

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

筒井智樹*・松島 健**・清水 洋**

(2003年2月13日受付, 2004年5月5日受理)

Pseudo Reflection Profiling of Shallow Structure in Unzen Volcano

Tomoki TSUTSUI*, Takeshi MATSUSHIMA** and Hiroshi SHIMIZU**

Pseudo Reflection Profiling (PRP) is introduced as an effective method for shallow seismic study of volcanoes. PRP is applied to seismic exploration records in Unzen Volcano in 1995 and two reflection profiles are obtained. A reflection profile of E-W line shows more complicated appearance of reflection phases in Heisei-Shinzan side than that in another side of the survey line. Another reflection profile of N-S line includes convex phases in the west of Heisei-Shinzan. Two of these reflections are common in both profiles and can be located at the boundary of the shallow aseismic region which was pointed out in the other geophysical study. Since these results are consistent with the previous reflection study and PRP requires free source location, PRP will be one of the useful method for surveying shallow structure of volcanoes.

Key words: Unzen volcano, shallow structure, controlled seismic method, Pseudo Reflection Profiling, passive seismic method.

1. はじめに

人工地震による火山体構造探査の高分解能化をねらい、雲仙火山の人工地震観測記録に擬似反射記録法 (Pseudo Reflection Profiling; Tsutsui, 1992) を適用した。

1994年から火山噴火予知計画の一環として火山体およびその周辺の地下構造の調査を目的とした人工地震探査計画が推進されてきた。この人工地震探査計画では走時トモグラフィー解析が中心的な位置を占めるようになってきた (たとえば西, 1997; Nishi, 2001; Tanaka *et al.*, 2002)。しかし、走時トモグラフィー解析では基本的に地震波を高周波近似して走時のフォワードモデリングを行うために、得られる速度構造モデルの分解能は数波長程度である。そのためおそらくそれより小さいであろう火山体内部の貫入岩脈群などの特徴的な構造については必ずしも検出できるとは限らない。これに対して反射波を用いた手法では媒質内部のインピーダンスコントラストによって発生する反射波を用いるのでより高い分解

能が実現できるはずである。

しかし、火山地帯では急峻な地形が多いうえ機械力が導入できるルートが限られることが多いので、震源と受振器を高密度に配置する従来の反射法地震探査の展開法では必ずしも最適な測線をとることができない。一方、屈折法を前提とした火山体構造探査の従来の展開方式では震源間隔が開きすぎているために、反射法解析に必要な一反射点あたりの記録数 (フォルド数) が十分ではなく、反射法のメリットがひきだせない。このような現状から火山地帯の諸条件に制約されない新しい探査方法が望まれていた。

本稿で用いた擬似反射記録法は遠方の震源から得られた観測記録から抽出した重複反射成分を用いて浅部の反射記録を作成する方法である (Fig. 1)。擬似反射記録法はその適用にあたって必ずしも震源を観測点展開の上に設定する必要がないにもかかわらず、反射記録に相当する断面が得られる利点がある。この利点は従来の反射法

* 〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1
秋田大学工学資源学部
Faculty of Engineering and Resource Sciences, Akita
University, 1-1 Tegata-Gakuen-cho, Akita 010-8502,
Japan.

** 〒855-0843 長崎県島原市新山 2-5649-29

九州大学大学院理学研究院
Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of
Sciences, Kyushu University, 2-5649-29 Shin-yama,
Shimabara, Nagasaki 855-0843, Japan.
Corresponding author: Tomoki Tsutsui
e-mail: tom@buttan.mine.akita-u.ac.jp

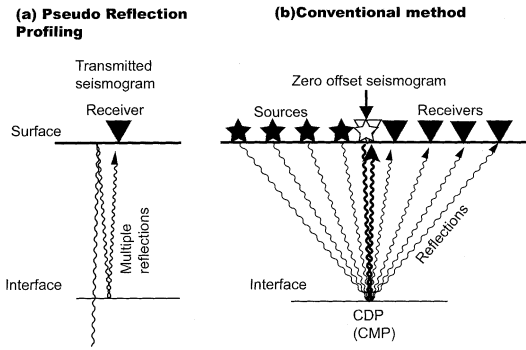


Fig. 1. Illustrations of reflection profiling. (a) A concept of Pseudo Reflection Profiling. Multiple reflections are extracted from a transmitted seismogram and are used as a component of a reflection profile. (b) The conventional reflection survey.

地震探査を適用しにくい火山地帯の構造探査に新たな展開をもたらす可能性がある。

2. 擬似反射記録法について

擬似反射記録法 (Tsutsui, 1992) の基本的な方程式は Clearbout-Kunetz 方程式である (Clearbout, 1968). Clearbout-Kunetz 方程式は z 変換を用いて以下のように表される。

$$bT(z)T^*(1/z) = 1 + R(z) + R^*(1/z) \quad (1)$$

ここに b は実数で表される比例定数, $T^*(1/z)$ は z 変換 $T(1/z)$ の共役複素数である. z 変換の概念は付録 1 に述べる. また Clearbout-Kunetz 方程式の導出を付録 2 に述べる.

