

## 2009年海中爆破実験による伊豆大島及びその周辺の地震波速度構造

森田裕一<sup>1)a\*</sup>・2009年伊豆大島構造探査実験グループ<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> 東京大学地震研究所・<sup>a)</sup> 現在：国立研究開発法人防災科学技術研究所

## Velocity Structure at Izu-Oshima Volcano and its Surrounding Region Inferred from 2009 Seismic Explorations Using Sea-shots

Yuichi Morita<sup>1)a\*</sup> and Survey team of 2009 seismic exploration at Izu-Oshima volcano<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

<sup>a)</sup> Currently at National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

### Abstract

Seismic exploration was conducted to reveal the velocity structure beneath Izu-Oshima volcano in 2009. This paper documented an overview of the exploration, detailed data processing and estimated velocity structure, as well as the contents of the acquired data archive, which will be freely opened to the research community. Thirty-eight ocean bottom seismometers (OBS) were deployed along a survey line extending WSW to ENE with an interval of around two kilometers, and around 300 seismometers were installed on land with an interval of 50 to 100m. The entire survey line passed through Izu-Oshima island, including the central summit of the volcano, and reached approximately 70 km in length. The controlled sources were dynamite explosions, each with a charge of 300 kg, located at nine points along the OBS survey line, and a pressure source (air-gun: with a capacity 50l) deployed along the OBS survey line and around off the coast of Izu-Oshima island.

The upper and middle crust velocity structure beneath Izu-Oshima volcano and its surrounding region are estimated to a depth of around 10 km using the 2D ray tracing method. As with other volcanoes, a convex basement structure is found at a depth of seven kilometers beneath the volcanic edifice. An interesting relation is found among estimated velocity structure and volcanic seismicity as well as ground deformation sources. Ground inflation and deflation sources and hypocenters of volcano-tectonic earthquakes with burst-type activity are limited in the upper middle crust with a P wave velocity of 5.5-6.0 km/s. On the other hand, persistently activated earthquakes just beneath the summit caldera are located in the upper crust, whose velocity is very low. This suggests that the magma storage and plumbing system of the volcano is defined strongly by a layered structure. Revealing the structure beneath volcanoes is essential for understanding their activities.

**Keywords:** Izu-Oshima volcano, seismic structure, seismic exploration, seismicity and structure, magma plumbing system

---

\* e-mail: yu1morita@bosai.go.jp (〒305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1)

<sup>2)</sup> 2009年伊豆大島構造探査実験グループ (2009年11月時点の所属)

村井芳夫・大島弘光・前川徳光・尾崎 威・一條和宏 (北海道大学)・菅原 宗 (弘前大学)・筒井智樹・河野輝樹 (秋田大学)・植木真人・鈴木秀市・鈴木健介・渡辺貴善 (東北大学)・渡辺秀文・森田裕一・篠原雅尚・望月公廣・山田知朗・及川 純・真保 敬・町田裕弥・坂下至功・長田 昇・辻 浩・渡邊篤志・藤田親亮・阿部英二 (東京大学地震研究所)・佐藤利典 (千葉大学)・中道治久・道下剛史・毛利拓治 (名古屋大学)・大倉敬宏・為栗 健・吉川 慎・多田光宏 (京都大学)・植平賢司・内田和也 (九州大学)・宮町宏樹・八木原寛・平野舟一郎 (鹿児島大学)

## 1. はじめに

火山活動の理解には、火山体の内部構造の情報が極めて重要であるとの考えに基づき(植木, 1990), 日本では1994年から始まった第5次噴火予知計画において、人工地震を用いた火山体構造探査を計画の一つの柱として組織的に開始した。1994年に実施した霧島火山(鍵山・他, 1995)を皮切りに、雲仙岳(松島・他, 1997)、磐梯山(Yamawaki *et al.*, 2004)、阿蘇山(須藤・他, 2002)と行い、第6次火山噴火予知計画でも継続され、多くの火山の浅部構造について調査された。この歴史については、筒井(2005)のレビュー論文に詳しく述べられている。これら日本における人工地震による火山体構造探査は、火山体の不均質構造を知ることが主眼に置かれてきた。そのため測線長はそれほど長くはなく、火山体近傍に稠密に観測点を設置することに力点が置かれ、結果的に海拔下2~3km程度の深度までの3次元構造の推定が進んだ。逆に言うと、火山及びその周辺の険しい地形の影響で直線的に長い測線を設けることが容易でないため、深部構造を狙った構造探査はそれほど多くは行われなかった。

海外においても、イタリアのVesuvius火山(例えば、Di Stefano and Chiarabba, 2002)やCampi Flegrei(Bruno, 2004)、パプアニューギニアのRabaul火山(Finlayson *et al.*, 2003)、カリブ海小アンチル諸島Soufriere Hill火山(Paulatto *et al.*, 2010)などでも人工地震による火山体の構造探査が実施されている。これらの人工震源による探査では、反射波の解析により速度不連続面の凹凸を推定している。このような構造探査から火山体の構造について国内外を問わず共通に言えることは、火山体直下での高速度層の存在、つまり火山の基盤構造の盛り上がりが見られることである。

最初の伊豆大島における人工地震による地下構造は、伊豆大島の北端と西端を発破点として、西岸沿いの11点の地震観測点による測線で行われた(伊藤・他, 1981)。その後、更に詳細な構造を推定するため、伊豆大島の北東岸と南西岸の両端、及びカルデラ内の1点で発破を行い、それを結ぶように山頂火口を横切る約50点からなる観測線を設けた人工地震探査が行われ、深さ約2kmまでのP波速度が推定された(長谷川・他, 1987)。このような伊豆大島の平均的な構造の推定以外に、火山体特有の不均質構造を推定する試みもなされている。Suzuki *et al.*(1992)は起震車を人工震源として、伊豆大島島内を東西に横切る測線の反射波を解析し、山体中央部で不均質構造が発達していることを示した。Onizawa *et al.*(2002)は自然地震の走時と重力分布を用い、それらを同

時にインバージョン解析を行うことにより、深さ2.5kmまでの3次元速度構造を推定した。それによると、深さ1.25~2.5kmの領域に伊豆大島の北西-南東方向に広がる高速度の帯状領域が存在するとし、この方向が広域応力場の圧縮方向であることから、これは過去に繰り返し起こったマグマ貫入が作った高速度体であるとしている。また、Mikada *et al.*(1997)は、遠方から到来する自然地震の初動後の波形を、伊豆大島直下に存在するマグマ溜まり等による不均質構造を起源とする散乱波であると仮定し、山体直下の散乱体分布を推定した。この解析から深さ数kmまでにいくつかのマグマ溜まりと思われる散乱体の存在が示唆された。このように、これまで伊豆大島では主として島内の観測網を用いた火山体浅部を中心に構造が推定されてきた。

中村(1984)は、1980年代に広域的な構造や応力場の中で、火山の誕生や長期的な活動について理解することが重要であると指摘した。それまで地下構造や噴火現象を含む火山活動に関する研究が火山体、特に火口周辺の浅部に焦点を当てたものが主導的に進められていることを考えると、当時としては広い視野に立ったきわめて先進的な考え方であったと思われる。ここで基本となるのは、火山の構造をマグマの起源であると考えられているマントルから浅部に至るまでの領域を周辺地域と比較することにより、火山の特徴を知ることであろう。その意味で、火山体浅部の詳細な構造の解明はマグマが上昇して噴火に至る過程の解明に結びつき、それぞれの火山の現在の火山活動に直結する重要な情報を得るために極めて重要であることに論を俟たないが、一方で、火山を取り巻く広域の深部までの構造は、それぞれの火山における長期的な活動を理解する上で、その重要性を軽んじられるものではないと思われる。

このような視点から、Kodaira *et al.*(2007)は、熱海沖から鳥島に至る伊豆諸島沿岸の長さ約550kmの測線を、観測船を用いてエアガン的人工震源として、長大なストリーマーケーブルで記録して得た広角反射波を解析し、表層からマントルまでの構造を明らかにした。それによると、中部地殻の上面の深さとその厚さが伊豆諸島を構成する各島の沿岸部で上面が浅くなり厚さが増すのに対して、島と島の間では厚さが薄いという構造を明らかにし、火山活動と島弧生成の関連についての重要な情報を提示した。しかしながら、彼らの構造はその観測手法から、火山島の沿岸部の構造を明らかにしているのみで、各島の直下の構造までは明らかにできていない。

火山島を対象として人工地震による構造探査を実施する場合、火山島内だけでなくその周辺の構造をより深部

まで推定するには、陸上で発破点と観測点を設けるだけでなく、海域での海底地震計による観測と海中発破を組み合わせた規模の大きな観測が必須である。例えば、海外では前述のように、カリブ海でのSEA-CALIPSO (Paulatto *et al.*, 2010) では約250の陸上と海底地震計を設置した構造探査実験が実施されている。一方で、伊豆大島での構造探査は、これまで島内の人工地震源と島内での観測点に限られていたため、深さが2km程度までしかP波速度構造が得られていなかった。そこで、第6次火山噴火予知計画の中で、地震研究所の火山噴火予知研究グループと海域地震観測グループが協力し、1999年に伊豆大島において海陸合同の構造探査実験をわが国では初めて実施した(渡辺・他, 2000)。この実験では、陸上に252点の観測点と6地点の発破による人工地震、8台の海底地震計と6ヶ所で海中発破を実施したが、伊豆大島の北西沖は航路が錯綜し、多くの船舶が通行するため、発破予定地点の変更を余儀なくされ、約15kmの測線の長さを活かして等間隔に配置した海中発破が実施できなかった。結果的に伊豆大島北側の3点の海中発破点が伊豆大島の北西沖約5km付近の近傍で固まって実施されるなど、いくつかの課題が残った。しかしながら、伊東(2004)はこの限られたデータを解析し、深さ4km程度までの速度構造を明らかにしたことに加え、海中発破からの地震動を島内の稠密な観測点のデータを解析して後続波を見出し、深さ7~8kmに速度不連続面がある可能性を示した。これは、より深い構造を推定したという点で大きな進歩であると言える。

1999年の実験を更に発展させるため、そこで存在の可能性が示唆された深さ7~8kmの速度不連続面を確認し、その深さ分布とその直下のP波速度の推定を目的として2009年に海中発破による構造探査実験を実施した。深度8km程度まで構造を推定するには、測線長が70km程度必要であるため、ほぼ南北に配置した1999年探査の海中発破の方位には測線の延長が不可能であるため、それに直交するがより長い測線が取れる東北東-西南西方向に測線を設定し、伊豆大島島内を含めて測線長が約70kmとなるように計画した。

