

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

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*****

(2007年12月5日受付, 2010年3月1日受理)

Three-dimensional P-Wave Velocity Structure and the Explosion Field
at the Shallow Part of Suwanosejima VolcanoHiroshi YAKIWARA*, Masato IGUCHI**, Takeshi TAMEGURI**, Tomoki TSUTSUI***,
Jun OIKAWA****, Takahiro OHKURA***** and Hiroki MIYAMACHI*****

Three-dimensional P-wave velocity model beneath Suwanosejima Volcano, southwest Japan, was determined by inversion of 764 rays from 9 artificial shots recorded on 97 seismic stations. We constructed 35,505 grid models in order to perform the inversion with the possible grid spaces. As a result of all inversions, the calculations of the 29,918 grid models converged. We also averaged the P-wave velocities calculated with the selected 300 models with AIC (Akaike's Information Criteria) smallness from all the resolved models to obtain the final P-wave velocity model does not depend on the grid configurations.

The final P-wave velocity model is well resolved from the surface to about 0.3 km below sea level. A region with high P-wave velocity up to 4.3 km/s exists below sea level at 1 km west of the collapse caldera, which may represent silicic intrusive rocks. Besides, another high P-wave velocity, mountain-like, body that gradually extends from sea level to the vicinity of the active crater of the volcano is revealed. The peak of the body, however, shifts southeastward about 0.5 km from the active crater. We, therefore, suppose that the high velocity body is a result of the accumulation of the dense volcanic blocks and/or agglutinates in the vicinity of past eruptive vents through the growth process of the volcano edifice. On the other hand, very-long period pulses lasting before and after explosive eruptions and the explosion earthquakes occur at the inside of the high P-wave velocity, 3.0–3.8 km/s, area beneath the crater. It is, therefore, concluded that the explosion field of Suwanosejima Volcano is located in the high P-wave velocity area.

Key words: Suwanosejima volcano, three-dimensional P-wave velocity model, inversion, explosive eruption, explosion earthquake

* 〒892-0871 鹿児島市吉野町 10861
鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所
Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, 10861 Yoshino, Kagoshima 892-0871, Japan.

** 〒891-1419 鹿児島市桜島横山町 1722-19
京都大学防災研究所附属火山活動研究センター
Sakurajima Volcano Research Center, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 1722-19 Sakurajima-Yokoyama, Kagoshima 891-1419, Japan.

*** 〒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 science, Akita University, 1-1 Tegata-Gakuen, Akita 010-8502, Japan.

**** 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1
東京大学地震研究所
Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan.

***** 〒896-1404 熊本県阿蘇郡南阿蘇村河陽 5280
京都大学大学院理学研究科火山研究センター
Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University, 5280 Kawayo, Minamiaso, Kumamoto 869-1404, Japan.

***** 〒890-0065 鹿児島市郡元 1-21-35
鹿児島大学大学院理工学研究科地球環境科学専攻
Earth and Environmental Science, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, 1-21-35 Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan.

Corresponding author: Hiroshi Yakiwara
e-mail : yakiwara@sci.kagoshima-u.ac.jp

1. はじめに

鹿児島市の南南西約 240 km にある諏訪之瀬島 (Fig. 1) は、北北東-南南西方向の長径が約 8 km、それに直交する方向の短径が約 6 km の楕円形を呈し、長径方向に配列する富立岳火山、御岳火山、根上岳火山と御岳の北西側の須崎火山の 4 火山体 (Fig. 1 の Tn, Ot, Ng, Su) で構成される (平沢・松本, 1983; 嶋野・小屋口, 2001) 活動的火山である。現在の活動火口は御岳火口と呼ばれ (Fig. 1 の Cc)、島の中央部から北東〜東側に開いた馬蹄形崩壊カルデラ (作地カルデラ) 内に位置する。

記録が残る 19 世紀以後では、溶岩流出を伴う顕著な噴火活動が 2 回発生した。1813 年の噴火では、御岳火山体上に生じた火口列で噴火が発生し、溶岩流が西海岸まで到達した。この活動の末期に御岳火山で山体崩壊が発生し、作地新期カルデラを形成した (嶋野・小屋口, 2001)。1884~1885 年に発生した噴火活動では、島の中央部の作地カルデラ底部に形成された火口丘 (御岳火口) から流出した溶岩が東海岸に到達した (村内, 1954; 大森, 1918)。

さらに、1957 年頃から噴火活動が頻発し始め (井口, 2000; 気象庁, 2005)、現在までほぼ連続的に御岳火口でストロンボリ式またはブルカノ式噴火を頻繁に繰り返している (Iguchi, 1991; 井口, 2000)。トリガー方式の地震観測 (Iguchi, 1991) を開始した 1989 年から現在までの期間における最も顕著な活動の変化は、2000 年 12 月の噴火を繰り返していた火砕丘 (御岳火口) の東北東斜面上における新たな火口の形成である。これ以後の活動は、火山性微動の発生、火山ガスや火山灰の連続的または間歇的な放出、および小規模な爆発的噴火の発生が数週間おきに観測されることで特徴づけられる。

以上のように、長期間にわたって小規模な爆発的噴火を繰り返す諏訪之瀬島では、爆発的噴火発生前後の微小な力学的現象が検出されている。Iguchi *et al.* (2008) は、諏訪之瀬島の爆発発生約 100 秒前から地盤が隆起し、爆発発生とともに地盤が沈降する現象を反映した超長周期パルスを見出した。この超長周期パルスについては、力源の深さが御岳火口底から約 100 m 以浅の極浅部で、体積変化量が 150 m^3 と推定された (Iguchi *et al.*, 2008)。この変化量は、桜島火山の爆発発生前後の体積変化量 $10^3 \sim 10^6 \text{ m}^3$ (Ishihara, 1990) と比較すると小さい。また為栗・他 (2004) は、爆発地震初動がゆるやかな引き波で始まり、その 0.2~0.3 秒後には短周期でシャープな押し波が到来することを見出した。ゆるやかな引き波は、御岳火口直下の深さ 200~300 m 付近における体積収縮、シャープな押し波は深さ 400~600 m における体積膨張で励起されると推定された。これらの力学的現象がどの

ような物理構造の領域で生じるのか、また長期にわたって小規模な爆発的噴火を繰り返す火口下ではどのような物理構造になっているか、について興味もたれる。このような観点から、震源が既知である人工地震探査を行い、火山体浅部の速度構造を解明して、爆発発生場との比較を行うことが重要である。

日本では第 5~7 次火山噴火予知計画に沿って人工地震を用いた火山体構造探査が 1994~2004 年に 10 火山で計 11 回実施された。さらに、大学独自の研究として計画された人工地震探査が阿蘇、雲仙等 5 火山で 7 回実施された (筒井, 2005)。合計 18 回の構造探査で対象とされた活火山のほとんどは、1995 年に実施された雲仙火山 (松島・他, 1997) や 2001 年に実施された有珠火山 (鬼澤・他, 2002) といった規模の大きい噴火活動が終息した後の火山や、2004 年に実施された口永良部島火山 (井口・他, 2005) や 2003 年に実施された富士火山 (及川・他, 2004) のように長期にわたって噴火は発生していないが、今後、火山活動が活発化する可能性がある火山であり、数週間おきに噴火が発生する状態が長期間継続している火山で噴火活動の合間に人工地震探査が行われた例はない。

本論では、噴火活動期にある諏訪之瀬島火山において人工地震探査による火山体浅部 P 波速度構造を明らかにし、特徴的な速度分布について議論する。さらに、爆発的噴火に伴う体積膨張や収縮がどのような P 波速度領域に位置するのかについて述べる。

2. 人工地震探査の概要と解析データ

2-1 人工地震探査の概要

諏訪之瀬島における人工地震探査は 2005 年 10 月 24 日~11 月 2 日に実施された。本探査で展開した爆破点と観測点の配置を Fig. 1 に示す。本探査の詳細は井口・他 (2006) で報告されているので、ここでは概要を述べるに留める。

