

火山の総合的な評価に資する
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7年5月

文部科学省研究開発局

国立研究開発法人 産業技術総合研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立研究開発法人産業技術総合研究所が実施した令和6年度「火山の総合的な評価に資する火山の地下構造・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

3. 1 陸域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査: 霧島硫黄山	ii
3. 1. 1 水蒸気噴火前後でのキャップロック構造の変化の解明	ii
3. 1. 2 物理探査でキャップロック構造とされる地質試料の岩石・鉱物学的特徴の解明	iii
3. 2 海域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査: 壱岐海山周辺域	iv

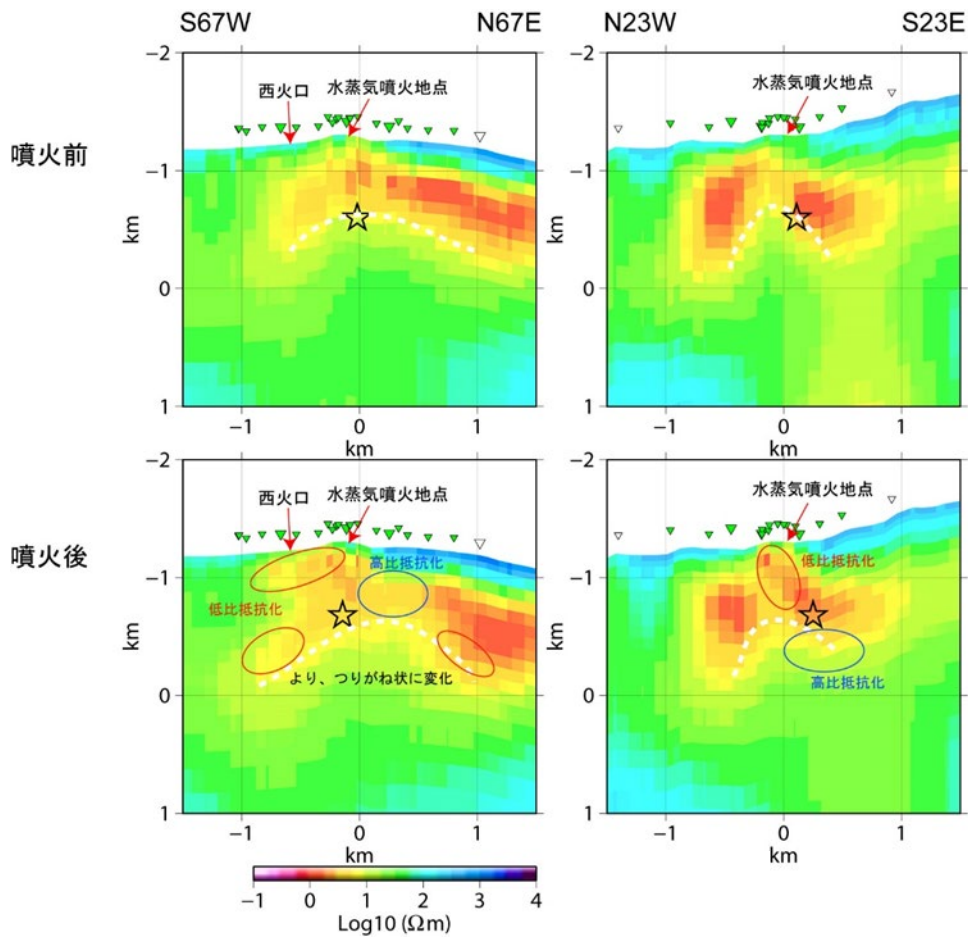
目 次

1. プロジェクトの概要	1
2. 業務の実施体制	1
3. 研究報告	2
3. 1 陸域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査: 霧島硫黄山	2
3. 1. 1 水蒸気噴火前後でのキャップロック構造の変化の解明	2
3. 1. 2 物理探査でキャップロック構造とされる地質試料の岩石・鉱物学的特徴の解明	14
3. 2 海域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査: 壱岐海山周辺域	40
4. 全体成果概要	59
5. 成果の論文発表・口頭発表等	59
6. 地域連携及び外部評価	60
6. 1 地域連携	60
6. 2 外部評価委員会	60
6. 2 外部評価委員会構成員	60
7. むすびと今後の課題	61

グラビア

3. 1 陸域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査: 霧島硫黄山

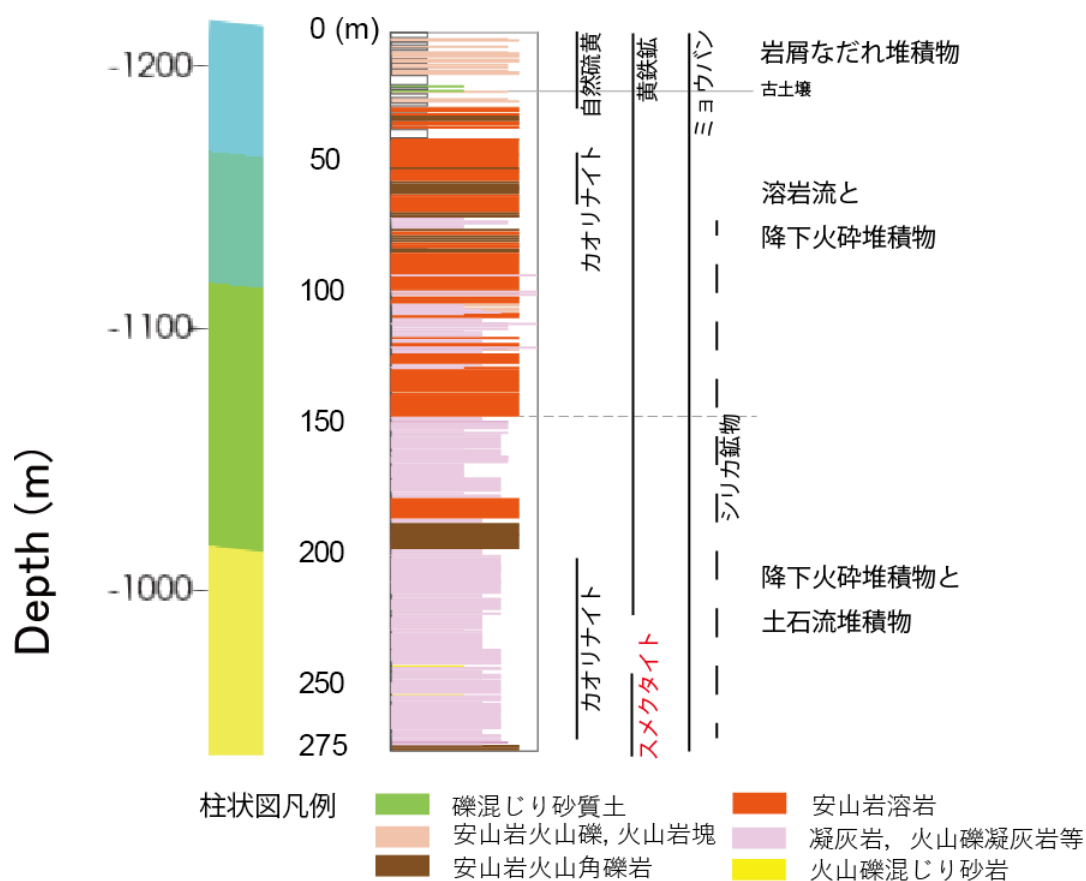
3. 1. 1 水蒸気噴火前後でのキャップロック構造の変化の解明



噴火前後の比抵抗構造の詳細な比較が可能になった。低比抵抗層の底(白破線)の形状の変化、赤丸や青丸で示した場所での顕著な比抵抗の変化が見られる。☆印は噴火前後の水準測量から推定された圧力源。

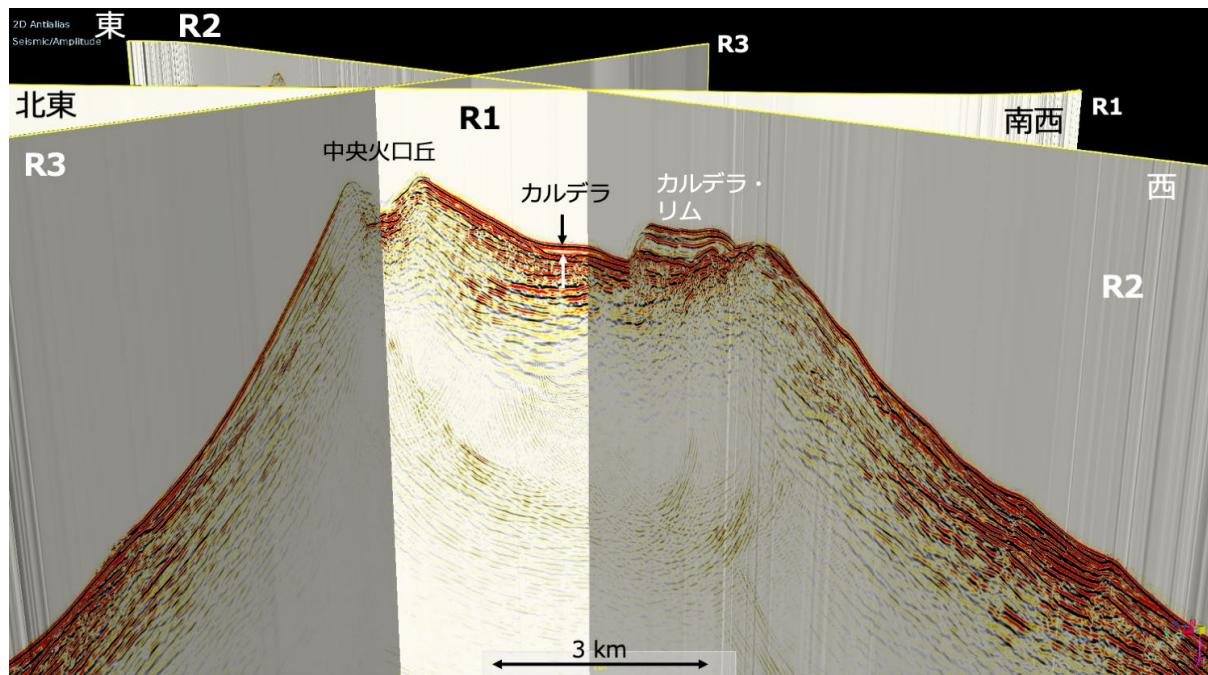
3. 1. 2 物理探査でキャップロック構造とされる地質試料の岩石・鉱物学的特徴の解明

比抵抗構造断面 ボーリング柱状図 変質鉱物 主な層相



3. 1. 1で明らかになった比抵抗構造が、ボーリングコア試料で直接測定した比抵抗値と整合的であることが確認された。地質試料が採取されたことによって、火山学的な形成史、硫気帯の影響を受けた変質の変遷、現在の物性値の測定が一元的に行われ、現在の難透水層の物性とその形成過程を知る手がかりが得られた。

3. 2 海域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査：嬬婦海山周辺域



嬬婦海山のカルデラ、カルデラ・リム、中央火口丘を通過する3本の測線R1、R2、R3における時間マイグレーション断面を立体的に接続し北西方向から鳥瞰した図。R1とR2の断面から、カルデラ底の平坦な部分直下に最大約70mもの厚さを持つ音響的に透明な層（黒い矢印と白い矢印に挟まれた層）が確認された。

1. プロジェクトの概要

火山の総合的な評価に資する火山の地下構造・噴火履歴等の基礎情報の取得のため、陸域火山の霧島硫黄山及び海域火山の壱岐海山周辺域において調査研究を実施した。陸域火山の霧島硫黄山では、水蒸気噴火発生の必要条件と考えられている火山体浅所構造探査手法の高度化並びに水蒸気噴火準備過程評価手法の開発を目的とし、硫黄山の地下浅所の比抵抗構造の3次元分布並びに2018年噴火以前の比抵抗構造からの経時変化を明らかにした。また、試錐調査によりキャップロックとして機能する熱水変質帯の形成条件、成因を推定した。海域火山の壱岐海山周辺域では、総合的な評価に必要な基礎情報収集を目的とし、反射法構造探査を実施し、2次元もしくは3次元地震波速度構造の解明並びに壱岐海山とその周辺域で継続している可能性がある地震活動の詳細を明らかにした。以下に、それぞれの成果について報告する。

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	国立研究開発法人産業技術総合研究所	石塚 吉浩
陸域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査：霧島硫黄山（サブテーマ1）	国立研究開発法人産業技術総合研究所	石塚 吉浩
水蒸気噴火前後でのキャップロック構造の変化の解明（サブテーマ1-1）	国立研究開発法人産業技術総合研究所	松島 喜雄 松永 康生 相澤 広記（九州大学：協力者）
物理探査でキャップロック構造とされる地質試料の岩石・鉱物学的特徴の解明（サブテーマ1-2）	国立研究開発法人産業技術総合研究所	古川 竜太 草野 有紀 朝比奈 大輔 山元 孝広 井村 匠（山形大学：協力者）
海域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査：壱岐海山周辺域（サブテーマ2）	国立研究開発法人海洋研究開発機構	小野 重明 藤江 剛 中村 恭之 伊藤 亜妃 新井 隆太

3. 研究報告

3.1 陸域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査: 霧島硫黄山

3.1.1 水蒸気噴火前後でのキャップロック構造の変化の解明

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 水蒸気噴火前後でのキャップロック構造の変化の解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所	キャリアエキスパート	松島 喜雄
同	研究員	松永 康生
国立大学法人九州大学	准教授	相澤 広記

(c) 業務の目的

水蒸気噴火発生の必要条件と考えられている火山体浅所構造探査手法の高度化並びに水蒸気噴火準備過程評価手法の開発

(d) 業務の要約

陸域火山の霧島硫黄山では、2018年4月の水蒸気噴火前後でのキャップロック構造と考えられる低比抵抗域の変化に着目し、噴火前に実施されたTsukamoto et al. (2018) の比抵抗構造探査と同様の観測仕様（観測地点、観測機材、観測周波数）による地下構造探査を実施した。新たに得られた観測データと以前の観測データに対して、同じ解析方法を適用し、インバージョンによって地下の比抵抗構造をイメージするとともに、その差異を明らかにした。その結果、噴火以前の構造に比べ、噴火後には、キャップロック構造に対応すると考えられる「つりがね状」の低比抵抗域がより顕著になっており、その内部や下部がより高比抵抗となっていることが分かった。

(e) 業務の実施方法

霧島硫黄山周辺で2018年4月の水蒸気噴火前の2015年、2016年、2017年に行った42点での広帯域 MT 観測点（Tsukamoto et al., 2018）のうち26点で再測定を行った（図1）。再測定は2024年10月～11月にかけて実施し、測定場所はハンディ GPS の精度内で同一とした。機材の種類やサンプリング周波数は Tsukamoto et al. (2018) と同一とした。得られた電場と磁場の時系列から Tsukamoto et al. (2018) と同様の方法で MT 応答関数を推定した。

噴火前と噴火後の MT 応答関数を比較し、時間変化の有無を調べた。特に観測点近傍の表層付近の不均質の影響を受けない鉛直地磁気変換関数や、Phase tensor (Caldwell et al., 2004) に注目して時間変化の有無やその特性を判断した。また、インピーダンスの見かけ比抵抗や位相の変化の特徴から、観測点近傍の表層付近の比抵抗変化による static shift 的な変化の有無について検討した。

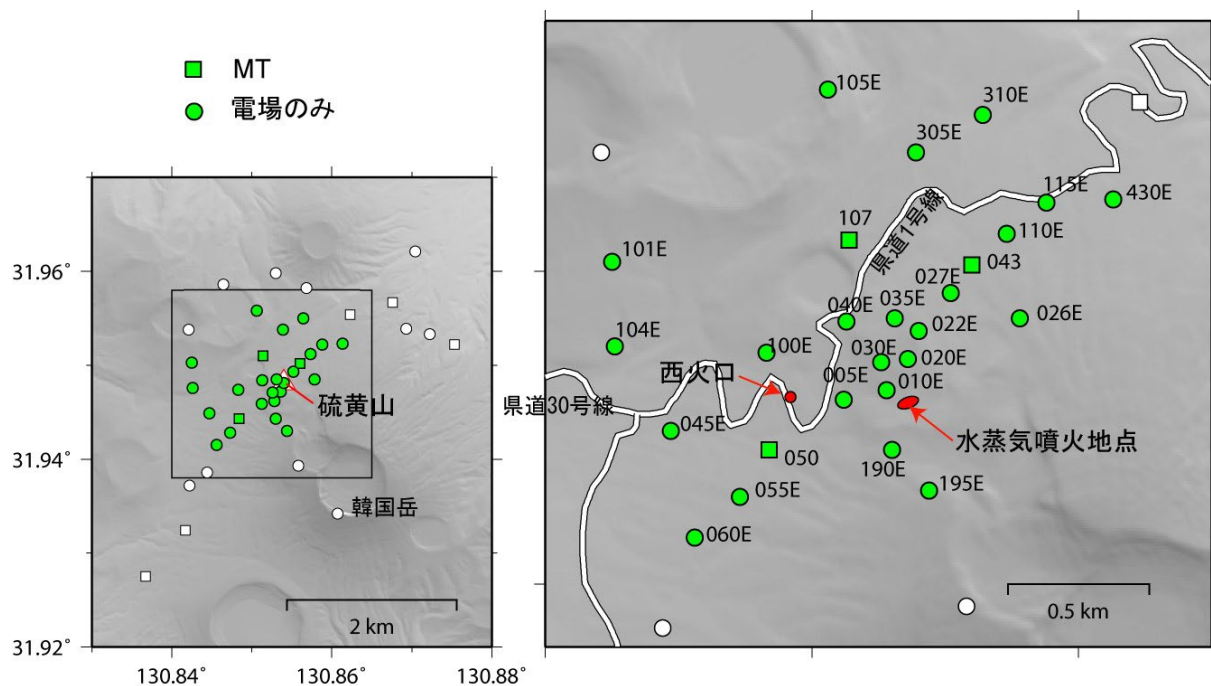


図1 広帯域 MT 観測点配置図。Tsukamoto et al. (2018)で観測を実施した 42 点(□及び○)のうち、緑で示した 26 点において 2024 年 10～11 月に再測定を行った。Tsukamoto et al. (2018) の測定は噴火前の 2015 年 12 月、2016 年 10 月～11 月、2017 年 10 月～11 月に行われた。そのうち硫黄山に近い観測点での測定は 2016 年である。

比抵抗構造の時間変化推定の第1ステップとして、噴火前に得られていた MT 応答関数を入力とした3次元比抵抗インバージョンを行った。Tsukamoto et al. (2018)と、本課題のインバージョン手法の比較を表1に示す。Tsukamoto et al. (2018)では、インバージョンコードの制約から地形を階段状に表現しており、さらに電場のみの観測点で別の場所の磁場を用いてインピーダンスを推定していることが表現できなかった。また、硫黄山山頂部の2点を間引いて解析しており、時間変化推定には不利であった。本解析では有限要素法によるインバージョンコード femtic (Usui 2015, Usui et al., 2024) を用いて地形を滑らかに表現し、インピーダンス推定において電場と磁場が異なる場合もあることも考慮し、さらに全ての観測点のデータを入力として利用した。インバージョンの入力として、周期 0.001～200s から 16 個の周期を選定し、インピーダンス4成分、鉛直地磁気変換関数2成分に加え、Phase tensor (Caldwell et al., 2004) 4 成分も用いた。Phase tensor を加えることで、表層付近の比抵抗変化を、地下の比抵抗構造変化と誤って解析してしまうことを避ける狙いである。データに与える誤差は、インピーダンスは各成分の 10%、鉛直地磁気変換関数は 0.01、Phase tensor は各成分の5%とした。水平方向の最小メッシュは Tsukamoto et al. (2018)と同様に 100m と設定し、硫黄山から 1.5km 以上離れた場所はメッシュサイズを大きくした。計算領域は 450km (南北) × 450km (東西) × 320km (鉛直) として、陸上地形と海底地形を組み込んだ。初期比抵抗構造は大地 $100\Omega\text{m}$ 、海水 $0.3\Omega\text{m}$ 、空気 $10^{10}\Omega\text{m}$ として、イタレーションごとにデータを説明する大地の比抵抗構造を推定した。femtic におけるパラメータは $\alpha=3$ 、 $\beta=0.01$ を採用した。 α は残差と比抵抗構造の粗さのバランスを取り持つパラメータであるが、これは両者の L カーブから最もバランスがとれたパラメータとして $\alpha=3$ を採用した。 β は表層の不均質 (distortion) 補正の重みであるが、 $\beta=0.01$ の場合、distortion 補正に関わる 2×2 の実行列を比較的自由に推定することに相当し、実

質、Phase tensor や鉛直地磁気変換関数を説明するように distortion 補正が推定されることになる。第1ステップでは RMS 残差は初期構造の 26.7 から、最終モデルでは 2.29 に低下した。

比抵抗構造の時間変化推定の第2ステップとして、噴火後の 2024 年に得られた MT 応答関数を入力とした 3 次元比抵抗インバージョンを行った。メッシュやインバージョンの入力パラメータは、噴火前データを用いた計算と同一とした。ただし、2024 年は Tsukamoto et al. (2018) で観測を実施した全 42 点のうち 26 点しか再測を行っていないため、残りの 16 点は噴火前のデータを使用した。再測を行っていない点は硫黄山から距離が離れており (図1)、硫黄山から離れた場所は比抵抗構造が変化していないと仮定していることに相当する。本事業の目的は硫黄山周辺の比抵抗構造の時間変化推定であるため、この仮定をおいても大きな支障はないと考えられる。インバージョンでは、比抵抗構造と distortion 補正に関わる 2×2 の実行列は、噴火前のデータから得られた結果を初期設定として用いた。RMS 残差は初期構造の 6.00 から、最終モデルでは 2.18 に低下した。

表1 Tsukamoto et al. (2018) と本課題で実施したインバージョン手法の比較。
インバージョンの入力データとなる MT 応答関数の推定は同一の手法で行った。

	Tsukamoto et al. 2018 <i>GRL</i>	本研究
3次元インバージョンコード	WSINV3DMT (Siripunvaraporn and Egbert 2009 <i>PEP</i>)	FEMTIC (Usui 2015 <i>GJI</i> ; Usui et al. 2017 <i>GJI</i>)
使用データ	40 点	42 点
インバージョンの入力	$Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{xx}, Z_{yy}, T_{zx}, T_{zy}$	$Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{xx}, Z_{yy}, T_{zx}, T_{zy}$, and Φ (Phase tensor)
エラー	10%	Z 10%, Φ 5%, T 0.001
表層の不均質の影響 (distortion)	考慮しない	計算の中で Z_{xx} を補正 (FEMTICにおいて $\beta=0.01$ 固定)
周波数帯域	80 Hz ~ 0.005 Hz (11周期)	160 Hz ~ 0.005 Hz (16周期)
地形	階段状	スムーズ
電場のみ観測点における磁場の位置	考慮せず	考慮する

(f) 業務の成果

1) MT 応答関数の時間変化

MT 応答関数の推定精度が高い周期1秒より短周期において、複数の観測点でインピーダンスや鉛直地磁気変換関数の時間変化が見られた。図2にインピーダンスの変化がほとんど見られなかった観測点の例、図3にインピーダンスに明瞭な変化が見られた観測点の例、図4にインピーダンスに変化が見られたが、観測点近傍の表層付近の比抵抗変化の疑いが高い static shift 的な変化の例をそれぞれ示す。static shift 的な変化では、平均化した S_{sq} インピーダンス (Rung-Arunwan et al., 2016) の見掛け比抵抗に変化が見られるが、位相に変化は見られない。比抵抗構造推定を拘束するには見掛け比抵抗の情報が必要であるが、static shift 的な変化をしている観測点の取り扱いには注意が必要であることを示している。図5に表層の不均質の影響をほとんど受けない Induction vector (鉛直地磁気変換関数の実部を描画) と Phase tensor を示す。両者ともに推定誤差を越える明瞭な変化が見られ、地下の比抵抗構造が変化したと結論づけられる。例として 8Hz (0.125s) のデータに注目すると、噴火前の induction vector は硫黄山のやや東側を示していたが、噴火後は硫黄山方向を示す。これは、硫黄山の低比抵抗化か、硫黄山東側の高比抵抗化、もしくはその両方を示唆する。また、硫黄山周辺では Phase tensor 楕円形状が変化し beta の

値も大きくなり、噴火後は3次元性の強い構造に変化したことが示唆される。

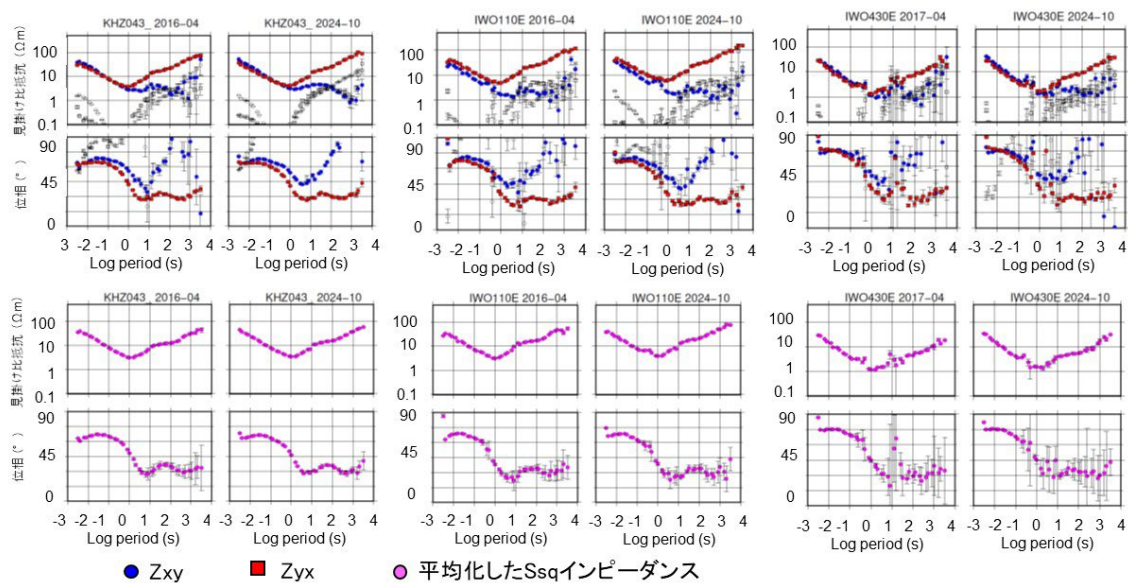


図2 インピーダンスの変化がほとんど見られない観測点の例 (043、110E、430E)。

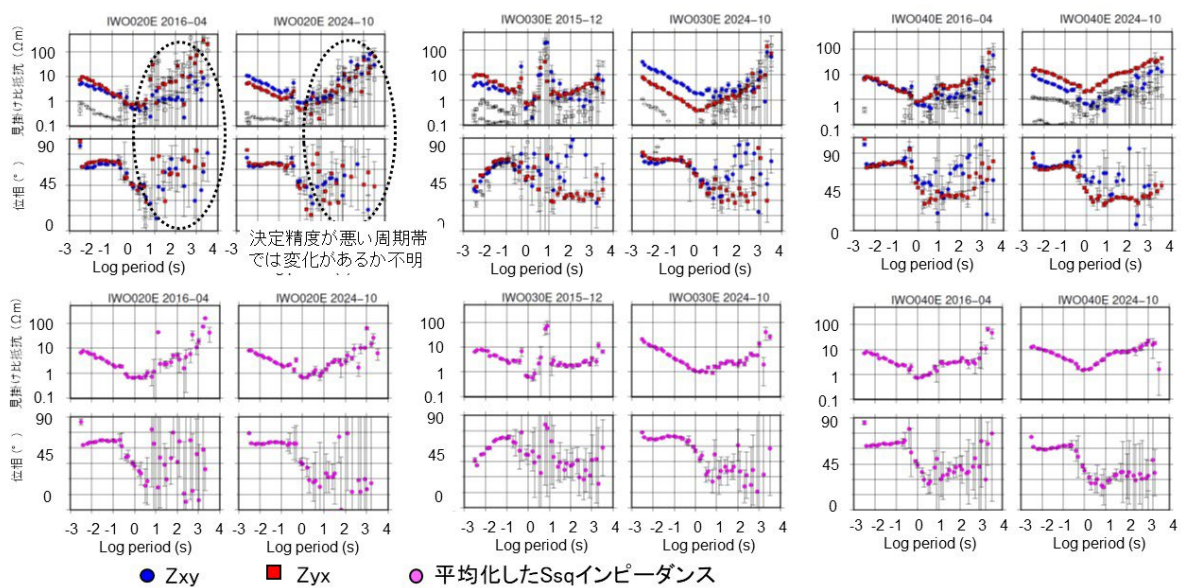


図3 インピーダンスの変化が見られた観測点の例 (020E、030E、040E)。見かけ比抵抗だけでなく、位相も変化していることが分かる。

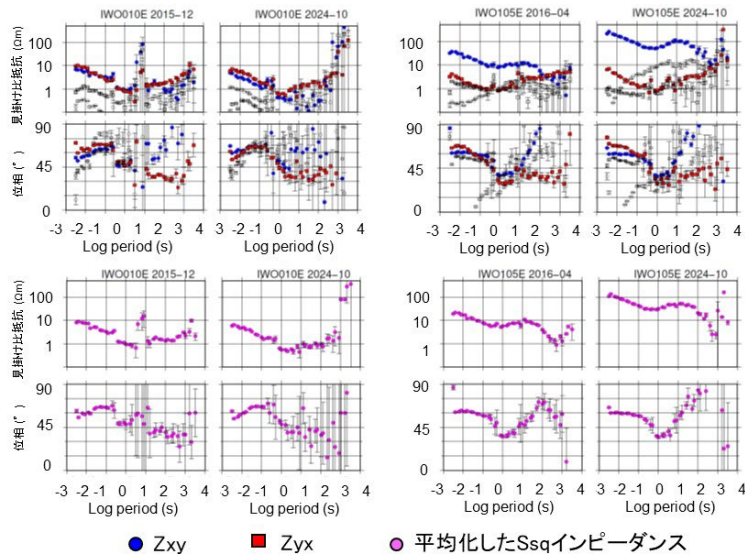


図4 インピーダンスの変化が見られたが、static shift 的である観測点の例 (010E、105E)。平均化した Ssq インピーダンスに注目すると、見かけ比抵抗の変化は明瞭であるが、位相の変化は明瞭でない。

