

火山噴火と気候変化*

山 元 龍 三 郎**

1. 緒 言

米国の北東部では、1783年から翌1784年にかけて厳しい冬に見舞われた。New York 北東約 100 km にある New Haven では 1778年の夏から気象観測が行なわれて来たが、その観測資料によると 1月および 2月の 2か月平均の気温の平年値 (1781~1810年の30年平均) が -2.5°C であるのに対して、1784年は -6.4°C で、2か月平均気温が約 4°C も平年よりも低かった。米国の独立の時に政治家として活躍し、また雷の研究で有名な Franklin は、「今年の冬の厳しい寒さは、昨年の Iceland の近くの火山などの噴火で上空に吹き上げられた火山灰が日射を妨げたためではないか」と述べている。その後、多くの研究者の関心が気候に対する火山噴火の影響に向けられ種々の成果が発表されてきた。火山噴火の規模によって程度の差があるが、気候に対する影響は疑問の余地のないものであるという考えが広く流布されている。しかし、噴火によって成層圏に吹き上げられたダストの放射に対する効果を詳細に検討した Deirmendjian (1973)、気候資料を丁寧に解析した Landsberg・Albert (1974)、および気候変動を現在の大気物理学の立場から議論した Mason (1976) らは、いずれも、火山の影響を確認できるような証拠がないので現状では噴火の気候に対する影響を積極的に支持するわけにいかないと述べている。

1963年の Bali 島の Agung 火山の大噴火を契機として、噴火の影響が、現代の大気物理学的手法によって研究されてきた。気候変化に対する外的要因のうち、太陽定数の変化などは現在のところ十分な精度で確かめるに到っていないが、火山噴火の発現そのものは容易に確認できるものである。地球大気が、噴火という極めて唐突な外的刺激に対してどのような反応を示すかを研究する事は、測器による気象観測資料を 200 年分位しか持たないわれわれの気候変化の研究に、重要な位置を占める。

* Volcanic Eruption and Climatic Variability.

** R. Yamamoto, 京都大学理学部.

2. Humphreys の研究

1883年の Krakatoa, 1902年の Mont Pelé (Martinique 島) および Santa Maria (Guatemala) の噴火の後に観測された Bishop 環 (赤味をおびた縁をもつ太陽の周りの光冠)などは、火山噴火の気象に対する影響の研究を喚起した。特に、地表面で観測される太陽放射が噴火後に減少する事を認めた Abbot (1913) や Kimball (1924) は気候変化の原因として噴火を取り上げた。その後、地球の回転などを原因とする天文説 (Milankovitch, 1930) 太陽活動説 (Simpson, 1934) などが提案されたが、Humphreys (1940) は、放射に対するダストの影響の物理過程のモデルを作って古くからの噴火説を強力なものにした。これは今世紀前半までの研究の総決算と見られるものであるので、ここでやや詳細に述べる事とする。

Humphreys は、まず、火山の噴火で吹き上げられて上層に浮遊するダストを球形とするとその平均直径は、1.85 ミクロンであると述べている。Bishop 環は、上層のダストによる光の回折現象であり、Pernter (1889) の研究に従えば、ダストの半径 r は、光の波長 λ (0.571 ミクロンを採用) と Bishop 環の角半径 θ (22°) との間次式のような関係を持つ：

$$r = \frac{m}{\pi} \frac{\lambda}{\sin \theta}$$

ここで、 $m = \frac{\pi}{2} (n + 0.22)$ $n = 1, 2, 3 \dots$

$n = 1$ を採用して、上式から $r = 0.925$ ミクロンの値を、決定した。

次に、Humphreys は、ダストの落下速度を計算し、気候に影響するほど、十分長時間空中に停留する事を示している。半径 r 、密度 σ のダストが密度 ρ の空気中を沈澱する時の速度 V は、Stokes-Cunningham の式：

$$V = \frac{2}{9} g r^2 \left(\frac{\sigma - \rho}{\mu} \right) \left(1 + \frac{B}{rP} \right)$$

で与えられるとしている。ここで、 g は重力加速度、 μ

は空気の粘性係数, P は気圧, B は空気分子の平均自由行路に関連する量で, 温度の関数である. P を mmHg で与える時には, 23°C の温度に対して $B = 0.00629$ である. 空気分子の平均自由行路 (標準状態で約 0.3 ミクロン) に比べて, ダストの大きさが著しく大きくなければ, ダストの沈澱に際してスリップがあり, その効果が上式の右辺の B/rP である. この項が無視できる場合は, 良く知られた Stokes の終末速度の式になる. 上式から求める V の値を用いると, 直径が 1.85 ミクロンの砂のダストが高度 35km から 11km まで落下するのに, 約 1 年を要する事になる. 実際の火山性ダストは, 砂粒よりも平均密度が小さいであろう. また, 1883 年の Krakatoa の噴火時には, 高度 40km 以上まで噴き上げられたと考えられるので, 2.5 年ないし 3 年間, ダストが大気中を浮遊していた事が説明できるとしている. このように長期にわたってダストが大気中に存在しておれば, 放射に対して影響を与える筈だとして, 次のような算定をしている.

太陽放射の最大強度は約 0.5 ミクロンの波長の所にあり, いっぽう, ダストの直径は約 2 ミクロンなので, ダストは不透明で, 入射光線は反射されると仮定してよからうとしている. 1cm^3 当たりのダストの数を n とする時, 半径 r の n 個のダストの作る断面積は $n\pi r^2$ である. ダストの分布が一様だとすると, 光路 x による光波の振幅は, ダストによる反射のために, $e^{-n\pi r^2 x}$ に減衰する. 光の強さ I の減衰は,

$$I = I_0 e^{-2n\pi r^2 x}$$

で与えられるとしている. Humphreys は, 実際のダストは, 不透明ではないので, 減衰は上式で示されるよりはいくぶん小さいと考えられるが, 上式は第 1 近似として採用できると述べている. いっぽう, 地球放射に対するダストの影響は, Rayleigh 散乱理論により取り扱われている. 地球放射は約 12 ミクロンの波長で最大強度をもっている. その波長はダストの直径約 2 ミクロンに比べて大きい. ダストはガラスに近い光学的性質を有していると仮定して大差がないであろうとして, 光路 y での地球放射 E の減衰が,

$$E = E_0 e^{-hy} \quad h \equiv 11\pi^3 n \left(\frac{4}{3} \pi r^3 \right)^2 / \lambda^4$$

で与えられると述べている.

上に示した式から, 太陽放射 I がダストによる反射のために $1/e$ に減衰する x の値 x_e は,

$$x_e = \frac{1}{2n\pi r^2} \doteq \frac{188\text{km}}{n}$$

また, 地表面から宇宙空間へ向かう地球放射がダストのために $1/e$ に減衰する y の値, y_e は,

$$y_e = 1/h \doteq 5700\text{ km}/n$$

となる. かくして, $x_e : y_e \doteq 1 : 30$, すなわち, ダストは, 地表面から宇宙への地球放射の逸散を少なくする効果に比べると, 遙かに大きく, 地表へ入ってくる太陽放射を反射すると述べている. そして, 火山大噴火の後で地上で観測された日射が著しく減少した例を提示している. 日射が少ない場合の平衡温度は低くなる筈だとしている. このように, 火山噴火は, 太陽活動と共に, 気候変化の主要な原因であるとして, それを支持するような気温・日射量のデータを提示している.

1960 年以後, 特に 1963 年の Agung 噴火を契機とした成層圏エアロゾルの研究の著しい進展や, ダストを含む大気中の放射過程に関する新しい研究, 大気大循環モデルを用いたダストの拡散に関する数値的研究など, 火山噴火の影響に関する研究は, Humphreys のものに比べると格段の進歩を遂げた. また, 気象観測網の充実と, 観測データの客観解析法の開発により, 噴火の効果を, 実測値から検出する目途もついてきた. 以下の節では, 火山噴火の気候変化に及ぼす影響について, 最近の研究成果を展望する事とする.

3. 火山噴火

気候に対する火山大噴火の影響に関する最近の研究を展望するに先立って, 火山噴火について, 簡単に触れる事とする. 火山およびその噴火については, その分野の専門家の著述 (たとえば, 久野, 1954) がある. ここでは, 大気に対する効果を検討する立場で, 若干, 噴火について述べる事とする.

噴火は, その空間的拡がりによって, 中心噴出, 割れ目噴出および広域噴出に大別される (Ollier, 1969). 噴出物は, 一般に, 固体, 液体, 気体から成るが, それらが出てくる型式によって, 押し出し (extrusion), 流出 (effusion) および, 爆発 (explosion) に大別される. 大気中へ多量のものが放出されるのは, 爆発型の中心噴出である. この爆発型の噴火の強度の程度を分類するのに, 強度が過去の著名な噴火と同程度だとして表現される場合がある. Sapper (1927) は, 溶岩も含めて, 全噴出量によって噴火スケールを提唱して (第 1 表), 気候に対する影響を論ずる場合に, しばしば採用されている (Lamb, 1970 ; Mitchell, 1970).

第1表 火山噴火の Sapper 階級

階 級	噴 出 物	
	体 積	重 量
1	10 — 1 km ³	10 ¹⁰ ton
2	1 — 0.1	10 ⁹
3	0.1 — 0.01	10 ⁸
4	0.01 — 0.001	10 ⁷

噴火の時の噴出量の正確な算定は容易ではなく、まして、大気中に放出された量の把握は困難である。Lamb (1970) は、気象観測データを用いて、噴火に伴って大気中へ放出されたダストの量を表わす指標 (ダスト・ペール・インデックス $d. v. i.$) を提案した。これは、

$$d. v. i. = 0.97 R_{Dmax} \cdot E_{max} \cdot t_{mo}$$

で与えられる。ここで、 R_{Dmax} は、噴火のために起こったその半球の中緯度での月平均直達日射の最大減少量 (パーセント)、 E_{max} は、ダスト・ペールの拡がった範囲を示すもので、両半球全体の時は 1.0、一つの半球の温帯のみ拡がった時には 0.3 の値を与える。 t_{mo} は、ダスト・ペールの観測された期間である。1883 年の Krakatoa 噴火の場合に $d. v. i. = 1,000$ となるように係数を与えていて、1783 年の Iceland 付近の火山噴火に対して 700、1912 年の Alaska の Katmai 噴火に 500、1963 年の Agung 噴火に 800 の値を与えている。日射量の観測がない、または、気温のデータのないような古い時代の噴火については、日射の減少量の代わりに気温低下量、または、噴出全量を用いて $d. v. i.$ を算定する式を、Lamb は示している。Deirmendjian (1973) は、ダストによる Mie 散乱を考察して、比較的良くデータのある噴火の 3 例、1883 年の Krakatoa、1912 年の Katmai、1963 年の Agung 噴火について、 $d. v. i.$ を再計算した。Krakatoa の場合について正規化した $d. v. i.$ は、Katmai について 443、Agung については 310 となる事を示している。

噴火時に、ダストが大気中のどの位の高度まで吹き上げられたかの正確な測定は殆んどない。Cronin (1971) によると、Alaska の Redoubt 山の 1966 年 2 月の噴火に対して、米国空軍のジェット機や地上のレーダで噴煙がモニターされて、その高度が約 13km であったという。過去の噴火の殆んど全てについては、ダストによる光学的現象の地上観測によって、高度が推定されているにすぎないが、高度 40km 以上にまで達したとして、Lamb (1970)

が列記しているのは、1631 年の Vesuvius、1883 年の Krakatoa、1956 年の Bezymianny、1963 年の Agung の 4 例である。気象衛星の観測技術の進歩によって、噴火および噴煙の拡散のモニターが可能になってきた。火山学者の間で、このようなモニタリングの国際的計画が話題になっているようである。NOAA 4 号によって、1975 年 7 月 6 日の Kamchatka の Tolbachik 火山の噴火および噴煙が観測された (Jayaweera *et al.*, 1976)。解像度 1 km の放射計で噴煙が明らかに認められていて、赤外放射強度から推定された噴煙の温度は、火口から数 km 離れた所で既にかなりの低温になっている事が報じられている。

