

火山観測における空振観測の重要性

坂井孝行*・山里 平**・宇平幸一***

The Significance of Infrasonic Observation in Volcano Monitoring

Takayuki SAKAI*, Hitoshi YAMASATO** and Kohichi UHIRA***

(Received August 12,1999 : Accepted November 12,1999)

Abstract

The existence of air-shock (infrasonic wave) accompanying explosive eruptions at Sakurajima volcano has been known since 1955 when the summit activity began, because the air-shock is often large enough to be felt by local residents. Japan Meteorological Agency (JMA) installed an infrasonic microphone for volcano monitoring at Sakurajima in 1983 and has continuously evaluated the air-shock quantitatively. Additional microphones were installed near the active crater since 1994, and the observation has revealed that not only explosion earthquakes but also other volcanic seismic events are sometimes accompanied by infrasonic waves with respective characteristic waveforms. These infrasonic waves are considered to be related to the source mechanisms of each volcanic seismic event and therefore provide important clues about these source mechanisms. On the other hand, results of observation indicate that the infrasonic microphone has a far greater ability to detect eruptions when compared to the monitoring by TV camera. Consequently, infrasonic observation has proved a highly effective means for monitoring eruptions that is important from viewpoint of disaster prevention. Moreover, data obtained from the microphones are extremely useful in distinguishing the various artificial noises that appear in seismographs from volcanic events. Accordingly, implementing infrasonic observation as part of the monitoring system for all volcanoes under constant watch by JMA, the volcanic information issued by JMA will be significantly improved by detecting volcanic eruptions with greater certainty and rapidity.

* Observations Division, Kagoshima Local Meteorological Observatory

鹿児島地方気象台観測課

** Earthquake Prediction and Information Division, Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency

気象庁地震火山部地震予知情報課

*** Earthquake and Tsunami Observations Division, Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency

気象庁地震火山部地震津波監視課

1. はじめに

火山の爆発的噴火は、大量の火山砕屑物や火山ガスの爆発的な放出と共に空振波を発生する。しかし従来、空振波が何らかの観測機器によって観測された例は、火山から遠く離れた地点に設置されていた気象観測等を目的とする測器に偶然的に記録された例がほとんどであった。その主な例としては、クラカトア火山1883年噴火やベズイミアニ火山1956年噴火(村山, 1969), およびセント・ヘレンズ火山1980年噴火(澤田・他, 1982)など、歴史に残るような大規模な爆発的噴火によって発生した空振波が、世界各地の微気圧計等に周期数分から十数分の長周期の気圧変動として記録された例が挙げられる。一方、1955年に山頂噴火活動を開始した桜島南岳の爆発的噴火に伴う空振波(以下「爆発空振」と略すことがある)も、核実験探知を目的として鹿児島地方気象台(以下「KLMO」)に1956年に設置された微気圧計に記録され続けている。ところが、火山近傍での爆発空振は周期2～3秒程度と一般の気圧変動に比べて短周期の気圧変動であり、微気圧計の周期特性(20～1000秒で平坦)はこれを観測するのに適していない。そこで、爆発空振の観測を目的とする、爆発空振に適した周波数特性を有する空振計(低周波マイクロフォン)が開発され、京都大学桜島火山観測所(現・火山活動研究センター)が1982年12月に観測を開始した(石原・他, 1986)のに続き、KLMOも1983年3月に観測を開始した(上田・長崎, 1990)。この空振計による空振観測が多大な成果を収めたことから、その後、桜島以外の国内の各火山においても、噴火活動に際して空振計を火山近傍に設置し、爆発的噴火などの発生を積極的に捉える試みが盛んに行われるようになった。そのような例としては、十勝岳1988～89年噴火における北海道大学等の観測(Okada et al., 1990), 諏訪之瀬島における1989年以降の京都大学の観測(井口・石原, 1990), および雲仙岳1990～95年噴火における気象庁の観測(Yamasato, 1998)などが挙げられる。

KLMOでは、桜島の爆発空振について、1955年の南岳山頂噴火活動開始当初から体感による空振強度の観測を行ってきた。その後、1969年から微気圧計による空振振幅の計測を開始したが、微気圧計には上記のような周期特性の問題があることから、1982年に気象測器工場が開発した空振計を前述のように1983年にKLMO庁舎屋上に設置し、1990年4月から正式測器として運用を始め

た(上田・長崎, 1990)。その時点では観測される空振波は爆発的噴火に伴うもののみであったが、1994年以降、南岳火口により近い桜島島内の観測点に3台の空振計を順次増設したことにより、ハーモニックなC型微動に伴う空振波(坂井・他, 1996)をはじめ、桜島で発生する各種の火山性震動がそれぞれ特徴的な空振波を伴う場合があることが明らかとなった。この観測事実は、各火山性震動の発生機構の議論に重要な情報を与えるものと考えられる。一方、活発な活動を継続する桜島での長期間にわたる常時空振観測により、噴火の判定という防災的な視点からも空振観測の重要性が明らかとなった。

そこで本稿では、まず最初に、桜島で発生する各種の火山性震動に伴う空振波について、最近得られた知見も交えて火山物理学的な視点からまとめ、次に、火山観測における空振観測の重要性について、防災的な視点から考察する。

2. 観測

KLMOの観測点配置図をFig. 1に示す。1983年3月、KLMO(O点, 当時は南岳火口から西10.0km, 1994年2月の庁舎移転後は同西南西10.8km)の庁舎屋上に空振計を設置した。O点空振計のセンサー(リオン社製, MV-03)の感度は -50.4dB (ただし $0\text{dB} = 1\text{V}/0.1\text{Pa}$)であり、本稿執筆時点(1999年7月)での最小分解能とフルスケールはそれぞれ 0.307Pa および $\pm 628\text{Pa}$ 、増幅後の周波数特性は $1\sim 10\text{Hz}$ で平坦である。その後、1993年度から1995年度にかけての気象研究所との地方共同研究により、1994年4月にE点(南岳火口から北東4.4km)に、1995年7月にA点(同西北西4.6km)とD点送信小屋(同東南東4.7km)に空振計を設置した。これら桜島島内の3点の空振計のセンサー(アコー社製, TYPE7144)の感度は $-39.0\text{dB}/\text{Pa}$ であり、現時点での最小分解能とフルスケールは、E点とA点については 0.388Pa および $\pm 794\text{Pa}$ 、D点送信小屋については 0.0193Pa および $\pm 632\text{Pa}$ である。増幅後の周波数特性は3点とも $0.1\sim 10\text{Hz}$ で平坦である。一方、震動観測点は、短周期地震計(固有周波数 1Hz 、周波数特性は $1\sim 25\text{Hz}$ で平坦)を設置しているA～E点の5点である。これらのデータはNTT回線または無線によってKLMOへテレメータし(ただしD点送信小屋空振計のみ当初は現地収録式で、テレメータ開始は1999年2月)、サンプリング周波数 100Hz でWS(火山解析処

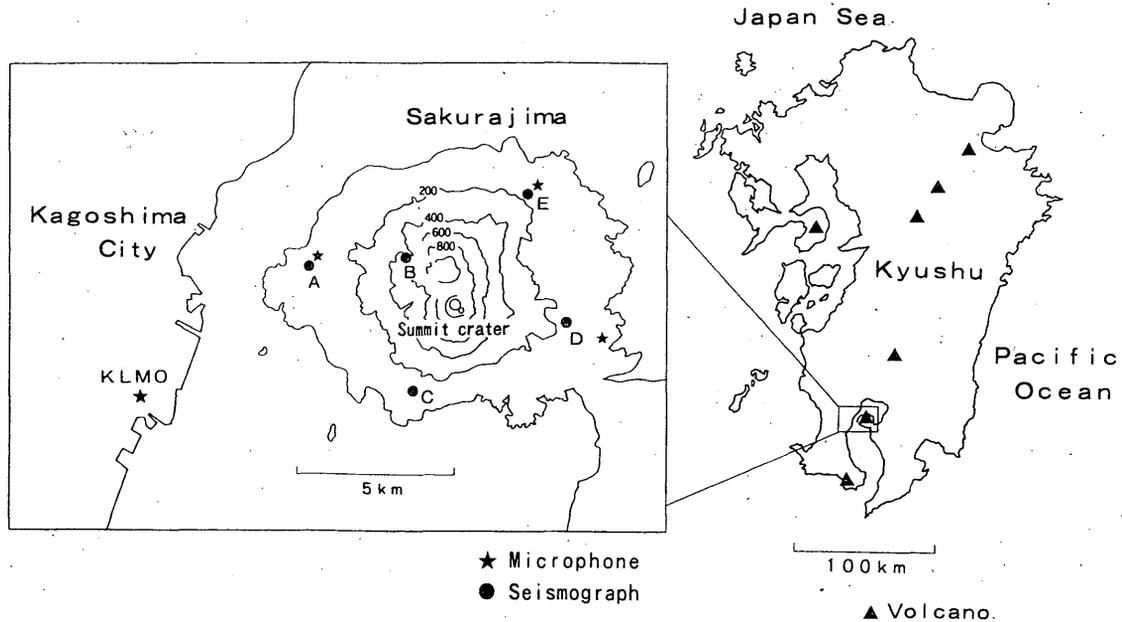


Fig.1 Kagoshima Local Meteorological Observatory (KLMO) seismic and infrasonic stations located around Sakurajima volcano. Infrasonic microphones have been installed at KLMO and at stations A, D, and E.

