 後に続くエコーセルの最も強い反射強度領域を相対的に通過した時の分布がbとcである. R が増大していく時のbでは直径 1.5 mm 付近までの各雨滴の空間密度はM-P分布より急傾斜で減少

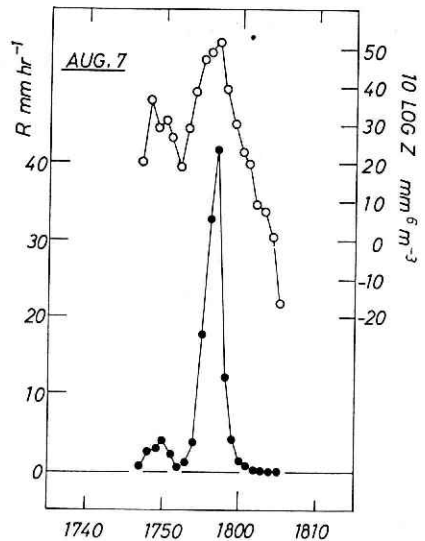


図8 雨滴粒度分布から計算された Z (○) と R (●) の時間変化

Fig. 8 Time change of R and Z shown by black and white circles, respectively.

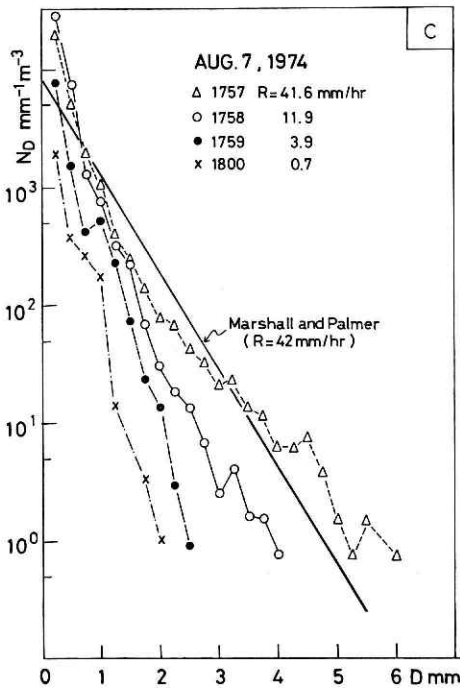
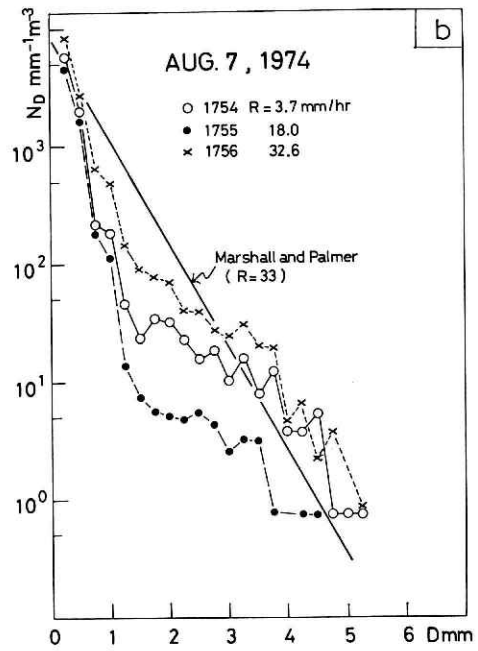
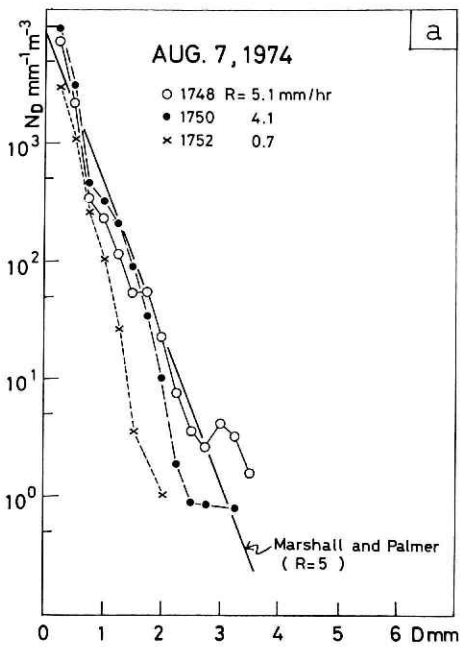


