# 平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費 (火山影響評価に係る技術的知見の整備)

# 成果報告書

平成 28 年 3 月 国立研究開発法人 產業技術総合研究所

#### はじめに

本業務は、火山の特性、地下構造、地球物理学的及び地球化学的調査手法等の最新の知見に基づく火山活動に起因する事象調査から、原子力施設に影響を与える火山活動の可能性をより定量的に評価するための評価基準・指標、火山活動のモニタリング評価基準・指標に関する知見を整備することを目的としている。その達成のため、以下の3項目の調査研究を実施した。

#### (1) 火山活動評価のための調査研究

将来の火山活動の可能性評価のためには、過去に大規模噴火を起こした火山や主要な活火山の活動履歴情報を整備し、性評価基準・指標を策定する必要がある。そのために、特に大規模噴火に先行して現れると期待される火山活動の様式や噴出率の変化に注目して、昨年度までに整備した主要火山の積算マグマ噴出量階段図による評価手法の考え方を取りまとめるとともに、代表的な火山やカルデラを対象に地質学的・地球化学的事例研究を実施し、その兆候と考え得る事象の特徴を整理した。

# ① 積算マグマ噴出量階段図を用いた評価の考え方

マグマ噴出量階段図の類型化では、マグマ噴出率が火山毎に大きく異なること、一部の玄武岩質成層火山を除いてマグマ噴出率は一定でなく上昇もしくは低下していることの方が多いことを示した.従って火山活動の将来予測では、対象火山が噴出率の上昇期にあるのか、低下期にあるのかの判断が重要となる.いくつかの事例について噴出物組成の時系列変化も合わせて検討した結果、噴出率上昇期(桜島、沼沢、赤城、十和田火山)には組成の異なる新規のマグマ供給系への発生や下部地殻の溶融が進行した傾向があることが明らかになった.これに対し噴出率低下期(吾妻、安達太良、那須火山)には、長期にわたって同じマグマ供給系が存在し、組成の変化がほとんど起きていない傾向があることが明らかになった.このように火山活動の将来予測では、マグマ噴出量階段図に噴出物の岩石学的な検討を組み合わせて評価することが重要である.

#### ② 大規模噴火の事例研究

代表的な事例として、支笏カルデラ・十和田カルデラ・大山火山を対象とした以下の噴火履歴 調査を実施している。また、過去1千年間に3回のカルデラ形成噴火を起こしたインドネシアで の事例調査も合わせて行い、比較研究を実施した。

1) 支笏火山の活動は、約6万年前に VEI=6の大噴火を起こした活動(社台期)、約4万年前の VEI=7の支笏カルデラ形成噴火(カルデラ形成期)、そしてそれ以降現在まで続く後カルデラ 期の3活動期に大別できる。今年度は支笏火山の長期噴火履歴および社台期の噴火推移を明らかにするため、周辺地域の地表調査に加えて支笏湖東方約20kmにおいて深度180mまで のボーリング掘削を実施した。また、昨年度本研究で掘削したボーリングコア、気象庁および防災科学研究所のボーリングコアも加えて、テフラの地質記載および火山ガラス組成分析を行った。またカルデラ形成期については粒度分析および構成物解析も行った。その結果、長期噴火履歴としては、6万年以前の、未知のプリニー式噴火堆積物が新たに発見された。社台期とカルデラ形成期の両方とも、直前の先行噴火は確認できなかった。さらに個々の噴火に関しては噴火推移と構成物の時間変化を詳細に検討した。社台期では約6~5.5万年前に3回の噴火が起こっていたことが確認され、6万年前の大噴火についてはプリニー式噴火から

火砕流発生へと移行したことが初めて確認された.また噴火の進行に伴って、白色軽石主体の噴火からスコリア主体の噴火へとマグマの変化が明らかになった.カルデラ形成期は時間間隙をはさんで2つの噴火ステージ(第1ステージ:マグマ水蒸気噴火で始まりプリニー式噴火から、噴煙柱不安定になり小規模火砕流を伴う噴火へ移行、第2ステージ:低アスペクト比の大規模火砕流噴火から厚い岩片濃集層を伴う高アスペクト比の火砕流噴火を経て、小規模噴火で終了)に分けられる.また、第1ステージのプリニー式噴火から噴煙柱不安定へ移行する過程で、火口の拡大が起こり、また同時に複数の火口が形成されたことがわかった.時間間隙を挟んで開始した第2ステージでは、大規模な火砕流の発生から噴火が始まり、後半になって大量の岩片の放出を伴うようになり、この時期にカルデラ形成がピークを迎えたと考えられる.

