

## 対流雲に関するシンポジウム\*

昭和38年3月29日に気象庁会議室で開かれた対流雲に関するシンポジウムの講演概要とそれに属する討論をここに集録した。

### 熱対流の力学に関する回顧と展望

浅井 富雄\*\*

#### 〔I〕 Bénard 対流

流体を下面から加熱すると先ず下層の流体が暖まり膨脹して上層の冷いより重い流体と入れかわろうとする。所謂、対流が起ることは古くから知られた事実である。この現象を始めて量的に実験により示したのが Bénard (1900) である。彼の得た結果は、流体を下面から一様に加熱した場合、

(i) 垂直温度傾度が或る臨界値以上にならなければ対流は起らない。(ii) その臨界値以上で起る対流は定常細胞状のものである。(一般にこの細胞状対流を Bénard cell と呼ぶ)。

この実験事実に対する理論的考察は Rayleigh (1916) によってなされた。彼は対流を液体中に起る不安定現象として摂動論を用いて Bénard Cell 発生の基準を導出した。即ち、次のように定義される無次元量  $R$  (Rayleigh number) が臨界値  $R_c$  を超えると不安定が発現、つまり対流が発生するというを示した。

$$R = \frac{g\alpha\beta h^4}{\kappa\nu}$$

ここで  $g$  は重力の加速度、 $h$  は流体層の厚さ、 $\beta$  は温度傾度 (絶対値)、 $\alpha$ 、 $\kappa$ 、 $\nu$  は、夫々流体の体膨脹係数、温度伝導度、運動学的粘性係数である。そして彼は  $R_c$  の値と発現する対流のスケールを導出した。

熱対流を取扱う際、通常流体の膨脹係数は小さいという事実により重力と結びついた浮力項を除けば、密度を一定として近似出来るという Boussinesq の提案に基づく流体力学方程式が用いられる。

$$\begin{cases} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla p' - \alpha \tau' \mathbf{g} + \nu \nabla^2 \mathbf{V} \\ \frac{\partial \tau}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \tau = \kappa \nabla^2 \tau \\ \nabla \cdot \mathbf{V} = 0 \end{cases}$$

ここで  $\mathbf{V}$  は速度、 $\mathbf{g}$  は重力の加速度、 $\tau'$ 、 $p'$  は夫々

密度が  $\rho_0$  のときの温度、圧力からの偏差、他は通常用いられる通りの記号である。Layleigh が上式に摂動法を適用して得た結果は  $R_c = 657.7$ 、 $L/h = 2\sqrt{2}$ 、 $L$  は水平波長である。彼の仮定した境界条件は完全に滑らかな導体の固定壁に対するものであった。その後 Jeffreys (1926)、Low (1929)、Pellow and Southwell (1940) 等は専ら種々の境界条件の場合に発展させ Rayleigh の理論を拡張した。完全導体の場合の結論を総合すると、

境界条件	$R_c$	$L/h$
両端滑らか	657.511	2.828
一端滑らか 一端粗	1100.65	2.342
両端粗	1707.762	2.016

Schmidt and Milverton の実験結果  $R_c = 1770 \pm 140$ 、Silveston の  $R_c = 1700 \pm 51$  と驚くべき一致を示している。

#### 〔II〕 積雲対流

ところで大気中において見出される対流現象、特に積雲対流の問題になると、上述の室内実験の現象と単にスケールが異なるというのみではなく、空気中に含まれている水蒸気の凝結とそれに伴う潜熱の放出という異質の物理過程が不可欠な要素として加わる。下降気流、上昇気流で、また飽和しているか否かによって夫々熱力学的に異った過程を経過する。

Bjerknes (1938) は parcel 法に周囲の補償流 (乾燥断熱下降流) を加味した所謂 slice 法を考案した。また Stommel (1947)、Austin (1948)、Byers and Braham (1948) 等は entrainment, mixing 等の概念を導入して周囲の影響を考慮に入れた。また最近では Haltiner (1959) や Asai (1960) は気柱モデルを提出している。然しながらこれらは力学的にみれば本質的には parcel 法の域を出ていない。当然力学的に完全な系に基づく理論が望まれる。