本報告では、2009年構造探査で得られたデータの解析結果、それから推定される伊豆大島と周辺域でのP波速度構造を示すとともに、その解析の元となったデータを、生波形データから、時刻補正等の処理を行った処理済みの波形データ、観測点情報、読み取り値をアーカイブし、その際に用いた処理方法も併せて記述する。本来、1999年の構造探査と併せて解析し、構造を明らかにすべきであるが、両探査は10年の間隔で実施され、両方の探査の

詳細を知る研究者は限られる。そのため、その作業は後に譲ることにした。

先に述べたように、火山島の構造探査は、陸域と海域の双方の観測が必要で、大規模な観測にならざるを得ない。そのため容易に実施することが難しく、既存のデータは極めて重要な研究資源であると言える。特に、最近の資源探査の分野では、伝統的な屈折法解析や反射法解析に加えて、観測波形全体を用いて詳細な地下構造を推定する手法である波形インバージョン法を火山体構造探査に応用しようとする動きがある(例えば、Morgan *et al.*, 2013)。このような解析手法の近代化に伴い、既存のデータからでも新たな知見が得られ、次の構造探査実験の計画立案に有用であると考えられる。このような考え方に基づき、本報告では、単に解析手法とその結果だけでなく、生データから処理済データまでのアーカイブを作り、そのデータの構造と保存場所を明示して他の研究者が比較的容易に利用できる環境を作ることも目的とした。

## 2. 観測及びデータ処理

### 2.1 実験概要

2009年伊豆大島構造探査実験の人工地震の震源、観測点の配置を1枚で示すとFig. 1のようになる。図中、星印は海中発破点、四角は海底地震計の設置位置、伊豆大島の島内の実線は、陸上観測点の位置(測線)である。実験は2009年10月26日から11月3日までの8日間、陸域班と海域班に分かれ、地震計の設置、発破、観測点回収の作業を40人の研究者と技術職員が参加して実施した。

伊豆大島島内の観測を担当する陸域班は、各地から10月25日に伊豆大島に集合し、10月26日~29日の期間に伊豆大島島内の291地点に地震計と記録装置を設置した。観測船に乗船して海底地震計の設置と海中発破を担当した海域班は、地震研究所の備船(第5海工丸)で10月26日に塩釜港を出港し、途中鹿島港で火薬の積み込みの作業等を行い、29日より房総沖から下田沖に向けて海底地震計の設置を開始し、10月30日午前8時半頃に設置を終えた。

その後、10月30日~11月1日の日中に合計9回の海中発破を伊豆大島の西方沖と東方沖で実施した。陸域の地震計は発破終了後に撤収を始めた。また、海底地震計の設置位置を正確に推定するために、海中発破後に海底地震計の測線に沿ってエアガンの発振を11月1日の午後から11月2日の未明まで行い、その後、11月3日までに回収を終えた。以下に、この構造探査の詳細な情報



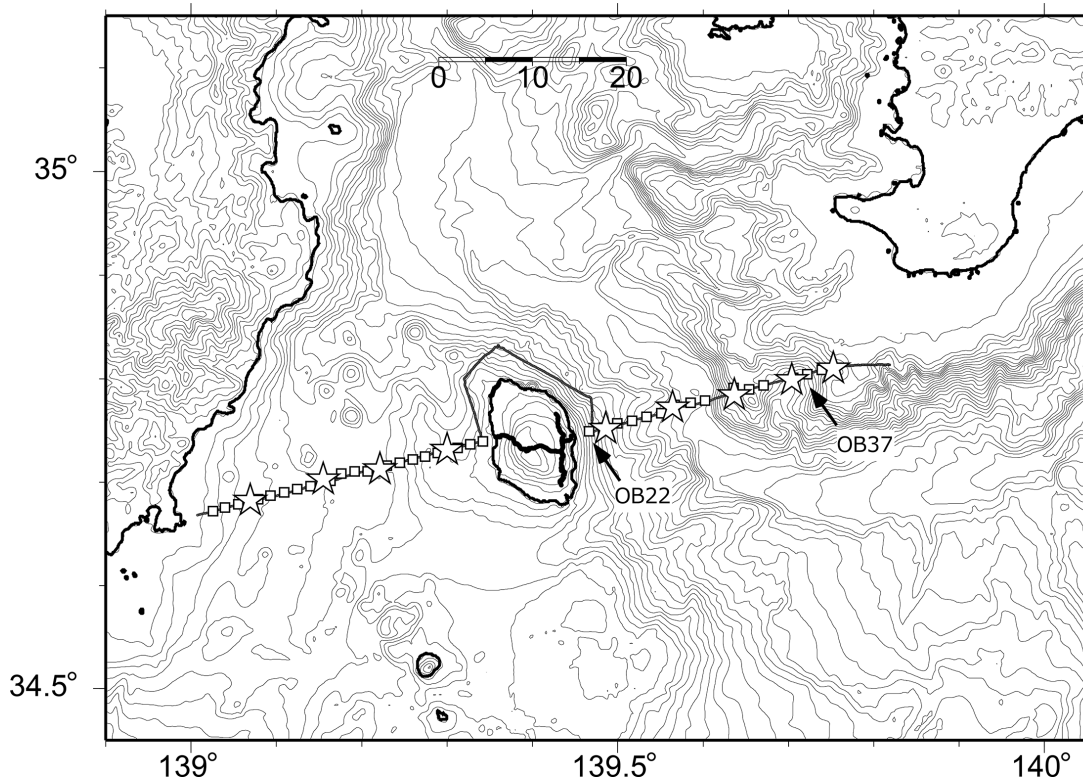


Fig. 1. Location map of 2009 Izu-Oshima exploration experiment. Stars show sea-shot points, rectangles are ocean-bottom seismometers, and black dots on the island are land-seismometers. Two OBS stations (OB22, OB37), whose ray paths and waveforms are shown in Figs. 4 and 5 are indicated on the map.

を、海域観測点、陸域観測点、発破及びエアガンの発振に分けて記述する。

なお、本報告にあるすべてのデータは、東京大学地震研究所地震火山噴火予知研究協議会のデータ共有サーバー (<http://evrrss.eri.u-tokyo.ac.jp/database/index.html>) を利用して公開する。このページの「伊豆大島構造探査2009」から、本構造探査のデータベースの最上位ディレクトリを紹介する。本報告では、その最上位ディレクトリを\$Pと記載し、具体的なファイル名やその形式等を説明することとした。

## 2.2 海底地震計

海底地震計は、予備も含め39台用意し、事前にOB01～OB39と機器番号を付し、この機器番号を観測点名として用いた。伊豆大島の東岸から東北東方向に房総半島に向かって約2km～34kmの範囲（東測線）に18台、西岸から西南西方向の下田に向かって約2～38kmの範囲（西測線）に20台の海底地震計を設置した（Fig. 1）。2009年10月29日の19時頃より東測線の最も東側の地点（OB39）から海底地震計の設置を始め、伊豆大島を挟んで10月30日の朝には西測線の最も西側の下田沖の地点（OB02）まで、約2km間隔で併せて38台の海底地震

計を設置した。なお、OB01は予備機として扱い、本観測には利用しなかった。海底地震計の回収後にデータを確認したところ、東測線18台のうち2台についてはデータが記録されていなかった。最終的にこの実験で利用できたのは西測線の20台と東測線の16台の併せて36台で、海底地震計の観測点の最も西側の観測点はOB02であり、最も東側の観測点はOB39となっている。

海底地震計のセンサーは固有周波数4.5Hzの速度型3成分地震計で、連続波形をハードディスクに記録している。データのサンプリング周波数は128Hzの機材と200Hzの機材が混在している。これらの観測点とセンサー情報は、\$P/STA/channels.tbl.OBSに記載しているが、AD変換器の1ビットの電圧換算値と地震計の電圧感度については、本報告執筆時点で資料が見つからなかったため、各機関に問い合わせ中であり、現在は仮の値を入れている。それらの値が判明しだいファイルを更新する予定である。

海底地震計の投入前と回収後にTrue Time社製のGPS同期式の標準時計で海底地震計の内部時計の時間差を計測し、それらの値から補間して時刻校正を行った。時刻校正に用いたデータを、\$P/STA/OBS\_DT.datに



Table 1. Example of time correction information for ocean bottom seismometers.

STATION	DT0(sec)	T1(YY MM DD hh mm)	DT1(sec)	T2(YY MM DD hh mm)	DT2(sec)
OB02_Q2L	0.000	09 10 30 08 22	0.69089	09 11 02 03 48	0.87515
OB03_Q2A	0.000	09 10 30 07 52	0.64412	09 11 02 04 41	1.09589
.....					
OB13_H2A	0.006	09 10 30 04 47	0.84475	09 11 02 13 35	1.22739

Table 2. Example of ship navigation information.

Time (JST)	Latitude(° ' ")	Longitude(° ' ")	Ocean depth(m)
09 11/01 00:01:00	34 44 29.18N	139 28 12.14E	654.00
09/11/01 00:01:01	34 44 29.28N	139 28 12.12E	654.00
09/11/01 00:01:02	34 44 29.37N	139 28 12.10E	659.00
...			

