

成層圏エアロゾル層の長期的変動

— ライダーによる観測結果と粒径分布に関する理論的考察 —

Long term variation of stratospheric aerosol

— Results of the Lidar Observation and Theoretical Consideration on the Size Distribution

板部敏和 藤原玄夫 広野求和
T. Itabe M. Fujiwara M. Hirono

九大 理学部

Department of Physics, Kyushu University

成層圏(対流圏圏界面から30km)のエアロゾル層(Junge layer)を、ライダーで観測することは、この数年米世界各地で定常的に実施され、'74 Oct, GuatemalaのFuego火山の噴火による異常な増加が、各地で検出された。福岡でも、噴火後、約一ヶ月後に、急激な増加を観測したことは、前回のシンポジウムの時に報告した。今回は、観測値を大気(2次元モデルで考える)水汽輸送と比較する際、観測値自身の評価の問題について議論する。

最初に問題になるのは、成層圏高度のある高さでの散乱係数(分子とエアロゾル散乱の和)の絶対値を求めることである。普通は、ある高度がエアロゾルがないと仮定(clean levelの仮定)して、その高さからの大気分子からの散乱強度を求める matching method と言われる方法が採用されている。S.R.I(米国)では、観測高度の領域内で、エアロゾル粒子からの受信強度の最小値となる高さを clean level としている。S.R.Iの方法と他の飛行機、バルーンの測定との比較検討は、Fuego噴火以前には、数回行われている。九大でも、S.R.Iの方法に従い、粒子からの受信強度の最小値が、9から15kmの間にあるものだけを Data とした。20km以上で最小値が表れる日の Data は、matchingによる誤差が大きくなるので、今回は採用されていない。

以上の方法で、観測値を整理したのは、'75年 Mar. 以降である。成層圏エアロゾル層の長期的な変動を大気(2次元モデル)と比較しながらの議論を目的としているので、'75年 Mar. 以前は、Fuego噴火によるエアロゾルが、経度方向にまだ不均一であると考えられ、大気輸送の2次元モデルと比較するという意味から無視されている。

エアロゾル粒子による散乱係数 β_M が観測から求められると、次はエアロゾル層の変動を考える場合には、粒径 r の粒子一個の散乱断面積 σ とその粒径分布 n が必要である。 β_M は、 n, σ を使って、次の様な粒径 r に関する積分で表される。

$$\beta_M = \int \sigma \cdot n \cdot dr$$

粒子一個当りの散乱断面積 σ は、粒子の(相及び組成による)屈折率と、粒径の関数である。粒径が0.1 μm 程度以上の成層圏エアロゾルの相及び組成に関しては、直接採集による測定がかなり精度よく実施されており、75%重量比程度の硫酸水溶液で液滴(九大で'75年秋から冬の期間に行なった偏光の測定も depolarization ratio がほとんど零を示し液滴を支持している)であると考えられている。直接採集は、Fuego噴火後も実施され大きな変化は報告されていない。75%の硫酸水溶液の屈折率を使い、液滴であるとすれば、Mieの理論から σ は、数値計算で求められる。

β_M の変動に寄与するもう一つの要素である $n(r)$ については次の粒子の凝集を

支配する方程式を考える。

$$\frac{\partial n(v, t)}{\partial t} = \frac{1}{2} \int_{v_*}^v \beta(v-\bar{v}, \bar{v}) n(v-\bar{v}) n(\bar{v}) d\bar{v} + n(v) \int_{v_*}^{v_{max}} \beta(v, \bar{v}) n(\bar{v}) d\bar{v} + f(v, t)$$

$n(v, t)$; 粒子の体積 $v (= \frac{4\pi}{3} r^3) \sim v + dv$ の粒子の個数密度
 $f(v, t)$; " 生成率
 $\beta(v, \bar{v})$; v, \bar{v} の粒子の凝集定数

上記方程式の一般的な解析解は求められていない。定常状態か、 $\beta(v, \bar{v})$ の特殊な場合にはのみ解が得られているにすぎない。今回、凝集方程式を数値的に解くことを試み、ある初期分布 $n(r, 0)$ を与えた場合に分布関数の時間変化が βM の変動にどのように影響するかを調べる。数値解を求めるとき *in-situ formation* による生成 $f(r, t)$ がある場合とない場合に分けて考える。

$f(r, t) = 0$ のときは $n(r, 0)$ として、Hage H 分布を与え、その個数密度は十個程度である時、凝集による粒径分布 n の変化は小さく、 βM の長期的変動 λ の分布関数による寄与はほとんどないと考えてよい。この場合 βM の観測値の変動は、二次元モデルの輸送自身で説明されるべきで、Guditsen 等あるいは Louis 等の二次元モデルの優劣は、中緯度における緯度 10° 程度の間での長期的変動のパターンの差によってかなりよく判定できると思われる。

Coakley 等の *isotope ratio* S^{32}/S^{34} の観測は、ガスから粒子への変換の重要性を示して、 $f(r, t) \neq 0$ を示唆している。この場合については、現在計算中であり、詳細を講演の際報告することを予定している。