

海域火山の地下構造・噴火履歴等の 基礎情報調査

委託業務成果報告書

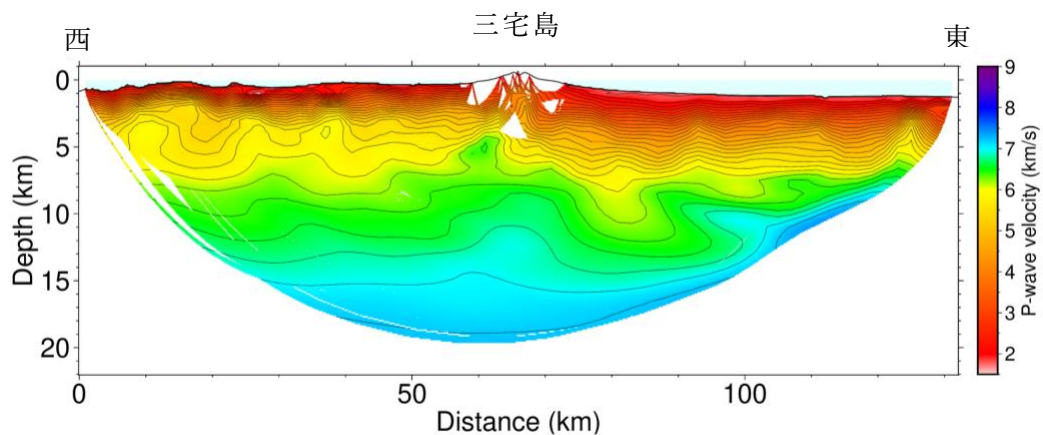
令和8年5月

文部科学省研究開発局

国立研究開発法人海洋研究開発機構

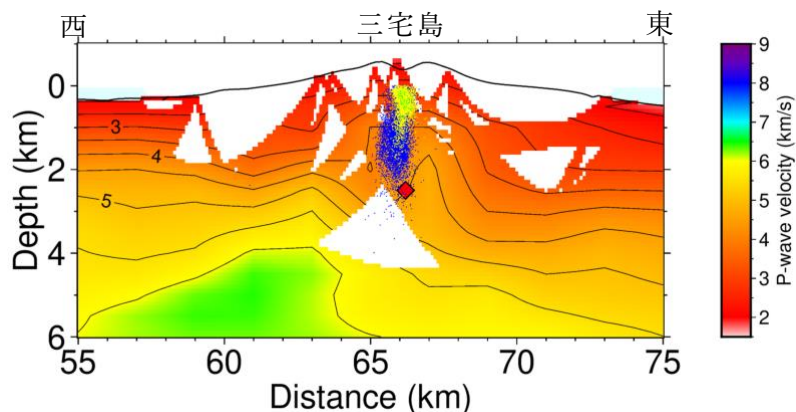
本報告書は、文部科学省の令和7年度科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立研究開発法人海洋研究開発機構が実施した令和7年度「海域火山の地下構造・噴火履歴等の基礎情報調査」の成果を取りまとめたものです。

グラビア



三宅島中央を通過する東西断面における2次元 P 波速度構造。波線が通過していない領域をマスクした。等値線の間隔は 0.2km/s。

本事業によって、三宅島東方沖の厚く低速度な表層、西方沖の高速度域の盛り上がり、三宅島西側沿岸直下から島の中央部直下に伸びる高速度域、三宅島雄山山頂約 15km 東方にある海底深さ約 8～10km の低速度域などの存在が明らかになった。



本事業で得られた2次元 P 波速度構造と防災科学技術研究所による 2018 年8月から 2026 年 1月までの震源分布。断面から距離 2km 以内の震源を投影。青い点が高周波地震、黄色い点がやや低周波地震、緑色の点が低周波地震。赤いダイヤ印は気象庁によって求められた地殻変動源の位置。P 波速度の等値線間隔は 0.5km/s。東西断面の横軸 55～75km、深さ 6km までを拡大して表示。

三宅島直下の高速度域の上部に震源域があり、高周波地震、やや低周波地震、低周波地震の順に震源域が浅くなっている。一方、地殻変動源は点圧源を仮定した場合、高周波地震の震源域のほぼ直下、高速度域の内部に位置する。本事業によって、現在の地震活動・地殻変動が発生している場の特徴が明らかになった。

目 次

グラビア

i

1. プロジェクトの概要	1
2. 業務の実施体制	2
3. 研究報告	3
4. 全体成果概要	28
5. 成果の論文発表・口頭発表等	28
6. 地域連携及び外部評価	29
6.1 地域連携	29
6.2 外部評価委員会	29
6.3 外部評価委員会構成員	29
7. むすび	30

1. プロジェクトの概要

本事業の調査対象である三宅島では、最近 500 年間に 17 年から 69 年の間隔で 13 回の噴火が発生した。有史以降の噴火は、山頂から見て北から東南東の範囲や西から南南西の範囲で生じた山腹の割れ目火口からの短期間の噴火であり、時に山頂噴火を伴った。噴火様式としては、スコリアの放出、溶岩流出のほか、割れ目火口が海岸近くに達したときは海岸付近では激しいマグマ水蒸気爆発が起りやすいと考えられている（火山調査研究推進本部火山調査委員会，2024）。一方、2000 年6月に始まった噴火活動では、山頂陥没によってカルデラが形成されて、山頂噴火が発生した。活動初期にあたる6月下旬に観測された地震活動と地殻変動から、ダイクやマグマ溜まりと解釈される地殻変動源が三宅島地下深さ0～10km に存在し、山頂直下から西側沿岸に移動したと推定されている（Ueda et al., 2005）。ただし、Ueda et al. (2005)に示されている、三宅島直下深さ6～8km の深部マグマ溜まりは、三宅島直下のダイクから類推されたもので、地殻変動データから直接推定されたものではない。さらに、山頂陥没が進行している7月ごろに観測された周期数十秒の超長周期振動（VLP）の震源は、カルデラ南部の深さ2～5km に位置すると推定されている（Kobayashi et al., 2003）。この VLP は雄山山頂にカルデラを生じさせた地塊の動きを反映したものであり、マグマ溜まりはその地塊の下にあると推定されている（Kumagai et al., 2001; Kobayashi et al., 2003）。2000 年6月から8月にかけて三宅島一神津島間に発生した地震活動を理解するために三宅島周辺海域で構造探査が実施され、三宅島の南西沖と北西沖を通る測線下の構造が得られている（Kodaira et al., 2002）。三宅島一神津島間の地震活動の震源域において、2ヶ所の低速度領域に挟まれた高速度域内でやや P 波速度が減少している領域が存在し、震源域の直下に反射面が検出されている。以上のことから三宅島一神津島間に発生した地震活動は地下からのマグマ貫入と密接な関係があったことが示唆されている（Kodaira et al., 2002）。最近では、電磁気学的観測データを用いた電気比抵抗構造解析によって、島の直下深さ1～2km に低比抵抗帯が検出された。これは、水を通さない粘土層と解釈されているが、山頂直下の深さ5km より深い部分の構造は得られていない（Gresse et al., 2021）。

第3回火山調査委員会において、三宅島は「2000 年の噴火以降の中長期的なマグマの蓄積や地熱の上昇傾向からみて、今後火山活動が活発化する可能性がある。また、火口内での噴出現象は突発的に発生する可能性がある。」と評価された。また、「山体深部の膨張を示す地殻変動は続いており、地下のマグマの蓄積が進んでいると考えられる。」とも評価された（火山調査研究推進本部火山調査委員会，2024）。

このような状況でありながら、三宅島とその周辺ではこれまでに海域から火山体の中心を横切る測線による人工地震探査は実現していない。このため、2000 年の活動時にその位置が推定されたダイクやマグマ溜まりから島内や山頂に繋がるマグマ供給系に関する地震学的な構造に関する基礎情報が不足している。そこで海洋研究開発機構は、カルデラ形成という稀有な現象が生じた2000 年噴火以降のマグマ供給系に関する重要な基礎情報を得るために、大規模な地震波屈折法構造探査を計画した。本事業によって、地殻変動源の存在が推定された深さ数 km から山頂に至る山体内部の2次元 P 波速度構造、並びに今後別の解析手法を用いて浅部から深部におけるマグマ移動やマグマ溜まり等に関する手がかりを得るために必要とされるであろう、深さ約 20km までの1次元 P 波速度構造を得ることを目標とする。

以上のような背景に基づき、本事業では三宅島周辺域においてエアガンと地震計を用いた屈折法構造探査を行い、三宅島の山体中央部をほぼ東西に横切る2次元 P 波速度構造を解明した。さらに三宅島とその近傍海域下における浅部3次元速度構造解析や探査測線下の反射構造の検出を試みた。以下に、本事業で得られた成果について報告する。

参考文献

- Gresse, M. et al., Hydrothermal and magmatic system of a volcanic island inferred from magnetotellurics, seismicity, self-potential, and thermal image: An example of Miyakejima (Japan). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2021JB022034, <https://doi.org/10.1029/2021JB022034>, 2021.
- 火山調査研究推進本部火山調査委員会, 令和6年9月 25 日火山調査研究推進本部火山調査委員会 111 の活火山の現状の評価, https://www.mext.go.jp/content/20240925-mxt_jishin02-000038090_12.pdf, 2024.
- Kobayashi, T., T. Ohminato, and Y. Ida, Earthquakes series preceding very long period seismic signals, observed during the 2000 Miyakejima volcanic activity. *Geophysical Research Letters*, 30, 1423, <https://doi.org/10.1029/2002GL016631>, 2003.
- Kodaira, S., K. Uhira, T. Tsuru, H. Sugioka, K. Suyehiro, and Y. Kaneda, Seismic image and its implications for an earthquake swarm at an active volcanic region off the Miyake-jima-Kozu-shima, Japan. *Geophysical Research Letters*, 29, 1548, <https://doi.org/10.1029/2001GL014377>, 2002.
- Kumagai, H., T. Ohminato, M. Nakano, M. Ooi, A. Kubo, H. Inoue, and J. Oikawa, Very-long-period seismic signals and caldera formation at Miyake island, Japan. *Science*, 293, 687–690, 2001.
- Ueda, H., E. Fujita, M. Ukawa, E. Yamamoto, M. Irwan, and F. Kimata, Magma intrusion and discharge process at the initial stage of the 2000 activity of Miyakejima, Central Japan, inferred from tilt and GPS data. *Geophysical Journal International*, 161, 891–906, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02602.x>, 2005.

2. 業務の実施体制

調査観測項目	担当機関	担当者
研究代表者	国立研究開発法人海洋研究開発機構	小野 重明
三宅島における火山体構造調査	国立研究開発法人海洋研究開発機構	小野 重明 藤江 剛 伊藤 亜妃 新井 隆太 田中 聡

3. 研究報告

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 三宅島における火山体構造調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人海洋研究開発機構	部門長	小野 重明
同	センター長	藤江 剛
同	副主任研究員	伊藤 亜妃
同	主任研究員	新井 隆太
同	主任研究員	田中 聡

(c) 業務の目的

活動火山対策の強化に資することを目的として 2024 年4月に文部科学省内に設置された火山調査研究推進本部（以下「火山本部」という。）が、火山活動に対する総合的な評価を実施するにあたって必要とする火山の地下構造の基礎情報を収集する。

特に海域火山である三宅島において、島外の海域から島内や山頂などの火山体の中心を含む構造を明らかにするような人工地震探査を実施して、カルデラ形成という稀有な現象が生じた 2000 年噴火以降のマグマ供給系に関する重要な基礎情報を得る。さらに将来の噴火活動の予測・評価に直結する噴火準備過程の解析に資する調査・探査手法の提示に関する知見を得る。

(d) 業務の要約

2000 年噴火以降のマグマ供給系に関する重要な基礎情報を得ることを目的として、エアガンと地震計による屈折法構造探査を実施した。三宅島の山体中央をほぼ東西に横切る2次元 P 波速度構造を推定した結果、三宅島の東方沖は西方沖に比べて P 波速度が小さい表層が厚く分布していることが明らかになった。また、三宅島西沿岸下深さ約6kmから三宅島中央部直下にかけて斜めに連なる P 波高速度域、三宅島雄山山頂から東方に約 15km の海底下深さ8～10km に低速度域を検出した。また、測線以外に配置した海底地震計とエアガンの記録を用いて3次元 P 波速度構造の推定を試み、2次元断面と調和的な結果を得た。さらに海底地震計記録に反射法解析を適用し、反射断面を作成した。その結果、東側海域浅部で厚さ約 200m の成層構造の下の変形した地層や深さ約8km に東下りで連続する反射イベントを検出した。今回明らかになった地下構造の特徴は、過去の震源分布と関連が示唆されることから、今後の三宅島の火山活動に伴う地震活動や地殻変動の解釈をする際に有効な情報になることが期待される。

(e) 業務の実施方法

1) 屈折法構造探査

2025 年 10 月 10 日から 12 日にかけて、海洋研究開発機構の広域深海調査船「かいめい」によって、三宅島西方沖に 30 台、東方沖に 30 台、合計 60 台を2 km 間隔で直線上に、さらに三宅島北方沖に2台、三宅島南方沖に3台、合計 65 台の海底地震計を設置した。センサーの固有周波数は 4.5Hz、データ収録のサンプリング周波数は 250 Hz である。台風の影響がおさまった 10 月 14

