

第5回気象電気シンポジウム (1)*

昨年12月9日に第5回目の主題分科会が気象庁研修所教室で開かれた。座長に畠山久尚，田村雄一両先生をわずらわし，総合報告3編，研究発表4編について討論が行なわれた。総合報告については各講演者にお願いで原稿をまとめて戴き，ここに収録した。

(三崎記)

降水電気に関する諸問題**

小川俊雄**・佐賀春洋***

1. 序

Kelvin (1860 a, b) が初めて雨の電気に注目して以来，降水の電気については少なからぬ観測や考察がさなれてきた。既に河村 (1957 a, b) はそれらの研究の全般について詳細な総合報告をしており，それ以後の研究としては Chalmers (1958), Adkins (1959), Magono-Orikasa (1960), Ogawa (1960) 等の報告が挙げられるけれども，改めて河村と同種の報告を必要とするほど長足の進歩はみられない。

1940年代以後，降水の電荷の起源が研究の主対象となってきたが，この問題について過去の報告を検討すると，降水の電気及び降水時の他の電気現象について必ずしも十分な解明は与えられておらず，統一の見解を得るために今後解決しなければならない問題が少なからず残っている。そこで，ここでは，これらの問題の中の幾つかを取上げ，問題毎に，現在までの代表的な研究の方法と結果を整理するとともに，それに対する筆者等の見解を附記した。従って，この報告は，降水時の電気現象の全般にわたって，既出の報告をすべて網羅するものではなく，かつ，とりあげた問題も全く筆者等の主観によるものであることを明記しておく。

2. 降水電荷研究の意義

降水電荷の研究は二つの興味ある問題を含んでいる。

* The Fourth Symposium on Atmospheric Electricity.

** Problems of Precipitation Electricity.

*** Toshio Ogawa as Shunyo Saga
京都大学理学部地球物理学教室

一つは，降水電流が直接地球電荷の保持に果す役割を知ることであり，他は，降水がその電荷をどのような過程によって得てくるかという問題である。

第一の問題は1940年代までに専ら興味を中心になったもので，降水が地球に負の電荷を運ぶことによって，晴天日の空地電流によって運ばれる正の電荷を補償しているだろうという期待から生じたものであったが，現在では，雨は全体としてはむしろ正の電荷を地球に運ぶと見の方が妥当である。

第二の問題については，降水が雲の電荷分離にとって最も重要な因子であるため，降水の荷電の歴史を探ることがそれ自身興味ある問題であるとともに，それによって，雲の電荷分離過程を解明する重要な手掛かりを得ることができるであろう。

その他，Simpson (1949), Chalmers (1951) の如く，雨の電荷と尖端放電々流との関係から，基準尖端の有効面積を推定することが可能であるなど，他の空中電気現象との関連についても，見逃がすことのできない重要な問題が含まれている。

3. 強電場と弱電場とで雨滴帯電機構はどう違うか

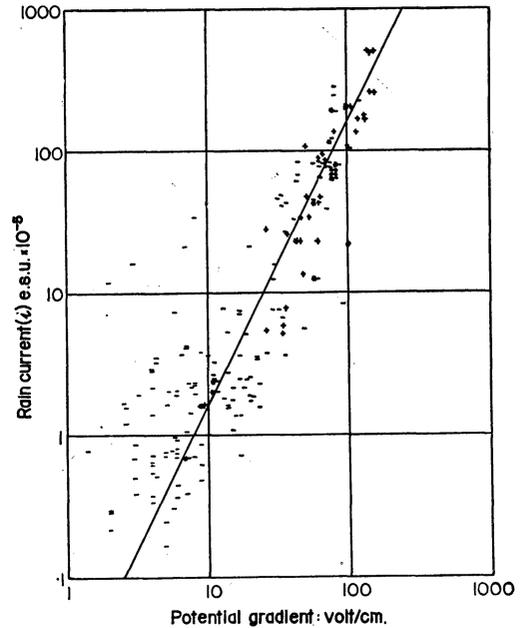
降水が地面に落下するまでに経る帯電過程に，比較的明確な概念を与えたのは Simpson (1949) が最初である。彼は Kew における連続観測の資料を基にして，降水と他の空中電気要素との関係を調べた結果，強電場と弱電場の二つの場合で夫々異った関係式を得，雨滴は夫々異った帯電過程を経て落下してくると解釈した。その後の人々の研究は，主として，電場が十分強くて，通常の意味の空地電流が尖端放電々流密度に比して無視でき

るような場合の雨滴帯電に主目標をおいており、弱電場の場合についての研究は少ない。従って彼の示した区分や関係式の普遍性を直接検討することはできないが、雨滴が強電場と弱電場で違った帯電機構を持つということは如何なる意味を持つであろうか。

まず、Simpson が何故強電場と弱電場とを区分したか、更に、求めた関係式を物理的にどう解釈したかを調べてみよう。次に、他の研究者の異なった方面の研究を参照して、Simpson の解釈を吟味してみよう。

Simpson は降水電流 (i esu/cm² sec), 降雨強度 (R' mm/hr), 地表面電位傾度 (P V/cm) 及び観測用尖端の尖端放電電流 (I esu/cm²) を同時観測して、それらの間の関係を見出そうとした。降水電荷 $q (=i/R')$, 降水電流及び電位傾度の観測資料から、 $\log q - \log P$ 及び $\log i - \log P$ のグラフをとり、第1図及び第2図の分布を得た。これらから判るように、電位傾度10~20 v/cm の領域を境にして、 $|P| > 20$ では直線関係が存在するが、 $|P| < 10$ では存在しない。

$|P| > 20$ の領域では $q = AP^2$ 及び $i = BP^2$ (A, B は常数) を得たが、電位傾度の大きいところでは直接 P の値を記録し得ず、 I の値から $I = aP^2$ (a は常数) なる近似式を用いて P の値を求めた。常数 A, B は R' の関数として求まり、結局、 i, I, R' の関係が次の三つの実験式のいずれでも表わされることを見出した。



第2図 降雨電流と電位傾度

$$\frac{i}{I} = 2.0 \times 10^{-8} R'^{0.57} \quad (3.1)$$

$$\frac{i}{I} = \frac{1}{5.5 \times 10^6} (1 - e^{-0.058R'}) \quad (3.2)$$

$$\frac{i}{I} = \frac{1}{4 \times 10^6} \left(\frac{R'}{R'+20} \right) \quad (3.3)$$

