火山性微動を用いた火山体の S 波反射断面の推定

筒井智樹*・森 健彦**

要 旨

火山性微動観測記録に擬似反射記録法を適用して、S 波反射断面を得る手法について報告する。本稿では阿蘇火山における高密度観測網で得られた火山性微動記録を使用した。火山性微動記録を擬似反射記録法解析に適用するにあたり、次の項目に注意して解析を行った。1) 火山性微動記録を構成する地震波の種類の吟味、2) 垂直入射波の強調、3) 等価入射波形の経時変化の吟味である。1) に関して 3 成分観測記録による粒子軌跡解析を行い、火山性微動記録の主要部では S 波が卓越することが示された。したがって、火山性微動を用いて得られた擬似反射断面は S 波反射断面に相当すると考えられる。また、2) では相関窓の選定とともに隣接点とのトレースミキシングを採用して垂直入射波の選択性向上をはかった。3) では個々の火山性微動イベントに対する生の擬似反射断面は構造に対する入射波形の変異を強く反映しており、その影響を除去するためにはそれぞれのイベントの等価入射波形を用いたデコンボリューションが必要なことが示された。これらの注意点を反映したデータ処理を経て火山性微動観測記録から得られた S 波擬似反射断面は、人工地震から得られた P 波擬似反射断面と整合的であることが示された。火山性微動の擬似反射記録法解析は、通常的地震探査手法を適用しにくい火山地帯において S 波反射断面を得る手法の一つになり得る。

キーワード：擬似反射記録法・反射法・S 波探査・火山性微動・火山構造・阿蘇火山

1. はじめに

本稿では火山性微動観測記録に擬似反射記録法 (Tsutsui, 1992) を適用し、火山地域における S 波地震反射断面を得る方法とその適用例を述べる。

これまで擬似反射記録法はもっぱら人工地震観測に適用されてきた (Tsutsui, 1992; 筒井ほか, 2008 など)。しかし、擬似反射記録法の原理である Clearbout-Kunetz 方程式は、構造に対する垂直入射波を観測した波形記録さえあれば、その記録からゼロオフセット反射記録が構成できることを示している。したがって、構造に対する垂直入射波が P 波であろうと S 波であろうと、あるいは火山性微動であろうと擬似反射記録法は適用が可能である。

一方、近年では電子技術の進歩により観測機器の記録

容量が飛躍的に増大しており、地震探査観測でもトリガー起動あるいはあらかじめプログラムされたスケジュール起動による観測スタイルから、連続観測を行う観測スタイルに変化しつつある。文部科学省のプロジェクトの一つである火山噴火予知計画の一環として行われている火山体構造探査を例にすると、1994 年に観測計画が走り始めた時には 1 観測点あたり 4Mbyte の記憶容量の機器 (森田・浜口, 1996) のスケジュール起動観測しか利用できなかったのが、2000 年には 1 観測点あたり 20Mbyte になり、2006 年には 128Mbyte の容量をもった機器 (蔵下ほか, 2006) による連続観測が利用できるようになった。このような動向は日本国内の火山体構造探査ばかりではなく、地震探査観測の世界的な流れでもある (Freed, 2008)。

連続記録方式による観測では人工地震記録はほんの

2010年9月8日原稿受付; 2010年11月8日受理

地球惑星科学連合 2008 年大会にて発表

* 秋田大学工学資源学部

〒010-0852 秋田市手形学園町 1-1

** 東京大学地震研究所

〒113-0013 東京都文京区弥生 1-1-1

短い記録の集合にすぎない。短い人工地震記録の合間の長い待ち時間には偶然に自然地震などが記録できることもある。特に、活火山の近傍では頻発する火山性地震や火山性微動の記録が得られることがある。一般にこれらの自然に発生する地震学的現象は地下構造の透過に適した周波数成分を持つとともに、十分なエネルギーの S 波を含むことが多い。これらの性質をもつ地震動現象を構造探査に利用することは、人工地震による構造探査を補う情報が得られる点に大きなメリットがある。

本稿で取り扱う火山性微動とは、火山近傍で発生する震動のうち P 波や S 波などの位相が不明瞭で、その規模に比較して継続時間が長いものを指す。また、位相が明瞭であっても後続相が通常の地震に比べて顕著に長い場合にも「火山性微動」と称されることがある(西村・井口, 2006)。しかしながらどの火山でも火山性微動あるいは火山性地震の発生が常に期待できるわけではない。これらの記録が得られるのは火山活動のレベルがある程度高い火山に限られ、しかも常時発生が期待できる火山はさらに限られる。本稿の解析例である阿蘇火山では定常的な火山性微動の発生がみられ、日本における近代火山学の黎明期から注目されてきた。Sassa(1935)は火山性微動の震動の特徴やその分類と火山活動の様相との関連について論じた。その後、Kamo(1962a, 1962b)、菊池(1962, 1964, 1974)がより詳細な観測を行い、火山性微動の特性を明らかにした。また、須藤(1974)は火山性微動振幅の消長と中岳火口内湯だまりの水位変化との関連について論じた。さらに 1990 年代に入ると広帯域地震計が普及しはじめ、Yamamoto et al.(1999a), Yamamoto et al.(1999b), Kawakatsu et al.(2000)によって、長周期微動の特徴とその発生メカニズムの精密な研究がなされるようになった。最近では Takagi et al.(2006)や, Mori et al.(2008)が短周期微動について精密な研究を行い、そのメカニズムと発生場所についてより詳細に論じている。

一方、阿蘇火山では地下構造に関する地球物理学的研究が多くなされてきた。古くは Sassa(1936)を皮切りに、吉川ほか(1959)、和田・西村(1981)、Komazawa(1995)などが阿蘇火山の構造について議論している。特に、活発な中岳火口を擁する阿蘇火山の中央火口丘地域では、自然地震の観測から深さ 4~6km に S 波の異常減衰をもたらす領域の存在を Sudo(1991)が指摘し、さらに 3 次元地震波速度インバージョンから Sudo and Kong(2001)は S 波異常減衰域と一致する場所に地震波速度の低速度異常体を指摘した。筒井ほか(2003)は 1998 年に行われた人工地震実験の初動走時から浅部の 3 次元 P 波地震波速度構造について議論し、中央火口丘地域の中心部で北東-南西走向の高速度異常領域を指摘した。さらに、Tsutsui and Sudo (2004)は人工地震観測記録の後続相に反射法地震探査の解析法を適用し、中央火口丘地域の深さ 15km までの 3 次元 P 波反射構造を明らかにした。

しかし、筒井ほか(2003)の浅部構造の研究では分解能が 1km 程度にとどまっており、Tsutsui and Sudo(2004)では分解能は高いものの、発破点間隔による制約のために浅部構造に対して解析深度ギャップが存在し、詳細な火山体内部の構造を明らかにするまでには至っていない。このような背景を踏まえると阿蘇火山における擬似反射記録法の適用は解析深度ギャップを埋めるのに好都合である。

