



Title	2000年有珠山噴火活動によって励起された微動のアレー観測
Author(s)	前田, 宜浩; 吉田, 邦一; 笹谷, 努; 一柳, 昌義; 石川, 春義
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 65, 213-227
Issue Date	2002-03-25
DOI	10.14943/gbhu.65.213
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14314
Type	bulletin (article)
File Information	65_p213-227.pdf



[Instructions for use](#)

2000年有珠山噴火活動によって励起された微動のアレー観測

前田 宜浩・吉田 邦一・笹谷 努

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

一柳 昌義・石川 春義

北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター

(2002年1月15日受理)

Array Observation of Volcanic Tremors Associated with the 2000 Eruptive Activity of Mt. Usu

Takahiro MAEDA, Kunikazu YOSHIDA, Tsutomu SASATANI

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

Masayoshi ICHIYANAGI and Haruyoshi ISHIKAWA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received January 15, 2002)

Mt. Usu had erupted on March 31, 2000, about 23 years after the 1977 eruption. The volcanic activity excited a lot of earthquakes and volcanic tremors. We conducted seismic array observation at three sites around Mt. Usu in May and June of 2000 to investigate the nature and source location of tremors. In May, the observation was done at only one site, the western part of the new craters, and in June, it was done at three sites adding the southern and eastern parts of the new craters. The array configuration consisted of 7 seismometers; these were installed inside a circle with a radius of about 500m. During the May observation, conspicuous tremors with a predominant period of about 1 sec are occasionally seen on the seismograms. During the June observation, such tremors are not seen, but their spectral amplitudes show a peak around 1 sec. Then, we apply the semblance analysis to the bandpass-filtered (passband: 0.83–1.2Hz), vertical component seismograms in order to determine arrival directions and apparent velocities of observed tremors. The results show that apparent velocities are about 1km/s, and that arrival directions approximately turn to the new craters. However, we cannot determine exactly the positional relation between the new craters and the source of tremors. Next, we examine the temporal change of tremors including an extra observation (single station) in July at the western part of the new craters; at this site observations have been done in May and June as well as July. The amplitudes of tremors in May and June are almost stationary through the observation period, while the amplitudes in July are drastically changing with time. Spectral analyses of these tremors

show a peak at 1 to 2 Hz. Spectral amplitudes at 1 Hz decrease monotonously from May to July. On the other hand, spectral amplitudes at 2 Hz continuously exist with some fluctuation from May to July. These facts may be related to the excitation mechanism of tremors.

I. はじめに

有珠山は2000年3月31日13時7分、1977年以来約23年ぶりに噴火した。噴火はまず有珠山北西部の西山の西側山麓から始まり、翌4月1日には金比羅山付近からも噴火を開始した。噴火に先行して有珠山周辺では3月27日から微小地震が増加し始め、28日からは有感地震が観測され始めた。その後、地震数は増加し続け、30日にピークに達した後減少に転じ、31日の噴火に至った。今回の噴火に際して有珠山周辺には多くの臨時地震観測点が設置され、噴火活動によって励起されたと考えられる地震や微動が記録された（例えば、一柳・他、2001；吉田・他、2001）。

火山活動に伴って発生する地震や微動は、発生する位置やメカニズムによっていくつかに分類されており、噴火のメカニズムを理解する上で重要な情報を含んでいると考えられている（例えば、西村（1990））。

我々は、今回の噴火に伴って励起されたと考えられる微動の性質とその発生源を調査するために2000年5月と6月の2回、有珠山周辺において微動のアレー観測を行った。本報告では、これらの観測とその解析結果について述べる。

II. 観 測

1. 観測

噴火活動に伴って発生したと考えられる微動の発生源を調べることを目的として、2000年5月と6月に有珠山周辺において微動のアレー観測を行った。各観測地点と噴火口の位置、及び各地点でのアレー配置をFig. 1に示す。最初の観測は、噴火の約1ヵ月後となる5月4日に虻田町三豊(MTY, Fig. 1)で行われた。三豊は西山、金比羅山の両火口からほぼ等距離にあり、微動の発生源と火口との位置関係を調べるには最適な地点であると思われる。2回目の観測は、最初の観測から約1ヵ月後の6月16, 17日に、5月に観測を行った三豊に加え、虻田町入江(IRE, Fig. 1)、壮瞥町壮瞥温泉(SBT, Fig. 1)の計3ヶ所で行われた。いずれの観測日とも天候は快晴で海は穏やかであった。5月の観測時には三豊は立ち入りが規制されており、関係車両の通行は多少あったものの、全般的には人工的なノイズの影響は少ないと考えられる。これに対し、6月の観測時には立ち入り規制が解除されており、5月に比べて明らかに人工的なノイズの影響を受けやすい状況であった。特に入江では複数の地点で同時に工事が行われており、観測アレーの設定にも制約があった。

