

第3回 “気象電気” のシンポジウム*

座長に畠山久尚先生をわずらわし、昨年12月16日に、気象庁第一会議室にて行なわれました。

特に、最近話題となっている、大気中に浮遊している放射性物質の組成、性状に関する問題、人工放射能物質の推積にともなう気象電気要素の観測に及ぼす累積効果、あるいは、レーダーによる雷放電の解析例、さらに、地球観測年の事業の一つとして、わが国が行なってきたラジオゾンデによる高層観測法の紹介とその資料が示す綜観気象との関連等、現在、日本で実際に取り組んでいる問題を主体として、今なお包蔵している問題点を指摘しながら、総合的に紹介、旁々、報告がなされた。

シンポジウムの講演内容は、それぞれ講演者に依頼し、簡明に執筆して頂いたのであるが、紙面の都合上、充分、意をつくして頂けなかった点があるかと危惧しますが、これをもってこの催しの空気を察知して頂ければと願っております。

なお、シンポジウム開催にあたっては、現在渡米中の気象庁測器課の清水逸郎氏、及び、気象研究所の三崎方郎氏の尽力によるものであります。
(小林記)

ラジオゾンデによる大気電場、伝導度の高層観測の現況

小林 寿太郎**

ま え が き

大気中の電気現象の解明には、雷活動の解明と並んで、地球の電荷が常にほぼ一定に保つ大規模な大気内の電流系の模様がどのようになっているかを知ることに出発を求めなければならないが、地球上のいろいろの場所で、地表はもちろんのこと、自由大気中のいろいろの高さで空地電流、大気電場、電気伝導度といった基本的な気象電気の諸元を測ることによってのみ、上空の電荷の発生、消滅などの模様、それに寄与する所の熱的な、力学的な気象現象と大気の電流系との結びつきといった重要な課題の糸口をみつけることができるのである。

このことは、この方面の関係者の長い間の宿題であって、特に、Explorer II による電気伝導度の測定(1935年)を契機として、エレクトロニックスの長足の発展を柱として、ベルギー、インド、アメリカ、スイス、日本で、ラジオゾンデのような手軽な観測方法を用いる研究が進められ、地球観測年の実施と前後して、これを用いて個別にごく primitive な課題を対象として今迄のモデルの実証に努力が払われ、地道に基礎を固めてきているのである。

測定上の問題点

1950年以降、高層観測の要望が高まり、ラジオゾンデを用いて、大気電場、電気伝導度を測る企てが各国にお

いて進められた。

測定法としては、ベルギーの Koenigsfeld を初めとして印度、スイスにおいて行なわれている方法と、米国、日本の関係者による方法と二通りの方法がある。

前者の方法は、1) 簡易で、独創的な点に刮目に値するとしても、2) 雲の存在下ではいつも必ずしも正電場のみが支配していると限らないことや、3) 成層圏内のような電気伝導度が地表に比して数十乃至数百倍になる領域で、地上で行う方法に準じて、放電時定数の測定法による伝導度の算出法をとっている点で、測定上の問題があり、静穏日の、上層に雲のない日の大気電場を対象とし、対流圏内の電気伝導度を対象とする限りにおいてはよいとしても、Dr. Stergis の追試の結果をみても分るように、成層圏内の大電気場の値が約10v/m以上で一定であるとか、成層圏内の伝導度が一定値で高度と共に増加しないとか、その測定方法のある点では技術的に、ある点では根本的に再検討すべきでないかと疑問がもたれる。

一方、後者の方法では 1) 電氣的に検出する回路が複雑なことや、2) 伝導度を測定するのに高抵抗を用いて leak 法に基づくために生ずる回路構成上及び機構上(ゲルジエーン円筒の形状)の難点があげられる。

両者に共通している欠点としては Mülleisen を初めとして指摘しているように大気電場に Po^{210} 集電器を pick up として用いている点があり、日本ではこの弊を避けて回転集電器を用いたが、技術的な制的をうけ、接触電位差、接触ブラッシュ等が起因する回転集電器自体の

* Symposium on Atmospheric Electricity

** 気象研究所

零点の時間的変位の原因が未解決のために生じている不確か等、大気電場にしても、電気伝導度にしても、測定対象から観測要素を pick up する方式について、基礎実験が不足しているといっても言い過ぎはしないであろう。

上述したように、測定法としては、地上で既に久しい以前から始められ、洗練された方法をゾンデに踏襲しているが、したがって形としては一応のまとまりをみせてはいるものの、もっと地道な実験過程をとるべき問題、例えば、Po²¹⁰ による方法の吟味、ゲルジュン円筒内の通風状態、更には上層での ion の mobility の値等いろいろと基礎となる事項に事欠いているのであって、先を急ぐあまり、とりこぼしたとして放置することが許される筋のものでなく、これらの解決を通して初めて今後の飛躍が期待されるのでなかろうかと思考される。

ゾンデによる観測例

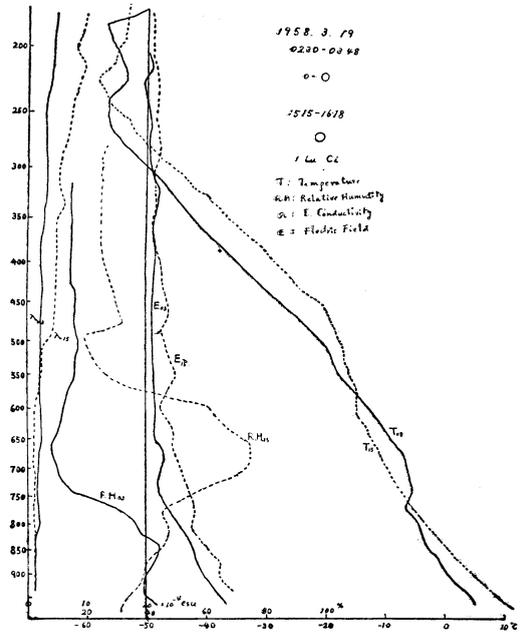
Koenigsfeld は自らラジオゾンデを試作し、大気電場、電気伝導度を測定し、これらの気象電気要素の観測結果が天気現象に密接な関連があることを二三の例で示唆して以来、多くの人により相継いでゾンデによる観測がなされた。