理装置 VolPAS) に収録している。

3. 各種の火山性空振波

3-1. 波形とスペクトル

桜島島内の観測点に空振計を増設したことにより、桜島で発生する各種の火山性震動がそれぞれ特徴的な空振波を伴う場合があることが明らかとなった。以下ではそれらの空振波の特徴を、それぞれに対応する火山性震動の概要と併せて火山物理学的な視点からまとめる。

本節で示す図には、E点の短周期地震計上下動速度成分と空振計の波形データを用いる。ただし、A型地震についてのみ、A点の短周期地震計速度成分と空振計の波形データを用いる。波形の右に付された数値はその波形の最大振幅を示す。震動波形と空振波形の下にはそれぞれの波形のFFTによるパワースペクトルを示す。解析区間はそれぞれの波形の発現からの約20秒間である。グラフの横軸は周波数を対数スケールで示し、縦軸はパワースペクトルの相対的な強度の対数をそれぞれ最大値によって正規化して示す。

1) 爆発的噴火に伴う空振波

火山砕屑物および火山ガスを爆発的に放出する爆発的噴火の際に発生する爆発地震と空振波の波形を Fig. 2 に

示す。

まず、爆発地震の特徴について述べる。桜島の場合、爆発地震のP波初動の立ち上がりは、明瞭なものについては必ず押しであり(例えば、山里, 1987)、震源決定が可能である。震源は南岳火口の直下、深さ 0~2 km (海面を基準とする)の火道と考えられる領域に決定される(例えば、石原, 1988)。S相は極めて不明瞭であり、表面波が卓越する。0.3~1.0Hz 程度の低周波成分が卓越することが多く、A型地震や一般地震に見られるような数Hzから十数Hzの高周波成分は欠落している。Iguchi (1994)は、爆発地震は火道と考えられる領域に分布し、上下方向のダイポール成分が卓越する体積膨張型の力源を持つことから、その発生機構としてマグマから分離したガス相の火道に沿った膨張を考えている。KLMOの基準観測点であるA点の短周期地震計変位成分における最大振幅は、活動が活発だった1970~80年代にかけては $100 \times 10^{-6} \text{ m}$ を超えるものやそれに近いものも観測されたが、活動が以前に比べて静穏となっているここ数年は $(1 \sim 20) \times 10^{-6} \text{ m}$ 程度のものが大多数を占める。

爆発地震は大振幅の空振波(爆発空振)を伴う。その波形は、明瞭な立ち上がりを有する圧縮相に続いて希薄相が通過した後、振幅が急速に減衰すると同時に卓越周期が長くなり、発現から10秒程度で振動の主要部はほぼ終息する。爆発空振波形のこのような特徴は、火薬の爆

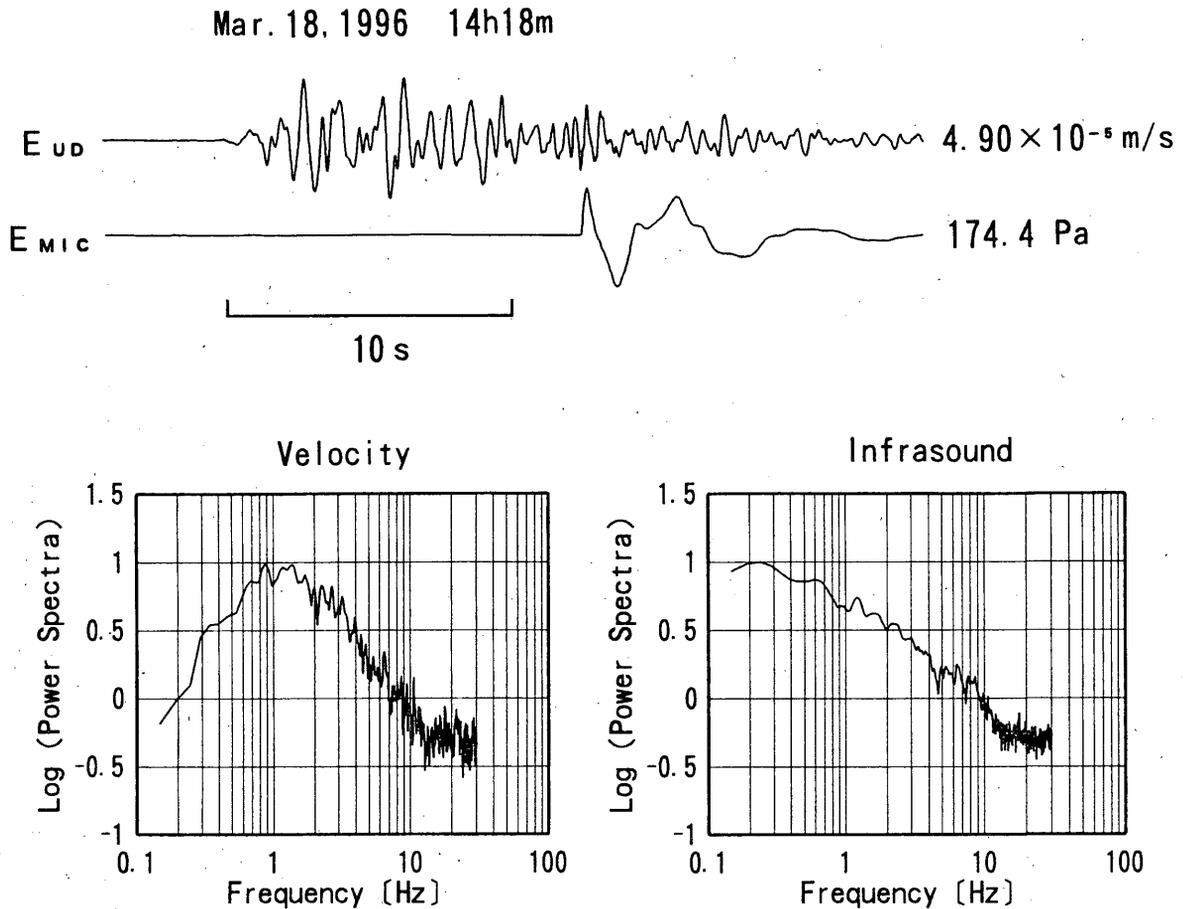


Fig.2 The upper two traces represent the ground particle velocity of an explosion earthquake in vertical component and the infrasonic record obtained at station E, respectively. Their Fourier spectra are shown in the lower part of the figure.

発や核爆発等の人工的な爆発現象に伴う音圧波形と共通する。Ishihara (1985) および石原・他 (1986) によると、爆発地震の発震時刻の1.1～1.5秒後に火口底から衝撃波が放出され、その後それは急速に減衰して音波となって伝播していく。E点で爆発空振として観測されるのはこの衝撃波から減衰した音波（超低周波音）であり、爆発地震との発現時刻の差はE点では通常13秒弱となる。卓越周波数は0.3～0.5Hz程度であるが、爆発地震の卓越周波数とは必ずしも一致しない。最大振幅はE点で10～300Pa程度である。火口からの距離による振幅減衰は平均的には幾何学的減衰(1/r)で説明できるが、気象条件の影響を大きく受ける(御領・他, 1996)。ある観測点での最大振幅がおよそ10Pa以上になった場合、最初は火口方向から吹いて来る風として、続いて火口方向に吹き返す風として体感される。また、振幅が大きく立ち上がり鋭い場合には窓ガラス破損等の被害を生じることがある。20Hz以上の高周波成分を強く含む場合に

は、空振波到達と同時にドーンという低い爆発音が聴覚的に認識される。

以上のような基本的な特徴は全ての爆発空振に共通するものであるが、毎回の爆発空振が完全に同じ波形を有する訳ではなく、立ち上がりの鋭さや卓越周波数等を個々の波形について詳細に見ればかなりの違いがある。これは爆発強度や爆発発生時の火口底の状態等がそれぞれの爆発的噴火で異なるためと思われる。一方、同一の爆発空振を複数の観測点で観測した場合には各観測点でかなり類似性の高い波形が得られ、各観測点の空振波形間の相関は地震波形の場合に比べて著しく高い(後出のFig.12参照)。これは、空振波の伝播する大気は地震波が伝播する地殻より均質であることに加え、流体である大気中を伝播する空振波には地震波のようにS波や表面波といった波動の多様性がないためと考えられる。このことは以下で述べるB型地震、火山性微動、およびC型微動に伴う空振波についても当てはまる。