さらに、これまでの火山体構造探査ではダイナマイトによる発震と上下動地震計による観測が中心に行われてきたこともあり、P 波速度構造あるいは P 波反射構造を中心に議論されてきた。しかし、流体の移動を伴う火山現象の理解のためには P 波構造と同様に S 波構造の解明が必要である。また、S 波に関する構造の情報を得ることにより、防災上重要な火山体の剪断強度分布も知ることができる可能性がある。しかしながら、火山地帯において十分なエネルギーが放射できる S 波人工震源を用いることは行われておらず、天然の S 波エネルギーを利用する本手法は今後発展する余地が十分にあるものと考えられる。

2. 擬似反射記録法の理論

2.1 擬似反射記録の重合による等価入射波形の推定

地表震源からのインパルス入力に対して、地表の i 番目の観測点で得られるゼロオフセット反射記録の z 変換を $r_i(z)$ (Fig. 1a)、下からのインパルス波形垂直入射に対して地表の i 番目の観測点で得られた透過波記録の z 変換を $T_i(z)$ (Fig. 1b)とすると、任意の実係数 k を用いて、

$$k(T_i(z) \cdot T_i(1/z)) = 1 + r_i(z) + r_i(1/z) \quad (1)$$

が成立する (Clearbout, 1968)。

実際の観測記録は次のように地下構造のインパルスレスポンスに震源波形がコンボリューションされたものである。いま、地表の i 番目の観測点における観測波形記録の z 変換を $x_i(z)$ 、下から構造に入射する入射波形の z 変換を $s(z)$ とすると、つぎの関係が成立する。

$$x_i(z) = s(z) \cdot T_i(z) \quad (2)$$

したがって、 $k \neq 0$ とすると(1)に(2)を代入して

$$\begin{aligned} x_i(z) \cdot x_i(1/z) &= s(z) \cdot T_i(z) \cdot s(1/z) \cdot T_i(1/z) \\ &= s(z) \cdot s(1/z) / k + s(z) \cdot s(1/z) \cdot r_i(z) / k \\ &\quad + s(z) \cdot s(1/z) \cdot r_i(1/z) / k \end{aligned} \quad (3)$$

である。式が示すように、実際の観測記録を用いた場合には入射波形 $s(z)$ の自己相関波形が擬似反射記録地震

Fig. 1. (a) A schematic diagram of zero-offset reflection seismogram on horizontal layered system.
(b) A schematic diagram of transmitted seismogram at the surface of horizontal layered system.

波形に重畳する。

相関関数探索法を用いる際に問題となるのは、地下構造の下側から入射する入射波形 $s(z)$ をどのように推定するかということである。入射波形 $s(z)$ を正しく評価することは、探索の結果として得られた時間断面の分解能を正しく評価するために大変重要なことである。この問題に対して Scherbaum(1987a, 1987b)は観測波形の初動部分を $s(z)$ として取り扱い、周波数領域でデコンボリューションを行った。引き続き Tsutsui(1990, 1992)では、探索の対象となる地域に隣接して露出する岩盤上で得られた観測記録を $s(z)$ として取り扱い、Wiener フィルターをもちいてデコンボリューションを行った。Scherbaum の方法は初動部分のどこまでを震源波形と見なすかという点について明確な基準が示されない点があり、Tsutsui の方法は探索の対象となる地域に隣接して岩盤の露出が得られない場合には適用できないという問題点がある。

このような背景のもとで、筒井ほか(2007)および筒井ほか(2008)は以下のように入射波形 $s(z)$ を客観的に評価する方法を考案した。

実際の観測では測線上で地下構造が変化していることを考慮して、Robinson and Treitel (1980) と同様にそれぞれのゼロオフセット反射記録 $r_i(z)$ と $r_i(1/z)$ は $i \neq j$ のとき独立であると仮定すると、

$$\sum_{i=1}^n r_i(z) = 0 \quad (4)$$

が n の大きいときに成立する。したがって、同じ入射波に対する擬似反射記録をすべて重合すると、(3)と(4)より

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^n x(z) \cdot x(1/z) &= \frac{1}{k} \sum_{i=1}^n \left\{ s(z) \cdot s(1/z) + s(z) \cdot s(1/z) \cdot r_i(z) \right. \\ &\quad \left. + s(z) \cdot s(1/z) \cdot r_i(1/z) \right\} \\ &\approx \frac{n}{k} s(z) \cdot s(1/z) \end{aligned} \quad (5)$$

となる。一般に $s(z)s(1/z)\sum_{i=1}^n r_i(z)$ と $s(z)s(1/z)\sum_{i=1}^n r_i(1/z)$ の寄与は $n \cdot s(z)s(1/z)$ より小さいので、個々の擬似反射記録の重合によって等価入射波形の推定を得ることができる。

さらに震源側の状況を考慮すると、観測点を含む構造への入射波形 $s(z)$ は震源時間関数 $S(z)$ と震源近傍のインパルス反射レスポンス $H(z)$ が重畳したものと考えられるので、

$$\begin{aligned} \frac{n}{k} s(z) \cdot s(1/z) &= \frac{n}{k} S(z) \cdot H(z) \cdot S(1/z) \cdot H(1/z) \\ &= \frac{n}{k} S(z) \cdot S(1/z) \cdot H(z) \cdot H(1/z) \end{aligned} \quad (6)$$

とあらわすことができる。また、 $H(z)$ は震源の深さに依存することは自明である。

2.2 擬似反射記録法の時間断面における最大ラグタイムの決定

透過波観測記録の自己相関関数をゼロオフセット反射記録に等価なものとして用いる際に、最大ラグタイム（地下断面の最大深度）または断面表示打ち切りラグ時間の判断の目安を何らかの方法で示す必要がある。この問題に対して筒井ほか(2007)は、ほぼ同じ場所で観測された擬似反射記録とゼロオフセット人工地震観測波形との相関を検討して、断面に用いる最大ラグタイムを決定

した。筒井ほか(2007)の例は擬似反射記録と人工地震の卓越周波数がほぼ一致する場合に適用が可能な方法であるが、一般には両者の卓越周波数が異なる場合が多い。そのような場合は筒井ほか(2007)の手法の適用が困難である。したがってここでは最大ラグタイムの決定に、自己相関関数の安定度の評価の測度として一般的に用いられている変異係数(日野, 1977)を用いて、最大ラグタイムを決定するための閾値を考察する。

あるラグタイム τ における自己相関関数の推定値を $C(\tau)$ 、十分大きなラグウィンドー長 T に対する自己相関関数の分散を $\text{Var}[C(\tau)]$ とすると、変異係数 CV は、

$$CV = \frac{\sqrt{\text{Var}[C(\tau)]}}{C(\tau)} \quad (7)$$

として与えられる。小さい変異係数は自己相関関数の推定結果が安定であることを示している。

実際の擬似反射記録を取り扱う際にどのぐらいの変異係数までを許容範囲としたら良いのかについて、ここでは例として筒井ほか(2007)の観測記録を用いて検討する。筒井ほか(2007)で得られたすべての自己相関関数の正および負のピークに対する変異係数 CV を、ラグタイム τ に対してプロットしたものを Fig. 2 に示す。Fig. 2 ではラグタイム τ の増大にともない急速に変異係数が増大することが示されているとともに、 $\tau > 0.07\text{s}$ 以降で変異係数の分散も増大する傾向も示されている。Fig. 2 に示されるように変異係数 CV の値はそのままでは分散が大きいため、以下では変異係数 CV の代表値としてメジアンを用いることにし、メジアン値に対する閾値を検討する。Fig. 2 と Fig. 3 とを比較すると、Fig. 2 で変異係数 CV のメジアン値が 1.5 を横切る $\tau = 1.7$ 秒付近以降に対応して、観測記録 (Fig. 3) では $\tau = 1.7$ 秒付近以降でゼロオフセット波形と擬似反射記録との対応がつかなくなる傾向にある。したがって変異係数 $CV = 1.5$ を閾値とすることは妥当であると考えられる。変異係数 $CV = 1.5$ は相関関数の標準偏差が相関関数のピーク値の 1.5 倍であることを示している。以上の考察からのメジアン値が 1.5 を横切る時刻付近を最大ラグタイムとすることが妥当であると考えられる。