Lilly (1960)、Kuo (1960) 等は空間的に上昇、下降域で夫々安定度を異にしたモデルに摂動法を適用して対

\* Symposium on the Convective Cloud

\*\* 気象研究所予報研究部 —1964年5月6日受理—

流論を拡張した。然しながら時間的に激しく変動する積雲対流を追跡するには線型理論の限界は明らかで、非線型項も含めた時間積分という方向に進まざるを得ない。

### 〔III〕 数値実験

数値実験の強味は物理実験において遭遇する諸条件の制御の困難性を完全に除去出来る点にある。然し他方、初期条件を完全に知悉し得ず、機構の未だ把握されていない条件下で、しかも数値積分法が未確立、途中に多くの誤差を含み得る現段階においては、得られた結果が物理的に有意義なものであるか否か慎重な考慮がなされねばならない。

ここでは数値計算上の問題にはふれないことにする。そこで問題は専ら対流現象を支配する物理モデルとそれを記述する方程式を組立てることになり、今日この線で一歩一歩改良が企てられている。

Spiegel and Veronis は (i) 流体層の厚さがその状態量 (密度や気圧等) の scale height (高度変化量がその状態量の空間平均値と同じオーダーの大きさに達する高度) に比し遥かに小さく、(ii) 運動により誘起された密度や気圧の変動がそれらの静力学的平衡での高度変化量を起さない、という条件のもとで、Boussinesq の近似が圧縮性流体にも適用出来ることを示した。一方 Ogura and Phillips (1962) は scale analysis により、等温位大気のまわりに変数を展開して内部重力波を支配する方程式系を導出した。即ち渦交換を無視すれば

$$\begin{cases} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V} = -C_p \Theta \nabla \pi' - \frac{\theta'}{\Theta} \mathbf{g} \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta = 0 \\ \nabla \cdot \rho \mathbf{V} = 0 \end{cases}$$

ここで  $\Theta$  は平均温位、 $\pi = (p/P)^{R/C_p}$ 、 $\rho_0$  は等温位 ( $\Theta$ ) 大気密度、 $\theta'$ 、 $\pi'$  は夫々等温位大気からの温位、 $\pi$  の偏差である。ここでは前の Boussinesq 系と異り連続式は非圧縮性に対するものではないが、音波の除かれていることは証明される。そこでこの系は anelastic (sound-proof) 系とも呼ばれる。そして彼等は流体層が等温位大気の厚さに比し遥かに小さい時には上式は Boussinesq 系に帰することを示し、shallow 及び deep convection として体系を統一した。今日までになされている数値実験の多くは shallow convection のしかも dry convection の部類に属している。

Blair and Neuman et al (1959) は密度の異なる均質非圧縮流体の不安定二層モデルにおいてその転倒の様

を数値時間積分によって追跡した。最も単純な対流モデルであるが、この種数値実験のさきがけであった。然しモデル自身は余りにも単純で物理的興味よりは寧ろ数学的興味が主であった。Malkus and Witt (1959) は Boussinesq 系で dry convection を種々の初期条件で数値実験を試みた。bubble-like thermal の発達初期の状況は再現したが、数分で計算不安定の問題に遭遇している。Ogura (1962)、Lilly (1962) も Malkus とほぼ同様の dry bubble thermal を取扱っている。Lilly は音波も含めたほぼ完全に近い系を用い、更に non-linear viscous force (運動や温度場に依存する渦交換係数) を導入した。

### 〔IV〕 展望

数値実験の現段階は古典的対流論 (dry shallow convection) の追試の域から余り多く出ていない。未解決の数学的、技術的問題を尙多くかかえているからである。これが解決への努力と併行してより実際の物理像をつくり上げるためのモデルの改良がなされねばならない。

凝結に伴う潜熱の放出の効果は先ず第一歩として偽断熱過程で考えられる。更に凝結した雲粒、水滴の運動、蒸発等の力学的、熱力学的影響を導入することである。またこの種現象にとっては渦交換過程が極めて重要な要素となって来るであろう。Lilly の試みは有力な方向を示唆している。