- 2) 十和田火山については、現地地質調査、14C年代測定、火山ガラスの化学組成分析、ルミネッ センス年代測定, K-Ar 年代測定, 噴出物の微量元素・同位体比分析, 湖底ドレッジ調査・ROV 調査などを実施した. その結果, 大規模カルデラ噴火である噴火エピソード N-L 間の噴火活 動史が従来よりも詳細に判明し、この期間が明らかな低噴出率期として位置づけられること がわかった. 火山ガラスの化学組成分析結果からは, 先カルデラ期噴出物の火山近傍相の一 部が,遠方相テフラと対比される可能性が示された.ルミネッセンス年代測定結果からは, カルデラ形成期~先カルデラ期のテフラについて、層序と調和的かつ従来よりも誤差の小さ い放射年代値が得られた. K-Ar 年代測定の結果からは、十和田火山先カルデラ期に先行する 玄武岩~安山岩マグマの活動が、200~60 万年前頃に断続的に起こっていたこと、十和田火 山の活動とそれ以前の火山活動の間には、少なくとも30万年間の活動間隙が存在することが 判明した. 噴出物の微量元素・同位体比分析結果からは, 噴火エピソード Q 以前と P 以降で L-REE/H-REE が大きく変化すること、Sr 同位体比が若干の増減を繰り返しながらも時代と ともに増加することが判明した. 特に, 噴火エピソード Q-P 間における希土類元素比の変化 は、この期間にマグマ生成条件が変化したことを示唆する.この変化時期は、カルデラ形成 期の初期に相当し、この時期以降にカルデラ形成噴火が発生した。この時系列推移から、カ ルデラ形成期の大規模噴火が、マグマ生成条件の変化に起因した可能性が提示される. 湖底 ドレッジ調査・ROV による調査では、今回初めて十和田湖底の地質試料及び映像データを得 ることができた.
- 3) 大山火山では約5万年前に国内で最大規模のプリニー式噴火である大山倉吉降下火砕物が噴出したが、この噴火が大山火山の長期的な火山活動の中でどのように起きたものかまでは理解されていなかった。そこで大山火山の過去約20万年間の噴火履歴の見直しとマグマ噴出量の再計測を行い、新たに積算マグマ噴出量階段図を作成した。従来値よりもマグマ量が大幅に大きくなったものは約8万年前の大山生竹降下火砕物で、その最小体積は2km³DREである。また約10万年前の名和火砕流噴火も層序を見直した結果、溶岩と合わせた総体積が約3km³DREとなった。大山火山では約10万年前から噴出率が高い状態が続いており、大山倉吉噴火は大山火山のこの時期の活動の中で特異的に大きいわけではない。
- 4) カルデラ形成を伴う大規模噴火の噴出量は、火山の活動履歴情報の基本データであり、マグマ噴出量時間階段図の高精度化、長期的噴火予測のためにも重要である。しかし、既存の大規模噴火の噴出量の積算については、(1)大規模火砕流堆積物の復元分布図が精度良く再現で

きていない, (2)噴出量推定方法が著者により大きく異なるという問題点があった. そこで, 十和田カルデラ起源の 1.5 万年前の八戸火砕流堆積物, 阿蘇カルデラ起源の 9 万年前の阿蘇 4 火砕流堆積物を対象に, 既存文献, ボーリングデータ等を元に, 精度良く大規模火砕流堆積物の復元分布図を作成し, 5km 毎のメッシュごとに層厚を復元した上で, 高精度に噴出量を算出した. その結果, 十和田八戸火砕流の噴出量は 20km³DRE となった. 阿蘇 4 火砕流の噴出量は 92km³DRE となった. また, 支笏火砕流についても同様の文献調査を行い, 80km³DRE の噴出量を算出した. さらに, 支笏火砕流に先行した支笏第 1 降下軽石については堆積物の粒度分析と Tephra2 による数値計算結果の検討から, 従来値よりも大きい 40~48km³DRE の噴出量を算出した.

5) 歴史時代に大規模噴火を繰り返したインドネシアのカルデラ火山では、これまでの研究によ り成層火山体を建設するステージからカルデラ形成噴火に至る数千年間で噴出率,噴火様式, マグマ組成,火口位置に変化が見られることがわかりつつある. そこで,カルデラを伴う火 山が比較的少ない中部ジャワ地域を対象に、最近活動が活発でない大型成層火山としてスン ドロ火山を対象に選び、噴火履歴を調査して、今後の大規模噴火の可能性が検知できるのか を検討した. 地質調査の結果, スンドロ火山は最近3万年間に9回の活動期があり, 最新の マグマ噴火は約1000年前であることがわかった.活動は主に溶岩の噴出と溶岩崩落による火 砕流で特徴づけられる. 噴火様式および火口位置の系統的な変化は見られない. マグマ組成 は中カリウム系列から高カリウム系列の安山岩および玄武岩からなり、化学組成が珪長質に 変化する傾向は見られない.最近3万年間の噴出率は0.3~0.01km3/千年の範囲と見積もられ、 タンボラ(1815 年噴火)やリンジャニ(1257 年噴火)のカルデラ形成に先行する低噴出率 期(0.1~0.2km³/千年)と同程度の低い噴出率であるが、噴火様式やマグマ組成の変化など のカルデラ形成噴火前に予想される兆候は見られないことがわかった. 一方, カルデラ火山 の一例として, リンジャニ火山について 1257 年カルデラ形成噴火と先行する小規模噴火堆積 物の薄片観察, EPMA による鉱物化学組成分析, ICP-MS による全岩試料の主・微量成分分 析、MC-LA-ICP-MS による Sr-Nd-Pb 同位体比分析を行い、マグマ供給系の構造およびそ の変遷を検討した. その結果, カルデラ形成噴火と先行する小規模噴火の噴出物はいずれも デイサイト質マグマに少量のより苦鉄質なマグマが混合していること、カルデラ形成噴火と 先行噴火とでいずれの端成分マグマも岩石学的特徴が異なることから先行噴火後にマグマ供 給系が一新されたことが明らかになった. 今年度はさらに, 成層火山体形成期のマグマとの 関連を調べるため、追加の地質調査およびサンプル採取を行ったほか、ジルコンを用いた U-Th 放射非平衡によるマグマ滞留時間評価法が適用可能であるか検討を行ったが、リンジャ 二火山では測定可能なジルコンが非常に微量であることが明らかになった.

#### (2) 噴火規模及び影響範囲推定のための調査研究

カルデラ火山のマグマ供給系における噴火準備状況の把握に向けた物理探査や,カルデラ火山の活動将来予測を行うためには,大規模噴火のマグマだまりの物理化学条件(粘性や圧縮率等),構造(深さや広がり),それらの時間変化に関する現状の正確な把握と,そのような時間変化が生じる理由を合理的に説明するモデルに関する知見の整備が必要不可欠である。そこで,幾つかの

代表的なカルデラ形成噴火噴出物に対して岩石学的検討を行い,カルデラ形成噴火に至るマグマ 供給系の発達過程を明らかにした.

