HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	降雪時の大気電気要素の測定法と測定結果の相互関係に関する研究
Author(s)	遠藤, 辰雄; 谷口, 恭
Citation	低温科學. 物理篇, 43, 85-100
Issue Date	1985-03-18
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18503
Type	departmental bulletin paper
File Information	43_p85-100.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Tatsuo ENDOH and Takashi TANIGUCHI 1984 Measuring Methods of Atmospheric Electric Elements at the Earth's Surface during Snowfall and Investigation of these Relationship. *Low Temperature Science, Ser. A, 43,* (With English Summary p. 100)

降雪時の大気電気要素の測定法と測定結果の相互関係に関する研究*

遠藤辰雄
(低温科学研究所)
谷口恭
(北海道大学理学部地球物理学教室)

(昭和59年10月受理)

I. 緒言

雷雲の電気の発生には降水粒子が関係していることは，現在広く受け入れられている。特にその降水粒子に固相が含まれると，その電荷発生は著しくなることが知られている。このことはChalmers[1]やPhillips[2]によって示されている。この氷の相が含まれる雲の領域は，通常の中緯度の積雲では高度1000mから4000mぐらいまでの気温が0°C以下の雲の上層部に限られる。ところが冬期の降雪時では地上がまさにその領域に含まれていることから，いながらにして雷電気の発生段階の重要な過程のおこる領域で観測を行うことができる。それ故に，降雪時の地上における大気電気の観測は今後も進められることが望まれる。

天然における降雪の電荷の観測は，古くは，Nakaya and Terada[3]によるものがあり，その結果によると，雲粒のつかない雪は負に荷電し，雲粒つき結晶は正と負の電荷をもつものが共存していると報告されている。またSchaefer[4]は，その観測の中で雲粒のつかない雪が負に荷電していることが多いことを示している。Magono and Orikasa[5]は雪結晶の電荷のみならず，降雪時の地上電位傾度の観測と対応させて観測し，雲粒のつかない，きれいな雪結晶は負に荷電しており，そのときの地上電位傾度は正であることを，また一般に降雪電荷と電位傾度の間には符号の逆相関があることを報告している。この結果のうち，雪結晶が選択的に負の電荷を帯びる性質があることに対する検証実験はEndoh[6~8]によって湿度条件と関係づけてなされた。すなわち地上で観測される雪結晶は遅い成長速度にあるか，むしろ蒸発過程にあると考えられ，このようなとき室内実験では負に荷電することが示されている。

一方，降雪時には，地上の大気電場と降雪電荷が逆符号になる，いわゆる逆相関関係やさらにその絶対値までも平行に変化するミラーイメージ効果などがよくみられる。これは地表面という境界においてのみみられる特異な現象であるならば，この解明は単に地表面固有の問題を理解する域を出ないことになる。ところがMagono, Endoh and Taniguchi[9]による雲内の電場と電荷の気球による同時観測の結果，この逆相関関係やミラーイメージ効果が上空でも観

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2682号

測され，その議論がなされている。したがって，地上におけるこの関係の究明は，今後とも進められる価値があると考えられる。

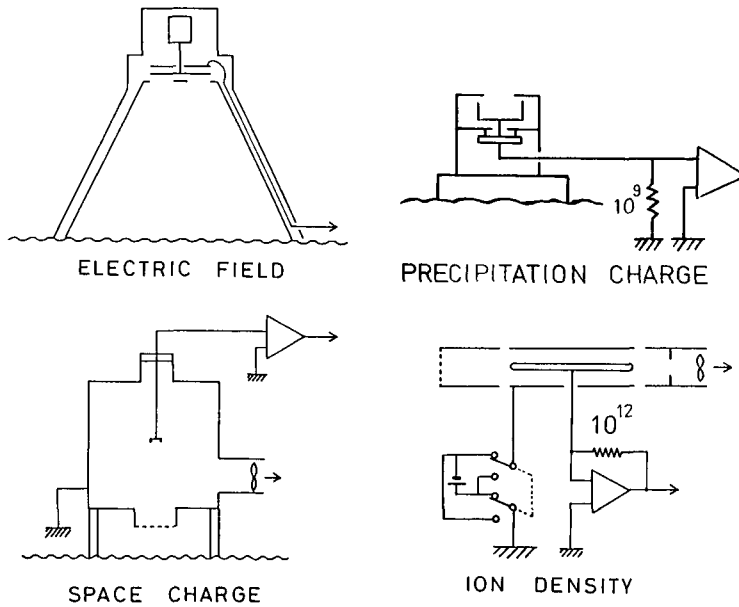
降雪時に大気電気的測定を行うには諸々の問題がある。これらを解決するため改良を重ね長年進めて来た測定の技術や留意点をまとめ，その間に得られた結果の中から再現性の高いものをいくつかとりあげ，考察を加えてまとめてみた。

当研究所では吉田[10]による氷粒子の摩擦による帯電に関する先駆的な実験的研究がある。また地吹雪に伴って発生する帯電現象は通信障害の問題となり，これからも研究の対象になると考えられる。この様にして気象擾乱や地吹雪など厳しい条件下における大気電気の測定において，本論文が今後の研究の一助となれば幸いである。

Ⅱ. 測 定 方 法

大気電場の測定は Magono and Orikasa[5] や Endoh et al.[11] が行った例のように初期にはベンドルフ電位計を用いた。これは入力端の集電器としてアルファ線を発する放射性同位元素（P_0^{210}など）のイコライザーを用いた。応答の時定数が大きい欠点はあるが，ひとたび設定が完了すると長期間安定した記録を得ることが出来るが，その設定は難しく，振動やショックは避けなければならないので，野外測定にはやや不向きである。

そこでいわゆるフィールドミル型電場計と呼ばれる回転集電式のものが用いられた。この我国における先駆的な試験は気象研究所においてなされた。測定の原理については後に Ogawa[12] によってまとめられているものがある。これらはすべて集電面が上向きに開放されて，回転するものであり降水の影響が支障となった。後にこれをさけるため，集電面を下向きにし，しか



第 1 図 降雪時の観測に用いた地上大気電気要素の測定器
左上：大気電場計　　右上：降水電荷計
左下：空間電荷密度計　右下：大気イオン計

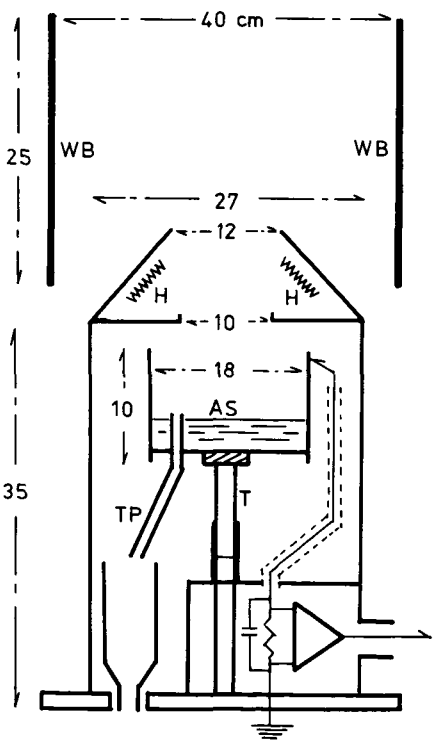
もそれを遮蔽する面のみが回転して入力部を固定することによって回転による雑音が入らないものに改良された。これは降水時にも安定して使用できるものであり，南極で使用した報告がKikuchi[13]によってなされているが，地吹雪のもとでも作動することが示されている。ここでは第1図に示すように，下向き回転集電式のものを使用した。