図 9 雨滴粒度分布の時間変化 (8月7日)
Fig. 9 Time changes of raindrop-size distributions in 1-minute intervals on Aug. 7.

し、3 mm 以上では M-P 分布より大きな空間密度をもつ分布であった。Rが増大するとともに直径 1.5 mm 以上の雨滴の空間密度は増大して M-P 分布に近づいているが、最大直径の値はそれほど変化していない。17時57分の $R=42 \text{ mm hr}^{-1}$ のピークから Rが減少していく cではいずれも M-P 分布によくのっていた。そして分布の幅は Rの減少とともに急速に狭くなった。a ~ cのいずれの分布も直径 0.5 mm 以下の小雨滴の空間密度は $10^3 \sim 10^4 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ の値で、まれに 10^4 をこえる大きな値が得られた。小雨滴の空間密度は Rが増大していく bではほとんど同程度

で大きく、cでは Rの減少とともにほぼ1オーダー小さくなった。

4-3. パラメータ

雨滴粒度分布から計算される体積中央直径 D_0 と降雨強度 R の関係を 図 10 に示した。

左は case A 右は case B についてみたもので、それぞれ縦軸は R (mm hr^{-1}) 横軸は D_0 (mm) を表わす。ただし R の変化域が大きいので縦軸は対数表示してある。各点の横に付した数字は観測時刻である。この時刻に従って各点を追跡すると、 R が増大していく時は初めのうち D_0 も増大していき、 R が最大になる前に D_0 は若干小さくなる。逆に R が減少していくと D_0 も減少していくが、先の経路より D_0 の小さい方へ寄るために図のような反時計まわりのループを描く。とくに case A では 17 時 15 分前後と 17 時 21 分前後、case B では 17 時 57 分前後の平坦な粒度分布が観測された時にこの傾向が顕著である。これは同じ R の値をもつ粒度分布を比較した場合、 R が増大する時には大雨滴の数が多く、分布は平坦になる傾向がみられたことに対応している。各ケースの雨滴粒度分布

から計算された Z , R と含水量 M ($\text{gr}\cdot\text{m}^{-3}$) の関係は次の通りで、従来雷雨について報告されたものと類似した値であった。

case A: $Z=489R^{1.7}$, $M=0.076R^{0.85}$

case B: $Z=387R^{1.5}$, $M=0.071R^{0.86}$

5. 考 察

ろ紙を用いて雨滴の測定を行う場合大きな雨滴がろ紙にあたる時に生ずる飛沫を避けることはできない。ここでは飛沫と判断できるものについては読み取りから極力除外しているが、直径 0.5 mm 以下の小雨滴の空間密度として我々が得た値 $10^3\sim 10^4\text{ mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ にはなおいくらかの誤差を含んでいるかもしれない。しかし、これまでに報告されている雷雨の粒度分布のうちから、同じろ紙法を用いた Blanchard (1953) や Shiotsuki (1974) も直径 0.5 mm 以下の小雨滴に $10^3\sim 10^4$ 、まれに $10^5\text{ mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ に達する大きな空間密度を得ている。また光電式雨滴計を用いた Mason and Andrews (1960) や Dingle and Hardy (1962) も同

