

令和4年度原子力規制庁委託成果報告書

巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究

国立研究開発法人 産業技術総合研究所

令和5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業務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

はじめに.....	1
1 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究.....	5
1.1 カルデラ火山の発達過程に関する知見の整理	5
1.2 始良・鬼界カルデラ噴出物のマグマ滞留時間と貯留条件の検討	29
1.3 鬼界・阿蘇カルデラ噴出物中のガラス包有物を対象とした揮発成分濃度測定	47
1.4 洞爺カルデラ噴出物のマグマ滞留時間と貯留条件の検討	63
2 活動的カルデラ火山の地下構造調査.....	117
2.1 十和田カルデラにおける広帯域 MT 法探査	117
2.2 ネットワーク MT 法観測による阿蘇カルデラの比抵抗構造調査	139
3 活動的カルデラ火山の地球化学的調査.....	177
3.1 希土類元素組成および Sr 同位体組成によるマグマ種別判定法の検討	177
3.2 マグマ起源成分 (C/Cl) 等を用いたマグマの状態・種別判別法の妥当性、適用限界の 検討	197
付録：検討委員会報告.....	241

はじめに

本業務は、火山活動とその休止期間の関係を火山の特性、岩石学的特徴、地下構造探査等の地球物理学的手法及び地下水等の地球化学的調査手法等の最新知見に基づく火山活動に起因する事象調査から、原子力施設に影響を与える火山活動の可能性をより定量的に評価するための評価基準、火山活動モニタリング基準を作成することを目的としている。その達成のため、以下の3項目の調査研究を実施した。

(1) 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究

巨大噴火に至る長期的なマグマシステムの発達や、巨大噴火を発生させたマグマ溜まりの貯留時間等に関する知見を収集するため、鉱物内元素拡散組織解析によるマグマ滞留時間解析を実施した。特に始良・鬼界・洞爺カルデラ等の巨大噴火噴出物を対象とし、鉱物内の拡散組織の微小領域解析を実施した。拡散時のマグマ溜まり内温度圧力条件の制約を与えるため、対象とする噴出物のガラス包有物含水量測定、全岩および鉱物化学組成解析による温度圧力条件を制約するとともに、高温高压実験及び熱力学的計算を用いて、対象とする珪長質マグマの相平衡関係を解析し、マグマ溜まり温度圧力条件と拡散組織から得られる時間スケールの検証を行った。

- 1) カルデラ火山のマグマ供給系の時間発展に着目した巨大噴火サイクルに関する近年の成果をレビューし、今後の研究方針や将来の火山活動評価の指標となり得る知見を取りまとめる。今年度は、研究の進んだ海外のカルデラ火山を対象にして、巨大カルデラ形成噴火と後カルデラ期火山活動のマグマの岩石学的な違い、巨大カルデラ形成噴火準備のためのマグマ蓄積プロセスについて近年の知見を整理した。重要な点は、①カルデラ形成巨大噴火がカルデラサイクルの単輪廻の終焉であり、後カルデラ期火山活動が新たな多輪廻の開始と考えられることと、②地下の巨大マグマ溜まりの成長が、噴火頻度のような地表で観測できる地質現象として現れる可能性があることである。
- 2) 始良・鬼界カルデラ形成噴火噴出物を対象に、ガラス包有物含水量測定、全岩および鉱物化学組成解析からマグマ滞留温度圧力条件の制約を行なった。鬼界カルデラ形成初期(58万年前)の火砕流噴火のマグマの温度圧力条件は、約800℃、200MPa程度、鬼界葛原噴火(95千年前)のマグマの温度圧力条件は、約850℃、150MPa程度であることが明らかとなった。斑晶鉱物内にみられる拡散組織からマグマ滞留時間を推測した結果、輝石斑晶にみられる拡散組織は数1000年以上の滞留時間を示すのに対し、石英斑晶の拡散組織はそれよりも有意に短い100~1000年スケール以下の拡散時間を示す。このことは、マグマは輝石斑晶内の拡散組織を形成し得る数1000~数10000年以上の時間マグマ溜まりに滞留されており、その中で石英斑晶は温度・圧力・含水量等の環境の変化に伴い晶出と熔融を繰り返していたことを示唆する。また、始良カルデラ入戸噴火で噴出した流紋岩マグマの滞留条件の制約を与えるため、高温高压実験による平衡実験を実施した。既存研究で問題となった酸素分圧を制御することにより、実際の噴出物にみられる鉱物組み合わせを再現した。
- 3) 顕微ラマン分光分析装置を用いて阿蘇・鬼界カルデラのカルデラ形成噴火噴出物中のガラス包有物の含水量を測定した。その結果、阿蘇4噴火初期のAso4X降下軽石のガラス包有物では2.5~3.0%付近と4.5~5.0%付近の2カ所に集中するバイモーダルな含水量分布が得られ

た。また、鬼界葛原噴火噴出物のガラス包有物からは 3.0~3.5%付近に集中するユニモーダルな含水量分布が得られた。これらの値は先行研究により報告された含水量と整合的である。また、この含水量と既存の阿蘇 4 噴出物の相図から、マグマ蓄積条件が 100~400MPa, 850°C 以下と推測され、この条件下で貯留されていた阿蘇 4 噴火珪長質端成分マグマの結晶量は 5% 程度と推測された。一方、鬼界アカホヤ噴火噴出物からは 1.5~2.0%に集中する含水量分布が得られたが、先行研究との比較からはこの含水量は過小評価と判断される。その原因は用いた含水量検量線が流紋岩組成のガラスで作成したものであるのに対し、鬼界アカホヤ噴火噴出物のガラスがより低い SiO₂ 量であることに起因すると考えられる。また、低 SiO₂ 量試料に対応する検量線を作成するために、昭和硫黄島デイサイト (SiO₂=69.6%) を用いて高温高圧実験により含水ガラスを合成した。酸素分圧、温度及び急冷速度を制御することにより、急冷結晶を含まない初期含水量 3wt%および 5wt%の含水ガラスの合成に成功した。今後 FT-IR による局所含水量の測定およびラマンスペクトルの取得を行い、顕微ラマン用の含水量検量線を作成する。

- 4) 洞爺カルデラ噴出物を対象として、全岩 Sr, Nd, Pb 同位体比分析を追加してマグマ混合の端成分マグマについて改めて整理し、噴火前のマグマ供給系の構造と存在したマグマタイプを明らかにした。そして、それぞれのマグマタイプについて、地質温度圧力計・メルト包有物の揮発性成分分析・MELTS による相平衡モデル計算から、温度・圧力を推定した。その結果、成層マグマ溜まりの主珪長質マグマは深度 1.5~2 kb で温度は 750°C程度、灰色混合マグマ部分は 1~3 kb で温度は 750~850°C, そしてその下位に灰色苦鉄質マグマが存在し深度は 3~8 kb で温度は 800~1050°Cとなる。さらに各マグマの鉱物累帯構造解析から、大規模珪長質マグマの生成プロセスおよび苦鉄質マグマ貫入および噴火の時間スケールを見積もった。直方輝石および石英斑晶の累帯構造の元素拡散時間からは、数百年前から 10 年前程度の間、結晶マッシュ貯留層内に組成・密度成層した主珪長質マグマ溜まりと周辺のマグマポケットが存在する系の構築が進展していたと考えられる。また、洞爺火山の先カルデラ噴火~後カルデラ噴火に至るマグマの変遷を検討するために、全岩の U-Th 放射非平衡分析を行った。その結果、洞爺・中島・有珠火山のマグマはそれぞれ独立に生成されたこと、洞爺と中島のマグマの生成時間差は約 12 万年、中島と有珠火山間は約 7 万年と見積もられる。

(2) 活動的カルデラ火山の地下構造調査

巨大噴火ポテンシャルを有する規模のマグマ溜まりの存在を検知するために、活動的カルデラ火山の比抵抗地下構造を MT 法調査により明らかにする。調査対象は、昨年度に広域探査を実施した十和田火山である。また、昨年度にネットワーク MT 法観測を完了した阿蘇カルデラについては、追加の解析と器材の撤収を行う。

- 1) 昨年度は、十和田湖周辺で広帯域 MT 法探査を行い、地下の比抵抗構造を明らかにした。その結果、湖岸の 1 地点でカルデラの直下に検出された低比抵抗体に対する感度が確認できている。そこで、今年度は、低比抵抗域近くの湖岸の観測点を 5 点追加し MT 法観測を行うことで、十和田カルデラ地下構造の解析を進めた。その結果、カルデラ内の低比抵抗域は特に中湖を中心として広がっており、最も低い比抵抗値 (1 Ω・m) を示す深度は海拔下 1 km 程度

である。この低比抵抗域は、空隙を酸性熱水が占めるためか、あるいはスメクタイト類の粘度鉱物を含むためと考えられる。

- 2) 電磁探査法の中でも長周期データの取得に有利なネットワーク MT 法の適正な測点配置による観測を、阿蘇カルデラを完全に覆う領域で計画・実施することで、阿蘇カルデラの地殻下部に至る高解像度の 3 次元比抵抗構造を求め、地殻深部におけるマグマ供給系の存在有無を検討および評価することを最終的な目的としている。今年度は、昨年度までに観測を完了させたデータを用いて、阿蘇カルデラの地殻下部に着目した 3 次元比抵抗モデルを求めるための追加のインバージョン解析を実施した。その結果、阿蘇カルデラの下部地殻(～15km 以深)に顕著かつ巨大なマグマ供給系の存在は示唆されないとの結果が得られた。また、昨年度までに NTT 基地局に設置した観測用電極の撤去を行った。

(3) 活動的カルデラ火山の地球化学的調査

巨大噴火を起こしたカルデラ火山において地球物理探査で検出された火山深部の異常がマグマであるか否か、マグマの場合はその種別を推定する為に、採取された地下水の地球化学的検討を実施する。今年度は、これまでに阿蘇カルデラをモデル事例として提案された判別手法を確立するため、他のカルデラ火山を対象に活動的カルデラ火山における地下水の水質、ヘリウムなどの軽元素同位体、希土類元素、重元素同位体の化学組成や同位体分析を実施する。

- 1) 希土類元素は、他の化学成分に比べて、深部から上昇するマグマ起源熱水流体の履歴を保持する可能性がある。カルデラ火山体内部だけでなく、その周辺も含めて地下水の希土類元素組成を比較することで、地下水に含まれるマグマ起源熱水流体を海水や天水から識別すると同時に、母岩との反応と帯水層分布・深度を推定する。これにより、マグマ成分の影響の広がりや移動経路等について流体循環に関する情報を得ることができる。今年度は、海底カルデラである始良カルデラで採取された地下水の定量分析を行い、希土類元素組成を用いたマグマの種別判定を試みた。解析に際しては、高次元データ AI 統計解析を用いて試料群を形成する成分を見だし、温泉水中の希土類元素存在度を決定づける過程について考察した。同時にストロンチウム同位体比もあわせて、深部マグマだまりに存在するマグマの種別判定への適用性を試みた。統計解析の結果、カルデラ火山活動に関係すると思われるクラスタが得られたが、試料数を増やすなどを行い、更に検討する必要がある。また、十和田カルデラ周辺の温泉についても本手法の適用を試みるために分析を進めた。
- 2) 阿蘇カルデラおよび九重火山の地下マグマ種別の判別に提案した C/Cl 法について、平成 31～令和 2 年度本委託研究では海底カルデラへの適用性評価のために始良カルデラおよび鬼界カルデラを対象に検討を実施した。海底カルデラに対しては、主要な Cl の起源が海水であるため、C/Cl に加えて Cl/H₂O 法の検討、海底湧水も加えた解析、定期観測による微小な組成の違いより加わったマグマ起源成分の特徴を明らかにする手法も必要となる。今年度は、C/Cl-C/H₂O 法の適用の元となるマグマ溜まり進化モデルを 150～400MPa の範囲に拡張し、生成する熱水流体の組成の計算手法もより厳密化した。また、カルデラ湖を持つ火山を対象にした評価手法の構築を図るため、十和田カルデラ周辺の温泉について調査・検討を行った。その結果、³⁶Cl/Cl 比と ³He/⁴He 比を用いた手法で、十和田カルデラで一部の地下水に混入

しているマグマ起源流体が溶融した珪長質マグマ由来であることが示唆された。また、始良カルデラ周辺観測地点の温泉水試料の繰り返し調査をひきつづき行い、微小な組成の変動に基づいたマグマ起源成分の特徴を明らかにする手法の適用性評価を行なった。観測点の地下水はマグマ起源熱水の混合による変化を示している。

1 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究

巨大噴火に至る長期的なマグマシステムの発達や、巨大噴火を発生させたマグマ溜まりの貯留時間等に関する知見を収集するため、鉱物内元素拡散組織解析によるマグマ滞留時間解析を実施した。特に始良・鬼界・洞爺カルデラ等の巨大噴火噴出物を対象とし、鉱物内の拡散組織の微小領域解析を実施した。拡散時のマグマ溜まり内温度圧力条件の制約を与えるため、対象とする噴出物のガラス包有物含水量測定、全岩および鉱物化学組成解析による温度圧力条件を制約するとともに、高温高压実験及び熱力学的計算を用いて、対象とする珩長質マグマの相平衡関係を解析し、マグマ溜まり温度圧力条件と拡散組織から得られる時間スケールの検証を行った。得られたマグマ溜まり貯留時間スケールと、地質調査により得られた巨大噴火に至る活動推移の時間スケールの対比から、マグマ溜まり発達時間過程の定量的な理解が進むことが期待される。

1.1 カルデラ火山の発達過程に関する知見の整理

【実施内容】

カルデラ火山のマグマ供給系の時間発展に着目した巨大噴火サイクルに関する近年の成果をレビューし、今後の研究方針や将来の火山活動評価の指標となり得る知見を取りまとめる。今年度は、① 研究の進んだ海外のカルデラ火山を対象にして、巨大カルデラ形成噴火と後カルデラ期火山活動のマグマの岩石学的な違い、② 巨大カルデラ形成噴火準備のためのマグマ蓄積プロセスについて近年の知見を整理した。

【調査・研究成果】

(1) カルデラサイクル

珩長質カルデラ火山は世界的にマグマ、構造、噴火の進化をサイクリックに記録する傾向がある。日本の阿蘇カルデラや屈斜路カルデラはその典型で、同じ場所で何度も巨大噴火を繰り返す多輪廻の活動履歴を持っている。個々の噴火事例を報告したこれまでの多くの文献を見る限り、巨大噴火を起こしたマグマの化学組成や噴火推移はカルデラ火山毎に特徴があり、異なっていることが多い。その一方で、Bouvet de Maisonneuve et al. (2021) は、よく研究されている地質学的に若く活発なマグマ系から 5 つの例を取り上げ (Kos-Nisyros 火山群：ギリシャ；Long Valley カルデラ：アメリカ；Campi Flegrei カルデラ：南イタリア；Rabaul カルデラ：パプアニューギニア；Okataina カルデラ：ニュージーランド)、単輪廻カルデラと多輪廻カルデラに共通する大規模爆発噴火に至るまでの一連のプロセス (以下、カルデラサイクル) を経て、カルデラ下のマグマ系が進化していることを主張している (図 1.1-1)。このサイクルは、1) 陥没前の活動期 (潜伏期、成熟期)、2) カルデラ形成巨大噴火、3) 陥没後の回復 (再興、再噴火、その後の成熟) あるいは輪廻の停止から構成されている。国内のカルデラ火山をこの枠組みに当てはめることで、提案された枠組みの頑健性を検証し、カルデラサイクルの期間や各フェーズを制御する要因についての

理解を深め、システムの状態を特徴づける岩石学、地球物理学、不安定の兆候を精緻化することが可能になるとの見込みのもと、今年度のレビューを実施した。用語として注意しなければならないのは、マグマ貯留層 (magma reservoir) とマグマ溜まり (magma chamber) の違いである。ここでは Sparks et al. (2019) に従い、マグマ貯留層は、母岩も含めたマグマシステム内のメルト (±流体) を含む領域で、結晶優勢領域とメルト優勢領域の両方が含まれている。この用語は、多孔質岩が石油、ガス、水を貯留する他の地質学的システムで用いられる貯留層と類似しており、有用な用語である。メルトが支配的な領域がマグマ溜まりと定義され、結晶相は浮遊しており、溶存流体も存在する可能性がある。また、結晶が支配的な領域はマッシュと定義され、結晶成分が骨格を形成し、メルト (±流体) は結晶間のネットワークとして分布しているものと考えられている。マッシュに含まれるメルトの量は、ごくわずかなものから、状況によっては 60%を超える高いメルト分率まで、大きく変動することがある。

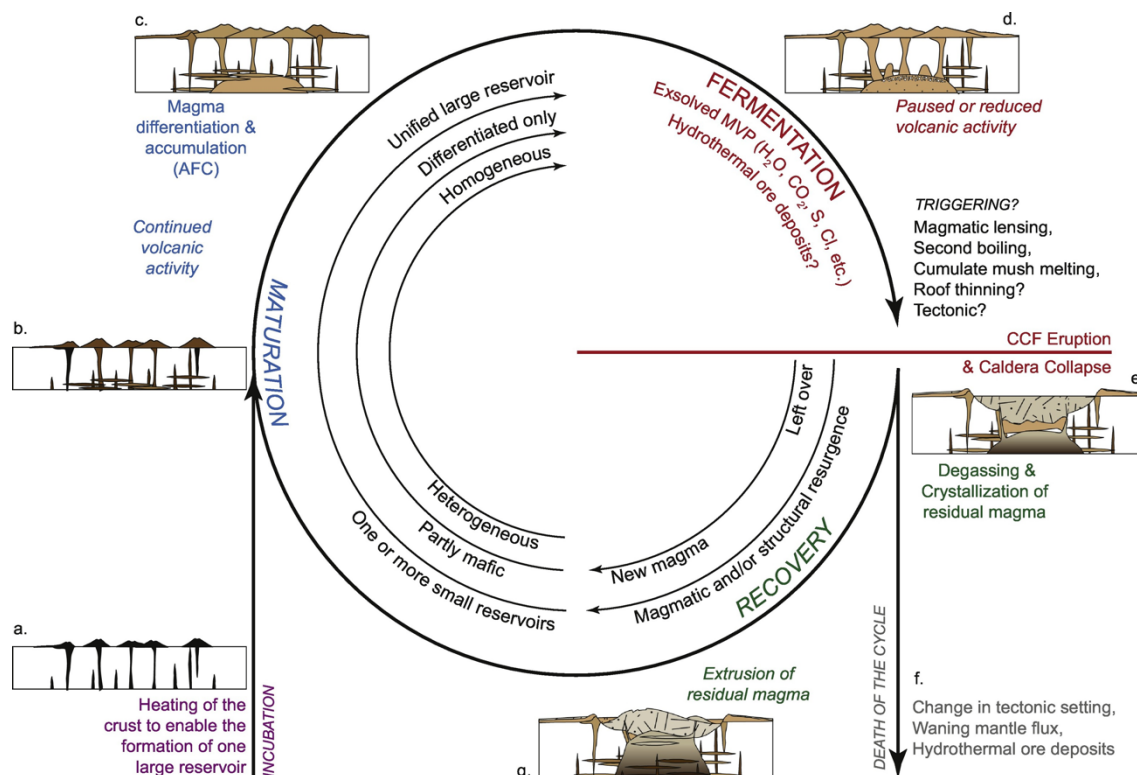


図 1.1-1 カルデラサイクルの概念図 (Bouvet de Maisonrouve et al., 2021)

Bouvet de Maisonrouve et al. (2021) のカルデラサイクルの各ステージ (図 1.1-1) の特徴は、以下のように要約できる。

・潜伏期 **Incubation**

マグマ貯留層プロセス=小さな岩脈/シルのネットワークの形成. 分化したマグマの長寿

命貯留層はほとんど伴わない。地殻の熱的成熟の開始

噴出物の化学組成＝玄武岩から安山岩・デイサイト（又はそのアルカリ岩）。分化が不十分で、典型的にはかなり高温でドライなマグマからなる。

噴火活動又は地表兆候＝苦鉄質から中間組成の火山（成層火山，円錐）が分布。噴火の頻度は高いが，噴出量は少ない。

・成熟期 Maturation

マグマ貯留層プロセス＝単一または複数の貯留層が形成される。サイズが大きくなる（合体する可能性もある）。揮発性成分気相が一時的に存在する結晶マッシュが形成される。噴出物の化学組成＝主にデイサイトから流紋岩（又はそのアルカリ岩）。分化度の増加の兆候。低圧貯蔵，マグマ貯蔵温度の低下，揮発分量の増加。

噴火活動又は地表兆候＝中・珪長質火山が分布する。当初は噴火頻度が高いが，次第に減少する。黒曜石溶岩流や壱プリニアン噴火が発生することもある。

・発酵期 Permentation

マグマ貯留層プロセス＝1 つ以上の長寿命マグマ貯留層の存在，揮発性成分気相の連続存在，貯留層成長の暴走，供給マグマの捕捉半径の拡大。マッシュ貯留層上にメルトに富む巨大キャップが形成される可能性。

噴出物の化学組成＝システムの噴火史において観測された最も進化したマグマで，最も冷たく，最も結晶に富み，最も揮発性成分量の高いマグマ。カルデラ形成巨大噴火の火砕流堆積物には，結晶に富む再加熱されたマッシュ状物質，またはメルトに富むキャップとその再可動化した結晶に富む集積体が含まれる。

噴火活動又は地表兆候＝非常に珪質なマグマの噴出が希にある。地殻変動，群発地震，火山性の隆起・沈降活動，非常に活発な熱水系など，大規模な兆候がある。カルデラ形成巨大噴火に至る。

・再生期 Recovery

マグマ貯留層プロセス＝カルデラ形成巨大噴火後，珪長質物質と揮発性物質はほとんど排出。蓄積された苦鉄質から中間組成のマグマは，熱と新しい物質をもたらし，（低温または含水鉱物相が存在すれば）残部を溶かしながら，浅いマグマ溜まりに再び大きな影響を及ぼすようになる。

噴出物の化学組成＝より分化していない，より高温で乾燥したマグマへの回帰。カルデラ形成巨大噴火の残りマグマの場合，結晶集積体の溶融や新たな物質付加の兆候がある。噴火活動又は地表兆候＝分散した火山活動。組成は，上部地殻貯留層がどの程度広範囲に利用されたかに依存するが，一般に均質性は低い，構造的な再生活動。

・カルデラサイクルの終焉 **Death of the caldera cycle**

マグマ貯留層プロセス＝深部からのマグマ供給フラックスが衰え、大規模な上部地殻内マグマ溜りの形成はない。

噴出物の化学組成＝マグマは多様な組成を持つ可能性があるが、豊富なマグマ蓄積の兆候はない。

噴火活動又は地表兆候＝噴火頻度が低いか平均的な分散型火山。深成岩のトラップが支配的。

(2) 後カルデラ期火山活動の位置付け

過去にカルデラ形成巨大噴火を起こした火山の評価においては、現在活動中のいわゆる“後カルデラ期火山活動”が火山の発達過程でどのような位置付けにあるのかを理解しておく必要がある。これまで地質学的には、火山体の陥没による地形変化を挟んで、後カルデラ期とカルデラ形成期とに区別して整理されてきた。しかし、カルデラサイクルとしてマグマ供給系の進化を考える上では、後カルデラ期マグマの地球化学的な特徴が、直前のカルデラ形成巨大噴火マグマとどのような成因関係にあるのかを明らかにしなければならない。すなわち、カルデラ形成巨大噴火後にどのような過程を経て多輪廻へと移行し次のカルデラ形成巨大噴火へと向かうのかの理解が、カルデラ火山の将来の長期活動評価には重要な知見となる。ここでは最近の文献を基に、代表的な海外の事例をレビューする。

1) Long Valley カルデラ

このカルデラは、米国 California 州中央東部に位置しており、約 76 万年前に約 650 km³ の Bishop Tuff 噴火で形成されている (図 1.1-2; Hildreth, 1981)。カルデラ形成後のマグマ活動はカルデラの中心部で継続し、その後、西と北西に膨大な数の苦鉄質から珪長質噴出物を生成した。このカルデラの一連の噴出物については十分な資料と広範な年代データがあり (例えば Hildreth, 2004)、火山活動の開始から最初のカルデラ形成巨大噴火までのマグマ供給系進化の優れた例となる。

噴出物化学組成の時系列変化はカルデラ形成巨大噴火を挟んで、明瞭な変化が知られている (図 1.1-2)。すなわち、Bishop Tuff 噴火前も噴火後も、噴出物の主体は流紋岩であるものの、Rb/Sr 比に明瞭な違いが認められ、Bishop Tuff 噴火後に Rb/Sr 比が低下している (Hildreth, 2004)。Rb は鉍物中の K を置換する元素であるものの、結晶分化では典型的な液相濃集元素として振る舞う。一方、Sr は斜長石に良く入る元素であるので、Rb/Sr 比は斜長石の分化程度の指標である。従って、Bishop Tuff 噴火後は同じ流紋岩であっても分化程度の低いマグマが活動するように変化し、Bishop Tuff 噴火をもたらした分化の進んだ流紋岩は枯渇したものと判断できる。また、Bishop Tuff 噴火後の流紋岩の CaO 量は分散しており、個々のマグマは異なる結晶分化トレンドを持っている (Simon et al., 2014)。従って、これらの流紋岩は独立した溜まりで分化したのであり、Bishop Tuff 噴火をもたらした

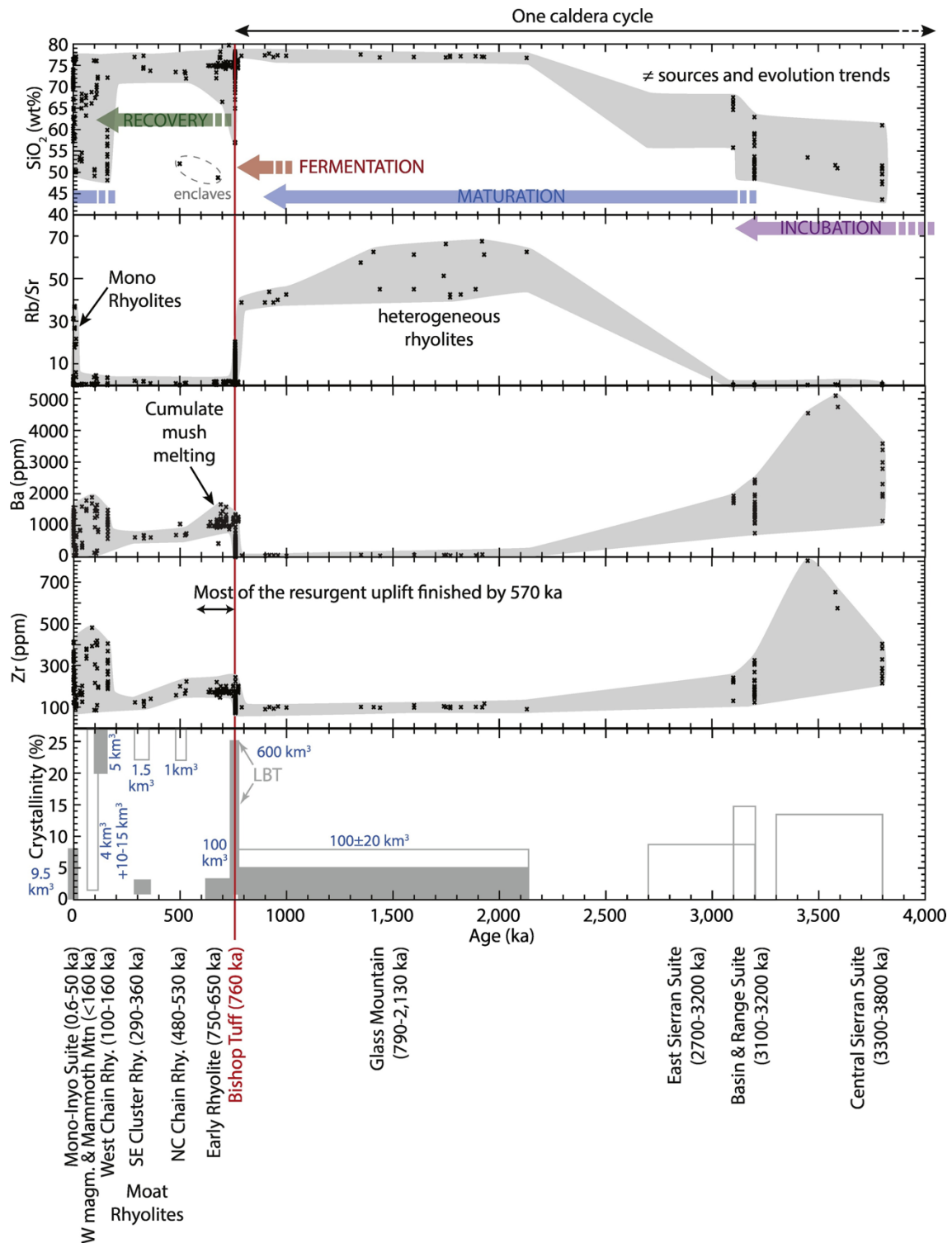


図 1.1-2 Long Valley カルデラ噴出物の化学組成時間変化図 (Bouvet de Maisonneuve et al., 2021). カルデラ形成噴火 (Bishop tuff 噴火) を境に Rb/Sr 比, Ba 量, Zr 量が変化した。

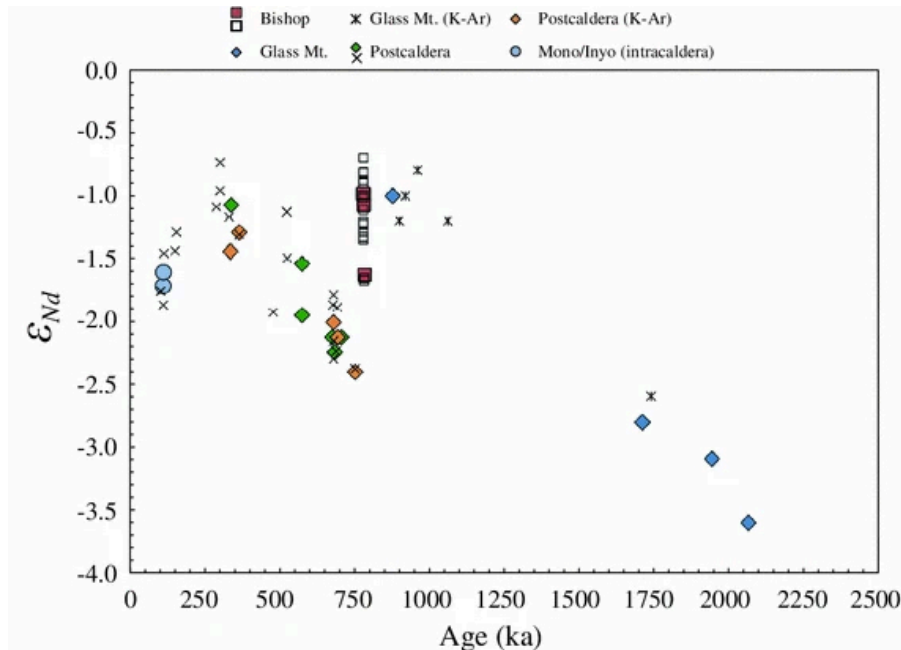


図 1.1-3 Long Valley カルデラ噴出物の Nd 同位体比時間変化図 (Simon et al., 2014)
760 ka の Bishop tuff が最も同位体的に枯渇しており，後カルデラ期に Nd 同位体比が急減した。

たような大容量の溜まりの存在を示唆していない。また，Sr-Nd-Hf 同位体比も変化し (図 1.1-3 ; Simon et al., 2014)， Bishop Tuff 噴火は同位体的に枯渇したマントル由来のマグマ供給が増加した時期の頂点であり、この供給効果は後カルデラ初期まで継続し、その後はより肥沃な新しい地殻由来のマグマがシステムを支配するようになった。また、地殻の滞留時間とマグマ供給源の一般的な関係は以下の通りである。1) 前カルデラ流紋岩は地殻マグマ滞留時間が長く地殻親和性が高い、2) Bishop Tuff と後カルデラ初期流紋岩は地殻親和性が低くマグマ滞留時間が短い、3) 後カルデラ初期流紋岩は再び地殻サインを強くしマグマ滞留時間を長くしている。

また、巨大噴火の産物である Bishop Tuff についても、40 年以上にわたって、超巨大噴火を起こした単一のマグマ体の典型的な例として知られていたが (Hildreth & Wilson, 2007)、最近の研究により見方が変わっている (Gualda & Ghiorso, 2013 ; Gualda et al., 2022)。すなわち、Bishop Tuff 初期噴出物は輝石を含まず結晶に乏しく (20 wt% 未満)、マグマ本体の上部から噴出したと推定され、後期噴出物は斜方輝石と斜方輝石を含み結晶に富む (30 wt% まで) ので、マグマ本体の下部から供給されたマグマであると推定されていた。鉄-チタン酸化物組成は、初期噴出マグマ (700°C) よりも後期噴出マグマ (820°C) の方が結晶化温度の高いことを示唆していた。流紋岩-MELTS ジオバロメトリーを用いて Bishop Tuff 各層準の軽石ガラス組成から結晶化圧力が多数検討された結果、結晶化温度と圧力の変動は単一のマグマ溜まりの垂直成層と一致しないことが明確に示された (Gualda

et al., 2022). すべての結晶化圧力と温度は約 150 MPa と約 730°Cのモードを持ち、非常によく似ている。従って 3 つの主要なマグマ体が横方向に並置されていることを支持しており、噴火時に大小のマグマが混在していたことを示唆している。この結果は Bishop Tuff も、他の超巨大噴火と同様に地殻の特定のレベルに存在する複雑なマグマ溜まり群を動員することが典型的であることを意味している。

2) Yellowstone カルデラ

Yellowstone は、米国 Wyoming・Idaho 両州にまたがるカルデラ火山で、約 210 万年前に Huckleberry Tuff 噴火 (2500 km³)、約 130 万年前の Nesa Falls Tuff 噴火 (280 km³)、約 64 万年前の Lava Creek Tuff 噴火 (1000 km³) の 3 回のカルデラ形成巨大噴火を起こしている (Hildreth et al., 1984)。その他 60 以上の流紋岩質溶岩と凝灰岩から、珪長質マグマ系の長期的な化学的・同位体的進化が既に明らかにされており、1 回目と 3 回目のカルデラ形成巨大噴火後にマグマの同位体比 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, 石英の δ¹⁸O) が大きく変化ことが知られている (Hildreth et al., 1984)。従って、この 2 回のカルデラ形成巨大噴火を境に、マグマの起源物質が入れ替わったことになる。

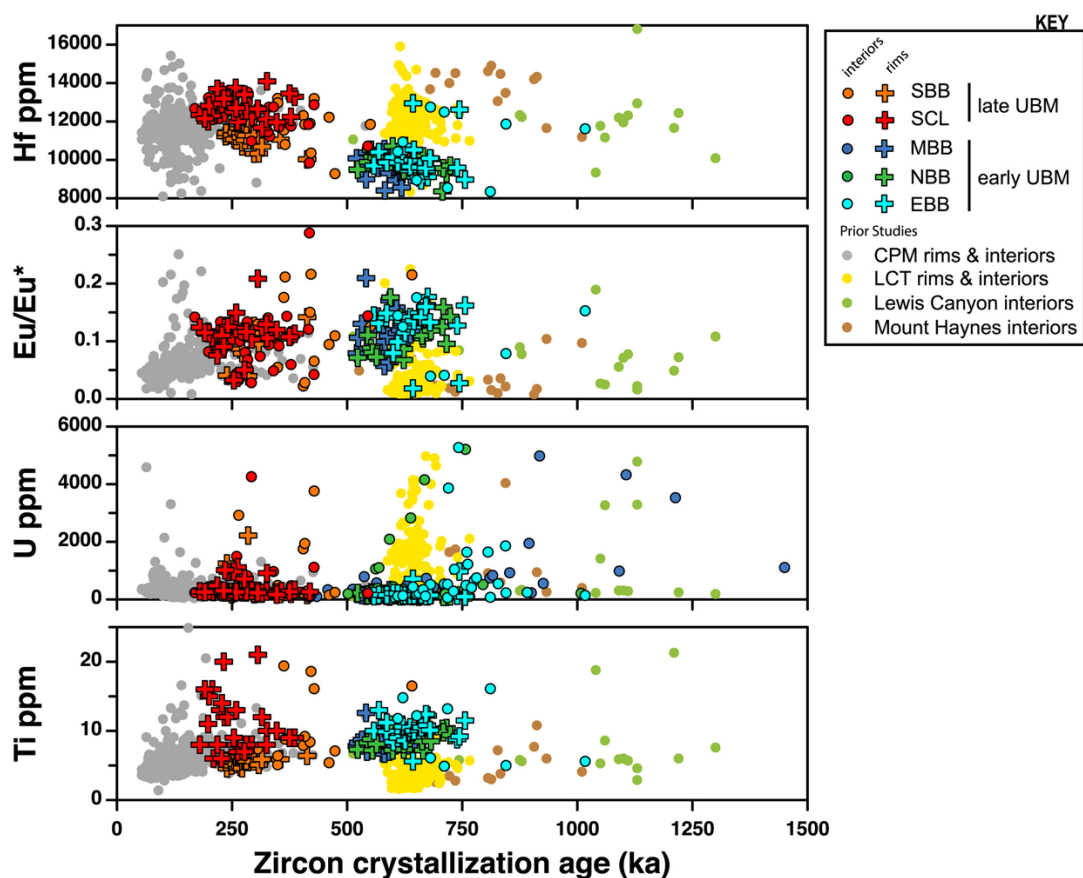


図 1.1-4 Yellowstone カルデラ噴出物ジルコンの U-Pb 年代と微量成分 (Till et al., 2019). LCT がカルデラ形成噴火噴出物, UBM が後カルデラ期噴出物.

Lava Creek Tuff 噴火後のマグマ時系列変化は、最近、Till et al. (2019)の噴出物中のジルコンの U-Pb 年代と化学組成の大量分析から明らかにされた。カルデラ形成巨大噴火直後の流紋岩は、組成が Lava Creek Tuff とは異なるもののジルコン U-Pb 年代は重複しており、Lava Creek Tuff 噴火では排出されなかった同じマグマ貯留層内の別のマグマポケットからの噴出物とみられる (図 1.1-4)。その後、35 万年前からは組成もジルコン U-Pb 年代も別の起源の異なる流紋岩質マグマの活動に変化し、同位体の特徴は変質した地殻物質の影響が強くなったことを示している。しかしながら、Yellowstone のマグマシステムが次にどこへ向かうのかという問題については、マグマ組成の変化が、供給系の衰退を示すものでカルデラ形成巨大噴火の可能性は低くなったのか (例えば Watts et al., 2012), あるいは新しいカルデラ輪廻への移行が始まったのか (例えば Spell et al., 2004), 決着はついていない。Yellowstone のガスフラックスは、ハワイ島 Kilauea 火山に匹敵する速度で珪質マグマ溜りの下に苦鉄質マグマが侵入し続けていることを示唆している (Lowenstern & Hurwitz, 2008)。地球物理学的研究により、現在の Yellowstone 下の上部地殻は、15~30%のメルトを持つマッシュ状の珪長質マグマ貯留層によって特徴付けられると結論付けられている (例えば Chu et al., 2010; Farrell et al., 2014)。この貯留層には約 200~600 km³のメルトが含まれている可能性があり (Farrell et al., 2014), このメルトの分別と潜在的噴火可能性は依然として不明である (Lowenstern et al., 2017)。

3) Campi Flegrei カルデラ

このカルデラはイタリアの Napoli 西方にある径 13 km のカルデラで、カルデラ内には後カルデラ期に形成された多数の火砕丘が存在する。カルデラ形成巨大噴火は、過去 6 万年間に 3.9 万年前の Campanian Ignimbrite 噴火 (200 km³) と 1.5 万年の Neapolitan Yellow Tuff 噴火 (40 km³) の 2 回である。噴出物層序は良く確立されており、カルデラ形成巨大噴火前後のマグマ組成の時系列噴火も明瞭である (Forni et al., 2018)。すなわち、Campanian Ignimbrite 噴火は、結晶に乏しく高度に分化したマグマ (結晶 6%以下、分化率 DI=86~91) から始まり、結晶に富み分化程度の低いマグマ (結晶 36~37%、DI=75~85、図 1.1-5) に移行する推移で特徴づけられる。Neapolitan Yellow Tuff 噴火は、全体的に比較的結晶が乏しく ($\leq 10\%$ 結晶)、組成的に不均質 (DI=70~88) で、噴火の最終段階には分化程度の低い物質がより多く含まれるようになる (図 1.1-5: 分化率 DI はマグマの組成のノルム値の中で、石英、正長石、曹長石、ネフェリン、リューサイト、カリオフィライトの合計値、マグマがアルカリ岩質であるため、Rb/Sr 比の代わりとなる)。2 回のカルデラ形成巨大噴火後は、明瞭に組成が変化し、玄武岩質の粗面安山岩と粗面デイサイト (結晶度 6~16%、DI=40~74) から粗面フォノライト (結晶度 6~28%、DI=74~92) へと分化するマグマが噴出している (図 1.1-5)。

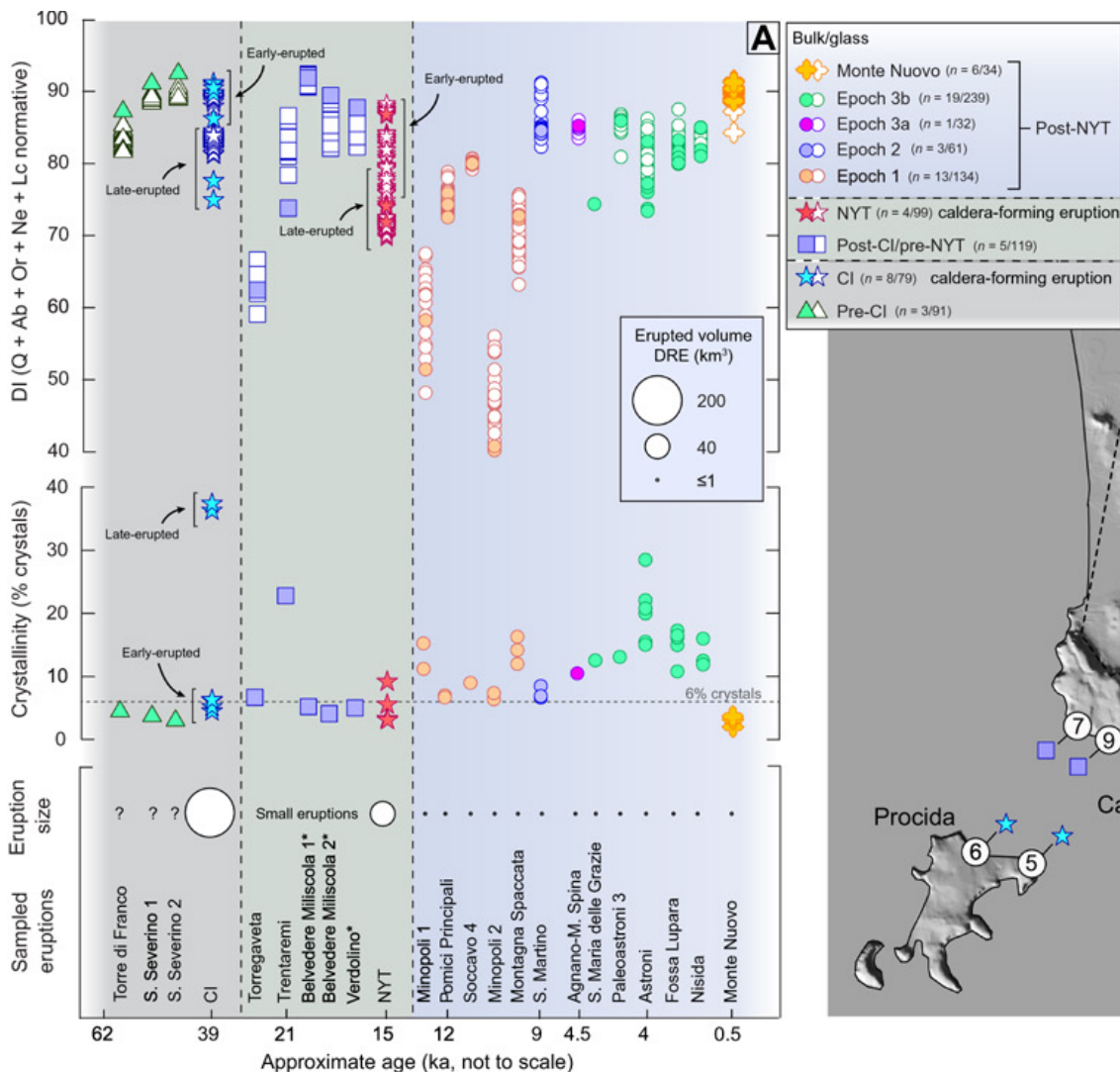


図 1.1-5 Campi Flegrei カルデラ噴出物の化学組成時間変化図 (Forni et al., 2018). CI と NYT がカルデラ形成噴火噴出物

Campanian Ignimbrite 噴火の噴出物のガラスと結晶について詳細な微量分析地球化学データとガラスの Sr-Nd 同位体比測定を実施した Di Salvo et al. (2020) は、この噴火の初期と後期マグマが 2 つの起源の異なるメルトであること、組成の特徴がマフィックマグマの供給による結晶の乏しいメルトキャップの噴出と結晶マッシュの再可動化プロセスと整合的であることを明確に示している。また、カルデラ形成巨大噴火後の初期段階は、地殻上部貯留層に深部起源のよりマフィックなマグマが頻繁に注入される段階で、マグマは残留マッシュと相互作用して再可動化し、結晶に富む物質が噴出されていると判断されている (Forni et al., 2018)。また、Campi Flegrei の最新の噴火は、カルデラ形成初期段階と同様の高度に分化したマグマによって特徴づけられ、浅い貯留層で相当量の揮発性物質が脱

ガスし始めるというマグマの貯留状態の変化の表れであることが示唆されている。溶存ガス相の存在は貯留層の物性に基本的な影響を与え、現在 Campi Flegrei の地下に大きなマグマ体が蓄積されていることを示す可能性がある (Chiodini et al., 2016)。

4) Taupo カルデラ

ニュージーランド北島の Taupo カルデラは、Taupo 火山帯と呼ばれる火山性地溝の南部を占めるカルデラである。カルデラ形成巨大噴火は、過去6万年間に2.54 万年前の Oruanui 噴火 (>1100 km³) と 232±5 AD の Taupo 噴火 (45 km³) の2回である (Wilson, 1993)。約6万年間の噴出物は年代層序学的に正確に拘束されており、カルデラ形成巨大噴火後のマグマシステムの微細な時間スナップショットが明らかにされている (Barker et al., 2015)。

Oruanui 噴火以前には、深さ 3.5~10km の地殻の大部分を占める熱的・組成的にゾーニングされた結晶に富むマッシュボディがあり、数万年かけて発達したと考えられる (Wilson et al., 2006)。一方、斑晶に乏しい Oruanui 噴火の流紋岩マグマは、ジルコンのモデル年代スペクトル (Wilson & Charlier 2009) と斑晶の組成ゾーニング関係 (Allan et al. 2013) から、結晶マッシュからのメルト抽出によって急速に (<3000 年以上) 形成されたことが示された。モデル温度が約 790 °C で一様であること (図 1.1-6) は、噴火直前のメルト卓越体が活発な混合により組成が一様で、顕著な温度勾配がないことを示すと理解されている (Wilson et al., 2006)。

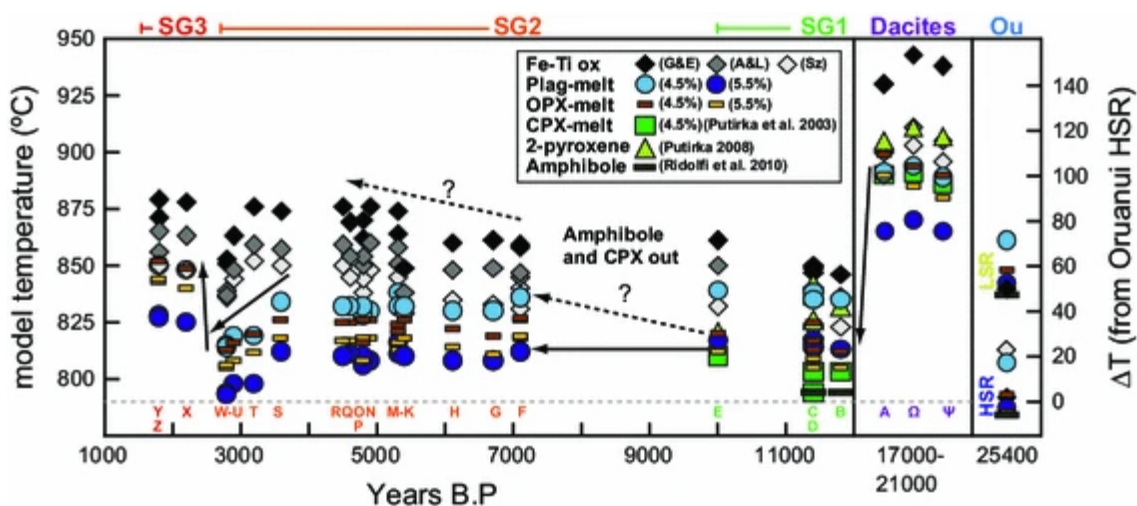


図 1.1-6 Taupo カルデラ噴出物の平衡モデル温度の時間変化図 (Barker et al., 2015)。

カルデラ形成巨大噴火後の約5千年間の休止期以降の噴火シーケンスにおける Oruanui 組成マグマの欠如から、メルト卓越体が消失しただけでなく、Oruanui マッシュソースも噴火直後の高温苦鉄質マグマの貫入によって認識できないほど改変されたと推論されている

(Barker et al., 2015). すなわち、カルデラ形成巨大噴火後の噴出物は新しい珪長質システムの最初の生成物であることが確認された。この新しい珪長質マッシュ系は、Oruanui 噴火に関与したものと同様の組成の下層のマフィックメルトと密接に結びつき、時には物理的に相互作用していた。推定されるマグマの蓄積深度と噴出口の地理的範囲から、Taupo カルデラでは現在、大規模な珪長質マッシュに基づくシステム（体積 200 km³ 以上、おそらく 1000 km³ まで）が確立しており、将来どの段階においても火山の新しいエピソードやサイクルを供給することが可能であると考えられている (Barker et al., 2015)。最後の Taupo 噴火の前、2.2~1.8 ka には珪長質マグマ系は著しい加熱（マグマ温度が 30~40°C 以上上昇）とメルト組成の変化があり、苦鉄質マグマの供給量の増加を反映していると解釈されている。ただし、このポスト Oruanui 噴火で最大規模の噴火で、既存のマッシュシステムの構造は変化したのか？この噴火は、マグマの回復と火山静止の長い期間を必要とするほど大きなものだったのか、それとも現在の状態で噴火が可能なシステムなのか？未解決の課題は多い。

5) Toba カルデラ

インドネシア・スマトラ島北部の Toba カルデラは、長径 100 km、短径 30 km の世界最大のカルデラである。カルデラ火山活動は 120 万年前から始まり、84 万年前に Old Toba Tuff (OTT) 噴火、50 万年前に Middle Toba Tuff (MTT) 噴火、7.4 万年前に Young Toba Tuff (YTT) 噴火の 3 回のカルデラ形成巨大噴火を起こしている (Chesner et al., 1991)。最後の YTT 噴火が特に巨大で、噴出量は 2500~3000 km³ と見積もられている。

Toba カルデラでは、YTT 噴火後にカルデラ底のリサージェント隆起が顕著で、カルデラ内の 60×20km のサモシール溶岩ドームは、流紋岩溶岩のクラスターを特徴としている。流紋岩溶岩の主要・微量元素組成、⁴⁰Ar/³⁹Ar サニディン年代から、SiO₂ 含有量 70~76 wt%、結晶度 28~54%、噴出年代 74~76 ka が得られ、これらの溶岩は YTT 噴火の直後に噴出した YTT 残留マグマであるという解釈が支持されていた (Chesner et al., 2020)。しかし、サニディンの ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年代とジルコンの U/Th 年代の逆熱履歴モデリングの結果、古いサニディン年代と若いジルコン年代の間に最大で約 13.6 千年の不一致があることが判明した (Mucek et al., 2021)。サニディンは噴火前に 280°C から 500°C の温度で最大 5~1 万 3 千年程度低温貯蔵されたことがモデルから示唆され、YTT 噴火のマグマは熱的に再可動化されることなく、サブソリダス状態で噴出したことが示唆された。すなわち、YTT 残留マグマは単独で自発的噴火が可能な状態ではなく、リサージェントにより注入された高温の別のマグマに付随して受動的に噴出したものである。

6) 後カルデラ期火山活動の特徴と日本のカルデラ火山事例との比較

上記の代表的カルデラ火山の最近の解析事例から明らかなのは、カルデラ形成巨大噴火を起こしたマグマは、後カルデラ期には噴出していない事実である。Toba カルデラの YTT

噴火後の溶岩は YTT と同じ化学組成を持ち例外的であるものの、自発的に噴出したものではない (Mucek et al., 2021). 従って、カルデラ形成巨大噴火によって噴出可能なマグマもしくはマグマ群は放出され切っており、後カルデラ期の火山活動は、新たなマグマシステムの構築から始まるものと理解できる。また、巨大な噴火で溜まりからマグマが完全に絞り出されるためには、最後までマグマの過圧が維持されている必要がある。Marti et al. (2000) が考えたように陥没カルデラの形成をマグマ溜まりの減圧で説明しようとする、減圧によって噴火自体が途中で停止してしまうため、カルデラ形成後もカルデラ形成マグマは溜まりに残存せざるを得ない。しかし、Gudmundsson (2015) の主張する「カルデラ陥没駆動噴火」では、巨大噴火は陥没の原因ではなく結果であり、カルデラブロックが沈下すると自動的にマグマ溜りの容積が減少して最後までマグマ過圧が維持され、溜まりが完全に崩壊することが可能となる。事例の多くは、後者の考えと整合的であろう。また、マグマ溜まりの崩壊による減圧は、残されたマッシュに著しい脱ガスと結晶化を起こすので、システムの実質的な硬直化をもたらすと考えられている (Bachmann et al., 2012).

