

テフラ研究における最近の進歩

遠藤邦彦*・福岡孝昭**・宮地直道*・隅田まり*

Recent Progress in Tephra Study

Kunihiko ENDO*, Takaaki FUKUOKA**,
Naomichi MIYAJI* and Mari SUMITA*

Significant progresses in recent studies on tephra are reviewed.

In relation to volcanological aspects of tephra, recent works on mechanism of vesiculations and disruption of magma, formation of eruption column, transportation of tephra, recognition of types and magnitude on eruptions, and roles of interaction between external water and magma are discussed. The progresses are mainly based on the intensive researches on the recent eruptions observed by volcanologists such eruptions as the 1980 St. Helens, the 1977 Usu and so on. Attempts on quantitative understanding of eruption phenomena such as total eruption volume, initial population of grain-size, and dispersal/fragmentation values of tephra are discussed. Recent studies on phreatomagmatic eruptions on the basis of the experimental researches of magma/water interactions and field observations are remarkable progresses in volcanological studies.

In relation to tephrochronological aspects, recent works on identification techniques of tephra layers, discovery of wide-spread tephtras, dating methods of tephtras, and applications of tephrochronology are summarized. Identification techniques of tephtra layers based on determinations of refractive indices and major, minor and trace element compositions of glass and/or minerals were highly advanced in the last 10 to 20 years. Those are effective tools for identification of wide-spread tephtras. Wide-spread tephtras such as AT ash from Aira Caldera, K-Ah ash from Kikai Caldera, B-Tm ash from Baegdusan Volcano and others were recognized in Japanese Islands and also in deep-sea sediments around Japan. They were dated by radiometric and stratigraphic dating methods. Radiometric dating methods applicable to the late Quaternary tephtras are ^{14}C , Fission Track, Ionium, K-Ar, Thermoluminescence, and Electron Spin Resonance methods. Because the dates of tephtras were mostly obtained by ^{14}C dating, the radiometric ages of tephtras over 40000 years are lacking so far. The accurate radiometric ages of tephtras for this range are strongly required for further developments of tephtra studies.

It is stressed that tephtra studies will play great roles on establishment of eruption histories of poligenetic volcanoes, activity aspects of one cycle eruptions, life time of magma and zoning of magma chamber.

1. はじめに

最近 10 年間のテフラ研究の進歩は著しい。本稿では前半で主に降下テフラを対象として、テフラの生成・運搬・堆積過程の諸側面での進歩について述べる。後半では、火砕流を含む広義のテフラのテフラ層

位学・テフラの同定・テフラの年代測定などにおける進展について述べる。なお火砕流については、本号の宇井・鎌田 (1986) 論文を参照されたい。

はじめにテフラの生成・運搬過程については、マグマの発泡・粉碎など、テフラを生成する過程、噴煙柱

* 〒156 東京都世田谷区桜上水 3-25-40, 日本大学文理学部応用地学教室。

Dept. of Applied Earth Sciences, Nihon University, 3-25-40 Sakurajousui, Setagaya-ku, Tokyo 156, Japan.

** 〒171 東京都豊島区目白 1-5-1, 学習院大学理学部化学教室。

Dept. of Chemistry, Faculty of Science, Gakushuin University, 1-5-1 Mejiro, Toshima-ku, Tokyo 171, Japan.

の形成やテフラの運搬メカニズム、マグマの噴出量・噴出率、テフラの初生粒度組成などが理論的、ならびに実証的に検討され、さらにテフラの生成・運搬に関わる水の役割についても飛躍的に議論が進められた。この議論に対して、特に記録が残されているような新しい歴史時代の、あるいは火山学者によって直接・間接に観察された近年の噴火に関わるテフラの研究はおおいに貢献した。たとえば、U. S. G. S. により 1981 年に出版された、“The 1980 Eruption of Mt. St. Helens, Washington” (LIPMAN and MULLINEAUX, ed.) などが挙げられる。Wohletz 等のマグマの粉碎に対する水の関与についての実験的研究も、テフラ研究に新しい分野を切りひらくものであった (WOHLETZ, 1983 など)。これらを背景に、1980 年には火砕物に関する論文集である“Tephra Studies” (SELF and SPARKS, ed.) が、さらに 1984 年には初めての総括書である“Pyroclastic Rocks” (FISHER and SCHMINCKE) が出版された。

一方、テフラ層序・年代学の進展にも著しいものがあった。テフラを用いた噴火の推移や火山活動史に関する研究が進み、AT 火山灰をはじめ多くの広域テフラが次々に発見され、その特性が記載された (町田・新井, 1976 など)。多くの広域テフラによる第四紀層や海底堆積物の年代推定や対比、これらの応用としての考古学、気候変化研究への寄与など枚挙に暇がない。またテフラに関連する年代測定法も大きく進展をみせ、異なる手法によるクロスチェックが試みられ、より信頼度の高い年代が測定されつつある。

以上のテフラの生成・運搬に関する側面及びテフラ層序学としての側面の両面における進歩は、テフラが未開の大きな情報源であるとの期待を抱かせる半面、既に調査されたテフラの新しい観点による見直しを含む多くの新たな、質の高い情報を要求している。本稿ではこれら最近の進歩について述べ、今後のテフラ研究発展の糸口の一つとしたい。

2. マグマの発泡と粉碎

火山爆発の最も基礎的現象であるマグマの発泡・粉碎の理論には、VERHOOGEN (1951) がある。そこでは荒牧 (1975) に解説されているように、爆発的噴火の形式は主として気泡の核形成速度とその上昇速度との関係で決まるとされている。しかしその後の研究では、核形成速度はマグマの上昇速度に比べ極めて小さいと考えられている (McBIRNEY and MURASE, 1970;

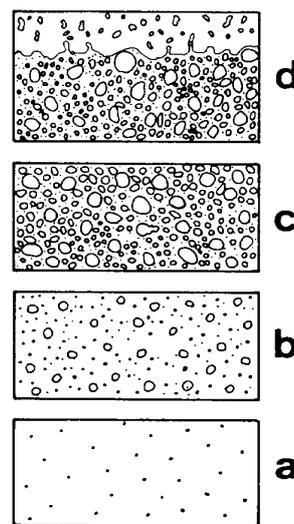


Fig. 1. Diagrams show various stages in vesiculation and disruption of magma (SPARKS, 1978). a: early stage in nucleation; b: bubble growth and new nuclei creation; c: saturated with bubbles; d: bursting of bubbles, leading fragmentation.

SPARKS, 1978; WILLIAMS and McBIRNEY, 1979 など)。

SPARKS (1978) は気泡の形成・成長から、粉碎に至る過程に関して次のようなモデルを示した。すなわち、まず火口の下、数 100 m の地点でマグマ中の揮発成分がガスとなる (nucleation)、そしてこのガスが成長して気泡をつくるが、その成長の仕方はマグマ柱の中・下部と上部とで異なる。すなわちマグマ柱の中・下部ではマグマからガスが気泡中に拡散することにより気泡が成長するが、マグマ柱の上部では気泡はマグマの急速な減圧により成長する。そして気泡の内圧と破碎が生じるマグマの上面との圧力差が増大すると気泡の一部は結合してさらに成長し、破碎される。マグマの破碎は気泡とマグマの比が 1:3~1:5 に達した時おこる (Fig. 1)。一般に、マグマの破碎のされかたや粉碎の起こる位置は噴火様式を決定する重要な要素である (WILSON, 1980)。

マグマの発泡、粉碎過程をさらに解明するためには、ガスの種類、マグマの温度・粘性、気泡の表面張力・拡散力、マグマや気泡の上昇速度等の物理量に関する研究も進められる必要がある (FISHER and SCHMINCKE, 1984)。

テフラの発泡の程度は噴火の経過とともに変化する。1977 年有珠山噴火では一回の噴火で噴火の初期

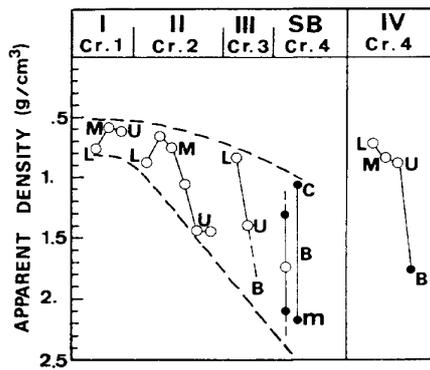


Fig. 2. Time sequence of the apparent density of Usu 1977 essential ejecta (鈴木 *et al.*, 1982). Open circles: mean apparent density of pumice, solid circles: apparent density of single specimen, B: bomb, L, M, U: lower, middle and upper part of each tephra, c: core, m: margin. I, II, III, SB, IV: Usu 1977 tephras, Cr. 1, 2, 3, 4: Craters 1~4.

または中期のテフラの発泡が良く後期には急激に悪くなる傾向が見られた。また同一火道の噴火では初期の噴火のテフラほど発泡が良く後期のものほど発泡が悪くなる。このことは噴火前のマグマ柱の上部ほど、揮発成分が濃集していたためと考えられている (Fig. 2: 鈴木ほか, 1982)。一方, HOUGHTON and HACKETT (1984) は, New Zealand の Ohakune Scoria Cone のテフラを調べ, テフラの発泡が噴火の初期は良いが後期にかけて非常に悪くなることを認めた。そしてこの現象を噴火の進行とともにマグマ柱の脱ガス化が進み, マグマの表面にガスに乏しい crust ができ, 噴火の後期にはこの crust が粉碎され噴出したものと解釈した。

いずれにせよ, テフラのみかけ密度の変化はマグマ柱の揮発成分の量の変化のみでなく, マグマの温度・圧力状態の変化に左右されると考えられる。

3. 噴煙柱の形成

噴煙柱高度を支配する重要な要素として, 熱エネルギーの位置・運動エネルギーへの変換効率が挙げられる。これは火口径, 噴出物におけるガスの量とガスの噴出速度に関連する。また細粒砕屑物の量にも影響される (WILSON, 1976)。これは一般にはマグマの単位時間あたりの噴出量に対応し噴煙柱高度と Fig. 3 のような関係を示す (Table 1)。

火口から上方へ発達する噴煙柱は, 下方の gas

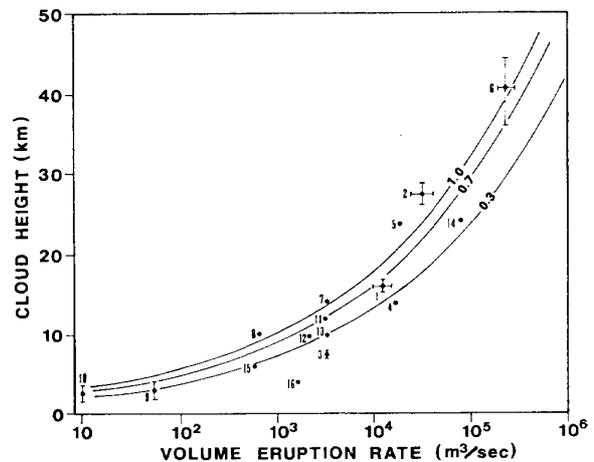


Fig. 3. Observed eruption cloud heights versus volume eruption rate. Three theoretical curves are shown for efficiency factor of heat usage (modified after WILSON *et al.*, 1978). Numerals in the figure are numbers of eruptions shown in Table 1.

thrust と上方の convective thrust に分けられる。Gas thrust は減圧され発泡・粉碎されたマグマが高速で噴出し, 主として運動エネルギーにより上昇してできる噴煙である。一般に plinian 噴火におけるガスの噴出速度は 200~600 m/s といわれており (WILSON, 1976), この速度は噴煙柱内で指数関数的に減少する (BLACKBURN *et al.*, 1976)。一方, convective thrust は, 噴煙の密度が大気密度より小さくなったとき, 主として熱エネルギーによる膨脹・対流によりできる噴煙である (SPARKS and WILSON, 1976)。

Gas thrust において, 砕屑物のうち, 粗粒なものは早く落下し始めるが, 細粒なもの (直径数 mm 以下) は上昇を続け, convective thrust へ熱を輸送する (WILSON, 1976)。Plinian 噴火の場合, 噴煙柱内の粒子の 60% が大気との熱交換に寄与する (SPARKS and WILSON, 1976)。しかし, strombolian 噴火では粉碎度が低いため, 高い convective thrust ができない (WILSON, 1980)。

Convective thrust 内においては, 熱交換により噴煙は熱せられ, 周囲の空気を取り込んで膨脹・対流を行いながら周囲の空気と平衡に (密度が同じになる) なるまで上昇する (SPARKS and WILSON, 1976)。理論的には 55 km まで上昇することができ, この時の平均噴出量は $1.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ である (WILSON *et al.*, 1978)。実際に確認された噴煙柱の最高高度は, Table 1 に示すように, 1956 年 Bezymianny 噴火の 36~

Table 1. Eruption rate, cloud height and eruption duration of main observed eruptions (modified after WILSON *et al.*, 1978)

Documented eruptions	Eruption rate (m ³ /S)	Cloud height (km)	Duration (hours)	Cited from
1 Soufriere 1902	11000-15500	14.5-16	2.5-3.5	ANDERSON & FLATT (1903); CAREY & SIGURDSSON (1978)
2 Santa Maria 1902	17000-38000	27-29	24-36	ROSE (1972); SAPPER (1904)
3 Sakurajima 1914	4012	7-8	36	石川 <i>et al.</i> (1981)
4 Komagatake 1929	15870	13.9	7	勝井 <i>et al.</i> (1975)
5 Hekla 1947	17000	24	0.5	THORARINSSON (1954, 1968)
6 Bezymianny 1956	230000	36-45	0.5	GORSHKOV (1959, 1961)
7 Hekla 1970	3333	14	2	THORARINSSON & SIGVALDASON (1972)
8 Fuego 1971	640	10	10	ROSE <i>et al.</i> (1973); BONIS & SALAZAR (1973)
9 Heimaey 1973	50	2-3	8.45	SELF <i>et al.</i> (1974)
10 Ngauruhoe 1974	10	1.5-3.7	14	SELF (1974)
11 Usu 1977 I	3375	12	2	鈴木 <i>et al.</i> (1982)
12 Usu 1977 II	2500	10	2.5	鈴木 <i>et al.</i> (1982)
13 Usu 1977 III	3778	10	2	鈴木 <i>et al.</i> (1982)
14 St. Helens 1980	76389	24	4	HARRIS <i>et al.</i> (1981); ANDREI <i>et al.</i> (1981)
15 Miyake 1983 A-E	570	6	1.5	遠藤 <i>et al.</i> (1984)
16 Miyake 1983 P-Q	1498	4	0.7	遠藤 <i>et al.</i> (1984)

45 km である (GORSHKOV, 1959). なお, 1883 年 Krakatau 噴火の噴煙は 50 km の高度に達した可能性がある (SIMKIN and FISKE, 1983). 1979 年 St. Vincent 噴火では噴煙が真直ぐ 8 km 上昇した後, 上昇速度を落とし, 風によって風下側に広がりつつ, なお上昇を続け, 最終的に 14 km に達した. この上昇の継続は, 火山灰の fall out による噴煙の密度の減少によるとされた (BRAZIER *et al.*, 1982).

噴煙柱崩壊 (column collapse) は gas thrust と convective thrust との境界において, 噴煙柱の密度がまわりの空気の密度より大きくなった時に起こる (SPARKS and WILSON, 1976). 噴煙柱の密度は, 火口の大きさ, マグマ中のガスの量, 初速度により決定されるが (SPARKS and WILSON, 1976), このうち火口の大きさとマグマ中のガスの量が重要である (WILSON, 1980). すなわち噴火の継続とともに火口が拡大し, ガスの量が減少すると, 噴煙柱の密度が増大し, 噴煙柱崩壊がおこる. そして一度, 噴煙柱崩壊がおこると細粒物質の上方への供給が急速に減少するため大気との熱交換が行えなくなり, convective thrust は消滅へ向かう (SPARKS and WILSON, 1976).

また噴煙柱崩壊の過程で噴煙柱下部に粗粒物質が濃集し, convective thrust に細粒物質が濃集する. その結果, 下部の粗粒物質は火砕流として gas thrust

で得た重力エネルギーにより流下し, 細粒物質は co-ignimbrite ash として飛散する (SPARKS and WALKER, 1977). Co-ignimbrite ash の体積については, AT 火山灰の場合 117 km³ と見積もられ (鈴木, 1981), その火砕流である入戸火砕流堆積物の体積 150 km³ (荒牧, 1969) に比べ無視できない量である.

鈴木 (1985) は噴煙柱から火砕物がどのように拡散するかについて, 渦動拡散モデルに基づき噴煙柱上部に極大値を持つ線源モデルを提唱し, 1977 年有珠山噴火を例に噴煙柱内における各粒径ごとの火砕物の垂直分布を示した (Fig. 4).

4. テフラの噴出過程と噴火様式

a. 噴火様式

Plinian, vulcanian, strombolian, hawaiian, surtseyan など固有名による噴火様式の分類とその問題点については, 荒牧 (1975, 1979) に詳しい.

Plinian の名の由来にあたる A. D. 79 年 Vesuvius 噴火は, 大規模な降下軽石・スコリア・火山灰を放出する活動の典型とされてきた. しかし, 最近, SHERIDAN *et al.* (1981) はこの 18 時間にわたる噴火の過程を調べ, 軽石降下の後半に向かって, 火道への外来水の流入によるマグマ水蒸気爆発が併存するようになり, 噴煙柱崩壊による火砕流の発生を生じ, ついには

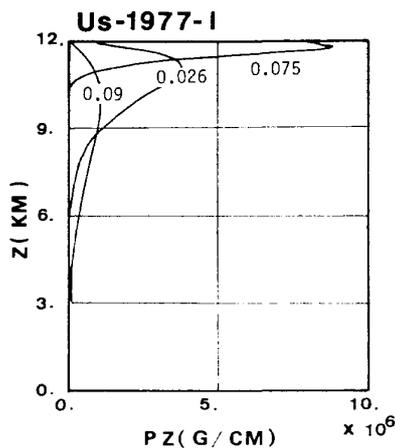


Fig. 4. Diffused quantity of volcanic particles (PZ) versus height (Z) from the eruption column of Usu-1977-1 (鈴木, 1985). Numerals in the graphs: diameters of particles in centimeter.

