３．２　噴火履歴調査による火山噴火の中長期予測と噴火推移調査に基づく噴火事象系統樹の作成

目　次

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

「噴火履歴調査による火山噴火の中長期予測と噴火推移調査に基づく噴火事象系統樹の作成」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人北海道大学大学院理学研究院	教授 准教授 助教 技術職員 博士研究員	中川　光弘 栗谷　豪 吉村　俊平 松本　亜希子 足立　佳子	mnakagawa@sci.hokudai.ac.jp kuritani@sci.hokudai.ac.jp shumpyos@sci.hokudai.ac.jp a-matsu@sci.hokudai.ac.jp
国立大学法人秋田大学国際資源学部	教授	大場　司	t-ohba@gipc.akita-u.ac.jp
国立大学法人秋田大学教育文化学部	教授	林　信太郎	shayashi@gipc.akita-u.ac.jp
国立大学法人山形大学理学部	教授	伴　雅雄	ban@sci.kj.yamagata-u.ac.jp
国立大学法人茨城大学理学部	教授 准教授	藤縄　明彦 長谷川　健	akihiko.fujinawa.volcano@vc.ibaraki.ac.jp takeshi.hasegawa.paul@vc.ibaraki.ac.jp
国立大学法人東京大学地震研究所	准教授	前野　深	fmaeno@eri.u-tokyo.ac.jp
学校法人日本大学文理学部	教授 教授 助教	高橋　正樹 安井　真也 金丸　龍夫	takahashi.masaki@nihon-u.ac.jp yasui.maya@nihon-u.ac.jp kanamaru.tatsuo@nihon-u.ac.jp
国立大学法人熊本大学大学院先端科学研究部	准教授	宮縁　育夫	miyabuchi@gmail.com
国立研究開発法人産業技術総合研究所	副研究部門長 主幹研究員 研究グループ長 研究グループ長 研究員 研究員 研究員	伊藤　順一 山元　孝広 下司　信夫 石塚　吉浩 山崎　誠子 草野　有紀 南　裕介	itoh-j@aist.go.jp t-yamamoto@aist.go.jp geshi-nob@aist.go.jp y.ishizuka@aist.go.jp yamasaki.seiko@aist.go.jp y.kusano@aist.go.jp y.minami@aist.go.jp

	主任研究員 主任研究員	及川　輝樹 古川　竜太	teruki-oikawa@aist.go.jp furukawa-r@aist.go.jp
国立研究開発法人防災科学技術研究所	契約研究員	長井　雅史	mnagai@bosai.go.jp
国立大学法人筑波大学大学院生命環境科学研究科	教授	荒川　洋二	yaraka@geol.tsukuba.ac.jp
国立大学法人富山大学大学院理工学教育学部	教授	石崎　泰男	ishizaki@sci.u-toyama.ac.jp
国立大学法人山口大学大学院創成科学研究科	准教授	太田　岳洋	takohta@yamaguchi-u.ac.jp
国立大学法人神戸大学大学教育推進機構	助教	佐藤　鋭一	esato@people.kobe-u.ac.jp

(c) 業務の目的

課題Ｃの最終目標である「火山噴火予測技術開発」のために、本サブテーマでは、複数の火山について、特に過去の噴火活動を対象とし、以下を実施する。（１）主として地質学的および物質科学的手法により、個々の火山における長期間かつ高精度の噴火履歴を復元する。（２）その成果に基づき高精度の時間－噴出物量図を作成する。（３）噴出物の物質科学的解析を詳細に行うことで、個々の噴火のマグマの挙動、および長期にわたるマグマ変遷・進化について解明する。そして（２）時間－噴出物量図と（３）マグマ長期変遷をもとに中長期噴火予測手法の開発を行い、実際に個々の火山で中長期噴火予測を行う。また、個々の噴火についても噴火推移を詳細に明らかにし、個々の火山でできるだけ多くの事例を蓄積することで、事象分岐確率の入った噴火事象系統樹の作成を目指す。さらに、最終的には噴火事象の火山毎の特徴と、共通する事象を明らかにして、火山噴火事象のモデル化に必要なパラメータ、例えば噴出量、噴火推移（噴出率変化）、マグマ物性（組成、斑晶量、温度）などを連携する課題、特に課題 C-1 や課題 C-3 に提供する。また、社会科学などの分野も巻き込み、噴火発生確率の社会への提示方法や活用方法について、検討を行っていく。

(d) １０か年の年次実施計画

1) 平成２８年度：

全国各地にある重点火山・最重点火山について、これまでの研究成果の取りまとめと基礎的な地質調査を行い、浅間山についてはトレンチ掘削調査を、南西北海道において浅深

度のボーリング掘削を実施した。また、6 火山において次年度のボーリング掘削・トレンチ掘削地点を選定した。そして、気象庁コアをベースとした全国各地の火山の噴火履歴の解明を行った。さらに、大規模噴火データベースの構築に向けて、国内で過去約 15 万年間に発生した「大規模噴火」の噴火推移や噴出物の分布に関する情報を収集した。また、北海道大学では、防災科学技術研究所とともにボーリングコア試料の保管・管理システムの構築準備を行った。さらに、北海道大学の既存施設にフーリエ変換赤外分光光度計を導入し、「マグマ変遷解析センター」を立ち上げ、整備した。

2) 平成２９年度：

最重点火山の鬼界および浅間山での調査を本格的に開始した。まず鬼界において深深度のボーリング掘削を２ヵ年計画で行う予定で、平成３０年１月より掘削を開始した。また、浅間山では山体周辺 10 ケ所でのトレンチ掘削集中調査を実施した。また、最重点・重点火山を中心とした 4 火山（鳥海山・蔵王山・日光白根山・恵山）について、予察的にトレンチ掘削調査を実施した。その他の最重点・重点火山については、引き続き野外調査を行い、ボーリング掘削およびトレンチ掘削の調査地点を選定した。また重点火山に見落としがないかの検討を全国で実施し、次年度計画に組み込んだ。さらに、海外での噴火事例および噴火事象系統樹との比較研究として、ロシア・カムチャツカのアバチンスキー火山の地質調査を開始した。これら地質調査により得られた高精度噴火履歴に基づいて噴出物を採取し、物質科学的解析を開始する。「マグマ変遷解析センター」では、他機関の研究者・大学院生の利用受け入れを開始した（３機関９名）。また、前年度に導入したフーリエ変換赤外分光光度計に、真空顕微システムを導入して揮発性成分分析システムを完成させた。さらに複数の対象火山の地元において、啓蒙および研究成果普及のための講演会を開催した。

3) 平成３０年度：

平成３０年度は、平成２９年度までに行った調査結果をもとに、雌阿寒岳・蔵王山・浅間山・阿蘇山においてトレンチ掘削調査を実施し、噴火履歴を詳細に明らかにした。さらに、平成２９年度でより解析が進んだ浅間山では、東南東麓でのボーリング掘削調査も実施し、テフラの主軸においてトレンチ掘削調査では確認できないより古い堆積物について層序を確立した。鬼界ではボーリング掘削を継続して 306.6m まで掘削し、先行活動を含めたカルデラ形成噴火全体の履歴を明らかにした。また、有珠山では噴火開始時期および山体崩壊発生時期特定のためにボーリング調査を実施した。その他重点火山については、引き続き地表踏査を中心とした調査を行うとともに、重点火山に見落としがないかの検討を全国で実施した。個々の火山において、噴火履歴や噴火様式の明確な試料について基礎的な物質科学的データを収集するとともに、代表的で重要な試料を選択し、「マグマ変遷解析センター」でより高度な物質科学的データを取得した。また、噴火系統樹の作成に用いる噴火履歴調査として、大規模噴火の活動推移に関するデータを得るために、特に国内外の VEI>5 クラスの噴火の活動推移についてデータ収集を行った。さらに、対象火山の地元において啓蒙および研究成果普及のための講演会やトレンチ掘削調査の説明会を開催した。

4) 平成３１年度（令和元年度）：

平成３１年度（令和元年度）は、平成３０年度に行った調査結果をもとに、雌阿寒岳・羊蹄山・鳥海山・秋田焼山・蔵王山・新潟焼山・浅間山・日光白根山・伊豆大島・草津白根山・白山・御嶽山・阿蘇山においてトレンチ掘削調査を実施し、噴火履歴を詳細に明らかにする。さらに、摩周およびアトサヌプリでは、ボーリング掘削調査を実施し、火山全体の層序の確立を目指す。その他重点火山については、引き続き地表踏査を中心とした調査を行う。また、4年間の成果を踏まえ、最重点火山・重点火山の見直しを検討する。個々の火山において、確立された噴火履歴・噴火推移に基づいて採取された噴出物の基礎的な物質科学的データを取得するとともに、「マグマ変遷解析センター」でより高精度な物質科学的解析を実施する。それらデータより長期マグマ変遷を明らかにし、噴火履歴との関連を検討する。得られた噴火履歴、噴火様式およびマグマの物質科学的性質とその時間変遷についてデータベース化をはかり、可能な火山については時間－噴出量階段図の作成に着手する。さらに、中長期噴火予測手法および噴火事象系統樹の作成手法について、より研究の進んでいる複数の火山を対象に、試作を通して手法の確立を目指す。また、噴火事象系統樹の作成に用いる噴火履歴調査として、大規模噴火の活動推移に関するデータを得るために、特に国内外の VEI>5 クラスの噴火の活動推移についてデータ収集を継続する。さらに、フィリピンのピナツボ火山の 1991 年噴火について、マグマ供給系の進化の時間スケール、および噴火準備過程の時間スケールを明らかにして、国内の巨大噴火事例との比較研究を行う。さらに、対象火山の地元において啓蒙および研究成果普及のための講演会を開催する。

5) 令和２年度：

最重点火山および重点火山の見直しを行う。新たに選定した最重点火山において、地表踏査に加えてトレンチ掘削およびボーリング掘削を実施して、噴火履歴および噴火推移を明らかにする。重点火山については、引き続き地表踏査を中心とした調査を行い、必要があればトレンチ掘削およびボーリング掘削も実施する。最重点火山および研究が進展した重点火山において、中長期噴火予測を行い、結果を公表する。また噴火事象系統樹の試作を行う。阿蘇山、鬼界および摩周では特にカルデラ噴火も考慮した噴火事象系統樹を作成する。また重点火山に見落としがないかの検討は引き続き全国で実施する。さらに、海外での噴火事例および噴火事象系統樹との比較研究を行う。個々の火山において、基礎的な物質科学的データを収集するとともに、代表的で重要な試料を選択し、「マグマ変遷解析センター」でより高度な物質科学的データを求める。得られた噴火履歴、噴火様式およびマグマの物質科学的性質とその時間変遷についてデータベース化をはかる。対象火山の地元において啓蒙および研究成果普及のための講演会を開催する。

6) 令和３年度：

最重点火山において、地表踏査、トレンチ掘削およびボーリング掘削を実施して、噴火履歴および噴火推移を明らかにする。重点火山については、地表踏査を中心とした調査を行い、必要があればトレンチ掘削およびボーリング掘削も実施する。阿蘇山および北海道

のカルデラ火山においてトレンチおよびボーリングにより調査研究を行う。また重点火山に見落としがないかの検討は引き続き全国で実施する。さらに、海外での噴火事例および噴火事象系統樹との比較研究を行う。個々の火山において基礎的な物質科学的データを収集するとともに、代表的で重要な試料を選択し、「マグマ変遷解析センター」でより高度な物質科学的データを求める。得られた噴火履歴、噴火様式およびマグマの物質科学的性質とその時間変遷についてデータベース化をはかる。重点火山で研究が進展した火山において、中長期噴火予測を行い、結果を公表する。また噴火事象系統樹の試作を行う。対象火山の地元において啓蒙および研究成果普及のための講演会を開催する。

7）令和４年度：

最重点火山では、地表踏査、トレンチ掘削およびボーリング掘削を実施して、噴火履歴および噴火推移を明らかにする。重点火山については、地表踏査を中心とした調査を行い、必要があればトレンチ掘削およびボーリング掘削も実施する。重点火山に見落としがないかの検討は引き続き全国で実施する。さらに、海外での噴火事例および噴火事象系統樹との比較研究を行う。個々の火山において基礎的な物質科学的データを収集するとともに、代表的で重要な試料を選択し、「マグマ変遷解析センター」でより高度な物質科学的データを求める。得られた噴火履歴、噴火様式およびマグマの物質科学的性質とその時間変遷についてデータベース化をはかる。重点火山で研究が進展した火山において、中長期噴火予測を行い、結果を公表する。また噴火事象系統樹の試作を行う。試作した中長期噴火予測と噴火事象系統樹は関係機関や各火山の火山防災協議会に示し、評価を受けて改善点を探る。対象火山の地元において啓蒙および研究成果普及のための講演会を開催する。

8）令和５年度：

最終的に最重点火山および重点火山の見直しを行う。最重点火山では、地表踏査、トレンチ掘削およびボーリング掘削を実施し、噴火履歴および噴火推移を明らかにする。重点火山については、地表踏査を中心とした調査を行い、必要があればトレンチ掘削およびボーリング掘削も実施する。個々の火山において基礎的な物質科学的データを収集するとともに、代表的で重要な試料を選択し、「マグマ変遷解析センター」でより高度な物質科学的データを求める。得られた噴火履歴、噴火様式およびマグマの物質科学的性質とその時間変遷についてデータベース化をはかる。研究が進展した重点火山において、中長期噴火予測を行い、結果を公表する。また噴火事象系統樹の試作を行う。試作した中長期噴火予測と噴火事象系統樹は関係機関や各火山の火山防災協議会に示し、評価を受けて改善点を探る。対象火山の地元において啓蒙および研究成果普及のための講演会を開催する。

9）令和６年度：

最重点火山では、地表踏査に加えてトレンチ掘削およびボーリング掘削を実施し、噴火履歴および噴火推移を明らかにする。重点火山については、地表踏査を中心とした調査を行い、必要があればトレンチ掘削およびボーリング掘削も実施する。個々の火山において基礎的な物質科学的データを収集するとともに、代表的で重要な試料を選択し、「マグマ変

遷解析センター」でより高度な物質科学的データを求める。得られた噴火履歴、噴火様式およびマグマの物質科学的性質とその時間変遷についてデータベース化をはかる。研究が進展した重点火山において、中長期噴火予測を行い、結果を公表する。また噴火事象系統樹の試作を行う。対象火山の地元において啓蒙および研究成果普及のための講演会を開催する。

10）令和７年度：

研究成果のとりまとめと追加調査および分析を行い、研究成果と、中長期噴火予測と噴火事象系統樹を公表する。参加機関および協力機関の研究者により研究集会を開催し、特に個々の火山の中長期噴火予測と噴火事象系統樹について総括的な議論を行う。そして北海道、東北、関東、中部日本および九州で、中長期噴火予測および噴火事象系統樹に関する公開講演会を行う。また成果物は各火山防災協議会に提供する。

(e) 平成３０年度業務目的

引き続き、中長期噴火予測および噴火事象系統樹作成のための基礎的データ収集に努める。まず最重点火山の鬼界において昨年度より実施している深深度のボーリング掘削調査により、噴火履歴、特にカルデラ形成噴火の先行活動の履歴を明らかにする。また、浅間山では昨年度に引き続きトレンチ掘削調査とボーリング掘削調査を実施し、噴火履歴の解明を目指す。有珠山においては、噴火開始時期および山体崩壊発生時期を明らかにするために、ボーリング掘削調査を実施する。また、雌阿寒岳・蔵王山・阿蘇山について、トレンチ掘削調査を実施する。その他の最重点・重点火山については、引き続き野外調査を行い、ボーリング掘削およびトレンチ掘削の調査地点を選定する。これら地質調査により得られた高精度噴火履歴に基づいて噴出物を採取し、物質科学的解析を行うことで、長期マグマ変遷の解明を目指す。「マグマ変遷解析センター」では、引き続き参加・協力機関の研究者・大学院生の利用受け入れるとともに、既存装置を整備し、分析ルーチン手法の確立を行う。さらに、産業技術総合研究所では、大規模噴火の活動推移に関するデータを得るために、国内外の VEI>5 クラスの噴火活動推移についてデータを収集する。また、課題責任機関である北海道大学は、防災科学技術研究所（協力機関）とともに、ボーリングコア試料の保管・管理システムの構築準備を行う。そして、随時対象火山の地元において啓蒙および研究成果普及のための講演会を開催する。

(2) 平成３０年度の成果

(a) 業務の要約

最重点火山である鬼界において、深深度ボーリング掘削を実施した結果、カルデラ形成噴火の先行活動と考えられる流紋岩溶岩流の厚さ、構造、そして噴出年代を特定することができ、カルデラ形成噴火の全貌が明らかになった。また、浅間山においては降下火砕物の主軸でのボーリング掘削調査を実施し、昨年度までのトレンチ掘削調査の結果とあわせて、浅間山の完新世の噴火履歴をより高精度に解明した。有珠山では山麓でのボーリング

掘削調査により、山体崩壊の発生時期やその前後の活動の有無について検討した。阿蘇山では、トレンチ掘削調査を実施し、最近の活動の噴火履歴を明らかにした。その他の重点火山を中心とした活火山についても、トレンチ掘削調査や基礎的な地質調査を行った。そして、15 火山において次年度のボーリング掘削・トレンチ掘削地点を選定した。また、大規模噴火データベースの構築に向けて、国内外の VEI>5 クラスの歴史噴火事例について大規模噴火推移に関する詳細データの収集を実施し、タイプ区分を行った。また北海道大学では、防災科学技術研究所とともにボーリングコア試料の保管・管理システムの構築準備を行った。さらに、北海道大学の「マグマ変遷解析センター」では昨年度導入したフーリエ変換赤外分光光度計真空顕微システムおよび既存装置を用いた、高精度分析手法の確立を行った。また同センターでは、引き続き参加・協力機関の研究者を受け入れた。

(b) 業務の成果

次に今年度の業務の成果について、5 つの研究・検討項目毎に報告する。それらの項目は以下のとおりである。

1) 火山の噴火履歴及びマグマ長期変遷に関する基礎的研究（大学連合・産業技術総合研究所）
2) 大規模噴火データベースの整備（産業技術総合研究所）
3) 海外における噴火事例との比較研究（北海道大学）
4) マグマ変遷解析センターの整備と分析技術開発（北海道大学）
5) ボーリングコア試料の保管・管理システムの構築（防災科学技術研究所・北海道大学）

1) 火山の噴火履歴及びマグマ長期変遷に関する基礎的研究

平成３０年度は、最重点火山・重点火山を中心とした全国の活火山において、野外調査、ボーリング掘削・トレンチ掘削調査を実施し、詳細な噴火履歴・噴火活動推移を明らかにした。なお、当初トレンチ掘削調査を予定していた活火山のうち鳥海山・ニセコ・御嶽山については野外調査の結果、露出条件の良い露頭が複数見つかり、十分成果があったため、トレンチ掘削調査を見送った。また、噴火履歴の解明が進んでいる火山については、物質科学的解析も実施し、長期マグマ変遷についても検討した。さらに、次年度掘削調査対象として、１５火山を選定した。以下に、主な成果のあった火山について、その概要を述べる。

○雌阿寒岳：地質学的調査による噴火履歴解明（産業技術総合研究所・神戸大学・北海道大学）

雌阿寒岳(標高 1,499m)は中マチネシリ、ポンマチネシリ、阿寒富士をはじめとする計 8 つの山体からなる複合火山である(和田，1991)。地質学的研究に基づき雌阿寒岳の活動期はステージⅠ～Ⅲの 3 つに区分され、最新の活動期であるステージⅢはさらに前期と後期に区分される(和田，1991)。一方で、これらの活動期を特徴づける噴出物の、特に山麓部における分布や層序に関しては不明な点が多かった。そのため本調査では、山頂部から山

麓部の 9 地点（図 1 ；18ME1～18ME9）において人力トレンチ調査を実施し（図 2）、火砕堆積物層の直下の土壌について ^{14}C 年代を明らかにすることで火山活動史の再検討を試みた。

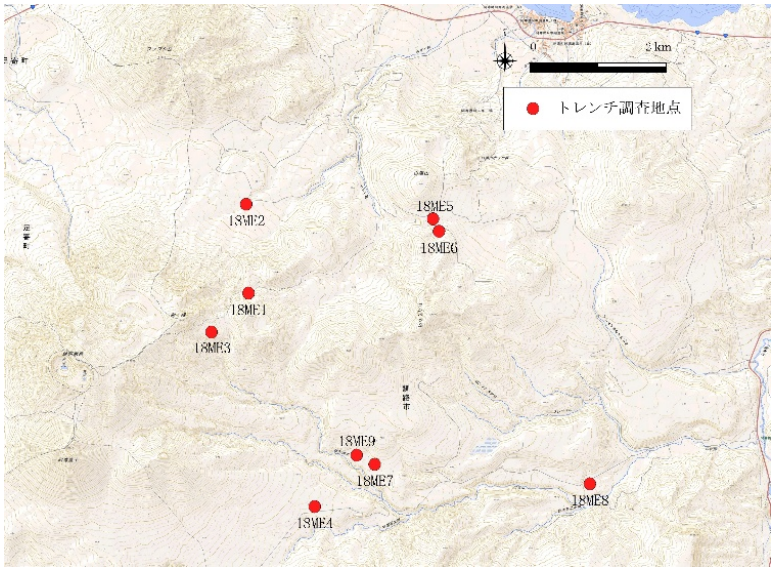


図 1　雌阿寒岳火山で行った 9 ヶ所のトレンチ調査地点。国土地理院地図を使用。

図 2　雌阿寒岳火山におけるトレンチ壁面の全景。(左)18ME1 地点、(右)18ME7 地点。

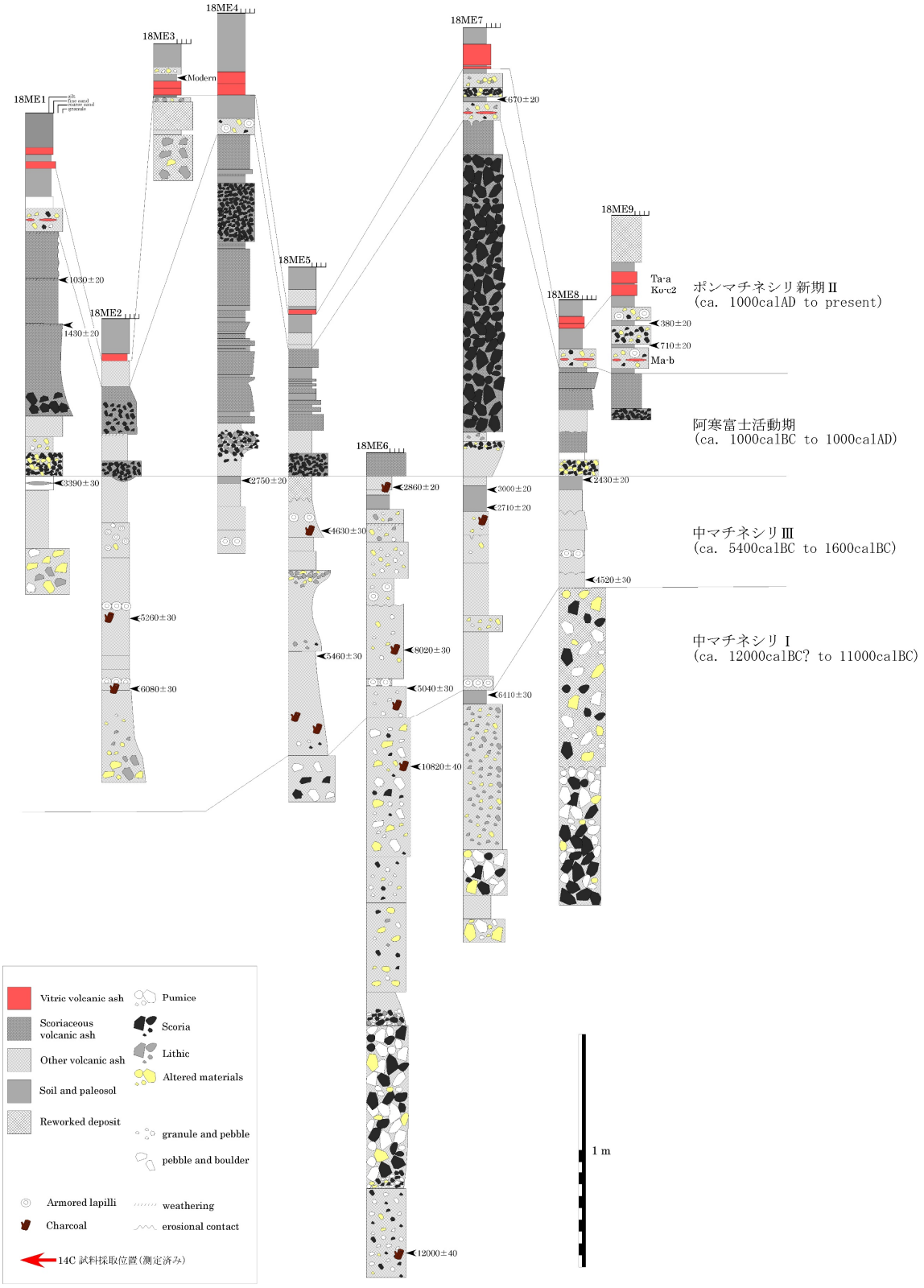


図３　雌阿寒岳火山のトレンチ掘削で認められた火砕堆積物の対比柱状図。
^{14}C 年代測定は本研究で測定。（株）加速器分析研究所による。

本研究では、雌阿寒岳火山を起源とする合計 4 枚の火砕堆積物、及び 2 枚の広域火山灰：北海道駒ケ岳 c2 テフラ（Ko-c2; 青木・町田, 2006）・樽前 a テフラ（Ta-a;青木・町田, 2006）を確認した（図３）。また火砕堆積物中の有機物および狭在する土壌から、計 22 試料の ^{14}C 年代値を得た（表１）。^{14}C 年代値と層相に基づくと、本研究で認められた雌阿寒岳火山を起源とする 4 枚の火砕堆積物は、中マチネシリ I 噴出物、中マチネシリ III 噴出物、阿寒富士活動期噴出物およびポンマチネシリ新期Ⅱ噴出物に対比できる。 以下、それぞれの噴出物を記載する。

中マチネシリ I 噴出物

トレンチ掘削をした 9 点のうち、4 地点（18ME5・18ME6・18ME7・18ME8）において最大層厚 2m 以上の火砕流堆積物とそれに伴う降下軽石層からなる堆積物が確認された(図３)。堆積物はスコリアと軽石を主体とし、堆積層中に含まれる炭化木片から 12,000±40yrBP（暦年校正年代：13,991-13,745calBP（95.4%；2σ）、以下同）の ^{14}C 年代値が得られた。層相の特徴と ^{14}C 年代値から中マチネシリ I 噴出物（和田・他, 1997）に対比できる。

中マチネシリ III 噴出物

トレンチ掘削をした 7 地点（18ME1・18ME2・18ME4・18ME5・18ME6・18ME7・18ME8）において、最大層厚 1m に達する複数枚の火砕サージ堆積物および降下火山灰層を確認した。最下位の火砕サージ堆積物の直下の土壌からは 6,410±30yrBP（7,420-7,277calBP（95.4%））、最上位の火砕サージ堆積物の直上の土壌からは 2,710±20yrBP（2,855-2,761calBP（95.4%））の ^{14}C 年代値が得られた。下位の火砕サージ堆積物の年代値は、中マチネシリ III 堆積物（和田・他, 1997）に対比できる。従って、これまで西山麓の一部のみで確認された中マチネシリ III 堆積物は、少なくとも東山麓に火砕サージとして分布している可能性がある。また、本研究で確認された火砕流・火砕サージ堆積物は約 7,400 年前から 2,800 年前の幅広い年代値を示し、野外においても複数のフローユニットが確認できた。従って、これまで想定されてきた単一の火砕流の噴火イベントではなく、火砕サージを伴う火砕流が 2,800 年前までに数回発生した可能性がある。

阿寒富士活動期噴出物

トレンチ掘削をした 7 地点（18ME1・18ME2・18ME4・18ME5・18ME7・18ME8・18ME9）において、降下スコリア層を確認した。このスコリア層は少なくとも 13 枚の fall unit に細分でき、最大層厚は約 1m である、堆積物直下の土壌からは 2,430±20yrBP（2,694-2,635calBP（16.7%）、2,614-2,593calBP（4.7%）、2,502-2,355calBP（74.0%））の ^{14}C 年代値が得られた。堆積物の特徴と ^{14}C 年代値から、阿寒富士活動期の噴出物に対比できる。本研究において新たに得られた年代値に基づくと、阿寒富士活動期は約 2700 年前以降に開始したことが明らかになった。

ポンマチネシリ新期Ⅱ噴出物

トレンチ掘削をした 7 地点（18ME1・18ME2・18ME4・18ME5・18ME7・18ME8・18ME9）におい

て薄い土壌を挟んでポンマチネシリ火口を由来とする 3 枚の火山灰層が確認できた。最下位の火山灰層（Pon-1）には摩周火山由来の火山灰（Ma-b：約 1,000 年前）がパッチ状に含まれる。従って、阿寒富士の活動は約 1,000 年前までには終了しており、約 1,000 年前には、雌阿寒岳のポンマチネシリと摩周火山で同時に噴火していたことが明らかとなった。

表１　雌阿寒岳火山における ^{14}C 年代測定結果　試料採取層準は図３に示す。

Sample No.	Sample type	Libby Age (yrBP)	pMC (%)	δ13C (‰)	Calendar age (2σ)
18ME1-07	soil	1030±20	88 ± 0.26	-22.24 ±0.26	970calBP - 920calBP (95.4%)
18ME1-12	soil	1430 ± 20	83.66 ± 0.24	-25.09 ± 0.19	1367calBP - 1296calBP (95.4%)
18ME1-20	peat	3390 ± 30	65.54 ± 0.21	-24.91 ±0.43	3696calBP - 3577calBP (95.4%)
18ME2-11	charcoal	5260 ± 30	51.94 ± 0.19	-25.39 ±0.46	6178calBP - 6148calBP (12.8%) 6120calBP - 6039calBP (31.7%) 6032calBP - 5935calBP (50.9%)
18ME2-16	charcoal	6080 ± 30	46.89 ±0.17	-26.39 ±0.36	7148calBP - 7127calBP (3.0%) 7015calBP - 6858calBP (92.4%)
18ME3-2	soil	Modern	107.88 ± 0.29	-25.83 ±0.50	
18ME4-21	soil	2750 ± 20	71.05 ± 0.22	-26.04 ±0.40	2919calBP - 2911calBP (1.5%) 2884calBP - 2776calBP (93.9%)
18ME5-C1	charcoal	4630 ± 30	56.17 ± 0.20	-23.21 ± 0.20	5463calBP - 5373calBP (74.5%) 5333calBP - 5304calBP (20.9%)
18ME5-C3	loam	5460 ± 30	50.67 ± 0.18	-21.02 ± 0.18	6304calBP - 6209calBP (95.4%)
18ME6-C1	charcoal	12000 ± 40	22.45 ± 0.11	-22.38 ± 0.29	13991calBP - 13745calBP (95.4%)
18ME6-C3	charcoal	2860 ± 20	70.03 ± 0.22	-25.22 ± 0.18	3064calBP - 2920calBP (88.6%) 2910calBP - 2885calBP (6.8%)
18ME6-C4	charcoal	10820 ± 40	26.00 ± 0.13	-23.61 ± 0.18	12761calBP - 12681calBP (6.9%)
18ME6-C5	loam	5040 ± 30	53.38 ± 0.18	-21.66 ± 0.17	5899calBP - 5720calBP (95.4%)
18ME6-C6	charcoal	8020 ± 30	36.86 ± 0.14	-22.48 ± 0.21	9009calBP - 8774calBP (95.4%)
18ME7-C1	soil	670 ± 20	92.00 ±0.25	-23.88 ± 0.28	673calBP - 640calBP (55.7%) 591calBP - 563calBP (39.7%)
18ME7-C2	soil	3000 ± 20	68.85 ± 0.21	-24.79 ± 0.23	3321calBP - 3308calBP (2.4%) 3246calBP - 3106calBP (86.4%) 3095calBP - 3077calBP (6.6%)
18ME7-C3	soil	2710 ± 20	71.91 ± 0.22	-21.87 ± 0.20	2855calBP - 2761calBP (95.4%)
18ME7-C5	soil	6410 ± 30	54.00 ± 0.17	-20.98 ± 0.19	7420calBP - 7277calBP (95.4%)
18ME8-C1	soil	2430 ± 20	73.91 ± 0.23	-23.07 ± 0.23	2694calBP - 2635calBP (16.7%) 2614calBP - 2593calBP (4.7%) 2502calBP - 2355calBP (74.0%)
18ME8-C3	soil	4520 ± 30	59.96 ± 0.20	-23.42 ± 0.26	5304calBP - 5212calBP (31.6%) 5192calBP - 5051calBP (63.8%)
18ME9-C1	soil	380 ± 20	95.36 ± 0.27	-22.32 ± 0.22	505calBP - 428calBP (71.4%) 375calBP - 327calBP (24.0%)
18ME9-C2	soil	710 ± 20	91.52 ± 0.24	-21.65 ± 0.29	688calBP - 653calBP (95.4%)

引用文献

青木かおり・町田　洋(2006) 日本に分布する第四紀後期広域テフラの主元素組成－K_2O-TiO_2図によるテフラの識別．地質調査所報告．57(7/8)，239-258.

和田恵治（1991）雌阿寒岳におけるマグマの混合と進化．火山，36，61-78.

和田恵治・稲葉千秋・根本靖彦（1997）雌阿寒岳の最近 12000 年の噴火史．日本火山学会講演予稿集 1997 年度 no.2，100-100.

○摩周：野外調査による7,600年前のカルデラ形成噴火推移の検討（茨城大学）

１．はじめに

北海道東部の摩周火山において約 7,600 年前に発生した大規模カルデラ噴火（噴出量約 20 km^3）の噴火推移を詳しく検討した。今年度は特に、これまでに細分した各層（Ma-f7～Ma-f1）の粒度分析と構成物量比分析を行い、噴火様式の推移を定量的に議論した。

摩周火山の主カルデラ形成噴火堆積物は、従来研究により、先行する降下火砕物（下位から Ma-j～Ma-g）とそれを直接覆う火砕流堆積物（以下、堆積物を省略）である Ma-f に区分されていたが、本研究では、Ma-f を岩相の違いにより 7 層に細分した（上位から Ma-f1～Ma-f7）（図４）。Ma-f7 および f6 は、岩相・分布の類似する２つのフローユニットで、谷を埋め堆積する淘汰の悪い灰色軽石流である（図５）。Ma-f5（降下火山灰）と f4（火砕流）は、いずれも白色で火山豆石を多量に含む。Ma-f3 は暗灰色で、著しく細粒物に欠き、軽石のほかにデイサイト質溶岩の角礫を大量に含む特徴を持つ（図６）。基底部にはインパクト・サグ構造を示す同質溶岩の放出岩塊も認められるが、この岩塊を複数定方位サンプリングし、段階熱消磁により古地磁気測定を行った結果、高温成分の磁化方位は揃わず、高温で着弾した証拠は認められなかった。Ma-f3 は、例外なく上位の Ma-f1/2 とセットで認められ、これらは分布域の広さから見て Ma-f の体積の大部分（約 10 km^3）を占める（図５）。Ma-f2 は円摩された軽石に富み、しばしば斜交層理を伴う火砕サージである。Ma-f1 は、広域に分布する火山灰で軽石を含む。

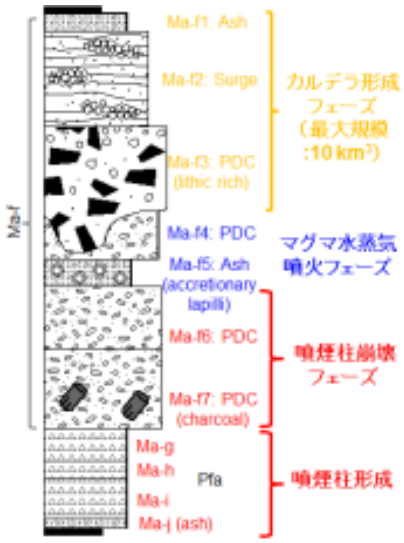
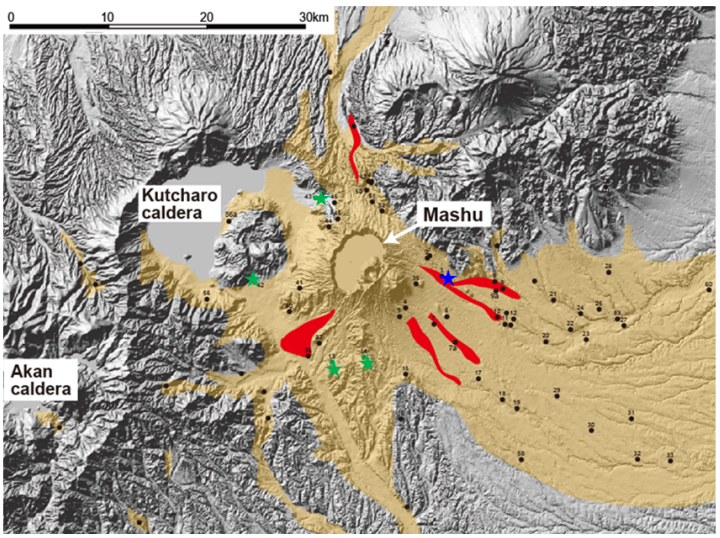


図４　摩周カルデラ形成噴火の堆積物の模式柱状図。



赤：Ma-f7&f6　オレンジ：Ma-f3&f2　★：Ma-f3 放出岩塊の露頭

図５　露頭地点と Ma-f を構成する各層の分布図。

２．結果と考察

Ma-f1～-f7 および先行する降下軽石である Ma-i～-g の岩相および構成物量比から、こ

れらは噴火様式の異なる３つのフェーズ、すなわち「噴煙柱崩壊フェーズ」、「マグマ水蒸気噴火フェーズ」、「カルデラ形成フェーズ」からなることが明らかとなった（図７）。摩周火山の主カルデラ形成噴火は、従来考えられていたような、噴煙柱形成～崩壊といった単純な推移ではなく、複数のイベントを経ていたと推定できる。以下に詳細を記す。

Ma-f1～f7 は構成物量比の特徴から、灰色軽石優勢で石質岩片の少ない Ma-f6/7、火山豆石に非常に富む Ma-f4/5、そしてスコリアや石質岩片量が増す Ma-1/2/3 の３フェーズに大別することができる（図７）。Ma-f に先行するプリニー式噴火では、下位（Ma-i）から上位（Ma-g）に向かって、本質物質が白色から縞状、灰色軽石へと変化するが、Ma-6/7 は、直下の Ma-g と構成物量比や礫種が調和的であるなどことから、プリニー式噴火に引き続いて発生した火砕流（噴煙柱崩壊フェーズ）と判断できる。また、噴出量（約 4 km^3）や石質岩片量が比較的少ないことから、このフェーズでは大規模なカルデラ陥没は起きていなかったと推察できる。続く Ma-4/5 では、破砕度が大きく、火山豆石を大量に形成する様式の噴火が発生した（マグマ水蒸気噴火フェーズ）。噴煙柱崩壊後にマグマ噴出率が急減し、外来水（地下水）の割合が急増した可能性が考えられる。その後の Ma-f1/2/3 は、Ma-f の噴出量の大半を占めることや、石質岩片が顕著に増加することなどから、破局的なカルデラ形成を伴ったフェーズと考えられる（カルデラ形成フェーズ）。またこのフェーズにおいて、スコリアの出現が明瞭になることから、新たな苦鉄質マグマの貫入が示唆される。以上のように、摩周火山のカルデラ形成噴火は、従来考えられていたような、単純な噴煙柱形成～崩壊といった推移や、閉鎖系からなるひとつの成層マグマ溜りモデルでは説明できないことが明らかとなった。

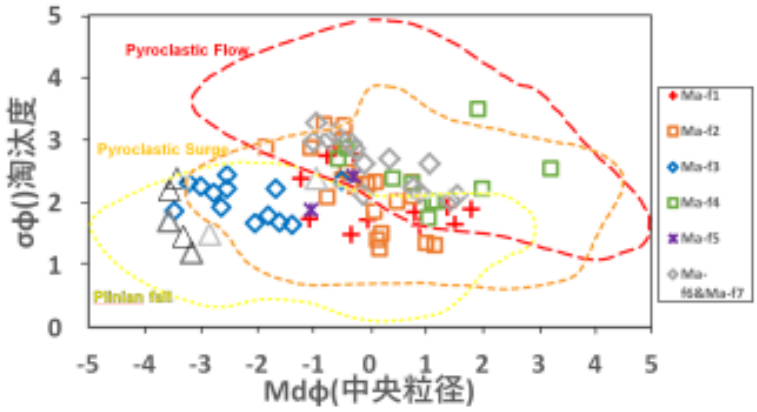


図６　各ユニットの粒度組成図。σΦと MdΦは Fork and Ward(1957)による。Pyroclastic Flow、Pyroclastic Surge、Plinian fall の範囲は Walker(1983)による。

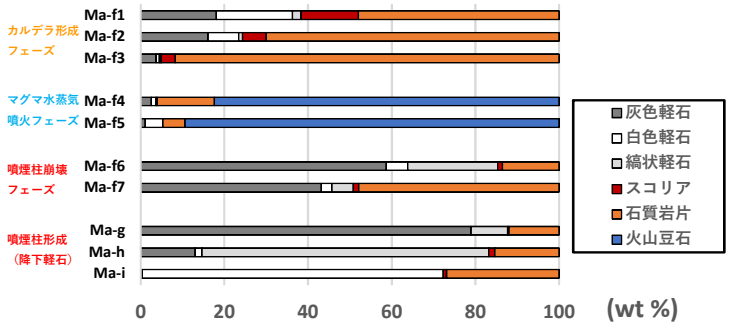


図７　各ユニットの構成物量比。Ma-f1～-f7 および Ma-g～-i の分析値は、それぞれ地点 7a および地点 24 で採取した試料による（図５参照）。

○十勝岳：岩石学的特徴からみる 20 世紀噴火活動のマグマ供給系の変遷　（北海道大学）

1.　はじめに

北海道中央部に位置する十勝岳は、20 世紀に 3 回のマグマ噴火をしている日本屈指の活火山である。気象庁の活火山ランク A に指定されており、充実した観測体制が整えられている。地質学的研究についても、ここ 15 年で大きく進み、火口位置を変えながら爆発的噴火と溶岩流出を繰り返してきたことが分かっている（藤原ほか，2007，2009；石塚ほか，2010）。しかし、20 世紀の活動については、活動推移は分かっているがマグマ供給系については不明な点が多い。そこで本研究では、十勝岳の現状を把握するために、直近の 1988-1989 年噴火および 1962 年噴火に注目し、岩石学的検討によりマグマ供給系および噴火プロセスを明らかにしたので、以下に報告する。

2.　十勝岳 20 世紀の活動

十勝岳の 20 世紀の 3 回のマグマ噴火は、それぞれ特徴が異なる。1926 年噴火は中央火口で始まった。噴煙柱を伴う爆発的な噴火とともに中央火口丘の崩壊が起き、岩屑なだれと泥流が発生した(多田・津屋，1927；上澤，2008)。泥流は 25 km も流れ下って市街地まで達し多くの犠牲者が出た。この噴火の総噴出量は 1.3 ＊ 10^4 m^3 であった。1962 年噴火では、グラウンド火口の西縁に新たに 62 火口を開き、準プリニー式噴火を起こした。その噴煙高度は 12km まで達し、火山灰は北海道東部を広く覆った(石川ほか，1971)。この噴火の総噴出量は 7.1 ＊ 10^4 m^3 であり、20 世紀の活動の中では最大規模であった。1988-1989 年噴火は 62-2 火口で起きた。小規模なマグマ水蒸気噴火から始まり、その後ブルカノ式（～ストロンボリ式）噴火が繰り返された。この噴火の総噴出量は 6＊10^5 m^3 であった(Katsui et al.，1990)。

3.　1962 年および 1988-1989 年噴出物の岩石学的特徴

1962年および1988-1989年噴出物は、かんらん石含有両輝石玄武岩質安山岩である。1962年噴出物(40-36 vol.%)より1988-1989年噴出物(48-44 vol.%)の方がやや斑晶が多く発泡が

悪い。マイクロライトは、1962年噴出物は細粒で針状であるのに対し、1988-1989年噴出物は板状を示す。斜長石斑晶コア組成は、いずれの噴出物においても、An92-50（An=100*Ca/(Ca+Na+K)）と幅広く、低An斜長石は逆累帯構造を、高An斜長石は正累帯構造を示す(図８)。輝石斑晶において、両噴出物はコア組成に大きな差は見られない（直方輝石：Mg#65-75（Mg#=100*Mg/(Mg+Fe))・単斜輝石：Mg#70-76)。しかしリム組成では、1962年噴出物は多くがMgに富む逆累帯構造を示すのに対し､1988-1989年噴出物はFeに富む正累帯構造を示すものが増える(図８)。かんらん石斑晶は両噴出物とも少量認められ（＜1 vol.%)、その多くが微斑晶サイズである（＜0.2 mm)。1962年噴出物は、Fo70-78（Fo=100*Mg/(Mg+Fe))のコア組成を持つ(図９a)。いずれもFeに富んだリム組成を示すが、反応縁は認められない。一方1988-1989年噴出物は、コア組成がFo60-77と幅広い。1962年