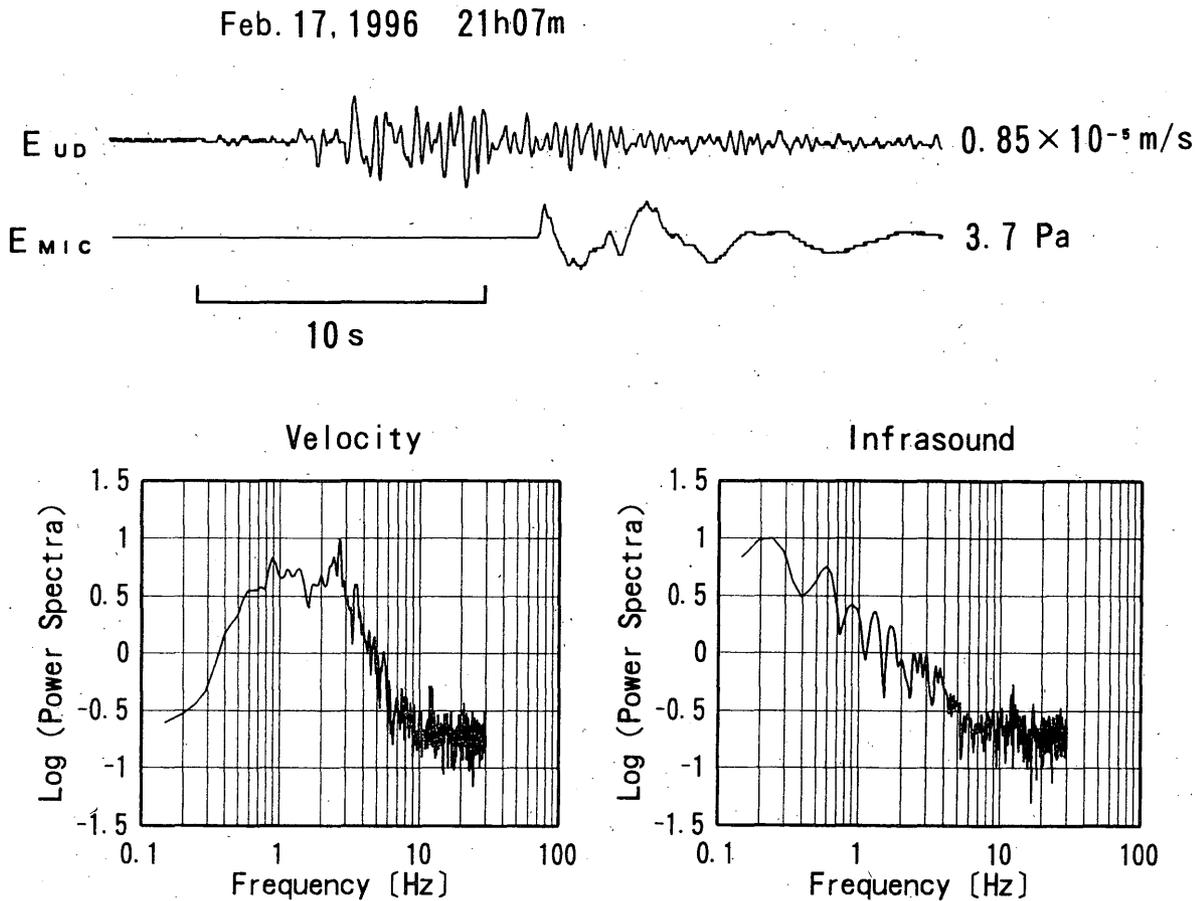


Fig.3 The upper two traces represent the ground particle velocity of a B-type earthquake in vertical component and the infrasonic record obtained at station E, respectively. Their Fourier spectra are shown in the lower part of the figure.

2) B型地震に伴う空振波

B型地震と空振波の波形を Fig. 3 に示す。

B型地震のP波初動の立ち上がりとS相は極めて不明瞭であり、表面波が卓越する。0.5～5.0Hz 程度の比較的
低周波の成分が卓越することが多く、高周波成分は爆発地震と同様に欠落している。卓越周波数に注目して、卓越周波数が比較的低いものをBL型、高いものをBH型と分類することがある(井口, 1989)。Fig. 3 に示したのはBL型の波形例である。B型地震の震源はKLMOの地表面設置の地震観測網では決定できないが、京都大学
校島火山観測所(当時)が地中地震計を用いて観測した結果によると、BL型の震源領域は爆発地震とほぼ一致し、BH型の震源領域はそれよりもやや深い(井口, 1989)。Iguchi (1994) によると、B型地震も爆発地震と同様に、火道内のガス溜まりが主に上下方向に膨張することで発生すると考えられる。A点での最大振幅は 1×10^{-6} m以下のものが多いが、時には爆発地震並み

に振幅の大きなものも発生する。

BL型は微弱な空振波を伴うことがある(石原・井口, 1989)。その空振波形は振幅が小さい(E点でおよそ10Pa以下)ことを除けば爆発空振波形と同様の特徴を示す。空振波を伴うBL型が群発的に発生する時には火山灰の弱い放出が長時間継続し、時には小規模な噴石の放出も見られることから、空振波を伴うBL型は小規模な爆発地震と見なすことが可能である(石原・井口, 1989)。なお、KLMOでは、爆発地震型の震動記象に伴いO点空振計で3Pa以上の空振波が観測された場合(ただし、O点空振計が風ノイズ等で不明な場合は、E点空振計で10Pa以上の空振波が観測された場合)を「爆発」とし、その基準に達しないものをB型地震としている。

3) 火山性微動に伴う空振波

火山性微動と空振波の波形を Fig. 4 に示す。

Jan. 13, 1996 03h24m

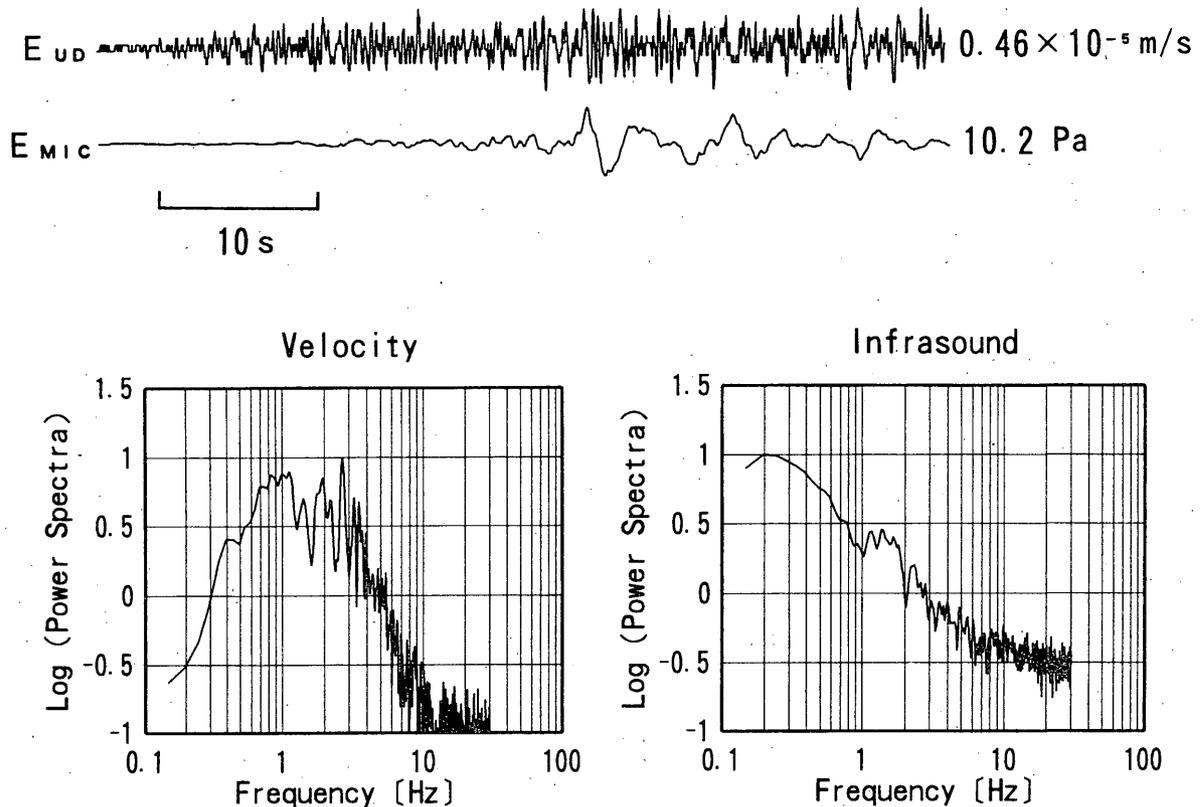


Fig.4 The upper two traces represent the ground particle velocity of a volcanic tremor in vertical component and the infrasonic record obtained at station E, respectively. Their Fourier spectra are shown in the lower part of the figure.