Clearbout-Kunetz 方程式は, 対象となる地下構造にインパルス波形が垂直に入射したときに地表で得られる透過波記録の z 変換 $T(z)$ の自己相関関数 $T(z)T^*(1/z)$ の $t > 0$ の部分は, 地表の同一点に震源と観測点を置いたときに得られる垂直反射記録 $R(z)$ に等価であるということを表している. また, 垂直反射記録 $R(z)$ は従来の反射法地震探査の CDP (CMP) スタック結果に相当する (Tsutsui, 1992). したがって, 各観測点の透過波記録から得られた擬似反射記録を観測点配置にしたがって並べたものは, 従来の反射法地震探査における時間断面に相当する.

実際の観測記録では震源特性 $S(z)$ と伝播経路特性 $P(z)$ とが重畳した $S(z)P(z)$ が構造の底部に入射する. したがって実際に地表面で得られる観測記録 $T_1(z)$ は,

$$T_1(z) = S(z)P(z)T(z) \quad (2)$$

と表される. $T_1(z)$ の自己相関関数 $T_1(z)T_1^*(1/z)$ は,

$$T_1(z)T_1^*(1/z) = (1 + R(z) + R^*(1/z))S(z)S^*(1/z)P(z)P^*(1/z) \quad (3)$$

である.

観測記録に対して厳密に Clearbout-Kunetz 方程式を適用するには入射波形 $S(z)P(z)$ のデコンボリューションをしなければならない. しかし, 実際には構造への入射波形 $S(z)P(z)$ の評価は困難である. Tsutsui (1992) では基盤岩上で得られた観測記録を $S(z)P(z)$ とみなして隣接する堆積層上の観測記録のデコンボリューションに用いることができたが, 本研究ではこれに相当する観測記録がない. したがって実記録を用いた解析では測線上で $S(z)P(z)$ が一定であると仮定する. これ以降実記録の自己相関関数 $T_1(z)T_1^*(1/z)$ の正のラグ時間部分を擬似反射記録, 擬似反射記録を対応する観測点配置にそって並べたものを擬似反射断面 (Pseudo Reflection Profile) と称することにする.

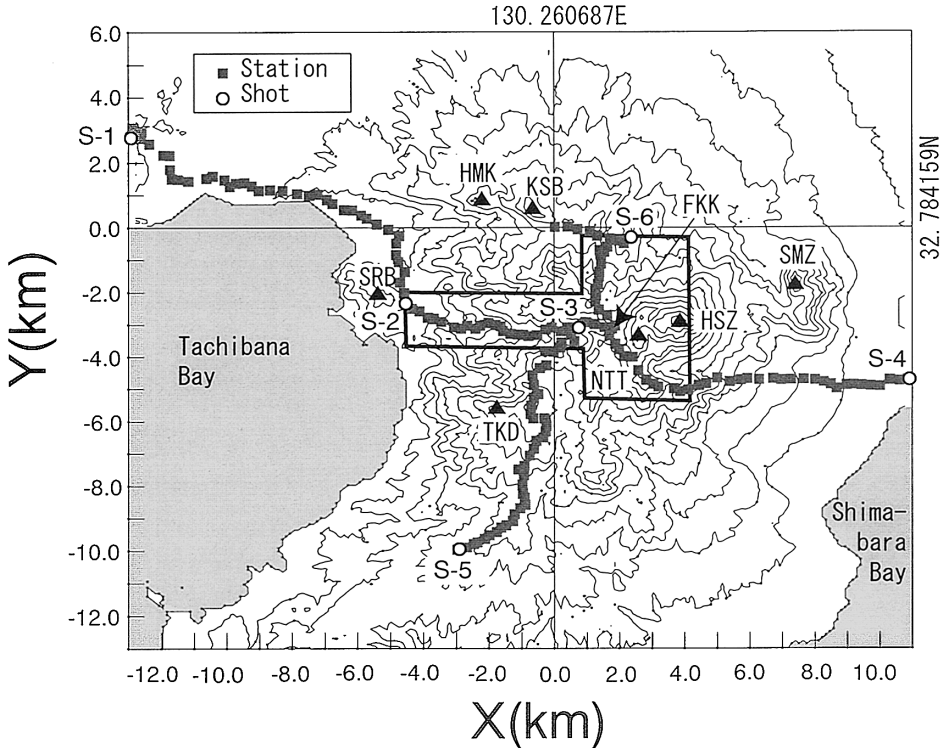
3. 解析結果

本研究は 1995 年雲仙火山構造探査 (松島・他, 1997) による人工地震観測波形を用いて解析を行った. Fig. 2 には 1995 年雲仙火山構造探査の観測点配置図を示し, その中の太線の枠は擬似反射記録法を適用した部分測線を示す. 部分測線のうち, S2 から S3, FKK, NTT を經由して HSZ の南をまわりこむ測線を E-W 測線, S6 から FKK に至り E-W 測線と合流する測線を N-S 測線と称する. 両測線の FKK より NTT を経て HSZ を南にまわりこむ部分は重複している. Fig. 2 の座標系は 1995 年雲仙火山構造探査時の臨時観測点 A05 (東経 130.260687 度, 北緯 32.784159 度) を原点とした.