アレー観測では各地点で7点の観測点からなる群列観測網(アレー)を展開した(Fig. 1)。各

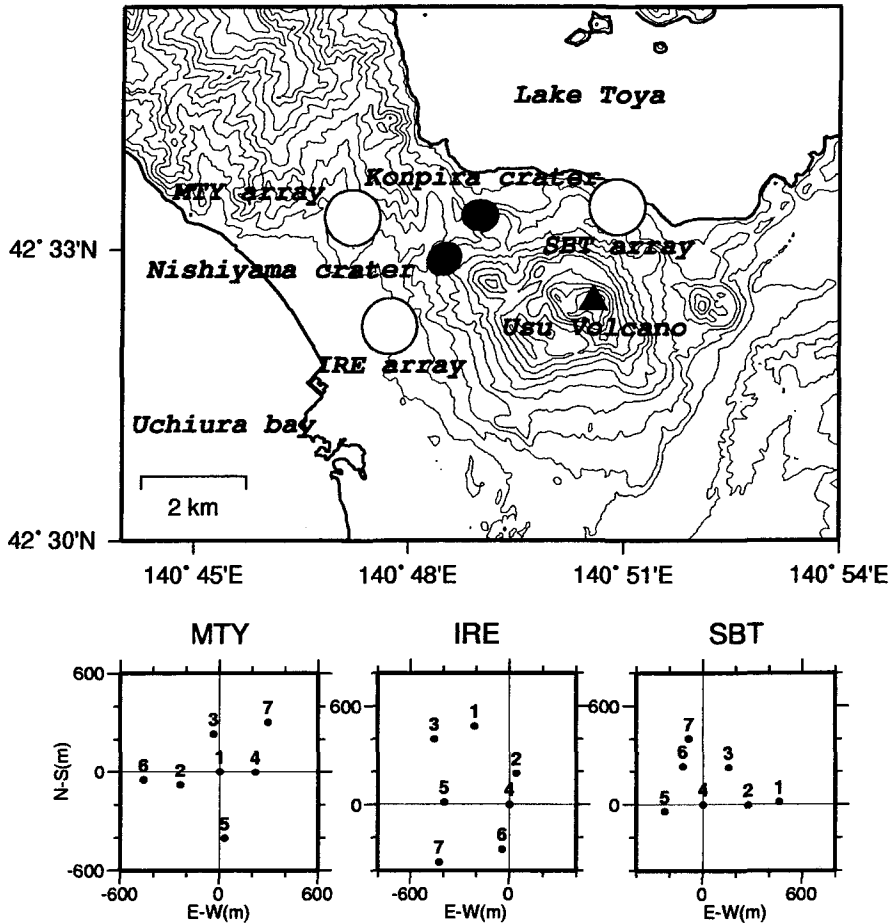


Fig. 1. Top: Location map showing array observation sites (open circles), new craters (solid circles) and the summit of Mt. Usu (solid triangle). The size of open circles roughly represents the array size. Bottom: Array configuration at each site. Seven seismometers are located at solid circles.

アレーの半径は概ね 500 m である。三豊では GPS によって各観測点の位置を決めているが、他の 2 地点では 2 万 5000 分の 1 の地形図上で観測点位置を読み取った。また、6 月の三豊での観測は基本的には 5 月の観測と同じ観測点配置で行っているが、数点については目印として立てておいた杭を見付けることが出来なかったため、非常にわずか（最大で 20 m 程度）ではあるが 1 回目の位置からずれている。各観測点にはそれぞれ、LE・3D/5S 地震計（Lennartz Electronic 社製）を設置し、データロガー LS 8000 SH（白山工業社製）に 100 Hz サンプリングでデータを収録した。

なお、三豊からは西山の火口群を直接見る事ができた。5 月の観測時には連続的に水蒸気が上がっていたが、6 月には 5 月に比べ噴気の勢いが弱まっていた。

2. 微動記録の性質

5月の三豊での観測で得られた記録(速度波形の上下動成分)の一例をFig. 2に示す。上段の2つの波形(Fig. 2(a), (b))は、それぞれ13時0分と13時20分からの700秒間について全観測点の速度波形を並べたものである。Fig. 2(b)で、観測点7番の270秒付近に大振幅の部分が見られる。この観測点は舗装道路の近くに位置しており、自動車等の通過によりノイズが記録され易く、その上道路を横切るように生じた地割れが段差となっていたため、特にノイズが大きくなったと考えられる。このような1観測点のみで記録されるノイズとは異なり、Fig. 2(a), (b)に示した波形には全観測点に共通して大きな振幅が記録されている部分が複数見られる。これらは地震や微動に対応していると考えられる。極端な例ではあるが、Fig. 2(b)の580秒付近を境に全観測点で波形が大きく変化しているのは、インドネシアで発生した地震(May 4, 2000, 4:21:16.21 (GMT), M_w 7.4, USGS)による地震波が到達したためである。このような、全観測点で共通して観測される波群のうち、振幅が特に大きな部分(Fig. 2(a)の590秒からの10秒間、Fig. 2(b)の60秒、580秒からの10秒間)を拡大した波形と、それらに対応するフーリエスペクトルを、それぞれFig. 2(d), (e), (f)に示す。また、これらとの対比のために、特に大きな振幅の波群の見られない時間帯(Fig. 2(a)の210秒から10秒間)の波形とフーリエスペクトルをFig. 2(c)に示す。フーリエスペクトルの計算は、10秒間のtime windowで切り出した波形に5%のcosine型のテーパをかけた後でFFTを用いて行った。なお、各スペクトルはバンド幅0.4 HzのParzen windowによって平滑化されている。

Fig. 2(c)は、大きな振幅を持った波群が見られない静穏時の波形とスペクトルである。これらのスペクトルには1~2 Hzに小さなピークが見られる。通常観測される微動記録では1 Hz付近のパワーが小さくなることが多いのに対し、Fig. 2(c)のスペクトルが1~2 Hz付近にピークを持っていることは火山活動の影響とも考えられる。Fig. 2(d), (e)は、拡大する前の波形(Fig. 2(a), (b))ではその違いを判別できなかったが、これらは明らかに異なる特徴を有している。Fig. 2(d)に示した波群の卓越周期は約1秒で、継続時間は3~4秒、最大振幅は0.001~0.002 cm/secである。また、これらの波群のスペクトルは1 Hz付近に大きなピークを持っており、その振幅レベルは静穏時(Fig. 2(c))よりも約5倍大きい。1 Hzよりも低周波数帯では全観測点でのスペクトル形状は良く一致しているが、2 Hz以上の高周波数帯では各観測点直下の局所的な構造の影響(サイト特性)を反映して観測点毎にばらつきが見られる。しかし、ピーク以外の周波数帯での振幅レベルは静穏時(Fig. 2(c))とほぼ同じである。これに対し、Fig. 2(e)の波群においては、最大振幅はFig. 2(d)とほぼ同じであるが、短周期の波が卓越し継続時間は約3秒である。スペクトル形状は静穏時(Fig. 2(c))と比べて、3 Hzよりも高周波数帯で振幅レベルが高いものの、0.5~3 Hzの周波数帯ではほぼ同じ振幅レベルである。こうした波群の特徴から、Fig. 2(d)の波群を微動、Fig. 2(e)の波群を地震によるものと判断した。Fig. 2(f)はインドネシアで発生した遠地地震の波形とスペクトルである。全観測点の波形はほぼ同位相で非常に良く似ている。また、スペクトルは0.3 Hzにピークを持ち、1 Hzよりも低周波数側ではほぼ一致している。

Mitoyo; May 4, 2000 (UD comp.)

