

ピナトゥボ火山起源エアロゾルの トラジェクトリー解析とライダー観測の比較*

神山 武久*¹・内野 修*²・永井 智広*³・
甲斐 憲次*⁴・藤本 敏文*⁵

要旨

1991年6月15日、フィリピンのピナトゥボ火山 (Mt. Pinatubo, 15.14°N, 120.35°E) が噴火し、それに伴い世界各地で成層圏のエロゾルの増加がライダーにより観測された。この噴煙エアロゾルの輸送過程を考察するため、粒子数約3万1千個を扱えるトラジェクトリー解析プログラムを開発・実行し、ライダー観測データと比較した。

その結果、100hPa等圧面のトラジェクトリー解析結果と北半球各地のライダー観測の結果から考察すると、日本にはインド洋から中近東を通りチベット高原を迂回したエアロゾルが到達したこと、また北アメリカにはエアロゾルが到達したのは遅く、7月下旬であったことなどが明らかになった。

1. はじめに

1991年6月15日、フィリピンのピナトゥボ火山 (Mt. Pinatubo, 15.14°N, 120.35°E) が噴火し、噴煙は高度30~40 km まで到達した (Smithsonian Institution, 1991a)。噴出したSO₂の量は約20 Mtであり、1982年のエル・チチョン火山の噴火の約3倍である (Bluth *et al.*, 1992)。成層圏内に注入されたSO₂は、OHやH₂Oとの複雑な化学反応を通じH₂SO₄の気体になった後、均一または不均一核生成により硫酸エアロゾルに変化する。この硫酸粒子のエロゾルは下部成層圏では自由落下速度が遅く、また雲の発生しにくい成層圏内では降水に取り込まれる機会も少ないため長期間

下部成層圏に留まり、放射収支に影響を与える。例えば1982年のエル・チチョン火山の噴火 (期間: 1982年3月28日, 4月3~4日, 場所: 17.3°N, 93.2°W, メキシコ) 後、つくばの高層気象台における1982年12月の快晴時の直達日射量は平均値に比べ20%減少、散乱日射量は74%増加、全天日射量は3%減少した (山内・志村, 1984)。

今回のピナトゥボ火山噴火でも、すでに世界各地のライダー観測により成層圏のエロゾルの増加が報告された (第1図, Smithsonian Institution, 1991b-h, 1992a-h)。その影響も現れ、つくばでは1991年12月に全天日射量が平均的な年に比べ5パーセント減少した (上野, 1992)。またこのエアロゾルは、成層圏及び対流圏の気温へも影響を及ぼすことが指摘されている (Pollack *et al.*, 1976)。

火山噴火に伴うエアロゾルの輸送過程の考察は、エル・チチョン火山の噴火について Uchino (1985) によりトラジェクトリー解析が行われている。ここで用いられているプログラムでは一度に扱える粒子数が49個であるにも関わらず、ライダー観測結果と良い一致が見られている。

今回、輸送経路をより詳細に考察するため約3万個の粒子を扱えるトラジェクトリー解析プログラムを開発した。これにより粒子の流跡線を追跡するのみではなく、ある時刻における分布をより詳細に見ることが可能となった。

* A comparison of Mt. Pinatubo aerosols between trajectory analyses and lidar measurements.

*¹ Takehisa Kamiyama, 筑波大学修士課程環境科学研究所。

*² Osamu Uchino, 気象研究所気象衛星・観測システム研究部。

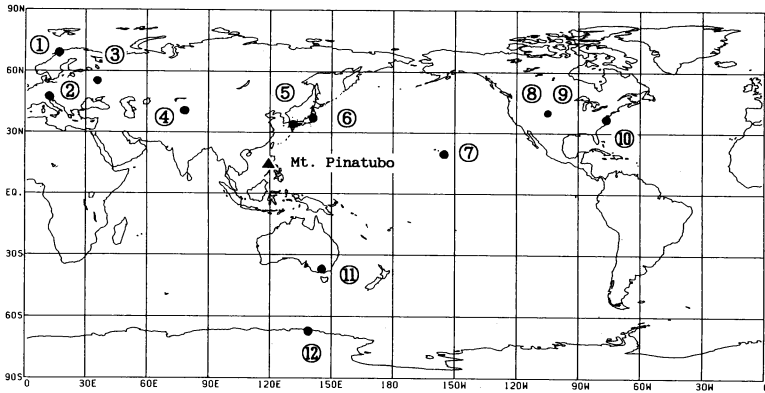
*³ Tomohiro Nagai, 気象研究所気象衛星・観測システム研究部。

*⁴ Kenji Kai, 筑波大学地球科学系

*⁵ Toshifumi Fujimoto, 気象研究所気象衛星・観測システム研究部。

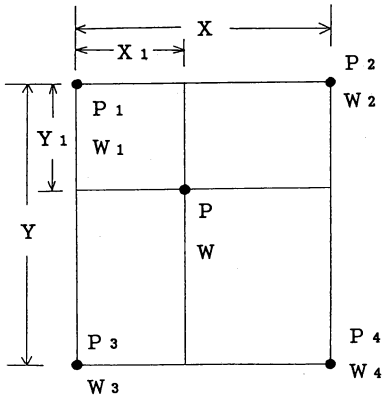
—1993年8月10日受領—

—1993年11月29日受理—



第1図 世界のライダー観測地点.