火山性微動の初動の立ち上がりは極めて不明瞭であり、振幅が徐々に大きくなった後、数十秒～数十分間程度継続する。最大動付近では表面波が卓越する。卓越周波数は0.5～3.0Hz程度である。火山性微動の発生機構については古くから様々なモデルが提唱されているが、現在の桜島ではその多くが火山灰を含む多量の噴煙の非爆発的な放出に伴って発生することから、火山灰を含む粉体流の火道内での流れを発生機構として考えるのが最も妥当であろう。一方、噴煙がほとんど出ていない時に発生するものは、例えば火山体内部での流体（マグマやガス）の移動をその発生機構として考えることが可能であろう。A点での最大振幅は通常 1×10^{-6} m以下である。

火山灰を含む噴煙が非爆発的に多量に放出された時には、火山性微動と共に微弱な空振波も観測される。この空振波は、噴煙が大気中に注入された際に周囲の大気に引き起こす気圧変動と考えられる。その初動の立ち上がりは、噴煙放出が非爆発的であることを反映して微動波

形と同様に極めて不明瞭であり、その後振幅が徐々に大きくなる。このような特徴は、最初の圧縮相が明瞭な立ち上がりを有すると共に最初の圧縮相と希薄相が最大振幅を与えることの多い爆発空振とは著しい対照を示す。卓越周波数は0.2～0.3Hz程度であり、E点での最大振幅は通常10Pa以下である。微動波形と同様に数十秒間から数十分間程度継続した後、噴煙放出および火山性微動の停止と共に終息する。

4) C型微動に伴う空振波

C型微動と空振波の波形を Fig. 5 に示す。

C型微動とはハーモニックな（調和的な、和声的な）波形をした火山性微動のことを指す。初動の立ち上がりはあまり明瞭ではない。その波動は実体波的であり、そのスペクトルは基本周波数（0.5～2.0Hz程度）とその整数倍にピークが存在する（加茂・他、1977）。継続時間は数十秒～数十分間程度である。桜島の活動期によく発

Dec. 17, 1994 13h53m

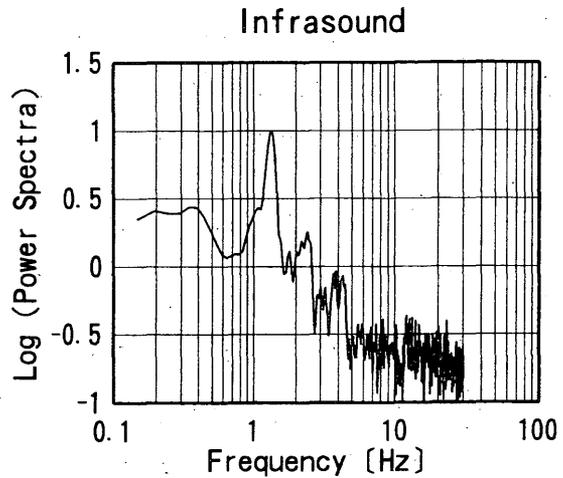
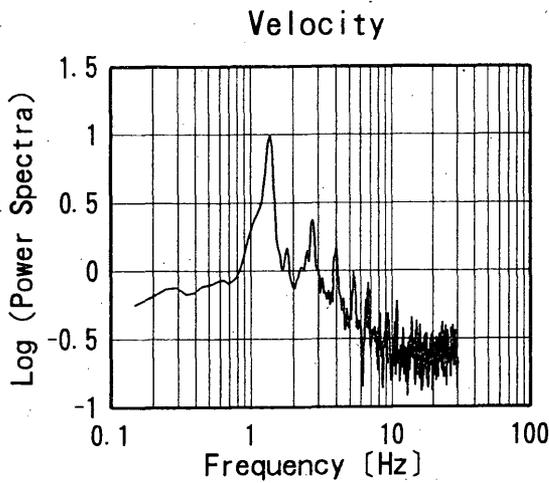
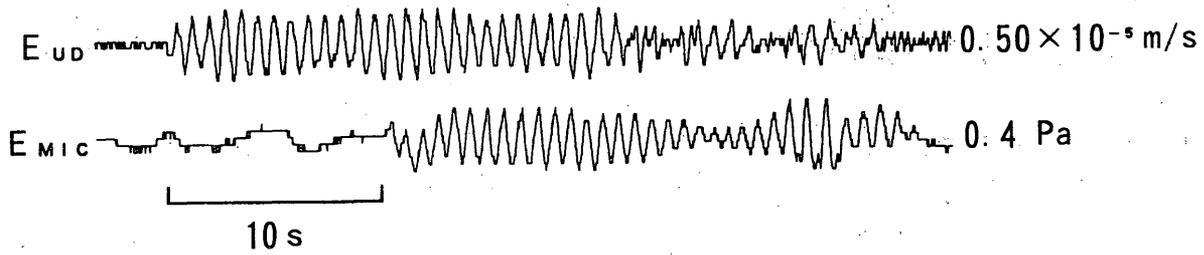


Fig.5 The upper two traces represent the ground particle velocity of a C-type tremor in vertical component and the infrasonic record obtained at station E, respectively. Their Fourier spectra are shown in the lower part of the figure.

生ずる微動で、B型地震が群発した際、その波形が時間と共に単純化してC型微動へと移行することが多く、またそのような場合は直後に爆発活動が活発になることが多い(西, 1984)。加茂・他(1977)は、C型微動の発生機構として、火道内の気体で満たされた空洞の振動を推定している。A点での最大振幅は通常 10×10^{-6} m以下である。C型微動が発生しているときの噴煙は、乳白色でセルが細かく、高度は数百mであることが多い。

今回のE点空振計の設置により、振幅の比較的大きなC型微動が極めて微弱な空振波を伴う場合があることを発見した(坂井・他, 1996)。この空振波はC型微動波形によく類似した波形を有し、微動継続時間とほぼ同じ時間継続する。スペクトルの最大のピークはそれぞれのC型微動の基本周波数と必ず一致しており、他の火山性震動の場合よりも震動の発生源と直接的な関連を持つことが示唆される。C型微動との発現時刻の差はE点で約10秒であり、やはり南岳火口から放射されたものと考え

られる。振幅は非常に小さく、南岳火口から4.4kmと近距離にあるE点でも1 Paに達しない。この空振波の存在は、桜島で発生する各種の火山性震動の中で最も解明が遅れているC型微動の発生機構を明らかにする上で重要な情報を与えるものと考えられる。

5) A型地震に伴う空振波

A型地震と空振波の波形を Fig. 6 に示す。

A型地震は、S-P時間が短いことを除いては一般地震と同様の特徴を有する波形を示す。通常、P相もS相も明瞭であり、震源決定が可能である。発震機構解も一般地震と同様に四象限型である。数Hzから十数Hzの高周波成分が卓越する。KLMOでは、桜島に関してはS-P時間が3秒以下のものをA型地震としている。石原・井口(1989)によると、桜島のA型地震の震源は爆発地震の震源領域を取り囲むように分布し、またそのスペクトル構造は一般地震と同じ特徴を持つため、火道領