- 1) 支笏については、連続採取したサンプルについて薄片作成・観察、EPMAによる鉱物化学組 成分析, FE-EPMA による鉱物組成累帯構造解析, XRF による主・微量成分分析を行い, マ グマ供給系の構造およびその変遷を検討した. その結果, カルデラ形成期のマグマ供給系は, 斑晶に乏しい珪長質マグマ系(A マグマシステム群), 斑晶に富む安山岩質マグマ系 (P マグマ システム群),マフィックマグマ系(M マグマシステム群)の 3 つのサブシステムに細分できる ことが明らかになった. カルデラ形成期を通して噴出する A マグマシステム群は, 流紋岩質 マグマとデイサイト質マグマの混合により生成された珪長質マグマであり、この混合は噴火 の数百年前から起こっていたと考えられる. そして噴火の数ヶ月~数日前に M マグマシステ ム群が貫入することにより噴火が開始したと考えられる. またカルデラ形成期の第1と第2 ステージでは貫入したマフィックマグマは異なっていたことも明らかになった. そして第2 ステージの後半になって,カルデラ拡大に同期して,P マグマシステム群も噴出し始めた. 一方で社台期でも,マグマ供給系は珪長質マグマ系とマフィックマグマ系の 2 つのサブシス テムに区分できることがわかった、社台期の珪長質マグマ系は、デイサイト質マグマと安山 岩質マグマが混合することによって形成され、この混合は噴火の少なくとも数十年以上前に は起こっていたと見積もられた、そしてこのデイサイト質混合マグマに、噴火直前に玄武岩 質のマフィックマグマが貫入することにより噴火が始まったと考えられる.またプリニー式 噴火と火砕流噴火では、少なくとも貫入したマフィックマグマが異なっていた. 社台期とカ ルデラ形成期を比較した場合、そのマグマ系の構造は類似するが、マグマの化学的・物理的 性質は大きく異なり、社台期からカルデラ形成期に移行する間に、マグマ供給系が更新され たと考えられる.
- 2) 阿蘇カルデラについては、地質調査により阿蘇 4 火砕流堆積物の下位に新たに降下火砕物を認識した。また、マグマだまりの深度の検証と、深度の時代変化に関する検討を行った。高温高圧で阿蘇 2014 年 11 月スコリアを 2kbar と 7kbar で融解し、生じたメルト化学組成を阿蘇 1 噴出物と比較した結果、7kbar 条件で再現され、昨年度の見積り(深度 20~32km(5~8kbar))が確認できた。但し計算と実験には相違点もあり、追加検証が必要である。化学分析と熱力学解析から後カルデラ期のマグマ深度を推定したところ、阿蘇 1 噴出物と大きく変わらない約 20km(5kbar)であった。阿蘇のマグマだまりは阿蘇 1 期から後カルデラ期にかけて深度が大きく変わらず、地殻下部(20~30km)にある可能性がある。1400 万年前から阿蘇 4 噴出物までの火山岩と基盤岩の Sr,Nd,Pb,酸素同位体比と微量元素組成を調べた結果、阿蘇のマグマはマントルで生じたマグマの結晶分化/再溶融作用で主に作られており、上部地殻成分の混入量は時代とともに減少したことが示された。
- 3) 姶良カルデラについては、入戸火砕流噴火の準備過程におけるマグマ供給系の示強変数(温度・圧力・マグマ化学組成・含水量等)を把握するため、入戸火砕流噴火の前に生じた幾つかの降下火砕物(日木山、金剛寺、岩戸、大塚、深港、毛梨野)を対象に追加の試料採取を実施し、全岩化学組成分析を実施した.
- 4) 鬼界カルデラ噴出物については、平成25-26年度に、鬼界アカホヤ噴火(7.3 千年前)の初期

に噴出した降下軽石及び火砕流堆積物の下部ユニットに含まれる軽石について岩石学的解析 を行い、同噴火のマグマの化学的特徴と温度・圧力条件を検討した. 平成27年度は、引き続 き、このマグマだまりの化学的特徴を明らかにするため、噴火後期に噴出した火砕流堆積物 の中部および上部ユニットに含まれる軽石について、XRF による全岩化学分析、EPMA によ る鉱物・石基・メルト包有物の微小領域化学分析を行った。その結果、火砕流中部および上 部ユニットに含まれる軽石は流紋岩組成を持ち、その主成分元素組成はアカホヤ噴火前期に 噴出した軽石と同一であることが明らかになった. また, 石基ガラスやメルト包有物も流紋 岩組成であり、噴火前期のメルト包有物と同様な主成分元素組成を持つ一方、上部ユニット の軽石には、流紋岩組成の他に、デイサイト組成を持つ石基ガラスやメルト包有物が存在す ることが明らかとなった. これはマグマだまり下部に, 流紋岩よりも未分化なマグマが存在 していた可能性を示している. さらに、このマグマだまりの圧力条件を知るため、メルト包 有物の揮発性成分( $H_2O$ ,  $CO_2$ , S)の濃度測定を EPMA 及び SIMS を用いて行い, マグマ の揮発性成分濃度を明らかにした. 流紋岩メルト包有物の H<sub>2</sub>O および CO<sub>2</sub> 濃度と各揮発性成 分のメルトへの溶解度の圧力依存性を元にマグマのガス飽和圧力を見積もった結果、同ユニ ットを形成した流紋岩マグマは 100-280 MPa の圧力下にあったと推定された.この圧力は, 地殻密度を  $2500 \text{kg/m}^3$  と仮定すると、深さ 4-11 km に相当する。また、これらの圧力・深さ は、同噴火前期に噴出した軽石に含まれるメルト包有物の分析から得られた値(110~250 MPa,  $4\sim10km$ ; 平成 25-26 年度成果) と同様である、従って、鬼界アカホヤ噴火のマグマ だまりの深さは 4~11km と考えられる. また, 鬼界アカホヤ噴火に至るマグマ供給系の発達 過程を検討するために, 鬼界アカホヤ噴火の直前の噴火 (9.5 千年前) の噴出物について XRF 分析を行い、その組成が安山岩質であること、鬼界カルデラの先カルデラ期や後カルデラ期 に噴出した安山岩マグマと同様な主成分元素組成を持つことが明らかになった.