3. 観測データ

本稿で用いたデータは 1998 年阿蘇火山構造探査 (人工地震) (須藤ほか, 2002) で得られたものである。この観測では阿蘇火山の活動火口である中岳火口 (CRA) を中心に、6 ヶ所の発破点と 295 点の臨時観測点が展開された。測線展開を Fig. 4 に示す。295 点の観測点は全て固有周波数 2Hz の地震計で構成され、11 点の 3 成分観測点の他は全て上下動成分観測点であった。この観測網で

Fig. 2. A distribution of the values CV for lag time. The values CV are calculated from the autocorrelograms of Tsutsui et al.(2007).

Fig. 3. A comparison of zero-offset reflection seismogram with pseudo-reflection seismogram. After Tsutsui et al.(2007). The topmost trace is the equivalent incident seismogram from all pseudo-reflection seismograms. Next traces are pseudo-reflection seismograms at the stations L493 and L495 with different lengths of correlation windows which are overlaid with the corresponding zero-offset seismograms. Dots mark well coincident phases.

は 1998/11/26 01:01:50 より 5 分おきに約 2 分 17 秒のデータ取得が行われた。臨時観測網は機器のデータ収録容量により Fig. 4 のように Early set observation 群と Fullset observation 群から構成された。観測開始から 02:11:52 までの 15 回のスケジュールでは Early set observation 群と Fullset observation 群が記録取得を行った。02:35:00 以降の 35 回のスケジュールでは Fullset observation 群だけが記録取得を行った。以下では観測開始から 15 回のスケジュールを前半観測、16 回目のスケジュール以降を後半観測と称する。

本研究の観測記録が取得された 1998 年当時は測線中央に位置する中岳火口 (CRA) には湯だまりが形成され

Fig. 4. The seismic network of the project ASO98, a seismic experiment over the central cones of Aso Volcano, after Sudo et al.(2002). Solid rectangles mark temporary stations. The station L015 is included in the D-array. Labels L041, L073, L121, and L163 marks the station at the end of each line. Labels S1 ? S6 mark the shot points. Major land marks are labeled as followings; KUS: Kusa-senri, CRA: the active crater, Nakadake, TAK: Takadake, and FBC: Furu-bochu flat. The contour interval is 100m. The origin is located at 131 04' 33.64" E and 32 52' 46.87"N (WGS84) in Hondo observatory, Kyoto University.

ており、孤立型火山性微動の定常的発生が継続していた。須藤ほか（2006）によれば、Sassa(1935)が火山性微動の議論を行った当時に比較して活動レベルは低い状態であった。活動火口の東側に隣接した臨時観測点(L219)で人工地震観測期間中にとらえられた上下動観測記録を Fig. 5 に示す（須藤ほか, 2002）。Fig. 5 では孤立型微動のそれぞれに通し番号のラベルをつけて示し、Table 1 にリストとして整理する。前半観測では 41 個の微動イベントが、後半観測では 63 個の孤立型微動イベントが観測された。Fig. 5 中の S1~S6 は構造探査計画の人工地震用発破振動を示している。孤立型微動イベントと発破振動以外の時刻にあらわれている振動は連続型火山性微動である。得られた 104 個のイベントのうち 85 個のイベントが高周波成分(HF 相)に遅れて低周波成分(LF 相)が表れるハイブリッド型孤立微動(Mori et al., 2008)の特徴を示していた。そのほか、観測記録には地震が 1 イベント、HF 相のみが 12 イベント、LF 相のみが 4 イベント含まれていた。Table 1 の Type 欄ではハイブリッド微動を HB, HF 相のみを HF, LF 相のみを LF として表現している。

前半観測で得られた 41 個のイベントのうち、背景の連続微動に対する振幅比が大きい 10 個の孤立型微動イベントを解析対象に選んだ(Table 2)。これら 10 個の孤立型微動イベントに対して、Table 1 に示される基準時刻(Approximate onset)を起点に切り出した 159 点の個々の観測点の上下動波形記録を用いて擬似反射記録を作成するとともに、等価入射波形を構成してデコンボリューションに用いた。

以下の解析例では、発破点 S2-S1-観測点 L121 を結ぶ測線 S1-S2 に沿った観測点で得られた、前半観測でもっとも明瞭な孤立型微動イベント 012755 (ラベル 012) の上下動波形記録を示す。このイベントは Mori et al.(2008)のイベント HB2 に対応する。イベント 012755 の記録をその HF 相の到来時刻 1998/11/16 01:27:54.000 から取り出して、測線に沿って並べたものを Fig. 6 に示す。Fig. 6a は測線 S1-S2 上を、Fig. 6b は測線 S5-S6 上を示す。Fig. 6a では S2 起点 6km 付近（観測点 L006 付近）に波がもっとも早く到来し、その周囲でもっとも大きい見かけ速度を示す。Fig. 6b では S5 起点 3.8km（観測点 L426）付近にもっとも早く到来し、その周囲で最

Station: L219 Component: Vertical

Fig. 5. The raw seismograms including isolated tremors at the station L219, just at the side of the crater, after Sudo et al.(2002). Three digit labels indicate isolated volcanic tremor events and the labels S1 - S6 are the shootings for the exploration. The label E marks a small earthquake event.

も大きい見かけ速度を示す。それぞれの測線で波の到来が最も早くかつ見かけ速度がもっとも大きい地点は、いずれも測線が中岳火口 CRA にもっとも接近した場所である。さらに、Mori et al.(2008)では HF 相の震源位置が第一火口南壁の地表付近に求められ、LF 相の震源位置が第一火口中央部の地表より 300m の深さに求められ

ることを示した。実際に中岳第一火口(CRA)の中心を起点にした距離で観測波形を並べると Fig. 7 のようになり、孤立型微動の震央が CRA 付近にあることが確認できる。このような LF 相の走時の特徴は他の孤立型微動イベントでも確認される。

Fig. 6. The record sections of the event 012755 along the seismic lines. The time origin is 01:27:54.000 JST, 26 Nov. 1998. (a) along the line S1-S2, (b) along the line S6-S5.

