

令和 6 年度原子力規制庁委託成果報告書

火山活動及び火山モニタリング評価
に係る調査・研究

京都大学防災研究所

令和 7 年 3 月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した事業の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

目次

1. 令和6年度事業の委託研究の概要.....	1-1
2. 研究報告.....	2-1-1
(1) 活動的カルデラ火山の地下構造調査.....	2-1-1
(1)-1 長期連続反射法探査の構築に関する調査・研究.....	2-1-1
(1)-1-1. はじめに.....	2-1-1
(1)-1-2. 設備構成の検討.....	2-1-5
(1)-1-3. 予備調査.....	2-1-9
(1)-1-4. 設計.....	2-1-42
(1)-1-5. 過去データの検討.....	2-1-45
(1)-1-6. まとめ.....	2-1-56
参考文献.....	2-1-58
付録 総合柱状図.....	2-1-60
(1)-2 自然地震観測によるデータの蓄積と始良カルデラの地震活動モニタリン グ.....	2-1-61
(1)-2-1. はじめに.....	2-1-61
(1)-2-2. 臨時地震観測の維持と新設点設置.....	2-1-62
(1)-2-3. 新設観測点設置による解析結果向上の検証.....	2-1-67
(1)-2-4. 始良カルデラで発生する地震活動の精査.....	2-1-73
参考文献.....	2-1-79
(2) 活動的カルデラ火山の火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査..	2-2-1
(2)-1 海底地盤変動観測装置による地盤変動観測と妥当性の検討.....	2-2-2
(2)-1-1. はじめに.....	2-2-2
(2)-1-2. 海底地盤変動観測装置設置後の経過.....	2-2-3
(2)-1-3. まとめと今後の展望.....	2-2-16
参考文献.....	2-2-17
(2)-2 地盤変動データの蓄積と火山性地盤変動の監視.....	2-2-19
(2)-2-1. 既設観測点の維持と観測点の新設.....	2-2-21
(2)-2-2. 観測で得られた地表変位.....	2-2-22
(2)-2-3. 始良カルデラ内の圧力源の時空間変化.....	2-2-29
(2)-2-4. 始良カルデラへのマグマ蓄積速度の推定.....	2-2-31
(2)-2-5. まとめ.....	2-2-35
参考文献.....	2-2-36

(3) マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究.....	2-3-1
(3)-1 岩石学的研究.....	2-3-2
(3)-1-1. はじめに.....	2-3-2
(3)-1-2. 新島軽石の岩石学的解析.....	2-3-3
(3)-1-3. 新島軽石を用いた相平衡実験に基づくマグマ貯留条件の検討.....	2-3-9
(3)-1-4. 鉛同位体比測定によるマグマ溜まりの火山モニタリング....	2-3-15
(3)-1-5. まとめ.....	2-3-20
参考文献.....	2-3-21
(3)-2. 火山流体を用いたマグマの種別判定.....	2-3-24
(3)-2-1. 九重地域の流体試料の希土類元素組成.....	2-3-24
(3)-2-2. 九重地域のマグマの種別判定.....	2-3-27
(3)-2-3. まとめ.....	2-3-34
参考文献.....	2-3-34
別表.....	2-3-36
(4) 成果のまとめと今後の課題.....	2-4-1
(5) 委員会等の開催.....	2-5-1
(5)-1. 第1回外部評価委員会の内容の要点.....	2-5-1
(5)-2. 第2回外部評価委員会の内容の要点.....	2-5-2

図表目次

1. 令和6年度事業の委託研究の概要.....	1-1
図 1-1. 長期連続反射法探査の構築に関する調査・研究のロードマップ.....	1-2
図 1-2. 自然地震観測によるデータの蓄積と始良カルデラの地震活動モニタリングのロードマップ.....	1-3
図 1-3. 海底地盤変動観測装置による地盤変動観測と妥当性の検討のロードマップ.....	1-4
図 1-4. 地盤変動データの蓄積と火山性地盤変動の監視のロードマップ.....	1-4
図 1-5. マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究（岩石学）のロードマップ.....	1-5
図 1-6. マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究（火山性流体）のロードマップ.....	1-6
2. 研究報告.....	2-1-1
(1) 活動的カルデラ火山の地下構造調査.....	2-1-1
(1)-1 長期連続反射法探査の構築に関する調査・研究.....	2-1-1
(1)-1-1. はじめに.....	2-1-1
図 1-1-1. 地震反射波による地下構造変化検出の模式図.....	2-1-1
図 1-1-2. Tsutsui et al. (2016) における地震反射波変化検出例.....	2-1-2
図 1-1-3. 長期連続反射法解析法.....	2-1-3
図 1-1-4. 本項目のロードマップ.....	2-1-4
(1)-1-2. 設備構成の検討.....	2-1-5
図 1-1-5. 候補地.....	2-1-5
図 1-1-6. 発振設備概念図.....	2-1-6
表 1-1-1. 発振施設候補地.....	2-1-7
図 1-1-7. 検討の経過.....	2-1-8
(1)-1-3. 予備調査.....	2-1-9
図 1-1-8. コア産状.....	2-1-10
図 1-1-9. ダウンホール法 PS 検層.....	2-1-11
図 1-1-10. NBPB における PS 検層.....	2-1-11
図 1-1-11. NBPB における PS 検層観測記録.....	2-1-12
表 1-1-2. 観測走時.....	2-1-13

図 1-1-12. a)斜距離補正後走時曲線 b)地震波速度構造.....	2-1-13
図 1-1-13. ルジオン試験.....	2-1-14
表 1-1-3. NBPB 岩石圧縮強度試験供試体.....	2-1-15
図 1-1-14. NBPB(B-24)地質柱状図.....	2-1-16
図 1-1-15. 地震探査測線.....	2-1-17
図 1-1-16. 測線計画図.....	2-1-18
表 1-1-4. 地震探査諸元.....	2-1-18
図 1-1-17. 観測機器図.....	2-1-19
図 1-1-18. 発振作業.....	2-1-19
図 1-1-19. 発振記録例(LineA-P 波).....	2-1-20
図 1-1-20. 発振記録例(LineB-P 波).....	2-1-21
図 1-1-21. 発振記録例(LineB-S 波).....	2-1-23
図 1-1-22. 初動読み取り走時曲線.....	2-1-24
表 1-1-5. トモグラフィ解析パラメーター一覧.....	2-1-25
図 1-1-23. LineA 初動読み取り走時曲線編集前後.....	2-1-25
図 1-1-24. トモグラフィ解析最終結果 LineA-P 波測線.....	2-1-26
図 1-1-25. (a)トモグラフィ解析最終結果 LineB-P 波測線 (b) トモグラフィ解析最終 結果 LineB-S 波測線.....	2-1-27
図 1-1-26. 平均地震波速度構造と PS 検層結果.....	2-1-29
図 1-1-27. 微動探査によって推定された S 波速度構造.....	2-1-30
表 1-1-6.シミュレーション設定.....	2-1-31
表 1-1-7. 数値計算に用いた弾性パラメーター一覧.....	2-1-31
図 1-1-28. 個々の水槽モデル.....	2-1-32
図 1-1-29. 測定点(観測点)配置.....	2-1-32
図 1-1-30. 各モデルにおける 2000 psi 発振後 40 ms のスナップショット	2-1-33
図 1-1-31. 水槽内壁における最大圧力推定値.....	2-1-35
図 1-1-32. 水槽内壁最大圧力の方位依存性.....	2-1-36
図 1-1-33. 水槽壁にかかる最大圧の比較.....	2-1-37
表 1-1-8. 水槽直下 50 m における放射エネルギー推定値.....	2-1-38
表 1-1-9. 水槽直下 100 m における放射エネルギー推定値.....	2-1-38
図 1-1-34. 2000 psi 発振に対する発振水槽直下 100 m 深における合成観測波形(a, b)と そのスペクトル(c, d).....	2-1-39
図 1-1-35. エアガン作動圧力 2000 psi における発振を鉛直下方から 15 度の方向の距 離 50 m 地点で観測した場合の合成波形.....	2-1-41
図 1-1-36. 各モデルにおけるピーク振幅の方位依存性.....	2-1-42

(1)-1-4. 設計.....	2-1-42
表 1-1-10. 垂直地震探査用発振水槽.....	2-1-43
図 1-1-37. 発振水槽原案.....	2-1-44
(1)-1-5. 過去データの検討.....	2-1-45
図 1-1-38. 振源距離 19.6 km における令和 5 年度シミュレーション波形(a)と令和 4 年 度観測波形(b).....	2-1-45
図 1-1-39. 始良カルデラの P 波速度構造.....	2-1-46
図 1-1-40. 始良カルデラ西部の振源距離 19.6 km 地点における地震反射波走時の動的 特性.....	2-1-47
表 1-1-11. 深度 12~16 km の領域における反射面深度 1 km 増加にともなう反射波の 動的特性の変化.....	2-1-48
表 1-1-12. 後続相の同定結果.....	2-1-48
図 1-1-41. ビームフォーミング後の波形記録と後続相.....	2-1-49
図 1-1-42. 地震波反射係数.....	2-1-50
図 1-1-43. 振源距離 102 m 地点(SUM1)上下動成分波形.....	2-1-51
図 1-1-44. 異なるエアガン深度の発振における発振波形スペクトルの差異	2-1-52
図 1-1-45. 振源距離と上下動成分最大振幅.....	2-1-53
図 1-1-46. 異なる作動圧の発振に対する発振波形の振幅スペクトルの差異	2-1-53
図 1-1-47. 発振水槽 KURP を用いた場合の 90 m 地点における上下動波 形.....	2-1-54
図 1-1-48. 水槽 KURP 内発振と貯水池発振との周波数成分比較.....	2-1-55
表 1-1-13. 振幅スペクトル総和.....	2-1-56
(1)-1-6. まとめ.....	2-1-56
表 1-1-14. 発振施設予定地 (D 地点) の地盤地質.....	2-1-57
図 1-1-49. 発振施設予定地の地震波速度.....	2-1-57
付録 総合柱状図.....	2-1-60
(1)-2 自然地震観測によるデータの蓄積と始良カルデラの地震活動モニタリン グ.....	2-1-61
(1)-2-1. はじめに.....	2-1-61
図 1-2-1. 自然地震観測によるデータの蓄積と始良カルデラの地震活動モニタリングに おける 5 年間のロードマップ.....	2-1-62

(1)-2-2. 臨時地震観測の維持と新設点設置.....	2-1-62
図 1-2-2. 臨時地震観測点の配置図.....	2-1-63
表 1-2-1. 臨時地震観測のデータ回収実施日.....	2-1-63
図 1-2-3. 臨時観測点での観測波形例.....	2-1-64
図 1-2-4. 新設観測点および既設観測点の移設位置図.....	2-1-65
図 1-2-5. 大隅半島南東部移設点 No12 の撤去前、撤去後の状況.....	2-1-65
図 1-2-6. 始良カルデラ東縁の No1、設置前全景と設置後.....	2-1-66
図 1-2-7. 始良カルデラ東縁の No2、設置前全景と設置後.....	2-1-66
図 1-2-8. 薩摩半島北西部の No3、設置前全景と設置後.....	2-1-66
図 1-2-9. 薩摩半島北西部の No4 の移設点、設置前全景と設置後.....	2-1-67
図 1-2-10. R7 年度設置予定箇所の薩摩半島北西部の No5 の新設観測点および大隅半島 の移設観測点予定地.....	2-1-67
(1)-2-3. 新設観測点設置による解析結果向上の検証.....	2-1-67
図 1-2-11. 前事業で得られている深さ 1 km、5 km、10 km、15 km、20 km、25 km に おける P 波、S 波速度およびその比.....	2-1-70
図 1-2-12. 始良カルデラの特徴的な地震波速度構造.....	2-1-71
図 1-2-13. 前事業で行われた 3 次元地震波速度トモグラフィー解析におけるチェッカ ーボードテスト結果.....	2-1-72
図 1-2-14. 前事業で得られている深さ 35 km、45 km における P 波、S 波速度およびそ の比.....	2-1-73
図 1-2-15. 2024 年 8 月 29 日および 9 月 23 日に日向灘で発生した地震と新規観測点間 の波線と始良カルデラ下の波線深度.....	2-1-73
(1)-2-4. 始良カルデラで発生する地震活動の精査.....	2-1-73
図 1-2-16. 1999～2005 年に始良カルデラで発生した地震の震源分布....	2-1-75
図 1-2-17. 始良カルデラ内の震源分布と領域 2 および領域 3 の震源メカニズム 解.....	2-1-76
図 1-2-18. 始良カルデラを挟む基線長変化と 2015 年～2022 年に発生した領域 3,4(赤) および領域 2 (青) の微小地震の月別回数.....	2-1-77
図 1-2-19. 2023 年 1 月から 2024 年 10 月の始良カルデラのマグマ供給量(a)および放出 火山灰量(a 図中の灰色棒グラフ)と始良カルデラ南西部と北東部の地震活動 (b).....	2-1-78
(2) 活動的カルデラ火山の火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査.....	2-2-1
図 2-1-1. 「(2) 活動的カルデラ火山の火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査」の	

ロードマップ.....	2-2-1
(2)-1 海底地盤変動観測装置による地盤変動観測と妥当性の検討.....	2-2-2
(2)-1-1. はじめに.....	2-2-2
図 2-1-2. 海底地盤変動観測装置の設置位置と海上部の外観.....	2-2-2
図 2-1-3. 海底地盤変動観測装置の概略構造図および可動部と GNSS アンテナの位置関係.....	2-2-3
(2)-1-2. 海底地盤変動観測装置設置後の経過.....	2-2-3
表 2-1-1. 海底地盤変動観測装置作業台定期点検の点検項目.....	2-2-4
表 2-1-2. 海底地盤変動観測装置本体維持点検における目視点検結果...	2-2-6
図 2-1-4. 付着物除去後の状況.....	2-2-7
図 2-1-5. 陽極板の損耗量測定状況.....	2-2-7
表 2-1-3. 電位差測定結果.....	2-2-8
図 2-1-6. ユニバーサルジョイントの損耗量測定結果.....	2-2-8
図 2-1-7. 水中水準器.....	2-2-9
図 2-1-8. 水中水準器によるアンカーの傾斜測定結果.....	2-2-9
図 2-1-9. アンカーの埋没量測定状況.....	2-2-10
図 2-1-10. アンカーの埋没量測定結果.....	2-2-10
図 2-1-11. アンカーの着底部の状況.....	2-2-11
図 2-1-12. 2024 年 8 月 8 日に発生した日向灘地震前後のアンカーの着底部の状況.....	2-2-12
図 2-1-13. 空中ドローンによって撮影された海底地盤変動観測装置の状況	2-2-12
図 2-1-14. 日平均測位点位置の時間変化（基準局：SNYM）.....	2-2-13
図 2-1-15. 新島観測点の孔中地震計（設置深度 300m）における日向灘を震源とする地震の観測記録.....	2-2-14
表 2-1-4. 位置ギャップの補正パラメータ.....	2-2-14
図 2-1-16. 日平均測位点位置の時間変化（基準局：SNYM、位置ギャップ補正後）.....	2-2-15
図 2-1-17. 海底地盤変動観測装置および GNSS 連続観測点の位置の時間変化.....	2-2-16
(2)-2 地盤変動データの蓄積と火山性地盤変動の監視.....	2-2-19
図 2-2-1. 始良カルデラ西縁の BM2474 の BM2469（鹿児島市）に対する相対上下変動および桜島の噴火による噴出物量の時間変化（2023 年まで）.....	2-2-19

(2)-2-1. 既設観測点の維持と観測点の新設.....	2-2-21
図 2-2-2. GNSS 観測点の位置 (青丸は新設点).....	2-2-21
図 2-2-3. 中ノ島 (NAKN) における GNSS キャンペーン観測の機器設置状況.....	2-2-22
図 2-2-4. キャンペーン観測による NAKN (黒丸) の上下変動.....	2-2-22
(2)-2-2. 観測で得られた地表変位.....	2-2-22
図 2-2-5. 2017 年 - 2024 年の GNSS 観測点の位置の時間変化 (基準点 : SVOG).....	2-2-23
図 2-2-6. GNSS 観測点 MAKI-YOSI (上図) および BNTJ-KUR (下図) の水平距離の時間変化.....	2-2-26
表 2-2-1. GNSS キャンペーン観測の実施期間と連続観測点をあわせた観測点数.....	2-2-27
図 2-2-7. GNSS キャンペーン観測によって得られた観測点の水平変位..	2-2-27
図 2-2-8. SVOG に対する KURG の水平位置の変化.....	2-2-29
(2)-2-3. 始良カルデラ内の圧力源の時空間変化.....	2-2-29
図 2-2-9. GNSS キャンペーン観測に基づく圧力源の水平位置.....	2-2-29
図 2-2-10. GNSS キャンペーン観測に基づく 2016 年以降の圧力源の水平位置.....	2-2-30
表 2-2-2. GNSS キャンペーン観測による圧力源の位置と体積変化.....	2-2-31
(2)-2-4. 始良カルデラへのマグマ蓄積速度の推定.....	2-2-31
図 2-2-11. MAKI-YOSI 間の水平距離 (m).....	2-2-32
図 2-2-12. 桜島から放出された月別推定総降灰量とその累積値 (1978 年 6 月以降).....	2-2-33
図 2-2-13. 圧力源 A を用いたモデルに基づく始良カルデラへのマグマ供給量とマグマ蓄積量の時間変化.....	2-2-34
図 2-2-14. 圧力源 LS を用いたモデルに基づく始良カルデラへのマグマ供給量とマグマ蓄積量の時間変化.....	2-2-35
(3) マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究.....	2-3-1
(3)-1 岩石学的研究.....	2-3-2
(3)-1-1. はじめに.....	2-3-2
(3)-1-2. 新島軽石の岩石学的解析.....	2-3-3

表 3-1-1. 新島軽石 3 粒子の全岩化学組成.....	2-3-3
図 3-1-1. 始良カルデラ噴出物の全岩化学組成.....	2-3-4
図 3-1-2. 新島軽石に含まれる鉄チタン鉱物ペアの反射電子像とその化学組成から推定 したマグマの温度と酸素フガシティの例.....	2-3-5
図 3-1-3. ある測定日における（左）デイサイト質および（右）流紋岩質の標準ガラス のラマン分光法による分析結果.....	2-3-6
図 3-1-4. デイサイト質および流紋岩質標準ガラスの検量線の傾きと SiO_2 量との関 係.....	2-3-7
図 3-1-5. 顕微ラマン分光法による新島軽石メルト包有物の含水量測定結 果.....	2-3-7
図 3-1-6. 顕微ラマン分光法と顕微反射 FT-IR 法による新島軽石メルト包有物の含水量 測定結果.....	2-3-8
 (3)-1-3. 新島軽石を用いた相平衡実験に基づくマグマ貯留条件の検討...	2-3-9
図 3-1-7. 新島軽石と AT 噴火噴出物の全岩化学組成.....	2-3-9
図 3-1-8. 出発物質の合成に使用した新島軽石に含まれる斑晶鉱物の反射電子 像.....	2-3-10
図 3-1-9. 出発物質の合成に使用した新島軽石に含まれる斜長石と直方輝石のリムとコ アの組成分布.....	2-3-11
図 3-1-10. 出発物質の合成に使用した新島軽石の石基ガラスおよび斑晶鉱物中のガラ ス包有物の化学組成.....	2-3-11
図 3-1-11. 出発物質の合成に使用した新島軽石に含まれるチタン鉄鉱と磁鉄鉱の隣接 ペアに温度酸素分圧計を適用した結果.....	2-3-12
図 3-1-12. 実験産物の代表的な反射電子像.....	2-3-13
図 3-1-13. 予察的に実施した 2 回の高温高压実験の結果.....	2-3-14
 (3)-1-4. 鉛同位体比測定によるマグマ溜まりの火山モニタリング.....	2-3-15
図 3-1-14. 阿蘇カルデラのマグマ噴出量階段図.....	2-3-16
図 3-1-15. 阿蘇カルデラ噴出物の化学組成時間変化.....	2-3-17
表 3-1-2. 阿蘇カルデラ噴出物の鉛同位体比分析結果.....	2-3-18
図 3-1-16. 阿蘇カルデラ噴出物の鉛同位体比分布.....	2-3-19
 (3)-1-5. まとめ.....	2-3-20
図 3-1-17. 岩石学的研究のロードマップ.....	2-3-20
 (3)-2. 火山流体を用いたマグマの種別判定.....	2-3-24

図 3-2. ロードマップ.....	2-3-24
(3)-2-1. 九重地域の流体試料の希土類元素組成.....	2-3-24
図 3-2-1. 希土類元素組成を得た 65 試料の採取地点.....	2-3-25
図 3-2-2. マントルで規格化した流体中の希土類元素組成.....	2-3-25
図 3-2-3. カテゴリ毎の希土類元素組成.....	2-3-26
(3)-2-2. 九重地域のマグマの種別判定.....	2-3-27
図 3-2-4. 34 試料の採取地点.....	2-3-29
図 3-2-5. C/Cl 法を用いた先行研究で解析された 34 試料の組成プロット.....	2-3-29
表 3-2-1. 34 試料の試料番号 (ID) と δ Eu 値及び La/Lu 値.....	2-3-30
図 3-2-6. C/Cl 値と δ Eu 値.....	2-3-32
図 3-2-7. C/Cl と La/Lu 値.....	2-3-32
図 3-2-8. 酸素水素同位体比.....	2-3-33
図 3-2-9. 火山性流体から推定される九重地域のマグマ種別.....	2-3-33
別表.....	2-3-36
(4) 成果のまとめと今後の課題.....	2-4-1
図 4-1. (図 1-1-37 再掲) 発振水槽原案	2-4-1
図 4-2 (図 1-2-18 再掲) 始良カルデラを挟む基線長変化と 2015 年～2023 年に発生 した桜島北東～東側および桜島南西側の微小地震の月別回数.....	2-4-3
図 4-3. (図 2-1-17 再掲) 海底地盤変動観測装置および GNSS 連続観測点の位置の時 間変化.....	2-4-5
図 4-4. (図 2-2-13 再掲) 圧力源 A を用いたモデルに基づく始良カルデラへのマグマ供 給量の推移.....	2-4-6
図 4-5. (図 3-1-13 再掲) 予察的に実施した 2 回の高温高压実験の結果.....	2-4-7
図 4-6. (図 3-2-9 再掲) 火山性流体から推定される九重地域のマグマ種 別.....	2-4-8

1. 令和 6 年度事業の委託研究の概要

本事業は、地下構造探査、地殻変動観測等の最新知見に基づく調査から、地下での状態変化を直接捉えうる手法による観測を行い、地下のマグマの増加と地表で発現する変化との関係を検討することに加え、マグマ溜まりの蓄積及び時空間変化を捉えるための調査研究を行い、火山活動及び火山モニタリング指標を作成することを目的とする。

令和 6 年度は次の項目を実施した。以下に実施計画書の記述とそれに対応する報告書内容を、原則として実施計画書で記述された順番で挙げる。

(1) 活動的カルデラ火山の地下構造調査

本項目では始良カルデラ下で見出された低速度領域の反射面を定常的に捉える長期連続反射法探査について、原子力規制庁が「原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）事業」により実施した試験用水槽における試験発振等の基礎実験に係る成果を踏まえ、シミュレーションや人工地震探査の発振源の設計・建造等を行い、火山モニタリングに資する観測手法の構築を行う。

(1)-1. 長期連続反射法探査の構築に関する調査・研究

本項目では火山モニタリングに資する長期連続反射法探査を構築することを目的として、原子力規制庁「原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）事業」により実施した試験用水槽における試験発振等の基礎実験に係る成果を踏まえ、発振設備建造のための準備調査を実施した。令和 6 年度は複数の型式の発振設備型式の検討を行いつつ候補地の調査を行った。そのうえで、数値シミュレーションによる振源波形の検討、振源装置近傍圧力の発振設備構成への依存性等の調査を行い、次年度に計画する発振設備の仕様を決定した。また、上記基礎実験で得られたデータを基に、反射波走時と振幅の変化に注目した発振条件による変化などを検討し、走時に関する構造変化検出の評価基準、メルト分率の変化に対する反射強度の変化をまとめた。

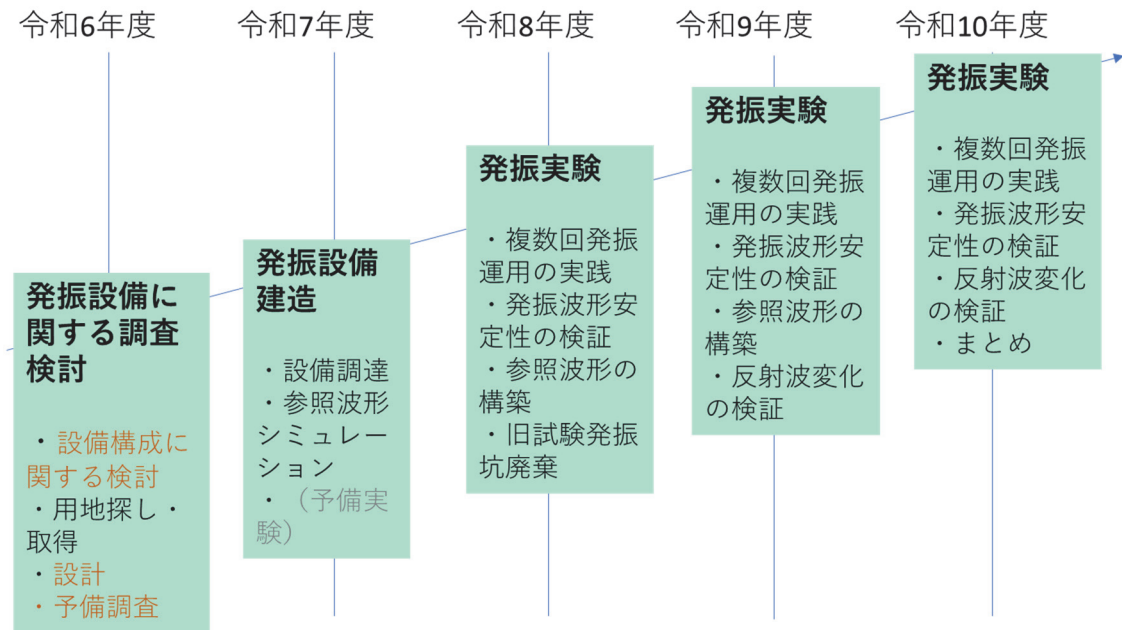


図 1-1. 長期連続反射法探査の構築に関する調査・研究のロードマップ

(1)-2. 自然地震観測によるデータの蓄積と始良カルデラの地震活動モニタリング

本項目では(1)-1 の構造変化の検出の確からしさを検討するにあたり、始良カルデラ周辺での定常的な地震活動の把握を目的として、原子力規制庁が「原子力施設等防災対策等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）事業」及び「原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）事業」により設置した臨時地震観測点(14 点)を維持し、これらの観測点における地震観測を継続するとともに、カルデラ内で発生する地震及びカルデラ下の地殻構造を精度よく捉えるため、始良カルデラ近傍及び薩摩半島北西部に新設観測点を設置する。これらの観測データに、京都大学防災研究所が所有する桜島島内及び始良カルデラ周辺の定常観測点、防災科学技術研究所の所有する Hi-Net などの地震観測点で得られた観測データを加えて、始良カルデラ内の地震の震源位置、発生メカニズム等の時空間変化の検討に資する地震観測データを蓄積する。

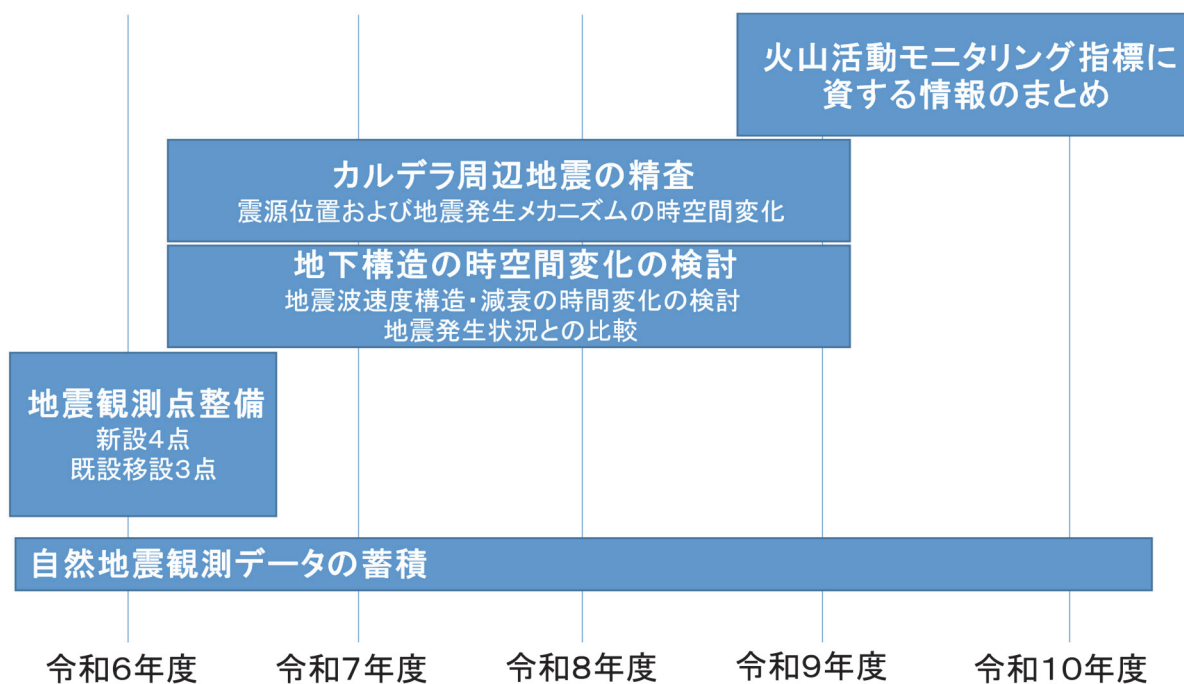


図 1-2. 自然地震観測によるデータの蓄積と始良カルデラの地震活動モニタリングのロードマップ

(2) 活動的カルデラ火山の火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査

本項目では原子力規制庁が「原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）事業」により令和4年度に始良カルデラに設置した海底地盤変動観測装置の維持・管理、観測システムの運用を行い、データを取得するとともに、取得したデータについて年単位での季節変動の評価を行い、その影響を除去したうえで、火山モニタリングに資する定量的な観測データを取得する。さらに、得られたデータを周辺観測点の結果と比較検討することで観測の妥当性を検証する。

(2)-1. 海底地盤変動観測装置による地盤変動観測と妥当性の検討

本項目では海域における定量的な観測データの取得及びその確からしさを検出することを目的として、原子力規制庁「原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）事業」により令和4年度に始良カルデラに設置した海底地盤変動観測装置の点検作業を含めた維持・管理、観測システムの運用を行い、データを取得する。取得したデータは、(2)-2 で得られる周辺の観測データと比較し、確からしさを検討するとともに、年単位での季節変動評価、自重による沈下量の評価を行うための基礎データとして蓄積を継続する。

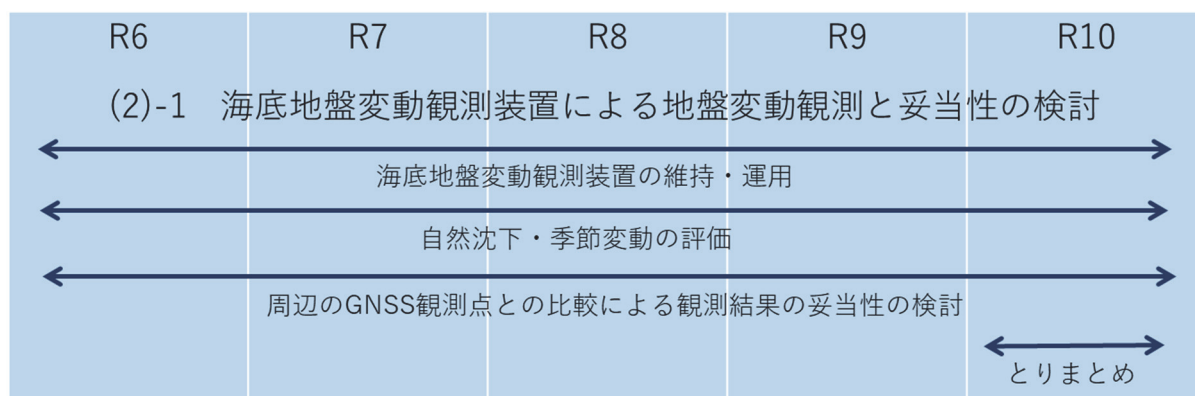


図 1-3. 海底地盤変動観測装置による地盤変動観測と妥当性の検討のロードマップ

(2)-2. 地盤変動データの蓄積と火山性地盤変動の監視

本項目では(1)-2 と関連して始良カルデラにおける火山性地盤変動の定常成分の把握を目的として、原子力規制庁が「原子力施設等防災対策等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）事業」及び「原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）事業」により設置した GNSS 観測点(17 点)を維持し、これらの観測点における地盤変動観測を継続するとともに、変動量の大きい始良カルデラ北縁部に新設観測点を設置する。また、海底地盤変動観測装置の近傍に位置する岩礁である中ノ島における臨時観測を実施する。これらの観測データに、常設 GNSS 観測網で得られた観測データを加えて、始良カルデラ内の圧力源等の時空間変化の検討に資する地盤変動データを蓄積する。

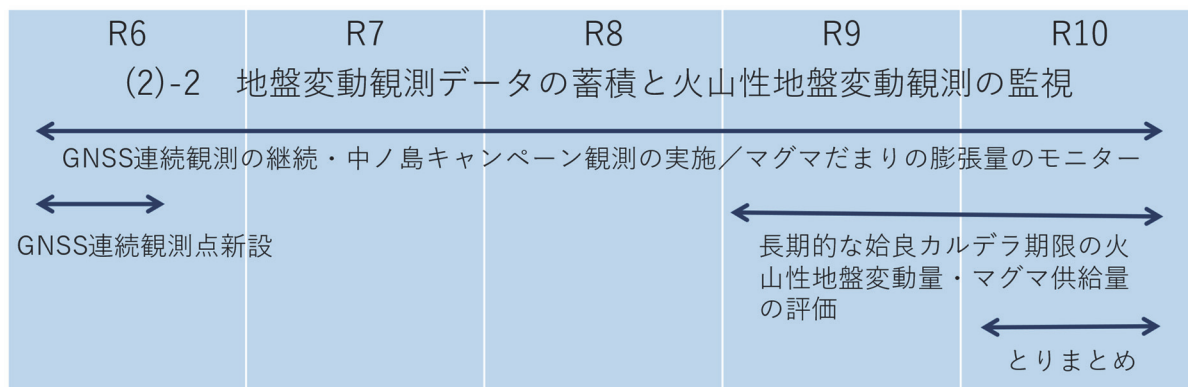


図 1-4. 地盤変動データの蓄積と火山性地盤変動の監視のロードマップ

(3) マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究

本項目では大規模噴火に至るまでのマグマ溜まりの時空間変化の不確実性を低減することを目的として、複数の異なる手法を用いてマグマの蓄積深度、蓄積時間等を検討するとともに、物質科学的手法等を用いたモニタリングに関する研究を行う。

(3)-1. 岩石学的研究

「岩石学的研究」では、始良カルデラ形成後の後カルデラ期のマグマ供給系の時空間変化に関

する岩石学的研究について報告する。

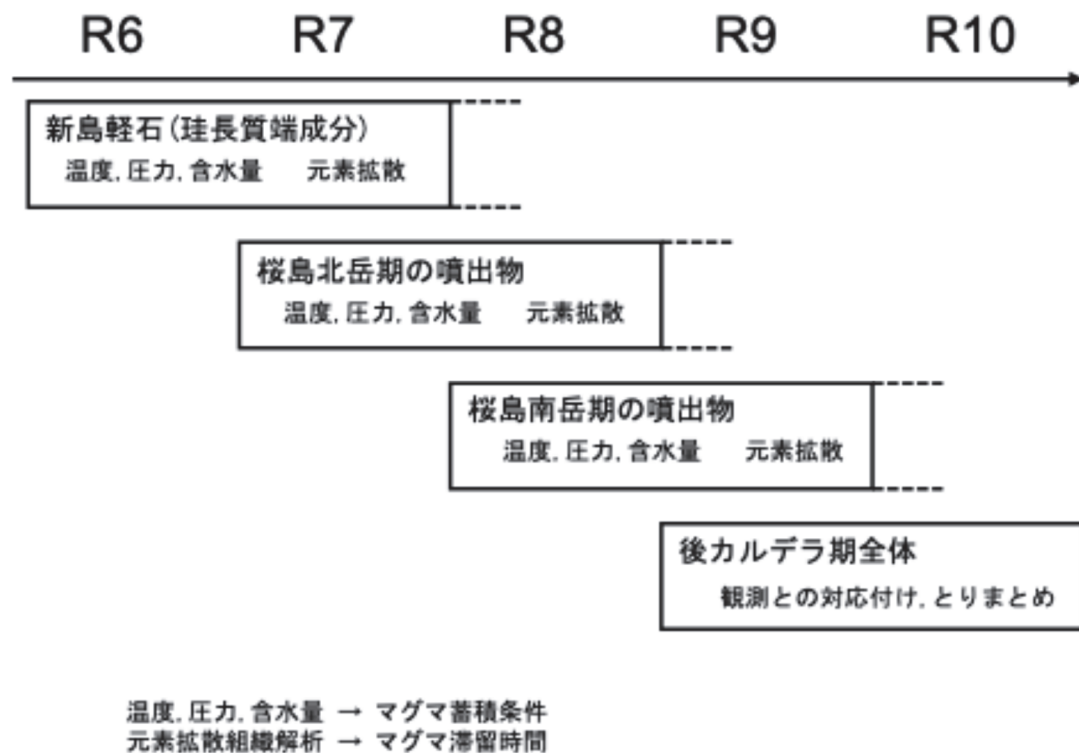


図 1-5. マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究（岩石学）のロードマップ

令和 6 年度は、後カルデラ期で最大規模、かつ珪長質端成分に相当するマグマ由来の噴出物として新島(しんじま)軽石に着目して、主にマグマ蓄積条件（温度・圧力等）を目的とした岩石学的分析（(3)-1-2 章）および実験岩石学的解析（(3)-1-3 章）を行った。

併せて、カルデラ火山のマグマ供給系の時間発展プロセスを元素同位体比から検討するため、阿蘇火山を例として鉛同位体比測定を行った（(3)-1-4 章）。

(3)-2. 火山性流体を用いたマグマの種別判定

本項目では、火山性流体に含まれる希土類元素組成を用いた地下に貯留するマグマ種別の判定手法の有効性の検討のため、九重地域において、採水候補地の選定及び採水、希土類元素・主溶存元素等の化学分析を行い、希土類元素組成の特徴を把握する。

5 年間の研究計画を以下にロードマップとして示す。

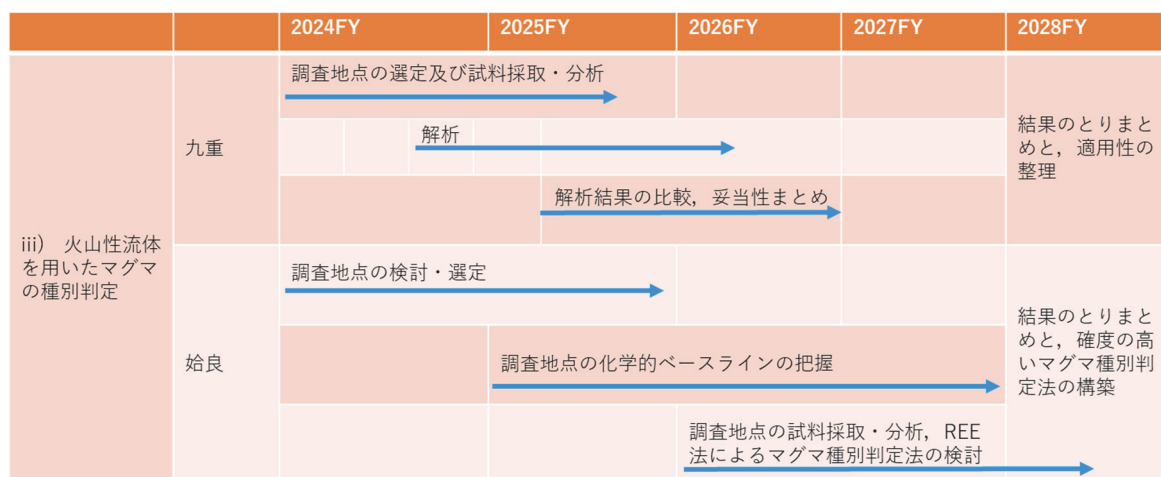


図 1-6. マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究（火山性流体）のロードマップ

今年度は九重地域における判定手法の試行実験という位置づけであり、C/Cl 法などによるマグマの種別解析が進んでいる九重地域において、希土類元素組成を用いた手法の検討のための採水候補地の選定及び採水、希土類元素・主溶存元素等（希ガス、主溶存元素、水素・酸素同位体）の化学分析を行った。得られた各種化学組成の解析により、火山性流体を含む地下水を選定し、火山性流体の希土類元素組成の特徴を探った。

2. 研究報告

(1) 活動的カルデラ火山の地下構造調査

本項目では始良カルデラ下で見出された低速度領域の反射面を定常的に捉える長期連続反射法探査について、原子力規制庁が「原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）事業」により実施した成果を踏まえ、シミュレーションや人工地震探査の発振源の設計・建造等を行い、火山モニタリングに資する観測手法の構築について取り組む。また始良カルデラにおける自然地震観測を継続して蓄積されたデータに基づく始良カルデラの火山活動のモニタリングにも取り組む。

令和 6 年度は次の内容に取り組んだ結果を報告する。(1)-1.長期連続反射法探査の構築では発振施設の型式の検討・策定を行い、施設予定地を決定した上で当該場所の調査を行い地盤地質および地球物理学的性質を得た。さらにシミュレーションを用いて発振用水槽の形状効果を検討し、先行研究の結果を整理して発振効率の予測と今後の実験計画についての知見を報告する。(1)-2.自然地震観測によるデータの蓄積と始良カルデラの地震活動モニタリングでは自然地震観測の維持と観測網強化、始良カルデラ内の地震活動の特徴とその推移について報告する。

(1) - 1. 長期連続反射法探査の構築に関する調査・研究

(1) - 1 - 1. はじめに

長期連続反射法探査は人工地震波を地下に放射することによって始良カルデラの地下深部で生ずる地震反射波をとらえ、その地震反射波の振幅・走時等の変化を継続的に長期間追跡することによって始良カルデラの火山活動に伴うマグマの変化を知ることを狙っている。地震反射波による構造変化検出の概念を図 1-1-1 に示す。

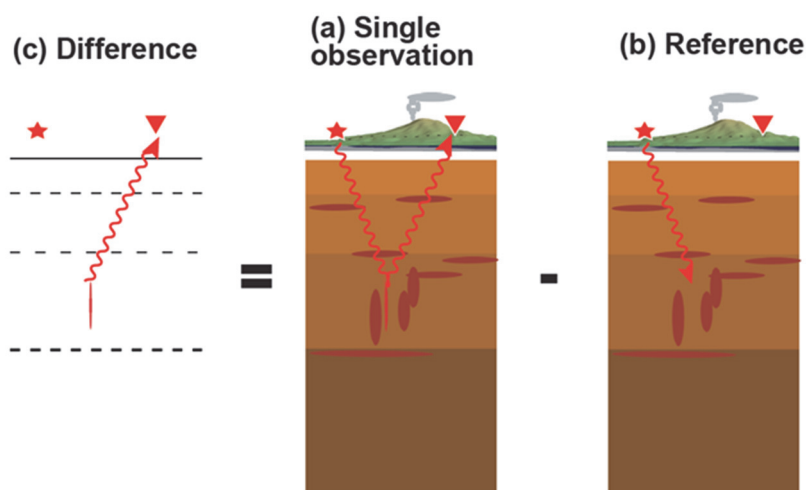


図 1-1-1. 地震反射波による地下構造変化検出の模式図。a は 1 回分の観測波形を示し、b は参照波形を、c は両者の差の差分波形に相当する概念をそれぞれ示す。

火山活動に伴う地震反射波の変化に関する先行研究例はいくつかあるが、Tsutsui et al. (2016)

が桜島の火山活動に伴う地震反射強度の変化を検出するとともにその変化が地下のマグマの状態変化で説明できることをすでに報告している。Tsutsui et al. (2016) における構造変化検出の処理を図 1-1-2 に示す。

反射地震波を用いて地下構造変化を精度良く検出するためには、くりかえし探査において地下構造に入射する振源波形が同一であることが求められる。Tsutsui et al. (2016) では振源として毎回の発破で用いる薬量を固定することで一定の振源波形を得ていたが、発破では振源波形の制御がほぼ不可能であるため包括的な反射波振幅の相対変化を用いた議論にとどまっていた。

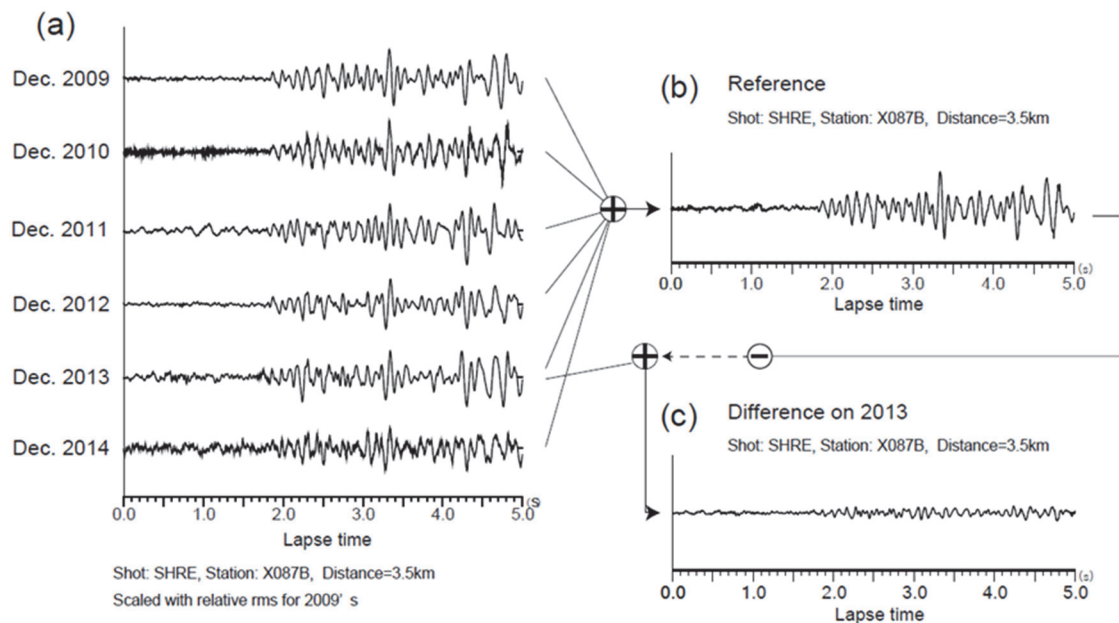


図 1-1-2. Tsutsui et al. (2016) における地震反射波変化検出例。a は同一の観測点におけるそれぞれの年における発振の観測波形を示し、b は a を重合して得られた参照波形を示す。C は 2013 年の観測波形の参照波形との差分波形を示す。

先行プロジェクト（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）では令和元年度に準備調査を実施し、エアガンが波形再現性の高い振源装置で制御性がよく本目的に適切な特性を持つと考え、推奨されるエアガンの容量および構成を検討する一方、既存の人工地震観測記録における後続相の検討を行い始良カルデラ深部の地震波反射面の存在を確認した（京都大学防災研究所, 2020）。ひきつづき令和 2 年度は実際に発振実験を実施して新たに設置した振源と受振点の位置関係において始良カルデラ深部からの地震反射波の検討を行い、前年度の調査結果の検証を行うとともに長期連続反射法の実装に向けた情報を収集した（京都大学防災研究所, 2021）。令和 4 年度は令和 2 年度に実施された発振条件のうち、最適と判断された発振条件を採用して同一地点で発振を行い観測波形の再現性を検証した（京都大学防災研究所, 2023）。

令和 4 年度までの基礎実験で振源に関して次のようなことが明らかになった（京都大学防災研究所, 2021; 2022; 2023）。

既存の農業灌漑用貯水池を利用した場合、チャンバーサイズ 1050 cui (17.2 l) のエアガンを振源装置として、エアガン深度 (Tow depth) 10 m, 動作圧 2000 psi (13.8 MPa) で用いることで単

一観測ラウンド内での高い波形再現性が得られ、2年隔たった実験ラウンド間でもかなり良い再現性が得られた。さらにくりかえし発振の観測記録をスタックすることによって始良カルデラをはさんだ振源距離 20 km の地点で後続相まで含めて十分な品質の記録を得ることができた(京都大学防災研究所, 2021)。これらのことはエアガン振源によって振源波形の同一性が確保されることと、十分な透過力をもった地震波の生成が可能であるということを示している。

また、長期間にわたりくりかえし発振を続けると振源波形の再現性が高いエアガンであっても、機構の損耗やそれに伴う機能不全の発生、さらにエアガン周辺環境変化による緩慢な振源波形の変化が予想され、振源波形の変異の補償手段が必要であることが想定された。

振源波形変異の補償の手段には水槽外で取得された波形を用いたデコンボリューション処理が利用できることが確認された(京都大学防災研究所, 2022)。下図(a)のようなモデルで地震波伝播を表すと、観測点で得られる波形は反射波等地下構造を反映した時系列に振源波形の影響が重畳したものである。長期連続反射法で取り出したい情報は前者の地下構造を反映した時系列であり、これを取り出すためには重畳している振源波形を取り除かなければならない。しかしながら振源波形は発振装置近傍の環境に大きく影響されるために、振源装置単体から発せられる波形をただちに振源波形として扱うことは適切ではない。むしろ発振装置とその周囲の水域を振源極近傍領域としてひとくくりにして、その領域の外側に放射される地震波をターゲットとなる地下構造に入射する地震波の振源に等価なものとして扱うことが適切である。したがって水槽外で取得された波形を等価振源から地下構造に放射される等価振源波形として取り扱えばよいことがわかる。振源波形変異の補償を考慮した長期連続反射法の解析の流れを下に示す。図 1-1-3 のデータ処理の出力として構造変化は「差分地震反射記録」に時系列として表現されることになる。

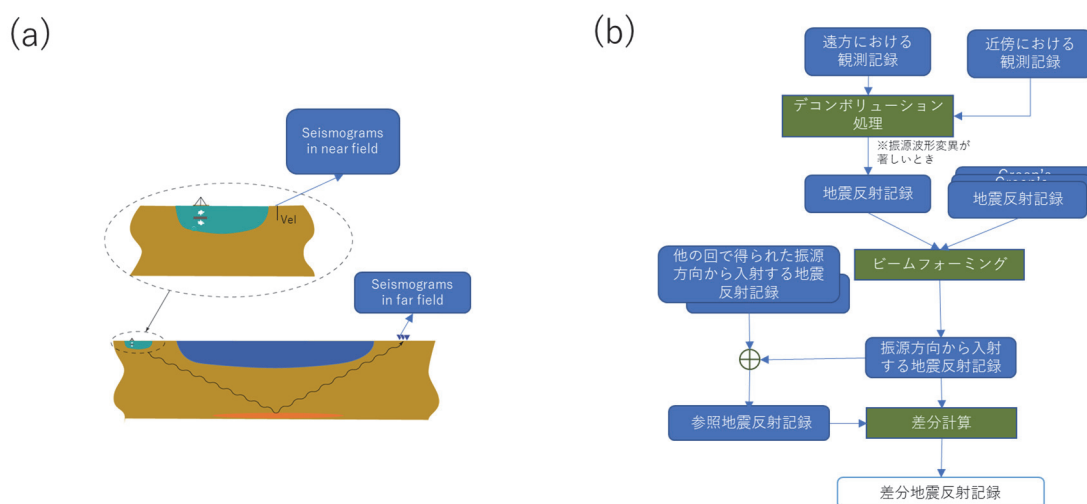


図 1-1-3. 長期連続反射法解析法 (a)観測波形の伝播経路モデル、(b)長期連続反射法データ解析

また基礎実験を実施してゆく中で、既存の農業灌漑用貯水池を利用する際の問題点も明らかになった。もともとの貯水池の管理目的とは別に発振波形維持を目的とした貯水池水位管理が不可能であることや、水門などの貯水池設備への影響が懸念されること、貯水池近隣への騒音など社

会的な問題が表面化し、既存の貯水池を反復利用した場合の高頻度化には障壁となることが判った（京都大学防災研究所, 2023）。

専用の発振水槽（発振坑）を手に入れることが出来れば上で述べた問題点のうち水位管理および水利設備損傷の懸念の2つの問題は完全に解消できることから、令和5年度は試験発振坑を建造して試験発振を実施し、試験発振坑の設計に関する情報および試験発振坑を用いた発振の振源特性を得ることにとりくんだ（京大防災研究所, 2024）。以降では令和5年度試験発振坑およびそのモデルを KURP と称することにする。

京都大学防災研究所(2024)によれば発振時における発振坑内壁面の最大圧力がほぼ発振作動圧力に等しいことと、水槽内部で共振が発生することにより十分な広さをもった貯水池における発振の場合に比べて波形継続時間が長くなる傾向が認められた。一方で坑内壁面における最大圧力が当初予想を上回ったことによって、発振坑壁面に損傷が生じた。

安定した反復発振を担保するためには発振の際の衝撃圧に耐える高い靱性をもつ材質による内壁面の構成が必要であること、共振効果を軽減するためには坑内水と地山とのインピーダンスコントラストがより小さくなる地質を選ぶ必要のあることが示唆された。

以上のことから本プロジェクトでは火山活動の監視を目的とした長期連続反射法の構築の重要な要素である高頻度の発振観測をくりかえし行うための発振専用水槽をまず入手し、それを用いた反復実験による検討を図 1-1-4 に示すロードマップに沿って進めることにした。プロジェクト初年度では発振設備に関する調査検討を、プロジェクト第2年度には発振設備の建造を行った上で、第3年度目以降にそれを用いた実験を繰り返し行う計画とした。

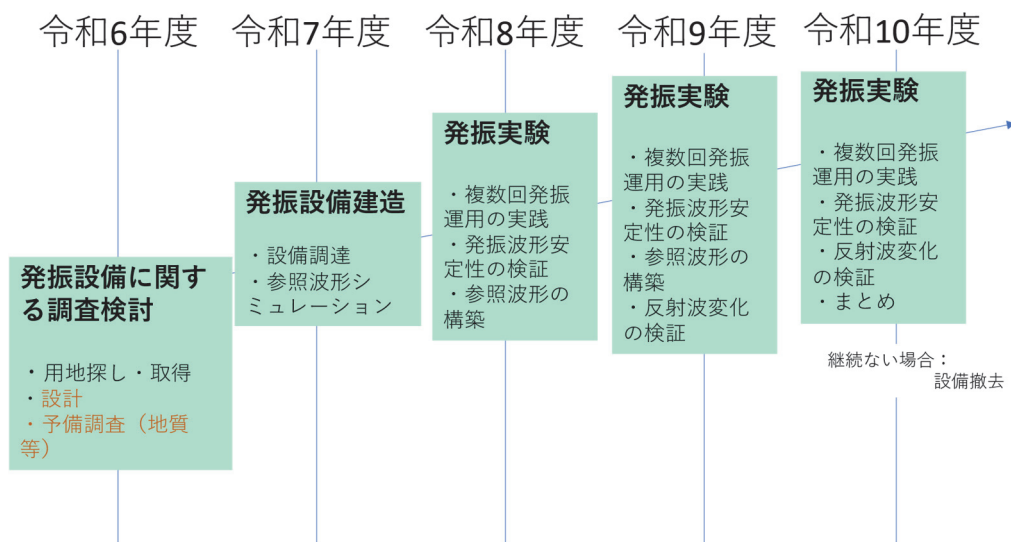


図 1-1-4. 本項目のロードマップ

初年度である令和6年度は、複数の発振設備構成案にもとづき設備候補地の取得（借用）交渉にとりくみつつ実現可能な案に絞り込むとともに、周辺情報の収集整理を行い水槽仕様および実験仕様の検討を行った。