日から16日にかけて東西の測線 AB 上で 200m 間隔、並びに三宅島北方沖 (TEST1、TEST2)と南方沖(TEST3)では 200 秒間隔で総容量 10,600inch³(約 170 リットル) のエアガンを発振した(図1)。調査船は、測線 AB 上を3回、TEST1、TEST2、TEST3 上を1回、エアガンを発振しながら航行した。エアガンの発振総数は 1,965 回である。その後、10 月 17 日から 19 日にかけて海底地震計を回収し、記録を確認したところ、東西それぞれの測線で2台ずつ記録が取れていない海底地震計があったため、本報告では61 台の海底地震計の記録を用いる(図2)。なお、測線の西端を北緯 34.112 度、東経 138.808 度(図1の A)、東端を北緯 34.055 度、東経 140.236 度(図1の B)とし、AB 間の距離は約 131.7km である。速度構造等の結果は、特に断りがない限り、点 A からの距離で表示する。

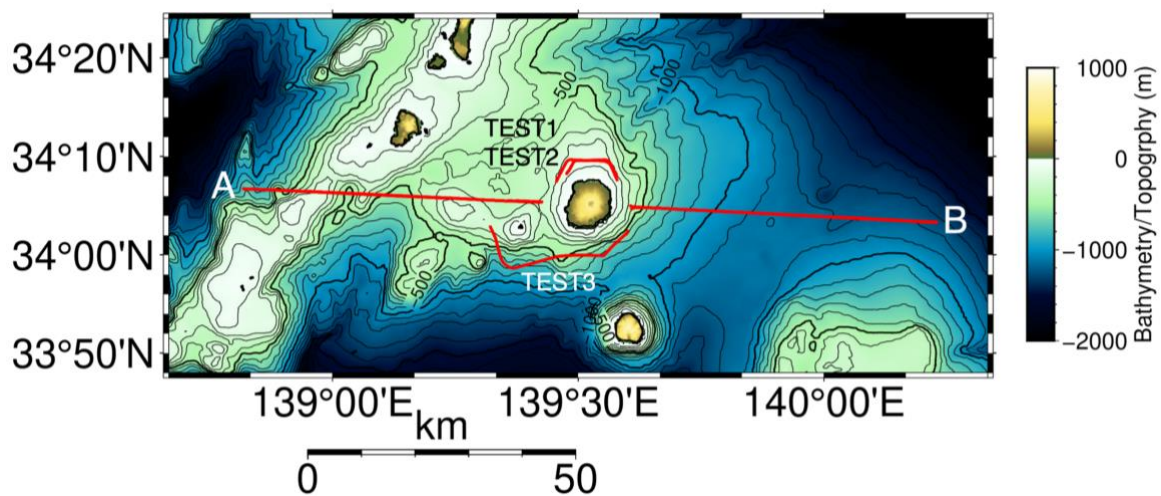


図1. 発振点の分布(赤点)。東西測線を AB、北回りを TEST1、TEST2 と南回りの測線を TEST3 と呼ぶ。

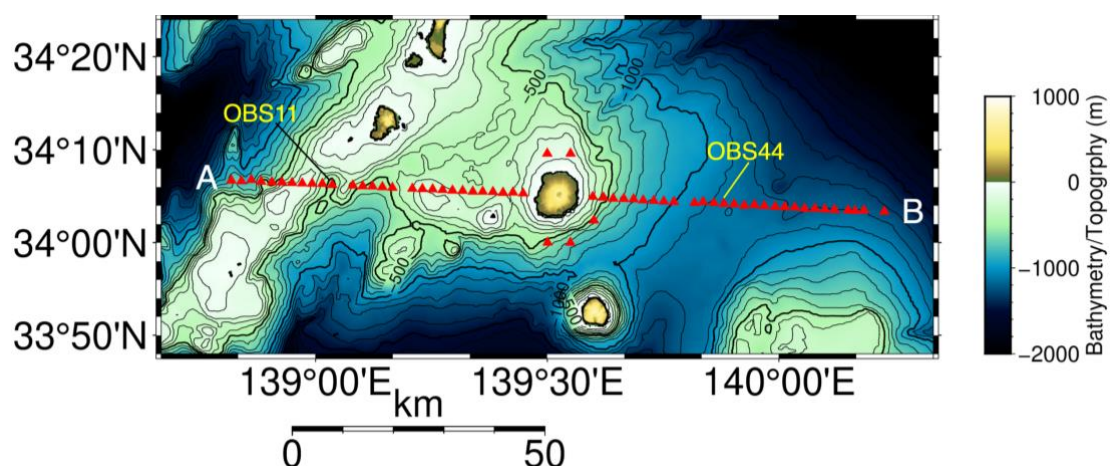


図2. 記録が得られた海底地震計の配置(赤三角)。OBS11 と OBS44 の位置を示す。

2) データ整理と速度構造解析

a) 記録断面作成と初動読み取り

記録回収後、海底地震計ごとに記録断面を作成した。図3、図4に、測線 AB 上のショットを用いて作成した記録断面と赤い点で初動の読み取り位置を示す。

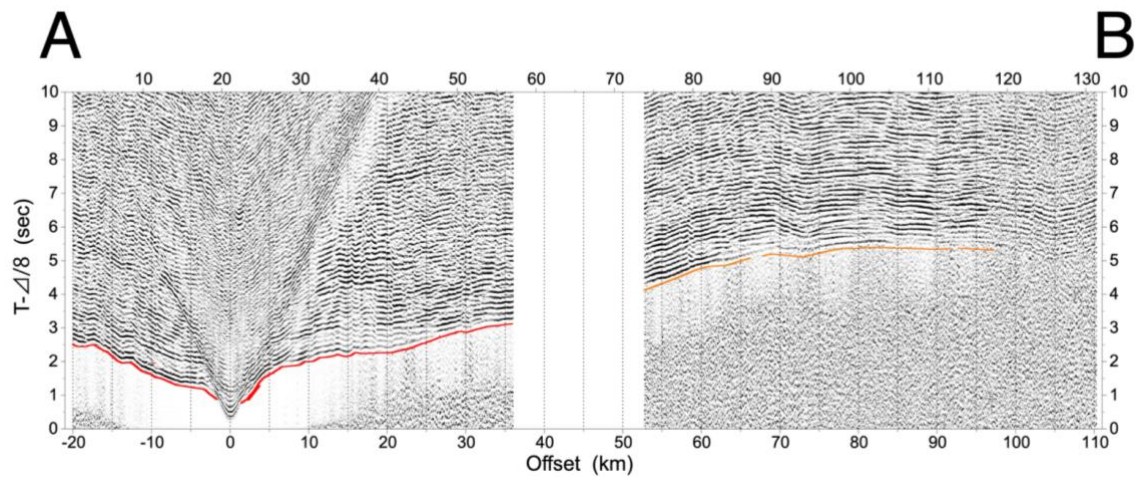


図3. 測線 AB の西側観測点 OBS11(図2参照)における記録断面と初動読み取り位置(赤い点)。横軸の下辺の数字は観測点からの距離、上辺の数字は測線西端の地点 A からの距離。

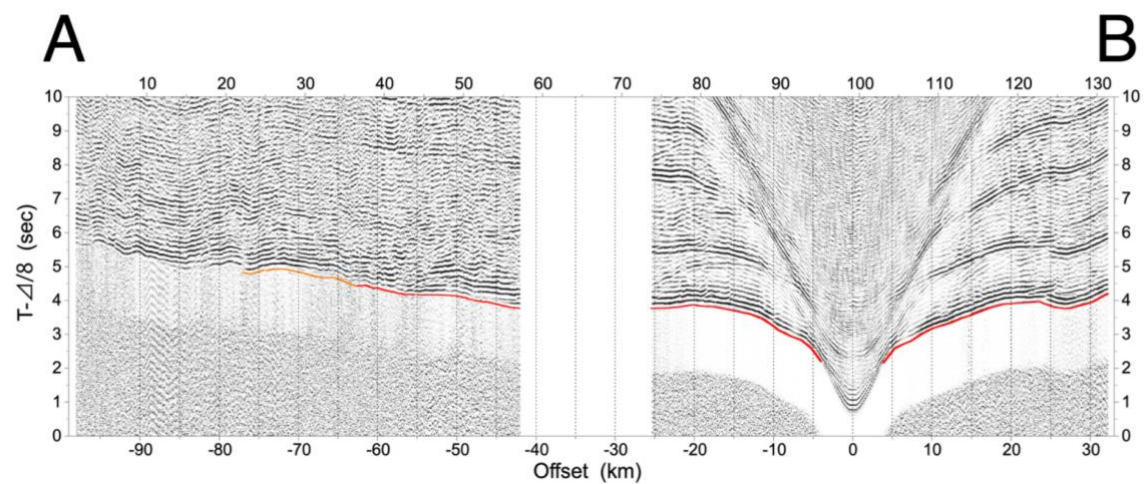


図4. 測線 AB 上の東側観測点 OBS44(図2参照)における記録断面と初動読み取り位置(赤い点)。横軸の下辺の数字は観測点からの距離、上辺の数字は測線西端の地点 A からの距離。

さらに、陸域の既存観測点のうち、気象庁4箇所、防災科学技術研究所3箇所、東京都4箇所の合計 11 箇所(図5)について、防災科学技術研究所 Hi-net のウェブサイトから地震記録をダウンロードして海底地震計と同様の記録断面を作成した。陸域観測点のサンプリング周波数は100Hzである。観測波形と初動読み取り例を図6に示す。

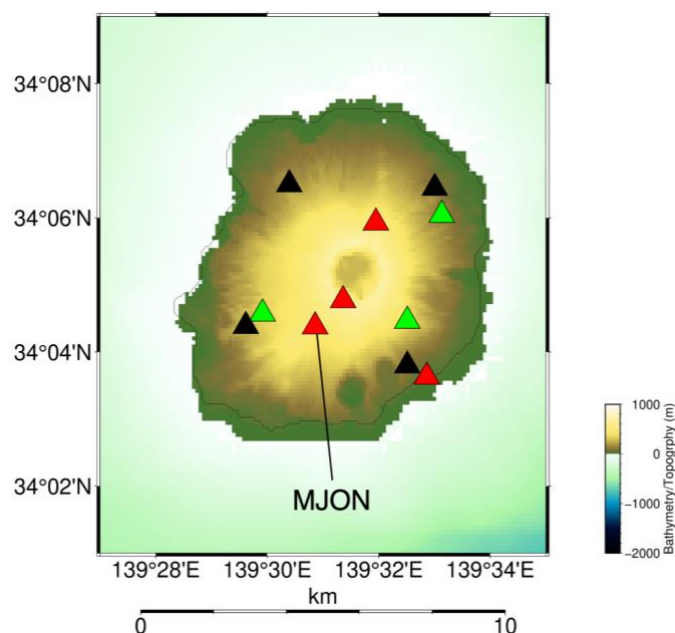


図5.エアガン発振中に稼働していた 11 箇所の陸域既存観測点。MJON は気象庁観測点雄山南西。赤三角は気象庁、緑三角は防災科学技術研究所、黒三角は東京都が運用している観測点を示す。

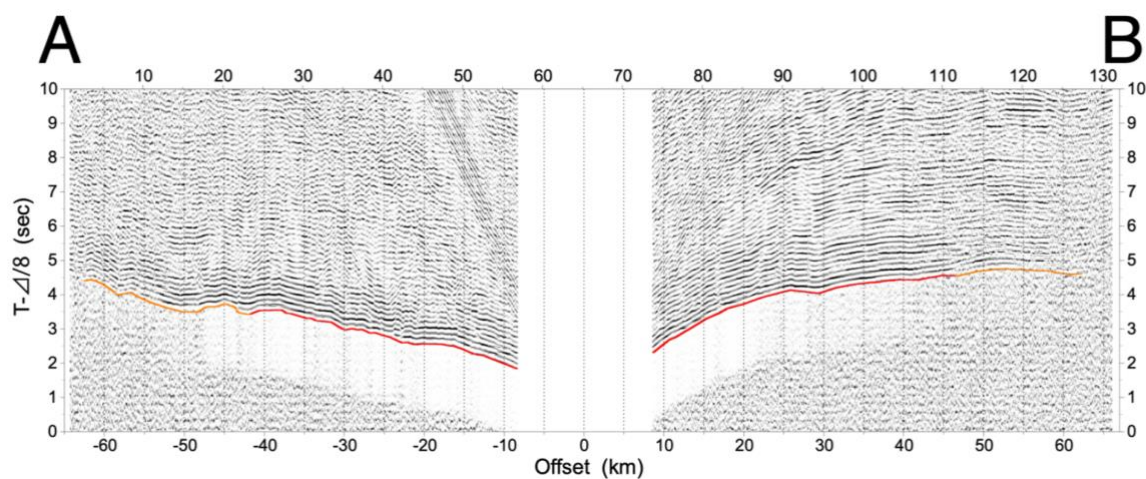


図6. 観測点 MJON(図5参照)における記録断面と初動読み取り位置(赤い点)。横軸の下辺の数字は観測点からの距離、上辺の数字は測線西端の地点 A からの距離。

b) 2次元速度構造解析

a) のように取得した初動走時データを用いて、2次元 P 波速度構造を推定した。解析に用いたのは、測線上の 56 台の海底地震計と東と西の測線をつなぐ直線からの距離が 1.5km 以内の陸域観測点の 5 点から得られた初動走時である。解析に使用した観測点とエアガン発振点の位置を図 7 に示す。初期モデルを次のような手順で構築した。まず走時プロットから見かけ速度と見かけ速度が変化した距離を読み取り、階段状の 1 次元 P 波速度構造を推定した (図 8(a) の黒線)。次に、トモグラフィー解析では、深さと共に連続的に変化する構造が取り扱い易いため、離散的な速度構造の中間を通るように連続的な速度構造に変換した (図 8(a) の深さ 8km までの赤い実線、深さ 8 km 以深の赤い破線)。ただし、深さ 0~0.5km は海水層として P 波速度を 1.5 km/s、地表面または海底面における P 波速度を、過去の三宅島島内における地震波構造探査の結果 (図 8(a) の青線。東京都防災会議, 1990) を参考に 2.0km/s と仮定した。また、深さ 8km 以深の P 波速度は観測走時の平均と計算走時を比較して試行錯誤的に求めた (図 8(a) の深さ 8km 以深の赤い実線)。さらに、火山地域における走時トモグラフィーの初期構造には水平成層構造より、標高の変化を取り入れて、P 波速度を地表面や海底面からの深さの関数で表現するモデルがよく用いられる (例えば、Tanaka et al., 2002)。以上を考慮して、図 8(b) に示す初期モデルを作成した。