4. 火山性微動の波動特性

次に孤立型微動イベント 012755 の見かけ速度および振幅分布、振動様式について検討する。Mori et al. (2008)は位相の伝播速度に注目し、本イベントを構成する HF 相はその見かけ速度から P 波が卓越し、引き続いて出現する LF 相はそのスローネス分布から S 波が卓越するとしている。すなわち Fig. 7 に示される LF 相では、火口より離れた場所で約 2km/s の見かけ速度を示す。筒井ほか(2003)によれば中岳火口周辺の P 波速度は 3.5km/s であるので、 V_p/V_s 比を 1.7 と仮定すると、LF 相はその伝播速度の点から S 波であると考えられる。

次に振幅分布について検討する。イベント 012755 の HF 相と LF 相はそれぞれの卓越周波数が比較的離れているので、帯域フィルターで分離することができる。HF 相の取り出しには 8Hz HPF を用い、LF 相の取り出しには 8Hz LPF を用いることにする。それぞれのフィルターを施した波形を Fig. 8 に示す。8Hz LPF を施した Fig. 8a では測線全体にわたって LF 相の伝播が確認できるのに対して、Fig. 8b では HF 相が 4~7km 地点の区間のみで確認されるにすぎない。このように LF 相が測線全体にわたって十分な S/N 比を示す傾向は、イベント 012755 ばかりではなくほかの

Event 012755, 98/11/26 01:27:54-01:28:09, 5Hz LPF

Fig. 7. The paste-up section for the distance from the active crater.

Fig. 8. (a) LPF processed section. LF phases become clearer than those in Fig. 6a. (b) HPF processed section. Although HF phases are enhanced, HF phases are clear only in the proximal within 8km from S2. The same display method is applied with those in Fig. 6a.

孤立型微動イベントでも認められる。このことから、阿蘇火山中央火口丘全体の擬似反射記録法の処理を行うためには、LF相の利用が妥当であると考えられる。

最後に解析対象区間の振動様式について検討する。測線 S1-S2 上に設置された高密度アレイ(以下 D-array と称する)を用いて、イベント 012755 の LF 相に対してビームフォーミング法による見かけ速度解析とホドグラム解析を行った結果を以下で述べる。D-array は仙酔峡ロープウェイ火口東駅に隣接する駐車場に 8 点の上下動成分地震計(観測点 L012-L014, L016-L020) と 1 点(観測点 L015)の三成分地震計で構成されている(須藤ほか, 2002)。見かけ速度解析とホドグラム解析は 1998/11/26 01:27:52.000 のデータ先頭から 7.560 秒から開始し、これ以降 1 秒ごとの窓で行った。この区間に対して $0.0 \sim 0.5$ s/km のスローネス領域におけるアレイ波形の Semblance 値を用いて入射波の見かけ速度解析を行った。その結果を Fig. 9 上段に示す。Fig. 9 中段は三成分観測点 L015 における解析区間の三成分波形を示す。Fig. 9 下段は解析区間に対応するホドグラムを示すが、いずれの区間も水平動が卓越する傾向にあることが示されている。Fig. 9 で解析区間の比較的高い見かけ速度を示す時刻でも水平動が卓越した振動様式を示すことから、解析区間を構成する主要な波は垂直に近い角度で入射している S 波であることが支持される。

Fig. 9. The hodograms and apparent velocity of the arrivals at the D-array which includes the three component station, L015. Top panel: apparent velocity, middle panel: corresponding waveform, and bottom panel: hodograms. The later arrival is dominated with horizontal motion and high-apparent velocity component.

5. 擬似反射記録法解析

Fig. 10 に今回用いた擬似反射記録法の解析手順を示す。擬似反射記録法の原理である Clearbout-Kunetz 方程式(Clearbout, 1968)には垂直入射波以外の波の混入を排除する機能はない。擬似反射記録法解析にあたり、原記録に対して垂直入射波の選択度を高める処理が必要である。このための処理として 1) 相関窓の位置選択, 2) トレースミキシングを採用する。

まず相関窓の選択では初動付近を避けて後続相部分から波形の切り出しを行う。イベント 012755 に対する相関窓の位置を Fig. 11 のように決定した。初動付近は屈折波やオーバークリティカル反射波など構造の浅いところを経由する波が卓越している。後続相部分では初動から離れるほど到来波群の見かけ速度が高くなる傾向にあり(Fig. 9), 初動から離れた後続相部分を選ぶことによってより垂直に近い角度の入射波を得ることができる。このような理由から人工地震記録における擬似反射記録法の適用では初動付近を使わず、初動大振幅部の数秒後を用いている(Tsutsui, 1990; 筒井ほか, 2004; 筒井ほか, 2007; 筒井ほか, 2008)。しかし、火山性微動はその定義にも述べられているように初動到来が不明瞭である(西村・井口, 2006)。したがって、本研究では LF 相のうち早い走時に出現し相対的に大きな見かけ速度を示すもっとも顕著な位相をリファレンス相として定義し、その到来を人工地震記録における初動到来時刻に準ずるものとして取り扱うことにした。Table 1 の"Approximate onset"がリファレンス相の到来時刻に準ずるものである。擬似反射記録法解析では到来走時の精度は結果の精度に反映しないので、これで十分である。もちろん、リファレンス相の到来以前に本当の初動が到来しているであろうことはいうまでもない。

後続相部分をそのまま用いた場合といえども見かけ速度が遅く入射角が浅い表面波の混入は避けられない。しかも本研究で利用する火山性微動では横方向に入射する成分が少なからず含まれていると考えられる。この問題に対して隣接する複数の観測点を用いたトレースミキシング処理を施すことで、見かけ速度の高い波に対する選択度をさらに高めることにする。トレースミキシング処理とは垂直に近い入射波を強調することを目的とした処理で、位相差 0 で個々の地震計の記録を重合して記録を得ることをいう。本研究では隣接点を用いた測線上の移動平均で処理を実現する。本研究で用いたデータセットにおける観測点間隔の代表値は約 100m である。100m 間隔で並ぶ 3 点をトレースミキシングした場合の指向性を Fig. 12 に示す。実際の記録にトレースミキシングを適用した結果を Fig. 13 に示す。Fig. 13 では、無処理の Fig. 6a に比べて見かけ速度が大きい成分の強調がな

されていることが確認できる。

次に相関窓長を以下のように変異係数 CV 値を用いて決定した。イベント 012755 について、異なった相関窓長(6s, 10s, 20s)に対するそれぞれの CV 値を計算し、これらのメジアン値を計算した。メジアン CV 値の分布を Fig. 14 に示す。Fig. 14 ではラグ時間が小さな部分では相関窓長の変化に対する変異係数 CV の変化は小さいが、全般的に相関窓長 6s に対応するメジアン値は他に比べて小さな値をとる傾向が認められる。一般的に短い相関窓長の CV 値が大きな値をとることは自明である。しかしながらここでは相関窓長が長いほど CV 値が大きな値をとる傾向が認められる。これは相関窓が長くなると、背景の連続微動に対する重複反射波成分の S/N 比が低くなることに関係していると考えられる。したがって本研究の例では最適な相関窓長は 6s であると考えられる。

ひきつづき、擬似反射断面の下限を定義する最大ラグタイムを定義する。擬似反射断面の下限の決定法は同一地点におけるゼロオフセット反射記録との比較を用いる方法(筒井ほか, 2007)や変異係数 CV 値を用いて統計的に決定する方法(筒井ほか, 2008)がある。ここでは後者の変異係数 CV 値を用いて統計的に最大ラグタイムを決定する方法を採用する。なぜならば本研究では震源として火山性微動を用いているために、人工地震の場合のような厳密なゼロオフセット反射記録を得ることがで

Fig. 10. The processing flow.