(1) - 1 - 2. 設備構成の検討

令和 6 年度は複数の設備構成案について検討し、実現の可能性があるものに絞りこんだ。当初候補として挙げた設備構成は、発振坑（水槽）案、海岸栈橋案、岸壁常設クレーン利用案、発振ブイ案、の 4 つであった。

設備構成検討で最初に行なければならないことは、発振設備を建造定置するのに利用可能な適切な場所の確保である。設備構成毎に適切と思われる候補地を 4 地点えらび、令和 6 年度はそのうち 3 地点について発振設備としての利用の可否について交渉した。残る 1 地点は令和 5 年度中に検討済みである。

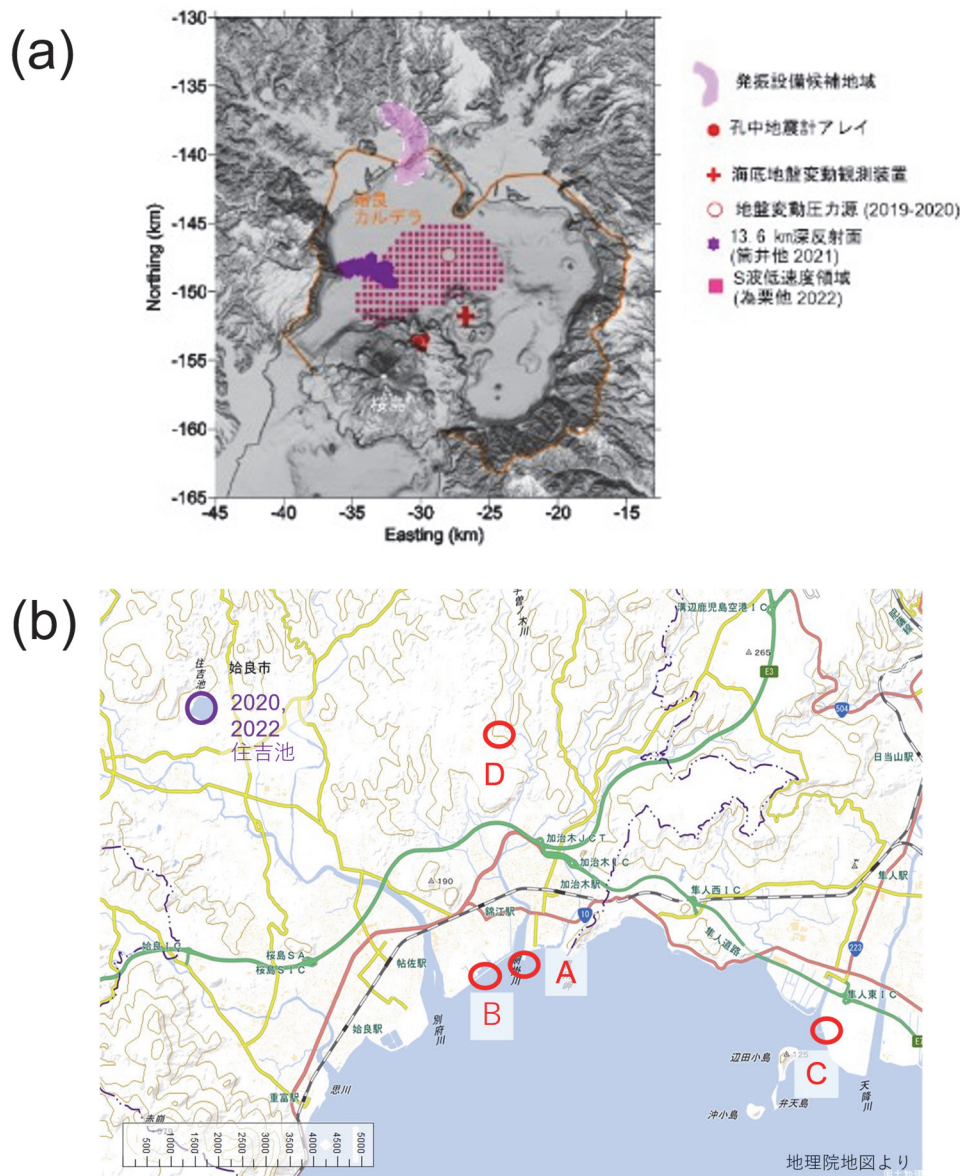


図 1-1-5. 候補地 振源距離 A: 12 km, B: 12 km, C:12 km, D: 17 km, 住吉池: 20 km

検討の対象とした発振施設候補地 A～D の位置を図 1-1-5 に示す。候補地 A は鹿児島県が管理する港湾設備の埠頭である。候補地 B は干拓地の縁で鹿児島県が管理する防潮堤と海岸部であり、

候補地 C は防潮堤内の干拓地で企業が所有している土地であった。候補地 D は始良市が所有している遊休田地である。

図 1-1-6 には検討の対象とした発振設備の概念図を示す。(a)は海中に達する栈橋を建造して陸からのアプローチを確保して栈橋先端から水中に吊ったエアガンで発振を行う案で「栈橋案」と称する。(b)は埠頭を利用して埠頭に駐めた大型クレーンのブームを海域に伸長させその先端から水中に吊ったエアガンで発振を行う案で「大型クレーン利用案」と称する。(c)は地山を掘削の上水槽を建造して湛水し、その中に吊ったエアガンで発振を行う案で「水槽案」と称することにする。

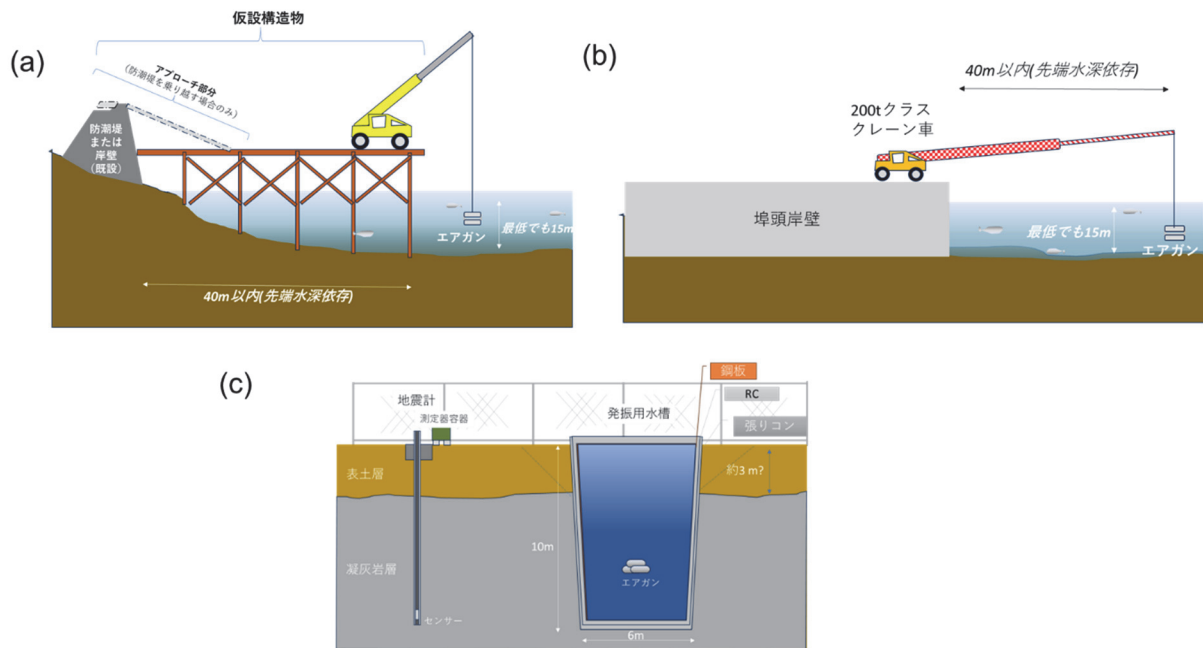


図 1-1-6. 発振設備概念図 (a)栈橋案、(b)大型クレーン利用案、(c)水槽案

図 1-1-6 の発振設備のそれぞれの形式のもつ長所／短所については表 1 に整理する。図 5(a)の栈橋案の最大の長所はエアガン本来の使い方に近い使い方をすることで最大級の効きが期待できることが挙げられる。図 5(b)も最大級の効きが期待できることは共通しているが、適切な大型クレーンを用意できれば建設工事無しに発振設備を実現できることが特徴である。しかし、図 1-1-6(a)および(b)の両者とも海洋潮汐による水位変化がかならず発生するため制御困難な発振条件項目が生ずることに加えて、海洋利用に伴う制約事項が存在するために発振実験の頻度を高めることが困難なことである。図 1-1-6(c)の水槽案の最大の長所は発振条件の制御が容易であることと発振実験の頻度に対する制約が比較的緩いことである。しかし水槽案では用いることができる水槽のサイズに由来する制約によっていかなる場合でも最大級の効きが期待できるわけではないことは短所として指摘される。

それぞれの発振施設候補地とその検討結果を併記して表 1-1-1 に整理する。

表 1-1-1. 発振施設候補地

地点	立地	設備構成	効き	随 時 運 用	工期	制約条件	結果
A	海岸（海中）	・大型クレーン利用 ・栈橋	◎	△	1 週間	自衛隊 水深 固定利用不可	×
B	海岸（海中）	・栈橋	◎	△	1 年	自衛隊 水深 環境保護 液状化	×
C	海岸（防潮堤内干拓地）	・水槽	◎	◎	1 年	液状化 防潮堤設備 環境保護	×
D	陸上（岩盤）	・水槽	○	◎	1 年	湧き水 水深 灌漑設備	○
KURP	陸上（軽石層）	・水槽	×	○	半年	用水確保	×

A 地点は鹿児島県始良伊佐地域振興局建設部が管理する港湾設備であり、整備された岸壁等が存在しているために大規模な重機などを入れられる点は有利である。可能性がある発振設備としては栈橋案と大型クレーン利用案とが想定された。しかし管理側からは設備の新規増設について難色を示されたこと、埠頭の設備の一角を荷役以外の目的で長期にわたり高頻度に占有することが困難であること、大型クレーンの常駐がないことで発振頻度に強い制約を受けることから求める条件に合致しなかった。

B 地点は海浜であり鹿児島県始良伊佐地域振興局農林水産部が管理する防潮堤の利用が必要であった。この地点を利用する場合には防潮堤を乗り越える構造の重機の導入路を新たに建造する必要がある。管理側からは防潮堤の強度と環境保護の点で問題点の指摘があった。すなわち、防潮堤が江戸時代に築造された干拓堤を基礎にしていることから、構造及び耐震強度が明らかではなく発振の際に予想される地盤液状化にともなう干拓堤破損の可能性が指摘された。防潮堤が破損すれば干拓地に浸水の恐れがある。さらに当該地点は絶滅危惧種鳥類（クロツラヘラサギ *Platalea minor*）の越冬地でもあり越冬期間中の静穏な環境維持が必要であることも指摘され、発振実験の高頻度化に制約を生ずることが明らかになった。以上のことより B 地点では高頻度の発振が実現できないことが判明した。

C 地点は潮堤内の干拓地にある未利用の私有地であり海中発振に次ぐ発振の効きが期待された。C 地点は令和 5 年度の試験発振坑 KURP 建造と並行して下見及び地権者との接触を行ったが、地権者の企業からは交渉そのものに対する同意が得られなかったために断念した。C 地点は軟弱地盤であるため発振による地盤の液状化の懸念と絶滅危惧種野生動物の越冬地の環境維持の問題が潜在していた。

D 地点は陸上の丘陵地の谷間に位置している。地表面の観察から表層は礫や緻密な軽石からなる粗粒堆積物が水中火砕流堆積層にのった地質と推察され、干潟あるいは軽石層より強度の高い地層中に水槽を建造できる可能性がある。当該地点は始良市の市有地であり、近傍に小規模な農業用水路とその通水トンネルを有するため、借用する際には周囲の農業者の同意を得る必要があった。同意を得るための交渉の過程で周囲の農業者からはトンネル構造を有する用水路の保全に関する問題が指摘された。また現地周辺の湧水への影響についての懸念も指摘された。着手の際には付帯した補強などを行い水路等の破損防止に注意を払う必要がある。

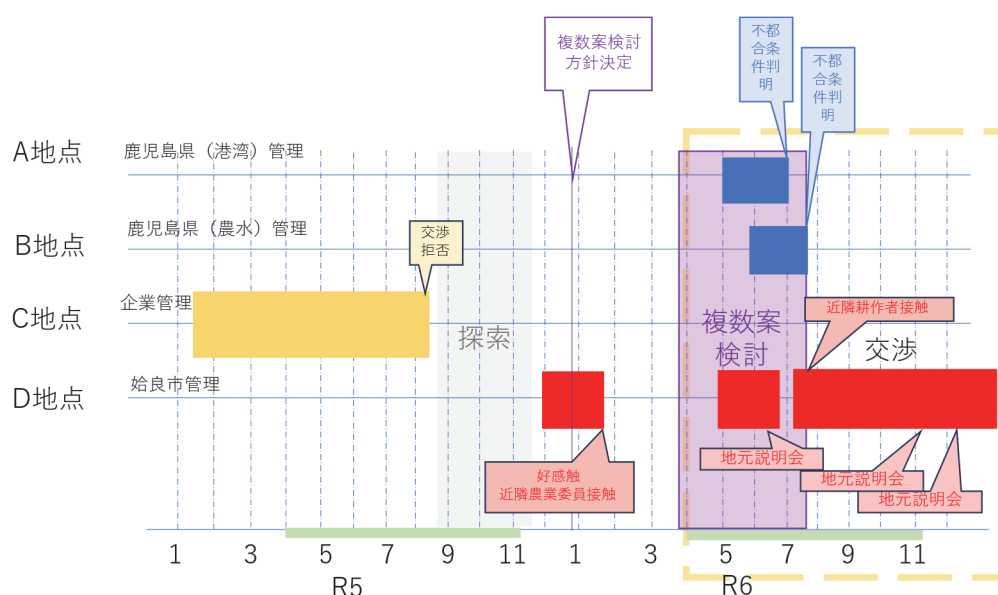


図 1-1-7. 検討の経過 橙色破線枠内が令和 6 年度を示す。黒神試験発振坑に関する記述は省略した。

候補地交渉の経過を図 1-1-7 に示す。候補地選定及び交渉は令和 5 年 1 月から取り組みを始め、令和 6 年度に入ってから複数の候補地の検討を並行して進めた。その結果、令和 6 年 7 月には D 地点における発振坑案を実現可能性のある案として推進することに決断し交渉を進めた。D 地点に関して 3 回の説明会を開催し、周囲の農業従事者の意見を聴取のうえ、通水トンネルに対する影響を軽減するように計画を修正した上で令和 6 年 12 月末に同意にこぎつけた。それに伴い D 地点において次のような予備調査を令和 6 年度に実施した。

なお発振ブイ案については特段の検討を実施していないが、既往プロジェクトにおける農業用貯水池利用とほぼ同じ準備をすることになるうえ、海域特有の潮汐や気象条件、さらには鹿児島湾奥特有の利用制限が存在するために既往プロジェクトのそれより発振作業頻度に強い制約を生

ずる可能性が指摘される。

(1) - 1 - 3. 予備調査

予備調査ではボーリング調査と地震探査を行った。ボーリング調査は予定地そのものの地質(地盤強度)と地層のもつ力学的パラメータを得ることが目的である。地震探査は弾性波波長スケールの表層地震波速度構造を知ることと予定地周辺における地震波速度構造の広がりを知ることが目的として実施した。

1) ボーリング調査

ボーリング調査は予定地の地質(地盤強度)と局所的な地球物理学的パラメータを得ることが目的である。ボーリング調査の詳細な内容は以下の通りである。調査ボーリングの掘削径は 86mm で掘削深度 30 m とした。また、掘削されたボーリング孔は現地調査完了後口径 146mm に拡幅のうえ内径 100mm のケーシングを挿入して整備し、次年度以降に加速度計等のセンサーを設置する 30 m 深の孔井として整備した。現地作業は令和 7 年 1 月 27 日に着手し、同年 2 月末に現地作業を完了した。以降ではこの調査の結果掘削されたボーリング孔および孔中観測点を NBPB と称することにする。

a. ボーリングコアによる地質構造調査

現地 NBPB で 30 m 深の坑底までオールコアを取得し、地層の産状について記載を行った。調査結果を総合柱状図に記載する。ボーリング作業名 B-24 とした。

NBPB におけるボーリング調査の結果の概要は次のようなものであった。得られたコアの写真を図 1-1-8 に示す。得られたコアは概観的には表土層と軽石質凝灰岩層の 2 つの地質から構成されていた。地表から GL-0.3m までは耕作土、GL-0.3 m から GL-2.10 m までは礫混じりシルト質砂の盛り土、GL-2.1 m～GL-2.9m までは淡褐灰色を呈する風化した軽石質凝灰岩、GL-2.9m 以降は暗灰色の軽石質凝灰岩が GL-30 m まで連続して産出した。GL-2.1m～GL-2.9m における風化した軽石質凝灰岩は GL-2.9m 付近での新鮮な軽石質凝灰岩に漸移する。軽石質凝灰岩は径 10cm 以下の軽石を含み固結度はやや低い産状を呈していたが、軽石が多く混じる部位とシルト質の部位が混在した。また掘進中の逸水の発生は見られず、掘削コアに見受けられた亀裂はいずれも新鮮で地中では開口していなかったと考えられる。コアの観察結果から NBPB の地山を構成する軽石質凝灰岩層は CL 級岩盤に分類される。

NBPB の地理的位置と標高から GL-2.1m 以深で産した軽石質凝灰岩は大塚・西井上(1980)が記載した鍋倉火砕流堆積物(長谷(1978)の小宮路凝灰岩層)に対比される。香川・大塚(2000)によれば鍋倉火砕流堆積物は砂シルトからなる加治木層を覆う水中に堆積した火砕流堆積物とされている。さらに鈴木ほか(1985)によれば鍋倉火砕流堆積物は約 60 万年前の先始良カルデラ期に形成されたとされている。



図 1-1-8. コア産状

b. PS 検層

現地 NBPB で物理検層装置を用いてダウンホール法により坑底まで連続的に弾性波速度（P 波速度、S 波速度）を測定した。検層結果は総合柱状図に記載する。ダウンホール法 PS 検層の概念を図 1-1-9 に示す。

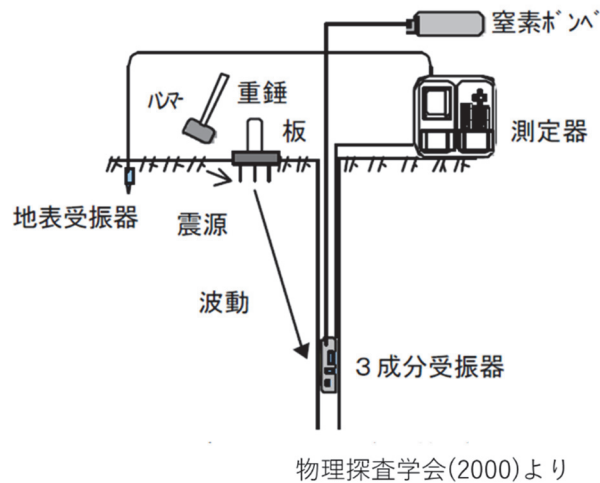


図 1-1-9. ダウンホール法 PS 検層

NBPB における PS 検層の実施状況を図 1-1-10 に示す。PS 検層は孔中に設置したセンサー（ゾンデ）で地表の発振による地震波を観測し、その走時から地震波速度を推定する。今回の PS 検層にあたり P 波検層ではかけやによる垂直打撃を、S 波検層では荷重（約 100 kg）をかけて地面に定置された枕木の側面をかけやによって打撃する方法を振源とした。ゾンデには空気圧で膨張するパッカーが備えられ、指定深度で圧縮空気によってパッカーを膨張させて坑壁にゾンデを密着させて地震記録を取得した。



(a) P波検層

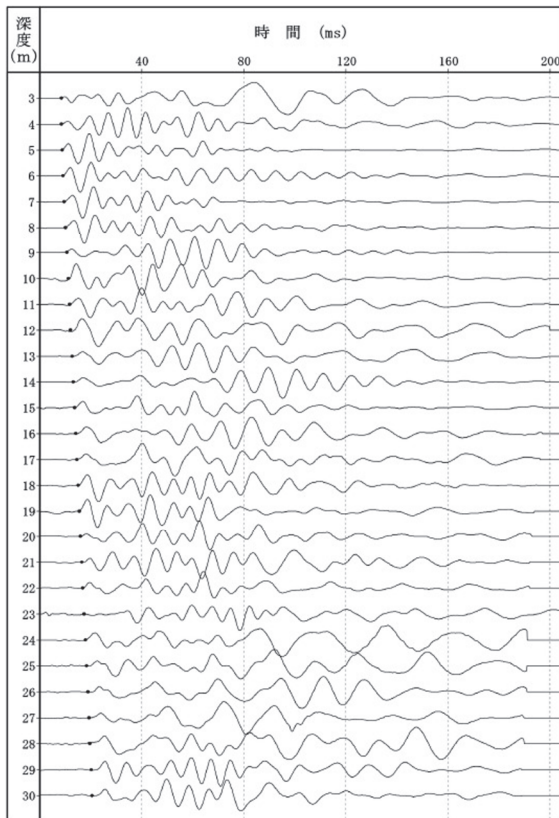


(b) S波検層

図 1-1-10. NBPB における PS 検層 (a)P 波検層の発振、(b)S 波検層の発振

PS 検層によって得られた記録を図 1-1-11 に示す。観測記録は概ね良好であった。

(a) P波検層



(b) S波検層

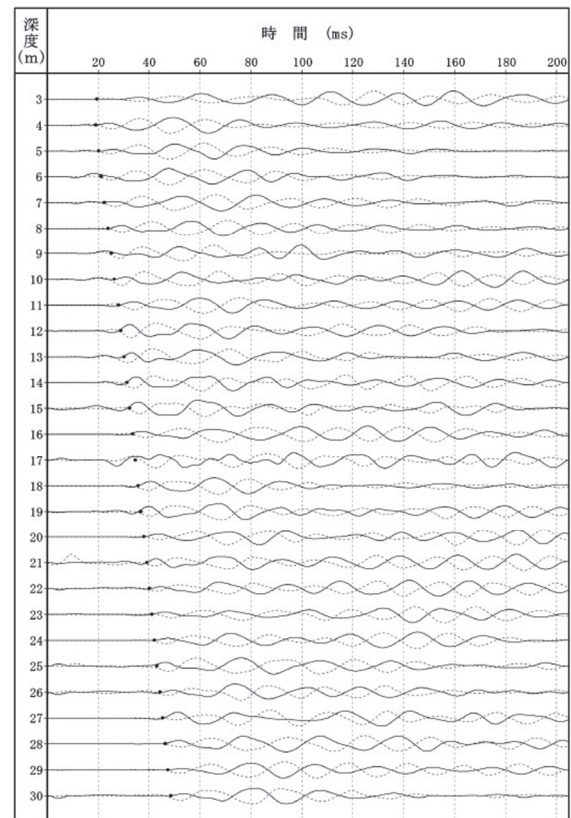


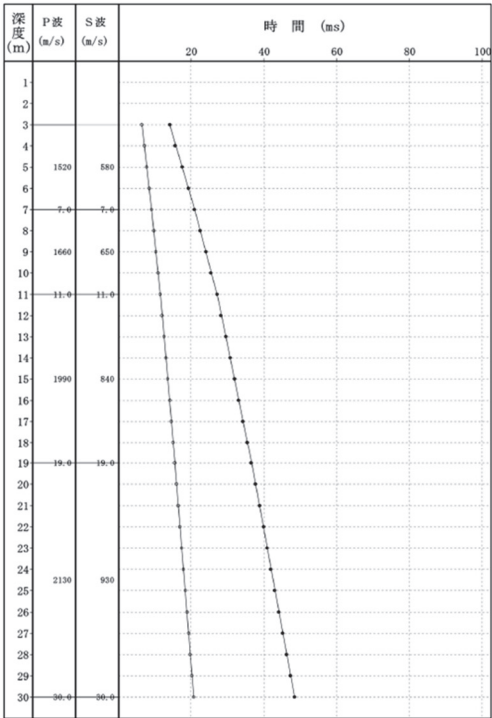
図 1-1-11. NBPB における PS 検層観測記録 (a) P 波検層記録 (上下動成分)、(b)S 波検層記録 (水平動成分) を示す。

P 波検層記録ではそれぞれのゾンデ深さにおける初動到来時刻を読み取った。S 波検層では枕木の右側と左側を交互に打撃したそれぞれの記録を重ね、正反対の振動が始まるところを S 波初動として到来時刻を読み取った (図 1-1-11b)。これらの到来時刻を見かけ走時とする。また振源は P/S いずれの場合も坑口そのものではなく、坑口から距離 (オフセット距離) をとって設置されていた。そのためゾンデが浅い場合には地震波が伝播する距離 (斜距離) がゾンデ深度より大きくなり、観測された走時 (みかけ走時) は垂直伝播の場合よりより大きくなる。解析にあたり、見かけ走時に斜距離補正を施して垂直走時を求める必要がある。読み取られた見かけ走時と斜距離補正後の走時を表 1-1-2 に示す。また、斜距離補正後の走時曲線を図 1-1-12a に、求められた地震波速度構造を図 1-1-12b に示す。

表 1-1-2. 観測走時

孔名:B-24	振源位置:		P振源: 2.70m	S振源: 2.90m
	高さ:		孔口より0.00m	孔口より0.00m
深度(m)	P波走時(msec)		S波走時(msec)	
	補正前	補正後	補正前	補正後
3.00	8.68	6.45	19.68	14.15
4.00	8.59	7.12	19.31	15.63
5.00	8.85	7.79	20.24	17.51
6.00	9.29	8.47	21.35	19.23
7.00	9.72	9.07	22.65	20.93
8.00	10.24	9.70	23.95	22.52
9.00	10.76	10.31	25.25	24.04
10.00	11.28	10.89	26.47	25.42
11.00	11.82	11.48	28.04	27.11
12.00	12.25	11.95	28.97	28.16
13.00	12.80	12.53	30.27	29.54
14.00	13.29	13.05	31.38	30.73
15.00	13.71	13.50	32.49	31.90
16.00	14.32	14.13	33.61	33.07
17.00	14.69	14.51	34.72	34.23
18.00	15.18	15.01	35.84	35.38
19.00	15.66	15.51	36.95	36.53
20.00	16.09	15.95	38.06	37.67
21.00	16.58	16.44	39.18	38.81
22.00	17.02	16.89	40.29	39.95
23.00	17.49	17.38	41.22	40.90
24.00	17.92	17.81	42.15	41.84
25.00	18.47	18.36	43.26	42.98
26.00	18.96	18.86	44.38	44.10
27.00	19.44	19.35	45.47	45.21
28.00	19.75	19.66	46.42	46.17
29.00	20.24	20.15	47.53	47.30
30.00	20.72	20.64	48.65	48.42

(a) 斜距離補正後走時曲線



(b) 地震波速度構造

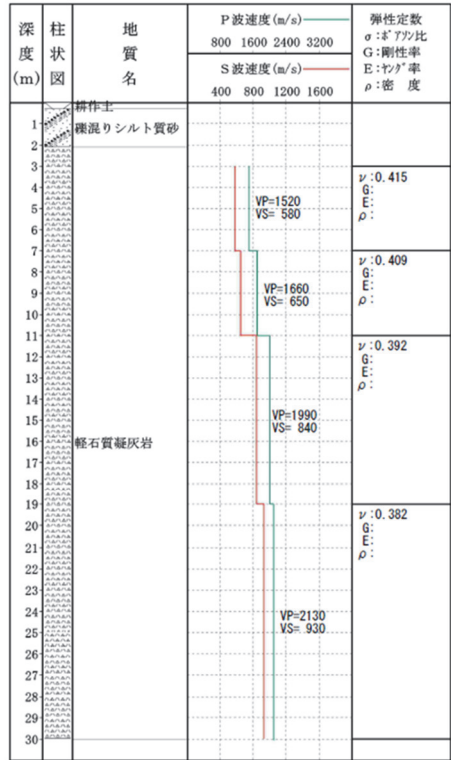


図 1-1-12. a)斜距離補正後走時曲線 b)地震波速度構造

NBPBにおいて深さ 3～7 m は $V_p=1520$ m/s, $V_s=580$ m/s, 7～11 m は $V_p=1660$ m/s, $V_s=650$ m/s, 11～19 m は $V_p=1990$ m/s, $V_s=840$ m/s, 19 m 以深は $V_p=2130$ m/s, $V_s=930$ m/s と推定された。また、3 m 以浅の平均速度は $V_p=465$ m/s, $V_s=212$ m/s であった。NBPB で得られた P 波速度は後述のシミュレーションで用いたモデル媒質に与えた P 波速度の 70%程度で、令和 5 年度試験発振坑 KURP の周囲の降下軽石層（P 波速度 300 m/s）より高い値を示している。

c. 現場透水試験

現地地山における地盤強度の調査および地下水の浸透率の測定も目的として、現地 NBPB 孔井で透水試験を実施した。現地透水試験は一般に堰堤によって構成される貯水池予定地における地盤強度の目安を得ることを目的として実施される。透水試験ではルジオン試験をもちいて限界圧力と孔壁の透水度を測定した。ルジオン試験の概念を図 1-1-13 に示す。

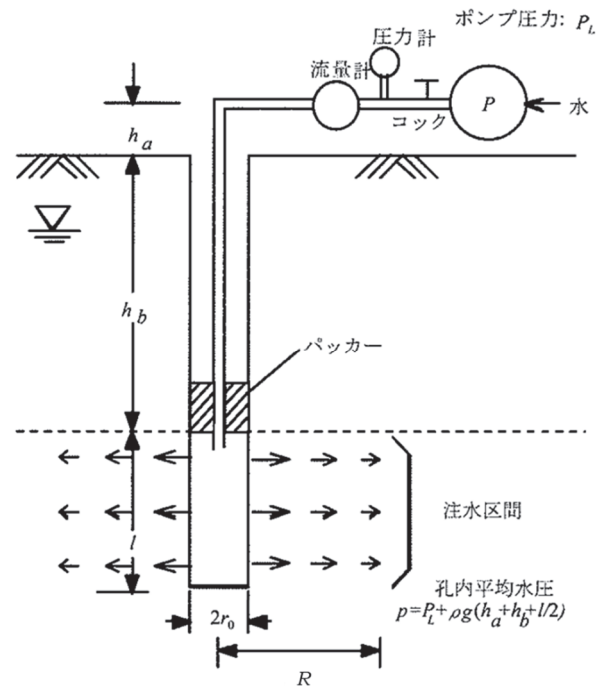


図 1-1-13. ルジオン試験（佐藤・岩佐, 2002）

建造される水槽のスケールを考慮して、A 区間 GL-5m～GL-7m、B 区間 GL-9m～GL-11m の 2 つの区間をルジオン試験の対象とした。

透水試験結果は総合柱状図に記載する。ルジオン試験の結果の概略は次のようなものであった。NBPB において試験区間における水压を増加させていったとき両区間とも限界圧力以下における流量は 0 ℓ/min であった。漏水が始まる水压（限界水压）は、A 区間 0.3 MPa、B 区間 0.7 MPa であった。

したがって NBPB における透水試験の結果から候補地 D の地盤の透水性はルジオン値 0.310～0.104 として示され、長谷川ほか(2000)による大隅降下軽石層の透水係数に比較しても小さな値

である。したがって令和 5 年度試験発振坑 KURP の地山であった降下軽石層のそれより遥かに低いと考えられる。候補地 D で通常の用途の貯水池を構成するのであれば、特段の補強や防水のない素掘りのままの壁であっても水槽の構成が可能であると考えられる。

しかし、今回は水槽中のエアガン発振にともなう衝撃圧（およそ 1 MPa；後述）が静水圧に加わる。素掘りの水槽壁にかかる応力は、内圧がかかる管壁の応力を計算するフープ応力式で管の外径を無限大の極限をとることで近似できて、その値は内圧と等しい大きさの張力である。ボーリング孔における透水試験時の漏水が始まる限界圧力値も同じ扱いで孔壁にはたらく張力の大きさに等しいと見なせるので、限界水圧は孔周囲の岩盤の引張強度に等しいと考えられる。したがって NBPB では岩盤の引張強度は 0.3～0.7 MPa であり、深いほど引張強度が大きくなる傾向にあることがうかがえる。補強のない素掘りのままの場合の状態でのエアガン発振を行うとエアガンの衝撃圧による地山壁の破壊（崩壊）の発生が予測されるので、水槽壁の崩壊防止を主眼にといった側壁の構成が必要であると考えられる。

d.一軸圧縮強度試験

現地 NBPB で取得されたコアの一部を用いて室内で一軸圧縮強度試験を行った。試験の供試体はボーリングで取得されたコアが軽石質からシルト質まで変化する凝灰岩層であったことを考慮して、表 1-1-3 に示す典型的な産状を呈する 2 区間 4 サンプルを取り出して試験を行うこととした。

表 1-1-3. NBPB 岩石圧縮強度試験供試体

B-24-1	9.80～10.00 m	長さ 0.10 m ×2 供試体：シルト主体部
B-24-2	17.00～17.20 m	長さ 0.10 m ×2 供試体：軽石が多い部分

コアの取得位置は総合柱状図に記載する。

以下に試験結果を示す。

B-24-1：深度 9.80～10.00 m シルト主体部

湿潤密度： $1.752 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$

一軸圧縮強度 2.4 MN/m^2 (MPa)

B-24-2：深度 17.00～17.20 m 軽石混入部

湿潤密度： $1.819 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$

一軸圧縮強度 3.1 MN/m^2 (MPa)

以上のことから D 地点の地山である軽石質凝灰岩層の代表的パラメータとして湿潤密度は $1.8 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、とし、圧縮強度は 2.4 MPa とするのがよいと考える。また先述の透水試験限界圧力より引張強度は圧縮強度の 1/10 程度の 0.3～0.7 MPa である。

e. ボーリング調査の結果

NBPB で得られた地質柱状図を図 1-1-14 に示す。

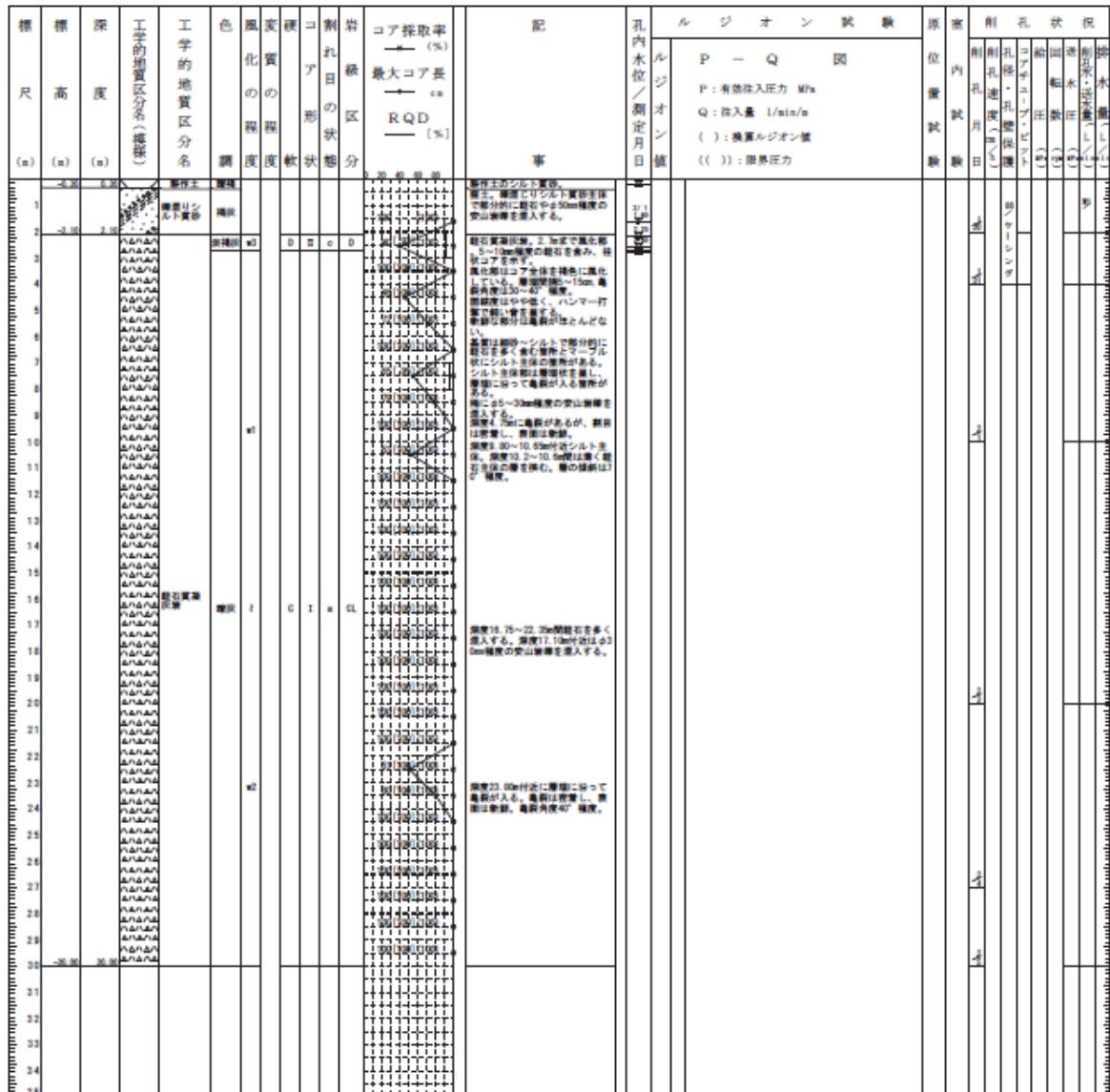


図 1-1-14. NBPB(B-24)地質柱状図（原寸図は付録を参照）

ここまでの調査結果から D 地点の地山を構成する地層は岩盤等級区分 CL に分類され、令和 5 年度試験発振坑 KURP よりも高い速度、高い密度を表層から示すことが明らかになった。D 地点地山の代表的な音響インピーダンスは $1.8 \times 10^3 \text{ kg/m}^3 \times 1700 \text{ m/s} = 3.06 \times 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$ で水の音響インピーダンス ($1.5 \times 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$) の 2 倍程度、令和 5 年発振坑地山 ($1.5 \times 10^5 \text{ kg/m}^2\text{s}$) の 20 倍である。D 地点では水槽と地山の音響学的整合は KURP のそれより改善され、水槽からの弾性波放射効率が高くなることが期待される。

2) 地震探査

発振水槽予定地とその周辺の地震波速度構造の広がりを知ることと表層地震波速度構造を知ること、シミュレーションモデルに用いた地震波速度の検証を目的として地震探査を実施した。地震探査ではP波探査とS波探査の両方を行い、P波速度構造およびS波速度構造の両方を得た。P波探査測線は2本設定され、測線1は北東－南西方向に約160mが、測線2は西北西－東南東方向に約160mが設定された。S波探査測線は先述の測線2のみで発振が行われた。両測線とも受振器間隔は4mとして、発振点は隣接する受振器の間に設定された4m間隔とした。P波探査は振源にかけやによる鋼製ベースプレートの垂直打撃を用い、S波探査では枕木状角材に垂直荷重をかけた状態でその側面を打撃する「板たたき」を用いた。板たたきの際の垂直荷重は約100kgで、角材の右端面の打撃と左端面の打撃の両方を観測した。地震探査の諸元を表1-1-4に示す。

測線位置を図1-1-15に示す。測線計画を図1-1-16に、測線上の機材の配置を図1-1-17に、発振作業の状況を図1-1-18に示す。

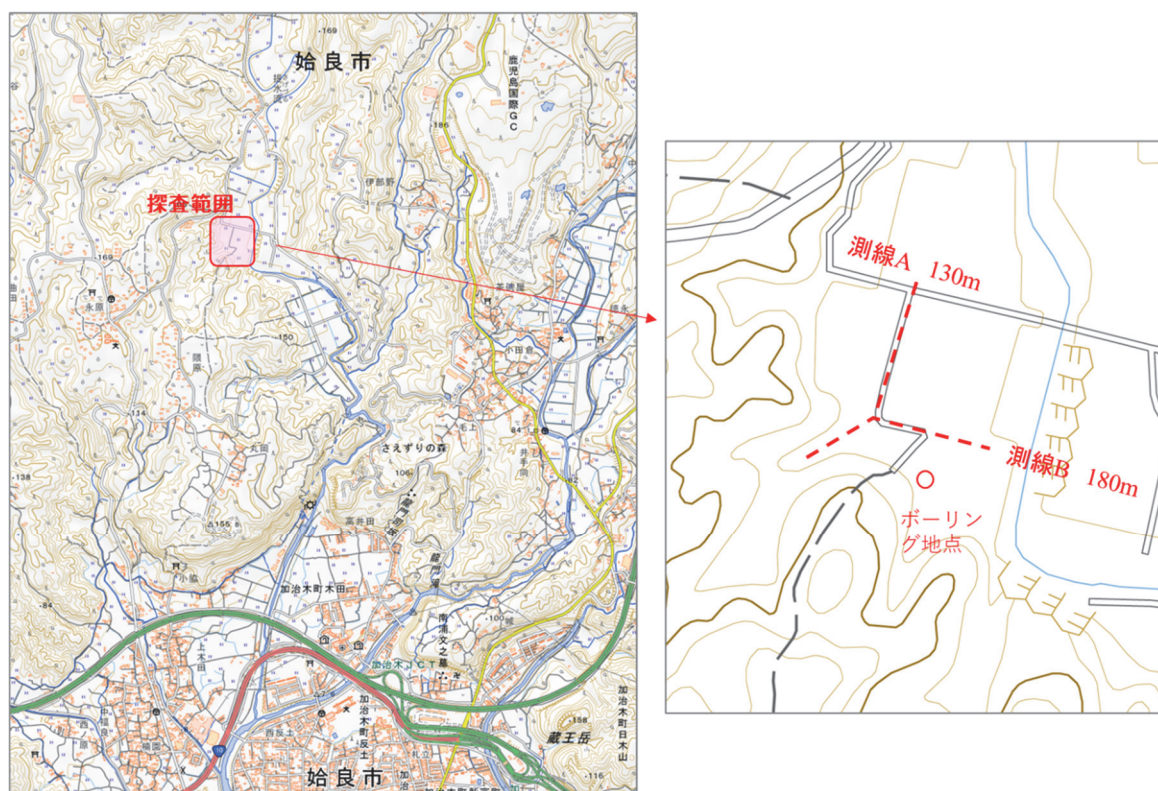


図1-1-15. 地震探査測線 赤破線が地震探査測線を示す。赤丸はボーリング地点 NBPB の概略位置を示す。

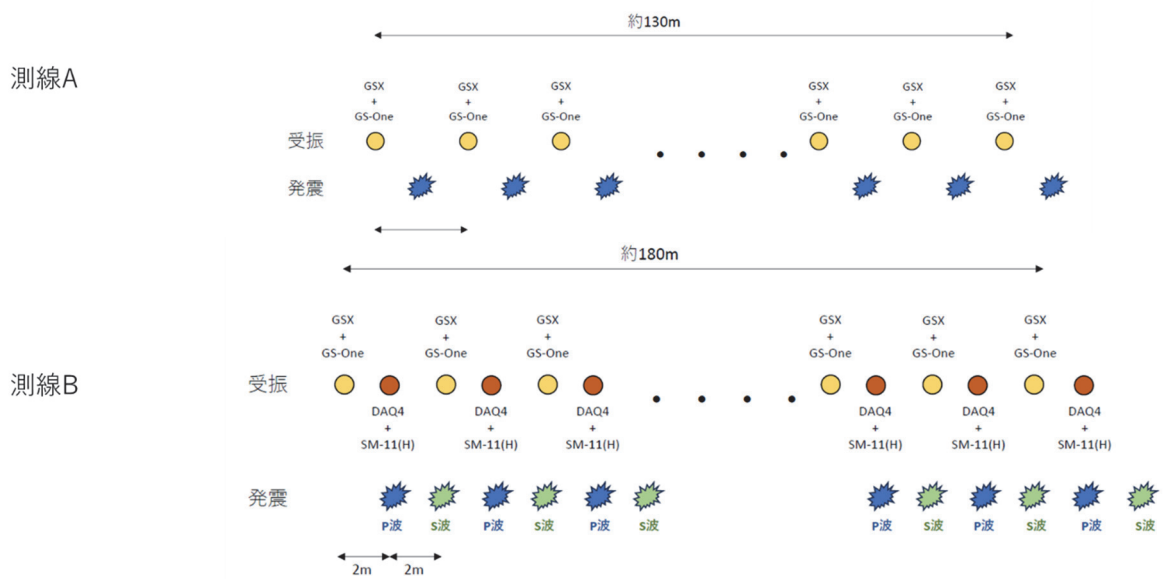


図 1-1-16. 測線計画図

表 1-1-4. 地震探査諸元

探査目的	地震波速度構造の抽出		
測線数	2本		
測線名	測線A	測線B	
測線長	約140m	約180m	
受振点間隔	4m		
発震点間隔	4m		
発震パターン	P波	P波	S波
探鉱器	GSX	GSX	DAQ
受振器	GS-One	GS-One	SM-11(H)
サンプリング間隔	0.5msec		
記録長	3sec(DAQプレトリガー50ms)		
震源	かけや		
スタック数(標準)	5回	5回	左右各5回
T.B	Hummer Switch		

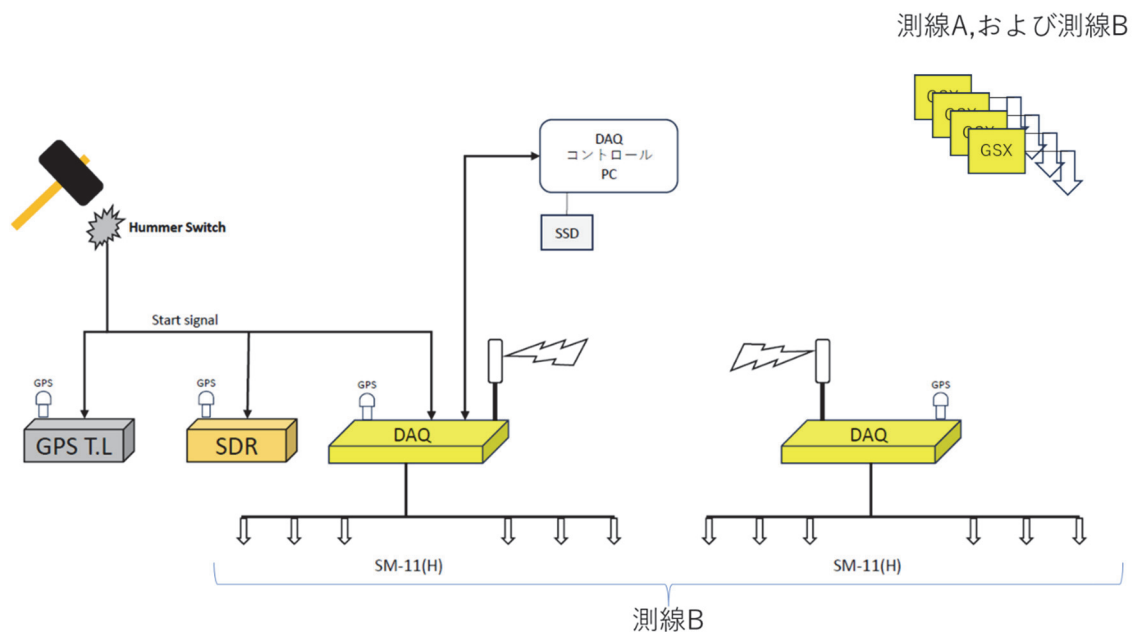


図 1-1-17. 観測機器図



(a) P波発振（測線AおよびB）



(b) S波発振（測線Bのみ）

図 1-1-18. 発振作業

地震探査で得られた記録を図 1-1-19～1-1-21 に示す。

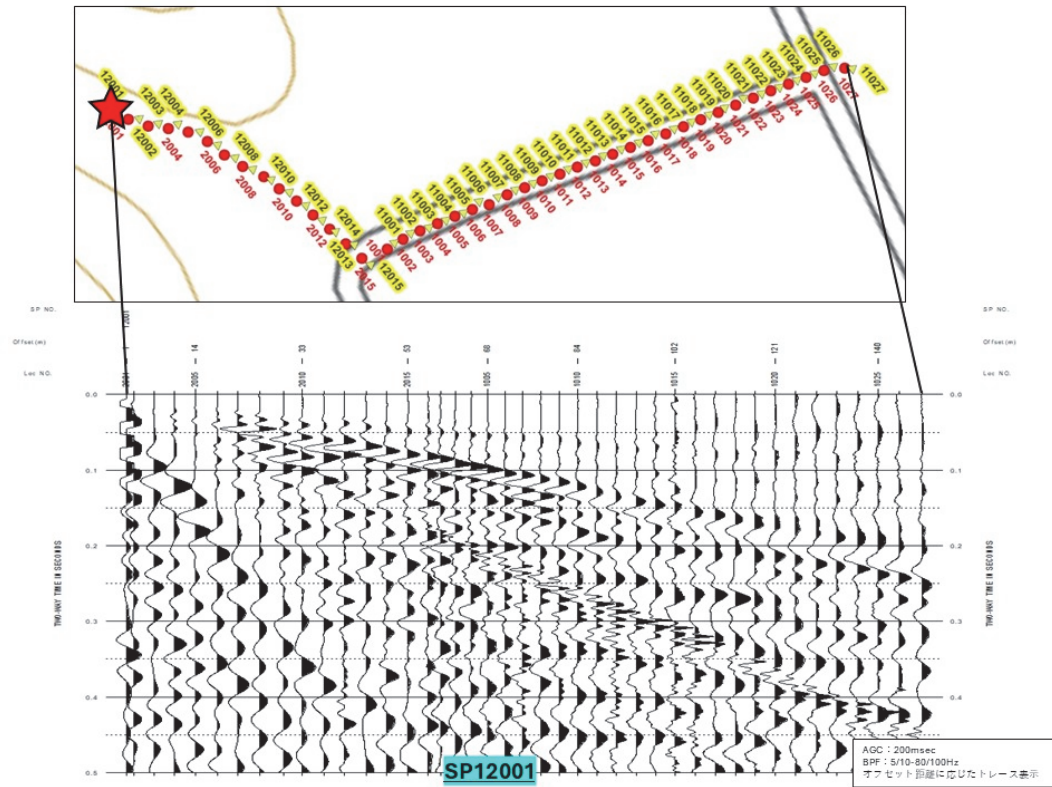


図 1-1-19(a). 発振記録例(SP12001、LineA-P 波)

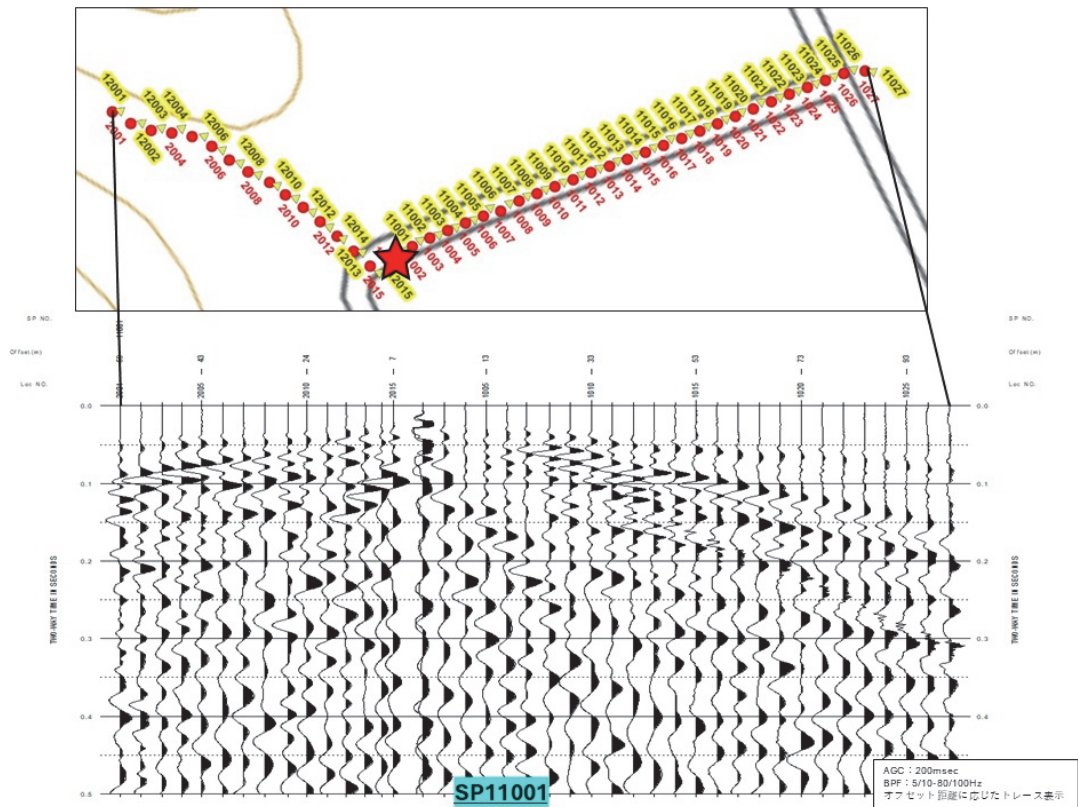


図 1-1-19(b). 発振記録例(SP11001、LineA-P 波)

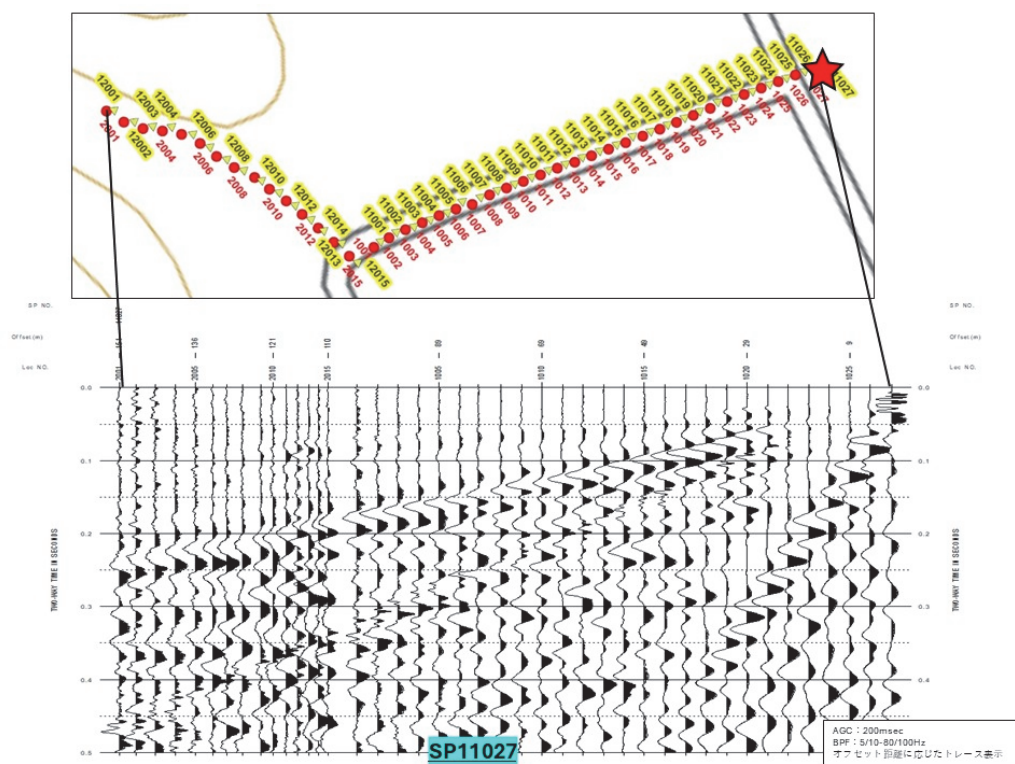


図 1-1-19(c). 発振記録例(SP11027、LineA-P 波)