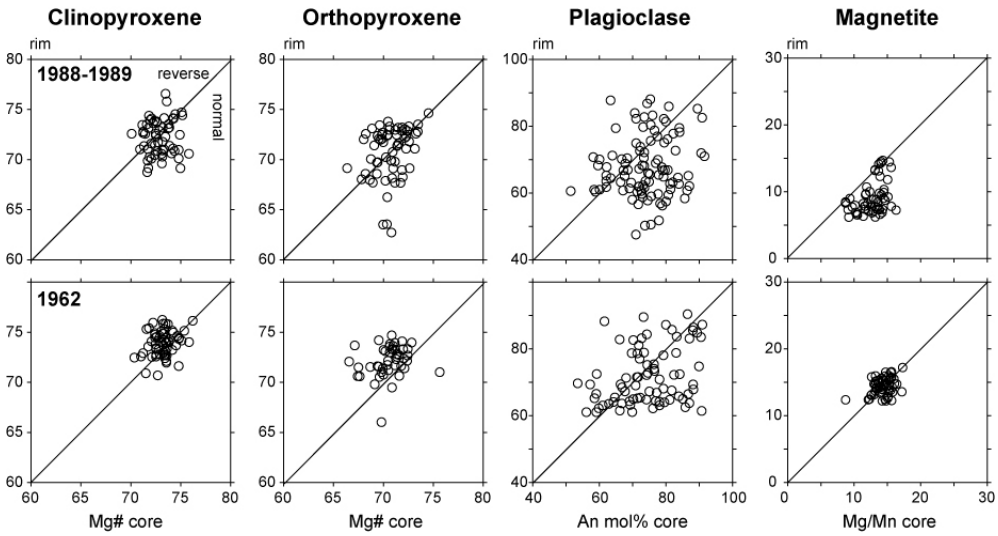


図８　1962 年および 1988-1989 年噴出物中の斑晶鉱物組成コアーリム図。

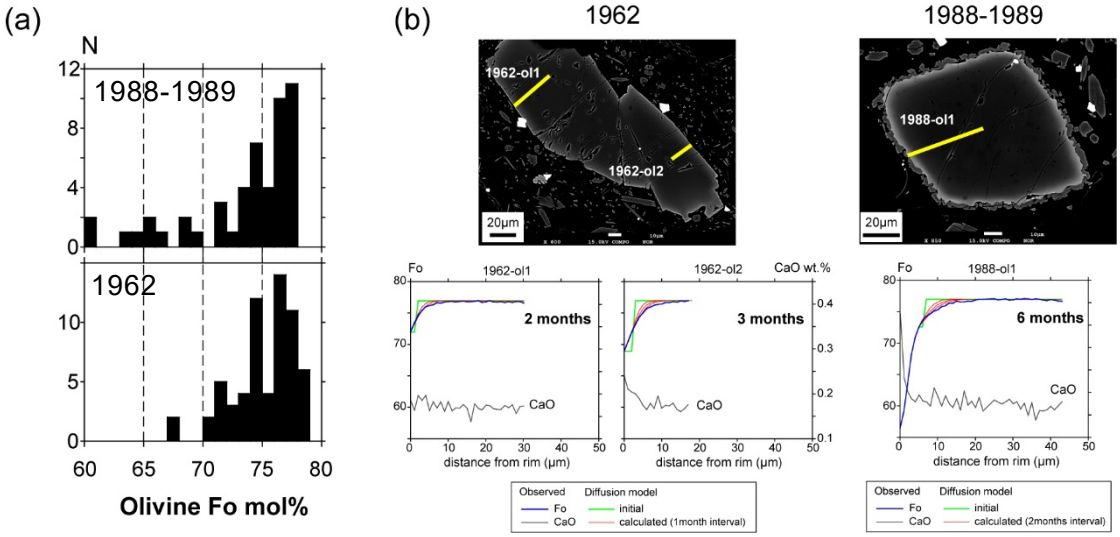


図９　1962 年および 1988-1989 年噴出物中のかんらん石斑晶コア組成ヒストグラム(a)と、高 Fo かんらん石の反射電子像、ラインプロファイルおよび元素拡散時間計算結果（ｂ)。

噴出物と類似したコア組成の斑晶は明瞭な正累帯構造を示し、輝石の反応縁をもつ。Fo<70の斑晶は、弱い正累帯構造を示すものや累帯構造を持たないものからなり、いずれも厚い輝石のリムをもつ。磁鉄鉱斑晶においては、1962年噴出物はMg/Mn12-18・X'usp(ulvöspinel mol%)0.29-0.39のコア組成を示し、明瞭な組成累帯構造は認められない（図８）。一方、1988-1989年噴出物は、コア組成がややMgに乏しくTiに富んでおり（Mg/Mn9-16・X'usp0.32-0.44)、正累帯構造を示す（リム組成：Mg/Mn6-15・X'usp0.34-0.48)。全岩化学組成SiO_2量は、両噴出物とも53.2-54.3 wt.%と均質で、他の元素においても明瞭な違いは認められない。

4.　マグマ混合とそのタイミング

噴出物中の組成的に非平衡な高 Fo かんらん石（Fo＞75）の存在、斜長石および輝石斑晶の正・逆累帯構造の共存から、1962 年および 1988－1989 年噴出物はマグマ混合の産物であると考えられる。斑晶鉱物組み合わせとその組成の関係から、高 Fo かんらん石を含む玄武岩質マグマとかんらん石を含まない輝石安山岩質マグマが混合したと推定できる。

高 Fo かんらん石はリムに向かって Fe に富むようになる(図９b)。この組成累帯構造は、玄武岩質マグマが安山岩質マグマに注入してから噴火するまでの間に Fe-Mg 間の元素拡散が起きたことを示唆している。そこで、代表的な斑晶の組成プロファイルを用いて元素拡散時間を見積もった。その結果、1962 年噴出物は 2-3 ヶ月程度、1988-1989 年噴出物は 6 ヶ月程度と見積もられた。つまり、1988-1989 年噴火では 1962 年噴火に比べて、玄武岩質マグマが混合してから噴火に至るまでの時間が長かったことを示唆している。

5.　1988-1989 年噴火の安山岩質マグマの特徴

1962 年および 1988-1989 年噴火では基本的には同じマグマ供給系が活動しており、玄武岩質マグマと安山岩質マグマの混合が起きていたと考えられる。しかし、1988-1989 年噴出物には、磁鉄鉱コア組成が 1962 年噴出物のものより低 Mg で且つ明瞭な正累帯構造を示すこと、輝石斑晶に正・逆累帯構造認められ 1962 年噴出物と異なること、といった安山岩

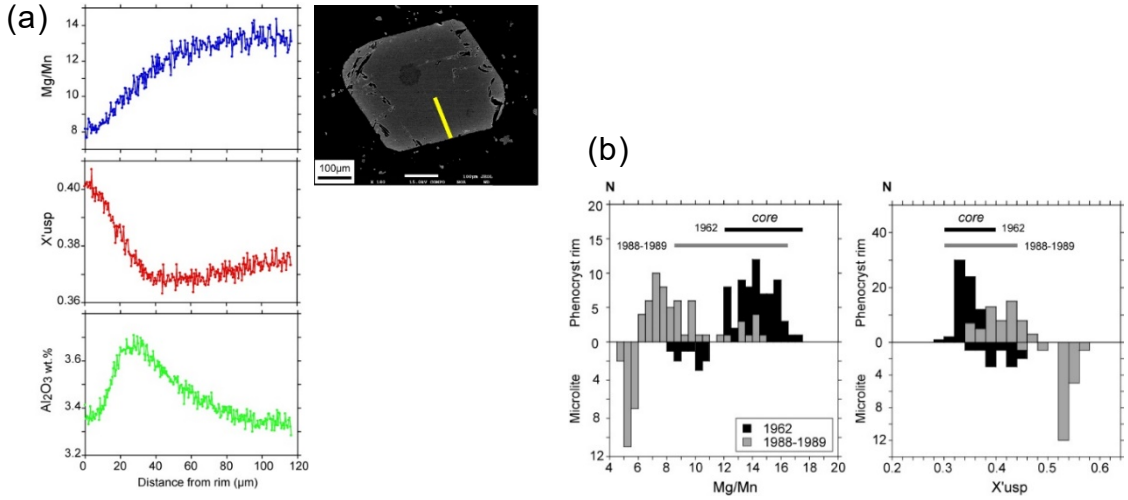


図１０　1988-1989 年噴出物中の磁鉄鉱斑晶のラインプロファイル(a)と、リム組成とマイクロライト組成の比較(b)。

質マグマ由来の斑晶における相違点が認められる。また、1988-1989 年噴出物には、1962 年噴出物には認められない Fe に富み厚い輝石のリムをもつかんらん石斑晶が存在する。

これら相違点・特徴をまとめると、次のように解釈することができる。1962 年噴火後、出残った安山岩質マグマの冷却・分化がはじまった。高 Fo かんらん石は元素拡散が進み Fe に富んだコア組成となり周縁部に輝石のマントルを成長させた。磁鉄鉱斑晶も温度低下に伴い元素拡散が起き、低 Mg 組成となった。輝石斑晶も結晶化により正累帯構造が形成された。このプロセスで唯一説明できない点は、磁鉄鉱が正累帯構造を示すことである。磁鉄鉱斑晶は他の鉱物に比べて元素拡散が非常に速いことから、この特徴はマグマ供給系の 20 年間の変遷ではなく、噴火直前のマグマプロセスを反映していると考えられる。

6. 1988-1989 年噴火の噴火プロセス

1988-1989 年噴出物中の代表的な磁鉄鉱斑晶のラインプロファイルをみると、数十μm の幅で累帯構造を示す（図１０a）。Mg や Ti においては、リムに向かって単純な減少または増加といった変化を示すが、Al_2O_3 においては、リムに向かって一旦増加した後再び減少するという、複雑な累帯構造を示す。従って、磁鉄鉱斑晶に見られる累帯構造は単純な元素拡散ではなく、結晶成長の産物であるといえる。磁鉄鉱斑晶のリム組成とマイクロライトの組成を比較すると、マイクロライトの方が Mg に乏しく Ti に富んでいることが分かる（図１０ｂ）。このことから、磁鉄鉱斑晶の Mg に乏しいリムは、マグマ溜り内ではなく、より浅所で成長した可能性が考えられる。マイクロライトと組成が異なることから、マイクロライト晶出に至る環境ではなかったのであろう。安山岩質マグマがゆっくりと上昇した（そして停滞した）後、噴火直前に再び上昇し噴火に至ったと推測できる（図１１）。この解釈は 1988-1989 年噴火が、ブルカノ式噴火で特徴付けられることと調和的である。

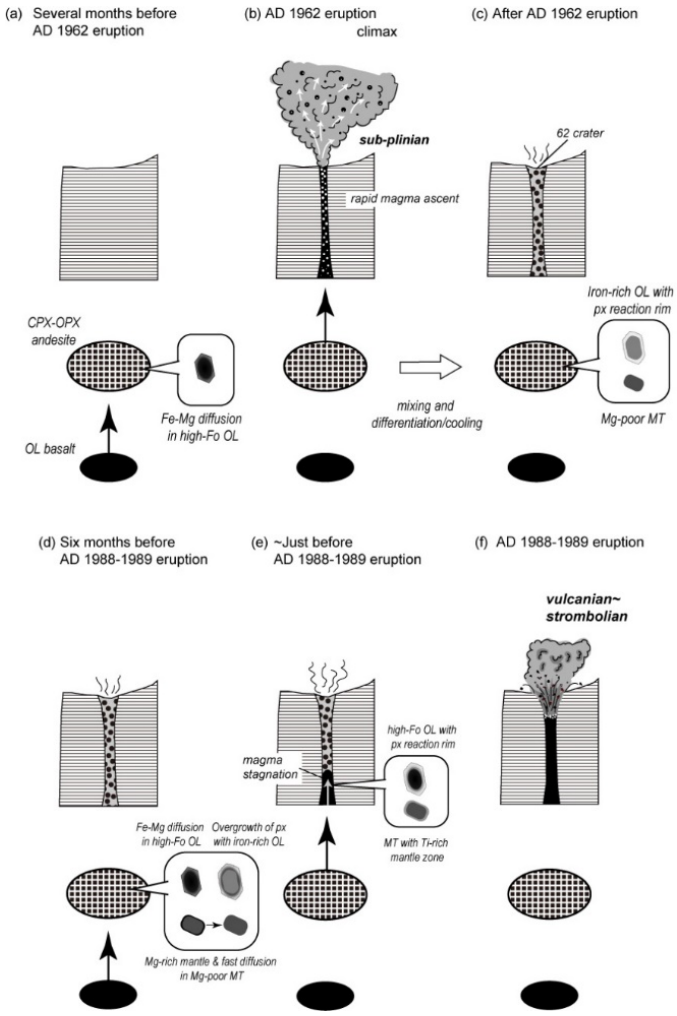


図１１　1962 年および 1988-1989 年噴火のマグマ供給系モデル。

7.　まとめ

十勝岳 1962 年および 1988-1989 年噴出物の岩石学的検討の結果、両噴火とも基本的に同じマグマ供給系が活動しており、安山岩質マグマと玄武岩質マグマの混合が起きていることが分かった。しかし、混合後のプロセスが異なっており、1962 年噴火では、玄武岩質マグマの注入後、数ヶ月で噴火に至り、準プリニー式噴火が起きた。一方、1988-1989 年噴火では、玄武岩質マグマの注入から６ヶ月程度の時間がかかっており、マグマ上昇時には浅所で停滞しブルカノ式噴火に至った。現在も同じマグマ供給系が存在すると考えられ、将来噴火の可能性は注入する玄武岩質マグマが鍵になると考えられる。

引用文献

藤原伸也・中川光弘・長谷川摂夫・小松大祐 (2007) 北海道中央部，十勝岳火山の最近 3,300 年間の噴火史．火山，52，253-271.

藤原伸也・石塚吉浩・山崎俊嗣・中川光弘（2009）十勝岳北西麓で新たに発見された 4,700 年前の火砕流堆積物と十勝岳の完新世の活動の再検討．火山，54，253-262.

石川俊夫・横山　泉・勝井義雄・笠原　稔（1971）十勝岳，火山地質・噴火史，活動の現況および防災対策．北海道防災会議，136p.

石塚吉浩・中川光弘・藤原伸也（2010）十勝岳火山地質図 1：30,000．火山地質図 16，産総研地質調査総合センター，8p.

Katsui, Y., Kawachi, S., Kondo, Y., Ikeda, Y., Nakagawa, M., Gotoh, Y., Yamagishi, H., Yamazaki, T., Sumita, M. （1990） The 1988-1989 explosive eruption of Tokachi-dake, central Hokkaido, its sequence and mode. Bull. Volcanol. Soc. Japan, 35, 111-129.

多田文男・津屋弘逵（1927）十勝岳の爆發．東京帝國大學地震研究所彙報，2，49-84.

上澤真平 (2008) 北海道十勝岳火山 1926 年噴火大正泥流堆積物層序の再検討と古地磁気特性．火山，53，171-191.

○地質学的・物質科学的解析に基づく、有珠山の噴火史の再構築　（北海道大学）

（１）地質学的・物質科学的解析に基づく、有珠山歴史時代噴火の活動推移の再検討

1.　はじめに

北海道南西部に位置する有珠山は、1663 年以降活動している日本有数の活火山である（横山ほか，1973；曽屋ほか，2007：表２）。17～19 世紀には山頂で爆発的噴火が起きたことが分かっているが、個々の噴火の活動域や溶岩ドームの形成時期については不明な点が多く、山頂で噴火が起きた場合、それに付随する火山災害について検討する上で必要な情報が十分であるとはいえない状態であった。一方最近 20 年の間で、有珠山の歴史時代噴出物に対する物質科学的研究が進み、個々の噴火に由来するテフラの物質科学的特徴が異なることが明らかになっている（例えば、Tomiya & Takahashi, 2005;Matsumoto & Nakagawa,

2010)。そこで、岩石学的特徴を用いた山頂溶岩ドームとテフラの対比により山頂溶岩ドームの形成年代を明らかにし、地形の特徴と合わせることで個々の噴火の活動域・活動推移を推定することを試みた。

表２　有珠山歴史時代噴火史（Matsumoto & Nakagawa (2019)より引用)。太字は改訂点を示す。

Magmatic group *	Eruption	Tephra (volume: km^3 **)	Formation of dome		Vent location	
			Previous	This study	Previous	This study
3	2000	ash and pumice fall (0.001)	CD	CD	NW flank	NW flank
	1977-1978	pumice and ash fall (0.0905)	Usu-shinzan CD ***	Usu-shinzan CD ***	Summit	Summit
	1943-1945	ash fall(phreatic?) (0.004)	Showa-shinzan LD (spine)	Showa-shinzan LD (spine)	E flank	E flank
	1910	ash fall(phreatic?) (0.004)	Meiji-shinzan CD	Meiji-shinzan CD	N flank	N flank
2	1853	pyroclastic flow (0.01) pumice and ash fall (0.35)	Ousu LD	Ousu LD	Summit	**SE summit**
	1822	pyroclastic flow (0.09) pumice and ash fall (0.28)	Ogariyama CD (?)	**New Kousu LD**	Summit	**SW and C summit**
	1769	pyroclastic flow (0.03) pumice and ash fall (0.11)	Kousu LD (?)	**Ogariyama CD******	Summit	**C or SE summit**
	pre-1769	pyroclastic surge (nd) pumice and ash fall (nd)	?	**Old Kousu LD**	Summit	**NW summit**
1	1663	base surge (0.6) pumice and ash fall (1.85) pyroclastic surge and pumice fall (nd)	?	**None**	Summit	**Summit**

nd, no data

CD: cryptodome; LD: lava dome; NW: northwestern; E: eastern; N: northern; SE: southeastern; SW: southwestern; C: central.

* The grouping is after Matsumoto & Nakagawa (2010).

** Data are from Katsui et al. (1981), Katsui et al. (1988) and Kadomura et al. (1988).

*** The Growth of dome had continued until 1984 (Kadomura et al., 1988).

**** This cryptodome might extrude partially.

2.　結果

2-1　山頂カルデラ内の地形判読

山頂カルデラ内には、西から小有珠溶岩ドーム、有珠新山潜在ドーム、オガリ山潜在ドーム、大有珠溶岩ドームが並んでいる。空中写真および赤色立体地図をみると、1977-1978年噴火による火口のほか、南西部および南東部に火口地形が認められ、それぞれ小有珠溶岩ドームおよび大有珠溶岩ドームに一部被覆されている(図１２a, b)。1977 年噴火以前の空中写真によると、これら火口に加え、中央部にも火口のような凹地が認められる（図１２c, d)。この地形は、オガリ山潜在ドームを切っており、小有珠溶岩ドームおよび大有珠溶岩ドームに一部覆われている。

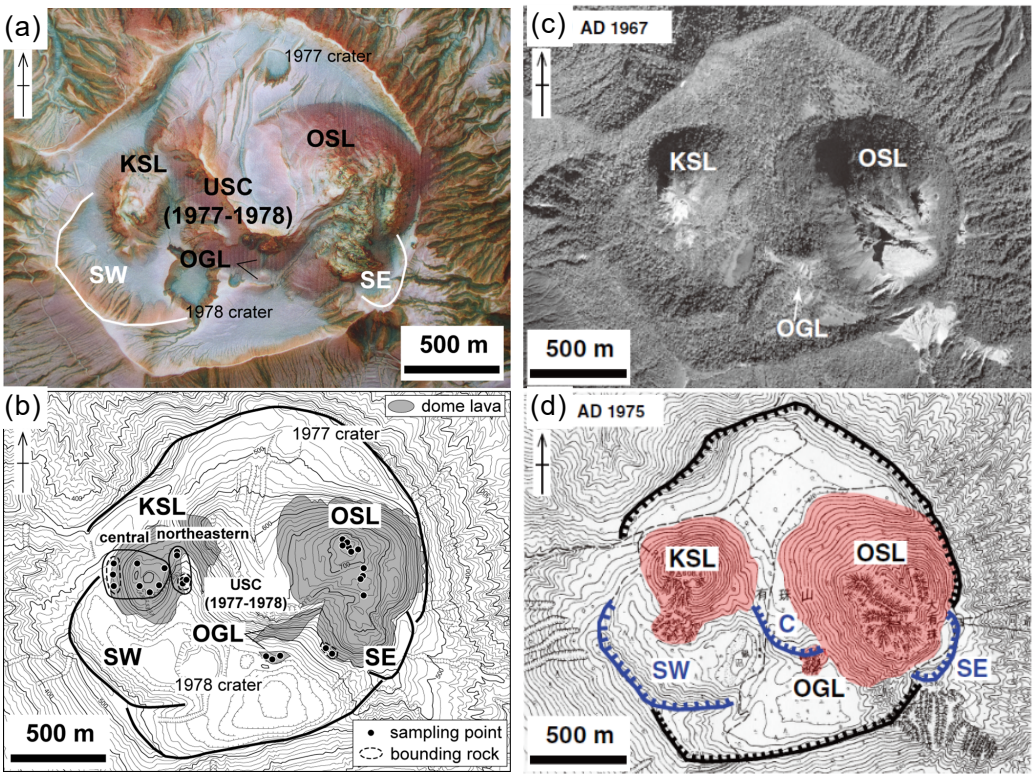


図１２　有珠山山頂地形（Matsumoto & Nakagawa (2019)より引用)。(a)赤色立体地図（千葉，2011)、(ｂ）地形図（国土地理院)、(ｃ）1967 年撮影の空中写真、(ｄ）1975 年出版の地形図（国土地理院)。

2-2　溶岩ドームの岩石学的対比

小有珠・オガリ山・大有珠溶岩ドームは、いずれも斑晶に富んだデイサイトである。主な斑晶鉱物は斜長石・直方輝石・鉄チタン酸化物からなり、小有珠溶岩ドームには石英・角閃石・単斜輝石が少量含まれる。全岩化学組成 SiO_2 量をみると、いずれも 18-19 世紀噴火のテフラ噴出物の組成範囲内に収まっている。TiO_2 のハーカー図で比較すると(図１３)、大有珠溶岩ドームは 1853 年噴出物と、オガリ山潜在ドームは 1769 年噴出物と一致する。一方、小有珠溶岩ドームは採取地点で特徴が異なっており、中央部は 1822 年噴出物と、北東部は pre-1769 年噴出物と一致する。

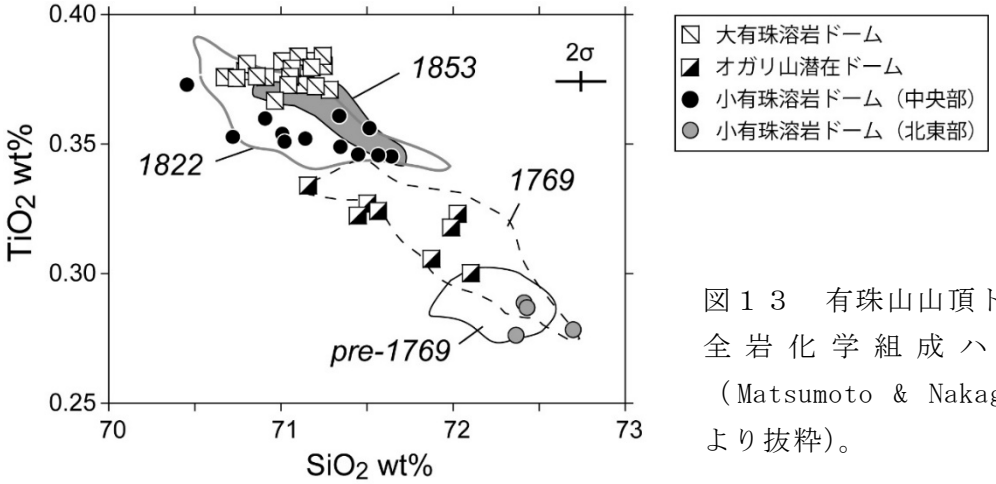


図１３　有珠山山頂ドーム溶岩の全岩化学組成ハーカー図（Matsumoto & Nakagawa (2019)より抜粋)。

3.　議論

3-1　先小有珠溶岩ドームの存在

上述したように、小有珠溶岩ドーム北東部は pre-1769 年噴出物、中央部は 1822 年噴出物の特徴を有することが明らかになった。このことは、小有珠溶岩ドームが従来言われていた 1663 年噴火および 1769 年噴火では形成されていなかったこと示している。しかし、古文書の絵図からは 1799 年には小有珠溶岩ドームが存在していたことは確かである(河野, 1918)。1977 年以前の地形図や空中写真と比較すると、現在の溶岩ドームの北東部は、1977 年噴火以前では溶岩ドームの下部に相当し、有珠新山潜在ドーム形成時に持ち上げられた部分であることが分かった。つまり、小有珠溶岩ドームの下部が pre-1769 年噴出物と、上部が 1822 年噴出物と一致するということになる。これらのことから、pre-1769 年噴火で形成された「先小有珠溶岩ドーム」が存在し、1822 年噴火で破壊・被覆され、現在の「小有珠溶岩ドーム」が形成された、と解釈することができる。

3-2　17-19 世紀噴火の活動推移

山頂溶岩ドーム群の形成年代が明らかになったことで、それぞれの噴火の活動中心を推定することが可能となった。山頂カルデラ内の地形をみると、複数の小規模な火口地形が認められ、それぞれ隣接する溶岩ドームに一部被覆されている(図１２)。このことから、いずれの噴火においても爆発的噴火の後に溶岩ドームが形成されたと推測される。この噴火推移は 20 世紀の活動と類似しており、有珠山の活動の特徴の１つであるといえる。また、17-19 世紀噴火の火砕流・火砕サージ堆積物の分布と火口位置を比較すると、火口位置が堆積物の分布の主軸方向と一致している(図１４)。このことは、火山防災上、非常に重要な事実であるといえる。

4.　まとめ

有珠山の山頂ドーム溶岩とテフラの物質科学的対比を行った結果、1663 年噴火では溶岩ドームは形成されず、それ以後の 17 世紀末～19 世紀の個々の噴火により山頂溶岩ドーム群が形成されたことが明らかになった。また、その結果から推定される各噴火の活動中心と火砕流の分布主軸が調和的であることが分かった。さらに、17 世紀末の噴火により形成された溶岩ドームが、1822 年の噴火活動で破壊され、新たに形成された溶岩ドームによって被覆されたことが明らかになった。以上のように、岩石学的対比は地質学的証拠とあわせることで、噴火推移の再構築や将来起こりうる火山災害についての洞察を得るうえで、有効なツールになるといえる。

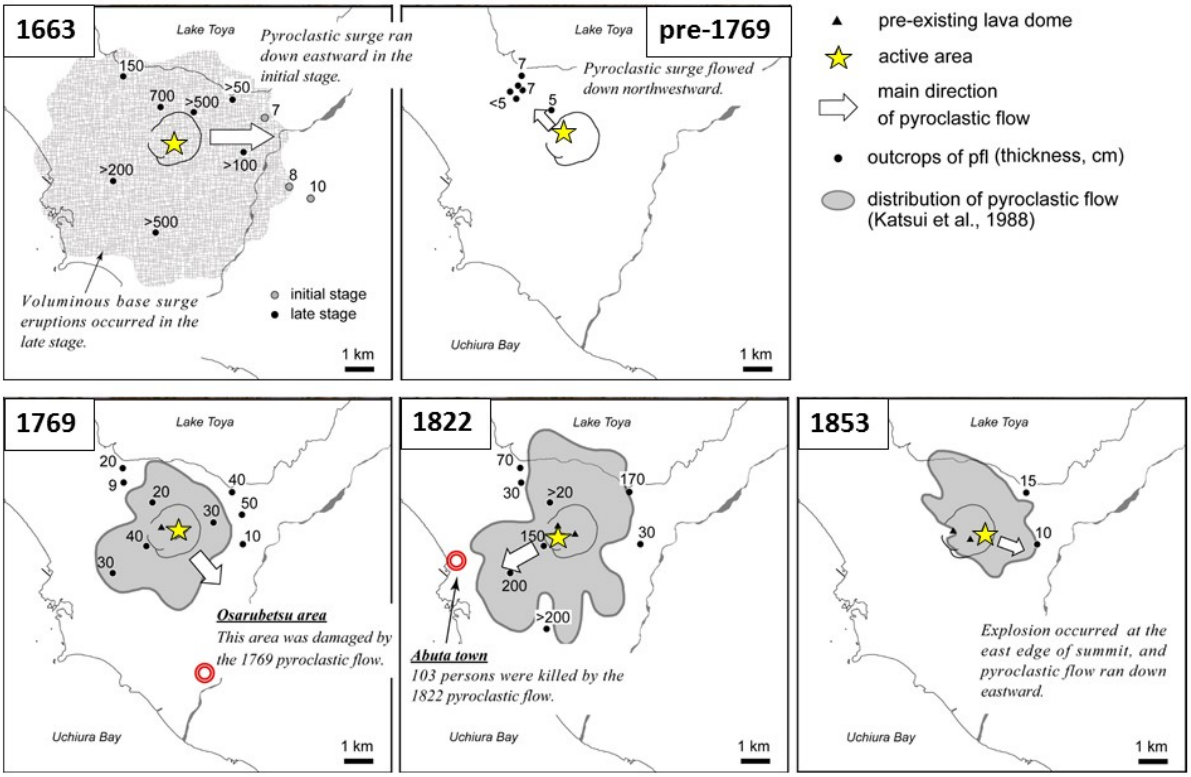


図１４　有珠山 17-19 世紀の山頂噴火活動の活動中心と火砕流・火砕サージの分布の関係（Matsumoto & Nakagawa (2019)より引用)。

（２）ボーリング掘削調査による有珠山の先歴史時代の活動履歴解明

有珠山は約２万年前から活動したと考えられており、玄武岩質マグマの活動により成層火山が形成された。約７千年前の山体崩壊の後、長い休止期に入っていたが、西暦 1663 年に流紋岩質マグマの噴火で活動を再開し､現在まで計9回噴火している(曽屋ほか, 2007)。有珠山の活動史に関する研究は、横山ほか（1973）および曽屋ほか（2007）に代表されるように、系統的な地質調査・古文書記録の解読等が実施されており、特に歴史時代噴火については詳細に分かっている。一方、山体崩壊イベントおよびそれ以前の活動については不明な点が多かったが、最近幾つかの知見が公表されている。Goto et al. (2013)は、既知のテフラである Us-Ka テフラ（山縣, 1996）が有珠山を給源とするものであることを明らかにし、成層火山形成イベントより前の有珠山初期の安山岩質マグマ活動（約 1.8 万年前）があったことを指摘した。一方、藤根ほか（2016）では、岩屑なだれ堆積物上位に相当する湖沼域の堆積物層序の解析から、有珠山の山体崩壊の発生時期が２万年前より古い可能性があることを指摘している。このように、最近新たな知見が出ているものの、年代が矛盾しており混乱しているのが現状である。そこで、有珠山の活動履歴、特に先歴史時代について明らかにするために、有珠山麓においてボーリング掘削調査を実施したのでその結果を報告する。

平成 30 年 11～12 月に有珠山の南西麓約 3 km の地点（標高約 23 m）において、80m 深のボーリング掘削調査を実施した（図１５）。採取されたボーリングコアの柱状図を図１６に、代表的なコア試料の写真を図１７に示す。

表層から 4.6m 深までは火山礫凝灰岩が認められ、3.4m 深に厚さ 5 cm ほどの土壌が存在する（図１７a）。0.5-3.4m 深では平行層理が発達しているが、3.4-4.6m 深には明瞭な堆積構造は認められない。その下位には約 4.6-16.0m 深に溶岩層が存在する（図１７b）。構成する溶岩は緻密～やや発泡した斑晶質安山岩である。緻密な部分にはジグゾークラック構造が認められる。また、下部には発泡の良い部分もあり破砕し赤色化している。その下位からは 80m 深までは、主に砂質シルト層および砂礫層が連続している。砂質シルト層にはクロスラミナが多く認められる。砂礫層の多くは円磨度の高い円礫から構成され、明瞭な堆積構造は認められない。53.7-56.1m 深には、複数の貝殻を含む黒色砂層が認められる（図１７c）。また、60.2-60.6m深には厚さ 40cm の土壌（または泥炭）が介在している（図１７d）。66.2-69.2m深には礫サイズの軽石を含む凝灰角礫岩が存在し、炭化木も認められる（図１７e）。土壌および炭化木の放射性炭素年代測定を実施したところ、3.4m 深の土壌は 320±20 yBP、60.2m 深の土壌は 17,650±60 yBP、66.2m 深の炭化木は 41,240±340 yBP という結果が得られた（表３）。なお、55.7m 深の貝殻は ^{14}C 年代測定の範囲外であった。

以上の岩相の特徴より、本ボーリング調査のコア試料は、表層-4.6m深の「歴史時代噴火の火砕サージおよび火砕流堆積物」、4.6-16.0m深の「山体崩壊に伴う善光寺岩屑なだれ堆積物」、16.0m 以深の「河川堆積物または土石流堆積物」と解釈することができる。岩屑なだれ堆積物の直接的な年代値は得られなかったが、岩屑なだれ堆積物のおよそ 45m 下位にあたる土壌は約 2.1 万年前（暦年較正年代）を示す。このことから、有珠山の山体崩壊は約 2 万年前より新しい可能性が高い。また、53.7-56.1m 深の黒色砂層は貝殻を顕著に含んでおり海成堆積物である可能性がある。この堆積物が海水面の指標になると仮定すると、黒色砂層が堆積した時期は海水準が現在より 30m ほど低かったことになり、その時期はおよそ１万年前に相当する（Nakada et al., 1991；田辺ほか, 2012）。この仮説が正しいのであれば、有珠山の山体崩壊の発生時期は、従来の解釈のように１万年前より新しいということになるかもしれない。

今回のボーリング調査結果より、有珠山の山体崩壊の発生時期は２万年前より新しく完新世である可能性が示唆された。今後は、この可能性を検討するためにコア試料をさらに解析するとともに、周辺の地質調査も実施することで、有珠山全体の活動履歴を明らかにしていく必要がある。

図１５　平成 30 年度有珠山ボーリング掘削調査地点（左）と掘削調査風景（右）。地図は曽屋ほか（2007）より引用。星印：本調査地点、○：藤根ほか（2016）の調査地点。

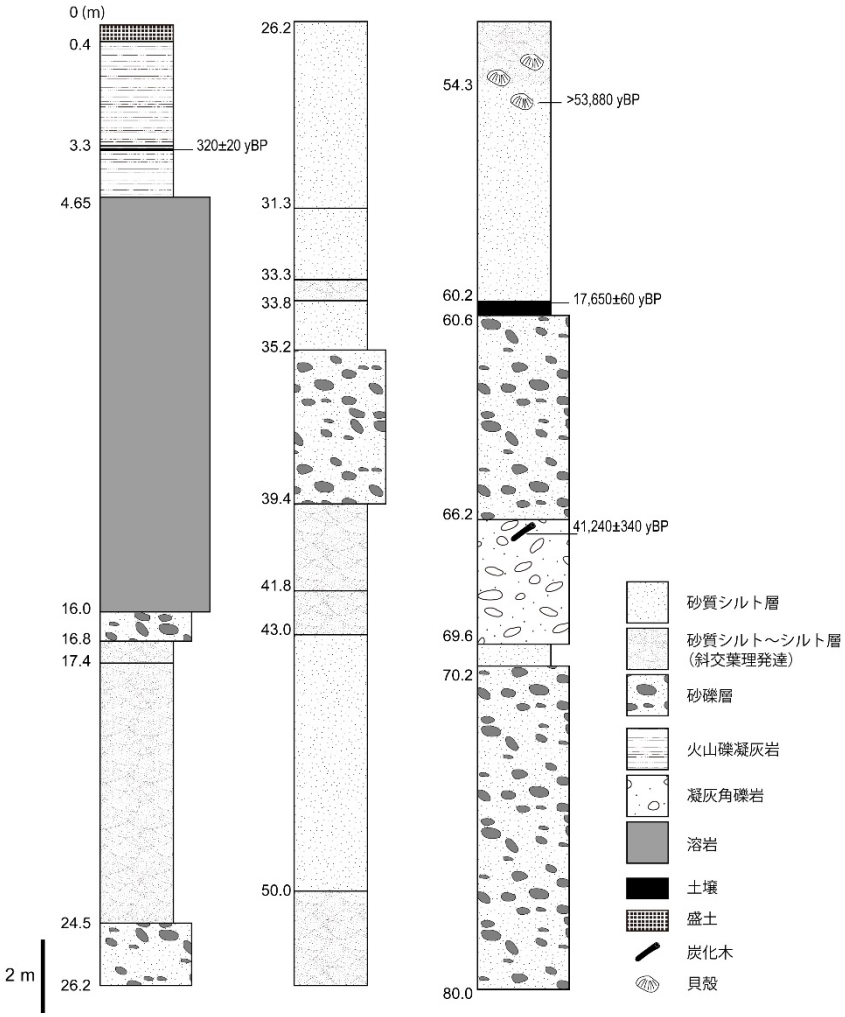


図１６　ボーリングコア試料の柱状図。

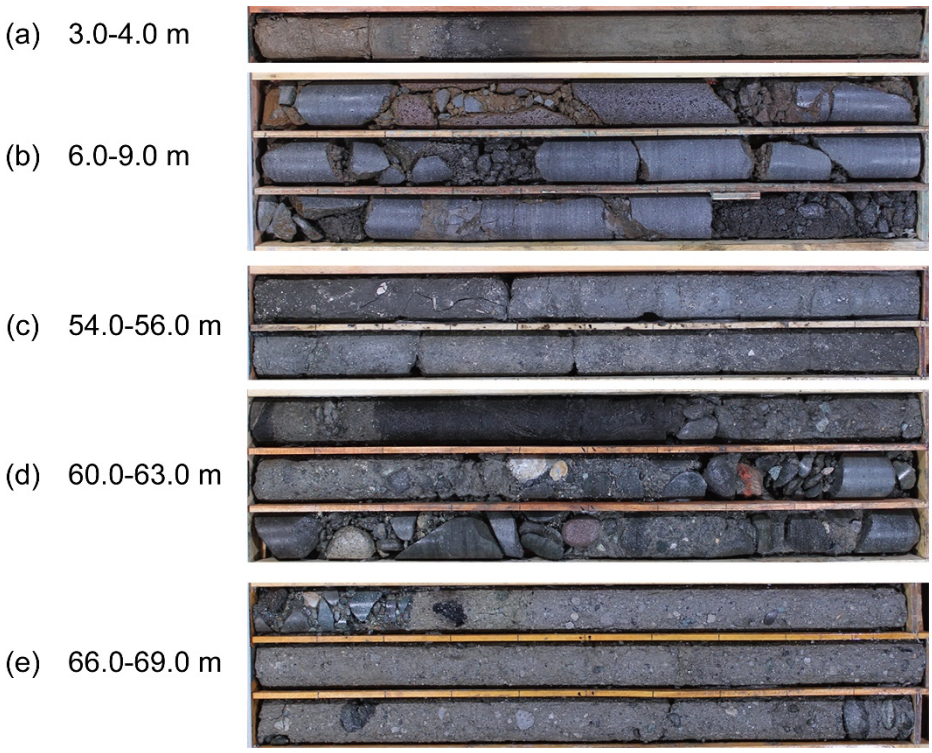


図１７　代表的なコア試料の写真（各写真の左側・上側が上位）。(a)深度 3.0-4.0m。歴史時代噴出物下部。厚さ 5 cm の土壌が介在する。(b)深度 6.0-9.0m。善光寺岩屑なだれ堆積物。(c)深度 54.0-56.0m。黒色砂層。貝殻を多く含む。(d)深度 60.0-63.0m。厚さ 40cm の土壌（または泥炭）が砂礫層を直接覆う。(e)深度 66.0-69.0m。白色～灰色軽石を多く含む凝灰角礫岩。上部に炭化木が認められる。

表３　放射性炭素年代測定結果

Lab. No.	Depth (m)	Analyzed material	$\delta^{13}C$ (‰)	Libby Age (yBP)	Cal. Range BP (2σ)	Probability (%)
IAAA-182073	3.4	Soil	-21.62 ± 0.23	320 ± 20	460-347 338-306	75.2 20.2
IAAA-182081	55.7	Shell	1.84 ± 0.23	> 53,880	-	-
IAAA-182082	60.2	Soil or Peat	-27.27 ± 0.23	17,650 ± 60	21,601-21,076	95.4
IAAA-182083	66.3	Charcoal	-21.47 ± 0.26	41 240 ± 340	45,398-44,089	95.4

全て（株）加速器分析研究所で測定
化学処理工程　Soil/Peat：酸処理，Charcoal：酸-アルカリ-酸処理，Shell：エッチング処理

引用文献

千葉達朗（2011）赤色立体地図でみる日本の凸凹．株式会社技術評論者，135p.
藤根久・遠藤邦彦・鈴木正章・ほか９名（2016）有珠山善光寺岩屑なだれの発生年代の再検討―有珠南麓の過去２万年間の環境変遷との関連で―．第四紀研究，55，253-270.
Goto, Y., Sekiuchi, Y., Takahashi, S., Ito, H., and Danhara, T. (2013) The 18-19 ka andesitic explosive eruption at Usu volcano, Hokkaido, Japan. Bull. Volcanol.

Soc. Japan, 58, 529-541.
門村浩・岡田弘・新谷融（1988）有珠山その変動と災害．北海道大学図書刊行会，257p.
Katsui, Y., Yokoyama, I. and Morizumi, M. （1981） Usu volcano. In: Y. Katsui (ed.), Field Excursion Guide to Usu and Tarumai volcanoes and Noboribetsu Spa, Volc. Soc. Japan, 1-37.
勝井義雄・河内晋平・新井田清信（1988）有珠山の噴火予測・災害予測および防災の問題．西南北海道における火山災害予測と防災に関する基礎的研究，昭和 62 年度研究成果報告書，22ｐ．
河野常吉（1918）大有珠岳成生に就て田中館理学士に正す．地学雑誌，30，629-635.
Matsumoto, A. and Nakagawa, M. (2010) Formation and evolution of silicic magma plumbing system: Petrology of the volcanic rocks of Usu volcano, Hokkaido, Japan. J. Volcanol. Geotherm. Res., 196, 185-207.
Matsumoto, A. and Nakagawa, M. (2019) Reconstruction of the eruptive history of Usu volcano, Hokkaido, Japan, inferred from petrological correlation between tephras and dome lavas. Island Arc, 28, e12301.
Nakada, M., Yonekura, N., and Lambeck, K. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 85, 107-122.
中川光弘・松本亜希子・田近　淳・広瀬　亘・大津　直（2005）有珠火山の噴火史の再検討：寛文噴火（1663 年）と明和噴火（1769 年）に挟まれた 17 世紀末の先明和噴火の発見．火山，50，39-52.
曽屋龍典・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）1:25,000．火山地質図 2，産総研地質調査総合センター，9p.
田辺晋・中島礼・内田昌男・柴田康行（2012）東京低地臨海部の沖積層にみられる湾口砂州の形成機構．地質学雑誌，118，1-19.
Tomiya, A. and Takahashi, E. (2005) Evolution of the magma chamber beneath Usu volcano since 1663: a natural laboratory for observing changing phenocryst compositions and textures. J. Petrol., 46, 2395-2426.
山縣耕太郎（1996）テフラ層序に基づく洞爺火山の噴火史．1996 年度日本第四紀学会春季大会.
横山泉・勝井義雄・大場与志男・江原幸雄（1973）有珠山―火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策．北海道防災会議，札幌，254p.