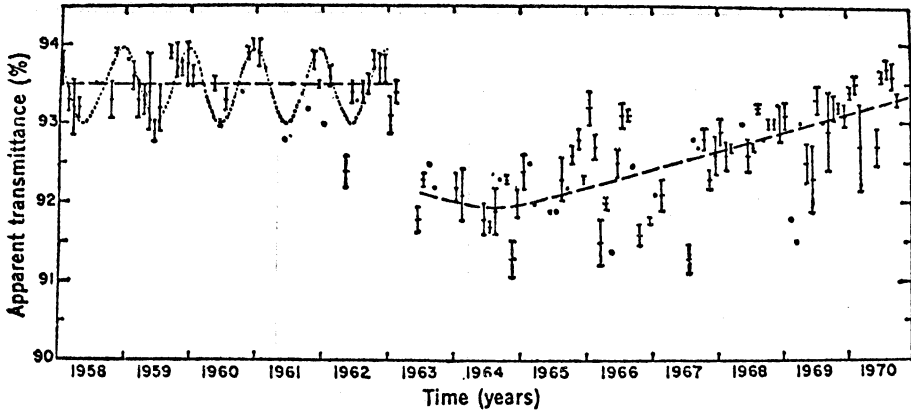
過去の火山大噴火のリストは、Lamb (1970) が、 $d. v. i.$ を付記して、1500 年から 1968 年までのものについて出版している。1961 年以降については、日本火山学会が、IUGG の IAVCEI (国際火山・地球内部化学協会) の要請により、毎年、Bulletins of Volcanic Eruptions を出版している。また、Smithsonian Institution は、1968 年に Center for Short-Lived Phenomena を設立し、地震その他の現象の報告を配布しているが、火山噴火も報じられている。第 2 表に、1855 年以降の大噴火 (Sapper の階級 3 およびそれ以上) のものを、Friend (1972)、Lamb (1970)、Mitchell (1970)、Cronin (1971)、Moore *et al.* (1966)、Simkin・Howard (1970)、Bulletins of Volcanic Eruptions から抽出して、列記した。

4. 火山性成層圏エアロゾル

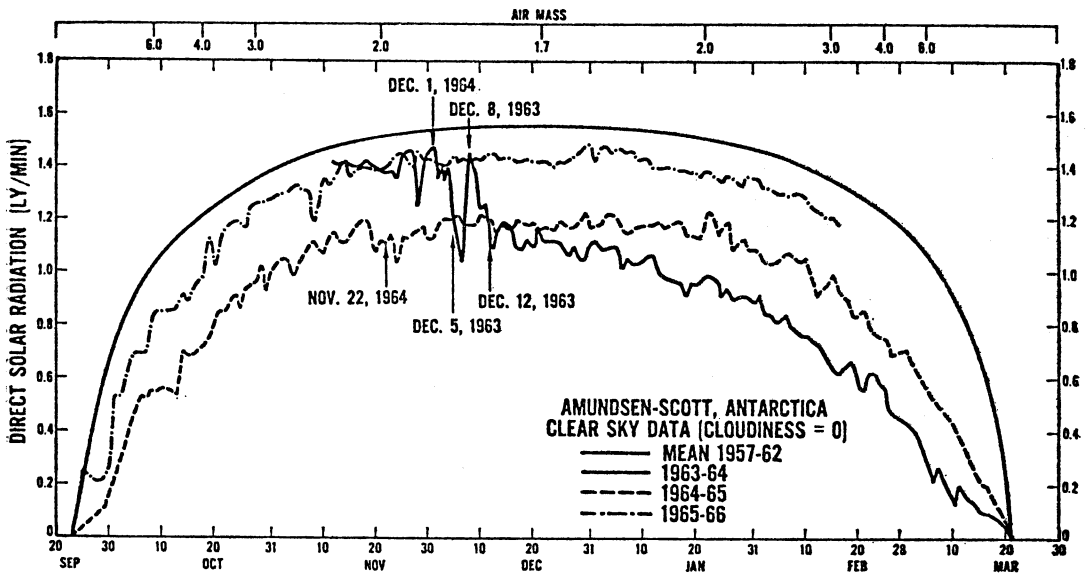
1963 年の夏から暮にかけて、世界各地で直達日射量の急減が観測された。第 1 図は、Hawaii 島の海拔約 3,400 m にある Mauna Loa 観測所 (Ellis・Pueschell, 1971)、第 2 図は、南極点 (90°S) の Amundsen-Scott 基地 (Viebrock・Flowers, 1968) でのものである。大都市や工業地帯から遠く離れていて、それらの大気汚染の直接影響を受けていない観測所での、このような直達日射量の唐突な減少は、次に述べる光学的現象の観測と共に、全球的な成層圏エアロゾルの急増を示すものである。Meinel・Meinel (1964) や Volz (1964) は、日出、日没時の薄明時に高度約 20km の気層が異常に輝く事を観察している。また、Rozenberg・Nikolaeva-Tereshkova (1965) の報告によると、宇宙船 Vostok-6 から、1963 年 6 月に日没時の地球の部分を書した写真で、約 20km の高度にエアロゾル層が存在する事が認められている。さらに、Alaska でのライダー観測によって、1964 年の夏に、同様なエアロゾル層が見出されている (Grams・

第2表 主要火山噴火

年	火山名	緯度	経度	Sapper 階級	ダストクラ ウドの高度
1855	Cotopaxi, Ecuador	1°S	78°W	1-1/2	
1856	Awu (Awoe)	3.5°N	125.5°E	2	
1861	Makjan, Molucca Is.	0.5°N	127.5°E	2	
1870	Ceboruco, Mexico	21°N	105°W	3	
1872	Vesuvius	41°N	14°E	3	
1872	Merapi, Java	7.5°S	110°E	3	
1875	Askja (Vatna Jökull), Iceland	65°N	17°W	2	
1877	Cotopaxi, Ecuador	1°S	78°W	3	
1883	Krakatoa	6°S	105.5°E	1	
1883	St. Augustine, Alaska	59.5°N	153.5°W	3	
1883	Bogoslov, Aleutians	54°N	168°W	3	
1885	Falcon Is.	20°S	175°W	3	
1886	Tarawera, N.Z.	38.5°S	176.5°E	2	
1886	Niafu, Tonga Is.	16°S	175.5°W	3	
1888	Bandai San, Japan	38°N	140°E	2	
1888	Ritter Is.	5.5°S	148°E	2	
1890	Bogoslov, Aleutians	54°N	168°W	3	
1892	Awu (Awoe)	3.5°N	125.5°E	2	
1902	Mont Pelée, Martinique	15°N	61°W	2	
1902	Soufrière, St. Vincent	13.5°N	61°W	2	
1902-04	Santa Maria, Guatemala	14.5°N	92°W	1-1/3	
1907	Shtyubelya, Kamchatka	52°N	157.7°E	2	
1911	Taal, Luzon	14°N	121°E	3	
1912	Katmai, Alaska	58°N	155°W	2	
1913	Colima, Mexico	19.5°N	104°W	3	
1914	Sakurashima, Japan	31.5°N	131°E	3	
1921	Andes (Chile-Arg. Border)	≈30°S	≈70°W	3	
1932	Quizapu, Chile	35.5°S	70.5°W	3	
1947	Hekla, Iceland	64°N	19.5°W	2	27km
1953	Mt. Spurr, Alaska	61°N	153°W	2	23km
1955	Ranco Puyehue, Chile	40°S	72°W	3	?
1956	Bezymianny, Kamchatka	56°N	160.5°E	2	45km
1960	Puntiagudo <i>et al.</i> , So. Chile	39-45°S	72°W	3	18km
1963	Gunung Agung, Bali	8.5°S	115.5°E	1-1/2	31~35km
1963-65	Surtsey, Iceland	63°N	20.5°W	3	9km
1965	Taal	14°N	121°E	3	16~20km
1966	Awu (Awoe)	3.5°N	125.5°E	2	18km
1968	Fernandina I., Galapagos	0.5°S	92°W	2	22~24km
1970	Hekla	64°N	19.5°W	3	16km
1970	Beerenberg	71°N	80°W	3	15km



第1図 Hawaii島のMauna Loa観測所での直達日射の観測 (Ellis・Pueschel, 1971による)。



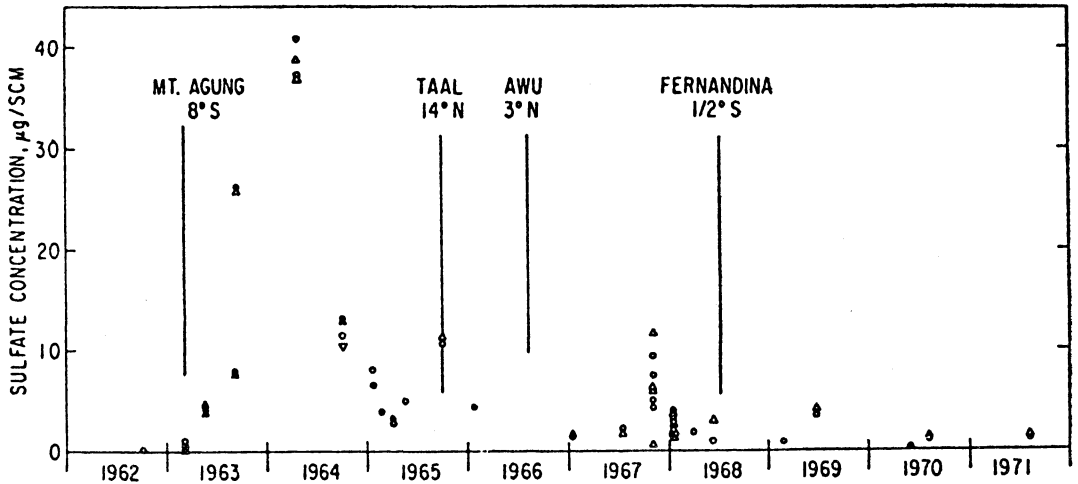
第2図 南極点での直達日射量の観測 (Viebrock・Flowers, 1968による)。

Fiocco, 1967)。いっぽう、U-2機による高度約20 kmでのエアロゾルのサンプリングによって、Mossop (1964), Harris (1964), Bigg (1971)らは、火山起源と考えられるエアロゾルを採集している。上述の観測事実と、次節で述べる世界各地での直達日射量の急減の観測は、1963年3月にBali島のAgung火山の噴火によって、成層圏のエアロゾルが急増した事を示している。

これより前、1960年頃から、航空機や大型気球による成層圏エアロゾルのサンプリングが行なわれるようになった (Junge・Manson, 1961; Friend, 1966)。火山の噴

火の影響が殆んどないと思われる時期の、下部成層圏高度約15ないし25kmの気層に、粒径が0.1から1.0ミクロンのエアロゾルが発見されて、これらは主として硫酸アンモニアである事が明らかとなった (Junge・Chagnon・Manson, 1961)。このエアロゾルの多い層は、Junge層として知られている。この成層圏エアロゾルに関する詳細な解説が、小野 (1977) によって述べられている。

火山性成層圏エアロゾルが、Humphreys (1940) の仮定したように主として珪酸塩から成る火山灰なのかどうかは、興味のある問題である。1963年のAgung噴火の後



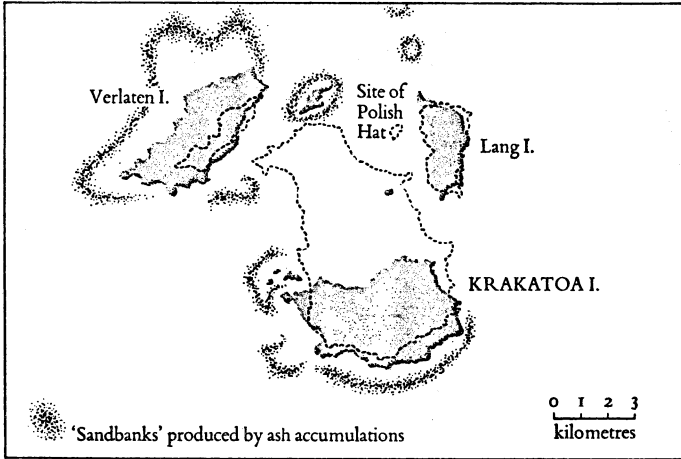
第3図 南半球の成層圏における硫酸塩の年年変化 (Castleman *et al.*, 1973による)。