本探査では、海岸線付近の水深 30 m 前後の海底 8 点 (S1~S8)、および山頂近傍の 1813 年火口内 (S9) において爆破を実施した。S1~S8 爆破点の水深は 26~33 m の範囲、S9 の掘削深度は 1.5 m であり、薬量は S1~S8 が 24 kg、S9 が 20 kg であった (井口・他, 2006)。これらの爆破で起震された人工地震を島内に設置した 88 点の臨時地震観測点と 9 点の既設常時観測点で観測した (Fig. 1 の +印)。

臨時地震観測点では固有周波数 2 Hz の上下動短周期地震計 (Mark Products 社製 L22-D 型) を使用し、データをサンプリング間隔 5 ms、分解能 16 bit でロガー (白山工業株式会社製 DATAMARK LS8000SH) に収録し

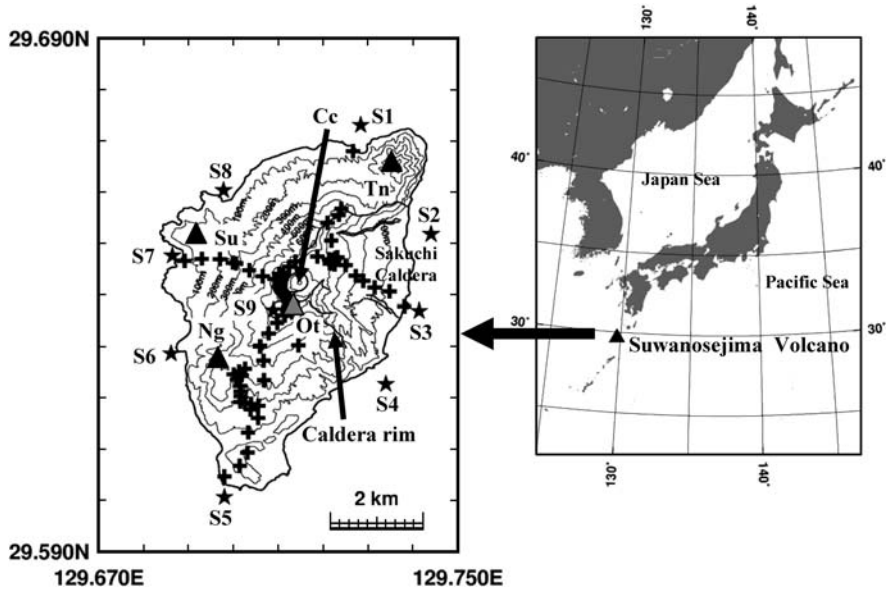


Fig. 1. Right : Location map of Suwanosejima Volcano. Left : Map of seismic stations of the active seismic survey. Solid stars and crosses represent artificial shots and seismic stations, respectively. Triangles are the summits of the peaks of the volcanic edifice (Tn : Tondachi-dake, Ot : O-take, Ng : Negami-dake, Su : Su-saki). The center position of the active crater(Cc), O-take Crater, is also shown with an arrow. The black contours (contour interval 100m) represent surface topography.

た。臨時地震観測点のうち 12 点では固有周波数 4.5 Hz の上下動短周期地震計 (Geospace 社製 GS-11D) を使用し、データをサンプリング間隔 4 ms、分解能 24 bit でロガー (白山工業株式会社製 DATAMARK LS8200SD) に収録した。

既設常時観測点のうち、御岳火口の中心から半径 1 km 以内に設置された 4 点では 3 成分広帯域地震計 (G. Streckeisen AG 社製 STS-2 型) の信号がサンプリング間隔 5 ms、分解能 24 bit で変換装置 (白山工業株式会社製 DATAMARK LS7000XT) によって収録される。山腹領域の既設観測点 (4 点) では 3 成分広帯域地震計 (Guralp 社製 CMG-3T 型) を使用し、データはサンプリング間隔 10 ms、分解能 16 bit でロガー (白山工業株式会社製 DATAMARK LZ8000) に収録されている。また、山麓部の既設観測点 (1 点) では 3 成分短周期地震計 (Mark Products 社製 L4 C-3D 型) の出力が、サンプリング間隔 5 ms、分解能 24 bit で変換装置 (白山工業株式会社製 DATAMARK LS 7000) に収録される。以上のデータロガーおよびデータ変換装置の内部時計は全て GPS で時刻較正された。

2-2 解析データ

解析には、井口・他 (2006) で既に報告された観測点座標、爆破点座標、および初動到達時刻の読み取り値を

用いた。読み取り値は、本論の各著者が個別に読み取った初動到達時刻を取りまとめ、著者同士で相互に検討を加えて、井口・他 (2006) に記されているとおりに決定された。

初動観測値のうち、ランク A, B, C, L (筒井・他, 1995) のものを解析に使用した。なお、時刻較正が失敗した観測点のデータ、および、初動が不明瞭、かつ、読み取った到達時刻が走時曲線から明らかに遅れており、後続波を読み取ったと推測されるデータを解析から除外した。以上の結果、解析に用いたデータ数は 764 である。観測された P 波初動到達時刻から爆破時刻を差し引いて、観測走時のデータセットを作成し、解析に用いた。

3. 解 析

本研究では、諏訪之瀬島火山の浅部 P 波速度構造を明らかにするために、得られた人工地震探査データに地震波速度トモグラフィの手法を適用して 3 次元 P 波速度モデルを求めた。P 波速度分布のモデル化には、Thurber (1983) のグリッド空間による表現を用いた。

グリッド空間 (Thurber, 1983) を用いてモデル化した場合、グリッドノード (以下、ノードと記す) の速度値だけでなく、ノードの水平および深さ方向の間隔や位置

もまた速度トモグラフィの関数と考えられる。そこで、対象領域にノード間隔や位置が異なる多数のグリッド空間を設定し、速度が深さ方向のみに変化するグリッド空間で表した1次元P波速度モデルを初期モデルとして与え、3次元P波速度モデルを求めた。統計的に尤もらしいモデルを選択するために、収束解が得られた3次元P波速度モデルのAIC(赤池の情報量規準)(例えば、赤池, 1976; 赤池, 1981)が小さいモデルから順に番号(以下、AIC番号と記す)をつけた。

一方で、Thurber (1983)のグリッド空間を用いた場合、速度トモグラフィで得られた速度分布のコントラストが、ノードの位置やその極近傍で過剰に現れることが予想される。速度の絶対値に言及する場合には特にこの点に留意しなければならない。ノードやグリッド空間全体の配置に依存しない3次元速度分布を得るためには、収束解が得られた速度モデルの中から統計的に尤もらしいモデルを選択するだけでなく、速度分布を平滑化する必要がある。

以上のことから本研究では、AIC番号1から番号順に任意の数の速度モデルを抽出し、これらを用いて対象領域内の任意の位置でそれぞれ平均P波速度を計算することで平滑化を行った。その結果得られた平均P波速度の3次元分布を最終的な3次元P波速度モデルとした。

1次元および3次元P波速度モデルの解析において、波線追跡にはPseudo-Bending法(Um and Thurber, 1987)を用いた。また読み取り精度のランク付けに応じて重み付けを行った。与えた重みは、Aランクが1.0、Bランクが0.5、Cランクが0.25、Lランクが0.1とした。

3-1 グリッド空間

ノードの間隔や深さ方向の位置が異なるグリッド空間は、水平および深さ方向のノード間隔を0.5~1.3kmの範囲で、空間上面の海拔を0.8~1.2km(深さ-1.2~-0.8km)の範囲で、いずれも0.1km毎に個別に変化させて生成した。この段階では、緯度および経度方向のノード配置の基準位置を御岳火口の中心の座標として、ノード間隔と空間上面の海拔が異なる45種類の基本グリッド空間を得た。さらに、この45種類の基本グリッド空間を北および東方向にそれぞれ、水平方向のグリッド間隔の範囲内で0.1km毎に個別に平行移動させて、御岳火口の中心にノードが配置されないグリッド空間を多数生成した。これらの条件下で設定したグリッド空間のパターン総数は35,505である。なお、最下部のノードとその1つ上のノードとの深さ間隔をより広く設定し、Pseudo-bending法による波線が計算の過程でグリッド空間外に出てしまうことを回避した。