次に、読み取った初動走時 67,665 個に、差分法による走時計算とトモグラフィー (Fujie et al., 2006) を適用して、2次元速度構造を推定した。初動走時データの読取精度は、観測点とショットの距離 (オフセット) が大きくなるほど低下することを仮定して、式 (1) のように定めた。

$$\sigma = a + 0.0005\Delta \quad (1)$$

ただし、 σ は読取精度 (秒)、 a は精度の基準値 (初動の立ち上がりが鋭い場合は 0.02、やや不明瞭な場合は 0.08)、 Δ はオフセット (km) である。読取精度の距離変化を図 9 に示す。明瞭な初動はオフセットが約 80 km まで見られたが、初動の振幅が小さく、立ち上がりが不明瞭だったのは、地震波の伝播経路 (以下「波線」という。) が島を横切る場合やオフセットが大きい場合に見られ、ショットと観測点の間に島を挟む場合は、オフセットが 30km 未満でも初動が不明瞭な場合があった。

走時計算には差分法を用い、走時場を計算する際のグリッド間隔は 50m、速度構造を与えるグリッドは水平 2km、鉛直 0.5km 間隔で設定した。インバージョンの際には、浅いほど速度構造の修正に対する拘束が大きくなるように設定した。初動走時の RMS 残差は初期モデルにおいては 396.8ms あったが、10 回のイタレーション後は 37.9ms まで改善し、最終的な走時残差に対する読取誤差の比の二乗を表すカイ二乗は 0.83 であり、読取精度の範囲で構造が求められている。図 10 に観測点ごとの残差の距離変化を示す。

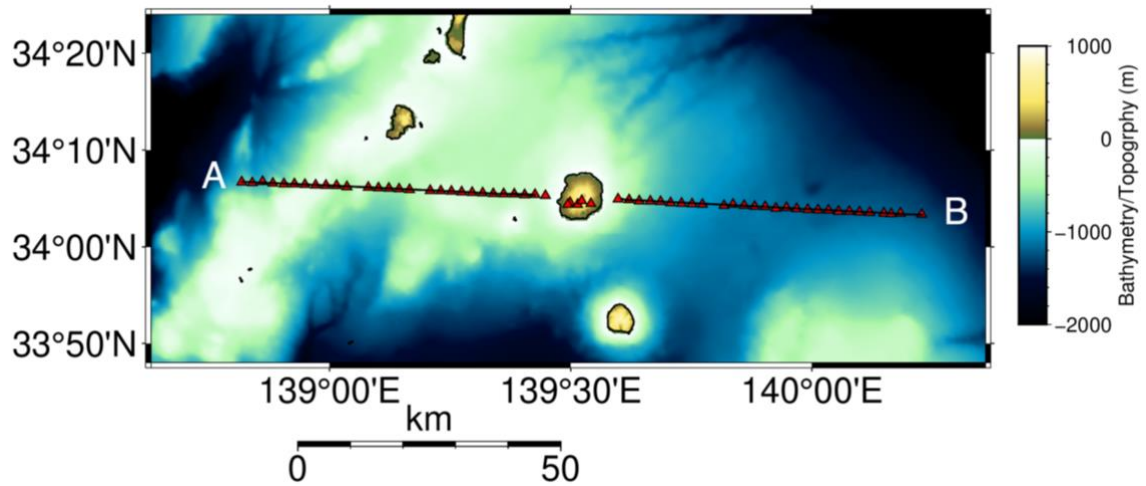


図7. 2次元速度構造推定に用いた観測点(赤三角)とエアガン発振位置(黒線)。

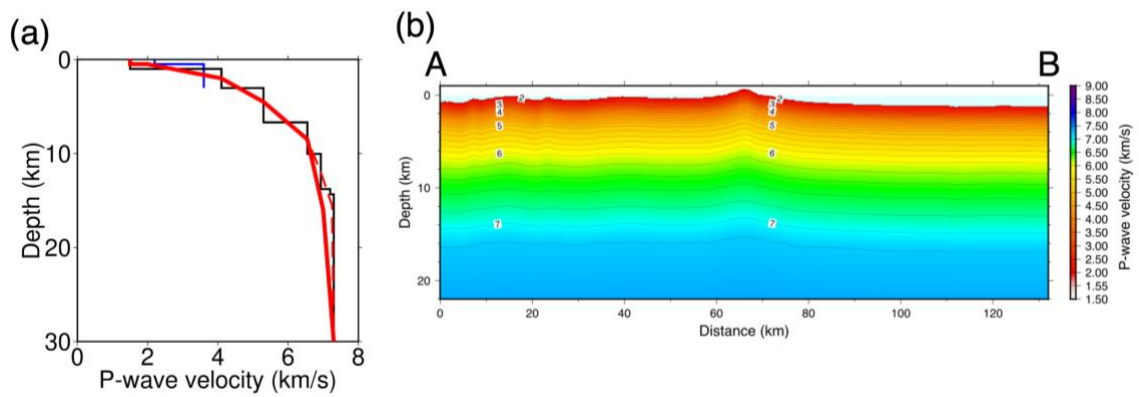


図8. (a)走時データから推定した1次元 P 波速度構造(黒線)、スムージングした P 波速度構造(赤線)。赤い破線は修正前の P 波速度構造。青線は三宅島内で実施された構造探査によって得られた P 波速度構造(東京都防災会議, 1990)。(b)測線 AB 下での地形を考慮した初期モデル。

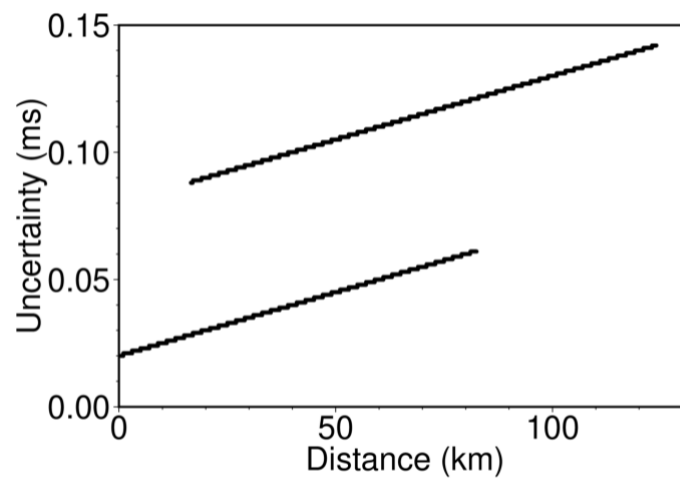


図9. 読取精度の距離変化。

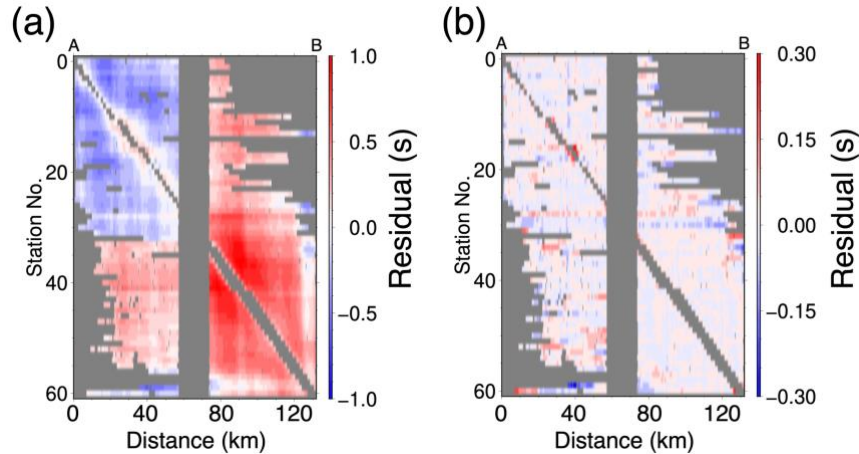


図 10. 観測点ごとの走時残差。横軸は測線西端 A からの距離。(a)初期モデル、(b)インバージョン後の残差分布。観測点番号(Station No.)は西端の OBS01 (観測点番号0)からの通し番号。観測点番号 28 から 32 は既存の陸域観測点に対応。

c) 3次元速度構造解析

次に3次元 P 波速度構造の推定を試みた。解析に用いたのは、測線上の海底地震計のうち、島に近い東西 10 点ずつ、島の南北に設置した5点、さらに島内で稼働していた 11 点の観測点の記録を用い、AB 測線のうち島に近い部分と南北で TEST1、TEST2、TEST3 として発振したエアガンの初動走時を読み取った。使用した観測点とエアガン発振点の配置を図 11 に示す。島を南北に通過する観測点とショット点の距離が短いことから、本報告では、東西測線の中から島に近い観測点とエアガン発振点を結ぶ測線 CD (図 11 参照)の範囲を解析した。

このように選択した初動走時データに差分法による走時計算と特異値分解を用いた3次元トモグラフィパッケージ FMTOMO (Rawlinson and Urvoy, 2006)を適用して、3次元 P 波速度構造を推定した。走時計算のためのグリッド間隔は、水平方向は約 100m、鉛直方向は 50m である。速度構造を表すためのグリッド間隔は、水平方向は約 1km、鉛直方向に約 0.5km である。初期モデルは2次元速度解析と同様の条件で、地表・海底からの深さが増加すると共に P 波速度が速くなる構造を与えた。インバージョンは2段階に分けて実行した。1段階目は、イタレーション1回後の残差とモデルバリエーションやモデルスムーズネスのトレードオフカーブから決定したダンピングファクター 500、スムージングファクター 200 を設定して 10 回のイタレーションを行った。これによって初期 495ms から 126ms まで残差が改善されたが、かなり平滑度が強い構造を得た。ただし、データの持つポテンシャルを考慮すると、このダンピングファクターとスムージングファクターの値はかなり大きいと思われる。そこで、10 回目のイタレーションで得られた構造を初期モデルとして、新たにトレードオフカーブを描いて、ダンピングファクターとスムージングファクターを決め直すと、それぞれ 50 と 20 になった。これらの値を用いて、2段階目としてさらに 10 回イタレーションを行った結果、最終的な残差は 85ms まで小さくなった。1段階目における初期残差と 10 回目のイタレーション後、2段階目の 10 回目のイタレーション後の残差の震央距離変化を図 12 に示す。初期残差の平均値は約 0.2 秒あるが、これは2次元測線全体の走時に基づいて初期モデルを構築したためと思われる。1段階目 10 回目のイタレーション後の残差の平均値は約 0 秒になっている。さらに、2段階目 10 回目のイタレーションによって、残差は 0 秒付近により集中していることが確認できる。

