

地質学論集 第43号 63-72 ページ, 1994年4月
Mem. Geol. Soc. Japan, No. 43, 63-72, April 1994

マグマ水蒸気爆発のメカニズム

Phreatomagmatic explosions : basic problems of dynamic interactions between magma and water

Abstract

山元孝広*

*Takahiro Yamamoto**

1993年10月1日受付.

1994年1月6日受理.

* 地質調査所 地質部.

Geology Department, Geological Survey of
Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba, 305 Japan

Phreatomagmatic explosions are caused by generation of high-pressurized steam due to rapid heat transfer from magma to groundwater. In general, magma must break up into small particles during self-sustained mixing of magma and water for the rapid heat transfer. However, quenched crusts and vapor films shield fluidal interiors of magma from violent mixing, because the initial contact temperature between magma and water is lower than the glass transition one of magma and higher than the homogeneous nucleation one of water. In fact, no self-triggering explosion occurs without entrapments of water close to magma, when lava flows enter the sea. Within volcanic conduits there are several triggering processes as follow ; (1) fragmentation of low-permeable host rocks around intruding magma due to explosive expansion of heated pore water, (2) unstable intrusion of magma into wet unconsolidated sediments filling the conduits, resulting in entrapments of groundwater, (3) capture of groundwater from the conduit wall caused by explosive ascent of mixtures of volcanic gases and fragmented magma particles, and (4) water inflow caused by decrease of magmatic pressure below the hydrostatic pressure of the surrounding aquifer and fracturing of the conduit wall. These processes are quite different from unstable collapse of vapor films leading to industrial vapor explosions between molten fuels and vaporizable coolants ; the behavior of heated groundwater is highly controlled by porosity, permeability, and tensile strength of host rocks, especially in the first process. The second process promotes hydrodynamic mixing of magma and wet sediments resulting in the rapid heat transfer, when the viscosity of intruding magma is lower than the one of unconsolidated sediments. Volatile fragmentation of magma increases greatly the contact area between magma and groundwater, however, the hot volcanic gases inhibit liquid-liquid-contact to encourage much more energy release in the third process. Geological data suggests that strong phreatomagmatic explosions are triggered at greater depth of the vents than weak ones ; this is mainly because the strong explosions are required at higher confining pressure to suppress degassing of magma. The fourth process occasionally takes place with rapid withdrawal of fluid magma or the end of Plinian eruptions.

Key words : phreatomagmatic explosion, vapor explosion, eruption mechanism, review.

1. はじめに

火山の噴火様式は、マグマの温度・揮発性成分量・粘性などの内的要因と、マグマと母岩との相互作用による外的要因で決定される。いわゆるマグマ噴火はマグマ本来の内的要因が強く出た噴火であるのに対して、本報でとりあげるマ

グマ水蒸気爆発は外来水の関与による外的要因に強く支配された噴火現象である。そのため、本来は穏やかな溶岩噴泉の活動を行う玄武岩マグマであっても、接触した地下水を爆発的に気化させることによって破局的な噴火災害をもたらす場合がある（例えば Taal 火山 1965 年噴火, 中村, 1966）。地球上に水が豊富に存在する限りこの種の噴火はあらゆる火山で起

こり得るので、そのメカニズムを理解することは噴火災害予測の上で重要であろう。具体的な噴火事例の検討はかつて山元 (1989) として公表したが、本報ではその後の研究を中心にレビューを行ない、いくつかの問題点を指摘する。

マグマと外来水との爆発的反応は、熱工学で言うところの蒸気爆発 (vapor explosion) 現象を応用した Sheridan and Wohletz (1981; 1983) による hydrovolcanism の提唱以後、火山の分野でその重要性が急速に認識されてきた。特に噴火様式がマグマと水の混合量比に依存するとする Wohletz and McQueen (1984) の実験は画期的なものであった。しかし、実際の噴火現象においてマグマと外来水の反応がどこで、どの様にして起きるのかは、これまでの研究において必ずしも明らかにされているわけではない。また、ある火山噴火が噴火の特徴からマグマ水蒸気爆発であると判断されたとしても、これはたんに外来水の存在する場で噴火が起きたことを意味するだけで、必ずしも液体マグマと水との蒸気爆発を意味しない。本報ではマグマと外来水の反応をいくつかのケースに分け、どの様な反応が噴火中に起こり得るのかを考える。噴火を支配する物理量の観測が絶対的に不足しているため、微視的なスケールでの反応素過程について言及することは非常に困難なことである。しかし、過去に発生した噴火事例を詳細に検討することにより、各々の事項をトータルとして説明できるようなモデルを与えることは現時点でも十分可能であろう。

本報は平成3年にマグマプロービングセミナーで発表した内容をもとに構成した。また、平成3・4年度文部省科学研究費総合研究 (B) 蒸気爆発機構の解明 (代表者: 東大工学部教授 秋山 守) での研究会をとうして得られた知見は、本報をまとめるうえで有益であった。関係者の方々に感謝する。

2. 蒸 気 爆 発

低温低沸点液体と高温高沸点液体の接触混合時に、低沸点液体の蒸発速度が大きく圧力増加速度が周囲の液体中での圧力緩和速度 (音速) よりも大きな場合には、蒸気爆発 (vapor explosion) と呼ばれる爆発的反応が起こる (日本機械学会, 1989, p. 330-334)。短時間に大量の蒸気が生産されるためには、高温液から低温液へ急速に熱が移動することが必要で、いかにして高速の伝熱がもたらされるのかがこの現象を理解する鍵となっている。高温液と低温液の温度差を ΔT (K)、熱伝達率を h (W/m²K)、接触面積を A (m²) とすると、両液間の伝熱速度 Q (J/s) は次式で表される。

$$Q = hA\Delta T \quad (1)$$

Q が大きくなるためには、 ΔT か h か A が増大することが必要である。しかし、 ΔT が大きすぎると二液間に安定な蒸気膜が形成され、 h が極端に小さくなることが明らかにされている (Board et al., 1971)。従って Q が飛躍的に増大するためには、なるべく大きい温度差で蒸気膜が破壊され液-液接触が起こることと、高温液が細粒化して接触面積が増加することが不可欠であると考えられている (例えば成合, 1978; 飯田・高島, 1988)。実際、高温液の細粒化はあらゆる素材の蒸気爆発で確認されており (Bradley and Witte, 1972;

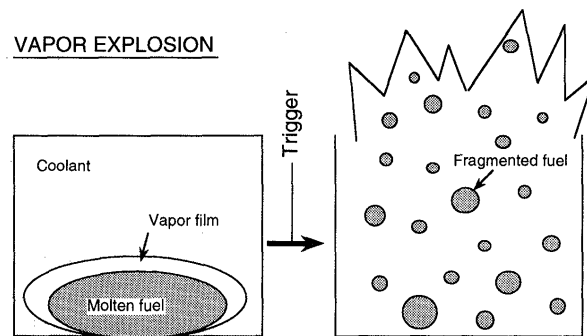


Fig. 1. Conceptual picture of a vapor explosion.

