



Title	火山爆発エネルギー推定の試み : 人工火薬爆発実験
Author(s)	大島, 弘光; OSHIMA, Hiromitsu; 前川, 徳光 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 60, 29-43
Issue Date	1997-03-31
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.60.29
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14247
Type	departmental bulletin paper
File Information	60_p29-43.pdf



火山爆発エネルギー推定の試み
—人工火薬爆発実験—

大島 弘光

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

前川 徳光・岡田 弘

北海道大学理学部附属有珠火山観測所

谷口 宏充

大阪府教育センター

(1997年1月23日受理)

An Attempt to Estimate the Energy of a Volcanic Explosion
—Field Experiments using Artificial Charge Explosions—

Hiromitsu OSHIMA

Division of Earth and Planetary Sciences,
Graduate School of Sciences, Hokkaido University.

Tokumitsu MAEKAWA and Hiromu OKADA

Usu Volcano Observatory,

Faculty of Science, Hokkaido University.

Hiromitsu TANIGUCHI

Science Education Institute of Osaka Prefecture.

(Received January 23, 1997)

We have conducted two field experiments using charge explosions for constructing an empirical law to estimate energy of an explosive eruption. Air shocks and seismic waves excited by TNT fired on the ground were observed in the first experiment. Water shocks, air shocks and seismic waves caused by underwater explosions were recorded in the second experiment. Accompanied surface phenomena were also recorded by a video camera. Results of these experiments are summarized and discussed in this report.

It is recognized that the positive pressure duration of an air shock is proportional to the one-fourth power of TNT weight. This relationship suggests that the positive pressure duration allows to estimate energy of an explosive eruption. The systematic discrepancy

between the observed peak pressure of an air shock and the peak pressure-scaled distance relationship for blast waves is found, although the observed peak pressures can be roughly explained by the relationship.

The peak pressure of first compressional phases in water shocks recorded with a piezo blast meter are very low in comparison with values expected from previous works. A weak relationship of the overpressure of air shock, the peak amplitude of seismic head wave and the height of a water column (dome) to the depth of an explosion is found. An air shock is recorded whenever an underwater explosion produces a water column. The overpressure of an air shock and the height of water column decreases as the depth of an explosion increase. This shows that air shock observation is effective to monitor an underwater explosion with a water column or dome.

I. はじめに

火山噴火では地震を始めとして種々の現象がほぼ同時に発生する。特に、爆発音を伴う爆発的な噴火では衝撃波や気圧波が励起され、それが全地球規模で伝搬することもある。1883年のKrakatoa火山、1969年のBezymianny火山(横山ほか, 1979)や1980年5月18日のSt. Helensの大爆発(澤田ほか, 1983)に伴って発生した気圧波は日本においても観測され、これらの気圧波から爆発のエネルギー推定が行われている。

近年、国内の活動的な火山には低周波マイクロフォンが設置され、爆発に伴う空気震動が量的に観測されるようになってきた。井口ほか(1990)は桜島と諏訪瀬島の爆発的な噴火に伴う地震と空気振動を比較検討し、その結果に基づいて1988-89年の十勝岳の山頂爆発の強度評価を試みている。一方、Verginolle et. al. (1994)やBuckingham(1996)はstromboli火山の火口近傍において音波観測を行い、空気波の励起過程および爆発過程について理論的な考察を行っている。

我々も火山爆発のエネルギーを評価することや爆発過程の理解を目的として、制御された火薬爆発に伴う地震や空気波を爆発のビデオ映像とともに観測し、基礎データの収集を行ってきた。1993年には北海道上富良野で行われた通産省主催による火薬類の保安技術実験に参加し、地震計および低周波マイクロフォンによる観測を実施した。また、1996年には1987年伊東沖海底噴火のような湖底・海底噴火を想定した水中爆破実験を行った。本報告ではこれらの実験で得られた観測データの整理するとともに、火薬爆発や核爆発に伴って発生する衝撃波や爆風の研究成果をもとに、主に火山爆発のエネルギー評価の観点から検討した。

II. 地表爆破実験

通産省主催による火薬類の保安技術実験は1993年9月14日~16日にかけて北海道上富良野町で実施された。実験では薬種・薬量を変えて7回の地表爆破が行われた。ここでは標準火薬であるTNTの爆破で得られた空気波データについて報告する。

1. 観測

実験地および低周波マイクロフォンの設置位置を Fig. 1 に示す。観測点は実験場内の 4 点に、爆点から 8.3 km および 8.9 km ほど離れている JMA と BGK を加えた 6 点である。実験場内の 3 観測点 (B, C, D) には固有周波数 1 Hz の地震計 3 成分 (Mark Product 社製 L4C-3D) と低周波マイクロフォンを設置し、爆点から 70 m の地点 (A) には 2 Hz の地震計 (L22D) を埋設した。JMA と BGK については低周波マイクロフォン (アコー製, 0.1–1 kHz) の信号を無線テレメーターにより実験場内に電送した。これらのデータの記録にはパーソナルコンピュータを用いたデータ収録システム (大島ほか, 未発表) を使用し、200 Hz サンプリングで一括して連続記録を行なった。

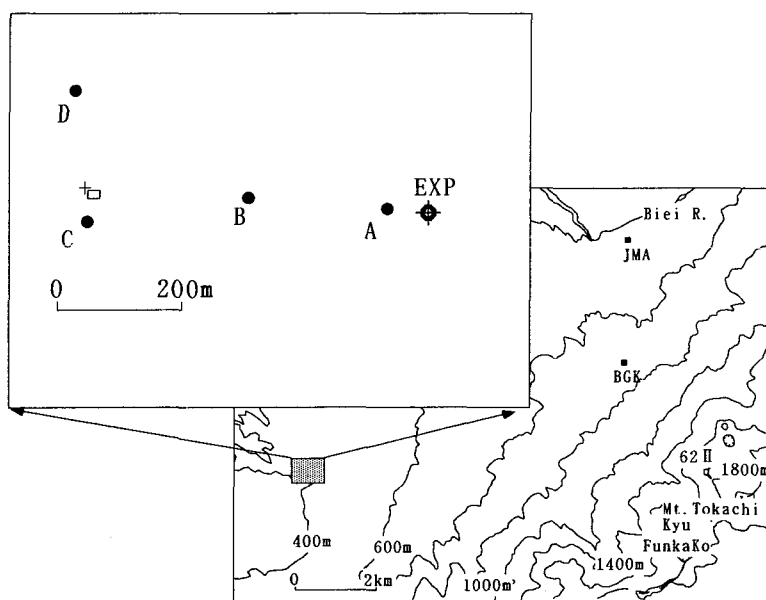


Fig. 1 Map showing the field for artificial explosion experiments and observation sites.