またより大規模な一般場との相互作用、主として一般場からの影響も考慮すべき因子である。特にその移動、盛衰のみならず、対流細胞の集合、配列に対する有力なきめ手としての作用も持っている。Kuettner (1959) は風速の高さについての二次微分 (渦度の垂直傾度) のもつ対流抑制作用から風に沿う band 状構造を指摘している。然し一方室内実験では垂直シャアの大小によってその band が流れに平行になったり、直交したりする事が示されている。これらの統一理論導出が望まれる。

更に境界層を通しての熱や水蒸気の補給、摩擦の影響等が考慮されなければならない。数値実験は計算上の困難性を克服出来れば、諸条件を思いのままに理想化し、物理的要因を任意に取捨選択出来るという利点を生かして、対流の物理像を組立ててゆくことが出来るであろう。

## 対流雲の降水構造

藤原美幸\*

### 1. 緒論

対流雲の構造の観測的研究は 1948 年の米国における

\* 気象研究所台風研究部

Thunderstorm Project の顕著な成果をあげることができ、其後英国でも気象局の飛行機を用いて貫通飛行による観測が行われ (Murgatroyd 1955), オーストラリアで航空機に小型レーダーを搭載し, warm-rain cloud の観測が行われている。Thunderstorm Project の後 Chicago 大学では Hurricane Project の一部として各種の航空機用雲物理測器の開発に力をそそぎ (Braham 1960), 対流雲に関する観測を重ねている。しかし対流雲全体の降水構造をしらべるためには航空機も有力であるがレーダーの役割を重要視したい。普通のレーダーは粒子からの反射波の強度だけしか測れないのでその information の解釈に一つの限度がある。しかし一方アンテナの操作次第で三次元的空間の観測が容易であり, 航空機の貫通困難な severe storm に対しても有効であって航空機の及ばない探査能力をもっている。この為すでに対流雲に関する観測が普及し, そのエコー解釈法という分野 (元来これを radar meteorology と呼ばれた) から一歩進んで従来の cloud physics と synoptic meteorology の中間の新しい気象学の領域を開拓している。

この報告において, レーダー気象学上の成果にもつきこれまで著者等が行って来た観測結果や経験を整理して, 対流雲の複合体とみなされるところの雷雲の構造, 発達メカニズムを考えてみたい。

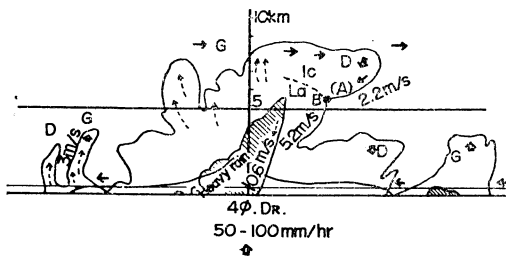
## 2. 対流雲中の雨滴の成長

対流雲のレーダーエコーの解析で上昇気流と降水粒子の空間分布とがどのように対応するかという問題がある。エコーが  $0^{\circ}\text{C}$  層以下の高度で発生する現象に対して R. Wexler (1953) は氷晶が上から降って来たとして説明し, East (1956) は水滴雲から凝結一併合の過程だけで説明を試みている。一方 warm rain については, 巨大海塩核がクローズアップされているが, 果してそれが warm rain にどれ程不可欠の条件であるかまだ究明されていない。氷晶核や巨大核の役割をどの範囲まで応用できるかも学者によってかなり異なっているようである。著者は対流雲中の強い上昇気流内の雨滴の成長は巨大核の有無にかかわらず凝結一併合の過程で一般に起り得ていると考えざるを得ない。1957~58年の1年間マイアミで採られた雨滴の資料で, 約30のしゅう雨をプロットした結果, 地表の混合比の大きい程等降雨強度に対して平均粒径が小さい傾向があった。このときの雨滴の空間密度と雨量変化との関係は巨大核の増減で説明するのは非常に不自然である (藤原 1961)。雨滴の粒径分布に

