

光散乱式エアロゾル粒子カウンターによる 成層圏エアロゾルの気球観測*

森田 恭弘**・高木 増美**

(1983年5月27日受理)

Balloon Measurements of Stratospheric Aerosol by Light-Scattering Aerosol Particle Counters

By

Yasuhiro MORITA and Masumi TAKAGI

Abstract: From 1973 to 1982, balloon measurements of stratospheric aerosol have been made over Sanriku, Iwate and Laramie, Wyoming by using light-scattering aerosol particle counters. Balloon flight over Laramie, Wyoming was made to intercompare the light-scattering aerosol particle counters used by the University of Wyoming and Nagoya University. The comparison result obtained by the two particle counters was discussed. Aerosol concentration obtained from Sanriku balloon flights was corrected by the result from the comparative measurement. The influence of volcanic eruptions occurred during the period of these balloon measurements on stratospheric aerosol concentration was discussed. The light-scattering aerosol particle counters used in the present measurements were also described.

概 要

1973年から1982年にかけて、光散乱式エアロゾル粒子カウンターによる成層圏エアロゾルの気球観測を三陸で5回、ララミーで1回行った。ララミーでの気球観測は、ワイオミング大学物理天文学科所有のエアロゾル粒子カウンターとの比較測定のためである。この比較結果に基づいて、三陸で得られた垂直分布の補正を行い、火山噴火の影響などについて考察した。

本論文では、また、気球観測に用いられたエアロゾル粒子カウンターについて詳述した。

* 宇宙研特別事業費による研究論文

** 名古屋大学空電研究所

1. 序

高度約 20 km 附近の下部成層圏に半径 0.1-1.0 μm の大きさをもつエアロゾルが層状に存在していることは Junge ら [1] によって見いだされ、ユンゲ層または、成層圏エアロゾル層と呼ばれている。成層圏エアロゾル層は、全地球的規模で高度約 15-25 km 附近に存在していることが知られており、現在までの数多くの研究によって、その高度分布、緯度分布、季節変化などの詳細が明らかになりつつある [2], [3], [4]。成層圏エアロゾル層を構成する粒子は、現在では、硫酸または、硫酸アンモニウムであることがわかっている。硫酸粒子は $\text{H}_2\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$ 液滴で、Rosen [5] の気球観測結果によれば、その成分比は、重量比で 75 % H_2SO_4 , 25 % H_2O である。この結果は、その後、Hamill ら [6] の理論計算によっても支持されている。硫酸粒子の生成機構についても、多くの研究があり、現在までに種々の成層圏エアロゾル層の形成モデルが考案されている [7], [8]。

対流圏内で発生したエアロゾルや気体状物質は種々の作用で成層圏へ運ばれ、成層圏硫酸粒子の形成に重要な役割を果している。この中でエアロゾルについては、硫酸粒子の核になりうることであるから、半径 0.1 μm より小さいエートケン粒子の存在が重要である。気体状物質は、硫酸粒子を形成するのに必要な硫黄成分を供給することから、OCS, SO_2 , CS_2 などが重要である。近年の産業活動にともなう OCS 等の増加が、成層圏エアロゾル濃度のバックグラウンドレベルを増加させているという報告もある [9]。

対流圏から成層圏にかけてエアロゾルや気体状物質の上記のような定常的な流入の他に、火山爆発による大規模な流入がある。最近では、1980 年 5 月からアメリカで断続的に噴火した St. Helens 山、1982 年 3 月のメキシコの El Chichon 山の噴火が有名である。これらの噴火によって、エアロゾルや SO_2 , H_2S などの多種類の物質が大量に成層圏内に流入したことが知られており [10], 成層圏エアロゾルの粒子濃度を急増させている [11]。成層圏エアロゾル層を構成する粒子は、Mie 散乱を効果的に起す粒径領域にあり、エアロゾル層の粒子濃度の増減が放射エネルギー収支に影響を与え、その結果、気象気候に影響を及ぼすことが考えられる。特に火山噴火にともなう粒子濃度の急増は、全地球的規模の気候変動に重大な影響を与える可能性がある。また前述したように、成層圏エアロゾルのバックグラウンドレベルは、人間活動にともなって、緩やかではあるが、増加しつつある。従って、適当な時間間隔でエアロゾルの濃度、粒径分布の気球観測を実施し、成層圏エアロゾルの動向を把握しておくことは非常に重要である。

本論文では、1973 年から 1982 年にかけて行った成層圏エアロゾル層の観測結果について報告する。

2. 観 測

2.1 観測の概要

第 1 表に、1973 年から 1982 年にかけて行った成層圏エアロゾルの気球観測一覧を示した。ワイオミングで行った No. 2 の観測以外はすべて三陸の大気球観測所で行われたものである。No. 1 および No. 2 は、ワイオミング大学物理天文学科と、成層圏エアロゾルと電気特性について、日米科学協力研究を行ったときのものである [12], [13]。No. 1 の観測に

用いられたエアロゾル測定器は、ワイオミング大学物理天文学科の成層圏探査用の光散乱式エアロゾルカウンターである。No. 2は、名古屋大学空電研究所が試作した光散乱エアロゾルカウンターを、ワイオミング大学のカウンターと気球比較観測を行ったものである。