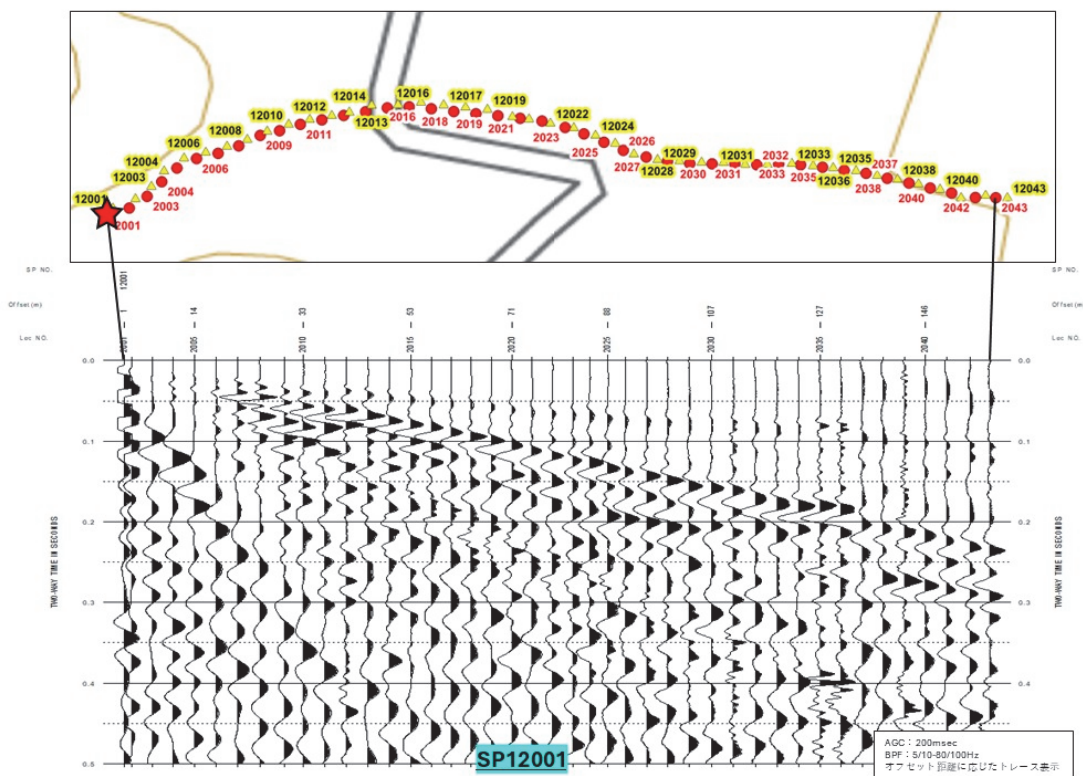


図 1-1-20(a). 発振記録例(SP12001、LineB-P 波)

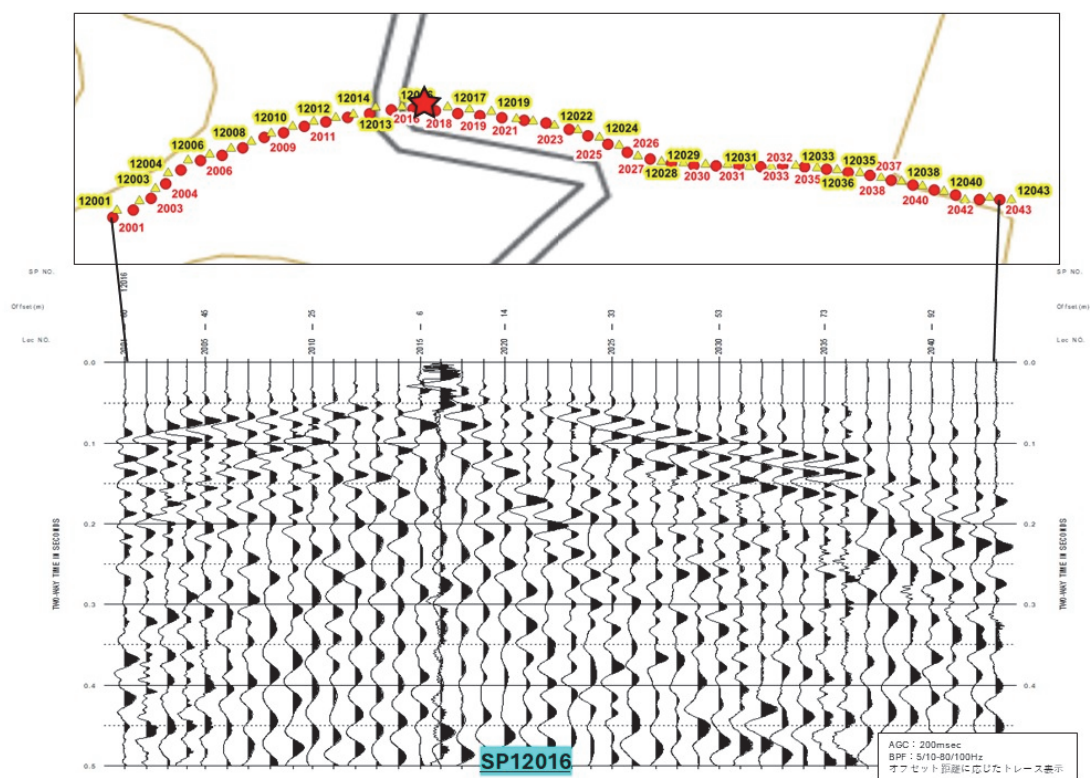


図 1-1-20(b). 発振記録例(SP12016、LineB-P 波)

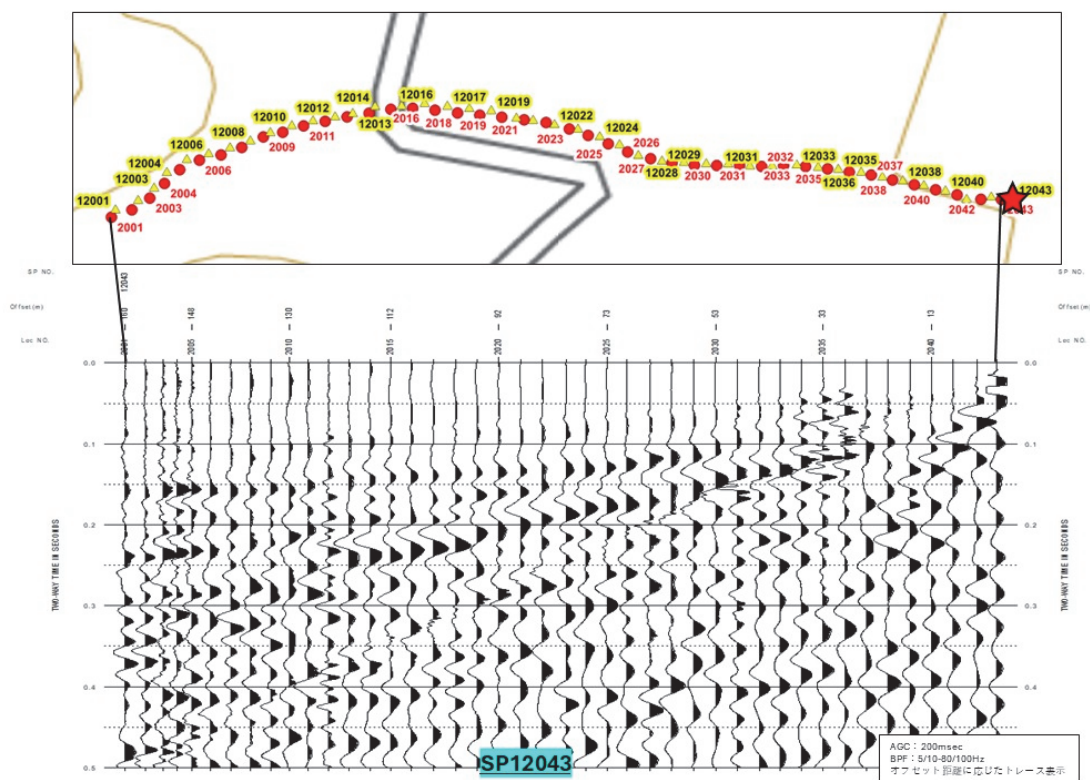


図 1-1-20(c). 発振記録例(SP12043、LineB-P 波)

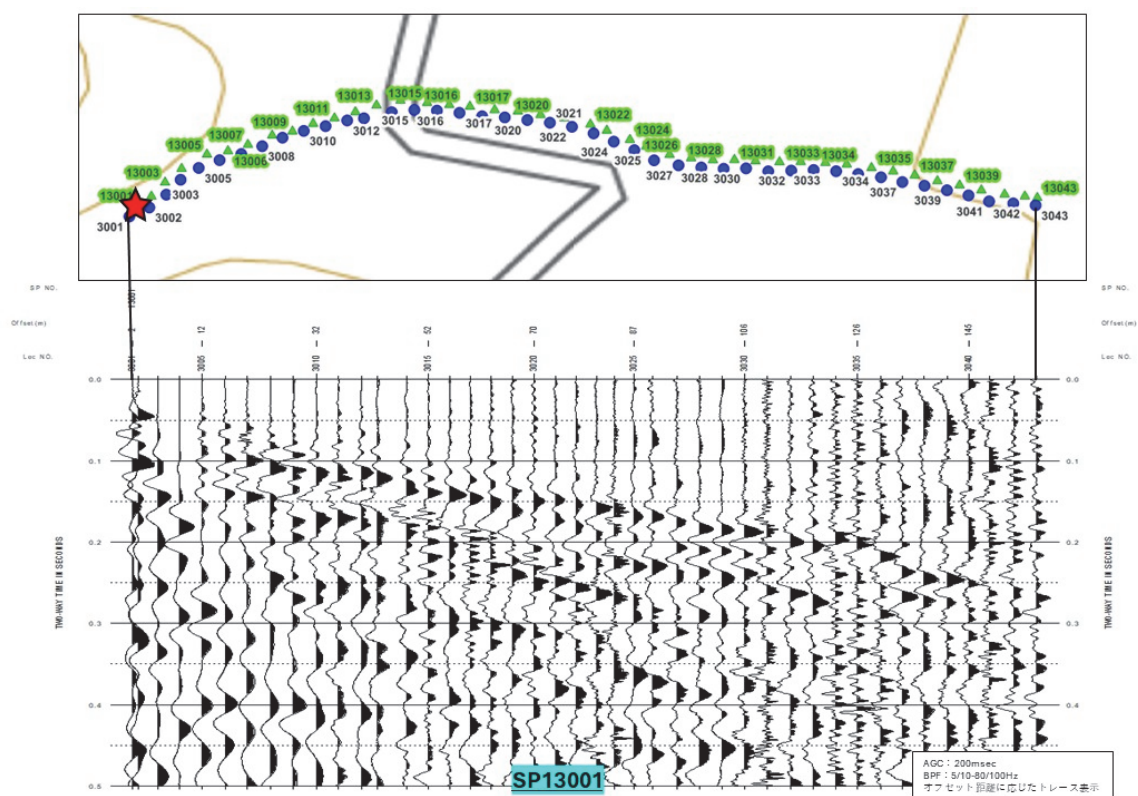


図 1-1-21(a). 発振記録例(SP13001、LineB-S 波)

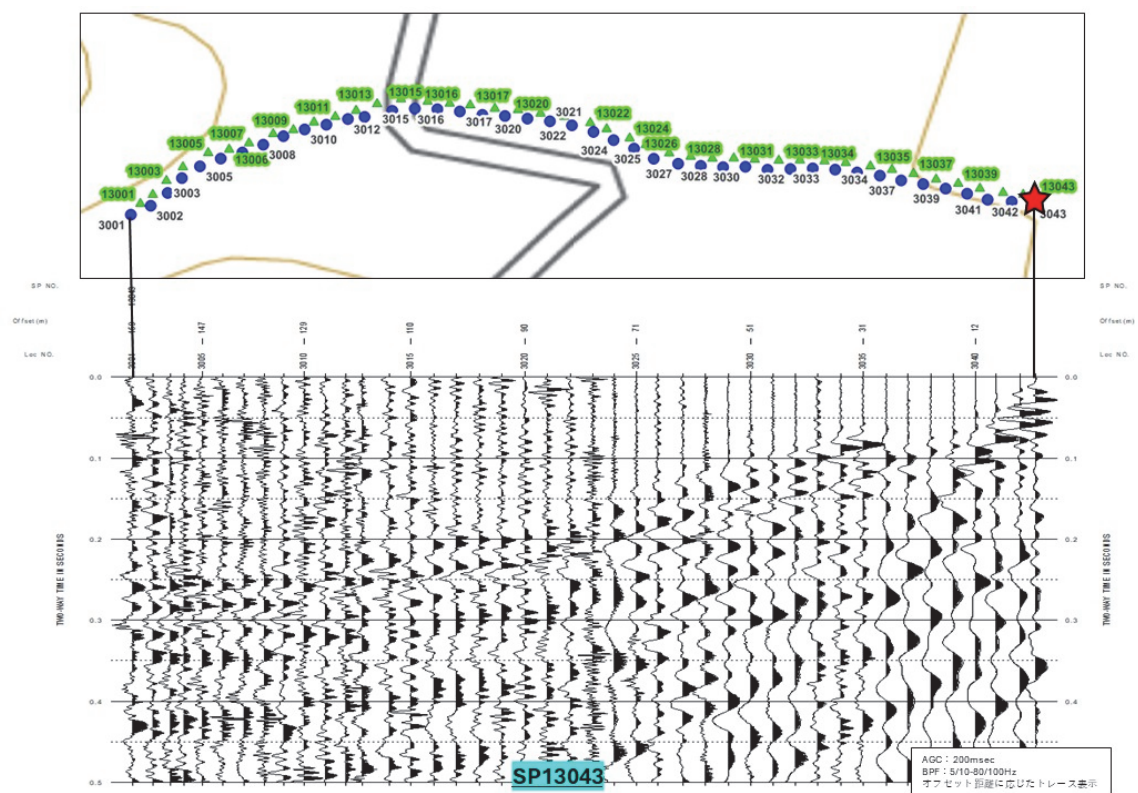


図 1-1-21(b). 発振記録例(SP13043、LineB-S 波)

取得された発振記録は地震探査処理ソフトの RadExPro(RADEXPRESS SEISMIC SOFTWARE LLC)を用いて初動到来時刻の読み取りを実施した。初動到来時刻読み取り結果を図 1-1-22 に示す。

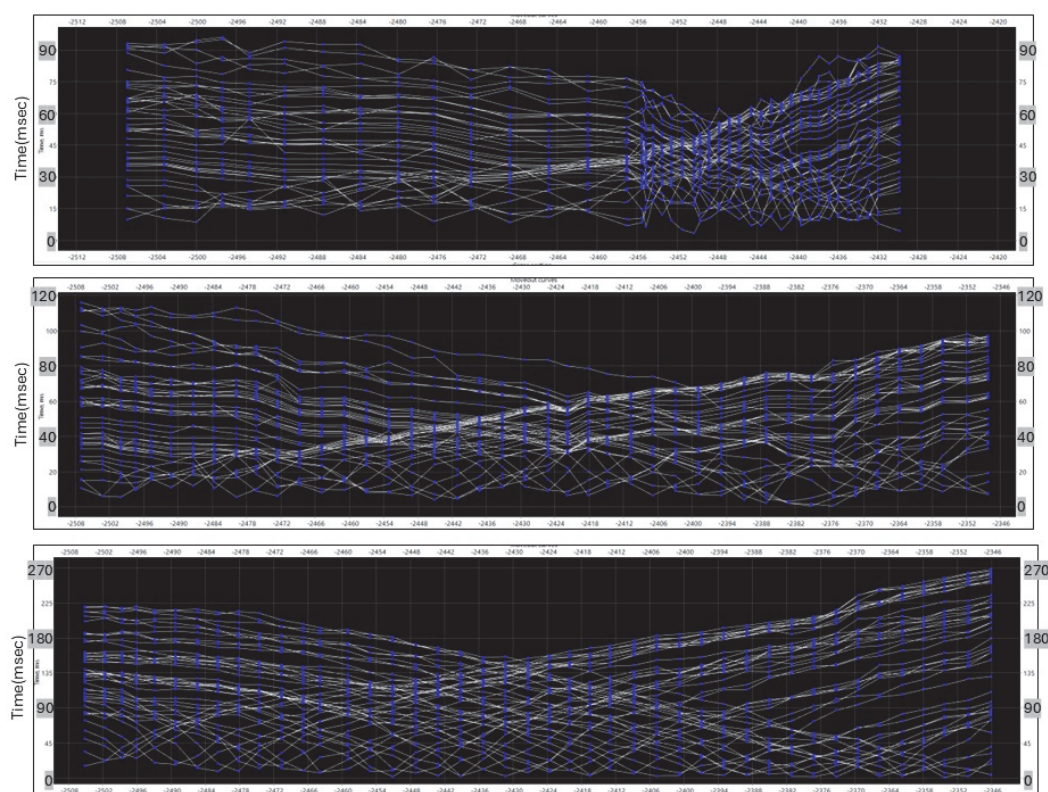


図 1-1-22. 初動読み取り走時曲線(上：LineA、中：LineB-P 波測定、下：LineB-S 波測定)

P 波探査では初動見かけ速度約 1700 m/s、S 波探査では初動見かけ速度約 800 m/s が得られている。この速度値は前述の PS 検層結果ともほぼ整合的であるため、D 地点とその周辺は厚さ数メートルの表層を除き均質な地層が広がっていると考えられる。

上記で求めた初動走時を用いて、RadExPro でトモグラフィ解析を行った。RadExPro では Occam's Inversion の手法に基づいた解析を行った(Constable et al., 1987, Moser. 1991)。

トモグラフィによる解析では、得られた解析結果が初期モデルに依存することがある。これを回避するために、初期モデルを複数パターン準備して解析を行い、これらの平均値をとることで速度構造を求めた。トモグラフィ解析に使用したパラメータを表 1-1-5 に示す。

表 1-1-5. トモグラフィ解析パラメータ一覧

	LineA	LineB	
	P 波	P 波	S 波
Cell Size	水平：4 m、鉛直：1.5 m		
Grid 数	水平：39、鉛直：70	水平 41、鉛直：70	
Iteration	15 回		
初期モデル			
地表速度	1000, 1200, 1400, 1600 m/sec		300,350,400,450 m/sec
深度 100m での速度	2500,3000,3500 m/sec		600,700,800 m/sec

RadExPro 内蔵のトモグラフィ解析のアルゴリズムでは屈曲した測線に対応しておらず、水平方向の座標は X 座標のみしか考慮されていない。本調査では、LineB では比較的直線性が担保されたほぼ東西方向の測線設定がなされている。一方、LineA では測線の西側は東西方向であるが、Location1001 から北北西に屈曲した測線設定となる。このため、X 座標のみを考慮した RadExPro の解析では、測線の東側ではトレース間隔が非常に密な構造となる(図 1-1-23 上)。このような場合、実際のジオメトリとは乖離した構造であるため得られる速度構造も信頼性の低いものとなる。これを回避するため、LineA の解析では、測線西端の Location 2001 を基準点として、各受振点・発震点それぞれのオフセット値を計算してこの値を X 座標として与えてトモグラフィ解析を行った。これらの編集前後の走時曲線を図 1-1-23 に示す。

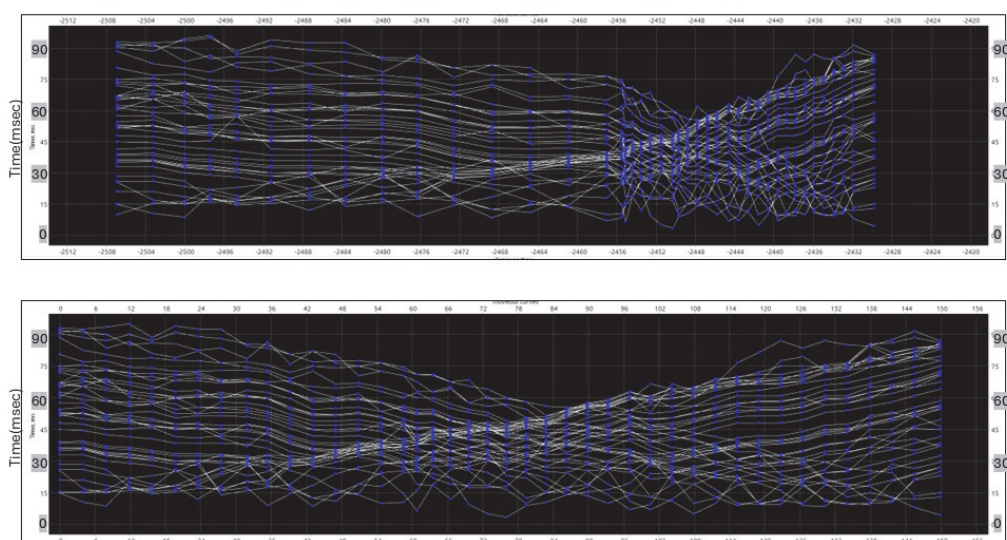


図 1-1-23. LineA 初動読み取り走時曲線編集前後(上：編集前(図 1-1-22 上図と同じ)、下：編集後)

トモグラフィ解析の結果得られた解析例を図 1-1-24~1-1-25 に示す。

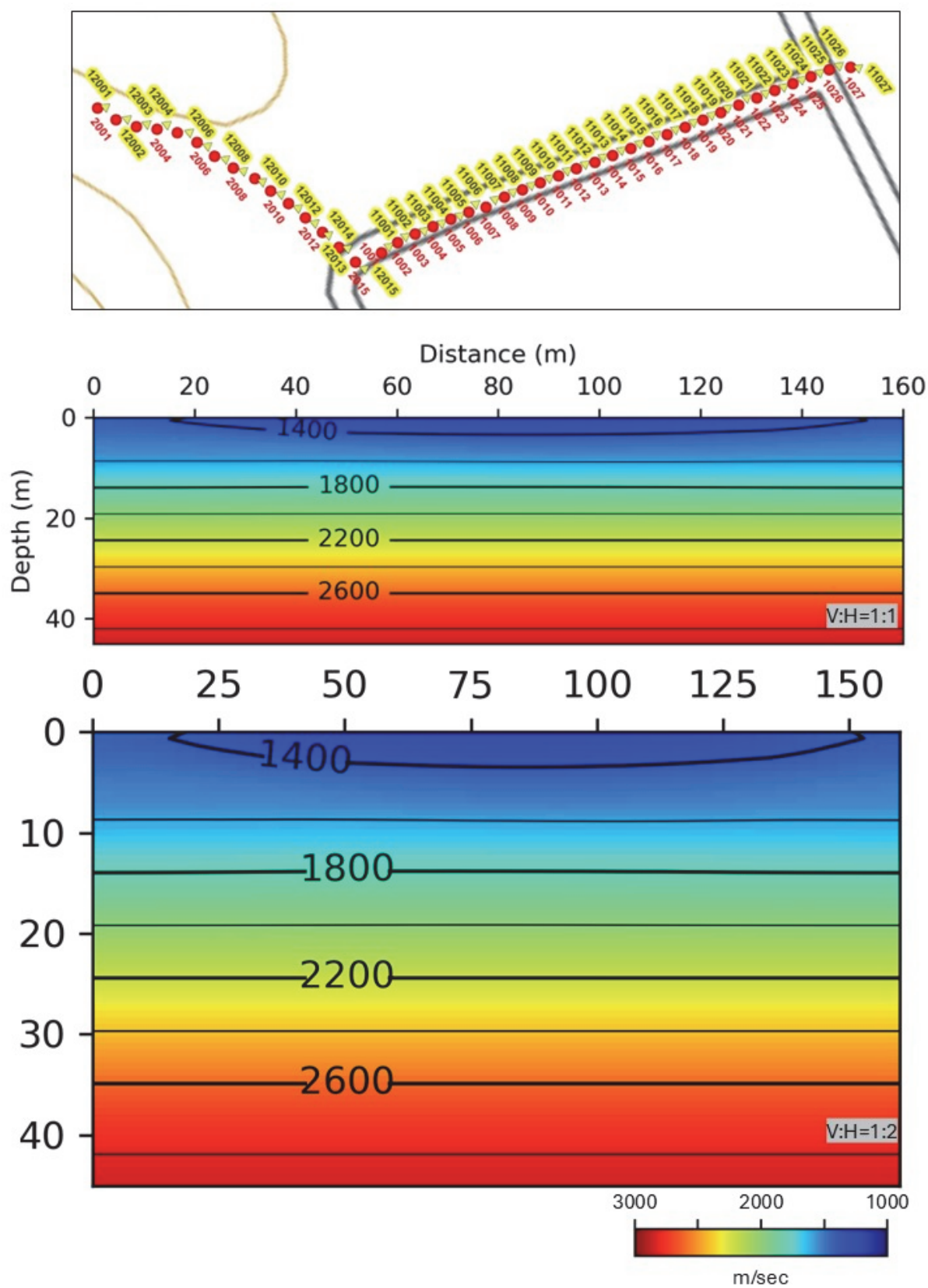


図 1-1-24. トモグラフィ解析最終結果 LineA-P 波測線

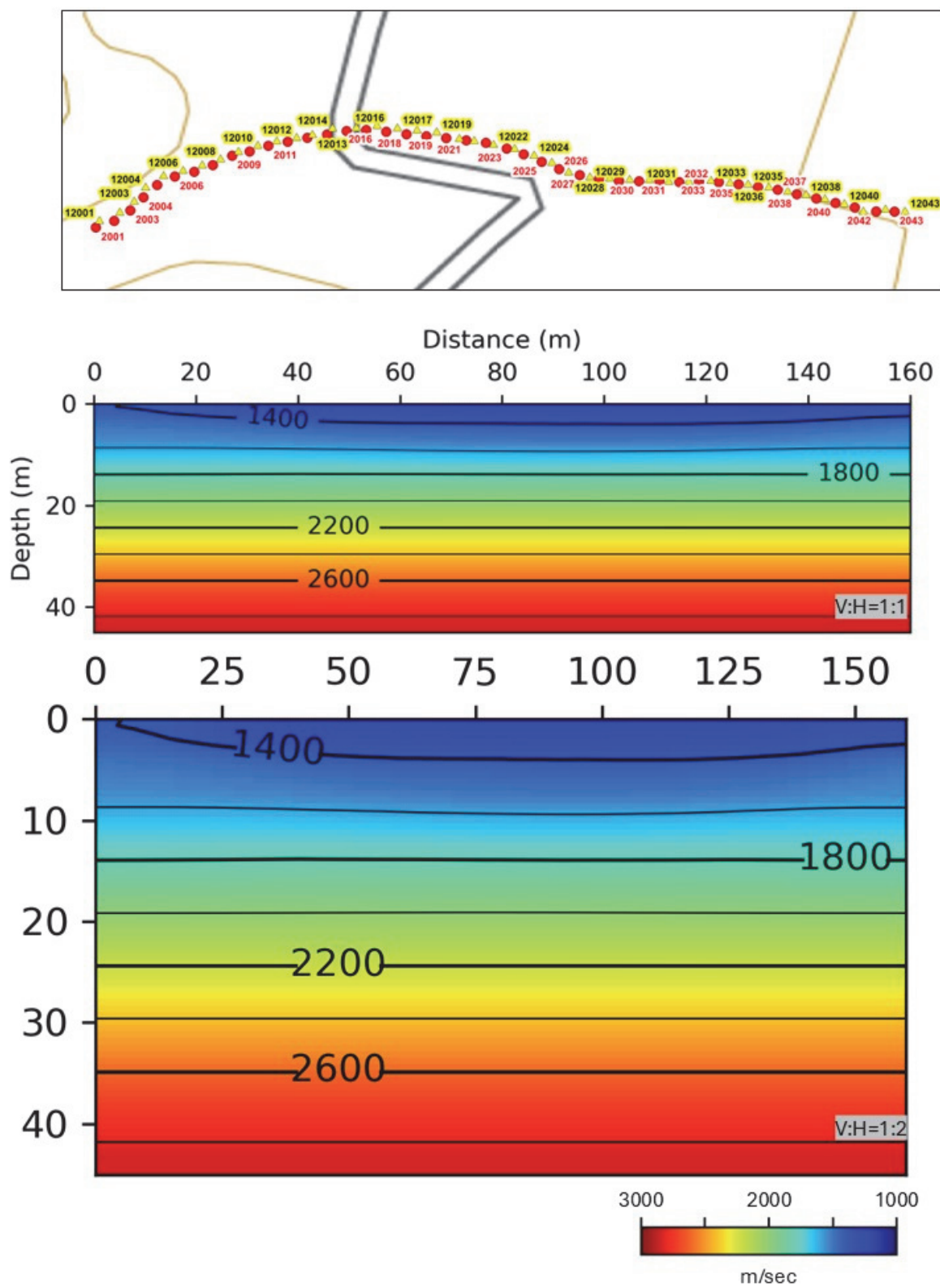


図 1-1-25(a). トモグラフィ解析最終結果 LineB-P 波測線

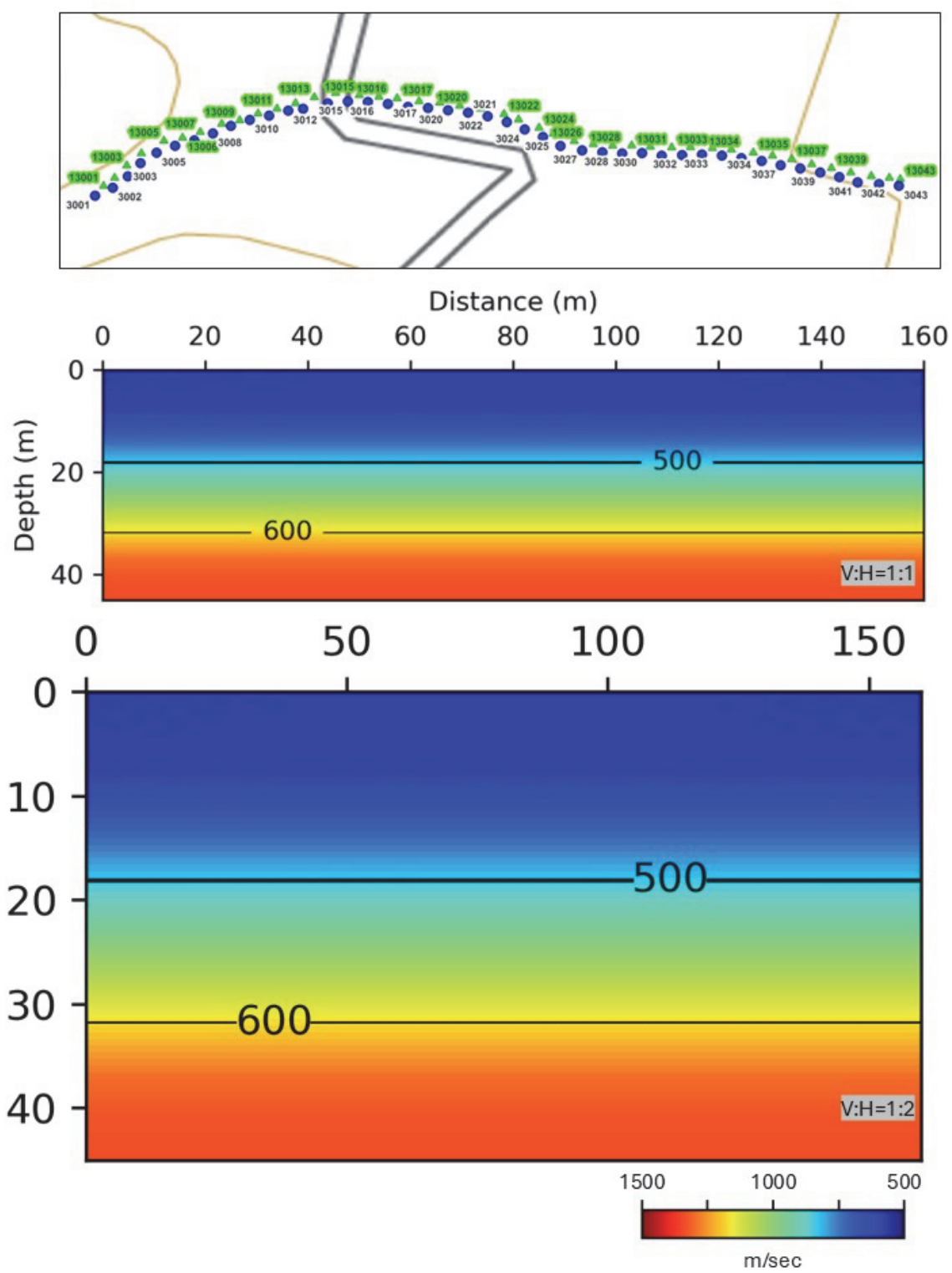


図 1-1-25(b). トモグラフィ解析最終結果 LineB-S 波測線

地震探査の結果を概観すると、両測線とも共通して P 波速度 1000 m/s 以下の表土層はごくうすく、数メートルの深度ですぐに P 波速度 1400m/s 以上の岩層が存在していると考えられる。両測線のスケール内で地震波速度に顕著な横方向変化は認められず、発振施設予定地周辺は地震学的には横方向の速度変化がない比較的単純な成層構造として扱えることが明らかになった。

得られた 5～10 m の深度における地震波速度値は、いずれの測線でも P 波速度約 1600 m/s および S 波速度約 400 m/s であった。これは先述の PS 検層結果に比べていずれも速度値は低めに推定されている（図 1-1-26）。地震探査が耕作地横の里道で実施されたことと PS 検層が耕地整理後の田圃耕作面における測定であったことを考慮すると、地震探査で得られた遅めの地震波速度構造は耕地整理前の原地形において発達していた風化層の存在を表している可能性がある。

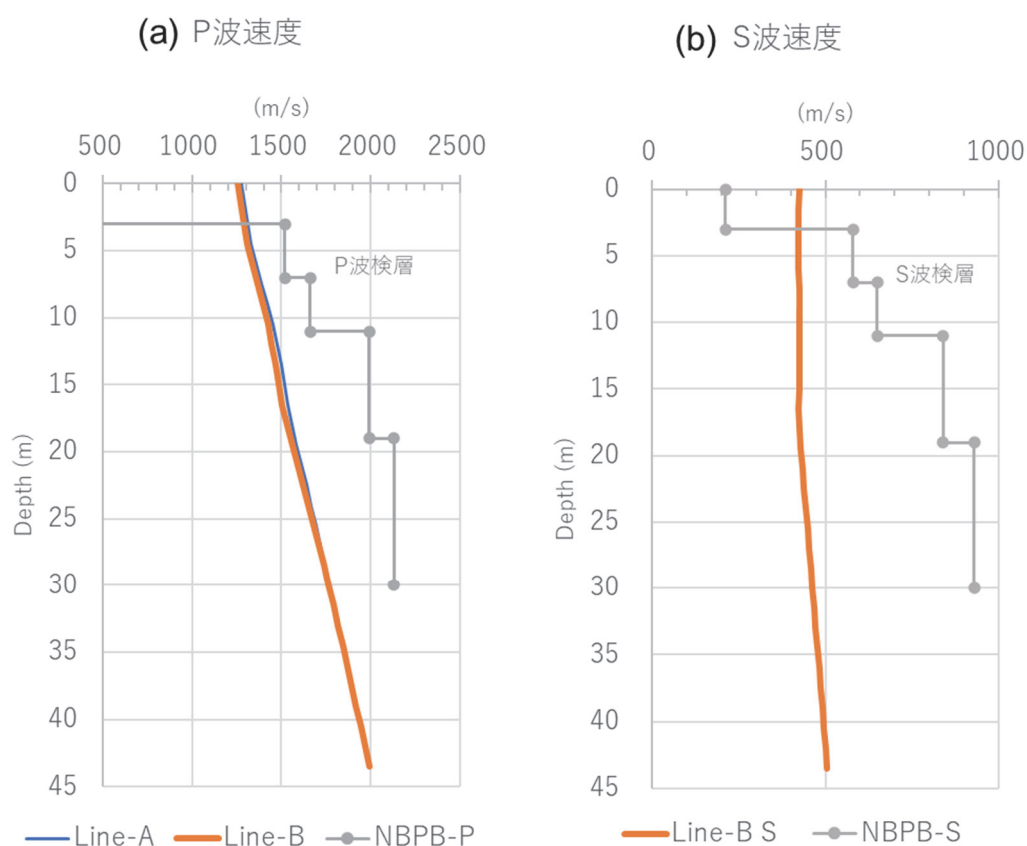


図 1-1-26. 平均地震波速度構造と PS 検層結果。(a) P 波速度構造、(b)S 波速度構造。

またボーリング調査地点 NBPB と同一区画内で微動探査による S 波速度構造の推定も実施された。微動探査の結果得られた構造を図 1-1-27 に示す。微動探査では半径 8 m の 4 点で 0.5 Hz 3 成分地震計アレイを用いた観測を行った。

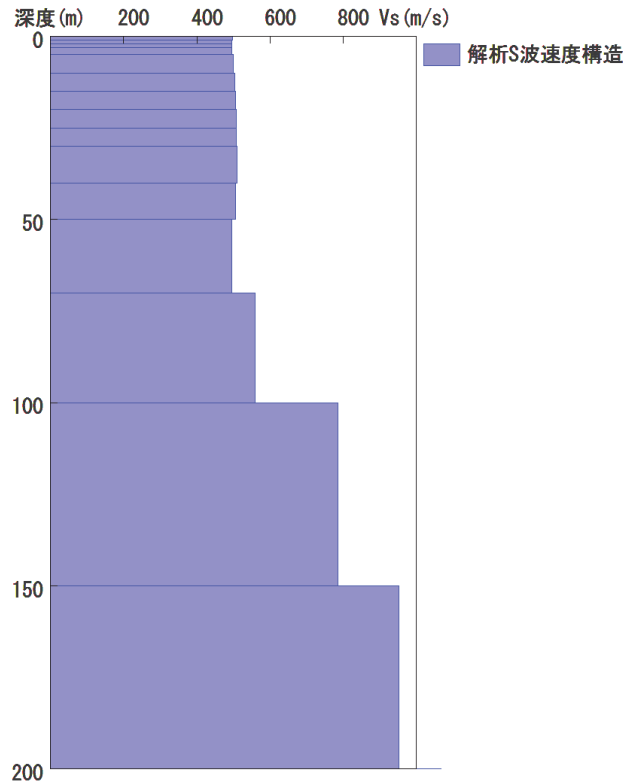


図 1-1-27. 微動探査によって推定された S 波速度構造

微動探査の結果からは 10 m 以浅では S 波速度約 500 m/s が得られており、先述の地震探査および PS 検層結果と整合した値が得られた。しかしながら 10 m より大きな深度では PS 検層結果および地震探査結果より速度が小さく推定される傾向が見られる。

この傾向は観測を行った場所がさしわたし 100 m 程度で広がる比高 10 m 程度の小さな尾根地形であったことと関係しているのかもしれない。波の伝播方向を制約して観測を行う地震探査や PS 検層に比較して、波の伝播方向を制約せず表面波の等方入射を前提とする微動探査では前者に比べて広い範囲の構造の平均が結果として得られる傾向があるため、微動探査の結果はアレイの周囲数百メートルスケールの構造の平均を示しているのかもしれない。

3) シミュレーション

後年度には発振用水槽の建造が計画されている。発振用水槽の設計の方針を確立することとその水槽を用いた実験の仕様の基本的な部分を検討することを目的として、令和 6 年度は先行プロジェクトの令和 5 年度の水槽 KURP とは異なる複数の形状寸法の水槽モデルにおける発振を行った場合のシミュレーションを行い、それぞれのモデルについて水槽内壁圧力、総出力や周波数特性、放射の方位特性を推定した。さらに京都大学防災研究所(2024)のシミュレーション結果ならびに半無限水域のシミュレーション結果と比較し、それぞれのモデルのパフォーマンスを評価した。半無限水域のシミュレーションは京都大学防災研究所(2023)で実施された直径約 550m、深さ約 30 m の貯水池における発振実験に相当するものとして扱うことにする。

a. シミュレーションモデル

シミュレーションは弾性体中の波動方程式を時間領域有限差分法による数値計算で解き、モデル水槽内で発振をおこなった際に生ずる水槽内外の波動場を得る。シミュレーションの基本設定を下表に整理する。

表 1-1-6. シミュレーション設定

数値計算手法	時間領域有限差分法
グリッド配置	スタガードグリッド
空間方向離散化精度	4 次
時間方向離散化精度	2 次
グリッド間隔	0.1 m
X 方向グリッド数(含側面吸収境界)	1360 (136 m)
Y 方向グリッド数(含側面吸収境界)	1360 (136 m)
Z 方向グリッド数(含底面吸収境界)	1240 (124 m)
吸収境界グリッド数(片面)	80
時間ステップ間隔	1.0 E-5 s
時間ステップ数	101001 ステップ (-0.01～1.0 s)

またシミュレーションに必要なモデル内の弾性パラメータは表 1-1-7 の値を採用した。

表 1-1-7. 数値計算に用いた弾性パラメータ一覧

対象物	V _p (m/s)	V _s (m/s)	ρ(kg/m ³)
水	1500	0	1000
ベントナイト(固結状態)	1600	750	1630
表土(地表)	350	120	400
表土(深さ 3 m)	410	180	500
岩盤シルト層	2000	1156	2000
コンクリート	4000	2450	2300
鋼板	5707	3202	7870
コンクリート(93 mm 厚)と 鋼板(7 mm 厚)の平均物質	4085	2491	2690

全てのモデル計算では 350 cui (5.7 l) の単体エアガンを 3 つ組み合わせたアレイ構成のエアガンを用いることにした。

今回検討されなければならないことは、1)水槽サイズおよび水槽壁構造による水槽壁面圧力への影響、2)水槽サイズおよび水槽壁構造による放射エネルギーへの影響、3)発振システムのスケール（水槽深度およびエアガン深度）による放射エネルギーおよび周波数成分に対する影響、4)水槽断面形状が放射強度の方位依存性にあたえる影響、の 4 点である。これらの着目点はいずれ

も発振用水槽の構造設計と建造費用に密接に関係する。

検討の対象とした水槽モデルを図 1-1-28 に示す。モデル水槽 A は深さ 10 m の直方体水槽（エアガン深度 7 m・側壁および底はコンクリート巻き）、モデル水槽 B は深さ 6 m の立方体水槽（エアガン深度 3 m・側壁および底はコンクリート巻き）、モデル水槽 C は深さ 6 m の立方体水槽（エアガン深度 3 m・側壁および底は地山）、モデル水槽 D は深さ 10 m の直方体水槽（エアガン深度 3 m・側壁コンクリート底面ベントナイト(1 m 厚)）である。

発振システムのスケールがおよぼす影響への検討ではモデル A とモデル D とを比較する。また水槽断面形状の影響の検討ではモデル A を用いた計算結果を用いる。水槽壁構造による放射エネルギーへの影響の検討ではモデル A と D の組、モデル B と C の組のそれぞれの組の中で比較することにする。

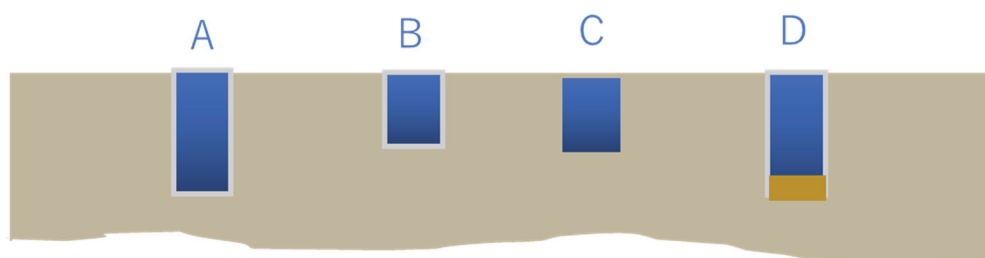


図 1-1-28. 個々の水槽モデル モデル水槽 A、D は深さ 10 m の直方体水槽でエアガン深度 7 m、側壁はコンクリート巻きであるが、前者はコンクリート底、後者は 1 m 厚ベントナイト底である。モデル水槽 B、C は深さ 6 m の立方体水槽でエアガン深度 3 m であるが前者はコンクリート巻き、後者は素掘りである。

モデルの座標系として、エアガンの吐出口を連ねてできる平面の水平方向に x 軸を、エアガン胴体の長軸方向に y 軸をとることとする。 x 軸の正方向からみて反時計回り 90 度の方向に y 軸の正方向があるものとする。

発振にともなって発生する水槽内壁面圧力あるいは地山における地動速度の計測点を次のように配置して計算結果を得た。

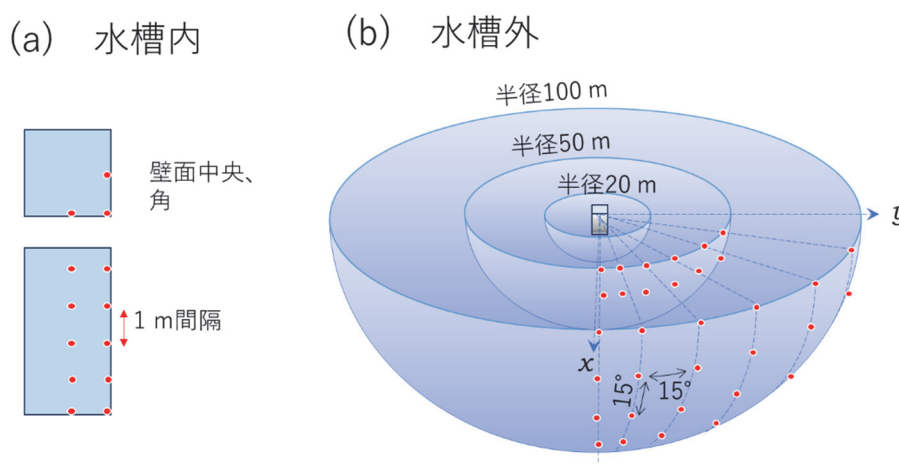


図 1-1-29. 測定点（観測点）配置 a)水槽内圧力測定点配置、b)水槽外地動速度観測点配置。赤

点は測定点（観測点）を示す。

水槽内では発振時の水槽壁面の圧力分布を推定することを目的として、図 1-1-29a のように x 方向を法線とする壁面 (x 面) および y 方向を法線とする壁面 (y 面) のそれぞれの壁面内側中央の鉛直線に沿う列と x 面と y 面のなす交線に沿う列の 3 本の測線が設定され、地表面から 1 m おきに圧力観測点を配置した。水槽内の圧力測定点はモデル A 及び D で 30 点、モデル B および C で 18 点であった。

水槽の外では水槽からの地震波放射の方位特性と鉛直下方への地震波の放射強度を推定することを目的として、図 1-1-29b のように水槽を中心としたそれぞれ半径 20 m、50 m、100 m の 1/8 球殻上の 15 度おきの子午線上に緯度 15 度間隔で地動変位速度測定点を配置した。地動変位測定点は一つの 1/8 球殻で 50 点となり、合計 150 点を配置した。

b. 数値計算結果の概要

以降で数値シミュレーションの結果について述べる。最初にスナップショットによる波動場を概観する。スナップショットとは瞬間毎に数値計算結果から得られる波動場を可視化したものである。水槽モデル A~D において 2000 psi (13.8 MPa) 発振の 40 ms 後における波動場のスナップショットを図 1-1-30 に示す。

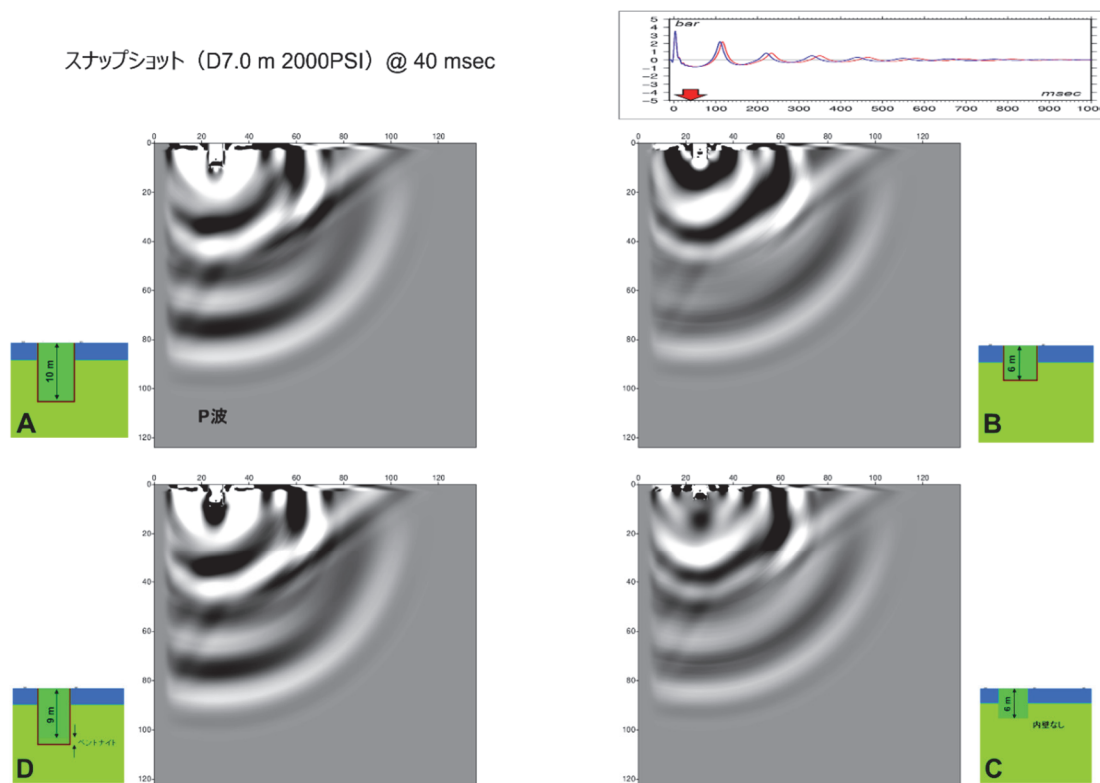


図 1-1-30. 各モデルにおける 2000 psi (13.8 MPa) 発振後 40ms のスナップショット。各パネル右下のアルファベットはモデルの名前を示し、水槽サイズが同等のモデルを縦列に配置する。右最上部に対応する波形記録をスナップショット時刻とともに示す。グレースケールで地動速度

振幅を表現する。黒色および白色が最大振幅に相当し、その中間の明度の灰色が振幅ゼロを示す。

図 1-1-30 では水槽サイズとエアガン深度が共通な組の中では概ね波面の形状が似ていることが示されている。モデル A と D は水槽底における波動場の差異をのぞき下方に伝わる波動場の強さもほぼ等しいことが見てとれる。モデル B と C とでは水槽底部ばかりでなく水槽近傍の波動場の形状や後続相の強度などに差異が認められる。またモデル C では他の 3 つの水槽モデルにくらべて、水槽内外の濃淡コントラストが弱く、水槽内の残響が小さいことを示している。下方へのエネルギー放射が強いのはモデル A と D で、その次にモデル C である。さらにモデル C は後続相のパターンがモデル A および D に近い。

これらのことから水槽壁の材質が水槽からのエネルギー放射に影響を与えていることがスナップショットの観察から推察される。モデル D はモデル A の底のコンクリートを取り払い厚さ 1 m の粘土を敷き詰めたもので、モデル C はモデル B のコンクリート壁を取り払い、同じ内径の素掘りの水槽とした場合である。水槽壁と地山のコントラストが小さいほど水槽内にトラップされるエネルギーが小さく、効率よく地山にエネルギーが伝達されることを示している。

c. 水槽壁面内側の最大圧力分布

次にそれぞれのモデルにおける発振時の壁面内側の最大圧力の推定結果を示す。壁面内側の最大圧力は水槽壁の構造を決めるために必要な情報である。京都大学防災研究所(2024)によれば内径 2.5 m の令和 5 年度試験発振坑 KURP をモデルにしたシミュレーションでは坑壁内側における最大圧力が既往の実験（京都大学防災研究所, 2021; 2023）で得られた実測値を遥かに上回ることが推定され、実際の発振実験においてもシミュレーションによる推定最大圧力 10 MPa を上回る領域において鉄筋コンクリート(RC)造坑壁の亀裂が発生していた。

モデル A～D において 2000 psi で発振を行った場合の水槽内壁最大圧力分布を図 1-1-31 に示す。

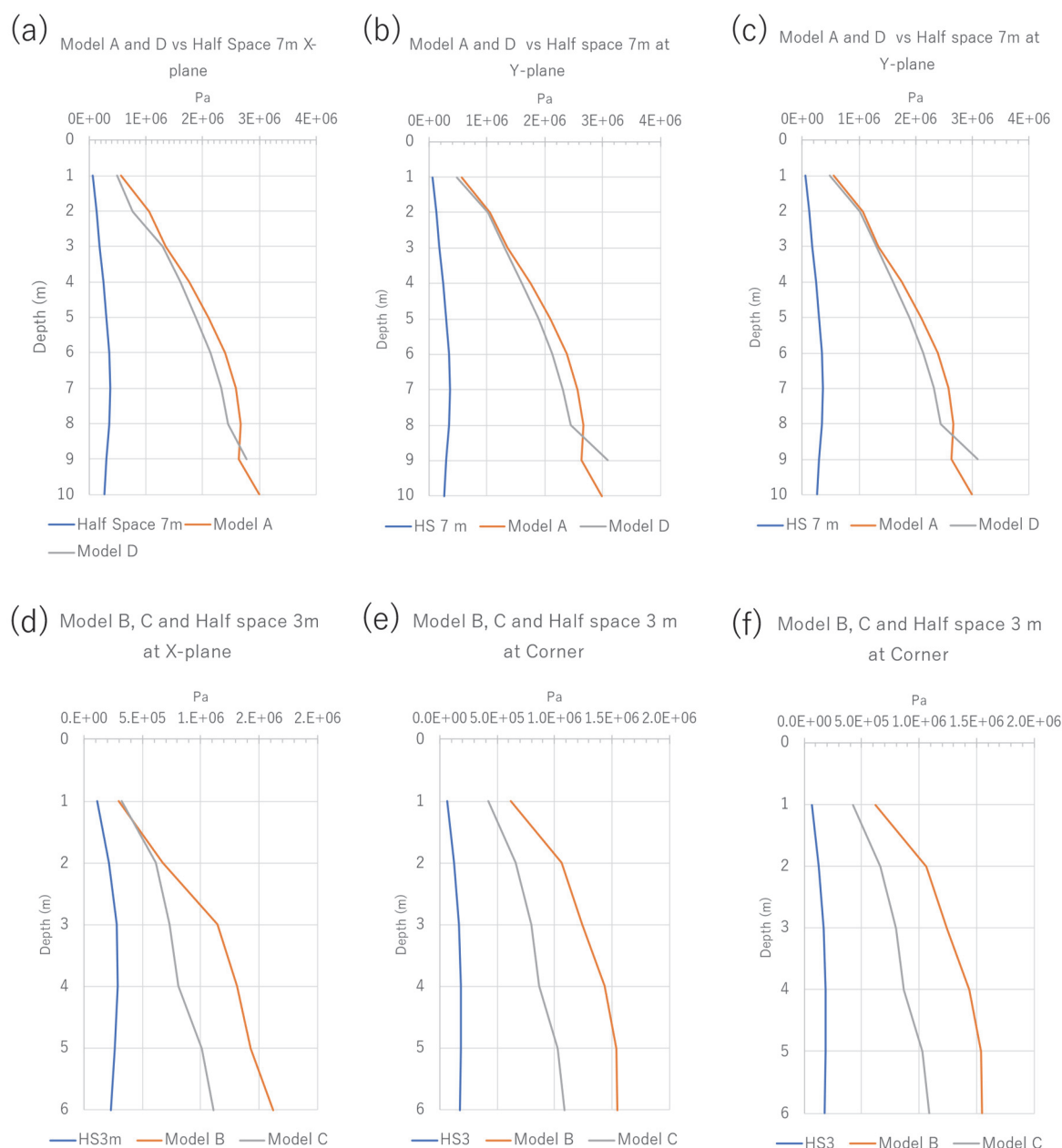


図 1-1-31. 水槽内壁における最大圧力推定値 エアガン作動圧 2000 psi(13.8 MPa) の場合を示す。(a)～(c)半無限媒質における 7m 深発振とモデル A, D、(d)～(f)半無限媒質における 3m 発振とモデル B, C。”X-plane”は 3つの単体エアガンの吐出口がつくる平面と平行な面を、”Y-plane”は単体エアガンの軸方向を法線とする面、”Corner” は”X-plane”と”Y-Plane”が交わる方向を示す。

