



天 気

1982年5月

Vol. 29, No. 5

551. 57

日本気象学会創立100周年記念レビュー

大気物理・化学 その1*

1. 雲の形成と降水機構の研究の発展—微物理過程を中心として—**

磯野 謙 治***

まえがき

編集委員会からの依頼では孫野博士と筆者で雲、雪、降水、エアロゾル、人工気象調節、大気電気、放射能、雪氷などの発展について自由に書くようにとのことであった。極めて広い分野にわたることなので孫野博士と相談して、筆者は微物理過程を中心に降水機構とこれに関連したエアロゾル、などについて述べることにし、気象調節についてはそれぞれの専門の立場から書くこととした。この小論は専門的な総合報告ではないので重要な研究を網羅するという立場をとらず、文献も一々あげず、ただ研究の発表の年を上げるに止めた。また、研究者の生没年は古い時代を扱った第1章のみにとどめた。

1. 近代的降水機構研究への発展

雲や降水の現象は古くから気象学の最も重要な対象の1つであったが、その微物理過程(microphysical process)に関する研究の歴史は比較的新しい。第2次大戦前後か

ら雲粒、氷晶、雨滴などの形成や成長に関する室内実験やレーダー、飛行機による降水粒子の測定、自由大気の雲中での降水粒子の採集、測定が行われ、雲や降水の微物理過程の研究が急速に進歩した。ラングミュアらによる雲の人工変換(Cloud modification)の実験(1946年)は気象学に実験気象学の新しい道を開いたものとして画期的な意義をもっている。また高速計算機の発達は雲の微物理過程と力学過程を結びつけた降水過程の研究の発展をもたらした。さらに気象衛星の実用化によって広域の雲の分布、発生、発達、消滅過程、大・中規模の大気の運動と雲物理学過程とを結びつけるに必要な情報が得られるようになった。このような雲・降水機構の研究の現段階で、ここに至るまでの先人の業績をたどっていくと200年から250年前から、次第に、しかし着実に今日の研究の発展の基礎が築かれてきたことに感慨を覚える。

雲や降水の科学的研究はまず雲の分類から始まったものと言ってよいであろう。生物学者、進化論者として著名なラマルク(J.B. Lamarck フランス, 1744-1892)は1802年に雲形の簡明な分類を行った。彼は雲を大きく3つの形に分け、ラテン語で Cirrus, Cumulus, Stratus と名付け、さらにこれらを組み合わせ Cirro-stratus, Cirro-cumulus, Cumulo-stratus, また Nimbus などと命名した。しかし、この仕事は彼の在世中には注目を受けなかった。これに対し、同時代のハワード(Howard Luke 英, 1772-1864)が1803年に発表した雲形の分類は広く受け入れられ、今日の雲形分類の基礎となった****。後、ヒルデブランドソン(H.H. Hildebrandson スウェーデン, 1838-1925)は雲の研究にはじめて写真を用い分

* Physics and Chemistry of Atmosphere I.

** A short historical review of studies on microphysics of rain formation.

*** Kenji Isono.

**** 岡田武松:「気象学の開拓者」(昭和24年, 岩波書店)によれば、ハワードは雲の分類に興味をもっていた詩人ゲーテと文通による意見の交換を行っていたという。なお、上記の書物は岡田先生の下記の著書とともに、先生独特の筆致で書かれた名著である。この小論を書くに当って再読し、得るところが極めて多かった。

「世界気象学年表」(昭和31年, 地人書館)

「雨」(昭和26年, 岩波書店)

類を行った。

雲粒に関する歴史に興味のあることは、上記のラマルクやハワードは雲粒は水泡からできているものと考えていたということである。この考えはマグデブルグの半球で有名なゲーリケ (Otto von Guericke ドイツ, 1602-1686) に由来するものである。雲粒や霧粒を顕微鏡で観察し、これが水滴であることが確認されたのは、今からおよそ100年前の1880年代であった。雨滴の粒径の測定に今日でも用いられている、濾紙に染料をしませて、その痕跡を計り、雨滴の重量を測定する方法はすでに1895年に植物学者ウィースナー (T. Wisner オーストリア, 1838-1916) によって用いられ、熱帯の雨粒も直径が7.3 mm を越えないことが見出されている。

自由大気中ではじめて直接に雲や雪の測定を行ったのはウィーガント (Albert Wigand ドイツ, 1882-1932) である。彼は1913年に自由気球に搭乗して9500 mの高度に達し測定を行った。彼は大気光学や電気現象に興味をもちエアロゾルの測定を行い、また降水機構の研究のバイオニアとして、著書「コロイドとしての大気」(Wigand, A. und Schmanss, A.: Die Atmosphäre als Kolloid, Braunschweig, 1929) を書き、コロイドとしての雲の安定性を論じ、降水はこのようなコロイドの不安定によって生ずるものとした。これは後のベルシェロンの降水理論の基礎となった考えである。

雲粒の形成に関しては、1880年代から1900年代にかけて、後述のようにクーリエ、エイトケン、ウィルソンによって凝結には水蒸気の過飽和と「凝結核」とが必要なことが明らかにされた。

降雨の機構に関し、雲に降水を伴うものと伴わないもののあることの考察から、昔信じられていたように、雨は大気中の水蒸気の凝結にのみよって降るのではなく、他のメカニズムを考えられるようになった。18世紀から19世紀初頭にかけてはハットン (James Hutton スコットランド 地質学者, 1726-1997) による温度の異なる湿った空気の混合によって雨が降るとい説が受け入れられていたが、19世紀の後半になると、寒暖2気塊の混合によって起こる過飽和の計算が行われ、このような過程では

降雨が起こりえないことが明らかにされた。米国のエスピー (J.P. Espy 1785-1860) は上昇気流による断熱冷却により水蒸気の凝結が起こり雲が生じ、これから雨が降るとい考えを1841年に出したが、この説は当時気象学の研究の中心であったヨーロッパには伝わらなかった。飽和断熱変化についてはじめて定量的に論じたのはケルビン (Lord Kelvin, W. Thomson 英, 1838-1919) 1865年、ライエ (Theodor Reye ドイツ, 1838-1919) 1864年である。1884年にヘルツ (Heinrich Rudolph Hertz ドイツ 物理学者, 1888年電磁波の存在を実証, Maxwellの光の電磁論の実験的根拠を与えたこと有名) は湿潤空気の断熱上昇について論じ、乾燥級、成雨級、成電級、成雪級の4段階を経過するとし図式計算の方法を述べた。これに対しベツォルト (Wilhelm von Bezold ドイツ, 1837-1907) は上昇気流中で生じた凝結生成物がただちに気塊から離れるとする「偽断熱変化」について論じた。彼はまた温位 (potential temperature) を定義した。ベルシェロンの降雨説に重要な過冷却雲と、これに上方から氷晶を供給する雲層のあることが降雨に重要であることは、1866年にルノー (Renou 1815-1902) が指摘している。

降水機構の研究の発展において重要な研究はウェーゲナー (Alfred Wegener ドイツ, 1880-1930) の研究である*。1911年出版の著書* で 0°C 以下で過冷却水滴と氷晶が存在するときは前者が蒸発し後者が成長することを熱力学的に論じ、また氷晶の形成には昇華核が必要であることを提唱した。ベルシェロン (Theodor Bergeron ノールウェイ, 1891-1977) は1933年リスボンで開催された IUGG (国際測地学地球物理学連合) の総会で、ウェーゲナーの考えに基づいて、降水は過冷却水滴と氷晶からなる雲のコロイド不安定から生ずると言う現在広く知られている降雨機構に関する説を発表した。フィントアイゼン (W. Findeisen ドイツ, 1909-1945) はベルシェロンの説を支持し、それを発展させた。ベルシェロンの説はその後の飛行機による観測などによって確かめられ、中・高緯度の並雨以上の強さの雨の機構を説明するものとして広く受け入れられた。