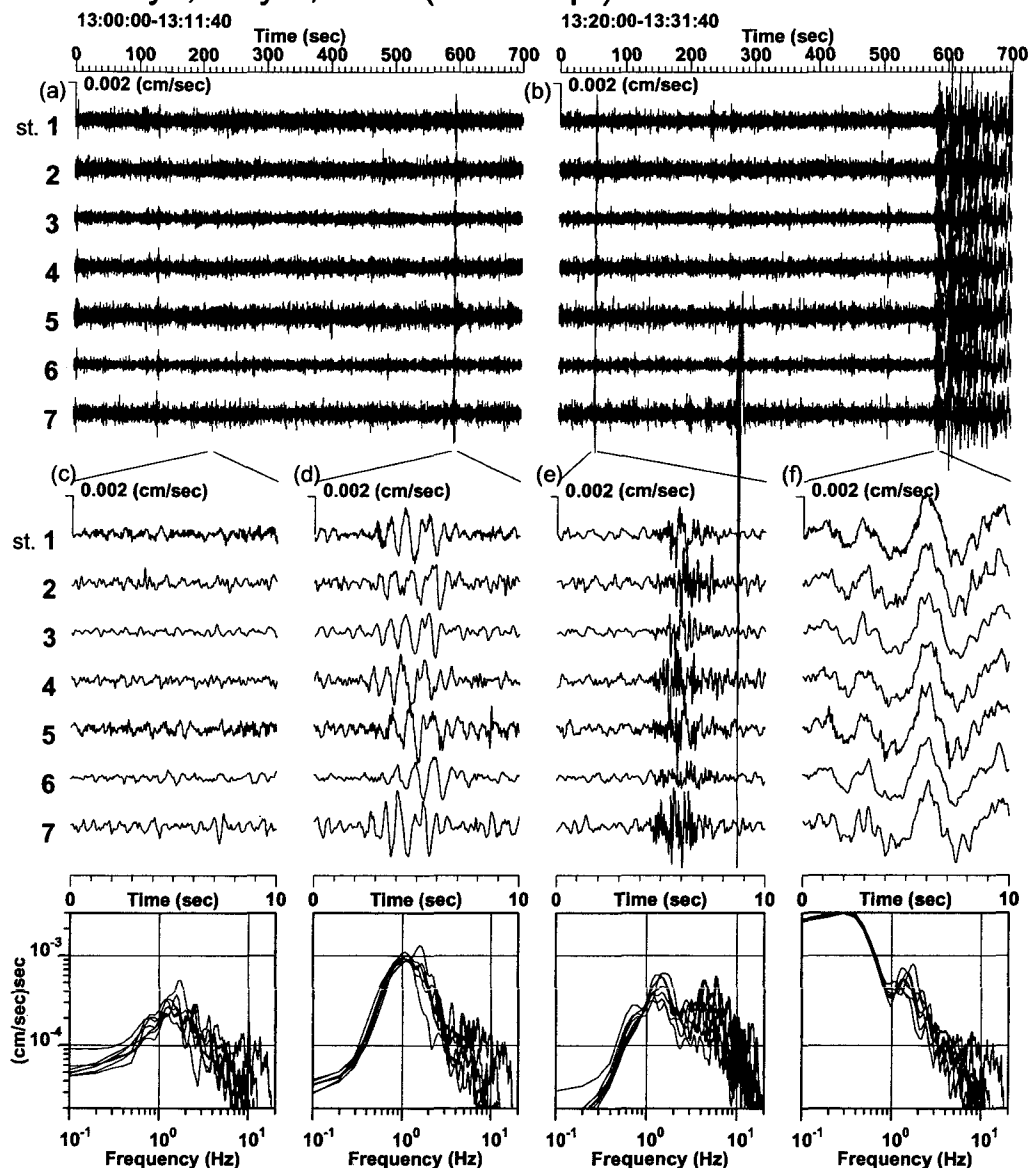


Fig. 2. An example of velocity seismograms recorded at MTY (Mitoyo) during the May 4, 2000 array observation and their Fourier spectra. Top: Velocity seismograms (UD components) at seven stations for 700 sec. The time windows are 13: 00: 00-13: 11: 40 for (a) and 13: 20: 00-13: 31: 40 for (b). Several events that have remarkably large amplitudes at seven stations at the same time can be seen on these records. Middle: Velocity seismograms for the short time window of 10 sec. (c) is for ordinary part, and (d), (e) and (f) are for selected events. Bottom: Fourier spectra for the seismograms shown on the middle. Each panel has seven spectra. In this study, we conclude that: (c)=volcanic tremors with small amplitudes, (d)= volcanic tremors with large amplitudes, (e)=a small volcanic event, and (f)=a teleseismic event.

したがって、これらの地震波はアレーに対しほぼ真下から入射してきたと推測される。また、このことから各観測点での時刻較正が正しく為されていることも確認できる。

6月に行われた3地点でのアレー観測で得られた記録の一例を Fig. 3 に示す。これらの観測では、5月の観測記録に見られた卓越周期が約1秒の振幅の大きな微動 (Fig. 2(d)) を確認することはできなかった。しかし、スペクトルには振幅レベルは低いものの1~2 Hz にピークが見ら