3-2 1次元P波速度モデルの解析

本研究では、Thurber (1983)のグリッド空間による表現を応用して、深さ方向のみに速度が変化する1次元P波速度分布をモデル化した。すなわち、同一深さに配置されたノード間は同一速度をもつ拘束条件を付加することで、3次元空間において深さ方向のみにP波速度が変化する1次元P波速度分布を表現した。このことにより、1次元および3次元P波速度モデルのいずれにおいても、波線追跡にはPseudo-Bending法を共通して用いることが可能である。

本研究では3-1で述べた45種類の基本グリッド空間について、まずグリッドサーチにより暫定的な1次元P波速度モデルを求めた。この暫定モデルの精度を向上させるためにはグリッドサーチの間隔を細かくして探索する必要があるが、計算時間が大幅に増加して現実的でない。そこで、計算時間を短縮しながら、精度を向上させて1次元P波速度モデルを推定するために、グリッドサーチの結果で得られた暫定モデルにDownhill Simplex法(Press *et al.*, 1988)を適用した。

グリッドサーチは、各ノードのP波速度値を1.0~5.0km/sの範囲で0.2km/s毎に変化させて行った。その結果、重みつき走時残差2乗和が最小となるものを暫定モデルとした。ただし、各ノードのP波速度値の組み合わせを全て計算すると膨大な計算量になるため、探索の対象は、速度が深さ方向に単調増加する組み合わせのみとした。

Down-hill Simplex法を1次元P波速度モデルの推定に適用する場合、1次元P波速度モデルを表現するノード数を n とすると、 $n+1$ 種類の速度モデルを仮定して与えれば、評価関数(ここでは重みつき走時残差2乗和)を最小にする解が幾何学的に探索される。本研究では、グリッドサーチの結果得られた初期モデルに平均値0.0km/s、標準偏差0.2km/sの正規乱数を加えて $n+1$ 種類のモデルを生成し、Down-hill Simplex法を適用して1次元P波速度モデルを求めた。収束判定には、 $n+1$ 種類のモデルそれぞれについて個別に計算された重みつき走時残差2乗和の最小値、最大値、および両者の平均値を用いた。最大値と最小値との差が平均値の0.1%を下回った場合に収束したと判定した。

3-3 3次元P波速度モデルの解析

本研究では、Thurber (1983)と同様に非線形問題である走時残差の最小二乗問題を線形近似化し、反復して解くことにより3次元P波速度モデルを求めた。ただし、震源要素は既知であるので、未知パラメータには含まれない。イタレーションの収束判定には、走時残差の重みつきRoot Mean Squares(以下、走時残差WRMSと記

Table 1. Weighted root mean squares (WRMS), and Akaike's Information Criteria (AIC) on each grid configuration.

AIC No.	Top (km)	Grid Space		Displacement (km)		3D P-wave Velocity Inversion		
		Interval (km)		North	East	Initial	Result	
		Vertical	Horizontal			WRMS(s)	WRMS(s)	AIC
1	-1.0	0.8	0.8	0.2	0.5	0.0921	0.0288	-2946.4
2	-1.1	0.8	0.7	0.1	0.5	0.0926	0.0276	-2940.6
3	-0.9	0.7	0.8	0.2	0.5	0.0921	0.0282	-2936.0
4	-1.0	0.7	0.7	0.1	0.4	0.0927	0.0259	-2935.2
5	-1.1	0.9	0.8	0.2	0.4	0.0921	0.0292	-2925.4
6	-1.1	0.9	0.8	0.2	0.5	0.0921	0.0294	-2921.1
7	-0.8	0.6	0.8	0.2	0.4	0.0921	0.0282	-2916.6
8	-1.0	0.8	0.7	0.1	0.5	0.0921	0.0278	-2915.8
9	-0.9	0.7	0.7	0.1	0.5	0.0921	0.0269	-2912.9
10	-1.0	0.8	0.8	0.2	0.4	0.0921	0.0295	-2910.8
30	-1.0	0.8	0.7	0.2	0.4	0.0921	0.0280	-2888.0
50	-0.9	1.1	0.9	0.5	0.0	0.0940	0.0319	-2875.7
100	-1.0	1.0	0.8	0.2	0.4	0.0920	0.0311	-2860.6
300	-1.2	0.7	0.8	0.3	0.1	0.0940	0.0304	-2828.8
500	-1.0	0.7	0.9	0.7	0.2	0.0927	0.0315	-2813.2
1000	-0.9	1.0	1.0	0.7	0.6	0.0926	0.0346	-2790.8

Top : Depth of the upper surface on the grid space.

Interval : Interval between the nodes of the grid space in the vertical and horizontal direction.

Displacement : Displacement of the whole grid space in the north and east direction.

す)の変化量を用いた。イタレーションは9回まで行い、その過程で発散せずに前段階の走時残差 WRMS との差の絶対値が 0.001 s を下回った場合にのみ収束したと判定し、計算を終了させて、速度モデルが求められたとした。

行列を解く際にはダンピング係数を付加して安定化を計った (Menke, 1989)。ダンピング係数の値は、0.01 よりも小さな値を用いて解析した場合、走時残差 WRMS の発散や大きな振動が生じたため、0.01 で一定とした。この結果、グリッド空間のパターン総数の 8 割超で速度モデルが求められた。

イタレーションの各ステップで得られる未知パラメータ (P 波速度) の修正ベクトルの要素については、絶対値が大きい場合であっても、修正量の上限を設定して抑え込む操作、修正量を緩和する操作は行っていない。さらに、収束に至るまでの過程において、全波線上の速度値をチェックし、波線上で負の速度値が現われた場合は計算を打ち切って、速度モデルは求められないとした。

Table 1 は、計算が収束して解が得られた 3 次元 P 波速度モデル (総数 29,918, グリッド空間のパターン総数の約 84%) のうち AIC 番号 1~10, 30, 50, 100, 300, 500, および 1,000 の各グリッド空間について、初期モデル (1 次元 P 波速度モデル) の走時残差 WRMS, およ

び、求められた 3 次元 P 波速度モデルについての走時残差 WRMS と AIC を示す。AIC 番号 1~10 のモデルについてみると、ノードの水平間隔は 0.7~0.8 km でばらつきが小さく、水平方向の空間分解能は 0.7~0.8 km 程度と考えられる。また、グリッド空間全体の北 (緯度) 方向、および東 (経度) 方向への平行移動量のどちらともばらつきが小さい。御岳火口の中心にノードを設定したモデルよりもむしろ、北に 0.1~0.2 km, および東に 0.4~0.5 km 平行移動したモデルの方が、小さい AIC が得られている。一方、深さ方向については、AIC 番号 1~10 のモデルのうち 7 モデルのノード間隔が 0.7~0.8 km である。従って、深さ方向の空間分解能も 0.7~0.8 km 程度と推測される。

Table 1 において、走時残差 WRMS が最も減少したのは AIC 番号 4 で、WRMS は初期モデルの 0.0927 s から収束解の 0.0259 s に約 72% 減少した。AIC が相対的に大きい AIC 番号 1,000 のモデルにおいても、WRMS は初期モデルの 0.0926 s から収束解の 0.0346 s に約 63% 減少している。

Fig. 2 の (a) は、AIC 番号 1 の 3 次元 P 波速度モデルから得られた深さ -0.2 km における P 波速度分布 (ただし、4-2 で述べる Resolution が 0.6 以上の、信頼度が高いと考えられる領域のみ) を示す。この深さにはノード