マグマ水蒸気爆発あるいは水蒸気爆発が主となったことを明らかにした。すなわちこの噴火は軽石の降下に火砕流やサージの噴出が伴われたものであった。

また, vulcanian 噴火は, 明治, 昭和時代の浅間山の爆発的噴火や, 1960年代以降現在に至る桜島南岳の噴火を始め, 日本のような島弧型の安山岩質の中心噴火活動に多く見られるとされる(荒牧, 1979)。岩片や発泡の悪い碎屑物に富み, 細粒物質を多量に含む噴出物を爆発的に放出するメカニズムについては, 冷え固まった plug の下で, マグマ中のガスの分離と地下水の加熱・気化による圧力が増大し, plug を破壊して爆発を起こすという考えがある(WILSON, 1980; NAIRN and SELF, 1978)。一方, そのタイプである1888~1889年 Vulcano 噴火の堆積物を再調査したSCHMINCKE (1977) は, それがマグマ水蒸気爆発の生成物であるとし, したがって, vulcanian は phreatomagmatic と全く同義で用いられるべきであると主張している(FISHER and SCHMINCKE, 1984)。

個々の火山の噴火はこのように様々なタイプを含み, また多くのタイプの噴出物を生成する。固有名詞法は定義が不明確で, どの固有名詞にもそぐわない噴火や噴出物が存在するといったような, 荒牧(1975)が指摘した問題点はますます深刻なものになりつつある。

WALKER (1973) はテフラの粉碎度 (F) と拡散度 (D) に基づく噴火様式の分類を試みた (Fig. 5)。この分類は堆積物の情報に基づくので, 記録のない火山の噴火様式を検討するのに都合がよい。拡散度は最大

層厚の 0.01 倍の等層厚線で囲まれる面積によって表される。距離でなく面積を用いるのは風の影響を避けるため, この値は噴煙柱の高さを反映するものと考えられている。一方, 粉碎度 (F 値) は, 最大層厚の 0.1 倍の等層厚線とテフラの分布軸との交点における 1 mm 以下の細粒成分の % で表される。本来この値は, 全噴出物量に対して求められるべきであるが, F 値は多くの噴出物に適用させるための便宜的なものである。WALKER (1973) の提案に対して, phreato-plinian (SELF and SPARKS, 1978; など), ultra-plinian (WALKER, 1980) などの修正が加えられたものが Fig. 5 に示される領域である。この方法は現在の所, 噴火様式を客観的に判断できる唯一の手段であるが, 層厚分布や粒度組成が既知であることを前提とすること, 噴出量の割合に比べ広く分布し, 粉碎度の高い vulcanian とされるテフラのプロットが広い範囲にばらつく (WRIGHT *et al.* 1980) ことなど領域の境界は未だ流動的である。このほかに, 幾つかの問題点がある。例えば, 最大層厚の正確な見積りは困難なことが多い, 降雨中の噴火の噴出物の場合 F 値が異常に高く出ることがある (1977 年有珠山噴火の DT など: 鈴木ほか, 1982) などが挙げられる。特に細粒火山灰の多量の存在が, 高粉碎度を示すのか, 運搬・堆積過程での凝集効果ないし rainwash の効果によるものかの判断は困難なことがある。いずれにせよ, F/D 図によって分けられた区分が, どのような噴火現象に基づく堆積物であるのか, どのようなタイプの噴火がどのような F, D の特徴を示すのかの検討が急務といえる。また, 爆発的噴火活動の分類に際し, 噴火の規模とその爆発性が最も重要な基準と考えられている (WALKER, 1973)。これらを表現する F, D より優れた parameter を見出す可能性もあろう。

b. マグマの総噴出量と噴出率

火山活動の規模を知るうえで, どれだけのマグマが噴出したかは最も直接的な示標であろう。一般に噴出物の等層厚線図に基づいてマグマの噴出量を見積ることができる。しかしこの見積りにはいくつかの問題がある。火口の近くや地層として保存されにくい遠方あるいは海水面に落下したテフラの層厚の見積りの難しさはそのひとつである。とくに遠方の場合厚さは薄い分布面積が広いので, 噴出量の見積りに大きな影響を与える。近年行われている噴出物の総量の見積り法としては, 鈴木ほか (1973) の堆積断面法, ROSE *et al.* (1973) の層厚一面積 2 直線近似法, WALKER

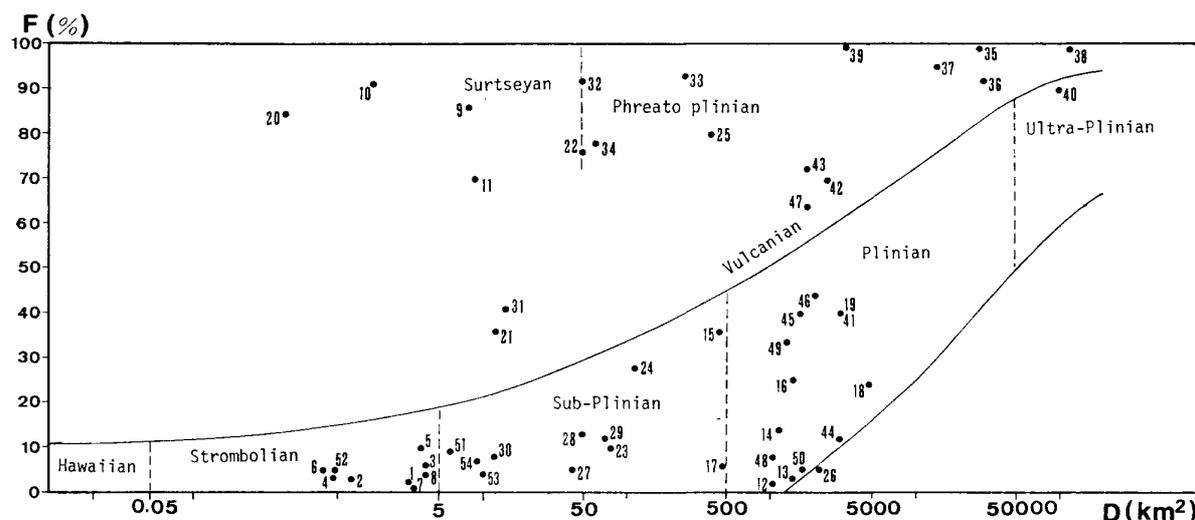


Fig. 5. Classification of pyroclastic fall deposits using fragmentation index (F) and dispersal index (D), modified after WALKER (1973, 1980) and WRIGHT *et al.* (1980). 1: Serra Gorda, 2: Unnamed cone E of Fogo, 3: Monti Rossi 1669, 4: Teneguia 1971, 5: Guimar, Tenerife, 6: Fasnja 1705, 7: Carvao, 8: Galiarte, 9: Capelinhos 1957-1958, 10: Karl, Reykjanes, 11: Monte Brasil Terceira, 12: Hekla B.C. 870, 13: Hekla 1104, 14: Hekla 1947, 15: Asama 1783, 16: Fogo A, 17: Fogo 1563, 18: Somma Vesuvius 79, 19: Somma Vesuvius B.C. 1300, 20: Etna 1971, 21: Paricutin, 22: Caldeira Secca, 23: Furnas I (1-23: after WALKER, 1973), 24: Askja 1875 B, 25: Askja 1875 C, 26: Askja 1875 D (24-26: SPARKS *et al.*, 1981), 27: Usu 1977-I, 28: Usu 1977-II, 29: Usu 1977-III, 30: Usu 1977-IV, 31: Usu 1977-DT, 32: Usu 1977-SB (27-32: 鈴木 *et al.*, 1982), 33: Sete A, 34: Sete L, 35: Oruanui f.m. m-1, 36: Oruanui f.m. m-2, 37: Oruanui f.m. m-3, 38: Oruanui f.m. m-5, 39: Rotongaio ash (33-39: SELF *et al.*, 1978), 40: Taupo, 41: Granadilla, 42: La Primavera B, 43: Upper Toluca, 44: La Primavera J, 45: Avellino, 46: Waimihia, 47: Lower Toluca (40-47: WALKER, 1980), 48: Fuji 1707, Ho-Ia (宮地, 1984), 49: Towada Chuseri (早川, 1983b), 50: Haruna FP-B (老川・宮地, 1985), 51: Miyake 1983 Miike Scoria, 52: Miyake 1983 K2, 53: Miyake 1983 K3, 54: Miyake 1983 K4 (51-54: Sakatsume, unpublished).

(1980) の crystal concentration 法, 鈴木 (1981) の層厚一面積曲線法などがある。

また噴出速度についてもある程度検討がなされている。噴火の継続時間は、大規模なものでも意外に短いと考えられる。特に, plinian 噴火の最盛期にはマグマは短時間に一気に噴出するようである (Table 1)。

マグマの噴出速度が非常に高い時, 火口周辺に集積されるテフラの集積速度も非常に高くなる。1886年 Tarawera 噴火 (New Zealand) の玄武岩質降下スコリアでは集積速度が 250 mm/min を越える時溶結が始まったとされる (WALKER *et al.*, 1984)。これは Askja 1875 年降下軽石 (trachyte) の例 (SPARKS *et al.*, 1981) と同様である。1983年三宅島噴火では, 火口近傍で溶結した例を見ると, その集積速度は 250 mm/min から, 20~50 mm/min までにわたる。すなわち, 玄武岩質マグマの場合, 条件が満たされればより低い集積速度のもとで溶結する可能性が強い。

SPARKS and WRIGHT (1979) は降下火砕物の火口近傍での溶結現象は一般的な事を示したが, その前提となる飛行中の火砕物が十分に高温を保つ条件として, 噴出・集積速度の他に, 粘性, 粒径, 噴煙柱の諸性質, それに風の強さをあげた。

c. テフラ生成に果たす外来水の役割り——マグマ水蒸気爆発——

1983年三宅島噴火では一連の割れ目火口群から, 熔岩噴泉, スコリア丘の形成に始まり, マグマと地下水, 湖水, 海水との接触による爆発的噴火に至る活動が同じ玄武岩質マグマから生じた (遠藤ほか, 1984)。また, 同一の火口からの一連の噴火において, サージ堆積物を噴出する噴火からスコリア丘を作る噴火へと変化する例も多数報告されている (HOUGHTON and HACKETT, 1984 など)。これらの例は火口が外来水の存在する方向へ移動したり, 噴火の途中で水が枯渇したり, マグマの上昇速度が変化したりした場合であ

り、活動様式における外来水の役割りを現象として明瞭に示すものである。

玄武岩質マグマと湖水との接触による爆発の噴出物である 1983 年三宅島噴火の PQ-2 層は、岩片に富む粗粒スコリアと細粒火山灰・泥質火山灰の細互層を示すこと、細粒火山灰で覆われた急冷縁を持つ緻密なスコリアや、カリフラワー状火山弾を含むこと、bimodal な粒度分布を示すこと、などで特徴づけられる。また、 F/D 図 (Fig. 5) では subplinian の領域にプロットされる。

SELF and SPARKS (1978) は、珪長質マグマと水との接触による大規模なテフラの例 (Askja C, Oruanui など) について述べ、phreatoplinian 噴火を提唱し、そのメカニズムを検討した。これらの粒度特性は火口の近くから遠方に向かって粒度の変化が乏しく、火口の近くでも細粒な火山灰が多く含まれることで、 $Md \phi - \phi$ 図においてはサージ堆積物や火砕流堆積物と同じ領域に落ちる。Plinian の噴出物の粒度は一般に細粒側に尾を引く (プラスに skewed される) のに対して、水との接触による Askja C や Oruanui のそれは粗粒側に尾を引く (マイナスに skewed される)。後者は 2 つの異なる粉碎過程の混合と考えられた (SELF and SPARKS, 1978)。すなわち、始めに通常の過程としてマグマ中の揮発成分の膨張 (発泡) に基づく破碎が先行し、粗粒な粒子集団を形成する。次に破碎された粒子群と水の接触が生じ、水との大きな接触面積により、第 2 の粉碎の過程をもたらす。この過程が細粒な粒子群を形成し、複合された粒子集団を完成させる。

さらに、SHERIDAN and WOHLTZ (1983a), WOHLTZ (1983), HEIKEN and WOHLTZ (1985) などは、マグマと外来水との爆発的接触の過程を理論的・実験的に検討し、その生成物の特徴を電子顕微鏡を用いて明らかにした。すなわち、様々な様式の噴出物の細粒火山灰の SEM 像による形態は様式によって異なり、マグマ水蒸気爆発の生成物は発泡の悪い、あるいは未発泡のブロック状の形態によって区別できることを示した (SHERIDAN and WOHLTZ, 1983a; HEIKEN and WOHLTZ, 1985 ほか)。

彼らは鉄アルミ酸化物を用いたモデル実験から、熱エネルギーが最も有効に運動エネルギーに転換される水と玄武岩質マグマの混合比は 0.1~0.3 であり (Fig. 6), この時、爆発生成物は常に 50 ミクロン以下であることを示した (WOHLTZ and McQUEEN,

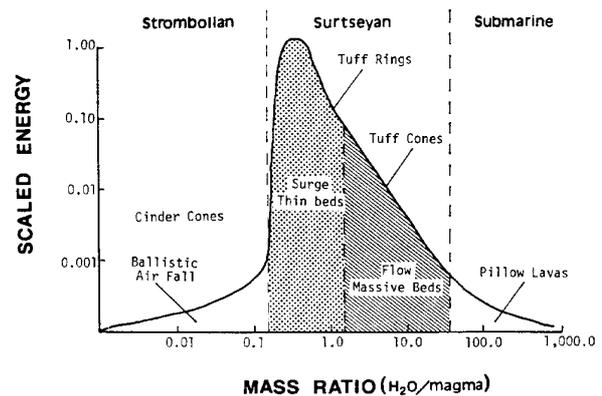


Fig. 6. Plot of explosive energy versus water-melt ratio for volcanic systems. Energy is scaled to maximum yield. The sharp rise in the curve marks the onset of dynamic mixing and superheating (WOHLTZ and McQUEEN, 1984).

1984)。

水とマグマの接触による爆発の過程については、fuel-coolant interaction (FCI) と共通する点が多いと考えられ (COLGATE and SIGURGEIRSSON, 1973; PECKOVER *et al.*, 1973; SELF and SPARKS, 1978; SHERIDAN and WOHLTZ, 1983a), 上記の議論にも取り入れられている。これは沸点が非常に異なる高温と低温の液体が接触して起きる爆発的反應で、fuel をマグマ、coolant を水とてあてはめることができる。

WALKER (1981b) は細粒火山灰が大量に生成される過程について、① ultraplinian, ② ignimbrite, ③ basaltic phreatomagmatic (surtseyan), ④ silicic phreatomagmatic (phreatoplinian), ⑤ vulcanian or violent strombolian eruptions の 5 つの例を述べたが、これらに対する外来水の関与の程度は様々であろう。地下水の関与がどのような影響をもたらすかなどこれらは今後の課題である。

外来水とマグマの接触による爆発的活動の terminology についても研究者により相違がある。かつて、phreatomagmatic eruption の用語は、地下水とマグマとの接触によるものに限定されていた (STEARNS and MACDONALD, 1946) が、現在は外来水との接触一般に対して用いる研究者が多い (FISHER and SCHMINCKE, 1984; HEIKEN and WOHLTZ, 1985)。Hydromagmatic, surtseyan もほぼ同義で用いられることが多い。Hydrovolcanism は一般にこれら水が介在する爆発的活動の総称として用いられる。

d. テフラの初生粒度組成

マグマが火口の中あるいは火口の近傍において固化・粉碎されたときに生ずる砕屑物の粒度組成を、テフラの初生粒度組成 (initial grain size population) とよぶ。より一般的には火口上部の噴煙柱内に成立する初生粒度組成は、運搬・堆積過程での諸要因による影響を受けるまえの、マグマの粉碎の結果を表すものである。従って噴火のメカニズム、噴火様式を正しく捉えるうえで、重要な意味を持つ。さらに真の初生粒度組成が把握されれば、運搬・堆積過程での粒度の変化の程度を定量的につかむことができる。

テフラの総噴出量の見積りと同様、テフラの初生粒度組成の把握にも細粒物質の見積りが問題となる。細粒物質の量は噴煙柱の高度を規定する主要条件の一つで、またテフラの分布を規定する重要な要素である。

外来水との爆発的接触が生じない限り、理論的には数ミクロン以下の泡は存在しえず、したがって数ミクロン以下の火山灰は見出されない (SPARKS, 1978)。

正確な初生粒度組成を捉えることには困難があるが、その傾向は全堆積物の粒度組成 (whole deposit grain size population—WALKER, 1981b; total grain size distribution—SPARKS *et al.*, 1981) にほぼ反映されるであろう。

堆積物全体の粒度組成が初めて明らかにされたのは鈴木ほか (1973) による樽前火山の降下軽石堆積物 Ta-b 層である。彼らは火口を中心とする多数の円弧を描き、それぞれの円弧における堆積重量と、その平均粒度組成を組み合わせて全体の粒度組成を求めた。その結果、Ta-b 堆積物の粒度は、ほぼ ROSIN の法則 (ROSIN and RAMMLER, 1934) に合うことを明らかにした。このほか、異なる方法を用いて ROSE *et al.* (1973), WALKER (1980, 1981a, 1981b), CAREY and SIGURDSSON (1982) などで全堆積物の粒度組成が求められている (Fig. 7)。

5. テフラの運搬・堆積に関する諸問題

a. テフラの粒度

粒度組成上の特徴に基づく降下火砕堆積物と火砕流堆積物の識別は古くから行われてきた (MURAI, 1961; KUNO *et al.*, 1964; など)。WALKER (1971) は多数の粒度分析結果から、Md ϕ/ϕ 図がこの両者の区別に有効である事を示した。さらに最近では、サージ堆積物の粒度特性を、fine ash $\%/Md \phi$ 図 (WOHLETZ, 1983) や Md ϕ/ϕ 図、N1 (1 mm より細粒な部分の

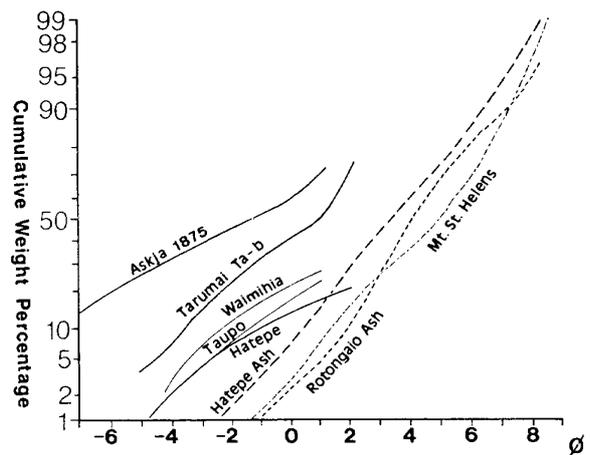


Fig. 7. Total grain size distribution plotted on probability paper for 8 tephras (WALKER, 1981c; CAREY and SIGURDSSON, 1982).