Fig. 3 は震源距離が約 10 km の発破 S4 から得られた記録である. 1995 年雲仙火山構造探査の記録のなかで S4 はもっとも明瞭な記録が得られた発破である. Fig. 3 中の波形記録の右端の記号は観測機器名を表している. 観測機器名と観測点との対応は松島・他 (1997) が述べているが, 以下では観測機器名で観測点を表現する.

Fig. 3 に示されるすべての観測波形に対して, 先述の Clearbout-Kunetz 方程式の前提条件を考慮の上, 初動到来の 2 秒後から 6.5 秒間の部分を $T_1(z)$ として自己相関関数 $T_1(z)T_1^*(1/z)$ の計算に用いた. Fig. 3 最下部に L123 の解析対象区間を Correlation Window として示す.

E-W 測線および N-S 測線の擬似反射断面を作成した結果を Fig. 4 (b) および Fig. 5 (b) に示す. Fig. 4 (b) および Fig. 5 (b) はそれぞれの擬似反射記録の正極性の部分をハッチで塗りつぶして表示しており, 振幅が大きい



HMK=Hachimaki-yama, KSB=Kusenbu-dake, HSZ=Heisei-shinzan, SMZ=Shichimen-zan
 SRB=Saruba-yama, TKD=Taka-dake, FKK=Fukkoshi, NTT=Nita-toge

Fig. 2. Geometry of the 1995 seismic experiment in Unzen volcano. Solid squares are temporary stations and open circles are shot points. Solid triangles are major summits. The thick frame presents a target area of this study.

ところは位相反転がない強い反射の存在を表している。擬似反射断面 Fig. 4 (b) および Fig. 5 (b) のたて軸である垂直往復走時 t は、

$$t = t_0 + \frac{h_d - h_a}{v_{surface}} \quad (4)$$

で表される。ここに t_0 は自己相関関数のラグ時間、 h_d は基準面標高 (km)、 h_a は観測点標高 (km)、 $v_{surface}$ は表層速度 (km/s) である。基準面標高 $h_d = 1.1$ km とし、表層速度 $v_{surface}$ は清水・他 (1997) より 3.5 km/s を用いた。それぞれの擬似反射記録断面の下の記号は Fig. 3 同様に対応する観測点の機器番号を示している。

Fig. 4 (b) では $x < 0$ の領域で比較的単純な反射位相の並びであるのに対して、 $x > 0$ では上に凸の形状をもつ反射位相が多数出現することが注目される。擬似反射断面 Fig. 4 (b)、Fig. 5 (b) に表れる連続性のよい位相を追跡して整理したものを、それぞれ Fig. 4 (c)、Fig. 5 (c) として示す。

Fig. 4 (c) に示された連続性のよい位相のうち、FKK

直下にあらわれているものを上から順に A~D と命名する。Fig. 4 (c) にはこれらの追跡線の他に、Umakoshi *et al.* (2001) による平成新山西方 2.6~4.5 km 付近に位置する浅部地震発生域を Focal Area、平成新山西方 1.6 km 付近の浅部の地震発生空白域を High Temperature, ductile, and Low-Q body (HTDL) として重ねて示す。Focal Area、HTDL とともにそれぞれの深度の反射波往復走時への変換は 3.5 km/s (清水・他, 1997) を用いた。Fig. 4 (b)、(c) の $0 < x < 2$ km の領域が Focal Area から HTDL にかけての領域に相当する。反射位相 A および B の頂点は HTDL と Focal Area の上位に位置し、その下の反射位相 C および D の頂点は HTDL と Focal Area の境界部に位置するように見受けられる。

一方、Fig. 5 (c) の反射位相 A~D は両測線の交差点 FKK で Fig. 4 (c) の反射位相 A~D とそれぞれ対応する。Fig. 5 (c) では反射位相 A および B は測線の北から南に向かって単調に浅くなる傾向を示す。一方、反射位相 C および D は $-4 < y < -2$ km の領域の往復走時 0.6