カルデラ形成巨大噴火がカルデラサイクルの単輪廻の終焉であり、後カルデラ期火山活動が新たな多輪廻の開始であるとの考え方は、これまでに明らかにされた国内のカルデラ噴火事例とも整合的である。例えば、十和田火山では約 3.5 万年前のエピソード N (大不動火砕流=40 km³) と約 1.5 万年前のエピソード L (八戸火砕流=40 km³) の 2 回のカルデラ形成噴火が起きたが、エピソード L 直後に化学組成の急激な変化が認められ、Zr/Th 比の上昇や Sr 同位体比の低下が起きており (図 1.1-7 ; Yamamoto et al., 2018), これはエピソード L のカルデラ形成で地殻由来珪長質マグマ溜まりが空になり、後カルデラ期の最初にマグマ供給系が一旦リセットされたことを示唆している。その後、再び Zr/Th 比の低下や Sr 同位体比の上昇が始まって近年の噴火へと至っているが、これはエピソード L・N とは異なる地殻由来マグマの生成が再び始まったことを意味している。また、阿蘇カルデラでも噴出物の Sr 同位体比の時間変化が明らかにされており、後カルデラ期噴出物の Sr 同位体比が約 9 万年前のカルデラ形成巨大噴火である阿蘇 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考えられている (図 1.1-8 ; Miyoshi et al., 2012). また、後カルデラ期噴出物の Sr 同位体比の多様性は、単一の巨大マグマ溜まりの存在とは相容れない。始良カルデラにおいても、約 3 万年前の AT 噴火後に噴出した流紋岩マグマは、AT 噴火前や噴火時に噴出したものよりも液相濃集元素である Zr に富んでおり、起源物質の異なる火山活動へと移行したと考えられている (Gashi et al., 2020). 同様の推移は鬼界カルデラでも確認されており、後カルデラ火山活動ではカルデラ形成巨大噴火のアカホヤママグマとは起源物質の異なる新たなマグマ供給系が形成されたものとみられる (Tatsumi et al., 2018 ; Hamada et al., 2023).

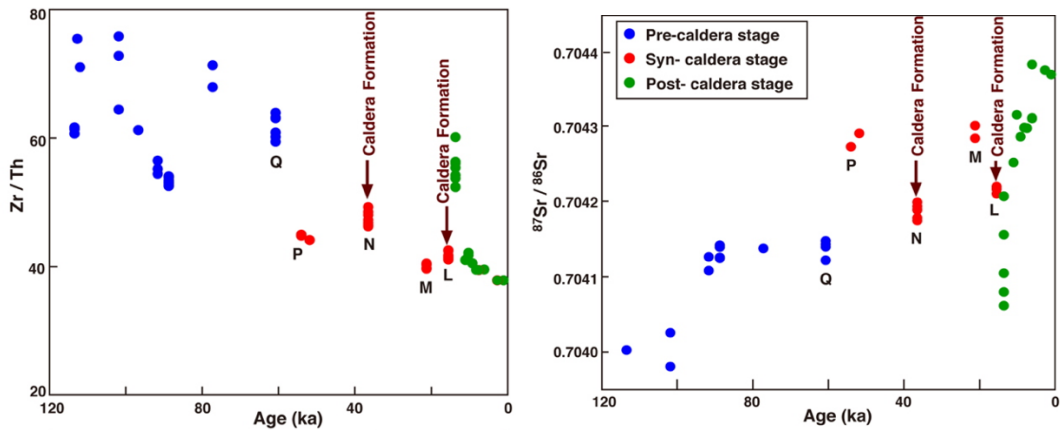


図 1.1-7 十和田カルデラ噴出物の Zr/Th 比と Sr 同位体比の時間変化図 (Yamamoto et al., 2018).

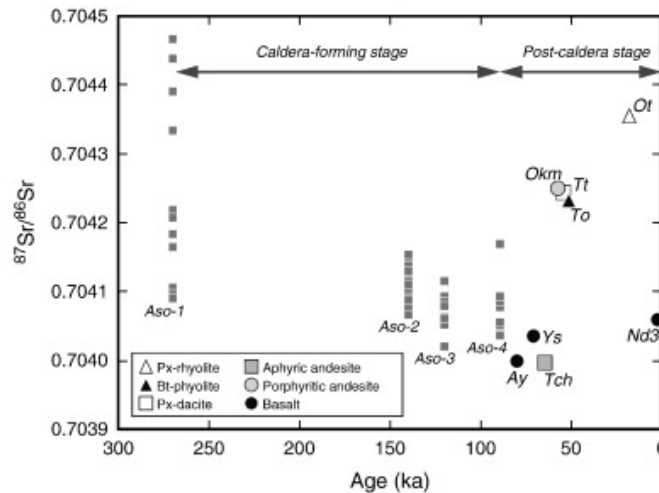


図 1.1-8 阿蘇カルデラ噴出物の Sr 同位体比の時間変化図 (Miyoshi et al., 2015).

(3) カルデラ形成巨大噴火準備のためのマグマ蓄積プロセス

前節で示したように過去にカルデラ形成巨大噴火を起こした火山の後カルデラ期火山活動が新たな多輪廻の開始であれば、次の噴火への準備過程も振り出しに戻り、巨大噴火に必要な数 10～数 100km³ の大量の珪長質マグマを新たに地殻の上部に蓄積する必要がある。ここでは、マグマ溜まり形成に関する近年の成果をレビューする。

1) 粘性変形を考慮したマグマ溜まりモデル

マグマ貫入によるマグマ溜り形成の主要な問題の一つは、空間問題である。弾性領域におけるサブソリダス母岩への単一のマグマ貫入（シルとダイク）は、弾性変形法則によって非常に高いアスペクト比（厚さに対する幅）を持つ (Menand, 2008)。しかし、多くの貫入岩

体や推定されるマグマ溜りは、弾性論から推定されるよりもはるかに小さなアスペクト比を持っている。従って、大量のマグマを蓄積するマグマ溜まりを形成するためには母岩を変形させてスペースを確保する延性的なメカニズム、熱的に成熟した有効粘性の低い壁岩の存在が必要である(Gregg et al., 2012; de Silva & Gregg, 2014; Degruyter & Huber, 2014)。熱モデルは、地殻下部における長期の苦鉄質マグマ貫入 (10^5 年から 10^6 年のタイムスケール) が、地殻上部のマグマ溜りの発達と維持を促進することを示している (Karakas et al., 2017)。このような成熟した地殻がない場合、マグマは定置後すぐに噴出するか、その場で凍結するため、マグマ溜まりの成長や長期のマグマの貯蔵・分化ができない (Townsend et al., 2019)。一方で、成熟した地殻であっても、マグマ溜まりの成長速度が速すぎると、溜りの壁が脆く破壊され、噴火に至る可能性がある (Jellinek & DePaolo, 2003; Caricchi et al., 2014)。従って、成長速度が低すぎても (熱伝導が不十分)、高すぎても (変形が速すぎても)、マグマの大量蓄積には適さない。最近の巨大噴火間期におけるマグマ溜りの成長の数値モデリングは (後述)、マグマ溜りが $\sim 10^{-4} \sim 10^{-2} \text{ km}^3/\text{年}$ の速度で非線形的に成長 (加速) し、小規模だが頻りに噴出する時期から大規模で頻度の低い噴出へと発展することを示している (図 1.1-9 ; Townsend et al., 2019)。

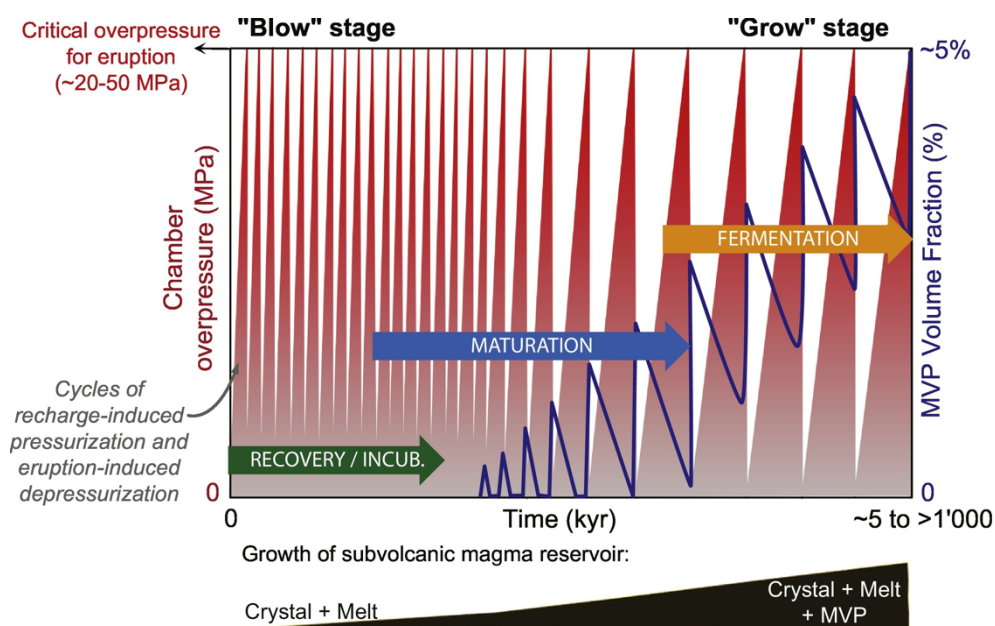


図 1.1-9 巨大マグマ溜まりの成長図 (Bouvet de Maisonneuve et al., 2021), MVP はマグマ揮発性成分相で、溜まり内に一時的に存在するようになると成熟期、常時存在するようになると発酵期となる。

2) Degruyter & Huber (2014) の基本モデル

この論文は、新しいマグマが注入されたときのマグマ溜まりの熱力学的状態 (圧力, 温度,

ガス、結晶含有量) の変化に着目した理想化モデルを考えたものである。マグマ溜りは地殻に接して冷却され、地殻はマグマの蓄積による圧力と揮発性物質の脱ガスに粘弾性的に応答する。マグマは、結晶体積率が 0.5 より小さい場合に噴出可能とみなされる。臨界過圧に達すると、岩盤の圧力が回復するまでマグマ溜りから物質が放出される。このモデルの設定により、マグマ溜りの進化に競合するプロセスの影響を検証する機会を提供する高速計算が可能になった。

モデルでは、マグマ溜りは体積 V の均質な球体とみなし、常に球体のままであると仮定されている。これにより、溜まり内を単一の圧力 P 、温度 T 、メルト・ガス・結晶の体積分率 ρX で記述し、溜まり内の圧力上昇と溜まり周辺の温度場を時間の関数として解析的に表現している。メルト相・ガス相・結晶相は熱力学的に平衡であると仮定され、i) 物質注入 (一定速度を仮定)、ii) 結晶化、iii) 脱ガス、iv) 冷却、v) 粘性緩和、vi) 噴火の過程が考慮されている。計算では、i) 全質量保存、ii) 水量の保存、iii) 全エンタルピー保存を解くことにより、独立変数 P 、 T 、 ρX の時間発展が求められている。

結果を考察する上で重要な時間スケールは、マグマ注入時間スケール、マグマ溜まり冷却時間スケール、母岩粘性緩和時間スケールで、初期条件から次のように定義される。

$$\tau_{in} \text{ (注入時間スケール)} = \rho_0(\text{密度}) \times V_0 \text{ (溜まり体積)} / M_{in}(\text{質量流入率})$$

$$\tau_{cool} \text{ (冷却時間スケール)} = R_0^2 \text{ (溜まり半径)} / \kappa \text{ (熱伝達率)}$$

$$\tau_{relax} \text{ (粘性緩和時間スケール)} = \eta_r \text{ (地殻の粘性)} / (\Delta P)_c \text{ (臨界加圧)}$$

3) スケール則と噴火頻度

Degruyter & Huber (2014) の重要な成果は、噴火の頻度が圧入、冷却、粘性緩和のタイムスケールに依存することを示し、これらのタイムスケールと噴火頻度を関連付けるスケールリング則を開発したことにある。上記の 3 つのタイムスケールから、2 つの独立した無次元量を特定することができる。

$$\theta_1 = \tau_{cool} / \tau_{in}$$

$$\theta_2 = \tau_{relax} / \tau_{in}$$

θ_1 はマグマ注入による熱供給と地殻への伝導による熱損失の比であり、ペクレ数として捉えることができる。また、 θ_2 は粘性緩和時間尺度と注入時間尺度の比で、デボラ数として捉えることができる。解析では、マグマ溜まりがロックするまでに発生する噴火の回数 N が求められるが、このモデルでは噴火はマグマ溜まりの過圧 P が臨界値 $(\Delta P)_c$ に達することを意味し、溜まりが冷却してロックするまでの特性時間は τ_{cool} で決定されている。噴火の回数はマグマ溜まりの加圧によって制御されるので、マグマ注入、冷却、粘性緩和に対する圧力応答のみを考慮すると圧力の変化は次のようになる。

$$dP/dt \sim N (\Delta P)_c / \tau_{cool}$$

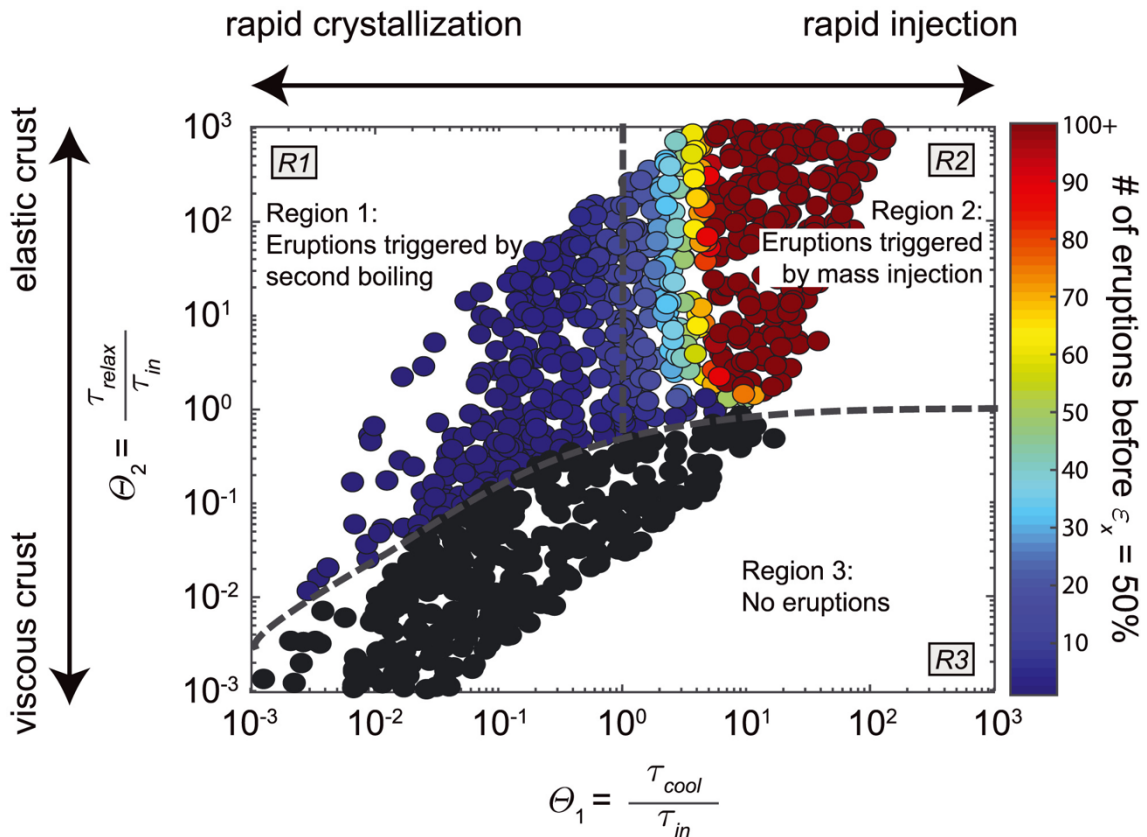


図 1.1-10 無次元化された時間スケールと噴火回数との関係 (Degruyter & Huber, 2014)

図 1.1-10 は、噴火頻度の変化をレジームダイアグラム (θ_1 vs θ_2) 上にプロットしたものである。噴火のトリガーを理解するために、このレジームダイアグラムを 4 つの異なる領域に分けると以下ようになる。

・領域 1: $\tau_{cool} < \tau_{relax}$ かつ $\tau_{cool} < \tau_{in}$

この領域では、マグマ溜まりの冷却に支配される二次沸騰と、マグマ溜まりへの物質注入のどちらかによって、マグマ溜まりの加圧が制御される。領域 1 では、冷却の時間スケールは注入の時間スケールより小さい。そのため、加圧は二次沸騰の過程によって支配される。発生した過圧は、地殻が弾性的に反応するか、地殻の粘性緩和によって収容されれば、噴火によって放出される。領域 1 では粘性緩和の時間スケールが冷却の時間スケールより大きいので、マグマ溜まりがロックする前に、地殻が二次沸騰による加圧に弾性的に応答して噴火を起こすと考えられる。この挙動は、小さなマグマ溜まりと質量注入がほとんどないことに関連している可能性がある。

・領域 2: $\tau_{cool} > \tau_{relax}$ かつ $\tau_{cool} < \tau_{in}$

領域 2 では、二次沸騰もマグマ溜まりの加圧を制御している。しかし、この場合、緩和の時間スケールは冷却の時間スケールより小さくなる。地殻は粘性流によって二次沸騰によ

る加圧を受け入れている。マグマ溜まり内で脱ガスが進行し、溜まりの容積が増加する。噴火は起こらないが($N = 0$)、結晶体積率 0.5 に達するまでの質量増加はそれほど大きくはなりえる。領域 2 は、比較的大きなマグマ溜まりで、質量注入が少ないか全くない場合に適用されよう。

・領域 3: $\tau_{\text{relax}} < \tau_{\text{in}}$ かつ $\tau_{\text{cool}} > \tau_{\text{in}}$

領域 3 では、冷却の時間スケールが注入の時間スケールよりも大きいため、加圧の駆動においてマグマ注入のプロセスが第二沸騰のプロセスよりも支配的である。また、緩和の時間スケールは注入の時間スケールよりも小さいため、地殻の粘性流によって加圧がバランスされる。従って、噴火は起きないと予測される($N = 0$)。結晶体積率 0.5 に達する前に、大きな質量の流入と噴火による質量の損失がないことの組合せにより、著しい質量の増加がある。このレジームダイアグラムの部分は、大きなマグマ溜まりがあり、大量の物質が流入していることを表している。

・領域 4: $\tau_{\text{relax}} > \tau_{\text{in}}$ および $\tau_{\text{cool}} > \tau_{\text{in}}$

この領域では、冷却の時間スケールは注入の時間スケールより大きい。また、マグマ注入の時間スケールは緩和の時間スケールよりも小さいため、地殻は加圧に対して弾性的に反応する。その結果、噴火が頻発する。この挙動は、比較的小きなマグマ溜まりと大きな質量注入に関連している可能性がある。

4) 大型珪長質マグマ溜りの成長

従来のマグマ溜まり成長モデルでは、マグマ注入が冷却に及ぼす影響 (Annen, 2009; Gelman et al., 2013) と溜まりの圧力に及ぼす影響 (Jellinek and DePaolo, 2003) のいずれかを考慮して、マグマ溜りの成長について議論されてきた。Degruyter & Huber (2014) のモデルは、地殻内のマグマ体の成熟を考える際に、これらのプロセスがすべて役割を果たすため、同時に考慮する必要性を強調している。小規模なシステムの構築では、マグマ溜まりが機械的にロックされるまで、二次沸騰による頻繁な噴火や継続的な注入によって成長が妨げられる (領域 1 と 4)。この場合、マグマ溜まりは短期間しか噴出できず、その後完全に結晶化し、プルトンを形成することになる。噴火によって放出される質量が注入された質量よりも十分に小さく、マグマ溜まりが完全に凍結しない程度にマグマ注入速度が高いとき、成長は最適となる (Caricchi et al., 2014)。マグマ溜りは、その寿命のほとんどを高い結晶度でレオロジー的にロックされた状態で過ごすと考えられている (Huber et al., 2009; Dufek and Bachmann, 2010; Cooper and Kent, 2014)。機械的ロックに必要な臨界結晶体積率を超えると、マグマ溜まりは噴出せずに成長し、既存のマグマ溜まりが完全に結晶化するのを防ぎ、成長を継続できるような若返りイベントが連続的に発生するようになる。マグマ溜まりが十分に大きくなると、噴火することなく、より大きな注入速度に対応できるようになる (領域 3)。

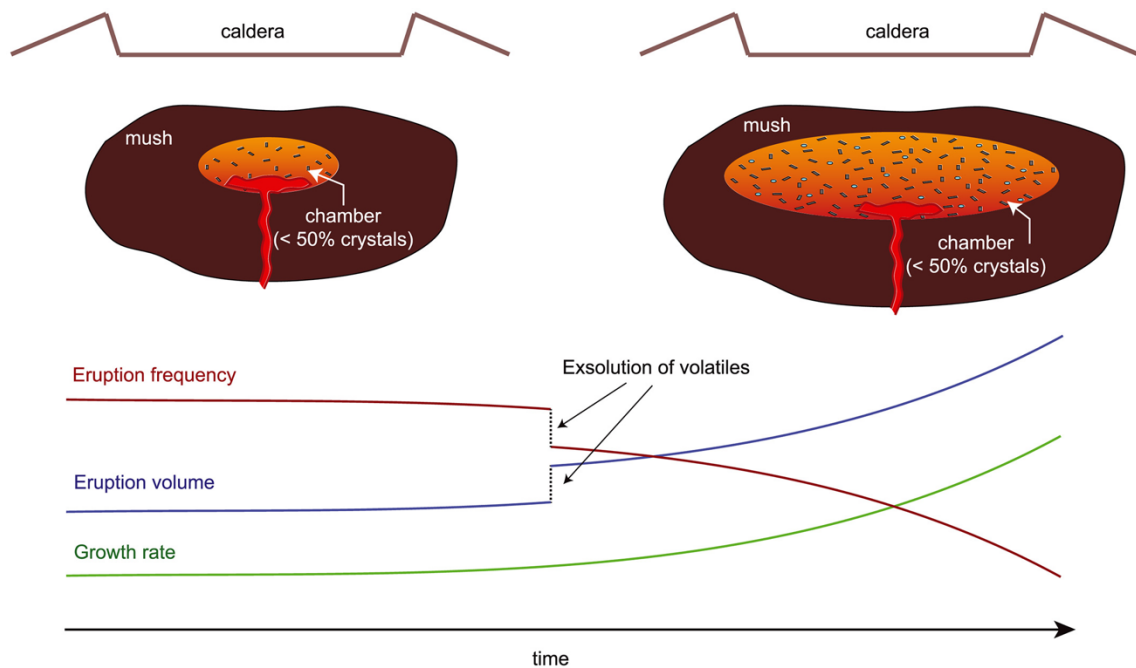


図 1.1-11 巨大マグマ溜まりの成長概念図 (Townsend et al., 2019)

Townsend et al. (2019) は, Degruyter & Huber (2014) のモデルをマグマ揮発性成分相 (MVP) の存在を考慮した系に拡張している. MVP の高い圧縮性は, 浅いマグマ溜りからの噴出頻度を減少させるが, 噴出サイズを増加させると予想され, この競合が最終的にどのようなようにしてマグマ溜まりの長期成長と安定性に影響を与えるかを検討した. その結果, マグマ注入の時間スケールがマグマ溜り冷却の時間スケールに比べて短く ($\theta_1 > 1$), 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 ($\theta_2 \sim 1$) のときに成長が最適化されることが示された. この効率的な成長領域では, 粘性緩和の時間スケールが注入の時間スケールよりも短い場合 ($\theta_2 < 1$), 噴火は起こらず, 供給されたマグマはすべてマグマ溜り内に貯蔵される. 粘性緩和の時間スケールが注入の時間スケールよりちょうど長い場合 ($\theta_2 > 1$), 成長に伴って複数の火山噴火が発生する. つまり, マグマ溜まりが小さいうちは成長速度が遅く ($\sim 10^{-4} \text{ km}^3/\text{年}$), マグマ溜まりが大きくなるにつれて非線形的に成長することになる (図 1.1-11). また, 成長と噴火の両方を行う系では, マグマ溜まりの成長は火山噴火の頻度と規模の変化に対応し, マグマ溜まり容積に比例して噴火の頻度が減少し, 噴火量が増加する (図 1.1-11). また, 脱ガスによりマグマの体積圧縮率が上昇し, 噴火の頻度が減少し, 噴火量が増加する (図 1.1-11). このように, 噴火頻度や噴火量をマグマ溜まり容積, マグマ供給量, マグマ圧縮性の関数としてスケーリングした結果は, 地質学的な噴火履歴を用いて地下のマグマ溜まりの状態や成長速度を調べることが確認された.

(4) まとめ

近年より詳細に検討されるようになったカルデラ火山噴出物の化学組成時系列変化とマグマ溜まりの成長に関する理論的研究から、カルデラ形成噴火についての一般化が試みられ、カルデラサイクルとして整理されるようになってきた。今年度のレビューで指摘できる重要な点は、① カルデラ形成巨大噴火がカルデラサイクルの単輪廻の終焉であり、後カルデラ期火山活動が新たな多輪廻の開始と考えられること、② 地下の巨大マグマ溜まりの成長が、噴火頻度のような地表で観測できる地質現象として現れる可能性があることである。次年度は、これまでの国内のカルデラ事例研究とこれら近年のモデル研究が、どの程度具体的に整合するのかを検討する必要がある。

引用文献

- Allan, A. S. R., Morgan, D. J., Wilson, C. J. N., & Millet, M.-A. (2013). From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(1), 143-164. doi:10.1007/s00410-013-0869-2
- Annen, C. (2009). From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3-4), 409-416. doi:10.1016/j.epsl.2009.05.006
- Bachmann, O., Deering, C. D., Ruprecht, J. S., Huber, C., Skopelitis, A., & Schnyder, C. (2012). Evolution of silicic magmas in the Kos-Nisyros volcanic center, Greece: a petrological cycle associated with caldera collapse. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(1), 151-166. doi:10.1007/s00410-011-0663-y
- Barker, S. J., Wilson, C. J. N., Allan, A. S. R., & Schipper, C. I. (2015). Fine-scale temporal recovery, reconstruction and evolution of a post-supereruption magmatic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(1). doi:10.1007/s00410-015-1155-2
- 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
- Caricchi, L., Annen, C., Blundy, J., Simpson, G., & Pintel, V. (2014). Frequency and magnitude of volcanic eruptions controlled by magma injection and buoyancy. *Nature Geoscience*, 7(2), 126-130. doi:10.1038/ngeo2041
- Chesner, C. A., Barbee, O. A., & McIntosh, W. C. (2020). The enigmatic origin and emplacement of the Samosir Island lava domes, Toba Caldera, Sumatra, Indonesia.

Bulletin of Volcanology, 82(3). doi:10.1007/s00445-020-1359-9

- Chesner, C. A., Rose, W. I., Deino, A., Drake, R., & Westgate, J. A. (1991). Eruptive history of Earth's largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. *Geology*, 19, 200-203.
- Chiodini, G., Paonita, A., Aiuppa, A., Costa, A., Caliro, S., De Martino, P., . . . Vandemeulebrouck, J. (2016). Magmas near the critical degassing pressure drive volcanic unrest towards a critical state. *Nat Commun*, 7, 13712. doi:10.1038/ncomms13712
- Chu, R., Helmberger, D. V., Sun, D., Jackson, J. M., & Zhu, L. (2010). Mushy magma beneath Yellowstone. *Geophysical Research Letters*, 37, L01306. <https://doi.org/10.1029/2009GL041656>
- Cooper, K. M., & Kent, A. J. (2014). Rapid remobilization of magmatic crystals kept in cold storage. *Nature*, 506(7489), 480-483. doi:10.1038/nature12991
- Di Salvo, S., Avanzinelli, R., Isaia, R., Zanetti, A., Druitt, T., & Francalanci, L. (2020). Crystal-mush reactivation by magma recharge: Evidence from the Campanian Ignimbrite activity, Campi Flegrei volcanic field, Italy. *Lithos*, 376-377. doi:10.1016/j.lithos.2020.105780
- Degruyter, W., & Huber, C. (2014). A model for eruption frequency of upper crustal silicic magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 117-130. doi:10.1016/j.epsl.2014.06.047
- de Silva, S. L., & Gregg, P. M. (2014). Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282, 77-91. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.06.001
- Dufek, J., & Bachmann, O. (2010). Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology*, 38(8), 687-690. doi:10.1130/g30831.1
- Farrell, J., Smith, R. B., Husen, S., & Diehl, T. (2014). Tomography from 26 years of seismicity revealing that the spatial extent of the Yellowstone crustal magma reservoir extends well beyond the Yellowstone caldera. *Geophysical Research Letters*, 41, 3068-3073. doi:10.1002/2014GL059588
- Forni, F., Degruyter, W., Bachmann, O., Astis, G. D., & Mollo, S. (2018). Long-term magmatic evolution reveals the beginning of a new caldera cycle at Campi Flegrei. *Science Advance*, 4. doi:10.1126/sciadv.aat9401
- Gelman, S. E., Gutiérrez, F. J., & Bachmann, O. (2013). On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology*, 41(7), 759-762. doi:10.1130/g34241.1
- 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*(6). doi:10.1007/s00445-020-01384-6
- Gregg, P. M., de Silva, S. L., Grosfils, E. B., & Parmigiani, J. P. (2012). Catastrophic caldera-forming eruptions: Thermomechanics and implications for eruption triggering and maximum caldera dimensions on Earth. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *241-242*, 1-12. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.06.009
- Gualda, G. A. R., & Ghiorso, M. S. (2013). The Bishop Tuff giant magma body: an alternative to the Standard Model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *166*(3), 755-775. doi:10.1007/s00410-013-0901-6
- Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., Hurst, A. A., Allen, M. C., & Bradshaw, R. W. (2022). A complex patchwork of magma bodies that fed the Bishop Tuff supereruption (Long Valley Caldera, CA, United States): Evidence from matrix glass major and trace-element compositions. *Frontiers in Earth Science*, *10*. doi:10.3389/feart.2022.798387
- Gudmundsson, A. (2015). Collapse-driven large eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *304*, 1-10. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.07.033
- Hamada, M., Hanyu, T., McIntosh, I. M., Tejada, M. L. G., Chang, Q., Kaneko, K., . . . Yoshida, K. (2023). Evolution of magma supply system beneath a submarine lava dome after the 7.3-ka caldera-forming Kikai-Akahoya eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *434*. doi:10.1016/j.jvolgeores.2022.107738
- Hildreth, W. (1981). Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *86*(B11), 10153-10192. doi:10.1029/JB086iB11p10153
- Hildreth, W. (2004). Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *136*(3-4), 169-198. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.05.019
- Hildreth, W., & Wilson, C. J. N. (2007). Compositional Zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology*, *48*(5), 951-999. doi:10.1093/petrology/egm007
- Hildreth, W., Christiansen, R. L., & O'Neil, J. R. (1984). Catastrophic isotopic modification of rhyolitic magma at times of caldera subsidence, Yellowstone Plateau Volcanic Field. *Journal of Geophysical Research*, *89*(B10), 8339-8369. doi:10.1029/JB089iB10p08339
- Huber, C., Bachmann, O., & Manga, M. (2009). Homogenization processes in silicic magma chambers by stirring and mushification (latent heat buffering). *Earth and Planetary Science Letters*, *283*(1-4), 38-47. doi:10.1016/j.epsl.2009.03.029
- Jellinek, A. M., & DePaolo, D. J. (2003). A model for the origin of large silicic magma

- chambers: precursors of caldera-forming eruptions. *Bulletin of Volcanology*, *65*(5), 363-381. doi:10.1007/s00445-003-0277-y
- Karakas, O., Degruyter, W., Bachmann, O., & Dufek, J. (2017). Lifetime and size of shallow magma bodies controlled by crustal-scale magmatism. *Nature Geoscience*, *10*(6), 446-450. doi:10.1038/ngeo2959
- Lowenstern, J. B., & Hurwitz, S. (2008). Monitoring a Supervolcano in Repose: Heat and Volatile Flux at the Yellowstone Caldera. *Elements*, *4*(1), 35-40. doi:10.2113/gselements.4.1.35
- Lowenstern, J. B., Sisson, T. W., & Hurwitz, S. (2017). Probing magma reservoirs to improve volcano forecasts. *Eos*, 1-9.
- Martí, J., Folch, A., Neri, A., & Macedonio, G. (2000). Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, *175*(275-287).
- Menand, T. (2008). The mechanics and dynamics of sills in layered elastic rocks and their implications for the growth of laccoliths and other igneous complexes. *Earth and Planetary Science Letters*, *267*(1-2), 93-99. doi:10.1016/j.epsl.2007.11.043
- 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.
- Mucek, A. E., Danišík, M., de Silva, S. L., Miggins, D. P., Schmitt, A. K., Pratomo, I., . . . Gillespie, J. (2021). Resurgence initiation and subsolidus eruption of cold carapace of warm magma at Toba Caldera, Sumatra. *Communications Earth & Environment*, *2*(1). doi:10.1038/s43247-021-00260-1
- Simon, J. I., Weis, D., DePaolo, D. J., Renne, P. R., Mundil, R., & Schmitt, A. K. (2014). Assimilation of preexisting Pleistocene intrusions at Long Valley by periodic magma recharge accelerates rhyolite generation: rethinking the remelting model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *167*(1). doi:10.1007/s00410-013-0955-5
- Sparks, R. S. J., Annen, C., Blundy, J. D., Cashman, K. V., Rust, A. C., & Jackson, M. D. (2019). Formation and dynamics of magma reservoirs. *Philos Trans A Math Phys Eng Sci*, *377*(2139), 20180019. doi:10.1098/rsta.2018.0019
- Spell, T. L., Smith, E. I., Nastanski, N. M., & Bennett, K. (2004). Establishment and Evolution of a new silicic magma system north of Yellowstone Caldera: Geochronology, geochemistry and petrographic relationships of extracaldera basalts and rhyolites in the Norris- Mammoth Corridor. AGU Fall Meeting Abstracts.
- Tatsumi, Y., Suzuki-Kamata, K., Matsuno, T., Ichihara, H., Seama, N., Kiyosugi, K.,

- Nakaoka, R., Nakahigashi, K., Takizawa, H., Hayashi, K., Chiba, T., Shimizu, S., Sano, M., Iwamaru, H., Morozumi, H., Sugioka, H., Yamamoto, Y. (2018). Giant rhyolite lava dome formation after 7.3 ka supereruption at Kikai caldera, SW Japan. *Sci Rep* 8, 2753.
- Till, C. B., Vazquez, J. A., Stelten, M. E., Shamloo, H. I., & Shaffer, J. S. (2019). Coexisting Discrete Bodies of Rhyolite and Punctuated Volcanism Characterize Yellowstone's Post-Lava Creek Tuff Caldera Evolution. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(8), 3861-3881. doi:10.1029/2019gc008321
- Townsend, M., Huber, C., Degruyter, W., & 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. doi:10.1029/2018gc008103
- Watts, K. E., Bindeman, I. N., & Schmitt, A. K. (2012). Crystal scale anatomy of a dying supervolcano: An isotope and geochronology study of individual phenocrysts from voluminous rhyolites of the Yellowstone caldera. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(1), 45–67. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0724-x>
- Wilson, C. J. N. (1993). Stratigraphy, chronology, styles and dynamics of late Quaternary eruptions from Taupo volcano, New Zealand. *PHILOSOPHICAL TRANSACTIONS A*, 343(1668).
- Wilson, C. J. N., & Charlier, B. L. A. (2009). Rapid Rates of Magma Generation at Contemporaneous Magma Systems, Taupo Volcano, New Zealand: Insights from U–Th Model-age Spectra in Zircons. *Journal of Petrology*, 50(5), 875-907. doi:10.1093/petrology/egp023
- Wilson, C. J. N., Blake, S., Charlier, B. L. A., & Sutton, A. N. (2006). The 26.5 ka Oruanui Eruption, Taupo Volcano, New Zealand: Development, Characteristics and Evacuation of a Large Rhyolitic Magma Body. *Journal of Petrology*, 47(1), 35-69. doi:10.1093/petrology/egi066
- Yamamoto, T., Kudo, T., Isizuka, O. (2018). Temporal variations in volumetric magma eruption rates of Quaternary volcanoes in Japan. *Earth, Planets and Space* 70. Doi: 10.1186/s40623-018-0849-x

1.2 始良・鬼界カルデラ噴出物のマグマ滞留時間と貯留条件の検討

【実施内容】

始良・鬼界カルデラ形成噴火噴出物を対象とし、斑晶鉱物内元素拡散組織の解析を実施し、推測される拡散時間を用いてマグマの滞留時間推測を行った。鉱物内拡散速度推測のため、当該噴出物のガラス包有物含水量測定、全岩および鉱物化学組成解析からマグマ滞留温度圧力条件の制約を行っている。また、高温高压実験及び熱力学的計算を用いて、対象とする珪長質マグマの相平衡関係解析を行い、鉱物組み合わせから得られるマグマ貯留条件を制約した。

【調査・研究成果】

(1) 概要

始良・鬼界カルデラ形成噴火噴出物を対象とし、当該噴出物のガラス包有物含水量測定、全岩および鉱物化学組成解析からマグマ滞留温度圧力条件の制約を行なった。鬼界カルデラ形成期初期（58 万年前）の火砕流噴火のマグマの温度圧力条件は、約 800℃、200MPa 程度、鬼界葛原噴火（95 千年前）のマグマの温度圧力条件は、約 850℃、150MPa 程度であることが明らかとなった。斑晶鉱物内にみられる拡散組織からマグマ滞留時間を推測した結果、輝石斑晶にみられる拡散組織は数 1000 年以上の滞留時間を示すのに対し、石英斑晶の拡散組織はそれよりも有意に短い 100～1000 年スケール以下の拡散時間を示す。このことは、マグマは輝石斑晶内の拡散組織を形成し得る数 1000～数 10000 年以上の時間マグマ溜まりに貯留されており、その中で石英斑晶は温度・圧力・含水量等の環境の変化に伴い晶出と溶融を繰り返していたことを示唆する。また、始良カルデラ入戸噴火で噴出した流紋岩マグマの貯留条件の制約を与えるため、高温高压実験による平衡実験を実施した。既存研究で問題となった酸素分圧を制御することにより、実際の噴出物にみられる鉱物組み合わせを再現した。

(2) 始良カルデラ及び鬼界カルデラのマグマ滞留条件の制約

始良カルデラ及び鬼界カルデラのマグマ滞留条件に制約を与えるために、これら二つのカルデラのカルデラ形成噴火に焦点を当て、噴出物の全岩化学組成・鉱物化学組成および斑晶内ガラス包有物の揮発性成分濃度の解析を行った。

鬼界カルデラにおいて、鬼界アカホヤ噴火（約 7 千年前）以前に起きた、カルデラ形成を伴った可能性のある 3 回の大規模噴火（小瀬田火砕流噴火：58 万年前、小アビ山火砕流噴火：14 万年前（町田・新井（2003）の記載に基づく）、鬼界葛原噴火：95 千年前）の噴出物の岩石学的解析を実施した。それぞれの噴出物に含まれる鉄チタン鉱物ペア（磁鉄鉱およびチタン鉄鉱、図 1.2-1）の接触部の化学組成に鉄チタン鉱物温度計（QUILF プログラム）を適用して平衡温度を求めた。単斜輝石・直方輝石を含む小アビ山噴出物（小アビ山火砕流堆積物中の軽石と同堆積物の直下にある降下軽石層中の軽石）については鉄チタン鉱物ペアに加え、単斜輝石・直方輝石のペアの接触部の化学組成に輝石温度計（Putirka, 2008）を適用して、それぞれのマグマの噴出直前の温度を推定した（表 1.2-1）。鉄チタン鉱物と輝石の化学組成分析は、平成 28 年度に原子力施設等防災対策等委託費研究（火山影響評価に係る技術的知見の整備）で産総研に導入した EPMA（日本電子（株）製 JXA-8530F；活断層・火山研究部門に設置）を用いた。斑晶の化学

組成分析時の EPMA 測定条件は、加速電圧 15keV, ビーム電流値 10nA, 電子ビーム径 2 μ m を用いた。

小瀬田火砕流噴火および鬼界葛原噴火について鉄チタン鉱物温度計から得られたマグマ温度は、令和 2 年度に報告した他の地質温度計によって求められた温度とおおよそ一致する（表 1.2-1, 図 1.2-1）ことから、これらの温度条件は噴火直前のマグマ溜まりの平衡温度として信頼できる値であると判断できる。また、小アビ山火砕流噴火について鉄チタン鉱物温度計と輝石温度計から得られた温度は標準偏差内で一致することから、これらの温度条件についても噴火直前のマグマ溜まりの平衡温度として信頼できる値であると判断できる。

小瀬田火砕流噴火、小アビ山噴火および鬼界葛原噴火を起こした流紋岩マグマの圧力条件（ガス飽和圧力）は、メルト包有物分析で得られたメルトの H₂O および CO₂ 濃度と各揮発性成分のメルトへの溶解度の圧力依存性から見積もることができる。この溶解度は温度にも依存するため、ガス飽和圧力の算出では、マグマ温度に関する正確な情報が必要である。上記のように、鉄チタン鉱物温度計と輝石温度計によって各噴火のマグマ温度が得られたので、これらの温度条件と令和元年度～3 年度の研究で得られているメルト包有物分析の H₂O および CO₂ 濃度を用いてマグマのガス飽和圧力を見積もった（表 1.2-2）。なお、小瀬田火砕流噴火と鬼界葛原噴火のマグマ温度として鉄チタン鉱物温度計による平均値（806℃および 852℃）を、小アビ山降下軽石と小アビ山火砕流軽石のマグマ温度は鉄チタン鉱物温度計による平均値（883℃および 873℃）と輝石温度計による平均値（900℃および 890℃）を用いた（表 1.2-2）。その結果、小瀬田火砕流噴火および鬼界葛原噴火の流紋岩マグマの圧力は、それぞれ 205 \pm 62MPa (121-325MPa), 153 \pm 44MPa (75-250MPa) となった（表 1.2-2）。地殻密度 2500kg/m³ と仮定すると、この圧力はそれぞれ深さ 8 \pm 2km, 6 \pm 2km に相当する。また、小アビ山降下軽石については 63MPa 以上（マグマ温度 883℃の場合）、小アビ山火砕流軽石についてはマグマ温度 873℃の場合 42 \pm 19MPa (27-89MPa), マグマ温度 890℃の場合 53 \pm 27MPa (28-91MPa) となった。上記のように、小アビ山火砕流軽石のマグマ温度の違い（873℃と 890℃）による圧力値は標準偏差以内で一致している。地殻密度 2500kg/m³ と仮定すると、この圧力は深さ 2 \pm 1km に相当する。ただし、令和 3 年度に報告したように、測定したメルト包有物には、内部の一部が脱ガラス化していたり、泡が多数存在するものや割れ目に沿って存在するものがあること（表 1.2-2）や、小アビ山火砕流軽石の全岩化学組成データを用いた同流紋岩マグマの熱力学解析の結果と実際の観察結果の比較から、メルト包有物捕獲後に揮発性成分が散逸している可能性が指摘されている（令和 3 年度本委託研究）。この場合、上記の圧力（深さ）は過小に見積もっていることになる。小アビ山火砕流を起こしたマグマだまりの圧力条件を確定するには、メルト包有物の追加分析を行い、メルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度データの蓄積が必要である。

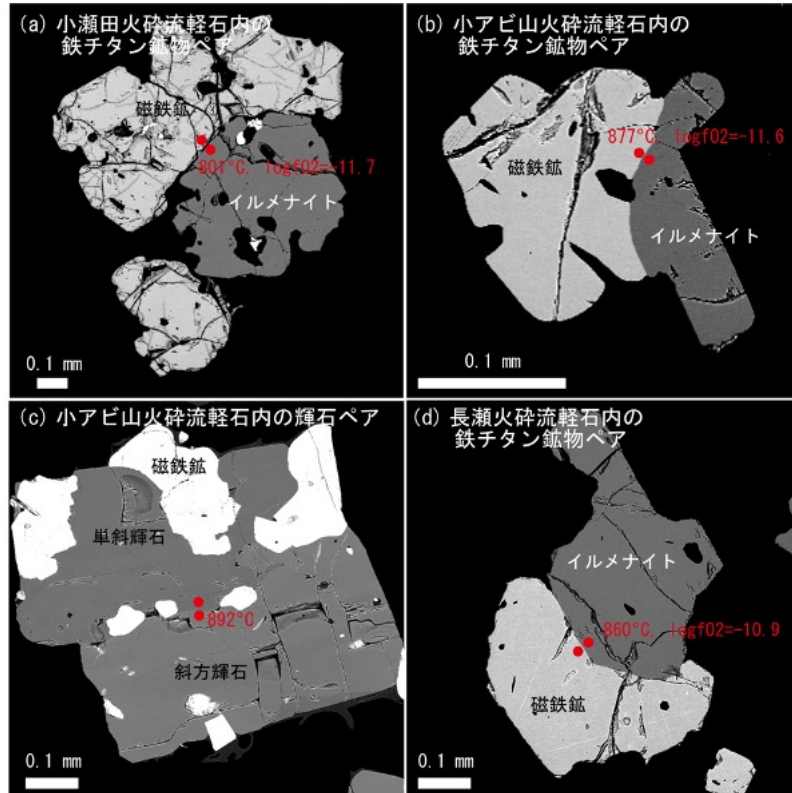


図 1.2-1 鬼界カルデラ噴出物に含まれる鉄チタン鉱物ペアおよび輝石ペアの反射電子像。(a) 小瀬田火砕流軽石（岩石試料番号 sg20111201-1）に含まれる鉄チタン鉱物ペア。(b) 小アビ山火砕流軽石（岩石試料番号 06IW20-1）に含まれる鉄チタン鉱物ペア。(c) 小アビ山火砕流軽石（岩石試料番号 96IW07）に含まれる輝石ペア。(d) 長瀬火砕流軽石（岩石試料番号 06IW35-1）に含まれる鉄チタン鉱物ペア。

表 1.2-1 各種地質温度計による小瀬田火砕流（58 万年前），小アビ山火砕流（14 万年前），鬼界葛原噴火（95 千年前）のマグマ温度。鉄チタン鉱物温度計と輝石温度計による結果が本年度成果。

試料	鉄チタン鉱物温度計		輝石温度計		チタン石英温度計（R02成果）			鉱物メルト温度計（R02成果）		
	個数	温度（°C）	個数	温度（°C）	チタン活動度	個数	温度（°C）	鉱物種	個数	温度（°C）
580ka噴火										
小瀬田火砕流軽石	9	806 ± 22			1.0	14	824 ± 29			
					0.6	14	900 ± 33			
140ka噴火										
小アビ山降下軽石	12	883 ± 15	11	900 ± 10						
小アビ山火砕流軽石	7	873 ± 6	7	890 ± 16						
95ka噴火										
長瀬火砕流軽石	22	852 ± 24			1.0	17	815 ± 13	斜長石	3	814 ± 10
					0.6	17	890 ± 15	斜方輝石	2	894 ± 3

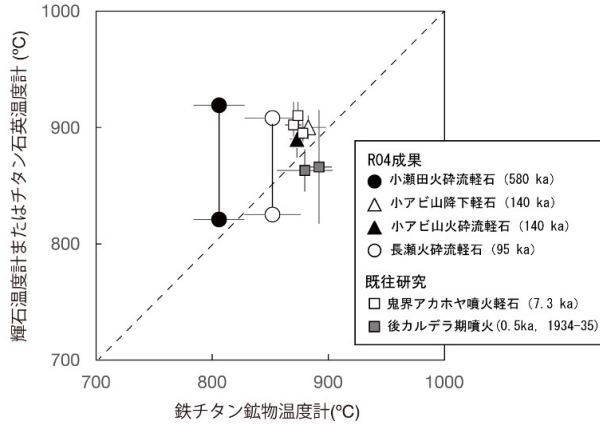


図 1.2-2 鉄チタン鉱物温度計によるマグマ温度とチタン石英温度計および輝石温度計によるマグマ温度の比較.

表 1.2-2 小瀬田火砕流軽石、小アビ山降下軽石、小アビ山火砕流軽石および長瀬火砕流軽石に含まれるメルト包有物の化学組成とその H₂O および CO₂ 濃度 (wt%) から見積もられたガス飽和圧力. ガス飽和圧力の計算には鉄チタン鉱物温度計および輝石温度計で得られた温度を用いた. 各ユニットの平均と標準偏差も示す. 化学組成、マグマ温度およびガス飽和圧力の一部は令和元年度～3年度の成果.