2. 観測結果

観測記録例として、TNT 200 kg の場合の観測波形を Fig. 2 に示した。なお、BGK および JMA の時間軸についてはそれぞれ 25.5 秒、26.5 秒進めてある。B, C, D 点の地震記録は大きく 2 つの波群に分けられる。最初に到達する波群は爆発で励起された地動である。それに続く振幅の大きい周波数の高い波は空気振動であり、その到達時は低周波マイクロフォンで記録された空気振動と良い対応を示す。C, D 点で観測された空気振動はパルス幅の短い圧縮相の後に周期の長い膨張相が続き、十勝岳の 1988–1989 年の爆発的噴火 (Okada et. al., 1990) や桜島・諏訪之瀬島 (井口, 前出) の爆発的噴火の際に観測される波形に近い。これに対して、BGK や JMA での空気振動波形は正弦波に近く、C, D 点のような波形の特徴は認められない。これら 2 点の信号はテレメーター装置により 30 Hz 以上の高周波成分がカットされていることもあるが、JMA の空気振

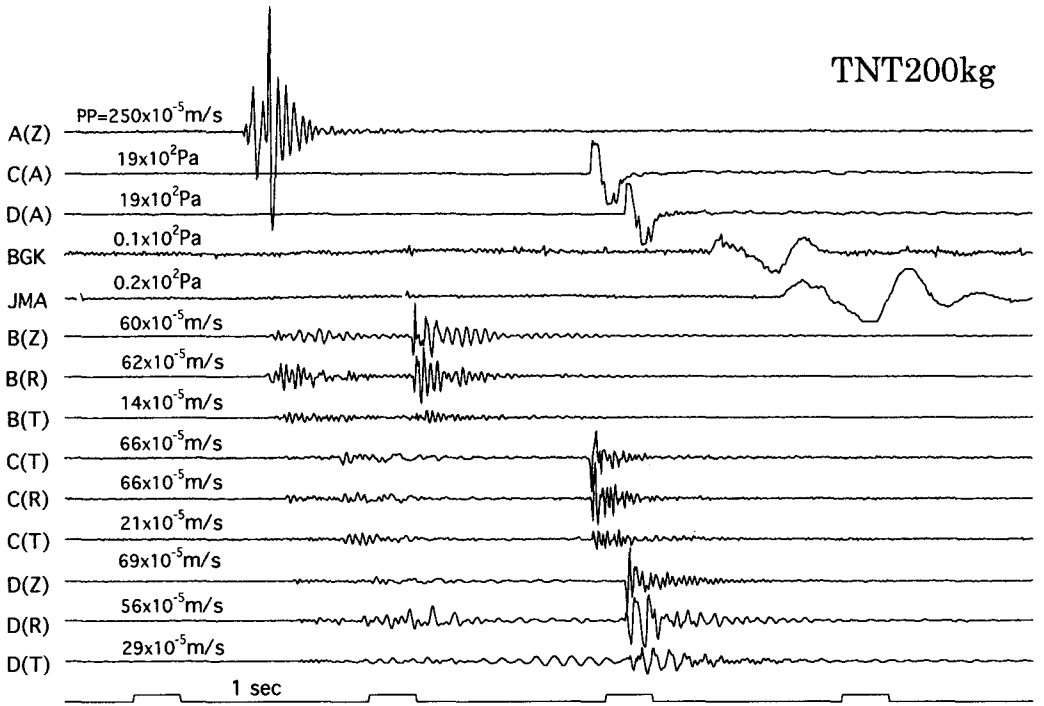


Fig. 2 Recorded traces of air shocks and seismic waves from TNT 200 kg fired.

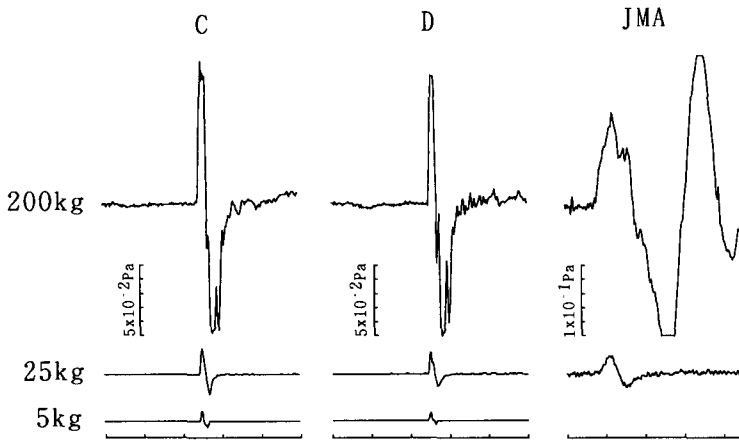


Fig. 3 Comparison of air shocks between stations in site and a remote station.

動は初相よりも後続波の振幅が大きく伝搬経路の影響を強く受けていることをうかがわせる。

また、Fig. 3にはC、D点およびJMAで観測された空気振動波形を比較して示した。空気振動の振幅は火薬量が多くなるにしたがって大きくなり、正圧部のパルス幅、および空気振動の継続時間も長くなっている。

ところで火薬爆発や核爆発に伴って発生する爆風の特性的については数多くの実験がなされ、その特性を表す実験式が求められている(例えば, Kinney et. al., 1985).