Fig. 11. The reference phase (broken lines) and the start position of the correlation window (the solid lines), (a) for the line S2-S1, and (b) for the line S5-S6. The start of the correlation window is assigned after 3 seconds of the reference phase. The length of the correlation window is around 10 seconds. Origin time is 1998/11/26 01:27:54 in both sections.

きないからである。さきに述べたように、最大ラグタイムをあたえる閾値は $CV=1.5$ 付近であるので、安定して $CV<1.5$ の領域が広くとれる窓長で自己相関関数を計算し、 CV が 1.5 を超えない領域を用いて断面を構成することが最適と考えられる。したがって Fig. 14 に示されるように、イベント 012755 に対する最適自己相関窓長は 6s、最大ラグタイムは 2.5 秒付近であると考えられる。

6. 複数の孤立型微動に対する擬似反射記録法 処理結果の差異

イベント 012755 のほかに、前半観測で得られた 9 つの明瞭な孤立型微動イベントに対して 159 観測点全てで同様な擬似反射記録法解析を行った。それぞれのイベントに対する処理パラメータを Table 2 に示す。それぞれの孤立型微動に対する自己相関窓開始点は、リファレンス相を含む大振幅部の継続時間を考慮して、リファレンス相到来後 2~6 秒とした。また、先述の検討から相関窓長はすべて 6 秒間とし、LF 相を強調するために 5Hz の LPF を施した。これらの擬似反射記録のうち 4 つのイベントに対する例を Fig. 15 に示す。Fig. 15 は擬似反射記録を観測点コード番号別に並べている。Fig. 15 では位相の並び方に共通したパターンを見いだすことができず、むしろ孤立型微動イベント毎に別々のパターンが

あることが認められる。これはターゲットとなる地下構造に対する入射波の波形の特徴を反映していると考えられる。

個々のイベントの固有の特徴を抽出するために、それぞれのイベントごとに 159 観測点の擬似反射記録を全て重合した。この操作によって得られる重合後擬似反射記録を等価入射波形記録と呼ぶことにする。それぞれの微動イベントに対応する等価入射波形を Fig. 16 に示す。先述のように一つのイベントに対する等価入射波形は、全ての観測記録に共通な成分、すなわち震源波形のワースペクトルと震源近傍の地震波反射応答である（筒井ほか, 2008）。

Fig. 16 は孤立型微動イベント毎に等価入射波形が異なることが示されている。このことは火山性微動を用いた擬似反射記録断面の解釈には入射波形の変異を考慮する必要があることを示している。得られた等価入射波形はサイドローブの継続時間と形状の点から A~C の 3 つのタイプに大きく分類できる。Fig. 16 ではいずれの等価入射波形でもゼロラグパルス（サイドローブ幅が約 0.1 秒であるが、イベント 011749 のようにその直後のローブがラグ時間 0.3~0.4 秒で終わるか）の頭が丸いもの（HBT-A タイプ、以下 A タイプと称する）、イベント 012755 のようにラグ時間 0.4~0.6 秒でローブが終わるか）の頭が平らまたは複数ピークで構成さ

Table 2. Processing parameters for tremor events. The reference phase arrival time and the correlation window top time are referred to the first sample of each data file.

Event	File top 1998/11/26	Reference phase arrival at L219 (s)	Correlation window top (s)	Length (s)
011749	01:17:47.00	2.92	4.92	6.0
012726	01:27:25.00	2.71	6.71	6.0
012755	01:27:54.00	2.36	5.36	6.0
013221	01:32:19.00	2.92	5.92	6.0
014757	01:47:52.00	5.56	8.56	6.0
015757	01:57:55.00	2.18	5.18	6.0
020206	02:02:03.00	3.26	9.26	6.0
020255	02:02:52.00	3.54	9.54	6.0
020821	02:08:19.00	3.40	6.40	6.0
021248	02:12:46.00	3.33	6.33	6.0

Fig. 12. A typical directivity of the trace mixing with 100m spacing which is a typical spacing of stations.

れるもの(HBT-Bタイプ, 以下Bタイプと称する), イベント 020821 のようにラグ時間約 0.2 秒でローブが終わり, 比較的短周期の小振幅ピークが継続するもの(HBT-Cタイプ, 以下Cタイプと称する)である。Aタイプには3イベントが, Bタイプには5イベント, Cタイプには1イベントが分類される。Fig. 16に記号A~Cで分類を示す。上で述べた3つのタイプの等価入射波形のうち, ゼロラグのローブが有意に短いCタイプについては出現確率が低いと考えられる。

等価入射波形の変異は個々の孤立型微動の震源パラメータ(震央位置・深さ・震源時間関数)に関する変異あるいは震源の周囲の反射応答の変化を反映していると考えられる。また, 本解析で用いたハイブリッド型火山性微動では四象限型の震源モーメントテンソルをともなうことを Mori et al.(2008)が指摘している。一般に天然に発生する自然地震や火山性微動を用いて波形処理を行う

Event 012755 (Mixed), 1998/11/26 01:27:54-01:28:09

Fig. 13. A record section after the trace mixing with traces at both sides of each station.

Fig. 14. Distribution of the value CV for lag time. The medians of the value CV are shown for these three lengths of the correlation windows, 6, 10.0, and 20.0 seconds with open triangles, solid circles, and open diamonds.

場合には震源モーメントテンソルに対する考察も必要である。しかし, 節線上あるいは主要応力軸上の観測記録をのぞいて, 擬似反射記録法解析では自己相関関数計算と結果の正規化の処理を通して震源モーメントテンソルの成分を反映した震動極性の特徴が失われてしまうことから, 震源モーメントテンソルの変異について考慮する必要はないと考える。等価入射波形の差異が意味するも

Fig. 15. Four examples of raw Pseudo-Reflection Profiles of the two lines for different tremor events. The seismograms are ordered east to west and north to south. Low pass filter (5Hz) is applied.

のについては別稿で議論することとし、ここではこれ以上立ち入らないことにする。

7. 等価入射波形によるデコンボリューションと波形重合

前章で述べた入射波形の差異の影響を取り除くために、それぞれの擬似反射記録波形を等価入射波形でデコンボリューションした後、個々の観測点ごとに重合を行う。擬似反射記録を構成するウェーブレットはその処理過程に由来して $t=0$ に対して対称な波形になることを考慮して、等価入射波形によるデコンボリューションを周波数領域で行った。孤立型微動イベントの震源が浅い場所にあること (Mori et al, 2008) を考慮して、地中で発生した震源波形と震源直上の地表で生成された「デプスフェーズ」とが重畳した波形が構造への入射波形であると見なして、等価入射波形の全長をデコンボリューションに用いた。さらに、デコンボリューション結果の安定化向上を目的に、等価入射波形をふくむ擬似反射記録はフィルター処理を施さないものを用いた上、等価入射波形にはそれ自身のパワーに対して 0.1% のランダムノイズを加えるプリホワイトニングを施した。また、デコンボリ

Fig. 16. Equivalent incident seismograms (EIS) for each tremor event. Marks A-C describe a classification with their waveform. Low pass filter (5Hz) is applied.