- ① Andoya ② Garmisch-Partenkirchen
- ③ Obninsk ④ Teplokluchenska
- ⑤ 福岡 ⑥ つくば
- ⑦ Mauna Loa ⑧ Laramie
- ⑨ Boulder ⑩ Hampton
- ⑪ Aspendale ⑫ Dumont d'Urville



第2図 メッシュ内の風速内挿方法. ここで, X, Yはそれぞれ経度・緯度1.875°に相当する距離, W₁~W₄はある時刻における各グリッドP₁~P₄の風速, Wは粒子の位置Pの風速を示す. またX₁, Y₁は距離P₁P₂のX, Y成分である.

本研究はこのプログラムを用いてピナトゥボ火山噴煙のトラジェクトリー解析を行い, ライダーの観測結果と比較し, その結果から噴煙粒子の輸送経路を明らかにすることを目的とする.

2. トラジェクトリー解析方法

解析に必要な風のデータには, 気象庁の全球客観解析データを用いた. これは全球を1.875°×1.875°メッシュの16層に区切り, それぞれの格子点について高度, 気温, 露点温度 (150hPa まで), 風速のデータを12時間毎に持つものである (気象庁予報部, 1990).

開発したトラジェクトリー解析プログラム内での具体的な計算手順は, 以下の通りである.

第2図に示すように, 各粒子が存在するメッシュの周囲4点のグリッド P₁~P₄ では, それぞれ風速が通常12時間ごとに更新される. その更新前・更新後の風速を W_n^{old}, W_n^{new} (n=1,2,3,4) とし, 現在の時刻Tを,

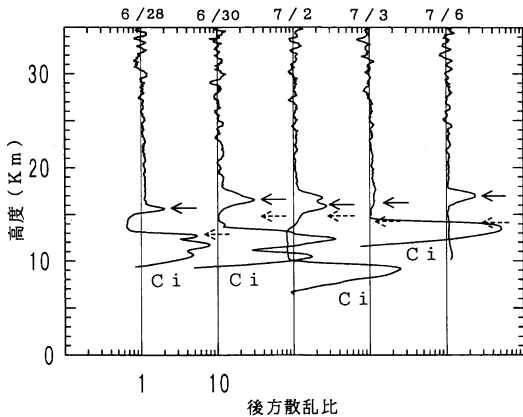
$$T = T_0 + t \dots\dots\dots(1)$$

とする. ただし, T₀は計算開始後風速データが更新されるある時刻 (通常12時間の倍数時), tは風速データが更新された時刻からの経過時間である. このとき, ある時刻Tにおける点 P_n の風速 W_n は, 次のように求められる.

$$W_n = (W_n^{new} - W_n^{old}) \times \frac{t}{12時間} + W_n^{old} \quad (n=1,2,3,4) \dots\dots\dots(2)$$

続いて, 気塊の位置における風速Wを W₁~W₄ から次のように内挿して求める.

$$W_u = \frac{X_1}{X} \times (W_2 - W_1) + W_1 \dots\dots\dots(3)$$



第3図 気象研究所で観測されたエアロゾル層(実矢印)。左から、1991年6月28日、同30日、同7月2日、同3日、同6日。点線矢印は圏界面高度。圏界面より下層の後方散乱比の大きい部分は絹雲である。絹雲の上部で後方散乱比が1より小さくなっているのは、絹雲からの強い散乱光の影響による。

$$W_d = \frac{X_1}{X} \times (W_4 - W_3) + W_3 \dots\dots\dots(4)$$

とすると、Wは

$$W = \frac{Y_1}{Y} \times (W_d - W_u) + W_u \dots\dots\dots(5)$$

である。ここで、X、Yは第2図に示すように各グリッド間の距離であり、X₁、Y₁は点P₁から粒子までの距離のX成分、Y成分である。

こうして求められた気塊の位置の風速と微小時間Δtの積により気塊の新しい座標が求まり、これを繰り返すことで気塊は移動する。このとき気塊中に含まれるエアロゾルが共に輸送されると考えられるので、以下では気塊につけられた印はその中のエアロゾルを代表して表しているとみなす。

一方、Δtの値の決定にあたっては以下の条件を考慮した。

- ① Δtは小さいほどエアロゾルは細かく移動し正確さを求めることができるが、計算量の増加から計算時間の増加と、時間積分の誤差を導く可能性がある。
- ② 一度の積分ステップ中に一つのエアロゾルが、隣のメッシュよりも遠くに移動することは計算上好ましくない。

最大風速を100 m/sと仮定しこれらを考慮すると、エアロゾルが緯度70°での経度1メッシュ、すなわち、

71.7 kmを通過するのに要する最短時間は約12分なので、これをΔtとした。よってエアロゾルは1つの時間積分ステップ後、隣のメッシュを越えて移動することはない。また70°という数字は、北アメリカ大陸の最北部に相当する。なお、Δt=6分、10分でも、12分と比較して計算結果にほとんど差異はなかった。

このトラジェクトリー解析を、粒子は等圧面を移動すると仮定して100、70、50、30、20、10 hPaの6層の等圧面で行った。これら各等圧面の計算は互いに独立し、粒子の重力落下などは考慮していない。

また厳密には等温位面あるいは3次元でのトラジェクトリー解析の方がより物理的で実際の大气に近いと思われるが、今回は第一近似的な粒子の動きを追跡することを目的としたため等圧面を採用した。