$\%/N_2$ (1/16 mm より細粒な部分の $\%$) 図 (WALKER, 1984) によって表す試みもある。

噴出量の見積りや初生粒度の項で述べたように、細粒火山灰の粒度を正確に捉えることは重要である。この関連で凝集粒子の扱いが問題となる。

なお、粒度 parameter については、Inman 法による Md, σ (淘汰度), α (歪度) などが使われることが多いが、 σ や特に α については Inman 法は誤差が大きく、Friedman 法を用いることが望ましい (上杉, 1971; 隅田ほか, 1985)。

b. テフラの粒度と終端速度

終端速度 (terminal velocity) とは空中から落下するテフラの、重力と空力学的抵抗がつりあった時の速度のことで、粒子の大きさ、密度、形状によって規定される (WALKER, 1971)。終端速度は、噴煙柱高度、風向・風速とともにテフラの分布を決定する主要な要因である。終端速度と粒径、みかけ密度、粒子の形態、の関係を Fig. 8 (WALKER *et al.*, 1973) に示す。

A. D. 79 年 Vesuvius 噴火による Pompei Pumice の例を示すと、Fig. 9 のように火口の近くには終端速度の大きな粒子が、遠方に行くに従い終端速度の小さな粒子が堆積する (LIRER *et al.*, 1973)。

WILSON and HUANG (1979) は軽石、火山ガラス、長石結晶を用いた実験に基づき、特に細粒な粒子について精度の良い終端速度値を示した。

密度の影響については 1980 年 St. Helens 噴火の 5 月 18 日降下火山灰の調査例からよく判断できる。Fig. 10 に示す通り、密度の大きな岩片や重鉱物は近

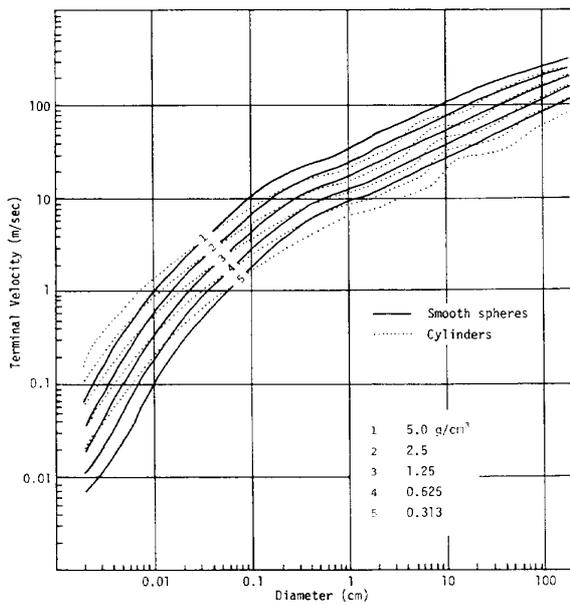


Fig. 8. Relationships among terminal velocity, diameter, shape and density for individual grain (WALKER *et al.*, 1971).

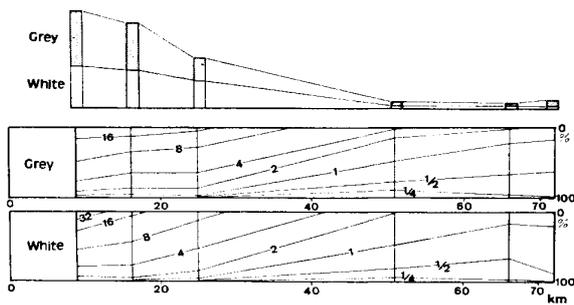


Fig. 9. Diagrams showing variations in the thickness (upper) and grain size (lower) with distance from the source of the Pompeii pumice (upper grey and lower white horizons) from Vesuvius A.D. 79 Eruption (LIRER *et al.*, 1973). Grain size (mm).

くに、長石や火山ガラス・軽石は比較的遠方に落下した (CAREY and SIGURDSSON, 1982). このテフラは火口の約 300 km 東方に第 2 の最大層厚部 (distal thickness maximum) を残した (Fig. 11). 第 2 の最大層厚部 (こぶ, bulge) はガラスや軽石を主体としていた. 細粒火山灰は終端速度が非常に遅いためより遠方に落下するはずである. 従って、その終端速度がこぶの領域に落下できるだけのより速い終端速度を得るための何等かの過程を考えねばならない. そこで、63 ミクロンより細かい火山灰が 0.35 m/s の落下速度をもった、数 100 ミクロンの凝集粒子として落下

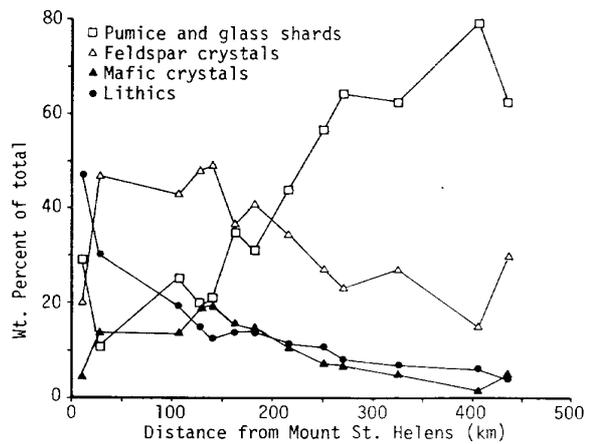


Fig. 10. Variation in component abundances with distance from source for the May 18 ash fall deposit of 1979 St. Helens Eruption, along the main dispersal axis (CAREY and SIGURDSSON, 1982).

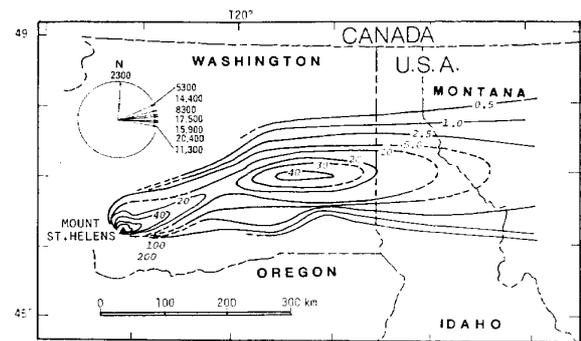


Fig. 11. Isopach map of May 18 ash fall deposit of 1979 St. Helens Eruption and circular diagram showing average directions toward which wind was blowing for different altitudes in meters (SARNAWOJCICKI *et al.*, 1981). Contourlines in millimeters.

したとすると観測結果とよく一致する (CAREY and SIGURDSSON, 1982). 実際に、同様の大きさの凝集粒子が空中で採取されている (SOREM, 1982). 火山灰の凝集については、5-e. で述べる.

一般に軽石と石質岩片では密度の違いから、同一地点では軽石の粒径の方が粗くなる. しかし、1975 年 Askja 噴火の Layer D の降下軽石層では、火口に近づくにつれ岩片の方が粗くなる. SPARKS *et al.* (1981) は火口近くの軽石は破断面で囲まれた形態を持つこと、軽石に見られる cooling joint の間隔と軽石の粒径が対応することから、その原因を軽石の落下時の破壊によるものと考えた. WALKER (1980) も Taupo

Pumice において、その確率紙における粒度曲線が粗粒側で折れるのは、落下時の破壊によるものと考えている。

c. 遊離結晶に関する諸問題

1962 年十勝岳噴火の最盛期 (6 月 30 日) の降下火山灰は、火口から遠ざかるに従い細粒化し、淘汰がよくなるとともに、スコリアから、遊離斑晶 (free crystal), そして遠方ではガラス片が優勢になるという傾向を示した (勝井ほか, 1963). 同様の傾向は 1980 年 St. Helens 噴火でも見られる (Fig. 10: CAREY and SIGURDSSON, 1982).

WALKER (1980) は Taupo Pumice を例に、遊離斑晶はガラス質火山灰に比べより噴出源側に落下していることを示した。そして、総噴出量を知るために必要な遠方洋上に落下した細粒ガラス質火山灰の量を導くために、次の様な見積り方法を考えた。すなわち、任意の軽石中の斑晶とガラスの比は、マグマ中の斑晶とガラスの比と等しい、また、陸上での実測に基づく全斑晶量は全噴出物中の全斑晶量と等しいと仮定して、求められた斑晶量をもとに全ガラス量を求め、さらに総噴出量を求めた (crystal concentration 法)。ただしこの見積り方法は、全斑晶量を正確に実測することは難しい、マグマや軽石中の斑晶とガラスの比は必ずしも均質ではないなどの問題を含み、より実証的な検討を必要とするように思われる。

火砕流の場合ガラス質成分は co-ignimbrite ash へ濃集し、斑晶鉱物は火砕流に濃集する傾向のあることが知られている (SPARKS and WALKER, 1977)。

d. テフラの分布と風の影響

テフラの分布は、風向、風速に大きく支配される。一般に高い噴煙柱を形成する plinian 噴火を始め多くの噴火では、テフラは上層の風によって風下側に運搬され、きれいな長楕円形の等層厚線を描くことが多い。しかし、噴煙柱が低い場合や噴煙柱に加わる風向や風速が各高度ごとに異なる場合には、分布軸が曲線を描いたり、複雑な分布が得られたりする。1977 年有珠山噴火は降灰中に低気圧が通過するなど、風向・風速の垂直的变化と、その時間的变化の下で、テフラの運搬・堆積がいかにかを捉える極めて良い例であった (Fig. 12: KATSUI *et al.*, 1978). 風向・風速が垂直的に変化する状態で降下堆積したテフラの場合には、層厚分布の主軸と、粒径分布の主軸が異なる例が認められている (1980 年 St. Helens 噴火: WAITT and DZURISIN, 1981; 1977 年有珠山噴火: 鈴木ほ

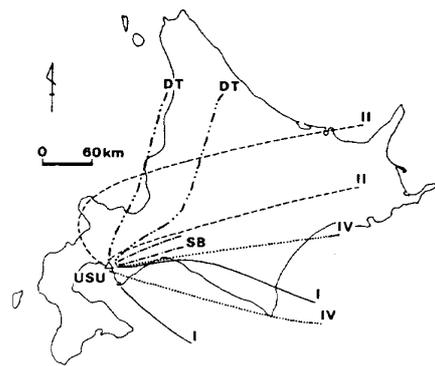


Fig. 12. Map showing the distribution of ash fall deposits from Usu 1977 eruptions (simplified after KATSUI *et al.*, 1978).

か, 1982 など). 高い噴煙柱を作る plinian 噴火のテフラではしばしば類似の現象が認められる (樽前 Tab: 鈴木ほか, 1973; 富士 1707: 宮地, 1984).

噴煙柱が高い時、層厚のピークは火口の近くにはなく、風下側へずれる事がある (Taupo Pumice: WALKER, 1980).

e. 火山灰の凝集と火山豆石

1977 年有珠山噴火では、火口の近くで粗粒軽石と細粒火山灰が、bimodal をなして混在する性質を示した (鈴木ほか, 1982). これらのうち、USU-1977-II は小雨、-III は強雨の中、また -IV は降雨直後に堆積した。中小規模の降灰では、-DT が雨中、-NK が降雨直後 (相対湿度 90~100%), -SB は快晴 (相対湿度 40~70%) であった。このなかで、-DT の場合、粗粒な軽石と多量の火山灰を含んだ雨滴とが同時に降った。その結果、-DT は火砕流に似た粒度を示す最も極端な bimodal な例となった。-NK においては降下直後に集合粒子が観察された。-II の場合には火山灰混じりの雨滴や集合粒子が観測されると同時に局部的に火山豆石 (accretionary lapilli) が観察された。

これらの事実から、鈴木ほか (1982) は粒子の凝集には降雨の強さおよび大気中の水蒸気量が強く関係していると考え、大気中の微粒子が地表に堆積する機構の rainout と rainwash の 2 つの効果 (原田, 1973) に基づく Fig. 13 のようなモデルを示した。そして、雨滴の大きさや降雨量に対して微粒の火山灰雲が十分密に存在する場合に火山豆石が生成され、微粒火山灰雲が疎であれば、火山灰混じりの降雨となり、雨滴が極小さかったり、霧粒や雲粒の場合は微粒火山灰雲から小さな集合火山灰を降らせるであろうと結論した。

1979 年 St. Vincent 噴火は、2 週間にわたり主に

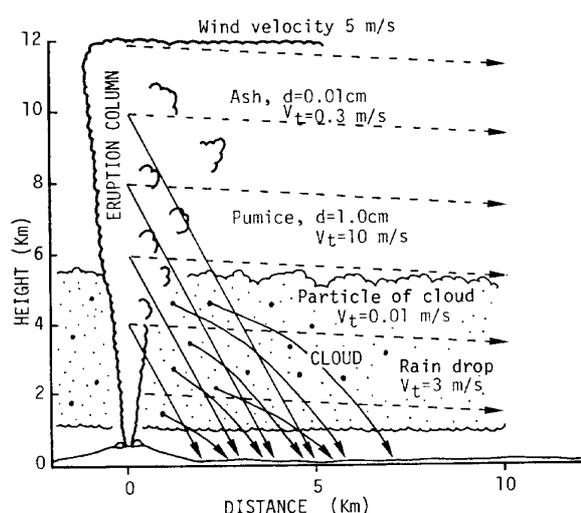


Fig. 13. Schematic diagram showing pumice and ash falls in rainy day. Falling rain drops catch ash particles to grow into big ash accretions (鈴木 *et al.*, 1982). V_t : terminal velocity.

玄武岩質安山岩の降下火山灰を降らせた。中でも4月26日の降灰は衛星写真なども利用し詳しく観察された。この日は快晴であったが、この堆積物の95%は1mm以下と細粒で、非常に淘汰の悪いテフラで、乾燥した火山豆石を多量に含んでいた。粗粒モードは風下側に距離と共に粒径を減じ、風による淘汰作用を示すが、細粒モードは距離に拘わらず、中央粒径値、淘汰度とも一定であった。これは凝集粒子や火山豆石によって、falloutが早められたためと考えられた。これらの形成は湖水とマグマの接触によるマグマ水蒸気爆発によって生じた噴煙中の水蒸気によるとされた (BRAZIER *et al.*, 1982)。

TOMITA *et al.* (1985)によれば、1983年桜島噴火では、直径1~5mm大の火山豆石が降下したが、その中には石膏の結晶が認められ、噴煙柱における石膏の晶出が火山豆石の成因に関連しているとされた。1982年El Chichon噴火では2~40ミクロンのガラス片が集った10~50ミクロンの集合体 (cluster) が空中で採集されたが、そのガラス表面には多数の硫酸塩のゲルの液滴が認められた (MACKINNON *et al.*, 1984)。

このように、降雨や大気中の湿りけがなくても、噴煙中に水蒸気やSO₂が多い等の条件があると、火山豆石や凝集粒子が形成されることがある。これらは比較的乾燥しており、降下時に壊れたり、堆積後の降雨によって形態を失い易い。特に凝集粒子として降下し

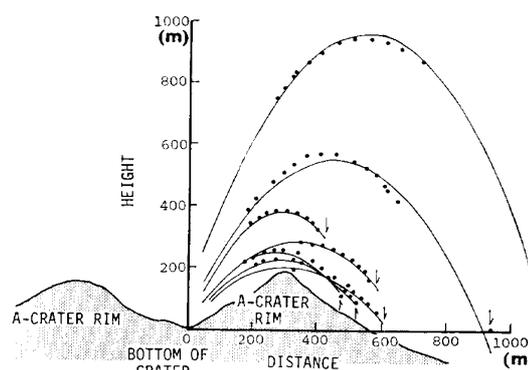


Fig. 14. Trajectories of volcanic bombs ejected from A crater in recent Sakurajima eruption (井口 *et al.*, 1983).