ューションで生ずる人為的ノイズを抑制するために、LF 相が十分なパワーを持つ帯域に相当する 1.8~8Hz のバンドパスフィルターを最終段で施した。

それぞれのイベントに対応するデコンボリューション済み擬似反射記録断面を重合した結果を Fig. 17a に示す。参照例として Fig. 17b には発破 S5 による人工地震波形から得られた擬似反射断面を示す。先述の孤立型火山性微動記録の構成を考慮すると、得られた擬似反射記録断面 Fig. 17a は S 波地震波反射断面であると考えられる。このことを考慮して人工地震記録から得られた P 波擬似反射断面 (Fig. 17b) の深さスケールを $1/1.7 (=V_s/V_p \text{ 比})$ にして表示している。

Fig. 17a および 17b の断面の特徴的な部位に、それぞれ A ~ C-C' および a~c-c' と記号をつける。大文字は Fig. 17a, 小文字は Fig. 17b の特徴を示し、A と a, B と b, C-C' と c-c' は両者で対応する特徴を表している。A および a は測線の S2 寄りで見いだされる浅くて強い反射である。B および b は測線中央部の FBC 直下で見いだされるやや強い反射である。B および b の地表面からの深さは A(a) より深い。C-C' および c-c' は S4 直下から

Fig. 17. (a) Final Pseudo-Reflection Profile from the isolated volcanic tremors. The deconvolution with the equivalent incident seismograms of each event was applied and deconvolved pseudo-reflection seismograms were stacked at a station for each event. (b) Pseudo-Reflection Profile from explosion seismograms. The both datum level is 1.32km above sea level. The variable density display is applied on the both profile.

観測点 L131 付近にかけて見いだされる反射パターンの境目で、L131 に向かって浅くなる。ただし S 波反射面と P 波反射面の意味するインピーダンスコントラストは同じ質のものではないので、両者で断面に表れる反射パターンは細部にわたり完全に一致する必要はない。また、Fig. 17a と Fig. 17b では反射波の周波数成分の構成に差がある。以上のことを考慮すると、Fig. 17a と b はおおむね整合的であるといえる。これらマークされた反射パターンおよび振幅に関する特徴が火山の構造として意味するものについては、別稿で改めて議論することとした。

以上の議論から孤立型火山性微動を用いて S 波擬似反射断面を得ることは十分可能であることが確認された。

十分な大きさをもった S 波を人工的に発生することができない現状において、火山性微動による擬似反射記録法解析は人工地震による P 波反射断面を補うことができる有効な手法のひとつとなろう。

8. まとめ

阿蘇火山で発生する孤立型火山性微動の高密度観測記録を用いて擬似反射記録法解析を行った。今回用いた孤立型火山性微動記録の主要部分は主に S 波から構成されており、主要部分以降を用いて得られた擬似反射記録は S 波反射断面と等価なものであると考えられる。また、波形記録の特徴から自己相関窓の開始位置は低周波相最

大振幅到来時刻より3~6秒の位置が適当と考えられる。異なる自己相関窓長で得られた相関関数の変異係数を検討した結果、相関窓長は約6秒が適切であると判断された。さらに処理では垂直に近い入射波の強調をはかり両隣の隣接点とトレースミキシングを行った記録を用い、孤立型微動の個々のイベントに対応する擬似反射断面を得た。個々のイベントに対応する擬似反射断面では入射波として用いた微動波形の変異の影響が強く見受けられたので、それぞれの擬似反射記録に等価入射波形を用いたデコンボリューションを施したうえで重合し、S波時間断面に相当する結果を得ることができた。得られたS波擬似反射断面は人工地震記録によるP波擬似反射断面と整合的であり、火山性微動を用いた擬似反射記録法解析は人工地震によるP波反射断面を補う手法の一つとなる可能性が確認された。

謝 辞

本研究を進める上で1998年阿蘇火山構造探査観測データは重要であった、データ取得に協力をいただいた須藤靖明博士(現・財団法人阿蘇火山博物館)・吉川 慎氏(京都大学大学院理学研究科)をはじめとする1998年阿蘇火山構造探査グループ諸兄86名および地元関係者の皆様には感謝の意を表します。さらに、森田裕一博士(東京大学地震研究所)には擬似反射記録法の解析パラメータに関する検討の機会を与えていただいた。本研究の経費は文科省科学研究費補助金 基盤研究(c) 課題番号18540412(代表者 筒井智樹)によって遂行された。また、小田義也氏(首都大学東京)には物理探査誌への投稿の機会を与えていただいた。さらに2名の匿名査読者にいただいた意見は原稿の改良に大きく貢献した。以上の諸氏にこの場を借りて謝意を表します。

参 考 文 献

- Clearbout, J. F. (1968): Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, *Geophysics*, **33**, 264-269.
- Freed, D. (2008): Cable-free nodes: The next generation land seismic system, *Leading Edge*, **27**, 878-881.
- 日野幹雄 (1977): スペクトル解析, 朝倉書店, 296pp.
- Kamo (1962a): Nature of Volcanic Micro-Tremors at the Volcano Aso, Part I, Observation of a New Type of Long-Period Micro Tremors by Long-Period Seismograph. *Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Bulletin*, **54**, 1-16.
- (1962b): Nature of Volcanic Micro-Tremors at the Volcano Aso, Part II, Some natures of the Volcanic Micro-Tremors of the 1st kind at the Volcano Aso. *Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Bulletin*, **55**, 1-13.
- Kawakatsu, H., Kaneshima, S., Matsubayashi, H., Ohminato, T., Sudo, Y., Tsutsui, T., Uhira, K., Yamasato, H., Ito, H., Legrand, D. (2000): ASO94: Aso seismic observation with broadband instruments, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **101**, 129-154.
- 菊池茂智 (1962): 阿蘇山における短周期火山性微動について, 火山第2集, **7**, 1-16.
- (1964): 阿蘇山における短周期火山性微動について (II), 火山第2集, **9**, 9-16.
- (1974): 阿蘇山の長周期火山性微動について 一第2種火山性微動と火山性微小地震の関係, 京大防災研年報, 第17号B, 107-114.
- Komazawa, M. (1995): Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its interpretation, *J. Geodetic Soc. J.*, **41**, 17-45.
- 蔵下英司・平田 直・森田裕一・結城 昇 (2006): 高機能小型オフラインロガーを用いた高密度地震観測システム, 地震第2輯, **59**, 107-116.
- Mori, T., Sudo, Y., Tsutsui, T., and Yoshikawa, S. (2008): Characteristics of isolated hybrid tremor (HBT) during a calm activity period at Aso Volcano, *Bull. Volcanol.*, DOI 10.1007/s00445-007-0185-7
- 森田裕一・浜口博之 (1996): 火山帯構造探査のための高精度小型データロガーの開発, 火山, **41**, 127-140.
- 西村太志・井口正人 (2006): 日本の火山性地震と火山性微動, 京大出版会, 26-37.
- Robinson, E. A. and Treitel, S. (1980): *Geophysical signal analysis*, Prentice-Hall, p. 253.
- Sassa, K. (1935): Volcanic Micro-Tremors and Eruption-Earthquakes (Part I of the Geophysical Studies on the Volcano Aso). *Memoir of Faculty of Science, Kyoto University, Series A*, **18**, 255-293.
- (1936): Anomalous Deflection of Seismic Rays in Volcanic Districts, *Mem. Coll. Science, Kyoto Imp. Univ. Ser.A*, **19**, 65-78.
- Scherbaum, F. (1987a): Seismic imaging of the site response using microearthquake recordings, Part I, Method; *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1905-1923.
- (1987b): Seismic imaging of the site response using microearthquake recordings, Part II, Application to the Swabian Jura, SW Germany, seismic network; *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1924-1944.
- Sudo, Y. (1991): An attenuating structure beneath the Aso Caldera determined from the propagation of seismic waves, *Bull. Volcanol.*, **53**, 99-111.
- and Kong, L. S. L. (2001): Three-Dimensional Seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan, *Bull. Volcanol.*, **63**, 326-344.
- 須藤靖明・ほか89名 (2002): 阿蘇山における人工地震探査—観測および初動の読みとり—, 地震研究所集報, **77**, 303-336.