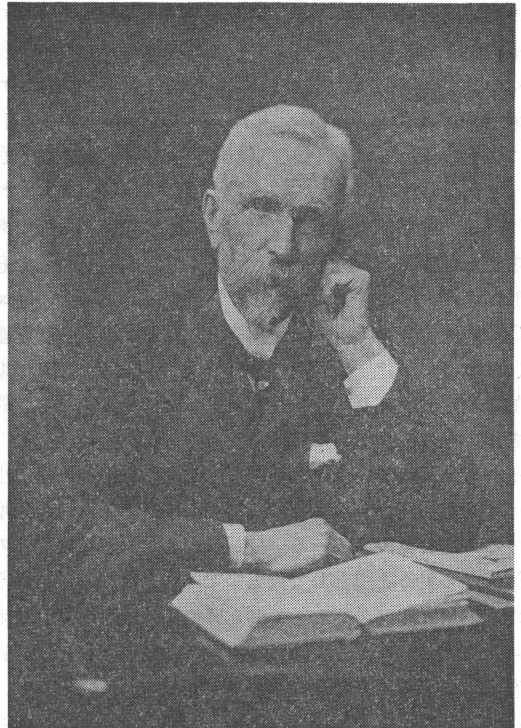
一方、熱帯地方では温度が氷点以上の雲から強い雨の降ることが知られていた。大きさの異なる水滴同志の衝突併合による水滴の成長の可能性については、18世紀の初め以来議論されてきた。レイノルズ (Osborne Reynolds イギリス, 1842-1912) は雨滴は雲粒の衝突併合によって生ずること、衝突は落下速度の異なる大小の

* グリーンランドの探険を4回行った。1911年に「大気熱力学」(Thermodynamik der Atmosphäre) を著した。彼の有名な大陸移動説はその著書 (Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 1951) に述べられている。1929年グリーンランド内陸の探険を行い帰途消息を断った (1930年10月1日)。

水滴の間で起こることを論じた(1877年). レナード(Lenard Philipp ドイツ, 1862-1947)は水滴の成長について研究し, 衝突しても併合しないことのあること, 成長してある大きさ以上になると流体力学的に不安定となり分裂すること, その結果生じた小水滴が再び衝突併合成長をして連鎖反応を起こす可能性のあることを論じた(1904年). またデファント(Albert Defant オーストリア, 1884-)は1905年に1万個以上の雨粒の重量をはかった結果, その重量比が1:2:4:8であるものが多いことも見出し, これは径の異なる水滴よりも同じ径をもつものの方が併合しやすいことによるものとした. シュミット(Wilhelm Schmidt オーストリア, 1883-1936)はこれは同じ大きさの水滴は並んで落下するので流体力学的な力で引き合って衝突併合するものとし, 衝突するまでの落下距離を計算した. しかし, その後行われた多くの雨滴の測定結果によって“デファントの法則”は否定された. このような雨滴あるいは雲粒同志の衝突併合による雨滴の形成過程はしばらくの間忘れられていた. ベロシェロン-フィントアイゼンの氷晶説が極めて説得力があったこと, この頃の降雨機構の研究の中心が中緯度以上の地方のヨーロッパであったことにもよろう. しかし, シンプソン(G.C. Simpson イギリス, 1878-1965)はインドで雲頂温度が 0°C 以上の降水雲上を飛行したパイロットからの報告をとフィントアイゼンの異なる粒径をもった水滴間の衝突併合の概算値をもととして衝突成長の重要性を指摘した(1940年). 現在ではベルシェロンの氷晶過程とともに衝突併合の過程が降水の開始に重要であることが認められていることは周知の通りである. 次章以下に雲と降水の形成に関する幾つかの基本過程

* 岡田武松:「気象学の開拓者」(前掲)p 81-82によれば「エイトケン(Aitken)はエイケンと云うのだと或る人から承っていたので, 1926年にロンドンへ行ったときに, 当時の気象局長シンプソン(G.C. Simpson)に聞いて見たら, 一寸小首を傾けながら「エイトケン」だろうと教えてくれた.(中略)姓名の読み悪いのはどこでも同じと見える。」とある.

エイトケンはスコットランド出身でグラスゴー大学で造船学を専攻, 大学でウィリアム・トムソンの講義をきき, 大きな影響を受けた. 造船所に勤務したが, 健康を害し, 郷里の家の大半を実験室と工作室に改造し研究を行った. 研究の成果はエジンバラの学士院で発表した. 後, その会員に選ばれ, またロンドンの王立学士院会員に選ばれた. 80歳で永眠した. 論文集の Sketch of John Aitkens Life and Scientific Works 参照.



第1図 ジョン・エイトケン (John Aitken 1839-1919年).

の研究の発展について述べる. 叙述は必ずしも歴史的年代に従わないで, 研究の現段階から展望することとする. 展望を行うとき, ややもすれば, 近景が遠景に比べ誇張されすぎた透視画的になりやすい. なるべくこのようなことのないようにつとめた. 現在発展中の諸問題については, 本誌をはじめ内外の雑誌, 報告書などに総合報告や解説それとともに論文リストが掲載されているので, この小論では紙数の制限もあるので略述するに止める.

2. 凝結核とエアロゾル

水蒸気を含んだ空気を冷却し過飽和の状態にしても, 空気が清浄な場合には霧(水滴)を生じ難いこと, 水滴の凝結にはその中心核となる微粒子の存在が必要であることを, 最初に実験的に見出したのはクーリエ(Coulier 1876)と言われている. しかし, この発見は広く知られるに至らなかった. エイトケン*(John Aitken, 1839-1919)は1880年に雲や霧の水滴ができるためにはその核となる微細な塵が必要であることを論じ大きな注目をひ

いた。彼は1880年から1916年までの30年以上にわたって室内および野外で凝結核について詳細な研究を行い、多くの論文を書いた。それは「Collected Scientific Papers of John Aitken L.L.D., F.R.S.—Cambridge, 1923」にまとめられている。彼の真摯な研究態度と細密な考察はこれらの論文にほうふつとして現れている。ともすれば成果を急ぎがちの現代の研究者に欠けているものあることを反省させる。エイトケンは今もその名を冠してよばれている“エイトケン計塵器 (Aitken Dust Counter)”を考案した。彼は凝結の核となる微粒子を塵 (dust) とよんだ。長年の間凝結核、微細な粒子の標準的な測定装置として用いられた。エイトケンはこの装置を用い戸外の空気中の粒子は50%の過飽和で活性化し、それ以上過飽和を上げても霧粒の数は増加しないが、小イオンを活性化する過飽和になってはじめて霧粒が急増することを見出している。彼が研究した凝結核は現在の観点から見ると主として大気中では通常存在しないような高過飽和度 (最高およそ50%) で活性化する粒子であった。これに対し実際の空気中では過飽和5%以下、通常1%以下で雲や霧ができることが知られているので、現在ではエイトケンの核数計 (上記の計塵器) ではかられる高過飽和度で活性化する粒子をエイトケン粒子、エイトケン核などとよんでいる。

ウィルソン (C.T.R. Wilson) は1897年水蒸気で飽和した膨張箱を繰り返し断熱的に膨張させて箱内に生じた水滴を落して箱内の空気を清浄した後は、膨張比が1.25、膨張冷却後の最低到達温度から計算して約400%の過飽和度に達するまで霧が生じないことを見出した。しかし、X線を照射するとこれに近い過飽和度で霧が生じた。多くの実験を行った結果、これはX線照射によって生じたイオンを中心として凝結が起こることによることを見出した。この原理を用いたウィルソンの霧箱は放射線、宇宙線、X線などの研究に用いられてきたことはよく知られている通りである。現実の地球大気中 (対流圏、成層圏下層) では上述のように低い過飽和度で活性化する粒子が多数存在しているために、極めて特別な場合を除いてはこのようなイオン (小イオン) は雲や霧の核として働かない。ウィルソンは微粒子を除いた空気中では膨張比1.375、飽和蒸気圧の約7.9倍の過飽和で多数の霧粒が発生することを見出した。他の粒子の助けを借りないで、1つの相の中に新しい相のできる現象を均質核形成 (homogeneous nucleation) とよぶが、ウィルソンの実験は水蒸気の水分子が熱運動によって衝突し

てクラスターをつくり、水滴になる最低の過飽和度が690%であるということを示している。このような均質核形成、あるいは自発凝結 (spontaneous condensation) は現実の大気中では起こらないが、凝結核による不均質核形成 (inhomogeneous nucleation) を含む凝結過程の物理過程を明らかにするために重要な意義をもつので現在に至るまでこのような研究が続けられている。

均質核形成の問題に関連して、約250年前にファーレンハイト (Fahrenheit, 1714) が水が過冷却することを見出している。18世紀には幾人かの研究者によって水銀、油脂、硝酸などの過冷却塩、塩類の水溶液の過飽和現象が見出されている。1813年にはゲイリュサック (Joseph Gay-Lussac フランス, 1778-1850) が溶液の過飽和は普通に起こる現象であることを述べている。また、このような過飽和は容器を振動させたり、こすったりすることなどによって破れて、新しい相ができることが観察されている。

