

諏訪之瀬島火山における火口に近接した地震計アレイ観測 —2010年10月～11月実施—

Seismic Array Observation Close to the Active Crater at Suwanose-jima Volcano, Southwest Japan for the Period from October to November 2010

中道治久⁽¹⁾(現在 京大防災研)・青山 裕⁽²⁾・西村太志⁽³⁾・八木原寛⁽⁴⁾・太田雄策⁽³⁾
横尾亮彦⁽⁵⁾・井口正人

Haruhisa NAKAMICHI⁽¹⁾(Present: DPRI, Kyoto University), Hiroshi AOYAMA⁽²⁾, Takeshi NISHIMURA⁽³⁾,
Hiroshi YAKIWARA⁽⁴⁾, Yusaku OHTA⁽³⁾, Akihiko YOKOO⁽⁵⁾,
and Masato IGUCHI

(1) 名古屋大学大学院環境学研究科

(2) 北海道大学大学院理学研究院

(3) 東北大学大学院理学研究科

(4) 鹿児島大学大学院理工学研究科

(5) 京都大学大学院理学研究科

(1) Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

(2) Graduate School of Science, Hokkaido University

(3) Graduate School of Science, Tohoku University

(4) Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University

(5) Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

We conducted a small-aperture seismic array observation at Suwanose-jima volcano for the period from 1 October to 18 November 2010. The seismic array consists of 13 elements of short-period seismometers and 5 data loggers. We perform array analysis for continuous seismic records observed during this period to investigate the wave-field properties of several episodes of volcanic tremors and 30 explosion earthquakes. Averages of the slowness values and back azimuths of volcanic tremors are estimated to be 0.8–1.4 s/km and 0°–40°, respectively. This suggests that the tremor wave consists of body and surface waves that propagate from the active crater. The array analyses and particle motions of explosion earthquakes indicate that the initial parts of the waveforms of explosion earthquakes are S waves that come from the direction of the active crater. The slowness values of the S waves of the explosion earthquakes are 0.3–0.5 s/km. Variation of the slowness value reflects the depth change of the explosion sources.

キーワード: 諏訪之瀬島, 地震計アレイ, 爆発地震, 火山性微動

Keywords: Suwanose-jima, seismic array, explosion earthquake, volcanic tremor

1. はじめに

諏訪之瀬島火山は、ストロンボリ式噴火（非爆発的噴火）やブルカノ式噴火（爆発的噴火）を頻繁に繰り返しており、最近約60年間は日本で最も活発な火山の一つである。噴火の規模は小規模から中規模であるが、火山活動の活発さを反映して、爆発地震、火山性微動、低周波地震、火山構造地震など多様な火山性地震が発生している。したがって、比較的短期間にて噴火に伴う火山性地震を数多く観測出来る火山である。また、諏訪之瀬島火山では火口から1 km未満といった近接した場所での観測が可能である。諏訪之瀬島火山より桜島火山の方が火山活動は活発だが、火口近接観測が困難である。諏訪之瀬島火山は火口に近接した観測が可能でしかも数多くの火山性地震が観測される場所であるにもかかわらず、離島ということもあり必ずしも十分な観測がおこなわれてきたわけではない。

諏訪之瀬島火山は爆発的噴火と非爆発的噴火を繰り返し、噴火の規模も変化している。噴出物サンプルの物質科学的研究（例えば、Wright et al., 2007）や理論的研究（例えば、Clarke et al., 2002）により、火山噴火の爆発性や規模には、マグマ内に溶け込む水や二酸化炭素などの揮発性物質の挙動が大きく影響していることが知られている。揮発性物質の挙動と火山性地震の発生との関係があり（Kumagai and Chouet 2000; Miwa et al., 2009; Nogami et al., 2006）、火山性地震の特性を明らかにすることは揮発性物質の挙動を推定するうえで重要である。マグマに溶け込んでいる揮発性物質がガスとなり分離する圧力条件は深さに依存している。そのため、揮発性物質と火山性地震との関係を明らかにするには火山性地震の震源の深さ情報が重要である。

火山性地震は一般的に初動の到達時刻から震源決定が行われている。諏訪之瀬島火山について爆発地震の初動到達時刻から震源決定が行われている（為栗ら, 2004）。この震源決定においては走時計算において1次元速度構造を用いており、爆発地震の震源は火口直下の海拔上200–300 mに推定されている。2005年秋に諏訪之瀬島火山において人工地震探査が実施され（井口ら, 2006）、3次元地震波速度構造が得られている（八木原ら, 2010b）。そして、3次元速度構造を用いて爆発地震の震源決定がなされ、震源は火口直下の海拔上100 mに推定されている（八木原ら, 2010a）。諏訪之瀬島火山については爆発地震以外の火山性地震の震源決定は行われていない。爆発地震は爆発的噴火プロセスを反映しているが、火山性微動などは非爆発的噴火や噴火休止時における火山活動を反映しているため、爆発地震以外の火山

性地震の震源を決めることは重要である。

爆発地震や火山構造性地震は初動の立ち上がり比較的明瞭であるため初動到達時刻を用いて震源決定が可能である。しかし、火山性微動や低周波地震は初動の立ち上がりが不明瞭なため、初動到達時刻から震源決定することが困難である。火山性微動は震動が継続しているため震源位置が時間変化している可能性がある。そこで、国内外の活動的な火山において地震計アレイにて火山性微動の観測がおこなわれてきている（例えば、Chouet et al., 1997; Di Lieto et al., 2007）。しかし、そのほとんどが1–2週間程度といった比較的短期間の観測であったため必ずしも十分なデータを得られていたわけではない。最近、低消費電流・軽量・大容量データが収録可能なデータロガーが製品化されたため、火山近傍にて数ヶ月間の観測が可能となった。そこで、我々は2010年秋に諏訪之瀬島火山においてアレイ地震観測を実施した。