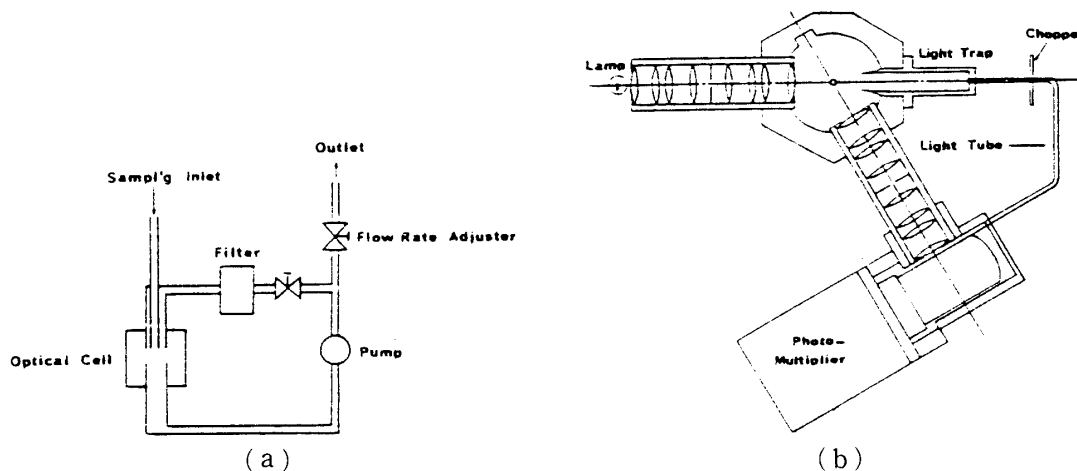
第1表に示した観測時期の間には、Fuego (1974年10月, Guatemala, 14.5°N, 91°W), La Soufrière (1979年4月, St. Vincent, 13.3°N, 61.2°W), Sierra Negra (1979年11月, Galapagos Island, 0.8°S, 91.2°W), St. Helens (1980年5月, Washington State, 42.2°N, 122.2°W), ElChichon (1982年3月, Mexico, 17.3°N, 93.2°W)などの火山噴火があり、程度の差はあれ、今回の観測結果になんらかの影響をおよぼしていることが考えられる。

第1表 成層圏エアロゾルの気球観測一覧

| No. | Date | Place | Max. Alt. (km) |
|-----|---------------|------------------|-------------------|
| 1 | Oct. 12, 1973 | Sanriku, Iwate | 26 |
| 2 | May 30, 1975 | Laramie, Wyoming | 22 |
| 3 | Oct. 11, 1975 | Sanriku, Iwate | 24 |
| 4 | Sep. 19, 1976 | Sanriku, Iwate | 25 |
| 5 | May 31, 1979 | Sanriku, Iwate | 22 |
| 6 | Oct. 19, 1982 | Sanriku, Iwate | 25 |

2.2 気球搭載用光散乱式エアロゾル粒子カウンター

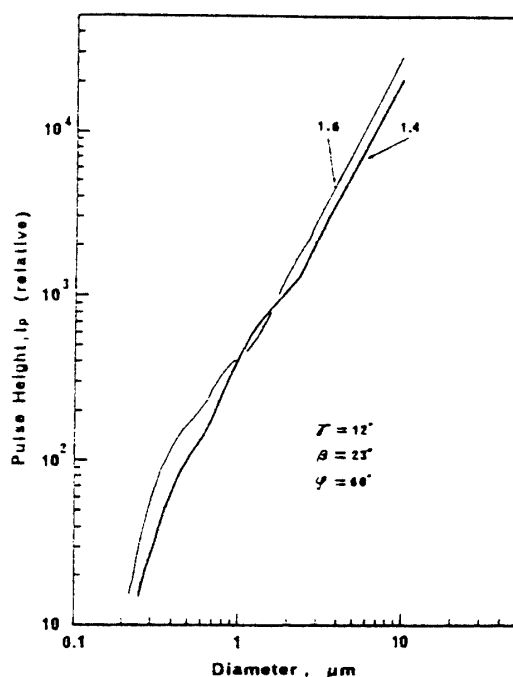
観測に用いられたエアロゾルカウンターは、No. 1と6の観測以外はすべて同一型の測定器である。測定原理はエアロゾルによる光散乱特性 (Mie 散乱) を利用したもので、第1図に粒子検出部の試料空気流路および光学系の概略を示した。図のように試料空気を適当な流量 (300-1000 cm³/分) で取り入れ、これをノズルから噴出させ細い流束にして光散乱室に導入する。空気流の一部は、フィルターを通してエアロゾルを除去した後、導入部に還流させ、試料空気の細流束を包むエアシースを形成する。これにより、試料空気が散乱室に導入されたとき層流状態を保ち、渦乱流によって粒子が検出空間から逸脱することを防いでいる。光源はハロゲンランプを用い、光量の安定化を計っている。入射光によるエアロゾル粒子の散乱光パルスをも光電子増倍管で検出する。入射光の一部は、光導管を通して、光電子増倍管に入り、光源の安定度を検知する。光散乱のパルス高はエアロゾルの大きさと屈折率に依存するので、あらかじめ、大きさと屈折率の既知の粒子について光散乱特性を調べておくことにより、大気中のエアロゾルの大きさと濃度を測定することができる。但し、この大きさはエアロゾルが球形で、かつ特定の屈折率をもつと仮定したときの等価的な大きさのことである。以上がエアロゾル測定器の概略であるが、実際の製作