実験式はいずれも爆点-観測点間距離を R , 使用した火薬の TNT 換算重量を W としたとき,

$$\lambda = \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right) \frac{R}{W^{1/3}}$$

で表されるスケール化距離をパラメータとして与えられている。 ρ_0 は標準大気密度であり, ρ は対象とした爆風が伝搬する大気密度である。今回はすべて $\rho = \rho_0$ を仮定した。

Fig. 4 には Kingery and Pannill (1964) による地表爆破での爆風の正圧ピーク値-スケール化距離の関係と観測された空気波の正圧ピーク値を比較して示した。観測された正圧部ピーク値はほぼ Kingery の曲線上にあると言えそうだが, 5 kg の場合はやや小さい。この理由としてはサンプリング周波数が現象のタイムスケールに較べて低いことが考えられる。しかし見方を変えると TNT 200 kg, TNT 200

kg, 25 kg のピーク値は直線状に並んでいるようにも見える。この場合, その勾配は Kingery and Pannill よりも大きい。

Fig. 5 には空気波の正圧パルス幅と薬量の関係を示した。正圧パルス幅は薬量が多くなるにしたがって大きくなる。べき関数で回帰した勾配は 0.248 と求まり, 正圧パルス幅は薬量のほぼ 1/4 乗に比例して長くなっている。爆風における正圧部のパルス幅 (T_d) は TNT 重量の 1/3 乗に比例し, スケール化距離との間には

$$\frac{T_d}{W^{1/3}} = f(\lambda)$$

の関係が知られている (Kinney, 1985)。Fig. 6 には TNT 1 kg の場合の $f(\lambda)$ とともに, 観測さ

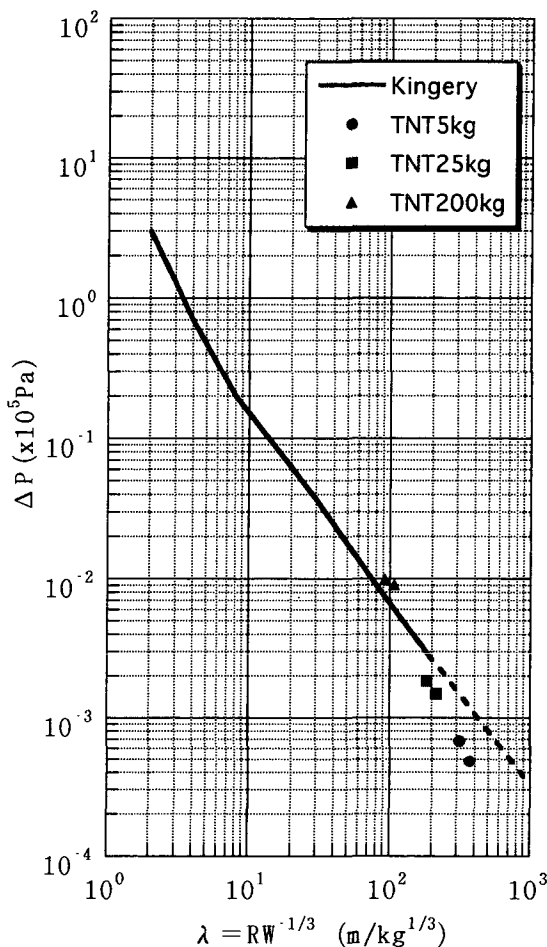


Fig. 4 Relation between the peak overpressure and the scaled distance. The curve shows the peak overpressure-the scaled distance relation proposed by Kingery et. al. (1964)

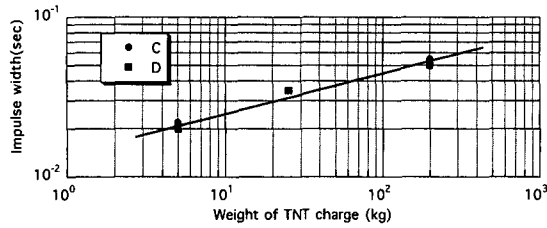


Fig. 5 Comparison of pulse width of the positive pressure phases and TNT weight.

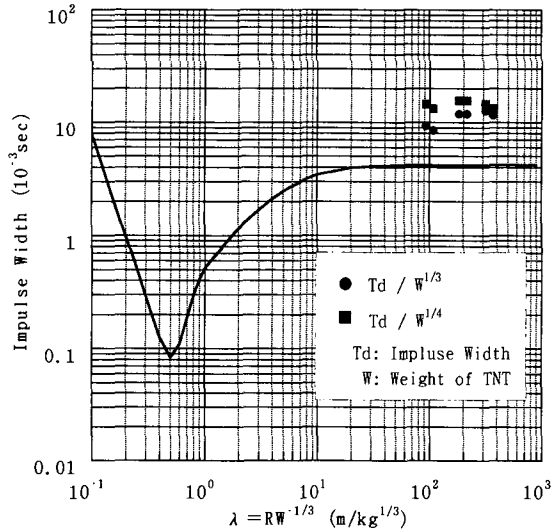


Fig. 6 Comparison of scaled pulse width of the positive pressure phases and scaled distance.

れた正圧パルス幅を TNT 重量の 1/3 乗および 1/4 乗でスケール化した正圧パルス幅を図示した。爆風ではスケール化距離が $30 \text{ m/kg}^{1/3}$ を越えるとパルス幅に距離依存性がなくなが、TNT 重量の 1/3 乗でスケール化した観測パルス幅はスケール化距離の増大とともに大きくなる傾向が残る。これに対して TNT 重量の 1/4 乗でスケール化したパルス幅には距離依存性が見られなくなる。しかし、いずれの場合でもパルス幅は Kinney によるものよりも 2 ~ 3 倍長い。

観測された空気波の正圧ピーク値および正圧部パルス幅とも爆風に対して得られている関係からの偏差が大きい。これはデータ収録の問題もあるが、スケール化距離から判断すると爆風から音波への遷移領域ないし音波領域にある空気波を観測してちいる可能性が大きい。

最後に、爆発を記録したビデオ映像を用いて火焰の膨張と空気振動波形の対比を行った。Fig. 7 には、ビデオ映像からトレースした TNT 200 kg の爆発の様子を示す。爆発による火焰は単純な半球状にはなっていないが、図に示したように半球を目視により当てはめ、火焰の時間に対する