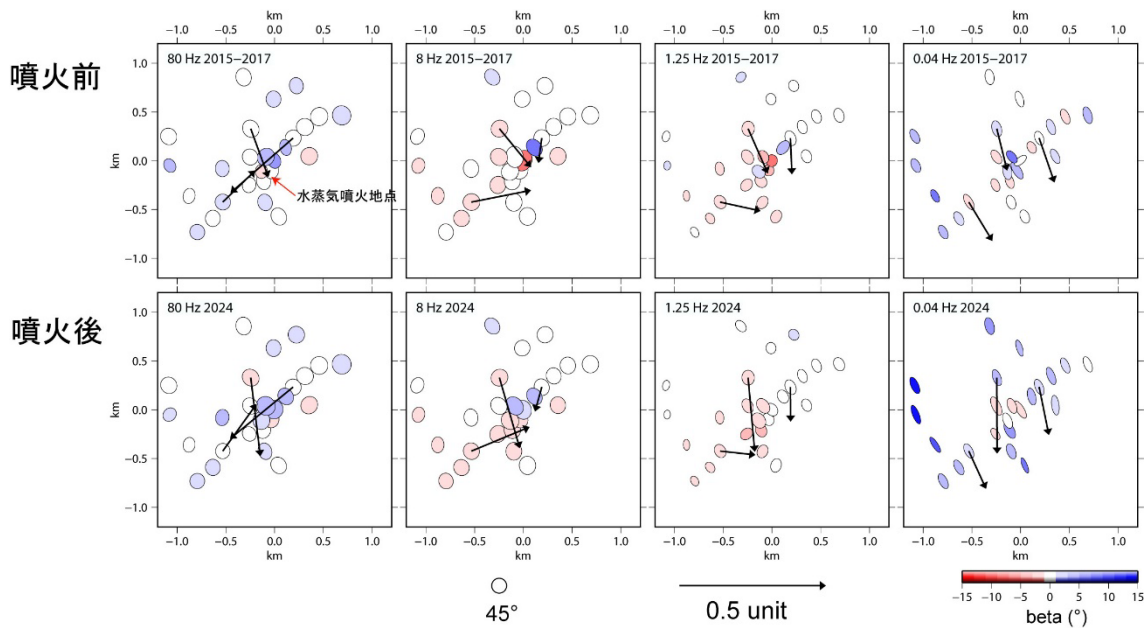
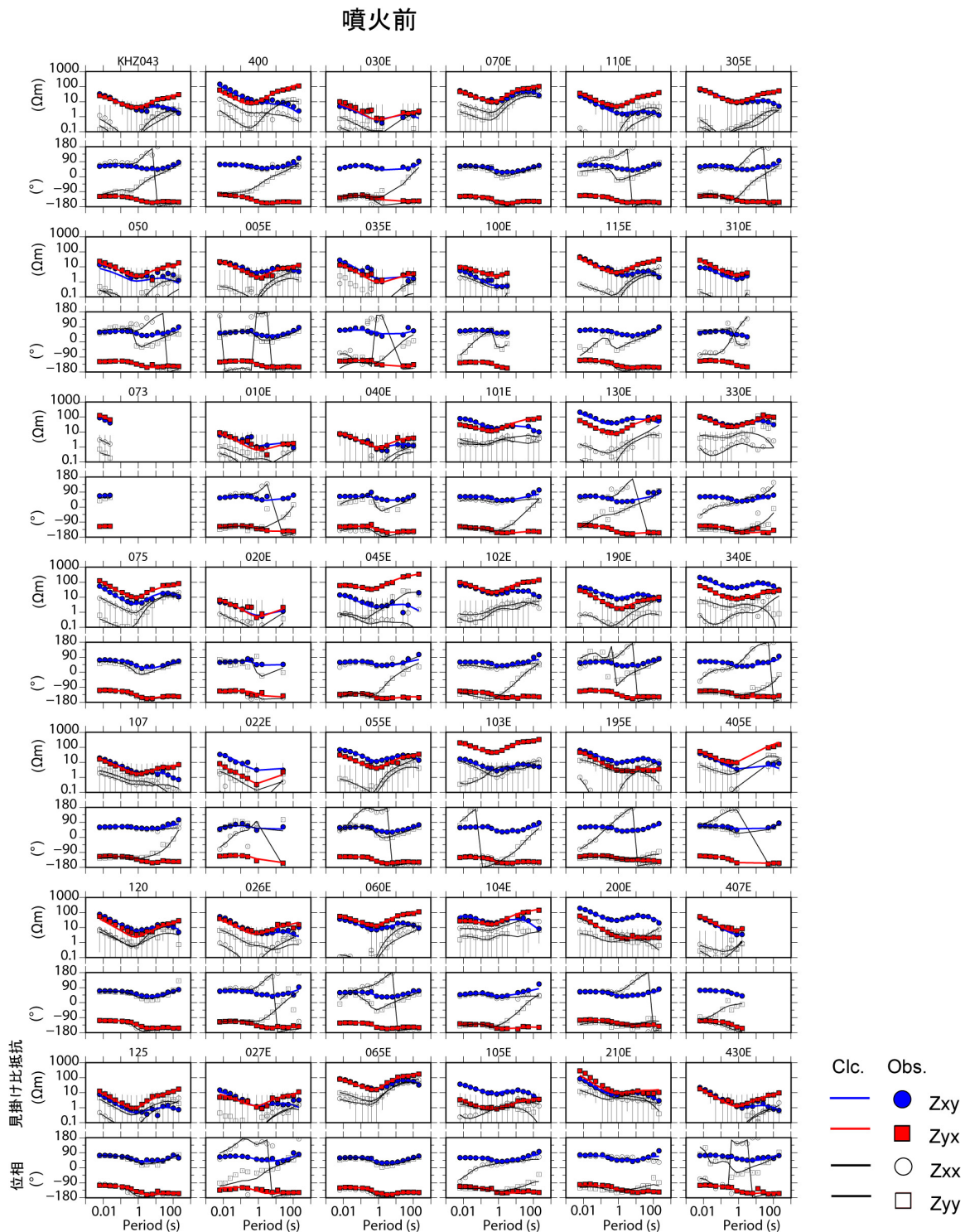


図5 噴火前と噴火後の実部 Induction vector (Parkinson convention) と、Phase tensor 楕円の比較。Phase tensor には比抵抗構造の3次元性の指標である beta (絶対値が小さいと1次元、大きくなると3次元) を色で示した。Induction vector は相対的に電流が集中する(低比抵抗)場所を示す。

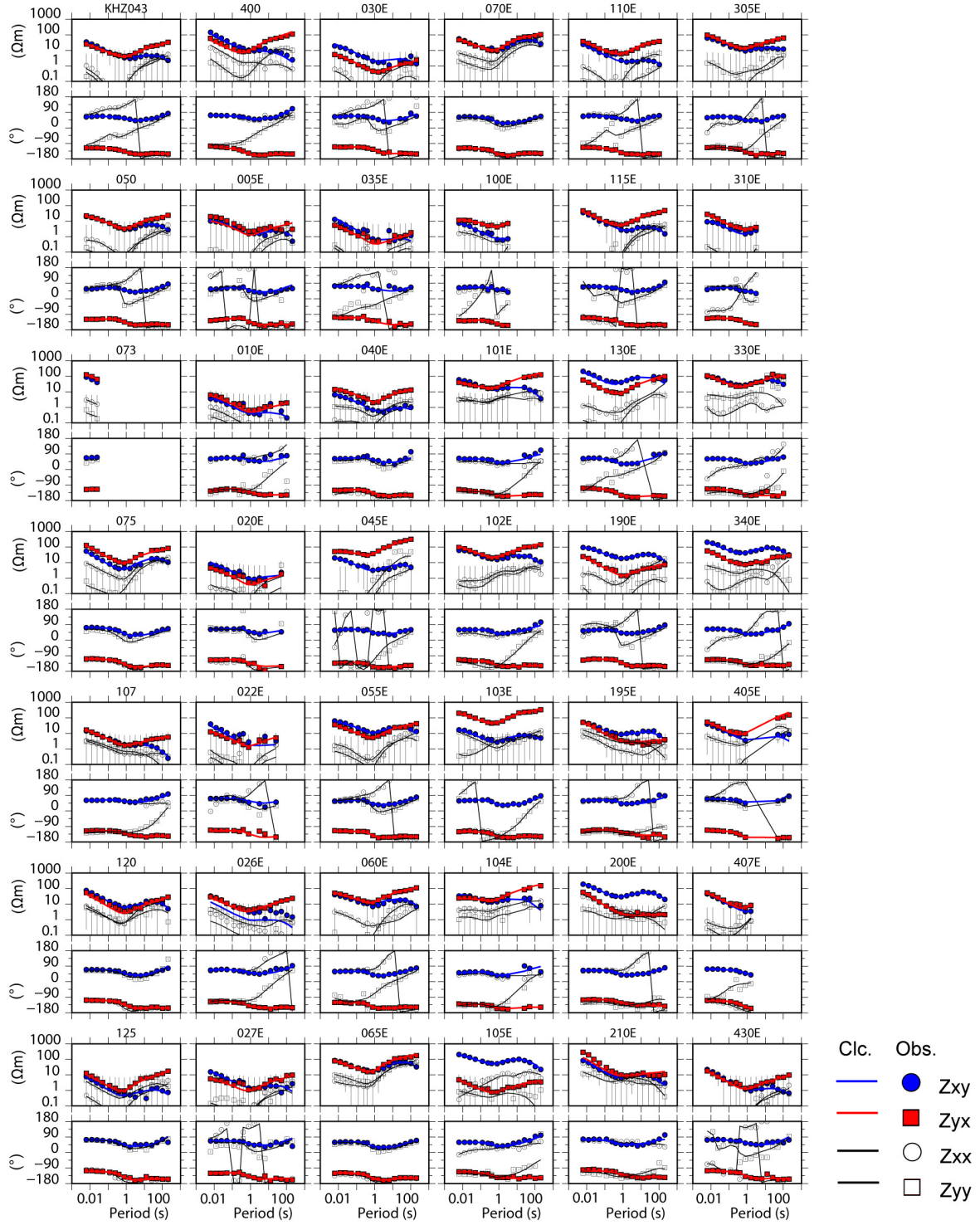
2) Tsukamoto et al. (2018) の比抵抗構造の再解析

噴火前のデータセットのインバージョンの結果、得られた比抵抗構造が MT 応答関数を良く説明

していることを確認した（図6）。図7に最終モデルと Tsukamoto et al. (2018) による比抵抗構造の比較を示す。両者の比抵抗構造は概ね類似しており、特に本課題で重要である、浅部低比抵抗層の形状や、圧力源との位置関係は良く再現されている。Tsukamoto et al. (2018) において間引かれていた硫黄山直上の2点のデータを新たに加えることで、硫黄山地下の解像度は向上したと考えられる。海水準より深部の低比抵抗領域については Tsukamoto et al. (2018) より 500m ほど南の韓国岳方向にイメージングされているため図7には一部しか現れていないが、従来の解釈に変わりない。



噴火後



地磁気変換関数

噴火前

噴火後

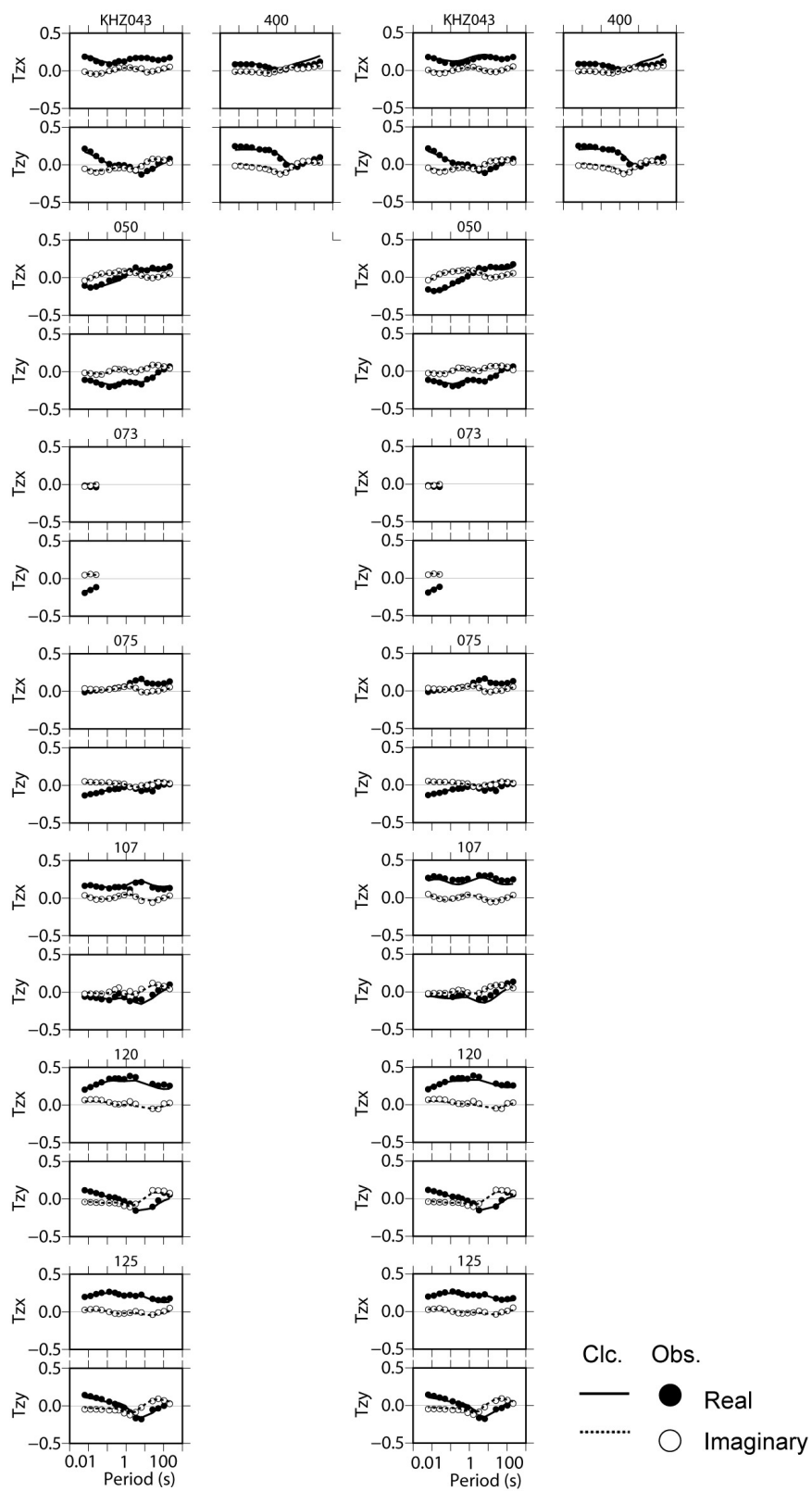


図6 噴火前、噴火後のサウンディングカーブ（シンボル）と、比抵抗構造からの計算値（実線）の比較。

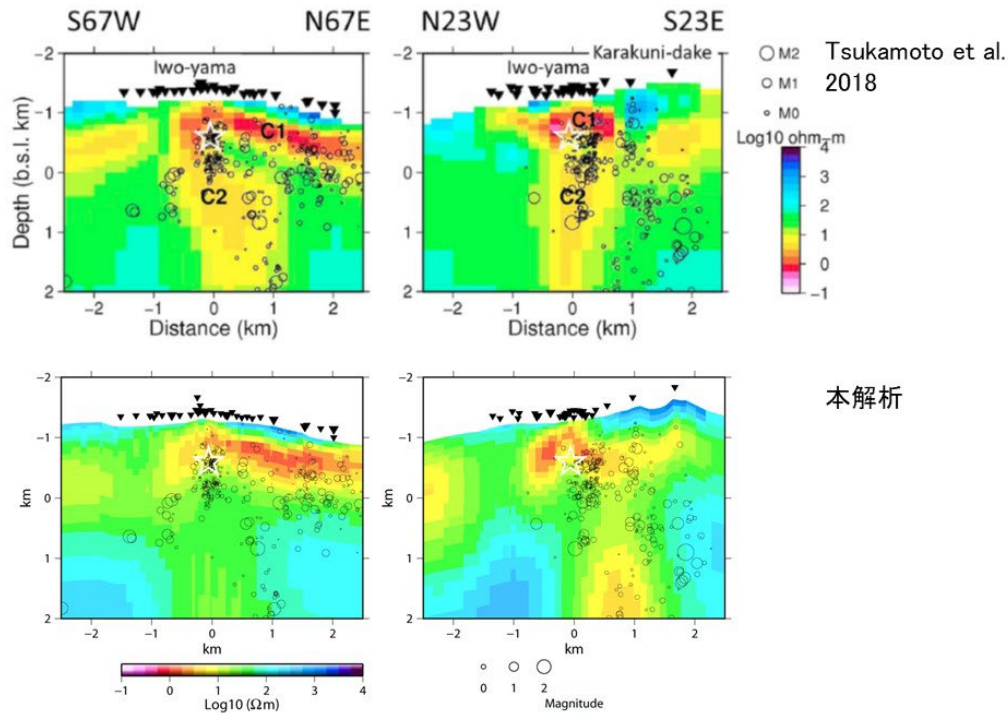


図7 Tsukamoto et al. (2018) と本課題による再解析の結果の比較。☆印は噴火前の水準測量から推定された圧力源。

3) 比抵抗構造の時間変化

MT 応答関数の質が良く、よく拘束できている浅部低比抵抗層の時間変化について議論する。噴火前と噴火後の比抵抗構造の水平断面における比較を図8に示す。表層に近い標高 1,100m (−1.1km bsl)断面を見ると、硫黄山や、西火口周辺が噴火後に低比抵抗化していることが分かる。これは地表の地熱活動域の拡大と調和的であり、地下水への火山性揮発性物質の混入が大きくなったことや、熱水変質が進行し粘土鉱物が増えたことが原因と考えられる。標高 800m (−0.8km bsl)では硫黄山の東北東側が高比抵抗化していることが推定された。これら表層付近の変化は、induction vector の変化と調和的である。標高 600m (−0.6km bsl)では、水蒸気噴火地点の南部が高比抵抗化していると推定された。噴火地点の 200m 南に位置する 190E 観測点の変化 (図6) と対応していると思われる。標高 300m 以深 (−0.3km bsl 以深)では、硫黄山の東西がより低比抵抗化していると推定された。これは浅部低比抵抗層が、より「つりがね状」に変化していることに対応する(後述)。

図9に噴火前と噴火後の比抵抗構造の鉛直断面における比較を示す。前述のとおり硫黄山や、西火口周辺の表層から深さ 200~300m が噴火後に低比抵抗化しており、火山性揮発性物質の混入が大きくなったことや、熱水変質が進行し粘土鉱物が増えたことが原因と考えられる。S67W-N67E 断面における低比抵抗層の形状に注目すると、山頂部を除いて、その底部付近の低比抵抗部分が深くなり、かつ東西に拡大し、より「つりがね状」に変化した。また「つりがね状」の頂部や、水蒸気噴火地点の南部が高比抵抗化していることも推定された。これは低比抵抗を示す代表的な粘土鉱物であるスメクタイトに含まれる層間水が、温度上昇や酸性化により部分的にはき出され、高

比抵抗化したと解釈することができる。

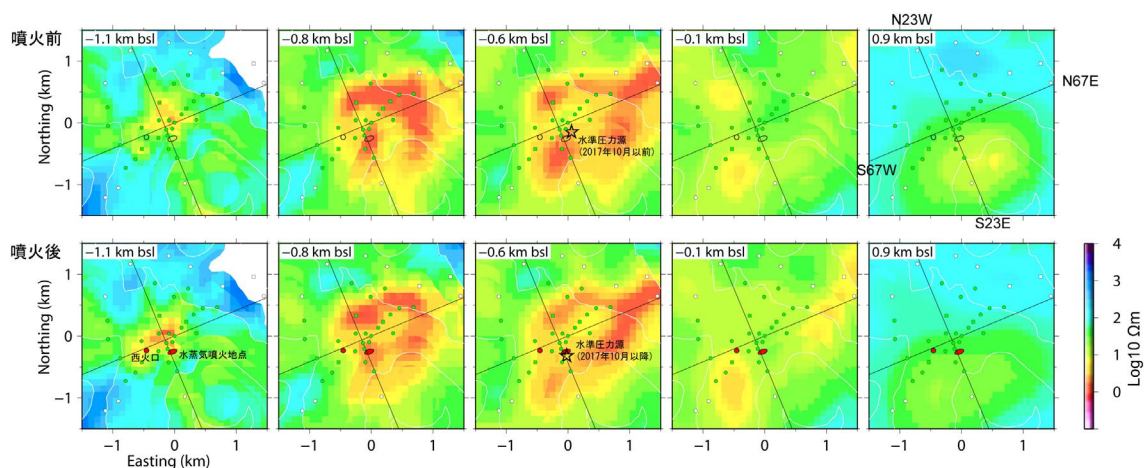


図8 噴火前と噴火後の比抵抗構造（水平断面）の比較。緑シンボルは再測を行った MT 及び電場観測点(図1)、白シンボルは再測を行っていない観測点をそれぞれ示す。2つの破線は鉛直断面の位置（図9）を示す。☆印は水準測量による圧力源を示す。

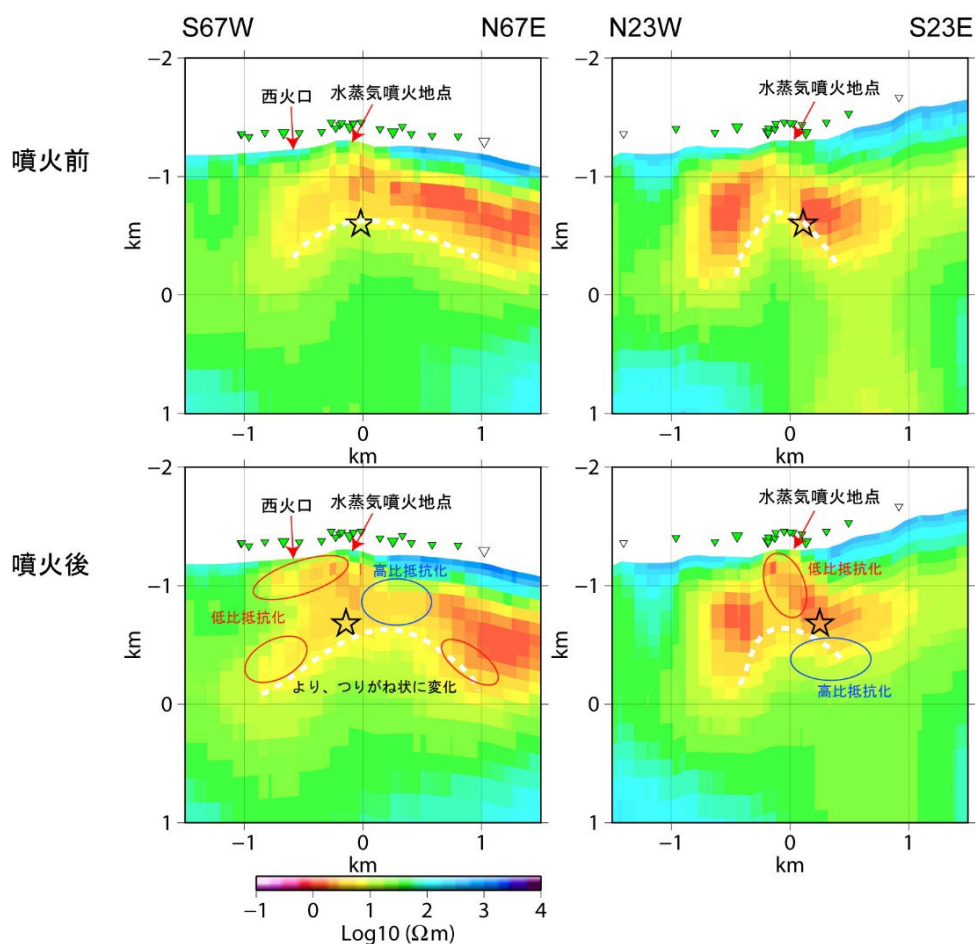


図9 噴火前と噴火後の比抵抗構造（鉛直断面）の比較。白破線は低比抵抗層の底を示す。その他のシンボルは図8と同様。☆印の水準測量による圧力源の位置は、噴火前と噴火後で異なる事に注意。

(g) 結論並びに今後の課題

2018年4月の水蒸気噴火前と、噴火後のMT応答関数の比較から、霧島硫黄山地下の比抵抗構造が変化していることが分かった。特に表層の不均質の影響をほとんど受けないInduction vectorとPhase tensorに、推定誤差を越える明瞭な変化が見られたことが決め手となった。Induction vectorとPhase tensorの説明を重要視したインバージョンから、噴火以前の構造に対し、噴火後はキャップロック構造に対応すると考えられる低比抵抗域が水平方向に拡大し、その形状もより「つりがね状」になっており、高間隙水圧の流体を貯めこみやすい構造に変化したと推定された。この結果は、より規模の大きな水蒸気噴火を起こす可能性が増したと考えられる。また、「つりがね状」の低比抵抗領域の頂部付近は高比抵抗化したと推定され、高温化や酸性化により流体をためこむ「蓋」の頂部が弱くなっている可能性がある。一方で、地表の地熱活動の活発化が見られる領域の地下で、表層から深さ200m程度が低比抵抗化していることが明らかであり、この低比抵抗化が熱水変質の進行を意味するのか、それとも熱水の寄与が大きくなっているのかを明らかにすることは、水蒸気噴火を予測する上で重要な課題といえる。

本課題では、2018年4月の水蒸気噴火前と噴火後のMTデータを比較し、比抵抗構造変化を推定した。噴火前では硫黄山周辺の計測のほとんどは2016年10月～11月に行われた。他方、噴火後の計測は2024年10月～11月に行われた。本課題の結果は、おおよそ水蒸気噴火1年半前のスナップショットと、噴火6年半後のスナップショットを比較したものであり、比抵抗構造の変化がどの時点で、どのようなタイムスケールで進行したかは明らかではない。比抵抗構造をモニタリングし、火山活動予測に活用するためには、本課題のような繰り返し観測だけでなく、複数観測点を設置しての連続観測が望ましい。本課題で得られたInduction vectorの変化は予想外に大きく明瞭で、時間変化を捉える上で鉛直磁場も含めた磁場3成分の連続観測が有効であることが示された。Induction vectorは観測点に対して横方向の比抵抗構造コントラストに敏感なため、火口近傍でなく、やや離れた場所からでも比抵抗構造変化の検出に期待が持てる。今後、火山でのMT調査では、可能な限り磁場3成分の測定も含めること、磁場3成分を含めたMT連続観測点を設置することが望まれる。

本課題では、Induction vectorとPhase tensorの変化から、比抵抗構造の変化が生じたことが明らかになったが、実際の比抵抗構造変化推定では、深部、特に低比抵抗層の底より下部の変化は拘束が弱く、本報告書では議論していない。これは深部に対応する周期1秒より長周期のMT応答関数の質が悪いこと、磁場3成分を測定している観測点が3点しかないことが大きな理由である。前者はより長期間のデータ取得、後者は磁場3成分観測の空間カバレッジを上げることで改善される。しかし、労力をかけた繰り返し観測を行うことは大きな負担となり、結果的に時間分解能が犠牲になる。連続観測においては、長期間データ取得の問題が解決されるため、将来的には磁場3成分を含んだMT法の連続観測を複数観測点で行うことが有効である。MT法による比抵抗構造モニタリングを実用的なものにするためには安価、低消費電力のMT測定機の開発も望まれる。

(h) 引用文献

- Caldwell, T.G., H.M. Bibby and C. Brown The magnetotelluric phase tensor. *Geophys J Int* 158 (2). doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x. 2004.
- Rung-Arunwan, T., W. Siripunvaraporn and H. Utada On the Berdichevsky average. *Phys Earth Planet Int* 253:1-4. doi:10.1016/j.pepi.2016.01.006. 2016.