保存している。このファイルの一部を Table 1 に例示した。一部の海底地震計では内部時計の標準信号の出力に機体固有の遅延があり、その値を DT0 としている。投入前の時刻較正時の時刻を T1、その時の較正値を DT1、回収時の時刻較正時の時刻を T2、その時の較正値を DT2 として示している。

海底地震計の生波形データはアーカイブ形式で、\$P/RAW/OBS.tgz というファイル名で保存した。展開すると OBSXX\_yyy という名称のファイルが 38 個できる。OBXX は観測点名で XX は 02 から 39 までの数値が入る。yyy は個々の機材の所有機関と整理番号で機材の固有識別子である。生波形データ上の時刻は、海底地震計の内部時計を基にしている。個々の海底地震計の生波形データから時刻較正を実施して、他の海底地震計や陸域観測点の波形を人工震源毎に編集した。その際は、個々の海底地震計の内部時計の時刻： $MT(t)$  と真の時刻  $TT(t)$  の関係は、Table 1 の時刻較正情報を用いて、

$$TT(t) = MT(t) + DT0 + (DT2 - DT1) \frac{t - T1}{T2 - T1}$$

とし、線形補間して時刻補正後の波形データから最も正秒に近いサンプルポイントを WIN フォーマットの秒パケットの先頭のデータとなるように編集し直し、後述の陸域の地震計記録とマージして、発振信号毎に \$P/PROCESSED/SEASHOT/SHOTGATHER 等に保存した。そのため、WIN フォーマット変換後のデータには最大で ±0.5 サンプル間隔 (±約 4 ミリ秒、又は ±2.5 ミリ秒) の時刻誤差がある。

海底地震計の設置、人工地震の発破、エアガンの発振は、東京大学地震研究所の備船した (株) オフショア・オペレーション 所有の第五海工丸を用いて実施した。この

船舶の総トン数は 500 トン、全長 48.3m、全幅 10.0m で、船首から約 10m にあるブリッジ上に設置された GPS 受信機で航跡とその地点での音響測深による海深度を 1 秒ごとに記録している。それらを 1 日ごとのファイルとして、\$P/RAW/SHIP-LOC.tgz に保存し、展開すると YYMMDD.log というファイルができる。これらには Table 2 で例示したように 1 行に 1 秒ごとの船舶位置、その地点での音響測深で得た海底深度等が文字列で 1 日単位で記述されている。この船体の位置情報、その地点における海底深度は、次に述べる海底地震計の設置位置や海中発破地点の位置の推定に用いた。

海中爆破作業終了後、観測船を海底地震計の測線に沿って東北東端から西南西端に向かって航行し、その間 1 分間隔でエアガンを発振した。海底地震計の位置は、各海底地震計で記録されたその波形を用いて推定した。この時のエアガンの発振位置と時刻は、\$P/SHOT/LOC/airgun\_EW.dat に保存している。今回用いたエアガン振源は、容量 25 リッターのものに圧縮空気を送り込み、2 台同時に GPS 受信機に同期させた時計を基準として自動的に毎正分の 0.1 秒後に、1 分間隔で連続的に発振させるものである。

個々の海底地震計で観測されたエアガンの発振の初動走時をエアガン発振時刻、発振地点と併せて \$P/PROCESSED/AG-EW/LOC-PICKS の下に Table 3 で示す形式で保存している。この例では OB07 地点での初動走時の読み取り値を示した。この初動読み取り時刻とエアガン発振地点、すなわち観測船の位置の情報を用いて、震源決定と同様の方法で海底地震計の設置地点を推定した。その際に用いるエアガンの発振源は観測船から海底地震計を放出した地点の海深度の 75% 以内の距離にあるものか、それが 0.4km より小さいときには 0.4km 以

Table 3. Example of travel times observed at OB07 stations from air-gun shots.

Shot No.	Shot time	Shot(Ship) location	Distance(km)	Azimuth	Travel time(sec)	
611	091102004700.100	34.69124 139.12016	455.8	1.0439	88.8	0.757
612	091102004800.100	34.69091 139.11840	456.0	0.8825	90.9	0.665
613	091102004900.100	34.69057 139.11681	458.3	0.7385	94.0	0.585
614	091102005000.100	34.69029 139.11523	456.3	0.5976	98.0	0.496
615	091102005100.100	34.68998 139.11362	455.8	0.4596	104.8	0.427
616	091102005200.100	34.68967 139.11207	454.3	0.3382	116.6	0.369
617	091102005300.100	34.68936 139.11051	448.8	0.2450	139.4	0.343
618	091102005400.100	34.68905 139.10894	445.0	0.2210	176.0	0.329
619	091102005500.100	34.68869 139.10734	441.3	0.2916	206.7	0.352
620	091102005600.100	34.68831 139.10574	438.0	0.4107	222.6	0.410
621	091102005700.100	34.68794 139.10415	432.5	0.5453	230.9	0.476
622	091102005800.100	34.68756 139.10256	426.8	0.6876	235.9	0.552

内のすべての発振源とした。この時、海水の音速を 1.48 km/s に固定し、海底地震計の設置深度は、推定された水平位置に基づき、海上保安庁の海底地形図 (500m メッシュ) から補間した海底深度を用いた。更に、このようにして得られた海底地震計の位置と、エアガン発振の位置を用いて、3章に記述するように、海底浅部の P 波速度構造を推定した。

### 2.3 伊豆大島島内陸上地震計

伊豆大島島内では、海底地震計の配列とほぼ同じ方向の東西方向に西岸から東岸にわたり約 50m 間隔で 179 地点を配置した A 測線、それと直交するほぼ南北方向に約 80m 間隔で 103 点設置した B 測線、伊豆大島の北西海岸線沿いに 15 点の C 測線の測線を配置した。A 測線の一部と B 測線の一部は、伊豆大島一周道路の東岸に近い部分の長さ約 800m、観測点数 9 点で重複している。島内の全観測点を Fig. 2 で示す。観測点の位置は、国土地理院発行の火山基本図 (一万分の一) 及び GPS キネマティック測位により、誤差約 2m 程度で推定されている。

設置した地震計はすべて固有周波数 4.5Hz の上下動速度計 (Geospace 社製 SG820) の 1 成分で、白山工業社製 LS8200SD 型記録装置 (蔵下・他, 2006) を用いて、サンプリング周波数 125Hz で、設置時から回収時まで連続して地震動を記録した。内部の時計は内蔵されている GPS 受信機で毎時 1 回校正されている。設置は 10 月 26 日~10 月 28 日に行い、回収は海中発破終了後 11 月 2 日から順次行った。

ここで得られた生波形データは、アーカイブ形式で \$P/RAW/LAND.tgz に保存され、展開するとデータロガーの機体番号 (10 進数表現) をディレクトリとして、その下に波形記録のほかに設定時のパラメータ、時刻較正情報も保存している。この波形を時刻較正情報で補正

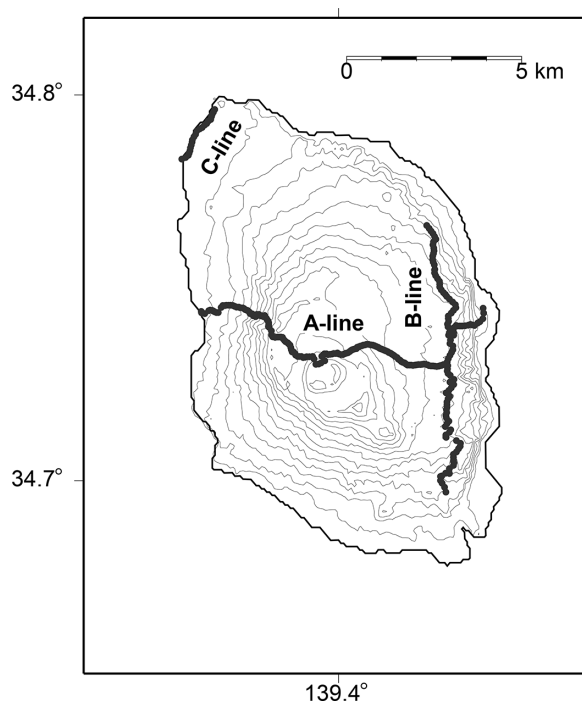


Fig. 2. Location map of observation sites on Izu-Oshima island. A-line aligns in E-W direction from eastern coast to western coast, and B-line aligns in N-S direction. C-line lies separately at the northwestern coast.

した WIN フォーマットに変換する際には、製造業者から提供されている専用のソフトウェアを用いて行った。このソフトウェアでは、観測データの時刻較正を行ったのち、最も正秒に近いサンプルポイントから、WIN フォーマットの秒フレームを作るアルゴリズムを採用しており、変換後の時刻の誤差は最大±0.5 サンプル間隔 (±4 ミリ秒) である。なお、波形のチャンネル番号は機体番号の 16 進数表現となっている。海底地震計とマー

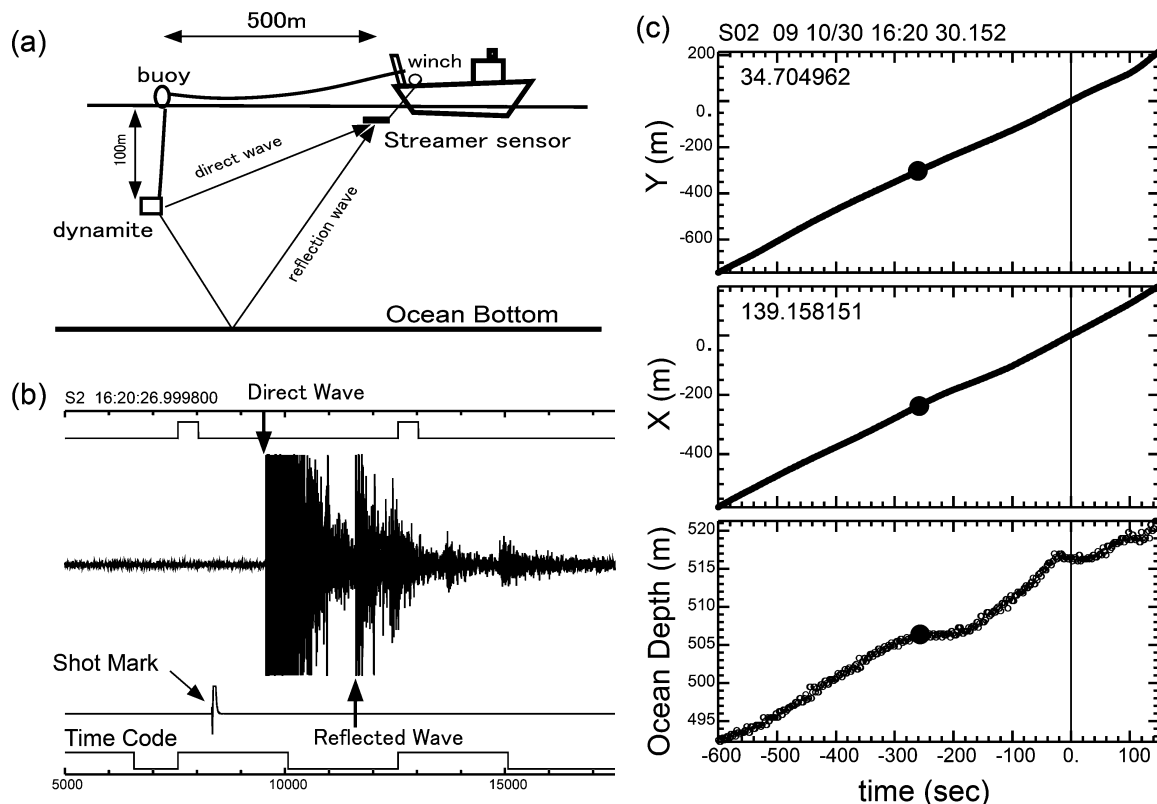


Fig. 3. Estimation of sea-shot locations and times. (a) Schematic diagram of sea-shot explosion system. (b) Example of recorded water waves. First trace is internal (non-corrected) time pulse, second trace is output of hydrophone, third trace is shot pulse, and fourth trace is time code pulse synchronized with GPS based standard time. Shot time and its distance from the ship can be estimated from time differences among a shot mark, arrivals of direct wave and the reflected one in the second trace. (c) Time history of ship location. Vertical line indicates time when dynamite was exploded. Bold circles indicate estimated shot coordinates. See text for details.