岩石試料番号	ホスト鉱物	種類	化学組成 ^a	メルト包有物	大きさ (mm, 最大)	特徴 ^b	分析値																マグマ温度 (°C) ^c			ガス飽和圧力 (MPa) ^d	
							SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^e	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Cl	H ₂ O	CO ₂	Total	R04成果 ^f	R03成果 ^g	R04成果 ^h			
小瀬田火砕流軽石																					205±66/220±68		205±62				
小アビ山降下軽石																											
小アビ山火砕流軽石																											
長瀬火砕流軽石																											
鬼界アカホヤ噴火																											
後カルデラ期噴火																											
平均																											

^a FeO = total FeO; na = not analyzed
^b 石英については10.濃度測定 (wt%) の平均値 (3点) と標準偏差. 斜長石はAnモル濃度 (Ca/(Ca+Na))、輝石はWollastonite, Enstatite, Ferrosilite成分のモル比を示す.
^c メルト包有物内に存在. a, b = 磁気浮遊による異なる結晶が存在. f, g = 母岩中の存在に依存して存在. na = メルト包有物内に 鉱物が存在.
^d 石英内メルト包有物については、ホストの石英にチタン石英地質温度計 (Wark and Watson, 2006) を適用して得られたマグマ温度を示す. a, b: zirconチタン温度計, h: zirconチタン温度計を0.6に仮定して得られた温度. 斜長石および斜方輝石メルト包有物については、各ホストとメルト包有物の化学組成に斜長石-メルト地質温度計、斜方輝石-メルト地質温度計 (共にPutirka, 2008) を適用して得られた温度を示す. 圧力は150MPaを仮定した.
^e Newman and Loewenstein (2002) で提案されているケイ酸メルトへのH₂OおよびCO₂溶解度モデルに適用してガス飽和圧力を計算した.
^f CO₂濃度を測定していないメルト包有物については、ガス飽和圧力最小見積りとなる. CO₂濃度が検出限界以下(0.1wt%以下)についてはCO₂濃度を0wt%と仮定して算出した. また、CO₂濃度を測定していないメルト包有物 (nt12092107-p112, nt12092114-p111) についてもCO₂濃度を0wt%と仮定して算出した. 従って、得られたガス飽和圧力は最小見積りとなる.
^g 小瀬田火砕流軽石および長瀬火砕流軽石のマグマ温度は鉄チタン石英地質温度計で得られた温度の平均値 (小瀬田火砕流軽石: チタン活動度1の場合の824°Cとチタン活動度0.6の場合の900°C、長瀬火砕流軽石: チタン活動度1の場合の815°Cとチタン活動度0.6の場合の890°C) を用いた.
^h 小アビ山降下軽石および小アビ山火砕流軽石のマグマ温度は小アビ山降下軽石 (06E18-2) および小アビ山火砕流軽石 (06I10-4) の斜方輝石・斜方輝石に輝石地質温度計を適用して得られた温度の平均値 (919±8°C, n=2) を用いた.
ⁱ 小瀬田火砕流軽石および長瀬火砕流軽石のマグマ温度は鉄チタン鉱物温度計で得られた温度の平均値 (小瀬田火砕流軽石は800°C、長瀬火砕流軽石は852°C) を用いた.
^j a, b: zirconチタン鉱物温度計で得られた温度を用いて得られた圧力. hは輝石地質温度計で得られたマグマ温度を用いて得られた圧力. 小アビ山降下軽石のマグマ温度は鉄チタン鉱物温度計で得られた温度の平均値 (883°C) と輝石地質温度計で得られた温度の平均値 (900°C) を用いた. 小アビ山火砕流軽石のマグマ温度は鉄チタン鉱物温度計で得られた温度の平均値 (873°C) と輝石地質温度計で得られた温度の平均値 (890°C) を用いた.
^k 主成分元素、S、Cl濃度は、予備分析による暫定値.
^l H₂O濃度は顕微鏡外分光分析の反射測定による測定値.

(3) 斑晶内拡散組織を用いたマグマ滞留時間推測

1) 鬼界カルデラアカホヤ噴火のマグマの滞留時間

鬼界カルデラアカホヤ噴火、始良カルデラ入戸噴火の噴出物中の斑晶鉱物にみられる元素拡散組織から、マグマ滞留時間の推測を行った。

鬼界カルデラアカホヤ噴火の噴出物に含まれるいくつかの単斜輝石斑晶内には、Mg# (=Mg/(Mg+Fe)やAl₂O₃濃度の勾配がみられる(図1.2-3)。これらの元素濃度勾配が、結晶内の元素拡散によるプロファイルであると仮定し、流紋岩マグマ温度(902°C)、Mg#の拡散係数およびAlの拡散係数(それぞれ7.26x10⁻²²m²/s、1.93x10⁻²³m²/s、Cherniak and Dimanov, 2010)を用いてマグマ滞留時間の推定を試みた(表1.2-3)。Mg#の元素濃度プロファイルに対して拡散計算を実施したところ、0.9千~9万年の拡散時間が得られた。拡散開始位置(リムからの距離)が大きい、結晶内部の拡散プロファイルほど推定される滞留時間が長くなる傾向がわずかに見られる。一方、Al₂O₃濃度のプロファイルを用いてマグマ滞留時間の推定を試みた結果、1万~80万年の滞留時間が得られた。同一の単斜輝石のMg#とAl₂O₃濃度から得られた滞留時間を比較すると、Al₂O₃濃度から得られた滞留時間はMg#の変動から得られた時間よりも長い傾向(1~40倍)があるが、その原因は明らかではない。輝石結晶中のAl₂O₃拡散係数の決定精度に問題がある可能性もあり、今後の検討課題である。

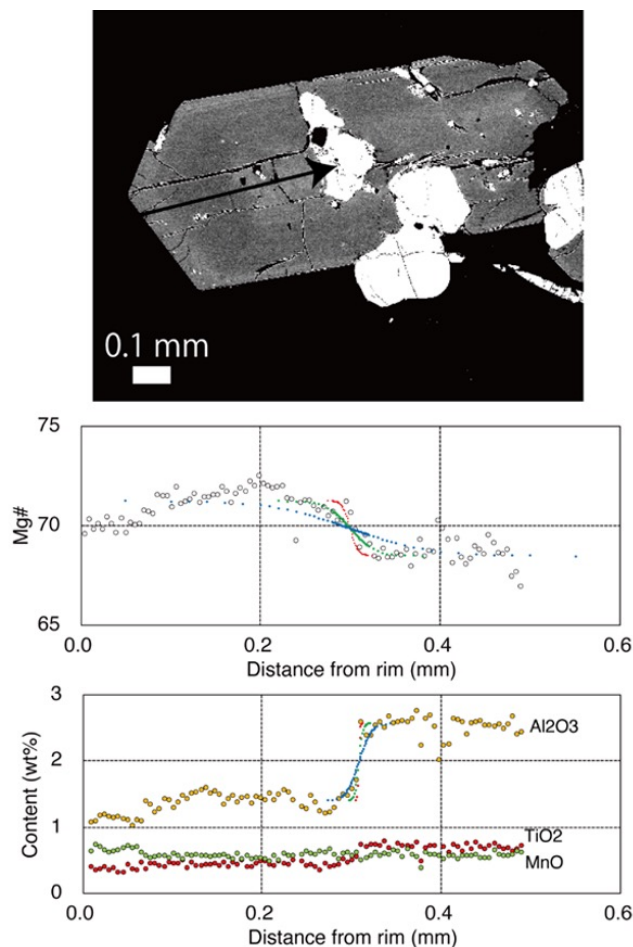


図 1.2-3 鬼界アカホヤ噴火の幸屋(船倉)降下軽石に含まれる単斜輝石(mt22060304p2)の反射電子像と元素濃度分布. 1000年(赤色)、1万年(緑色)、10万年(青色)の拡散プロファイルも示す。

表 1.2-3 鬼界アカホヤ噴火による幸屋（船倉）降下軽石と竹島火砕流軽石に含まれる輝石の元素濃度分布と拡散プロファイル計算から推定されるマグマ滞留時間.

斑晶番号	Mg# (=Mg/(Mg+Fe))				Al ₂ O ₃ (wt%)			
	コア側	リム側	拡散開始位置 (mm from rim)	滞留時間 (ky)	コア側	リム側	拡散開始位置 (mm from rim)	滞留時間 (ky)
幸屋（船倉）降下軽石								
斜方輝石								
mt22060305p1	64.5	66.4	0.170	0.2				
mt22060303p1	66.8	68.6	0.410	0.2				
mt22060301p2				nd				
単斜輝石								
mt100907-3-p7	69	71	0.059	2	1.26	1.782	0.099	40
mt22060305p3	68.2	70.5	0.570	2				nd
mt22060306p2	69.7	71.4	0.115	5	1.125	1.441	0.113	200
mt22060303p2	69.4	71.2	0.405	9	2.021	1.222	0.403	60
mt100907-3-p9	70.2	71.9	0.145	10	1.83	1.512	0.725	60
mt22060304p2	68.5	71.2	0.300	10	2.556	1.412	0.308	50
mt22060302p2	70.5	72.1	0.450	10	1.75	1.42	0.457	10
mt22060301p3	71.9	69.5	0.131	20				nd
mt22060302p1	68	71	0.130	20	0.993	1.217	0.123	200
竹島火砕流軽石								
斜方輝石								
mt22060312p1	67.7	69	0.050	0.3				
mt100907-37-p7	69	69.6	0.088	0.2				
mt100907-37-p7 (反対側)	68.9	69.6	0.050	0.4				
mt100907-37-p9				nd				
mt22060309p1				nd				
単斜輝石								
mt22060309p3	70	71.8	0.275	0.9				nd
mt22060309p2	70.6	71.3	0.150	5	2.21	1.75	0.380	200
mt22060310p3	67.8	69.8	0.070	6	1.809	1.099	0.078	50
mt22060307p2	70.5	72.4	0.405	20	1.9	1.43	0.432	20
mt22060310p2	69.9	71.2	0.150	20				nd
mt22060311p1 (反対側)	69.9	72.2	0.120	20	1.639	1.934	0.170	700
mt22060311p2 (反対側)	71.5	73	0.040	30				nd
mt22060312p2	70.8	72	0.193	30				nd
mt22060308p3	68	71.8	0.750	40				nd
mt100907-37-p13	66.6	70.6	0.240	50	0.96	1.265	0.220	500
mt22060310p1	70	71.4	0.280	80	1.069	1.345	0.240	600
mt22060311p1	69.1	72.7	0.310	80	1.83	2.26	0.275	800
mt22060311p2	70	72	0.450	90	1.7	2.1	0.510	200
mt100907-19-p2				nd	1.85	1.46	0.637	200

鬼界アカホヤ噴火噴出物中の直方輝石斑晶の内部は組成的に極めて均質で、顕著な組成累帯組織はほとんど見出されなかった (図 1.2-4). これらの直方輝石結晶 (~1 mm) の内部の Mg# を拡散によって均質化させるには、おおよそ 1 万年程度の時間が必要であることから、均質な Mg# をもつこれらの直方輝石結晶はマグマ溜まり内におおよそ 1 年以上保持されていた可能性がある。いくつかの直方輝石斑晶では、斑晶のリム近傍でコア側からリムに向かって Mg# のわずかな増加がみられる (図 1.2-4). この Mg# のプロファイルを拡散組織と仮定し、流紋岩マグマ温度 (902°C)、拡散係数 (2.75x10⁻²⁰m²/s、Cherniak and Dimanov, 2010) を用いてマグマ滞留時間の推定を試みた結果、200~400 年の滞留時間を得た (表 1.2-3). これらは、噴火直前のマグマ溜まりの条件の変化を反映している可能性がある。なお、今回の推測には輝石結晶の c 軸に平行

な方向の拡散プロファイルを用いて解析したが、Krimmer and Costa (2017)を参照して、b 軸平行方向の拡散プロファイルを用いて再検討する必要がある今後の課題である。

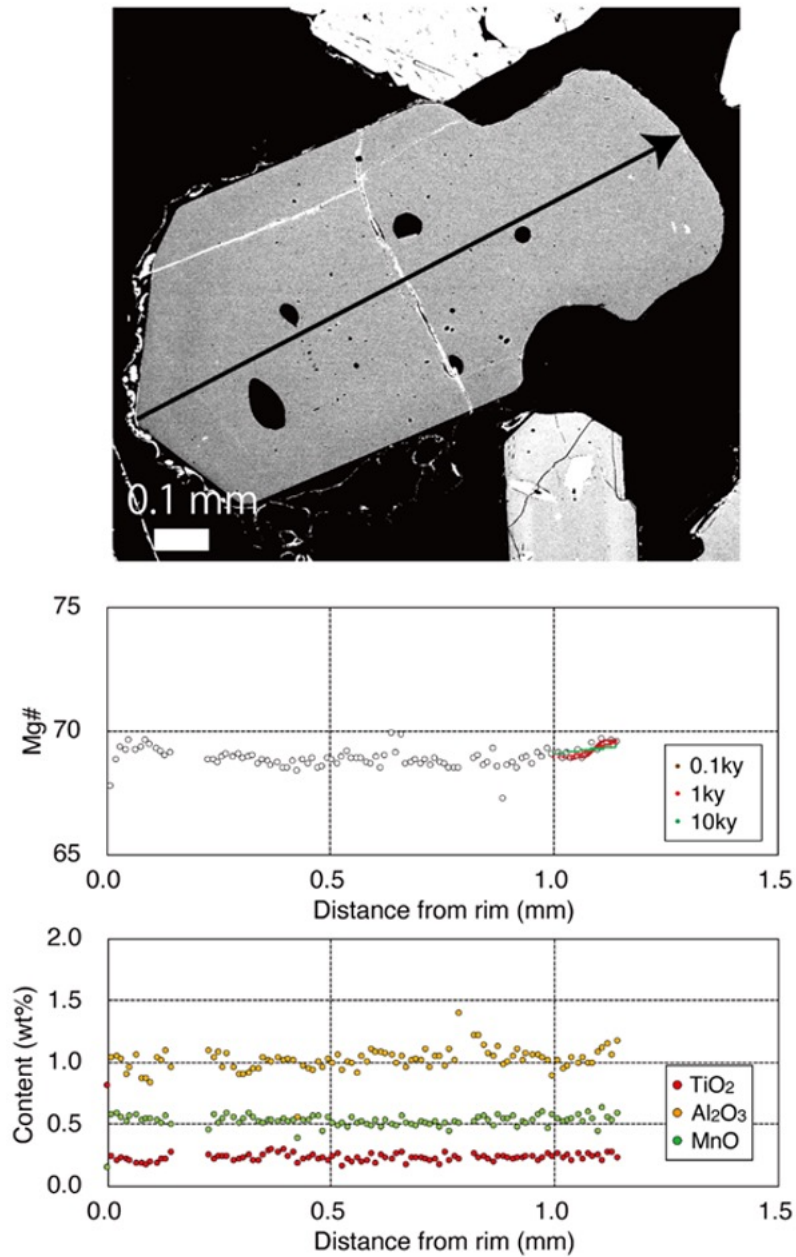


図 1.2-4 鬼界アカホヤ噴火軽石に含まれる直方輝石の反射電子像と元素濃度分布. 100 年 (茶色)、1000 年 (赤色)、10,000 年 (緑色) の拡散プロファイルも示す.

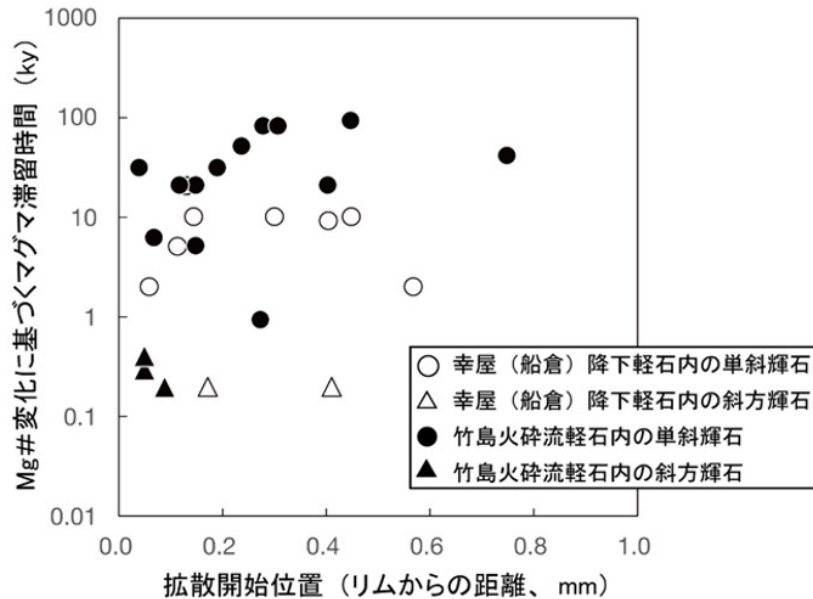


図 1.2-5 鬼界アカホヤ噴火噴出物中の単斜輝石および直方輝石（単斜輝石 22 個、直方輝石 5 個）の元素濃度変化から推定したマグマ滞留時間

2) 始良カルデラの入戸噴火噴出物の珪長質マグマ滞留時間

始良カルデラ入戸噴火で噴出した珪長質マグマの滞留時間を、石英斑晶にみられる組成累帯組織およびその元素プロファイルから推測した。カルデラ形成噴火である入戸噴火に加え、カルデラ形成前に発生した岩戸噴火（約 6 万年前）、深港噴火（3 万 2～3 千年前）、毛梨野噴火（3 万 1 千年前）の噴出物を解析した。累帯構造の解析はバンダービルト大学が行った。

石英斑晶内の拡散組織の推定は、カソードルミネッセンス（CL）像により実施した。CL 画像の取得は、Vanderbilt 大学で Tescan パンクロマティック CL 検出器を備えた Tescan Vega 3 LM 走査電子顕微鏡を使用して行われた。作動距離は 15 mm、ビーム電流は 17 nA、入射ビーム径 0.37 μ m であった。解析には、斑晶外縁部が保存されていることを確認するため、石基ガラスが付着している斑晶を用いた。拡散組織解析のため、高解像度（0.4 μ m/pixel）CL 画像を取得した。なお、電子線による CL の励起領域はビーム径よりも大きいと考えられるため、ここで得られる拡散組織幅は過大評価されている可能性がある。CL 強度が石英中に含まれる Ti の濃度を反映していると仮定し（Gualda and Sutton 2016）、拡散開始前には Ti の濃度プロファイルが不連続に変化していたという初期条件を仮定し、1 次元拡散モデルにより得られた CL 強度プロファイルから拡散時間を計算した。

その後、11 個の初期プロファイルからの平均と標準偏差を用いてモンテカルロ解析を実施し 200 個の合成プロファイルを生成し、それを用いて最適な平均結晶化時間と、その平均値に対する 3%および 97%の信頼区間を計算した。拡散時間は、Cherniak ら(2007)の石英中における Ti の拡散係数を用いて計算した。解析を行った 4 噴火 5 噴出物に含まれる石英斑晶の CL 像には、多数の累帯組織や、類帯組織を切る溶融・再結晶組織がみられる。このことから、石英斑晶は頻繁な溶融と晶出を繰り返していたことが推測される。解析を行った 4 噴火 5 噴出物に含まれる石

英斑晶の CL 像プロファイルから得られた拡散時間は、いずれも $10^2 \sim 10^3$ 年の間に集中しており、また一部の例外を除き 10^4 年以下のタイムスケールを示している。岩戸噴火から入戸噴火までの時間は約 3 万年であり、またそれぞれの噴火間隔は 10^3 年以上と考えられる。これらを考慮すると、始良カルデラの流紋岩マグマ溜まりに貯留されていた流紋岩マグマ中の石英斑晶は、噴火間隔 ($>10^3$ 年) よりも有意に短いタイムスケールで融解と晶出を繰り返しており、個々の結晶のマグマ溜まりにおける滞留時間は $10^2 \sim 10^3$ 年程度であったと推測される。これは、直方輝石斑晶にみられる Mg# プロファイルから推測される滞留時間よりも有意に短い。

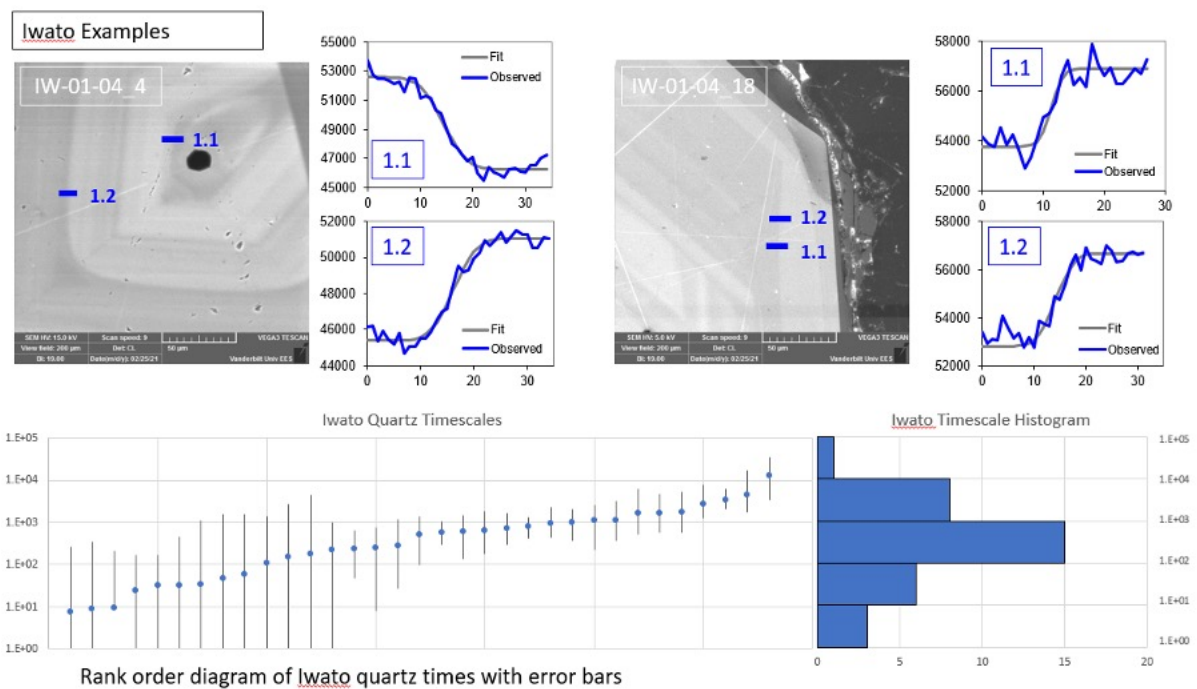


図 1.2-6 岩戸火砕流堆積物中の石英斑晶の累帯構造とその拡散プロファイル解析結果。観測されたプロファイル（青）とモデルによる最適フィットプロファイル（灰）の両方を示す拡散プロファイル。プロファイル図中の青数字は CL 像中のプロファイルの番号を示す。下段は得られたすべてのプロファイルから計算した拡散時間とその誤差範囲を示す。縦軸は対数目盛での年を示す。下右側のヒストグラムは、得られた拡散時間の頻度分布を示す。

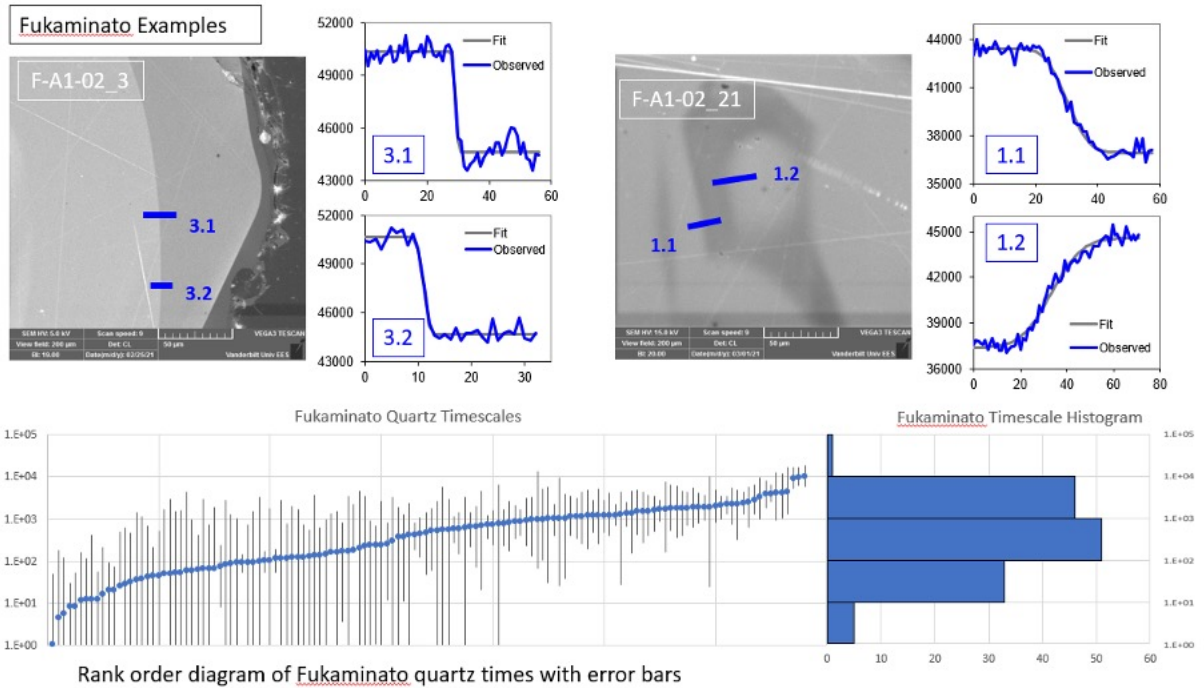


図 1.2-7 深港噴火噴出物中の石英斑晶の累帯構造とその拡散プロファイル解析結果. 図の構成は岩戸噴火の図と同じ.

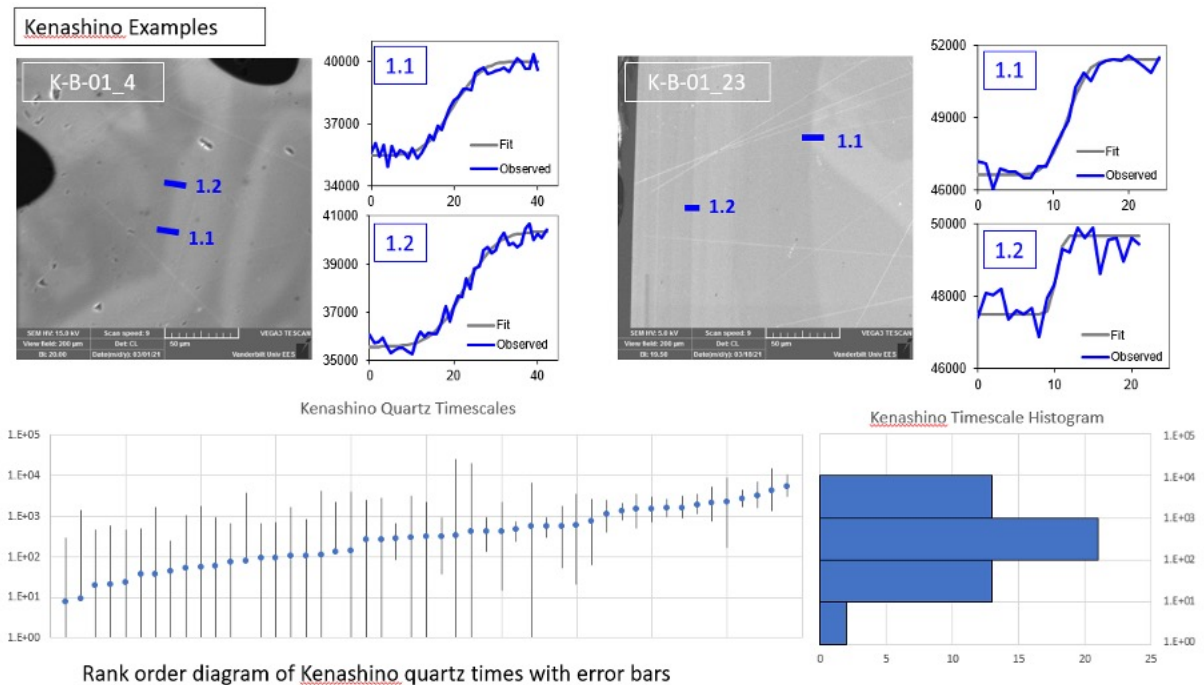


図 1.2-8 毛梨野噴火噴出物中の石英斑晶の累帯構造とその拡散プロファイル解析結果. 図の構成は岩戸噴火の図と同じ.

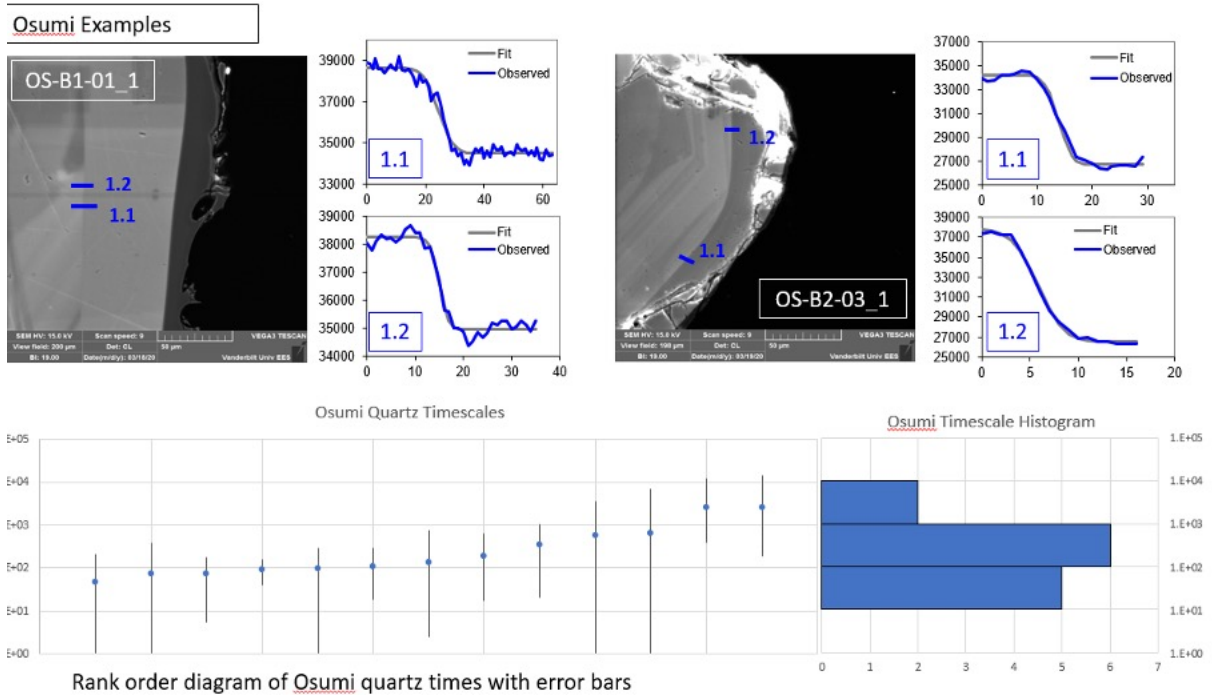


図 1.2-9 入戸噴火初期の大隅降下軽石中の石英斑晶の累帯構造とその拡散プロファイル解析結果。図の構成は岩戸噴火の図と同じ。

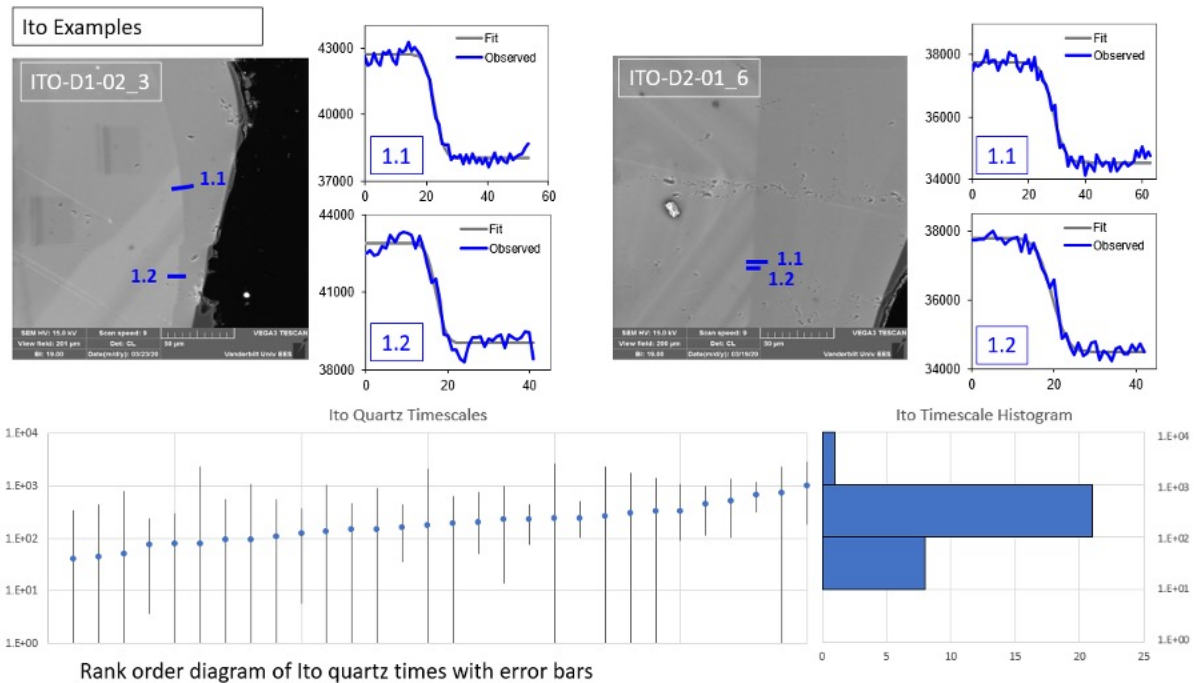


図 1.2-10 入戸噴火入戸火砕流堆積物中の石英斑晶の累帯構造とその拡散プロファイル解析結果。図の構成は岩戸噴火の図と同じ。

3) 拡散時間見積もりのまとめ

以上の、鬼界カルデラおよび始良カルデラの噴出物から得られた拡散時間の解析結果を、令和3年度の成果と合わせて解釈すると、以下のモデルが得られる。

① 単斜輝石（鬼界カルデラ）および直方輝石（鬼界カルデラ、始良カルデラ）の大多数にみられる均質な斑晶の組成は、1 万年以上の長時間にわたるマグマ溜まり内での拡散を示唆する。これは、結晶を含んだ流紋岩マグマがそれぞれの噴火に先立つ長期間マグマ溜まりに貯留されていたことを意味する。

② 始良カルデラの石英斑晶にみられる頻繁な累帯組織と、その中にしばしばみられる溶融一再結晶組織は、石英斑晶がマグマ溜まり滞留中に頻繁な融解と再結晶を繰り返していたことを示す。石英斑晶内部の CL 強度プロファイルや、直方輝石リムにみられる比較的急な元素プロファイルは、これらの結晶が噴火直前（～10～1000 年）程度のタイムスケールでの、流紋岩マグマ溜まり内でのクリスタルマッシュからのメルトの抽出と結晶化・噴火の繰り返しを示唆する。

(4) 実験岩石学的手法による始良カルデラマグマ溜まり温度圧力条件の制約

始良カルデラを形成した入戸噴火で噴出した流紋岩マグマの貯留条件について、実際の入戸火砕流堆積物中の流紋岩試料を用いた相平衡実験によるマグマ貯留条件（温度・圧力・酸素分圧・含水量等）の検証を行った。既存の入戸噴火の流紋岩マグマの高温高压実験（Aramaki 1971）では、酸素分圧の制御に問題があり、その結果苦鉄質鉍物、特に直方輝石の安定領域の推定に課題が残っている。本研究では、酸素分圧の制御をより正確に行うことにより、苦鉄質鉍物も含めた相平衡関係の評価を行う。

今年度は、出発物質合成に使用する入戸火砕流堆積物から採取した軽石の岩石記載や全岩化学組成分析を実施した。また、酸素分圧の適切な制御法の確立を第一目標とし、先行研究により岩石学的手法によって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い、その手法の妥当性を検討する。なお、報告会で報告した予備的な実験結果について、出発物質へのタングステンのコンタミネーションや、鉄の損失が明らかになった。ゆえに、本稿では、改めて合成した出発物質を用いた実験結果について報告する。

実験の出発物質合成に使用する軽石は、鹿児島県霧島市春山地区に露出する入戸火砕流堆積物の非溶結部から採取した。表 1.2-4 に軽石の全岩化学組成を示す。全岩 SiO_2 量は 75.8 wt.% であり、典型的な入戸火砕流堆積物の全岩化学組成を持つことを確認した。斑晶鉍物として斜長石、石英、直方輝石、磁鉄鉍およびチタン鉄鉍を含み、マスバランスから推定される斑晶量は 20 ± 4 vol.% である。図 1.2-11 に示すように、斜長石斑晶のリムの An 組成の最頻値は An40–42 であり、直方輝石斑晶のリムの En 組成の最頻値は En42–44 である。また、石基ガラスの SiO_2 量（ノーマライズした値）の最頻値は 78.0–78.5 wt.% である。図 1.2-12 に示すように、隣接する磁鉄鉍–チタン鉄鉍のペアに、温度素酸素分圧計（Andersen and Lindsley, 1985）を適用して推定された温度および酸素分圧条件は、775～795°C、NNO (Ni-NiO) -0.6～NNO-0.4 である。

表 1.2-4 出発物質合成に使用した流紋岩軽石の全岩化学組成と合成したガラスの化学組成

酸化物 (wt%)	酸化物 (wt%)		
	XRF (軽石)	EPMA (合成ガラス)	1σ for EPMA (N=46)
SiO ₂	75.83	75.54	0.14
TiO ₂	0.18	0.14	0.02
Al ₂ O ₃	13.69	13.36	0.08
FeO _{tot}	1.66	1.48	0.05
MnO	0.05	0.04	0.01
MgO	0.26	0.23	0.01
CaO	2.00	2.03	0.04
Na ₂ O	3.48	3.66	0.07
K ₂ O	2.81	3.44	0.03
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.02
Cl	-	0.01	0.00
Total	100.00	100.00	-

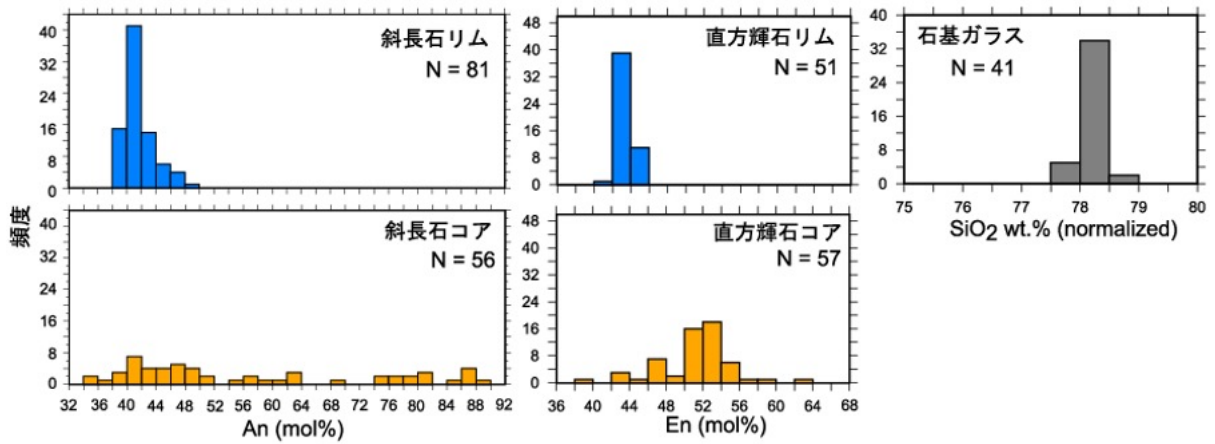


図 1.2-11 出発物質合成に使用した軽石に含まれる斜長石の An 組成と直方輝石の En 組成および石基ガラスの SiO₂ 量の頻度分布

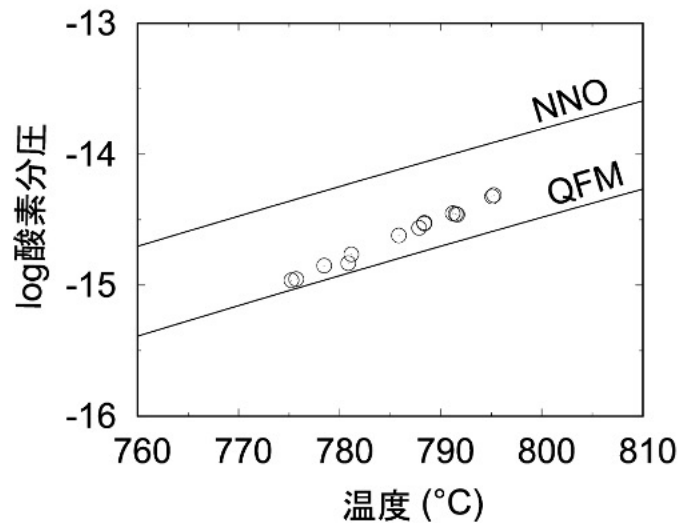


図 1.2-12 出発物質合成に使用した軽石に含まれる鉄チタン酸化物の平衡条件から推測された温度および酸素分圧.

実験に用いる出発物質のガラスを合成するために、常圧雰囲気炉を用いて、軽石を NNO 条件で熔融した。軽石の粉末を Pt カプセルに入れて、1450°C、NNO 条件で 1 時間熔融させて急冷し、粉碎して粉末にした後、同様の熔融処理を追加で 2 回実施した。これにより、斑晶鉱物の残晶を含まない均質なガラスが得られた。ガラス合成時の Pt カプセルへの鉄の吸収を最小限にするために、あらかじめ Pt カプセルに同様の軽石の粉末を入れて、1450°C、NNO 条件で 24 時間保持する処理を行った。このような処理を行っても、合成ガラスに含まれる FeO 量は、全岩の測定値よりやや低くなったが（表 1.2-4）、全岩 SiO₂ 量 73–76 wt.% の入戸火砕堆積物中の軽石の FeO 量バリエーション（1.2–2.0 wt.%, Geshi et al., 2020）の範囲内に収まっている。

高温高压実験では、酸素分圧の適切な制御を目的として、三重カプセル方式 (Tomiyama et al., 2010) を採用し、170–260 時間条件を保持して実験を行った。使用したカプセルの模式図を図 1.2-13 に示す。カプセル内の酸素分圧を NNO 条件で制御するために、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、Ni : NiO = 10 : 1 の粉末と水とともに、内径 8 mm、外径 7.4 mm の金カプセルに封入した。また、カプセル内の酸素分圧を確認するために、酸素分圧センサーを封じたカプセルも一緒に外側の金カプセルに封入した。酸素分圧センサーには、パラジウム (Pd) とコバルト (Co)、酸化コバルト (CoO) の混合粉末をペレット状にしたものを用いた。酸素分圧に応じて、CoO と平衡共存する Pd に Co が固溶するため、実験後の CoPd 合金中の Pd と Co の割合を EPMA で測定することでカプセル中の酸素分圧を推定することができる

(Taylor, 1992)。NNO 条件で予想される平衡 X_{Co} (= Co/(Co + Pd) in mol) よりも、高い初期 X_{Co} (= 0.4) と低い初期 X_{Co} (= 0.1) をもつペレットを調製し、その二つを酸素分圧センサーとして用いた。カプセルと酸素分圧センサーの接触をできるだけ防ぐため、酸素分圧センサーの周囲にジルコニアの粉末を配置した。それでも Co の一部は Pt カプセルに吸収されて失われるため、Co のリザーバーとして十分量の CoO を酸素分圧センサーに加えている。予備的な実験では、CoO を

十分量加えていなかったため、実験中に CoO がほとんど失われ、見かけ上やや NNO より酸化的な条件（やや低めの X_{Co} ）を示していた。

実験後の酸素分圧センサーの代表的な反射電子像を図 1.2-14 に示す。CoPd 合金と CoO が共存していることが確認できる。実験後の CoPd 合金の X_{Co} は、初期 X_{Co} に関係なくほぼ同一で、酸素分圧として $NNO-0.2 \sim NNO-0.3$ (± 0.1 以内) が推定された。NNO よりもやや還元的な条件が推定されたが、先行研究でも同様の傾向が報告されており (Taylor, 1992), CoPd 合金の熱力学的な固溶モデルに依存した特性だと思われる。

今年度は、150 MPa での実験 3 回 (温度 : 780, 800, 850°C) と 100 MPa での実験 1 回 (温度 : 800°C) を予察的に実施した。150 MPa, 850°C の実験については、カプセルが破裂し、実験失敗となった。それ以外の実験条件で得られた鉱物組み合わせと、代表的な鉱物組成を図 1.2-15 に、実験産物の代表的な反射電子像を図 1.2-16 に示す。150 MPa の実験において、800°C では、斜長石とともに直方輝石および磁鉄鉱の晶出を確認した。780°C では、それらに加えて、角閃石、チタン鉄鉱および少量の石英にも飽和していた。今回、酸素分圧を適切に制御したために、先行研究では確認されなかった直方輝石や角閃石の結晶化が起こった可能性がある。100 MPa, 800°C の実験では、斜長石 + 石英 + 直方輝石 + 磁鉄鉱 + チタン鉄鉱が晶出し、出発物質の軽石に含まれる鉱物組み合わせが再現された。ただし、100 MPa, 800°C における斜長石の平均 An 値は 37 とやや低く、天然の鉱物組み合わせと鉱物組成の両方をよりよく再現する条件は、100 MPa と 150 MPa の間に存在すると予想される。

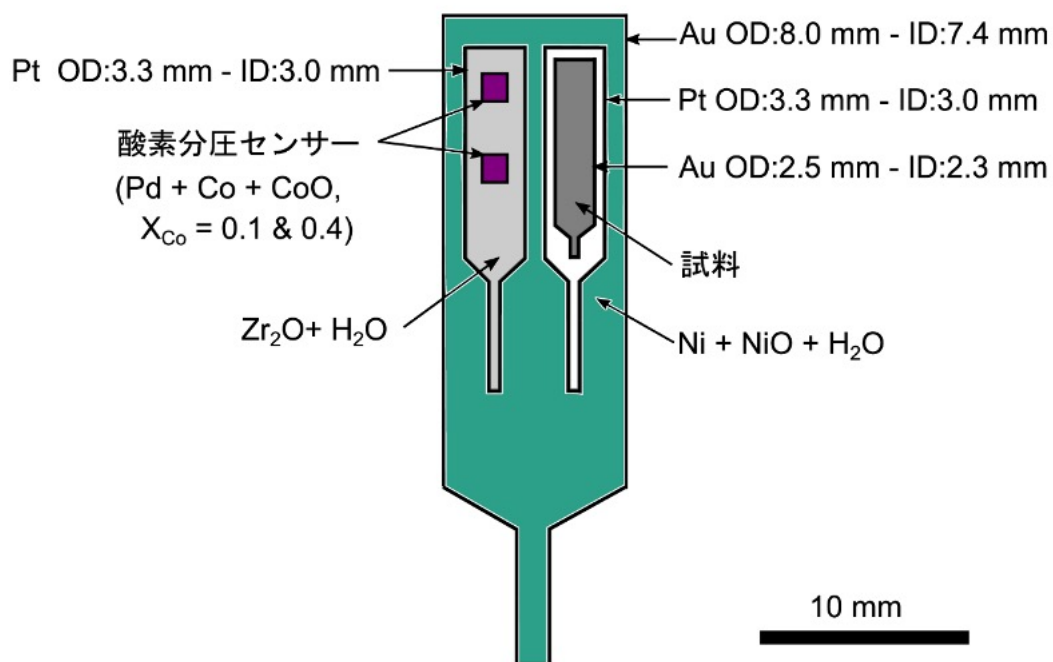


図 1.2-13 実験に使用した三重カプセルの模式断面図。

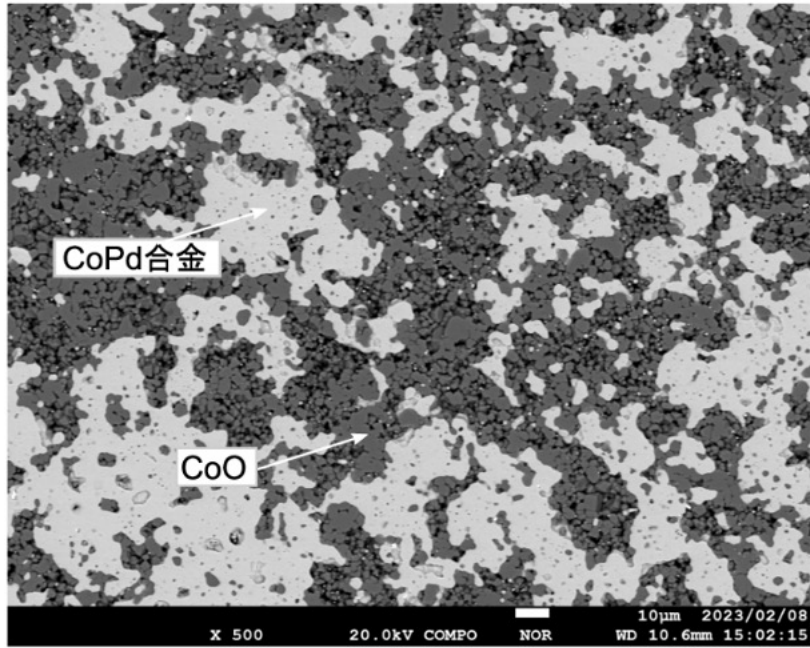


図 1.2-14 実験後の酸素分圧センサーの代表的な反射電子像.

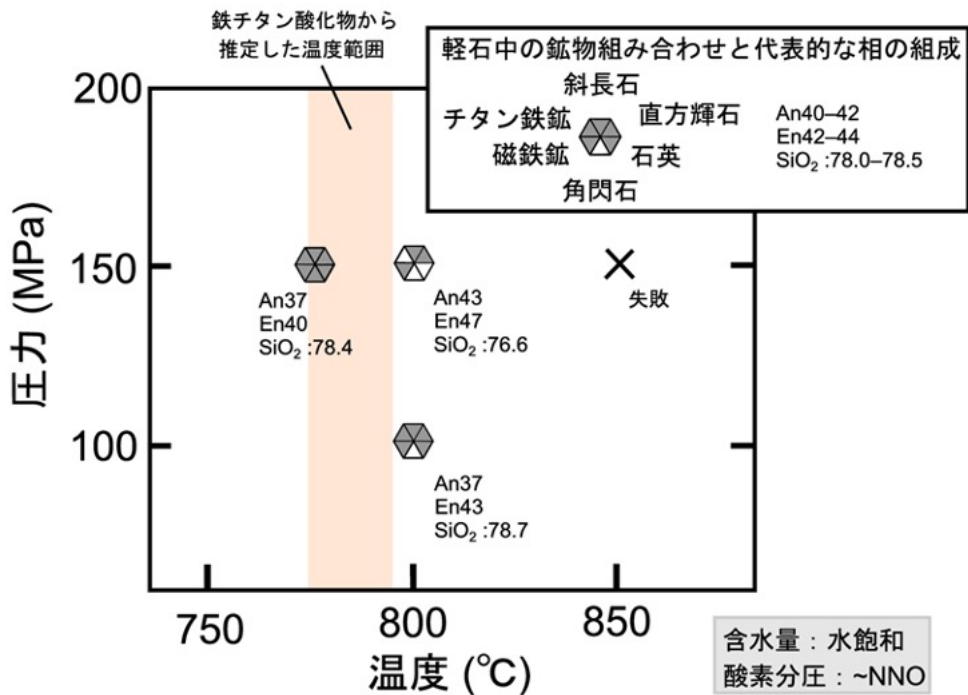


図 1.2-15 予察的に実施した 4 回の高圧高温実験の結果. 六角形の凡例は各実験条件における鉱物組み合わせを示す. 灰色で塗りつぶされた領域の鉱物が, 実験産物で晶出していた. 六角形の凡例のそばの An は実験産物中の斜長石の平均 An 組成を, En は直方輝石の平均 En 組成を示す. SiO_2 の右横の数字は, 実験産物中の残存ガラスの平均 SiO_2 量 (wt.%, ノーマライズ値) を示す. 出発物質に用いた軽石中の磁鉄鉱—チタン鉄鉱ペアから推定された温度範囲を薄橙色で示した.