上図によれば内壁の最大圧力は水深に対して単調増加を示し水底で最大値をとることと、45 度 (x 面 y 面の角) の方位における最大圧力がそれぞれの面より 1～2 割大きいことがいずれのモデルでも共通して認められる。個別に見てゆくとモデル C はモデル B の約 7 割の最大圧力を水底で示しており、4つのモデルの中では最も内壁最大圧力が小さい傾向が認められる。モデル A と D は底部以外目だった差が認められないが、モデル D は 9m 深の圧力値のふるまいがモデル A のそれと顕著に異なるが、これは底部の粘土層の破壊の影響である。水槽の内壁圧力はエアガン作動

圧力と比例関係にあり、作動圧を下げるとそれに比例して内壁最大圧が低下する。したがってエアガン作動圧 2000 psi 時に最大級の内壁最大圧力約 30 bar(3 MPa)が推定されるモデル A および B でも、作動圧を下げることによって内壁最大圧を小さくすることができる。

水槽内壁の圧力はやはり水槽壁面が交わる角で大きくなる傾向が認められる。図 1-1-32 に内壁圧力の方位依存性を示す。

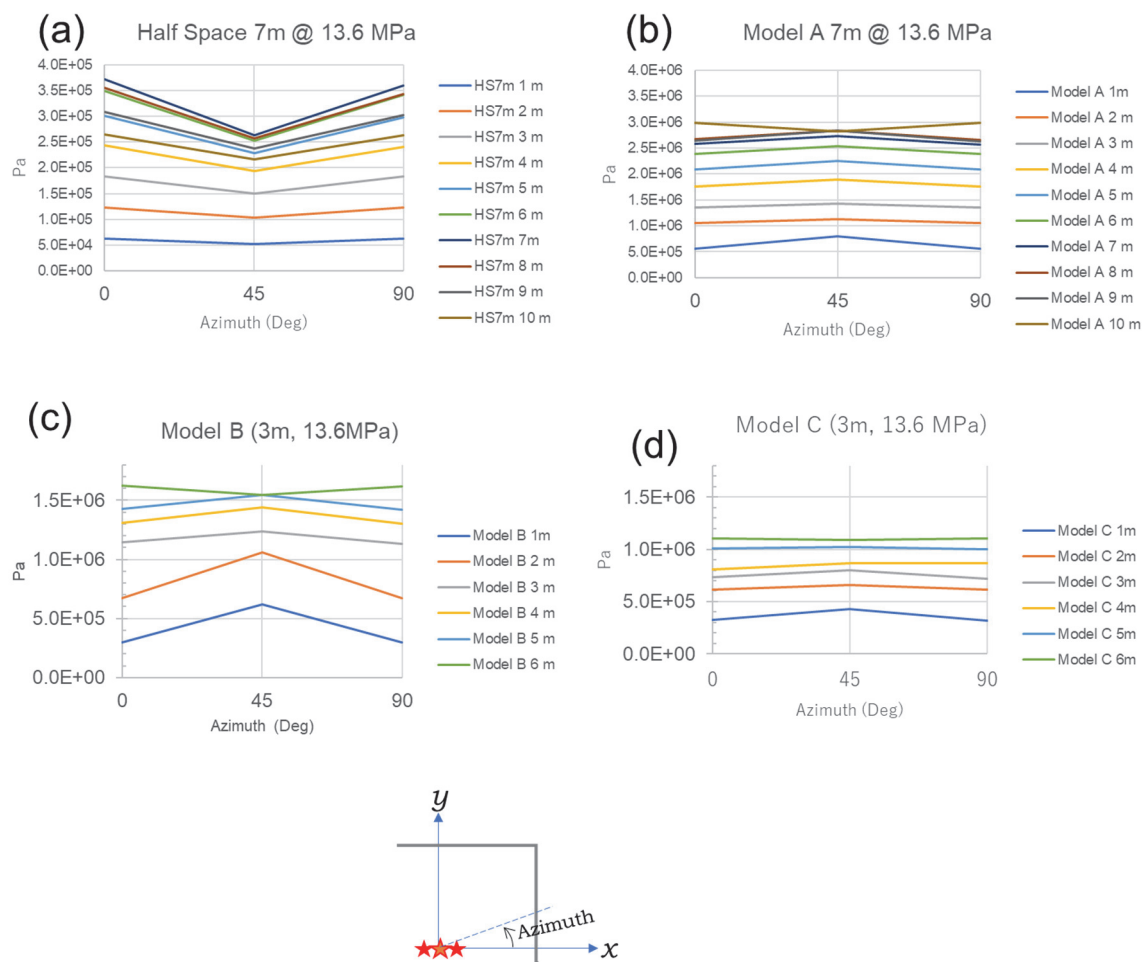


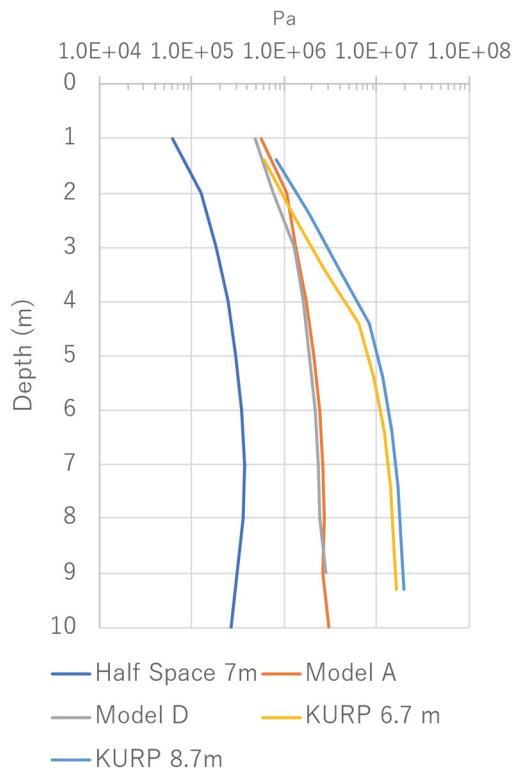
図 1-1-32. 水槽内壁最大圧力の方位依存性。a)半無限媒質の 7 m 深発振、b) モデル A、c) モデル B、d)モデル C を示す。

半無限媒質では x 方向と y 方向はともに同じ圧力分布を示し、45 度方向はそれより弱い圧力を示すのに対して、いずれの水槽モデルでも最深部を除き 45 度方向に最も強い圧力が現れることが示されており浅いほどその傾向が強いことが示されている。したがって横断面を長方形とした水槽では角の強化が必要である。

今回の結果を令和 5 年度水槽モデル KURP の数値シミュレーション結果(京都大学防災研究所, 2024) と比較して図 1-1-33 に示す。

(a)

Model A vs Half Space 7m X-plane



(b) Model B, C and Half space 3m at X-plane

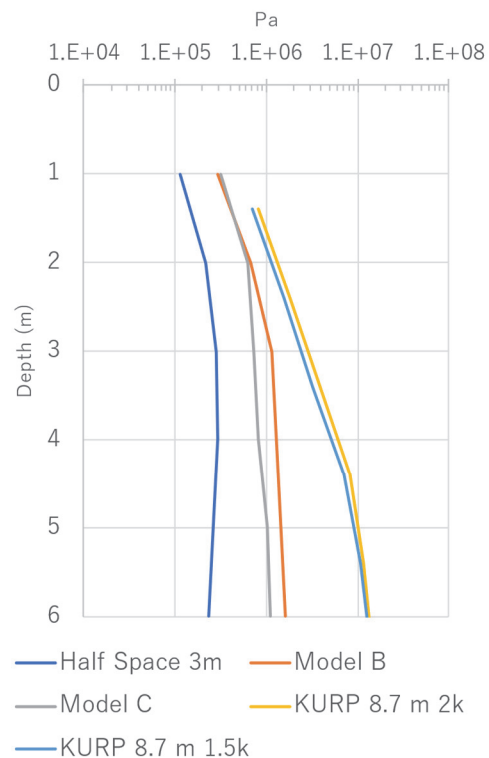


図 1-1-33. 水槽壁にかかる最大圧の比較 横軸は圧力で対数スケールで表示される。注記なきはエアガン作動圧 2000 psi (13.8 MPa) の場合を示す。a) 深さ 10m 水槽モデル A, D 7m 深発振、および KURP 6.7m 深発振、KURP 8.7m 発振との比較。b) 深さ 6m 水槽モデル B, C 3m 深発振、および KURP 8.7m 深発振(KURP 8.7 m 2k)および同 1000psi (6.9 MPa) 発振(KURP 8.7 m 1k)。Half Space は半無限水中を、KURP は令和 5 年度水槽モデル (京都大学防災研究所, 2024) を示す。

図 1-1-33 から今回のシミュレーションで水槽底での最大圧がもっとも大きかったモデル A でも令和 5 年度試験水槽モデル KURP の最大圧の約 0.15 倍にとどまることが明らかになった。小さなサイズの水槽 (モデル B および C) の場合の内壁最大圧は 1 MPa 程度 (10 気圧相当) である。したがって、水槽直径を令和 5 年度試験水槽 KURP の 2 倍以上にすることによって内壁最大圧を減少させることができ、同じ壁の構成であれば相対的に水槽壁の耐久性が高くて見通しを得られた。

d. 水槽から放射される弾性波エネルギー

次に水槽直下に放射される弾性波エネルギーの推定結果について述べる。モデル A~D について最も重要な水槽直下 50 m と 100 m における最初のピークの最大振幅から推定した放射エネルギーをそれぞれ表 1-1-8 と表 1-1-9 に整理して示す。各表の最右列は表中の半無限空間 7 m 深

2000 psi 発振出力を E_0 、その行の発振出力を E とした場合の式 $E_0=kE$ の係数 k を示している。

表 1-1-8. 水槽直下 50 m における放射エネルギー推定値

水槽モデル	発振深度 (m)	動作圧力 (psi)	エネルギー (μ J)	係数 k
A	7	2000	20.7	6.3
B	3	2000	7.9	16.5
C	3	2000	6.3	20.7
D	7	2000	20.9	6.3
半無限空間	7	2000	130.7	1.0
半無限空間	3	2000	82.9	1.6
令和 5 年度 水槽 KURP	6.7	2000	10.3	12.7

表 1-1-9. 水槽直下 100 m における放射エネルギー推定値

水槽モデル	発振深度 (m)	動作圧力 (psi)	エネルギー (μ J)	係数 k
A	7	2000	3.5	6.8
B	3	2000	1.3	18.4
C	3	2000	1.1	21.7
D	7	2000	3.4	7.0
半無限空間	7	2000	23.9	1.0
半無限空間	3	2000	24.8	1.0

半無限空間と 4 つの水槽モデルとを比べると、半無限空間に対してモデル A が約 1/7、B が 1/18、C が約 1/22、D が約 1/7 のエネルギーの放射量である。水槽を用いた発振では水槽サイズが小さくなるほど下方へのエネルギー放射量が少なくなることが確かめられた。

サイズが異なるが水槽の壁構造が同一の仕様であるモデル A と B をエアガン作動圧 2000 psi で比較すると B は A の 1/3 のエネルギー放射量である。一方、サイズが同一で壁の構造が異なる組み合わせを比較すると、モデル A と D の組では底面が粘土で構成されたモデル D とコンクリート底のモデル A との間にはエネルギー放射量に大きな差が認められない一方、モデル B と C の組ではコンクリートで壁を構成しているモデル B が C のそれより 1.17 倍大きなエネルギー放射量を示している。モデル A と D との比較からは水槽底の構成が下方への地震波放射にあまり影響しないことが、モデル B と C との比較からは水槽内側壁の弾性的性質が水槽からの下方弾性波放射の強度にすくなく寄与していることを示している。

4 つのモデルにおいて下方に放射される地震波の波形とそのスペクトルを整理して図 1-1-34 に示す。

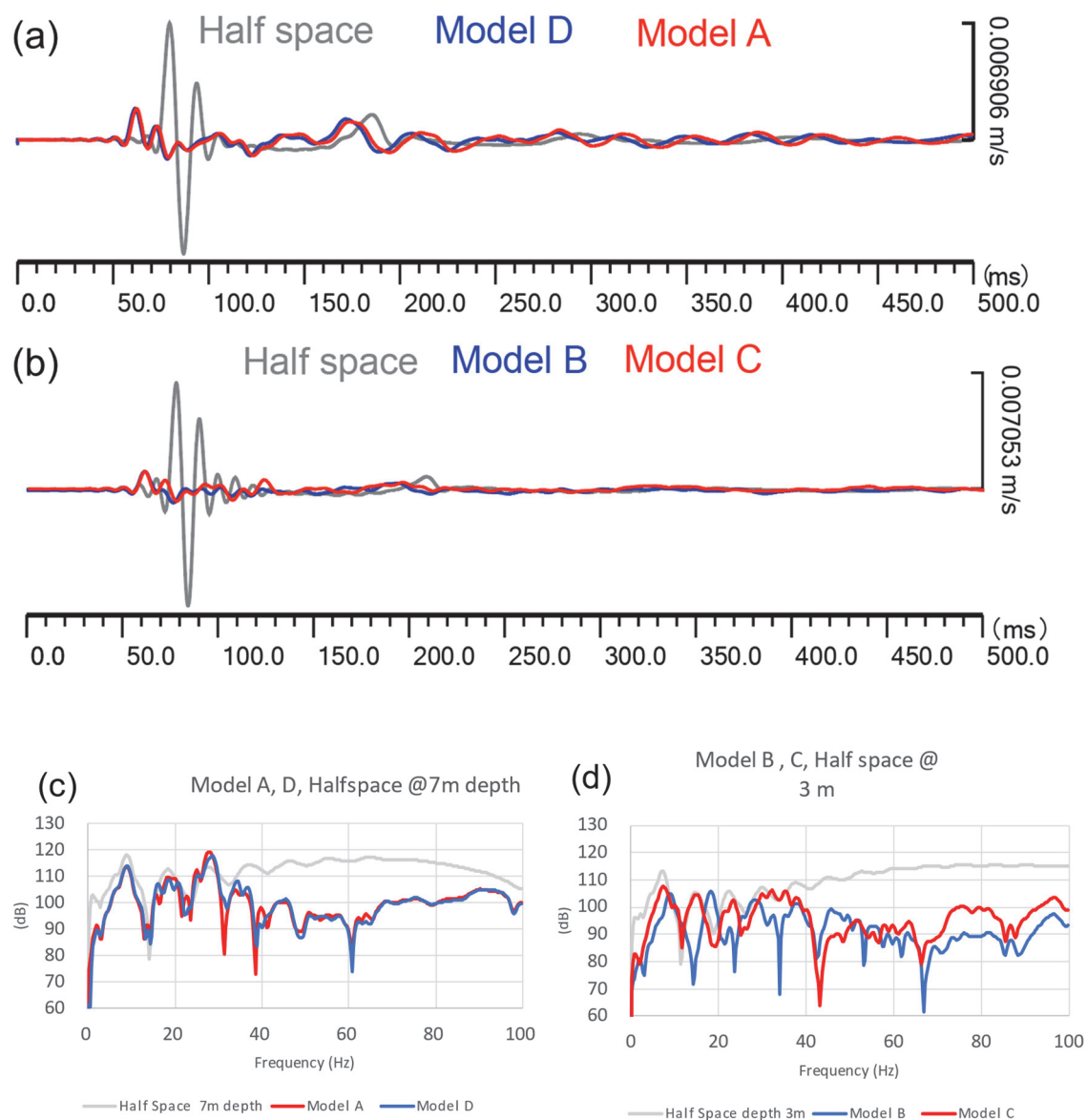


図 1-1-34. 2000 psi 発振に対する発振水槽直下 100 m 深における合成観測波形 (a, b) とそのスペクトル(c, d)。0 dB=20 μ Pa/Hz である。

図 1-1-34a および b は発振水槽直下 100 m 深における合成観測波形である。灰色曲線が半無限空間の場合を、赤曲線および青曲線が水槽モデルの場合を示す。赤曲線および青曲線が灰色曲線より遅れて振れだすのは半無限空間の速度値のほうが水槽モデルの地山の速度値より遅いことによる。合成観測波形ではいずれの水槽モデルでも半無限空間より小さな最大振幅を示すと共に振動継続時間が長くなる傾向がある。この傾向は令和 5 年度水槽 KURP の実験の地表波形記録でも認められるが、今回の場合は水槽直下 100 m における合成観測波形でも同様な傾向が認められることから、やはり下方に放射される実体波において水槽内部の共鳴現象の効果が卓越して現れていることが示される。

図 1-1-34c および d は上段の合成観測波形をスペクトル解析したものである。それぞれの色の

曲線が示すものは上段の合成観測波形と同じである。4つの水槽モデルに共通していることは、ある周波数より低周波側では半無限空間とほぼ共通な周波数特性のパターンを示すが、その高周波側で半無限空間よりスペクトル値が小さくなることである。またこのことによって水槽内発振では半無限空間発振より低い周波数側でスペクトルが相対的にとがった形状になる。

水槽モデルで半無限空間と共通な周波数特性のパターンを示す上限周波数は水槽のスケールに依存していることがわかる。すなわち水槽深さが10 mのモデルAとD(図1-1-34c)では約26 Hzに、水槽深さは6 mのモデルBとC(図1-1-34d)とでは約33 Hzにその境界があるように見受けられ、水槽が小さいほど高い周波数が境界となる傾向がある。さらに水槽壁が地山のままのモデルCではモデルBに比較して10 Hz以下のピーク周波数が若干低くなるとともにその高さが若干大きくなる傾向が認められる。

初回ピーク振幅に注目した放射エネルギーの比較(表1-1-8, 表1-1-9)ではモデルCよりモデルBのほうがやや大きくなる傾向が示されており、図1-1-34dの印象と異なるものであったが、図1-1-34bの波形図を観察すると初回ピークから約7 ms遅れて現れる第二ピークとそれ以降約60 msの長さの区間においてモデルCのほうがモデルBより大きな振幅を示しており、この部分がモデルCの10 Hz以下のスペクトルの強化に寄与していると考えられる。同区間の初動からの積算パワーはモデルCのほうがモデルBのそれより30 %ほど大きい値を示しており、モデルCの方が高いエネルギー放射効率を示している。

e. 水槽振源の地震波放射の方位特性

最後に長方形断面水槽における発振における地震波放射の方位特性について報告する。令和5年度試験発振水槽KURPのような円形断面の水槽の場合、鉛直軸の周りに対称な立体形状であるために水平面内で一様で等方な地震波放射強度が期待される。一方、方形断面の水槽の場合には中心軸から内壁までの距離が方位によって異なる値をとることから地震波放射強度の方位依存性が予想される。方形断面の水槽を用いた場合に地震波の放射が強くなる方向がもしあれば、その方向を受振点にむけて水槽の建造を施工することでより効率の高い発振を実現できるはずである。

また、発振水槽の横断面が円形の場合、設計時の直径の選択しだいでは型枠などの資材を特注仕様とせざるをえず必ずしも施工が容易ではないことがKURPの建造の経験から明らかになった。方形断面の水槽であれば円形断面のそれに比べて施工が容易になる可能性がある。

モデルA~Dの2000 psi (13.8 MPa) 発振について鉛直下方から15度の向きの振源距離50 m地点における合成波形を図1-1-35に示す。モデルAおよびDは正極性のピークが0.043秒付近に、負極性のピークが0.081sと0.188 sとに認められる。下図ではこれらのピークに色分けしたマーカーつけ、到来時刻の早い順に青ピーク(0.033 s 正極性)および緑ピーク(0.071 s 負極性)、紫ピーク(0.178 s 負極性)と称することにする。一方、モデルBとCでは先述のように青ピークと緑ピークを認めることができるが、紫ピークに相当するピークが明瞭ではない。モデルAとDの組だけ紫ピークが明瞭に認められることから、紫ピークは水槽スケールに強く依存した位相であると考えられる。

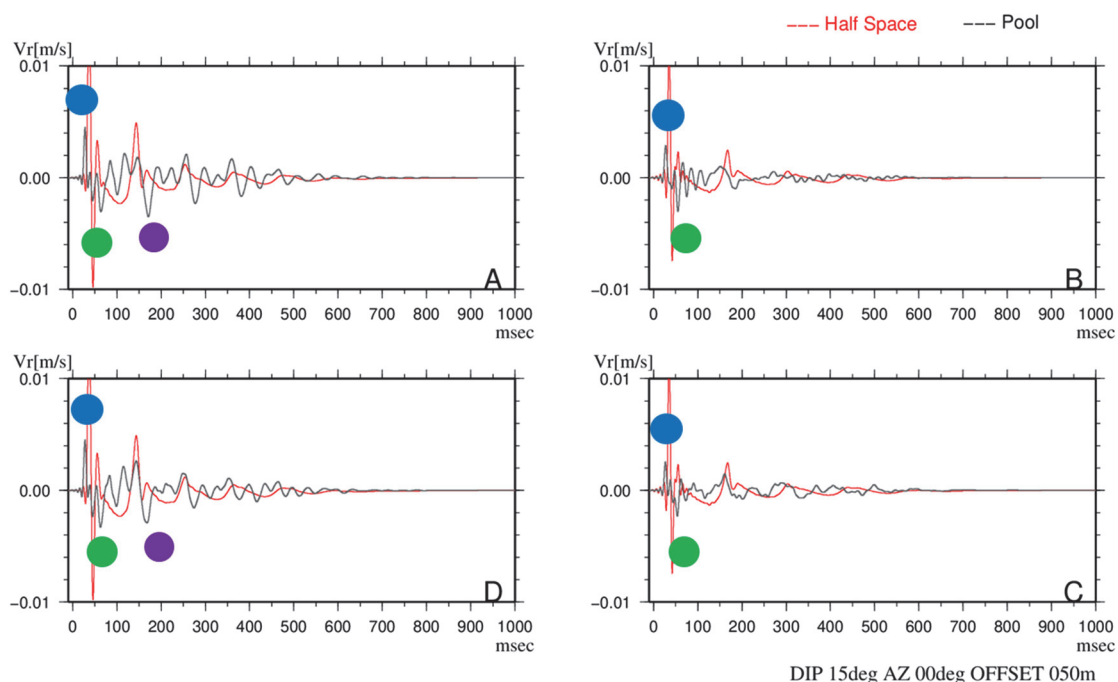


図 1-1-35. エアガン作動圧力 2000 psi(13.8 MPa)における発振を鉛直下方から 15 度の方向の距離 50 m 地点で観測した場合の合成波形。黒曲線は水槽モデルの場合の合成観測波形を示す、赤曲線は半無限空間発振の場合に同じ場所で観測した場合の合成観測波形。青丸(0.033 s)および緑丸(0.071 s)、紫丸(0.178 s)は後続図で取り扱うピークを示す。

それぞれのモデルに対して射出角と振源距離が同じで異なる方位角に位置する観測点の記録のピーク値を読み取り、方位角に対して整理したグラフを次の図 1-1-36 に示す。

図 1-1-36 では初動直後の正極性大振幅ピークである青ピークでは全てのモデルにわたって方位依存性が認められない。緑ピークおよび紫ピークではモデル A と D において 45 度付近で最大の放射強度を示す傾向がある。モデル B と C では緑ピークに方位依存性は認められない。青ピークはその到来時刻から P 波と考えられるが、緑ピークは青ピークの 2 倍付近の到来時刻であることから水槽周辺で発生した S 波である可能性が高いと考えられる。したがって方形断面の水槽では直接放出される P 波には方位特性は認められないが、二次的に発生した S 波については 45 度方向に 2 割ほど強く放射されるという弱い方位特性が認められることになる。

後述するが京都大学防災研究所(2021; 2023)の観測記録では S 波に相当する大振幅の到来相が 10 s 以降の走時に認められた ((1)-1-5.節)。方形断面の水槽を建造する場合には、その断面の辺の法線を観測点方向に向ければ観測記録への S 波由来の到来波の振幅を約 2 割小さくすることができる。と考える。

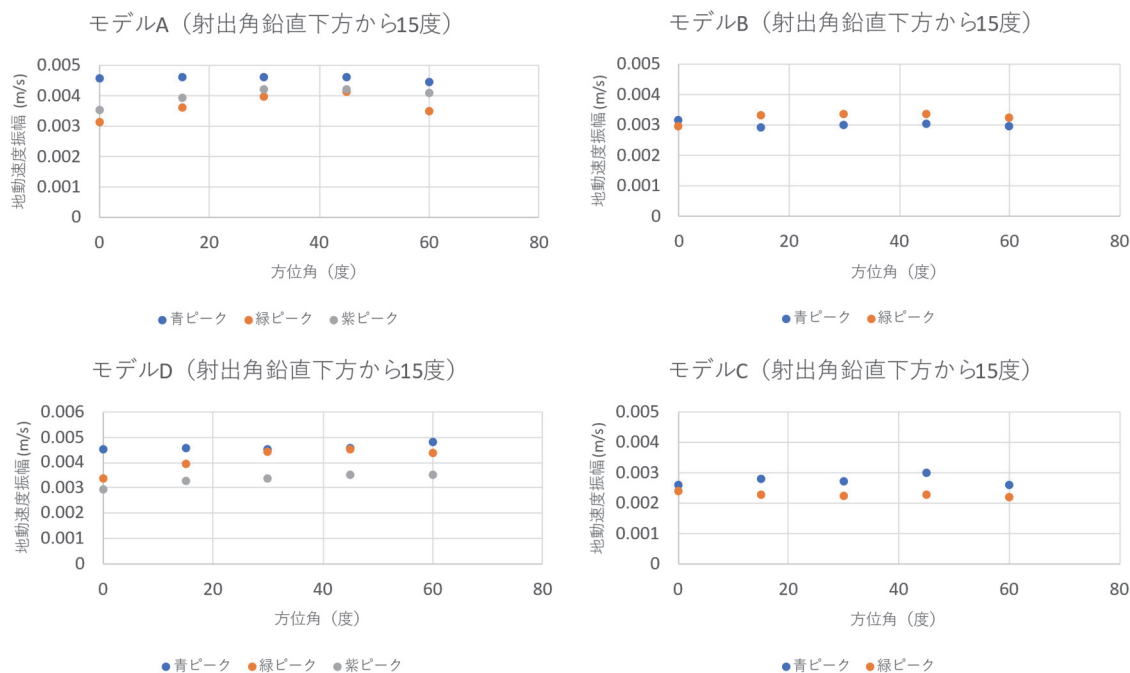


図 1-1-36. 各モデルにおけるピーク振幅の方位依存性。x 軸方向を 0 度として反時計回り方向の方位角を横軸にとっている。青ピーク、緑ピーク、紫ピークは先図のマーカーで示されるピークを指す。

(1) - 1 - 4. 設計

エアガン発振を水槽中で行うことは従来から垂直地震探査で用いられてきた。しかしエアガン発振用水槽の設計について公表されている文献は少ない。既往の垂直地震探査で用いられた水槽（エアガンピットとも表現する）の情報をインターネットおよび聞き込みで収集した。エアガン水槽の構造あるいは工法について記述された文献としては邦文では沖中・ほか(1992)、河村(2013)が入手しやすく、海外の例では Kästner et al. (2020)が入手しやすい。しかしこれらのうち水槽中で作動させた振源装置の発振パラメータに関する記載がなされているのは Kästner et al.(2020)のみである。また雑誌掲載以外の情報ではインターネットで公開されているものが複数存在しており、Safi'I (2015)や Zapspaz (2015)などを閲覧することができる。

表 1-1-10 に文献調査等で収集できた発振水槽の情報を整理する。

表 1-1-10. 垂直地震探査用発振水槽

出典	目的	寸法	壁構造	地山地質	運用エアガンサイズ	発振回数	備考
国内実施 VSP ピット	VSP	4 m 四方× 深さ 4 m	10 mm 厚鋼 板ライナー + 防水シート	沖積層	450 cui × 2000 psi	500～ 800 回	
Kästner et al (2020)	VSP		防水シート	火山碎屑 物？	40 m ³ ?		
河村 (2013)	VSP		ライナーブ レート（厚 さ不明）	不明	不明	不明	
Clark et al.(2013)	VSP	直径 6 m× 高さ 2 m	合成樹脂		300 cui × 9 MPa	不明	地表設置 型タンク

上表の Clark et al. (2013)以外のいずれのケースでも壁面にコンクリートを使用したものは見当たらず、ほとんどが鋼板で壁面を構成している。京都大学防災研究所(2024)が報告した発振実験後に観察された坑壁亀裂の様態はコンクリートの引っ張り破壊強度を超える周方向張力が発生していたことを示している一方、コンクリート壁面の崩壊がなかったことから鉄筋の破断には至っていない。このことから内壁を高い引張強度（約 400 MPa）をもつ鋼材で構成することは現実的である。

水槽の壁面には地山を支える能力が必要である。発振に伴って水槽壁面には 1 MPa の引張応力が作用することから、先述の NBPB の地山（引張強度 0.3 MPa）で水槽を建造した場合裸壁面では岩盤表面の破壊が予想される。さらにエアガン直近の境界の有無にともなって振源波形が変化することは後述のように京都大学防災研究所(2024)の実験結果と京都大学防災研究所(2021; 2023)との比較で示されることから、エアガン直近の水槽壁面崩壊による水槽形状変化は振源波形の変化を引き起こすことが予想される。発振期間中の水槽壁面形状の変化は望ましくないために、水槽内壁を鋼材で構成することが必要である。

なお上表の Clark et al (2013)は大地を掘削して建造した水槽ではなく、可搬サイズの合成樹脂製水槽であるが地表に据えるため側壁には周囲からの地山による拘束がない。側壁は強度の高い合成樹脂材を用いているものと思われる。先述のシミュレーション結果では水槽直径を 6 m にすれば壁面の最大圧力を令和 5 年度試験発振坑のその 1/8 程度まで下げることができることが示されているので、直径 6 m の合成樹脂製水槽が実用化できたものと推察される。

本稿執筆時点での水槽の設計原案を図 1-1-37 に示す。発振水槽の内壁は鋼板を基本とする。一般に鋼板は 400 MPa 以上の引っ張り強度をもつため、エアガンの発振に伴う最大 14 MPa 程度の

内圧の増加に遭遇しても破断が起きないことが期待される。実際の建造にあたり施設予定地への導入路が狭隘である状況でも搬入が容易なライナープレートを組み合わせて壁を構成することにする。施工では水槽を構成するライナープレート外壁がおさまるサイズの最小限の掘削を行い、ライナープレートと地山の間はグラウトを充填し水槽と地山の力学的カップリングを確保するとともに地山の崩落による水槽形状の変形を防ぐことにする。

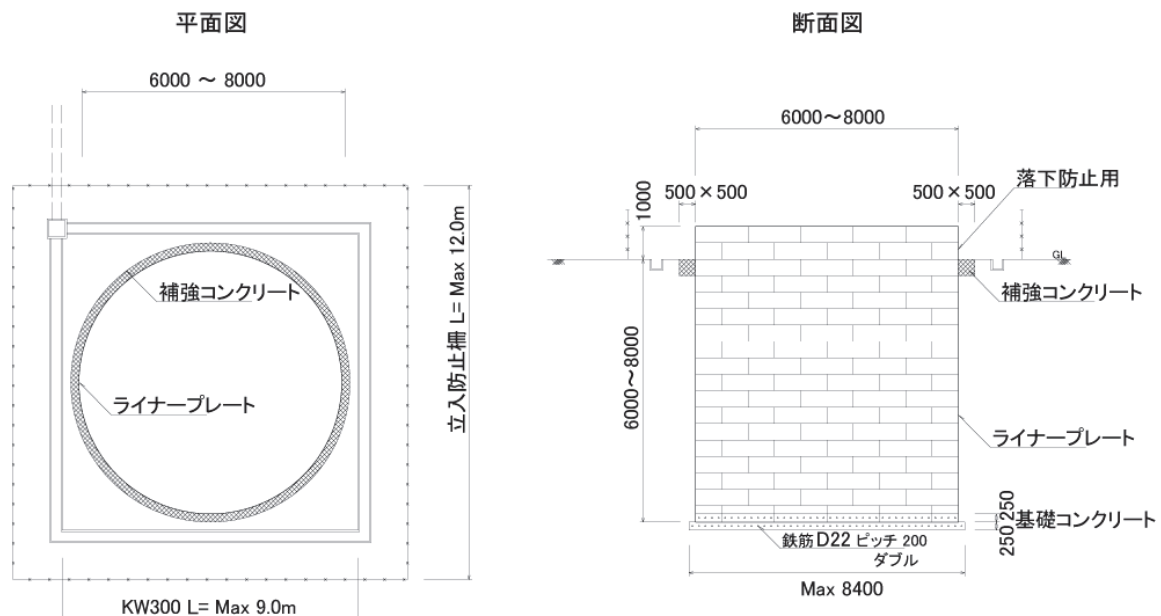


図 1-1-37. 発振水槽原案。ライナープレートと地山の間隙間にはグラウト打設を行う。

上図には防水工の記載が省略されているが、防水仕様のライナープレートの内側に防水工を施す予定である。今年度実施したボーリング調査の結果、建造予定地の地山は既存の亀裂による漏水が少ないことが期待されるが、発振の結果生じた亀裂による漏水によって既存の地下水系に影響を与えることは可能な限り避ける必要がある。市販の防水仕様のライナープレートを使用することである程度の防水性能が期待できるが、発振のくりかえしによるライナープレートの変形も考慮してさらに内側に防水シートを用いて2重に防水を施すことにする。

(1) - 1 - 5 過去データの検討

ここでは過去の研究成果をもとに、後年度の実験仕様の検討を行うことにする。

1) シミュレーション結果と過去記録との比較

京都大学防災研究所(2024)では為栗ほか(2022)の地震波速度構造の深さ 13 km に反射面を設定したモデルを用いた数値計算により、京都大学防災研究所(2021; 2023)における観測に相当する振源距離 19.6 km における理論波形を合成した。図 1-1-36 に合成波形と京都大学防災研究所(2023)で得られた観測波形とを並べて表示する。

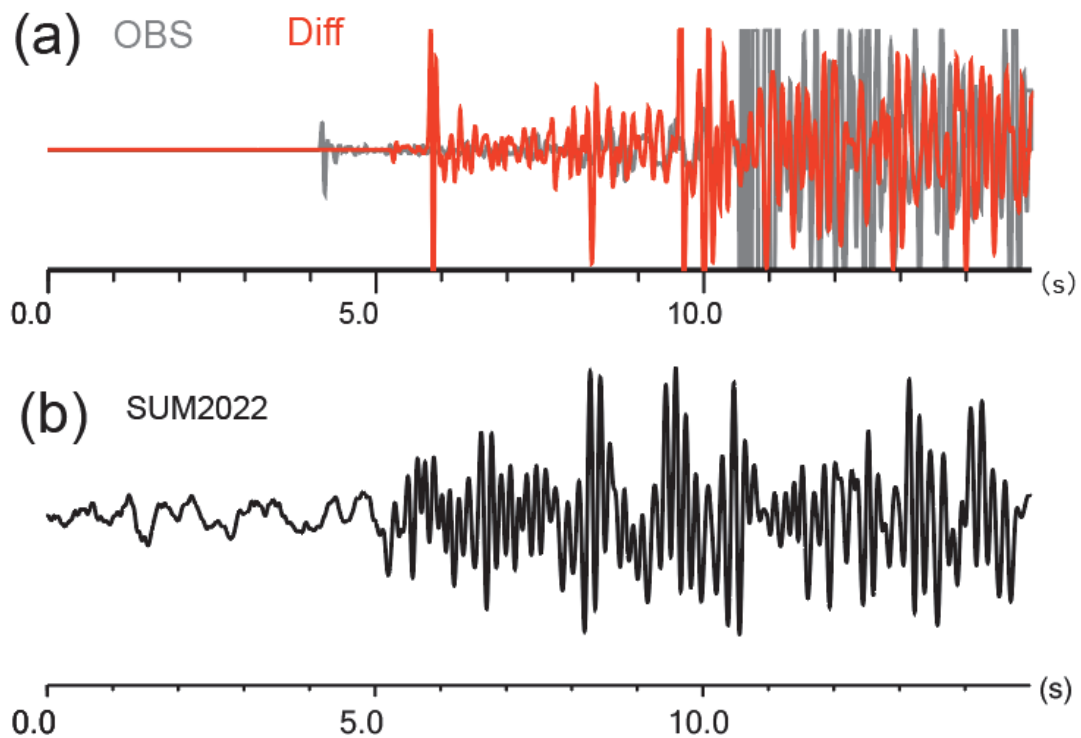


図 1-1-38. 振源距離 19.6 km における令和 5 年度シミュレーション波形(a)と令和 4 年度観測波形(b)。(a)の灰色波形は京都大学防災研究所(2024)のシミュレーションで得られた生波形を示し、赤波形は生波形と背景構造で得られた波形との差分を示す。

図 1-1-38 では(a)に示すシミュレーション結果の初動到来が 0.69 s ほど観測波形(b)の初動到来より早い。これはシミュレーションの速度構造モデルとして用いた為栗ほか(2022)の速度構造が実際のそれより速度が高めであることを示している。

図 1-1-39 に始良カルデラを横断する測線で行われた地震探査（井口ほか, 2009）の初動走時を用いて決めた筒井ほか(2021)の速度構造と為栗ほか(2022)の速度構造を比較する。

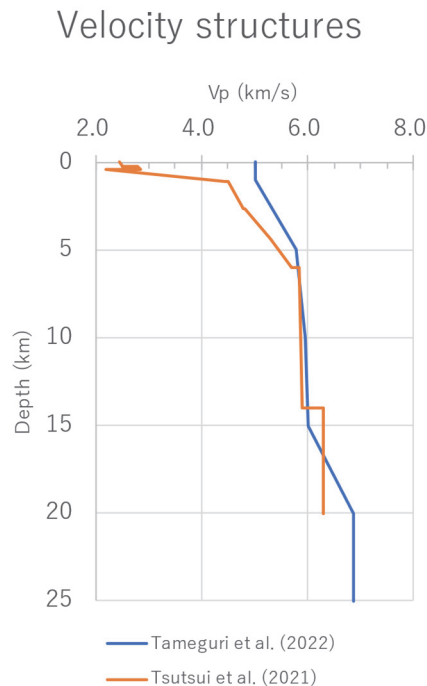


図 1-1-39. 始良カルデラの P 波速度構造、青線は為栗ほか(2022)の各深度における平均速度を示し、橙線は筒井ほか(2021)の各深度の平均速度構造を示す。

図 1-1-39 に示されるように為栗ほか(2022)の速度構造（以下、為栗モデル）と筒井ほか(2021)（以下、筒井モデル）のそれとは 6 km 以浅で大きく異なっている。6 km 以浅では筒井モデルの速度構造の方が為栗モデルのそれより明らかに遅い。6 km 以浅の速度差がシミュレーションの初動到来時刻と観測波形との初動到来時刻の差をもたらししており、垂直入射波の場合を計算してみるとその差は片道 0.3 s に及ぶ。6 km 以深からの往復ではその差は $0.3 \text{ s} \times 2 = 0.6 \text{ s}$ となり、上図のシミュレーションと観測波形とのあいだの到来走時差を説明できる。

為栗モデルは始良カルデラの縁から周辺にかけての広域観測点の走時をよく説明するものであるが、5 km グリッドによるインバージョンの結果で浅部の分解能には限りがあることから、始良カルデラの中で観測された地表振源の地震波走時の理論計算に直ちに適用できないことを示している。一方、京都大学防災研究所(2021)等の後続相の解釈において用いていた筒井モデルは井口ほか(2009)で観測された人工地震の初動走時を説明するモデルで、振源を始良カルデラの外側に、観測点をカルデラ内側においた場合の走時を説明できるモデルである。したがって今後は本プロジェクトにおけるカルデラ周辺部の発振による地震波を桜島で観測するケースの走時計算では筒井モデルを適用することが適切であると考ええる。

2) 走時と見かけ速度

ここでは始良カルデラ北岸に振源を置き、桜島に観測点を置いた場合の理論走時とその特徴について整理し、地下構造の変化のうち反射面の深度変化と反射波走時変化の関係について紹介する。

筒井モデルを用いて計算された振源距離 19.6 km の地点の理論走時に注目する。振源距離 19.6 km は先行研究（京都大学防災研究所, 2021; 2023）における住吉池－高免アレイ間の距離に相当する。筒井ほか(2021)によるこの地点の観測記録における反射波走時と反射面深さの関係を図 1-1-39a に示し、反射波見かけ速度と反射面深さの関係を図 1-1-40b に示す。

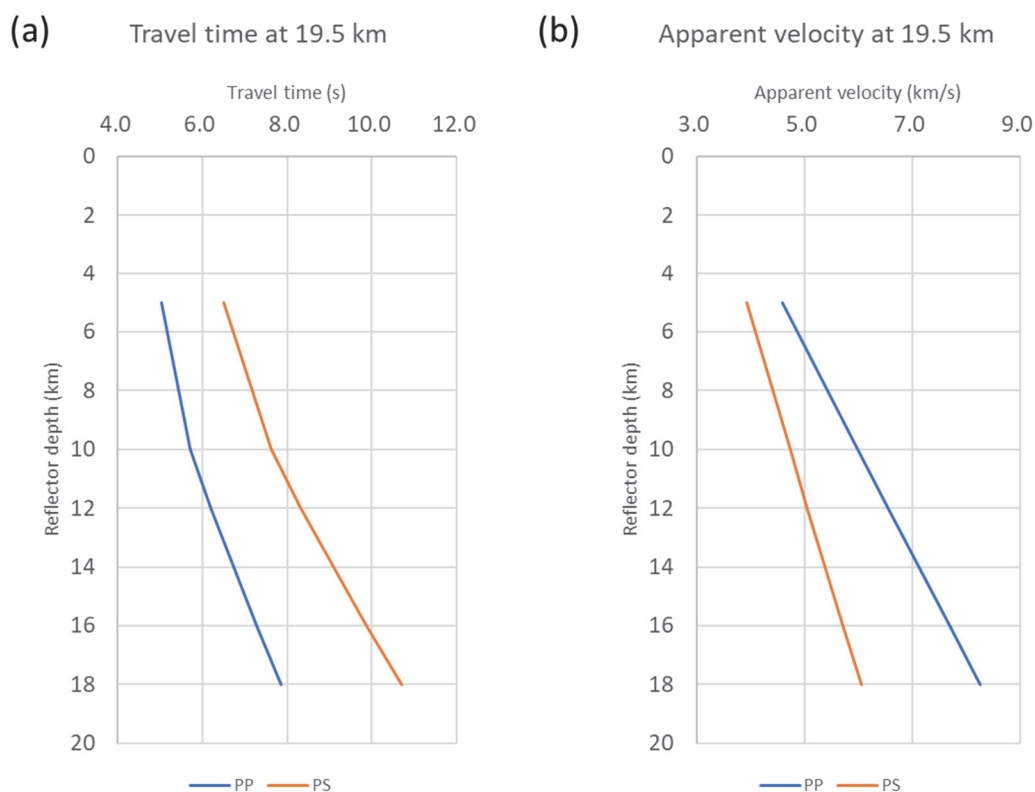


図 1-1-40. 始良カルデラ西部の振源距離 19.6 km 地点における地震反射波走時の動的特性 a) 始良カルデラ西部における反射波走時と反射面深度、b)始良カルデラ西部における反射波見かけ速度と反射面深度。それぞれ青曲線が PP 反射波、橙曲線が PS 変換反射波を示す。

始良カルデラでは為栗ほか(2023)がカルデラ西部の深さ 15 km を中心とする S 波低速度領域を指摘しており、S 波低速度領域の上限は筒井ほか(2021)の 13.6 km 深の S 波反射面(=S 波速度不連続面)である可能性がある。このことを念頭において反射面深さ 12 ～ 16 km の領域に注目すると、反射面深度が 1 km 増加した場合それぞれの反射波の走時と見かけ速度はいずれも増加する傾向にあることが読み取れる。読み取った結果から求めたそれぞれの量の変化率を下表 1-1-11 に整理して示す。

表 1-1-11. 深度 12～16 km の領域における反射面深度 1 km 増加にともなう反射波の動的特性の変化

	反射波走時変化率 (s/km)	反射波見かけ速度変化率 (km/s/km)
PP 反射波	0.238	0.300
PS 変換反射波	0.405	0.176

筒井モデルを用いた理論走時計算結果では反射波走時変化率は 10 km 以浅ではより大きな値をとる一方、見かけ速度変化率は深さによる顕著な変化は認められない。

エアガンから放射される地震波の周波数帯域は 5 Hz 付近を中心とした卓越周波数を示すことから、これを用いた観測記録上の分解能は $1/(5 \text{ Hz}) \times 1/4 \text{ 周期} = 0.05 \text{ s}$ 程度と考えられる。0.05 s を反射波走時変化率で割り算すると深さ方向の分解能を求めることができる。このようにして計算すると PP 反射では 0.21 km, PS 変換反射では 0.12 km が理論的な変化検出の分解能の目安である。

さきの図 1-1-40 に示す反射面深さに対する走時および見かけ速度の関係を京都大学防災研究所(2021)で報告された波形観測記録に適用すると後続相は表 1-1-12 のように同定される。

表 1-1-12. 後続相の同定結果

Code	T (s)	V_{app} (km/s)	Possible arrival
A	7.0	7.9	PP 15 km
B	9.0	3.83	Expected PS 13.6 km
C	10.1	7.9	PP 17 km
D	11.8	6.87	PP 33 km?
E	12.7	7.2	PS 24 km
F	13.3	3.9	Surface wave?

見かけ速度 7.0 km/s におけるビームフォーミング結果の波形を表 1-1-12 中の後続相を示すコードとともに図 1-1-41 に示す。

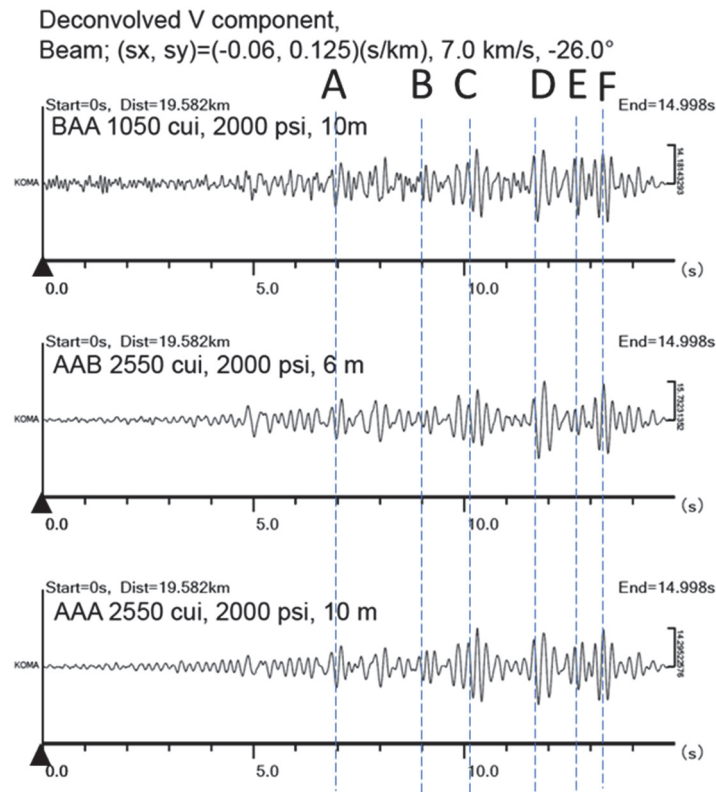


図 1-1-41. ビームフォーミング後の波形記録と後続相

3) 反射係数

さらに反射波の振幅を支配する反射係数についても考察する。図 1-1-42 に反射係数を入射角と反射面の下位層の V_p/V_s 比について整理した。図 1-1-42 の反射面モデルでは為栗ほか(2023)の 12 km 深の背景地震波速度を反射面上側の第一層に与え、反射面の下位の第二層には第一層の 7 % 減の P 波速度を与えて複数の V_p/V_s 比の場合を検討した。各反射係数の計算は Aki and Richards(1980) を参考にした。反射面の下位層がメルトを含むマッシュであると想定し空隙の形状が変わらずにメルト分率が増える場合であれば、下位層の V_p/V_s 比はメルト分率が増えるほど大きくなるはずである。

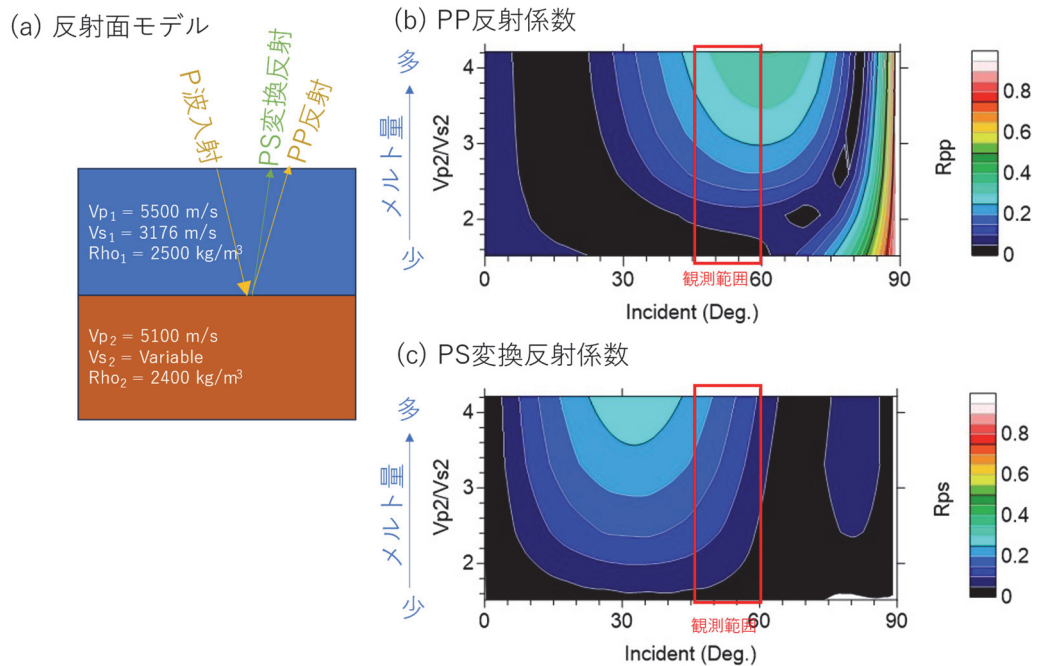


図 1-1-42. 地震波反射係数 (a)反射面モデル、(b)PP 反射係数、(c)PS 変換反射係数を示す。横軸は反射面への入射角、縦軸は第二層における V_p/V_s 比。住吉池－高免アレイ測線に対応する入射角の範囲を赤枠で示す。

図 1-1-42 では第二層の V_p/V_s 比の増大に伴い P 波反射係数と PS 波変換反射係数の両者とも増大する傾向が示されている。同じ量の V_p/V_s 比の変化に対して P 波反射係数の変化の方が PS 変換反射のそれに比べて大きい傾向が読み取れる。 V_p/V_s 比 2.4～2.6 の領域で P 波反射係数は約 2 倍変化する一方で PS 変換反射係数は 50 %程度の変化しか示さない。なお、PS 変換反射係数が V_p/V_s 比に最も敏感なのは入射角 30 度前後の領域である。

このことから PP 反射係数も PS 変換反射係数とともにメルト分率を反映したふるまいをする可能性が指摘されるが、PP 反射がメルト分率変化検出には一番有効で、PS 反射波でもメルト分率変化検出の可能性はあるものの PP 反射波に比べて感度が低いといえる。

4) エアガンパフォーマンスの実測値

先行プロジェクトの前半(京都大学防災研究所, 2021; 2023)では農業用貯水池(直径約 550 m)を用いてエアガンの発振実験を実施した。京都大学防災研究所(2020)ではエアガン発振作業におけるエアガン深度(Tow depth)およびエアガン作動圧、エアガンチャンバ容量が与える発振波形への影響を検討し、出力強度はエアガンチャンバサイズに比例するとともに動作圧の平方根に比例し、発振深度の依存性は小さいことを示していた。京都大学防災研究所(2021)では複数のエアガン深度、作動圧、チャンバサイズの組み合わせで実験を実施して波形記録を得た。さらに京都大学防災研究所(2024)では発振用水槽を建造し複数の作動圧による発振の観測記録を得た。後年度で建造される水槽は先行研究(京都大学防災研究所, 2024)で建造したものと異なる寸法および形状になる見通しである。

後年度に建造される水槽内での実験においては、エアガン深度を 6 m 以内と既往の実験より浅

くもらざるを得ないことと、周囲への影響と水槽の耐久性の見地から作動圧を低めに 1000 psi (6.9 MPa)付近に設定することが想定される。したがってエアガン深度の影響とエアガン作動圧、さらには閉鎖空間内発振の影響についてここで整理し、今後の実験計画を検討するための知見をまとめることにする。

整理の際に注目するのはエアガンを含む振源系が発生する波形（発振波形）に含まれる周波数成分のパターンとスペクトル強度の合計である。振源系が発する発振波形の周波数成分のパターンは人工地震波の透過深度を支配する。Tsutsui et al. (2016) では 6 Hz を中心とする成分に着目して火山体内部の地震波反射変化を検出している。本計画においても 10Hz 以下の成分の強度が重要であると考え、0~20 Hz の帯域に注目する。またスペクトル強度についてはこの帯域の振幅スペクトル値の総和で議論することにする。

これまで住吉池で行われた発振実験（京都大学防災研究所, 2021; 2023）で発振点から 102 m 地点で得られた上下動速度波形を下図 1-1-43 に示す。同じエアガンチャンバ容量(2550 cui; 41.7 l)において 3 通りの作動圧および発振深度の組み合わせで得られたそれぞれの波形を重ねて示す。

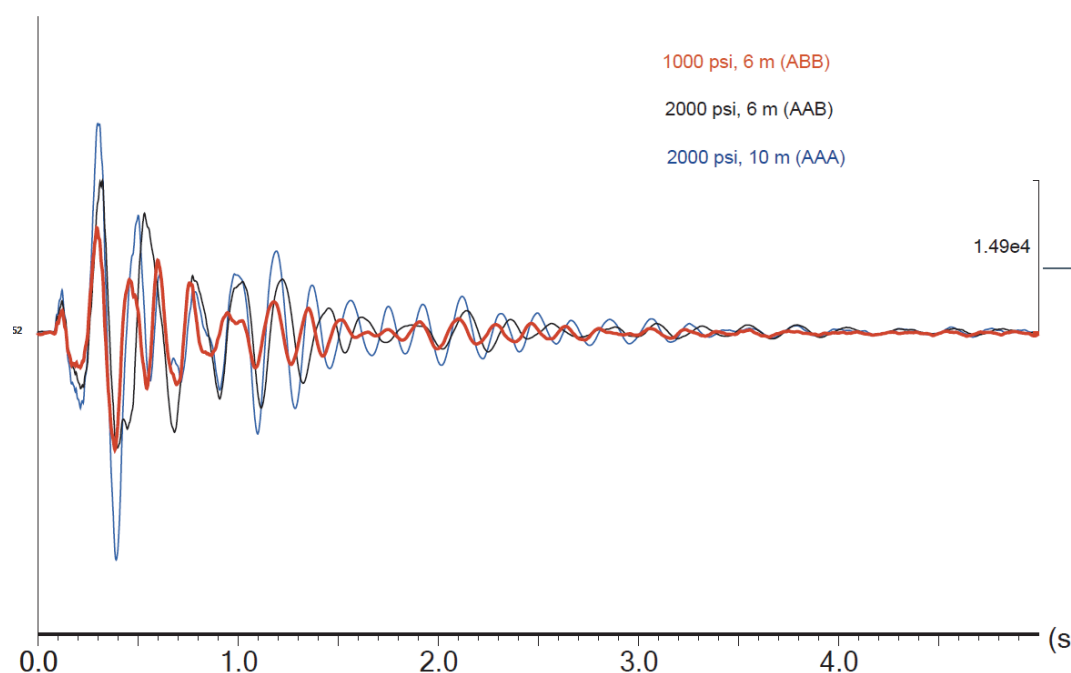


図 1-1-43. 振源距離 102 m 地点(SUM1)上下動成分波形。時刻 0 s は発振時刻に対応する。使用したエアガンはいずれも 2550 cui (41.7 l) のチャンバ容量である。記号 AAA は作動圧 2000 psi (13.8 MPa) 深さ 10 m、記号 AAB は作動圧 2000 psi(13.8 MPa) 深さ 6 m、記号 ABB は作動圧 1000 psi(6.9 MPa) 深さ 6 m における発振による記録である。10 回のスタック結果に相当する振幅として比較している。（京都大学防災研究所, 2021）