た火山灰は堆積物中にその構造を残さない可能性が高い。

火山豆石を含む淘汰の悪い類似のテフラについては多数の報告がある (早川, 1983a; 三浦, 1959; SELF, 1983 など)。

ベースサージ堆積物中に見られる火山豆石については、高い噴煙柱内で形成された豆石がベースサージ中に落下し再移動したものと解釈されることが多いが、SHERIDAN and WOHLTZ (1983b) はベースサージの噴煙中心部で成長した核が、乱流する噴煙の縁辺部において層構造を持つ火山豆石に発達していくと述べている。

f. 弾道噴出物

弾道噴出物 (ballistics) は火山爆発のエネルギーの見積り、噴出火口の推定など、多くの情報をもたらすものであるが、1935年及び1937年浅間山噴火の火山弾の分布から爆発エネルギーを推定した水上 (1940) 以後は、あまり研究されなかった。しかし、最近これを再評価する研究が増えている。

井口ほか (1983) は、近年その活動を活発化させている桜島火山の直径1m以上の火山弾の飛跡を解析し、火山弾の最大到達距離を与える射出角は、45°でなく63°となることを確認した (Fig. 14)。また、火山弾の最大初速度から爆発の圧力を求めた。

テフラの噴出火口の推定には層厚分布がよく使われる。しかし、5.cで述べたように、必ずしも最大層厚を示す等層厚線の縁に火口があるとは限らない。軽石・スコリアや石質岩片の最大粒径分布の方がよい示標となるが、更に優れた示標は、弾道噴出物の分布である。風の影響を受けにくい粗粒 (直径10cm以上) な岩片 (火山弾) は、一般に火口の周りに円を描

Table 2. List of major wide-

Tephra	Source volcano	Age ($\times 10^3$ YBP) (Data method)	Mode of emplacement ¹⁾	Volume of tephra (km ³) ²⁾	Maximum distance from vent (km)
Baegdusan-Tomako-mai ash (B-Tm)	Baegdusan	0.8-0.9 (Archeology)	pfa, pfl, afa	40-50	>1000
Kikai-Akahoya ash (K-Ah)	Kikai	6.3 (¹⁴ C)	pfa, pfl, afa	150	~1300
Ulreung-Oki ash (U-Oki)	Ulreung-do	9.3 (¹⁴ C)	pfa, pfl	~ 10	500
Aira-Tn ash (AT)	Aira	22 (¹⁴ C)	pfa, pfl, afa	300	~1400
Shikotsu pumice fall-1 (Spfa ₁)	Shikotsu	32 (¹⁴ C)	pfa, pfl	130	> 250
Daisen Kurayoshi pumice (DKP)	Daisen	45-47 (Stratigraphy, Io)	pfa, pfl	> 15	~ 500
Aso-4 ash (Aso-4)	Aso	70 (Stratigraphy)	pfl, afa	>400	>1700
Ontake pumice-1 (On. Pm-1)	Ontake	70-90 (Fission track)	pfa, pfl	> 13	> 300

* Modified and compiled after MACHIDA and ARAI (1983), 町田 *et al.* (1984b) and 町田 *et al.* (1985).

¹⁾ pfa=pumice fall deposit; pfl=pyroclastic flow deposit; afa=ash fall deposit.

²⁾ Include pyroclastic flow deposits.

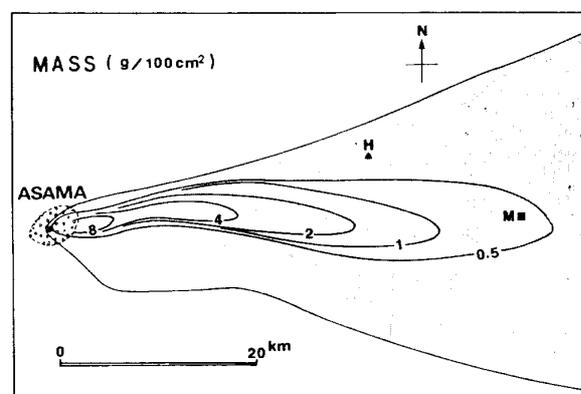


Fig. 15. Isomass map (mass per unit area, g/100 cm²) of ash fall deposits (shaded area) and distribution of ballistic deposits (dotted area) from 1983 Asama eruption (宮地 *et al.*, unpublished). H: Mt. Haruna, M: Maebashi.

いて分布する。BOGAARD and SCHMINCKE (1985) は、Laacher See Tephra の弾道岩塊の分布や非対称 impact sag から求めためりこみ方向により火口の位置を推定した。

1983 年浅間山噴火の例を Fig. 15 に示す。ここでの弾道噴出物の総重量は 4 万トンで、火山灰の総重量の約半分に達する (宮地ほか, 1983)。したがって、

このように小規模の場合や、水蒸気爆発の場合には、噴出物量の見積りにとってこれは無視できないものとなる。また、この例から、火道を直径 30 m の円筒形とし、その充填物がすべて噴出したと仮定すると、その深さは 90 m となる。

弾道噴出物に類似するものに、co-ignimbrite lag-fall deposits がある (WRIGHT and WALKER, 1977)。これについては、本号の宇井・鎌田 (1986) 論文を参照されたい。

g. 外来水との急激な接触による噴火と噴出物

マグマと外来水との急激な接触によるマグマ水蒸気爆発についても、多くの事例が報告されてきた。例えば、1963~64 年 Surtsey 噴火 (THORARINSSON *et al.*, 1964), 1965 年 Taal 噴火 (中村, 1966; MOORE *et al.*, 1966), 1957 年 Capelinhos 噴火 (WATERS *et al.*, 1971), 1952 年明神礁噴火 (MORIMOTO and OSSAKA, 1955; MORIMOTO, 1960), 1973~74 年西之島噴火 (小坂, 1974), 1983 年三宅島噴火 (遠藤ほか, 1984; 隅田, 1985), 1986 年福徳岡之場噴火 (小坂ほか, 1986) など。これらはマグマと海水や湖水との爆発的接触によって生じたもので、surtseyan とよばれる (WALKER and CROASDALE, 1972)。

上記のようなマグマ水蒸気爆発により、火口から環

spread tephra in Japan*

Characteristics of volcanic glass		Characteristics of phenocryst ⁴⁾		Reference
Type ³⁾	Refract. index	Mineral comp.	Refractive index	
pm > bw	1.506-1.516	af, (ho, cpx)	af $n_1=1.522-1.524$	町田 <i>et al.</i> (1981a)
bw \geq pm	1.508-1.514	pl; opx, cpx	opx $\gamma=1.709-1.712$	町田・新井 (1978)
pm	1.514-1.524	af; bi, ho, cpx	af $n_1=1.521-1.524$ ho $n_2=1.730-1.741$	町田 <i>et al.</i> (1981a)
bw > pm	1.498-1.501	pl; opx, cpx, (ho, qt)	opx $\gamma=1.728-1.734$	町田・新井 (1976)
pm \gg bw	1.501-1.503	pl, qt; opx	opx $\gamma=1.731-1.735$	勝井 (1958, 1959)
pm	—	pl; ho, opx, bi	opx $\gamma=1.702-1.708$ ho $n_2=1.673-1.680$	町田・新井 (1979)
bw \geq pm	1.506-1.514	pl; ho, opx, cpx	opx $\gamma=1.699-1.701$ ho $n_2=1.685-1.691$	町田 <i>et al.</i> (1985)
pm	1.501-1.503	pl; ho, bi, opx	opx $\gamma=1.706-1.711$ ho $n_2=1.681-1.690$	小林 <i>et al.</i> (1967)

³⁾ pm=pumiceous shard; bw=bubble walled shard.

⁴⁾ af=alkali feldspar; pl=plagioclase; opx=orthopyroxene; cpx=clinopyroxene; ho=hornblende; bi=biotite; qt=quartz.

状に拡がる噴煙，ベースサージがしばしば発生する。ベースサージの名称は海面下や地下での核実験において観察された類似の噴煙に由来する (MOORE, 1967)。1965年 Taal 噴火では，最高 30 m/s の速度を持ち多量の水蒸気を持つ 100°C 以下のベースサージ (横なぐり噴煙, base surge, base surge cloud) が認められた (中村, 1966)。上記の事例では，いずれもリング状の碎屑丘 (tuff ring あるいは tuff cone) を形成した。1963~1964年 Surtsey 噴火を始め多くの事例において，ベースサージを発生させる同じ火口から，間欠的に cock's tail jets が噴出しているのが観察されており (THORARINSSON *et al.*, 1964; 隅田, 1985)，これら碎屑丘の形成にあずかる噴煙として，ベースサージ以外に cock's tail jets をも考慮すべきであるが，その役割については十分に解明されていない。WOHLETZ and SHERIDAN (1983) によれば，水に富む wet surge は重いため火口の近くに堆積物を集積し，比較的急な山体をもつ tuff cone を，dry surge は比較的軽く，大きな火口をもち緩やかな山体をもつ tuff ring をつくる。

ベースサージ堆積物は，急冷破碎によって生じた火山ガラス細片を主体とする淘汰の悪い堆積物で，planar bedding や dune bedding が発達することを

特徴とする。スコリアはしばしば細粒火山灰の coating を受けている。ベースサージ堆積物の堆積構造や粒度については，WALKER (1984) のほか，CROWE and FISHER (1973) の Ubehebe Craters, SCHMINCKE *et al.* (1973) の Laacher See, 横山・徳永 (1978) の新島などの研究がある。

ベースサージ堆積物の分類については，WOHLETZ (1983) の wet surge, dry surge や sand wave surge, massive surge, planar surge (WOHLETZ and SHERIDAN, 1979), WALKER (1984) の wet surge, dry surge などがあるが，その定義はそれぞれ異なる。

USA や Australia など，大陸内部に多数見られる maar や tuff ring, tuff cone の堆積物も同様の特徴を示し，マグマと湖水や地下水との爆発的接触に基づくベースサージ堆積物と考えられている (FISHER and WATERS, 1970; HEIKEN, 1971; LORENZ, 1970)。

Cock's tail jets はマグマと過剰な水との接触によって生ずる，最も低温で (水を含む)，重い噴煙であり，弾道噴出物の分布範囲内に落下する。中村一明 (個人談話) は伊豆大島の波浮港火口縁付近の爆発角礫岩層を，『全体がレンズ状の降下 (弾道) 堆積物の重なりよりなり，類質岩片と，水冷破碎を受けた本質物質とを多く含み，レンズの中央は，粗粒な傾向がある

こと』から, cock's tail jets の堆積物と考えた。

1983 年三宅島噴火では, PQ 火口の周囲に発達する, 水分と岩塊に富む不淘汰泥質堆積物からなる舌状の微地形は, ビデオや写真に記録された PQ 火口から間欠的に噴出する cock's tail jets によるものとされた(遠藤ほか, 1984)。同三宅島噴火の S 火口のベースサージ堆積物中に挟まれる cock's tail jets の噴出物は, bedding sag 構造, 水冷火山弾, 水冷破碎スコリア, レンズ状スコリア層を含むなどの特徴を示す(隅田, 1985)。Tuff ring や tuff cone の堆積物の中には多くの cock's tail jets の堆積物が含まれているはずである。Cock's tail jets がどのような碎屑物を運搬し, どのような堆積物を形成するかについては, さらに多くの事例によって検討していく必要がある。

6. テフロクロロジーの手法と広域テフラ

a. 広域テフラの発見

ここ 10 年間の日本でのテフラ研究の成果の一つに広域テフラの発見がある。典型的な広域テフラの一つである北米の Mazama ash (給源火山: Mt. Mazama (Crater Lake), 噴出年代: 6,800 年, 噴出物のマグマ体積 (火砕流堆積物を含む): $>50 \text{ km}^3$ (BACON, 1983), 火口からの最大到達距離: 1,550 km (POWERS and WILCOX, 1964)) は, 20 年以上前にすでに確認されていた。日本には多数のテフラが存在し多数のテフロクロロジー的研究が行われてきたが, いわゆる 広域テフラが確認されたのは始良 Tn(AT) 火山灰が発見(町田・新井, 1976) されて以来である。その後鬼界カルデラ起源の鬼界アコホヤ火山灰 (K-Ah) (町田・新井, 1978) 等の広域テフラが確認された。AT, K-Ah 両火山灰発見の経緯は町田 (1977) にくわしい。ごく最近では Aso-4 火山灰が給源の阿蘇カルデラから 1,700 km もはなれた北海道でも確認(町田ほか, 1985) され, その噴火がきわめて大規模であったことが明らかにされた。

日本周囲の深海底堆積物のコア試料の研究も近年進展し, 古田 (1973) にはじまり多数のテフラの存在が確認された。たとえば AT, K-Ah, Aso-4 が日本海海底あるいは太平洋海底に存在し, それらの分布面積がより正確につかめ, 噴火の規模の見積りが改定された。また北海道南部と青森県地方を中心に存在する苦小牧火山灰 (B-Tm) の給源火山が中国と北朝鮮国境に位置する白頭山であり, 近畿地方に存在する隠岐火

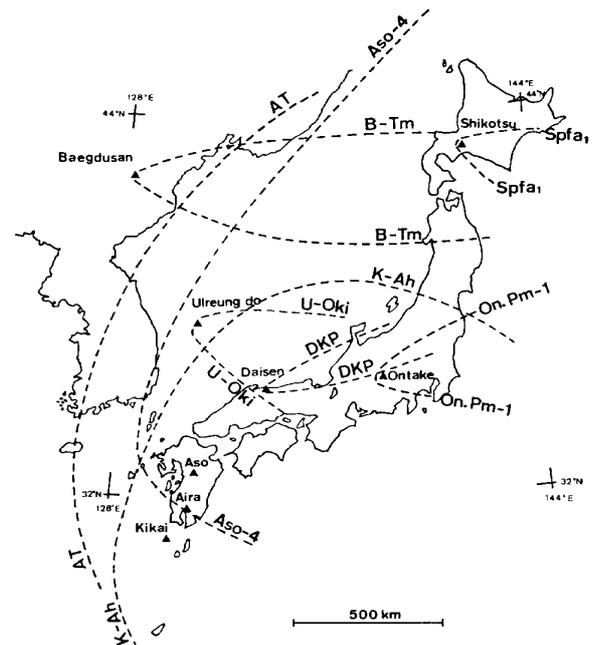


Fig. 16. Selected widespread tephras in Japan area (Compiled and modified after MACHIDA, 1976; MACHIDA and ARAI, 1983; 町田, 1984; 町田 *et al.*, 1985).

山灰が鬱陵島起源であることが明らかにされたのも海底コアでの確認にもとづいている (MACHIDA and ARAI, 1983; 町田ほか, 1981a; 新井ほか, 1981)。日本付近のテフラは噴火後偏西風によって運ばれ, その給源火山の東側に分布するのが一般的であるが, 給源火山から西へ運ばれたテフラとして富士火山の大沢スコリア, Os (町田, 1964)。天城山カワゴ平軽石, Kg (増島, 1979) などの例がある。日本海海底のテフラの研究からも秋田の北西沖のコアに十和田火山起源のテフラが存在し, 東から西へ向かったテフラがあったことが確認された(福岡・貫洞, 1983)。日本は海に囲まれているため, 火山から噴出したテフラはただちに海上へ運ばれる。陸上ではすでに風化・浸食により十分に保存されていないテフラも, 海底には堆積保存されている可能性がある。このためかくれた広域テフラが深海底堆積物より発見される可能性は強く, 今後の研究の進展が待たれる。

Table 2 に現在確認されている日本の主な広域テフラと, その性質をまとめ, その分布範囲を Fig. 16 に示した。Table 2 にとりあげなかった第四紀後期の広域あるいは示標テフラの分布と諸性質は町田ほか (1984b) にまとめられている。

海外の広域テフラについては, アイスランドは THORARINSSON (1981) に, 北米は IZETT (1981),

Table 3. Identification techniques of tephra layers.

Field criteria
Color, Lithology and Mineralogy
Stratigraphic relations
Sedimentary structures, thickness and distributions
Physical properties of tephra
Grain-size, Density
Morphology and Vesicularity
Petrographical properties of glass shards and phenocrysts
Mineral abundance and composition
Microphenocryst content
Refractive index
Chemical properties of glass shards and phenocrysts
Major chemical composition (EPMA)
Minor and trace element compositions (XRF, AA, INAA)
Age correlation
Stratigraphic, Palaeontologic, Palaeomagnetic, Archaeological and Radiometric age

PORTER (1981) に、中米はその周辺海域の海底を含めて DREXLER *et al.* (1980), ROSE *et al.* (1981) に、地中海地域は KELLER (1981) に、New Zealand は SELF (1983) 等に、それぞれまとめられあるいは例が示されている。

b. テフラの同定法

現在行われている主なテフラの同定法を Table 3 に示した。WESTGATE and GORTON (1981) は、最近の同定法の特徴について解説し、STEEN-McINTYRE (1977) は、主に岩石記載学的手法の手引きをまとめている。テフラの同定にはまず野外で層位や層相の特徴が記録され、次に実験室で粒度分析、鉱物組成等が記載される。そして火山ガラス、鉱物等の形態が観察され、屈折率が測定される。さらに種々の機器を使用して火山ガラスあるいは鉱物の化学組成が決定され、それらの化学的特徴が同定に利用されるばかりでなく、火山ガラスの Sr 同位体比 (ROSE *et al.*, 1979; 倉沢ほか, 1984) も用いられる (Table 3)。最近では鉱物の格子定数による同定法も試みられている (岡田・小坂, 1982)。

日本における 1960 年代までのテフラ同定法は野外での観察と粒度分析、鉱物組成の観察が主になっていた。多数のテフラを比較すると、これらの特徴が類似

したものも多く、一つのテフラを連続して追える場合はまれであり、特に広域テフラのように 100 km 以上も離れた地点に存在するテフラを直接対比する場合には、困難を生ずる。したがって屈折率の測定、化学組成の分析、年代測定といった手法が重要になる。さらに、多種の方法の組み合わせによる同定精度の向上が必要である。これらの測定あるいは分析は、近年機器の発達が著しく、精度が向上している。

火山ガラスあるいは鉱物の屈折率の測定 (新井, 1972; STEEN-McINTYRE, 1977) は、欧米では手作業にたより労力と時間がかかるのと、多数のテフラの測定結果が類似し、テフラの識別にあまり有効でなかった (WESTGATE and GORTON, 1981) ので、近年はあまり利用されなくなり化学組成の分析が中心になったが、国内では新井が火山ガラスのみならず斜長石 (pl)、斜方輝石 (opx)、角閃石 (ho) などについても精力的な測定を行いテフラの認定に大きく貢献した。

エレクトロンプローブマイクロ分析 (EPMA) によるテフラの火山ガラスの主成分化学組成の分析は SMITH and WESTGATE (1969) により始められた。テフラの鉱物組成は一般には給源からの距離により変化し、斑晶の量は遠距離のテフラ程少なくなる。テフラの全岩化学組成はこの斑晶量の影響を大きく受けるが、EPMA による火山ガラスの主成分化学組成の分析は、ガラス粒一つについて行われるため、共存する斑晶の影響を受けない。EPMA による化学分析からのテフラの同定は火山ガラス粒ばかりでなく、Titanomagnetite (KOHN, 1970; OSHIMA, 1976 など) に応用され、輝石・角閃石についても荒牧・宇井 (1976) などにより試みられている。

蛍光 X 線分析 (XRF)、原子吸光分析 (AA)、非破壊中性子放射化分析 (INAA) によるテフラの少量あるいは微量の化学組成の分析は主成分化学組成では区別できないテフラに対しても極めて有効な同定法 (WESTGATE and GORTON, 1981) である。これらの方法の試料物質は火山ガラスである場合が多いが、検出感度の点から、粒ごとに分析することは通常困難である。したがって給源火山からの距離による斑晶量の変化あるいは異質岩石片の混入量の変化の影響を取り除くために、前もって火山ガラスの純化が必要である。この良否が同定の精度を支配することにもなり得る。Table 4 に地球化学的に特徴のある化学元素群に対する分析法の適否を示した (WESTGATE and GORTON, 1981 を一部修正)。BORCHARDT *et al.* (1971)

Table 4. Comparison of the suitability of analytical techniques for the geochemically important groups of elements (modified after WESTGATE and GORTON, 1981)

	EPMA	XRF	AA	INAA
Major elements	1	1	2	2-3
Transition/heavy metals	2-3	2	1	2
Large cations	3	1	3	3
Rare earth elements	3	2-3	3	1
High atomic number metals	3	2-3	3	1

Notes: 1=Excellent, 2=Satisfactory, 3=unsatisfactory.