Dullforce et al., 1976; Wohletz, 1983; Zimanowski, et al., 1991)、細粒化現象 (fragmentation) は蒸気爆発の大きな特徴の一つである (Fig. 1)。しかし、大規模な蒸気爆発が発生するためには、以上の条件の外に、低温液中に高温液が分布している領域でほとんど同時に (コヒーレントに) 蒸気を発生し、高い圧力を発生させることを考慮しなければならず、現象全体を記述するような総合的なモデルは完成されていない。

蒸気爆発の従来の現象モデルとしては次の2つが代表的であるが、どちらも最終的に確認されているわけではない。

1) 自発核生成モデル: 蒸気膜の破壊により高温液に低温液が取り込まれ (liquid entrainment)、2液の界面温度が低温液の自発核生成温度を越える場合には、低温液が突沸を生じ爆発的な蒸発と細粒化を同時に発生するというモデル (Fauske, 1973)。これによると両液の界面温度が自発核生成温度に達しない場合や系の圧力上昇のために核生成が抑制される場合には蒸気爆発は起こらないことになる。

2) 熱的デトネーションモデル: 何らかの原因で生じた衝撃波が、高温液の細粒化と液-液接触による急速な熱伝達を起こし、その結果衝撃圧縮を生じるに十分な低温液の蒸発を生じる。この熱移動により解放されたエネルギーが衝撃波を維持し、蒸気爆発が継続するというモデル (Board et al., 1975)。このモデルでは、急速な蒸気発生に自発核生成は必ずしも必要と考えず、細粒化による接触面積の急増で十分な蒸気発生がもたらされるとされている。従って、自発核生成モデルで蒸気爆発は起こらないとされた条件でも、トリガーとして高い圧力波を加え蒸気膜を破壊すれば、蒸気爆発は発生することになる。

現段階では高温液 (溶融金属等) の低温液への落下実験をもとに、少なくとも蒸気爆発が起こるのに必要な4段階があることが合意されている (例えば Corradini, 1981)。すなわち、①熱伝達率が小さい安定な膜沸騰を前提とした高温液と低温液の粗混合段階 (coarse intermixture)、②自発的または外部からの圧力パルスにより蒸気膜が破れ2液相互混合が起こる触発段階 (trigger)、③高温流体の細粒化を伴う高速熱伝達域の伝播段階 (propagation)、④高圧水蒸気の膨張段階 (expansion) である。複数の高温液滴を用いて反応の伝播を確認した飯田ほか (1987) の実験などがあるものの、室内実験オーダーの小規模反応が、どの様にして原子炉内や自

Table 1. Values of parameters for basalt lava.

Basalt Lava		
density ρ , kg/m ³	2.6×10^3	Hall, 1987
dynamic viscosity η , Pa s	$10^2 - 10^4$	ditto
specific heat c , J/kg K	1.2×10^3	Turcotte and Schubert, 1982
thermal diffusivity D , m ² /s	5×10^{-7}	Williams and McBirney, 1979

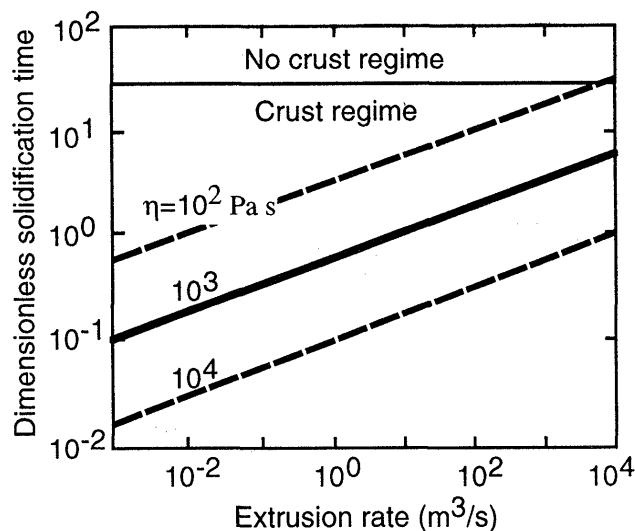


Fig. 2. Values of the dimensionless solidification time, which is the ratio of solidification and advective time scales, for submarine basalts erupted at 1150°C as a function of extrusion rate and melt viscosity for radial spreading from a point source (after Griffiths and Fink, 1992).

自然界で発生する大規模反応に発展するのには十分に理解されているわけではない。また、熱工学の分野では、反応を高温度の低温液への流入に限定している場合が多く、全く異なる接触モードで上記の合意が成立するののかもよく分かってはいない。

3. 溶岩-水相互反応

ここではマグマが地表に噴出して液体として流動する溶岩と地表水との反応について解説する。地表噴出時の溶岩の温度は、化学組成により異なるが、ソリダスをやや上回る1000°C前後のことが多い。玄武岩質溶岩についてはその物性値をTable 1にまとめたが、粘性についてはソリダス付近の温度変化に敏感で100°C程度の温度低下でも4~5桁上昇する。

温度が T_m の玄武岩溶岩と T_w の水の2液が直接接触したときの界面温度 T_i は半無限伝導解を用いて次式のように与えられる (Fauske, 1973)。

$$T_i = \frac{T_m [k\rho c]_m^{1/2} + T_w [k\rho c]_w^{1/2}}{[k\rho c]_m^{1/2} + [k\rho c]_w^{1/2}} \quad (2)$$

ただし、 k は熱伝導率、 ρ は密度、 c は比熱を、添字 w は水を、 m は溶岩をそれぞれあらわす。 T_m を1,200°Cに T_w を10°Cとすれば T_i は約720°C、 T_m を1,000°Cとしても T_i は約600°Cとなる。これらの界面温度は、大気圧下の水の自発核生成温度

の理論値である312.5°Cを大きく越えている。従って、溶岩-水系では、蒸気膜が破壊され2液の相互混合が触発されれば蒸気爆発は容易に起こり得ることになる。ただし、問題になるのはこの系での相互混合が実際の火山現象で容易に起こり得るのかどうかである。

玄武岩溶岩の海中への流入の様子はハワイのマウナロア・キラウエア両火山で、数多く観察されている (Moore et al., 1973; Peterson, 1976; Tribble, 1991)。このうち、1868年の溶岩流は入水時に大規模な二次爆発 (littoral explosion) を起こし、破碎された溶岩片からなる火砕丘が元の海岸線に形成されたことが記録されている (Fisher, 1968)。しかし、このような爆発の発生はむしろ稀であり、ハワイの入水溶岩流は非爆発的に溶岩デルタを形成した事例の方が圧倒的に多い (Peterson, 1976)。これは溶岩流が海水と接触すると極めて短時間の間にガラス質皮殻を生じるため、通常は皮殻の形成が自発的な蒸気爆発を阻害することを意味している (Colgate and Sigurgeirsson, 1973)。ちなみに、この場合の溶岩の固結温度はガラス転移温度と同程度で、玄武岩の場合約730°Cである (Ryan and Sammis, 1981)。ガラス質皮殻の急速な形成は溶岩流の形態にも影響をおよぼし、水底の玄武岩溶岩は先端部の皮殻を裂きながら前進するためしばしば枕状溶岩の産状をなす (Moore, 1975)。Griffiths and Fink (1992) によると溶岩流の表面形態は溶岩の固結時間と流走時間の比で示される無次元量 (固結ベクレ数) で規定され、粘性が 10^2 Pa sの水底溶岩流の場合、流出率が 10^4 m³/sを越えるほど極端に高くない限りは表面が皮殻で覆われることになる (Fig. 2)。下鶴 (1984) は溶融すず-水系の自発蒸気爆発条件をもとに三宅島1983年噴火のマグマ蒸気爆発を説明したが、すずの融点は約232°Cと水の自発核生成温度よりも低く、マグマとは根本的に条件が異なっている。