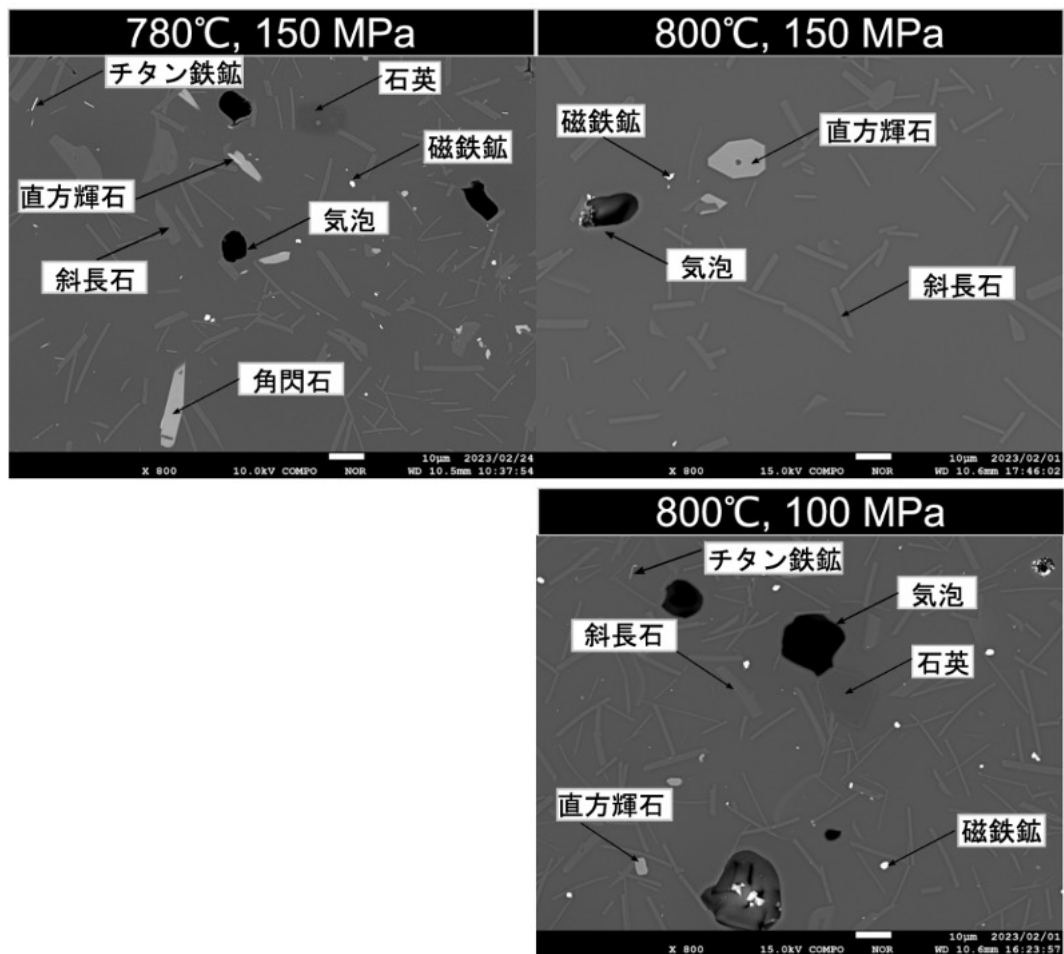


図 1.2-16 実験産物の代表的な反射電子像。すべての条件で直方輝石の晶出が確認された。

参考文献

- Andersen, D. J., & 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.
- Aramaki, S. (1971) Hydrothermal determination of temperature and water pressure of the magma of Aira caldera, Japan. *American Mineralogist*, 56, 1760-1768.
- Cherniak, D.J. and Dimanov, A. (2010) Diffusion in pyroxene, mica and amphibole, in *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 72, Diffusion in Minerals and Melts, edited by Y. Zhang and D. J. Cherniak, pp. 641-690, Mineralogical Society of America.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., Wark, D.A. (2007) Ti diffusion in quartz. *Chemical Geology*, 236, 65-74.
- Ganguly, J. and Tazzoli, V. (1994) Fe²⁺-Mg interdiffusion in orthopyroxene: Retrieval from the data on intracrystalline exchange reaction. (1994) 79, 930-937.
- 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.
- Gualda, G.A.R., Sutton, S.R. (2016) The Year Leading to a Supereruption. *PLoS ONE* 11(7): e0159200. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0159200>
- 町田洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- Newman, S. and Lowenstern, J. B. (2002) VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for EXCEL. *Comput. Geosci.*, 28, 597-604.
- Putirka, K.D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems, in *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 69, Minerals, Inclusions and Volcanic processes, edited by K. D. Putirka and F. J. Tepley III, pp. 61-120, Mineralogical Society of America.
- Taylor, J.R., Wall, V.J., Pownceby, M.I. (1992) The calibration and application of accurate redox sensors. *American Mineralogist*, 77, 284-295.
- Tomiya, A., Takahashi, E., Furukawa, N., & 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.
- Wark, D.A. and Watson, E. B. (2006) TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 152:743-754, DOI 10.1007/s00410-006-0132-1.

1.3 鬼界・阿蘇カルデラ噴出物中のガラス包有物を対象とした揮発成分濃度測定

【実施内容】

鬼界・阿蘇カルデラ噴出物を対象として、珪長質端成分マグマの化学組成、結晶度等の物性、および温度圧力条件の制約を行なうため、顕微ラマン分光装置などを用いて珪長質端成分由来の結晶に含まれるガラス包有物の揮発成分濃度を測定した。当該火山噴出物に含まれるデイサイト～安山岩組成のガラス包有物を対象とするラマン分光分析装置による含水量測定方法の開発を実施した。

【調査・研究成果】

(1) 概要

顕微ラマン分光分析装置を用いて阿蘇・鬼界カルデラのカルデラ形成噴火噴出物中のガラス包有物の含水量を測定した。その結果、阿蘇 4 噴火初期の Aso4X 降下軽石のガラス包有物では 2.5～3.0%付近と 4.5～5.0%付近の 2 カ所に集中するバイモーダルな含水量分布が得られた。また、鬼界葛原噴火噴出物のガラス包有物からは 3.0～3.5%付近に集中するユニモーダルな含水量分布が得られた。これらの値は先行研究により報告された含水量と整合的である。また、この含水量と既存の阿蘇 4 噴出物の相図から、マグマ蓄積条件が 100～400MPa, 850°C以下と推測され、この条件下で貯留されていた阿蘇 4 噴火珪長質端成分マグマの結晶量は 5%程度と推測された。一方、鬼界アカホヤ噴火噴出物からは 1.5～2.0%に集中する含水量分布が得られたが、先行研究との比較からはこの含水量は過小評価と判断される。その原因は用いた含水量検量線が流紋岩組成のガラスで作成したものであるのに対し、鬼界アカホヤ噴火噴出物のガラスがより低い SiO₂ 量であることに起因すると考えられる。

低 SiO₂ 量試料に対応する検量線を作成するために、昭和硫黄島デイサイト (SiO₂=69.6%) を用いて高温高圧実験により含水ガラスを合成した。酸素分圧、温度及び急冷速度を制御することにより、急冷結晶を含まない初期含水量 3wt%および 5wt%の含水ガラスの合成に成功した。今後 FT-IR による局所含水量の測定およびラマンスペクトルの取得を行い、顕微ラマン用の含水量検量線を作成する。また、ラマンスペクトルの形状に大きな影響を与える微小結晶の影響を評価するため、微小結晶を含む天然の火山ガラスのラマンスペクトルを取得・解析した。その結果、これらの試料に出現する 670 cm⁻¹付近と 1000 cm⁻¹付近のピークは、磁鉄鉱および輝石の微小結晶による可能性があること、これらの微小結晶の出現によりラマンスペクトル全体の形状が変化することが明らかになった。また、これらのピークの出現を避ける分析位置を選択することで、微小結晶の影響の少ないラマンスペクトルの取得とそれによる含水量の推定の可能性があることが分かった。

(2) 顕微ラマンによる阿蘇・始良・鬼界カルデラ噴出物のガラス包有物の含水量測定

1) 分析手法

ラマン分光分析には、平成 31 年度に本委託研究で導入し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、昨年度本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20μm, スリット径 25μm, グレーティング

600 本/mm である。波数範囲 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。なお、励起波長が 532 nm (緑) では蛍光妨害によりスペクトルが困難であったため、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、透過 FT-IR 法で含水量を測定済みの流紋岩 (JR-1 組成) を用い、作成した 9 試料から蛍光や結晶化の影響がない良好なスペクトルが得られたものを検量線用の標準試料として使用した。未知試料の測定には 1 μm 径のダイヤモンドペーストで鏡面研磨し表面に露出させたガラス包有物を用いた。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、測定は試料表面から約 3 μm 内部で行った。

ラマンスペクトル処理は以下のように実施した。火山ガラスのラマンスペクトルには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}) のシグナルが含まれる。含水量は Di Genova et al. (2017) による検量線法により次のように推定した。取得したガラスのスペクトルに対し、励起レーザー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う (Di Genova et al. 2017)。ベースライン補正後のスペクトルのうち、LW 領域と HW 領域のピーク面積をそれぞれ求め、含水量既知の標準試料の [HW]/[LW] 比と含水量の関係から検量線を作成し、未知試料の [HW]/[LW] 比から未知試料の含水量を求めた。測定対象とした阿蘇・始良・鬼界の噴出物に含まれるガラス包有物の組成はデイサイト~高シリカ流紋岩組成であることから、流紋岩ガラス JR-1 の合成含水ガラスから作成した検量線を用いて含水量を計算した。なお、温度等の装置条件の変動による経時変化を補正するため、検量線は測定日ごとに作成した。

2) 結果

2-1) 阿蘇カルデラ

阿蘇火山の阿蘇 4 噴火最初期噴出物である Aso4X 降下軽石 (星住ほか、2022) に含まれる斜長石斑晶中のガラス包有物を測定した。分析に用いた試料は、熊本県高森町野尻地区で採取した。Aso4X 軽石は SiO_2 約 68% のデイサイト軽石で、斜長石、黒雲母および少量の鉄チタン鉱物を斑晶として含む。

14 個の斜長石斑晶中の 26 ガラス包有物を測定し、うち再結晶化やホスト鉱物によるピークの妨害等の少ない 21 分析結果を採用した (表 1.3-1)。

	最終推定値	評価
1122-ASO4x-PL1-1.csv	2.90	S
1122-ASO4x-PL2-1.csv	3.97	NG
1122-ASO4x-PL3-1.csv	4.87	S
1122-ASO4x-PL4-1.csv	2.94	B
1122-ASO4x-PL4-2.csv	4.33	C
1122-ASO4x-PL4-3.csv	3.69	C
1122-ASO4x-PL5-1.csv	4.44	A
1122-ASO4x-PL6-1.csv	5.33	A
1122-ASO4x-PL7-1.csv	3.26	S
1122-ASO4x-PL8-1.csv	4.87	A
1122-ASO4x-PL8-1-2.csv	4.78	S
1122-ASO4x-PL8-2.csv	2.64	S
	最終推定値	評価
1125-ASO4x-PL1-2.csv	2.67	S
1125-ASO4x-PL9-1.csv	4.65	A
1125-ASO4x-PL10-1.csv	2.75	A
1125-ASO4x-PL10-2.csv		
1125-ASO4x-PL10-3.csv	4.54	S
1125-ASO4x-PL10-4.csv		
1125-ASO4x-PL11-1.csv	3.11	A
	最終推定値	評価
1129-ASO4x-PL12-1.csv	4.93	C
1129-ASO4x-PL13-1.csv	4.24	A
1129-ASO4x-PL13-2.csv	2.99	A
1129-ASO4x-PL13-2_2.csv	3.11	A
1129-ASO4x-PL14-1.csv	2.96	B
1129-ASO4x-PL14-2.csv		
1129-ASO4x-PL15-1.csv		

表 1.3-1 Aso4X 軽石のガラス包有物測定結果一覧。14 個の斜長石斑晶中の 26 ガラス包有物を測定し、うち再結晶化やホスト鉱物によるピークの妨害等の少ない 21 分析結果を採用した。評価は、LW 側スペクトル全体面積に対するピークカット処理により除去したピークの面積の割合の相対評価。

測定結果を図 1.3-1 に示す。阿蘇火山 Aso4X 降下軽石のガラス包有物の含水量分布。2.5～3.0%付近と、4.5～5.0%付近の 2 カ所に集中する。それぞれのピークに属するガラス包有物はしばしば同一の結晶内に共存している。またいずれのピークに属するガラス包有物も、ピークカット処理による評価に大差はないことから、これらの測定値の差は実際のガラス包有物が持つ含水量の違いを反映していると考えられる。

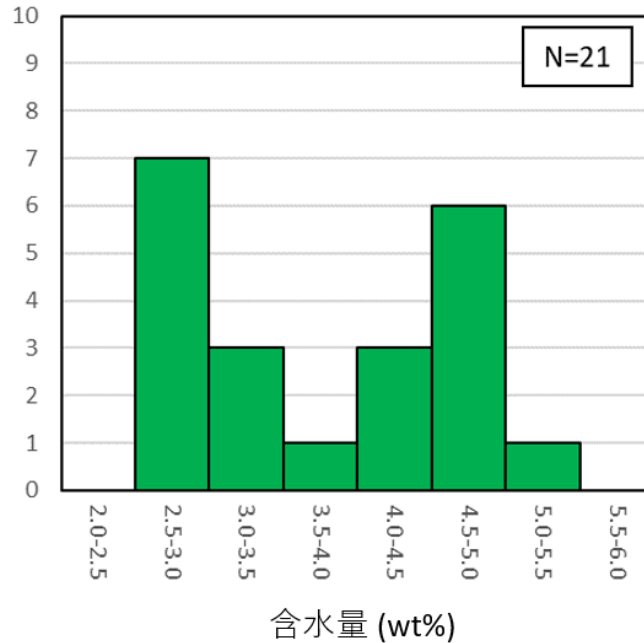


図 1.3-1 阿蘇火山 Aso4X 降下軽石のガラス包有物の含水量分布.

ラマン分光分析法により得られた含水量 2.5~5%を用いて、阿蘇火山の流紋岩マグマの貯留条件を検討する。Ushioda et al. (2020) により、阿蘇 4 噴火の珪長質端成分マグマの相平衡関係が実験的に検討されている。Aso4X 軽石の組成はほぼこの珪長質端成分マグマに相当する。Ushioda et al. (2020) の相図の上で、Aso4X 軽石にみられる斑晶組み合わせ（斜長石+黒雲母が出現、斜方輝石は含まれない）が安定な領域は、400MPa より低圧、およそ 900~850°Cよりも低温の領域に相当する（図 1.3-2）。より高圧な条件（700MPa）では、Aso4X に含まれない正長石の領域が広く発達するため、斑晶組み合わせが安定な領域が限定的になる。従って、ラマン分光分析により得られた含水量と Ushioda et al. (2020) を組み合わせると、Aso4X マグマの安定領域は 400MPa より浅く、900~850°Cよりも低温の領域であると推測される。

また、Aso4X のガラス包有物の組成を用いて、Aso4X 軽石の代表的な含水量 4wt%の条件下での結晶量を Rhyolite MEMLTS により検討した（図 1.3-3）。ガラス包有物の組成は、ガラス包有物が斑晶に取り込まれたときには完全にメルトであったことから、結晶量は 0 であると推測される。マグマ温度を 850°Cと仮定した場合、結晶量が 0%（メルト分率が 100%）である領域はおおよそ 100~300MPa の圧力範囲（図 1.3-3 でピンク色に示した部分）である。これは、Ushioda et al. (2020) の相図から推測される圧力範囲と整合的である。さらに、このメルトが水に飽和している条件は、850°Cの場合ほぼ 100MPa 付近に限定される（（図 1.3-3 上で赤色の領域）。地殻密度を 2500gm⁻³と仮定した場合、この圧力条件は深さ約 4 kmに相当する。

Ushioda et al. (2020) が用いた阿蘇 4 噴火の珪長質端成分マグマ（KJ5665）のメルト分率を MELTS プログラムによって計算した（図 1.3-4）。この結果によれば、推測される温度圧力条件（850°C、100MPa、4wt%H₂O）において珪長質端成分マグマのメルト分率は約 95%（結晶量 5%）である。含水量が少ない場合にはメルト分率はこれよりも大きくなる。

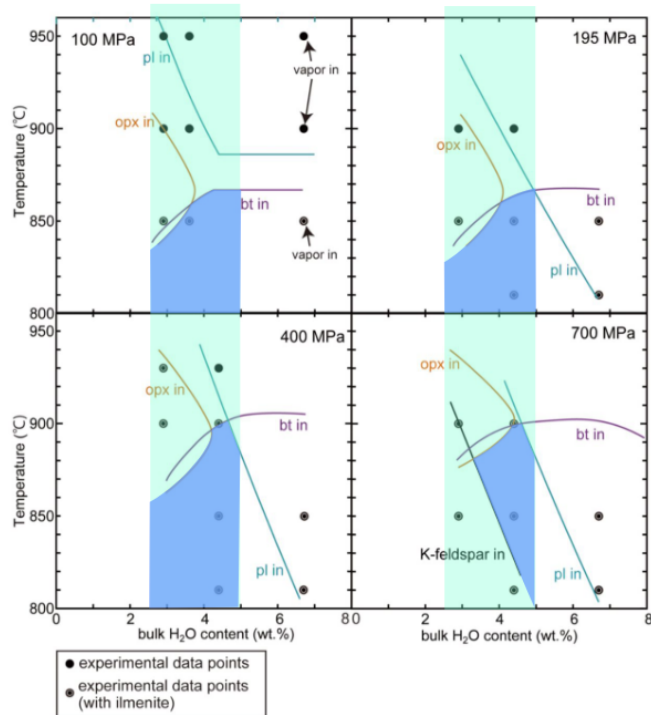


図 1.3-2 阿蘇火山 Aso4X 降下軽石のガラス包有物の含水量分布 (2.5~5%) の領域 (薄い緑の領域) のうち, Ushioda et al (2020) の Fig.6 に示された相図上で, Aso4X の斑晶組み合わせ (斜長石+黒雲母) が安定な領域を青で示す.

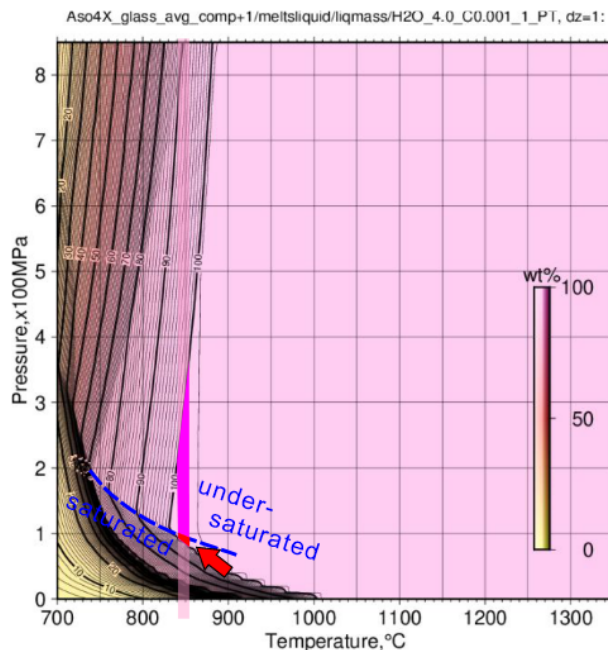


図 1.3-3 阿蘇火山 Aso4X 降下軽石のガラス包有物の平均的組成の流紋岩の含水量 4%におけるメルト分率分布. Ushioda et al. (2020) の相図の制約によりマグマ温度を 850°C と仮定した場合に, ガラス包有物が above liquidus である領域 (メルト分率が 100% の領域) をピンクで示す (おおよそ 100~300MPa). さらに, メルトが水に飽和している条件を赤矢印で示す.

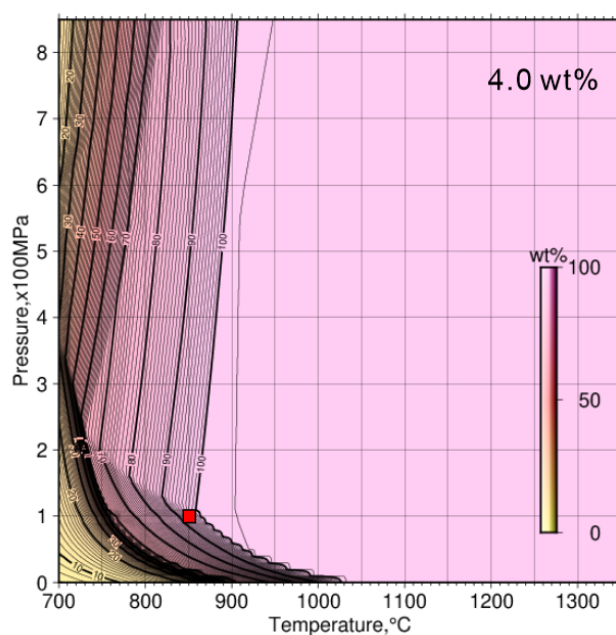


図 1.3-4 Ushioda et al. (2020) で相平衡を検討した流紋岩 (KJ5665) の含水量 4%におけるメルト分率分布. 想定される温度圧力条件 (850°C, 100 MPa) の領域を赤四角で示す.

2-2) 鬼界カルデラ

鬼界カルデラ葛原噴火 (約 9 万 5 千年前) およびアカホヤ噴火 (約 7 千 3 百年前) の噴出物に含まれるガラス包有物中の含水量を測定した.

鬼界カルデラ葛原噴火の噴出物である西之表テフラの試料は、鹿児島県西之表市にて採取した. 風化が激しいため全岩組成は不明であるが、斑晶鉱物組み合わせ等から流紋岩組成と考えられる. 斑晶鉱物として斜長石・直方輝石・石英および鉄チタン鉱物を含む. 直方輝石および石英中のガラス包有物の含水量を測定した. ガラス包有物 64 個を測定し、再結晶化やホスト鉱物によるピークの妨害等が少ないと判断される 52 分析結果を採用した (表 1.3-2).

石英中のガラス包有物														
未知試料(30x20)				0.4089						0.409	除去率	カットピーク数	判定	
1 i 3-20.csv	7211.20	61111.15	8.47	3.47	0707-201114-C1-m 3-20-c-A.csv	7183.55	60735.79	8.45	3.46	0.38	2	A	2900,445	
2 i 4-20.csv	7142.54	61468.39	8.61	3.52	0707-201114-C1-m 4-20-c-A.csv	7117.99	61090.00	8.58	3.51	0.34	2	A	2900, 445	
3 i 1-20.csv	4038.95	34462.18	8.53	3.57	0708-201114-C1-m 1-20-c-A.csv	4418.09	33180.98	7.51	3.19	-9.39	4	C	スペクトル強度低め	
4 i 2-20.csv	4565.48	36109.43	7.91	3.31	0708-201114-C1-m 2-20-c-A.csv	4640.82	36044.72	7.77	3.30	-1.65	3	C	ノイズが大きい? 蛍光、2900,44	
5 i 6-20.csv	4689.32	36609.08	7.81	3.27	0708-201114-C1-m 6-20-c-A.csv	4674.61	34880.11	7.46	3.17	0.31	2	A	3600cm-1の形状が特徴あるかも	
6 i 7-20.csv	4100.71	35179.76	8.58	3.59	0708-201114-C1-m 7-20-c-A.csv	4421.82	35025.31	7.92	3.37	-7.83	4	B	強度低め,2900,446,187,111	
7 i 8-20.csv	4518.03	35736.49	7.91	3.31	0708-201114-C1-m 8-20-c-A.csv	4583.01	34959.96	7.63	3.24	-1.44	3	A		
8 i 9-20.csv	4521.95	37156.11	8.22	3.44	0708-201114-C1-m 9-20-c-A.csv	4597.80	35954.23	7.82	3.32	-1.68	3	B	ノイズが大きい?	
9 i 10-20.csv	4388.16	35819.96	8.16	3.42	0708-201114-C1-m 10-20-c-A.csv	4367.76	34612.80	7.92	3.37	0.47	2	A	ノイズが大きい?	
10 i 11-20.csv	4299.32	35375.12	8.23	3.44	0708-201114-C1-m 11-20-c-A.csv	4480.57	35325.18	7.88	3.35	-4.22	4	C	189cm-1カットしきれてないか?	
11 i 12-20.csv	4601.80	35986.73	7.82	3.27	0708-201114-C1-m 12-20-c-A.csv	4588.08	34377.26	7.49	3.18	0.30	2	B	ノイズが大きい? フランジ有	
12 i 20-c.csv	6510.46	85580.63	13.15	5.50	0708-201114-C1-m 13-20-c-A.csv	6488.93	83064.51	12.80	5.36	0.33	2	B	100-150cm-1スペクトル乱れ有	
13 i 20-c.csv	6994.09	50238.87	7.18	3.01	0708-201114-C1-m 14-20-c-A.csv	6994.09	49982.98	7.15	2.99	0.00	1	S	かなり完璧、2900のみ	
14 i 20-c.csv	7124.50	50904.07	7.14	2.99	0708-201114-C1-m 15-20-c-A.csv	7124.50	50845.32	7.14	2.99	0.00	1	S	完璧、2900のみ	
				0.4184					0.418	除去率	カットピーク数			
15 i 16-20.csv	3913.49	32041.09	8.19	3.43	0715-2011	4233.93	31601.50	7.46	3.12	-8.19	4	C	ノイズが大きい? 2900と3つ	
16 i 17-20.csv	4310.32	33807.63	7.84	3.28	0715-2011	4498.48	31969.48	7.11	2.97	-4.37	4	C	フランジ有、ノイズ大、2900と:	
114-C1-m 18-20.csv	3486.06	33429.55	9.59	4.01							NG	NG	1600cm-1にエラーノイズ	
17 i 19-20.csv	3389.89	32490.56	9.58	4.01	0715-2011	4148.94	32191.73	7.76	3.25	-22.39	4	NG	ホスト特大、第4ピークも見える	
18 i 20-20.csv	3989.14	44948.64	11.27	4.71	0715-2011	3989.14	42309.92	10.61	4.44	0.00	1	B	フランジ有、水多そう 2900台	
19 i 21-20.csv	4015.56	34276.45	8.54	3.57	0715-2011	4120.67	34276.45	8.32	3.48	-2.62	2	C	蛍光大、2900無、フランジ有	
20 i 22-20.csv	2743.75	41711.00	15.20	6.36	0715-2011	3715.36	41450.72	11.16	4.67	-35.41	4	D/NG	ホスト特大、第4ピークも見える	
21 i 23-20.csv	3815.65	33891.17	8.88	3.72	0715-2011	4203.87	32948.04	7.84	3.28	-10.17	4	D/NG	ノイズが大きい? フランジ有、	
22 i 24-20.csv	4726.01	30436.93	6.44	2.69	0715-2011	4603.44	29797.14	6.47	2.71	2.59	2	B	ノイズが大きい? 2900,フランジ	
23 i 2-20.csv	4624.94	30942.43	6.69	2.80	0715-2011	4707.68	29444.93	6.25	2.62	-1.79	2	B	ノイズが大きい? フランジ有、	
24 i 1-20.csv	5642.75	43941.32	7.79	3.37	0801-C3-m 1-20-C-A.csv	5787.22	43941.32	7.59	3.29	-2.56	2	C	フランジ有、ノイズ大、2900フ	
25 i 2-20.csv	4151.66	40612.34	9.78	4.23	0801-C3-m 2-20-C-A.csv	4982.89	40430.02	8.11	3.51	-20.02	4	NG	第4見える、フランジ有、2900程	
26 i 3-20.csv	4541.30	41024.54	9.03	3.91	0801-C3-m 3-20-C-A.csv	4777.38	40843.12	8.55	3.70	-5.20	4	C	第4見えるが無視可、	
27 i 4-20.csv	5160.40	43045.94	8.34	3.61	0801-C3-m 4-20-C-A.csv	5229.42	43031.73	8.23	3.56	-1.34	4	NG	フランジ有、ノイズ大、2900、	
28 i 7-20.csv	5279.18	43198.20	8.18	3.54	0801-C3-m 7-20-C-A.csv	5264.92	42870.06	8.14	3.52	0.27	2	A	ノイズ有	
29 i 8-20.csv	6185.07	58126.95	9.40	4.07	0801-C3-m 8-20-C-A.csv	6267.89	58126.95	9.27	4.01	-1.34	3	NG	ノイズ有、蛍光(ラウンド状)有、	
30 i 9-20.csv	5406.45	44741.49	8.28	3.58	0801-C3-m 9-20-C-A.csv	5539.52	44741.49	8.08	3.49	-2.46	3	C	ノイズ有、フランジに2900埋も	
31 i 10-20.csv	4996.61	42431.22	8.49	3.67	0801-C3-m 10-20-C-A.csv	5127.11	42487.72	8.29	3.59	-2.61	4	C	ノイズ有、フランジ小さいがあ	
32 i 11-20.csv	5130.33	41758.83	8.14	3.52	0801-C3-m 11-20-C-A.csv	5219.81	41785.11	8.01	3.46	-1.74	4	C	ノイズ有、フランジ小さいがあ	
33 i 12-20.csv	5671.16	41492.56	7.32	3.17	0801-C3-m 12-20-C-A.csv	5648.35	41434.74	7.34	3.17	0.40	2	B	ノイズ有、フランジ小さいがあ	
34 i 13-20.csv	5180.47	41323.79	7.98	3.45	0801-C3-m 13-20-C-A.csv	5152.93	41204.31	8.00	3.46	0.53	2	B	ノイズ有、フランジ小さいがあ	
35 i 14-20.csv	4193.68	41591.29	9.92	4.29	0801-C3-m 14-20-C-A.csv	4863.98	40378.91	8.30	3.59	-15.98	4	C	ノイズ有、フランジ小さいがあ	
36 i 15-20.csv	5206.12	44099.13	8.47	3.58	0802-C3-m	5186.28	42506.63	8.20	3.47	0.38	2	C	フランジ有、蛍光有	
37 i 16-20.csv	3952.32	38670.40	9.78	4.14	0802-C3-m	4804.12	37469.32	7.80	3.30	-21.55	4	D/NG	ホスト特大、第4見える	
38 i 1-20.csv	5507.63	42200.00	7.66	3.24	0802-C2-m	5494.63	41891.01	7.62	3.23	0.24	2	C	フランジ有、蛍光有、ノイズ有	
39 i 5-20.csv	4966.25	40191.93	8.09	3.42	0802-C2-m	4981.33	39946.86	8.02	3.39	-0.30	3	B		
40 i 11-20.csv	4973.28	39893.33	8.02	3.39	0802-C2-m	4949.78	39845.44	8.05	3.41	0.47	2	B	フランジ小、ノイズ有	
41 i 13-20.csv	4811.83	41147.47	8.55	3.62	0802-C2-m	4782.30	40681.14	8.51	3.60	0.61	2	B		
42 i 22-20.csv	4932.70	42931.18	8.70	3.68	0802-C2-m	4913.23	42648.26	8.68	3.67	0.39	2	B	2900cm-1ピーク台形状	

表 1.3-2 鬼界火山葛原噴火 西之表テフラ中のガラス包有物の含水量測定結果一覧. 石英斑晶中のガラス包有物測定結果. 43 ガラス包有物を測定し、うち再結晶化やホスト鉱物によるピークの妨害等の少ない 37 分析結果を採用した.

未知試料(30x20)				0.426					0.426	除去率	カット ピーク数	
OPX211-mi1.csv	6281.03	51239.26	8.16	3.48		0805-1004	6231.62	50882.26	8.17	3.48	0.79	A
1042K-OPX2-mi1.csv	7174.05	46574.65	6.49	2.77		0805-1004	6452.45	46292.25	7.17	3.06	10.06	NG
OPX311-mi1.csv	6011.70	74923.81	12.45	5.30		0805-181026A-OPX1-mi1.csv	カット不要			5.30		S
1026A-OPX2-mi1.csv	7725.34	42632.01	5.51	2.35		0805-181026A-OPX2-mi1.csv	ピーク特大でNG					NG
OPX410-mi1.csv	5956.32	78647.09	13.20	5.62		0805-181026A-OPX10-mi1.csv	カット不要			5.62		S
126A-OPX16-mi1.csv	5872.37	60589.41	10.31	4.39		0707と重複						
OPX516-mi2.csv	6220.86	52190.63	8.39	3.57		0805-1810	5986.61	51468.06	8.60	3.66	3.77	A
OPX616-mi3.csv	6133.29	74397.74	12.13	5.17		0805-181026A-OPX16-mi3.csv	カット不要			5.17		S
OPX716-mi4.csv	6148.12	49124.40	7.99	3.40		0805-1810	6090.67	49124.40	8.08	3.44	1.10	A
OPX816-mi5.csv	5900.42	45364.16	7.69	3.28		0805-1810	5698.17	45322.53	7.95	3.39	3.43	A
未知試料(30x20)				0.4048					0.4048	除去率	カット ピーク数	
OPX91px2-1.csv	7795.71	52518.20	6.74	2.73		0819-1801	6889.83	52518.20	7.62	3.09	11.62	3 C
OPX101px2-2.csv	7595.98	54014.00	7.11	2.88		0819-1801	6722.76	54014.00	8.03	3.25	11.50	3 C
OPX111px7-1.csv	6376.75	95765.06	13.45	5.44		0819-1801	6305.18	84686.87	13.43	5.44	1.12	1+1 A
OPX121x14-1.csv	6791.27	56624.76	8.34	3.38		0819-1801	6655.12	56624.76	8.51	3.44	2.00	1 A
OPX131x14-2.csv	7200.83	54296.58	7.54	3.05		0819-1801	6817.24	54296.58	7.96	3.22	5.33	2 B
OPX141x16-1.csv	7067.57	54732.05	7.74	3.13		0819-1801	6712.59	54732.05	8.15	3.30	5.02	2 B
OPX151x29-1.csv	6712.96	53629.62	7.99	3.23		0819-1801	6486.24	53629.62	8.27	3.35	3.38	2 B
CPX11px3-1.csv	6953.01	83332.33	11.99	4.85		0819-1801	6755.99	83332.33	12.33	4.99	2.83	2 B
26A-tane-cpx5-1.csv	7875.28	55355.08	7.03	2.85		0819-1801	7261.01	55355.08	7.62	3.09	7.80	4 NG
CPX21x12-1.csv	7118.00	58435.75	8.21	3.32		0819-1801	6871.41	58435.75	8.50	3.44	3.46	2 B
PL1 PL1-1.csv	6447.65	91443.82	14.18	5.74		0819-1801	6447.65	89822.94	13.93	5.64	0.00	A
PL2 PL3-1.csv	6467.86	79724.70	12.33	4.99		0819-1801	6467.86	78431.12	12.13	4.91	0.00	A

表 1.3-2 (つづき) 鬼界火山葛原噴火 西之表テフラ中のガラス包有物の含水量測定結果一覧。輝石斑晶中のガラス包有物測定結果。21 ガラス包有物を測定し、うち再結晶化やホスト鉱物によるピークの妨害等の少ない 15 分析結果を採用した。

測定結果を図 1.3-5 に示す。顕微ラマン分析により得られた含水量は 3.0~3.5%付近に集中する。測定したガラス包有物は、石英斑晶および直方輝石斑晶に含まれるものがある。石英斑晶に含まれるガラス包有物の含水量は 3.0~3.5%付近に集中する。一方、直方輝石斑晶に含まれるガラス包有物の含水量は、3.0~3.5%付近に加えて 4.5~5.0%付近にも集中がみられる。得られた含水量は、FT-IR などほかの手法により決定された含水量（令和 3 年度本委託研究など）と整合的である。

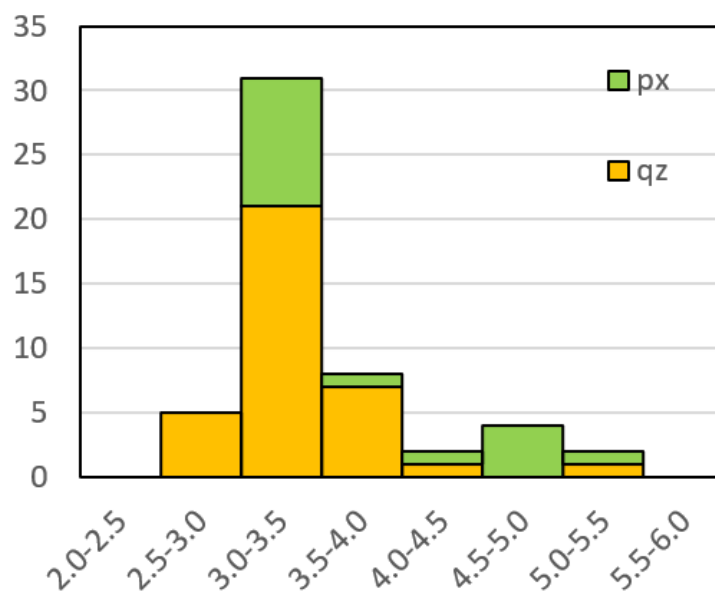


図 1.3-5 鬼界火山葛原噴火 西之表テフラ中のガラス包有物の含水量分布。3.0~3.5%付近に集中する。px:輝石斑晶に含まれるガラス包有物。qz:石英斑晶に含まれるガラス包有物の測定値。

鬼界カルデラのアカホヤ噴火の最初期の噴出物である幸屋降下軽石の試料は、鹿児島県南大隅町にて採取したものをを用いた。風化が激しいため全岩組成は不明であるが、斑晶鉱物として斜長石・直方輝石・単斜輝石および鉄チタン鉱物を含む。直方輝石中のガラス包有物の含水量を測定した。ガラス包有物 53 個を測定し、再結晶化やホスト鉱物によるピークの妨害等の少ない 44 分析結果を採用した (表 1.3-3)。

測定結果を図 1.3-6 に示す。アカホヤ噴火幸屋軽石中のガラス包有物の含水量分布は 1.5～2.0%付近に集中する結果が得られた。しかし、この値は既存研究による同噴出物のガラス包有物の含水量 (3-4.3% ; Saito et al. 2001) に比較すると有意に小さい。アカホヤ噴火噴出物のガラス包有物の SiO₂ 量は 70～73wt%程度であり、検量線の作成に使用した JR1 の流紋岩 (SiO₂=75.5wt%) に比べ SiO₂ 量が低く、そのほかの元素組成も異なっていることから、LW 側のピークに影響を持つガラス組成の違いが含水量の見積もりを過小評価させたと考えられる。従って、鬼界アカホヤ噴火噴出物のようなシリカ量が比較的低いガラス包有物の測定のためには、JR1 の流紋岩ではなく、より測定対象に近い化学組成のガラスを用いて検量線を作成する必要がある。

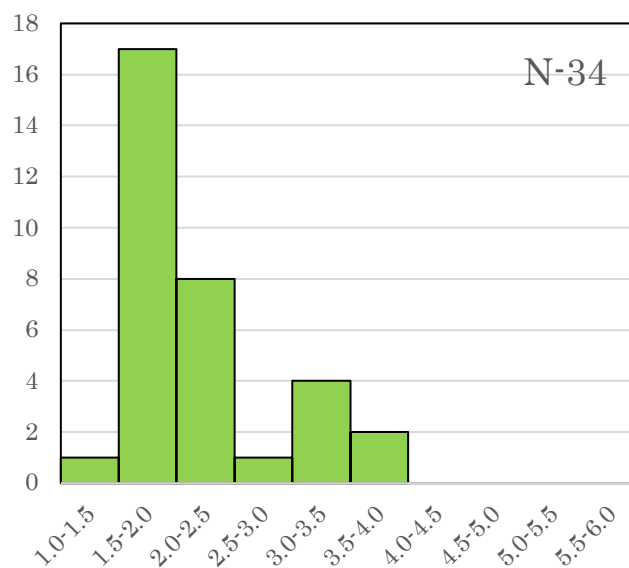


図 1.3-6 鬼界火山アカホヤ噴火初期の幸屋降下軽石中のガラス包有物の含水量分布。1.5～2.5%付近に集中する。

(3) デイサイト・安山岩組成ガラスの含水量測定方法の開発

1) デイサイトおよび安山岩組成の含水ガラス合成

令和3年度までに、本委託研究で初期含水量0.1~4.0wt%のデイサイト組成ガラス6試料を合成した。そのうち、含水量2.9~4.0 wt%の3サンプルに微小結晶のピークがみられた（令和3年度本委託研究）。ガラス中の微小結晶の存在は低波数領域のラマンスペクトル形状およびピーク面積に影響を及ぼすため（次節参照）、検量線の精度を悪化させることになる。より精度の良い検量線を構築するため、微小結晶のない含水量3, 4, 5 wt%のデイサイト質ガラスを次の条件で合成した。

出発物質は鬼界カルデラの昭和硫黄島のデイサイト（表 1.3-4）を用いた。試料を粉末化し、常圧炉において950°C、 $\log f_{O_2} = MW-0.4$ の条件で5h還元したものを含水ガラス合成実験の出発物質として用いた。含水量3 wt%のガラス合成実験（Run02-3wt%）にはガス圧装置（SMC-5000）を用いた。試料を封入するカプセルには、外径2.5 mm、内径2.3 mmのAu₇₅Pd₂₅合金パイプを用いた。温度1200°C、圧力350 MPaで1時間保持したのち急冷回収した。含水量4 wt%のガラス合成実験（Run04-4wt%）では、急冷時の微小結晶の形成をできるだけ抑制するため、より還元的かつ低温条件で合成を行った。具体的には、Ni:NiO = 10:1の粉末と水を封入した外径5.0 mm、内径4.6 mmのPtカプセルと、出発物質を封入したAu₇₅Pd₂₅カプセルを、MgO粉末ともに外径8.0 mm、内径7.4 mmのAuカプセルに封入した二重カプセルを作製した。これにより試料の酸素分圧をNNO（Ni-NiO）条件で緩衝した。そして、作製した二重カプセルを、温度1030°C、圧力350-380 MPaで17時間保持したのち急冷回収した。含水量5 wt%のガラス合成実験（Run05-5wt%）では、より急冷速度が速いと期待されるピストンシリンダ型高圧装置を用い、1200°C、1 GPaで2時間保持したのち急冷回収した。

令和3年本委託研究では、ガラス中の微結晶により665~670cm⁻¹付近にピーク出現が、400~600 cm⁻¹付近と900~1200 cm⁻¹付近には信号強度低下が確認された（図 1.3-7）。本課題の合成ガラスのうち、4wt%の合成ガラスにはこのピーク形状変化が確認されたため、合成に失敗したと判断した。3wt%と5wt%のサンプルにはいずれもこれらのスペクトル形状変化は見られなかったことから、微結晶のないガラスの合成に成功したと判断した（図 1.3-8）。今後は合成に成功したガラスのFT-IR分析により実際の含水量を測定し、より精度の高いデイサイトガラスの検量線を作成する予定である。

表 1.3-4 出発物質の昭和硫黄島デイサイトの全岩化学組成（Saito et al. 2002）。100%に規格化した。FeO*はFeOで計算した全鉄の値。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
69.55	0.66	14.55	3.85	0.12	1.16	3.51	4.32	2.15	0.12

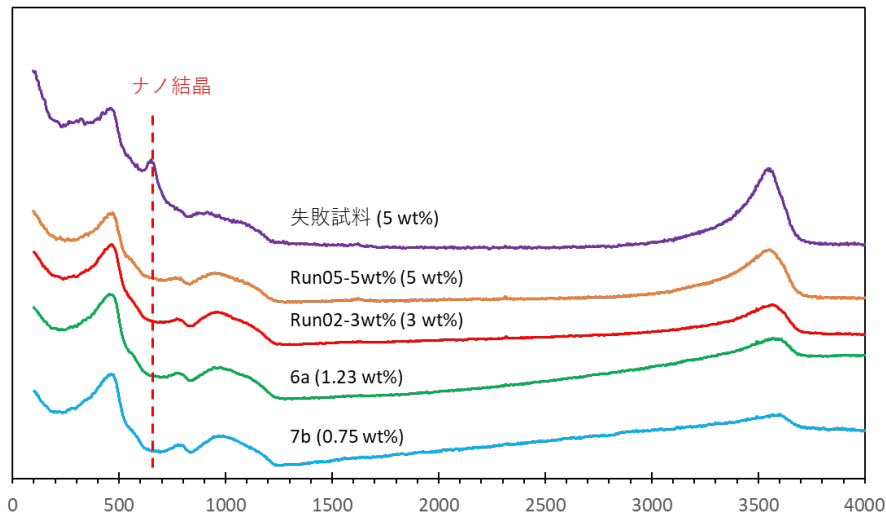


図 1.3-7 デイサイト質合成含水ガラスのラマンスペクトル。ナノ結晶が確認されなかったのは、R4 年度に報告したサンプル 6a と 7b、および今回合成した Run02-3wt% と Run05-5wt%。比較のため失敗試料のスペクトルも示した。ナノ結晶があると 670 cm^{-1} 付近にピークが出現する。

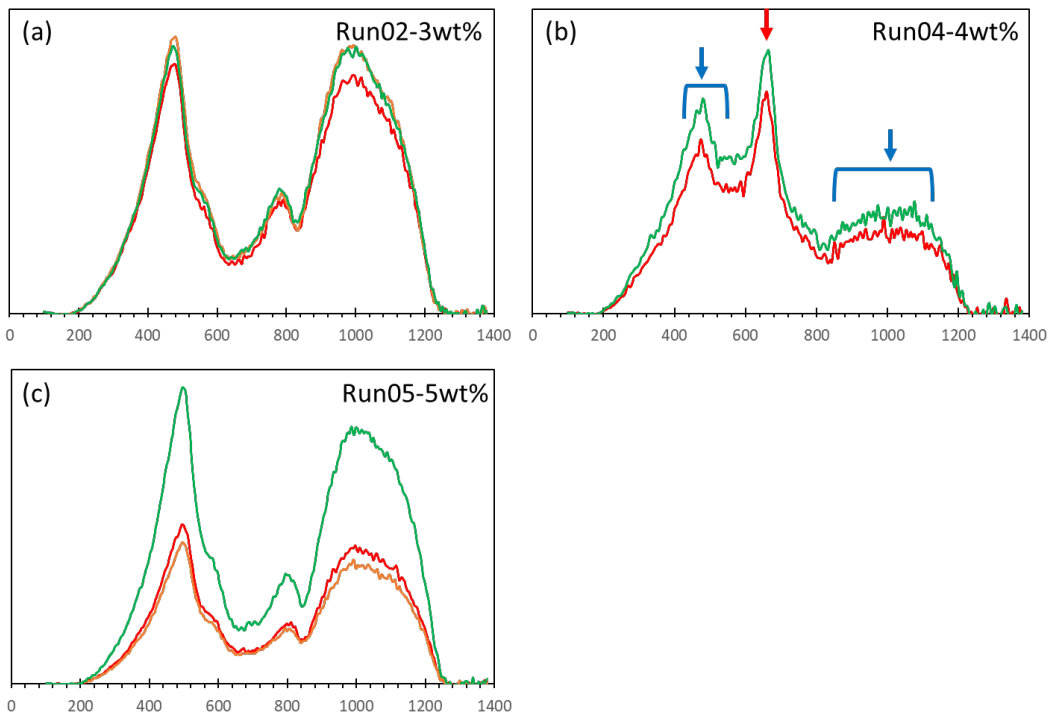


図 1.3-8 合成デイサイトガラスの低波数側 (LW) のベースライン補正処理後のラマンスペクトル。各ガラス 3 か所ずつ分析した。(b) 4 wt% のサンプルには、微小結晶に由来すると考えられる $665\sim 670\text{ cm}^{-1}$ 付近のシグナル強度の増加 (赤矢印) と $400\sim 600$ および $900\sim 1200\text{ cm}^{-1}$ 付近の減少 (青矢印) が見られたため、合成に失敗したと判断した。一方、(a) 3 wt% と (c) 5 wt% には見られなかったため、結晶のないガラスの合成に成功したと判断した。

2) 微小結晶がラマンスペクトルに与える影響の検討

火山ガラス中の含水量をラマン分析によって推定するには、微小結晶の影響を受けていないラマンスペクトルの取得が必要である。Di Genova et al. (2017)では、 690 cm^{-1} 付近のピークの要因となるガラス中の微小結晶（ナノ結晶）は鉄鉱物（主に磁鉄鉱）であると報告していた。しかし、それ以外の鉱物がどのようなスペクトルを呈するかは明らかではない。そこで、様々な鉱物種の微小結晶がラマンスペクトルに与える影響を評価するため、微小結晶を含む天然の安山岩質～玄武岩質火山噴出物のラマンスペクトル分析を行った。試料は三宅島 1983 年噴火の新鼻新山スコリア、富士宝永噴火（Ho-4）スコリア、阿蘇 2014 年噴火スコリアである。

参照用の鉱物のラマンスペクトルを取得するため、三宅島新鼻新山スコリアに含まれる斜長石・輝石・磁鉄鉱斑晶およびマイクロライトを分析し、斜長石（pl）、輝石（px）、磁鉄鉱のラマンスペクトルを得た（図 1.3-9）。また、富士宝永スコリアと阿蘇 2014 年スコリアに含まれるかんらん石斑晶を分析し、参照用のかんらん石（ol）のスペクトルを得た（図 1.3-10, -11a）。

次にそれぞれの試料の石基について、反射顕微鏡下で斑晶やマイクロライトが見られない部分のラマンスペクトルを取得した。その結果、いずれのサンプルにもガラスのみのスペクトル（図 1.3-10, -11, -12 で gl と表記したスペクトル）のほか、反射顕微鏡で結晶が認められないにも関わらず結晶由来のピーク（図 1.3-10, -11, -12 の pl, px, ol と表記された分析点および赤矢印）が出現するスペクトルが得られた。

図 1.3-11b の pl と表記されたスペクトルにみられる 520 cm^{-1} 付近と $200\sim 300\text{ cm}^{-1}$ のダブルピークは、参照用の斜長石結晶のラマンスペクトルと同様に、比較的尖っていて相対強度が高いことから、斑晶もしくはマイクロライトの斜長石に由来するラマンスペクトルと考えられる。同様に輝石やかんらん石結晶のピークに比定される、比較的尖っていて相対強度が高いピークがみられるラマンスペクトルも得られた（図 1.3-11, -12）。これらは、励起レーザーの焦点位置が試料表面より深いため、表面には露出していない結晶のシグナルを検出したと考えられる。

これらのほかに、いずれの火山の試料からも、比較的幅広いピークが 670 cm^{-1} 付近と 1000 cm^{-1} 付近に認められるスペクトルが得られた（例えば図 1.3-10 の赤矢印）。参照用に取得したラマンスペクトル（図 1.3-9）は、磁鉄鉱結晶は 670 cm^{-1} 付近に、輝石結晶は 670 cm^{-1} 付近と 1000 cm^{-1} 付近にピークを持つことを示している。Di Genova et al. (2017)によれば 670 cm^{-1} 付近のピークは鉄鉱物（磁鉄鉱）の微小結晶の可能性がある。このことから、今回の石基の分析で取得された 670 cm^{-1} 付近と 1000 cm^{-1} 付近の幅広いピークは磁鉄鉱か輝石、もしくはその両者の微小結晶による可能性がある。また、これらの微小結晶によるピークが出現することにより、低波数側のラマンスペクトル全体の形状および面積が、微小結晶が存在しないガラスのラマンスペクトルの低波数領域の形状およびピーク面積から変形することがわかる（図 1.3-10, -11, -12）。

以上の分析結果から次の結論を得た。顕微鏡観察で見えない結晶がラマンスペクトルでは検知される場合がある。微小結晶のスペクトルは 670 cm^{-1} 付近と 1000 cm^{-1} 付近に現れ、鉱物相は磁鉄鉱もしくは輝石の可能性がある。なお、天然噴出物は微小結晶やマイクロライトなどの分布に偏りがあり、数ミクロン程度の移動により微小結晶由来のシグナルを回避しガラスのスペクトルを取得することができる場合がある。

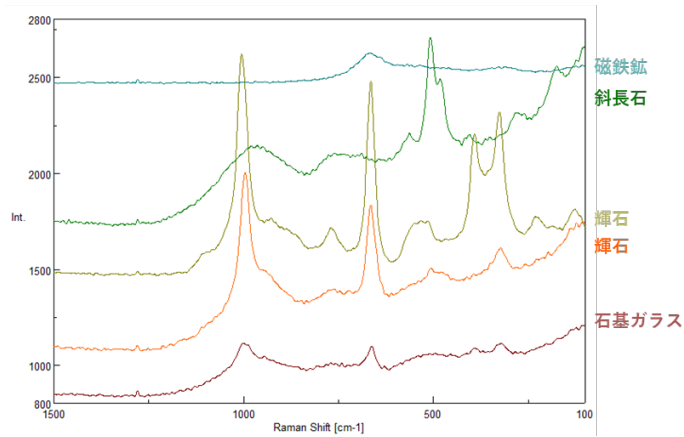


図 1.3-9. 参照用の三宅島新鼻新山スコリアの斑晶またはマイクロライトのラマンスペクトル.