降水電荷の測定は孫野・織笠・岡辺[14]による測定法にもとづいて第1図右上に示す方法によった。外部電場から遮蔽したファラディケージの上方の入口から入る降水粒子の電荷を測定するものであるが，この電位計の入力部に$10^9\,\Omega$のシャントを入れ電位の高まりをすぐに緩和させ，みかけ上パルス状にして記録し電位は常にゼロに戻るようにした。次々と入る荷電降水粒子によるパルスが重ならない程度としては，入口の直径を雪で10 cm以下，雨では5 cm以下とするのが適当のようである。この電荷量は水滴式標準電荷発生器により既知の電荷を与えてパルスの高さを更正することによって決めた。

この方式の欠点の1つは雪が積もると入力皿を満たしやがて入口がふさがれ入力が接地と短絡してしまうことであり，定期的に雪を取り除く必要がある。またパルスをペンレコーダーで記録するため，記録部のトラブルがよく起こることも挙げられる。入力系の電気絶縁を保つことは必要である。種々の支え方のうち第1図右上で示す設計が最良であった。いずれにしても北海道の乾いた雪では本州の湿った雪や雨のときにくらべて絶縁の維持は容易である。海岸近くでの塩分を含む雪の下ではかなり困難であった。加熱法は雪の場合には逆効果になることもあるが，吹雪や飛雪の入るところでエアーカーテンとなるように用いると効果があった。絶縁材にはテフロンやリューサイト，スチロール等が加工も容易でよく用いられた。後二者にはさらに良質のパラフインをコーティングしておき，清掃のときドライヤーの熱風で表面をとかして再び新鮮な表面を得ることができる。

一方では降水の電荷がインダクションリングを通る時に発生する一周期のサイン波形を積分回路で極性パルスの一山にかえる方法もある。Kikuchi and Inatsu[15]はこの方法で雪が積もる心配のない装置をつくった。さらに記録計のトラブルをさけるため，降水電荷は一定のゲート時間内に入った最大の電荷の値を維持する方式とした。この方式はミラーイメージ効果のあるとき一個一個の荷電値を測定して厳密計算をしたところ，大電荷の粒子が電場の変化に従っていることを確かめた上で採用している。

おびただしい数のパルスをペンレコーダに記録することをさけ，またこのために入口をしぼっ

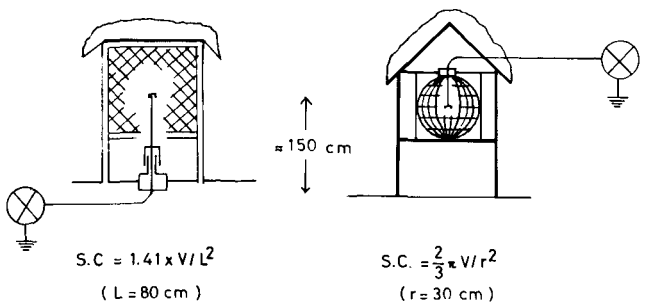


第2図　降雪用降水電流測定器
WB：助炭　H：ヒーター
AS：不凍液　T：テフロン
TP：テフロンパイプ

て間引きする事から生ずるサンプリングの不足や風などの影響による変動等をさけ，さらに小さい電荷も無視することなく，その正味の値をとる方法として Reiter[16] が行っている降水電流を測定する方式を試みた。

第2図はこの目的のために試作した降水電流計である。これは先の電荷計と本質的には変らないものであるが，入口を小さくして数をしぼると風の影響で捕捉率が変わりサンプリングの割合が変動し，その結果は正しい時系列の比較として使用できない等の問題がある。そこで入口断面積を大きくして同時に何個も入るようにした。しかも長時間放置して連続的に作動するように以下の工夫をした。入力シャントは $10^{10}\Omega \sim 5\times10^{10}\Omega$ に，容量は 5000 pF ～ 10000 pF の範囲へと夫々あげ，平行して記録した降水電荷の記録と酷似するような値を選んだ。この入力系の本来の容量は 300 pF ほどで小さいが，シャントと容量を加えることにより，時定数は約50秒ほどになった。その結果，降雪の立ち上りは10～20秒で，また符号の反転は30秒で，さらに終了は60秒ほどで移り変る場合が最大速度とみられるので，期間中の大部分の場合に厳密に追従できたと考えられる。また入力皿には不凍液をみたし，雪はすぐ溶かしてドレインパイプからオーバーフローするようにして連続測定に使えるようにした。このドレインパイプは接地系と触れぬようにし，これから水滴が放出するときには電荷はほとんど発生しないことは確かめた。図の数値は cm の寸法であるが，このサイズの容器に不凍液を原液のまま入れ1ケ月間の連続測定（新潟県長岡市にて）で充分働くことがわかった。図の WB はいわゆる助炭と呼ばれる風よけで捕捉率を上げるためのものであるが，もう少し大きい方が良いようである。入力容器を支えている絶縁体は着脱可能で保守には便利であった。

ミラーイメージ効果を解明するため，降雪電荷とその周囲空間のもつ電荷を分離して同時に測定する必要が生じて来た。そこで通常の空間電荷密度の測定法を吟味してみた。一つの方法としてフィルター法がある。これは Endoh[6] が実験で用いたスチールウールに吸引する方法が例としてあげられる。しかしこの方法は雪の微粉末がつまったり，大気中の浮遊粒子により汚染されるなど長時間の連続観測には不向きである。そこで第3図に示すように金網籠法を用いた。金属籠を接地し，この中心の電位を放射性物質のイコライザーでとり出し，これを振動容量電位計にて測定する方法である。図の左と右は夫々立方体と球形のものであるが，球形は計算式が単純であり等方的で測定ロスが少く理想的であるが籠の製作がむずかしく，しかも運搬が不便である。立方体はこの点便利であるが計算式が近似により求めていることと異方性



第3図 金網籠型空間電荷密度測定器
左：立方体　右：球　形

が残る。双方とも大気電場の影響をさけるため接地した屋根でおおっているが，これが無風のときには降雪をさえぎり，これとその周囲の空間電荷との分離に役だっている。図の左の立方体のものを手稲山山頂で，また右の球形の方は北大構内で用いた。

この方法では，わずかの風があるときですら降雪が籠の中へ入ることはさけられないので，第1図左下のように金属の箱を用いて，下方から空気を引き込んでその空間電荷を測る方法とした。入口にはポアサイズ300 μm 以下の布を張り，通常の降雪粒子の進入を防ぐようにした。この方法では激しい吹雪のときでも安定して測定することができる。