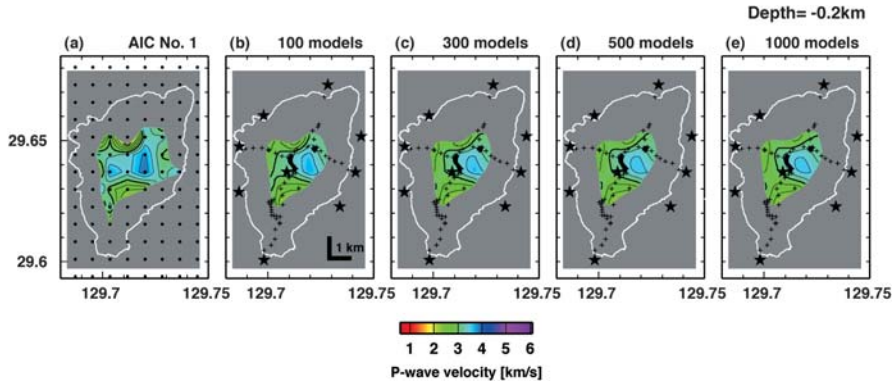


Fig. 2. Plan view of the obtained P-wave velocity distributions at a depth of -0.2 km. (a) is the velocity distribution calculated from a model with minimum AIC (Akaike's Information Criteria). Dots show the positions of the nodes arranged by the grid model. (b), (c), (d), and (e) are the P-wave velocity distributions smoothed with 100, 300, 500 and 1,000 models, respectively. Velocities are contoured every 0.25 km/s. White lines represent the shoreline. The regions with low resolution are masked by gray.

が設定されているため、Fig. 2 (a)にはノードの位置を重ねて示した。Fig. 2 (a)からは、速度分布のパターンの特徴がノードの位置に強く依存していることが読み取れる。このように、単にAICが最小のモデルを選択するだけでは、ノード配置の影響を受けた現実的ではない速度分布を推定してしまう恐れがあると考えられる。そこで本研究では、ノード配置の影響を緩和するために、次に述べる速度の平滑化を行った。

3-4 3次元P波速度モデルの平滑化

3次元P波速度モデルの平滑化は、AIC番号1から順番に複数のモデルを用い、それぞれのモデル毎に得られるP波速度を平均することで行った。また、平滑化して得られる速度分布の信頼性を向上させるために、4-2で述べるResolutionを判断基準として用いた。例えば、平滑化に用いるモデル数が100の場合、対象領域内のある任意の位置についてAIC番号1~100のモデル毎にP波速度値とResolutionを組み合わせて求めた後、Resolutionが0.6以上のP波速度値のみを採用して単純平均をとり、その位置のP波速度とした。ただし、単純平均に用いるP波速度値の個数（Resolutionが0.6以上のP波速度値の数）が、平滑化に用いたモデル数の50%を下回る場合、信頼性が相対的に劣るとみなして除外し、その位置のP波速度は求められなかったとした。なお、平均を計算するにあたり、モデル番号に応じた重み付けは行っていない。

速度分布の平滑化に用いるモデル数が少ない場合には、個々のモデルのノード配置による影響が残るが、逆

にモデル数が多い場合にはAICがやや大きく相対的に“尤もらしくない”モデルが含まれることが推測される。従って、平均値の計算に用いる妥当なモデル数の見積りが必要である。

Fig. 2の(b)~(e)にはそれぞれ、P波速度分布の平滑化に用いたモデル数を100、300、500および1,000とした場合の、深さ -0.2 kmにおけるP波速度の水平分布を示す。300モデルの平均(Fig. 2c)と500モデルの平均(Fig. 2d)や1,000モデルの平均(Fig. 2e)とを比較すると、速度分布のパターンがほとんど一致するだけでなく、速度差が小さく、 $0.1\sim 0.2$ km/s以下である。このことから、P波速度の平滑化に用いるモデル数を定性的に300と決定した。300モデルを用いて平滑化して得られた速度分布を最終的な3次元P波速度モデルとした。

4. チェッカーボードテストと解像度行列の対角要素値

本研究では、チェッカーボードテストで再現性が良い領域と、解像度行列の対角要素値(Menke, 1989; Wiggins, 1972)の空間分布とを比較して、信頼できると考えられる解像度行列の対角要素値のしきい値を決定した。3-4で述べた速度分布の平滑化の際には、解像度行列の対角要素値がこのしきい値以上をとるP波速度値のみを用いた。

4-1 チェッカーボードテスト

実際の解析に使用する爆破点と観測点の組み合わせ、およびテストの解であるチェッカーボードパターンの速度モデルを用いて理論走時を計算し、速度モデル解析の

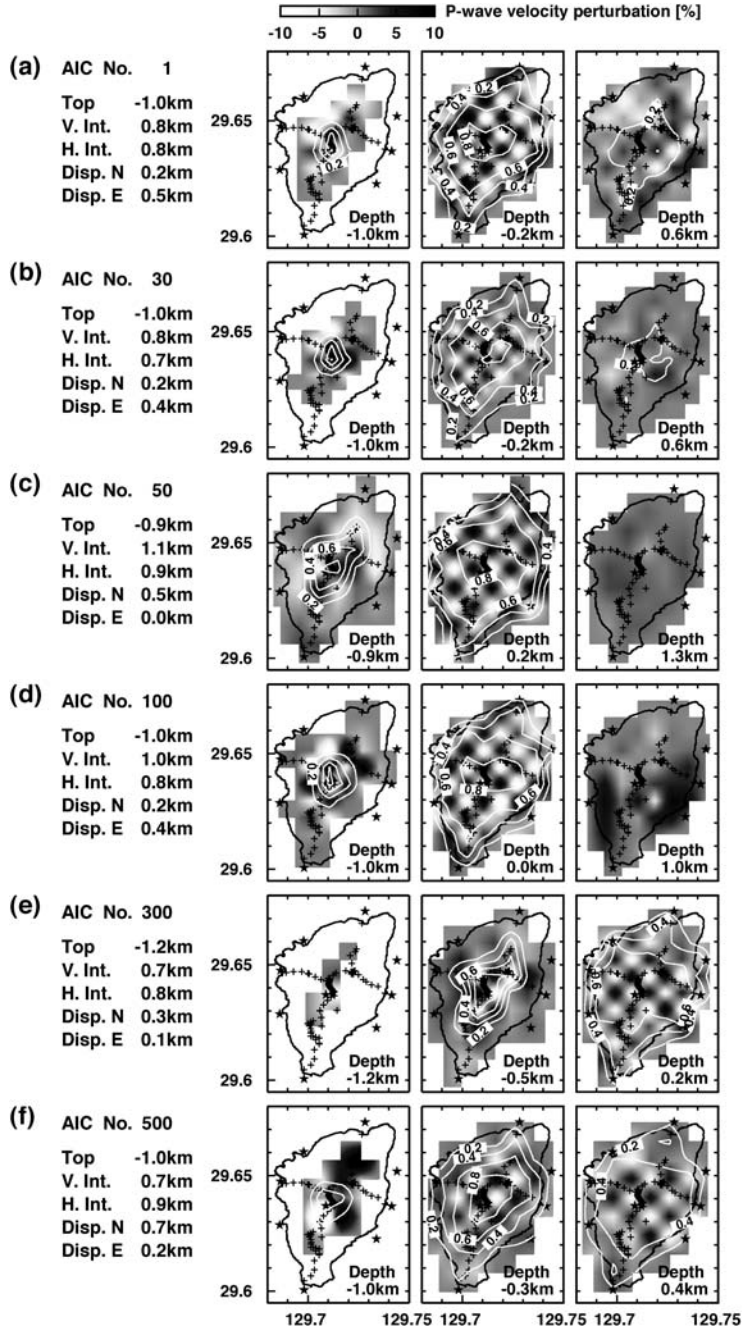


Fig. 3. Results of the checkerboard test on six grid spaces. The velocity patterns are depicted at the three depths that are arranged for the grid nodes on each grid space. "AIC No." is the number counted in the order of the AIC smallness for the grid space. The parameters providing the grid space are also shown. Top : Depth of upper surface of the grid space. V. Int. : Vertical interval between the grid nodes. H. Int. : Horizontal interval between the grid nodes. Disp. N : Northward displacement of the whole grid space. Disp. E : Eastward displacement of the whole grid space.