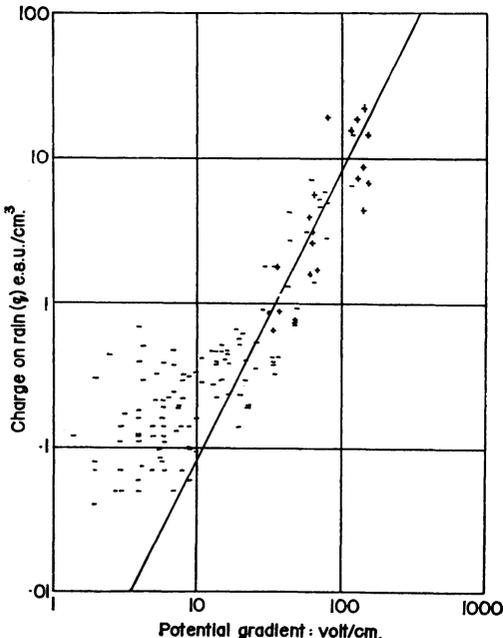
かくして、Simpson はこれらの実験式は、雨滴が尖端放電に由来するイオンを落下中に捕捉した結果を示すと解釈し、(3.2) 又は (3.3) から容易に判る如く、雨量が多くなるにつれて i/I が一定値に近づくのは、尖端放電に由来するイオンを捕捉する度合が雨滴の増加に伴って増し、遂には総てのイオンを捕えてくるようになるからであるとした。また、降水が雪の時には、使用し得る降水強度の記録が得られなかったので詳しくは論ずることができなかったが、降雪電流は降雨電流の数倍であって、雪の方が雨よりも有効に尖端放電に由来するイオンを捕捉するという妥当な解釈が得られた。

$|P| < 10$ の場合は、定常的な連続降雨について資料を整理した結果、平均として

$$q = -0.0145 (P-4) \text{ esu/cm}^3 \quad (3.4)$$

$$i = -0.040 \times 10^{-5} (P-4) R' \text{ esu/cm}^2 \text{ sec} \quad (3.5)$$

を得た。この場合電位傾度の値の頻度は $-4V/cm$ で最大を示し、 $4 V/cm$ 以上は少ない。また、この程度の電場では尖端放電は生じ難い。これらの事柄から Simpson



第1図 雨滴電荷と電位傾度

はつぎのような解釈をした。a) 降雨は電位傾度を晴天日の値から負の方へずらす。b) 電位傾度は降水強度には直接関係しない。c) 降水電荷は降水強度には無関係で、電位傾度の晴天日からの偏差に比例する。(3.4)と(3.5)はしゅう雨に関連した降雨の際にも成り立つが、降雪の場合には些か異なり、 q 及び i は P と逆付号であった。

以上の事柄から Simpson が推察した雨滴の帯電機構は、 $|P| > 20$ のときには、尖端放電に由来するイオンの捕捉が雨滴電荷を決定する。 $|P| < 10$ のときには、降水の電荷は雲の電荷分離過程に帰因する。その過程は地表面の電位傾度を負にするものでなければならない。この条件を満足するものは、雷雲に有効な ice-impact theory (Simpson-Scrase, 1937) ではなくて、breaking-drop theory (Simpson, 1927) である。

雨滴のイオン捕捉過程については、Wilson (1929) の influence theory に基づいた Whipple-Chalmers (1944) の計算式で説明されるが、4. で述べる如く、捕捉されるべきイオンは尖端放電に由来するものである必要はなく、通常の伝導電流を形成するイオンでもよい。

雲の電荷分離過程については Chalmers (1958) の興味ある報告がある。彼は層積雲の下の、降水電流をも含めた全垂直電流を、降水が雪の場合と雨の場合で区別して測定し、つぎのような推論を得た(7 参照)。降水は二つの電荷分離過程に関与する。すなわち、a) upper process: 温度が永点以下のところで、永片相互の衝突、氷片と水滴の衝突等に帰因して、降水は負、空気は正の電荷を得る。b) lower process: 温度が氷点或いはそれ以上のところで、降水の融解に帰因して降水は正、空気は負の電荷を得る。

雷雲等の積乱雲型においては upper process が相対的に重要であって、この過程は乱流等の効果によって更に増巾される。一方 lower process は雷雲下部の正電荷の集中をおこす。層積雲等においては、降水が雨のときには lower process が卓越し、降水が雪のときには upper process が卓越して、降水の相の違いによって雲の電気的狀態が異なってくる。つまり Chalmers の考えでは、電荷分離過程は、積乱雲と層積雲とで本質的に異なるのではなく、二つの分離過程が存在し得るが、相対的に重要な過程が雲の構造によって異なることになる。

以上を総合すれば、雨滴の帯電過程には、電荷分離と

落下途中のイオン捕捉の二つの過程があり、更に前者は lower process と upper process に分たれ、合計三つの過程が共存する。強電場と弱電場とで雨滴帯電機構が違ふということは、雲の構造の相違によって、これらの帯電過程のうち何れが最も有効に働くかという相違であって、現象を第一近似的に理解する上の便宜的手段であると考えてよい。かくして雨滴の帯電過程を論ずる際に、Simpson の如く地上の電場の強さに基準を置くか、Chalmers の如く雲の種類または状態に基準を置くかは、更に検討を要する問題であろう。

4. 尖端放電は降水電荷にどう影響するか

降水の電荷に及ぼす尖端放電の影響については、既に Whipple-Chalmers が周知の雨滴荷電速度を計算した際に触れている。彼等は Kew の尖端放電々流密度の値を用いて平均の雨滴電荷を計算し、これと Gschwend (1922) の実測値を比較した結果、降雨電荷は雨滴が落下途中で尖端放電によって生じたイオンを捕捉した結果と解釈し得ることを示唆した。

Simpson は、3. で述べたように、強電場における降水電流は尖端放電量に支配され、得られた関係式を、雨滴が尖端放電に由来するイオンの一部を捕捉して落下するためと解釈した。従って、(1) 降雨強度が一定なら、雨滴は尖端放電量に比例してイオンを捕捉し、(2) 尖端放電量が一定なら、雨滴がイオンを捕捉する率は降雨強度の増大に伴って増し、遂には総てのイオンを捕捉するようになる。

しかし一方、このイオン捕捉が Whipple-Chalmers の式に従うなら、つぎのような難点があることを指摘している。(1) 雲の下の電場は地表面のそれよりも、少くとも数倍大きくなくてはならない。然るに、Altielectrograph (Simpson-Scrase 1937, Simpson-Robinson 1940) の実測結果にはかかる電場の増大は認められていない。(2) 雲の下の電場が地表面のそれよりも大きいとしても、その原因は尖端に由来するイオンであり、イオンの運動は極めて緩慢だから、雨滴が尖端放電に由来するイオンを多量に捕捉して落下すれば、地表面の電場は雲の下の電場と等しくなってしまうだろう。