TNT200kg

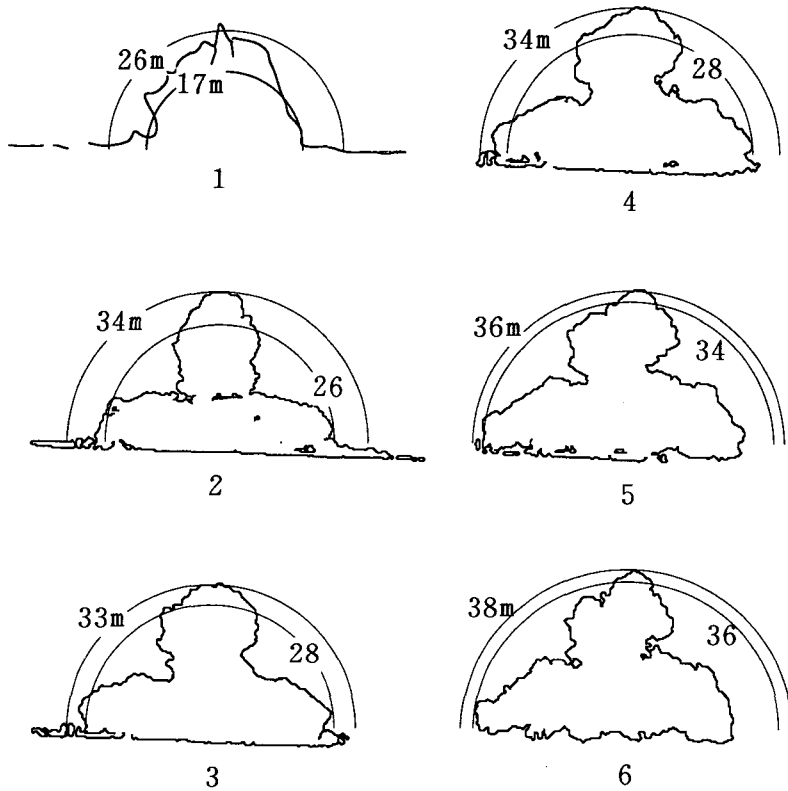


Fig. 7 Expansion of fire flame from TNT 200 kg fired.

膨張距離を求めた。ただし、外側の半円は最大を、内側の半円は最小と思われる火焰境界である。それらと空気振動波形を比較して Fig. 8 に示した。いずれの場合も火薬の燃焼はビデオの 1～2 フレームの間に終了しており、詳細な火焰の膨張の様子は分からないが、火焰の膨張距離と正圧パルス幅には関連がありそうである。

III. 水中爆破実験

水中爆破実験は、1996年2月19日から21日にかけて、北海道洞爺湖壮瞥滝付近において行った。使用した爆薬は小規模地震探査で用いられている火薬玉である。この火薬玉は直径が約10cmの球形で、号砲よりも爆発圧力の増圧がはかられている。TNT換算重量については、この実験に先だって実施した地表爆破実験より3gTNT相当（鉛板ブラストメーターによる）と見積もった。

爆破実験は、(1) 爆破水深、(2) 爆点－湖上観測点間の距離を変えて水中つるし爆破で行ったが、現実の湖底・海底爆発を想定した湖底爆破および薬量を変化させた爆破は実施できなかった。

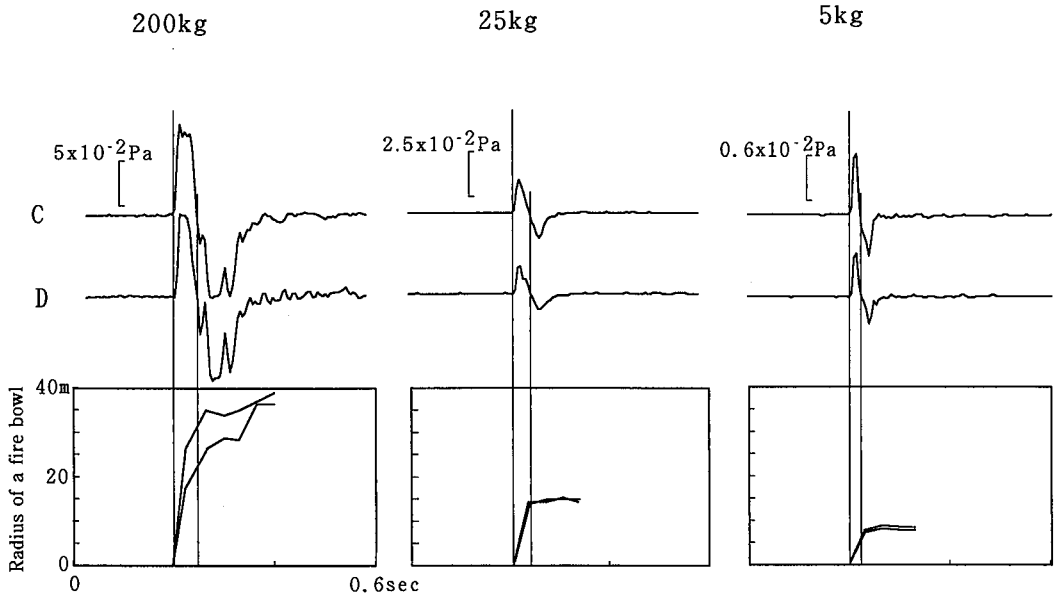


Fig. 8 Comparison of expansion of fire flame and pulse width of first compressional phases of air waves.

た。

実験 No. 1.1 から No. 1.7 では、爆点-湖上観測点間の水平距離を 25 m、センサー設置深度を 5 m に固定し、爆破水深を 1, 2, 3, 5, 10, 20, 1 m と変化させた。

実験 No. 2.1 から No. 2.3 では爆破水深、センサー深度を 3 m に固定し、爆点-湖上観測点間の距離を 25 m, 50 m, 88 m と変えた。

また実験 No. 3.1 としてセンサー深度を 5 m、爆点-湖上観測点間の距離を 50 m として、湖面（爆破水深 0 m）で爆破を行った。

1. 観測

Fig. 9 に示したように爆破地点 (O 点) は、約 100 m ほど沖合いの水深 40 m の地点である。湖底地形は急峻で必

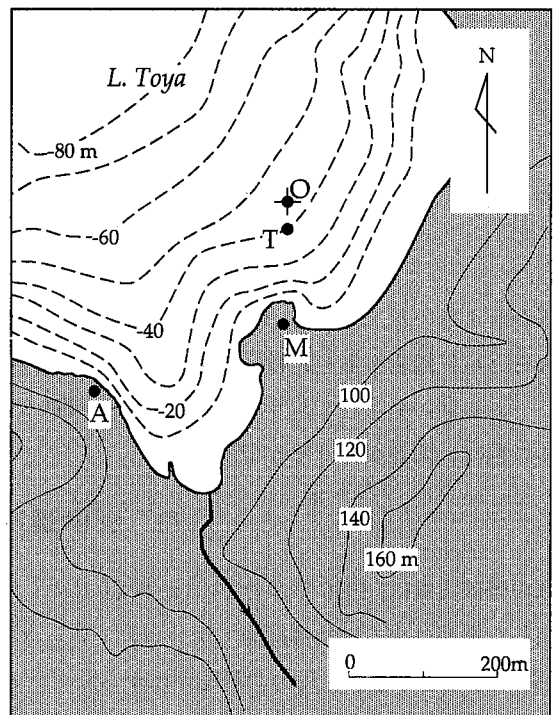


Fig. 9 Map showing observation sites (T, A, M) and the center of an explosion (O).