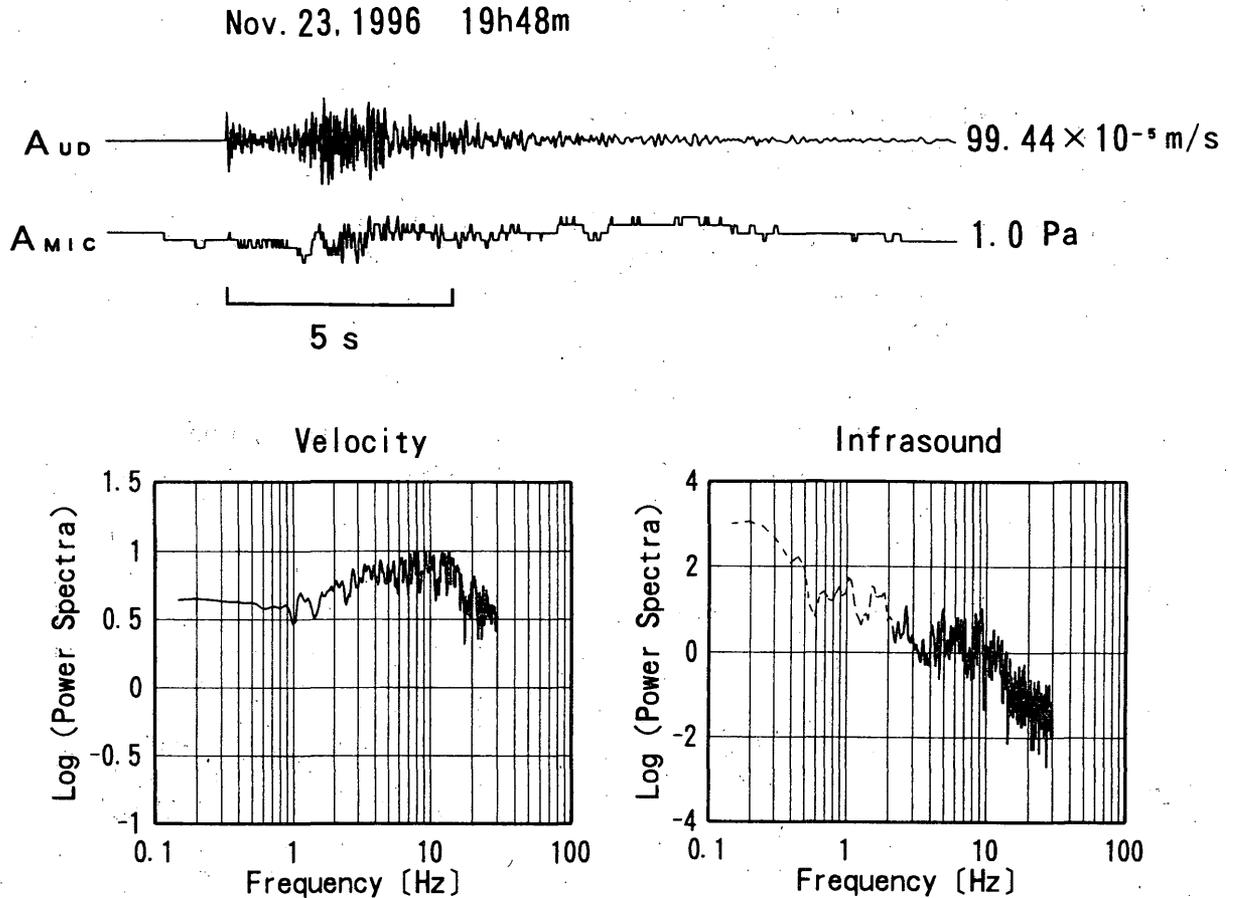


Fig.6 The upper two traces represent the ground particle velocity of an A-type earthquake in vertical component and the infrasonic record obtained at station A, respectively. Their Fourier spectra are shown in the lower part of the figure.

域以外の固い領域における破壊によって発生するものと考えられる。

A型地震は他の火山性震動と異なり基本的に空振波を生じないが、有感になる程度の振幅の大きなものが発生した場合、極めて微弱な空振波が地震動とほぼ同時に観測されることがある。これは観測点付近の地震動によって励起されたものと考えられる(例えば、田平, 1985)。前項までの4種の火山性空振波がいずれも震動の発生源でもある南岳火口から放出されたものであり、南岳火口から観測点までの距離に応じた時間だけ震動波形よりも遅れて発現するのに対し、この空振波は震源から放出されたものではなく観測点直下から放出されたものであるため、地震動と同時に発現することに注意すべきである。Fig.6に示したA型地震は、E点では地震振幅が小さく空振波が観測されなかったため、ここでは震源に近く地震振幅が大きかったため空振波が微小ながらも観測されたA点の記録を用いている。この空振波は地震動そのもの

によって励起されたものであるから、波形もスペクトル構造も当然のことながら地震動のそれに類似している。なお、スペクトル図中の2 Hz以下の部分(点線部)は前後の波形から風ノイズによるものと考えられる。この地震の福岡管区気象台によるマグニチュードは3.0であり、K L M Oで震度2を記録した。これまでのところ空振波が観測された唯一のA型地震である。

3-2. 各種の火山性震動の振幅と空振振幅との比較

次に、各種の火山性震動の振幅と、それらに伴う空振波の振幅とを比較する。

Fig.7は、各種の火山性震動と空振波について、横軸に震動のE点上下動速度成分における最大振幅、縦軸にE点空振計における空振波の最大振幅を取ったグラフである。データ期間は、爆發地震、B型地震、火山性微動、およびC型微動については1994年12月~1995年1月とした(ただし、期間中に発生が少なかった火山性微動と

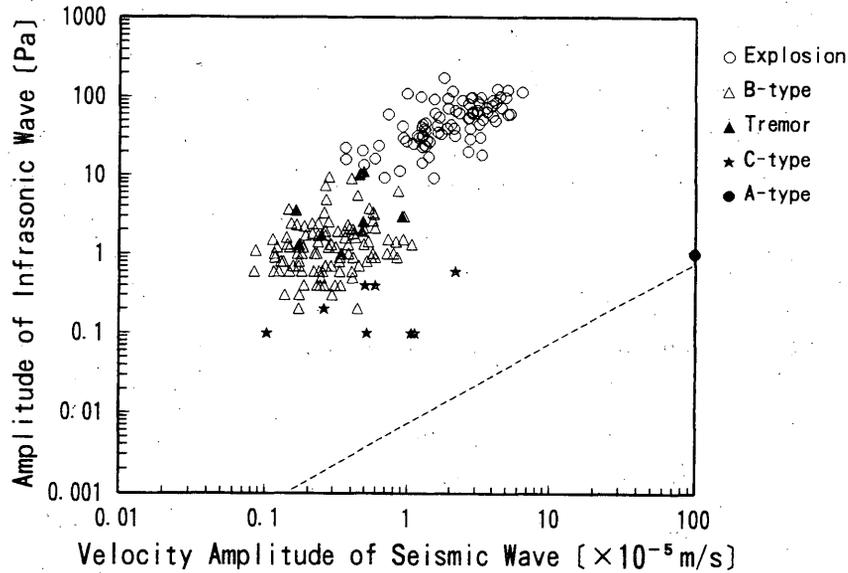


Fig.7 Relationship between the maximum velocity amplitudes of seismic waves and the maximum amplitudes of infrasonic waves for five types of volcanic events (Explosion, B-type, Tremor, C-type, and A-type). The signals were observed at station E (signals of A-type were only obtained at station A). The broken line represents the empirical amplitude of infrasonic wave emitted by ground motion, which was obtained by Yamasato (1998).

C型微動については、それ以外の期間のデータも若干数含めた)。データ数はそれぞれ84例、104例、9例、8例である。なお、この期間中のE点空振計の最小分解能とフルスケールはそれぞれ0.0974Pa および ± 200 Pa に設定していた。一方、A型地震は Fig. 6 に示した1996年11月23日の1例のみである。なお、先に述べたように、このA型地震ではE点では空振波が観測されなかったため、ここでもA点のデータを使用した。

Fig. 7 ではまず、それぞれの火山性震動がかなり広がった分布域を示すものの、互いにほとんど重なり合わずにそれぞれほぼ独立した分布を示すことが注目される。異種の震動の分布域が大きく重なり合うのはB型地震と火山性微動だけである。

次に、爆発地震とB型地震との関連について見る。両者は空振振幅 10Pa 付近を境に区分されているが、先にB型地震の項でも述べた通り、K L M Oでの爆発の基本的な定義は「爆発地震型の震動記象に伴いO点空振計で3 Pa 以上の空振波が観測された場合」であることから、E点で空振振幅が約 10Pa 以下のものは、南岳火口から10.8km のK L M Oでは空振波が減衰して 3 Pa 以下になるため、便宜上B型地震に分類されていることになる。ところで、両者は先に述べたように火道内のガス溜まりの膨張という共通の発生機構を有し、更に地震波形も空振波形も振幅の大小を除いては類似しているため、Fig.

7上で連続的に分布することが期待される場所であるが、実際には両者の間には明らかに分布密度の少ない領域が存在し、期待されるような連続的な分布を示さない。これと同様の傾向は井口・石原 (1990) の Fig.12 にも認められる。この観測結果は、爆発地震からB型地震へは連続的に移行するのではなく、両者の間に何らかの本質的な相違性が存在することを示唆するものであり、興味深い。

次に、火山性微動とC型微動との関連について見る。火山性微動の分布域は先に述べたようにB型地震の分布域の上部に重なっている。一方、C型微動は、火山性微動と同じく「微動」として分類され、地震と異なり長時間継続するという顕著な特徴が共通しているにもかかわらず、火山性微動とは互いに重なり合わない分布を示すことが注目される。それは明らかに火山性微動の領域よりも下方に存在しており、C型微動の発生機構は非爆発的噴火に伴う火山性微動に比べて震動振幅の割に空振波を発生しにくいものであることが示されている。

次に、A型地震に伴う空振波の振幅について検討する。先に述べた通り、A型地震は通常は空振波を伴わないが、有感になる程度の振幅の大きなものが発生した場合、観測点付近の地震動によって励起された空振波が地震動とほぼ同時に観測される。地震動の上下動速度振幅を v とすると、地表面の上下運動によって大気中に放射される

空振波の理論振幅 p は、

$$p = \rho c v \quad \dots (1)$$

ただし ρ ; 空気密度

c ; 音速

と表現される (Cook and Young, 1962). 高度 0 m での標準大気での値, $\rho = 1.23 \text{ kg/m}^3$, $c = 340 \text{ m/s}$ を (1) 式に代入して Fig. 6 の A 型地震に伴う空振波の理論振幅を求めると $p = 0.4 \text{ Pa}$ となり, 観測値 1.0 Pa とオーダー的に合致する. ここで, Yamasato (1998) の雲仙岳における観測によると, 観測点付近の地震動によって励起された空振波の振幅の観測値は上式による理論値より 2 倍程度大きく, 観測から求めた p/v の値は理論値 ρc (約 400 Pa/m/s) のおよそ 2 倍の約 700 Pa/m/s となり, その原因はマイクの揺れや地形の影響と推定される. この係数 700 Pa/m/s を上の A 型地震の例に適用すると $p = 0.7 \text{ Pa}$ となり, 観測値 1.0 Pa により近い値となる. よって, 桜島 A 点においても, 観測点付近の地動によって放射される空振波の振幅を, (1) 式の係数 ρc に当たる値を 700 Pa/m/s に変更することによっておおよそ評価できることが示された. そこで, 係数 ρc に当たる値を 700 Pa/m/s に変更した (1) 式に従い, 地動により放射される空振波のレベルを Fig. 7 中に破線で示した. 上述の A 型地震の例 (グラフ右端) は破線の近傍に位置しているのに対し, 他の 4 種の火山性震動についてはい

ずれも破線より大きく上方に位置している. つまり, 震動振幅に対して空振振幅が大きい. これは, まず爆発地震と B 型地震については, それらの発生に伴い火口底から大気中に火山碎屑物および火山ガスが爆発的に放出されることにより, 効率的に空振波が励起されるためと考えられる. また, 非爆発的な噴火に伴う火山性微動についても, 大気中への噴煙の注入によって空振波が効率的に励起されるためと考えられる. 一方, C 型微動の場合は, その発生機構の解明が遅れているため確定的なことは言えないが, 少なくとも C 型微動の振動源が空振波の効率的な励起と密接に関連しているものと推察される.