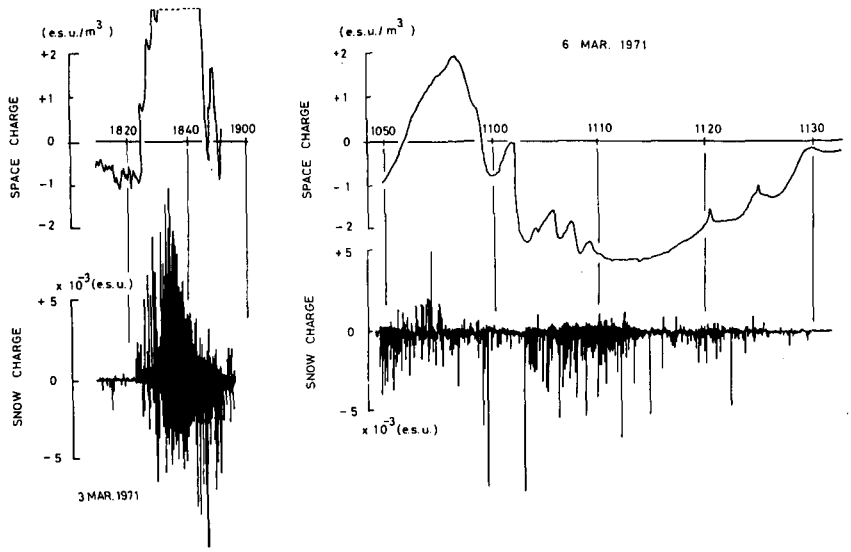
大気イオン濃度は第1図右下のようにいわゆるゲルジェン管にて測定した。ここでは外側の管に電圧を印加して内側の電極にイオンが充電される方式で行った。はじめは正負両極性イオン用に夫々二本の管を用いた。しかし夫々の入力系に生ずる接触電位差が常に異なり，しかもこれが変動することがあるので正負の値の差をとって正味の値を比較するには不都合であることがわかったので，一本の同一のゲルジェン管に交互に正と負の電圧を印加する方式とした。この内側の電極は同軸ケーブルを最短にして振動容量電位計につなぎ，入力シャントを$10^{12}\,\Omega$としてカソードフォロワーの型で測定した。(タケダ理研のTR-1型ではCurrent型。) 一方外側電極に印加する電圧は実際には正負のバランスを問題にするので，一個の同一の電池の両極を夫々電極側と接地側へ交互につないだ。この切りかえに際して入力にサージ電圧が入るので，切りかえの直前に電位計の入力は接地側へ短絡し，直後に開放にすることによってこれを防止した。これら一連の動作はシーケンスプログラマー（オムロン製）に組み，そのステップ時間はツインタイマーにて任意に与えることにした。

これらの観測は1971年に北大構内と手稲山頂にて行い，1974年に再び北大構内で，また，1979年には石川県河北潟，1981年に新潟県長岡市にて夫々行った。

Ⅲ. 結　　果

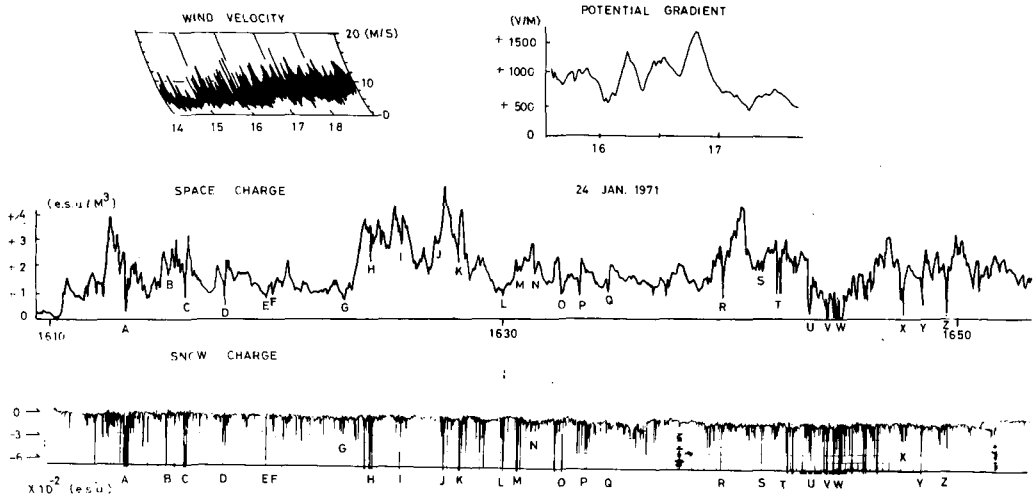
空間電荷密度の定義は電位傾度の垂直成分からポアソンの方程式に従って計算する様な場合には空間が占める総ての電荷密度をさす。しかし雲内の電荷の分離や収支を論ずるとき降水粒子が荷う電荷と，その粒子の周囲の空間に存在する微粒子が荷う残りの総ての電荷と区別して扱う場合がある。地面付近で観測されるミラーイメージ効果を調べることを目的として，ここでは降水電荷とそれ以外のすべての空間電荷と，さらに大気イオンを夫々独立に測定した。したがって地上付近の電荷を三段階の粒径に分けてスペクトルをとったことになる。

第4図は第3図右に示す型の金網籠を用いた方式による空間電荷と同時に測定した降雪電荷の時間変化を示す。この時は風がほとんどなく降雪がほぼ鉛直に落下するときの例である。空間電荷の変化は降雪電荷の正味の卓越符号とほぼ一致しているようにみえる。しかし降雪電荷の記録ではペンレコーダーの紙おくり速度に比して頻繁に粒子が測器に入り過るため個々の粒子の電荷の値を分解して読みとることができないので正確な値で比較することはできない。その記録の中で，ひときわ大きな値のパルスがとび出しているものに着目してみると，これは空間電荷の値とその符号に追従しているとみなすことができる。このときの空間電荷の測定では金網籠は屋外に置き，電位計は室内に置いて，その間を約10 mほどの同軸ケーブルにて連結



第4図 無風時の降雪電荷(下)と空間電荷密度の時間変化（北大構内）

した。したがって入力容量が大きく，この測定系の時定数がかなり大きくなってしまった。このことが実際の降雪電荷の時間変化に対して空間電荷の変化の位相が遅れて記録されたことになる。さらに風のあるときは降雪粒子も籠に入るため，これと周囲の空間に含まれる電荷との分離ができずに混合したものを測ってしまうことになる。このことが逆に役だった例を次の第5図にて示す。



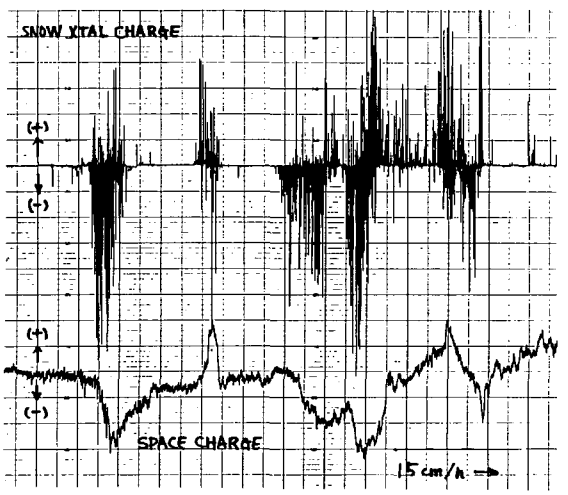
第5図 地吹雪の電荷と空間電荷及び大気電場の測定例（手稲山山頂）

これは第3図左に示す形式で手稲山山頂にて行った観測例である。このときは平均8 m/sの風が吹き地吹雪の起っている条件である。図の上段は電位傾度で晴天時の約10倍である，正の約1000 V/m を示している。左上の風の記録にみられる16時から17時の間のピークに対応して三つの大きな山がみられる。空間電荷にも対応する大きな三つの山がみられる。しかしそこ