Chalmers (1952) は雲の下部に集積した雨滴電荷が電位の極値を作っていて、尖端放電によって生じたイオンは、地面と雲の下部とを境界とする領域内を、電場によって上昇し、Whipple-Chalmers の式に従って雨滴に捕捉されて下降して、一つの循環電流を作っているモデルを考えた。このモデルの定常状態における各要素の関係

を、雨滴の平均粒径をも考慮に入れて理論的に数値計算をし(7.参照),その結果を Simpson(1949), Hutchinson-Chalmers (1951) (5.参照)の観測結果に適応した。かくして、測定に用いた基準尖端の有効面積を Kew (Simpson の場合)で、 $2.12 \times 10^6 \text{ cm}^2$, Durham

る電荷を持っていれば、Simpson の得た実験式 (3.1) によく似た関係

$$i/I \propto (R')^{0.73} \quad (4.1)$$

が得られることを示した。Ogawa (1960) もまた、Marshal-Palmer (1948) の雨滴粒径分布と Best (1950 b) の雨滴落下速度を用いて同じような結果を得た。

Smith (1955) は2~3分間に降った個々の雨滴の粒径と電荷を測定して、それから得られた粒径-電荷の関係(第3図)が、理論的に導びかれた関係(第4図)と同じ傾向を持つことを示した。彼の理論は、雨滴が $3n X a^2$ (X : 電位傾度 esu, a : 雨滴半径 cm, n : 任意の数)の初期値を持って雲底を離れ、一定の電氣的条件のもとで、Whipple-Chalmers の式に従ってイオンを捕捉するというモデルについて組み立てられた(7.参照)。更にモデルを考えた領域を具体化するために、ある測定期間の代表的雨滴として、地表面で雨滴電荷が0となる雨滴の1/2半径をもつものを探って、このような雨滴の電荷 Q^* と半径 a^* とを助変数として

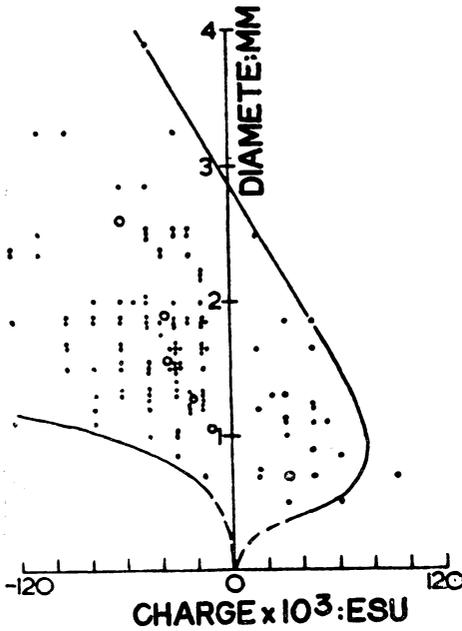
$$\left. \begin{aligned} Jx_0 &= -5.0 \times 10^3 Q^*/a^* \\ X_0 &= 4 Q^*/a^{*2} \end{aligned} \right\} \quad (4.2)$$

なる関係式を得た (J : 尖端放電電流密度, x_0 : 雲底高度, X_0 : 雲底下の電位傾度)。一方 Wilson (1925) の space-charge theory を

$$X_0 = (8\pi Jx_0/w)^{\frac{1}{2}} \quad (4.3)$$

とにおいて (w : 小イオンの易動度), (4.2) と (4.3) で表わされる X_0 - Jx_0 の関係をみるとよい一致が得られた(第5図)ので、実際には、Wilson の space-charge theory で表わされるような場であると考えた。

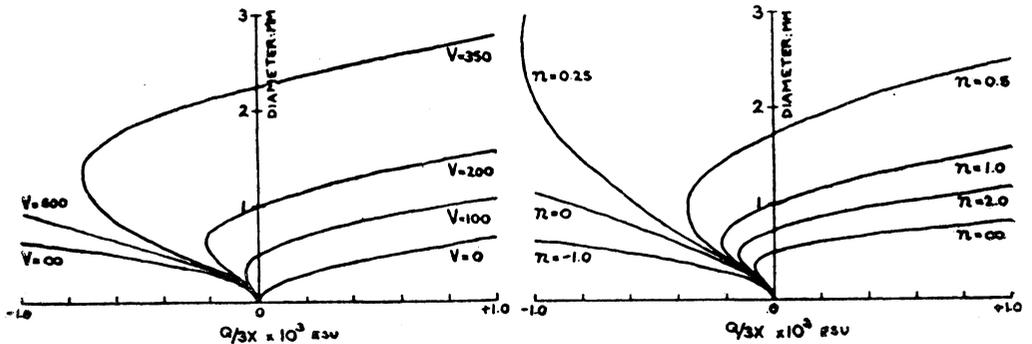
上述の Chalmers, Smith の考えはいずれも、定常状態では雨滴は Whipple-Chalmers の式に従って、尖端



第3図 観測による電荷-粒径分布

(Hutchinson-Chalmers の場合)で $0.37 \times 10^6 \text{ cm}^2$, とし、雨滴が高度 800m 以下のところでイオンを捕捉しているとすれば、理論値は比較的よく一致することを示した。

Best(1953) は降雨強度による雨滴の粒径分布 (Best, 1953 a) を考慮に入れて、各雨滴が粒径の2乗に比例す



第4図 理論による電荷-粒径分布

a) $n=1$ のとき, b) $V=200$ のとき, 但し $V = \pi Jx_0/X_0$

放電に由来するイオンを捕捉して落下することを量的に説明したものである。しかし一方、降雨強度が増せば、尖端放電に由来するイオンは全部雨に捕捉されることを示した Simpson の実験式 (3.3) は、Chalmers, Best 及び Ogawa の研究からみると、雨の粒径分布が重要な因子であって、降雨強度の変化に伴って、雨を構成する

には

$$-3\pi\lambda_2 X a^2 \left(1 + \frac{Q}{3X a^2}\right)^2, \quad 3X a^2 > Q > 0 \quad (4.5)$$

或いは

$$-3\pi\lambda_2 X a^2 \left\{1 + \frac{6Q}{3aX a^2} + \left(\frac{Q}{3X a^2}\right)^2\right\},$$

$$0 > Q > -0.515X a^2 \quad (4.6)$$

で表わされる。ここで簡単のため $Q \ll |3X' a^2|$ 及び $Q \ll |3X a^2|$ の場合を考えると、地表面付近の伝導電流は二つの場合で相違はないから

$$\begin{aligned} \lambda'_2 X' &= (\lambda_1 + \lambda_2) X \\ &= 2\lambda_2 X \end{aligned}$$