2. 地震計アレイ観測

諏訪之瀬島火山においては、1989年から山頂から南南西3 kmの場所にて連続地震観測が実施され（Iguchi, 1991）、2003年より山頂周辺にて定常的な広帯域地震観測が行われている（Iguchi et al., 2008）。地震計アレイ設置のための事前調査を2010年8月3日から8月7日に実施し、地震計設置予定点を決めた。

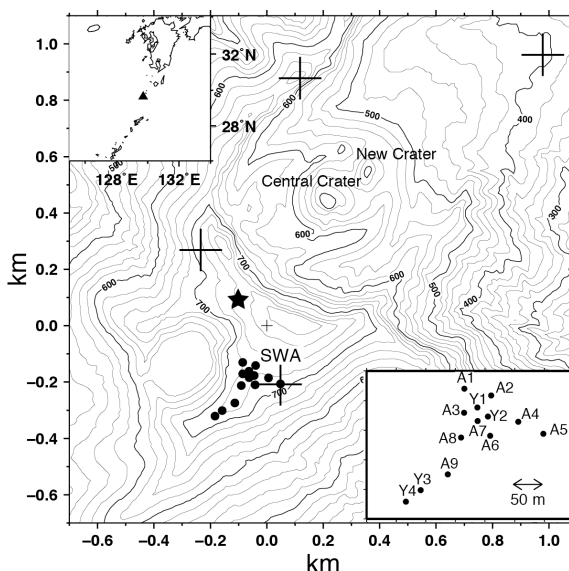


Fig. 1 Location and configuration of the seismic array. The upper insert shows the location of Suwanose-jima, and the lower inset shows the configuration of the array. Plus symbols show broadband seismic stations. A solid Star shows the site we found several hot bombs.

Table 1 Array elements locations, sensors and data loggers

Station code	Station location			Sensor L22-D vertical			Data logger
	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Sensitivity (V/m/s)	Natural period (s)	h	
A1	29.637374	129.711683	725.4	59.35	0.50	0.692	EDR-7700
A2	29.637270	129.712151	728.2	58.92	0.52	0.707	EDR-7700
A3	29.637007	129.711682	725.1	61.42	0.51	0.715	EDR-7700
A4	29.636871	129.712623	720.9	59.14	0.51	0.709	EDR-7700
A5	29.636687	129.713063	715.3	60.32	0.50	0.727	EDR-7700
A6	29.636656	129.712136	718.5	62.20	0.53	0.710	EDR-7700
A7	29.636880	129.711915	724.5	59.70	0.53	0.713	EDR-7700
A8	29.636629	129.711629	726.9	57.91	0.52	0.693	EDR-7700
A9	29.636069	129.711396	733.0	60.96	0.52	0.742	EDR-7700
Y1	29.637087	129.711910	724.1	60.50	0.50	0.669	HKS-9550
Y2	29.636950	129.712096	723.1	64.18	0.49	0.705	HKS-9550
Y3	29.635826	129.710925	722.7	60.79	0.50	0.691	HKS-9550
Y4	29.635650	129.710665	719.2	60.25	0.49	0.693	HKS-9550

地震計アレイの設置場所としては、火口に近くなるべく平面状にアレイを展開出来る場所を選定した。そして、地震計アレイを火山活動研究センターの定常地震観測点SWA周辺の鞍部に展開した (Fig. 1)。この場所は火口から約0.7 kmの場所にある。また、地震計A5はSWA点のすぐ傍に設置した。

設置作業は同年9月28日に開始し、9月30日に完了し、同日地震計位置の測量を行った。データ収録は10月1日12時に開始した。そして同年11月18日13時から撤収作業を行った。なお、アレイ地震計を撤収した翌日 (同年11月19日) の朝に比較的大きな爆発があり、爆発後に山頂付近を調査したところ山頂カルデラ縁を超えて落下したまだ熱を帯びている火山弾を複数発見した (Fig. 1の星印の地点)。

次に、地震計アレイに使用した機材の説明をする。サーセル社の固有周期0.5秒の上下動地震計 (L22-D) を13台用いた。データロガーはEDR-7700 (近計システム製) 3台とHKS-9550 (計測技研製) 2台を用い、入力部にシャント抵抗 (9k Ω) を接続した。1台のEDR-7700に地震計3台を接続し、1台のHKS-9550に地震計2台接続した。なお、HKS-9550にはアレイ観測開始前である8月7日から空振計SH100 (白山工業製) を接続した。サンプリング時間間隔はEDR-7700については0.001 s間隔で、HKS-9550については0.005 s間隔であった。なお、後述のアレイ解析ではサンプリング時間間隔を統一するためにEDR-7700のデータを0.005 s間隔にリサンプリングした。

地震計はFig. 1に示すように最短観測点間隔が20 mであるので、地震計位置の決定精度が重要となってくる。そこで、地震計設置位置の測位はGPS受信機 (Trimble社5700) 2台を用いて、島内の国土地理院電子基準点を基準にしてクイック・スタティック法にて行った。まず、IGS観測点を基準にして電子基準点の座標を決定し、そして電子基準点近くにある

火山活動研究センターの諏訪之瀬島観測室横に設定したGPS受信機 (固定点) の位置はスタティック解析にて求めた。そして、アレイ設置域を徒歩でGPS受信機 (移動点) を運び、地震計設置場所にてを約4-5分静止させて測量した。そして、固定点の位置を基準にして移動点をキネマティック解析して各時間における座標を求めた。スタティック解析にはBernese GPS Software Version 5を、キネマティック解析にはGrafNav Version 8.2を用いた。観測点の位置の決定精度は水平方向が2.0-2.5 cmで上下方向が5.0-6.0 cmであり、アレイにおける地震計設置間隔に比べ百分の1未満である。

