

令和3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4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 巨大噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究.....	7
1.1 始良カルデラの事例調査	7
1.2 始良カルデラの入戸火砕流噴火噴出量の見直し	17
1.3 洞爺カルデラの事例調査	21
2 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究.....	65
2.1 鬼界カルデラ噴出物の岩石学的検討	65
2.2 始良カルデラの岩石学的検討	87
2.3 阿蘇カルデラ噴出物の岩石学的検討	109
2.4 洞爺カルデラ噴出物の岩石学的検討	123
2.5 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の岩石学的検討	153
2.6 カルデラ形成噴火マグマの実験岩石学的検討	175
3 活動的カルデラ火山の地下構造調査.....	193
3.1 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	193
3.2 MT 定点観測による火山活動観測手法の検討	271
3.3 十和田カルデラにおける比抵抗構造探査の予備的検討	283
4 活動的カルデラ火山の地球化学的調査.....	319
4.1 希土類元素組成および重元素同位体組成によるマグマ種別判定、マグマ起源熱水流体の上昇過程推定法の検討	319
4.2 マグマ起源成分および放射性塩素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	339
4.3 ラドン曳航観測による海底カルデラ火山等におけるマグマ起源流体の観測及びフラックス推定法の新規開発	379
4.4 地下水による火山活動観測手法の検討	395
付録：検討委員会報告.....	409

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4項目の調査研究を実施した。

(1) 巨大噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究

本調査・研究では、これまでの調査結果を踏まえて、始良カルデラ火山等について、巨大噴火の長期的・短期的推移の具体的な時間スケールを制約するため、巨大噴火及びその前後の主要な噴火について、複数の年代測定手法を組み合わせる噴火年代を与える。また、カルデラ近傍でのボーリング調査、巨大噴火及びその前後の噴出物の分布や層序関係、斑晶や組成の特性等の地質学的手法を用いて調査し、噴出物の時間的及び空間的な分布と噴火史に基づく噴火の準備・進展過程を検討する。今年度は、始良・洞爺カルデラを対象とした調査を実施した。

- 1) 始良カルデラにおいては、約3万年前の入戸火砕流噴火の直前に発生している複数の噴火（毛梨野軽石、深港軽石、大塚軽石およびそのほかの噴出物）について、既存の研究結果（長岡ほか、2001 など）に基づいた地質学的調査を行い、直下の土壌や噴出物に含まれる有機物を用いた炭素14年代測定およびそのほかの適切な年代測定により層序および分布を確立させ、大規模噴火前後の噴火履歴を復元する。今年度は、入戸火砕流噴火直前の活動推移について層序を明らかにした。また、入戸火砕流以降現在に至る桜島や始良カルデラの火山活動について噴出物の野外調査を実施し、古期北岳の爆発的噴火噴出物の層序および岩相を明らかにしたほか、新規北岳活動後期のP8、P7、P5 降下軽石を噴出した活動の層序および年代について制約を与えた。
- 2) 始良カルデラで約3万年前に発生した入戸火砕流噴火については、「平成28・30年度原子力施設等防災対策等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）事業」においてそのマグマ噴出量の計測を行った。その後、入戸火砕流の分布情報、および広域に拡散した始良 Tn の分布情報を再整備した。また入戸火砕流から分離した始良 Tn 火山灰の総量を再計算した結果、堆積物の見かけ体積 300km³、マグマ換算体積 120km³ と見積もられた。入戸火砕流噴火で噴出したその他の噴出物を合計し、入戸火砕流の総噴出量について、堆積物のみかけ体積で 920～1020 km³、DRE 換算値では、370～420 km³ と推定した。
- 3) 洞爺カルデラにおいては、約13万年前の先行噴火および、約11万年前の洞爺カルデラ形成噴火について、大規模噴火の準備期から破局噴火へと至るマグマ過程を地質学的に検討する。その上で、支笏・洞爺火山地域（図1.3-1）における最新のカルデラ形成噴火である支笏カルデラ形成噴火や北海道東部の屈斜路カルデラ形成噴火など、後カルデラ火山群の活動を含めて比較検討することにより、大規模珪長質火山地域の一生を明らかにすることを試みる。今年度は、長流川火砕噴火の噴火推移および給源域の推定のためボーリング調査を行ったほか、後カルデラ火山である中島火山の活動を明らかにするため U-Pb 年代測定と全岩化学組成分析を行った。その結果、長流川火砕流は洞爺カルデラとは別起源の火山噴出物であることが

明らかになった。また、カルデラ形成噴火噴出物について、各ユニットの層序変化を明らかにし、その噴火推移の全体像を明らかにした。

(2) 岩石学的手法によるマグマプロセスに関する調査・研究

本調査・研究では、(1)の地質学的調査に基づく大規模噴火の長期的・短期的推移の復元結果と合わせて、噴出物の岩石学的検討による巨大噴火に至る過程のマグマ供給系の時間・空間発達過程の検討を行う。具体的には(1)で復元された噴火活動の推移に沿って、噴出物の岩石学的解析を行い、大規模噴火を引き起こすマグマ溜まりの温度・圧力・マグマ組成等の時間変化を追跡する。今年度は、鬼界・始良・阿蘇・支笏・屈斜路カルデラ形成噴出物を対象とした以下の検討を実施した。

- 1) 鬼界カルデラでは、鬼界アカホヤ噴火(7.3千年前)以前に、鬼界葛原噴火(9.5万年前)、小アビ山火砕流(14万年前)、および、カルデラ形成期初期(58万年前)に小瀬田火砕流が発生している。これらの噴出物について岩石学的解析とメルト包有物化学分析をEPMAおよびSIMS等で行い、マグマの化学的特徴、温度・圧力条件を明らかにする。その結果を元に、薩摩硫黄島火山のカルデラ形成期(58万年前～7.3千年前)のマグマ供給系の時空間変化をモデル化する。今年度は、小アビ山火砕流堆積物を対象に分析を行い、マグマの温度が $919\pm 8^{\circ}\text{C}$ であること、メルト包有物の $\text{H}_2\text{O}\cdot\text{CO}_2$ 濃度が0.3～3.5wt%、0.001～0.019wt%であることを明らかにした。そのガス飽和圧力は $58\pm 26\text{MPa}$ と推定され、この圧力は深さ $2\pm 1\text{km}$ に相当する。また、小瀬田、長瀬、鬼界葛原噴火堆積物の結果も合わせると、鬼界のマグマ溜まりの深さは、カルデラ形成期初期(58万年前)に $9\pm 3\text{km}$ 、14万年前は $2\pm 1\text{km}$ 以深、9.5万年前は $6\pm 2\text{km}$ 、7.3千年前は $5\pm 2\text{km}$ と時間変化した。さらに、鬼界カルデラのマグマ溜まりでのマグマ滞留時間を検討するため、予察的に、噴出物の斑晶内の組織を観察し、鬼界アカホヤや鬼界葛原噴火の輝石斑晶と石英斑晶がわずかに壱帯構造を持っていることを確認した。
- 2) 始良カルデラでは、約3万年前のカルデラ形成噴火である入戸火砕流噴火に先立つ約3万年間の噴出物、特に流紋岩マグマに含まれる斑晶鉱物およびそれに含まれるガラス包有物の組成を用いて熱力学的平衡条件の検討を行い、始良カルデラの流紋岩マグマ溜まりの温度・圧力・マグマ組成等およびその活動推移に沿った時間変化を解析した。その結果、先カルデラ期およびカルデラ形成期の流紋岩は互いに類似した組成を持つが、ガラス組成はわずかに異なるグループを形成することが明らかになり、噴火ごとにマッシュの熔融とメルトの集積が生じ、先カルデラ期噴火およびカルデラ形成噴火を発生させた可能性が示唆された。石英斑晶の拡散組織から見積もられた最大滞留時間はいずれも数1000年以下であり、先カルデラ期流紋岩マグマとカルデラ形成噴火の流紋岩マグマの間で、結晶化の時間的重複が少なかった可能性、すなわち先カルデラ期からカルデラ形成期噴火にかけて、結晶度の高いクリスタルマッシュ状流紋岩マグマ溜まりの中での短時間のマグマ抽出と結晶化の繰り返しが発生したことが示唆された。
- 3) 阿蘇カルデラでは、カルデラ形成噴火噴出物の岩石学的検討から、昨年度までに深部で水に不飽和だった珪長質マグマが、結晶化により揮発成分を濃縮した後に大規模噴火した可能性を明らかにしてきた。今年度はこれを受け、阿蘇1および阿蘇4火砕流噴火直前の層序から

詳細に採取した試料と後カルデラ期の珪長質マグマを比較することにより、現在の阿蘇カルデラの珪長質マグマシステムの成因を検討した。その結果、阿蘇カルデラで最初の大規模火砕流噴火である阿蘇 1 噴火に先行して噴出したマグマは、揮発成分に飽和しており、由来した深度は、時間とともに浅くなったこと(12→8km)がわかった。阿蘇カルデラの最大規模の火砕流噴火である阿蘇 4 噴火に先行して噴出したマグマは、揮発成分に飽和あるいは不飽和で、これに比較的カリウム濃度に乏しく揮発成分に富むマグマが混入したことがわかった。阿蘇の後カルデラ期の最新珪長質活動である ACP1 のマグマは、揮発成分に不飽和であり、噴出物が由来した深度は、噴火の進行とともに深くなった(6km→20km)ことがわかった。

- 4) 洞爺カルデラでは、代表的な露頭において試料を採取し、本質タイプごとに岩石記載、全岩化学組成分析、鉱物組成分析などを行い、メルト包有物の揮発性成分分析結果も利用して洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系の構造を明らかにするとともに、斑晶鉱物の累帯構造解析および U-Th 放射年代測定からマグマプロセスの時間スケールについて予察的な検討を行った。洞爺カルデラ噴出物は、斑晶に乏しい主珪長質マグマ、斑晶に富む副珪長質マグマと苦鉄質マグマに区分できるが、主珪長質マグマと副珪長質マグマ・苦鉄質マグマとは同位体比が異なっていることから、主珪長質マグマと副珪長質マグマを苦鉄質マグマからの結晶分別作用で生成することは不可能であり、地殻物質などの部分熔融によって生成された可能性が高い。斑晶鉱物の累帯構造解析から予察的に見積もると、主珪長質マグマの集積はステージ 1 噴火開始の少なくとも 500 年以上前から、副珪長質マグマの集積は噴火の 80 年前頃から始まっていたと考えられ、その後、苦鉄質マグマの貫入がステージ 2 噴火開始の 2 週間前頃から始まり、短時間で大規模噴火に至った可能性が高い。
- 5) 屈斜路カルデラで 3.9 万年前に発生した最新のカルデラ形成噴火 KP1(125 立方キロ)の直前に噴出した一連の降下火砕堆積物の化学分析および斑晶ガラス包有物の揮発成分濃度分析を行ない、大規模噴火に至るマグマ供給系の時間発展と深度を推定した。その結果、大規模カルデラに先行して、medium-K のマグマ(屈斜路の特徴)と low-K のマグマ(摩周の特徴)とが混合して噴出後、medium-K 組成を主体とするマグマの大規模噴出へと発展した可能性が示された。これらのマグマが由来した深度にも時間変化があり、大規模噴火に先行するマグマは地下 2~12km と幅広い深さに由来したのに対し、大規模噴火本体のマグマは地下 8~12km に由来した可能性が示された。
- 6) カルデラ形成噴火においては、岩石学的特徴から珪長質マグマと苦鉄質マグマの混合が発生していることが示唆されている。噴出物の岩石学的解析から推測される珪長質端成分マグマ組成を用いて、熱力学的平衡計算および高温高压実験による相平衡関係の検討を行い、カルデラ直下のマグマ溜まりの温度圧力条件を推測する。今年度は、これまでに十和田火山のカルデラ形成期噴火のうち、特に噴出量の大きな噴火エピソード N および L の珪長質端成分軽石について実施した岩石学的解析及び高温高压相平衡実験をとりまとめ、カルデラ噴火のマグマ溜まりの物理化学条件を制約した。特に、水飽和条件の相図を完成させ、温度圧力条件を精密に決定するための追加実験を行った。また、出発物質の軽石に含まれる鉱物の分析数を増やすとともに、各種地質温度圧力計を使用して、実験で制約した温度圧力と矛盾がないか確認した。その結果、N マグマでは 840~875 °C、130~170 MPa の条件で、L マグマでは

825~850 °C, 150~170 MPa の条件で条件が再現できることが分かった。

(3) 活動的カルデラ火山の地下構造調査

本調査は、10km 以深の地下構造を把握するため長周期のシグナルを安定して長期間観測できるネットワーク MT 法による観測を行う。さらに、次項の地球化学的調査結果と合わせて MT 法による浅部低比抵抗領域の連続観測によるモニタリング手法への応用を検討する。

- 1) 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から、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。調査域は、阿蘇カルデラ外の 17 エリアとカルデラ内の 7 エリアからなるが、昨年度までにカルデラ内の 7 エリアについての観測は終了している。本年度は、カルデラ外の 17 エリアで観測を実施した。観測に際しては電極の埋設、局舎への収録装置設置を行い、これまでと同様に 1 エリアにつき 3 ~ 4 ヶ月程度の期間においてデータ収録を行った。収録したデータについては、逐次、電場と磁場の応答関数を求めるデータ解析を行っている。また、カルデラ内の 7 エリアのデータを用いて、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インバージョン解析を実施した。得られたモデルには、カルデラ内の北西域の深部から中央火口丘に向かってせり上がる低比抵抗異常ブロックが存在する。この特徴は、広帯域 MT 法データによって求めた 3 次元比抵抗構造モデルや既存のネットワーク MT 法観測データによって求めた 3 次元比抵抗構造モデルに表れた北東域の深部から中央火口丘に向かってせり上がる低比抵抗異常ブロックとは異なるもので、今後の検討が必要である。
- 2) MT 法による火山活動モニタリングへの応用可能性を検討するため、3 次元比抵抗構造が既に明らかになった阿蘇カルデラにおいて、中岳第一火口の近傍に観測定点を設け、火山活動に伴う電磁場応答経時変化の検出可能性の検討を新たに実施した。これまでの構造解析によって得られている中岳火口直下から深部へ延びる円柱状の低比抵抗域は、地震波や地殻変動の解析から推定されている阿蘇のマグマ供給系とは異なる場所に位置している。そこで、この解析結果の信頼性を確保するために、広帯域 MT 法とは別の手法である自然電位法に着目した。昨年度に引き続き自然電位のマッピング観測を実施するとともに、熱水系の数値シミュレーションを実施し、観測結果との比較から、雨水の浸透のみでは説明できないファクターを抽出し、その結果から、円柱状比抵抗構造の存在と自然電位法の火山活動モニタリングへの適応可能性を検討し、自然電位の測定結果も特徴的な低比抵抗柱の存在に感度があることを確認した。
- 3) 十和田火山を対象とした MT 法による地下構造調査として、湖周辺の陸上での観測を実施し、3 次元インバージョンにより比抵抗構造を求めた。その結果、特徴的な比抵抗構造として、カルデラ中央やや西寄りに位置する円柱状の低比抵抗域と、カルデラ東縁から南方に延びる高比抵抗域が検出された。いずれも感度テストの結果、観測データから得られる構造であると考えられる。