- Tsukamoto, K., K. Aizawa, K. Chiba, W. Kanda, M. Uyeshima, T. Koyama, M. tsugi, K. Seki and T. Kishita Three-Dimensional Resistivity Structure of Iwo-Yama Volcano, Kirishima Volcanic Complex, Japan: Relationship to Shallow Seismicity, Surface Uplift, and a Small Phreatic Eruption. *Geophys Res Lett* 45 (23):12821–12828. doi:10.1029/2018gl080202. 2018.
- Usui, Y. 3-D inversion of magnetotelluric data using unstructured tetrahedral elements: applicability to data affected by topography. *Geophys J Int* 202 (2):828–849. doi:10.1093/gji/ggv186. 2015.
- Usui, Y., M. Uyeshima, H. Hase, H. Ichihara, K. Aizawa, T. Koyama, S. Sakanaka, T. Ogawa, Y. Yamaya, T. Nishitani, K. Asamori, Y. Ogawa, R. Yoshimura, S. Takakura, M. Mishina and Y. Morita Three-Dimensional Electrical Resistivity Structure Beneath a Strain Concentration Area in the Back-Arc Side of the Northeastern Japan Arc. *J Geophys Res-Solid Earth* 129 (5). doi:10.1029/2023JB028522. 2024.
- 文部科学省 次世代火山研究・人材育成総合プロジェクト 2023 年度, 課題 B 成果報告書
https://www.kazan-pj.jp/wp-content/uploads/2025/04/00_2023b.pdf

3. 1. 2 物理探査でキャップロック構造とされる地質試料の岩石・鉱物学的特徴の解明

(1) 業務の内容

(a)業務題目 物理探査でキャップロック構造とされる地質試料の岩石・鉱物学的特徴の解明

(b)担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	草野 有紀
同	キャリアエキスパート	松島 喜雄
同	研究グループ長	古川 竜太
同	招へい研究員	山元 孝広
同	主任研究員	朝比奈 大輔
国立大学法人山形大学	講師	井村 匠

(c)業務の目的

霧島硫黄山を対象とする地下構造探査により明確となった、キャップロック構造と考えられる低比抵抗域を到達目標として試錐を行い、低比抵抗域の物質科学的特徴を明らかにする。

(d)業務の要約

地下構造探査で明らかとなった低比抵抗域を到達目標としつつ、地勢的に掘削可能な場所を調べ、基礎試錐の適地を選定した。そして、暴噴等の対策を施した上でオールコアによる試錐掘削を実施した。その結果、低比抵抗域を含むほぼ全深度の地質試料の採取に成功した。採取した試料に対し記載岩石学的並びに岩石・鉱物学的分析による変質鉱物種の同定等を通じて、低比抵抗域として機能している部分は熱水変質帯であり、これは1.8万年前以前の火山砕屑岩を原岩とし、変質鉱物として部分的に粘土鉱物（スメクタイト）が形成されていることを明らかにした。また、採取した試料に対する岩石物性試験を実施し電気伝導度を求めたところ、地下構造探査で推定された比抵抗と同等であることが明らかとなった。さらに透水係数を調べると、100m以深で水を通しにくくなるが200m以深では透水性が上がり、水みちとなるような構造を持つことがわかった。以上のことから地下浅所での熱水系内の圧力蓄積を達成する物質科学的条件を推定すると、深度200m以深には熱水が循環しスメクタイトが形成されている可能性がある。地表～深度50mの高比抵抗域と深度200m以上の低比抵抗域に挟まれる部分（深度100～200m）には変質鉱物としてシリカ鉱物が形成され、透水率も低いことから、低比抵抗層のキャップとして機能している可能性が指摘できる。

(e)業務の実施方法

霧島硫黄山の北方 550 m 地点のえびの市営露天風呂跡地において（図 1）、深度 275 m のオールコア試錐掘削を実施した。掘削工事は日鉄鉱コンサルタント株式会社に委託し、2024 年 12 月 16 日から 2025 年 3 月 30 日まで実施した。採取されたボーリングコアは 3m ごとに木箱に梱包して、産業技術総合研究所つくば中央事業所に納品され、地質記載及び試料採取が行われた。なお、掘削直後の一部コアについては間隙水採取用の試料として、現地にてラップフィルムで厳重に梱

包し別送した。

岩石・鉱物学的特徴の把握のため、代表的な試料については産総研及び山形大学においてX線解析を実施した。また、物性試験も産総研で実施した。

(f) 業務の成果

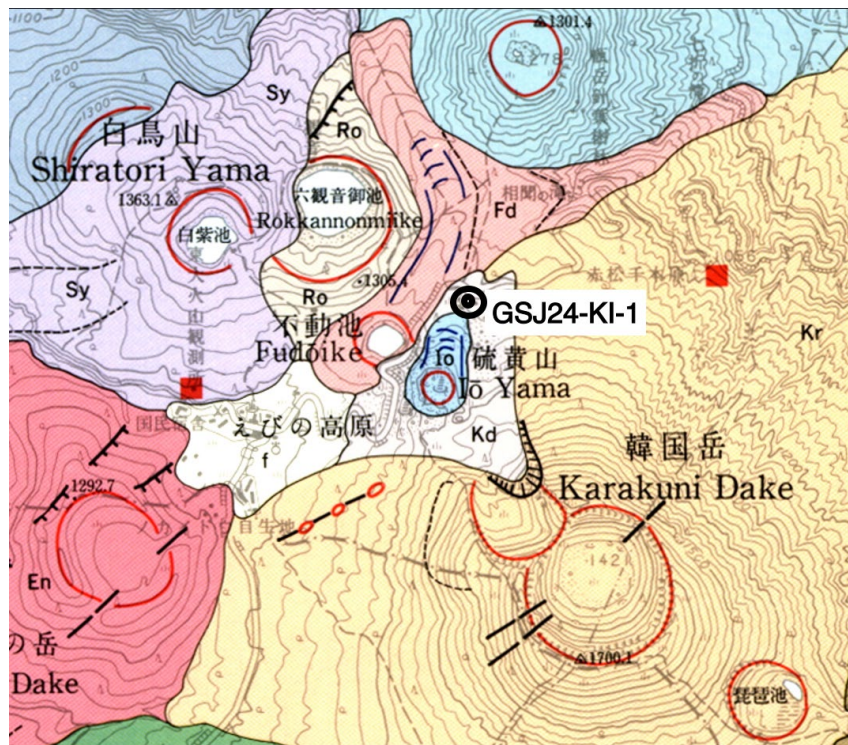


図1 掘削地点。本試錐孔(GSJ24-KI-1)は、韓国岳火山(Kr: 1.8～1.5 万年前)の北北西斜面に位置している。南側の噴気活動が活発な硫黄山溶岩(Io)は、16～17 世紀に噴出した。地質調査総合センター「霧島火山地質図」を使用。

1) 掘削

本試錐孔(GSJ24-KI-1)の位置座標(平面直角座標系 2系)は

X座標: -116245.167

Y座標: - 13660.939

標高 : 1,207.040m

である。また、本孔は深度 275.00mの垂直井で、オールコアリング(コア径:55.8 mm)を実施した。

掘削は全区間HQ-WL工法(外径100.5mm)で行った。セラー底面である1.83mから孔長275.00mまでの区間でコア採取率は88.40%であった。最初の計画では、孔長50.00mに4"ケーシングパイプを設置し、暴噴防止装置・坑口バルブ・スプールで構成した坑口装置を設置する予定だったが、近隣掘削地での溢泥情報があったため、暴噴対策として、孔長20.00mに10"ケーシングパイプを設置し、坑口装置を取り付ける手順に変更した。掘削泥水はベントナイト泥水を基本として、坑内状況を良好に保つ為、地質状況・坑内温度等を考慮し抑留事故が起こらない様に作泥及び調泥を行った。今回使用したベントナイトはクニゲル V1 及びクニゲル GT であり、ポリマー・テルナイト BX を添加した。掘削用水は酸性であったため、苛性ソーダを適宜添加した。セメント浚渫前には重曹を添加し、ゲル化しないよう調泥した。逸泥発生後は適宜イーグードリルを添加した。掘削

中は、泥水比重・ファンネル粘性・pH・入排泥水温度等を1時間毎に測定した。また、脱水量、泥壁厚・砂分の測定を1日数回実施した。以下に各段の詳細を記す。

① 第一段孔(1.83m～21.00m)

HQ-WL 工法でコアリング先進掘削を孔長 1.83mから孔長 21.00mまで行った。掘削長 19.17m に対し、コア長は 8.62m、流出長は 10.55m、区間採取率は 44.97%であった。その後、12-1/4" トリコンビットで孔長 20.50mまで拡張を行った。10" ケーシングパイプを挿入したところ、孔長 18.30mで停管したため、孔長 18.10mにセットした。その後、ノズル管を孔内に降管し管尻セメンチング、硬化待機後にアニュラス部にノズルを降管してトップジョブセメンチング2回の計3回のセメンチングで環状フルホールセメンチングを実施した。坑口装置を取り付けて 20KSC の圧力をかけ、5分間漏れが無いことを確認した。セメント浚渫を 20.50mまで行い、第一段孔の掘削作業を終了した。

② 第二段孔(21.00m～53.00m)

HQ-WL 工法でコアリング先進掘削を孔長 21.00mから孔長 53.00mまで行った。掘削長 32.00m に対し、コア長は 11.07m、流出長は 20.93m、区間採取率は 34.59%であった。その後、8-1/2" トリコンビットで孔長 52.80mまで拡張を行った。4" ケーシングパイプを孔長 51.00mにセットした。その後、インナーストリングス工法によるセメンチングを実施し、セメントスラリーの回帰を確認した。坑口装置を取り付けて 20KSC の圧力をかけ、10 分間漏れが無いことを確認した。セメント浚渫を 52.80mまで行い、第二段孔の掘削作業を終了した。

③ 第三段孔(53.00m～275.00m)

HQ-WL 工法でコアリング掘削を孔長 53.00mから孔長 275.00mまで行った。掘削長 222.00m に対し、コア長は 221.80m、流出長は 0.20m、区間採取率は 99.91%であった。第三段孔は 100m以内毎に孔芯測定を行った。インナーチューブ回収時にオーバーショットに留点温度計を取付けて孔内温度を測定した。孔長 179.00m以深はインナーチューブ回収時にワイヤーラインワイパーを取付け、管内からの噴出を防止した。孔長 275.00mまで掘削し、揚げ検尺作業を実施した。立会い検尺の結果、掘削孔長 275.00mが確定し、第三段孔の掘削作業を終了した。

掘削の計画・実績比較工程図を図2、コア採取率を表1、泥水温度変化を図3に示す。

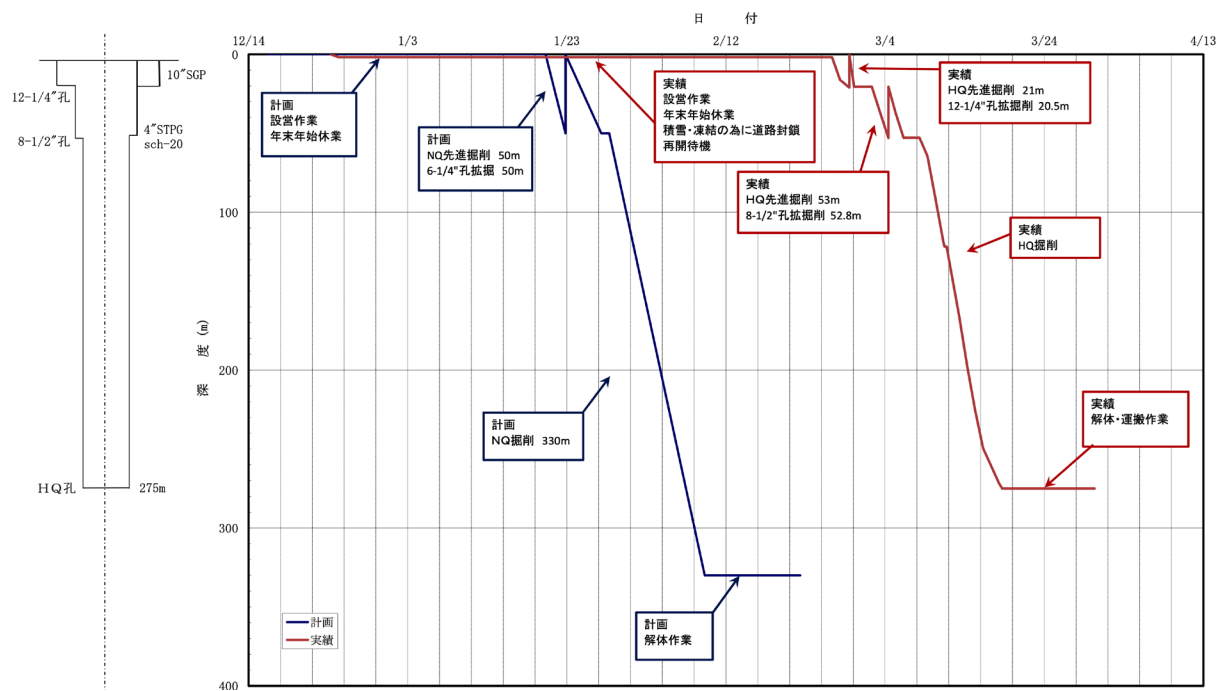


図2 計画・実績比較工程図

表1 コア採取率

N o .	掘削区間	区間長	掘削長	流出長	総流出長	コア長	総コア長	採取率	総採取率	備考
1	1.83m～21m	19.17	19.17	10.55	10.55	8.62	8.62	44.97	44.97	12-1/4"掘削区間
2	21m～53m	32	51.17	20.93	31.48	11.07	19.69	34.59	38.48	8-1/2"掘削区間
3	53m～100m	47	98.17	0.20	31.68	46.80	66.49	99.57	67.73	
4	100m～150m	50	148.17	0.00	31.68	50.00	116.49	100.00	78.62	
5	150m～200m	50	198.17	0.00	31.68	50.00	166.49	100.00	84.01	
6	200m～250m	50	248.17	0.00	31.68	50.00	216.49	100.00	87.23	
7	250m～275m	25	273.17	0.00	31.68	25.00	241.49	100.00	88.40	

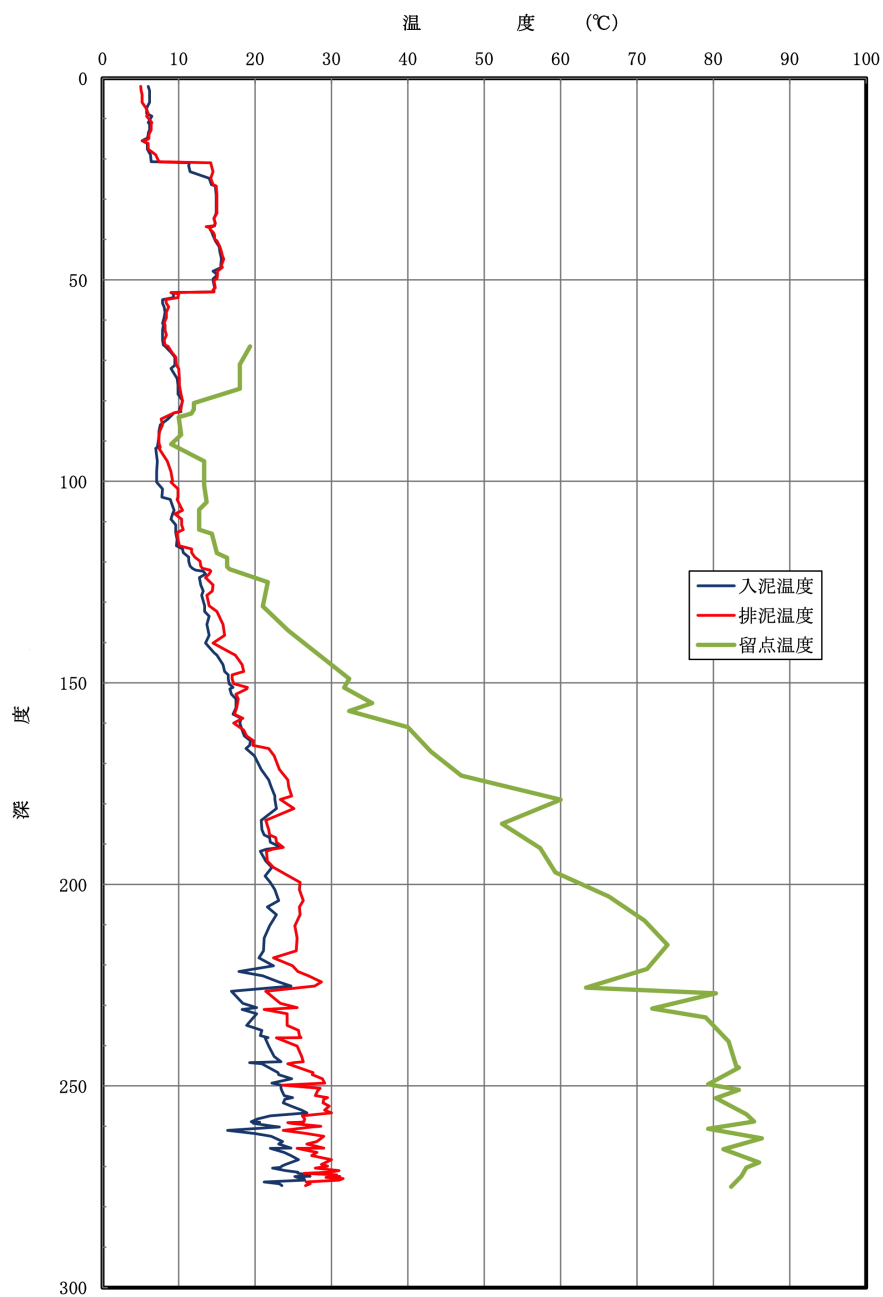


図3 入排泥水温度の深度変化図

2) コアの概要

掘削孔 GSJ24-KI-1 コアの一次記載として、岩種区分・色調・コア形状・岩相及び構成物を確認した(図4)。岩種は、安山岩火山礫、安山岩火山岩塊、安山岩火山角礫岩、安山岩溶岩、凝灰岩、火山礫凝灰岩、火山礫岩、凝灰角礫岩、変質凝灰岩、礫混じり砂質土及び火山礫混じり砂岩である。以下にその概要を示す。

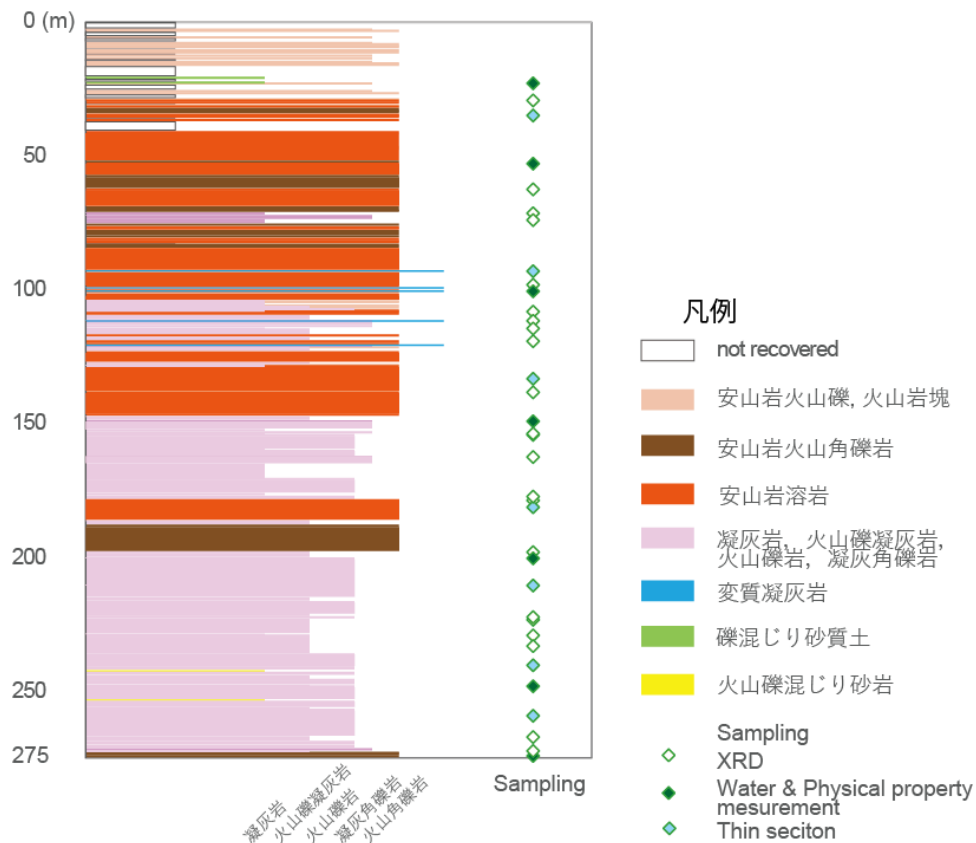


図4 ボーリングコアの柱状図

深度 0.0～深度 2.73mのコアは未回収であるが、掘削地点は駐車場であったため、造成工事による盛土があったと考えられる。

深度 2.73～16.7mは、安山岩火山礫及び火山岩塊からなる(図 5 (a))。黄褐色の粘土質基質に安山岩礫が混じる。礫は主に安山岩アゲルチネイトからなる。下位の古土壌との境界は未回収である。全体の中でコア回収率が低いのは、粘土質基質と安山岩礫の硬度が大きく異なり掘削が困難であったことによる。コアの岩相と掘削地点周辺の地質分布から、深度 0.0～20.65mは韓国岳岩屑なだれ堆積物(井村・小林, 2001)と判断される。

深度 20.65～21.0m及び深度 22.4～22.8mの礫混じり砂質土は、暗灰色砂質土中に最大礫径 7cm の白色変質岩及び黒色安山岩礫を含む。下位の安山岩火山礫を覆う。古土壌と判断される。

深度 22.8～147.32mは、塊状の安山岩溶岩とそれに接する安山岩火山角礫岩に、凝灰岩、火山礫凝灰岩、火山礫岩、凝灰角礫岩からなる火山碎屑物が挟まれる(図 5 (b))。塊状の安山岩溶岩とそれに接する安山岩火山角礫岩は、溶岩流の中心部と基底及び上底礫岩部と判断される。岩種は区間を通じて直方輝石普通輝石安山岩である。安山岩溶岩の塊状部分は比較的発泡が良く、発泡孔は二次鉱物に充填される。部分的に板状節理が発達し、節理による割れ目も二次鉱物に充填される。

深度 92.8～92.86m、99.05～100.1m、100.3～100.35m、111.43～111.45m、120.5～120.7m には、明灰色～灰色の変質凝灰岩がみられる。これらの母岩は主に溶岩で、火砕岩脈として貫入している(図 5 (c))。

深度 147.32～178.5mは、火山碎屑物(凝灰岩、火山礫凝灰岩、火山礫岩、凝灰角礫岩)から

なる。全体的に固結した火山灰からなり、火山礫サイズ及び火山岩塊サイズの礫を含む。弱い堆積構造を示す部分もある。

深度 178.5～197.8mは直方輝石普通輝石安山岩溶岩と礫支持の火山角礫岩からなり、間に火山礫凝灰岩を挟む。火山角礫岩中の礫は同質の安山岩角礫で、降下火砕堆積物と判断される。

深度 197.8～272.6mは、火山碎屑物(凝灰岩、火山礫凝灰岩、火山礫岩、凝灰角礫岩)からなる(図 5 (d))。砂質基質中に色調の異なる亜角礫～亜円礫が含まれる。礫径は3～135cmと幅広く、径 135cm(深度 259.87～260.0m)の安山岩片は、直方輝石普通輝石安山岩である。

深度 272.6～275mは、安山岩火山角礫岩からなる。無斑晶状で、溶岩流の自破砕部分と考えられる。溶岩片は変質の影響を受け脆い。



図5 ボーリングコア写真。(a) 深度 9.00～15.00m。灰色安山岩火山岩塊及び黄褐色の粘土質基質に安山岩礫が混じる層。塩ビ管はコア流出(未回収)部。(b) 深度 63.00～69.00m。灰色の塊状安山岩溶岩。深度 65.0～66.5mでは板状節理が発達する。(c) 深度 96.00～102.00m。99.05～100.1m、100.3～100.35mの明灰色～灰色の変質凝灰岩は、母岩の溶岩に火砕岩脈として貫入している。(d) 深度 168.00～174.00m。砂質基質中に色調の異なる亜角礫～亜円礫を含む火山礫凝灰岩、火山礫岩、凝灰角礫岩。

掘削地点の形成史について井村・小林(2001)に基づいて構築すると、以下のとおりである。掘削地点周辺には2.9万年前以降に形成された既存の火山体があり、これらの火山体から転動及び土石流堆積物として供給された碎屑物が深度 197.8m 以深を構成している。深度 178.5～197.8m及び 22.8～147.32mを構成する溶岩流及び降下火砕堆積物は、1.8～1.5万年前に活動した韓国岳に由来する火山噴出物であろう。韓国岳の噴火活動が弱い、または掘削地点に噴出物が供給されない期間には、既存の火山体から土石流堆積物が供給されることで、深度 147.32～178.5mが形成された。韓国岳岩屑なだれ堆積物の形成年代は 4,500～4,300 年前と考えられている(田島

ほか、2014) ことから、ボーリングコア最上部の深度 2.73～16.7mはこの間に形成されたと考えられる。

3) 変質部の岩石・鉱物学的特徴

掘削により得られた深度 275mのボーリングコアにみられる変質部について、色調の変化に基づき、灰黒色硫黄変質部、灰色粘土化・珪化変質部、白色粘土化・珪化変質部の3つに区分した(図6)。この区分並びに、各変質部に伴われる灰色～白色粘土脈(図7)について代表的な試料を選出し、不定方位法による XRD 分析を山形大学及び産総研にて実施した(表2)。この際に低角側の膨潤性粘土鉱物の底面反射のピーク(約 14Å, $2\theta=5\sim6^\circ$)が出現した試料についてはエチレングリコール処理を行い、そのピークが膨潤しさらに低角側へと完全に移行したものをスメクタイト族鉱物と判断した(図8、9)。変質部の岩相的な特徴と XRD 分析で同定された鉱物について、以下に記述する。

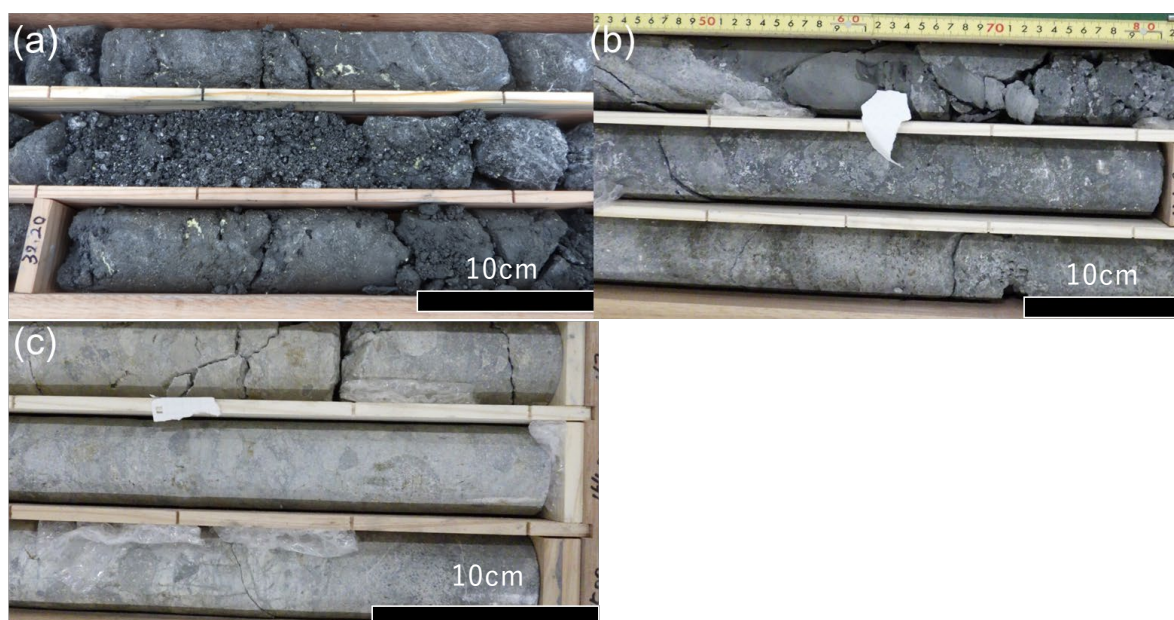


図6 ボーリングコア全体における各変質部の代表的な岩相。(a) 深度 30.00～33.00mのコア中にみられる灰黒色硫化変質部。しばしば数 cm 程度の脈状及びパッチ状の黄色自然硫黄濃集部を含む。(b) 深度 120.00～123.00mのコア中にみられる灰色粘土化・珪化変質部。図中のものは固結度が高くやや珪化している。(c) 深度 162.00～165.00mのコア中にみられる白色粘土化・珪化変質部。図中のものは固結度がやや低く粘土化変質を強く被っている。

灰黒色硫黄変質部(図6 (a))は深度 30m以浅に分布し、黄鉄鉱、自然硫黄、クリストバイライト、ミョウバン石からなる。数 cm 程度の脈状～パッチ状の単体自然硫黄集合部を伴うことが特徴的である。色調が明るくなっている箇所もあり、そのような箇所ではミョウバン石の X 線強度が他の鉱物種に比べ高くなる。

灰色粘土化・珪化変質部(図6 (b))は深度 30～275mに渡って、断続的にはあるが、広範に分布しており、やや固結している。これらの試料は、鉱物 X 線ピーク強度の試料ごとに差異があるものの、共通して、クリストバイライト(あるいは非晶質シリカ鉱物)、石英、黄鉄鉱、硬石膏、石膏、スメク

タイト族鉱物からなる。

白色粘土化・珪化変質部(図6 (c))は深度 120m以深にて、灰色粘土化・珪化変質部の分布範囲内にて挟在しないパッチ状に分布している。これらの試料は、クリストバライト・石英の X 線強度が、灰色粘土化・珪化変質部と比較して高い上、さらにミョウバン石、パイロフィライト、カオリナイトの鉱物 X 線ピークが明瞭である。また、X 線強度は低いものの黄鉄鉱のピークも認められる。深度 177.90～178.00mでは、白色粘土化変質した角礫からなる箇所があり、これは白色珪化変質部と比してクリストバライト、ミョウバン石、パイロフィライトの組み合わせを示した。

ボーリングコア全体を通じて各変質部内に産する灰色～白色粘土脈(図7)の構成鉱物は、上記の3つの変質帯を構成する鉱物の組み合わせとは若干の差異がある。灰色、淡灰色、及び白色のものは、それぞれミョウバン石、黄鉄鉱を主として含み、これらにカオリナイト(例えば深度 61.40m)あるいはパイロフィライト(例えば深度 74.30m)が含まれる。