には微細な切り込んだ谷が数多く入っているのが注目される。一方，下段の電荷計の記録には大きな負の値がこれらに対応して密集しているのがみとめられる。それらは図にAからZまで印してあるようにその時刻が一致している。これらの大きな三つの山は風速の最大値が15 m/sにまで及んでいる時に対応していることからAからZの現象が地吹雪によっていることがわかる。

無風のときですら地上付近の降雪の破砕片の一部が籠に入ってくる恐れがある。これをさけるため第1図左下のような気密な箱型として吸引通風を行い，入口にフィルターとして300 μm以下のすき間をもつ布をとりつけた。これによって通常降雪粒子とみなしている大きな粒子の進入を防ぎ，降雪粒子とその周囲の空間に含まれる微粒子の電荷とを完全に区別できるようにした。

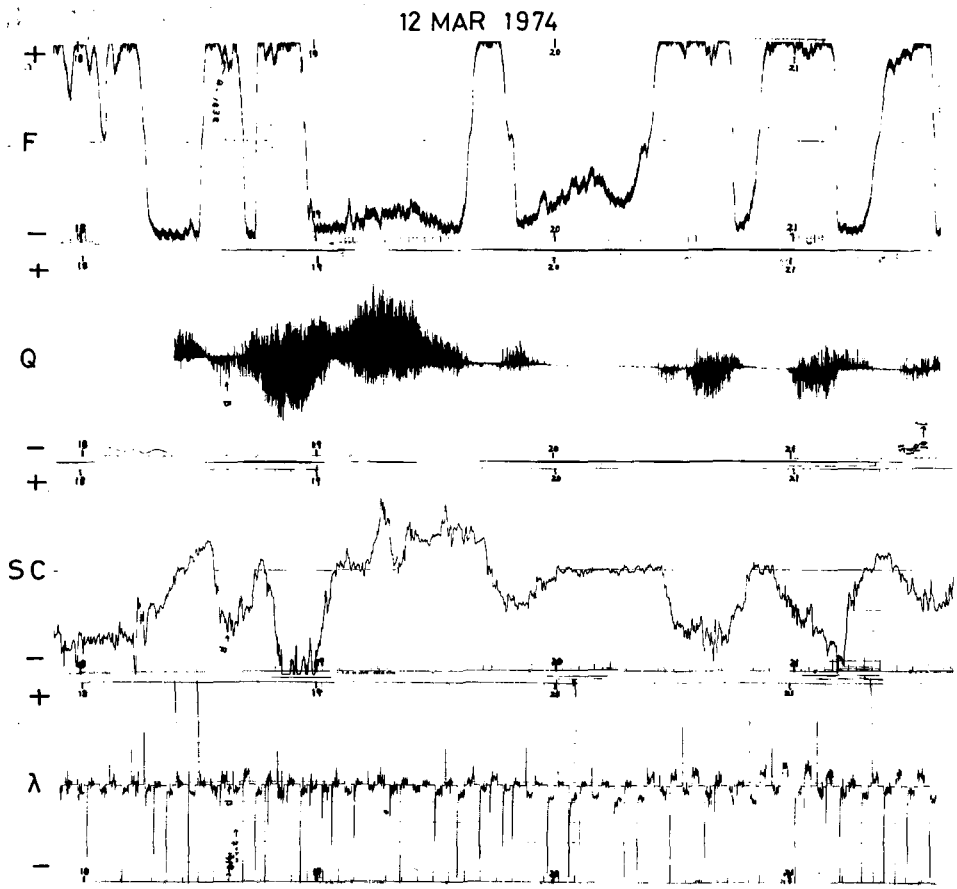
その結果が第6図に示されている。この例の方が先に比べて降雪電荷の正味の値と空間電荷の変化の対応が良くなっているのがわかる。しかも位相のずれも少い。この場合では金属箱と電位計の距離を最短にしたので入力容量は約20 pFと小さくなり，応答は良くなっている。細かく見ると降雪電荷の記録は一連の変化のなかで，はじめの符号と途中で反転している例がよく見られるが，この変化が空間電荷の変化に対応していない例が多いことが注目される。



第6図　吸引式箱型空間電荷測定器による空間電荷密度(下)と降雪電荷(上)の時間変化（北大構内）

第1図に示す4種の測定方式で得た結果を比較した例を第7図に示す。図からまずはじめに，大気電場と降雪電荷の符号が例外なくミラーイメージになっていることが明白である。次に空間電荷は降雪電荷の卓越符号と同方向に変化していることが多くみられる。しかしその位相がやや遅れているものもある。イオン濃度は正と負の差の正味の値の符号が大概電場の符号に沿っているのがみられる。

これらの測定装置をもって石川県河北潟における冬の雷雲の観測の時に平行して行なった測定結果を第8～11図に示す。ここでは降水はほとんどが雪片であるが，地上ですぐ融ける湿雪であった。ここでも電場と降雪電荷及び空間電荷の間にはミラーイメージの関係が成り立っていることが認められる。降雪電荷の記録では，粒子数が少なかったり，これまでとは逆に位相が遅れてみえるのは，ここでは風が強いことが多く，用いた降水電荷計の形が第1図のものに比べて縦長で且つ入口断面積を小さくして降雪の入る数をしぼったためである。イオン濃度は正と負の値を読みとり，それらの差から正味の値として示してある。これを見ると電場が擾乱していないときにはイオンの変動が大きくみられ，しかもその正と負の絶対値は大きい。ところが擾乱があって強い電場を伴うときには，その絶対値はより小さくなり，かつその正味の値（図の白丸）の変化は電場の変化と酷似していることが注目さ



第7図 第1図の測器による大気電場，降雪電荷，空間電荷密度および大気イオン濃度の時間変化（北大構内）
F：大気電場　Q：降雪電荷
SC：降雪以外の空間電荷密度　λ：電気伝導度

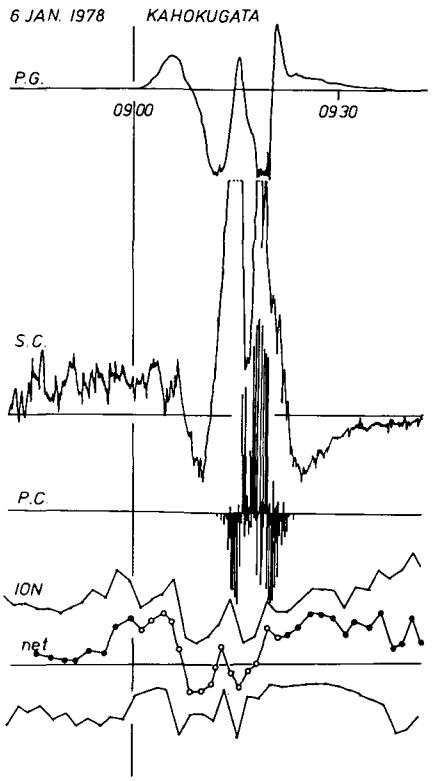
れる。

このことは第9図の右の例についても再び認められる。しかし同図の左の例のように，その形の一部がずれている例がある。若し電場と酷似したままとすれば図の破線で示したように正の方へのびた形の変化となるはずであるが，このときのイオンの変化は負の方へ一部分シフトしている。このシフトの量は負の方へ向かう空間電荷密度や降雪電荷密度の値と時刻が一致して対応しているのが注目される。その例は第10図においても更に示すことができる。第11図は数 km ～数10 km 離れた周囲で雷放電があったときの例で，それに対応して電場にするどいスパイクが入っているのが見られる(図の矢印)。このときの空間電荷とイオン濃度をみると，反対符号に大きな値が突出しているのが矢印で示すように同時に起こっていることが認められる。