———・筒井智樹・中坊 真・吉川美由紀・吉川 慎・井上寛之 (2006): 阿蘇火山の地盤変動とマグマ溜まり一長時間の変動と圧力源の位置一, 火山, **51**, 291-310.

——— (1974): 火山性微動の出現様式, 京大防災研年報, 第 **17** 号 **B-1**, 97-105.

Takagi, N., Kaneshima, S., Kawakatsu, H., Yamamoto, M., Sudo, Y., Ohkura, T., Yoshikawa, S. and Mori, T. (2006): Apparent migration of tremor source synchronized with the change in the tremor amplitude observed at Aso volcano, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **154**, 181-200.

筒井智樹・及川 純・鍵山恒臣 (2007): 人工地震で見た富士火山の内部構造, 物理探査, **60**, 131-144

———・松島 健・清水 洋 (2004): 雲仙火山の浅部構造に対する擬似反射記録法の適用の試み, 火山, **49**, 143-152.

Tsutsui, T. (1990): Three Dimensional Subsurface Structure beneath the Hino River Flat, South-East Shore of Lake Biwa, Central Japan, *Jour. Phys. Earth.*, **38**, 403-429.

——— (1992): Pseudo Reflection Profiling Method: an efficient complement to the CDP method, *Geophys. Prosp.*, **40**, 15-30.

筒井智樹・鬼澤真也・森 健彦・野上健治・平林順一・小川康雄・高木憲朗・鈴木敦生・及川 純・中道治久・吉川 慎・松島 健 (2008): 草津白根火山白根火砕丘の地震反射断面一擬似反射記録法による反射断面の推定一, 火山, **53**, 1-14.

Tsutsui, T. and Sudo, Y. (2004): Seismic reflectors detected beneath

the central cones of Aso Volcano, Kyushu, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **131**, 33-58.

筒井智樹, 須藤靖明, 森 健彦, 勝俣 啓, 田中 聡, 及川 純, 戸松稔貴, 松尾のり道, 松島 健, 宮町宏樹, 西 潔, 藤原善明, 平松秀行 (2003): 阿蘇火山中央火口丘山体の三次元地震波速度構造, 火山, **48**, 293-308.

和田卓彦・西村敬一 (1981): 阿蘇カルデラの地下構造について, 火山 第2集, **26**, 83-92.

Yamamoto, M., Kawakatsu, H., Kaneshima, S., T. Mori, T., Tsutsui, T., Sudo, Y., Morita, Y. (1999a): Detection of a crack-like conduit beneath the active crater at Aso volcano, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3677-3680.

———, Kawakatsu, H., Kaneshima, S., Iidaka, T., Oikawa, J., Watada, S., Morita, Y., Mori, T., Tsutsui, T., Sudo, Y., Yoshikawa, M., Hashimoto, T., Nakaboh, M. (1999b): "ASOBOI97: Aso Seismic Observation with Broadband Instruments in 1997", *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, **74**, 267-285.

吉川宗治・加茂幸介・狐崎長琅 (1959): 阿蘇火山中岳火口周辺における地震探査, 火山 第2集, **4**, 20-32.

Table 1. The event list.

98/11/26			Station L219 (n06)			
Label	Event ID	Approximate onset	LF max time	Type	S/N Quality	Notes
001	010351	01:03:47.73	01:03:51.25	HB	Small	
002	010748	01:07:46.76	01:07:48.61	HB	Small	
003	010807	01:08:06.05	01:08:07.58	HB	Small	
004	010830	01:08:29.46	01:08:30.96	HF	Small	
005	011324	01:13:22.12	01:13:24.24	HB	Small	
006	011735	01:17:34.00	01:17:35.94	HB	Medium	
007	011749	01:17:47.68	01:17:49.12	HB	Medium	
008	012234	01:22:32.94	01:22:34.26	HB	Medium	
009	012256	01:22:54.59	01:22:56.55	HB	Small	
010	012705	01:27:04.35	01:27:05.90	HB	Medium	
011	012726	01:27:25.49	01:27:26.84	HB	Medium	
012	012755	01:27:54.28	01:27:55.90	HB	Medium	
013	012836	01:28:36.20	01:28:36.54	HB	Medium	Preceding LF, 012836-012853 overlapped"
014	012844	01:28:41.65	01:28:44.30	HB	Medium	012836-012853 overlapped
015	012849	01:28:46.93	01:28:49.58	HB	Medium	012836-012853 overlapped
016	012853	01:28:51.35	01:28:53.68	HB	Medium	012836-012853 overlapped
017	013221	01:32:19.36	01:32:21.35	HB	Medium	

Table 1. (Continued).