第1図 光散乱エアロゾル粒子カウンターの粒子検出部 (a)試料空気の流路 (b)光学系。

にあたっては種々の問題を含んでいる。この型の測定器は、既に市販されているが、成層圏の低温、低圧下の環境では、通常の市販品は使用できない。従って製作に際しては成層圏環境に適するよう測定器を構成するすべての要素の検討を行っている。

Mie 散乱では、散乱光強度は散乱角に依存し、散乱角の小さい前方散乱ほど散乱光強度は大きくなる。しかし散乱光強度の散乱角分布の形態は非常に複雑であり、散乱光を検出する受光器の位置は前方散乱に近いほど必ずしも良いとはいえず、この選択の仕方によっては、測定結果に大きな誤差を生じる場合がある。金川[14]は、光散乱粒子カウンターの特性に対する光学系幾何条件を理論的に考察した結果、散乱角 60° が最も望ましい光学系幾何条件の1つであることを見いだした。我々のエアロゾルカウンターの光学系の諸定数はこの結果に基づいて決定された。Mie 散乱理論によれば、散乱光強度はサイズパラメータ ($2\pi r/\lambda$, r は粒子の半径, λ は入射光の波長) が5より小さくなると、散乱効果は急激に減少する。白色入射光に対しては、Mie 散乱を起す粒子の限界の大きさは $0.3\ \mu\text{m}$ である。従って、この型の計測器の最小検知粒径は $0.3\ \mu\text{m}$ であるとされている。しかし、これは粒子の屈折率にも依存するので、屈折率が異なれば、その最小検知粒径も異なってくる。第2図は、気球観測に用いたエアロゾルカウンターの光学系に対して計算された光電子増倍管の出力パルス高 (I_p) の粒径依存性である[14]。屈折率 $m=1.4, 1.6$ について示してある。ここで、 $2\gamma, 2\beta$ はそれぞれ光学系の入射光レンズ開き角、集光レンズ開き角、 φ は散乱光角である。第1表の No. 2 から No. 5 までの観測に用いられたエアロゾル粒子カウンターの最小検知粒径は、 $m=1.6$ のとき $0.3\ \mu\text{m}$ である。No. 6 の観測では、このカウンターは、更に改良された。主な改良点は、(1) 成層圏の硫酸粒子の m は 1.4 であるので、 $m=1.4$ で、直径 $0.3\ \mu\text{m}$ 以上のエアロゾルを計測できるようにすること。(2) 成層圏の低濃度エアロゾルに対して計数精度を向上させるため、サンプルエア及びシースエアの流量を従来の2~3倍にすることである。このため、(1)については、光学系の散乱室を大きくし、



第2図 第1図(b)の光学系について計算された出力パルス高の粒径依存曲線[14].

迷光を減少させ、光源の輝度を大きくしてS/Nを向上させ、 $m=1.4$ で直径 $0.3\mu\text{m}$ 以上のエアロゾルを計測できるようにした。第1図に示した光学系は改良されたカウンターのものである。(2)については、従来用いてきた低圧で流量損失の大きいダイヤフラム型ポンプにかえて、低温・低圧特性の良いローブポンプを開発し、流量を増加させた。また、このためシースエアーを作るエアフィルターも低圧力損失用に変更した。ローブポンプについては、低圧中での流量特性を実験的に調べ、観測に充分使用できることが確認された。最小検知粒径の確認は、ポリスチレンラテックス($m=1.6$)の $0.24\mu\text{m}$ の粒子を用いて行った。この粒子は、 $m=1.4$ では、およそ $0.3\mu\text{m}$ に相当する(第2図)。光学系全体の特性についての検討は、5種類のポリスチレンラテックス粒子による散乱強度を第2図と比較することにより行われ、期待通りの特性を示すことが確認された。