5) マグマ滞留時間評価手法のレビューでは、これまで海外で実施された研究成果を総括し、国内のカルデラ形成噴火噴出物へ適応する際の課題について取りまとめた。また、研究が先行している米国のカルデラ火山(Crater Lake, Yellowstone)の現地調査やAGU等の国際学会での情報収集を行い、その成果もレビューに反映させた。

#### (3) 火山モニタリング評価のための調査研究

大規模なカルデラ形成噴火のマグマ噴出量は数十~数百 km³程度であり、同様な規模の噴火が起こるためには、噴火準備過程でこれと同等以上の規模のマグマだまりが地下に形成されるものと考えられる。このような大規模噴火を想定した火山活動モニタリングに求められるマグマの蓄積に伴う広域地殻変動を評価するためのシミュレーション技術開発と、実際のカルデラにおけるマグマだまりの位置確認のための地下構造調査を実施した。

#### ① カルデラ噴火前兆評価シミュレーション技術開発

本研究は、測地観測により認識される大地の動きから大規模噴火の準備過程(前兆現象)を理解する知見を整備するという目的を持ち、有限要素法にもとづき構築した数値実験モデルを使って、火山性地殻変動の振る舞いを検証した。地殻内におけるシル状マグマだまりの消長に対する地殻・マントルの線形マックスウェル粘弾性応答を、3次元並列化有限要素コード OREGANO\_VE

- (e.g., Yamasaki and Houseman, 2015, J. Geodyn., 88, 80-89) により予測計算し、特に地表面の鉛直変動を定量的に詳述した。変動を駆動する力源であるシル状マグマだまりの時空間変化、そしてそれに対する応答を規定する地殻・マントルのレオロジー構造、これらへの依存性を明らかにすることで火山性地殻変動メカニズムの理解を深め、予測された地表面変動パターンから新しい測地観測量の見方を提案することができた。本研究の数値実験により得られた知見を以下の通りである:
- (1) マグマだまりの瞬間膨張による地表面隆起量は、マグマだまりの体積変化を規定する3つのパラメータ;マグマだまりの厚さ・深さ・赤道半径に依存した値が予測されるが、その地表面隆起は、その後生じる粘弾性緩和により、時間とともに消し去られていく。そして、マグマだまりの深さや赤道半径にも依存しているが、概ね地殻の粘弾性緩和時間(マックスウェル緩和時間)の50~100 倍程度で、有意な地表面隆起は消し去られてしまう。弾性層内でマグマだまりが膨張した場合、粘弾性緩和の効果がかなり限定されるのは弾性層内の応力緩和が許されていないからであるが、弾性層の厚さの80%より深いところでマグマだまりが膨張したなら、粘弾性緩和で消し去られていく地表面隆起量の時間変化。最大隆起量(瞬間膨張時に得られる隆起量)に対する各時間での隆起量の割合の時間変化は、地殻の緩和時間の10倍以内の時間範囲においては、マグマだまりの赤道半径にはほとんど依存しない。そして、隆起の波長の時間変化も、マグマだまりの赤道半径にはほとんど依存しない。そして、隆起の波長の時間変化も、マグマだまりの赤道半径よりもその深さにより強く依存する。モデルの振る舞いにおけるこれらのパラメータ依存性を利用すれば、マグマだまりの深さや赤道半径を地表面隆起の時間変化から求めることができるし、それらの値をもとに、隆起量の絶対値からマグマだまりの厚さを求めることができる。
- (2) 弾性層の厚さは、マグマだまりの膨張後の粘弾性緩和による地表面隆起の減少を支配している. 弾性層が薄いほど、粘弾性緩和による隆起の減少量は小さくなり、弾性層が存在しない場合、隆起量は粘弾性緩和によりほとんど変化しない.
- (3) マグマだまりの深さが地殻の厚さの5%以内の場合のみ、その形状(水平広がり)を地表面変動の空間分布から推定することができる.
- (4) マントルの粘性率の効果はマグマだまりの膨張にともなう粘弾性緩和変動に現れうる. しかし, 地殻の緩和時間の 10 倍以内の時間範囲でマントルの粘性率が有意に効いてくるのは, マントルの粘性率が地殻の粘性率の 10 分 1 程度に低い場合だけに限られる. さらに, マグマだまりの赤道半径が地殻の厚さの 25%程度以内であれば, 地殻の緩和時間の 10 倍以内の時間範囲において, マントルの粘性率はそれがどのような値であってもあまり重要ではない.
- (5) マグマだまりが浅いところに移動してくることは、地表面隆起の波長が短くなっていくという観測により捉えられるかもしれない、その一方、マグマだまりの水平移動は新たな場所における新たな変動として明確に確認できるわけだが、そのことと新たなマグマだまりの出現とを区別するのは難しいかもしれない。
- (6) 深さとともに指数関数的に減少する粘性率構造を地殻に考慮すると、マグマだまりの膨張後の粘弾性緩和がもたらす地表面隆起の減少は、それぞれの地表面座標位置における時定数が粘性 勾配に依存しており、複雑な空間分布を見せることになる.
- (7) マグマだまりが時間をかけて膨張する場合、その膨張過程においても常に粘弾性緩和がとも

なうので、地殻の緩和時間の 50~100 倍以上の時間をかけて成長するマグマだまりの様子を地殻変動から捉えることが難しくなる。それよりも短い時間をかけてマグマだまりが膨張すれば、有意な地表面隆起を得ることができ、その場合、マグマの供給が止まれば、隆起は粘弾性緩和による沈降に転じ始める。また、マグマだまりの膨張にかかる時間が地殻の緩和時間の 10 倍以内であれば、その期間における粘弾性緩和は、マグマだまりの赤道半径にあまり依存せず、主にマグマだまりの深さに影響を受ける。このことが、マグマの供給が止まった後の沈降速度や隆起の波長変化から、マグマだまりの深さや赤道半径を求めることを許し、さらには、マグマだまりの厚さを隆起量の絶対値から求めることも許される。

# ② 活動的カルデラ火山の地下構造調査

本調査は前記の広域地殻変動パターンの数値シミュレーションモデルを検証するため,活動的カルデラの地下構造の調査を行うもので,阿蘇カルデラと姶良カルデラを対象とした探査を実施した.

