

降雨機構について*

駒 林 誠**

最近における雲物理の進歩は極めて急速で、標準的な見解が何であるかすら判然としない位である。ここでは1953年以降の進歩について、なるべく写真や図を多く引用しながら並列的に述べて行こうと思う。

1. 序 論

雲物理学はこの10数年の間に大きな進歩をとげた。この進歩は次の三つによってもたらされた。

第1は飛行機観測およびレーダー観測によって降水をもたらしつつある雲の性質、状態の変化が詳しくわかるようになったことである。この結果、雨を降らす雲は降らさない雲にくらべて小半径の雲粒の個数が少い代りに大半径の雲粒を有すること、大半径の雲粒は通常下層の含水の大きい水雲の中に上層から微細な氷晶が落下した時に生ずること、この微細な氷晶は上層にセルをなして孤立して浮いている片積雲、片層雲状の氷晶形成雲や敷きつまった層積雲から落下しており風のシヤによって流されながら下層の雲へ降りそそいでいること、氷晶形成雲自体は大部分水滴からなる水雲で -12° から -25° 程度であることが知られた。又一方貿易風帯においては貿易風逆転層におきえられて雲頂が 0°C よりはるかに高温で $+7^{\circ}\text{C}$ 位であっても中程度の雨が降ること、場合によっては $20\sim 30\text{mm/hr}$ にもなりうること、この場合には積雲状の雲より層状雲又は両者の共存の方が雨をもたらし易いこと、その理由は貿易風積雲では積雲内の上昇流が強いために沢山の凝結核が水滴となって空気 1cc 当り 100 個以上の水滴ができ、1個当りの水滴が大きくなることができないのに比し、貿易風帯の層状雲では上昇流が弱く、かつ適当な数の巨大凝結核があるため 1cc 当り 10 個程度の少数の雲粒が形成されるので、大きい雲粒が生まれ易いこと。この場合雲の中に氷晶は全く存在せず、雨滴に成長する雲粒は海洋起源の巨大凝結核の上に

生ずるらしいことなどがわかってきた。氷晶核と巨大凝結核の共通点は両者ともかなり厚さの薄い水雲の中で半径 100μ 程度迄の氷晶或いは水滴を成長させることが出来ることである。厚さ数 10m の層雲の中でこの程度に成長できる。これは両者が気相の水を急速に集め得るからであって、単なる液体水分の再配置すなわち単なる衝突併合では、衝突係数が如何に大きくても、又乱流や電荷の存在で促進されても、仲々薄い雲の中では大きくなれない。

第2は氷晶形成の核として有効な氷晶核の存在が実験的に確認され、大気中における個数、物質、粒子の大きさがわかりはじめたこと、および巨大凝結核(海塩核)が発見され貿易風帯の海洋においてもアメリカ大陸中央部においても数 $1,000\text{m}$ の高さまで存在することが見出されたことである。氷晶核は大気中において通常の凝結核とは全く異なる役割を果しており、凝結核が水蒸気を液体として雲の中に貯へる役割を果すのに対し、氷晶核はこれを含む水滴を過冷却水の状態から早く氷の状態へ移行させ、その結果雲の中に均等に分布している水分を自分の上に集中させる働きをする。通常の凝結核は充分の個数存在するのでこれの多少は造雲現象に著しい影響を持たないものと見られるが、氷晶核の方は凝結核の百万分の1程度の少数が存在し、これの多少は造雨現象に決定的な役割をもつ。室内実験において凝結をおこさせて雲を作った時氷晶核が存在しない時は -40°C 位迄氷晶が形成されないが、中に沃化銀の煙を少量入れてやると、少くとも -4°C 位になると1分以内に無数の氷晶が形成されること。この沃化銀のように氷晶核として非常に有効な化学物質はそう沢山はなく、せいぜい5つか6つ位であること。自然大気中で降る雲の核は主とし

* 気象学会75周年記念講演要旨(1957年11月9日)

** 東京大学地球物理学教室

である種の土壤鉱物であること等が明らかになって来た。自然大気中の氷晶核の物質が何であるかについては世界最初に北大の熊井基(1951)が電子顕微鏡による攻撃を雲の核に向けて開始して以来、我が国が世界をリードしていることは愉快なことである。これら自然氷晶核の起原については、今迄観測を行っている箇所が大変少なかったため、砂漠地帯や浅間山など活火山のあるものが有効なことは知られているが、世界的規模について北半球でも南半球でも未だ決定的でない。これに関してはアメリカ、オーストラリア、ドイツ、イギリス、フランス等でもこの1、2年の間研究が盛んになりWMOが東大の磯野謙治氏を担当委員として全世界にわたる氷晶核の調査を開始せんとしている。