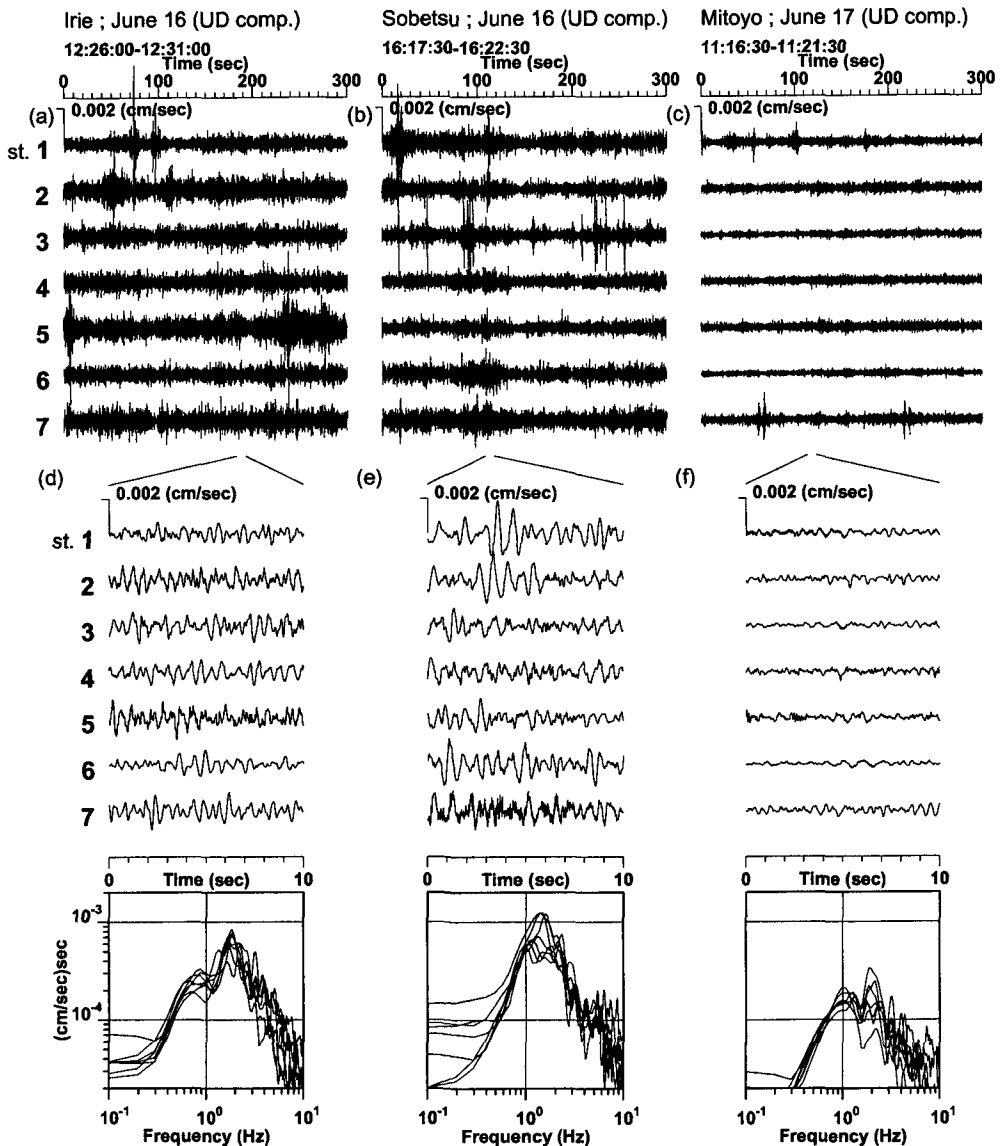


Fig. 3. An example of velocity seismograms recorded at IRE (Irie), SBT (Sobetsu) and MTY (Mitoyo) during the June 16-17, 2000 array observation and their Fourier spectra. Any events are not seen on these records. For more details, see the caption of Fig. 2.

れ、5月の静穏時の観測記録 (Fig. 2(c)) と同様の特徴を示している。

本研究では、5月の三豊での観測記録に見られた卓越周期が約1秒の微動 (Fig. 2(d)) に注目し、センブランス解析によりその発生源を推定する。

III. 到来方向の推定

1. センブランス解析

アレー観測によって得られた記録から微動の到来方向、見かけ速度を推定するためにセンブランス解析を行った。センブランスは複数の波形の相似性を表す数値であり、ある時刻 k におけるセンブランス値 $S(k)$ は次式で定義される (Neidell and Taner, 1971)。

$$S(k) = \frac{\sum_{j=k-(N/2)}^{k+(N/2)} \left[\sum_{i=1}^M f_{ij} \right]^2}{M \sum_{j=k-(N/2)}^{k+(N/2)} \sum_{i=1}^M f_{ij}^2}$$

N : 解析区間のデータ数
 M : 観測点の総数
 f_{ij} : i 観測点における j 番目のサンプルのデータ値

$S(k)$ は 0 ~ 1 の値を持ち、波形が完全に一致している場合には 1 になる。

アレー内を horizontal slowness が (s_x, s_y) の平面波が伝播したと仮定すると、基準観測点に対する相対位置が (d_x, d_y) の観測点で観測される波形は、基準観測点で観測される波形を時間差 $dt = d_x s_x + d_y s_y$ だけずらしたものになる。したがって、アレー内の各観測点に対する dt を求め、その時間だけ各観測点の波形をずらせば、理想的には全観測点の波形は一致し、それらの波形に対して $S(k) = 1$ となる。しかし、実際の観測記録を用いる場合には、解析の対象とする周期帯によってはアレー内での速度構造の変化などの影響を受けて、正しい (s_x, s_y) を仮定しても波形が完全に一致する ($S(k) = 1$) とは限らない。センブランス解析では、様々な (s_x, s_y) を仮定して $S(k)$ を計算し、そのうち $S(k)$ が最大となる場合の (s_x, s_y) をアレー内を伝播した平面波の horizontal slowness とみなし、

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{s_x}{s_y} \right)$$

$$v = \frac{1}{\sqrt{s_x^2 + s_y^2}}$$

により、波の到来方向 (θ) と見かけ速度 (v) が推定される。

本研究では、5月に観測された卓越周期が約1秒の微動 (Fig. 2(d)) を解析の対象とする。また、Fig. 2(d) ほど顕著ではないものの、静穏時 (Fig. 2(c)) と地震 (Fig. 2(e)) のスペクトルにも 1 ~ 2 Hz にピークが見られることから、これらの波群に対しても解析を行う。ただし、静穏時と地震の波形の違いは、地震では高周波数成分が卓越していることのみであると考えられるので、ここでは静穏時の記録のみを解析に用いる。また、本題からはそれるが、遠地地震の記録 (Fig. 2(f)) に対してもセンブランス解析を行った。

解析には、観測記録に 1 Hz を中心周波数とする Butterworth 型のバンドパスフィルター

(0.833~1.2 Hz) を施した波形を用いた。フィルターの係数は斎藤 (1978) のプログラムにより算出した。センプランス値を計算する解析区間は、フィルターの中心周期の 1/2 に対応する 0.5 秒間とし、それを 0.25 秒ずつずらして $S(k)$ を計算した。 (s_x, s_y) としては、それぞれ -5.0~5.0 sec/km の範囲を 250 等分した値 (0.4 sec/km 刻み) を仮定した。遠地地震の記録 (Fig. 2(f)) に対しては、スペクトルのピークが 0.3 Hz 付近にあるため、1 Hz の Butterworth 型のローパスフィルターを用いて、解析区間を 1.5 秒間、その移動時間を 0.75 秒として解析を行った。

2. 解析結果

5 月に観測された記録のうち、卓越周期が約 1 秒の振幅の大きな微動 (Fig. 2(d)) と、特に大きな振幅の波群の見られなかった静穏時の記録 (Fig. 2(c))、そして、遠地地震の記録 (Fig. 2(f)) に対してセンプランス解析を行った結果を、それぞれ Fig. 4(a), (b), (c) に示す。

Fig. 4(a) の上段の波形は、Fig. 2(d) にバンドパスフィルターを施した波形である。これらの波形の 5 秒付近に振幅の大きな波群が見られる。この波群に対するセンプランス値 (Fig. 4(a) 下から 2 段目) は 0.95 を越える大きな値を示している。このうち、センプランス値が最大となった 4.75 秒を中心とする 0.5 秒間を解析区間とした際の (s_x, s_y) に対するセンプランス値の分布を Fig. 4(a) 下段に示す。複数のピークが存在しているが、最大値 (黒丸; $S(k)=0.98$) は他のピーク (0.8 以下) に比べて明らかに大きな値である。このピークに対して計算される波群の到来方向は N 63.4°E、見かけ速度は 1.1 km/sec である。