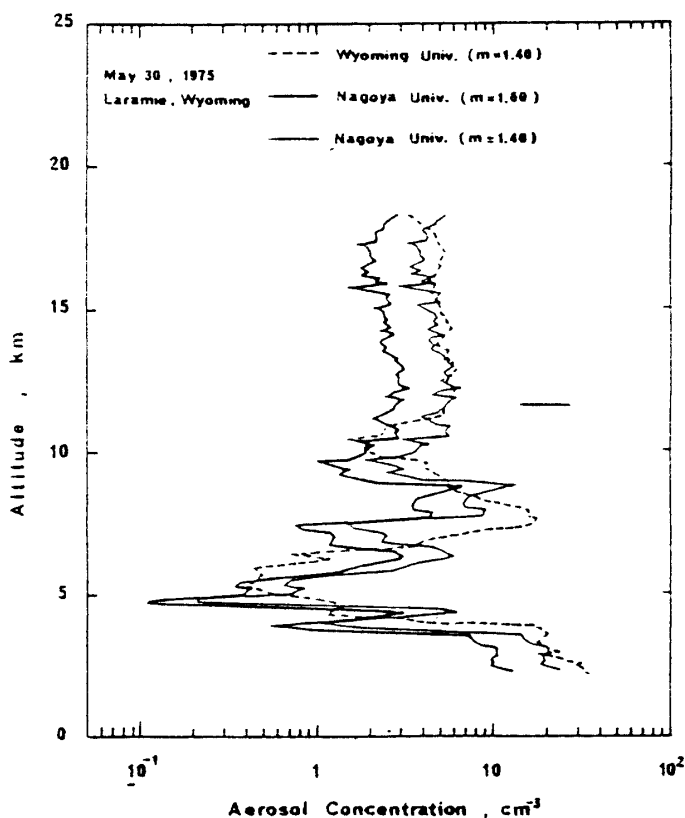
光電子増倍管で電気信号に変換された散乱パルスは、増巾された後、電圧比較回路に入り、 $0.3\mu\text{m}$ 以上と $0.5\mu\text{m}$ 以上のエアロゾルに分級されて、それぞれ計数回路に入り、D/A変換され送信される。但し、下層大気中ではエアロゾル濃度が高いので、10対1の割合で減数するよう減数回路に入った後、計数される。通常の観測では地上から約500mbまで減数回路が動作し、それ以上の高度では、減数せず、1対1で計数される。切換は気圧スイッチを用いて行われている。

3. 観測結果

3.1 ワイオミングにおける比較観測結果

光散乱を利用したエアロゾル粒子カウンターは、前述したように、実際の製作に際しては種々の問題を含んでいる。同じ型の測定器であっても、対象とするエアロゾルの屈折率、散乱角などの設定の仕方によって、測定結果も異なることが考えられる。ワイオミング大学物理天文学科の Hofmann と Rosen は 1970 年代の始めから光散乱式エアロゾル粒子カウンターを用いて成層圏エアロゾルの気球観測を実施している [1][3]。現在では、彼らのエアロゾルカウンターの信頼性は高く評価されており、このエアロゾルカウンターと比較観測を行い、エアロゾルカウンターの持つ問題点を明らかにしておくことは、日本で成層圏エアロゾルの観測を行った場合に、日米双方の測定値を同じ条件で比較検討できるという点で非常に重要である。

1975 年 5 月に比較のための気球観測を行う機会があり、その結果はすでに石川ら [15] によって報告されている。それによると日米の結果は高度 10 km より上で大きく異なっており、対流圏界面（図中、矢印）より上空で 5 倍程度、ワイオミング大学のエアロゾル濃度



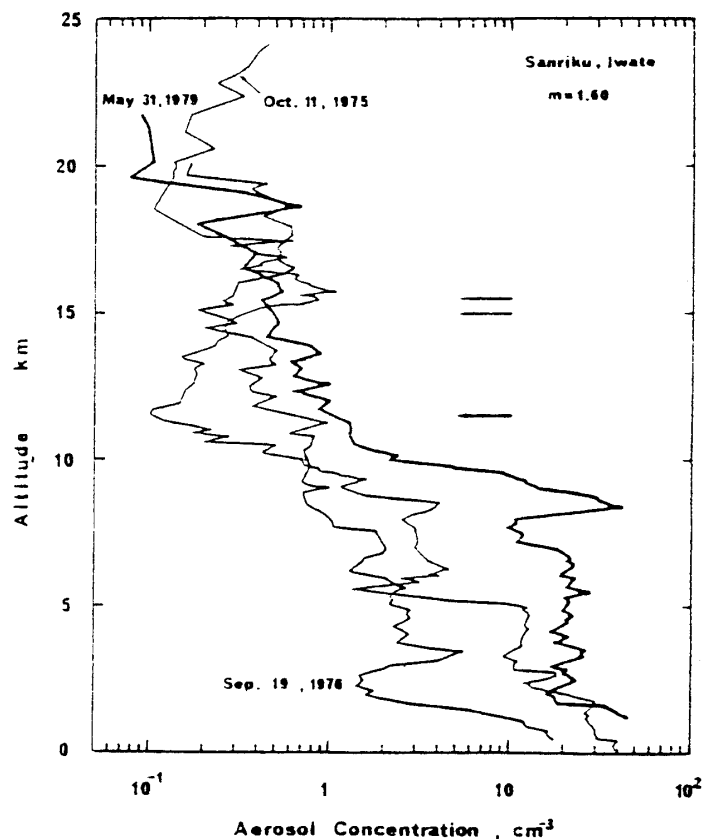
第3図 ワイオミングにおける光散乱式エアロゾル粒子カウンターの日米気球比較観測結果(1975年5月30日). 矢印は対流圏界面高度を示す。