ジした WIN フォーマットの観測波形は、\$P/ PROCESSED に保存した。

#### 2.4 制御震源

伊豆大島島内の陸上に設置した地震計と海底地震計のすべてがデータを記録していたのは、2009年10月30日11時頃から11月1日13時過ぎまでの約50時間で、その間に2つの人工地震実験を実施した。1つは薬量300kgのダイナマイトによる海中発破であり、もう一つは伊豆大島沿岸沖の周回で1分ごとに発振したエアガンによる発振である。

全体の測線を対象とした海中発破は、伊豆大島の西方4地点と東方5地点の合計9地点において薬量300kgのダイナマイトにより実施した。発破に際しては、Fig. 3 (a) に示すようにダイナマイトを100mのロープでブイに吊るし、それらを船尾から海に投げ込み、ブイに繋がれたワイヤーが船尾から約500m離れた後、雷管に電流を流して発破をかけた。この時、発破電線に流れた電流を発破信号 (Fig. 3 (b) の第3トレース) として記録す

るとともに、船尾に吊るしたストリーマケーブルで取られる水中音波信号 (同第2トレース)、GPS信号を基準とした基準時計のタイムコード信号 (同第4トレース) も併せて、サンプリング間隔0.2ミリ秒で記録した。Fig. 3 (b) で示した発破信号と水中音波信号の波形記録は、\$P/RAW/HYDROPHONE.tgz に保存し、展開するとSXX.csv という名称で、海中発破ごとに1つずつCSV形式で保存している。Fig. 3 (c) は、発破時刻前後の観測船の航路軌跡を、Y軸を北 (緯度) 方向、X軸を東 (経度) 方向としてメートル単位で表し、音響測深計測したそれぞれの地点での水深も併せて示している。横軸は時間 (秒) であり、時刻0の縦線が発破時刻で、その時の観測船の位置をX軸、Y軸の原点にしている。発破時点でのダイナマイトの海水深度は、ワイヤーの張力によりブイが引っ張られることから、投下地点の海水面下100mに止まっているとは限らない。そのため、以下に説明する方法で発破時の観測船とダイナマイトの水平距離 $L$ を海中音波の走時から推定し、 $L = \sqrt{x^2 + y^2}$  となる  $x, y$



から発破地点の緯度及び経度を求めた。

Fig.3 (b) で示したショットマークと直達波の時刻差 ( $t_1$ ) と海底反射波の時刻差 ( $t_2$ ) は、発破地点での水深 ( $D$ )、ストリーマケーブル (船尾) までの水平距離 ( $L$ )、ダイナマイトの海水面からの深さ ( $h$ ) を用いて、以下のように記述できる。

$$t_1 = \frac{\sqrt{L^2 + h^2}}{v}$$

この時、海底面は水平であると仮定すると、海底反射波の伝搬距離はダイナマイトの海底面に対する鏡像点と船尾までの距離と考えてよいので、 $t_2$  は以下のように簡単に書ける。

$$t_2 = \frac{\sqrt{L^2 + (2D - h)^2}}{v}$$

また、これらから、

$$v^2(t_2^2 - t_1^2)/4D = D - h,$$

となる。ここで、 $v$  は海中音速で 1.48 km/s とした。最初に、 $h=100\text{m}$  として  $t_1$  から  $L$  を推定し、ダイナマイトは船尾から投げ入れた地点で海中に沈んだと考えて、発破時の船位から  $L$  だけ離れた過去の船位での音響測深値  $D$  を発破地点の海底深度として、 $t_1$  と  $t_2$  の時間差から  $h$  を推定する。次に、ここで得た  $h$  を用いて再度  $t_1$  から  $L$  を求め、同様にして  $D$  と  $h$  を更新する。この操作を  $h$  の値が収束するまで繰り返して、発破点の位置を推定した。なお、反復計算時に  $h > 100\text{m}$  となったときには  $h=100\text{m}$  と固定した。このようにして得られた海中発破地点の緯度 (Y 軸)、経度 (X 軸) は図 3 (c) の太丸の位置で、この場合は発破時の約 260 秒前に通過した地点の海面下に発破地点が推定された。このようにして

推定した S1~S9 のすべての発破時刻、発破地点を Table 4 に示すと同時に、\$P/PROCESSED/SEASHOT/LOC/Shot2009.dat にも保存している。

海中発破の際に取得された海底地震計と陸域地震観測点を併せた全観測点の波形は、それぞれの発振時の約 30 秒前から 120 秒間の波形ファイルに編集し、WIN フォーマットで、\$P/PROCESSED/SEASHOT/SHOTGATHER の下に、S01.win~S09.win の 9 ファイルに保存している。この波形ファイルを用いて、初動の読み取りを行い、後述のように地下構造の推定を行った。

作業の安全確保のため海中発破は日中に行う必要がある。また、発破の際には海況や周辺の船舶の状況も配慮する必要があるため、計画通り実施できないこともある。そのような状況を考慮して、海中発破の実施予定時刻に余裕を持たせて計画を立てた。今回の実験では、10月30日の午後から伊豆大島の西方の発破予定点から始めることにし、残りを10月31日と11月1日の日中に行うこととした。このような海中発破の合間に、10月30日の日没後から10月31日の未明まで、伊豆大島の周辺で観測船を待機させることとなる。この時間を利用して観測船を伊豆大島の沿岸を反時計回りに周回させ、その間1分ごとにエアガンを発振させ、伊豆大島島内に設置した地震計で震動を記録することを試みた。これはエアガン発振で島内に設置した地震計でどの程度の振動が記録できるかを試したもので、ここでは解析していないが、その波形記録は \$P/PROCESSED/AG-OSHIMA/SHOTGATHER.tgz にあり、展開すると WIN フォーマットで AG001.win~AG540.win というファイルに、エアガン発振の約 10 秒前から 40 秒間の波形を保存している。それぞれのエアガンの発振点は、発振時の観測船の位置情報を用いて、Table 5 の形式で \$P/PROCESSED/AG-OSHIMA/LOC/agloc.dat に保存した。この中で、shotgather ファイル名の記載がないものは、エアガンの発振

Table 4. Shot times, locations of 2009 Izu-Oshima exploration.

Shot	Location (Lat. Long. BSL)	Shot time(JST)	Ocean depth	charge(kg)
S01	34. 68229 139.06939 89.7	2009 10/30 15:09 20.159	346.3	300.0
S02	34. 70283 139.15485 100.0	2009 10/30 16:20 30.153	456.5	300.0
S03	34. 71257 139.22336 100.0	2009 10/30 17:12 20.277	495.8	300.0
S04	34. 73143 139.30012 47.4	2009 10/31 17:14 30.693	318.3	300.0
S05	34. 75182 139.48381 100.0	2009 10/31 15:06 00.364	1023.3	300.0
S06	34. 77250 139.56430 86.7	2009 11/01 08:01 10.386	1598.0	300.0
S07	34. 78428 139.63674 100.0	2009 11/01 09:18 40.556	979.5	300.0
S08	34. 79884 139.70374 74.1	2009 11/01 10:10 30.439	1124.3	300.0
S09	34. 80996 139.75277 100.0	2009 10/31 12:45 30.448	534.8	300.0

Table 5. Example of air-gun shots information.

Shot-gather file	Shot time	Ship location		Ocean depth (m)
AG201.win	20091101002100.100	34.774440	139.469902	856.93
AG202.win	20091101002200.100	34.775948	139.469822	869.35
AG203.win	20091101002300.100	34.777438	139.469798	887.67
AG204.win	20091101002400.100	34.778884	139.469725	928.53
AG205.win	20091101002500.100	34.780347	139.469552	943.72
AG206.win	20091101002600.100	34.781835	139.469283	956.87
AG207.win	20091101002700.100	34.783361	139.468892	998.02
.....				