3. 結果及び考察

3.1 観測結果

気象研究所(つくば市長峰)のライダー観測では、1991年6月28日夜より、高度約16~17 kmにピークを持つエアロゾル層を確認した(第3図)。この高度は成層圏の最下部にあたり、約100 hPa等圧面高度に相当する。国立環境研究所(つくば市小野川)のライダー観測によると、前日の27日夜には顕著なエアロゾル層は確認されておらず、従ってこのエアロゾルはつくば上空に6月28日の夜初めて到達したと考えられる(Uchino *et al.*, 1993)。

このような成層圏のエアロゾルの急激な増加現象は過去の経験から火山噴火によるものであると考えられる。この頃に成層圏まで噴煙を注入する規模の噴火をした火山はフィリピンのピナトゥポ火山だけであり、衛星によってもピナトゥポ火山起源のエアロゾルの拡散が確認されている(McCormick and Veiga, 1992)ことから、つくばで観測されたこのエアロゾル層はピナトゥポ火山起源であると思われる。

この新しいエアロゾル層は、第1表に示すように世界各地で観測された。その高度は14~18 km、あるいは22 km付近である。これによると、

① つくばと福岡、Garmisch-Partenkirchenでは、このピナトゥポ火山起源と思われるエアロゾルは6月下旬から7月上旬にかけて初めて観測された。

② 北アメリカ大陸3地点中2地点の Hampton, Laramie では7月の中旬以降からエアロゾル層が確認された。残る Boulder では、Post *et al.* (1992)によれば6月26日に初めて新しいエアロゾル層が観測さ

第1表 ピナトゥボ火山噴火に伴うエアロゾル層の世界各地での初観測日.

観測点	初観測年月日	前回観測日	高度 (km)	備考	文献
Mauna Loa USA, 19.5°N	91. 7. 1		22.5		a)
Boulder USA, 40°N	91. 6. 26		15-16	"TRANSIENT LAYER"	b)
Hampton USA, 37.1°N	91. 7. 27	91. 7. 21	14-17		
Laramie USA, 41°N	91. 8. 3		16.8	7/18から前日までははっきりしなかった	c)
Laramie USA, 41°N	91. 7. 16		圏界面のすぐ上	気球搭載オプティカルパースティクルカウンターによる観測	d)
Garmisch-Partenkirchen Germany, 47.5°N	91. 7. 1	91. 6. 28	15		e)
つくば Japan, 36.05°N	91. 6. 28	91. 6. 26	16		f)
福岡 Japan, 33.05°N	91. 7. 7	91. 6. 20	15.5-18		f)
Teplokluchenska Russia, 41°N	91. 7. 13	91. 7. 3	17.8		g)
Obninsk Russia, 55°N	91. 7. 5		13.7 15.9		h)
Andoya Norway, 69.28°N	91. 9. 18	91. 8. 14	22		h)
Aspendale Australia, 38°S	91. 7. 19		22		i)

出典 a) Thomas *et al.*, 1992. f) Uchino *et al.*, 1993.
 b) Post *et al.*, 1992. g) Smithsonian, 1991g.
 c) Smithsonian, 1991c. h) Smithsonian, 1991d.
 d) Deshler *et al.*, 1992. i) Smithsonian, 1992i.
 e) Smithsonian, 1991e.

れた。しかし、これがピナトゥボ火山起源であるということは“possibly”ということである。ここでは7月27日から濃いエアロゾル層が観測された。

③ 北半球中緯度で初めて観測されたエアロゾル層は、いずれも高度 18 km (約 70 hPa 等圧面高度) 以下である。

④ 南半球の Aspendale でもエアロゾル層が確認された。

などがわかる。

第4図は Obninsk, Garmisch-Partenkirchen, Hampton, Mauna Loa で観測されたエアロゾル層のピーク高度の時間変化である (Smithsonian Institution, 1991b-h, 1992a-h)。この図によると、Obninsk と Garmisch-Partenkirchen では、噴火後まず高度約 14 km から 17 km までの低い高度にエアロゾル層のピークが観測され、その後徐々に高高度にピークが移り、やがて時間とともに低くなる傾向が見られる。また Hampton では最初のピナトゥボ起源エアロゾルの検出は8月3日で他の地点より遅いが、ピーク高度の変

化には同様の傾向がみられる。

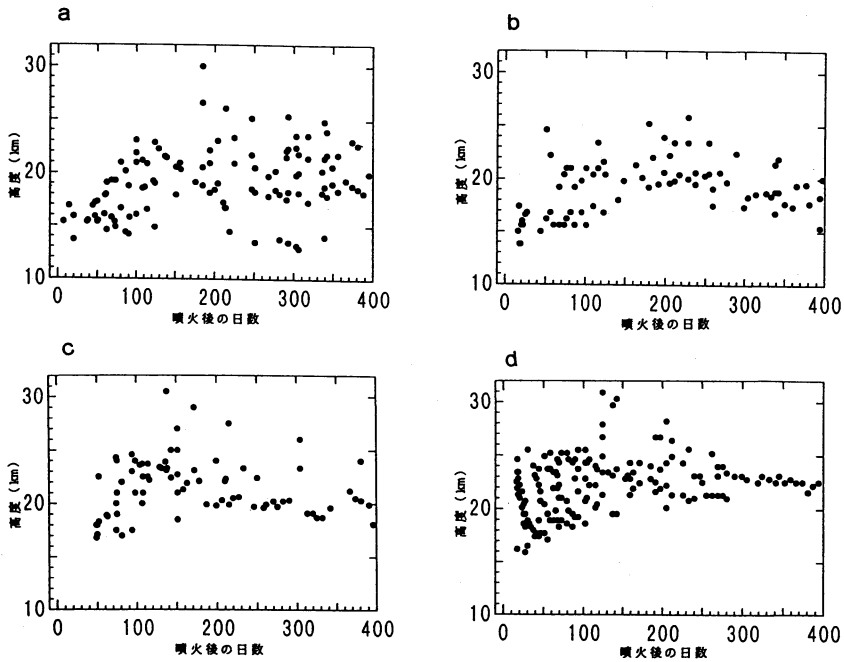
一方 Mauna Loa では、噴火後高度約 16 km から 26 km までエアロゾル層のピークが見られ、その高度は時間とともに 23 km 付近に収束している。