阿蘇カルデラでは、深さ約 5km に地震波(P 波、S 波)速度異常を示す領域が存在し、長期にわたり継続する地殻変動源となっている。また、深さ約 20km は広域の S 波速度異常が分布し、そこにはシル状の地殻変動源や局所的な深部低周波地震発生域が含まれている。一方、地表ではマグマの放出を伴うような噴火活動を頻発している。地震波速度異常域は部分溶融体の存在を示唆しているが、マグマの供給系として理解するためには、それらの空間的なつながりを把握することが重要である。そこで空隙中の流体の存在に敏感な電磁探査法としてマグネトテレリク法(以下、MT 法)を実施した。最終的には 3 次元的な地下比抵抗構造を把握することを目的にするが、平成 27 年度は、まず中央火口丘を含む東西方向約 30km、南北方向約 30km 矩形領域で 50 地点を選定し MT 法調査を実施した。その結果をもとに、代表的な 2 測線において解析を行い、2 次元の比抵抗構造を得るとともに、探査深度、空間分解能の予備的検討を行った。また、文献調査を行い、メルトや結晶の比抵抗値についてまとめた。マグマだまり(部分溶融体)の比抵抗は、これらの物性と部分溶融の程度や連結度等によって決まる。さらに、修正アーチ―則を仮定していくつかのパラメータについて期待されるマグマだまりの比抵抗を評価した。

姶良カルデラにおいては、地震波トモグラフィー手法による地下の 3 次元的な P 波および S 波の伝搬速度構造を求めること、レシーバー関数により地下構造の境界を検出すること、地下構造の異常に対応する場所においてマグマの蓄積による地盤の隆起・膨張が地表面に現れるかどうかを検討することを目的として、概ね 40km の範囲に地震計と全地球測位システム(GNSS)連続観測点を設置した.

# 1 火山活動評価のための調査研究

# 1.1 積算マグマ噴出量階段図を用いた評価の考え方

# 【実施内容】

原子力規制委員会が平成 25 年 6 月に制定した「原子力発電所の火山影響評価ガイド」では、将来の火山活動可能性評価に対象火山のマグマ噴出量を積算した階段図(以下、階段図と省略)を用いることが求められている。例えば、将来の火山活動の可能性のない火山の識別に、火山活動が終息する傾向が顕著であることを作成した階段図で明示することとしている。また、将来の火山活動の可能性のある火山についても、運用期間中の噴火規模の推定には階段図等の調査結果を活用するものとしている。しかし、評価の具体的な基準や指標が示されているわけではなく、階段図の示す長期的な火山活動の科学的な意味も含め、どのような点に着目して評価を行うべきか知見を整理しておく必要がある。産総研では昨年度までの本委託研究で取りまとめた代表的な56火山の階段図を、根拠となる年代値及び噴出量の信頼度と合わせて、地質調査総合センター研究資料集 No.613 「日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図」(https://www.gsj.jp/researches/openfile/openfile2014/openfile0613.html)として公表している。今年度は、収録した階段図データの一般的な特徴を取りまとめ、類型化を試みた。また、代表的なパターンを持ついくつかの火山についてマグマ噴出量の時間変化と噴出物化学組成の時系列変化を関連づけ、マグマ噴出量の変化をもたらしたマグマの成因について考察を行った。

#### 【研究成果】

# (1) 階段図の一般的特徴

研究資料集 No.613 に収録した 56 火山の階段図は、数 10 万年前にまで遡った各火山の活動履歴を可能な限り定量的に取りまとめたものである。ただし、火山によっては情報不足で不十分な階段図しか作成できないものもあるので、そのようなものを除いた北海道駒ヶ岳、恵山、恐山、十和田、岩手、秋田駒ヶ岳、蔵王、吾妻、安達太良、磐梯、沼沢、那須、赤城、榛名、浅間、焼岳、御嶽、箱根、富士、東伊豆、伊豆大島、三宅島、八丈島、大山、三瓶、鶴見、九重、霧島、桜島の 29 火山について収録した階段図データから平均マグマ噴出率を算出し、その時間変化の比較を行った(図 1.1-1)、データは既存の文献を基にしているため、火山毎に噴火履歴の年代精度や火山イベントの識別状況が異なるほか、当然ながら相対的に古い噴出物ほど年代や噴出量の見積もりにおける不確実性が大きくなってしまう。それゆえ、比較的最近の時間間隔でのマグマ噴出率と、大きく過去に遡った同じ時間間隔でのマグマ噴出率を同じ精度で比較することは難しい。そこで図 1.1-1 では最終噴火から遡った時間間隔を変化させ、異なる時間間隔毎に平均マグマ噴出率がどのように変化するのかを対数表示でプロットしている。このような表示では過去に遡るほど時間間隔が大きくなるので、相対的に古い噴出物の見積もりの不確実性を小さく扱える利点があると言える。

図 1.1-1 で顕著なことは、火山毎に平均マグマ噴出率が大きく異なることである。 桜島・富士山・十和田のような火山は千年当たりの噴出量が  $1\sim10 \mathrm{km}^3\mathrm{DRE}$  に達するのに対して、低いものでは千年当たりの噴出量が  $10^{-4}\mathrm{km}^3\mathrm{DRE}$  と 5 桁に及ぶ顕著な違いが現れている。平均マグマ噴出率の時間変化に着目すると、富士山・伊豆大島・三宅島のような伊豆小笠原弧の大型の玄武岩質