特に著しい成果としては、1) 電気伝導度が高度と共に指数函数的に増加し、宇宙線強度の資料を基にして計算した値と非常によく一致した事、一方、2) 大気電場が伝導度と逆に指数函数的に減少し、理論的推定と割合によく一致した事等、Explorer II の観測結果の追試旁々、気象電気的基本的問題をゾンデによって解き初めた。

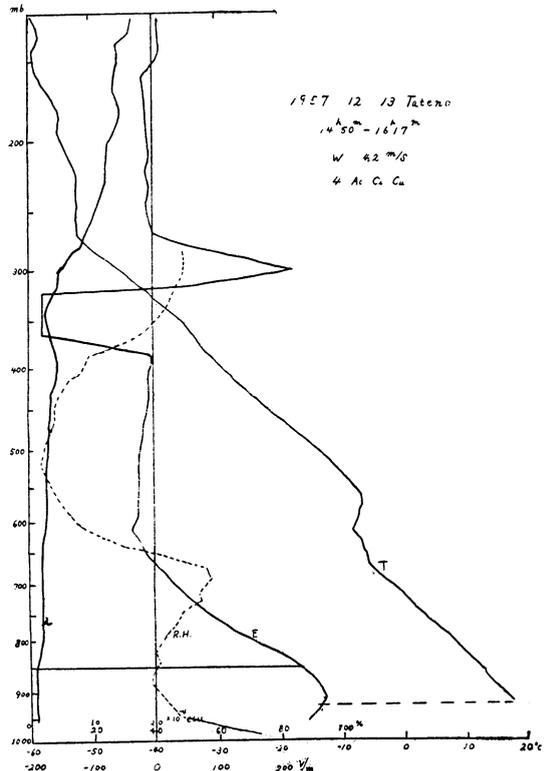
他方、飛行機によって、Stergis 等が地上より 7000~15000ft の間の伝導度と荷電核数の測定を行なったが、大気下層の伝導度が宇宙線強度から期待される値に比してかなり小さく、核がイオン平衡に重要な役割を果していることを示し、更に、この層高を境として上下の伝導度に明瞭な不連続があることを示したが、この新しい観測の追試として、更に気象との結びつきを目的として、又寒冷前線の通過ともない大気電場が著しい影響をうけることなどの観測を通して、ゾンデによる方法が、飛行機観測の補足、即ち観測高度も高く、又気象擾乱日においても、有用なことが観測結果から立証された。

事実、卑近な例として、わが国で、地球観測年の世界日に実施された観測例を二、三示すと、気象電気要素が気象現象と密接な関係があることが窺い知れよう。

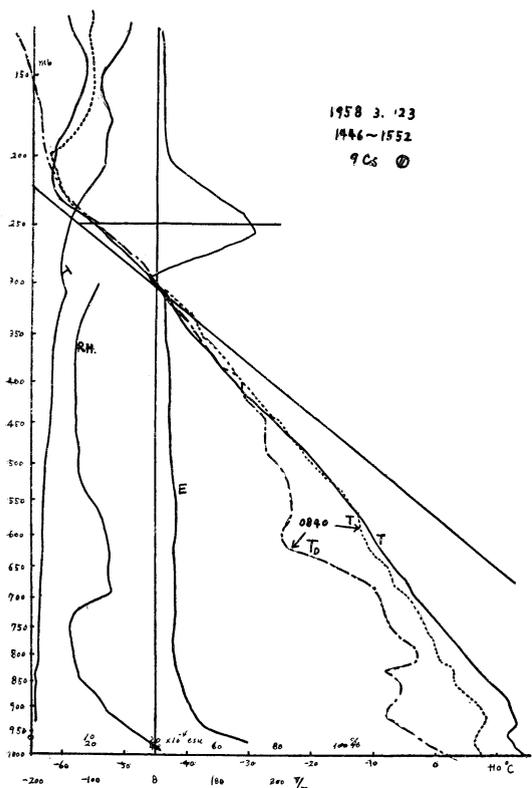
第1図は1958年3月19日 02h30m と 15h15m の垂直断面を示したもので、地上天気図では、移動性高気圧



第1図



第2図



第3図

が本州を蔽う状態にあり、03hの観測では、雲量0、15hでは1で、Cu、Ciが見られ、大気電場の垂直構造は典型的な型を示し、上層における気温の上昇と伝導度の増加、湿度急減高度と伝導度の急増加の位置等の対応が極めてよくみられる。

第2図は1957年12月13日14h50mの高層断面図で地上天気図では、09hには低気圧の中心が佐渡沖にあり、寒冷前線はそこから名古屋を通り南南西に抜けて位置し、21hには低気圧は太平洋上に抜け、この観測は寒冷前線の通過直後行われたとみられる。地上では西風4.2 m/secで雲量4でAc、Ci、Cuが観測されているが、大気電場は地表近くで平常時の約2倍強を示し、特に