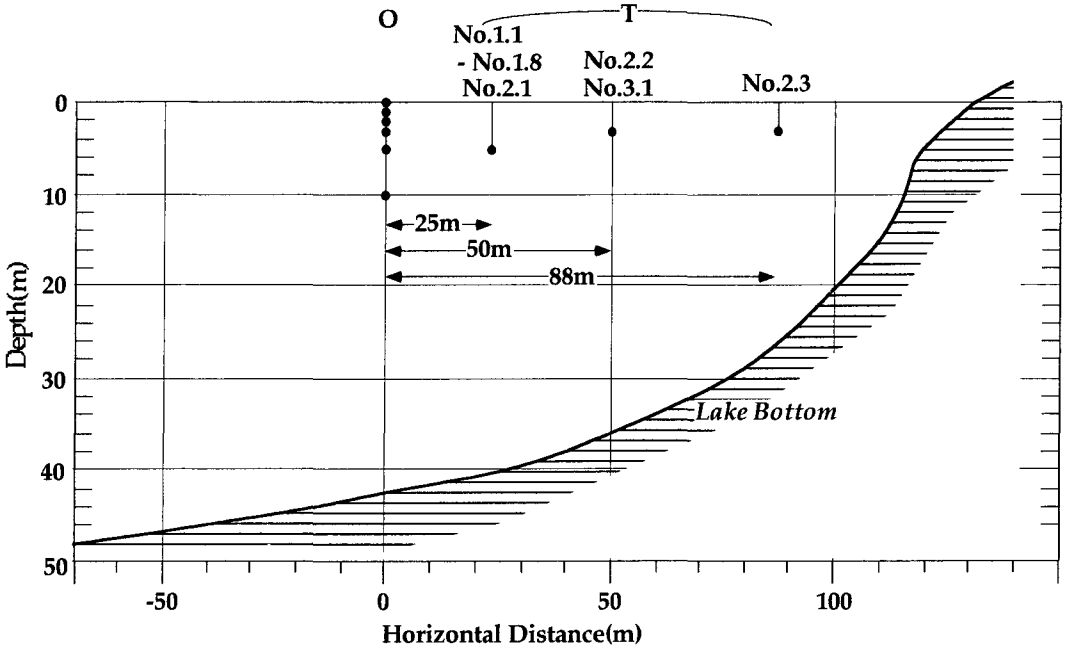


Fig. 10 Topography of the lake bottom, the set depth of an explosive (solid circle) and sensors (open circle)

Depth of a charge: 3m

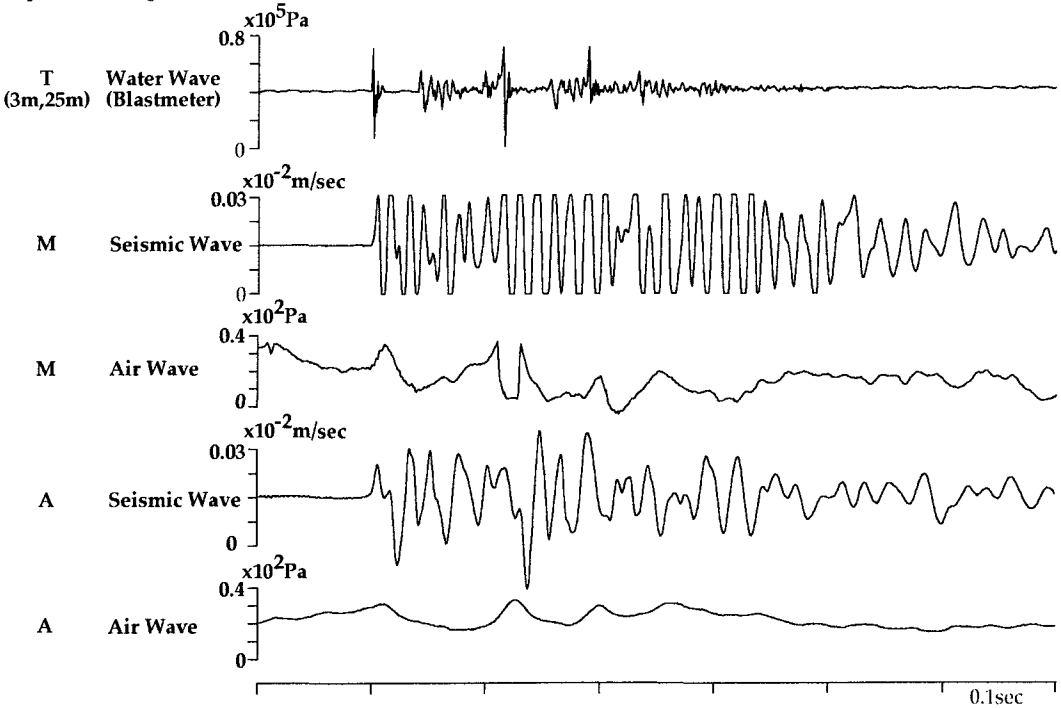


Fig. 11 Recorded traces of water shocks, air shocks and seismic waves for No. 2.1 experiment (a charge fired at 3 m depth)

ずしも実験に適しているとは言えない。

陸上には、爆点からの水平距離が360 mおよび135 mの地点にA, M, 2点の観測点を設け、通常の火山観測で使用されている地震計 (Mark Product 社製 L22D, $f_0 = 2$ Hz) および空振計 (アコー製, 0.1–1 kHz) を設置した。湖上のT点には Piezo 水中衝撃波計 (Kistler 社製 138A01) を水中に設置した。データ収録については原位置においてデジタル記録 (サンプリング周波数 1 kHz) を行った。Fig. 10 には爆破水深, 湖上観測点の位置関係を模式的に示した。