地震計設置位置の座標値ならびに地震計特性値とデータロガーについてTable 1に示す。地震計特性値については感度(V/m/s)、固有周期(s)、ダンピング定数hはサーセル社によるデータシートを元に、シャント抵抗値とデータロガーの入力インピーダンスを考慮して算出した。

3. データ収録状況

収録開始の2010年10月1日12時から収録終了の11月18日13時の記録を全て精査した。HKS-9550を使用した観測点では、データロガーがバッテリーの電力を消費して停止したため、収録されたデータは10月22日2時までであった。EDR-7700の1台 (地震計A7, A8, A9に該当) の不具合により、10月23日16時から11月1日15時まで欠測していた。したがって、アレイ解析に十分な数の地震計数のデータが得られていた期間は10月1日12時から10月22日2時まで (期間1) と11月1日15時から11月18日13時まで (期間2) である。期間1では13地震計 (A1-A9, Y1-Y4)、期間2では9地震計 (A1-A9) が使用できた。次の章にて1と2の両期間のデータの解析結果を述べる。

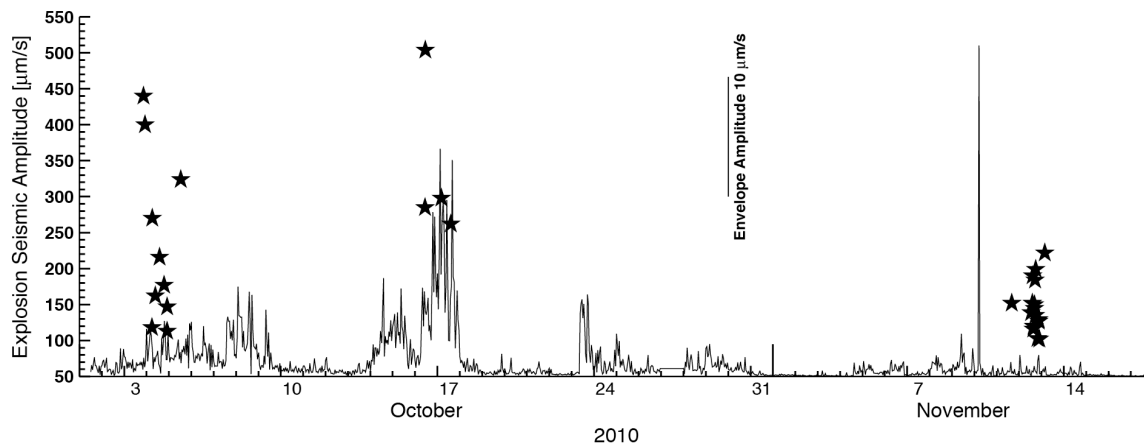


Fig. 2 Maximum amplitudes (stars) of seismic waves of explosive eruptions obtained by a broadband seismometer at station SWA. The fine line shows the vertical component amplitudes of background tremors for the array. The amplitudes are root mean squares for 1-min windows.

アレイ地震観測期間において爆発地震と火山性微動が観測された。Fig. 2に地震動の1分毎のRMSの時間変化と爆発地震の最大振幅を示す。爆発地震は期間1においては、10月3日から10月5日、10月16日から10月17日に観測された。期間2では爆発地震が11月10日から11月13日に観測された。火山性微動は期間1の全体通して観測され、期間2においては11月4日から11月6日、11月8日から11月9日、11月11日から11月14日に観測された。火山性微動の振幅の大きい10月16日から10月17日に発生した爆発地震の振幅が大きい、11月10日から11月13日では火山性微動の振幅と爆発地震の振幅はともに小さい。一方、10月3日から10月5日に発生した爆発地震の振幅は小さいものから大きいものまで幅があり、火山性微動の振幅は中程度である。

4. アレイ解析法

アレイ解析方法には大まかに言うと時間領域と周波数領域での2通りの解析法がある。ここでは時間領域の解析法の一つであるセンブランス法 (Neidel and Tanner, 1971) を用いる。今回の観測では爆発地震を火口から0.7 kmといった近距離にて観測しているため、爆発地震の初動部分を詳細に解析するためには時間窓の幅をなるべく短くする必要がある。そのため、ある程度の時間窓の長さが必要なFFT法に基づく周波数領域での解析法は使えない。アレイは差し渡し0.3 km程度であるため、火口からアレイまでの距離を考慮すれば、厳密には平面波近似は成り立たない。しかし、簡便のため平面波近似を仮定した方法を採用する。平面波近似にて、水平方向スローネスと到来方向をアレイデータからグリッドサーチにて推定する。スローネスの検索範囲はアレイにおける地震計間隔の最大と最小、サンプリング時刻間隔に

て決まる。最大地震計間隔は使用できる地震計数が少ない期間2の場合で0.2 kmであるので、スローネスが小さい (アレイ直下の地震) 0.05 s/kmを想定した場合、最大地震計間隔にある地震計間での波の到達時刻差は0.01 sである。これはデータサンプリング時間間隔である0.005 sの倍である。よって、スローネスの下限値を0.05 s/kmに設定する。この観測で観測される最大のスローネスは空気振動が地面をたたく時に励起される地震動である。空気振動は0.34 km/sで伝搬するので、スローネスでは3 s/kmに対応する。このスローネスの場合、卓越周波数3 Hzの波の波長は0.11 kmである。この長さはアレイの最小地震計間隔0.04 kmの2倍を超えるので、空間エイリアシングは起こらない。よって、3 s/kmをスローネスの上限値とする。スローネス範囲0.5–3.0 s/kmを0.05 s/km間隔にて、そして到来方向範囲 -180° – 180° を 1° 間隔にてセンブランスの最大値をグリッドサーチする。なお、到来方向は真北を 0° として東にプラスで西にマイナスで表記する。