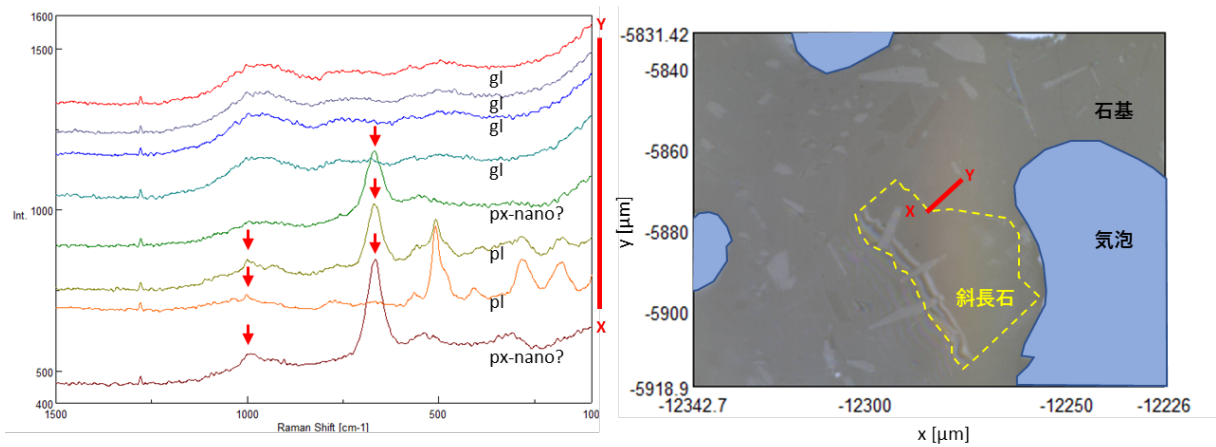


図 1.3-10 三宅島新鼻新山スコリアの石基ガラスのラマンスペクトル. 右図の X-Y 線に沿って 8 点分析した結果. 赤矢印は微小結晶に由来すると考えられるピーク. px : 輝石, pl : 斜長石, gl : ガラス, nano : 微小結晶.

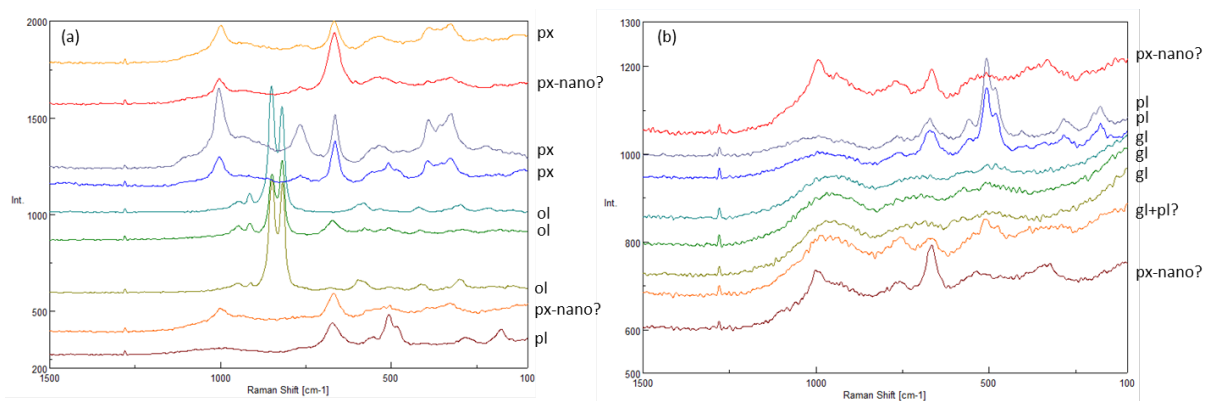


図 1.3-11 富士宝永噴火 (Ho-4) スコリアの石基ガラスのラマンスペクトル. (a), (b) は分析エリアの違い. ol : かんらん石, px : 輝石, pl : 斜長石, gl : ガラス, nano : 微小結晶.

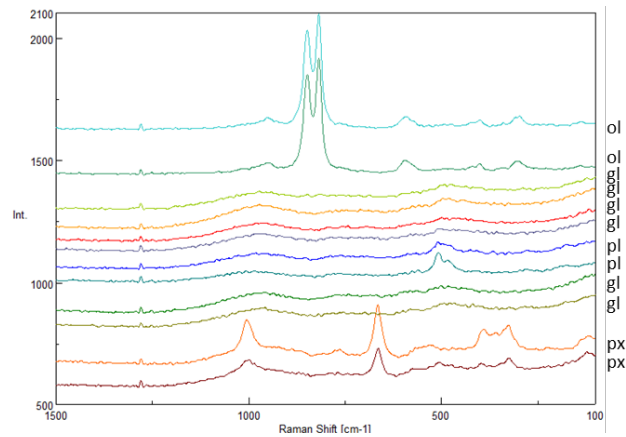


図 1.3-12 阿蘇 2014 年噴火スコリアの石基ガラスのラマンスペクトル。ol : かんらん石, px : 輝石, pl : 斜長石, gl : ガラス。

参考文献

- Di Genova, D., Sicola, S., Romano, C., Vona, A., Fanara, S., and 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.
- 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 3/4 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.
- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J., Kawanabe, Y. (2001) Variation of volatile concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 108, 11-31.
- Ushioda, M., Miyagi, I., Suzuki, T., Takahashi, E., Hoshizumi, H. (2020) Preeruptive P-T conditions and H₂O concentration of the Aso-4 silicic end-member magma based on high-pressure experiments. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 125, e2019JB018481.

1.4 洞爺カルデラ噴出物のマグマ滞留時間と貯留条件の検討

【実施内容】

洞爺カルデラ噴出物を対象として、全岩 Sr, Nd, Pb 同位体比分析を追加してマグマ混合の端成分マグマについて改めて整理し、噴火前のマグマ供給系の構造と存在したマグマタイプを明らかにした。そして、それぞれのマグマタイプについて、地質温度圧力計・メルト包有物の揮発性成分分析・MELTS による相平衡モデル計算から、温度・圧力を推定した。さらに各マグマの鉱物累帯構造解析から、大規模珪長質マグマの生成プロセスおよび苦鉄質マグマ貫入および噴火の時間スケールを見積もった。そして特に、カルデラ形成噴火の噴火準備過程および噴火過程を、その時間発展とともに検討した。また、洞爺火山の先カルデラ噴火～後カルデラ噴火に至るマグマの変遷を検討するために、全岩の U-Th 放射非平衡分析を行った。

【調査・研究成果】

(1) 地質概説

1) 洞爺火山の活動史

洞爺火山が含まれる支笏-洞爺火山地域は南西北海道に位置し、130ka 頃から 5 つの火山が相次いで珪長質火山活動を開始し、現在までに約 700km³DRE に及ぶマグマを噴出している (図 1.4-1, Amma-Miyasaka et al., 2020)。洞爺火山の周辺地域では、0.5Ma 頃まで続いた安山岩質火山活動の後 40 万年ほどの休止期間において (Amma-Miyasaka et al., 2020), 125~120ka に長流川火砕流堆積物 (町田・新井, 2003), 106ka にはカルデラ形成噴火があり洞爺火砕流を噴出した (Matsu'ura et al., 2014), カルデラ形成後には洞爺湖内で中島火山, 洞爺湖南縁で有珠火山が活動を開始した (図 1.4-2)。中島火山は 0.10~0.04Ma に溶岩ドームを形成したほか (高島ほか, 1992; 令和 2・3 年度本委託研究), 48ka には爆発的噴火が発生し、テフラも噴出している (Miyabuchi et al., 2014)。有珠火山は 19ka から活動を開始し (Goto et al., 2013), 8ka 頃の山体崩壊 (Nakagawa et al., 2022) の後、時間間隙において西暦 1663 年から歴史時代噴火活動は現在も続いている (曾屋ほか, 2007)。以上の洞爺火山の活動を時間 - 積算噴出物量階段図にまとめた (図 1.4-3)。

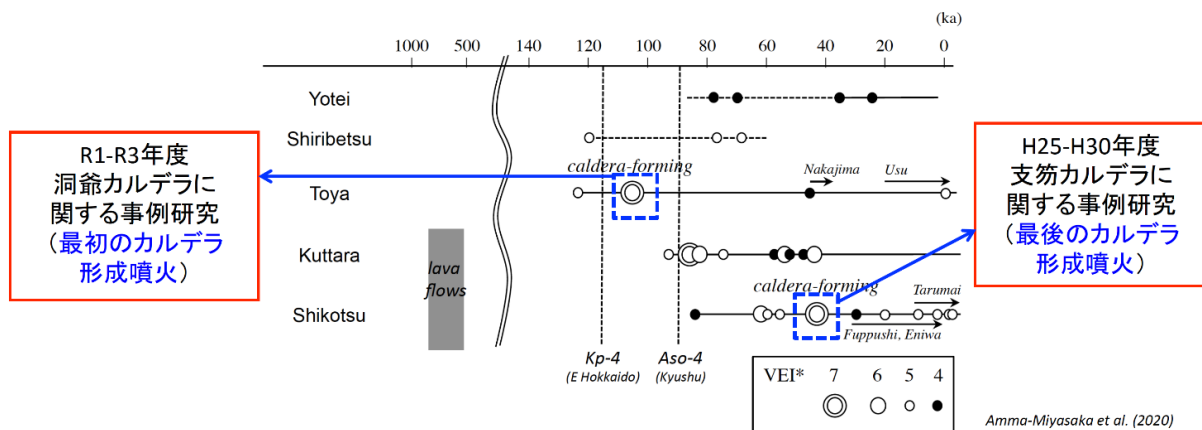


図 1.4-1. 支笏-洞爺火山地域の噴火履歴 (Amma-Miyasaka et al., 2020 に加筆)

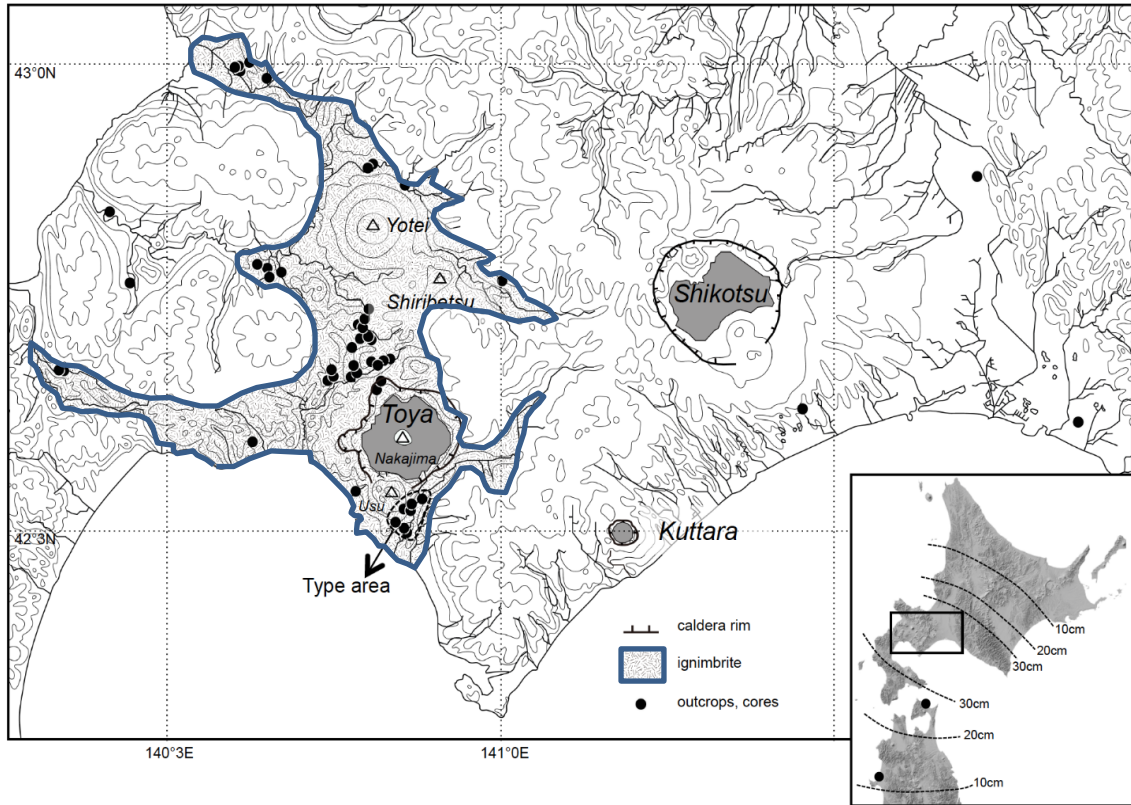


図 1.4-2. 洞爺火山位置図とこれまでの調査地点図（火砕流分布範囲は Goto et al., 2018, 右下の洞爺火山灰の層厚分布は町田ほか, 1987 を引用）.

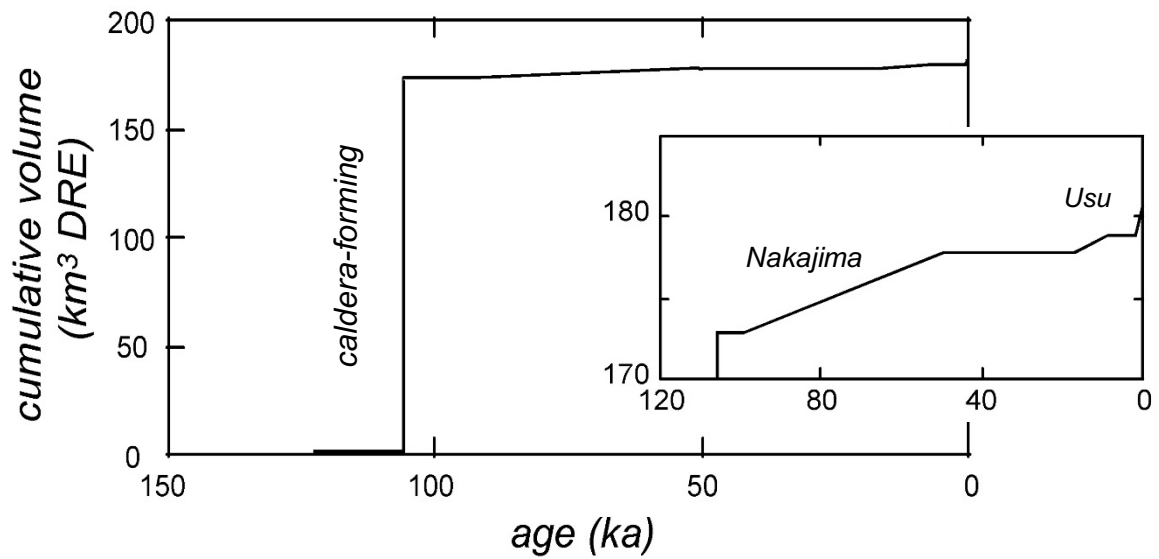


図 1.4-3. 洞爺火山および後カルデラ火山の時間—積算噴出量階段図

2) 洞爺カルデラ形成噴火

106ka の洞爺カルデラ形成噴火について、本研究では、本質物質を肉眼で斑晶量の少ない（おおよそ 5%以下）の CP タイプ軽石（Crystal-poor pumice）、斑晶量の多い（おおよそ 5%以上）の CR タイプ軽石（Crystal-rich pumice）、灰色縞状軽石（Gray-banded pumice）の 3 つに区分した。そして、堆積物の層相および本質物質の構成物量比から、近傍地域から遠方地域へのテフラ対比を見直した。その結果、時間間隙を挟むステージ 1（Unit 1～Unit 3）およびステージ 2（Unit 4～Unit 6）に再区分した（図 1.4-4）。表 1.4-1 に各ユニットの層相・噴出物量および本質物のタイプなどをまとめた。我々のユニット区分は、Goto et al. (2018) と基本的には同じであるが、時間間隙の有無や各ユニットの噴出物量の見積もりなどで大きく異なる結果となった。

ステージ 1 噴出物の本質物質は、CP タイプ軽石のみからなり最大粒径数 cm である。火山豆石を大量に含むことから水に富む環境下でのマグマ水蒸気噴火によって放出されたと考えられる。Unit 1 は小規模な phreatoplinian 噴火による降下火山灰堆積物（0.01km³DRE 以下）、Unit 2 は火山灰基質に富む火砕流堆積物（31km³DRE）で、最上部に小規模な脱ガス構造が見られるため Unit 2 と Unit 3 の間には短い時間間隙があった可能性が考えられる。また Unit 3 は薄いサージ堆積物と降下火山灰堆積物、小規模な火砕流堆積物からなる互層（8km³DRE）からなる。

一方、ステージ 2 では、マグマ噴火によって最大粒径 10cm 以上の軽石に富む火砕流堆積物が繰り返し堆積しており、本質物質は CP タイプ軽石が主体であるが、CR タイプ軽石および灰色縞状軽石の割合が次第に上昇する（Unit 4～Unit 6）。噴出量 1km³DRE 程度の Unit 4 火砕流堆積物には、堅く締まった Unit 3 堆積物を取り込まれており、ステージ 1 との間にある程度の時間間隙があったことを示唆している。その上位には、最下部に粗粒で厚い岩片濃集層を伴う Unit 5 火砕流堆積物が連続的に累重している。Unit 5 火砕流堆積物は洞爺湖から 50km を越える地域でも層厚 20m 以上であり、それに伴う co-ignimbrite ash は南方 300km でも確認された（106km³DRE）。さらに上位には最下部に小規模な岩片濃集層を伴う Unit 6 火砕流堆積物が認められ、その本質物質は CR タイプ軽石と灰色縞状軽石の割合が 5 割程度まで急激に増加している。このような特徴を持つサージ堆積物が洞爺湖東方 80km にも分布していることから、噴出量は 26km³DRE 程度と見積もられた。

総噴出量約 170km³DRE のうちステージ 2 の Unit 5 が約 60% を占めている。このユニットの噴火では、最初に lag breccia が放出され、その後大規模な火砕流が噴出している。したがって、この時期の噴火がカルデラ陥没に関係していると考えられる。このステージ 1 の先行する比較的規模の大きな噴火の後に、カルデラ形成噴火の最盛期を迎えるという噴火推移は Druitt and Sparks (1984) が認識したカルデラ形成噴火のモデル的な噴火推移と類似している。このカルデラ形成噴火に関与した本質物質の量比は、各ユニットの噴出量と模式地域における本質物質の構成物量比から、CP タイプ軽石・CR タイプ軽石・灰色縞状軽石タイプの量比は、およそ 9 : 0.5 : 0.5 と見積もられる。そして CR タイプ軽石と灰色縞状軽石が出現するのは Unit 5 であり、その後半から Unit 6 にかけて噴出量が増える。このことからカルデラ形成噴火の主要なマグマは CP タイプ軽石であるが、それ以外のタイプの噴出はカルデラ陥没の進行と関係していると考えられる。

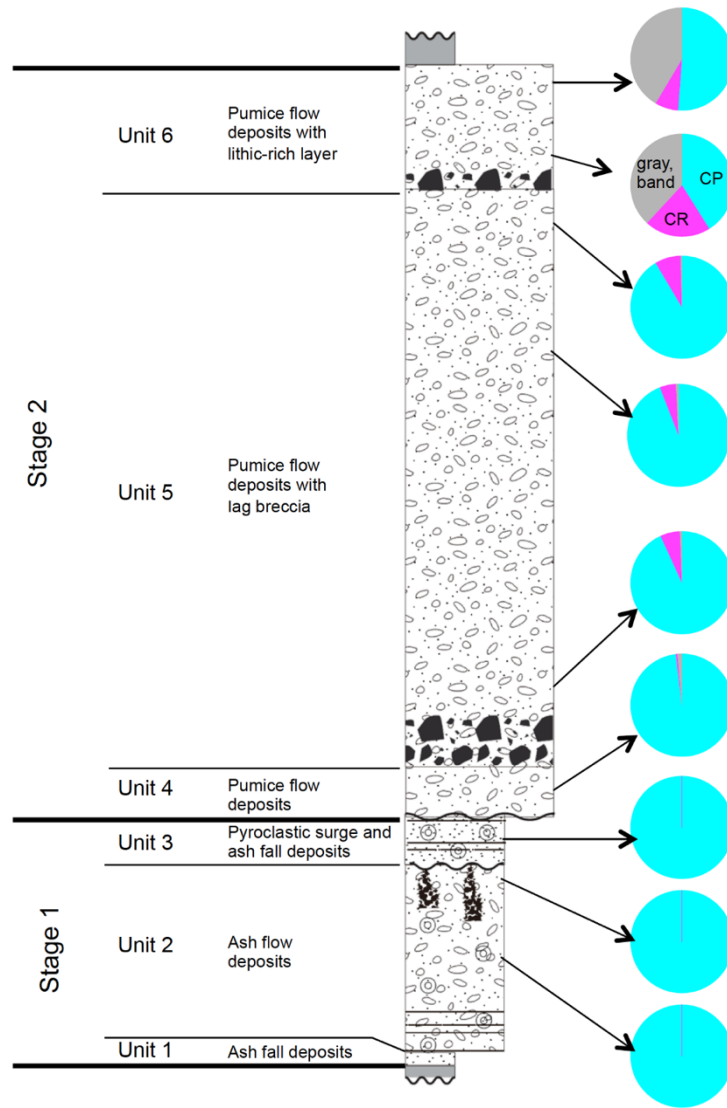


図 1.4-4. 洞爺カルデラ形成噴火の模式柱状図と本質物の構成物量比。

表 1.4-1. 洞爺カルデラ形成噴火の活動ステージ・ユニット区分のまとめ。

	Stage 1			Stage 2		
	Unit 1	Unit 2	Unit 3	Unit 4	Unit 5	Unit 6
eruption style	phreato-magmatic			magmatic	climactic eruption onset of caldera collapse	caldera formation
lithofacies	ash fall	pyroclastic flow pyroclastic surge	ash fall pyroclastic surge pyroclastic flow	pyroclastic flow	pyroclastic flow	pyroclastic flow pyroclastic surge
additional remarks		accretionary lapilli gas segregation pipes	accretionary lapilli		lag breccia co-ignimbrite ash (fall)	lithic-rich layers co-ignimbrite ash (surge)
distribution	to east	mainly to south	mainly to south	limited to source area	wide	mainly to north
maximum thickness	0.14m	35m	10m	8m	32m	>15m
eruption volume(DRF)	<0.01km ³	31km ³	8km ³	0.8km ³	106km ³	26km ³
maximum pumice	<0.1cm	2cm	3cm	7cm	20cm	20cm
maximum lithic	<0.1cm	8cm	4cm	25cm	75cm	30cm
juvenile types	CP(glass)	CP	CP	CP>>gray.band, CR	CP>>CR>gray.band	CP> gray.band>CR
contents of CP	100wt%	100wt%	100wt%	98wt%	91-94wt%	39-51wt%
contents of CR		0	0	<1wt%	5-8wt%	7-21wt%
contents of gray.band		0	0	1wt%	<1wt%	38-42wt%

(2) 試料採取および分析手法

洞爺湖南部の模式地域を中心に洞爺湖から 40km 程度までの各地域において、噴火ユニットごとに試料を採取した。採取した試料のうち 5g 以上のものは単一の粒子で、それ以下のものは同じタイプの複数粒子を集めて粉末試料を作成し、波長分散型蛍光 X 線分析装置（スペクトリス社製 MagiX Pro・Zetium）および誘導結合プラズマ質量分析装置（Thermo X series）を用いて主成分元素および微量元素を、マルチコレクター型 ICP-MS（NEPTUNE plus）を用いて Sr・Nd・Pb 同位体比測定を実施した。主成分元素および微量元素の分析手法および分析誤差は、Matsumoto et al. (2018) と同様である。なお、誘導結合プラズマ質量分析装置を用いた分析では、すべての試料についてアルカリ溶融で前処理を行った。同位体比測定における質量分別は $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, Pb については $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3871$ で補正し、さらにスタンダードブラケット法を適用し、試料と同時に測定した Sr 同位体標準試料 NIST 987 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710240$, Nd 同位体標準試料 JNdi-1 の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512117$, Pb 同位体標準試料 NIST981 の $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9424$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5003$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7266$ を用いて規格化した。同時に測定した岩石標準試料（JB-3）は、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703423$ ($2\sigma=0.000018$, $n = 21$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513062$ ($2\sigma=0.000016$, $n = 19$), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.2969$ ($2\sigma=0.0014$, $n = 14$), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5394$ ($2\sigma=0.0011$, $n = 14$), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.2558$ ($2\sigma=0.0036$, $n = 14$) である。

代表的な試料については薄片を作成して鏡下観察を行った後に、ポイントカウンターを用いて 3000 ポイント以上を分析し、斑晶モード組成を算出した。さらにその中から試料を選別して薄片または分離した鉱物の埋め込み薄片を作成し、波長分散型 EPMA（JEOL JXA-8800R および JXA-8530F）を用いて反射電子像を取得しさらに鉱物化学組成分析を行った。画像取得および組成分析時の条件は加速電圧 15 kV, 照射電流 10 nA・ビーム径 3 μm （斜長石）, 15 nA・ビーム径 2 μm （苦鉄質鉱物）で、全ての組成分析には ZAF 補正法を適用した。累帯構造分析時のステップ間隔は 1 μm である。

また、カソードルミネッセンス（CL）検出器を備えた波長分散型 EPMA（JEOL JXA-8530F）を用いて加速電圧 15kV, 照射電流 200nA で石英斑晶の CL 像を取得し、それらの一部については SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 の定量分析を行った。石英斑晶の CL 像の輝度と Ti 含有量には相関があることが報告されていることから（例えば, Wark et al., 2007; Matthews et al., 2012）, CL 像の gray scale 値と TiO_2 含有量を比較し, $\text{TiO}_2 \text{ ppm} = 0.2417 * (\text{gray scale}) + 1.5348$ ($R^2=0.7718$) の相関関係を得た。この関係を用いて, Image J で CL 像から gray scale を取得し, 各 3 点の移動平均値から組成プロファイルを求めた。

さらに、メルト包有物を含む代表的な石英斑晶については、メルト包有物を含むように斑晶の両面研磨薄片を作成し、顕微 FT-IR システム（日本分光 FT/IR6600）を用いて透過赤外分光分析を行い、 H_2O 分子 (5250 cm^{-1}), OH 基 (4500 cm^{-1}), CO_2 分子 (2350 cm^{-1}) の吸光度を測定した。そして吸光度とランベルトベール則から、 H_2O (H_2O 分子+OH) と CO_2 分子の濃度を計算した。

(3) 記載岩石学

洞爺カルデラ形成噴火の本質物質は、ステージ2で見出された $\text{SiO}_2=62\text{wt}\%$ の安山岩質の 1 試料を除き、すべて $\text{SiO}_2=70\text{wt}\%$ 以上の流紋岩およびである。先に本質物を肉眼で区分したことを述べたが、以下では本質物を色調および斑晶量だけではなく、全岩 K_2O 量の違いも加味して分類した。3種類の本質物は、斑晶に乏しく K_2O に富む白色軽石 (CP タイプ軽石: Crystal-poor pumice), 斑晶に富み K_2O に乏しい白色軽石 (CR タイプ軽石: Crystal-rich pumice), そして灰色縞状軽石 (Gray-banded pumice) の大きく3つに分類した (図 1.4-5, 1.4-6)。このうち縞状軽石は灰色軽石と CP タイプ軽石との混合した縞状軽石として産出する。表 1.4-2 に斑晶モード組成を、その試料の全岩化学組成 (SiO_2 と K_2O) と共に示した。

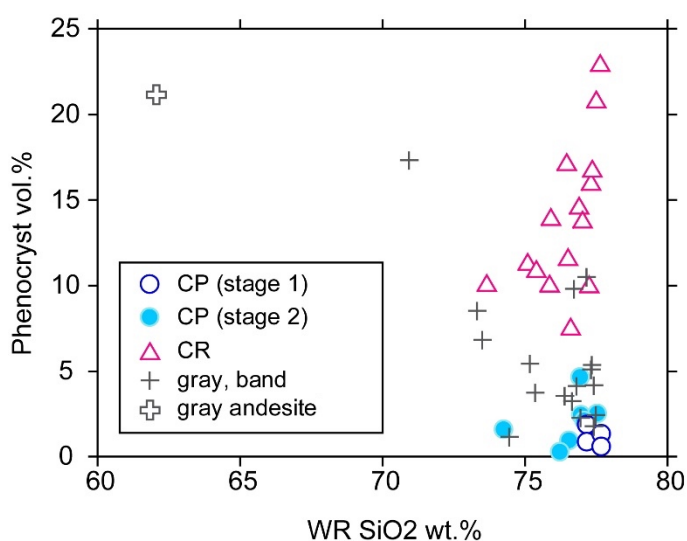


図 1.4-5. 代表的な本質物の全岩 SiO_2 -斑晶量図.

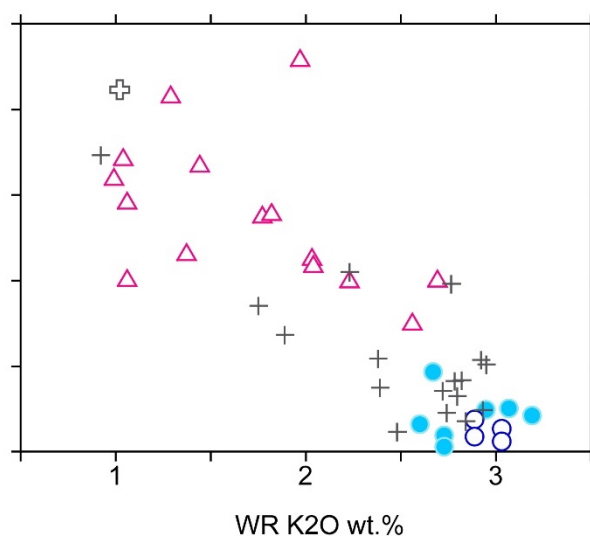


図 1.4-6. 代表的な本質物の全岩 K_2O -斑晶量図. シンボルは図 1.4-5 と同じ.

表 1. 4-2. 代表的な本質物の斑晶モード組成のまとめ.

Type	Unit	Sample No	Whole-rock (wt%)		Phenocryst (vol%)								
			SiO ₂	K ₂ O	Pl	Qz	Opx	Cpx	Hb	Cum	Ol	Ox	total
gray andesite	Unit 5/6	To13-1-39b	62.07	1.02	16.8	0.4	1.2	1.7	-	-	0.5	0.7	21.1
gray, band	Unit 5/6	To20-7f	70.93	0.92	13.6	1.3	1.5	+	0.1	-	-	0.8	17.3
	Unit 6b	To19-121-10a	73.30	1.75	6.6	0.4	0.4	0.2	0.4	-	-	0.6	8.5
	Unit 6	To19-32-2c	73.50	1.89	5.0	1.2	0.1	+	0.3	-	-	0.3	6.8
	Unit 5/6	To19-29b	77.16	2.23	7.1	3.4	+	-	-	-	-	0.1	10.5
	Unit 5/6	To13-1-69	75.17	2.38	4.5	0.1	+	+	0.8	-	-	0.1	5.5
	Unit 6	To19-26k	75.36	2.39	3.3	0.3	0.1	-	-	-	-	0.1	3.8
	Unit 5/6	To20-7c	74.45	2.48	0.9	0.3	-	-	-	-	-	+	1.2
	Unit 5/6	To13-1-16	76.40	2.72	1.4	2.1	+	-	-	-	-	0.1	3.6
	Unit 5/6	To19-1-6	76.95	2.74	2.1	+	0.1	-	-	-	-	0.1	2.3
	Unit 5/6	To13-1-67	76.71	2.76	7.5	2.3	+	-	-	-	-	+	9.8
	Unit 5/6	To13-1-15	76.81	2.78	3.3	0.8	-	-	-	-	-	+	4.1
	Unit 5/6	To13-1-60	76.65	2.80	2.6	0.2	0.3	-	0.1	-	-	+	3.2
	unit 5b	To19-121-9-2	77.40	2.82	3.6	0.5	+	-	-	-	-	+	4.2
	Unit 5/6	To13-1-58	77.42	2.84	1.3	0.4	+	-	-	-	-	+	1.8
	Unit 5/6	To13-1-75	77.35	2.92	5.3	+	+	-	+	-	-	0.1	5.3
	Unit 5/6	To13-1-41	77.48	2.93	2.2	+	-	-	0.1	-	-	0.1	2.5
Unit 6	To19-26t	77.32	2.95	5.0	+	0.1	-	-	-	-	0.1	5.1	
CR	Unit 5/6	To13-1-45	77.32	0.99	10.9	4.9	+	-	-	0.2	-	0.1	16.0
	Unit 5/6	To13-1-46	76.45	1.04	11.8	5.0	0.1	-	0.2	+	-	0.1	17.2
	Unit 5/6	To13-1-8	76.91	1.06	10.5	3.5	0.1	-	-	0.3	-	0.3	14.6
	Unit 6	To19-32-2e	73.67	1.06	6.2	3.9	0.1	-	-	+	-	+	10.1
	Unit 5/6	To13-1-18	77.51	1.29	16.3	4.6	+	-	+	0.1	-	+	20.9
	Unit 6	To19-26l	76.50	1.37	9.2	1.7	0.6	-	-	-	-	0.2	11.6
	Unit 5/6	To13-1-9	77.36	1.44	12.8	3.8	-	-	-	0.1	-	0.1	16.8
	Unit 5/6	To13-1-37	77.02	1.77	7.9	5.9	+	-	+	-	-	0.1	13.9
	Unit 6	To19-26a	75.91	1.82	7.9	5.9	0.2	-	-	-	-	0.1	14.0
	Unit 5/6	To13-1-7	77.64	1.97	11.6	11.2	+	-	-	-	-	0.2	23.0
	Unit 5/6	To13-1-35	75.10	2.03	11.3	+	+	-	-	-	-	+	11.4
	Unit 5	To19-66b	75.39	2.04	10.1	+	-	-	-	0.1	-	0.8	11.0
	Unit 5/6	To13-1-5	77.24	2.23	8.0	1.7	0.1	-	-	-	-	0.4	10.1
	Unit 6	To19-26c	76.60	2.56	6.6	0.8	0.1	-	-	+	-	0.1	7.6
	Unit 6b	To19-121-10g	75.87	2.69	10.0	-	+	-	-	-	-	0.1	10.1
	CP(stage 2)	Unit 5	To19-45-1j	74.26	2.60	1.5	+	+	-	-	+	-	+
Unit 5/6		To13-1-4	76.94	2.67	4.2	0.3	+	-	-	-	-	0.1	4.6
Unit 5/6		To13-1-59	76.56	2.73	0.8	+	0.1	-	-	-	-	0.1	0.9
Unit 6		To19-26f	76.24	2.73	0.2	-	-	-	-	-	-	0.1	0.3
Unit 5		To19-122-5	76.98	2.95	1.1	1.2	0.1	-	-	-	-	+	2.4
Unit 5/6		To13-1-66	77.54	3.07	1.3	1.0	0.2	-	-	-	-	0.1	2.5
Unit 4		To19-72-11*	77.08	3.19	2.1	+	+	-	-	-	-	+	2.1
CP(stage 1)	Unit 2	To19-1-1*	77.17	2.89	1.8	+	+	-	-	-	-	0.1	1.9
	Unit 2	To19-1*	77.17	2.89	0.9	+	+	-	-	-	-	+	0.9
	Unit 3	To19-72-14*	77.69	3.03	1.2	-	-	-	-	-	-	0.1	1.3
	Unit 3	To19-121-4*	77.69	3.03	0.4	-	-	-	-	-	-	0.1	0.6

+: trace, -: not determined

* multiple grains

1) CP タイプ軽石

CP タイプ軽石は白色を呈する流紋岩質軽石で斑晶に乏しく、気泡は繊維状の形態を示すものが多い。無色の透明ガラスからなる基質中に斑晶が散在する。斑晶量はステージ 1 では 2vol%以下であるが、ステージ 2 ではやや増加して斑晶量 5vol%以下となる (図 1.4-6)。斑晶鉱物は直径数 mm 以下の斜長石が大部分を占め、その他に直径数 mm 以下の石英、直径 0.5mm 以下の直方輝石、鉄チタン酸化物がわずかに認められる (表 1.4-2)。ほとんどの斑晶鉱物は自形・清澄で顕著な累帯構造を示さないが、無色透明～淡褐色のメルト包有物を含む石英・斜長石・直方輝石や、わずかに累帯構造を示す斜長石なども存在する。

2) CR タイプ軽石

CR タイプ軽石は白色～淡黄色を呈する流紋岩質軽石で、気泡はスポンジ状の形態を示すものが多い。無色ガラスの基質中に斑晶が散在する。斑晶量は大部分が 10～25vol%程度で、全岩組成と斑晶量の間に関係があり、 K_2O が増加すると斑晶量低下するようである (図 1.4-6)。斑晶鉱物は自形～半自形の直径数～5mm 程度の斜長石・石英が多く、少量の直径 1mm 以下の直方輝石のほか、鉄チタン酸化物も認められる。それらに加えて角閃石が含まれるが、そのモード組成は全岩組成と相関しているようである。全岩 $K_2O < 1.5$ wt%の軽石には、カミングトン閃石が普通に認められ、それに加えて少量の普通角閃石が認められる試料もある。一方で、 $K_2O > 1.5$ wt%の軽石では角閃石斑晶ほとんど認められない (表 1.4-2)。斜長石や石英には無色透明濃褐色のメルト包有物が多数認められ、半自形～他形で周縁部に単斜輝石反応縁を持つ石英も認められる。

3) 灰色縞状軽石

この軽石は白色軽石部分と灰色軽石部分からなる縞状軽石で、両者の比率は様々である。白色部分には斑晶が乏しいが灰色部分の斑晶量が多い。しかしながら、個々の縞の幅は薄いことが多く、両者を分離することは困難であったので、縞状軽石全体として以下に記載する。この縞状軽石の全岩組成はほとんどが $SiO_2 > 70$ wt%であるが、その中で灰色部分が大部分を占め全岩 $SiO_2 = 62$ wt%の試料をひとつのみ見出した (この試料を安山岩質軽石と呼び、別に記載する)。

灰色縞状軽石の気泡の形態は、白色部分は繊維状、灰色部分はスポンジ状であることが多く、白色部分には斑晶が乏しいが灰色部分の斑晶量が多い。縞状軽石の斑晶量と全岩組成は相関しているようで、 K_2O 量が減少すると斑晶量は増加している。なお、 K_2O 量が 2.3wt%程度より多い試料については、斑晶量は CP タイプ軽石と同じであるが (図 1.4-6)、色調で区別した。斑晶量 (白色と灰色を分離せずに斑晶モードを測定) は 17vol%程度以下で、斜長石、石英のほかに、直方輝石、単斜輝石、普通角閃石、鉄チタン酸化物の斑晶鉱物が認められる。単斜輝石斑晶はこのタイプの軽石にのみに認められ、他のタイプの軽石には出現しなかった。また 1 試料のみに、微量のカミングトン閃石が認められた (試料量極少のためモード組成は未測定)。自形～半自形の斑晶鉱物が多く、他のタイプに比べて粒径が小さく苦鉄質鉱物の割合が高い。斜長石は褐色のメルト包有物を多数含むものと、清澄なものがあり、明瞭な累帯構造を持つものが多い。苦鉄質斑晶鉱物の組み合わせおよび含有量は全岩組成と相関しているようで、 SiO_2 および K_2O に乏し

いよりマフィックな試料には、単斜輝石および普通角閃石が認められることが多い。一方で、SiO₂およびK₂Oに富む試料にはそれらの斑晶は認められなかった（表 1.4-2）。

4) 安山岩質軽石

この軽石は斑晶量が 20vol%程度であり、全岩組成では他の本質物と比較して SiO₂ 量が極端に低い（図 1.4-5）。斑晶鉱物としては、斜長石、単斜輝石、直方輝石、かんらん石、鉄チタン酸化物のほか石英もわずかに認められる（表 1.4-2）。かんらん石はこの試料のみで認められた。自形

表 1.4-3. 代表的な本質物の全岩化学組成（CP タイプ軽石）。

Type	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	
Unit	unit 2b	unit 2c	unit 2c	unit 4	unit 4	unit 5/6	unit 5/6	unit 5b	unit 5b	unit 5b	unit 6b	
Sample No.	To19-14-2*	To19-1-1*	To19-14-1*	To19-121-8*	To19-72-11*	To13-1-4	To13-1-66	To19-45-1g	To19-45-1j	To19-13-8b	To19-121-10g	
wt%(XRF)												
SiO ₂	76.72	76.43	75.37	76.59	77.14	75.63	76.24	73.94	73.13	76.62	75.17	
TiO ₂	0.06	0.06	0.09	0.08	0.07	0.12	0.07	0.08	0.10	0.07	0.06	
Al ₂ O ₃	12.86	12.85	13.37	12.89	13.12	12.98	12.63	14.97	16.15	12.69	14.50	
Fe ₂ O ₃	1.22	1.17	1.49	1.07	1.22	1.28	1.10	1.35	1.46	1.09	1.27	
MnO	0.10	0.13	0.29	0.09	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.10	
MgO	0.09	0.10	0.14	0.07	0.10	0.11	0.06	0.08	0.08	0.06	0.07	
CaO	0.46	0.46	0.50	0.47	0.47	0.76	0.42	0.49	0.45	0.45	0.47	
Na ₂ O	4.84	5.07	4.86	4.79	4.76	4.80	4.78	4.98	4.59	4.48	4.88	
K ₂ O	3.01	2.87	2.80	3.09	3.19	2.63	3.01	2.60	2.56	3.30	2.67	
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
total	99.38	99.15	98.93	99.14	100.20	98.43	98.43	98.59	98.63	98.86	99.20	
ppm(XRF)												
Sc	14.04	14.26	13.24	6.87	12.59	4.60	7.34	10.78	10.29	8.98	14.27	
V	7.31	8.73	10.77	1.72	6.85	2.34	2.08	7.34	5.27	4.07	6.54	
Cr	3.06	2.30	4.49	2.63	3.47	3.14	2.33	3.48	2.52	2.77	2.64	
Ni	1.87	2.07	4.73	2.00	1.76	1.56	1.26	2.74	3.28	1.60	1.87	
Rb	59.27	58.88	58.19	56.12	59.90	50.89	59.35	52.98	51.69	57.74	55.15	
Sr	28.90	30.47	30.89	33.73	30.09	62.84	28.10	40.48	36.73	31.25	34.92	
Y	62.92	61.86	64.41	62.91	62.59	57.04	65.42	59.63	57.85	62.92	62.08	
Zr	86.33	84.53	95.68	87.30	87.25	100.25	89.88	100.20	111.93	88.87	98.36	
Nb	8.09	7.81	8.56	8.33	8.00	7.23	8.44	8.22	8.16	7.99	8.13	
Ba	924.36	933.44	1001.64	926.90	928.82	869.92	926.91	1344.49	1431.34	935.95	963.35	
Pb	26.12	27.57	33.82	20.51	26.86	15.74	19.58	25.00	23.91	21.92	28.25	
ppm(ICP-MS)												
Rb	58.14	57.99	56.41	56.61	58.86	52.97	61.69		54.14	60.28	53.06	
Sr	29.72	30.65	30.95	31.86	30.51	63.06	27.09		35.56	31.33	35.26	
Y	57.76	55.21	57.97	57.10	57.85	55.34	60.98		55.09	59.19	58.81	
Zr	75.22	75.33	84.39	77.48	77.19	94.67	82.94		101.36	81.32	91.94	
Nb	4.85	4.61	5.00	4.50	4.89	4.70	5.08		4.61	4.98	4.99	
Cs	4.80	4.43	4.80	4.40	5.09	4.07	4.96		4.38	4.53	4.06	
Ba	909.20	935.28	987.39	940.15	911.05	911.37	951.58		1430.77	947.39	963.20	
La	15.38	15.71	16.54	15.43	15.49	17.09	16.00		15.19	16.18	21.71	
Ce	32.97	33.56	42.40	35.15	35.09	37.72	38.14		37.88	38.27	37.16	
Pr	4.57	4.63	4.93	4.79	4.74	5.04	5.06		4.72	4.95	6.38	
Nd	20.54	20.63	21.93	20.77	20.93	21.93	22.39		20.49	21.51	26.36	
Sm	5.97	5.99	6.55	6.10	6.19	6.28	6.47		5.84	6.35	6.76	
Eu	0.59	0.65	0.66	0.68	0.60	0.78	0.32		0.22	0.37	0.76	
Gd	6.98	6.95	7.39	7.00	7.14	7.15	7.65		6.52	7.32	7.45	
Tb	1.23	1.26	1.31	1.25	1.27	1.26	1.34		1.22	1.31	1.34	
Dy	8.26	8.32	8.87	8.28	8.70	8.18	9.05		7.96	8.71	8.90	
Ho	1.73	1.77	1.85	1.76	1.80	1.75	1.89		1.79	1.82	1.82	
Er	5.48	5.52	5.87	5.46	5.51	5.40	5.92		5.49	5.71	5.70	
Tm	0.89	0.91	0.96	0.89	0.90	0.88	0.97		0.85	0.93	0.92	
Yb	6.21	6.34	6.61	5.99	6.11	6.10	6.47		5.70	6.40	6.21	
Lu	0.96	1.02	1.04	0.96	1.00	0.94	1.02		0.87	1.02	0.96	
Hf	3.03	3.18	3.42	3.05	3.22	3.56	3.37		4.15	3.28	3.59	
Ta	0.33	0.31	0.36	0.29	0.33	0.29	0.36		0.50	0.35	0.32	
Pb	32.90	28.06	40.35	29.29	30.94	26.12	31.08		29.87	31.75	29.80	
Th	5.20	5.27	5.73	5.31	5.16	5.48	5.65		7.01	5.51	7.13	
U	2.05	1.95	2.14	2.00	1.92	2.00	2.13		1.95	2.03	2.21	
(MC-ICP-MS)												
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703943	0.703949	0.703951	0.703927	0.703948		0.703923		0.703974	0.703917		
σ	0.000004	0.000006	0.000004	0.000004	0.000005		0.000004		0.000005	0.000004		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512914	0.512915	0.512911	0.512911	0.512912		0.512918		0.512912	0.512907		
σ	0.000002	0.000002	0.000002	0.000004	0.000002		0.000003		0.000004	0.000004		
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.5277	18.5233	18.5271	18.5271	18.5273		18.5263		18.5244	18.5269		
σ	0.0003	0.0002	0.0001	0.0003	0.0004		0.0002		0.0003	0.0002		
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.5768	15.5769	15.5767	15.5765	15.5745		15.5761		15.5765	15.5759		
σ	0.0002	0.0002	0.0001	0.0002	0.0004		0.0003		0.0002	0.0002		
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.5427	38.5400	38.5416	38.5410	38.5362		38.5405		38.5410	38.5403		
σ	0.0007	0.0005	0.0004	0.0007	0.0009		0.0007		0.0006	0.0005		

～半自形の斑晶鉍物が多く、苦鉄質鉍物の割合が高い。斜長石は褐色のメルト包有物を多数含むものと、清澄なものがあり、いずれも明瞭な累帯構造が認められる。

表 1. 4-4 代表的な本質物の全岩化学組成 (CR タイプ軽石)。

Type	CR	CR	CR	CR	CR	CR	CR	CR
Unit	unit 6b	unit 6b	unit 5/6	unit 5/6	unit 5/6	unit 5/6	unit 5/6	unit 5/6
Sample No.	To19-32-2d	To19-32-2e	To13-1-8	To13-1-46	To13-1-9	To13-1-18	To13-1-35	To13-1-37
wt%(XRF)								
SiO ₂	74.03	73.32	75.89	75.48	76.71	76.48	74.96	76.25
TiO ₂	0.13	0.14	0.17	0.16	0.10	0.12	0.11	0.13
Al ₂ O ₃	17.10	16.85	12.93	13.41	13.04	12.77	15.30	12.99
Fe ₂ O ₃	1.57	1.72	1.62	1.47	1.19	1.34	1.53	1.40
MnO	0.09	0.10	0.08	0.07	0.07	0.07	0.10	0.08
MgO	0.13	0.18	0.27	0.22	0.14	0.15	0.14	0.18
CaO	1.59	1.56	2.19	2.33	1.39	1.56	0.97	1.63
Na ₂ O	4.88	4.76	4.62	4.70	5.19	5.01	4.81	4.71
K ₂ O	1.01	1.05	1.05	1.03	1.43	1.27	2.03	1.75
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
total	100.55	99.70	98.85	98.89	99.28	98.80	99.97	99.14
ppm(XRF)								
Sc	9.16	9.63	6.49	7.69	8.55	4.96	12.72	8.82
V	6.77	7.53	9.77	9.83	5.95	6.07	8.28	7.53
Cr	2.27	3.51	3.66	1.94	3.28	2.04	3.26	2.49
Ni	2.26	2.56	1.34	1.13	1.31	0.86	1.61	1.30
Rb	19.62	21.10	18.23	17.78	22.89	21.66	43.58	33.95
Sr	214.30	201.55	273.74	292.17	174.75	192.76	101.76	189.43
Y	26.84	28.46	23.71	23.84	29.97	28.04	44.82	37.58
Zr	133.90	129.27	148.48	145.26	115.32	131.34	116.26	118.33
Nb	3.11	3.07	1.88	1.74	2.82	2.01	6.49	3.95
Ba	907.59	924.56	465.24	453.01	626.57	595.62	897.32	633.21
Pb	21.80	24.07	10.92	7.52	9.11	10.71	27.15	15.15
ppm(ICP-MS)								
Rb	18.31	19.70	19.09	19.53	25.87	23.70	43.02	35.39
Sr	201.15	192.45	306.66	285.74	172.11	183.09	108.85	185.32
Y	26.55	27.92	23.69	23.41	29.61	27.65	47.48	38.27
Zr	155.46	130.40	162.26	154.42	108.46	130.44	117.80	128.69
Nb	2.79	2.96	1.92	1.90	2.22	2.05	4.98	3.06
Cs	1.61	1.73	1.44	1.66	1.97	1.96	3.51	2.78
Ba	886.74	923.88	463.08	460.12	637.99	615.57	925.38	637.06
La	33.63	32.87	32.99	32.77	40.47	43.25	21.12	25.17
Ce	76.22	74.78	64.39	64.58	81.52	85.43	49.41	51.52
Pr	7.84	7.61	7.44	7.35	9.42	9.88	5.58	6.19
Nd	32.16	31.17	30.71	30.51	38.72	40.75	23.56	26.44
Sm	5.93	5.77	5.38	5.48	6.87	7.13	5.90	5.73
Eu	2.05	1.95	1.95	1.88	1.71	1.79	0.83	1.26
Gd	5.57	5.49	4.86	4.87	6.15	6.17	6.47	5.81
Tb	0.77	0.79	0.61	0.63	0.80	0.76	1.09	0.89
Dy	4.44	4.69	3.70	3.73	4.70	4.44	7.16	5.69
Ho	0.87	0.90	0.73	0.76	0.92	0.88	1.48	1.17
Er	2.59	2.77	2.27	2.32	2.82	2.64	4.58	3.71
Tm	0.43	0.45	0.37	0.38	0.46	0.43	0.75	0.59
Yb	2.88	2.99	2.59	2.66	3.09	3.02	5.09	4.07
Lu	0.47	0.48	0.44	0.45	0.51	0.50	0.82	0.67
Hf	4.49	3.89	3.95	3.88	3.15	3.62	4.07	3.66
Ta	0.20	0.20	0.12	0.13	0.15	0.14	0.35	0.21
Pb	27.03	27.92	14.69	15.95	19.18	18.89	33.28	21.95
Th	8.11	7.76	5.56	5.51	7.24	7.53	6.73	5.38
U	1.14	1.16	0.90	0.89	1.12	1.07	1.79	1.35
(MC-ICP-MS)								
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703864	0.703869	0.703837	0.703854	0.703846	0.703848	0.703852	0.703828
σ	0.000004	0.000003	0.000005	0.000006	0.000003	0.000004	0.000004	0.000005
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512911	0.512924	0.512914	0.512916	0.512919	0.512919	0.512911	0.512916
σ	0.000003	0.000005	0.000003	0.000002	0.000002	0.000003	0.000003	0.000003
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.5330	18.5347	18.5361	18.5330	18.5345	18.5358	18.5277	18.5300
σ	0.0003	0.0003	0.0002	0.0003	0.0003	0.0002	0.0002	0.0003
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.5752	15.5761	15.5753	15.5751	15.5757	15.5751	15.5755	15.5757
σ	0.0003	0.0002	0.0002	0.0003	0.0003	0.0002	0.0002	0.0003
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.5407	38.5448	38.5438	38.5416	38.5438	38.5430	38.5400	38.5411
σ	0.0007	0.0006	0.0005	0.0007	0.0008	0.0005	0.0006	0.0007

表 1. 4-5 代表的な本質物の全岩化学組成 (灰色縞状軽石).