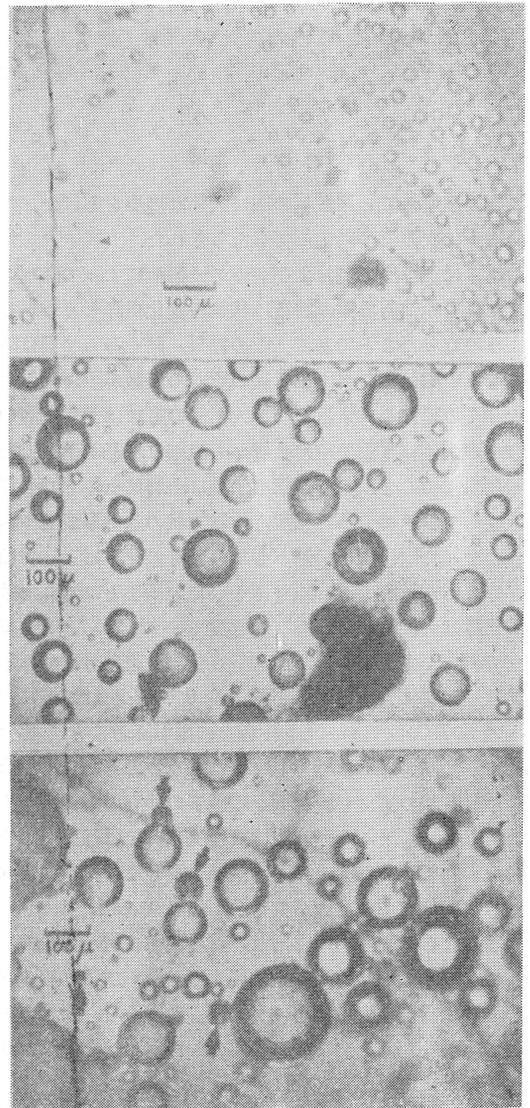
第3は人間が天候に変化をあたえようとする試みが実行されて、ドライアイス、沃化銀、水滴の撒布によって少なくとも局地的には著しい変化を雲にあたえることが出来るようになったことである。ここで著しい変化とは雲の粒度分布の急激な変化をさす。大半径の雲粒が急速に形成される結果、レーダーのエコーが現われること、ヴォルガが現われること、雲が厚い場合には降雨となって地上に達し間もなく雲は消滅すること、雲が薄い場合には種をまかれた箇所が晴れて雲に穴があくこと、大気が氷に対する湿潤断熱線に対して不安定な場合には多数の氷晶が形成される際潜熱の放出によって急激に巨大な雲の塔が昇騰すること、雲内電場が強くなること、そして飛行機から種まきを受けた雲が降雨をおこして消滅してしまっても、附近の種まきを受けなかった積雲や層雲はもとのまま変わらずに浮んでいること等が知られている。

これらの自由大気中、および実験室における諸事実から、かなり具体的に降雨現象の各段階の様子がわかってきた。この結果たとえば積雲、層雲の中でどのあたりの液体含水量はどの位か、最大半径の雲粒はどの部分に生ずるか、電はどの位の成長速度で雲のどの段階に成長するか、などの大勢がはっきりして来た。これらの事実の確からしさは雷雨の電荷発生、降水の化学における観測諸事実の説明は勿論、雨量の推定、降雨強度、降雨時間、赤外放射、日射に対する雲の影響などを論ずる際に必ず守らなければならないか、または一応考慮に入れるべき必要条件として無視できない程度になった。

ここでは上記3つの中、主として第1のものについてふれながら降雨機構の最近の研究について述べようと思う。

2. 雲粒と液体含水量の観測結果

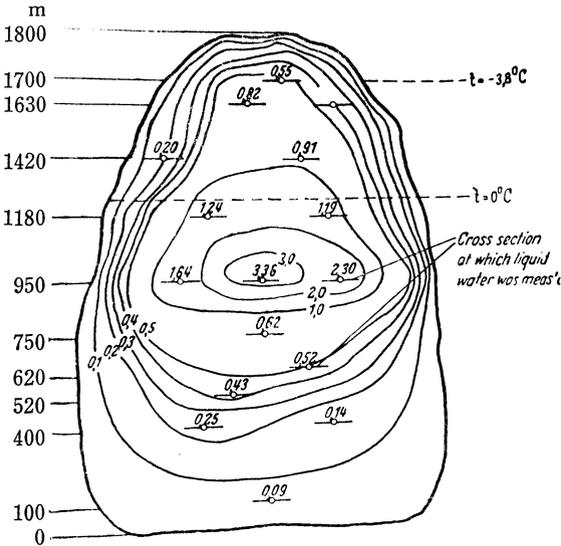
雲の性質の中で液体含水量、雲の厚さ、大半径の雲粒(半径 $20\sim 30\mu$ 以上)が毎分何個位生産されるかの3つが降雨に最も密接な関係をもっている。晴天の日に浮いている雨を降らさない扁平積雲、雄大積雲(雨をもたらすことがある)、積乱雲(強い雨をもたらす)の3つについて雲粒の写真を第1図に示す。これは飛行機から油をぬったガラス板を出して雲粒を衝突させ、油の中に捉え