の方が高い[15]。この差を生じた原因について、いくつかの測定上の問題点が検討されたが、主に2つの原因によることが明らかになった。1つは低圧におけるポンプ能力の低下による吸引流量の減少である。この比較観測のときに用いられた同型のポンプを用いて低圧槽の中で行った実験結果によると、このダイヤフラム型ポンプによる流量は気圧の低下と共に急速に低下し、高度20 kmでの流量は地上の約40%の値にすぎないことが見出された。この流量補正を行った結果を第3図に示した。第3図のエアロゾル濃度の垂直分布のうち、Nagoya Univ. ($m=1.60$)の太い実線が流量補正された分布である。これによっても、対流圏界面より上空で、ワイオミング大学のエアロゾル濃度は2倍程度大きい。この差を生じているもう1つの原因として、最小検知粒径の設定の仕方の違いが考えられる。ワイオミング大学のエアロゾルカウンターのしきい値は屈折率 $m=1.4$ に対して、直径 $0.3 \mu\text{m}$ である。これに対して、名古屋大学のエアロゾルカウンターのしきい値は、 $m=1.6$ に対して直径 $0.3 \mu\text{m}$ である。第2図に示したように、この測定器の光学系では、 $m=1.6$ の $0.3 \mu\text{m}$ は $m=1.4$ の $0.4 \mu\text{m}$ に相当する。即ち、成層圏内で $m=1.4$ のエアロゾルの存在を仮定すれば、ワイオミング大学のエアロゾルカウンターは直径 $0.3 \mu\text{m}$ 以上のエアロゾル濃度 ($N \geq 0.3$) を、名古屋大学のエアロゾルカウンターは直径 $0.4 \mu\text{m}$ 以上のエアロゾル濃度 ($N \geq 0.4$) をそれぞれ計測していることになる。 $N \geq 0.3/N \geq 0.4$ の大きさは、エアロゾルの粒径分布がわかれば、求めることができる。半径 $0.1 \mu\text{m}$ より大きいエアロゾルは、いわゆる Junge 分布として知られる、 $dN/d(\log r) = \text{const} \times r^{-a}$ なる形の粒径分布をもっている。ここで dN は半径 r と $r+dr$ の間にあるエアロゾル濃度である。成層圏でも、この粒径分布が成立していると考え、 a の値を知れば、 $N \geq 0.3/N \geq 0.4$ を求めることができる。ワイオミング大学では、通常、 $0.3 \mu\text{m}$ 以上のエアロゾル濃度 ($N \geq 0.3$) と $0.5 \mu\text{m}$ 以上のエアロゾル濃度 ($N \geq 0.5$) を同時に測定しており、 $N \geq 0.3/N \geq 0.5$ の値を Aerosol Count Ratio (I/II) として与えている。この値から Junge 分布の a の値を求めることができる。比較観測を行ったときには、I/IIの値は成層圏内で3-4程度で、平均3.3である。これより a を求め、 $N \geq 0.3/N \geq 0.4 = 1.95$ を得る。第3図の細い実線の Nagoya Univ. ($m=1.40$) は、このようにして得られたエアロゾル濃度の垂直分布である。この分布は、成層圏内でワイオミング大学の測定結果と良く一致することがわかる。以上のことから、従来、名古屋大学で用いていたエアロゾルカウンターは成層圏内で $m=1.4$ の粒子に対しては、そのしきい値は $0.4 \mu\text{m}$ であることが明らかになり、このことは、三陸における従来の観測値を検討する際に有効な結果である。

尚、第3図のエアロゾル濃度は、対流圏界面から17 km位まで、通常の値の約10倍であり、異常に濃度が高い。これは1974年10月のFuegoの火山噴火の影響によるものである[16]。

3.2 三陸における観測結果

第4図は、観測 No. 3, 4, 5 (第1表参照)の結果である。前述したように、No. 3, 4, 5の観測に用いられたエアロゾルカウンターは、前節で比較、検討したカウンターと同型のものである。第4図の垂直分布はNo. 2の垂直分布(第3図)と同様に、以前発表した結果[17], [18], [19]を流量補正して示してある。また、その際に、高度分解能をおと