となり、両者を比較すると factor が 2 違う程度になる。ただし、雲の電気的活動度は二つの場合でかなり違ったことになる。

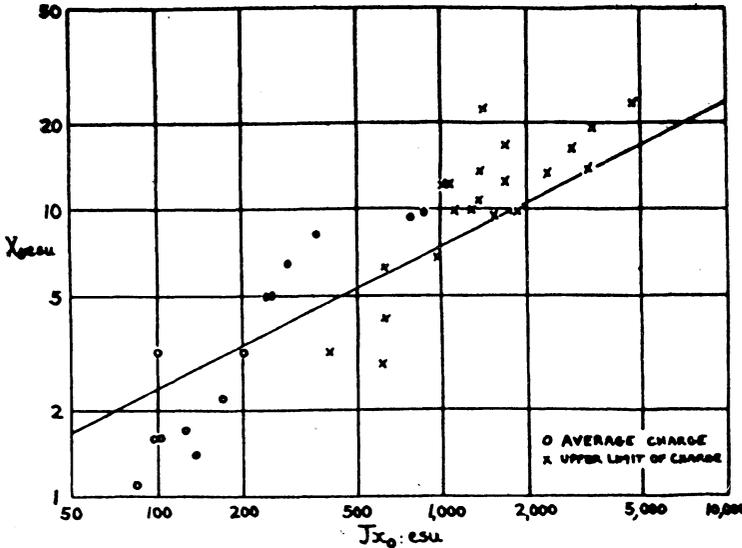
5. mirror-image effect がある場所では観測され、ある場所では観測され難いのは何故か

mirror-image effect は Simpson (1949) によって発見され、その後 Stockill-Chalmers (1956) や Ogawa (1960) によって調べられているが、

降雨電流と電位傾度とが通常反対符号であるばかりでなく、同時に符号を変えて、あたかも互に鏡像関係にあるかの如く変動する現象をいう。この現象はしゅう雨の際に特に顕著に現われ、変動の位相差に着目すれば、降雨電流が符号を変えて後、電位傾度が符号を変える傾向があることが特徴である。

この現象について、まだ十分な研究はなされていないが、尖端放電を十分生ぜしめる程電場が強いときの逆符号関係とその量的な関係については、Whipple-Chalmers の計算式を用いれば、Wilson の influence theory でほぼ説明できることが Chalmers (1951) の研究からわかる。しかしこの雨滴帯電過程だけでは位相差の説明が難しい。なぜなら、この帯電過程だけからすれば、

(a) 雲の電気的狀態が刻々変化する過渡現象においては、雨滴は、電底を離れて地面に達する間の電気的狀態に応じて帯電するのであるから、降雨電気の変動は電位傾度の変動よりも位相が遅れる筈である。一方、(b) 雲の電気的狀態がほぼ一定であって、雲と観測者との相対的位置が変化するような定常的現象においては、位相差は平均的には 0 になる筈である。従って mirror-image



第5図 X_0 と J_{X_0} の関係 (直線は Wilson の理論式)

雨滴の大きさが変わってくるためであることが判る。このことから、Simpson の難点 (2) は解消される。Simpson の難点 (1) については、Chalmers 及び Smith はいずれも、雲の下の電場が地表面のそれよりも大きいことを支持している。また、最近の Chapman (1958) や Adkins (1959) の研究によれば、過去の Alti-electrograph の記録の解釈は、幾分修正されなければならないことが示唆されている (6. 参照)。

次に、尖端放電によって生じたイオンが途中で凝結核に附着して易動度を失い、ある高度より上へ上昇しないとしても、定常状態を考える限り、雨滴は、尖端放電によって生じたイオンを捕える場合と同程度に荷電し得ることがある点に注意する必要がある。すなわち、尖端放電によって生じたイオンが小イオンの殆んど総てを占めているときは、雨滴のイオン捕捉の割合は Whipple-Chalmers の式によって

$$\begin{aligned} -3\pi\lambda'_2 X' a^2 \left(1 + \frac{Q}{3X' a^2}\right)^2, \\ 3X' a^2 > Q > -3X' a^2 \quad (4.4) \end{aligned}$$

で表わされる。一方、通常のイオンだけが存在するとき

effect を説明するためには、雨滴が落下途中でイオンを捕捉する帯電過程のみならず、雨滴が関与している電荷分離過程や、雲の電氣的状態の変動についても尙詳しく研究する必要がある。

かように、mirror-image effect についての十分な説明はまだ得られていないが、現象の観測結果が、単に降雨電流と電位傾度の逆符号関係のみに着目しても、個々の研究者によって一見矛盾して報告されている。Simpson や Ogawa の如く直接降水電流を測定した結果によれば、前者は比較的、後者は極めてはっきりとこの effect の存在を認めている。一方、Smith (1955) は、2, 3分間に降る個々の雨滴の電荷と粒径を測定して、粒径の大きい雨滴は電位傾度と同符号に帯電し、小さい雨滴は異符号に帯電している傾向があることを見出した(第3図)。その観測結果からは、通常、電位傾度と同符号の降雨電流が得られ、Simpson の結果とは矛盾する。これは、Smith の測器は非常に小さい雨滴電荷を測り得なかったためであると解釈された。Smith に先立って、Hutchinson-Chalmers (1952) がやはり個々の雨滴について測定を行なった。これは Smith と同種の方法であるにもかかわらず、105個の雨滴が電位傾度と逆符号の電荷を持ち、37個が同符号を持つという結果を得ている。これに対する Chalmers (1955) の説明によれば、第3図を与える測定時間内では、Hutchinson-Chalmers は精々6粒程度しか測定できないので、それらの雨滴は多分平均の大きさ付近のものであって、第3図の下の部分で電位傾度と逆符号のところと相当するものと思われる。

かように、個々の観測結果の相異は、雨滴の sampling が測器の性質によって違うためであると一般には見做されている。すなわち、何故降雨電流と電位傾度の間の逆符号関係がある測定では発見され、他の場合には発見されなかったかという点、電位傾度の変化の影響を避けるために用いられる電場遮蔽装置が、風のあるときには、微小雨滴の測定を妨げるためであって、遮蔽装置がない場合 (Chalmers-Little, 1947)、或いは効果的でない場合 (Simpson 1949, Stockill-Chalmers 1956) には、顕著な逆関係が現われる。

以上一般に認められている見解の他に、ここで、mirror-image effect の地域への依存性について触れておこう。この現象を起す最も重要な因子は、Wilson の influence theory に基づくイオン捕捉過程であって、Whipple-Chalmers の式で雨滴荷電量を定める要素は、

λX と雨滴の落下時間であるから、 λX が大きくて落下時間が長いほど、mirror-image effect は現われ易いであろう。 λX は尖端放電々流密度や通常の意味の大気伝導度に支配され、落下時間は雲の特性や雨の粒径分布に支配されるだろう。従って、各地で現象の現われ方に相異があったとしても或る程度説明し得る可能性がある。