アレイ解析の前に波形データにバンドパスフィルターを施す際の周波数帯域の検討をした。地震計の固有周波数は2 Hzなので、2 Hzをフィルターの周波数帯の下限とする。また、フィルターの解析周波数帯の上限を4 Hzとする。上限をこのように設定したのは、爆発的噴火が発生した時の空気振動が地面をたたいた時に観測される地震動の帯域が5 Hz以上であることである (例えば, Ripepe et al., 2001)。もう一つの理由は、高周波の波を解析する場合は地震計間隔によっては空間エイリアシングの問題が出てくる。4 Hzを上限とすれば期間2の最小地震計間隔は空間エイリアシングの問題はない。また、表面波の伝搬速度は周波数分散をするため広い周波数幅を取るのにはアレイ解析上良くない。一方、爆発地震の初動付近といった比較的パルス的な波に着目する場合、

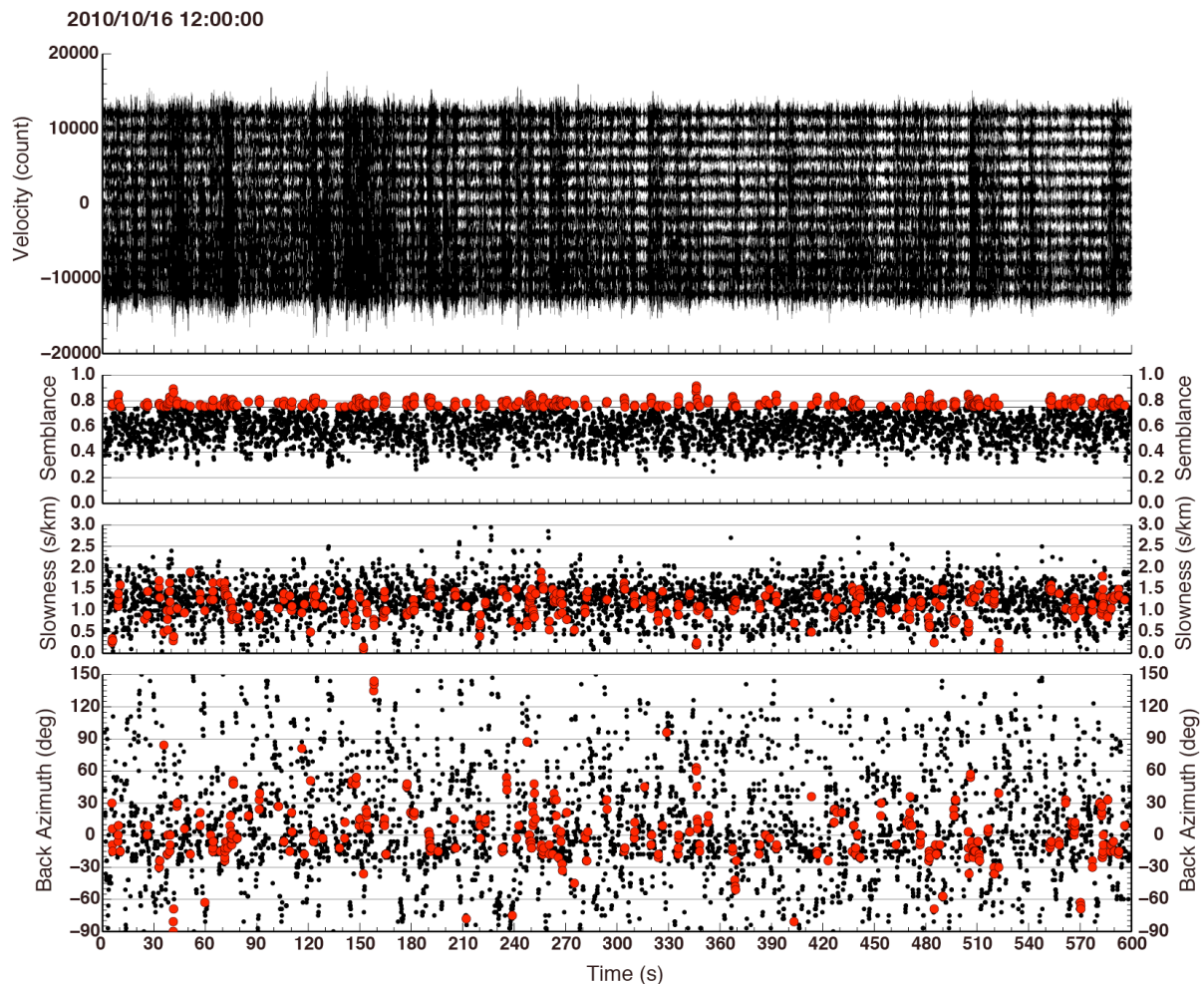


Fig. 3 Time evolution during 10 minutes of the array analysis results of an episode of volcanic tremor in the 2-4 Hz band. From top to bottom, the seismograms of the array channels, the semblance values, the apparent slowness, and the back azimuth are displayed. The solutions with semblance values greater than or equal to 0.75 shown with red circles and the others with smaller solid circles.