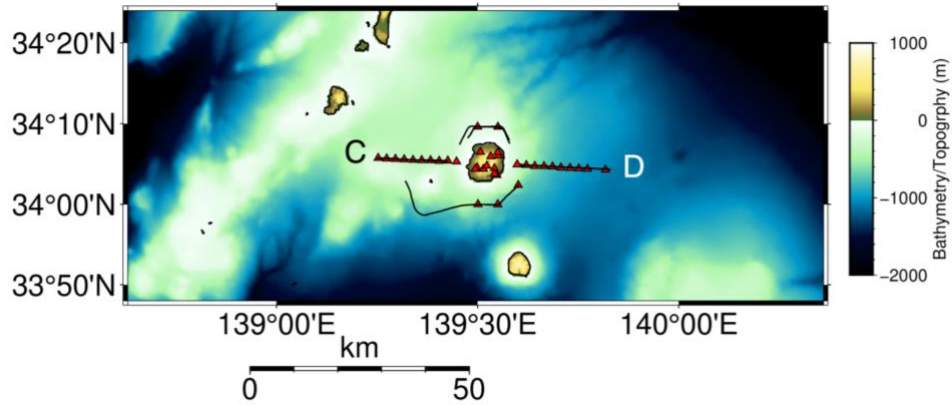


図 11. 3次元速度構造推定に用いた観測点(赤三角)とエアガン発振位置(黒線)。

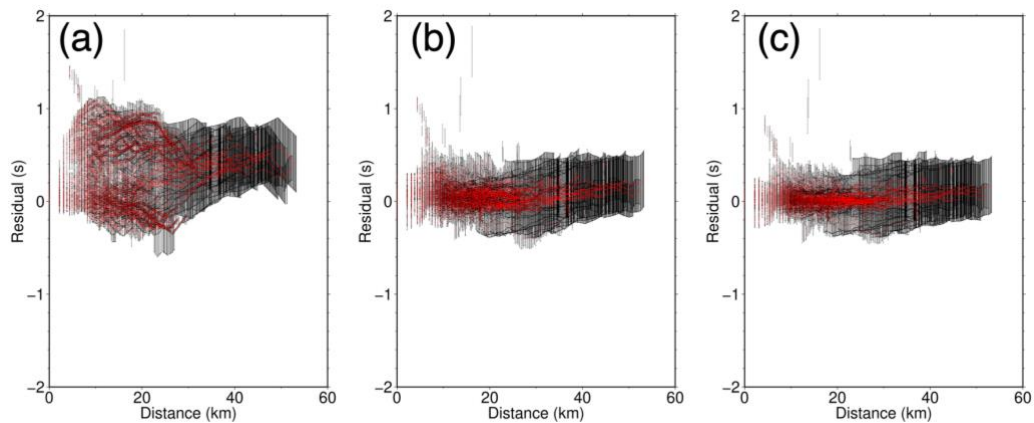


図 12. 残差のオフセット変化。(a)初期モデル、(b)1段階目イタレーション 10 回後、(c)2段階目イタレーション 10 回後の残差。残差を赤点、読取誤差を黒い縦棒で示す。

d) 反射法解析の試み

図4の OBS44 の記録断面に示されるように、屈折波による初動と海面で反射してから屈折してきた波の間に地下深部からと思われる信号を確認することができた。そこで、反射法解析を実施した。海底地震計には振動センサー以外にエアガンからの直達水中音波を捉えるためにハイドロフォンを装備している。波形全体の記録を比較・検討した結果、反射法解析にはハイドロフォンの記録を使用することにした。

海底地震計(OBS)の信号に反射法を適用すると(OBS イメージング)、海底面とその直下の浅部を波線で十分にカバーできない(図 13(a))。そこで、海面で反射した波を用い(図 13(b))、仮想的な OBS を導入して処理することによって(図 13(c))、海底下浅部の反射断面を求める手法(ミラーイメージング)を採用した(Pacal et al., 2015)。さらに、バンドパスフィルタリング、ノイズ除去、近地と遠地の波動場の分離、水中直達波や屈折波の信号を抑制することによって、地殻深部からの反射信号を浮き彫りにした。最終的には重合前深度マイグレーションによって深さによる反射断面を得るために、b)で推定した2次元 P 波速度構造を用いた。

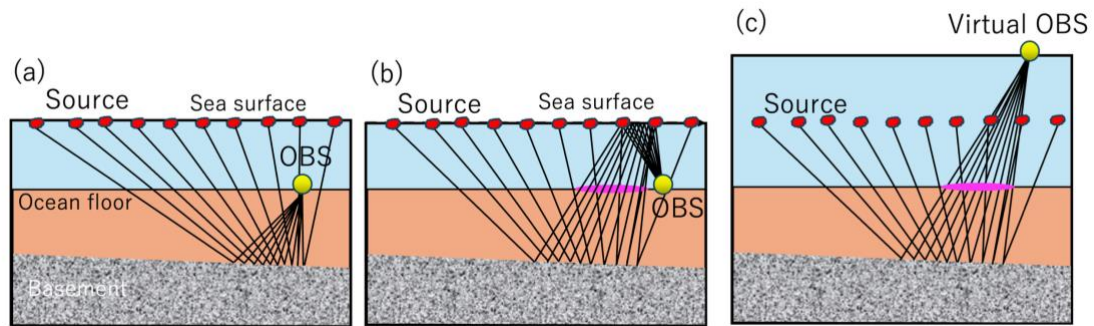


図 13. OBS イメージングとミラーイメージングの概念図。Pacal et al. (2015)を参考に作図。
(a)OBS で反射波を観測する(OBS イメージング)。海底面はサンプルしない。(b) OBS で海面からの反射波も観測する。ピンクで示した海底面をサンプルする。(c)仮想的な OBS による反射波の観測(ミラーイメージング)。

(f) 業務の成果

1) 2次元速度構造解析

a) 2次元 P 波速度構造

図 14 に2次元速度トモグラフィー解析で得られた結果を示す。構造の特徴を述べる前に信頼性を検討する。図 15 に得られた構造から計算した波線の密度分布を示す。島の西方沖、東方沖ともに深さ約 10km まで多くの波線が通過している。一方、島の東西沿岸と島の中央部直下深さ3～4 km 付近には波線が通過していない。さらに、代表的な観測点と各エアガンショットを結ぶ波線分布並びに理論走時と観測走時を比較した例を図 16 に示す。図 16(a)は、OBS11とショットの間の走時と波線の分布である。観測走時と理論走時は、読み取り精度の範囲内でよく一致している。島の西側は低速度層が薄く、高速度域が浅部まで達しているため、島の西側の領域でオフセットが短い場合は波線が深くまで伝播していない。島の中央部の浅部ではエアガンの発振がないため、通過する波線はない。島の東側で伝播する音波の波線は、低速度層が厚いために 10 km を超える深さまで届いている。図 16(b)は、OBS44とショット間の走時と波線を示す。島の東側は低速度層が厚いため、オフセットが短い場合でも深さ約 8 km を超えて波線が届いている。図 16(c)は島内の観測点 MJON とショット間の走時と波線を示す。島の直下を通過する波線は観測点近傍に集中している様子が確認できる。また、観測点の東西で走時曲線は非対称な形状であり、東側に伝播する場合の走時が西側に伝播する場合より遅いことが確認できる。

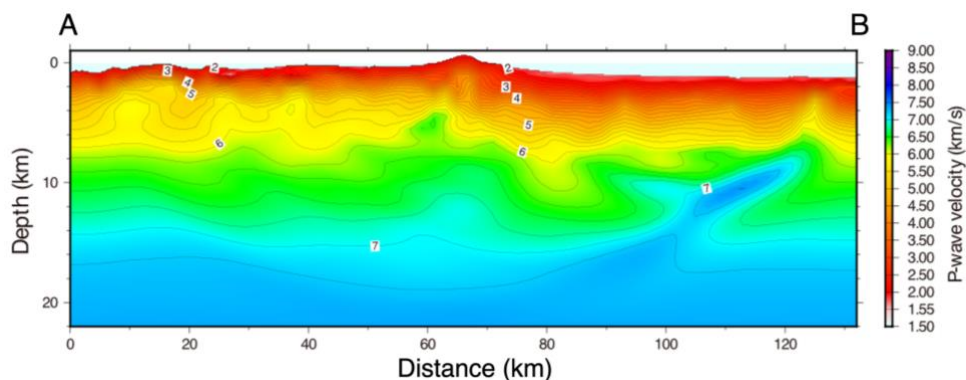


図 14. 2 次元速度トモグラフィー解析で得られた結果。

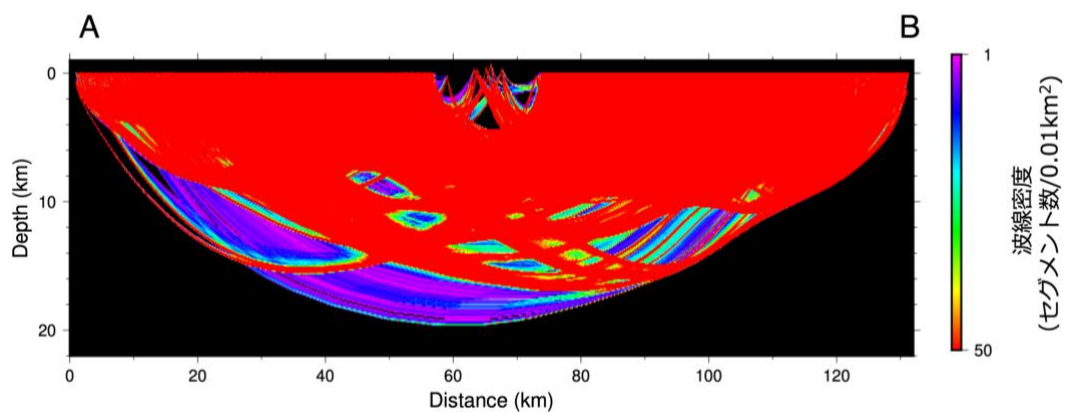


図 15. 単位面積(0.01km^2)あたりの波線セグメント密度。セグメント数が 50 以上の場合は飽和させた。

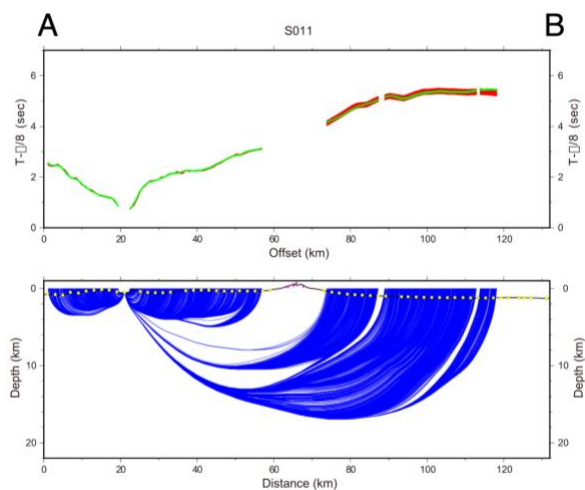


図 16(a). (上段) 観測走時と読取精度 (赤線)、理論走時 (緑点)、(下段) 観測点 (丸印) とショットの発振点を結ぶ波線 (青線)。観測点が OBS11 の場合。

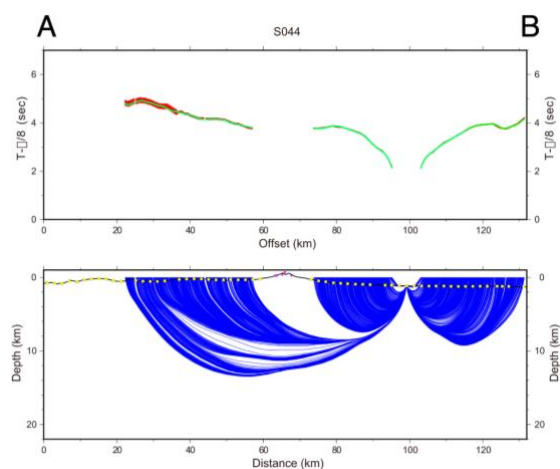


図 16(b). (a)と同じ。ただし、観測点 OBS44 の場合。

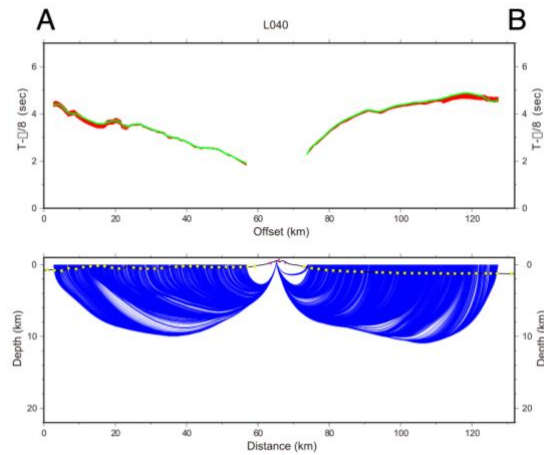


図 16(c). (a)と同じ。ただし、観測点 MJON の場合。

次に、解として得られた2次元 P 波速度構造に±5%の速度異常を交互に加えた構造を用いて理論走時を求め、その走時を入力データとしたインバージョンを実行し、どの程度入力したパターンが復元できるかを試すチェッカーボードテストを行った。図 17 の上段に入力したパターン、下段にインバージョン後の結果を基準とした速度構造からの速度異常で示す。入力するチェッカーボードパターンのスケールとして以下の3通り、(a)水平4km、鉛直2km、(b)水平8km、鉛直2km、(c)水平4km、鉛直4km、を設定した。これは Ueda et al. (2005)によって地殻変動から推定されたダイクや Kumagai et al. (2001)や Kobayashi et al. (2003)によって推定された超長周期地震(VLP)の震源域の広がり方を参考にしている。ただし、事前のシミュレーションで水平方向に2km 間隔で速度異常の正負を入れ替えるパターンを設定した場合は、十分な分解能がないことを確認していたため、ここでは取り扱わない。

パターン(a)の場合、島の西方沖では深さ約2km までは明瞭に再現され、深さ4～6km は部分的に再現されている。島の東方沖では、深さ約6km まで明瞭に再現され、ところによっては深さ約10km まで再現されている。しかし、島(横軸の距離 50～70km)の直下では正負のパターンは確認できるものの、入力した形状を正確に再現できていない。パターン(b)の場合、深さ約6km までは全領域において入力した正負の速度異常はほぼ再現されている。また、島の東方沖では深さ8～10km、島の直下では形状は歪んでいるものの深さ約 10km を超える場合も再現されている。パターン(c)の場合、ほぼ全領域で深さ約4km まで正負のパターンが再現されている。また、島の東方沖では、速度異常の振幅は小さいものの深さ約6km まで、正負が正しく再現されているところも確認された。ただし、島の直下から西方沖においては、正負のパターンの形状が歪んだり、再現された速度異常値がかなり小さい場合が確認された。以上のことから、速度異常の空間スケールが水平方向に8km あれば、縦方向のスケールが2km と小さい場合でもこのインバージョンによって再現されることがわかった。