ウィリアム・トムソン (William Thomson 後の Lord Kelvin) は1870年に曲面の液面上の平衡蒸気圧は同じ液体の平面の液面と平衡にある蒸気圧 (飽和蒸気圧) よりも高いことを示すギブス・トムソンの式を導いた。J.J. トムソン (J.J. Thomson) は1880年に W. トムソンの式を変形して、小さな球形の結晶がその液相と釣り合う過冷却温度を与える式を導き、またオストワルド (Wolfgang Ostwald, ドイツのコロイド化学者、ドイツの化学者 Friedrich Wilhelm Ostwald の長子) は1900年に溶液の過飽和に関する同様な式を導いている。

前に述べたエイトケンの研究はこのような時代に行われたものである。凝結核の研究はその後2つの方向に進んだ。1つは大気電気、他は雲物理学、降雨機構の研究の方向である。大気の電気伝導度は大気中の小イオンによるものが重要であるが、これが大気中のエアロゾルに付着すると電氣的移動度 (mobility) が減少するので、エアロゾル粒子の濃度が増大すると電気伝導度が下がる。1905年にランジュバン (P. Langevin) は小イオンに比べはるかに小さい移動度をもつイオンの存在を見出した。これはランジュバンイオン、あるいは大イオンとよばれた。その後それらの中間の移動度をもつイオンも見出されている。大気電気の研究が特に関心をもってきたのは大気中のエアロゾルのうち粒径が小さく、空間濃度の極めて大きな粒子、すなわちエイトケン核数計や、これを改良発展させたノラン・ボラック核数計、リッチ核数計などで測定される活性過飽和度の大きな粒子

である。これに対し、雲物理学の研究者が主に関心をもったのは活性過飽和度が低く、現実の雲や霧の水滴の凝結核となることのできる大きさの粒子である。1956年米国オルバニー (Albany) で行われた国際凝結会議の後ボルダ (Boulder) で開かれた集会で凝結核という術語はしばしば雲粒の凝結を起こす核と混同されることがあるので、それをさけるために、上述の低過飽和度で活性化される粒径の大きな粒子を特に雲の凝結核 (Cloud Condensation Nuclei, 略して CCN) と名付けようという意見が出て、その後この言葉が慣用されるようになった*。実際に1%以下の過飽和度を作りこのような低過飽和度で活性化される凝結核数を計数するのは技術的に大きな困難がある。トゥミー (Twomy, 1959) は塩酸の蒸気を利用したケミカル・チェンバーをつくり、10%以下の過飽和で凝結核を測定した。現在用いられている CCN 計数装置は水で湿した2枚の表面をある間隔を保って水平 (あるいは鉛直) に置き、異なる温度に保つ、たとえば、上の面を周囲の温度に、下面をそれより2~3°C低温に保つ。このようにすると両面の間に10-0.5%程度の過飽和度の空間ができる。外気を導き、この空間に形成される水滴を計数する。また、粒子の物質構成を知るためには、エアロゾル粒子を粒径別に採集することが必要である。このためにはインパクター、静電コレクター、フィルター、インピンジャーその他の方法が用いられる。集めた粒子は化学分析、X線分析などで物質構成を知ることができる。エアロゾル粒子の大気科学的な諸特性を明らかにするためには個々の粒子の物質構成を知ることが重要であるが、一般に小さい粒子の場合は難しい。電子顕微鏡による形状、粒径、電子廻折による物質の決定が行われている。またX線マイクロアナライザーにより元素組成の決定も物質構成を知る1つの手段として用いられている。このような物質決定の方法は新しい分析機器の進歩によって、精度が向上し、特にこの10数年間に諸種のエアロゾルの特性が明らかにされつつある。

ユンゲ (C. Junge) は大気中のエアロゾルを粒径によって、エイトケン粒子 (乾燥半径を r とすると、 $0.01 < r < 0.1 \mu\text{m}$)、大粒子 ($0.1 \leq r \leq 1 \mu\text{m}$)、巨大粒子 ($r > 1 \mu\text{m}$) の3つに分類した。1953年に2段コニメーターで Zugspitze, Frankfurt, Tanus において粒子を採集し

径分布を定めた、 $r > 0.1 \mu\text{m}$ の粒子については

$$n(r) = dN/d(\ln r) = A/r^\beta \quad (\beta \text{ は } 3 \text{ に近い値})$$

の分布則が成り立つことを示した。これは多数の測定の平均で成り立つもので、特定の場所、期間の粒形分布はこれからはずれずれる場合も多いことはユンゲも指摘している通りである。その後の多くの研究者による測定結果も平均的な分布に関する限り上式によってよく表せるため、ユンゲ分布として測定結果の解析や理論的計算に用いられている。エアロゾルの粒径分布がなぜこのような形をとるのかについては、ユンゲ自身およびその後の研究者によって論ぜられている。これは定性的に言えば、気体 (SO_2 など) から粒子 (H_2SO_4 などの液体粒子、 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ などの固体粒子) への変化 (gas to particle conversion) とそれに続いて起こる粒子同志の凝集、あるいは小さな粒子の大きな粒子への付着による大きな粒子の増加と小さな粒子の減少、大きな粒子の重力による落下による大気からの除去などの過程によってこのような分布ができるものと考えられている。エアロゾルの粒子には吸湿性のものが多いので大気の相対湿度が高くなると分布は径の大きい方にずれる。

このような吸湿性粒子を核とした水滴の成長については、1921-1929年にケーラ (H. Köler ノールウェイ) によってさきに述べたトムソン (あるいはケルビン) 効果 (水滴の半径が小さくなるほど平衡水蒸気圧が高くなる)、溶質による平衡水蒸気圧が低下する効果の両効果を考慮して定量的に論ぜられた。粒子の質量別に湿度による平衡半径の変化を示したものは (横軸: 平衡半径, 縦軸: 湿度) ケーラー曲線とよばれている。ケーラー曲線は粒子の物質と質量によって定まる過飽和度が極大値をもつので空気の過飽和度がこの値以上であれば、粒子上に水蒸気が凝結し粒子を核とした微小水溶液滴は凝結成長により雲粒となる。ユンゲは1936年実験によりこれを確かめた。ケーラーはさらに、大気中には多数の吸湿性粒子があるので雲の中では過飽和度はある値以上には大きくならないことを指摘している。また、ユンゲはエイトケン核数計など各種核数計で測定される粒子の有効径はケーラー曲線から決定できることを示した。

エイトケンはまだ、凝結核の物質とその起源について興味をもち、それを明らかにするために多くの測定を行っている。たとえば、干潮時のなぎさで日光の作用によって凝結核の増加することを見出している。またオゾンや過酸化水素が SO_2 の有効な酸化剤であること、太陽光が SO_2 を酸化することを主張している。これは今日

* CCN は「学術用語集」にはないがしばしばこれが「雲核 (うんかく)」とよばれている。凝結核の一種であるので、適当な術語ではないと考えられる。

問題となっている気体からの光化学反応によるエアロゾル形成の問題を当時すでに考えていたことを示している。彼はまた雲粒を採集し、それを蒸発させ、その中の核を顕微鏡で観察することを試みたが成功しなかった。およそ70年後デサン(H. Desseus, 1949)が、くもの糸に核を捕えて湿度をかえ、塩粒子を再結晶させて物質を定めている。1920年代から1940年代にかけて大気中に海塩の結晶があり、雲水や雨水の中に塩素イオンや海塩のその他の陰イオンのあることが見出され、凝結核として海塩が重要であるという考えが広まった。フィントアイゼンは1939年に雲水や雨水の塩素イオン濃度は $10^{-10}g$ の海塩粒子が1lの空気中に10個から20個あれば説明できるとした。凝結核(特にエイトケン核)は海上では陸上よりもはるかに少なく、都会地より田園地帯の方が少ないという事実が明らかにされ、これが凝結核の大陸起源説の根拠となっていた(ウィガント A. Wigand 1913)。シンプソン(G.C. Simpson)は凝結核がすべて海洋の表面から発生するものとする、その発生率は $1250 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$ となり、海のしぶきから発生されると推定される数よりも桁違い大きいことを示して、海塩が凝結核の主なものであることを否定した(エイトケン核に関する限りこの考え方は現在の観点からも正しいと思われる)。しかし、後年降雨機構において海塩粒子の重要性が認識されるようになった。

ウッドコック(A.H. Woodcock, 1949, 50, 53)は飛行機に搭乗してウッズホールからバーミュエダまで海面上300mの高さの海塩粒子を捕集し、またフロリダの燈台、ハワイで捕集し、巨大海塩粒子の空間数濃度、粒径分布を詳しく調べ、巨大凝結核としての海塩核の重要性を確立した。