あまり狭い周波数帯域にてバンドパスフィルターを施すことは波形のゆがみが大きくなるので良くない。

爆発地震の初動部分を解析するにはなるべく短い時間窓であれば良いが、バンドパスフィルターの周波数帯域の下限が2 Hzであることを考慮して、時間窓幅を0.5 sとした。そして、0.125 sずつ時間をずらしながら、期間1と2の連続波形データについてアレイ解析を行った。

5. アレイ解析結果

ここでは火山性微動と爆発地震の解析結果を分けて説明する。

5.1 火山性微動の解析結果

Fig. 3に解析期間における最も顕著な火山性微動の活動があった時間帯(2010年10月16日12時0分から10分間)の解析結果を示す。この図において、上か

らアレイの各地震計の波形、センプランス値、スローネス、到来方向を示す。図中の黒丸と赤丸は時間窓における最大センプランス値と対応するスローネスと到来方向を示している。なお、赤丸はセンプランス値が0.75以上の場合を示している。赤丸に注目すると、センプランス値は大きい場合で0.9程度で、スローネスは0.5-2.0 s/km、到来方向は-30°-30°の範囲にある。なお、火口の方向は27°である。波の到来方向は火口方向というより真北を中心に分布している。推定されたスローネス範囲から、火山性微動の波動は実体波と表面波が混合していることがわかる。

観測期間における火山性微動の活動全体を把握するため、連続的なアレイ解析結果から1分毎にセンプランス値、スローネス、到来方向について平均値を求めた。平均値を求めるにあたっては、センプランス値が0.6以上の場合を対象とし、1分間にこの基準センプランス値以上の解析結果が60個以上の場合のみ平均値を求めた。Fig.4に観測期間全体でのスロー

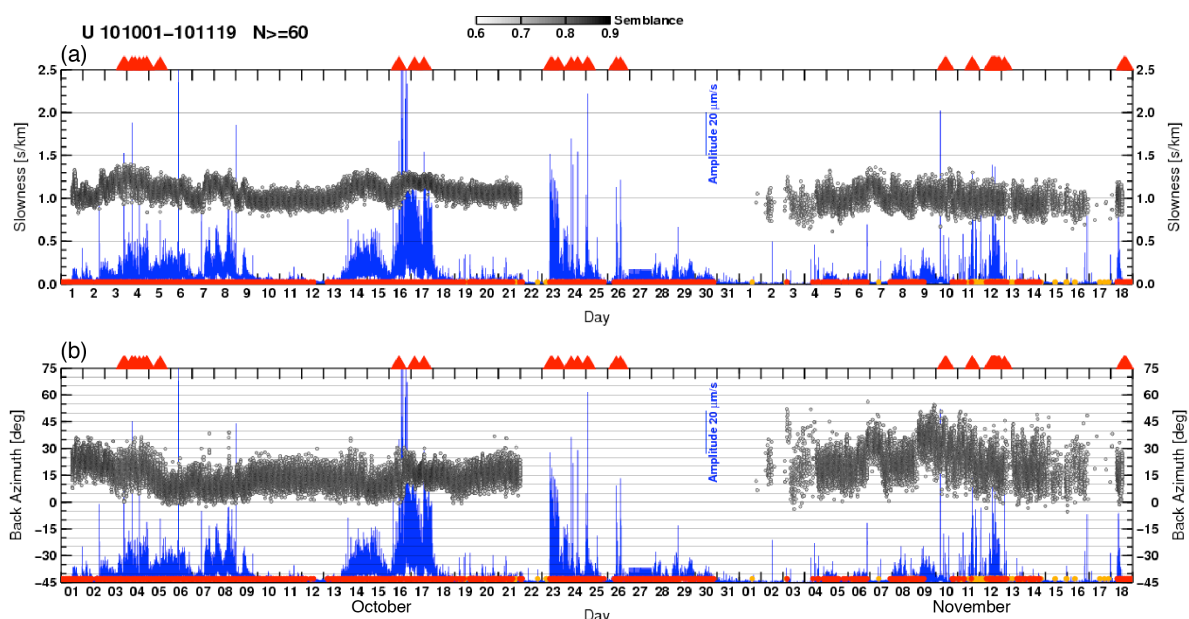


Fig. 4 Temporal evolution of high-semblance data on average apparent slowness (a) and back azimuth (b) derived from the array analysis. Gray circles show the average apparent slownesses or back azimuth that are calculated from two horizontal slowness values within 1-min time windows. Averages are calculated only for windows in which values with semblance greater than or equal to 0.6 occurred 60 times or more. The gray scale inside the gray circles shows the average semblance value. We do not conduct the array analysis for the data from 23 October to 1 November 2010. Red triangles show timings of explosion eruptions. Red and yellow circles show timings of volcanic tremors and low-frequency earthquakes recognized by Japan Meteorological Agency.

ネスと到来方向の時間変化と地震動エンベロープ振幅を示す。図中の灰色丸がスローネスもしくは到来方向を示し、灰色の色の濃さで1分間での平均センプランス値を示す。なお、10月22日から10月31日はアレイ解析を行っていない。エンベロープ振幅の短時間で大きくなっている部分は爆発地震に対応している。それ以外の全体的な振幅の変化は火山性微動の振幅変化に相当する。期間全体を通してみると、スローネスの平均値は0.8–1.4 s/kmに分布し(Fig. 4a)、到来方向の平均値は0°–40°に分布している(Fig. 4b)。このスローネス値は表面波に対応しており、到来方向は火口方向(27°)を中心として期間1ではエンベロープ振幅が大きいときにスローネスが大きい傾向が見て取れるが、期間2ではその傾向が見られない。期間1と2ではスローネスと到来方向の平均値についてのばらつき度合いが異なり、期間2の方のばらつきが大きい。これはアレイ解析に使用した地震計数は期間1が13個で期間2が9個であったことに関係があるかもしれない。スローネスの大きさは卓越する波の種類(実体波、表面波)と震源の深さを反映している。スローネスが大きいほど表面波が卓越し、震源が浅いことを表す。よって、期間1の場合は火山性微動振幅が大きい時にスローネスの値が大きいことから、微動の震源の深さと規模の間に何らかの関係があるかもしれない。