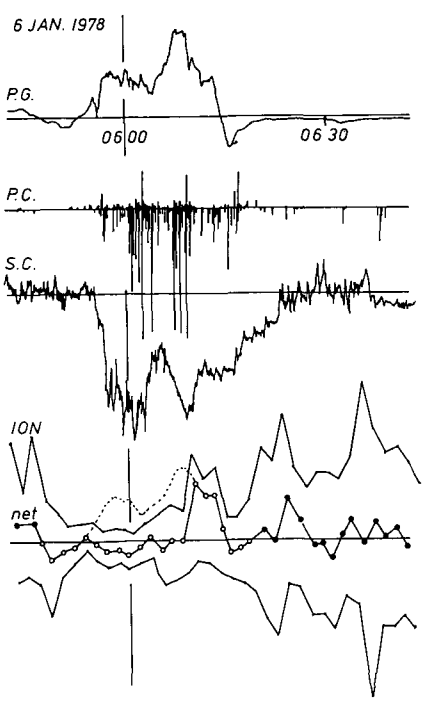
降水電荷の記録を分別できるように数を少なくする試みは，風の影響で捕捉が偏ったり，悪くなる原因となって比較測定には向かないことがわかり，前述の第2図のような降水電流計

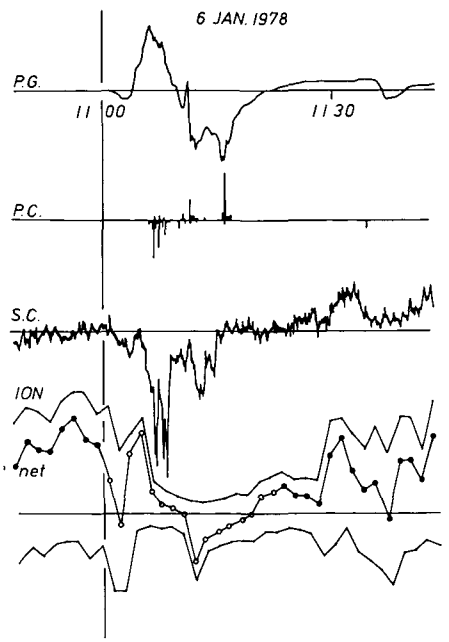
を用いることにした。その改良をした観測は長岡にて行なったので以下に示す。

第12図はその例で，図の左に同じ場所で行ったゾンデ観測の結果の気温と湿度のプロフィルを示す。図の下端は同時期に雪害実験研究所の木村忠志氏が8 m/m カメラによってとらえた降雪の接写写真である。このときのイオン計では臨界易動度をこれまでより低くしてある。降雪電流の変化と電場はよくミラーイメージ効果に従っていることが認められる。また，降雪電流と空間電荷の変化のパターンは実によく一致していることが見られる。イオン濃度はこれまでと違って電場とは逆符号で降雪とその周囲の空間電荷の符号と一致しているのがわかる。この傾向は第13図においても再びよく認められる。これらのうち一般的には空間電荷の変化が降雪電荷の変化に比べ位相が遅れる例が多く，それを第14図に示す。ここでは電場と降雪電流とはほとんどがよくミラーイメージ効果に従っているのが見られる。また降雪電流の方がわずかに開始時と符号反転時で遅れていることが認められる。空間電荷は，これに比べ更に



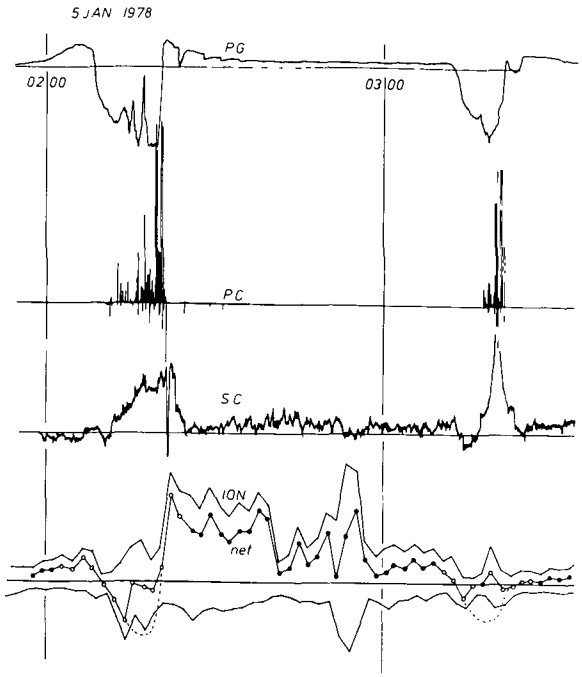
第 8 図　河北潟(石川県)における大気電気要素の観測
PG：地上電位傾度　SC：空間電荷密度
PC：降雪電荷　ION：大気イオン濃度





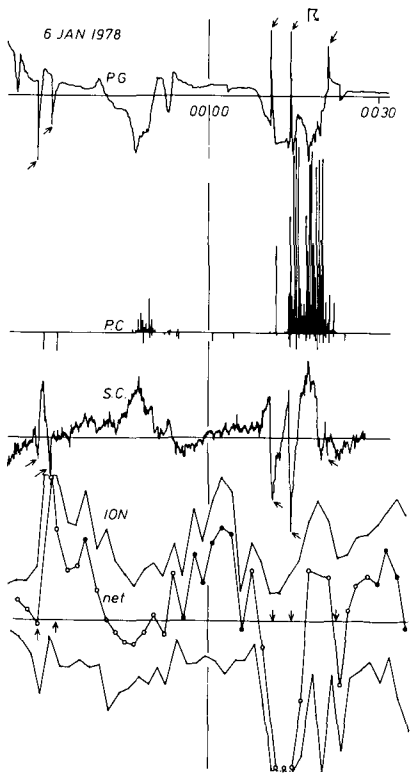
第 9 図　第 8 図と同様

大きく遅れているのがわかる。しかも末期にみられる符号の反転は空間電荷の方では起こっていない。このような例は今までの記録にも見られ，再び確認することが出来たといえる。第15図ではそれらの変化のピーク時を比べてみたもので，前述の位相の遅れが再びよくわかる。このピークの値を読み取ることから，これら3種の値の比較を行った。その結果は第1表に示す。第16図は電場と空間電荷密度の絶対値の比較を行ったもので，空間電荷密度は電場の強さによらずほぼ一定であることが認められる。そこに Reiter[16] の値を参考に示したが，空間電荷の値の変化の範囲がよく一致しているといえる。



