

2. 降水の物理と大気電気*

孫野長治**

1. 降雪の物理学

1.1. まえがき

昔は、大気が上昇して断熱膨張で冷却して飽和すれば雲ができ、雨が降ると簡単に考えていた。しかし物理学的にみると解せない点が多い。たとえば雲粒はその表面張力のため $2T/r$ だけ内圧が高くなる。 T は水の表面張力、 r は半径を表わす。これに応じて雲粒の蒸気圧も高くなっている。雲粒が無限小の大きさから成長するとすれば無限大の過飽和が必要になる。

そこで無限小の大きさから出発するのではなくて有限の大きさの大気中の塵を核として凝結・成長するものと想像された。このことを Coulier (1875) と Aitken (1880) は容器内の空気を断熱冷却させて霧粒を作ることによって始めて実証した。

しかし彼らの発見した塵粒子は今日でいう雲核よりは $1 \sim 2$ 桁小さい。Köhler (1921) は着氷 (過冷却した雲粒が物体に凍着したもの) が塩分を帯びていることから海塩粒子が雲粒の核になると考えた。光学顕微鏡では雲の核が見えないので、多くの研究者の努力にもかかわらず著しい進歩はみられなかった。

電子顕微鏡が使えるようになって黒岩 (1944) は始めて雲核の撮影に成功し、雲核には海塩粒子や燃焼生成物が多く、大きさは $0.1 \sim 2 \mu\text{m}$ に分布することを測定し、雲核物質同定の端緒を開いた。

1.2. 雲の水化

雲粒が発生してもその成長速度は、雲内に常識では考えられないような大きな過飽和が存在しない限り微々たるもので、積乱雲が発生してから30分くらいで大粒の雨滴の降り出すことは到底理解できなかった。そこで雨が降り出すためには雲中に何らかの変化があるに相違ないと予想された。天然の雲は -10°C くらいに気温が下っても水化しないことが多い。

Guilbert (1922) は雨が降り出すのは氷晶からできて

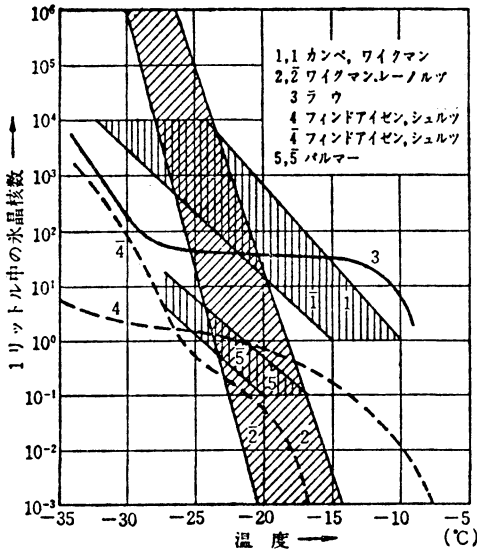
いる巻層雲の存在する時であると指摘した。Bergeron (1935) と Findeisen (1938) は、 0°C 以下に過冷却した水の飽和蒸気圧は同温の水の飽和蒸気圧より格段に高いことに着目し、もし水で飽和した雲内に氷晶と過冷却雲粒が共存すれば氷晶近傍の水蒸気はすみやかに氷晶表面に昇華凝結し、その穴埋めに近くの雲粒が蒸発するという過程が継続すれば、雲粒の単なる凝結成長に比べれば、桁違いの速さで氷晶が成長して雪の結晶になり、これがとけて雨滴になると説明した。それでは最初の氷晶はどうして発生するかというと、大気中の塵粒子のなかには水蒸気が直接昇華凝結できるような「昇華核」が存在するからであると考えた。これが Bergeron and Findeisen の氷晶説である。今日では純粹の氷晶説だけで説明できる降雪機構は、当初予想されたほど多くないことが判明したが、降雪機構の説明としては画期的なものである。

第2次大戦中、Schaefer (1949) は縦型の冷凍庫を使って雲粒を氷晶に変える実験中に、雲粒は -40°C の気層を境にして自動的に凍結することを発見した。そこで彼は水の真実の凍結温度は -40°C であり、普通の水はそこまで過冷却しないうちに凍結するのは、水のなかに「凍結核」が含まれているからであると結論し、凍結核としては地表から補給される粘土性の微粒子を考えた。他の研究者の追試によれば蒸溜水の凍結温度は水滴が小さくなるほど低下し、水滴半径が無限小になると -41°C に到達することが判明した。これは水滴が大きくなるほど中に含まれている凍結核を完全に除くことが困難なためと解釈される。

雪の結晶の中心付近に氷晶の核として作用したらしい微粒子のあることが確認されている (Kumai, 1951)。戦後、人工降雨を目的として人工的な昇華核や凍結核の研究が繰り返された。しかし天然の雲のなかで昇華核を芯にして氷晶ができたものか、雲粒が凍結核によって凍って氷晶化したものかの判別が困難である。また室内実験でもあらかじめ雲粒中に含まれていた凍結核が凍る場合と、あとから凍結核が過冷却した雲粒に附着して凍らせたものかの判別が困難である。後者の凍結過程を

* Precipitation Physics and Atmospheric Electricity.

** Choji Magono, 気象協会北海道本部.



第1図 氷晶核数と気温の関係。

contact nucleation と称し、いずれの過程も含めてとにかく氷晶の核になる粒子を氷晶核と総称する。

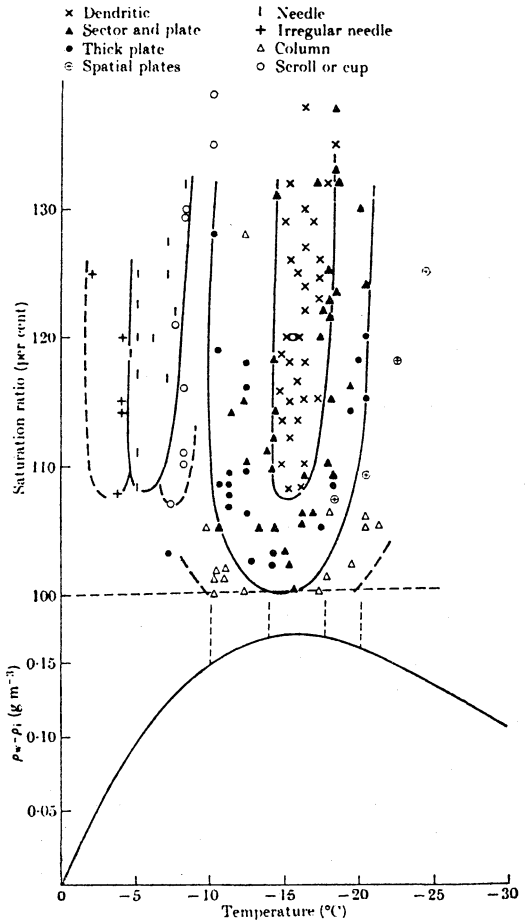
氷晶核の核化能力は第1図に示すように気温が下るに従って急激に増大し、また湿度の過飽和の度合にもよる。しかもすでに存在する雲中の雪の破片なども好個の氷晶核となるので、気温が下ったら将来発生するであろう氷晶核の絶対数の測定は困難を極め、現在でも手法が確立されていない。この点が降水現象解明のぬきがたい隘路となっている。しかし第1図にみられるように、誰の測定でも気温が -20°C 以下になれば氷晶核濃度は空気 1l あたり数個になり、天然の雲内の雪の結晶の濃度に匹敵する。

1.3. 雪の結晶の成長

完全とはゆかないが、過冷却した雲内で氷晶の発生する機構がある程度解明された。

しかし氷晶の大きさは数十～数百 μm であり、これが融けても雨滴とは数桁の差がある。次に氷晶が雪の結晶に成長しさらに雨滴にいたるまでの過程を調べてみよう。

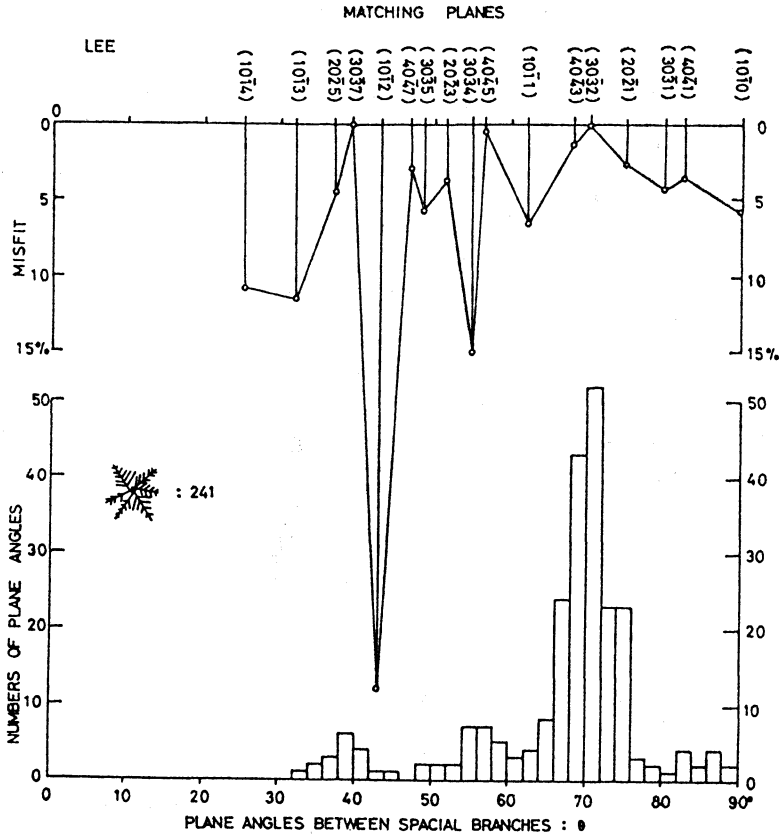
ドイツで1929年ごろに樹枝状の雪の結晶と雲の温度の関係論じた報告がある。しかし雪の結晶の形態や成長を始めて物理学的に組織的に研究したのは Nakaya et al. (1938), Nakaya (1954) である。低温室内で二重ガラス筒内を上昇する温湿な気流中に兎の毛をつるして雪の結晶を人工的に製作する方法(後に対流型と称す)を



第2図 中谷ダイアグラム。雪の結晶形と気温の関係。縦軸は氷飽和に対する過飽和を示す。下方の曲線は水飽和蒸気密度と氷飽和蒸気密度の差を示す。

開発し、第2図に示すように結晶形が気温と過飽和湿度(空気中の微水滴も含め)で決まることを発見した。 -15°C 付近で結晶は横に成長して六角板または六華の樹枝状になり、この温度範囲をはさんで、すなわち -5°C ～ -10°C と -20°C ～ -23°C の両温度範囲で縦に成長して角柱や針状になる点が注目される。後に Kobayashi (1957) や Hallett and Mason (1958) は上下に温度差のある箱のなかにナイロン糸を垂直に張る方式(拡散型)で追試したが結果は本質的に変わらなかった。

気温によって雪の結晶が基底面に沿って平板状に成長したり、縦方向に伸びて角柱になるという晶癖の温度依存は、その後の研究者の熱心な追求にもかかわらず解明



第3図 放射樹枝形の雪の結晶における枝相互のなす角の分布. 上方はミスフィットの度合を示す. ミスフィットの最小に分布の最大が対応している.

