

(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。本項目は(3)-1. 岩石学的研究と(3)-2. 火山性流体を用いたマグマ種別判定から構成される。(3)-1. 岩石学的研究では大規模噴火に至るまでの浅部マグマ溜まりへのマグマの蓄積条件や蓄積時間を岩石学的な手法で推定することを目的とする。(3)-2. 火山性流体を用いたマグマ種別の判定では現在蓄積されているマグマの種類の判定と空間分布の推定を目的とした元素分析を用いた判定手法の検討を行う。

令和6年度は次の内容を実施した。(3)-1. 岩石学的研究では後カルデラ期噴出物の珪長質端成分とされる新島（しんじま）軽石を対象として、その岩石学的特徴の把握を行うとともに、後年度のマグマ蓄積条件推定を目的とした高温高压実験の出発物質に適する試料を同軽石中から選定し、これを用いた予察的な実験を実施した。また鉛同位体比の変化を用いたカルデラ火山のマグマ供給系の時間発展の推定に関して、他カルデラ火山におけるケーススタディを実施した。(3)-2. 火山性流体を用いたマグマ種別の判定では後年度の始良カルデラ地域におけるマグマ種別の判別への手法の確立を目的として、九重火山地域を対象としたケーススタディによって希土類元素組成に注目したマグマ種別の判定法の検証を実施した。

(3)-1 岩石学的研究

(3)-1-1. はじめに

本章では、マグマ活動の時空間変化に関する物質科学的な調査・研究について報告する。主に岩石学的研究によって、大規模噴火に至るまでの浅部マグマ溜まりへのマグマ蓄積条件や蓄積時間を推定することを目的とする。これにより、地球物理学的観測で把握される地震波反射面や地盤変動力源等をカルデラ火山のマグマ貯留・供給系の構造として解釈するための基礎データを提供する。(1)章や(2)章で報告されているような観測結果と対応づけるために、本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を分析対象とする。これは、3.0 万年前の大規模なカルデラ噴火(AT 噴火)の際にそれまでのマグマ供給系が破壊され、カルデラ形成期と現在(後カルデラ期)とではマグマ供給系が大きく変わっていると考えられるためである(Geshi et al., 2020)。

令和 6~7 年度においては、始良カルデラ形成後に噴出した珪長質マグマとしては最大規模である新島(しんじま)軽石に着目して以下で述べるような研究を実施している。新島軽石は、約 1.3 万年前に若尊カルデラから噴出したものであるが、大規模なだけでなく、そのマグマ組成が後カルデラ期の珪長質端成分とみなせることから、岩石学的にも最重要な噴出物と考えられる。

まず、新島軽石の岩石学的な特徴を把握するための分析を行った((3)-1-2 章)。全岩化学組成と鉱物組成の分析を行い、得られた鉱物組成からは鉱物温度計を用いてマグマ温度の推定を行った。また、顕微ラマン分光法とフーリエ変換顕微赤外分光法の反射法(以下、顕微反射 FT-IR)によってメルト含有物の含水量を分析し、そこからマグマのガス飽和圧力を算出した。二種の分析法を用いるのは、それぞれに得意不得意があることから、試料によって適した分析法を採用する必要があるためである。

岩石学的分析と合わせて、マグマ蓄積条件(温度・圧力)の推定を目指した高温高压岩石融解相平衡実験も進めている((3)-1-3 章)。多くの温度・圧力条件において実験を繰り返す必要があるが、その際に使用する試料(出発物質)が適切なものでないと正しい結果が得られない。このため、令和 6 年度は出発物質の選定を目的とした岩石学的記載を中心に行い、その結果選ばれた出発物質を用いて予察的な実験を実施した。ここで得られた記載結果(共存する鉱物の種類や量、各鉱物やガラスの化学組成など)は、高温高压実験で再現すべきマグマ溜まり条件の指標となる。つまりこれら記載結果を再現できる温度・圧力を今後の実験で求めることになる。

最後に、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について報告する((3)-1-4 章)。カルデラ火山のマグマ供給系では、一つのマグマ供給系が単純に時間発展していくばかりでなく、その発達に伴ってマグマ溜まりの破壊や地殻物質の融解など大きな改変が起こり得る。特にマグマ起源物質が変化するようなプロセスの検出は同位体比分析が有効である。そこで、既にカルデラシステムの時間発展に関する知見を多く有する阿蘇火山を例として、カルデラ形成噴火の前後で鉛同位体比がどのように変化するのか/しないのか、それによってマグマ供給系の時間発展についてどのような洞察が得られるのかを議論する。

(3)-1-2. 新島軽石の岩石学的解析

1) 全岩化学組成

始良カルデラ・新島噴出物について、蛍光 X 線分析法 (XRF) により全岩化学組成分析を行った。分析には直径 7～10 cm の軽石 3 粒子を用いた。その結果、 $\text{SiO}_2 = 70.9 \sim 72.5 \text{ wt\%}$ (100%ノーマライズ後は $72.5 \sim 73.4 \text{ wt\%}$) であり、先行研究 (高橋ほか, 2011) による新島軽石の化学組成とは Na_2O 濃度以外ほぼ一致した (表 3-1-1、図 3-1-1)。試料番号 skr-181219A-gs2 と skr-181219A-gs3 の Na_2O 濃度は skr-181219A-gs1 や先行研究結果よりもやや高い。この原因として、skr-181219A-gs2 と skr-181219A-gs3 は、各試料の前処理時に、試料表面に付着した海水起源 Na を除去しきれなかったことが考えられる。

表 3-1-1. 新島軽石 3 粒子の全岩化学組成。

試料番号	skr-181219A-gs1	skr-181219A-gs2	skr-181219A-gs3
SiO_2	72.45	71.58	70.87
TiO_2	0.22	0.20	0.19
Al_2O_3	13.80	13.72	13.81
FeO^*	2.85	2.70	2.65
MnO	0.07	0.07	0.06
MgO	0.24	0.30	0.34
CaO	2.03	2.11	2.18
Na_2O	4.06	4.35	4.67
K_2O	2.99	2.96	2.93
P_2O_5	0.03	0.03	0.03
Total	98.74	98.01	97.73
FeO* = total FeO			

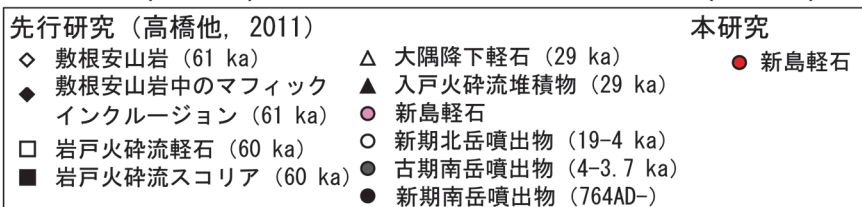
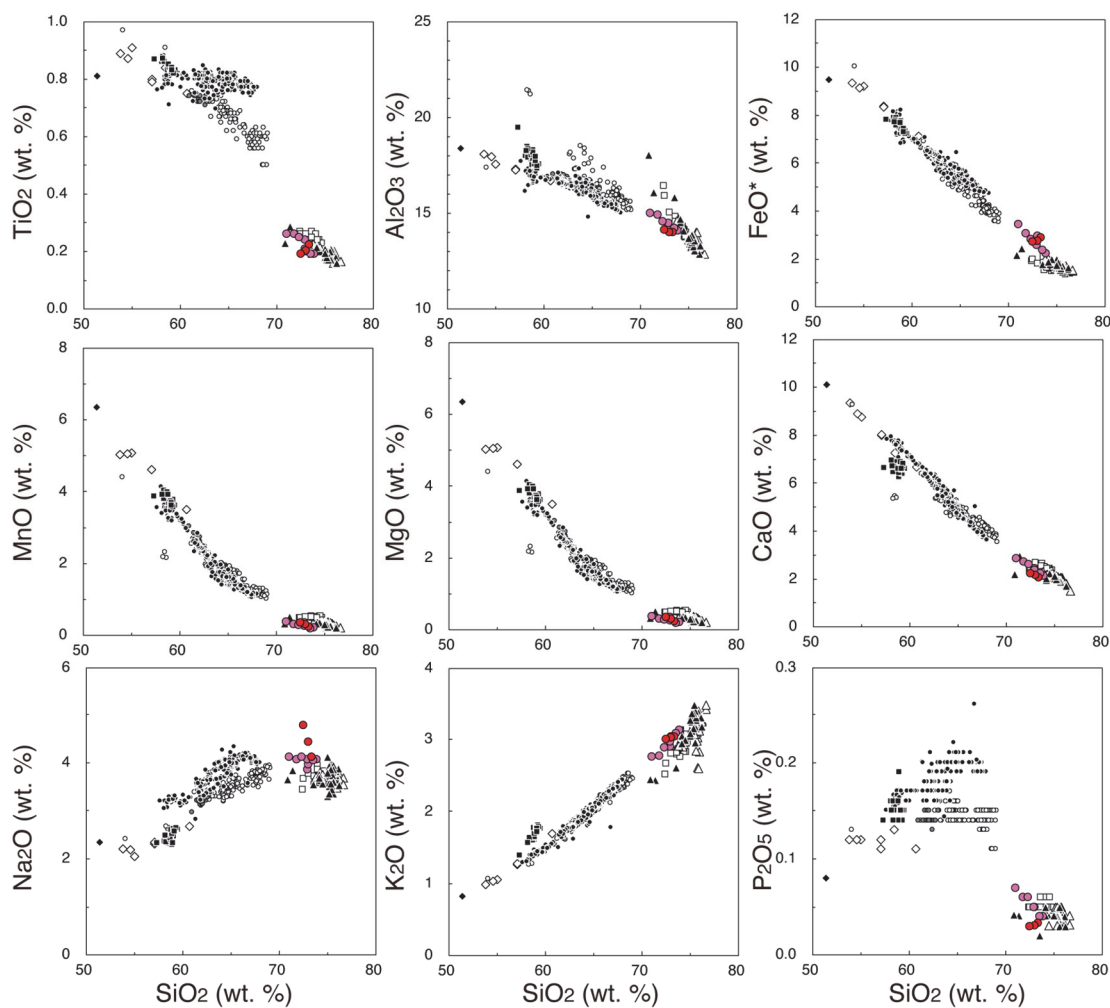


図 3-1-1. 始良カルデラ噴出物の全岩化学組成。新島軽石の本研究の測定点は赤色、先行研究の測定点はピンク色で示している。

2) 鉱物温度計から推定したマグマ温度

新島軽石に含まれる磁鉄鉱とイルメナイトの平衡なペアの化学分析を行い、鉄チタン鉱物温度計 (Sauerzapf et al., 2008) を用いて温度と酸素フガシティ (fO_2) を推定した (図 3-1-12)。鉄チタン鉱物ペア 9 個を分析した結果、新島軽石の温度は 846 ± 24 °C、 $\log fO_2 = -13.6 \pm 0.6$ が得られた。

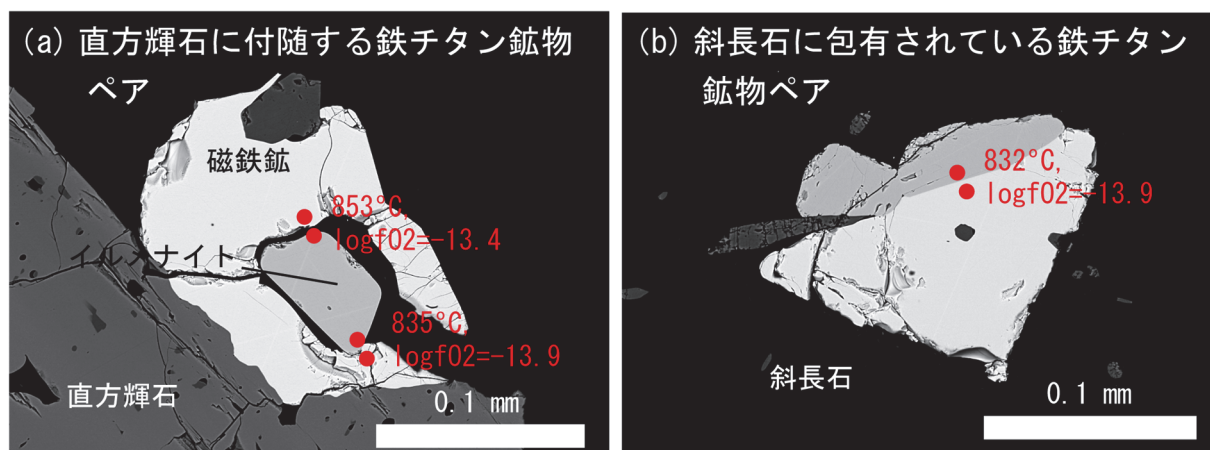


図 3-1-2. 新島軽石に含まれる鉄チタン鉱物ペアの反射電子像とその化学組成から推定したマグマの温度と酸素フガシティの例。

3) メルト包有物の含水量と飽和圧力・マグマ溜まりの深さ

マグマ溜まりの深さは、新島軽石に含まれる直方輝石 35 個中のメルト包有物の含水量を顕微ラマン分光法並びに顕微反射 FT-IR で測定した。顕微ラマン分光法は、微小サイズ（数 μm ）のメルト包有物が分析できるメリットがある。しかし、測定中に蛍光が出現するものや、メルト包有物にナノ結晶が含まれる場合は、検量線が使用できないため定量が難しい。一方、顕微反射 FT-IR は 30 μm 以上の測定サイズが必要な反面、測定対象にナノ結晶が含まれていても分析に影響しない。多くの測定点を取得するためと両方法の測定結果を比較するため、今回はこの二つの方法で分析を行った。

・顕微ラマン分光法による分析

ラマン分光分析には、平成 31 年度原子力施設等防災対策等委託費「巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究」で産総研に設置された顕微ラマン分光装置（NRS-5500）を使用した。分析条件等については、令和 3～5 年度と同委託研究の方法に準拠して行った。用いた光学系条件は対物レンズ倍率 100 倍、共焦点アパーチャー 20 μm 、スリット径 25 μm 、グレーティング 600 本/mm である。波数範囲は 100～4000 cm^{-1} である。測定ではレーザーパワーを減光フィルターにより 50% 減光し（6.3 mW）、30 秒間の信号取得を 10 回分積算した。分析には励起波長 457nm（青）のレーザーを使用した。

検量線用の試料には、含水量の異なるデイサイトガラス 4 点と流紋岩質ガラス 3 点を標準試料とした。いずれも、フーリエ変換顕微赤外分光法の透過法（透過 FT-IR 法）で含水量測定済みである。ガラス表面部分で特に発生しやすい蛍光発光の影響を低減するため、標準試料・未知試料とも測定はビーム焦点を試料表面から約 3 μm 内部において行った。

検量線は Di Genova et al. (2017) の手法に準拠し作成した。ガラスを分析し取得したスペクトルに対し、励起レーザーの振動数と温度に依存する散乱強度補正とベースライン補正を行なった。ガラスのラマンスペクトルのうち、ケイ酸塩の構造に由来する低波数領域（LW：200–1300 cm^{-1} ）

のシグナルと、OH 基や分子水の振動に由来する高波数領域（HW：2700–3900 cm⁻¹）のシグナルから LW 領域と HW 領域のピーク面積をそれぞれ求めて [HW]/[LW]比を算出した。流紋岩組成ガラス（SiO₂=77 wt%）とデイサイト組成のガラス（SiO₂=70.5 %）は、含水ガラスのラモンスペクトルの[HW]/[LW]比 (x) と含水量(y)（wt.%）との間に直線的な比例関係が認められるため、最小二乗法により一次関数近似し、検量線とした（図 3-1-3）。

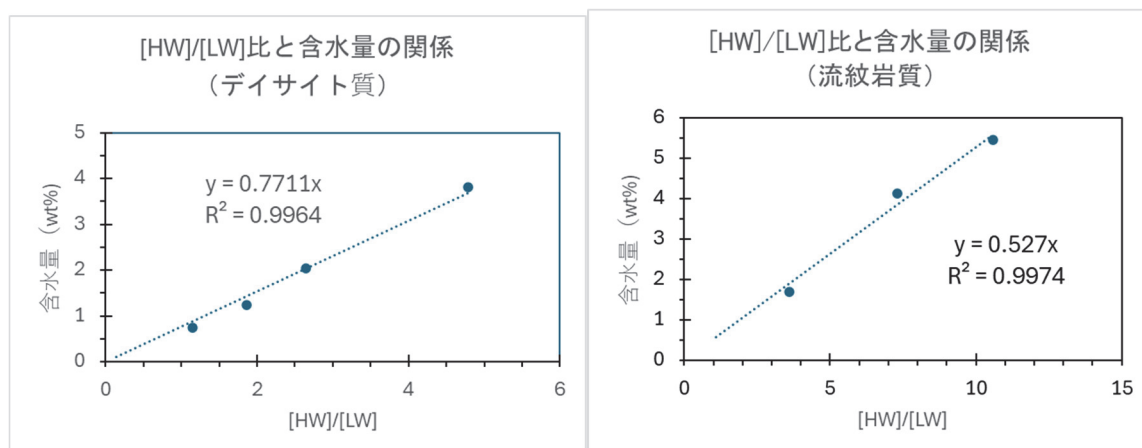


図 3-1-3. ある測定日における（左）デイサイト質および（右）流紋岩質の標準ガラスのラマン分光法による分析結果。

$$y = Sx$$

ただし S は比例係数（検量線の傾き）である。

さらに、デイサイト組成と流紋岩組成の検量線の比例係数（検量線の傾き）は、主に無水換算 SiO₂ 量に依存することが分かった（図 3-1-4）。すなわち検量線の傾き（S）とそれぞれのガラスの SiO₂ 量（無水換算、SiO₂ wt%（C））の関係は、

$$S = aC + b$$

で近似できる。a、b は定数である。従って、ある化学組成（SiO₂）のガラスの含水量(y)は次の式で計算できる。

$$y = Sx = (aC + b)x$$

含水量未知の測定試料の SiO₂ 量 C（無水換算 wt.%）は、SEM-EDS により測定する。なお、これらの検量線の傾きは、温度変化などによる顕微ラマン分光装置の光学的な不安定性などに影響を受け、日々変動する。そのため、未知試料の分析に当たっては、同日に同じ装置条件で標準試料を測定し、検量線の傾きと係数 a、b を求めた。

新島軽石に含まれる直方輝石中のメルト包有物 52 点の分析を行った。その結果、顕微ラマンによる含水量は 3.6～6.8 wt% 範囲に分布し、平均値は 5.6 ± 0.8 wt%（n=52）であった（図 3-1-5）。

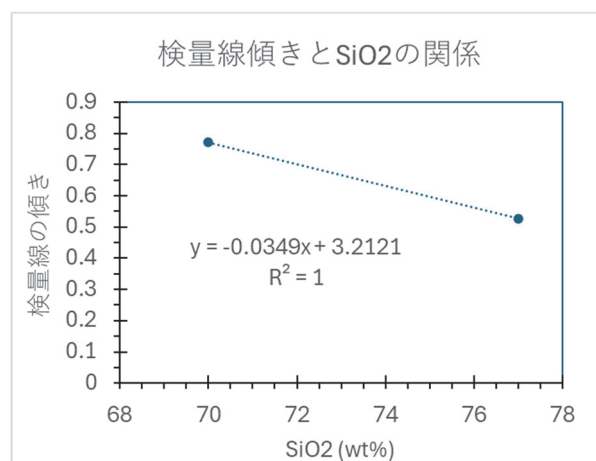


図 3-1-4. デイサイト質および流紋岩質標準ガラスの検量線の傾きと SiO₂ 量との関係。

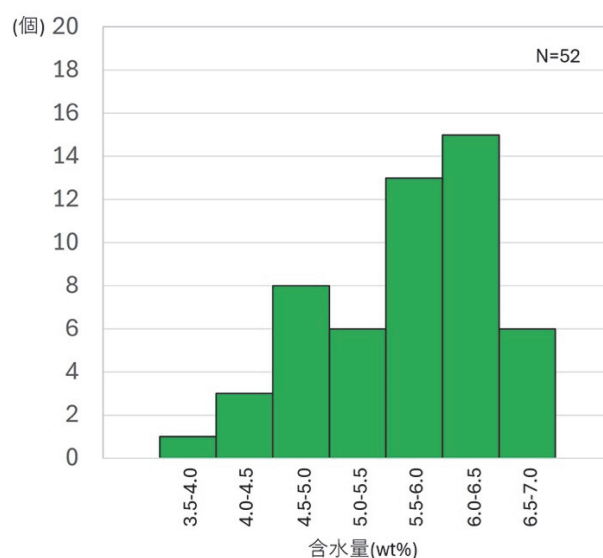


図 3-1-5. 顕微ラマン分光法による新島軽石メルト包有物の含水量測定結果。

・顕微反射 FT-IR による分析

顕微反射 FT-IR によるメルト包有物の含水量測定には、産業技術総合研究所に既設の日本分光（株）製 FT-IR（本体 FT/IR-6600FV、赤外顕微鏡 IRT-5200VC-16L）を使用した。本機器は、光源として高輝度セラミック光源、ビームスプリッタとして Ge/KBr、対物鏡として 32 倍カセグレン鏡、検出器として水銀カドミテル（MCT）検出器を備え、測定波数範囲は 750～5000 cm⁻¹ である。測定を妨害する本体内と顕微鏡内の空気中の水を除去するため、測定時は真空ポンプで機器内を排気した。顕微反射 FT-IR 法では、試料に赤外線照射し、試料からの反射光の強度を測定する。測定範囲は 20×20 μm に設定した。この測定範囲のため、本方法に適用できるメルト包有物は 30 μm 以上の大きさに限られる。従って、本測定に供した試料は、上記の顕微ラマン分光法で測定した新島軽石メルト包有物のうち、30 μm 以上の大きさのものである。測定の波数分解能は 4 cm⁻¹、積算回数は 640 回（試料の場合）に設定した。この条件での測定時間は約 10 分であ