○ニセコ：野外調査によるイワオヌプリ火山の噴火履歴の解明（北海道大学）

1.　はじめに

ニセコ火山群は北海道南西部に位置する第四紀火山群である。約 160 万年前から活動を開始し（NEDO, 1986；古川, 2002MS)、複数の火山体を形成してきた。その中でも、イワオ

ヌプリは最も新しい火山体（以下、イワオヌプリ火山）であり（図１８）、活火山（ランクC）に指定されている。本課題では、イワオヌプリ火山の形成史を明らかにするために、平成 29 年度より山体を中心とした地質調査を実施している。平成 30 年度は、トレンチ掘削調査による噴火履歴調査を予定していたが、露出状況の良い露頭が複数発見されたことから、これら露頭の観察によって、活動履歴・噴火推移履歴の詳細を明らかにすることができ、また隣接するニトヌプリの活動との関係についても検討することができた。その成果を以下に報告する。

2.　イワオヌプリ火山の形成史

イワオヌプリ火山は、標高 1,116mの溶岩ドームを有する火山体であり、北にはワイスホルン、東にはニセコアンヌプリ、西にはニトヌプリが存在する。イワオヌプリ火山周辺では、ニセコアンヌプリおよびニトヌプリにさえぎられるように、平坦な溶岩が南北に広がっており（大場,1960)、その上位にイワオヌプリ火山が存在する（図１８a)。従来、イワオヌプリ火山の定義が曖昧であったが、構成する溶岩の全岩化学組成の特徴（図１８b)から、上述の平坦な溶岩までがニトヌプリ火山、その上に存在する山体がイワオヌプリ火山であると定義する。

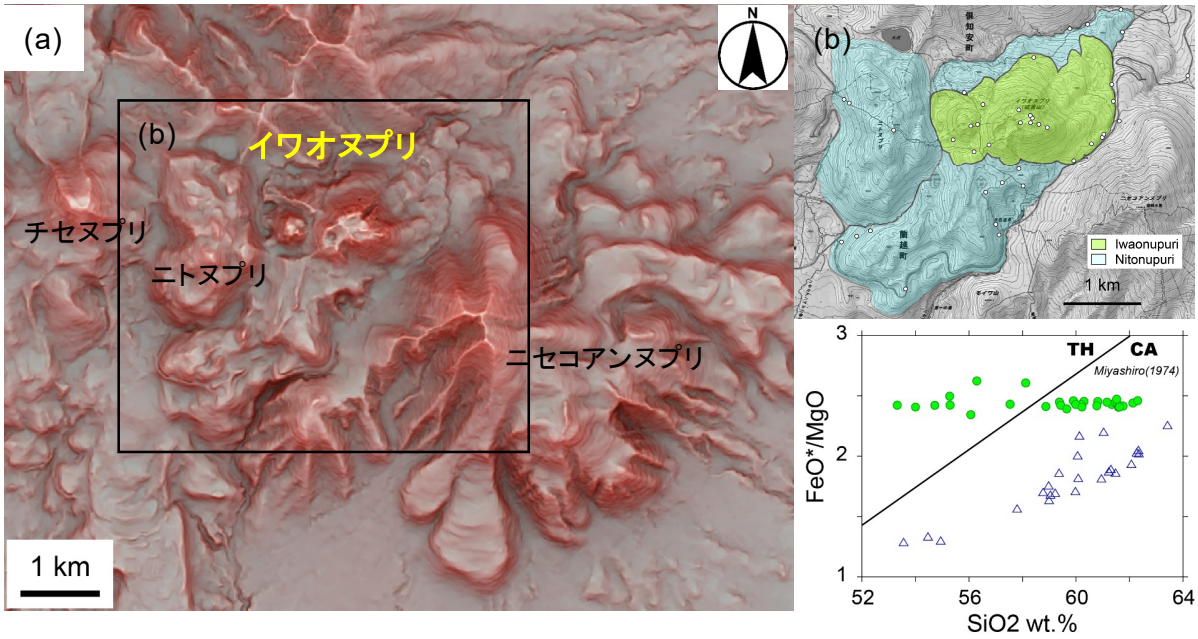


図１８　イワオヌプリ火山周辺の赤色立体地図(a)とイワオヌプリとニトヌプリの区分の定義および全岩化学組成ハーカー図(b)。赤色立体地図はアジア航測株式会社提供。

イワオヌプリ火山西部には、長径約 1km の火口地形が認められ、ニトヌプリ溶岩類を切っている。この火口内に小イワオヌプリ溶岩ドームが存在し、その東方に大イワオヌプリ溶岩ドームが存在する。イワオヌプリ火山山頂付近および南麓には複数の火口地形がみられ、南麓では五色温泉に代表されるように熱水活動が盛んである。イワオヌプリ火山の活動について、被覆関係および噴出中心、マグマの特徴の違いから、小イワオヌプリ活動期・大イワオヌプリ活動期・最新活動期の３つの活動期に区分した（図１９)。

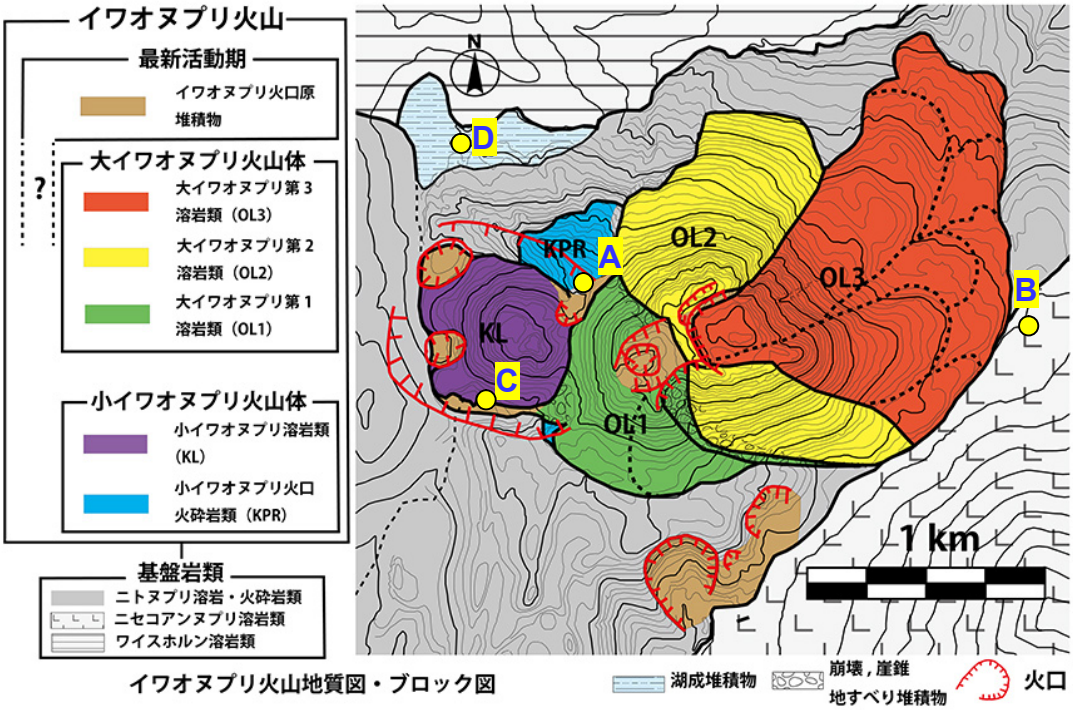


図１９　イワオヌプリ火山地質図。地点Ａ～Ｄは代表的なテフラ露頭の位置を示す。

2-1　小イワオヌプリ活動期

イワオヌプリ火山西部を噴出中心とする活動であり、小イワオヌプリ火砕岩（KPR）および小イワオヌプリ溶岩類(KL)の２ユニットから構成される。KPR は小イワオヌプリ火口を給源とする火砕岩である。東麓約２km の露頭(図１９の地点Ｂ)では、下位より水蒸気噴火堆積物、降下スコリア堆積物、火砕流堆積物、降下スコリア堆積物から構成される（図２０)。火口近傍の露頭(図１９の地点Ａ)では、後述するニトヌプリ火砕岩類を傾斜不整合で覆っており、最下部の水蒸気噴火堆積物は層厚約 3m の複数枚の降下火砕物として、降下スコリア層は複数のサブユニットから構成されることが確認できる（図２０)。明瞭な時間間隙を示す証拠はないことから、一連の活動による噴出物であると考えられる。この降下スコリア層は東方から西方にむかって層厚および構成物の粒径が増大する。東麓約２km の露頭で採取した水蒸気噴火堆積物直下の土壌および火砕流中の炭化木片が、10,910 cal BP および 9,480 cal BP の放射性炭素年代値を示すことから、イワオヌプリ火山は約 9,500 年前に活動を開始したと考えられる。本質物質は、スコリアが主体であり、少量の縞状軽石～軽石が含まれる。KPR の活動の後、小イワオヌプリ火口内では、溶岩主体の活動に移行した（小イワオヌプリ溶岩類：KL)。KL は、基底直径約 500m、比高約 160m の溶岩ドームである（図２１)。ほぼ同心円状の円錐形を示しており、一連の活動によるものであると考えられる。

2-2　大イワオヌプリ活動期

イワオヌプリ東部を噴出中心とする活動であり、３つの噴火ユニットから構成される(図２１)。大イワオヌプリ第１溶岩類（OL1）は、基底直径約 600m、比高約 130m の溶岩ドー

ムである。最も西寄りに位置しており、前述の小イワオヌプリ活動期噴出物を直接覆う。その OL1 を覆うように大イワオヌプリ第２溶岩類（OL2）が存在する。基底直径約 1.3km の溶岩ドームであり、その分布から噴出中心は現在の山頂火口とほぼ同じ位置であったと推測される。そして、その上部に大イワオヌプリ第３溶岩類（OL3）が存在する。OL1・OL2 とは異なり、複数枚の溶岩流から構成される。これらは、山頂部の火口から流出したとみられ、東～北東麓に分布する（図１９）。この山頂部の火口は前述の複数の爆裂火口の一部を切っているようである。OL1 および OL2 は、山頂部に複数の爆裂火口および崩壊地形が確認でき、OL3 山頂部の火口はそれらの一部を切っているようである。

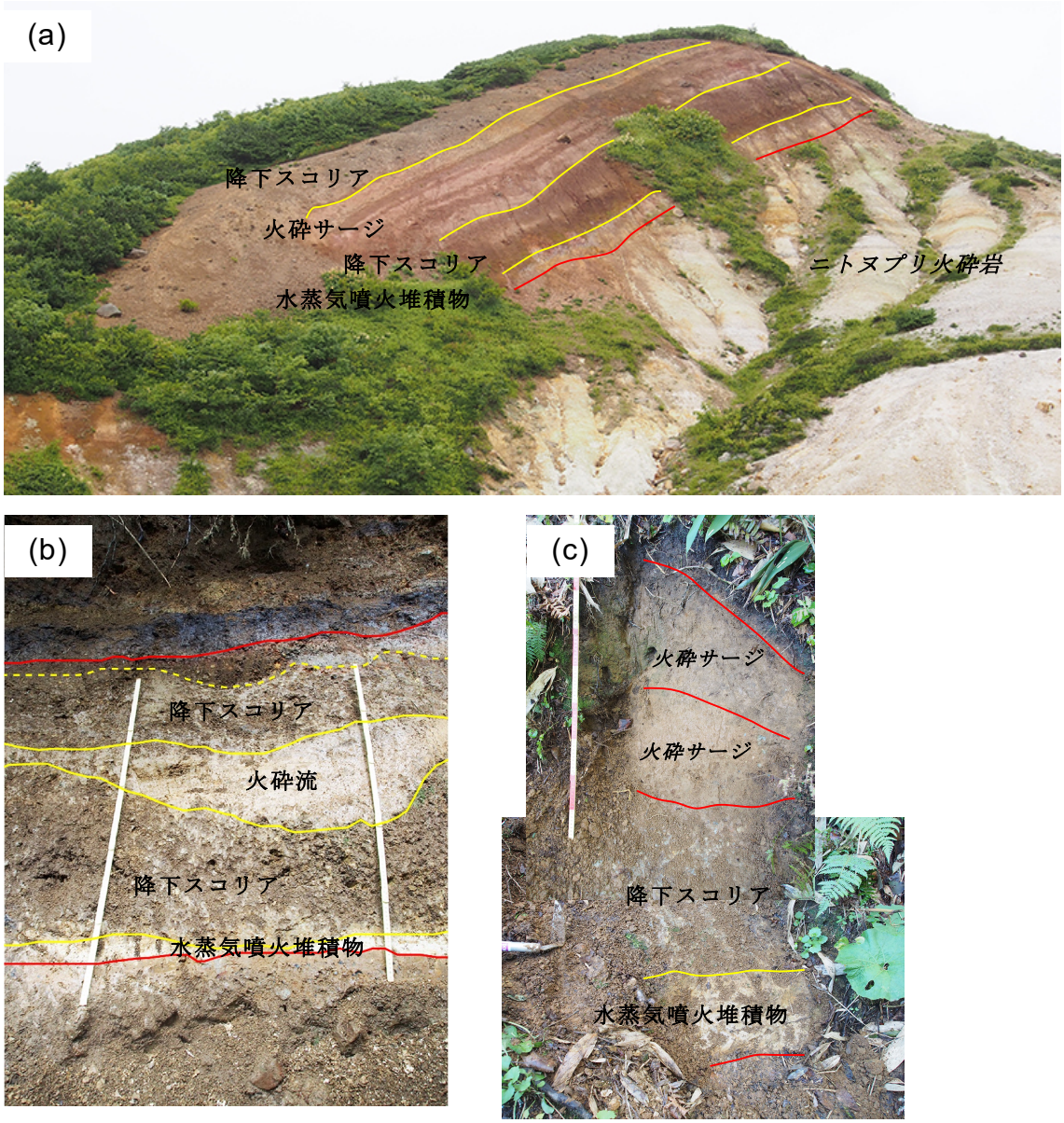


図２０　小イワオヌプリ火砕岩（KPR）の露頭写真。(a)火口近傍（図１９の地点Ａ）、(b)東麓約 2km（図１９の地点Ｂ）および(c)東麓約 3km。赤線は噴火ユニット境界、黄線はサブユニット境界を示す。

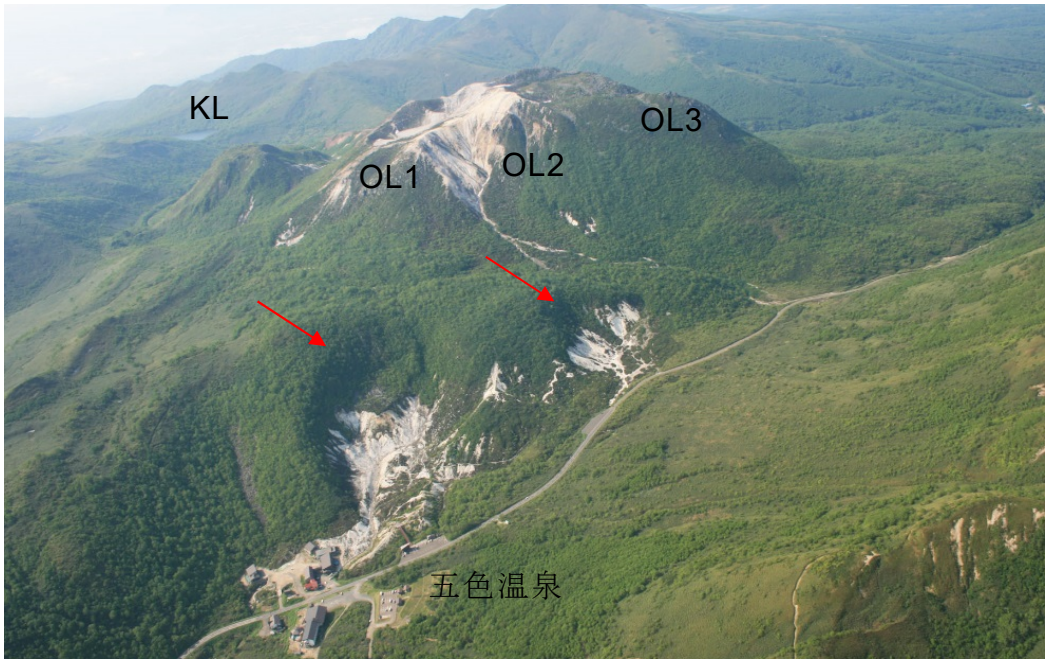


図２１　南東上空からみるイワオヌプリ火山。五色温泉近くに火口地形（矢印）があることが分かる。

2-3　最新活動期

小イワオヌプリ火口内および五色温泉周辺に認められる複数の爆裂火口（図２１）を形成した水蒸気噴火主体の活動である。上述した山頂部の爆裂火口も同時期の活動である可能性が高い。五色温泉周辺では、変質岩片および粘土質火山灰からなる火山角礫岩が表層部を構成しており、火口近傍の爆発角礫岩であると推測される。直上の土壌から Modern の結果が出ていることから、ごく最近の水蒸気噴火であると考えられる。また、後述するように約 360 年前の泥流堆積物も見つかっており、水蒸気噴火主体の活動がごく最近まで継続していると考えられる。

2-4　その他のテフラ層

小イワオヌプリ火口内および東方の鏡沼登山道沿いには、複数のテフラ層が露出する。鏡沼登山道沿いの露頭では、KPR の上位に土壌を挟んで２枚の火砕サージ堆積物が認められる（図２０ｃ）。いずれも火山豆石を含む特徴があり、鏡下において新鮮な火山ガラス片を確認できたことから、マグマ噴火～マグマ水蒸気噴火の産物であると考えられる。直下の土壌からは 3,760calBP の放射性炭素年代値が得られている。また小イワオヌプリ火口内の地点Ｃでは、複数枚の火砕サージ～火砕流堆積物、降下火山灰および泥流堆積物が認められる（図２２・２３）。これら堆積物は明瞭な土壌を挟んでおり、ある一定期間の断続的な活動によって堆積したと思われる。上位の泥流堆積物およびその直下のサージ堆積物（1,020-360 cal BP）には本質ガラスは認められなかったが、下位の火砕サージ～火砕流堆積物（6,440-1,600 cal BP）の多くは、新鮮なマグマ片と思われる岩片が少量含まれる。このことから、下部(1,600 cal BP 以前)はマグマ水蒸気噴火～マグマ噴火によるもの、上部(1,020 cal BP 以降)は水蒸気噴火によるものであると推測できる。KPR が約 9,500 年前

であることを考慮すると、これらテフラ層の多くは KL・OL の溶岩噴出と同時期の噴出物であると推測される。したがって、KPR の爆発的噴火の後も継続して活動し、溶岩噴出だけでなく、火砕サージ・火砕流も伴ったと考えられる。また、地点Ｃの上位の泥流堆積物は、地形から考えると山頂火口から流下してきた可能性がある。

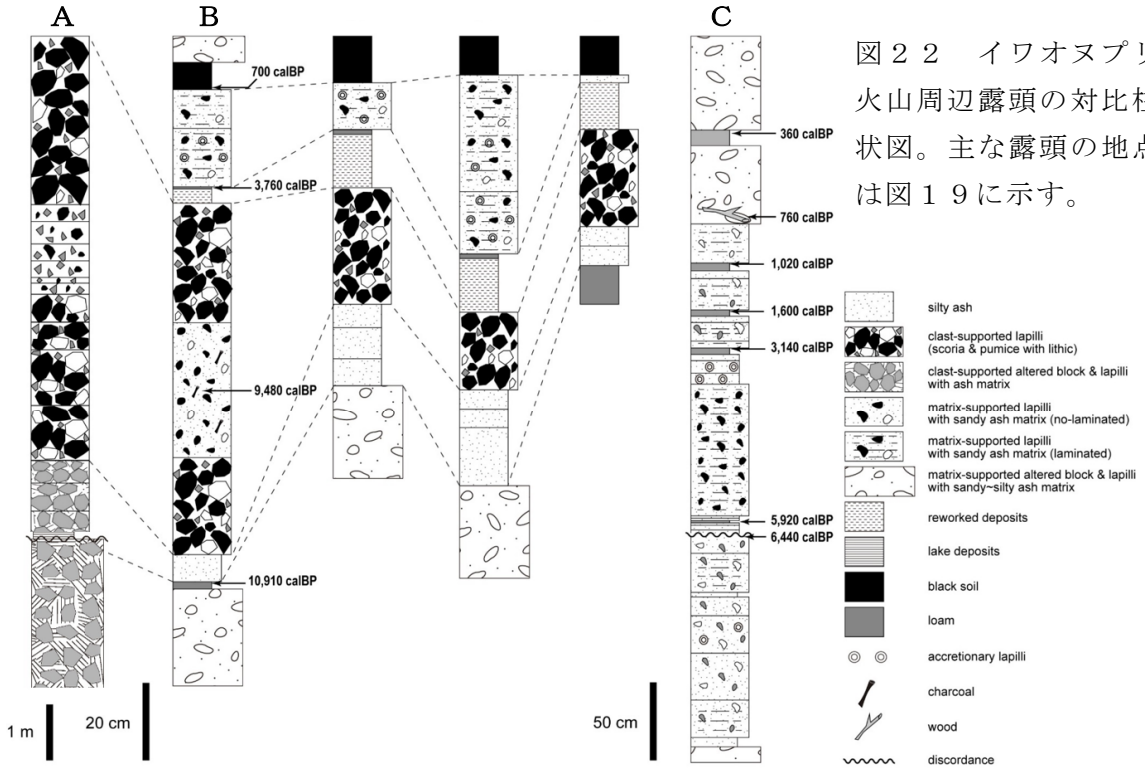


図２２　イワオヌプリ火山周辺露頭の対比柱状図。主な露頭の地点は図１９に示す。

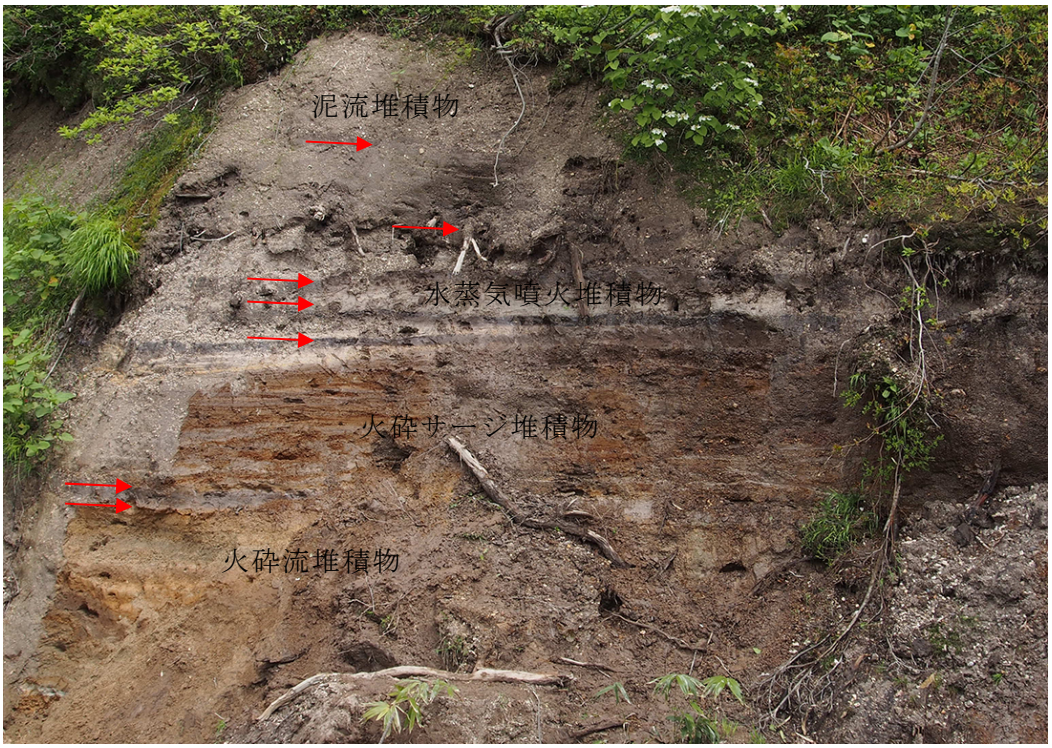


図２３　地点Ｃの露頭写真。赤矢印は年代測定試料採取ユニットを示す。

3.　イワオヌプリ火山の岩石学的特徴

イワオヌプリ火山を構成する岩石は、斑晶質な角閃石含有両輝石玄武岩～デイサイトである。KPR は不均質な縞状組織が認められ、スコリア部分には少量のかんらん石が含まれる。KL および OL は母岩に石英を含む特徴があり、細粒な包有物がしばしば認められる。また、OL1 については、肉眼での色調および斑晶量の違いで 2 タイプの母岩が認識できる。

全岩化学組成は SiO_2＝51.2-68.5 wt.%であり、中カリウム系列のカルクアルカリ岩である（図２４）。不均質な組織が認められた KPR および 2 タイプの母岩が認識された OL1 は組成幅が広い。ハーカー図をみると噴出中心の違いで組成トレンドが異なることが分かる。このことから、イワオヌプリ火山の活動ではマグマの入れ替わりが噴出中心の移動（や噴火様式の変化）をもたらしているのかもしれない。

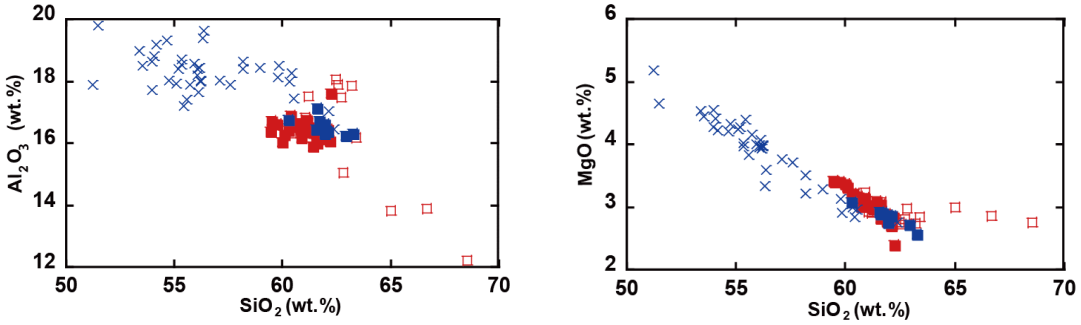


図２４　イワオヌプリ火山全岩化学組成ハーカー図。

×：KPR、■：KL、□：OL1、■：OL2・3。活動期ごとで組成トレンドが異なる。

4.　ニトヌプリ火山の活動

隣接するニトヌプリ火山は、イワオヌプリ火山とともに新しい活動である可能性が指摘されてきた（NEDO, 1986；古川, 2002MS）。昨年度の調査によってイワオヌプリ火山の活動開始時期は明らかになったが、ニトヌプリ火山の活動との時間間隙については不明であった。今年度は、小イワオヌプリ周辺の地点Ｃ・Ｄの露頭観察より、ニトヌプリ火山の末期の活動について検討した。

地点Ｃでは、下位に白色の変質岩片からなる角礫岩層が 30m 超の厚さで堆積している（図２０a）。比較的淘汰が良く水蒸気噴火による降下火砕物であると考えられる。その堆積時期は不明であるが、約 9,500 年前の KPR が傾斜不整合で覆っており明らかな時間間隙があることから、ニトヌプリ火山の末期の活動によるものであると考えられる（以後、ニトヌプリ火砕岩）。また、北西部の地点Ｄでは、層厚 15m超のラピリストーン～凝灰岩層が露出している（図２５）。成層構造を呈しており、多くが変質岩片から構成される。一部の層には花粉が多く含まれており、湖成堆積物である可能性が高い。介在する土壌について放射性炭素年代測定を実施したところ、30,690-41,260cal BP の年代値が得られた。仮にこの湖成層が地点Ｃのニトヌプリ火砕岩の噴出より以前に形成されたものである場合、ニトヌプリ火砕岩に相当するテフラが湖成層の上位に堆積しているはずである。しかし、これら湖成層の上位にはテフラ層は認識できなかった。よって、この湖成層はニトヌプリ火砕岩の活動後に形成されたものであると解釈でき、ニトヌプリ末期の活動は約３万年前にほ

ぼ停止していたといえる。したがって、ニトヌプリの活動停止後、数万年間の静穏期を挟んで、イワオヌプリ火山の活動が開始したと考えられる。

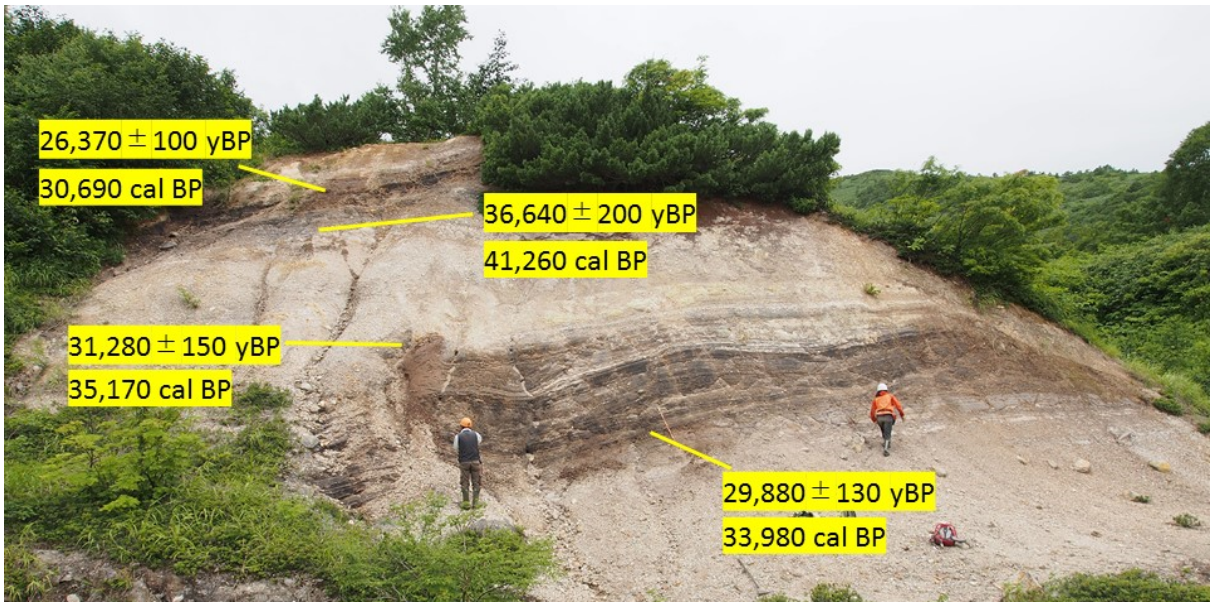


図２５　イワオヌプリ北西部の湖成堆積物（図１９の地点Ｄ）。数値は有機質土壌の放射性炭素年代値を示す。

5.　まとめ

イワオヌプリ火山の地質学的岩石学的検討を行った結果、以下のことが明らかになった。

- イワオヌプリ火山は、噴出中心や噴火様式の違いから、３つの活動期および６つの噴火ユニットに区分される。
- イワオヌプリ火山は、約 9,500 年前の爆発的噴火により活動を開始した。
- その後、溶岩主体のマグマ噴火と水蒸気噴火を繰り返しながら現在の山体を形成した。
- 最近の活動は水蒸気噴火主体であり、直近では数 100 年以内に起きたと考えられる。
- ニトヌプリ火山の活動との間には、数万年ほどの休止期があった。

以上のように、イワオヌプリ火山は非常に新しい火山でごく最近も活動していることが明らかになった。観光地として名高いニセコ地域に位置しており、登山客や観光客に、活動度の高い活火山であることを周知していく必要があると考えられる。

引用文献

古川貴浩（2002MS）ニセコ火山群の末期噴火史と全岩化学組成の時間変化 - 若い火山岩への TL 年代測定の試み - . 北海道大学理学部，卒業論文， p 47.

大場与志男（1960）ニセコ火山群の岩石について．地質学雑誌，66，788-799.

奥野充（2003）ニセコ・イワオヌプリ，大雪山・旭岳，屈斜路・アトサヌプリにおける最新噴火の年代学的研究．北海道における完新世火山の火山活動特性の評価．平成 12 年度～平成 14 年度科学研究費補助金研究成果報告書.

新エネルギー総合開発機構（NEDO）（1986）昭和 60 年度全国地熱資源総合調査（第 2 次）火山性熱水対流系地域タイプ①（ニセコ地域）調査．火山岩分布年代調査報告書.

○鳥海山：野外調査による噴火履歴の解明（秋田大学・山形大学）

（１）小規模噴火を含む完新世における噴火活動史を構築するための地質調査(秋田大学)

1.　背景

鳥海火山は溶岩噴出を主体とし、テフラがほとんど認められない火山であると考えられていたが、林他（2000）や大場他（2012）により、多数の完新世小規模噴火テフラ層が報告された。しかしながら、いずれの報告も一地点（山体北側七合目御田湿原）での報告にとどまっているため、噴火規模や降灰分布を含む詳細な噴火活動史を構築することはできていない。御田湿原での研究結果から、鳥海山起源の火山灰は山麓に分布することがほぼ期待できない。そのため、火山灰層の分布が期待できる山体上部をくまなく探索する必要がある。前年の平成２９年度にはトレンチ一カ所における火山灰層の観察に加え、複数の露頭を見いだして観察した。

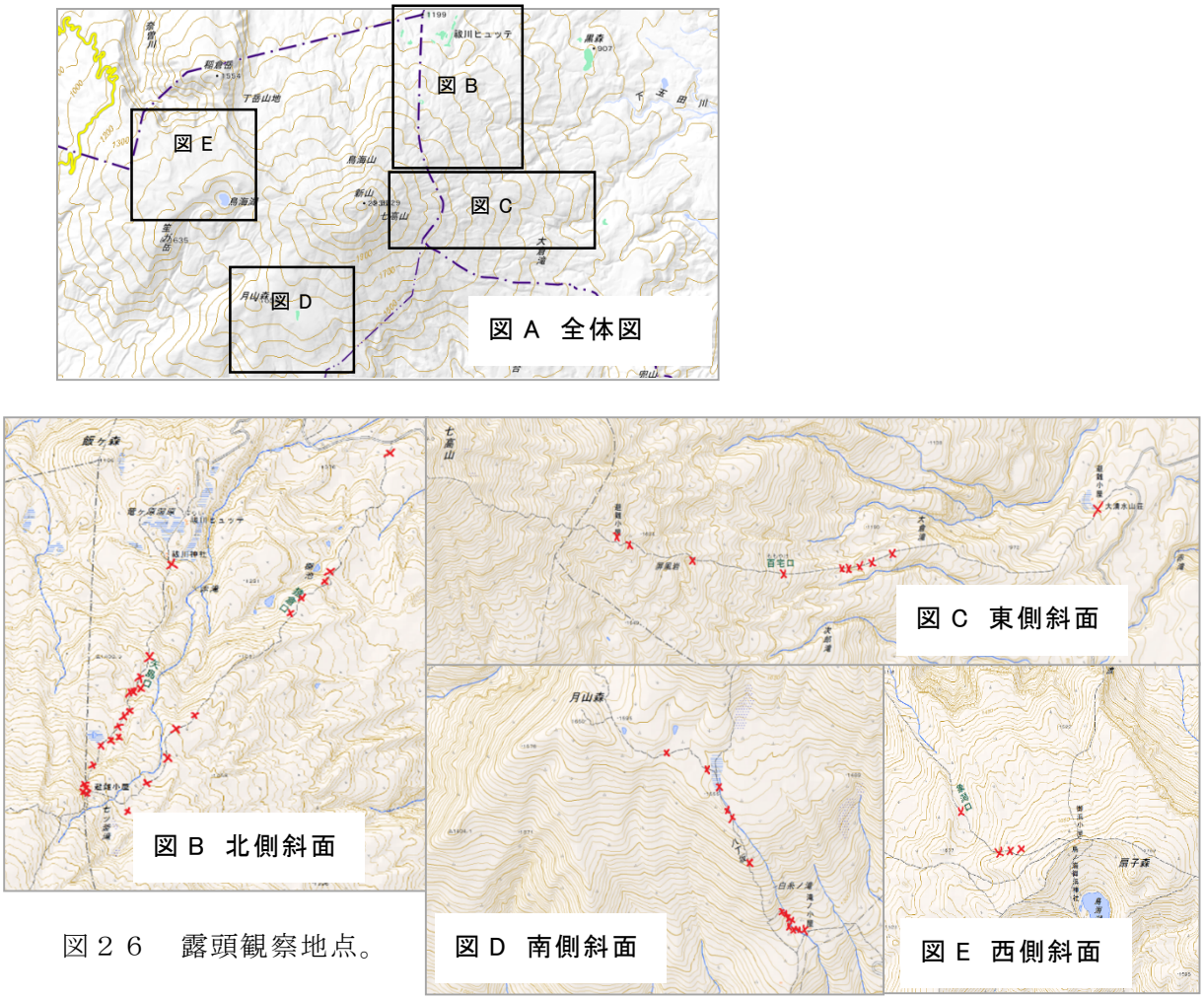


図２６　露頭観察地点。

2.　調査結果

平成３０年度は、火山体上部に分布するテフラ層の探索と記載を徹底して実施した。その結果、複数の登山道沿いにて多数のテフラ露頭を発見した。観察地点数は５６地点にのぼった（図２６）。多くの観察地点において、多数のテフラ薄層が認められた。テフラ層は、色調・粒径から暗灰色砂質、暗褐色砂質、明灰色細粒砂質、白～淡黄～明褐色粘土質火山灰層に分類できる。多くのテフラ層は層厚が数 cm 以内であり、黒色土壌が狭在することが多い。典型的な露頭の写真と柱状図を図２７に示す。

露頭観察結果を基に、代表的な露頭間での火山灰層の対比を試みた。層相（色調、粒径、火山灰組成）が類似する火山灰層が多数重なっているため、野外肉眼観察の結果のみでの対比は容易ではないが、重なりのパターンや特徴的な層を基に、予察的な対比を行った（図２８）。

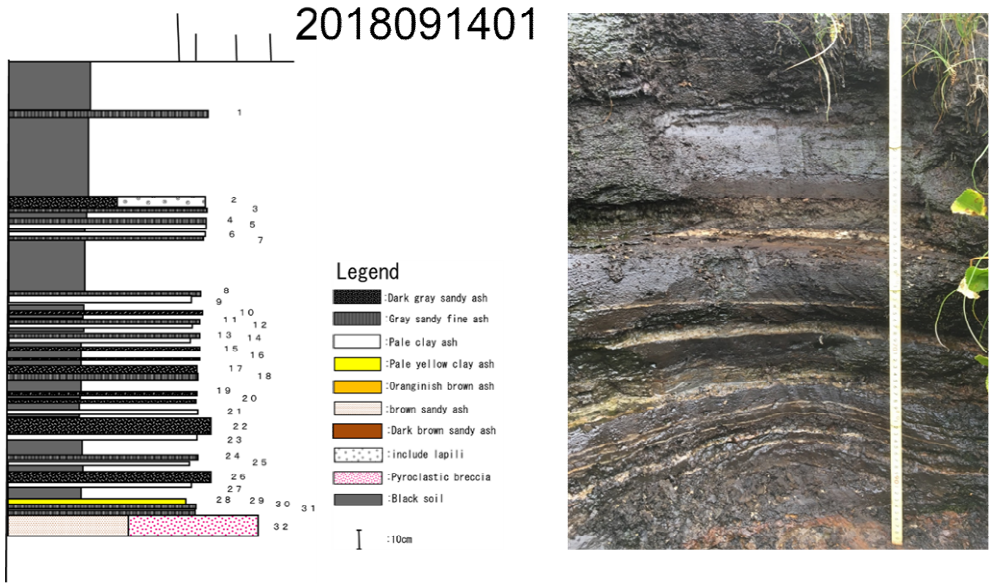


図２７　代表的な露頭の柱状図と露頭写真（猿倉登山道）。

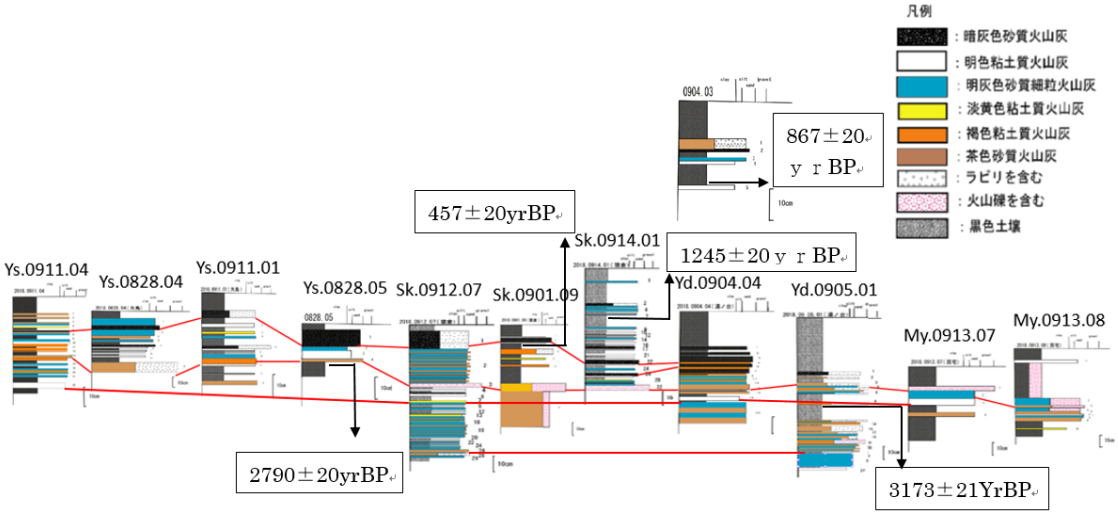


図２８　予察的対比結果。

3.　年代測定

火山灰層直下の土壌試料及び植物片計５試料を採取し、Beta Analytical Laboratory Co. に AMS 年代測定を依頼した。その結果、457±20 yBP、 867±20 yBP、 1,245±20 yBP、2,790±20 yBP、 3,173±20 yBP の結果が得られた。図２８の柱状図対比図には年代測定結果を記入した。一部に年代の逆転があり、対比が不完全であることを示している。

4.　成分分析及び測色分析

採取火山灰試料について（1）実体顕微鏡観察、(2）偏光顕微鏡観察、(3）測色分析を実施した。これらの観察・分析の主な目的は（1）火山灰層の対比、および（2）各層をもたらした噴火の噴火様式の決定である。火山灰試料より、水洗浄及び篩い分けにより 125～250μｍの火山灰を分離した。実体顕微鏡観察により構成物の決定と量比の概算を行った。代表的な試料について研磨薄片を作成し、構成物の詳細観察を行うとともに、判定量的な成分分析を行った。(2）の作業は試料前処理、分析ともに時間がかかるため、測色分析が成分分析に変わる迅速測定となる可能性を検証した。

ここでは、野外観察記載に基づく分類・成分分析・噴火様式と色との関係について、色空間上で識別できるかを検討した。その結果、火山灰試料をそのままで測定した場合には、色空間上で著しく重複するのに対し、125～250μｍ の粒子を抽出して測定した場合には比較的領域が分離し、この方法が有効である可能性が見いだされた（図２９）。しかし、測定点数が少ないため、今後の検討が必要である。

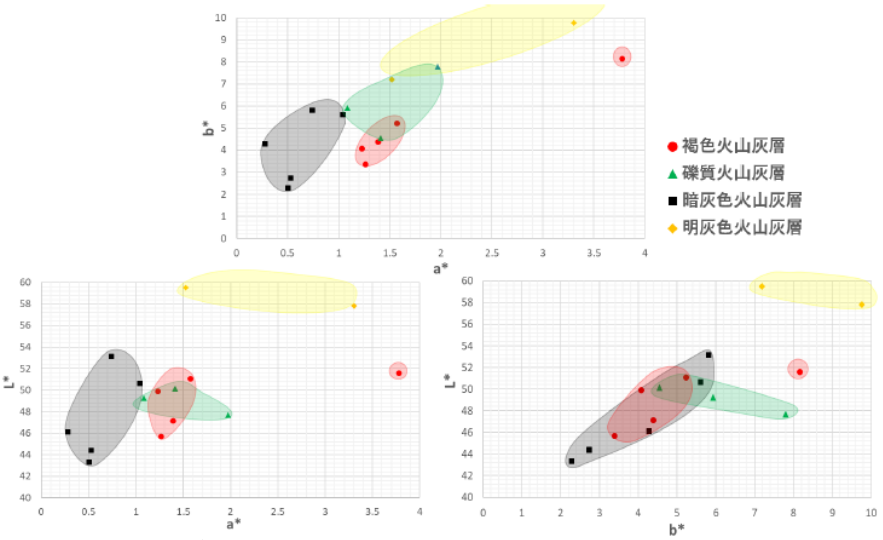


図２９　野外での分類と測色分析の関係。野外での分類は、成分分析とも概ね対応することから、測色分析による成分構成の推定が可能であると考えられる。

（２）鳥海山南山麓部におけるラハールの評価（秋田大学）

2019 年改訂の鳥海山火山防災マップには、鳥海山麓の住民居住地における火山泥流・土石流（ラハール）の危険性が記されており、主要な避難対策の対象となっている。秋田県側の白雪川、子吉川、山形県側の高瀬川、月光川、日向川流域での被害が想定されている。本年度は山形県側にて遊佐町中心部に被災をもたらす可能性が指摘されている月光川流域

において、過去にラハール被害が無かったかについて検証するため、遊佐町立遊佐中学校敷地内にて掘削調査を実施し、採取試料の年代測定を実施した。

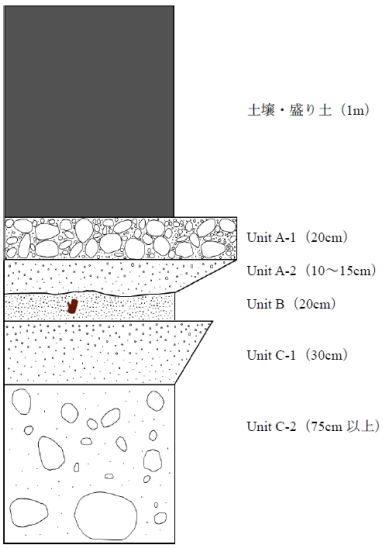


図３０　遊佐中学校式における掘削柱状図。

遊佐中学校での掘削柱状図を図３０に示す。盛り土の他に、5 層が確認された。UnitA-1・A-2・C－1・C-2 は土石流堆積物である。UnitB は河川堆積物である。繰り返し土石流が到達したことがわかる。UnitB 中の木片の AMS 年代を実施したところ、年代は現世（pMC 112.144±0.238）の結果が得られた。同様の結果が上流の土石流堆積物からも得られている（pMC121.74±0.45）。知られている限り、明治以降の近世には噴火に伴うラハールは発生していない。一方、月光川流域は 1875 年、1882 年、1884 年、1885 年、1894 年、1926 年、1931 年、1932 年、1955 年、1958 年洪水に見舞われている。このことから、土石流堆積物は噴火に伴うラハールではなく、これらの洪水によるものであると考えられる。

（３）西鳥海カルデラ形成後の噴火履歴の解明（山形大学）

鳥海山は約６０万年前から活動を続けている活火山であり、成長と崩壊を繰り返している（図３１）。最新の崩壊は紀元前 466 年に発生し、その後に馬蹄形カルデラ（東鳥海カルデラ）内での噴火が多発している。そのひとつ前の崩壊によって西鳥海カルデラが形成された（約９万年前）と考えられており、そのカルデラを埋積した噴出物は約２万年前より古いと推定されていたが、最近の地形学的調査によって、それらの一部が完新世のものである可能性が指摘された。このため噴出物の層序や物質学的特徴を解明する必要が生じた。本年度はカルデラ内の噴出物の層序を全面的に見直した。また調査の際に鍋森山周辺の湿地帯において水蒸気噴火によると考えられるテフラ層が多数発見された。

1.　西鳥海カルデラ内の噴出物の層序の見直し

西鳥海カルデラ内の噴出物を 8 個の地質ユニットに再分類した（図３２）。それらは、下位から、中ノ沢下部溶岩、鳥の海スコリア、中ノ沢上部溶岩、扇子森溶岩ドーム、鍋森湿原アグルチネート、鍋森山溶岩ドーム、前鍋森山溶岩ドーム、万助道溶岩からなる。鳥の海スコリアの上には約 20 cm の火砕サージ堆積物が乗っており、その上に黒色土壌が重なっている。黒色土壌の最下部の炭素 14 年代測定を行ったところ、約 2,700 年前の年代値が得られた。よってこの火砕サージ堆積物は完新世のものである可能性が高い。火砕サージ堆積物を鳥の海スコリアの一部として良いかどうかは今後の課題である。なお、中の沢上部溶岩の溶岩微地形は非常に明瞭に残されており、形成時期が完新世である可能性が高い。

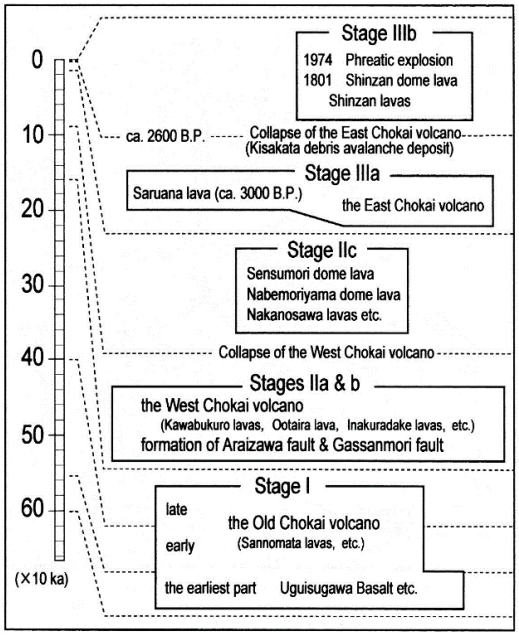


図３１　鳥海山の形成史概要（伴ほか，2001）。

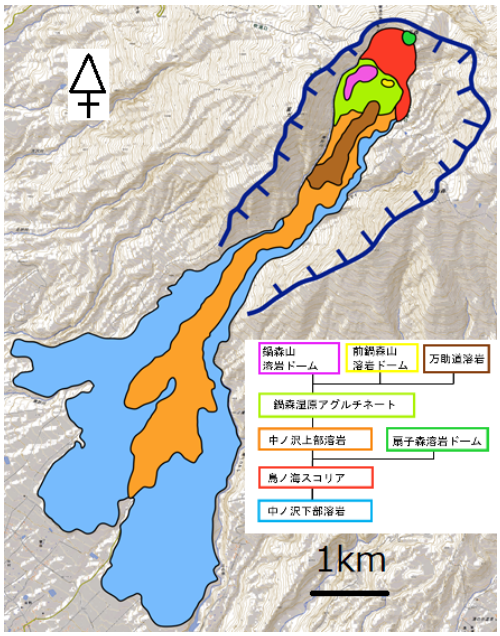


図３２　西鳥海カルデラ内噴出物の分布。

2.　鍋森山東方の湿地帯に産するテフラ層について

鍋森山（図３２）の東方に湿地帯があり、そこに泥炭層が堆積している。本年度の調査によって泥炭層の中に多数のテフラ層が挟まれているのが発見された（図３３）。

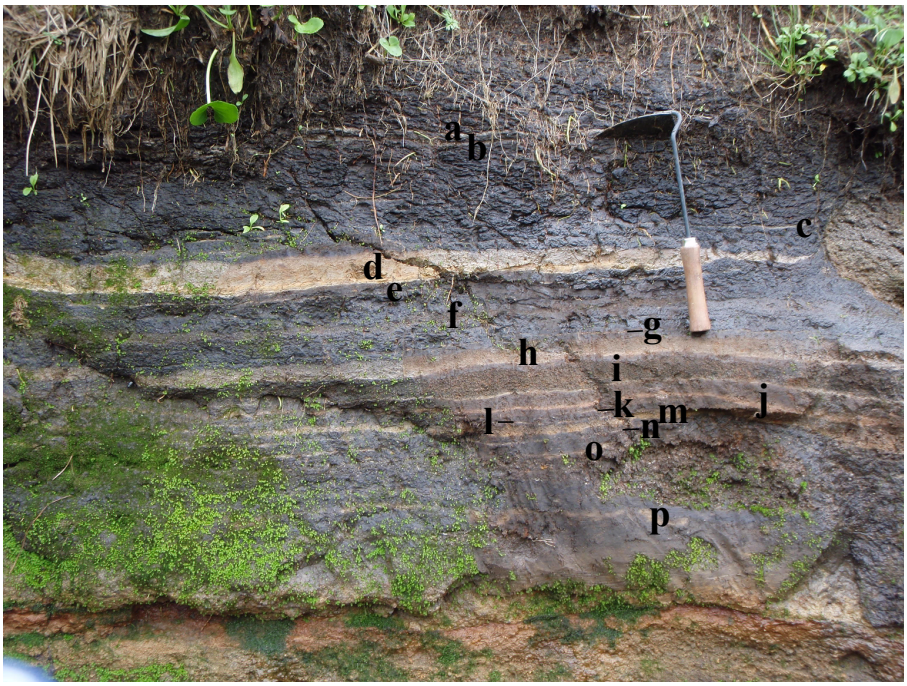


図３３　鍋森山東方湿地帯の泥炭層中のテフラ層。

これらのテフラを上位から MNB-a~p とした。MNB-a~e は淡褐色火山灰、MNB-f はスコリアからなり、MNB-g は褐色火山灰、MNB-h と i は上部がスコリア、下部が淡褐色粘土質火山灰、MNB-j~l は淡褐色火山灰、MNB-m は特徴的な黄褐色を示す火山灰、MNB-n は淡褐色火山