第1図 雲粒の写真(ワイクマン)
(上) 扁平積雲, (中) 雄大積雲, (下) 積乱雲

られた雲粒を顕微鏡写真にとったものである (Weickmam 1953). 扁平積雲では小さい雲粒ばかりで大きさもよくそろっている。雄大積雲では大粒がふえ、さらに積乱雲になると巨大な雲粒が沢山あることがみられる。写真の中の矢印は油の中の気泡で水滴が油の中にたたきつけられた時生じたものである。屈折の具合で黒く見えるので水滴と見分けがつく。

雲の液体含水量は今述べたようにして採集した雲粒の体積を合計して出すことができる。また冷した金属棒を飛行機から突き出して附着して来る氷層の厚さの増加速度や、移動する汚紙を細いすき間から雲にさらしてその濡れ方の変化に応じて電気抵抗の変る様子を知って含水量の多少を知る方法もある。第2図はザイチェフがはかった積雲の含水量の分布図である。大体雲の中心部の含水量が最も大きい。



第2図 積雲の液体含水量 (ザイチェフ)

層状雲では積雲型の雲の如く含水量の多い中心部のようなはっきりした所がなく、含水量は上部へ行く程多いことも、高度にかかわらず様なことも、下の方が多いこともある。

第1表に雲の平均的な諸性質をかかげておく。

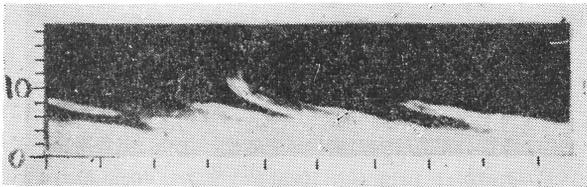
第1表 雨雲の諸性質 (Browne et al 1954)。いずれも雲底 1.5km, 5°C とした場合である。

雲の種類	雲頂高度	上昇流	液体含水量	降水強度
層状雲 (乱層雲)	5km	0.1m/sec	0.1g/m ³	2mm/hr
しゅう雨をもたらす雲 (雄大積雲, 積乱雲)	4	2	0.5	10
雷雨をもたらす雲 (積乱雲)	8	2	2	80

3. レーダーエコー

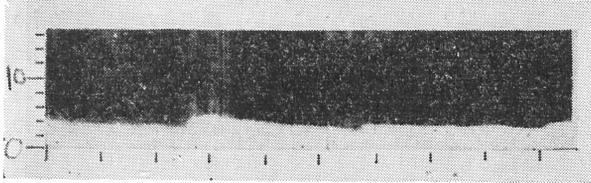
雲粒、液体含水量の平均的なものは今までに述べたようなものであるが、日々の個々の雲についてレーダーによる雲の垂直面内の変化が大変役に立つ。気象用レーダーの波長は 1 cm から 10cm 位である。10cm 位のは減衰せずに速くまでとどく。東京にある東管のレーダーは 5 cm で群馬県、栃木県あたり(200km)まで容易に探ることができるが、半径 150μ 程度以上の雨滴の集団又は強い降雪しかうつらない。高円寺の気象研究所のものは 3 cm でこれだと條となって落ちている降雪のエコーをとることができる。ただし強い雨域の奥の方が弱くうつる。1 cm の如く短波長のは半径 10~30μ の雲粒でも探知することができるから、肉眼で見える雲とほとんど同じものを捕えることができるが、減衰を強く受けるので雨域の手前側しか知ることができず、向う側は全く空白となる。雲探査用に使われる。

レーダーによって発見された垂直面内の降雨様式には次の著しい3つのものがある。ブライトバンド、降雪尾流および柱状エコーである。ブライトバンドは水平に伸びるエコーの強い所で厚さは数 10m から数 100m の間にある。温暖前線その他地雨性の雨には四季を通じて現われるが(降雪にはない)、対流性の雨には現われない。ただし雷雨の末期に対流活動が止んでから現われることがある。ブライトバンドは上空の降雪が融けて雨に変わる場所に現われるので、0°C 層の高さや大気の垂直安定度を知ることができる。安定な時は厚さが薄く明瞭に現われ、安定度が悪くなる程厚くなり、対流雲ではバンド状を示さなくて柱状エコーとなる。したがってブライトバンドの存在は大気の垂直安定度が大きいこと、層より上空に雪としてかなりの強さの降水が存在していることを示す。高円寺のレーダーで見ていると八月でもブライトバンドのある雨もあるし無い雨もある。降雪尾流は一頃アップーブライトバンドなどと言われたもので、第3図の如くななめにエコーが落ちているものである。これはセル状の点源からかなりの大きさの氷晶が條になって落下し風のシヤによって流されていることを示す。この写



第3図 降雪尾流 (ダグラス)