300mb 附近の湿度の急増のみられる所では電場が正、負、の二重層と示し、この層の上では伝導度が急増している。

第3図は、1958年3月23日14h46mの観測例で、対流面*直下に異常な大気電場の急増がみられる。このような高度での湿度は観測値がないのと、たとえ、あったにしても誤差が大きいので、08h40mの露点湿度計を用いたゾンデの観測値を参照すると、(図では破線で示してある)、上層の気温は08hと15hの観測値相互では略々等しく、異質なもの認めにくく、大気電場の異常のあった所では、気温の減率はほぼ乾燥断熱線に近く沿っており、しかも、湿度はほぼ飽和に近く、地上での雲量、雲形観測によれば9-Csで、このことは氷晶雲に帰因していると思われる。

以上のように、実際の観測例をみると、伝導度に就いて言えば、下層での伝導度の不連続増加高度と逆転層、上下混合との関係、気塊の沈降にともなう増加、雲の下面での減小等、ごく大雑把に一瞥しただけでもすぐ気づく顕著な関係があり、又、大気電場にしても、下層の逆転層下で、渦動拡散効果にともなう増加、一方雲内では電荷発生、分離を思わせる異常増加、二重構造が認められるなど、大気電場、伝導度及び、これらの積の空地電流の空間的、時間的推移と、綜観気象解析結果とを端々な照合することが今後の研究の進むべき道と思われる。

終りに、気象電気の関係の諸先輩が望んでいた高層観測が、気象庁の島山東管管長、北岡高層課長、今井高層研究部長等の関係者の努力と協力とによって、本文で示した若干の不備な点があるのであるが、わが国で、外国に先んじて定時に観測ができるようになったのであって、今後は綜観気象解析の関係者の協力と相俟って、気象との関係及び気象解析への寄与を考え、更に、気象電気の根本問題である地球をとりまく電流系統の解明に一步でも近付けるよう努力を払いたいものである。

観測資料を世話して下さいました気象庁高層課内川技官に本文をかり深く感謝いたします。

レーダーによる電光観測

今井一郎**

電光のエコーがレーダーで始めて観測されたのは1945年のことで、パナマのSweeneyとPetersonがアンテナ

を雷雲の雲頂附近に向けてA-スコープで観測を行っている。

* 圏界面のこと。 ** 気象研究所

レーダースコープ上の掃引は送信パルスと同期している

るから、電光から放射される空電ならば掃引線上の任意の位置に現われる筈であるが、雷雨の降水エコーの近くに短時間継続して現われる像があれば、それは送信パルスが電光で反射して返って来たエコーと見なすことができる。電光レーダーの電波を反射するのは放電路の中の空気分子が強く電離しているためと考えられている。

電光エコーの観測例はあまり多くはないが、観測の方法にはいくつかある。

A-スコープによる観測

レーダーを電光の現われそうな方向に向けておき A-スコープで観測する。ビーム内に電光が現われるとそのエコーの位置、長さ、持続時間などが求められる。上記のパナマでの観測もこの方法によるものであるが、その後 MIT の Ligda (1950) は何回か観測を行い、1947年に始めて写真撮影に成功した。エコーの中は 1.5~5 mi ぐらいで、カメラの露出時間 1/50sec の間エコーがほとんど変化しなかったことから、電光の持続時間はこれよりも長いと推定した。同様の方法で英国の Jones (1954) も観測を行っているが、電光の大部分は雷雲のカナトコ部分の -29°C より低温のところを生じているので、負に帯電した降水 column と正電荷のカナトコ部の間の水平に近い放電と考えている。

これらはいずれも低い仰角で遠距離の雷雨の電光を観測している例であるが、英国の Browne (1951) は真上に向けた 3 cm レーダーで高さ 12,000 ft のところに電光と思われるエコーを見出している。

A スコープや R スコープではちようど電光の現われたときを捉えて写真にとるのが難しいが、Hewitt (1953) は電光からの空電で起動する自動記録器を作って観測している。これは起動後 0.5sec の間だけ 1ms ごとに掃引し、各 sweep を別々に観測できるので、電光エコーの位置と強度変化を知ることができる。これによると電光エコーには 13ms ぐらいで消えるものと、50ms 以上続くものがあり、前者は主雷撃によるもの、後者は j-streamer によるものとしている。

Miles の方法

電光の持続時間を巧妙な方法で測定したのは南ローデシアの Miles (1953) である。これはレーダーのアンテナを真上に向けて廻転させ、普通の PPI 観測を行うのである。そうすると、スコープ上の半径方向は高度、廻転角が時間を表わすことになる。したがって、ビームを横切る電光が現われると、スコープ上の相当する半径のところには弧状のエコーが現われる。弧の長さが電光の持

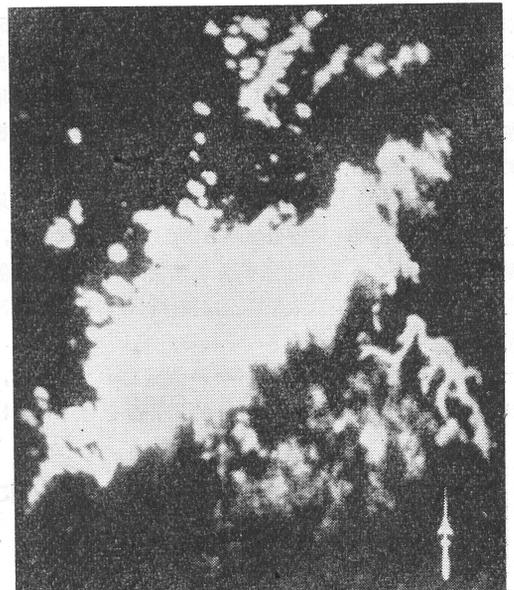
続時間を表わすわけである。5枚の写真が撮られたが、エコーの高さは 5~9 km、持続時間は 0.15~0.5sec となった。面白いのは、5枚のうちの3枚には2本のエコーが上下に対になって現われていることである。両エコーの出現時刻には 0.1~0.07sec の時間差があり、これが j-streamer の進行速度と大体合っていることから、エコーは放電路の頂部の強くイオン化した部分からの反射によって起るもので、雷撃毎に頂部が上方に伸びて行くことを示すものと考えた。