ためのテストデータを生成した。チェッカーボードパターンは、3-2の1次元P波速度モデル（初期モデル）を基準として、±10%の速度偏差をノードに与えて生成された。水平方向、深さ方向のいずれも、隣り合うノードのそれぞれが正負逆の符号の速度偏差をもつパターンとした。生成されたテストデータを3-3と同一方法で解析し、求められた3次元P波速度モデルとチェッカーボードパターンとを比較して、チェッカーボードのパターンとコントラストの再現性を見た。

Fig. 3は、3次元P波速度モデルのうちの6つのモデル（AIC番号1, 30, 50, 100, 300, および500）のノード配置について行ったチェッカーボードテストの結果を示す。テスト結果のそれぞれの図は、ノードが配置された各深さ（最上部から深さ方向に3ノード）における速度パターンを示す。いずれのモデルにおいても、海水準に最も近い深さでチェッカーボードパターンの再現性が良い。AIC番号順にAICが大きくなるが、AIC番号500のモデルの再現性がAIC番号1のモデルのものと比較しても明瞭に劣っているようには見えない。一方、最上部のノードには、走時計算への寄与が相対的に小さいため、チェッカーボードパターンの再現はいずれのモデルにおいても全般的に良くない。また、深さ0.5 km以深のノードは、この深さ以上に透過する波線が少ないため、再現性が低いと考えられる。

4-2 解像度行列の対角要素値

解像度行列の対角要素値は、個々のノードに対して求められる。P波速度分布と同様に、対角要素値をグリッド空間で表現することにより、対角要素値の空間分布が求められるとした。本研究ではこの空間分布をResolutionと記す。Resolutionは0（解像度が全く無い）から1（解像度が完全）の範囲をとる。Fig. 3ではチェッカーボードテストのパターンに、Resolutionが0.2間隔のコンターを重ね合わせ、両者を比較した。その結果、Fig. 3のいずれのグリッド空間についても、Resolutionが0.6以上の領域では、チェッカーボードテストのパターンの再現性が良いことが分かった。この領域内では、速度偏差の正負のパターンや偏差量のいずれもが良く再現されていると考えられる。従って、本研究では0.6をResolutionのしきい値として採用した。

5. 諏訪之瀬島火山の火山体浅部P波速度構造

本研究で得られた3次元P波速度分布をFig. 4に示す。Fig. 4には深さ-0.5, -0.2, および0.1 kmにおける水平速度断面（Fig. 4a~c）と御岳火口の中心（Cc）を通る垂直断面（Fig. 4d, およびFig. 4f）を示した。また垂直断面にはResolutionの分布を重ね合わせて示した（Fig.

4e, およびFig. 4g）。これらのResolution分布は、P波速度分布と同様の方法により、平滑化して求めた。

5-1 各深さにおけるP波速度の水平分布

5-1-1 深さ-0.5 km

深さ-0.5 kmにおける速度は、御岳火口（Cc）の南東側が相対的に高速で、その西側に低速度領域が分布する（Fig. 4a）。高速度のピークは御岳火口（Cc）とは一致せず、その南東側に位置すると推測される。御岳火口（Cc）下に求められた速度は約2.8 km/sである。

御岳火口（Cc）の北西～南西にかけて作地カルデラ縁に設置された測線下では、2.3～2.5 km/sの速度が求められた。一方、西側測線や南側測線下では、御岳火口（Cc）から離れるにつれて速度が低下する。この速度の側方変化は、御岳火口（Cc）から離れるにつれて地表面の標高が低くなるため、相対的に高速な山体内部から低速な地表方向への速度変化を見ていることに対応する。このことは、速度分布の垂直断面（Fig. 4d）に現われている。また、御岳（Ot）の西側には2.0 km/s以下の顕著な低速度領域が認められる。この領域は、ほぼ地表付近（Fig. 1）の速度を見ており御岳（Ot）に比べて相対的に低速度であると推定されるが、観測点分布と爆破点分布の位置関係（Fig. 1）から観測データにはこの領域の表層付近や極浅部の情報がほとんど含まれていないと推測される。このことに加えて、空間分解能（0.7～0.8 km）程度の空間スケールの速度勾配を外挿して速度分布を求めているために顕著な速度低下が表現されている可能性がある。

5-1-2 深さ-0.2 km

深さ-0.2 kmにおける速度は、御岳火口（Cc）付近から南東側が相対的に高速（約3.5 km/s）で、3.0 km/s未満の相対的に低速度な領域がその周囲を取り囲む。高速度のピークの中心は御岳火口（Cc）の南東側約0.5 km付近に位置すると考えられる。御岳火口（Cc）から離れるに従って速度が低下する傾向は深さ-0.5 km（Fig. 4a）と同様である。ただし、平均的な速度勾配は深さ-0.5 kmよりも緩やかである。南側測線下では、より低速度である傾向を示す。西側測線下周辺においても、周囲よりやや低速度であり、それが西方に向かって広がりをもつような傾向を示す。

5-1-3 深さ0.1 km

深さ-0.2 km（Fig. 4b）の速度分布と異なり、相対的に高速度な領域（3.7 km/s以上の領域）が御岳火口（Cc）の西～南西側と東側に広がる（Fig. 4c）。大局的には御岳火口（Cc）を挟む西南西-東北東方向と、御岳火口（Cc）を通らない北東-南西方向の2つの分布軸をもつようにみえる。後者の分布軸上には、中期御岳（Ot）噴出物と地質学的に同時期に噴出したと考えられる（平沢・松本、