5.2 爆発地震の解析結果

Fig. 5に爆発地震(2010年10月4日9時14分40秒頃発生)の解析結果例を示す。この図において、上からアレイの各地震計の波形、センプランス値、スローネス、到来方向を示す。図中の黒丸と白抜き丸は時間窓における最大センプランス値と対応するスローネスと到来方向を示している。スローネスと到来方向の縦棒は最大センプランス値から90%のセンプランス値まで取り得る範囲を示している。Fig. 5の網掛けはS波部分に対応する時間窓を表す。この時間窓に対応するSWA観測点の広帯域地震計の3成分記録からS波振動であることを確認した(Nakamichi et al. 2012)。なお、噴火火口とアレイとの距離を考慮するとP波はアレイにS波が到着する時刻から0.2 s前に到着が想定され、広帯域地震記録に小振幅のP波を確認した。このP波の到着時刻を基準にしてフィルタリング後のアレイ地震記録を精査したがP波は不明瞭であった。白抜き丸で示すセンプランス値0.6以上の解析結果を説明する。S波部分ではセンプランス値が0.7–0.9である。スローネスは0.3–0.5 s/kmであるので、ほぼ横からアレイへのS波入射に相当する。到来方向30°–45°で火口方向(27°)より若干東である。S波到達以降はスローネスが増加し、到来方向はより東に

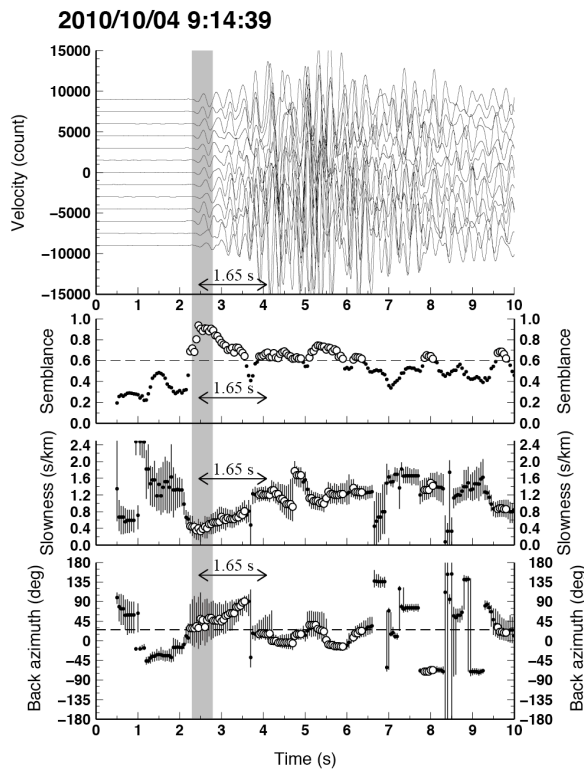


Fig. 5 Time evolution during 10 s of the array analysis results of an explosion earthquake in the 2-4 Hz band. The time displayed at the top corresponds to the start of the array data. The solutions with semblance values greater than or equal to 0.6 are shown with open circles and the others with smaller solid circles. Vertical lines with circles indicate the uncertainties of the solutions. The dashed line in the semblance panel is the 0.6 threshold. The horizontal dashed line in the back azimuth panel represents the geometrical array-crater direction. The vertical gray band indicates the solutions in the S-wave time window. The double-headed arrows show the time difference between S wave and surface wave arrivals.

振れ、S波到達時刻の1.65 s後に東 (90°) になっている。直後にスローネスは1.2 s/kmと急上昇し、到来方向が一転して0°-15°となった。このスローネス値からこの波は表面波だと判断できる。また、この表面波部分で地震動の振幅が大きくなっている。スローネスと到来方向の変化と表面波とS波の到達時刻差は爆発地震の震源過程を明らかにする上で重要な情報を含んでいるため今後詳細な解析を行う予定である。

観測期間中に観測された30個の爆発地震についてアレイ解析を行った。30個の爆発地震についてS波部分の時間窓内 (Fig. 5の網掛け部分に相当) において最大センプランス値のスローネスと到来方向について頻度分布を作成した (Fig. 6)。到来方向の頻度

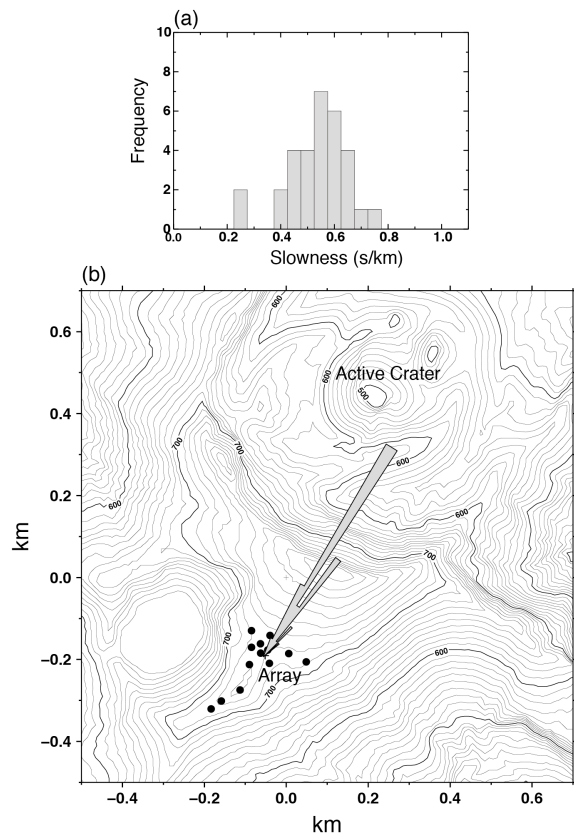


Fig. 6 (a) Frequency histogram of the apparent slowness values for the maximum semblance values in the S-wave time window of the 30 explosion earthquakes. (b) Rose diagram of the back azimuths of the S-wave time windows. The rose diagram interval is 3 degrees.