Label	Event ID	Approximate onset	LF max time	Type	S/N Quality	Notes
018	013344	01:33:41.26	01:33:44.66	HB	Small	
019	014153	01:41:51.39	01:41:53.18	HB	Medium	Preceding the shot S5
020	014231	01:42:29.16	01:42:31.08	HB	Medium	
021	014405	01:44:04.04	(01:44:05.11)	HF	Small	Truncated
022	014757	01:47:52.62	01:47:57.53	HB	Medium	Longer gap HF-LF peak
023	014849	01:48:46.92	01:48:49.34	HB	Medium	Excellent clear LF
024	015220	01:52:19.13	01:52:20.88	HB	Medium	Overlapped on coda part of the shot S6
025	015308	01:53:06.43	01:53:08.19	HB	Small	
026	015659	01:56:58.23	01:56:59.29	HB	Medium	
027	015705	01:57:04.15	01:57:05.14	HB	Small	
028	015757	01:57:55.04	01:57:57.22	HB	Medium	
029	015802	01:58:00.65	01:58:02.82	HB	Small	
030	015855	01:58:55.02	(01:58:55.73)	HF	Small	
031	020206	02:02:03.65	02:02:06.18	HB	Medium	
032	020255	02:02:52.95	02:02:55.13	HB	Medium	
033	020728	02:07:26.63	02:07:28.08	HB	Medium	
034	020821	02:08:19.52	02:08:21.30	HB	Medium	
035	021213	02:12:12.07	02:12:13.90	LF	Small	
036	021218	02:12:16.34	02:12:18.56	HB	Medium	
037	021240	02:12:39.18	(02:12:40.31)	HF	Medium	
038	021248	02:12:46.67	02:12:48.37	HB	Medium	
039	021326	02:13:25.98	02:13:26.76	HB	Small	
040	021338	02:13:37.55	02:13:38.30	HB	Medium	
041	021345	02:13:42.87	02:13:45.78	HB	Medium	
042	023610	02:36:08.63	02:36:10.75	HB	Medium	
043	023655	02:36:54.84	02:36:55.76	MF	Medium	
044	023700	02:36:57.92	02:37:00.64	HB	Medium	023655 overlapped
045	024211	02:42:08.56	02:42:11.90	HB	Medium	
046	024712	02:47:10.11	02:47:12.21	HB	Medium	
047	025049	02:50:47.64	02:50:49.44	HB	Medium	
048	025647	02:56:45.19	02:56:47.28	HB	Small	
049	025653	02:56:51.08	02:56:53.89	HB	Small	
050	025712	02:57:10.64	02:57:12.35	HB	Medium	"Higher HF comp, truncated"
051	030102	03:01:00.60	03:01:02.68	HB	Medium	
052	030110	03:01:09.04	03:01:10.94	HB	Medium	
053	030125	03:01:24.31	03:01:25.75	HB	Medium	
054	030132	03:01:29.96	03:01:32.56	HB	Medium	
055	030544	03:05:43.43	(03:05:44)	HF	Medium	
056	030603	03:06:01.53	03:06:03.60	HB	Small	
057	030707	03:07:04.64	03:07:07.02	HB	Small	030710 overlapped
058	030710	03:07:08.41	03:07:10.90	HB	Medium	030707 overlapped
059	031510	03:15:08.48	03:15:10.33	HB	Medium	
060	031516	03:15:13.08	03:15:16.95	HB	Medium	
061	031618	03:16:16.71	(03:16:18.06)	HF	Small	
062	032144	03:21:42.48	03:21:44.18	HB	Small	
063	032150	03:21:48.19	03:21:50.67	HB	Small	

Table 1. (Continued).

Label	Event ID	Approximate onset	LF max time	Type	S/N Quality	Notes
064	032528	03:25:26.21	03:25:28.47	HF	Small	unclear LF part
E	032541E	(03:25:41.04 EQ)	(03:25:41.63)	EQ	Earthquake	
065	033006	03:30:05.24	03:30:06.20	LF	Small	
066	033010	03:30:08.78	03:30:10.39	HB	Large	
067	033015	03:30:14.22	03:30:15.81	HB	Medium	
068	033508	03:35:06.07	03:35:08.58	HB	Medium	
069	033516	03:35:15.84	03:35:16.07	HB	Medium	
070	033647	03:36:46.79	03:36:47.78	HB	Small	
071	034042	03:40:40.24	03:40:42.22	HB	Large	
072	034620	03:46:17.78	03:46:20.47	HB	Medium	
073	035551	03:55:46.31	03:55:51.00	HB	Medium	Longer gap HF-LF peak
074	035640	03:56:37.56	03:56:40.46	HB	Medium	
075	040044	04:00:45.45	04:00:44.64	HB	Medium	
076	040532	04:05:28.95	04:05:32.26	HB	Medium	
077	040650	04:06:48.69	04:06:50.44	HB	Small	
078	040657	04:06:56.11	04:06:57.54	HB	Small	
079	040705	04:07:06.06	(04:07:05.93)	HF	Medium	
080	041036	04:10:34.81	04:10:36.56	HB	Medium	
081	042657	04:26:54.75	04:26:57.48	LF	Small	Predominant LF part
082	043053	04:30:52.86	(04:30:53.29)	HF	Small	
083	043540	04:35:39.03	04:35:40.84	HB	Medium	043545 overlapped
084	043545	04:35:42.55	04:35:45.28	HB	Large	
085	043559	04:35:57.84	04:35:59.77	HB	Medium	
086	044057	04:40:56.06	04:40:57.81	HB	Small	
087	044132	04:41:30.02	04:41:32.18	HB	Medium	
088	044533	04:45:32.53	04:45:33.98	HB	Small	
089	045103	04:51:01.48	04:51:03.32	HB	Large	
090	045206	04:52:05.40	04:52:06.82	HB	Small	
091	045548	04:55:47.20	(04:55:48.46)	HF	Medium	
092	045640	04:56:39.15	04:56:40.47	HB	Medium	
093	050119	05:01:18.35	05:01:19.96	HB	Medium	
094	050130	05:01:24.29	05:01:30.40	HB	Medium	
095	050604	05:06:03.28	05:06:04.10	LF	Small	
096	050619	05:06:16.22	05:06:19.40	HB	Medium	Preceding LF
097	050656	05:06:55.19	05:06:56.86	HB	Small	
098	051016	05:10:15.02	(05:10:16.50)	HF	Small	
099	051050	05:10:50.21	(05:10:50.80)	HF	Small	
100	051213	05:12:10.46	05:12:13.03	HB	Medium	Truncated
101	052044	05:20:42.08	05:20:44.39	HB	Large	
102	052059	05:20:56.53	05:20:59.20	HB	Large	
103	052508	05:25:08.14	05:25:08.50	HB	Large	
104	052559	05:25:58.80	(05:25:59.86)	HF		

S-wave Pseudo-Reflection Profiling in the edifice of active volcano from volcanic tremor

Tomoki Tsutsui* and Takehiko Mori**

ABSTRACT

S-wave Pseudo-Reflection Profiling method with using volcanic tremor is presented. The source data set is volcanic tremor seismograms which acquired at the temporary seismic network for blasts in Aso Volcano. In application of the method to volcanic tremor seismograms, these three point is important. The first, wave type should be tested which included in volcanic tremor seismograms. The second, enhancement of the vertical incident component should be made. The third, variation of the incident waves should be tested and reduced. Hodogram analysis from a set of three-component seismograms and the slowness analysis with a seismic array in the network are made and then S-wave is predominantly included in the tremor seismograms. Then the resulting profile is concluded as S-wave Pseudo-Reflection Profile. The enhancements of the vertical incident component are performed through the processing which includes the trace-mixing and the selection of the correlation window at the later part of seismograms. Since variation is found among raw pseudo reflection profiles for different event, deconvolution with the equivalent incident seismogram (EIS) is necessary. Successful profiling is achieved after these processing and the final profile is consistent with the P-wave profile which obtained from blasting. The method can be universal method to obtain S-wave reflection profiles in volcanic areas and in those including difficulty in deploying the artificial sources.

Keywords: Pseudo-Reflection Profiling, Reflection seismology, Volcanic tremor, Volcanic structure, Aso volcano, S-wave exploration.

Manuscript received September 8, 2010; Accepted November 8, 2010.

* Faculty of Engineering and Resource science, Akita University,
1-1, Tegatagakuencho, Akita city, Japan, 010-0852.

** Earthquake Research Institute, University of Tokyo
1-1-3, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan, 113-0013.

A part of this paper was presented at Japan Geoscience Union meeting 2008..