RHI による観測

カナダの Marshall (1953) は RHI の連続フィルムから電光のエコーをいくつか見出している。フィルムの 1コマにだけ現われているエコーがあれば電光と見なすのである。32ヶの電光エコーの平均高度は、30,000ft、相当する気温は -40°C で、いずれも cell の頂部に近いところに現われている。そして多分雪の部分で起ったものと考えている。

PPI による観測

普通の PPI スコープ上に電光エコーが現われることを見出したのは Ligda (1956) である。彼は米国各地の 10~23cm レーダーのコマ撮りフィルムを収集し、その中から 1コマだけに現われていて前後のコマに現われていないエコーを多数見出した。それらの大部分は遠距離の



電光のエコー (矢印の枝分れしたもの)。広範囲のエコーは不安定線による降水エコーで、その後方に電光が現われている。(Ligda による)

高度 20,000ft ぐらいのところに現われ、枝わかれしていて、長さは 50~100mi におよぶものがある。これらは雷雲上部の水平な雲間放電によるものと考えられる。その一例を写真に示す。対地放電によるものは PPI には点として現われるだけで、しかも降水エコーに隠れることが多いので少数しか見出されていない。

電光観測の条件

電光エコーは電離ガスからの反射によって生ずるので、イオン密度が大きいほど反射エネルギーは大きい。レーダーの周波数が高いほど、エコーを生ずるのに必要なイオン密度が大きくなって検出しにくくなる。また周波数が高いと降水エコーが逆に強くなることも検出を困難にする。実際、3cm レーダーではきわめて近距離の電光しか検出されていない。電光観測にはなるべく長い波長を用いる方が有利である。

放電路の実際の直径は数 cm と考えられるが、レーダーでは分解能以下の細部は観測されない。したがって電光の形や長さを見るにはビーム巾が狭い方がよい。しかしビーム巾が狭いと電光の一部分しかビームに入らなくなり、全体の形がわからなくなる。1° のビーム巾だと 100km の距離では 2.4km に開くから、仰角を適当に選べば水平に近い電光なら全形を捉えることも可能である。

PPI ではビームは絶えず廻転しているから、電光が持続している間にちょうどビームが廻って来たときだけ観測される。持続時間を 1/2sec、電光の長さを 10mi、距

離 100mi、アンテナ回転数 6 r.p.m. とすると、検知確率は電光の向きにより 1/10~1/40 程度となる。

検知率を上げるには、1) パルス巾を短くし出力を増す、そうすると降水エコーにくらべて電光エコーが強くなる; 2) 扇形走査を行なうと確率は数倍に増す; 3) パルス繰返しを多くしてエコーの数を増す などが考えられる。

このように検知率が増すと、PPI と RHI を併用することにより電光の立体的な形態を知ることにも出来そうである。垂直方向にビームの広い PPI レーダーと、水平方向にビームの広い RHI レーダーで同一の雷雨を扇形走査すれば、両方で同時に捉えることもそう難かしいことではなくなる。同時に電場や降水電荷の観測を行えば雷雨内の放電機構の解明に少なからず役立つ。

文 献

1. M.G.H. Ligda (1950), BAMS. **31**, 279.
2. I.C. Browne (1951), Nature. **167**, 438.
3. F.J. Hewitt (1953), Proc. Phys. Soc. **66 B**, 895.
4. J.S. Marshall (1953), Canad. J. Phys. **31**, 194.
5. V.G. Miles (1953), J. Atm. Terr. Phys. **3**, 258.
6. R.F. Jones (1954), Q.J. **80**, 579.
7. M.G.H. Ligda (1956), J. Atm. Terr. Phys. **9**, 329.

気 象 電 気 と 自 然 放 射 能

川 野 実*

気象電気学の最大の課題は地球の電荷を保持しているしくみを明らかにすることと、下層大気、いわゆる交換層内部における気象電気現象と他の気象現象との結びつきを明らかにすることである。この総合報告は後者に関連している。一般に、ごく特殊な場合を除き気象電気の変動は電離平衡を保ちながら推移してゆく過程であるから電離平衡を支配する各要素の変動の精密な観測を行い、それら各要素間に存在する物理法則を見出すことが気象電気学における最も基本的な課題となる。

交換層内部における電離平衡を支配する要素はイオン

対生成率とイオン消滅に最も主要な役割を果す各種のエロゾルの濃度とである。交換層を抜け出た高空あるいは陸地を遠く離れた海上では陸地で発生する塵埃など各種エアロゾルが極めて少いので電離平衡はイオン対生成率だけで支配されることになる。そこで電離平衡過程が複雑なのは交換層内部に限られると考えてよい。

晴天日における下層大気的主要な電離作用は地殻に存在する放射性物質に基因して地表から大気中へ放出される放射性気体と、その崩壊生成物質とからの放射線、地殻内部の放射性物質から直接放射される透過性放射線および宇宙線である。このうち、宇宙線と透過性放射線は