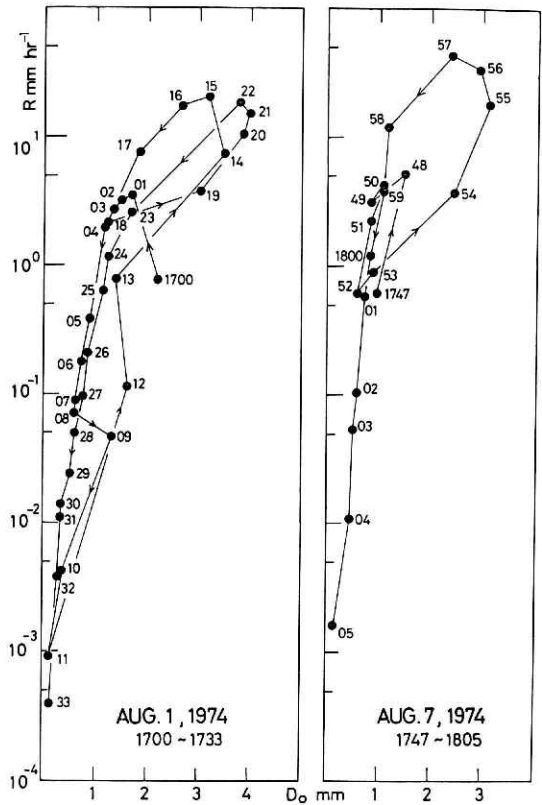


図 10 体積中央直径と降雨強度の関係
Fig. 10 Plots of median volume diameter D_0 against rainfall rate R .

様に $10^3 \sim 10^4 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ の空間密度をもつ小雨滴を観測しており, Sekhon and Srivastava (1971) はドップラーレーダーで 0.7 mm の小雨滴に同様の値を得ている. 最近 McTaggart-Cowan and List (1975) は終速度で落下する水滴同士を衝突させて衝突による分裂の様子を調べ, 分裂で小雨滴を生ずる確率が大きいことを報告している. したがって我々が観測した小雨滴の空間密度 $10^3 \sim 10^4 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ は, 読み取り段階で若干の誤差を含むにもかかわらずこれらの結果と良く一致しており, 雷雨の粒度分布に小雨滴が実際この程度含まれていると考えられる.

我々は雷雲の発生頻度の高い群馬県にレーダーを置いて間近に雷雲を観測しているので, エコー内部構造の詳細な解析が可能である. 次に雨滴観測点のエコーに対する相対的移動経路に沿う PPI エコーの反射強度と地上の降雨強度の時間的変化の解析結果について若干検討してみる. 4-1 に述べたように case A では地上で測定された降雨強度の時間変化は, 観測点の相対的な移動経路上の PPI エコーの強度変化に比較すると, その傾向は一致しているが時間的に遅れがみられた. ところが case B では 4-2 に述べたように両者はその傾向と時間的変化ともよく一致していた. この相異を両雷雨の垂直断面構造で検討してみると, case A では 図 5 にみられるようにエコーは観測点上空にオーバーハングしており, PPI には表示されない高さ $2 \sim 3 \text{ km}$ に ISO 3 ないし 5 の強い反射強度領域が存在していた. この領域からもたらされる降雨が時間的に遅れて地上に達したために降雨強度に遅れが出たのかもしれない. しかしこの降雨中レーダーサイトは激しい雷雨の中にあり, その雷雨とここで取り扱っている雷雨との双方による減衰を受けてレーダーに表示されなかった可能性が多分にある. case B の垂直構造は明らかに case A とは異っていた. 観測点の降雨強度のピークは 17 時 57 分であったが, これに最も近い 18 時 04 分に観測された REI をみると, 図 7 に示すように通常エコーの高度は 13 km にまで達し雷雲は十分に発達している. ISO 3 の領域は地上から 9 km , ISO 5 は 7 km の高度に及び, 鉛直方向の反射強度傾度はゆるやかで地上からかなり上空まで比較的一様な強い反射強度領域が広がっていることを示している. 観測点上のレーダービーム中心高度である 1000 m 付近の反射強度はそのまま地上に達しており, この間には強い降雨が一様に存在していたことがわかる. そのため case B では case A に相異して, 地上の降雨強度変化と観測点の相対的な移動経路に沿う PPI エコーの反射強度とがよく一致したものと思われる.