対する併合, 雲粒附着の過程の役割を評価してみるとこれは混合比が大きくなると前者の過程の役割が一層大きいということ, 云いかえれば非常に濃密な雲粒 (普通の大きさの濃密な海塩核が存在すればよい) 同士の併合過程によって初期の雨滴ができたものであることを暗示している。この傾向はマイアミの雨だけでなく日本の夏季のしゅう雨でも見られ, 雨量増加がおびただしい可降水滴 (初期の雨滴) の増加によっていることが推定され (藤原 1963秋) の場合が多い。このおびただしい可降水滴の増加は ( $10^6$  コ/ $\text{m}^3$ ) 併合過程によってのみ説明される。例えば Howell (1949) の雲粒成長の計算結果と雲水量を組合わせて簡単な併合の計算を応用すると平均12 mm/hr の雨量を得るためにはほぼ  $2 \text{ gr}/\text{m}^3$  の雨水量が保たれればよいことになる (藤原「暖い雨」1963春)。従来の飛行機による測定結果からの常識からすれば, この雲水量は大きすぎるように見える。しかし測定技術のみならず, 飛行機で貫通出来る積雲の発達程度, 全体の雲の volume に比して core の volume の小さいことからくる採集確率にも問題がある。最近の Chicago 大学の Hurricane Project で rainband の積雲の雲水量の測定結果によると積雲の中にはまれに数  $\text{gr}/\text{m}^3$  のかなり高い含水量の存在することが報告されているので上の仮定は不自然ではないであろう。このように考えると  $0^{\circ}\text{C}$  より暖い上昇雲中にエコーが顕われるのも説明できるし, 従ってこのような併合は速いので高い混合比の空気塊が上昇するとき生ずるエコーパターンが少くとも第一次近似として上昇流のパターンを表わしていると考えて差支えないであらう。

## 3. 対流雲の複合体としての雷雨の発達

一般に成長期にあるか, 活発さを維持している対流雲の system では, 主としてその地上風のすぐ風上に当るところに絶えず新しいセルが発生している。この新しいセルの発生は何かの原因によって, 低層において一種の triggering が生じ, 対流不安定を鮮消しているものであろうがこの新しいセルがはなれてきた場合 main cloud とすぐ合体する場合もあれば, そうでない場合もある。容易に合体するときには強い雷雨となるが, 個々の小さいセルが固い輪かくをもったまま main cloud と間隔をたもっているときは一般に弱いしゅう雨群にとどまる。このことは PPI エコーのパターンのみならず日記雨量計記録の型にもあらわれる (藤原 1961)。第1図に示した例は1963年8月25日東京において観測した雷雨の場合であるが, main cloud に接して南ないし南西側に発