第4図 三陸におけるエアロゾルの垂直分布。

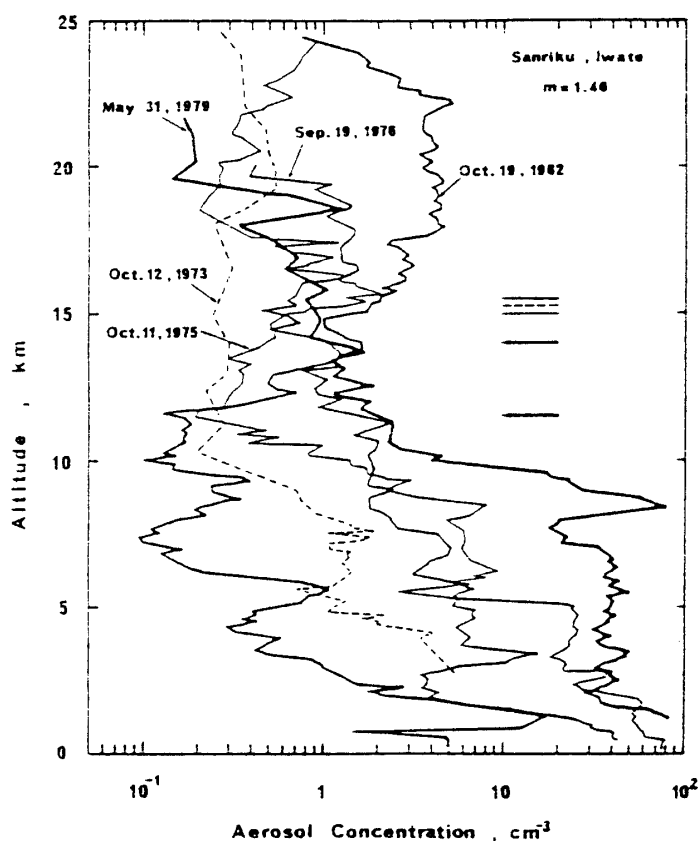
し、読み取り精度を増加させるように記録の再読も行っている。前節で述べたように、これらの垂直分布は $m=1.6$ に対して直径 $0.3 \mu\text{m}$ 以上のエアロゾル濃度に対するものであり、観測 No. 6 のエアロゾルカウンターは、 $m=1.4$ で、直径 $0.3 \mu\text{m}$ 以上のエアロゾル濃度を計測できるよう設定されている。従って、三陸で行われた全ての垂直分布を比較するためには、No. 3, 4, 5 の垂直分布を前節で述べた方法で $m=1.4$ 分布に変換する必要がある。但し、変換に際しては粒径分布を決定する Aerosol Count Ratio (I/II) は、Hofmann and Rosen[20]の結果を用いた。彼らによれば、1975年10月 (No. 3) は、Fuego 火山噴火の1年後であり、その影響が未だ成層圏に強く残っており、粒径分布 (I/II) の値は1975年5月と同じである。その影響は噴火から約2年後の1975年9月 (No. 4) でもわずかみられる。しかし、粒径分布 (I/II) に関しては、ほとんどバックグラウンドに近く I/II \sim 5 程度である。1979年5月 (No. 5) には、成層圏では、もはや Fuego の影響は全くみられず、成層圏の状態はバックグラウンドにあり、I/II \sim 5.5 程度である。上記の値は、いずれもララミー (41°N) 上空の結果であるが、ララミーと三陸 (39°N) の地理緯度の差を考えれば、噴火直後の状態を除けば、ララミーと三陸上空の成層圏の状態は、ほぼ同じであると考えてよいであろう。第5図には、上記の値を用いて $m=1.4$ で直径 0.3

であり、これらの濃度増加は Fuego 噴火による影響であると考えて良いであろう。

1979年5月の分布は、対流圏(8.5 km)と成層圏(18.5 km)にそれぞれ大きいピーク濃度の存在を示している。この増加の原因は現在のところ明らかではないが、もし火山噴火によるものであるとすれば、1979年4月の La Soufrière 噴火の影響である可能性が考えられる。ワイオミング大学の観測結果によると、成層圏エアロゾル濃度は1979年12月-1980年3月にかけて小さい増加を示している。これらは、多分、La Soufrière、1979年11月の Siera Negra の噴火の影響であろうと考えられている[22]。この増加が La Soufrière 噴火によるものとすれば、ララミー上空へ到達するのに、7ヶ月以上の時間を要することになる。この遅れは、赤道地方から高緯度地方への輸送が主に冬の初めにだけ起るといふ理由から理解されている。ララミー(41°N)と三陸(39°N)の地理緯度を考えると、三陸においても、ララミーと同程度の時間的遅れが生じる可能性がある。このことから考えると、1979年5月の三陸上空のエアロゾル濃度の増加は La Soufrière の影響であるとは考えにくい。しかし福岡(33.6°N)における Hirono ら[23]のライダーの観測結果は、La Soufrière 噴火の影響と考えられるエアロゾル濃度の急増を示している。それによると、増加は1979年5月9日に始まり、5月19日に平常値の約8倍程度に達し、その後、濃度を減少させ、7月には平常値に戻るといふ時間変化を示している。ピーク高度は、噴火直後の4月の赤道地帯での20 km から、5月の福岡での16 km と高度を下げ、7月には対流圏界面下の11 km 以下の高度となっている。この観測事実から考えると、1979年5月31日の三陸上空の8.5 km と18.5 km 附近のエアロゾル層は、赤道地帯からの輸送条件次第では、福岡の場合と同様に、La Soufrière 噴火の影響である可能性も否定できない。