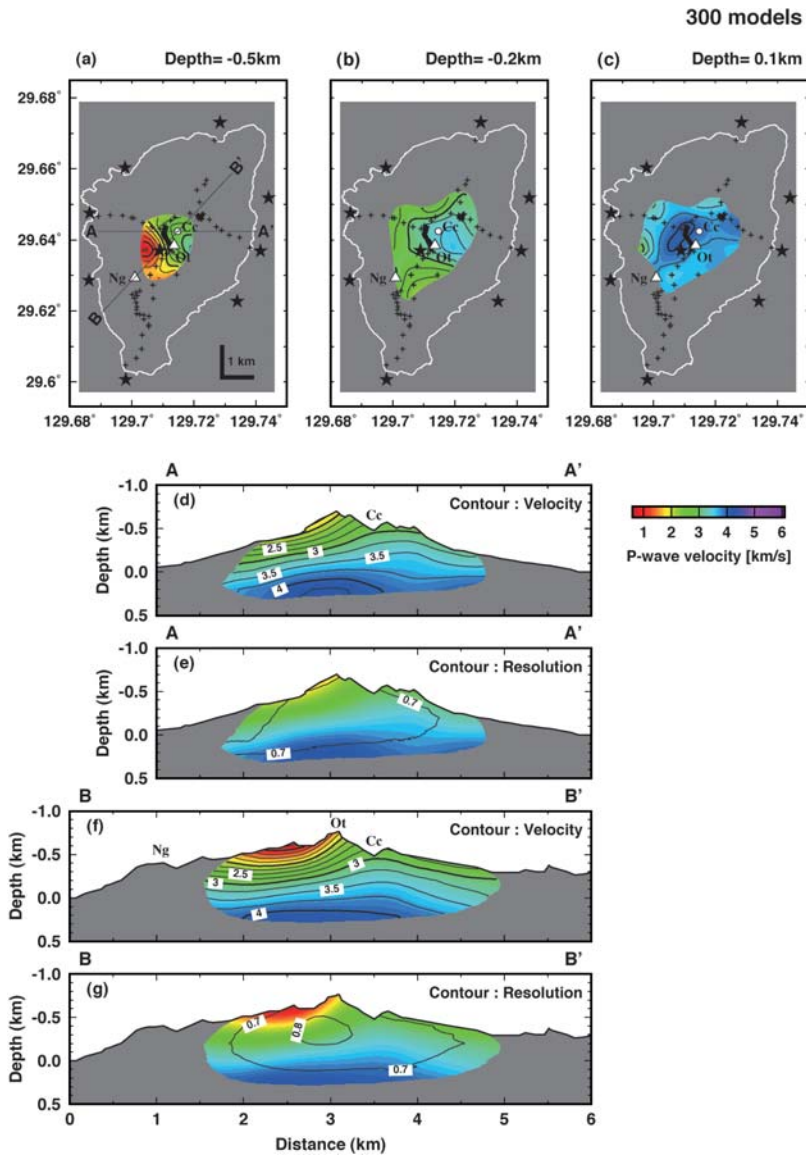


Fig. 4. Final three-dimensional P-wave velocity distributions. (a), (b) and (c) are the plan view of the obtained P-wave velocity distributions contoured every 0.25 km/s at depths of -0.5 km, -0.2 km, and 0.1 km, respectively. P-wave velocity distributions on west-east (A-A'), and southwest-northeast (B-B') cross-section are also shown in (d)-(g). These sections pass through the center of O-take Crater (Cc). (d) and (e) are the west-east (A-A') cross-sections contoured every 0.25 km/s, and every 0.1 of diagonal elements of the resolution matrix, respectively. (f) and (g) are the southwest-northeast (B-B') cross-sections contoured every 0.25 km/s, and every 0.1 of resolution. The region with low resolution is masked by gray.

1983) 根上(Ng) 火山が存在する。最も高速なピークは $4.0\sim 4.1$ km/s で、御岳火口 (Cc) の西約 0.5 km から西南西約 1 km にかけて存在する。御岳火口 (Cc) 直下の速度は $3.8\sim 3.9$ km/s であり、低速度領域は存在しない。

一方、相対的に低速度な領域 (3.5 km/s 未満) が、御岳火口 (Cc) の北北東、西北西および西南西側の山麓下に存在し、御岳火口 (Cc) から離れるにしたがって速度がより低下する傾向を示す。

5-2 P波速度分布の垂直断面

Fig. 4d と Fig. 4e は、御岳火口 (Cc) を通る東西 (A-A') 垂直断面における P 波速度分布を、Fig. 4f と Fig. 4g は、御岳火口 (Cc) と根上火山 (Ng) を通る北東-南西 (B-B') 垂直断面における P 波速度分布を示す。また Fig. 4d と Fig. 4f は、P 波速度分布に 0.25 km/s 間隔 (細線) と 1.0 km/s 間隔 (太線) のコンターを書き加えたもの、Fig. 4e と Fig. 4g は、P 波速度分布に Resolution の 0.1 毎のコンターを重ね合わせたものである。これらの垂直断面から、求められた P 波速度分布が信頼できると考えられる深さ範囲の下限は海水準下 0.3 km と考えられる。

海水準より上部では、東西 (A-A')、北東-南西 (B-B') 断面のいずれにおいても相対的に高速な領域が御岳火口 (Cc) の近傍でゆるやかな山型に盛り上がる形態を呈する。ただし、この垂直断面における盛り上がりのピークは御岳火口 (Cc) よりも東側約 0.3~0.4 km (Fig. 4d) に存在し、御岳火口 (Cc) 下には位置していない。御岳火口 (Cc) 底直下の速度は 2.8~3.0 km/s と推定された。一方、2.0~3.0 km/s のコンターが地形断面と平行する領域と斜交する領域が存在する (Fig. 4d, および Fig. 4f)。すなわち、東西 (A-A') 断面においては、2.0~3.0 km/s のコンターが、作地カルデラ壁 (地形断面のピーク) より西側で地形断面にほぼ平行するのに対して、東側では地形断面と斜交する (Fig. 4d)。また、北東-南西 (B-B') 断面においては、2.0~3.0 km/s のコンターが御岳火口 (Cc) から東側で地形断面にほぼ平行するのに対して、西側では地形断面に斜交する (Fig. 4f)。海水準より浅部では、速度が求められた領域の周辺部を除くほとんどで Resolution が 0.7 以上である (Fig. 4e, および Fig. 4g)。北東-南西 (B-B') 断面において、御岳 (Ot) の南西側の極浅部は総じて 2.0 km/s 未満の速度が推定され、顕著な低速度領域である (Fig. 4f)。これは 5-1-1 で述べた御岳 (Ot) 西側の地表付近の顕著な低速度領域の影響が垂直断面に現われたためと考えられる。

一方、海水準より下部においては、上部とは異なる速度構造が認められる。東西 (A-A') 断面においては、御岳火口 (Cc) よりも西側が全般的に高速度領域で 3.7~4.3 km/s の高速度体が大部分を占めるのに対して、東側が全般的に 4.0 km/s 未満の低速度である (Fig. 4d)。北東-南西 (B-B') 断面においては、御岳火口 (Cc) より南西側が全般的に高速度領域で 3.5~4.1 km/s 程度の高速度体が認められるのに対して、北東側では 3.2 km/s~4.0 km/s 程度で速度が若干低下する (Fig. 4f)。これらの領域の Resolution は 0.6~0.7 である (Fig. 4e, および 4g)。

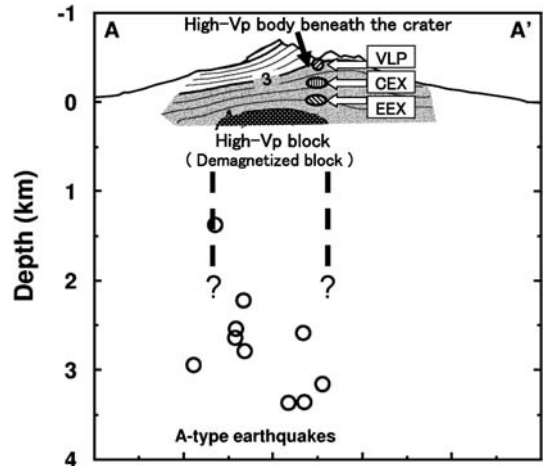


Fig. 5. Comparison of P-wave velocity distribution and the locations of geophysical phenomena location on VLP, CEX and the EEX are the source areas of very long period phases (Iguchi *et al.*, 2008), moderate contraction and sharp expansion of the explosion earthquake (Tameguri *et al.*, 2004), respectively. The P-wave velocity is contoured every 0.25 km/s. The P-wave velocities of the gray area are equal to or higher than 3.0 km/s. A high velocity block ($V_p \geq 4.0$ km/s) is hatched. The demagnetized block (Ueda *et al.*, 2007) nearly correspond to the hatched block. The hypocenters of A-type earthquakes (Yakiwara *et al.*, 2005) are shown by circles.

6. 議 論

諏訪之瀬島火山における人工地震探査で求められた 3 次元 P 波速度構造の特徴として、海水準付近下において御岳火口より西側に存在する顕著な高速度領域と、海水準より上部の御岳火口近傍にゆるやかに盛り上がる高速度領域の 2 つが挙げられる。

6-1 御岳火口より西側、海水準下の P 波高速度領域

諏訪之瀬島の御岳火口から西側の海水準下 (地表から約 0.5~0.6 km 下) には 4.3 km/s に達する P 波高速度領域が存在する (Fig. 4d, および Fig. 5)。この高速度領域と比較考察できる情報として、磁気構造が挙げられる。諏訪之瀬島とその周辺の地磁気測量を実施した植田・他 (2007) は、地磁気異常データに 4 層構造の非均一磁化 (多体ブロック) モデルを適用して各ブロックの磁化強度偏差を求め、御岳から根上火山付近下の表層 (地表面~深さ -0.3 km) から第 3 層 (深さ 0.0 km~0.7 km) に及ぶ 1 A/m 程度の相対的な磁化強度低下域の存在を示した。表層を除けば、この磁化強度低下域と本研究の P 波