6. 地表面で測定する電場とは何か

地表面の電位傾度は最も屢々観測される空中電気要素であるが、晴天日のみならず擾乱時においても、また、種々の過程によって生じた空間電荷の影響をうけるから、地表面の電位傾度がどの程度雲の電氣的活動度を表わすものであるかを、観測時の状況に応じて検討しなければならない。降雨時と空間電荷を生ずる原因としては、尖端放電、splash (地表面における雨滴分裂)、雨滴自身の持つ電荷等が挙げられる。

(I) 尖端放電の影響

電位傾度に最も大きな影響をもたらすものは尖端放電で、それによって生ずるイオンは電位傾度と逆符号の空間電荷として作用する。雷雲等に関連して、広い地域にわたって強い電場が存在する場合を考え、水平方向には条件が一様であって、尖端放電によって生じたイオンが一定の易動度で雲底まで上昇すれば、高度 x m における電場 X V/m は Wilson の space-charge theory によって

$$X^2 - X_0^2 = \frac{2I}{E_0 w k} x \quad (6.1)$$

で表わされる。ここに、 X_0 は地表面の電場、 I/k は尖端放電々流密度である。この関係式はイオンの影響が最も小さい場合を表わすが、Whipple-Scrase (1936) は尖端放電々流密度の概算から、地表面よりも桁違いに大きい電場が雲底下に存在し得ることを指摘した。しかしながら、Altiectrograph による測定結果は期待された電位傾度の増大を示さなかった。

この矛盾を解くために、Chalmers (1939, 1944) は、雲から来る負イオンの影響、落下する雨滴によるイオンの捕捉、或いは上昇気流による空間電荷の除去を考えたが、いずれも高さに伴う電位傾度の増大を否定するには十分でなかった。また、Gunn (1948) の飛行機観測、Chapman (1958) の尖端放電々流に関する研究、Adkins (1959) の地表面付近の小イオンに関する研究等は、Altiectrograph の解析結果が、電位傾度を1桁程度過小に見積ったものではないかということを示唆している。

次に、しゅう雨等に関連して、狭い地域にのみ尖端放

電が生ずるときには、生じたイオンは風に流されて隣接した地域の電場を歪める。Whitlock-Chalmers (1956) は、能率のよい尖端の風上・風下の2地点で電位傾度を同時に観測して、両者がかなり違っていることを指摘した。観測された電位傾度の差は Davis-Standring (1947) の計算、すなわち、尖端放電によって生じたイオンが水平方向にある直線に沿って流されるとして、それらのイオンが電位傾度に及ぼす影響を計算したものの1/3程度にすぎなかったが、これは計算がごく簡単な仮定の下になされたためである。従って多数の尖端がある場合には、測定される電位傾度は複雑な現象を示して、雲や降水の電荷についての知識を与えなくなる。

(II) splash の影響

Kelvin (1860), Chauveau (1900) によれば、弱い雨のとき、屢々、電位傾度が地表面では負であるにもかかわらず、高い塔頂では正である。従って塔頂と地面との間に負の空間電荷が存在しなくてはならない。この空間電荷の起源としては、地面近くの空間における雨滴分裂、或いは、地表面における雨滴分裂が考えられる。

Lenard (1892) は水滴分裂によつて水滴自らは正に帯電し、空気中に負の電荷を放出する、所謂、Lenard 効果を見出した。Nolan-Enright (1922) によれば、かような水滴分裂によつて、水滴 1 cm³ につき 0.1 esu の負電荷が空気中に生ずる。

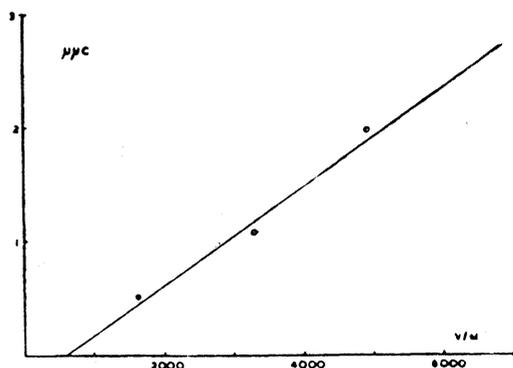
Smith (1955) は splash の影響をうけた地表面附近の電気的狀態を検討して、雨滴電荷が測定し得ない程小さいときには、雲自身の作る電場は極めて弱く、電位傾度が静天日の値から偏るのは splash の影響によるものと考えた。すなわち、雨滴自身は電荷を持っていないが、splash によつて、-0.1 esu/cm³ の電荷を空気中に放出し、この電荷を持ったイオンが乱流によつて上昇する。降雨がかなりの間続くと、これらのイオンは地表面の電位傾度を大きくして、遂には、尖端放電を生ぜしめるようになる。splash の効果と尖端放電の効果がつりあうと定常状態になって

$$X^2 - X_c^2 = 5R \tag{6.2}$$

なる関係が成り立つ (X: 電位傾度 V/cm, X_c: 尖端放電を起す臨界電位傾度 V/cm, R: 降雨強度 mm/hr)。観測によれば、このような状態における電位傾度は約 -7V/cm であるから、通常の降雨強度に対して、臨界電位傾度は -5V/cm という妥当な値になる。従って、上のような定常状態が存在すると考えられ、Chauveau の結果は splash の影響と思われるし、また、Simpson

等の観測には splash の効果が含まれていると示唆した。しかし、このような解釈では、Simpson (1949) が求めた雨滴電荷と電位傾度の関係を説明することは難しい。

次に、Adkins (1959) は、鎮鏝の円板上に水滴を落したときに生ずる電荷を測定して、splash によつて空気中に放出される電荷量は、水滴が splash の際消失したエネルギーと電場の強さの積に比例し、10⁻³ cm sec⁻¹/V cm⁻¹ 以上の易動度を持った微小水滴或いは水分子の集まりがその電荷を運ぶことを見出した。第6図は、薄い水膜で覆った鎮鏝板上に水滴を落下させたときの実験例である。これから判るように、電場が存在しないときには電荷は発生せず、Nolan-Enright の示したような Lenard 効果を否定している。



第6図 80.3mg の水滴を 80cm の高さから落した時に発生する電荷と電場の関係

Adkins は上の結果を実験の降雨に適用し、Best (1950 a) の雨滴粒径分布を用いて、雨が splash によつて空気中に放出する電荷 *a* は、

$$da/dt = 0.13 R^{1.23} E \mu\mu\text{Cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \tag{6.3}$$