2. 観測結果

観測記録例として, 爆破水深 3 m, センサー水深 3 m, 爆点–観測点間水平距離 25 m (実験 No. 2.1) の場合を Fig. 11 に示した。

この爆破に伴い継続時間がおよそ 0.4 秒の水中圧力波が Piezo 水中衝撃波計により記録された。直達波はパルス的な圧縮波であり, このパルスから約 0.04 秒後には湖底反射波とみられるパルスが到達する。これ以降, 継続する圧力振動が始まり, 全体として, 水中圧力波は複雑な波形となっている。地動については, A, M 点とも初動はパルス的で明瞭な立ち上がり示し, 地動の継続時間は水中圧力波に比べて長い。また, A, M 両点では, ノイズレベルをやや上回る程度だが水中圧力波や地動に較べてパルス幅の長い空気波も観測された。

この爆破では顕著な表面現象として Water dome ないし水柱が形成された。Fig. 12 には, この爆発に伴う表面現象のビデオ映像からのスナップショットを示した。まず (A) 火薬の燃焼と思われる火映が認められた。(B) その直後から, 明瞭ではないが, 数フレームにわたって水面が波打ち, それは湖面を同心円上に伝搬するように見え, (C) これに続いて水しぶきが観察

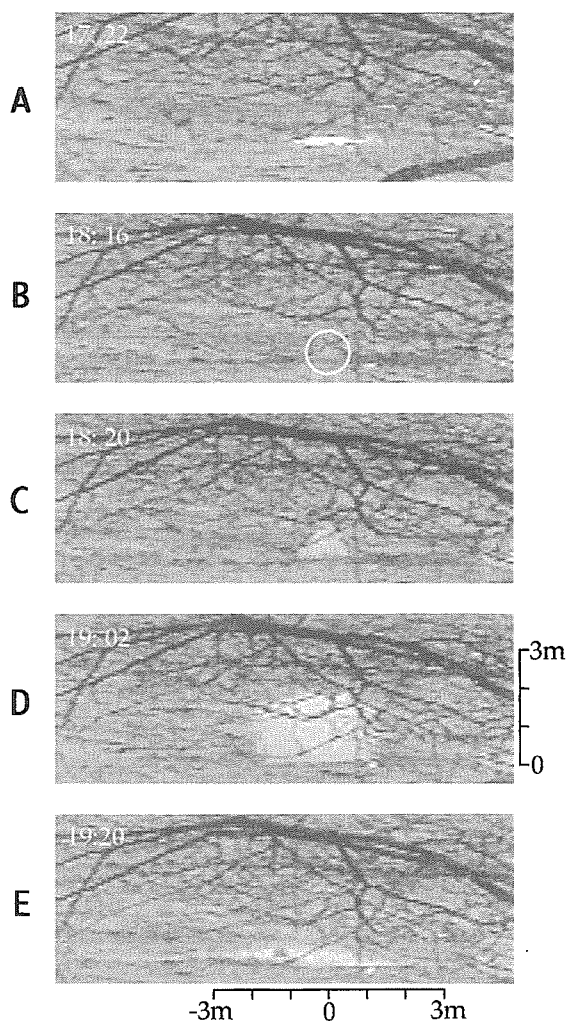


Fig. 12 Snap shots of a water column(dome) formation by a charge fired at 3 m depth

された。(D)その後、Water domeの形成が始り、(E)Water domeは高さ約2.2 mまで成長した。火映の発現からWater domeの崩壊まで、表面現象の継続時間は2秒弱であった。

水柱ないしWater domeが形成されたのは、爆破水深3 mまでであった。爆発音については、爆破水深3 mまでは陸上のA点でも聞かれたが、これ以深では湖上のT点のみであった。

ビデオ映像によると爆破水深1 mの場合には、火映とともに水面の盛り上がり認められ、数フレーム後にはウォータードームから水柱へと移行した。爆破水深3 mでは、すべての場合において、火映、同心円状の伝搬を示す水面の波打ち、water domeとも観察されたが、火映発現からwater domeの形成開始までの時間には違いが認められた。湖水面爆破の場合には、半球状の直径約1 mの火球に続いて、水柱がたち、その成長時間および最高点高度とも爆破水深1 mには及ばなかった。Fig. 13には水柱(water dome)高度の時間変化を示す。爆破水深1 mおよび2 mの

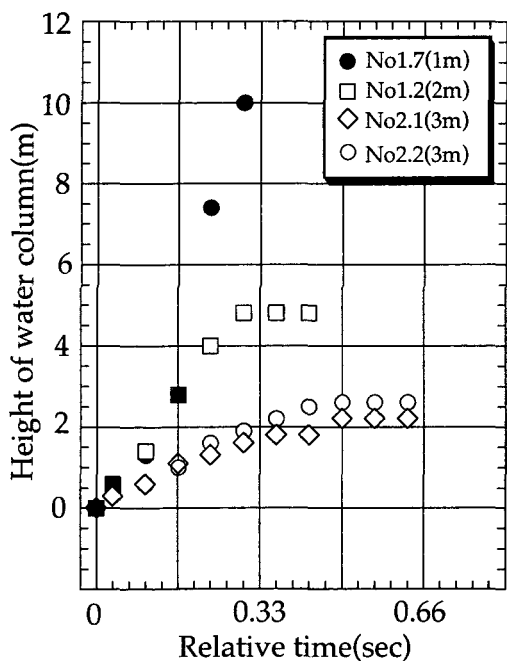


Fig. 13 Temporal changes of a water column (dome) height.