で成層圏の硫酸塩エアロゾルが急増した事は、第3図に再録した Castleman (1973) の結果から明らかである。噴火の時に噴出した亜硫酸ガスが大気中で反応して、硫酸塩となったと考えられており、その量は、噴出物の全量の約0.25%程度であろうと推定されている (Cadle, 1975)。いっぽう、Mossop (1964) は、1963年4月から1964年4月にかけてのU-2機による成層圏エアロゾルのサンプリングによって、半径が0.1ミクロン以上の非水溶性の硅酸塩粒子の存在を明らかにした。それらの粒子の粒径の中間値は、噴火から50日を経過した時に約0.5ミクロンであったが、150日後には、0.1ミクロンとなったと報告されている。したがって、このような硅酸塩エアロゾルの沈澱はかなり急速であると考えてよい。いっぽう、第3図に示されているように、硫酸塩エアロゾルは、噴火前の約0.1 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ に対して、噴火後1年以上経過してから、40 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ に達している。これらの事実により、噴火直後の成層圏エアロゾルは、主として火山灰として大気中に吹き上げられた硅酸塩粒子から成っているが、時間の経過と共に、それらは沈澱し、それに代わって、噴火時に空気中へ噴出した亜硫酸ガスが徐々に硫酸塩に変化し、かなり長期間、大気中に停留するのであると言える。かくして、1年以上大気中を浮遊して、放射過程に顕著な影響を与え、気候変化をもたらす可能性を持つのは、主として硫酸塩エアロゾルと考えられる。このエアロゾルが過冷却状態なのかどうかは興味のある点であるが、多くの場合には、固体であろうと考えられている。

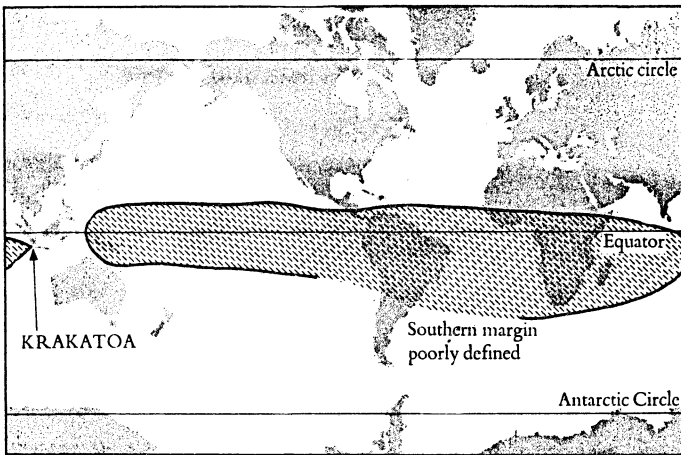
5. 火山性成層圏エアロゾルの拡散

Indonesia の Sumatra 島と Java 島との Sunda 海峡内の Krakatoa 島の火山が、1883年8月26日から27日にかけて大噴火をして、島の2/3位が吹き飛んでしまった (第4図a)。この噴火に伴って生じた地震・津波および音波・気圧波の他に、ダストとそれによる大気光学現象については、英国王立学会の Krakatoa 委員会の詳細な報告 (Symons, 1888) がある。その報告によると、噴火後約10日を経過した時のダスト・クラウドの分布は、第4図(b)に示すが、東風によって西方へ拡がり、Indonesia を除く熱帯の殆ど全域をおおっている。このクラウドの西進は、熱帯成層圏での東風の存在を示すものであり、Krakatoa 東風と呼ばれる事となった。しかし、Veryard・Ebdon (1960)、Reed *et al.* (1961) の赤道成層圏の帯状風の準2年周期振動の発見により、1883年は東風発現の年であって、もし噴火が1年ずれていたならば Krakatoa 西風と呼ばれたであろう。東西方向のダストの拡散に比べると、南北方向の拡散は遅くて、噴火10日後では、緯度約30度の幅に拡がったにすぎない。噴火後約3カ月経過しても、北半球では北緯50°N 辺りまでしか拡散していない。

1963年3月17日の Agung 噴火のために Australia とその周辺で起こった、日没時の異常に輝くダスト層が初めて観測された日を示す等時刻線が第5図(a)である。これは、Weinert (1967) の報告から再録したもので、図の左上の Bali 島から、ダスト・クラウドが東南東へ移動している事が判る。その方向の移動速度は約3ノッ

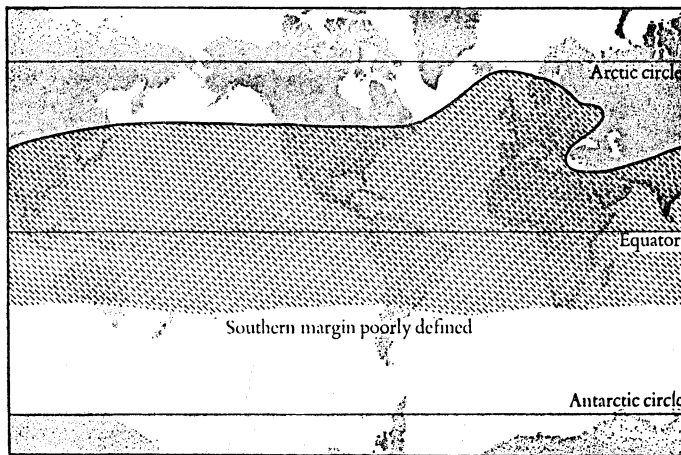


(a)



(b)

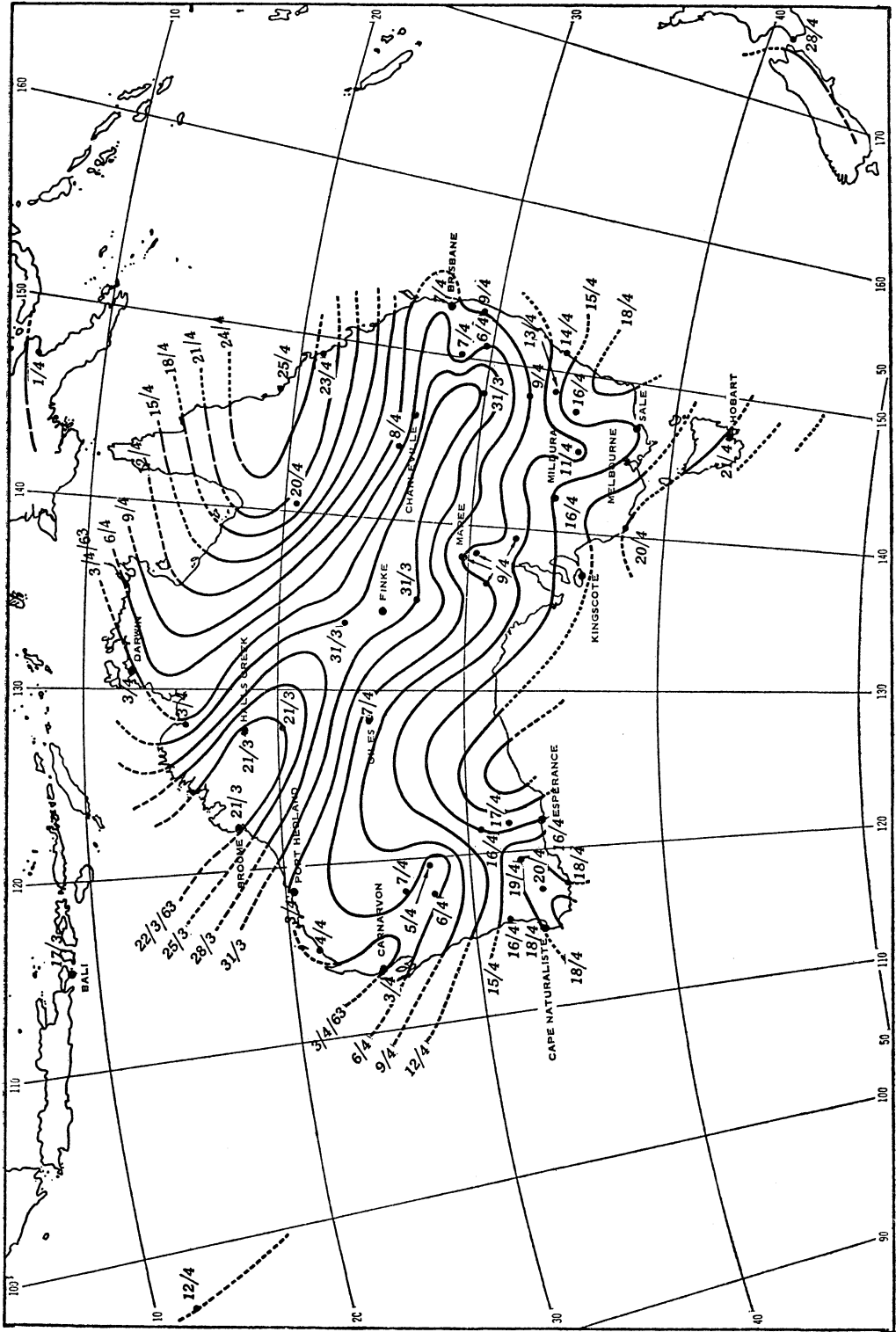
7 September 1883



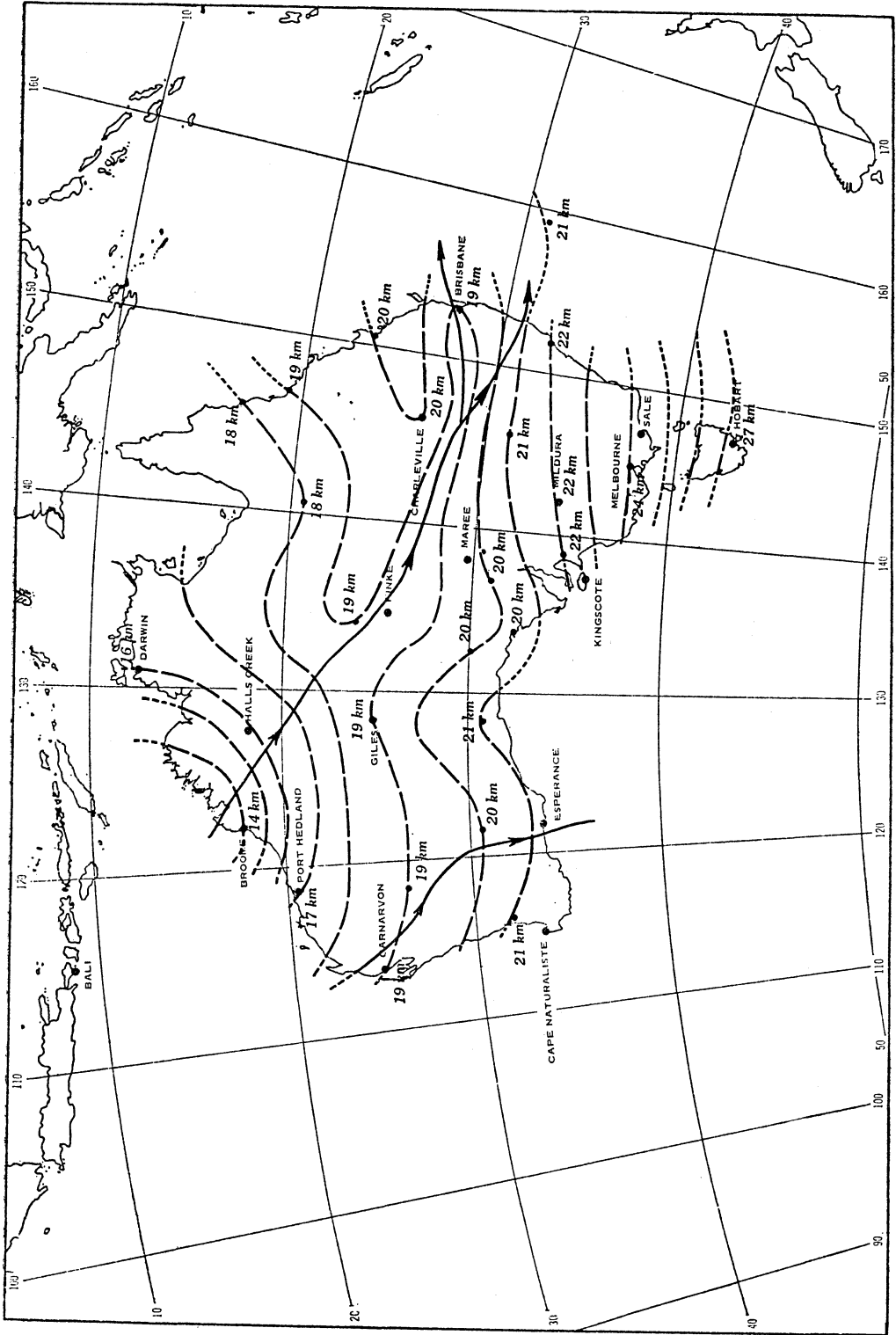
30 November 1883

第4図

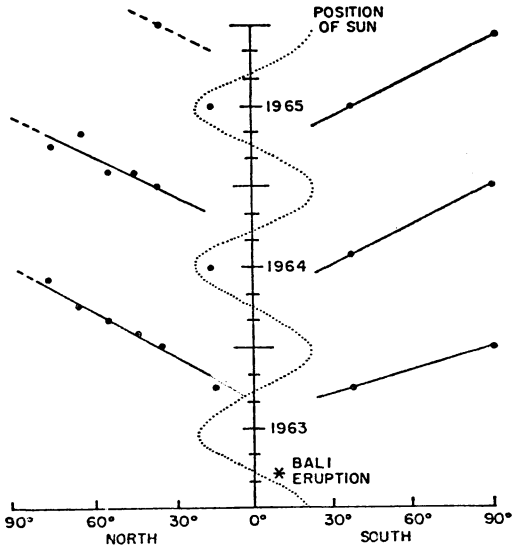
- (a) 1883年の大噴火後の Krakatoa. 噴火前の海岸線を破線で示す。
 (b), (c) 1883年8月26~27日の Krakatoa 火山の大噴火に伴うダストクラウドの分布。