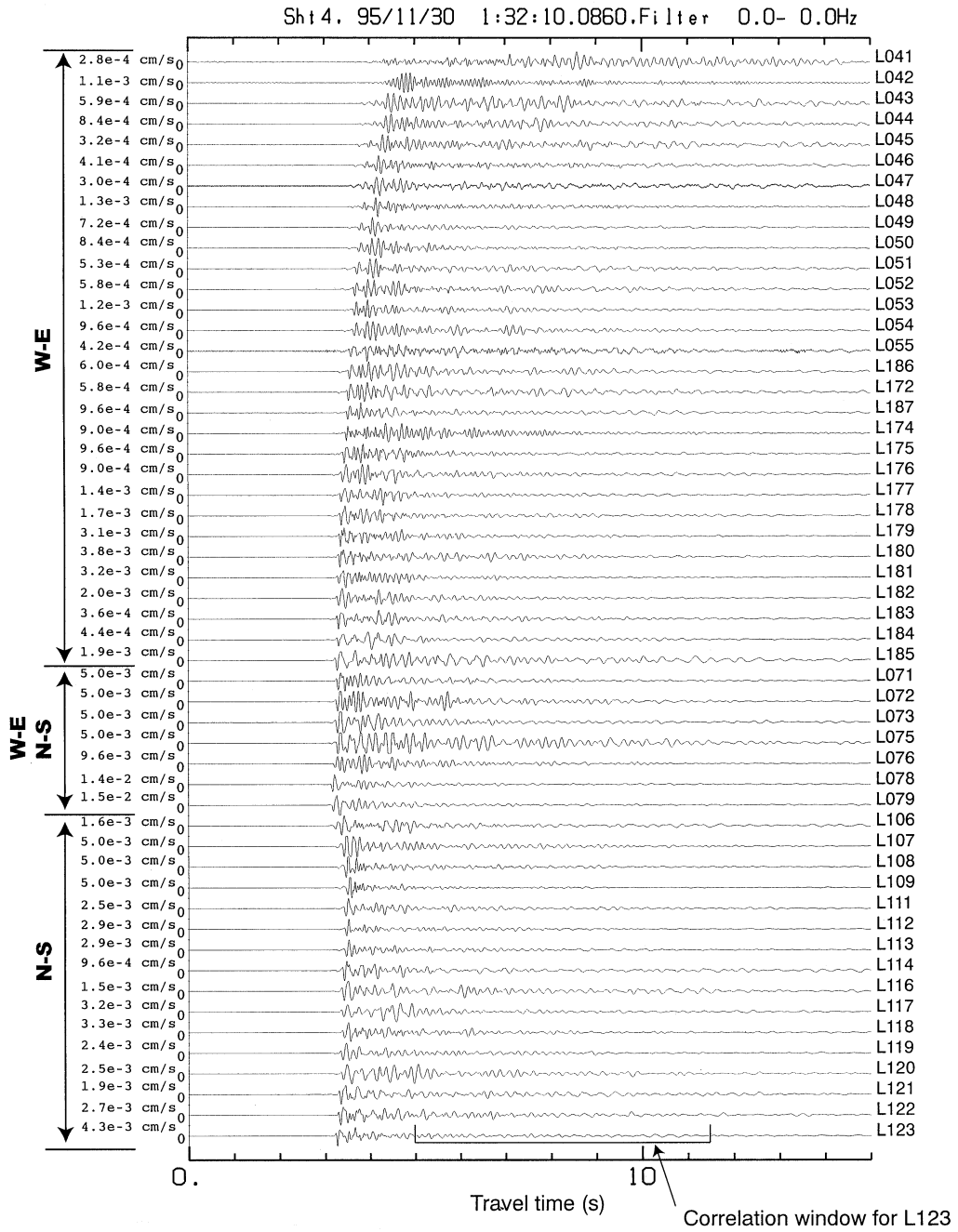


Fig. 3. Shot records for the shot S4 at the stations in the target area. Horizontal axis denotes travel time. A leftmost number of each trace is the maximum amplitude and a rightmost letters indicate a corresponding instrument code number. “W-E” marks the original seismograms of Fig. 4 (b) and “N-S” marks those for Fig. 5 (b), respectively.