図 1-1-43 では、発振時から 0.5 s 以内の区間の振幅は AAA>AAB>ABB の関係にあることが示されている。発振時から 0.5 s 以内では実体波が卓越しておりこの振幅の関係はそのまま実体波振幅を示している。

京都大学防災研究所(2021)の実験で得られた 102 m 地点における発振から 5 秒間の上下動波形

データの振幅スペクトルを図 1-1-44 と 1-1-45 に示す。最初の図 1-1-43 は 2 つの異なるエアガン深度で同じ作動圧で 40 回の発振を行った結果をすべて重ね合わせた結果の振幅スペクトルを示す。次の図 1-1-44 は同じエアガン深度において 2 種類の作動圧で 10 回の発振を行った結果を全て重ね合わせた結果の振幅スペクトルを示す。

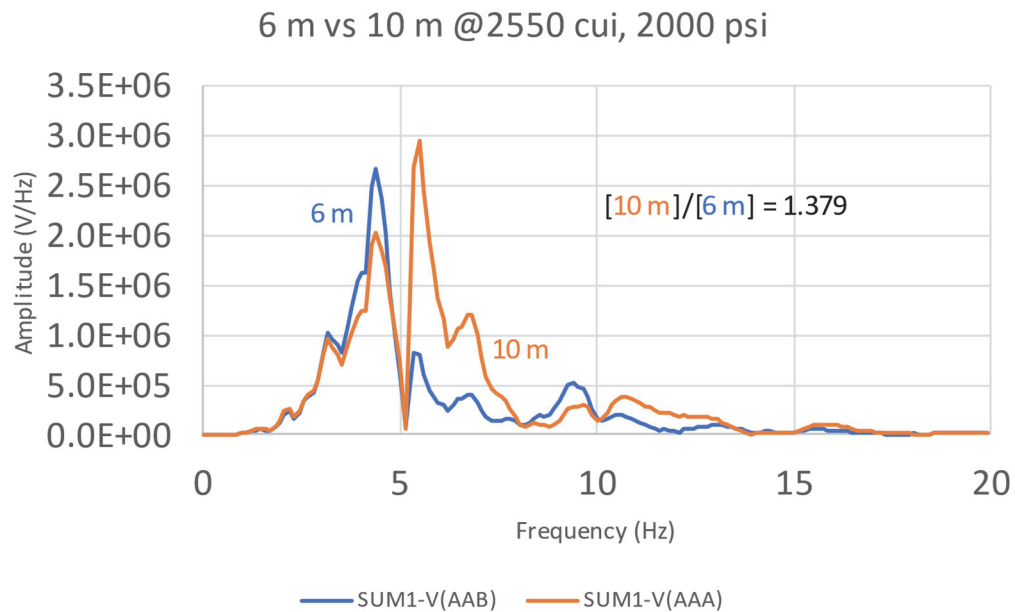


図 1-1-44. 異なるエアガン深度の発振における発振波形スペクトルの差異 チャンバーサイズ 2550 cui、作動圧 2000 psi(13.8 MPa) の水中発振に対する 102 m 地点の上下動速度振幅スペクトル（京都大学防災研究所, 2021）。40 回スタック実施。図中[]で示す量は表示周波数帯域におけるスペクトル振幅の総和を表す。

最初の図 1-1-44 に示されるようにエアガン深度 6 m の発振では深度 10 m の発振に比べて 5 Hz 以下のピークが大きくなり、相対的に 5 Hz より低周波が卓越する傾向にある。一方、振幅スペクトル値総和では深度 6 m 発振のスペクトル値総和は深度 10 m 発振のその 1/1.379=0.725 倍である。実験時にはエアガン作動深度が浅くなることによって空振強度が大きくなることが体感で確かめられており、10 m 発振時の 1/4 の振幅に相当するエネルギーが空振に分配されたことを示している。

遠方の記録においても両者の振幅の関係が現れていることが指摘される。京都大学防災研究所の維持する常設地震観測点の記録における振幅を調べた図 1-1-45 で、AAA が深度 10 m における発振、AAB が深度 6 m における発振を示している。20 km 付近では明瞭に上記の関係が見て取れるが、遠方の記録の振幅でも AAB の振幅値が AAA の振幅値を上回るケースは少ない。

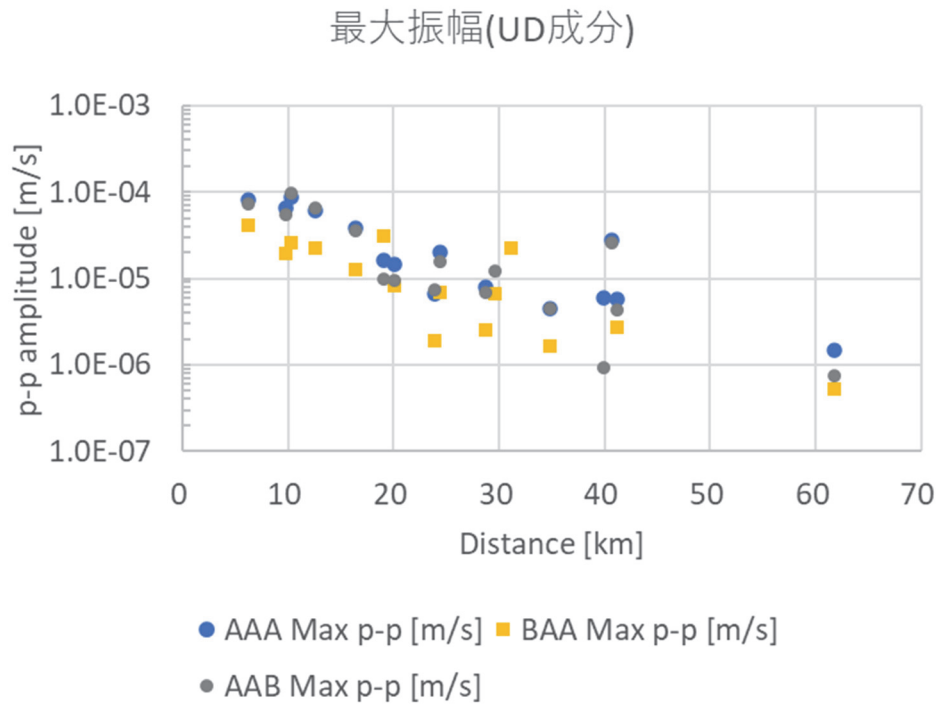


図 1-1-45. 振源距離と上下動成分最大振幅

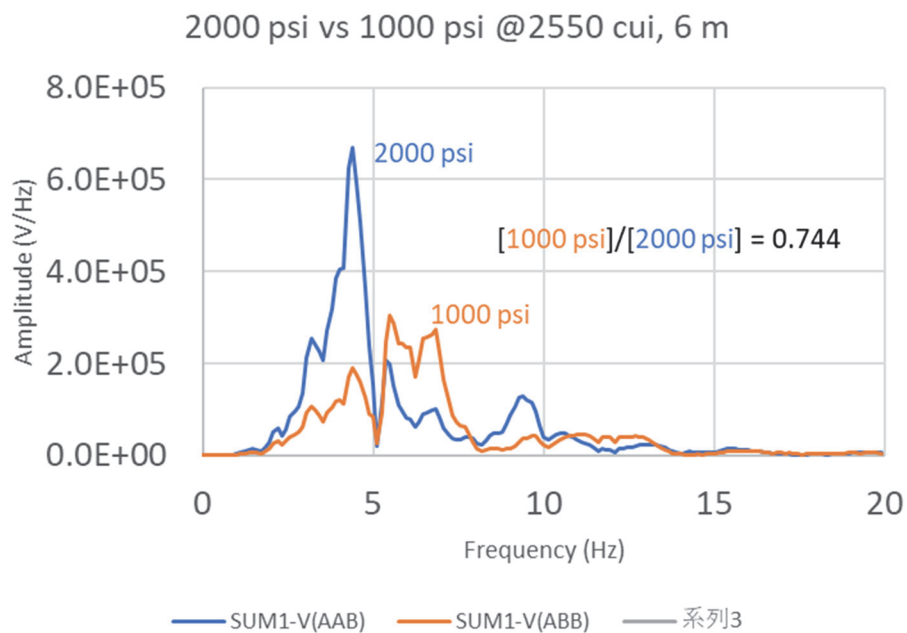


図 1-1-46. 異なる作動圧の発振に対する発振波形の振幅スペクトルの差異 チャンバーサイズ 2550 cui, エアガン深度 6 m に対する 102 m 地点の上下動振幅スペクトル (京都大学防災研究所, 2021)。10 回スタック実施。図中[]で示す量は表示周波数帯域におけるスペクトル振幅の総和を表す。

次の図 1-1-46 では 1000 psi の作動圧では 5～10 Hz の帯域の成分が卓越することを示してお

り、作動圧 2000 psi より高周波成分に富む発振波形が発生していることを示している。先の図の 10 m 深度に近い周波数特性を示していると見ることができる。一方振幅スペクトル値総和では 1000 psi のケースは 2000 psi のケースの 0.744 倍を示している。

以上のことからエアガン動作深度 6 m 作動圧 1000 psi の振源波形は、これまでのフルスペック発振である動作深度 10 m 作動圧 2000 psi のそれとほぼ同等な周波数特性をもち、振幅総和はフルスペック発振の $0.725 \text{ 倍} \times 0.744 \text{ 倍} = 0.539 \text{ 倍}$ であることが推定される。エネルギー比でいえばフルスペック発振の $1/4$ 相当ともいえることになり、エアガン動作深度 6 m 作動圧 1000 psi の場合でもフルスペック発振の 4 倍の発振回数で同等の振幅の記録が得られることが期待される。

さらに専用水槽を用意して発振を行った場合についても比較する。京都大学防災研究所(2024)の報告では降下軽石層中に深さ 10 m の水槽 KURP を用意して発振実験を行い、閉鎖空間での発振の可能性と得られる発振波形を調査した。京都大学防災研究所(2024)で得られた発振波形とそれ以前に既存の貯水池を用いて行った実験(京都大学防災研究所、2023)で得られた発振波形とを重ねて次の図 1-1-47 に示す。

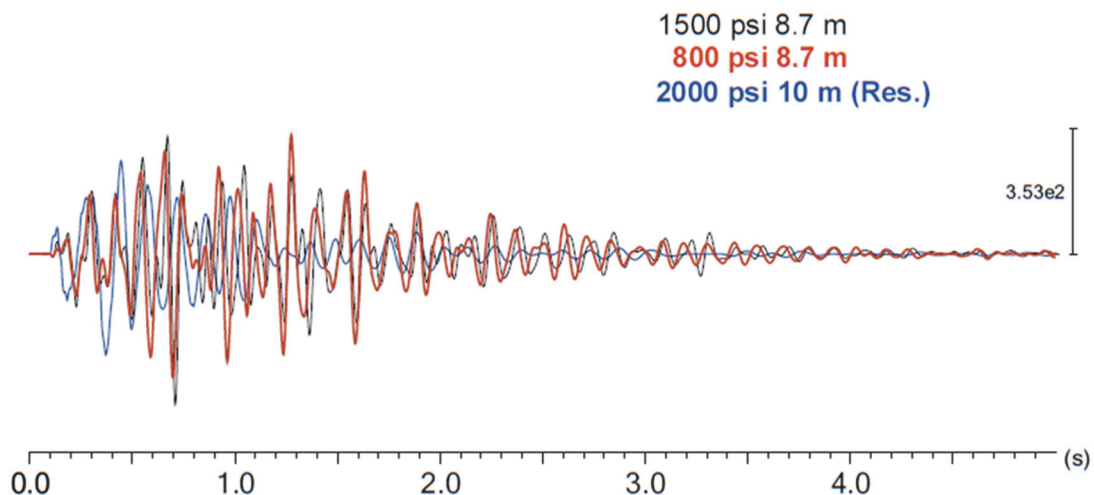


図 1-1-47. 発振水槽 KURP を用いた場合の 90 m 地点における上下動波形 0 s は発振時刻を表す。波形振幅はいずれも単一回ショットである。2000 psi (13.8 MPa) 深度 10 m (Res.) は京都大学防災研究所(2023)による 102 m 地点で得られた 317 回分をスタックした上下動記録を単一回発振に換算した振幅で表示している。

京都大学防災研究所(2024)では発振水槽 KURP 中で 1050 cui(17.2 l)のエアガンを 2 種類の作動圧(800 psi (5.5 MPa)および 1500 psi (6.9 MPa))で発振を行った。直径約 500 m の貯水池で同じ 1050 cui(17.2 l)のエアガンを用いた京都大学防災研究所(2023)の実験(図中 2000 psi 10 m)に比較して、発振水槽中の発振ではいずれも波形の継続時間が長くなる傾向が明瞭であり、その継続時間と作動圧のあいだには明瞭な相関がないように見える。実体波が卓越して現れる 0.5 s 以内では貯水池発振の方の振幅が大きくかつ低周波が卓越した波形になっていることが見てとれる。0.5 s 以降の後続相部分では水槽内発振のほうが大きな振幅を示す傾向があり継続時間の拡大に寄与している。

水槽内発振と貯水池発振の両方の周波数成分の比較を図 1-1-48 に示す。

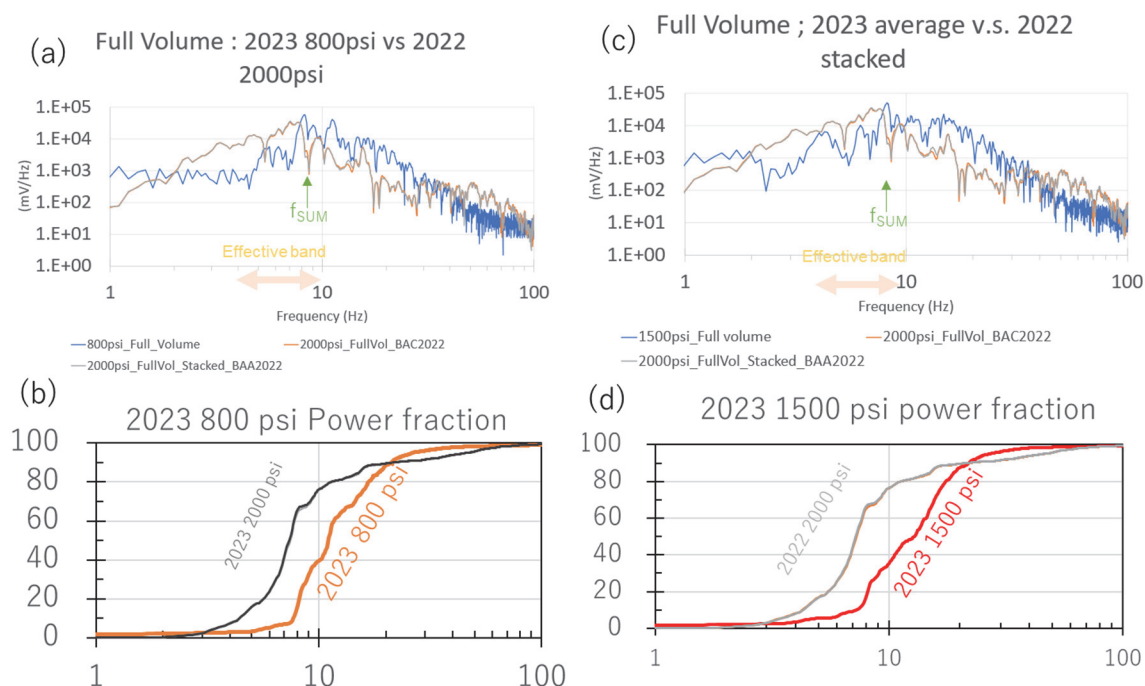


図 1-1-48. 水槽 KURP 内発振と貯水池発振との周波数成分比較 (a)800 psi(5.5 MPa)発振の振幅スペクトル、(b) 800 psi 発振の振幅スペクトル積算、(c) 1500 psi (6.9 MPa)発振の振幅スペクトル、(d) 1500 psi(6.9 MPa)発振の振幅スペクトル積算。2023 2000 psi は京大防災研究所(2023)から得られた解析結果を示す。

図 1-1-48 から読み取れることは、水槽内発振のほうが貯水池発振よりも卓越周波数が高くなる傾向が見受けられることと、水槽内発振では作動圧が低くなると卓越周波数成分の帯域幅が狭くなるということである。作動圧が低くなると卓越周波数成分の帯域幅が狭くなる現象は先述の貯水池実験の際にも認められたことであるので振源装置のもつ一般的な傾向であると考えられる。しかし、作動圧を低くした場合に貯水池発振では卓越周波数が高くなる傾向があったのに対して、水槽内発振では卓越周波数が若干低くなる傾向がある。

90～100 m 地点で実体波が卓越すると考えられる 0～0.5 s の区間で前項同様に振幅スペクトル総和を計算したものを表 1-1-13 に示す。0～20 Hz の帯域の振幅スペクトル値総和比を計算すると水槽内発振(800 psi (5.5 MPa))の振幅スペクトル総和は貯水池発振(2000 psi(6.9 MPa))のその 0.68 倍である。さらに重要と思われる 1～10 Hz の帯域では水槽内発振(800 psi (5.5 MPa))の振幅スペクトル総和は貯水池発振(2000 psi (13.8 MPa))との振幅スペクトル総和の 0.44 倍であった。

表 1-1-13. 振幅スペクトル総和(0～0.5 s 区間)。 いずれもセンサー感度は同一のものを使用している。800 psi および 1500 psi は京都大学防災研究所(2024)の水槽 KURP 内発振の観測から、2000psi は京都大学防災研究所(2023)の貯水池発振の観測から得られたものである。いずれの観測も地動変換係数は 400 V/(m/s)の同一モデルセンサーを使用した。

作動圧	0-20 Hz (×10 ⁴ V/Hz)	1-10 Hz (×10 ⁴ V/Hz)
800 psi (5.5 MPa)	3.61	1.9
1500 psi (10.35 MPa)	3.42	1.9
2000 psi (13.8 MPa) (1 回分 貯水池発振)	5.27	4.3

なお、同じ水槽 KURP 内で異なる作動圧に対しては同帯域で[800 psi]/[1500 psi]=0.94 であった。これは京都大学防災研究所(2020)が報告した作動圧と放射エネルギーとの正の相関関係とは異なる傾向を示している。これは 1500 psi (10.35 MPa)発振時に漏水が始まった状況であったことから(京都大学防災研究所, 2024)、エアガンが放出するエネルギーが水槽壁の破壊と漏水とにも分配されたことと関係があると考えられる。従って京都大学防災研究所(2024)の実験結果は建造された水槽の発振許容能力の上限が 800 psi (5.5 MPa) 発振であることを示しているのかもしれない。

以上のことから、今後行われるであろう 1000 psi(6.9 MPa) のフルボリュウム(1050 cui (17.2 l))水槽内発振で地下に向かって放出される弾性波エネルギーは、貯水池における同じ深度の 2000 psi (13.8 MPa) 発振のその 5 分の 1 程度であることが予想され、貯水池発振の 5 倍以上の回数の発振が必要になるであろうことが推察される。

(1) - 1 - 6. まとめ

今年度に明らかにされたことを以下にまとめる

始良カルデラ周縁地域内で 4 つの候補地 A～D を選定し複数の発振設備構成案の特徴を比較するとともに用地確保の可否の点から発振設備構成案を選択し、発振設備構成は始良カルデラ北側の丘陵地 D 地点における水槽案に収束した。さらに水槽用地を確保したうえで水槽建造予定地における 30 m 深のボーリング調査と周辺における地震探査を実施し、水槽建造予定地の地山の地質および地球物理学的性質を取得した。地山の地質は地表面下約 2 m から 30 m までは軽石質凝灰岩層で構成されており、軽石質凝灰岩層の上部には 0.6 m の厚さにわたり風化を被っている。また軽石質凝灰岩層の新鮮な部位では一軸圧縮強度 2.1 MPa 以上かつルジオン試験の限界圧力が地表面下 6 m で 0.3 MPa であった(表 1-1-14)。地山の地震波速度は P 波速度 1520 ～2100 m/s、S 波速度 400～930 m/s で地震探査の結果と PS 検層の結果は整合的であった(図 1-1-49)。地山の音響インピーダンスは水の 2 倍程度にとどまり令和 5 年度試験発振坑 KURP の地山のその 20 倍であることが明らかになった。このことから建造される水槽からの放射効率は令和 5 年度試験発振坑 KURP のそれより改善されることが期待される。

表 1-1-14. 発振施設予定地（D 地点）の地盤地質

地山地質	地表から 2.1 m 深：表土 2.1 m から 30 m 深：軽石質凝灰岩
現地透水試験限界圧	6 m 深：0.3 MPa, 10 m 深：0.7 MPa
限界圧以下の透水係数	ほぼ 0
一軸圧縮強度	軽石混入部： 3.1 MPa、シルト主体部： 2.4 MPa
湿潤密度	軽石混入部： $1.819 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、シルト主体部： $1.752 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$
岩盤等級区分	CL 級

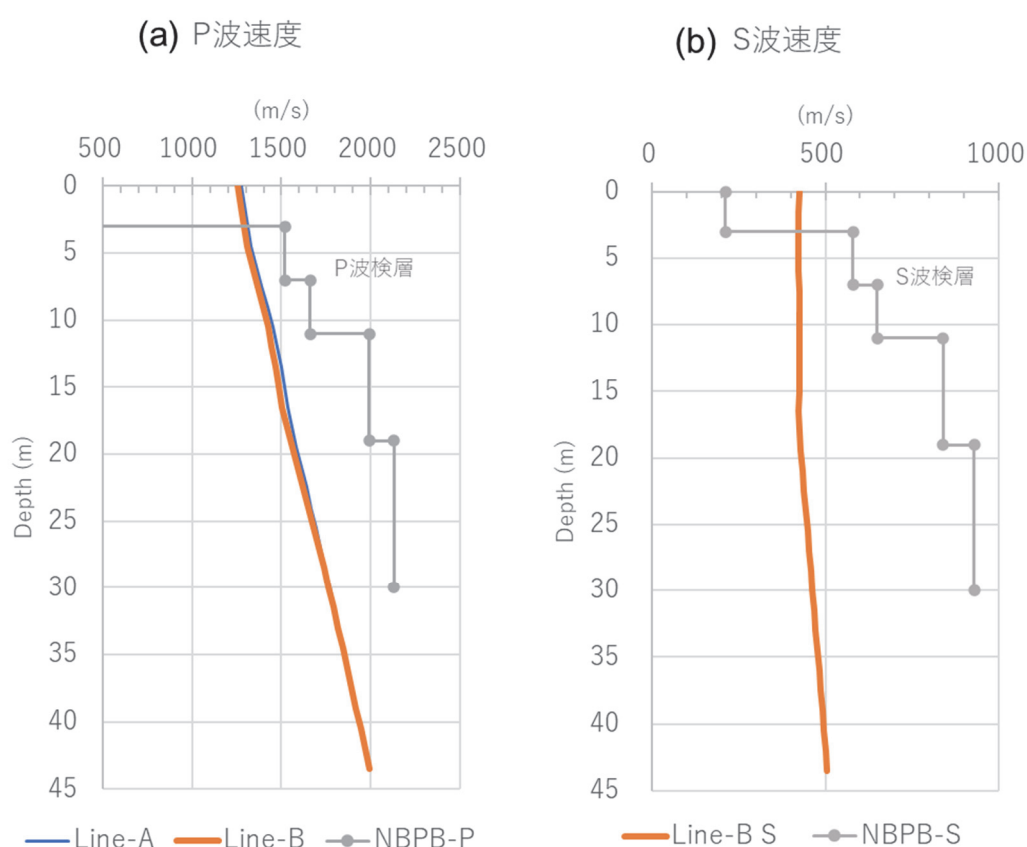


図 1-1-49. 発振施設予定地の地震波速度 (a)P 波速度、(b)S 波速度。(図 1-1-26 再掲)

さらに複数の異なる寸法の発振水槽モデルを用いた場合の振源特性について波動場の数値シミュレーションによって調査を行い、水槽の横断面を拡大することにより内壁における圧力を低減することが可能であることと、水槽壁と水のインピーダンスコントラストが小さい方が内圧を低くすることができる上に高い放射効率であることが確認された。角形断面にした場合には角における内圧および S 波放射がともに増大する傾向の見られることも確認された。また既往の事例研究も参照した結果、水槽内壁の構成についての知見を得ることができ、新水槽の基本設計案の構築がなされた。

発振設備予定地周辺の灌漑設備の状況を考慮した結果、新水槽における発振実験ではこれらに影響を与えないように出力の制限をせざるを得ない。既往の実験における観測振幅等を整理しシミュレーションを用いて検証した結果、新水槽を用いて従来の半分の動作圧で発振を行った場合には従来の5倍程度の回数の発振を行う必要があることが明らかになった。

また既往の研究成果の整理からは反射波理論走時の推定には筒井モデルが適切であること、反射面深度変化に伴う走時変化量の理論的検出限界 0.05 s から PP 反射では 0.21 km 以上, PS 変換反射では 0.12 km 以上の深度変化が検出できること、メルト分率変化に敏感なのは PP 反射であることが示された。

以上のことから今後建造される新発振水槽における発振を観測することによって始良カルデラ地下の構造変化の検出が期待できる。

参考文献

- Aki, K., and Richards, P. G., (1980) Quantitative Seismology, Freeman and Company, 932pp.
- 物理探査学会(2000) 物理探査適用の手引き (とくに土木分野への利用)、物理探査学会・物理探査要領作成委員会, 311 pp.
- Clark M., Mackie, D., and Frignet B. (2013) Portable Airgun Tank -A new approach to Land Borehole Seismic using Airguns. 2nd EAGE Borehole Geophysics Workshop, Malta. DOI: 10.3997/2214-4609.20142578.
- Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G. (1987) Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data: Geophysics, 52, 289-600.
- 長谷義隆(1978)南部九州鹿児島湾北方の加治木層と国分層との層位関係、熊本大学理学部紀要(地学)、11, No. 113-21.
- 長谷川昌弘・笹木 弘、臼井 勝(2000) 降下軽石の土質工学的性質についての調査、土と基礎、49-3, 22-24.
- 井口正人・他 82 名 (2009) 2008 年桜島人工地震探査の目的と実施、京都大学防災研究所年報、第 52 号 B, 293 - 307.
- 香川 淳・大塚裕之(2000)鹿児島湾北岸地域、中部更新世国分層群の層序と火山－構造的イベント堆積物、地質学雑誌、106, No. 11, 762-782.
- 河村智徳(2013)東南アジア陸上における VSP 作業風景、物理探査ニュース、July 2013, No. 19, 表紙
- Kästner, F., Giese, R., Planke, S., Millett, J., Flóvenz, Ó. G. (2020) Seismic imaging in the Krafla high-temperature geothermal field, NE Iceland, using zero- and far-offset vertical seismic profiling (VSP) data, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 391, 106315.
- 京都大学防災研究所(2020)平成 31 年度原子力規制庁委託研究成果報告書 原子力施設等防災対策等委託費(火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究)事業 令和 2 年 3 月
- 京都大学防災研究所(2021)令和 2 年度原子力規制庁委託研究成果報告書 原子力施設等防災対策等委託費(火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究)事業 令和 3 年

3月

京都大学防災研究所(2022)令和3年度原子力規制庁委託研究成果報告書 原子力施設等防災対策等委託費(火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究)事業 令和4年

3月

京都大学防災研究所(2023)令和4年度原子力規制庁委託研究成果報告書 原子力施設等防災対策等委託費(火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究)事業 令和5年

3月

京都大学防災研究所(2024)令和5年度原子力規制庁委託研究成果報告書 原子力施設等防災対策等委託費(火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究)事業 令和6年

3月

Moser T.J. (1991) Shortest path calculation of seismic rays: Geophysics, 56, 59-67.

沖中教裕・和佐田演慎(1992)我が国初の実証試験場「柏崎テストフィールド」開所式について、石油技術協会誌 第57巻第6号, 590-592.

大塚裕之・西井上剛資(1980) 鹿児島湾北部沿岸地域の第四系、鹿児島大学理学部紀要(地学・生物学)、No. 13, 35-76.

Safi'I, M. (Uploaded), 2015, Seismic Pit, <https://www.scribd.com/document/290276817/Seismic-Pit>, uploaded on Nov 19, 2015.

佐藤邦明・岩佐義朗(2002)地下水理学、丸善、319pp.

鈴木達郎・山本温彦・大木公彦・小林哲夫・根建心具(1985) 鹿児島県火砕流分布図 1:200,000. 鹿児島大学特定研究「南九州における火砕流堆積物の時空分布に関する研究」。鹿児島地図センター、8pp.

Tsutsui, T., Iguchi, M., Tameguri, T., Nakamichi, H. (2016) "Structural evolution beneath Sakurajima Volcano, Japan, revealed through rounds of controlled seismic experiments.", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 315, 1-14, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2016.02.008.

為栗 健・八木原 寛・筒井智樹・井口正人(2022)高分解能な3次元地震波速度構造解析による始良カルデラ下のイメージング、火山、第67巻 第1号、69-76, https://doi.org/10.18940/kazan.67.1_69.

筒井智樹、為栗 健、井口正人 (2021)「人工地震記録による始良カルデラ西部の地殻内S波地震反射面の推定」、火山、66巻2号, 71-81, https://doi.org/10.18940/kazan.66.2_71.

筒井智樹・味喜大介・為栗 健・井口正人(2023) 始良カルデラにおける長期連続反射法第2回目基礎実験、京都大学防災研究所年報、第66号B, 87-95,.

筒井智樹・為栗 健・味喜大介・井口正人・篠原雅尚 (2021) 始良カルデラにおける長期連続反射法基礎実験、京都大学防災研年報、第64号B, 86-100

Zapspaz (Uploaded) (2015) Construction of VSP Gun-Pit <https://www.scribd.com/doc/275184804/Construction-of-VSP-Gun-Pit>, Date uploaded on Aug 19, 2015

深 度 (GL-m)	標 高 (EL-m)	層 厚 (m)	分布 地質	写 真	記事	岩相				岩石試験 (一軸圧縮強度)	透水試験	PS検層		備 考		
						RQD	色	硬さ	岩級 区分			P波速度 (m/s)	S波速度 (m/s)			
0.30	75.70	0.3	耕作土		シルト質砂で植物根を混入する。		茶褐～褐灰	指で潰れる						・孔内水位は、 GL-2.70m前後。 ・ケーシングは、 GL-4.0mまで 挿入。		
2.10	73.90	1.8	礫混じり シルト質砂		基質はシラス混じりで、安山岩の φ10～50mm円礫を混入する。		茶褐	指で潰れる								
2.70	73.30	0.6	風化軽石質 凝灰岩		3 下層の風化部で褐色に変色。 層理に沿って亀裂が入る。	92	褐 灰	ハンマーでたた くと濁った音。	D							
30.00	46.00	27.9	軽石質 凝灰岩		6 国分層群の加治木層と考えら れる軽石質凝灰岩。	100	灰 く 暗 灰	ハンマーでたた くと鈍い音。	CL	B-24-1		1520	580	・孔内水位は、 GL-2.70m前後。 ・ケーシングは、 GL-4.0mまで 挿入。		
					6 シルト質砂を基質とし、φ5 ～10mm程度の軽石と稀に安山 岩礫を混入する。	100					GL-5～7m間 ルジオンテスト					
					9 所々に層理が見られ、シルト 主体部がマーブル状に混入す る箇所もみられる。	100					Lu=0.34 (ℓ/min/m) Pcr=0.3MPa				1660	650
					12 稀に層理に沿って亀裂が入 る。亀裂の多くは密着してお り表面は新鮮、亀裂角度は40 ～70° 程度。	100					GL-9～11m間 ルジオンテスト					
					15 GL-2.7～15.0m間はシルト分 の多い区間。	100					Lu=0.104 (ℓ/min/m) Pcr=0.7MPa				1990	840
					18 GL-15.0～22.0m間は軽石の多 い区間。	100										
					21	100									2130	930
					24 GL-22.0～24.0m間は軽石の多 い区間。	100										
					27 GL-24.0～30.0m間は軽石の多 い区間。	100										
					30	100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
						100										
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															
	100															

付録 総合柱状図

(1)-2 自然地震観測によるデータの蓄積と始良カルデラの地震活動モニタリング

(1)-2-1. はじめに

本項目は、始良カルデラ周辺で発生する自然地震の観測を継続することでデータを蓄積し、震源位置および地震発生メカニズムの時空間変化などを明らかにすることで始良カルデラの地震活動モニタリング指標に資する情報を収集することを目的としている。

図 1-2-1 に本項目の 5 年間のロードマップを示す。始良カルデラの火山活動に関する地震データを得るために、自然地震観測を継続的に維持し運用するとともに、長期連続反射法のターゲットとなる始良カルデラ下で見いだされた反射面および低速度領域について、地下構造の時空間変化の検討と評価の実施を行う。自然地震観測では前事業および平成 27 年度から「原子力施設等防災対策等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）事業」で展開された始良カルデラ周辺の 14 か所の臨時観測点に加え、京都大学防災研究所が所有する桜島島内および始良カルデラ周辺の定常観測点を維持し観測データを得るとともに、さらに防災科学技術研究所の所有する Hi-Net などの地震観測点データと併せることによって、始良カルデラ内の地震活動に関するデータを蓄積する。前事業で展開された臨時地震観測点に加えて観測点を新設し、始良カルデラに観測点を近接させ高密度化することによりカルデラ内で発生する地震に関する情報を高精度で取得し、薩摩半島北西部に地震観測点を増設することで地下構造の調査により適した観測点配置とする。地震観測の地下構造調査から得られたマグマ溜まりの深さやマグマの物性に関する情報と物質科学的調査・研究から得られるマグマ貯留の条件について比較検討する。始良カルデラの火山活動の推移、特に震源位置および地震発生メカニズムの時空間変化などから定常・非定常現象を精査し、火山活動モニタリング指標に資する情報をまとめる。

今年度は、始良カルデラの地下構造の時空間変化の検討や火山活動モニタリング指標のための自然地震観測を継続し、データ蓄積を行った。始良カルデラ内の地震活動について定常・非定常に発生する活動の精査を行い、地震の震源位置、発生メカニズムの特性を整理し、マグマ溜まりへのマグマの蓄積に伴う応力変化やひずみの蓄積と地震活動の関連を精査した。地下構造の時空間変化やより精度の高い震源の情報を得るための臨時地震観測点配置の最適化の選点を行い、新規に地震観測点を設置した。

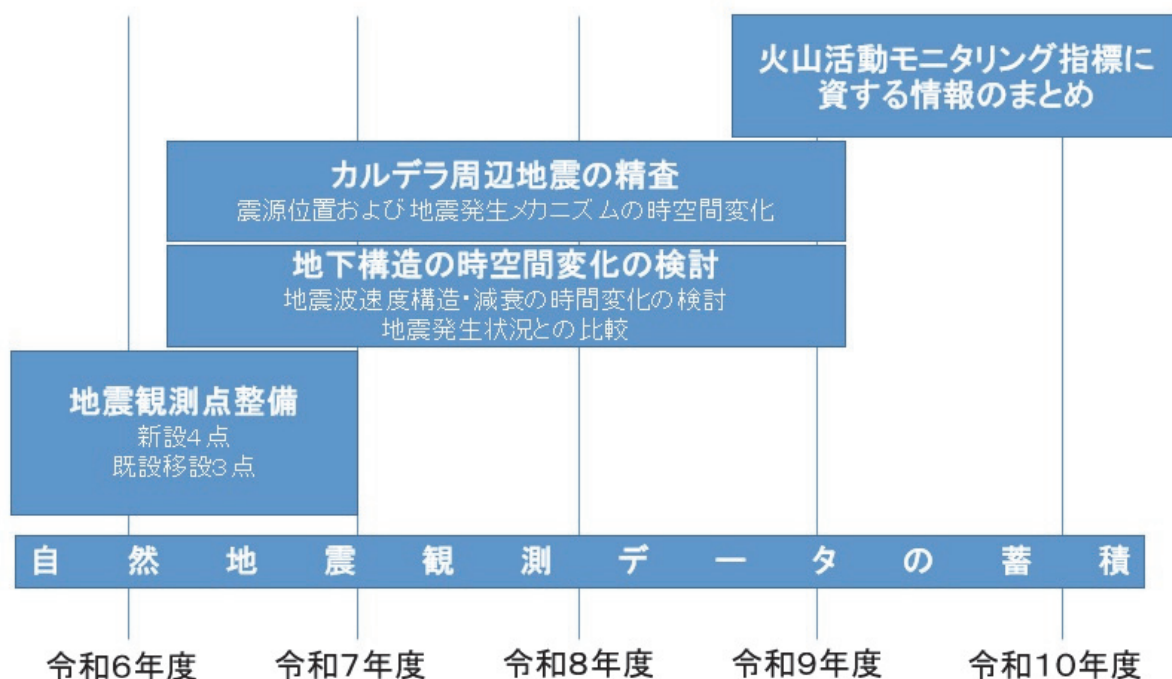


図 1-2-1. 自然地震観測によるデータの蓄積と始良カルデラの地震活動モニタリングにおける 5 年間のロードマップ

(1)-2-2. 臨時地震観測の維持と新設点設置

1) 臨時地震観測の維持

図 1-2-2 に示す前事業で展開された臨時地震観測点の維持を行い、データ取得を継続した。図 1-2-2 の黄色○の観測点では、地震計はサイスマテック株式会社製 SSV-003（3 成分、固有周期 1 秒）と Mark Products L4 型（3 成分、固有周期 1 秒）を使用しており、データロガーは白山工業株式会社製 LS-8800 を使用して現地収録を行っている。No12 観測点は 2024 年 11 月に移設のため撤収を行った。赤○においては、1 Hz 地震計 SSV-003 とモバイル通信によるテレメータ装置（白山工業株式会社製 LT-7700）を使用し、京都大学防災研究所火山防災研究センターに伝送している。黒□においては、広帯域地震計の Nanometrics 社製 Trillium120Q および LT-7700 を用いて現地収録で観測を継続している。

2024 年 8 月 29 日に台風 10 号が中心気圧 955 hPa で薩摩川内市付近に上陸し鹿児島県内で最大瞬間風速 51.5 m/s、薩摩地方では線状降水帯も発生し、台風による特別警報（暴風、波浪、高潮）が発表された。台風が通過した後も京都大学防災研究所火山防災研究センターの定常観測点の一部でテレメータによるデータ伝送の途絶が発生しており、特に現地収録を行っている観測点においては被害状況が不明なため、8 月 30 日～9 月 13 日にかけて臨時地震観測点の緊急点検を行った。観測点へ向かう道路が倒木等で不通になっていた箇所もあったが、観測点に設置している機材には被害および異常はなかった。

現地収録の臨時観測点において 2 ヶ月に 1 度のデータ回収を行った。2024 年度の実施日を表 1-2-1 に示す。全点検において大きな異常は発生していない。臨時観測点における地震観測波形例

を図 1-2-3 に示す。

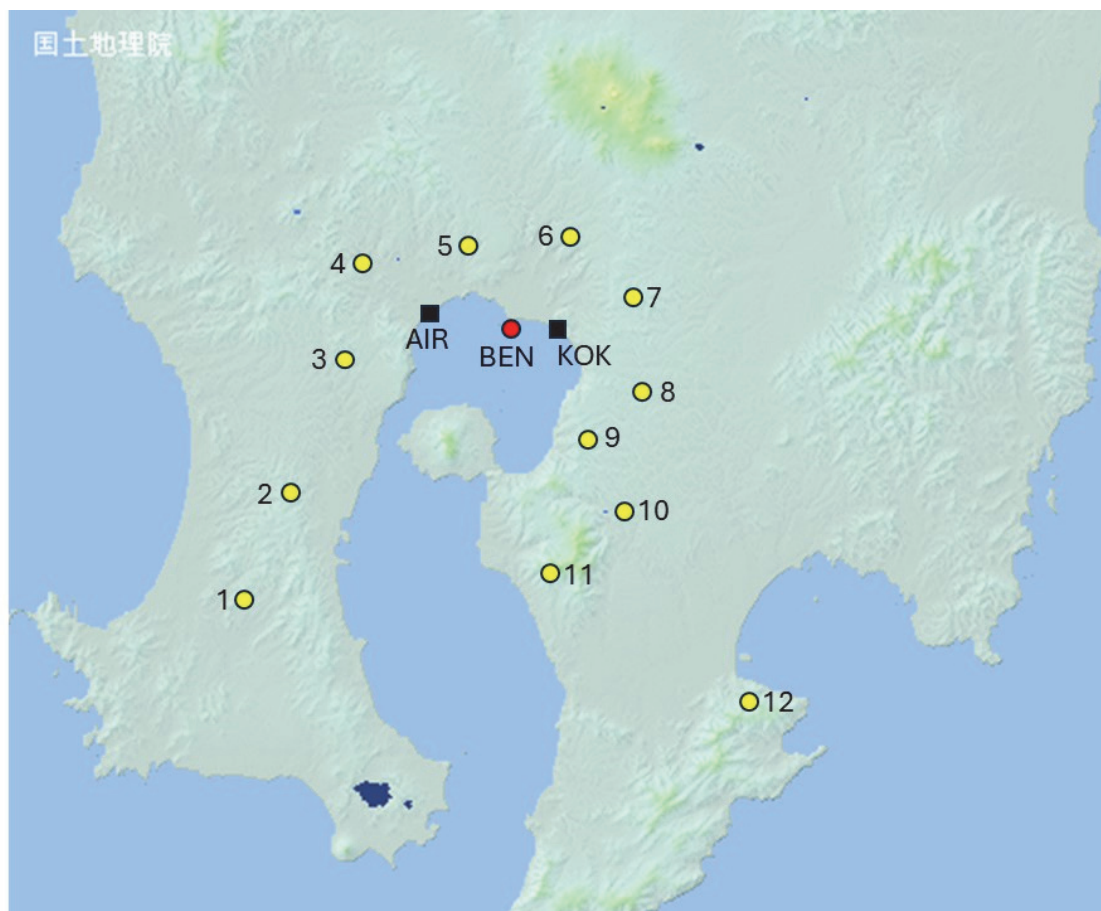


図 1-2-2. 臨時地震観測点の配置図。黄色○観測点の地震計は固有周期 1Hz および収録は現地、赤○観測点の地震計は固有周期 1Hz およびモバイル通信によるテレメータ、黒□観測点は広帯域地震計を使用し収録は現地。

表 1-2-1. 臨時地震観測のデータ回収実施日

	実施日（多点のため作業は複数日）	異常報告
第 1 回	2024 年 4 月 19 日、24 日、26 日	なし
第 2 回	2024 年 6 月 7 日、10 日、11 日、12 日、14 日	なし
第 3 回	2024 年 8 月 5 日、7 日、8 日、14 日	なし
第 4 回	2024 年 10 月 8 日、9 日、11 日、15 日	なし
第 5 回	2024 年 12 月 6 日、13 日、20 日、23 日	なし
第 6 回	2025 年 2 月 3 日、7 日、10 日	なし

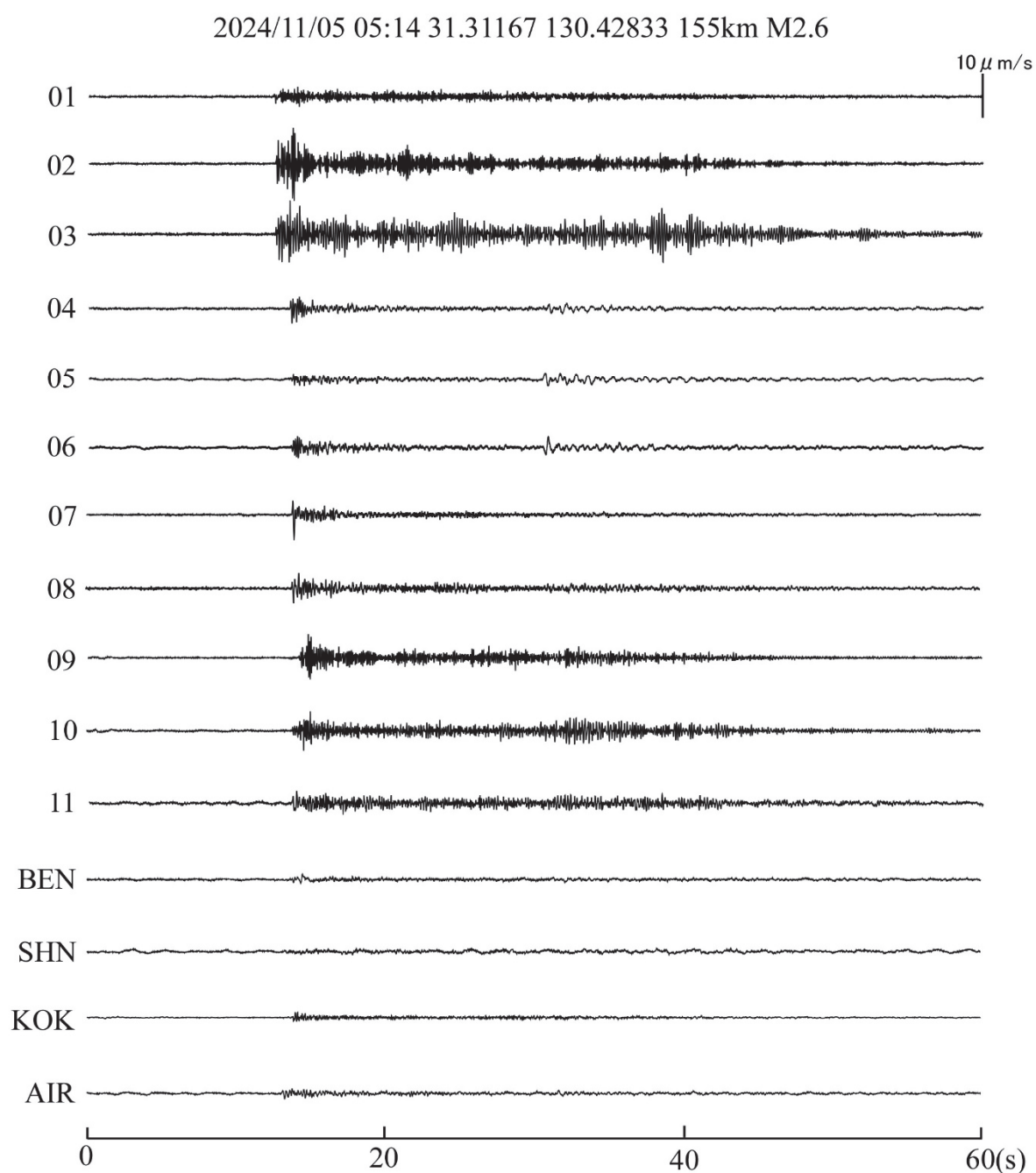


図 1-2-3. 臨時地震観測点での観測波形例

2) 新設地震観測点の設置

始良カルデラに近接した観測点を設置し高密度化することによりカルデラ内で発生する地震に関する情報を高精度で取得するとともに、薩摩半島北西部に地震観測点を増設することで地下構造の調査により適した観測点配置とする。今年度は図 1-2-4 における観測点 No1、No2、No3 の新設および前事業から継続観測を行っていた大隅半島南東部の旧 No12 観測点を No4 に移設を行った（図 1-2-5～図 1-2-9）。

R7 年度においても新規観測点および既設観測点の移設を行う予定であり、新設および移設点候補地の選定を行った（図 1-2-10）。

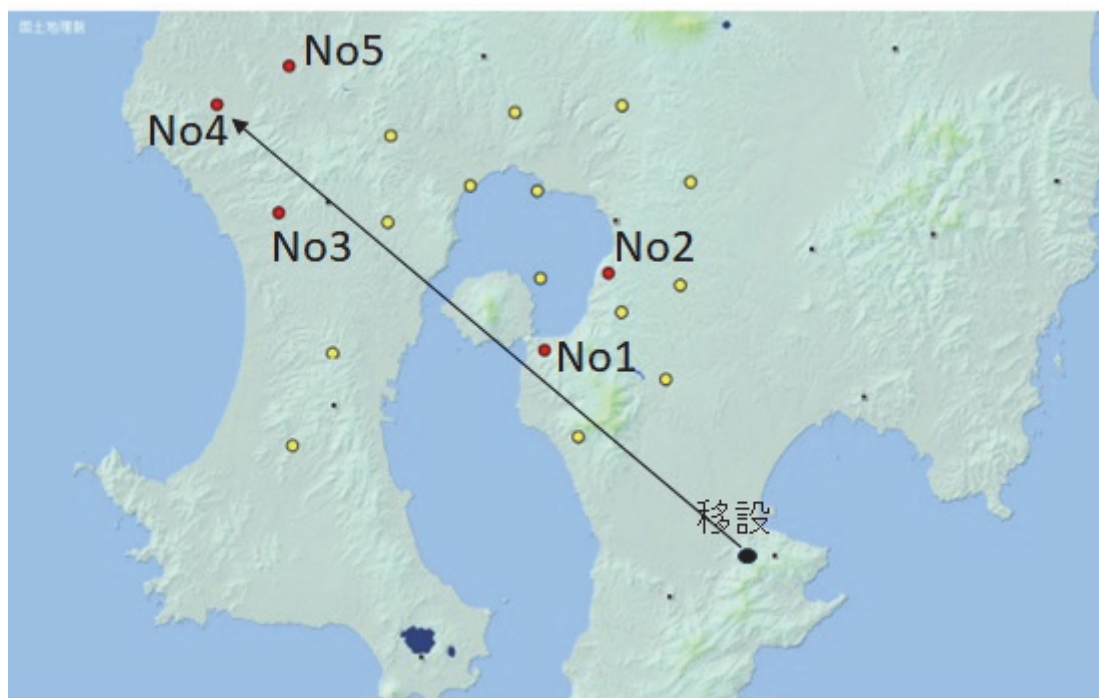


図 1-2-4. 新設観測点および既設観測点の移設位置図



図 1-2-5. 大隅半島南東部移設点 No12 の撤去前、撤去後の状況



図 1-2-6. 始良カルデラ東縁の No1、設置前全景と設置機材



図 1-2-7. 始良カルデラ東縁の No2、設置前全景と設置後



図 1-2-8. 薩摩半島北西部の No3、設置前全景と設置後



図 1-2-9. 薩摩半島北西部の No4 の移設点、設置前全景と設置後



図 1-2-10. R7 年度設置予定箇所の薩摩半島北西部の No5 の新設観測点および大隅半島の移設観測点予定地

(1)-2-3. 新設観測点設置による解析結果向上の検証

前事業および平成 27 年度から行われた「原子力施設等防災対策等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）事業」で展開された始良カルデラ周辺の臨時観測点および京都大学防災研究所が所有する桜島島内および始良カルデラ周辺の定常観測点を維持し、観測データを得るとともに、さらに防災科学技術研究所の所有する Hi-Net などの地震観測点データと併せることによって、始良カルデラ内の地震活動に関するデータを蓄積した上で、3次元地震波トモグラフィー手法（八木原・他、2010）を用いて始良カルデラ下の 3次元地震波速度構造の推定を行ってきた。

その結果、図 1-2-11 のように始良カルデラ下の P 波、S 波速度およびその速度比が得られ、始良カルデラ中央部の深さ 15km では S 波速度は 1.1 km/s～2.0 km/s まで低下しており (LS 領域)、P 波速度も速度低下は見られるが LS の外側の領域に対して 5～10 %程度の低下しかないため、 V_p/V_s は 3.8 と非常に大きい値となっている。深さ 20 km における S 波速度についても始良カルデラ中央部に 2 km/s と低速度の領域が見られ、 V_p/V_s 比においても S 波速度が低速のため高 V_p/V_s が見られる。深さ 25 km における解像度の高い領域は始良カルデラ内の中央部付近から大

隅半島のみであるが、S 波速度は始良カルデラ内では 3 km/s 前後で、東側の大隅半島下と比較すると低速度に見られる結果が得られている（為栗ほか、2022）。

S 波低速度異常 LS の領域は、深さ 20 km 付近では S 波速度 2 km/s 程度の低速度が見られるが、速度低下は少なく、位置はやや東寄りとなっている。また、速度 2 km/s 以下の領域は東西南北で約 2 km と小さくなっている。深さ 15 km において見出された S 波速度が 2 km/s 以下（周辺より約-30 %）の低速度領域の最上部は深さ 11~12 km に達している。地盤変動観測から見出されている微小球状圧力源は、始良カルデラ中央部深さ 10~12 km に求められるが（Iguchi, 2013 ; Hotta et al., 2016）、深さ 10~12 km には顕著な速度異常は見られない。既往の地盤変動の説明に用いられている微小球状圧力源は、等価な地盤変動を引き起こす等方的応力の集中点と考えるべきである。そのように考えると速度コントラストの強い S 波低速度領域の上端部付近では応力が集中しており、応力はその下にある S 波低速度領域からの移動する物質の集積が駆動していると解釈される。S 波低速度領域の上端における速度コントラストの強さは、地震波形後続相に現れる始良カルデラ北西部の深さ 13.6 km からの PS 変換反射波により示されているが（筒井ほか、2021）、この強いコントラストは物質の集積の傍証になるかもしれない。為栗ほか（2022）で指摘している深さ 15 km を中心とする S 波低速度異常 LS の領域について、深さ 20 km 付近では、S 波速度 2 km/s 程度の低速度領域が見られるが、速度低下は少なく、位置はやや東寄りとなっている。また、速度 2 km/s 以下の領域は東西南北で約 2 km と小さくなっている。図 1-2-12 中の黒円内が深さ 15 km, 20 km で見られる S 波低速度異常を示す。東西断面（図 1-2-12 の(b)）では LS の領域は深さ 12 km から 22 km 付近で見られる。南北断面（図 1-2-12 の(c)）でも同様に LS の領域は深さ 12 km から 22 km 付近に見られ、南北方向の広がり狭く見える。以上のことから LS の領域は始良カルデラ中央部から深部にかけてやや東寄りになり、深さ 12 km から 22 km 付近の範囲にあると言える。これらを基に、LS 領域の全体像が明らかになりつつあり始良カルデラ下のマグマ蓄積量推定の高度化が進められてきた。

図 1-2-13 に 前事業で行われた 3 次元地震波速度トモグラフィー解析におけるチェッカーボードテスト結果を示す。前述の深さ 25 km まではグリッド間隔 5 km の解析が可能であったが、チェッカーボードテストの結果を見ても分かるように、深さ 25 km のグリッドではモデルデータの再現性が悪くなっている。そのため前事業までの観測点配置およびデータ蓄積では深さ 25 km 以深においてはグリッド間隔 10 km の解析しか行えていない。図 1-2-14 に深さ 35 km および 45 km の 10 km グリッドにおける P 波及び S 波の速度分布を示す。深さ 35 km においては、P 波速度には顕著な異常は見られないが、始良カルデラ周辺部は比較的速度が早い。また、S 波速度については桜島南西部において速度が遅い領域があり、その領域における V_p/V_s 比が 3.2 と高くなっている（図 1-2-14 の深さ 35 km の V_p/V_s 黒○）。深さ 45 km においては薩摩半島側の解像度が悪いため明確には言えないが、始良カルデラ下に速度異常は見られない。この解析結果では桜島南西部の深さ 35 km に高 V_p/V_s の領域が見出されており、桜島南西部においては深さ 25 km~30 km 付近で多数の深部低周波地震が発生しており（例えば、気象庁火山活動解説資料桜島）、高 V_p/V_s 領域はその震源の直下に位置している。火山下の深部低周波地震の発生メカニズムは流体移動が関連しており（例えば、Nakamichi et al., 2003）、この深さ 35 km の高 V_p/V_s 領域は流体の存在を示唆している可能性が考えられる。しかしながら、5 km グリッドの解析では深さ 25 km までの