次にインバージョンで用いる初期構造に対する依存性を確認するために不確定解析を実施した。まず、図8に示す初期速度構造を参考に、海底面と深さ5km における P 波速度、深さ5km 以深の速度勾配をランダムに変えて約 500 通りの初期構造を作成した。半分に間引いた走時データを用いてインバージョンし、波線計算が破綻せず、カイ二乗が 1.5 以内に収まる速度構造解、約 300 個に関する速度構造のばらつき(標準偏差)の分布を図 18 に示す。深さ8km より浅い部分における

P 波速度のばらつきの標準偏差が測線下の大部分で 0.1km/s 以内であることがわかった。

以上のように検討した解の信頼性を鑑みて、図 19 に波線密度が 0 になる領域をマスクした 2 次元 P 波速度構造を示し、得られた構造の特徴を以下に列挙する。

- ①三宅島東方沖には低速度の厚い表層が分布する。
- ②水深が浅い三宅島西方沖は全体的に高速度域が盛り上がっている。
- ③三宅島西側沿岸下深部(深さ約 6km)から島の中央部にかけて高速度域が伸長している。
- ④三宅島雄山山頂約 15km 東方深さ約 $8\sim 10\text{km}$ に低速度域が存在する。

2次元速度構造のまとめとして、深さごとに P 波速度の平均値を求めた。平均値を求める場合、三宅島を中心に約 $\pm 25\text{km}$ の範囲、点 A からの距離 $40\sim 90\text{km}$ の範囲に限定し、海水部分と波線の最深部より深い部分は除外した。図 20 に P 波速度の平均の深さ変化を示し、表 1 に 0.5km おきに間引いた P 波速度を示す。深さ約 5km までは速度勾配が非常に急で、深さ約 10km 以深ではかなり緩やかになることがわかった。

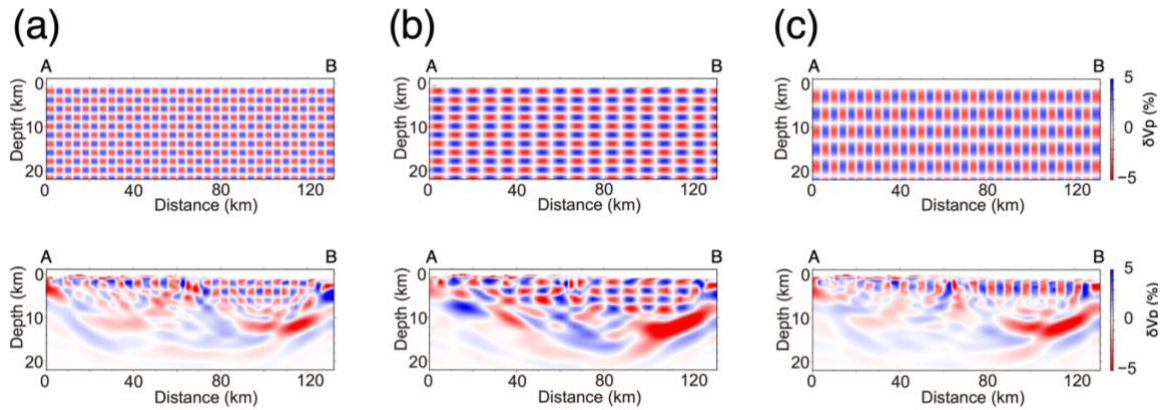


図 17. チェッカーボードテスト。(上段)入力パターン、(下段)インバージョン結果。チェッカーボードパターンのスケールは、(a)鉛直 2km 、水平 4km 、(b)鉛直 2km 、水平 8km 、(c)鉛直 4km 、水平 4km 。

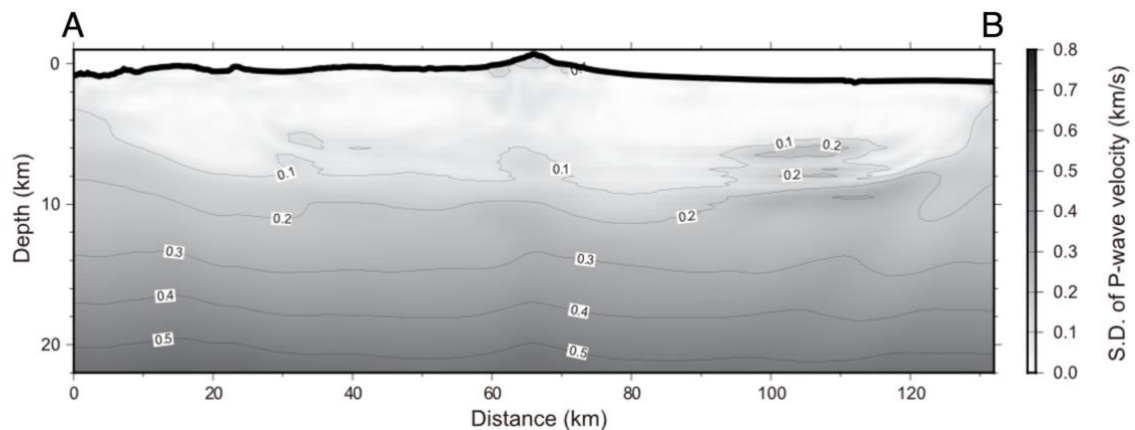


図 18. 初期モデルの違いによる解の不確定性。等値線とグレースケールは P 波速度のばらつきの大きさ(標準偏差)を示す。等値線の間隔は 0.1km/s 。

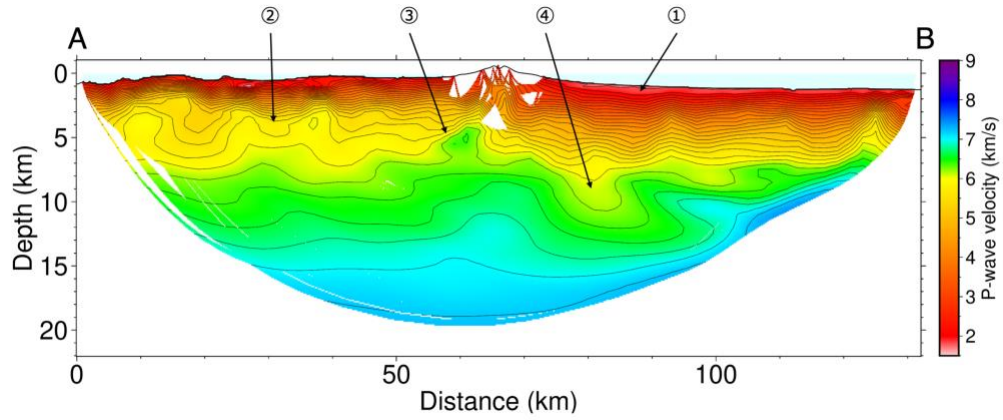


図 19. 波線密度が0の領域をマスクした2次元 P 波速度構造。等値線の間隔は 0.2km/s。
 ①三宅島東方沖の低速度の厚い表層。②三宅島西方沖の高速度域の盛り上がり。③三宅島
 西側沿岸下深部(深さ約6km)から島の中央部にかけて伸長する高速度域。④三宅島雄山山
 頂約 15km 東方深さ約8～10km の低速度域。

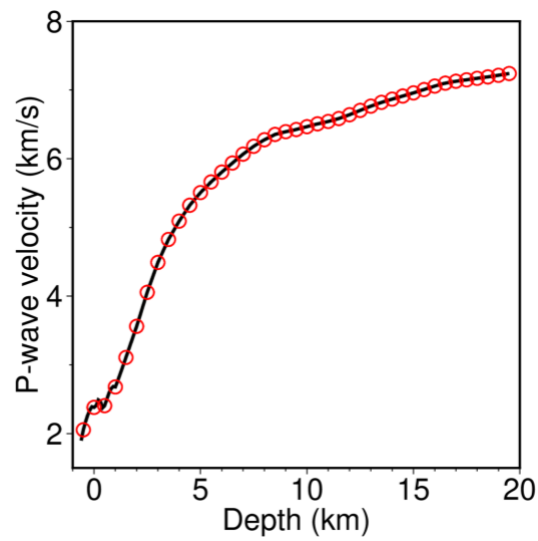


図 20. 三宅島周辺の平均的な P 波速度構造の深さ変化。点 A から 40～90km の範囲の平均
 的な値(黒い実線)。深さ 0.5km 毎に間引いた値を赤丸で示す。

表1. 三宅島とその周辺海域における深さ 0.5km おきの平均的 P 波速度構造

深さ (km)	P 波速度(km/s)	深さ (km)	P 波速度(km/s)
-0.50	2.05	9.50	6.42
0.00	2.38	10.00	6.46
0.50	2.41	10.50	6.51
1.00	2.68	11.00	6.54
1.50	3.11	11.50	6.58
2.00	3.56	12.00	6.64
2.50	4.06	12.50	6.70
3.00	4.49	13.00	6.76
3.50	4.82	13.50	6.82
4.00	5.09	14.00	6.87
4.50	5.32	14.50	6.91
5.00	5.51	15.00	6.96
5.50	5.66	15.50	7.01
6.00	5.81	16.00	7.06
6.50	5.94	16.50	7.10
7.00	6.07	17.00	7.13
7.50	6.18	17.50	7.15
8.00	6.28	18.00	7.19
8.50	6.35	19.00	7.21
9.00	6.39	19.50	7.24

b)議論

2000 年活動以降のマグマ供給系に関する手がかりを得るために、三宅島周辺で観測された地震活動等と比較する。図 21 に、気象庁一元化震源による 2000 年6月の震源分布を2次元 P 波速度構造に重ねて示す。ここでは、測線 AB から 10 km 以内に発生した地震の震源を速度断面上に投影している。この時期は三宅島の中央部で始まった地震活動が西方へ拡大し始めた頃であり、三宅島西海岸下に伸びる P 波高速度域に沿って、震源が分布しているように見える。ただし、気象庁が震源決定に用いた地震波速度構造は、本事業で得られた構造と異なり、西側海域に地震観測点がない時に求められたものであるため、深さの信頼度は低い。松山 (2014)は、海底地震計による臨時観測データを取り込み、hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000)を適用して 2000 年6月 26 日～8月 31 日に発生した地震の震源を再決定した。松山 (2014)で用いられた1次元速度構造は、本事業で得られた平均的構造(図 20 参照)に近い。また、海底地震観測が開始される以前の震源についても、海底地震計のデータを用いて決めた震源を参照地震として hypoDD を適用するなど、精度の高い解析を行っているため、構造の断面図と震源の深さを比較した議論に耐える

ことができる。図 22 に、海底地震計が設置される前に震源域が急激に西方に拡大した6月 26 日～30 日の地震のうち測線 AB から2km 以内に発生した地震の震源を速度断面上に投影して示す。気象庁一元化震源では見られなかった山頂直下深さ2km より浅い地震が山頂部直下の高速度域内部にはほぼ鉛直方向に分布している(図 22 の①)。また、山頂直下のすぐ西の深さ2～4km の高速度域内部、すなわち、盛り上っている P 波速度6km/s の等値線の直上にクラスター(図 22 の②)が確認でき、さらに深さ4 km 以深では、三宅島西側沿岸下の高速度域(図 19 の③)を挟んで地震のクラスターが2本の筋となって分布している(図 22 の③と④)。以上のことから、震源分布の西への拡大に際し、高速度域の形状が震源域の分布に影響を与えた可能性が示唆される。このように震源決定の精度を高め、詳細な速度構造と比較することによって火山活動の理解が進むことが期待できる。

最近の活動に関しては、図 23 に、2018 年8月から 2026 年1月までの震源分布と 2000 年以降のカルデラ直下浅部の平均的な地殻変動源の位置を示す。測線 AB から2 km 以内の発生した地震の震源を選び、カルデラ直下の地殻変動源とともに速度構造断面に投影した。地震の震源は防災科学技術研究所によって求められ、Japan Volcanological Data Network から公開されているデータである。防災科学技術研究所が震源決定に用いる速度構造では表層に低速度層の存在を仮定しているため、震源の深さは本報告で示す速度構造との比較に耐えうるものと判断される。地殻変動源は、火山調査委員会資料(火山調査研究推進本部火山調査委員会, 2025)から圧力源(点圧源:モデル A)の座標を読み取った。入手したデータの期間における地震活動は、三宅島中央部雄山直下に集中している。深さが5km より深い領域は活発ではなく、三宅島直下深さ約 20km に深部低周波地震と、島の西方沖深さ 10～15 km に高周波地震がまばらに分布する程度である。そこで、図 24 に三宅島中央部直下を拡大して、震源と構造を比較する。高周波地震が盛り上がった P 波高速度域の上部(P 波速度 3.5～4.5km/s の等値線が盛り上がった部分)に分布し、やや低周波地震、低周波地震と震源域が徐々に浅くなって火口に近づいていくことが確認できる。一方、地殻変動源は高周波地震の震源域のほぼ真下、P 波高速度域の内部に位置する。この位置関係は、マグマ溜まりから放出された火山性流体が固結したマグマを破壊して上昇し、開放された領域で流体が振動している状況を想像させる。ただし、圧力源をシル状と仮定すると深さは 300m となり(火山調査研究推進本部火山調査委員会, 2025)、圧力源が点圧源の場合とは逆に震源域の直上に位置する。

