

## 火山噴煙量と気温低下\*

山本 義一\*\*

## 1. 序言

気候変動は大気・陸・海系をコントロールしている機構基物によって自動的に起こると考えられるが、大きな変動は外的条件の変化によるものようである。火山噴火は外的条件の変化の一つであり、過去において天明や天保の大凶冷をまきおこした。しかし火山噴煙量の評価は極めて難しい問題で、従来殆んど研究されていなかったが、最近イギリスの気候学者 Lamb (1970) は噴煙量の指標として Dust Veil Index (d.v.i.) という量を工夫した。これは日射の減少率、被煙域の広さ、けい続期間の相乗積からなり、Krakatau の場合を基準(1000)となるように係数をきめた量であるが、日射の観測がない場合は温帯気温の減少や固形噴出物量などのデータを用いて、相当指数が組み立てられている。Lamb は過去の火山噴火をしらべて、10年平均の d.v.i. と  $0 \sim 60^\circ\text{N}$  の平均気温との間には、 $-0.94$  という高い相関があり、またヨーロッパ ( $40 \sim 60^\circ\text{N}$ ,  $0 \sim 30^\circ\text{E}$ ) の平均気温との間には、 $-0.70$  という良い相関があることを見出した。勿論この場合の d.v.i. としては温帯気温低下のデータを用いたものははぶいている。この研究は火山噴火と気温低下との関係を統計的に明らかにしたばかりでなく、いくつかの火山噴煙の積算の効果を見ることによって平均的気温低下との関係を個々の場合(大噴火は別として)より一層明白に示し得たものと思われる。

さて著者等は最近直達日射観測から大気混濁度を求め、さらに混濁度の増加と気温低下との関係を調べてきたので、それらの研究を応用して Lamb とは別の観点から火山噴煙量と気温低下との関係を求めてみたい。

## 2. 火山噴煙量と気温低下

塵埃による大気の透過率、あるいは光学的厚さ、 $\tau_M(\lambda)$  は次式で与えられる。

$$\tau_M(\lambda) = \int_0^\infty \pi r^2 Q(\alpha, m) n(r) dr \quad (1)$$

ここに  $\lambda$  は波長、 $M$  は Mie 散乱によるという意味でつけたものであり、 $\alpha = 2\pi r/\lambda$ 、 $r$  は塵埃粒子の半径、 $Q(\alpha, m)$  は Mie 散乱の有効因子、 $m$  は火山の塵埃粒子の平均複素屈折率、 $n(r)$  は  $(r, r+dr)$  の半径をもつ塵埃粒子数である。

いま塵埃の粒径分布として、Deirmendjian (1964) の“haze C”モデル(これは Junge 分布を近似したものである)を仮定すると、それは次のようになる。

$$n(r) = \begin{cases} C \times 10^4, & 0.03\mu \leq r \leq 0.1\mu, \\ Cr^{-4}, & 0.1\mu \leq r \leq 10\mu \end{cases} \quad (2)$$

ここに  $C$  は塵埃粒子の総数に関係した常数である。ところが、非常に小さな粒子(たとえば  $r < 0.1\mu$ )は光の散乱にはほとんど無効であり、また非常に大粒の粒子(たとえば  $r < 10\mu$ )は大気中にはごく少数しか存在しないから、散乱の問題をあつかう場合には(2)式の  $Cr^{-4}$  の関係を全波長域に適用してもよい。すると(1)式の  $\tau_M(\lambda)$  は

$$\tau_M(\lambda) = \beta \lambda^{-1}, \quad (3)$$

となり、ここに

$$\beta = 2\pi C \int_0^\infty Q(\alpha, m) \alpha^{-2} d\alpha, \quad (4)$$

となる。山本、田中、荒生(1968)は大気混濁度を表わすのに、この  $\beta$  を用いた。(4)式からも明らかのように、 $\beta$  は大気の単位底面積の垂直気柱内の塵埃の総数、したがって総体積に比例する。例えば  $0.1\mu \sim 2\mu$  の範囲の半径をもつ塵埃粒子の総体積を  $v$  とするならば

$$v = A(m)\beta, \quad (5)$$

となり、ここに  $A(m)$  は  $m$  のみに依存する常数である。しかも  $m$  の虚数部は  $A(m)$  には殆んど影響を及ぼさないから、実際的には  $A(m)$  は  $m$  の実数部の関数とみなすことが出来る。塵埃の平均屈折率( $m$ の実数部)は1.50程度と評価されているので、この値を用い、前記論文を参照すると、(5)式は