3. 凝結による雲粒の成長

大気中には種々の物質構成をもった多数の粒子がある。上昇気流中では湿度の上昇に従って、各粒子はケラー曲線に従って粒径を増す。通常気象熱力学では飽和に達するまでは凝結が起らないとしているが、厳密には水蒸気が水溶液滴に凝結し奪われるので乾燥断熱変化と異なった温度、湿度変化が起こる。湿度が100%を越すと臨界過飽和度の低い粒子から先に雲粒に成長しはじめる。雲粒が成長すれば空気中の水蒸気圧が低下するのでこれは過飽和を減らす方向に働く。上昇気流中で凝結核、雲粒の間で水蒸気の取り合いが起こり、その結果生じた過飽和度よりも高い臨界過飽和度をもつ粒子は雲粒

の大きさの水滴にまで成長することはできない。雲粒に成長したものは水蒸気の拡散場に置かれた水滴の成長の式から期待されるような成長をするために、雲粒の大きさは比較的狭い粒径範囲に限られることになる。このことは古くから予測されていたことであるが、ハウエル(W.E. Howell, 1949)は凝結核の粒径分布、上昇気流速度を与え雲粒成長の数値計算を行った。上昇速度、全粒子数がそれぞれ $[60.4 \text{ cm s}^{-1}, 500 \text{ 個 cm}^{-3}]$, $[1.51 \text{ cm s}^{-1}, 667 \text{ 個 cm}^{-3}]$, $[30.2 \text{ cm s}^{-1}, 2000 \text{ 個 cm}^{-3}]$ の場合について計算した結果によれば形成された雲粒の数は凝結の初期段階の冷却速度によって第一義的に定まり、凝結核の数濃度には僅かによるだけであった。一様な冷却を続けると雲粒の数は僅かに減じ一定の値に近づく。上昇気塊中の過飽和度は通常0.1%に達するが、1%を越すことは極端な条件を仮定したときであった。この計算によっても粒径スペクトルの幅の狭い雲が得られた。その後も同様な数値計算が行われたが本質的な点においては変わりはなかった。雲粒スペクトルの幅を広くする原因としては、乱流による雲中の上昇速度の不均一、履歴の異なる空気塊の混合、雲の周囲の空気との混合による雲粒の蒸発と新たな凝結核の活性化、下降気流などがある。このほか特に大きな凝結核の存在も大きな雲粒をつくる。特に重要なことは第5節に述べる雲粒相互の衝突による併合である。

4. 大気中の氷晶の形成——氷晶核

水がよく過冷却することはファーレンハイト(1714)によって見出されたことをすでに述べたが、その後米国の標準局(National Bureau of Standards)で水の過冷却の組織的な実験が行われドーシー(N.E. Dorsey, 1948)によって報告されている。容器に入れた水は 0°C 下 -20°C まで過冷却し、池の水などの天然水よりも、純度の高い伝導度水の方が低温まで過冷却すること、長く保存しておいたり、高温(97°C)に熱すると凍結温度が低くなる事実から、ドーシーは水の中に何か氷をつくる中心となる、サブマイクロスコピックの、微小な“motes”があると考えれば説明がつくと結論している。

雲粒など微小水滴の凍結に関してはラウ(W. Rau, 1944)以来、多くの研究者によって実験が行われているが、純水の水滴の凍結温度の測定値は研究者によって大きな違いがあった。これは、水には不純物が残りやすく、イオン交換樹脂を通し、蒸溜を繰り返して電気伝導度によって不純物が認められない水の水滴を用いても一定

の結果を得にくいことによる。極めて微量な夾雑物によって凍結温度が大きく変わるからである。この点に十分な注意を払って測定したと考えられる実験結果を整理すると、純水の水滴の自発凍結温度（均質核形成による凍結温度）は水滴の径の減少に従って低くなる。直径1 mmで -35°C 、 $1\ \mu\text{m}$ でおおよそ -42°C である。均質核形成の古典理論を用い水滴の単位体積中の核形成速度（単位体積、単位時間の核形成数）を計算し、これに水滴の体積を乗じて単位時間に水滴の凍結する確率が得られる。凍結温度は冷却速度が大いほど低くなる。このような計算結果は実験結果を定性的に説明できる。この問題で最も重要な量は均質核形成速度である。これを理論的に求めることは凝結の場合（第2章参照）と同様に難しい問題の1つで、凍結の場合は厳密には氷の中にできる氷のクラスターの構造を考えなければならない。このような試みがヘイルとプランマー（B.N. Hale and P.L. Plummer, 1974）などによってされているが未だ不完全である。水滴の凍結の最低凍結温度の実験値が上述の均質核形成の古典論から求めた値とはほぼ一致するが、これは、この古典論が正しいことを示しているとは言えない。実験、理論双方に未だ解決されない多くの問題点が残されている。

プルバック（H.R. Pruppacher, 1963）らはさきに述べた方法で純水をつくり、種々の物質の稀薄溶液をつくり実験を行った。この際、溶液をミリポア・フィルターで濾過して、はじめて安定な結果が得られたことを報告している。この実験では大気中に広く見出されているアルカリ、アルカリ土類金属のハロゲン化物は濃度が 10^{-3}mol l^{-1} 以下であれば凍結温度への影響は無視できること、これよりも温度が高いと凍結温度を降下させることが明らかにされた。このほか多数の研究者によって有機物を含む多くの物質の、凍結温度への影響に関する実験が最近10数年間に行われている。

大気中の氷晶の形成に関し重要なことは、すでに述べたように、ウェーゲナーが1911年にはじめて氷をつくるための核の必要なことを指摘したことである。これはウェーゲナーがグリーンランド探検の際に -20°C — -30°C の低温で過冷却霧を観測したことから考えたものである。ウェーゲナー（1911）、フィントアイゼンは大気中の氷晶核（彼らは昇華核と考えた）は地面から出た石英（氷と同じ六方晶系に属し同形である）ではないかと考えた。フィントアイゼンはベルシュロンの説を発展させた1938年の論文の中で昇華核の化学的性質や起源は未だ

分かってないとした上で、流星塵も考えられるが、地面から風塵でまきあげられた石英や小さな砂粒であろうと述べている。

清浄な空気中の氷晶の形成に関する実験としては、クウィロング（B.M. Cwilong, 1947）とフルニエダルフ（E.M. Fournier d'Albe, 1949）がウィルソン型膨張箱で実験を行い、膨張を繰り返して清浄にした空気中では、 -40°C 以上の温度で氷晶は極めて僅かしかできないが、 -41°C 以下で発生した霧はほとんど氷晶からできていることを発見した。またシェーファー（V.J. Schaefer, 1946）は低温箱中に過冷却霧をつくり、これにドライアイスの小塊を落とすと無数の氷ができること、冷却した水銀滴を用いた実験によって、氷晶の形成される上限温度が -39°C であることを見出した（この実験の詳細については人工調節の章で述べる。）このようにして約 -40°C が空気中で自発的（spontaneous）に氷晶ができる上限温度であるとする考えが有力となった。すでに述べたように微小水滴（半径 $4\ \mu\text{m}$ ）の凍結温度もおおよそ -40°C であることは上述の実験では氷晶が霧粒の自発凍結によって生じたということを示唆するものである。もっともラウ（W. Rau, 1944）ほか幾人かの研究者によって微小水滴を -72°C — -75°C の低温まで過冷却状態に保つことができたという実験結果が報告されている。水滴の自発凍結の理論については前に極めて簡単にふれた。空気中の水蒸気から氷晶への相転移についても均質核形成の理論的研究がある。フォルマーとウェーバー（M. Volmer and A. Weber, 1926）、ファーカス（L. Farkas 1927）、ベッカーとデーリング（R. Becker and W. Döring, 1935）、ゼルドビッチ（J. Zeldovich, 1942）などによって核形成の速度が論ぜられた。クラスタノフ（L. Krastanow, 1940年）はフォルマーの理論（1939）に基づいて -65°C までは水蒸気は凝結してまず準安定状態の水滴になるが、それ以下では直接氷になるとした。これに対し、デュフルとデュフェイ（L. Dufour and R. Defay, 1963）はクラスタノフが理論計算に用いた氷水蒸気の界面エネルギーその他に問題があり、正しい値を用いると -100°C までは水滴ができることを示した。この議論の当否は別として、現実の大気中には氷晶の核となる物質があるので、この温度よりも高い温度で氷晶が形成される。

フィントアイゼンとシュルツ（W. Findeisen and G. Schulz, 1944）は、大気中の上昇気流中で起こるのと同程度の膨張速度が得られる内容積 2 m^3 の大きな膨張箱