玄武岩溶岩と海水との蒸気爆発の瞬間は、Tepley and Moore (1974) のキラウエア火山1972年入水溶岩流の潜水記録映画で見ることができる。この映画は枕状溶岩の成長過程をとらえたものであるが、その中には観察中のダイバーが不用意にハンマーのピックを溶岩に突き刺した瞬間に溶岩が爆裂し、細粒物が生産される場面が記録されている。すなわちこのことは、外部からのトリガーによってガラス質皮殻が破壊され、海水が内部に注入されなければ溶岩-水系の蒸気爆発は起こり得ないことを意味している。同様なキラウエアの溶岩の蒸気爆発は、Peterson (1976; Fig. 8) にも記録されている。これは陸上の溶岩チューブ内に大波が流れ込んだ直後に起きた爆発を捉えたものである。このような観察は、二次爆発した過去の入水溶岩の産物からの推定、すなわち入水溶岩の固結皮殻下に流動過程で海水がトラップされて爆発した

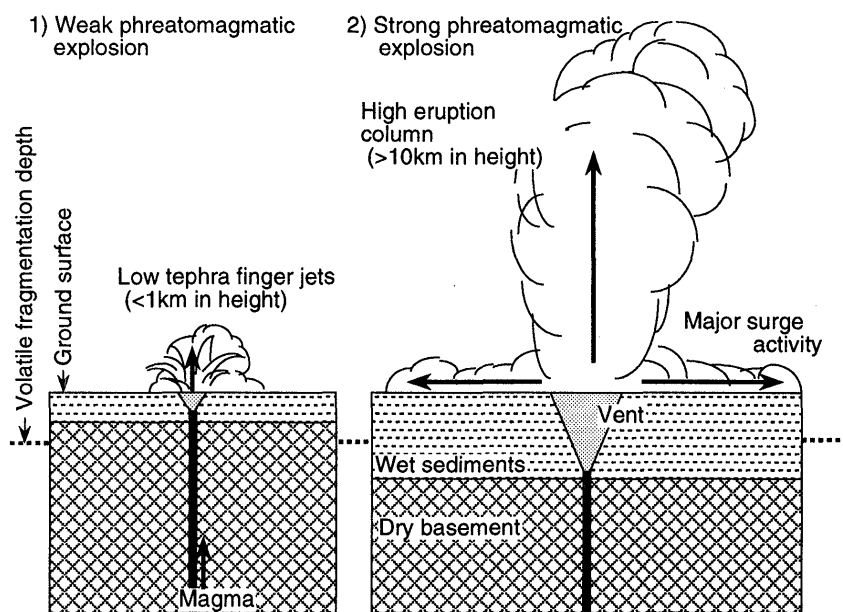


Fig. 3. Comparison between strong and weak phreatomagmatic explosions. Intensity of phreatomagmatic explosions depends on an ambient pressure when ascending magma is initially mixed with wet sediments: the strong explosion is triggered within the vent deeper than the volatile fragmentation depth of the magma.

とする見解 (Fisher, 1968; 谷口, 1982) と一致する。

溶岩流と地表水との二次爆発は入水時だけではなく、溶岩流停止後の冷却過程においても起こり得る。今、溶岩流の皮殻の厚さ δ (m) が単純に溶岩の熱拡散係数 D だけで決まるとすると (Colgate and Sigurgeirsson, 1973),

$$\delta = (Dt)^{1/2} \quad (3)$$

厚さ 1m の皮殻が形成するためには約 23 日の時間 t が必要になる。実際の溶岩流では皮殻内の節理に沿って熱水対流系が発達するためこれほど単純に冷却が進むわけではないが、厚い溶岩流が完全に冷却するのに相当の時間が掛かることにはかわりはない。桜島の安永の大噴火 (1779 年) では北東山腹から湧きでた大量の溶岩流が海中に流入したが、噴火終了後、2 年以上経過しても桜島周辺海域で二次爆発が続き、津波による災害をもたらした (震災予防調査会, 1918, 上編 p. 192-195; このときの入水溶岩流の分布と二次爆発の火口の位置は福山・小野 (1981) に示されている)。海底地形から推定される安永溶岩流の厚さは 100m を越えており、噴火後数年経過後も内部は十分溶融状態であったことは確かである。爆発の直接のトリガーが何であったかは明らかではないが、この種の二次災害は将来の噴火においても十分警戒されるべきであろう。同様な二次爆発は、陸上の谷地形を埋積した厚い溶岩流 (Hodges, 1978) や火砕流堆積物 (Moyer and Swanson, 1987) でも知られており、どちらも旧谷底にトラップされた水の爆発的な気化で起きている。

4. マグマ水蒸気爆発の特徴

浅海底や海岸部のように豊富な地下水が存在する湿潤地で噴火が起きた場合、地下水とマグマが反応して乾燥状態のマグマ噴火よりも爆発的な噴火をもたらすことが知られている。この種の噴火は、マグマ水蒸気爆発 (phreatomagmatic explosion) と呼ばれ、マグマの地表への上昇から噴火の終了に至る一連の現象の中の 1 フェーズとして発生する。その噴出物には急冷されたマグマ破片や噴煙が多量の水蒸気で

湿っていたことを示す各種の特徴が一般に認められ (例えば Fisher and Schmincke, 1984, p. 234-246), マグマが外来水と接触したことを示唆している。しかしながら、個々の爆発からマグマと外来水との爆発的反應の寄与がどの程度であったのかを示せるような物理量の観測はほとんど行われていないのが現状である。そのため、目撃されたマグマ水蒸気噴火であっても、その噴火が厳密な意味での蒸気爆発、すなわち水蒸気の圧力増加速度が周囲の圧力緩和速度よりも大きな爆発であったのかどうかを定量的に決めること自体が難しい場合が多い。言い替えると、噴火の様式からマグマ水蒸気爆発と認定された噴火であっても、必ずしも蒸気爆発のプロセスによって熱エネルギーが効果的に運動エネルギーに変換されたとは言えないのである。

これまでに目撃されたマグマ水蒸気爆発の噴火事例は、噴火の強度 (噴煙柱高度や火砕サージの到達距離) の違いから判断して強弱二つのタイプに分けられる (Fig. 3)。山元 (1989) では、弱いタイプの代表として Surtsey 火山 1963-1967 年噴火 (Thorarinsson et al., 1964; Moore, 1985) を、強いタイプの代表として Taal 火山 1965 年噴火 (中村, 1965; Moore et al., 1966) を取り上げ、噴火の強度が外来水との反応が触発された地点の封圧に依存する可能性を指摘した。同様に、過去のマグマ水蒸気爆発の火口地形にも緩傾斜 (12° 以下) のタフリングと急傾斜 (25° 以上) のタフコンの二つのタイプが見いだされ、両者の違いは噴火の強弱を反映したものとされている (Wohletz and Sheridan, 1983; Lorenz, 1986; Verwoerd and Chevallier, 1987; Lorenz のタフリングはここでのタフコンに相当する)。ただし、これらの研究では Wohletz and McQueen (1984) の蒸気爆発実験結果をそのままフィールドに適用して、噴火の強度は噴火地点の湿潤環境、すなわちマグマと反応する水の量に依存すると主張されている。しかし、Surtsey と Taal の噴火の様相や堆積物の特徴は、かならずしも水の混合量比の違いで説明できるわけではない (Kokelaar, 1986; 山元, 1989)。