った。

本方法で定量分析を行う際は、未知試料の反射光の強度測定とともに、同じ測定条件でバックグラウンド測定を行い、両者の赤外線強度を元に試料の赤外スペクトルを算出する必要がある。バックグラウンド測定の対象として金蒸着板を使用した。含水量の算出には、試料測定日毎に作成した検量線を用いた。検量線の作成には、透過 FT-IR 法で含水量を測定済みの流紋岩ガラス 4 個 ($\text{SiO}_2=76\sim77\text{ wt\%}$ 、 $\text{H}_2\text{O}=0.12\sim5.3\text{ wt\%}$) を用いた。詳細な定量方法は、Yasuda (2014) に記載されている。

新島軽石メルト包有物 31 個について顕微反射 FT-IR 測定を行った。含水量は $3.3\sim7.0\text{ wt\%}$ の範囲に分布し、平均値は $5.7\pm1.0\text{ wt\%}$ ($n=31$) であった (図 3-1-6)。これは顕微ラマン分光法で測定した含水量値 ($5.6\pm0.8\text{ wt\%}$) と標準偏差内で一致した。

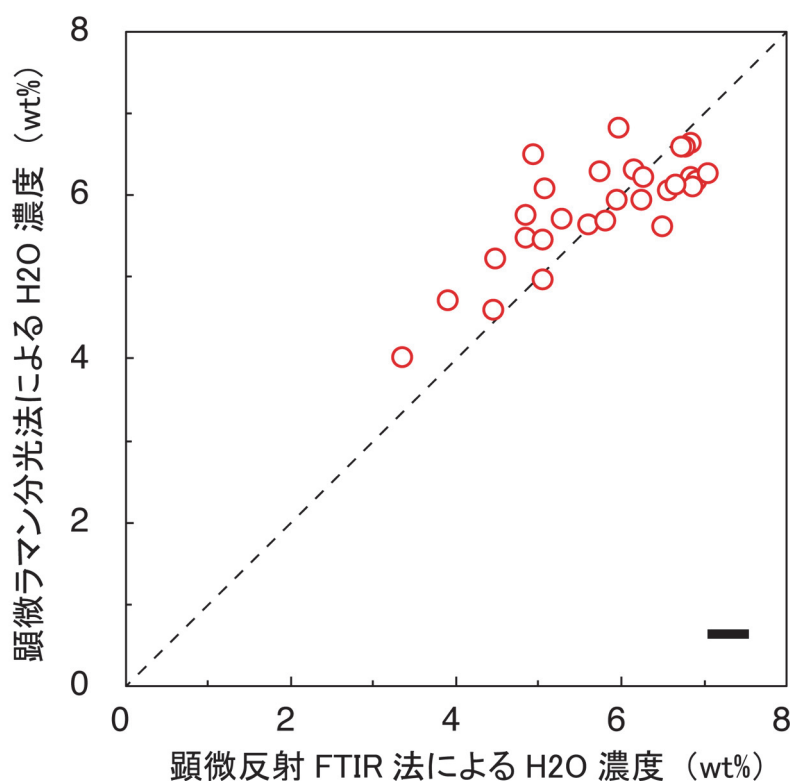


図 3-1-6. 顕微ラマン分光法と顕微反射 FT-IR 法による新島軽石メルト包有物の含水量測定結果。

・メルト包有物の含水量から算出されるマグマのガス飽和圧力

新島のマグマ溜まりが、 CO_2 濃度 $0\text{ wt\%}$ かつ水に飽和していると仮定し、Newman and Lowenstern (2002) の含水量計を用いると、メルト包有物の含水量 (顕微ラマン測定結果の $\text{H}_2\text{O}=3.6\sim6.8\text{ wt\%}$) では、マグマのガス飽和圧力は $88\sim240\text{ MPa}$ と見積もられた。マグマのガス飽和圧力の平均値 $180\pm40\text{ MPa}$ ($n=55$) を用い、静岩圧を仮定 (密度 $=2.5\text{ g/cm}^3$) すると、マグマだまりの深さは $7.2\pm1.6\text{ km}$ と推定された。

(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

始良カルデラ形成後の後カルデラ期の珪長質マグマの貯留条件（温度・圧力・酸素分圧・含水量等）について実験岩石学的な立場から制約することを目的に、本研究では新島軽石を用いた相平衡実験を実施する。そして、作成した相平衡図に基づいて、斑晶鉱物組み合わせを再現する条件について検討を行う。今年度は、出発物質合成に使用する新島軽石の岩石記載を実施した。また、岩石学的に推定された代表的なマグマの相平衡温度圧力条件下での予察的な実験を行った。

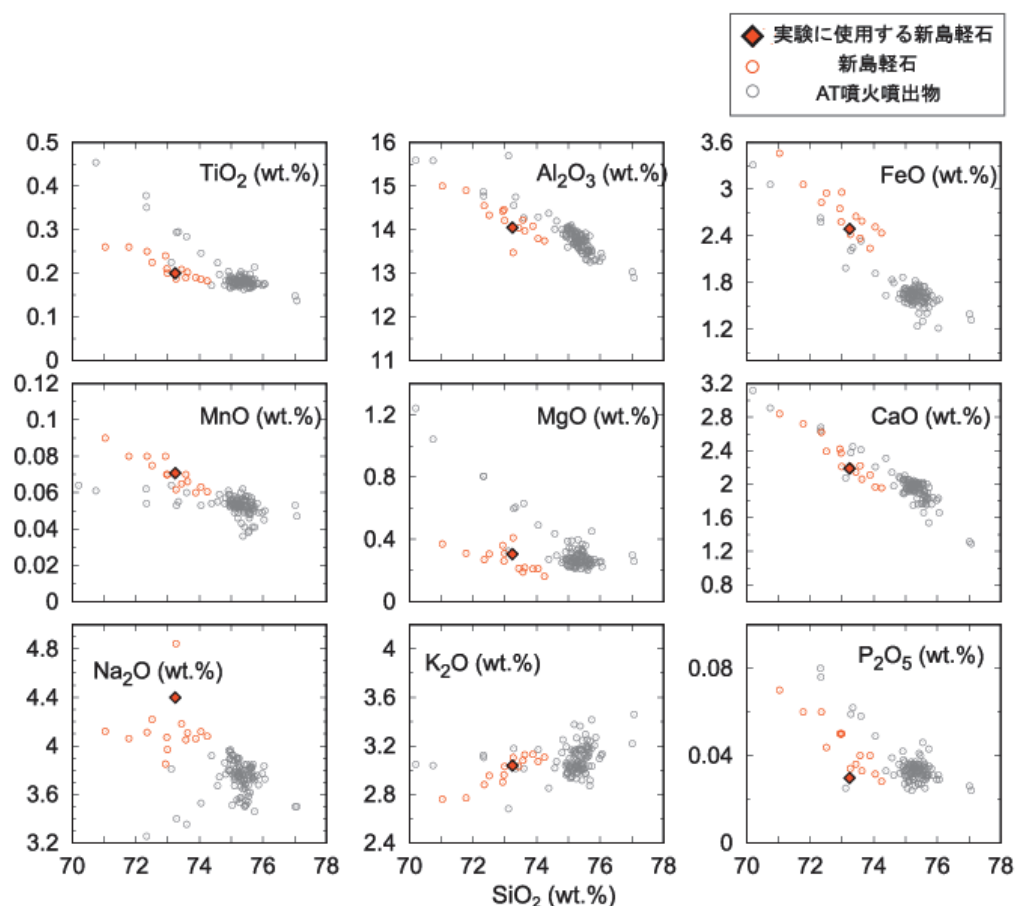


図 3-1-7. 新島軽石と AT 噴火噴出物の全岩化学組成（高橋ほか, 2011；Geshi et al., 2020；および (3)-1-2 章報告）。

1) 出発物質の選定と岩石記載

実験の出発物質合成に使用する軽石（試料番号：skr-181219A-gs2、3-1-2 章に既出）は、始良カルデラのほぼ中央に位置する新島にて採取された。図 3-1-7 に、これまでに報告されている新島軽石の全岩化学組成と今回の研究で使用した軽石の全岩化学組成（高橋ほか, 2011 および(3)-1-2 章にて報告されているデータ）を示す。比較のため、始良カルデラを形成した AT 噴火噴出物の全岩組成(Geshi et al., 2020)も示した。新島軽石は SiO_2 70～74 wt.%のデイサイト～流紋岩であり、 SiO_2 量が 75～76 wt.%に集中する AT 噴火噴出物よりもやや未分化な傾向にある。同じ SiO_2

量で比較すると、新島軽石は AT 噴火噴出物よりも TiO_2 や Al_2O_3 , MgO , CaO に乏しい一方、 FeO に富む特徴があり、AT 噴火噴出物とは異なるトレンドをつくる。出発物質合成に使用した新島軽石も SiO_2 73.2 wt.%の流紋岩であり、上記のような全岩組成の特徴を持つ一方、 Na_2O 量については、これまでに報告されている値よりも 0.2~0.3 wt.%程度高く、(3)-1-2 章にて議論されている様に海水の影響をやや受けている可能性がある。

出発物質合成用の新島軽石 (skr-181219A-gs2) について、分離した斑晶鉱物や石基ガラスを樹脂に包埋し、FE-EPMA (JEOL JXA-8530F Plus) を用いた観察・組成分析を行った。斑晶鉱物として、斜長石、直方輝石、磁鉄鉱およびチタン鉄鉱が確認され、ごくまれに鉄に富んだかんらん石(Fo_{12} , $\text{Fo} = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$)が見られた (図 3-1-8)。マスバランスから推定される斑晶量は 18 ± 1 vol.%程度である。斜長石斑晶のリムの An 値($=100 \times \text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$)は、最頻値である $\text{An}_{34} \sim \text{An}_{36}$ に集中して分布する一方、コアの値の多くは $\text{An}_{28} \sim \text{An}_{50}$ の範囲に広く分布する (図 3-1-9)。直方輝石斑晶のリムの En 値($=100 \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Ca})$)についても、斜長石斑晶のリム同様、最頻値である $\text{En}_{22} \sim \text{En}_{24}$ に集中して分布する。直方輝石斑晶のコア組成の最頻値はリムと変わらないが、より広い範囲 ($\text{En}_{20} \sim \text{En}_{58}$)に分布する傾向がある (図 3-1-9)。斑晶リムにおける斜長石の An 値および直方輝石の En 組成の最頻値を AT 噴火噴出物の最頻値 ($\text{An}_{40} \sim \text{An}_{42}$, $\text{En}_{42} \sim \text{En}_{44}$) と比べると、いずれも新島軽石の方が低い傾向にある。特に En 値の最頻値については新島軽石の方が、20 mol %ほど小さい。石基ガラスの SiO_2 量 (ノーマライズした値)は、77~78 wt.%の狭い範囲にほとんどが収まり、その平均値は 77.4 wt.%である (図 3-1-10)。斑晶鉱物中のガラス包有物の化学組成は、およそ石基ガラスと等しいが、やや未分化な組成 (SiO_2 76.5 wt.%程度)を持つものも存在する。斑晶鉱物ごとのガラス包有物の組成差は小さく (図 3-1-10)、斜長石と直方輝石、加えてわずかに含まれる鉄に富んだカンラン石についても、すべて似たような組成のメルトを有するマグマだまり内部で成長したものと推定される。

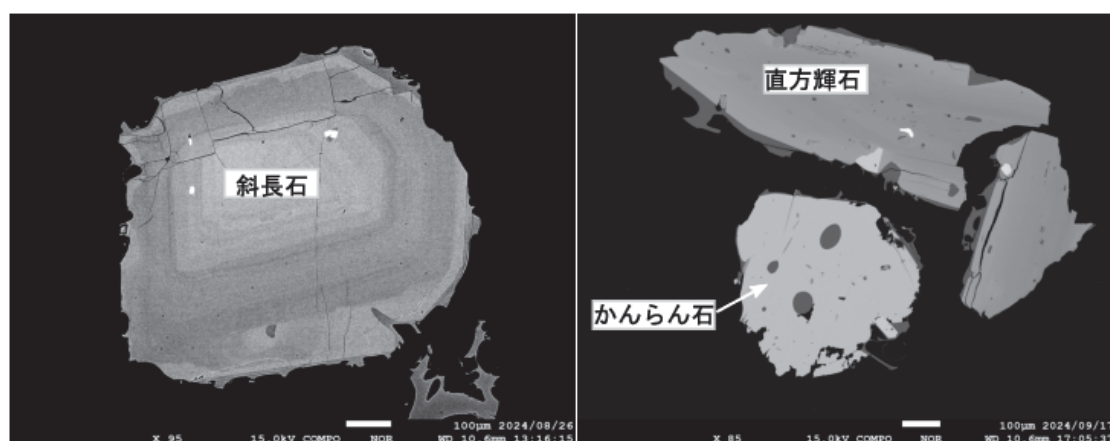


図 3-1-8. 出発物質の合成に使用した新島軽石に含まれる斑晶鉱物の反射電子像

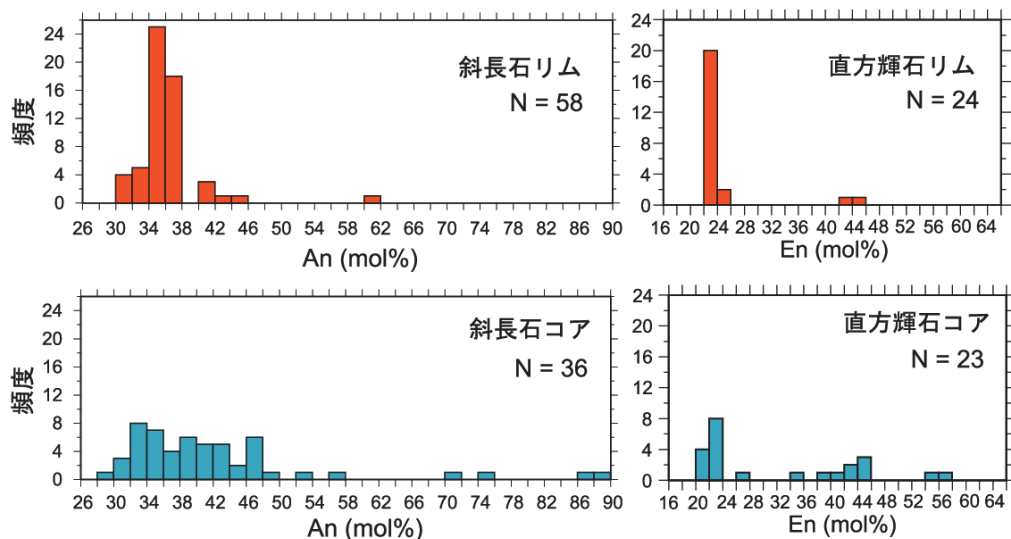


図 3-1-9. 出発物質の合成に使用した新島軽石に含まれる斜長石と直方輝石のリムとコアの組成分布

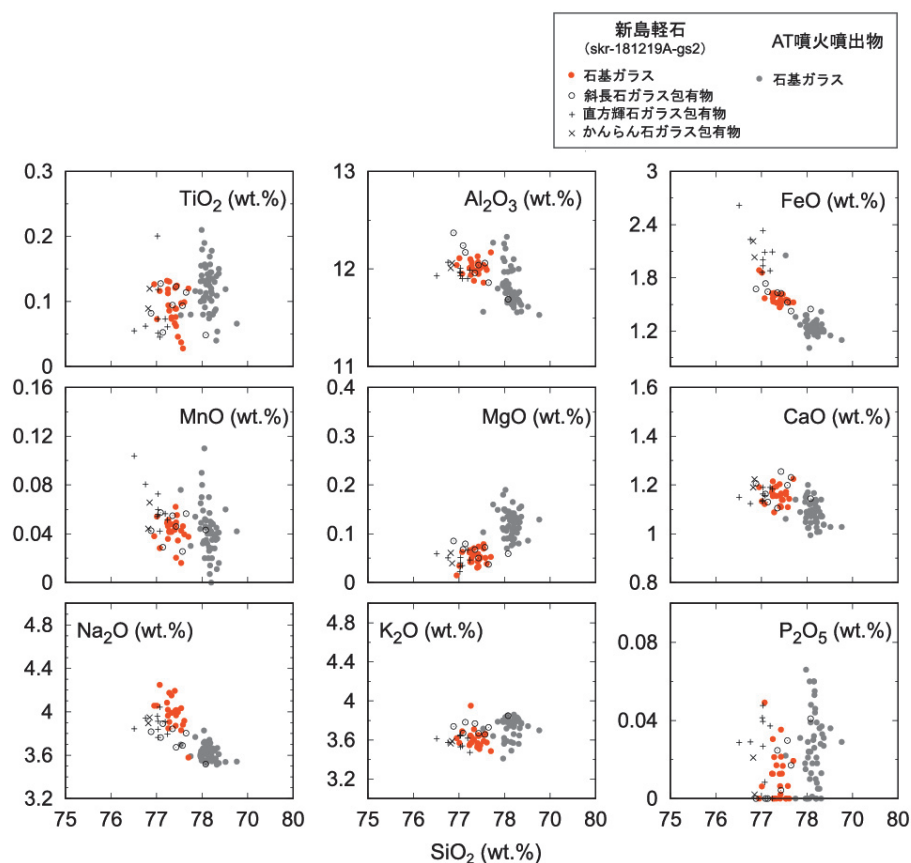


図 3-1-10. 出発物質の合成に使用した新島軽石の石基ガラスおよび斑晶鉱物中のガラス包有物の化学組成。比較のため、AT 噴火噴出物中の軽石の石基ガラスの化学組成 (Geshi et al., 2020) も一緒に示した。

新島軽石 (skr-181219A-gs2) 中に含まれる磁鉄鉱とチタン鉄鉱のうち、隣接又は近接する平衡

ペアに対して温度酸素分圧計を適用した。推定された温度酸素分圧条件を図 3-1-11 に示す。比較のために、AT 噴火噴出物の磁鉄鉱-チタン鉄鉱の平衡ペアに適用した結果も示す。温度酸素分圧計として、Andersen and Lindsley (1985) (A&L85) のモデルに基づくものと、Sauerzapf et al. (2008) (S08) により提案された実験値に基づく経験式の二つを使用した。A&L85 のモデルでは、温度 780–850 °C、酸素分圧条件として CoCoO (Co-CoO) から QFM (Quartz-Fayalite-Magnetite) の条件が推定された。一方、S08 の経験式では、温度 820–860 °C、酸素分圧条件として FMQ から NNO (Ni-NiO) のやや高温で酸化的な条件が得られた。いずれの方法でも、AT 噴火噴出物と比べると、高温でより還元的な条件が推定された。上記の温度範囲 (780–860 °C) を仮定した上で、斜長石斑晶のリムの An 値の最頻値 ($An_{34} \sim An_{36}$) とそれと平衡状態にあると推定される石基ガラスの平均組成に基づいて、斜長石含水量計 (Waters and Lange, 2015) からメルトの含水量を推定した。その結果メルト含水量として、3.4–5.4 wt.% が推定された。水飽和条件を仮定して、流紋岩質メルト中の水の飽和溶解度モデル (VolatilCalc, Newman and Lowenstern, 2002) から上記の含水量を圧力に換算すると、70–180 MPa という結果となった。なお、斜長石含水量計を使用する際に、上記の飽和圧力と矛盾のない圧力 150 MPa を仮定したが、その影響はごく小さく、50–500 MPa の範囲では出力された含水量の値に ± 0.1 wt.% 以下の影響しか無い (飽和圧力に換算すると ± 5 MPa 以下)。