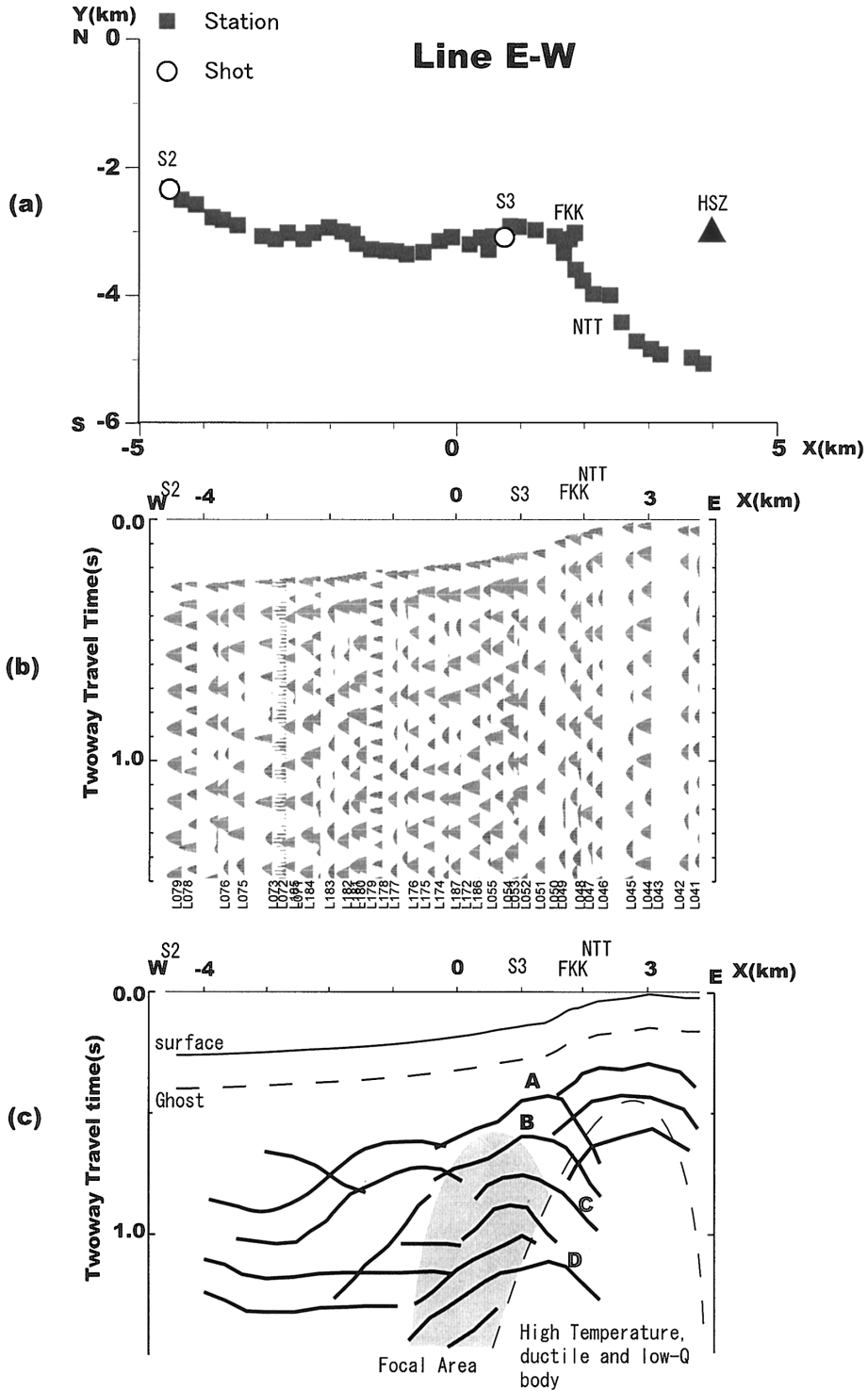


Fig. 4. A Pseudo Reflection Profile of the line W-E. The top panel (a) shows a close up of Fig. 2. The middle panel (b) shows a Pseudo-Reflection Profile of the line W-E. A bottom panel (c) shows a trace of prominent phases in (b) and seismological aspects, the Focal Area and HTDL, by Umakoshi *et al.* (2001). Marks "A"- "D" indicate clear phases at the right portion.