(4) 活動的カルデラ火山の地球化学的調査

本調査は、国内のカルデラ火山について深部流体起源の成分が溶け込んだ地下水の希土類元素組成及び重元素同位体組成の分析を行い、マグマの種類及び熱水上昇過程の推定を試みる。また、カルデラ火山での長期的な地下水の採取等、火山活動の変化を捕えるモニタリング項目としての適応性についても検討を行う。今年度は、以下の4項目を実施した。

- 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、引き続き阿蘇カルデラ及び周辺の地下水の希土類元素データを取得し、高次元データ AI 統計解析も用いて、マグマの種別・上昇過程を特定する手法としての有用性について検討した。また、始良カルデラについても希土類元素データを取得した。特に阿蘇カルデラの解析結果、天水系3つと火山性流体2つを抽出することが出来た。火山性流体の組成変化の成因は今後の検討課題であるが、中央火口丘由来の流体に Eu 負異常がないことは、起源とするマグマが花崗岩質でないことを示している。
- 2) 阿蘇カルデラ火山深部に存在する流体がマグマであるか否か、マグマの種別、マグマ起源熱水の上昇過程を推定するために開発した放射性塩素同位体法および Cl/Cl 比を用いたマグマの活動状態の推定手法の妥当性を検討するため、日本の他のカルデラ火山においても同手法を用いた地下のマグマの状態の推定が可能かどうかを試み、同手法の適用性を評価する。また、海底カルデラ火山における適用性の可否も検討し、問題点および課題を示す。今年度は、マグマ起源 Cl 濃度の解析方法を昨年度の $\text{Br}-\text{Cl}$ を用いた手法から、 $\text{Cl}-\text{Br}-\text{I}$ を用いた手法に高度化した。また、地下水に含まれる端成分を昨年度の天水、海水、マグマ水の3成分とする方法から天水、海水、変質海水、マグマ水の4成分とする方法に変更し、マグマ起源 Cl の割合を求めた。これにより地下水に含まれるマグマ起源成分の Cl/Cl 比と $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$ 比を再計算し、誤差もより正確に評価した。これらを海底カルデラである始良カルデラとカルデラ湖の十和田カルデラに適用し、マグマ溜まり進化モデルに基づき各マグマ溜まりの状態に対応して放出される熱水流体の Cl/Cl 比と $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$ 比から、地下のマグマ溜まりの状態を推定する $\text{C}/\text{Cl}-\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$ 法の有効性が確認された。さらに、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を用いた手法の海底カルデラへの適用性検討では、始良カルデラ周辺の深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の特徴を把握した。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比、および溶存化学組成より、始良カルデラ周辺においては、地下水およびその溶存成分の滞留時間が地域によって異なることが明らかになった。
- 3) これまでの2年間での研究によって、気液平衡装置を用いた溶存 CO_2 -ラドン(Rn)濃度測定ユニットとフローセル方式による酸化還元電位(ORP)-pH-溶存水素濃度測定ユニットで構成される「地球化学曳航観測システム」を開発した。この曳航観測システムが海底カルデラ火山におけるマグマ起源流体湧出の地球化学的観測に実戦配備されるには、海底火山沿岸海域における調査において安定して動作し続けること、また、実際に海底から火山性のガスが流出している沿岸域で有意なシグナルを捉えるに十分な性能をもつことを示さなければならない。そこで本年度は、火山性 CO_2 ガスの海底湧出が確認されている大分県の古い火山島「姫島」の沿岸海域(大沢・三島, 2017)において、開

発した地球化学曳航観測システムを運用し、測定項目に有意なシグナルが現れるかどうかを実検するとともに、その曳航観測で強いシグナルが現れると予想される溶存 CO_2 (DIC)ならびに海底流出ガスに関する炭素同位体地球化学調査をあわせて実施した。その結果、ガス湧昇域を曳航している際に、一般的な外洋海水の DIC 濃度 (2mM/L 程度)を上回る DIC 濃度 (最高で 2.5 倍ほどの濃度)を頻繁に捉えることに成功した。曳航観測にからめて行った同位体調査のデータ解析の結果、この高い濃度の DIC は海底流出 CO_2 ガスによるものであることが分かった。

- 4) カルデラ火山の火山活動の変化を捉えるモニタリング手法としての地下水観測項目について検討するため、始良カルデラで地下水調査を行い、水質・同位体組成を把握し、調査地点を設定する。調査地点においては年数回程度の定期試料採取・分析を行い、各成分の変動を考慮に入れ、火山活動の変化を捉える観測項目としての適応性を検討する。今年度も、これまでに選定・追加した観測地点の地下水試料の繰り返し調査をひきつづき行った。観測地点においては 1~2 か月ごとの定期試料採取・分析を行い、マグマに関する成分の微小な変動トレンドを用いたマグマ活動に関する変動かどうかの判定、さらには、変動のベクトルを用いてマグマ活動の状態を推定するための手法を検討した。本手法は、海水が多く含まれる地下水でも、微小な変動を捉えることができれば、マグマ活動の状態評価が可能であると考えられる。今回検討した観測地点では、約 3 年間のデータ集積により 1)変動の少ない安定した系、2)海水の混合やマグマ水の混合率の変化する系の存在が明らかになった。

1 巨大噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究

1.1 始良カルデラの事例調査

【実施内容】

始良カルデラにおいては、約 3 万年前の入戸火砕流噴火の直前に発生している複数の噴火（毛梨野軽石、深港軽石、大塚軽石およびそのほかの噴出物）について、既存の研究結果（長岡ほか、2001 など）に基づいた地質学的調査を行い、直下の土壌や噴出物に含まれる有機物を用いた炭素 14 年代測定およびそのほかの適切な年代測定により層序および分布を確立させ、大規模噴火前後の噴火履歴を復元する。今年度は、入戸火砕流噴火直前の活動推移について層序を明らかにした。また、入戸火砕流以降現在に至る桜島や始良カルデラの火山活動について噴出物の野外調査を実施し、古期北岳の爆発的噴火噴出物の層序および岩相を明らかにしたほか、新規北岳活動後期の P8、P7、P5 降下軽石を噴出した活動の層序および年代について制約を与えた。

【調査・研究成果】

(1) 先入戸噴火噴出物の層序および年代

始良カルデラにおいて、岩戸火砕流噴火以降、大塚テフラ、深港テフラ、毛梨野テフラを噴出する噴火が発生したと考えられる。また入戸火砕流噴火に先立ち噴出したと考えられる流紋岩溶岩として、始良カルデラ北縁に分布する清水流紋岩溶岩、南東縁に分布する牛根流紋岩溶岩が知られている。

今年度までの調査で、入戸火砕流噴火直前の噴出物層序を複数地点で確認し、またそれらの炭素 14 年代測定を実施した。その結果を図 1.1-1 および図 1.1-2 に示す。噴出物の分布から約 6 万年前の岩戸火砕流噴火は始良カルデラ北東部、現在の国分付近から噴出したと考えられる。その後発生した火砕噴火のうち、大塚噴火は始良カルデラ内部から、深港噴火は始良カルデラ南部から、毛梨野噴火は始良カルデラ北縁部から発生したと考えられる。なお、入戸火砕流噴火に先立ち発生したと考えられる清水溶岩および牛根流紋岩溶岩を噴出した噴火は、それぞれの溶岩流の分布から始良カルデラ北縁および南東縁から発生したと考えられる。これらの結果は、Nagaoka (1988) および長岡ほか (2001) の噴火位置の推定とほぼ一致している。毛梨野噴火の発生位置については、Nagaoka (1988) および長岡ほか (2001) は国分平野東縁の国分清水付近に噴出源を想定したが、毛梨野テフラの層厚や粒径分布はより北方の地点で厚いことから、毛梨野噴火の発生位置はこれまでの想定よりも北方の、現在の国分重久付近にある可能性が高い。

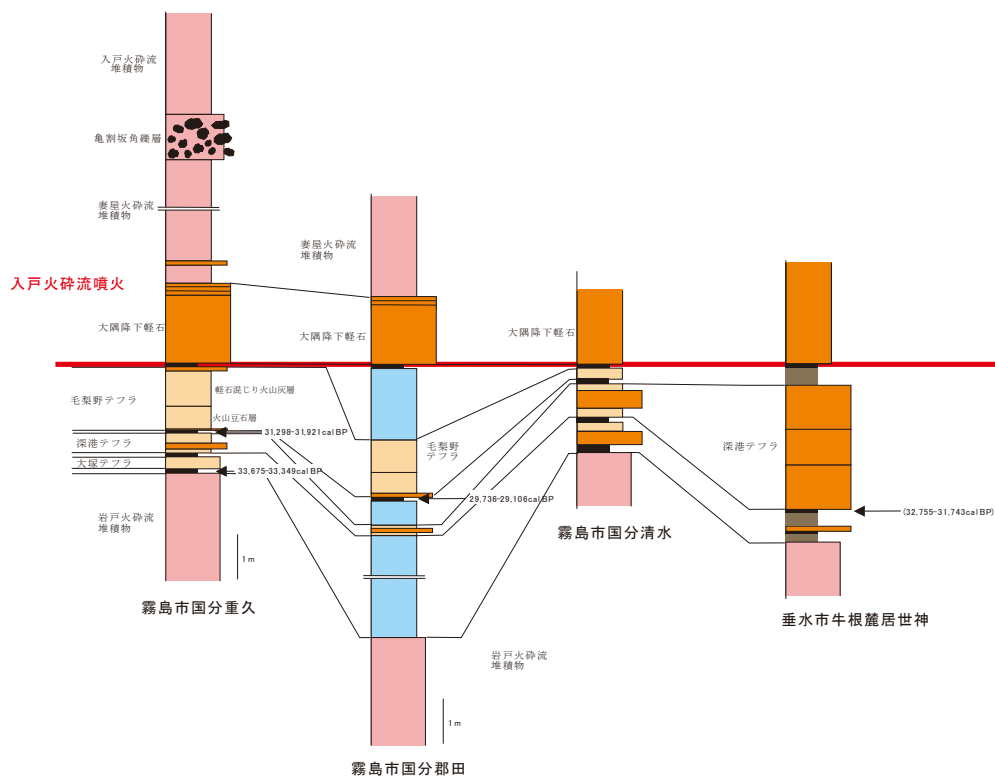


図 1.1-1 始良カルデラ北～東縁において入戸火砕流堆積物と岩戸火砕流堆積物の間に発達するテフラの柱状図.



図 1.1-2 始良カルデラ北～東縁における約 6 万年前の岩戸火砕流噴火と、約 3 万年前の入戸火砕流を噴出したカルデラ形成噴火との間に発生した噴火の時代関係まとめ.

(2) 後入戸噴火噴出物の層序および年代

入戸噴火後に活動を開始した桜島火山および若尊カルデラの噴出物の層序を野外調査により確認した。始良カルデラ東方の大隅半島において、古期桜島火山の噴出物である P17, P16 および P15 テフラの層序・岩相および分布を調査した。また、新期桜島火山の P8, P7 および P5 テフラについて、層序および岩相を確認するとともに、年代を確定させた。

古期桜島火山の噴出物は、始良カルデラ東方の大隅半島に置いて 3 枚の降下軽石層が認められる。桜島から東方～南東方向の大隅半島中部で、入戸火砕流堆積物の上位に広く分布する P17 テフラ(桜島高峠 6 テフラ)は、桜島火山から噴出した現在知られている最も古い降下軽石噴出物である。大隅半島における P17 テフラは入戸火砕流噴火の噴出物の上位に褐色風化火山灰からなる土壌を挟んで堆積している。桜島島内では見出されていない。

P17 テフラは濃赤褐色を呈する発泡の悪い軽石からなる降下火砕物層である。桜島近傍では、下位から黒色スコリア層、赤褐色軽石層、青灰色の異質岩片に富む軽石層の 3 層が認められ、遠方では最上位の青灰色岩片層のみが認められるとされる(森脇, 1994)。

輝北町市成(図 1.1-3)では、P17 テフラは層厚約 35cm の降下火砕物層として堆積する。本地点において P17 テフラは二つの堆積ユニットに区分できる。下位のユニットは層厚約 20cm で、最大径 2cm の赤色軽石と黒色の細礫スコリアで構成される。基底部は赤褐色軽石粒からなる淘汰の良い軽石層である。上位のユニットは層厚 15cm で、黄褐色の粘土質火山灰の基質に、赤褐色軽石と細礫サイズの青灰色岩片が点在する。垂水市二川(図 1.1-3)では P17 テフラは層厚約 45cm の降下火砕物層として堆積する。本地点において、P17 テフラは二つの堆積ユニットに区分できる。下部ユニットは約 25cm の層厚で、淘汰の良い赤褐色風化軽石粒からなる淘汰の良い堆積物である。上部約 20cm は火山灰質の基質に赤褐色軽石と岩片が散在している。

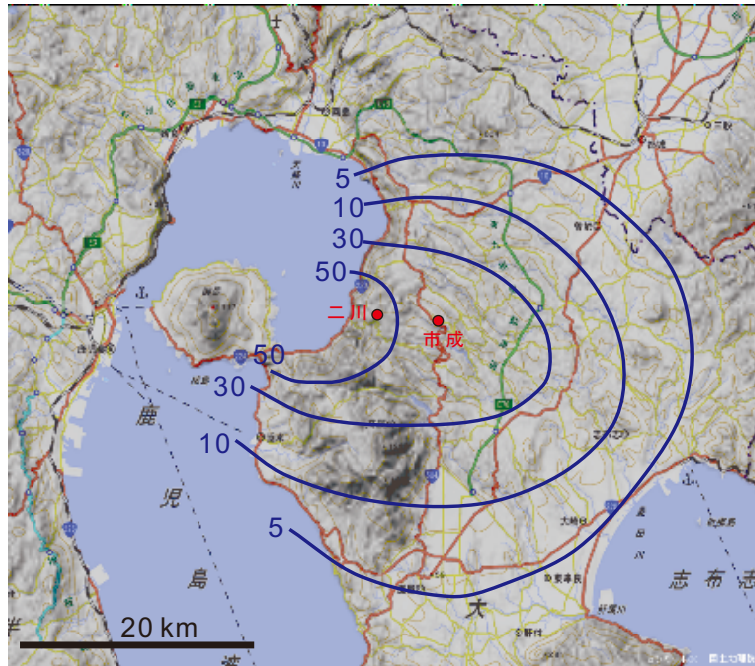


図 1.1-3 P17 テフラの分布. 等層厚線は森脇（1994）より抜粋. 観察地点（垂水市二川および鹿屋市市成）を赤丸で示す.

