

降水要素の成長過程について (II)

— 気象学会シンポジウム (1956年度) —

III. 暖かい雨 (I)

藤原美幸*

(前書き)

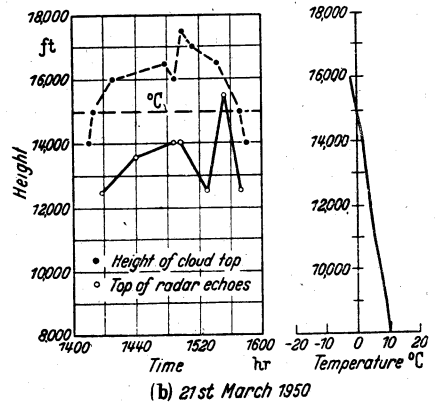
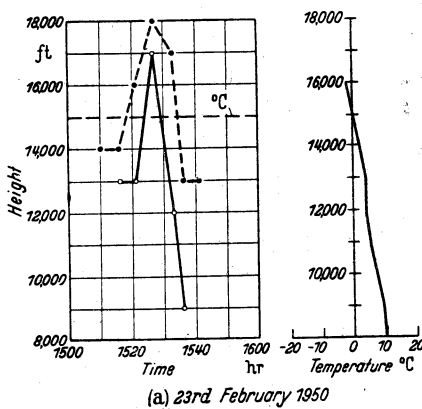
5月19日の Symposium 席上では時間がなくて詳しく述べる事が出来ず単なる文献のられつになった。その補足の意味も兼ねて対流性降雨に絞って記述する。

I. 観測事実

E. G. Bowen が併合による降雨の計算を行った頃、E. J. Smith, R. S. Styles of F. W. Campbell, G. A. Day 等によつて Australia における「暖い雨」に関する多くの観測が行われた。E. J. Smith は 1948 年 Sydney 附近で二つの暖い雨を観測した。飛行機には垂直断面を走査出来る 9.1cm のレーダーを載せ簡単な雨滴の記録器を使用した。これによると雲頂 (約10,000ft) の近傍 8,000ft で雨滴含水量が最大となり、その下で極小、5,000ft では再び増加している。この測定方法には多少の誤差があったかも知れないが、結果は Styles & Campbell のエコー強度分布とよく似ている。何れも雲厚 3 軒余でしかも moderate~heavy の降雨があり、乱流は普通の積雲よりも遥かに弱かった。しかし積雲中の跳躍の度は雲の衰弱期、発達期によって著しく異なるであろうからこの雨の発生に乱流が重要でなかったとは断ずることが出来ない。

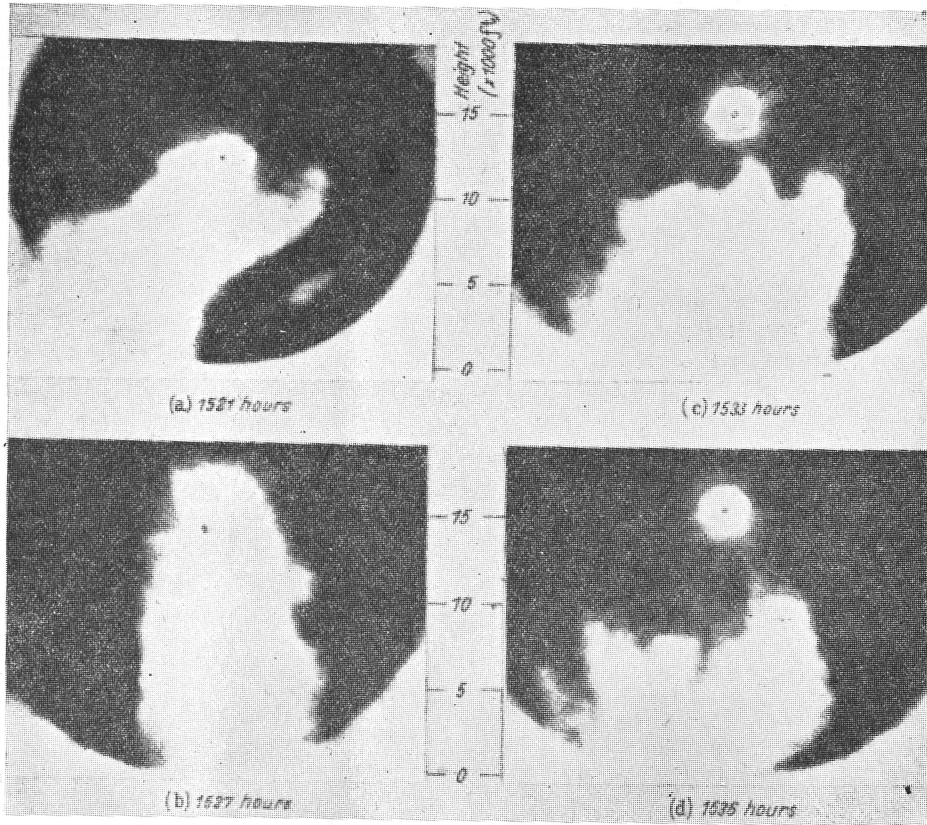
Bowen (1950) は多く radar 観測を行い、層状雲の upper-band と、暖い雨の柱状エコーの結果を発表した。それによると柱状エコーの頂が零度層を 2,000~3,000ft