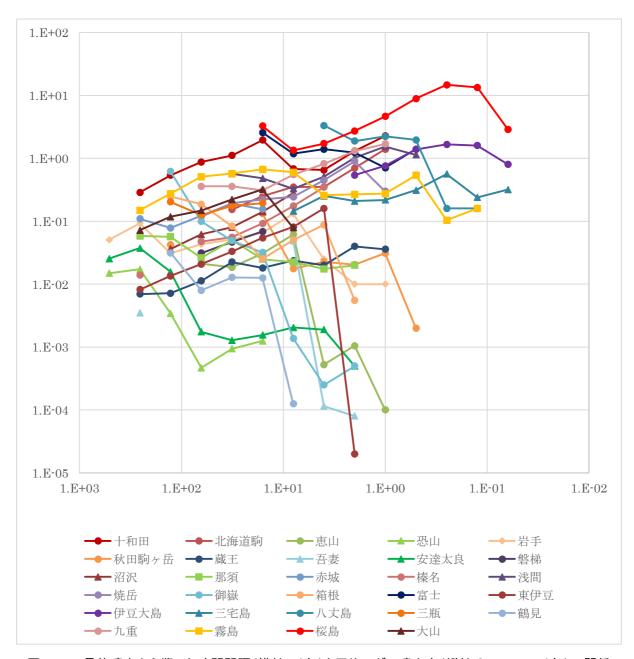


図 1.1-1 最終噴火から遡った時間間隔(横軸:千年)と平均マグマ噴出率(縦軸:km3DRE/千年)の関係

成層火山では、過去 100~500 年間と過去 1,000~10,000 年間のマグマ噴出率に大きな違いはなく、長期間一定の率でマグマが噴出している. しかし、他の多くの火山では、時間間隔に対してマグマ噴出率が一定ではなく、火山の長期の活動履歴では、マグマ噴出率が上昇もしくは低下していることのほうが普通である. このことは階段図を基にした火山活動の将来予測で大きな意味を持ち、全体を平均化したマグマ噴出率を単純に将来に外挿することは一部の火山を除いて難しく、マグマ噴出率の変化を考慮に入れた評価が必要なことを意味している. そのためには階段図におけるマグマ噴出率上昇時と低下時のマグマ供給系の違いを理解しておく必要があり、両ケースにおける噴出物化学組成の時系列変化の事例を次に検討する.

# (2) マグマ噴出率上昇時の組成変化

#### •桜島火山

鹿児島県の桜島火山では1万年から100年の時間スケールで平均マグマ噴出率が顕著に上昇し ている. この火山は約3万年前の姶良カルデラ形成噴火後にカルデラ南縁で活動を開始した安山 岩-デイサイト質の成層火山で,古期北岳・新期北岳・古期南岳・新期南岳の噴火ステージが認識 されている(例えば小林ほか、2013). また、マグマの噴出量は新期北岳開始時(P14 噴火)に 大きくなった後, P5 噴火直後からの南岳の活動に合わせて徐々に大きくなる傾向にある(図 1.1-2). 噴出物の化学組成についても,噴火ステージ毎に大きく異なることが多くの文献で指摘 されている(例えば宇都ほか, 2005; 高橋ほか, 2011; Takahashi et al., 2013). 例えば共に液 相濃集元素である Zr/Th 比の時系列変化に注目すると(図 1.1-3), その比はステージ毎に大きく 異なり同一起源物質からの単純な結晶分化作用で組成変化を説明することはできない。特に新期 南岳ステージで時間と共に Zr/Th 比が大きくなることは苦鉄質包有物のような高 Zr/Th マグマの 関与が大きくなりつつあることを意味していよう. 同様の傾向は 87Sr/86Sr 比の時系列変化にも認 められ (図 1.1-4), 入戸火砕流のような地殻物質由来の高 87Sr/86Sr 比マグマから新期南岳ステー ジの低 87Sr/86Sr 比のマグマに変化している傾向は、苦鉄質包有物のような低 87Sr/86Sr 比マグマ の関与の増大を示唆している. 更に斑晶鉱物化学組成の時系列変化を検討した宮坂ほか(2014) は、桜島火山噴出物の全体にマグマ混合が認められること、そして各ステージ毎に混合端成分マ グマの組成が異なることを示している. これらの特徴をまとめると、桜島火山では数千~百年で マグマ供給系が入れ替わっており、特に近年ほど短期間のうちに変化が起きていることが明らか である.マグマ噴出率もこのようなマグマ供給系の変化に応じて変動しており.新期南岳ステー ジに起きている噴出率の急増傾向はその反映とみられよう.

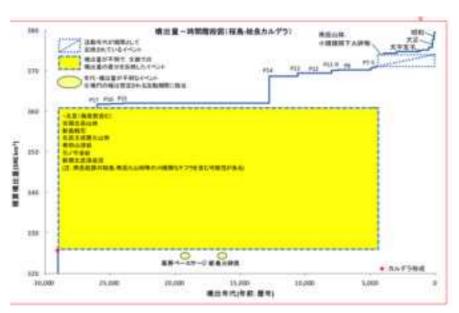


図 1.1-2 桜島火山の積算マグマ噴出量階段図(平成 26 年度成果報告書)

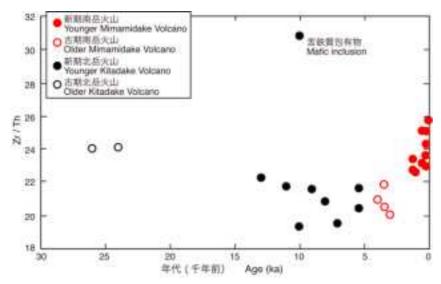


図 1.1-3 桜島火山噴出物の Zr/Th 比の時間変化(小林ほか, 2013)

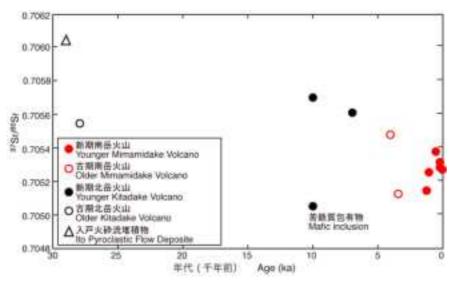


図 1.1-4 桜島火山噴出物の 87Sr/86Sr 比の時間変化(小林ほか, 2013)