この例は地上まで降雪であつてブライトバンドがない、
タテ軸の目盛は 2000ft おき、白い所がエコー。



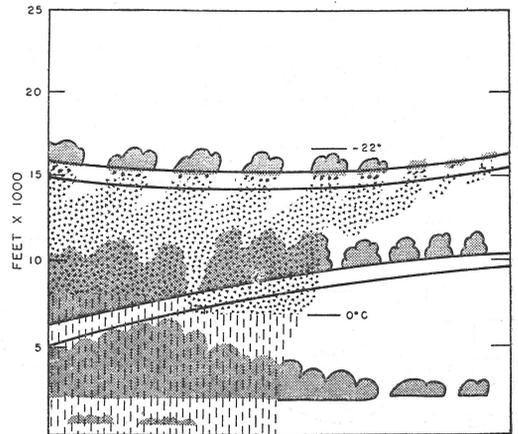
第4図 模様のない降水エコー (ダグラス)

真は地上まで雪の場合なのでブライトバンドは存在していない。この降雪尾流は降水の前半の数時間において顕著にあらわれ後半の数時間には必ずしも明瞭でない(第4図)。この模様のない降水は尾流が無くなるのか、あたり一面に氷晶が出てマスクされるのか、下層のエコーが強くて上層が見えないのかについてはまだ判然としていない。柱状エコーは対流雲の中央部に出現しかなりのはやさで上下の方向に伸びて行く。これは大きな水滴が中央部のひろい高さ範囲にわたって割合に同時に形成されることを示す。エコーが最初に出現する所の気温が 0°C 前後のことがあるので、このエコーの発達は氷が存在しなくても積乱雲中には大きな水滴が成長することが出来ることを示すと見る人が多い。

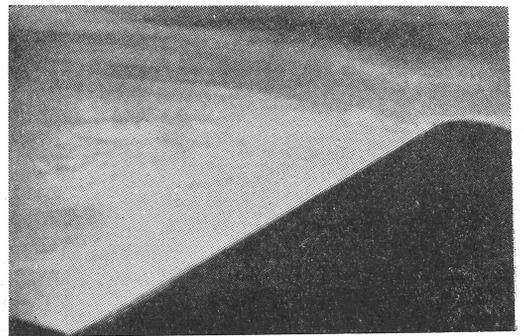
4. 自然降水における種まき現象

積乱雲のようにげいしい上昇流中の造雲現象では雲の中央部の含水量が過渡状態には $6\sim 8\text{ g/m}^3$ になることがあり、このような場合は氷晶や巨大凝結核が存在しなくても大雲粒が形成される可能性がある (East 1957a)。しかし安定な大気中の層状雲からの降水や、頭を押えられた積雲群からの降水では、上空からの氷晶の種まきがないと雨の降らないことが多い。第5図から第12図は北米太平洋岸で低気圧性降雨のあった時に、氷晶の存在がどの程度降水に影響をあたえているかを調査した結果である。第5図では -12° の層積雲から氷晶が落下している。層積雲自身は水の雲でこれを上から見おろした写真が第6図である。氷晶は層積雲底を出たばかりの時は

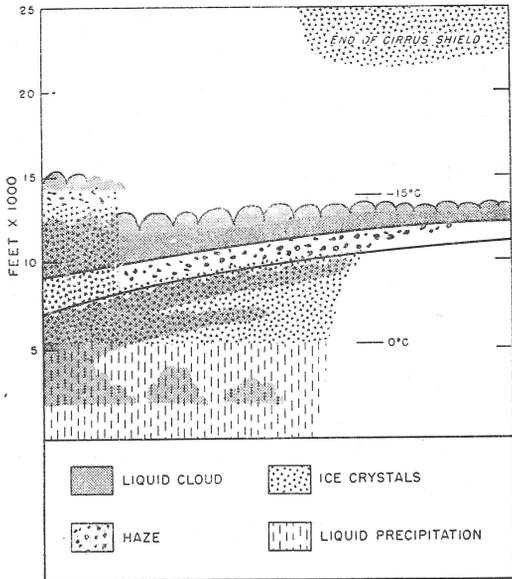
非常に小さく haze のようにみえる。この蒸気圧は水飽和より低い水飽和よりは高いので成長をつづけ成長しながら下の乱層雲の中へ落ちる。種まきを行われた雲から降水がおこる。はるか上空に巻雲が存在するがその氷晶は下まで落ちていない。第7図は前例よりも強い降水の場合で温暖型のへいそくをなしており上側の前面にそって氷晶生成雲がとびとびに並んでいる。これは片積雲や片層雲状の水雲であつてその中から氷晶が降っている。第8図はこの氷晶生成雲の写真でよく見ると氷晶が尾流となつて落ちているのが白く見える。下層の雲は積雲のシートであるが氷晶生成雲から種まきを受けた積雲は上端から蒸発して雲の輪かきがぼけると共に背が低くなる。ぼけて低くなった積雲の写真が第9図である。第10図は上層に氷晶生成雲がなく、したがつて