以上で述べた各種の火山性空振波の特徴を Table 1 にまとめた. これらの空振波の存在は, それぞれの火山性震動の発生機構と深く結び付いていると考えられ, 各火山性震動の発生機構の議論に重要な情報を与えるものと考えられる.

4. 空振計に現れる各種ノイズ記象

前節では火山活動に伴って発生する震動波形と空振波形についてまとめたが, 空振計設置の副次的な効果として, 震動観測において A 型地震と誤認しやすい発破ノイズおよび航空機ノイズ等を空振計データによって容易に判別することができるので, 本節ではそれらについて述べる. また, 空振観測の妨げとなる風ノイズのレベルについてもまとめる.

Table 1. Characteristics of infrasonic waves accompanying five types of volcanic seismic events

volcanic seismic event	Similarity between seismic waveform and infrasonic waveform	Ratio of amplitude of observed infrasonic wave to theoretical amplitude of infrasonic wave emitted by ground-motion around the observation point	Time lag between seismic waveform and infrasonic waveform at station E (4.4 km)
Explosion	×	about 1000~30000	about 13 sec
B-type	×	about 100~10000	about 13 sec
Tremor	×	about 1000~10000	about 13 sec (?)
C-type	○	about 20~250	about 10 sec
A-type	○	about 1	0 sec (simultaneous)

1) 発破ノイズ

普通観測火山のような1点での地震観測において、震動波形のみから発破ノイズとA型地震とを見分けることは困難であり、発生時間帯等によって経験的に判別がなされているのは周知の通りである。しかし、空振計を用いれば、発破等の人工的な爆発現象によるノイズを容易に判別することが可能になる。D点の南東約1.5km、D点送信小屋空振計の東約300mで行われた発破によるD点での震動波形とD点送信小屋空振計での空振波形をFig. 8に示す。D点でのA型地震に類似した高周波の震動波形の発現の約0.3秒後、D点送信小屋空振計に爆発空振と同様の特徴を持った空振波形が現れているが、A型地震は前述のように通常は空振波を伴わず、また、有感になる程度の振幅の大きなものに伴って空振波が発生した場合でも、それは地震と同時に発現し、かつ地震波形に類似した波形を有するはずである。よって、Fig. 8の震動波形は人工的な爆発現象によるものと判定できる。

また、過去にA型地震の群発と誤認された例もある自衛隊の実弾射撃訓練によるノイズも同様に判別できる可能性があるものと思われる。

2) 航空機ノイズ

航空機ノイズ（航空機が超音速で飛行した時に発生する衝撃波によるノイズ）も、地震計が複数点ある場合には、通常の火山観測網の場合で数秒～十数秒程度の時間差をおいて各点にノイズ相が順に現れるためその判別は容易であるが、地震計が1点しかない場合にはやはりA型地震との判別に迷う場合が少なくない。しかし、空振計の設置により、Fig. 9のように衝撃波波形を震動波形と同時に捉えることができ、容易に航空機ノイズと判定できる。なお、このノイズの特徴は、観測点付近の地震動によって励起された空振波とやや類似しているが、両者は空振振幅と震動振幅との比から容易に判別することが可能である。航空機ノイズは震動振幅に比して空振振

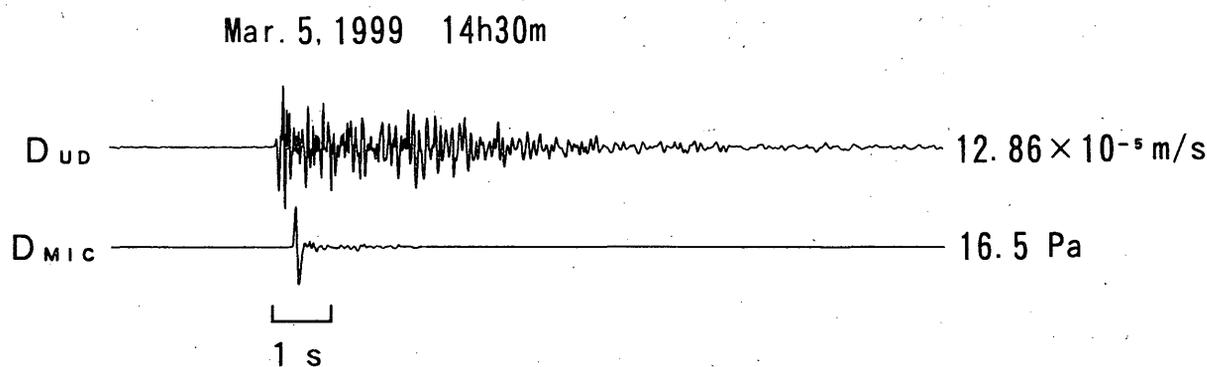


Fig.8 The ground particle velocity in vertical component and the subsequent infrasonic record caused by an artificial blast obtained at station D.

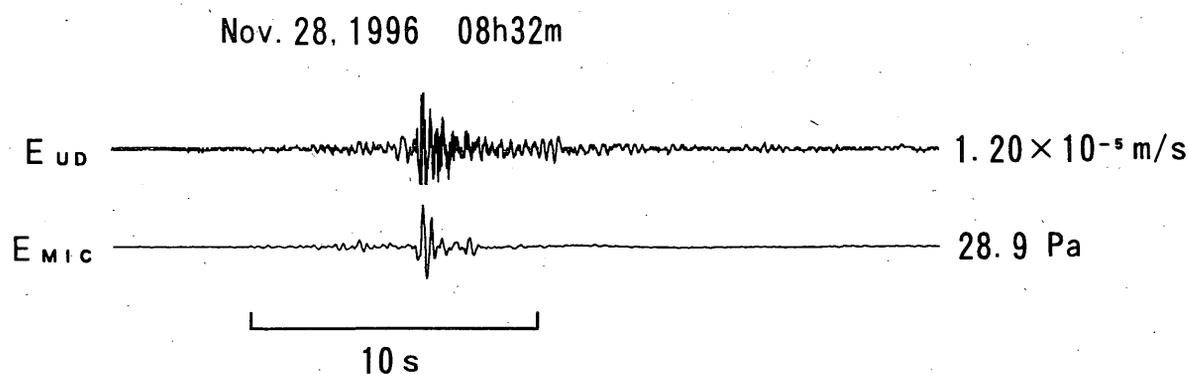


Fig.9 The ground particle velocity in vertical component and the simultaneous infrasonic record caused by an airplane obtained at station E.