Type	gray.band rhyolite	gray.band rhyolite	gray.band rhyolite	gray.band rhyolite	gray.band rhyolite	gray.band andesite
Unit	unit 5/6	unit 5/6	unit 6b	unit 6b	unit 5/6	unit 5/6
Sample No.	To13-1-6	To13-1-73	To19-32-2c	To19-121-10a	To20-7f	To13-1-39b
wt%(XRF)						
SiO ₂	75.82	74.74	73.17	72.61	70.78	60.99
TiO ₂	0.07	0.15	0.16	0.27	0.43	0.64
Al ₂ O ₃	13.05	13.18	16.28	14.78	15.41	15.82
Fe ₂ O ₃	1.11	1.62	1.87	2.40	3.03	7.89
MnO	0.09	0.10	0.09	0.10	0.10	0.16
MgO	0.07	0.23	0.27	0.45	0.87	2.82
CaO	0.72	1.09	1.44	2.50	4.34	6.26
Na ₂ O	5.00	4.77	4.54	4.40	4.12	3.35
K ₂ O	2.70	2.55	1.88	1.73	0.92	1.00
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.04	0.06	0.09	0.13
total	98.65	98.45	99.73	99.30	100.10	99.06
ppm(XRF)						
Sc	11.14	6.04	13.52	10.88	14.05	24.74
V	4.52	9.33	13.22	23.55	32.81	161.23
Cr	1.88	2.40	2.78	2.98	3.32	10.05
Ni	1.53	1.72	3.59	1.58	1.18	7.60
Rb	54.98	50.40	39.14	35.70	19.26	17.76
Sr	68.90	82.99	142.38	204.02	364.86	308.68
Y	60.42	57.68	47.22	45.28	25.63	29.41
Zr	100.77	101.48	129.01	144.51	174.01	96.57
Nb	7.23	6.99	6.63	4.74	1.99	2.42
Ba	884.00	837.63	1238.92	658.63	367.17	363.07
Pb	18.11	15.97	25.25	16.59	13.88	8.14
ppm(ICP-MS)						
Rb	54.05	53.88	36.53	34.38	16.50	19.33
Sr	65.80	83.45	138.04	197.41	357.11	307.80
Y	56.59	56.09	45.29	44.42	26.69	28.67
Zr	85.57	98.65	132.68	150.75	189.40	100.11
Nb	4.58	4.59	4.66	3.38	1.81	2.05
Cs	4.36	4.42	3.00	2.74	1.51	1.51
Ba	901.93	852.88	1244.35	672.32	367.68	376.99
La	18.92	18.44	19.55	19.95	17.89	10.74
Ce	42.06	41.94	42.52	38.56	37.70	24.98
Pr	5.43	5.47	5.45	5.74	4.53	3.14
Nd	23.86	24.04	23.95	23.92	19.86	14.34
Sm	6.41	6.43	5.77	5.72	4.39	3.66
Eu	0.58	0.61	1.13	1.19	1.66	1.10
Gd	7.37	7.35	6.22	6.20	4.45	4.18
Tb	1.26	1.26	1.06	1.03	0.68	0.69
Dy	8.38	8.30	6.79	6.65	4.21	4.49
Ho	1.75	1.73	1.41	1.37	0.86	0.93
Er	5.45	5.40	4.31	4.17	2.73	2.82
Tm	0.88	0.89	0.69	0.69	0.43	0.45
Yb	5.95	6.01	4.74	4.64	2.94	3.08
Lu	0.94	0.94	0.74	0.75	0.49	0.50
Hf	3.24	3.53	4.36	4.11	4.15	2.63
Ta	0.33	0.33	0.32	0.22	0.11	0.10
Pb	27.22	27.72	29.63	19.48	16.71	12.52
Th	5.75	5.61	6.17	5.06	3.78	2.45
U	1.97	1.96	1.73	1.58	1.02	0.84
(MC-ICP-MS)						
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703914	0.703891	0.703897	0.703841	0.703837	0.703843
σ	0.000008	0.000003	0.000005	0.000005	0.000003	0.000005
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512915	0.512918	0.512919	0.512916	0.512922	0.512913
σ	0.000004	0.000003	0.000004	0.000003	0.000004	0.000005
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.5249	18.5239	18.5264	18.5300	18.5384	18.5440
σ	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.5778	15.5775	15.5780	15.5762	15.5751	15.5757
σ	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0003	0.0002
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.5447	38.5428	38.5458	38.5420	38.5440	38.5500
σ	0.0007	0.0006	0.0006	0.0005	0.0009	0.0005

(4) 全岩化学組成

上述したように、洞爺カルデラ形成噴火噴出物は、安山岩質軽石 1 試料を除くと、全て $\text{SiO}_2=70\text{wt}\%$ 以上の流紋岩である(表 1.4-3, 1.4-4, 1.4-5)。その多くは $\text{SiO}_2=75\text{wt}\%$ 以上に集中するが、 K_2O などの液相濃集元素において組成幅が広く、CP タイプ・CR タイプ・灰色縞状軽石の記載岩石学的特徴による区分との相関がみられる。

1) 主・微量成分化学組成

洞爺カルデラ形成噴火噴出物の大部分は、高～中間カリウム系列流紋岩であるが、 SiO_2 量が流紋岩組成のままで幅広い K_2O 量を持つことが特徴である。そして、 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図において、本質物のタイプにより組成分布が異なる(図 1.4-7)。噴出物の大半を占める CP タイプ軽石は $\text{SiO}_2=74\text{-}77.5\text{ wt}\%$ 程度で高 K_2O に集中する。ステージごとにみると、ステージ1は組成幅が狭いのに対し、ステージ2ではやや広がる。CR タイプ軽石は $\text{SiO}_2=74\text{-}78\text{ wt}\%$ で CP タイプ軽石と同程度のシリカ量を示すが、 K_2O 量が明らかに低いことで区別される。これら CR タイプ軽石は SiO_2 量がほぼ同じであるにもかかわらず K_2O 量が $2.5\text{-}0.9\text{ wt}\%$ の多様性があり、 $\text{K}_2\text{O}=2\text{ wt}\%$ 付近と $1\text{ wt}\%$ 付近にクラスターを作る。それぞれのクラスターでは記載岩石学的特徴が異なり、前者はカミングトン閃石を含まないタイプ、後者はカミングトン閃石を含むタイプから主として構成されるようである。灰色縞状軽石は、 $\text{SiO}_2=71\text{-}77\text{ wt}\%$ とやや組成幅があり、低シリカほど K_2O 量が低く、高シリカ側は CP タイプ軽石と類似した組成を示す。安山岩質軽石は $\text{SiO}_2=62\text{ wt}\%$ の安山岩であり、他のどのタイプとも明らかに異なる。

ハーカー図において $\text{Rb}\cdot\text{Y}\cdot\text{Ba}$ といった液相濃集元素は、同じ SiO_2 量で比較した場合、 K_2O と同様に CP タイプ軽石が最も含有量が高く、次いで灰色縞状軽石、CR タイプ軽石と低くなる(図 1.4-8)。一方、 $\text{MgO}\cdot\text{CaO}\cdot\text{Sr}\cdot\text{Zr}$ などでは K_2O と逆の特徴を示し、同じ SiO_2 量で比較した場合に CP タイプ軽石で最も低く、灰色縞状軽石、CR タイプ軽石と含有量が高い傾向がみられる。安山岩質軽石は $\text{FeO}\cdot\text{MgO}\cdot\text{CaO}$ などの固相濃集元素が他のタイプと比べて明らかに高い。

横軸に K_2O 、縦軸に微量元素組成をとった図では(図 1.4-9)、 Rb では CP タイプ軽石から続く直線的なトレンドを描き、CR タイプ軽石および灰色縞状軽石では同じトレンドを描く。 Sr でも両者は同じトレンドを描くが、CP タイプ軽石は K_2O 量に変化しても Sr 量に変化はない。 SiO_2 、 MgO および CaO では CR タイプ軽石と灰色縞状軽石では、それぞれ CP タイプ軽石から延びる異なる直線的なトレンドを描く。また Ba においては、いずれのタイプにも、直線トレンドとは外れてプロットされるサンプルが複数認められる。

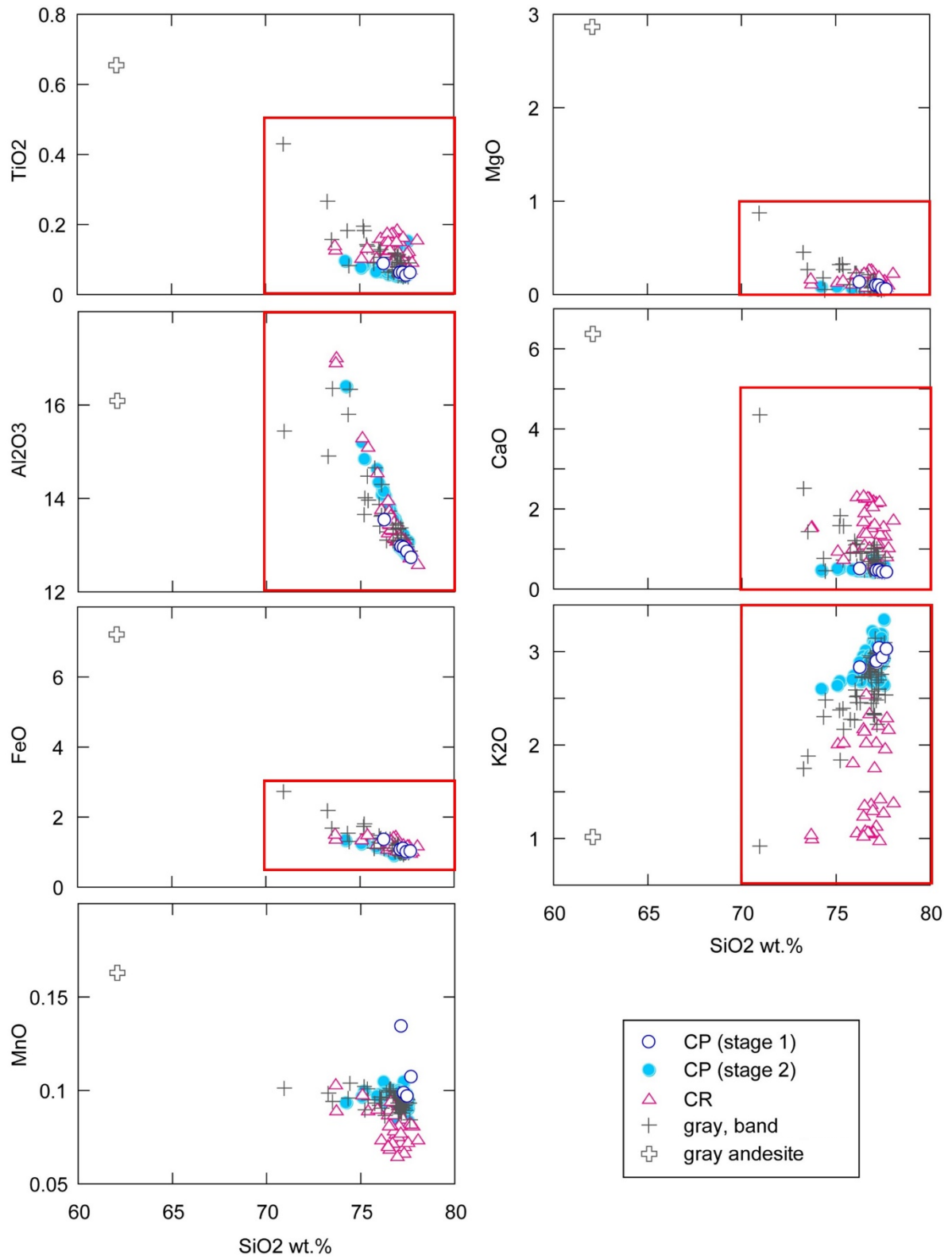


图 1.4-7. 全岩化学組成ハ一カ一図 (主成分元素).

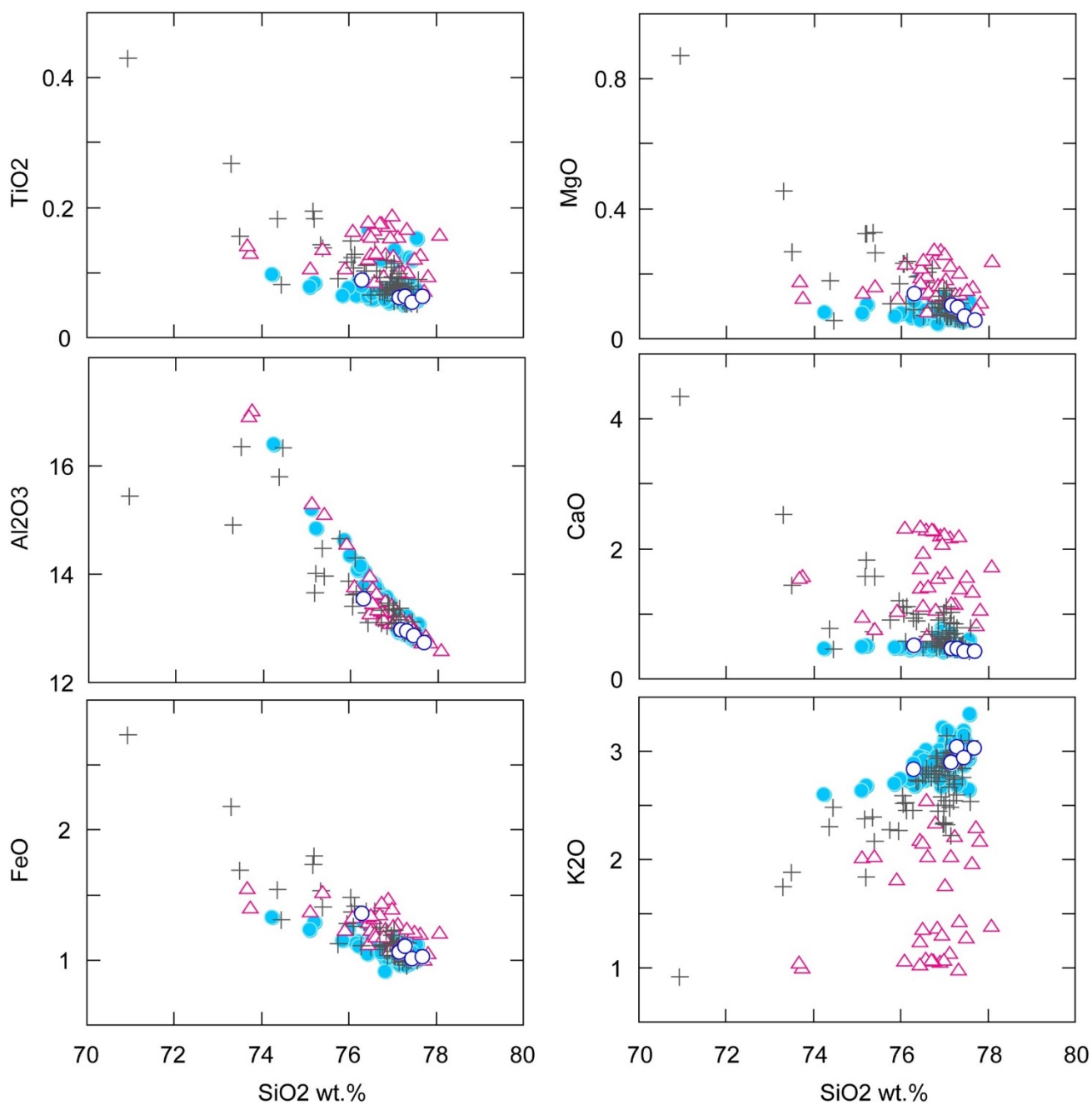


図 1.4-7 (続き). 全岩化学組成ハーカ一図 (主成分元素) の赤枠範囲を拡大.

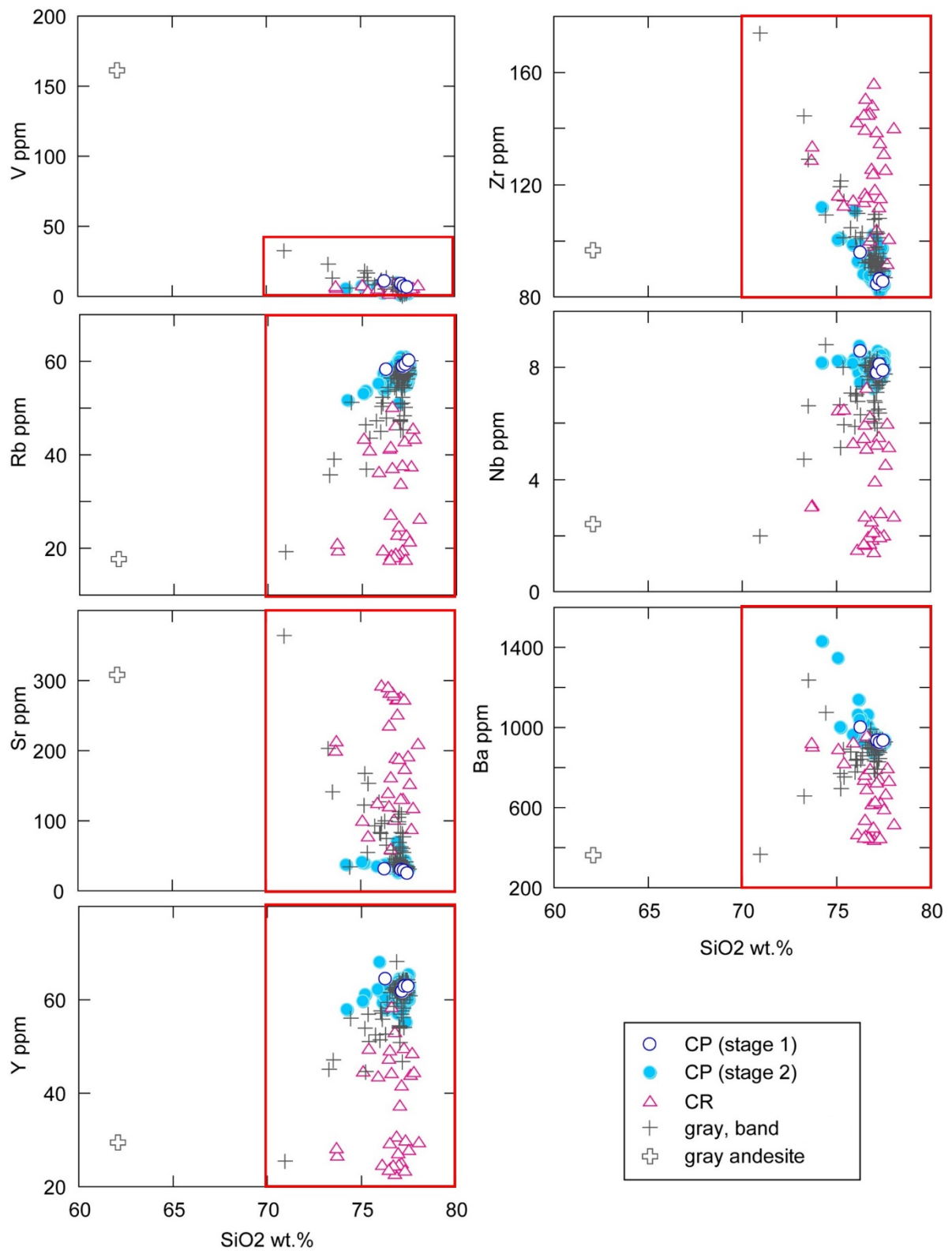


图 1.4-8. 全岩化学組成ハ一カ一図 (微量元素).

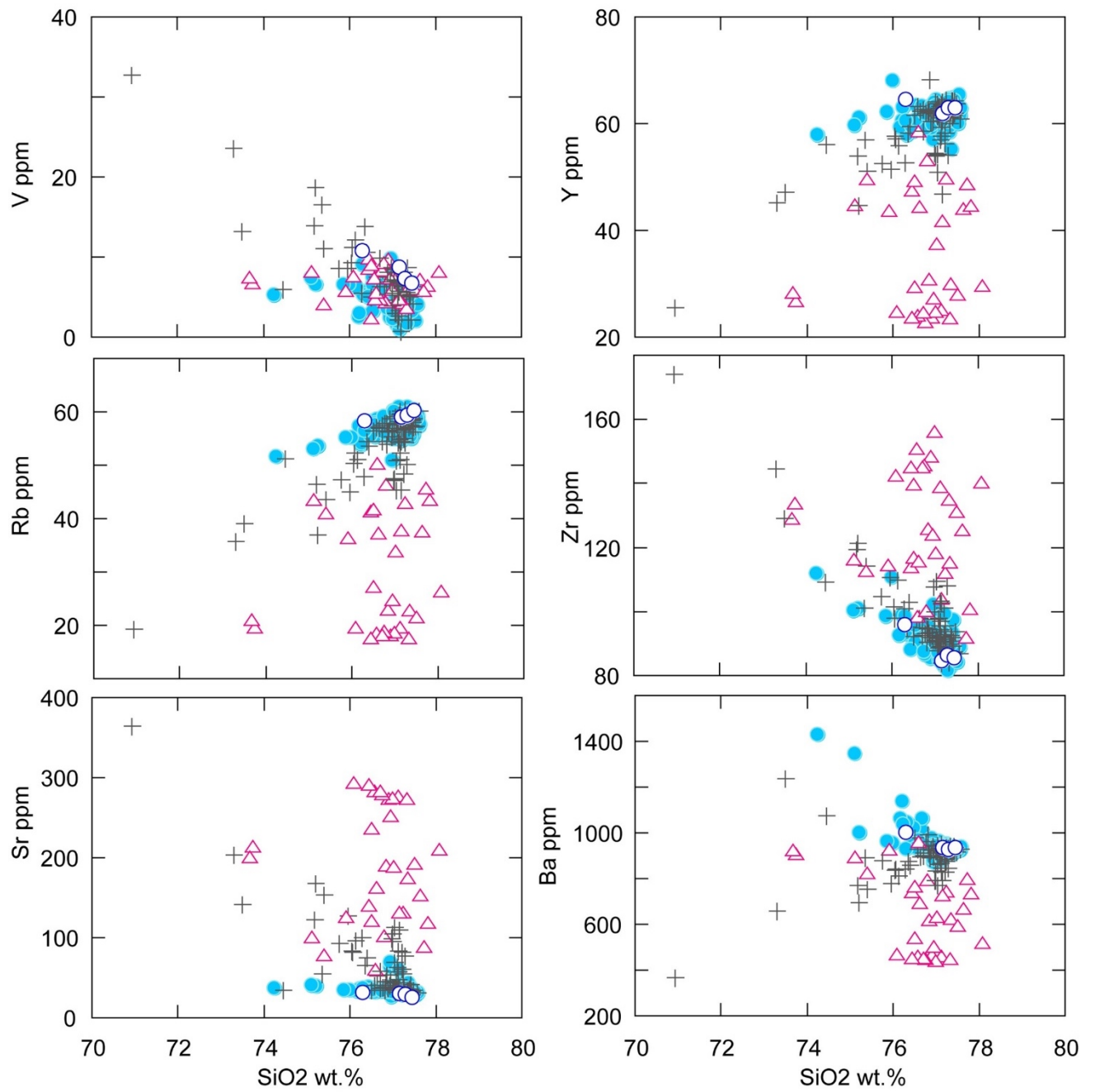


図 1.4-8 (続き). 全岩化学組成ハーカー図 (微量元素) の赤枠範囲を拡大.

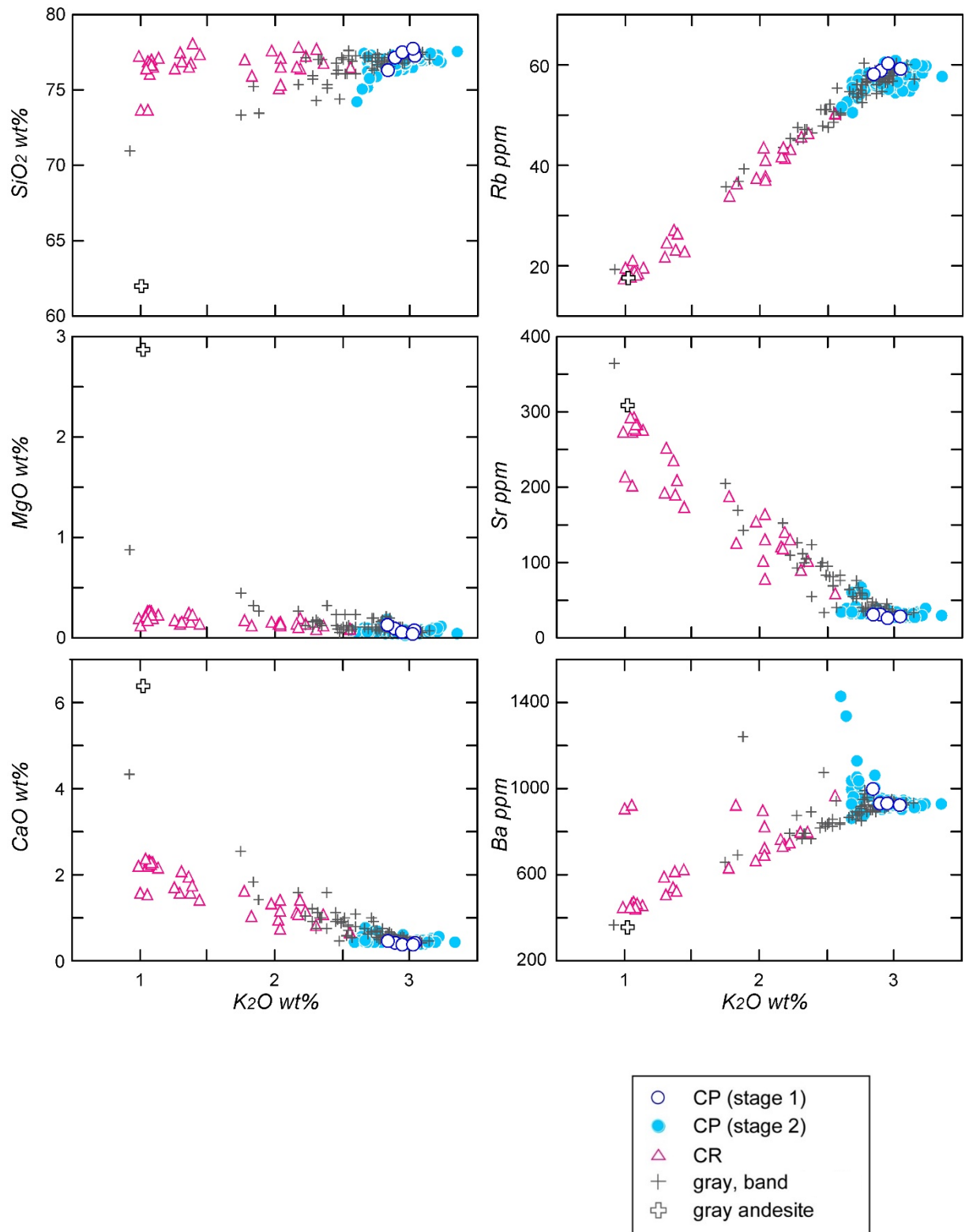


图 1.4-9. 全岩化学組成 K_2O —元素

2) 希土類元素組成

図 1.4-10 に本質物のタイプごとの希土類元素のコンドライト規格化パターン図を示す。いずれの噴出物タイプにおいても右下がりのパターンを示す傾向があるが、その傾きや Eu 異常の程度はタイプによって異なっている。CP タイプ軽石は、低 LREE/HREE で Eu の負異常が顕著である。ステージ 1 とステージ 2 で比較すると、ステージ 2 の方が Eu の負異常の程度も含めて組成幅が広く、ステージ 1 の Eu 負異常値はステージ 2 の幅の中間である。CR タイプ軽石は、CP タイプ軽石と比べて高 LREE/HREE で、その組成幅は広い。Eu 負異常は CP タイプ軽石と比べて小さく、Eu 負異常が認められるものから、異常がほぼ見られないものや正の異常を示すものまで幅広い値をとる。その中で Eu 負異常の程度が小さいものや正の異常を示すものは、LREE・HREE 濃度が低い傾向がある。灰色縞状軽石は CP タイプ軽石に類似した特徴を示すが、高 LREE/HREE で HREE 濃度が低く Eu の正の異常を示す試料も認められる。安山岩質軽石は、希土類元素濃度が全体的に低く、低 LREE/HREE で Eu の異常も小さい。La・Sm・Y と K₂O 量の関係を見ると、安山岩質軽石および最も K₂O に乏しい灰色縞状軽石を除いて、K₂O 量の変化に対して La は負、Yb は正の相関を示すのに対して、Sm はほとんど変化せず、低 K₂O 側で多様な値をとる。安山岩質軽石と K₂O に乏しい灰色縞状軽石は、低い La および Sm 含有量であるが、Yb に関しては他のタイプの試料と類似の含有量を持つ (図 1.4-11)。La/Yb—K₂O 図では、全体として CP タイプ軽石・灰色縞状軽石・CR タイプ軽石の順で La/Yb が高くなっていく。各タイプでみると、いずれのタイプにおいても、K₂O 量が低いほど La/Yb が高くなる傾向がある (図 1.4-12)。

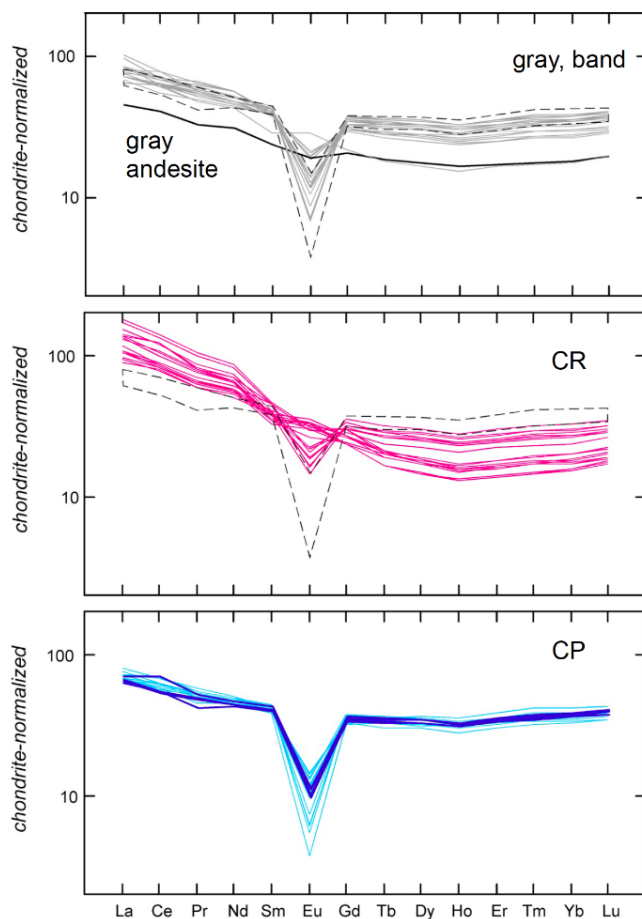


図 1.4-10. 希土類元素コンドライト規格化パターン図。軽石タイプごとにまとめて示している。コンドライト組成は Sun & McDonough (1989) を引用。黒い点線は、CP タイプ軽石の組成範囲。CP タイプ軽石の青線はステージ 1、水色はステージ 2。

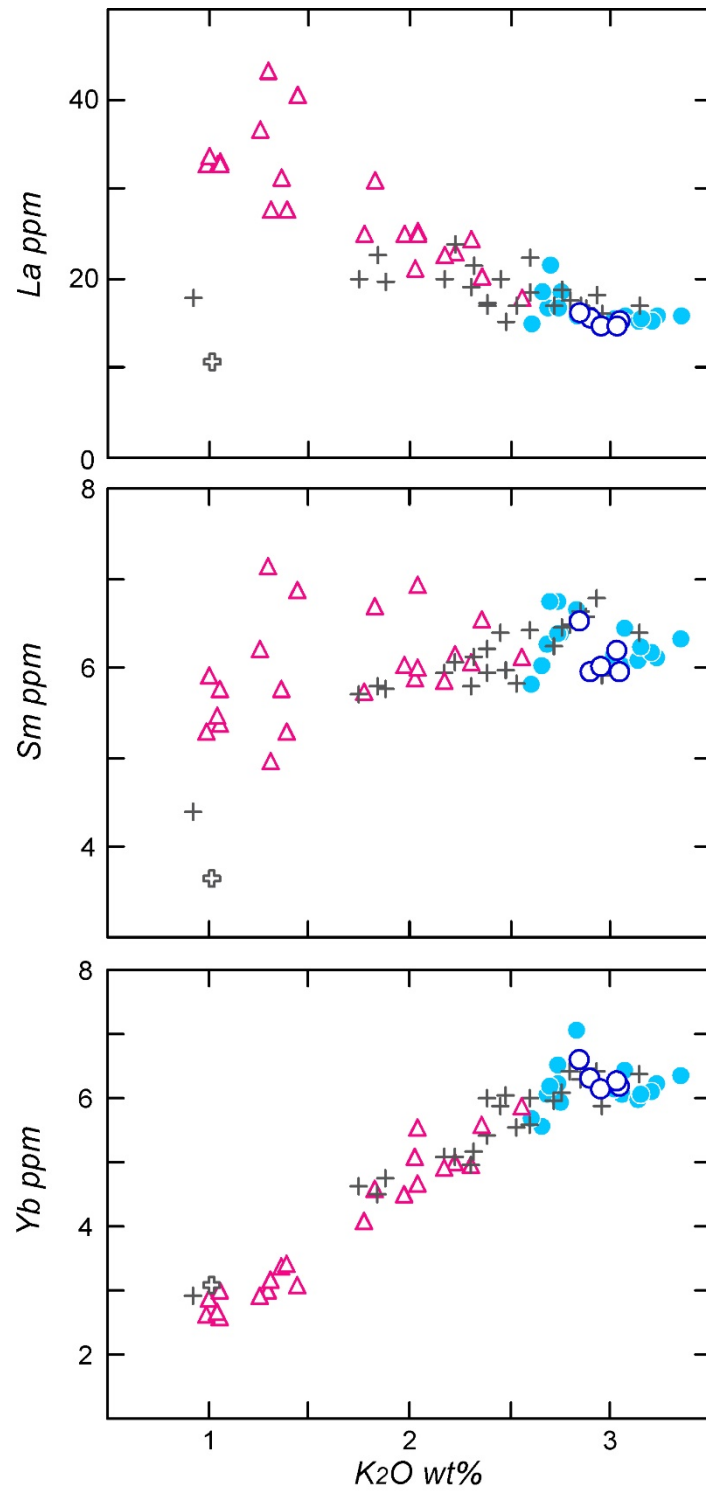


図 1.4-11. 全岩化学組成 K_2O —La, Sm, Yb 図. シンボルは図 1.4-5 と同じ.

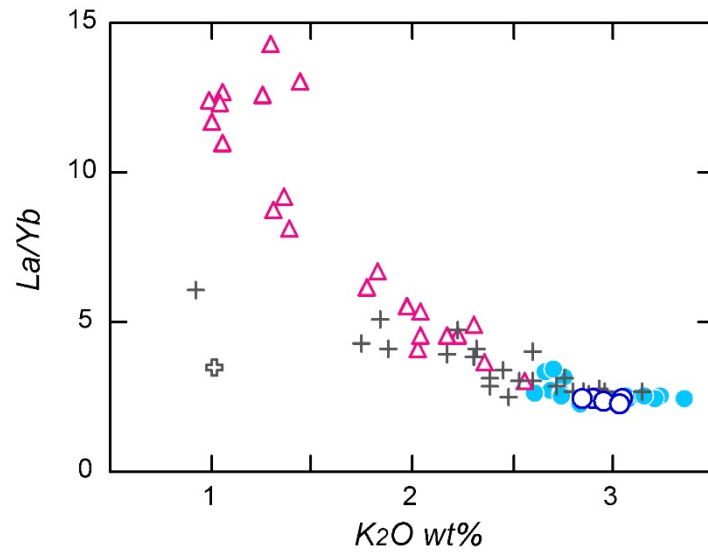


図 1.4-12. 全岩化学組成 K₂O-La/Yb 図. シンボルは図 1.4-5 と同じ.

3) 同位体比組成

横軸に K_2O 量, 縦軸に同位体比組成をとった図を図 1.4-13 に示す. $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ は本質物質のタイプによらずほぼ一定であるが, $^{87}Sr/^{86}Sr$ は高 K_2O 側で, $^{206}Pb/^{204}Pb$ は低 K_2O 側で高い値を示し, 全体として下に凸の緩やかな曲線を描く. CP タイプ軽石は, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7039 \sim 0.7040$ と高く, ステージ 1 の組成は集中するが, ステージ 2 ではややばらついた組成を示す. $^{206}Pb/^{204}Pb$ はステージによらず $15.52 \sim 15.53$ で, 低い値に収束している. 一方, CR タイプ軽石は, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7038 \sim 0.7039$ と低く, K_2O 量による違いは認められない. $^{206}Pb/^{204}Pb$ は $15.525 \sim 15.54$ の範囲で K_2O の低い試料ほど $^{206}Pb/^{204}Pb$ が高い傾向がある. 灰色縞状軽石は, CP タイプ軽石と CR タイプ軽石の両方の組成範囲に重なるように分布し, $^{87}Sr/^{86}Sr \cdot ^{206}Pb/^{204}Pb$ とともに組成幅が広い. 一方, 安山岩質軽石は CR タイプ軽石および灰色縞状軽石の低 K_2O 試料と類似した組成を示す.

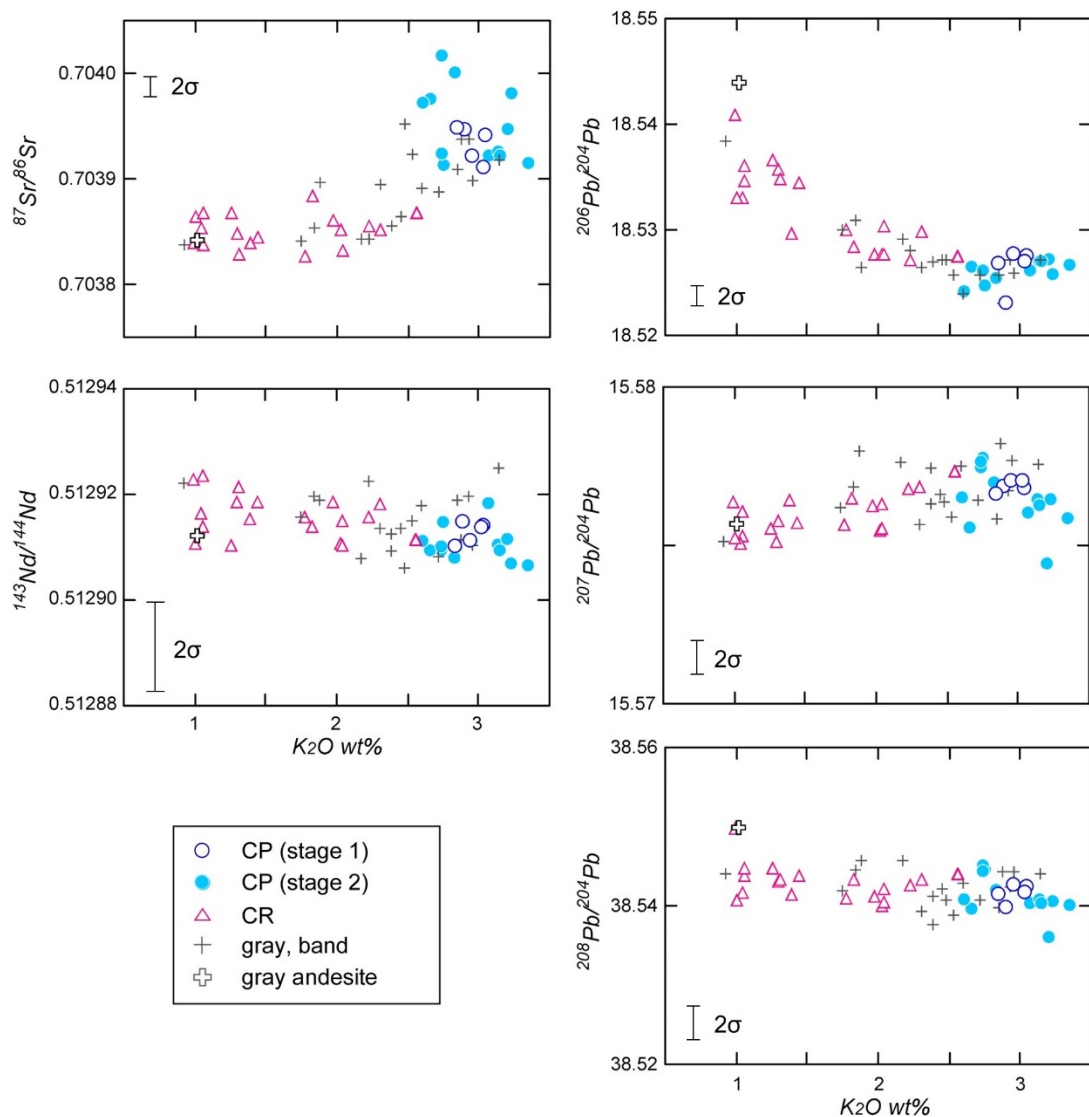


図 1.4-13. 全岩化学組成 K_2O -同位体比組成図.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 図では、全体として $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ が一定の直線的なトレンドを描く。先行活動の長流川火砕流、後カルデラ火山の洞爺中島火山や有珠山と比較すると、後カルデラ火山とは組成範囲が重なるが、長流川火砕流とは明らかに異なる (図 1.4-14)。また $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 図においても、全体として直線的なトレンドを描く。長流川火砕流・後カルデラ火山と比較すると、全体としては同じ直線トレンド上にプロットされるが、洞爺中島火山および有珠火山の一部と重なるだけであり、大部分は独自の組成範囲を示している (図 1.4-15)。

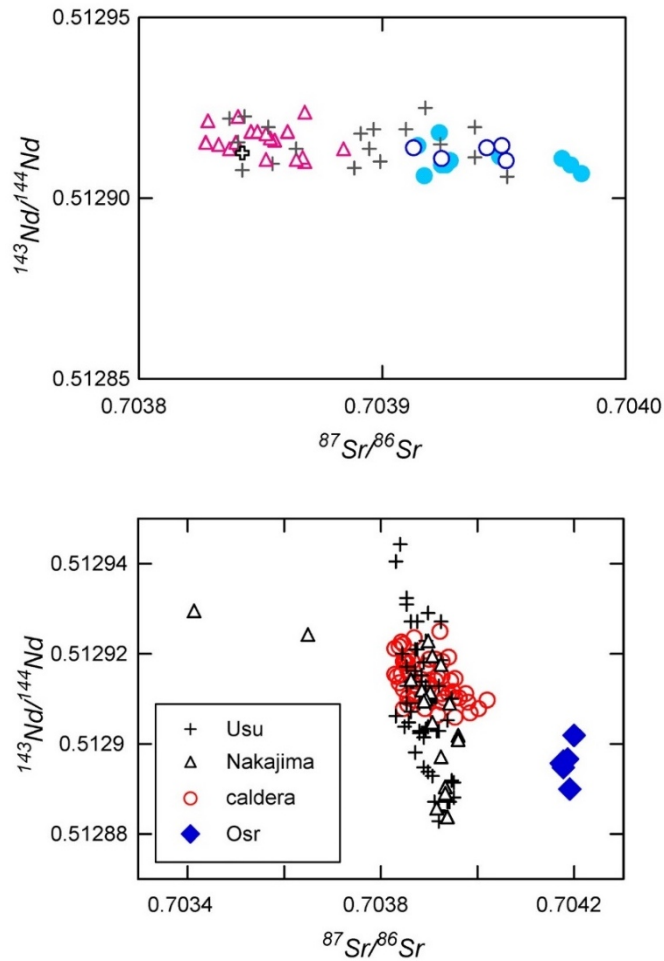


図 1.4-14. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 図. 比較のために、長流川火砕流および後カルデラ火山のデータ (Matsumoto and Nakagawa, 2010, Kuritani et al. (2016) および本委託研究) も示している. シンボルは図 1.4-5 と同じ.

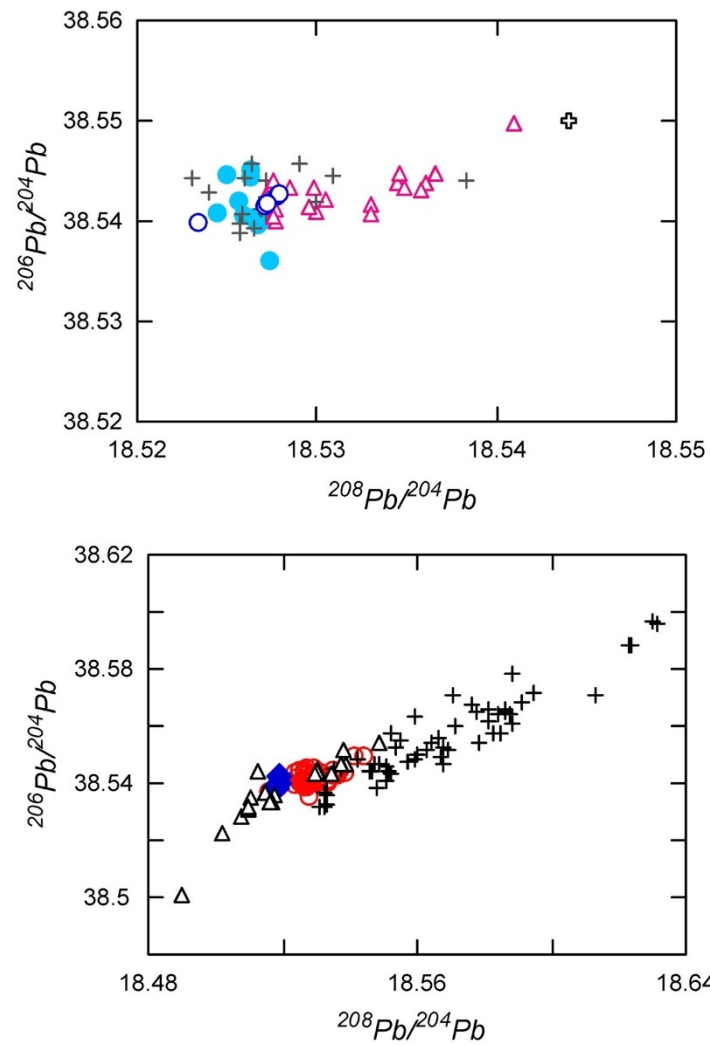


図 1.4-15. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 図. 比較のために, 長流川火砕流および後カルデラ火山のデータ (Matsumoto and Nakagawa, 2010, Kuritani et al. (2016)および本研究) も示している. シンボルは図 1.4-14 と同じ.