第10図 第8図と同様

第17図は降水電荷密度と空間電荷密度の和に対する降水電荷密度の占める割合と電場とを比べたものである。ここでは降雪は湿った雪片であるので，落下速度はすべて 2 m/sec と仮定した。その結果は破線の範囲内におさまり，図の実線で示す比例関係があるといえる。この関係の中に Reiter[16] の値が原点で含まれることが認められる。

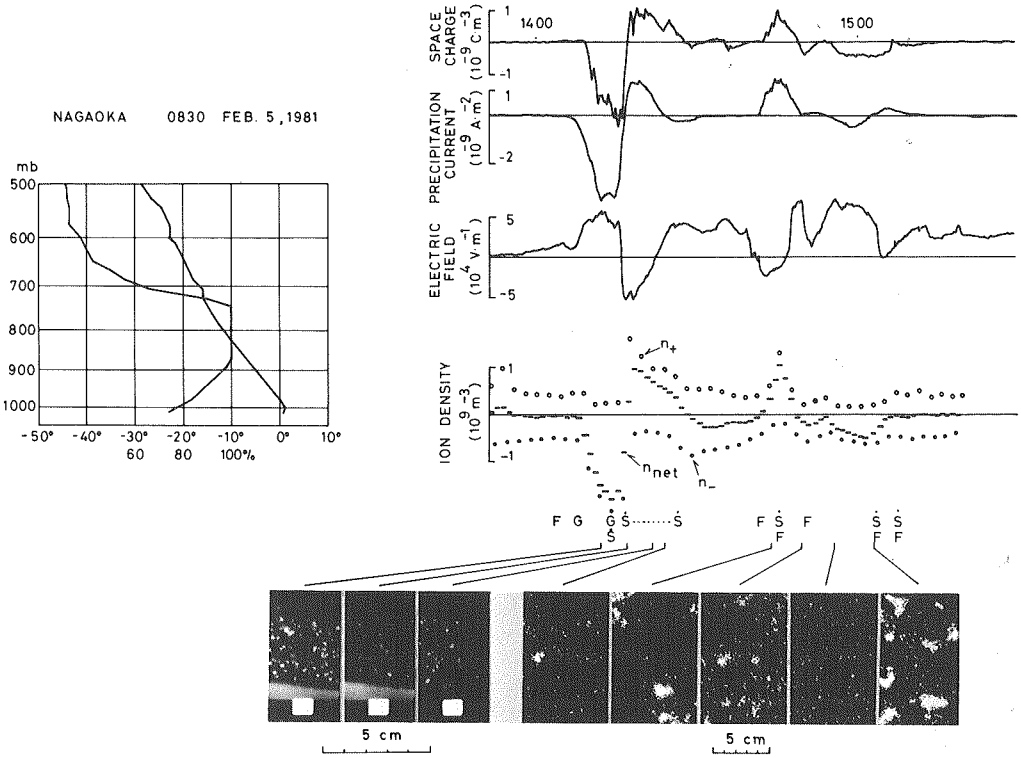


第11図 第8図と同様
雷放電に伴う急激な変化の例

Ⅳ. 考　　察

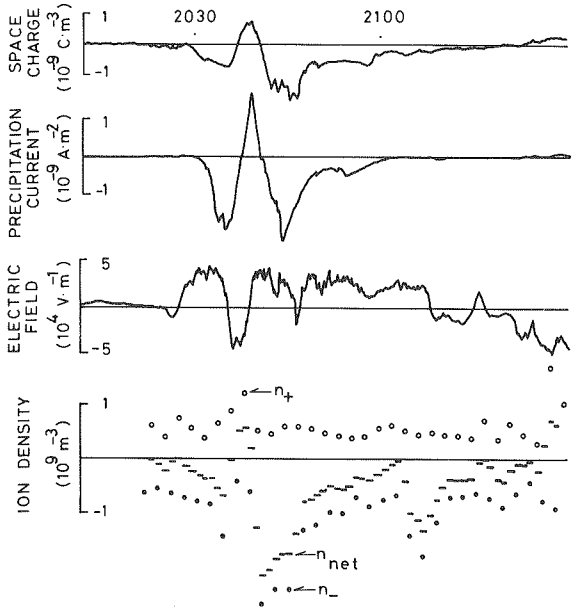
電場と降水電荷の間のミラーイメージ効果の関係は，雪に関する限り，ほとんどいつも成立することが確認されて来ている。一方では，ここには示されていないが雨や霙の例でこれが成立せずに正相関である例をいくつか認めているのも事実である。

このミラーイメージ効果の原因を解明するための一つの作業仮説として，降水粒子の電荷と，これに伴う下降流として降水粒子をとりまいている周囲の空間にある荷電粒子はこれらと逆符号の電荷をもつ関係にあり，降水粒子の電荷は大地に落下して除外されるが，その周囲にある下降流に含まれる空間

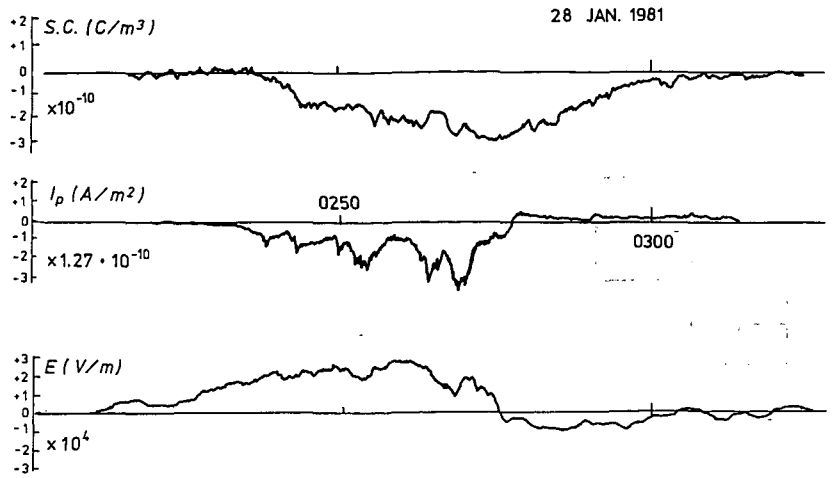


第12図　長岡における降雪時の大気電気要素の観測例
上から空間電荷密度，降水電流，大気電場，
大気イオン濃度および降雪の種類と8ミリ接
写写真，左は気球観測の結果
1981年2月5日14時から15時の例

電荷は地表面近くに浮遊してびまんし，かつ蓄積されると考えてみる。この逆符号の空間電荷が地上電場を作り出す原因ではないかというものである。このことを確めるために，それまでの例に従って金網籠にて空間電荷を測定したところ，無風状態であるにもかかわらず，結果は同符号であった。しかしこれは，降雪の粒子の影響が屋根の下の空間にも進入するのではないかと危惧されたので，念のためさらにフィルター布で300 μm 以上の粒子が混入しないように区