第5図(a) 1963年3月17日の Bali 島, Agung 火山の噴火の噴火のダストによって生じた光学的現象の発現時刻 (Weinert, 1967 による).



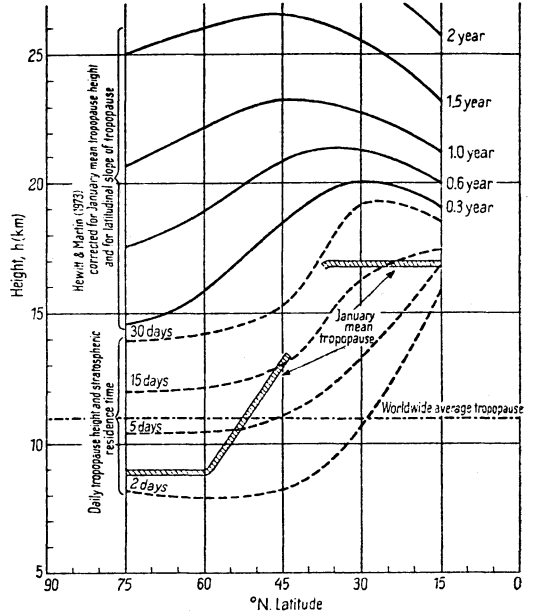
第5図(b) ダストの高度、(a) の等時刻線と対応する風速の観測された高度より推定したもの (Weinert, 1967 による)。



第6図 Bali 島, Agung 火山噴火によるダスト・クラウドのピークの移動 (Dyer・Hicks, 1968による).

トであり、それに直角方向の拡散は約1ノットである。この頃、Australia 上のダストクラウドの推定高度での風速は、上の移動速度よりも大きい値をもっていた事が観測されている。しかし、下層では西寄りの風が吹いており、その上に東寄りの風が存在していた。両者の間には、弱風層が見出されていたので、Weinert は、この弱風層にダストが集中していたとし、ダストクラウドの高度分布の指標として、その弱風層の高度分布を与えている(第5図b)。Australia の北西部での14kmから、南東部での27kmへと、ほぼ2倍の高さになっている。Australia 北西部から、南東部への拡散に伴って、大粒子は落下したが、1ミクロンまたはそれ以上のものは、むしろ上方へ拡散したと考えられ、このような推測は、Mossop (1964) のU-2機によるサンプリングの結果からも支持されると Weinert は述べている。

Agung 火山のダストクラウドの全球的拡散は、Dyer・Hicks (1965, 1968) によって、世界中の46の観測所の主として直達日射量のデータ解析から研究された。Agung 噴火の前4年間の日射量の値を基準にして、2ヵ月平均日射量がどのくらい変わったかを、緯度帯別にまとめた。そして、ダストクラウドのピークの移動を示したのが第6図である。30°Nから90°Nへの移動速度は約9.4°/月であり、1964年5月頃90°Nでダストクラウドのピークが起こったが、1965年1月頃に30°Nでピーク

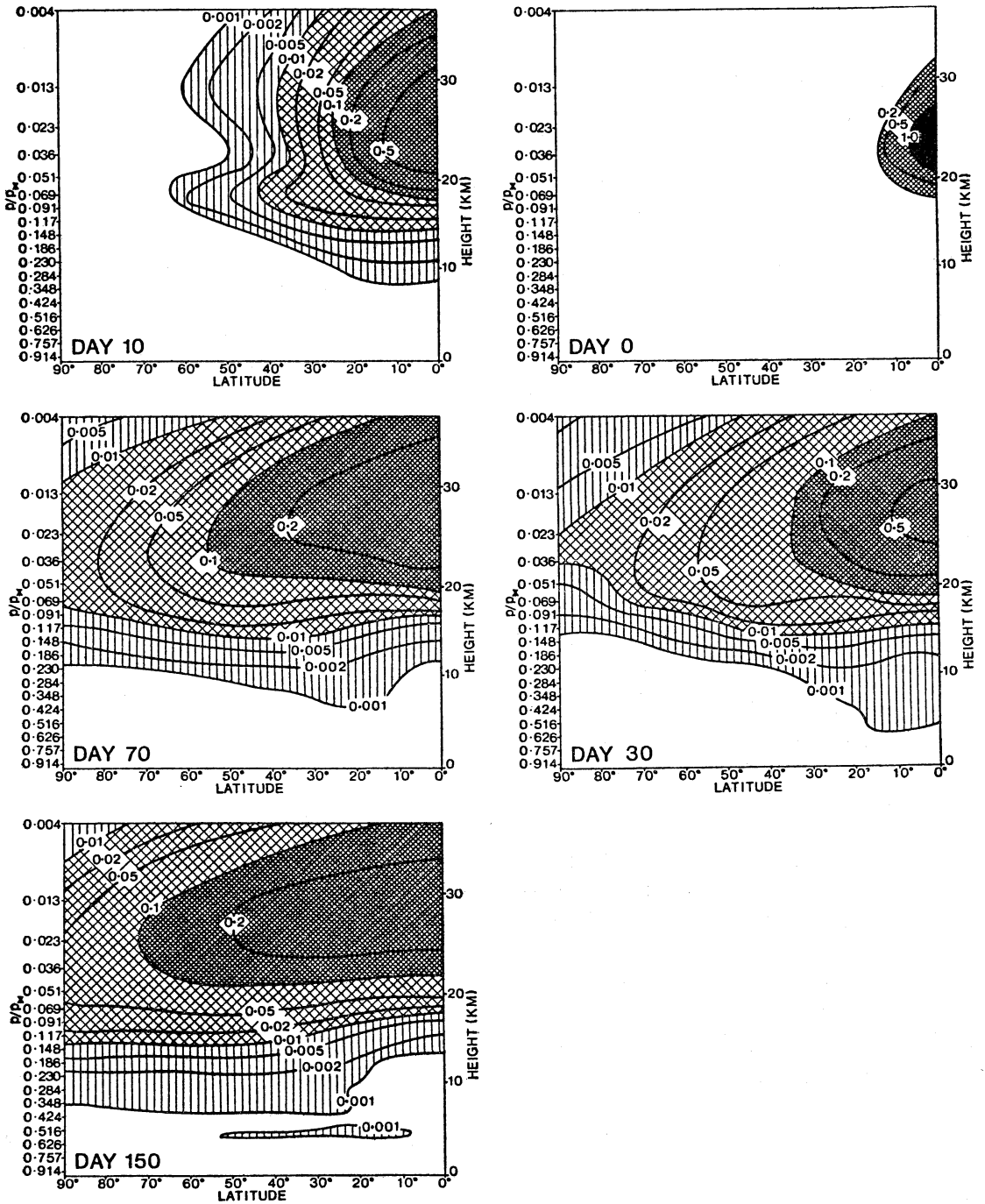


第7図 1月に対する不活性エアロゾルの停留時間 (Reiter et al., 1975による).

第3表 高度10~20kmでのエアロゾルの停留時間と水平の拡散範囲 (Bauer・Oliver, 1975による).

停留時間	拡散距離 (東西)	拡散距離 (南北)
1分	1 km	1 ~ 10 m
1時間	100 km	0.2 ~ 2 km
1日	1000 km	10 ~ 100 km
1週間	10000 km	100 ~ 500 km
2月	緯度円を2周	500 ~ 1500 km
1年	緯度円を多数周回	赤道から極
2年	緯度円を多数周回	極から極

が再現し、北上した。中緯度でのピークの出現は、2回とも冬季であった。Agung 噴火以後、1965年までのかなり大きい噴火は、Iceland で1963年から1965年にかけて起こったが、そのダストの拡散は対流圏に局限されていたと考えられる (Lamb, 1976)。また、Luzon 島のTaal 噴火は、圏界面以上にダストを吹き上げたとの報告があるが、これは1965年9月28日の事である。したがって、第6図で示されている1965年1月から5月にかけてのダストクラウドのピークの2回目の北上は、Agung 噴火によるものと考えるのが妥当である。

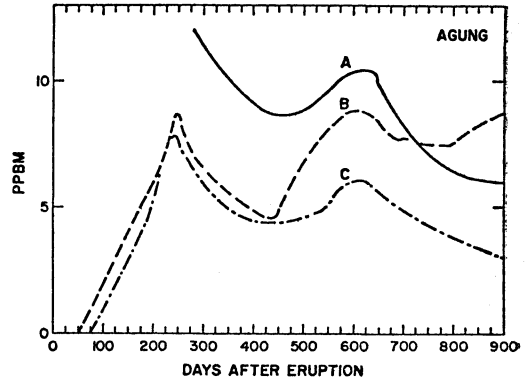


第8図 Hunt (1977) の数値実験による火山性エアロゾルの帯状平均混合比の分布 ($10^{-6} \text{ g} \cdot \text{g}^{-1}$)。

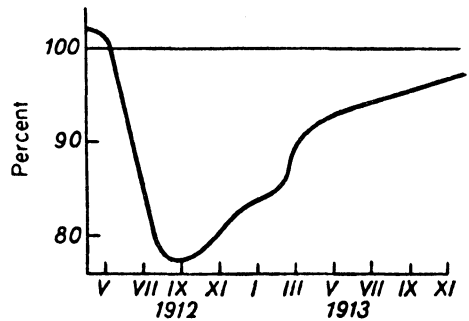
Humphreys (1940) は、ダストの停留時間を粒子の大きさに依存する沈澱速度から求める事として、Stokes-Cunningham の式を採用した。しかし、1950年代以降の核実験による放射能物質の大気中の拡散の観測から、大気の運動、特に、渦拡散が支配的であるとして (Hewitt・Martin, 1973), ダストの停留時間が計算されるようになった。第7図に、Reiter *et al.* (1975) が、ダストの不活性すなわち変質しないとの仮定の下に、求めた停留時間を示す。また、停留時間と水平拡散面積との概略の関係を、Bauer・Oliver (1975) の報告から再録しておく (第3表)。