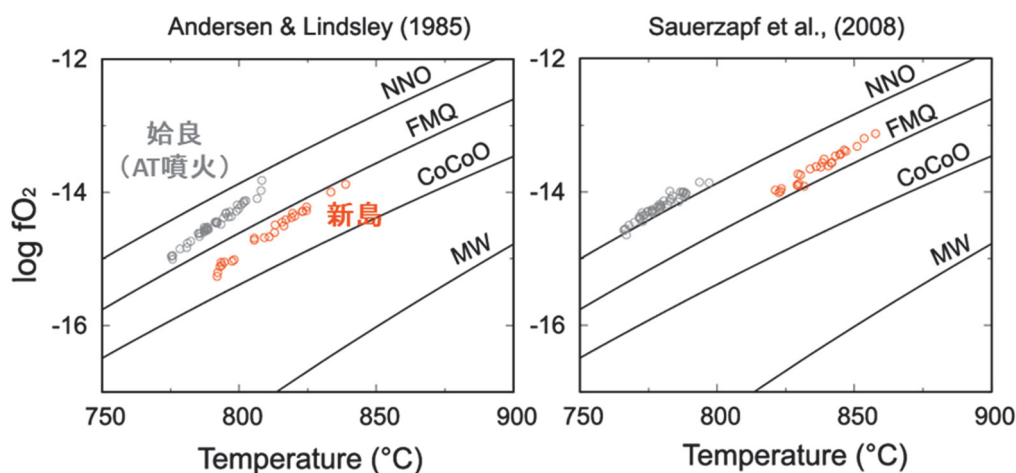


図 3-1-11. 出発物質の合成に使用した新島軽石に含まれるチタン鉄鉱と磁鉄鉱の隣接ペアに温度酸素分圧計を適用した結果。左が Andersen and Lindsley (1985) のモデルの結果で、右が Sauerzapf et al. (2008) の経験式を適用したものである。

2) 予察の実験

以上に述べた新島軽石の岩石学的な記載および、温度圧力計を適用した結果に基づいて、水飽和条件における予察的な高温高压相平衡実験を行った。出発物質となる均質なガラスを合成するために、常圧雰囲気炉を用いた。外径 12 mm の Pt 容器に粉末にした新島軽石を詰め、温度 900 °C、酸素分圧 NNO の条件で脱水させたのちに、温度 1400 °C、NNO の条件で 1 時間溶融させて落下

急冷した。その後、温度 1400 °C、NNO の条件下での溶融（1 時間）を 2 回繰り返して、回収したガラスを粉砕して粉末にし、出発物質とした。なお、合成および高温高压実験時の鉄の損失（カプセルへの鉄の吸収）を補償するために軽石の粉末に Fe_2O_3 試薬を全 FeO 量の 2 割程度追加している。高温高压相平衡実験には、産総研に設置された内熱式ガス圧装置（SMC-5000）を用いた。出発物質を封入するカプセルとして、三重カプセル（Tomiya et al., 2010）を採用し、カプセル内の酸素分圧を NNO 条件で制御した。なお、酸素分圧センサーを使用することで、本カプセル構成にて、温度 700~900 °C、圧力 100~200 MPa の条件で、酸素分圧が適切に NNO 条件付近で制御されることを確認している（産業技術総合研究所, 2023）。出発物質のガラスと飽和量以上の水を封入したカプセルを外径 2.5 mm の金カプセルに封入し、さらにそのカプセルを外径 3.3 mm の白金カプセルに封入する。そして、それを $\text{Ni}:\text{NiO}=10:1$ の粉末と水とともに、外径 8 mm の金カプセルに封入することで三重カプセルを作製した。今年度は、150 MPa での実験 2 回（温度：800, 850 °C）を予察的に実施した。実験産物の代表的な反射電子像を図 3-1-12 に、各実験条件で得られた鉱物組み合わせを図 3-1-13 に示す。150 MPa、800 °C の実験では、斜長石 + 単斜輝石 + 磁鉄鉱の晶出が確認された一方、より高温の 150 MPa、850 °C の実験では、磁鉄鉱しか晶出しなかった（図 3-1-13）。岩石学的に制約された温度範囲で実験を行ったが、圧力 150 MPa では鉱物組み合わせ、とくに直方輝石の結晶化が再現されなかった（図 3-1-13）。また、150 MPa、800 °C における斜長石の平均 An 値 (An_{40}) が、軽石中の斜長石斑晶のリムの最頻値 ($\text{An}_{34}\sim\text{An}_{36}$) よりも高いことが分かった。これらの結果から、水飽和の仮定と岩石学的に推定された温度範囲が正しいならば、より An 値の低くなる低压での実験が、今後鉱物組み合わせを再現する条件を探索する上で重要になると考えられる。

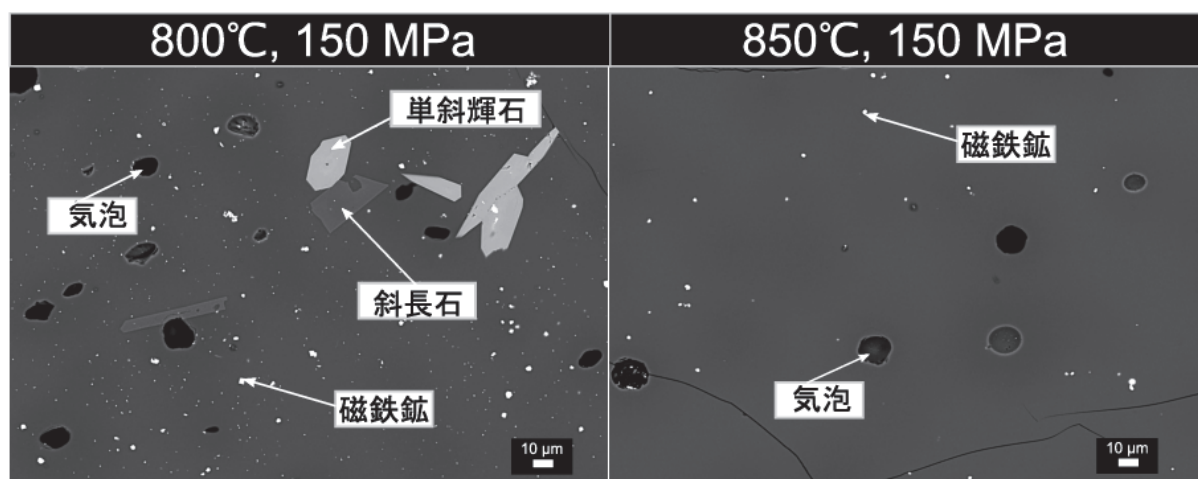


図 3-1-12. 実験産物の代表的な反射電子像

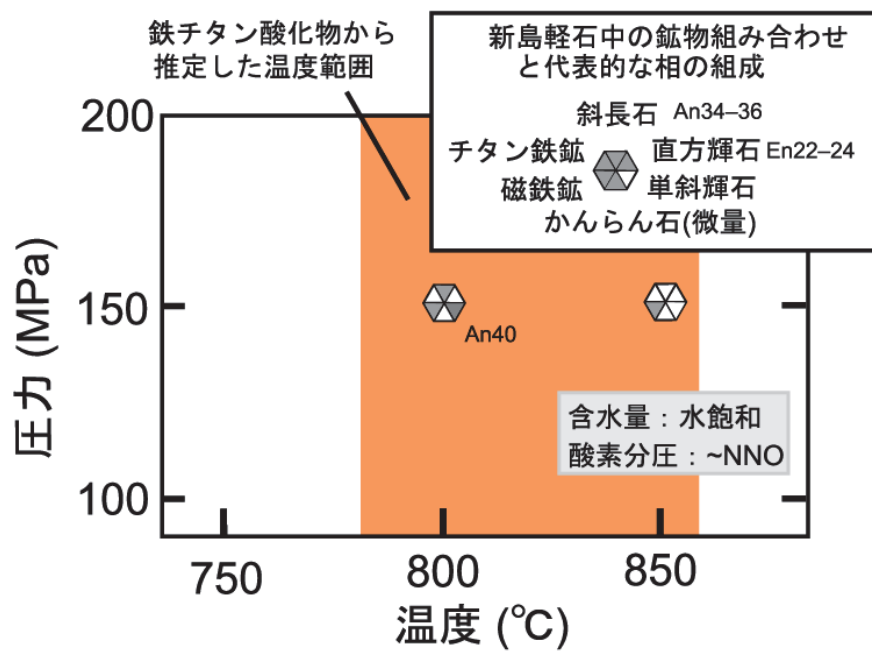


図 3-1-13. 予察的に実施した 2 回の高温高压実験の結果。六角形の凡例は各実験条件における鉱物組み合わせを示す。灰色で塗りつぶされた領域の鉱物が実験産物で晶出した。六角形の凡例のそばの An は実験産物中の斜長石の平均 An 値を、En は直方輝石の平均 En 値を示す。出発物質に用いた軽石中の磁鉄鉱—チタン鉄鉱ペアから推定された温度範囲を色付きで示した。

(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

ネオジウムや鉛などの質量数の大きな元素の同位体比は、マグマの結晶分化によりほとんど変化しないので、マグマの起源物質を反映した固有の特性を保持している。それゆえ質量数の大きな元素の同位体比の時間変化は、マグマ溜まりにおける起源物質の入れ替わりの指標となりえよう。このような特性を利用して、始良カルデラのマグマのストロンチウム-ネオジウム-鉛同位体比の時間変化を検討した Kuritani (2023)は、福山・岩戸噴火から始まった流紋岩マグマは巨大噴火である 3.0 万年前の AT 噴火のそれとは起源物質が異なること、AT 噴火と類似の流紋岩マグマは 3.6・3.4 万年前頃から溶岩流として噴出し始めたことを明らかにしている。同じ九州の阿蘇カルデラでも巨大噴火である 9 万年前の阿蘇 4 噴火に先行して阿蘇 4/3 間テフラの活発な噴火活動があり、平成 31～令和 5 年度原子力施設等防災対策等委託費「巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究」での全岩化学組成分析の結果や Keller et al. (2023) の斑晶鉱物の検討により、巨大噴火に至るマグマ溜まりの成熟過程が指摘されているが、この過程を検証するために必要な噴出物の同位体組成が、これまでの検討で未実施であった。そこで今年度は、阿蘇 4/3 間テフラに対して物質化学的検討による火山モニタリングに資するために鉛同位体分析を実施した。

1) 阿蘇カルデラの活動史

本カルデラは、九州中央部にある南北 24 km、東西 18 km の大型カルデラで、阿蘇 1 (27 万年前)、阿蘇 2 (14 万年前)、阿蘇 3 (13 万年前)、阿蘇 4 (8.8 万年前) の 4 回の VEI7 クラスの巨大噴火を繰り返している (小野・渡辺, 1985)。阿蘇 4 噴火の総マグマ噴出量は 320～>740 DRE km³ (星住ほか, 2023)、阿蘇 3 噴火の総マグマ噴出量は >70 DRE km³ と (星住ほか, 2024) と見積られている (図 3-1-14)。また、阿蘇 3 火砕流と阿蘇 4 火砕流の間には、阿蘇 4/3 間テフラと呼ばれる多数の降下火砕物が存在し、その層序が明らかにされている (星住ほか, 2022)。一方、阿蘇 3 以前の火山噴出物の層序は、堆積物がほとんど地表に露出しないため、明確ではない。後カルデラ期の火山活動も阿蘇 4 噴火の直後から始まり、多数のテフラが主にカルデラの東に堆積している (宮縁ほか, 2003 ; Miyabuchi, 2009; 2011)。後カルデラ期後半のテフラは、中岳や草千里などの現存する中央火口丘群から噴出している。

本カルデラの推移評価で注目すべきは、阿蘇 4 噴火の先行噴火現象であり、阿蘇 4/3 間テフラの活動推移が重要である。その噴火史は、星住ほか (2022) に従い、以下のように説明される。阿蘇 3 噴火後、間欠的でやや小規模な玄武岩～玄武岩質安山岩スコリア噴火があった (Z29～Z15)。その後、Z9 (約 10.8 万年前) からそれまでの玄武岩ないし玄武岩質安山岩からデイサイトへと変化したのちに、噴火の規模が大きくなった (MN～G)。その上位の EF (約 9.9 万年前) では、黒雲母を含む軽石が放出されたが、次の阿蘇カルデラ最大のプリニー式噴火イベント ABCD (約 9.8 万年前) では、輝石を含むものに戻った。ABCD 以降は、噴火の頻度と規模が下がり、阿蘇 4 の約 3000 年前の Y (約 9.1 万年前) では再び黒雲母を含むものに変化した。阿蘇 4 噴火自体は、Y と類似した黒雲母デイサイト軽石を放出する X 降下軽石の噴火活動から開始した。

阿蘇 4 噴火以降の後カルデラ期火山活動は、噴火頻度が高いものの、爆発的噴火で放出されるマグマの量は極端に小さくなっている (図 3-1-14)。また、後カルデラ期のマグマは、玄武岩～玄

武岩質安山岩が卓越しており、デイサイト質マグマの噴出量はカルデラ形成噴火と比較するとごく僅かである。噴出物の Sr 同位体比の時間変化を明らかにした Miyoshi et al.(2012) は、後カルデラ期噴出物の Sr 同位体比が阿蘇 4 マグマとは大きく異なることから、阿蘇 4 マグマはカルデラ形成で枯渇し、後カルデラ期火山活動には関与していないとした。現在の阿蘇カルデラ地下の比抵抗構造を明らかにした Hata et al.(2016; 2018)は、地下深部から現在活動中の中岳火口へと上昇するマグマの通路を示す低比抵抗体の存在を認めたものの、地下 10 km 以浅に大規模なマグマ溜まりは検出されていない。

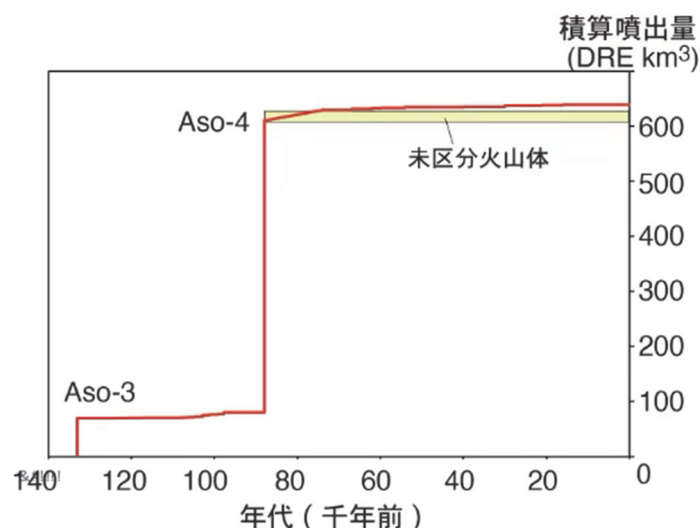


図 3-1-14. 阿蘇カルデラのマグマ噴出量階段図

2) これまでの検討結果

令和 4・5 年度原子力施設等防災対策等委託費「巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究」では、Bouvet de Maisonneuve et al.(2021)の提唱するカルデラ輪廻のモデルが、阿蘇カルデラの巨大噴火準備過程をどの程度説明できるのかを検討するために、阿蘇 3 火砕流と阿蘇 4 火砕流の間にある阿蘇 4/3 間テフラから本質物質を採取し、全岩化学組成分析を行い、微量成分を使ってマグマ組成の時間変化を評価した。これは、阿蘇 3 噴火後にマグマ溜まりが再建され、次の阿蘇 4 噴火に向かってマグマ溜まりが成熟する過程が確認できることを期待したものであった。

SiO₂ 量の時間変化については、既に星住ほか (2022) が明らかにしているように、阿蘇 3 噴火直後から玄武岩～玄武岩質安山岩スコリア噴火 (Z29～Z15)があった後、Z9 (約 10.8 万年前) からデイサイト質軽石噴火へと変化している (図 3-1-15)。この変化は急激で、阿蘇 4 噴火に向かって SiO₂ 量が再び減少することはなかった。デイサイトの K/Rb 比は阿蘇 4 噴火まで変化せず (図 3-1-15)、Z9 噴火から類似の珪長質マグマの蓄積が始まったとの考えと矛盾しない。一方で、Ca/Sr 比は Z9 噴火から阿蘇 4 噴火に向かって時間とともに減少する傾向が顕著である (図 3-1-15)。このような明瞭な変化は Ca/Sr 比に特徴的に認められ、他の微量成分元素比では K/Rb 比と同様に大きく変化していない。

主成分元素の SiO₂ 量や微量成分の K/Rb 比が大きく変化しない条件で、Ca/Sr 比が変化する原

因としては、斜長石の結晶分別の仕方の違いが考えられる。すなわち、K や Rb は斜長石に対してほとんど分配されないため結晶分別でその比が変化しないが、Sr は斜長石に入りやすい元素であるため、斜長石の晶出条件の違いが Ca/Sr 比の変化として現れ得る。平成 30 年度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）事業では、阿蘇火山噴出物を対象として Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012) を用いた相平衡計算を行い、斜長石の晶出温度が含水量に大きく依存し、含水量の増加が斜長石の晶出温度を低下させることが示されている。すなわち、結晶分化において斜長石の晶出が遅れるほど残液の Sr 濃度が Ca 濃度に対して高くなるので、Ca/Sr 比は減少しよう。従って、Ca/Sr 比が時間と共に減少する変化は、マグマの含水量の増加を反映した可能性がある。Keller et al. (2023) は同じ阿蘇 4/3 間テフラ中のアパタイト斑晶の F-Cl-OH 分配から、Y 噴火以前の珪長質マグマが水に不飽和状態であったこと、Y 噴火ではマグマ溜まりに水に富むマグマ揮発相が存在することを示しており、全岩試料の Ca/Sr 比変化と整合的である。

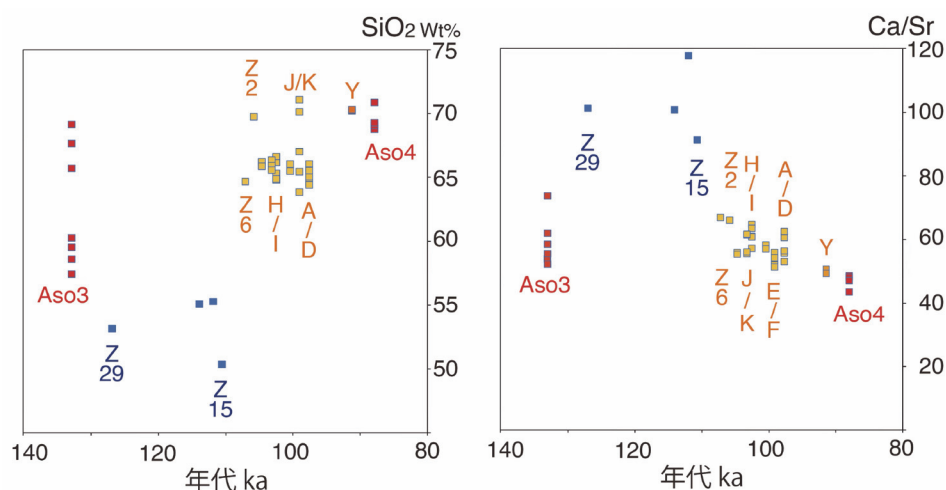


図 3-1-15. 阿蘇カルデラ噴出物の化学組成時間変化

3) 今年度の実施内容

阿蘇 4/3 間テフラで確認できた化学組成の時間変化が、阿蘇 4 噴火をもたらした巨大マグマ溜まりの成長過程を示すものであるかどうかを確認するため、今年度は阿蘇 4/3 間テフラと阿蘇 4 噴出物の鉛同位体比の分析を行った。確認された噴出物の Ca/Sr 比や水飽和度の違いが、阿蘇 4 マグマ溜まりの状態変化を示すものであるなら、阿蘇 4/3 間テフラと阿蘇 4 噴出物は同じ同位体比を持っている必要がある。

試料は、昨年度全岩化学組成分析を行なったものと同じく対象火砕物に含まれる本質火山礫（軽石・スコリア）で、変質の進んだ外側を削り落とし残った中心部分を濁りがなくなるまで純水中で超音波洗浄の変質部分を取り除いたものを用いている。試料乾燥後、手選別で合計約 5 g を集めて分析用試料とし、自動めう乳鉢で微粉末化している。鉛同位体分析は、アイソバーサイエンス社に依頼し、MC-ICP-MS（サーモフィッシャー・ネプチューン・プラス）を用いて実施され

た。粉末試料は、150℃で HCl-HNO₃-HF 混合液（3:1:1）で分解された。完全分解後、各サンプルから鉛の分離は、Eichrom Sr 樹脂を使用した抽出クロマトグラフィーによって達成された。測定では 1～5 サンプルの測定ごとに、2 種類の洗浄液と 2 種類の SRM981 標準溶液の測定値を挟み込んでいる。NIST SRM 981 標準溶液の鉛同位体法による不確かさは、²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb で±0.000015（%95 CI）である。