Fig. 4(b) は静穏時の波形 (Fig. 2(c)) に対するセンプランス解析の結果であり、この中にもセンプランス値が 0.9 を越えるものが見られる。生記録 (Fig. 2(c)) では確認できなかったが、バンドパスフィルターを施した波形 (Fig. 4(b) 上段) には、センプランス値の高い部分に対応して 4 秒付近にやや振幅の大きな波群が全ての観測点で確認できる。この波群に対するセンプランス値の分布 (Fig. 4(b) 下段) は、振幅の大きな微動に対する結果 (Fig. 4(a) 下段) と同様に、最大値を示しているピークは他よりも明らかに大きな値となっている。また、これらの波群の到来方向は N 68.2°E、見かけ速度は 1.2 km/sec であり、振幅の大きな微動に対する結果 (Fig. 4(a)) とほぼ同じである。ここには示さないが、5 月の観測の全時間帯 (約 2 時間 30 分間) に対してセンプランス解析を行ったところ、生記録では振幅の大きな波群が見られない時間帯も含め、ほぼ全時間帯に渡ってセンプランス値が 0.9 以上となる部分が見られた。また、これらの高いセンプランス値に対応する波群の到来方向、見かけ速度は振幅の大きな微動に対する結果 (Fig. 4(a)) とほぼ一致している。このことから、5 月の観測時にこの地域では卓越周期が約 1 秒の微動が、振幅の大小はあるもののほぼ定常的に励起されていたものと考えられる。

最後に、Fig. 2(f) に示した遠地地震の P 波部分に対してセンプランス解析を行った結果を Fig. 4(c) に示す。P 波初動部に当たる 1.5 秒を中心とする解析区間でのセンプランス値の分布 (Fig. 4(c) 下段) は非常に単純である。センプランス値はほぼ 1 で、見かけ速度は約 9 km、到来方向は N 135°W であり、これはほぼ真下からの入射で、波の到来方向はインドネシアの方向と

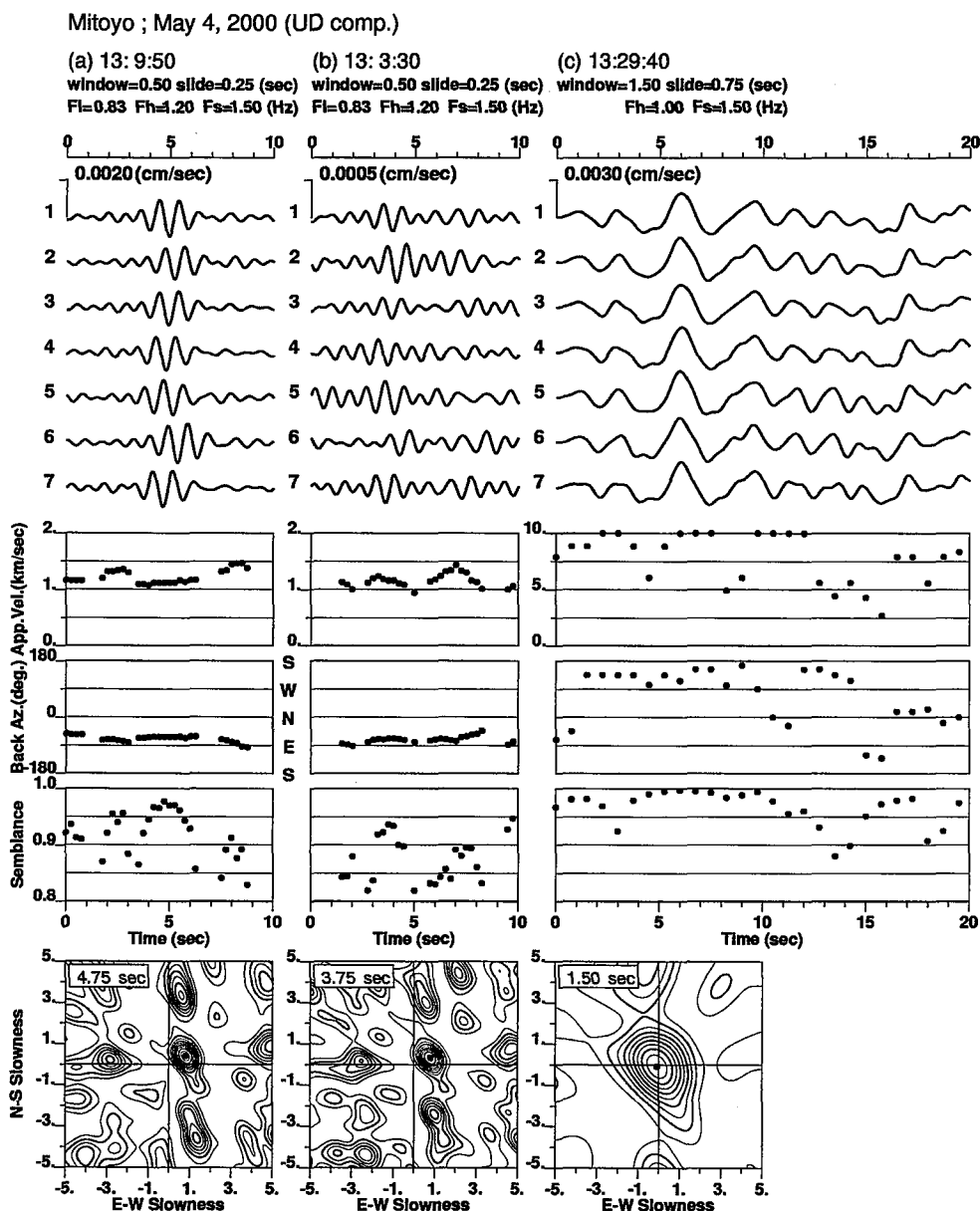


Fig. 4. Results of the semblance analysis for the data recorded at MTY during the May 4, 2000 array observation. The first line: Band- or Low-pass filtered traces for the velocity seismograms shown in Figs. 2 (d), (c) and (f). The passband of bandpass filter is from 0.83 to 1.2 Hz for (a) and (b), and the cut-off of lowpass filter is 1.0 Hz for (c). The second to the 5th lines represent results of the semblance analysis: apparent velocities, arrival directions, semblance values and an example of the semblance diagram. The results with the semblance values larger than 0.8 are shown. In the semblance diagram, a solid circle indicates the point of the maximum value.