灰、MNB-o と p は粘土質火山灰からなる。なお、泥炭層の下位にも数枚の火砕岩層が認められる。MNB-a 及び MNB-p 直下から採取した泥炭層試料について、各々約４千年前と約１万年前の炭素 14 年代が得られた。

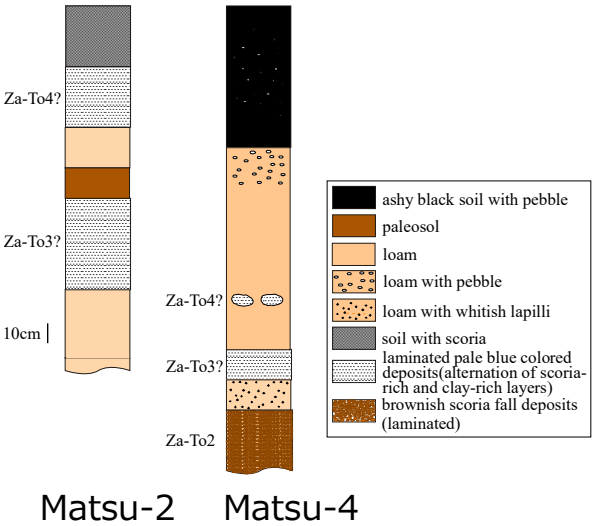
○蔵王山：トレンチ掘削および野外調査による五色岳の噴火履歴の解明（山形大学）

蔵王山最新の活動期は、約 3.5～1.3 万年前、約 9～3 千年前、約２千年前以降に分けられる。これら３つの活動期について実施したことを活動フェーズ毎に以下に記す。

1.　蔵王山約 3.5～1.3 万年前の活動フェーズ

約 3.5～1 万年前のテフラについて、東麓でのテストピット掘削の結果を基に 2 か所（東麓２・４）においてトレンチ調査を実施した。図３４にテストピット掘削の様子およびトレンチ写真を、東麓のトレンチ地点の柱状図を図３５に示す。

図３４　東麓でのテストピット掘削の写真（左）、および東麓２（中）と４（右）のトレンチ写真。



東麓の２地点では、ローム層の中に各々２枚と３枚のスコリア質火山灰層が認められた。層準から考えると、地点２のものは下位から Za-To3・4 に、地点４のものは下位から Za-To2・3・4（Miura et al., 2007）に対比されるものと思われる。

図３５　東麓のトレンチ地点の柱状図。

3.　蔵王山約 9～3 千年前の活動フェーズ

約 9～3 千年前の噴出物について、地表での調査を進めると共に１か所においてトレンチ調査を実施した。図３６にトレンチの写真を、図３７にトレンチによって現れたテフラ層の柱状図を示す。

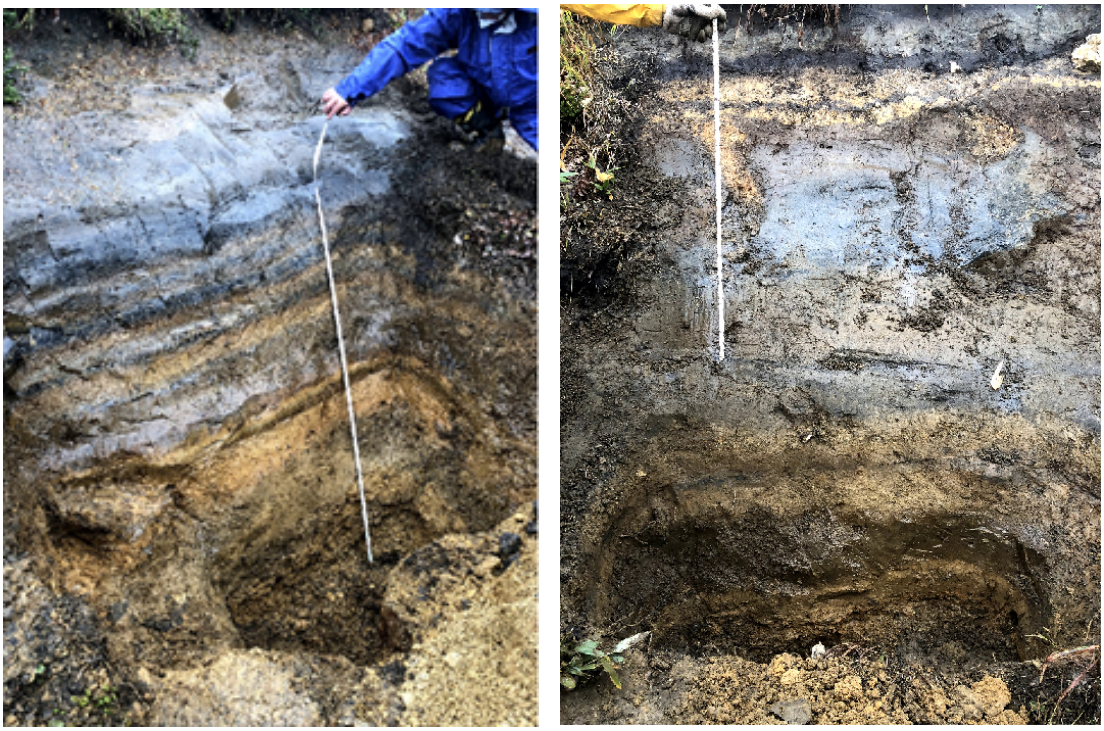


図３６　地蔵山山頂付近のトレンチ写真。

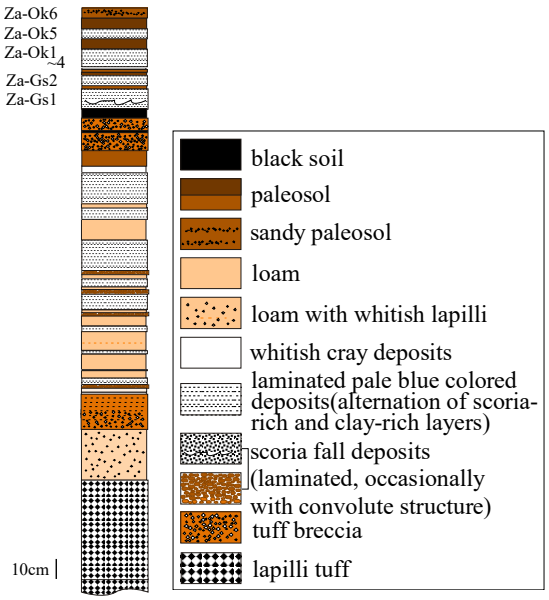


図３７　地蔵山山頂付近のトレンチ調査によるテフラ層の柱状図。

最下位の火山礫凝灰岩層はこの活動フェーズより古い時代のものと考えられる。また、黒色土を挟んで Za-Gs1 の下位にある凝灰角礫岩層より上位の層はこの活動期より新しい時代のものと考えられる。なお、Za-Gs1・2、Za-Ok1～6 は各々五色岳、御釜を火口とするテフラで、約２千年前よりも新しい時期に形成されたと考えている。

上記の間に、この活動フェーズのテフラがローム層の中に少なくとも 10 枚認められた。このうち最下位のものは下部が水蒸気噴火による白色粘土質火山灰からなっている。

4.　蔵王山約２千年間の活動フェーズ

約２千年前以降は五色岳の活動に対応する。昨年度までの研究によってこの活動を９つのフェーズに分けた。それらは、約２千年前からおよそ西暦 800 年の間の 2 フェーズ（Za-Gs1・2 テフラに対応）、およそ西暦 900 年から 1894～1897 噴火までの 7 フェーズ（Za-Ok1~7 テフラに対応）である。Za-Ok1~7 は御釜を噴火口とし、Za-Gs1・2 は御釜よりもやや東に存在した火口からのものと推定される。このうちの Za-Ok4 を除く 8 つのフェーズでは、最下部に水蒸気噴火による噴出物が認められる。本年度は、Za-Ok5~7 の水蒸気噴火噴出物について、体積見積もりと構成物解析を進めた。

また、マグマ噴火噴出物の代表的なものについて物質科学的研究を進め、特に直方輝石の組成類帯を基に滞留時間やマグマ溜内混合プロセスの推定を行った。ここでは五色岳形成初期の噴出物を対象とした。記載岩石学、全岩組成、鉱物化学組成などの岩石学的特徴から、対象とした噴出物は珪長質・苦鉄質の 2 端成分マグマの混合によって形成されたと考えられる。全岩組成、鉱物化学組成を基に、MELTS プログラムを用いて検討し、珪長質端成分マグマは、SiO_2 量は約 60%、980℃、1.4 kb、含水量は 2.3%、苦鉄質端成分マグマは、SiO_2 量は約 48%、1,100℃、約 1.7 kb、含水量は約 1.7%と求まった。累帯構造をもとにすると含まれる直方輝石斑晶は以下の４つのタイプに分類された。それらは均質な homogenous-core タイプ、外縁部に細い高 Mg 帯を持つ thin-darker-zone タイプ、コアから外縁部にかけて Mg 値が緩やかに増加する broad-darker-zone タイプ、波動累帯構造を持つ oscillatory-zoned タイプである。これらのうちの thin-darker-zone タイプおよび broad-darker-zone タイプの代表的な斑晶について Fe-Mg 及び Al の組成プロファイルをもとに滞留時間を推定したところ、thin-darker-zone タイプでは 1.5 年未満、broad-darker-zone タイプでは 2.5～150 年の結果が得られた。

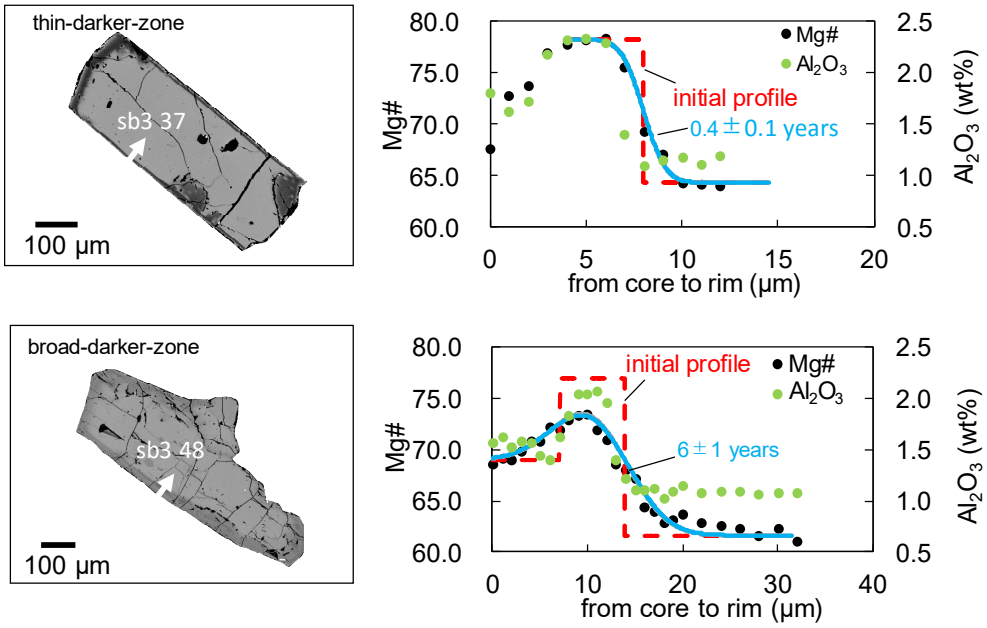


図３８　直方輝石の thin-darker-zone タイプおよび broad-darker-zone タイプの代表的粒子の組成累帯及び拡散プロファイル（Nishi et al., 2019 より抜粋した）。

図３８に両タイプの代表的粒子の組成累帯と拡散プロファイルを示す。broad-darker-zone タイプについては長い滞留時間が得られた。これは、先駆的な苦鉄質マグマの注入とそれに伴う混合マグマ層の形成が開始した時期に相当すると考えられる。一方、thin-darker zone タイプについては 1.5 年未満という短い滞留時間が得られた。これは、噴火直前の苦鉄質マグマの注入のタイミングを示していると考えられる。thin-darker zone タイプに見られる高 Mg 帯は、比較的安定的に存在している混合マグマに苦鉄質マグマが注入した際に形成された、やや苦鉄質な混合マグマからの成長によると考えられる。thin-darker zone タイプのコアは珪長質マグマから結晶化したと考えられる組成を持っているため、やや苦鉄質な混合マグマが珪長質マグマに達し、そこから結晶をはぎ取ったものと考えられる。高 Mg 帯は薄いため、やや苦鉄質な混合マグマはほどなく、安定的に存在する混合マグマに吸収されたと思われる。broad-darker-zone タイプ特に Al の組成累帯において、かつての混合によって形成された thin-darker zone と同等の痕跡を残していることが多いことが明らかとなった。図３９に推定されたマグマ溜内混合プロセスの概念図を示す。

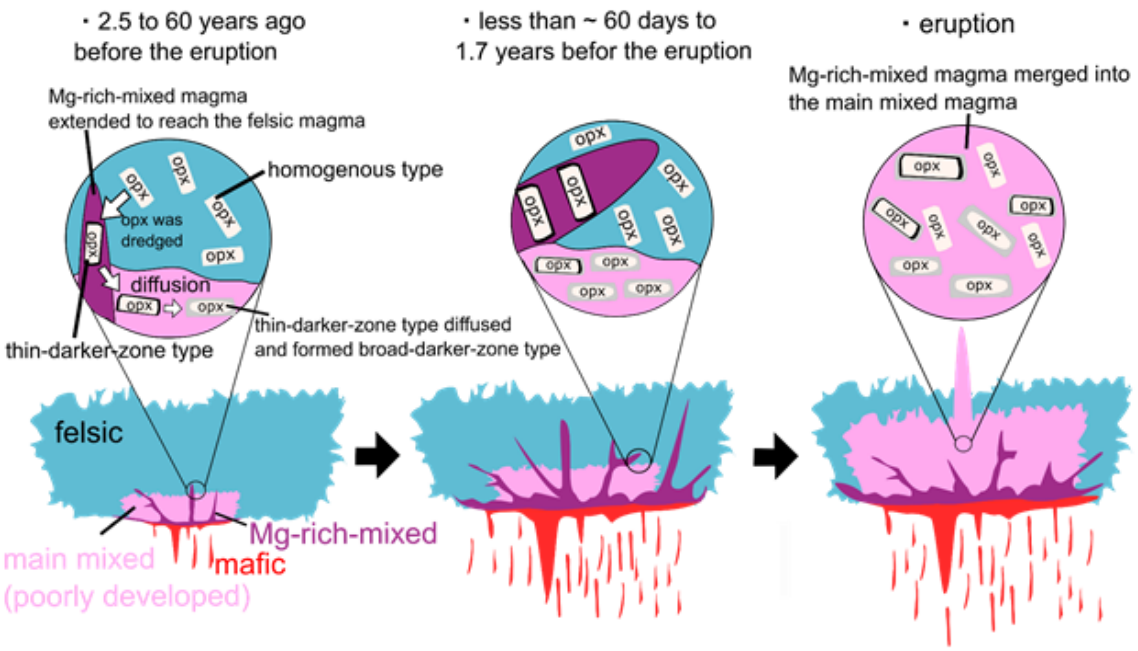


図３９　直方輝石組成累帯を基に推定されたマグマ溜内混合プロセス概念図(Nishi et al., 2019 より抜粋した)。

○栗駒山：野外調査および物質科学的解析による最新期噴火活動の水蒸気噴火の特性（茨城大学）

１．はじめに

栗駒火山では最近千年間に３度の水蒸気噴火を起こしており、江戸時代以降の２度の噴火（西暦 1944 年および 1744 年）ではいずれも火口噴出型火山泥流の発生を伴うことを特徴としている。今年度は、土井宣夫氏の協力のもと、1944 年噴火堆積物と 1744 年（もし

くはその前の１３世紀発生）の水蒸気噴火堆積物を採取し、粒度分析を行った。ほぼ同様の地質環境の元で起こったとされる、規模の異なる水蒸気噴火由来の堆積物に関する粒度特性を比較することで、規模や、水蒸気噴火の様式の差が堆積物に及ぼした結果を確認することが期待できる。具体的には、噴火直前～噴火時における、水蒸気爆発による地下浅部での破砕過程、地表付近での含水堆積物の巻き込み噴き上げ過程、更に地下での破砕粒子と地表構成堆積物との混合過程などに関する情報が、粒度特性という形で集積されていると考えられる。

２．結果と考察

1944 年噴火堆積物は、火口縁の北～東縁の、火口から 10m以内に散在する類質火山岩塊の直下に、火山灰からなる薄層として、腐食層の上にわずかに残存する。本堆積物は 1～4cm厚の茶褐色火山灰層とそれに直接覆われる1.5～5cm厚の乳白～淡黄色細粒火山灰層から成る（図４０左)。2 個の岩塊の直下に残された両層それぞれ 1 試料ずつ、計 4 試料を採取した。また、1944 年噴出物の下位に腐食層を介し、1744 年噴火堆積物が認められる。火口縁では腐食層直下に約 5cm 厚の灰白色細粒火山灰層が認められ、それに被覆されて 2～5cm 厚の茶褐色～赤灰色火山灰層が認められる（図４０右)。試料はこの下部層から採取した。また、火口北方約 60m の地獄谷の谷頭部では腐食層直下に約 15cm 厚の淡灰色火山灰層として確認でき、これも採取した。なお、これは 13 世紀噴出物の可能性も残されている。

図４０　1944 年噴火堆積物（左）と 1744 噴火堆積物（右)。

1944 年噴火堆積物はいずれも 40～70 μm 径と 4 μm 程度の細粒粒子に高頻度を示すバイモーダルな粒度特性の傾向を有する(図４１a･b)が、上位層の１試料では更に粗粒の 300μm 付近に最頻値を示す特性を示す部分も認められた（図４１c)。分析した４試料中２試料では、バイモーダルを示す粒径の中間、10～20 μm 辺りに低頻度部が認められる（図４１a・b)。1744 年噴火堆積物の場合、異なる２地点で採取した試料の粒度特性が互いによく似ている（図４１d・e)。30～70 μm 径と 4 μm 程度の細粒径のところに高頻度を示すが、その中間、10～20 μm 辺りに顕著な頻度低下は示さず、台形に近い頻度分布曲線を描く。この特徴は勘著な低頻度部が中間粒径に認められる 1944 年噴火堆積物とは明瞭に特徴を異にする。

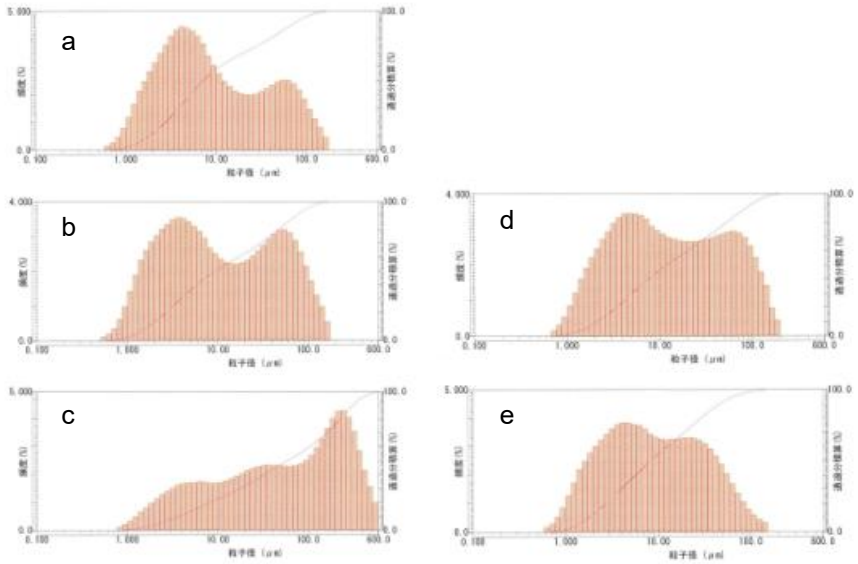


図４１　1944 年噴火堆積物（左）と 1744 年噴火堆積物（右）の粒度特性。

噴火堆積物の粒度特性は、爆発による破砕飛散を被る岩石や地層の破壊強度や粘性、地層構成物に内在する粒度特性や凝集性等の物質のもつ物理的特性と、爆発の強度、圧力解放速度や持続時間など、噴火現象の特性との関連し合った結果の産物と考えられる。今回比較した堆積物はいずれもよく類似した地質環境の元で起きた水蒸気噴火であり、更に火口噴出型火山泥流の発生で特徴付けられるように、両噴火ともに、地表付近では液体水の供給、関与が容易な環境下での噴火現象であったと考えられる。さらに、土井ほか（2017）の記述に依れば、噴火は１回、もしくは１日程度で終息する継続性の乏しい噴火であったと推定される。一般に、均質一様な岩石を１回の爆発で破砕すれば、その破砕粒子はユニモーダルな粒度特性を示すことが期待されよう。バイモーダル、あるいは 1944 年噴火堆積物の１つに見られるようなポリモーダルな粒度特性からは、異なる破砕、あるいは分級などの粒度特性変更過程の帰結を共存、集積させている可能性が指摘できる。

粒度特性データのみから多様な破砕、粒径分布変動過程を解明するのは至難である。しかし、ある１回の噴火イベントに由来する堆積物の粒度特性が互いに類似することは十分にありうることである。本研究に見られた、噴火毎、とりわけ 1744 年噴火での堆積物粒度特性の相互類似は、その可能性を強く支持している。また、1944 年と 1744 年噴火とで、堆積物の示す粒度特性が異なっている事実は、粒度特性が、水蒸気噴火堆積物の同定、識別に有用な基礎データとなり得ることを示している。

1744 年噴火堆積物の粒子頻度分布曲線は台形状を示し、中間粒径の頻度低下は不明瞭となっていた。1744 年噴火が、1944 年噴火よりも大規模で、しかも一連の噴火であったことを考えると､噴火現象が地上に噴出物を放出する時点で内在していた粒度特性上の二元性、例えば、地下浅所での水蒸気噴火発生による破砕、細粒化と、地表に沈積、堆積していた火山灰の粒度特性とが、放出後、移動、堆積までの間に混合、あるいはまた混入による粒度変化、さらには均質化を被った可能性が推測される。

○那須岳：野外調査および構成物分析による茶臼岳火山の噴火史の解明（茨城大学）

１．はじめに

那須火山群のなかでも特に活発な茶臼岳（1,951m）について、地質調査と試料採取そして試料の室内分析を行った。茶臼岳火山は、那須火山群で最新・最高峰の活火山で、約16,000年前から活動を開始し、有史時代にも複数の噴火記録を残す。有史時代で最大の被害をもたらしたのは、1408～1410年の噴火（室町噴火）である。古記録「神明鏡」によると、噴火開始時に硫黄が降って那珂川が濁り、1410年には噴石と埋没によって180名以上の犠牲者が出たとされる。しかし、被害が甚大であったにも関わらず、それがどのような噴火推移で、どのような災害を起こしたのかは不明である。そこで我々は、室町噴火堆積物の地質調査と構成物分析・粒度分析・化学組成分析などを行い、噴火推移を詳細に検討した。

茶臼岳火山の噴火史は、山元（1997）および山元・伴（1997）によって概要が明らかにされている。本火山のマグマ噴火は、6つのユニットから構成され、下位から、約16,000年前のCH1、11,000年前のCH2、8,000年前のCH3、6,000年前のCH4、2,600年前のCH5、そして西暦1408～1410年のCH6(室町噴火)である。これらマグマ噴火ユニットの間には、水蒸気噴火のみのユニットも挟在する。マグマ噴火ユニットは、水蒸気噴火ではじまり、ブルカノ式噴火による降下火砕物や火砕流を発生した後､溶岩流出で収束する場合が多く、CH6もその例外ではない。

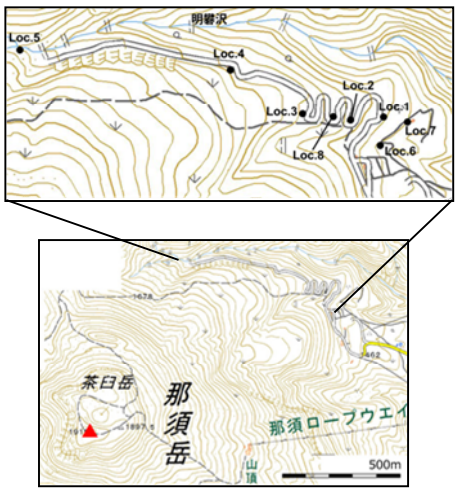


図４２　茶臼岳火山の調査地点。

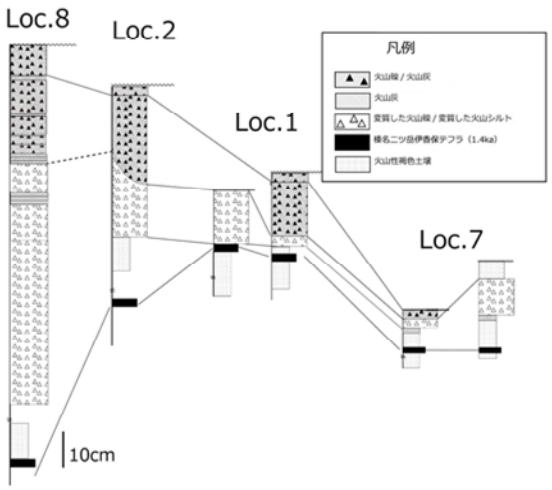


図４３　茶臼岳火山調査地点の柱状図。

２．結果と考察

CH6の降下火砕物は、給源である茶臼岳山頂から東北東約1kmにあたる旧登山道入り口付近で連続的に観察できる（図４２および図４３）。CH6は、下位に鍵層である榛名二ッ岳伊香保テフラ（Hr-FP：1,400年前）があることで容易に同定できる。模式地のLoc.8において、層厚約1m前後のCH6を、色調や粒径・構成物の違いから計22のサブユニットに分

けた（下位から 1～22）（図４４）。サブユニット 1～3 は、黄白色で、変質した粘土質火山灰・白色石質岩片からなり、水蒸気噴火堆積物と考えられる。サブユニット 4～8 は、灰白色～褐色で、変質粒子のほかに、砂～細礫サイズの新鮮な安山岩片が少量含まれる。これら安山岩片の量比は上位に向かって 5%→20%程度に増加する（図４４）。サブユニット 9～21 は、主に暗灰色で、変質粒子も含まれるが比較的淘汰がよく、 30%～80%程度の安山岩片が含まれ、同時に清澄な結晶片（斜長石・輝石）も増加する。最上位のサブユニット 22 は、最も厚く（20 cm 以上）、大部分が安山岩片と結晶片からなるブルカノ式噴火堆積物である（図４４）。近隣地点では、このブルカノ式噴火堆積物の上位に、安山岩片と変質粒子からなり斜交層理の発達した流れの堆積物（層厚 50 cm 以上）が認められ、下位層を侵食し、ブロック状に取り込む様子も確認できる。サブユニット 4 以降に含まれる安山岩片は、いずれも両輝石安山岩で、輝石の化学組成（Opx と Cpx の Mg#がそれぞれ 64 および 72 程度）などの岩石学的特徴はすべて一致する。

サブユニット 4～21 に含まれる安山岩片は、ガラス質でフレーク状の破断面をもつ場合が多く、サブユニット 22 のそれと岩石学的特徴も一致することから本質物質の可能性が高い。古記録を加味すると、室町噴火は、1408 年の 2 月に水蒸気噴火で開始したが（サブユニット 1～3）、その後マグマ物質の量比を徐々に増加させながら（4～21）、約 2 年後の 1410 年 3 月にクライマックスのブルカノ式噴火（22）に至ったと考えられる。ブルカノ式噴火堆積物を覆う流れの堆積物は、上述の記載に加え、シルト質の葉理が発達することや、高温の証拠がないことなどから、水流で火砕物が再運搬したラハール堆積物と考えられる。

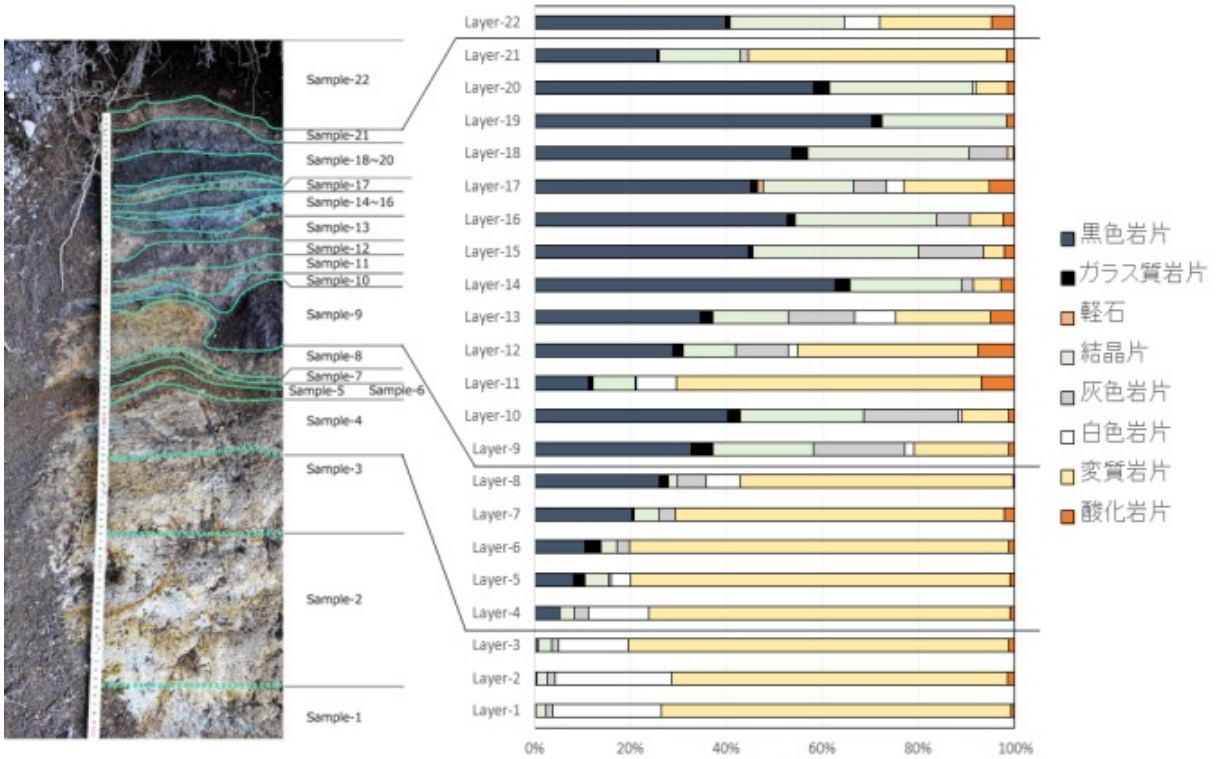


図４４　模式地点（Loc.8）の露頭写真（左）と構成物量比分析結果（右）。

従来報告でもブルカノ式噴火による火砕流堆積物が再移動してラハールが発生した可能性が指摘されているが、その火砕流堆積物は茶臼岳の西部に分布する。当時、主要な街道は茶臼岳の西側にはなく、東側にあったことや、今回、東部でラハール堆積物を見出したことから、室町噴火の埋没災害は、ブルカノ式噴火に関連して茶臼岳東部で発生したラハールが原因である可能性がある。

○浅間山：トレンチ集中掘削調査およびボーリング掘削調査による浅間前掛火山の高精度噴火履歴復元（日本大学）

1.　はじめに

浅間火山については、約 1 万年前より現在まで活発な活動を続ける浅間前掛火山の高分解能での噴火履歴の復元を主目的とし、平成 28 年以降トレンチ掘削をはじめとする地質調査を行なっている。平成 30 年度はトレンチ 3 か所、ボーリング 1 か所について地質記載を行い、重要露頭と合わせて層序の検討を行った。まず研究背景と、手法について以下に述べる。

最新の大規模噴火である天明噴火（1783 年）のように、地質単位として降下軽石の堆積物を残す規模の噴火では、一連の活動において多くの降下単位がもたらされる傾向がある。天明噴火の降下火砕堆積物（As-A）は、地質調査により火口の３方向に分布することがわかっている（安井・他，1997 など）。江戸時代の噴火で古記録が多く残されているため、As-A は３方向の堆積物が同じ噴火に由来することが古記録からわかる唯一の例である。また個々の噴火に対応する降下単位は細長い分布を示す傾向があり、噴煙が風に強く流される場合が多いことを示している。分布の伸長方向（分布軸）の火口からの方位は噴火時の上空の風向を示すが、実際の分布軸方向は様々であるため、観察地点により出現する層が変化する。つまり任意の地点の層序は噴火史の全貌を表さない。従って、噴火履歴を詳しく復元するためには、卓越風の風下のみならず、広範囲にわたる緻密な調査が必要である。ここでは平成 28 年度以降、浅間火山の東麓の 180 度 16 ヶ所（図４５）でトレンチ掘削調査を実施し、放射性炭素年代測定を組み合わせることで長期間かつ高分解能の噴火履歴復元を試みている。また平成 30 年度は火口の東方で 50 メートルのボーリング掘削を行い、より深部までの情報を得ることができた。特にボーリング地点では厚い岩屑なだれ堆積物が見いだされたため、あわせて報告する。

2.　浅間前掛火山の活動史に関する従来の研究の概要

浅間前掛火山の総括的な火山灰層序を最初に提案したのは Aramaki（1963）である。Aramaki (1963) は浅間前掛火山東麓の降下軽石堆積物層序の調査を行い、上位から A・A’・B・C・D-1・D-2・E・F・G の 9 層に区分した。その後、竹本・久保（1995）は層序の再検討を行い、上位より A・A’・粕川テフラ・B・C・D2・千ヶ滝軽石・御代田軽石・六合軽石・熊川軽石・藤岡軽石の 11 層を識別した。また、六合と熊川の間に広域テフラであるアカホヤ火山灰を認めている。高橋・安井（2013）では、基本的層序は竹本・久保（1995）に準

拠しつつ、千ヶ滝地区の火山灰層断面における黒色土壌の厚さなどを考慮して、試作的な階段ダイヤグラムを作成した。それによれば、浅間前掛火山の降下軽石噴火には3回の活動期とその間の2回の静穏期があり、かつC以降の第3活動期になって噴出量が著しく増大したことが示された。安井(2015)はA･B'･Bを構成する軽石の降下単位の分布を調べ、1回の大規模噴火でも、風向によって単層単位での分布が変化するため、少ない露頭の調査では大規模噴火の全体像を明らかにできないことを主張した。また時代が古くなるほど観察の機会が極端に減るため、堆積物の実態に不明な点が多いことも問題点として指摘される。いずれにしても、これまでの研究結果では、浅間前掛火山の火山灰層序に一致がみられず、正確な火山灰層序を確立するためには、山麓の広範囲の地点で年代を含めた火山灰層序を明らかにし、それらを統合する必要があった。

3. 結果

3-1 トレンチ掘削の調査結果

平成30年度に掘削を行ったトレンチ14～16における調査結果を以下に述べる。

・トレンチ14（石尊山南腹）

掘削地点は火口の南東3.9kmに位置し（図４５）、6.7メートルの深度まで掘削した。表層から約3mまでが天仁噴火の追分火砕流堆積物で、その直下にAs-B軽石、黒色土壌を挟んで厚さ1.5mの御代田軽石（My：安井，2015参照）を確認した（図４６）。Myの下位に数cmの黒色土壌を挟んで厚さ1.5cmの火山灰層が見いだされた。その直下の黒色土壌からは6,660年の14C較正年代が得られ、さらに下方からはアカホヤ火山灰（7,300年前の鬼界カルデラ由来の広域火山灰）の火山ガラスも検出された。これらの観察結果から縄文前期の頃に相次いで噴火があったことが考えられる。

・トレンチ15　（矢ケ崎別荘地北側）

掘削地点は火口の南東13.5kmに位置し（図４５）、これまでで最も火口から遠い掘削地点である。5.2mの深度まで掘削を行ったが、上半分に170cm以上の厚い黒色土壌が特徴的に見られた（図４７）。前掛火山の降下火砕堆積物はAs-AとAs-Bの軽石層のみが地質単位として認識された。黒色土壌中には風化したオレンジ色の軽石が散在するレベルがいくつか見られる。詳しく観察すると、土壌にも褐色がかったゾーンが見られる。地表下約2mの黒色土壌中からはアカホヤ火山灰を検出した。掘削面の下半分は黄褐色の火山灰を主とし、仏岩火山の時期の堆積物とみられる。

・トレンチ16（栗平神社付近）

掘削地点は火口の東北東9kmに位置し(図４５)､6.4メートルの深度まで掘削を行った。地表より3.3mまで黒色土壌がみられ、その下位は仏岩火山の噴出物（黄褐色の火山灰を主とする層と、火山灰互層）である。火口からの方位に関して本地点は、前年度のトレンチ８（ENE）とトレンチ11（NE）の間にあり、重要な地点である。トレンチ８と比較すると、As-Bより下位の軽石層の枚数が少なく、前掛火山と仏岩火山の噴出物の境界の深度も浅い。As-B'はトレンチ16の方が分布軸に近いためトレンチ８に比べて厚いものの、As-Bの層厚は薄い。図５０の人物が試料を採取しているレベルの黒色土壌の14C年代は約6,600

年前を示し、その下方（地表下 2.7m）よりアカホヤ火山灰を検出した。

3-2　ボーリング掘削調査結果

山頂火口の東南東 5.4 km(万山望北西の長倉山国有林内、標高 1,344m の地点)（図４５）で、 2018 年 9 月 18 日～10 月 5 日に深度 50mのボーリング掘削が行われた。得られたコア試料の全体写真（図５３）と柱状図（図５４）を示す。表層から 70 cmは人工土で、その下位約 10m までは軽石を主とする降下火砕堆積物と黒色土壌の互層である。深度 8.2m よりバブルウォール型の火山ガラスが検出された。軽石層直下の土壌の 14C 年代（較正年代）は深度 7.71m が 6,200 calyBP 、9.83m が 9,475 calyBP、深度 15.9m が 23,295 calyBP を示した。これらの 14C 年代より深度 8.2m の火山ガラスは、7,300 年前のアカホヤ火山灰に同定される。既に作成した降下火砕堆積物の等層厚線図（安井, 2015；2017）や周辺露頭との関係も考え合わせると、掘削地点では地表から約 10mまでが前掛火山の降下火砕堆積物と考えられ、従来のトレンチ調査地点の中では厚さが最大の地点であることがわかった。

深度 10～23m は軽石質で、粒径や暗灰色の石質岩片の含有量の違いにより成層構造を示す。この間には礫支持の降下軽石とみられる層が複数挟まる。23m 以深はコアの下底の 50.2m まで不均質な岩相を呈し、数メートル以上同じ岩相が続く部分が多い。赤褐色の火山礫と同質の火山灰から成る部分が多いが、多種の礫を含み基質の色調の変化が著しい部分も認められる。また 26～30m まで白色の粘土質の基質中に変質した火山岩を含む部分が特徴的にみられる。ジグソークラックの見られる火山礫や岩塊もある。暗灰色で緻密な溶岩様部も 4 層準に認められるが、それぞれ上下にクリンカーに漸移せず、端は破砕している。深度 38m の溶岩塊の K-Ar 年代は 0.09±0.04Ma を示した。

黒斑火山の東方では、より新しい時代の仏岩火山および前掛火山の火山体と、それらの噴出物が分布するため、10km 以遠に分布する岩屑なだれ堆積物と黒斑山頂部の馬蹄型カルデラの関係が明瞭ではなかった。八木（1936）の地質図には黒斑火山の馬蹄型カルデラの東方の 10km 以内の範囲に“火車岩屑流”の分布が示されているが、堆積物の記載がほとんどなかった。安井・他（2019）は火口の東方の表層部に流れ山地形が発達することと、複数地点で浅間仏岩火山の噴出物の下位に、とう汰の悪い流れ堆積物が広く分布することを記載し、それらの産状が岩屑なだれに特有のものであることを示した。この研究では、流れ堆積物中の溶岩塊の全岩化学組成も、八木（1936）の火車岩屑流を確認したと考えて矛盾しないことが示された。ボーリングコアのうち、23m 以深は岩屑なだれ堆積物に特有の岩相を呈する。ボーリングコア試料の 4 層準に認められる緻密な溶岩塊の全岩化学組成は、黒斑火山の三ツ尾根溶岩グループの組成範囲と一致する。その一つの K-Ar 年代は 0.09±0.04Ma を示した。これらは 23m 以深が黒斑火山に由来することの強い状況証拠となる。ボーリング掘削地点では岩屑なだれ堆積物は 27m 以上の厚さがあり、同様の岩相が数メートル以上連続する場合が多いため、大型の岩屑なだれ岩塊を複数掘削したものとみられる。

4.　まとめ

火口の東方約 180°の広範に及ぶ多数のトレンチ掘削調査による高分解能での噴火史復元を試みた例は世界的にも稀で、地表踏査のみでは得られない多くの情報が得られた。これまで東から東南東麓の範囲は調査が不十分であったため、特に平成 30 年度のボーリング

掘削により降下火砕堆積物の厚さや枚数に関する理解がすすんだ。詳細は安井・他（2019）にまとめられているが、ボーリング掘削地点の火口の東方 5km 付近では地表より約 10m までが前掛火山の噴出物と黒色土壌の互層であることがわかった。その南北の地域においては、仏岩火山の噴出物との境界の深度は、東南東のトレンチ 3 や東北東の浅間牧場付近で約 6m であることが確認された。なお、各種分析結果や層序に関する考察は、別途、学会や学術雑誌にて報告する（Takahashi et al.,2018；Takahashi et al.,投稿中など）。ボーリング掘削地点および浅間牧場では､地表から約 20 数 m 以深に黒斑火山の岩屑なだれ堆積物が見いだされ（安井・他,2019)、八木（1936）の地質図の“火車岩屑流”に相当する。言い換えれば、黒斑火山の山体崩壊以降、火口の東方では 20m 以上の堆積物がもたらされていることがわかった。

5.　今後の課題

平成 30 年度の掘削で得られたボーリングコア試料のうち、前掛火山の時期の土壌層に着目し、含まれる火山灰粒子から噴火の痕跡を読み解く作業を開始した。これにより明瞭な地層を残さない規模の噴火活動についても実態解明をすることが今後の課題の一つである。

謝　辞

平成 30 年度の浅間火山におけるトレンチおよびボーリング掘削調査において、以下の機関や地権者の方々にお世話になりました。林野庁・東信森林管理署、佐久地方振興局、軽井沢町、長野原町、南木山土地管理組合、(株）プリンスホテル、および（株）大日建設。ここに記して深く感謝いたします。

引用文献

Aramaki, S. (1963) Geology of Asama Volcano. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo sec.2, 14, 229-443.

高橋正樹・安井真也(2013)浅間前掛火山プロキシマル火山地質学及び巡検案内書―浅間前掛火山黒豆河原周辺の歴史時代噴出物―. 火山,58,311-328.

Takahashi M, Yasui M, and Kanamaru T. (2018) High resolution stratigraphy of pyroclastic fall deposits of Asama-Maekake volcano since 10 ka based on trenching and 14C dating: 2 Eruptive history and type of pumice eruption. JpGU meeting, abstract

Takahashi M, Yasui M, and Kanamaru T. (投稿中) Tephra geology of the Asama-Maekake Volcano, Cetral Japan, Revealed by the trenching, and its applications for the Prediction of Volcanic eruptions and the reduction of risks of volcanic disasters. JDR.

高橋正樹・安井真也・金丸龍夫・山下大輔（2019）浅間前掛火山テフラ・トレンチ調査により得られた降下軽石の全岩主化学組成―浅間前掛火山における最近 1 万年間のマグマ主化学組成の時間変化―日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要,54,143-172.

竹本弘幸・久保誠二（1995）群馬の火山灰，みやま文庫．180pp.
八木貞助(1936) 浅間火山（付浅間火山地質図）．信濃教育会．533p.
安井真也（2015)降下火砕堆積物からみた浅間前掛火山の大規模噴火.火山.60，211-240.
安井真也(2017)浅間前掛火山 12 世紀以前の噴火履歴復元の手がかり-御代田軽石を中心とした新知見-,火山，vol. 62 p. 117-134
安井真也・小屋口剛博・荒牧重雄（1997）堆積物と古記録からみた浅間火山 1783 年のプリニー式噴火．火山，41，281-297.
Yasui M, Takahashi M, and Kanamaru T. (2018) High resolution stratigraphy of pyroclastic fall deposits of Asama-Maekake volcano since 10 ka based on trenching and 14C dating: 1 Result of trenching and tephra-stragtigraphy. JpGU meeting, abstract
安井真也・高橋正樹・金丸龍夫（2019）浅間火山火車岩屑なだれ堆積物の再発見―浅間家畜育成牧場と周辺地域の火山地質―　日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要,54,123-142.