で氷晶形成の実験を行った*。-40°C 以上では常に水か、水と氷の混合した雲ができたが水飽和の直前で膨張を止めると時により水雲でなく氷ができた。戸外の空気 5 ms^{-1} の上昇速度に相当する速さで膨張させると約 -7°C で最初の氷晶が観測され、温度の低下とともに氷晶の数が増加し、-35°C 付近で氷晶数の急増することが認められた。

ウィクマン(H.K. Weickmann, 1949)は微小粒子の氷晶形成作用を顕微鏡で観察して氷晶は水飽和に近いが、それ以上の過飽和度のときのみ形成され、水飽和では形成されないことを見出し、まず粒子の上に水滴として凝結しつつ凍結が起こるものと考えた。しかし、氷晶ができる際、最初数分子層の水分子の吸着層ができて凍ること、また直接氷晶ができる場合も考えられるので、空気中で水蒸気から氷晶を形成させる粒子を総称して氷晶核(ice nucleus あるいは ice-forming nucleus)とよんでいる。この中に昇華核、凝結-凍結核(condensation-freezing nucleus)、接触凍結核(contact freezing nucleus)があるものと考えられている。最後のものは雲粒など水滴が表面にふれると水滴を凍結させるものである。

空気中の氷晶核の測定には膨張箱、拡散箱、混合霧箱などが用いられる。これは過冷却水雲を発生させる方法の違いによるが、それぞれ特徴がある。形成された微小な氷晶を検出するのに過冷却砂糖溶液を用いるビッグ(E.K. Bigg, 1957)によって考案された方法が広く用いられている。このほか石鹼薄膜を用いる方法、また、大気中のエアロゾルを面上に採集し、これを低温箱内で冷却し、水蒸気を与え、後に砂糖溶液で“現像”する方法がある。この中、ビッグら(Bigg, Miles and Heffernan, 1961; Bigg, Mossop, Maede, and Thorndike, 1963)のメンブランフィルターを用いる方法は簡便で比較的再現性がよい。異なった方法を用いて同じ場所の空気中の氷晶核数濃度を測定すると異なった値をうる(このため1957年およびその後各種測定装置の国際比較観測が行われた。その後再び行われた。)

これは、氷晶の形成の条件すなわち過飽和度、過冷却水滴雲の密度、粒子の測定装置内の滞在時間などが異なる

ことから期待できることである。実際の雲の場合もそれぞれの雲によって条件が異なり、氷晶核粒子の活性化するまでの履歴が異なる。このようなことを考慮して測定装置を設計し、またその測定結果を利用することが必要であろう。

大気中の氷晶核数濃度を測定すると温度の減少とともに増大する。一般に -20°C では -10°C の数濃度の200倍程度になる。また数濃度の空間・時間的変動も激しい。

天然の雪結晶の中の中心核は電子顕微鏡を用いた形状による鉱物粒子の同定が熊井(1951)により行われ、電子回折による同定が磯野(1955)、熊井ら(1961, 1962)によって行われた。カオリナイト、モンモリロナイト、イライトなどの粘土鉱物が見出された。氷晶核研究の初期の段階ではこのような雲の中心核の物質の同定に大きな意義があったが、このような方法で同定された粒子がその雲結晶を形成した核である確証は得られない。したがって氷晶核研究の物質とその起源を知るためには別の方法が必要である。

シェーファー(1954)はワシントン山とニューメキシコのソコロ(Socorro)で氷晶核数を観測して米大陸の北西部や大平原からの風塵が観測地に達したと考えられる気象条件のときに氷晶が増えることを見出した。磯野・駒林・小野(1959)は氷晶核数を東京で測定し、流跡線解析から中国の北部の乾燥、半乾燥地帯から風塵によってまきあげられた黄砂などの土壌粒子が測定地に達したとき氷晶核数が増大し太平洋上に数日間あった気塊中の氷晶核数は極めて少ないことを見出した。また磯野・駒林・武田・田中・岩井(1970)は中国大陸に発源した氷晶核は太平洋をこえて米国西岸のアラスカ、シアトルに達することを見出した。その後同様な方法でイスラエルの乾燥地帯、サハラ砂漠などが氷晶核の発源地であることを示す研究結果が報告されている。また磯野・駒林・小野(1959)は浅間山から噴出された火山灰が東京に達した際、大気中の氷晶核が急増したことを見出し、火山が氷晶核の放出源として重要なことを示唆した。

メイソンとメイバンク(B.J. Mason and J. Maybank, 1958; Mason, 1960)、磯野・駒林・小野(1960)、磯野・池辺(1960)によって天然に存在し、大気中に存在する可能性のある多種の鉱物、岩石、土壌、火山灰などの粒子の氷晶核としての能力(作用上限温度など)が測定された。これらによると土壌、鉱物粒子の中には粘土鉱

* 筆者は1959年プラハで行われた凝結核と氷晶核に関する国際会議に出席の際、プラハの郊外、ポヘミア平原の中の丘の上に建っているフィントアイゼンがこの実験を行った実験室で膨脹低温箱を見学する機会に恵まれ感涙深かった。

物、かんらん石など -15°C 以上で氷晶核として活性化
するものが多いが、フィント・アイゼンらによって考え
られた石英の氷晶化能力は低いことが明らかとなった。

ボウエン (Bowen, 1953) は世界各地の日雨量の変動
の解析から流星雨の観測される日の約30日後に雨量のピ
ークが現れていることを知り、流星塵が地上 100 km の
高度から30日間かかって対流圏に入り、氷晶核として働
くために雨量が増加しているというよく知られている氷
晶核の流星塵仮説を提出した。この仮説を実証するため
もあってオーストラリア国立研究所 (CSIRO) のボウ
エンの研究室でビッグ、モソップ (S.C. Mossop) らに
よる氷晶核、エアロゾルの研究が行われた。現在では仮
説を支持する確実な証拠がないため、多くの研究者は否
定的見解をもっているが、この仮説はオーストラリアの
氷晶核および成層圏エアロゾルの研究を進展させるため
の1つの大きな契機となった。

諸種の化学物質などの人工的な氷晶核についての画期
的な発見は1946年のボンネガット (B. Vonnegut, 1947
J. Appl. Phys. 18 539) による極めて有効な氷晶核と
してのヨウ化銀の発見である。同博士に筆者が直接聞い
たことによると氷晶と結晶格子間隔の近い物質をX線結
晶学のハンパブックで探しヨウ化銀を見付けて実験をは
じめたのが発見の糸口となったということである。彼は
最初ヨウ化銀の粉末をシェーファーの実験室のフリーザ
ー中の霧の中にまいたが、何の効果もなく失望した。その
後シェーファーはヨードフォルムで実験をしたが期待し
た結果は得られなかった。その二、三週後にボンネガット
は各種の金属でつくった電極間に放電を行わせてできた
“煙”の氷晶核作用のテストを行った*。そのときポケッ
トから銀貨を取り出して、それに放電させたところ、シ
ェーファーがドライアイス塊を過冷却霧の中に落したと
きと同様に無数の氷晶が発生した。しかし、このような
効果は長続きしなかった。その後、再現することもでき
なかった。その原因をいろいろ考えた結果、シェーファ
ーがヨードフォルムの実験を行ったときにフリーザー中
に残ったヨードの痕跡と放電によって生じた銀とが化合
して純粋なヨウ化銀ができたことによるのではないかと
いう考えに到達した。最初の実験の失敗は、これに用い
たヨウ化銀が50%の硝酸ナトリウムを含む不純なもので
あったことに原因があることが分かった。その後、ヨウ

化銀の煙を有効に発生する装置をつくり、人工降雨の実
験に用いた。

このボンネガットの実験がもととなって、多種の無機
物質の氷晶核としての能力が多くの研究者によって研究
されるようになった。

ヨウ化銀の作用上限温度が約 -4°C であること、
 -10°C で活性化するものに PbI_2 , CuS , Ag_2S などが
あり、金属の酸化物にも比較的高温の -10° - -15°C
で活性化するもののあることが見出された。[Sanger,
1955; Mason and Hallet, 1956, 1957; Serplog, 1958;
佐野ら, 1960; Katz, 1960] 福田 (矩彦) (N. Fukuta,
1958) は多数の化合物の活性化温度を測定した。

また有機物の氷晶核については、バシコフとクラシコ
フ (G.M. Bashikov and P.N. Krasikov) は1935年に
フロログリソールが -6°C で活性化することを見出
したが当時余り注目されなかった。駒林・池辺 (1961)
は芳香族化合物について、ヘッド (R.B. Head, 1961)
がステロイド化合物について実験を行ったのが有機物
質の氷晶核能力を組織的に研究した最初である。ヘッド
(1962) は α -フェナジンが -35°C で、福田 (1963)
はメタアルデヒドが -1°C で活性化することを見出し
た。福田は人工気象調節にメタアルデヒドの使用が有利
であることを提唱した。