は INAA を使い、テフラの対比に関する基礎研究として異なった地点から採取された同一テフラの組成のちらばり、異なったテフラの組成差を考察した。彼等は分析結果 (19 元素) をコンピューターで統計処理し、テフラの類似性を求め同定の基礎とした。火山ガラスを中心として試料の化学組成 (多元素) の比較によるテフラの対比は欧米ではさかんであるが、国内では福岡ほか (1980) が INAA 法で異なった地点から採取された AT 火山灰 (18 試料) の組成 (22 元素) の均一性を考察し、給源火山不明のテフラの対比を試みたのをはじめとして、福岡ほか (1981) は同一火山の異なったテフラ、あるいは異なった火山から噴出されたテフラの化学組成の差ほどのくらいかを求めた。FUKUOKA (1981b) は北海道、本州、九州を給源火山とする主要なテフラの火山ガラスの微量元素組成を INAA で求めた。町田ほか (1981b, 1984a など) によっても広域テフラの火山ガラスの微量元素組成が INAA で決定されつつあるが、まだ欧米にくらべ十分に利用されているとはいえない。

火山ガラスの化学組成は EPMA 法による分析を除くと、前述のように試料そのものの純度により分析結果が大きな影響を受けるので注意が必要である。また Na, K, Rb, Cs といったような風化の影響を受けやすい元素 (福岡・小西, 1982a) にも注意をむける必要がある。風化テフラについては風化に対して強い強磁性鉱物の EPMA, あるいは zircon の INAA が有効と思われる。また異なった研究者間で分析結果を比較する場合に、分析結果の測定精度を含めての公表も重要である。また各研究者間で異なった標準試料を使用する場合、同じ標準試料でも異なった標準値を使う場合等、分析結果の正確な比較には困難を生ずる。テフ

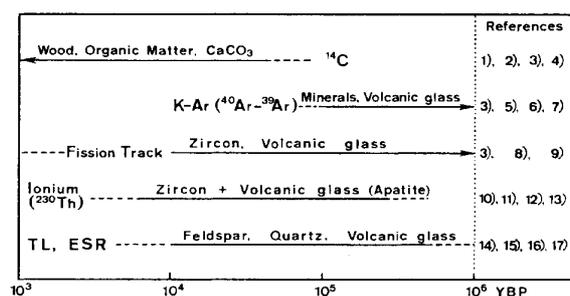


Fig. 17. Radiometric dating methods applicable to the late Quaternary tephra and sample materials. TL: thermoluminescence, ESR: electron spin resonance. 1) 木越 (1978), 2) 木越 (1985), 3) NAESER *et al.* (1981), 4) 中井・中村 (1984), 5) 兼岡 (1984), 6) 兼岡 (1985), 7) HALL and YORK (1984), 8) SUZUKI (1984), 9) 西村 (1985), 10) 福岡・木越 (1970), 11) FUKUOKA (1974), 12) 福岡・寺田 (1984a), 13) 大村 (1985), 14) LAMOTHE *et al.* (1984), 15) BERGER (1985), 16) IMAI *et al.* (1985), 17) 池谷 (1985).

ラの同定に適した標準試料 (標準岩石) の選定と標準値の統一といった直接テフラの同定とは関係のない基礎的な問題にも注意をはらう必要がある。

c. テフラの年代測定

テフラはその性格からして、同一テフラは同じ噴出年代をもっているはずである。したがってテフラの同定法として年代値の測定、比較は最も重要である。テフラの年代決定には、歴史・考古学的手法、同定すべきテフラ層の上下関係から求められた層位学的年代、過去の水温変化 (気候変化) に関連して求められた年代、古地磁気 (残留磁気の方角、強度等) にもとづいて決定された年代もそれなりの意味をもつ。これら相対年代値は、ある年代より古いあるいは新しいとか、ある年代範囲にあるといった表現しかできず、はっきりした数値で示せる絶対年代値にくらべると、一般的にその信頼度が落ちる。しかし層位学的にきめられた相対年代でも、注目したテフラをはさむ上下の層の絶対年代値が近いうえに精度良く決められている時、その値の信頼性は高いといえよう。

絶対年代の決定には放射性元素の壊変を利用した年代測定が有効である。Fig. 17 に現在テフラの年代測定に応用され得る放射性元素を利用した年代測定法と、測定のために用いられる試料物質の種類を示した。また個々の年代測定法の原理等を解説した論文を Reference に示した。

放射性核種の壊変は、原子核内の変化によるもので、化合物の種類などには全く影響されない。また通常の温度、圧力のもとでは壊変の速度は全く変化しない。したがって放射壊変は地球生成以来現在まで一定で、それぞれの核種に特有の壊変定数 (λ) にしたがって壊変をしつづけてきた理想的な時計であると考えられる。いま特定の放射性核種が出入りのない閉じた系において、 t 年前に N_0 個あったとすると、現在残っている核種の数 (N) は

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

となる。壊変定数 λ と半減期 $T_{1/2}$ の間には、

$$\lambda = 0.693/T_{1/2} \quad (2)$$

の関係がある。年代測定にとって必要な放射壊変を利用した時計の進みぐあい t は、(1) 式より

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln(N_0/N) \quad (3)$$

によって求めることができる。

実際に年代測定を行う場合、はじめあった核種の量 (N_0) がわかっている時、残っている量 (N) を測定して t を求める方法と、壊変してできた核種 (壊変生成物) の蓄積量 ($N_0 - N$) を測定して t を求める方法に大別出来る。Fig. 17 のうち、 ^{14}C 法は前者の例であり、K-Ar 法は後者の例である。イオニウム法は両者をあわせた方法である。フィッシュントラック法、熱ルミネッセンス法、ESR 法は、直接壊変生成物を測定したりせず、壊変の時に鉱物あるいは火山ガラス中に生じたきず跡を計数 (フィッシュントラック法) したり、試料中に蓄積された放射壊変のエネルギー量を測定する方法である。 N あるいは ($N_0 - N$) の測定は一般に放射線計測器あるいは質量分析計を用いて行うが、その量が少ない時、測定は困難である。すなわち時計の進みぐあい t が大きくなり過ぎたり、逆に小さすぎると N や ($N_0 - N$) の測定が困難になるといえる。この困難を解消するために測定試料を多く用いても、あまり多量の試料の処理はこれまた大きな困難となる。しかし近年の機器の進歩は著しく、測定可能な年代の範囲を広げている。

ところで年代測定を行う時、放射性元素を利用した時計は何をきっかけにスタートしたかが、この時計を使用する場合に大きな問題となる。この点を含めて Fig. 17 に示した年代測定法について、最近の進歩あるいは問題点を示す。ここでとりあげた年代測定法は、どれもテフラ試料についてのみ適用されるものではなく、広く一般の火山岩に適用され得る方法である

が、ここではテフラ試料に特有な問題を中心に解説した。

1) ^{14}C 法

^{14}C 法の近年の発展の一つはタンデムのような加速器を用いた質量分析計による ^{14}C 年代測定の開発 (例えば, NAESER *et al.*, 1981; 中井・中村, 1984) である。この技術開発により、従来の方法では4万年程度までしか測定できなかった測定限界が6万年以上に延びた。さらに測定に必要な試料がこれまでは数gの炭素を必要としたのに少量 (約2mgの炭素) ですみ、測定に必要な時間も短縮され、今後の進展が期待される。また ^{14}C の放射能測定に従来の気体計数法 (木越, 1978) でなく、試料炭素を原料としてベンゼンを合成して、シンチレーションカウンターで計数する方法 (富樫・松本, 1983) が普及しはじめ、一般化しつつある。

^{14}C 法は第四紀後期のテフラの年代測定について、最も一般的に使用されている年代測定法であるが、他の方法の測定試料がテフラの構成物そのものであるのに対して、 ^{14}C 法の測定試料はテフラに埋没した炭化木、泥炭、有機土壌等生物遺体であってテフラ構成物そのものではない。本法の時計のスタートは生物の死である (木越, 1978; 1985)。測定試料の死がテフラの噴出によりおこされた時、測定された年代は噴出年代と等しいと考えられるが (1,000年以上の樹齢をもつ木が1,000年前の噴火によるテフラによって埋没した時は測定値は噴出年代より古くなる可能性が大きい)、テフラの噴出よりはるか以前に枯死した木を埋没した時等は測定値は実際より古い年代を与えることになる。また一般にテフラ層の透水性が良いため、最近の若い炭素が古い試料に吸着して、実際の噴火年代より若くなってしまふ場合も起こる (木越ほか, 1972; 木越, 1978)。時には dead carbon のように著しく古い炭素が試料中に混入して実際より古い年代が出る時もあり得る。テフラの噴出年代を知りたい時、測定された年代値を、測定に用いた試料の性質を考えて、今一度吟味しなおすことが大切である。なお、 ^{14}C 法のさらにくわしい測定原理に関連した問題点等は、木越 (1985) に述べられている。

2) K-Ar (^{40}Ar - ^{39}Ar) 法

一般的には100万年より古い火山岩に適した年代測定法であるが、最近のエレクトロニクスや超高真空技術の進歩による精度の高い質量分析計が開発され、10万年程度のテフラ試料についても年代測定が可能にな

った。

本年代測定の時計のスタートは、マグマが噴出冷却して生じた火山岩（テフラ）が、アルゴン（ ^{40}Ar ）を蓄積しはじめる時である。この ^{40}Ar の量と試料中の K（カリウム）濃度から年代を求める。したがってマグマ中に存在した捕獲結晶でもその結晶中の ^{40}Ar が噴出時に完全に脱ガスしていれば年代測定試料となり得る。しかしテフラが噴出後、試料の変質等によりアルゴンを損失した時、測定年代は実際より若くなる。またテフラ（特に火山ガラス）は大気中で急冷されるので、マグマ中で存在した ^{40}Ar が完全に放出されずに残ってしまい、いわゆる過剰 ^{40}Ar (excess ^{40}Ar) が含まれることになりやすく、その場合測定年代は実際より古くなる（兼岡, 1984）。K-Ar 法の改良型年代測定法である ^{40}Ar - ^{39}Ar 法は、試料を速中性子で放射化して試料中の K の定量をせずに、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 比のみを質量分析計で測定すれば年代が求められる利点があるばかりでなく、試料の変質等から生じるアルゴン損失あるいは excess ^{40}Ar の存在する試料についても段階加熱法を用いることにより噴出年代を求め得る。しかし第四紀後期のように若いテフラ試料について、応用された例はまだない。 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法の利点と問題点については HALL and YORK (1984) に解説され、第四紀後期のような若い試料に何故適用されないでいるのかの点については兼岡 (1985) に触れられている。

3) フィッシュントラック法

この方法によるテフラの年代測定の時計はテフラが噴出冷却した時にスタートする。前述のように本法は ^{238}U の自発核分裂のきず（飛跡）を計数して年代を求める。この飛跡は鉱物種により異なるが数 100°C 以上に加熱されると消失してしまう。すなわちマグマ中に存在する斑晶あるいは捕獲結晶中では、マグマの高温で飛跡は全く存在せず、噴出冷却後に新たに飛跡が蓄積してゆく。この飛跡数と試料中のウラン濃度から年代を求める（この場合ウラン濃度は、試料を原子炉で熱中性子照射し、 ^{235}U の核分裂によって生じた誘導核分裂の飛跡を計数して求める。試料の結晶表面を種々の試薬でエッチングすることにより光学顕微鏡で飛跡が観察できるので、その実験操作が比較的簡単なことと、適当なウラン濃度の試料を使うことによりかなり広い範囲の年代を測定できる利点があり、PRICE and WALKER (1963) により年代測定に応用されて以来、さかんに行われている。ところがこの飛跡は前述のよ

うに熱を受けると消失してしまう。鉱物種によっては比較的低い温度でも一部の物跡が消えてしまい（フェーディング）、年代が若くなる原因となる。したがって試料鉱物としては比較的高温でも飛跡の消えにくいジルコンがよく用いられる。鉱物種による測定可能な年代範囲、フェーディングの問題、及び本年代測定に関連した最近の話題について、西村 (1985) にまとめられている。

実際にジルコン結晶中に残された飛跡を観察、計数する場合に、ジルコンの結晶表面そのものを使う場合、結晶を研磨して内部表面を使う場合がある。誘導核分裂の飛跡を観察、計数する方法にも自発核分裂の飛跡を観察したのと同じ表面を使用する方法、再び研磨して新しい面を使う場合、結晶表面に外部検出材（白雲母あるいはポリカーボネートフィルム等）を重ねて中性子照射し、外部検出材の表面を観察する方法等多種があり、これらを組み合わせるとさらに多くの手法が存在することになる。どれを用いるかにより年代値に多少の差が生じる。これは近年多くの測定が行われているにもかかわらず、まだその測定値の信頼度に問題を残す原因の 1 つとなっている。SUZUKI (1984) は、ジルコンを用いたフィッシュントラック年代測定の問題点を整理し、各手法を比較検討した。

火砕流堆積物等の matrix 中のジルコンにはその噴火の時直接マグマからもたらされたものではなく以前に噴出したものが混在している場合もある。この場合、測定年代は当然古く出ることになるので試料の吟味が大切である (NAESER *et al.*, 1981)。火砕流堆積物でも軽石塊より分離したジルコンを用いればこのような問題をさけることができる。

ジルコンはテフラの構成鉱物の中でも最もウラン濃度が高く、第四紀後期のような、若い年代の試料に対しては最も適しているが、鉱物粒が小さいことから精度の高い年代値を求めるためには、多数の鉱物粒を観察しなければならない。また、どのテフラにも必ずジルコンが存在するわけではなく、含まないテフラの方が多い。一般に火口から遠くはなれた地点のテフラからジルコンを得ることも困難である。したがって多数のテフラの年代をフィッシュントラック法で決定しようとする場合は他の鉱物を使用せざるを得ない。この場合、テフラの主たる構成物である火山ガラスが最も有望であるがウラン濃度がジルコンより 10~100 分の 1 と低いことから、若い年代のテフラへの適用は困難である。また軽石質の火山ガラスの場合、多数の泡状の

穴があり、飛跡との区別が困難といった問題もあり、わが国ではまだ黒曜石試料をのぞいて、その測定例はない。しかし海外では NAESER and NAESER (1984) にいくつかの例 (例えば SEWARD, 1974) が紹介されている。火山ガラスは、通常の地質環境での温度でもフェーディングを生じる (NAESER *et al.*, 1981; NAESER and NAESER, 1984) が、海底に堆積したテフラは噴出後比較的低温で保存されており、熱履歴によるフェーディングは少ないと考えられる。したがって海底に堆積したテフラで、広域テフラに見られるバブル型火山ガラス (泡状の穴が少ない) を試料としたフィッシュトラック年代測定の開発が、その絶対年代の必要性からも期待される。

4) イオニウム (^{230}Th) 法

本法の時計はテフラ中の斑晶がマグマ中で晶出した時にスタートする。通常この晶出時とテフラの噴出時に大きな差はないとして年代測定が行われている。本法はテフラ構成鉱物から最低2種の鉱物が必要で、精度の高い年代値を得るためには、これら2種の鉱物の U/Th 放射能比の差ができるだけ大きいことが要求される (福岡・木越, 1970). FUKUOKA (1974, 1982) は、火山岩の構成鉱物のうち火山ガラス (あるいはアパタイト) とジルコンの組み合わせが最も有効であることを示した。本年代測定ではこれら最低2種の鉱物の U/Th 放射能比を求める他、 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 放射能比を求める必要がある。その分析のための試料の量として、火山ガラスで約 10g, ジルコン 50~100mg が要求される。1つのテフラ試料から火山ガラス 10g を入手するのはそれ程問題はないが、ジルコンを 100mg 近く純化することはかなりの労力を要する。イオニウム年代測定の測定可能な年代範囲が、 ^{14}C 法と K-Ar 法の谷間をちょうど埋める点で本年代測定は大きな価値を有するものの、CERRAI *et al.* (1965), KIGOSHI (1967) によって開発されて以来、年代測定の測定例はそれ程多くない (例えば Fig. 17 reference)。その理由は他の年代測定法にくらべ、前述のように試料の入手にかなりの労力が必要な点にある。フィッシュトラック法のところでも述べたように全てのテフラにジルコンが含まれているわけではない。福岡・寺田 (1984a) はジルコンを含むテフラはどのような斑晶の組み合わせをもっているか、またジルコンが含まれている可能性のあるテフラについては、どれだけの量のテフラを処理したらジルコンを必要量求め得るかの目安を示した。これまでは、本年代測定を試みるにあた

り、必要量の試料を得るために無駄な労力も必要としたが、この目安ができたことにより大きく改善されたといえる。放射能検出器の性能の向上により、U, Th の分析精度も向上し、より精度の高いテフラのイオニウム年代測定が今後期待される。