4) 鉛同位体分析結果

今回の分析結果を、表 3-1-2 に示した。阿蘇 4/3 間テフラの K・H・A は、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.34～18.35、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.57、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.42 とほぼ同じ値を持つ。阿蘇 4/3 間テフラの Y は、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.36、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.58、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.45 である。また、阿蘇 4 基底部の Aso-4X は、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.34、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.57、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.41 と、K・H・A とほぼ同じ値を持つ。

表 3-1-2. 阿蘇カルデラ噴出物の鉛同位体比分析結果

Lab ID	Sample ID	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	± 95% CI	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	± 95% CI	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	± 95% CI
IS-1673	Aso43-Y-1	18.35731	0.00136	15.58389	0.00147	38.44610	0.00505
IS-1674	Aso43-A	18.34773	0.00650	15.57361	0.00640	38.41585	0.01676
IS-1675	Aso43-H	18.34469	0.00479	15.57363	0.00465	38.41911	0.01213
IS-1676	Aso43-K	18.34334	0.00605	15.57368	0.00484	38.42399	0.01094
IS-1677	Aso-4X	18.34448	0.00747	15.57021	0.00746	38.41059	0.02092

5) 考察

平成 28・29 年度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知見の整備」では、阿蘇カルデラの巨大噴火噴出物の鉛同位体比を測定している。すなわち、阿蘇 1 噴出物は、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.36～18.37、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.55～15.56、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.38～38.41。阿蘇 2 噴出物は、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.34～18.37、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.56～15.58、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.39～38.45。阿蘇 3 噴出物は、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.33、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.55～15.56、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.36～38.38。阿蘇 4 噴出物のスコリアは、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.32～18.33、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.56、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.38、同軽石は、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.30、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.53、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.34 であった。これらを図 3-1-16 に投影すると、それぞれが異なる鉛同位体比を持つことが明瞭で、4 回の巨大噴火の度に起源物質の異なるマグマが生産されてきたことが明らかである。

今回の阿蘇 4/3 間テフラの結果とも比較すると、その鉛同位体比は阿蘇 1～4 噴出物の組成範囲からより放射性に富む（同じ ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb に対して ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb が高い）方に外れている（図 3-1-16）。特に阿蘇 4/3 間の Y は、その特徴が顕著である。従って、これらの阿蘇 4/3 間テフラと阿蘇 4 噴火のマグマは起源物質が異なっており、独立した異なるマグマ溜まりに由来すると考えるべきであろう。従って、阿蘇 4 噴火に先行して噴出したこれらのマグマの組成変化は、阿蘇 4 噴火マグマ溜まりの成長過程を示すものではない。Keller et al. (2023) が見出した阿蘇 4 噴火直前の Y 噴火における水過飽和も、阿蘇 4 ではない小規模な副マグマ溜まり内の現象であり、阿蘇

4 噴火の前兆と直ちに判断できないことになる。

今回の分析結果を受けると、阿蘇4 噴火をもたらした巨大マグマ溜まりからは、8.8 万年前の阿蘇4 噴火まで先行噴火としてマグマが漏れ出すことはなかったと解釈しなければならない。巨大マグマ溜まりが形成されるためには、溜まりへのマグマ注入により生じた過剰圧により溜まりの壁が破壊され噴火が起こらないような条件の地殻の粘性緩和条件／注入率／溜まりの冷却率が必要である。すなわち、マグマ注入の時間スケールがマグマ溜まり冷却の時間スケールに比べて短く、地殻の粘性緩和の時間スケールが注入の時間スケールと同程度のときにマグマ溜まりの成長が最適化され、その成長には上限があることが熱力学的モデルにより示されている (Degruyter and Huber, 2014)。壁岩の粘性を 10^{19} Pa s、壁岩の臨界破壊圧力を 20 MPa とした Townsend et al. (2019) の見積もりでは、マグマ溜まりが小さいうちは成長速度が遅く ($\sim 10^{-4}$ km³/年)、マグマ溜まりが大きくなるにつれて非線形的に成長し、 10^{-2} km³/年程度になる。従って阿蘇4 噴火の噴出量のマグマを蓄えるためには、少なくとも数万年間程度の蓄積時間が必要であり、阿蘇4/3 間テフラの活動と重複してカルデラの地下で巨大マグマ溜まりの成長が隠れて進行していたことになる。阿蘇4/3 間テフラを噴出したのは、阿蘇4 巨大マグマ溜まりの近傍に形成された副マグマ溜まりであり、同位体組成の異なる多様な珔長質マグマが同時に生産されるような火成活動場がマントル／下部地殻に出現し、多様な蓄積条件を持った複数のマグマ溜まりが地殻内に形成されるような状態を想定しないと、今年度の分析結果を説明することは難しい。

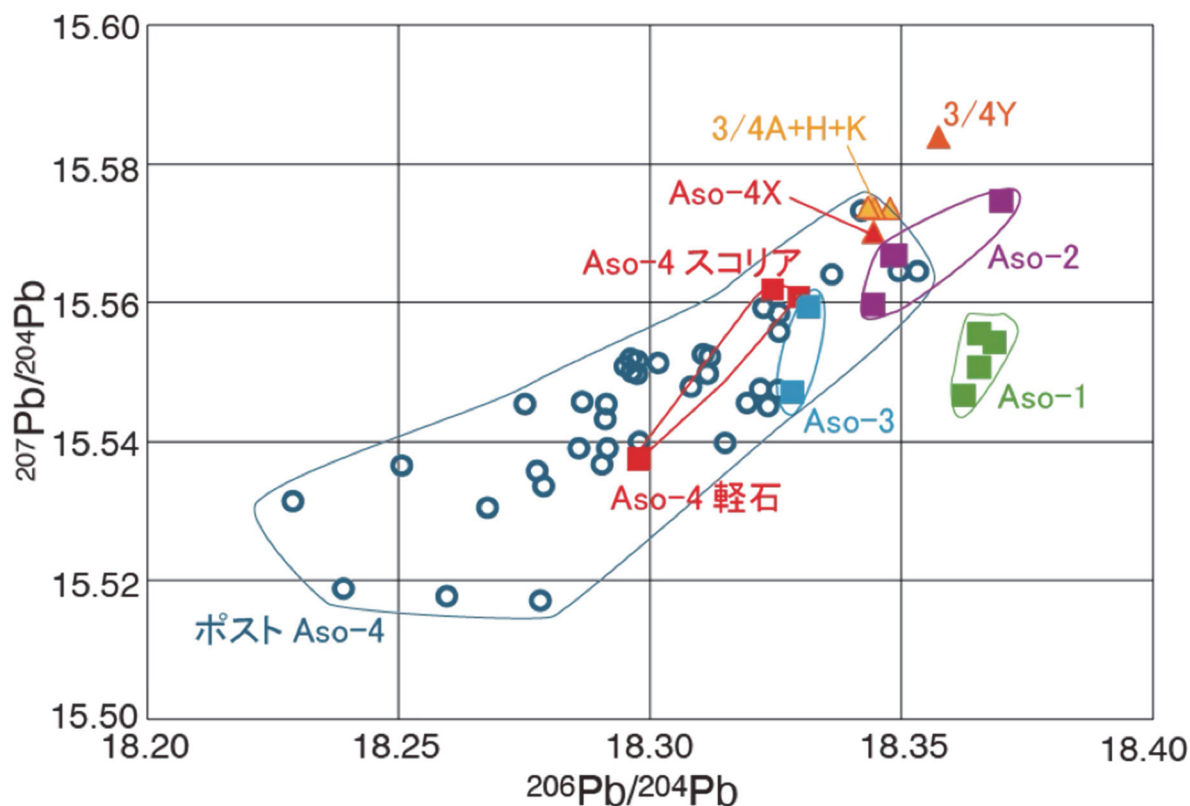


図 3-1-16. 阿蘇カルデラ噴出物の鉛同位体比分布

(3)-1-5. まとめ

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を岩石学的に調べるため、令和6年度は新島(しんじま)軽石に着目して岩石学的・実験岩石学的解析を実施した。

XRFによる全岩化学組成分析結果は、 $\text{SiO}_2 = 72.5 \sim 73.4 \text{ wt\%}$ (100%ノーマライズ後)の流紋岩質で、先行研究結果と概ね一致した。磁鉄鉱とイルメナイトの鉱物組成分析結果を鉄チタン鉱物温度計に適用し、噴火前のマグマ温度 $780 \sim 860^\circ\text{C}$ を得た。顕微ラマン分光法および顕微反射 FT-IR によるメルト包有物の含水量分析結果は、前者が $3.6 \sim 6.8 \text{ wt\%}$ ($5.6 \pm 0.8 \text{ wt\%}$)、後者が $3.3 \sim 7.0 \text{ wt\%}$ ($5.7 \pm 1.0 \text{ wt\%}$)、と両手法でよく一致し、比較的水に富む条件であったことが分かった。この含水量は、水に飽和していたと仮定するとマグマの圧力として $88 \sim 240 \text{ MPa}$ ($180 \pm 40 \text{ MPa}$) と算出された。これは深さにして $7.2 \pm 1.6 \text{ km}$ に相当する。

高温高压岩石相平衡実験のため、岩石学的記載をもとに出発物質として skr-181219A-gs2 を選定した。この試料について、共存する鉱物の種類や量、各鉱物やガラスの化学組成などの分析を実施した。また予察的な実験を行い、マグマ蓄積条件が 150 MPa より低圧である可能性が示唆されたが、これについては今後実験点を増やして検討を進めていく必要がある。

阿蘇カルデラを例とした鉛同位体比測定結果は、阿蘇4カルデラ噴火と、それに先行する活動である阿蘇4/3間テフラとで同位体比が一致しないことが明らかになった。これは、阿蘇4/3間テフラをもたらしたマグマ供給系が発達して Aso-4 をもたらしたのではない、ということの意味する。このため、カルデラ噴火に至るまでの間には、多様な蓄積条件を持った複数のマグマ溜まりが地殻内に形成されていたことが考えられる。

今年度の結果も踏まえた今後のロードマップを以下に示す(図3-1-17)。

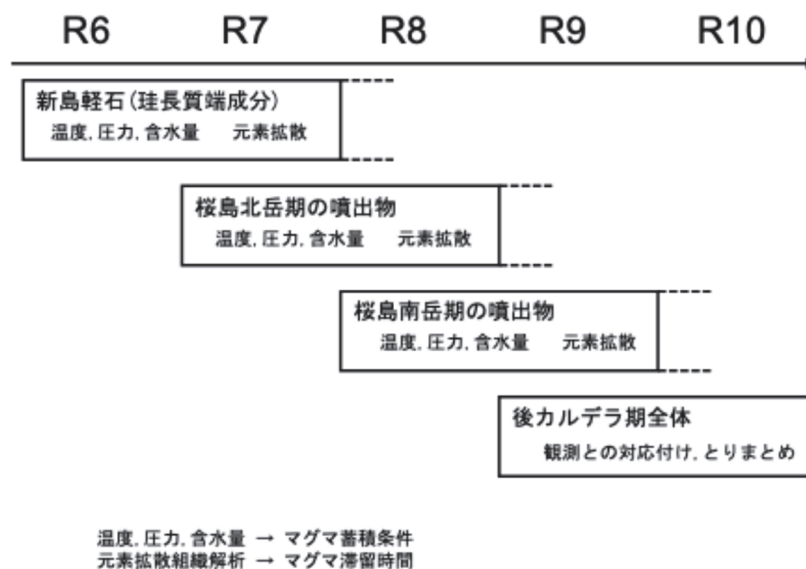


図 3-1-17. 岩石学的研究のロードマップ

参考文献

- Andersen, D. J., and Lindsley, D. H. (1985). New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Abstracts of American Geophysical Union 1985 Spring Meeting. EOS Transactions, American Geophysical Union*, 66 (18), 416.
- Bouvet de Maisonneuve, C., Forni, F., & Bachmann, O. (2021). Magma reservoir evolution during the build up to and recovery from caldera-forming eruptions - A generalizable model? *Earth-Science Reviews*, 218. doi:10.1016/j.earscirev.2021.103684
- Degruyter, W., & Huber, C. (2014). A model for eruption frequency of upper crustal silicic magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 117-130. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.047>
- Di Genova, D., Sicola, S., Romano, C., Vona, A., Fanara, S., Spina, L. (2017) Effect of iron and nanolites on Raman spectra of volcanic glasses: A reassessment of existing strategies to estimate the water content. *Chemical Geology*, 475, 76-86. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.10.035>
- Geshi, N., Yamada, I., Matsumoto, K., Nishihara, A., & Miyagi, I. (2020). Accumulation of rhyolite magma and triggers for a caldera-forming eruption of the Aira Caldera, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 82, 1-18. <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01384-6>
- Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V. and Carley, T. L. (2012) Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems. *Journal of Petrology*, 53, 875 - 890. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr080>
- Hata, M., Takakura, S., Matsushima, N., Hashimoto, T., Utsugi, M. (2016) Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure. *Geophysical Research Letters*, 43, 10, 720-710, 727. <https://doi.org/10.1002/2016GL070315>
- Hata, M., Matsushima, N., Takakura, S., Utsugi, M., Hashimoto, T., Uyeshima, M. (2018) Three-Dimensional Electrical Resistivity Modeling to Elucidate the Crustal Magma Supply System Beneath Aso Caldera, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 6334-6346. <https://doi.org/10.1029/2018JB015951>
- 星住英夫・宮縁育夫・宮城磯治・下司信夫・宝田晋治 (2022) 阿蘇火山、阿蘇 4/3 降下テフラ群の層序と噴火活動史—阿蘇 4 火砕流噴火への準備過程—. *火山* 67, 91-112. https://doi.org/10.18940/kazan.67.1_91
- 星住英夫・宝田晋治・宮縁育夫・宮城磯治・山崎 雅・金田泰明・下司信夫 (2023) 阿蘇カルデラ 阿蘇 4 火砕流堆積物分布図. 大規模火砕流分布図, no. 3. 産総研地質調査総合センター.
- 星住英夫・宝田晋治・宮縁育夫・宮城磯治・山崎 雅・金田泰明・下司信夫 (2024) 阿蘇カルデラ

- 阿蘇 3 火砕流堆積物分布図. 大規模火砕流分布図 No. 4, 産総研地質調査総合センター.
- Keller, F., Popa, R.G., Allaz, J., Bovay, T., Bouvier, A.S., Geshi, N., Miyakawa, A., Bachmann, O. (2023) Variations in water saturation states and their impact on eruption size and frequency at the Aso supervolcano, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 622. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118400>
- Kuritani, T. (2023) Geochemical constraints on the evolution of the magmatic system leading to catastrophic eruptions at Aira Caldera, Japan. *Lithos*, 450-451. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107208>
- Miyabuchi, Y. (2009) A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan. *Sedimentary Geology*, 220, 169–189. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.018>
- Miyabuchi, Y. (2011) Post-caldera explosive activity inferred from improved 67–30 ka tephrostratigraphy at Aso Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 205, 94–113. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.05.004>
- 宮縁育夫・星住英夫・高田英樹・渡辺一徳・徐 勝 (2003) 阿蘇火山における過去約 9 万年間の降下軽石堆積物. 火山 48, 195-214. https://doi.org/10.18940/kazan.48.2_195
- Miyoshi, M., Sumino, H., Miyabuchi, Y., Shinmura, T., Mori, Y., Hasenaka, T., Furukawa, K., Uno, K., Nagao, K. (2012) K-Ar ages determined for post-caldera volcanic products from Aso volcano, central Kyushu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 229-230, 64-73. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.04.003>
- Newman, S. and Lowenstern, J. B. (2002) VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for EXCEL. *Computers & Geosciences*, 28, 597-604. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00081-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00081-4)
- 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図. 火山地質図 4, 地質調査所.
- 産業技術総合研究所 (2023) 令和 5 年度巨大噴火プロセス等の知見整備に係わる研究.
- Sauerzapf, U., Lattard, D., Burchard, M., & Engelmann, R. (2008). The titanomagnetite-ilmenite equilibrium: new experimental data and thermo-oxybarometric application to the crystallization of basic to intermediate rocks. *Journal of Petrology*, 49(6), 1161-1185. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn021>
- 高橋正樹・大塚匡・川俣博史・迫寿・安井真也・金丸龍夫・大槻明・島田純・厚地貴文・梅澤孝典・白石哲朗・市来祐美・佐竹紳・小林哲夫・石原和弘・味喜大介 (2011) 桜島火山および始良カルデラ噴出物の全岩化学組成--分析データ 583 個の総括. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 No. 46, 133-200.
- Tomiya, A., Takahashi, E., Furukawa, N., and Suzuki, T. (2010). Depth and evolution of a silicic magma chamber: melting experiments on a low-K rhyolite from Usu Volcano, Japan. *Journal of Petrology*, 51(6), 1333-1354. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq021>
- Townsend, M., Huber, C., Degruyter, W., and Bachmann, O. (2019). Magma Chamber Growth During Intercaldera Periods: Insights From Thermo - Mechanical Modeling With

- Applications to Laguna del Maule, Campi Flegrei, Santorini, and Aso. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(3), 1574-1591. <https://doi.org/10.1029/2018gc008103>
- Waters, L. E., and Lange, R. A. (2015). An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American mineralogist*, 100(10), 2172-2184. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5232>
- Yasuda, A. (2014) A new technique using FT-IR micro-reflectance spectroscopy for measurement of water concentrations in melt inclusions. *Earth, Planets and Space*, 66:34. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-34>

(3)-2 火山性流体を用いたマグマの種別判定

本項目では、現在地下に貯留するマグマ種別の判定をおこなうための火山性流体に含まれる希土類元素組成を用いた手法の有効性の検討を行う。5 年間の研究計画を図 3-2 にロードマップとして示す。今年度は判定手法の試行実験という位置づけで、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）の化学分析を行う。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る。

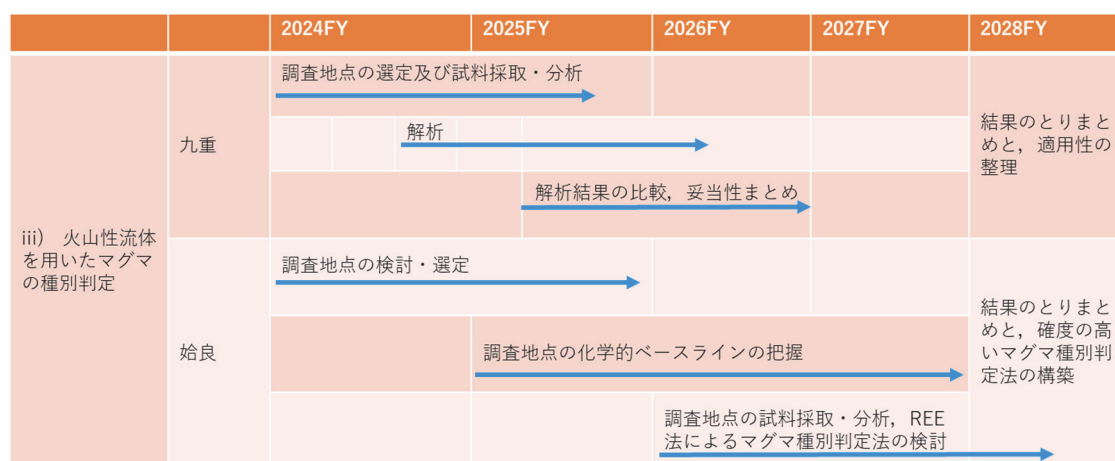


図 3-2. ロードマップ（5 年間の研究計画）

(3)-2-1 九重地域の流体試料の希土類元素組成

希土類元素は 3 価の陽イオンとして、主に溶存しているナトリウムやマグネシウムなどの陽イオンや塩素などの陰イオンと共に、水に溶け込んだ形で温泉水や湧水に含有され、地表に上昇している。高マトリクス溶液試料である温泉水・地下水試料中に溶存する極微量（ppt～ppb レベル）の希土類元素組成を、高精度で多試料について測定するために、産業技術総合研究所（2019; 2020; 2021）ではトリプル四重極誘導プラズマ質量分析計（ICP-MS）の希土類元素に特化した最適化を行いつつ、スパイク法での分析作業のルーチン化を行った。希土類元素濃度は、試料によって約 10000 倍の違いがあるため、試料毎に予想される濃度に沿って最適になるようスタンダードの調整を行った。これにより、従来の標準添加法より分析効率が上がり、1 試料につき 1～3 測定程度で定量できるようになった。検出限界は 0.1～1 ppt である。今年度は、まず、九重地域で採取した産業技術総合研究所が保有する既存水試料から、温泉水を優先的にしつつ、対比のための湧水の試料も選定しながら分析を行った。一部試料については安定した分析値が得られず、採取後 5～10 年程度が経過しており水質劣化等が懸念されたため、再調査及び採取を行った。最終的に、試料のカテゴリ（温泉水、湧水）と主溶存元素組成、及び広域を網羅するという基準で選んだ 65 試料について、希土類元素組成を確定した。分析値が得られた試料の地点を図 3-2-1 に示し、希土類元素組成を図 3-2-2 と図 3-2-3 に示す。