ピーク高度の時間変化についてより長期的に見ると、第2表に示す各地で10月から12月中旬にかけて、高度 30 km 以上に顕著なエアロゾル層が観測された。これは10月頃に成層圏の風系が変化することも何らかの関連があるかと思われるが、今後の研究の課題である。

これら初期のエアロゾル層の比較により、上層に比べ下層のエアロゾルが先に高緯度へ輸送されたことがわかる。これはエル・チヨン火山噴火後にも見られた (Shibata *et al.*, 1984; Uchino, 1985)。

3.2 トラジェクトリー解析結果

計算の初期値を第3表に示す。噴煙の初期値と計算開始時刻は GMS 画像 (田中, 1991) によった。また粒子の間隔は 2.5 km メッシュとし、総数は31727個である。この計算を 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa 各等圧面



第4図 観測によるエアロゾル層のピーク高度の時間変化.

- a) Obninsk, 55°N.
- b) Garmisch-Partenkirchen, 47.5°N.
- c) Hampton, 37.1°N.
- d) Mauna Loa, 19.53°N.

第2表 世界各地での高度 30 km 以上の顕著なエアロゾル層の初観測日.

観測点	初観測年月日	文献
Mauna Loa USA, 19.5°N	91.10.30	a)
那覇 Japan, 26.2°N	91.11.22	b)
つくば Japan, 36.05°N	91.11.20	b)
Hampton USA, 37.1°N	91.10.31	a)
Garmisch-Partenkirchen Germany, 47.5°	91.10初旬-11初旬	a)
Obninsk Russia, 55°N	91.12.17	c)

- a) Smithsonian, 1991f.
- b) Nagai *et al.*, 1992.
- c) Smithsonian, 1991h.

で行った。これらの等圧面高度は、U.S. Standard Atmosphere (1976) を使用して換算するとそれぞれ第4表に示す高度に対応する。このうち 100 hPa 等圧面高度が、多くの観測点で初めて観測されたエアロゾ

ル層の高度に相当する。

a) 100 hPa 等圧面

第5図に 100 hPa 等圧面のトラジェクトリー解析の結果を示す。

粒子はまず西南西に流されインド洋に達し、ここでおおよそ3方向に分岐した。すなわち、中近東付近からチベット高原を時計回りに進むもの、そのまま西進し大西洋に達するもの、インド洋を南進するものである。

チベット高原方面に分岐した粒子は、高原を時計回りに周回しつつその東端では東進した(第5図(a))。一方インド洋の粒子は南半球にゆっくりと拡散した。また大西洋上の粒子は、速度がここで遅くなった。

ユーラシア大陸から東進した粒子が日本に到達したのは日本時間の6月29日の朝から30日の朝の間である(第5図(b))。また Nikaidou (1993) による数値シミュレーションでも、エアロゾルが同様の経路で日本付近に輸送されている。

その後このエアロゾルは両半球で拡散した(第5図(c))。アメリカ合衆国上には7月24~26日ころ、日本付

第3表 1991年6月のピナトゥボ火山の観測された噴火時刻とトラジェクトリー解析の初期条件.

観測		解析
位置	15.14°N, 120.35°E	
噴火時刻	1991年6月15日 0642Z	
火山灰の噴出高度	35~40 km (最大)	100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa 等圧面
噴煙半径	250 km (6/15 0900Z)	250 km
計算開始時刻	1991年6月15日 0900Z	
粒子密度	2.5 km メッシュに1つ	
総粒子数	31727個	

第4表 各等圧面に対応する高度 (U. S. Standard Atmosphere 1976 より).

第圧面 (hPa)	高度 (km)
100	16.1
70	18.5
50	20.6
30	23.9
20	26.6
10	31.2

第5表 トラジェクトリー解析で粒子が高緯度に輸送され始めた日.

等圧面	輸送開始年月日
70 hPa	1991. 8 .25
	1991. 9 .20
	1991.10.25
50 hPa	1991. 9 .10
	1991. 9 .20
	1991.10. 5
30 hPa	1991.10.15
	1991.10. 1
	1991.10.25
20 hPa	1991.10. 1
10 hPa	1991. 9 .10

近からカナダ方面に東進したエアロゾルと、大西洋上から西進したエアロゾルが到達した (第5図(d)).

b) 70 hPa 等圧面以上

70, 50, 30, 20, 10 hPa 各等圧面のトラジェクトリー解析の結果では粒子は西進し、噴火後2か月を経ても(この間地球を3周した)第6図のように東西のみに拡散される様子が続いた.

この後9月から10月に粒子は高緯度へ輸送され始めた (第5表).