解析が限界であり、この深さはグリッドサイズが 10 km でしか計算できておらず、高 V_p/V_s 領域は 1 ノードのみに現れる。また、深さ 45 km においては解像度の関係でこの領域が見えていない。深部低周波地震と高 V_p/V_s 領域の関係を明らかにするためにこの深さの解像度を向上させる必要がある。その深部の詳細な速度構造を得るためにはさらなるデータの取得が必要である。特に深さ 45 km では桜島より西側の解像度が足りないのは図 1-2-2 で示す観測点分布で分かるように西側の観測点が不足していることが原因である。そのため、薩摩半島西部に地震観測点を設置することで日向灘の深さ 10~20 km で発生する沈み込みの地震や大隅半島で発生するやや深発地震の地震波の波線を得ることができればこの領域の解像度向上が見込まれる。

(1)-2-2-2 節で説明したように今年度および R7 年度において薩摩半島西部に 3 点の新設および移設による地震観測点を設置する。これらの観測点において日向灘で発生する沈み込みの地震をターゲットとして観測を行う。図 1-2-15 に日向灘で発生した地震の波線例を示す。前事業のトモグラフィー解析で使用した 1 次元速度構造 (Ono et al., 1978) を使用して波線計算を行うと 2024 年 8 月 29 日の深さ 20 km で発生した地震および 2024 年 9 月 23 日の深さ 18 km で発生した地震の波線が始良カルデラ下を通過する深さはそれぞれ 42 km、48 km となる。また、気象庁が震源決定に使用している速度構造 Vjma2020 でも始良カルデラ下を通過する深さは 44 km、49 km となる。日向灘の沈み込み帯から陸地よりの深さ 15~25 km 付近で発生する地震の波線は始良カルデラ下では深さ 40~50 km を通過すると言える。2024 年においては上記領域において 1-2 個/月のペースで地震が発生しており、2024 年 8 月 8 日に日向灘で発生した M7.1 の地震後に余震活動も発生している。薩摩半島西部に設置および設置予定の 3 点の新設点において始良カルデラ下の深さ 30 km~50 km の範囲について、1 年の観測で約 50 波線のデータ増加が見込まれる。前事業におけるトモグラフィー解析においては深さ 35 km、45 km の 10 km グリッド内を通過した波線数は平均で 12 波線であった。上述したように新設点における観測を行うことでグリッド内を通過する波線数を増加させ少なくとも 20 波線以上になれば 5 km グリッドでの解析が可能になる。これにより流体の移動が関連していると考えられる深部低周波地震の発生領域の速度構造を詳細に明らかにすることで始良カルデラ下のマグマ溜まりへの深部からのマグマ供給についての知見を得られるかもしれない。また、始良カルデラ深部だけではなく薩摩半島北西部全体の地震波速度構造解析の解像度が上がり住吉・米丸火山下を明らかにすることで始良カルデラ下の構造と比較ができる可能性がある。

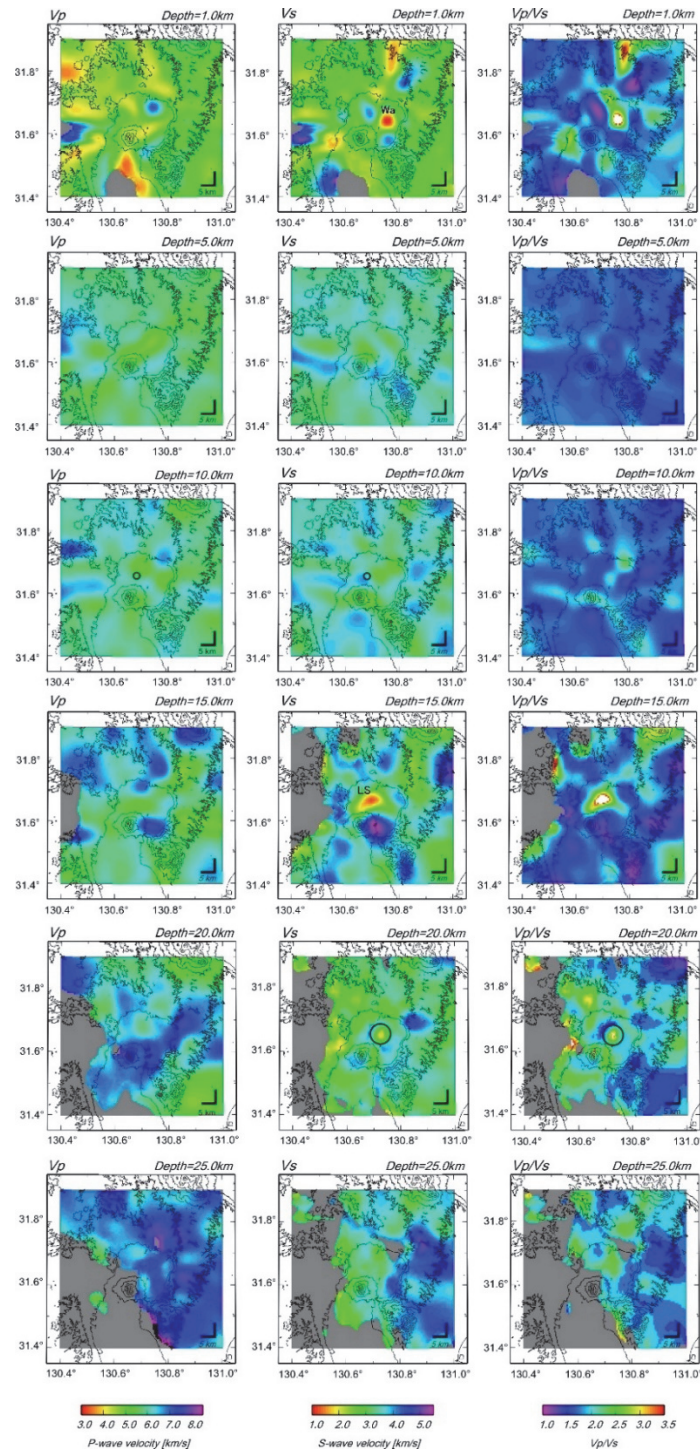


図 1-2-11. 前事業で得られている深さ 1 km、5 km、10 km、15 km、20 km、25 km における P 波、S 波速度およびその比

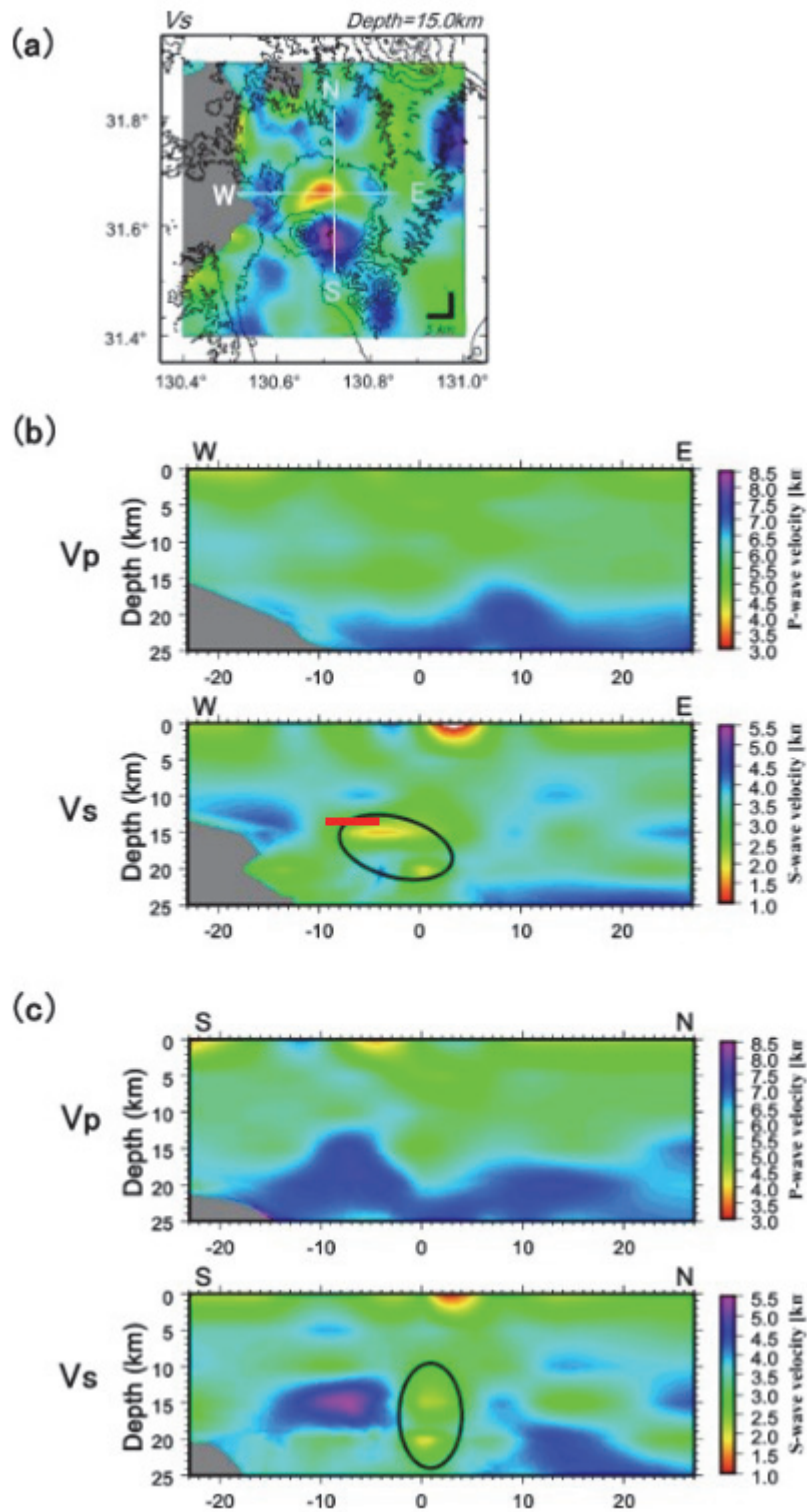


図 1-2-12. 始良カルデラの特徴的な地震波速度構造。(a)深さ 15 km における S 波速度分布、(b)始良カルデラ中心付近を通る東西断面における P 波速度および S 波速度分布、(c)南北断面における P 波速度および S 波速度分布。(b)中の赤太線は筒井ほか(2021)の S 波反射面を示す。

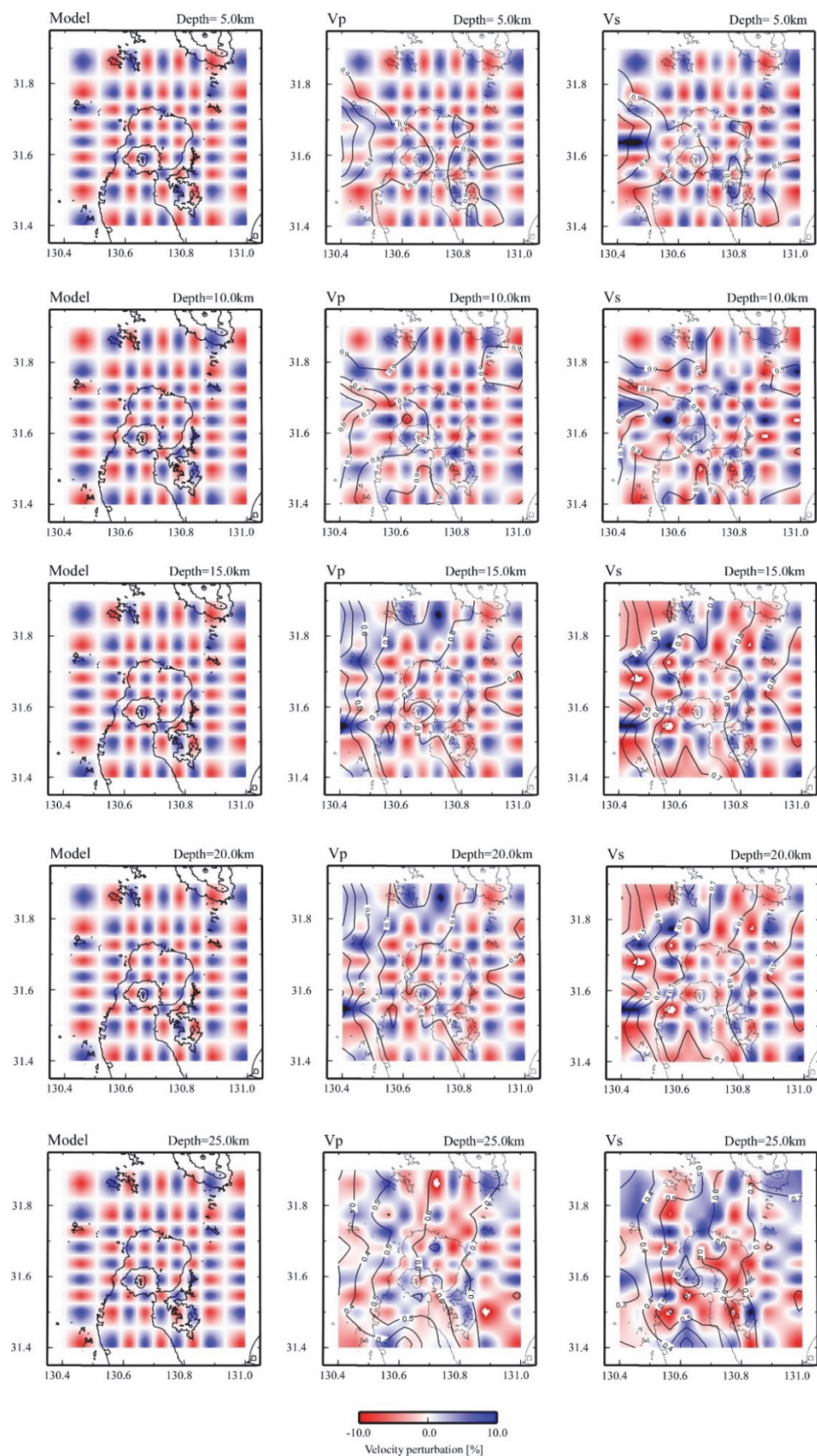


図 1-2-13. 前事業で行われた 3 次元地震波速度トモグラフィ解析におけるチェッカーボードテスト結果

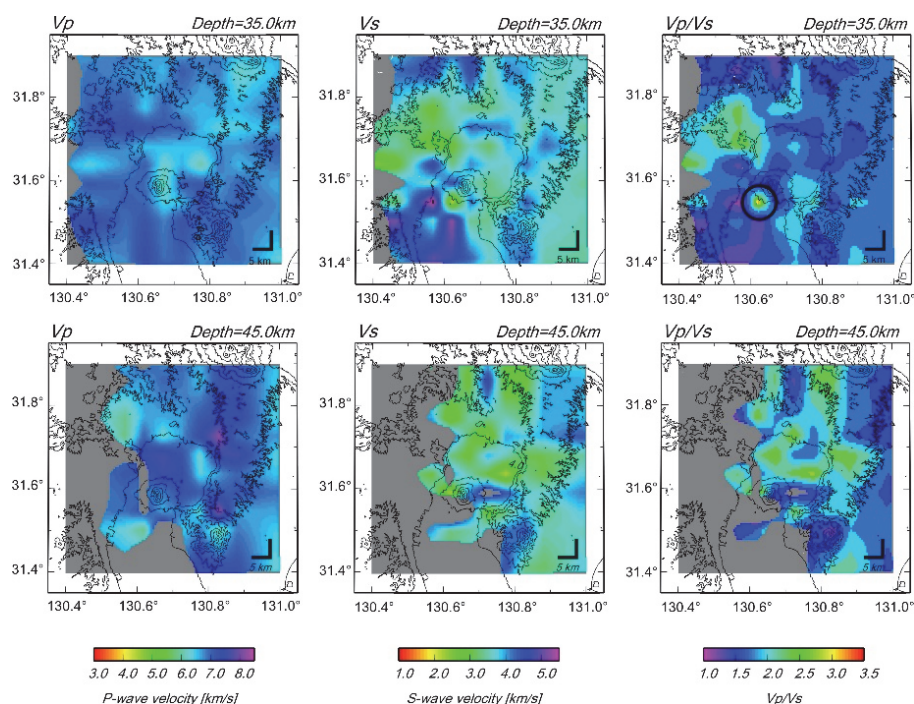


図 1-2-14. 前事業で得られている深さ 35 km、45 km における P 波、S 波速度およびその比

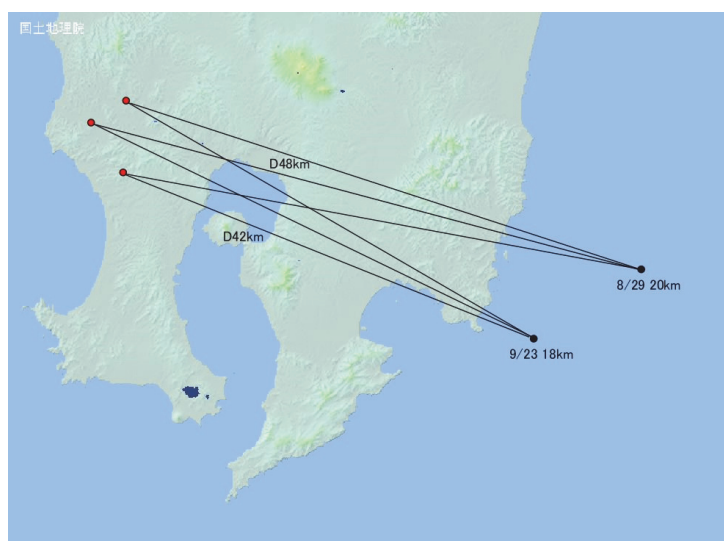


図 1-2-15. 2024 年 8 月 29 日および 9 月 23 日に日向灘で発生した地震と新規観測点間の波線と始良カルデラ下の波線深度

(1)-2-4. 始良カルデラで発生する地震活動の精査

火山活動モニタリング指標に資する情報をまとめる上で、始良カルデラ内の地震活動（火山構造成地震）について定常・非定常に発生する活動の精査を行い、地震の震源位置、発生メカニズムの特性を整理し、マグマ溜まりへのマグマの蓄積に伴う応力変化やひずみの蓄積と地震活動の関連について明らかにすることが重要である。図 1-2-16 に始良カルデラの地震活動についての先行研究である Hidayati et al. (2007) が報告した 1998 年～2005 年の震源分布を示す。噴火活動が

続く桜島南岳山頂直下の他に桜島南西部で地震活動が活発で、始良カルデラ中央部のマグマ溜まりから桜島直下に向けてマグマがダイク状に進行することで桜島南西部において地震活動が発生していると解釈されている。マグマ蓄積が進む始良カルデラにおいて地震活動の震源位置および震源メカニズムの時空間変化を明らかにすることが重要である。今年度は前事業から継続している地震波トモグラフィ解析で得られた3次元地震波速度構造を用いた震源再決定と領域3(図1-2-16)の地震活動を中心に震源メカニズム解の推定を行った。始良カルデラ内で発生する地震は規模が小さく、現在の観測点配置と数ではP波初動の押し引き分布を用いて震源メカニズム解を推定するのは困難である。そのため、福山、弁天島、新島、No8観測点のPS振幅比とP波極性を用いて震源メカニズム解の推定を行った。

図1-2-17に始良カルデラで発生した地震の震源分布を示す。図1-2-17aは本解析で決定した2011年～2022年に始良カルデラ内と周辺で発生した地震の震源分布である。図1-2-17bには比較のためHidayati et al. (2007)の震源分布を再び示す。なお図1-2-17bの領域1では桜島の噴火活動に伴う地震発生数が著しく多いため、図1-2-17aでは桜島山頂火口直下の地震活動(図1-2-17bの領域1)を省略して示している。カルデラ周辺で発生している火山構造性地震は主に、始良カルデラおよび桜島の南西部の深さ6～12 km(領域2)、カルデラ内の若尊海底火山周辺の深さ10 km以浅(領域3)、始良カルデラ縁の東から南東付近の深さ5～10 km(領域4)である。カルデラ周辺で発生している火山構造性地震の震源の深さは12 km以浅に限られ、トモグラフィ解析から得られたカルデラ内のS波低速度異常領域の上端は深さ12 km付近であることから、S波低速度領域のマグマ溜まりと考えられる領域の上部にひずみが蓄積して地震が発生していると考えられる。領域2の桜島南西部の地震は1998年～2005年と同様に現在も発生しているが北西－南東方向に震源が広がってきていることが分かる。領域3のカルデラ内の若尊海底火山周辺の深さ10 km以浅の地震は1998年～2005年より発生数が増え、震源決定できた地震だけでも年平均10～15回程度発生している。深部においてはカルデラ縁に近い東縁付近においても発生していることが分かる。また、領域4の地震は1998年～2005年に1回発生しているが、現在は地震が増加していることが分かる。領域3および領域4の5 km以深の地震については始良カルデラの縁辺部下で発生しており、始良カルデラの構造と関連していると考えられる。

震源メカニズムについて以下に述べる。領域2の桜島南西部は東西引張の正断層型(図1-2-17cの領域2)であり、1998年～2005年の地震と同様のメカニズムで発生している。領域3では深さ3 km以浅の地震(図1-2-17aの赤□内)の震源メカニズム解は正断層型か逆断層型が主である。領域3の6 km以深の地震(図1-2-17aの青□内)の発生メカニズムは横ずれ断層が卓越しており、特に領域3の深い地震に関しては北北東-南南西の節面の向きがHidayati et al. (2007)で解釈されている既存断層の方向と一致しているように見える。領域3の浅部の地震活動は直上に活発な熱水放出活動を行っている若尊火山(Ishibashi et al., 2008)があることから、その熱水活動の盛衰に関連して正断層型もしくは逆断層型の地震が発生していると考えられる。領域4については地震規模が小さく弁天島(BEN)におけるS波振幅の読み取りが困難であるため震源メカニズム決定が難しいが、R7年度には新設観測点によってデータ蓄積を進めることで震源メカニズム解の決定が可能になると期待される。

図1-2-18に始良カルデラを東西に挟むGNSS観測点の基線長変化と領域3および4(赤)と領

域 2 (青) の月別地震回数を示す。地震回数はカルデラ近傍の北東域にある福山観測点と南西の錫山観測点で最大振幅 $5 \mu\text{m/s}$ 以上の振幅を持つ地震で S-P 時間から始良カルデラ周辺で発生した地震を抽出し震源決定に至らない微小地震まで含めた発生数を示す。GNSS 基線長で 2015 年の前半から 2017 年前半に見られた伸び (始良カルデラの膨張加速) 時に領域 3 および 4 の地震数が通常の 1.5 倍程度増えていた。2021 年の東西基線の伸びがやや進行している時期にカルデラ外の北西域で有感地震が発生していることから、GNSS 観測から見られる膨張期にカルデラ周辺にひずみが蓄積し微小地震も含め地震活動が活発化していたと考えられる。領域 2 の地震に関しては Hidayati et al. (2007)によると始良カルデラから桜島へのマグマ貫入に伴うダイクの先端で発生していると解釈されている。領域 2 においては 2015 年 3 月～5 月に有感地震を含む微小地震が増加し、2015 年 8 月 15 日の桜島浅部へのダイク貫入イベント時には減少していた。桜島島内の浅部マグマ貫入に先行して始良カルデラから桜島深部にマグマが移動し領域 2 で地震が活発化していた可能性が考えられ、その後はそのマグマが桜島浅部に上昇していたとすれば、領域 2 の深部のひずみは 8 月ころには解放に向かい、地震活動が低下したと考えられる。

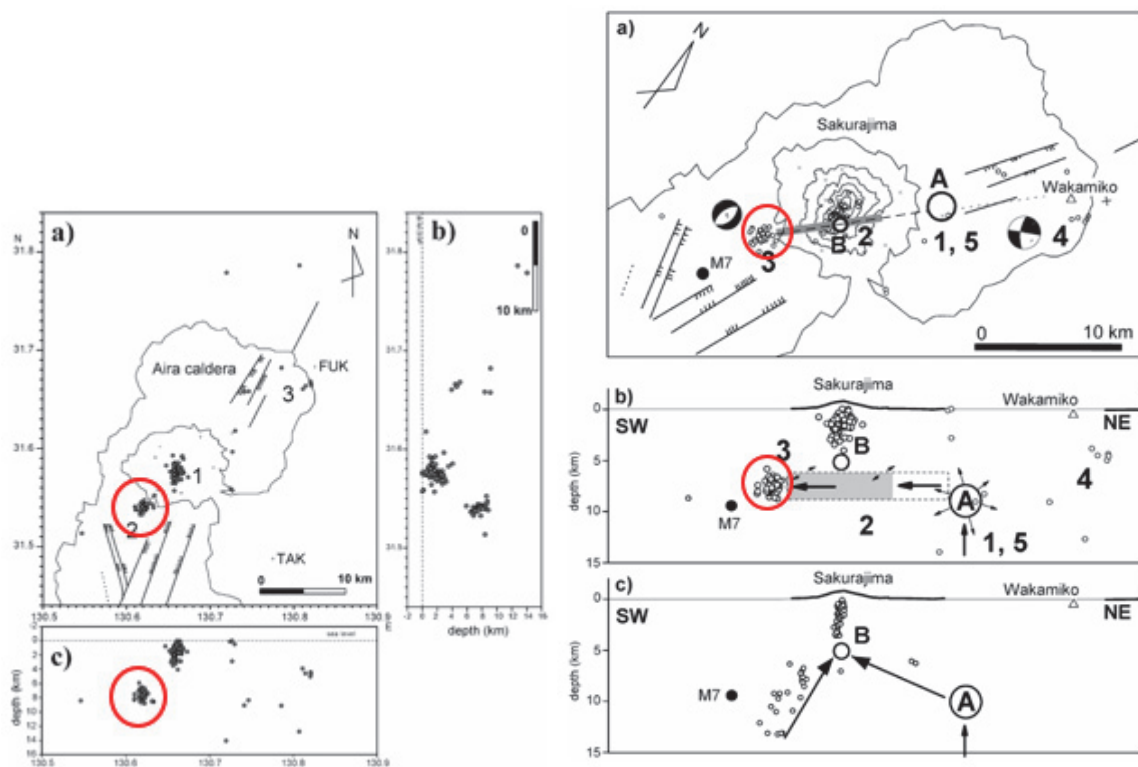


図 1-2-16. 1999～2005 年に始良カルデラで発生した地震の震源分布 (Hidayati et al., 2007)

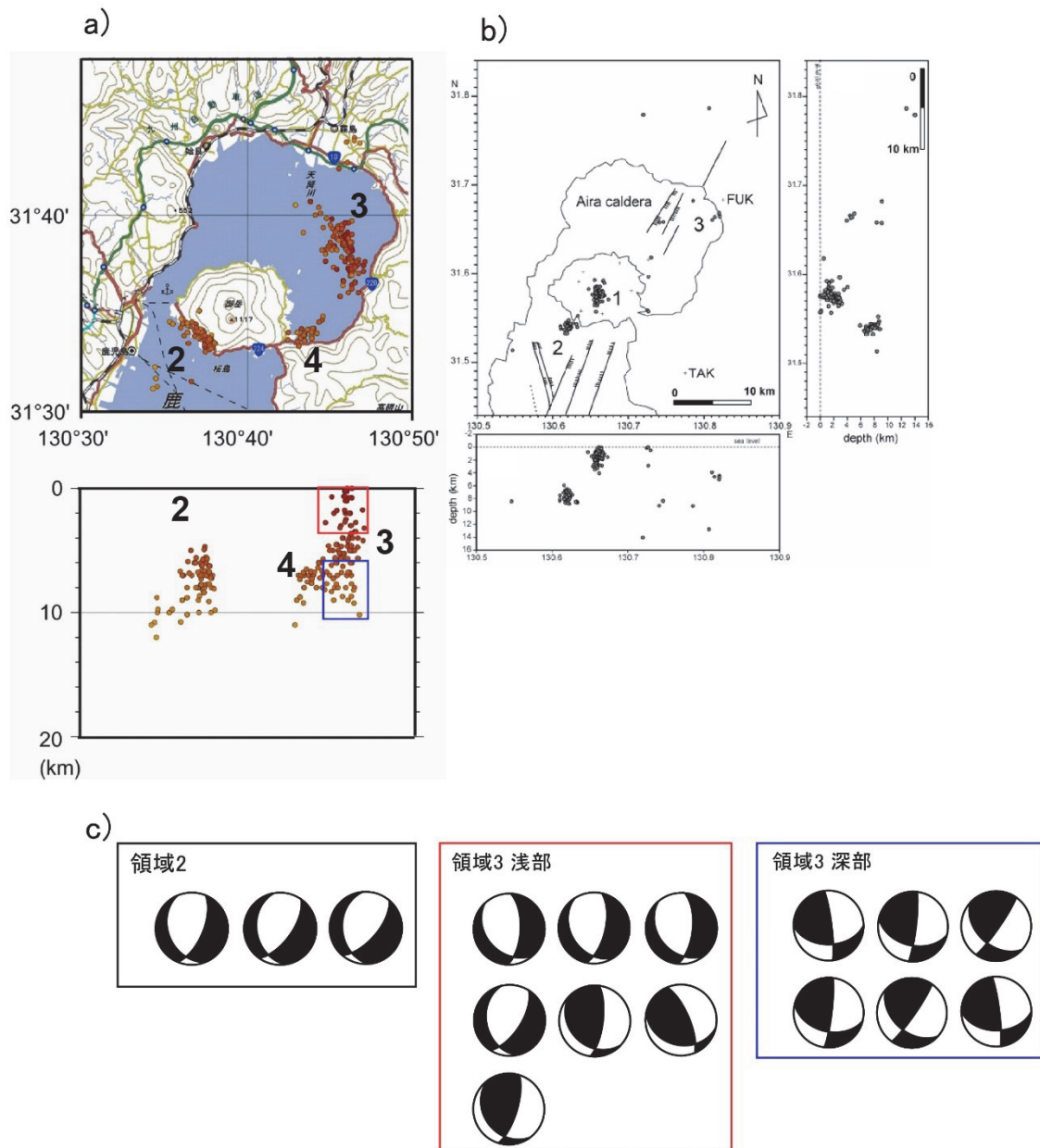


図 1-2-17. 始良カルデラ内の震源分布と領域 2 および領域 3 の震源メカニズム解

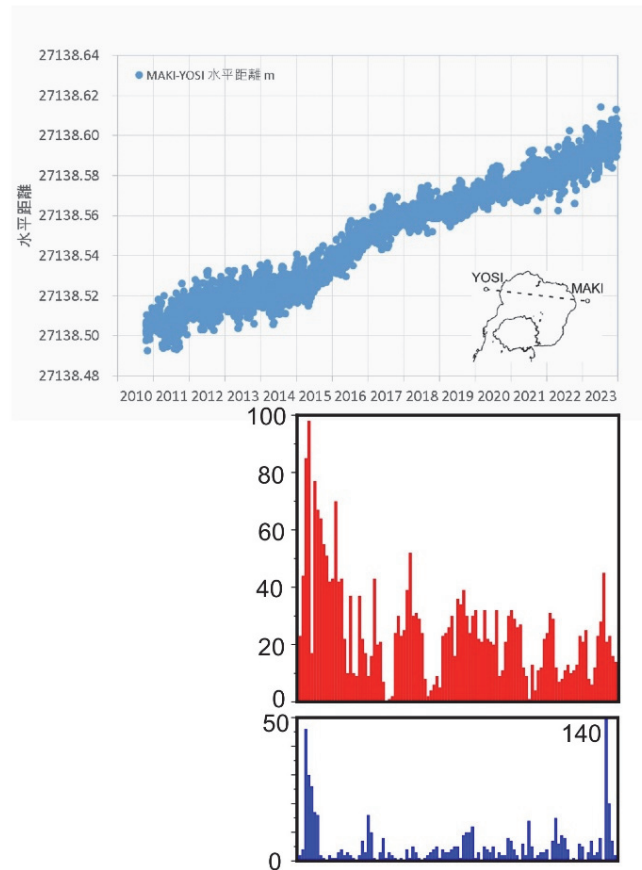


図 1-2-18. 始良カルデラを挟む基線長変化と 2015 年～2023 年に発生した領域 3,4 (赤) および領域 2 (青) の微小地震の月別回数。

図 1-2-19 に 2023 年 1 月から 2024 年 11 月の始良カルデラのマグマ供給量（本報告書 2 章）と始良カルデラ内の地震活動および桜島の噴火活動に伴う降灰量を示す。2023 年 5 月～7 月に一時的にマグマ供給量が増えた時期（図中①）があり、つづいて同年 7 月～9 月に桜島南西部（領域 2）および始良カルデラ北東部の領域 3 と 4 において地震活動が活発化した（図中②）。図中の灰色の棒グラフは桜島の噴火による月別降灰量を示しているが、同年 10 月に噴火活動が活発化し降灰量が増えている。また、2023 年 10 月～2024 年 1 月にかけても緩やかにマグマ供給量が増えた時期（図中④）があり、2024 年 1 月に領域 2、3、4 で地震がやや増加し（図中⑤）、同年 2 月に降灰量が増えた（図中⑥）。前述した 2015 年の始良カルデラの膨張と桜島南西部の地震活動活発化ほど明瞭ではないが、2023 年～2024 年の少量のマグマ供給量の増加においても始良カルデラの地震活動活発化が見られることから、始良カルデラの膨張→始良カルデラ北東部のひずみ蓄積による地震活動の活発化およびマグマの桜島下への移動に伴う桜島南西部の地震活動の活発化→桜島の噴火活動の活発化の一連の流れが考えられる。一方、2024 年 8 月に領域 3 において一時的に地震活動が活発化した、これは同年 8 月 8 日の日向灘の地震の直後に発生していることから始良カルデラのひずみ蓄積が原因の活動によるものではなく、広域応力場の変化の影響を受けて発生したものと考えられる。

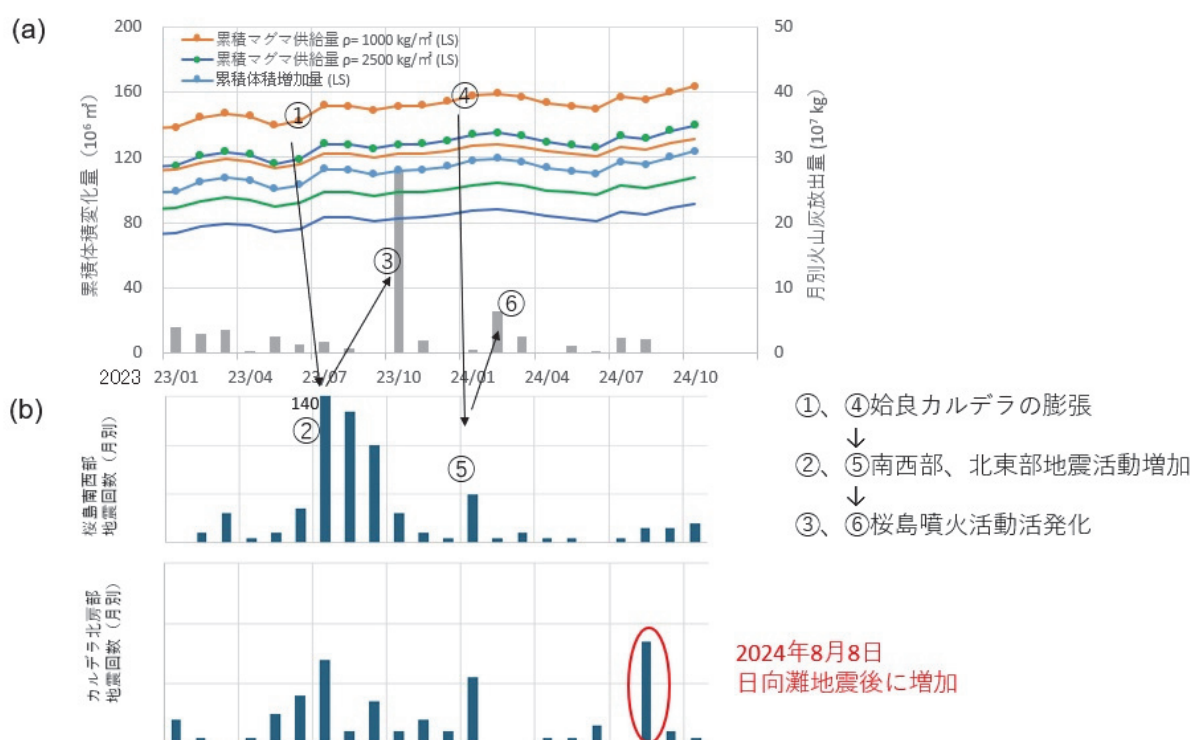


図 1-2-19. 2023 年 1 月から 2024 年 10 月の始良カルデラのマグマ供給量(a) および月別火山灰放出量(a 図中の灰色棒グラフ)と始良カルデラ南西部および北東部の地震活動(b)

始良カルデラの地震活動をモニタリングする上で以下の点が明らかになった。

1. 定常的に地震が発生している場所として、桜島南西部（領域 2）、始良カルデラ北東部若尊火山下からカルデラ東縁（領域 3）、桜島南東部（領域 4）
2. 震源メカニズムとして、領域 2 は正断層型、領域 3 の浅部は正断層もしくは逆断層、領域 3 の深部および領域 4 は横ずれ型
3. 始良カルデラの膨張が進むとカルデラ内の地震活動が活発化し（特に領域 2）、その後に桜島の噴火活動が活発化する
4. 周辺で規模が大きな地震が発生した際は広域応力場の変化から地震活動が活発化する可能性がある

また、1998 年～2005 年と比べ領域 2 と 3 では震源の広がりが見られており、カルデラ膨張期には地震発生領域の変化に注視する必要がある。

前事業では始良カルデラ周辺で発生する約 M1.0 以上の地震について震源決定が可能であった。今年度到新設したカルデラ近接の東縁 2 点の地震観測点でデータ蓄積を行い、想定される理論振幅から推定すると深さ 10 km 以浅で M0.7～M0.8 の規模でも P 波初動で $5 \mu \text{m/s}$ 以上の振幅となり、信頼できる精度で震源決定ができるようになる。また、過去の発生数から予測すると震源決定可能数は 20～30 個増加することになる。

参考文献

- Hidayati, Sri, Ishihara, K., Iguchi, M. (2007) Volcano-tectonic earthquakes during the Stage of magma Accumulation at the Aira Caldera, Southern Kyushu, Japan, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 52, 6, 289-309.
- Hotta, K., Iguchi, M., Yamamoto, K. and Ohkura, T. (2016) Multiple-pressure-source model for ground inflation during the period of high explosivity at Sakurajima volcano, Japan — Combination analysis of continuous GNSS, tilt and strain data —, J. Volcanol. Geotherm. Res., 310, 12–25.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.017>
- 井口正人・他 82 名 (2009) : 2008 年桜島人工地震探査の目的と実施, 京都大学防災研究所年報, 52B, pp. 293-307.
- Iguchi, M. (2013) Magma movement from the deep to shallow Sakurajima volcano as revealed by geophysical observations, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 58, 1–18.
https://doi.org/10.18940/kazan.58.1_1
- Ishibashi, J., Nakaseama, M., Seguchi, M., Yamashita, T., Doi, S., Sakamoto, T., Shimada, N., Noguchi, T., Oomori, T., Kusakabe, M. and Yamanaka, T. (2008) Marine shallow-water hydrothermal activity and mineralization at the Wakamiko crater in Kagoshima bay, south Kyushu, Japan, J. Volcanol. Geotherm. Res., 173, 84–98.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.12.041>
- Nakamichi, H., Hamaguchi, H., Tanaka, S., Ueki, S., Nishimura, T. and Hasegawa, A. (2003) Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan. Geophysical Journal International, Vol. 154(3), pp. 811– 828.
- Ono, K., Ito, K., Hasegawa, I., Ichikawa, K., Iizuka, S., Kakuta, T. and Suzuki, H. (1978) Explosion seismic studies in south Kyushu especially around the Sakurajima volcano, J. Phys. Earth, 26, Supplement, S309–S319.
https://doi.org/10.4294/jpe1952.26.Supplement_S309
- 為栗 健・八木原 寛・筒井智樹・井口正人 (2022) 高分解能な 3 次元地震波速度構造解析による始良カルデラ下のイメージング. 火山, 67, 69-76.
- 筒井智樹・為栗 健・井口正人 (2021) 人工地震記録による始良カルデラ西部の地殻内 S 波地震反射面の推定. 火山, 66, 71–81. https://doi.org/10.18940/kazan.66.2_71.
- 八木原 寛・井口正人・為栗 健・筒井智樹・及川 純・大倉敬宏・宮町宏樹 (2010) 諏訪之瀬島の火山体浅部 3 次元 P 波速度構造と爆発発生場, 火山, 55, 75–87.
https://doi.org/10.18940/kazan.55.2_75.

(2) 活動的カルデラ火山の火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査

「(2) 活動的カルデラ火山の火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査」では、「(2)-1 海底地盤変動観測装置による地盤変動観測と妥当性の検討」および「(2)-2 地盤変動データの蓄積と火山性地盤変動の監視」について調査する。図 2-1-1 に 5 か年のロードマップを示す。

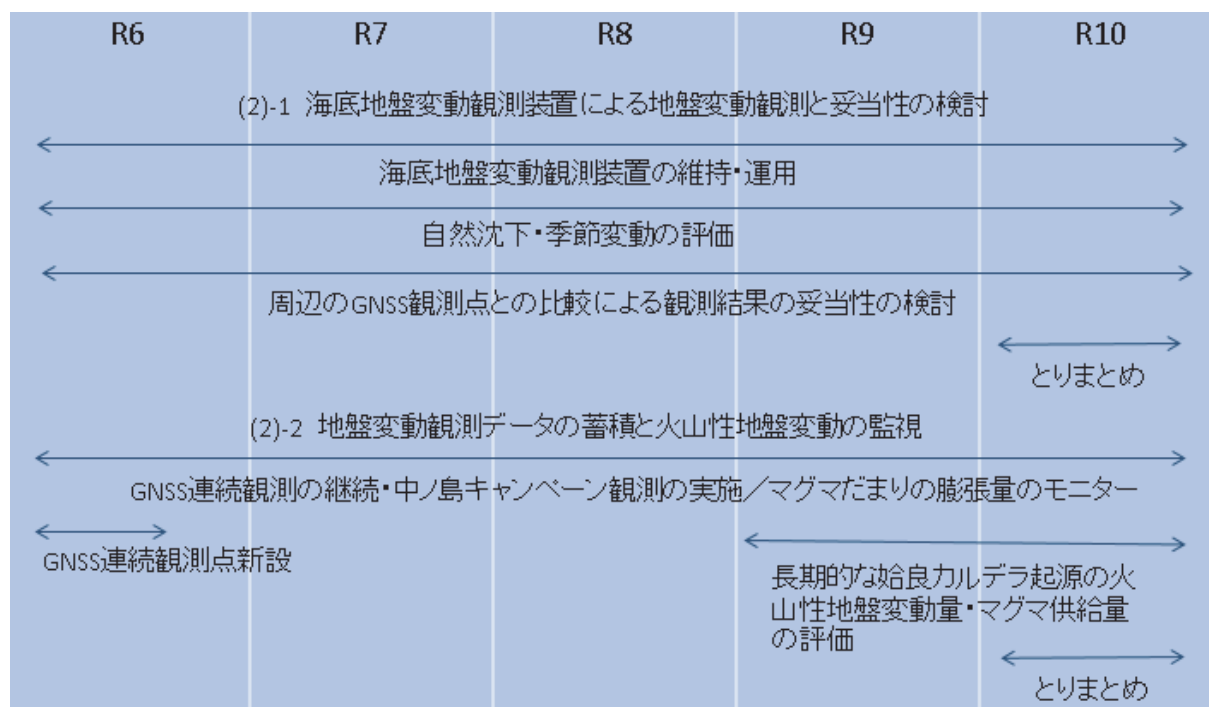


図 2-1-1. 「(2) 活動的カルデラ火山の火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査」のロードマップ

「(2)-1 海底地盤変動観測装置による地盤変動観測と妥当性の検討」においては、本事業の 5 か年を通じて、海域における火山性地盤変動の直接観測を企図して 2023 年 3 月に設置した海底地盤変動観測装置の運用を必要な維持作業を行いつつ継続する。得られた測位データから装置の自然沈下や測位結果の季節変動等の要素を評価して地盤変動の抽出を試みるとともに、周辺の陸上の GNSS 観測点における測位結果との比較により海底地盤変動観測装置の観測結果の妥当性を検討する。本稿においては、海底地盤変動観測装置の設置後約 1 年 9 か月を経た時点までの装置の維持作業等の状況や得られた観測データの特徴について報告する。

「(2)-2 地盤変動データの蓄積と火山性地盤変動の監視」では既設 GNSS 連続観測網の維持および観測点の新設を行い、また、GNSS キャンペーン観測を実施する。得られた観測データから始良カルデラ下のマグマだまりのマグマ蓄積速度やマグマ供給量を監視する。本稿においては 2024 年までの観測結果とそこから推定される始良カルデラ下のマグマだまりのマグマの蓄積状況を報告する。

(2)-1 海底地盤変動観測装置による地盤変動観測と妥当性の検討

(2)-1-1. はじめに

始良カルデラ周辺においては、水準測量や GNSS 観測などの地盤変動観測によって始良カルデラ中央部の地下に圧力源の存在が示唆されている（例えば Yamamoto et al., 2013; Kriswati and Iguchi, 2003）など。しかし、始良カルデラの大部分は海域であるため圧力源近傍の地盤変動を直接観測することは困難であった。我々は海域における地盤変動を直接観測する手法の確立を目指して始良カルデラ内の海域に海底地盤変動観測装置を設置した。



図 2-1-2. 海底地盤変動観測装置の設置位置（左図）と海上部の外観（右図）

左図の SNYM は PPK 測位に使用した基準点。

海底地盤変動観測装置は 2023 年 3 月 6 日に桜島北東沖の水深約 30m の地点（図 2-1-2）に設置された。同装置の構造や観測データの取り扱いは京都大学防災研究所（2024）や Tsutsui et al. (2024)で報告されているが以下に概略を述べる。同装置は海底に沈めたコンクリート製の基台に、浮体の浮力によって自立する鋼製の上部構造（観測塔）がユニバーサルジョイントを介して接続する構造になっている（図 2-1-3 左図）。このため観測塔は海流や風を受けて常に揺動している。観測機器は観測塔の海上部に設置され、GNSS アンテナおよび受信機と電源機器および通信機器で構成されている。常に変化する観測塔の姿勢（傾き）を検出するために GNSS 受信機は 2 アンテナ受信機（NovAtel 製 PwrPak-7D 受信器および GNSS-802 アンテナ）を 2 台、合計 4 つのアンテナを備えている。これらのアンテナは観測塔に直交する同一平面上で、図 2-1-3 右図のアンテナ A がアンテナ B、C、D を頂点とする正三角形の重心に位置するよう配置されている。また、アンテナ C-アンテナ D がユニバーサルジョイントの上部回転軸と平行、アンテナ A-アンテナ B がアンテナ C-アンテナ D と直交する。

GNSS 受信データは 15 秒間隔で受信機の内蔵メモリに記録され、モバイル通信網を介して回収される。4 つのアンテナの受信データに対して GNSS 連続観測点 SNYM（図 2-1-2 左図）を基準

局としてポストプロセッシングキネマティック(PPK)解析を行い、各アンテナの観測エポック毎の位置を決定する。PPK 解析には RTKLIB ソフトウェア (Takasu, 2013) を用いた。

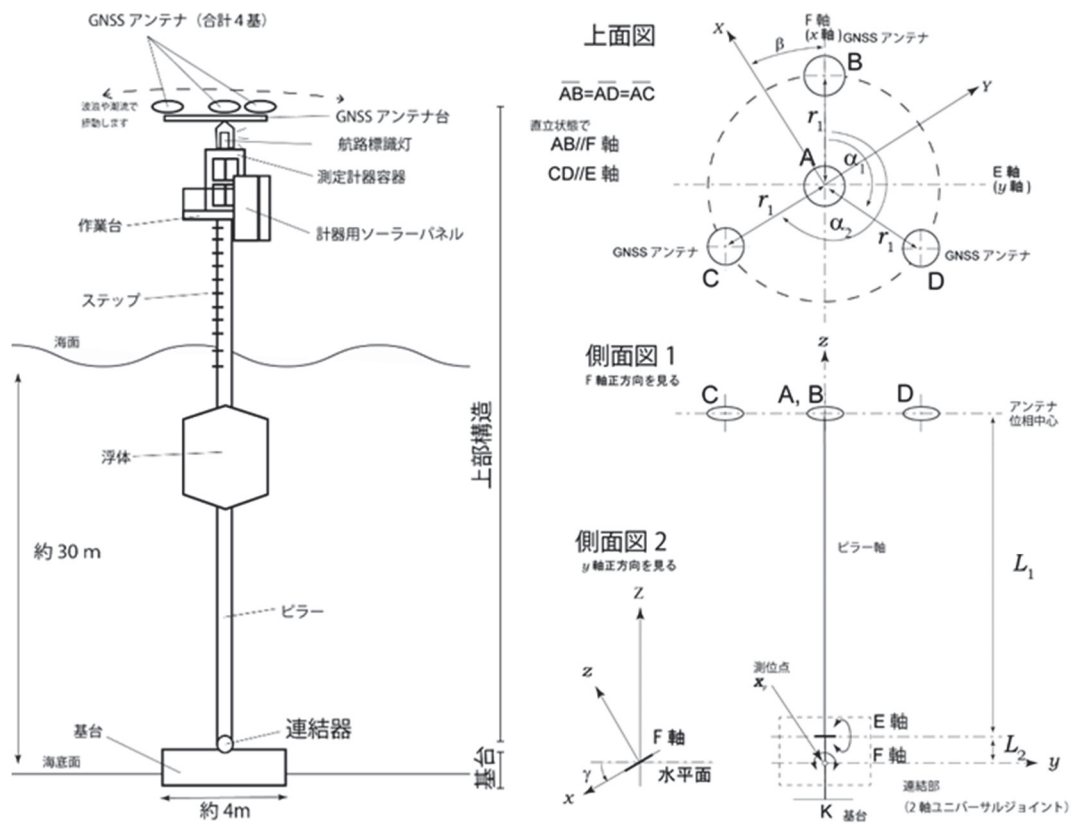


図 2-1-3. 海底地盤変動観測装置の概略構造図 (左図) および可動部と GNSS アンテナの位置関係 (右図) (筒井ほか, 2022)

PPK 解析から得られた 4 つのアンテナの位置データに対して、筒井・他 (2022) が示した方法で傾斜補正を施す。これは、アンテナ B、C および D の位置から求めた観測塔の傾斜を補正パラメータとして、アンテナ A の位置座標をユニバーサルジョイント下部回転軸 (図 2-1-3 右図の F 軸) の中心 (以下、測位点と称する) の位置座標に変換するものである。さらに、傾斜補正を施した観測エポック毎の測位点の位置から GPS 時の 1 日分の平均を求め、これを日平均測位点位置とする。日平均処理に際しては外れ値の除外処理として、4 アンテナ全ての PPK 解が fix 解でないもの、中央値との差が 2 m 以上のもの、アンテナ BCD を結ぶ三角形の重心とアンテナ A の距離が 1cm 以上のもの、平均値からの残差が標準偏差の 2 倍以上のもの、に該当する観測エポックをこの順に除外した。上述の観測データの回収から日平均測位点位置の算出までの処理は自動処理アプリケーションを開発して運用している (京都大学防災研究所、2024)

(2)-1-2. 海底地盤変動観測装置設置後の経過

1) 海底地盤変動観測装置の保守・点検

海底地盤変動観測装置の機能を維持するため、標識灯点灯確認 (毎日)、作業台部定期点検 (年

4回)、本体維持点検（年1回）および水中写真撮影（年1回）を実施した。観測機器については機器の作動状況や観測データが正常に得られているかを随時確認するとともに、作業台定期点検の際に京都大学の担当者が同行し観測機器の異常の有無を点検している。

標識灯点灯確認は標識灯の点灯を桜島の海岸から毎日1回確認するもので、標識灯の点灯の確認を海岸沿いに居住する住民に委託している。確認結果はその都度京都大学の担当者に連絡される。これまで悪天候のため目視確認ができなかった日を除いて標識灯の点灯が確認されている。

作業台定期点検は、観測塔の作業台の製造メーカーによる点検で、表 2-1-1 に示すように標識灯の点検や定期交換部品の交換、および作業台本体の点検を行うものである。

表 2-1-1. 海底地盤変動観測装置作業台定期点検の点検項目

点検箇所	点検項目	確認事項／作業事項
作業台本体	外観	・破損・変形の有無 ・錆／塗装剥がれの有無 ・汚れ・付着物の有無
	ボルト類	・取付ボルトの緩み／損傷の有無
GNSS アンテナフード (4 か所)	外観	・破損・変形の有無 ・汚れ・付着物の有無
	ボルト類	・取付ボルトの緩み／損傷の有無
	水密性	・浸水／結露の有無 ・パッキン・スペーサーの交換*
LTE アンテナフード (2 か所)	外観	・破損・変形の有無 ・汚れ・付着物の有無
	ボルト類	・取付ボルトの緩み／損傷の有無
	水密性	・浸水／結露の有無
敷設ケーブル	外観	・ケーブルおよび保護管の損傷の有無 ・汚れ・付着物の有無
	ボルト類	・固定具の緩み／外れの有無
観測計器容器	外観	・破損・変形の有無 ・汚れ・付着物の有無
	ボルト類	・取付ボルト及び蓋固定ボルトの緩み／損傷の有無
	水密性*	・容器内の浸水／結露の有無* ・蓋パッキンの交換*
計器用ソーラーパネル	外観	・破損・変形の有無 ・汚れ・付着物の清掃（特に受光面）
	ボルト類	・取付ボルトの緩み／外れの有無

*印を付したものは1ヶ年点検時に実施

表 2-1-1. 海底地盤変動観測装置作業台定期点検の点検項目（続き）

中継箱	外観	・破損・変形の有無 ・汚れ・付着物の有無
	ボルト類	・取付ボルトの緩み／損傷の有無
	水密性*	・内部の浸水／結露の有無*
	機能等*	・端子／端子ねじの緩み／損傷の有無* ・ソーラーパネル電圧の測定*
航路標識灯 灯ろう	外観	・破損・変形の有無 ・レンズ・カバーの汚れ・付着物の有無
	ボルト類	・取付ボルトの緩み／損傷の有無
	水密性	・浸水／結露の有無
	機能等	・ケーブル・コネクタ類の破損／緩みの有無 ・動作（ON-OFF 制御および点滅動作）の確認
標識灯用ソ ーラーパネ ル	外観	・破損・変形の有無 ・汚れ・付着物の清掃（特に受光面）
	ボルト類	・取付ボルトの緩み／外れの有無
航路標識用 電源ケース	外観	・破損・変形の有無 ・汚れ・付着物の有無
	ボルト類	・取付ボルト及び蓋固定ボルトの緩み／損傷の有無
	水密性	・容器内の浸水／結露の有無 ・蓋パッキンの劣化の有無（1 年点検時は交換*）
	機能等	・ケーブル・端子・コネクタ類の緩み／損傷の有無 ・充電回路の動作確認および各部電圧測定 ・電源回路ヒューズの状態確認（1 年点検時は交換*）
補 助 標 識 (2 か所)	外観	・破損・変形の有無 ・レンズ・カバーの汚れ・付着物の有無
	ボルト類	・取付ボルトの緩み／損傷の有無
	水密性	・浸水／結露の有無
	機能等	・動作（ON-OFF 制御および点滅動作）の確認 ・充電回路の動作確認 ・ケーブル・端子・コネクタ類の緩み／損傷の有無