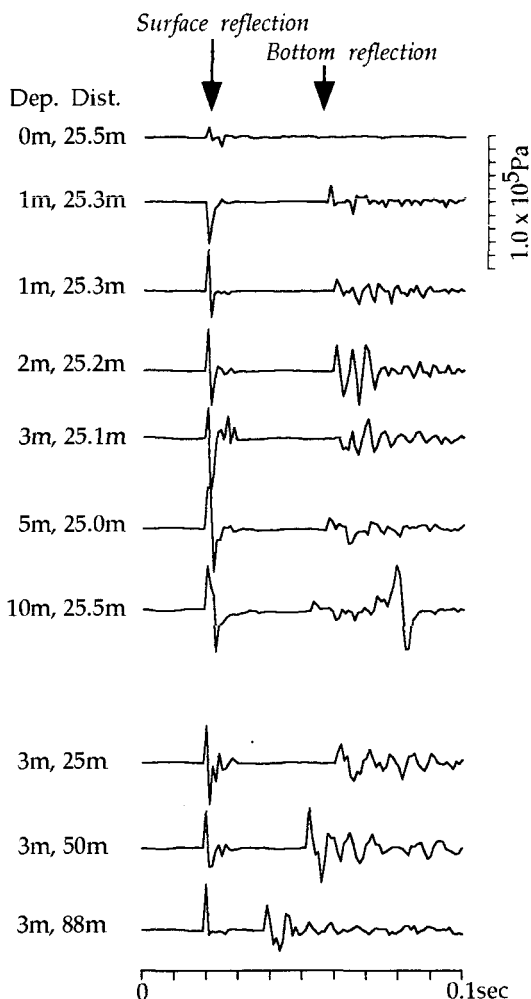


Fig. 14 Recorded trace of water shocks.

水柱の成長速度は、始めの0.15秒間は同程度で約16 m/sである。しかし、その後の速度は顕著な水柱が形成された爆破水深1 mの場合には72 m/sと大きい。爆破水深3 mでは、2例とも6 m/s程度の成長速度である。

Fig. 14には、Piezo水中衝撃波計による水中圧力波の直達波到着後から0.04秒間を並べて示した。直達波は鋭いピークを持つ圧縮波であるが、例外として、上から2番目の記録には圧縮波が認められない。圧縮波の直後には鋭いピークを示す膨張波が記録されている。これは湖水表面での反射波と考えられ、圧縮波からこの膨張波までの時間差は、爆破水深が5 m、10 mと大きくなると大きくなり、その振幅は爆点と観測点間の距離が大きくなると小さくなっている。この膨張波に続いて、いくつかの記録にはバブルウェーブと思われるやや周期の長い小振幅な圧力波が認められる。

これら圧縮波、膨張波、バブルウェーブからなる波群の到達から0.02~0.04秒後に湖底反射波と考えられる圧縮波が記録される。

直達圧縮波のピーク圧力についてみると、湖水面爆破を除いて、爆破水深、爆点と観測点間距離による大きな違いは認められない。Fig. 15には正圧ピーク値と爆点と観測点間距離の関係を示

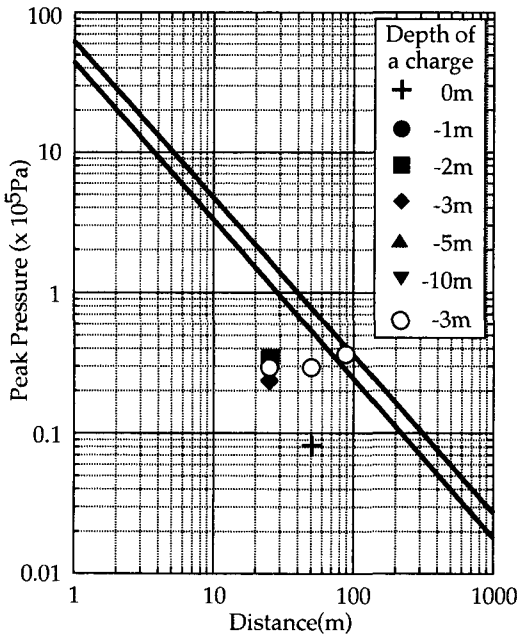


Fig. 15 The peak pressures of water shock plotted against the distance between a charge and the sensor.

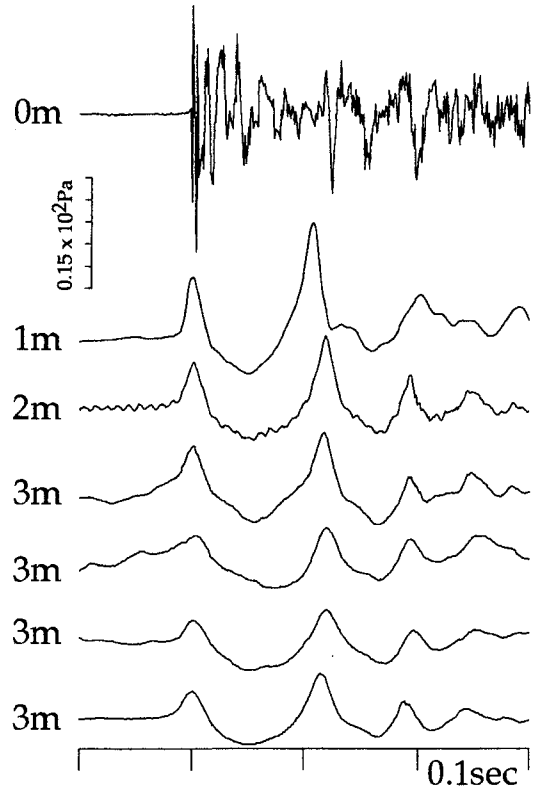


Fig. 16 Recorded traces of air shocks

した。図中、2本の直線は TNT 3 g および 1 g の場合の理論直線 (Cole, 1948) である。爆破水深を変えた場合についてみると、爆点と観測点間距離がほとんど変化しないことから、ほぼ同じところにプロットされているが、そのピーク値は理論値に較べて $1/3 \sim 1/5$ と小さい。爆点と観測点間の水平距離を変えた場合については水面反射波が認められない爆点-観測点間距離 88 m の場合のピーク圧力は理論値をほぼ満たすが、それ以外はいずれも理論値よりも小さい。この原因としては、現象のタイムスケールに較べてサンプリング周波数が低いことがあげられ、理論値との一致が見られた1点についても検討が必要である。

空気波は爆破水深が 3 m 以浅で記録された。Fig. 16 には A 点で観測された空気波波形を示す。湖面上に較べて水中爆破で励起された空気波は周期が長く単純な波形を示し、圧縮相とそれに続く膨張相からなる複数の空気波が識別された。圧縮相の振幅は最初の空気波から約 0.1 秒後に到達した空気波のそれが大きく、それらの間の時間差は爆破水深が深くなると大きくなる傾向がある。