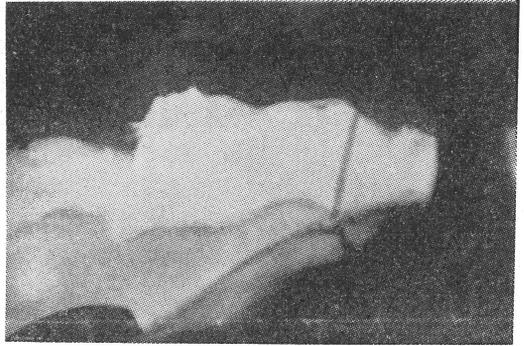
第5図 層状の氷晶生成雲からの種まき (ヘッカー)
層積雲から乱層雲へ種まきがおこっている。



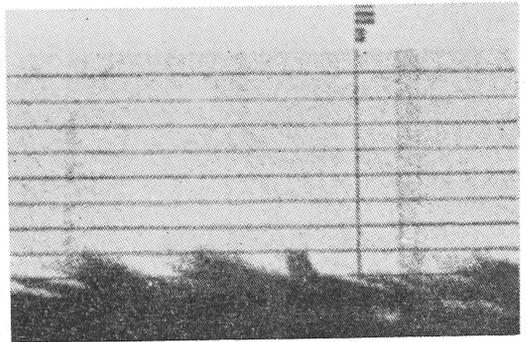
第6図 層状の氷晶生成雲の写真
飛行機の翼の下に見えているのが層積雲状の氷晶生成雲、雲頂4000m、 -12°C 、一面にすきまなくしきつまっている。上空に巻雲が見える。



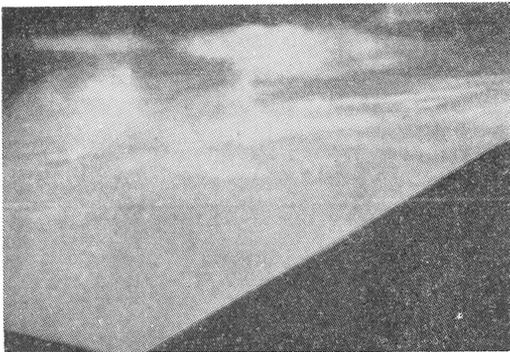
第7図 塊状の氷晶生成雲からの種まき
片積雲から積雲及び乱層雲へ種まきがおこっている



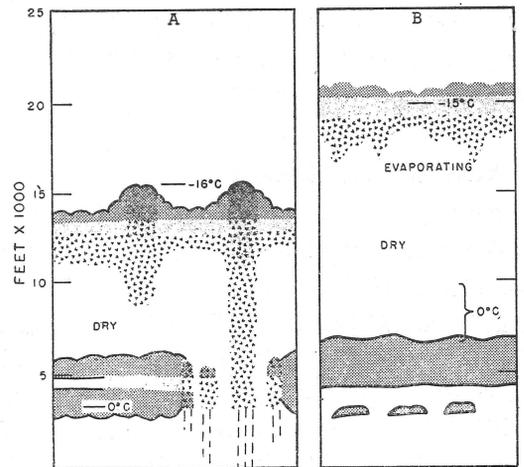
第10図 氷晶の種まきを受けない積雲
第9図の所から飛行機で5分間はなれた所、種まきを受けていないので積雲は輪かくが明瞭で背も高い
上方の黒い所は青空。



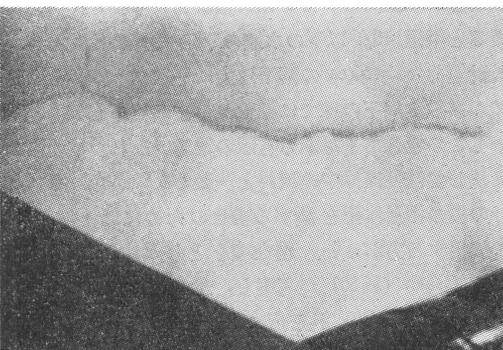
第11図 塊状の氷晶生成雲のレーダーエコー
降雪尾流が見えている。横線は 5000 ft おきでエコー
トップは 22000 ft, -35°C 。塊状の氷晶生成雲が
大きい時にはこのようにレーダにも尾流が現れる。
黒い所がエコー。



第8図 塊状の氷晶生成雲の写真
写真上部の白い片層雲状のものが氷晶生成雲。左下
へ向って白く尾流が落下している。5000m, -15°C



第12図 弱い降水の場合の種まき
A: 下層の雲が薄いので種まきを受けた個所は雲が
抜けてしまう。種まきのとどかない所は降らない。
B: 種まきが全くとどかないために雨が降らない例



第9図 氷晶の種まきを受けて上端がぼけた積雲
右上方から氷晶の種まきを受けて積雲は上端がぼけて
平になり背も低くなっている。5000m, -18°C

種まきを受けていない積雲で青空に輪かくが明瞭で背も高い。第11図は雲探査用レーダーで氷晶生成雲からの降雪尾流を記録したものである。第12図は下層の雲の形成が活潑でない場合に上層から氷晶の種まきを受けて雲が抜けてしまった例と、上下二層の距離がありすぎて種まきが届かず、降水とならない場合である。以上は U. S. 気象局の調査であるがそれをまとめると低気圧性の冬の雨が降る場合には雲が2層或は3層になっていて上の層から種まきがおこっている。