大噴火によって吹き出されたダストの大規模拡散の研究は、1970年代に始まった。Batten (1974) は、大気大循環の2層モデルを用いて、MacCracken・Potter(1975) は2次元帯状モデルを用いて、ダストの拡散の数値実験結果を報告している。Hunt (1977) は、GFDL の大気大循環モデルと同様な、18層3次元半球モデルを用いて、ダストの拡散の数値実験結果を与えている (第8図)。彼は、赤道上の23kmの高度で赤道に沿うリング状のダストを初期に与えて、数値時間積分を150日にわたって行なった。噴火後比較的短期間に限った実験であるので、ダストは、2ミクロン程度の珪酸塩だとしている。年平均の条件の下でなされたものであるが、第4図のKrakatoa のダストの拡散の実状の大勢が再現されていると思われる。しかし、これは全球ではなく半球モデルであり、また、海・雲量・地表面条件を一定においている事、特に、長期に成層圏に停留する事が明らかになっている硫酸粒子を考慮していない事等、改良すべき点がある。それにも拘らず、この数値実験は、次に述べる Cadle *et al.* (1976) の研究と共に、気候変化に関する火山噴火説を具体的に基礎固める契機を刻したものと考えられる。

Cadle *et al.* (1976) は、珪酸塩ダスト・水蒸気・亜硫酸ガス・硫酸などが噴火に伴って、圏界面上20kmにわたって、直径8kmの円筒として放出されるという初期条件で数値実験を行なった。珪酸塩ダストの大きいものはすばやく沈澱したものと考察からはずし、微小なダストのみを考える。亜硫酸ガスは、時間と共に酸化し、噴出された水蒸気との反応で硫酸になり、噴火後1年経過した時点では、亜硫酸ガスはすべて硫酸になるとしている。*力学モデルは、地表から高度50kmまでの2次元的なものであり、平均子午面循環と渦とから成っている。Agung 噴火に関連して行なわれた実験結果の

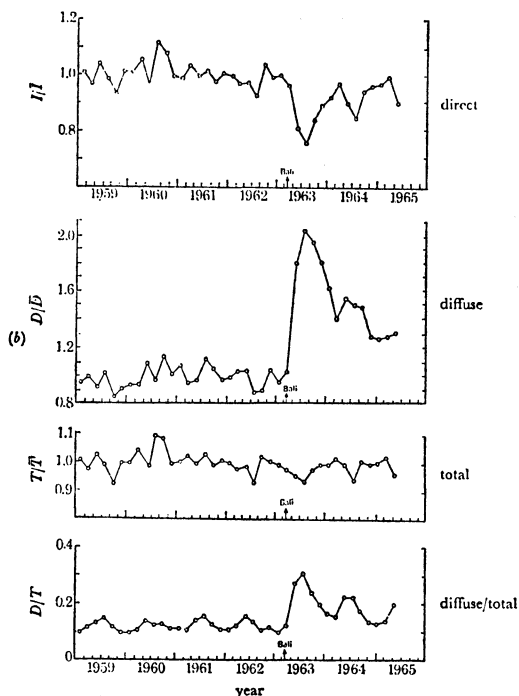


第9図 Agung 噴火後の硫黄分の濃度の時間的変化。Aは Grams・Fiocco (1967) のライダー観測から求めたダスト量、Bは40°Nでの濃度最大高度、Cは高度18kmでの全硫黄分 (Cadle *et al.*, 1976による)。



第10図 1912年6月6日のKatmai 火山噴火後の直達日射量の変化 (Budyko, 1973による)。

一部を、第9図に再録する。曲線Aは、Grams・Fiocco (1967) のライダー観測から求めたものである。曲線BおよびCは、実験結果から求めた硫黄 (硫酸だとして) の濃度の40°Nでの時間的経過を示したもので、Bは濃度最大の高度のものであり、Cは高度18kmのものである。BおよびCの曲線が、いずれも噴火後約250日および600日頃に極大を示しているのは、Dyer・Hicks (1965, 1968) が日射データから見出した特性に対応するものだと、Cadleは述べている。この実験では、上述のHunt (1977) とは異なり、大循環は固定しているので、ダストの拡散に伴って起こると期待される気流の変化が取り入れられていない等、今後の改善が要望されるが、噴火の影響を大気物理学の問題として取り扱った事は注目に値する。

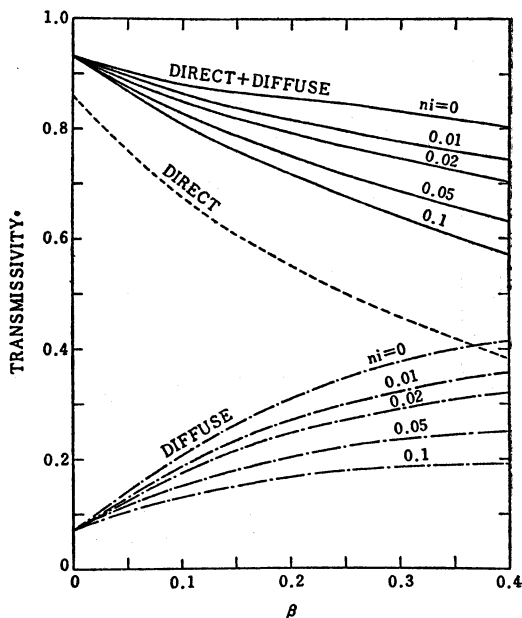


第11図 Aspendale での直達日射量 (I), 散乱日射量 (D) および全天日射量 (T) の変化, 1959~1962の4年間の平均値 (—を付す) との相対比で示す (Dyer・Hicks, 1965 による).

6. 火山噴火と放射伝達

晴天時の直達日射量が火山大噴火の後で著しく減少した事は, 過去の観測データから明らかである. 第10図は, Budyko (1973) が米国およびヨーロッパの数か所の日射観測値からまとめた1912年のKatmai火山噴火後の様子を示す. また, 第11図は, AustraliaのMelbourne近郊での直達および散乱日射量の観測結果であり (Dyer・Hicks, 1965), 1963年3月のAgung噴火後の変化が明らかである. 第1図に示したMauna Loa観測所や第2図の南極での日射量の変化と共に, 火山大噴火後1年またはそれ以上にわたって, 直達日射量が世界各地で減少する事は, 疑いの余地がないと思われる. 火山性エアロゾルと太陽放射との関連については, 田中 (1975) による詳細な解説がある. また, 成層圏エアロゾルの光学的性質についての広範な解説がCadle・Grams (1975) によってなされている.

第2節で述べたように, Humphreys (1940) は, 火山噴火による成層圏のダストは, 日射の波長に比べて粒径

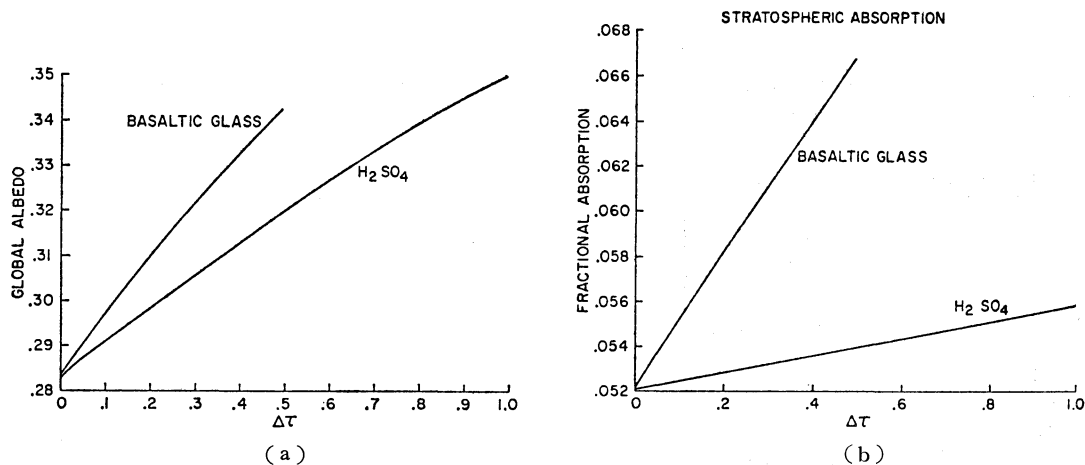


第12図 混濁大気による太陽放射の透過率, エアロゾルの量 β によって, 直達 (direct) および散乱 (diffuse) 日射およびその和の透過率がどのように変わるかが示されている (Yamamoto・Tanaka, 1972 による).

が大きいので, 粒子の幾何学的断面積を用いて, 入射して来る太陽光の後方への反射を計算した. これに対して, Budyko (1969) は, Mie 散乱理論により, 前方散乱がかなり多い筈だとして, Humphreys の取り扱いを批判している. 第11図の曲線 (D/D) の様子は, これを支持するものである. エアロゾルの放射過程に対する効果については, 多くの研究がなされてきたが, その多くは主として対流圏エアロゾルに関するものである. (Mitchell, 1971; Yamamoto・Tanaka, 1972; Sellers, 1973; Chylek・Coakley, 1974). そこでは, 日射が主な対象であり, 地球放射に対する効果は, 日射に比べて少ないとされている (Rasool・Schneider, 1971). Yamamoto・Tanaka (1972) は, エアロゾルによる光学的厚さ $\tau_M(\lambda)$ を,

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

として, エアロゾルの量のインデックス (大気混濁度) β を導入した. ここで, λ は波長であり, 0.3~2.3ミクロンを取り上げている. エアロゾルの複素屈折率の実数部の値として, 1.50を採用し, 吸収を表わす虚数部 (n_i) の正確な値が未だ確認されていないので, $n_i=0.0$,



第13図 珪酸塩粒子 (Basalt glass) および硫酸塩粒子 (H_2SO_4) の放射影響。

(a) 光学的厚さ $\Delta\tau$ によるアルベドへの貢献

(b) 成層圏での吸収

(Pollack *et al.*, 1976 による)

0.01, 0.02, 0.05, 0.1 として、混濁大気における放射伝達の方程式を解いた。その結果を第12図に再録したが、日射の透過率がエアロゾルの量 β によってどのように変化するかが明らかである。また、直達日射および散乱日射量が、 n_i によってかなり左右される事が示されている。

噴火に伴う成層圏エアロゾルは、地球のアルベドを増加させる以外に、大気の温室効果を増強させるのではないかと疑問が起こる。前者は、地球の気候の冷却化、後者は温暖化の作用を持つので、両者の大小関係は気候変化の結果に直接関係して重要な意味を持つ。Humphreys が、赤外領域の地球放射に対するダストの効果をも、Rayleigh の散乱理論を用いて算定した事は、第2節で述べた通りである。波長10ミクロン付近の大気の窓領域でエアロゾルによる赤外吸収があれば、その効果は、顕著なものになる可能性がある。火山性成層圏エアロゾルの実態がかなり明らかにされて来たので、赤外放射に対する効果の研究が最近次々と発表されてきた。Harshvardhan・Cess (1976) は、75%の硫酸粒子からなる成層圏エアロゾルの放射効果を論じた。その粒子は液体(過冷却)と仮定しているが、凍結していても光学的性質は大差ないと述べている (Remsberg, 1973)。高度20kmに存在するとしたエアロゾルの粒径分布を仮定して、可視および赤外領域の放射フラックスを計算したが、エアロゾルの主要な影響は、日射の反射を増加させる事であ

ると結論している。Coakley・Grams (1976) は、成層圏での二酸化炭素などの気体の効果も含めて、同様な効果を論じた。そして、半径が0.05ミクロンより小さい小粒子と1.0ミクロンよりも大きい大粒子は、中間の大きさの粒子とは異なって、赤外放射の伝達に大きい影響を与えると述べている。Pollack *et al.* (1976) は、同様な研究を珪酸塩粒子と硫酸粒子から成る成層圏エアロゾルについて行なっている。珪酸塩粒子と硫酸塩粒子の反射および吸収について、第13図に示したような結果を得ている。珪酸塩粒子は反射・吸収に大きい効果をもつが、硫酸粒子の吸収は著しく小さい。噴火後数カ月の間のエアロゾルは、主として珪酸塩粒子から成っていて、それによるアルベドの増加は吸収による温室効果の増強を殆ど打ち消す。そして、成層圏では吸収による放射フラックスの収束があって温度上昇をもたらす事になる。時間が経過すると、珪酸塩粒子は重力沈澱のために減少し、いっぽう、亜硫酸ガスの酸化・加水反応により硫酸粒子が増加する。第13図に示されているように、硫酸塩粒子のアルベドに対する効果は吸収に比して大きいので、その温室効果に比べて、アルベドの増加が顕著になる。