*印を付したものは 1 ケ年点検時に実施

作業台定期点検は概ね 3 カ月に 1 回（1 年に 4 回）実施し、内 1 回を 1 カ年点検として定期交換部品の交換等を実施する。また、作業台本体部分に錆・腐食等が発見された場合はタッチアップ塗装を施すこととしている。令和 6 年度は本稿執筆時点までに 6 月、9 月に 3 カ月点検、11 月に 1 カ年点検を実施した。いずれの点検でも作業台本体の軽微な錆があった外には異常は認めら

れなかった。1 カ年点検においては GNSS アンテナフードや機器収納容器の防水パッキンを交換した。また、GNSS 受信機や電源機器、モバイル通信機器等の観測機器に異常は認められなかった。

以下では海底地盤変動観測装置本体維持点検作業について報告する。海底地盤変動観測装置本体維持点検は詳細定期点検として装置の点検を潜水作業等によって行うもので、2024 年 11 月中旬に実施した。ここでは、鋼材の腐食・亀裂等の有無を目視点検し、付着物の除去を行った。また陽極板の損耗状況の確認および電位差測定を実施した。さらに、ユニバーサルジョイントの摩耗量を見積もるための上下のフランジ間の距離を測定、およびコンクリート製基台（以下、アンカーと称する）の傾きを見積もるためのアンカー上面四隅の高さ測定、アンカーの埋没量の測定をあわせて実施した。

表 2-1-2. 海底地盤変動観測装置本体維持点検における目視点検結果

本体維持点検チェックリスト

点検日	2024 年 11 月 11 日（月）～2024 年 11 月 14 日（木）		
点検種類	詳細定期点検		
点検者	五洋建設(株) 大工末夫、(株)森崎建設工業 山本拓也、(株)ナカボーテック 岩瀬裕次郎大分海事(株) 宮内潜水土、大平潜水土、大貫潜水土		
点検項目			
点検項目	点検内容	劣化度の判定基準	
ビ ラ ー	腐食、亀裂、損傷	潜水土による水中部の目視により	a ☐ 腐食による開孔や変形、その他著しい損傷がある。
		・開孔の有無	b ☐ -
		・表面の傷の有無	c ☐ -
			d ☒ 腐食による開孔や変形はない。
浮 力 体	腐食、亀裂、損傷	潜水土による水中部の目視により	a ☐ 腐食による開孔や変形、その他著しい損傷がある。
		・開孔の有無	b ☐ -
		・表面の傷の有無	c ☐ -
			d ☒ 腐食による開孔や変形はない。
塗 装	塗装	潜水土による水中部の目視により ・錆やふくれ ・塗膜のはがれ	a ☐ 広範囲に錆やふくれが認められる。
			☐ 錆を伴うはがれや割れが広範囲に発生している。
			b ☐ 大きな錆やふくれがある。
			☐ 錆を伴うはがれが広い範囲に発生している。
			c ☐ 錆やふくれが点在している
			☐ 塗膜のはがれや割れが点在している。
			d ☒ 初期状態とほとんど変化がなく、健全な状態である。
陽 極	電気防食工	潜水土による ・現存状況の確認	a ☐ 陽極が脱落または全摩耗している。
			☐ 陽極取付に不具合がある。
			b ☐ -
			c ☐ -
			d ☒ 脱落等の異常はない。
ユニ バー サル ジョ イント	腐食、亀裂、損傷	潜水土による水中部の目視により ・開孔の有無 ・表面の傷の有無	a ☐ 腐食による開孔や変形、その他著しい損傷がある。
			b ☐ -
			c ☐ -
			d ☒ 腐食による開孔や変形はない。
	ボルト	潜水土による ・現存状況の確認	a ☐ ボルトが脱落している。
			b ☐ ボルトに腐食が見られる。
			c ☐ ボルトが緩んでいる。
			d ☒ 脱落等の異常はない。



図 2-1-4. 付着物除去後の状況

目視による鋼材部の点検の結果、錆、腐食や塗装の剥がれなどの不具合はなかった（表 2-1-2）。また、観測塔に付着するカキや海藻の除去作業を行った（図 2-1-4）。付着物除去作業ではカキ等は完全な除去よりは塗装を傷めないように実施することとしている。

陽極板の損耗量測定では図 2-1-5 のように陽極板の大きさを計測した。すべての陽極板は四隅の角がやや丸くなっている程度でほぼ元の大きさを保っていた。併せて海底地盤変動観測装置と陽極周辺の海水との間の電位差測定を行った（表 2-1-3）。測定したすべての水深で防食管理電位である -800 mV を下回る測定値が得られ電位差の水深による差異も認められなかった。陽極板の損耗が小さいことや電位差に水深による差異がないことから、鋼材部分の塗装の状態が良好であり塗装と陽極板による電気防食は良好な状態で機能していると判断できる。

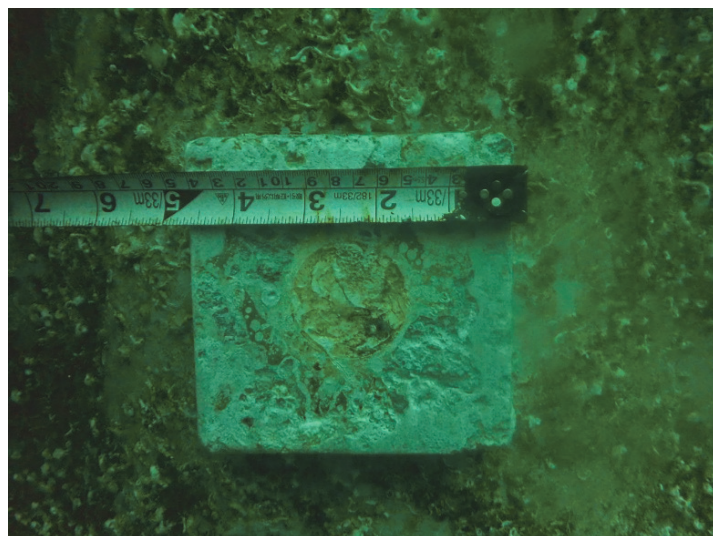


図 2-1-5. 陽極板の損耗量測定状況

表 2-1-3. 電位差測定結果

	電位測定結果 [mV]						
水深	-2.00	-4.75	-8.75	-13.75	-18.75	-23.75	-28.50
電位	-1,055	-1,055	-1,055	-1,055	-1,056	-1,056	-1,056

海底地盤変動観測装置の基台と観測塔を接続するユニバーサルジョイントの回転軸間の距離は傾斜補正による測位点位置（特に上下成分）の決定に直接影響を及ぼす。このため、ユニバーサルジョイントの可動部の摩耗によって生じる回転軸間の距離の変化を把握する必要がある。そこで、本体詳細点検の実施時にユニバーサルジョイント上下のフランジの四隅それぞれで距離測定を行った（図 2-1-6）。距離測定の分解能は 5 mm である。得られたフランジ間の距離の平均は 900 mm で、設計値の 901 mm とほぼ同じ値をとり、設置から約 18 カ月を経た調査時点でユニバーサルジョイントの摩耗は認められない。

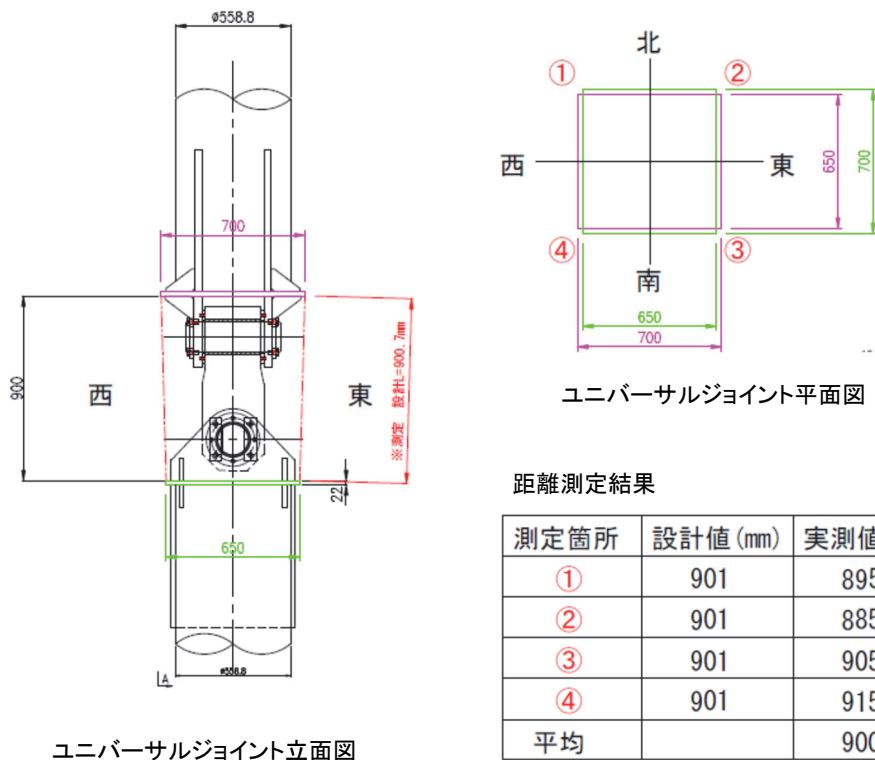


図 2-1-6. ユニバーサルジョイントの損耗量測定結果

海底地盤変動観測装置のアンカーは自然沈降などにより装置設置時着底した状態から位置や姿勢が変化する可能性がある。そこで本体維持点検の実施時にアンカー上面四隅の高さの差を測定することでアンカーの水平面からの傾きを測定した。高さの測定に用いたのは圧力計式の水中水

準器（図 2-1-7）である。同様の測定は海底地盤変動観測装置の設置時に実施されており、アンカー上面の法線の方位角として 201° 、傾斜角 1.7° （南下がり）が得られている。



図 2-1-7. 水中水準器

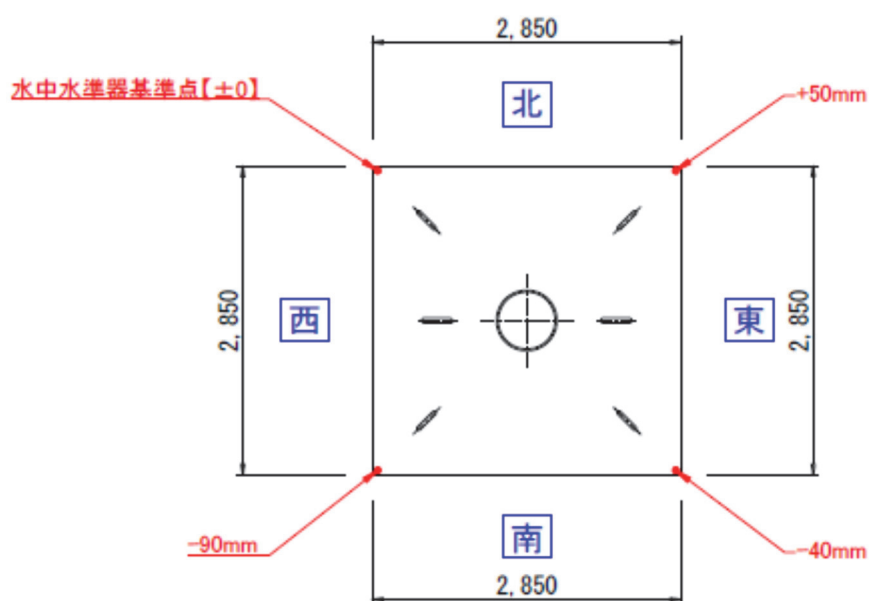


図 2-1-8. 水中水準器によるアンカーの傾斜測定結果

2024 年 11 月 12 日に実施したアンカーの傾斜測定では図 2-1-8 に示したような結果が得られ、アンカー上面の法線の方法は方位角 209° 、傾斜角 2.1° （南下がり）と求められた。海底地盤変動観測装置の設置時に計測した結果との差は方位角 243° の方向に約 0.4° （南西下がり）となる。このような姿勢変化が測位点の位置に及ぼす影響は傾動の支点の位置によって異なるが、測位点

位置の水平および上下成分の変化をそれぞれ最大にするような支点をアンカー底面にとった場合、傾動による測位点位置の変化量は水平方向に 1.6 cm、上下方向に 2.0 cm となる。

アンカー着底部周辺の海流による土砂の堆積や洗掘の状況を把握するため、アンカー側面のそれぞれ 3 カ所において海底面とアンカー上面の距離を測定した（図 2-1-9）。その結果アンカーの北西および南西の角付近でアンカー下面と海底面との間に 2～5 cm の隙間があることがわかった（図 2-1-10）。これはアンカーの西側で洗掘が発生しているものと考えられるが、今のところはアンカー下面が露出している範囲は限られておりアンカーの姿勢への影響は小さいと思われる。

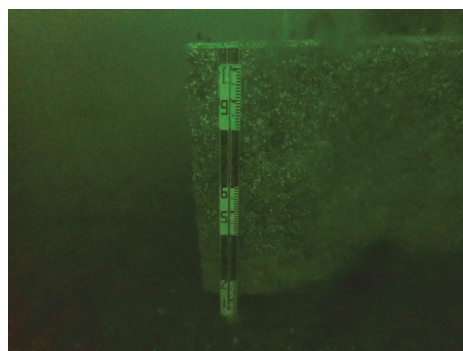


図 2-1-9. アンカーの埋没量測定状況

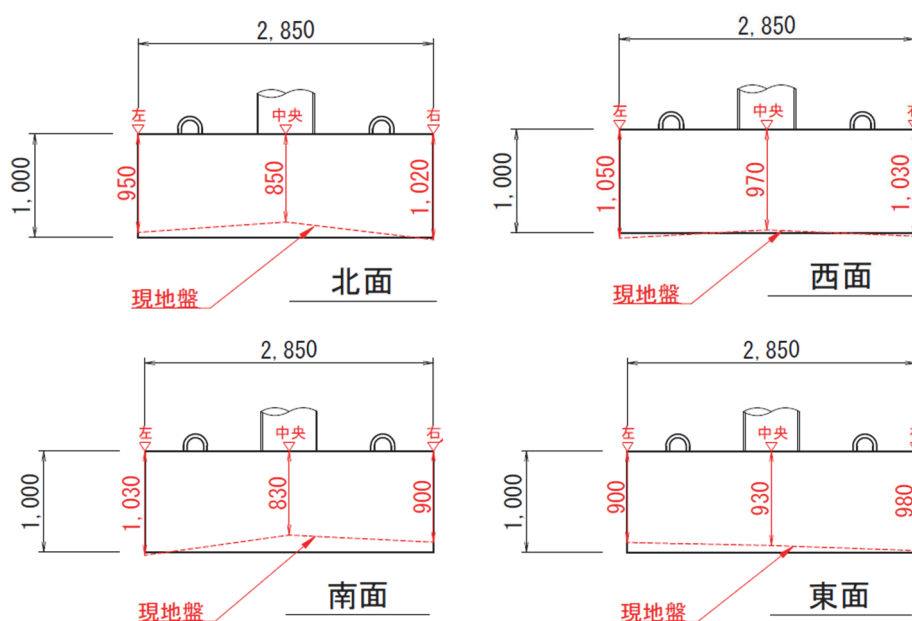


図 2-1-10. アンカーの埋没量測定結果（単位：mm）

アンカーの着底部の状況や観測塔の異常の有無を確認するために水中ドローンによる写真撮影を 2024 年 7 月 16 日に実施した。撮影した写真の一部を図 2-1-11 に示す。アンカーの北西端と南西端においてアンカー底面が僅かに露出していることがわかる。一方、アンカーの東側では土

砂が堆積しておりアンカー底面は見えない。

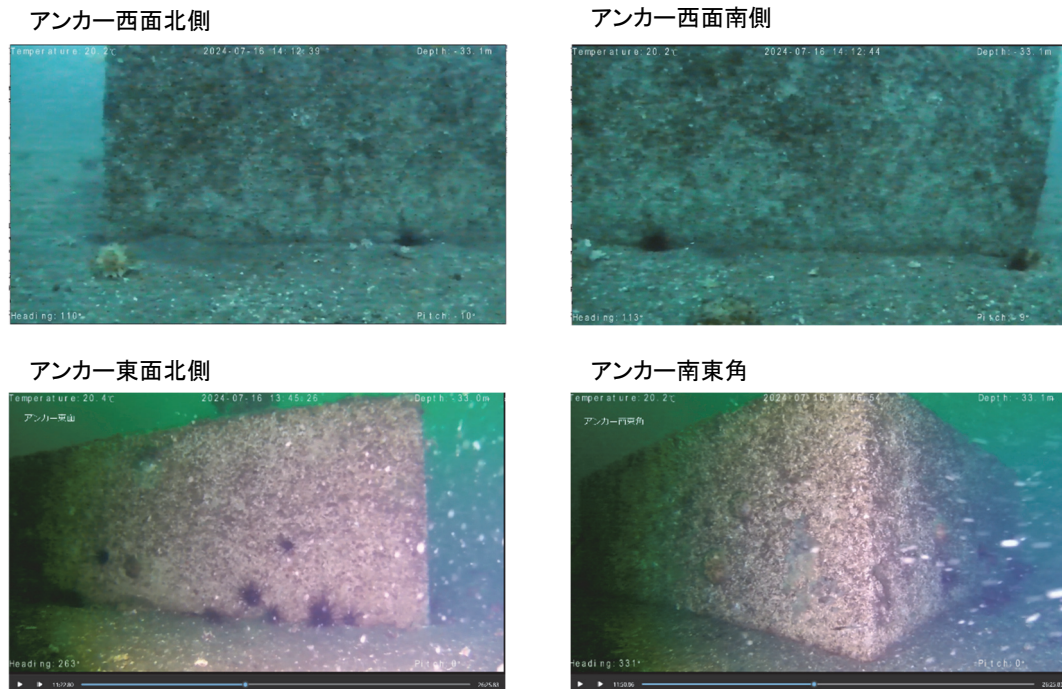


図 2-1-11. アンカーの着底部の状況（2024 年 7 月 16 日撮影）

詳細は後述するが、2024 年 8 月 8 日に日向灘を震源とする地震が発生し、この地震の前後で測位点位置が南西方向に約 35 cm 移動していることが観測された。この 35 cm という移動は変位方向も変位量も地震による地殻変動とは大きく異なっていることからアンカーの移動が疑われた。このため、2024 年 8 月 21 日に再び水中ドローンによるアンカー着底部周辺の観察を実施した。この際には水中ドローンにレーザースケールを装着した。図 2-1-12 は地震前後にアンカー底部のほぼ同じ位置を撮影した画像を比較したものである。アンカーの北東側では地震前の 7 月 16 日には全体に土砂が堆積してアンカーの底辺は見えないが、8 月 21 日の画像ではアンカーの北面および東面に沿って溝状のくぼみができているのが確認できる。画像に写ったレーザースケールの光線を参考にとすると、溝の幅はアンカー北面と東面ともにおよそ 25 cm と推定され測位点位置の南北および東西成分の変化量と概ね等しい。他方、アンカーの南西側では 7 月 16 日にはアンカーの角付近がやや掘りこまれてアンカー底部が露出しているが、8 月 21 日の画像では土砂に埋まってアンカー底部は確認できない。これはアンカーが南西方向に移動した痕跡と解釈できる、すなわち、アンカーの北東側では海底の地震前にアンカーに接していた部分が露出し、アンカーの南西側ではアンカーの移動に伴って海底の土砂が押されて堆積したと考えられる。先述の本体維持点検業務のうちアンカーの埋没量測定（図 2-1-10）は地震から 3 カ月を経た 2024 年 11 月 12 日に実施された。この時は 8 月 21 日には土砂に埋もれていたアンカーの西側でアンカー底面が露出し東側で土砂が堆積するという 7 月 16 日と類似した状況にあった。また 2023 年 11 月に実施した水中撮影（京都大学防災研究所、2024）でもアンカーの北西角および南西角付近で洗掘がみられた。このことから、平常時はアンカーの西側で土砂の流出、東側で土砂の堆積が進行してい

るものと考えられる。今後も水中撮影や潜水作業による状況確認を行って洗掘の進行状況を監視する必要がある。

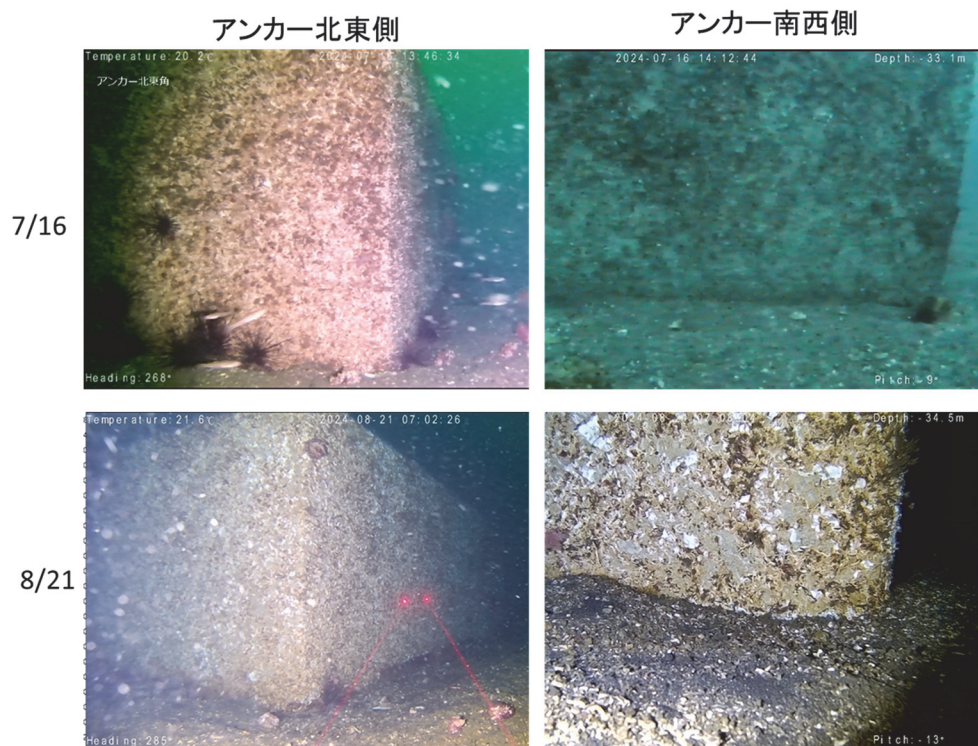


図 2-1-12. 2024 年 8 月 8 日に発生した日向灘地震前後のアンカーの着底部の状況
(2024 年 7 月 16 日および 8 月 21 日撮影)

観測塔本体の海上部については、作業台の定期点検時に、昇降用はしごの踊り場から作業可能な範囲内で錆等の有無を点検し必要に応じてタッチアップ塗装を行っているが、観測塔の南側は踊り場から直接目視点検できない。このような目視点検が困難なところの点検を補う試みとして、空中ドローンによる写真撮影を実施した。



図 2-1-13. 空中ドローンによって撮影された海底地盤変動観測装置の状況

図 2-1-13 に示したように鮮明な写真が撮影できており、作業台上の状況(図 2-1-13 左の写真)も現地で直接目視するのと同程度に確認することができた。また踊り場からの目視が困難であった作業台下のフランジ部分に錆の発生(図 2-1-13 右の写真の矢印の位置)を確認することができた。空中ドローンによる遠隔点検は現地での目視点検を補完する手法として有用であり、継続して実施することで、海底地盤変動観測装置の機能維持に貢献すると考えられる。

2) 日平均測位点位置の時間変化にみられる位置ギャップとその補正

海底地盤変動観測装置の観測データは設置以降数分以上の欠測はなく順調に得られており、日ごとの平均測位点位置データが蓄積されている。図 2-1-14 に日平均測位点位置の時間変化を示す。全体として水平成分は南西方向に上下成分は下方にゆるやかに変化しているが、2024 年 8 月 8 日の前後に大きな位置ギャップが存在するほか、2023 年 8 月 8 日付近および 2024 年 8 月 28 日付近にそれより小さい位置ギャップが認められる。2024 年 8 月 8 日の位置ギャップは日向灘を震源とする M7.1 の地震によって発生した。他の 2 つの位置ギャップが発生した時には台風が通過している

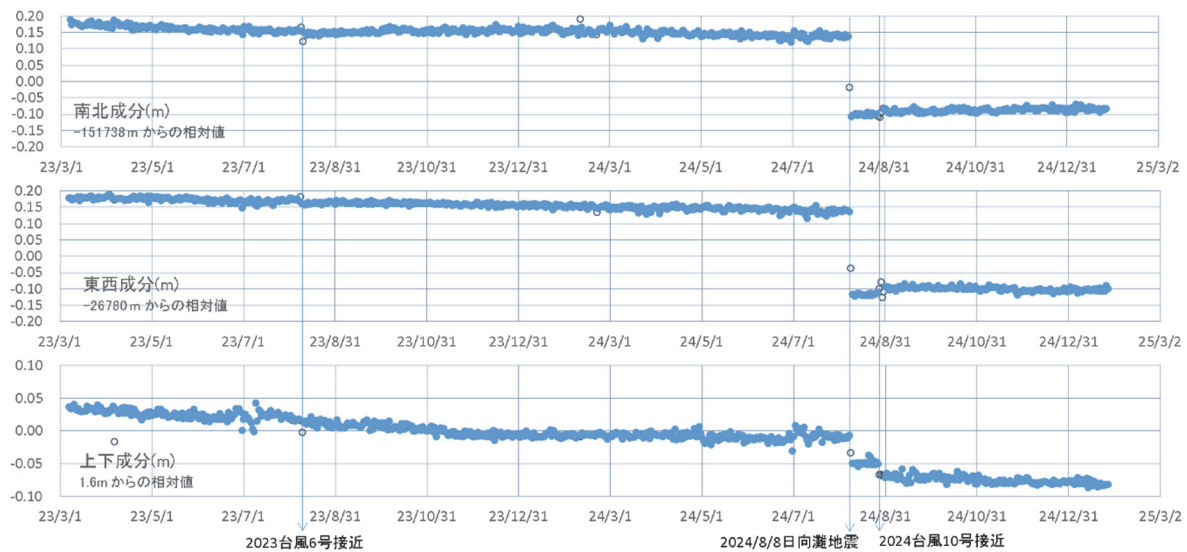


図 2-1-14. 日平均測位点位置の時間変化 (基準局：SNYM)

2024 年 8 月 8 日日向灘 M7.1 地震においては隣接する新島陸上では震度 5 弱を気象庁が報告し、京都大学新島観測点の孔中地震計で最大水平加速度 $5.22 \times 10^{-2} \text{ m/s}^2$ を記録した(図 2-1-15a, c)。この最大水平加速度が地中の観測であることを考慮すると海底における水平最大加速度はその 2 倍の $10 \times 10^{-2} \text{ m/s}^2$ を超していた可能性がある。また、始良カルデラ周辺の GNSS 連続観測点では東方に最大 2 cm の変位が観測された。海底地盤変動観測装置の測位結果では、南方に 24 cm、北方に 25 cm、下方に 4 cm の位置ギャップが発生した。この位置の変化量は地震に伴う地殻変動として期待されるより明らかに大きく、また F 軸の方位角も時計回りに 0.8° 変化してい

ることから、この位置ギャップはアンカーの移動によるものと考えられる。地震後に実施した水中ドローンによる調査結果（前節参照）もこれを支持する。さらに 2025 年 1 月 13 日には日向灘を震源とする M6.6 の地震が発生したが、日平均測位点位置にはギャップの発生はみられない。この時の新島観測点の最大加速度は 2024 年 8 月 8 日のおよそ 3 分の 1 であった(図 2-1-15b, c)。

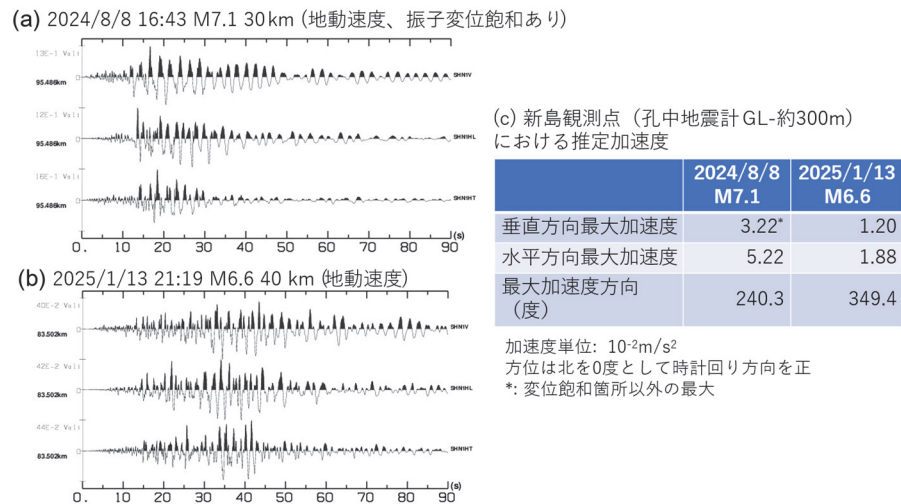


図 2-1-15. 新島観測点の孔中地震計（設置深度 300 m）における日向灘を震源とする地震の観測記録。(a) 2024 年 8 月 8 日の地動速度波形記録、(b) 2025 年 1 月 13 日の地動速度波形、(c) 最大加速度と最大水平加速度方向

表 2-1-4. 位置ギャップの補正パラメータ
位置ギャップの発生前後の測位点位置の平均値と差を示した

期間	南北成分	東西成分	高さ	水平変動量	水平変動方位
	m	m	m	m	°
2023 台風 6 号通過前後					
2023/7/29-8/7	-151737.8446	-26779.8271	1.6193		
2024/8/10-8/19	-151737.8532	-26779.8385	1.6135		
差	-0.0087	-0.0114	-0.0058	0.0143	-143
2024/8/8 日向灘地震前後					
2024/7/21-8/7	-151737.8615	-26779.8624	1.5911		
2024/8/9-8/26	-151738.1013	-26780.1167	1.5517		
差	-0.2397	-0.2542	-0.0395	0.3494	-137
2024 台風 10 号通過前後					
2024/8/9-8/26	-151738.1013	-26780.1167	1.5517		
2024/8/31-9/15	-151738.0913	-26780.0959	1.5296		
差	0.0099	0.0208	-0.0220	0.0231	26

2023 年 8 月 8 日付近および 2024 年 8 月 28 日付近にみられる位置ギャップは台風の通過に伴って発生したもので 2024 年 8 月 8 日日向灘地震の時より小さく水平および上下方向にそれぞれ 1~2 cm であるが、陸域の GNSS 連続観測点ではこのようなギャップは見られないことから、これらの位置ギャップも風浪によるアンカーの位置や姿勢の変化による可能性が高い。日平均測位点位置にみられるこれらのギャップについては、南北、東西、上下の成分ごとに前後の 16~20 日間の平均値の差（表 2-1-4）を用いて補正した（図 2-1-16）。

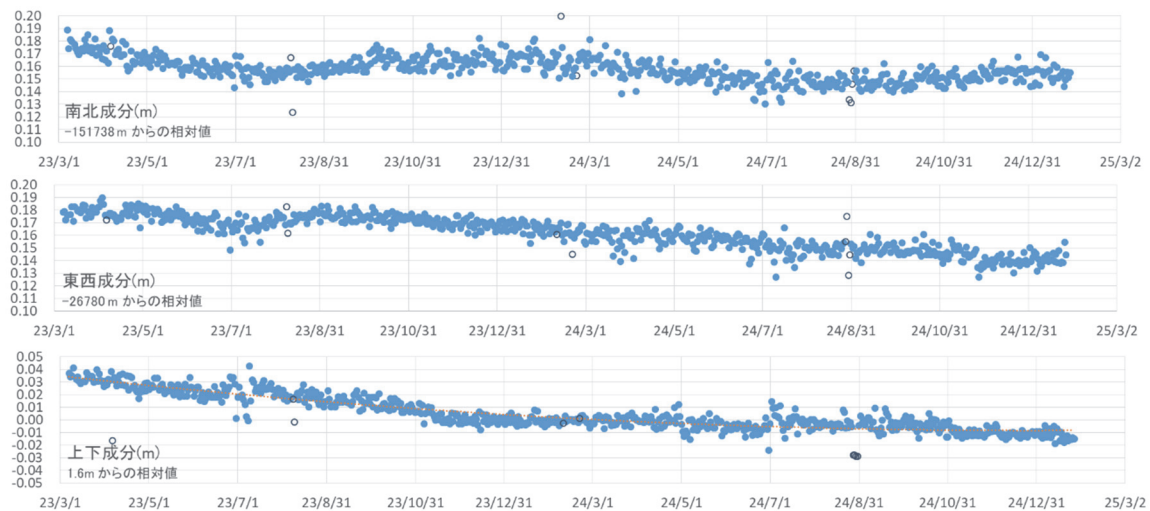


図 2-1-16. 日平均測位点位置の時間変化（基準局：SNYM、位置ギャップ補正後）

3) 海底地盤変動観測装置および周辺の GNSS 観測点の位置の時間変化の特徴

海底地盤変動観測装置の日平均測位点位置(図 2-1-17)のばらつきは時期により多少異なるが、1 か月程度の期間をとったときの平均測位点位置の各成分の標準偏差は、南北成分および東西成分について 3~8 mm（平均 5 mm）、上下成分について 2~6 mm（平均 4 mm）であった。このことから海底地盤変動観測装置によって 1 cm 程度より大きい地盤変動量が検出可能であると考えられる。

図 2-1-17 に海底地盤変動観測装置と近傍の GNSS 連続観測点の位置変化の比較を示した。設置後 4 か月程度は海底地盤変動観測装置の位置変化は近傍の GNSS 連続観測点と異なるトレンドを示し、海底地盤変動観測装置が相対的に南西および下方向に移動している。これは、京都大学防災研究所（2024）が示した地盤変動モデルから予想される位置変化とは大きく異なっており、海底地盤変動観測装置の設置直後の比較的急速な自然沈下によるものと解釈できる。その後 2024 年初めごろ以降は南北および上下成分では海底地盤変動観測装置は周辺の GNSS 連続観測点と似た位置変化を示す。さらに 2024 年 8 月 8 日の日向灘地震以降は東西成分も含めて近傍の GNSS 連続観測点に似て位置変化がほぼない傾向を示す。

これは、アンカーの着底状況が安定し、設置場所の測位点位置の変化が地盤変動を反映するようになってきたことを示すとも考えられるが、2024 年 8 月以降数カ月しか経過しておらず、今後も近傍の観測点の位置変化との差異を注視する必要がある。

他方、南北成分において、8月から10月にかけての北方への位置変化と4月から7月にかけての南方への位置変化や、上下成分の7月から9月にかけての挙動は海底地盤変動観測装置と近傍のGNSS観測点に共通して毎年認められ、これらは季節変動を反映していると考えられるが、正確な評価を行うには観測期間がまだ不十分である。

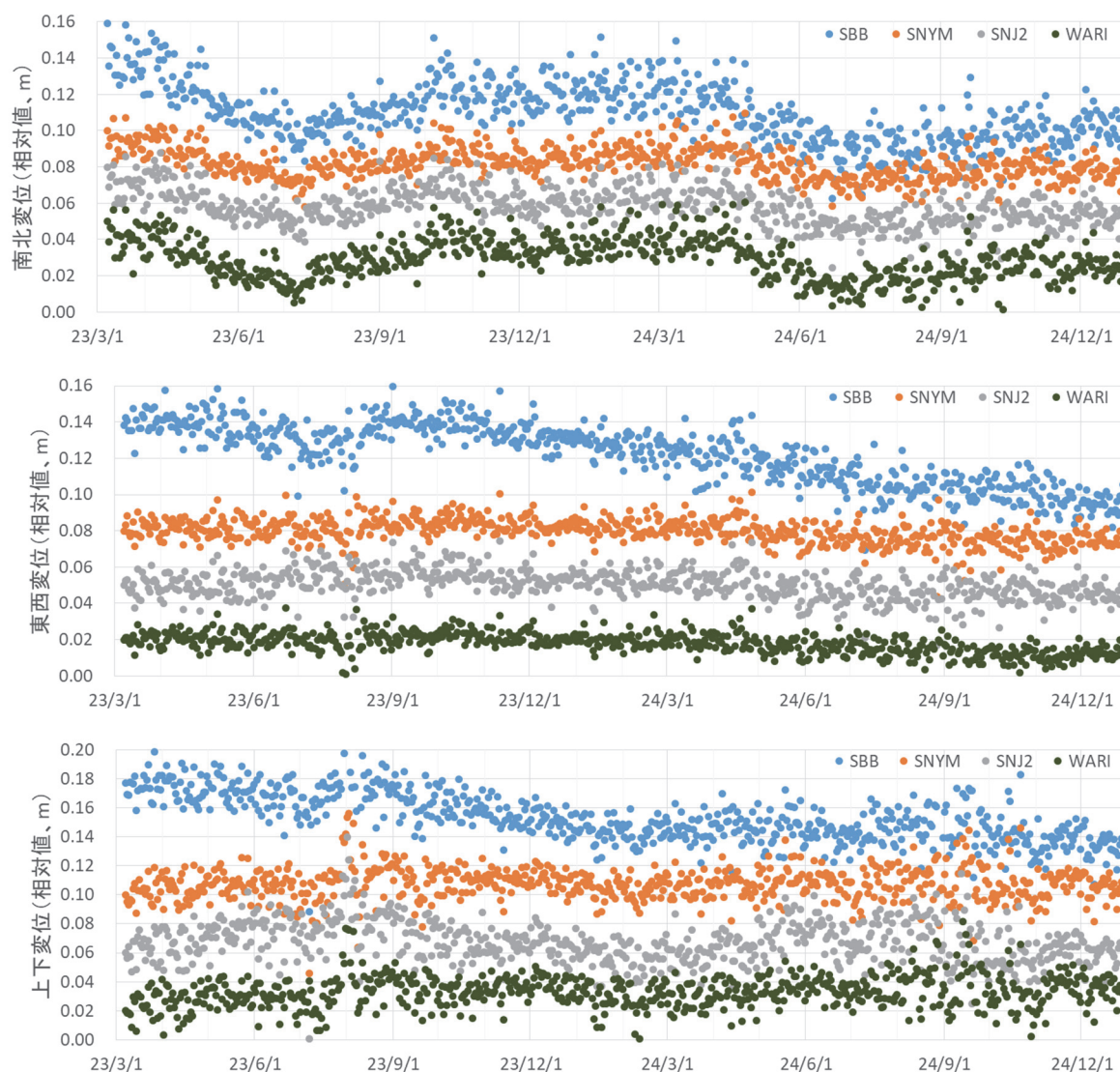


図 2-1-17. 海底地盤変動観測装置（SBB）および GNSS 連続観測点（SNYM、SNJ2、WARI）の位置の時間変化（基準局：SVOG）

(2)-1-3. まとめと今後の展望

2023 年 3 月 6 日の設置後本年度末で約 2 年を経る海底地盤変動観測装置の機能を維持するため、標識灯点灯確認（毎日）、作業台部定期点検（年 4 回）、本体維持点検（年 1 回）および水中写真撮影（年 1 回）などの各種の点検を実施した。点検によって海底地盤変動観測装置に特段の異常はなかった。ユニバーサルジョイントの可動部の損耗はほとんどなく、防食の状態も良好で

あることが確認された。また、アンカーの西側で洗掘が起き、東側で土砂が堆積する傾向があることがわかった。アンカーの姿勢測定の結果は 2024 年 11 月にはアンカーは設置時に比べて南西方向に約 0.4° 傾いていることがわかった。

水中ドローンや潜水士による撮影時期の異なるアンカー着底部付近の水中写真の比較から、2024 年 7 月 16 日以降 8 月 21 日までにアンカーが南西方向に 35 cm 程度移動した痕跡が見出された。アンカーの移動は 2024 年 8 月 8 日の日向灘地震の際に起こったと考えられる。2024 年 8 月 8 日の日向灘地震時の海底における水平最大加速度は $10 \times 10^{-2} \text{ m/s}^2$ を超していた可能性がある。

観測塔の海上部のうち目視による錆や腐食の有無の点検が困難な箇所(point)の点検を補う試みとして、空中ドローンによるからの写真撮影による遠隔点検を実施した。撮影された写真は鮮明で、現地での目視点検が困難な箇所でも目視と同程度に錆などの不具合箇所を発見できることがわかった。空中ドローンによる遠隔点検は現地での目視点検を補完する手法として有用であることが示され、現地での点検とともに継続して実施することで、今後の海底地盤変動観測装置の機能維持に貢献すると考えられる。

海底地盤変動観測装置の観測データは設置以降数分間以上の欠測はなく順調に得られており、日平均測位点位置データが蓄積されている。日平均測位点位置の時間変化をみると、2024 年 8 月 8 日、2023 年 8 月 8 日付近および 2024 年 8 月 28 日付近に位置ギャップが認められる。このうち 2024 年 8 月 8 日に発生した位置ギャップは南西方向に約 35 cm と大きかった。これらの位置ギャップについてはそれぞれの位置ギャップ発生前後の平均位置の差を用いて補正した。

位置ギャップ補正後の日平均測位点位置のばらつきは、南北、東西、上下の各成分について標準偏差が平均的には 4~5 mm であり、海底地盤変動観測装置によって変動量が 1 cm 程度より大きい地盤変動を検出可能であると考えられる。

位置ギャップ補正後の日平均測位点位置の時間変化にはアンカーの自然沈下に伴うと考えられる変動や季節変化と考えられる変動がみられるが 2024 年 8 月以降は位置の変化量が小さく近傍の観測点の位置変化とも調和的である。

日平均測位点位置は 2024 年 8 月以降には近傍の観測点と調和的な変化を示すようになっているが、アンカーの自然沈降等による着底状況の変化の鎮静化の判断、また季節変動の量的な評価のためには観測期間がまだ短く今後も引き続き観測を継続してより長期間のデータを蓄積することが必要である。

参考文献

- Kriswati, E. and Iguchi, M. (2003) Inflation of the Aira caldera prior to the 1999 eruptive activity at Sakurajima volcano detected by GPS network in south Kyushu. Ann. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 46B, 817-826.
- 京都大学防災研究所 (2024) 令和 5 年度原子力規制庁委託研究成果報告書、原子力施設等防災対策等委託費 (火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究) 事業、332pp.
- Takasu, T. (2013) RTKLIB: an open source program package for GNSS positioning,

<http://www.rtklib.com/>

筒井智樹・味喜大介・井口正人（2022）ピラー直結型海底地盤変動観測装置に関する測位実験，
京都大学防災研究所年報，65B，48-66.

Tsutsui, T., Miki, D., Iguchi, M. (2024) Seabed benchmark system in Aira caldera; Earth, Planets
and Space, <https://doi.org/10.1186/s40623-024-02044-1>

Yamamoto, K., Sonoda, T., Takayama, T., Ichikawa, N., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Inoue, H.,
Matsushima, T., Uchida, K., Nakamoto, M. (2013) Vertical ground deformation
associated with the volcanic activity of Sakurajima volcano, Japan during 1996 - 2010 as
revealed by repeated precise leveling surveys, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 58, 137-151.

(2)-2 地盤変動データの蓄積と火山性地盤変動の監視

桜島の 1914 年の噴火（大正噴火）においては、約 1.3 km^3 の溶岩と約 0.5 km^3 の軽石や火山灰が噴出した（石原・他、1981）。この噴火の後に行われた水準測量によって、南九州一帯で地盤の沈降が広く観測された。特に始良カルデラ周縁部で沈降が顕著で、始良カルデラ西縁の大崎ノ鼻（BM2474）では鹿児島市街部（BM2469）に対して約 70 cm の沈降が観測された。この地盤沈降の中心は始良カルデラ中央部にあると考えられている（Omori, 1918；Mogi, 1958）。大正噴火の後、始良カルデラ周辺では地盤の隆起が観測された。佐々（1956）は、1891 年に行われた最初の測量から大正噴火の直前まで地盤が隆起し大正噴火に伴って約 1 m の地盤沈降が発生したと考えた。さらに佐々は、大正噴火直後から再び隆起に転じた地盤が約 0.2 km^3 （石原ほか、1981）の溶岩を流出した 1946 年の噴火（昭和噴火）で約 7 cm の沈降を生じたと推定した（図 2-2-1）。

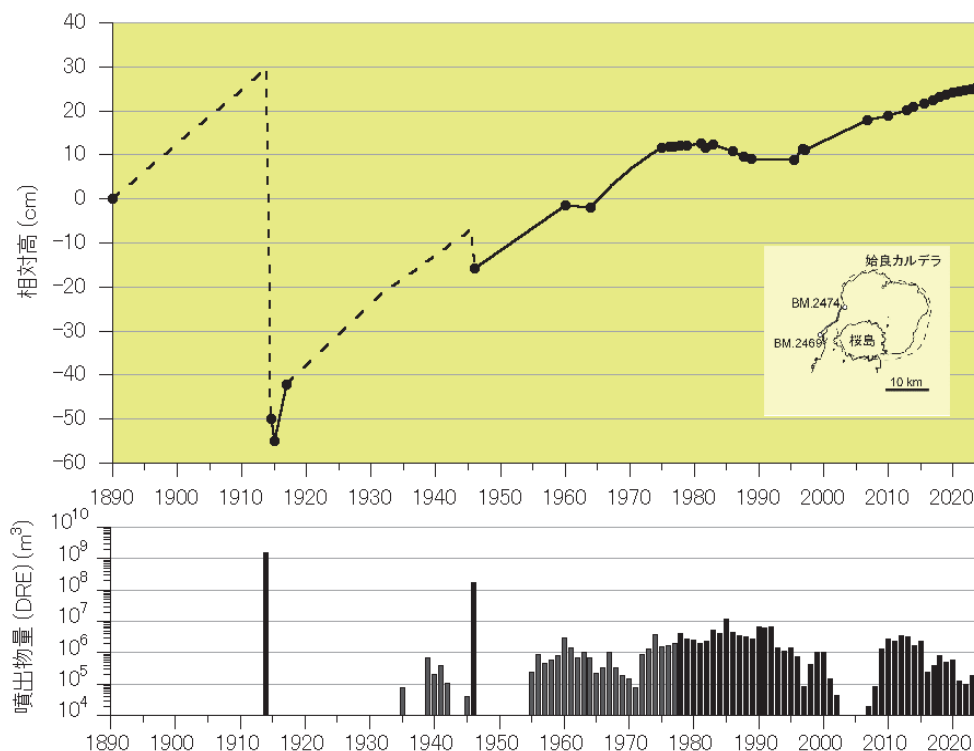


図 2-2-1. 始良カルデラ西縁の BM2474 の BM2469（鹿児島市）に対する相対上下変動および桜島の噴火による噴出物量の時間変化（2023 年まで）

昭和噴火以後は始良カルデラ周辺の地盤は再度隆起に転じ、1955 年に始まった桜島南岳の山頂噴火活動が特に活発であった 1974 年から 1992 年ごろには隆起の停滞やわずかな沈降が観測された。さらに、1993 年ごろから桜島の噴火活動は静穏になり、それに伴って地盤の隆起や地盤の膨張を示す水平変動が観測されている（江頭ほか、1998a,b）。この後も水準測量による始良カルデラ周辺の地盤変動観測は継続されている（Yamamoto et al., 2013；九州電力, 2020; 2023 など）。始良カルデラ周辺のこうした地殻変動の特徴から、桜島火山へのマグマの主な供給源となるマグマだまりは始良カルデラ中央部の地下およそ 10 km にあると考えられている。

1990 年代以降、GPS/GNSS が地盤変動観測に利用されるようになり、水平変位および上下変

位を連続的に観測することが可能になった。始良カルデラ周辺における GPS 連続観測によって水平変位が始良カルデラ中央部を中心にした放射状のパターンを示すことが明らかになった (Kriswati and Iguchi, 2003)。井口ほか(2008)は、1996 年から 2007 年までの期間の GPS 観測で得られた地殻変動データから茂木モデルによる圧力源の位置を始良カルデラの中央部の深さ 11 km、体積変化量を $8 \times 10^7 \text{ m}^3$ と見積もった。

このように、地盤変動観測結果に圧力源モデルを適用することによってマグマだまりにおける体積変化量を求めることができる。これに桜島の噴火によって放出された噴出物量を加えることでマグマだまりへのマグマの供給量を見積もることができる。このような方法で始良カルデラ下のマグマだまりへのマグマ供給率はおよそ $8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ (加茂・石原、1980) ないし $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ (Ishihara, 1981) と見積もられている。さらに井口 (2006) は 1993 年以降のマグマ供給は変動があるものの平均すると $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ の割合でマグマだまりへのマグマの供給が続いていたことを示した。このようなマグマの供給は現在まで継続していると考えられている (例えば京都大学防災研究所, 2024)。

他方、地震学的な知見から始良カルデラの地下構造がしだいに明らかになってきている (為栗ほか, 2022; 筒井ほか, 2021)。為栗ほかは始良カルデラ下の深さ 15km に S 波低速度領域の存在を明らかにし、この領域にメルトの存在を推定した。また、筒井ほかは始良カルデラ中央部の深さ 13.6 km に地震波の反射面の存在を示唆した。京都大学防災研究所(2024)は、始良カルデラ地下の圧力源として為栗・他が見出した S 波低速度領域の形状を模した多面体をおいた場合に茂木モデルと同程度に地表変位を説明でき、推定される圧力源の体積変化量が茂木モデルによるものより 20%程度大きいことを示した。

以下では、始良カルデラ周辺の地殻変動観測網の維持・強化について述べ、次に GNSS キャンペーン観測結果に基づいて始良カルデラ下の圧力源の位置と体積変化量を求めた結果を報告する。また、桜島からの噴出物量を考慮した始良カルデラ下へのマグマ供給量の見積もりを示す。

(2)-2-1. 既設観測点の維持と観測点の新設

1) 既設 GNSS 観測点における観測の継続

本課題では、原子力規制庁が「原子力施設等防災対策等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）事業」および「原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造およびマグマ活動に関する研究）事業」により設置した観測点（図 2-2-2）における GNSS 観測を引き続き維持することとしている。

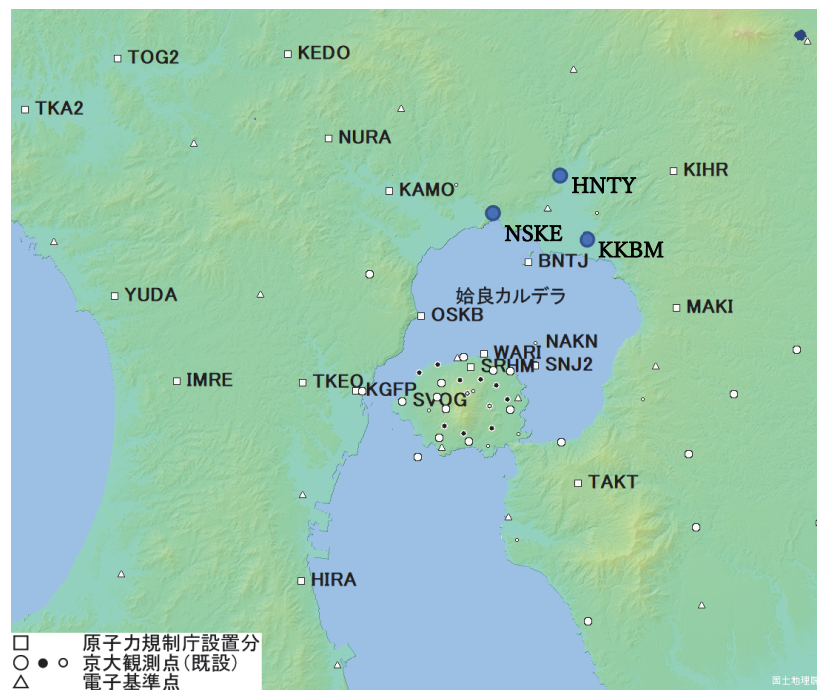


図 2-2-2. GNSS 観測点の位置（青丸は新設点）

これらの観測点での観測は順調で、長期の欠測は生じていない。また、現地での定期点検においても機器の動作状況や設置状況等に異状はみられなかった。

2) 観測点の新設

令和 6 年度においては、始良カルデラ北縁周辺地域の観測点の高密度化と、同地域の地盤変動に与える霧島火山の活動の影響の評価を企図して図 2-2-2 の青丸に示した 3 か所に観測点を新設することとした。霧島市立国分南中学校（KKBM）、同日当山中学校（HNTY）および始良市立錦江小学校（NSKE）を候補地とし、キャンペーン観測実施前の 2024 年 11 月下旬にそれぞれの校舎屋上に GNSS 機器を設置した。機器はライカジオシステムズ製受信機（GR30）およびアンテナ（AR10）である。今後、これらの観測点での観測を継続することで、始良カルデラ北縁部における始良カルデラ起源の地盤変動をより正確に把握することが期待できる。

3) 新島北方の中ノ島におけるキャンペーン観測の実施

2023 年 11 月 25 日から 28 日の期間、新島北方の中ノ島において、既設のベンチマークを利用したキャンペーン観測を行った（図 2-2-3）。使用した機器はライカジオシステムズ社製 GNSS 受

信機 System500 および同社製アンテナ AT502 で、欠測等はなく所期の観測データが得られた。



図 2-2-3. 中ノ島(NAKN)における GNSS キャンペーン観測の機器設置状況

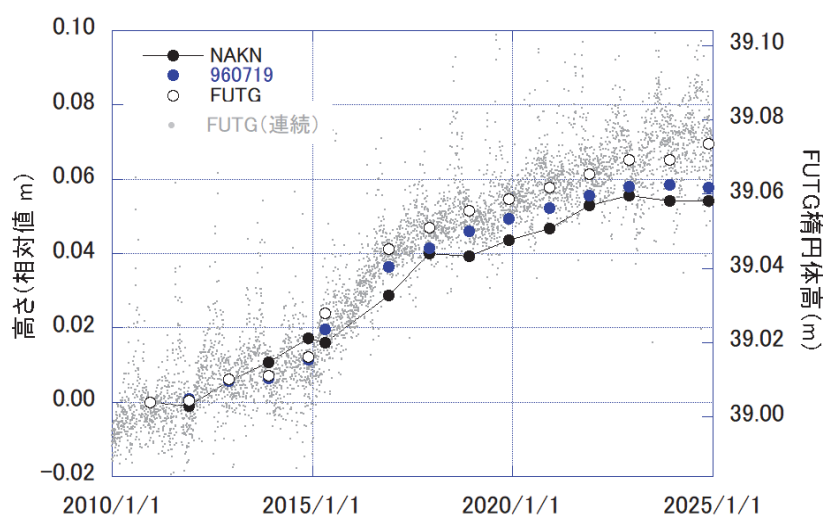


図 2-2-4. キャンペーン観測による NAKN（黒丸）の上下変動
電子基準点 960719（青丸）、FUTG（白丸、灰色の点は連続観測）をあわせて示した。

中ノ島観測点（NAKN）で得られた上下変動量を図 2-2-4 に示す。NAKN では 2010 年 11 月に対して 5cm 余の隆起が観測され、2023 年からは隆起が停滞している。近隣の京都大学の連続観測点（FUTG）および電子基準点（960719）と比べてみると、いずれも停滞または僅かな変動量と示しており、変動のパターンが互いによく似ていることから本観測点におけるキャンペーン観測の信頼性は高いと考えられる。

(2)-2-2. 観測で得られた地表変位

1) GNSS 連続観測点における地表変位

原子力規制庁および京都大学が設置した GNSS 観測点で得られた観測データは、SVOG を基準点として基線解析を行い、1 日毎の各観測点の位置データが蓄積されている。ここでの基線解析