で表わされると推論した (E: 電位傾度 V/m)。このことから、降雨時の電気的狀態を次のように考えた。

連続降雨のときには、地表面を通過して土地に流入する電流は、降雨電流 *I_r*、伝導電流 *I_c* と splash による電流 *I_s* の3成分を持ち、それぞれ

$$I_r = 16.7 \times 10^6 Rq \mu\mu\text{Cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \tag{6.4}$$

$$I_c = 60 \lambda E = 1.1 E \mu\mu\text{Cm}^{-2} \text{ min}^{-1}, \tag{6.5}$$

(λ = 1.8 × 10⁻¹⁴ ohm⁻¹ m⁻¹ とする)

$$I_s = 0.13 R^{1.23} E \mu\mu\text{Cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \tag{6.6}$$

で表わされる。もし空地間の電荷輸送の総和が0であるなら、

$$I_r + I_s + I_c = 0 \tag{6.7}$$

であるから

$$q = \frac{E}{16.7R} \times 10^6 (1.1 + 0.13 R^{1.23}) \mu\mu C \quad (6.8)$$

である。通常の値として $R=2$ をとると

$$q = -0.042 \times 10^6 E \quad \mu\mu C \quad (6.9)$$

を得る。一方、Simpson (1949) は実験式

$$q = -0.048 \times 10^6 (E - 400) \quad \mu\mu C \quad (6.10)$$

を得ている。(6.9)と(6.10)を比較すると、Simpsonの常数項は上層導電層から土地に流入する一種の電流を意味するものと考えられる。雲の電氣的状態がわかっていないから、どんな電流が流入するかを計算することはできないが、晴天日の伝導電流と等しいものが土地に流れ込むと仮定すれば、このような電流の影響についてもある程度知ることができよう。

はげしい雨のときは splash による電流が大きくなって、地上付近の電場の変化の割合は(6.3)から

$$\frac{dE}{dt} = \frac{dX}{dt} - 0.015 R^{1.23} E \quad Vcm^{-1}min^{-1} \quad (6.11)$$

となる。 dX/dt は splash がないときの雲による電場の変化の割合である。かくして、電場は $66.7R^{-1.23}$ 分の時定数をもって 0 に近づく。例として $R=15$ とすると、この時定数は 2.5 分となるから、雨がはげしく降るときには、大きい電場は存在し得ず、活発な積乱雲で dX/dt が大きいときにだけしか大きい電場はおこらない。

(III) 雨滴電位の影響

電位傾度が小さいときには、空間電荷としての雨滴電荷の影響も無視できない。Chalmers (1958) によると、大気伝導度がどの高度でも同じとすれば、電位傾度の高度分布には次の2つの極限状態が考えられる。

1) 降水がずっと同一の電荷を持って雲から落下するときには、降水の空間電荷としての効果のため、電位傾度、伝導電流が高さによって違ってくる。定常状態を考える限り、その空間電荷を相殺するイオンが出来て、全空間電荷は 0 となり、電位傾度は雲の下のすべてのレベルで同じになる。

2) 降水が全電流を一定に保つように、電荷を変えながら落下するときには、降水の電荷は高度に伴って、 $Q=Q_0 \exp(\lambda Z/\epsilon_0 V)$ の変化をする (Q_0 : 地表面の値, Z : 地面からの高さ, V : 落下速度)。これから任意のレベルの電位傾度は

$$X = X_0 + \frac{Q_0 V}{\lambda} (1 - \exp(\lambda Z/\epsilon_0 V))$$

となる。

1) は雨滴電荷の影響がない場合、2) は雨滴電荷の影

響が最大の場合であって、実際の状態は、上の2つの極限状態の中間にある。

以上に、述べた如く、地表面の電位傾度は雲の電氣的活動度を直接示すとは限らず、場合によっては、地表面近くで起る電気現象が雲のそれよりも大きな影響を持つので、電位傾度を基準にして、現象を解析するときには十分な注意が必要である。

7. 雨滴電荷の解析例

前述の如く、雨滴電荷は雲中における電荷分離と、落下途中におけるイオン捕捉の2つの過程によって決まるので、雨滴電荷の量的検討に際しては、これら2つの過程を具体的に表現しなくてはならない。以上に Chalmers (1951, 1958) と Smith (1955) のモデルを紹介する。

一般的に云って、雷雲等に関連した降雨では、電場はある程度双極子電場で近似することができ、かつ、その電場を作る雲中の電荷分布に関しては、降水がそれ自身一方の電荷の荷い手であると考えられるから、雨滴は電荷分離過程によって地表面電位傾度と同符号の電荷を得て、雲底を離れて後にイオンを捕捉して逆符号の電荷を得る。一方、層積雲等に関連した降雨では、雲の水平方向の拡がりが大きいために、雲が水平方向に一様の性質を持つと考えられるから、電位傾度が晴天日の値から偏るのは、雲中の電荷分布のためというよりも、むしろ、降水が一方の符号の電荷を雲から流出せしめたためであると考えられる。勿論、総ての降雨を上る2つの場合にははっきり区別できるわけではない。

(I) Chalmers (1951) の研究

「モデル」——定常状態を考え、かつ等電位面は水平とする。雲中では電荷分離が起っていて、例えば正電荷は雲頂へ、負電荷は雲底へと運ばれる。雨は負電荷を荷って落下し、正イオンがあるとそれを捕捉する。多数の正イオンが尖端放電で供給されるので、雨滴は次第にその電荷を失い、逆に正に帯電して地面に到達する。電場はこの雨滴電荷と正イオンとによって作られ、地面近くでは高度と共にその値が大きくなる。一方、電荷分離の起っている領域の下層部では、雨滴電荷は極値を持ち、電位傾度は 0 である。従って、電位傾度の絶対値はある高度で極大となり、それから上では高度と共に減少して 0 となる。電流は雨電流と、正イオンの運動による伝導電流の和である。降雨は同一の大きさの雨滴から成り、その大きさは降雨強度に従って変わる。

「基本式」——

(1) Whipple-Chalmers のイオン捕捉式

$$\frac{dQ}{dx} = -\frac{\pi new}{3Xa^2V} (3Xa^2 - Q)^2, \quad 3Xa^2 > Q > -3Xa^2 \quad (7.1.1)$$

$$\frac{dQ}{dx} = 0 \quad Q > 3Xa^2 \quad (7.1.2)$$

$$\frac{dQ}{dx} = -\frac{4\pi new}{V} Q \quad Q < -3Xa^2 \quad (7.1.3)$$

(2) 連続方程式

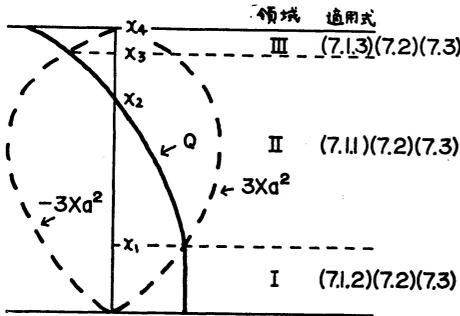
$$NVQ - newX = \text{const}$$

(3) Poisson の方程式

$$\frac{dX}{dx} = 4\pi (ne + NQ) \quad (7.3)$$

(a: 雨滴半径, V: 雨滴落下速度, Q: 雨滴電荷, -X: 電位傾度, 単位系は CGS esu)