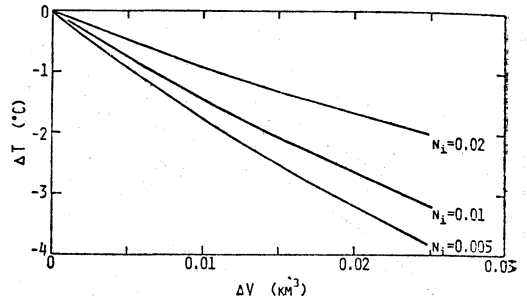
このような放射過程に対する火山性エアロゾルの効果は、気候に対する影響に直接つながるものであるが、エアロゾルの光学的特性、粒度分布、高度および水平分布などおよびその時間的変化がまだ十分に把握されていない。特に、エアロゾルの拡散および温度など

の変化の力学的過程をも取り入れた研究が行なわれるべきである。しかし、SST の影響などに関する研究プロジェクト (たとえば CIAP) 等の進展によって、この問題の研究の急速な発展が期待される。

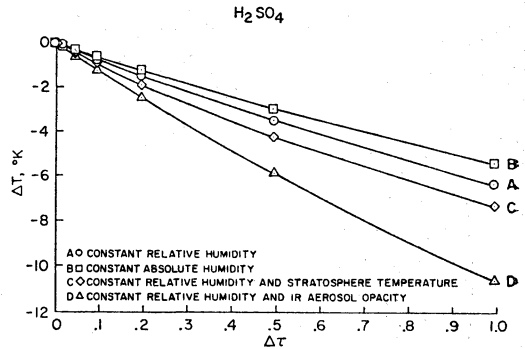
7. 火山噴火後の地上気温低下

火山噴火で吹き上げられたエアロゾルが、上述の放射過程にどのような影響を及ぼすのが把握できると、大気平衡温度の算定により、地上気温が噴火の影響としてどの位低下するかが計算できる。山本 (1974) は、Lamb(1970) の提案した *d. v. i.* と Yamamoto・Tanaka (1972) の用いたエアロゾルの量のインデックス、すなわち大気混濁係数 β との関係の吟味して、噴煙量 (ΔV) と世界気温低下 (ΔT) との関係が、第14図に示すようになると述べている。気候は、良く知られているように、多くの物理・化学的素過程の複雑な相互作用の結果として成り立っているものである。したがって、それらの素過程およびその相互作用のうち少なくとも重要なものを取り入れなければ、現実の現象の十分な説明が期待できない。成層圏エアロゾルの特性および量が不変であっても、地表面のアルベド、雲形・雲量や、大気温度・湿度条件によって、放射収支がいくぶんかは変化する(Liou, 1975)。第15図は Pollack *et al.* (1976) によるもので、光学的厚さ $\Delta\tau$ の硫酸エアロゾルによる地上気温変化 ΔT を示している。湿度や温度の条件による差異が明らかである。しかし、彼らは、火山活動が活発な時代の光学的厚さの時間平均値は、おおよそ 0.1 の増加を示していると見てよいので、 1°C 程度の気温低下は確かに起こっている筈だと述べている。雲の存在の影響は、最近、Moriyama (1977) によって論じられた。太陽放射として 0.5 ミクロンの波長を取り上げて、海陸分布・雪氷面積などを考慮して地表アルベドの現実に近い値を、雲の緯度分布まで採用して計算を進めている。雲のない場合の計算結果 (たとえば第 16 図 Pollack *et al.*, 1976) と同様に気温低下がもたらされる事を示しているが、対流活動が盛んになって厚さの大きい雲が広く存在する時には、むしろ加熱の傾向を生ずる事もあり得ると述べている。力学過程をも加味したシミュレーションは、上にも引用した Hunt (1977) が行なっている。時間積分は、噴火後約 140 日しかなされていないが、結果の一部を第16図に示す。半球平均気温が、噴火後 120 日の頃には、噴火のない場合に比して 1°C 近く低くなっている。

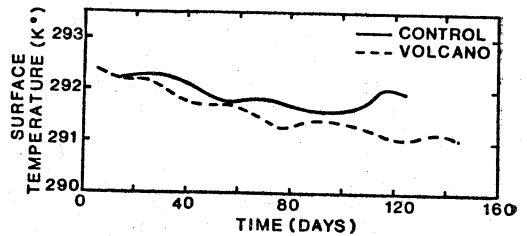
Hunt (1977) の数値実験は、3 次元の大気大循環モデル 1978年2月



第14図 噴煙量 (ΔV) と世界気温低下 (ΔT) との関係。
 N_i はエアロゾルの酸素屈折率の虚数部 (吸収に関係する)。
(山本, 1974 による)

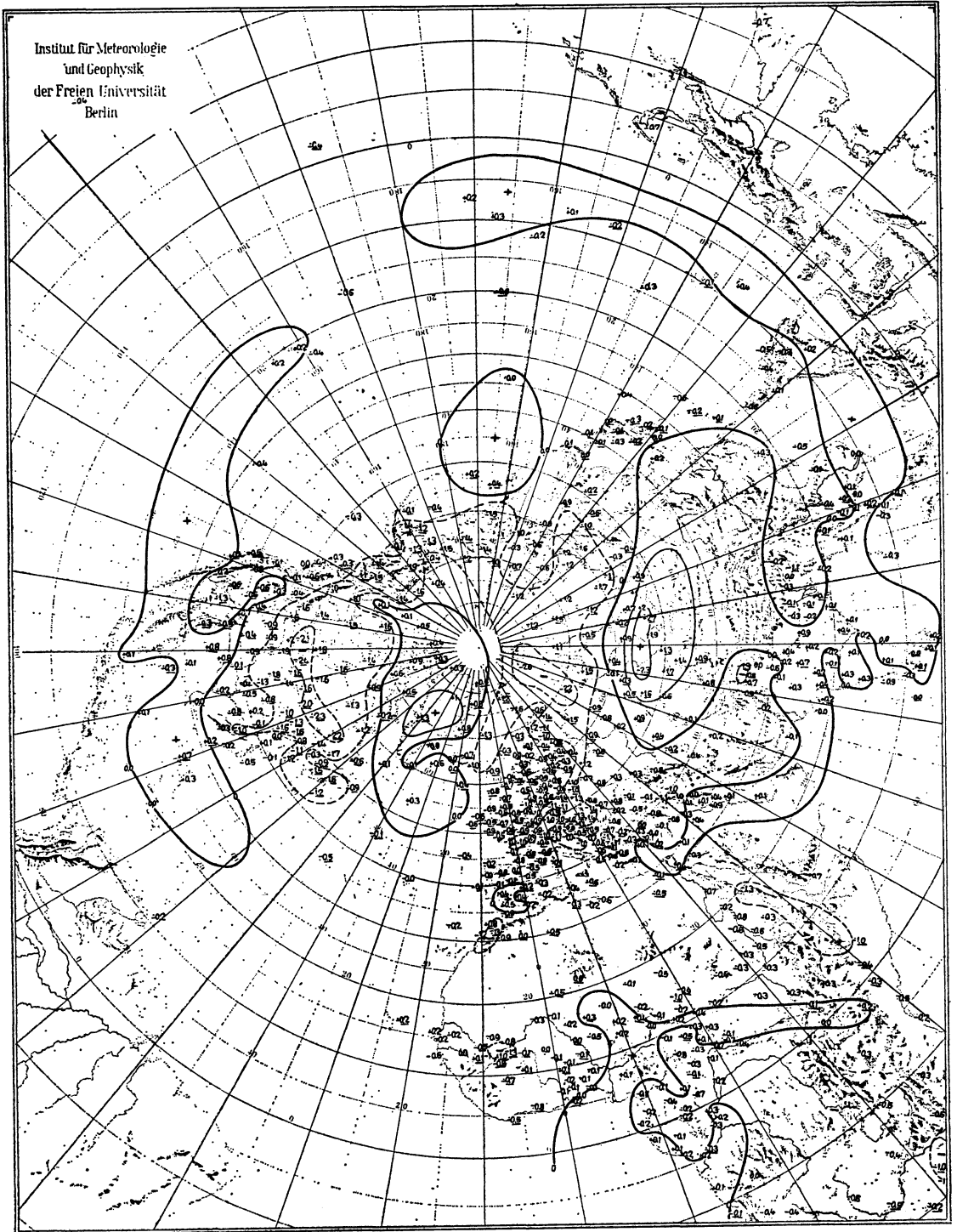


第15図 噴火後長期にわたって成層圏に存在する硫酸エアロゾルによる地上気温低下量 (Pollack *et al.*, 1976による)。



第16図 半球18層モデルを用いた数値実験による半球平均気温の推移。Krakatoa (1883) 噴火と同程度の噴火によるエアロゾルの影響 (破線) を噴火のない場合 (実線) と比較している (Hunt, 1977による)。

ルを用いたものなので、現在の段階では最も進んだものと言える。前にも述べたように、エアロゾルとして、硫酸塩粒子に対応するもののみを考えている。時間積分が噴火後約 4 カ月に限られている Hunt の場合には妥当な

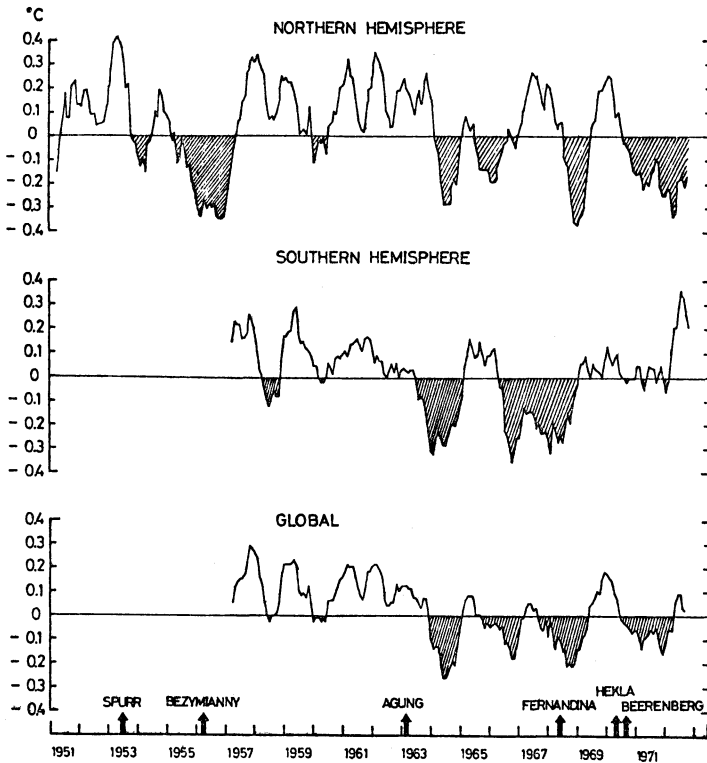


第17図 12ヵ月平均地上気温(1964年12月~1965年11月)の30年平均(1931年~1960年)からの偏差(Scherhag, 1965による)。

ものと考えられるが、噴火後しばらく経過してから多くなる硫酸粒子の効果を取り上げないと、噴火の影響を十分に把握した事にならない。また、赤外放射の変化・雲量・地表のアルベドの変化を取り入れていない事は、モデルの力学的側面で、季節変化・海陸分布・山岳分布を考慮していない事および半球モデルである事と共に、今後の改善が期待される所である。

第17図は、Scherhag (1965) による北半球地上気温の12カ月平均(1964年12月から1965年11月)の30年平均値からの偏差を示している。1963年3月の Agung 噴火のために低温が顕著である時期のものである。記入されているデータは632ヶ所の観測所からのものであり、北半球の全観測所の平均値は -0.40°C であると Scherhag は述べている。たしかに、多くの地域で気温偏差は負であるが、中央シベリヤ・グリーンランド等、逆に正である地域も認められる。このような気温上昇域の存在は、第1節で述べたように、気候に及ぼす噴火の影響に関する信頼できる証拠がないとする意見を克服する時の障害となっている。第5節で述べたように、火山噴火によ