に成功したとはいえない. すなわち Mason *et al.* (1963) や Hobbs and Scott (1965) は氷の結晶の基底面とプリズム面における水蒸気分子の移動速度の相違に基づくものとの考えは共通しているが、肝心の点で両者の意見が対立している. 最近、黒田とラックマン (1979) は氷表面の疑似液体層の相違に基づくものとして計算を試みてある程度成功している.

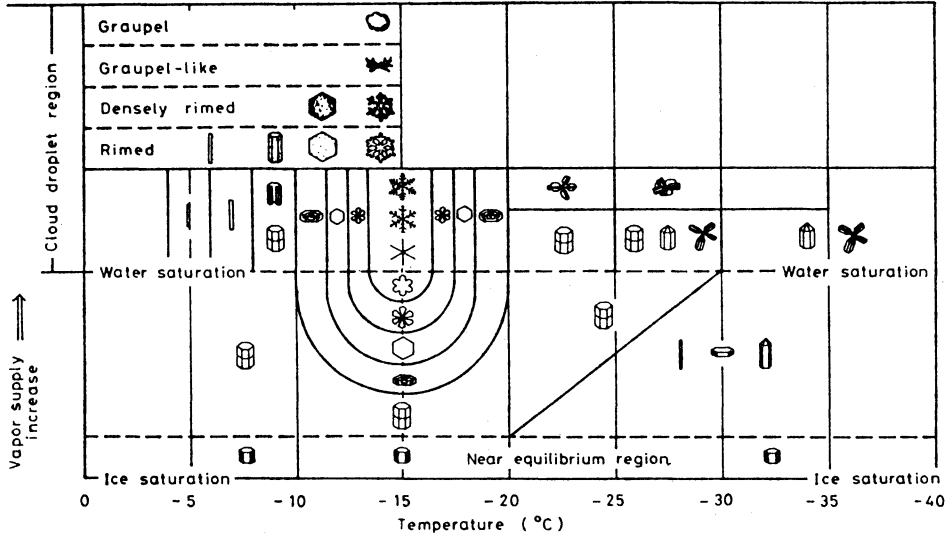
雪の結晶の成長速度は樹枝状が最大であることをすでに Nakaya (1954) は測定し、成長速度が大きければ昇華の潜熱を放出するために単位表面積の大きい樹枝が適していると定性的に考えた. しかし雪の結晶の成長速度を理論的に説明したのは Houghton (1950) である. 彼は水滴の凝結速度の式を変形して次の式を導いた.

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi CD(\rho - \rho_c) \quad (1)$$

ここで m は結晶の質量, C は結晶の静電容量 (球体ならば半径に相当), D は水蒸気の拡散係数, ρ は充分離れた位置の水蒸気密度, ρ_c は結晶表面の水蒸気密度である. ρ と ρ_c を水飽和水蒸気密度と氷飽和水蒸気密度におきかえてもよい. 両者の差は第1図下方にみられるように -15°C 付近で最大になり雪の結晶の成長速度最大の温度領域と一致する. Houghton は結晶の形と大きさに応じて C を計算し、ほぼ実測に近い値を得た. しかし彼の式では凝結潜熱の放出による雪結晶表面温度の上昇が数式化されていないので後年 Mason (1971) が改良した.

1.4. 雪の多結晶

天然の雪の結晶では六角柱とか六角板のような単結晶よりは一見、不規則にみえる多結晶の方が多い. これは過冷却雲粒が凍結する際に始めから多結晶になるからで



第4図 天然の雪の結晶形と気温の関係。縦軸は湿度に相当する。

ある。

Hallet (1964) は過冷却水滴は大きいほど、また温度が低いほど多結晶になる確率の高いことを実験的に立証した。つづいて Higuchi and Yoshida (1967) は平板結晶の結晶方向と、それから立体的にのびた樹枝の結晶方向のいずれの間に規則性のある点に着目し、実験とも併せてこれは金属物理学でいう lattice misfit (雲粒が氷板に、異なった結晶方向で凍着する際には格子間隔と方位の点でいずれの最小の方向をとる) によるものと説明した。第3図の放射樹枝状の雪の結晶の枝の間の角度の分布を示す (Lee, 1972)。結晶方向のいずれの分布に数個のピークが見られ、特に70°付近のピークが著しい。図の上方にピークに対応すると考えられる結晶面の方向を示してある。Kobayashi and Furukawa は CSL 理論 (結晶方向の異なった2つの氷の結晶が凍着の際、一方の結晶を回転させた場合、格子間隔のいずれが最小になるような方向に凍着する) に基づいて双晶説や Cubic 説を提出して極大が70.3°にあることを理論的に証明した。しかし問題が片付いたわけではない。すなわち低温になると多結晶になる確率が単結晶になる確率よりなぜ高いか、また温度によってピークが大幅に移動するという熱力学的現象にふれていないからである。

第2図に示した Nakaya のダイヤグラムには -25°C 以下の温度範囲が示されていないが、この方面の研究も望まれる。Kikuchi (1970) は南極の昭和基地で -25° ~

-35°C の温度領域で雪の結晶が予想もされない速度で複雑な方向にのびた結晶を発見した。また Kajikawa ら (1978) は砲弾型や側面結晶に混じって数パーセントの割合で観測した。したがって気温・湿度のほかには何らかの条件が加わってできたものと推察されるがはっきりしたことは未だ判らない。

雪の結晶1個の質量はたかだか1mg であって雨滴にはほど遠い。この点について結晶同志がくっつき合っ

雪片として降る機構と、雪の結晶が落下中に過冷却雲粒を捕捉することの2つが考えられる。雪片の大きなものは直径にして数 cm、数にして数千個の結晶から成っているの

て、とけて雨滴になるには充分な量である。Magono (1953) は雪片の成長条件・密度・落下姿勢や落下速度を組織的に観測した。

1.5. 雲中の雪の観測

降雪機構の解明にとどまらず、雪雲のレーダーの反射強度との対応、光学的な反射や吸収の見積りのためにも、直接雲内で雪の結晶の数・形や大きさを観測することが望まれる。Weickmann (1948) は航空機に顕微鏡を持ち込んで巻雲内の氷晶を観測して貴重な資料を残した。しかし氷晶はともかく雪の結晶の大きさに

なると採取時に破碎されることが多いので、Magono and Tazawa (1966) はレプリカによる雪の結晶形の記録装置を通常のラジオゾンデ気球にとりつけて雪雲内に放球して観測した。その結果は第4図のごとくであり、第2図で示し

た Nakaya のダイアグラムが雲の中の雪の結晶形にもよく適合していることが判るであろう。またラジオゾンデの観測によれば、大雪を降らせるような雲層は結晶の成長速度が最大になる -15°C 付近の気層を必ず含んでいるので、Nakaya の(1954) 実験や Houghton (1950) の理論が天然によく適用されることが判る。また雲頂温度は -20°C 以下のことが多いので氷晶核数(第1図をみよ)にも不足していないことも理解される。

Knollenberg (1970) はレーザー光線で雪の結晶の影を作り、これを微小なダイオードの配列で受画する方法を開発し、航空機にとりつけて雲中に浮遊する雪の結晶の撮影に成功した。この方法は米国で広く利用されている。

また Cannon (1975) は光学系のプリズムを高速回転させる方法で、航空機上で浮遊中の雪の結晶の接写に成功した。画質の非常によいのが特徴である。

1.6. 霰・雹

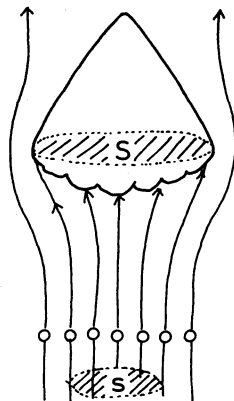
Nakaya and Terada Jr. (1935) は雪の結晶に付着した微水滴を観測し、その粒径分布が雲粒のそれと一致することから、過冷却雲粒の凍着したものと断定した。

前にも述べたように雪の結晶は水に対する飽和蒸気圧と、同温の過冷却水の飽和蒸気圧の差に比例して成長する。そうしてその差は第2図にみられるように -15°C 付近で最大となる。逆に気温が 0°C に近づくと差が小さくなるので、質量の増大に関しては昇華凝結よりは直接雲粒の形で衝突・凍着する方が優る温度範囲があるはずである。温帯地方の雪では後者による水分降下の方が多いと考えられる。逆にあまりにも低温の場合は過冷却雲粒そのものの濃度が小さいであろう。

雲粒の衝突・付着の回数は雪の結晶との落下速度に比例する。したがって雪の結晶の大きさや形が問題になってくる。播磨屋(1974)の調査によれば角柱状の結晶では太さが $70\ \mu\text{m}$ 、六角板では直径 $200\ \mu\text{m}$ 、樹枝状の結晶では $700\ \mu\text{m}$ 付近から雲粒が付着し始める。

雲粒付着の度合に応じて雲粒付結晶、濃密雲粒付、霰状雪および霰と呼ばれる。霰はさらにその外形によって六花霰、塊状霰および紡錘状霰に分類されるが紡錘状霰が最も多い。

霰の芯になるのは雪の結晶とは限らない。やや大きめの雲粒の凍った氷球(半径が大体 $30\ \mu\text{m}$ 以上)のこともあり、暖かい地域では氷球の方が多いようである(播磨屋, 1974)。Magono (1953) は紡錘状霰の頂角や成長速度を計算して実測に近い値を得た。