このように 2000 年の火山活動や最近の地震活動並びに最近の地殻変動源は、三宅島地下に存在する地震波高速度域の分布と強い関連があることを示唆する結果が得られた。これは、1998 年から 1999 年の活動時において P 波高速度域の周辺に多くの震源が集中した岩手山(Tanaka et al., 2002)や、2000 年の有珠山噴火時の地震活動において基盤である P 波高速度域の上部に震源が並んだ有珠山(Onizawa et al., 2007)と似た状況である。今後事例を増やして議論を深める必要がある。ただし、浜口(2003)や青山・他(2007)で示された通り、3次元構造を用いて震源再決定を行うと震源の位置は上下左右に数百メートル移動する場合があるため、震源と構造を比較する場合は、より慎重に議論を進めるべきであろう。

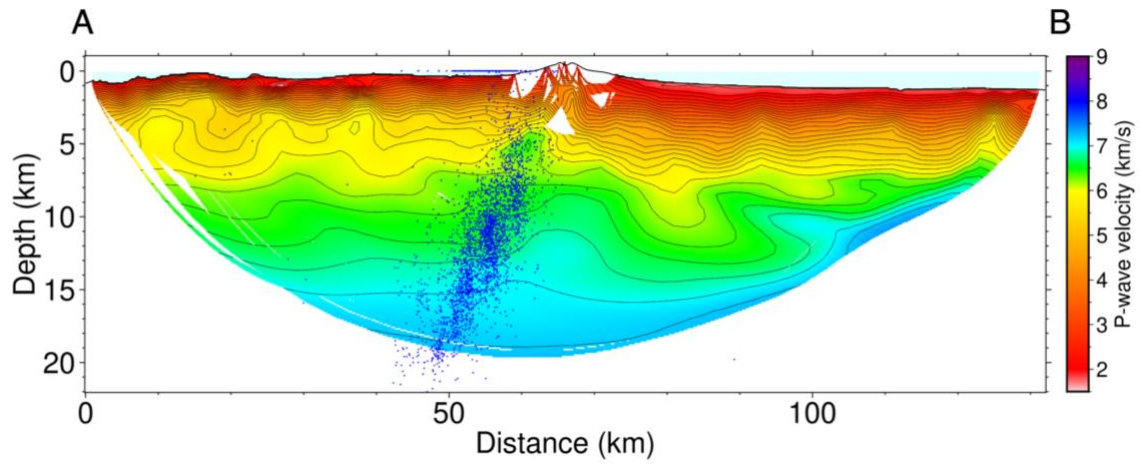


図 21. 本事業で得られた2次元 P 波速度構造と気象庁一元化震源による 2000 年6月の震源分布。断面 AB から距離 10km 以内の震源を投影。P 波速度の等値線間隔は 0.2km/s。

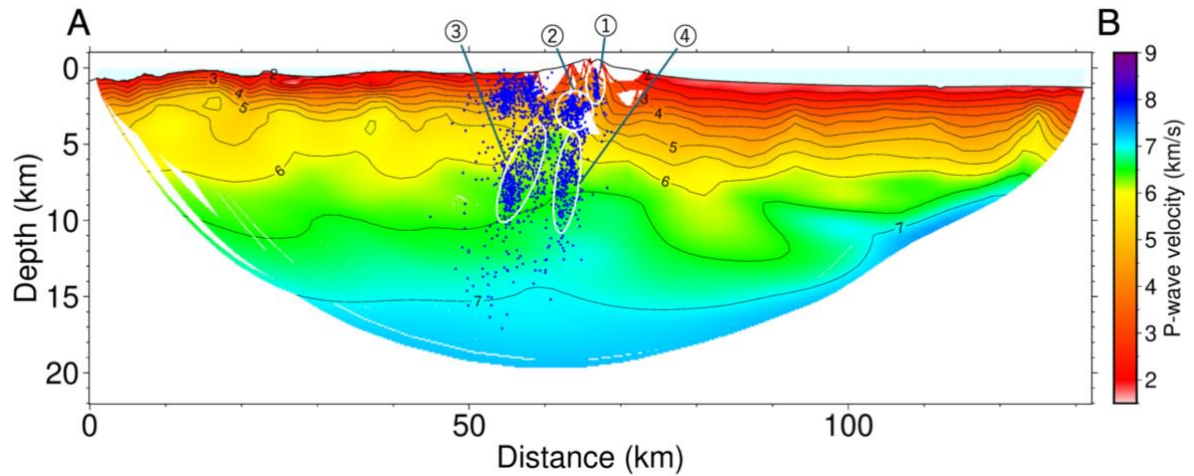


図 22. 図 21 と同様。ただし、松山(2014)によって再決定された 2000 年6月 28 日から 30 日の震源のうち、断面 AB から距離2km 以内に発生した地震。①～④は本文で指摘した地震クラスター。

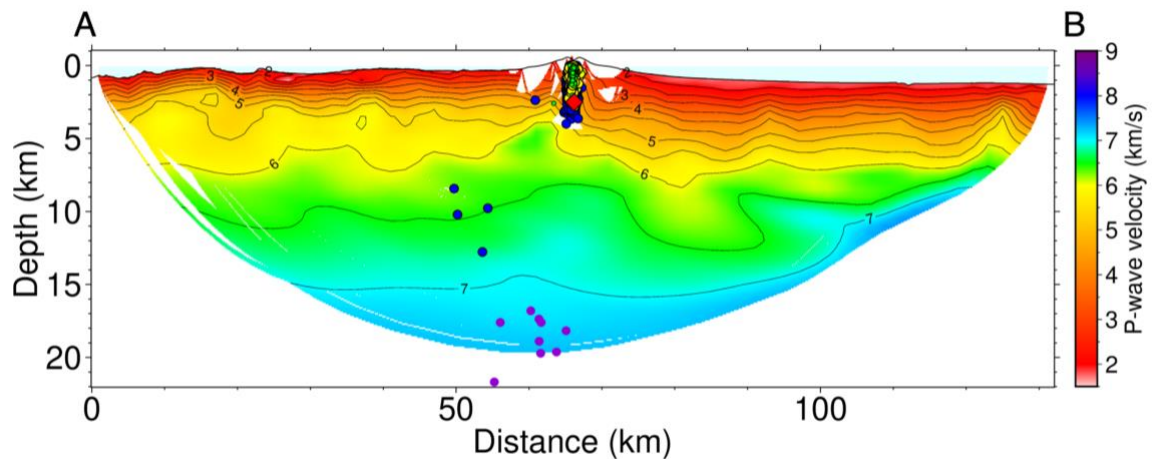


図 23. 本事業で得られた2次元 P 波速度構造と防災科学技術研究所による 2018 年8月から 2026 年1月までの震源分布。断面 AB から距離2km 以内の震源を投影。青丸が高周波地震、黄色丸がやや低周波地震、緑丸が低周波地震、紫丸が深部低周波地震。赤いダイヤ印は気象庁によって求められた地殻変動源の位置。P 波速度の等値線間隔は 0.5km/s。

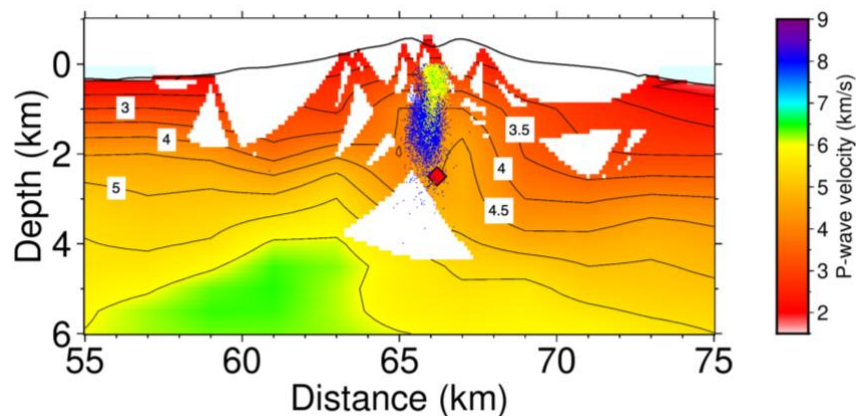


図 24. 図 23 と同じ。ただし、横軸 55～75km、深さ6km までを拡大して表示。

2) 3次元構造解析

図 25 に3次元トモグラフィー解析で得られた各深さにおける水平断面と各深さから±0.5km の範囲を通過した波線の分布を示す。本事業における観測点とショットの配置は、解析領域全ての解を得ることには適していない。実際には、島とその近傍並びに測線に沿った部分しか解は得られておらず、大部分は初期構造のままである。さらに、深さ0km と1km においては、波線分布がショットと観測点直下に限られていることも注意すべきである。ただし、深さ2km における島と沿岸部、深さ3 km においては島の南西沖まで波線の分布が拡大していることから、これらの領域は本報告において信頼できる解が得られていると期待される。図 26、27 に各深さのチェッカーボードテストの結果を示す。図 26 は水平方向に約8km、鉛直方向に約4km 毎、図 27 は水平方向に約4km、鉛直方向に約2km 毎に±5%の速度異常を与えた場合の入力(左列)とインバージョン結果(右列)を示す。

正負の速度境界に近い深さの水平断面では、入力時の速度異常値が小さい(例えば、図 26(b)と図 27(b)と(d))。波線の分布から指摘したように、深さ0km と1km では島内におけるチェッカーボードの形状が正確に再現されていないが、深さ2～3km では、島内と測線 CD 上のように波線が分布している範囲では、ほぼ元の形が再現されている。一方、島の南北にある OBS 直下では、速度異常値が大きくなる傾向が見られた。このようなチェッカーボードテストの結果を念頭において、図 25 に示した速度構造の特徴を述べる場合、三宅島の東側約三分の一は、西側より低速度であること、高速度域のピークは雄山山頂の西側に存在していること、などが挙げられる。

図 28 に CD 断面(図 25(a)、26(a)、27(a)を参照)に P 波速度の2次元断面を示す。2種類のチェッカーボードテスト(水平方向に8km、鉛直方向に4km 並びに水平方向に4km、鉛直方向に2km)の結果から、CD 断面においては深さ約4km までは、波線が通過していない島の東西沿岸下を除いて、よく解が求められていると判断できる。ここでは、2次元速度構造解析で波線が通過していなかった島の中央部直下深さ3～4km においても波線の通過を確認できた。得られた構造の特徴としては、2次元断面の場合にも見られた、三宅島東方沖の厚い低速度域、三宅島西方沖下の高速度域の盛り上がり、三宅島西側沿岸から島の中央部に伸びる高速度域を確認することができる。

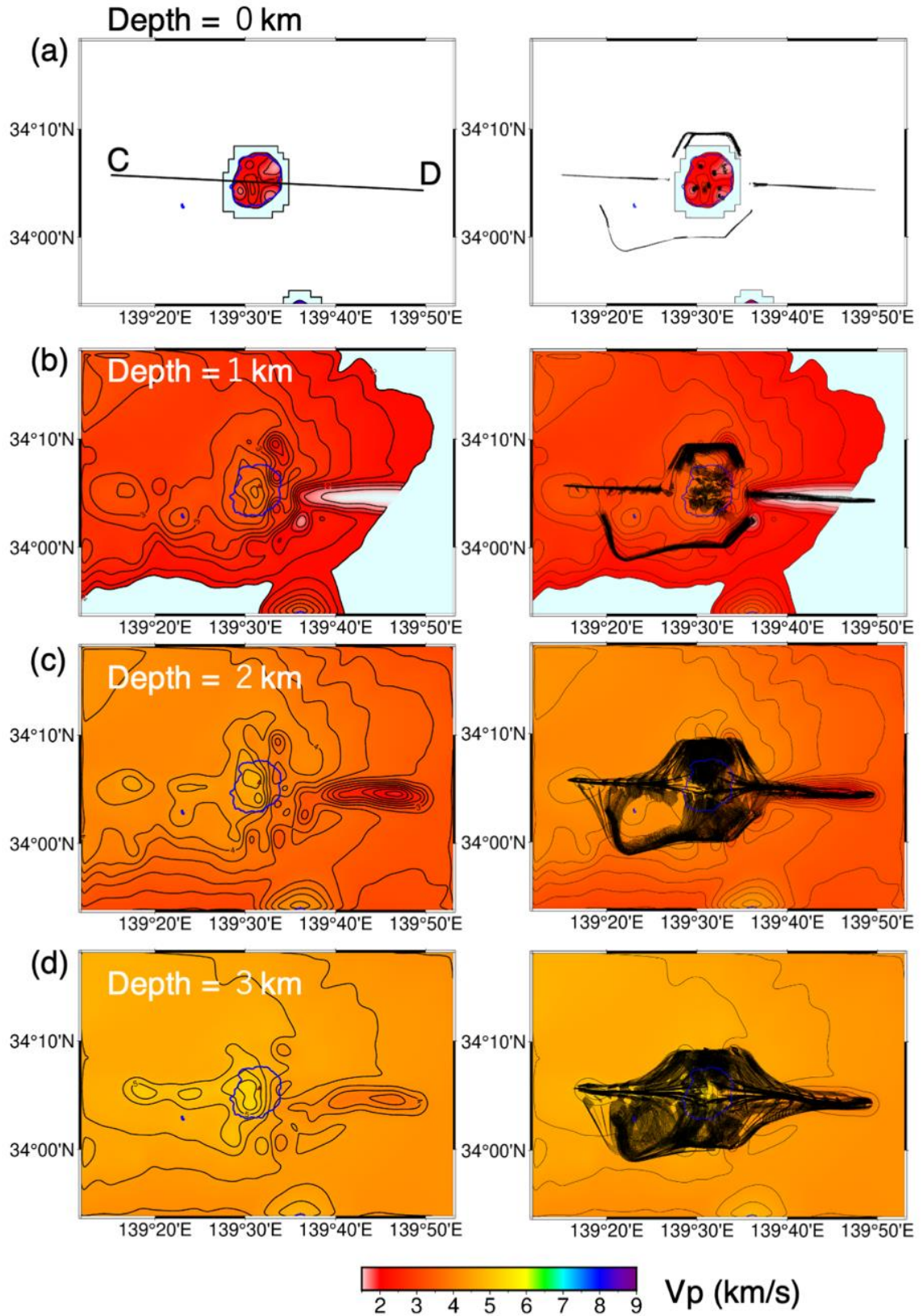


図 25. 各深さにおける P 波速度構造の水平断面 (左) と深さ断面の ± 0.5 km の範囲の波線の分布 (右)。(a) 深さ 0 km、(b) 1 km、(c) 2 km、(d) 3 km。