図４５　浅間火山山麓における掘削調査地点図（地理院地図使用）。平成 30 年度に実施した掘削調査:地点 14～16 およびボーリング。



図４６　トレンチ 14（左：掘削風景 中：最上部の追分火砕流堆積物　右：追分火砕流堆積物直下の As-B）。

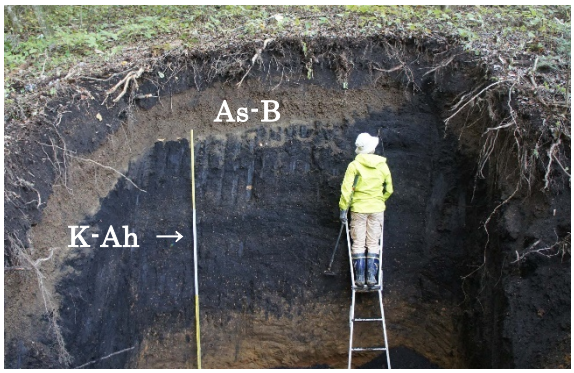


図４７　トレンチ 15 の上半部に見られる厚い黒色土壌(K-Ah アカホヤ火山灰)。

図４８　トレンチ 16 の掘削風景。

図４９　トレンチ16下半分　スケール：3m。

図５０　トレンチ 16 における試料採取風景。

図５１　トレンチ 16 上半分　スケール：3m。

図５２　万山望北西ボーリングの掘削風景。

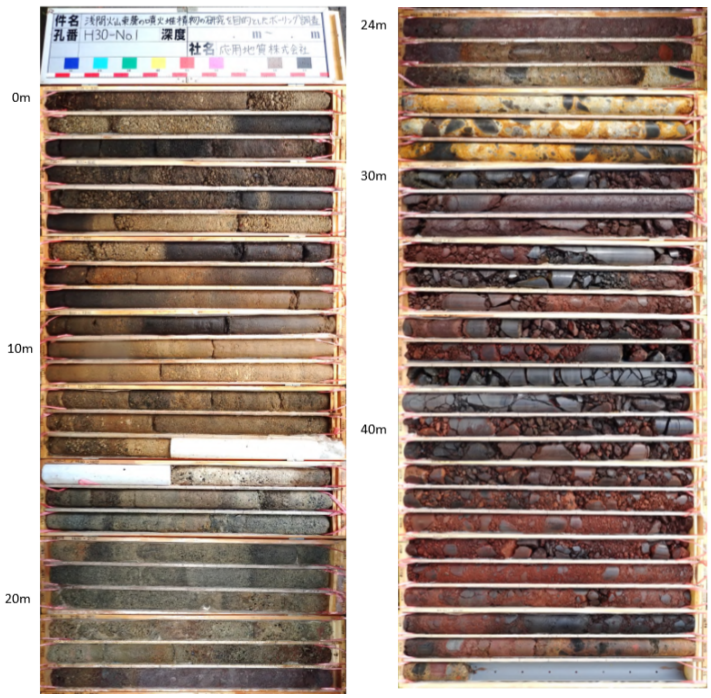


図５３　万山望北西ボーリングコア全体写真。

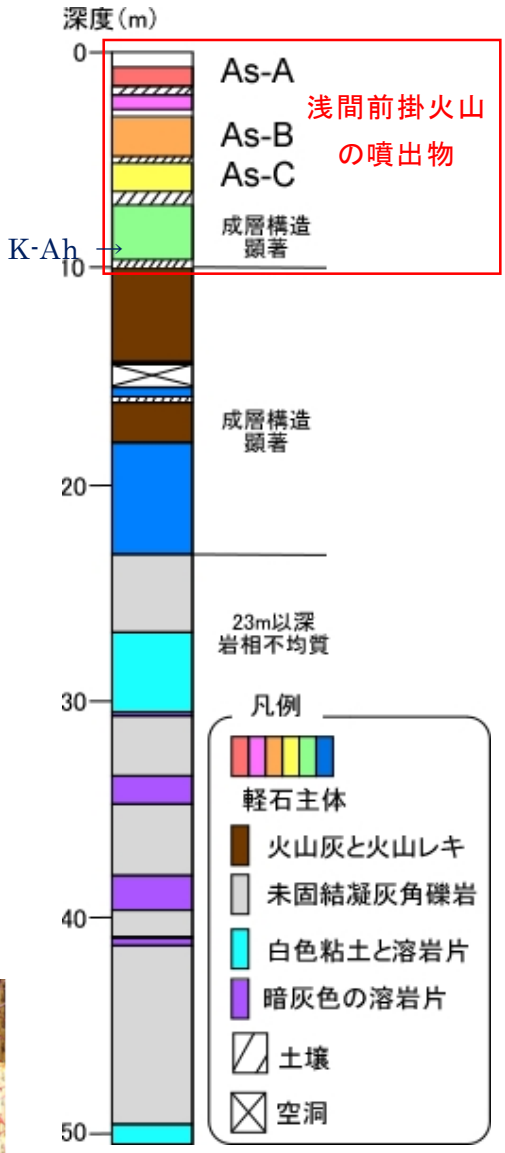


図５４　ボーリングコア柱状図。
(K-Ah: アカホヤ火山灰)

○新潟焼山：テフラ層序調査による噴火履歴の解明（富山大学）

新潟焼山は、新潟・長野県境に位置する活火山である。国内で最も新しい複成火山（活動開始年代 3,000 年前）とされており、有史以降も複数回の噴火を起こしている（早津，2008）。 本火山の活動は第１～５期に区分されており、各活動期の噴出物は溶岩流と火砕流を主体とし、火山灰を伴う（早津，2008）。

本火山を起源とするテフラとしては、焼山―高谷池火山灰層（下位から YK-KGe～YK-KGa）が報告されている。各テフラと火山体構成物とは表４のように対比されている（早津，2008）が、テフラの年代が不明なこともあり、この対比には検討の余地が残る。本研究では、新潟焼山山頂の東方 4～5 km に位置する天狗の庭、高谷池及び黒沢池で YK-KG テフラの調査を行った。

表４　テフラ層と火山体構成物の対比（早津，2008）。

活動史区分	基本層序	年代	備考	テフラ層
第5期	新期火砕堆積物 大谷火砕流堆積物 II	現在 1974年 1962–3年 1949年 1852年 1773年	噴気活動 水蒸気爆発 水蒸気爆発・硫黄噴出 火砕流の噴出	YK-KGa火山灰層
第4期	焼山溶岩流 大谷火砕流堆積物 I	1361年	溶岩ドームの形成 火砕流の噴出	YK-KGb火山灰層
第3期	前山溶岩流 早川火砕流堆積物	989年	焼山最大規模の火山灰・火砕流・溶岩流の噴出	YK-KGc火山灰層
第2期	?	約2000年～2500年前	マグマ噴火	YK-KGd火山灰層
第1期	前川土石流堆積物	約3000年前	焼山の誕生	YK-KGe火山灰層

各調査地点において、色調と層準から YK-KGa～YK-KGe に対比される計 5 層のテフラを認定した（図５５）。また、いくつかの露頭では、YK-KGd と YK-KGe の間に、これまでに報告のない 3 層のテフラ（上位から順 YK-KGd/e1～3 と仮称）が見られる。YK-KGe は橙色であるが、他のテフラは淡灰色である。

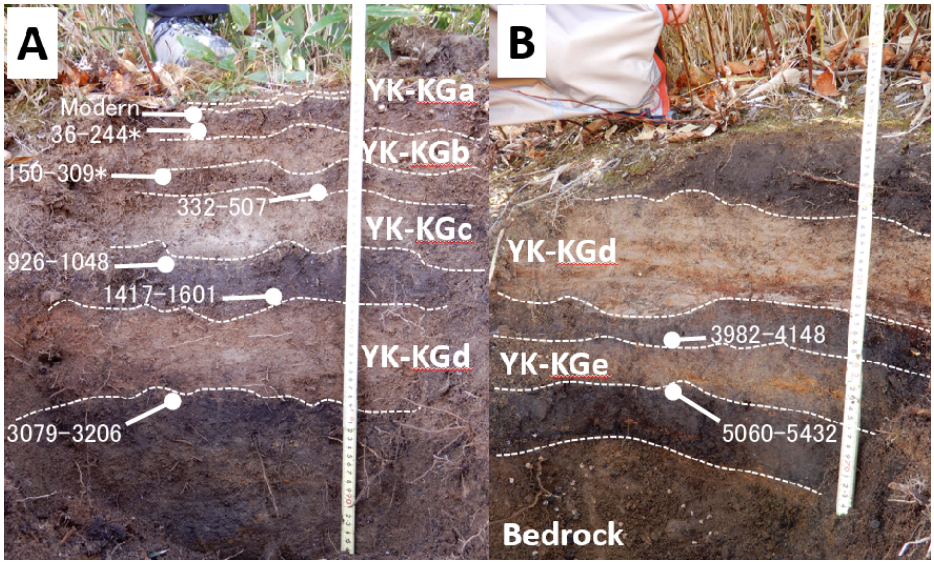


図５５　天狗平で見られる焼山―高谷池火山灰層と土壌の暦較正年代（年代値はいずれも cal.BP であり、2σ で年代幅を表示）。露頭 A は露頭 B の東方 20 m 地点に位置し、露頭 B の上位が見られる。なお、この 2 つの露頭では、YK-KGd/e1～3 は見られない。

全てのテフラに斜長石、石英、角閃石、輝石、不透明鉱物及び火山ガラスが見られる。新鮮な火山ガラスの存在から、いずれのテフラもマグマ噴火によるものと結論できる。また、上記鉱物の多くには火山ガラスが付着しており、いずれの結晶もマグマの斑晶に由来するものと推測される。YK-KGe には基盤岩由来の黒雲母も少量含まれる。

各テフラの給源火山を特定するため、各テフラ中の径 250～500μm の火山ガラスについて、EPMA を用いて化学組成を分析した。火山ガラスの組成は、K_2O 量が 4～6 wt%、TiO_2 量が 0.2～0.4 wt%である。卜部・片岡（2013）は、新潟焼山火山起源のテフラの火山ガラスが近接する妙高火山のテフラの火山ガラスよりも高い K_2O 量をもつことを明らかにしている（図５６）。本研究で分析した全ての火山ガラスは、K_2O-SiO_2 図上で卜部・片岡（2013）が報告した新潟焼山火山起源のテフラの火山ガラスと組成範囲が一致する。そのため、YK-KGa～YK-KGe は全て新潟焼山火山起源のテフラである蓋然性が高い。

テフラ層に挟在する土壌の ^{14}C 年代測定により、新潟焼山火山の噴火履歴の見直しにつながる重要な知見が得られた（図５５）。YK-KGe 直下の泥炭質土壌の暦較正年代（5,060 cal.BP-5,432 cal.BP）から、新潟焼山火山の誕生は、従来考えられていた 3,000 年前よりも古く、約 5,000 年前まで遡れると推測される。また、YK-KGd 直下の泥炭質土壌の暦較正年代（3,066 cal.BP-3,219 cal.BP）から、約 3,000 年前頃のマグマ噴火（火山体噴出物層序に基づく第 1 期活動）のテフラが Yk-KGd であると判断される。Yk-KGc 直下の土壌の暦較正年代（936-1,048 cal.BP）から、本テフラは約 1,000 年前のマグマ噴火（火山体噴出物層序に基づく第 3 期活動）のテフラ層である可能性が高い。今回の分析では、Yk-KGb 直下と直上及び YK-KGa 直下の土壌層からは信頼度の高い年代が得られなかったため、次年度以降には別地域で同じ層位の土壌を採取して年代測定を試みる予定である。

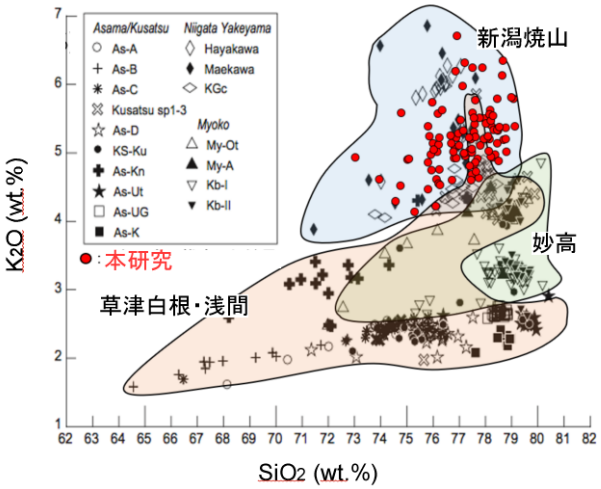


図５６　火山ガラスの組成の比較。卜部・片岡（2013）の原図に本研究で得られた Yk-KGa～Yk-Kge の火山ガラスの組成を点示した。

引用文献

早津賢二（2008）妙高火山群 ： 多世代火山のライフヒストリー．424p，実業公報社（東京）

卜部厚志・片岡香子（2013）苗場山山頂の湿原堆積物に挟在するテフラ層．第四紀研究，52，241-254.

○白山：野外調査および物質科学的解析による噴火履歴とマグマ供給系の検討（富山大学）

白山火山群は、石川・岐阜県境に位置する活火山である。史料に残る本火山群の最後の噴火は 1659 年であり、表面的には 350 年以上静穏期を続けている。しかしながら、1999 年にモホ面付近で低周波地震が発生していることや（気象庁資料）、震源分布と地震トモグラフィーの解析から現在の本火山の地下にはマグマ溜りが存在すると推測されることから（平松，2006）、近い将来にこのマグマ溜りが噴火する可能性もある。

本研究では、白山火山群を構成する 3 つの火山体（加賀室火山、火の御子峰火山、白山火山）のうち最も活動年代が新しい白山火山について重点的に調査を進めた。具体的には、①白山火山の高精度地質図作成、②白山火山の山頂部に分布する噴出物（放出岩塊）の噴火年代と定置温度の推定、③ドローンによる放出岩塊の分布調査、④物質科学的解析によるマグマ供給系の解明を試みた。

（１）白山火山の火山体形成史

現地調査で完成した山頂域の地質図（図５７）と既存の年代値から、本火山の形成史が以下のように明らかになった。

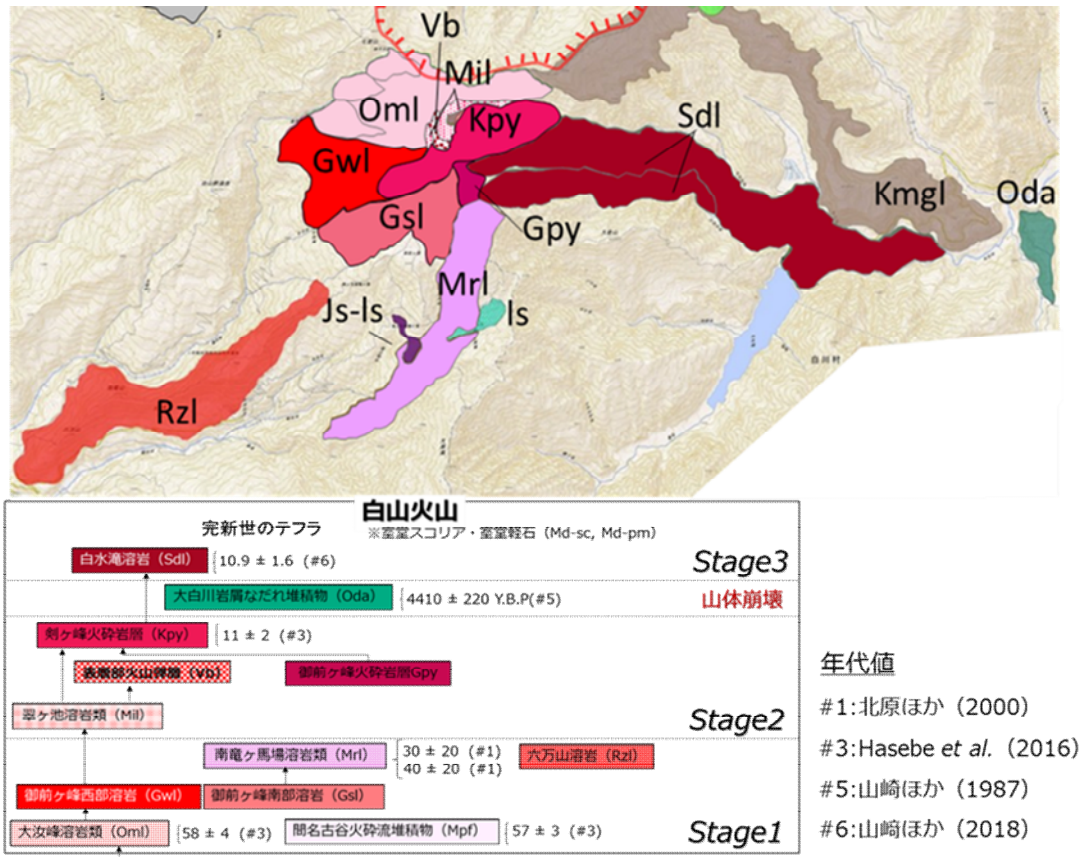


図５７　白山火山の火山地質図（上）と噴出物層序を示すブロックダイアグラム（下）。

Stage 1（約 6～3 万年前）：大汝峰と御前ヶ峰付近を噴出中心として、西方から南方へ

溶岩流（大汝峰溶岩類、御前ヶ峰西部溶岩、御前ヶ峰南部溶岩、南竜ヶ馬場溶岩類及び六万山溶岩）が流出した。東麓にはブロックアンドアッシュフロー堆積物（間名古谷火砕流堆積物）が堆積した。

Stage 2（約 3～1 万年前）：山頂北部の翠ヶ池や現山頂の御前ヶ峰付近を噴出中心とし、翠ヶ池溶岩類、御前ヶ峰火砕岩層、剣ヶ峰火砕岩層が形成された。その後、約 4,400 年前に山頂域で小規模な山体崩壊が発生し、東麓に大白川岩屑なだれ堆積物を堆積させた。

Stage 3（山体崩壊後～現在）：山体崩壊で形成された馬蹄形凹地内から溶岩が流出し、東麓に白水滝溶岩を堆積させた、山頂部では爆発的噴火も繰り返し発生し、多数の爆裂火口とテフラ層が形成された。

（２）放出岩塊の噴火年代と定置温度の推定

白山火山の山頂部に分布する７個の放出岩塊を対象に試料採取を実施し、古地磁気解析を行った。その結果、粘性残留磁化成分を除き安定な一成分が認められた。山頂直下で採取した放出岩塊試料は伏角が負を示したが（図５８a)、その他の試料については、伏角は正を示し、概ね地磁気方向となった（図５８b)。したがって、山頂直下の試料は、マグマが十分に冷却し固結後に、水蒸気噴火により現在の位置に落下したと考えられる。一方、その他の試料については、比較的高温（>500℃）で落下し、現在の位置で冷却したと考えられるため、マグマ噴火起源が示唆される。テリエ法の結果では、およそ 36μT の古地磁気強度を示す放出岩塊が多く認められた。この古地磁気強度を既報の地磁気強度の変化曲線（Sakai and Hirooka 1986; Yoshihara et al. 2003）と対比した結果、4,000-3,000 BC の年代が推定できた。水蒸気噴火を示した試料とマグマ噴火を示した試料が同じ年代のため、同時代に水蒸気噴火とマグマ噴火が発生した可能性が示唆される。また、試料により統計学的に異なる古地磁気強度も得られているため、今後試料を増やして、さらなる検討が望まれる。

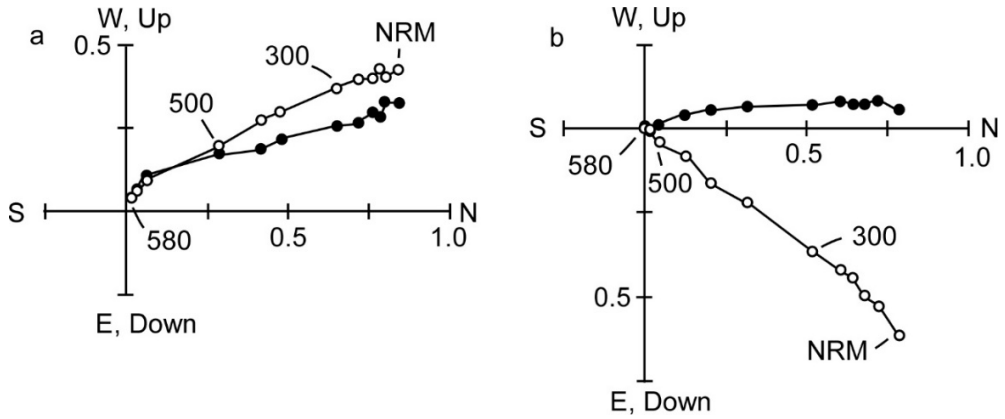


図５８　代表的な段階熱消磁の結果：a）白山山頂直下で採取した放出岩塊試料、b)御前峰より南西に～480 m 地点で採取した放出岩塊試料。黒丸は水平面、白丸は鉛直面への投影を示す。数字は消磁温度（℃）を示す。

（３）ドローンによる放出岩塊の分布調査

白山火山の山頂部には、複数の火口地形が見られ、その周辺には放出岩塊（多くがジョインテッドブロック）が広く分布する。これらの放出岩塊の給源火口を特定するために、ドローン（DJI Phantom 4 pro v2.0）を用いて山頂域の航空写真を撮影し、放出岩塊の粒径分布図を作成した。写真解析から、翠ヶ池火口（古文書では 1042 年に噴火したとされる）の西側に放出岩塊が多く分布することが分かった。当初は翠ヶ池火口の近傍に最大径の放出岩塊が分布すると予想していたが、そのような結果は得られなかった（図５９）。これは、山頂部に複数の火口が存在し、各火口から放出された放出岩塊が混在した状態で山頂域に分布するためと考えられる。

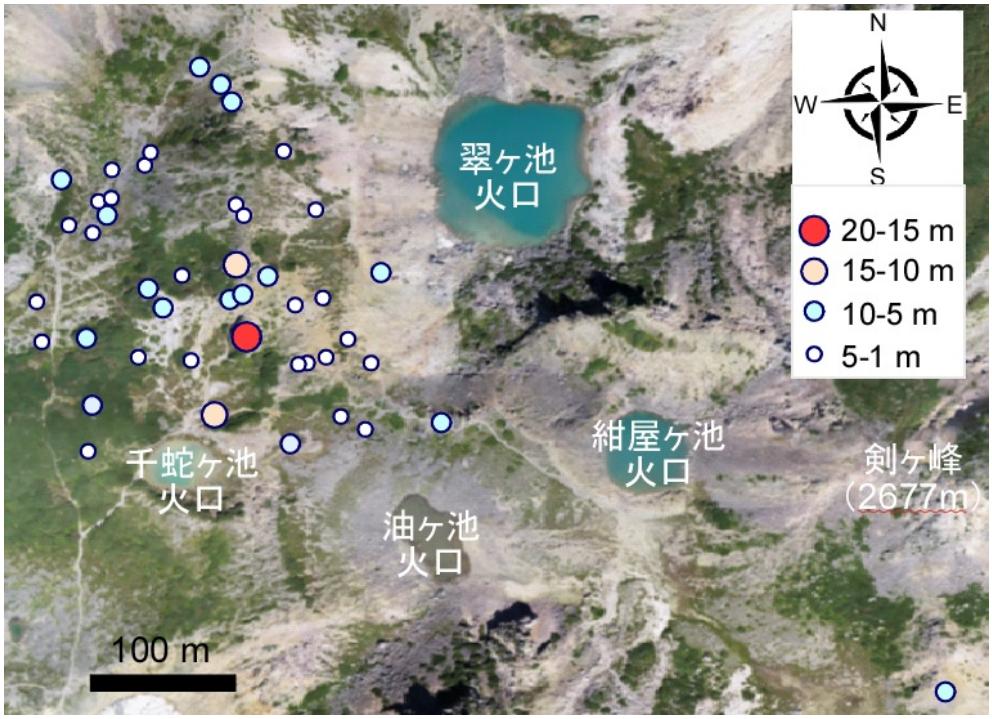


図５９　白山火山山頂部の放出岩塊の分布（長径１ｍ以上のものを点示）。

（４）岩石学的解析によるマグマ供給系の検討

白水滝溶岩（噴出年代約 2,200 年前；北原ほか，2000）について物質科学的解析を行った。本溶岩は、デイサイトもしくは安山岩質のホスト溶岩（全岩 SiO_2 量 59-63 %）とその中に散在する玄武岩質安山岩（同 55-57 %）の包有岩からなる。斑晶組合せは、ホストが斜長石（Pl）＋角閃石（Amp）＋直方輝石（Opx）＋カンラン石（Ol）＋石英（Qtz）±単斜輝石（Cpx）＋不透明鉱物（opq）、包有岩が Pl＋Amp＋Opx＋Ol＋Qtz＋Cpx＋opq である。ホスト・包有岩とも組成変化図上では直線上に組成が点示され、また、Sr/Y-Y 図では両者ともアダカイトの領域に点示される。

斑晶鉱物の平衡関係の解析より、本溶岩の形成に以下の 3 種類の端成分マグマが関与したことが明らかになった。

①デイサイト質マグマ：Pl（An_{36-56}）・Opx・Amp・Qtz を晶出

②玄武岩質マグマⅠ：Pl（An_{60-78}）・Ol（Fo_{66-78}）・Cpx（Al_2O_3 ＜ 3 wt.%）を晶出

③玄武岩質マグマⅡ：極微量の Pl（An_{85}）・Ol（Fo_{80-88}）・Cpx（Al_2O_3 ≧ 3 wt.%）を晶出

Ridolfi et al.（2010）の角閃石圧力計と Putrika（2008）の輝石圧力計で求められた深度は、デイサイト質マグマが約 5 km、玄武岩質マグマⅠが約 15 km、同Ⅱが約 35 km であり、高橋ほか（2004）や平松（2006）の震源分布解析と地震波トモグラフィーから推測されている本火山の地下のマグマ溜まりの深度（4～5 km、10～14 km 及び 30～40 km）とほぼ一致する。

３端成分マグマの混合過程は現在検討中であるが、非常に複雑なものと推測される。デイサイトと包有岩には、各端成分マグマ起源の斑晶が見られ、３マグマ間の混合で形成されたことは間違いない。一方、安山岩には玄武岩質マグマⅡ由来の斑晶が見られないため、デイサイト質及び玄武岩質マグマⅠの混合物であると判断される。また、白水谷溶岩の高い全岩 Sr 量（アダカイトの特徴の一つ）は、Pl の SrO 量が斑晶コア（0.11-0.17％）に比べ斑晶リム（0.12-0.30％）や石基微斑晶（0.17-0.30％）で高く、斑晶リムでは An 値も増加していることから、斑晶リム及び石基微斑晶形成時、すなわち噴火の直前に、Sr に富む高温の玄武岩質マグマ（おそらく、玄武岩質マグマⅡ）との混合により生み出された可能性が考えられる。

引用文献

平松良浩（2006）地震から探る白山火山の地下．石川県白山自然保護センター普及誌「はくさん」，33，2-7.

北原哲朗・堀伸三郎・小川義厚・前川秀和・石田孝司（2000）新白山火山の層序区分－年代測定結果による検討－.日本火山学会講演予稿集，153.

Putirka, K. D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. Rev. Mineral. Geochem., 69, 61-120.

Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contrib. Mineral. Petrol., 160, 45-66.

Sakai, H. and Hirooka, K. (1986) Archaeointensity Determinations from Western Japan. J. Geomag. Geoelect., 38, 1323-1329.

高橋直季・根岸弘明・平松良浩（2004）白山火山周辺の三次元地震波速度構造．火山，49，355-365.

山崎正男・富樫茂子・守屋以智雄・清水智，1987，白山火山大白川岩屑流堆積物の中の木片の ^{14}C 年代．火山，32，123-124

山﨑誠子・中野 俊・Miggins Daniel・Koppers Anthony（2018）白山火山最新期の白水滝溶岩に対する 40Ar/39Ar 年代測定の試み.日本地球惑星科学連合 2018 年大会講演要旨，SGL30-09.

Yoshihara, A., Kondo, A., Ohno, M. and Hamano, Y. (2003) Secular variation of the geomagnetic field intensity during the past 2000 years in Japan. Earth. Planet. Sci. Lett., 210, 219-231.

○御嶽山：地質調査による御嶽山の噴火履歴の解明（産業技術総合研究所）

a） 目的と調査位置

中部地方に位置する御嶽（御岳）火山は、約 78 万年前から活動を開始した大型の成層火山で、完新世にも複数回のマグマ噴火を含む活動を行っている（図６０）。最近では 2014 年に死者行方不明者 63 名をだす水蒸気噴火を行った。そのため、近い将来も同程度の噴火活動を行う可能性が高く、活動履歴を基に火山活動のリスク評価を行う必要がある。本研究では、御嶽火山の今後の活動評価に資するデータを得るために、火口近傍の山体上部において最近数万年間の活動を対象とした地質調査を行う。本年度は剣ヶ峰から三ノ池周辺にかけての噴出物と、北西麓の剣ヶ峰起源の噴出物の調査を行った。その調査、従来知られていなかった約 1 万年前の噴火活動に関連した可能性のある堆積物を発見した。

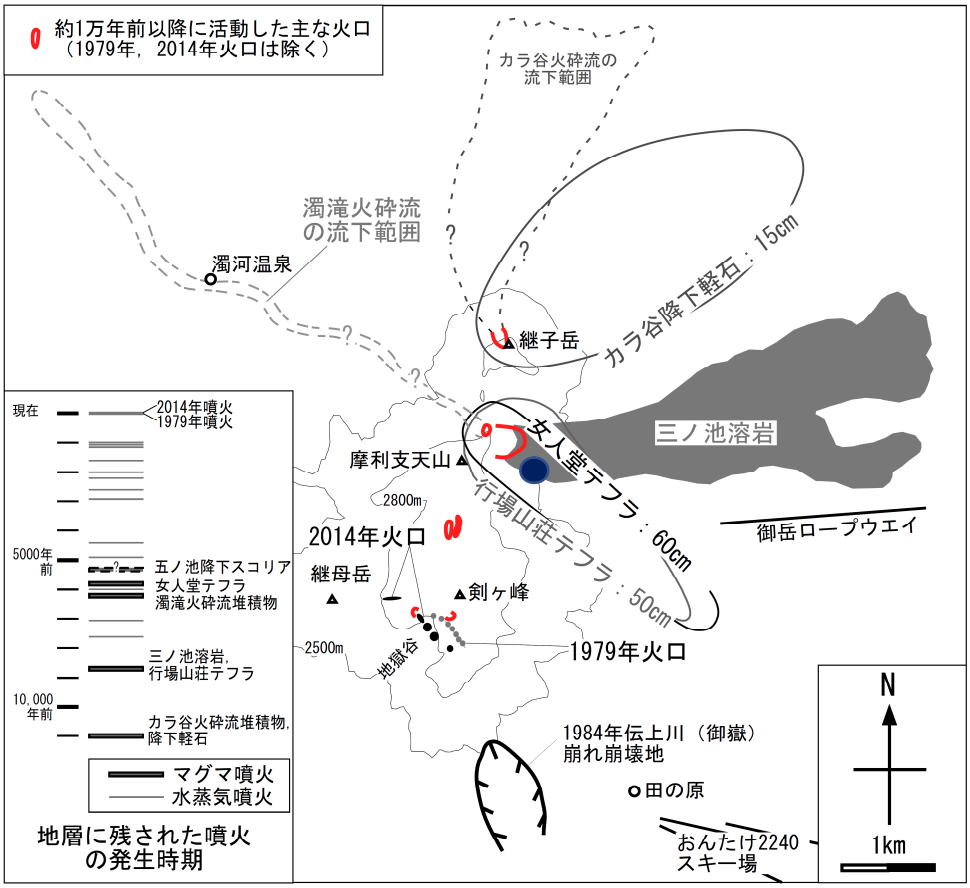


図６０　御嶽（御岳）火山の完新世噴出物の分布と調査地域（及川ほか(2014) に加筆）。青丸の示す位置は発見した露頭の位置。

b）露頭の概要と層相

2018 年 6 月下旬から 7 月上旬にかけて御嶽山の周辺では豪雨がたびたび降った。特に台風 18 号の接近に伴う 7 月 4 日からの雨は強く、アメダス「御嶽山」（長野県木曽郡王滝村御岳国有林内、標高 2195.0m 地点）の記録では、7 月 4 日午前 0 時から 8 日午前 9 時までの総降水量 886.5mm（そのうち 7 月 5 日の 24 時間で 317.0 mm）の大雨が降った。この一

連の豪雨で御嶽山の山中には多数の新たな露頭が出現した。そのうち、三ノ池下の露頭では、今まで観察例がすくなかった三ノ池溶岩直下の地層が露出しているのを発見した（図６１）。

三ノ池下の露頭は、地形的に三ノ池溶岩の下位に位置し、下位から上位に砂礫層と砂泥層からなる土石流堆積物を挟む湖成堆積物、材化石を多量に含む凝灰角礫層からなる土石流堆積物、三ノ池溶岩と同質の岩石を礫として含む凝灰角礫岩層からなる崖錐性堆積物で構成される層からなる（図６２）。材化石が含まれる土石流堆積物（図６２及び図６３）には多量の材化石が含まれているが、他の湖成層中に挟まる土石流堆積物中には材化石は含まれておらず、木が分解したと考えられるような空隙も認められない。そのため、材化石が含まれる土石流堆積物は、他の土石流堆積物と異なった性質のイベントで発生した可能性が高い。基質が粘土分に富むことや周囲の植生を破壊して流下して堆積したものであることなどから、材化石を含む土石流堆積物は、変質帯の崩壊か水蒸気噴火によってもたらされた噴出物起源の土石流堆積物であると考えられる。周囲には大規模な変質帯は存在しないので、この堆積物は、水蒸気噴火の噴出物が再移動する際に植生を破壊して小さな湖に流れ込んだものである可能性が高い。噴火後の土石流の発生頻度は噴火直後の数年間が著しく高いことが知られているので、この土石流堆積物が水蒸気噴火堆積物起源のものであるとすると、その派生時期は地質学的な時間スケールでは、ほぼ噴火の発生時期に等しいと判断できる。

今後、噴火に関連して発生した土石流堆積物であるかどうかを判断するため、基質の粘土の構成鉱物などの検討を行う。

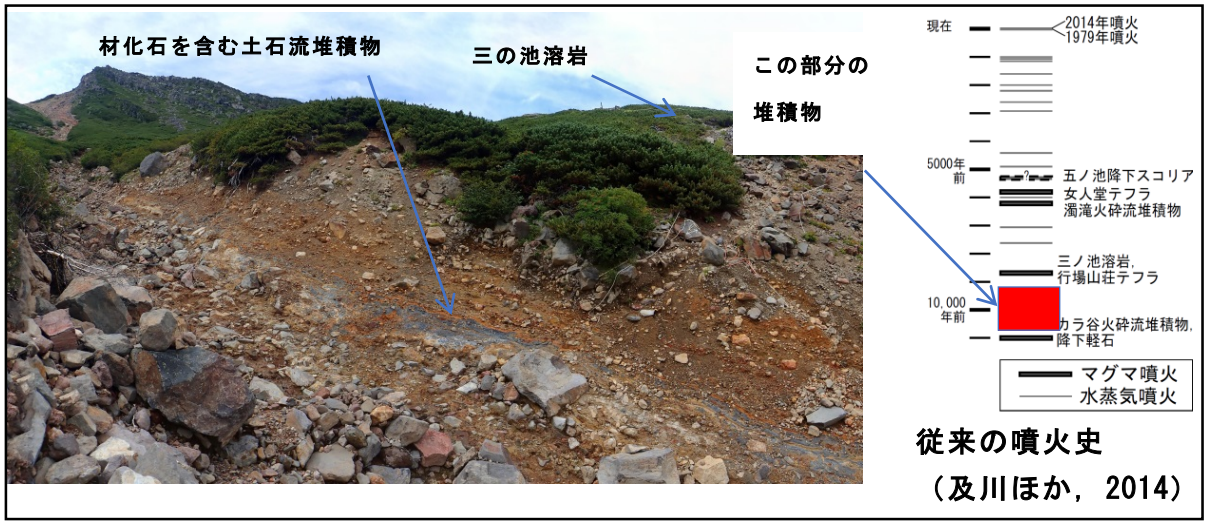


図６１　御嶽火山、三ノ池下の露頭全景。

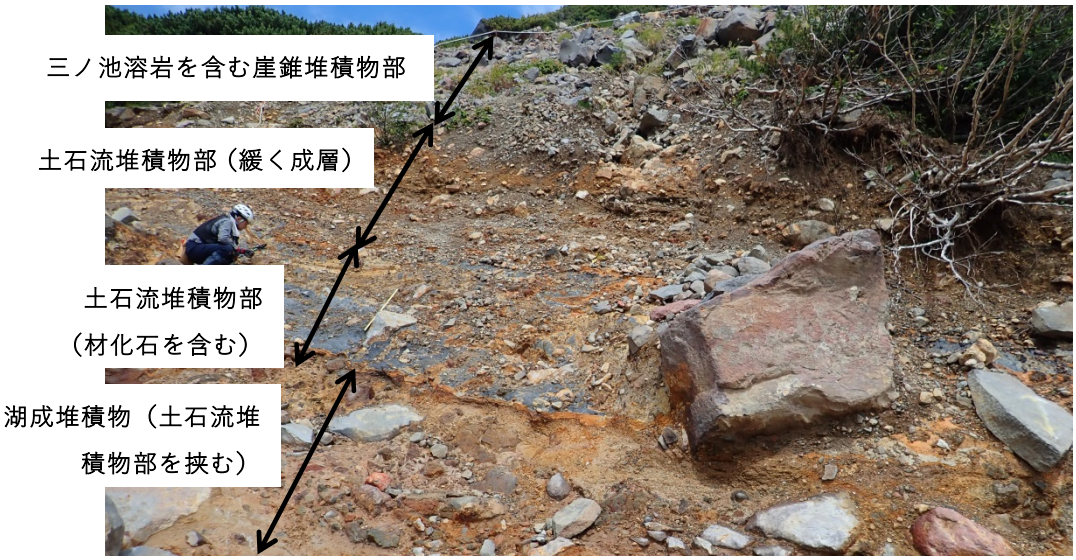


図６２　御嶽火山、三ノ池下の露頭の層相。

図６３　御嶽火山、三ノ池下の露頭に含まれる材化石。

C）土石流堆積物に含まれる材化石の樹種と ^{14}C 年代

三ノ池下の露頭で見いだした土石流堆積物に含まれる材化石を、プレパラート観察し樹種判定を行った結果、同定ができた 8 試料すべてがマツ属単維管束亜属（*Pinus* Subgen. *Haploxylon*）であった。それらのうち 3 試料の ^{14}C 年代測定を行ったところ、いずれも約 11cal ka BP の年代値を示した（表５）。マツ属単維管束亜属は亜寒帯性の針葉樹で、ヒメコマツやハイマツ、チョウセンゴヨウなどがある。サンプル採取地点が標高 2,700m あまりの高所であることから、含まれる材化石はハイマツである可能性が高い。この推測は、植生史の研究からも指摘されている。日本の高山におけるハイマツ帯の形成が完新世以降であるとの結果と矛盾しない。つまり、完新世における多雪化に伴って形成されたハイマツ帯を破壊するようなイベント、おそらく噴火活動直後に発生した土石流によって、本土石流堆積物が形成されたと考えられる。

なお、本土石流堆積物より上位の三ノ池溶岩は、K-Ar 年代測定法により 21±5 ka の年代値が得られていたが（Matsumoto and Kobayashi, 1995）、テフラとの関係から、この溶

岩は約 8.7 cal ka BP に噴出したと推定されている（及川ほか，2014；2015）。今回得られた年代値は、その結果を支持するものであり、三の池溶岩は完新世に流れ出た溶岩であることが明らかとなった。K-Ar 年代値と本結果が異なった原因は、K-Ar 年代を行うには若すぎる溶岩であったため、不確かな K-Ar 年代値が得られたためであると考えられる。

表５　御嶽火山における土石流堆積物に含まれる材化石の ^{14}C 年代測定結果。

試料番号（測定番号）	^{14}C 年代 (yr BP±1σ)	$\delta^{13}C$ (‰)	^{14}C 年代を暦年代に較正した年代範囲	
			1σ 暦年代範囲	2σ 暦年代範囲
San-1 (PLD-36967)	9445±25	-27.12±0.12	10717-10655 cal BP (59.2%) 10618-10606 cal BP (9.0%)	10745-10643 cal BP (74.7%) 10633-10588 cal BP (20.7%)
San-1 (PLD-36968)	9480±25	-22.20±0.16	10755-10695 cal BP (68.2%)	11057-11038 cal BP (2.0%) 10996-10978 cal BP (1.8%) 10787-10657 cal BP (90.9%) 10615-10608 cal BP (0.7%)
San-1 (PLD-36969)	9520±25	-23.28±0.26	11061-11032 cal BP (16.0%) 10996-10974 cal BP (9.9%) 10788-10719 cal BP (42.3%)	11069-10953 cal BP (41.2%) 10866-10847 cal BP (3.0%) 10819-10701 cal BP (51.1%)

引用文献

Matsumoto, A. and Kobayashi, T. (1995) K-Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the “mass fractionation correction procedure”: application to the Younger Ontake Volcano, central Japan. Chemical Geology, 125, 123-135.

及川輝樹・鈴木雄介・千葉達朗（2014）御嶽山の噴火-その歴史と 2014 年噴火. 科学，84，1218-1225.

及川輝樹・ 鈴木雄介・千葉達朗・岸本博志・奥野 充・石塚 治（2015）御嶽山の完新世の噴火史．日本火山学会 2015 年度秋季大会講演予稿集，102-102.

○阿蘇山：野外調査およびトレンチ掘削調査による阿蘇山の噴火履歴の解明（熊本大学）

（１）阿蘇火山中岳における 2015 年 9 月 14 日の爆発的噴火

阿蘇火山中央火口丘群の中で唯一活動を続ける中岳では近年、爆発的噴火が複数回起こっている。こうした噴火は火口周辺域の構造物等に被害を与えるなど、防災的に見ても特

筆すべき現象である。平成 30 年度は、阿蘇火山中岳第 1 火口で最近発生した爆発的噴火の中で、2015 年 9 月 14 日噴火に焦点を当て、関連する噴出物について現地調査を行って火山地質学的特徴を明らかにしたので、その結果を報告する。

阿蘇火山中岳第 1 火口では 2014 年 11 月～2015 年 5 月頃に本格的なマグマ噴火が発生し（横尾・宮縁，2015)、その後は湯だまり（火口湖）が再生されるなど比較的穏やかな状況であったが、2015 年 9 月 14 日に大きな空振を伴う噴火が発生した。気象庁の観測によると、同日 9 時 18 分頃から短周期微動の振幅が大きくなり、9 時 43 分に爆発的な噴火が開始したとされている（福岡管区気象台，2016)。

図６４　(A) 中岳第 1 火口南西側火口縁に堆積する噴石。(B) 2015 年 9 月 14 日噴火に伴う最大の噴石（長径 1.6 m)。

図６５　(A) 中岳第 1 火口南西側火口縁における 2015 年 9 月 14 日火砕密度流堆積物。(B) 第 1 火口西北西 2.8 km 地点における降下火山灰。

2015 年 9 月 14 日噴出物は、噴出形態から弾道堆積物、火砕密度流堆積物、降下火砕物の 3 つに分けられる（Miyabuchi et al., 2018)。弾道放出された噴石は火口中心から 500 m 程度の範囲に散在していた（図６４A)。噴石の中で最大のものは 1.6×1.0×0.7 m（第 1 火口中心からの距離約 230 m）であった（図６４B）が、大部分は径 10 cm 以下のものであった。南西側火口縁の 3.5 m^2 の範囲に堆積する全 158 個の噴石を採取して観察した結果、

約半数は新鮮に見える玄武岩質安山岩（おそらく本質物質?）で、残りは変質した噴石であった。噴火時に中岳第１火口南西側縁に設置していた火山灰採取用の容器（直径、深さともに 25 cm）内にあったおもりの上面に大きな損傷はなかったが、下面の一部が溶けている状況が確認できた。また、側面にはおもりに張り付いた噴石もあった。おもりの表面はポリエチレン製（内部はセメント）で、その発火温度は 350°C 程度である。したがって、容器内に入った噴石（径 5 cm 程度）の温度は 350°C よりも高かった可能性がある。

火砕密度流堆積物は火口周辺の約 2.3 km^2 の範囲に広がっていたが、最大層厚は 10 cm 以下と薄く、礫成分をほとんど含まない砂質のもので、第１火口南西火口縁では粒径や淘汰度の違いから３つのユニットに区分することができた（図６５A)。層厚分布から火砕密度流堆積物の量は 5.2 万トン程度と概算された。降下火砕物は砂～シルト質の淘汰の良い堆積物であり（図６５B)、現地では火口西方８km 付近まで明瞭に認められた。気象庁によると、降灰域は福岡県南部までの広範囲に及んでいたことがわかっている（福岡管区気象台, 2015)。降下火砕物の量は約 2.7 万トンであり、火砕密度流堆積物と合わせると、この噴火による総噴出量は 7.9 万トン程度になる（Miyabuchi et al., 2018)。

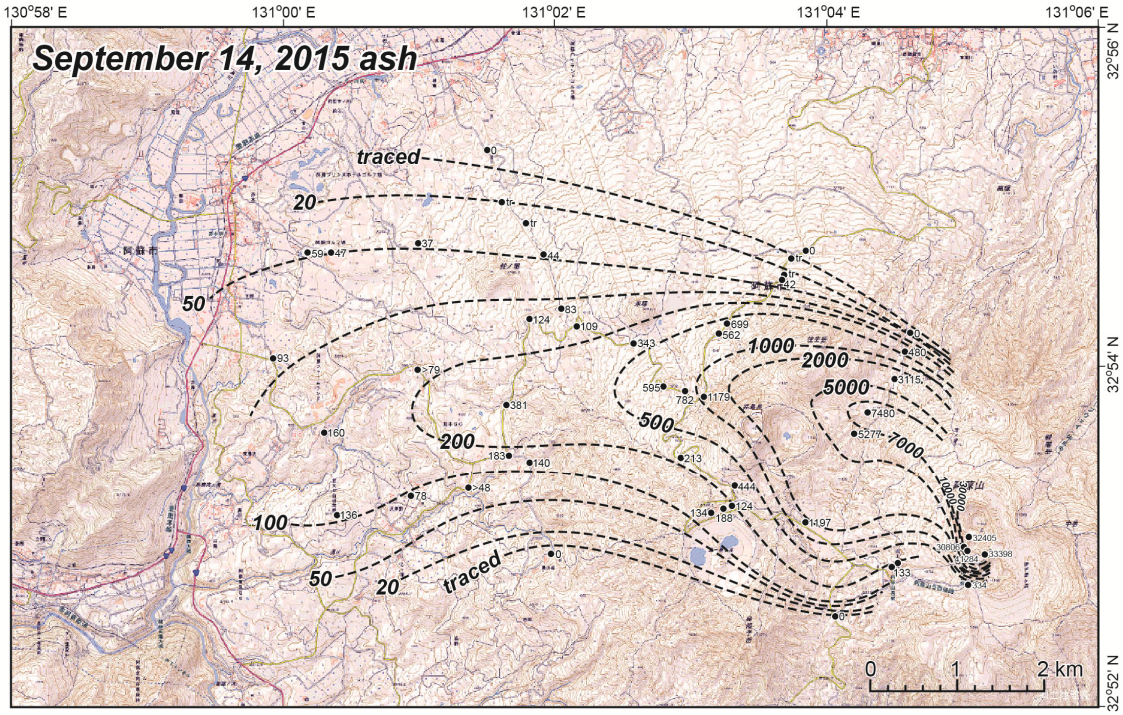


図６６　阿蘇火山中岳における 2015 年９月 14 日噴出物の分布（単位 g/m^2)．９月 15 日の火口調査の結果をもとに火山灰の分布を修正。国土地理院地図（新版）レベル 15 を使用。

現地で採取した火砕密度流堆積物と降下火砕物の試料をふるい分けし、0.125～0.25 mm の粒子を用いて薄片を作製して偏光顕微鏡下で観察した。その結果、4～5 割程度のさまざまな色調の岩片とともに、2～3 割程度の新鮮なガラス片も含まれることがわかった。ガラス片の大部分はほとんど変質が認められない低結晶度の淡褐色ガラスであった（図６６)。

また、EPMA によってガラス片の化学分析を行ったところ、その化学組成は 1979 年や 1989～1990 年、2014 年 11 月～2015 年 5 月の中岳のマグマ噴火に伴う火山灰中のガラスとほとんど変わらないものであった。

今回の噴火はビデオ映像等に記録されている噴煙の状況、弾道放出や火砕密度流の発生、さらに噴出物中に新しいマグマに由来すると考えられる 2～5 割程度の物質の存在から、マグマ水蒸気噴火であったことは明らかである。中岳では 1979 年 9 月 6 日（小野ほか, 1982）や 1990 年 4 月 20 日（池辺ほか, 2008）にも同様の噴火が発生しているが、噴出物量的に見ると、今回の噴火はそれらに比べて 1 桁程度規模が小さいものであった。

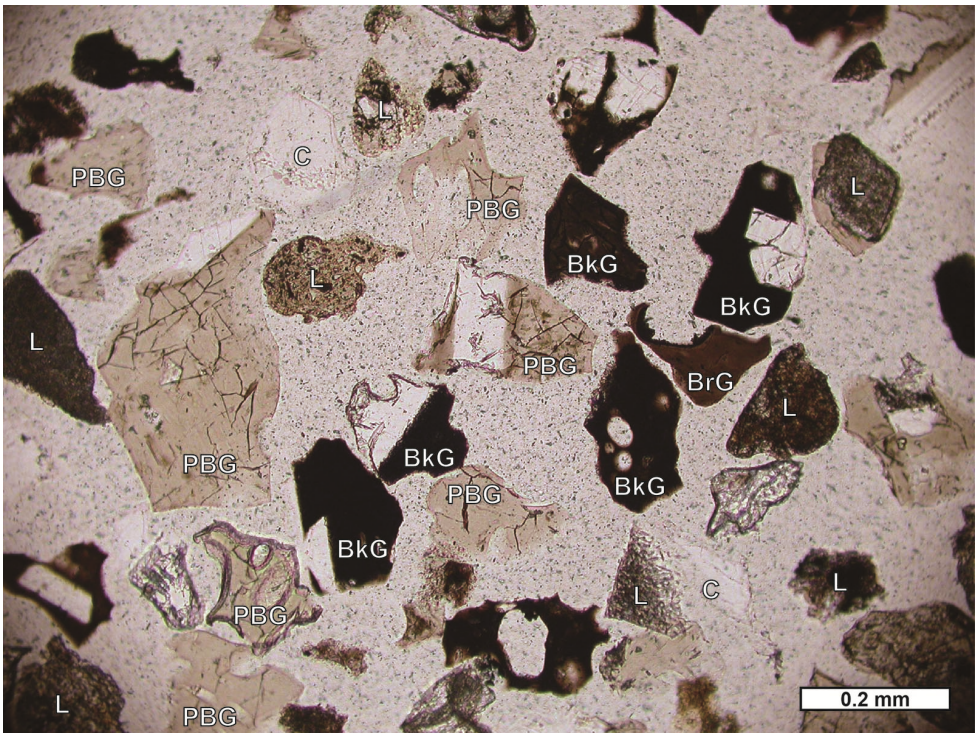


図６７　阿蘇火山中岳 2015 年 9 月 14 日降下火山灰の偏光顕微鏡写真。BkG: 黒色ガラス、BrG: 褐色ガラス、C: 結晶片、L: 岩片、PBG: 淡褐色ガラス。

引用文献

福岡管区気象台（2015）阿蘇山の火山活動解説資料（平成 27 年 9 月）. 15p.