\* Volcanic Dust Amount and World Temperature Decrease

\*\* G. Yamamoto 東北大学

$$v = 3.45 \times 10^{-5} \beta \quad \text{cm}^3 \quad (6)$$

となる。

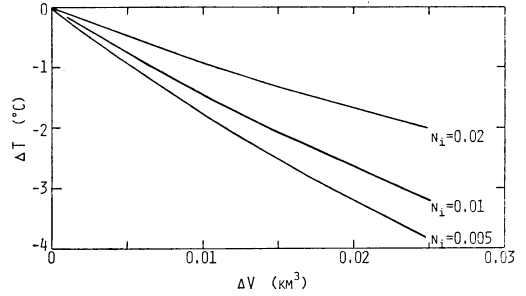
このように大気中の塵埃量と混濁度  $\beta$  との間には一義的の関係があるので、大気中へ火山の噴煙量の注入があれば当然  $\beta$  も変る。したがって著者は  $\beta$  の変化が噴煙量の指標として使用出来ると考える。しかし実際問題としては、 $\beta$  は一部先進国の上空の値しか知られておらず、広い海洋上の観測がほとんどないので、現在においてもまだ地球上の平均値も知られていない状態である。気候変動の基礎資料を正確にするために、一刻も早く  $\beta$  の、あるいは直達日射量の観測網が地球上にくまなくはりめぐらされてほしいものである。そのあかつきには、火山の噴火があれば、 $\beta$  の変化のある地域が知れるから、おおよそ噴煙量も推定される。

大噴火の場合には噴煙は全地球上に瀰漫することが知られているから、地球の表面積を  $5.1 \times 10^8 \text{km}^2$  と近似すれば、噴煙粒子の総体積  $\Delta V$  (噴火の前後の塵埃総体積の差) は

$$\Delta V = 0.175 \Delta \beta \quad (7)$$

となる。ここに  $\Delta \beta$  は噴火の前後の  $\beta$  の差である。一つの火山の噴火は何回も繰り返されるので、 $\Delta \beta$  としてはそれらの影響が積算された  $\Delta \beta$  の最大値をとればよい。それにしても噴煙の自由落下による消滅もあるので、上式で評価される  $\Delta V$  は若干の過小評価値となる。

一方山本、田中 (1972) は地表付近の地球平均気温と地球平均  $\beta$  との間にはまた一定の関係があることを導き出した。この関係と (7) 式とを組み合わせることによって、噴煙量と世界気温低下とを関係づけることが出来る。ただしその関係を具体的に求めようとすると障害になることが二つある。一つは世界平均の  $\beta$  は、上述のように、現在についても知られておらず、まして過去においておやである。現在人々は口をそろえて過去の空気はきれいだったと云うが、これは過去 4, 50 年の各個人の経験について云っているだけであって、19世紀後半にはじまる日射観測の記録 (たとえば Budyko (1969) 参照) によると、19世紀後半は地球平均としては今よりきたなかったと想像される。ともかく噴火前の  $\beta$  の値を定めないと求めようとする関係が得られないので、ここでは山本、田中、荒生 (1968) が解析した 1957 年の国際地球観測年のデータによるものを参考にして、 $\beta = 0.075$  を仮定する。第二の障害は、混濁度と気温低下との関係に大きな役割をしている塵埃の  $m$  の虚数部  $n_i$  が現在まだ

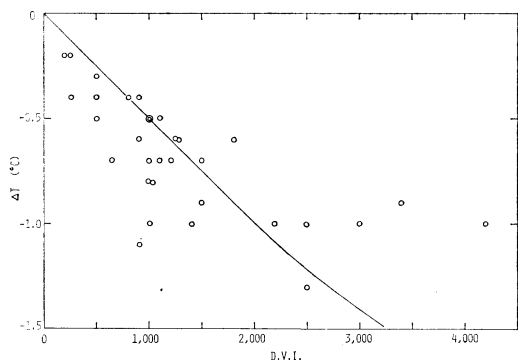


第1図 噴煙量と世界気温低下との関係

大きな誤差の範囲内でしか知られてない点である。そこで、本文では  $n_i = 0.005, 0.01, 0.02$  の三つの値を仮定する。すると噴煙量と気温低下との関係は第1図に示されるようになる。

Krakatau の噴火は最大級のものであると共に、近年に起こっているので情報量も豊富であるから、その噴煙量を評価してみよう。Lamb はこの噴火による温帯の気温低下を  $0.5^\circ\text{C}$  としているが、世界平均気温低下を用いる方が望ましいので、Budyko (1969) の同経年変化図から読取ると、 $0.4^\circ\text{C}$  という値が得られる。 $n_i$  については著者は  $0.01$  以下であろうと推定しているのであるが、勿論正確な値はまだわかっていない。そこでいま  $0.01$  を採用すると、第1図から  $\Delta V = 0.0026 \text{km}^3 = 2.6 \times (100\text{m})^3$  という値が得られる。この噴火による固形噴出物量を Lamb は  $6 \text{km}^3$  と評価しているから、そのうち噴煙量となったものは約 1 万分の 4.3 ということになり、この数字は常識的に見てもき程おかしくない値である。また Lamb はこの噴火による *d.v.i.* を 1000 と定めているのであるから、*d.v.i.* の 1 単位は噴煙体積に直すと  $2.6 \times (10\text{m})^3$  に当る。