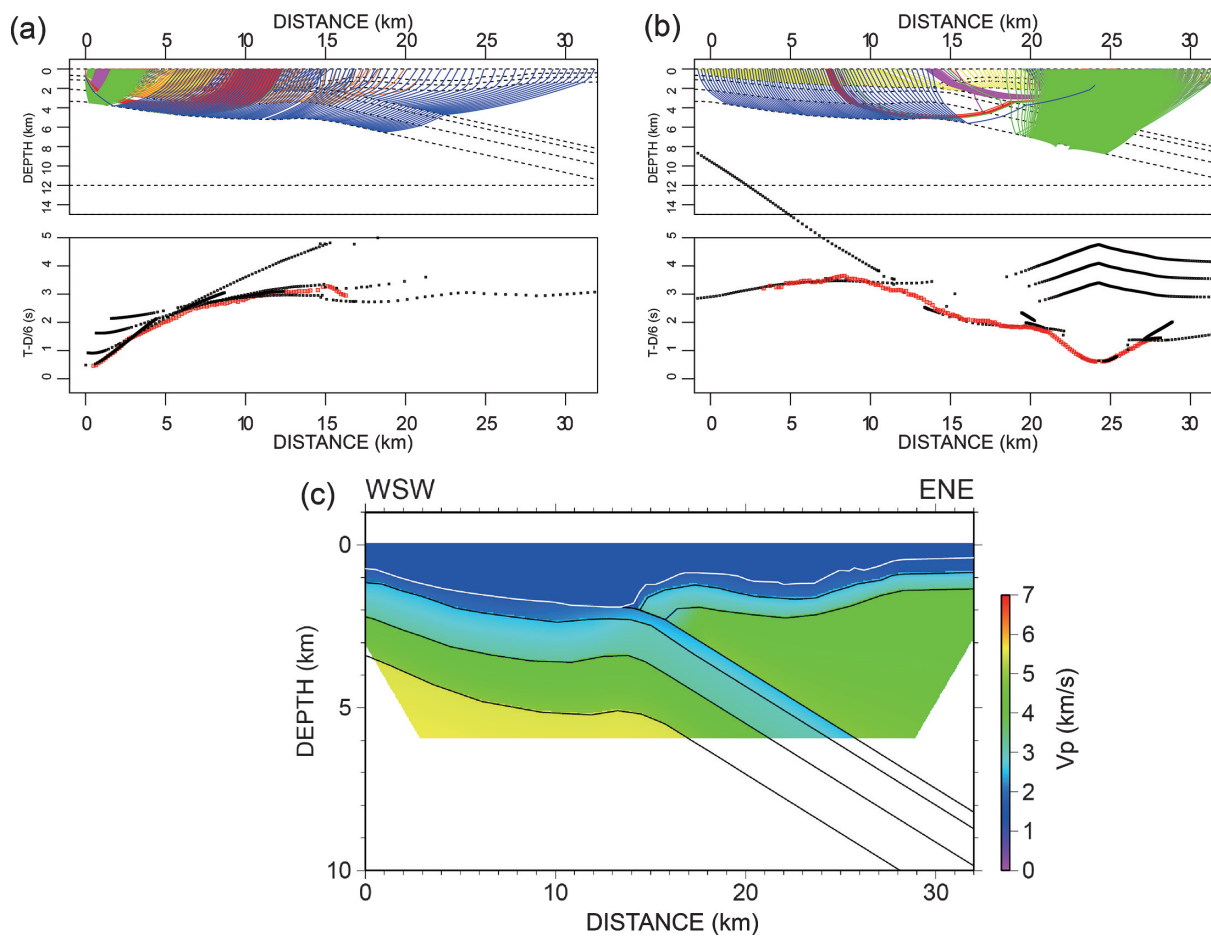


Fig. 4. Results of 2D ray tracing analysis for eastern side of Izu-Oshima island. (a) Ray paths and travel times for OB22 station. (b) Same as (a) but for OB37 station. (c) Estimated velocity structure of eastern side of Izu-Oshima island. Colored area shows rough region where the seismic rays pass.

に失敗したことを示している。

### 3. 海中発破実験の解析手法及び結果

速度構造の推定は、上述の WIN フォーマットに変換した波形から人工震源の初動到達時を読み取り、浅部から深部へと順を追って実施した。伊豆大島の島内では、長谷川・他 (1987) が人工地震による探査で表層 (第 1 層) の P 波速度 1.7~2.0 km/s, 第 2 層は 2.5 km~3.6 km/s, 第 3 層は 4.0~4.8 km/s と推定している。海域に

おいてもこの P 波速度を持つ層が続いて存在していると仮定し、それぞれの層の深さの分布を求めの方針で解析を行った。具体的には、以下のように進めた。

海底地震観測点を伊豆大島西方沖の西測線と東方沖の東測線に分け、エアガン発振の初動読み取り値から、伊豆大島内における第 3 層までの速度境界の深さ分布を初期値として、2次元波線追跡法 (Zelt and Smith, 1992) を用いて東西別々に速度境界面の深さ分布を推定した。こ



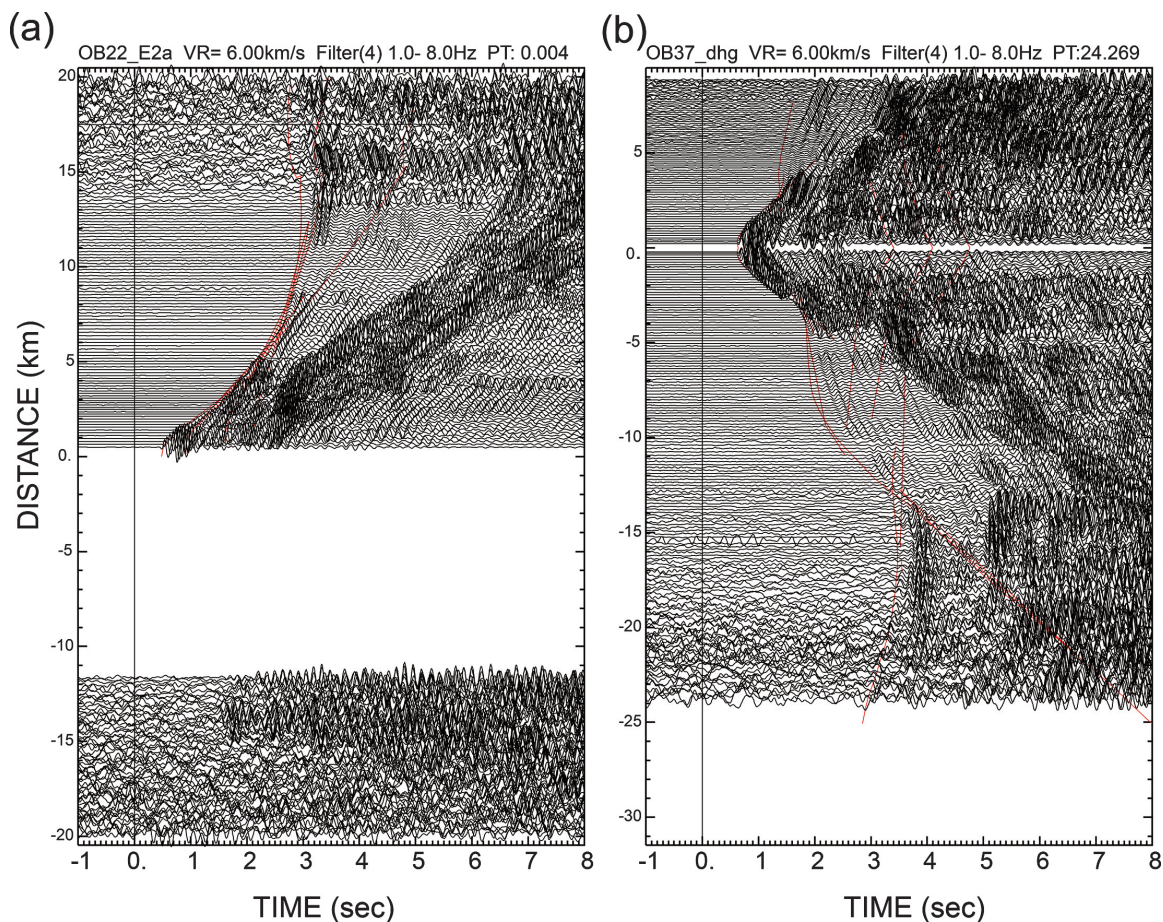


Fig. 5. Observed seismograms and theoretical travel times for stations (a) OB22 and (b) OB37. Theoretical travel times are calculated from the structure shown in Fig. 4 (c).

の際、第4層の上端の深度も求めることとし、第4層上面からの反射波の走時も考慮した。海底深度は観測船の音波測深の値を用い、初動到達時の観測値と理論値が一致するように各地点での境界面の深さを推定した。この解析で得られた東測線の浅部構造の解析例を Fig. 4 に示した。東端のフィリピン海プレートが関東平野に沈み込む領域は、Sato *et al.* (2005) を参考に、西側から東側に約 15 度で沈み込む構造として、これを先験的に与えた。最終的に得られた東測線の速度構造を Fig. 4 (c) に示した。Fig. 4 (a) と (b) は、それぞれ伊豆大島の東方沖約 2 km の地点の海底地震計 (OB22) と東測線の東端から 2 つ目の海底地震計 (OB37) での初動読み取り値 (赤四角) と浅部構造モデルから推定された理論走時 (黒点) を重ねたものである。ここで示すように理論走時と観測走時はほぼ一致している。また、実際の波形と理論走時の比較、後続相の検出の参考とするために、観測波形のペーストアップにここで推定された構造から計算される理論走時を重ねた図を Fig. 5 (a) 及び (b) に示した。こ

れらの図から、東測線ではフィリピン海プレートの沈み込みを反映した走時となっていることがわかる。なお、今回の測線の範囲では、フィリピン海の沈み込み部を通過する波線が少なく、フィリピン海プレートの沈み込み角度までは正確に推定できない。また、この領域で東側から西側に沈み込む太平洋プレートは、東測線の東端で深さ約 80 km と推定されており (Nakajima *et al.*, 2009), 今回の解析の範囲外である。

同様の解析を伊豆大島西方沖の西測線についても行い、伊豆大島西方沖と東方沖の浅部構造を別々に推定した。ここで解析した結果を詳細に示すために、すべての海底地震計について Fig. 4 で示した初動読み取り値と理論走時の比較を \$P/RESULTS/rayinv/OBS/OB02-OB38.pdf に、Fig. 5 で示した推定された構造から計算される理論走時と海底地震計の観測波形を重ねた図を \$P/RESULTS/pasteup/OBS/OB02-OB38.pdf に保存した。

最終的に、伊豆大島島内の観測点と海底地震観測点を併せて解析することにより長い探査測線として扱い、よ



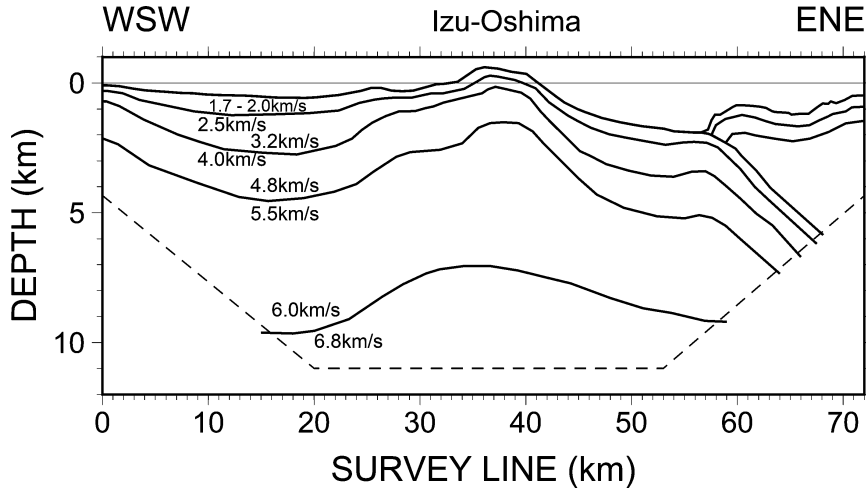


Fig. 6. Estimated velocity structure of Izu-Oshima island and its surrounding region using 2D raytracing. Structure outside of the dotted line could not be estimated because seismic rays did not pass in the experiment.