P16 テフラは古期桜島火山の噴出物で、桜島南東側の大隅半島西岸の狭い範囲に分布する（図 1.1-4：森脇, 1994）。垂水市高峠（桜島北岳火口から南東約 8.5km：図 1.1-4）では、P17 テフラの上位に、層厚約 25～30cm の灰褐色ローム層を挟んで本層が分布する。本地点における P16 テフラは、径 5mm 以下の細粒の淡黄色軽石と、少量の橙色軽石粒子が混在する淘汰の良い軽石層である。少量の灰色安山岩岩片が含まれる。全体層厚は 20cm 程度である。輝北町市成(図 1.1-4)では、P16 テフラは、P17 テフラ層の上位約 40 cm のローム層中に認められる。ローム層中約 20 cm の範囲に径数mmの軽石や岩片が散在する層準として認められる。

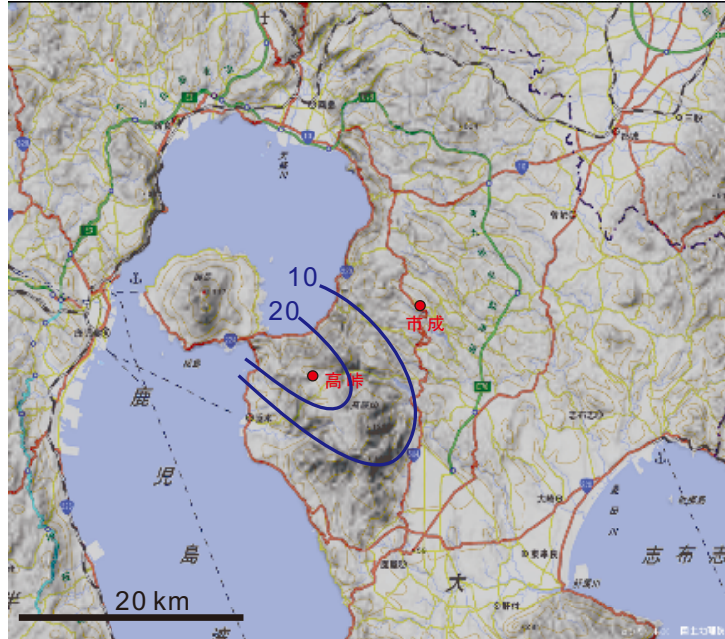


図 1.1-4 P16 テフラの分布. 等層厚線は森脇（1994）より抜粋. 観察地点（垂水市高峠および鹿屋市市成）を赤丸で示す.

P15 テフラは、火山豆石を含む赤褐色の細粒火山灰からなる層である(森脇, 1994). 桜島近傍地点で薄層として堆積する一方で広範囲に分布するテフラ(図 1.1-5)であり、遠方地点では青灰色の岩片が散在する層として認められる. 垂水市高峠(桜島北岳火口から南東約 8.5km)では、前述の P16 テフラ層の上位に、約 25cm 厚の灰褐色ローム層を挟んで P15 テフラが堆積する. 本地点における P15 テフラは、全体層厚は 40cm で、軽石が集中するローム層として認められる. 軽石径は上方細粒化し、基底部では約 3cm 径の軽石粒子が含まれるが、最上部での軽石径は 1cm 未満である. 構成する軽石粒子は明るい橙色を呈する風化軽石粒子が多く、少量の淡黄色軽石が散在する. 多量の灰色～灰白色の安山岩岩片が含まれる. 岩辺の大きさは 1cm 以下で、ほとんどの岩片粒子は 5mm 以下である. 本地点では軽石は灰褐色の火山灰質の基質の中に散在している. 本層の上位は、層厚約 40cm の灰褐色ローム層を挟んで P14 軽石層が堆積している. P14 テフラ層基底部直下約 20cm のロームは腐食質で黒色を呈する. 輝北町市成(図 1.1-5)では、P15 テフラは、P16 テフラの上位約 40 cm に、約 30 cm の範囲に赤褐色の軽石粒子が散在する層準として認められる. P15 テフラよりも上位は黒色土が発達する.

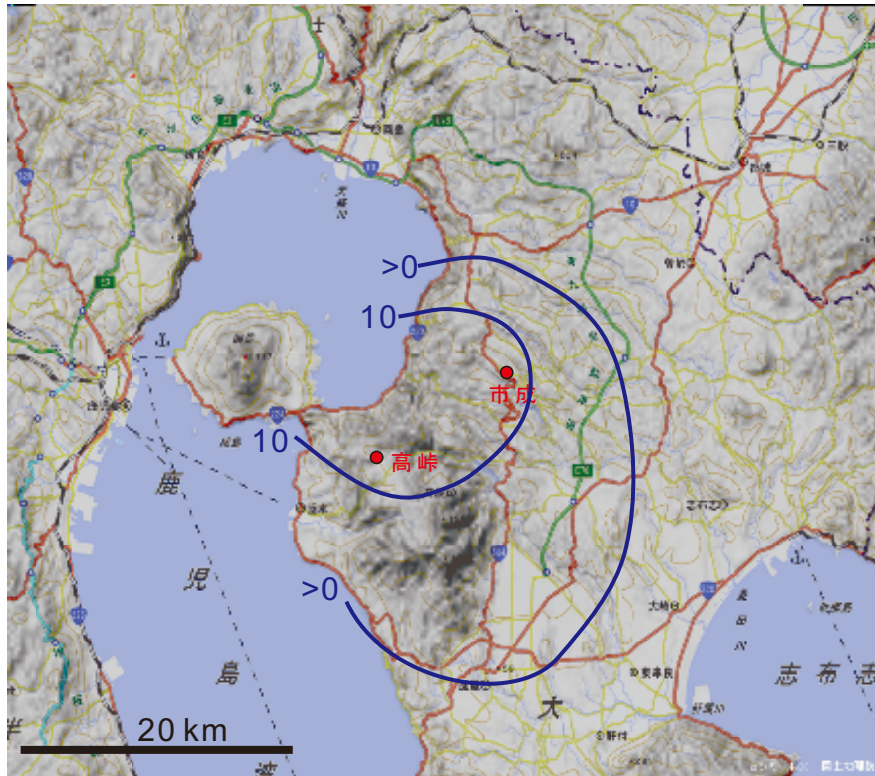


図 1.1-5 P15 テフラの分布. 等層厚線は森脇（1994）より抜粋. 観察地点（垂水市高峠および鹿屋市市成）を赤丸で示す.

新期桜島火山の噴出物のうち桜島島外で降下軽石層として認められるものは P14, P13, P12, P11, P8, P7 および P5 テフラである. 本研究は, このうち P8, P7 および P5 テフラの分布および層序を確認した.

P8 テフラは桜島東方のごく限られた地域に分布する. これまでの研究ではその存在や層序について簡単な報告がされている (小林・江崎 1996, 小林・溜池, 2002, 宮坂ほか 2013) が, 岩相や分布についての情報はほとんどなかった. 小林・江崎 (1996) によれば, P8 テフラは約 7 千 3 百年前の鬼界アカホヤテフラの上位に存在し, 池田湖テフラに覆われるとされる (小林・江崎, 1996). 今回, 垂水市高峠地域において P8 テフラに退避される降下軽石層及び火山灰層の露頭を見出した. 本露頭では, P8 テフラは, 鬼界アカホヤテフラの上位に, 厚さ約 5 cm の風化火山灰層 (ローム) を挟んで堆積する. 小林・江崎 (1996) の記載にある通り, P8 テフラ層の下半部の層厚約 8cm の淘汰の良い降下軽石堆積物と, それを覆う最大厚さ 6 cm の軽石質火山灰層からなる (図 1.1-6). いずれも有色鉱物として単斜輝石および斜方輝石を含む安山岩～デイサイト質の軽石からなる. 小林・江崎 (1996) による池田湖軽石との層位関係については今回は明らかにすることはできなかった.



図 1.1-6 P8 および P7 テフラの露頭。垂水市高峠。K-Ah：鬼界アカホヤテフラ。

P7 テフラおよび P5 テフラは、新期北岳の活動の後期に噴出した二つのプリニー式噴火によりもたらされた降下軽石である（図 1.1-7）。P7 テフラは、桜島の東方から北東にかけて広く分布するのに対し、P5 テフラは桜島の北西に分布するため、相互の直接の層位関係は明らかではなかった。また、奥野ほか（2000）で報告されている P7 と P5 テフラの年代はそれぞれ 4.7ka と 4.9ka であり、層位関係と逆転している。

今回、垂水市高峠の P7 テフラ層（降下軽石）直下の土壌、北岳北麓の P5 テフラ（火砕流堆積物）基底部、および鹿児島市寺山の P5 テフラ層（降下軽石）直下の土壌からそれぞれ炭質物を採取しその炭素 14 年代を測定した。その結果、高峠の P7 テフラ層直下の土壌から 5100 ± 30 yrBP（試料 211114C-C02）、北岳北麓の P5 テフラ基底部から 4210 ± 20 yrBP（試料 211115E-C03）、寺山の P5 テフラ直下の土壌から 4640 ± 20 yrBP（試料 211117A-C01）の炭素 14 年代を得た（いずれも $\delta^{13}\text{C}$ 補正あり）。これらの暦年較正年代（表 1.1-1）を考慮すると、P5 テフラを噴出した新期北岳最後の軽石噴火はおよそ 4.7–4.8 cal BP、P7 テフラを噴出した軽石噴火は 5.8–5.9 cal BP に発生したと考えられる。今回得られた年代

は、P7 テフラと P5 テフラの層位関係や、P7 テフラの下位に存在する池田湖テフラ（6.4 cal ka BP）の年代とも整合的である．これらの年代測定の結果を考慮すると、後カルデラ活動である桜島の活動履歴を図 1.1-8 のようにまとめられる．

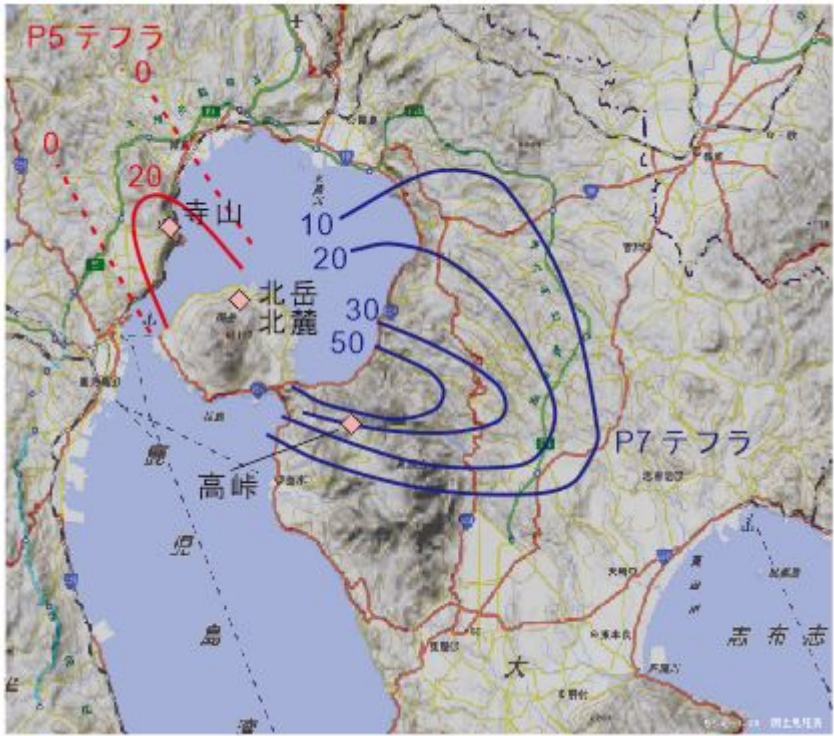


図 1.1-7 P5 および P7 テフラの分布．P7 の分布は森脇（1994）による．◇印は P7 および P5 テフラの炭素 14 年代測定試料の採取地．

表 1.1-1 今回得られた P5 および P7 テフラの年代．

テフラ	場所	試料ID	Libby Age ($\delta^{13}\text{C}$ 補正あり)	暦年較正年代
P5テフラ	桜島北岳北麓	211115E-C03	4210 \pm 20 yr BP	4848-4800, 4759-4696, 4675-4646 cal BP
	鹿児島市寺山	211117A-C01	4640 \pm 20 yr BP	5463-5373, 5360-5344, 5334-5312 cal BP
P7テフラ	垂水市高峠	211114C- C02	5100 \pm 30 yr BP	5920-5852, 5829-5750 cal BP