5) 熱ルミネッセンス (TL) 法と電子スピン共鳴 (ESR) 法

両年代測定法の原理は他の4つの方法と多少異なり、試料中に蓄積された放射壊変のエネルギー量を測定して年代を求める。試料を加熱して発光させ、その発光量を測定するもの (TL) と、電子スピン共鳴 (ESR) で蓄積量を測定するものとのわけられている。TL 法は1回の加熱により、蓄積したエネルギーは全て放出されてしまうので、1つの試料について1回しか測定出来ないが、ESR 法は同一試料について、繰り返し測定できる特徴がある。両年代測定の時計は試料であるテフラが噴出冷却した時にスタートする。すなわちテフラの構成鉱物が冷却した時から、試料中あるいは周辺から受けた放射線のエネルギーを蓄積しはじめる。

TL 法は開発されて以来すでに 20 年以上経過し、主に考古学的試料に応用され、発展してきた。近年、市川 (1984), BERGER (1985) によりテフラの年代測定に応用されはじめた。ESR 法はごく最近急速に開発が進み、鍾乳石、サンゴ、貝化石、堆積層、断層試料に次々と適用されており (池谷, 1985), IMAI *et al.*, (1985) はテフラ中の石英、長石、火山ガラスにはじめて ESR 法を試み、良い結果を得ている。テフラに関する両年代測定法の問題として、噴出後測定時までの間の二次的な加熱によるフェーディングが一番大きく上げられる。両年代測定法とも測定そのものは短時間で比較的簡単に出来ることから今後の発展が期待される。

上述してきたように各年代測定法ともに年代値の信頼度を疑う場合の原因として共通しているのは、測定に用いる試料が、それぞれの測定法の時計がスタートしてからどのような履歴を経てきたかということに関係している。 ^{14}C 法などでは二次堆積物の堆積年代を計っている場合もある。このような場合は、野外での観察の見直しも必要になる。多くの場合、年代値を出す者とその値を利用する者が別であるため、測定試料に関連した問題に共通の理解を持つことが困難であるが、この問題を解決し、信頼のおける年代値を求めるためには、年代測定を行う当事者はもとより、年代

値を使用する側も測定試料の履歴に十分な注意を払う必要がある。

放射性核種による年代は、原子核の壊変した数を測定して算出される。その数 N には統計誤差 $\pm\alpha$ が必ずつき、通常標準偏差 α に相当する年代値が測定年代の誤差として表示されている。たとえばテフラ A について $15,000 \pm 350$ 年、テフラ B について $13,000 \pm 1,000$ 年の測定値が提出されているとき、B は A より若い年代と断定することはできないことに注意する必要がある。実際の値が標準偏差の中にはいる確立は約 $2/3$ であるから、たとえば A も B もともに $14,000$ 年である可能性はかなり高いし、A の方が B より若い場合もあり得る。年代値の比較にはその示された誤差を注意深く考慮しなければならない。

テフラの同定の点から、信頼のおける年代値の集積は必要不可欠である。同一テフラについて、異なった測定法による年代値が提出され、年代値のクロスチェックを行うことも年代値の信頼性を高めるために重要である。したがって各種の年代測定法の開発発展が今後とも必要である。わが国のテフラの年代値は Table 2 に広域テフラの例がその測定法とともに示してあるが、一般に 4 万年より古いテフラについては、まだ絶対年代が全く決められていないものが多い。今後各種の測定法による多数の絶対年代値が提出されることがおおいに期待される。

7. テフラを用いた火山研究の諸側面

a. 火山活動史の解明に果たすテフラの役割

1 つの火山の長期間の活動でもたらされるテフラの量は、熔岩のそれを上まわるものも多く、複成火山のように長期間にわたり活動を続ける火山の活動史をあきらかにするうえでテフロクロノロジーは重要な役割を果たす。すなわち前述のようにテフラは爆発的火山活動の主噴出物であると同時に、短時間のうちに広域に飛散するため重要な鍵層となる。したがって、編年された多数の火山灰と熔岩・火砕流堆積物・岩屑流堆積物や寄生火山、各種の火山地形との層位関係をとらえることにより、詳細でより完全な火山活動史を明らかにすることができる。また 1 サイクルの噴火の詳しい推移を明らかにするうえでもテフラは有効である。

テフラを用いて火山活動史を復元した例として、日本の複成火山では摩周 (勝井, 1983), 駒ヶ岳 (勝井ほか, 1975), 十和田 (HAYAKAWA, 1985), 浅間 (ARAMAKI, 1963), 富士 (町田, 1964; 宮地, 1985),

箱根 (町田, 1977), 大島 (NAKAMURA, 1964), 御嶽 (小林ほか, 1971; KOBAYASHI, 1974), 大山 (津久井, 1984), 桜島 (福山, 1978; 福山・小野, 1981) などがあり、単成火山では東伊豆単成火山群 (荒牧・葉室, 1977) がある。1 サイクルの噴火の推移をテフラを中心に考察した例としては三宅島 1983 年噴火 (遠藤ほか, 1984 など) などがある。しかしこれらの活動史も必ずしも十分であるわけではなく、まだ活動史の編まれていない多くの火山とともに詳細な研究が行われる必要がある。また本来なら活動史は、多くの絶対年代を必要とし、タイムスケールがしっかり入ったものが理想であるが、ここに例として上げた火山の活動史の大半について絶対年代はほんのわずかしき測定されていない。テフラ層の上下関係ばかりでなく、今後は多くの絶対年代値が集積され精度ある時間軸の入った火山活動史が復元されることが期待される。

わが国は周囲を海に囲まれている関係で、大規模な火山活動によってもたらされたテフラの大半は海へ出てしまった可能性が高い。より精度の高い火山活動史を復元するためには、今後海底に堆積したテフラの研究 (たとえば体積の正確な見積り) を、充実させる必要がある。精度の高い火山活動史 (時間間隔, 噴火の規模, 性質) の復元は 1 つの火山がどのくらいの寿命をもつものなのか、現在も活動中の火山であれば今後の活動がどのように変わっていくのかを明らかにできる。後者は噴火予知といった異なった観点からも注目されよう。

b. マグマ溜りの物理・化学的性質の変化

火山噴火が何によって引き起こされるかは火山学にとって最も重要な問題である。テフラは噴火時にマグマが急冷破砕された結果生産される。そのため噴火直前のマグマの物理・化学的性質を保持している。すなわち、テフラの岩石・鉱物学、地球化学的研究からそのものマグマの温度、化学組成等を推定することができる。したがって噴火現象を研究する上でテフラは最も手近な試料と考えられる。マグマ溜り上部への揮発性成分の濃集が、噴火を引き起こすと考えられているので、マグマ中の揮発性成分の組成についての情報は極めて重要である。ANDERSON (1974 a, b) 以来、海洋底に噴出急冷したガラス質 basalts あるいは軽石中斑晶のガラス包有物中の揮発性成分の分析からマグマ中の揮発性成分の組成を推定する研究が進められている。しかし、松葉谷 (1985) が解説しているように噴火現象について、揮発性成分の挙動が推定されるほ

どには理解が進んでいない。

大島 (1975) は榛名火山の二ツ岳噴火におけるテフラ中の各種斑晶粒の累帯構造の岩石学的研究から、噴火直前のマグマ溜りの物理状態 (温度、酸素分圧、水蒸気圧) を推定している。ROSE *et al.* (1978) は中米 Guatemala の Fuego 火山の 1974 年活動のテフラ中 plagioclase 斑晶の累帯構造の研究から、マグマ溜りの圧力変化に地球潮汐の影響があることを見出した。以上のように火山の噴火直前のマグマの組成あるいはマグマ溜りの物理・化学的状态を求める先駆的研究が散見されるが、まだこれからといったところである。噴火現象の解明という立場から、今後この種の研究が盛んになることが期待される。

一般にテフラは先に噴出したものが下に、後から噴出したものが上に降り積もる。すなわち、テフラ層の上下方向は噴火の時間的前後関係を示し、マグマ溜りの上から噴火が起こったとすると、テフラ層の下部はマグマ溜り上部の、テフラ層の上部はマグマ溜り下部の情報を伝えてくれることになる。1 サイクルの噴火によってもたらされたテフラを利用して、噴火前のマグマ溜りの物理・化学的性質の変化を見ることが出来る。新井ほか (1977) は南関東に分布する箱根火山起源のテフラ KmP-1 の SiO_2 量、鉱物組成、鉱物・ガラスの屈折率、輝石の Ca-Mg-Fe 比等の測定から、このテフラを噴出させたマグマ溜りは累帯構造をしていた可能性を示した。LIPMAN *et al.* (1981) は Mt. St. Helens 1980 年活動 (5 月から 12 月まで) のテフラを中心とした噴出物の主成分化学組成の変化からマグマ溜りがわずかながら累帯構造をしていたと推定した。以上 2 例は中規模の活動をもたらししたマグマ溜りについてであるが、今から 22,000 年前に南九州始良カルデラの位置ではじまった噴火 (大隅降下軽石 (荒牧, 1969) の噴出にはじまり、妻屋火砕流 (木越ほか, 1972), 入戸火砕流 (荒牧, 1969), AT 火山灰 (町田・新井, 1976) の噴出と続いた) は、その噴出物の総体積が 300 km^3 を越える大規模なものであった (Table 2 参照)。この 1 サイクルの噴火活動によってもたらされた各テフラ層 (大隅降下軽石については、1 地点で上下方向に 5ヶ所から採集したもの、AT 火山灰については全国各地のものを含む) の微量元素組成 (福岡・未公表値) はきわめて均質であった。これに対して、約 7 万年前に噴出した阿蘇火山起源のテフラ Aso-4 火砕流・火山灰 (小野・渡辺, 1983; Table 2) の主成分化学組成 (小野・渡辺,

1983), 微量元素組成 (福岡・小西, 1982b) は初期の噴出物から後期に向けて、珪長質から苦鉄質へと変化し、そのマグマ溜りが大きな累帯構造をもっていたことをしめした。阿蘇火山は Aso-4 の活動以前にも Aso-3, Aso-2 というようにテフラを噴出する大きな活動を繰り返した。このそれぞれの噴出物の化学組成はやはりマグマ溜りでの累帯構造があったことを示している。したがって、阿蘇火山の 1 サイクルの大規模火山活動のテフラがもたらす情報ではそのマグマ溜りがいずれも累帯構造をしていたことになる。阿蘇火山は現在も中央火口丘を中心として活動している。この中央火口丘での最近の活動によりもたらされたテフラの化学組成の変化の幅は Aso-4 あるいは Aso-3 の変化の範囲内にあることが明らかになっている (小野・渡辺, 1983; 福岡・小西, 1982b に一部公表)。これらの長時間にわたる変化がどのようにしてもたらされたのかは、今後の検討課題である。

1 サイクルの火山活動でもたらされたテフラを中心とした化学組成その他の研究からマグマ溜りの状態を推定した研究として、国内では前述の他、渡島大島 (山元ほか, 1977), 富士山 1707 年降下スコリア (TSUYA, 1955) などがあり、国外では西独 East Eifel の Laacher See テフラ, (WÖRNER and SCHMINCKE, 1984a, b), Somma-Vesuvius (BARBERI *et al.*, 1981), Crater Lake (RITCHEY, 1980), アラスカ Novarupta の 1912 年噴火 (FEDERMAN and SCHEIDEGGER, 1984) などの例があり、HILDRETH (1981) は世界各地の火山の噴出物 (主にテフラ) からみられるマグマ溜りの累帯構造についてまとめている。1 サイクルでなく、より長時間にわたる火山活動におけるマグマの性質の変化をテフラから調査した例として、前述の他に国内では大山 (TSUKUI, 1985), 国外では Long Valley (METZ and MAHOOD, 1985), そして Yellowstone (HILDRETH *et al.*, 1984) の膨大な研究等があげられる。

テフラを通したマグマ溜りの物理・化学的性質の研究は、マグマの起源論にまで発展する火山学上の重要な課題である。この問題に対するアメリカを中心とした国外の研究では鉱物組成、主成分化学組成、微量元素組成はもちろん、酸素同位体、Sr 同位体比といった情報を含めて、マグマ溜りの温度変化、マグマ起源論までを論じる (例えば HILDRETH, 1981; 1984) のに対して、国内の研究は最近徐々に行われている (例えば中・西部日本の 6 火山の火山岩—阿蘇の一部を除

Table 5. Comparison with Io ages and other ages for tephra layers.

Tephra	Io age ($\times 10^3$ YBP)	^{14}C & TL age ($\times 10^3$ YBP)
Spfa ₁ -Spfl (Shikotsu)	50.7 \pm 7.6 ¹⁾	30.4 +3.4 (14C) ³⁾ -2.4
		31.9 \pm 1.7 (14C) ⁴⁾
		32.2 \pm 2.0 (14C) ⁴⁾
		32.2 +4.7 (14C) ⁵⁾ -3.1
		33.53 +3.27 (14C) ⁶⁾ -2.32
AT-Ito (Aira)	53.0 \pm 8.6 ²⁾	21.5 \pm 0.7 (14C) ⁷⁾
		22.0 \pm 0.7 (14C) ⁷⁾
		21.2 \pm 0.7 (14C) ⁷⁾
Ikeda	16.5 \pm 1.8 ¹⁾	4.64 \pm 0.08 (14C) ⁸⁾
		5.72 \pm 0.92 (TL) ⁹⁾

¹⁾ 福岡・寺田 (1984b)

²⁾ FUKUOKA (1974)

³⁾ 熊野 (1970)

⁴⁾ 佐藤 (1969)

⁵⁾ 石狩低地帯研究会 (1965)

⁶⁾ 五十嵐 *et al.* (1978)

⁷⁾ 木越 *et al.* (1972)

⁸⁾ 松井 (1966)

⁹⁾ 市川 (1981)

き大半は熔岩一の酸素同位体, Sr 同位体比; MATSUHISA and KURASAWA, 1983) もの, 情報として鉱物組成, 主成分化学組成といったものが中心となっているのみで, 底の深い研究に踏み込めない印象が強い. テフラは風化に比較的弱いガラス質の部分が多いので, 化学組成の分析などには注意する必要があるが, テフラ層の上下の時間関係がはっきりしているのでマグマ溜り内部の変化を明らかにするためには重要な情報源である. 今後, 国内での充実した研究が期待される.

上に示した例によれば, 多くのマグマ溜りは累帯構造をしている場合が多いが, 一般に火山体下にあると考えられているマグマ溜りはどのくらいの寿命があるのだろうか. 火山学上大変興味のある問題であるものの, この問題に絶対年代を入れる試みはほとんどない. Table 5 にこれまでにジルコン-火山ガラスの組合わせで得られたテフラのイオニウム年代 (FUKUOKA, 1974; 福岡・寺田, 1984b) のうち, 5 万年より若いものを示し, 他の年代測定法によって求められた年代と比較した. これらの結果はイオニウム年代が古くなる傾向にあるように見える. 前述の年代測定法の

原理から, これらイオニウム年代は鉱物 (ジルコン) の晶出年代である. 花崗岩マグマ中では, ジルコンはかなり初期に晶出する (LARSEN and POLDERVAART, 1957). ここに示したテフラの化学組成は花崗岩のそれに近く, これらテフラを噴出したマグマの中で, ジルコンがその噴出時よりかなり早い時期に晶出していた可能性は十分考えられる (FUKUOKA and KIGOSHI, 1974). このジルコンの早期晶出によるイオニウム年代と噴火年代の差は, マグマ溜りが少なくともその期間火山体下に存在していたことを示す (FUKUOKA, 1981a).

8. おわりに

本稿では特に最近 10 年間のテフラ研究における主要な成果, 課題と問題点について概要を述べた. テフラ研究の領域は多岐にわたるため, 十分に意を尽くせない点が多いが, 詳細は個々の文献を参照して頂きたい.

最後に, 本稿で述べた中で特に強調しておきたい点を以下に述べる.

① 噴火活動およびその生成物に関する直接的な観察・研究の重要性について述べたが, 今後予想される噴火についても系統的な取り組みが期待される. その成果が過去の噴出物の研究からひきだされてきた知識と結合されて, 過去の噴火活動のより正確な理解と, 将来の予知に貢献するであろう.

② 噴火活動の諸側面, 特に噴煙柱や噴出物に関する定量的な把握がより一層進められる必要がある. この前提として正確なテフラ層序, テフラの認定がある. 既に研究されたテフラについてもこうした方向での再調査が望まれる. また, 詳細なテフラ層序に基づく噴火様式の時代的変遷, その地域的特性などに関してもさらに資料の蓄積を図る必要がある.

③ 爆発的噴火活動とそこにおける水の果たす役割は, 今後のテフラ研究の主要課題の一つである. 噴出物の物理的性質についても多くの側面から捉えなおすことが必要である.

④ テフラの認定と広域テフラの重要性についても強調しておきたい. テフラ同定の手法は多岐にわたるが, 複数の性質から同定を確かなものにしていくことが必要である. データベースの作成も課題となろう. 広域テフラについても, 給源不明の多くのテフラが存在しており, 一般示標テフラとあわせ詳細かつ系統的な取り組みが必要であろう.