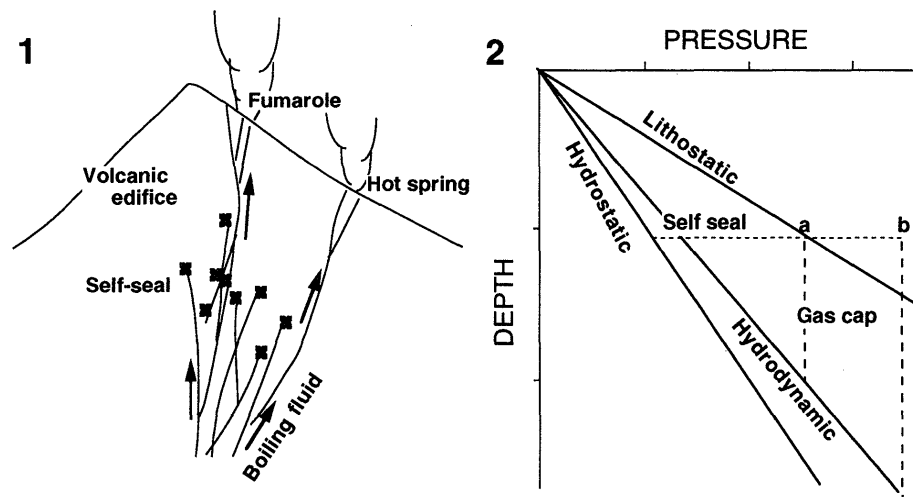


Fig. 4. 1. Schematic cross section showing a fracture network filled by a hydrothermal fluid within a volcano. The fluid cools by vapor loss as it approaches the surface resulting in deposition of silica, calcite, and other minerals. Deposition serves to decrease the permeability in the upper part of the network. 2. Pressure versus depth curves showing the extent of a gas cap necessary for pressures at a sealed fracture to equal (profile a) or exceed (profile b) the lithostatic pressure. The pressure at the local seal is transmitted from the fluid reservoir by the compressed gas. Following sealing the gas pressure increases with time until the eruption is initiated by hydraulic fracturing or seismicity. (After Hedenquist and Henley, 1985)

マグマと地下水の接触の仕方により、マグマ水蒸気爆発は、1) 浅い水底及び海（湖）岸で上昇してきたマグマと地下水が反応して起こるタイプと、2) 乾燥状態の溶岩湖や火道に地下水が流入して起こるタイプの2つに大きく分けることができる（山元，1989）。1) の事例としては、西之島新島 1973～1974 年噴火（小坂，1974）、三宅島 1983 年噴火（荒牧・早川，1984；遠藤ほか，1984）、福徳岡之場 1986 年噴火（小坂，1986）、Tarawera 火山 1886 年噴火（Nairn，1979）、Capelinhos 火山 1957 年噴火（Machado et al., 1962；Waters and Fisher, 1971）、Surtsey 火山 1963～67 年噴火（Thorarinsson et al., 1964；Moore, 1985）、Taal 火山 1965 年噴火（中村，1966；Moore et al., 1966）、Ukinrek 火山 1977 年噴火（Self et al., 1980）などがある。また、2) の事例としては、Vesuvius 火山 79 年噴火（Sheridan et al., 1981；Barberi et al., 1989）、Kilauea 火山 1970 年、1924 年（Decker and Chistiansen, 1984；McPhie et al., 1990）がある。伊豆東方沖 1989 年噴火では水深約 100m の海底で噴火が起きたが、この噴火は浅所貫入したマグマの後退期に火道が崩壊して起きた 2) のタイプであることが噴出物の研究で明らかにされている（Yamamoto et al., 1991）。上記の事例以外にも、活動中の火口へ大量の雨水が流入し、火口の閉塞をもたらした結果、活動再開時にマグマ水蒸気爆発が起きた例が知られている（例えば阿蘇火山 1979 年 9 月 6 日の爆発：小野ほか，1982；White 島 1976-1982 年噴火：Houghton and Nairn, 1991 など）。

5. マグマ水蒸気爆発のメカニズム。

マグマ水蒸気爆発を総合的にモデル化するためには、まず火山体内部の水理状況と火山噴火のダイナミックスの2つが同時に理解されなければならない。そのうえで、火道のどの

地点でどのような状態のマグマが地下水と接触するのかという初期条件を決める必要がある。特に、地下水と接触・混合する直前のマグマの状態は、マグマの発泡による自発的破碎の起こる地下深度（volatite fragmentation depth；Fisher, 1984）に依存している。そのため実際の火山噴火では、噴火地点の地下水理状況とマグマの性質（特に揮発性成分量）の多様な組合せを反映した接触モードが有り得よう。具体的には、未発泡の液体マグマと間隙水に富む湿った母岩との接触モードと、微粒化したマグマ粒子とガスからなる混相流と湿った母岩との接触モードを端成分とした系列が考えられる。しかしながら、マグマ水蒸気爆発を支配する物理過程、特に火道近傍の地下水の挙動、母岩とマグマとの混合過程や、マグマの発泡破碎過程については、現状では十分理解されているとは言えない。ここではモデル化に当たっての基本的な問題点を列記することにする。

火道近傍の地下水の挙動

マグマが地下の帯水層に上昇してくると、短期間のうちに加熱された部分では液体の体積膨張により間隙圧が急上昇する。この高圧状態は母岩の浸透率に応じた速度で解消されていくが、地表付近の帯水層内では通常の浸透率を持つ母岩を破壊するのに十分なマグマ貫入による圧力上昇が期待できる（Delaney, 1982）。実際、1990 年に始まった雲仙普賢岳噴火がそうであったように、マグマ噴火に先行する水蒸気爆発（phreatic explosion）は特に珍しい現象ではない（Barberi et al., 1992）。間隙水の気化だけで生じる水蒸気爆発は基本的にマグマと地下水の液-液接触を必要としないが、貫入したマグマの表面付近で発生した場合には湿った母岩とマグマとの混合をもたらす場合がある。例えば、Soufriere 火山 1979 年噴火ではマグマ水蒸気爆発により山頂火口湖内の 1971～1972 年溶岩ドームが吹き飛ばされたが、この爆発は冷却途中

Triggering enents of phreatomagmatic explosion

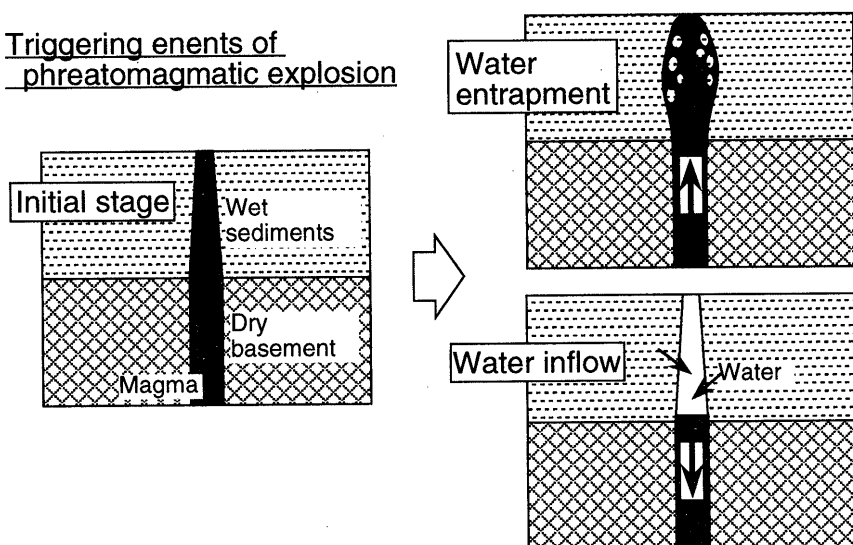


Fig. 5. Diagrammatic illustration of the triggering processes showing entrapments of wet sediments close to ascending magma and water inflow into a conduit during withdrawal of magma.