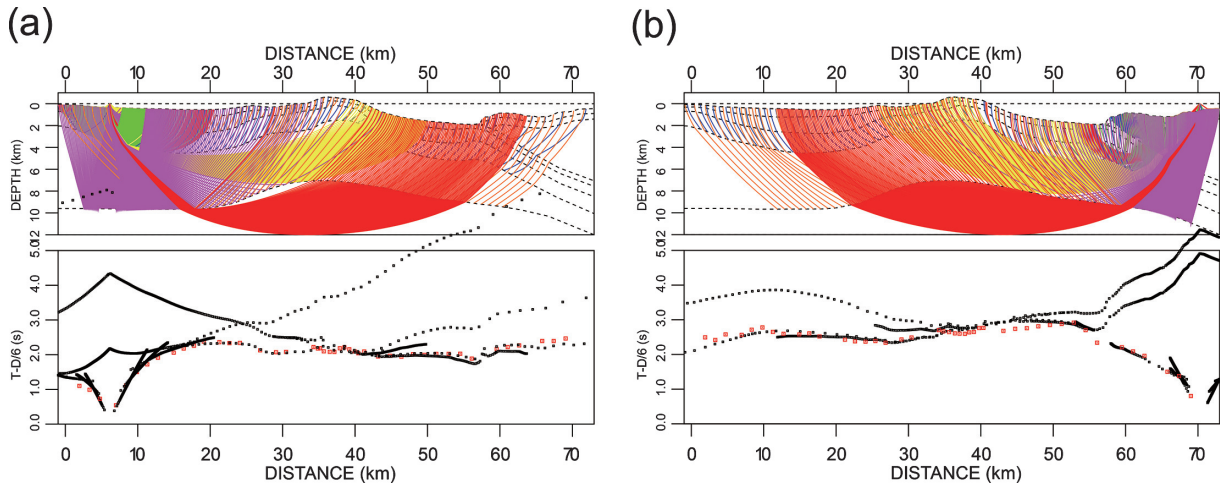


Fig. 7. Results of 2D ray tracing analysis for the 2009 Izu-Oshima explosion experiment. (a) Ray paths and travel times for the west-end sea-shot S1. (b) Same as (a) but for east-end sea-shot S9.

り深部までの速度構造を推定した。つまり、これまで求めた浅部構造と先行研究の伊豆大島島内の浅部構造を接続し、S1 から S9 までの 9 つの海中発破を用いて解析した。具体的には、これまで推定した第 4 層上端の深さの情報に加えて、第 4 層下端の深さと、第 4 層の上端と下端の P 波速度、第 5 層上端の深さと P 波速度を、前述と同様に 2 次元波線追跡法で推定した。最終的に推定された測線全体の速度構造を Fig. 6 に示す。この図の測線に沿った距離は、主たる観測点の分布方向に一致するように取り、西南西端を北緯 34.655 度、東経 139.009 度、東北東端を北緯 34.817 度、東経 139.755 度とし、各観測点、発破点はすべて西南西端からの距離としている。

このようにして推定された速度構造の妥当性を検証す

るため、最も西南西側の発破 S1 及び最も東北東側の S9 についての初動読み取り値と理論走時の比較を Fig. 7 に示し、それぞれの観測波形と理論走時測線の重ね合わせを Fig. 8 に示した。他の海中発破の解析結果についても、Fig. 7 及び Fig. 8 に相当する図をそれぞれ \$P/RESULTS/rayinv/SHOT/S1-S9.pdf と \$P/RESULTS/pasteup/SHOT/S1-S9.pdf に保存した。また、陸上観測点のみの波形と理論走時の比較を \$P/RESULTS/pasteup/SHOT-land/S1-S9.pdf に保存した。

このようにして推定した伊豆大島及びその周辺の速度構造の特徴を列挙すると以下ようになる。

1) 伊豆大島島内における深さ 4 km の以浅の構造については、南北方向の測線を設定した 1999 年の構造探査

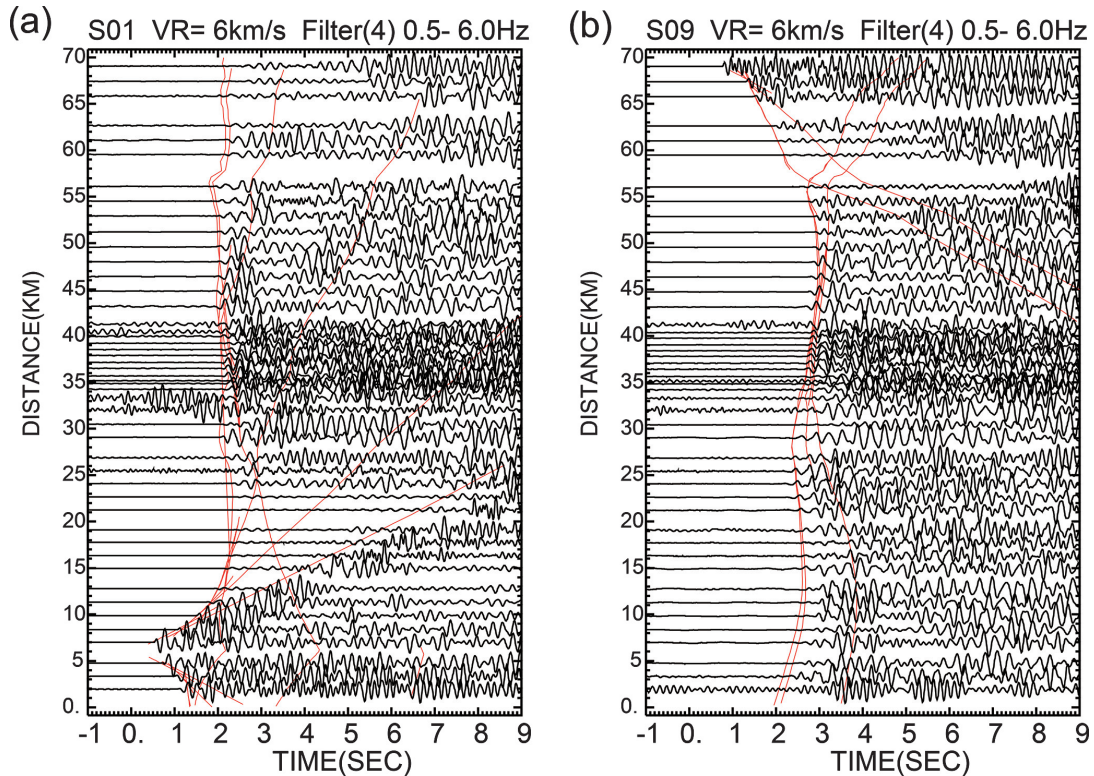


Fig. 8. Observed seismograms and theoretical travel times for west-end shot S1 (left) and east-end shot S9 (right). Theoretical travel times are calculated from the structure shown in Fig. 6.

の結果（伊東，2004）とほぼ一致している。両者とも、火山の基盤を形成している P 波速度 5.5 km/s~6 km/s 中部地殻の深度は、伊豆大島の島内では盛り上がっているという共通の特徴を持っている。

2) 1999 年の探査で、海底地震計の記録の後続波の記録に見られる後続波を PxS 反射波と解釈して深さ 6~8 km に速度不連続が存在する可能性に言及していたが、2009 年の探査により、それが中部地殻下層上面からの反射波であることが確認できた。また、中部地殻下層である 6.8 km/s 層は屈折波として明瞭に観測され、伊豆大島島内での上面の深さが約 7 km と推定できた。

3) 火山の基盤と考えられる P 波速度 5.5 km/s~6 km/s の中部地殻上層の深度は、伊豆大島と伊豆半島の間で深さ約 4.5 km であるが、伊豆大島に向かって徐々に浅くなり伊豆大島島内では深さが約 2 km となる。伊豆大島の東側では急激に深くなり、フィリピン海プレートの沈み込む領域では約 5 km となる。P 波速度 6.8 km/s の中部地殻下層上面も同様に伊豆大島直下で盛り上がる構造であり、伊豆大島と伊豆半島の間では深さが約 10 km と推定される。これは、Kodaira *et al.* (2007) の指摘している伊豆大島西方沖で見られた明瞭な反射面の深さとほぼ一致する。

4) 伊豆大島東方沖の OBS 観測点の初動走時を説明するには、海底深度が最も大きい伊豆大島東方約 15 km でフィリピンプレートの沈み込む構造がなければならない。この構造が今回の東測線の走時に大きな影響を与えているが、今回の探査では沈み込むプレートのごく浅部領域しか推定できていない。

陸上では観測点が稠密であったため、より深部からの反射波や Mikada *et al.* (1997) の提唱する散乱源が見られる可能性がある。そこで海中発破の観測波形に対してスラント・スタック処理を行い、後続波の存在を確認した。ここでは、見かけ速度の速い初動直後の後続波に注目して解析したが、最も西側の海中発破 S1 からの波形には、初動から約 1.2 秒後に見かけ速度のきわめて早い後続波の存在が明瞭に確認できた (Fig.9 (a))。しかし、その隣の海中発破 S2 からの波形では、それほど明瞭には見られなくなり (Fig.9 (b))、その他の発破ではこの後続相を追うことが難しかった。そのため、現時点ではこれ以上の解析を断念した。見かけ速度が速いことから、より深部の境界面、散乱体からの広角反射波である可能性が高いが、これについては今後の観測で明らかにされることを期待したい。