種々の物質や鉱物粒子が氷晶核として働くメカニズム
は結晶物理的観点からも興味のあることである。多くの
研究者によって実験的、理論的研究が行われた。ここに
その詳細について述べることは紙数が許さないので簡単
にふれるに止める。 -15°C 以上の高温で有効な氷晶核
として働く物質の多くは、その結晶の低次面の格子間隔
が氷の結晶のC軸に直角な基底面か、平行なプリズム面
の格子間隔に近いものである。氷晶の格子間隔を a_i と
し、ある結晶の格子間隔を a_0 とすると $M = \frac{a_0 - a_i}{a_0}$ がミ
スフィットとよばれる量である。一般にある結晶の上に
他の結晶が一定方向を保って成長する現象を指向性成長
(oriented overgrowth) あるいはエピタクシー (epitaxy)
とよぶ。これは両結晶のミスフィットが10%以下の場合
に起こりやすい。たとえばヨウ化銀の場合は1.3%程度
である。カオリンなど粘土鉱物は斜方晶系である(氷、
ヨウ化銀 (β -AgI) は六方晶系)が、その基底面の水酸
基は疑似六方対称に排列している。氷晶の他結晶の上の
指向性成長や諸種の物質の氷晶核としての活性上限温度
のうちミスフィットの大小から説明できるものもある
が、ミスフィットの小さいほど活性上限温度が高いとは

* 実験の様子は上記ボンネガットの論文と Byers,
H.R. History of Weather Modification (後出)
による。

限らない。水分子と下地結晶の化学結合力などが重要な役割をしているものと考えられる。氷晶の核の上の形成の理論的研究にはフレッチャー (N.H. Fletcher, 1959, '63, '64) ターンバルとボンネガット (D. Turnbull and B. Vonnegut, 1952) などがある。

なお、 0°C 下数度の雲の中で、氷晶核測定装置で数えられる氷晶核数 (活性化温度がその気温範囲の核数) よりもはるかに大きな場合がしばしば見出されている。その原因として現在最も有力と考えられているのはハレットとモソップ (J. Hallet and S.C. Mossop 1974) の氷晶の増殖過程 (multiplication process) である。これは氷晶核上に成長した一次結晶に過冷却水滴が衝突して凍るとき微小な二次氷晶 (スプリンター (splinter) とよばれている) が飛び出すことが低温湿箱を用いた実験で見出された。スプリンターの発生は -5°C 付近で最も著しい。

5. 雲粒の衝突併合による水滴の成長

雲粒同志が互いに衝突併合して成長する可能性は旧くから考えられていたことであることは第1章に述べた。水滴の衝突併合による成長を水滴のまわりの空気の流れの場を考慮に入れてはじめて詳細に論じ衝突係数を計算したのは* ラングミュア (I. Langmuir and K.B. Blodgett, 1948; Langmuir, 1948) である。大水滴と相対的に運動する小水滴 (ストークスの抵抗を受けて動く質点と考えた) がその慣性のため大水滴に衝突する率 E_c を計算した。 E_c は大水滴が落下して掃引する体積内の小水滴数に対する衝突する粒子の数である。衝突しても跳ね返って付着しないものもあるので、付着する率を E_a とすると、 $E = E_a E_c$ が大水滴が小水滴と衝突捕捉する率で捕捉率 (collection efficiency) とよばれる。 E_a を理論的に評価し、あるいは実験的に定める多くの研究が行われている。しかし、 E_a の値を定めることは難しいので通常 $E_a = 1$ 、 $E = E_c$ として衝突併合による雲粒や雨粒の成長の計算をする場合が多い。

ラングミュアらの計算では実際には有限の大きさをもった小水滴が空気の流れの場に及ぼす影響が考慮されていない。また大水滴のまわりの場は、その落下速度による相対的な流れの場のレイノルズ数が小さいときはスト

ークスの流れ、大きいときはポテンシャル流を用い、中間の範囲ではその両者をつないでいる。その後、ピアシーら (T. Piercy and G.W. Hill, 1956) はオゼン (Oseen) の流れを用いて同程度の大きさの径をもつ球の相互作用を考慮して計算した。ホッキング (L.M. Hocking, 1959) は小水滴同志の衝突 (レイノルズ数 0.005 以下、半径 $30\ \mu\text{m}$ 以下に相当) の計算を行った。その結果によれば半径 $20\ \mu\text{m}$ と $14\ \mu\text{m}$ の水滴、 $30\ \mu\text{m}$ と $15\ \mu\text{m}$ の水滴の衝突率は1に近い。多くの研究者によって乱流が捕捉状に及ぼす影響、衝突の際の反発などについての理論的、実験的計算が行われた。捕捉率は雲粒の成長を定量的に取り扱う場合に極めて重要な係数であり、 0°C 以上の雲からの降雨のみでなく、ベルジェロンフィントアイゼン型降水の場合にも降水強度を規定する重要な係数である。したがってその後も多数の研究者によって衝突係数の計算が行われている。これについて詳述することはできないのでシュランプら (R.L. Schlamp *et al.* 1976)、クレットとデイビス (J.D. Klett and M.H. Davis, 1973) の計算結果を示すに止めよう。大水滴の半径が $20\ \mu\text{m}$ 以下であると E_c は 0.1 の程度であるが、小水滴が $15\ \mu\text{m}$ 以上で大水滴が $40\ \mu\text{m}$ 以上の場合は E_c は1に近くなり、半径 $40\ \mu\text{m}$ 以上の径の同じ水滴同志の $E > 1$ より大きくなる。したがって、この計算が正しいものとするれば雲粒の半径が $20\ \mu\text{m}$ 以下のときは衝突併合による雲粒の成長は (この場合空気の乱れは考えていない) 起こり難く、雲は安定である。それ以上の粒子を含む雲からは降水が起こる可能性がある (次節参照)。

なお、雨滴の空間濃度は雲粒の空間濃度の 10^{-5} から 10^{-6} の程度であるから、もし、全雲粒のうちの極めて僅かな数 (10^{-5} – 10^{-7}) 程度の雲粒が大部分の雲粒よりも多数回の衝突併合をして特に大きな水滴になったとすれば、この効果は降水過程に大きな影響を及ぼす可能性がある。ラングミュアの計算では、大水滴の数に比べ、小水滴は極めて小さく、空間濃度が極めて大きく、連続的に分布していると考えられる場合あつかった。このようなモデルを連続モデルと言う。しかし、同程度の大きさの水滴同志の衝突の場合は粒子が連続して存在しているとみなすことはできない。コロイドやエアロゾルのブラウン運動による凝集の取り扱い (スモルコフスキーの式) のように不連続な衝突成長を考える必要がある。テルフォード (J.W. Telford) はこのことに注目して大小2種の水滴を考え、その衝突係数を一定とした確率衝突

* アルブレヒト (F. Albrecht, 1931) が気流中に置かれた円筒に微小粒子衝突する率の計算を行い、フィルターによる塵埃の濾過について論じている。

成長過程の最も簡単な場合を考え、大水滴の成長を計算した。このような確率過程モデルを用いると時間が経過すると成長してできた水滴の粒径分布スペクトルが当然拡がり、平均径（連続モデルと一致）よりもはるかに大きな粒子ができる。確率過程モデルはその後もっと一般的で精確なモデルに改良された。たとえば、ジルスビー (D.T. Gillspie, 1972) は確率過程を一般的に論じた。しかし、確率過程に基づいて実際の雲の中の状態に近い条件で水滴の成長を厳密に取り扱うことは難しいので、衝突係数などの近似式を用い計算が行われている。また多くの人々によって水滴成長の数値計算が行われている。たとえば、トゥミー (Twomy, 1966) は初期に粒子数濃度がそれぞれ (1) 50, (2) 200, (3) 800 cm^{-3} で分散が (1) 0.15, (2) 0.15 (3) 0.5 で平均半径が (1) $16.5 \mu\text{m}$, (2) $10 \mu\text{m}$, (3) $7 \mu\text{m}$ の正規型の粒径分布を与え、衝突係数としては半径 $30 \mu\text{m}$ 以下の水滴には前述のホッキングの値、 $30 \mu\text{m}$ 以上ではシャフリール・ナイバガーの値 (U. Shafirir and M. Neiburgur, 1963) を用いて計算した結果、第1の典型的海洋性積雲のときには14分後に霧雨の大きさ ($100 \mu\text{m}$) の水滴が 100 m^{-3} 生じ、20分から30分後に降雨を生じた。これに対し (2) の大陸性積雲の場合には 100 m^{-3} の霧細が生ずる時間が39分に延び、雨が生ずるには1時間以上を要した。(3) の場合には霧雨の水滴ができるのに63分、雨滴ができるのに1時間以上を要した。一般に半径 $20 \mu\text{m}$ 以上の水滴が多くなれば水滴の衝突の率がよくなり $40 \mu\text{m}$ 以上の水滴ができると小さな水滴を捕捉する率が多くなるので雨滴ができやすくなる。このことが上記の計算結果にも現れている。(3) の場合は平均半径は小さいが、粒径の分散が大きい。