池辺伸一郎・渡辺一徳・宮縁育夫（2008）阿蘇火山中岳 1988～1995 年活動期における噴火様式の変化. 火山, 53, 15-33.

Miyabuchi, Y., Iizuka, Y., Hara, C., Yokoo, A. and Ohkura, T. (2018) The September 14, 2015 phreatomagmatic eruption of Nakadake first crater, Aso Volcano, Japan: Eruption sequence inferred from ballistic, pyroclastic density current and fallout deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 351, 41-56.

小野晃司・下川浩一・曾屋龍典・渡辺一徳（1982）火山噴出物の地質学的・岩石学的研究. 昭和 54 年度特別研究促進調整費「1979 年の御岳山・阿蘇山噴火に関する特別研究」報告書, 科学技術庁研究調整局, 167-189.

横尾亮彦・宮縁育夫（2015）2014 年 11 月から始まった阿蘇火山中岳第一火口の噴火活動（口絵写真解説）．火山，60，275-278.

（２）阿蘇火山における平成 30 年度トレンチ調査報告

阿蘇カルデラのほぼ中央部に位置する中岳は、西暦 553 年以来の噴火記録が存在する、わが国で最も活発な火山の一つである。歴史時代の活動史の概要については、気象庁等によってまとめられているが、各活動期間の噴火推移や水蒸気噴火発生の有無などの詳細は近年を除いて、ほとんどわかっていない。そこで、本研究では、最近数 100 年間の噴火堆積物が比較的良好な状態で保存されている、中岳第 1 火口西方約 1 km 地点において、噴出物層序を観察するとともに、炭化物を採取して放射性炭素年代測定を実施した。

図６８　中岳第 1 火口西方約 1 km 地点におけるトレンチ断面（写真右端のスケールの長さは 1 m）。

観察した断面は高さ約 2 m で、色調・粒径・産状などの違いによって、約 150 枚の火山灰層および土壌層に区分することができた。堆積物の大部分は、暗灰色から黒色を呈する砂状の火山灰であり、それらは中岳を代表する噴火様式である灰噴火による産物と考えられる。そうした火山灰層中に、白色や黄色などを呈して、おそらく水蒸気噴火に伴うと推定される堆積物も観察することができた（図６８）。また、地表には 2016 年 10 月 8 日の水蒸気噴火堆積物（厚さ 4 cm）も認められた。

断面最下部付近の褐色土層層中には多数の炭化物が存在しており、それを採取して放射性炭素（^{14}C）年代測定を実施した。その結果、70±30 年という年代値が得られ、暦年代較正すると西暦 1690～1730 年という 17 世紀末～18 世紀初頭という年代となり、観察地点においては最近約 300 年間に 0.7 cm/年程度の速度で火山灰が堆積していることになる。火山灰層序の詳細と各層の特徴等については現在解析中である。

○鬼界：深深度ボーリング掘削調査によるカルデラ形成噴火の全貌解明および噴火推移・時間間隙の検討（東京大学地震研究所・北海道大学）

南九州鬼界カルデラで7.3 kaに発生した超巨大噴火（鬼界アカホヤ噴火）は、完新世における地球上最大規模の噴火である。鬼界火山の活動履歴やアカホヤ噴火の推移・周囲への影響については、近年次第に理解が進んでいるが、未解決の問題も多く残されている。この鬼界火山において、昨年度末から今年度にかけて、アカホヤ噴火およびその前後の噴火履歴解明を目的として、(1) ボーリング掘削と (2) 露頭に基づく地質調査を実施した。ボーリング掘削は、鬼界アカホヤ噴火に先行する前駆的流紋岩溶岩（長浜溶岩）の活動とさらにそれ以前の活動を明らかにするために実施した。薩摩硫黄島において、北海道大学と共同で2018年1月に開始し、2018年12月末に終了した。一方、露頭地質調査では、鬼界アカホヤ噴火の推移、とくにクライマックス（Stage 2）の詳細な推移の構築と、Stage 1（プリニー式噴火）と Stage 2の時間間隙への制約を与えることを目的とし、踏査やドローンを活用して実施した。以下に (1)、(2) の成果概要を述べる。

（１）鬼界アカホヤ噴火に先行する活動を解明するためのボーリング掘削

薩摩硫黄島の西側台地の基盤を構成する長浜溶岩は、上位の鬼界アカホヤ噴火の一連の堆積物との層序関係から、鬼界アカホヤ噴火に先行する活動で生じた可能性が従来の研究により指摘されていた。長浜溶岩は、海水面上に現れている部分だけでも最大100 mの厚さを有する流紋岩質溶岩流である。ボーリング掘削は、長浜溶岩の厚さがやや薄くなり、溶岩流直下の堆積物も含めて掘削できる可能性が高い薩摩硫黄島西端部の大浦港付近で実施した（図６９）。目標掘削深度は330 mである。掘削地点は海抜約60 m、海底地形をもとにすると溶岩流の海水面下の推定層厚は約100 mである。
当初、2018年度前半のうちに目標深度330 mまで到達する予定であったが、深度200 m付近から軟弱な砂質層が出現し、掘削が難航したため、大きく時間を要することとなった。深度300 m付近からは本格的に掘削孔の維持が困難となり、最終的に2018年12月末、306.6 mで掘削を終了した。深度330 mには到達できなかったものの、長浜溶岩の基底部と、さらにその下位の地層に到達することができ、これらの試料を回収するという目標は達成できた。その結果、長浜溶岩の厚さや構造の詳細、先行する火山活動による堆積物・溶岩流の層序を詳しく明らかにすることができた（図７０・７１）。

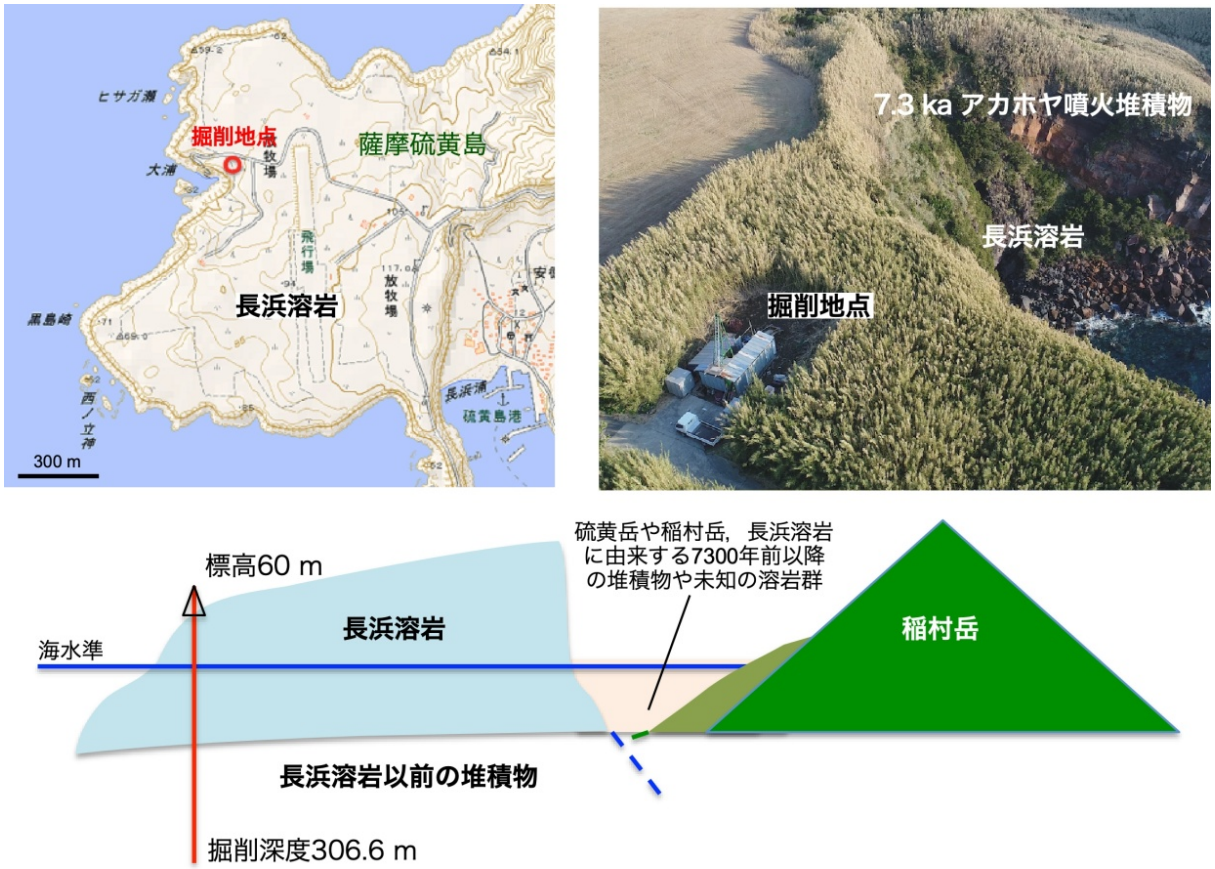


図６９　ボーリング掘削地点とその空撮画像（上)。薩摩硫黄島西側、長浜溶岩およびカルデラ内の模式断面図（下)。

掘削試料の解析の結果、地表から約11 mまでは鬼界アカホヤ噴火およびそれ以降の若いテフラからなるが､それ以深は長浜溶岩に相当する塊状緻密で灰色石質の流紋岩質溶岩(図７０）が深度190 mまで続くことがわかった。したがって、長浜溶岩のこの地点での層厚は約180 mで、このうち下部の130 mは現在の海水準より低い位置に存在する。深度149 m（溶岩流基底まで約40 m）以深では黒色ガラス質で所々スフェルライトが晶出し、破砕部主体の流紋岩溶岩となり、水冷を示唆する構造も存在する。一方、溶岩流直下の深度190-230 mは岩層が一変し、貝殻を含む粗粒砂質層が主体となり、部分的にテフラ層も挟在する。砂層は、級化構造のような特徴的な堆積構造は示さずに塊状で、火山砕屑物と生物起源砕屑物の混合物である。さらに下位（230 m以深）には斜長石斑晶に富む複数枚の安山岩質溶岩が存在する。

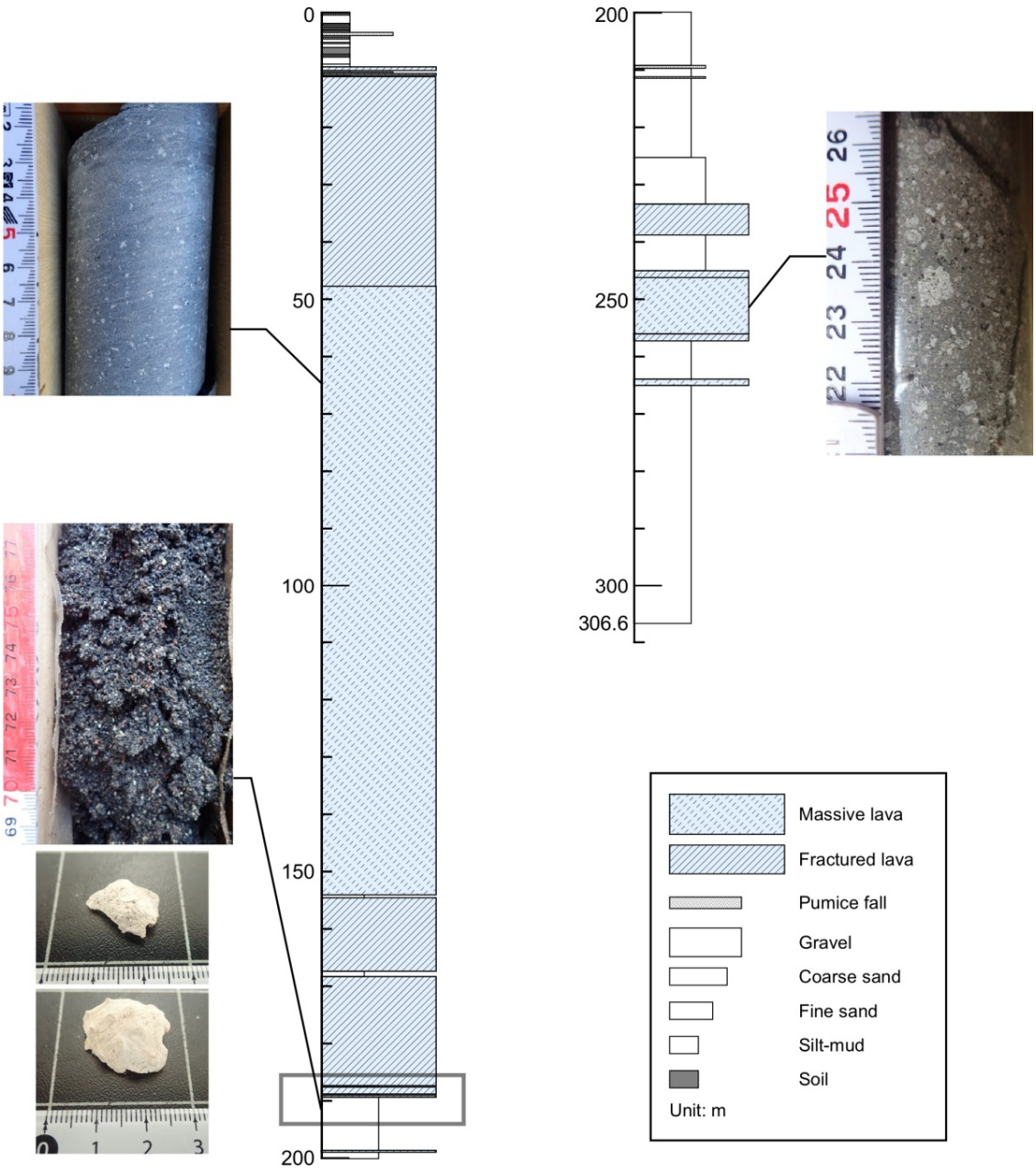


図７０　ボーリングコア柱状図と代表的部分のコア写真。□囲み部分の拡大が図７１。上位から順に、流理が発達した長浜溶岩の塊状部分、長浜溶岩直下の貝殻（左下写真）を含む砂層、斜長石斑晶に富む高MgO安山岩溶岩（全岩化学組成を図７２に示す）。

長浜溶岩に覆われる砂層に含まれる貝殻の^{14}C年代測定を行ったところ、およそ7,000～10,000 calBPの年代値が得られた（図７１）。とくに溶岩直下の深度189.3 mからは6,888-8,331 calBPの値が得られ、鬼界アカホヤ噴火の年代7,300 calBPと近くなる。この結果は、長浜溶岩の活動が鬼界カルデラ噴火に先行する活動（1,000年以内程度）であったことを示している。また、長浜溶岩直下の砂層約1 m程度は、深いほど古い年代を示すことから、砂層が突発的イベントにより生じたものではなく、累進的に堆積したものと解釈できる。7,000～10,000 calBPの年代における海水準は、縄文海進を考慮したとしても現在とそれほど大きくは変わらない。長浜溶岩の火口位置は不明であるが、カルデラ壁付近で最も厚く、西側に向けて層厚を減じていることから、現在のカルデラ内に相当する場所に給源があったと考えるのが自然である。これらのことから、長浜溶岩は、アカホヤ噴火の前およそ1000年以内に、現在のカルデラ壁よりも内側に存在した給源から西方へ流出し、砂層が卓越する浅海を流動して海を埋め立て、現在の台地状地形を作り出したと考えられる。薩摩硫黄島島内には、この流紋岩溶岩の活動に伴い噴出したと考えられるテフラが存在しており、それらとの対比により噴火活動の特徴がより明確になることが期待される。

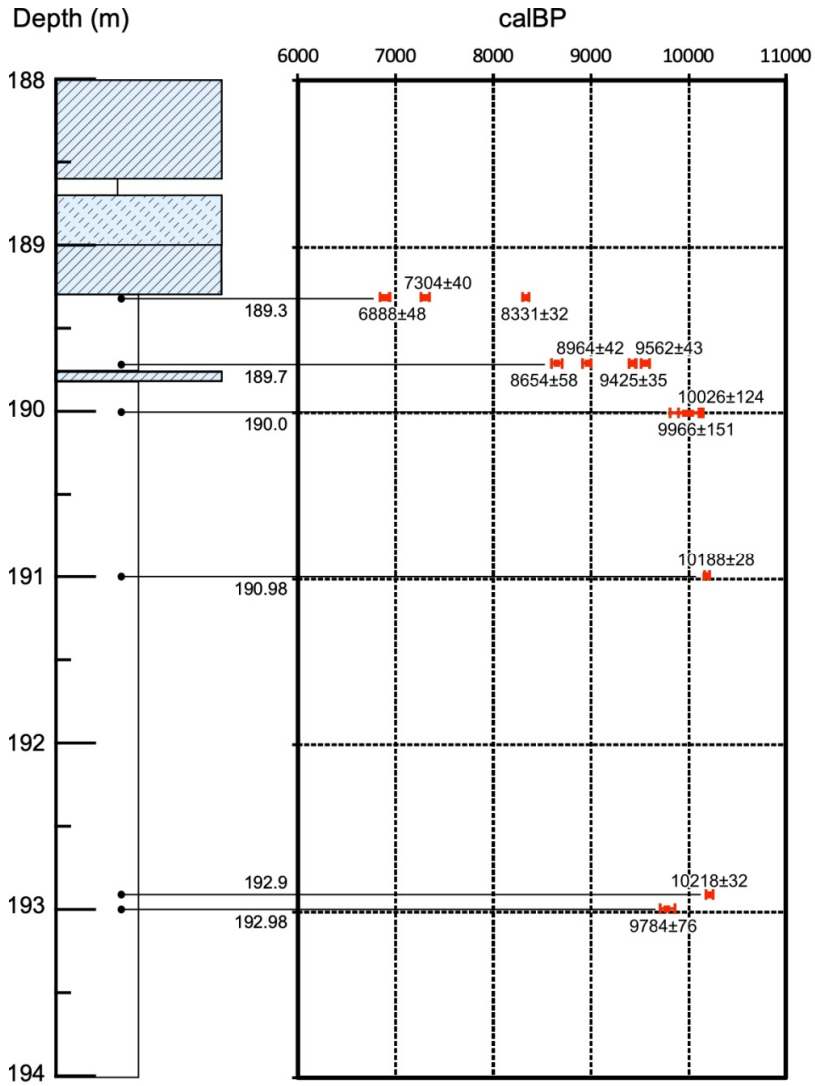


図７１　長浜溶岩直下砂層中の貝殻のAMS ^{14}C年代値（1σ値）と深度との関係。

長浜溶岩より深い深度で回収された溶岩については、全岩化学組成で高MgO値を示す安山岩質溶岩であり、現在の地上に露出する鬼界カルデラの噴出物とは対比できない特徴を持つことも明らかになった（図７２）。ただし、薩摩硫黄島のカルデラ壁内側長浜港付近において2015-2016年に実施したボーリング掘削では、高MgO値を示す類似の溶岩が深度40-70 m付近から採取されている（図７２）。高Mg安山岩と他の噴出物との関係はまだ明確ではないものの、鬼界カルデラのマグマシステムの進化の理解において重要な鍵となる可能性があり、今後さらに詳しく物質科学的解析を進める必要がある。

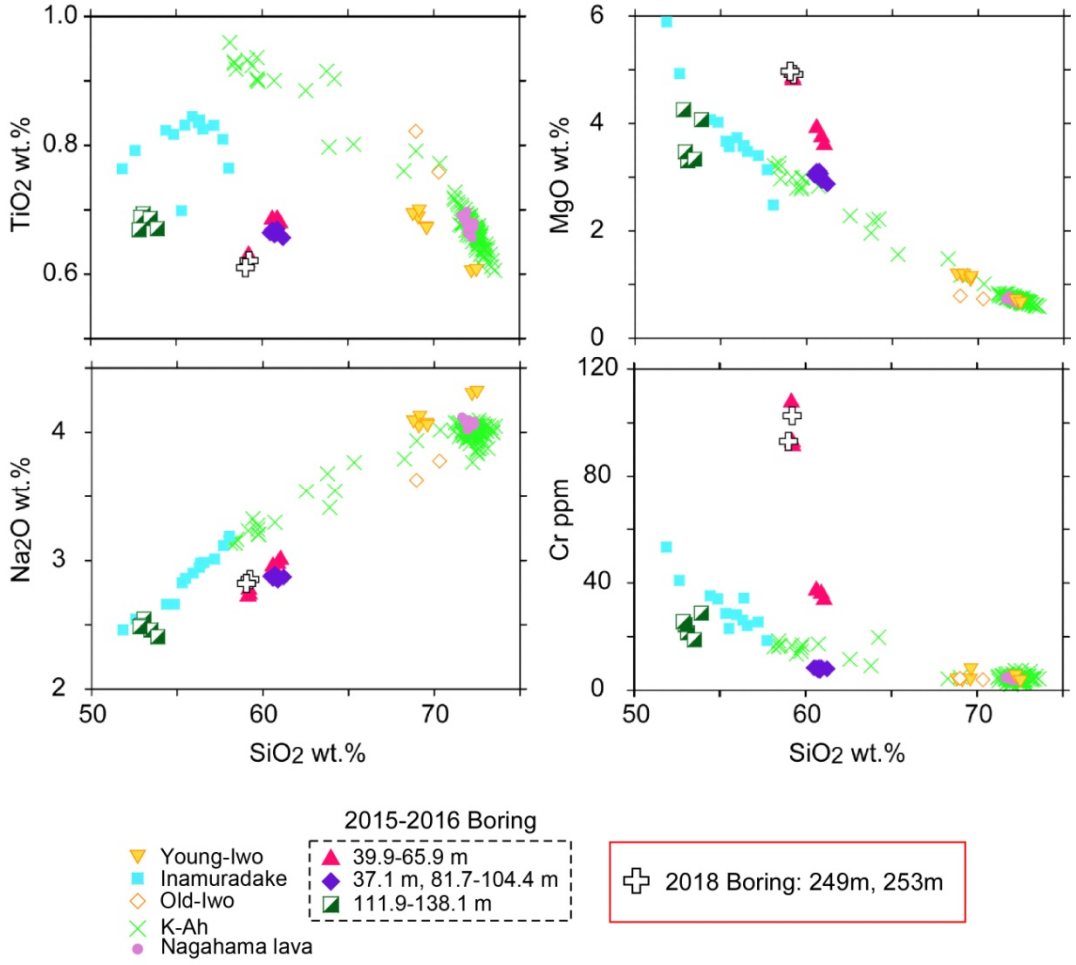


図７２　鬼界カルデラ全体における全岩化学組成の特徴。今回の掘削試料データ（2018 Boring）に加えて、2015-2016 年の掘削試料データも示す。分析は北海道大学。

（２）鬼界アカホヤ噴火の推移を明らかにするための地質学的研究

鬼界アカホヤ噴火のステージ1とステージ2の時間間隙を示唆する地質痕跡に注目してさらに調査、解析を進めた結果、カルデラ近傍の海蝕崖では、ステージ1堆積物上に明瞭なチャネル構造が複数個所で観察されることがわかった。これまで検討してきた堆積物溶結・冷却モデルにもとづくステージ1堆積物の形成時間スケール推定については、少なくと

も数日～1週間と見積もられた。ステージ2堆積物については、礫質及び軽石質堆積物の互層からなる複数の堆積ユニットに区分でき、最上位の軽石質層が最も厚いことがわかった。このことから、クライマックスでは段階的に火道形成・拡大が進行し、その中で最大のものが鹿児島本土など遠方まで到達したと考えられる。観測記録が存在する歴史時代のカルデラ形成噴火では、Stage 1と2の間に明瞭な時間間隙が存在したという報告はなく、クライマックスはカルデラ崩壊とともに一気に進行したようである。鬼界カルデラはより大型のカルデラであり、カルデラ形成噴火がより長時間に及んだ可能性がある。

一方、鬼界アカホヤ噴火に伴い発生した津波の研究も進め、津波発生のタイミングとそのメカニズムについて考察した。従来、カルデラ陥没や火砕流流入仮説が提唱されていたが、噴火に連動して発生した巨大地震に伴う津波であった可能性を指摘した。

○九重山：野外調査および物質科学的解析による九重山のテフラ層序の再検討（山口大学）

１．はじめに

九重火山、特にその東部域は、開析が進んでおらず火山地形がよく保存されている。そのため、地表面に分布するような新規の噴出物を供給した新しい噴火履歴を精度良く求めることができ、地表地形とそこに堆積するテフラ層序から噴火履歴の編年が行われている（例えば、太田，1991；川辺ほか，1997；長岡・奥野，2014；伊藤ほか，2014）。しかし、これらのテフラ層序については、主に層序学的な対比により同定されており、鉱物組合せや火山ガラスの化学組成による対比は不十分である。そのため、九重火山におけるテフラ層序については、若干の混乱もみられる。

そこで、2018 年度は九重火山山麓に分布するテフラについて、各箇所で詳細な露頭の記載を行い、できるだけテフラ層序を細分し、それぞれのテフラについて鉱物組合せを明らかにし、火山ガラスを含むテフラについてはその組成を測定した。この結果に基づいて、九重火山におけるテフラ層序の再検討を試みた。

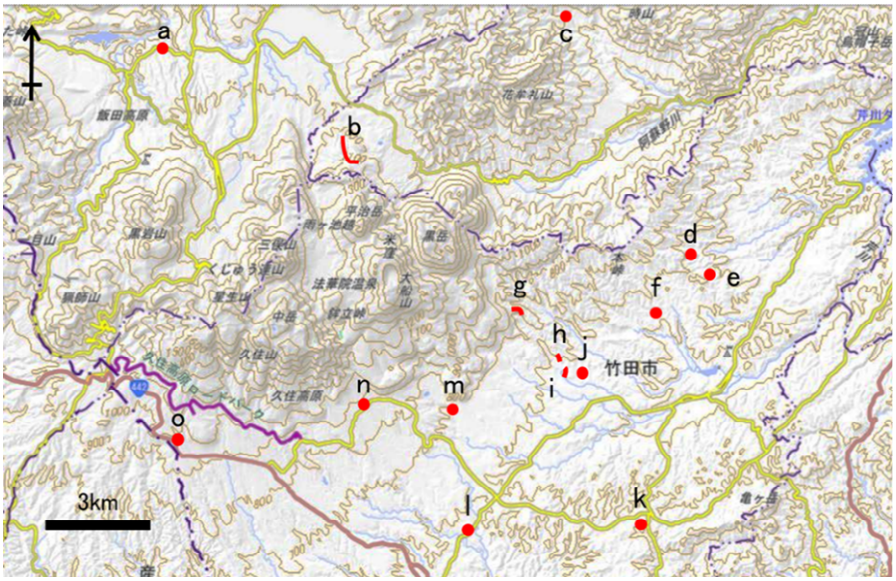


図７３　テフラ層柱状図の位置図。

２．九重火山山麓に分布するテフラ層

九重火山山麓の 15 地点（図７３）において、テフラ層の柱状図（図７４）を作成した。各箇所で確認されたテフラ層について、既往研究のテフラと対比した。その結果、今回の調査で確認されたテフラ層の一覧を表６に鉱物組合せとともに示す。また、これらの総合柱状図を図７５に示す。

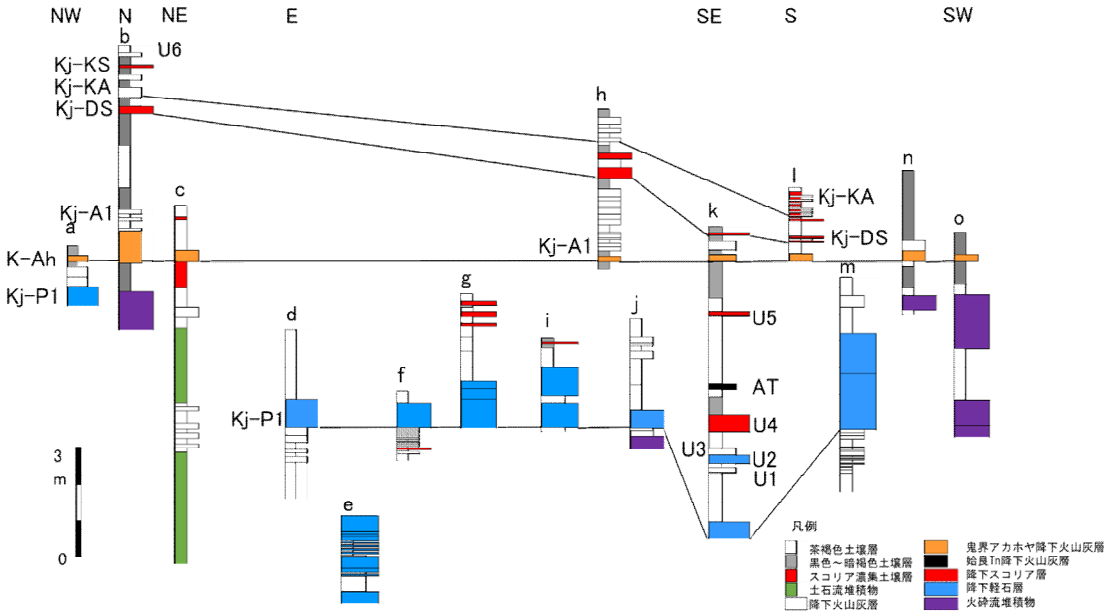


図７４　テフラ層の柱状図。

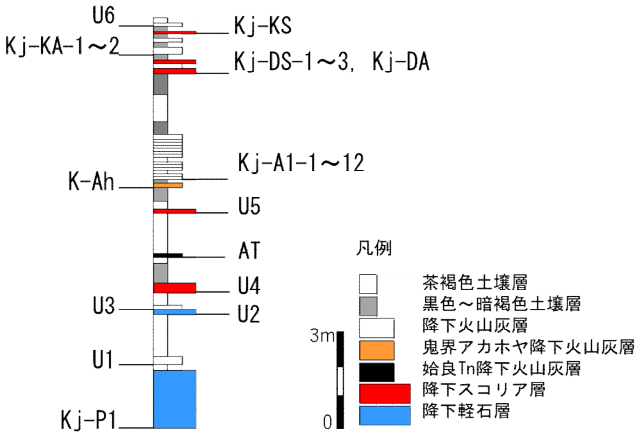


図７５　テフラ層の総合柱状図。

表６および図７５中に示した U1~6 のテフラ層は、既往研究によるテフラ層と対比ができなかったテフラ層である。U4・5・6 はそれぞれ層序的には対応するテフラ層が認められるが、既往研究で報告された鉱物の組合せと今回の観察結果が異なるため、判断することができなかった。また、U1・2・3 については、層序的にも既往研究で報告されたテフラ層との対比が困難であった。

表６　九重火山山麓に分布するテフラ層の一覧。

テフラ名		鉱物組合せ	年代(長岡・奥野,2014)	既往研究による鉱物組合せ
未対比降下火山灰	U6	opx,cpx,qz		黒岳降下火山灰層？（cpx,opx,(hb)、長岡・奥野,2014）
米窪降下スコリア	Kj-KS	opx,cpx	2.2k.y.BP	opx,cpx,ol(太田,1991、長岡・奥野,2014)
米窪降下火山灰	Kj-KA-6	opx,cpx,pl,qz,bt,bw	3.5k.y.BP	cpx,(hb)(長岡・奥野,2014)
	Kj-KA-5	cpx,hb,qz,bw		
	Kj-KA-4	opx,hb,bw		
	Kj-KA-3	opx,qz,bw,pm		
	Kj-KA-2	opx,hb,qz,pl,bt,bw		
	Kj-KA-1	opx,cpx,bt,qz,bw		
段原降下スコリア	Kj-DS-3	opx,hb,qt,bt,pm	4.6k.y.BP	cpx,opx(長岡・奥野,2014)、px,opx,pl,glass(太田,1991)
	Kj-DS-2	opx,cpx,(qz),pm		
段原降下火山灰	Kj-DA	qz,opx,cpx		【新称】
段原降下スコリア	Kj-DS-1	opx,cpx		cpx,opx(長岡・奥野,2014)、px,opx,pl,glass(太田,1991)
A1降下火山灰	Kj-A1-12	pl,opx,cpx,bw	5.3k.y.BP	cpx,opx(長岡・奥野,2014) pl,cpx,opx,hbl,glass(pm)(太田,1991)
	Kj-A1-11	pl,opx		
	Kj-A1-10	pl		
	Kj-A1-9	-		
	Kj-A1-8	pl,opx,cpx		
	Kj-A1-7	-		
	Kj-A1-6	-		
	Kj-A1-5	pl,opx		
	Kj-A1-4	pl,opx,cpx		
	Kj-A1-3	pl,opx		
	Kj-A1-2	pl,opx		
	Kj-A1-1	pl,opx		
鬼界アカホヤ火山灰	K-Ah	cpx	7.3k.y.BP	opx,cpx(町田・新井,2003)
未対比降下スコリア	U5	qz,opx		平治岳降下スコリア？（cpx,opx,ol、長岡・奥野,2014）
姶良AT火山灰	AT	pl,qz,opx,hb	29k.y.BP	opx,cpx(町田・新井,2003)
未対比降下スコリア	U4	opx,cpx,pl		長湯降下スコリア？（cpx,opx,ol,(hb)、長岡・奥野,2014）
未対比降下火山灰	U3	opx,pl		
未対比降下軽石	U2	opx,cpx		
未対比降下火山灰	U1	opx,qz		
九重第1降下軽石	Kj-P1	hb,opx,bt,qz	52k.y.BP	hbl,opx(長岡・奥野,2014)

鉱物名称：　qz：石英　pl：斜長石　opx：斜方輝石　cpx：単斜輝石　hb：角閃石　bt：黒雲母
火山ガラス名称:　bw：バブルウォール型　pm：パミス型

３．テフラ層各論

ここでは、表６に記載したテフラ層のうち、A1 降下火山灰、段原降下スコリア（降下火山灰を含む)、米窪降下火山灰について、詳細を述べる。

3.1　A1 降下火山灰層

本テフラ層については、太田（1991）が 10 層以上、古澤・梅田（2000）が 16 層、長岡・奥野（2014）が 13 層以上確認している。今回は 12 層を確認することができた。いずれの層準もおおむね斜長石、斜方輝石を含み、数枚の層準では単斜輝石の含有も確認された（図７５)。太田（1991）は軽石型の火山ガラスの含有を報告し、古澤・梅田（2000）はブロック状の火山ガラスや微小結晶含有型ガラスの含有を報告している。今回、本テフラ層の最上位の Kj-A1-12 層において、図７５に示すバブルウォール型に近い形態を呈する火山ガラスを確認した。

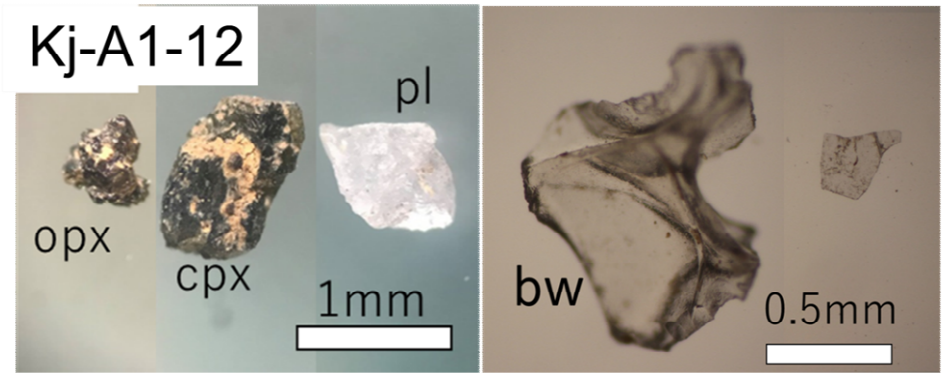


図７６　Kj-A1-12 層の含有鉱物と火山ガラス。

3.2　段原降下スコリア層

本層は３層のスコリア層からなると報告されている（太田,1991；長岡・奥野,2014）。今回、図７３・７４の地点ｂにおいて段原降下スコリア層のうちの２つのスコリア層の間に灰色を呈するシルト質の火山灰層を確認した（図７７）。以降、この火山灰層を段原降下火山灰（Kj-DA）と称する。図７７に示したように上位のスコリア層のほうが下位のスコリア層に比べて、スコリアが農集し層厚も厚いことから、太田（1991）の記載に基づき、下位のスコリア層を DS-1、上位のスコリア層を DS-2 と判断した。いずれのスコリア層も含有鉱物は斜方輝石、単斜輝石である。

また、図７３・７４の地点１において、K-Ah の上位に２層のスコリア層が認められた。下位のスコリア層には斜方輝石、石英、上位のスコリア層には斜方輝石、普通角閃石、黒雲母、石英が認められ、いずれも火山ガラスを含む。上記の地点ｂの２層のスコリア層における含有鉱物との対比から、地点１の下位のスコリア層が DS-2 と考えられ、上位のスコリア層を DS-3 と判断した。これらのスコリア層中の火山ガラスについて、SEM-EDS により主成分元素含有量を求めた。図７８に示すように、DS-2 層と DS-3 層とでは火山ガラスの SiO_2 含有量が異なり、SiO_2 量に対する各元素の含有量の変化傾向も異なる。DS-3 の SiO_2 量は DS-2 に比べて高く、前期の含有鉱物の組合せの違いとも整合的である。

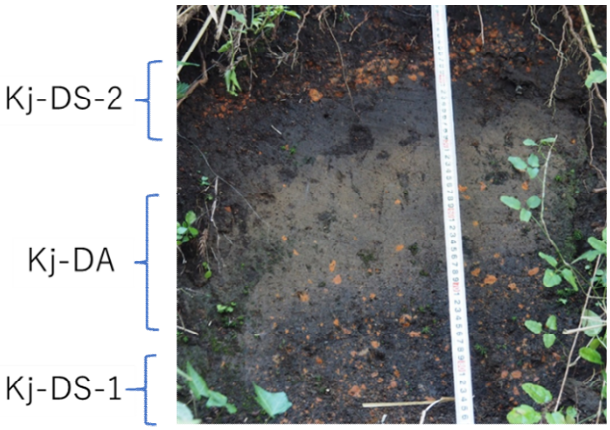


図７７　地点ｂの Kj-DS 層と Kj-DA 層。

太田（1991）は段原降下スコリア層が単斜輝石斜方輝石安山岩からなる段原溶岩類の噴出に伴うスコリアであるとしており、特に DS-2 層が段原溶岩類の溶岩流のクリンカー部直上に漸移関係で堆積していることを報告している。今回の検討においても、DS-1 及び DS-2 層の含有鉱物は段原溶岩類と類似しており、火山ガラスの組成も比較的 SiO_2 量が少ないことから、DS-2 層までのスコリア層は段原溶岩類の噴出に伴って噴出したスコリアであると推定される。また、これらスコリア層の間に堆積した DA 層もその含有鉱物は、上下のスコリア層や段原溶岩類と類似することから、段原溶岩類の噴出に伴った火山灰と推定される。

一方、DS-3 層のスコリアは SiO_2 量が、DS-2 に比べて明瞭に高く、構成鉱物も普通角閃石や黒雲母を含むなど DS-2 以下のスコリア層、火山灰層とは異なる。太田（1991）によると、段原溶岩類の火砕丘の米窪火口南縁から黒雲母角閃石デイサイトからなる大船南溶岩が噴出している。DS-3 のスコリアの含有鉱物はこの大船南溶岩の鉱物組合せと類似しており、DS-3 層が大船南溶岩の噴出に伴ったスコリアの可能性が考えられる。

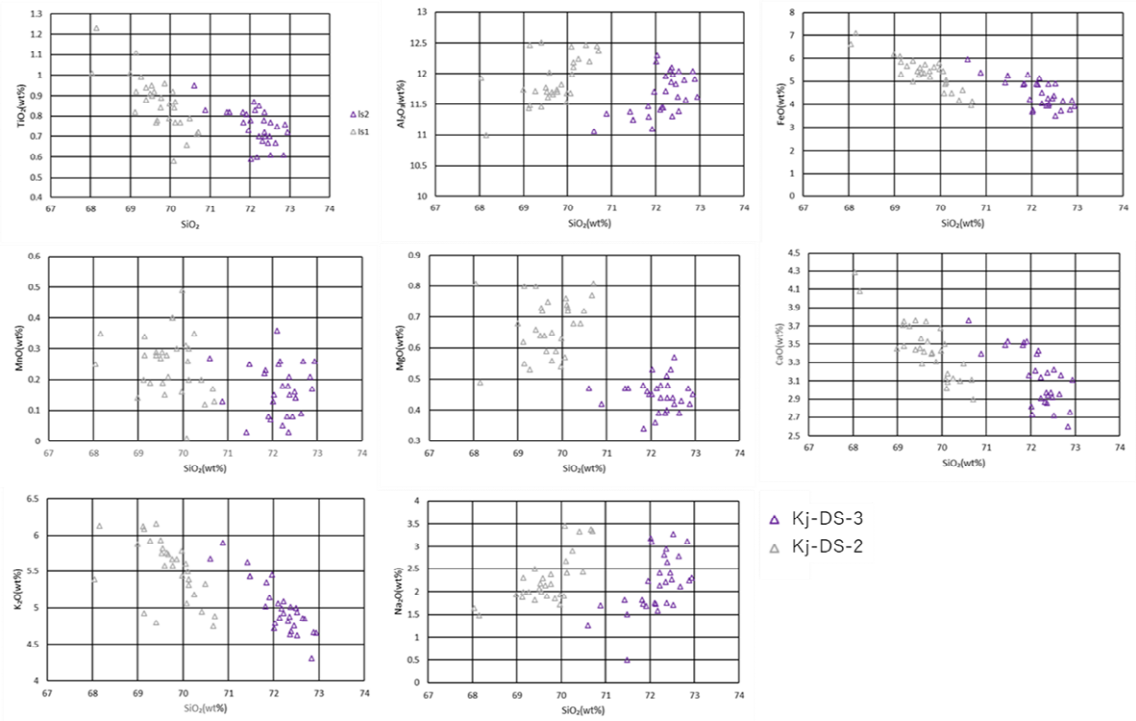


図７８　Kj-DS-2・3 スコリア層中の火山ガラスの主成分元素含有量。

3.3　米窪降下火山灰

図７３・７４の地点 h・1 において、米窪降下火山灰層の分布を確認した。それぞれで 3 層及び 4 層の火山灰層を確認した（図７９）。これらをその層序関係と後述する火山ガラスの SEM-EDS による分析結果に基づいて、表６に示した６層に区分した。それぞれの含有鉱物は表６に示すとおりであるが、系統的な鉱物組合せの変化は認められない。

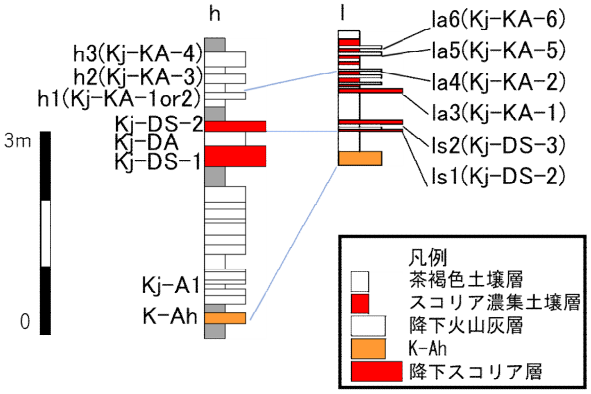


図７９　地点 h・1 のテフラ柱状図。

いずれの火山灰層にも火山ガラスが含有されており、これらの主成分元素含有量を SEM-EDS により求めた。下位に相当すると考えられる KA-1(la3)、KA-2(la4)の火山ガラスの SiO_2 量はおおむね 71wt.%以下であり、中位と考えられる KA-3(h2)、KA-4(h3)の火山ガラスの SiO_2 量は概ね 71wt.%以上である（図８０）。上位と推定した KA-5(la5)、KA-6(la6)で火山ガラスの SiO_2 量はバイモーダルな分布を示し、それぞれ下位 2 層の含有量、中位 2 層の含有量に相当する（図８０）。

このような火山ガラスの組成からは、米窪降下火山灰の噴出に関わるマグマは、単一ではなく複数のマグマがかかわった可能性が考えられる。しかし、前述したように鉱物組合せには系統的な変化は認められず、ガラスの化学組成の変化とは一致しない。

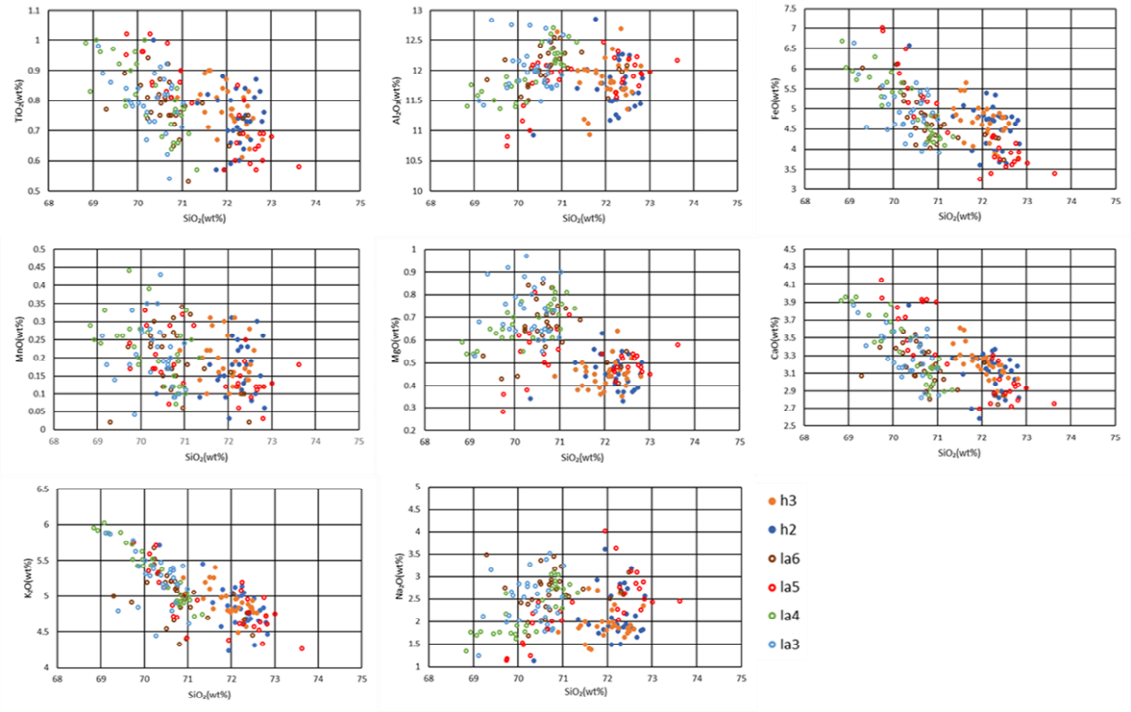


図８０　Kj-KA 火山灰層中の火山ガラスの主成分元素含有量。

４．まとめと今後の課題

九重火山山麓に分布するテフラについて、詳細な露頭の記載を行い、この結果と鉱物組合せ及び火山ガラスの主成分元素含有量から、テフラ層序について再検討を行った。その結果、以下のことが明らかとなった。

① A1 降下火山灰層(Kj-A1)は少なくとも 12 層準認められるが、いずれもほぼ類似した鉱物組合せを有する。

② 段原降下スコリア層(Kj-DS)はすでに報告されている 3 層のスコリア層とともに、下位 2 層のスコリア層の間に段原降下火山灰層(Kj-DA)を挟在する。

③ 段原降下スコリア層の最上位のスコリア層(Kj-DS-3)は、下位 2 層のスコリア層(Kj-DS1・2)及び段原降下火山灰層(Kj-DA)と鉱物組合せ、火山ガラスの主成分元素含有量が異なる。Kj-DS-3 層は下位の Kj-DS-1・2 や Kj-DA が段原溶岩類の噴出に伴うのに対し、大船南溶岩の噴出に伴うことが推定される。

④ 米窪降下火山灰層(Kj-KA)は 6 層の火山灰層からなると考えられ、それぞれに含有される火山ガラスの主成分元素含有量から、異なったマグマが関与した可能性が考えられる。

上記の結果は、山麓における露頭から採取した試料の分析に基づいており、テフラ層の欠如などによる対比の誤認などの可能性がある。今後は、より保存状態がよく、かつテフラの供給源に近い、坊がつる等のような山体内部の湿地帯において、ハンドオーガーやジ

オスライサーなどにより試料を採取し、より正確なテフラ層序を構築することが必要である。

引用文献

古澤明・梅田浩司(2000)　別府湾コアにおける最近 7000 年間の火山灰層序―ピストンコア中の火山灰と阿蘇,九重火山のテフラとの対比―.地質学雑誌,108,31-49.