3.3 観測結果とトラジェクトリー解析結果の比較

a) 100 hPa 等圧面の高度

つくばにピナトゥボ火山起源のエアロゾルが到達するのは、計算結果が観測結果に比べ1日遅い.

Garmisch-Partenkirchen では、観測では6月29日から7月1日の間にエアロゾルが到達したのに対し (Jäger, 1992) 計算では4日夜 (現地時刻) と、3日から5日ほど計算結果の方が遅い. Obninsk では、エアロゾルが観測されたのは7月5日夜 (現地時刻) なのに対し、計算結果では6月29日夜 (現地時刻) にその付近を粒子が通過している.

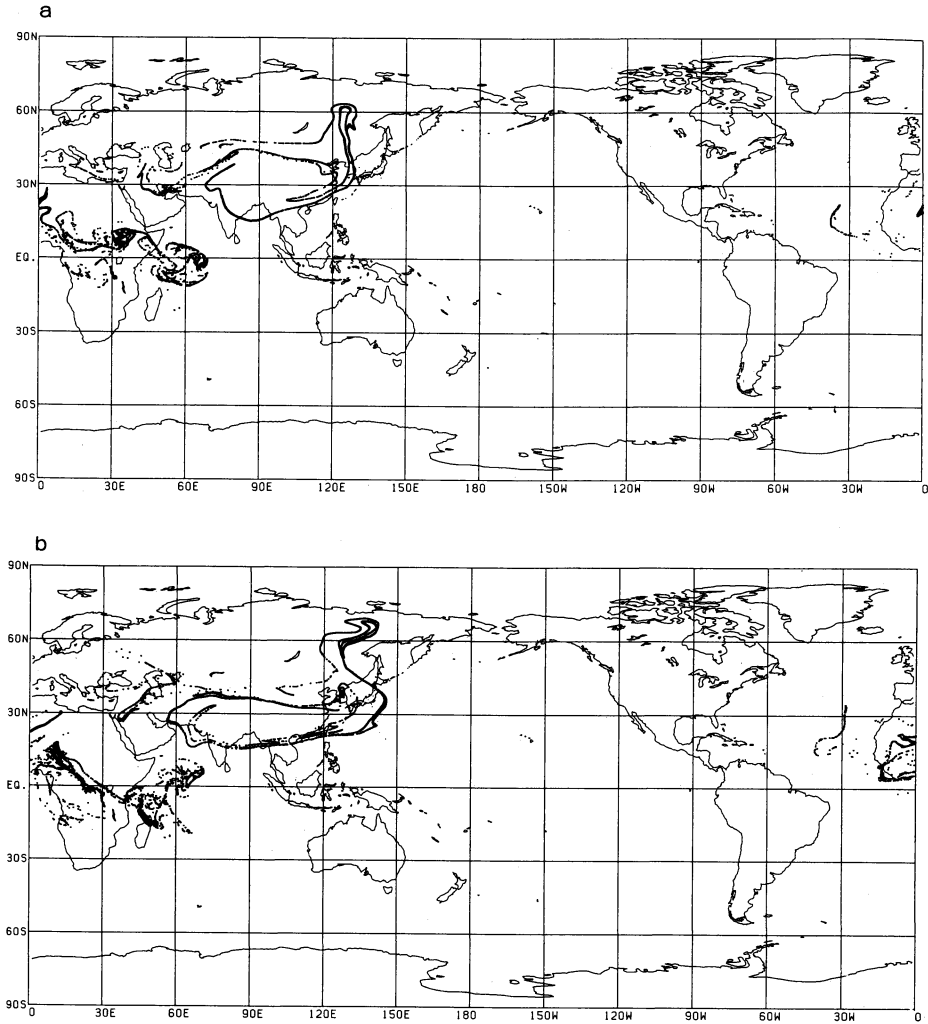
Teplokluchenka では、7月3日夜の観測ではエアロゾル層は存在せず、13日夜に高度 17.8 km に観測されている. 計算によるとここを粒子が初めて通過するのは6月30日夜 (現地時刻) であり、観測結果と差が

ある. これは、17.8 km という高度が 100 hPa 等圧面としては若干高めと思えること、また計算によると粒子は Teplokluchenka に到達した6月30日の後7月4日夜 (現地時刻) には一度南下し、その後6日に再び北上していることなどから観測が行われた7月3日にはエアロゾル層を検出できなかったためと考えられる.

アメリカ合衆国上にエアロゾルが到達したのは計算では7月末なのに対し、観測では Hampton は8月初め, Laramie は7月中旬と、比較的近い結果が得られた. Boulder の7月27日に観測されたエアロゾルについても良い一致である.

以上のように 100 hPa 等圧面におけるトラジェクトリー解析は北半球各地の観測結果と比較的良好一致を示し、ピナトゥボ火山起源エアロゾルの輸送経路を説明することが可能となった. しかし現実と計算の間には数日の差があり、これを補うにはより現実の大気の運動に近い等温位面、3次元での解析を行う必要がある.

一方南半球では、エアロゾルの初到達日について機



第5図 トラジェクトリー解析による 100 hPa 等圧面のエアロゾル分布.

a 1991年6月28日 0000z.

b 1991年6月30日 0000z.