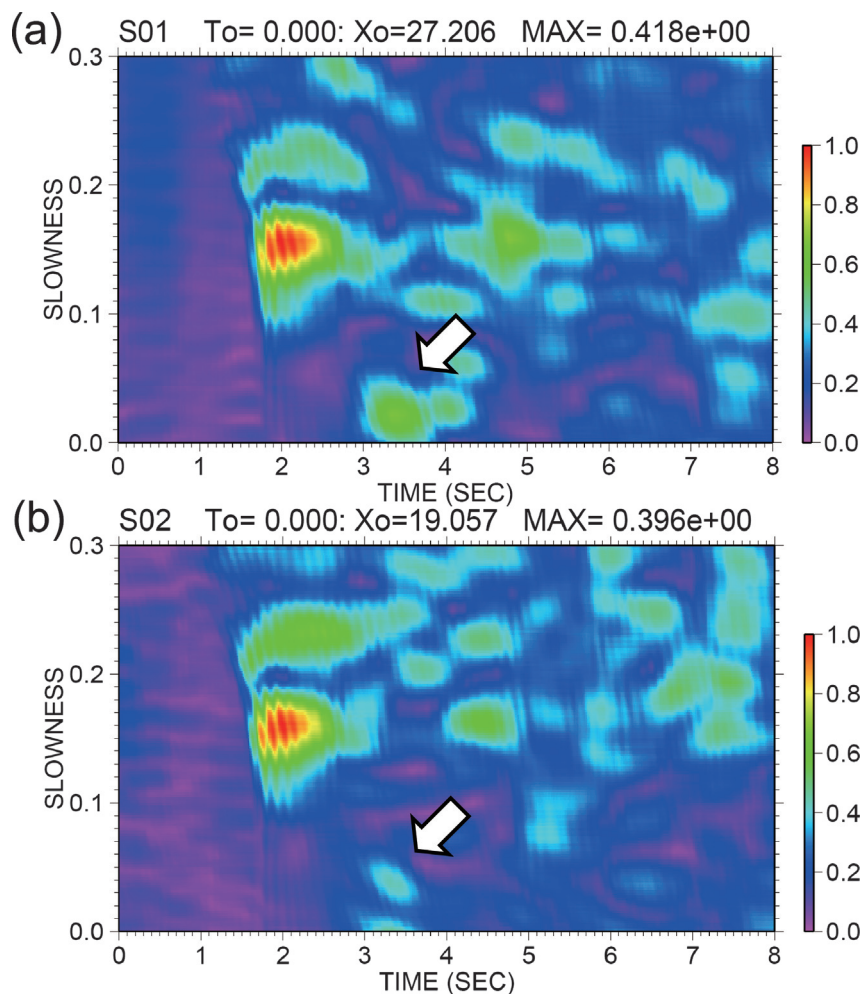


Fig. 9. Slant stack amplitudes calculated using land-seismometers on Izu-Oshima island for (a) S1 shot and (b) S2 shot. Colors show relative amplitudes. Red regions show arrivals of direct P waves. Distinct later phase with low slowness appears from both shots (white arrow). This phase cannot be found from other shots.

#### 4. 伊豆大島の地震活動と地下構造の関係

ここで推定された速度構造が、伊豆大島の火山活動にどのように関連しているかを検証することは、今回の構造探査実験における大きな目的である。ここではこれまで知られている伊豆大島の火山活動と、今回の構造探査で明らかになった速度構造の関係について考察する。

1986年10月に始まった前回の噴火活動は、1990年10月の水蒸気噴火を最後に一応終息した。また、地殻変動観測から見ると、それまで山体収縮であったものが、遅くとも1990年代初頭には山体膨張に転じた(気象庁編, 2013)。このようなことから、現在の伊豆大島は次の噴火への準備段階にあると考えられる。文科省科学技術・学術審議会測地学分科会が建議した火山噴火予知計画の中では、火山噴火発生予測の鍵となる噴火準備過程の解明研究を行う研究の重要性が指摘され、これまで伊豆大島では噴火準備過程の研究を継続してきた。東京大学地

震研究所では、1986年噴火前後に整備した各種観測網が老朽化したため、2003年ごろから島内の地震及び地殻変動等の観測網を再整備した。これにより地震観測ではダイナミックレンジが拡大し、小さな地震から大きな地震まで振り切れることなく記録できるようになった。また、地殻変動観測ではキャンペーン観測からGPS連続観測に変更し、時間分解能が格段に上がった。このような観測網の高度化により、これまでわからなかった地震活動と地殻変動の詳細な特徴が以下のように明らかになった。

伊豆大島島内及び周辺域の浅部に発生する地震活動については、時として伊豆大島で有感地震となるマグニチュード3以上の地震を含むバースト的な活動をする群発地震活動 (Fig. 10の震源分布図の青丸で示した地震) と、カルデラ内浅部で活動度は高くないが継続的に発生するマグニチュードが小さい地震 (同図の赤丸で示した



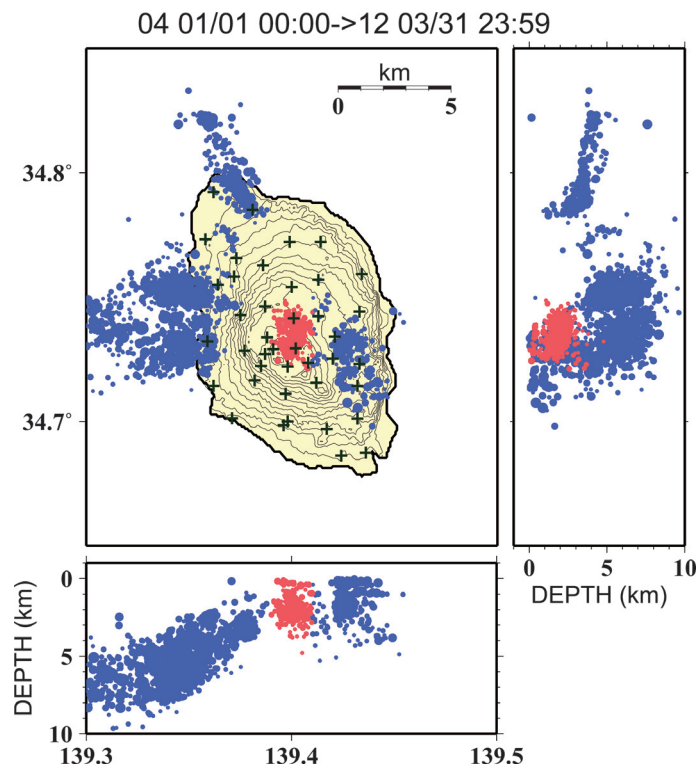


Fig. 10. Relocated hypocenter distribution at Izu-Oshima volcano during the period from January 1, 2004 to March 31, 2012. Volcanic earthquakes are categorized into two groups (blue and red circles), and they are located separately. See text for details.

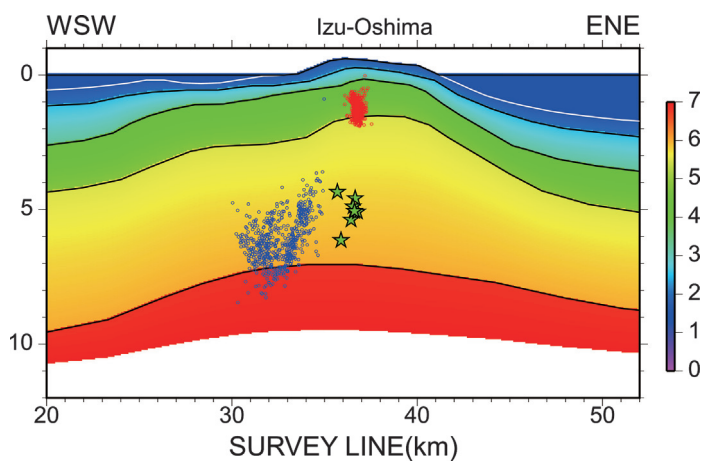


Fig. 11. Estimated velocity structure and cross-section map of hypocenters (red and blue circles) and inflation and deflation sources (stars) inferred from geodetic data. Earthquakes categorized into two groups are located in the different layers. This may lead to differences in seismicity patterns. See text for details.

地震)の2つの活動様式の異なる地震活動があることがわかってきた。Fig. 10で示した震源分布は、2004年1月1日から2012年3月31日に発生した地震を、地震研究所のルーチン処理で推定した震源を初期値として、再度、初動検測のチェックを行い、走時差を用いたDD法

(Waldhauser and Ellsworth, 2000)を用いて再決定したものである。さらに、地殻変動観測からは、長期的には山体膨張を続けながらも、その長期変動とは別にキャンペーン観測では見えなかった1~3年周期で間欠的に山体の収縮と膨張を繰り返している現象が見つかった。こ

の間欠的な膨張と収縮の圧力源は、等方圧力源で良く説明でき、その圧力源の位置は、伊豆大島カルデラ内北部の深さ約5kmの地下であることが明らかになっている。また、Fig. 10の赤丸で示した伊豆大島カルデラ直下の浅部で発生する地震は、山体膨張と収縮に同期して地震活動が変化することもわかってきた（東京大学地震研究所, 2011; Morita, 2013）。さらに、このカルデラ浅部の地震活動は地球潮汐に影響を受ける時期とそうでない時期があること（森田・鶴岡, 2016）や、潮汐応答が地震活動のb値の変化とも連動していることも明らかになってきている（Morita, 2017）。このように、マグマが地下に間欠的かつ継続的に蓄積し、火山体の周辺で地震が発生することは、活動的な火山においては共通に見られる現象であるが、伊豆大島では活動様式の異なる2種類の地震群が存在することや、地下のマグマ蓄積によると考えられる山体膨張の圧力源の位置が推定されており、それと今回推定された地震波速度構造の関係は大変興味を持たれるところである。

2種類の活動様式の異なる地震群の震源分布と膨張源と収縮源の位置を、今回推定した速度構造に重ねてFig. 11に示した。ここで示した震源分布は、Fig. 10の震源のうち、前節で示した全体の探査測線の西南西端点と東北東端を結ぶ線の測線の幅3km以内の範囲に入る地震のみを示している。Fig. 11から明らかのように、2つの活動様式の異なる地震群は異なる速度構造の層に分布している。沿岸部に発生してバースト的な活動をする地震群はP波速度5.5~6.0km/sの中部地殻上層の内部で発生しているのに対して、カルデラ内部の地下浅部で発生して活動に消長があるものの比較的定常的に活動している地震群はP波速度4.0~4.8km/sの上部地殻で発生している。また、膨張源、収縮源は伊豆大島カルデラ内北部の直下の深さ約5kmにあり、P波速度5.5~6.0km/sの層にある。この図から、深部から供給されたマグマは、浮力で上昇し、現在は中部地殻上層内で密度平衡となり蓄積していると考えられる。このような火山体内部の状況を反映して、2つの異なる活動様式を持つ地震群が存在する理由としては、以下のことが考えられる。

カルデラ内の地下浅部は、これまでの噴火活動の際の噴出物が堆積し、その際に多数の弱面も生じたものと考えられ、媒質の強度が弱くて蓄積できる応力が小さく、マグマ蓄積による応力変化に敏感に反応して、既存弱面の滑りで地震（赤丸の地震）が発生すると考えられる。また、その際にマグマ溜まりから揮発性成分が既存の亀裂を通じて上昇し、その効果によって断層面の一層の弱化が起こり、一層地震を引き起こすことも考えられる。