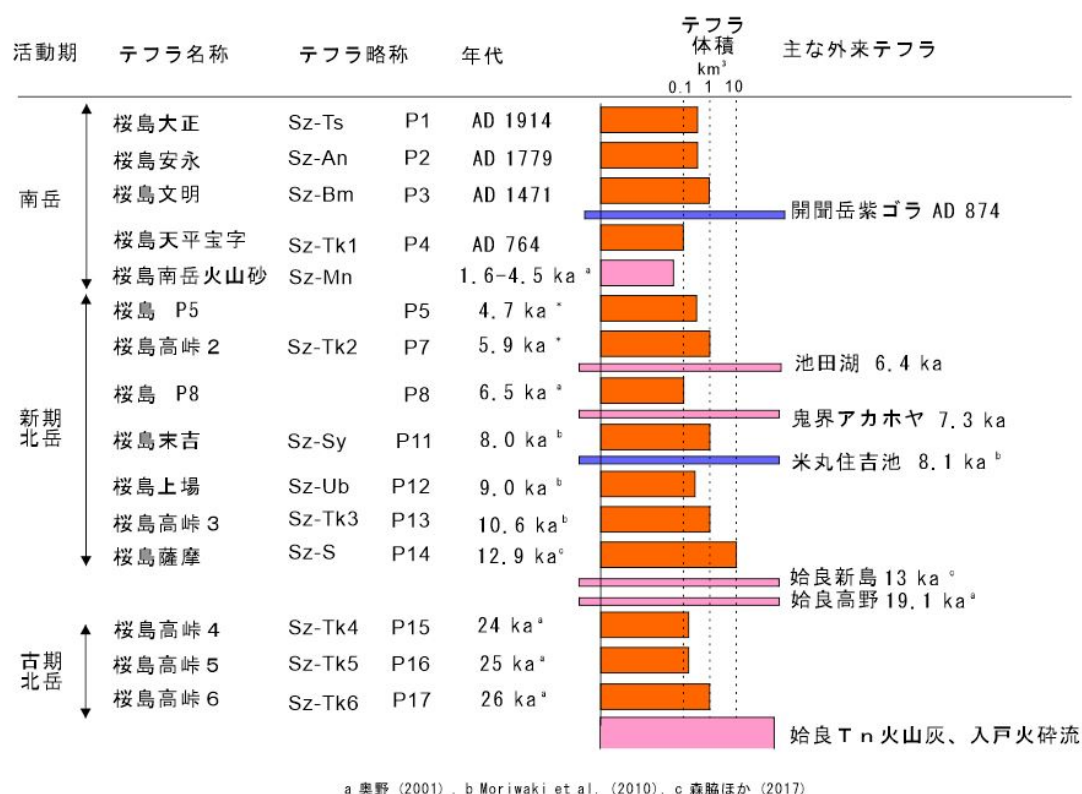


図 1.1-8 本研究により得られた年代を加味した桜島火山のテフラ層序と年代。

参考文献

- 小林哲夫・江崎真美子 (1996) 桜島火山の噴火史. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書 VII 1995 年度, 70-81.
- 小林哲夫・溜池俊彦 (2002) 桜島火山の噴火史と火山災害の歴史. 第四紀研究, 41, 269-278.
- 宮坂瑞穂・中川光弘・吉本充宏・小林哲夫・奥野 充 (2013) 桜島火山におけるマグマ供給系の変化-始良カルデラ形成噴火以降のテフラ噴出物からの解析-. 「地震及び火山噴火予知観測研究計画」「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究 (代表 井口正人)」平成 24 年度成果報告書, 95-104.
- 森脇 広 (1994) 桜島テフラ層序・分布と細粒火山灰の層位. 文部省科学研究費(一般研究 C), 研究成果報告書「鹿児島湾周辺における第四紀後期の細粒火山灰層に関する古環境学的研究」, 1-20.
- Moriwaki, H. (2010) : Late Pleistocene and Holocene tephra in southern Kyushu. in Intra-conference Field Trip Guides. INTAV International Field Conference and Workshop on Tephrochronology, Volcanism, and Human Activity, Kirishima City, Kyushu, Japan, 9-17, May, 2010 edited by Moriwaki, H. and Lowe, D.J., 44-53.
- 長岡信治・奥野 充・新井房夫 (2001) 10 万~3 万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と

噴火史. 地質学雑誌, 107, 432-450.

奥野 充・福島大輔・小林哲 夫(2000)南九州のテフクロノロジー—最近 10 万年間のテ フ
ラー.人類史研 究, 12, 9-23.

1 巨大噴火の噴火準備・進展過程に関する調査・研究

1.2 始良カルデラの入戸火砕流噴火噴出量の見直し

【実施内容】

始良カルデラで約 3 万年前に発生した入戸火砕流噴火については、「平成 28・30 年度原子力施設等防災対策等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）事業」においてそのマグマ噴出量の計測を行った。その後、入戸火砕流の分布情報、および広域に拡散した始良 Tn の分布情報を再整備した。また入戸火砕流から分離した始良 Tn 火山灰の総量を再計算した結果、堆積物の見かけ体積 300km^3 、マグマ換算体積 120km^3 と見積もられた。入戸火砕流噴火で噴出したその他の噴出物を合計し、入戸火砕流の総噴出量について、堆積物のみかけ体積で $920\sim 1020\text{ km}^3$ 、DRE 換算値では、 $370\sim 420\text{ km}^3$ と推定した。

【調査・研究成果】

入戸火砕流噴火の噴出量を、噴出物の分布を再検討することにより再計測を行った。平成 28 年度報告書では、復元した入戸火砕流堆積物の堆積物体積を $500\sim 600\text{km}^3$ 、マグマ換算体積 $200\sim 250\text{ km}^3$ DRE と報告した。また、平成 30 年度報告書では、入戸火砕流から分離し広域に拡散・堆積した始良 Tn 火山灰（AT 火山灰）の体積を 440 km^3 （マグマ換算体積 180 km^3 DRE）と推定した。その後、新たに収集した始良 Tn 火山灰の層厚分布情報を基に、始良 Tn 火山灰層の分布の再見積もりを行い、これを入戸火砕流堆積物の復元体積、および大隅降下軽石等入戸火砕流に先行して噴出した噴出物の体積を加えることにより、入戸火砕流噴火の噴出総量を見積もった。

入戸火砕流の分布域について、主に 20 万分の 1 地質図に基づいて作成した平成 28 年報告書の情報に加えて、詳細な分布情報を 5 万分の 1 スケールの地質図から判読した（図 1.2-1）。その結果、現存する火砕流堆積物のより詳細な分布が判明した。なお、本作業により更新された入戸火砕流の分布は、復元される入戸火砕流堆積物の総量の見積もりには影響しない。

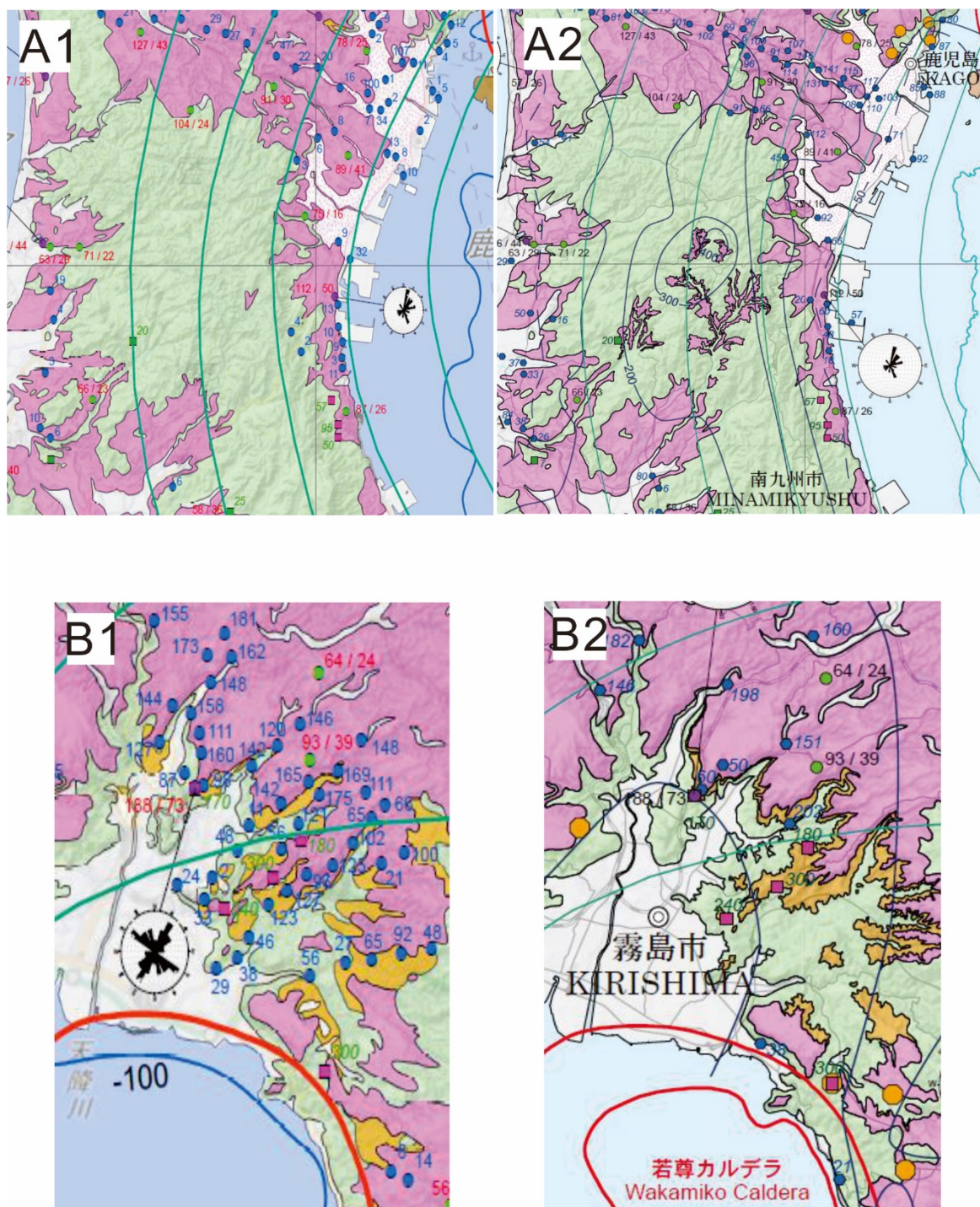


図 1.2-1 入戸火砕流堆積物の分布の再検討結果. A1 および B1 が平成 28 年度報告書で使用した 20 万分の 1 地質図に基づく入戸火砕流の分布（ピンク色）. B1 および B2 が、同じ地域を 5 万分の 1 地質図等に基づき再検討した分布. A は薩摩半島中部, B は鹿児島湾北東沿岸部.

始良 Tn 火山灰層の層厚分布面積の再見積もりを行った。各等層厚線が占める面積を再検討した結果、平成 28 年度報告書で報告した始良 Tn 火山灰層の体積見積もりを修正する必要が明らかになった。再検討の結果、カルデラ縁から 32cm 等層厚線までの領域の始良 Tn 火山灰堆積物は 8.1×10^{13} kg、8 cm と 32 cm の等層厚線に挟まれる領域では 1.1×10^{14} kg、8 cm の等層厚線より外側の領域では 1.1×10^{14} kg となり、合計 3.0×10^{14} kg、堆積物みかけ体積で 300 km³ となった。これは、平成 30 年度報告による推定値（見かけ体積 440 km³）の約 2/3 に相当する。平成 30 年度報告書では、入戸火砕流噴火（平成 30 年度報告書では始良 Tn 噴火と称する）の噴出量を、入戸火砕流堆積物および始良 Tn 火山灰の合計とし、見かけ体積で 940～1040 km³ としている。今年度の作業で、始良 Tn 火山灰層の見かけ体積は 300km³ と再見積もりされたため、入戸火砕流および始良火山灰層を合計したみかけ体積は 800～900km³ と下方修正される。

一方、入戸火砕流噴火の総噴出量には、一連の噴火で入戸火砕流の噴出に先立ち噴出した大隅降下軽石およびそれに随伴する垂水火砕流堆積物、妻屋火砕流堆積物を含む必要があるが、平成 30 年度報告書の「総噴出量」は入戸火砕流堆積物および始良 Tn 火山灰の合計であり、これら入戸火砕流噴出に先行する一連の噴出物が含まれていない。大隅降下軽石の見かけ体積は約 98km³、妻屋火砕流堆積物の見かけ体積は約 13.3km³ とそれぞれ見積もられているため、これらの合計体積は約 111.3 km³ となる（山元 2014 及びその引用文献）。さらに、垂水火砕流の体積については信頼性の高い値が得られていないが、その分布から数 km³ と見積もられる。これらを考慮すると、これらを合計したみかけ体積は 120km³ 程度と推測される。本年度修正した入戸火砕流および始良火山灰層の合計みかけ体積 800～900 km³ に、大隅降下軽石・垂水火砕流堆積物および妻屋火砕流堆積物の合計見かけ体積 120 km³ を加えると、入戸火砕流噴火の総噴出量は見かけ体積で 920～1020 km³ と推測される（表 1.2-1）。これは、DRE 換算値で 370～420 km³ に相当する。

表 1.2-1 入戸火砕流噴火の噴出量見積もり再検討結果。

入戸火砕流噴火の各噴出物の見かけ体積の見積もり（単位 km³）

	平成28年度 報告書	平成30年度 報告書	本年度の再 計算結果
始良Tn火山灰		440	300
入戸火砕流堆積物	500～600	500～600*	500～600*
大隅降下軽石＋垂水火砕流堆積物 ＋妻屋火砕流堆積物		none	120
総噴出量見積もり		940～1040	920～1020

*は平成28年度報告の値を再利用

1.3 洞爺カルデラの事例調査

【実施内容】

本研究では、支笏-洞爺火山地域における最初のカルデラ形成噴火である洞爺火山に注目し、約13万年前の先行噴火および、約11万年前の洞爺カルデラ形成噴火について、大規模噴火の準備期から破局噴火へと至るマグマ過程を地質学的に検討する。その上で、支笏-洞爺火山地域(図1.3-1)における最新のカルデラ形成噴火である支笏カルデラ形成噴火や北海道東部の屈斜路カルデラ形成噴火など、後カルデラ火山群の活動を含めて比較検討することにより、大規模珪長質火山地域の一生を明らかにすることを試みる。今年度は、長流川火砕噴火の噴火推移および給源域の推定のためボーリング調査を行ったほか、後カルデラ火山である中島火山の活動を明らかにするためU-Pb年代測定と全岩化学組成分析を行った。その結果、長流川火砕流は洞爺カルデラとは別起源の火山噴出物であることが明らかになった。また、カルデラ形成噴火噴出物について、各ユニットの層序変化を明らかにし、その噴火推移の全体像を明らかにした。

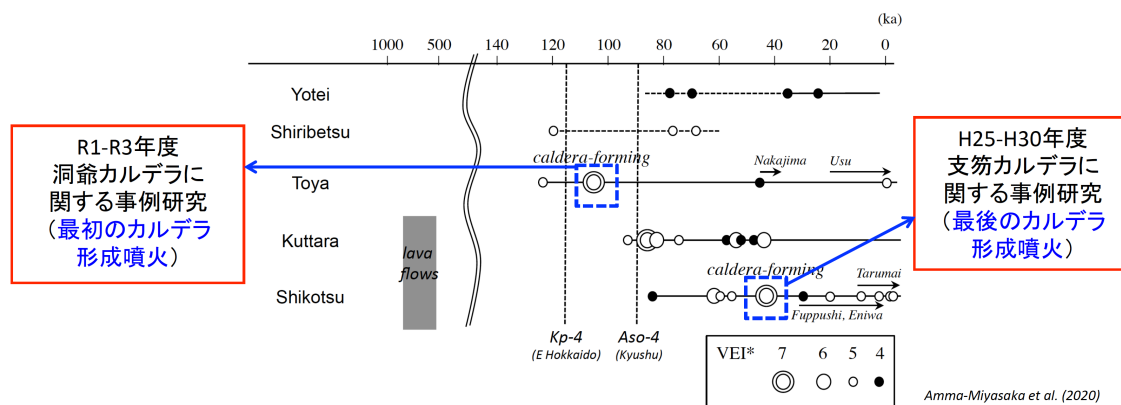


図 1.3-1. 支笏-洞爺火山地域の噴火履歴.