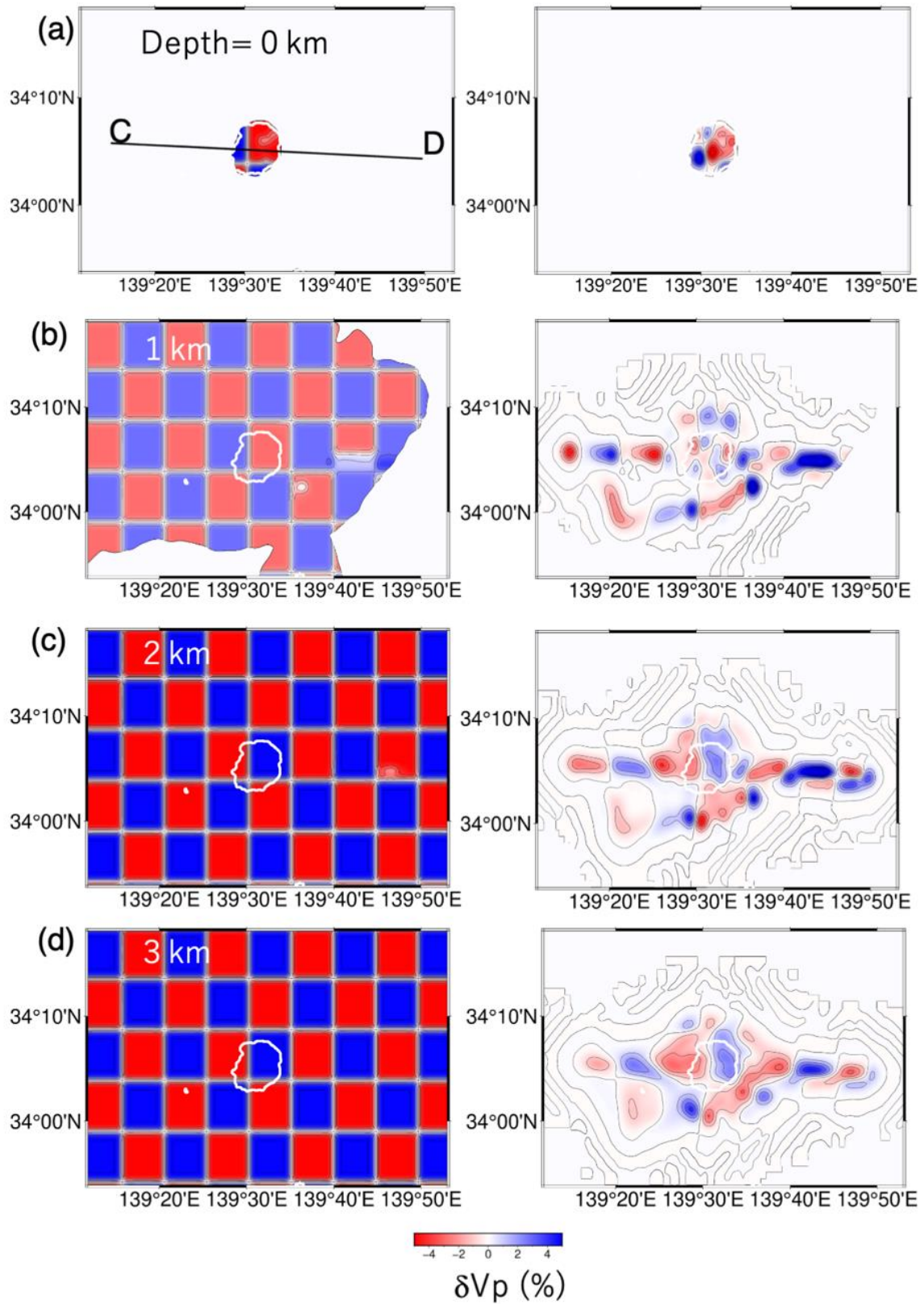


図 26. 各深さにおけるチェッカーボードテストの結果。水平方向約8km、鉛直方向4km 毎に±5%の速度異常を与え、再現性を確認した。(左)入力パターン、(右)トモグラフィー結果。(a)深さ0km、(b)1km、(c)2km、(d)3km。

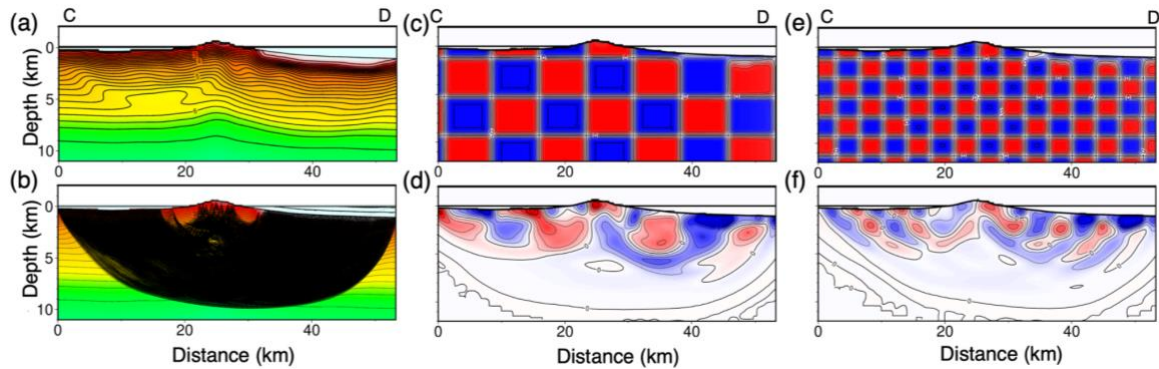


図 28. CD 断面 (図 25a、26a、27a 参照) における(a)2次元 P 波速度構造、(b)波線分布 (緯度の 34.054 度:点 D~34.113 度:点 C の範囲)。チェッカーボードテストの結果。水平8km、鉛直4km 毎に±5%の速度異常を設定した場合の(c)入力パターン、(d)インバージョン結果。水平4km、鉛直2km 毎に±5%の速度異常を設定した場合(e)入力パターン、(f)インバージョン結果。

3) 反射法解析

図 29 にミラーイメージングによる浅部の重合前深度マイグレーション (PSDM)の結果を示す。反射イメージの背景は走時を深度に変換する際に用いた P 波速度構造である。ただし、P 波速度が鉛直方向と水平方向に伝わる場合で異なる水平等方性 (Vertical transverse isotropy, VTI)を考慮した。2次元 P 波速度構造を 75%~90%で5%刻みに変化させて PSDM イメージを作成した。その中で、最も反射イベントの連続性が良く、ムーブアウトのような虚像が最も小さかった 85%の場合を採用して図に示す。島の東方沖は水深が深いためにミラーイメージングの効果が発揮され、海底面とその直下の良好な反射イメージを得ることができた。一方、水深が浅い島の西方沖では部分的にしか良好な反射イメージを得ることができなかった。

島の東方沖の黄色い四角で囲った部分を拡大し、図 29 の右側に示す。厚さ約 200m の成層の下に東側が持ち上がるような変形を確認することができる。速度構造においても直下で高速度域が盛り上がっているため、過去に深部地殻が変形したイベントを反映しているものと解釈される。今後ボーリング等によってこの地域の堆積速度を明らかにすることができれば、この変形が終了した年代を推定することができるものと期待される。

ミラーイメージングは海底下浅部の反射イメージを得ることに効果があるが、より深部の反射イメージを得るために、近距離で水中音響直達波の直後に来る近地波動場、地下での屈折・反射を経て遠方で水中直達波より先に到達する遠地波動場を用いて、通常の PSDM 処理を施す。図 30 に、85%の速度構造を基にミラーイメージングによる浅部、近地波動場によるやや深部、遠地波動場による深部の PSDM イメージを統合した反射イメージを示す。ミラーイメージングで表現される深さの範囲は、(海底面)~(海底面の2倍+往復走時 500ms)、近地波動場の通常 PSDM で表現している範囲は、(海底面の2倍+往復走時 500ms)~(海底面の2倍+往復走時 1,000ms)、遠地波動場の通常 PSDM で表現される範囲は、(海底面の2倍+往復走時 1,000ms)以上である。近地波動場による PSDM には目立った特徴は見られなかったが、遠地波動場による PSDM によって、三宅島東方沖の深さ8~10km に東下りで連続して分布する反射イベントが確認された。また、この反射イベントの位置は、図 19 の④の低速度域の上に見られる高速度域と良い一致を示した。

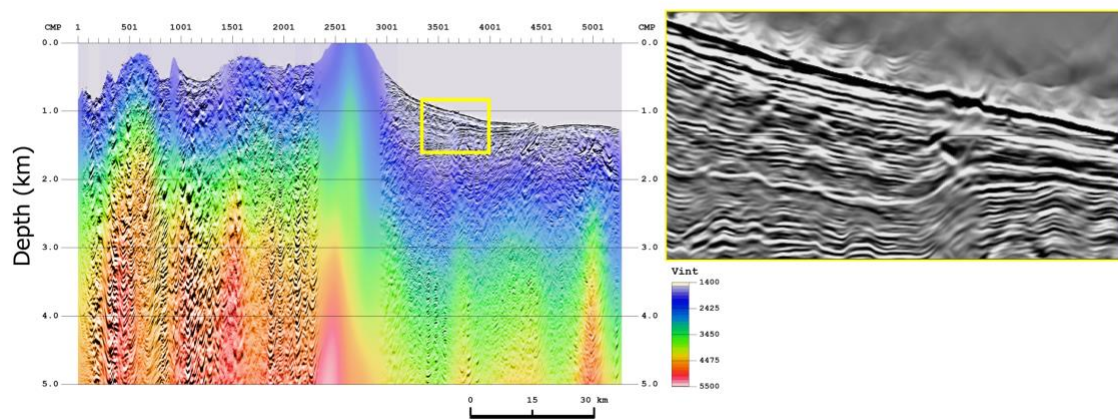


図 29. (左) 重合前深度マイグレーションによる反射断面図。背景は深度に変換する際に使った速度構造。(右) 左図の黄色い枠の拡大図。

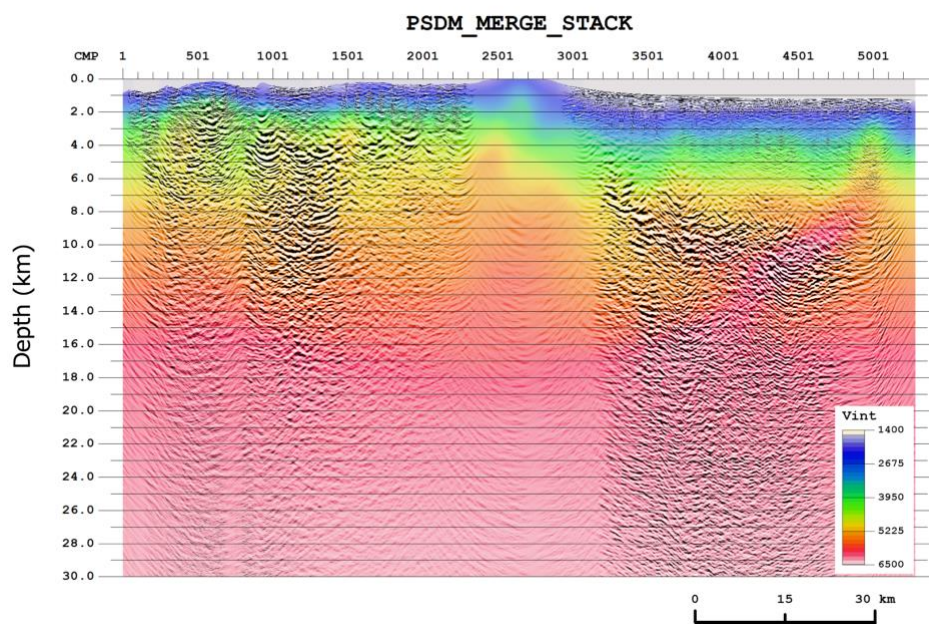


図 30. ミラーイメージング、近地波動場、遠地波動場による PSDM を統合して得られた深度断面図。背景は深度変換する際に用いた P 波速度構造。

(g) 結論並びに今後の課題

三宅島周辺海域において東西測線を設定し、エアガンと海底地震計(OBS)並びに既存の陸域観測点を用いて2次元屈折法構造探査を実施した。初動走時を用いた2次元 P 波速度トモグラフィーによって、三宅島東方沖に低速度の西方沖に比べて厚い表層、三宅島西側沿岸下深部から島部中央部に伸びる高速度域、三宅島雄山から東方約 15km の海底下深さ8~10km の低速度域等を検出した。これらは、三宅島下で発生する地震の震源や地殻変動源を解釈する上で有効な基礎情報となることが期待される。また、東西測線外の OBS やエアガンの記録を用いて3次元トモグラフィーを試み、良好な結果を得た。さらに後続波の検出を契機に実施した反射法解析においては、海面反射を取り入れるミラーイメージング解析を適用することによって、水深が約1km 以上あれば、比較的良好な海底並びに海底直下浅部の反射イメージが得られることがわかった。それによって、三宅島東方沖の堆積層の下に過去の変形イベントの痕跡と思われる反射イメージを得ることができた。また、三宅島東方沖深さ8~10km の低速度域の上に覆い被さるように東下りで連続した反射イベントを検出した。