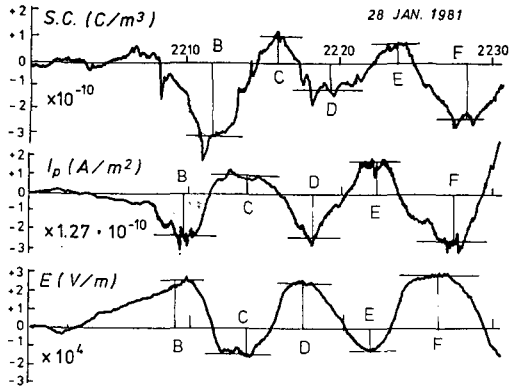


第13図　第12図と同様　1981年2月3日20時30分から21時までの例

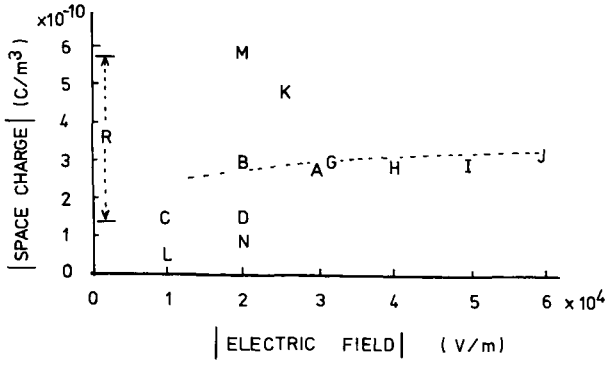


第 14 図 空間電荷密度（S.C.），降雪電流（I_P），大気電場（E）の相関関係

別して測定したところ，そこでも確実に両者が同符号である結果が示された。そこでその対応を調べるため，双方の測定系の時定数をそろえて時間変化を比べたところ，この空間電荷は降雪電荷に比べ開始時やピーク時及び符号の反転時にいずれも遅れることがわかった。特にその消滅時は大きく遅れ，数分から十数分に及ぶことがあることがわかった。さらに降雪電荷の後半の符号の反転が小さい時には，空間電荷では反転が見られないで後引きが短くなって終わることもよく見られ，前の残りを中和するだけで終わっているよ



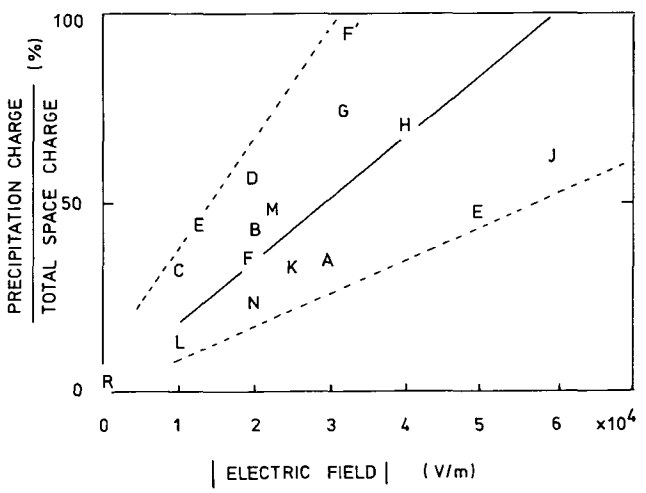
第 15 図 第14図と同様 各変化のピーク値のとり方の例を示す



第 16 図 大気電場と空間電荷の絶対値の比較
A～Mは第 1 表に従い，R は Reiter (1968) [16] による

第1表　降雪の電荷とその周囲の空間のもつ電荷密度の占める割合
E：電場　I_P：降水電流　SC：降水以外の空間電荷密度でそれぞれ対応するピーク値をもって比較している

			E (V/m)	I_P (A/m²)	SC (C/m³)	Freq. (%) (I_P)	(SC)
A	28	Jan.	3.0×10^{4}	2.5×10^{-10}	3.0×10^{-10}	35	65
B	28		2.0	3.0	3.0	41	59
C	28		1.0	1.0	1.5	32	68
D	28		2.0	2.5	1.5	54	46
E	28		1.0	1.5	1.0	49	51
F	28		2.0	3.0	2.5	43	57
F′	28		3.0	14.0	3.0	75	25
G	3	Feb.	4.0	12.0	3.0	72	28
H	5		5.0	4.0	3.0	46	54
I	5		6.0	8.0	3.0	63	37
J	25	Jan.	2.5	3.5	5.0	31	69
K	25		1.0	1.0	4.5	14	86
L	25		2.0	3.0	6.0	24	76
M	25		2.0	2.0	1.0	56	44



第17図　全空間電荷に対する降雪電荷の割合（%）と大気電場の絶対値との対比

うにさえ見られる。これらのことから，この空間電荷の原因は降雪粒子が落下する過程で部分的な衝突や摩擦で破砕が起こったり結晶の尖端から放電が起こったりして放出された電荷が伴流となって地上に達するものと，また地上に落下する時，一般に地面付近で風のシャーが強く，ここでもさらに破砕が起こったり雨では splash，氷でははねかえりもあるが，破砕がさらに著しく起こると考えられる。こうして生じた破砕物の微粒子は落下しないでいつまでも地面付近に浮遊しているため，これが同符号の電荷をもつ空間電荷となって残存すると考えられる。今，破砕の際の電荷分離の割合を見積るため，曲率半径 R の母体から曲率半径 r の小さな突起球体が分離すると考えてみる。ここで母体と突起のもつ電荷を夫々 Q と q とすると，それらの間には分離前の電気容量による配分に従って $q/Q = R/r$ の関係がある。これらは球形と近似して

いるので $q/m : Q/M$ の比は $R^4 : r^4$ となる。従って，$r \ll R$ のときこの分離の量は相当大きいことが推定され，破砕物側の電荷は無視できない量であることが期待される。この破砕物の電荷の符号は電場と逆であるから，地面付近では常々上向きの力を受け，かなりの上空へ舞い上がると考えられる。測定されたこれらの破砕物は 300 μm 以下であるから落下速度は約10 cm/sec であり，これがすべて落下するには少なくとも10分ほど遅れている。このことから推定すると，これらの微粒子の舞い上がっている高さは少なくとも60 m 以上に及んでいたと考えられる。このような舞い上がる効果は，電場が強くなるほど上方へのフラックスが大きくなるため，地上の空間電荷密度の値がある値以上には増加しないで一定となると考えられる。このため第16図の結果を説明することになる。従ってより高い電場では降水電荷の占める割合が大きくなることになり，電場は空間電荷によらず降水電荷に依存している証拠になる。この降水電荷と電場の強さの間には比例の関係があることから，やはり Magono et al.[17] が示すように地上の電荷の原因は，降水電荷を作った反対符号の電荷が地面よりはかなり上空に残存するためと考えざるを得ないことになる。

イオン濃度は大きな臨界易動度のものほど地面付近では種々の要因で変動し，その値も高い。ところが強い電場がかかると，この大部分が上下に分けられ，地面や降水粒子に吸着されて消滅し，結局電極効果として蓄積されたものだけが電場の強さに応じて地上で測定されるとみることができる。この符号は降水粒子とは逆であるため，降水強度が著しく大きいときにはその値を減少させてしまうことがあると認められる。それは電場と同符号であることから，これは地面付近の電極効果が小イオンを引きつけていることを示していると考えられる。臨界易動度を小さくすると，このイオン計で降雪の破砕物の領域に属するより大きな粒子が，中間イオン又は大イオンとして測られたものと見做すことができる。