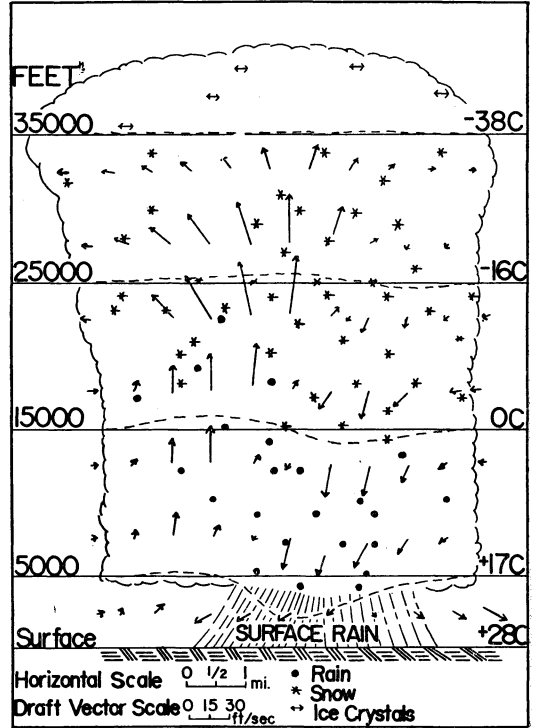


第 1 図

生して main cloud を成長させていた。その南西端に近い部分の東西断面を等雨量線図であらわしたものである。図の積乱雲中央部に 16mm/hr 以上に相当する強雨の core がある。この core echo のまわりには、その東側に上昇気流のない降水尾流パターンが、その西には上昇気流のエコーがみられる。この core はその両者の概ね境のところに現われている。前節の結論を考えに入れて、更に kinematical な解析を行うと（藤原，柳瀬，市村，1963春），図の西側の上昇 bubble のエコーは、北東に向う wind shear の影響をうけた積雲の隆起の模様を示しており、上昇中に氷晶化をおこすとカナトコ雲の雲頂の高度まで上昇して generation cell となり、それらは降水を放出しながら、その高度の風に流されて東北進し、次第に衰えて消滅する。その降水発生止んだところがエコーの東端であって図に見られるような降水尾流パターンを作る。最初の部分（A点で示す）の傾斜を wind shear から計算すると、2.2m/s 以上の落下速度に相当する。其後B点で折れ曲って推定落下速度5.2m/s 以上となる。この曲折点Bは館野のゾンデの示す0°C高度よりも約1km高い高度にあるので melting というよりは雲粒附着による落下速度の増加であろう。generation cell から落下する最初の部分は雪片の streaks と考えられるが、雪片だとすると約1.2m/s 以上の下降気流が存在することになる。core echo の形も裾広がり の形をなしその東端は streak の型をなしている。

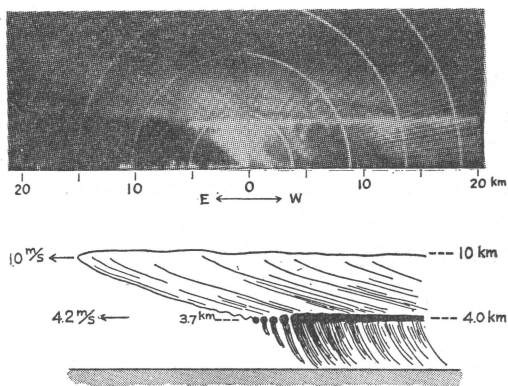
この東西断面パターンが示しているものはこの雷雲の system がモデルとしては有名な Thunderstorm Project (Byers and Braham 1949) mature stage (第2図) の wind shear による変形をうけた場合に当ることである。すなわち上昇泡の段階である西側の隆起と、それが上昇（氷晶化を併う）して雲片を降らして東北に延びる generation cell と、それからの下降気流を伴う降水とから成っている。

そしてその上昇気流域と下降気流域の間に強い core



第 2 図

echo が存在している。従って一つの雷雲の system がその勢力を維持して行くためには、この活動的な対流雲と消滅期にある降水尾流雲との力学的なバランスを持続する必要がある。この複合体の南西部の上昇気流の供給が弱まると、この system は衰弱期に入り、次第に降水尾流が全体に広がる。これが消散の段階（第3図、今井1957）ある。これは目視ではカナトコ雲が拡散して空を覆った状態である。main cloud に接するか又は近傍に小さな降水対流雲が発生する条件としては対流不安定が或種の triggering により解消されなければならない。これが一つの system として main cloud に合体するため必要な dynamical な条件はさておいて、発生だけを見ると、いわゆる level of free convection が著しく下降すると、このような対流セルの発生は、少しの地形の影響をもうけやすくなることは安易に考えられる（例へば藤原，岡部，西原 1958）。セルが main cloud の近傍に発生しやすいことは main cloud の降水気流によるものか力学的に誘起されるのかよくわからないが、とに角ある原因による triggering が起るからであろう。レーダー写真の映画で見ると、丁度程がわき出すように