氷晶形成雲そのものの物理的性質は現在明らかでないが、落下を開始する程度の大きさの氷晶を盛んに造るに要する水蒸気補給量と氷晶が絶えず生産されている所からして空気1 lあたり1個程度以上の氷晶核と10cm/sec程度以上の上昇流が氷晶雲形成に必要であろう。

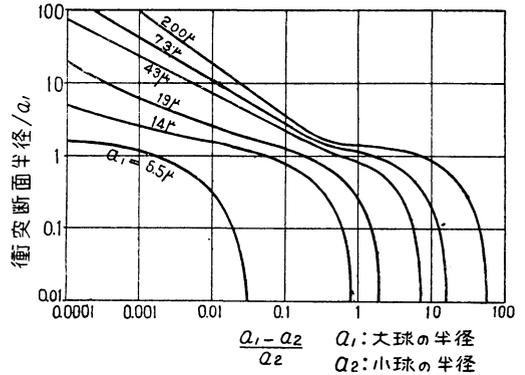
氷晶生成雲内の上昇流速、粒度分布、氷晶核の補給状況、含水量、氷晶の附着の具合及び氷晶生成雲と下層の雲との相対位置を定める力学的、熱力学的因子、氷晶生成雲の下の相対湿度の大小の重要性などはこれからの問題である。

5. 雲粒の成長過程

過冷却水滴に氷晶が共存すると、氷晶の成長速度はきわめて大きく5~6分間に500~600μの大きさに達することが観測される (Isono et al. 1956)。したがって氷晶過程は他のすべての過程に優先して強い効果を降水に及ぼす筈である。しかし大気中に有効な氷晶核が存在しないために氷晶が生じない場合、及び雲の液体含水量が極めて大きい場合、又雲内の気温がより高い場合には氷晶過程に代って他の過程が雨滴の形成を開始することが出来る。これらの過程に関係のある最近の研究を簡単に紹介しておく次のようになる。

大きさの近い二球の衝突係数

2つの雲粒の衝突は二球が相互に近づいて来ても球の周囲の流れによって妨げられ、必ずしも起るとは限らない。近来普通に採用されるラングミュアの大小球の衝突係数は完全流体と粘性流体の両極端の場合を適当に補間したもので、かつ2球の相互作用が無視されている。最近 Pearcey と Hill (1957) は Oseen の近似法で2球の流れの場の相互作用を入れて衝突係数を計算した (第13図)。その結果は2球の大きさが異なる場合にはラングミュアのものと同程度一致しているが、両水滴の大きさが近い場合に特殊なことがおこって甚しく違った結果になる。衝突断面積が非常に大きくなってはなれた空間を



第13図 ピアソー・ヒルの衝突係数
横軸は二球の大きさの差の相対値、縦軸は衝突係数の平方根である。

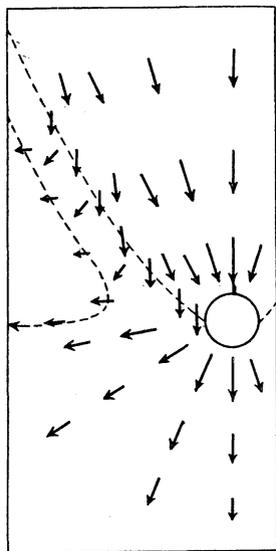
第2表 落下する球のレイノルズ数
(ピアソー・ヒル)

半径	落下速度	レイノルズ数
6.5μ	0.53cm/sec	0.004
8.8	0.97	0.01
14	2.44	0.04
19	4.50	0.1
31	11.1	0.4
43	19.9	1.0
73	47	4.0
106	80	10.0
200	170	40.0

落下する2球が互に吸い寄せられてぶつかることである。空気中を終末速度で落下する球のレイノルズ数は第2表に示す如くであって半径43μで1である。これより小さい半径ではレイノルズ数は1より小さい。実験によると半径40μ以下の水滴の落下速度は粘性流体として計算した Stokes の落下速度に一致する。つまりレイノルズ数1以下の球では粘性流体中の落下と等しい。しかしこの場合でも球から有限の距離はなれた場所の流れは決して粘性流体中の流れと一致しないから、2球の周りの場の相互作用を論ずる場合のためには Oseen の解を使用する方がよい。慣性項をとり入れる Oseen の解法は Oseen (1910) が考案し、球の等速運動について Goldstein (1929) が完全に解き、さらに種々のレイノルズ数の場合につき具体的数値を入れて球の周りの流れの場を精細に算出したのが Pearcey と McHugh (1955) である。Pearcey と Hill はこの流れの場を使って