も越すものについて氷晶の在否に注意を払ったが何れも氷晶を発見しなかった。この時はレーダーに感ずる程度の大粒が、 $-4 \sim -5^{\circ}\text{C}$ に、雲頂は -10°C 近くに達していた筈である。氷晶は風防ガラスに当るはね返りによつて判定した。第1図で点線はこの時の雲頂、実線はエコー頂の変化を示す。(a)は山岳上の立登り陥没の盛んな積雲中の一つの立登りを示す。12,000~13,000ft 間の弱い逆転が雲頂を一時抑圧した、最盛時の7分後雲中の上昇気流はかなり大きく、乱流を多少増した。(b)は積雲の立登りが1410~1550間に2回あり雲頂とエコー頂間の高度差が(a)より大きいのは cell の発達との関係があるのかも知れない。これら何れの場合も飛行中氷晶粒子を発見しなかった。VPI エコーの写真を第2図に転載する。(a)は大体6分~3分間隔、(b)は長いものは20分もの間隔を置いて撮っている。通常は変化の速い柱状エコーは1分間にかなり変わる程速いものであるから図からは正しい変化の追跡は困難であるが、若干の典型を示している。(A)の(a)、右半分は雨は落下の途中でこの強さからみると、5,000ft 上空に相当濃い雨滴が急速に成長したことを示す。右下に薄く現われはじめたエコーはそこで水滴が East の唱える熟した状態にあることを示して



第1図 雲頂の高さ及びレーダー・エコーの頂の高さの時間的变化、上層の温度も示されている。1950年1月23日、1950年3月21日。

* 気象研究所



第2図 (A)

飛行機レーダーによる写真
(1950, 2月23日)
Bowen による

下の白い輪画が地表面で、円くなっているのは side beam などのためである。中央の小黒点が飛行機の位置を示す。スケールは縦横同じの virtual plane indicator である。

いる。発現時のこのような拡がりには Battan (1953) にもみられる。この直後は背の低い巾広い雨域となるが、再び新しい強い昇騰泡のために高い柱状エコーができ、古いエコーは崩落する(b)。すなわち最盛時(巾狭くて高い柱)→衰弱期(横広がり、所々下降気流による割目を生ず)→消滅。(B)ではしばしばコブラの形をなしているのは(A)の(a)と同じく、新しい気泡の上昇によって次々と雨滴域の発生がみられるからである。