(5) 斑晶鉍物化学組成

洞爺カルデラ形成噴火の全てのタイプの本質物に含まれる斑晶鉍物は斜長石、直方輝石および磁鉄鉍であるが、その組成は斜長石が $An=10\sim90$ 、直方輝石が $Mg\#=24\sim70$ 、そして磁鉄鉍が $Mg/Mn=0.1\sim25$ であり、その組成幅は広い。しかしながら、本質物のタイプによってそれらの斑晶鉍物の組成幅は異なっている。そこで以下では本質物タイプ毎に鉍物化学組成を記載する。図 1.4-16 に斑晶鉍物コア組成を測定した試料の SiO_2-K_2O 図を、図 1.4-17 に斑晶鉍物コア組成のヒストグラムを、そして図 1.4-18 に個々の斑晶のコアとリムの組成関係を示した。

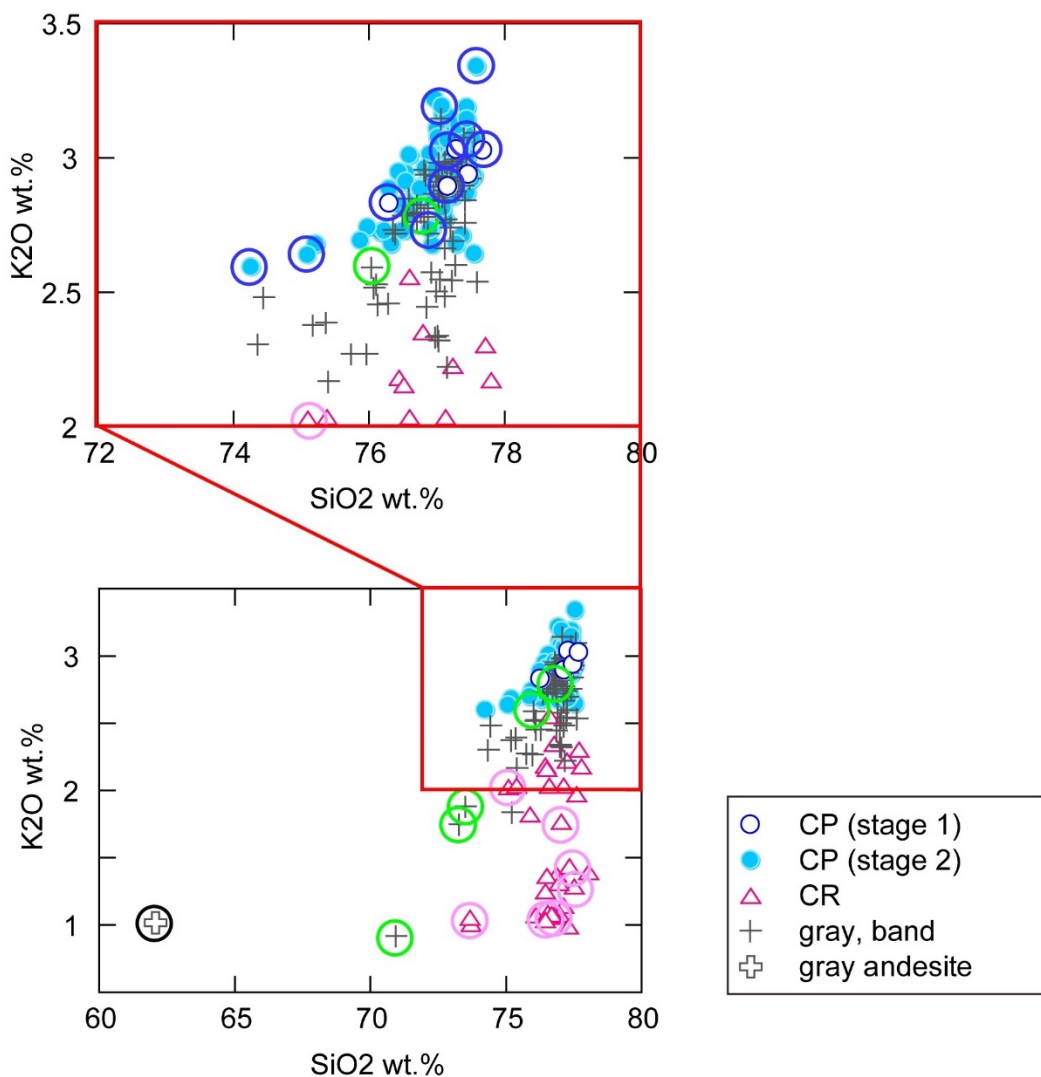


図 1.4-16. 斑晶鉍物化学組成を分析した試料の全岩化学組成 SiO_2-K_2O 図。

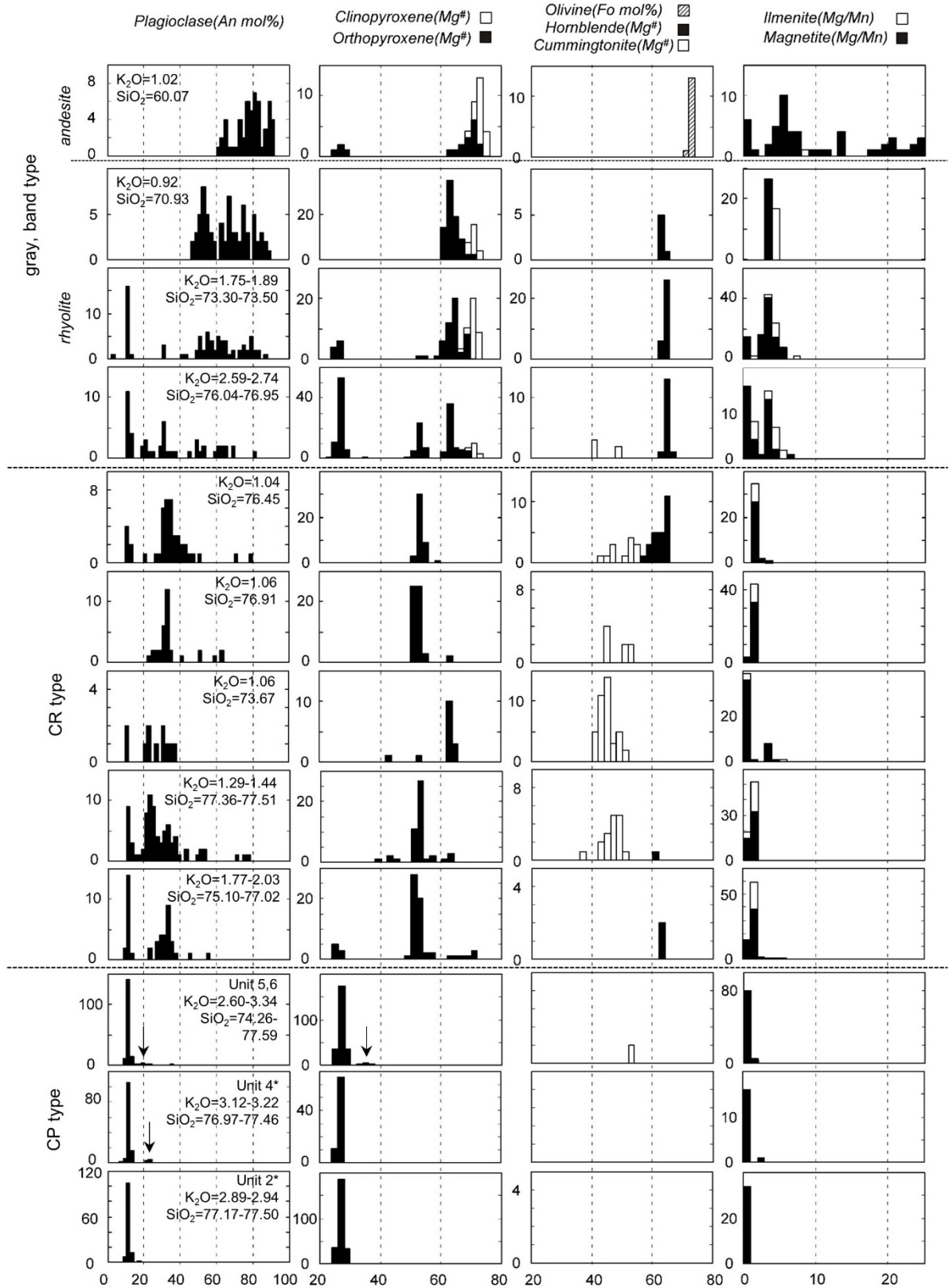


図 1.4-17. 斑晶鋇物コア組成ヒストグラム。一部は全岩組成の類似した複数試料の結果をまとめて示している。CP・CR タイプ軽石の苦鉄質鋇物は、試料を粉砕して分離した鋇物粒子を分析した。*は本質物が小さく、複数粒子を粉砕した試料を示す。

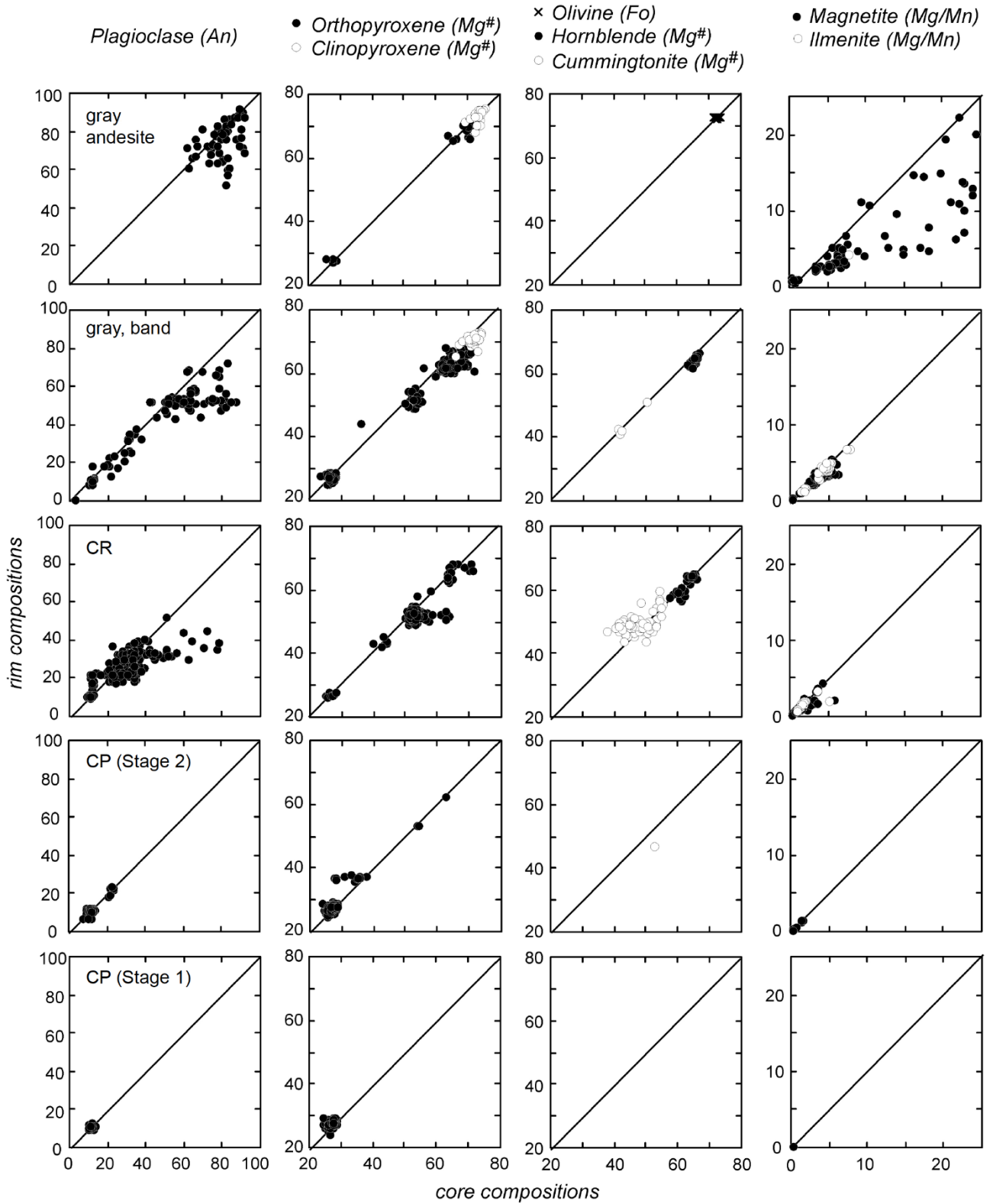


図1.4-18. 斑晶鉱物コア-リム図. 本質物タイプでまとめて示している. CPタイプ軽石については, ステージごとで分けている.

1) CP タイプ軽石

ステージ1・2のCPタイプ軽石では $An=10\sim 15$ の斜長石, $Mg\#=24\sim 30$ の直方輝石(ユーライト), $Mg/Mn=0.1\sim 0.3$ の磁鉄鉱斑晶を含む。ステージ1の軽石ではこれらの斑晶鉱物はユニモダルな組成分布で特徴づけられるが, ステージ2の全岩 K_2O が低い試料では, これらの斑晶に加えて $Mg\#=30\sim 55$ の直方輝石や $Mg/Mn=1.3\sim 1.7$ の磁鉄鉱, そしてイルメナイトがわずかに認められた(図 1.4-17)。斜長石および磁鉄鉱斑晶は, いずれのステージにおいても明瞭な組成累帯構造は示さない。一方, 直方輝石斑晶も多くは明瞭な組成累帯構造を示さないが, コア組成が $Mg\#<26$ 以下の斑晶で $Mg\#$ で 3 以下の弱い逆累帯を示すものが認められる。ステージ2では直方輝石のコア組成幅が広がり, コア組成 $Mg\#>28$ の斑晶で明瞭な正累帯を示すものが認められた(図 1.4-18)。

2) CR タイプ軽石

CR タイプ軽石を特徴づける斑晶鉱物とその組成は, カミングトン閃石に加えて, $An=20\sim 40$ の斜長石, $Mg\#=50\sim 56$ の直方輝石および $Mg/Mn=1\sim 2$ の磁鉄鉱および同様の Mg/Mn 比のイルメナイトである。これらの組成をもつ斑晶は他のタイプの本質物では認められないか, 存在していてもその比率は低い。カミングトン閃石は K_2O が低い試料で認められ(表 1.4-1), $Mg\#=36\sim 56$ の組成幅が認められる。その他に K_2O が少ない試料では普通角閃石斑晶がまれに認められるが, そのモード組成が比較的高い $K_2O=1.04$ の試料では, 普通角閃石の組成は $Mg\#=56\sim 66$ で, カミングトン閃石よりも Mg に富む。直方輝石組成は, 全ての CR タイプ軽石で $Mg\#=50\sim 54$ のものが卓越する。カミングトン閃石が含まれない試料中では ($K_2O=1.77$), 直方輝石は $Mg\#=50\sim 54$, 斜長石は $An=28\sim 38$, 磁鉄鉱は $Mg/Mn=1.2\sim 1.6$, イルメナイトは $Mg/Mn=1.4\sim 1.6$ の組成のものが多い。一方で, カミングトン閃石や普通角閃石を含む試料では斜長石斑晶の組成幅は広がり $An<28$ の斑晶の比率が増え, $An>40$ の試料も認められるようになる。これらの斑晶に加えて, CPタイプ軽石を特徴づける $An=10\sim 5$ の斜長石, $Mg\#=24\sim 30$ の直方輝石, そして $Mg/Mn=0.1\sim 0.3$ の斑晶もごく少量含まれる試料も認められた(図 1.4-17)。累帯構造に関しては, 斜長石では $An>40$ の大部分の斑晶では明瞭な正累帯構造を示すが, $An<40$ の斑晶では不明瞭である。直方輝石では $Mg\#>60$ の斑晶, 磁鉄鉱では $Mg/Mn>5$ の斑晶では多くが正累帯構造を示すが, それ以外の斑晶では組成累帯構造は不明瞭である。カミングトン閃石斑晶の多くは逆累帯構造を示すが, 普通角閃石斑晶は明瞭な累帯構造は示さない(図 1.4-18)。

3) 灰色縞状軽石

このタイプの軽石を特徴づける斑晶鉱物とその組成は, 普通角閃石 ($Mg\#=62\sim 66$) と単斜輝石 ($Mg\#=70\sim 74$) である。単斜輝石は K_2O が低い試料で普通に認められる。普通角閃石は単斜輝石と同様に K_2O の低い試料で比率が増えるが, K_2O の高い試料においても認められる場合がある。これらは, 他のタイプの本質物にはあまり含まれない。その他の斑晶鉱物は $Mg\#=60\sim 70$ 程度の直方輝石, $An=60\sim 80$ 程度の斜長石, そして Mg/Mn 比が 4 程度の磁鉄鉱およびイルメナイトである。これらの斑晶鉱物組成と量比は軽石の全岩組成と関連しているようである。まず単斜輝石と直方輝石を見ると, 単斜輝石の比率が少ない試料においては, $Mg\#<65$ 以下の

直方輝石の比率が増えるが、単斜輝石の比率が高くなると $Mg\# > 65$ の直方輝石の比率が高くなる。これらの試料ではいずれも普通角閃石は共存している。それに加えてこのタイプの軽石には、CP タイプ軽石を特徴づける $An = 10 \sim 15$ の斜長石、 $Mg\# = 24 \sim 30$ の直方輝石、そして $Mg/Mn = 0.1 \sim 0.3$ の斑晶も認められ、全岩 K_2O と SiO_2 が増加すると、その比率が高くなる（図 1.4-17）。累帯構造に関しては、斜長石では $An > 50$ の大部分の斑晶では明瞭な正累帯構造をし、 $20 < An < 40$ の斑晶でも弱い正累帯を示す斑晶が認められる。一方、 $An < 20$ の斜長石では明瞭な累帯構造は示さない。直方輝石および単斜輝石斑晶の多くは正累帯構造を示す。磁鉄鉱およびイルメナイトでは $Mg/Mn > 5$ の斑晶で正累帯構造を示すが、それ以外の斑晶では組成累帯構造は不明瞭である（図 1.4-18）。

4) 安山岩質軽石

この軽石にのみ $Mg\# = 71 \sim 75$ のかんらん石斑晶、そして $Mg/Mn = 7 \sim 25$ の磁鉄鉱斑晶が存在する。その他に直方輝石は $Mg\# = 62 \sim 74$ が多く、それに加えて $Mg\#$ が 25 前後の斑晶も少量含まれている。単斜輝石斑晶は $Mg\# = 70 \sim 76$ である。斜長石斑晶は $An = 60 \sim 90$ と広い組成範囲を示す。累帯構造に関しては、斜長石は An が低い斑晶は逆累帯を示し、高い斑晶は正累帯を示す傾向がある。直方輝石斑晶に関しては $Mg\# < 70$ の斑晶は逆累帯を示し、70 以上に関しては正累帯を示すようである。磁鉄鉱斑晶では $Mg/Mn > 5$ の斑晶では正累帯を示す。

(6) 端成分マグマのタイプとマグマ混合

洞爺カルデラ形成噴火の本質物は、CP タイプ軽石が約 90% を占め、その他に CR タイプ軽石と灰色縞状軽石タイプがある。灰色縞状軽石の存在は、灰色軽石と CP タイプ軽石の混合途中を示している。その他に、CR タイプ軽石、灰色縞状軽石および安山岩質軽石では、多様な斑晶鉱物組み合わせ（表 1.4-1）、単一試料中での個々の斑晶鉱物組成幅が広い（図 1.4-17）、そして逆累帯を示す斑晶がある（図 1.4-18）など、非平衡な岩石学的特徴がある。また CP タイプ軽石においても、逆累帯を示す斑晶鉱物が存在する。これらの特徴から、マグマ混合が起こっていたことは明らかである。そこでステージ毎に、特にマグマ混合に関与した混合端成分マグマの特徴について議論する。図 1.4-19 に本質物のタイプ毎にまとめた斑晶鉱物コア組成のヒストグラム、そして図 1.4-20 に全岩組成の $SiO_2 - K_2O$ 図を示した。それぞれには端成分マグマの推定される組成を示した。表 1.4-6 には端成分マグマの化学組成と物理化学条件についてまとめた。

1) ステージ 1

このステージの CP タイプ軽石は Eulite 流紋岩であり、斑晶鉱物組み合わせが単純で、斑晶鉱物の組成分布も狭いことから（図 1.4-19）、大きく組成の異なるマグマの混合は考えにくい。このことはこのステージの CP タイプ軽石の全岩組成が狭い範囲に集中することとも調和的である（図 1.4-20）。よってステージ 1 のマグマはほぼ均質で、鉄に富んだ直方輝石（Eulite）を含むことで特徴づけられる流紋岩マグマ（CP-Eu 流紋岩マグマと呼ぶ：表 1.4-6）が噴出したと考えられる。しかしながら、この CP-Eu 流紋岩中の直方輝石斑晶はわずかではあるが逆累帯を示す斑晶もあり、類似したマグマ同士のマグマ混合があった可能性がある。

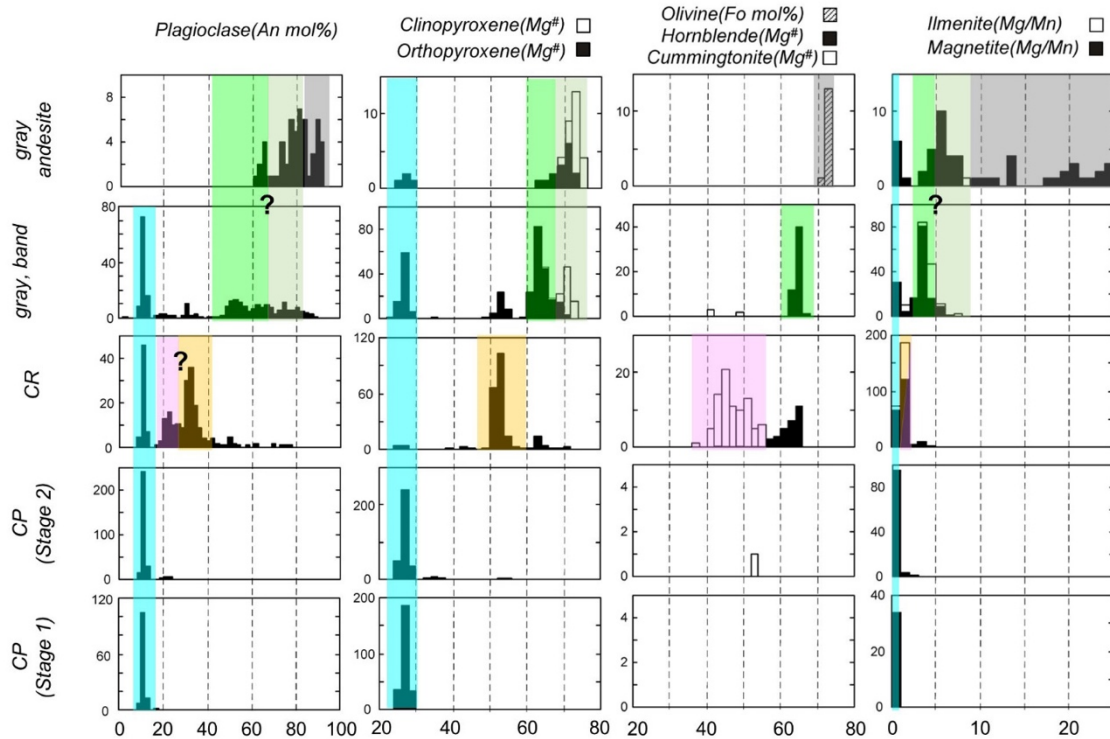


図 1.4-19. 端成分マグマの斑晶鉱物組み合わせとその化学組成のまとめ。水色：CP-Eu 流紋岩，ピンク：CR-Cum 流紋岩，オレンジ：CR-Opx 流紋岩，緑：Gray-Hb 流紋岩，淡緑：Gray-2Px デイサイト，灰色：Gray-Ol 玄武岩。

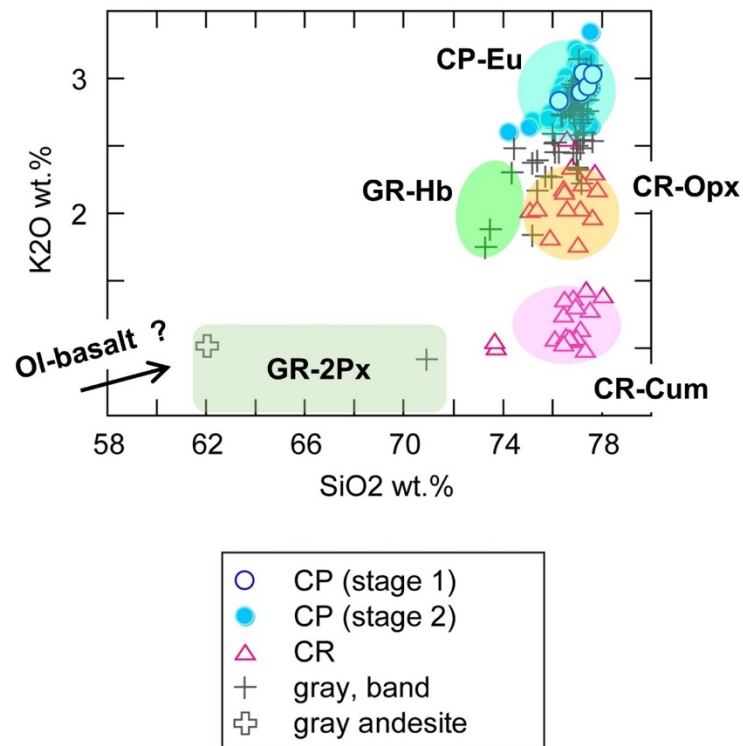


図 1.4-20. 混合端成分マグマの全岩化学組成。推定される組成領域を示している。

表 1. 4-6. 端成分マグマの特徴のまとめ

Magma type	CP-Eu rhyolite	CR-Cum rhyolite	CR-Opx rhyolite	Gray-Hb rhyolite	Gray-2Px dacite	Gray-Ol basalt
WR SiO ₂ wt.%	75~77	75~77	75~77	70~75	62~70	<62
WR K ₂ O wt.%	2.5~3.5	1.0~1.5	1.5~2.5	1.5~2.0	1.0	<1.0
Pl An	10~20	20~40	20~40	40~68	68~85	85~90
Opx Mg#	20~30	-	50~60	60~66	66~70	-
Mgt Mg/Mn	0.1~0.4	0.6~1.6	0.6~1.6	2.5~4.8	4.8~7.8	8.8~25
Ilm Mg/Mn	-	0.7~2.0	0.7~2.0	3.5~5.3	7.3~7.7	-
Cum Mg#	-	40~60	-	-	-	-
Hbl Mg#	-	-	-	60~66	-	-
Cpx Mg#	-	-	-	-	68~75	-
Ol Fo	-	-	-	-	-	70~74
Qtz	+	+	+	-	-	-
T (°C) 2ox	-	744~846	744~846	818~939	818~939	-
Hbl	-	-	-	763~936	-	-
2px Gray-band Gray andesite	-	-	-	-	812~963 896~1027	-
pl-liquid	718~728	-	812~842	-	-	-
opx-liquid	717~733	-	768~800	-	-	-
MELTS	745~760	735~760	-	-	-	-
P (kbr) Hbl	-	-	-	0.9~3.0	-	-
2px Gray-band Gray andesite	-	-	-	-	3.3~8.4 3.0~6.2	-
MELTS	1.6~2.1	2.6~3.6	-	-	-	-
FTIR	0.2~2.6	~0.1	-	-	-	-

Temperatures and pressures are estimated by the following models.

2ox: Spencer & Lindsley (1981), Anderson & Lindsley (1985, 1988), Ghiorso & Evans (2008)

Hbl: Johnson & Rutherford (1989), Blundy & Holland (1990), Schmidt (1992), Ridorfi et al. (2010), Ridorfi & Renzulli (2012)

2px: Putirka (2008)

pl-liquid: Putirka (2008)

opx-liquid: Putirka (2008)

MELTS: Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012; Ghiorso & Gualda, 2015)

FTIR: H₂O and CO₂ concentrations in melt inclusions and VolatileCalc model (Newmann & Lowenstern, 2002)

2) ステージ 2

ステージ 2 の本質物も大部分が CP タイプ軽石であるが、それ以外の本質物タイプも含まれる。それらは本質物のタイプによって特徴づけられる斑晶鉱物が異なり、CR タイプ軽石ではカミングトン閃石、灰色縞状軽石では普通角閃石と単斜輝石、安山岩質軽石ではかんらん石である (図 1.4-20)。さらに軽石のタイプによって全岩化学組成ハーカー図や横軸に K_2O をとった図上での組成多様性が異なっていることから (図 5-1, 5-2)、それぞれのマグマ混合プロセスでの端成分マグマが異なっていると推定できる。

CP タイプ軽石

ステージ 2 の CP タイプ軽石の全岩組成は、ステージ 1 と比べて、広く分散している (図 1.4-20)。また鉱物組成に関してもステージ 1 と比較して広い組成分布を示しており、特に CR タイプ軽石に含まれる斑晶鉱物がごく少量含まれている (図 1.4-19)。そのことからステージ 2 の CP タイプ軽石は、ステージ 1 の軽石よりも、より多く他のマグマの影響を受けていると考えられる。

CR タイプ軽石の混合端成分マグマ

CR タイプ軽石を特徴づける斑晶鉱物はカミングトン閃石に加えて、 $Mg\#=52$ 程度の直方輝石斑晶である。これらの鉱物は他のタイプの本質物ではまれに含まれている程度である (図 1.4-19)。軽石の全岩組成が K_2O 含有量で異なる 2 つのクラスターを作ることは既に述べたが (図 1.4-20)、 K_2O 量が低い試料にはカミングトン閃石が含まれているようであるが、 K_2O 量が高い試料ではカミングトン閃石がまれになり $Mg\#=52$ 程度の直方輝石の比率が高くなるようである (図 1.4-16)。よって、CR タイプ軽石を形成する特徴的な端成分マグマはカミングトン閃石を含み、1.4 wt%以下の低い K_2O 量で特徴づけられるマグマと (CR-Cum 流紋岩マグマと呼ぶ)、 $Mg\#=52$ 程度の直方輝石を含み、1.7 wt%以上の K_2O 量で特徴づけられるマグマ (CR-Opx 流紋岩マグマと呼ぶ) の 2 種で、それらはいずれも $SiO_2=75\sim77$ wt%の流紋岩であると推定できる (表 1.4-6)。これらのマグマには、この 2 種の斑晶鉱物に加えて、 $An=20\sim40$ 程度の斜長石と Mg/Mn が 1.5 程度の磁鉄鉱およびイルメナイトの斑晶鉱物が含まれていると考えられる (図 1.4-20)。

CR タイプ軽石には上記の鉱物種と組成を持つ斑晶の他に、CP-Eu 流紋岩を特徴づける $An=12$ 程度の斜長石と $Mg\#=26$ 程度の直方輝石斑晶や、灰色縞状軽石を特徴づける普通角閃石斑晶や $Mg\#=64$ 程度の直方輝石斑晶も認められる。したがって CR タイプ軽石は主として CR-Cum 流紋岩と CR-Opx 流紋岩の 2 つの端成分マグマによるマグマ混合が主体であるが、それに加えて CP-Eu 流紋岩や灰色縞状軽石タイプのマグマの少量の混入も起こっていたと考えられる。そのため CR タイプ軽石の全岩組成は、基本的にはハーカー図や K_2O -酸化物図において直線的な変化を示すが、全体として広がっている特徴があると解釈できる (図 1.4-7, 1.4-8)。

灰色縞状軽石および安山岩質軽石のマグマ混合

灰色縞状軽石は灰色軽石と無斑晶質の白色軽石、すなわち CP タイプ軽石の混合物である。そのため、縞状軽石試料全体でみると、CP-Eu 流紋岩マグマに由来する An に乏しい斜長石、ユー

ライトや Mg/Mn 比が低い磁鉄鉱が全ての試料で存在し (図 1.4-20), SiO₂ および K₂O が高い試料中では, それらの比率が増加する (図 1.4-7). 一方で, 灰色軽石部分を特徴づける斑晶鉱物は, 普通角閃石 (Mg#=ca. 65) と単斜輝石 (Mg#=70~74) である. 両者は単斜輝石の方が Mg# が高く, 平衡には共存していない可能性が高い (図 1.4-19). 集斑晶の組み合わせに着目しても, 単斜輝石斑晶は直方輝石斑晶とペアになっているが, 普通角閃石は単独で産することが多い. したがって, 単斜輝石と直方輝石を含むマグマと普通角閃石を含む 2 つのマグマの混合が起こっていると考えられる. 個々の縞状軽石の全岩組成に注目すると, 全岩 SiO₂ や K₂O 量が多い試料では単斜輝石斑晶の分析比率が低下するが, SiO₂ や K₂O が低下すると単斜輝石の分析数が増加する (図 1.4-16). したがって普通角閃石を含むマグマは流紋岩で (Gray-Hb 流紋岩マグマと呼ぶ), 単斜輝石と直方輝石を含むマグマはデイサイト質 (Gray-2Px デイサイトマグマと呼ぶ) と考えられる (図 1.4-20, 表 1.4-5). これらの端成分マグマには An=45~90 程度の斜長石, そして Mg/Mn 比が 4 程度の磁鉄鉱およびイルメナイト斑晶も含まれているであろう (図 1.4-19). 以上のことから, 灰色縞状軽石は, CP-Eu 流紋岩, それよりやや K₂O に乏しい Gray-Hb 流紋岩, そして最も組成がマフィックな Gray-2Px デイサイトの 3 端成分マグマ混合が起こっている. なお, ごく一部の試料ではカミングトン閃石も認められるので, CR タイプ軽石マグマもごく少量混合している可能性がある (図 1.4-19).

安山岩質軽石マグマでは Mg#=74 程度のかんらん石が含まれる特徴がある. このかんらん石は共存する直方輝石や単斜輝石とは, その Mg# を考えると平衡共存できない (図 1.4-19). 集斑晶の組み合わせも, かんらん石は An の高い斜長石と集斑晶を作り, 単斜輝石, 直方輝石は An=80 の斜長石と集斑晶を形成する. このことから, この安山岩質軽石は灰色縞状軽石で想定された Gray-2Px デイサイトと, かんらん石と An に富む斜長石を斑晶として含む玄武岩質マグマ (Gray-Ol 玄武岩質マグマと呼ぶ) の混合物であろう. ただし, 安山岩質軽石に含まれている直方輝石および単斜輝石は, 灰色縞状軽石に含まれている斑晶と比べると, より Mg に富んだ組成を示している. よって安山岩質軽石に含まれている Gray-2Px マグマはややマフィックで, 安山岩質の可能性もあり, 組成多様性が存在していると考えられる (図 1.4-20). なお, 安山岩質軽石には少量の Eulite 斑晶も含まれているので, 前述の 2 つのマグマに加えて CP-Eu 流紋岩も少量混合していると考えられる.

3) まとめ

洞爺カルデラ形成噴火において認識された端成分マグマの特徴を表 1.4-6 に, その推定される化学組成範囲を図 1.4-20 に示した. このうち CP-Eu 流紋岩質マグマは全噴出量の 90% を占めており, カルデラ形成噴火の主要な珪長質マグマである (主珪長質マグマと呼ぶ). 一方, カルデラ形成噴火の最盛期に主珪長質マグマに加えて, 少量の 3 種の流紋岩質マグマと 1 種のデイサイト~安山岩質マグマ (副珪長質マグマ), それに加えて玄武岩質マグマが存在した. これらは CR-Opx 流紋岩と CR-Cum 流紋岩の 2 つの端成分マグマの混合が主体で CR タイプ軽石を生成した混合と, Gray-Hb 流紋岩と Gray-2Px デイサイト~安山岩質マグマの混合により灰色縞状軽石の灰色軽石部分を生成した混合プロセスの 2 つの混合 (mixing) プロセスが起こっており, その中の灰色軽石は主珪長質マグマ (CP-Eu 流紋岩マグマ) と不完全な混合 (mingling) を起こ

していることになる。さらに、それぞれのマグマ混合プロセスでは、少量の別のタイプの端成分マグマの混合が起こっていたと考えられる。

(7) 端成分マグマの温度・圧力

ここではカルデラ形成噴火前に存在していた各端成分マグマ（表 1.4-6）の温度・圧力条件を見積もる。これらの各端成分マグマは鉱物組み合わせが異なり、斑晶量・全岩化学組成も多様である。従って、複数の手法を用いて、温度・圧力条件を見積もり、相対的な違いを検討する必要がある。以下に各手法の説明とその結果を述べる。なお、端成分マグマのうち、Gray-OL 玄武岩マグマについては、情報が少なく温度・圧力条件の推定が困難なため、今回の推定からは除外している。

1) 地質温度圧力計による推定

以下の地質温度圧力計を用いて、各端成分マグマの温度・圧力条件を見積もった。

①鉄チタン酸化物地質温度計（Spencer & Lindsley, 1981; Anderson & Lindsley, 1985, 1988; Ghiorso & Evans, 2008）

集斑晶を形成しており、且つコア組成が組成的に平衡共存することが確認できた（Bacon & Hirschmann, 1988）磁鉄鉱とイルメナイトの組み合わせを用いて、CR-Opx または CR-Cum 流紋岩マグマおよび Gray-2Px デイサイトマグマの温度を推定した。

②角閃石地質温度圧力計（Johnson & Rutherford, 1989; Blundy & Holland, 1990; Schmidt, 1992; Ridorfi et al., 2010; Ridorfi & Renzulli, 2012）

角閃石斑晶コア組成について、温度・圧力条件を見積もった。これにより、Gray-Hb 流紋岩マグマの温度・圧力条件を推定した。

③両輝石地質温度圧力計（Putirka, 2008）

集斑晶を形成しており、且つコア組成が組成的に平衡共存することが確認できた直方輝石と単斜輝石の組み合わせを用いて、Gray-2Px デイサイトマグマの温度・圧力条件を推定した。

④斜長石—メルト地質温度計および直方輝石—メルト地質温度計（Putirka, 2008）

CP・CR タイプ軽石について、各試料の全岩化学組成と含まれる斜長石・直方輝石のコア組成を用いて温度条件を見積もった。これにより、CP-Eu 流紋岩マグマおよび CR-Opx 流紋岩マグマの温度条件を推定した。

以上の地質温度圧力計で推定した端成分マグマの温度・圧力の結果を表 1.4-6 に示す。マグマ温度をみると、CP-Eu 流紋岩マグマは 717~733°C と最も低温である。CR-Cum 流紋岩マグマ、CR-Opx 流紋岩マグマ、CP-Eu 流紋岩マグマよりはやや高く、735~842°C と推定される。Gray-Hb 流紋岩マグマは 763~936°C と約 170°C の幅があり、Gray-2Px デイサイトマグマは 812~1027°C と更に高く温度幅も広い。圧力については、Gray-Hb 流紋岩マグマが 0.9~3.0kbr、Gray-2Px デイサイトマグマが 3.0~8.4kbr と推定された。

2) 熱力学モデルによる推定

斑晶鉱物化学組成の多様性より端成分マグマに近いマグマが噴出していると考えられる CP-Eu

流紋岩マグマおよび CR-Cum 流紋岩マグマについて, Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012; Ghiorso and Gualda, 2015) を用いて, 相平衡関係より温度・圧力条件に制約を与えることを試みた. CP-Eu 流紋岩マグマとして No.To19-1-1, CR-Cum 流紋岩マグマとして No.To13-1-8 を用いた (表 1.4-3). 含水量は 6 wt.% と 7 wt.% について, 酸素分圧 fO_2 は鉄チタン酸化物地質温度計の結果 (図 1.4-21) を参考に QFM から QFM+1.5 まで, 条件を変えて検討した. 相平衡関係を検討するにあたり, 温度は 900~700°C を 5°C 刻みで, 圧力は 400~100 MPa を 10 MPa 刻みで変化させ結果を得た. 代表的な相平衡図を図 1.4-22, 1.4-23 に示す.

CP-Eu 流紋岩マグマは, 含水量 7 wt.%, $fO_2=QFM$, 745~760°C, 160~210 MPa の条件で大よその化学組成・多様性が再現できた. このマグマ温度は地質温度計による推定より同程度かやや高い一方で, 圧力はメルト包有物からの推定に調和的であることから, 相平衡図からの推定は概ね再現できていると考えられる. ただし, 結晶量は約 40% と実際の観測値より多い傾向がある. この不一致は, (1) 用いた試料の全岩化学組成が端成分マグマそのものではなかった, (2) 噴出している CP-Eu 流紋岩マグマはほぼ無斑晶であることから, CP-Eu 流紋岩マグマ内に結晶量の多様性があり, そのメルト部分が選択的に噴出した, という事で説明できるであろう.

一方 CR-Cum 流紋岩マグマは, 含水量 7 wt.%, $fO_2=QFM+1.3$ の条件下において, 735~760°C・260~360 MPa であれば, カミングトン閃石が存在しうることが分かった. この温度条件は, 地質温度計で推定された温度と良い一致を示しており, この推定はもっともらしいと言える. ただし, CP-Eu 流紋岩マグマと同様に結晶量が 40% を超えており矛盾する. この矛盾についても, CP-Eu 流紋岩マグマと同様の理由が考えられるが, 大よその傾向はこの条件で問題ないと解釈できる.

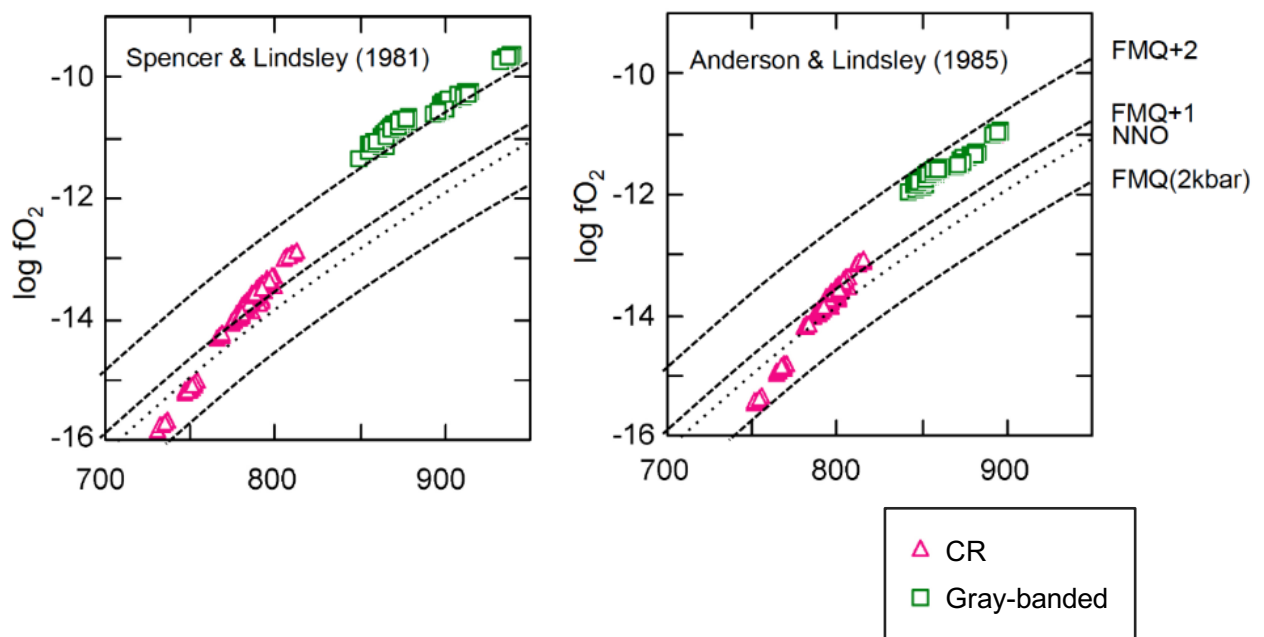


図 1.4-21. CR タイプ軽石および灰色縞状軽石に含まれる, 磁鉄鉱—イルメナイト集斑晶より推定されるマグマ温度-酸素分圧の関係図.

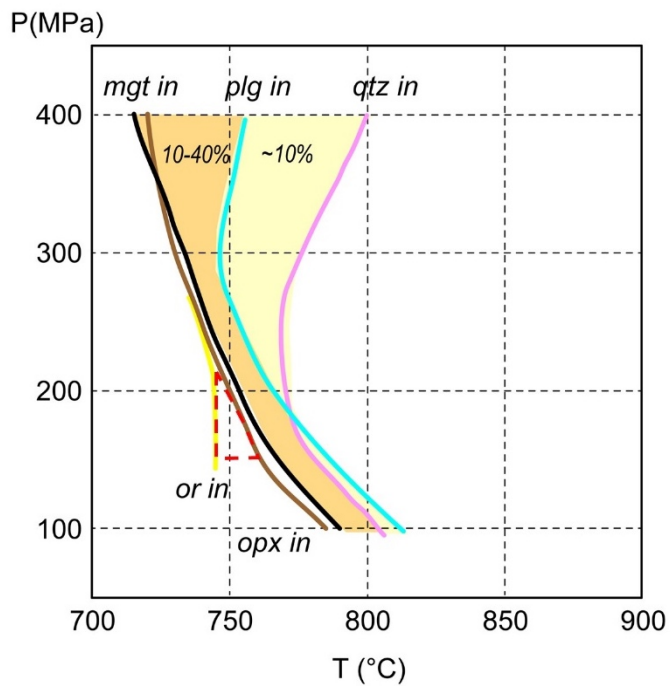


図 1.4-22. Rhyolite-MELTS モデルより推定した CP-Eu 流紋岩マグマの相平衡図. 赤枠が最適な条件を示す.

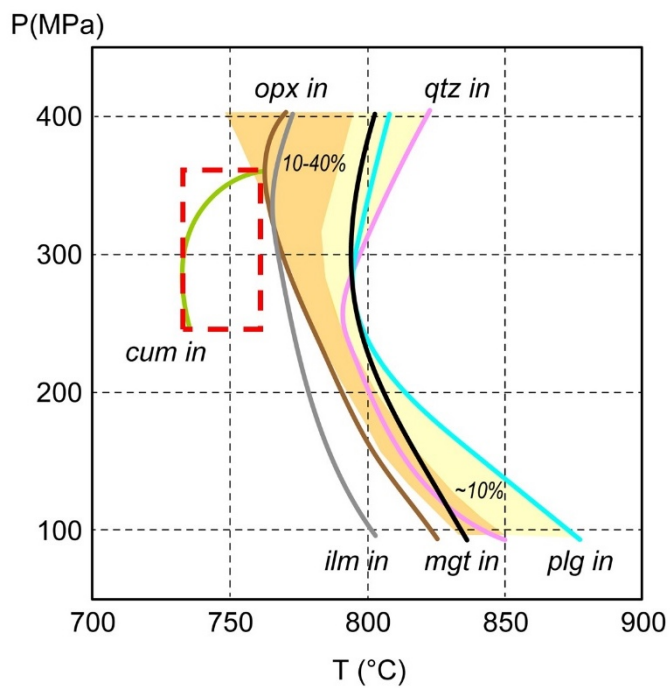


図 1.4-23. Rhyolite-MELTS モデルより推定した CR-Cum 流紋岩マグマの相平衡図. 赤枠が最適な条件を示す.

3) メルト包有物の揮発性成分濃度からの推定

CP・CR タイプ軽石に含まれる石英斑晶は CP-Eu 流紋岩質マグマおよび CR-Cum または CR-Opx 流紋岩質マグマ由来であると考えられる。そこで顕微 FT-IR を用いて、これら斑晶に含まれるメルト包有物の揮発性成分濃度を見積もった。測定したメルト包有物の個数は、CP タイプ軽石（ステージ 1）が 13 個、CP タイプ軽石（ステージ 2）が 11 個、CR タイプ軽石が 10 個である。その結果、軽石タイプごとにその特徴が異なる結果となった(図 1.4-24)。ステージ 1 の CP タイプ軽石は、H₂O 濃度が 4.0~7.2wt%であるのに対し、CO₂濃度は検出限界以下であった。一方ステージ 2 の CP タイプ軽石は、H₂O 濃度が 2.3~4.3wt%とステージ 1 よりやや低く、1 検体のみ 1.3wt%と明らかに低い。それに対して、CO₂濃度は 0.3-19.3ppm で、1 検体のみ 40ppm を超える。そして CR タイプ軽石は、H₂O 濃度が 0.9~1.3wt%と低く比較的均質であるのに対し、CO₂濃度は 6.3~24.8ppm とステージ 2 の CP 軽石と同程度である。

Duan (2014) の溶解度モデルの等圧線に基づくと、最高飽和圧力は、ステージ 1 の CP タイプ軽石が 250 MPa、ステージ 2 の CP タイプ軽石が 100 MPa であるのに対し、CR タイプ軽石は明らかに低いことが分かる。また、Volatilecalc モデル(Newmann and Lowenstern, 2002)に基づくと、ステージ 1 の CP タイプ軽石は 93-249MPa、ステージ 2 の CP タイプ軽石は 14~102MPa、CR タイプ軽石は 6~12MPa となる (表 1.4-6)。活動ステージ・軽石タイプの違いによる飽和圧力の違いは、脱ガスの程度の違いを反映しているのかもしれない。

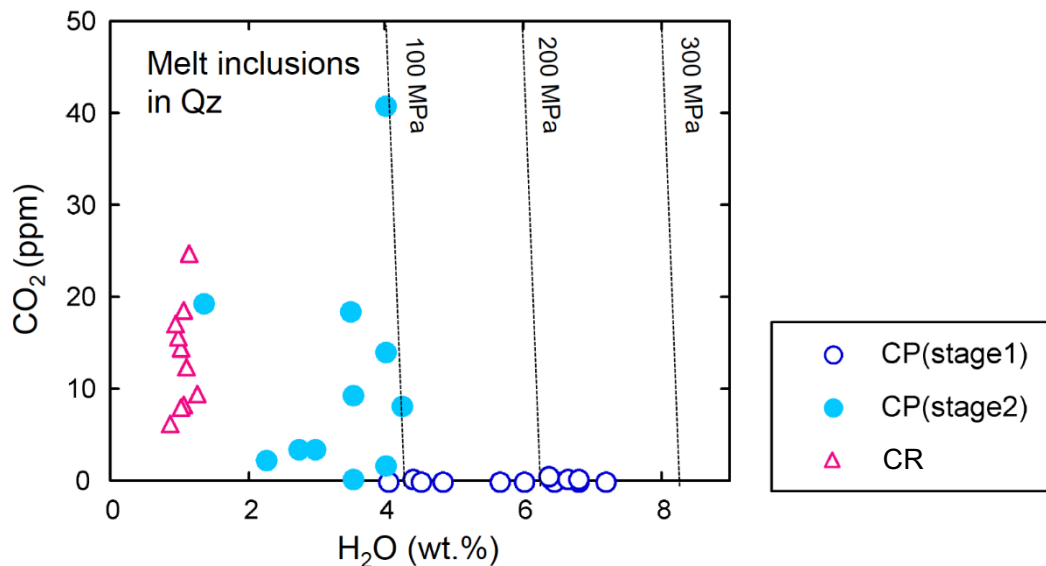
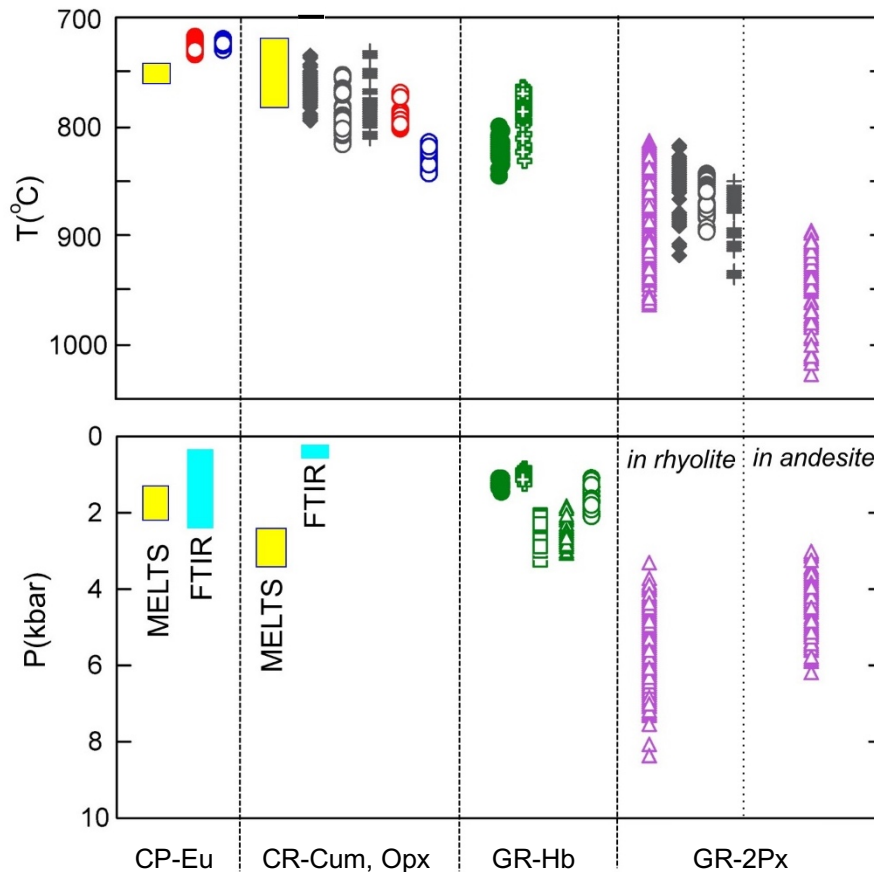


図 1.4-24. 石英斑晶中のメルト包有物の H₂O-CO₂ 濃度図。等圧線は Duan (2014) の溶解度モデルに基づき計算した。

4) 端成分マグマの温度・圧力条件のまとめ

各端成分マグマの温度・圧力条件のまとめを図 1.4-25 に示す。マグマ温度は CP-Eu 流紋岩・CR-Cum 流紋岩・CR-Opx 流紋岩・Gray-Hb 流紋岩・Gray-2Px デイサイトマグマの順で上昇する。その中でも Gray-2Px デイサイトマグマは温度幅が広い。一方、圧力は CP-Eu 流紋岩マグマが約 2kbar と最も低く、次いで Gray-Hb 流紋岩マグマ・CR-Cum 流紋岩マグマの順でやや高くなる。Gray-2Px デイサイトマグマは約 4~8kbar と他の珪長質マグマより明らかに圧力が高く幅広い。Gray-2Px デイサイトマグマは、温度・圧力条件が幅広いことから、マグマに多様性があることが示唆される。



Mt-II	Hb
◆ Giorso & Evans (2008)	● Ridorfi & Renzulli (2012)
○ Anderson & Lindsley (1985)	⊕ Ridorfi et al, (2010)
+ Spencer & Lindsley (1981)	□ Schmidt (1992)
Opx-Cpx	△ Blundy & Holland (1990)
△ Putirka (2008)	○ Johnson and Rutherford (1989)
Opx-liq	
○ Putirka (2008)	
Pl-liq	
○ Putirka (2008)	

図 1.4-25. 端成分マグマの温度・圧力条件のまとめ。MELTS: Rhyolite-MELTS モデル。FTIR: メルト包有物の揮発性成分濃度から VolatileCalc プログラム (Newmann and Lowenstern, 2002) で推定。

(8) マグマ供給系の構造と噴火過程

1) 成層マグマ溜まりの可能性

噴火前のマグマ供給系の構造を推定するには、噴火推移に伴うマグマタイプの変遷と、そのマグマタイプを生じたマグマプロセス、そして噴火前に存在したマグマの物理化学条件を統合して考える必要がある。洞爺カルデラ形成噴火では大量の主珪長質マグマ（CP-Eu 流紋岩）のみがステージ1で噴出し、ステージ2でも最初の Unit 4 では主珪長質マグマが噴出したが、カルデラ形成が進行し始めた Unit 5 に少量の CR タイプ軽石が伴うようになり、最後の Unit 6 になって灰色縞状軽石も出現して、Unit 6 の後半では灰色縞状軽石の比率が増大した（図 1.4-4）。一つのマグマ溜まりを仮定して、この噴出順序を説明するには、マグマ溜まりの上位に大量の CP-Eu 流紋岩マグマが存在し、その下位に CR タイプ軽石マグマ（CR-Cum + CR-Opx 流紋岩マグマ）、そして最下位に灰色軽石マグマ（Gray-Hb 流紋岩 + Gray-2 Px デイサイト）が位置している成層マグマ溜まりが想定できる。

成層マグマ溜まりの場合、そこからの噴火の場合には接しているマグマ間での密接な相互作用（混合）起きることが想定される。実際のマグマ混合関係では、灰色縞状軽石の産状から灰色軽石マグマ（Gray-Hb 流紋岩 + Gray-2 Px デイサイト）と CP-Eu 流紋岩マグマはマグマ溜まり内で接触しており、噴火の際に mingling して縞状軽石を作ったと考えられる。実際に灰色縞状軽石の全岩組成は、ステージ2の CP タイプ軽石と連続的に変化しており、mingling プロセスと調和的である。一方で、CR タイプ軽石は肉眼的特徴として、灰色軽石や CP タイプ軽石と縞状構造を作っていない。全岩組成でも多くのハーカー図（例えば、 Al_2O_3 , FeO, MgO, K_2O , V, Y, Rb など）で、灰色縞状軽石とは別のトレンドを描いており（図 1.4-7）、 SiO_2 - K_2O 図などでは CR タイプ軽石は2つのクラスターを作っている。したがって、CR タイプ軽石マグマ（CR-Cum + CR-Opx 流紋岩マグマ）は別のタイプの端成分マグマとの間での、明瞭な混合あるいは mingling の関係があるとは考えられない。また CR タイプ軽石の斑晶鉱物組み合わせおよび組成を見ると、CR-Cum タイプと CR-Opx タイプの混合が主体であり、それ以外の端成分マグマに由来する鉱物はどの試料でも認められる訳ではなく、少量の斑晶が一部の試料で認められる（図 1.4-16）。このことから少量の混入はあったと考えられるが、CR 軽石マグマは噴火前に CP-Eu 流紋岩マグマあるいは灰色軽石マグマと接していたとは考えられない。

以上から、CP-Eu 流紋岩と灰色軽石マグマは成層マグマ溜まりを形成していたと考えられるが、CR タイプ軽石マグマは、その成層マグマとは別のマグマ溜まりを形成していたと考えられる。噴出物量では CP-Eu 流紋岩マグマが 90% を占めるので、CP-Eu 流紋岩マグマが占めるマグマ溜まりの下位に灰色軽石マグマが位置する大型の成層マグマ溜まりと、それとは別に小型の CR タイプマグマ溜まりがあったと考えられる。CR タイプ軽石の全岩化学組成はハーカー図などで、一連の変化トレンドを示すのではなく、2つあるいはそれ以上のクラスターを形成するので、それが含まれる小型のマグマ溜まりが複数存在していたと考えられる。

2) 洞爺火山マグマ供給系の構造

火山深部のマグマ供給系は現在では結晶に富んだマッシュ系と考えられており、カルデラ火山においても同様である（例えば、Hildreth and Wilson, 2007; Cashman and Giordano, 2014）。

多くのカルデラ形成噴火に関与した主な噴出マグマは斑晶に乏しい珪長質のマグマ（主珪長質マグマ）であり、それらの主珪長質マグマは、マッシュマグマ系で生成されたメルトが分離・集積して形成されたと考えられている（図 1.4-26）。Wilson et al. (2021) は多くのカルデラ火山のマグマ系をレビューし、主珪長質マグマ溜まりの構造から 3 つのタイプに分類した（図 1.4-27）。いずれの場合も、マッシュマグマ系の上部に主珪長質マグマ溜まりが位置し、マッシュマグマ系の最下部に上昇した玄武岩質マグマが滞留し、そこからマフィックマグマが分離しマッシュマグマ系に貫入して、マッシュ内の主珪長質マグマ溜まりの下位に滞留するモデルである。玄武岩質マグマはマッシュ溜まりの加熱、そして主珪長質マグマの生成に関与していると想定されている。洞爺火山のカルデラ形成噴火は、多くのカルデラ形成噴火と同様にメルトに富んだ主珪長質マグマ（CP-Eu 流紋岩マグマ）が主体である。主珪長質マグマの特徴による分類に従うと、洞爺火山の主珪長質マグマは灰色軽石マグマと成層マグマ溜まりを形成していたと考えられるので、“single compositionally stratified body”であったと推定できる（Wilson et al., 2021）。主珪長質マグマの下位に位置するマグマは、Gray-Hb 流紋岩マグマと Gray-2Px デイサイト～安山岩マグマの混合マグマである。これらのマグマの温度・圧力条件を見ると（図 1.4-25）、CP-Eu 流紋岩マグマが最も低温で深度も浅く、マッシュマグマ系の最上位に位置することになる。Gray-Hb 流紋岩マグマは CP-Eu 流紋岩マグマよりも高温で、深度は同じかやや深くなっており、成層マグマ溜まりの下位にあると想定できる。Gray-Hb 流紋岩と混合している Gray-2Px マグマは、これらよりも更に高温で深度も明らかに深いことを示している。これらの圧力は斑晶コアのペアを使っているので、Gray-2Px マグマが Gray-Hb マグマと混合する前の深度を示していると考えられる。従って、Gray-2Px マグマは CP-Eu 流紋岩マグマよりずっと深所にあり、それが上昇して Gray-Hb マグマと混合して CP-Eu 流紋岩マグマ溜まりに貫入して成層マグマ溜まりを形成したと考えられる。これらのマグマは CP-Eu 流紋岩マグマよりも斑晶に富んでいるので、その斑晶の影響もあって密度は大きくなり、密度成層の面から考えてもメルトに富んだ CP-Eu 流紋岩の下位に存在していることは妥当である。

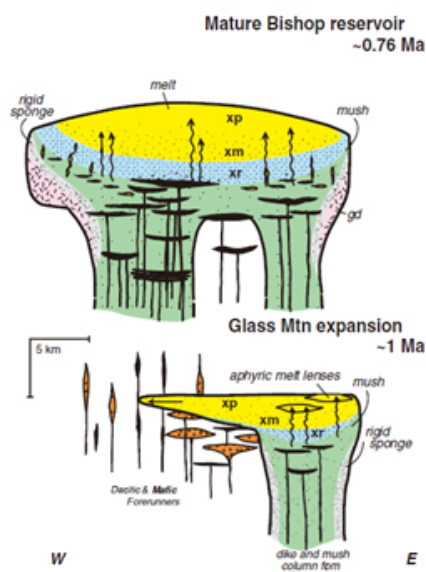


図 1.4-26. ロングバレーカルデラの珪長質マグマシステムの進化モデル (Hildreth & Wilson, 2007).