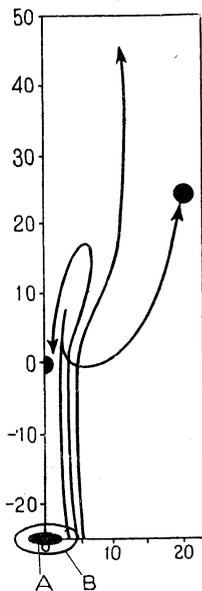
衝突係数の計算を行った。第14図に示す如く球のまわりの流れの場は前後が非対称となり前側では球から放射する型に流れが向いている。球の中心から考える点までの距離を r とするとこの放射状の流れは $\frac{1}{r^2}$ で減衰するので遠くまでは及ばない。これに反して球の後側では拋物面型の領域で流れが球の方を向いていてウェイクをなしている。この流れは $\frac{1}{r}$ で減衰するので球の後方かなり遠くまでウェイクの引き込みが存在する。

イクの中では静止流体中の自分の落下速度とウェイクの流れの場の速度との和の速さで落下して前方の球に接近してくる。極めて近く迄接近すると大球の前面の突き飛ばそうとする場の中に小球がはいるが、時すでにおそく衝突する。ただし小球の方が大変小さくて慣性が余り効かない時は、突きとばされて大球の脇へそれて衝突できない。大小球の大きさの差が小さいと相対落下速度差が小さいのでウェイクの中に滞在する時間が長くなり小球が自分のウェイクで後方の大球を引き寄せる効果が大ききいて衝突断面積は極めて大きくなる。たとえば第13図をみると半径 73μ では大小球の半径差が1%であると2球の水平距離が半径の10倍であっても衝突する。この場合衝突係数は100である。これに反し2球の大きさの差が大きいと相対速度差が大きいため短時間中にウェイクを抜け出すので充分に軌道が変更をうけるひまがない。この場合の衝突係数はラングミュアの値とあまり変わらない。オーストラリアで鉛直の風洞の中に層流を流して水滴を支え、近い大きさの水滴の衝突係数を測定した時、半径 80μ 位同志の間で12.6という大きな値が出た。Pearcey と Hill の衝突係数から見ると 80μ あたりの半径で大小球の差が6.5%であると衝突係数は12.6となる。さらに面白いことは半径 73μ 位(レイノルズ数4位)の水滴であると適当にウェイクが広く、引き込みの強さも強いので大球の前面に衝突できなかった小球が大球の後ろに吸い込まれて後面から大球に衝突する。ウェイクの流れはレイノルズ数が大きい程強いがウェイクの中はレイノルズ数の平方根に逆比例するので、落下のおそい小球は広いウェイクをもつが吸い込む速さが弱くてだめ、大球では強い吸い込み流をもつがウェイクが狭くて影響が脇に及ばない。結局かねあいでレイノルズ数4のところではウェイクの役割は最も著しい。第15図に示すように 73μ 位の球がやや自分より小さい球に追いつく時、小球がAの中にあれば前面で衝突する。Aから少しはずれると大球にすれすれに追い抜かれるとき強い突き飛ばしの流れをうけて遠くはなれてしまう。ところがもう少しはなれてBの領域から近づいて来ると少し突きとされるがあまりその距離は大きくなく適当なところで大球のウェイクの中にはいる。この場合ウェイクの中の流れの速度と小球の静止流体中の終末速度との和は大球の静止流体中の落下速度より大きくなるので小球はウェイク中を落下して大球に追いつき後方から衝突する。つまり衝突断面は円AおよびリングBになる。ただしこのリングの分は第13図のグラフにはいっていない。13図では



第14図

落下する球の周りの流れの場
球の前方には放射状の流れが外側を向いている。この強さは球からの距離の乗に反比例するので遠くへは影響がない。球の後方には拋物面状にウェイクがあつて引き込み流がある。ウェイク中の流れの強さは距離に反比例するのでかなり遠くまで引き込みが存在する。点線は流れの方向が球の進行と同方向及び直角な所。



第15図

小球が背後にまわり込んで衝突する場合
大球半径 73μ 、小球半径 71μ 。小球がAから近づくと大球の前面で衝突する。リング状の域Bから近づくと大球の背後にまわりこんでぶつかる。AとBの間からは衝突しない。

今大小2球が落下していて大球が小球の後方から追いついてくると小球のウェイクはかなり後方まで存在するのでその中に引き込まれる。一方大球の前側には突き飛ばそうとする放射状の流れの場ができてはいるが上述の通りこれは距離の二乗に反比例して減衰しているので遠くへは効かない。したがって前方を落下中の小球は追いついて来る大球に突き飛ばされることはない。大球はウェ