⑤ ここにとりあげた年代測定法はテフラ試料以外にも適用されるものであるが、ここではテフラ試料に特有な問題を中心に解説した。 ^{14}C 法では測定の難しい年代を中心に、層位的位置づけの明確なテフラについて質の高い測定を増やし、また多くの手法の間でのクロスチェックを加えていくことが期待される。

⑥ 噴火現象を考察するうえで、噴火直前のマグマの状態、何が噴火を引き起こしたかなど問題は非常に重要である。テフラは噴火直前のマグマの物理・化学状態を知らせてくれる手紙の役を果たしてくれるであろう。テフラの petrochemical な性質や物理的性質からこれらを読み取ることは、今後の重要な研究課題となろう。

⑦ テフロクロノロジーの応用についても、ここでは火山学に関連したものを取り上げたが、第四紀学を中心にその応用は広範囲にわたる。近年南極の氷床中のテフラが注目されているが、さらに多方面への応用が期待される。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり町田 洋、小野晃司、鈴木建夫、宇井忠英、の各氏には草稿を読んでいただき、貴重なご意見を頂いた。また、坂爪一哉氏には、未公表資料の使用をお許し頂いた。K. H. WOHLTZ 氏、J. A. WESTGATE 氏には、貴重な御意見を頂いた。

以上の方々に御礼申し上げる。

引用文献

- ANDERSON, A. T. (1974a): Before eruption H_2O content of some high alumina magmas. *Bull. Volcanol.*, **37**, 530-552.
- ANDERSON, A. T. (1974b): Chlorine, sulfur and water in magmas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, 1485-1492.
- ANDERSON, T. and FLETT, J. S. (1903): Report on the eruption of the Soufriere in St. Vincent in 1902, and on a visit to Montagne Pelee in Martinique 1. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **200**, 353-553.
- ANDREI, M., SARNA-WOJCICKI, SHIPLEY, S., WAITT, R. B. Jr., DZURISIN, D. and WOOD, S. H. (1981): Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980. In *The 1980 Eruptions Mount St. Helens, Washington*. (Lipman P. W. and Mullineaux, D.R., eds). *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **1250**, 577-600.
- 新井房夫 (1972): 斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定——テフロクロノロジーの基礎的研究——. *第四紀研究*, **20**, 209-230.
- 新井房夫・町田 洋・杉原重夫 (1977): 南関東における後期更新世の示標テフラ層——特性記載とそれに関連する諸問題——. *第四紀研究*, **16**, 19-40.
- 新井房夫・大場忠道・北里 洋・堀部純男・町田 洋 (1981): 後期第四紀における日本海の古環境——テフロクロノロジー、有孔虫群集解析、酸素同位体比法による——. *第四紀研究*, **20**, 209-230.
- ARAMAKI, S. (1963): *Geology of Asama volcano. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo Sect. II*, **14**, 429-443.
- 荒牧重雄 (1969): 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物. *地質雑*, **75**, 425-442.
- 荒牧重雄 (1975): 噴火現象の分類とメカニズム. *火山*, 第2集, **20**, 特別号, 205-221.
- 荒牧重雄 (1979): 噴火の様式. *岩波講座地球科学*, **7**, 72-78.
- 荒牧重雄・宇井忠英 (1976): 南九州の火砕堆積物——斑晶鉱物の Ca-Mg-Fe 比による対比——. *震研彙報*, **51**, 151-182.
- 荒牧重雄・葉室和親 (1977): 東伊豆単成火山群の地質. *震研彙報*, **52**, 235-278.
- BACON, C. (1983): Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake caldera, Cascade Range, U.S.A., *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 57-115.
- BARBERI, F., BIZOUARD, H., CLOCCHIATTI, R., METRICH, N., SANTACROCE, R., and SBRANA, A. (1981): The Somma-Vesuvius magma chamber—a petrological and volcanological approach. *Bull. Volcanol.*, **44**, 295-315.
- BERGER, G. W. (1985): Thermoluminescence dating of volcanic ash. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **25**, 333-347.
- BLACKBURN, E. A., WILSON, L. and SPARKS, R. S. J. (1976): Mechanisms and dynamics of strombolian activity. *J. Geol. Soc. London*, **132**, 429-440.
- BOGAARD, P. V. D. and SCHMINCKE, H. U. (1985): The Eruptive Center of the Late Quaternary Lacher See Tephra. *Geol. Rundsch.*, **73**, 933-980.
- BONIS, S. and SALAZAR, O. (1973): The 1971 and 1973 eruptions of volcan Fuego, Guatemala, and some socio-economic considerations for the volcanologist. *Bull. Volcanol.*, **37**, 394-400.
- BORCHARDT, G. A., HARWARD, M. E. and SCHMITT, R. A. (1971): Correlation of volcanic ash deposits by activation analysis of glass separates. *Quat. Res.*, **1**, 247-260.
- BRAZIER, S., DAVIS, A. N., SIGURDSSON and SPARKS, R. S. J. (1982): Fall-out and deposition of volcanic ash during the 1979 explosive eruption of the Soufriere of St. Vincent. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **14**, 335-359.

- CAREY, S. N. and SIGURDSSON, H. (1978): Deep-sea evidence for distribution of tephra from the mixed magma eruption of the Soufriere on St. Vincent, 1902: ash turbidites and airfall. *Geology*, **6**, 271-274.
- CAREY, S. N. and SIGURDSSON, H. (1982): Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens Volcano. *J. Geophys. Res.*, **87**, 7061-7072.
- CERRAI, E., LONATI, R. D., GAZZARRINI, F. and TONGIORGI, E. (1965): Il Metodo ionio/urano per la determinazione dell'età di minerali vulcanici recenti. *Rend. Soc. Mineral. Ital.*, **21**, 47-62 (in Italian).
- COLGATE, S. A. and SIGURGEIRSSON, T. (1973): Dynamic mixing of water and lava. *Nature*, **244**, 552-555.
- CROWE, B. M. and FISHER, R. V. (1973): Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 663-682.
- DREXLER, J. W., ROSE, Jr., W. I., SPARKS, R. S. J. and LEDBETTER, M. T. (1980): The Los Chocoyos Ash, Guatemala: a major stratigraphic marker in Middle America and in three ocean basins. *Quat. Res.*, **13**, 327-345.
- 遠藤邦彦・宮地直道・千葉達朗・隅田まり・坂爪一哉 (1984): 1983年三宅島噴火の火山灰層位学的研究. 火山, 第2集, **29**, 三宅島噴火特集号, S184-S207.
- FEDERMAN, A. N. and SCHEIDEGGER, K. F. (1984): Compositional heterogeneity of distal tephra deposits from the 1912 eruption of Novarupta, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **21**, 233-254.
- FISHER, R. V. and SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- FISHER, R. V., and WATERS A. C., (1970): Base surge bed forms in maar volcanoes. *Am. J. Sci.*, **268**, 157-180.
- FUKUOKA, T. (1974): Ionium dating of acidic volcanic rocks. *Geochem. J.*, **8**, 109-116.
- FUKUOKA, T. (1981a): Ionium dating of volcanic rocks by glass-zircon pair: indicator of magmatic history (abstract). 1981 IAVCEI Symposium—*Arc Volcanism*—, 100-101.
- FUKUOKA, T. (1981b): Trace elements concentrations in glasses separated from acidic volcanic rocks in Japan (abstract). 1981 IAVCEI Symposium—*Arc Volcanism*—, 102-103.
- FUKUOKA, T. (1982): Useful minerals for ionium dating of acidic volcanic rocks (abstract). *Fifth Internatl. Conf. Geochronol. Cosmochronol. Isotope Geol.*, 106-107.
- 福岡孝昭・木越邦彦 (1970): 火山噴出物のイオニウム年代測定. 火山, 第2集, **15**, 111-119.
- FUKUOKA, T. and KIGOSHI, K. (1974): Discordant Io-ages and the uranium and thorium distribution between zircon and host rocks. *Geochem. J.*, **8**, 117-122.
- 福岡孝昭・鈴木一行・町田 洋 (1980): 火山ガラスの微量元素含有量による広域火山灰層の同定 (要旨). 火山, 第2集, **25**, 127-128.
- 福岡孝昭・猪股昭博・西川一也 (1981): 火山ガラスの微量元素組成によるテフラの同定 (要旨). 火山, 第2集, **26**, 150-151.
- 福岡孝昭・小西 守 (1982a): 風化火山灰 (軽石) の化学組成 (要旨). 火山, 第2集, **27**, 152.
- 福岡孝昭・小西 守 (1982b): 阿蘇火山噴出物の微量元素組成 (要旨). 火山, 第2集, **27**, 337.
- 福岡孝昭・貫洞龍志 (1983): 微量元素組成からみた日本海海底火山灰の由来 (要旨). 火山, 第2集, **28**, 442.
- 福岡孝昭・寺田 博 (1984a): イオニウム法およびフィッシュントラック法による火山灰の年代測定. 渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」, 929-939.
- 福岡孝昭・寺田 博 (1984b): 同一ジルコンを使った火山岩のイオニウム年代とフィッシュントラック年代 (要旨). 火山, 第2集, **29**, 311-312.
- 福山博之 (1978): 桜島火山の地質. 地質雑, **84**, 309-316.
- 福山博之・小野晃司 (1981): 桜島火山の地質図, 1: 25000. 地質調査所.
- 古田俊夫 (1973): 北西太平洋海盆の堆積物中の火山灰層・軽石層の岩石記載的および磁気的特徴. 火山, 第2集, **18**, 65-78.
- GORSHKOV, G. S. (1959): Gigantic eruption of the volcano Bezymianny. *Bull. Volcanol.*, **20**, 77-109.
- GORSHKOV, G. S. (1961): The Kamchatka Valley of ten Thousand Smokes. *Proc. Pac. Sci. Congr.* **9th**, no. 12, 237-239.
- HALL, C. M. and YORK, D. (1984): The applicability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating to young volcanics. In *Quaternary Dating Methods* (MAHANEY, W. C. ed.), 67-74. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, **7**, Elsevier, Amsterdam.
- 原田 朗 (1973): 大気のパックグランド汚染. 環境科学叢書, 共立出版, 東京, 132 p.
- HARRIS, D. M., ROSE, W. I. Jr., ROE, R. and THOMPSON, M. R. (1981): Radar observations of ash eruptions. In *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington* (LIPMAN, P. W. and MULLINEAUX, D. R., eds.) *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **1250**, 323-333.
- 早川由紀夫 (1983a): 火山豆石として堆積した十和田火山八戸火山灰. 火山, 第2集, **28**, 25-40.

- 早川由紀夫 (1983b): 十和田火山中楸テフラ層の分布, 粒度組成, 年代. 火山, 第2集, 28, 263-273.
- HAYAKAWA, Y. (1985): Pyroclastic geology of To-wada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 60, 507-592.
- HEIKEN, G. (1971): Tuff rings: examples from Fort Rock Christmas Lake valley, south-central Oregon. *J. Geophys. Res.*, 76, 5615-5626.
- HEIKEN, G. and WOHLTZ, K. (1985): *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley, 246 p.
- HILDRETH, W. (1981): Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, 86, 10153-10192.
- HILDRETH, W., CHRISTIANSEN, R.L. and O'NEIL, J.R. (1984): Catastrophic isotopic modification of rhyolitic magma at times of caldera subsidence, Yellowstone Plateau Volcanic Field. *J. Geophys. Res.*, 89, 8339-8369.
- HOUGHTON, B. F. and HACKETT, W. R. (1984): Strombolian and phreatomagmatic deposits of Ohakune Craters, Ruapehu, New Zealand: a complex interaction between external water and rising basaltic magma. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 21, 207-231.
- 市川米太 (1981): 種々の年代測定法のクロスチェック. 古文化財に関する保存科学と人文・自然科学, 昭和 55 年度年次報告書, 文部省科学研究費特定研究「古文化財」総括班, 441-458.
- 市川米太 (1984): 熱ルミネッセンス法による焼石・火山灰の年代測定. 渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」, 799-805.
- 池谷元伺 (1985): 電子スピン共鳴 (ESR) 法. 地学雑, 94, 131-136.
- 五十嵐昭明・古川雄也・菅原一安・西村 進・岡部賢二 (1978): 北海道札幌市豊羽地熱地域の熱水変質帯. 地調報告, No. 259, 9-42.
- IMAI, N., SHIMOKAWA, K. and HIROTA, M. (1985): ESR dating of volcanic ash. *Nature*, 314, 81-83.
- 井口正人・石原和弘・加茂幸介 (1983): 火山弾の飛跡の解析——放出速度と爆発圧力について——. 京大防災研究所年報, 26, B-1, 9-21.
- 石狩低地帯研究会 (1965): 石狩平野における支笏降下軽石堆積物の ^{14}C 年代. 地球科学, 81, 12.
- 石川雄秀・江頭庸夫・田中良和・植木貞人 (1981): 桜島火山. 自然災害特別研究成果自然災害科学総合研究班, No. A-56-1, 153-179.
- IZETT, G. A. (1981): Volcanic ash beds: recorders of upper Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in the western United States. *J. Geophys. Res.*, 86, 10200-10222.
- 兼岡一郎 (1984): K-Ar 法による火山灰類の年代測定とその問題点. 渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」856-864.
- 兼岡一郎 (1985): K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar 法による年代測定——現状と今後の見通し——. 地学雑, 94, 96-101.
- 勝井義雄 (1958): 支笏降下軽石堆積物中の化石林について. 地質雑, 64, 379-385.
- 勝井義雄 (1959): 支笏降下軽石堆積物について. 火山, 第2集, 4, 33-48.
- 勝井義雄 (1983): 摩周カルデラ, 月刊地球, 5, 122-126.
- 勝井義雄・高橋俊正・大場与志男・平井喜郎・岩永将暉・西村 豪・曾屋龍典・伊藤 宏 (1963): 十勝岳 1962 年の噴火. 岩鉱, 49, 213-226.
- 勝井義雄・横山 泉・藤田隆男・江原幸雄 (1975): 「駒ヶ岳」. 北海道防災会議編. 北海道における火山灰に関する研究報告第4編. 194 p.
- KATSUI, Y., OBA, Y., ONUMA, K., SUZUKI, T., KONDO, Y., WATANABE, T., NIIDA, K., UDA, T., HAGIWARA, S., NAGAO, T., NISHIKAWA, J., YAMAMOTO, M., IKEDA, Y., KATAGAWA, H., TSUCHIYA, N., SHIRAHASE, M., NEMOTO, S., YOKOYAMA, S., SOYA, T., FUJITA, T., INABA, K. and KOIDE, K. (1978): Preliminary report of the 1977 eruption of Usu volcano. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, 18, 385-408.
- KELLER, J. (1981): Quaternary tephrochronology in the Mediterranean region. In *Tephra Studies* (Self, S. and Sparks, R. S. J., eds.), D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, 227-244.
- KIGOSHI, K. (1967): Ionium dating of igneous rocks. *Science*, 156, 932-934.
- 木越邦彦 (1978): 年代を測る——放射性炭素法——, 中央公論社, 東京, 191 p.
- 木越邦彦 (1985): 放射性炭素 ^{14}C による年代測定. 地学雑, 94, 126-130.
- 木越邦彦・福岡孝昭・横山勝三 (1972): 始良カルデラ妻屋火砕流の ^{14}C 年代. 火山, 第2集, 17, 1-8.
- 小林国夫・小林武彦・清水英樹 (1971): 御嶽火山噴出物による Tephrochronology. 竹原平一教授記念論文集「中部地方の鮮新統および最新統」. 191-218.
- 小林国夫・清水英樹・北沢和男・小林武彦 (1967): 御嶽第一浮石層. 地質雑, 73, 291-308.
- KOBAYASHI, T. (1974): The petrochemical characteristics of Ontake volcano. *J. Coll. Lib. Arts, Toyama Univ.*, 7, 71-85.
- KOHN, B. P. (1970): Identification of New Zealand tephra-layers by emission spectrographic analysis of their titanomagnetites. *Lithos*, 3, 361-368.
- 熊野純男 (1970): 支笏熔結凝灰岩の年令, 日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (57). 地球科学, 24, 148-149.
- KUNO, H., ISHIKAWA, T., KATSUI, Y., YAGI, K., YAMASAKI, M. and TAKEDA, S. (1964): Sorting of pumice and lithic fragments as a key to eruptive and emplacement mechanism. *Japan. J. Geol. Geogr.*, 35, 223-238.
- 倉沢 一・新井房夫・町田 洋 (1984): Sr 同位体比

- による始良 Tn 火山灰 (AT) の同定. 火山, 第 2 集, 29, 115-118.
- LAMOTHE, M., DREIMANIS, A., MORENCY, M. and RAUKAS, A. (1984): Thermoluminescence dating of Quaternary sediments. In *Quaternary Dating Methods* (MAHANEY, W. C. ed), 153-170, *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 7, Elsevier, Amsterdam.
- LARSEN, L. H. and POLDERVAART, A. (1957): Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin. *Min. Mag.*, 31, 544-564.
- LIPMAN, P. W., NORTON, D. R., TAGGART, Jr., J. E. BRANDT, E. L., and ENGLEMAN, E. E. (1981): Compositional variations in 1980 magmatic deposits. In *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington* (LIPMAN, P. J. and MULLINEAUX, D. R. eds.). *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1250, 631-640.
- LIRER, L., PESCATORE, T., BOOTH, B. and WALKER, G. P. L. (1973): Two plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 759-772.
- LORENZ, V. (1970): Some aspects of the eruption mechanism of the Big Hole maar, central Oregon. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1823-1830.
- 町田 洋 (1964): Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史. (その 1, 2). 地学雑, 73, 293-308, 337-350.
- MACHIDA, H. (1976): Stratigraphy and chronology of late Quaternary marker-tephras in Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, No. 11, 109-132.
- 町田 洋 (1977): 火山灰は語る, 火山と平野の自然史. 蒼樹書房, 324 p.
- 町田 洋 (1984): 火山と削られる山地——激しい噴火と急速な浸食——週刊朝日百科, 世界の地理, No. 60, 262-267.
- 町田 洋・新井房夫 (1976): 広域に分布する火山灰——始良 Tn 火山灰の発見とその意義——. 科学, 46, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1978): 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ——アカホヤ火山灰. 第四紀研究, 17, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫 (1979): 大山倉吉軽石層——分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑, 88, 313-330.
- MACHIDA, H. and ARAI, F. (1983): Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large late Quaternary eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 151-164.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985): 阿蘇 4 火山灰——分布の広域性と後期更新世示標層としての意義——. 火山, 第 2 集, 30, 49-70.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981a): 日本海を渡ってきたテフラ. 科学, 51, 562-569.
- 町田 洋・宮内崇裕・森脇 広 (1984a): 放射化分析による広域テフラの同定——北日本の広域テフラ——武工大原子炉等共同利用報告書, 9, 9-12.
- 町田 洋・森脇 広・杉原重夫 (1981b): 放射化分析による広域テフラの同定. 武工大原子炉等共同利用報告書, 6, 79-83.
- 町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫 (1984b): テフラと日本考古学——考古学研究と関係するテフラのカタログ——. 渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」, 865-928.
- MACKINNON, I. D. R., GOODING, J. L., MCKAY, D. S. and CLANTON, U. S. (1984): The El Chichon stratospheric cloud: solid particulates and settling rates. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 23, 125-146.
- 増島 淳 (1979): 伊場遺跡に堆積する火山起源粒子について. 浜松市伊場遺跡埋蔵文化財発掘調査報告書, 34-40.
- 松葉谷治 (1985): マグマから放出される揮発性成分の組成を規制する要因——噴火の化学的前駆現象を理解するための基礎的問題——. 火山, 第 2 集, 30, 197-210.
- MATSUHIRA, Y. and KURASAWA, H. (1983): Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from the central and western Japan arcs: evaluation of contribution of crustal components to the magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 483-510.
- 松井 健 (1966): 大隅半島 笠野原台地の“アカホヤ”層の噴出年代. 地球科学, 87, 37-39.
- MCBIRNEY, A. R. and MURASE, T. (1970): Factors governing the formation of pyroclastic rocks. *Bull. Volcanol.*, 34, 372-384.
- METZ, J. M. and MAHOOD, G. A. (1985): Precursors to the Bishop tuff eruption: Glass Mountain, Long Valley, California. *J. Geophys. Res.*, 90, 11121-11126.
- 水上 武 (1940): 浅間火山最近の爆発により噴出せる火山弾の分布とエネルギーに就いて. 火山, 第 1 集 4, 141-155.
- 三浦 清 (1959): 島根県三瓶火山の pisolite について. 岩鉱, 43, 262-266.
- 宮地直道 (1984): 富士火山 1707 年火砕物の降下に及ぼした風の影響. 火山, 第 2 集, 29, 17-30.
- 宮地直道 (1985): テフラ層序及びテフラの物理・化学的特性に基づく新富士火山の活動様式の変遷に関する研究. 日本大学博士論文, 162 p.
- 宮地直道・浅間火山噴火日大調査団 (1983): 1983 年 4 月 8 日浅間火山噴火により放出された火山岩塊の産状と分布 (要旨). 火山, 第 2 集, 28, 421-422.
- MOORE, J. G. (1967): Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.*, 30, 337-363.
- MOORE, J. G., NAKAMURA, K. and ALCARAZ, A. (1966): The 1965 eruption of Taal Volcano.