【調査・研究成果】

洞爺火山地域では、0.5Ma 頃まで続いた安山岩質火山活動の後 (Amma-Miyasaka et al., 2020), 125~120ka に長流川火砕流堆積物 (町田・新井, 2003), 106ka には洞爺火砕流堆積物を噴出する噴火があり (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と考えられている (図 1.3-2). 中島火山では, 溶岩ドームから 0.10~0.05Ma の K-Ar 年代 (令和 2 年度本研究) や 0.045~0.040Ma の TL 年代 (高島ほか, 1992), テフラ層序から 48ka (Miyabuchi et al., 2014) の年代値が得られている. 有珠火山では, その活動開始時期について曾屋ほか(2007)では 20~10ka, Goto et al. (2019) では 19~18ka などが報告されており, 山体崩壊(8~7ka 頃; 曾屋ほか, 2007)後に時間間隙をおいて始まった歴史時代の火山活動は現在も活発に続いている.

今年度は, このうち長流川火砕噴火, 中島火山, および洞爺カルデラ形成噴火に注目して, 地質学的検討を行った.

後カルデラ期	有珠火山	新期活動(1663AD～)	ドーム形成・テフラ噴出
		外輪山形成期	山体崩壊(8-7ka?)
			成層火山形成(18ka～)
	中島火山		テフラ噴出(19ka～)
			テフラ噴出(48ka～) ドーム形成(100ka～)
カルデラ形成期		洞爺火砕流堆積物(106ka)	
先カルデラ期?		長流川火砕流堆積物(122.5ka)	
基盤(3.22-0.51Ma)			

図 1.3-2. 洞爺火山地域の活動史.

(高島ほか, 1992; 町田・新井, 2003; 曾屋ほか, 2007; Goto et al., 2013; Matsu'ura et al., 2014; Miyabuchi et al., 2014; Goto et al., 2019)

1.3-1. 長流川火砕噴火の噴火推移と給源域

(1) はじめに

洞爺湖近傍地域には、約 11 万年前に噴出したとされる洞爺カルデラ形成噴火噴出物の下位に薄い土壌層を挟んで長流川火砕流堆積物と呼称される火砕流噴出物が存在することが指摘されており（町田ほか, 1987; Goto et al., 2018），その年代は 125-120ka と見積もられている（町田・新井, 2003）．しかしながら、その給源は不明とされており（町田ほか, 1987），本噴出物に関する地質学的・岩石学的研究はほとんど行われていない．そこで、本研究では長流川火砕噴火堆積物の層序と分布域および全岩化学組成から、噴火の推移と給源域について検討した．その結果、長流川火砕噴火水に富む環境下で小規模なマグマ水蒸気噴火から始まり火砕流噴火に移行して谷埋め型の火砕流堆積物を堆積したことが明らかになり、その給源域は現在の洞爺湖より南側である可能性が考えられたのでここに報告する．

(2) 手法

Goto et al. (2018) によって記載されている露頭において記載を行うとともに、洞爺カルデラ形成噴火噴出物の最下位が観察できる露頭において長流川火砕噴火堆積物の有無を確認し、洞爺カルデラ内部の露頭においてボーリング調査を行った．長流川火砕噴火堆積物を確認できた露頭においては試料を採取し、薄片観察およびガラス組成分析、さらにカルデラ形成噴火噴出物および後カルデラ形成噴火噴出物との比較のために全岩化学組成分析を行った．ガラス組成分析は松本ほか (2015)、全岩主要元素組成分析は Matsumoto et al. (2018)、Sr 同位体比分析は Kuritani et al. (2021) と同じ手法で分析した．

(3) 層序

長流川火砕噴火堆積物は、Goto et al. (2018) によって洞爺湖南方約 10km の長流川左岸および洞爺湖北西約 10km の貫気別川右岸に露出していることが確認されている．本研究では長流川火砕噴火堆積物と洞爺カルデラ形成噴火堆積物の境界部を観察することはできなかったが、Goto

et al. (2018) によると長流川火砕噴火は洞爺カルデラ形成噴火堆積物の下位に 10cm 程度の土壌層を挟んで存在している。長流川火砕噴火堆積物の最上部には大きく削剥された様子は認められず、上部の塊状で淘汰の悪い火砕流堆積物と下部の成層構造が発達したサージ堆積物からなる(図 1.3-3, 図 1.3-4)。上部の火砕流堆積物の最大層厚は洞爺湖南方では約 5m, 北西側では約 8m でいずれも炭化木を含む。火砕流堆積物中の本質物質は灰色軽石が主体で、その最大粒径は洞爺湖南方で 30cm 程度、北西側では 8cm 程度と南方でより粗粒である。下部のサージ堆積物の最大層厚は洞爺湖南方 10km では約 60cm, 洞爺湖北西 10km では約 20cm で、洞爺湖南方では数~5cm 程度の白色軽石のほか灰色軽石や火山豆石を含むのに対して、北西側では火山灰主体で 1cm 以下の軽石がごく少量認められた。

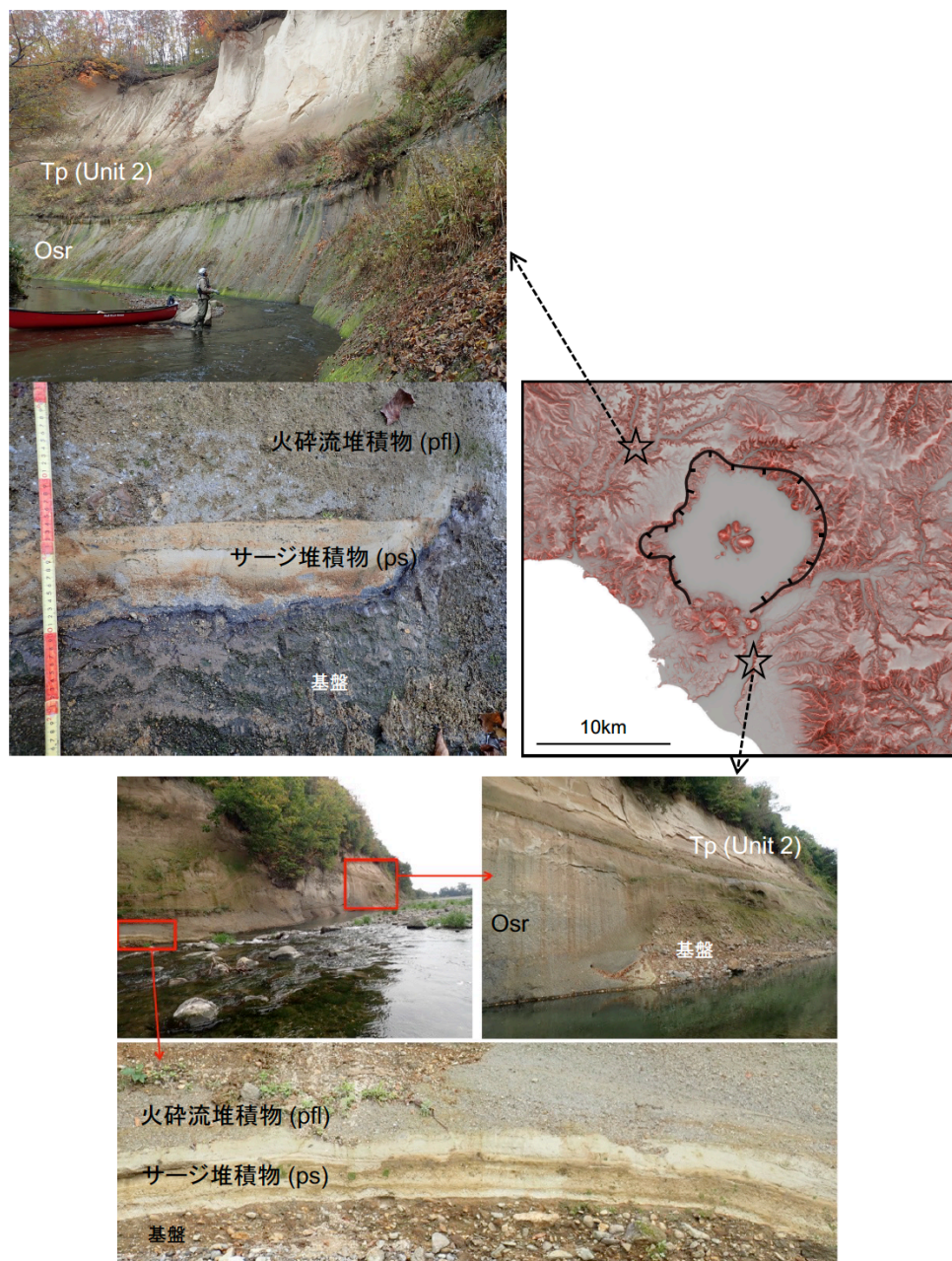


図 1.3-3. 長流川火砕噴火堆積物の露頭写真.

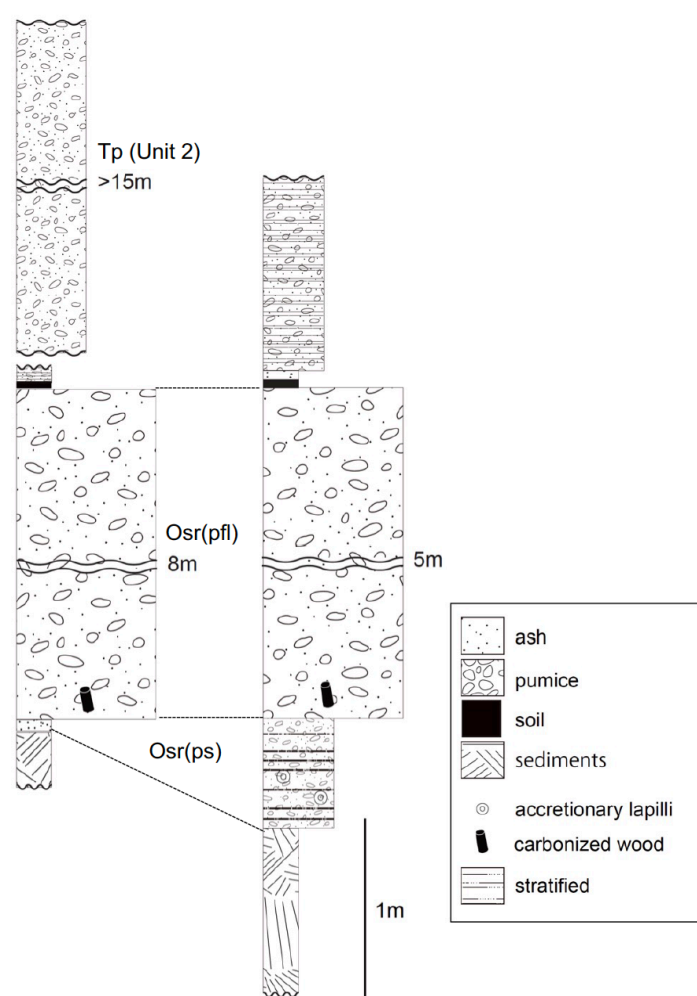


図 1.3-4. 長流川火砕噴火堆積物の柱状図.

(4) 分布

長流川火砕噴火堆積物の分布域を明らかにするため、洞爺湖周辺地域で洞爺カルデラ形成噴火堆積物の最下位 (Unit 1 または Unit 2) が見られる地点において長流川火砕噴火堆積物の有無を再確認した (図 1.3-5). すると、長流川火砕噴火堆積物は洞爺湖北方 20~40km の 3 地点には分布せず、洞爺湖近傍地域においても Goto et al. (2018) の 2 地点から川沿いに数百 m 程度離れると消滅していることが確認された. さらに、洞爺カルデラ北北西内部の洞爺カルデラ形成噴火堆積物 (Unit 2) が露出している地点 (洞爺湖中心部から約 7km) においてボーリング調査を行った結果、深度 6.34m までが洞爺カルデラ形成噴火堆積物で、その下位に雑多な円磨礫を含む二次堆積物、やや変質した溶岩~溶結火砕岩が認められ (図 1.3-6)、さらに下位には変質の進んだ火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩などが存在していた. 二次堆積物下位の溶岩~溶結火砕岩は、薄片観察の結果、捕獲岩を多く含み石基部分はガラス質で流理構造を示すなど、太田 (1956) の向洞爺溶岩に類似している.