第3図

(上) 消滅期にある雷雨の東西方向の RHI 写真，受信機の利得を下げたためブライツバンドと降水係が明瞭に現われている。

(下) アンビル雲の前面の構造をモデル的に示したもの。

もくりもくりと発生して、発生後は main echo の運動方向とは無関係にほぼ地上風に近い速度と方向で移動する。

System 全体の移動は1つ1つのセルの life time が一定であるとする発生点(域)の移動によって決まる。これは rain band の場合(藤原他 1958, 柳沢 19, 立平, 深津 1963)と同じである。第1図の左の方に離れて存在する二本の細いエコー柱は main cloud よりも速い速度で北西進して結果として雷雨を二つに分けた形になってしまう。このように、independent な小さいセルの運動と、その発生点の関係がどのようにして main cloud の成長に寄与するかという点に意味があるように見える。若し triggering が下降気流によるのであれば第1図の右側のような降水尾流の存在するところに、冷たい下降気流の core があるから、それによる局地的な cold front の速度が有効な triggering の移動を、勿論 L.F.C. の高さとの兼ね合いで決めることになる。このような cold front が顕著なときはレーダーでも薄く且つ細い線状エコーとして時々観測されるが、その速度は一般に、main echo の速度とは異って速い。下降気流を起す降水尾流雲の main cloud に対する関係位置は kinematical な解析によって垂直の wind shear によって決まるから適当な wind shear は雷雨発生の一つの重要な factor となる等である。triggering が冷たい下降気流によってのみ起されているとは限らないが、要するに trigger となる有効な lifting の場所、高度及び移動速

度を定めるものが何であるかという点にこの複合対流雲の mature stage の持続性をも定めるものであるように思われる。

#### 4. むすび

このような見方は上昇泡と下降気流、それらの複合体の実体を phase としてとらえ、空気塊の Kinematical な追跡法に頼っているが、レーダーエコーの解析で、例えば streaks を Marshall (1953), 今井 (1956) 其他によってまた PPI レーダーエコーについては無数の研究によって示されているように、エコー模様の説明には、かなりの成功をおさめている点を考えると、このような推論の方法が有効であろうと思われる。また最近 Kessler (1959) の降水雲の構造を kinematical equation で説明しようとする一連の研究もこの点を強調した行き方を示すものとして興味がある。要するに結論として、elementary な approach であるかも知れないが、上述の如き triggering と下降気流、wind shear, 上昇発生点の風向速などの関係を、なぜ一つ一つのセルが合体し得るかというもう一つの問題と同時に、観測と解析によって調べて行くのが雷雨の発達及び持続性を解く鍵ではないかと思われる。

以上は普通のレーダーを唯一の依り所とした解析結果であるが、ここ二三年の間に英米で開発の進んで来たドップラーレーダー (Probert-Jones, Harper 1961) を用いると水滴の粒径分布、垂直気流の分布の測定が可能であるからこれらを使った観測によって積雲の構造に関する知識が一段と豊かになるものと期待される。

#### 文 献

- 1) Ackerman, B., 1963: Some observation of water contents in hurricanes, Jour-atmos Sci., 20, 4, pp. 288—298.
- 2) Braham R.R., 1960: Hurricane cloud research, Final Rep. Univ. of Chicago, Dept. of Meteor.
- 3) Byers, H.R. and R.R. Braham, 1949: The thunderstorm, U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- 4) East, T.W.R., 1956: Precipitation mechanisms in convective clouds, McGill Univ. Sci. Rep. MW—22.
- 5) Fujiwara, M., 1961: Raindrop size distributions with rainfall types and weather conditions, Res. Rep. No. 8, Ill. State Water Survey, Urbana, Ill.
- 6) 藤原美幸, 1963春: 「暖い雨」の型の強しゆう雨 日本気象学会講演, 予稿集 pp. 187—188.
- 7) 藤原美幸, 1963秋: しゆう雨のセルが通過する