R. S. Styles & F. W. Campbell は同様な方法で暖い雨の5例を観測し、雲頂10,000ft以下で70mm/hrの強雨があること、そのエコーはエコー最上部で最強(最大雨含水量)であることを見出した。

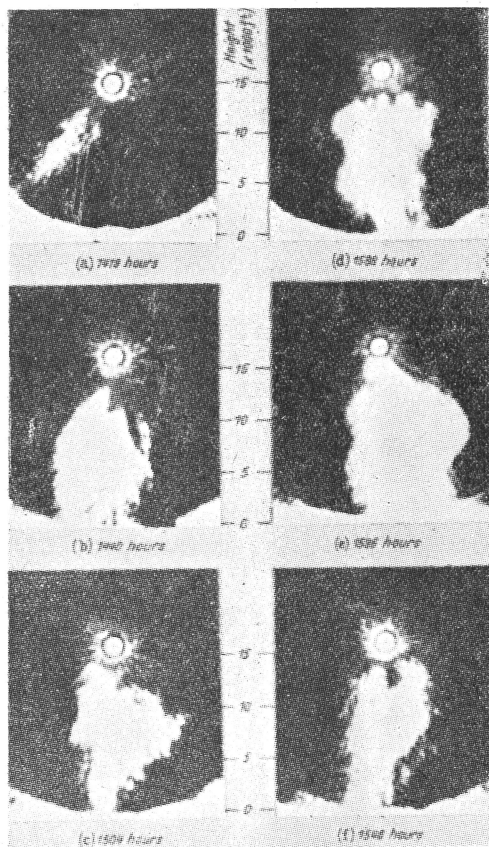
L. J. Battan (1953) は Thunderstorm Project の資料から Ohio における暖い雨を解析してエコー発現が融解層よりずっと下で、優勢な対流雲程下層で発現することを見出した。かつ飛行機では氷点層の2,000ft上で氷晶を見出さなかったのだからこれらは暖い雨であるとした。Cunningham も飛行機で氷点層より高い積雲中で氷相粒子が発見されなかった、Battanは強いエコーの contour が発現後約15分で突然落下するのを雨滴の凍結と解釈し、Murgatroyd (1948) は英国で積雲頂附近の水滴が氷晶より早く成長していることを見出した。

II. 結論と問題点*

1. 従来暖い雨と言われているものに二つの型があって低緯度地帯の貿易風下でむしろ層状に近い雲から降るものと厚い対流性雲から降るものに分けられる。
2. Leo Alpert の分布図(省略、予研ノート7,2.暖い雨(駒林)参照)では暖い雨は中緯度から高緯度迄分布しているが主に大洋に近く海洋性気団と関係が深いと思われる。このことは Australia でも Bowen 等によっても指摘されている。しかし巨大塩粒子と成層の潜在不安定性の何れが重要な因子かは未だ決定的な観測事実がない。

Battan は Ohio で暖い雨の存在を示したが New Mexico では否定的な事実しかない。とに角巨大海塩核以外に重要な因子があるように思われる。

3. わが国では暖い雨の観測が少いが夏季は高温多湿な海洋性気団に掩われるので生起率は大きいと思われる。今後積極的に取上げるべきテーマであろう。
4. Bowen, Smith, Styles & Campbell, Battan, Cunningham, Murgatroyd 等多くの著者が指摘しているように、対流性降雨では雲頂が零点以下になっても氷晶が存在しない。(Bowen の場合は -10°C 近くまで)。Battan は -20°C になってから本格的な凍結現象が起き



第 2 図 (B)

1950年3月21日の飛行機レーダーによる写真

たと言い, Bowen (層状雲) は -10°C 位に凍結層 (時によりかなり変動) があるとしている。

5. もし氷点下数度に達するまでを暖い雨と見做すことができるのであれば暖い雨の規準が広くなり従来の事例は更に多くなるだろう。日本でも梅雨期の温暖前面の降雨にも暖い雨とみなされるものがある。高円寺のレーダーによる例で1954年6月21日約5 kmの高積雲 ($1\sim 2^{\circ}\text{C}$) から多くの降水尾流を観測した。

6. 対流性の降雨では Battan, Murgatroyd の指摘しているように暖い雨の過程が先行して降雨を生ずる。これは当時の条件によって一例えば有効な高温凍結核の有無, 対流の速度などの兼ね合いによって一断定的な結論は下せないが, いわゆるカナトコ状の氷晶雲の発生を見る前にレーダー・エコーを観測することが多いのはこの間の事情と符合する。

7. 暖い雨の過程ではじまった対流性降雨の凍結は多くの問題を解く重要な問題であろう。

高円寺における少い観測の経験では低い柱状エコーから高い10 kmを突破する雷雨のエコーへと頻度の跳躍が認められる。積雲のカナトコ雲への発達と降雨状態との

関係についての調査も新しい角度から有意義となるのではないか?