伊藤順一・星住英夫・川辺禎久(2014)　最近 5000 年の九重火山における水蒸気噴火の発生履歴，火山，59，241-254.

鎌田浩毅(1997)　宮原地域の地質,地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅).地質調査所，127.

川鍋禎久・星住英夫・伊藤順一・鎌田浩毅(1997)　鬼界アカホヤ火山灰以前の九重火山テフラ層序．火山学会講演予稿集，1997，105

長岡信治・奥野充(2014)　九重火山のテフラ層序．月刊地球，36，281-296.

太田岳洋(1991)　九重火山群,東部及び中部域の形成史．岩鉱，Vol.86，243-263.

○新島：伊豆弧、新島火山における噴火の変遷と長期予測（筑波大学）

昨年の研究の継続として、伊豆弧北部、新島（および式根島）の流紋岩を主体とする火山について、噴火区分等を元に、噴火の時系列（概略）と地域的なマグマの比較、また斑晶鉱物の化学組成や全岩組成などを元にマグマの時代変化等について比較検討を行った。

1.　流紋岩の噴火区分と斑晶鉱物組み合わせ

噴火ユニット区分は、昨年の報告書記載にあるように、時代の古いほうから、地内島、瀬戸山、丸島峰、ジーナカ山、大磯、峰路山、羽伏磯、旗城鼻、赤崎峰、宮塚山、式根島、新島山、(若郷玄武岩)、阿土山、向山である。最も古い地内島火山の噴火の時期は明確ではないが、100 ka 前後から活動が開始され、阿土山火山（856 y)、向山火山(886-887 y)まで断続的な噴火により形成されてきたと推測されている。流紋岩の斑晶鉱物は主に、斜長石、石英、斜方輝石、カミングトン閃石、普通角閃石、黒雲母から成り、それらの組み合わせから、４つのタイプに区分できる：斜方輝石―カミングトン閃石タイプ(Opx-Cum-type)、カミングトン閃石タイプ(Cum-type)、カミングトン閃石―黒雲母タイプ(Cum-Bt-type)、黒雲母タイプ(Bt-type)。

これらの流紋岩質噴火ユニットに加え、玄武岩質噴火ユニット（若郷）や安山岩質火砕噴火ユニット(島分沢安山岩)、および北部の阿土山溶岩および火砕岩中には玄武岩質～デイサイト質包有物についても、流紋岩ユニットとの関係等について採取試料を基に検討を行った。

2.　斑晶鉱物の化学組成、および全岩化学組成の特徴

斜長石のコアーリムの An mol.%は、地内島火山(Opx-Cum-type)で 30-45 にピークを持ち、噴出の時代と共に An %は下がり、向山火山(Bt-type)で、18-22%となる。ただし、初期の火山では、比較的高い An%を持つ斜長石の存在も認められる。同様な傾向はカミングトン閃石と黒雲母の Mg#にも現れ、噴出の順序（あるいは組み合わさる鉱物種）と共に、減少傾向を示す。これらの減少傾向は、マグマ温度・圧力の時系列での減少に対応していると考えられる。

また、合計 13 ユニットの火山と 1 つの玄武岩ユニット、1 つの安山岩火砕ユニットの全岩化学組成分析を行った。その結果、玄武岩は SiO_2 %がおおよそ 50%の組成を示すが、流紋岩類は 73～78%（多くは 75～78%）の高く、また組成幅が狭い結果となった。流紋岩をユニットごとに元素―元素図（ハーカー図等）で見た場合、それぞれのユニット（単成火山）が異なったデータ分布を示すことが明らかとなった。全体的には Opx-Cum-type・Cum-type では Bt-type と比較し、MgO・FeO・CaO に富み、K_2O・Na_2O に乏しい傾向があるが、同じタイプごとでも、データ列が異なることが明らかとなった。同様な傾向はトレース元素等でも見られることが多かった。希土類元素パターン等でも、流紋岩類は多くは類似のパターンを示すが、タイプごと、また火山ごとにわずかな違いがあることが明らかとなった。また、今回は、一部の流紋岩ユニットに特徴的に含まれる玄武岩、安山岩―デイサイト包有物の全岩組成分析も行い、他のユニットとの比較検討を試みた（以下、３に示す)。

3.　流紋岩ユニットにおける包有物について

阿土山黒雲母流紋岩溶岩には玄武岩質包有物、および安山岩―デイサイト質包有物がしばしば含まれている。玄武岩質包有物については、Koyaguchi (1986)により議論されているが、後者については述べられていなかった。また本研究では実施していないが、南部の向山黒雲母流紋岩中には、安山岩―デイサイト質包有物が存在し、苦鉄質マグマと珪長質マグマとの混合（マグマ混合）を示す証拠として議論されてきた（Koyaguchi, 1986)。 本研究では、阿土山の包有物の分析値を加えて、EPMA による斜長石の An 値、かんらん石の Fo 値等の母岩等の組成と比較を行ってみた。分析数が必ずしも充分ではないため、組成の範囲を示したものが、図８１である。包有物のかんらん石の Fo 値は、若郷玄武岩のものに比べ、わずかに高い傾向があり、これは全岩化学組成等の結果（例えば REE）とも一致し、包有物のかんらん石がより primary なマグマからの生成を示唆していると言える。一方、斜長石組成の比較では、阿土山、向山流紋岩の安山岩―デイサイト質包有物は中間組成を示し、玄武岩質マグマと珪長質マグマとの混合で説明ができる。これは、包有物の組織観察からも示唆される。他方、化学組成図（図８２）では、安山岩―デイサイト包有物は、

玄武岩（および玄武岩質包有物）と新島の主体を占める流紋岩との単純な混合での生成は考えにくく、デイサイト組成の親マグマ（SiO_2 ~67-68%：地表では相当岩が未発見）との混合が推定される。これらの混合は、比較的深部で生じ、その混合マグマが上部の流紋岩マグマに混合（ミングリング）した結果が包有物としての産状に現われているものと考えられる。デイサイト質親マグマは、上記混合とは別に、流紋岩質各ユニットへ分化し、その結果、各種の流紋岩ユニットが生成されたものと推測される。

4.　マグマの長期的な変動など

新島火山の最初のマグマの活動が、少なくとも 50 ka 以前には始まっており、それ以降、断続的に噴火を続けてきた。特に 10 ka 以降には時間軸が明確になった部分もあり、噴出物の噴出率（190 x 10^9 kg/ka)なども提示されてきている（吉田，1992)。流紋岩質溶岩に含まれる、斑晶鉱物などの組み合わせや平衡温度の推定などから、新島および近辺の流紋岩類は、低温（および低圧）の条件で生成されたと考えられ、浅所のマグマ溜りからの噴出が推定される。これは、新島の流紋岩質マグマの組成変化とも関連し、時代と共に、わずかずつ浅所で低温のマグマの生成・噴出が生じたものと考えられる。今後のマグマ活動に関する詳細は現在検討中である。

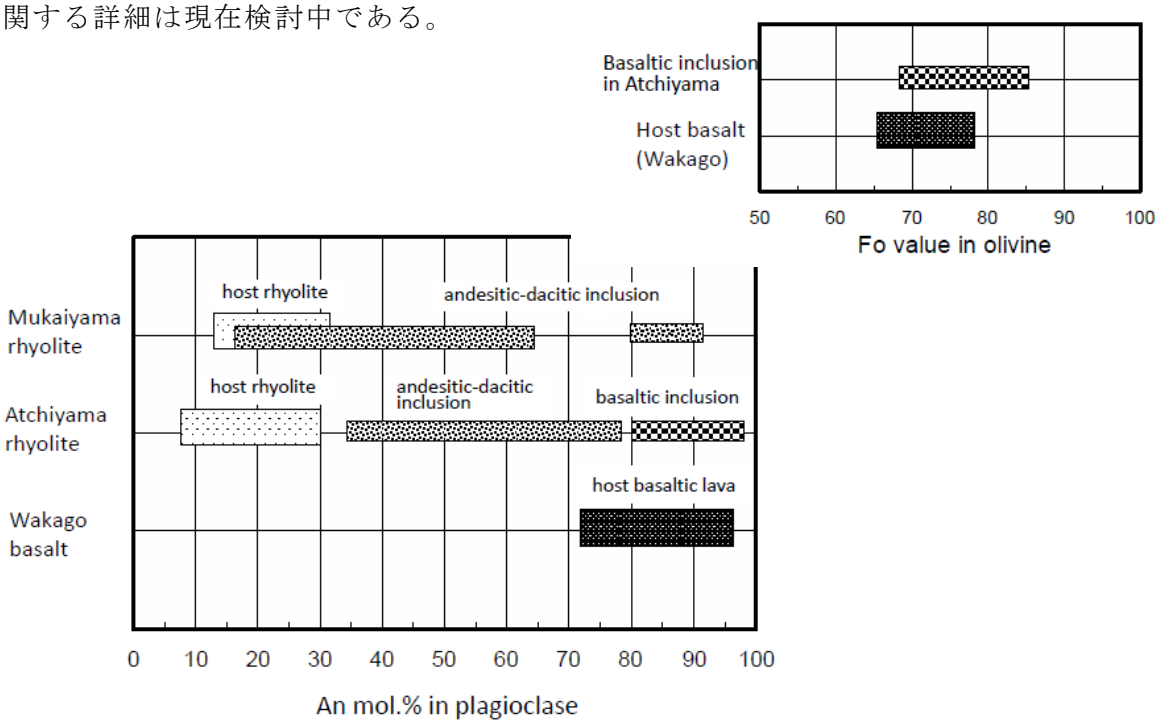


図８１　向山、阿土山における安山岩―デイサイト組成の包有物に含まれる鉱物の化学組成（阿土山産の玄武岩と若郷産のかんらん石の Fo 値、および向山、阿土山流紋岩ユニットにおける包有物の An 組成の比較）（Arakawa et al., 2019)。Koyaguchi (1986)から一部データ引用。

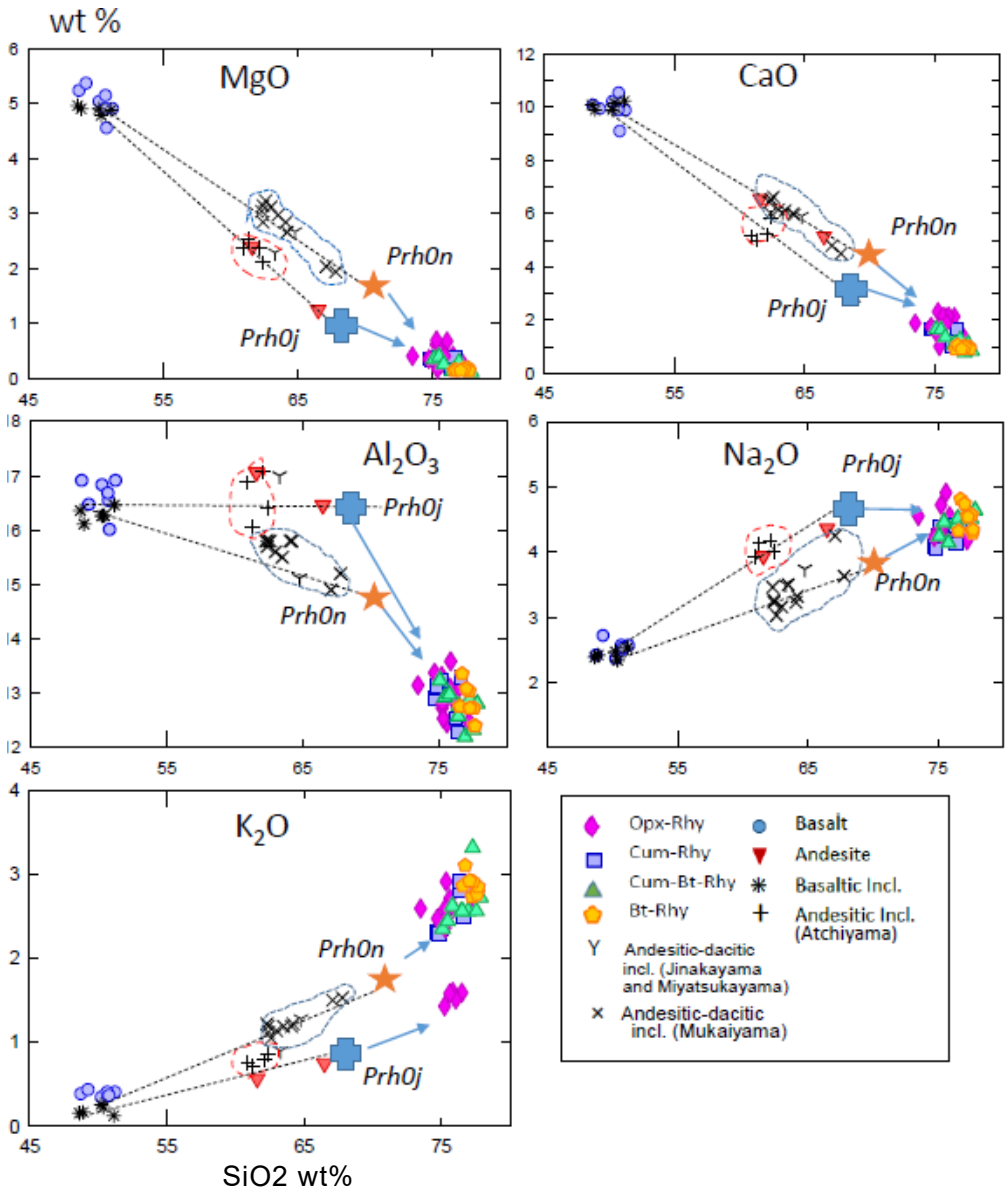


図８２　新島における、流紋岩、および少量の玄武岩、安山岩、さらに安山岩―デイサイト包有物の化学組成図。

安山岩―デイサイト包有物は、玄武岩（および玄武岩質包有物）と主体を占める流紋岩との単純な混合は考えにくく、デイサイト組成の親（Prh0n, Prhoj）マグマとの混合が推定される。Arakawa et al.（2019）から引用。

2) 大規模噴火データベースの整備（産業技術総合研究所）

大規模噴火のより定量的な時間推移を明らかにするために、歴史記録が残るVEI=3程度よりも大きな火砕噴火の推移を文献情報から取りまとめ、前年度までの結果と合わせて解析を行った。平成29年度までに取りまとめた主要な火砕噴火の事例は表７に示した34事例である。

平成30年度は、主に国内の歴史噴火のうち噴火推移が比較的よく記録されている10噴火（富士1707年、新燃岳1716年、桜島安永1779年、浅間1783年、桜島大正1914年、北海道駒ケ岳1929年、爺爺岳1973年、有珠山1977年、伊豆大島1986年、新燃岳2011年）について噴火推移情報を集積し、噴火推移を再検討したうえでこれまでに収集した国内外の火山における噴火パターンとの比較検討を行った。これらの噴火推移を表現するための「噴火推移図」を作成した。昨年までに作成した噴火推移図は、短時間の噴火極大時のピークを示すには適していたが、継続的な噴火の表現が困難であった。今年度新たに作成した噴火推移図は、昨年度までに試作したものに比較して継続的に噴火している期間がより正確に表現できている。

大規模火砕噴火の推移は、噴火強度が次第に増加して最盛期を迎えるパターンと、噴火開始後比較的速やかに噴火強度の最大に到達し、その後次第に噴火強度が減衰するパターン、および複数の噴火極大を持つパターンが認められる。

図８３に示した事例は、噴火強度が次第に増大し、数日～数か月かけて最盛期を迎えるパターンである。ここでは本タイプをC型（climbing type）と呼ぶ。このパターンには、国内では浅間1783年噴火や、新燃岳1716-17年噴火、伊豆大島1986年噴火など（図８３）が挙げられる。また噴火の初期には、小規模なマグマ水蒸気噴火などが認められることがある。小規模な水蒸気噴火～マグマ水蒸気噴火は、最盛期のプリニー式噴火の数年前から活発化する例も知られている（新燃岳1716年、2011年噴火など）。最盛期の後の噴火推移については記録が欠損している場合が多いため詳細なパターン分けは困難であるが、次第に噴火強度や頻度が低下して終息する場合や、顕著な噴火記録がなく比較的速やかに終息したと考えられる場合がある。噴火開始に先立つ異常現象（地震など）が比較的長期間にわたって継続する場合が多い。

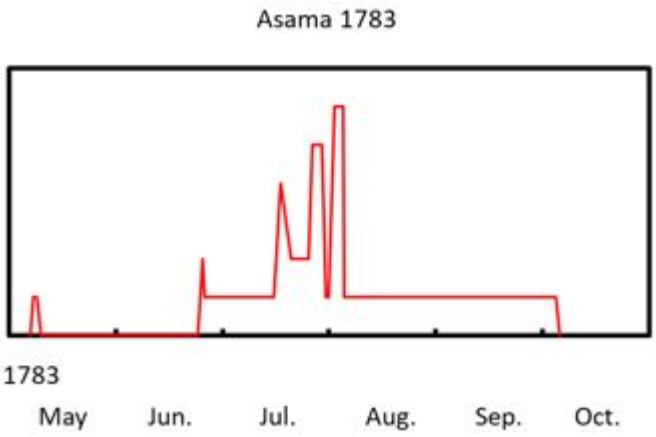


図８３－１　浅間1783年噴火の時間―噴火強度推移図。

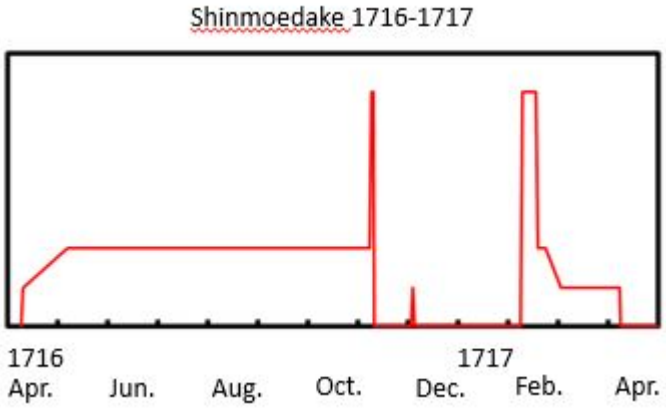


図８３－２　新燃岳1716-1717年噴火の時間―噴火強度推移図（やや長期）。

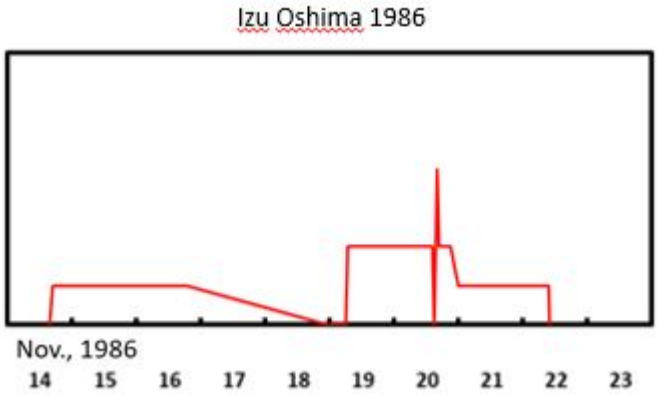


図８３－３　伊豆大島1986年噴火の時間―噴火強度推移図（やや短期）。

図８３　噴火時間推移と強度図（その１）。噴火強度がしだいに増加した後、火砕噴火のクライマックスを迎えるC型の噴火パターン。図の上から、浅間1783年噴火、新燃岳1716-17年噴火、伊豆大島1986年噴火の時間―噴火強度推移。

2つ目のパターンは、噴火の開始直後（半日以内）に噴火の最盛期を迎え、その後噴火強度が減衰するパターンである（図８４）。ここでは本タイプをD型（declining type）と呼ぶ。本パターンに分類された噴火には、次第に噴火強度や頻度が低下して終息する場合や､顕著な噴火記録がなく比較的速やかに終息したと考えられる場合がある｡富士宝永1707年噴火、桜島大正1914年噴火、有珠1977－78年噴火などが挙げられる。これらの噴火の場合、先駆する前兆現象、たとえば群発地震の発生は噴火開始から比較的短い継続時間の場合が多い。

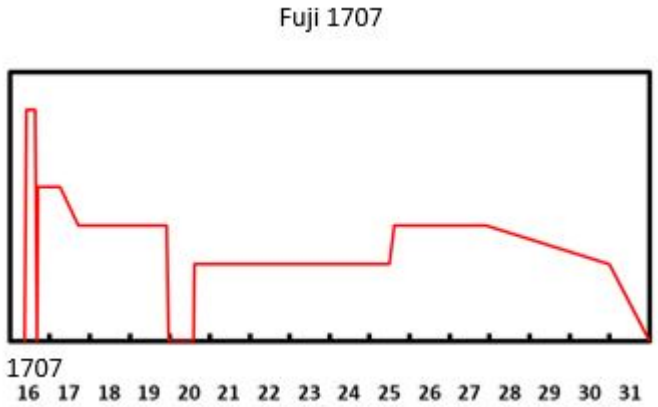


図８４-１　富士1707年噴火の時間―噴火強度推移図。

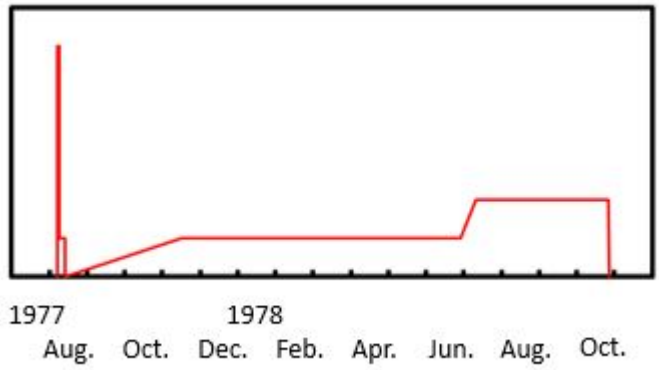


図８４-２　有珠1977-1978年噴火の時間―噴火強度推移図。

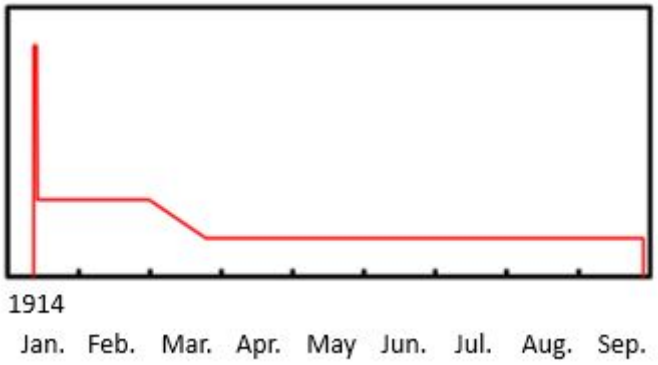


図８４-３　桜島1914年噴火の時間―噴火強度推移図。

図８４　噴火時間推移と強度図（その2）。火砕噴火のクライマックスが噴火の初期にあり、次第に減衰しながら終了するD型の噴火推移。図の上から、富士1707年噴火、有珠1977-78年噴火、桜島1914噴火の時間―噴火強度推移。

上記2種類の噴火タイプのほか、複数回の噴火極大イベントが噴火期間中にみられるタイプがあり、ここではその噴火パターンをM型（Multi-peaks type）とした。また、カルデラ形成噴火については別に区分した。

これらの分類に従って、噴火推移パターンと噴火火口の関係を考察した（図８５）。その結果、新たに火道を形成して噴火する側噴火（割れ目噴火）の場合には、すべての事例（5事例）がD型に区分されたのに対し、活発な噴気活動や噴火がみられる開放型火道からなる中心火道からの噴火（中心噴火）の場合、すべての事例（10事例）がC型あるいはM型に分類された。顕著な活動が見られない閉塞している火道からの中心噴火の場合、D型とC型が拮抗している（13事例）。また、4事例が分類されたカルデラ形成噴火の場合、すべてがC型に区分された。

本年度は、大規模噴火の活動推移に関するデータベース整備として、国内の 10 噴火について噴火推移の文献収集とその再検討を実施するとともに、噴火活動推移をイベントごとに再整理した。それにより比較的頻繁に噴火を繰り返していた山頂火口からの噴火の場合には、最盛期まで次第に噴火が活発化する場合が多く、数 100 年以上の休止期を挟む活動や、新たに割れ目火口を形成して噴火する場合には、噴火開始後ただちに最盛期を迎える活動となる場合が多いことが明らかになった。また歴史時代に発生した 4 事例のカルデラ形成噴火は、すべて次第に噴火が活発化するタイプの噴火によって形成されたことが明らかになった。

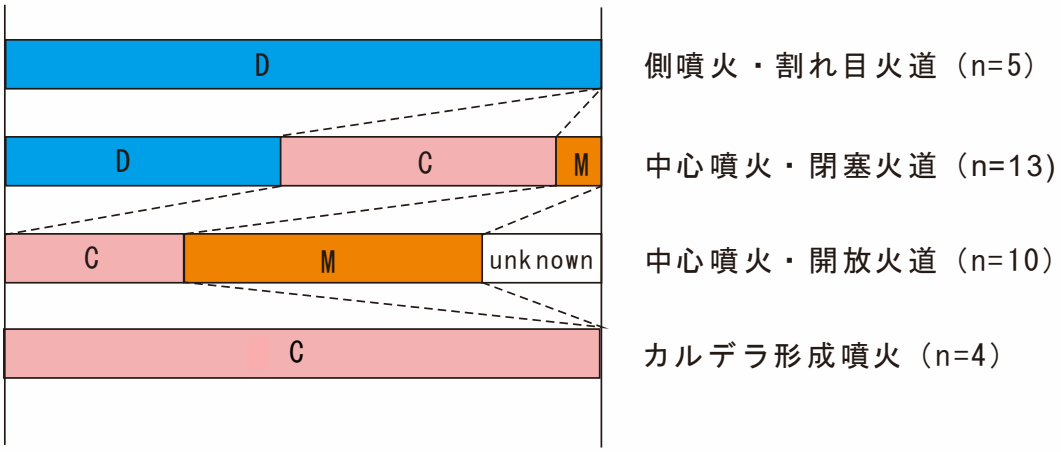


図８５　噴火火口と噴火推移パターンとの関係。C型：噴火強度が数日～数か月かけて増加し最盛期を迎えるパターン。D型：噴火の開始直後（半日以内）に噴火の最盛期を迎え、その後噴火強度が減衰するパターン。M型：噴火の全期間にわたって複数回の同規模の噴火ピークが認められる噴火。

表7　収集した34事例の噴火。

Area	Country	Volcano	Year (AD)	Year end	VEI	Long term	Eruption sequence	magma type	eruption site	openess of crater be	Note
Asia	Japan	Fuji	1707	1708	5	No	decending from peak	intermediate	lateral fissure	closed conduit	preceded by M8.4 earthquake
Asia	Japan	Sakurajima	1779	1782	4	Yes	decending from peak	intermediate	lateral fissure	closed conduit	followed by lava effusion
Asia	Japan	Sakurajima	1914	1914	4	Yes	decending from peak	intermediate	lateral fissure	closed conduit	followed by lava effusion
Asia	Japan	Izu-Oshima	1986	1986	3	Yes	decending from peak	mafic	lateral fissure	closed conduit	preceded by summit eruption
Pacific	New zealand	Tarawera	1886	1886	5	No	decending from peak	mafic	lateral fissure	closed conduit	
Europa	Iceland	Askja	1875	1875	5	No	climing to peak	felsic	summit crater	closed conduit	
north America	USA	Lassen Peak	1915	1915	3	No	climing to peak	felsic	summit crater	closed conduit	preceded by lava effusion
south America	Chili	Chaiten	2008	2008	4	No	climing to peak	felsic	summit crater	closed conduit	followed by lava dome building
Europa	Italy	Vesuvius	1944	1944	3	Yes	climing to peak	intermediate	summit crater	closed conduit	
south America	Chili	Cerro Azul	1932	1932	5	Yes	climing to peak	mafic	summit crater	closed conduit	
Asia	Japan	Usu	1977	1978	3	Yes	decending from peak	felsic	summit crater	closed conduit	followed by crypto-lava dome
Asia	Indonesia	Colo	1983	1983	3	Yes	decending from peak	intermediate	summit crater	closed conduit	
Asia	Japan	Hokkaido Komag	1929	1929	4	Yes	decending from peak	intermediate	summit crater	closed conduit	
Europa	Italy	Vesuvius	79	79	5	No	decending from peak	intermediate	summit crater	closed conduit	Caldera formation
Europa	Italy	Vesuvius	1631	1631	4	No	decending from peak	intermediate	summit crater	closed conduit	
north America	USA	Augustine	1976	1976	4	Yes	decending from peak	intermediate	summit crater	closed conduit	followed by lava effusion
central America	Guatemala	Santa María	1902	1902	6	No	unclear	intermediate	summit crater	closed conduit	preceded by M8.3 earthquake
central America	Mexico	El Chichon	1982	1982	5	No	multipeak?	intermediate	summit crater	closed conduit?	
Asia	Indonesia	Krakatau	1883	1883	6	Yes	climing to peak	felsic		closed conduit	Caldlera formation
Asia	Philippines	Pinatubo	1991	1991	6	No	climing to peak	felsic		closed conduit	Caldlera formation
Asia	Indonesia	Tambola	1812	1815	7	No	climing to peak	intermediate		closed conduit	Caldlera formation
north America	USA	Novarupta	1912	1912	6		unknown	felsic		closed conduit	Caldlera formation
Asia	Japan	Tiatia	1973	1973	4	No	unknown	mafic	lateral fissure	closed conduit?	
north America	USA	St.Helens	1980	1980	5	No	other	intermediate		closed conduit?	Preceded by sector collapse
south America	Chili	Puyehue-Cordor	2011	2012	5	Yes	multipeak	felsic	summit crater	open conduit	followed by lava effusion
Asia	Japan	Kirishima Shinmo	1916	1917	4	No	multipeak	intermediate	summit crater	open conduit	
Asia	Japan	Kirishima Shinmo	2011	2011	3	Yes	multipeak	intermediate	summit crater	open conduit	
central America	Guatemala	Fuego	1974	1974	4	Yes	multipeak	mafic	summit crater	open conduit	
central America	Mexico	Colima	1913	1913	5	Yes	multipeak?	mafic – intermediate	summit crater	open conduit	
Asia	Indonesia	Kelud	1990	1990	4	Yes	unclear	intermediate	summit crater	open conduit	
Asia	Indonesia	Kelud	2014	2014	4	Yes	unclear	intermediate	summit crater	open conduit	preceded by lava dome formation
Asia	Indonesia	Agung	1963	1963	5	Yes	climing to peak	intermediate	summit crater	openess of crater be	preceded by lava effusion
Asia	Japan	Asama	1783	1783	4	Yes	climing to peak	intermediate	summit crater	openess of crater before eruption	
south America	Chili	Hudson	1991	1991	5	No	climing to peak	mafic	summit crater		

3)　海外における噴火事例との比較研究（北海道大学）

１．　はじめに

アバチンスキー火山はカムチャツカ半島南部に位置する大型成層火山である（図８６）。噴火活動が非常に活発であり、最近では 2008 年に小規模噴火が発生している。また、僅か２５km の位置にカムチャツカ半島最大都市のペトロパブロフスク・カムチャツキーがあり、噴火災害が懸念されている火山でもある。このような現在活動している大型成層火山の噴火履歴・噴火推移履歴、マグマ供給系について明らかにすることは、富士山や羊蹄山といった国内の大型成層火山の現状の理解へ繋がり、将来活動およびそれに付随するであろう災害についての新たな知見を得ることが期待できる。アバチンスキー火山の火山学的・社会科学的背景を受け、他の研究プロジェクトとして、アバチンスキー火山に対する日本とロシアの２国間共同研究が平成 29 年度より実施されることとなった。現地研究者と共同で実施できるまたとない機会であり、本課題でも海外事例との比較研究として、アバチンスキー火山を対象に噴火履歴・噴火活動推移調査を実施することとした。

図８６　アバチンスキー火山の位置とペトロパブロフスク・カムチャツキーからみたアバチンスキー火山。（地図は google earth、写真はロシア科学アカデミー火山地震研究所 HP より引用）

２．　アバチンスキー火山の活動

カムチャツカ半島は、千島―カムチャツカ弧の北端に位置しており、北米プレートに太平洋プレートが北西方向に沈み込んでいる。この地域は長期間にわたり火山活動が活発で、その活動変遷および活動域から Sredinny Ridge (SR)・Central Kamchatka Depression (CKD)・Eastern Volcanic Front (EVF) の３つの火山帯に区分される。アバチンスキー火山は EVF に属する活火山である。標高 2,741m の典型的な大型成層火山であり、玄武岩～安山岩質マグマの活動で特徴づけられる。約３万年前の山体崩壊により、馬蹄形カルデラが形成され、その後はそのカルデラ内で活動が継続された。完新世の活動は大きく２つの活動期に区分される。約 7,200-3,500 年前は、安山岩質マグマによる爆発的なプリニー式噴火を繰り返し、頻繁に火砕流を流下させた。約 3,500 年前以降になると、玄武岩質安山岩マグマ主体となり、爆発的噴火と溶岩流出を繰り返し、現在の山体である火砕丘を形成し

た。噴火の記録は西暦 1737 年から残っており、現在まで計 14 回記録されている。最も大規模な噴火は 1945 年の噴火（0.25 km^3：VEI=4）であり、その火砕物はペトロパブロフスク・カムチャツキーにも及んだ。最直近の主要な噴火は 1991 年に起き、山頂火口からの爆発的噴火の後、溶岩噴出に移行し、溶岩が火口から溢れ標高 1,896m まで流下した。また、同時期に泥流も発生しており、約 5km 流下している。

３．　結果と考察

アバチンスキー火山の過去数千年間の噴火史と最新噴火の噴火様式を解明することを目的とし、現地調査を行った。火山体東北麓などで多数のアバチンスキー火山由来のテフラを複数枚確認した（図８７a・８７ｂ）。この結果は、アバチンスキー火山が過去数千年間に非常に高頻度で噴火活動を継続していたこと、その多くが比較的規模が大きかったことを示す。このことは、約 3,500 年間という短い期間で標高 2,700m 超の山体を形成したというこれまでの研究結果と調和的である。また、1991 年噴火については、爆発的なストロンボリ式噴火の後、溶岩流出へと至る噴火推移を確認した（図８７ｃ・８７ｄ）。山頂でのストロンボリ式噴火および溶岩流出を繰り返す特徴は羊蹄山の最新期の活動でも確認されており、大型成層火山の噴火活動推移の共通点であることを確認できた。

限られた日数の野外調査ではあったが、大型成層火山の活動履歴・噴火活動推移の特徴を把握することができた。残念ながら、現地調査は現地の研究者の都合もあり、次年度以降さらに進めるのは難しい状況となっている。今後は現地調査で採取した噴出物について、物質科学的特徴を明らかにし、マグマ供給系と噴火活動推移との関係を明らかにする予定である。また、その結果と国内の成層火山の活動についての共通プロセスを明らかにするために、羊蹄山について最新期の活動の噴火履歴・噴火活動推移履歴の詳細を明らかにしていく。さらに、海外における噴火事例との比較研究として、詳細な噴火推移が分かっているフィリピンのピナツボ火山 1991 年噴火に焦点をあて、物質科学的解析を進める予定である。

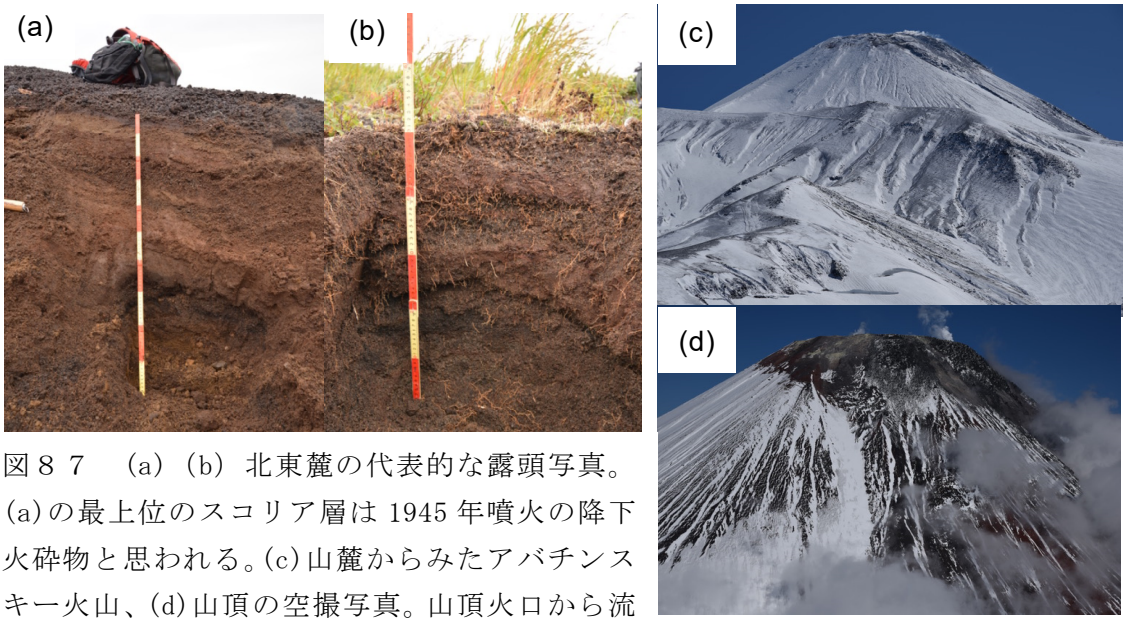


図８７　(a)（b）北東麓の代表的な露頭写真。(a)の最上位のスコリア層は 1945 年噴火の降下火砕物と思われる。(c)山麓からみたアバチンスキー火山、(d)山頂の空撮写真。山頂火口から流下する溶岩流が観察できる。

4)　マグマ変遷解析センターの整備と分析技術開発（北海道大学）

昨年度に引き続き、北海道大学の既存設備を集約した「マグマ変遷解析センター」を整備し、電子顕微鏡や質量分析装置での分析精度の向上や、全真空型フーリエ変換赤外分光光度計顕微システムを用いた超低濃度揮発性成分の分析法の開発・確立を行った。また、参加機関の研究者・大学院生の利用受入れを継続し、本年度は３機関計１４名の利用があった。以下、本年度開発したマグマ含水量の推定手法およびU－Th放射非平衡の測定法について述べる。

○直方輝石を用いたマグマ含水量の推定方法の開発

かんらん石、輝石、斜長石など多くの斑晶鉱物は、化学式の中に OH 基を含まない無水鉱物である。しかし実際は、マグマ中に存在する水が不純物として結晶中に取り込まれる性質があり、その量はメルト含水量に比例する。そのため、鉱物の含水量を測定することできれば、比例定数（分配係数）からメルト含水量を推定することが可能となり、溶解度則を組み合わせることで、噴火前のマグマの圧力（深度）を推定することができるようになる。本年度、顕微 FTIR を用いて直方輝石斑晶中の含水量測定に着手したので、現状を報告する。

１．直方輝石の赤外吸収スペクトル

予察分析の対象として、46 ka 支笏カルデラ形成噴火の噴出物中の直方輝石斑晶を用いた。図８８は、直方輝石の典型的な赤外吸収スペクトルである。2800~3700 cm^{-1} に複数の吸収ピークが現れており、OH が存在することを確認できる。スペクトルとベースライン（４次多項式）で囲まれる部分の面積（吸光度面積）を測定し、拡張ランベルトベール則と Bell et al.（1995）の定数を用いることで、輝石含水量を計算することができる。

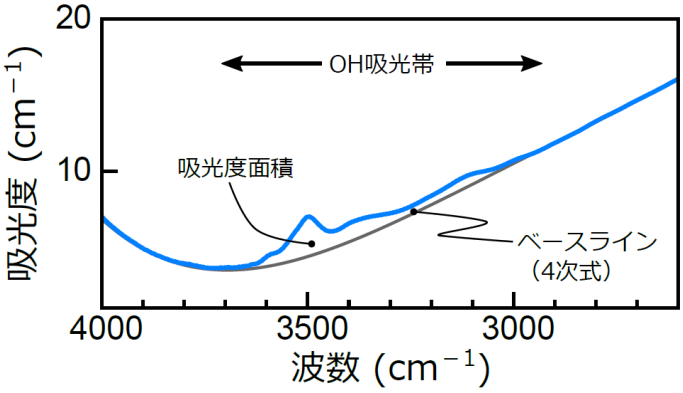


図８８　直方輝石の赤外吸収スペクトル（自然光）。

２．OH 濃度空間不均質の検査

噴火の際、周囲のメルトの脱ガスに伴って輝石斑晶も脱ガスし、斑晶内で OH 濃度分布に不均質が生じる可能性がある。そこで、複数の直方輝石粒子を対象に含水量の空間濃度分布を調べた結果、すべての輝石粒子中で含水量は概ね均質であり、斑晶の周縁部・外縁

部を問わずほぼ一定であることが判明した（図８９）。したがって、直方輝石斑晶は噴火時に脱ガスを経験しておらず、オリジナルのマグマ溜まりの含水量を反映している保持していると考えられる。

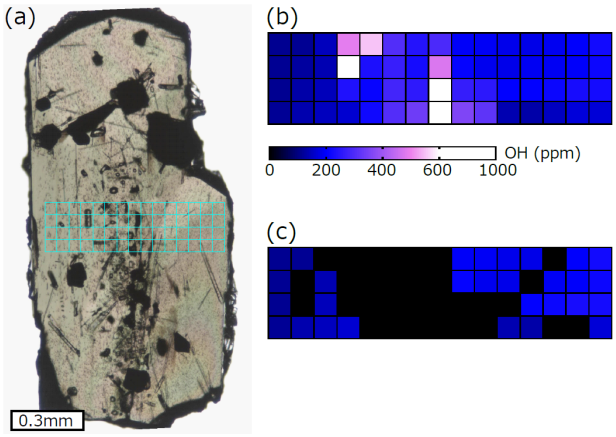


図８９　直方輝石斑晶内の OH 濃度空間分布。(a)：直方輝石中のマッピング分析位置。ビームサイズは 50 μm × 50 μm。(b)：見かけの OH 濃度。包有物（メルト、鉱物）のあるところは値が高く出ている。(c)：クリアな部分のみの含水量。黒塗りは包有物のある部分。