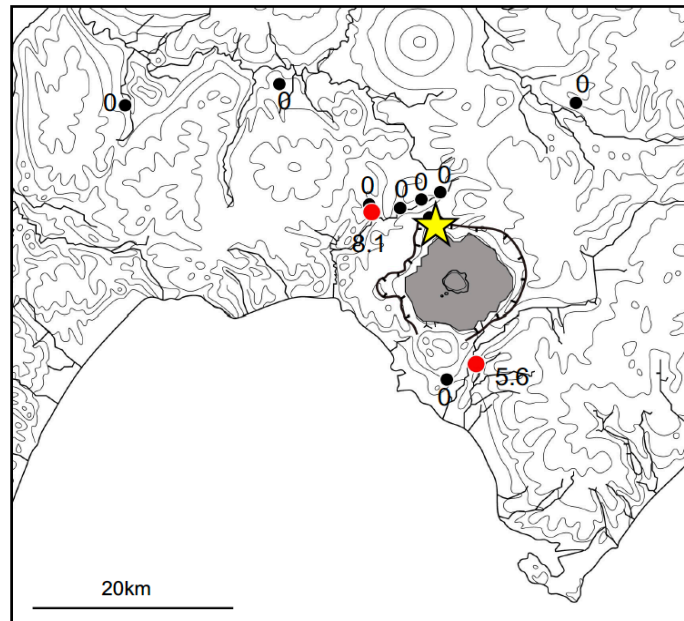


図 1.3-5. 長流川火砕噴火堆積物の層厚分布図. 星印はボーリング調査地点.



図 1.3-6. 洞爺湖中心部から約 7km 地点の露頭およびボーリングコア写真.

(5) ガラス組成

長流川火砕噴火堆積物を確認できた洞爺湖南方約 10km および洞爺湖北西約 10km のにおいて採取した試料についてガラス組成分析を行った結果, 本質物質のガラス組成は $\text{SiO}_2=75\sim 80\text{ wt\%}$ の流紋岩質で, 南方の噴出物の方がやや組成幅は広い. しかしながら, Al_2O_3 , FeO のハーカー図や $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図において, 両者はほぼ一致している (図 1.3-7).

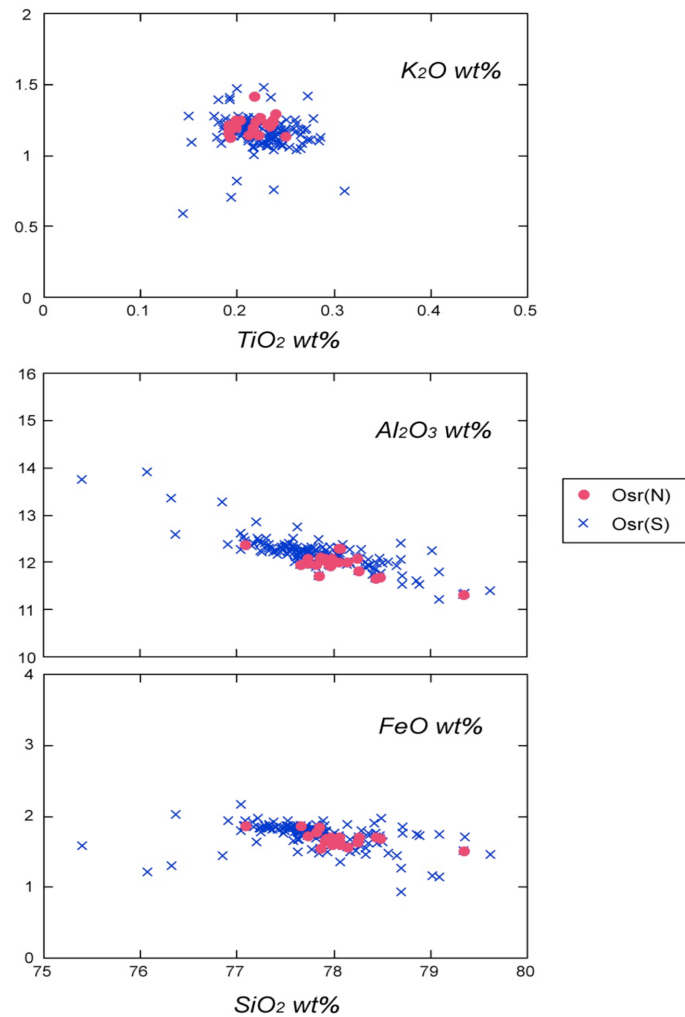


図 1.3-7. 長流川火砕噴火堆積物のガラス組成 (S は洞爺湖南方 10km 地点, N は洞爺湖北西 10km) .

(6) 全岩化学組成

長流川火砕噴火堆積物の組成幅は非常に狭く、 $\text{SiO}_2=70.5\sim72.5$ wt%の流紋岩質である。 $\text{K}_2\text{O}=1.0$ 程度で後カルデラ火山である有珠火山と同程度に K_2O 含有量が低く、 Sr 同位体比は 0.7042 程度で洞爺カルデラ形成噴火堆積物および後カルデラ火山である中島火山・有珠火山噴出物の大部分 (0.7038~0.7040) に比べて明らかに高い (図 1.3-8)。

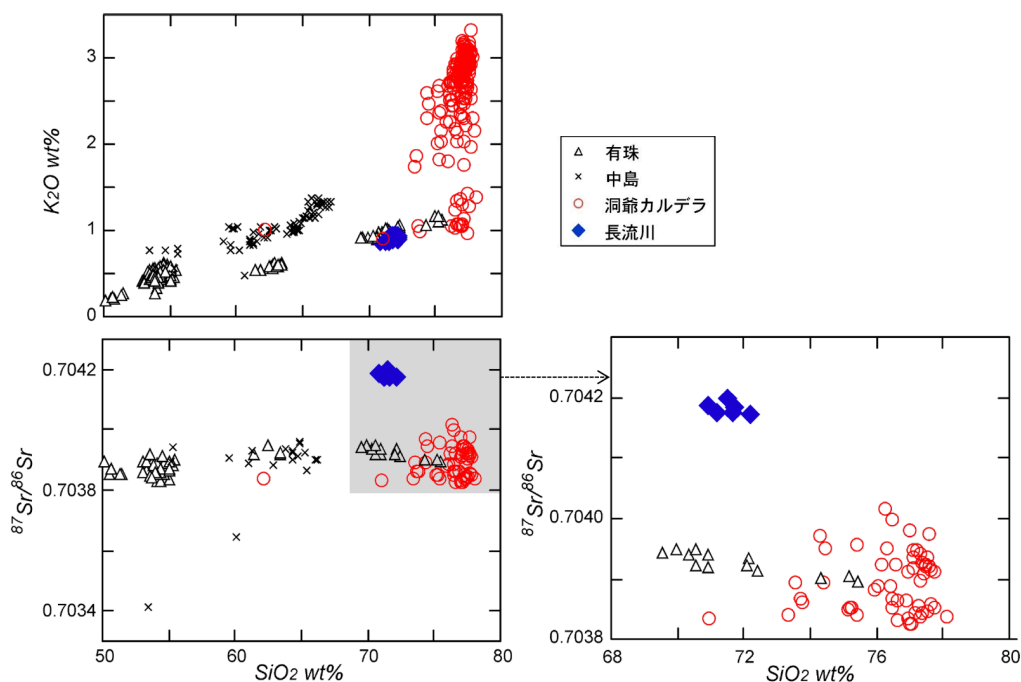


図 1.3-8. 長流川火砕噴火堆積物、洞爺カルデラ形成噴火堆積物、後カルデラ火山堆積物 (中島火山・有珠火山) の全岩化学組成. JB-3 (N=8) の Sr 同位体比は 0.703420 ± 0.000019 (2σ)。

(7) 議論

長流川火砕噴火の噴火推移

長流川火砕噴火堆積物が洞爺湖から約 10km の北方と南方で類似した層相を示し (図 2-1-1, 図 2-1-2), 両者のガラス組成が一致することから (図 1.3-7), 両者が対比できることは間違いない。いずれの地点においても噴火初期に火山豆石を含むサージ堆積物を噴出していることから, 長流川火砕噴火は, 洞爺カルデラ形成噴火と同様に水に富む環境下で小規模なマグマ水蒸気噴火から始まり, その後火砕流噴火に移行したと考えられる。

長流川火砕噴火の給源

長流川火砕噴火堆積物が洞爺湖から約 10km の北方と南方に存在するものの, 洞爺湖周辺地域で洞爺カルデラ形成噴火堆積物の最下位 (Unit 1 または Unit 2) が見られる他の地点には分布しない (図 1.3-5) ことから, 小規模な谷埋め型の堆積物であると考えられる (図 1.3-9)。洞爺湖南方約 10km で本質物質の最大粒径が 30cm と非常に粗粒であることや, 本堆積物の K_2O 含有量が有珠火山と同程度に低いこと (図 1.3-8) を考え合わせると, 長流川火砕噴火の給源は現在の洞

爺湖より南側であった可能性が高い (Nakagawa, 1999). Sr 同位体比が洞爺カルデラ形成噴火堆積物および後カルデラ火山噴出物の大部分と異なること (図 1.3-8) も, 給源域がこれらと異なることを反映しているのかもしれない.

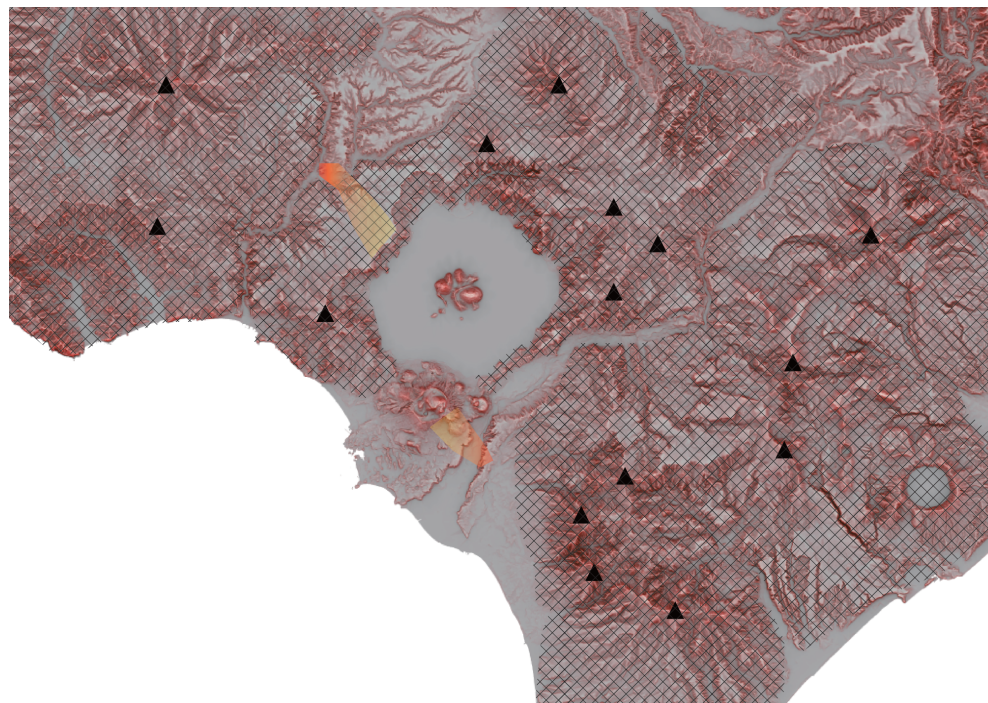


図 1.3-9. 長流川火砕噴火堆積物の推定分布図 (赤～黄).
網掛け部分は基盤の火山岩類, 三角はその主なピーク位置を示す.

(8) まとめ

13 万年前頃に発生したと考えられている長流川火砕噴火は, 地質調査の結果, 水に富む環境下で小規模なマグマ水蒸気噴火から始まり火砕流噴火に移行して谷埋め型の火砕流堆積物を堆積したことが確認された. また, これらが洞爺カルデラ内部北側には分布せず, 本質物質の最大粒径が南側で大きいこと, 全岩 K_2O が低く Sr 同位体比組成が洞爺カルデラ形成噴火および後カルデラ火山のものと異なることなどから, その給源域は現在の洞爺湖より南側である可能性が考えられる.

1.3-2. 中島火山の噴火史

(1) はじめに

中島火山は, 大島とその南側にある観音島, 弁天島, 饅頭島からなる洞爺カルデラの後カルデラ火山である. 大島南西部および弁天島ドームで $0.045 \sim 0.040 \text{ Ma}$ の TL 年代 (高島ほか, 1992), さらに中島火山由来で最大規模のテフラである Nj-Os から 48ka (Miyabuchi et al., 2014) の年代値が得られており, これらは短期間に噴出したと考えられていた. 一方で, Goto et al. (2015) は大島の溶岩ドームを地形の開析状況や上下関係から前期・後期の

大きく2つのステージに区分している．そこで本研究では，中島火山全体で試料を採取し，年代測定および全岩化学組成分析を行って，中島火山の噴火史を再検討した．

(2) 手法

Goto et al. (2015) による分布図を基に（図 1.3-10），東山コーンを除く各溶岩ドームおよび中島火山由来とされている Nj-Os テフラ（山縣, 1994）について試料を採取した．代表的な試料について薄片を作成して石基の組織および変質の程度を確認したのちに，前期に分類される北東岬潜在ドーム溶岩と後期の東山ドーム溶岩について K-Ar 年代を，同じく前期に分類される南西ドーム溶岩と K-Ar 年代を測定した東山ドーム溶岩について U-Pb 年代を分析した．石基の分離および K-Ar 年代分析は（株）蒜山地質年代学研究所に，ジルコンの抽出および U-Pb 年代分析は（株）京都フィッシュントラックに依頼した．また，採取したすべての試料について，Matsumoto et al. (2018) と同じ手法で全岩主要および微量元素組成分析を行った．