Lamb の論文の Appendix 1 には西暦 1500 以来の噴火の *d.v.i.* がのせてあるが、その中には気温低下量 (ただし温帯平均) もわかっているものが沢山ある。それらにつき *d.v.i.* と  $\Delta T$  との関係を図示すると第2図のようになる。それに対して、今度は Krakatau 噴火の場合の  $\Delta T$  を  $0.5^\circ\text{C}$  と仮定して著者の得た噴煙量と  $\Delta T$  との関係を実線で示した ( $n_i = 0.01$  として)。著者の観点からすると、Lamb は小噴火による  $\Delta T$  を幾分過大評価し、反対に大噴火による  $\Delta T$  を過小評価しているように思はれるが、しかし全体を通じて大体の傾向は一致している。もし Lamb の評価が正しいならば、極大級の噴火の場合はその影響による大循環の変動が噴煙による日射減少の一次作用である気温低下を幾分和げる方向



第2図 d.v.i. と気温低下(温帯平均)との関係  
○印は Lamb の Appendix 1 よりとった。  
□印は Krakatau の場合。  
実線は第1図の  $n_i=0.01$  の曲線を, Krakatau の  $\Delta T=-0.5^\circ\text{C}$ ,  $d.v.i.=1000$  によって  $\Delta T$  と  $d.v.i.$  の関係に直したものである。

に作用することが想像される。しかしここで注意しておかねばならぬことは、第2図に示された噴火の場合に Lamb は  $\Delta T$  の値も参考にして  $d.v.i.$  をきめていることであって、これらの場合に対する Lamb の  $d.v.i.$  の評価が不完全であるという可能性もある。

最後に、Lamb の Appendix 1 によって著者が先人の著書から受売的に引きついできた見解を改めねばならぬ点を見出したので、そのことに触れておきたい。

天明3年(1783年)から数年つづいた低温による大飢饉については、著者は浅間山の噴火(1783年 Lamb による  $d.v.i.=600$ )によるものと信じていたのであるが、Lamb の表によると同じ1783年に Iceland の Eldayjar 火山が  $d.v.i.=2300$  に達する大噴火をしているのである。つまり天明年間に日本を含めて世界規模で起った大凶冷は両火山の合作によるものとせねばならぬ。

ついで天保4年(1833年)にはじまり、同7年(1836年)に頂点に達した大凶冷は、Lamb の表によると Guatemala の Atitlan 火山の噴火(1833年,  $d.v.i.=1400$ )と過去最大級の噴火である1835年の Nicaragua の

Coseguina 火山の噴火( $d.v.i.=4000$ )の合作と認めねばならぬ。

さらに Lamb の表を眺めていると興味ある事柄が見い出される。1815年に起った Little Sunda Is. の Tambora 火山の噴火は  $d.v.i.$  が 3000 に達し、これは Coseguina の 4000 につぎ、Krakatau の 1000 をはるかに凌駕する規模である。Lamb はこの噴火による温帯平均の  $\Delta T=-1.0^\circ\text{C}$  としており、Krakatau の  $-0.5^\circ\text{C}$  の 2 倍になる。しかしこの時期には日本では特に大凶冷は起らなかったようである。ただし著者は日本の災害史にはうといので、中央公論社発行の“日本の歴史”の年表をしらべた程度に過ぎないことを付記しておく。ともかくこの時期にヨーロッパや北米が低温で多分大凶作になったのに対し、日本はことさらに低温にならなかったとすれば、大噴火があっても、ローカルな気温は最終的には大循環のパターンによって決定されるということであり、Tambora 噴火の場合はそのよい例である。

## 文献

- Lamb, H.H., 1970: Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. Philos. Trans. Roy. Soc. London. Series A., **266**, 425-533.
- Deirmendjian, D., 1964: Scattering and polarization properties of water clouds and hazes in the visible and infrared., Appl. Opt., **3**, 187-196.
- Yamamoto, G., M. Tanaka and K. Arao, 1968: Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements., J. Meteor. Soc. Japan, **46**, 278-300.
- Yamamoto, G., M. Tanaka, 1972: Increase of global albedo due to air pollution., J. Atmos. Sci., **29**, 1405-1412.
- Budyko, M.I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. Tellus, **21**, 611-619.

(以下 244 ページの続き)

な下層の強風域は、いろいろな点で(米)型下層ジェットによく似ている。北陸の大雪の際や関東での激しい雷雨時などに、あらしの付近に下層ジェットが存在するという報告がある。米国でも、たとえば squall line の通過に際して地上約 300m に顕著な下層ジェットが観測さ

れたなどの報告もあり、さきに(米)型と称したものは幾分異なった現象に対してもこの用語が使われている。

したがって、下層ジェットの定義は「ふつうのジェット気流(圏界面付近に形成する強風帯)よりも著しく低い高度に風速の極大がある強風域」という漠然としたものになる。(小元敬男)