前項に述べたように case A の場合雨滴観測点はエコー左側の二つの突起を相対的に通過しているが, それぞれエコー強度の最大値を通過する時刻から少し遅れて降雨強度のピークが二回現われた. この期間の粒度分布の変化の特徴はこれら二回のピークを境にして二つのパターンに分けられる. まず降雨強度が増大していきピークに達するまでの分布は 図 6b, d のように直径 2 mm 以上の範囲では空間密度の値がほとんど一定になるような非常に平坦な分布であった. これに対して降雨強度が減少していく時は直径 1.5 mm 付近に極大をもつ

形であった(図 6c, e). 雷雨エコーセルの最も強い反射強度領域を観測点が相対的に通過した case B では, 降雨強度とエコー強度が時間的にも傾向としてもよく一致していた. 観測点がエコー強度の最大領域の前面を相対的に移動する時は降雨強度が増大していく時に対応し, この間の粒度分布の傾向は case A に類似しているが直径 1~3 mm の雨滴の空間密度が大きく case A ほど平坦ではない点が異っていた(図 9b). 強いエコー強度領域の後面を観測点が相対的に移動し, 降雨強度も対応して減少していく時の分布は, case A とは全く異なり M-P 型であった(図 9c). 降雨が増大を始める時刻(case A の 17 時 14 分と 19 分 case B の 17 時 54 分)の分布は, 直径 2 mm 以上できわめて平坦であった. Shiotsuki (1974) やしゅう雨の粒度分布を調べた藤原他(1974)らは 10 mm hr^{-1} 以上の降雨強度になるとこうした分布があらわれることを報告しているが, 我々の場合いずれも数 mm hr^{-1} と小さかった. しかし降雨強度が減少する時には case A では 10 mm hr^{-1} 以上の降雨強度の時の分布に平坦な傾向が残ったが, それ以下になるとあらわれず, case B では全くみられなかった.

6. おわりに

雷雲を 20~30 km の非常に近い距離からレーダー観測を行い, その詳細な内部構造を調べると同時に雨滴の粒度分布測定を行った. その結果を解析して雨滴観測点のエコーに相対的な移動経路に沿う粒度分布の変化, ならびに二つの雷雨エコーの相対的な移動経路の違いによる粒度分布の相違を調べ, 解析できた 2 例について序報として報告した. この観測は 1974 年度から開始し, 現在さらに観測を続けデータの蓄積を行っている.

最後に, 観測に際して多大の便宜をはかって頂いた群馬県園芸試験場, 同藤岡農業改良普及所ならびに藤岡市水道部の皆様に厚く御礼申し上げる.

参 考 文 献

- 1) Blanchard, D.C. (1953): Raindrop size distribution in Hawaiian rains. *J. Meteor.*, **10**, 457-473.
- 2) Dingle, A.N. and K.S. Hardy (1962): The description of rain by means of sequential rindrop-size distributions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **88**, 301-314.
- 3) 藤原美幸・青柳二郎・椎野純一・柳瀬利子 (1974): 尾鷲における低い降水雲の構造について. 気象研究所研究報告, **25**, 23-50.
- 4) Marshall, J.S. and W. Mck. Palmer (1948): The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- 5) Mason, B.J. and J.B. Andrews (1960): Drop-size distribution from various types of rain. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 346-353.
- 6) McTaggart-Cowan, J.D. and R. List (1975): Collision and breakup of water drops at terminal velocity. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1401-1411.
- 7) Sekhon, R.S. and R.C. Srivastava (1971): Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 983-994.
- 8) Shiotsuki, Y. (1974): On the flat size distribution of drops from convective rainclouds. *J. Meteor. Soc. Japan*, **52**, 42-60.

(1975 年 11 月 11 日原稿受理)