6. 自然の降雨機構

すでに述べたように中緯度より高い緯度の地方の雨はベルシェロン-フィントアイゼン過程がその降雨機構を説明するものとしてこの説の発表後比較的はやく広く認められ、定着した。また、第2次大戦の時代に進歩したレーダーの電波は降水によってよく反射されることが観測され (1941) 降水雲の構造を明らかにするための極めて有効な手段となった。雨、雪など降水のレーダーの反射因子に関し多くの研究が行われた。温暖前線の 0°C 雨雲の層の下にレーダー波が強く反射される層 (プライトバンド) が見出され、雪の融解層であることが明らかになり (1945—1950年)、また 0°C 層より高い層に現

れる上部反射層 (upper bands)、降水縞 (precipitation streak)、水晶の形成セル (generating cell) などが1950年から1957年の間に発見されて、その実体の解明が行われた。そのほか、寒冷前線、閉塞前線など温帯低気圧の構造、雷雲、台風などの降水の構造がレーダーで明らかにされた。また、ミリ波レーダーによって降水のない雲の観測が行われ、ドップラーレーダーで降水粒子の落下速度、水平方向の速度などが求められるようになった。これらによる観測結果はベルシェロン-フィントアイゼン過程を支持するものが多かった。しかし、熱帯地方その他でベルシェロン過程によらない、水滴の衝突併合による成長過程による雨の降水構造も次第に明らかにされた。これと同時に飛行機で雲を貫通して雲粒の数濃度、粒径分布、雲水量の測定が盛んに行われるようになった。

ホートン (H.G. Houghton, 1950) は水晶、雪結晶の成長、衝突による降水粒子の成長速度の計算を行い、ベルシェロン-フィントアイゼン過程で成長する初期には昇華による雪結晶の成長が大きい、降水粒子が霧雨以上の大きさになると、これよりも衝突併合による成長の方が速くなることを示し、中緯度地方の降水においても初期の成長以後は雪の結晶の併合による雪片の形成、それが融解後に生じた雨粒が 0°C 以上温度の水雲中で雲粒を捕捉して成長する過程が重要であることを論じた。

また、ボウエン (E.G. Bowen, 1950) は衝突併合による雨滴の成長について、通常の雲粒より大きな小数の雲粒が上昇気流中で雲粒を捕捉して大きくなり降水として落下する雨滴の成長過程を計算した。

ウッドコック (A.H. Woodcock, 1950) は彼の測定によれば海水の飛沫から生じた半径 $20\text{--}30 \mu\text{m}$ の巨大海塩核は大気中に1個/l程度あるので、これが上述の大雲粒として働き降水を起こす可能性があることを示唆した。ラドラム (F.H. Ludlam, 1951) はこのような飛沫は上昇気流中であまり蒸発しないで雲底に入り雲の厚さが十分あればシャワーが降りうることを衝突併合 (連続モデル) による計算で示した。

実際の降水はいろいろ複雑な気象条件の下で起こっている。前節までは上昇気流の強さ、温度、湿度などを仮定して、微物理過程による成長について述べてきた。これは巨視的な、大気力学的な量をパラメタライズしたことになる。上述の諸量は雲よりもスケールの大きな大気の状態や運動によって規定されると同時に、降水粒子の成長によっても影響を受ける。降水過程を定量的



第2図 アービング・ラングミュア (Irving Langmuir 1881-1957).

に明らかにするためには力学過程と微物理過程を同時に考えなければならないことは言うまでもない。しかし、微物理過程は分子程度の大きさの核形成の過程から mm から数 10 mm の降水粒子の成長過程を含み、また、その成長は高さ数千メートル、横のスケールが 1 km-数 km の雲の中で起こっているから、これよりさらに大きな大気力学過程と同時に扱うことには大きな困難がある。そのような試みの1つとして研究が進められているのが微物理過程を考慮した“雲力学”である。現在計算機を用いた雲の過程の数値シミュレーションが盛んに行われ、1次元、2次元、3次元の雲の中の降水粒子の成長の計算が行われている。降水粒子と空気塊が別の運動をすることもこのような計算を困難にしている。降水の成長は元来ラグランジュ的に追う必要がある点が問題を難しくしている。氷晶過程はさらに難しい。

降水過程については書くべきことが多くあるが紙数がつきたので、このような方向の研究として、武田(喬男)(1971)と高橋(勅)(1973)による研究を述べてこの章

を終わることとする。武田は 0°C 以上対流性雲の二次モデルによるシミュレーションを行い、風の鉛直方向のシュアーが降雨の継続、総降水量に大きな影響を与えることを示した。高橋は暖かい雲について凝結核の粒径分布を与え衝突成長による降水の数値計算を行い、凝結核(大核に属する)の数が多いと降水粒子が雨粒に成長することを示し、少なすぎると雨粒の数が少なくなるため雨量が減り、ハワイの海洋性積雲のときに最も効率よく雨が降ること、このとき巨大海塩核はあまり重要でないことを示した。

一般にこのような数値シミュレーションの結果は最初に与えた粒径分布(凝結核、あるいは最初の霧粒の粒径分布)、衝突併合の係数、雲と雲の外の空気との混合などに敏感によるので、これと現実の雲の中で起こっている現象を比較しながら、さらに研究を進めて行く必要がある。力学過程あるいは微物理過程(氷晶過程を含めた)をどのようにパラメタライズするのが適当であるかが、この種の数値シミュレーションの今後の課題であろう。

7. 気象調節

明確な科学的根拠の上に立って、降水雲以上のスケールの気象現象を人為的に変えることに成功した史上最初の実験はラングミュア (I. Langmuir) の研究グループによるものである。この実験はまた大気の研究に自然を直接対象として実験を行う道を開いたものとして、大気研究の発展に画期的な意義をもつものと考えられる。

気象調節には霧の消散、降霜の防除など比較的旧くから行われ、ある程度成功しているものもあるが、ラングミュアらの実験は自由大気中の現象を対象としている点において特色がある。

ラングミュア (Irving Langmuir 1881-1957) は、熱電子、活性水素の研究、ルイス-ラングミュアの原子価論、吸着、蒸発凝結などの研究、特に吸着の単分子層の研究など界面化学の分野に大きな業績を残した*。ラングミュアは視野が広く、その研究は極めて広い分野に及んでいた。彼にとって新しい分野の研究に取り組むとき、その問題の本質を見抜き、単純化して、物理・化学の基礎の上にとって問題を解明した。第2次大戦の期間に行った航空機の降水性空電、ワシントン山頂で行った着水の研究、これに関連した円筒、球、リボンへの粒子の衝突係数の計算 (Langmuir and K.B. Blodgett, 1946)、衝突による水滴の成長と連鎖反応 (Langmuir, 1948) の研究などにも上に述べたような研究の進め方が見られる。

* “Collected works of Irving Langmuir” Pergamon Press, New York 1961, vol. 12. 1909年以降 G.E. の研究所で研究。1932年ノーベル賞を受けた。

バイヤース博士 (Byers, 1974*) によれば, ラングミュアは当時, 気象学の文献になじみがなく, 知識のある気象専門家と話をしたことがなかったことが, ラングミュアが1947年米国学士院で行った講演から推察されると述べている. すでに気象学者の間では良く知られていた現象を知らず, ワシントン山で, 過冷却雲の存在を実際に観察し, その中に雪の結晶があれば成長し落下するであろうと述べている. この現象が当時より25年以上前に知られていたことを知らなかったし, またベルシェロンの説も知らなかったように見える. しかし, ラングミュアとその弟子のシェーファー (V.J. Schaefer) はワシントン山でこの現象を観察し, これが雲のモディフィケーション (Cloud Modification) の研究の動機となっている. ここに科学の発展の面白さとまた教訓がある.