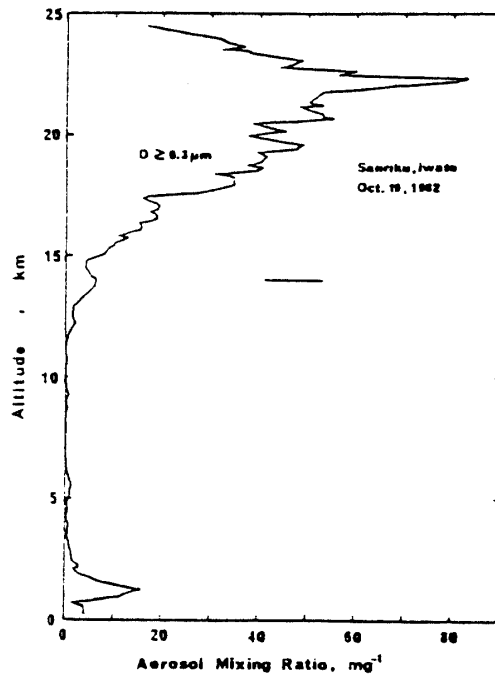
1982年10月19日(No. 6)の観測結果は、2.2節で述べたように、新しく改良されたエアロゾルカウンターによるものである。第5図から明らかなように、この分布は、火山噴火の影響を受けていたと考えられる他の3つの分布(1975年10月、1976年9月、1979年5月)とは大きく異なっている。他の分布では、火山噴火の影響の表われている高度が、対流圏界面から20 km 位までの高度に集中しているのに対して、この分布では、対流圏界面から24 km 附近までその影響がより広く表われており、エアロゾル濃度も高い。濃度の絶対値は、20 km で約 5 cm^{-3} であり、バックグラウンドレベルの1973年10月と比較すると、この高度で、約10倍の増加である。この濃度増加は、第6図に示したように、エアロゾルの混合比(mg^{-1})でみると、更に明らかであり、22 km 附近にエアロゾル濃度の最大値が観測されている。Fuego 以後の1978-1980年の成層圏バックグラウンドレベルは、22 km 附近で、混合比で $5\text{-}8 \text{ mg}^{-1}$ 程度であることを考えれば[20]、今回のエアロゾル濃度の増加が異常に大きいことが、第6図から、よく理解されるであろう。このエアロゾルの増加は、1982年3月-4月にかけて大噴火した El Chichon 火山の影響であることは、各地のライダー観測結果からみて確かである。この観測の前後には、福岡[24]、名古屋[25]でライダー観測が行われており、これらの観測結果も、高度20-28 km の間に平常値の10倍以上のR値(Scattering Ratio)の増大を示しており、El Chichon 噴火の影響が成層圏に強く存在していることを示している。

最後に、この気球観測から得られた Aerosol Count Ratio (I/II) より推定される粒径



第5図 屈折率に対して補正された三陸におけるエアロゾルの垂直分布。詳細については本文参照。

μm 以上のエアロゾル濃度に変換された1975年10月(No. 3), 1976年9月(No. 4), 1979年5月(No. 5)の垂直分布および1973年10月(No. 1)と1982年10月(No. 6)の垂直分布を示した。1973年10月の垂直分布はFuego噴火以前のものであり, このときの成層圏エアロゾル濃度はバックグラウンドに近い[20]。この垂直分布を除いて, 他の4つの垂直分布は火山噴火の影響を受けている。1975年10月の分布には, 対流圏界面(図中, 矢印)のすぐ上の16.5 km附近を中心として1 km位の中で, エアロゾル濃度の増加がみられる。同様に1976年9月にも対流圏界面のすぐ上から19 km位まで, 約3 kmの中でエアロゾル濃度の増加が観測される。前述のように, Fuego噴火の影響は, この時期にも, 未だ残っている。Hofmann and Rosen[20]によれば, エアロゾル混合比のピーク濃度値で比較すると, バックグラウンドの値に対して, 1975年10月は約4倍, 1976年9月でも約2倍の値を示している。また, ピーク値の現われる高度は16-18 km位である[21]。三陸の場合, バックグラウンドレベルのエアロゾル濃度は高度15-20 kmの間で約 0.3 cm^{-3} であるので, 対流圏界面上方の濃度増加は, 1975年10月の場合, 約5倍, 1976年9月は約3倍



第6図 1982年10月19日の三陸におけるエアロゾルの垂直分布（混合比）。

分布について述べる。I/IIの値は対流圏界面を境いにして大きく変化し、その値は、15 km 附近で10、20 km で約3である。エアロゾルの粒径分布が $dN/d(\log r) = \text{const} \times r^{-a}$ なる形の Junge 分布に従うとすると、I/II=10、3のとき $a=4.5, 2.15$ となり、噴火の影響により増加したエアロゾルの粒径が大きいことを示している。Hofmann and Rosen[21]によれば、Fuego 噴火の1年後でも I/IIは3程度である。最近の St. Helens の場合は、平均的には I/II=6.5-7.5 であるが、噴火より数ヶ月後には、2-3程度の値が高度20 km 附近でしばしば観測されている[11]。火山噴火後に生成される成層圏硫酸粒子の大きさは、流入した SO_2 , H_2O などの量に依存するので、火山噴火毎に異なり、同一噴火でも、観測する時期、場所によって異なるであろう。それ故、三陸において、成層圏エアロゾル濃度と粒径分布の気球観測を今後継続して行うことは非常に重要である。

4. ま と め

1973年から1982年にかけて行われた成層圏エアロゾルの気球観測から次のことが明らかになった。ワイオミングにおけるエアロゾル粒子カウンターの日米気球比較観測結果は、成層圏高度で、ワイオミング大学のエアロゾルカウンターによるエアロゾル濃度が約2倍大きいことを示した。この差は、最小検知粒径の設定の違いによるものであり、同じ屈折率で最小検知粒径を等しくする補正を行ったところ、日米双方のエアロゾル濃度の垂直分

布は、成層圏高度で良く一致した。この結果にもとずいて、三陸で得られた観測値を補正し、1973年から1982年の垂直分布を比較した。1973年の垂直分布を除いて、すべての分布は火山噴火の影響を受けていた。関係すると考えられる火山噴火は、1974年10月のFuego, 1979年4月のLa Soufrière, 1982年3月のEl Chichonである。