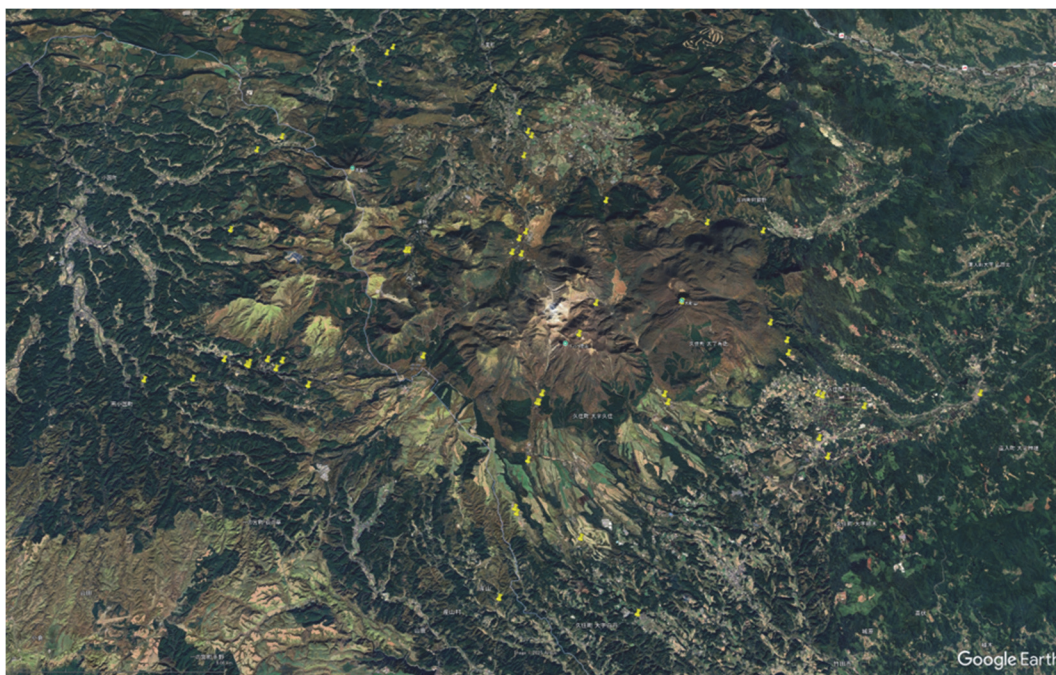


図 3-2-1. 希土類元素組成を得た 65 試料の採取地点 黄印で地点を示す。これらの希土類元素組成については図 3-2-2 に示す。Google Earth Pro (7.3.6.10201 (64-bit))を使用。

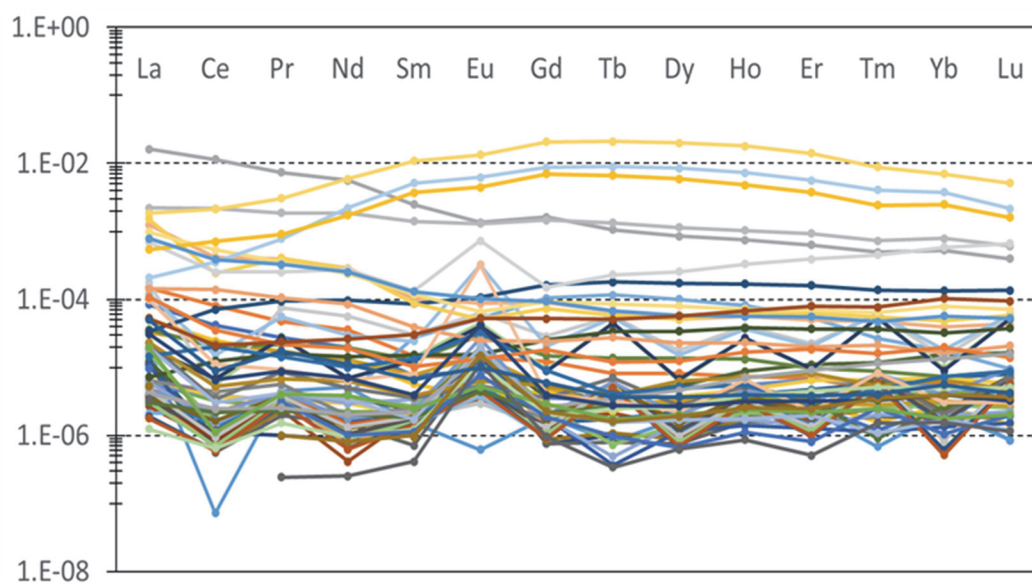


図 3-2-2. マントルで規格化した流体中の希土類元素組成 測定で得られた 65 試料中の希土類元素組成を、枯渇したマントル (Workman and Hart, 2005) で規格化した。色は自動表示である。

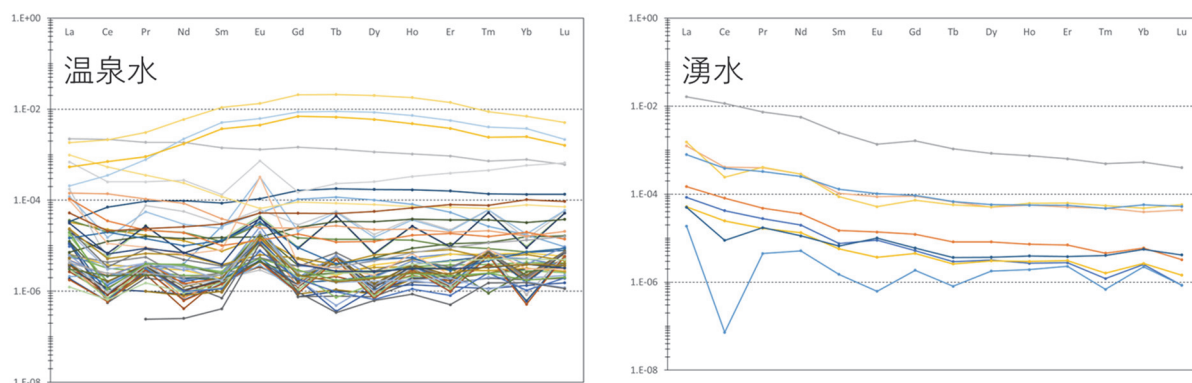


図 3-2-3. カテゴリ毎の希土類元素組成 採水時の試料のカテゴリ（温泉水、湧水）に従って、図 3-2-2 と同様に、枯渇したマントルで規格化した流体中の希土類元素組成を示す。

図 3-2-2 に示した九重地域で得られた試料は計 65 試料で、その内訳は、温泉水 56 試料、湧水 9 試料である。但し、同一地点の繰り返し測定試料を含む。希土類元素組成は枯渇マントルの濃度（Workman and Hart, 2005）で規格化している。規格化には、何を議論するかに依るが、大陸地殻、始源的マントル、枯渇マントルなどが用いられる。沈み込み帯のマントルは、沈み込むプレートに由来する流体が枯渇しているマントルに付加する構図になっている。そこで、分析で得られた流体の希土類元素組成を、枯渇マントルで規格化することで、島弧を構成する岩石や堆積物などと比較することが容易になる。岩石との反応プロセスによる濃度変化や、マントル以外の成分の付加や取り去りを知ることにも繋がる。希土類元素は通常 3 価の原子価をとり、特に火成作用において液相に濃集しやすい性質から、溶融や結晶分化の過程、岩石風化や変質を議論する重要なトレーサーである。

九重地域の温泉水の希土類元素濃度（図 3-2-2）は、枯渇マントルよりも低く、それらの規格化した濃度は 10^{-6} ～ 10^{-2} 程度である。隣接する阿蘇カルデラと比較すると、阿蘇カルデラの組成幅は 10^{-7} ～ 10^{-1} 程度と幅広く、また、九重地域は 10^{-5} ～ 10^{-6} に試料が集中していることから、阿蘇カルデラよりも類似した組成の流体が多いと言える。希土類元素パターンについては、左上がりのフラットなものが多いが、ユーロピウム（Eu）の異常を示すパターンや、全体的にギザギザのパターンを示すものも見られる。これらのパターンは阿蘇カルデラや他の火山域の温泉水と比較しても、一般的な特徴と言える。但し、阿蘇カルデラとの明瞭な違いは、 10^{-2} 程度の高い中希土と低い軽希土の特異的な組成を示す 3 試料（図 3-2-3 左図の黄色と水色）であり、これらは南西部に見られる。一方、湧水については、温泉水と同レベルの濃度幅を示し、 10^{-4} 程度以上の高濃度の湧水は、同濃度程度の温泉水とほぼ同じような、やや左上がりの滑らかなパターンを示す。軽希土だけで見ると、九重地域で最も高い試料は湧水である。図 3-2-3 に示される軽希土類元素と重希土類元素の比（La/Lu 値）は、温泉水は 3.31、湧水は 36.2 である。阿蘇の温泉水 3.98 と湧水 11.7 に比べると、温泉水は同程度であるのに対し、湧水の La/Lu 値が顕著に高く、阿蘇と比べ湧水の数自体が極めて少ない傾向にあり、地下の水循環が発達していないカルデラ構造によるものと考えられる。

(3)-2-2 九重地域のマグマの種別判定

マグマ中のシリカ量に伴って希土類元素の振る舞いが異なることは、分子理論的にも疑いがない（例えば、Burnham, 1975）。Si 原子と O 原子が作る SiO_4 四面体の重合体は、シリカ量が少ないほど重合体を作りにくい。解重合ではメルトの構造がオープンになるため、三価の希土類元素は八面体配位に入りやすくなり、元素間の相対的な分別は生じにくいと考えられる。従って、玄武岩質マグマから生じる流体がマグマと平衡になっていれば、希土類元素は相対的に少なく、また Eu 異常は生じにくく、希土類のトレンドも緩やかになると考えられる。流体とマグマ間の希土類元素分配について実験的研究は少ないが、鉱床資源的観点から花崗岩メルトと塩化物水溶液間の分配については実験や数値モデリングが幾つかある（例えば、Webster and Holloway, 1980; Bai and Koster Van Groos, 1999）。特に、流体中の塩化物イオン濃度が希土類の分配に与える影響については多くの指摘があり（例えば、Kravchuk et al., 1995; Lukanin and Dernov-Pegarev, 2010）、温度圧力と同様に、元素分配に効いてくる。産業技術総合研究所（2019）では、マグマの減圧による脱水過程を想定し、初期条件（7.6wt.% H_2O ; 0.25 wt.% Cl; 100 ppm REE）を含有した花崗岩メルトの 3~0.7kbar 下での数値計算による結果を紹介し、希土類元素の組成変化について考察した。その結果、脱ガス駆動の減圧により生成された流体中の塩素や希土類元素の濃度は、減圧とともに、元素によって振る舞いが変わることが明らかとなっている。脱ガス初期は高塩素流体の生成に伴い、希土類元素全体が流体に入りやすいため高濃度になるが、脱ガスが進むにつれ、塩素濃度の低下と共に希土類元素の濃度も下がる。より高压下では希土類間の分別は大きくないので、全体に滑らかなパターンを示すが、より低压になると、イオン半径が大きく流体に入りやすい軽希土側が強く分別し、シャープなパターンを示す。この花崗岩メルトを用いた実験によると、Eu 異常については、脱ガス初期には高塩素流体の生成に伴い、通常三価の希土類に対し、二価も合わせ持つ Eu の負異常が現れる。更に脱ガスが進み減圧し塩素濃度が下がると、異常が小さくなり、Eu 正異常が現れ始める。塩素濃度が高い場合は Eu 負異常が生じ、還元的な条件ほど負異常の程度は強くなる。一方、塩素濃度が低い場合は、正異常が現れやすく、より酸化的な条件ほど異常は強くなる。転移の閾値は、この実験条件では、約 2 kb、流体中の塩素濃度が約 2 mol/l（約 7 %）である。

そこで、C/Cl 法で検討されたマグマから放出される熱水組成範囲（図 3-2-5）で希土類元素の変化について考えてみる。図 3-2-5 において、C/Cl 法では縦軸 Cl/ H_2O も併せて使われているが、ここではマグマの組成変化により敏感な横軸 C/Cl 値を指標とし、珪長質マグマが取り得る C/Cl 値のおおよその範囲を 0.0001~20 とする。珪長質マグマを想定した場合、生成される珪長質の流体は、脱ガスに従って次のように変化することが予想される。脱ガス初期には、高塩濃度の影響で（低 C/Cl）となるため、珪長質マグマの固化（図 3-2-5 中の緑と青色範囲 FS, C/Cl 値 0.0001-0.1）では、全体として希土類元素が高濃度になり、Eu 負異常を示す。脱ガスが進むに従って、珪長質マグマの生成（図 3-2-5 中のピンクと赤色範囲 FB, C/Cl 値 0.1~20）では、軽希土側が強く分別し高い La/Lu (>10) となり、Eu 異常は正に転じる。珪長質マグマの固化（FS）と生成（FB）の範囲は重なっている部分があるため厳密ではないが、C/Cl 値 <0.1 かつ δEu 値 <1 、または、 $0.1 < \text{C/Cl}$ 値 <20 かつ La/Lu 値 >10 は珪長質、または、高希土類元素濃度の場合も珪長質の可能性が高いと考えられる。珪長質に比べ希土類元素濃度が低い玄武岩質マグマから脱水する流体

の希土類元素濃度は、岩石と同様に、相対的に希土類元素濃度が低くなると考えられるためである。なお、 δEu 値は、 EuN/EuN^* で表され、 EuN は試料中の濃度、 EuN^* は試料中に Eu 異常がなかったと仮定した場合に Eu が取り得ると考えられる理論値であり、通常、隣接する Sm と Gd の幾何平均値である。 N はそれぞれ枯渇マントル中の濃度で規格化された値であることを意味する。 δEu 値については、 Eu 負異常を示す天然試料は流紋岩や花崗岩や一部の堆積岩など珪長質な岩石に見られ、結晶分化過程における斜長石の影響とされる。逆に、高温熱水の影響を受けた炭酸塩岩や、曹長石を含有する斑糲岩では正異常が見られる。斜長石の分離・融解や酸化還元条件が正負の異常をもたらす鍵となっている。先述の通り、希土類元素は元素群であり通常 3 価の電荷を持つが、 Eu については 2 価と 3 価があるため、還元的環境などで他の希土類元素との挙動の違いが現れ、 Eu 異常と呼ばれる。例えば、データ量が豊富な阿蘇地域の火山岩（宮城ほか、未公表）について、 δEu 値の平均値を比較すると、玄武岩（シリカ含有量～52 wt.%以下）は 0.92、安山岩（シリカ含有量約 52～63 wt.%）は 0.79、デイサイト（シリカ含有量約 63～69 wt.%）は 0.67 である。 δEu 値には、岩石種により明瞭な違いがあることがわかる。岩石種の境界はシリカ含有量で単純に区切ったものであり、マグマの生成から噴出までの過程を考えても岩石種の境界には成因的な意味はなく、実際は遷移的である。また、厳密には斑晶の影響を取り除いたマグマに戻す扱いが必要ではあるが、おおよその平均として玄武岩とデイサイトには約 0.7 倍の差があり、玄武岩と安山岩にも約 0.85 倍の差があることは重要である。これは、パターン全体を見ても明瞭な Eu の凹みとなって現れる（図 3-2-3）。すなわち、玄武岩と玄武岩以外では顕著な違いが見られると考えられ、安山岩の組成幅が広いため数値としては難しい判断になるが、デイサイトの均質性は信頼できるとすると 0.7 以下は珪長質と判断してよいだろう。一方、 La/Lu 値については、より珪長質になるほど高い数値を示す傾向があり、これは分化による一般的な火山岩に入っている斑晶がいずれも左上がりのトレンドを示すため、結晶分化によってより左上がりのマグマになるためである。例えば、データ量が豊富な阿蘇地域の火山岩（宮城ほか、未公表）について、 La/Lu 値の平均値を比較すると、玄武岩（シリカ含有量～52 wt.%以下）は 15.0、安山岩（シリカ含有量約 52～63 wt.%）は 22.8、デイサイト（シリカ含有量約 63～69 wt.%）は 21.9 である。火山岩の希土類元素の濃度レベルは、温泉水より 1000 倍～100000 倍であるため、岩石-水反応を考慮しなければならないが、各マグマから脱水した流体に母岩となるマグマの La/Lu 値が残ると考えられる。この指標に基づいて、以下に九重地域を検討する。

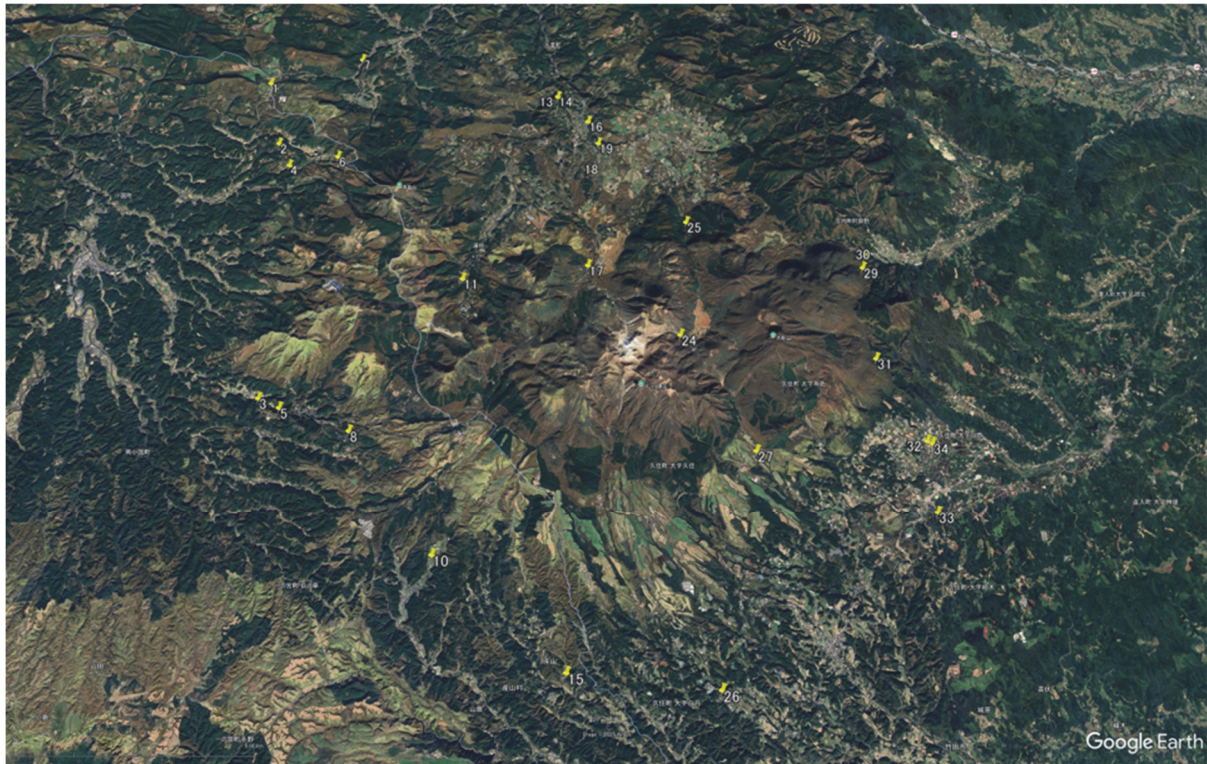


図 3-2-4. 34 試料の採取地点 採取地点を黄印で示し、付記した番号は、C/Cl 法を用いた先行研究（産業技術総合研究所, 2020; Kazahaya et al., 2024）と同じである。Google Earth Pro (7.3.6.10201 (64-bit))を使用。