第5図 霰や雹の雲粒捕捉。s/S: 捕捉率。

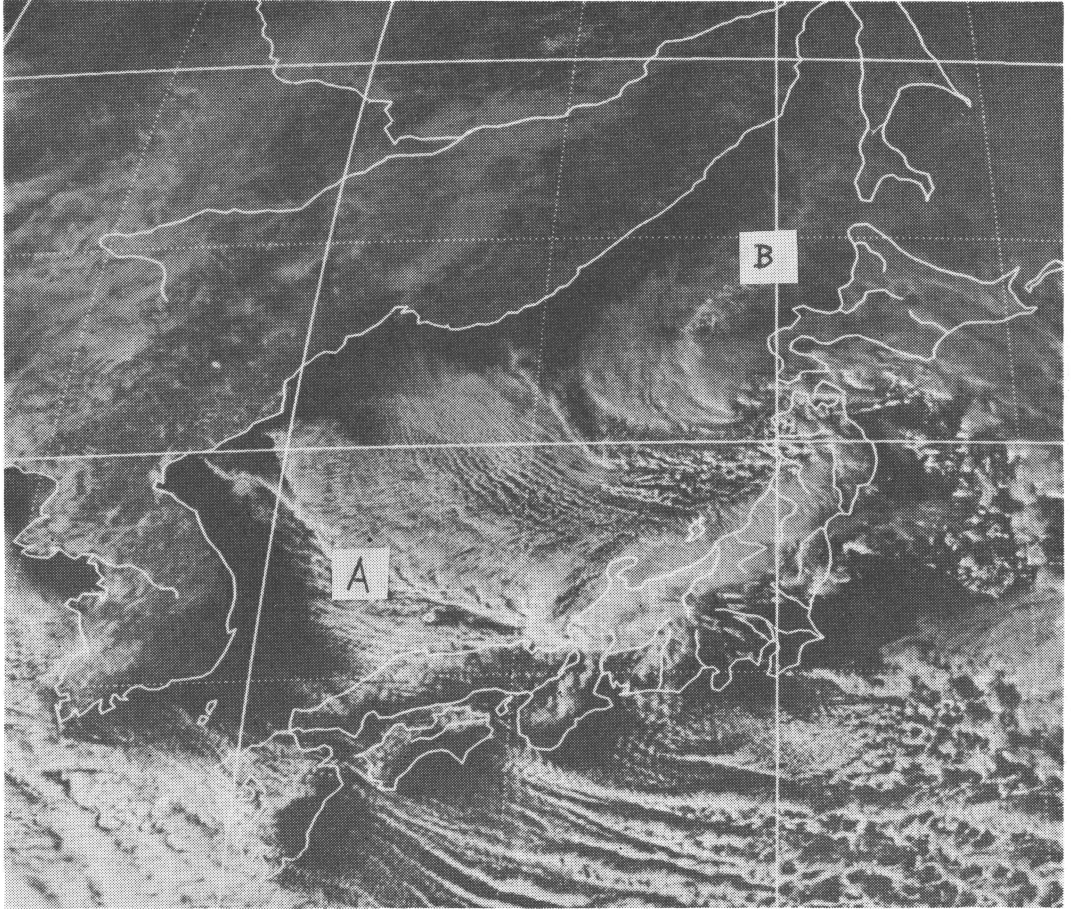
霰がさらに成長して落下し 0°C 以上の雲層を通るか、または過冷却雲粒でも、凍結の際に放出した潜熱のため霰の表面が融解状態を経て再凍結して降ってくるのが雹である。

雹の大きなものは野球のボール並になり、その機械的破壊力が甚しい。したがって欧米では古くから雪の結晶に匹敵する多くの研究がなされている。

雹の断面を顕微鏡で観測すると、その発生、落下姿勢や成長に関する多くの知見が得られる。また偏光顕微鏡下では結晶方向に関する知見も加わる。まず中心付近に霰の根跡をとどめる紡錘状の embryo のみられることが多い。List (1958) は錘の embryo の約80%が雹と考えた。しかしその見かけの大きさは霰より大きくて $1\ \text{cm}$ を超えるものがある。

風洞内の着氷実験からの知見によれば、凍結雲粒が粗(不透明で気泡が多い)に凍着している層は、霰の表面が凍結状態で成長(dry growth)したことを示し、透明に近くて硬い層は表面が水の状態で成長(wet growth)したことを示す。またスポンジ状の部分は dry growth のあとで水分が内部にしみ込んだことを示す(sponge growth, Knight, 1968)。雹の特徴は dry growth と wet growth の層が交互に存在することである。このことは雹が地上に落下するまでに温・寒気温の層に数回出入りしたことを暗示している。

雹の成長速度は過冷却雲粒の濃度が多ければ比例して大きいといった単純なものではない。 -15°C 付近では凝結成長もあろう。また 0°C 付近では凍結潜熱放出のために融けてしまい雹として成長できない場合もある。



第6図 気象衛星写真. 1981年1月5日06Z 可視.

A: 日本海収束帯雲

B: 間宮海峽収束帯雲

Schumann (1938) は雹の成長を始めて理論的に扱ったが、熱と水蒸気輸送係数に不適当な点があり、その後 Frössling (1938), Krasmers, Ludlam や Macklin によって改良された。

雹の場合も霰の場合も、その落下中に下方にある雲粒を全部捕捉するわけではない。

たとえば第5図のように雹の方を固定して考えると、幾何学的に衝突して捕捉さるべき雲粒が衝突しないで気流に沿って外れてしまうからである。有効断面積 s の実際の雹の水平断面積 S に対する比を捕捉率という。後でもふれるが捕捉率は雨滴の成長の計算にも重要である。

簡単に衝突した雲粒が全部凍着した場合を考えれば雹の成長は次式で与えられる。

$$\frac{dM}{dt} = \pi R^2 \gamma n m (V - v) \quad (2)$$

ここで M は雹の質量、 R は半径、 γ は捕捉率、 n は雲粒の空間密度、 m は雲粒の平均質量、 V は雹の落下速度、 v は雲粒の落下速度を示す。捕捉率 γ はまた雹の大きさ、落下姿勢（紡錘状）や落下速度に関するので数式化が困難である。

Reynolds (1876) は、雹はその紡錘の頂点を上にして落下すると考え、これは、その後の研究者により確かめられている。しかしレイノルズ数がある臨界値を超えると回転し始めることが、雹の断面のパターンや風洞実験で立証されている（たとえば Jayaweera and Mason, 1965）。

落下姿勢に限らず垂直風洞実験で List (1958) は多く

の成果をあげた。また Macklin and Bailey (1966) によれば電の表面構造が粗な時には乱流の増加や熱放出の有効面積の増大のため、滑かな表面に比べて捕捉率が3倍にも及ぶこともある。

電害を防ぐための降電の抑制実験が吹米で実施されている。そのねらいは過密な数の電を人工的に作れば、一つ一つの電は小さいから害を及ぼさないであろうという点にある。

このように電の成長速度は電自身の数にも関係する。これらのパラメーターをできるだけ導入して数値シミュレーションも近年盛んである (たとえば Iribarne and De Pena, 1962; List *et al.*, 1968; Wisner *et al.*, 1972)。

1.7. 降雪の局地化現象

1.7.1. 降雪のメソスケール観測

いわゆる三八豪雪のころ、豪雪が北陸地方の県単位または郡単位のスケールで集中する理由は、従来の総観気象学の知見では理解できず、北陸前線とか石狩湾前線とか称するメソスケールの現象が関係していると想像された。そこで北陸地方でメソスケール観測が試みられたが (Matsumoto and Ninomiya, 1966; Matsumoto, 1967), その時点で豪雪が生じなかったため、局地化機構に関しては高層の cold dome が関係していること他には判然たる成果は得られなかった。

古くから北陸地方には山雪と里雪の2種あることが知られていた。Magono *et al.* (1966) は石狩平野で雲物理学を加味したメソスケール観測を行い、北西季節風の卓越する時は北海道西岸に一樣な降雪がみられるが、その後季節風パターンの弛んだ時期に山岳地帯よりも石狩平野に带状の大雪域の発生することを観測した。これは、北海道のような寒冷地帯では海上の雲がすでに氷化しているので改めて山岳を上昇して断熱冷却される必要はなく、山岳によって雪雲の内陸進入が妨げられる場合に里雪が起こると説明した。しかし風下側の地形形しか考慮されていないので不十分なものである。

1.7.2. 気象衛星観測

レーダーによってある程度の海上の雪雲分布の情報が得られるが (たとえば宮沢, 岡林, 1966), 豪雪に関する本格的な情報の入手が可能になったのは、気象衛星の写真の利用できるようになってからである。

Tsuchiya and Fujita (1967) は気象衛星写真と日本の形降雪分布を比較して、季節風の風上、すなわち大陸の地形の重要性を指摘した。第6図は冬の日本近海の雲分布を示す気象衛星写真の一例である。季節風時に日本海

に風向に沿うたすじ状の雲列が発生し、それが風下の日本の海峡や地峡を通して太平洋上に流出している様がよくわかる。

1.7.3. 日本海の収束帯雲

第6図で朝鮮半島のつけ根もしくは白頭山塊の風下から日本の若狭湾にのびる太い雲の帯 (A) と、間宮海峡から蛇行しながら北海道西方海上にのびる雲帯 (B) に注目されたい。岡林 (1969) はこれらの雲帯が日本に上陸する部分に局地的な大雪をもたらすと指摘した。前者は朝鮮半島から吹き出す寒気とシベリヤ大陸から吹き出す寒気の収束帯に位置し、後者はシベリヤ大陸からの寒気と北海道・オホーツク海の流水からの寒気の収束帯に相当する。また前者はいわゆる北陸前線に相当し、後者は石狩湾前線に相当するものと考えられる。

Magono (1971) は上記の雲の帯の部分とその外側との間に風の水平シャーがあり、そのために総観気象学の前線と同様な機構で一連の小スケールの低気圧が発生するものと考えたが、山口・孫野 (1974) や Asai and Miura (1981) の解析ではば立証された。