幅が大きく、仮に震動振幅と空振振幅を(1)式に当てはめてみると、 p/v の値は 10^6 Pa/m/s程度と非常に大きなものとなる。

3) 風ノイズ

最後に、空振観測の障害となる風ノイズのレベルについて述べる。

1997年1年間のE点空振計の連続記象紙(1日4枚出力、1枚当たり6時間分の連続波形を記録)について、1枚毎の平均的な風ノイズレベルを、風ノイズが分解能(0.388Pa)以下で良好な記録が得られる状態(レベル0)、風ノイズが概ね10Pa以下であり爆発空振の検知にはほとんど支障のない状態(レベル1)、および、風ノイズが10Pa以上である状態(レベル2)の3段階に区分した。その結果を月別に集計したものをFig.10のグラフに示す。

レベル0が占める割合はその月の気象条件によって若干変動しているものの、年間を通じては53.2%を占めており、年間の半分以上の時間で風ノイズが全くなく、小振幅の空振波に至るまで良好な空振記録が得られることが示されている。また、レベル1は46.2%で、レベル0との合計は99.4%となり、爆発空振の検知に関して言えばそれはほぼ常に可能であることが分かる。

一方、レベル2は0.6%(記象紙9枚分)のみであり、その内訳は、1月の例は強い冬型の気圧配置によるもの、6月の例は前線の通過によるもの、そして9月の例は台風9719号の通過によるものであった。このような大荒れの天候の場合には、小振幅の爆発空振の場合には検知が

困難となるが、風ノイズと同程度の振幅を有する爆発空振であれば、それを風ノイズから見分けることは両者の卓越周波数の違いから充分可能である。最も風が強かった時の例として、台風9719号が鹿児島市付近を通過した直後のE点空振計の風ノイズ波形をFig.11上段に示す。なお、この台風通過時のK L M Oにおける最大瞬間風速は41.8m/s(09時02分)だった。E点空振計による風ノイズ波形では約0.3Hzの気圧振動が卓越している。この波形にFig.11中段に示す振幅の大きな爆発空振波形(Fig.2参照)を合成したのがFig.11下段である。爆発空振の最初の圧縮相部の卓越周波数が風ノイズに比べて高いため、風ノイズが強い場合でも爆発空振を充分識別できることが分かる。更に、桜島島内の3点の空振計のように、火口からの方位角が異なり、かつ火口からはほぼ等距離にある複数の観測点で空振観測を行えば、いずれかの観測点で風に対して山陰になり風ノイズが弱くなる場合が多いことに加え、風ノイズの波形は各点で異なるのに対して空振波は各点で類似性の高い波形がほぼ同時に発現する(後出のFig.12参照)ことから、より確実な爆発判定が可能になる。

なお、E点空振計をはじめ桜島島内の3点の空振計は林の中に設置されているため風ノイズレベルが低い。風を遮るものがない庁舎屋上に設置されているO点空振計は桜島島内の空振計に比べて風ノイズが数倍大きい。火山性空振波はいずれも波長の長い超低周波音であり、回折現象により多少の遮蔽物には影響されないことから、空振計設置点選定の際には火口が直接見えるかどうかよりもその地点の平均的な風ノイズの大小を重視すべきで

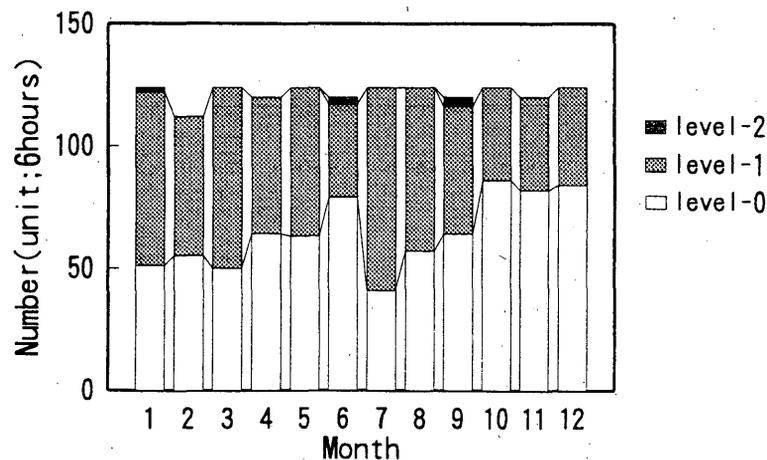


Fig.10 The level of wind noise for each month in 1997. The level of wind noise was divided into three scales from 0 to 2 depending on the degree of wind noise. Scales 0-2 mean respectively, noise free, noise less than 10 Pa, and noise more than 10 Pa.

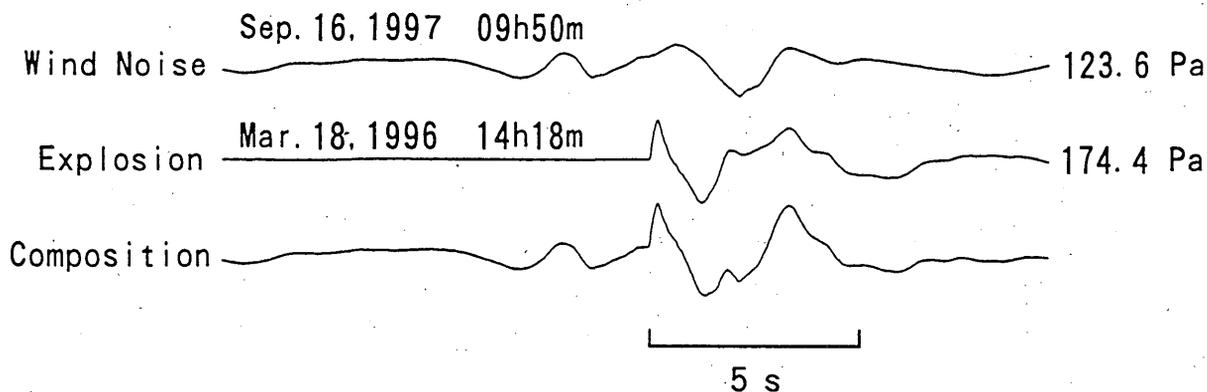


Fig.11 Comparison between the waveform of wind noise and that of an infrasonic wave produced by a volcanic explosion. The third trace "Composition" is the superimposition of the upper two traces.

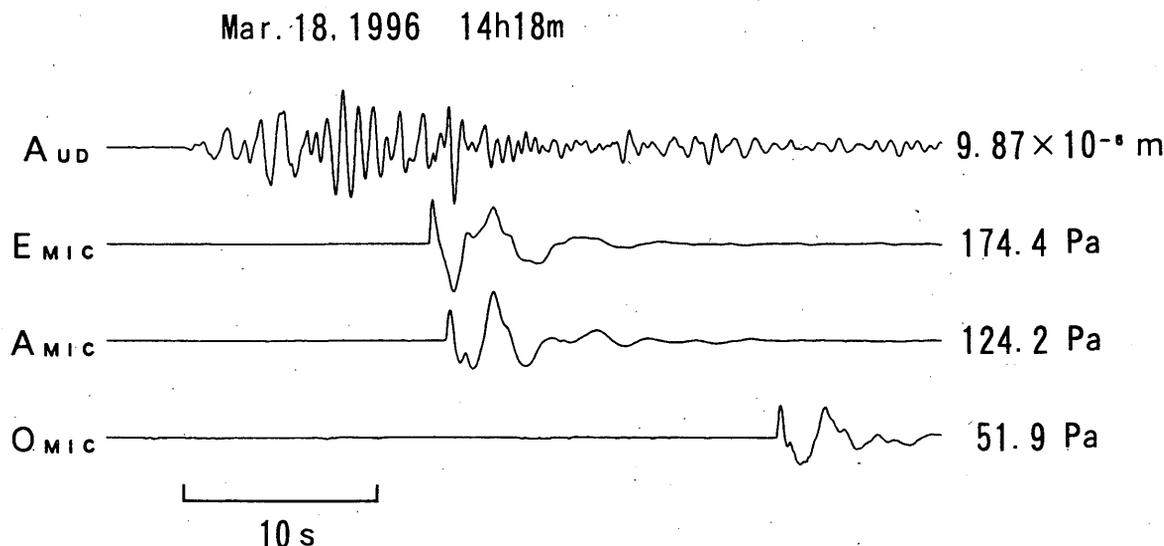


Fig.12 The upper most trace represents the ground displacement of an explosion earthquake at 14:18 on March 18, 1996 in vertical component obtained at station A. The subsequent three traces represent infrasonic waves obtained at stations E, A, and O(KLMO); respectively.

ある。

5. 防災的な視点からの空振観測の重要性—噴火の判定—

ここまで、桜島で発生する各種の火山性震動およびそれらに伴う空振波について火山物理学的な視点からまとめ、また、空振計に現れる各種ノイズ記象にも言及した。続いて本節では、活発な噴火活動を継続する桜島での長期間にわたる常時空振観測によって蓄積された多くのデータや経験を踏まえ、噴火の判定という防災的な視点から、火山観測における空振観測の重要性について考察する。

第3節で述べたように、桜島では各種の火山性震動が発生し、それぞれが特徴的な空振波を伴う場合がある。

火道内の物理的状態の変化と共に、卓越して発生する火山性震動のタイプも変わると考えられることから、全てのタイプの火山性震動が噴火予知にとってそれぞれ重要な意味を持つことには変わりはないが、火山防災という視点に立った場合に最も重要であるのは、噴火時に発生する震動波形および空振波形であると考えられる。

火山噴火とは固体地球表面から物質が放出されることであり、ある程度の規模以上の噴火は必ず何らかの火山性震動を伴う。しかし、火山体内部の比較的深い所で発生すると思われる物質の放出を伴わない火山性震動も数多く、両者を震動波形だけから見分けることは多くの場合困難である。従って、例えば顕著な火山性震動が発生した場合でも、噴火が発生したかどうかを震動波形だけ

から判定することは困難である。一方、噴火によって物質が放出された場合には、第3節で述べたように物質の放出の規模や形態に応じた空振波が発生するのに対し、物質の放出がない場合には基本的に空振波は発生しない(ここで「基本的に」と付したのは、C型微動とA型地震は物質の放出がなくても極めて微弱な空振波を伴うことがあるためである)。よって、空振計データを震動データと組み合わせて火山を監視することにより、ある程度の規模以上の噴火に対してはその発生を即座に判定することが可能になる。