手稲山山頂で測定した地吹雪の場合，電場 $F = 1500$ V/m で，空間電荷密度 $\rho = 5$ e.s.u./m^3 であった。これから地吹雪層の高さ h を $h = F/4\pi\rho$ で求めると，約 12.5 m と算出され，目視された高さとほぼ一致していた。この空間電荷は正で，雪面に設置された降雪電荷計に入る大きな飛雪粒子の電荷は負であることは桜井ら[18]の観測結果とは逆で，Simpson[19] の方に近いとみられる。地吹雪の中での電荷分離は雪面近くを動き回る大きな粒子と，12～13 m まで舞い上がっているその破砕物との間で起こっていると考えることができる。

手稲山と北大構内で測定した降雪粒子の電荷の値を，夫々 q_0，q とすれば平均して $q_0 = 10^{-2}$ e.s.u. と $q = 10^{-3}$ e.s.u. で 1 桁の差がある。これを通常の大気電気伝導率 $\lambda = 5 \times 10^{-4}$ e.s.u. と乾いた雪粒子の落下速度 $v = 50$ cm/sec，$q = q_0 \exp.(-4\pi\lambda t)$，$H = vt$ から $H \fallingdotseq 1000$ m となり，両地点の高度差に当る。このことは降雪粒子が雲内で荷電し，雲底下では落下中に電荷を失う過程にあることが考えられる。一方，この過程で大気中のエーロゾルを吸着することが期待される。

観測中に周囲で雷放電のあった例があるが，これが電場に強いスパイクをもたらしているのが認められたが，これは Kawano[20] によっても報告されている。雷放電により，一瞬ではあるが強い電磁波がいたる所に放射され，その放電路に沿っておびただしい数のイオン対が発生するが，このイオンは易動度が大きく速いため，その時の電場と同符号のイオンが電場による電

極効果で地面に吸い寄せられ，蓄積されて濃度が高まり，これが電場を反転させるほどになると考えることができる。このイオンが空間電荷計の中にも当然入るためイオン計と同符号の値が大きく観測されたことになる。

V. 結　　語

降雪時における大気電気要素の測定法を種々試み，その開発・改良によりこの条件下での適用を行って来た。その要素は大気電場，降水電荷，降水電流，空間電荷密度，大気イオン濃度等である。その結果得られた知見を以下に示す。

1) 降雪については大気電場と降雪電荷との間には従来言われていたミラーイメージ効果がほとんど常に起こることが確認された。

2) このミラーイメージ効果の原因についての作業仮説として，降水粒子がそれと反対符号の空間電荷を伴流として伴い，これが地面付近に残って電場を作るという考え方があるが，これを確かめる目的で双方を分別して測定した結果，降雪電荷とその周囲の空間電荷の符号は同符号でほぼ同じオーダーであった。このことからこの仮定は否定された。

3) この降雪粒子の周囲の空間電荷の電荷担体は降雪粒子の破砕によって生ずる微粒子と考えられた。

4) この破砕物が担う電気量は電場に依存せず，降水電荷の方が電場と比例する関係にあることがわかった。以上のことからミラーイメージを起こす要因は地面付近には認められなかったので，これよりも更に上空にその原因があるとする Magono et al.[17] の説が支持される。

5) 大気イオンは正味の値が通常地面付近で大きく変動しているが，擾乱が来るとその値は小さくなり，束縛され大気電場の時間変化と酷似して変化する。これは電極効果と考えられる。

6) 雷放電に伴って電場に急変動が見られたが，この放電に伴う電磁波の放射に伴うイオンの急増が見られた。

文　　献

1) Chalmers, J.A. 1956 Atmosperic electricity. 2nd Ed. Pergamon Press, 403p.

2) Phillips, B.B. 1967 Ionic equilibrium and electrical conductivity in thunderclouds. *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 854-862.

3) Nakaya, U. and Terada, T. 1934 On the electrical nature of snow particles. *J. Faculty Sci., Hokkaido Imp. Univ., Sapporo, Japan, Ser. 2*, 1, 181-190.

4) Schaefer, V.J. 1947 Properties of particles of snow and the electrical effects they produce in storms. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **28**, 587-614.

5) Magono, C. and Orikasa, K. 1966 On the disturbance of surface electric field caused by snowfall. *J. Meteor. Soc. Japan, Ser II*, **44**, 260-279.

6) Endoh, T. 1981 Forcible separation between ice crystal charges and their surrounding space charge densities (Electrification mechanisms of snow crystals : Part Ⅰ). *J. Faculty Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **7**, 75-88.

7) Endoh, T. 1981 *In situ* measurements of electric charges on individual ice crystals by the application of a horizontal electric field (Electrification mechanisms of snow crystals : Part Ⅱ). *J. Faculty Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **7**, 89-103.

8) Endoh, T. 1981 On the size of electric charge carriers and their relaxation time in the atmosphere around the growing ice crystals (Electrification mechanisms of snow crystals:

Part Ⅲ). *J. Faculty Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **7**, 105-112.

9) Magono, C., Endoh, T. and Taniguchi, T. 1982 The mirror image relation in the vertical distributions of electric field and precipitation charge in winter thunderclouds. *J.Meteor. Soc. Japan*, **60**, 1188-1193.

10) 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の発生機構. 低温科学, **1**, 149-187.

11) Endoh, T., Iwabuchi, T., Shigeno, T. and Magono, C. 1972 Observation of vertical distribution of atmospheric electric potential gradient, point discharge current and antenna-earth current in winter fog and snowfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 401-407.

12) Ogawa, T. 1973 Analyses of measurement techniques of electric fields and currents in the atmosphere. Contributions of Geophysical Institute, Kyoto University, No. 13, 111-137.

13) Kikuchi, K. 1970 Observations of the atmospheric electric field at Syowa station, Antarctica. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 452-460.

14) 孫野長治・織笠桂太郎・岡部 弘 1957 降水要素の電荷の測定法について, 応用物理, **26**, 186-190.

15) Kikuchi, K. and Inatsu, K. 1979 Electric polarity of graupel particles. *J. Faculty Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, **6**, 21-30.

16) Reiter, R. 1968 Results of investigation on precipitation and cloud electricity based on 15 years of observation. *Arch. Met. Geophy. Biokl., Ser. A*, **17**, 17-29.

17) Magono, C. and Orikasa, K. 1966 Models of charging distribution in and under clouds during snowfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 280-285.

18) 桜井兼市・孫野長治 1963 飛雪の電荷について. 雪氷, **25**, 72-77.

19) Simpson, G. C. 1949 Atmospheric electricity during disturbed weather. *Geophys. Mem. Lond*, **84**, 1p.

20) Kawano, M. 1950 The sudden changes in the atmospheric electric phenomena accompanying lighting discharges. *J. Geomag. Geoele.*, **2**, 100p.

Summary

Several measuring equipments and methods were developed and altered to measure the elements of atmospheric electricity, that is atmospheric electric field, precipitation charge, precipitation current, space charge and ion concentration under the severe snowfall conditions.

From the observational results obtained by means of such equipments, it is shown that the mirror image relation between the electric field and the precipitation charge was certified, although the cause of this relation was not clarified.

The space charge carrier which has the same sign as the electric charge with precipitating ice particles may be considered to be the fragments broken off from such ice particles.

The ion concentration observed may be considered to result from the electric field through the electrode effect.