るダストは半球ないしは全球的に拡散して、大気の放射過程などを通して気候に影響を与えると考えらるべきである。いっぽう、局地的な気温は、上記の放射過程の影響下で大気大循環の結果として、ある値をとるので、気温上昇の地域が気温低下の地域と共に出現する事は当然である。したがって、火山噴火の影響を抽出しようとすれば、半球ないし全球平均気温について解析する事が望まれる。しかし、今世紀前半までは、気象観測網が、特に海洋上で十分な密度で設置されていなかったため、十分信頼のおける半球平均値を求めるのは困難であった(Wexler, 1951). Willett (1950) や Mitchell (1961) は、各観測所の5年平均気温はかなり広範囲の面積にわたって代表性を持つ事を仮定して、半球ないし全球平均気温の推移を求めている。また、Budyko (1969, 1973) は、中央地球物理観象台での平均気温偏差図を利用して、年平均気温の北半球平均値の偏差を求めている。しかし、前者については地域代表性が十分に確認されていない事、後者については気温偏差図の具体的作製法が不詳である事などの問題がある。

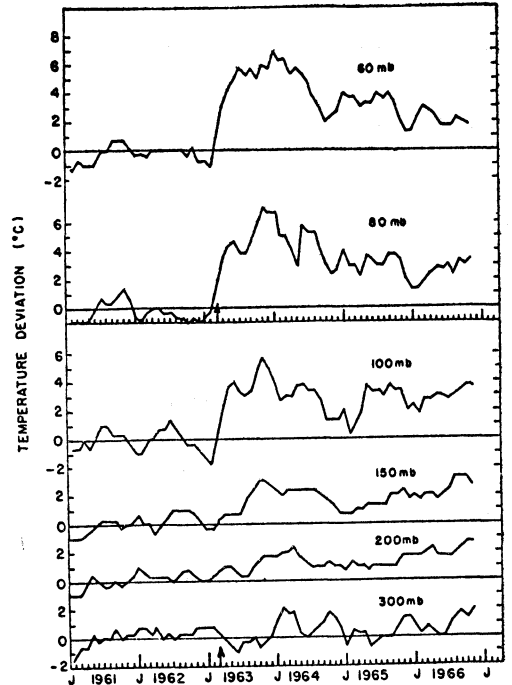


第18図 客観解析法により求めた月平均地上気温の平均偏差の北半球・南半球・両半球平均値 (Yamamoto *et al.*, 1977による)。

筆者とその協同研究者は (Yamamoto *et al.*, 1975, 1977), 今世紀後半の気象観測網の充実に着目して, 月平均地上気温の平年偏差の客観解析を行なって, 南北両半球平均気温の推移を求める事とした. 1951年から1975年までの25年間の月平均気温を, 約430カ所の観測所について収集して, 各月の25年平均からの偏差を, Cubic spline under tension 法 (Cline, 1973) により客観的に解析し, 緯度・経度 5° 毎の格子点の気温偏差を求めた. これにより, 北半球・南半球および全球平均気温を計算したが, その7カ月移動平均を第18図に再録した. IGY 以前の南半球の観測網は, 余りにも疎なので解析していない. 1951年以降の火山噴火のうち, 噴煙が明らかに圏界面を貫通して成層圏内部にまで達したとの報告があり, さらに, 噴火の程度が Sapper 階級の2以上のものを矢印で示してある. 1970年の2例は, Sapper 階級で3ではあるが, それらの効果が重なると階級2に匹敵すると考えられるので付加してある. これらの大噴火の後, 約1年経過すると半球平均気温が $0.4\sim 0.1^\circ\text{C}$ 程度低下している事が認められる. 南・北両半球で気温低下の様相に差異があり, 特に, 1970年以降では北半球の低下に対応するものは南半球では見当たらない. 北半球について, 1956年の Bezymianny 噴火以前から既に気温が低下している事, また, 1965~1966年にも低温が認められる事に関しては, ダスト・クラウドのピークが2回にわたって高緯度地方へ伝わっていた事 (Dyer・Hicks, 1968) との関連で説明ができるものと考えられる. このように, 多くの観測データの客観解析の結果は, 火山噴火の気候に対する影響に関する証拠と考えてよい (Lamb, 1975). 噴火による成層圏エアロゾルおよびその拡散は, 火山の地理的位置・噴火の季節・噴火の様相・噴煙の高さおよび成分によって変わる筈である. したがって, 噴火の気候に対する影響も, 噴火によって一様ではなく, また, 同じ噴火の影響も, 両半球で同様ではない. このような事が, やはり第18図で認められている. 筆者らの研究は, そのような意味で, 気候変動に対する火山噴火の影響を大気物理学的に研究する際, 焦点をあてるべき問題を明白にしたものと言える. しかし, 気候変動に直接関与する海面温度状態や雪氷の消長などを含めて, 全球的な気候のモニターが必要である. このような気候モニターを, 筆者らは米国の Kukla らと共同して進めている (Kukla *et al.*, 1977).

8. 火山噴火後の下部成層圏の変化

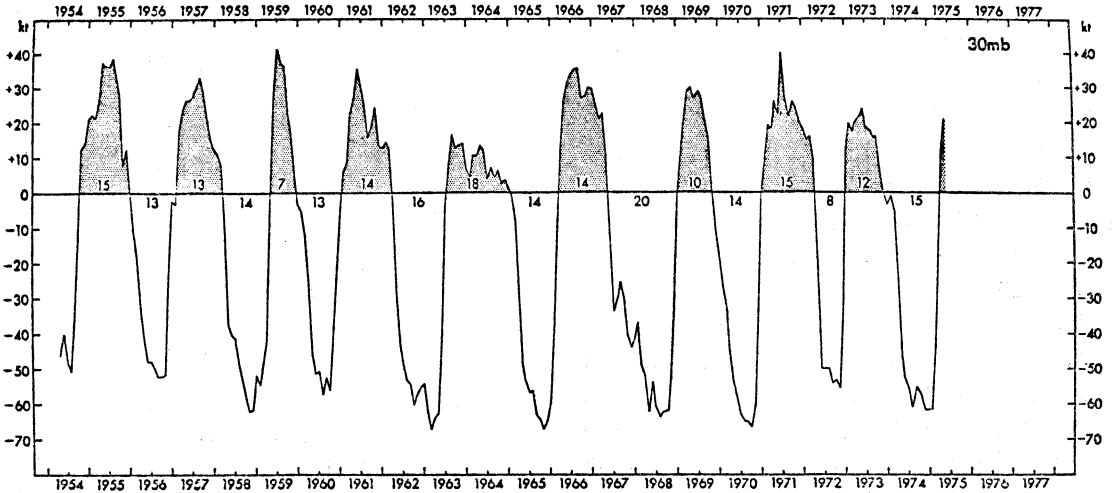
Newell (1970 a, 1970 b) は, 1963年3月の Agung



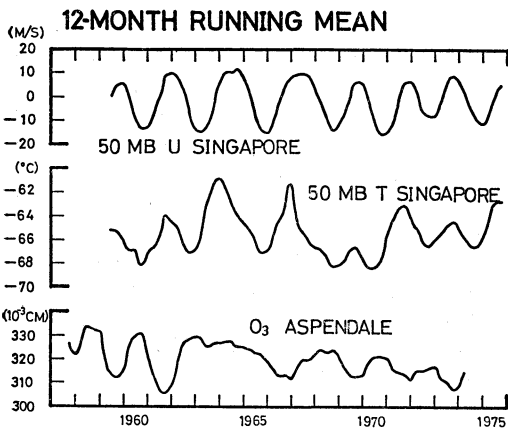
第19図 Port Hedland での月平均気温の5年平均 (1958~1962) からの偏差の3カ月移動平均 (Newell, 1970 a による).

噴火の影響として, 南半球の低緯度および中緯度における 60mb~30mb での気温上昇に注目した. 噴火前の5年平均に比べると, 5°C 以上の急昇温が, Australia の北西部の Port Hedland で明らかに観測された (第19図). これに対して, Agung 噴火の直接影響だと結論するためには, 尚研究を必要とする事が, Sparrow (1971) や McInturff *et al.* (1971) によって指摘されている. しかし, 第6節で述べたように, 重力沈澱の速い珪酸塩粒子の吸収効果が大きくて, 噴火直後下部成層圏で放射フラックスの収束が存在する事が期待される事, および, 噴火直後ダストは上記の成層圏気温上昇の観測された Australia 上空を通過した事 (第5図 a, b) から見て, Newell の主張するように, Agung 噴火の影響と考えられる公算が大きい.

赤道成層圏の帯状風や気温の準2年周期振動は, Veryard・Ebdon (1960) や Reed *et al.* (1961) により発見され, その平均周期は26カ月位とされていた. Canton 島の 50mb および 30mb の帯状風の振動周期が1963年頃から長くなって, 30カ月以上になった (Ebdon, 1967). しかし, 1969年頃から再び25カ月位になった事を,

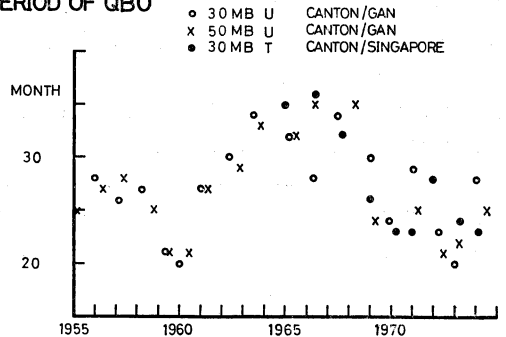


第20図 赤道付近の 30 mb の月平均の東西風分値。数字は東風および西風の継続月数 (Ebdon, 1975による)。



第21図 Singapore の帯状風 (U) と温度 (T) および Aspendale でのオゾン全量の 12 カ月移動平均 (山元, 1976による)。

PERIOD OF QBO



第22図 赤道付近での帯状風 (U) および気温 (T) の準 2 年周期振動の周期の変化傾向 (山元, 1976による)。

Ebdon (1975) が示している (第 20 図)。彼は、このような周期の変化は、Agung 噴火で増加した成層圏エアロゾルの影響であろうと述べている。第 21 図は、筆者 (1976) が、Singapore 50 mb の帯状風 (U) と温度 (T) の 12 カ月平均をまとめたものであり、Ebdon の指適した特徴が明らかである。また、第 22 図は、筆者 (山元, 1976) が、Gan, Canton, Singapore の 30 mb と 50 mb の温度と帯状風の月平均値の時系列から、それらの極大と極小の出現月より計算した周期の推移を示したものである。1959年までの周期は約26カ月であるが、1960年頃

には21カ月に減少している。その後、徐々に長くなり1963年以後は30カ月以上になっていて、Ebdon (1975) の示したものと一致している。1969年以降は、30カ月以下になり、1973年頃の周期は22カ月位であるが、その後再び長くなるのではないと思われる傾向がうかがえる。20年間にわたるこのような傾向は、1965年頃に認められる長い周期の出現を Agung 噴火と直接関連させる事を躊躇させる。準 2 年周期振動の発現機構を考慮して、今後研究すべき問題である。

成層圏オゾン量にも準 2 年周期振動が認められる事が知られている (Funk・Garnham, 1962; Ramanathan, 1963; Angell・Korshover, 1973)。Agung 噴火後、第

21図に示したように、この準2年周期が認められなくなり (Kulkarni, 1966), これを Agung 噴火の影響だと、Angell・Korshover (1973)は推定している。噴火の際にかなり多量の塩化水素が成層圏に注入されるので、成層圏オゾン量がその影響を受けて変化することは予想される所である。しかし、準2年周期振動が認められなくなる機構が明らかでないので、今後、さらに研究を進める必要がある (Bauer・Oliver, 1975)。

9. 結語

約200年前から提起された火山噴火の気候に対する影響は、1963年 Agung 噴火を契機として、著しく急速なテンポで研究されてきた。いっぽう、気候に対する人間活動の影響の評価の急務が叫ばれて、気候変動の研究が推進される事となった。また、大気大循環の力学モデルの確立は、外的インパルスとしての噴火に対して大気がどのような反応を示すかを、計算機の上で追跡する事を可能としてきた。さらに、グローバルな観測網の充実と気象衛星の活躍は、航空機・大型気球・ライダーと共に観測的研究の飛躍的推進を約束するものである。1980年代に予定されている第2次 GARP 計画での気候力学研究では、火山噴火の気候効果の研究が主要な課題の一つとなつて、著しい成果が生まれるものと期待される。

この小文をまとめるに当たり、岩嶋樹也君との討論が有用であった事を記して、彼に謝意を表す。また、文部省科学研究費自然災害特別研究を配分されて筆者が進めている研究の過程で得た文献を多数用いた事を記す。