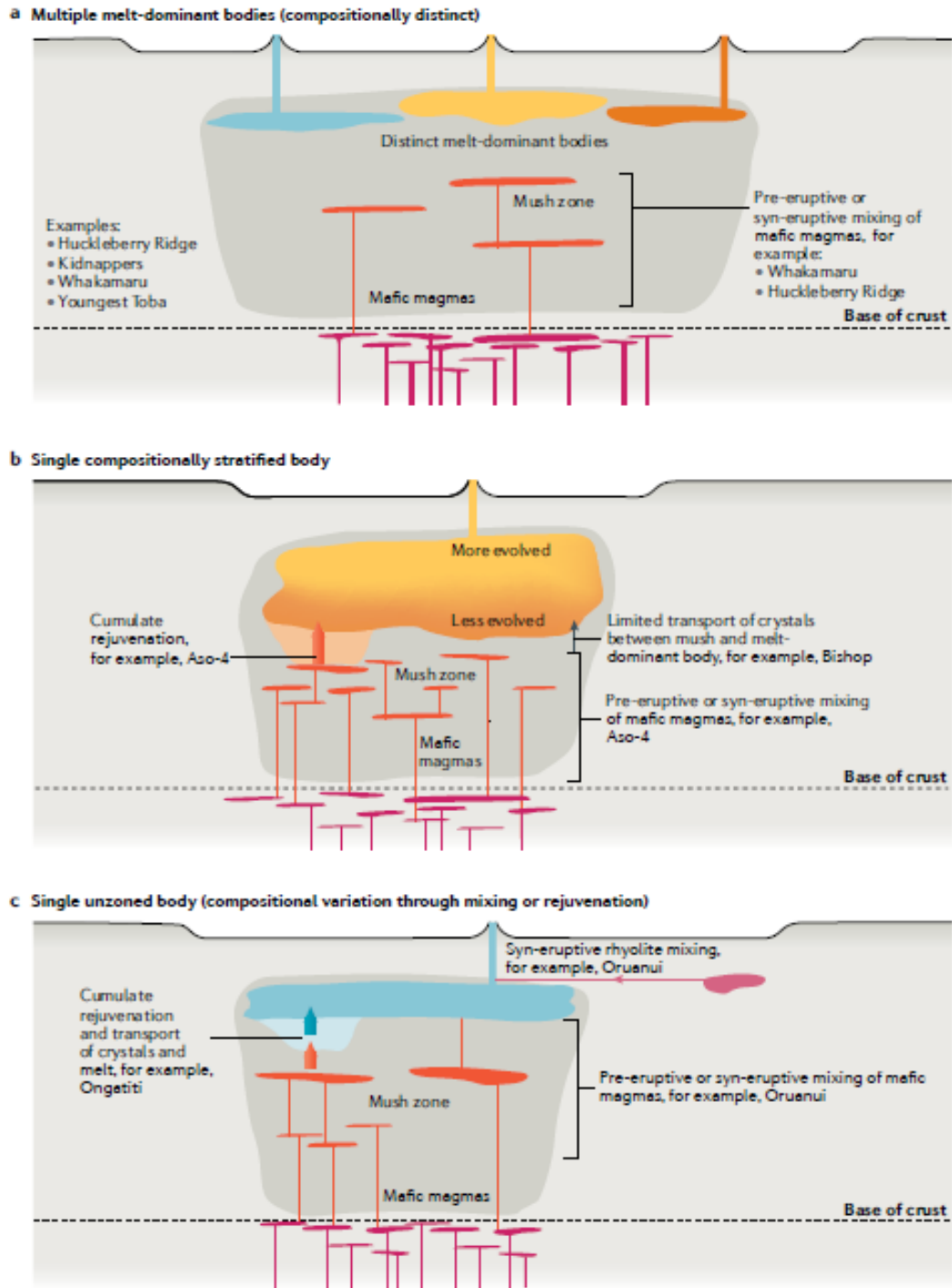


図 1.4-27. Wilson et al. (2021)による大規模珪長質噴火前のマグマシステムの構造のタイプ区分。(a)複数の珪長質マグマ溜りが独立して存在している例。(b)単一の大規模な珪長質マグマ溜りが存在し、成層構造を保持している例。(c)単一の大規模な珪長質マグマ溜りが存在し、成層構造を持たない例。

一方、CRタイプのマグマは、その全岩化学組成の特徴としてGrayタイプおよびCPタイプのマグマと密接な混合関係があったとは考えにくい。よってこのマグマは上記の成層マグマ溜まりとは別の、独立したマグマ体を形成していたと考えられる。さらに全岩組成ではいくつかのクラ

スターに分かれることから (図 1.4-16), そのマグマ体は複数あったことになる. それらの CR タイプのマグマは, CP-Eu 流紋岩マグマと比べてその深度はほぼ同じで, 温度はやや高温になっている. よってマッシュマグマ系の上部に存在していた成層マグマ溜まりとは別に, その周辺のマッシュ部分に存在した小型のメルトにやや富んだマグマポケットであったと推定される. それらのポケットは, その存在した位置によりカミングトン閃石を含んだり, Opx に含んだりと多様であったと考えられる, ただしカミングトン閃石を含む場合には, CP-Eu 流紋岩より酸素フガシティが高いことが想定されるので (図 1.4-22, 1.4-23), マッシュのより周縁部に位置していたのかもしれない.

Gray-2 Px デイサイト~安山岩マグマはより高温で深所に存在していることは述べた. この深所に続く根の部分は, マッシュを活性化させて部分熔融が進行しメルトが増大する熱源となったであろう, 玄武岩質マグマに続くと考えられる. この推定は, 1 試料だけではあるがかんらん石を有する玄武岩質マグマが認められていることから支持される. この構造は, マッシュマグマ溜まりの進化モデル (例えば, Hildreth and Wilson, 2007) と調和的である.

以上のことを総合して考えたカルデラ形成前のマグマ供給系の構造モデルを図 1.4-28 に示す.

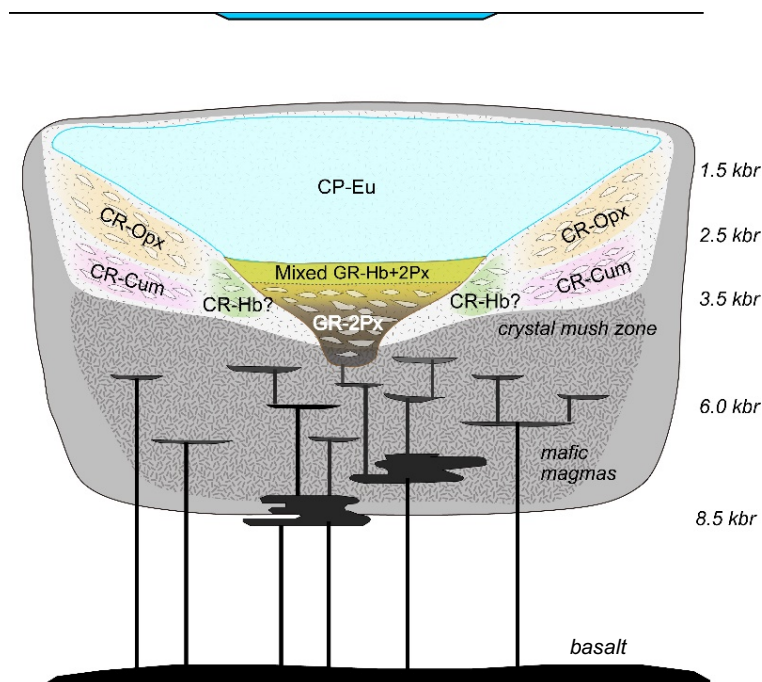


図 1.4-28. 岩石学的特徴に基づく洞爺カルデラ形成噴火前のマグマシステムのイメージ.

(9) 斑晶鉱物に記録されたマグマプロセスと時間スケール

カルデラ形成噴火の本質物である, CP タイプ軽石, CR タイプ軽石および灰色綿状軽石について, それぞれがマグマ混合の産物であることは7節で述べた. そのマグマ混合における端成分マグマに関しては, 含まれていた斑晶鉱物の組み合わせと個々の組成も表 1.4-6 にまとめられている. これらの斑晶鉱物は端成分マグマにおいて, 晶出してから噴火までのプロセスを記録してい

ると考えられる。そこで、本質物のタイプ毎に鉱物種毎との組成累帯構造を検討し、累帯構造が生成後に元素拡散によって改変されている場合に、その拡散時間を見積もる。そして、累帯構造からマグマプロセス・噴火過程とその時間スケールについて考察する。ここでは直方輝石と石英斑晶の累帯構造を検討する。

1) 直方輝石斑晶の組成累帯構造

CP タイプ軽石中の直方輝石は、明瞭な組成累帯構造を示さないものが 9 割を占めるが、主に斑晶内部において $Mg\#=23-28$ 程度の範囲でゆるやかな弱い累帯構造を示す斑晶も認められる (図 1.4-29)。また、ステージ 2 では中心部組成 $Mg\#=25$ 前後、周縁部組成 $Mg\#=35$ 程度の明瞭な逆累帯構造を示す斑晶が 1%ほど存在する (図 1.4-30, 45-1j-1)。

CR タイプ軽石中の直方輝石は中心部と周縁部の組成だけを見ればほぼ同じ値を示すものが多いが (図 1.4-18)、全体の 9 割は斑晶内部～周縁部に複雑な累帯構造が見られる (図 1.4-30)。CR タイプ軽石で主体となる $Mg\#=50\sim 60$ の直方輝石は、その組成範囲内で斑晶内部で逆累帯構造を示すことが多い。その他に、中心部組成 $Mg\#>60$ 、周縁部組成 $Mg\#=50$ 程度の明瞭な正累帯構造を示す斑晶が 3%ほど存在する。灰色縞状軽石中の斑晶も中心部・周縁部組成図では顕著な累帯構造を示さないが (図 1.4-18)、全体の 8 割程度の斑晶内部において複雑な累帯構造が見られる (図 1.4-30)。灰色縞状軽石タイプに特徴的な $Mg\#=60\sim 70$ 程度の直方輝石は、その組成範囲内で単純な正累帯構造を示したり逆累帯構造を示す斑晶が認められるが、いずれも最外殻部は薄い正累帯したリムを有することが多い (図 1.4-30)。

図 1.4-31 に CP タイプ軽石中の直方輝石斑晶中で認められた、組成累帯構造の Fe-Mg 元素拡散時間を示した。ステージ 1 では直方輝石斑晶は全て CP-Eu 流紋岩マグマ起源である。これらの斑晶に記録された累帯構造の元素拡散時間は、特に数十年から数百年の時間を示す場合が多い。ステージ 2 では CP-Eu 流紋岩マグマ起源に加えて、Mg に富み CR-Opx 流紋岩マグマ起源と考えられる斑晶も存在する。斑晶全体の拡散時間はステージ 1 のそれと同じである。また CR-Opx 流紋岩マグマ起源の斑晶の拡散時間も、CP-Eu 流紋岩マグマ起源の斑晶と同じである。

図 1.4-32 には CR タイプ軽石と灰色縞状軽石の直方輝石斑晶の累帯構造における元素拡散時間を示した。これらの本質物はマグマ混合の産物であり、他の端成分マグマに由来する斑晶も含まれているので、それらについても図中では区別して示している。CR タイプ軽石では、直方輝石斑晶の起源に関わらず、拡散時間は全て同じで、数十年から 1000 年程度の時間を示している。これは CP タイプ軽石での直方輝石の元素拡散時間とほぼ同じである。

一方、灰色縞状軽石中の直方輝石斑晶の元素拡散時間は数か月から 1000 年の時間スケールを示している。特に、CP・CR タイプ軽石では認められない、1 年以下の拡散時間を示す斑晶が多く存在していることが特徴的である。これらの短い拡散時間は斑晶の最外縁部に形成された累帯構造に対応する (図 1.4-33)。例えば、39b-11 の斑晶では最外縁部で $Mg\#$ が 67 から 65 まで正累帯している。一方で、121-10a-26 では幅 $40\ \mu\text{m}$ で $Mg\#$ が 61 から 62 以上に段階的に逆累帯している。これらの累帯構造では 1 年以内の拡散時間が示された。

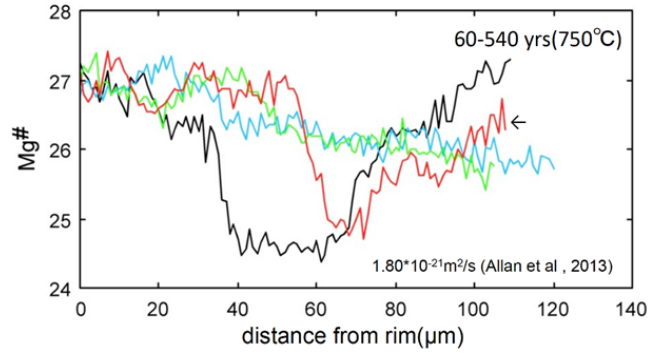
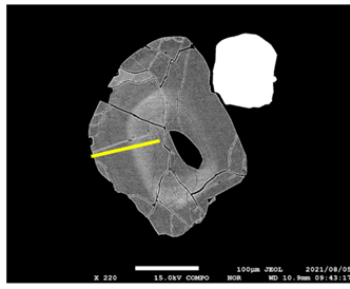


図 1.4-29. ステージ 1 の主珪長質マグマ (CP-Eu 流紋岩マグマ) 由来の直方輝石 4 粒子の累帯構造. 赤線が写真の直方輝石斑晶の分析結果

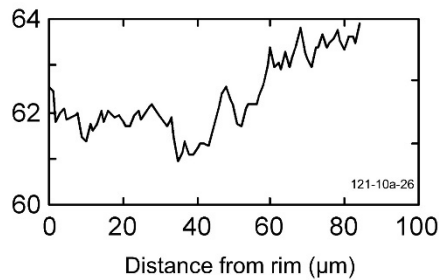
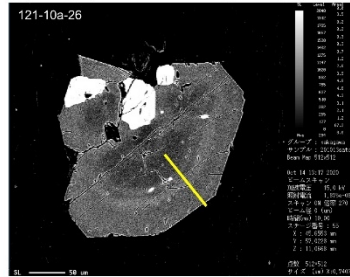
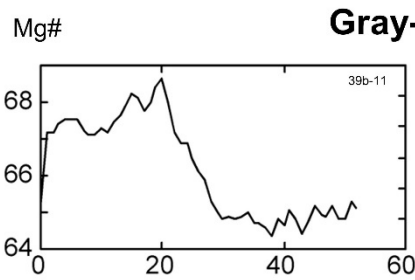
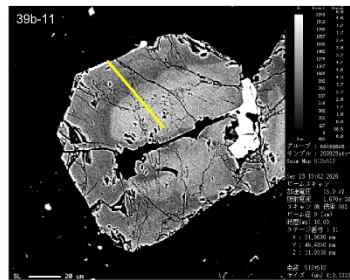
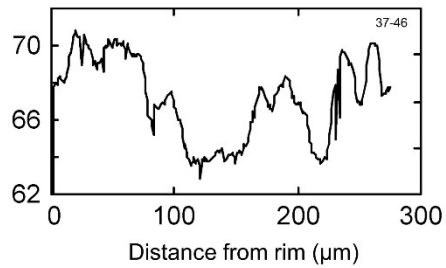
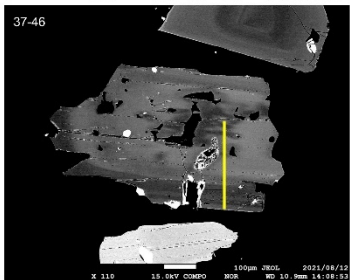
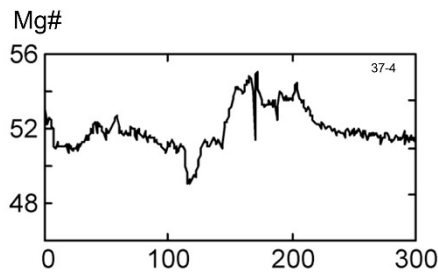
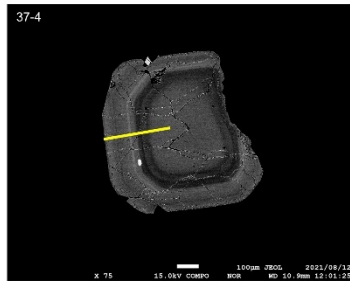


図 1.4-30. CR タイプ軽石と灰色縞状軽石中の直方輝石斑晶の累帯構造.

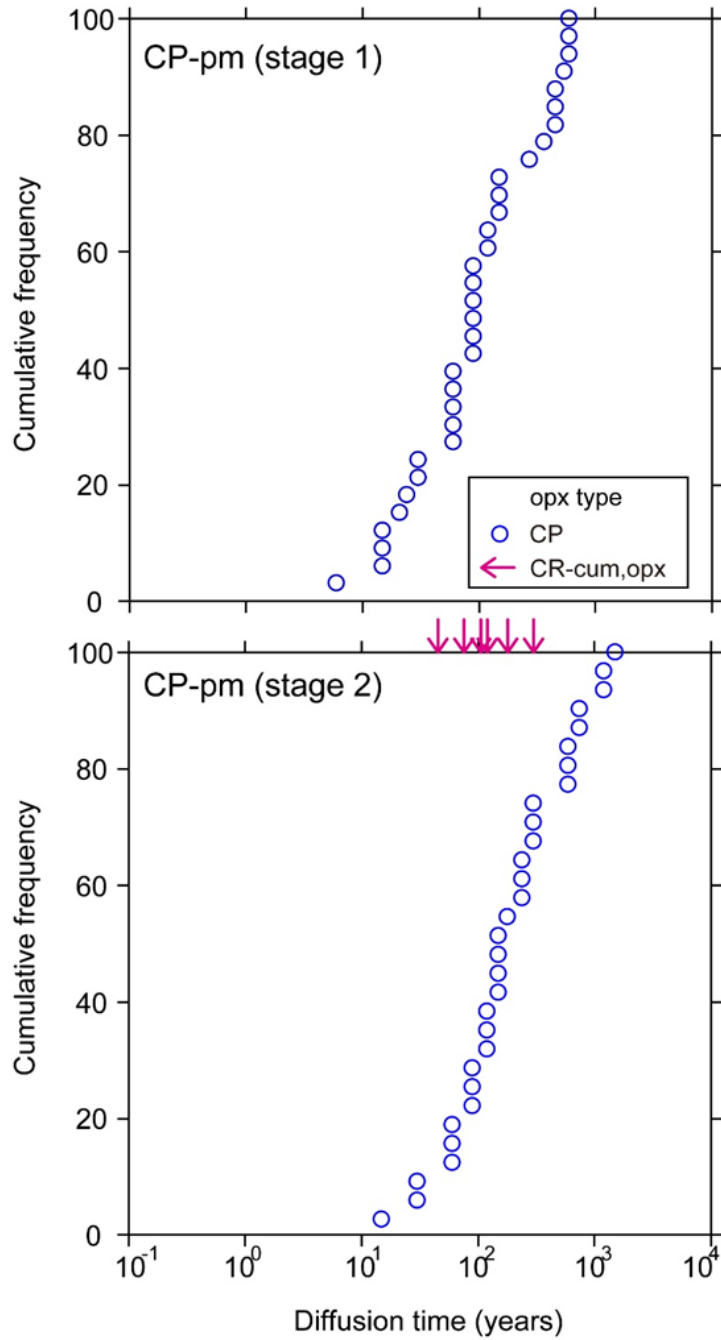


図 1.4-31. CP タイプ軽石に含まれる直方輝石斑晶の組成累帯構造の Fe-Mg 元素拡散時間積算図. 拡散係数は, Allan et al. (2013)に基づき算出.

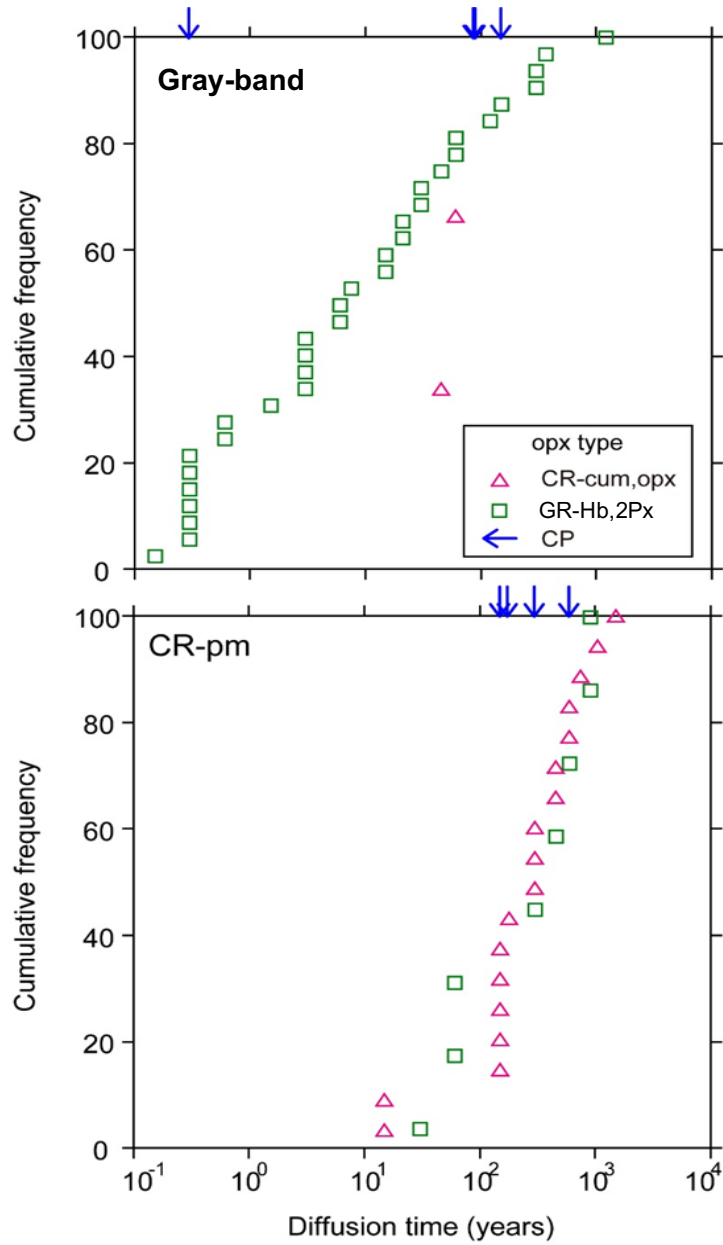


図 1.4-32. 灰色縞状軽石および CR タイプ軽石に含まれる直方輝石斑晶の組成累帯構造の Fe-Mg 元素拡散時間積算図. 拡散係数は, Allan et al. (2013)に基づき算出.

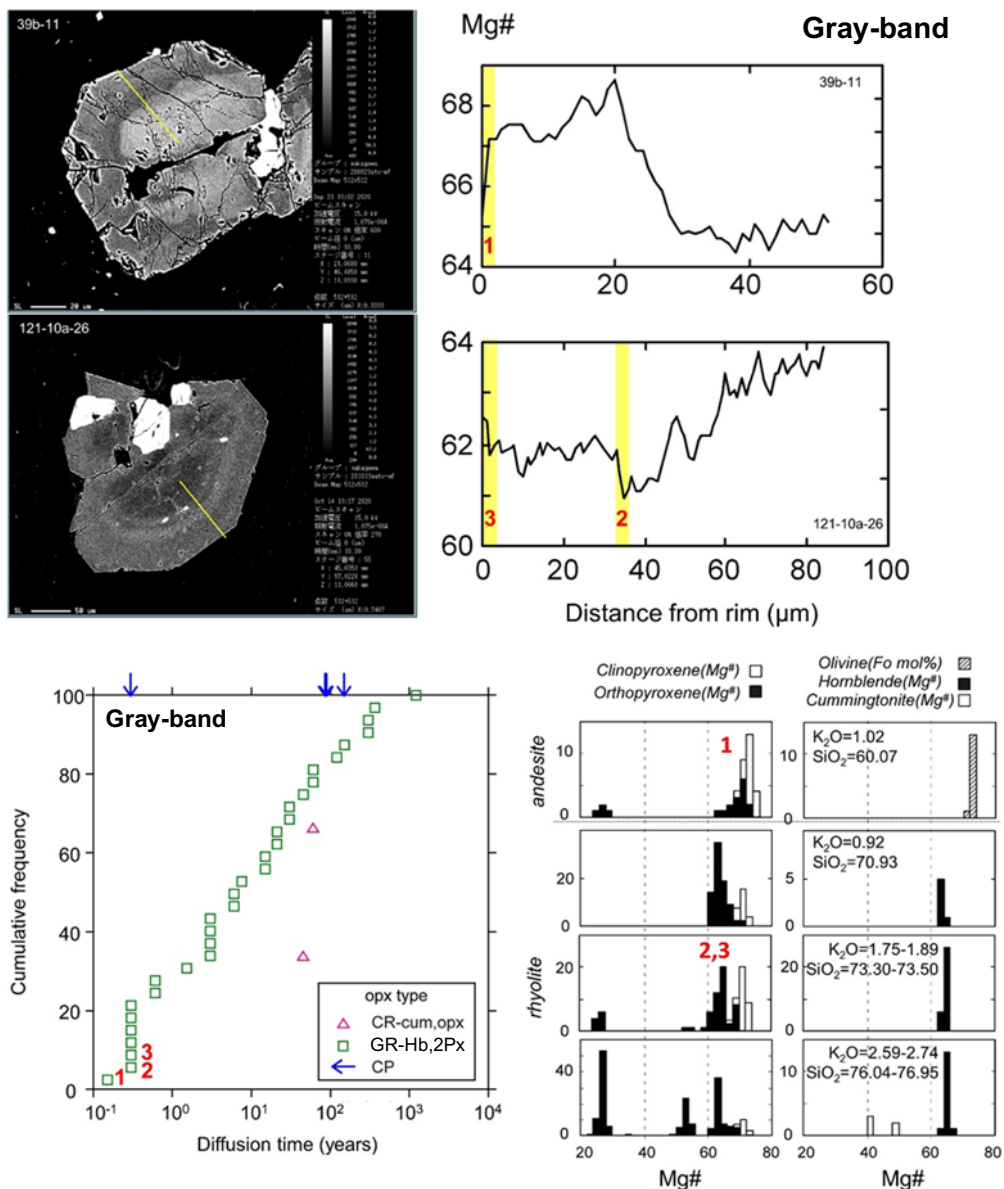


図 1.4-33. 灰色縞状軽石中の直方輝石斑晶の最外縁部の累帯構造とその Fe-Mg 元素拡散時間.

2) 石英斑晶の組成累帯構造

図 1.4-34 に本質物のタイプ毎の石英斑晶の CL 像とグレースケールのプロファイルを示した。石英の累帯構造は多様で、CL 画像において中心部が明るい (Ti 濃度が高い) 粒子と暗い (Ti 濃度が低い) 粒子があり、それぞれの斑晶の起源が多様であることの反映と考えられるが、Ti 含有量だけでは起源を決めることができなかったため、本質物タイプ毎に累帯構造を検討した。これらの石英斑晶の Ti の組成累帯構造プロファイルの拡散時間を計算した (図 1.4-35)。それによると石英斑晶が多い CR タイプでは、拡散時間は数年から 100 年程度であり、特に数十年の時間を示す斑晶が多いようである。ステージ 2 の CP タイプ軽石では石英斑晶がまれに認められるが、それらの拡散時間も CR タイプ軽石の斑晶と同じである。

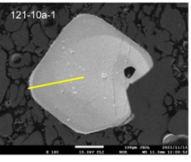
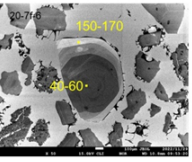
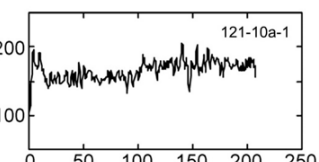
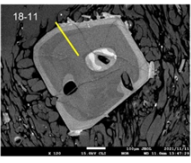
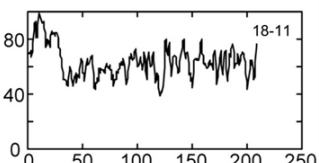
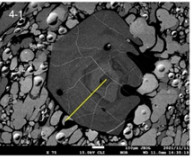
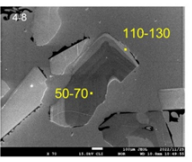
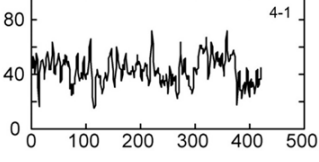
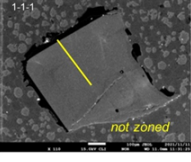
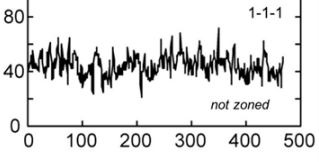
	Pm type	gray scale $20 < core-rim < 50$	gray scale $ core-rim > 50$	line profile (gray scale)
Stage 2	gray band	 33% (N _{total} =21)	 20%	
	CR	 56% (N _{total} =41)		
	CP	 8% (N _{total} =105)	 5%	
Stage 1	CP	 <1% (N _{total} =69) <i>not zoned</i>		 <i>not zoned</i>

図 1.4-34. 代表的な石英斑晶の CL 像とグレースケースのラインプロファイル。

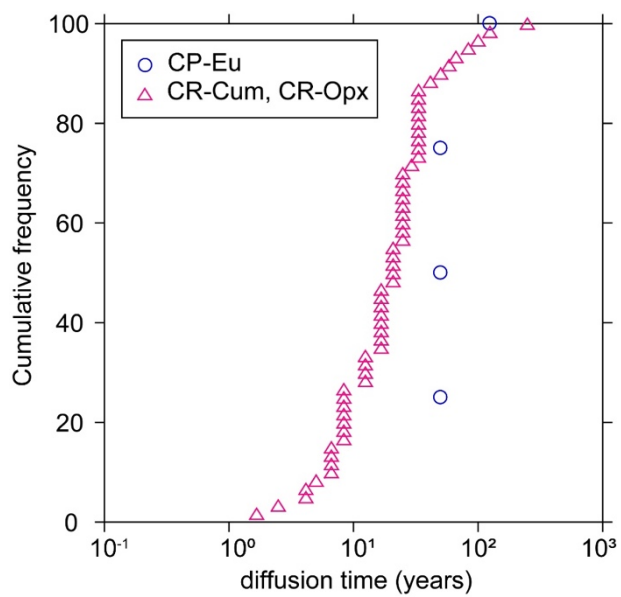


図 1.4-35. CP タイプ軽石および CR タイプ軽石に含まれる石英斑晶の組成累帯構造の Ti 拡散時間積算図. CP タイプ軽石 : 750°C · CR タイプ軽石 : 800°C を仮定し, Cherniak et al. (2007) の拡散係数を使用して計算.

3) マグマプロセスとその時間

カルデラ形成噴火に関連するマグマ供給系の進化・成立から噴火までは、以下のような過程に分けて考えられている (Jollands et al., 2020).

- マグマ供給系の成立過程 (System assembles process)
- 噴火直前のマグマ注入過程 (Pre-eruption recharge process)
- 噴火過程 (Eruption process)

以下に洞爺火山における噴火過程を除く上記の過程を議論して、その時間スケールを推定する (図 1.4-36).

System assembles process

一般的にはこの過程では、地殻中のマッシュマグマ系において、マフィックマグマの貫入により、部分溶融が進行してメルトに富んだメルトポケット (マグマポケット) が生成され、それがマッシュ系の上方に移動・集積することにより主珪長質マグマ溜まりが作られる (図 1.4-36a). 洞爺火山の場合には主珪長質マグマは CP-Eu 流紋岩マグマに、マフィックマグマは Gray-Ol 玄武岩および Gray-2Px デイサイト~安山岩マグマに相当する. マッシュ内での主珪長質マグマ溜まり形成と同時進行で、小型の様々なマグマポケットが主珪長質マグマ溜まりの縁辺部に形成されるであろう. これらはマッシュ内で独立したマグマ溜まりとして存在する. これらは、元々の地殻の不均質とマッシュ系での温度・圧力勾配により多様なマグマとなりうる. 洞爺火山では、これらは CR タイプ流紋岩 (CR-Cum および CR-Opx) そして Gray-Hb 流紋岩に相当する (図 1.4-36b).

洞爺火山では主珪長質マグマが成層マグマ溜まりへと変化する過程もあった. それは、深部からマフィックマグマ (Gray-2Px デイサイト~安山岩) がマッシュ系に注入され、Gray-Hb 流紋岩マグマおよび CP-Eu 流紋岩マグマと混合して、CP-Eu マグマ溜まり下部に混合マグマとして定置するプロセスである. これにより成層した主珪長質マグマ溜まりが形成された (図 1.4-36b,c).

これらのプロセスは CP-Eu 流紋岩、CR-Cum・Opx 流紋岩、Gray-Hb 流紋岩および Gray-2Px デイサイト~安山岩由来の斑晶に記録されていることになる. Gray タイプを除いた本質物中の直方輝石および石英斑晶では最長で 1000 年、多数の斑晶では数十年から数百年の累帯構造を記録している. これらの累帯構造は正・逆累帯で様々であり、その累帯構造の組成幅も様々である. これらのことから “System assembles process” は数百年前以前から開始され、数十年前から数百年前にかけてはマッシュ内に多様なマグマポケットが形成されており、マッシュ内での図 9-3 の構造を形成するための最終的なプロセスが進行していたと考えられる. そして少なくとも噴火前の 10 年程度前までには、組成・密度成層した主珪長質マグマ溜まりとその縁辺部の複数の小型のマグマポケットがマッシュ内に形成されたと考えられる (図 1.4-36c).

Pre-eruption recharge

灰色縞状軽石の直方輝石斑晶には最外縁に噴火前の 1 年前以内に形成された累帯構造が認められる. これらは Mg# が高い直方輝石に形成されており、Gray-2Px マグマのプロセスに関係している. 累帯構造としては正累帯もあることから、成層マグマ溜まりへの噴火前のよりマフィック

(10) 洞爺火山のマグマの長期変遷

本課題では、詳細な物質科学的解析によって明らかにされたマグマプロセスをベースとして、位置づけが明確である試料を対象に U-Th 放射非平衡測定を行うことにより、カルデラ形成噴火に関わる膨大な量の珪長質マグマが準備された時間スケールを明らかにすることを目的としている。今年度は、長流川火砕噴出物および中島の噴出物を中心に U-Th 放射非平衡の測定を行い、これで洞爺地域の先カルデラ噴火、カルデラ形成噴火、後カルデラ噴火（中島・有珠）についてのデータがすべて出揃った。

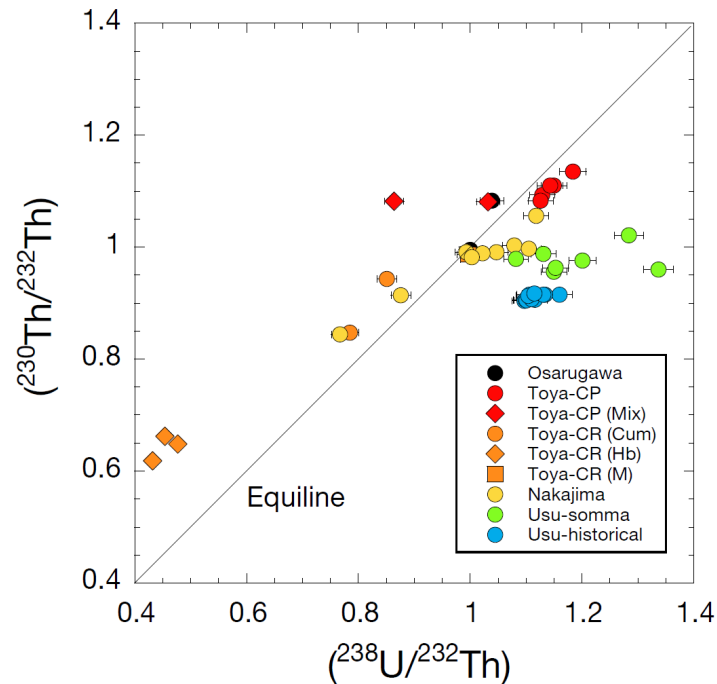


図 1.4-37. 洞爺地域の先カルデラ噴火・カルデラ形成噴火・後カルデラ噴火の噴出物についての U-Th 放射非平衡.

洞爺カルデラ形成噴火の主要な噴出物 (CP-type) の試料, 中島の大部分の試料, および有珠の全ての試料は U に過剰な放射非平衡, カルデラ形成噴火の CR-type の試料, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が高い CP-type の 2 試料, および中島の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が顕著に低い 2 試料は Th に過剰な放射非平衡を示した. CP-type の主要な試料と CR-type の試料は, 図 1.4-37 の equiline 図において一直線上に乗るように見える. 解釈として, アイソクロンおよび 2 端成分混合が考えられるが, CP-type と CR-type は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比などが有意に異なること, 例えば地殻物質の部分融解などで $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$ 比が 0.4~1.2 まで分別するとは考えにくいことから, 2 端成分混合と考えられる. 分化マグマについて, 洞爺 CP-type, 中島, 有珠歴史時代噴出物は図 1.4-37 で明瞭に区別されることから, それぞれ独立に生成したと考えられる. 仮にこれらの分化マグマが共通した地殻物質の部分融解で生成したとすると, 洞爺 CP-type と中島のマグマの生成時間差は約 12 万年, 中島と有珠歴史時代のマグマの生成時間差は約 7 万年と見積もられる.

(11) まとめ

今年度は洞爺カルデラ形成噴火噴出物の物質科学的解析を進めて、マグマ供給系の構造と深度・温度条件、そしてその成立過程について再検討を行った。また、後カルデラ火山噴出物も含めて U-Th 放射非平衡測定を行った。成果は以下のようにまとめられる。

1. カルデラ形成噴火に関与した噴出物は、約 90%を占める斑晶に乏しい白色軽石（CP タイプ軽石）、総量で 10%程度の量の斑晶に富む白色軽石（CR タイプ軽石）と灰色軽石と CP タイプ軽石からなる縞状軽石（灰色縞状軽石）の 3 タイプである。
2. CP タイプ軽石マグマは鉄に富む直方輝石である Eulite で特徴づけられる Eulite 流紋岩(CP-Eu 流紋岩と呼ぶ)である。
3. CR タイプ軽石マグマは、Cummingtonite 流紋岩（CR-Cum 流紋岩と呼ぶ）と orthopyroxene 流紋岩（CR-Opx 流紋岩と呼ぶ）の 2 タイプの混合物で、それに少量の他のタイプのマグマが混合している。
4. 灰色縞状軽石マグマは、hornblende 流紋岩（Gray-Hb 流紋岩と呼ぶ）と clinopyroxene-orthopyroxene デイサイトおよび安山岩（Gray-2Px デイサイトおよび安山岩と呼ぶ）の混合マグマが、さらに CP-Eu 流紋岩マグマと mingling している。1 試料のみではあるが、olivine 玄武岩マグマ（Gray-OL 玄武岩と呼ぶ）が混合している試料を見出した。
5. 主珪長質マグマは、CP-Eu 流紋岩マグマの下位に、灰色軽石マグマ（Gray-Hb 流紋岩マグマと Gray 2Px デイサイトおよび安山岩マグマの混合物）が位置する成層マグマ溜まりを形成していた。
6. 噴火前のマグマ供給系の構造はマッシュマグマ系の中に、組成・密度成層した主珪長質マグマ溜まりがあり、その周辺に CR-Cum 流紋岩マグマ・CR-Opx 流紋岩マグマと Gray-Hb 流紋岩マグマからなる複数の小型マグマポケットが存在する。成層マグマ溜まりの下部は深部に向かって Gray-2Px デイサイトそして安山岩マグマが位置している。
7. これらのマグマ溜まりの物理化学条件は、成層マグマ溜まりの主珪長質マグマは深度 1.5~2 kb で温度は 750°C程度、灰色混合マグマ部分は 1~3 kb で温度は 750~850°C、そしてその下位に Gray-2Px マグマが存在し深度は 3~8 kb で温度は 800~1050°Cとなる。成層マグマ溜まりの周辺のマグマポケットは 2.5~3 kb で 720~850°Cである。
8. 直方輝石および石英斑晶の累帯構造の元素拡散時間からは、数百年前から 10 年前程度の間、マッシュ内に組成・密度成層した主珪長質マグマ溜まりと周辺のマグマポケットが存在する系の構築が進展していたと考えられる。
9. 噴火の 1 年未満の時期に、Gray-2Px デイサイトおよび安山岩マグマが成層マグマ溜まりに貫入しており、これが噴火の引き金になったと考えられる。
10. 洞爺カルデラ形成噴火噴出物および後カルデラ火山噴出物の U-Th 放射非平衡測定を実施した結果、洞爺・中島・有珠火山のマグマはそれぞれ独立に生成されたこと、洞爺と中島のマグマの生成時間差は約 12 万年、中島と有珠火山間は約 7 万年と見積もられることが分かった。

引用文献

- Allan, A. S. R., Morgan, D. J., Wilson, C. J. N., Millet, M-A. (2013). From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166, 143-164.
- Amma-Miyasaka, M., Miura, D., Nakagawa, M., Uesawa, S., Furukawa, R. (2020). Stratigraphy and chronology of silicic tephras in the Shikotsu-Toya Volcanic Field, Japan: Evidence of a Late Pleistocene ignimbrite flare-up in SW Hokkaido. *Quaternary International*, 562, 58-75. [doi: 10.1016/j.quaint.2019.11.019](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.11.019)
- Anderson, D. J., Lindsley, D. H. (1985). New (and final!) models for the Ti–magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU 1985 Spring Meeting, *Eos Transactions AGU*, 66 (18), 416.
- Anderson, D. J., Lindsley, D. H. (1988). Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73, 714-726.
- Bacon, C. R., Hirschmann, M. M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between Fe–Ti oxides. *American Mineralogist*, 73, 57–61.
- Blundy, J. D., Holland, T. J. B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208–224.
- Cashmann, C. V., Giordano, G. (2014). Calderas and magma reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 288, 28-45.
- Cherniak, D. J., Watson, E. B., Wark, D. A. (2007). Ti diffusion in quartz. *Chemical Geology*, 236, 65-74.
- Druitt, T. H., Sparks, R. S. J. (1984). On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310, 679-681.
- Duan, X. (2014). A general model for predicting the solubility behavior of H₂O-CO₂ fluids in silicate melts over a wide range of pressure, temperature and compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 125, 582-609.
- Ghiorso, M. S., Evans, B. W. (2008). Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe–Ti two–oxide geothermometer and oxygen–barometer. *American Journal of Science*, 308, 957–1039.
- Goto, Y., Sekiguchi, Y., Takahashi, S., Ito, H., Danhara, T. (2013). The 18-19 ka Andesitic Explosive Eruption at Usu Volcano, Hokkaido, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 58, 529-541.
- Goto, Y., Suzuki, K., Shinya, T., Yamauchi, A., Miyoshi, M., Danhara, T., Tomiya, A. (2018). Stratigraphy and lithofacies of the Toya ignimbrite in southwestern Hokkaido, Japan: Insights into the caldera-forming eruption at Toya caldera. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, 127, 191-227.
- Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., 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.
- Ghiorso M. S., Gualda, G. A. R., (2015). An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169, 53.
- Hildreth, W., Wilson, C. J. N. (2007). Compositional zoning of the Bishop tuff. *Journal of Petrology*, 48, 951-999.
- Jollands, M. C., Bloch E., Muntener, O. (2020). New Ti-in-quartz diffusivities reconcile natural Ti zoning with time scales and temperatures of upper crustal magma reservoirs. *Geology*, 48, 654-657.
- Johnson, M. C., Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer applicable to calc-alkaline rocks. *EOS*, 69, 1511.
- Kuritani, T., Tanaka, M., Yokoyama, T., Nakagawa, M., Matsumoto, A. (2016). Intensive hydration of the wedge mantle at the Kuril Arc-NE Japan Arc junction: implications from mafic lavas from Usu volcano, northern Japan. *Journal of Petrology*, 57, 1223-1240.
- 町田 洋・新井 房夫・宮内 崇裕・奥村 晃史 (1987). 北日本を広くおおう洞爺火山灰. 第四紀研究, 26, 129-145.
- Matsumoto, A., Hasegawa, T., Nakagawa, M. (2018). Petrology of the 120 ka caldera-forming eruption of Kutcharo volcano, eastern Hokkaido, Japan: Coexistence of multiple silicic magmas and their relationship with mafic magmas. *Journal of Petrology*, 59, 771-793.
- Matsumoto, A., Nakagawa, M. (2010). Formation and evolution of silicic magma plumbing system: Petrology of the volcanic rocks of Usu volcano, Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 196, 185–207.
- Matsu'ura, T., Furusawa, A., Shimogama, K., Goto, N., Komatsubara, J. (2014). Late Quaternary tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy of deep-sea sequences (Chikyu C9001C cores) as tools for marine terrace chronology in NE Japan. *Quaternary Geochronology*, 23, 63-79.
- Matthews, N. E., Huber, C., Pyle, D. M., Smith, V. C. (2012). Timescales of Magma recharge and reactivation of large silicic systems from Ti diffusion in quartz. *Journal of Petrology*, 53, 1385-1416.
- Miyabuchi, Y., Okuno, M., Torii, M., Yoshimoto, M., Kobayashi, T. (2014). Tephrostratigraphy and eruptive history of post-caldera stage of Toya volcano, Hokkaido, northern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 281, 34-52.
- Nakagawa, M., Matsumoto, A., Yoshizawa, M. (2022). Re-investigation of the sector collapse timing of Usu volcano, Japan, inferred from reworked ash deposits caused by debris avalanche. *Frontiers in Earth Science*, 26, 10, doi: 10.3389/feart.2022.967043.
- Newman, S., Lowenstern, J. B. (2002). VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Computers & Geosciences*, 28, 597-604.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka, K.D. & Tepley, F.J., III (eds) *Minerals, inclusions and Volcanic Processes*. Mineralogical Society

- of America and Geochemical Society, *Reviews in Mineralogy and Petrology*, 69, 61-111.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45-66.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 877–895.
- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304–310.
- 曾屋 龍典・勝井 義雄・新井田 清信・堺 幾久子・東宮 昭彦 (2007). 有珠火山地質図 (第2版) . 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- Spencer, K. J., Lindsley, D. H. (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist* 66, 1189-1201.
- Sun, S. -S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Special publication. 42. Geological Society of London, London. pp.313-345.
- 高島 勲・山崎 哲良・中田 英二・湯川 公靖 (1992). 北海道洞爺湖周辺の第四紀火砕岩及び火山岩の TL 年代. *岩鉱*, 87, 197-206.
- Wark, D. A., Hildreth, W., Spear, F. S., Cherniak, D. J., Watson, E. B. (2007). Pre-eruption recharge of the Bishop magma system. *Geology*, 35, 235-238.
- Wilson, C. J. N., Cooper, G., Chamberlain, K. J., Baker, S. J., Myers, M. L., Hilsley-Kemp, F., Farrell, J. (2021). No single modes for supersized eruptions and their magma bodies. *Nature Reviews Earth & Environment* 2, 9, 610-627.