このような地震では地震相互に影響をおよぼすことが少なく、比較的定常的な活動となり、マグマ溜まりの作る応力変化やそこから上昇してくる揮発性成分の量との相関が高くなっていると考えられる。一方、沿岸部のやや深い場所で発生する地震は、マグマ蓄積と伊豆大島を取り巻く周辺の応力場により発生するが、より硬い媒質内で発生するため、地震発生前に少なからず応力の蓄積があり、群発地震活動の最初に発生した地震により震源域周辺で応力変化が起こり、その発生系列が本震-余震型となると考えられる。このように2つの異なる活動様式を持つ地震群が隣接して存在する原因は、それぞれの震源域の構造やその物性の違いであることを、この構造探査の結果は強く支持するものである。

火山における構造探査の最大の目標は、マグマ溜まりのイメージとその時間変化を捉え、火山噴火予測の発展に寄与することであるが、本論で報告した構造探査では、地震波の波長や人工震源のエネルギーから、マグマ溜まりのイメージは得られていない。しかしながら、伊豆大島の構造と、活動様式の異なる地震活動の震源の分布やマグマ蓄積深度との関係などで大変興味深い特徴が見出された。このような知見は、今後伊豆大島火山が活発化した際に、上記の2つの異なるタイプの地震活動の時間変化や、同時に進行する地殻変動から、火山体内部のマグマ溜まりやマグマ溜まりから発生する揮発性成分の状態を把握し、噴火切迫性の判定に活かす意味で意義が大きいと思われる。つまり、火山体の構造の推定は、マグマ溜まりのイメージを捉えることも重要であるが、それが実現できない場合においても、火山活動と地殻変動や火山性地震を理解する上で、大変重要な情報を提供すると考えられる。

## 5. まとめ

本論では、2009年実施した伊豆大島構造探査実験の詳細とそこで得られたデータ、解析の結果をまとめた。活動的な火山である伊豆大島とその周辺の領域の深さ約10km、中部地殻下層までのP波速度構造を明らかにした。これにより、伊豆大島においても、他の火山で見られる火山体の直下の基盤の盛り上がりが見られることが明らかになった。さらに、伊豆大島で発生する2つの活動様式の異なる火山性地震群が、それぞれの震源域の媒質の違いを反映している可能性を示した。

解析結果に関しては、まだ改善する余地があり、速度境界面の深さ分布だけでなく、各層の中の速度分布を推定することによって、研究成果として価値が高くなることも認識している。そのためには、1999年に実施した構造探査や、今後追加で行われるかもしれない構造探査実

験のデータを加えることが必要であると考え、先に述べたように、火山島の構造探査は、海域の観測と陸域の観測を同時に実施する必要がある。このような構造探査実験を実施するには、研究経費、労力は莫大なものとなる。したがって、その時点での解析結果を公表するだけでなく、それに用いたデータをできるだけ整理して残すことも極めて重要である。本報告ではその点も考慮し、発破位置の推定方法等の各段階の処理方法について詳しく記載し、海底地震計及び陸上の地震計で取得された生波形、時刻校正に用いた情報、観測船の航路情報等、ここで述べた解析を再現できるすべてのデータを整理してアーカイブした。また、推定された速度構造に基づく理論走時と観測波形も併せて保存した。読者の中で興味を持たれた方はそれをダウンロードして評価いただき、改良すべき点があれば再解析して頂けるように工夫した積りである。

著者の非力さ故に、データを取得したものの解析が完結していないものもある。一方で、このデータを取得するには実験に参加した研究者だけでなく、漁協関係者などの多くの方々との協力を得た。また、得られたデータの品質は高いと思われる。将来、この実験を更に補完する実験を行い、併せて新たな結果を得る一助とするため、本誌をお借りして記載し、データアーカイブも残すこととした。

## 謝 辞

海中発破に際しては、千葉県漁業協同組合連合会、伊豆漁業協同組合、いとう漁業協同組合、伊豆大島漁業協同組合、みうら漁業協同組合等の漁業協同組合の関係者の協力を得ました。伊豆大島島内の観測点設置に関しましては、東京都大島支庁、大島町役場からの協力を頂きました。

査読者の指摘は、本報告の改善に大変有用なものでした。

その他、多くの方々の協力を得ました。記して謝意を表します。

## 参考文献

Bruno, P.P., 2004, Structure and evolution of Bay of Prozzuori (Italy) using marine seismic reflection data : implications for collapse of Campi Flegrei caldera, *Bull. Volcanol.*, **66**, 342-355.  
 Di Stefano, R. and C. Chiarabba, 2002, Active source tomography at Mt. Vesuvius : Constraints for the magmatic system, *J. Geophys. Res.*, **107**, B-11, 2278, doi:10.1029/2001JB000792.  
 Finlayson, D.M., O. Gudmundsson, I. Itikarai, Y. Nishimura and

H. Shimamura, 2003, Rabaul volcano, Papua New Guinea : seismic tomographic imaging of an active caldera, *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **124**, 153-171.  
 長谷川功・伊藤公介・小野晃司・相原輝雄・楠瀬勤一郎・佐藤隆司, 1987, 爆破地震による伊豆大島の地下構造—横断測線, 地質調査所月報, **38**, 741-753.  
 伊藤公介・長谷川功・小野晃司, 1981, 地震探査による伊豆大島の地下構造, 物理炭鉱, **34**, 37-46.  
 伊東正和, 2004, 制御震源を用いた伊豆大島及び周辺海域の地震波速度構造, 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻 2003年度修士論文.  
 鍵山恒臣・筒井智樹・三ヶ田均・森田裕一・松島 健・他 64名, 1995, 霧島火山群における人工地震探査—観測及び初動の読み取り一, 地震研究所彙報, **70**, 33-60.  
 気象庁編, 2013, 伊豆大島, 日本活火山総覧 (第4版), 気象庁.  
 Kodaira, S., T. Sato, N. Takahashi, A. Ito, Y. Tamura, Y. Tatsumi and Y. Kaneda, 2007, Seismological evidence for variable growth of crust along the Izu intraoceanic arc, *J. Geophys. Res.*, **112**, B05104, doi:10.1029/2006JB004593.  
 蔵下英司・平田 直・森田裕一・結城 昇, 2006, 高性能小型オフラインデータロガーを用いた高密度地震観測システム, 地震, **59**, 107-116.  
 松島 健・清水 洋・西村裕一・植木貞人・西村太志・他 78名, 雲仙火山における人工地震探査—観測及び初動の読み取り一, 1997, 地震研究所彙報, **73**, 167-183.  
 Mikada, H., H. Watanabe and S. Sakashita, 1997, Evidence for subsurface magma bodies beneath Izu-Oshima volcano inferred from a seismic scattering analysis and possible interpretation of the magma plumbing system of the 1986 eruptive activity, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **104**, 257-269.  
 Morgan, J., M. Warner, R. Bell, J. Ashley, D. Barnes, R. Little, K. Roelel and C. Jones, 2013, Next-generation seismic experiments : wide-angle, multi-azimuth, three-dimensional, full-waveform inversion, *Geophys. J. Int.*, **195**, 1657-1678, doi:10.1093/gji/ggt345.  
 Morita, Y., 2013, Volcano-tectonic earthquakes correlated to stress rate in Izu-Oshima Volcano, abstract of IAVCEI 2013, OP1-2F-O3, 276.  
 森田裕一・鶴岡 弘, 2016, 火山性地震の潮汐応答, 日本火山学会秋季大会講演予稿集, A2-26.  
 Morita, Y., 2017, Detection of rising volatile from multi-parameters of seismicity based on stress response of volcanic earthquakes, abstract of IAVCEI 2017, PE42B-6  
 Nakajima, J., F. Hirose and A. Hasegawa, 2009, Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan : Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, *J. Geophys. Res.*, **114**, B08309, doi:10.1029/2008JB006101.  
 中村一明, 1984, 三宅島の側火口分布と地殻応力場の性質, 火山, **29**, 16-23.  
 Onizawa, S., H. Mikada, H. Watanabe and S. Sakashita, 2002, A method for simultaneous velocity and density inversion and its application to exploration of subsurface structure beneath Izu-Oshima volcano, Japan, *Earth Planet Space*, **54**, 803-817.  
 Paulatto, M., T.A. Minshull, B. Baptie, S. Dean, J.O. S. Hammond, T. Henstock, C.L. Kenedi, E.J. Kiddle, P. Malin, C. Peirce, G. Ryan, E. Shalev, R.S. J. Sparks and B. Voight, 2010, Upper crustal structure of an active volcano from refraction/reflection tomography, Montserrat, Lesser Antilles, *Geophys. J. Int.*, **180**, 685-696.  
 Sato H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi,



- M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kuwanaka, K. Kasahara and S. Harder, 2005, Earthquake Source Fault Beneath Tokyo, *Science*, **209**, 462-464, DOI:10.1126/science.1110489.
- 須藤靖明・筒井智樹・小野博尉・田中良和・橋本武志・他 85名, 阿蘇火山における人工地震探査—観測及び初動の読み取り—, 2002, 地震研究所彙報, **77**, 303-336.
- Suzuki, H., K. Kasahara, M. Ohtake, A. Takahashi, T. Ikawa, S. Abe and Y. Kawabe, 1992, Underground structure and magmatic activity of Izu-Oshima volcano, Japan as inferred from seismic reflection survey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **49**, 105-117.
- 東京大学地震研究所, 2011, 伊豆大島, 第121回火山噴火予知連絡会資料.
- 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**, 特集号, S101-S114.
- 植木貞人, 1990, 地震探査による活火山直下の浅部地殻構造探査, 火山, **34**, 火山学の基礎研究特集号, S67-S81.
- Waldhauser, F., and W.L. Ellsworth, 2000, A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368.
- 渡辺秀文・伊豆大島火山帯構造探査グループ, 2000, 人工地震による1999年伊豆大島火山の構造探査: 探査実験の概要, 地球惑星関連学会2000年合同大会予稿集, Vb-015.
- Yamawaki, T., S. Tanaka, S. Ueki, H. Hamaguchi, H. Nakamichi, T. Nishimura, J. Oikawa, T. Tsutsui, K. Nishi, H. Shimizu, S. Yamaguchi, H. Miyamachi, H. Yamasato and Y. Hayashi, 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.
- Zelt, C.A. and R.B. Smith, 1992, Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, **108**, 16-34.  
(Received January 20, 2021)  
(Accepted July 27, 2021)