#### •沼沢火山

福島県の沼沢火山は東北日本背弧域の小型のカルデラ火山で、約 11 万年前に新規に出現した後、平均マグマ噴出率が徐々に大きくなり、5.4 千年前にマグマ総噴出量 2 km³DRE のカルデラ噴火を起こしている(図 1.1-5:山元、2003). 噴出物の全岩化学組成は、初期の流紋岩(Nm·MK)から上位のデイサイトへ(Nm·MK)と年代とともに SiO2含有量が減少するトレンドが認められる(Yamamoto、2007). しかも、噴出物の Sr·Nd 同位体比には時系列変化が認められず、液相濃集元素の逆数プロットで組成の時系列変化が直線をなす特徴(バッチ部分溶融時の組成変化を示す;図 1.1-6)が顕著である. このような組成の時系列変化は、噴出した流紋岩ーデイサイトが同一起源物質に起源を持ち、かつ部分溶融度が異なることで説明可能であり、部分溶融度上昇トレンドを示すものと考えられている(Yamamoto、2007). すなわち、噴出量の増加はマグマ発生場でのマグマ生産量を直接反映したものとみられる. 次にコンドライトで規格化した希土類元素存在度で比較すると、Nm·MK から Nm·MZ、Nm·NK へと中・重希土が枯渇する時系列変化が確

認できる(図 1.1-7). 従って、部分溶融は中・重希土が入りやすい鉱物(一般的には角閃石)が固相として残るモードであったと推定できよう。また、源岩は下部地殻に一般に見られる角閃岩が想定され、Beard and Lofgren (1991)などの角閃岩の溶融実験を参考にすると水に富むウェットな条件が考えられる.

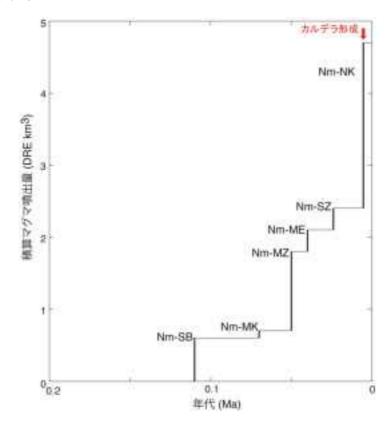


図 1.1-5 沼沢火山の積算マグマ噴出量階段図 山元(2003)に加筆

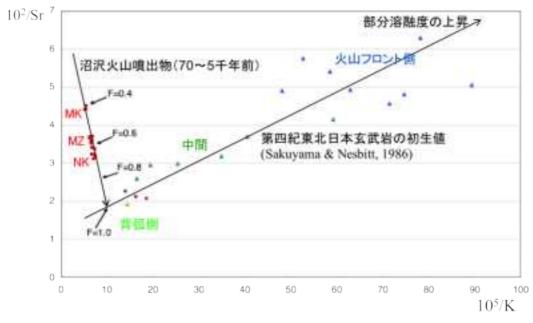


図 1.1-6 沼沢火山噴出物の Sr·K の逆数プロット. F は部分溶融度. 同一起源物質がバッチ部分溶融した場合に直線をなす. MK・MZ・NK は噴火ユニット名. Yamamoto(2007)に加筆.

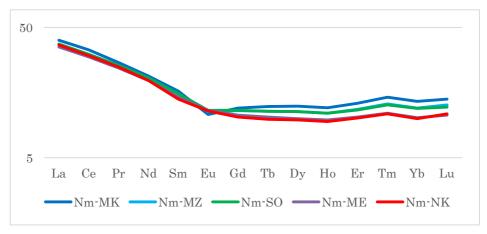


図 1.1-7 沼沢火山噴出物のコンドライト規格化希土類元素存在度

#### •赤城火山

赤城火山は、群馬県北東部に位置する大型の成層火山で、東北本州弧南端の火山フロント上に 位置している. 火山活動は 50 万年前以降から始まり、成層火山体の形成から山体崩壊、厚い溶 岩流や溶岩ドームの流出、プリニー式噴火による大量の降下軽石や火砕流の噴出、山頂カルデラ の形成へと至る多様な火山活動を行い、約3万年前にマグマ活動を終えている(守屋,1968; 1970;高橋ほか,2012). このような火山活動推移は多くの島弧の成層火山と共通するものであ り、赤城火山は島弧火山の典型的な発達過程を示すと考えられている(守屋,1983). 平均マグ マ噴出率は、昨年度報告書で記載したように約15万年前までの成層火山体期に大きかったもの が,軽石噴火期初期に一旦低下した後,再び上昇して約6万年前のカルデラ形成に至っている(図 1.1-8). そして,この噴出率変化に対応したマグマ組成の時系列変化は,降下軽石堆積物の火山 ガラスの化学組成に顕著に表れている(図1.1-9). 斑晶の化学組成は分析していないが、いずれ の軽石も斜長石・輝石と少量もしくは微量の角閃石からなる組合せは同じである。また、斑晶量 は 10%以下の折口原・鹿沼軽石を除くと、他は全て 20%前後で大きな違いはない. 図中の K値 は、異質火山ガラスを除いた分析値を直線回帰して求めた SiO<sub>2</sub> 量のおおよその中央値である 75wt%での K<sub>2</sub>O 量である. 降下軽石堆積物火山ガラスの SiO<sub>2</sub> 量分布と, K 値の時系列変化はほ ぼ連動しており、K値の上昇が軽石噴火期に3回繰り返されていることが明らかである.しかも この組成変化のパルスは、マグマ噴出率の違いで認識される  $P1 \cdot P2 \cdot P3$  (図  $1.1 \cdot 8$ ) のサブ活動 期と一致している. すなわち,  $P1 \cdot P2 \cdot P3$  の境に当たる水沼 6 軽石と水沼 2 軽石は明らかに  $SiO_2$ 量と K 値が低く、マグマ供給系がリセットされることでサブ活動期が切り替わっている. また、 K値の低い軽石(糸井軽石流)と K値の高い軽石とを希土類元素存在度で比較すると, 前者に比 べ後者は中希土と重希土に乏しい特徴がより顕著である(図 1.1-10). Sr-Nd-Pb 同位体を検討 した Kobayashi and Nakamura (2001)によると、赤城火山噴出物全体は同位体的に極めて肥沃 であり, その同位体組成変動はマントル由来マグマと下部地殻物質の 2 成分混合を示している. 従って、希土類元素存在度パターンにおける中・重希土の枯渇は、沼沢火山と同様に、高 H<sub>2</sub>O 条 件下での下部地殻物質の部分溶融により角閃石が溶け残る効果がより大きかったことを示すと考 えられる. すなわち, サブ活動期の開始時に K 値が低下することは地殻融解の熱源であったマン トル由来マグマの寄与が一次的に高くなったことの現れであり、下部地殻へのマグマの大量貫入