第7図は基本式の適用領域を示すモデル図である。



第7図 Q, 3Xa² の高度に伴う変化のモデル図と基本式の適用領域

(II) Smith (1955) の研究

「モデル」——ある一定の高度から落下する種々の大きさの雨滴は、最初 $3nXa^2$ (n は総ての雨滴について同値) の電荷を持っている。雨滴の落下領域では、電位傾度、イオン密度 (一方符号の小イオンのみが存在する)

及び伝導電流はすべて高度に無関係で一定である。このような状態は定常状態を与えないが、一応そのことは問題としない。

「基本式」——

$$(1) \frac{dQ}{dt} = -\frac{\pi\lambda(3Xa^2+Q)^2}{3Xa^2}, \quad 3Xa^2 > Q > -Xa^2 \quad (7.4)$$

$$(2) Q_0 = 3nXa^2, \quad (t=0 \text{ で}) \quad (7.5)$$

$$(3) J = \lambda X \quad (7.6)$$

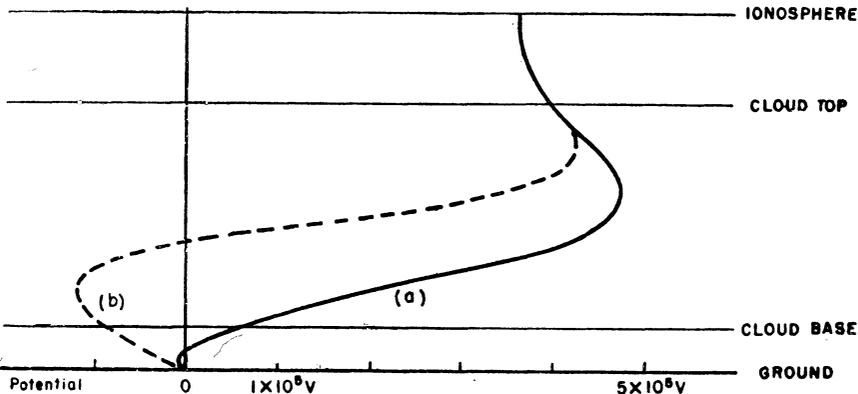
(単位系は (I) と同じ)

(III) Chalmers (1958) の研究

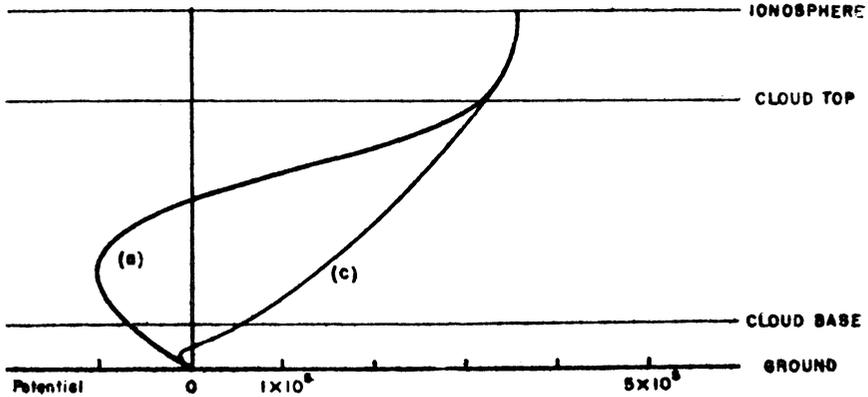
水平方向に十分広がった層積雲に関して定常状態を考える。上層導電層と地面との間の領域で、水平な無限等電位面を仮定すると、降水電流と伝導電流の和である。全電流と、地表面電位傾度を測定することによって、次のような解析から、雲中の電荷分離過程、従って、雨滴電荷の起源を推論できる。

雲底、雲頂の高度を夫々 500m, 10km と仮定する。地表面電位傾度から、6. で述べた2つの極限状態について、雲底までの電位の変化を知ることができる。一方、全電流の値が正か負かによって、雲頂の電位が上層導電層の電位よりも低いか高いかを知ることができるから、上層導電層の電位及び雲頂・上層導電層間の伝導度分布を適当にとれば、雲頂上方の電位の変化を知ることができる。かくして得られた雲底・雲頂の電位を連続的に結べば雲中の電位変化が求められる。その電位変化を説明できる電荷分布、従って、電荷分離過程が検討される。

降雪時に観測された平均垂直電流 $-3.5 \times 10^{-12} \text{A/m}^2$, 平均電位傾度 -57V/m は、上層導電層の電位を $3.6 \times 10^6 \text{V}$ とすると、第8図 (a) の如き解析結果を与える。



第8図 雪 雲



第9図 雨 雲

雪に負電荷を与えるのは、地面或いは地面付近における雪片の衝突・分裂による電荷分離過程だとすると、第8図(b)を得る。(a)に対しては、正電荷が雲の上部に、負電荷が雲底と雪に与えられるような電荷分離過程が考えられて、合理的なものと思われる。(b)に対しては、雲の下方に正の空間電荷があることになり、雲底の電位は負になる。従って、雲の下部には負の空間電荷があることになり、異なった場所で2つの別々の電荷分離過程を考えねばならず、合理的でない。

降雨時の平均垂直電流は $+3.8 \times 10^{-12} \text{A/m}^2$ 、平均電位傾度は -176V/m であって、雲中の電荷分離過程を考えると第9図(a)が得られ、地面或いは地面近くにおける電荷分離を考えると第9図(c)を得る。イングランド地方における降雨は、氷晶説に従うと云われているから、雲中では降雪時と同じ電荷分離が起っている。降水が雪と雨とで電気的狀態が違ってくるのは、降水が固体から液体に融解するとき、或いは、液体となって後に雨が正電荷を得るためである。この過程としては、a) 雲中における降水の融解、b) 雲底下方における降水の融解、及び、c) 地面における雨滴分裂が挙げられる。a) の場合雨の空間電荷は正であるから、雲底の電位は負になり、雲の下部に負電荷の集中があって、その下に正電荷が存在することになる。従って、第9図(a)に符合する。b) の場合にはa)と区別する適切な方法はないが、c) の場合対応する第9図(c)の如き電位分布を説明する空間電荷の分布を考えるのは難しい。