* 電気試験所

時間変動がないと考えて差支えないので、時間的に変動するのは大気中の放射性物質からの放射線だけである。放射性気体は地表から大気中へ出てくると大気の運動に支配されて垂直、水平方向に移動するからである。その移動を厳密に追跡することは極めて困難であり、又、現在の段階では、それ程必要ではない。小領域における局地異常を問題にする場合の外、地表面に接する大気中の放射性物質濃度は水平方向には一様であると考え、垂直方向の分布だけを考慮して差支えないものである。

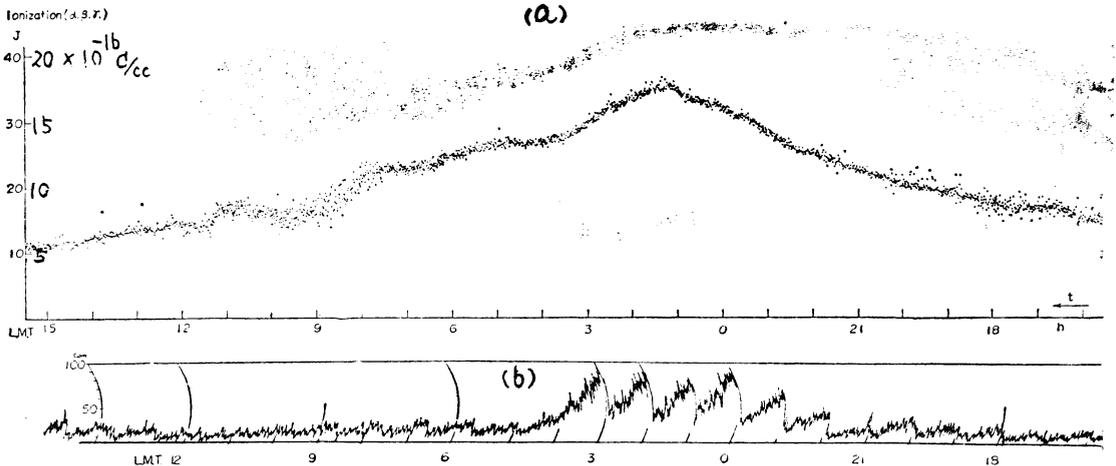
このような事情はエアロゾルの濃度についても同じである。

(i) 大気中の放射性物質の組成とその意義. 大気中の放射性物質の組成については古くから多くの研究が行われラドンとトロン及び、それからの崩壊生成物質である事は、ほぼ確かである。原水爆実験が始められて後は大気が放射能汚染され、いわゆる fall-out が騒がれるようになったが、地表面附近における濃度は平均して自然放射性物質のその数パーセント、多くても10パーセントの程度である。さらに自然放射能が α 放射体を多く有するのに対し、fall-out はほとんどが β , γ 放射体であるために大気のエネ作用を考慮する場合には問題にしくなくてもよい。ラドンの濃度測定が割合に容易に行われうるのに対してトロンは、その寿命が極めて短く、さらに、その崩壊生成物質である ThA, ThB との間に放射平衡が成立っていないので、ラドンと混合する場合その濃度測定は極めて困難である。そのために トロン/ラドンの比については正確な方法による測定がない。Jaki & Hess¹⁾ を始め若干の研究があるが、いずれもト

ロンと ThB とを放射平衡にあると仮定して求めているのであって、その点で根本的な誤りを犯している。しかし、いろいろ間接的な測定結果から推定すると両者は大体同程度に存在していると考えてよいようである。

自然放射性物質の濃度の絶対値を問題にする場合とはともかく、気象電気学で問題になるのは、むしろ、それらの放射線によるイオン対生成率であるから、放射性物質の濃度の総量としてみればトロンとラドンとの割合はたいした問題にはならない場合が多い。トロンとラドンとの α 線のエネルギーは大体似たものであるから。しかし、トロンはラドンに比べて半減期が著るしく短いので、例えば 1:1 の割合で地表上へ放出されたとしてもトロンは垂直方向へ、大して移動しない為崩壊するのに対してラドンは、かなりの上空まで移動する可能性が大きいわけである。この垂直方向への運ばれ方は次節で述べるように主として大気の渦動拡散の強さに関するものであるが、地表を離れた位置ではトロンの濃度とラドンのそれとは非常にちがったものとなる。即ち、地表附近では同一イオン対生成率であっても、その α 放射体の大部分がラドンである場合とトロンである場合とでは地表を離れた高い位置では α 放射体によるイオン対生成率は全くちがったものになるわけである。このことは、特に空中電場を論ずる場合に重要な意味を持つてくる²⁾。

(ii) 大気中の放射性物質濃度の時間変動と渦動拡散. 大気中の放射性物質濃度の日変化は、かなり古くから世界各地で行われて来た。例えば Prietsch³⁾ の有名な研究も、その一例である。新しいものでは Bli-



第1図

fford⁴⁾が世界各地に設けられた米軍の基地網を利用して観測を行い、そのデータを整理、発表したものがあ

る。第1図に示したのは、その結果である。この図から明らかなように日変化曲線は地理的位置を問わず、ほぼ似た位相のものである。即ち夜間に大きく昼間に小さい。この傾向は古い観測によっても全く同じである。しかし、それぞれの場所での平均値は第1図にみるように、かなりちがっている。Bliffordの観測は、すべての観測地でほとんど同一の方式で行っているの

で絶対値はともかく相互比較は可能である。したがって場所によって、この程度のちがいはあるものと考えてよい。

第1表
Geographical distribution of
atmospheric radon.