３．マグマ溜まりの圧力

計 10 個の直方輝石斑晶について両面研磨薄片を作製し、包有物などの異物を含まない部分の含水量を分析した。その結果、直方輝石の含水量は平均 111 ± 29 ppm であった（表８）。直方輝石―メルト間分配係数（0.003, Dobson et al. 1995; Grant et al., 2007）を用いると、メルト含水量は 3.7 ± 1.0 wt%となった。流紋岩質メルトに対する溶解度則（Liu et al., 2005）を用いると、マグマ溜まり圧力は 84 ± 42 MPa となった。圧力の幅は、マグマ溜まりの深さ方向の幅（厚さ）を反映しているものと考えられる。

表８　Opx 斑晶の分析結果。

Opx	OH濃度(ppm)	メルト含水量(wt%)	H_2O飽和圧力(MPa)	飽和深度 (km)	コアのMg#
bibi-9 a01	98.1	3.21	62.5	2.77	47.1
bibi-9 a02	77.2	2.57	41.8	1.85	51.7
bibi-9 a03	113.0	3.78	83.9	3.72	45.9
bibi-9 a04	111.0	3.71	81.1	3.60	48.3
bibi-9 a06	78.5	2.62	43.3	1.92	48.2
bibi-9 a07	107.0	3.57	75.7	3.36	46.5
bibi-9 a08	98.6	3.29	65.3	2.90	44.5
bibi-9 a09	151.0	5.05	141.6	6.28	42.8
bibi-9 y01	170.0	5.67	175.0	7.76	50.7
bibi-9 y02	108.0	3.60	76.9	3.41	45.4

４．発展性

直方輝石斑晶は、苦鉄質マグマ～珪長質マグマまで幅広い組成のマグマに斑晶として含まれる鉱物である。したがって、直方輝石を用いてマグマ含水量を決定する方法を確立しておけば、将来、さまざまな火山に応用することが可能となり、噴火研究が進むと期待される。

○U－Th 放射非平衡の測定法の確立

U－Th 放射非平衡法は、適切な火山噴出物試料に対して適用することで、現在から遡って約 1～40 万年前のマグマプロセスに時間軸を挿入したり、噴出年代の推定を行ったりすることが可能であるため、特に課題Ｃの研究の遂行において非常に有用なツールとなる。そこでマグマ変遷解析センターでは、平成 30 年度は主に U－Th 放射非平衡の測定法の確立を行った。

(1)U－Th放射非平衡の原理

長寿命の放射性核種である ^{238}U から始まる放射壊変は、いくつかの元素を経て ^{206}Pb へと至る。この放射壊変系列において、娘核種の半減期が親核種の半減期よりもはるかに短いという条件を満たす親核種・娘核種のペアについて定常状態が成立していれば、両者の放射能が等しくなる。この場合、岩石やマグマの組成は図９０の equiline 上に乗る（例えば◆印）。しかし、なんらかの過程で親核種と娘核種の分別が引き起こされると放射平衡が崩れる（図９０の A_0, B_0）。そして娘核種の半減期の約 6 倍程度の時間をかけて、再び放射平衡へと戻ろうとする（図９０）。そこで、この「放射平衡への戻り具合」を利用して、年代測定を行うことができる（^{230}Th の半減期は約 7 万 5 千年である）。

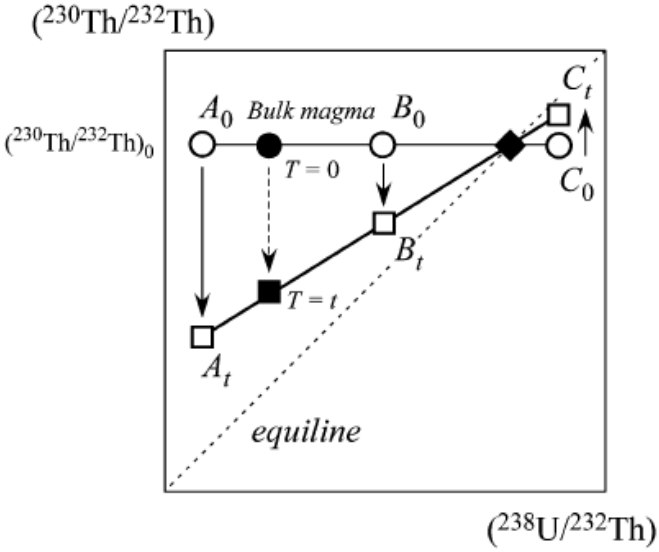


図９０　U－Th equiline 図（栗谷，2007)。括弧内の比は放射能比を表す。

(2) U－Th 放射非平衡の分析法の確立

U－Th 放射非平衡を測定するためには、対象とする試料（鉱物や全岩など）の ^{230}Th/^{232}Th 比（図９０の縦軸）と ^{238}U/^{232}Th 比（図９０の横軸）を精密に決定する必要がある。そのためには、珪酸塩試料からの U と Th の化学分離方法の確立、分析装置での Th 同位体比の測定法の確立、分析装置での U/Th 比の測定法の確立、が必要となる。

岩石試料からのUとThの化学分離法については Yokoyama et al. (1999)などに従って確立し、ほぼ100%の回収率が達成されたことが確認された。Th同位体比（$^{230}Th/^{232}Th$）の測定法については、マグマ変遷解析センター（北大）のマルチコレクタ型質量分析計（MC-ICP-MS; Neptune-plus）にRPQフィルターを装着することで、^{232}Thの^{230}Thへのテーリングの効果を低減させた（図９１）。また脱溶媒システム（Aridus）を使用することで、例えば20 ppb のTh溶液試料について、^{232}Thが47Vのビーム強度を得られることが確認できた。その結果、($^{230}Th/^{232}Th$) 比について約0.3%の繰り返し再現性での測定が可能となった。U/Th比の測定法については、スパイク物質を用いた同位体希釈法による測定ができないため、マグマ変遷解析センターの誘導結合プラズマ質量分析計（ICP-MS; X-series）で測定する方法についての検討を行った。その結果、例えば JB-3 については0.3665+/-0.0031 (n=10)との結果が得られ、繰り返し再現性は0.9%であった。

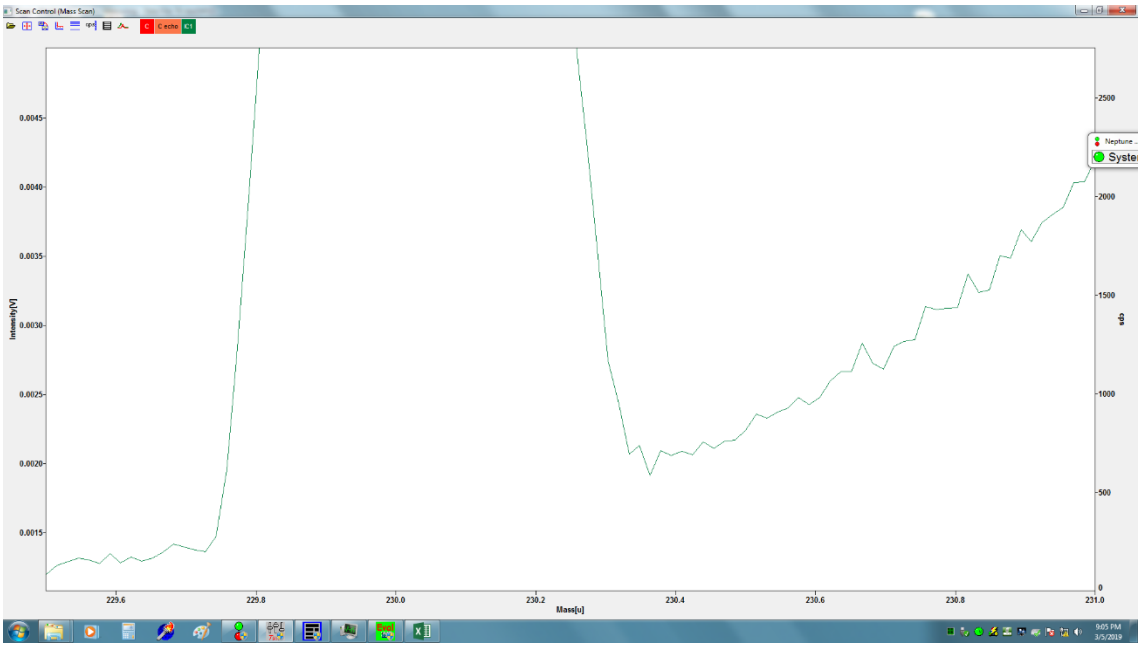


図９１　質量数230付近の mass scan の結果。RPQ-filterの装着により^{232}Thのテーリングが大幅に低減されている。

参考文献

栗谷　豪（2007）ウラン系列短寿命核種を用いた地殻下におけるマグマ進化の時間スケールの解明：研究の現状と課題．火山　52: 71-78.

Yokoyama, T., Makishima, A. & Nakamura, E. (1999). Separation of thorium and uranium from silicate rock samples using two commercial extraction chromatographic resins. Analytical Chemistry 71, 135-141.

5) ボーリングコア試料の保管・管理システムの構築（防災科学技術研究所・北海道大学）

本課題の研究手法の１つであるボーリング掘削調査のために、国立研究開発法人防災科学技術研究所（協力機関）とともに、ボーリングコア試料の保管・管理システムの構築準備を引き続き実施した。そして関係機関による試料の保管・管理システムとその試料の利活用システム構築のための「第２回火山 PJ 地質学分野作業部会」を平成 30 年 4 月 4 日に開催した。次年度以降、各機関で管理しているコア試料を整理し、今後は防災科学技術研究所に集約する方向で具体的に調整していくことが確認された。

(c) 結論ならびに今後の課題

本年度、各参加機関および協力機関は、それぞれの研究課題について精力的に研究を行い、上記のとおり多くの成果を得ることができた。全体として予想どおりに、順調に研究が遂行していると考えられる。次年度以降も、まずは個々の機関の研究成果の積み重ねが必要であるが、対象火山が多く現状の研究体制ではそれぞれの火山で十分な成果を得ることは容易ではない。協力機関の追加や基礎的地質調査の外注などの検討に加えて、重点火山の見直しを行うことでの研究の集中が重要であろう。さらに人材育成コンソーシアムと連携し、地質・物質科学の博士課程大学院生を育て、RA として本サブ課題に参画させることも重要である。それに加え、今後は C-2 課題内での協力体制を更に強化し、参加機関および協力機関で、サブ課題全体の研究成果と今後の研究の方向性を共有することが重要である。それに加えて、サブ課題 C-1 と C-3 との連携も本格化させ、課題 C 全体の研究集会の実施など具体化させることが必要となると考えている。

(d) 引用文献

なし

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Oishi, M., Nishiki, K., Geshi, N., Furukawa, R., Ishizuka, Y., Oikawa, T., Yamamoto, T., Nanayama, F., Tanaka, A., Hirota, A., Miwa, T. and Miyabuchi, Y.	Distribution and mass of tephra-fall deposits from volcanic eruptions of Sakurajima Volcano based on posteruption surveys	Bulletin of Volcanology, 80, 42	2018 年 4 月 1 日

及川輝樹・萬年一剛・下司信夫・中野俊	Recent eruptions in Japanese Islands	地質学雑誌，124, I-II	2018年4月15日
及川輝樹・大場司・藤縄明彦・佐々木寿	水蒸気噴火の地質学的研究	地質学雑誌，124, 231-250	2018年4月15日
伊藤順一・濱崎聡志・川辺禎久	岩手火山における最近 1 万年間の爆発的噴火履歴の再検討：水蒸気噴火とマグマ噴火の時空間的関連	地質学雑誌，124, 271-296	2018年4月15日
Matsumoto, A., Hasegawa, T., Nakagawa, M.	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	2018年4月
長谷川健・松本亜希子・東宮昭彦・中川光弘	大規模カルデラ形成噴火と活動的後カルデラ火山：北海道南西部，洞爺カルデラと有珠火山の地質概説および露頭紹介	地学雑誌，127(2), 289-301	2018年4月
長谷川健・望月伸竜・大岩根尚	堆積物から超大規模噴火の継続時間を読み取る方法	地学雑誌，127(2), 273-288	2018年4月
中川光弘・宮坂瑞穂・富島千晴・松本亜希子・長谷龍一	支笏湖南方地域の火口近傍堆積物層序からみた46 ka支笏カルデラ形成噴火推移	地学雑誌，127(2), 247-271	2018年4月
宮坂瑞穂・中川光弘	支笏火山60 ka社台噴火の噴火推移	地学雑誌，127(2), 229-246	2018年4月

石毛康介・中川光弘・石塚吉浩	北海道中央部，旭岳の形成史:特に完新世，後期活動の水蒸気噴火履歴および噴火様式について	地質学雑誌，124(4), 297-310	2018年5月1日
Kanamaru, T., Suganuma, Y., Oiwane, H., Miura, H., Miura, M., Okuno, J., Hayakawa, H	The weathering of granitic rocks in a hyper-arid and hypothermal environment: A case study from the Sør-Rondane Mountains, East Antarctica	Geomorphology, 317, 62-74	2018年5月17日
Kaneko, T., Takasaki, K., Maeno, F., Wooster, M.J. and Yasuda, A.	Himawari-8 infrared observations of the June-August 2015 Mt Raung eruption, Indonesia	Earth Planets Space, 89	2018年5月25日
Aka, F.T., Hasegawa, T., Nche, L.A., Asaah, A.N.E., Mimba, M.E., Teitchou, I., Ngwa, C., Miyabuchi, Y., Kobayashi, T., Kankeu, B., Yokoyama, T., Tanyileke, G., Ohba, T., Hell, J.V., Kusakabe, M.	Upper Triassic mafic dykes of Lake Nyos, Cameroon (West Africa) I: K-Ar age evidence within the context of Cameroon Line magmatism, and the tectonic significance	Journal of African Earth Sciences, 141, 49-59	2018年5月
草津白根山降灰・噴石合同調査班（石﨑泰男（代表著者）・石塚吉浩・大場武・亀谷伸子・関口悠子・谷口無我・寺田暁彦・長井雅史・古川竜太・本多亮・前野深・南裕介・簗田高広・吉本充宏）	本白根2018年1月23日噴火の火口及びその近傍での降灰・噴石調査	第141回火山噴火予知連絡会資料(その２)，97-110	2018年6月20日

Oizumi, R., Ban, M. and Iwata, N.	Evolution history of Gassan volcano, northeast Japan arc	Open Journal of Geology, 8, 647-661	2018年7月13日
中川光弘・宮坂瑞穂・三浦大助・上澤真平	南西北海道, 石狩低地帯におけるテフラ層序学：支笏ー洞爺火山地域の噴火履歴	地質学雑誌, 124(7), 473-489	2018年7月
廣瀬亘・川上源太郎・長谷川健・林圭一・渡辺真人	網走地域の地質	５万分の一地質図幅および説明書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 66p	2018年7月
前野深・安田敦・中野俊・吉本充宏・大湊隆雄・渡邉篤志・金子隆之・中田節也・武尾実	噴出物から探る西之島の新火山島形成プロセス	海洋理工学会誌, 24, 1, 35-44	2018年8月30日
武尾実・大湊隆雄・前野深・篠原雅尚・馬場聖至・渡邉篤志・市原美恵・西田究・金子隆之・安田敦・杉岡裕子・浜野洋三・多田訓子・中野俊・吉本充宏・高木朗充・長岡優	西之島の地球物理観測と上陸調査	海洋理工学会誌, 24, 1, 45-56	2018年8月30日
Kuritani, T., Yamaguchi, A., Fukumitsu, S., Nakagawa, M., Matsumoto, A., Yokoyama, T.	Magma plumbing system at Izu-Oshima Volcano, Japan: constraints from petrological and geochemical analyses	Frontiers in Earth Science, 6, 178	2018年10月30日
Furukawa, K., Uno, K., Kanamaru, T.	Structural variation and the development of thick rhyolite lava: A case study of the Sanukayama rhyolite lava on	Journal of Volcanology and Geothermal Research, 369, 1-20	2018年11月7日

	Kozushima Island, Japan		
及川輝樹	過去から学ぶ火山災害の実態	建築防災, 491, 3-10	2018年12月1日
伊藤順一	御嶽山噴火の教訓と噴火予測の現状—過去の火山活動から学ぶ危険予知−	日本旅行医学会学会誌, 13 (1), 45-51	2018年12月25日
Nanayama, F. and Maeno, F	Evidence on the Koseda coast of Yakushima Island of a tsunami during the 7.3 ka Kikai caldera eruption	Island Arc, 28, e12291	2018年12月27日
Nishi, Y., Ban, M., Takebe, M., Álvarez-Valero, M. A, Oikawa, T. and Yamasaki, S.	Structure of the shallow magma chamber of the active volcano Mt. Zao, NE Japan: Implications for its eruptive time scales	Journal of Volcanology and Geothermal Research, 371, 137-161	2019年1月5日
Yoshimura, S., Kuritani, T., Matsumoto, A., Nakagawa, M.	Fingerprint of silicic magma degassing visualised through chlorine microscopy	Scientific Reports 9, 786, doi:10.1038/s41598-018-37374-0	2019年1月29日
Maeno, F., Nakada, S., Yoshimoto, M., Shimano, T., Hokanishi, N., Zaennudin, A. and Iguchi, M.	Eruption pattern and a long-term magma discharge rate over the past 100 years at Kelud Volcano, Indonesia	Journal of Disaster Research, 14, 27-39	2019年2月1日
Nakada, S., Maeno, F., Yoshimoto, M., Hokanishi, N., Shimano, T., Zaennudin, A. and Iguchi, M.	Eruption scenarios of active volcanoes in Indonesia	Journal of Disaster Research, 14, 40-50	2019年2月1日

Nakamura, H., Iwamori, H., Nakagawa, M., Shibata, T., Kimura, J., Miyazaki, T., Chang, Q., Vaglarov, B.S., Takahashi, Hirahara, Y.	Geochemical mapping of slab-derived fluid and source mantle along Japan arcs	Gondwana Research, 70, 36-49	2019 年 2 月 12 日
Arakawa, Y., Endo, D., Oshika, J., Shinmura, T., Ikehata, K.	High-silica rhyolites of Niijima volcano in the northern Izu-Bonin arc, Japan: Petrological and geochemical constraints on magma generation and supply	Lithos, 303-331, 223-237	2019 年 2 月 20 日
井村匠・大場司・中川光弘	噴出物中の熱水変質鉱物の特徴：十勝岳火山噴出物の例	地質学雑誌，125(3), 203-218	2019 年 3 月 1 日
高橋正樹・安井真也・金丸龍夫・山下大輔	浅間前掛火山テフラ・トレンチ調査により得られた降下軽石の全岩主化学組成—浅間前掛火山における最近 1 万年間のマグマ主化学組成の時間変化—	日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要，54, 143-172	2019 年 3 月 1 日
安井真也・高橋正樹・金丸龍夫	浅間火山火車岩屑なだれ堆積物の再発見—浅間家畜育成牧場と周辺地域の火山地質—	日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要，54, 123-142	2019 年 3 月 1 日
宮縁育夫	阿蘇火山におけるマグマ水蒸気噴火堆積物および 2016 年斜面崩壊に関連する堆積物の X 線回折分析	九州大学中央分析センター報告，36, 17-23	2019 年 3 月 5 日

Matsumoto, A. and Nakagawa, M.	Reconstruction of the eruptive history of Usu volcano, Hokkaido, Japan, inferred from petrological correlation between tephras and dome lavas	Island Arc, 28, e12301	2019年3月14日
[取材対応者] 中川光弘	[マスコミ報道] 地域の話題「雌阿寒岳の火山防災について」講演会取材	北海道新聞　日刊	2018年7月12日掲載
[取材対応者] 及川輝樹	[マスコミ報道] 御嶽山噴火の現地調査に関連したコメント	信濃毎日新聞	2018年9月24日掲載
[取材対応者] 中川光弘	[マスコミ報道] 「1988 年十勝岳噴火から 30 年を迎えて」取材放映	NHK札幌　道内のニュース　18：10	2018 年 12 月 10 日放映
[取材対応者] 中川光弘	[マスコミ報道] 「草津白根山噴火から１年〝ノーマーク火口〟他にも」取材放映	NHK　ニュース 7：00	2019年1月23日放映
[取材対応者] 吉村俊平	[マスコミ報道] 北大、マグマの変化の仕組み解明　気泡つながりガス消滅	日刊工業新聞	2019 年 2 月 1 日掲載
Tsukasa Ohba, Keita Ito, Takumi Imura, and Yusuke Minami	Eruptive products from hydrothermal systems beneath active volcanoes（ポスター発表）	EGU General Assembly 2018, Vienna, Austria	2018年4月13日国際
Syahreza Angkasa, Tsukasa Ohba, Mirzam Abdurachman, Iwan	Altered ash particles mineralogy from Mt. Tangkuban Parahu volcanic products,	EGU General Assembly 2018, Vienna, Austria	2018年4月13日国際

Setiawan, and Mega Rosana	Indonesia: constraint on the sub-volcanic hydrothermal system （ポスター発表）		
林信太郎	ポップコーン爆発実験－突発的な水蒸気噴火のための防災教育用素材－（口頭発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内
佐藤鋭一・和田恵治	雌阿寒岳，阿寒富士のマグマ供給システム（ポスター発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内
和田恵治・佐藤鋭一・石塚吉浩	雌阿寒岳，最近 1000 年間の噴火履歴とマグマ供給系（ポスター発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内
岸本博志・長谷川健・中川光弘	北海道東部，摩周火山東麓のボーリングコア記載とその特徴（ポスター発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内
長谷川健・望月伸竜・大岩根尚	鬼界カルデラ形成噴火における時間間隙：古地磁気方位と地磁気永年変化からの推定（口頭発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内
西勇樹・伴雅雄・及川輝樹・山﨑誠子	蔵王火山・五色岳南部火砕岩類について（口頭発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内
伊藤直人・伴雅雄	蔵王火山、熊野岳山頂溶岩及び火砕岩類における噴火史とマグマ組成変化（ポスター発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内

前野深	鬼界カルデラにおける 7.3 ka 超巨大噴火のクライマックスに至るまでの時間スケール（口頭発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内
草野有紀・石塚吉浩	トレンチ調査からみた日光白根山 6 世紀以降の噴出物 （ポスター発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内
及川輝樹	頻発する水蒸気噴火（口頭発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内
安井真也・高橋正樹・金丸龍夫	High resolution stratigraphy of pyroclastic fall deposits of Asama-Maekake volcano since 10ka based on trenching and 14C datings -1- : Result of trenching and tephra-stratigraphy, Japan（口頭発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内
高橋正樹・安井真也・金丸龍夫	High resolution stratigraphy of pyroclastic fall deposits of Asama-Maekake volcano since 10ka based on trenching and 14C dating: 2 Eruptive history and type of pumice eruption （口頭発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 20 日 国内

H. Taniuchi, T. Kuritani, M. Nakagawa	Generation of mixed calc-alkaline andesite: A case study at Rishiri volcano, Northern Hokkaido（口頭発表）	JpGU-AGU Joint Meeting 2018, Chiba	2018年5月21日 国際
望月伸竜・長谷川健・中川光弘	支笏カルデラ噴火堆積物の古地磁気学的測定：大規模噴火堆積物の時間間隙の推定へ向けて（口頭発表）	日本地球惑星科学連合2018年大会，千葉	2018年5月21日 国内
S. Tanoue, K. Ozawa, T. Iizuka, T. Kuritani, M. Nakagawa	Generation condition of primary magmas in the Hidaka metamorphic belt constrained by the Nikanbetsu gabbro complex（ポスター発表）	JpGU-AGU Joint Meeting 2018, Chiba	2018年5月21日 国際
伴雅雄・木村純一・高橋俊郎・鵜沢由香・大場司・藤縄明彦・林信太郎・吉田武義・宮崎隆・Chan Qing・仙田量子・Vaglarov Bogdan・巽好幸	下部地殻マグマプロセス：東北日本第四紀フロント火山の同位体組成からの検討（口頭発表）	日本地球惑星科学連合2018年大会，千葉	2018年5月21日 国内
前野深・中田節也・吉本充宏・嶋野岳人・Zaennudin, A.・Oktory, P.	インドネシア・スメル火山の噴火履歴と事象系統樹（口頭発表）	日本地球惑星科学連合2018年大会，千葉	2018年5月21日 国内
中川光弘・前野深・松本亜希子	薩摩硫黄島での火山体掘削調査：鬼界アカホヤ噴火(K-Ah 噴火)の噴火準備過程解明を目指して（口頭発表）	日本地球惑星科学連合2018年大会，千葉	2018年5月22日 国内

池永有弥・前野深・安田敦	伊豆大島安永噴火における層序の再構築と噴出物組成の時系列変化（口頭発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 22 日 国内
荒川洋二・遠藤大介・池端慶・大鹿淳也・新村太郎	伊豆弧、新島火山における流紋岩類のマグマの生成と分化過程に関する岩石学的、地球化学的研究（ポスター発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 23 日 国内
大場司	ニュース映像から推定した本白根噴火のエネルギー量（ポスター発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 23 日 国内
栗谷豪・山口梓・福光さゆき・中川光弘・松本亜希子・横山哲也	伊豆大島火山の近年のマグマ供給系（ポスター発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 23 日 国内
七山太・渡辺和明・重野聖之・石井正之・長谷川健・内田康人・石渡一人	野付崎バリアースピッツの現行過程から読み解く過去と未来（口頭発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 23 日 国内
及川輝樹・前野深・宮縁育夫・長井雅史・嶋野岳人・古川竜太・成尾英仁・中田節也・池永有弥・三輪学央・入山宙・中野俊・石塚吉浩・田島靖久	霧島火山新燃岳 2017 年噴火の降灰量（ポスター発表）	日本地球惑星科学連合 2018 年大会，千葉	2018 年 5 月 23 日 国内
Y. Yanagida, M. Nakamura, A. Yasuda, T. Kuritani, M. Nakagawa, T. Yoshida	Hydrous magma differentiation in deep crust recorded in melt inclusions in hornblende-bearing cumulate xenoliths from Ichinomegata Maar, NE Japan（ポスター発表）	JpGU-AGU Joint Meeting 2018, Chiba	2018 年 5 月 24 日 国際

M. Nakagawa, A. Matsumoto, M. Iguchi	Petrological monitoring of the eruptive activity since AD 2006 of Sakurajima volcano, Japan（口頭発表）	JpGU-AGU Joint Meeting 2018, Chiba	2018年5月24日 国際
A. Matsumoto, M. Nakagawa, M. Amma-Miyasaka, M. Iguchi	Preeruptive magmatic process inferred from compositional zoning of pyroxenes: In the case of Sakurajima volcano, Japan（ポスター発表）	JpGU-AGU Joint Meeting 2018, Chiba	2018年5月24日 国際
Sato, M. and Ban, M.	Pre-eruptive processes of Goshikidake pyroclastic rocks unit 4-5 deposits, Zao volcano, Japan: Zoning profiles of orthopyroxene phenocrysts（ポスター発表）	JpGU-AGU Joint Meeting 2018, Chiba	2018年5月24日 国際
Shibuya, H., Haruta, A., Mochizuki, N. and Miyabuchi, Y.	Paleomagnetic directions of 3-5 ka basaltic volcanoes in the Aso central cone, Kyushu Japan: Further extension of the paleosecular variation curve（口頭発表）	日本地球惑星科学連合2018年大会	2018年5月24日 国際
S. Yoshimura	Eruption dynamics recorded in Cl distribution in glassy lava（口頭発表）	Earthquake Research Institute, University of Tokyo Joint Usage Workshop	2018年5月30日 国際

		International Workshop on Pre-eruptive Magmatic Processes, Tokyo	
Shinmura, T., Arakawa, Y.	Spatiotemporal variations of geochemical characteristics of volcanic rocks from Aso volcano, SW Japan: different magma systems within a caldera（ポスター発表）	AOGS 15th Annual Meeting, Hawaii	2018 年 6 月 3 日～6 月 8 日 国際
Tatsuo Kanamaru, Kuniyuki Furukawa	Magnetic Petrological Record of Magma Mixing for the Tenmei Eruption of Asama - Maekake Volcano, Japan（ポスター発表）	AOGS 15th Annual Meeting, Hawaii	2018 年 6 月 7 日 国際
Ban, M., Takahashi, T., Sato, T., Hayashi, S., Ohba, T., Shinjo, R. and Nishi, Y.	Magma plumbing system from BC466 to present in Chokai volcano, NE Japan（口頭発表）	AOGS 15th Annual Meeting, Hawaii	2018 年 6 月 8 日 国際
Miyabuchi, Y.	Post-caldera tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, southwestern Japan（ポスター発表）	INTAV International Field Conference on Tephrochronology "Tephra Hunt in Transylvania"	2018 年 6 月 27 日 国際
T. Kuritani, Q. Xia, J. Liu, D. Zhao, M. Nakagawa	Origin of a transition zone-derived mantle plume at Changbai volcano（ポスター発	Goldschmidt 2018, Boston	2018 年 8 月 16 日 国際

	表）		
H. Taniuchi, T. Kuritani, M. Nakagawa	Generation of calc-alkaline magma controlled by water content of primary magma at Rishiri Volcano, southern Kuril arc（口頭発表）	10th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes, Petropavlovsl-Kamchatsky	2018 年 8 月 23 日 国際
R. Enoeda, M. Nakagawa	Petrology of Late Miocene to Early Pleistocene volcanic rocks in Takikawa district, Central Hokkaido: Temporal and spatial variation of magma at Kuril-NE JAPAN arc-arc junction（ポスター発表）	10th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes, Petropavlovsl-Kamchatsky	2018 年 8 月 23 日 国際
西野佑紀・伊藤久敏・長谷川健・菊地瑛彦	栃木県，高原火山におけるカルデラ形成期初期噴出物の年代（ポスター発表）	日本第四紀学会 2018 年大会，東京	2018 年 8 月 25 日 国内
Maeno, F.	A time-scale leading to the climactic pyroclastic flow phase in the 7.3 ka caldera-forming eruption at Kikai caldera, Japan（ポスター発表）	Cities on Volcanoes 10, Naple	2018 年 9 月 3 日 国際
Ikenaga, Y., Maeno, F., and Yasuda, A.	Reconstruction of stratigraphy and time-series variation in composition of	Cities on Volcanoes 10, Naple	2018 年 9 月 3 日 国際

	ejecta of the An'ei eruption, Izu-Oshima（ポスター発表）		
Maeno, F., Nakada, S., Yoshimoto, M., Shimano, Zaennudin, A. and Oktory, P.	Eruption history and event tree of Semeru volcano, Indonesia（ポスター発表）	Cities on Volcanoes 10, Naple	2018 年 9 月 4 日 国際
金丸龍夫・竹内真司・安江健一・廣内大助	岩石磁気学的手法を用いた活断層評価の試み（ポスター発表）	日本地質学会大 125 年学術大会	2018 年 9 月 6 日 国内
Hasegawa, T., Miyabuchi, Y., Kobayashi, T., Aka, F.T., Boniface, K., Issa, Nche, L.A., Nguemhe, C.S.F., Kaneko, K., Ohba, T., Kusakabe, M., Tanyileke, G., Hell, J.V.	Eruption history and magma systems of Nyos volcano, northwestern Cameroon（ポスター発表）	Cities on Volcanoes 10, Naples	2018 年 9 月 7 日 国際
井村匠・大場司・堀越賢太	火砕堆積物中に含まれる非本質火山灰の岩石学的特徴 :吾妻—浄土平火山噴出物の例（口頭発表）	日本鉱物科学会 2018 年会，山形	2018 年 9 月 19 日 国内
佐藤初洋・伴雅雄	蔵王火山，五色岳火砕岩類 unit IV-5 の噴火準備過程（ポスター発表）	日本鉱物科学会 2018 年会，山形	2018 年 9 月 20 日 国内
中野史明・大場司	鳥海火山北麓にかほ市畑～横森地域に分布する火山麓扇状地堆積物（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年度秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内

佐藤鋭一・和田恵治	雌阿寒岳，阿寒富士のマグマ供給系の時間変化（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年度秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
石峯康浩・吉本充宏・本多 亮石﨑泰男・亀谷伸子・寺田暁彦	草津白根山 2018 年噴火における放出岩塊の初期速度の推定（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
勝岡菜々子・石﨑泰男・寺田暁彦	草津白根火山，太子火砕流堆積物の岩石学的研究 （ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
山本大貴・石﨑泰男	弥陀ヶ原火山地獄谷の火山活動モニタリング （ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
松本弥禄・石﨑泰男	弥陀ヶ原火山第 3 期活動噴出物の地質と岩石 （ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
中島壮太郎・野寺凜・石﨑泰男	妙高火山第 IV 活動期の火山地質学及び岩石学 （ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
藤原寛・石﨑泰男	白山火山群の形成史と岩石学的進化 （ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
鈴木皐暉・石﨑泰男・馬場章・吉本充宏	火砕物の粒度・密度特性から見た富士火山大室山の噴火 （ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
Nche, L.A., Hasegawa, T., Kobayashi, T., Aka, F.T.	Petrographic and geochemical features of tephras from the Kamo monogenetic volcanic group, southern Kyushu, Japan（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年度秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内

伊藤直人・伴雅雄	蔵王火山、熊野岳山頂溶岩および馬の背溶岩における層序と岩石学的特徴（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
山崎誠子・D.P., Miggins・A.A.P., Koppers・伴雅雄・及川輝樹	蔵王火山最新期溶岩の K-Ar および Ar/Ar 年代（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
千葉達朗・及川輝樹・佐々木寿・平川泰之・宮縁育夫・中田節也	霧島火山新燃岳 2018 年溶岩の形状とその変化 SfM 方式による地形計測の成果（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
宮縁育夫	霧島火山新燃岳 2018 年 5 月 14 日噴出物の分布と特徴（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
田島靖久・中田節也・長井雅史・長谷中利昭・川口允孝・宮縁育夫・前野深・及川輝樹	霧島火山，2018 年新燃岳噴火の EAI 法による火山灰堆積量（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
及川輝樹・長井雅史・中田節也・田島靖久・宮縁育夫・嶋野岳人・三輪学央・入山宙・石塚治・川辺禎久・伊藤順一・前野深・長谷中利昭・川口允孝	霧島火山新燃岳 2018 年噴火のテフラ量（その 1）（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
池永有弥・前野深・安田敦	伊豆大島安永噴火における層序の細分化と噴火推移の再検討（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 26 日 国内
井村匠・大場司・堀越賢太	吾妻—浄土平火山噴出物に含まれる非本質火山灰の岩石学的特徴（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 27 日 国内

林信太郎	秋田駒ヶ岳水蒸気噴火の特性と噴火警戒レベル 1 での防災対応の課題（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 27 日 国内
和田恵治・遠藤優磨・佐藤鋭一	雌阿寒岳，螺湾火砕流堆積物の縞状軽石から推定されるマグマ混合の進行過程（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年度秋季大会，秋田	2018 年 9 月 27 日 国内
亀谷伸子・石﨑泰男・石峯康浩・吉本充宏・寺田暁彦	降下堆積物からみた草津白根火山 2018 年噴火の推移と本白根火砕丘群の熱水系（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 27 日 国内
石﨑泰男・亀谷伸子・寺田暁彦・吉本充宏・本多 亮・石峯康浩・長井雅史・古川竜太・関口悠子・簗田高広・石塚吉浩・南裕介・前野深	草津白根山 2018 年噴火の火口近傍噴出物（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 27 日 国内
吉本充宏・本多 亮・長井雅史・古川竜太・関口悠子・簗田高広・寺田暁彦・石峯康浩・石﨑泰男・亀谷伸子・石塚吉浩・南裕介・前野深	草津白根山 2018 年噴火における放出岩塊の分布（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 27 日 国内
柳澤妙佳・藤縄明彦	秋田駒ヶ岳火山，主成層火山形成期の噴火活動及び マグマ供給系（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 27 日 国内
伴雅雄・高橋拓也・佐藤昂徳・林信太郎・大場司・新城竜一・西勇樹	東北日本、鳥海山の紀元前 466 年以降のマグマ供給系の変遷（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 27 日 国内

佐藤初洋・伴雅雄	蔵王火山，五色岳火砕岩類 unit IV-5 のマグマ混合プロセス（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 27 日国内
前野深・中田節也・吉本充宏・嶋野岳人・外西奈津美・Zaennudin, A. ・井口正人	インドネシア・ケルート火山におけるプリニー式噴火の推移・物理量の変遷と噴火事象系統樹（ポスター発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 27 日国内
伊藤順一・宮城磯治	岩手火山(薬師岳火山ステージ)における最近 3500 年間のマグマプロセスの変遷史（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 27 日国内
Reza Firmansyah Hasibuan, T. Ohba, Mirzam Abdrrachman, T. Hoshide	Spatial and Temporal Variations of Tangkil and Rajabasa Volcanoes, Southern Sumatra, Indonesia and Their Lead into Evolution of Magmas since Pliocene（口頭発表）	日本火山学会 2018 年度秋季大会, 秋田	2018 年 9 月 28 日国内
Lloyd Singura, Tsukasa Ohba	Unearthing tephra deposit, and petrological trace of subvolcanic magma dynamics of two active intra-caldera volcanoes north of the Rabaul volcanic complex-Papua New Guinea（口頭発表）	日本火山学会 2018 年度秋季大会, 秋田	2018 年 9 月 28 日国内
Astiti Anggoro Wati, Tsukasa Ohba	Understanding the 2014 Initial Eruption of Mount Kelud, Indonesia through the Product	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 28 日国内

	Sequences Revealed in the Western Flank（口頭発表）		
Syahreza S. Angkasa, Tsukasa Ohba	New insight the tephra-stratigraphy of Mt. Tangkuban Parahu, Indonesia into Holocene eruption history（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 28 日 国内
谷内元・栗谷豪・中川光弘	利尻火山のアダカイト質マグマの起源（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 28 日 国内
中川光弘・松本亜希子・小林卓也	十勝岳の噴火事象系統樹：特に想定火口域と分岐確率算定手法について（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 28 日 国内
八塚慎也・奥野充・木村勝彦・宮本毅・長瀬敏郎・菅野均志・中川光弘・金旭・中村俊夫	白頭山 10 世紀噴火堆積物中の炭化樹木の 14C ウイグルマッチング年代（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 28 日 国内
長谷川健・北原遼太	那須茶臼岳火山，1408 年～1410 年噴火（室町噴火）の推移（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 28 日 国内
西野佑紀・長谷川健	栃木県北部，高原火山におけるカルデラ形成期の活動年代とマグマ系（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 28 日 国内
宮城磯治・星住英夫・宮縁育夫	阿蘇カルデラにおける最新の珪長質マグマ供給系の深度（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 28 日 国内
星住英夫・宮縁育夫・宮城磯治・下司信夫	阿蘇 4 火砕流初期の噴火推移（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 28 日 国内

石塚治・前野深・片岡香子	火山体崩壊のマグマ供給系への影響－浅間山での検討（予報）－（口頭発表）	日本火山学会 2018 年秋季大会，秋田	2018 年 9 月 28 日 国内
久野優・太田岳洋	九重火山のテフラ層序 （ポスター発表）	日本応用地質学会平成 30 年度研究発表会，札幌	2018 年 10 月 16 日 国内
鈴木三男・吉川昌伸・小林和貴・佐藤雅俊・戸田博史・石渡一人・長谷川健	西別湿原にヤチカンバはいつから生えていたか（口頭発表）	日本植生史学会第 33 回大会，滋賀	2018 年 11 月 11 日 国内
Tsunematsu, K., Maeno, F. and Nishimura, K.	Application of the pyroclastic flow friction model to the snow avalanches（口頭発表）	International workshop on snow physics, blowing snow and avalanche, Niseko	2018 年 12 月 9 日 国際
大泉涼・武部未来・伴雅雄・岩田尚能	東北日本、月山火山の形成史：直下に存在する断層の活動との関係（ポスター発表）	H30 年度東北地域災害科学研究集会，秋田	2018 年 12 月 22 日 国内
Nche, L.A., Hasegawa, T., Aka, F.T., Kobayashi, T., Nemeth, K.	Petrographic and geochemical characteristics of Kamo monogenetic volcanic group (Southern Kyushu, Japan)（口頭発表）	IAVCEI 5th Volcaic geology workshop, Palmerston North	2019 年 2 月 26 日 国際
Miyabuchi, Y., Iizuka, Y., Hara, C., Yokoo, A. and Ohkura, T.	The September 14, 2015 explosive eruption at Nakadake first crater, Aso Volcano, SW Japan（口頭発表）	IAVCEI 5th Volcaic geology workshop, Palmerston North	2019 年 2 月 26 日 国際

(f) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発
なし

3) 仕様・標準等の策定
なし

(3) 令和元年度業務計画案

(a) 火山の噴火履歴およびマグマ長期変遷に関する研究

令和元年度は前年度に行った事前調査の結果をもとに、最重点火山・重点火山を中心とした計１５火山において、ボーリング掘削およびトレンチ掘削調査を実施する。主な火山の実施計画を以下に示す。

1) 摩周（北海道大学・茨城大学）

数万年にわたる火山全体の噴火履歴を明らかにするために、150m 深のボーリング掘削調査を実施する。

2) アトサヌプリ（北海道大学）

野外調査およびボーリング掘削調査を実施し、爆発的噴火と溶岩ドーム群の関係を明らかにすることで、長期活動履歴の解明を目指す。

3) 雌阿寒岳（産業技術総合研究所・神戸大学・北海道大学）

昨年度に引き続き、山体における手掘りトレンチ掘削調査を実施し、最新期の活動（完新世）のより詳細な噴火履歴を明らかにすることを目指す。

4) 羊蹄山（北海道大学・電力中央研究所）

山麓におけるトレンチ掘削調査を実施し、羊蹄山の最新の活動の噴火履歴を明らかにする。

5) 鳥海山（秋田大学・山形大学）

最新の噴火履歴を明らかにするために、野外調査に加え、山体での手掘り掘削調査を拡充する。また西鳥海カルデラ内での地質調査を実施し、完新世の活動履歴を明らかにする。

6) 秋田焼山（産業技術総合研究所）

山体における手掘りトレンチ掘削調査および山体近傍の地質調査を実施し、完新世の活動履歴および噴火推移履歴を明らかにする。

7) 蔵王山（山形大学）

山体における手掘りトレンチ掘削調査を増やし、より詳細な噴火履歴を明らかにする。

8) 新潟焼山（富山大学）

山体での手掘りトレンチ掘削調査および野外調査を実施し、新潟焼山の完新世噴火の様式・推移・規模とマグマ供給系の進化を明らかする。

9) 浅間山（日本大学）

昨年度までの成果をとりまとめて、物質科学的解析を実施し、浅間前掛火山の高分解能噴火史の解明を目指す。また、1783 年以降の活動に焦点をあて、トレンチ掘削調査を実施し、噴火履歴・噴火推移の情報を得ることで、より精密な時間－噴出物量図を作成する。

10）日光白根山（産業技術総合研究所）

山体近傍の地質調査および手掘りトレンチ掘削調査を実施し、完新世の活動履歴および噴火推移履歴を明らかにする。

11）伊豆大島（東京大学地震研究所）

トレンチ掘削調査を実施し、野外調査結果を合わせることで、伊豆大島の最近の大規模噴火履歴および噴火推移履歴を明らかにする。

12）白山（富山大学）

これまでの成果を踏まえ、完新世の活動に重点をおき、野外調査および手掘りトレンチ掘削調査を実施し、最新の噴火活動履歴を明らかにする。

13）草津白根山（富山大学）

山頂部を中心として野外調査または手掘りトレンチ掘削調査により、最近の活動の噴火履歴を解明することを目指す。

14）御嶽山（産業技術総合研究所）

山体における手掘り掘削調査と野外調査により、完新世のより詳細な噴火履歴を明らかにすることを目指す。

15）阿蘇山（熊本大学）

最近の活動履歴を明らかにするために、阿蘇火山中央火口丘の周辺地域においてトレンチ掘削調査を実施する。また、次年度のボーリング掘削調査の候補地を選定する。

16）その他の火山

上記の重点火山に加えて、利尻山・十勝岳・然別・ニセコ・支笏火山（樽前山・風不死岳・恵庭岳含む）・有珠山・恵山・十和田・秋田駒ケ岳・栗駒山・鳴子・吾妻山・那須岳・妙高山・富士山・八丈島・三宅島・新島・阿武火山群・九重山・霧島山・桜島・鬼界についても地表踏査を実施し、噴火履歴とマグマ変遷の解明を目指す。その中でも、妙高山（富山大学）については、状況によって手掘りトレンチも実施する可能性がある。

また、重点火山の見落としを避けるために、他の活火山についても噴火履歴やマグマ変遷に関して検討を行う。そして、地質調査により得られた高精度噴火履歴に基づいて噴出物を採取し、物質科学的解析を開始する。基礎的な解析は各参加機関で行うが、高精度解析を必要とした場合は、北海道大学の「マグマ変遷解析センター」で行う。これら成果をとりまとめ、最重点火山・重点火山の見直しを検討する。

(b)　大規模噴火データベースの整備（産業技術総合研究所）

海外事例を中心に噴火推移文献データの収集を行い、コンパイルした情報から噴火推移データ集の作成を進める。桜島等において、噴出物と噴火推移との対応を調査し、先史時代の噴火についての噴火推移とりまとめ方法を検討する。地質記録に基づき、噴火推移目撃情報の乏しい噴火の噴火推移図を試作する。

(c)　海外における噴火事例との比較研究

20 世紀最大規模の活動であるフィリピンのピナツボ火山の 1991 年噴火について、マグマ供給系の進化の時間スケール、および噴火準備過程の時間スケールを明らかにして、国内の巨大噴火事例との比較研究を行う。

(d)　マグマ変遷解析センターの整備と分析技術開発（北海道大学）

噴出物解析のために、北海道大学大学院理学研究院の分析装置等を管理する分析実験室を引き続き「マグマ変遷解析センター」として整備し、個々の装置のルーチン分析手法を確立する。また、高度な物質科学的データを得るために四重極型誘導結合プラズマ質量分析装置を導入する。そして、課題の対象火山噴出物についての分析を継続するとともに、課題 C サブテーマ 2 の参加機関及び協力機関の利用を順次受け入れる。

(e)　ボーリングコア試料の保管・管理システムの構築（防災科学技術研究所・北海道大学）

本課題の研究手法の 1 つであるボーリング掘削調査のために、引き続き国立研究開発法人防災科学技術研究所（協力機関）とともに、ボーリングコア試料の保管・管理システムの構築を行う。

(f)　課題全体のとりまとめと研究成果の発信

令和元年秋以降に C-2 課題の研究集会を開催する。個々の火山の成果についてより深く議論を行い、成果をとりまとめ、時間―噴出量図と噴火事象系統樹作成のための方針を立てる。また課題 C 全体の連携に留意し、課題 C-1、C-3 を加えた課題 C の研究集会を開催する。そして、噴火事象系統樹や噴火事象分岐判断手法の開発に関しての成果と必要な情報を他課題と共有するために、次世代火山研究推進事業全体のシンポジウム開催を呼びかけ、全課題共通の項目として検討を行うことを提案する。