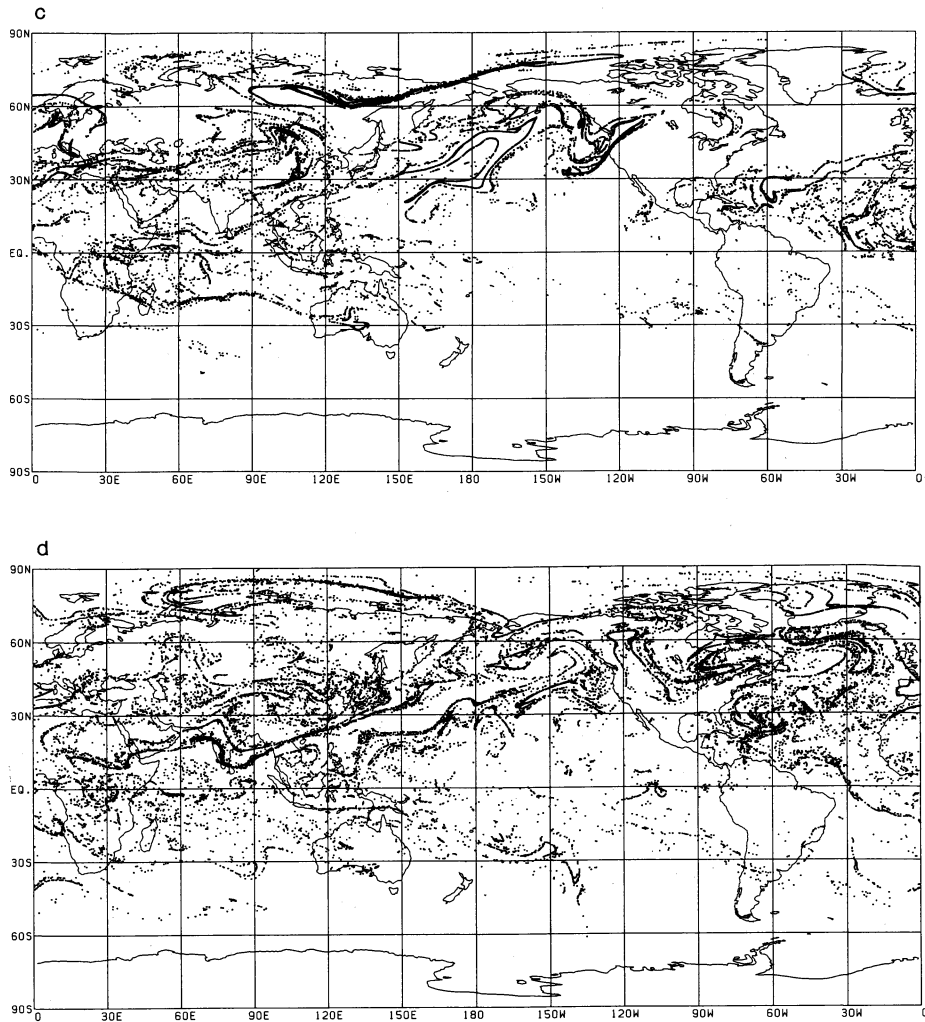
器を用いた観測が少なく、このトラジェクトリー解析と比較することが難しい。

南極にあるイタリアの Dumont d'Urville 基地 (66.67°S, 140.02°E) では、7月21日の00UTCの数時間後、それまで 20~23 km に存在したエアロゾル層に加え高度 13, 14, 15 km に薄い層が現れた。この3層は日を追うごとに後方散乱比が大きくなり、その値は 80~100にもなったが、7月17~19, 22日には極渦の変化により無くなった (Smithonian Institution, 1991d)。トラジェクトリー解析によればこのころ最も南下している粒子でも南緯55度付近までであり、この

観測結果とは一致しない。

b) 70 hPa 等圧面以上の高度

70 hPa 等圧面以上の各計算結果を、粒子が Mauna Loa 観測所のあるハワイ島上空を通過した日を第4表により高度に換算し、第4図(d)と比較合成したのが第7図である。これによると解析結果は観測結果と似た傾向を示す。ただし一方で、観測されているエアロゾルが解析では現れていない部分もある (噴火から約40日後の高度約 24 km など)。これは、このとき計算では粒子群は第6図のように南北方向に狭く西進しているため、ハワイ島上空をはずれて通過したためであ



第5図(続き) トラジェクトリー解析による100 hPa等圧面のエアロゾル分布.

c 1991年7月17日 0000z.

d 1991年7月26日 0000z.

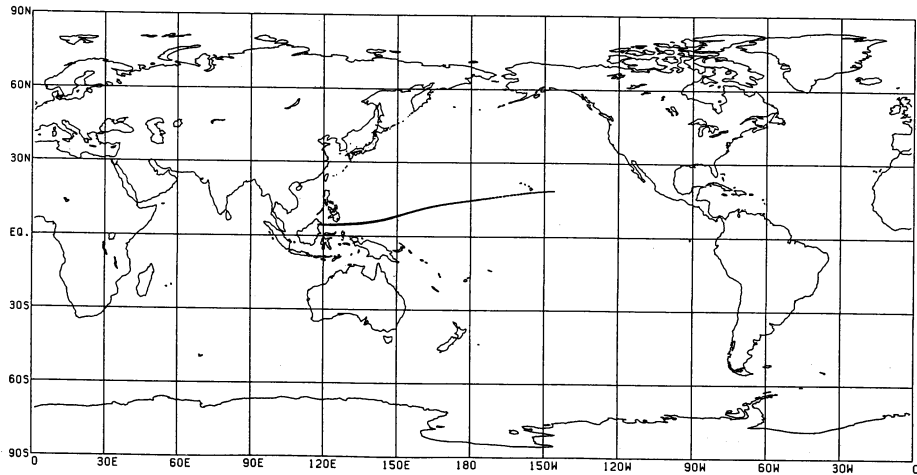
る.