の溶岩ドーム中に発達した冷却節理内の間隙水が新たなマグマの貫入により気化し、既存ドームを水圧破碎 (hydraulic fracturing) することで発生したことが噴出物の調査から明らかにされている (Shepherd and Sigurdsson, 1982).

マグマ貫入による周辺帯水層での高圧状態はかなり短時間のうちに解消されるが、マグマ溜りを熱源とするような熱水対流系は相当長期間、火山地域に存在し得る。この様な系では、循環する熱水の沸騰が熱水鉱物 (石英や方解石など) の晶出をもたらすため、通路である割れ目や孔隙の浸透率が著しく低下する自己閉塞作用 (selfsealing) が絶えず進行している (Hedenquist and Henley, 1985)。閉塞した通路には水蒸気が集積し、結果として閉塞部の圧力は上昇していく (Fig. 4)。さらに、圧力が系の破壊強度を越えた場合や地震等の擾乱で閉塞部が破れると、加圧水蒸気が突出して hydrothermal explosion と呼ばれる水蒸気爆発が起こり得る。この種の噴火は、Yellowstone や Taupo などの活発な地熱系でマグマ活動とは無関係にしばしば発生している (Muffler et al., 1971; Nairn and Wiradirdja, 1980)、熱水系にマグマが貫入した場合にも急速加熱なしに母岩の破壊だけで発生するであろう。

マグマと湿った母岩の相互混合.

浅海底下の未固結堆積物や孔隙水に富んだ未固結火砕物で満たされた火道中を液体マグマが上昇する際には、流体界面そのものが元々不安定で、マグマの流動によりおこる相互混合が爆発を触発するとの考えが一般に受け入れられている (Fig. 5; Kokelaar, 1983; 山元, 1989)。実際に、地質時代のマグマ水蒸気爆発の火道の“化石”からはしばしば複雑に分指 (fingering) したマグマの団塊が見いだされ、流体境界の不安定による混合が起きたことを示唆している (山元, 1987; Leat and Thompson, 1988; White, 1991)。実際の噴火でどのような不安定が支配的であるのかはよく分からないが、少なくとも板状の液体マグマの貫入時に起こる流体境界の不安定はヴィスカスフィンガリングとみなせ、次式の α が正の場合に不安定化が起こり得る (Pollard et al., 1975)。

$$\alpha = \frac{2\pi(\mu_s - \mu_m)}{\lambda(\mu_s + \mu_m)} V_m \quad (4)$$

ただし、 λ は貫入面のゆらぎの波長、 μ_s は母岩の粘性、 μ_m はマグマの粘性、 V_m はマグマの貫入速度である。式から明らかなようにゆらぎが成長するためには貫入したマグマの粘性が母岩のそれよりも低くなければならず、デイサイトや流紋岩質の高粘性マグマではこの種の不安定はあまり期待できない。どのような母岩とマグマの組合せで相互混合が効果的に進行するのかは、今後明らかにしていく必要がある。

マグマ中への含水碎屑物の閉じ込めが起これば、孔隙水が突沸し気化する過程で、両者の機械的混合は加速され、その結果、大量の高圧水蒸気が生じ得る。封圧により生じた蒸気泡の成長速度が抑えられる場合も、トリガーとして高い圧力波を加え蒸気膜が破壊されれば、トリガーレベルは高くなるものの蒸気爆発が発生することが実験から明らかにされている (Huh and Corradini, 1986)。従って、火道中の一部で生じた圧力波が系を伝播する過程で十分なマグマの流体力学的な破碎をもたらすならば、熱的デトネーションモデル (Board et al., 1975; Wohletz, 1986) はマグマ水蒸気爆発のような大規模系の主要なメカニズムとなりえる。マグマが衝撃波加速により流体力学的に破碎される場合には、液滴を変形させようとするガスの慣性力と液滴の形状を保とうとする表面張力の比が重要になってくる。この比は液滴とガスの相対速度差 ΔV 、ガスの密度 ρ_g 、液滴径 L 、表面張力 σ を用いたウェーバー数 We で表される。

$$We = \rho_g \Delta V^2 L / \sigma \quad (5)$$

We が 0 に近いときには液滴は球に近いが、 We が大きくなるにつれ変形が大きくなり様々な破碎過程が出現する (例えば寅丸, 1989)。式から明らかなように液滴径が小さいほど液滴は安定で、破碎により臨界値以下の We 数を持つ細かい粒子が多数生産される。実際、蒸気爆発実験で生産される破碎粒子は非常に細粒 ($63\mu\text{m}$ 以下) であり、球形や表面が入り組んだ形態の粒子が多い (Wohletz, 1983)。形態の類似した火山灰は実際の噴出物からも見いだされており、マグマ-水間の流体力学的破碎を示す重要な証拠と見なされている。

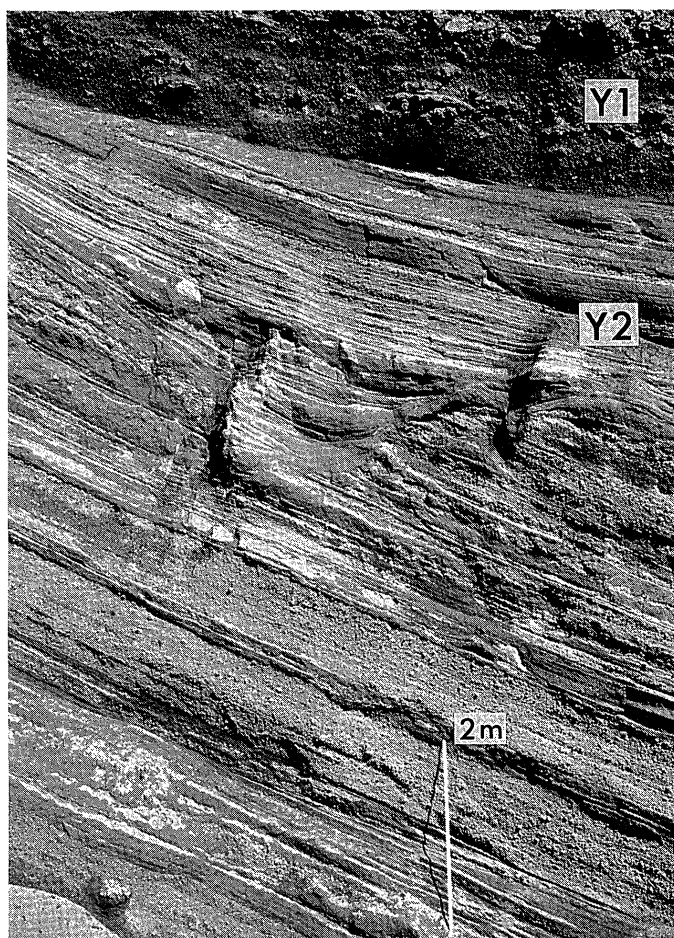


Fig. 6. Phreatomagmatic deposits caused by water inflow into a conduit during withdrawal of magma, the Y2 Member of Izu-Oshima volcano at the 1986 B2 crater northeast of Miharayama. The exposed Y2 Member consists of alternation of crossbedded pyroclastic surge and scoria fall deposits.