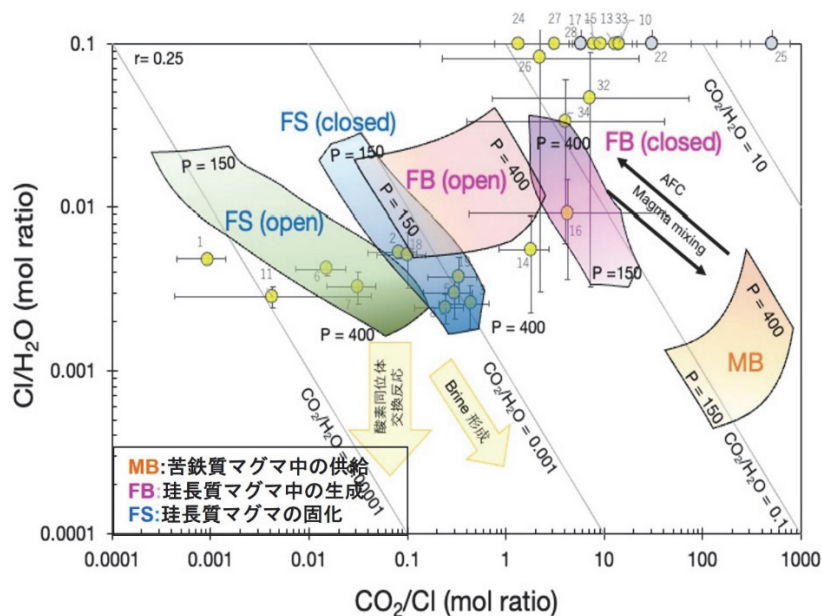


図 3-2-5. C/Cl 法を用いた先行研究で解析された 34 試料の組成プロット マグマから放出される熱水組成 (CO_2/Cl , $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$)の理論計算結果は実線と色つきの範囲で示され、九重火山周辺の地下水分析データから得られる計算値は黄○で示されている(産業技術総合研究所, 2020 ; Kazahaya et al., 2024)。但し、 $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$ が決定できなかった点は、図の上段に灰○で示されている。付記されている番号は表 3-2-1 と同じである。

九重地域においては、C/Cl 法を用いたマグマの種別判定が先行しており、34 試料について解析が行われ（図 3-2-4）、うち 27 試料について判定が得られている（図 3-2-5；産業技術総合研究所, 2020; Kazahaya et al., 2024）。これらの試料の希土類元素・主溶存元素等のデータは別表にまとめられている。そこで、C/Cl 法が適用された 34 試料について、希土類元素組成からマグマの種別を検討する。検討は次の順で行い、34 試料の δ Eu 値と La/Lu 比を表 3-2-1 に示す。①C/Cl 値<0.1 かつ δ Eu 値 1 以下を珪長質と判断する、②0.1<C/Cl 値<20 かつ La/Lu 値 10 以上を珪長質疑いとする。

表 3-2-1. 34 試料の試料番号 (ID) と δ Eu 値及び La/Lu 値 δ Eu 値及び La/Lu 値について、Eu,Nd,Sm と La,Lu のいずれかの分析値が得られなかった試料は (-) を記した。

ID	deltaEu	La/Lu		ID	deltaEu	La/Lu
1	-	6.86		18	10.04	1.45
2	-	3.83		19	1.33	0.56
3	12.85	1.19		20	2.12	3.00
4	1.93	9.74		21	1.60	12.03
5	3.04	1.68		22	0.88	0.34
6	-	-		23	0.67	41.00
7	-	-		24	-	-
8	2.25	0.84		25	0.93	15.05
9	10.65	9.65		26	1.40	5.00
10	-	0.49		27	0.99	7.67
11	0.63	13.75		28	0.37	21.79
12	7.47	0.25		29	2.37	-
13	1.69	1.50		30	1.43	99.27
14	10.10	0.56		31	0.90	28.63
15	6.17	0.26		32	56.63	32.48
16	18.09	2.99		33	3.88	0.30
17	10.07	16.18		34	5.18	1.04

検討項目① (C/Cl 値<0.1 かつ δ Eu 値<1) を満たす試料は、2 試料 (11; 27) である。 δ Eu 値 1 以下を示す試料は 7 試料あるが (表 3-2-1)、このうち 5 試料は C/Cl 値が得られなかった為、条件を満たすのは 2 試料である。そこで、2 試料 (11; 27) は珪長質と判断される。検討項目② (0.1<C/Cl 値<20 かつ La/Lu 値>10) を満たす試料は、3 試料 (11; 17; 32) である。La/Lu 値 10 以上の値を示す 9 試料 (表 3-2-1) のうち、6 試料は C/Cl 値が得られなかった為、条件を満たすのは 3 試料 (11; 17; 32) である。希土類元素の測定で欠損した元素がある試料や C/Cl 値が得られなかった試料があるため、図中にプロットされている総試料数は若干異なるが、希土類元素組成から得られるこれらの値と、先行研究で得られた C/Cl 値の関係を図 3-2-6 及び図 3-2-7 に示す。

図 3-2-6 にも示される通り、珪長質とされる C/Cl 値の範囲において、 δ Eu 値が負異常を示すものは 2 試料 (11; 27) であるが、うち 1 試料 (27) は δ Eu 値 0.99 のため判断を保留とする。玄武岩質については、計算値が得られていないため図中にはないが、産業技術総合研究所 (2020)

及び Kazahaya et al. (2024) で玄武岩と判断されている 4 試料 (25; 29; 30; 31) の δEu 値は順に (0.93; 2.37; 1.43; 0.90) であるが、検討項目①を満たさないため珪長質ではないと判断される。特記すべきは、明瞭な負異常はより低 C/Cl 値側にのみ現れること (例えば、試料番号 11)、同時に、極端な正異常がより低 C/Cl 値側に現れない点である。これは、計算値が得られた試料数が少ないのが問題ではあるが、先に述べた花崗岩マグマの脱ガス初期の傾向との一致と考えてよいだろう。玄武岩側に近づくにつれ、正異常が強くなる傾向とも読み取れる。一方、C/Cl 値と La/Lu 値の関係は、図 3-2-7 に示されるように、珪長質から玄武岩に近づくほど La/Lu 値のレンジが約 0.1~100 と広がっていることが分かる。これは、玄武岩の持つ特徴 (低 La/Lu) が分化過程などにより高くなるため、始源的特徴を保持する試料から分化過程を反映した試料まで幅広く取り得ることを示唆する。珪長質の中でも、特により低 C/Cl 値を示す試料は、例えば試料番号 11 のように、高 La/Lu 値を示す。ここでも試料数が少ないのが問題ではあるが、マグマ自体が理論的に高い La/Lu を示すため、珪長質として妥当と考えられる。着目すべきは高 La/Lu 値の程度である。分化過程にある玄武岩質マグマが排出する流体が、マグマの分化に従ってどの程度の La/Lu 値の変化をするかについては議論の余地があるが、図 3-2-7 のデータ分布から見ると、La/Lu 値は 10 を越えないのではないかと推察する。この仮定に基づくと、高い La/Lu 値は分化で得られたものではなく、従来持っていた値、すなわち珪長質マグマを起源とする流体の特徴と見なすことができる。現状では作業仮説のレベルではあるが、高い La/Lu 値が珪長質の特徴であるとする、C/Cl 値と La/Lu 値に基づき、2 試料 (32; 17) が珪長質と判断される。これらの珪長質と判断された 3 試料 (11; 17; 32) を酸素水素同位体図で確認すると、天水線から明瞭にシフトしていることが分かる (図 3-2-8)。2 試料 (32; 17) は天水線近傍にあり判断が難しいが、1 試料 (11) は明瞭であり、このシフトの方向はマグマの寄与と考えられ、C/Cl 法と希土類元素から得られた結果と齟齬はない。産業技術総合研究所 (2020) 及び Kazahaya et al. (2024) で玄武岩と判断されている 4 試料 (25; 29; 30; 31) は、珪長質の 2 試料 (32; 17) よりやや左寄り、プロットが密集している位置にある (図 3-2-8)。従って、マグマ方向への明瞭なシフトは見られず、天水の寄与が高く薄まっており、Cl 濃度が低いことも整合的ではあるが、火山性かどうかについて再検討する必要があるだろう。

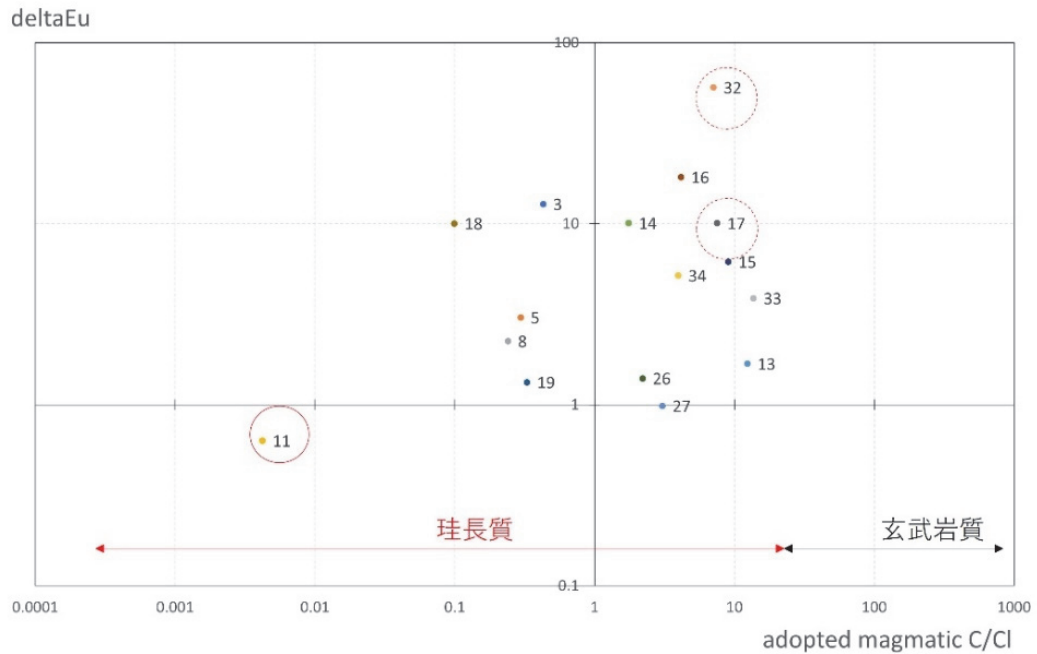


図 3-2-6. C/Cl 値と δ Eu 値 横軸 C/Cl はマグマから放出される熱水組成の計算値（産業技術総合研究所, 2020; Kazahaya et al., 2024）、縦軸 δ Eu は、分析値と、試料中に Eu 異常がなかったと仮定した場合に Eu が取り得ると考えられる理論値から推定される計算値（表 3-2-1）である。横軸には、珪長質及び苦鉄質マグマから脱水した流体の理論的に示される C/Cl 値の組成範囲を、それぞれ赤と黒の矢印で追加している。実線及び点線で示された赤○は、 δ Eu 値から珪長質と判断された試料（11）と、La/Lu 値から珪長質と判断された試料（32,17）をそれぞれ示す。

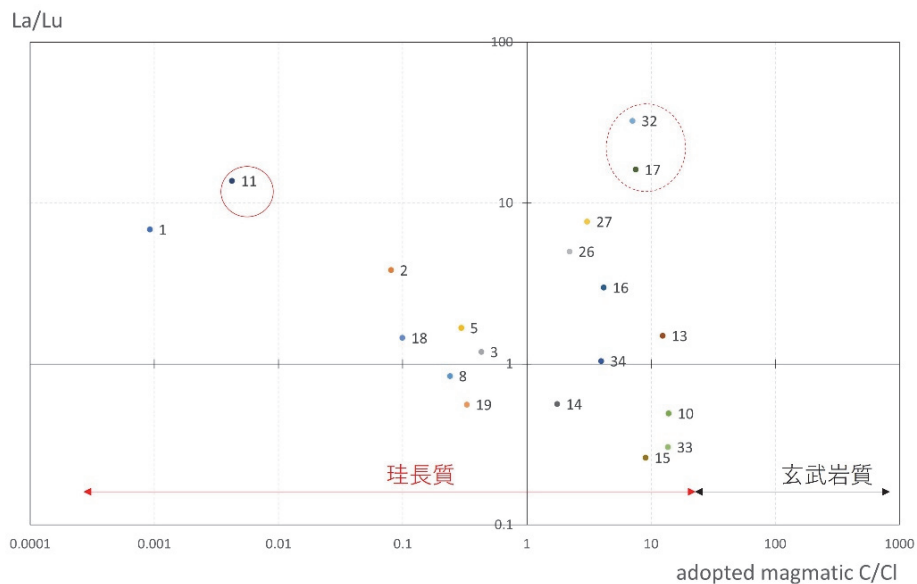


図 3-2-7. C/Cl と La/Lu 値 横軸 C/Cl は図 3-2-6 と同じで、縦軸 La/Lu は濃度を枯渇マントルで規格化した値の比（表 3-2-1）である。実線及び点線で示された赤○は、 δ Eu 値から珪長質と判断された試料（11）と、La/Lu 値から珪長質と判断された試料（32; 17）をそれぞれ示す。

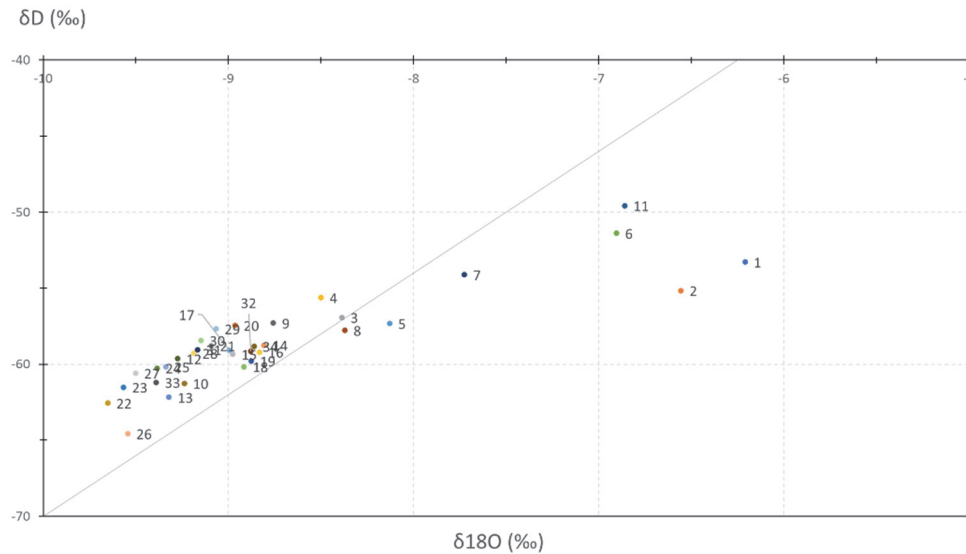


図 3-2-8. 酸素水素同位体比 付記した番号は試料番号（表 3-2-1）を示す。実線は天水線を示す。データは、産業技術総合研究所（2020）及び Kazahaya et al. (2024)を使用した。δD は ^1H と ^2H の存在比を示し、 $\delta^{18}\text{O}$ は ^{18}O と ^{16}O の存在比を示す。なお、シンボルは自動表示である。

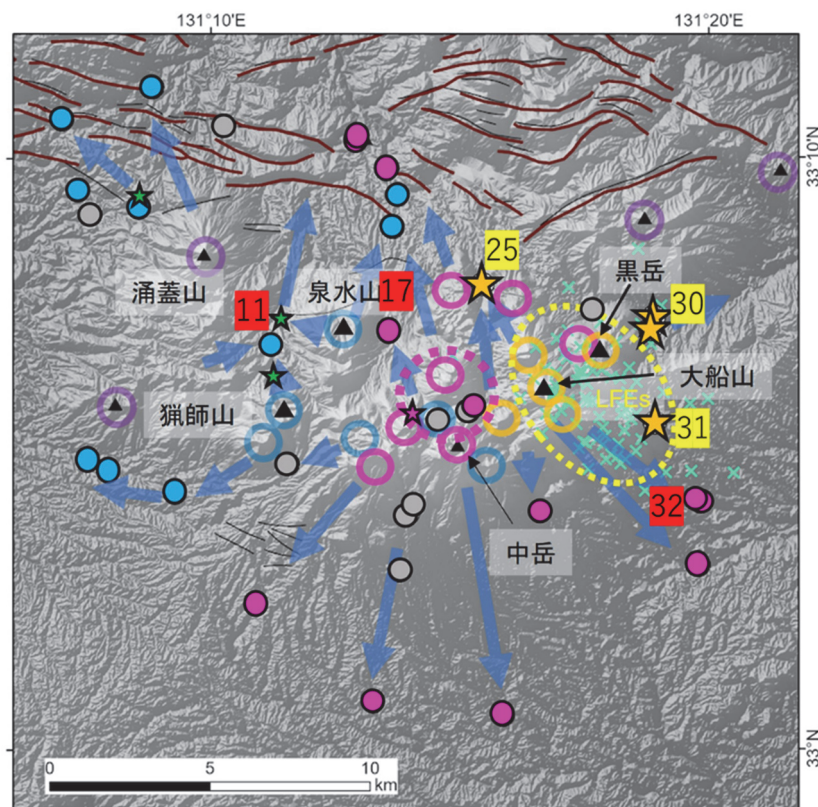


図 3-2-9. 火山性流体から推定される九重地域のマグマ種別 九重火山の地下水の脱ガスモード分布図（Kazahaya et al., 2024）に、希土類元素組成も併せた解析から珪長質と、玄武岩質の可能性があると判断された試料について、試料番号及び背景色を赤（珪長質）と黄色（玄武岩質）で示す。

C/Cl 値と δ Eu 値及び La/Lu 値の解析により、3 試料について珪長質、3 試料について玄武岩質の可能性がある、との結果が得られた。図 3-2-9 は、C/Cl 法の結果から推定された珪長質（青、ピンク）と玄武岩質マグマ（黄）の分布に、希土類元素の δ Eu 値と La/Lu 値から推定された珪長質と玄武岩質の結果を重ねており、赤色で示した珪長質 3 試料と、黄色で示した玄武岩質 3 試料の全てで結果が一致したことが分かる。但し、先述のように、先行研究である論文（Kazahaya et al., 2024）では玄武岩質と判断されているが、玄武岩質についての C/Cl 値はなく、玄武岩ではなく非珪長質と言い換える方がより正確であることを重ねて記す。また、La/Lu 値が得られなかった 1 試料は除外した。以上により、九重地域において、珪長質マグマから脱水した流体が上昇していることが明らかになった。但し、C/Cl 法で判定が確定した試料数が結果として少ないため、図 3-2-1 で示した希土類元素組成が得られた全試料 65 試料について、C/Cl 法が適用された 34 試料以外については C/Cl 値はないが、希土類元素組成の δ Eu 値が 1 以下を示すのは 16 試料あり、0.7 以下は 4 試料ある。また、La/Lu 値 10 以上を示す試料は 13 個ある。双方から判断すると、7 試料が珪長質に該当すると考えられる。今後、希土類元素パターン（図 3-2-2：全試料の希土類元素組成パターン）も考慮して検討していく必要がある。

(3)-2-3 まとめ

九重地域の水試料について、希土類元素の組成を用いて、先行研究（C/Cl 法）の結果との整合性を検討した。その結果、珪長質と玄武岩質の双方についてそれぞれ珪長質と非珪長質（玄武岩質の可能性がある）の特徴が見いだされ、その分布についても一致する傾向が見られた。しかし、珪長質と玄武岩質の中間的な組成については判断が難しいことが分かりつつある。また、一部の試料については、Cl 濃度が極めて低く（例えば、21; 23）、マグマの種別を議論するに相応しい火山性流体であるか、再検討する必要があるだろう。

参考文献

- Bai, T. B., Koster Van Groos, A.F. (1999) The distribution of Na, K, Rb, Sr, Al, Ge, Cu, W, Mo, La and Ce between Granitic melts and coexisting Aqueous fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63(7/8), 1117-1131.
- Burnham, C.W. (1975) Water and magmas; a mixing model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 1077-1084.
- Kazahaya, K., Morikawa, N., Shinohara, H., Togo, Y.S., Takahashi, H.A., Takahashi, M., Sato T. (2024) Decoding degassing modes of magma chamber of arc volcanoes: Insights from CO₂/Cl and Cl/H₂O ratios of magmatic fluids in groundwater, *Chemical Geology*, 661, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.122087>.
- Kravchuk, I.F., Ivanova, G.F., Varezhkina, N.S., Malinin, S.D. (1995) Fractionation of rare-earth elements in the Felsic Fluid-magma systems. *Geokhimiya*, 3, 337-385.
- Lukanin, O.A., Dernov-Pegarev, V.F. (2010) Partitioning of rare earth elements between and aqueous chloride fluid phase and melt during the decompression-driven degassing of granite magmas. *Geochemistry International*, 48(10), 961-978, Doi: 10.1134/S0016702910100022

- Webster, E.A., Holloway, J.R. (1980) The partitioning of REE's, Sc, Rb and Cs between a Silicate Melt and a Cl Fluid. EOS, 61(46), 1152.
- Workman, R.K. and Hart, S.R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth Planet. Sci. Lett. 231, 53-72.
- 産業技術総合研究所 (2019) 平成 30 年度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 平成 30 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所 (2020) 平成 31 年度原子力施設等防災対策等委託費（巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究）事業 平成 31 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所 (2021) 令和 2 年度原子力施設等防災対策等委託費（巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究）事業 令和 2 年度事業報告書.