ここでの計算結果とは逆に、気象研究所では7月中に20キロ付近に、オーストラリアのAspendaleでは7月19日に約50 hPa等圧面上にエアロゾル層が観測されており(Smithsonian Institution, 1992e), 100 hPa等圧面高度以上の高度のエアロゾル層も南北方向に拡散していることがわかる.

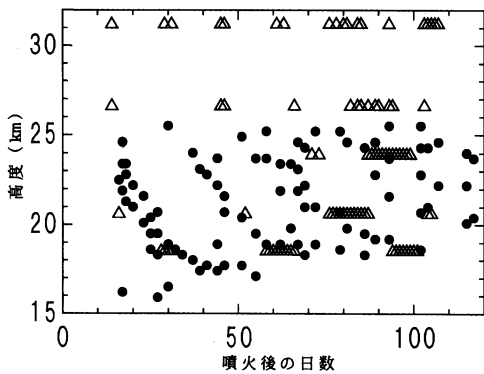
100 hPa等圧面では解析と観測結果が比較的良い一致をみたのに対し70 hPa以上では観測と大きく異なった結果が得られたのは、100 hPaより高い高度の高層気象観測データが少ないこと、100 hPa以下とこ

れを越える等圧面では客観解析に用いられている内挿方法が異なる(対流面の解析には最適内挿法, 70 hPa等圧面より上層では関数当てはめ法, 気象庁予報部, 1990)ことなどが主な原因と思われる.

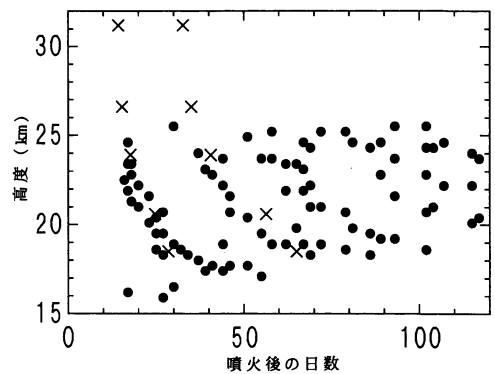
さてここで、粒子群が南北方向に十分拡散し、ハワイ島上空を必ず通過すると仮定する. この粒子群がMauna Loaの緯度に最も近い客観解析データの緯度グリッド(18.75°N)の6月16日から7月14日までの緯度平均風速の東西成分(第6表)に輸送されたとすると、ハワイ島上空に到達する日は第8図のようになる. ここでは地球を2周した場合までをプロットしてい



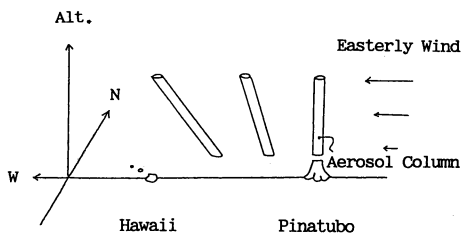
第6図 30 hPa 等圧面のエアロゾル分布 (1991年8月7日 0000z).



第7図 Mauna Loa で観測されたエアロゾル層のピーク高度 (記号●) の時間変化と、トラジェクトリー解析の結果ハワイ上空をエアロゾルが通過した日 (記号△).



第8図 Mauna Loa で観測されたエアロゾル層のピーク高度 (記号●) の時間変化と、ハワイ付近の緯度 (18.75°N) の風速の東西成分に輸送されたとするエアロゾルが、ハワイの経度を通じた日 (記号×).



第9図 ピナトゥボ火山から鉛直に吹上げられたエアロゾルが鉛直シアアのある東風で輸送されて行く模式図.

第6表 18.75°N (Mauna Loa に最も近い客観解析データの緯度グリッド) の1991年6月16日から7月14日までの風速の東西成分の平均値.

等圧面	東西成分の平均値 (m/s)
70 hPa	-12.7
50 hPa	-14.6
30 hPa	-20.3
20 hPa	-23.5
10 hPa	-25.2

る。この結果は観測結果と一致し、このことから Mauna Loa の観測に見られるエアロゾル層のピーク高度の降下・上昇の繰り返しは、エアロゾルが上層ほど早く地球を1周したためと解釈できる。その模式図を第9図に示す。

4. おわりに

1991年6月15日に噴火したピナトゥボ火山の噴煙粒子の輸送経路を求めるため、トラジェクトリー解析を行い、ライダー観測結果と比較した。

100 hPa 等圧面のトラジェクトリー解析と北半球各地のライダー観測の結果を総合すると、次のようなエアロゾルの輸送経路を示唆する結果が得られた。

- ① 粒子はピナトゥボ火山から西南西方向へ流され、チベット高気圧を時計回りに進み、6月末に日本付近に到達した。
- ② ヨーロッパ付近に粒子が到達したのは7月始めころである。
- ③ アメリカ合衆国上には7月末ころ、日本付近からカナダ方面に東進したエアロゾルと、大西洋上から西進したエアロゾルが到達した。

またトラジェクトリー解析とライダー初観測日は比較的良い一致を示したが、それでも数日のずれがみられる。この原因の一つには解析を等圧面上で行ったことが考えられ、今後より物理的な等温位面や3次元の解析を行う必要がある。