Location	Curie/cm ³ × 10 ⁻¹⁸
Sea	
Pacific Ocean	0.8~4.0
Atlantic Ocean	3.0~30.0
Indian Ocean	1.5
Land	
Canada (Montreal)	60
England (Cambridge)	88~105
U.S.A. (Chicago)	95
Philippine Is. (Manila)	63~83
Austria (Salzburg)	77~125
Germany (Innsbruck)	433
Germany (Bad Nauheim)	608
Germany (Frankfurt A.M.)	235

若干の観測結果が示すように火山地帯、温泉地のように地下からの噴気のある地域では大気中の放射性物質濃度もかなり多いことが知られており、それらの値は第1図に示した場所の値よりは、かなり大きい。

第1図に示すような日変化はなぜ起るのであろうか。風速と大気中の放射性物質濃度との間には相当よい逆相関があることは、かなり古くから知られており、ことにPribschの論文に詳しいことは前の綜報⁵⁾で述べた。最近、Wilkening⁶⁾がNew Mexicoで行った7年間に亘る連続観測の結果を取り纏めた。その結果、風速その

ものよりも乱れの強さとの間に見事な逆相関のあることが指摘された。一定の場所では乱れの強さと渦動拡散との間には、よい比例関係が成立つと考えるとよいから、上記の関係は地表から放出された放射性物質が渦動拡散によって高空へ運ばれるという解釈を強く支持するものと結論している。このことは従来からの解釈に、さらに一つの強い支持を与えたもので、昼間に渦動拡散が盛になり夜間に衰えるので放射性物質濃度の日変化が起るものであることは、ほぼ確かであろう。

地表面附近における放射性物質濃度の日変化が渦動拡散での変化で説明できるとすれば最も簡単な模型を考えれば放射性物質濃度の高度分布は次式で与えられる。

$$Q = Q_0 e^{-\sqrt{\frac{\lambda}{K}} Z} \quad (1)$$

ここで λ は放射性物質の崩壊常数であるが、いろいろな点からみて大気中の放射性物質の代表としてはラドン(Rn)をとるのが妥当である。 Q_0 、 Q はそれぞれ $Z=0$ 、 $Z=Z$ における放射性物質濃度である。(1)式によれば $K=10^5$ cm²/sとすれば $Q = \frac{Q_0}{2}$ となる高度は約1,000mになる。放射性物質濃度の高度分布の観測結果についてはWilkening⁷⁾航空機に載せた電気集塵装置を用いて観測したものとMivanda⁸⁾がビニール袋に採集した後、charcoal trap methodによって測定したものとを比較すると、Wilkeningの結果では大体高くなる程減少してゆくが、Mirandaの場合にはかならずしも一様に減少しているとはいえない。

このような観測値は天候によって著しく支配されることはいうまでもないが、Mirandaは天候条件については極めて慎重に観測を実施したことを論文および筆者あての私信によって述べている。したがってこの結果によれば、快晴もしくは晴天の時でも(1)式は、そのまま正しいと考えてよいかどうか若干の疑問があるわけである。

濃度は日変化の外には著しい永年変化をする傾向はないから垂直の気柱内部について考えれば地表から放出される量と大気中で崩壊する量とは平衡していると考えてよい。この仮定と(1)式とを併せ考えると地表上における放射性物質の濃度は渦動拡散係数の平方根に逆比例するという関係が得られるが、この関係は多くの観測によって近似的に成立することが確かめられている。結局、問題は今まで渦動拡散による垂直方向への放射性物質の拡散のみを考慮したが、実際には垂直方向の気柱だけでなく、水平方向の拡散をも考慮しなければ放射性物質濃

度の日変化と高度分布とを同時に説明することはできないのであろう。

ここで大気中の放射性物質濃度の測定について一つの困難な問題がある。一般に、その測定には電気集塵法あるいは汚紙などの、いわゆる集塵法を用いるのが普通である。これらの集塵法によらず電離槽法あるいは charcoal trap 法を用いて総量を直接に測定しているのは Hess⁹⁾ Hess & Vancour¹⁰⁾, Cotton¹¹⁾, Miranda⁸⁾ 及び Kawano & Nakatani¹²⁾ などだけである。Kawano & Nakatani の同時観測によれば電気集塵法による濃度の日変化の振巾は電離槽法による、それとはかなりちがっている。このことは電気集塵法による測定結果はかならずしも所期の目的を達していないことを示している。著者が問題としている電離平衡を研究するような場合には、現在のままの電気集塵法によって得た RaB+RaC の観測結果を用いてそれと平衡状態にあると仮定して Rn 量を求めるのは甚だ慎重を欠くものであることを強く指摘したい。

(iii) エエロゾルと電離平衡、今まで述べてきたのは大気中に浮遊する放射性物質の濃度についてであった。いうまでもなく気象電気学で直接問題になるのは濃度そのものよりも、むしろ、それらの物質からの放射線によるイオン対生成率である。おおまかにいえば、イオン対生成率は放射性物質の濃度に大体比例するものではあるが、厳密にいえば放射線の種類エネルギーなどが関係してくる。極端に言えば β 、 γ -放射体とが同一濃度に存在しても、それらによるイオン対生成率の比はほぼ 1:100 の程度になるわけである。そこで、気象電気では、むしろイオン対生成率を直接観測する事が望ましい。しかし、宇宙線のような高エネルギーの場合にはともかく、最も大事な α 線あるいは β 線の場合には、自然のままの姿でイオン対生成率を測定する事は甚だ困難である。そこで適当な装置を用いて一定量の空気中に含まれる放射性物質によるイオン対生成率を測定した後で理論的に（もちろん、ある程度は実験的に）自由空間の場合に補正する必要がある。この補正の方法はなかなかむずかしく、各研究者が、それぞれの工夫を行なっているが、いずれも欠点を持っていて、今のところ完全な方法は見出されていない。これを救う窮余の策として、濃度を測定して換算する方式が用いられるわけである。