桜島では他の多くの火山と同じように、爆発的噴火と非爆発的噴火の2つの様式の噴火が発生する。そして、爆発的噴火時には先述のように爆発地震と爆発空振が発生する。先にFig. 2に示したと同じ爆発地震について、基準観測点であるA点(変位成分)における爆発地震と、3点(E, A, O点)の空振計による空振波の波形例をFig. 12に示す。ほぼ音速で伝播する空振波が、各観測点の火口からの距離に応じて振幅を減衰させつつ次々と発現していく様子が示されている。K L M Oでは爆発空振のこのような性質を踏まえ、先にも触れたように、爆発地震発生約32秒後にO点空振計で3 Pa以上の空振波を観測した場合(ただし、O点空振計が風ノイズ等で不明な場合は、E点空振計で爆発地震発生約13秒後に発現する空振波の振幅が10 Pa以上の場合)には、夜間や悪天等で南岳山頂が遠望できない場合でも「爆発」としてカウントしている。また、非爆発的噴火についても、K L M Oが桜島の噴火の基準としている噴煙量中量以上の火山灰放出のうち、噴煙量がやや多量(噴煙高度およそ2000～3000 m)あるいは多量(噴煙高度およそ3000 m以上)に達するような火山灰放出量の多い噴火の場合には、先に示したFig. 4のように火山性微動および特徴的な波形を有する微弱な空振波が必ずと言って良いほど観測されるため、爆発的噴火に対すると同様の南岳山頂が遠望できない場合の判定基準の作成に向けてデータを収集中である。このように、火山近傍に空振計を設置することによって、火口付近が目視できなくても風ノイズがない場合あるいは空振波形識別の障害にならない程度である場合には、爆発的噴火については確実に検知でき、また非爆発的噴火についてもある程度の規模以上のものであれば検知が可能であることが、活発な噴火活動を継続する桜島における長期間にわたる常時空振観測の経験から明らかとなった。

現在既に全常時観測火山の近傍に遠望カメラが設置されているが、これまでの桜島における活動監視の経験からすると、噴火の検知に関しては遠望カメラに加え空振計を設置するのが有効であると考えられる。遠望カメラが有効な時間数は、その火山が存在する地域の気象特性やその火山の標高等によって当然異なるであろうが、桜島の1997年1年間の遠望観測資料によると、南岳火口から放出される噴煙が目視できた時間数は年間時間の約29%に過ぎない。一方、空振計は、上記のように火口付近が目視できるかどうかにかかわらず風ノイズの条件さえ許せば噴火を検知することができる。前節で述べた風ノイズレベルの調査結果からすると、噴火を検知する能力は遠望カメラより空振計の方が格段に高いと言える。よって、空振観測は、噴火の判定という観点から、火山防災にとって極めて有効な手段であると考えられる。

以上のような考察は、活発な噴火活動を長期間にわたって継続している桜島での常時空振観測によって初めて可能になったものと言えるが、空振計による観測は、桜島のような安山岩質の火山だけではなく、玄武岩質やデイサイト質の火山の噴火に対しても有効であると考えられる。例えば、伊豆大島1986年噴火では、噴火に伴う超低周波音による窓ガラス振動等の現象が関東一円で認められた(清野・他, 1987)。また、1990年に始まった雲仙岳の噴火でも、2回の爆発的噴火や、多数発生した火砕流に伴う空振波(山里・他, 1993)が観測されている。これらのことから、空振観測は桜島のような安山岩質火山に限らず全ての火山に対し、噴火の判定という防衛的に非常に重要な局面に際して極めて有効な観測手段となることが期待される。

加えて、噴火には必ず明瞭な前兆現象が伴うとは限らない。普段は全く静穏な火山であっても明確な前兆現象がないままに突如として噴火が発生することは、ここ数年、北海道駒ヶ岳や雌阿寒岳等、国内の幾つかの火山で我々が経験したところである。従って、空振観測を気象庁の火山の常時観測種目に積極的に導入することが必要と考える。空振常時観測により、噴火の判定の確度の向上と共に迅速化が図られるものと考えられ、各種のノイズ記象の判別が容易になることと併せ、火山情報の更なる充実が期待される。

6. 結 論

桜島火山で発生する各種の火山性震動はそれぞれ特徴

的な空振波形を伴う場合があることが火口近傍での空振観測で明らかになった。これらの空振波の存在は、それぞれの火山性震動の発生機構と深く結び付いていると考えられ、各火山性震動の発生機構を解明する上で重要な情報を与えるものと考えられる。今後、地震波だけでなく空振波の発生も統一的に説明できる発生機構モデルの構築が期待される。一方、桜島における長期間の空振常時観測により、噴火の判定という防災的な視点からも空振観測が極めて有効な手段であることが明らかになった。更に、空振計データは震動観測における各種の人工ノイズの判別にも極めて有効である。これらのことから、気象庁の火山の常時観測種目に空振観測を積極的に導入することにより、火山情報が更に充実することが期待される。

謝 辞

気象庁の小宮 学火山課長からは、本稿の執筆を開始するに当たり貴重な御助言を賜りました。厚く御礼申し上げます。また、桜島火山の観測に従事されている鹿児島地方气象台観測課の方々に感謝の意を表します。一名の匿名の査読者からは本稿について有益な示唆を受けました。ここに感謝致します。

本研究で用いたデータの多くは、気象研究所地方共同研究「桜島および霧島山火山の火山活動の特性の解明」(1993年度～1995年度)によって設置した観測機器によるものです。研究実施に際してお世話頂きました関係諸官に御礼申し上げます。

参考文献

- 井口正人 (1989) : 火山性地震 B L・B H の初動の押し引き分布, 京都大学防災研究所年報, 32, B-1, 13-22.
- 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—桜島火山と諏訪之瀬島火山の比較, 京都大学防災研究所年報, 33, B-1, 1-12.
- 石原和弘 (1988) : 地球物理学的観測による桜島火山のマグマ溜まりおよび火道の推定. 京都大学防災研究所年報, 31, B-1, 59-73.
- 石原和弘・井口正人 (1989) : 火山体の変形, 表面活動と火山性地震発生との関係 (1) —微小地震の群発現象について, 京都大学防災研究所年報, 32, B-1, 1-11.
- 石原和弘・井口正人・田平 誠 (1986) : 火山爆発に伴う空気振動の観測. 第5回桜島火山の集中総合観測 (昭和57年10～12月), 131-138.
- 上田義浩・長崎佐智夫 (1990) : 火山空振計について. 福岡管区気象研究会誌, 51, 120-121.
- 加茂幸介・古沢 保・赤松純平 (1977) : 桜島の火山性微動の性質について, 火山, 22, 41-58.
- 御領高司・坂井孝行・帖地貞雄・山里 平・北川貞之・宇平幸一 (1996) : 桜島火山の空振観測 (概報), 惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集, 417.
- 坂井孝行・山里 平・宇平幸一 (1996) : 桜島火山のC型微動に伴う超低周波音. 火山, 41, 181-185.
- 澤田可洋・涌井仙一郎・小宮 学 (1982) : Mount St.Helens の1980年5月18日大噴火による気圧波, 火山, 27, 195-202.
- 清野政明・福井敬一・山本博二・小宮 学 (1987) : 1986年11月21日伊豆大島火山噴火における噴煙活動の規模について, 日本火山学会講演予稿集, 1987, No.1, 87.
- 田平 誠 (1985) : 地震に伴う超低周波音, 天気, 32, 41-46.
- 西 潔 (1984) : 爆発に先行する火山性B型地震の群発, 京都大学防災研究所年報, 27, B-1, 29-34.
- 村山信彦 (1969) : 1956年3月30日のベズイミヤン火山大爆発による気圧振動の伝搬と火山灰の移動, 験震時報, 33, 1-11.
- 山里 平 (1987) : 桜島爆発地震の初動分布, 火山, 32, 289-300.

山里 平・福井敬一・宇平幸一・橋本徹夫・森 博一
(1993) : 雲仙岳の火砕流に伴う震動波形と空振波形の
解析, 火山, **38**, 79-90.

Cook, R.K. and J.M. Young (1962) : Strange sound in
the atmosphere 2. *Sound*, **1**, 25-33.

Iguchi, M. (1994) : A vertical expansion source
model for the mechanisms of earthquakes originated
in the magma conduit of an andesitic volcano:
Sakurajima, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan.*, **39**,
49-67.

Ishihara, K. (1985) : Dynamical analysis of volcanic
explosion. *J. Geodyn.*, **3**, 327-349.

Okada, H., Y. Nishimura, H. Miyamachi, H. Mori and
K. Ishihara (1990) : Geophysical significance of the
1988-1989 explosive eruptions of Mt. Tokachi,
Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan.*, **35**, 175-
203.

Yamasato, H. (1998) : Nature of infrasonic pulse
accompanying low frequency earthquake at Unzen
volcano, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan.*, **43**, 1-13.