別表

ID	Sample ID	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	F ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	pH	δ D (‰)	δ 18O (‰)	³ He/ ⁴ He
1	KYU_19_A007	875	72.3	0.00	47.0	1410	69.9	2.95	0.02	8.1	-53	-6.2	1.42E-06
2	KYU_14_F003	854	107	0.140	20.4	1390	61.3	2.83	0.06	8.2	-55	-6.6	6.55E-06
3	KYU_17_A007	210	50.5	26.5	40.4	174	205	0.32	1.13	6.8	-57	-8.4	8.08E-06
4	KYU_19_C007	17.9	6.61	0.710	8.41	4.55	10.0	0.20	0.00	8.0	-56	-8.5	1.51E-06
5	KYU_14_F002	253	61.7	28.5	45.1	190	250	0.39	0.04	6.8	-57	-8.1	6.98E-06
6	KYU_19_C005	625	80.6	0.380	17.7	997	54.1	2.33	0.02	6.7	-51	-6.9	5.44E-06
7	KYU_19_A021	204	25.9	0.560	8.80	298	19.3	0.64	0.86	7.2	-54	-7.7	3.63E-06
8	KYU_17_A006	324	78.0	41.7	57.3	243	361	0.25	0.02	6.9	-58	-8.4	7.47E-06
9	KYU_19_A004	46.8	12.1	8.33	17.0	3.47	10.5	0.30	0.00	7.6	-57	-8.8	4.39E-06
10	KYU_16_J079	218	6.72	17.8	16.2	50.3	171	0.79	0.02	7.6	-61	-9.2	9.67E-06
11	KYU_19_A019	284	46.9	0.430	4.65	393	124	1.40	0.52	6.8	-50	-6.9	
12	KYU_19_C006	46.0	6.40	22.1	38.0	3.18	145	0.24	0.31	7.3	-60	-9.3	9.11E-06
13	KYU_19_A006	354	5.65	17.2	29.1	93.5	140	0.53	0.01	7.2	-62	-9.3	1.04E-05
14	KYU_19_A005	381	11.4	77.6	72.6	135	173	0.27	0.02	6.8	-59	-8.8	9.18E-06
15	KYU_16_J078	167	22.7	49.3	41.5	51.7	146	0.24	0.02	7.2	-59	-9	9.11E-06
16	KYU_19_A020	286	70.1	113	169	214	319	0.21	0.02	6.3	-59	-8.8	
17	KYU_18_B001	57.5	15.3	44.7	160	66.2	218	0.20	0.01	6.4	-59	-9	
18	KYU_19_C004	330	88.4	129	209	261	395	0.26	0.03	6.7	-60	-8.9	6.19E-06
19	KYU_19_C003	293	72.4	111	186	229	335	0.22	0.02	6.4	-60	-8.9	8.76E-06
20	KYU_19_A024	9.60	3.44	4.59	31.7	3.47	96.2	0.09	0.31	6.3	-57	-9	
21	KYU_19_A023	2.94	1.83	0.750	3.10	1.49	6.01	0.06	0.49	6.7	-59	-9.1	
22	KYU_19_A022	48.2	8.98	41.3	402	14.9	1010	0.52	0.01	5.6	-63	-9.7	
23	KYU_19_A011	7.57	1.91	3.45	25.5	1.45	91.5	0.15	0.69	4.8	-62	-9.6	
24	KYU_18_B007	75.8	22.5	48.6	116	61.5	494	0.44	0.01	7.0	-60	-9.4	
25	KYU_18_B008	11.0	2.67	9.19	37.4	5.19	15.1	0.05	0.34	5.8	-60	-9.3	1.02E-05
26	KYU_14_E020	391	24.6	26.1	29.0	139	227	1.33	5.92	7.9	-65	-9.5	
27	KYU_18_B005	276	45.9	195	180	50.2	579	0.36	0.26	6.6	-61	-9.5	8.14E-06
28	KYU_19_C001	9.07	2.54	7.13	31.7	5.11	45.1	0.15	1.75	6.0	-59	-9.2	7.26E-06
29	KYU_18_B003	8.86	1.15	2.50	23.5	1.85	9.04	1.16	1.45	5.1	-58	-9.1	
30	KYU_18_B006	7.60	1.27	1.59	17.8	1.57	4.80	0.55	1.24	5.0	-58	-9.1	8.42E-06
31	KYU_18_B002	7.73	1.97	3.42	26.7	1.8	21.7	0.35	2.50	5.4	-59	-9.2	
32	KYU_19_A001	406	64.0	288	111	153	550	0.13	0.04	7.0	-59	-8.9	
33	KYU_19_A003	312	35.5	190	156	71.6	469	0.22	0.03	6.6	-61	-9.4	
34	KYU_19_A002	366	65.2	216	191	298	523	0.30	0.06	6.4	-59	-8.9	

主溶存元素、pH、水素酸素同位体及び希ガス同位体比の測定結果を示す。空欄は未測定を示す。

ID	Sample ID	La (ppb)	Ce (ppb)	Pr (ppb)	Nd (ppb)	Sm (ppb)	Eu (ppb)	Gd (ppb)	Tb (ppb)	Dy (ppb)	Ho (ppb)	Er (ppb)	Tm (ppb)	Yb (ppb)	Lu (ppb)
1	KYU_19_A007	0.00089	0.00210	0.00031	0.00088	0.00020	-	0.00029	0.00006	0.00026	0.00010	0.00018	-	-	0.00004
2	KYU_14_F003	0.00020	0.00006	0.00002	-	-	-	0.00002	0.00003	0.00005	0.00005	0.00005	-	-	0.00002
3	KYU_21_A012	0.00075	0.00062	0.00011	0.00050	0.00027	0.00115	0.00027	0.00007	0.00048	0.00022	0.00066	0.00015	0.00112	0.00019
4	KYU_24_A007	0.00379	0.00061	0.00043	0.00226	0.00059	0.00050	0.00105	0.00012	0.00103	0.00028	0.00077	0.00015	0.00064	0.00012
5	KYU_14_F002	0.00283	0.01096	0.00154	0.00578	0.00315	0.00320	0.00327	0.00028	0.00260	0.00064	0.00099	0.00028	0.00265	0.00051
6	KYU_19_C005	-	0.00115	0.00002	-	0.00002	-	0.00011	0.00005	0.00042	0.00018	0.00078	0.00006	0.00154	0.00038
7	KYU_19_A021	-	0.00045	-	0.00007	-	0.00005	0.00009	-	0.00009	0.00000	0.00002	-	-	-
8	KYU_17_A006	0.00059	0.00120	0.00024	0.00120	0.00044	0.00043	0.00078	0.00018	0.00131	0.00037	0.00114	0.00005	0.00097	0.00021
9	KYU_24_A008	0.00600	0.00363	0.00094	0.00408	0.00094	0.00401	0.00140	0.00019	0.00136	0.00036	0.00110	0.00020	0.00143	0.00019
10	KYU_16_J079	0.00007	0.00042	0.00014	0.00050	0.00015	-	0.00026	0.00006	0.00031	0.00011	0.00026	-	-	0.00004
11	KYU_19_A019	0.18884	0.29465	0.03800	0.13848	0.02847	0.00635	0.03283	0.00599	0.04053	0.00833	0.02444	0.00390	0.02883	0.00415
12	KYU_24_A001	0.00024	0.00036	0.00016	0.00055	0.00029	0.00110	0.00069	0.00017	0.00131	0.00045	0.00156	0.00031	0.00183	0.00029
13	KYU_21_C002	0.00107	0.00213	0.00035	0.00219	0.00063	0.00050	0.00129	0.00023	0.00246	0.00063	0.00228	0.00035	0.00189	0.00022
14	KYU_21_C003	0.00074	0.00036	0.00042	0.00041	0.00045	0.00150	0.00045	0.00041	0.00046	0.00043	0.00046	0.00040	0.00063	0.00040
15	KYU_24_A004	0.00080	0.00136	0.00027	0.00118	0.00054	0.00144	0.00094	0.00024	0.00232	0.00080	0.00316	0.00069	0.00486	0.00092
16	KYU_24_A010	0.00066	-	0.00003	0.00015	0.00010	0.00109	0.00034	0.00002	0.00032	0.00010	0.00018	0.00009	0.00056	0.00007
17	KYU_18_B001	0.00373	0.00166	0.00045	0.00197	0.00041	0.00191	0.00081	0.00011	0.00086	0.00020	0.00068	0.00007	0.00061	0.00007
18	KYU_24_A011	0.00102	-	0.00011	0.00047	0.00024	0.00144	0.00081	0.00011	0.00096	0.00030	0.00085	0.00021	0.00143	0.00021
19	KYU_24_A009	0.01011	0.01162	0.00253	0.01517	0.00721	0.00506	0.01855	0.00356	0.02867	0.00779	0.02789	0.00461	0.03759	0.00546
20	KYU_21_C018	0.03353	0.00277	0.00816	0.03289	0.00720	0.00598	0.01029	0.00400	0.00894	0.00460	0.00780	0.00372	0.00521	0.00337
21	KYU_24_A012	0.00962	0.00489	0.00185	0.00654	0.00158	0.00097	0.00213	0.00025	0.00185	0.00045	0.00132	0.00024	0.00204	0.00024
22	KYU_24_A005	0.10363	0.39056	0.09716	1.01340	0.88950	0.42950	2.49319	0.46859	2.99678	0.55320	1.31315	0.14506	0.90776	0.09319
23	KYU_19_A011	3.13404	6.32671	0.78581	3.25599	0.59184	0.13018	0.58390	0.07467	0.42760	0.08573	0.21999	0.02949	0.19378	0.02309
24	KYU_18_B007	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
25	KYU_24_A006	0.15217	0.21259	0.03502	0.14650	0.03108	0.00985	0.03335	0.00473	0.02922	0.00645	0.01938	0.00283	0.02096	0.00305
26	KYU_14_E020	0.00451	0.00287	0.00072	0.00369	0.00092	0.00061	0.00191	0.00027	0.00316	0.00083	0.00287	0.00032	0.00235	0.00027
27	KYU_24_A003	0.02061	0.01935	0.00234	0.01119	0.00243	0.00128	0.00645	0.00084	0.00628	0.00195	0.00647	0.00096	0.00724	0.00081
28	KYU_19_C001	0.00357	0.00004	0.00048	0.00298	0.00036	0.00006	0.00066	0.00006	0.00090	0.00022	0.00080	0.00004	0.00081	0.00005
29	KYU_18_B003	0.00433	0.00529	0.00081	0.00352	0.00045	0.00040	0.00057	0.00004	0.00058	0.00010	0.00041	-	0.00037	-
30	KYU_18_B006	0.01619	0.02315	0.00297	0.01151	0.00180	0.00086	0.00187	0.00020	0.00160	0.00031	0.00096	0.00007	0.00092	0.00005
31	KYU_21_C017	0.23952	0.22556	0.04244	0.16645	0.02488	0.00836	0.03208	0.00468	0.02559	0.00646	0.01750	0.00286	0.01434	0.00253
32	KYU_19_A001	0.01911	0.00617	0.00099	0.00373	0.00197	0.03117	0.00143	0.00022	0.00114	0.00077	0.00078	0.00050	0.00112	0.00018
33	KYU_21_C035	0.00034	0.00033	0.00032	0.00036	0.00034	0.00043	0.00033	0.00035	0.00035	0.00034	0.00035	0.00036	0.00019	0.00034
34	KYU_19_A002	0.13301	0.13942	0.02716	0.15979	0.03174	0.07030	0.05397	0.01623	0.12878	0.03824	0.13639	0.02722	0.21232	0.03851

希土類元素の測定結果を示す。(－)は検出限界以下であることを示す。

(4). 成果のまとめと今後の課題

令和 6 年度は、一部の項目を除き大部分の項目では後年度の研究内容を実施するための基盤となる内容が実施された。各項目の成果と今後の課題とを以下に整理する。

(1) 活動的カルデラ火山の地下構造調査

(1)-1. 長期連続反射法探査の構築に関する調査・研究

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ボーリング調査および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が主に軽石質凝灰岩から構成されており、圧縮強度 2～3 MPa、引張強度 0.3 MPa、の CL 級岩盤であることと、P 波速度約 1.6 km/s および S 波速度約 0.5 km/s であることが判明した。

波動場の数値シミュレーションによって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、水槽壁の構成による放射効率の差異、方形断面をとった際の内圧及び地震波放射の方位特性についても確認された。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、図 4-1 に示す新水槽の基本設計案の構築がなされた。

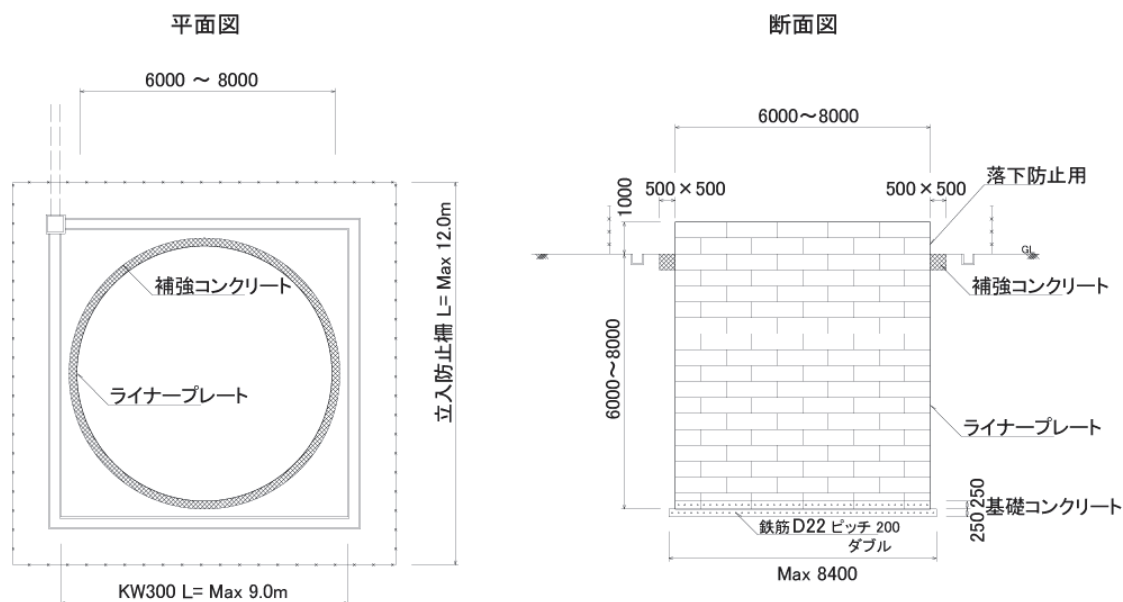


図 4-1. (図 1-1-37 再掲) 発振水槽原案

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に制限をかけざるを得ない。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筒井・他(2021)のモデルが反射波理論走時の推定に適切であること、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 以上の深度変化の検出が期待できること、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。

以上のことから水槽完成後にひきつづき発振実験を観測することによる始良カルデラ地下の構造変化の検出が期待される。

次年度は新発振水槽の建造と現実的な実験計画、特に発振メニューの検討を行い、現実的な発振実験の実施計画を構築する。

(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

先行プロジェクトに引き続き臨時観測点の維持と運用を継続した。年度内に台風の襲来があり、常設点に一時的な欠測が生じたがその後は復旧してデータの蓄積が行われた。また先行プロジェクトで用いた観測網で手薄であった薩摩半島西部と始良カルデラ内部の地震イベントの解析精度向上に必要な始良カルデラ周縁部との観測強化を目的とした観測点の新設と移設が行われた。薩摩半島西側へ 3 観測点追加することによって始良カルデラ南西部の深さ 45 km 付近を通過する波線が 1 年間あたり約 50 本増やせる見通しであり、さらなる分解能の向上が期待される。また、カルデラ東縁の観測点追加によってカルデラ内の地震の震源決定可能な規模について M0.7~0.8 程度に向上し、震源メカニズム解の推定が可能になる地震も増加する見込みである。

また京都大学のこれまでの地震観測データを用いた地震活動の精査では、2011~2022 年のデータセットによる解析結果を既往の 1998~2005 年のデータセットによる解析結果と比較して検討を行った。2011~2022 年の期間ではそれ以前と比較してカルデラ南西部の 6-12km 深の地震活動は地震発生域が北西-南東方向に拡大する傾向があること、カルデラ内北東部の若尊カルデラでは地震活動が活発化していることが指摘された。さらに以前は地震発生がほとんど見られなかったカルデラ南東縁で地震活動が活発化していることが指摘された。カルデラ北東部とカルデラ南東縁の活動度は 2015~2017 年のカルデラの緩やかな膨張期間中に高くなる特徴がある等、カルデラ膨張期に対応した地震活動の活発化が指摘された (図 4-2)。

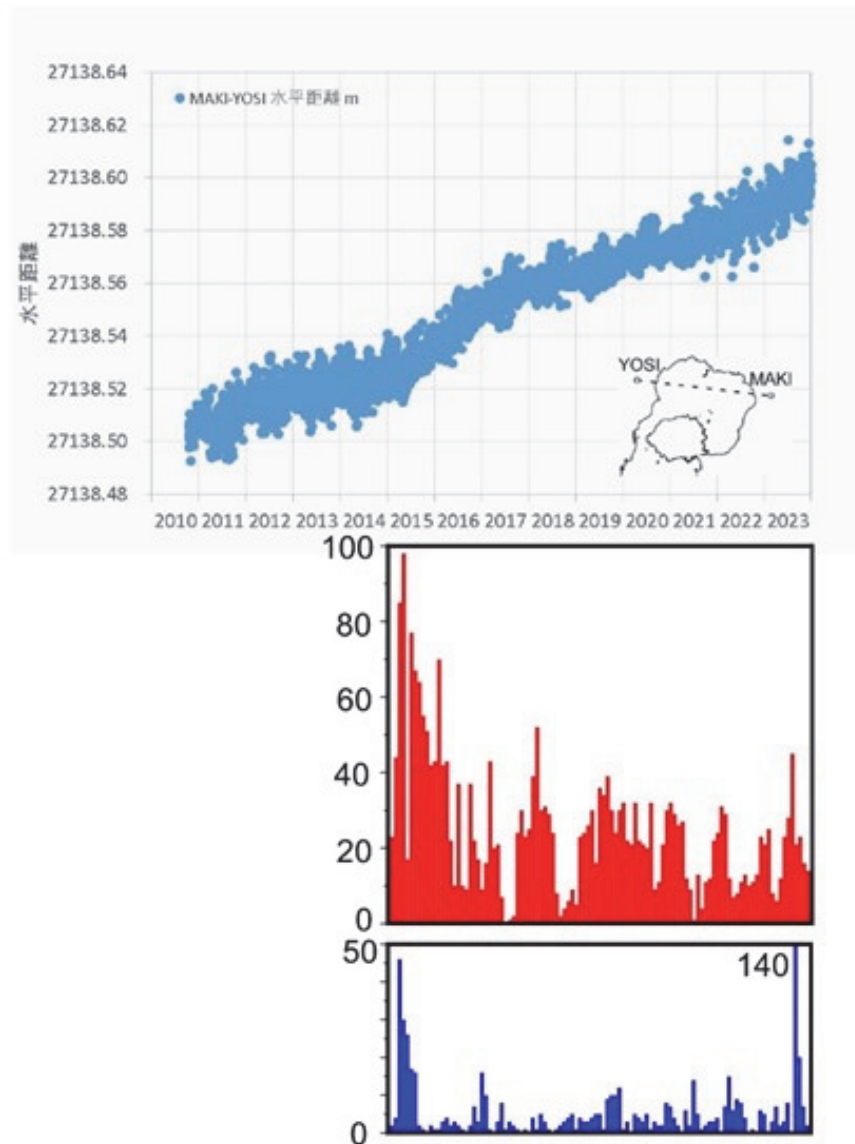


図 4-2. (図 1-2-18 再掲) 始良カルデラを挟む基線長変化と 2015 年～2023 年に発生した桜島北東～東側（赤）および桜島南西側（青）の微小地震の月別回数。

今後もデータの蓄積を継続し深部構造の分解能向上に取り組むとともに、カルデラで観測される歪みと地震活動の特徴について精査を続ける必要がある。

(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)-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

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、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に特段の異常は認められなかった。また空中ドローンによる遠隔点検を試み、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り、従来から設定されている維持点検業務に加えて今後継続的に実施すべきであると考ええる。