ワシントン山での野外実験の後ラングミュアとシェーファーは**実験室で注意深い実験をすることを決めた. シェーファーは食品貯蔵用の内容積約4立方フィートのホーム・フリーザー*** を手に入れ, 内側に黒いびろうどを張り, 観測のためビーム状の光で照した. 彼がフリーザーに息を吹き込むと霧ができた. しかし -23°C という低温にもかかわらず, 氷晶は全く生じなかった. シェーファーはいろいろの物質を粉にして箱の中に入れたが, ほとんど氷晶が生じなかった. ある夏の暑い日, 箱内の温度が十分低温にならなかったで, ドライアイス

の大きな塊を箱に入れた. すると, たちまち, 箱の中の空気は幾100万の氷晶で満たされた. ドライアイスの塊を外に取り出したあともしばらく氷晶が残った. その後の実験で極めて小さなドライアイスのかげらでも, また針を液体空気で冷して箱の中に差しこんでも多数の氷晶ができることを知った. 氷晶の現れる温度には上限があり, それが -39°C ** であること, これが自発凍結による氷晶の形成の温度であると, ラングミュアは述べている. シェーファーはそれらの氷晶のフォルムパールのレプレカを作り自然の氷晶と同じ形状をしていることを明らかにした. このシェーファーの発見は雲のモディフィケーション, 気象の人工調節の発展史の新しいページを開いたものである.

ボンネガットは M.I.T. で着氷に関連して核形成過程の研究を行っていた. 1946年の秋には各種の核形成の実験を G.E. の研究室で行っていたが, 上述のシェーファーの発見後は再び氷晶の核形成の問題に注意を向け第5章に述べた氷晶核としてのヨウ化銀の発見をした.

雲の種まきの最初の実験は1946年11月3日, シェーファーによって行われた. 彼は小型機に搭乗し, 3ポンドのドライアイスをニューヨーク州スケネクタディーの東方のグレイロック山上の雲の上から3マイルの長さの線に沿って撒布した. 雲は14,000フィートの高さの層状雲で温度は -20°C であった. 5分後には雲全体が雪に変わったように見え, 雲の2,000フィート下方まで落下し蒸発した. (V.J. Schaefer 1948, Bull. Am. Met. Soc. 29, 175-182). この実験の後, ラングミュアはこのような種まき法によって気象状態を変えることができるという信念をもち, 熱心にこれを人々に訴えた. バイヤースによれば (既出文献) 米国気象庁はその当時, 原子爆発によって大規模に天気が変わってはいないということをおもて大衆に説得するという困難な任務に忙しかつたので, ラングミュアのような著名の科学者のこのような発言には当惑していたと言う.

1947年には米国政府機関が野外実験を担当し雲の種まき実験「巻雲計画」(Project Cirrus) が開始され1952年に終了した⁵⁾. この実験には陸海軍の飛行機による雲の観測が行われた大規模なもので, 種々の成果が得られた. 特に, ドライアイスあるいはヨウ化銀の種まきの効果として, 明確に観測された効果は, 過冷却した層状雲中に飛行機から種まきすると, 飛行経路に沿って雲が消えたことである. 雲があまり厚くないときには人工的にできた雪が目に見える粒子をすべて掃き落した. また拡

* H. Byers, 1974: History of weather modification, Weather and Climate Modification edited by W.N. Hess John Wiley and Sons, New York, 1974.

** Langmuir, I., 1948, Proc. Am. Philos. Soc. 92, 167.

*** 1956年に開催された前述の会議の際, シェーファー邸の地下室で, シェーファー博士がこのフリーザーの前で簡単な氷晶形成の実験 (パッキング用のプラスチック・シートの気泡をフリーザー内の過冷却雲中でつぶすと断熱冷却で無数の氷晶が発生する) を行いながらここに述べる実験の説明をされた.

*4 冷却した水銀滴を箱内に落とす実験を行い, 水銀が液体である間は氷晶ができず, 固化すると氷晶ができることを知った. -39°C は水銀の凝固点.

*5 Project Cirrus, Final Report vol. 1, 2, May 1953. なお Final Report of the Advisory Committee on weather Modification vol. 1, 2, 1957 には当時までの種まきの効果の検討結果, 種まきの方法, 統計的判定の方法, 法規, 完べきに近い文献目録が掲載されている.

散効果によって効果は飛行機の航跡から1マイル以上も拡がるのが観測された。この写真は人工降雨関係の文献によく転載されている。1947年には最初のハリケーン調節の実験が行われた。ハリケーンの渦状のレインバンドに80ポンドのドライアイスの種まきが行われ、雲に大きな変化の見られたことが報告されている。このとき、種まきの直前までは北西に進んでいたハリケーンは種まき後に進路を変えサウスカロライナとジョージアの沿岸地方を襲った。この進路の急変が種まきによるのではないかという論議があった。ラングミュアはこれは種まきによるものと考え、その後も種まき法によるハリケーンの制御を含む大規模な気象調節は将来性のあるものと考えていたことは、ラングミュアの論文からも読み取られるが、バイヤースは前述の論文の中の「ラングミュア不屈の人(Langmuir, the indomitable)」と言う表題の節でラングミュアが如何に熱心に種まき法による気象調節の効果を主張し、それに米国気象局や気象専門家が困惑したことが述べられているが、その最後を「彼は気象調節に大きな貢献をしたが、もし彼が大気現象の大きさを十分理解していたならば、彼はその出発点で挫折していたであろう」と結んでいる。これは“余り知り過ぎている専門家”よりも“素人である”異なる分野の優れた研究者によって画期的発展が行われる一例であろう。ラングミュアの見聞性がなければ、シェーファーのドライアイスの氷晶形成の発見が直ちに雲の種まきやボンネガットのヨウ化銀の発見、気象調節にはつながらなかったであろう。

種まき法による野外実験はその後米国各地で行われ、オーストラリア、日本、欧州、近東、インドなどで行われるようになった。米国で商業的ペースで人工増雨のためなどの種まきが行われた。また、 0°C 以上の雲に対する大きな凝結核(吸湿性物質)の種まきの実験も行われた。

雲の微物理過程の人為的变化による気象調節には過冷却水滴雲の氷晶化による人工増雨、台風の強さの低下、進路の変更、落雷、雹の抑制、霧の消散、および吸湿性物質の種まきによる増雨、消霧などが考えられ、野外実験などが行われている。

種まきによる人工増雨の実験については冬季の降雨に増雨効果が認められているものがあるが、降雨量の空間的、時間的変動が極めて大きいために一般に有意な増雨を検出することは極めて困難である。適当な地域を選び、よく計画された長年月にわたる実験を行い、統計的

物理的判定を行う必要がある。科学的に根拠のあいまいな商業的、場当り的な“実用”種まきは気象調節の発展の歴史から見るとその発展を阻害していることが明らかである。また、台風制御などの大規模な野外実験は人間の環境に影響を与えるおそれがあるので、このことを十分考慮して、影響を見極めながら小規模実験から進めて行く必要がある。

気象調節は現在未だ初期の段階にあって、種まきによる過冷却雲の変化がどのような微物理学過程を経て、最終的に大規模な雲の状態、降水にどのような影響を与えるかについて具体的に明らかにされていることは極めて少ない。今後の解明が期待されている。さらに、現在行われている種まき法以外の新しい原理による気象調節の研究が望まれる。

9. おわりに

雲と降水機構の研究の発展について、微物理過程を中心に述べてきたが、微物理過程についてさえ最近の研究についてはほとんど述べることはできなかった。これらについて興味のある読者は本誌や「気象研究ノート」などにすぐれた総合報告や解説があるので参照して頂ければ幸いである。また、今後気候問題と関係してますます重要となる雲粒、降水粒子の光学的性質、雲の構造と放射特性、また環境問題に重要なエアロゾル、放射性エアロゾル、降水の化学成分と降水によるエアロゾルの除去など重要な問題に関しても触れることができなかった。これらはいずれも雲、降水の微物理過程と深く関わり合っている。

また、微物理過程と大・中規模の大気の過程との関係に僅かにふれただけであるが、これは今後発展する重要な分野で新たな観点に立って研究の展開されることを期待して小論を終わることとする。

文 献

- 本文中に述べた様に引用した論文のリストは省略するが、これまでの雲物理学の研究をまとめた成書としては次のものがある。
- Fletcher, N.H., 1962: The Physics of Raincloud, Cambridge University Press.
- Mason, B.J., 1971: Physics of Clouds 2nd Edition, Clarendon Press, London.
- Pruppacher, H.R. and J.D. Klett, 1978: Microphysics of Clouds and Precipitation, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.