(Wohletz, 1983 ; 山元, 1987). ただし, 全てのマグマ水蒸気爆発がこの種の火山灰を生産しているわけではなく, ブロック状の形態の火山灰を生産した事例の方が圧倒的に多い (Heiken, 1972 ; Heiken and Wohletz, 1985).

マグマの発泡破碎と外来水の関与.

減圧により核生成した気泡はマグマの上昇により成長していくが, 気泡内のガスの圧力とマグマの外側の圧力差が気泡壁の破壊強度を越えた時点でマグマの破碎が起こることになる (Sparks, 1978). マグマの減圧発泡による自発的破碎はマグマ全体の伝熱面積の増加をもたらすため, ガス相と分離した破碎粒子群が外来水と混合したさいには急速熱伝達をもたらすと期待される. 例えば, 大量の高温火山灰を含む火砕流が水域に流入して, 大規模な二次爆発を起こした例が堆積物から確認されている (Walker, 1979). 固体高温微粒子群の水槽落下実験においても, 径 0.2–0.5 mm の粒子群による沸騰は他の径の粒子による穏やかな沸騰とは異なり, 圧力波に振動を伴う非常に激しい沸騰をすることが明らかにされている (Takamasa, 1986). 固体微粒子による蒸気発生は, 液–液接触による蒸気爆発とは異なる現象であるが, 火山噴火での高圧水蒸気の発生において重要な役割を担っているかもしれない.

火道中ですでに発泡して破碎を被ったマグマと地下水との反応を考える場合には, 微粒化したマグマ粒子と高温の火山ガスからなる混相流中に火道壁の湿った母岩が取り込まれる

ような接触モードを考えなくてはならない. このような系を解析した Dobran and Papale (1993) によると, マグマと取り込まれた外来水の粒径が小さいほど系の圧力は急激に上昇するが, 外来水そのものはただちに蒸発してしまい, マグマと水の液 (固)–液接触はほとんど起こりそうにない. また, 発泡によってマグマから分離した非凝縮性ガスの系への混入は蒸気爆発を阻害する方向に作用することが実験から指摘されている (Zimanowski, et al., 1991). この効果はマグマ–水系以外の蒸気爆発でも確認されており, 非凝縮性ガスの混入が蒸気膜をより安定化する結果, 膜崩壊による液–液接触が抑制されるために起こると考えられている (Corradini, 1981). ガス濃度のしきい値は明かではないが, CO_2 に富むマグマでは蒸気爆発反応抑制効果はかなり期待される.

マグマの発泡破碎深度は, ガス成分に乏しい玄武岩質マグマほど浅く, 水深 200 m を越えることはほとんどない (Fisher, 1984). 従って, 玄武岩マグマの場合, 封圧が 2MPa 程度の深度より浅いところで反応が触発されるかどうかで, マグマ水蒸気爆発の様相が異なることが予想される. 実際, 過去の噴火事例の火道深度を検討した Lorenz (1986) によると, 強いマグマ水蒸気爆発は深い火道 (diatreme) を持ち (最深で 2,500 m), 逆に弱いマグマ水蒸気爆発の火道は浅くほとんど地表付近で爆発が起きているらしい (Fig. 3). このことは, 地表付近でマグマ水蒸気爆発が触発されてもマグマの脱ガスにより液–液接触による蒸気爆発反応は抑制される

が、発泡破碎深度よりも深部で触発されれば反応は自己励起的に進行するとも言え替えられる。これに対し、マグマが揮発性成分に富む流紋岩質の場合は、発泡破碎深度が水深1,000 mを越えることが多く、蒸気爆発反応によるマグマの熱エネルギーの運動エネルギーへの効果的な変換はあまり期待できない。流紋岩質マグマの水蒸気プリニー噴火は細粒火山灰を大量に生産するといわれていたが (Self and Sparks, 1978), 全堆積物粒度組成の比較では乾燥状態の噴出物と大差なく、その特徴は否定されるべきである (Hayakawa, 1985)。

火道内減圧による地下水の流入

本章の最初で述べたようにマグマで満たされた火道周辺の地下水はなんらかの形で加圧された状態にある。また、火道中のマグマ柱は脱ガスしてしまえばその密度が増加し、地殻内に逆流せざるを得ない。従って、玄武岩のような低粘性マグマの逆流時の火道内の急速減圧は、火道壁の崩壊と外来水の火道への流入を導き安 (Fig. 5)。例えば、伊豆東方沖1989年海底噴火では、7月11日に隆起した手石海丘が同月13日のマグマ水蒸気爆発で吹き飛ばされたが、その噴出物は加熱軟化した湿った壁岩 (軽石凝灰岩) と冷却固結しかけた本質玄武岩のみからなり、溶融状態のマグマ本体は地殻内に逆流したものと考えられた (Yamamoto et al., 1991)。すなわち、この海底噴火は加熱された壁岩と地下水が火道内の減圧により破壊・攪拌され高圧水蒸気を生じて起きたものである。この種の噴火は、本来は乾燥状態のマグマ噴火を行なう山頂火口でもマグマ後退期にしばしば発生している。Kilauea 火山 1924 年の山頂噴火はその典型で、山頂の溶岩湖の逆流に伴い火道に地下水が流入してマグマ水蒸気爆発が発生している (Decker and Christiansen, 1984)。また、伊豆大島火山でも 1987 年 11 月 16-18 日に三原山山頂火口でマグマの逆流に伴う小規模なマグマ水蒸気爆発が発生し、1986 年溶岩で満たされていた山頂火口に新たな陥没口が形成された (遠藤ほか, 1988)。さらに、大島火山では 100-200 年間隔で起きる大規模なマグマ噴火の末期にも山頂部でマグマ水蒸気爆発が頻発し、山麓部に大量の降灰をもたらしたことが火山灰層序の研究から明らかにされている (Nakamura, 1964)。山頂部ではこれらの爆発による火砕サージの活動もあったようで、三原山北西縁の 1986 年 B2 火口内には火砕サージ堆積物と降下スコリア堆積物の互層からなる Y2 部層 (1684-1690 年) のタフコーンの断面が露出している (Fig. 6; 山元, 未公表)。火砕サージの最大到達距離がどの程度であったのかははっきりしないが、御神火茶屋-三原火口間はわずか 2 km であり場合によっては火砕サージに襲われる恐れがある。Vesuvius 火山 AD79 年噴火の有名な Pompei の悲劇も人的被害のほとんどはプリニー式噴火の末期に起きたマグマ水蒸気爆発による火砕サージがもたらしたものであり (Sheridan et al., 1981), マグマ後退期の火道への地下水の流入は破局的な噴火災害をもたらし得る。

6. ま と め

以上、マグマ水蒸気爆発の発生についての概要を示した。まとめれば、マグマと間隙水に富む母岩との間の安定した界面がトリガーにより壊れる過程で熱エネルギーが解放され爆発に至るのがマグマ水蒸気爆発である。爆発のトリガーとしてはマグマと湿った母岩との流体境界の不安定、マグマの発泡破碎、火道内の減圧による火道壁の崩壊等が考えられる。火山噴火におけるマグマと外来水の接触モードは多様であり、高温液の低温液への落下実験結果を単純に応用できるものではない。また、実際にマグマと地下水が反応している場での母岩の浸透率や含水率等の諸性質、外来水との反応における封圧や発泡破碎の役割等の定量的な見積も十分には行われていない。今後は火山独自の接触モードでの実験や解析をさらに進めていく必要がある。