分布はアレイ重心からのローズダイアグラムとして表示されている。スローネスは0.2-0.8 s/kmに分布しているが、大半は0.4-0.7 s/kmに分布している。到来方向は28°-41°に分布しているが、大半は30°-39°に分布しており、最大頻度の方向は33°である。到来方向の頻度分布にばらつきが少なくピークが明瞭なのに対し、スローネスの頻度分布はブロードである。このことは、爆発地震の震央は火口に集中しているが、震源の深さが異なることを示唆している。スローネス範囲0.4-0.7 s/kmは、諏訪之瀬島の速度構造 (八木原ら, 2010b) を考慮すれば、震源の深さが0.5 km程度の違いに相当する。到来方向の頻度分布のピークが火口方向 (27°) から僅かにずれているのは、地下構造や地形の影響が考えられる。

爆発的噴火の発生前後において火山性微動に変化があるかどうか調べた。Fig. 7は2010年10月17日午前4時から10分間の解析結果である。午前4時4分45秒に爆発地震が見られる。火山性微動は爆発的噴火発生の90 s前くらいから振幅が低下してきており、爆発地震発生の15 s前では微動振幅はかなり小さくなって

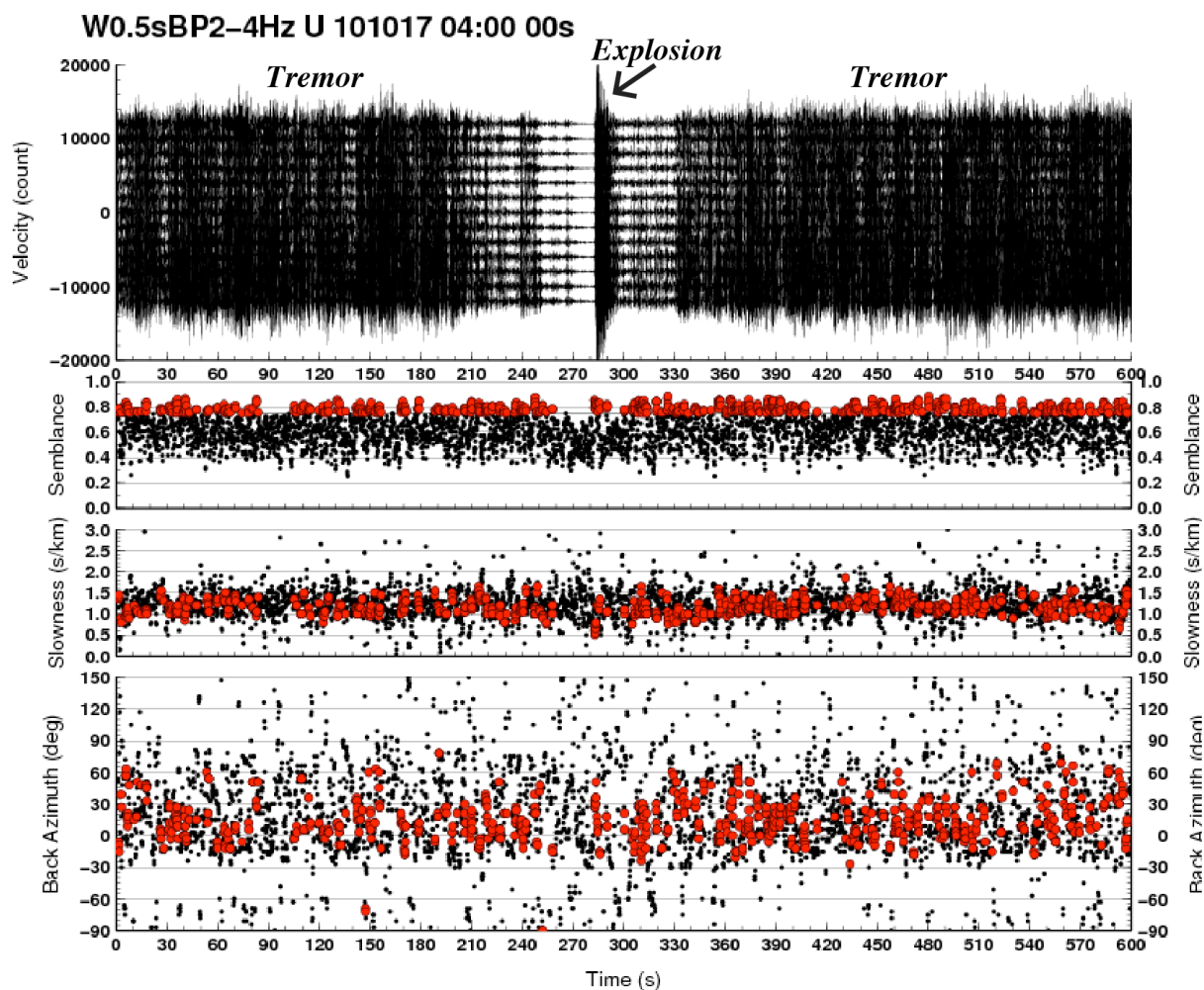


Fig. 7 Time evolution during 10 minutes of the array analysis results of two episodes of volcanic tremor and a explosion earthquake in the 2-4 Hz band. The panels and symbols are same as Fig. 3.