以上の分布、岩相、鉱物種に基づくと、灰黒色硫黄変質部は硫黄山表層部の噴気帯の埋没部と判断できる。灰色粘土化・珪化変質部及び白色粘土化・珪化変質部については、より地下深部における熱水循環部にて直接形成したものと解釈される。灰色粘土化・珪化変質部及び白色粘土化・珪化変質部には硫酸塩鉱物として硬石膏、石膏、ミョウバン石、硫化物鉱物として黄鉄鉱が含まれており、これらの変質部の形成には硫酸酸性熱水が関与したであろう。また、灰色粘土化・珪化変質部は黄鉄鉱や膨潤性のスメクタイト族鉱物に富む点で変質に寄与した熱水はより還元的であり、カオリナイトやパイロフィライトに富む白色粘土化・珪化変質部はより酸化的な熱水に由来するものと考えられる。そのような熱水の複雑な酸化還元状態の変化が生じうる場としては、地下熱水系の頂部付近が有力であり、上記の二つについてはキャップロックの構成物である可能性が高い。

一方、灰色粘土化・珪化変質部及び白色粘土化・珪化変質部を切る灰色～白色粘土脈は、灰色粘土化・珪化変質部及び白色粘土化・珪化変質部とは主となる鉱物種、鉱物組み合わせ及び産状が異なるため、山体内部で条件の異なる熱水の侵入、貫入によって形成した可能性がある。

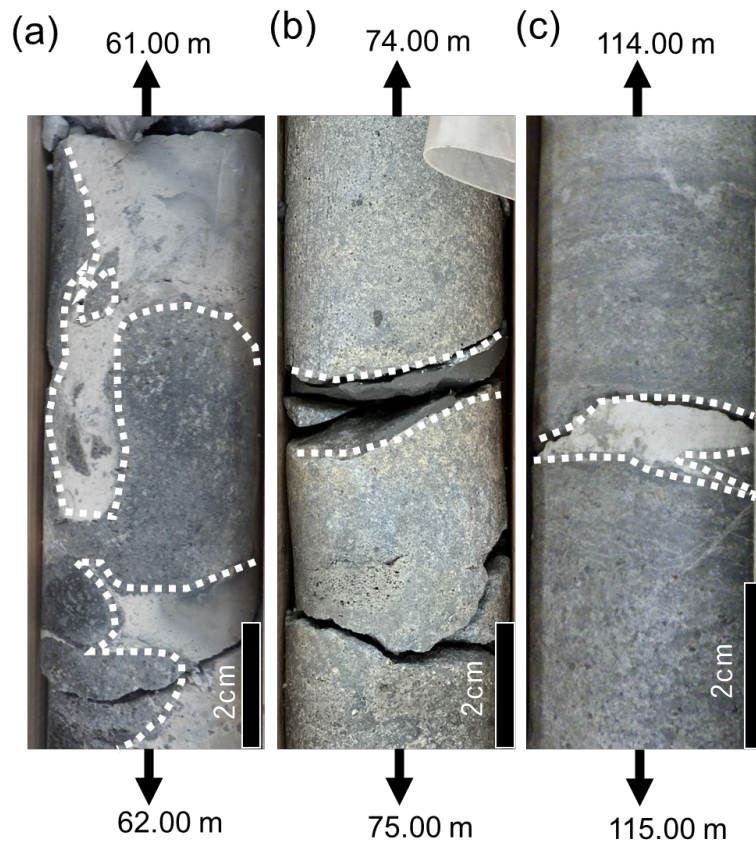


図7 灰色珪化変質部中の各種粘土脈。いずれも白色点線で囲われた領域が粘土脈。(a) 灰色珪化・粘土化変質部中の割れ目を充填する淡灰色粘土鉱物脈（深度 61.40m）。(b) 灰色珪化・粘土化変質部中の割れ目を充填する灰色粘土鉱物脈（深度 74.30m）。(c) 灰色珪化・粘土化変質部中の割れ目を充填する白色鉱物脈。

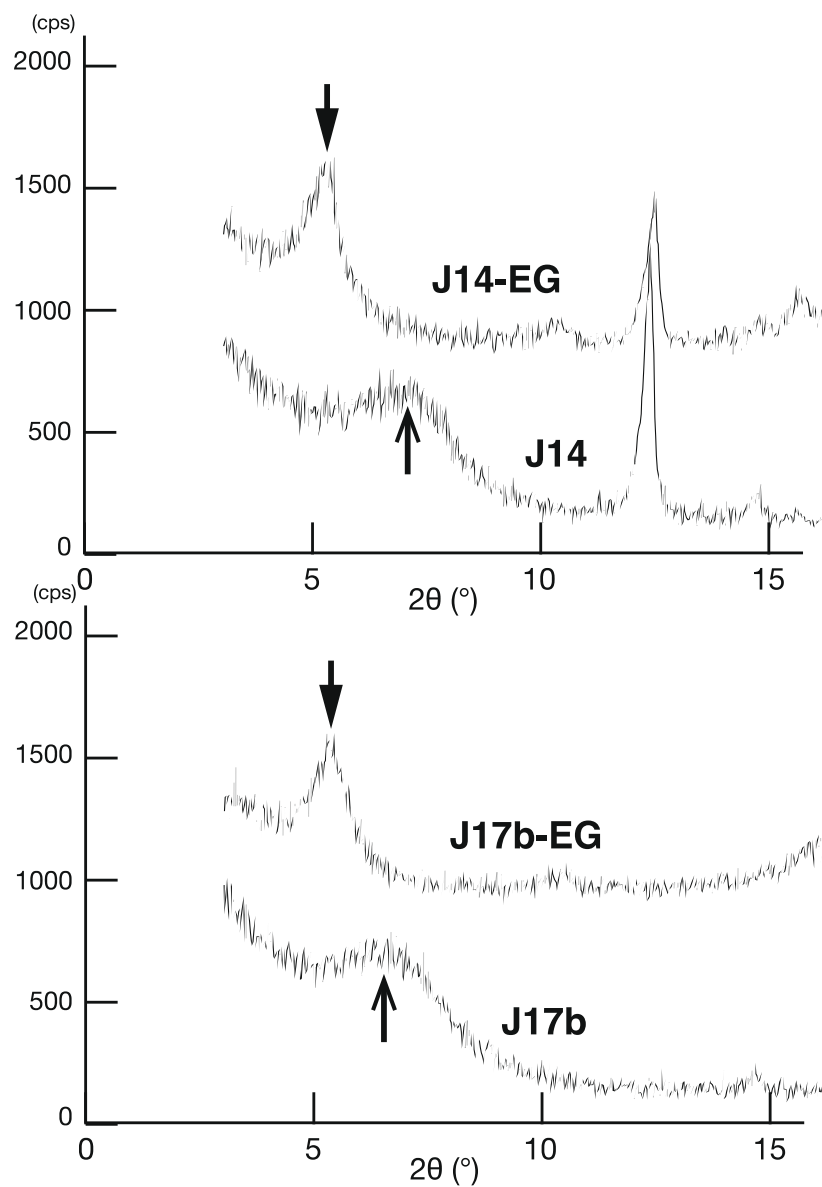


図8 代表的試料のエチレングリコール処理。全岩 XRD 分析試料のうち低角度のピークを持つ鉱物種を特定するために、エチレングリコール処理を行った。エチレングリコール処理後の試料(EG)で低角側にピークを持つ場合は、スメクタイト族鉱物を含むと判断した。分析試料は表2のとおり。試料の前処理・分析仕様については伊藤ほか(2018) による。

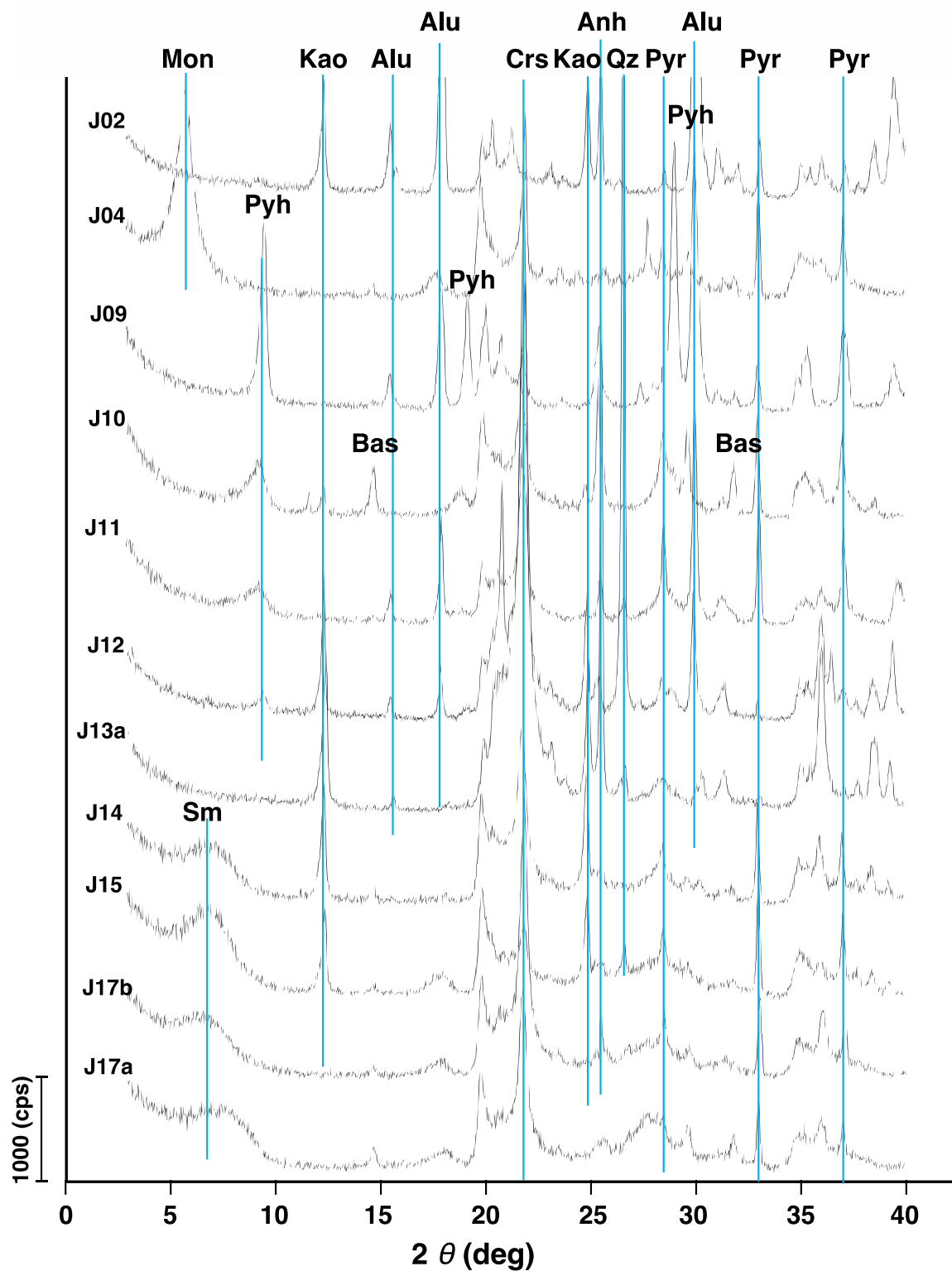


図9 代表的試料の全岩 XRD チャート。前処理及び XRD 分析手法は、伊藤ほか（2018）による。試料概要は表2のとおり。鉱物略号 Mon; モンモリロナイト、Sm; スメクタイト、Pyh; パイロフィライト、Kao; カオリン属、Bas; 半石膏(バッサナイト)、Alu; 明ばん石、Crs; クリストバライト、Anh; 硬石膏、Qz; 石英、Pyr; 黄鉄鉱。

表2 ボーリングコア各深度から採取した各変質部の XRD 分析結果。

Depth (m)	Sample	Types of alteration	Silica minerals		Clay minerals			Sulfate minerals			Sulfide minerals	
			Qz	Crs	Sm	Kao	Pyh	Alu	Ahy	Gyp	Pyr	S
28.7	28.70_b	DG		○				○			○	○
29.2	29.20_b	DG						○			○	○
61.4	61.40_b (V)	G				○		○			○	
61.4	J02	G				○		○				
74.3	74.30_b (V)	G	○	○			○	○			○	
111.6	111.60_b	W	○	○	○			○	○		○	
114.4	114.42_b (V)	G							○			
138.8	J07 (V)	G							○			
155.0	J08	W									○	
177.9	177.90_b	W		○			○	○			○	
179.9	J09	W						○			○?	
200.1	J10	W									○?	
222.0	J11	W						○			○?	
228.0	J12	W				○					○?	
228.9	228.90_b	W	○	○		○	○	○			○	
235.2	J13a	G				○			○			
	J13b (V)	G							○			
250.8	J14	G			○	○						
267.5	J15	G			○	○						
271.9	271.95_b	G	○	○	○			○	○	○		
275.6	J17a	G			○ ?							
	J17b (V)	G			○							

表中の略称は下記のとおり; DG: 灰黒色硫黄変質部、G: 灰色珪化・粘土化変質部、W: 白色粘土化変質部、○: present (その鉱物が試料中に存在するの意)、Qz: Quartz (石英)、Crs: Cristobalite (クリストバライト)、Sm: Smectite-group minerals (スメクタイト族鉱物)、Kao: Kaolinite (カオリナイト)、Alu: Alunite (ミョウバン石)、Gyp: Gypsum (石膏)、Anh: Anhydrite (硬石膏)、Pyr: Pyrite (黄鉄鉱)、S: Native sulfur (自然硫黄)。

4) 物性測定

a) 透水試験

ボーリングコア試料の透水特性を調べるため、フローポンプ法による透水試験を行った。本項では、試料の概要、透水試験装置概要・方法、試験結果について報告する。

試料の概要及び試験準備

掘削地の透水特性を把握するため、得られたボーリングコアから約 50mごとに試験用のコア試料を採取し、岩石カッターで整形した。乾燥による亀裂の進展を防ぐため、コアは掘削直後に食品包装用ラップフィルムと塩ビ管で覆い、適切に保護した。コアの梱包状況を図 10 に、整形後の試料を図 11 に示す。また、整形した試料の深度、試料 ID、寸法については表 3 に示す。



図 10 整形前のボーリングコア試料の梱包状況。

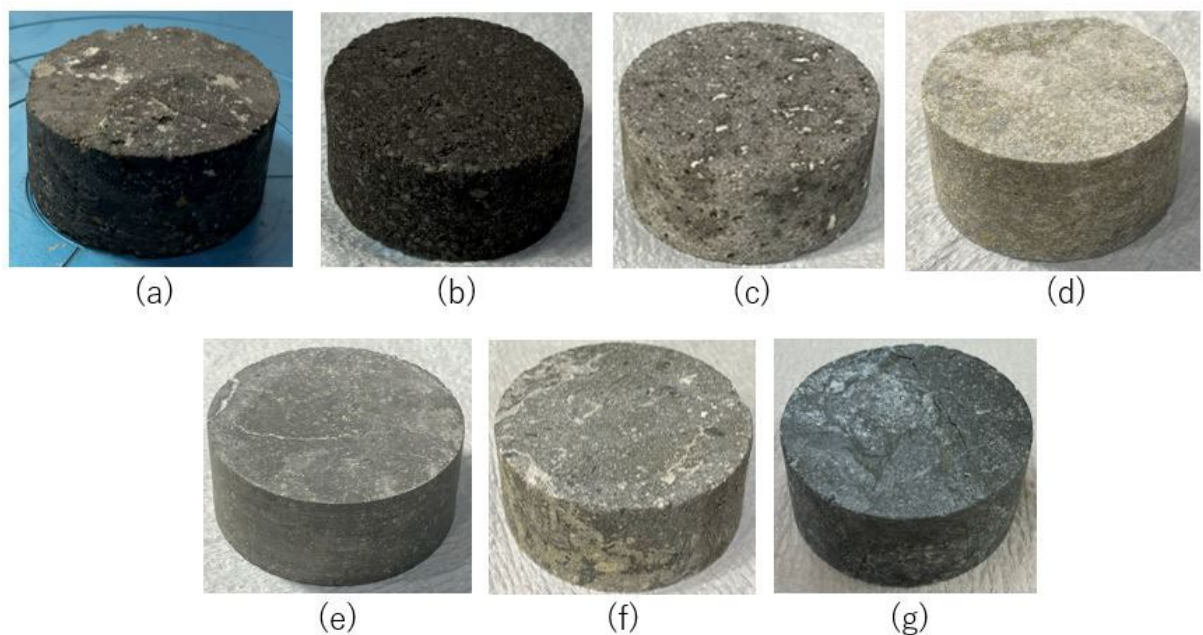


図 11 コア試料。(a)深度 23m、(b)深度 50m、(c)深度 100m、(d)深度 150m、(e)深度 200m、(f)深度 250m、(g)深度 273m。

表3 試料の深度と寸法

試料 ID	深度(m)	高さ(mm)	直径(mm)
KI1_23	23	25.60	55.60
KI1_50	50	24.40	55.60
KI1_100	100	24.60	55.60
KI1_150	150	26.20	55.60
KI1_200	200	24.40	55.60
KI1_250	250	25.20	55.25
KI1_273	273	25.20	55.55

図 12 に、試料の試験前準備の様子を示す。円柱状の試料の上下両端には、分水盤、エンドピース、及びろ紙を設置し、その上からゴムスリーブ、熱収縮チューブを用いて密封した。これらの材料は、間隙水の漏れや岩石側面を通る側面流を防止するために使用している。なお、試料は掘削現場でビニールによって被覆されていたため、飽和状態が保たれていた。また、KI1_273 については、試料整形後に亀裂が生じたため試験は行わなかった。

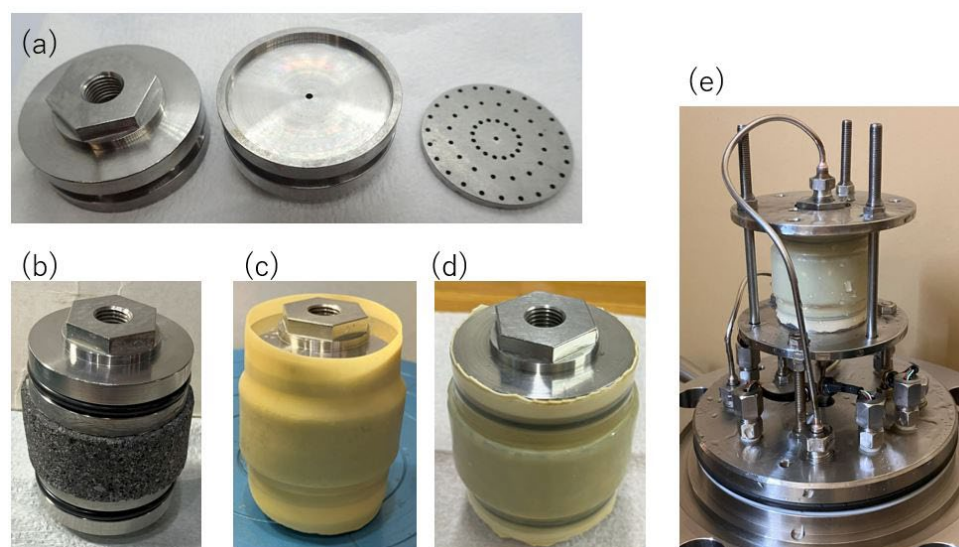


図 12 コア試料の試験準備状況。(a)エンドピースと分水盤、(b)エンドピースとコア試料、(c)ゴムスリーブ、(d)ゴムスリーブの外側を熱収縮チューブで被覆した様子、(e)圧力容器に設置した様子。

透水試験装置概要

図 13 に透水試験装置の概要を示す。本装置は、圧力容器内の拘束圧、間隙圧、及び温度を制御する3つのシステムで構成されている。間隙水压及び拘束圧の制御には、3台のシリンジポンプ(ISCO、100DM: 最大圧力 69MPa、制御圧力分解能1kPa、流量範囲 10^{-5} ~30mL/min)を使用した。間隙流体のラインは、上流側のシリンジポンプ A と下流側のシリンジポンプ B、上流・下流の貯留槽を切り離すセパレートバルブ、差圧を生じさせるパルスバルブ、そしてこれらを試料の端面と接続する配管系から構成されている。一方、拘束圧の流体ラインは、最大圧力 50MPa の圧力容器

と、シリンジポンプ C、両者をつなぐ配管から成る(図 14)。試験中は、各シリンジポンプの圧力・流量、差圧計の圧力、温度を常時記録した。シリンジポンプ及び圧力容器は、断熱構造の部屋に設置されており、試験中の圧力容器周辺の温度変化はほとんどない。

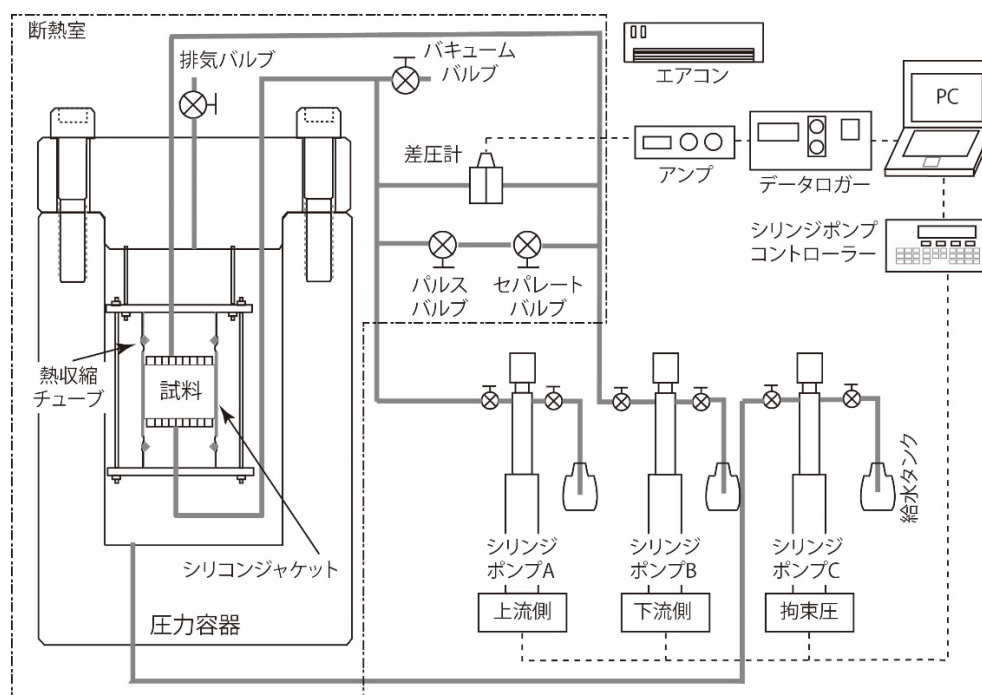


図 13 透水試験装置概要。



(a)



(b)

図 14 (a)シリンジポンプ、コントローラ、制御用 PC、(b)圧力容器及び配管ライン。

本試験では、フローポンプ法(上流側流量制御、下流側定圧制御)により透水特性の測定を行い、透水係数の算出はダルシーの法則を適用した。試験手順として、まずコア試料を圧力容器内に設置し、バキュームバルブを通して間隙流体ラインを5分以上真空脱気した後、蒸留水で満たした。応力条件としては、拘束圧を1,000kPa、間隙中の背圧を100kPaに設定し、上流側から所定の流量で水を注入した(表4)。上流側圧力が安定した後に、下流側との圧力差(差圧)を用いて透水係数を求めた。その後、拘束圧を変化させながら、同様の手順で複数回の測定を実施した。

表4 封圧と上流側流量の条件

試料 ID	深度(m)	封圧(MPa)	上流側流量(ml/min)
KI1_23	23	1-3	0.003-0.01
KI1_53	53	1-6	0.01-0.05
KI1_100	100	1-3	0.0008
KI1_150	150	1-6	0.0008-0.001
KI1_200	200	1-6	0.005-0.01
KI1_250	250	1-6	0.001-0.01

試験結果

図 15 に、フローポンプ法によって測定された各試料における、代表的な上流側の圧力変化の経時的な挙動を示す。フローポンプ法は、一定流量で水を供給しながら上流・下流の差圧を測定する方法であり、差圧が時間とともに安定した時点の値を用いて、ダルシーの法則に基づき透水係数を算出する。図に示すように、すべての試料において圧力は時間の経過とともに漸近的に変化し、最終的には安定した値に収束する傾向が確認された。特に、ほとんどの試料で 2,000 秒以内に圧力が定常状態に達しており、本手法が定量的評価を可能とすることが分かる。一方で、圧力の立ち上がり方には試料間で差異が見られ、例えば試料 KI1_53 では、他の試料より大きい流量を設定したにもかかわらず、圧力の上昇幅が小さく抑えられていた。このことは、KI1_53 が相対的に高い透水性を有していることを示しており、内部構造や亀裂の状態が透水性に大きく影響している可能性がある。

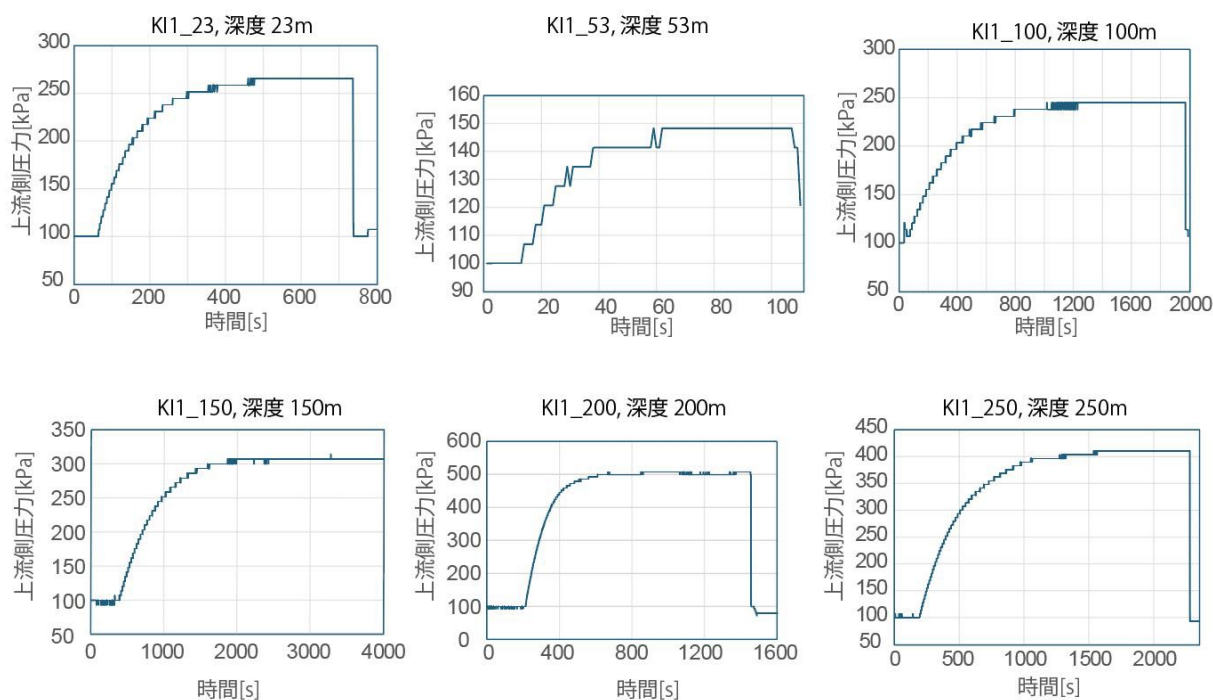


図 15 フローポンプ法による上流側圧力の変化の過程。

図 16 に、各試料における封圧と透水係数の関係を示す。透水係数は対数スケールでプロットしており、封圧変化に対する各試料の応答の違いを把握できるようにしている。以下に、各試料の特性について記述する。

まず、深度 23m から採取した試料 KI1_23 では、透水係数は $7.87 \times 10^{-11} \sim 3.00 \times 10^{-11} \text{m/s}$ の範囲にあり、封圧の上昇に伴って透水係数がやや低下する傾向がみられた。

次に、深度 53m の試料 KI1_53 は、全体的に他の試料と比較して透水係数が高く、 $1.44 \times 10^{-9} \sim 2.64 \times 10^{-9} \text{m/s}$ の範囲を示した。封圧の変化に対しても透水係数はほとんど変化せず、一定の値を保った。これは、本試料が高い透水性を有していることを示している。図 11b に示す写真からも多孔質で空隙の多い構造が確認されており、視覚的観察からも透水性の高さが推測できた、

一方、深度 100m の試料 KI1_100 では、初期応力条件下における透水係数は他のすべての試料の中で最も低く、 $4.38 \times 10^{-12} \sim 1.20 \times 10^{-11} \text{m/s}$ の範囲であった。本試料においても封圧を上昇させた際に透水係数の明確な変化は認められず、封圧依存性はほとんど見られなかった。

深度 150m の試料 KI1_150 では、封圧依存性がほとんど見られず全体的に低い透水係数を示した。

深度 200m の試料 KI1_200 では、封圧依存性が顕著に現れた。初期応力条件下では透水係数は $4.10 \times 10^{-10} \text{m/s}$ であったが、封圧を変化させた後に再び同じ応力条件に戻した際には、透水係数が $5.47 \times 10^{-11} \text{m/s}$ まで低下し、1 オーダー以上の減少が確認された。

深度 250m の試料 KI1_250 では、深度 200m の試料 KI1_200 と同様に封圧依存性が顕著に現れた。初期応力条件下では透水係数は $7.13 \times 10^{-10} \text{m/s}$ であったが、封圧を変化させた後に再び同じ応力条件に戻した際には、透水係数が $1.17 \times 10^{-11} \text{m/s}$ にまで低下し、本試料でも 1 オーダー以上の減少が確認された。これは、応力の履歴によって岩石の透水性が大きく変化することを示しており、特に、この深度においては岩石構造の脆弱性や不連続面の発達が生じたことが透水特性に影響を及ぼしている可能性がある。図 11e、f に示す写真からも、熱水変質による組織の変化や、鉱物脈の形成が明瞭に確認されており、これらが透水係数の封圧依存性に寄与した可能性が高いと考えられる。