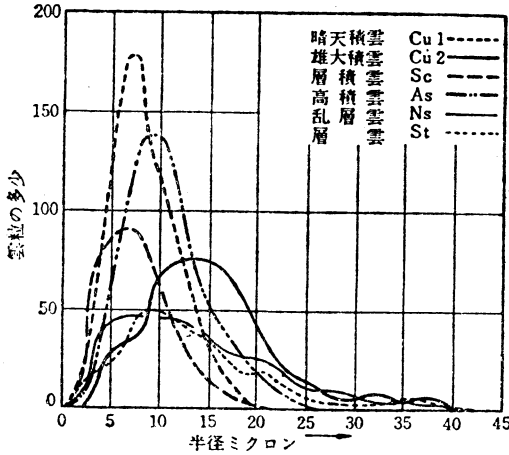
すじ状の雲帯は海峡や地峡ばかりではなく孤立峯の風下に発生することも知られている。したがって第6図Aの収束帯雲は白頭山塊の風下にできたものとの考え方も提案されている。2つの寒気の収束によるものか、単なる孤峯効果によるものか、両方の合成されたものか、あるいは別個に発生していても発源地の位置が近いために1つと見なされているものか、現在多くの研究者が集中的に調べているのでいずれ決着がつくであろう。

日本海収束帯雲を利用した豪雪の単時間予報の試みもある。穂積ら (1981) は収束帯雲の方向が850 mb面の風向とほぼ平行する現象を利用し、数値予報の同面の等圧線によって収束帯雲の上陸点の予報法を提案した。収束帯雲が日本海上で大きく湾曲する日のほかは大体うまくゆくようである。

2. 暖かい雨

前節で述べた降水機構には雲中に氷相の水分の存在が必須条件である。ところが熱帯地方の海上では、雲頂が0°C層よりも低い雲からも結構並程度のスコールが降ることから、氷相に関係しないいわゆる「暖かい雨」の発生機構が問題となった。考えられるのは大きな雲粒が凝結によって雨滴にまで成長するか、より小さい雲粒を捕捉して成長するかである。

2.1. 巨大海塩核



第7図 各種の雲の雲粒の粒径分布。

Woodcock (1952) は海岸付近の大気中に数ミクロン程度の高塩粒子が多数含まれていることを観測した。高塩粒子は吸湿性が強いので湿度さえ高ければ凝結作用だけでも雨滴にまで成長できそうであるが、成長するにしたがい塩分が減少するのでやはり無理である。しかし数十ミクロン程度にまで成長できるので後述の雲粒捕捉も加味すれば可能である。

2.2. 雲粒の観測

今世紀の始めごろ、光環を用いて雲粒の平均半径が間接的に計算された。直接に観測するにはパラフィン塗ったスライドガラスに衝突させて顕微鏡で撮影すればよい。積極的に一定容積の空気を細いノズルを通してひまし油を塗った小さなスライドガラスに吹きつけて撮影するのが基準的な測定法とされている。第7図に各種の雲のなかの雲粒の粒径分布を示す。雨の降りそうな雲では粒径の大きいことが見られるであろう。雲粒の空間濃度は 1 cm^3 に数十個から数百個、質量にして $0.1\sim 5\text{ g/cm}^3$ 程度のものである。

2.3. 雨滴の捕捉率

雨滴や大きな雲粒は小さな雲粒よりも落下速度がはるかに大きいので、落下の途中に小雲粒と衝突・捕捉して成長する機構が当然考えられる。第1表に直径と終端落下速度の関係を示す。直径数十ミクロンから雨滴の大きさにかけて落下速度が急激に増大するのがわかるであろう。雨滴がある程度大きくなってもそれほど落下速度が増大しないのは、大きくなるにつれて落下中の形が扁平になり、そのため空気の抵抗が増すからである。直径7mmを越えると不安定になって分裂する。

第1表 雲粒・雨滴の落下速度 (標準大気中)。

直径 (mm)	落下速度 (cm/sec)	直径 (mm)	落下速度 (m/sec)
0.01	0.3	1	4.0
0.03	2.6	2	6.5
0.05	7.2	3	8.1
0.08	17.5	4	8.8
0.1	25.6	5	9.1
0.3	115	6	9.2
0.5	204	7	9.3
0.8	325		

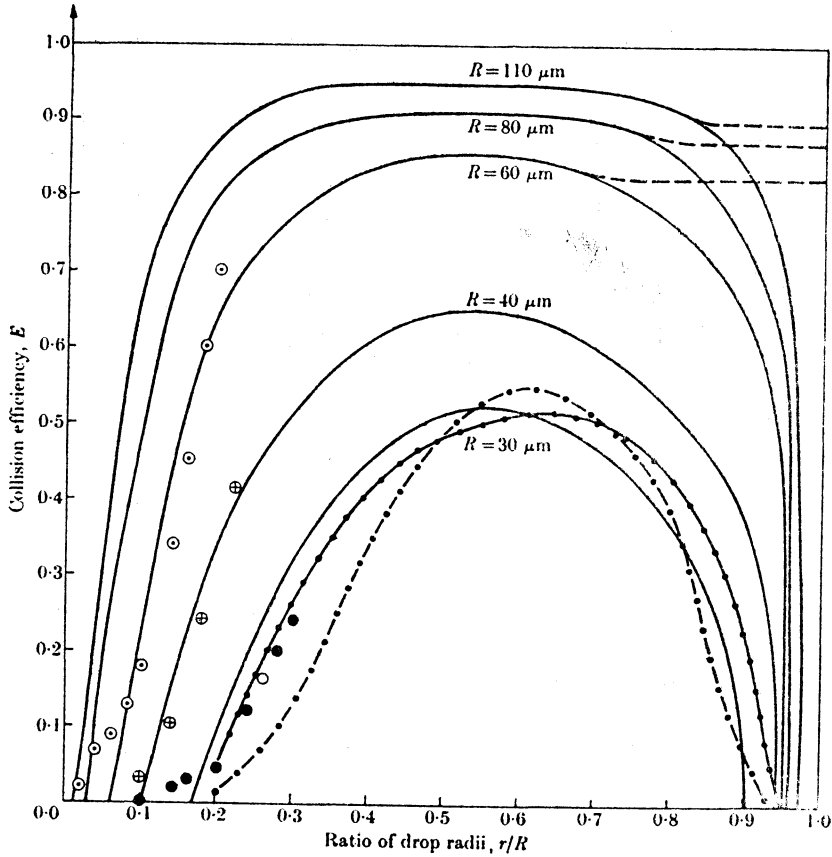
雨滴の場合でも、その下方にある雲粒を全部捕捉するわけではなく、やはり捕捉率が重要である。捕捉率の理論的計算は、雨滴の形を球と仮定しても、雨滴と雲粒の大きさが関係し、さらに大きさは落下速度にも関係するので厄介である。戦時中から計算が試みられたが、大きさの全域にわたって計算できたのは電子計算機の使用が可能になってからである (Langmuir and Blodgett, 1946)。第8図に今日までに得られた捕捉率の代表的な計算例を示す。Rは雨滴または大雲粒の半径、rは捕捉される方の小雲粒の半径を表わす。r/Rが小さい範囲、すなわち両者の大きさに差がありすぎると小雲粒は気流に沿って外れてしまい、逆にr/Rが1に近づくと落下速度の差がなくなって衝突の機会が激減する。結局両者の比が0.5付近で捕捉率が最大となる。またRが30μmを超えるころから捕捉率が0.5以上になり、捕捉効果の大きいことがわかる。雲中には最初から雨滴が存在するはずがない。したがって半径30μm以上の雲粒が主役を果たすことになる。このような大雲粒は巨大海塩核により発生したものとすればつじつまが合う。

2.4. エアロゾルの捕捉

上記の計算では雲粒の大きさが1μm以下になるとほとんど捕捉されないことになる。しかしたとえば雪の結晶は0.1μm前後のエアロゾルを多数に付着している。これは大きさが1μm以下になると単なる落下速度の差による衝突のほか、微粒子の荷電・タービュレンス・ブラウン運動や熱泳動の効果が効いてきて計算は複雑を極めるが、捕捉率は合計しても数%以下と見積られる。

3. 霧や雲の人工消滅

台風や早魃に見舞われると誰しも人間の力で何とか制御できないものかと考える。



第8図 雨滴の雲粒捕獲率と寸法の関係. R, r は雨滴と雲粒の半径を示す. 丸印は実験値を表わす.

しかし今のところ実現の可能性があるのは人工増雨, 雹の抑制および霧の人工消散であろう. ここでは霧の人工消散について述べる.

室内実験の規模でなら種々の方法が考えられるが, 霧の消散に必要なエネルギーと施設の点からみて, 現在実現可能なのは次の4方法である.

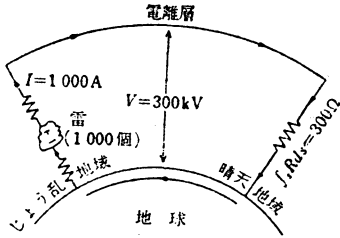
- イ, 気温を高めて霧粒を蒸発させる (加熱法).
- ロ, 霧層を, 上層の高温・寡湿な空気で置換する.
- ハ, 過冷却霧粒を氷晶にかえて落下させる.
- ニ, 霧粒を機械的に除去する.

3.1. 加熱法

第2次大戦中, 軍用機の離着陸に滑走路の霧障害が問題になった. そこで内外で霧の人工消散の研究がスタートした. わが国では研究動員会議 (代表中谷, 1945) により千島・北海道の夏の霧を対象にして, 根室で人間搭

載用の大繫留気球の使用を中心とした大々的な総合観測が実施された. 初年度 (1944) の基礎的研究の結果, エネルギー的に可能なのは加熱法と結論されたが, 翌年燃料事情悪化のため実用化試験にまで至らなかった. 時を同じくして英国では FIDO と称して滑走路側で重油を燃やして空気を加熱して霧を人工的に消散し, 戦闘機の離着陸に供して目的を果たした. このような原始的な方法は軍用飛行場にしか適用できないが, 現在でも北極洋の氷板滑走路で利用されている由である.

重油燃焼の発煙障害を避けるため孫野ら (1971) は苫小牧付近の旧滑走路でプロパンガスを使って霧の消散実験を行いエネルギーで点では実現の目処がついたが, 実用化に必要な経費と技術の点で実用化に至らなかった. フランスではジェットエンジンの排気熱とその噴射力に着目し, 1950年代の後半から改良を重ねて遂に実用化に



第9図 大気電気の大循環モデル。

成功した (de Premorel, 1977). 現にパリのオルリーとドゴールの両国際空港で使用されている. その仕組みは滑走路側の地下に12個のターボエンジンを配置して加熱空気を風向に応じて適当な方向に滑走路上に放出する方法である.