また、ユニバーサルジョイントの可動部の損耗は認められなかったが、2024 年 11 月にはアンカーが設置時に比べて南西方向に約 0.4° 傾きを増していることがわかった。これらの状況は海底地盤変動観測装置の測位精度に影響を与えるほどの変化ではない。

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を行った結果、アンカーの西側で洗掘が発達する一方東側で土砂が堆積する傾向があることがわかった。

2024 年 8 月 8 日の M7.1 日向灘地震の前後で測位結果に大きな飛び（ギャップ）が現れたが、当該地震の直後水中写真撮影を実施した結果アンカーが南西方向に 35cm 程度移動した痕跡が見出された。水中写真に現れた移動量と測位結果の飛びの量は整合的であり、地震発生時の 10cm/s^2 を超える大きな地動加速度によってアンカーが移動したと考えられる。

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系列をみると、M7.1 日向灘地震（2024 年 8 月 8 日）発生前後、2023 年台風 6 号（2023 年 8 月 8 日）通過前後および 2024 年台風 10 号（2024 年 8 月 28 日）通過前後でそれぞれ測位結果にギャップ（位置ギャップ）が認められ、これらの位置ギャップ量を求めて測位結果を補正した（図 4-3）。

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 4-5mm であり、海底地盤変動観測装置は変動量が 1cm より大きい地盤変動の検出が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系列にはアンカーの自然沈下に伴うと考えられる単調な変化や季節変化と考えられる周期的な変動がみられる。

日平均測位点位置の時系列における単調な沈下は 2024 年 8 月以前に顕著であったが、それ以降はあまり顕著ではなくなり、測位値が近傍の観測点と調和的な変化を示すようになっている。

設置後満 2 年が経過したが、自然沈降の鎮静の判断また季節変動の特徴の抽出のためには観測期間がまだ短く、十分ではない。後年度も引き続き観測を維持継続することによって自然沈降量や季節変動量の分離に足るデータの蓄積を行う必要がある。

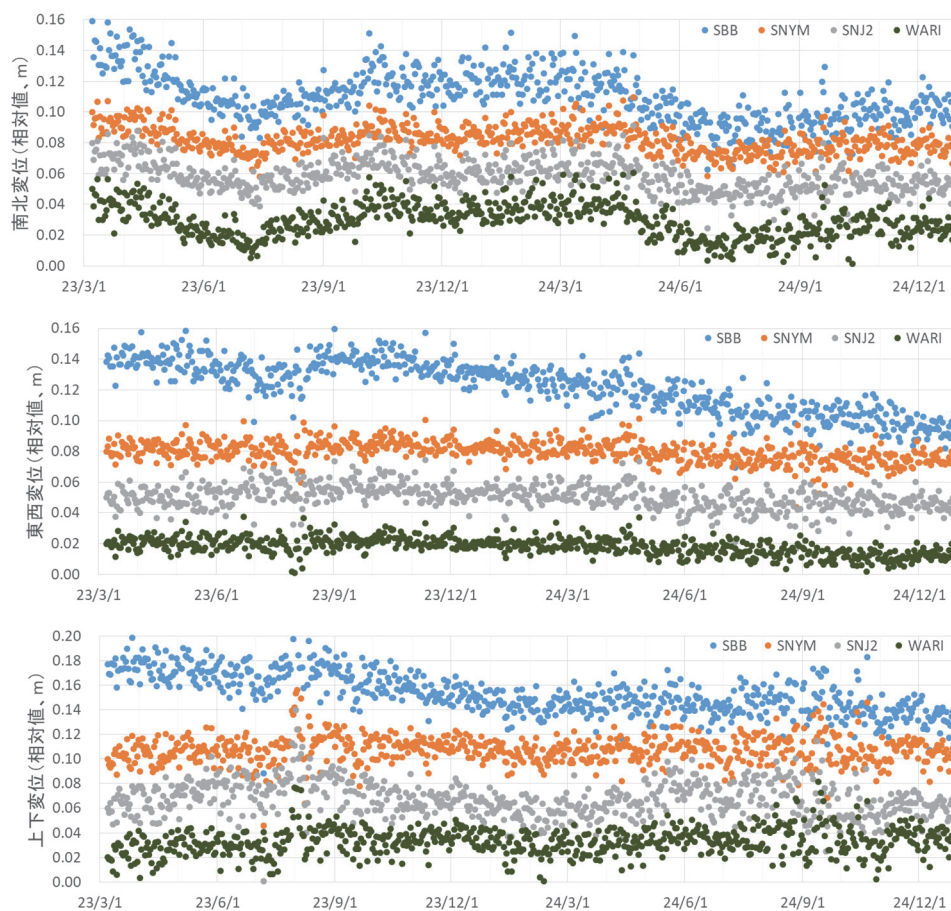


図 4-3. (図 2-1-17 再掲) 海底地盤変動観測装置 (SBB) および GNSS 連続観測点 (SNYM、SNJ2、WARI) の位置の時間変化 (基準局 : SVOG)

(2)-2 地盤変動データの蓄積と火山性地盤変動の監視

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を維持して観測を継続するとともに、始良カルデラ北縁付近の 3 か所に GNSS 観測点を新設した。これらの観測点からは観測データが順調に得られている。

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。1 年程度の期間にわたる地盤の膨張の停滞はこれまでも観測されたことがあるが、今回の膨張の停滞が今後も継続するかどうかについてはひきつづき注目したい。

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始良カルデラ中央部の圧力源の位置は、先行研究で得られていたものと同様に深さ 10～13km であり大きな変化はなかった。

2024 年を通じてのマグマ蓄積量は $2\sim3\times10^6\text{ m}^3$ と平均的な 1 年あたりマグマ蓄積量 (7.7

～ $9.2 \times 10^6 \text{ m}^3$)に比べて非常に小さく、火山灰放出量は20万トン($8 \times 10^3 \sim 2 \times 10^4 \text{ DREm}^3$)で、両者ともに最近10年間で最も少なかった(図4-4)。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く $2 \sim 3 \times 10^6 \text{ m}^3$ 程度であったと考えられる。

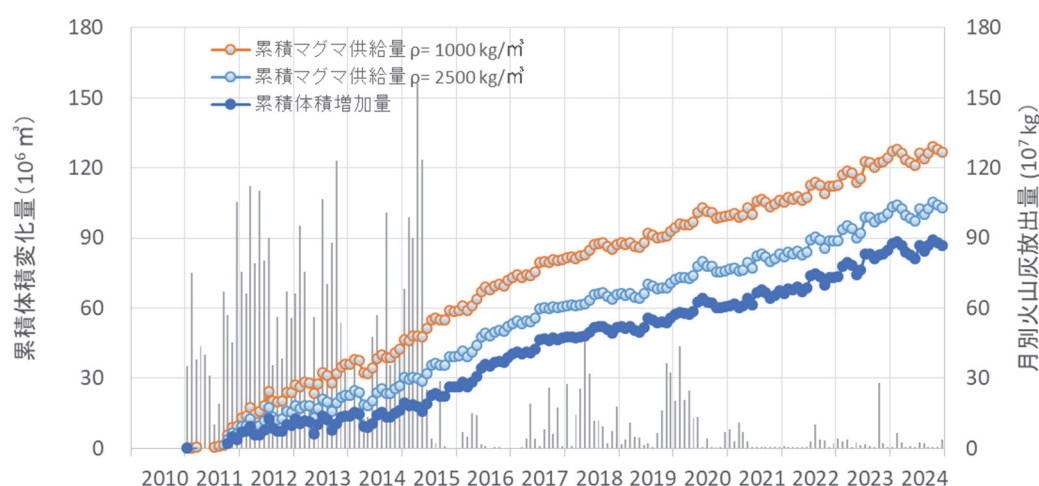


図4-4. (図2-2-13再掲) 圧力源Aを用いたモデルに基づく始良カルデラへのマグマ供給量の推移

(3) マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究

(3)-1. 岩石学的研究

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)の制約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。

分析の結果、新島軽石は全岩 $\text{SiO}_2 = 72.5 \sim 73.4 \text{ wt\%}$ の流紋岩質で、噴火前のマグマ温度はおよそ $780 \sim 860 \text{ }^\circ\text{C}$ であった。顕微ラマン分光法および顕微反射 FT-IR によるメルト包有物の含水量は、 $3.6 \sim 6.8 \text{ wt\%}$ ($5.6 \pm 0.8 \text{ wt\%}$) および $3.3 \sim 7.0 \text{ wt\%}$ ($5.7 \pm 1.0 \text{ wt\%}$) と両手法でよく一致し、水に飽和していたと仮定するとマグマ圧力にして $88 \sim 240 \text{ MPa}$ ($180 \pm 40 \text{ MPa}$)、深さにして $7.2 \pm 1.6 \text{ km}$ に相当した。岩石学的記載をもとに、高温高压岩石融解相平衡実験の出発物質を選定した。この試料について、実験で再現すべきマグマ溜まりの制約条件たる鉱物種・斑晶量および各鉱物・ガラス組成などを分析した。また予察的な実験を行い、マグマ蓄積条件が 150 MPa より低圧である可能性が示唆された(図4-5)。

合わせて、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)。その結果、阿蘇4カルデラ噴火とそれに先行する阿蘇4/3間テフラとで同位体比が一致せず、阿蘇4/3間テフラに

みられた時間発展が阿蘇 4 カルデラ噴火の準備過程とは見なせないことが示唆された。

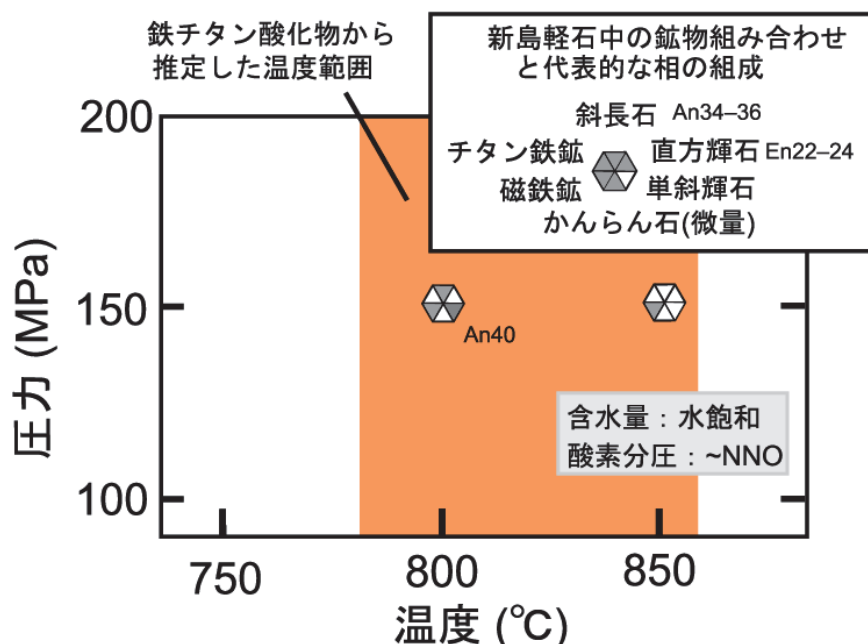


図 4-5. (図 3-1-13 再掲) 予察的に実施した 2 回の高圧高温実験の結果。六角形の凡例は各実験条件における鉱物組み合わせを示す。灰色で塗りつぶされた領域の鉱物が実験産物で晶出した。六角形の凡例のそばの An は実験産物中の斜長石の平均 An 値を、En は直方輝石の平均 En 値を示す。出発物質に用いた軽石中の磁鉄鉱—チタン鉄鉱ペアから推定された温度範囲を色付きで示した。

後年度は、新島軽石についてマグマ滞留時間の推定を目的とした鉱物中の元素拡散組織解析を行う。また、高温高圧岩石融解相平衡実験を引き続き実施し、相平衡関係等を用いてマグマ蓄積条件の絞り込みを行う。その後は、後カルデラ期の他の噴出物、すなわち桜島の北岳期や南岳期についても対象を広げ、マグマ蓄積条件・滞留時間に関するデータ・知見を蓄積していき、始良カルデラの後カルデラ期マグマ供給系の時空間発展を岩石学的に推定する。そして、地震・地盤変動・地下構造といった地球物理学的観測結果との対応づけを行い、火山活動及び火山モニタリング評価指標の作成に資する。

(3)-2. 火山性流体を用いた研究

九重地域の水試料について、希土類元素の組成を用いて、先行研究 (C/Cl 法) の結果との整合性を検討した。その結果、試料数は多くはないが、珪長質と玄武岩質の双方についてそれぞれ珪長質と非珪長質 (玄武岩質の可能性がある) の特徴が見いだされ、その分布につい

でも一致する傾向が見られた（図 4-6）。しかし、珧長質と玄武岩質の中間的な組成については判断が難しいことが分かりつつある。また、一部の試料については Cl 濃度が極めて低いものがあり、これらがマグマの種別を議論するに相応しい火山性流体であるか、今後再検討する必要がある。

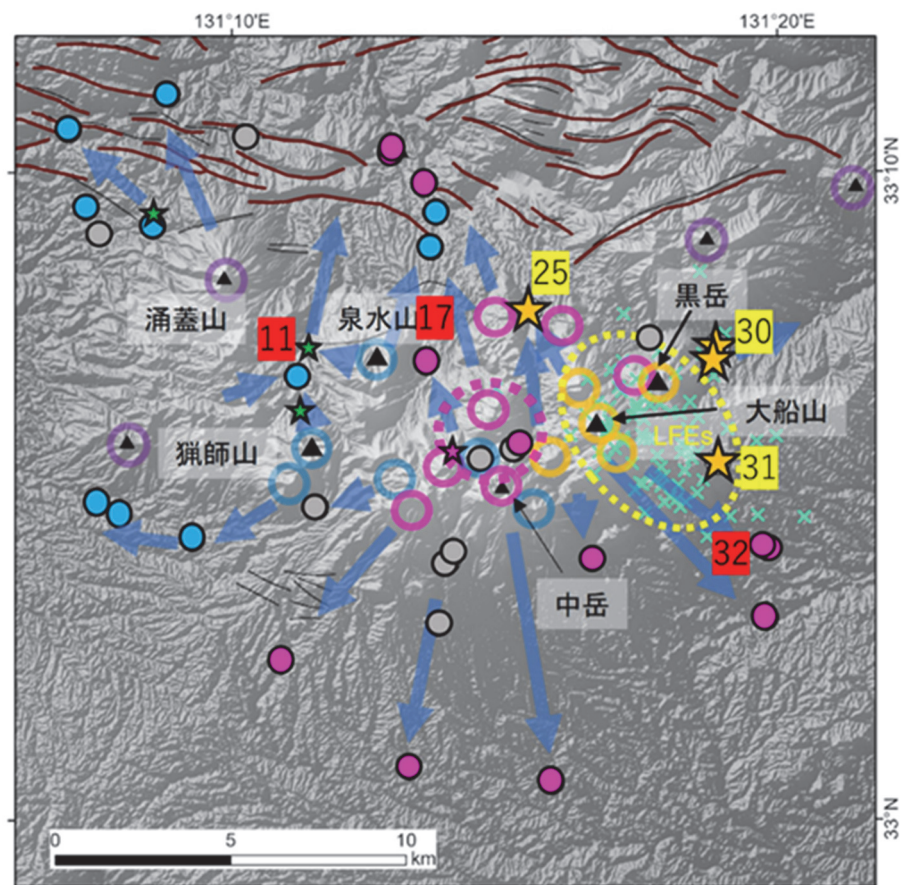


図 4-6. (図 3-2-9 再掲) 火山性流体から推定される九重地域のマグマ種別。九重火山の地下水の脱ガスモード分布図 (Kazahaya et al., 2024) に、希土類元素組成も併せた解析から珧長質と玄武岩質と判断された試料について、試料番号及び背景色を赤（珧長質）と黄色（玄武岩質）で示す。

(5) 委員会等の開催

令和6年度は外部評価委員会を2回開催した。開催日時と会場を以下に示す。

第1回外部評価委員会

令和6年6月21日(金) 13時30分～16時15分

場所：京都大学東京オフィス(ハイブリッド型式)

第2回外部評価委員会

令和6年11月28日(木) 13時28分～16時30分

場所：京都大学東京オフィス(ハイブリッド型式)

令和6年度外部評価委員は以下の4氏に委嘱した。

京都大学名誉教授	井口 正人
名古屋大学教授	渡辺 俊樹
九州大学教授	下司 信夫
鹿児島大学教授	嶋野 岳人

(5)-1. 第1回外部評価委員会の内容の要点

第1回外部評価委員会では令和6年度の研究計画の全般の内容と個別の研究計画について提案を行った。委員からは本研究に関連するこれまでの個々の研究成果に対する質問と今後の展望に関する質問がなされた。

(1)-1. 長期連続反射法探査の構築に関する調査・研究

事前資料に沿って説明を行った。説明後には、振源波形変化に強く影響する発振パラメータの確認、新構想発振坑のパフォーマンスとその調査の見通し、海域を利用する場合の環境情報の有無についての3つの話題に関する質疑がかわされた。

(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

事前資料に沿って説明を行った。説明後に、観測点移設によるパフォーマンス改良の見通しの有無に関する説明、「モニタリング指標」の正体について、地震活動と地殻活動とを統合した考察の充実、統合調査内容の整理と構想のブラッシュアップの4つの話題に関連した質疑が行われた。

(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. 地盤変動観測データの蓄積と火山性地盤変動の監視

上記2つの説明を併合して事前資料に沿って説明を行った。説明にひきつづき、観測点増設の目的と意義の明確化、観測点配置の再検討の必要性、海底地盤変動観測装置(SBB)の経時変動を説明する仮説の有無の3つの話題に関する質疑が行われた。

(3)-1. マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究（岩石学）

事前資料に沿った説明が行った。説明にひきつづき、目的（方向性）の再確認、本項目で取り扱う時間スケールのレンジについて、研究計画構成へのコメント、今後の展開に関する質問の4つの話題に関する質疑がかわされた。

(3)-2. マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究（地下水）

事前資料に沿って説明を行った。説明にひきつづき、火山性流体サンプルの選別基準、火山性流体の産出経路上の岩石成分における汚染の有無、マグマ種別判定の基準、サンプルされた火山性流体の変質速度の4つの話題に関する質疑がかわされた。

(5) - 2. 第2回外部評価委員会の内容の要点

第2回外部評価委員会では各研究項目の進捗状況について報告を行い、専門性および品質保証の立場から質疑が行われた。

(1)-1. 長期連続反射法探査の構築に関する調査・研究

資料に沿って報告を行った。報告にひきつづき、新発振水槽の壁の構造と深さ、周辺の人工物への影響の懸念、シミュレーションの必要性、発振水槽の運用に伴って生ずる波形変化への対応の4点に関する指摘と質疑がなされ、今後必要な検討や対策をおこなうという回答を担当者が行った。

(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

資料に沿って報告を行った。報告にひきつづき、取り扱う事例数の補充が必要なこと、地震活動や発震メカニズム等地震活動変化の有無を過去から現在にわたり統一的な処理パラメータ（たとえば一貫した速度構造）で評価すべきこと、副カルデラ（若尊カルデラ）内の発震メカニズムの多様性の有無の確認、新設点あるいは移設点のパフォーマンスの具体的な証明の必要性など4つの話題に関する指摘と質疑がなされ、今後の対応について担当者が回答した。

(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. 地盤変動観測データの蓄積と火山性地盤変動の監視

資料に沿って上記2項目を併合して報告を行った。報告にひきつづき、海底地盤変動観測装置アンカーの姿勢計測の方法と必要性、海底地盤変動観測装置を取りまく環境計測の必要性、周囲の常設点との変位量比較の必要性、大局的に見た始良カルデラの地盤変動活動状況との対比の必要性について指摘された。担当者からは周囲における観測データを整えて比較する予定があることと、観測装置周囲での環境連続観測実施について検討する旨の回答をした。

(3)-1. マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究（岩石学）

資料に沿って報告を行った。報告後に、異なる手法で得られた含水量データの取り扱い、物理観測結果との対比の見通し、分析結果から把握できるマグマ形態のイメージの要請、予察実験の温度条件の4つに関する指摘と質疑があった。これらに対して担当者からはまだ研究が緒についたばかりであるので、今後充実を図る旨の回答を行った。

(3)-2. マグマ活動の時空間変化に関する調査・研究（地下水）

資料に沿って報告を行った。報告に引き続いて行われた質疑では、目的に合う火山性流体サンプリング地点の提案、マグマ種別判定の指標の候補、考察をまとめるための結果整理の方針に関する問題が指摘された。これらに対して今後対応する旨の回答を行った。

(4) まとめ

外部評価委員からは全体として順調な進捗であるとの講評を得ることができた一方、あらためて本委託研究のアウトプット内容の確認の必要性が指摘された。