以上の結果から、深度 53m 付近までは比較的地表に近く、自然由来の割れ目や多孔質構造の影響により高い透水性を示していることが分かる。一方、100m 及び 150m 付近では透水性が著しく低下しており、この領域にはキャップロックとして機能する低透水層が存在している可能性がある。また、200m 及び 250m 付近では熱水変質の影響により鉱物脈と母岩の境界が水みちとなり、封圧条件による透水性の変動が生じていた可能性が考えられる。

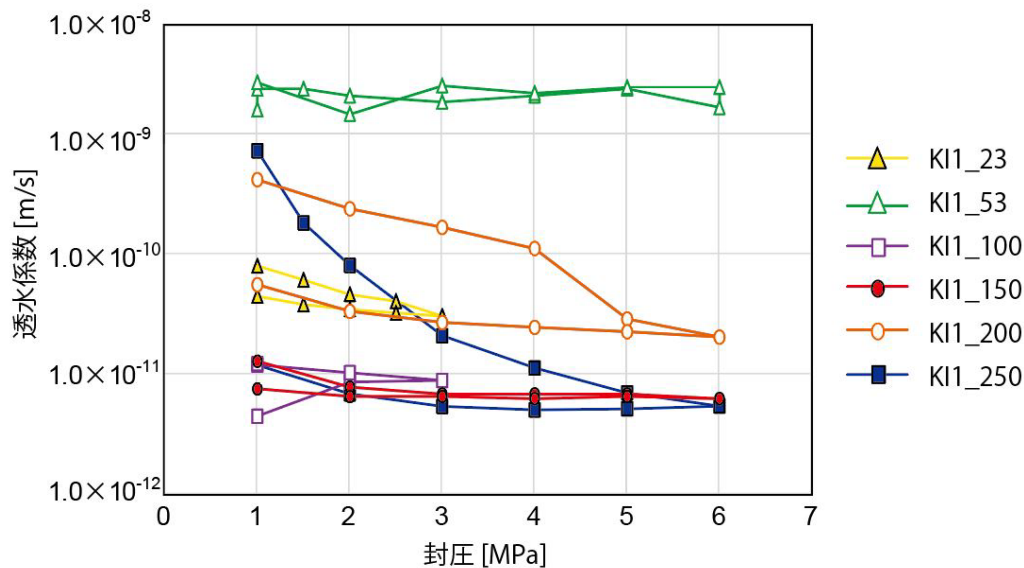


図 16 封圧と透水係数の関係。

b) 電気伝導度

オールコアで行っている掘削において、コア回収時にいくつかの深度でコアサンプルを抜き取り比抵抗測定用の試料とした。試料は抜き取り直後に、乾燥を防ぐため食品包装用ラップフィルムで包装し、なるべく地下に存在していた状態と大差ないように保管し実験室へ運搬した。抜き取りを行った深度は 23、53、100、133、150、200、250、273mである。コアの直径はおよそ5cm であるが、これを円柱状に5cm 程度の高さでカットして測定に用いた。133mを除いて、各深度で2個の試料を取得した。なお、実際の大きさは電子ノギスで測定した。

比抵抗の測定は、食品包装用ラップフィルムをはがした直後の自然状態での測定と、試料を規定溶液（質量パーセント濃度 0.01%の NaCl 水溶液）で飽和させた状態での測定を行った。手順としては、まず自然状態の測定を行った後、数日間、開放大気で自然乾燥させた。同時に純水で規定溶液を作成し真空状態にしたデシケータの中で脱気した。そして脱気した規定溶液に試料を浸水させ、真空状態にしたデシケータの中で脱気しつつ数日間放置し平衡状態になるようにした。なお、溶液に浸水させた際に、250m及び 273mの試料は瞬く間に崩壊してしまい、その後の測定を行うことができなかった。この2つの深度では、掘削後コアを管から取り出す際にかなりの膨張をしており、岩石組織が脆くなっていた可能性が高い。他の深度の試料については、平衡状態にした後、水溶液の電気伝導度、飽和した試料の比抵抗、空中重量及び水中重量の測定を行った。水中重量測定には脱気した純水を用いた。なお、飽和中に試料中にある塩が溶け出すので、飽和後に水溶液の電気伝導度測定を行い、その値を間隙水の比抵抗とみなした。各項目の測定後、試料を自然乾燥させ、その後、105℃で 48 時間強制乾燥させた後、試料の空中重量と帯磁率を測定した。湿潤状態での空中重量と水中重量、及び乾燥状態での空中重量の測定値から、試料の湿潤密度、乾燥密度、有効間隙率を求めた。

比抵抗の測定は、岩石試料の両端に電流電極と電位電極を設置する四電極法で行った。電流電極及び電位電極は銅製の網状の平板を使用した。後述するように比抵抗の測定には交流インピーダンス法を適用することから、IP 効果を評価するためには電位電極は非分極であることが重要なので、電流電極や試料との間に硫酸銅溶液を含ませたろ紙を入れた。ろ紙を介して電極を試料

にそのまま付着させ、両端から電流を流しつつ両端で電位差を測定したが、その際には試料を自立させ、上に重りを載せるなどして、電極を確実に接触させた。試料の側面に電流が流れないように、側面の水をしっかりと拭き取ること、測定中に試料が乾燥しないことに注意した。

測定には、英国ソーラトロン社のインピーダンスアナライザ 1260 とガルバノ/ポテンシヨスタット 1287 を使用した。同社から販売された ZPlot という交流インピーダンスの測定を行うソフトウェアで測定装置を制御し、周波数 100 kHz から 0.01Hz までの複素比抵抗を計測した。周波数毎に得られるインピーダンスの実部と虚部から比抵抗と位相を求めた。

このようにして求められた、自然状態、及び NaCl 溶液に飽和した試料についての、周波数ごとの比抵抗と位相を図 17 及び図 18 に示す。同じ試料において自然状態と溶液で飽和した状態ではいくらか異なっていることがわかる。この違いは、間隙水の比抵抗や飽和度の変化によると考えられる。飽和に使った NaCl 溶液は、火山地域としては塩分濃度が薄いので、溶液で飽和した試料の比抵抗が上がったのは、内部の塩分濃度が薄まったためと考えられる。一方、比抵抗が下がったのは、もともと完全飽和ではなかったため、飽和度が上がったのが原因と考えられる。このようにコアによって両者の影響が異なり、自然状態と NaCl 水溶液で飽和させたコアでは比抵抗の多少の違いがある。しかし、オーダーで変化するような大きな違いは見られないので、最初に測ったコアの比抵抗、つまり自然状態の試料の比抵抗を代表させても問題ないと判断した。ただし、常温の値なので、実際の比抵抗はもっと低くなるであろう。また、比較的割れ目の無いコアを対象としているので、測定された比抵抗は地層の平均値よりは高く、上限値を示していると考えられる。比抵抗と位相、間隙率、帯磁率の測定結果を表5に示す。ここで比抵抗と位相は1Hz の値を用いた。

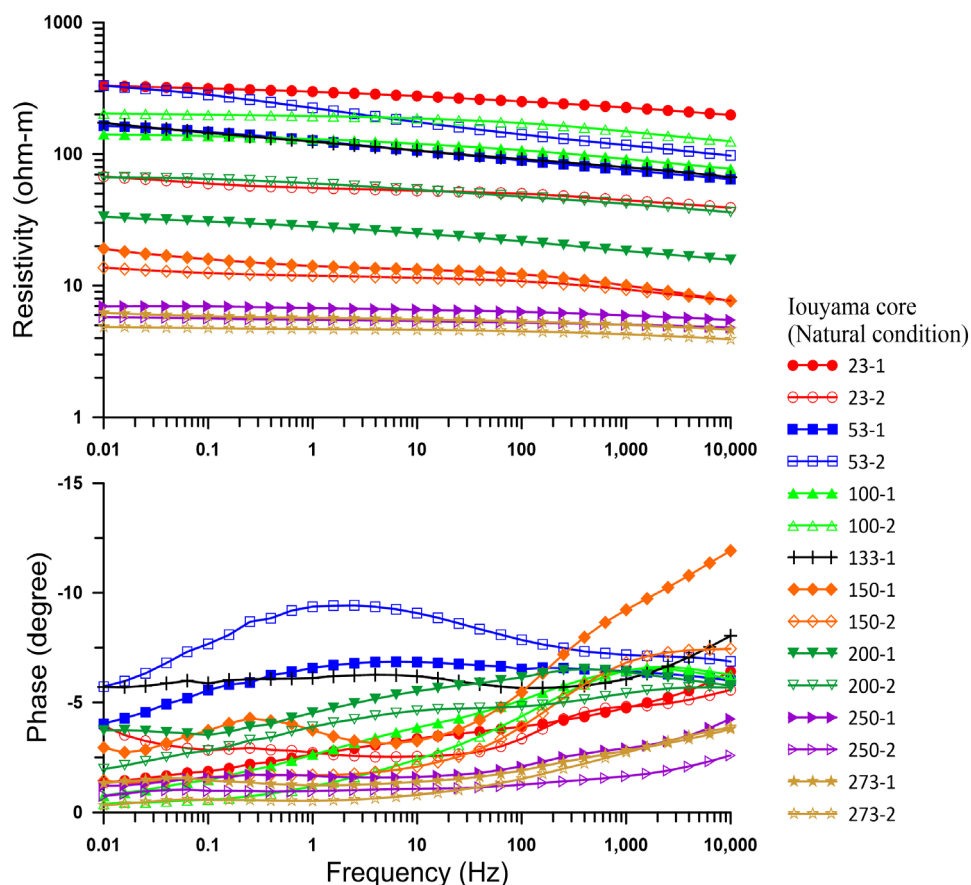


図 17 自然状態の比抵抗（上段）及び位相（下段）の測定結果。凡例の数字は深度（m）を示す。

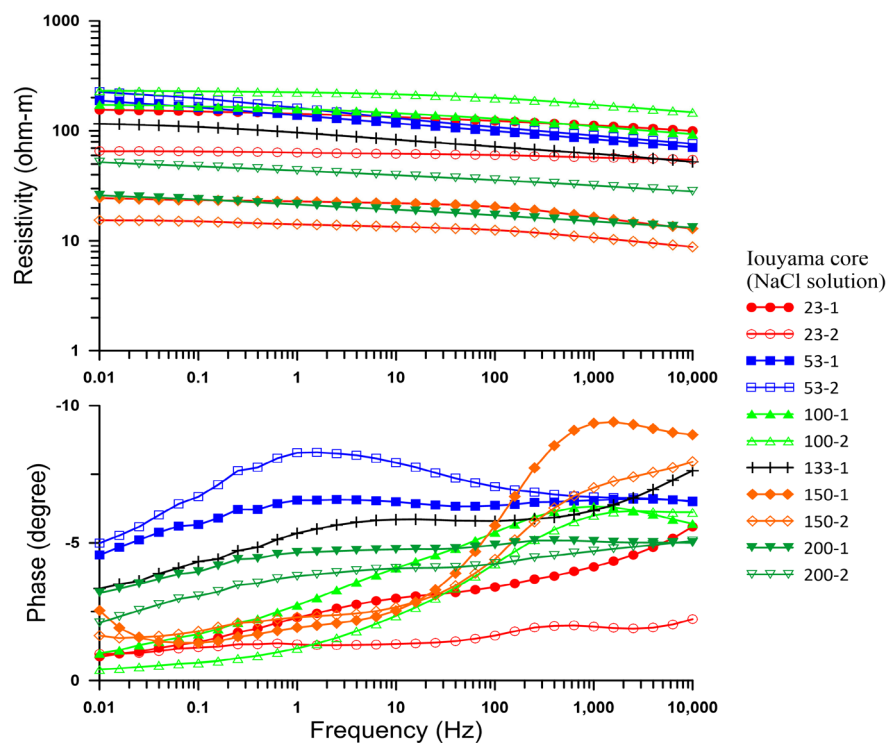


図 18 NaCl(0.01%)溶液で飽和後の比抵抗(上段)及び位相(下段)の測定結果。凡例の数字は深度(m)を示す。

表5 比抵抗と位相、間隙率、帯磁率の測定結果

深度(m)	自然状態比抵抗* ($\Omega \cdot m$)	自然状態位相*	間隙率 (%)	帯磁率 (* $10^{-3}SI$)	塩水比抵抗 ($\Omega \cdot m$)	浸透後比抵抗* ($\Omega \cdot m$)	浸透後位相*
23	298.1	-2.6	22.8	1.04	12.2	142.8	-2.3
23	55.4	-2.7	51.3	0.29	14.0	63.6	-1.3
53	126.5	-6.6	11.3	9.10	13.2	138.2	-6.6
53	224.3	-9.4	11.3	10.10	30.5	161.4	-8.3
100	130.3	-2.6	13.0	0.65	8.9	158.0	-2.7
100	194.8	-1.2	12.1	0.45	7.6	224.0	-1.2
133	124.4	-6.1	3.9	19.30	8.4	96.5	-5.4
150	14.1	-3.7	38.0	0.34	3.5	22.8	-1.9
150	11.9	-1.7	36.4	0.22	2.7	14.1	-2.3
200	28.2	-4.5	18.1	-0.02	4.2	21.5	-4.7
200	59.9	-3.9	14.6	-0.01	6.9	43.7	-3.8
250	6.8	-1.7					
250	5.5	-1.0					
273	5.7	-1.2					
273	4.7	-0.5					

* 比抵抗と位相は1Hzのものを使用

次に MT 法電磁探査で得られた比抵抗構造との比較を行う。図 19 に標高 900mにおける比抵抗の水平断面と硫黄山山頂部と掘削地点を結ぶ測線に沿った鉛直断面を示す。鉛直断面から得られた掘削地点直下の深度方向の比抵抗との比較を図 20 に示す。MT 法電磁探査で得られた比抵抗と、試料から得られた比抵抗はおおむね一致することがわかる。細かく見ると、試料から得られた比抵抗は深度 150mまで $100 \Omega \cdot m$ 程度、150～200mまで数十 $\Omega \cdot m$ 程度、200m以深が数 $\Omega \cdot m$ 程度になっているように見える。今回の掘削によって、比抵抗断面図を見られるような、硫黄岳を中心として厚く存在する低比抵抗層の上面を捉えたと考えて差し支えない。このような比抵抗の傾向に対して間隙率と透磁率の対応は明瞭でない。間隙率は 23mと 150mで 40～50%の高い値をスポット的に示すが、全体的には 10～20%ぐらいになっている。ただし、133mの試料は数%となっている一方、帯磁率が最大の値を示す。帯磁率の値が比較的大きい 53mや 133mの試料は磁性鉱物を比較的多く含むと考えられる。この試料は比較的大きな位相を示すことから、おそらく磁鉄鉱が存在していると考えられる。

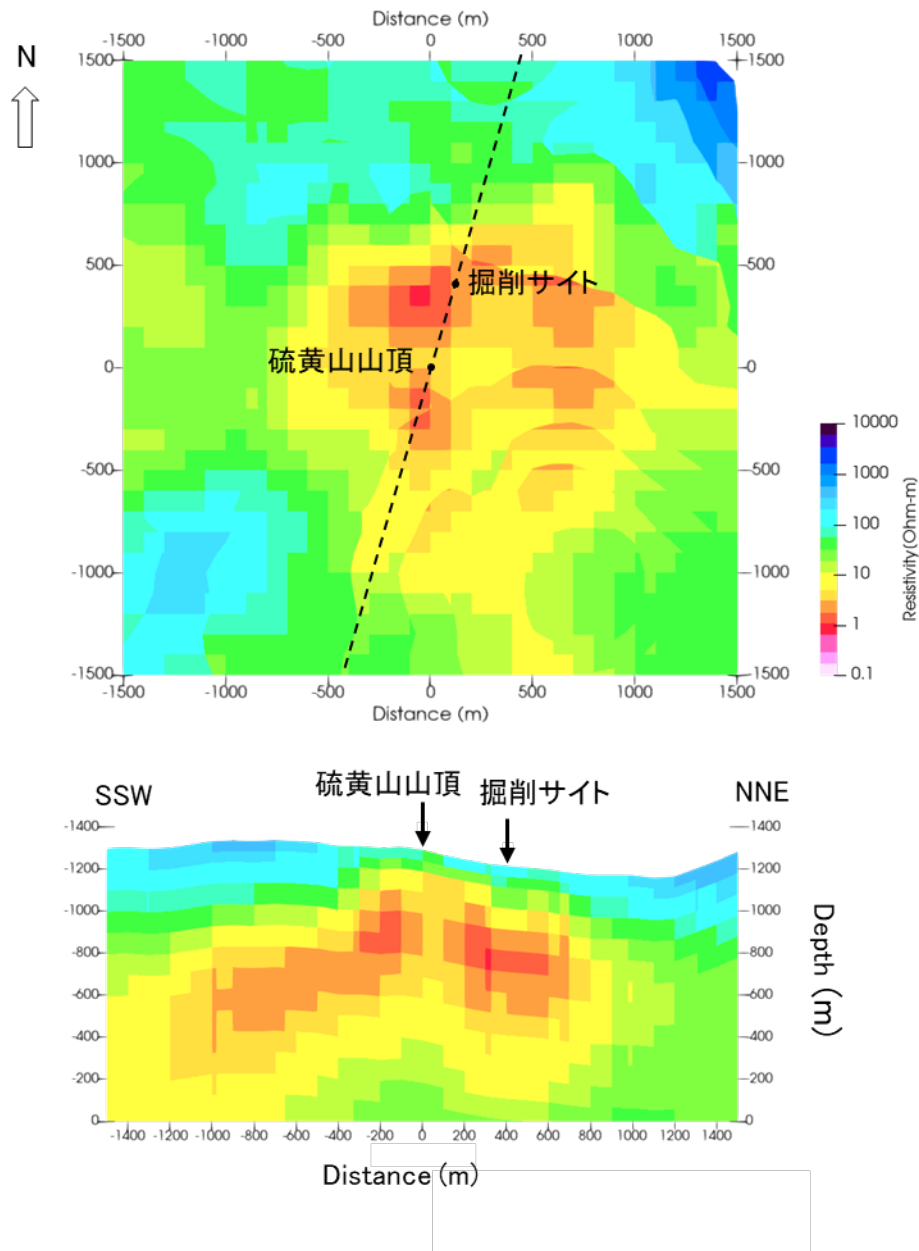


図 19 標高 900mの比抵抗の水平断面(上段)と破線位置での鉛直断面(下段)。

掘削時に留点温度計により孔底温度を計測している。泥水を循環している状態なので、数十度以上低くなるが、その深度分布はある程度地層温度を反映していると考えられる(図 21)。これを見ると深度 130mぐらいから温度勾配が急になり、温度が上昇していることがわかる。この深度は、比抵抗が低下し始める深度とおおよそ一致しており、低比抵抗層が高温であることを示唆している。また、熱伝導が卓越するような温度勾配を示すことから、透水性の悪い粘土層を示している可能性がある。図 21 には前節で得られた透水係数の値も加えたが、深度 100m 以深で透水係数が小さくなっていることがわかる。また、横棒の幅は透水係数の封圧依存性を示している。深度 250m の試料は最も大きな封圧依存性を示し、後述するようにこの深度の試料はスメクタイトを含んでいるので、スメクタイトを含む層の力学的特性を示している可能性がある。比抵抗の深度分布と坑井地質との比較検討を次節にて行う。

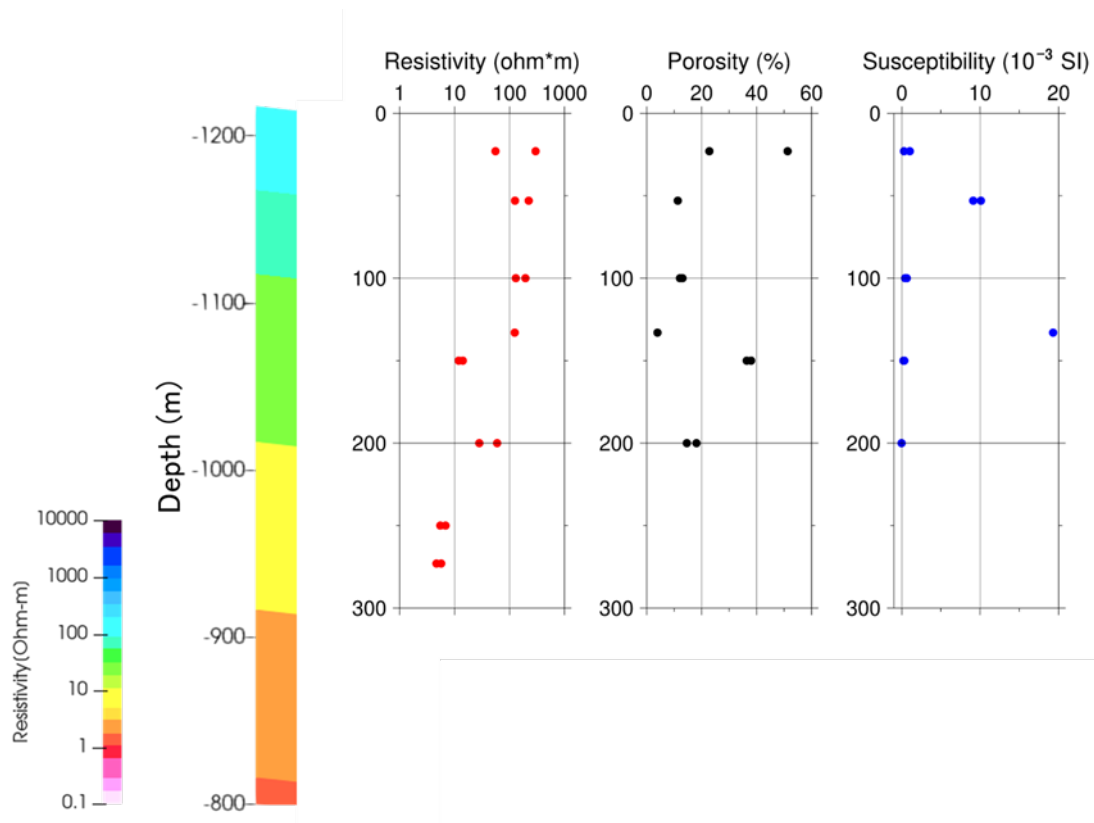


図 20 掘削サイトの比抵抗構造(左)と各深度での比抵抗、間隙率、帯磁率の測定結果(右)。

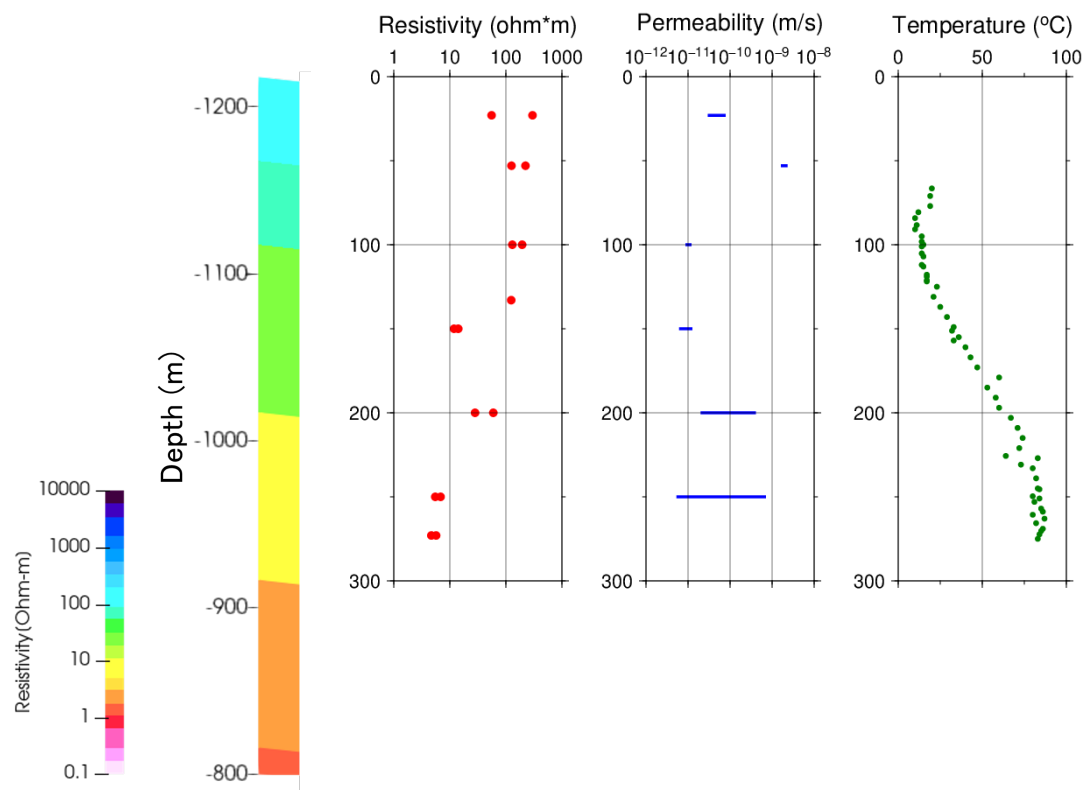


図 21 掘削サイトの比抵抗構造(左)と各深度での比抵抗、透水係数、孔底温度の測定結果(右)。

5) 比抵抗構造探査との比較

ここでは比抵抗構造の断面図と、同スケールのボーリング柱状図、確認された変質鉱物種を比較した(図 22)。本地点の形成史及び変質鉱物の特徴とその成因で記述されたように、ボーリング地点は霧島火山の活動で形成された後、硫酸酸性熱水の影響を強く受けて既存の岩石の変質が進行した。白色粘土化変質部(図 6(c))が深度 150m 以深の土石流堆積物主体の岩相に発達していたことは、岩石の変質が降下火砕堆積物や土石流堆積物などの相対的に間隙率の高い岩相で選択的に進行したことを示唆する。これらの堆積物と比して緻密な溶岩流が上位にあり、硫酸酸性熱水が上昇してきた際に覆いの役割を果たした結果、下位の岩相で効率的に変質が進んだ可能性がある。

一般的に、火山浅部の低比抵抗体領域は粘土鉱物(スメクタイト)で構成されると解釈されることが多い(相澤, 2016 など)。今回得られた深度 250m 以深の地質試料からも実際にスメクタイトが確認された(図 22)。一方、変質鉱物組み合わせからは還元的な熱水に由来するものと酸化的な熱水に由来するものの両方が認められており、深度 275m 以上の地質に普遍的にスメクタイトが存在するとは考えにくい。

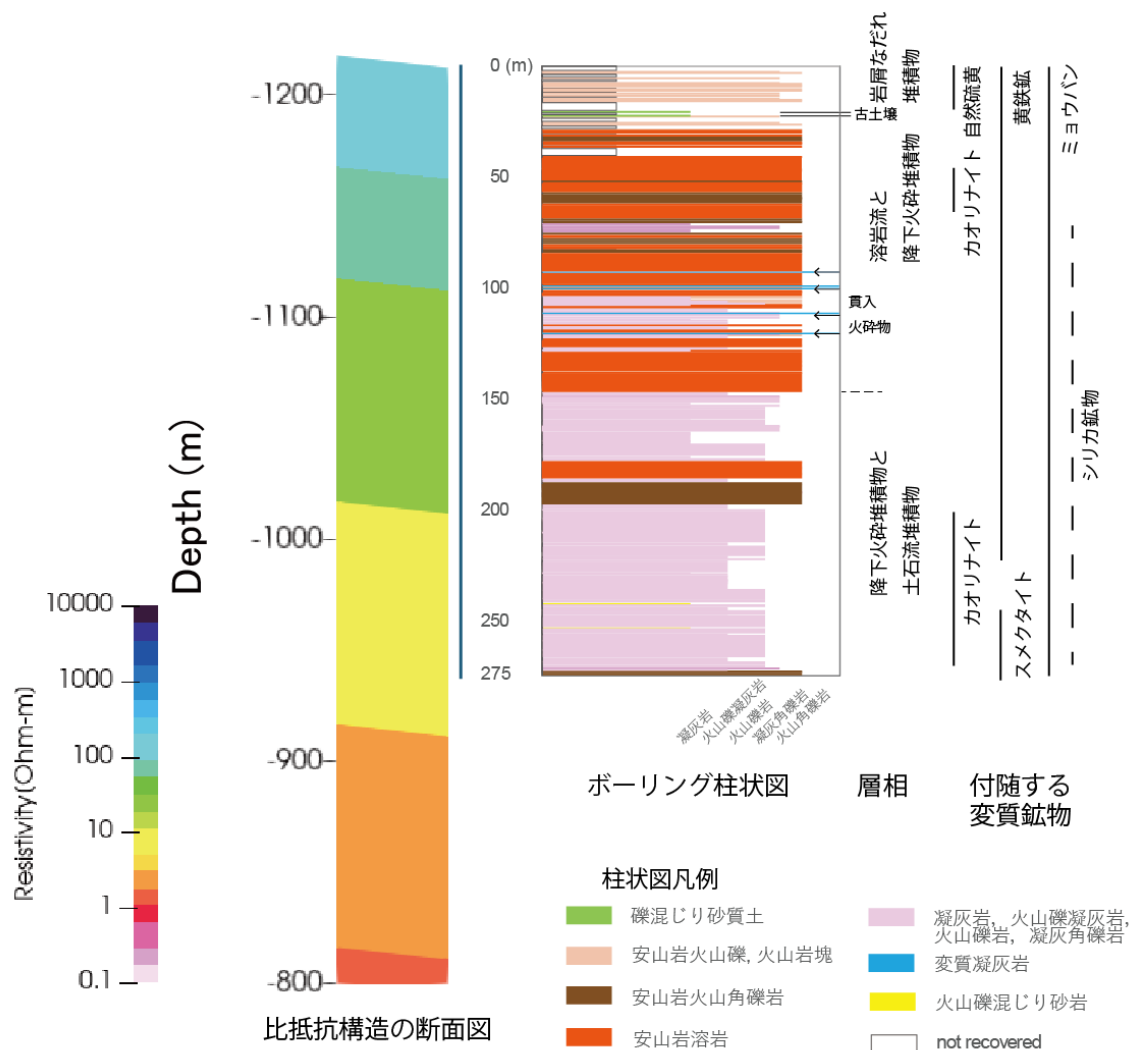


図 22 掘削サイトの比抵抗構造と岩相・変質分帯の比較。

(g) 結論並びに今後の課題

サブテーマ3. 1. 1で明らかになった比抵抗構造が、ボーリングコア試料で直接測定した比抵抗値と整合的であることが確認された。地質試料が採取されたことによって、形成史、熱水変質帯の影響を受けた母岩の変質の変遷、現在の物性値の測定が一元的に行われ、現在の難透水層の物性とその形成過程を知る手がかりが得られた。

本課題で地質試料の検討を行った結果として、水蒸気噴火を発生させる火山下の難透水層の掘削に成功したといえる。しかしながらその変質鉱物相には複数の粘土鉱物が認められ、低比抵抗体の解釈として一般的に言われるような一元的な粘土鉱物(スメクタイト)層ではないことがわかった。現在の霧島硫黄山周辺の熱水活動は最大でも最近数百年間の火山活動の結果であり、比抵抗構造は現代の地下構造のスナップショットに過ぎない。一方、地質試料は形成してから現在までに被ったすべての現象の積分結果である。今後の地質試料の解析から熱水変質の詳細な順序を整理し、測定された物性値との関係を精査することにより、比抵抗構造から地下の火山活動の変化を読み取ることができるようになると考えられる。

(h) 引用文献

相澤広記, 火山電磁気観測の進展, 火山, **61**, 345-365, 2016.