本論文では、また、気球観測に用いられた光散乱式エアロゾル粒子カウンターの構成と特性について詳述した。

謝 辞

三陸での気球観測を実施するにあたり、宇宙科学研究所、西村純教授、広沢春任助教授に、また、ワイオミングでの気球観測の際には、ワイオミング大学物理天文学科D. J. Hofmann, J. M. Rosen 両教授に多大の協力をいただきました。ここに深く感謝いたします。光散乱式エアロゾル粒子カウンターを製作するにあたり、ダン産業株式会社、沼田典之氏の協力を得た。ここに感謝いたします。

参 考 文 献

- [1] Junge, C. E., C. W. Chagnon, and J. E. Manson, Stratospheric aerosols, *J. Meteor.*, **18**, 81-108, 1961.
- [2] Hofmann, D. J., J. M. Rosen, T. J. Pepin, and R. G. Pinnick, Stratospheric aerosol measurements I: Time variations at northern midlatitudes, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1446-1456, 1975.
- [3] Rosen, J. M., D. J. Hofmann, and J. Laby, Stratospheric aerosol measurements II: The worldwide distribution, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1457-1462, 1975.
- [4] Farlow, N. H., G. V. Ferry, H. Y. Lem, and D. M. Hayers, Latitudinal variations of stratospheric aerosols, *J. Geophys. Res.*, **84**, 733-743, 1979.
- [5] Rosen, J. M., The boiling point of stratospheric aerosols, *J. Appl. Meteor.*, **10**, 1044-1046, 1971.
- [6] Hamill, P., C. S. Kiang, and R. D. Cadle, The nucleation of H_2SO_4 - H_2O solution aerosol particles in the stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 150-162, 1977.
- [7] Turco, R. P., R. C. Whitten, and O. B. Toon, Stratospheric aerosols: Observations and theory, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 233-279, 1982.
- [8] Hamill, P., R. P. Turco, C. S. Kiang, O. B. Toon, and R. C. Whitten, An analysis of various nucleation mechanism for sulfate particles in the stratosphere, *J. Aerosol Sci.*, **13**, 561-585, 1982.
- [9] Hofmann, D. J., and J. M. Rosen, Stratospheric sulfuric acid layer: Evidence for an anthropogenic component, *Science*, **208**, 1368-1370, 1980.
- [10] Hobbs, P. V., J. P. Tuell, D. A. Hegg, L. F. Radke, and M. W. Eltgroth, Particles and gases in the emissions from 1980-1981 volcanic eruption of Mt. St. Helens, *J. Geophys. Res.*, **87**, 11062-11086, 1982.
- [11] Hofmann, D. J., and J. M. Rosen, Balloon-borne observations of stratospheric aerosol and condensation nuclei during the year following the Mt. St. Helens eruption, *J. Geophys. Res.*, **87**, 11039-11061, 1982.

- [12] Morita, Y., and H. Ishikawa, Simultaneous measurements of electric conductivity and aerosols in the lower stratosphere *J. Geomagn. Geoelectr.*, **28**, 309-315, 1976.
- [13] 森田恭弘・石川晴治・高木増美, 下部成層圏内の大気電気要素とエアロゾルの最近の観測結果, 東京大学宇宙航空研究所報告, 第15巻, 255-267, 1979.
- [14] 金川昭, 側方光散乱粒子カウンターの応答計算, *化学工学*, **34**, 521-527, 1970.
- [15] 石川晴治・高木増美・近藤豊・森田恭弘, 太陽吸光法およびゾンデ方式による成層圏エアロゾル観測計画, 昭和52年度大気球シンポジウム, 17-21, 1977.
- [16] Rosen, J. M., and D. J. Hofmann, Balloon measurements of condensation nuclei, *J. Appl. Meteor.*, **16**, 56-62, 1977.
- [17] 高木増美・石川晴治・森田恭弘, 大気イオン・エアロゾルの観測, 昭和50年度大気球シンポジウム, 187-189, 1975.
- [18] 高木増美・森田恭弘・石川晴治, 大気電気特性とエアロゾル, 昭和51年度大気球シンポジウム, 37-41, 1976.
- [19] 高木増美・近藤豊・森田恭弘・岩田晃, 金田昌広・鳥山哲司, 成層圏エアロゾルの光散乱式カウンターと太陽吸光法による同時観測, 昭和54年度大気球シンポジウム, 76-80, 1979.
- [20] Hofmann, D. J., and J. M. Rosen, On the background stratospheric aerosol layer, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 168-181, 1981.
- [21] Hofmann, D. J., and J. M. Rosen, Balloon observations of the time development of the stratospheric aerosol event of 1974-1975, *J. Geophys. Res.*, **82**, 1435-1440, 1977.
- [22] Rosen, J. M., and D. J. Hofmann, A stratospheric aerosol increase, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 669-672, 1980.
- [23] Hirono, M., M. Fujiwara, and T. Shibata, Lidar observations of sudden increase of aerosols in the stratosphere caused by volcanic injections. I. Soufriere 1979 event, *J. Atmosph. Terr. Phys.*, **43**, 1127-1131, 1981.
- [24] Hirono, M., Private communication, 1982.
- [25] Iwasaka, Y., S. Hayashida, and A. Ono, Laser radar measurements of the stratospheric aerosol (1), WRI MAP Res. Note-1, Water Res. Inst. Nagoya Univ., 1982.