なっている。

5月の観測記録のうち、静穏時と判断した記録に対してセンブランス解析を行ったところ、生記録からは判別できない振幅の小さな微動の存在が示された。そこで、6月に行った3地点でのアレー観測の波形記録に対しても、5月の記録に対する解析と同様の条件でセンブランス解析を行った。ただし、目視では微動の発現時間を読み取ることが困難であるため、観測を行った全時間に対して解析を行った。その結果、0.9以上の高いセンブランス値を持つ波群がそれぞれの観測地点でいくつか見つかった。それらの一例を Fig. 5 に示す。また、センブランス値が0.9以上となる波群の到来方向と見かけ速度をまとめて地図上に示した (Fig. 6)。5月の結果はセンブランス値が0.9以上となるものが多かったため目視で微動であると確認した8つのみを示しており、6月の結果はセンブランス値が0.9以上となるものを全て示した。

IV. 議 論

1. 微動の波動特性

Fig. 4(a)に示した波形の水平成分から、センブランス解析によって求められた到来方向をもとに radial 成分 (R成分) と transverse 成分 (T成分) を合成して計算した粒子軌跡を Fig. 7 に示す。U-R平面では明らかに retrograde の軌跡が卓越しており、この波群のU成分とR成分は主にレイリー波から構成されていると考えられる。また、T成分も励起されており、これはラブ波であると考えられる。ここには示さないが、他の観測点における微動波形も同様の波動特性を示している。

2. 微動の到来方向について

Fig. 6はセンブランス解析によって推定された3地点での微動の到来方向と見かけ速度を地図上に図示したものである。3地点で観測された微動の発生源が同じであると仮定すると、各観測アレーの中心から到来方向に向けて引いた直線は一点で交差すると考えられる。Fig. 6によれば、3地点における到来方向の分布は大局的にはいずれも西山、金比羅山の両火口群の方向を向いているものの、それらは一点で交差してはいない。特に、両火口群を挟んで位置している三豊 (MTY) と壮瞥 (SBT) における到来方向は互いに交差しておらず、三豊での到来方向は両火口群よりも北側を向いている。この結果は、3地点で観測された微動の発生源が同一ではないことを示唆していると考えられるものの、各地点での到来方向が大局的には火口の方向を向いていることや、微動の波長(約1 km)と各地点間の距離の関係を考慮するとそれぞれの地点で観測された微動の発生源が異なるとは考えにくい。そこで、解析を行う上での誤差について検討する。センブランス解析の誤差を生む要因としては、観測アレーの大きさと微動の卓越周期、見かけ速度の関係、観測アレーの大きさと微動の発生源からの距離との関係などが考えられる。

この観測では観測アレーの半径は約500 mである (Fig. 1)。本研究で対象とした微動の卓越周期は約1秒、センブランス解析から推定された見かけ速度は約1 km/secであるから、アレー内で

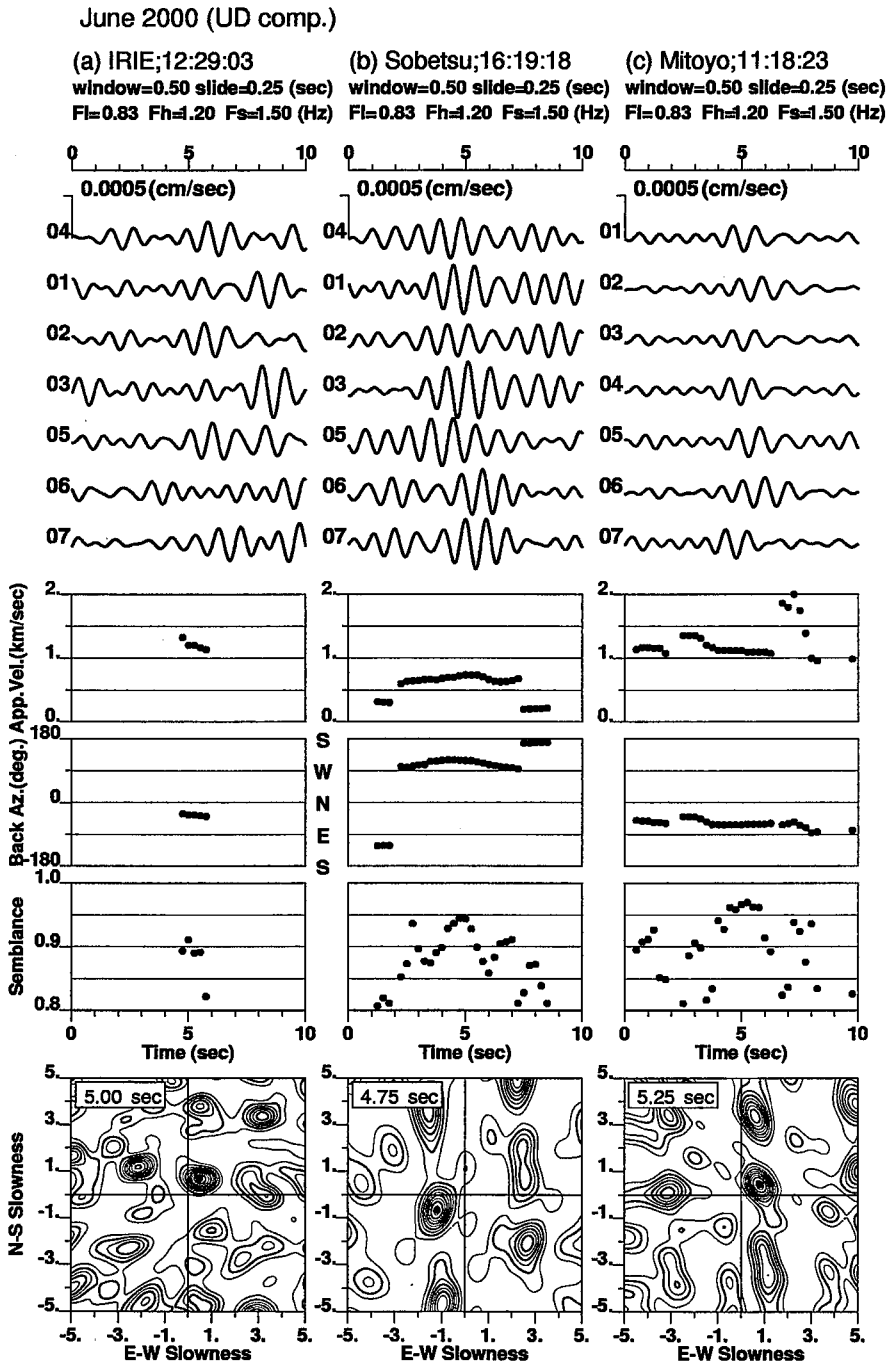


Fig. 5. The same as in Fig. 4, but for the data recorded at IRIE (Irie), SBT (Sobetsu) and MTY (Mitoyo) during the June 16-17, 2000 array observation.