には Leica Geo Office ソフトウェアを用い、対流圏補正には Hopfield モデルを使用している。

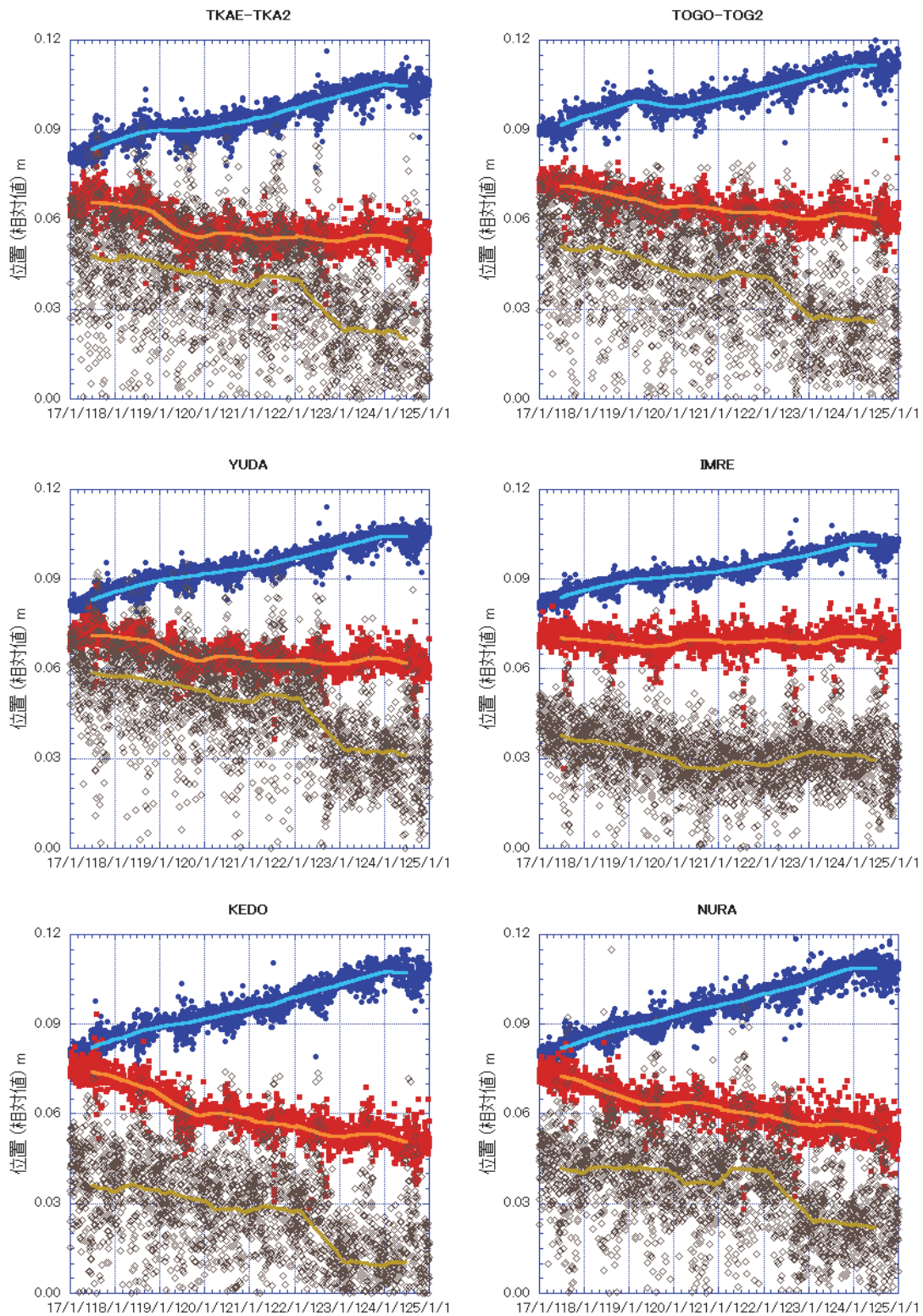


図 2-2-5. 2017 年 - 2024 年の GNSS 観測点の位置の時間変化（基準点：SVOG）。各観測点の日々の位置の南北（青色）、東西（赤色）、上下（茶色）成分とそれぞれの 365 日移動平均。値は相対値でそれぞれ北、東、上が正の値をとる。

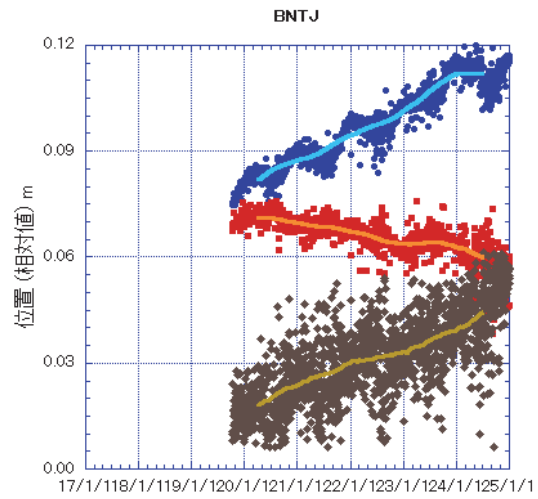
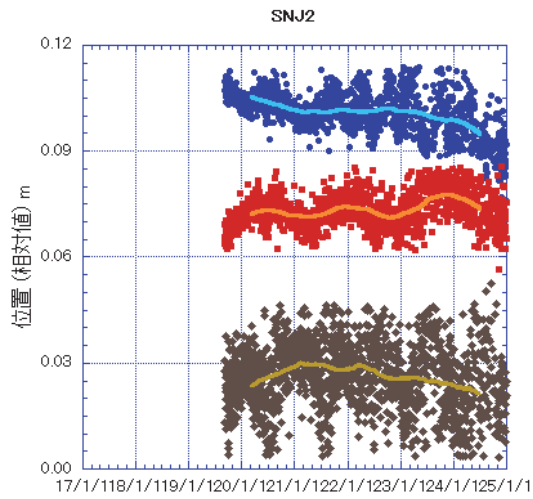
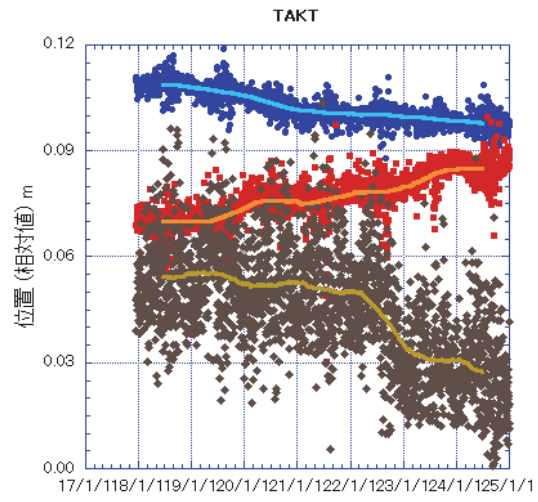
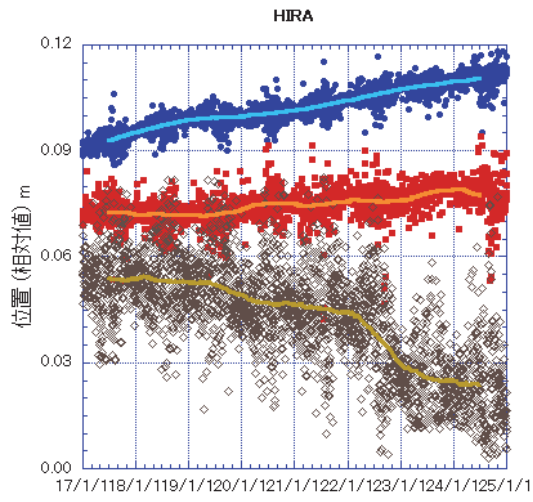
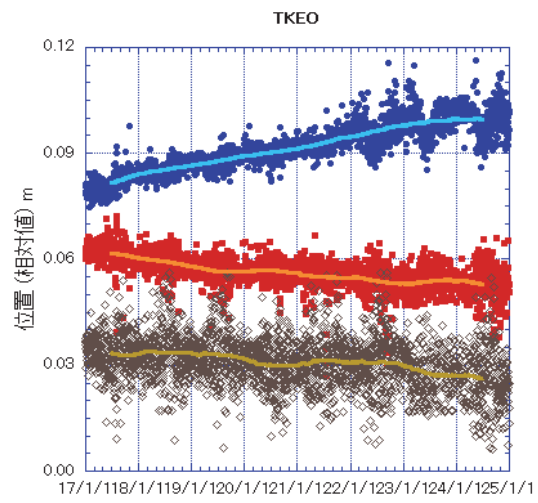
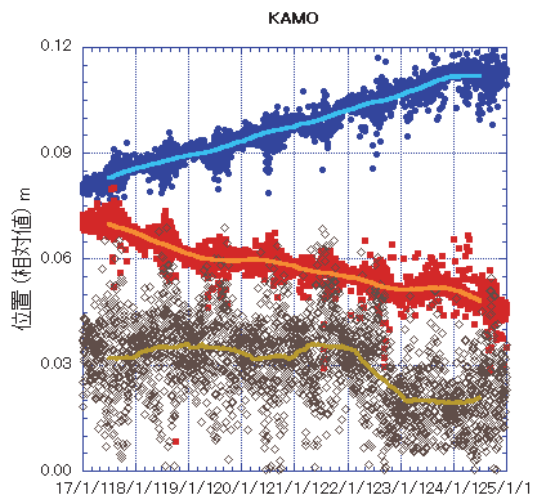


図 2-2-5. (続き)

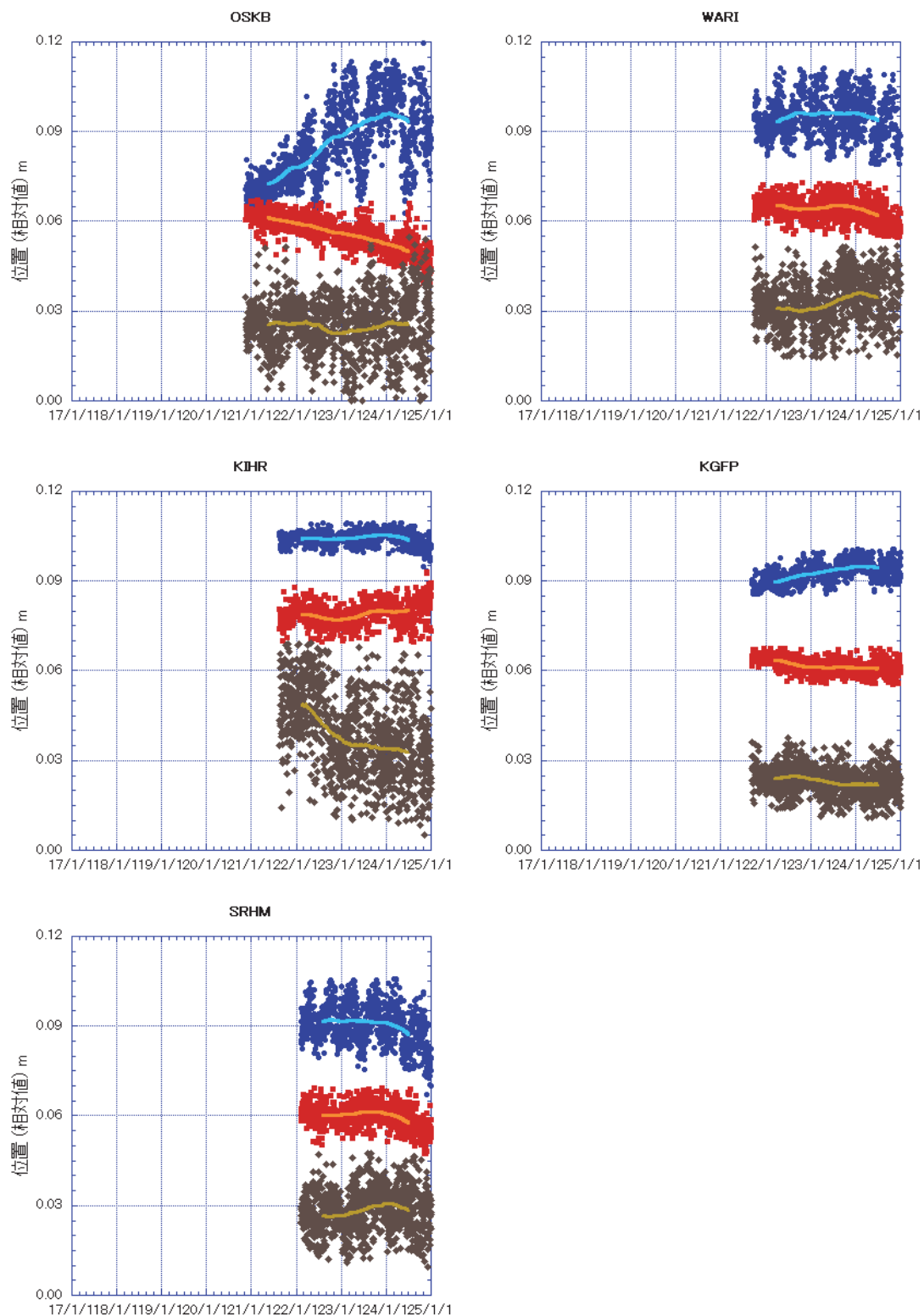


図 2-2-5. (続き)

図 2-2-5 は原子力規制庁が設置した 17 観測点の 2017 年から 2024 年までの日毎の位置である。
図に示した位置は、外れ値を除外し、斎藤・井口（2006）が示した水蒸気圧と相対位置の比を用

いる気象補正を適用したもので、期間中に観測点の移設を行った観測点については移設前後の観測点位置の差分を補正した。また 2024 年 8 月 8 日の日向灘地震に伴う地殻変動によって位置ギャップが発生し、地震後 5 日程度は余効変動と考えられる位置変化が観測された。これについては、観測点毎に地震発生前と地震発生後 6 日目以降のそれぞれ 20 日間の位置の平均の差を用いて補正を施した。図に示したいずれの観測点においても、観測点の水平位置の時間変化には季節変動と考えられる変化が認められるが、全体としては単調に増減している。しかし、2024 年初め以降は 2023 年までと異なるトレンドを示す。これは 2024 年初めごろから始良カルデラを中心とする地盤の膨張が停滞していることによる影響であると考えられる。この地盤膨張の停滞は始良カルデラ中央部を横切る GNSS 基線の水平距離の変化によく反映されている。

図 2-2-6 は始良カルデラ中央部を東西に横切る基線 MAKI-YOSI と南北に横切る基線 BNTJ-KURG の水平距離の時間変化を示したものである。どちらの基線も 2019 年以降 2023 年末頃まで比較的単調な伸長傾向を示しているが、それ以降は伸長傾向が停滞していることがわかる。1 年程度継続する伸長傾向の停滞はこれまでも（例えば 2020 年半ばから 2021 年半ばまで）観測されているが、このような地盤膨張の停滞が今後も継続するかを注意深く監視する必要がある。

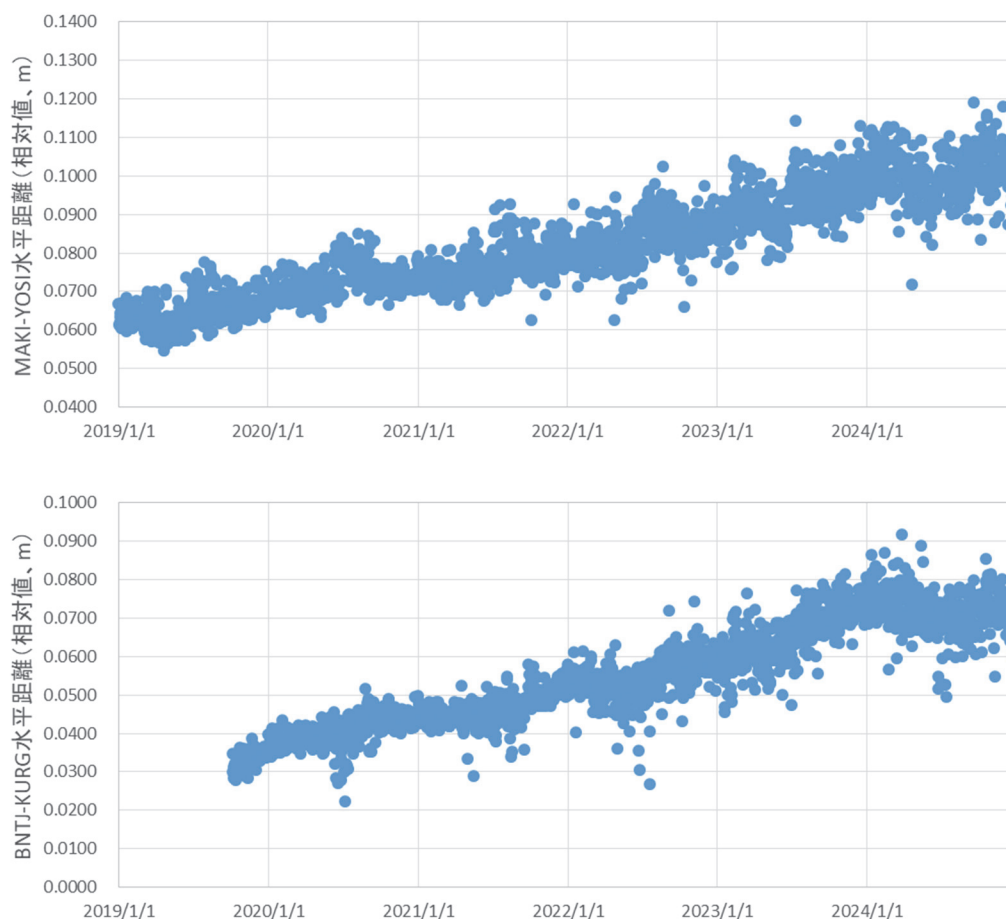


図 2-2-6. GNSS 観測点 MAKI-YOSI（上図）および BNTJ-KUR（下図）の水平距離の時間変化

3) GNSS キャンペーン観測で得られた地表変位

2024 年の GNSS キャンペーン観測は、表 2-2-1 に示したように、11 月 25 日から 28 日に連続観測点を含めた 71 観測点で実施された。今回のキャンペーン観測結果に含まれる 2024 年 8 月 8 日の日向灘地震に伴う地殻変動の補正として、連続観測点については前節で述べた補正値を適用し、キャンペーン観測点については近傍の連続観測点の補正値を按分して補正値とした。こうして得られた各観測点の 2023 年 11 月および 2022 年 11 月に対する水平変位を図 2-2-7 に示す。2023 年から 2024 年の間（図 2-2-7 左図）に、桜島内においては桜島北岳付近に向かうような変位が認められるが、一方で桜島を除く始良カルデラ周縁部において変位量は極めて小さい。対して、2022 年から 2024 年の間（図 2-2-7 右図）には始良カルデラ中央部を中心として放射状に広がるような変位を示す。

表 2-2-1. GNSS キャンペーン観測の実施期間と連続観測点をあわせた観測点数

観測期間(UT)		観測点数	サンプリング間隔
2015 年	11 月 23 日～11 月 26 日	49	1 秒
2016 年	11 月 21 日～11 月 24 日	58	1 秒
2017 年	11 月 27 日～11 月 30 日	63	1 秒
2018 年	11 月 26 日～11 月 29 日	65	1 秒
2019 年	11 月 25 日～11 月 28 日	68	1 秒
2020 年	11 月 30 日～12 月 3 日	69	1 秒
2021 年	11 月 29 日～12 月 2 日	68	1 秒
2022 年	11 月 28 日～12 月 1 日	68	1 秒
2023 年	11 月 30 日～12 月 3 日	67	1 秒
2024 年	11 月 25 日～11 月 28 日	71	1 秒

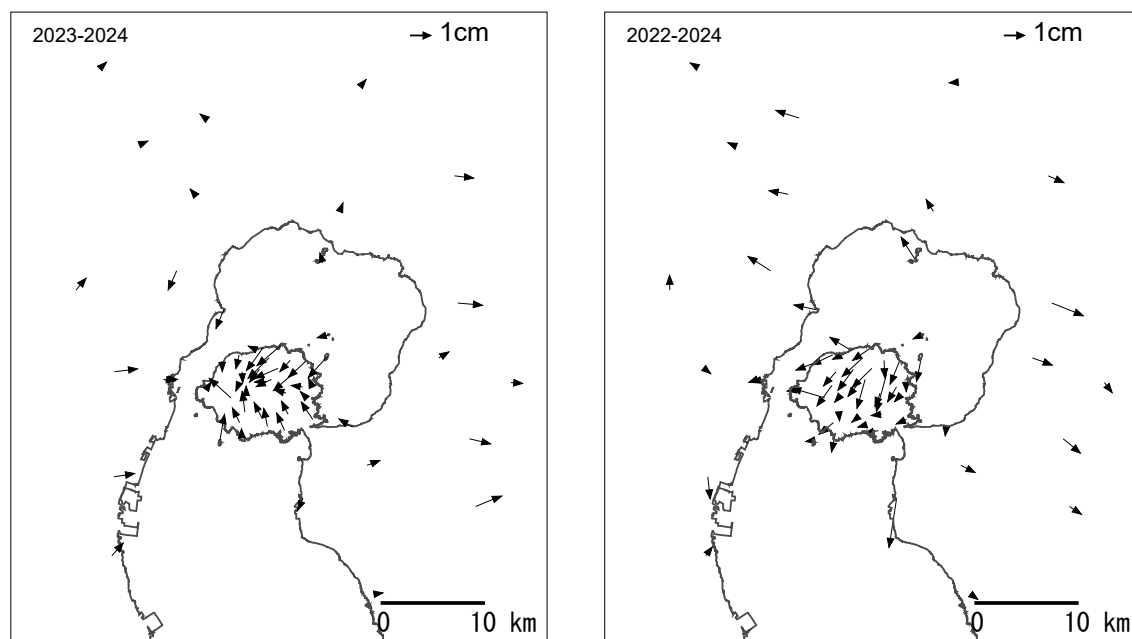


図 2-2-7. GNSS キャンペーン観測によって得られた観測点の水平変位
(左図：2023 年- 2024 年、右図：2022 年- 2024 年)

4) 2023 年から 2024 年の水平変位に基づく圧力源の同定

GNSS キャンペーン観測によって得られた水平変位の変動源を、半無限均質弾性媒質中の微小球状圧力源（いわゆる茂木モデル、Mogi,1958）として求めた圧力源解析の結果を示す。

使用した圧力源モデルは次のとおりである。

深さ D にある半径 a の微小球状圧力源の圧力増加 ΔP による水平距離 r の地点における水平変位 U_r 及び上下変位 U_z は以下のように記述される。

$$U_r = K \frac{r}{(D^2 + r^2)^{\frac{3}{2}}}$$

$$U_z = K \frac{D}{(D^2 + r^2)^{\frac{3}{2}}}$$

$$K = \frac{3}{4\mu} a^3 \Delta P$$

ここで μ は媒質の剛性率、 K は圧力源の強度を表す係数である。

圧力源における体積変化量 ΔV は Delaney and McTigue（1994）により、

$$\Delta V = \frac{4\pi K}{3}$$

となる。

圧力源解析では、このモデルを使用して圧力源の位置および体積変化量を未知パラメータとして、観測値とモデルによって計算される変位の差の自乗和が最小となるパラメータをグリッドサーチによって決定した。グリッドサーチにおいては、始良カルデラ下の圧力源の水平位置を始良カルデラの中心から東西南北それぞれに 20km の範囲を 0.1 km 間隔で、圧力源の深さを海面下 0 km から 0.1 km 間隔で 20 km まで、体積変化量を 0 m³ から 1×10³ m³ 間隔で ±50×10⁶ m³ まで、を探索範囲とした。

図 2-2-7 (左図) に示した 2023 年から 2024 年の間の水平変位データのうち、圧力源解析には、桜島内の周辺と比べて大きく異なる変位を示した観測点を除いた合計 29 点の水平変位データを用いた。その結果、桜島北岳付近の北緯 31° 35′ 37″ 東経 130° 38′ 53″ の深さ 3.3 km に体積変化量 -1.0×10⁶ m³ の収縮源が得られた。

京都大学防災研究所（2024）は、GNSS キャンペーン観測の結果から、2022 年から 2023 年の間に桜島北部の地下浅部の膨張を示すと考えられる水平変位を見出し、桜島北岳付近の地下 3.5 km に体積変化量 1.1×10⁶ m³ の膨張源を求めた。2023 年から 2024 年の間の水平変位から得られた圧力源の位置はこれとほぼ同じで、圧力源の収缩量も 2022 年から 2023 年の膨張量にほぼ等しい。また、桜島を東西に横切る GNSS 基線 SVOG-KURG では、SVOG に対して KURG が 2023 年初め頃から 2023 年終わり頃にかけて東方に移動し、その後西方への移動に転じる傾向が顕著である（図 2-2-8）。

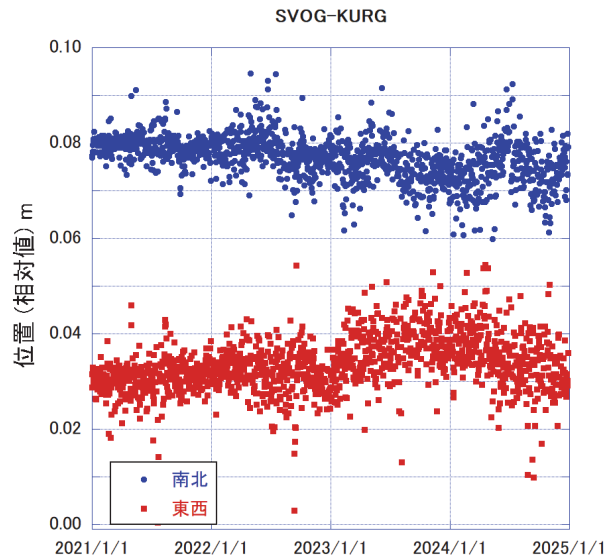


図 2-2-8. SVOG に対する KURG の水平位置の変化

これらのことから、2022 年から 2023 年の間に発生した桜島北部の地下浅部の膨張は 2024 年 11 月までにほぼ解消したと考えられる。また、図 2-2-7（右図）に示した 2022 年から 2024 年の間の水平変位がそれ以前と同様の始良カルデラ中央部を中心として放射状に広がるようなパターンを示すことも桜島北部の地下浅部の膨張が解消されたことを支持する。

(2)-2-3. 始良カルデラ内の圧力源の時空間変化

2019 年から 2022 年に対する 2024 年水平変位データを用いて前節と同様の圧力源解析を行った。その結果を図 2-2-9 および表 2-2-2 に示す。

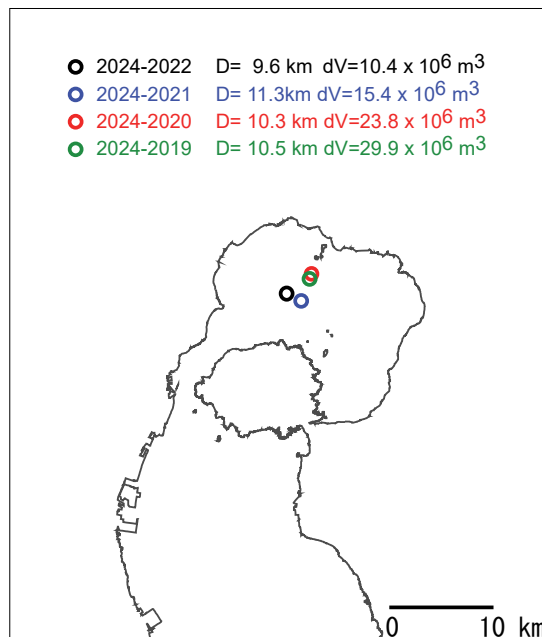


図 2-2-9. GNSS キャンペーン観測に基づく圧力源の水平位置

表 2-2-2 には京都大学防災研究所（2020; 2021; 2022; 2023; 2024）において報告された 2017 年以降の圧力源解析結果のうち観測期間が 2 年から 5 年のものをあわせて示した。2024 年を含む期間（表 2-2-2 の W-Z）の圧力源はいずれも始良カルデラ中央部の深さ約 10～12 km に位置する。

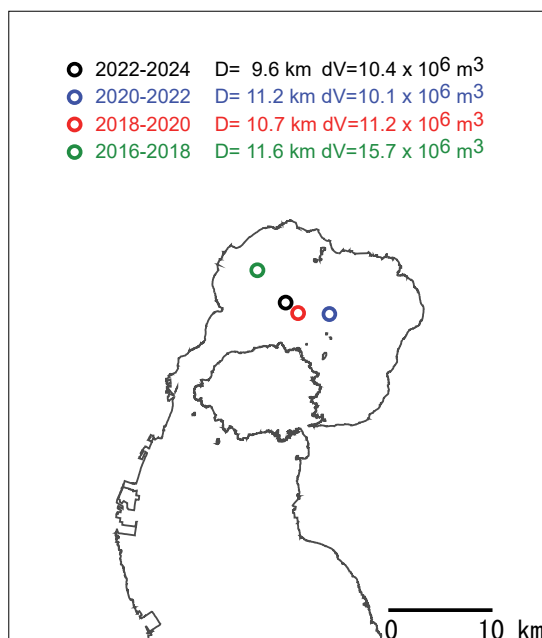


図 2-2-10. GNSS キャンペーン観測に基づく 2016 年以降の圧力源の水平位置

図 2-2-10 は 2016 年以降の期間 2 年毎の圧力源の位置（表 2-2-2 の C、J、R、Z）を示したものである。時期によってややばらつきはあるが圧力源は同様に始良カルデラ中央部の深さ約 10～12 km に位置する。さらに、表に示したその他の期間においても、Hotta et al. (2016)が見出した桜島北部の浅部の膨張の影響を受けて圧力源が見かけ上浅く求められた可能性がある 2015 年を含む期間（表 2-2-2 の A、B、D）を除いて深さ約 10～13 km と同様の傾向にある。このことから、始良カルデラ中央部の圧力源の位置は大きく変化していないものと考えられる。なお 2023 年を含む期間の圧力源解析においては桜島北部の圧力源の影響を補正した変位データを用いている（京都大学防災研究所、2024）。

また、2023 年を含む期間（表 2-2-2 の T-V）と 2024 年を含む期間の体積変化量を比較すると、開始が同じ期間（表 2-2-2 の T と W、U と X、V と Y）の体積変化量はそれぞれほぼ同じ値になる。これは先の(2)-2-2.1)節で述べたように 2024 年初めから始良カルデラ中央部を中心とする膨張が停滞していることと調和的である。

表 2-2-2. GNSS キャンペーン観測による圧力源の位置と体積変化

期間		緯度	経度	深さ km	体積変化量 10 ⁶ m ³	体積変化率 10 ⁶ m ³ /年
A	2015-2017 (2 年)	31° 40' 24"	130° 41' 10"	5.7	6.6	3.3
B	2015-2018 (3 年)	31° 40' 28"	130° 40' 32"	5.8	8.2	2.7
C	2016-2018 (2 年)	31° 41' 31"	130° 39' 19"	11.6	15.7	7.8
D	2015-2019 (4 年)	31° 40' 18"	130° 40' 56"	6.2	10.8	2.7
E	2016-2019 (3 年)	31° 41' 23"	130° 39' 59"	10.8	16.3	5.4
F	2017-2019 (2 年)	31° 40' 32"	130° 40' 32"	10.4	9.6	4.8
G	2015-2020 (5 年)	31° 40' 13"	130° 41' 42"	6.8	15.4	3.1
H	2016-2020 (4 年)	31° 40' 58"	130° 41' 54"	10.2	23.4	5.8
I	2017-2020 (3 年)	31° 40' 29"	130° 41' 50"	11.4	17.0	5.7
J	2018-2020 (2 年)	31° 39' 50"	130° 41' 46"	10.7	11.2	5.6
K	2016-2021 (5 年)	31° 42' 55"	130° 42' 24"	10.3	32.4	6.5
L	2017-2021 (4 年)	31° 41' 15"	130° 42' 09"	11.1	22.5	5.6
M	2018-2021 (3 年)	31° 41' 15"	130° 42' 51"	12.4	22.9	7.6
M	2019-2021 (2 年)	31° 40' 16"	130° 42' 17"	12.0	13.1	6.9
O	2017-2022 (5 年)	31° 41' 28"	130° 40' 27"	12.5	26.5	5.3
P	2018-2022 (4 年)	31° 41' 22"	130° 44' 18"	10.8	29.6	7.4
Q	2019-2022 (3 年)	31° 37' 33"	130° 41' 28"	11.3	12.8	4.3
R	2020-2022 (2 年)	31° 39' 15"	130° 43' 41"	11.2	10.1	5.1
S	2018-2023 (5 年)	31° 40' 23"	130° 43' 21"	12.3	34.7	6.9
T	2019-2023 (4 年)	31° 39' 54"	130° 43' 03"	13.4	28.6	7.2
U	2020-2023 (3 年)	31° 41' 25"	130° 44' 45"	13.7	25.3	8.4
V	2021-2023 (2 年)	31° 38' 42"	130° 44' 15"	11.7	11.9	6.0
W	2019-2024 (5 年)	31° 40' 36"	130° 42' 24"	10.5	29.9	5.0
X	2020-2024 (4 年)	31° 40' 52"	130° 42' 32"	10.3	23.8	6.0
Y	2021-2024 (3 年)	31° 39' 28"	130° 41' 54"	11.3	15.4	5.1
Z	2022-2024 (2 年)	31° 39' 50"	130° 41' 01"	9.6	10.4	5.2

(2)-2-4. 始良カルデラへのマグマ蓄積速度の推定

1) GNSS 観測点 MAKI-YOSI 間の水平距離の時間変化

GNSS 観測点 MAKI と YOSI の間の水平距離の変化（図 2-2-11）は、基線が始良カルデラ中央部の圧力源の直上をほぼ東西に横切ることから、始良カルデラ下の圧力源における体積変化を直接的に反映していると考えられる。これを用いて圧力源モデルから予測される MAKI – YOSI 間の水平距離と圧力源の体積変化量の関係から圧力源の体積変化量を見積もることができる。始良カルデラ下の圧力源の体積変化は新たなマグマの貫入による体積増加とマグマの流出による体積減少量の差である。圧力源からのマグマの流出量を桜島からの火山灰の放出量から見積

もることができれば、圧力源の体積変化をこれに加えることで圧力源へのマグマの貫入量を見積もることができる。

MAKI-YOSI 間の水平距離は 2011 年から 2024 年までにおよそ 10cm 伸長しているが、時期によって伸長率が異なり、2015 年から 2017 年までの期間は 12mm/年に達する。2021 年 4 月頃以降は約 7mm/年の伸長であったが、2022 年末頃からそれよりやや大きい 10 mm/年の割合で伸長していた。その後、(2)-2-2.1)節で示したように 2024 年初め頃より伸長が停滞している。このように時期により伸長速度は異なるが、全体としては MAKI-YOSI 間の水平距離は伸長を続けており、始良カルデラ下においてマグマの蓄積が進行していることを示唆している。

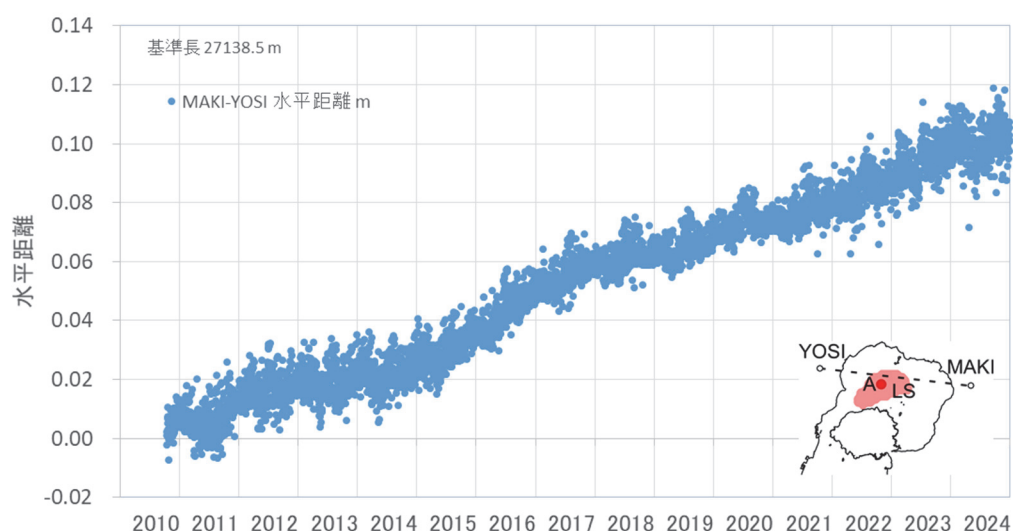


図 2-2-11. MAKI-YOSI 間の水平距離 (m)。右下は MAKI、YOSI および体積変化量の算出に用いた圧力源の位置 (A、LS) を示す。

2) 桜島からの火山灰放出量の検討

桜島から放出される火山灰の放出量を見積もるための基礎データとして、鹿児島県が行っている降灰量調査のデータを利用する。鹿児島県危機管理防災局は、1978 年以降、県内の約 60 か所に観測点を設けて降下火山灰の量を調査しており、各観測点における月毎の面積あたり降灰重量（以下では降灰量と表記する）を公表している（鹿児島県、2025）。本稿執筆時点で 2024 年 12 月までのデータが存在する。

桜島から放出された火山灰量の総量を推定するのに、江頭・石原(1979)、Eto (1989, 2001) の方法を用いた。これは、中心角 45° の 8 方位の扇形の領域について、それぞれ領域毎に、火口近傍 (3 km 以内) では指数関数、遠方 (3 km 以上) ではべき関数を仮定して火口からの距離に対する降灰量の分布関数を求め、これを積分して領域内の総降灰重量を算出するものである。遠方では降灰量分布関数において降灰量が 10 g/m^2 になる距離を限界距離として限界距離までを積分範囲としている。ここでは、鹿児島県危機管理防災局が公表しているものに鹿児島県農政部が行っている降灰調査の観測点を加えた約 100 地点の観測結果から月毎の火山灰放出量を求めた。鹿児

島県が調査を開始した 1978 年 6 月以降は、このようにして得られた月毎の推定総降灰重量データが蓄積されている（図 2-2-12）。

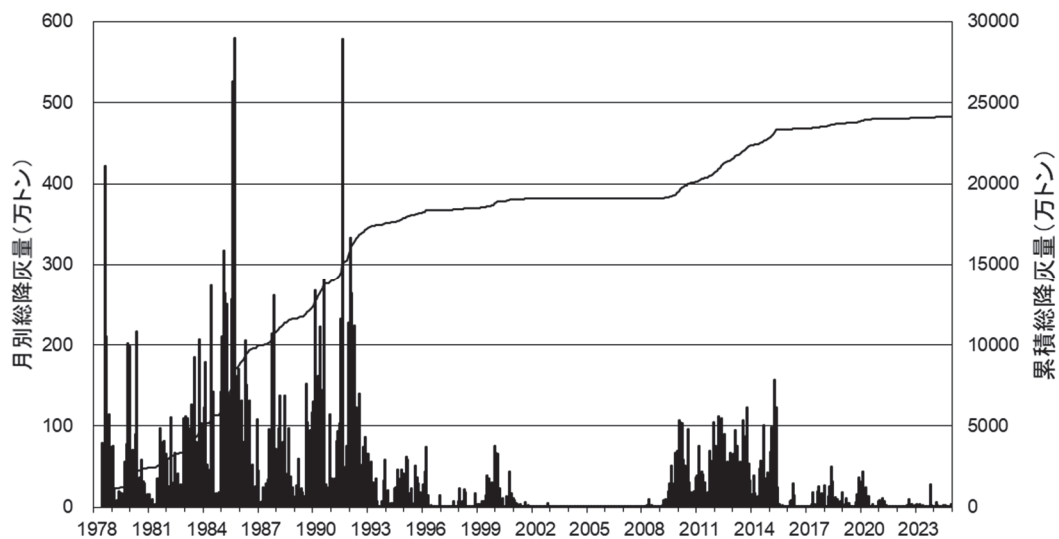


図 2-2-12. 桜島から放出された月別推定総降灰量とその累積値（1978 年 6 月以降）
縦棒は月別推定総降灰量、線はその累積値をそれぞれ示す。

2024 年は 2020 年 7 月以降の降灰が少ない状態が続いている。月別の推定総降灰重量では、2 月の 7 万トンが最も多く、2024 年の月別推定総降灰重量の合計は 20 万トンで、最近 10 年間で最も少ない。

3) 始良カルデラ地下のマグマ蓄積率の推定

既に述べたように、GNSS 観測点 MAKI および YOSI の間の水平距離の変化（図 2-2-11）は、始良カルデラ下の圧力源における体積変化を直接的に反映していると考えられる。以下では、MAKI-YOSI 間の月平均の水平距離の変化を圧力源における体積変化によるものとしてその体積変化量を見積もる。始良カルデラ周辺の地盤が弾性体であるとする、圧力源の体積変化量と特定の地点の変位量は比例することから、観測された地表の変位量から圧力源の体積変化量を見積もることができる。始良カルデラ下の圧力源の体積変化が蓄積されたマグマの量の変化に起因するとすれば圧力源の体積変化量がマグマ蓄積量の変化に相当する。さらに、これに月毎の火山灰放出量を体積に換算したものを加えることで始良カルデラへのマグマ供給量を求めた。

始良カルデラ下の圧力源として、京都大学防災研究所（2024）と同様に、2017 年 1 月から 2019 年 12 月までの GNSS による水平変位とほぼ同時期に行われた水準測量による上下変位を統合した茂木モデルによる圧力源解析から得られた位置（北緯 31° 40′ 03″、東経 130° 41′ 04″、深さ 11.2 km、以下、圧力源 A）、および、為栗ほか（2022）が示した S 波低速度領域の形状を模した圧力源（以下、圧力源 LS）を用いた。圧力源 LS は京都大学防災研究所（2024）が始良カルデラの地下構造に関する地震学的知見とより整合性の高い圧力源モデルとして示したものである。

降下火砕物の重量を圧力源におけるマグマの体積に換算する際に仮定する密度(以下では DRE 換算密度)は 2500kg/m^3 がよく用いられる(例えば、江頭・他、1998a)が、降下火砕物に含まれない揮発成分の寄与を考慮すると DRE 換算密度はより小さい値をとるほうが妥当かもしれない。ここでは DRE 換算密度として 2500kg/m^3 および 1000kg/m^3 としてマグマ供給量を求めた。

まず、MAKI-YOSI 間の水平距離の変化が圧力源 A の体積変化に起因するとして茂木モデルを用いて求めた始良カルデラへのマグマ蓄積率を示す。このモデルでは MAKI-YOSI 間の水平距離 1 cm の増減がマグマ蓄積量 $9.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ の増減に相当する。マグマ蓄積量およびマグマ供給量の変化を図 2-2-13 に示す。2011 年以降 2024 年までの圧力源でのマグマ蓄積量は $87 \times 10^6 \text{ m}^3$ であるが、同期間の平均なマグマ蓄積率は $6.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ である。一方、2024 年 1 月以降 1 年間のマグマ蓄積量は $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ の増加で同期間の平均なマグマ蓄積率よりかなり小さく、2024 年の間は始良カルデラ下へのマグマの蓄積はほとんど進行していないものと考えられる。

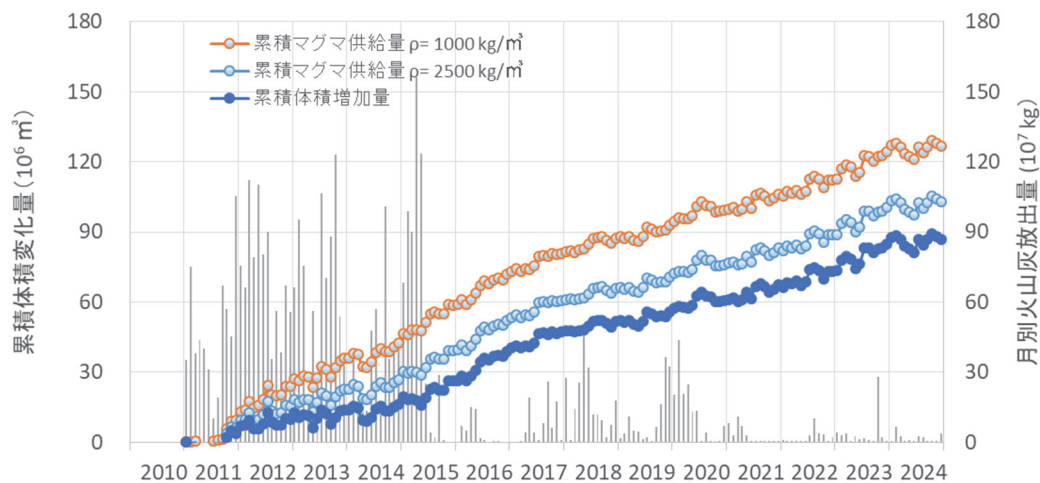


図 2-2-13. 圧力源 A を用いたモデルに基づく始良カルデラへのマグマ供給量とマグマ蓄積量の推移。月別火山灰放出量(縦棒)、火山灰放出量を体積に換算する際の密度を 2500 kg/m^3 および 1000 kg/m^3 とした場合のマグマ供給量も合わせて示した。

2011 年以降 2024 年までの圧力源へのマグマ供給量は、DRE 換算密度を 2500 kg/m^3 とした場合 $103 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、DRE 換算密度を 1000 kg/m^3 とした場合 $127 \times 10^6 \text{ m}^3$ と求められた。平均的なマグマ供給速度は、DRE 換算密度を 2500 kg/m^3 とした場合 $7.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ 、 1000 kg/m^3 とした場合 $9.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ となる。これはこれまで知られているマグマの供給速度 $1 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{年}$ (Ishihara, 1981) とほぼ同等であるが、2024 年 1 月から 12 月の間は桜島からの火山灰放出量が極端に少なく、この期間のマグマ供給量はいずれの DRE 換算密度でもマグマ蓄積量の変化にほぼ等しい値をとる。

次に MAKI-YOSI 間の水平距離の変化が圧力源 LS の体積変化に起因するとして始良カルデラへのマグマ蓄積量を求めた結果を示す。ここでは、京都大学防災研究所(2024)で示した有限要素法モデルを用いて圧力源 LS の内部圧力を様々な値にとって圧力源の体積変化量と MAKI および YOSI の水平変位を計算した結果から MAKI-YOSI 間の水平距離の変化量と圧力源 LS の体積

変化量の関係を求め、観測された MAKI-YOSI 間の水平距離の変化量に相当する圧力源 LS の体積変化量を算出した。MAKI-YOSI 間の水平距離 1 cm の増減はマグマ蓄積量 $12.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ の増減に相当する。こうして求めたマグマ蓄積量およびマグマ供給量の変化を図 2-2-14 に示す。

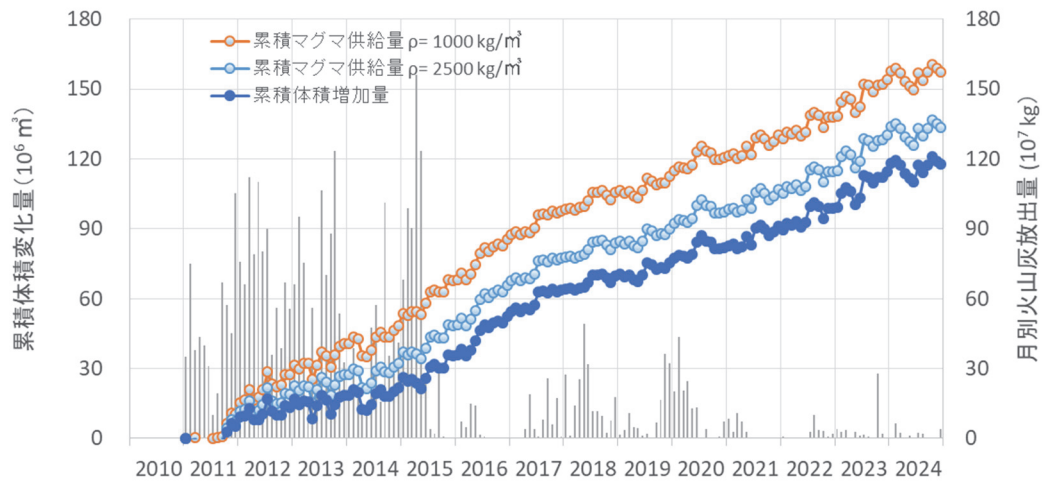


図 2-2-14. 圧力源 LS を用いたモデルに基づく始良カルデラへのマグマ供給量とマグマ蓄積量の推移。月別火山灰放出量（縦棒）、火山灰放出量を体積に換算する際の密度を 2500 kg/m^3 および 1000 kg/m^3 とした場合のマグマ供給量も合わせて示した。

2011 年以降 2024 年までの圧力源のマグマ蓄積量は $118 \times 10^6 \text{ m}^3$ であり、同期間の平均マグマ蓄積率は $9.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ となる。火山灰噴出量の DRE 換算密度を 2500 kg/m^3 とした場合 $134 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、DRE 換算密度を 1000 kg/m^3 とした場合、同じ期間のマグマ供給量は、 $157 \times 10^6 \text{ m}^3$ と求められた。これらは圧力源 A（茂木モデル）を仮定した推定より 20-30 %程度大きくなる。先に述べたのと同様に 2024 年の間はマグマ蓄積量の増加は $3 \times 10^6 \text{ m}^3$ とわずかである。圧力源 A と圧力源 LS のいずれを適用するにせよ、2024 年の間は始良カルデラ下へのマグマの蓄積はほとんど進行していないことが示唆され、桜島からの火山灰放出によるマグマの流出量も極めて小さいことから、これは地下深部からのマグマ供給量の減少によると考えられる。

(2)-2-5. まとめ

始良カルデラ周辺における GNSS 観測による地殻変動連続観測網からは順調に観測データが蓄積されている。また、始良カルデラ北縁付近の 3 か所に GNSS 観測点を新設した。

GNSS 連続観測点で得られた位置変化から、2024 年初めごろから始良カルデラ中央部を中心とする地盤の膨張が停滞していることが示唆された。

GNSS キャンペーン観測において、2023 年 11 月-2024 年 11 月の期間に桜島北部地下浅部の収縮を示す地盤変動が検出された。これによって 2022 年 11 月-2023 年 11 月にみられたほぼ同じ場所の膨張が解消された。

GNSS キャンペーン観測による水平変位データを用いた圧力源解析から得られた圧力源の位置

は、先行研究で得られていたものと同様に始良カルデラ中央部の深さ 10-13km であり、マグマだまりの位置には大きな変化がないことを示す。

桜島から放出された噴出物量を始良カルデラからのマグマ流出量とみなして始良カルデラへのマグマ供給量を見積もった。茂木モデルを基に見積もった 2011 年以降 2024 年までの平均的なマグマ供給速度は $8\sim 10\times 10^6$ m³/年であり、これまで知られている値と同等であった。圧力源 LS を用いたモデルを基にすると、始良カルデラへのマグマ供給量は、茂木モデルによるものより 20～30 %大きく見積もられる。

2024 年を通じてのマグマ蓄積量は $2\sim 3\times 10^6$ m³と平均的なマグマ蓄積率にくらべて非常に小さく、桜島からの火山灰放出量に基づくマグマだまりからのマグマの流出も小さいことから、2024 年は地下深部からのマグマの供給量が少なかったものと考えられる。

参考文献

- Delaney, P.T. and McTigue, D.F. (1994) Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea Volcano, Bull. Volcanol., 56, 417-424.
- 江頭庸夫(1988)桜島火山周辺における地盤変動—1982 年～1985 年—, 第 6 回桜島火山の集中総合観測, 15-19.
- Eto, T. (1989) An estimation of the amount and the dispersal of volcanic ash-falls ejected by summit eruptions at Sakurajima Volcano, Proceedings, Kagoshima International Conference on Volcanoes 1988, 448-451.
- Eto, T. (2001) Estimation of the amount and dispersal of volcanic ash-fall deposits ejected by vulcanian type eruption, Rep. Fac. Sci. Kagoshima Univ., 34, 35-46.
- 江頭庸夫・石原和弘 (1979) 桜島火山周辺における火山灰の降下堆積状態, 火山, 24, 88.
- 江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Muhamad Hendrasto・味喜大介・園田忠臣・木股文昭・宮島力雄・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・小林和典 (1998a) 桜島火山周辺における水準測量結果について—1991 年 12 月～1996 年 10 月—, 第 9 回桜島火山の集中総合観測, 15-29.
- 江頭庸夫・高山鐵朗・園田忠臣・山本圭吾 (1998b) 桜島火山周辺における光波測量結果—1992 年 1 月～1996 年 12 月—, 第 9 回桜島火山の集中総合観測, 31-37.
- Hotta, K., Iguchi, M., Ohkura, T. and Yamamoto, K. (2016) Multiple-pressure-source model for ground inflation during the period of high explosivity at Sakurajima volcano, Japan – Combination analysis of continuous GNSS, tilt and strain data –, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 310, 12-25.
- 井口正人(2006)マグマの蓄積過程にある始良カルデラ, 月刊地球, 28, 2, 115-121.
- 井口正人・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏・鈴木敦生・植木貞人・太田雄策・中尾茂・前野直・長尾潤・馬場幸二・大重吉輝・放生会正美(2008)桜島および始良カルデラ周辺における GPS 観測, 第 10 回桜島火山の集中総合観測, 53-62.

- Ishihara, K. (1981) A quantitative relation between the ground deformation and the volcanic materials ejected, Abstract 1981 IAVCEI Symposium - Arc Volcanism, 143.
- 石原和弘・高山鉄朗・田中良和・平林順一(1981)桜島火山の溶岩流 (I) —有史時代の溶岩流の容積—, 京都大学防災研究所年報, 24, 1-10.
- 鹿児島県 (2025) 鹿児島県ホームページ,
URL: <http://www.pref.kagoshima.jp/bosai/sonae/sakurajima/index.html>
- 加茂幸介・石原和弘(1980)地盤変動から見た桜島の火山活動, 桜島地域学術調査協議会研究報告, 鹿児島県, 19-28.
- Kriswati, E. and Iguchi, M. (2003) Inflation of the Aira caldera prior to the 1999 eruptive activity at Sakurajima volcano detected by GPS network in south Kyushu. Ann. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 46B, 817-826.
- 京都大学防災研究所 (2020) 平成 31 年度原子力規制庁委託研究成果報告書、原子力施設等防災対策等委託費 (火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究) 事業、329pp.
- 京都大学防災研究所 (2021) 令和 2 年度原子力規制庁委託研究成果報告書、原子力施設等防災対策等委託費 (火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究) 事業、469pp.
- 京都大学防災研究所 (2022) 令和 3 年度原子力規制庁委託研究成果報告書、原子力施設等防災対策等委託費 (火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究) 事業、189pp.
- 京都大学防災研究所 (2023) 令和 4 年度原子力規制庁委託研究成果報告書、原子力施設等防災対策等委託費 (火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究) 事業、228pp.
- 京都大学防災研究所 (2024) 令和 5 年度原子力規制庁委託研究成果報告書、原子力施設等防災対策等委託費 (火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究) 事業、332pp.
- 九州電力株式会社 (2020) 国土地理院九州地方測量部公共測量成果, 令 1 九公第 268 号.
- 九州電力株式会社 (2023) 国土地理院九州地方測量部公共測量成果, 令 4 九公第 430 号.
- Mogi, K. (1958) Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 38, 99-134.
- Omori, F. (1918) The Sakura-Jima eruptions and earthquakes, II. Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm., 8(6).
- 斎藤英二・井口正人 (2006) 口永良部島火山における GPS 連続観測による気象要素を加味した 3 次元変位検出, 火山, 51, 21-30.
- 佐々憲三 (1956) 地震予知に関する 2,3 の問題(II),地殻変動について; 京都大学防災研究所設立 5 周年記念論文集, 3-7.
- 為栗健・八木原寛・筒井智樹・井口正人 (2022) 高分解能な 3 次元速度構造解析による始良カルデラ下のイメージング, 火山, 第 67 巻, 69-76.
- 筒井智樹・為栗健・井口正人 (2021) 人工地震記録による始良カルデラ西部の地殻内 S 波地震反射面の推定, 火山, 第 66 巻, 71-81.
- Yamamoto, K., Sonoda, T., Takayama, T., Ichikawa, N., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Inoue, H., Matsushima, T., Uchida, K., Nakamoto, M. (2013) Vertical ground deformation associated with the volcanic activity of Sakurajima volcano, Japan during 1996 - 2010 as

revealed by repeated precise leveling surveys, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 58, 137-151.