井村隆介・小林哲夫, 霧島火山地質図, 1:50,000. 地質調査所, 火山地質図 11, 2001.

伊藤順一・濱崎聡志・川辺禎久, 岩手火山における最近 1 万年間の爆発的噴火履歴の再検討:

水蒸気噴火とマグマ噴火の時空間的関連, 地質学雑誌, **124**, 271-296, 2018.

田島靖久・松尾雄一・庄司達弥・小林哲夫, 霧島火山、えびの高原周辺における最近 15,000 年間の活動史, 火山, **59**, 55-75, 2014.

3. 2 海域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査：嬬婦海山周辺域

(1) 業務の内容

(a)業務題目 海域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査：嬬婦海山周辺域

(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	グループリーダー	中村恭之
同	副主任研究員	伊藤亜妃
同	主任研究員	新井隆太

(c)業務の目的

2023年10月、鳥島近海を震源とする地震と海中を音波として伝わる波動(T相)、同海域を波源とする津波が発生した(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2023a; Sandanbata et al., 2024; Takemura et al., 2024; Fujiwara et al., 2024)。地震後の海上保安庁及び気象庁の周辺海域での調査により浮遊軽石が採取され、これらの軽石は、伊豆弧火山フロントの西方に連なる背弧リフト帯に分布する岩石の特徴と類似しており、最近の火山活動で生成されたと考えられる軽石であると国立大学法人東京大学地震研究所及び国立研究開発法人産業技術総合研究所により分析されたが、今回の地震活動との関係は不明である、と評価された(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2023b)。

その後、国立研究開発法人海洋研究開発機構の緊急航海によって嬬婦海山の山体にカルデラ地形が確認され(海洋研究開発機構, 2023; Fujiwara et al., 2024)、さらに海上保安庁が嬬婦海山の海底地形解析を実施した結果、海底にあるカルデラ内の火口丘頂上に直径約1.6kmの窪地が形成され、消失した体積が約4.3億 m^3 であること、窪地の北側では長さ約4km、幅約1kmにわたって斜面が崩壊していること、窪地の周辺では水深が浅くなっていることが報告された(海上保安庁, 2024; Minami and Tani, 2024)。また、2023年10月に嬬婦海山から到来した水中音響信号の周波数成分には、既知の海底火山噴火によって発生した信号と同様、高周波成分も多く含まれている(Tanaka et al., 2025)。以上のことから、この海底地形の変化は嬬婦海山近傍の火山活動により生じた可能性が指摘されている。

このような大規模地形変化、特にカルデラ内部で水深が浅くなっているという現象は土砂の堆積によるものなのか、カルデラ底の盛り上がりによるものなのかを知ることは、津波の発生機構を議論するために重要な課題である。しかし、これまでの津波発生メカニズムの研究においては海底面上昇を仮定している場合が多い(Fujiwara et al., 2024; Kubota et al., 2024)。以上のような背景を踏まえ、2023年10月以降の津波・地震・火山活動の発生要因の検討や、当該海域火山の総合的な評価に必要な基礎情報を整備する必要性が高まっている。

さらに、嬬婦海山から北西方向に直線状に伸びる鳥島リフト沿いの地下で地震活動が観測されていることを受け(Obana et al., 2025)、この地震活動が断層などの構造に起因するものなのか、マグマ貫入に起因する火山性の活動によるものなのかを議論する手がかりを得るために、震源域の地下構造を明らかにする必要がある。

(d) 業務の要約

孀婦海山の中央火口丘やカルデラ並びに鳥島リフトを横切る測線を設定し、反射法探査とサブボトム・プロファイリングを実施した。反射断面からは、カルデラ底の平坦な部分に、2022 年から 2024 年または 1987 年から 2023 年にかけての水深の変化分と調和的である海底直下に最大約 70 mもの厚さの音響的に透明な層が確認された。サブボトム・プロファイリングからは、カルデラ底の下に厚さ数mの音響的にやや透明な層を確認した。これらの結果は、海底地形調査で得られた地形変化は土砂の堆積によるものであることを示唆する。

(e) 業務の実施方法

1) 反射法探査

a) 調査内容

2025年2月27日、28日に反射法構造探査を実施した。

b) 調査場所

図1に示すように孀婦海山を横切る測線（R1、R2、R3）と鳥島リフト軸に並行（R3）、直行する測線（R4、R5、R6）に沿って反射法構造探査を実施した。R1は中央火口丘からカルデラ内部を通過、R2は孀婦海山を東西に横断、R3は鳥島リフトからカルデラ中央火口丘を通過、R4からR6は鳥島リフト軸に直行するように設定した。

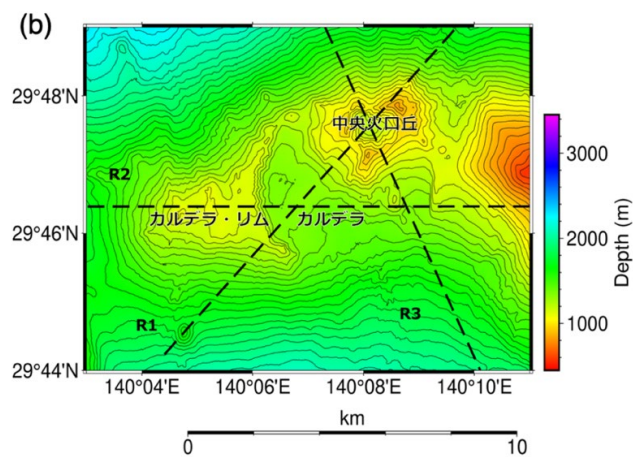
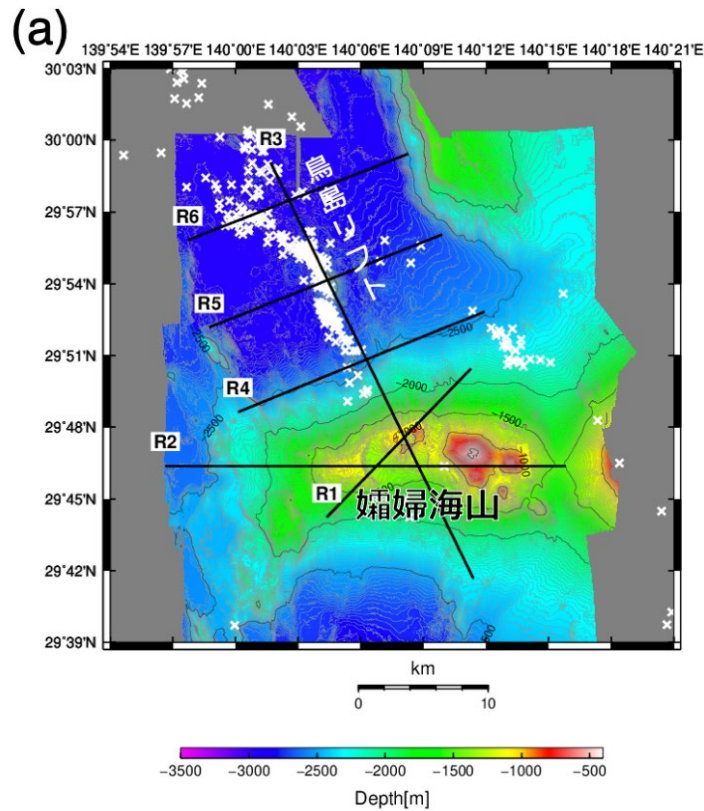


図1 (a)反射法探査の測線 (R1～R6:実線)。白いバツ印は2023年11月から12月にかけて実施された海底地震観測で求められた震央 (Obana et al., 2025)。(b)カルデラ部分の拡大図。カルデラ、カルデラ・リム、中央火口丘が確認できる。測線R1、R2、R3を破線で示す。地形データは、海底広域研究船「かいめい」で取得。

c) 使用機器(システム)

エアガン:Bolt社製 Long-Life Airgun 1500-LL & 1900-LLXT

2,650 立方インチ x 4条曳き (総計10,600 立方インチ:約174リットル)

データ収録システム:Sercel社製探鉱機 (SERCEL SEAL System)

ストリーマー構成:ハイドロフォン228チャンネル。チャンネル間隔12.5m (全2,850m)

エアガンと受信器(ハイドロフォンストリーマー)のレイアウトを図2に示す。

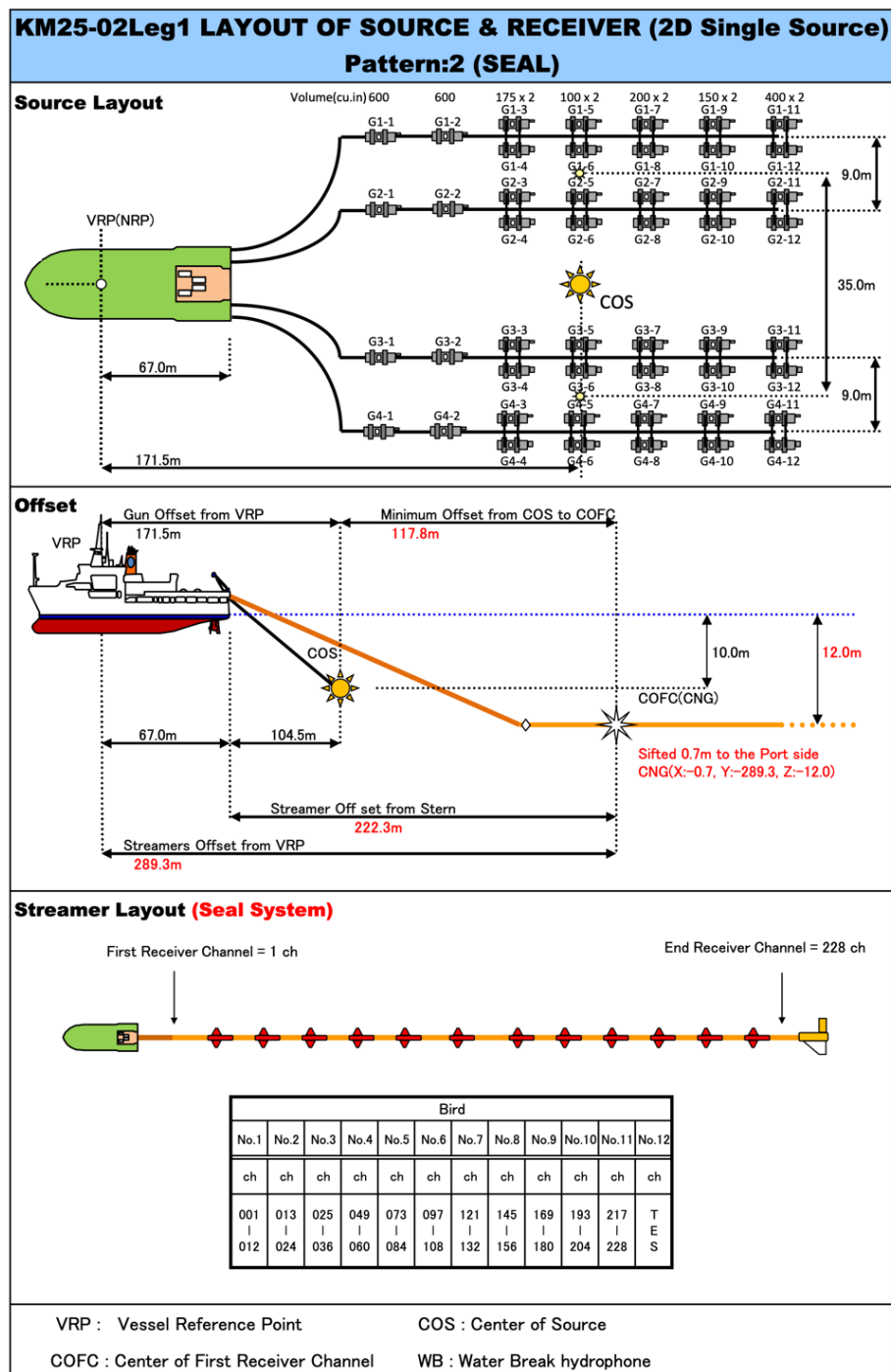


図2 エアガンと受信器(ハイドロフォンストリーマー)のレイアウト

d) 調査方法

反射法探査測線R1からR6において(図1)、ストリーマーケーブルとエアガンによる反射法探査を実施した。全調査測線上にて、エアガン(深度10m、最大10,600立方インチ、空気圧力2,000psi)を対水速度約3.5~5ノットで曳航し、50m毎に圧縮空気を海中に放出して発振させた。エアガン発振時には、海底広域研究船「かいめい」の船尾より深度12mで2,850m長のストリーマーケーブルを曳航し、地殻内からの反射波を記録した(図2)。サンプリングレート

は1ms、記録長は14sである。

取得したデータに対し、図3に示すように、バンドパスフィルター、静補正、ノイズ抑制、振幅回復、デコンボリューション、速度解析、NMO補正、多重反射抑制、などの処理を施して、CDP重合断面と時間マイグレーション断面の結果を得た。時間マイグレーション断面には、複雑な地形による回折波や散乱波の可能性があるイメージがみられるので、地形データとの比較も行った。

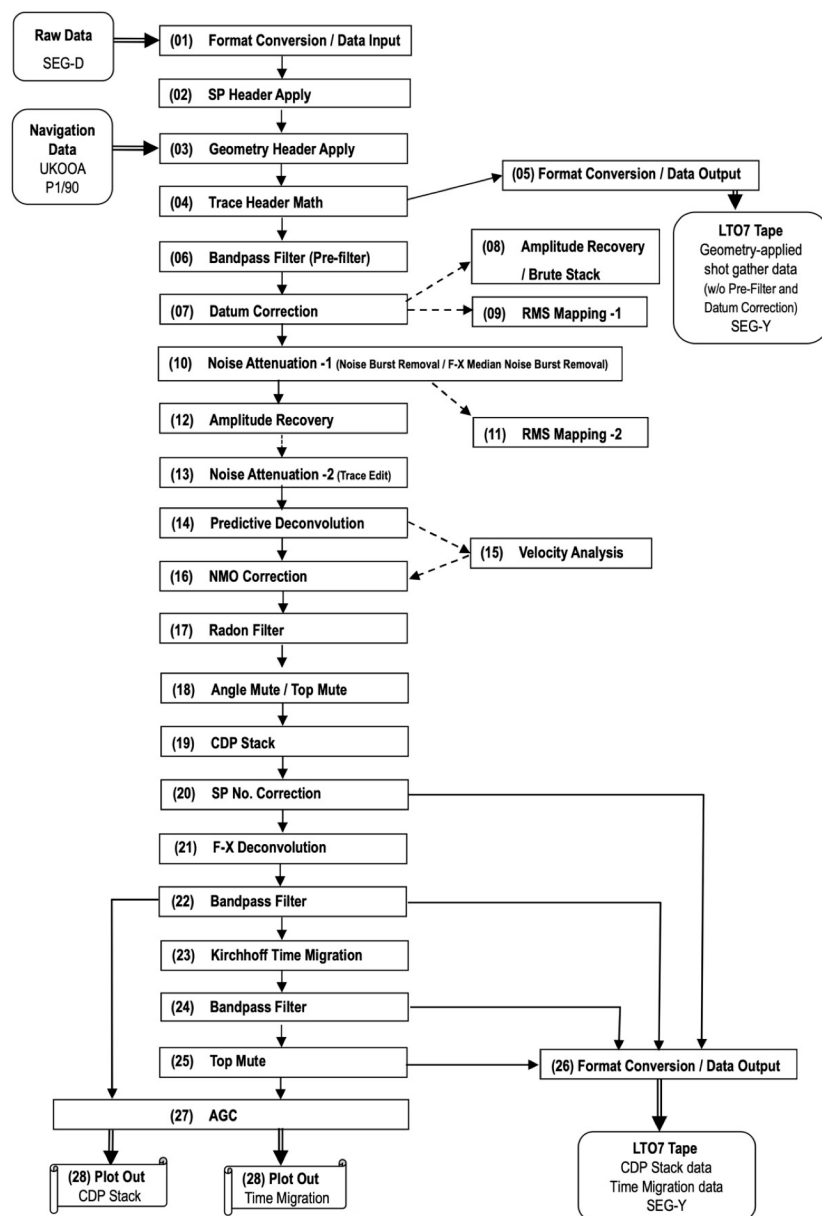


図3 データ処理の流れ。

2) サブボトム・プロファイル

a) 調査内容

反射法探査と並行して、2025年2月27日、28日にサブボトム・プロファイリングを実施した。

b) 調査場所

反射法探査と同様。

c) 調査方法

使用機器: 地層探査装置(サブボトム・プロファイラー、以下SBP) TOPAS PS18 (Kongsberg社製)
最大周波数 3.5kHz

海底広域研究船「かいめい」の船底のソーナードーム内に取り付けられているSBP(図4)を用い、海底浅部の地質状況を調査した。調査期間が限られており、反射法探査と並行して実施したために、機器パラメータの微調整は行わなかった。