- ときの雨滴分布の変化について、日本気象学会講演、予稿集 pp. 143—144.
- 8) 藤原美幸, 岡部正勝, 西原正, 1958: 北九州における梅雨 (1957/7/3—5) のレーダ観測とエコー模様, 福岡管区気象台要報, 第14号 pp. 3—52.
- 9) 藤原美幸, 柳瀬利子, 市村市太郎, 1963春: 強しゆう雨セルのレーダー雨滴解析, 日本気象学会講演、予稿集 pp. 185—186.
- 10) Howell, W.E., 1949: The growth of cloud drops in uniformly cooled air, Jour-Meteor. **6**, pp. 134—139.
- 11) Imai, I., 1956: Precipitation streaks and raindrop size-distributions, Pap. in Meteor. Geophys., Tokyo, **7**, p. 107.
- 12) Imai, I., 1957: A radar study of dissipating thunderstorms, Pap. in Meteor. Geophys., Tokyo, **6**, pp. 81—97.
- 13) John B.T. and A.R. Kassander, Jr, 1963: A new pulsed-doppler radar for cloud observations, Proc. 10th Wea- Rad-Conf., Amer-Meteor soc., Boston pp. 355—359
- 14) Kessler E. III, 1959: Kinematical relations between wind and precipitation distributions, Jour. Meteor. **16**, pp. 630—637.
- 15) Marshall, J.S., 1953: Precipitation trajectories and patterns, Jour-Meteor., **10**, pp. 25—29.
- 16) Murgatroyd, R.J., 1955: Cloud physics at the Meteorological Research Flight, Archiv für Meteor. Geophys. u. Bioklimat. Ser. A, B, **8**, p. 3.
- 17) Probert-Jones, J.R. and W.G. Harper, 1961: Vertical air motion in showers as revealed by doppler radar. Proc. 9th Wea-Rad-Conf., Amer-Meteor Soc., Boston pp. 225—232.
- 18) 立平良三, 深津林, 1963: 寒冷前線のレーダー及びメソ解析, Jour. Meteor. Soc. Jap. Ser. II, **41**, pp. 145—157.
- 19) Wexler, R 1953: Radar echo from a growing thunderstorm, Jour. Meteor. **10**, pp. 285—290.
- 20) Yanagisawa, Z., 1961: An analysis of stationary rainbands as observed by radar (I), Pap. in Meteor. Geophys., Tokyo, **12**, pp. 294—309

### 浅井 講演

(対流の力学について)

相馬 Large scale で現象を考える時には、対流現象を乱流のように考えることはできないか。

浅井 対流の物理的内容について考えることと、統計的に乱れを扱うことは内容的に差がある。どの現象を対

象として考えるかによってその扱い方がちがってくる。対象とする現象のねらい方によっても変わるので個々の対流現象それ自身を取扱う場合はこれでよいのではないかと思う。

藤原 例えば山の裏側に波状雲が出来るような場合、その時の放熱は別の雲をつくる条件にならない。

浅井 一つの条件にはなるが、その他の条件も同時に揃わなければ発現しない。

相馬 Entrainment mixing ということになるのと大きくみて turbulence の一種とみることは出来ないか。

北川 むしろ対流の中に乱流が overlap していると考えの方がよいのではないか。

松本 個々の elements を turbulence で取扱うような統計的な取扱いは、この際出来ないと思う。

佐粧 数値実験に使う方程式の解の唯一性の問題ではなく、このように複雑な現象を規定すると思われる独立あるいは独立と考えるパラメーターは非常に沢山あるわけその夫々の値の組合方によっては、あるいは同じ傾向をもつ解がえられることもあるのではないか。

浅井 解の一意性は保証されている。元の式がユニークネスを保証している限り boundary condition を変えても、ほぼ同じ結果しか出ないということはその boundary condition の差異は重要でないとするべきであろう。

### 藤原 講演

(対流雲の降水構造について)

浅井 凝結後の状態を水滴か氷晶かのいずれに取扱うかの差は重要なことか。水滴だけとして取扱うことは雲物理からみて具合が悪いことなのか。

藤原 雲の状態でちがうがしゅう雨の雲の場合では水滴のみとしてあつかってもさほど差はなかるう。

丸山 約  $-15^{\circ}\text{C}$  で氷晶ができれば、 $-35^{\circ}\text{C}$  以下では全部氷晶になる。

浅井 氷晶と水滴との落下速度の差は？

藤原・丸山 初期には差は少ないが大きく成長すると差が出る。雪片は  $1\text{m/s}$  ぐらい雨滴は数  $\text{m/s}$ 。

北川 第5図の雨量計の記録で雷雨の場合では実際にはもっと細かに変化していると考えられる。それは discharge の観測からみてもはっきりする。

藤原 Radar observation からみても、いくつもの雲が一緒になって一つの雷雨を形成している。

丸山 数値実験で与えられる対流のセルの大きさはな

んによってさだまるのか。

浅井 発達過程の段階によってことなるが、mature stage についていうなら、セルの大きさは垂直の安定度、層の厚さ、eddy diffusion coefficient の与え方等に depend する。