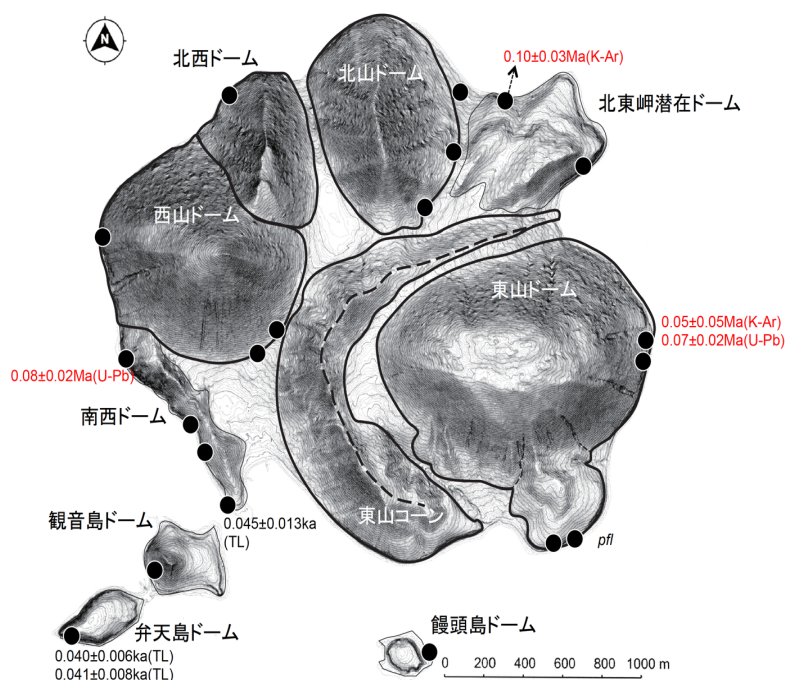


図 1.3-10. 中島火山噴出物の試料採取地点および年代測定結果．

分布図は Goto et al. (2015) を改変．黒字は高島ほか（1992）の年代値．赤字は本研究．

(3) 岩石記載

年代測定を行った試料は、いずれも角閃石デイサイトである（図 1.3-11）。北東岬潜在ドームと東山ドーム溶岩は、角閃石がオパサイト化しているが石基は新鮮である。一方、南西ドーム溶岩は、石基がガラス質で発泡度が高いため K-Ar 年代測定を見合わせた試料であり、非常に新鮮で角閃石のオパサイト化も認められない。

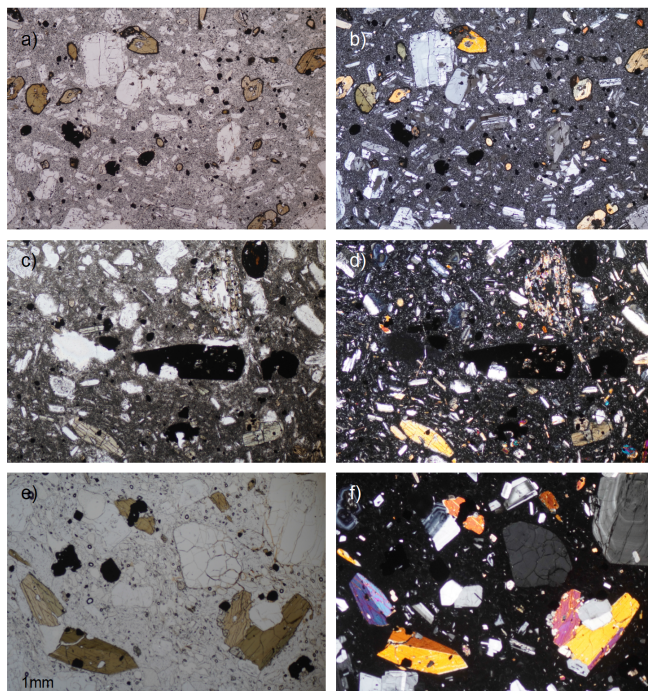


図 1.3-11. 中島火山噴出物年代測定試料の薄片写真.

a,b:北東岬潜在ドーム, c,d: 東山ドーム, e,f: 南西ドーム.

(4) 年代測定結果

地形の開析状況から Goto et al. (2015)によって前期に分類されていた北東岬潜在ドーム溶岩および後期に分類されていた東山ドームの 2 試料について K-Ar 年代測定を行った. いずれの試料も石基部分の K 含有量が 1.045~1.139wt%程度と低く大気アルゴン混入率が 92.5~98.8%と高いため誤差がやや大きいが、より新しいと考えられる東山ドームで $0.05 \pm 0.05\text{Ma}$ 、より古いと考えられる北東岬ドームで $0.10 \pm 0.03\text{Ma}$ となった（表 1.3-1）.

一方で U-Pb 年代測定は、K-Ar 年代とのクロスチェックのため東山ドーム溶岩、そして高島ほか（1992）によって $0.045 \pm 0.013\text{Ma}$ の TL 年代が得られているが、Goto et al. (2015)によって前期に分類されている南西ドーム溶岩について分析を行った. 東山ドーム溶岩では試料 200g 中から約 100 粒子、南西ドーム溶岩では試料 200g 中から約 1000 粒子のジルコンが抽出され、無差別に 30-33 粒子が分析された（図 1.3-12）. その結果、約 10~4Ma の各 2-3 粒子を除けば、その他粒子は東山ドーム溶岩で 0.5~0.06Ma、南西ドーム溶岩で 0.31~0.06Ma が得られた. U-Pb 年代測定の限界に近い極めて若い試料のため年代値が若い試料ほど

誤差も大きいですが、本研究ではヒストグラム分布から最若年代のピークを構成する粒子を選択して噴出年代を見積もったところ、東山ドーム溶岩では7粒子で $0.07 \pm 0.02 \text{ Ma}$ (平均値 $\pm 2\sigma$)、南西ドーム溶岩の U-Pb 年代値は 17 粒子で $0.08 \pm 0.02 \text{ Ma}$ となった。

表 1.3-1. 中島火山噴出物の K-Ar 年代測定結果.

試料名	測定物 (粒径)	カリウム含有量 (wt. %)	放射性起源 ⁴⁰ Ar (10^{-8} cc STP/g)	K-Ar年代 (Ma)	非放射性起源 ⁴⁰ Ar (%)
東山ドーム	石基 (187-250 μm)	1.045 \pm 0.021	0.22 \pm 0.22	0.05 \pm 0.05	98.5
北東岬潜在ドーム	石基 (187-250 μm)	1.139 \pm 0.023	0.45 \pm 0.12	0.10 \pm 0.03	92.5

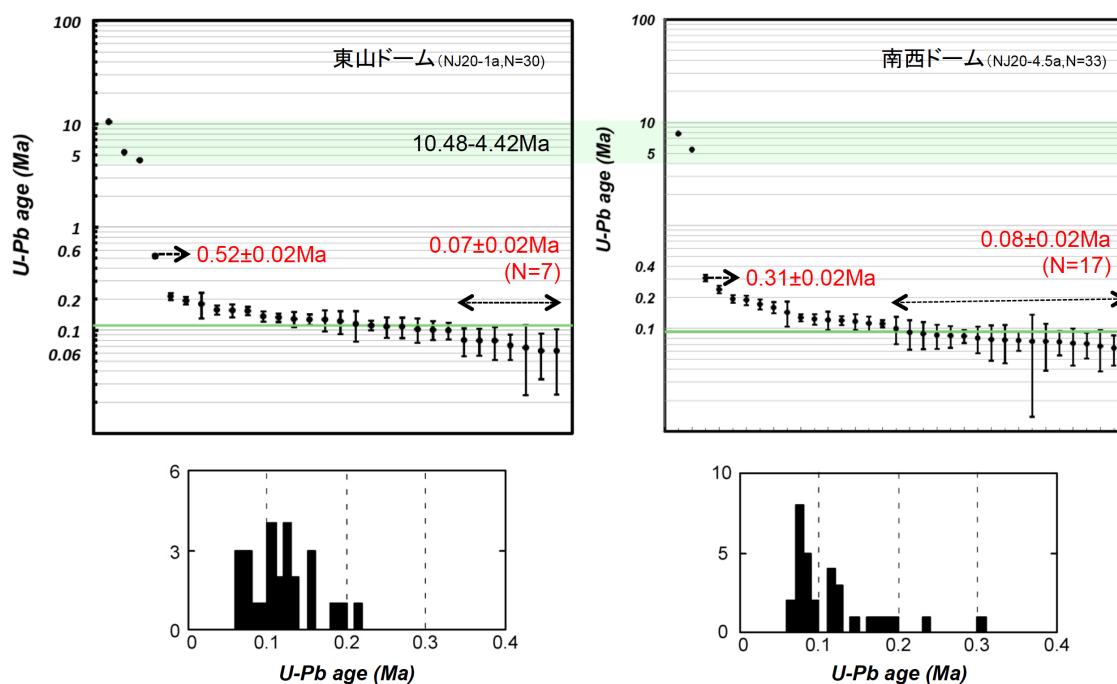


図 1.3-12. U-Pb 年代測定結果.

(5) 全岩化学組成

中島火山噴出物のうち、南西ドーム溶岩、弁天島ドーム溶岩、観音島ドーム溶岩、饅頭島ドーム溶岩にはしばしば苦鉄質包有物が認められる (図 1.3-13 の inclusion). これらを合わせた組成は、 $\text{SiO}_2 = 53 \sim 67.5 \text{ wt\%}$ の安山岩～デイサイトであるが、苦鉄質包有物の影響が認められるものは、その影響が見られない host 溶岩に比べて SiO_2 に乏しく MgO に富む傾向があり組成も多様である. そこで、host 溶岩および Nj-Os テフラのみに限定してその組成分布を見ると、多くの incompatible 元素のハーカー図において host 溶岩は複数の組成グループに分かれる傾向があり (図 1.3-13 下部)、本研究では Zr のハーカー図において 4 つ

の組成グループに分類した．1 つめは $\text{SiO}_2=65\text{wt\%}$ 以上, $\text{Zr}=90\text{ppm}$ 以上の東山ドーム pfl, 南西ドーム溶岩, 弁天島ドーム溶岩からなるグループ, 2 つめは $\text{SiO}_2=64\sim65\text{wt\%}$, $\text{Zr}=80\sim90\text{ppm}$ 程度の東山ドーム, 西山ドーム, 北西ドーム, 北山ドーム, 北東岬潜在ドームからなるグループ, 3 つめは $\text{SiO}_2=62\sim64\text{wt\%}$, $\text{Zr}=80\text{ppm}$ 以下の観音島グループ, 4 つめは $\text{SiO}_2=58\sim60\text{wt\%}$, $\text{Zr}=90\sim100\text{ppm}$ 程度の饅頭島グループである．さらに Nj-Os テフラは $\text{SiO}_2=61\sim62\text{wt\%}$, $\text{Zr}=100\sim120\text{ppm}$ 程度であり, 溶岩ドームのいずれの組成グループとも異なる組成を示す．

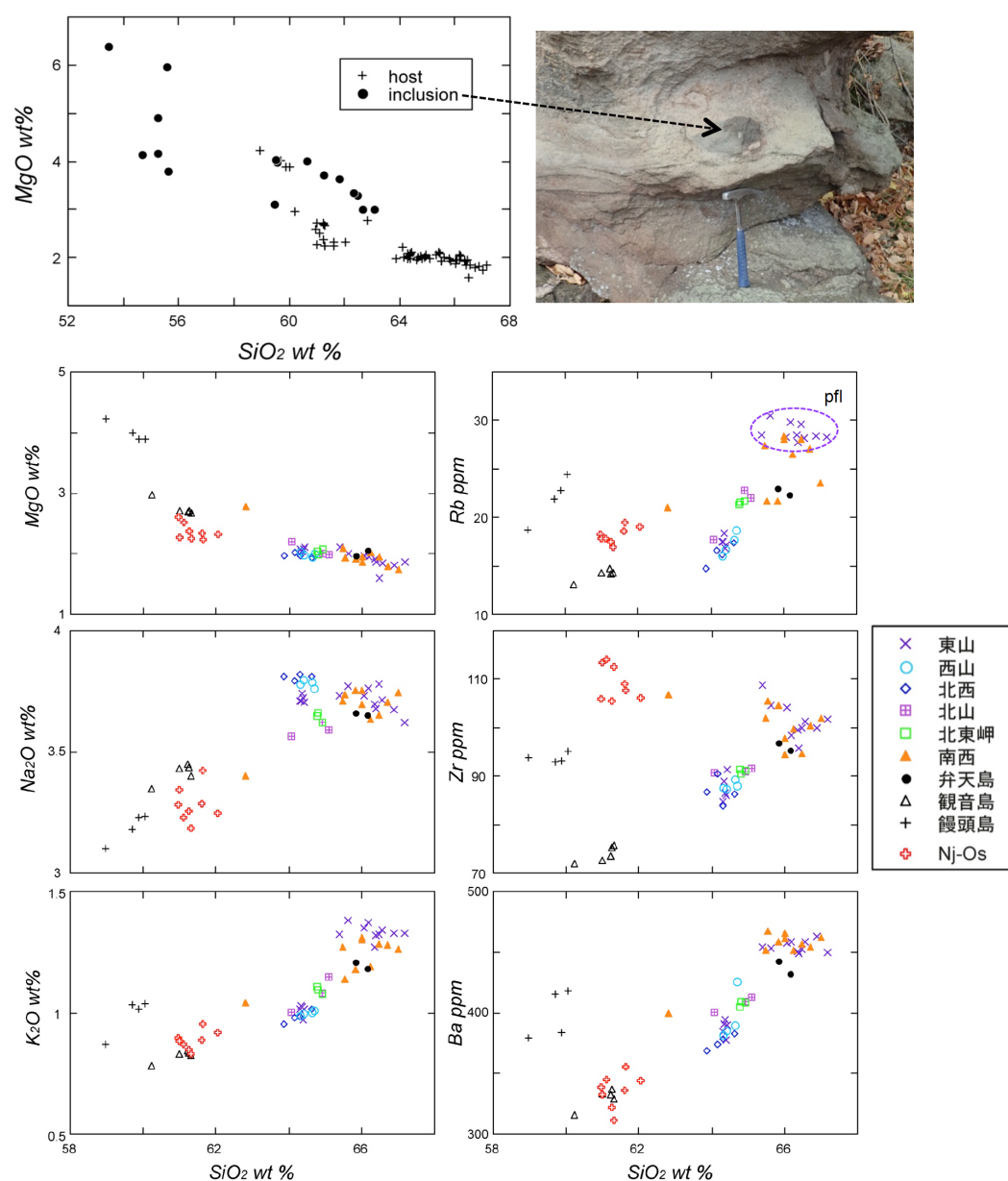


図 1.3-13. 中島火山噴出物の全岩化学組成（下部は host 溶岩および Nj-Os を抽出）.