3.2. 置換法

航空機が霧頂上をすれすれに飛ぶと, その下の霧層がすじ状に消えることを, 米国のパイロットは経験的に知っていたようである. 孫野・菊地 (1963) はヘリコプターからの散水実験で, 航跡直下の霧が谷状に凹むのはヘリコプターによる下降流の断熱圧縮による加温と, 上方からの高温・寡湿な空気のおし込みによるものと考えた. また Plank and Spatola (1971) は霧層の直上にヘリコプターをホーバリングさせて積極的に霧層に大きな穴をあけることに成功した.

3.3. 機械的除去法

航空機から霧層に撒水して霧粒を捕捉・落下させる試みは戦前からあった(たとえば Houghton and Radford, 1938). しかし航空機による下降流の効果の方の強いことは前述のとおりである. むしろ横から進入してくる霧粒を網で捕捉した方が手取り早い. 高橋喜彦らは日光の谷間で漁網を使って実験したことがあるが, 近年竹内らは釧路の海霧の試験である程度の成功を取めた. この方法は滑走路よりは自動車道路とか農作物に向いているであろう.

3.4. 氷晶法

夏の霧の消散には加熱法が有効であるが, 冬の過冷却した霧には氷晶法が有利である. Schaefer (1949) は第2次大戦中に, 過冷却した霧粒をドライアイスで -40°C 以下に冷して氷晶にかえて沈降・落下させる方法を発見したが, この手法はむしろ人工降雪へと発展した. 現在ではドライアイスの代わりに沃化銀粒子が使用され (Vardiman et al., 1971) またアラスカで実用化されている由である.

4. 大気電気

雷は古代から人類の恐怖の的であったが, 雷が大気中の電気に関係することを初めて言及したのは Wall (1708) であろう. 彼は絶縁体として使用した琥珀から放電する光と音が小規模ながら稲妻や雷鳴を再現していると考えた. その数十年後に Franklin (1752) が有名な凧の実験によって雷は雲からの放電であることを実証した. ほぼ同時期に Lomonosov (1752) はビルディングから絶縁された垂直鉄線の下端部に塵の粒子が付着することから, 晴天時でも地表付近の大気中に電場の存在を知った. 晴天電場は約 100 V/m である.

4.1. 汎地球の大気電気循環

大気はその中に含まれているイオンのため僅かながら電気伝導度を有している. このイオンは宇宙線, または宇宙線によって解離された空気の二次イオンによるものである.

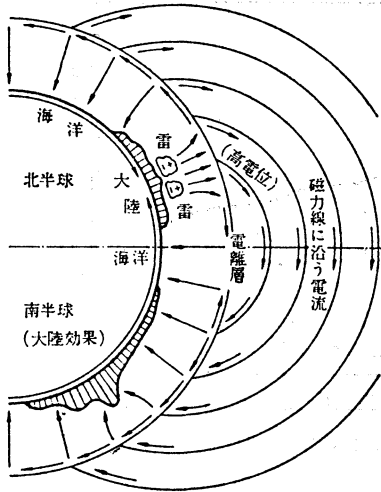
一方, 電波が上空で反射されることから, 導体として約 200 km 上空に電離層の存在することも予測されていた. 大気が完全な絶縁体でないとするれば上述の晴天電場はどのように維持されているのであろうか.

その後, 雷の放電電流, 晴天日の垂直電流, 大気気柱の垂直抵抗や電気伝導度や荷電した雨滴の降下などに関する観測が集積されて, 第9図のような大気電気のモデルが提出された. 電離層の電位は地球よりも約 300 kV 高く, その間の気柱抵抗は約 $300\ \Omega$ である. 地球上には平均して常時約1000個の雷雲が存在し, 地上へ負の電荷を放電し, 雷雲上方から約 1000 A の電流が電離層に流れて晴天域の伝導電流と平衡を保っていると考えられる.

上述のモデルでは, 電離層と地球が球殻コンデンサーを形成し, 一種のファラデーケージを作っている. このため地球上の電気現象は電離層の外へ漏れることはなく, また電離層の外の電気現象は大気中にはいってこないことになっている. これに対し, 第10図のように, 雷雲を点電源と仮定し, また地球磁場の効果を加味した新モデルが考えられている. 電離層の外側に磁力線に沿った電流のある点と, 地形の影響でヒマラヤやアンデスなどの高山地帯により多くの電流の流れ込むのが特徴である.

4.2. 雷雲の電気

次に大気電気循環の発電機に相当する雷雲の電気量と分布を調べてみよう. 雷雲中に $+Q$ の電気が発生したとすれば, 近くにその相棒の $-Q$ の電気も存在するはずである. 各々を点電荷と考え, その座標を $(x_1, y_1,$



第10図 大気電気の大循環新モデル。

z_1 , (x_2, y_2, z_2) とすれば, このために生じる地表の電場 E (座標の原点) は次式で表わされる。

$$E = 2Qz_1(x_1^2 + y_1^2 + z_1^2)^{-\frac{3}{2}} - 2Qz_2(x_2^2 + y_2^2 + z_2^2)^{-\frac{3}{2}} \quad (3)$$

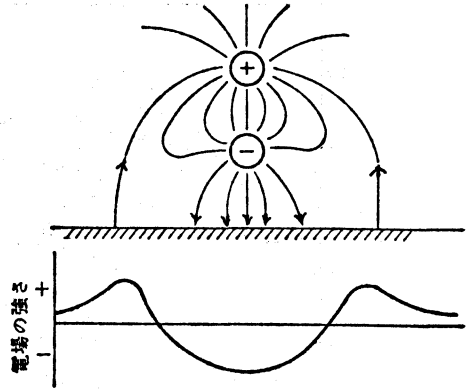
(3) 式の未知数は7個であるから, 同じ雷雲による電場を地上の7点で同時に測定すれば, 雷雲の電気量と位置が決定される。また負の電荷が落雷によって瞬間的に消滅すれば, (3) 式の右辺第2項の分だけ電場が急昇するはずである。したがって落雷による電場変化を地上の5点で観測すれば, 放電量が計算される。

簡単のために負電荷が正電荷の真下にあるとすれば, 電気力線の分布は第11図のようになる。そうすると雷雲が頭上にある時は地上で強い負の電場が観測され, 少しはなれた時では弱い正の電場が観測されるはずである(気象学では上方に正の電気がある時の地表の電場の符号は正と約束している)。Wilson (1906) は雷雲の通過時に地上電場の変化を測定して上述の傾向が多いことから, 雷雲の下部に負電気が蓄積されていると考えた。

雷雲の電気は点電荷とは限らない。もし水平に一樣に分布していると仮定すれば, 雲中の垂直電場 E と空間電気密度 ρ の間に次の関係式が成立する, CGS 単位。

$$\frac{dE}{dt} = -4\pi\rho \quad (4)$$

したがって雲中の電場の垂直傾度を測れば, その高度の電気密度が計算できる。



第11図 雷雲の電気分布に対応する地上電場。

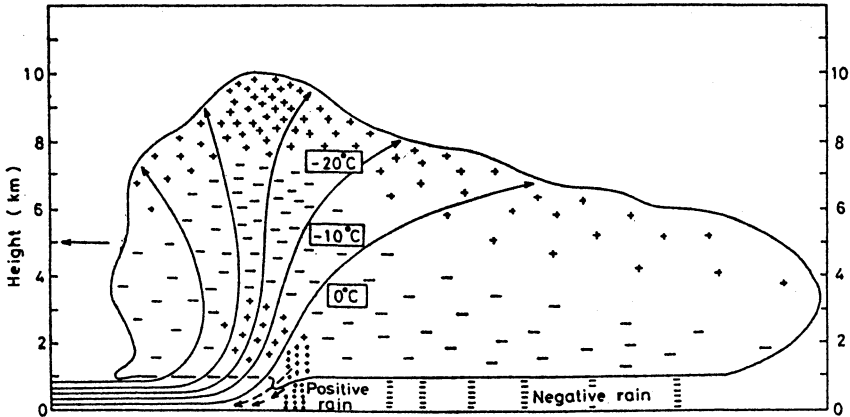
Simpson and Scrase (1937) は雷雲中の垂直電場を測定するために Altielectrograph なる計器(垂直アンテナを流れる電流の向きと大体の大きさを測る)を考案し, これをつけた100個の気球を雷雲の種々の場所に放球して第12図のような雷雲の電気分布に関するモデルに到達した。図でみられるように, 全体として雷雲の上方に正, 下方に負の電気が分布しているが, 上昇流の集中している箇所に別の正の電気が分布しており, その気温は 0°C より高いのが特徴である。あとでもふれるが彼らはこの部分で雨滴が分裂し大きい水滴は正に, 小さい水滴は負に荷電すると考えた。

(3), (4) 式の考え方からすれば, わざわざ気球をとばさなくても, 高山の観測所でその上や下を通過する雷雲の性質を観測すれば統計的に雷雲の電気分布がわかるはずである。

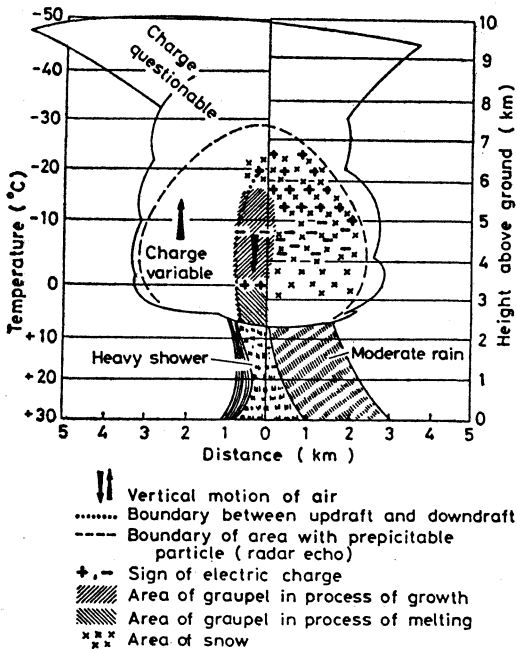
Kuettner (1950) はドイツの Zugspitze 山頂でこの考え方を実行して第13図のようなモデルを提出した。上方に正, 下方に負の電気分布は Simpson and Scrase と共通しているが, 上昇流の部分の電気分離の気温が 0°C 以下である点が異なる。電気分離が図のように $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{C}$ の部分で生じるとなると, Simpson らの雨滴分裂説は怪しくなる。

電場の強さは電気力線の密度に比例する原理を利用したフラックスメーターの開発により雲中の電場の測定が容易になり, これを気球や航空機にとりつけて雷雲中の電気分布に関する資料が集積された。その結果 Kuettner のモデルと本質的に変わることがないようである。

これまでに観測された雷雲はほとんど夏季のものであり, 落雷に際しては下方に分布していた負の電気が

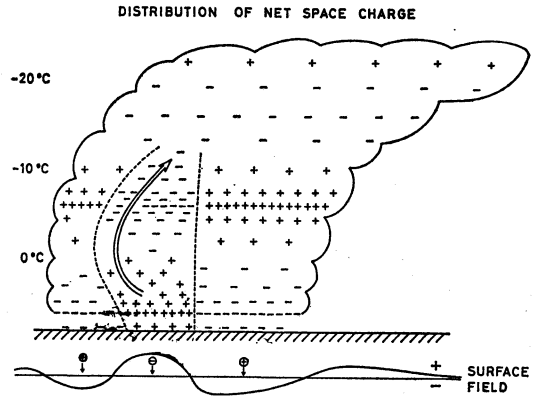


第12図 Simpson and Scrase の雷雲の電荷分布モデル.