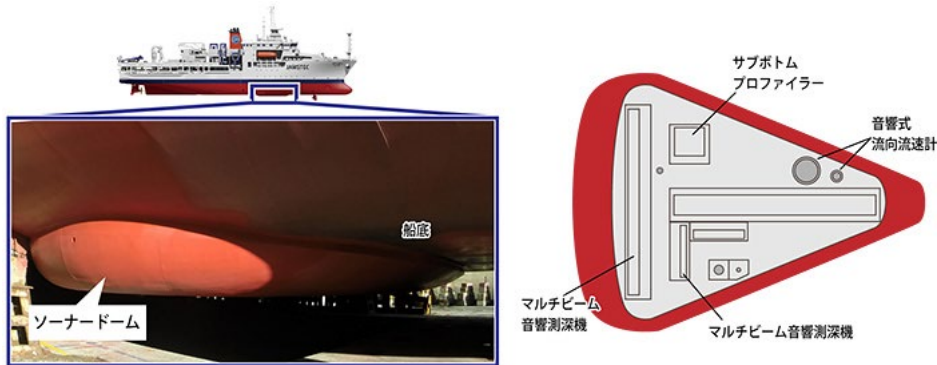


図4 (左)船底にあるソーナードーム。(右)ソーナードーム内の配置図。

(f) 業務の成果

1) 反射法探査

各測線で得られたCDP重合断面と時間マイグレーション断面の結果を以下に示す(図5～図10)。

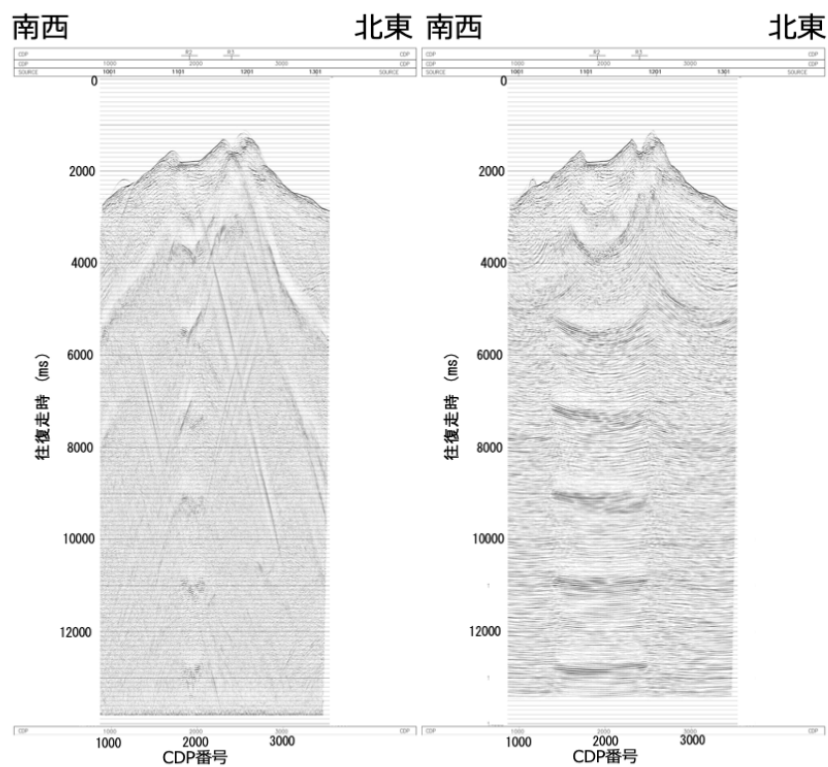


図5 測線R1における(左)CDP重合断面、(右)時間マイグレーション断面

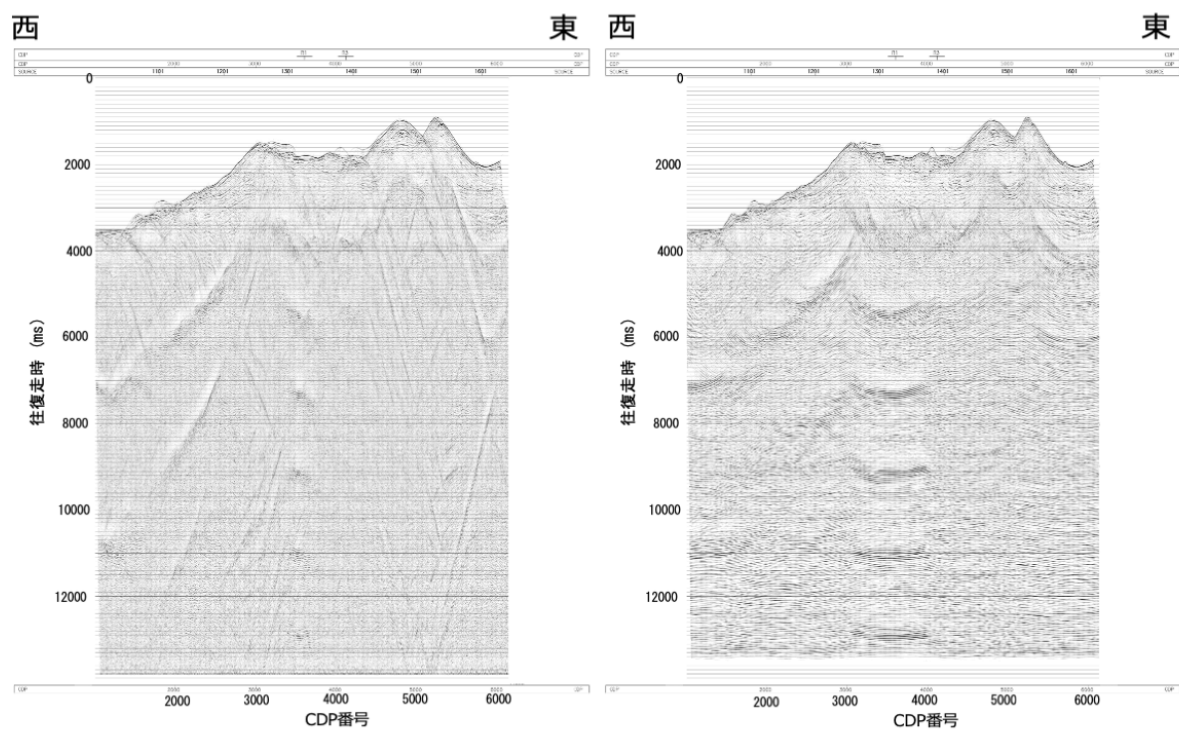


図6 測線R2における(左)CDP重畳断面、(右)時間マイグレーション断面

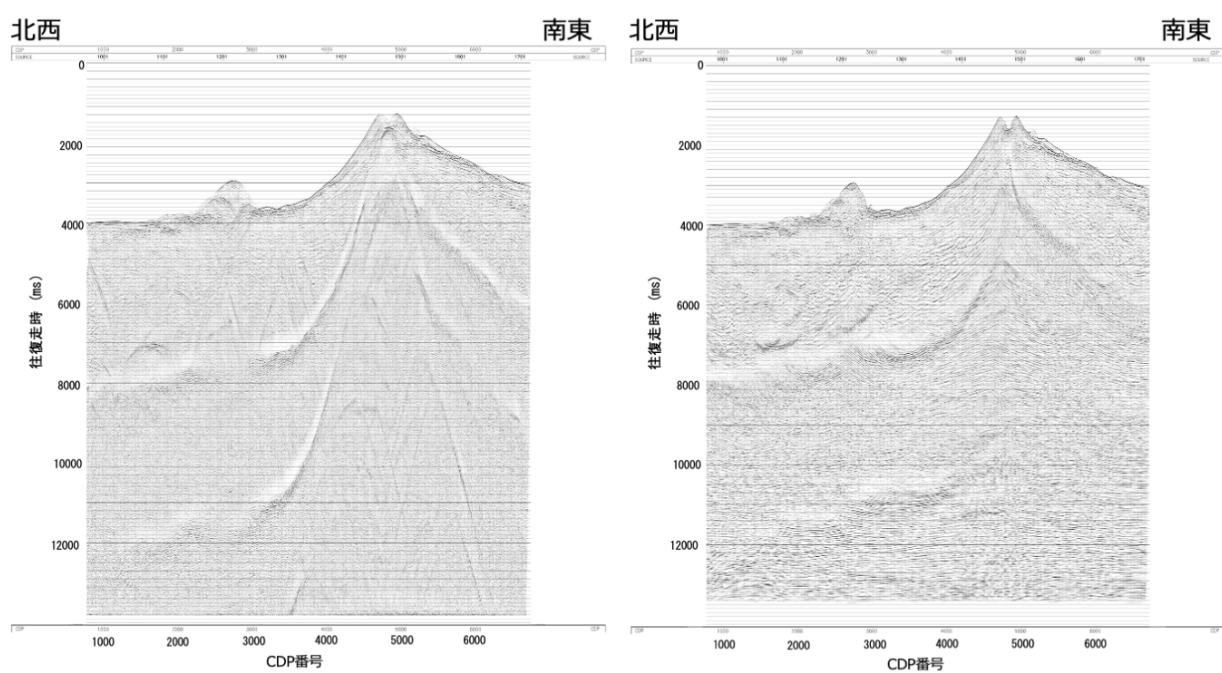


図7 測線R3における(左)CDP重畳断面、(右)時間マイグレーション断面

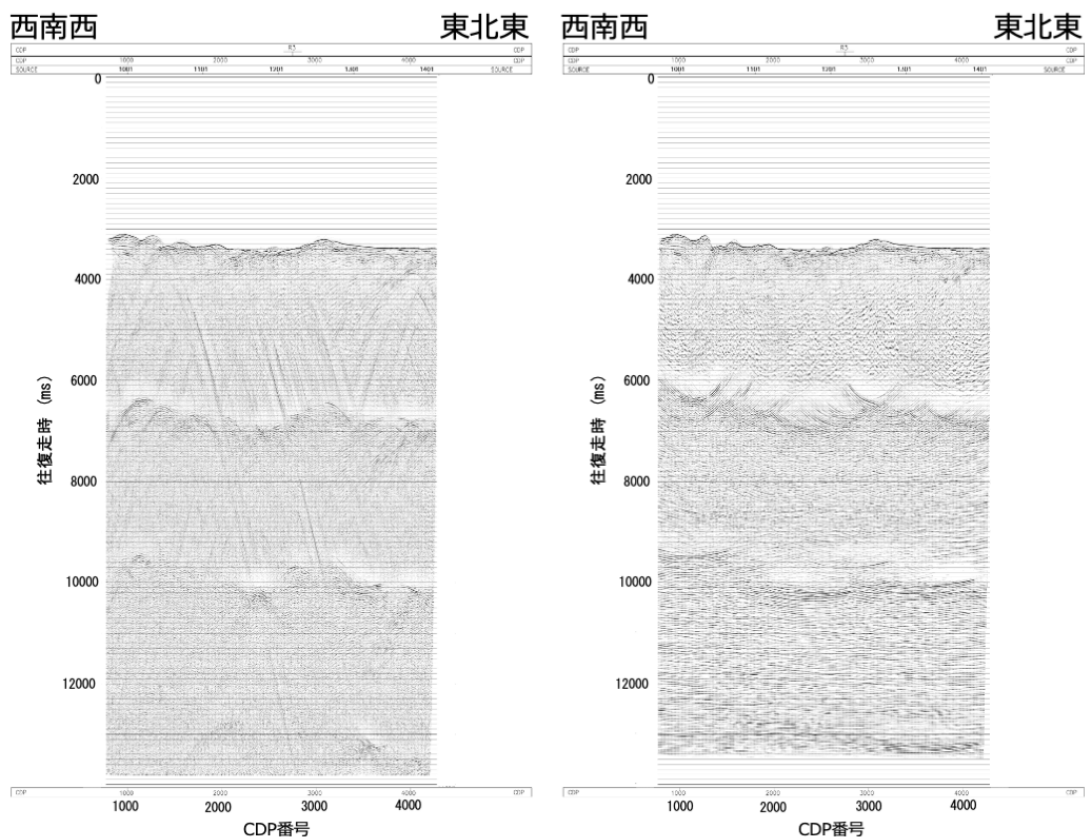


図8 測線R4における(左)CDP重合断面、(右)時間マイグレーション断面

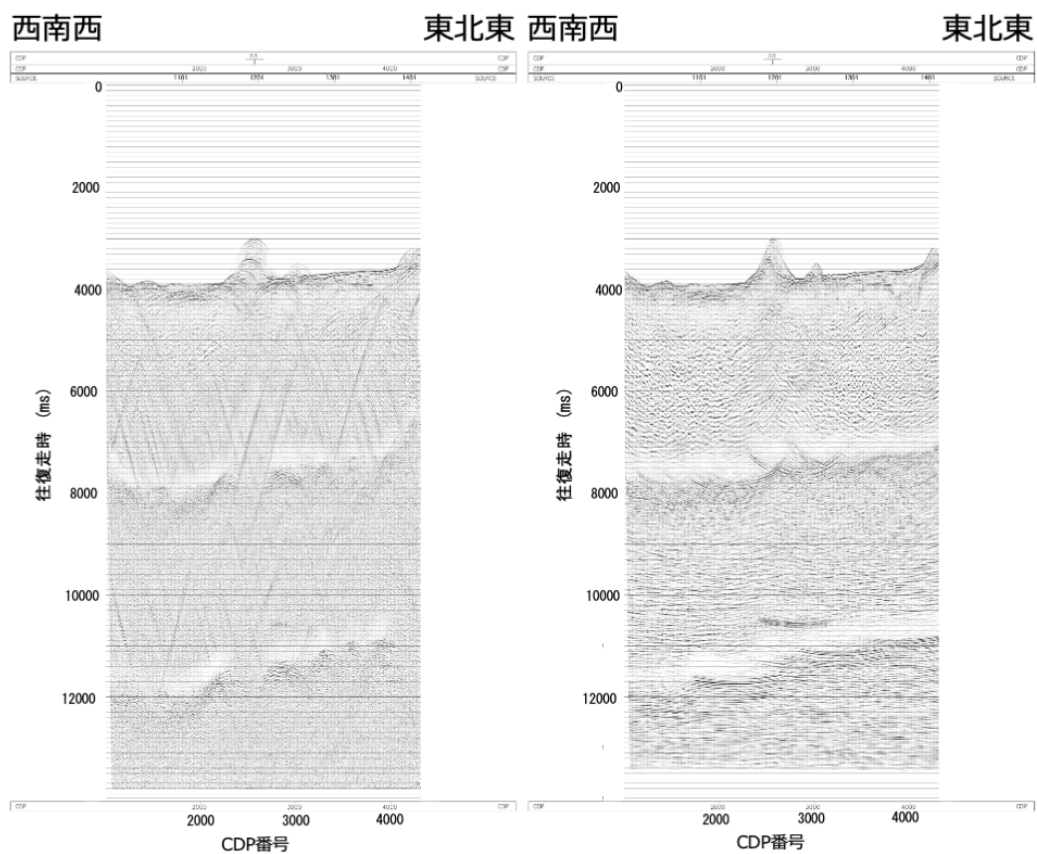


図9 測線R5における(左)CDP重合断面、(右)時間マイグレーション断面

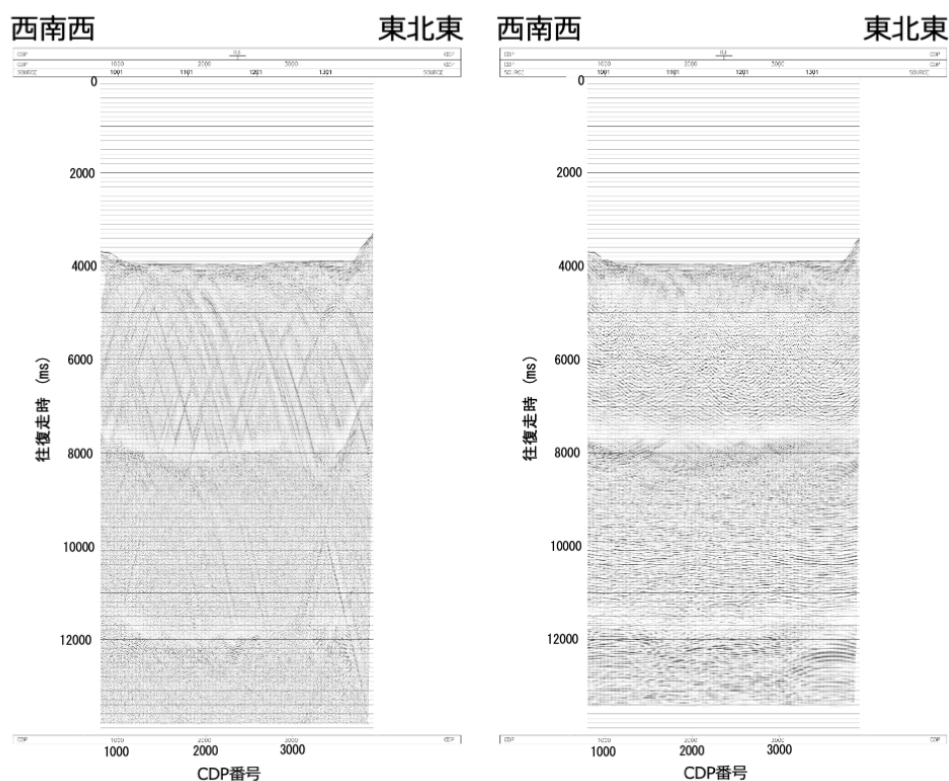


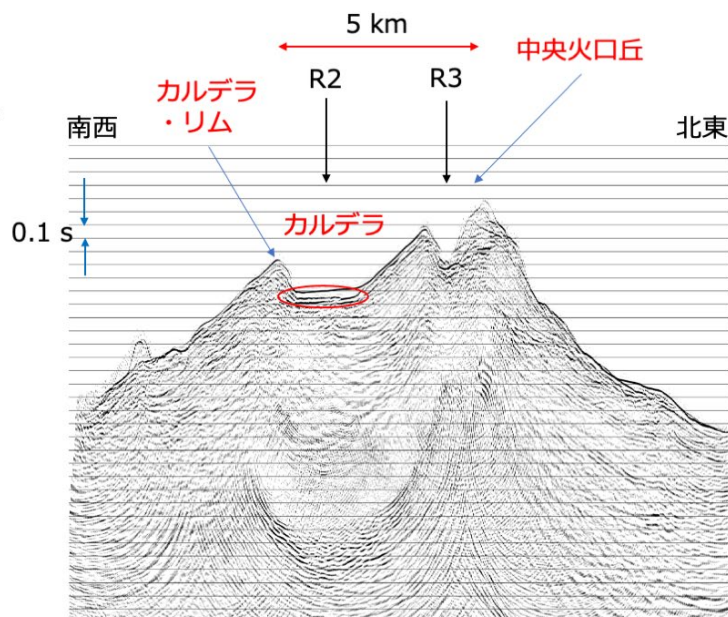
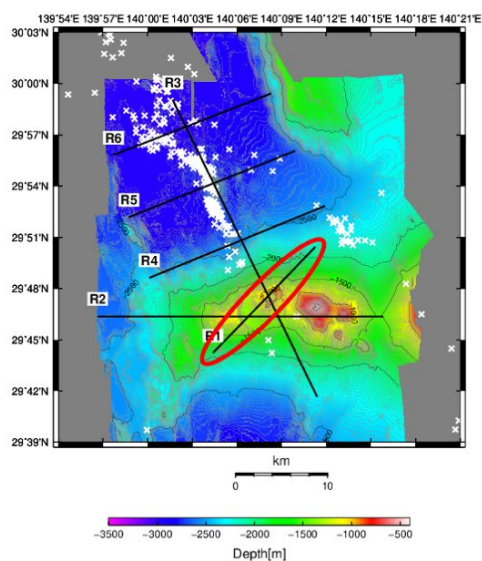
図10 測線R6における(左)CDP重合断面、(右)時間マイグレーション断面

海底面下からの往復走時が1,000msから2,000msを越えると海面と海底面の多重反射が目立つ。また、CDP重合断面では放物線状の虚像が目立つので、時間マイグレーション断面において海底面から1,000ms以内の記録断面を用いて解釈を行った。

中央火口丘を南西―北東に横断し、カルデラ内部を通過する測線R1の反射断面の拡大図を図11に示す。中央火口丘では複雑な地形を反映して、測線外からの回折波または散乱波による虚像と思われる信号が見える。また、カルデラの底部の水深はやや浅いので、カルデラ底部の下、往復走時3,600ms付近(図5参照)に多重反射による虚像が見える。

一方、カルデラの内部ではカルデラ底下約0.1sに明瞭な反射面をもつ層が確認できる(図11a、11b参照)。この層の厚さは水と同程度の音速を仮定すると70mとなり、カルデラ内部の中央火口丘南西部において確認された水深変化(最大60m)(Fujiwara et al., 2024; Minami and Tani, 2024)と調和的である。

(a) R1反射断面



(b)

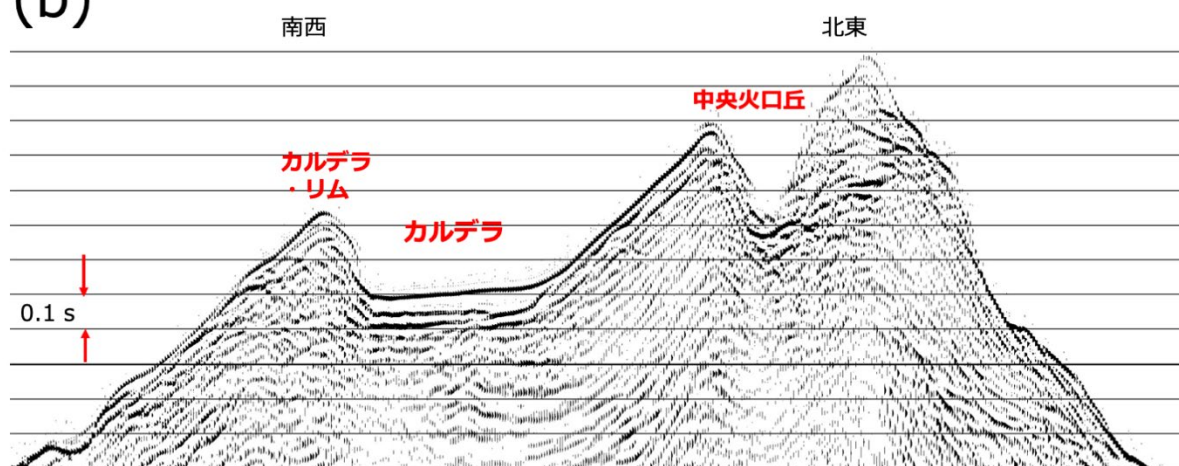
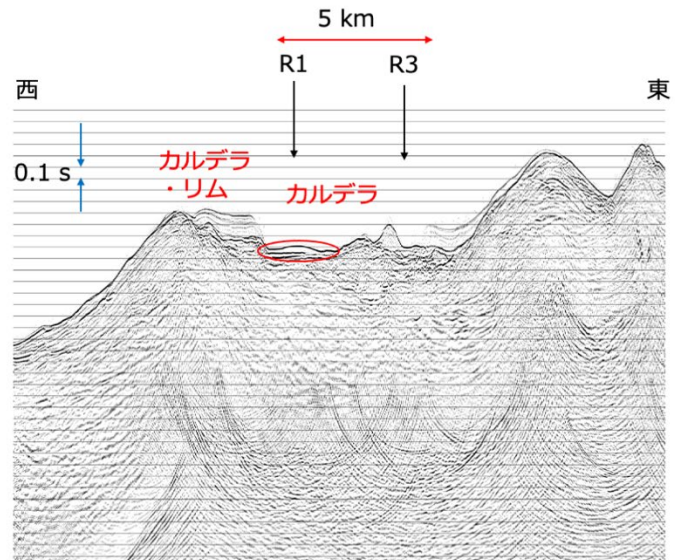
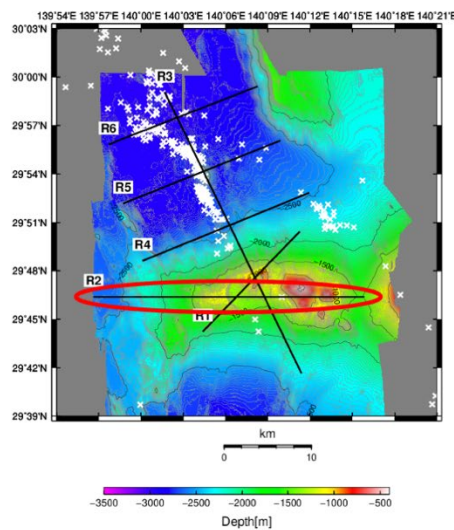


図11 (a)測線R1、時間マイグレーション断面の拡大図。カルデラ底部下に確認される層を赤丸で囲む。測線R2、R3と交差する地点を矢印で示す。(b)カルデラ付近の拡大図。

次にカルデラを東西に横断する測線R2の反射断面の拡大図を図12に示す。カルデラの西端やカルデラ東端の海底地形が明確ではないが、カルデラ西半分において、カルデラ底直下に厚さ約0.03sから0.1s(往復走時)の透明な層が確認できる(図12a、12b参照)。水と同程度の音速を仮定すると層厚は20～70m程度と推定される。また、R1と交差する地点での層厚は周囲よりやや厚くなっており、R1で確認される層厚と調和的である。

(a) R2反射断面



(b)

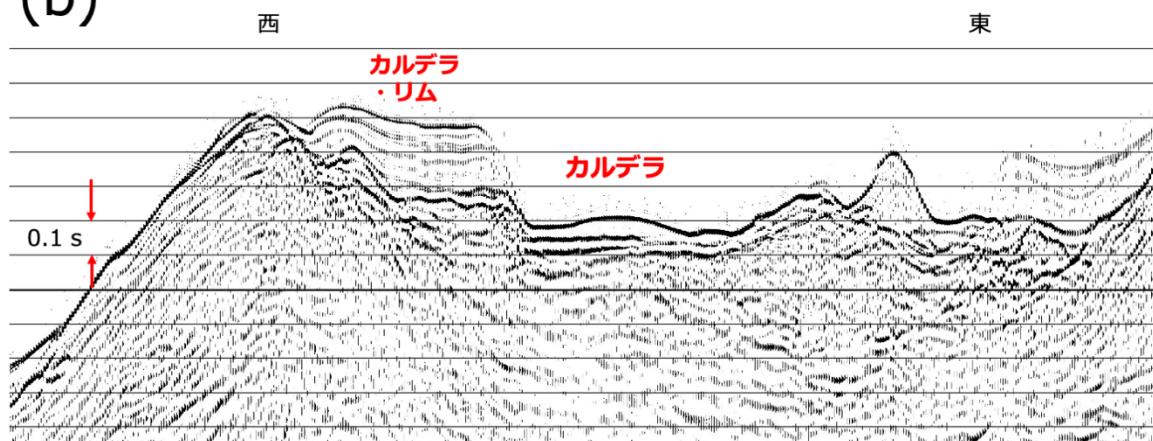


図12 (a)測線R2、時間マイグレーション断面の拡大図。カルデラ底部下に確認される層を赤丸で囲む。測線R1、R3と交差する地点を矢印で示す。(b)カルデラ付近の拡大図。

鳥島リフトから孺婦海山のカルデラ中央火口丘を通過して南東に抜ける測線R3の反射断面拡大図を図13に示す。この断面についての解釈は十分ではないが、中央火口丘の山頂から北西麓にかけて堆積層の厚さが徐々に薄くなり、南東麓のカルデラ内部においてやや透明な層が見える。

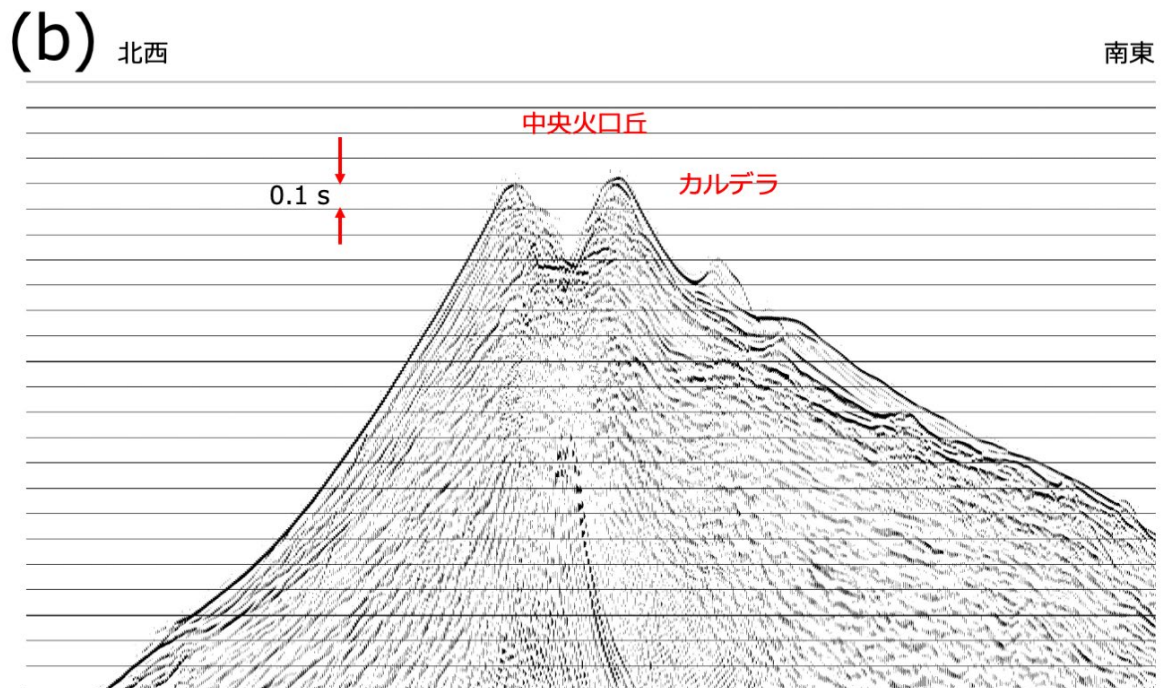
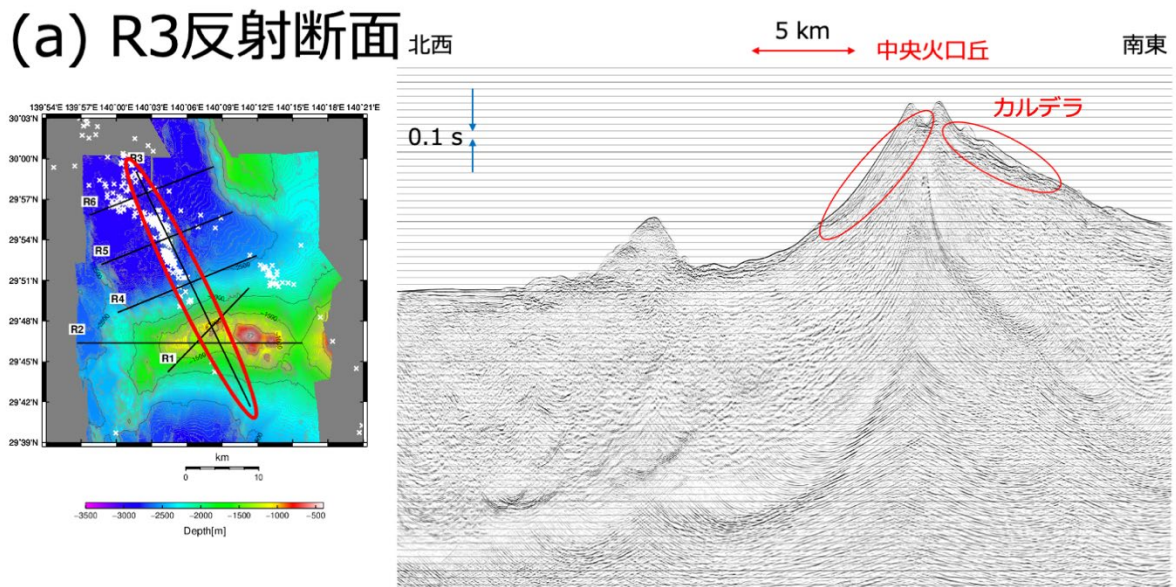


図13 測線R3、時間マイグレーション断面の拡大図。中央火口丘北西麓と南東麓に確認される層を赤丸で囲む。(b)中央火口丘付近の拡大図。

鳥島リフト軸に直行する測線R4、R5、R6の反射断面拡大図を図14、15、16に示す。Obana et al. (2025)によると、鳥島リフト軸に沿って孀婦海山の北部から北緯30度以南に発生した地震の深さは15kmから20kmに分布しているため、この反射断面で示している範囲に震源は含まれない。ただし、解釈は十分ではないが、海底下のところどころに断層と思われる不連続が見られ、一部はObana et al. (2025)が推定した震央分布の近くに見られる。他には、測線R6の東北東端には堆積層が発達しているように見える。

R4反射断面

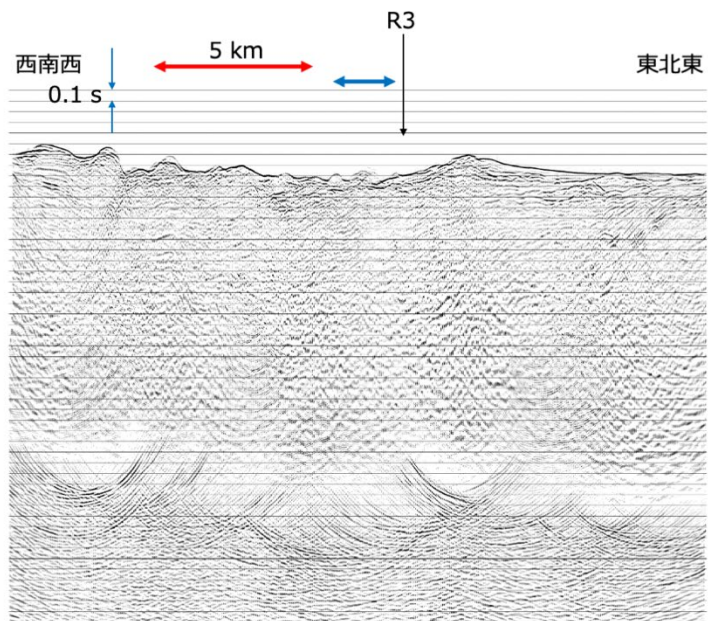
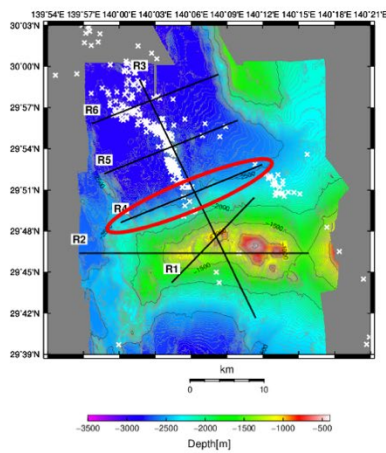


図14 測線R4、時間マイグレーション断面の拡大図。測線R3と交差する地点を矢印で示す。青矢印は、Obana et al. (2025)で求められた震源域の水平方向の範囲を示す。

R5反射断面

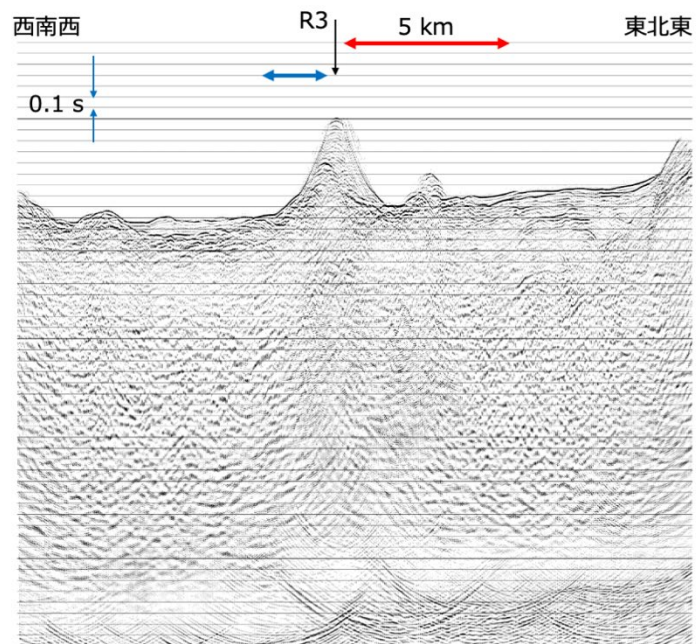
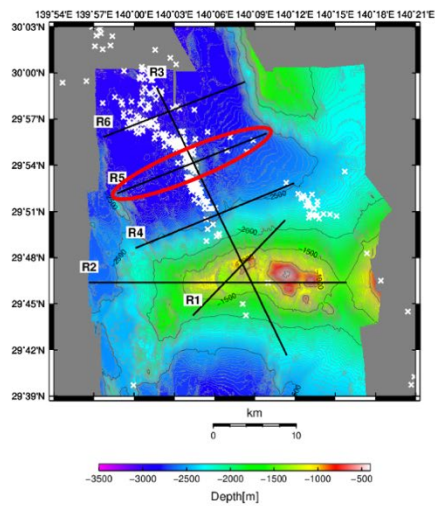


図15 測線R5、時間マイグレーション断面の拡大図。測線R3と交差する地点を矢印で示す。青矢印は、Obana et al. (2025)で求められた震源域の水平方向の範囲を示す。

R6反射断面

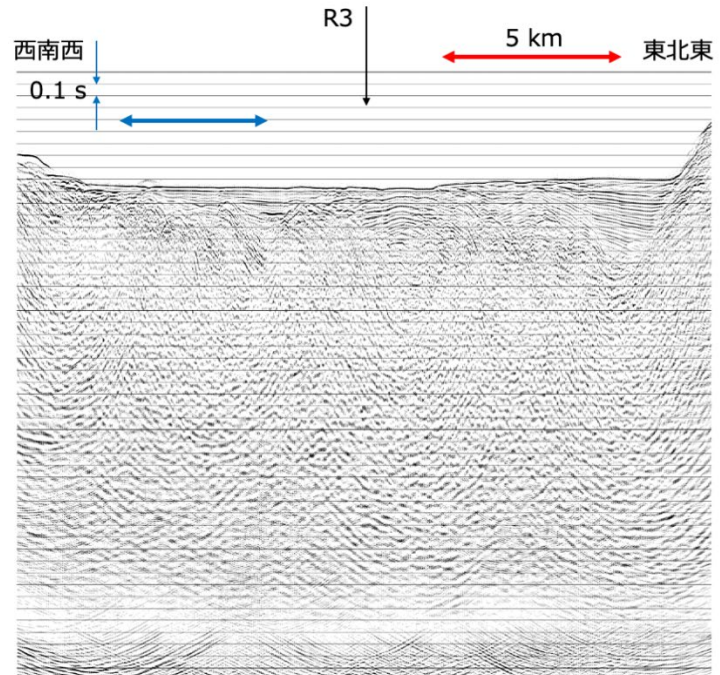
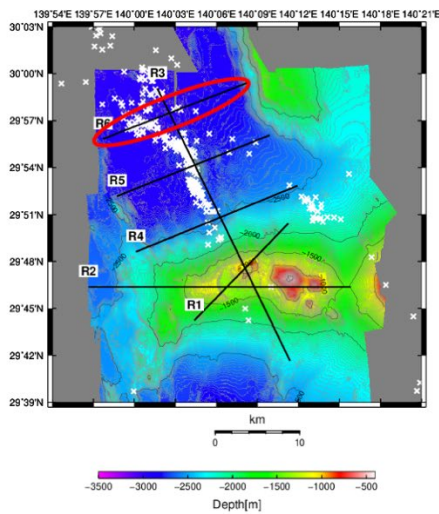
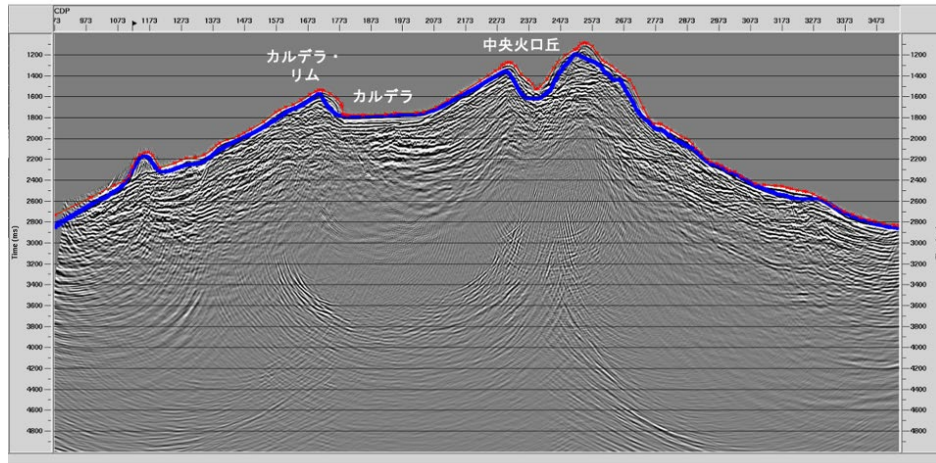