(6) 議論

中島火山の噴火年代

図 1.3-14 は、Goto et al. (2015) を地形、年代測定結果、および全岩化学組成から改変した中島火山噴出物のブロックダイアグラムである。北東岬潜在ドームから得られた 0.10Ma という K-Ar 年代値は、中島火山がカルデラ形成噴火 (106ka ; Matsu'ura et al., 2014) 直後から活動を始めたことを示唆しており、東山ドームの K-Ar 年代値および U-Pb 年代値は、これまでに得られているテフラ・ドームの噴火年代 ($0.05\sim 0.04\text{Ma}$) と矛盾しない。一方で、地形的に前期に分類される南西ドームの U-Pb 年代値は $0.08\pm 0.02\text{Ma}$ であり、高島ほか (1992) によって得られていた $0.045\pm 0.013\text{Ma}$ より有意に古い。しかしながら、U-Pb 年代値は地形の開析程度と整合的であり、このことは高島ほか (1992) の TL 年代が全体的に若めに出ていることを示唆している。Nj-Os テフラとドーム溶岩との対比が現在のところ不明であるが、中島火山のドーム溶岩はおよそ 0.1Ma から 0.05Ma 程度に形成されたと考えられる。

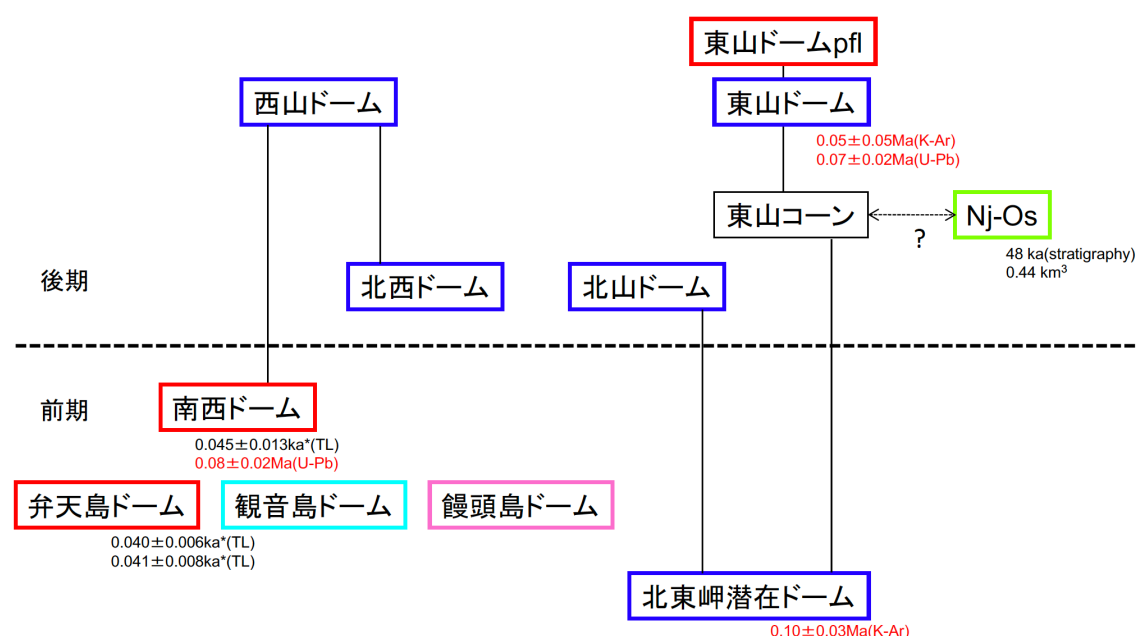


図 1.3-14. 中島火山噴出物のブロックダイアグラム。

Goto et al. (2015) を地形および噴火年代から改変。

黒字の TL 年代は高島ほか (1992), Nj-Os の年代値は Miyabuchi et al. (2014) を引用。

枠線の色は全岩化学組成による組成グループを示す。東山コーンは試料が採取できず不明。

中島火山のマグマの時空変遷

host 溶岩の組成グループには明瞭な時間変化は認められず、 $\text{SiO}_2=64\sim 65\text{wt\%}$ のマグマ (図 1.3-13 の青枠) が活動開始から噴出し続けており、中島火山活動の初期および末期に多様なマグマが噴出ししているように見える (図 1.3-14)。またその空間分布に注目すると、活動開始から噴出し続けている $\text{SiO}_2=64\sim 65\text{wt\%}$ のマグマが中島火山北側で噴出ししているのに対して、それ以外は南側にのみ分布している (図 1.3-15)。このことは中島火山北側に大きな

主マグマ溜まりが存在し続け、その南側には小さなマグマ溜まりが多数発生していたことを示唆している。東山コーンでは露頭がなく試料を採取することができなかったが、Goto et al. (2015) は Nj-Os の噴出体積 (約 $0.11\text{km}^3\text{DRE}$; Miyabuchi et al., 2014) から Nj-Os が東山コーン由来である可能性を指摘している。今後は各ドーム溶岩の組成幅が網羅できているか確認するとともに、Nj-Os テフラに含まれる中島火山由来と考えられる緻密な岩片を用いて、Nj-Os の噴出時期や噴出地点についても検討する必要がある。

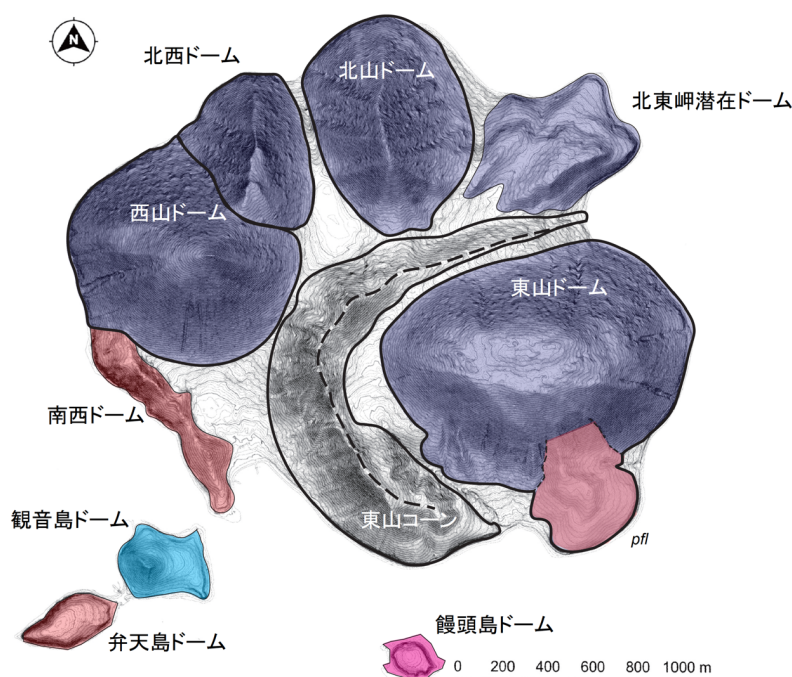


図 1.3-15. 中島火山噴出物の溶岩ドーム組成分布図。

組成が類似しているドームを同じ色で示した。東山コーンは試料が採取できず不明。

細い枠線は前期ドーム群，太い枠線は後期ドーム群。

洞爺火山地域のマグマ生成開始時期

中島火山ドーム溶岩試料に見られた約 $10\sim 4\text{Ma}$ の U-Pb 年代を示す各 2-3 粒子については捕獲結晶である可能性が高いが、全体の 90%以上のジルコンは 0.52Ma 以降の連続的な年代値を示す (図 1.3-12)。このことは、洞爺火山地域でこの時期からマグマが生成され始めたことを示唆しており (Wilson & Charlier, 2009)、この年代値は洞爺湖周辺地域の火山岩が $0.62\sim 0.51\text{Ma}$ の K-Ar 年代値を示すこととも矛盾しない (図 1.3-16)。

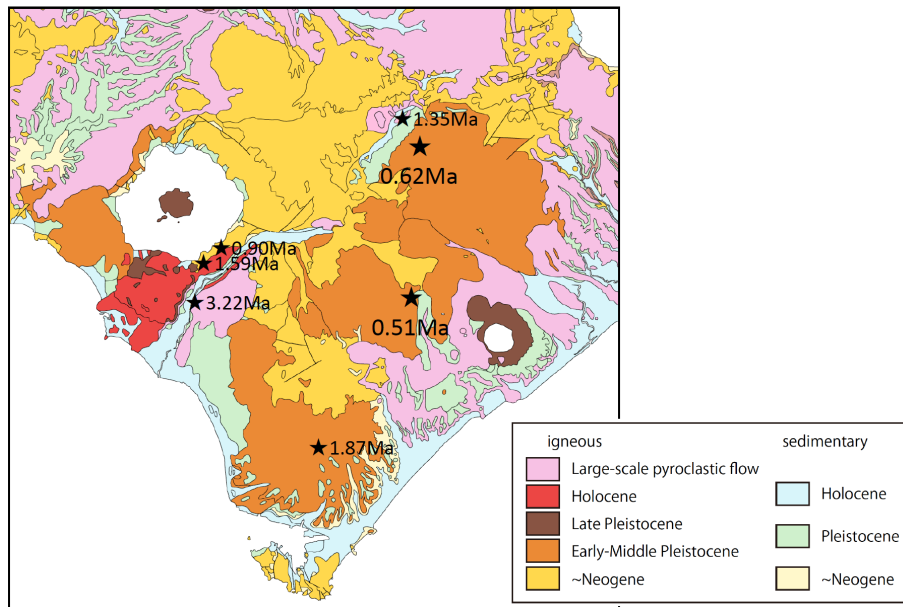


図 1.3-16. 洞爺湖周辺地域の火山岩噴出年代.

(Amma-Miyasaka et al., 2020 に高島ほか, 1992 および本研究の年代値を追加)

(7) まとめ

後カルデラ火山の1つである中島火山の噴火履歴を明らかにするため、ドーム溶岩試料について K-Ar および U-Pb 年代測定を実施した結果、中島火山はカルデラ形成噴火直後の 0.10Ma 頃 0.05Ma 頃まで活動しており、中島火山はカルデラ形成噴火直後から、火口位置を変えながら溶岩ドーム形成噴火を繰り返していたことが明らかになった。そのマグマは大きく4つの組成グループに分けられ、 $\text{SiO}_2=63.5\sim65\text{wt\%}$ の主マグマが中島火山北側で噴出し続ける中、噴火の初期および末期に南側で多様なマグマが噴出していたと考えられる。また、全体の90%以上のジルコンが 0.5Ma 以降の年代値を示すことから、洞爺火山地域ではこの頃からマグマが生成された可能性がある。

1.3-3. 洞爺カルデラ形成噴火の噴火推移

(1) はじめに

カルデラ形成噴火は噴火の規模が大きく、周辺地域のみならず地球規模でも大きな影響を与えるため、カルデラ形成噴火の準備過程や噴火開始時のタイミング、破局的噴火に至る過程について知ることが非常に重要であり、これまでその噴火推移についての研究が行われてきた (Wilson & Hildreth, 1997; Allen & Cas, 1998; Milner et al, 2003; Maeno & Taniguchi, 2007; Houghton et al, 2010; Druit, 2014; Hasegawa et al., 2016; Simmons et al., 2016; Pistolesi et al., 2017; Porreca et al., 2018 など)。洞爺カルデラ形成噴火噴出物については、横山ほか (1973)、池田・勝井 (1986)、Lee (1996)、雁澤ほか (2007)、塩谷 (2012MS) などによって洞爺湖近傍地域を中心とした層序が報告されていた。最近では Goto et al. (2018) が、洞爺カルデラ形成噴火噴出物を大きく 6 つの噴火ユニットに再区分し、これらは連続的に噴出したこと、噴火前半の

Unit 2 の火砕流堆積物が最も広く分布すること，上部の火砕流堆積物で本質物質が多様になることなどを明らかにした．しかしながら，近傍地域との層序対比については研究者間で一致した見解が得られていなかったため，本研究では洞爺湖近傍の模式地域（図 1.3-17 の Type area）において Goto et al. (2018) のユニット区分を確認した上で，各ユニットの岩相・層厚，ユニット境界部の産状，本質物質の最大粒径・種類および量比の層序変化を明らかにし，本質物質のガラス組成を利用して遠方に分布する co-ignimbrite ash（洞爺火山灰；町田ほか, 1987）までのユニット対比を試みた．その結果，時間間隙をはさんで新たなマグマが噴出し始め火道が拡大，最大規模の火砕流噴火が発生して co-ignimbrite ash を堆積，カルデラが形成されたことが明らかになった．

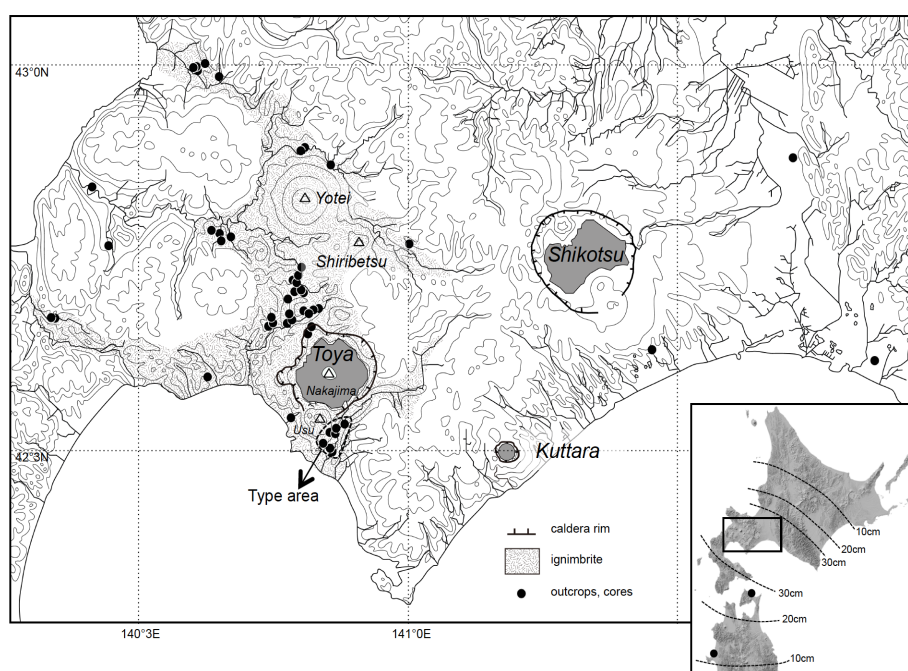


図 1.3-17. 調査地点図（火砕流分布範囲は Goto et al., 2018, 右下の洞爺火山灰の層厚分布は町田ほか, 1987 を引用）．