第13図 Kuettner の雷雲の電荷分布モデル.

地上に放電されるというのが定説であった。ところが Takeuchi *et al.* (1973) は北陸地方の冬の雷では逆に正の電気が地上に放電されることを発見した。そこで冬の雷雲では電気分布も夏と上下逆になっているのではないかという予想のもとに、孫野ら (1978) は冬の雷雲に電場計をとりつけたラジオゾンデを放球して調べたところ、第14図のような電気分布を得た。電気分布の上下関係は夏の雷雲と共通しているが、強い風の垂直シャワーの



第14図 北陸の冬の雷の電荷分布モデル.

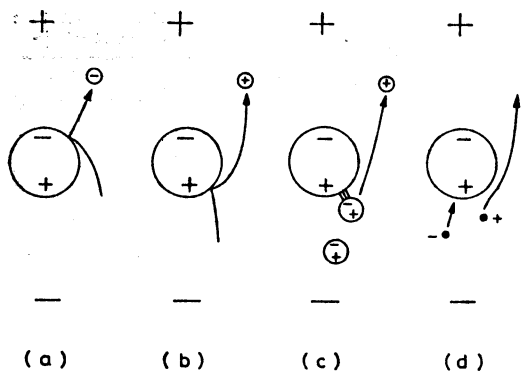
ため上方の正電荷の部分が著しく風下側にずれているのが特徴である。そこで Takeuchi ら (1977) は冬の雷雲の場合は、夏に比べて正電荷が地表に近いので正放電が起きやすいと考えたが、未だ検討の余地がある。

4.3. 雷雲中の電気発生

それでは雷雲中にどうして電気が発生(いいかえれば電荷の分離)するのであろうか。古来このことに関して下記のように夥しい数の説が提案されているが未だ定説がないといつてよい。

4.3.1. 静電誘導説

電荷分離の説明を始めて試みたのは Elster and Geitel (1888) の静電誘導説である。正電場(上方に正電気がある)の雲中では第15図(a)のように雨滴の上半に負、下半に正の電気が誘導される。落下中に追い付かれた小雨滴は大雨滴の上部に衝突して負電荷をもらってはねか



第15図 静電誘導による雨滴の荷電機構。

えるとすれば、雲の上方に負電荷、下方に正電荷が蓄積されることになる。これは雲から落雷で地上に放電するのは正電気と考えられていた頃のモデルである。しかし雷雲の下方に負の電気が分布しているのが定説になってからは、モデルを第15図(b)のように改良した。すなわち小雨滴は大雨滴の下部に衝突して正電荷をもらって上方に去るから、前のモデルとは逆の電気分布が雲中に生じる。彼らのモデルは実験的根拠を全く欠いており、真偽のほどはわからないが、考え方としては後世に大きな影響を与えた。

Wilson (1929) は小雨滴の代りに正・負のイオンを考えた。すなわち第15図(d)のように、負イオンは正に荷電した雨滴の下側に付着するが、正イオンは反発されて上方に去る。その結果、雨滴は負に荷電して落下し、雲の上部には正イオンが溜って正電場がますます強調されることになる。彼の考え方は、地表の電場が正の時に負に荷電した雨滴が多く降るといふ観測事実の説明に都合がよいが、雷雲の電気発生の主役とは現在考えられてはいない。その理由は第13, 14図でみられるように雷雲中の主な電荷分離は、上昇流の強い部分の 0°C より低温の部分で起こっているからである。またそこでは電場の符号は負である。

4.3.2. 物性論的な電荷分離機構

Workman and Reynolds (1950) は 10^{-4}N 程度の NaCl を含んだ水が凍結する際に、未凍結の水の部分が氷に対して正に荷電することを発見し、この現象を雷雲中の電気発生の説明に適用した。すなわち過冷却した雲粒が霰に衝突すると一部が凍着して霰に負の電気を与え、凍着せずにはねかえる水の部分は正の電気を持ち去るために、結果とし負に帯電した霰は下方に降って雷雲

の下方の負の電気分布を形成し、上方に去った微水滴は上方の正電気分布を形成すると提案した。しかし過冷却雲粒の件については実験的根拠がなく、また天然の霰は正に荷電しているものが多いという観測事実と合致しない。

金属物理学で熱電気現象がある。Reynolds (1954) はこれを氷に適用した。温度が高いほど氷の中のイオン (OH^- , H^+) 濃度が大きい。また OH^- イオンの移動度は H^+ イオンに比べると無視されるほどに小さい。したがって H^+ イオンだけが高温部から低温部に拡散・移動する結果となり高温部が負に荷電する。

一方、成長中の雪や霰は凝結や凍結潜熱の放出のため外気や衝突する氷片よりも高温と考えられることは前に述べた。したがって衝突してはねかえる氷片は正の電気を上方に運ぶことにより雷雲中の上方正・下方負の電気分布が得られることになる。

不純物がなくても水と氷の間にも僅かながら電位差が発生する。以上のほかに物性論的な概念を用いた電気発生機構も考えられるが単独では不十分とされている。

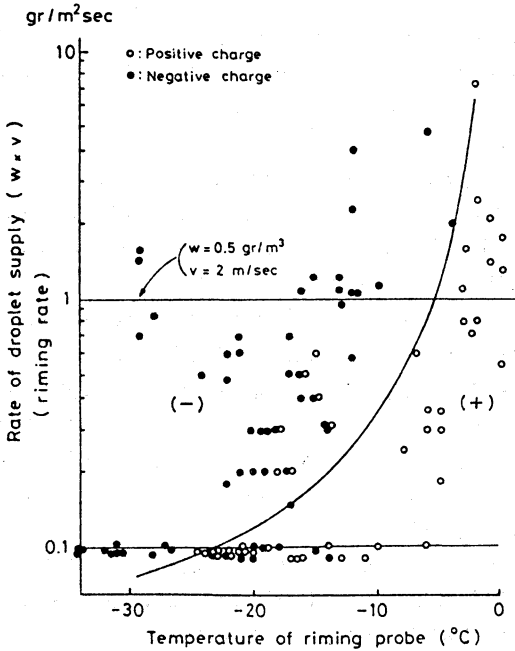
4.3.3. 水滴分裂説

電気二重層といって、たとえば水滴表面に負電気の薄層があり、その内側に正電の薄層がある。Lenard (1892) はこの現象を使って、滝の周辺の空気が負に帯電している現象を説明した。すなわち水滴が分裂する際に外側の部分が負の微水滴またはイオンとなって空中にただよふからと考えた。レナード効果または滝効果とよばれている。前にもふれたが Simpson はこの効果を雷雲中の雨滴の分裂にあてはめて雷雲の電気発生機構の説明を試みたが、現在では、もしそうであっても二次的な役割しか果たしてないとされている。その理由は主な電気発生は $0^{\circ}\sim-10^{\circ}\text{C}$ の気層で行われることが判明したからである。

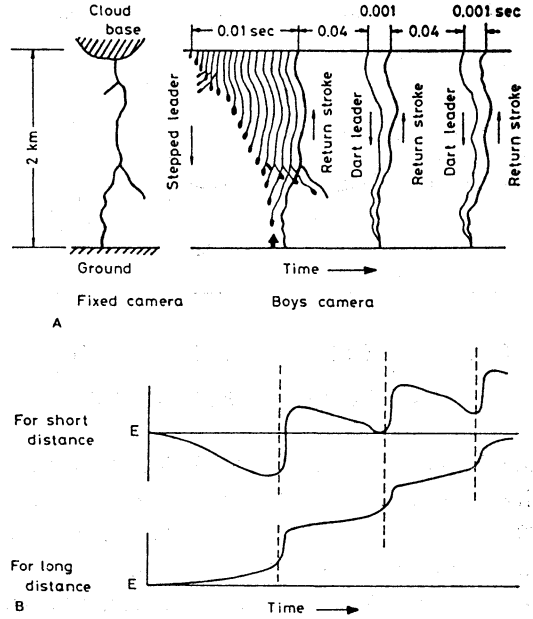
4.3.4. 氷の摩擦説

電気最初の発見は摩擦実験によって行われた。したがって雷雲の電気発生には氷片の摩擦電気が関係しているであろうことは誰も考えることであろう。Simpson (1919) はブリザードの際に強い電場の生じることを観測し、これは氷粒同志の摩擦電気によるものと指摘した。しかし同じ性質の氷ならば摩擦したところで電気の発生するはずがない。

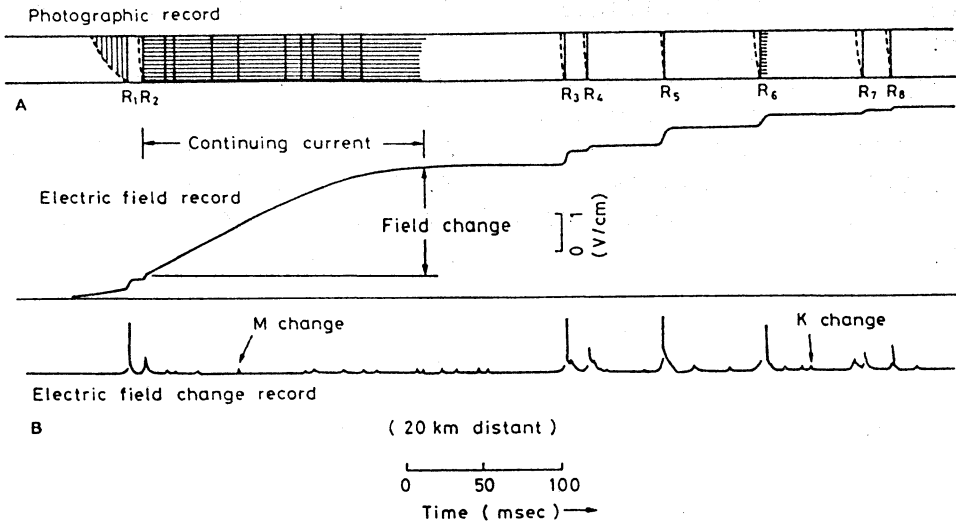
Kähler and Dorno (1925) は多数の氷粒を混合・摩擦すると大氷粒は正に、小氷粒は負に帯電することを発見した。また吉田 (1944) は温度の異なる2つの氷の棒



第16図 霰と氷晶の衝突による荷電の温度条件.