いる。爆発地震の発生後は30 sかけて火山性微動の振幅が回復し、爆発的噴火発生前のレベルまで回復した。爆発地震前後の火山性微動のスローネスは0.8–1.7 s/kmに分布しており、表面波の卓越が示唆される。到来方向は -10° – 60° と火口方向 (27°) を中心として幅を持って分布している。したがって、火山性微動の震源は浅く、火口方向から直線的にアレイに到来している表面波だけでなく回り込んで来る表面波もあるといえる。

6. おわりに

2010年秋に諏訪之瀬島火山の火口から0.7 kmのところ13台の上下動地震計からなる地震計アレイを設置して観測を約50日間行った。そして、アレイ観測データに対して連続的にアレイ解析を行った。スローネスと到来方向について1分毎の平均値を観測期間全体にわたって求めたところ、火山性微動のス

ローネスは0.8–1.4 s/kmで到来方向は 0° – 40° に分布しており。期間1 (10月1日から10月22日) においては微動振幅が増大するときにスローネスが大きくなる傾向があるが、期間2 (11月1日から11月18日) にはこの傾向は見られなかった。爆発地震のアレイ観測波形は地震計とフィルターの特性があるためP波が不明瞭であるが、S波が確認できた。そこで、30個の爆発地震のS波を解析したところ、スローネスは0.4–0.7 s/kmで、到来方向は 0° – 39° でほぼ火口方向を向いている。このスローネス範囲は震源の深さについて0.5 kmの幅があることを示唆している。

今後、確率分布関数を使った手法 (Di Lieto et al., 2007; Nakamichi et al., 2013) にて爆発地震のスローネスと到来方向から震源域の推定を行う予定である。

謝 辞

観測機材の準備において名古屋大学の奥田隆氏と

堀川信一郎氏の支援を頂き、同大学の渡部豪博士にはGPS解析による支援を頂いた。地震・火山噴火予知事業「地震及び火山噴火予知のための観測研究」の研究課題「機動的多項目観測による火山爆発機構の研究 課題番号1213」（代表：西村太志東北大学教授）の一環として本観測を行った。データ解析の一部は、中道が英国ブリストル大学地球科学教室に滞在中（2011年4月から2011年9月）に行われた。なおこの滞在には（独）日本学術振興会「組織的な若手研究者等海外派遣プログラム」による支援があった。記して感謝する。

参考文献

- 井口正人・八木原寛・為栗 健・清水 洋・平林順一・宮町宏樹・鈴木敦生・筒井智樹・及川 純・森健彦・相沢広記・河野裕希・馬場龍太・大倉敬宏・吉川 慎・齋藤武士・福嶋麻沙代・平野舟一郎（2006）：諏訪之瀬島火山における人工地震探査，京都大学防災研究所年報，第49号B，pp.339-353.
- 為栗 健・井口正人・八木原寛（2004）：諏訪之瀬島火山において2003年11月に発生した噴火地震の初動解析，京都大学防災研究所年報，第47号B，pp. 773-777.
- 八木原寛・井口正人・為栗 健（2010a）：諏訪之瀬島火山の爆発地震の震源計算に対する浅部3次元P波速度モデルの適用，火山学会講演予稿集，P48.
- 八木原寛・井口正人・為栗 健・筒井智樹・及川 純・大倉敬宏・宮町宏樹（2010b）：諏訪之瀬島の火山体浅部3次元P波速度構造と爆発発生場，火山，第55巻，2号，pp. 75-87.
- Chouet, B., Saccorotti, G., Martini, M., Dawson, P., DeLuca, G., Milana, G. and Scarpa, R. (1997): Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli Volcano, Italy, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, pp. 15,129-15,150.
- Clarke, A.B., Voight, B., Neri, A. and Macedonio, G. (2002): Transient dynamics of Vulcanian explosions and column collapse, *Nature*, Vol. 415, pp. 897-901.
- Di Lieto, B., Saccorotti, G., Zuccarello, L., La Rocca, M. and Scarpa, R. (2007): Continuous tracking of volcanic tremor at Mount Etna, Italy, *Geophys. J. Int.*, Vol. 169, pp. 699-705.
- Iguchi, M. (1991): Geophysical data collection using an interactive personal computer system (Part I), *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol. 36, pp. 335-343.
- Iguchi, M., Yakiwara, H., Tameguri, T., Hendrasto, M. and Hirabayashi, J. (2008): Mechanisms of explosive eruption revealed by geophysical observations at the Sakurajima, Suwanosejima and Semeru volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 178, pp. 1-9.
- Kumagai, H. and Chouet, B. (2000): Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrothermal fluids, *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, pp. 25,493-25,512.
- Miwa, T., Toramaru, A. and Iguchi M. (2009): Correlations of volcanic ash texture with explosion earthquakes from vulcanian eruptions at Sakurajima volcano, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 184, pp. 473-486.
- Nakamichi, H., Aoyama, H., Nishimura, T., Yakiwara, H., Ohta, Y., Yokoo, A. and Iguchi, M. (2012): Source process of explosive eruptions inferred from analysis of seismic array data recorded very close to the active crater of Suwanosejima volcano, Japan, Abstract V31G-02 presented at 2012 Fall Meeting, AGU.
- Nakamichi, H., Yamanaka, Y., Terakawa, T., Horikawa, S., Okuda, T. and Yamazaki, F. (2013): Continuous long-term array analysis of seismic records observed during the 2011 Shinmoedake eruption activity of Kirishima volcano, southwest Japan, *Earth Planets Space*, doi:10.5047/eps.2013.03.002.
- Neidell, N.S. and Taner, M.T. (1971): Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, Vol. 36, pp. 482-497.
- Nogami, K., Iguchi, M., Ishihara, K., Hirabayashi, J. and Miki, D. (2006): Behavior of fluorine and chlorine in volcanic ash of Sakurajima volcano, Japan in the sequence of its eruptive activity, *Earth Planets Space*, Vol. 58, pp. 595-600.
- Ripepe, M., Ciliberto, S. and Schiava, M.D. (2001): Time constraints for modeling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli, *J. Geophys. Res.*, Vol. 106, pp. 8,713-8,727.
- Wright, H.M.N., Cashman, K.V., Rosi, M. and Cioni, R. (2007): Breadcrust bombs as indicators of Vulcanian eruption dynamics at Guagua Pichincha volcano, Ecuador, *Bull. Volcanol.*, Vol. 69, pp. 281-300.

（論文受理日：2013年5月30日）