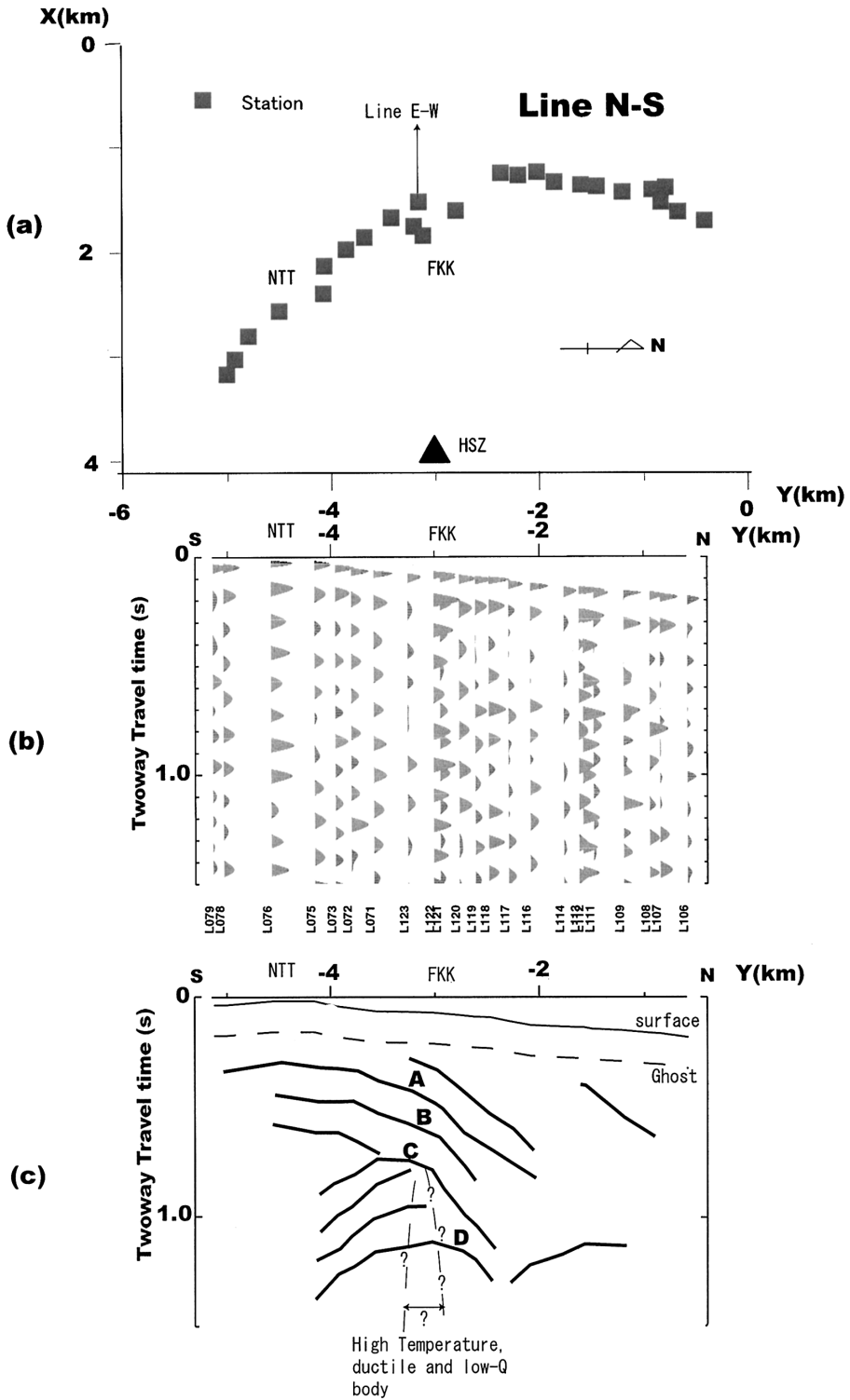


Fig. 5. A Pseudo Reflection Profile of the line N-S. The top panel (a) shows a close up of the target area. The middle panel (b) is a Pseudo-Reflection Profile of the line N-S. A bottom panel (c) shows a trace of prominent phases in (b) and estimated HTDL (Umakoshi *et al.*, 2001). Marks "A"- "D" indicate clear phases.

秒以深にあらわれ、FKK 付近を頂点とする上に凸の形状を示す。

反射位相 C および D は Fig. 4 (c) と Fig. 5 (c) の両方で同じ特徴を示すことが注目される。もしこれらが回折波であるとする、その回折源は位相の並びの頂点である FKK 付近に推定される。前述のように位相 C~D は HTDL との関連が示唆されているので、HTDL の存在は FKK 付近である可能性が高いと考えられる。このように E-W 測線の $0 < x < 2 \text{ km}$ 領域と N-S 測線の $-4 < y < -2 \text{ km}$ 領域に現れている一連の反射位相 C~D の並びは、その場所と形態から、普賢岳に向かって上昇するマグマ供給系との関連が示唆される。

また、清水・他 (2002) は平成新山西側の反射断面で FKK 付近が周囲とは異なった構造であることを報告している。今回得られた擬似反射断面も清水・他 (2002) の結果と同様に FKK 付近で局所的な反射位相があらわれているので、やはり FKK 付近がその周囲と異なった構造であることを示している。したがって擬似反射記録法は火山の浅部反射断面を得るための方法の一つとして有効であると考えられる。

4. ま と め

遠方の震源に対する透過波記録から重複反射成分を抽出し、擬似反射記録法による反射断面の作成を試みた。1995 年雲仙火山構造探査の人工地震記録の一部を用いて、雲仙火山平成新山 (HSZ) 西方に位置する吹越 (FKK) を中心とする擬似反射断面を得た。

擬似反射断面では 1) 東西測線の領域 $-4 < x < 0 \text{ km}$ では反射位相の並びが比較的単純なパターンを示していること、2) 東西測線の領域 $0 < x < 2 \text{ km}$ で上に凸の形状をもつ反射位相 A~D の並びがあらわれること、3) 反射位相 C および D は東西測線と南北測線の両方に FKK 付近を頂点とする上に凸の並びを示すこと、という特徴が明らかになった。反射位相 A~D があらわれる場所は、普賢岳西方の浅部地震活動域および HTDL 領域 (Umakoshi *et al.*, 2001) とも対応している。反射位相 A および B は浅部地震活動域と HTDL の上位に相当し、反射位相 C および D は浅部地震活動域と HTDL の境界に対応する可能性がある。このように FKK 付近に局所的な反射位相 C, D があらわれる傾向は清水・他 (2002) が平成新山西側の反射断面で指摘した傾向と一致する。

このように擬似反射記録法は火山の浅部反射断面を得る方法の一つとして有効であることが示された。

謝 辞

本研究で用いたデータは 1995 年雲仙火山構造探査によって得られたものである。このデータの取得にたずさわった参加者の皆様に感謝の意を表します。さらに九州大学大学院理学研究院 松本 聡氏には 2001 年雲仙火山制御震源探査の観測を通して本研究のきっかけを与えていただいた。本稿の査読者である鹿児島大学理学部 宮町宏樹氏と東京大学地震研究所 及川 純氏には原稿の改善に有益な多数の指摘をいただいた。また、東北大学東北アジア研究センター 後藤章夫氏には原稿改善の指針のほか寛大な取りはかりを頂きました。ここに記して謝意を表します。