第17図 対地落雷の微細構造と対応する地上電場の変化.



第18図 対地落雷の微細構造と対応する地上電場の変化.

を互いに摩擦し、温かい方の氷棒が負に荷電することを発見した。

このほかに氷の性質の相違として不純物の含有度、多結晶と単結晶、結晶面や硬度がとりあげられているが、温度の相違に基づく摩擦電気よりも大きいことが確認さ

れている (Shio and Magono, 1972)。最終的には氷の硬度の相違に基づくものらしい。

4.3.5. 成長中の霰と氷晶の衝突

大気中の氷片は蒸溜水でもなければ滑かな表面をもっているわけではない。他の氷片と衝突・摩擦の際に枝が

折れたり剥離現象を伴うことも多いであろう。氷片の一部が剥離する際に熱電気の効果も関係してくるので、どの物理現象が電気発生に効いてくるかを定めることは容易なことではない。

Reynolds (1954) は温かい霰に氷晶が衝突すると霰が強く負に帯電することを発見した。成長中の霰の表面は過冷却雲粒の凍着潜熱放出のため、周辺の空気より高温になることは前に述べた。詳細な電気分離の機構は別として、Magono and Takahashi (1963) は成長の霰の代りに成長中の着水体に氷晶を衝突させて着水体の荷電の温度条件を調べた。結果は第16図のようである。横軸は気温、縦軸は着氷の成長速度を示し、黒丸は着水体(霰)が負に、白丸は正に荷電したことを表わす。成長速度の大きいことは霰の表面が細枝が多くて華奢なことに相当し、小さいことは表面が滑かな氷球に近いことに相当する。図によれば温度が低くて成長速度の大きい領域では霰が氷晶と衝突して負に荷電し、逆に温度が高くて成長速度の小さい時は正に荷電する傾向のあることがわかる。Takahashi (1978) の最近の実験によれば、成長速度がさらに増大すると荷電の符号が再び逆転するらしい。

このように氷の荷電現象には無数の要因がからみあっているので同定が難しく、フランクリンの罫の実験で雷は雲からの放電によるものと判ってから150年も経っているが、その電気発生機構の物理学的説明が未だ終わっていないのである。

4.4. 雷放電の機構

決手のない電気発生機構はこれくらいにして、次に雷雲からの放電現象に移ろう。落雷に伴う主な現象は電光と雷鳴である。夜間の落雷ならば電光の写真撮影は比較的容易である。レンズ開放でシャッターをタイムにセットしたカメラを三脚で電光のありそうな方向に固定しておき、視野内に電光が見えたらフィルムを次に送っておけばよい。しかし電光の時間的構造も写すためにはカメラを水平方向に回転させておいた方が面白い。

Boys (1926) は鉛直軸の周りに高速で回転するカメラを考案し、これで Schonland and Collends (1934) は南アフリカで多くの電光の撮影を行った。第17図がそれらから得られたモデルである。縦軸が地上からの高さで横軸は時間を示す。図の左端は同時に静止カメラで撮影された電光である。図からわかるように最初の電光は階段状に下に向けて進行し枝分れもする。この step leader が地上に到達しそうになると地上から出迎えが出る。両者が合致すると地上から return stroke が、できたばか

りの通路を通過して雲に達する。この間約0.01秒である。0.04秒ほどすると前の通路を通過して dart leader と return stroke が往復する。

この図の例では3回の往復があって一回の対地放電が完了したことになる。

電光撮影と同時に地上電場の変化を記録したものを第17図の下方に示してある。落雷が比較的近い時は、stepped leader が近づきつつある時は電場が負にさがり、return stroke と同時に正に変わる。このことは stepped leader で負の電気が地上に近づいて放電し、その通路を通過して雲に向かって正の電気が帰還して1回の放電が終わることを示している。落雷が遠い場合には、第11図から想像されるように測定される電場の符号は逆になる。

その後、電場計の時間分解能が向上し第18図 (Kitagawa *et al.*, 1962) のような記録が得られた。図の場合、第1の return stroke が連続しており、M-change や K-change と呼ばれる小さな電場変化も記録されている。このことは、対地落雷のような大きな電光を伴わないけれども、雲中には小さな放電が多数あることを示している。

近年は、磁界変化も記録され、時間分解能は0.1 μ sec. 秒に達した。

Schmidt (1914) は落雷による空気振動を蠟燭の焰の振動で記録したが、Few (1970) は数個のマイクロホンで雷鳴を同時に測定して、眼に見えないような雷雲内の放電径路の決定に成功した。

落雷の放電電流や電圧変化は雷災防止対策上必要である。そのためには落雷のありそうな、たとえば高い尖塔の避雷針に計器をとり付けて待っておればよいが、機会は極めて少ない。そこで実験室内の電極間の放電から類推する方法がとられてきた。しかし放電距離はたかだか数mにすぎず、雷放電に比べると3桁も小さい。したがって共通する部分もあろうが類推不可能な部分もあるに相違ない。

この欠を補うために Newman (1965) は海上の観測船から雷雲に向けてスチール線のついたロケットを打ち上げ、この線に沿って落雷を誘導することに成功した。この手法は、西独、仏国でも応用され、日本では堀井・宮地 (1978) が石川県の河北潟の干拓地で冬落雷の誘導に成功している。放電量は天然の雷に比べると1桁ほど小さいが、両者の中間を埋めるものとして進展が期待される。

あとがき

たとえ不完全な研究でも、なるべく最初に発表された論文を主にして紹介した。その後、今日に至るまでの進展は雲物理学では“Physics of Clouds” (Mason, B.J.: 1971, Oxford) を、霰と雹では「霰・雹」(播磨屋敏生, 1974: 気象研究ノート, 123) を、雷については“Thunderstorms” (Magono, C., 1980: Elsevier) をひもとかれたい。

文献

- Aitken, J., 1880: On dusts, fogs and clouds, *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 30, p. 337.
- Asai, T. and Y. Miura, 1981: An analytical study of meso-scale vortex-like disturbances observed around Wakasa Bay area, *J. Met. Soc. Japan*, 59, 832-843.
- Bergeron, T., 1935: On the physics of cloud and precipitation, *Proc. 5th Assembly U.G.G.I. Lisbon*, 2, p. 156.
- Boys, C.V., 1926: Progressive lightning, *Nature*, 118, 749-750.
- Cannon, T.W., 1975: A photographic technique for measurement of atmospheric particles in situ from aircraft, *J. Appl. Met.*, 14, 1383-1388.
- Coulier, P.J., 1875: Note sur une nouvelle propriété du l'air, *J. Pharm. Chim.*, Paris, 22, p. 165.
- de Premorel, C., 1977: Turboclair proved effective for runway fog dispersal ICAO Bulletin, 32, 14-17.
- Elster, J. and H. Geitel, 1888: Über eine Methode, die elektrische Natur der atmosphärischen Niederschläge zu bestimmen, *Met. Z.*, 5, 95-100.
- Few, A.A., 1970: Lightning channel reconstruction from thunder measurements, *J. Geophys. Res.*, 75, 7517-7523.
- Findeisen, W., 1938: Die kolloidometrischen Vorgänge bei der Niederschlagsbildung, *Met. Z.*, 55, p. 121.
- Franklin, B., 1752: *Phil. Trans.*, 47, p. 289.
- Frössling, N., 1938: Über die Verdunstung fallender Tropfen, *Beitr. Geophys.*, 52, 170-216.
- Guilbert, G., 1922: *La prévision Scientifique du Temps*, Paris, p. 349.
- Hallett, J., 1964: Experimental studies of the crystallization of supercooled water, *J. Atom. Sci.*, 21, 671-682.
- , and B. J. Mason, 1958: The influence of temperature and supersaturation on the habit of ice crystals grown from the vapor, *Proc. Roy. Soc. A* 27, p. 440.
- 播磨屋敏生, 1974: 霰・雹—雲粒捕捉過程で成長する固体降水粒子, *気象研究ノート*, 123, 959-1001.
- Higuchi, K. and T. Yosida, 1967: Crystallographic orientation of frozen droplets on ice surfaces, *Physics of Snow and Ice*, *Inst. Low Temperature Sci., Hokkaido Univ.*, 1, 79-93.
- Hobbs, P.V. and W.D. Scott, 1965: A theoretical study of the variation of ice crystal habits with temperature, *J. Geophys. Res.*, 70, 5025-5034.
- 穂積邦彦, 遠藤辰雄, 孫野長治, 1981: 日本海収束雲の走向について, *日本気象学会秋季大会予稿集*, p. 123.
- 堀井憲治, 宮地, 1978: ロケットによる誘雷実験, *日本電気学会誌*, 98, 1160-1162.
- Houghton, H.G., 1950: A preliminary quantitative analysis of precipitation mechanisms, *J. Met.*, 7, 363-369.
- and W. H. Radford, 1938: On the local dissipation of natural fog, *Pap. Phys. Ocean. Met. Mass. Inst. Tech., Woods Hole Ocean Inst.*, 6, 1-66.
- Iribarne, J.V. and R.G. De Pena, 1962: The influence of particle concentration on the evolution of hailstones, *Nubila*, 5, 7-30.
- Jayaweera, K.O. and B.J. Mason, 1965: The behavior of freely falling cylinders and disc simulating snow crystals, *Quart. J. Met. Soc.*, 92, 151-156.
- Kähler, K. and C. Dorno, 1925: Über die Elektrisierung von Wasser, Schnee und anderen festen Substanzen durch feinste Zerstäubung, *Ann. Phys.*, 77, 71-80.
- Kajikawa, M., K. Kikuchi and C. Magono, 1978: On the frequency of occurrence of peculiar shapes of snow crystals, *Snow Crystals in the Arctic Canada*, *Hokkaido Univ.*, 46-60.
- 研究動員会議, 1945: 千島, 北海道の霧の研究, *陸軍気象部*, p. 206.
- Kikuchi, K., 1970: Peculiar shapes of solid precipitation observed at Syowa Station, Antarctica, *J. Met. Soc. Japan*, 48, 243-249.
- Kitagawa, N., M. Brook and E.J. Workman, 1962: Continuing currents in cloud-to-ground lightning discharges, *J. Geophys. Res.*, 67, 637-647.
- Knight, C.A., 1968: On the mechanism of spongy hailstone growth, *J. Atmos. Sci.*, 25, 440-444.
- Knollenberg, R.G., 1970: The optical array: an alternative to scattering or extinction for airborne particle size determination, *J. Appl. Met.*, 9, 86-103.
- Kobayashi, T., 1957: Experimental researches on the snow crystal habit and growth by means of a diffusion cloud chamber, *J. Met. Soc.*