8. 以上のように対流性降雨の初期の降水が暖い雨の過程で始まるのが多いとすれば, わが国の人工降雨研究にもっと水滴の成長の問題を取り上げることが望ましいであろう。

9. 積雲頂における氷相粒子の存否についてはさらに確実な方法で確める方法がある。(Murgatroyd のように Sampling する方法) さらに氷晶が存在する温度限界について資料を集めることは今後の大きな問題である。

10. Bowen, Styles & Campbell, Day, Battan の得た対流降雨のレーダー・エコーは積雲中の降雨の成長が上昇気泡と関係が深いことを示している。エコーは雲頂の昇騰と全く対応して成長し, 雲頂が沈み始めると, 直ちにエコー頂も崩落しはじめる。一つの大きな気泡は, 幾つもの小気泡によって育成され, 数分程度の life cycle を持つエコーの動きは大きい気泡の life cycle を表わしている。逆転層などによって雲頂が持続する場合はこのような life cycle をもつ継続する気泡が安定層によって維持されていることを暗示している。

11. 積雲のエコー強度の測定と J, Warner & T. D. Newnham の好晴積雲中の含水量分布とを比較すると何れも雲頂から少し下った所に最大があり, 雨のでき初めと最大雲粒含水の場所が大体一致している。

このことは暖い雨の生成機構で含水量の因子が特に重要であることを暗示している。通常含水量を $1\text{gr}/\text{m}^3$ として計算していることが多いが, これは元来 heterogeneous な含水量を平均化測定して割出した値ではなかったであろうか?

12. さらに対流性降雨のエコーは点からではなく体積で発現する。これはその領域全体で同時にしかもかなり速かに水滴の生長が起ることを示している。一つの強い気泡があるときに1分以内に2 km位の範囲の粒が成長し揃うことが多い。

13. 降水は最初強い気泡によって一度に最高々度まで達すると, 直ちに落下をはじめ, 途中で巾が広がるのは, ここで別の気泡ができるためであろう。このような現象から推して従来のように対流降雨中の暖い雨の機構は定常状態として推算していたのでは正しい結論は得られないのではないかと思われる。すなわちこれらは凝結の速度と粒度分布, 併合式の含水量, 雲内の粒度分布と seeding の機構に新しい取扱い方を提起しているのではないかと思われる。

事実暖い雨を説明する理論としてよく引用される Bowen-Ludlam の定常状態を仮定した方法では, 対流性降雨の雨滴の粒径分布の説明が不可能である。これは雲中の大粒の seeding の構造を考えなおす必要のあるのであろう。

* 紙数の関係で意を尽せないで断定的な嫌疑があ

ることを諒解されたい。

(文 献)

1. Alpert, L. 1955 : Bull. Am. Met. **36**, 64~68
2. Cunningham, R. M. 1951 : Bull. Am. Met. **32**, 9, 334-343.
3. Bowen, E. G. 1950 : Aust. Jour. Sci. Res. **A3**, 193.
4. Bowen, E. G. 1951 : Jour. Atmos. Terr. Phys. **1**, 125-140.

5. Smith, E. J. 1951 : Q. J. R. M. S. **77**, p. 33.
6. Styles, R. S. & F. W. Campbell 1953 : Aust. Jour. Phys. **6**, 1, 73-83.
7. Day, G. A. 1953 : Aust. Jour. Phys. **6**, 2, 229-239.
8. Warner, J. & T. D. Newnham, 1952 : Q. J. R. M. S. **78**, 335, 46-52.
9. Battan, L. J. 1953 : J. M. **10**, 5, 311-324.