引用文献

- Aki, K. and Richards, P. G. (1980) *Quantitative seismology*. W. H. Freeman and Company, 932 p.
- Clearbout, J. F. (1968) Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, **33**, 264–269.
- 松島 健・他 82 名 (1997) 1995 年雲仙火山構造探査。地震研究所彙報, **72**, 167–183.
- 西 潔 (1997) 構造探査データを用いた霧島火山体浅部の 3D 速度構造。火山, **42**, 165–170.
- Nishi, K. (2001) A three dimensional robust seismic ray tracer for volcanic regions. *Earth Planets Space*, **53**, 101–109.
- 清水 洋・松本 聡・植平賢司・松尾のり道・大西正純 (2002) 制御震源を用いた雲仙火山における火道探査実験。地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会, V054–015.
- Tanaka, S., Hamaguchi, H., Nishimura, T., Yamawaki, T., Ueki, S., Nakamichi, H., Tsutsui, T., Miyamachi, H., Matsuwo, N., Oikawa, J., Ohminato, T., Miyaoka, K., Onizawa, S., Mori, T. and Aizawa, K. (2002) Three-dimensional P-wave velocity structure of Iwate Volcano, Japan from active seismic survey. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10, 10.1029/2002GL014983.
- Tsutsui, T. (1992) Pseudo Reflection Profiling method: an efficient complement to the CDP method. *Geophysical Prospecting*, **40**, 15–30.
- Umakoshi, K., Shimizu, H. and Matsuwo, N. (2001) Volcano-tectonic seismicity at Unzen Volcano, Japan, 1985–1999. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **112**, 117–131.
- 雲仙火山人工地震グループ・清水 洋 (1997) 1995 年人工地震探査による雲仙火山の地下構造。京都大学防災研究所共同研究集会 (一般) 8K-6 マグマ探査—現状と展望—論文集, 9–15.

付録

A1. z 変換

時間関数 $x(t)$ を周期 Δt でサンプリングした時系列

$\{x_k\}$ がある. 時系列 $\{x_k\}$ の要素 x_k は

$$x_k = x(k \Delta t) \quad (\text{A1})$$

いま, 時系列 $\{x_k\}$ に対するフーリエ変換 $X(\omega)$ は

$$x(\omega) = \sum_k x_k e^{ik\omega \Delta t} \quad (\text{A2})$$

である. ここで上式 (A2) に対して

$$z = e^{i\omega \Delta t} \quad (\text{A3})$$

を用いておきかえると,

$$x(z) = \sum_k x_k z^k \quad (\text{A4})$$

となり, x_k を定数または係数とする z の多項式で表すことができる. このとき $X(z)$ を時系列 $\{x_k\}$ の z 変換と呼ぶ.

z 変換の主要な公式を以下に記す.

時系列 $\{x_k\}$ と時系列 $\{y_k\}$ とのたたみ込み (コンボリューション) 結果 $\{w_k\}$ は,

$$w_k = \sum_{s=0}^k x_s y_{k-s} \quad (\text{A5})$$

と表される. $\{w_k\}$ の z 変換を $W(z)$ として式 (A5) を z 変換であらわすと,

$$W(z) = X(z)Y(z) \quad (\text{A6})$$

として表せる.

一方, 時系列 $\{x_k\}$ の自己相関関数 $\{\phi_k\}$ は

$$\phi_k = \sum_s x_{s+k} x_s^* \quad (\text{A7})$$

として表されるが, 式 (A7) を z 変換であらわすと,

$$\phi(z) = X(z)X^*(1/z) \quad (\text{A8})$$

である. ここに $\phi(z)$ を自己相関関数 $\{\phi_k\}$ の z 変換, $X^*(1/z)$ を $X(1/z)$ の共役複素数とする. $X(1/z)$ は $X(z)$ があらわす時系列 $\{x_k\}$ の順序を逆転させたものを表す z 変換である.

A2. Clearbout-Kunetz 方程式の導出

Fig. A1 のように水平多層構造からなる地下構造を想定する. この構造に対して地表に震源を置き, $t=0$ の時にインパルス 1 を発生させたとする. このときに震源と同じ位置で得られる垂直反射記録の z 変換 $R(z)$ は次のようにあらわすことができる.

$$\begin{pmatrix} R(z) \\ 1+R(z) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} F(z) & G(z) \\ G(1/z) & F(1/z) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 \\ \bar{T}(z) \end{pmatrix} \quad (\text{B1})$$

ここに, $\bar{T}(z)$ は標的とする地下構造の底部で観測される透過波記録の z 変換であり, 見かけ反射係数列 $F(z)$ および $G(z)$ は i 番目の境界面の反射係数 r_i と透過係数