一方南半球では、機器によるエアロゾルの観測点が少なく、1点の観測点との比較では観測と計算の結果に大きな差が出た。

70 hPa 以上の高度のトラジェクトリー解析では、低緯度の観測点である Mauna Loa では良好な一致を見た。またこの観測点で、噴火後初期にエアロゾル層のピーク高度が時間的に周期変化したのは、上層のエアロゾルほど強い東風に流されて速く地球を周回したためであると解釈できた。

しかし概して 70 hPa 以上の計算では粒子の南北方向の拡散が遅く、中緯度では観測結果と異なり、明確な輸送経路は求めることができなかった。この原因には、高層気象観測データの少なさ、100 hPa 以下とこれを越える等圧面では客観解析に用いられている内挿方法が異なることなどが考えられる。

謝 辞

この研究は科学技術庁省際基礎研究「ピナトゥボ火

山噴火が気候・大気環境へ与える影響解明に関する研究 (EPIC)」のもとに行われた。

参考文献

- Bluth, G. J. S., S. D. Doiron, C. C. Schnetzler, A. J. Krueger and L. S. Walter, 1992: Global tracking of the SO₂ clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruptions, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 151-154.
- Deshler, T., D. J. Hofmann, B. J. Johnson and W. R. Rozier, 1992: Balloonborne measurements of the Pinatubo aerosol size distribution and volatility at Laramie, Wyoming during the summer of 1991, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 199-202.
- 気象庁予報部, 1990: 「気象データと客観解析」, 数値予報課報告・別冊第36号, 60-66.
- Jäger, H., 1992: The Pinatubo eruption cloud observed by Lidar at Garmisch-Partenkirchen, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 191-194.
- McCormick, M. P., R. E. Veiga, 1992: SAGE II measurements of early Pinatubo aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 155-158.
- Nagai, T., O. Uchino and T. Fujimoto, 1992: Lidar observations of stratospheric aerosol layer after the Mt. Pinatubo volcanic eruption, NASA Conference Publication 3158, Part 1 (Sixteenth International Laser Radar Conference), Ed. by M. P. McCormick, 17-20.
- National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautics and Space Administration and United States Air Force, 1976: U. S. Standard Atmosphere, 1976, U. S. Government Printing Office, Washington D. C.
- Nikaidou, Y., 1993: A numerical simulation of diffusion of the Pinatubo volcanic plume in June 1991., Research activities in atmospheric and oceanic modeling. CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation. Report No. 18, WMO/TD No. 533, Ed. by Boer, G., 7.11-7.12.
- 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.
- Post, M. J., C. J. Grund, A. O. Langford and M. H. Proffitt, 1992: Observations of Pinatubo ejecta over Boulder, Colorado by Lidars of three different wavelengths, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 195-198.
- Shibata, T., M. Fujiwara and M. Hirono, 1984: The El Chichón volcanic cloud in the stratosphere:

- Lidar observation at Fukuoka and numerical simulation, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **46**, 1121-1146.
- Smithsonian Institution, 1991a : *Bull. Global Volc. Net.*, **16**(5), 2-8.
- , 1991b : *ibid.*, **16**(6), 14-16.
- , 1991c : *ibid.*, **16**(7), 19-22.
- , 1991d : *ibid.*, **16**(8), 18-21.
- , 1991e : *ibid.*, **16**(9), 11-14.
- , 1991f : *ibid.*, **16**(10), 13-16.
- , 1991g : *ibid.*, **16**(11), 12-15.
- , 1991h : *ibid.*, **16**(12), 13-14.
- , 1992a : *ibid.*, **17**(1), 11-13.
- , 1992b : *ibid.*, **17**(2), 16-17.
- , 1992c : *ibid.*, **17**(3), 15-17.
- , 1992d : *ibid.*, **17**(4), 13-14.
- , 1992e : *ibid.*, **17**(5), 19-20.
- , 1992f : *ibid.*, **17**(6), 22-24.
- , 1992g : *ibid.*, **17**(7), 18-20.
- , 1992h : *ibid.*, **17**(9), 15-17.
- 田中実, 1991 : GMS 画像でとらえたピナトゥボ火山の噴煙, 1991年日本気象学会秋季大会講演予稿集, **60**, 181.
- Thomas, E. D., E. Robinson and S. Ryan, 1992 : Early LIDAR observations of the June 1991 Pinatubo eruption plume at Mauna Loa Observatory, Hawaii, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 187-190.
- Uchino, O., 1985 : On dispersion process of the El Chichón dust particles in the lower stratosphere., *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 288-293.
- , T. Nagai, T. Fujimoto, M. Fujiwara, H. Akiyoshi, S. Yasumatsu, S. Hayashida, Y. Sasano, H. Nakane, Y. Iwasaka, M. Hase, T. Shibata, T. Itabe, K. Asai, A. Nomura, Y. Saito, T. Kano, Y. Sai, K. Tamaki, R. Nomura, T. Sunagawa, C. Nagasawa, M. Abo, Y. Idesako and K. Kai, 1993 : Observation of the Pinatubo volcanic cloud by lidar network in Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 285-296.
- 上野丈夫, 1992 : つくばの日射観測資料からみた1991年におけるピナトゥボ火山の噴火の影響について, *高層気象台彙報*, **52**, 20-25.
- 山内豊太郎, 志村英洋, 1984 : エル・チチオン噴火と大気混濁度の変動, *天気*, **31**, 533-544.