図16 測線R6、時間マイグレーション断面の拡大図。測線R3と交差する地点を矢印で示す。青矢印は、Obana et al. (2025)で求められた震源域の水平方向の範囲を示す。

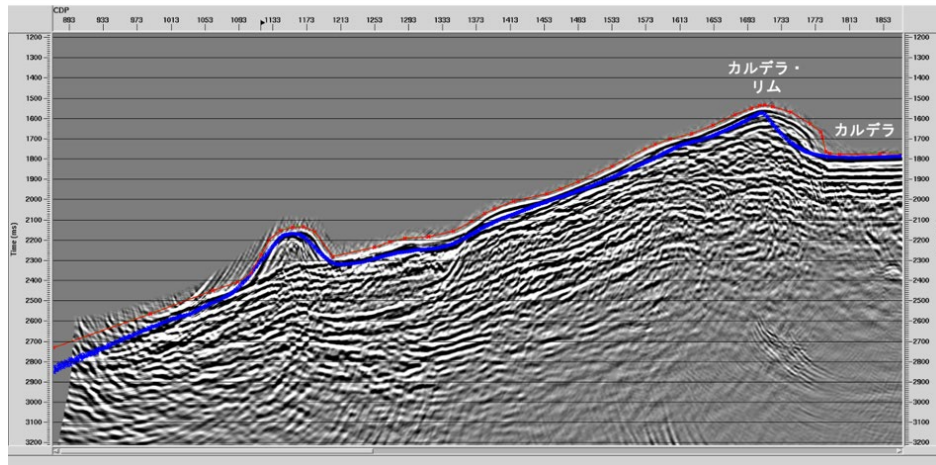
次に、火山地域に特有な複雑な海底地形による反射断面の影響を検討するため、マルチビーム音響測深機で得られた海底地形グリッドデータから測線に沿ったプロファイルを作成し、水中音速1,500m/sを仮定して往復走時に変換し、時間マイグレーション断面上に青線で描画した。赤線はミュート処理のため、海底面と判断された反射波の直前を読み取った走時 (Top Mute)を示す。

図 17 に、測線 R1 の時間マイグレーション断面に地形プロファイルと Top Mute を重ね合わせて示す。カルデラ底では地形プロファイルと Top Mute が良い一致を示しており、海底面下の層が正しく表現されていると解釈できる。一方、カルデラ・リムの切り立った崖 (図 17a、17b) や中央火口丘の中 (図 17a、17c)、山体の裾野の一部では地形プロファイルと Top Mute が一致しないことから、マイグレーションの処理が不十分、または、側方からの反射を反映している可能性が考えられる。

(a)



(b)



(c)

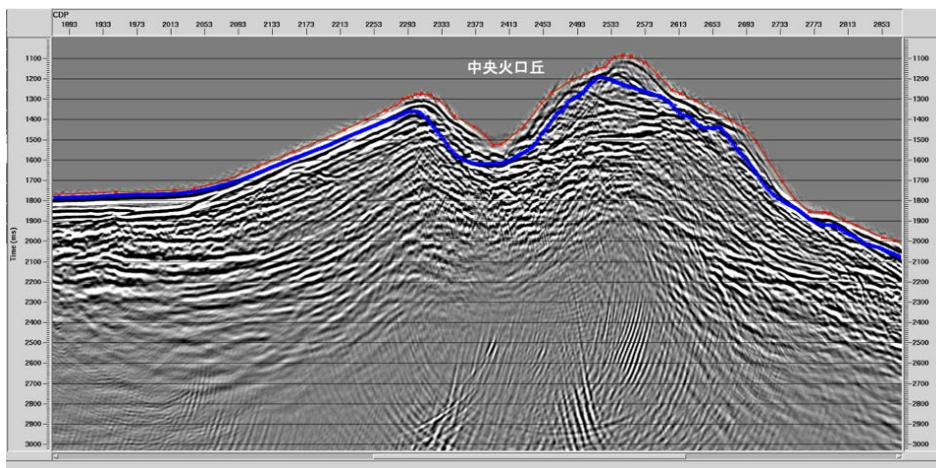
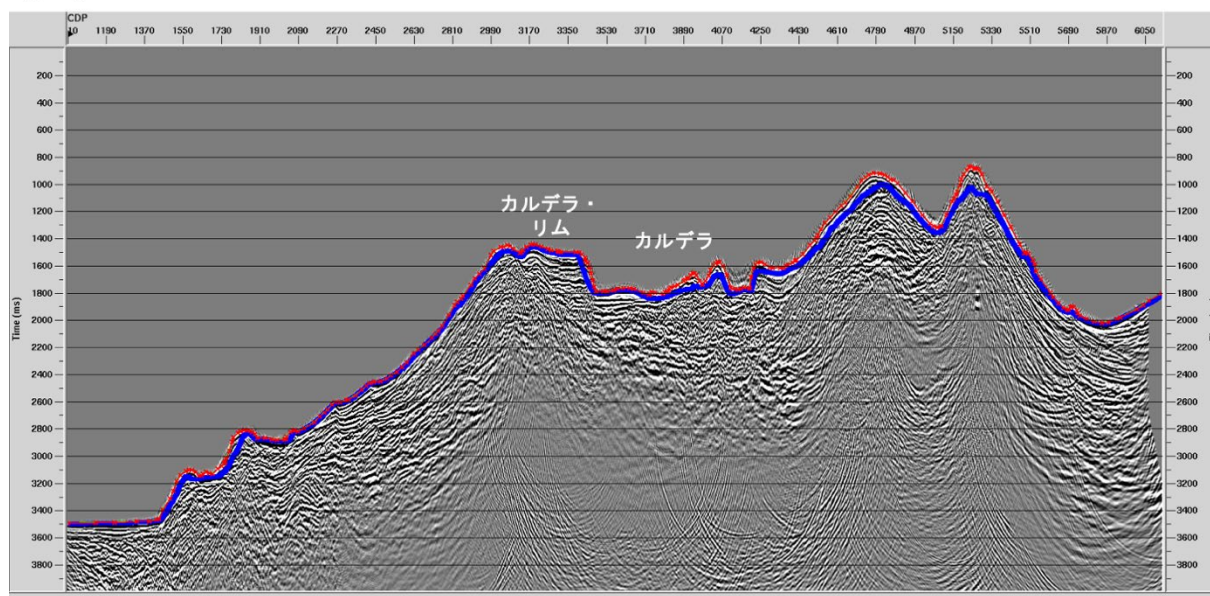


図17 (a) 測線R1の時間マイグレーション断面の拡大図。青線は海底地形、赤線はTop Mute。
(b)カルデラ・リム、(c)中央火口丘付近の拡大図。

図18で、測線R2の時間マイグレーション断面に地形プロファイルとTop Muteを重ね合わせた。ここも同様に、カルデラ底西部の地形が平坦な場所では地形プロファイルとTop Muteが良い一致を示しており、海底面下の層が正しく表現されている。一方、カルデラ・リムの切り立った崖では地形プロファイルとTop Muteが一致しない。

(a)



(b)

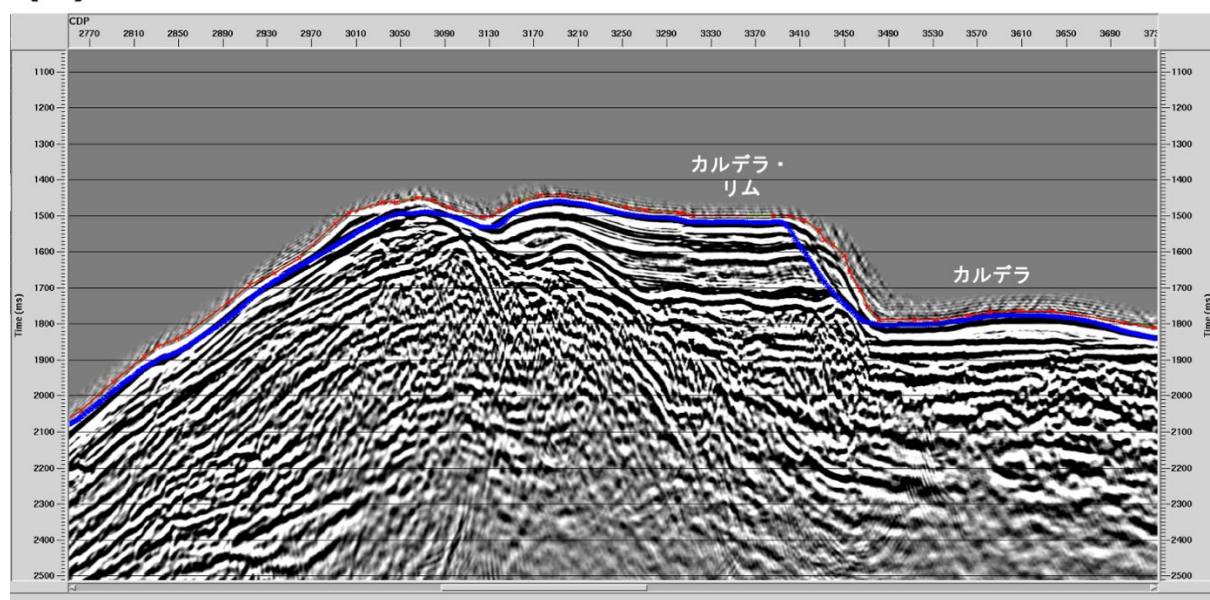
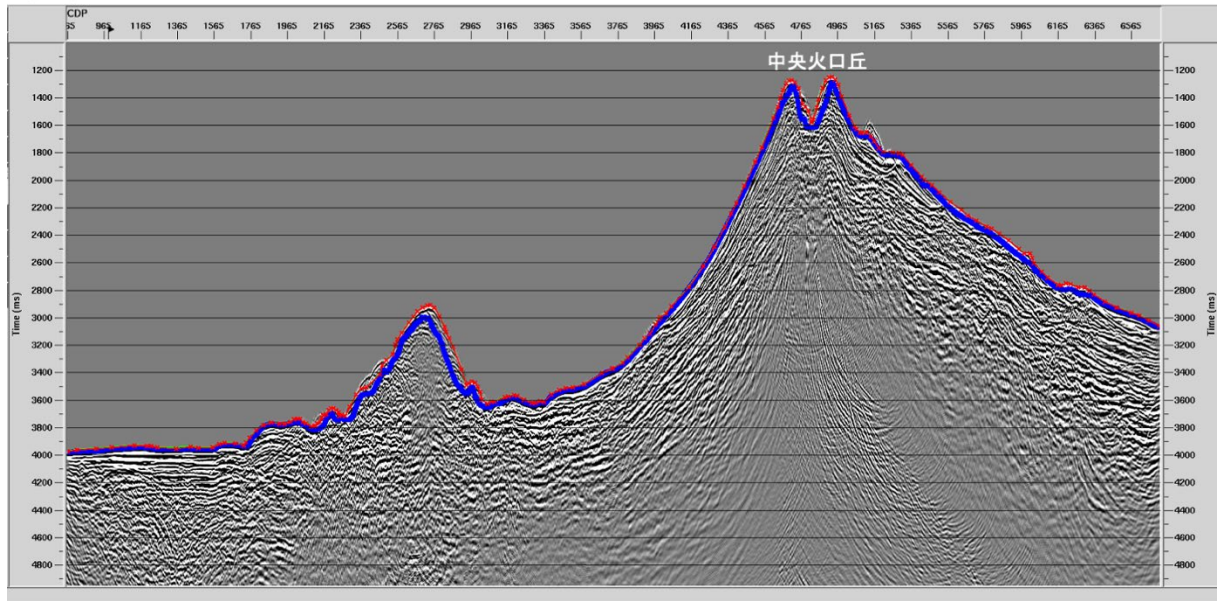


図18 測線R2の時間マイグレーション断面の拡大図。青線は海底地形、赤線はTop Mute。(a) 全体図。(b)カルデラ・リムとカルデラ西側の拡大図。

図19で、測線R3の時間マイグレーション断面に地形プロファイルとTop Muteを重ね合わせた。中央火口丘では地形プロファイルとTop Muteが一致しない。

(a)



(b)

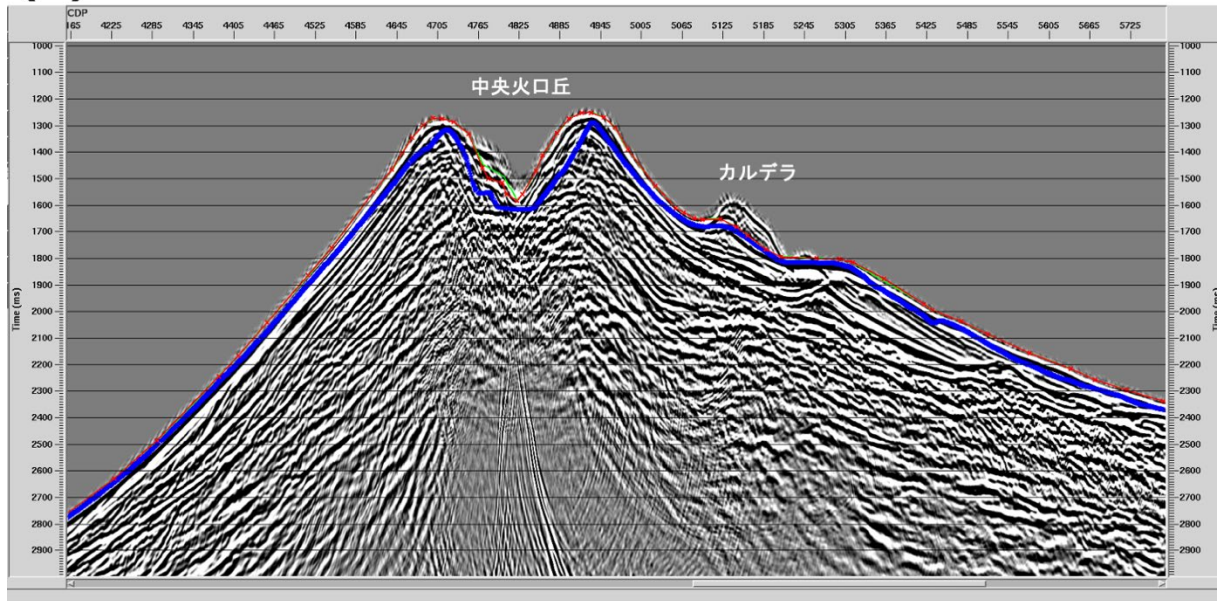


図19 測線R3の時間マイグレーション断面の拡大図。青線は海底地形、赤線はTop Mute。(a)全体図。(b)中央火口丘付近の拡大図。

最後に、図20に測線R1、R2、R3を接続して北西方向から立体的に表示する。カルデラ内の堆積層は測線間で概ね整合的であることが確認できる。

R1、R2、R3反射断面

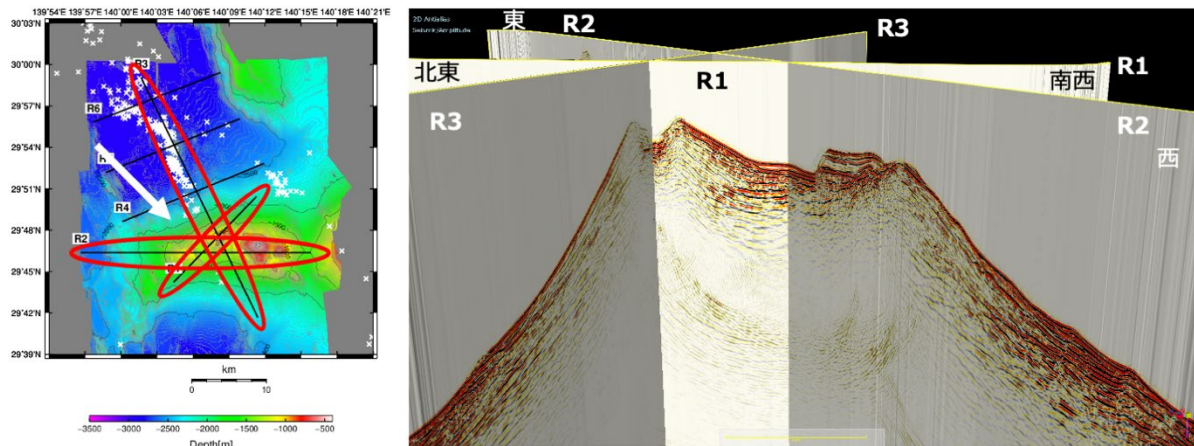


図20 測線R1、R2、R3を立体的に並べ、北西方向から見る。

2) サブボトム・プロフィール

得られた記録のうち、比較的品质の高い測線R1の記録を示す。図21は測線R1で得られた複数のSBP記録を合成した画像である。中央火口丘やカルデラ壁近傍のような傾斜が急な地域では明瞭な信号は得られなかった。一方、カルデラ底部の平坦な場所においては、反射法探査で検出された海底下約0.1s付近の反射面は確認できなかったものの、海底直下数mはほぼ水平に成層し、その下より音響的にやや透明な層が存在しているように見える。ただし、最終的な解釈は他の情報も収集の上、慎重に行う必要がある。

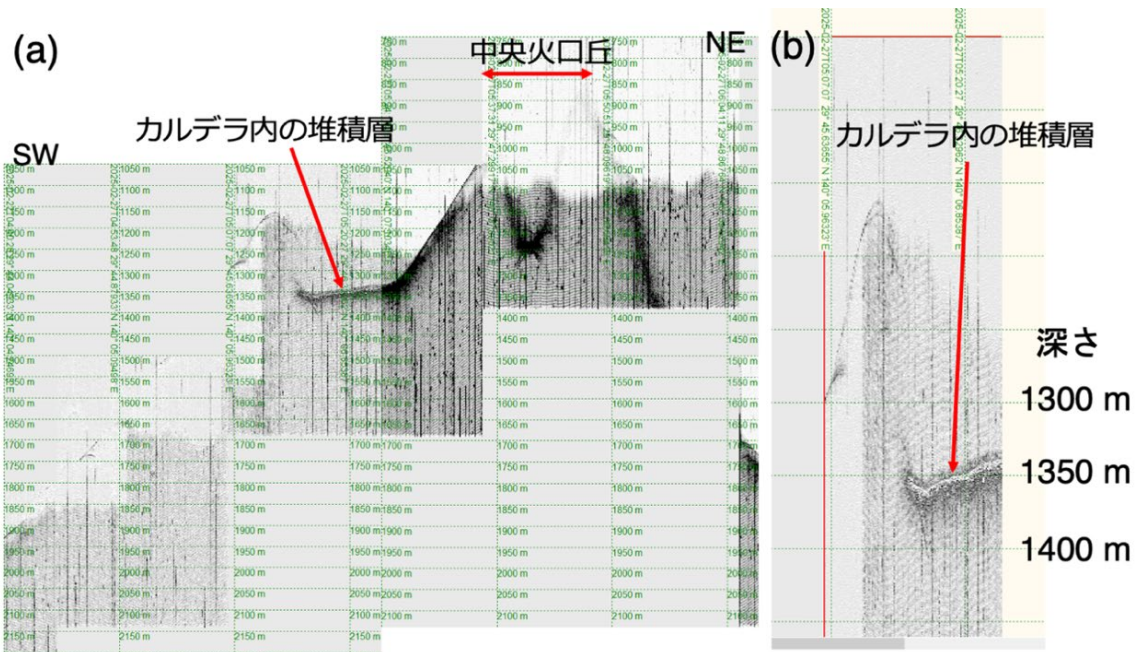


図21 (a) 測線R1におけるSBPの合成図。(b)カルデラ底部の拡大図。

(g) 結論並びに今後の課題

嬬婦海山並びに鳥島リフトで反射法探査を実施した。嬬婦海山のカルデラ底に噴火前後の地形変化

と整合的な地層が存在することを確認した。また、反射法探査と並行して実施したサブボトム・プロファイリングの結果も反射法探査と矛盾しない。以上のことから、海底地形調査で得られた地形変化は土砂の堆積によるものであることが示唆される。

今後の課題としては、堆積したと考えられる体積の推定、反射法探査と同じ航海(KM25-02 Leg1:2025年2月 22 日から3月8日)で実施した海底地震計とエアガンによる屈折法探査、別の航海(KM25-02 Leg2:2025年3月 13 日から3月 29 日)で実施されたドレッジやピストンコアで採取された試料の分析など、複数の結果と照合し、総合的に解釈を進めていく必要がある。また、Obana et al. (2025)が求めた 2023 年 11 月から 12 月の地震活動の震源域と、測線 R4、R5、R6における断層と思われる不連続構造との関係を明らかにしていくことが必要である。

(h) 引用文献

- Fujiwara, T., K. Imai, M. Obayashi, K. Yoshida, N. Tada, K. Obana, G. Fujie, S. Ono and S. Kodaira, The Sofu Seamount submarine volcano present in the source area of the October 2023 earthquakes and tsunamis in Japan. *Geophysical Research Letters*, 51, e2024GL109766. doi:10.1029/ 2024GL109766, 2024.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 鳥島近海の地震活動の評価(令和 5 年 10 月 11 日公表), https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2023/2023_torishima.pdf, 2023a.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 鳥島近海の地震活動の評価(令和 5 年 11 月 10 日公表), https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2023/2023_torishima_2.pdf, 2023b.
- 海上保安庁, 鳥島近海で海底噴火の痕跡を確認 ～令和5年 10 月の津波現象の原因究明の一助に～, <https://www.kaiho.mlit.go.jp/info/kouhou/r6/k240329/k240329.pdf>, 2024.
- 海洋研究開発機構, 海底広域研究船「かいめい」による鳥島周辺海域の緊急調査航海の実施について(速報), https://www.jamstec.go.jp/j/about/press_release/20231121/, 2023.
- Kubota T., O. Sandanbata, T. Saito, and T. Matsuzawa, Accelerating seafloor uplift of submarine caldera near Sofugan Volcano, Japan, resolved by distant tsunami recordings. *Geophysical Research Letters*, 51, e2024GL108. doi:10.1029/2024GL108415, 2024.
- Minami, H. and K. Tani, Morphological evidence of an explosive eruption event in October 2023 at Sofu Seamount in the Izu-Bonin Arc. *Marine Geology*, 477, 107405. doi: 10.1016/j.margeo.2024.107405, 2024.
- Obana, K., A. Ito, T. Fujiwara, M. Obayashi, K. Imai, Y. Nakamura, K. Yoshida, N. Tada, T. Nakajima, H. Matsumoto, G. Fujie, S. Tanaka, S. Ono, S. Kodaira, Earthquake activity in the Torishima Rift and Sofu Seamount, and its relationship to the October 2023 tsunamis in Japan, *Earth, Planets and Space*, 77:56. doi:10.1186/s40623-025-02185-x, 2025.
- Sandanbata, O., K. Satake, S. Takemura, S. Watada, T. Maeda, and T. Kubota, Enigmatic tsunami waves amplified by repetitive source events near Sofugan volcano, Japan. *Geophysical Research Letters*, 51, e2023GL106949. doi:10.1029/2023GL106949, 2024.
- Takemura, S., T. Kubota, and O. Sandanbata, Successive tsunamigenic events near Sofu Seamount inferred from high- frequency teleseismic *P* and regional *T* waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 129, e2024JB029746. doi:10.1029/2024JB029746, 2024.
- Tanaka, S., M. Nakano, T. Nakajima, J. Yoshimitsu, M. Obayashi, and D. Metz, Monitoring Submarine Volcanic Activities in the Izu-Bonin-Mariana Arc Using the International Monitoring System Hydrophone Array Signals. *Seismological Research Letters*, 96, 721-730. doi:10.1785/ 0220240341, 2025.

4. 全体成果概要

陸域火山の霧島硫黄山を対象に、水蒸気噴火前後でのキャップロック構造の変化の解明を行い、2018 年4月の水蒸気噴火前と噴火後の MT 応答関数の比較から、霧島硫黄山地下の比抵抗構造が変化していることが分かった。すなわち噴火以前の構造に対し、噴火後はキャップロック構造に対応すると考えられる低比抵抗域が水平方向に拡大し、その形状もより「つりがね状」になっており、高間隙水圧の流体を貯めこみやすい構造に変化したと推定された。この結果は、より規模の大きな水蒸気噴火を起こす可能性が増したと考えられる。また、「つりがね状」の低比抵抗領域の頂部付近は高比抵抗化したと推定され、高温化や酸性化により流体をためこむ「蓋」の頂部が弱くなっている可能性がある。一方で、地表の地熱活動の活発化が見られる領域の地下で、表層から深さ 200m程度が低比抵抗化していることが明らかであり、この低比抵抗化が熱水変質の進行を意味するのか、それとも熱水の寄与が大きくなっているのかを明らかにすることは、水蒸気噴火を予測する上で重要な課題といえる。

更に、霧島硫黄山でキャップロック構造とされる地質試料の岩石・鉱物学的特徴の解明を行い、2024 年現在の比抵抗構造がボーリングコア試料で直接測定した比抵抗値と整合的であることが確認された。地質試料が採取されたことによって、形成史、硫黄帯及び硫酸酸性熱水の影響を受けた変質の変遷、現在の物性値の測定が一元的に行われ、現在の難透水層の物性とその形成過程を知る手がかりが得られた。

海域火山の嬬婦海山周辺域において、中央火口丘やカルデラ並びに鳥島リフトを横切る測線を設定し、反射法探査とサブボトム・プロファイリングを実施した。反射断面からは、カルデラ底の平坦な部分に、2022 年から 2024 年または 1987 年から 2023 年にかけての水深の変化分と調和的である海底直下に最大約 70mもの厚さの音響的に透明な層が確認された。サブボトム・プロファイリングからは、カルデラ底の下に厚さ数mの音響的にやや透明な層を確認した。これらの結果は、海底地形調査で得られた地形変化は土砂の堆積によるものであることを示唆する。

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) 陸域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査：霧島硫黄山

(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
相澤広記・松島喜雄・松永康生ほか	広帯域 MT 繰り返し観測により推定した霧島硫黄山浅部低比抵抗層の変化	2025 年度火山学会秋季大会	2025 年 10 月 (予定)
草野有紀・井村 匠・山元孝広・古川竜太ほか	水蒸気噴火を発生する火山下の難透水層試料の岩石・鉱物学的特徴―霧島硫黄山の例	2025 年度地質学会 (熊本)	2025 年 9 月 (予定)

(b) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

無し

(2) 海域火山の総合的な評価に資する基礎情報調査：嬬婦海山周辺域

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

無し

(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

地域連携については、陸域火山に関して、地元自治体である宮崎県危機管理課、同県えびの市、また霧島山火山防災協議会の火山専門家に、事業趣旨と調査計画の説明を行った。特に関連の深いえびの市には、2024年12月に市長、基地・防災課、商工観光課に事業内容の説明を行い、得られた調査結果の概要報告を商工観光課に行った。海域火山に関して、東京都総合防災部に調査結果の概要を報告した。

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、地球物理学並びに地質鉱物学を専門とする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、2025年3月17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>

鍵山恒臣 京都大学 名誉教授

大場 司 秋田大学国際資源学部 教授

筒井智樹 京都大学防災研究所附属火山防災研究センター 特定教授

<文部科学省>

相澤幸治 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

酒井和紀 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>

藤原 治 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門 部門長

石塚吉浩 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門 副部門長

松島喜雄 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門 キャリアエキスパート

古川竜太 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門火山活動研究グループ グループ長

草野有紀 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門火山活動研究グループ 主任研究員

朝比奈大輔 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門地質変動研究グループ 主任研究員

山元孝広 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門 招へい研究員

藤江 剛 海洋研究開発機構地震火山部門地震発生帯研究センター センター長

相澤広記 九州大学理学院付属地震火山観測研究センター 准教授

井村 匠 山形大学理学部 講師

7. むすびと今後の課題

陸域の霧島硫黄山では、2018 年水蒸気噴火前後に変化したと言われている火山下の低比抵抗層について、噴火前に実施された研究と同一にして測定し解析された。その結果、噴火以前の構造に対し、噴火後はキャップロック構造に対応すると考えられる低比抵抗域が水平方向に拡大し、その形状もより「つりがね状」になっており、高間隙水圧の流体を貯めこみやすい構造に変化したと推定された。この結果は、より規模の大きな水蒸気噴火を起こす可能性が増したと考えられる。また、「つりがね状」の低比抵抗領域の頂部付近は高比抵抗化したと推定され、高温化や酸性化により流体をためこむ「蓋」の頂部が弱くなっている可能性がある。

また、霧島硫黄山で深度 275m の試錐から得た地質試料の検討を行った結果、水蒸気噴火を発生させる火山下の難透水層の掘削に成功したといえる。しかしながらその変質鉱物相には複数の粘土鉱物が認められ、低比抵抗体の解釈として一般的に言われるような一元的な粘土鉱物（スメクタイト）層ではないことがわかった。現在の霧島硫黄山周辺の熱水活動は最大でも最近数百年間の火山活動の結果であり、比抵抗構造は現代の地下構造のスナップショットに過ぎない。一方、地質試料は形成してから現在までに被ったすべての現象の積分結果である。今後の地質試料の解析から熱水変質の詳細な順序を整理し、測定された物性値との関係を精査することにより、比抵抗構造から地下の火山活動の変化を読み取ることができるように考えられる。

海域においては、2023 年 10 月に地震の規模に比べて大きな津波が発生し、顕著な地形変化が確認された孀婦海山が基礎情報調査の対象として選定され、音波による反射法探査やサブボトム・プロファイリングによる地下構造探査を実施した。本事業では、調査航海の実施が 2025 年 2 月から 3 月と非常に遅い時期でもあったために、十分な解析を行うことはできなかったが、2023 年 10 月の孀婦海山の活動を理解する上で重要な基礎的なデータを収集し、速報的な解析を実施することができた。孀婦海山の基礎情報調査に関する本事業は終了するが、ここで得られたデータ並びに本事業以外で取得した屈折法探査データ、自然地震データの解析や岩石や泥等の試料の分析を進めていくことによって、火山としての孀婦海山の理解を深めていく必要がある。

以上