大気中の放射性物質による放射線以外の電離作用、即ち宇宙線と地表からの透過性放射線の作用は前述のようにほとんど時間変動はないから、大気中の放射性物質の

場合と、かなりちがいが、精密な測定のための技術的困難に限られる。

電離平衡を支配する他の一つの作用、即ちイオンの消滅作用であるが、これにはイオンの再結合及びイオンとエエロゾルとの間の附着があることは多くの教科書に述べられている通りである。再結合については正負の小イオン同志の場合については Thomson 以来の詳細な研究があるが、正もしくは負の小イオンと負もしくは正の中、大イオンとの間の再結合については最近、Junge¹⁴⁾ の理論的研究が行われた外には目ぼしい研究はない。附着についても Bricard¹⁵⁾ の理論的研究及び Junge の計算があるが、実験的には Nolan ら¹⁶⁾ の簡単な測定があるだけである。本文の始めに述べたように交換層内部での電離平衡は小イオン同志の再結合よりもエエロゾルとの間の附着による小イオンの消滅の割合が遥かに多いとされている。このことも多くの教科書に述べられているように、簡単な仮定のもとに気象電気の変化を割合にうまく説明できるからである。しかし雲物理学の発展に伴ないエエロゾルの分類がかなり、はっきりしてきた現在、気象電気学では旧態依然として Aitken 時代の考えを、そのまま踏襲しては困るのである。しかし、気象電気学で電離平衡を論ずる時、小イオン、(中イオン)大イオンと凝結核(と呼ばれるもの)を考える。ここでいう凝結核とは雲物理学でいう condensation nuclei とは若干ちがっている。不勉強な筆者の見解によれば、この凝結核とは、すべてのエエロゾル(非帯電部分に限る場合と大イオン等を含む場合とがある)を包含していると考え、Junge の論文によるまでもなく、附着係数(一般に η_{10} , η_{20} , ……、 β の記号であらわす)は作用し合う粒子の粒径のみでなく、その帯電の符号、大きさによってもちがうものである。

もちろん Nolan らの実験によっても粒子の帯電の符号によって η_{10} , η_{20} , …… の値はちがう値が求められてはいる。しかし、エエロゾルの粒度をも考慮して測定されたものではない。気象電気の研究が従来、野外観測にのみ重点が置かれ、このような基本的な数値を求める仕事に意を用いなかったので、これらの数値は現在でもなお Nolan らの測定値をそのまま用いているのが実状である。Nolan, Mühleisen¹⁹⁾ その他のイオン数、エエロゾル濃度の同時観測の結果によれば、 $q = \beta n N$ という型の平衡式は正しくなく、 $q = \beta n N p$ (p : 一般に分数)といった型、あるいは、もっと複雑な型のものとなると報告されている。これらの研究者は q についてはほとんど

ど同時観測を行っていないが、その観測を行っても事情は同じ、もしくは、もっと厄介になるものと予想される。このような混乱は上述の型式の中に、電離平衡の関係をはめ込もうとするために起るものである。エアロゾルの粒度に対する頻度分布、及び帯電などについての精密な測定結果の上に立ち、弱い電離作用の下でイオンとエアロゾルと共存する系について精密な測定を行い、エアロゾルの粒度に対する頻度分布、帯電などについての精密な測定結果を用いて電離平衡理論をたてるのであれば気象電気学は観測された個々の現象の分類と、その場限りの解釈とに終始するほかないであろう。

文 献

- 1) Jaki, S.L. & V.F. Hess., 1958: Journ. Geophys. Res., **63**, 373.
- 2) Kawano, M. 1958: Res. Electrotechnical Lab., No. 569.
- 3) Priebisch, J., 1931: Phis. Zs., **32**, 622.
- 4) Blifford, I.H. Jr. and Others, 1956: Journ. Atm. Terr. Phys., **9**, 1.
- 5) Kawano, M.: 天気, (第1回気象電気シンポジウム講演)
- 6) Wilkening, M.M.: Trans. Ame. Geophys. Union, (印刷中)
- 7) Wilkening, M.H., 1956: Trans. Ame. Geophys. Union, **37**, 177.
- 8) Miranda, H.A., 1957: Journ. Atm. Terr. Phys., **11**, 272.
- 9) Hess, V.F., 1953: Journ. Atm. Terr. Phys., **3**, 172.
- 10) Hess, V.F. & R.P. Vancour, 1950: Journ. Atm. Terr. Phys., **1**, 13.
- 11) Cotton, E.S., 1955: Journ. Atm. Terr. Phys., **7**, 90.
- 12) Kawano, M. & S. Nakatani, 1958: Journ. Meteor. Soc. Japan, **36**, 13.
- 13) 例えば 島山久尚・川野実, 1955: 気象電気学 (岩波全書) P. 32~39.
- 14) Junge, Ch., 1955: Journ. Meteor., **12**, 13.
- 15) Bricard, J., 1949: Journ. Geophys. Res., **54**, 39.
- 16) Nolan, P.J. & de Sacgy, 1927: Proc. Roy. Irish Acad., **37**, 71.
- 17) Nolan, P.J. & V.H., Guerrini, 1935; Proc. Roy. Irish Acad., **43**, 5.
- 18) Nolan, P.J., 1944: Proc. Roy. Irish Acad., **50**, 51.
- 19) Mühleisen, R. 1955: Geofisica Pura e Appl., **31**, 115.