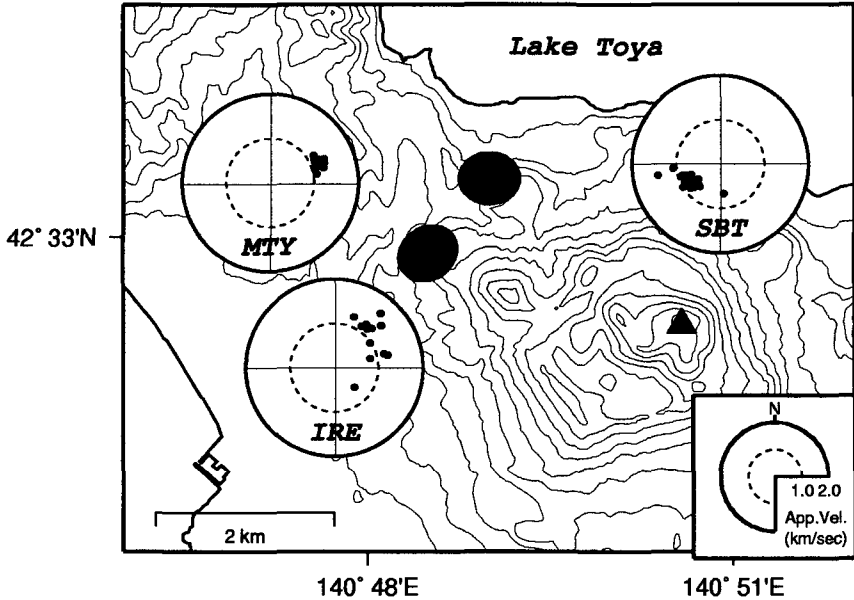


Fig. 6. Distribution of arrival directions and apparent velocities at each array site, estimated from the semblance analysis applied to tremors with a predominant period of 1 sec. The results with the semblance values larger than 0.9 are shown. The results at MTY site are for tremors with large amplitudes (see Fig. 2(d)). The inset shows meaning of the diagram.

観測される微動はアレーの中心で観測されるものに対して最大で半周期の位相差を持つと考えられる。センブルス解析を行う上で半周期の位相差はやや大きいと思われるが、実際にはより観測点間隔の短い点もあり、それが解析結果に及ぼす影響は小さいと思われる。また、微動の発生源を西山、金比羅山の両火口群の付近であると仮定すると、各アレーと微動の発生源との距離は2~3 kmとなる(Fig. 1)。センブルス解析を行う際に、アレー内を平面波が伝播すると仮定したが、平面波近似をするにはアレーのサイズはやや大き過ぎると思われる。ここには示さないが、5月の三豊の記録に対するセンブルス解析(Fig. 4)を観測アレーの内側の点(観測点1, 2, 3, 4)のみで行った場合、7点で行ったものよりも到来方向が5~10°東側に向くようになった。また、Koketsu and Kikuchi (2000)では、速度構造の横方向の変化によって表面波(ラブ波)の伝播経路が曲がること示されており、そうした影響も十分に考えられる。したがって、卓越周期1秒の微動は、今回の噴火で出現した火口群の辺りから発生していると考えるのが妥当であると思われる。しかし、この解析結果のみから微動の発生源と西山、金比羅山の両火口群との位置関係などを詳細に議論することは困難である。

3. 微動振幅の時間変化について

我々は5月と6月のアレー観測に続いて7月にも三豊(MTY, Fig. 1)において、1点のみではあるが微動の測定を行っている。7月の時点では西山火口からは間欠的にジェット状の噴気

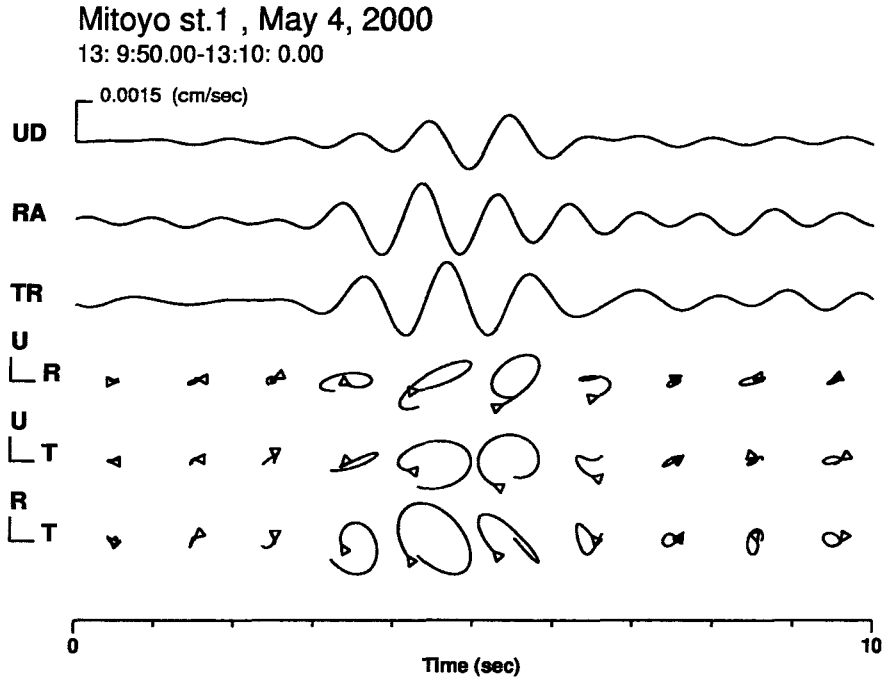


Fig. 7. Top: Three components, bandpass filtered, velocity seismograms recorded at station 1 in MTY array (Fig. 1). The passband of the filter is from 0.83 to 1.2 Hz. Radial and transverse components are calculated using arrival direction estimated from the semblance analysis (Fig. 4(a)). Bottom: Particle motions on the vertical-radial, vertical-transverse and radial-transverse planes. The particle motions are shown for every 1sec. Open triangles denote the start point of motion. Retrograde motion is predominant on the vertical-radial plane.

を上げていた。7月の微動測定は観測アレーの1番の点 (Fig. 1) で行われた。ここでは、これら3回の観測で得られた記録から微動の時間変化について考察する。3回の観測で得られた記録を並べて Fig. 8に示す。5月と6月の波形は2倍程度の振幅の違いがあるが、それぞれの波形の振幅は時間によってほとんど変化していない。これに対して、7月の波形は振幅の大きい時間帯と小さい時間帯に分離している。スペクトルを比較すると、5月には連続的に1~2 Hzにピークが見られるが、6月には1 Hz付近にピークが見られる時間帯があるものの、5月に比べるとその振幅レベルは低く、1 Hzにピークが見られない時には2 Hz付近に鋭いピークを持つようになる。7月には連続的に約2 Hzにピークを持ち、波形の振幅が小さい時間帯のスペクトル (Fig. 8 (c) 右, 実線) には1 Hzに落ち込みが見られる。以上から、観測記録には卓越周波数が1 Hzと2 Hzの2種類の微動が含まれていると考えられる。このうち、卓越周波数が1 Hzの微動は、分単位の時間スケールでは振幅が大きくなることもあるが、月単位で見ると振幅は減少しており、7月にはほとんど見られなくなっている。卓越周波数が約2 Hzの微動は3回ともに観測されていると考えられ、1 Hzの微動よりも振幅の減少の割合は低い。これらの微動がどのようなメカニ