文 献

Abbot, C.C., 1913 : Do volcanic explosion affect our climate?, *Nat. Geo. Mag.*, 24, No. 2, 181-197.
 Angell, J.K., and J. Korshover, 1973 : Quasi-biennial and long-term fluctuations in total ozone, *Mon. Wea. Rev.*, 101, 426-443.
 Batten, E.S., 1974 : The atmospheric response to a stratospheric dust cloud as simulated by a general circulation model, Rep. r-1324-ARPA, The RAND Corporation.
 Bauer, E. and R.C. Oliver, 1975 : Effects of volcanic eruptions on the stratosphere and on the climate, *CIAP Monograph 1*, pp. 819-850.
 Bigg, E. K., 1971 : Stratospheric pollution and volcanic eruptions., *Weather*, 26, 13-18.
 Budyko, E.M., 1969 : Climatic change, *Sov. Geogr.*, 10, 429.
 ———, 1973 : 気候と生命, 2, 東京大学出版会.
 Cadle, R.D., 1975 : Volcanic emissions of halides

and sulfur compounds to the troposphere and stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 80, 1650-1652.
 Cadle, R.D., and G.W. Grams, 1975 : Stratospheric particles and their optical properties, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, 475-501.
 Cadle, R.D., C.S. Kiang and J.F. Louis, 1976 : The global scale dispersion of the eruption clouds from major volcanic eruptions., *J. Geophys. Res.*, 81, 3125-3132.
 Castleman, A. W., H.R. Munkelwitz and M. Manowitz, 1973 : The contribution of volcanic sulfur compounds to the stratospheric aerosol layer, *Nature*, 244, 345-346.
 Center for Short-lived Phenomena: Event Reports.
 Chylek, P. and J.A. Coakley, 1974 : Aerosols and climate, *Science*, 183, 75-77.
 Cline, A.K., 1973 : Curve fitting using spline under tension, *Atmospheric Technology, NCAR*, No. 3, 60-65.
 Coakley, J.A. and G.W. Grams, 1976 : Relative influences of visible and infrared optical properties of a stratospheric aerosol layer on the global climate, *J. Appl. Met.*, 15, 679-691.
 Cronin, J.F., 1971 : Recent volcanism and the stratosphere, *Science*, 172, 847-849.
 Deirmendjian, D., 1973 : On volcanic and other particulate turbidity anomaly, *Advances in Geophysics*, 16, 267-296.
 Dyer, A.J. and B.B. Hicks, 1965 : Stratospheric transport of volcanic dust inferred from solar radiation measurements, *Nature*, 208, 131-133.
 ——— and, ——— 1968 : Global spread of volcanic dust from the Bali eruption of 1963, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 94, 545-554.
 Ebdon, R.A., 1967 : Possible effects of volcanic dust on stratospheric temperature and winds, *Weather*, 22, 245-249.
 ———, 1975 : The quasi-biennial oscillation and its association with tropospheric circulation patterns, *Met. Mag.*, 104, 282-297.
 Ellis, H.T. and R.F. Pueschel 1971 : Solar radiation: Absence of air pollution trends at Mauna Loa, *Science*, 172, 845-846.
 Friend, J.P., 1966 : Properties of the stratospheric aerosol, *Tellus*, 18, 465-473.
 ———, 1972 : *Volcano*, McGraw-Hill Year-book of Science and Technology, 411-413.
 Funk, J.P. and G.L. Garnham, 1962 : Australian ozone observations and a suggested 24 month cycle, *Tellus*, 14, 378-382.
 Grams, G. and G. Fiocco, 1967 : Stratospheric aerosol layer during 1964 and 1965, *J. Geophys. Res.*, 72, 3523-3541.

- Harris, B., 1964 : Volcanic particles in the stratosphere, *Austr. J. Phys.*, 17, 472-479.
- Harshvardhan and R.D. Cess, 1976 : Stratospheric aerosols : Effect upon atmospheric temperature and global climate, *Tellus*, 28, 1-10.
- Hewitt, R.G. and B. Martin, 1973 : A method for calculating residence times, *J. Geophys. Res.*, 78, 6212-6217.
- Humphreys, W.J., 1940 : Physics of the air, McGraw-Hill, New York.
- Hunt, B.G., 1977 : A simulation of the possible consequences of a volcanic eruption on the general circulation of the atmosphere, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 247-260.
- Jayaweera, K.O.L.F., R. Seifert and G. Wendler, 1976 : Satellite observations of the eruption of Tolbachik volcano, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 57, 196-200.
- Junge, C.E. and J.E. Manson, 1961 : Stratospheric aerosol studies, *J. Geophys. Res.*, 66, 2163-2182.
- Junge, C.E., C.W. Chagnon and J.E. Manson, 1961 : Stratospheric aerosol, *J. Met.*, 18, 81-108.
- Kimball, H.H., 1924 : Variation in solar radiation intensities measured at the surface of the earth, *Mon. Wea. Rev.*, 52, 527-529.
- Kukla, G., J.K. Angell, J. Korshover, H. Dronia, M. Hoshiari, T. Iwashima, J. Namias, M. Rodewald and R. Yamamoto, 1977 : Recent climate update, *Nature*(to be published).
- 久野 久, 1954 : 火山及び火山岩, 岩波書店.
- Kulkarni, R.N., 1966 : Breakdown of the biennial variation of ozone and of lower stratospheric temperatures in the middle latitudes of the Southern Hemisphere, *Nature*, 210, 286-291.
- Lamb, H.H., 1970 : Volcanic dust in the atmosphere, *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A, 266, 425-533.
- , 1976 : Private communication.
- Landsberg, H.E. and J.M. Albert, 1974 : The summer of 1816 and volcanism, *Weatherwise*, 27, 63-66.
- Liou, K.N., 1975 : On the transfer of solar radiation in aerosol atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 32, 2166-2177.
- MacCracken, M.C. and G.L. Potter, 1975 : Comparative climatic impact of increased stratospheric aerosol loading and decreased solar constant in a zonal climate model, *Proc. WMO/IAMAP Symp. Long Term Climatic Fluctuations*, WMO, No. 421, 515-420.
- Mason, B.J., 1976 : Towards the understanding and prediction of climatic variations, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 102, 473-498.
- McInturff, R.M., A. J. Miller, J.K. Angell and J. Korshover, 1971 : Possible effects on the stratosphere of the 1963 Mt. Agung volcanic eruption, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1304-1307.
- Meinel, A.B. and M. Meinel, 1964 : Height of the glow stratum from the eruption of Agung on Bali, *Nature*, 201, 657-658.
- Milankovitch, M., 1930 : *Mathematische Klimalehre und astromische Theorie der Klimaschwankungen, Köppen und Geiger's Handbuch der Klimatologie*, I.A. Borntraeger, Berlin.
- Mitchell, J.M. Jr., 1961 : Recent secular changes of global temperature *Ann.*, New York Acad. Sci., 95, 235-250.
- , 1970 : A preliminary evaluation of atmospheric pollution as a cause of the global temperature fluctuation of the past century, *Global effects of environmental pollution*, ed. by S.F. Singer, pp. 139-155, Springer, New York.
- , 1971 : The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface, *J. Appl. Met.*, 10, 703-714.
- Moriyama, S., 1977 : The radiative effect of atmospheric pollution, *Atmos. Environ.* (to be published).
- Moore, J.G., K. Nakamura and A. Alcaraz, 1966 : The 1965 eruption of Taal volcano, *Science*, 151, 955-960.
- Mossop, S.C., 1963 : Stratospheric particles at 20 km, *Nature*, 199, 325-326.
- Mossop, S.C., 1964 : Volcanic dust collected at an altitude of 20 km, *Nature*, 203, 824-827.
- Newell, R.E., 1970 a : Stratospheric temperature change from the Mt. Agung volcanic eruption of 1963, *J. Atmos. Sci.*, 27, 977-978.
- , 1970 b : Modification of stratosphere properties by trace constituent changes, *Nature*, 227, 697-699.
- 日本火山学会 : *Bulletin of volcanic eruptions.*
- Ollier, C., 1969 : *Volcanoes*, The MIT Press, Cambridge, Mass.
- 小野 晃, 1977 : 成層圏エロゾル粒子, *科学*, 47, 18-26.
- Pernter, J.M., 1889 : Zur Theorie des Bishopringes, *Met. Zeit.*, 6, 401-409.
- Pollack, J.B., O.B. Toon, C.Sagan, A. Summers, B. Baldwin and W.V. Camp, 1976 : Volcanic explosions and climatic change : A theoretical assessment, *J. Geophys. Res.*, 81, 1071-1083.
- Ramanathan, K.R., 1963 : Bi-annual variation of atmospheric ozone over the tropics, *Quart. J.*

- Roy. Met. Soc., 89, 540-542.
- Rasool, S.I. and S.H. Schneider, 1971 : Atmospheric carbon dioxide and aerosols : Effects of large increases on global climate, *Science*, 173, 138-141.
- Reed, R.J., W.J. Campbell, L.A. Rasmussen and D.G. Rogers, 1961 : Evidence of a downward-propagating, annual wind reversal in the equatorial stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 66, 813-818.
- Reiter, E., W. Carnuth, H.J. Kanter, K. Pötzl, R. Reiter and R. Sladkovic, 1975 : Measurements of stratospheric residence times, *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 24, 41-51.
- Remsberg, E.E., 1973 : Stratospheric aerosol properties and their effects on infrared radiation, *J. Geophys. Res.*, 78, 1401-1408.
- Rozenberg, G.V. and V.V. Nikolaeva-Tereshkova, 1965 : Stratospheric aerosol measured from a space ship, *Izv. Atmos. and Ocean Phys.*, 1, 386-394.
- Sapper, K., 1927 : *Vulkankunde*, Engelhorn Verlag, Stuttgart.
- Scherhag, R., 1965 : *Bemerkungen zur Weltwetterlage im Meteorologischen Jahr (1964-) 1965*, Berliner Wetterkarte, Met. Abhnadl, 53.
- Sellers, W.D., 1973 : A new global climatic model, *J. Appl. Met.*, 12, 241-254.
- Simkin, T., and K.A. Howard, 1970 : Caldera collapse in the Galapagos Islands, 1968, *Science*, 169, 429-436.
- Simpson, G.C., 1934 : World climate during the quaternary period, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 60, 425-478.
- Sparrow, J.G., 1971 : Stratospheric properties and Bali dust, *Nature*, 229, 107.
- Symons, G.J., 1888 : The eruption of Krakatoa and subsequent phenomena, Harrison and Trübner, London.
- 田中正之, 1975 : 火山噴火と気候, *火山*, 20, 363-376.
- Veryard, R.G., and R.A. Ebdon, 1960 : Fluctuations in tropical stratospheric winds, *Met. Mag.*, 90, 125-143.
- Viebrock, H.J. and E.C. Flowers, 1968 : Comments on the recent decrease in solar radiation at the South Pole, *Tellus*, 20, 400-411.
- Volz, F.E., 1964 : Twilight phenomena caused by the eruption of Agung volcano, *Science*, 144, 1121-1122.
- Weinert, R.A., 1967 : The movement and dispersion of volcanic dust from the eruption of Mt. Agung, Bali, 17 March 1963, *Austr. Met. Mag.*, 15, 225-229.
- Wexler, H., 1951 : On the effects of volcanic dust on insolation and weather (I), *Bull. Amer. Met. Soc.*, 32, 10-15.
- Willett, H.C., 1950 : Temperature trends of the past century, *Cent. Roy. Met. Soc. London*, 195-260.
- Yamamoto, G., and M. Tanaka, 1972 : Increase of global albedo due to air pollution, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1405-1412.
- 山本義一, 1974 : 火山噴煙量と気温低下, *天気*, 21, 241-243.
- 山元龍三郎, 1976 : 成層圏・中間圏大気の気候変動, MAP 計画会議議事録.
- Yamamoto, R., T. Iwashima and M. Hoshiai, 1975 : Change of the surface air temperature averaged over the Northern Hemisphere and large volcanic eruptions during the year 1951-1972, *J. Met. Soc., Japan*, 53, 482-485.
- Yamamoto, R., M. Hoshiai and T. Iwashima, 1977 : Change of surface air temperature averaged globally during the years 1957-1972, *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 25, 105-115.