今回採用した測線や解析手法に関する課題は、既存の陸域観測点の約半数が2次元測線上に近接していなかったために解析に適しておらず、島の中央部直下深さ3~4km に波線の空白域が生じたことである。この問題は本事業でも試行した3次元構造解析を採用することによってやや解消されるが、さらに多くの波線を得るためには、エアガンの発振も面的に実施する必要がある。また、島の沿岸域へは安全運航上の理由から調査船を本事業で実施した場合より近づけることができないため、2次元・3次元構造解析を実施しても波線の空白域の解消は困難である。また、島の中央部深さ1km より浅い部分は、観測点数が十分でないこと並びに波線がほぼ鉛直に立っているために、水平方向と鉛直方向の空間分解能が十分ではない。以上の問題を解決するためには、沿岸部を含む陸域観測点と陸域発振源を増やし、陸域と海域調査が連携した3次元構造解析を推進していく必要がある。

一方、本報告では初動走時を用いたトモグラフィー解析に留まったが、今後さらに波形インバージョンを適用することによって、より微細な速度構造の解明が期待される。また、過去に三宅島で実施された調査で得られたデータとの統合解析も有効である。さらに、本事業で得られた P 波速度構造並びにより広い範囲での3次元構造に基づく震源決定を行うことによって、構造と震源の詳細な比較が可能になる。

他には、三宅島東方沖で検出された浅部反射イメージの解釈を進めるには、将来の掘削試料を用いて堆積速度を見積もる必要がある。三宅島東方沖で検出された深部反射イメージについては、まだ屈折波の影響の除去が不十分な可能性があることから、さらなる検証が必要である。

最後に、本報告に記した成果は学術論文として公表すべく準備を進めていく。

(h) 引用文献

- 青山 裕・他、臨時稠密地震観測で見えてきた有珠山の微小地震活動、北海道大学地球物理学研究報告, 70, 107-121, 2007.
- Fujie, G., A. Ito, S. Kodaira, N. Takahashi, and Y. Kaneda, Confirming sharp bending of the Pacific plate in the northern Japan trench subduction zone by applying a traveltimes mapping method. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 157, 72-85, 2006.

- 浜口博之, 第6次火山噴火予知計画で何がわかったか, 火山, 48, 79-86, 2003.
- 火山調査研究推進本部火山調査委員会, 令和7年 10 月 10 日火山調査推進研究本部火山調査委員会 資料 調7―(3) 111 の活火山の調査観測研究結果に関する資料(関東・中部地方、伊豆・小笠原諸島), https://www.mext.go.jp/content/20251010-mxt_jishin01-000045242_03.pdf, 2025.
- Kobayashi, T., T. Ohminato, and Y. Ida, Earthquakes series preceding very long period seismic signals, observed during the 2000 Miyakejima volcanic activity. *Geophysical Research Letters*, 30, 1423, <https://doi.org/10.1029/2002GL016631>, 2003.
- Kumagai, H., T. Ohminato, M. Nakano, M. Ooi, A. Kubo, H. Inoue, and J. Oikawa, Very-long-period seismic signals and caldera formation at Miyake island, Japan. *Science*, 293, 687-690, 2001.
- 松山諒太朗, 2000 年三宅島噴火のマグマ貫入に関連する震源移動現象の研究, 東京大学, 修士論文, 81p, 2014.
- Onizawa, S. et al., P-wave velocity structure of Usu volcano: Implication of structural controls on magma movements and eruption locations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160, 175-194, 2007.
- Pacal, E.E., R.R. Stewart, E. Baysal, and O. Yilmaz, Seismic imaging with ocean-bottom nodes (OBN): Mirror migration technique. *segam2015-5886915.1*, pp. 4039-4043, 2015.
- Rawlinson, N. and M. Urvoy, Simultaneous inversion of active and passive source datasets for 3-D seismic structure with application to Tasmania. *Geophysical Research Letters*, 33 L24313, [doi:10.1029/2006GL028105](https://doi.org/10.1029/2006GL028105), 2006.
- Tanaka, S. et al., Three-dimensional P-wave velocity structure of Iwate volcano, Japan from active seismic survey. *Geophysical Research Letters*, 29, [10.1029/2002GL014983](https://doi.org/10.1029/2002GL014983), 2002.
- 東京都防災会議, 伊豆諸島における火山噴火の特質等に関する調査・研究報告書(三宅島編). 東京都防災会議, 103p, 1990.
- Ueda, H., E. Fujita, M. Ukawa, E. Yamamoto, M. Irwan, and F. Kimata, Magma intrusion and discharge process at the initial stage of the 2000 activity of Miyakejima, Central Japan, inferred from tilt and GPS data. *Geophysical Journal International*, 161, 891-906, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02602.x>, 2005.
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L., A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 6, 1353-1368, 2000.

4. 全体成果概要

カルデラ形成という稀有な現象が生じた 2000 年噴火以降のマグマ供給系に関する重要な基礎情報を得ることを目的として、三宅島周辺海域において地下構造に関する基礎情報調査を実施した。本事業では、三宅島の山体中央を通り、東西方向に走る測線を設定し、エアガンと海底地震計(OBS)並びに既存の陸域観測点を用いて2次元屈折法構造探査を実施した。初動到達時刻(初動走時)データに2次元トモグラフィー解析を適用し、深さ約 10km までは信頼できる2次元 P 波速度構造が得られたことを確認した。その結果、三宅島の東沿岸から東方沖にかけて P 波速度が小さい表層が厚く分布し、西方沖は東方沖に比べ高速度域が浅部にまで達していることが明らかになった。また、測線下の複数の箇所でも P 波高速度域が盛り上がっていることを確認した。特に、三宅島西沿岸下深さ約 6km から三宅島中央部直下にかけて斜めに連なる P 波高速度域が見られる。これらは、他の火山の構造探査の結果でも議論されているように、過去に貫入したマグマが冷えて固まった名残と解釈される。次に、P 波速度の等値線が下に凹んでいる箇所は周囲よりも低速度域になっていると解釈される。特に三宅島の雄山山頂付近から約 15km 東方の海底下深さ 8～10km の地点が顕著である。また、三宅島の南と北の沖に設置した海底地震計、島の南北で発振したエアガンの記録、東西測線の一部のデータを用いて、浅部 3 次元 P 波速度構造の推定を試み、2 次元速度トモグラフィーと調和的な結果を得た。さらに海底地震計に装備されたハイドロフォンに記録された反射波と海面からの反射波を用いて反射断面を作成した。その結果、水深が 1,000m を超える東側海域で有効な浅部反射断面が得られることがわかった。また、地殻深部の反射イメージには、東方沖の低速度域の上方にある高速度域に重なるように、反射イベントが東下りに分布している様子が確認された。今回初めて三宅島の地下約 10km までの P 波速度構造を得て、2000 年噴火活動時の震源並びに最近数年間の震源や地殻変動源の分布と比較した結果、P 波高速度域の分布と深い関連が示唆されることがわかった。今後、さらに詳細な検討を進めることによって、構造と火山活動に関する理解が深まり、将来の活動推移の予測に貢献することが期待される。

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
伊藤亜妃・田中聡・ 藤江剛・新井隆太・ 小野重明	三宅島の東西断面 2 次元 P 波速度構造	2026 年度火山学会 秋季大会	2026 年 9 月 (予 定)
田中聡・伊藤亜妃・ 藤江剛・新井隆太・ 小野重明	三宅島の 3 次元 P 波 速度構造と 2 次元反 射断面(序報)	2026 年度火山学会 秋季大会	2026 年 9 月 (予 定)
田中聡・伊藤亜妃・ 藤江剛・新井隆太・ 小野重明	三宅島の P 波速度構 造	学術雑誌投稿(予 定)	未定

(b) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

無し

6. 地域連携及び外部評価

6.1 地域連携

2025 年9月に東京都総務局総合防災部と三宅村総務課に対して調査計画の説明、情報交換並びに協力依頼を行った。2026 年3月、東京都総務局総合防災部と三宅村総務課に調査結果の概要を説明した。

6.2 外部評価委員会

適切かつ効果的に調査研究を進めるため、火山物理学並びに地震学(特に地震学的構造探査)を専門とする3名の外部有識者から構成される外部評価委員会を設置して、2026 年3月 25 日に研究実施状況及び成果を報告し、事業内容についての助言と評価を得た。

6.3 外部評価委員会構成員(敬称略、当時)

< 委員 >

市原 美恵	東京大学地震研究所 教授
小田 義也	東京都立大学 都市環境科学研究科 教授
中東 和夫	東京海洋大学 学術研究院 海洋資源エネルギー学部門 教授

< 文部科学省 >

長谷部 大輔	文部科学省研究開発局地震火山防災研究課 火山調査管理官
古屋 智秋	文部科学省研究開発局地震火山防災研究課地震火山室 調査官

< 実施機関 >

小野 重明	海洋研究開発機構 海域地震火山部門 部門長
田中 聡	海洋研究開発機構 海域地震火山部門 主任研究員

7. むすび

本事業では、三宅島において島外の海域から島内の山頂のような火山体の中心を含む大規模な構造を明らかにするために、大規模人工地震探査を実施した。特にカルデラ形成という稀有な現象が生じた 2000 年噴火とそれ以降のマグマ供給系に関する基礎情報を得るために、三宅島の中央を通る東西測線を設定し、エアガンと海底地震計並びに既存の陸域観測点を用いて屈折法構造探査を実施した。初動到達時刻データに2次元トモグラフィー解析を適用した結果、三宅島の東沿岸から東方沖にかけて P 波速度が小さい表層が厚く分布し、西方沖は東方沖に比べ高速度域が浅部にまで達していることが明らかになった。また、三宅島西沿岸下深さ約 6km から三宅島中央部直下にかけて斜めに連なる P 波高速度域が検出された。これは、過去に貫入したマグマが冷えて固まった名残と解釈される。また、三宅島の雄山山頂付近から約 15km 東方の海底下深さ 8～10km に P 波速度の低速度域が検出された。今後の解析のための試みとして、東西測線上にない観測点等も用いて浅部3次元 P 波速度構造の推定を行い、2次元速度トモグラフィーと調和的な結果を得た。このことから、データを増やすことによって3次元解析が将来有効な解析方法になりうることを確認できた。さらに海面からの反射波を用いて反射断面を作成することによって、水深が 1,000m を超える東側海域で有効な浅部反射断面が得られることがわかった。また、地殻深部の反射イメージには、東方沖の低速度域の上方にある高速度域に重なるように、反射イベントが東下りに分布している様子が確認された。今回初めて三宅島の地下約 10km までの P 波速度構造を得て、2000 年噴火活動時の震源並び最近数年間の震源や地殻変動源の分布と比較した結果、P 波高速度域の分布と深い関連が示唆されることがわかった。今後、さらに詳細な検討を進めることによって、構造と火山活動に関する理解を深め、将来の活動推移の予測に貢献することが期待される。

最後になりましたが、本事業の実施に先立って、東京都総務局総合防災部と三宅村総務課に計画の説明を行い、励ましのお言葉と多大なるご協力をいただきました。また、外部評価委員の先生方にも年度末のお忙しい中、貴重な助言と励ましのお言葉をいただきました。謹んでお礼申し上げます。なお、2000 年噴火活動時の地震活動について、東京大学地震研究所の市原美恵教授には松山諒太郎氏の修士論文、東京科学大学の森田裕一博士には松山氏が決めた震源リストをご提供いただきました。記して感謝いたします。