ズムによって励起されているのかは今回の観測記録のみからでは判断できない。詳しい検討には噴火口での表面現象など他の観測データとの対比が必要であると思われる。

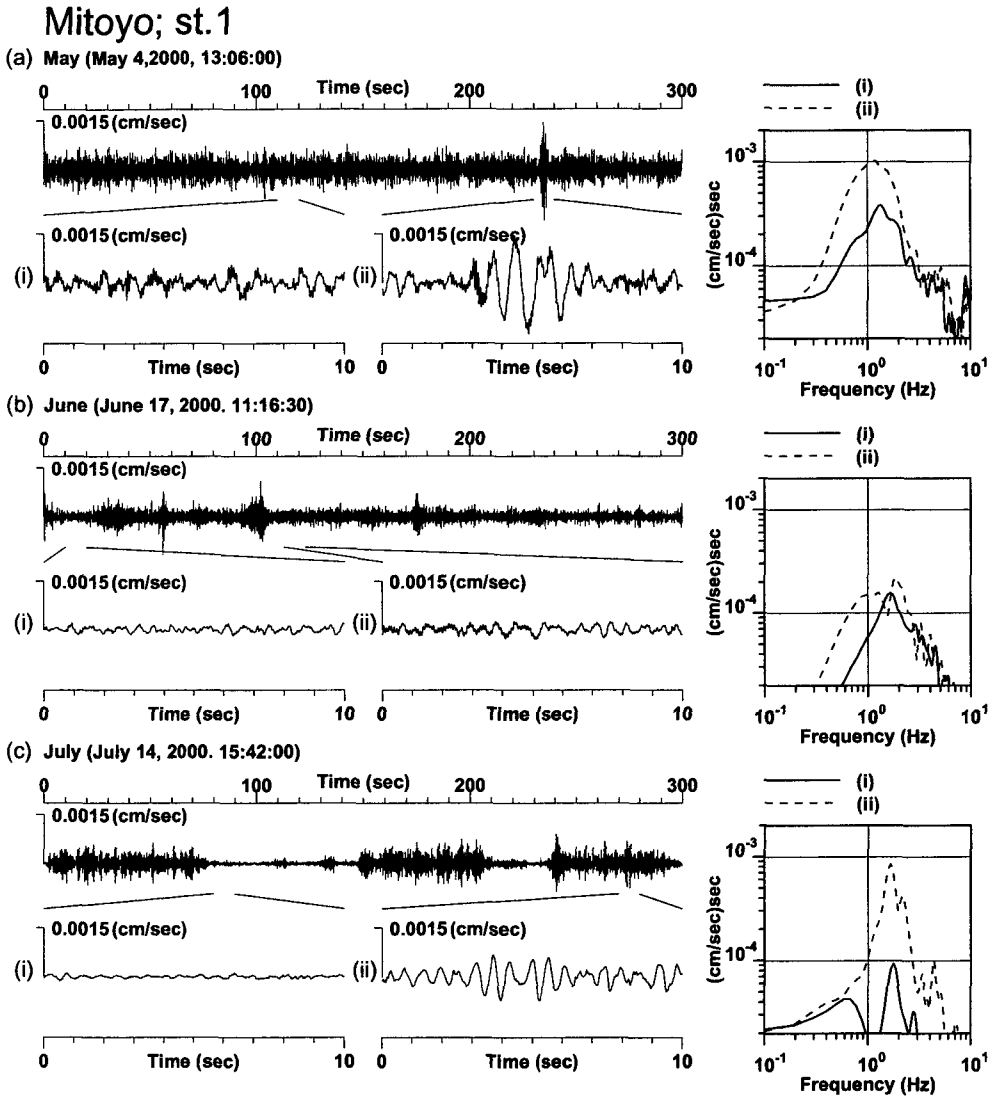


Fig. 8. Temporal change of velocity seismograms (U-D components) recorded at station 1 in MTY array. (a) May 4, 2000, (b) June 17, 2000, and (c) July 14, 2000. Vertical scale is the same for all traces. Velocity seismograms for the short time window of 10 sec and their spectra are also shown. Note the change of seismograms and spectra with lapse time after eruption.

V. ま と め

2000年3月31日に噴火した有珠山の噴火活動に伴って励起されたと考えられる微動の性質とその発生源を調べることを目的として、2000年5月と6月に有珠山周辺の3地点において微動のアレー観測を行った。5月の観測は1地点のみで行われ、その観測記録には卓越周期が約1秒の微動がはっきりと確認された。6月の観測は3地点で行われたが、5月に観測されたような振幅の大きな微動は見られなかった。これらの記録に1 Hzのバンドパスフィルターを施してセンブランス解析を行い、微動の到来方向と見かけ速度を推定した。その結果、微動の発生源は今回の噴火により出現した火口群の付近であることが示された。しかし、2つある火口群と微動の発生源との位置関係を詳しく調べるだけの精度はなかった。

7月に測定した微動記録も含めて微動の時間変化を調べた。5月と6月の波形は、絶対値は異なるものの、どちらも観測中はほぼ一定の振幅レベルであったのに対し、7月の波形は振幅の大きな時間帯と小さな時間帯に分離していた。これらの記録のスペクトルには1 Hzと2 Hzにピークが見られ、それぞれ卓越周波数が1 Hzと2 Hzの微動に対応していると考えられる。卓越周波数が1 Hzの微動は時間とともに次第に弱まり、7月には見られなくなっていたが、卓越周波数が2 Hzの微動は継続的に観測されていた。

謝辞 5月に行った観測では、北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センターの笠原稔教授、防災科学技術研究所の森川信之博士に協力して頂いた。名古屋大学の南雲秀樹助手にはセンブランス解析のプログラムを提供して頂いた。観測には(株)ダイヤコンサルタントの地震計とデータロガーを使用させて頂いた。記してこれらの方々に感謝致します。

文 献

- 一柳昌義・田村慎・笠原稔, 2001. 広域地震観測網で得られた有珠山2000年噴火に伴う地震活動とP波初動メカニズム解の決定, 北海道大学地球物理学研究報告, **64**, 115-131.
- Kouketsu, K. and M. Kikuchi, 2000. Propagation of seismic ground motion in the Kanto basin, Japan, *Science*, **288**, 1237-1239.
- Neidle, N. S. and M. T. Tanar, 1971. Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 482-497.
- 西村太志, 1990. 噴火活動に伴う地震及び微動の発生機構に関する研究, 東北大学学位論文, 157 pp.
- 斎藤正徳, 1978. 漸化式デジタル・フィルターの自動設計, 物理探鉱, **31**, 112-135.
- 吉田邦一・笹谷努・大島弘光・一柳昌義・田村慎, 2001. 2000年有珠山噴火活動によって励起された強震動, 北海道大学地球物理学研究報告, **64**, 195-214.