文 献

- 荒牧重雄・早川由紀夫, 1984, 1983 年 10 月 3・4 日三宅島噴火の経緯と噴火様式. 火山, **29**, S24-S35.
- Barberi, F., Cioni, R., Rosi, M., Santacroce, R., Sbrana, A. and Vecchi, R., 1989, Magmatic and phreatomagmatic phases in explosive eruptions of Vesuvius as deduced by grain-size and component analysis of the pyroclastic deposits. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **38**: 287-307.
- Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P. and Principe, C., 1992, A review on phreatic eruptions and their precursors. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **52**, 231-246.
- Board, S.J., Clare, A.J., Duffey, R.B., Hall, R.S. and Poole, D.H., 1971, An experimental study of energy transfer processes relevant to thermal explosions. *Int. Jour. Heat Mass Transfer*, **14**, 1631-1641.
- Board, S.J., Hall, R.W. and Hall, R.S., 1975, Detonation of fuel coolant explosions. *Nature*, **254**, 319-321.
- Bradley, R.H. and Witte, L.C., 1972, Explosive interaction of molten metals injected into water. *Nucl. Sci. Eng.*, **48**, 387-396.
- Colgate, S.A. and Sigurgeirsson, T., 1973, Dynamic mixing of water and lava. *Nature*, **244**, 552-555.
- Corradini, M.L., 1981, Phenomenological modeling of the triggering phase of small-scale steam explosion experiments. *Nucl. Sci. Eng.*, **78**, 154-170.
- Decker, R.W. and Christiansen, R.L., 1984, Explosive eruptions of Kilauea Volcano, Hawaii. *Explosive Volcanism: Inception, Evolution, and Hazard*. National Academy Press, Washington, D. C., 158-169.
- Delaney, P.T., 1982, Rapid intrusion of magma into wet rock: groundwater flow due to pore pressure increases. *Jour. Geophys. Res.*, **87** (B9), 7739-7756.
- Dobran, F. and Papale, P., 1993, Magma-water interaction in closed systems and application to lava tunnels and volcanic conduits. *Jour. Geophys. Res.*, **98** (B8), 14041-14058.
- Dullforce, T.A., Buchanan, D.J. and Peckover, R.S., 1976, Self-triggering of small-scale fuel-coolant interactions: I. Experiments. *Jour. Phys. D: Appl. Phys.*, **9**, 1295-1303.
- 遠藤秀典・高田 亮・阪口圭一・小川康雄・高倉伸一, 1988, 1987 年 11 月 16 日伊豆大島の噴火. 地質ニュース, no. 401, 52-59.
- 遠藤邦彦・田場 穰・千葉達郎・宮地直道・隅田まり・早川栄一, 1984, 1983 年 10 月三宅島噴火の経緯と噴出物: 火山灰層序学的検討を中心に. 日本大文理学部研究紀要, no. 19, 9-37.
- Fauske, H.K., 1973, On the mechanism of uranium dioxide-sodium explosive interactions. *Nucl. Sci. Eng.*, **51**, 95-101.
- Fisher, R.V., 1968, Puu Hou littoral cones, Hawaii. *Geol. Rund.*, **57**, 837-864.
- Fisher, R.V., 1984, Submarine volcanoclastic rocks. In Kokelaar, B. P. and Howells, M.F., eds, *Marginal Basin Geology*. Geol. Soc. London Spec. Publ. no. 16, 5-27.