- Japan 75 th Anniv. Vol., p. 38.
- , 1976: On morphology of snow crystals, Preprint Vol., International Conf. Cloud Phys., Boulder, Colo., 107-112.
- , and Y. Furukawa., 1975: On twelve branched snow crystals, *J. Crystal Growth*, 28, 21-28.
- Köhler, H., 1921: Über die Tröpfengrößen der Wolken und die Kondensation, *Met. Z.*, 38, p. 359.
- Kuettner, J., 1950: The electrical and meteorological conditions inside thunderclouds, *J. Met.*, 7, 322-332.
- Kumai, M., 1951: Electron-microscope study of snow-crystal nuclei, *J. Met.*, 8, 151-156.
- 黒岩大助, 1944: 霧核の電子顕微鏡的研究, 千島・北海道の霧, 研究動員会議, p. 206.
- 黒田登志雄, R. Lacmann, 1979: 雪結晶の成長機構および晶癖変化, *日本結晶成長学会誌*, 6, 51-64.
- Lenard, P., 1892: Über die Elektrizität der Wasserfälle, *Ann. Phys.*, 46, 584-636.
- Langmuir, I. and K.B. Blodget, 1946: A mathematical investigation of water droplet trajectories, U.S. Army Air Forces Tech. Rep. No. 5418.
- Lee, C.W., 1972: On the crystallographic orientation of spatial branches in natural polycrystalline snow crystals, *J. Met. Soc. Japan*, 50, 171-180.
- Lemonnier, L.G., 1752: Observations sur l'électricité de l'air, *Mém. Acad. Sic.*, 2, p. 233.
- List, R., 1958: Kennzeichen atmosphärischen Eisparkeln, 2 Teil, Hagelkörner, *Z. Angew. Math. Phys.*, 9 A, 217-234.
- , R.B. Charlton and P.I. Buttus, 1968: A numerical experiment on the growth and feedback mechanisms of hailstones in a one-dimensional steady state model cloud, *J. Atmos. Sci.*, 25, 1061-1074.
- Macklin, W.C. and I.H. Bailey, 1966: On the critical liquid water concentrations of large hailstones, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 92, 297-300.
- Magono, C., 1953: On the growth of snow flake and graupel, *Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ. Sec. 1*, No. 2, 18-39.
- , 1968: On the additional nucleation of natural snow crystals, *J. Rech. Atmos.*, 3, 147-152.
- , 1971: On the localization phenomena of snowfall, *J. Met. Soc. Japan*, 49, 824-835.
- , and Lee, C.W., 1966: Meteorological classification of natural snow crystals, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII, 2, 321-335.
- Magono, C. and T. Takahashi, 1963: Experimental studies on the mechanism of electrification of graupel pellets, *J. Met. Soc. Japan*, 41, 197-210.
- Magono, C. and S. Tazawa, 1966: Design of "Snow Crystal Sondes", *J. Atmos. Sci.*, 23, 618-625.
- 孫野長治, 菊地勝弘, 1963: 水滴の落下に伴う下降気流による霧の人工消散試験, *天気*, 10, 10-12.
- 孫野長治, 菊地勝弘, 遠藤辰雄, 李枉雨, 1971: プロパンガス加熱法による霧の人工消散実験, 北海道大学地球物理研究報告, No. 25, 181-206.
- Magono, C., T. Kikuchi, S. Kimura, T. Tazawa and T. Kasai, 1966: A study on the snowfall in the winter monsoon season in the Hokkaido with special reference to low land snowfall, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII, 2, 287-308.
- 孫野長治, 坂本洋和, 遠藤辰雄, 谷口 恭, 1978: 冬の雷雲の電荷分布, 雷雲観測用の特殊電気ソンの実用化に関する研究 (文部省試験研究報告), 北大, 51-62.
- Matsumoto, S., 1967: Budget analysis on the sea effect observed along the Japan Sea coastal area, *J. Met. Soc. Japan*, 46, 53-63.
- , and K. Ninmiya, 1965: Some aspects of the cloud formation to the heat and moisture supply from the Japan Sea surface under a weak monsoon situation, *J. Met. Soc. Japan*, 44, 60-75.
- Mason, B.J., 1971: *The Physics of Clouds*, Clarendon Press, Oxford, p. 671.
- , G.W. Bryant, and A.P. Van Den Heuvel, 1963: The growth habits and surface structure of ice crystals, *Phil. Mag.*, 8, 505-526.
- 宮沢清治, 岡林俊雄, 1966: 日本沿岸の降雪に関するシンポジウム, *天気*, 13, 436-448.
- Nakaya, U., 1954: *Snow Crystals, natural and artificial*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., p. 510.
- , I. Sato and Y. Sekido, 1938: Preliminary experiments on the artificial production of snow crystals, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. II*, 1-11.
- Nakaya, U. and T. Terada Jr., 1935: Simultaneous observations of the mass, falling velocity and form of individual snow crystals, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. II, 1, 191-200.
- Newman, M.M., 1965: Use of triggered lightning to study the discharge process in the channel and application to V.L.F. propagation studies, *Problems of Atmospheric and Space Electricity*, Elsevier, Amsterdam, 482-490.

- 岡林俊雄, 1969: 昭和44年1月上旬の日本海側大雪のときの気象衛星写真, 天気, 16, 79-80.
- Plank, V.G. and A.A. Spatola, 1971: Summary results of the Lewsburg fog clearing program, J. Appl. Met., 10, 763-779.
- Reynolds, O., 1876: Formation of raindrops and hailstones, Nature, 15, 163-165.
- Reynolds, S.E., 1954: Compendium of thunderstorm electricity, Signal Corps Research, Dept. Army Project 3-99-07-022, Signal Corp Project 172 B, p.100.
- Schaefer, V.J., 1949: The formation of ice crystals in the laboratory and the atmosphere, Chem. Rev., 44, 291-320.
- Schmidt, W., 1914: Über den donner, Met. Z. 31, 487-498.
- Schonland, B.F.J. and H. Collens, 1934: Progressive lightning, Proc. Roy. Soc. London., A, 143, 654-674.
- Schumann, T.E.W., 1938: The theory of hailstone formation, Quart. J. Roy. Met. Soc., 64, 3-21.
- Shio, H. and C. Magono, 1972: Frictional electrification of polycrystalline and single ice crystals, J. Met. Soc. Japan, 50, 159-165.
- Simpson, G.C., 1919: British Antarctic Expedition 1910-1913, Meteorology, 1, 302-312.
- Simpson, G.C. and F.J. Scrase, 1937: The distribution of electricity in thunderclouds, Proc. Roy. Soc., A. 161, 309-312.
- Takahashi, T., 1978: Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms, J. Atmos. Sci., 35, 1536-1548.
- Takeuchi, T., M. Nakano, H. Ishikawa, S. Israelsson, and S. Lundquist, 1977: Preliminary report on thunderstorms producing positive ground flashes as observed in Sweden, Inst. för Höspänningsforskning, Uppsala Univ., UURIE, 113, p.7.
- Takeuti, T. M. Nakano, M. Nagatani, and H. Nakada, 1973: On lightning discharges in winter thunderstorms, J. Met. Soc. Japan, 51, 494-496.
- Tsuchiya, K. and T. Fujita, 1967: A satellite meteorological study of the evaporation and cloud formation over the Western Pacific under the influence of the winter monsoon, J. Met. Soc. Japan, 45, 232-250.
- Vardiman, L., E.D. Figgins, and H.S. Appleman, 1971: Operational dissipation of supercooled fog using liquid propane, J. Appl. Met., 10, 515-525.
- Wall, W., 1708: Phil. Trans, 26, p. 79.
- Weickmann, H., 1948: The Ice Phase in the Atmosphere, Royal Aircraft Establishment, Farnbough, Hants, p.95 [Library Transtation No. 273].
- Wilson, C.T.R., 1906: On the measurements of the earth-air current and on the origin of atmospheric electricity, Proc. Camb. Phil. Soc., 13, 363-382.
- , 1929: Some thundercloud problems, J. Franklin Inst., 208, 1-2.
- Wisner, C., H.D. Orville, and C. Myers, 1972: A numerical model of a hail-bearing cloud, J. Atmos. Sci., 29, 1160-1181.
- Woodcock, A.H., 1952: Atmospheric salt particles and raindrops, J. Met., 9, 200-212.
- Workman, E.J. and S.E. Reynolds, 1950: Electrical phenomena occurring during the freezing of dilute aqueous solutions and their possible relationship to thunderstorm electricity, Phys. Rev., 78, 254-259.
- 山口勝輔, 孫野長治, 1974: 冬期日本海上におけるメソスケール前線の渦状擾乱について, 天気, 21, 83-88.
- 吉田順五, 1944: 氷の摩擦破壊によって生ずる電気並びに雷の電気発生機構, 低温科学, 1輯, 岩波書店, 149-187.