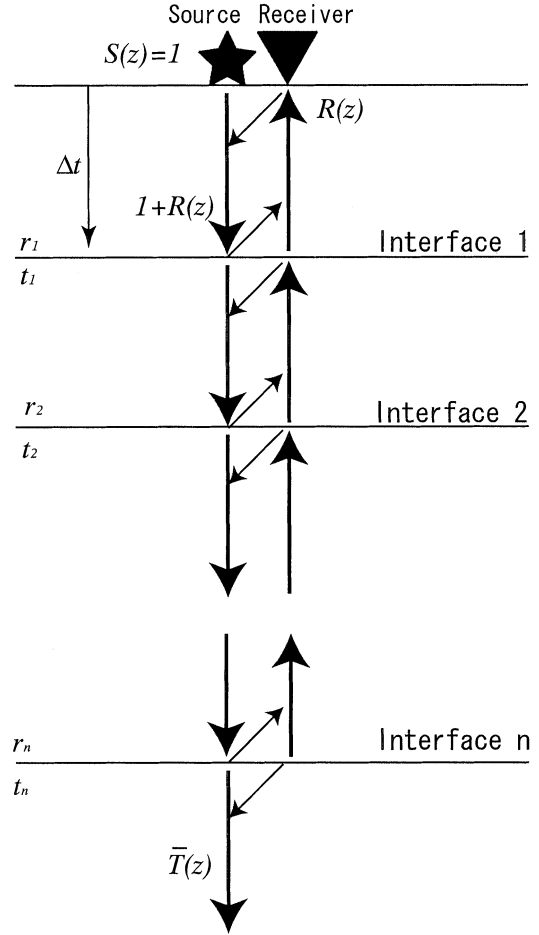


Fig. A1. A model of zero-offset seismogram $R(z)$ at the top of horizontal layers. Vertical travel time of each layer is Δt . Reflection and transmission coefficients are r_i and t_i at the i th interface.

t_i を用いて以下の行列で表現される.

$$\begin{pmatrix} F(z) & G(z) \\ G(1/z) & F(1/z) \end{pmatrix} = \frac{1}{t_1 t_2 \cdots t_n} \begin{pmatrix} z & r_1 z \\ r_1 z^{-1} & z^{-1} \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} z & r_2 z \\ r_2 z^{-1} & z^{-1} \end{pmatrix} \cdots \begin{pmatrix} z & r_n z \\ r_n z^{-1} & z^{-1} \end{pmatrix} \quad (\text{B2})$$

逆にインパルスの z 変換 1 がこの構造の底部から入射した場合 (Fig. A2) を次に取り扱う. この場合地表で観測される地震記録の z 変換 $T(z)$ を求めると以下のようなになる.

$$\begin{pmatrix} T(z) \\ T(z) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} F(z) & G(z) \\ G(1/z) & F(1/z) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 \\ \bar{R}(z) \end{pmatrix} \quad (\text{B3})$$

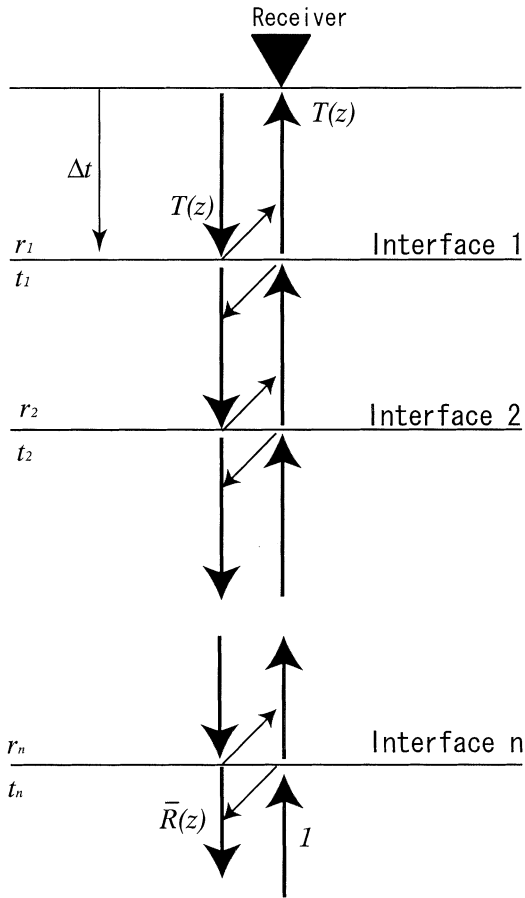


Fig. A2. A model of transmitted seismogram $T(z)$ from vertical incident impulse.

ここに $\bar{R}(z)$ は標的とする地下構造の底部で観測される反射波記録の z 変換である.

式 (B1), (B3) から, $F(z)$, $G(z)$, $\bar{R}(z)$ を消去して得られる式は次のようになる.

$$T(z) = \frac{1 + R(z) + R^*(1/z)}{\bar{T}^*(1/z)} \quad (\text{B4})$$

さらに地震波形の相反定理から, $T(z)$ と $\bar{T}(z)$ の関係が以下のように与えられる.

$$\bar{T}(z) = bT(z) \quad (\text{B5})$$

したがって, 式 (B4) より

$$bT(z)T(1/z) = 1 + R(z) + R^*(1/z) \quad (\text{B6})$$

が導かれる. 式 (B6) を Clearbout-Kunetz 方程式と呼ぶ (Aki and Richards, 1980; Clearbout, 1968).

(編集担当 後藤章夫)