- Fisher, R.V. and Schmincke, H.-U., 1984, *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 472 p.
- 福山博之・小野晃司, 1981, 桜島火山地質図. 地質調査所.
- Griffiths, R.W. and Fink, J.H., 1992, Solidification and morphology of submarine lavas: a dependence on extrusion rate. *Jour. Geophys. Res.*, **97** (B13), 19729-19737
- Hall, A., 1987, *Igneous Petrology*. Longman, Scientific and Technical, Harlow, England, 573 p.
- Hayakawa, Y., 1985, Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earth. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **60**, 507-592.
- Hedenquist, J.W. and Henley, R.W., 1985, Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Econ. Geol.*, **80**, 1640-1668.
- Heiken, G., 1972, Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 1961-1988.
- Heiken, G. and Wohletz, K.H., 1985, *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley, 246 p.
- Hodges, C.A., 1978, Basaltic ring structures of the Columbia Plateau. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, 1281-1289.
- Houghton, B.F. and Nairn, I.A., 1991, The 1976-1982 Strombolian and phreatomagmatic eruptions of White Island, New Zealand: eruptive and depositional mechanisms at a 'wet' volcano. *Bull. Volcanol.*, **54**, 22-49.
- Huh, K. and Corradini, M.L., 1986, Dimensional analysis of small-scale steam explosion experiments. *Nucl. Sci. Eng.*, **93**, 97-104.
- 飯田嘉宏・高島武雄, 1988, 蒸気爆発とその機構に関する実験. ながれ, **7**, 203-211.
- 飯田嘉宏・高島武雄・秋吉 亮, 1987, 高温液小滴と低沸点液による蒸気爆発の機構に関する研究 (第2報, 低温液温度の影響と複数滴による実験). 日本機械学会論文集 B 編, **53**, 222-230.
- Kokelaar, P., 1983, The mechanism of Surtseyan volcanism. *Jour. Geol. Soc. London*, **140**, 939-944
- Kokelaar, P., 1986, Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull. Volcanol.*, **48**, 275-289.
- Leat, P.T. and Thompson, R.N., 1988, Miocene hydrovolcanism in NW Colorado, USA, fuelled by explosive mixing of basic magma and wet unconsolidated sediment. *Bull. Volcanol.*, **50**, 229-243.
- Lorenz, V., 1986, On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bull. Volcanol.*, **48**, 265-274.
- Machado, F., Parsons, W.H., Richards, A.F. and Mulford, J.W., 1962, Capelinhos eruption of Fayal volcano, Azores, 1957-1958. *Jour. Geophys. Res.*, **67**, 3519-3529.
- McPhie, J., Walker, G.P.L. and Christiansen, R.L., 1990, Phreatomagmatic and phreatic fall and surge deposits from explosions at Kilauea volcano, Hawaii, 1970 A.D.: Keanakakoi Ash Member. *Bull. Volcanol.*, **52**, 334-354.
- Moore, J.G., 1975, Mechanism of formation of pillow lava. *Am. Scientist*, **63**, 269-277.
- Moore, J.G., 1985, Structure and eruptive mechanisms at Surtsey volcano, Iceland. *Geol. Mag.*, **122**, 649-661.
- Moore, J.G., Nakamura K. and Alcaraz, A., 1966, The 1965 eruption of Taal volcano. *Science*, **151**, 955-151.
- Moore, J.G., Phillips, R.L., Grigg, R.W., Peterson, D.W. and Swanson, D.A., 1973, Flow of lava into the sea, 1969-1971, Kilauea volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 537-546.
- Moyer, T.C. and Swanson, D.A., 1987, Secondary hydroeruptions in pyroclastic-flow deposits: examples from Mount St. Helens. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **32**, 299-319.
- Muffer, L.J.P., White, D.E. and Truesdell, A.H., 1971, Hydrothermal explosion craters in Yellowstone National Park. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 723-740.
- Nakamura, K., 1964, Volcano-stratigraphic 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.
- Nairn, I.A., 1979, Rotomahana-Waimangu eruption, 1886: base surge and basalt magma. *N.Z. Jour. Geol. Geophys.*, **22**, 363-378.
- Nairn, I.A. and Wiradirdja, S., 1980, Late Quaternary hydrothermal explosion breccias at Kawerau Geothermal Field, New Zealand. *Bull. Volcanol.*, **43**, 1-13.
- 成合英樹, 1978, ベーバエクスプロージョンについて. 日本機械学会誌, **81**, 55-60.
- 日本機械学会編, 1989, 沸騰熱伝達と冷却. 日本工業出版, 330-334.
- 小野晃司・下川浩一・曾屋龍典・渡辺一徳, 1982, 火山噴出物の地質学的岩石学的研究. 1979 年の御岳山・阿蘇火山噴火に関する研究報告書, 科技庁, 167-189.
- 小坂文予, 1974, 小笠原西之島火山の活動とその経過. 地学雑, **83**, 61-69.
- 小坂文予, 1986, 福徳岡之場海底火山の 1986 年噴火. 火山, **31**, 173-175.
- Peterson, D.W., 1976, Processes of volcanic island growth, Kilauea volcano, Hawaii, 1969-1973. In Ferran, O.G., ed., *Andean and Antarctic Volcanology Problems*, Internat. Assoc. Volcanol. Chem. Earth's Inter. Sp. Ser., 172-189
- Pollard, D.D., Muller, O.H. and Dockstader, D.R., 1975, The form and growth of fingered sheet intrusions. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 351-363
- Ryan, M.P. and Sammis, C.G., 1981, The glass transition in basalt. *Jour. Geophys. Res.*, **86** (B10), p. 9519-9533
- Self, S. and Sparks, R.S.J., 1978, Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, **41**, 196-212.
- Self, S., Kienle, J. and Huot, J.-P., 1980, Ukinrek Maars, Alaska, II. Deposits and formation of the 1977 craters. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **7**, 39-65.
- Shepherd, J.B. and Sigurdsson, H., 1982, Mechanism of the 1979 explosive eruption of Soufriere volcano, St. Vincent. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **13**, 119-130.
- Sheridan, M.F. and Wohletz, K.H., 1981, Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, **212**, 1387-1389
- Sheridan, M.F. and Wohletz, K.H., 1983, Hydrovolcanism: basic considerations and review. In Sheridan, M.F., Barberi, F., eds., *Explosive volcanism. Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 1-29
- Sheridan, M.F., Barberi, F., Rosi, M. and Santacroce, R., 1981, A model for Plinian eruptions of Vesuvius. *Nature*, **289**, 282-285.
- 下鶴大輔, 1984, マグマ水蒸気爆発の発生条件. 火山, **29**, 297-299.
- 震災予防調査会, 1918, 日本噴火志. 復刻版, 1973, 稔書房.
- Sparks, R.S.J., 1978, The dynamics of bubble formation and growth in the magmas: a review and analysis. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **3**, 1-37.
- Takamasa, T., 1986, Fundamental experiment on vapor explosion with mass of grains. *Jour. Nucl. Sci. Tech.*, **23**, 695-701.
- 谷口宏充, 1982, 神津島面房溶岩内の珪質スバイラクルの形成過程. 火山, **27**, 249-260.
- Tepeley, L. and Moore, J.G., 1974, *Fire Under the Sea: the Origin of Pillow Lavas*. 16 mm sound motion picture by Moonlight Productions, 2243 Old Middlefield Way, Mountain View, California.
- Thorarinsson, S., Einarsson, Th., Sigvaldson, G. and Elisson, G., 1964, The submarine eruption off the Vestmann Islands 1963-64. A preliminary report. *Bull. Volcanol.*, **27**, 435-446.
- 寅丸敦志, 1989, テフラとマグマの発泡・破砕・流動. 地学雑, **98**, 703-710.
- Tribble, G.W., 1991, Underwater observations of active lava flows from Kilauea volcano, Hawaii. *Geology*, **19**, 633-636
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982, *Geodynamics*. Jhon Wiley, New York, 450 p.
- Verwoerd, W.J. and Chevallier, L., 1987, Contrasting types of surtseyan tuff cones on Marion and Prince Edward islands, southwest Indian Ocean. *Bull. Volcanol.*, **49**, 399-417.
- Walker, G.P.L., 1979, A volcanic ash generated by explosions

- where ignimbrite entered the sea. *Nature*, **281**, 642-646.
- Waters, A.C. and Fisher, R.V., 1971, Base surge and their deposits : Capelinhos and Taal volcanoes. *Jour. Geophys. Res.*, **76**, 5596-5614.
- White, J.D.L., 1991, Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes (Navajo Nation, Arizona), USA. *Bull. Volcanol.*, **53**, 239-258.
- Williams, H. and McBirney, A.R., 1979, *Volcanology*. Freeman, Cooper, San Francisco, California, 397 p.
- Wohletz, K.H., 1983, Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation : grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. In Sheridan, M.F., Barberi, F., eds., Explosive volcanism. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 31-63.
- Wohletz, K.H., 1986, Explosive magma-water interactions : thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bull. Volcanol.*, **48**, 245-264.
- Wohletz, K.H. and McQueen, R.G., 1984, Experimental studies of hydromagmatic volcanism. *Explosive Volcanism : Inception, Evolution, and Hazard*. National Academy Press, Washington, D.C., 158-169.
- Wohletz, K.H. and Sheridan, M.F., 1983, Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *Amer. Jour. Sci.*, **283**, 385-413.
- 山元孝広, 1987, 水底火山活動でのマグマの破砕プロセス : 京都府丹後半島新第三系北但層群の例. 火山, **32**, 1-15.
- 山元孝広, 1989, マグマ水蒸気爆発の特性とメカニズム : Vapor Explosion Model による噴火事例の検討. 火山, **34**, 41-56.
- Yamamoto, T., Soya, T., Suto, S., Uto, K., Takada, A., Sakaguchi, K. and Ono, K., 1991, The 1989 submarine eruption off eastern Izu Peninsula, Japan : ejecta and eruption mechanisms. *Bull. Volcanol.*, **53**, 301-308.
- Zimanowski, B., Frohlich, G. and Lorenz, V., 1991, Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **48**, 341-358.

(要 旨)

山元孝広, 1994, マグマ水蒸気爆発のメカニズム. 地質学論集, **43** 号, 63-72. (Yamamoto, T., 1994, Phreatomagmatic explosions : basic problems of dynamic interactions between magma and water. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **43**, 63-72.)

マグマ水蒸気爆発は、マグマと間隙水に富む母岩との安定した界面がトリガーにより壊れる過程で、マグマから間隙水への高速伝熱により高压水蒸気が発生して起こる噴火現象である。爆発のトリガーとしては間隙水の急加熱による母岩の破壊、マグマと湿った母岩との流体境界の不安定、マグマの発泡破砕、火道内の減圧による地下水の流入などがある。これらの諸過程は母岩の含水率・浸透率・破壊強度やマグマの粘性・揮発性成分含有量に依存するが、実際の噴火での定量的な見積りは十分でない。特にマグマの発泡破砕はマグマ全体の伝熱面積の増加をもたらすが、一方で高温の火山ガスの混入がマグマと水の液-液接触を阻害するため、発生するマグマ水蒸気爆発の強度は低く抑えられるらしい。