最近の気象電気要素の年変化及び人工放射能との関係

近 藤 五 郎*

はしがき

最近、柿岡における気象電気要素の年変化に異常が認められるので、その原因と思われるものについて二、三の考察をした。

I. 気象電気要素の年変化

第1図に柿岡での大気電位傾度、電気伝導度及びその積である空地電流、そして空間電荷の年変化を示した。この図から、だいたい1952~3年頃から次のような現象があらわれていることに気付くであろう。

1. 電位傾度: 減少しつつある。
2. 電気伝導度: 増加しつつある。
3. 空地電流: 増加しつつある。
4. 空間電荷: trend はみとめられない。

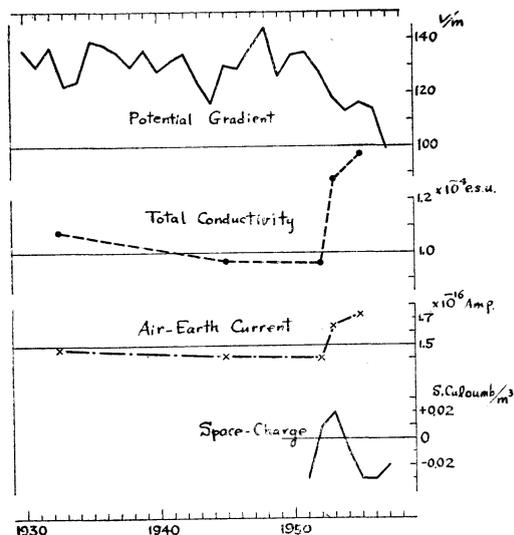
II. 考 察

以上のような変化のおこる原因として色々と考えられるけれど大体次のような原因について考えてみた。

1. 観測所周辺の市街地化

* 柿岡地磁気観測所

1959年9月



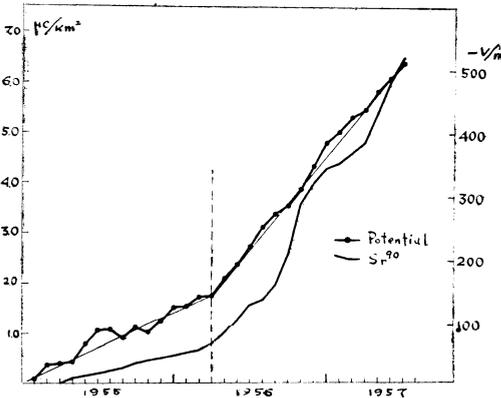
第1図

観測所周辺に工場又は人家が多くなれば、それからの廃棄ガス等により気象電気的狀態が変化することは考え

られるが、この場合には空間電荷がもっとも影響をうけるであろうし、又電位傾度の日変化の様子なども変化すると思われるのであるが、記録からはそのような変化は見出されなかったのでこの原因は考えにくい。

2. 太陽活動などのように大規模な変化によるもの

太陽活動と気象との関係は色々述べられており、気象状態が変化すれば気象電気も変化するのである。三崎、仁井田氏等も指摘しているように太陽活動と電位傾度とは関係があるので1950～1953年頃の減少はそのような原因で説明されるとしても1954年以後の変化は説明されない。



第2図

3. イオン生成率の変化

イオン生成率の測定は行なっていないので直接比較す

ることはできないが、Pierce も述べているように、最近核爆発実験による人工放射能の増加によりイオン生成率が増加したとするならば、Iで述べたような現象は定性的には説明つけられる。

そこで吾国での人工放射能と気象電気との関係を見るために、 Sr^{90} と電位傾度とをくらべてみた。第2図は、日本における1955年3月より Sr^{90} の累積量と電位傾度の累加積分値を示した。ここでの電位傾度の値は季節変化をのぞくために1930—1940の平均値を差引いたものを取扱った。この図からも人工放射能と電位傾度との間に明瞭な関係があることがうかがえる。即ち、 Sr^{90} が急増した1956年3月より、電位傾度も平均して約20volt/mだけ急減している。

なお、女満別でも電位傾度の年平均値は柿岡と同様に最近、減少しているので測定のエラーでないことはたしかである。

むすび

最近の柿岡における気象要素の年変化は人工放射能の増加により一応定性的には説明されるけれど、

1. 地面より ionosphere に至る気柱電気抵抗
2. 世界各地における気象電気要素
3. 人工放射能とイオン生成率の関係、及びそれらの変化

を知ることによりさらに明確にされねばならないと思う。

気象の英語(5)

有住直介

5. cloud, fog, haze, および mist

気象学上これらがどう違うかはよく御存じのことと思う。観測法によると

cloud 雲 雲の下面は地表より高いところにある。雲層の下面が地表に接すると fog と呼ばれる。

fog 霧 小さい水滴が浮んでいて1kmより遠くが見えないもの。湿って冷たく感ずる。

haze 煙霧 かわいた小さなほこりが浮遊してかすんで見えるもの。

mist もや fog よりさらに小さい水滴が浮んでいて1km以上も見える。湿っぽく感じない。灰色っぽく見える。

これらの言葉を比喩的に使う場合でも、違いがある。cloud は空想を思わせ、fog と haze は当惑を意味し、mist は感傷を誘い、涙を暗示する。

His mind is in the clouds. 彼は空想に耽っている。

To go around in a fog (haze). 当惑する。

A mist in her eyes. 彼女の眼には涙。

日本語でも五里霧中では当惑を表わし、雲にのる、とか雲居とかは空想的である。また、夕もや、夕がすみなども大変感傷を誘う言葉である。自然現象の見方は案外西洋でも東洋でも同じなのかも知れないと思うと面白い。話はそれるが mist の訳には、「かすみ」を当てないで、どうして「もや」を当てたのであろうか。「かすみ」は春の季語なので、一般用語としては避けたのかも知れないと想像しているがどうであらうか？