高速度領域とは大局的に一致する。この磁化強度低下域の原因について、植田・他(2007)は火山噴出物の違い、または、温度場を反映した熱消磁構造を反映したものの2つの可能性をあげ、後者であるとした。その根拠として、植田・他(2007)は、神田・他(1999)の自然電位観測の解析結果で御岳火口のほかに御岳の南西側に熱水活動が推察されていることと、熱消磁領域の中心部付近に1813年噴火の火口が存在することの2つを挙げた。しかしながら神田・他(1999)は、諏訪之瀬島の自然電位の正異常が御岳火口を中心とした全島規模の異常と考えており、御岳火口を中心とした正電位異常とは独立した規模の大きな正電位異常が南西側に別に存在するとは述べていない。また、植田・他(2007)の磁気構造では御岳火口を中心とするような磁化強度低下の構造は認められない。さらに、熱消磁域では低比抵抗となることが期待され、西(1997)は霧島火山について低比抵抗領域は低速度域に対応することを指摘しているが、もし磁化強度の低下が熱消磁によるものであるとするなら、本研究にあてはめてみると、低比抵抗域がP波高速度領域に対応することになり矛盾する。従って、このP波高速度領域は熱消磁構造ではなく、むしろP波が高速度でかつ磁化強度が周辺領域のものとは異なる物質(岩体)が存在する可能性の方が高い。磁化強度が相対的に小さい物質としては、堆積岩や珪長質の火山岩類が考えられる。植田・他(2007)の磁化強度低下域はブロック的であり、堆積岩の褶曲構造で説明するのが困難な形態を呈する。P波の高速度領域であることを合わせて考慮すると、この領域には固結した珪長質の貫入岩体が存在する可能性が高い。Okuma *et al.* (2006)は、イタリアのブルカノ火山からリパリ火山南部にかけての領域で高分解能空中磁気探査を実施し、磁化強度マッピングを行った。その結果得られた磁化強度は、安山岩質のブルカノ火山で強いものに対して、リパリ火山南部の流紋岩質溶岩では弱いことが示された(Okuma *et al.*, 2006)。このことは、安山岩質である諏訪之瀬島の磁化強度低下域(植田・他, 2007)が、相対的に磁化強度が小さい珪長質の貫入岩体により形成されているという考えを支持する。

海面下0.3 kmより下部のP波速度構造は不明であるが、このP波高速度領域は下方に続いていると考えるのが自然である(Fig. 5)。八木原・他(2005)は、御岳火口近傍および山腹領域の臨時地震連続観測点のデータを用いて、地震波速度モデルと火山性地震の震源要素を同時に解いた。求められたA型地震の震源はFig. 4dのP波速度が3.8 km/s以上の高速度領域の下、深さ1.3~3.5 kmに位置する(Fig. 5)。A型地震は恐らく、P波高速度領域で発生しているのであろう。Tanaka *et al.* (2002)は、

岩手火山山頂の西側で発生したVolcano-Tectonic地震と低周波地震の活動は、P波の高速または平均的な速度の領域に限定されたことを指摘している。諏訪之瀬島で推測されるA型地震とP波高速度領域との位置関係は、この岩手火山の事例とよく似ている。

6-2 御岳火口付近のP波高速度領域と火山爆発発生場

霧島火山(西, 1997; Tomatsu *et al.*, 2001)、雲仙火山(Nishi, 2002)、磐梯火山(Yamawaki *et al.*, 2004)、阿蘇火山(筒井・他, 2003)、岩手火山(Tanaka *et al.*, 2002)、有珠火山(Onizawa *et al.*, 2007)では火口付近下あるいは山体中央部下の極浅部までP波高速度領域が盛り上がる構造がイメージされた。筒井(2005)は、このP波高速度領域の盛り上がり形状に2つのパターンがあるとした。1つは孤立した煙突状を示す場合、もう1つは扁平な板状を示す場合である。諏訪之瀬島火山の御岳火口近傍における高速度体のゆるやかな山型の盛り上がりは後者に対応すると考えられる。ただし、諏訪之瀬島における高速度の盛り上がりのピークは、御岳火口よりも南東側に約0.5 km オフセットしている。

火口あるいは山頂直下といった山体中央部のP波高速度領域は、通常、マグマの貫入と解釈されている(例えば、Chiarabba *et al.*, 2000; Di Stefano and Chiarabba, 2002)。諏訪之瀬島では有史以降、活発なマグマ性噴火が繰り返されており、火口近傍のP波高速度領域の盛り上がりについてもマグマの貫入が関係していることが示唆される。しかしながら、諏訪之瀬島の高速度領域の盛り上がりのピークは御岳火口中心からオフセット(Fig. 4d)しており、マグマの存在領域が空間分解能0.7~0.8 kmの速度分布における高速度領域の形態を必ずしも規定しているのではないと考えられる。諏訪之瀬島火山では、山頂付近から御岳火口の内部表面の一部には堅固な岩体が露出するのを目視できる(Fig. 6)。その岩体は鉛直に切り立っており、火砕丘の外側表面を覆う火山灰などの噴出物のもより緻密で高速度であるように見える。P波速度分布の垂直断面に現われたP波高速度領域のゆるやかな山型の盛り上がりは、火山体の成長に伴って、噴出物の供給源近傍における緻密な火山岩塊の堆積や火砕物の溶結(アグルチネート)が繰り返されて形成されたと考えられないだろうか。

一方、諏訪之瀬島火山では爆発的噴火を含む噴火活動が長期にわたって繰り返し継続していることから、御岳火口直下の火山体浅部に高温の火山性流体が存在することが十分に考えられる。御岳火口を通る東西断面(Fig. 4d)におけるP波速度構造に、爆発的噴火に伴う力学的現象の発生位置を模式的に重ね合わせてFig. 5に示す。爆発発生に伴う超長周期パルス(VLP)(Iguchi *et al.*, 2008)



Fig. 6. Photograph of the inside surface of Otake Crater. The broken ellipsoid marks the stiff blocks.

および爆発地震初動の緩やかな引き波のソース (CEX) とシャープな押し波のソース (EEX) (為栗・他, 2004) は、いずれも御岳火口直下で盛り上がる P 波高速度 (3.0~3.8 km/s) 領域内に位置する。つまり、諏訪之瀬島火山における火山爆発発生場は、P 波の高速度領域内に位置すると結論づけられる。爆発地震から推定される収縮・膨張震源メカニズムの発生、地盤の膨張・収縮は火山性流体の存在を反映することから、まとまった体積をもつ流体マグマが存在する可能性が高い。しかしながら、本探査の空間分解能は水平および垂直方向ともに 0.7~0.8 km 程度であり、想定される流体マグマの体積はこれよりも十分に小さいと考えられる。

7. ま と め

諏訪之瀬島火山で人工地震探査を実施した。得られた人工地震探査データについて、グリッド間隔やグリッド空間全体の位置が異なる多数のグリッドモデルを適用して解析するとともに、選択した速度モデルを用いて速度分布を平滑化することにより、グリッドノードの配置に依存しない 3 次元 P 波速度モデルを求めた。海水準より上部では、御岳火口の近傍にゆるやかな山型で盛り上がる高速度領域が認められた。ただし、盛り上がりのピークは御岳火口の南東側約 0.5 km にオフセットする。海水準付近より下部では、御岳火口の西約 0.5 km から南西約 1 km の海水準 (火山体表面下 0.5~0.6 km) で 4.3 km/s に達する顕著な高速度領域が推定された。火山爆発発生前後に観測される超長周期パルス、爆発地震初動の引き、およびパルス状の押し波の発生は、いずれも御岳火口の近傍に盛り上がる P 波の高速度領域に位置する。従って、爆発的噴火を伴う噴火活動が繰り返される