さらに、これらの圧縮相と水中圧力波を比較すると、最初的水中圧力波から約 0.1 秒および 0.2 秒遅れて記録された水中圧力波パルスと空気波の圧縮相には時間的な対応も認められる (Fig. 11)。これらのことは空気波と水中圧力パルスが同一現象により励起されていることを示唆し、後続する空気波は単なる反射波とは考えがたい。これらの空気波については後続する水中圧力パルスとともに検討しなければならないが、A 点で観測された最初の空気波の圧縮相振幅を M 点で観測された初動振幅と水柱 (Water dome) の最高高度とともに Fig. 17 に示した。

空気波の正圧ピーク値は爆破水深が大きくなるとともに減少し、爆破水深に対してべき関数的な減少傾向を示す。

同じ様な減少傾向は、湖面爆破を除く

と、水柱 (Water dome) の最高高度にも認められる。水柱や空気波は爆破水深が 5 m 以深では観測されなかったことから、空気波の励起と水柱 (water dome) の形成は関連しているようである。

また、地動の初動振幅にも爆破水深との関係が認められる。初動振幅は爆破水深が大きくなるに従って大きくなるが、爆破水深 3 m から頭打ちになり、爆破水深 5 m 以上ではほぼ一定となる。

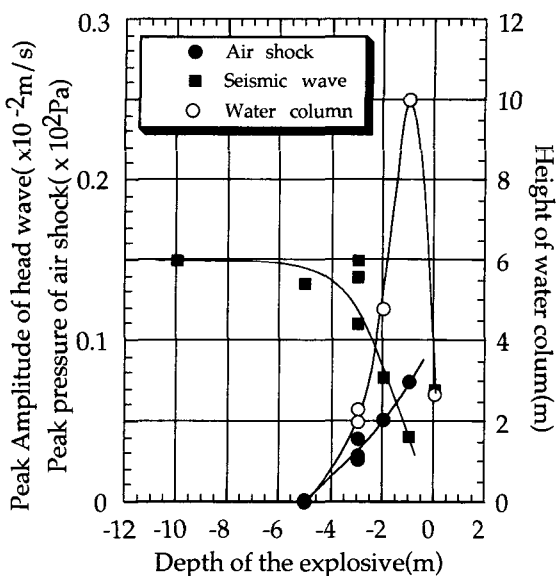


Fig. 17 The peak amplitude of a seismic head wave, the peak pressure of an air shock and the maximum water column height plotted against the depth of an explosive.

IV. ま と め

火山爆発のエネルギー評価や爆発過程を理解するための基礎データ収集を目的に、これまで人工火薬爆発に伴う地震や空気波などの観測を実施してきた。本論ではこれらのデータを整理し、主にエネルギー評価の観点から検討を行った。結果は以下のようにまとめられる。

(1) 地表爆破実験で観測された空気波は、スケール化距離に対する正圧ピーク値、パルス幅とも爆風に対して得られている関係式を満たしているとは言いがたい。これにはデータ収録の問題も含まれるが、観測された空気波が爆風から音波への遷移領域ないし音波領域にあることに起因しているのかもしれない。

(2) 空気波正圧部のパルス幅は薬量の1/4乗に比例して増大する傾向が認められた。この傾向が薬量の広い範囲にわたって成り立つならば、パルス幅を爆発のエネルギー推定に用いることが可能かもしれない。

(3) 水中爆破実験で得られた水中圧力波は爆点近傍でさえ複雑な波形を示し、地中を伝搬する波や多重反射波などが混入する遠方での観測から湖底や海底での爆発の規模や特性を見いだすことは難しいようである。

(4) 水柱が形成された場合には空気波が観測された。その振幅は水柱(Water dome)最高高度と同じように爆破水深に対してべき関数的に減少する傾向が認められ、水中爆発の監視に空気波が利用できる可能性が示唆された。

火山爆発のエネルギーを評価するためには、火薬爆発などで行われているように爆風内部での観測が直接的な方法である(谷口ほか, 1992)。しかし、火山から離れた安全な場所で火山爆発のエネルギーを即時決定するためには、観測は爆風～音波領域で行うことを強いられる。このような遠方での空気波の観測から火山爆発のエネルギーを評価するためには爆風から音波への遷移についての理論的な研究はもちろんのこと、実験的なデータの収集も必要であり、系統的な実験が望まれる。

謝辞 上富良野町における実験は平成5年度通産省主催火薬類の保安技術実験のうち5.3爆発音に関する実験として実施された。観測の機会を与えて頂いた通産省の関係各位にお礼申し上げます。また、水中爆発実験の一部は、平成7年文部省科学研究費重点領域研究「水中爆発の規模と特性評価」課題番号07226203によってまかなわれた。

文 献

- Buckingham M. J. and M. A. Garces, 1996. Canonical model of volcano acoustics. J.G.R., **101**, 8129-8151.
Cole R. H., 1948. Underwater explosions. Princeton Univ. Press. p. 437.
井口正人・石原和弘, 1990. 爆発的噴火に伴う地震動・空気振動の比較研究—桜島火山と諏訪瀬島火山の比較—, 京都大学防災研究所報第33号B-1, 1-12.

- Kingery, C. N., 1966. Air blast parameter versus distance for hemispherical TNT surface bursts. Ballistic Res. Lab. Report No. 1344.
- Kinny G. F. and K. J. Graham, 1985. Explosion shocks in air, Springer-Verlag. p. 269.
- Okada Hm., Y. Nishimura, H. Miyamachi, H. Mori, and K. Ishihara, 1990. Geophysical significance of the 1988–1989 explosive eruption of Mt. Tokachi, Hokkaido, Japan. Bull. Volcanol. Soc. Japan, **35**, 175–203.
- 澤田可洋・浦井仙一郎・小宮 学, 1983. Mount St. Helens の 1980 年 5 月 18 日大噴火による気圧波. 火山, **27**, 195–202.
- 谷口宏光・鎌田桂子・中田節也・三軒一義・鎌田浩毅, 1992. ペネトレーター方式による火砕サージの温度, 圧力, 粒子速度測定を試み—雲仙岳における降下実験—. 火山, **37**, 147–151.
- Vergiolle, S. and G. Brandeis., 1994. Origine of sound generated by Strombolian explosion. Geophys. Res. Lett., **21**, 1959–1962.
- 横山 泉・荒巻重雄・中村一明, 1979. 岩波講座地球科学 火山, 岩波書店, p. 294.