かくして、降水が雪であるか雨であるかによって、卓越する電荷分離過程が違っていると結論される。

8. 結 び

以上、降水の電荷研究についての幾つかの重要な問題

を述べたが、今後の研究に際しては、測定対象(個々の降水粒子、降水電流、伝導電流を含めた全電流)の選択、測定方法(Smithが測定し得なかった微小粒の測定等)の工夫、測実場所(海上と陸上、或いは陸上の異った地点の観測の比較、同一地点における高度差の影響)の選択、降水の相の選択等に十分な注意が払われなくてはならない。また、mirror-image effectの解明には、応答時間の十分短い装置で、現象の大きさに応じて諸要素の代表的 samplingが可能になるよう留意さるべきである。

観測資料の解析に当っては、現象を定常状態と考えるか、或いは、非定常と考えるかで結果は大きく違ってこよう。特に後者の場合の取扱い方法について、今後の研究が待たれる。

最後に、この報告を記すに際して、終始適切な助言と激励を頂いた、京都大学田村雄一教授と気象研究所三崎方郎技官に感謝します。

参 考 文 献

- 1) Adkins, C.J. 1959: The small-ion concentration and space charge near the ground, *Quart. J. Roy. Met. Soc.* **85**, 237-252.
- 2) Best, A.C.: a: The size distribution of rain drops, *Quart. J. Roy. Met. Soc.* **76**, 16-36.
- 3) Best, A.C. 1950b: Empirical formulae for the terminal velocity of water drops falling through the atmosphere, *Quart. J. Roy. Met. Soc.* **76**, 302-311.
- 4) Best, A.C. 1953: The relation between rain current and rate of rainfall, *J. Atmosph. Terr. Phys.* **3**, 285-288.
- 5) Chalmers, J.A. 1939: A note on theories of the electric field below clouds, *Quart. J.*

- Roy. Met. Soc. **65**, 237-243.
- 6) Chalmers, J.A. 1944: Electric field below clouds, Quart. J. Roy. Met. Soc. **70**, 121-127.
 - 7) Chalmers, J.A. 1951: The origin of the electric charge on rain, Quart. J. Roy. Met. Soc. **77**, 249-259.
 - 8) Chalmers, J.A. 1956: The vertical electric current during continuous rain and snow, J. Atmosph. Terr. Phys. **9**, 311-321.
 - 9) Chalmers, J.A. 1957: Atmospheric Electricity, Pergamon Press.
 - 10) Chalmers, J.A. 1958: The Electricity of Nimbo-Stratus Clouds, Recent Advances in Atmospheric Electricity, 309-315.
 - 11) Chalmers, J.A. and E.W.R. Little, 1949: The electricity of continuous rain, Terr. Magn. Atmos. Elect. **45**, 451-462.
 - 12) Chapman, S. 1958: Corona-Point-Discharge in Wind and Application to Thunderclouds, Recent Advances in Atmospheric Electricity, 277-288.
 - 13) Chauveau, B. 1900: Etudes de la variation de l'électricité atmosphérique, Annales du B.C.M. **5**, 1.
 - 14) Davis, R. and W.G. Standring, 1947: Discharge currents associated with kite balloons, Proc. Roy. Soc. A. **191**, 304-322.
 - 15) Gunor, R. 1948: Electric field intensity inside of natural clouds, J. Appl. Phys. **19**, 481-484.
 - 16) Hutchinson, W.C.A. and J.A. Chalmers, 1951: The electric charges and masses of single raindrops, Quart. J. Roy. Met. Soc. **77**, 85-95.
 - 17) 河村謙 1957a: 降水現象とその気象電気要素との関係, 地磁気観測所要報, **8**, 105-132.
 - 18) 河村謙 1957b: 降水現象と大気電場その他の気象要素との関係, 日本気象学会機関誌, 天気, **4**, 171-176.
 - 19) Kelvin, L. 1860a: Atmospheric electricity, Roy. Instn. Lecture. Papers on Electrostatics and Magnetism. 208-226.
 - 20) Kelvin, L. 1860b: Notes on atmospheric electricity, Phil. Mag. and B.A. Papers on Electrostatics and Magnetism. 316-320.
 - 21) Lenard, P. 1892: Über die Elektrizität der Wasserfälle, Ann. Phys. Lpz. **46**, 584-636.
 - 22) Magono, C. and H. Okabe, 1960: On the Surface Electric Field during Rainfall, J. Met. Soc. Japan, Ser. II, **38**, 182-193.
 - 23) Marshall, J.S. and W.M. Palmer, 1948: The Distribution of Raindrops with Size, J. Met. **5**, 165-166.
 - 24) Nolan, J.J. and J. Enright, 1922: Electrification on breaking-up water. Proc. R. Dublin. Soc. **17**, 1-11.
 - 25) Ogawa, T. 1960: Electricity in Rain, J. Geomagn. Geoelect. **12**, 21-31.
 - 26) Simpson, G.C. 1927: The mechanism of a thunderstorm, Proc. Roy. Soc. A. **114**, 376-401.
 - 27) Simpson, G.C. 1949: Atmospheric electricity during disturbed weather, Geophys. Mem. Lond. **84**, 1-51.
 - 28) Simpson, G.C. and F.J. Scrase, 1937: The distribution of electricity in thunderclouds, Proc. Roy. Soc. A. **161**, 309-352.
 - 29) Simpson, G.C. and G.D. Robinson, 1940: The distribution of electricity in thunderclouds. II, Proc. Roy. Soc. A. **177**, 281-309.
 - 30) Smith, L.G. 1955: The electric charge of raindrops, Quart. J. Roy. Met. Soc. **81**, 23-47.
 - 31) Whitlock, W.S. and J.A. Chalmers, 1956: Short period variations in the atmospheric electric potential gradient, Quart. J. Roy. Met. Soc. **82**, 325-336.
 - 32) Whipple, F.J.W. and J.A. Chalmers, 1944: On Wilson's theory of the collection of charge by falling drops, Quart. J. Roy. Met. Soc. **70**, 103-120.
 - 33) Wilson, C.T.R. 1925: The electric field of a thundercloud and some of its effects, Proc. Phys. Soc. Lond. **37**, 32D-37D.
 - 34) Wilson, C.T.R. 1929: Some thundercloud problems, J. Franklin Inst. **208**, 1-12.

気象の英語(36)

39. "から" の at

"から" は from と相場がきまっているが, "から" が at でなければならない場合がある。その1つは, たとえば "窓から室を出た" は, He went out the room

from the window. と云いたいところだが, これは at the window としなければならない。"門から入った" も from the gate でなく at the gate である。出入りの場所を示す at である。"A地から上陸する" も to land at A であるから注意を要する。