暖 かい 雨 (II)

駒 林 誠*

戦後、飛行機、レーダーによって暖かい雨の存在が数多く確認された。観測にかかるものは、雲の形、エコーの拡る様子、大気中の凝結核の大きさ、個数、雨滴の粒度分布及び降水の化学成分である。雲水量は測定が蓄積されて来たが、雲中の上昇流及び乱流は詳しく知られていない。これらの観測諸事実を矛盾無く総合する降雨機構論が要求されるが、現在迄の所、主に雨滴の初期の成長に問題が集中していたので、まずそれについて述べ、次に海塩核説の立場から降雨機構にふれようと思う。

I. 雲粒の成長

雨滴の初期の成長の問題は半径 10μ 程度の雲粒の中から半径 $20\sim 30\mu$ 以上の水滴が形成されるに際してどの過程が大きな働きをなすかを決定するにある。半径 R の水滴1個に着目すると、その成長の方程式は

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{4}{3} \pi R^3 \cdot \rho_w \right) = 4\pi DR(\rho_\infty - \rho_R) + \int_0^R \varphi(R, r) V(R, r) m(r) dr \quad (1)$$

ρ_w : 水の密度, D : 水蒸気の拡散係数, ρ_∞ : 周囲の蒸気密度, ρ_R : 水滴上の蒸気密度, $\varphi(R, r)$: 水滴 R, r の衝突断面積, $V(R, r)$: 両水滴の相対速度, $m(r)dr$ は半径 $r, r+dr$ の間にある他の水滴の総質量の空間密度

となる。右辺第1項は凝結による質量増加, 第2項は雲粒を併合する効果を示す。この方程式は併合される雲粒の半径が R に比して小さく, しかも空間内に均質に分布している場合に成立する。そうでない場合には水滴全体の粒度分布の遷移を表わす式と凝結の項のみ含む成長の方程式との連立となるが, まず(1)だけで議論をすすめる。

R の 10μ から $20\sim 30\mu$ への変化を(1)の右辺第1項で行

* 東京大学地球物理学教室

わせるのが Ludlam (1951), Woodcock (1952) の海塩核説で, 測定される食塩核の大きさが Woodcock によって, 以前に比し質量にして上限が 10^4 倍に飛躍したことに由来する。たとえば Howell (1949) は凝結の計算に最大の食塩核として $1.8 \times 10^{-12} \text{gr}$ を採用したが, Woodcock (1953) は洋上, 雲底の高さで 10^{-8}gr が常に存在することを認めている。

右辺第2項の水滴の相対速度 $V(R, r)$ を静止気体中の重力落下のみの場合より大きくして, 第1項が小さくても成長を速からしめんとするのが East and Marshall (1954) の乱流説で, 雲中の乱流が実測されていないから直接の証拠を持つには至っていないが, Battan (1953) のレーダー観測から大陸内部に暖かい雨の存在すること, エコーの拡り方から水滴が雲中広い範囲にわたって上下同時に成長している事実により支持を得ている。しかし海塩核上に初期の水滴が凝結で成長する場合でもエコーがこの様に拡り得ると思われるので, これに関しては後に述べる。

雲粒が空間中に at random に存在すると衝突併合は stochastic な問題となって(1)式が使用できぬことは先に述べたが, Telford (1955) はその場合を取扱い粒度分布の遷移を表わす式として Schumann (1940) の式を単純化して計算を行い, 雲粒の中には恵まれて回数多く衝突併合をする結果, 他よりずっと速く成長する少数の水滴の存在すべきことを指摘した。仮りに(1)式に引き直して考えると, 恵まれた水滴は $\int_0^R m(r)dr$ の極めて大きな空間を掃いたことであって, 雲水量 1gr/m^3 の中を落下する 10^6 個の水滴の中には 10 個の割で $10\sim 100 \text{gr/m}^3$ の極端に雲水量の集中した空間を掃く水滴があることに相当する。(1)の第2項は φ, V, m の積で効くから, 各値の見積りの大小は等しく成長速度の計算に影響するが, 中でも φ