大球の前方から小球が衝突する場合だけがかいてある。

以上述べた2球の衝突の計算が2つの雲粒の衝突にどの程度適用できるかの評価はまだ確立されていない。現在まではラングミュアの衝突係数に基づいて雲粒相互の衝突併合は半径 $20\sim 30\mu$ 以上のところで活潑であると考えられていたが、ピアスニー・ヒルの衝突係数が真に近いとすると、活潑な衝突のおこり得る範囲がもっと広がって 20μ 以下でもよく、下限が10数 μ 程度に迄ちぢまることがあり得よう。この半径範囲は雲の中で同じ位の大きさの水滴が多いから殆んど等しい2球の衝突が大きいたことが重要になってくる可能性がある。

もう一つ衝突において残されている仕事として併合係数の研究がある。二つの水滴が衝突した時併合するか、反撥するか、あるいは再分裂を引きおこすかであるが未だ立ち入った研究は見られないようである。英国のインピヤリアルカレッジあたりではここをねらっているらしいが、間もなく重要な研究題目となるだろう。

乱流、電荷、雲内電場による衝突促進

雲の中の空気が毎秒 $30\sim 200$ サイクル位で動揺していると、小雲粒同志の相互衝突が大きくなることが計算で示される (East & Marshall 1954)。これよりもゆっくり動揺しているとすべての雲粒が空気と一しょに動き雲粒相互の衝突はふえない。反対にこれより速く空気が動揺しているとすべての雲粒は自分の慣性のため動揺に従うことが出来なくなって相互衝突はふえない。 $30\sim 200$ サイクル/秒 であると、小雲粒の中の小さい方は空気と共に動き、大きい方は余動かず衝突が増加する。衝突増加の結果成長速度が半径 20μ 以下で有意に増大するためには空気の動揺する加速度が重力加速度 g を単位として $2g$ から $3g$ でなければならぬ。ところが飛行機観測によると必要なサイクルの乱流でこのような加速度をあたえるものはなく $1/3g$ から $1/6g$ であるにすぎないことがわかって来た。したがって空気の動揺で雲粒の相互衝突が促進されることは事実上あり得ないと考えられる (East 1957)。ただしこのことと乱流混合によって凝結経過時間したがって成長時間の異った雲粒群が遭遇することは全く別のことであり、成長時間の異った雲粒群の遭遇は粒度分布をひろげるから重力落下速度の差による衝突を助けることになる。とくに巨大凝結核を多く含む、しかも通常の凝結核を少く含む海洋性の気塊の中に生ずる雲ではこのことが重要になるものと思われる。

異符号の電荷を有する雲粒が互いに電氣的に索引して

衝突を増すことは事実上おこらない。雲粒一個の電荷が普通電子50個分以内であって大きさの割に甚だ少ないからである。しかし雲内電場が存在してその影響で反符号の荷電雲粒群が反対方向にそうって移動をする場合にはこの二群間の相互衝突がます (Gunn 1955)。計算によると半径 $10\sim 20\mu$ 程度の雲の中で 600 ボルト/cm の雲内電場があると重力落下による相互衝突と同じ位に相互衝突をおこす。雲内電場の強さは中位の雨で 15 ボルト/cm、対流を伴うやや強い雨で 150 ボルト/cm、雷雲の中では 1500 ボルト/cm をこえることがしばしばあり、放電直前には 7000 ボルト/cm になることがある。したがって雲内電場による衝突の促進は必ずしも無視できない。ただし氷の相が存在しない雲でどの位強い電場が常に生ずるかはまだよく知られていない。氷の相が存在しはじめてから強い電場が生ずるのであれば、氷晶過程の方が圧倒的に有力に雨滴形成を開始することは明らかである。

紙数の都合で以下凝結核の極めて乏しい空気中での凝結現象、積雲頂の目視観測、暖かい雨と巨大海塩核の起源、種まきによる雲の人為的変形を略す。

参 考 文 献

1. Browne, I. C. et al, 1954: Quart. J. R. Met. Soc. **80**, 291.
2. Douglas, R.H. et al (1957). J. Met. **14**, 95.
3. East, T.W.R., 1957a: Quart. J.R. Met. Soc. **83**, 61.
4. East, T.W.R., 1957b: ibid. **83**, 121.
5. East, T.W.R. and Marshall, J.S., 1954: ibid **80**, 26.
6. Goldstein, S., 1929: Proc. Roy. Soc, London **123**, 225.
7. Gunn, R., 1955: J. Met. **12**, 511.
8. Hoecker, W.H., 1956: Mon. Wea. Rev. **84**, 421.
9. Isono, K. et al, 1956: J. Met. Soc. Japan Sec. II, **34**, 158.
10. Kumai, M., 1951: J. Met. **8**, 151.
11. Pearcey, T. and Hill, G.W., 1957: Quart. J.R. Met. Soc. **83**, 77.
12. Pearcey, T. and McHugh, B., 1955: Phil. Mag. **46**, 783.
13. Oseen, C.W., 1910: Arkiv för matematik, **6**, No. 29.
14. Weickmann, H.K. and aufm Kampe, H.J., 1953: J. Met. **10**, 204.
15. Zaitsev, V.A., 1950: Trudy Glavnoi Geofis Observ. **13**, 75.