諏訪之瀬島火山の爆発発生場は、P 波の高速度領域内 (3.0~3.8 km/s) に位置する。

謝 辞

本探査実験は、諏訪之瀬島島民の皆様の御理解、御協力によって遂行することができました。鹿児島県十島村役場諏訪之瀬島出張所の伊東隆幸出張員には多くの便宜を図っていただきました。伊東親典、伊東すみ子、園山登啓の各船長には、海底爆破を実施するにあたり、発破コントロール船、発破監視船を請け負っていただきました。また、観測点の設置、撤収作業では、園山登啓、伊東親典、山木 保の各船長に瀬渡ししていただきました。本探査参加者の宿泊に関しましては、民宿浜原、民宿御岳、民宿ヤマキの皆様大変お世話になりました。

鹿児島県十島村役場、十島村漁業協同組合、海上保安庁の各関係機関には、探査実験にあたり便宜を図っていただきました。応用地質株式会社には爆破孔の掘削、爆破作業を請け負っていただきました。吉留建設産業株式会社には火薬運搬を請け負っていただきました。

差読者の青山 裕博士、中道治久博士、および編集委員の古屋正人博士には重要な問題点の指摘や貴重な意見をいただき、原稿を大幅に改善することができました。

本探査は火山噴火予知計画経費「火山体構造探査」、科学研究費補助金特定領域研究 (2) 「火山爆発のダイナミックス」(研究代表者 井田喜明) の「火山爆発の発生場と発生過程」(No. 14080205) と同特定領域研究の公募研究「諏訪之瀬島火山における爆発地震の深さ決定精度の向上に関する観測研究」(No. 17031013, 研究代表者 八木原 寛)、および財団法人東京海上各務記念財団の地震予知研究助成金 (研究課題「南西諸島の活火山における活動度評価のための基礎研究」) により実施されました。

本研究では、人工地震探査参加者の御協力をいただき、データを取得しました。以下に敬称を略した上で記し、謝意を表します。清水 洋、平林順一、鈴木敦生、森 健彦、相沢広記、河野裕希、馬場龍太、吉川 慎、齋藤武士、福嶋麻沙代、平野舟一郎。探査期間中は厳しい気象、海象にもかかわらず、探査実験が成功に至りましたのは皆様の御協力、御理解のおかげです。この場を借りて厚くお礼申し上げます。

引用文献

- 赤池弘次 (1976) 情報量規準 AIC とは何か。その意味と将来への展望。数理科学, 153, 5-11。
赤池弘次 (1981) モデルによってデータを測る。数理科学, 213, 7-10。

- Chiarabba, C., Amato, A., Boschi, A. and Barberi, F. (2000) Recent seismicity and tomographic modeling of the Mount Etna plumbing system. *J. Geophys. Res.*, **105**, B5, 10,923–10,938.
- Di Stefano, R. and Chiarabba, C. (2002) Active source tomography at Mt Vesuvius: constraints for the magmatic system. *J. Geophys. Res.*, **107**, B11, 2278, doi: 10.1029/2001JB000792.
- 気象庁 (2005) 日本活火山総覧 (第 3 版). 636pp.
- 平沢晃一・松本幡郎 (1983) 鹿児島県トカラ列島諏訪之瀬島の火山地質. *火山*, **28**, 101–115.
- Iguchi, M. (1991) Geophysical data collection using an interactive personal computer system (Part 1). *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **36**, 335–343.
- 井口正人 (2000) 諏訪之瀬島火山活動の経過—1989 年～1999 年—. 第 3 回諏訪之瀬島火山の集中総合観測 (平成 10 年 10 月), 1–10.
- 井口正人・他 40 名 (2005) 口永良部島火山における人工地震探査—探査の概要と初動の走時について—. 京都大学防災研究所年報, **48**, B, 297–322.
- 井口正人・他 17 名 (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, **49**, B, 339–353.
- Iguchi, M., Yakiwara, H., Tameguri, T., Hendrasto, M. and Hirabayashi, J. (2008) Mechanism of explosive eruption revealed by geophysical observations at the Sakurajima, Suwanosejima and Semeru volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **178**, 1–9.
- Ishihara, K. (1990) Pressure sources and induced ground deformation associated with explosive eruptions at an andesitic volcano: Sakurajima volcano, Japan. In *Magma Transport and Storage* (Ryan, M.P. ed.), John Wiley & Sons, 335–356.
- 神田 径・橋本武志・大島弘光 (1999) 諏訪之瀬島火山における自然電位分布. 京都大学防災研究所年報, **42**, B-1, 11–18.
- 松島 健・他 82 名 (1997) 雲仙火山における人工地震探査—観測および初動の読み取り—. 地震研究所彙報, **72**, 167–183.
- Menke, W. (1989) Geophysical data analysis: discrete inverse theory. Academic Press, 289 pp.
- 村内必典 (1954) 諏訪之瀬火山の地球物理学的研究 (第一報). 国立科学博物館研究報告, **1**, 13–29.
- 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. (2002) Three-dimensional seismic velocity structure beneath Unzen Volcano, Kyushu, Japan inferred by tomography from experimental explosion data. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **47**, 227–241.
- 及川 純・他 12 名 (2004) 人工地震を用いた富士山における構造探査. 月刊地球, 号外 No. 48, 23–26.
- Okuma, S., Nakatsuka, T., Supper, R. and Komazawa, M. (2006) High-resolution aeromagnetic anomaly map of the Vulcano-Lipari volcanic complex, Aeolian Islands, Italy. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **57**, 177–190.
- 鬼澤真也・他 14 名 (2002) 2001 年有珠火山人工地震探査—3 次元 P 波速度構造—. 月刊地球, 号外 No. 39, 14–21.
- Onizawa, S., et al. (2007) P-wave velocity structure of Usu volcano: implication of structural controls on magma movements and eruption locations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **160**, 175–194.
- 大森房吉 (1918) 諏訪之瀬島噴火. 日本噴火誌 (上). 震災豫防調査報告, **86**, 209–211.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky S.A. and Vetterling, W.T. (1988) Numerical recipes in C. Cambridge University Press, 735 pp.
- 嶋野岳人・小屋口剛博 (2001) 諏訪之瀬島火山 1813 年噴火 (文化噴火) の噴火様式とマグマの脱水過程. *火山*, **46**, 53–70.
- 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, **47**, B, 773–778.
- Tanaka S., et al. (2002) Three-dimensional P-wave velocity structure of Iwate volcano, Japan from active seismic survey. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2002GL014983.
- Thurber, C.H. (1983) Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *J. Geophys. Res.*, **88**, B10, 8226–8236.
- Tomatsu, T., Kumagai, H. and Dawson, P.B. (2001) Tomographic inversion of P-wave velocity and Q structures beneath the Kirishima volcanic complex, southern Japan, based on finite difference calculations of complex travel-times. *Geophys. J. Int.*, **146**, 781–794.
- 筒井智樹 (2005) 地震学的手法を用いた活火山構造探査の現状と課題. *火山*, **50**, S101–S114.
- 筒井智樹・森田裕一・三ヶ田均 (1995) 火山構造探査グループの人工地震記録読みとり用標準ソフトについて. 地震研究所彙報, **70**, 81–90.
- 筒井智樹・他 12 名 (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**, 293–307.
- 植田義夫・小野寺健英・熊川浩一・小山 薫 (2007) 諏訪之瀬島の地磁気異常と 3 次元磁気構造. *火山*, **52**, 211–220.
- Um, J. and Thurber, C. (1987) A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **77**, 972–986.
- Wiggins, R.A. (1972) The general linear inverse problem: implication of surface waves and free oscillations for earth structure. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **10**, 251–285.
- 八木原 寛・平野舟一郎・井口正人・為栗 健・高山鉄朗・森 健彦・大倉敬宏・吉川 慎 (2005) 諏訪之瀬島火山の活動火口領域について推定した 3 次元地震波速度モデル, および火山性地震の発生位置. 文部科学省科学研究費特定領域研究 (領域番号 422) 「火山爆発のダイナミクス」平成 16 年度研究成果報告書, 66–70.
- Yamawaki, T., et al. (2004) Three-dimensional P-wave velocity structure of Bandai volcano in northeastern Japan inferred from active seismic survey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **138**, 267–282.