- Science*, **151**, 955-960.
- MORIMOTO, R. (1960): Submarine eruption of the Myojin Reef. *Bull. Volcanol.*, **23**, 151-160.
- MORIMOTO, R. and OSSAKA, J. (1955): The 1952-1953 submarine eruption of the Myojin Reef near the Bayonnaise rocks, Japan (i). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **33**, 221-250.
- MURAI, I. (1961): A study of the textural characteristics of pyroclastic flow deposits in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **39**, 133-248.
- NAESER, C. W., BRIGGS, N. D., OBRADOVICH, J. D. and IZETT, G. A. (1981): Geochronology of Quaternary tephra deposits. In *Tephra Studies* (SELF, S. and SPARKS, R. S. J., eds.), 13-47. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland.
- NAESER, N. D. and NAESER, C. W. (1984): Fission-track dating. In *Quaternary Dating Methods* (MAHANEY, W. C. ed.), 87-100, Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 7, Elsevier, Amsterdam.
- NAIRN, I. A. and SELF, S. (1978): Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **3**, 39-60.
- 中井信之・中村俊夫 (1984): 加速器質量分析による天然レベル ^{13}C 測定. 質量分析, **32**, 211-219.
- NAKAMURA, K. (1964): Volcano-stratigraphical study of Oshima Volcano, Izu. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **42**, 649-728.
- 中村一明 (1966): タール火山 1965 年の岩漿性水蒸気爆発. 地学雑, **75**, 93-104.
- 西村 進 (1985): フィッション・トラック年代測定. 地学雑, **94**, 120-125.
- 老川和寛・宮地直道 (1985): ニッ岳降下軽石の層序と運搬堆積様式. 関東平野, **2**, 63-74.
- 岡田 清・小坂丈予 (1982): 造岩鉱物の格子定数値を利用した火山灰層の対比の試み. 火山, 第2集, **27**, 261-275.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1983): 阿蘇カルデラ. 月刊地球, **5**, 73-82.
- 大村明雄 (1985): ^{230}Th - ^{238}U 放射非平衡データを用いた大山倉吉軽石の年代推定. 日本第四紀学会講演要旨集, No. 15, 152-153.
- 大島 治 (1975): 噴火現象の Mineralogy. 火山, 第2集, **20**, 275-298.
- OSHIMA, O. (1976): Fe-Tioxide minerals of the 1973 eruption of Asama Volcano. *Sci. Papers Coll. Gener. Educ., Univ. Tokyo*, **26**, 39-50.
- 小坂丈予 (1974): 小笠原西之島火山の活動とその経過. 地学雑, **83**, 61-69.
- 小坂丈予・光野千春・柴田次夫・松田敏彦・平林順一・土出昌一・桜井 操・佐藤寛和 (1986): 福徳岡之場 1986 年の火山活動について——その2噴出物——. 日本火山学会講演予稿集, 1986 年度春季大会, 42.
- PECKOVER, R. S., BUCHANAN, D. J. and ASHBY, D. E. T. F. (1973): Fuel-coolant interactions in submarine volcanism. *Nature*, **245**, 307-308.
- PORTER, S. C. (1981): Use of tephrochronology in the Quaternary geology of the United States. In *Tephra Studies* (SELF, S. and SPARKS, R. S. J., eds.), 135-160, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland.
- POWERS, H. A. and WILCOX, R. E. (1964): Volcanic ash from Mount Mazama (Crater Lake) and from Glacier Peak. *Science*, **144**, 1334-1336.
- PRICE, P. B. and WALKER, R. M. (1963): Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *J. Geophys. Res.*, **68**, 4847-4862.
- RITCHEY, J. L. (1980): Divergent magmas at Lake, Oregon: products of fractional crystallization and vertical zoning in a shallow, water-under-saturated chamber. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **7**, 373-386.
- ROSE, W. I. (1972): Notes on the 1902 eruption of Santa Maria volcano, Guatemala. *Bull. Volcanol.*, **36**, 29-45.
- ROSE, Jr., W. I., GRANT, N. K. and EASTER, J. (1979): Geochemistry of the Los Chocoyos Ash, Quezaltenango Valley, Guatemala. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **180**, 87-99.
- ROSE, W. I. Jr., ANDERSON, A. T. Jr., WOODRUFF, L. G. and BONIS, S. B. (1978): The October 1974 basaltic tephra from Fuego Volcano: description and history of the magma body. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **4**, 3-53.
- ROSE, W. I. Jr., BONIS, S., STOIBER, R. E., KELLER, M. and BICKFORD, T. (1973): Studies of volcanic ash from two recent central American eruptions. *Bull. Volcanol.*, **37**, 338-364.
- ROSE, W. I. Jr., HARN, G. A., DREXLER, J. W., MALINCONICO, M. L., PETERSON, P. S. and WUNDERMAN, R. L. (1981): Quaternary tephra of northern Central America. In: *Tephra studies* (Self, S. and Sparks, R. S. J., eds.), D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, 193-211.
- ROSIN, VON, P. and RAMMLER, E. (1934): Die Kornzusammensetzung des Mahlgutes im Lichte der Wahrscheinlichkeitslehre. *Kolloid Zeitschrift*, **67**, 16-26.
- SAPPER, K. (1904): Die vulcanischen Ereignisse in Mittelamerika in Jajre 1902. *Neues Jahrb. Mineral. Geol. Palaeontol.*, 39-90.
- SARNA-WOJCICKI, A. M., SHIPLEY, S., WAITT, R. B. Jr., DZURISIN, D. and WOOD, S. H. (1981): Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air fall ash from the six major eruptions of 1980. In *The 1980 Eruptions of Mount St.*

- Helens, Washington* (LIPMAN, P. W. and MILLINEAUX, D.R., eds.), *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **1250**, 577-599.
- 佐藤博之 (1969): 最近測定された北海道の火山活動に関連する ^{14}C 年代測定. *地質ニュース*, **178**, 30-35.
- SCHMINCKE, H.-U. (1977): Phreatomagmatische Phasen in quartären Vulkanen der Ostfifel. *Geol. Jahrb.*, **39**, 3-45.
- SCHMINCKE, H.-U., FISHER, R. V. and WATERS, A.C. (1973): Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area. *Sedimentology*, **20**, 553-574.
- SELF, S. (1974): Explosive activity of Ngauruhoe, 27-30 March 1974 (Note). *N.Z.J. Geol. Geophys.*, **18**, 189-195.
- SELF, S. (1983): Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism: A case study from New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 433-469.
- SELF, S. and SPARKS, R. S. J. (1978): Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, **41**, 196-212.
- SELF, S., SPARKS, R. S. J., BOOTH, B. and WALKER, G. P. L. (1974): The 1973 Heimaey Strombolian scoria deposit, Iceland. *Geol. Mag.*, **111**, 539-548.
- SEWARD, D. (1974): Age of New Zealand Pleistocene substages by fission-track dating of glass shards from tephra horizons. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **24**, 242-248.
- SHERIDAN, M. F., BARBERI, F., ROSI, M. and SANTACROCE, R. (1981): A model for Plinian eruptions of Vesuvius. *Nature*, **289**, 282-285.
- SHERIDAN, M. F. and WOHLTZ, K. W. (1983a): Hydrovolcanism: Basic considerations and review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 1-29.
- SHERIDAN, M. F. and WOHLTZ, K. H. (1983b): Origin of accretionary lapilli from the Pompeii and Avellino deposits of Vesuvius. In *Microbeam Analysis* (Ron GOOLEY, ed.), 35-38.
- SIMKIN, T. and FISKE, R. S. (1983): Krakatau 1883. In *The Volcanic Eruption and its Effects*. Smithsonian Institution Press, Washington, D.C, 464 p.
- SMITH, D. G. W. and WESTGATE, J. A. (1969): Electron probe technique for characterising pyroclastic deposits. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**, 313-319.
- SOREM, R. K. (1982): Volcanic ash clusters: tephra rafts and scavengers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **13**, 63-71.
- SPARKS, R. S. J. (1978): The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **3**, 1-37.
- SPARKS, R. S. J. and WALKER, G. P. L. (1977): The significance of vitric-enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**, 329-341.
- SPARKS, R. S. J. and WILSON, L. (1976): A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *J. Geol. Soc. London*, **132**, 441-451.
- SPARKS, R. S. J., WILSON, L. and SIGURDSSON, H. (1981): The pyroclastic deposits of the 1875 eruption of Askja, Iceland. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **299**, 241-273.
- SPARKS, R. S. J. and WRIGHT, J. V. (1979): Welded air-fall tuffs. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **180**, 155-166.
- STEARNS, H. T. and MACDONALD, G. A. (1946): Geology and ground-water resources of the Island of Hawaii. *Hawaii Div. Hydrogr. Bull.*, **9**, 1-363.
- STEEN-McINTYRE, V. (1977): A manual for tephrochronology. Idaho Springs, Colorado, 167.
- 隅田まり (1985): 1983 年三宅島噴火で生じたリング状碎屑丘. *火山*, 第2集, **30**, 11-32.
- 隅田まり・遠藤邦彦・千葉達朗 (1985): Inman 法と Friedman 法による粒度解析の比較——火山碎屑物を中心に——(要旨). *火山*, 第2集, **30**, 90.
- SUZUKI, M. (1984): Discussion on terminology, anisotropy, and interprocedural cross-checks of fission track ages of zircon. *J. Geol. Soc. Japan*. **90**, 551-563.
- 鈴木建夫 (1981): 降下火砕堆積物の“層厚-面積”曲線. *火山*, 第2集, **26**, 9-23.
- 鈴木建夫 (1985): 有珠山 1977 年降下火砕物の渦動拡散モデル. *火山*, 第2集, **30**, 231-251.
- 鈴木建夫・勝井義雄・中村忠寿 (1973): 樽前降下軽石堆積物 Ta-b 層の粒度組成. *火山*, 第2集, **18**, 47-63.
- 鈴木建夫・新井田清信・勝井義雄 (1982): 有珠山 1977 年軽石・火山灰の堆積様式. *火山*, 第2集, **27**, 119-140.
- THORARINSSON, S. (1954): The tephra fall from Hekla on March 29th, 1947, the eruption of Hekla 1947-48. vol. II, part 3, 1-78.
- THORARINSSON, S. (1968): On the rate of lava and tephra production and the upward migration of magma in four Iceland eruptions. *Geol. Rundsch.*, **57**, 705-718.
- THORARINSSON, S. (1981): The application of tephrochronology in Iceland. In *Tephra Studies* (SELF, S. and SPARKS, R. S. J., eds.), 109-134. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland.
- THORARINSSON, S. and SIGVALDASSON, G. E. (1972): The Hekla eruption of 1970. *Bull. Volcanol.*, **36**, 269-288.
- THORARINSSON, S., EINARSSON, Th., SIGVALDASSON, G. and ELISSON, G. (1964): The submarine eruption of the Vestmann Islands 1963-64. *Bull. Volcanol.*, **27**, 1-11.

- 富樫茂子・松本英二 (1983): ベンゼン-液体 シンチレーション法による ^{14}C 年代測定法. 地調月報, **34**, 513-527.
- TOMITA, K., KANAI, T., KOBAYASHI, T. and OBA, N. (1985): Accretionary lapilli formed by the eruption of Sakurajima volcano. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **80**, 49-54.
- 津久井雅志 (1984): 大山火山の地質. 地質雑, **90**, 643-658.
- TSUKUI, M. (1985): Temporal variation in chemical composition of phenocrysts and magmatic temperature at Daisen volcano, southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **26**, 317-386.
- TSUYA, H. (1955): Geological and petrological studies of Volcano Fuji, V. On the 1707 Eruption of Volcano Fuji. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **33**, 341-383.
- 上杉 陽 (1971): ふるいを用いた粒度分析方法の吟味——風成・海成の環境区分のために——. 地理評, **44**, 839-857.
- 宇井忠英・鎌田桂子 (1986): 大規模火砕流と給源の陥没カルデラ. 火山, 第2集, 本号.
- VERHOOGEN, J. (1951): Mechanics of ash formation. *Am. J. Sci.*, **249**, 729-739.
- WAITT, R.B., Jr. and DZURISIN, D. (1981): Proximal air-fall deposits from the May 18 eruption—stratigraphy and field sedimentology. In *The 1980 Eruption of Mount St. Helens, Washington* (LIPMAN, P. W. and MULLINEAUX, D. R., eds.), 601-616. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*. **1250**.
- WALKER, G. P. L. (1971): Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, **79**, 696-714.
- WALKER, G. P. L. (1973): Explosive volcanic eruption—a new classification scheme. *Geol. Rundsch.*, **62**, 431-446.
- WALKER, G. P. L. (1980): The Taupo Pumice: product of the most powerful known (Ultraplinian) eruption? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, 69-94.
- WALKER, G. P. L. (1981a): Characteristics of two phreatoplinian ashes, and their waterflushed origin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 395-407.
- WALKER, G. P. L. (1981b): Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **11**, 81-92.
- WALKER, G. P. L. (1981c): New Zealand case histories of pyroclastic studies. In *Tephra Studies* (SELF, S. and SPARKS, R. S. J. eds.), 1-12, 317-330, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland.
- WALKER, G. P. L. (1984): Characteristics of dune-bedded pyroclastic surge bedsets. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **20**, 281-296.
- WALKER, G. P. L. and CROASDALE, R. (1972): Characteristics of some basaltic pyroclastics. *Bull. Volcanol.*, **35**, 303-317.
- WALKER, G. P. L. SELF, and WILSON, L. (1984): Tarawera 1886, New Zealand-A basaltic plinian fissure. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **21**, 61-78.
- WALKER, G. P. L., WILSON, L. and BOWELL E. L. G. (1971): Explosive volcanic eruptions—I. The rate of fall of pyroclasts. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **22**, 377-383.
- WATERS, A.C. and FISHER, R.V. (1971): Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. *J. Geophys. Res.*, **76**, 5596-5614.
- WESTGATE, J. A. and GORTON, M. P. (1981): Correlation techniques in tephra studies. In *Tephra Studies* (SELF, S. and SPARKS, R. S. J., eds.), 73-94. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland.
- WILLIAMS, H. and MCBIRNEY, A. R. (1979): *Volcanology*. Freeman, Cooper & Co., San Francisco, 397 p.
- WILSON, L. (1976): Explosive volcanic eruptions—III. Plinian eruption columns. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **45**, 543-556.
- WILSON, L. (1980): Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, 297-313.
- WILSON, L. and HUANG, T. C. (1979): The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 311-324.
- WILSON, L., SPARKS, R. S. J., HUNG, T. C. and WATKINS, N. D. (1978): The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *Geophys. Res.*, **83**, 1829-1836.
- WOHLETTZ, K. H. (1983): Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 31-63.
- WOHLETTZ, K. H. and MCQUEEN, R. G. (1984): Experimental studies of hydromagmatic volcanism. In *Explosive Volcanism: Inception, Evolution, and Hazards*, 158-169. National Academy Press, Washington.
- WHOLETTZ, K. H. and SHERIDAN, M. F. (1979): A model of pyroclastic surge. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **180**, 177-194.
- WOHLETTZ, K. H. and SHERIDAN, M. F. (1983): Hydrovolcanic explosions. II. Evolution of tuff rings and tuff cones. *Am. J. Sci.*, **283**, 385-413.
- WÖRNER, G. and SCHMINCKE, H.-U. (1984a): Mineralogical and chemical zonation of the Laacher See Tephra sequence (East Eifel, W. Germany). *J. Petrol.*, **25**, 805-835.
- WÖRNER, G. and SCHMINCKE, H.-U. (1984b): Petrogenesis of the zoned Laacher See Tephra. *J. Petrol.*, **25**, 836-851.

- WRIGHT, J. V. and WALKER, G. P. L. (1977): The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, **5**, 729-732.
- WRIGHT, J. V. SMITH, A. L. and SELF, S. (1980): A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, 315-336.
- 山元正継・勝井義雄・新井田清信 (1977): 渡島大島火山の火山岩類と超苦鉄質・苦鉄質包有物. 火山, 第2集, **22**, 241-248.
- 横山勝三・徳永 徹 (1978): 伊豆新島向山火山のベースサージ堆積物. 火山, 第2集, **23**, 249-262.