松本 空中に suspend しているものを各 stage 毎に知りたいがそれを求める方法はないか。

藤原 それには実際の observation によって確める方法しかないのではないか。

柳沢 数値実験で最初に与えたじょう乱の大きさに、セルの大きさが depend することはないのか。

浅井 本質的に depend しないと考えられる。唯数値積分の技術上要請される境界条件等に対する拘束条件を通してその影響を受ける。

丸山 たくさんの bubble が対流のセルに入りこんでゆくことはどう扱っているのか。

浅井 その現象は mixing として扱っている。

柳沢 水の相変化はどうあつかうのか。数値実験では凝結した水をただちに系外に落下させているが実際にはそうではない。その差についてはどう考えるか。浅井氏の数値実験と、藤原氏のモデルの差は 相変化の考え方にあることになる。

浅井 偽断熱変化として扱っていて相変化の影響は未だ導入していない、水滴がサスペンドするか落下するかの影響は二つにわけて考えられる。一つは雨滴の落下に伴う空気の運動、他は雨滴からの蒸発という熱力学的な作用である。後者については佐々木氏が水の何パーセントかを蒸発させるモデルで数値実験を行った。水滴からの蒸発は対流を強化する作用をもつ。なぜなら蒸発は上層で著しいから。実際の雲ではどうなっているかが問題だ。

丸山 積雲の上の方での蒸発の効果は大きい。それは雲頂がまるみをおびていることでもわかる。

柳沢 上層では水滴からの蒸発があるだろうが、3~5 km では水滴が dry air の領域に入ることはあまり多くない。

藤原 Squire (オーストラリア) が 1959 の Cumulus Convection の Conference で雲に割目ができることが entrainment に重要な役割をはたすことを強調している。下降域内の蒸発は下降流の冷却となるので、上昇流の heating と同様な作用をもつかも知れない。

佐粧 水滴があることによる大気の粘性係数が変わるといようなことはないか。

丸山 そのようなことは全然未知であろう。

松本 浮遊水滴の量はレーダーで測れるだろうが水物質の関係式から含水量を逆算できないか。

藤原 関係式の仮定の信頼度が問題である。最終的には航空機の観測が必要だ。降水水滴 それ自身 momentum の垂直運搬もやるだろう。

栗原 落下した水滴の温度の測定はあるだろうか。

藤原・佐粧 Gunn and Kinzer がはかったのがある。湿球温度に近いと報告されている。

栗原 凝結量の何%位が降水として落下するのだろうか。このことは数値実験のモデルにとって重要でなからうか。

藤原 それは不明であるが降水になるものとの雲水量は気塊を上昇させた場合の凝結量の数分の一である。これはエントレメントによるであろう。航空機の測定では降水のない Cu の中で雲水量は平均  $1 \text{ gr/m}^3$  になるのは少ないといわれているがピークは数  $\text{gr/m}^3$  にも達するものもある。

佐粧 系外に放出される%は正確にはまだ知られていない。

## 北川 講演

(Convective Cloud の帯電機構について)

内田 Unit cell とは sub cell という意味で使っているのか。

北川 そうである。

内田 各発達の段階ではどの charge generation も mechanism は全部同じと考えてよいのか。又 孫野、高橋氏の観測によると snowflake の大小が関係しているが。

北川 Snowflake と drop 混在の外に flake の大きさにも関係するらしい。しかし結局温度差が一番きいてるとみられている。勿論それ以外にきく factor がないとは言えないが。

佐粧 温度差はどの位か。

北川  $-10^\circ\text{C}$  位である。

佐粧 温度差がグラウペルによってきまるとするとかなり発達した積雲でない問題にならない面もある。従って全部の場合にあてはまるかどうかは疑問である。

丸山 温度差をつくる条件としては付着する過冷却水滴の量によってきまるが charge generation の機構としてはなお検討する必要があるのではないか。