を契機にマグマ噴出率などの活動様式の変化が起きたことを示唆していよう.また,赤城火山では軽石噴火期の後,カルデラ内には地蔵岳・小沼溶岩が噴出して約3万年前に赤城火山のマグマの噴出が終了する. Kobayashi and Nakamura (2001)によるとこの後カルデラ期の流紋岩溶岩は,赤城火山の中では同位体的に枯渇したものであり,それ以前の噴出物とは異なり地殻との同化作用の影響が小さい.このことは,赤城火山の活動末期になると,下部地殻を溶融させるのに十分な量のマグマがマントルから供給されなくなり活動停止に至ったものと解釈されよう.

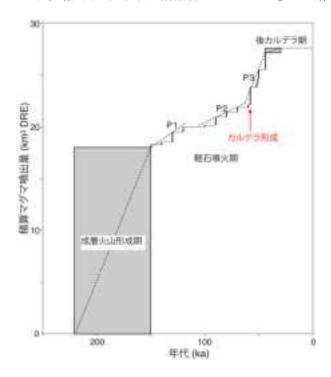


図 1.1-8 赤城火山の積算マグマ噴出量階段図.

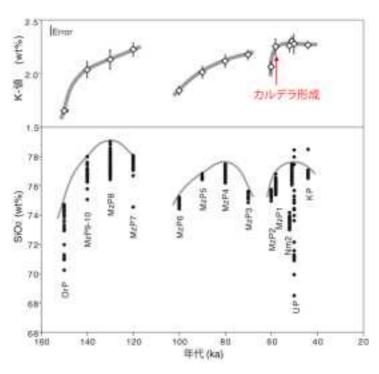


図 1.1-9 赤城火山噴出物火山ガラスの SiO2 量とK-値の時間変化. K-値は SiO2=75wt%で規格化した値.

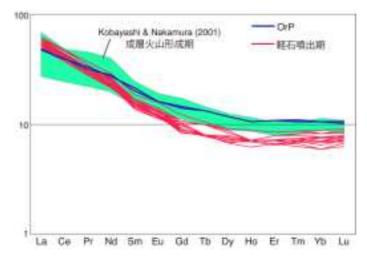


図 1.1-10 赤城火山噴出物のコンドライト規格化希土類元素存在度

# •十和田火山

十和田火山は,東北北部のカルデラ火山である。平均マグマ噴出率は成層火山形成期から約 4万年前の大不動火砕流を噴出したカルデラ形成噴火(噴火エピソード N)期に向かって上昇する傾向が顕著である。その後,平均マグマ噴出率は一旦低下するが現在も続く後カルデラ期に再び上昇傾向が続いている。カルデラ形成前後のマグマ組成の変化については本報告の 1.3 節に詳細を記述しているが,カルデラを形成した噴火エピソード N に数万年前先行する噴火エピソード P で Q 以前とは異なるマグマが噴出し始めたことは注目に値する。しかも,沼沢・赤城火山と同様に,カルデラ形成に関与したマグマは Q 以前の成層火山形成期のマグマと比べ希土類元素存在度パターンにおいて顕著に中・重希土が枯渇している。十和田火山も他の火山と同様にカルデラ形成に先行してマグマ生成条件が変化したことが明らかである。

#### (3) マグマ噴出率低下時の組成変化

#### ·那須火山群

那須火山群は、栃木県と福島県の境に位置する第四紀の火山群で、南から北へ南月山・茶臼岳・朝日岳・三本槍岳・甲子旭岳の順に連なる安山岩質成層火山の集合体である(山元・伴、1997). このうち茶臼岳火山だけが有史以来何回かの噴火記録のある活火山で、約1.9万年前の活動開始以降、数千年間隔でマグマ噴火を繰り返している(山元、1997). 噴出量を見ると、噴火開始時の Nas-CH1 が1.2 km³DRE で最も大きく、それ以降は時間と共に噴出量が小さくなり噴出率が低下する傾向が認められる(図1.1-11). この茶臼岳火山噴出物の化学組成は Ban and Yamamoto (2002) により明らかにされており、その特徴はいずれの噴出物も苦鉄質端成分と珪長質端成分の混合で説明可能であることと、両端成分が活動期間を通じて同じ組成であることである. 従って、噴出物の化学組成は SiO2 量を横軸に取ったハーカー図で、全て直線上に並んでいる(図1.1-12). 噴火ユニット毎の特徴を見ると最初期の Nas-CH1 は他のユニットよりも珪長質な噴出物に富み、最近の噴出物の方がやや苦鉄質な噴出物が多くなる傾向はあるものの、その違いは混合比の違いでしかない. 珪長質側の噴出物の 87Sr/86Sr 比は 1.9万年間の活動期間を通じてほとんど変化しておらず、長期間同じマグマだまりが存在し続けているものと考えられる.

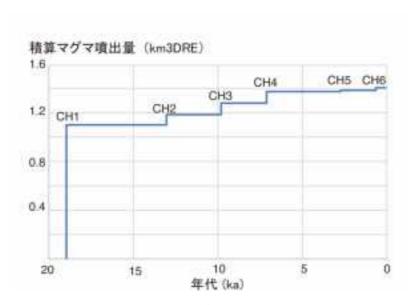


図 1.1-11 那須茶臼岳火山の積算マグマ噴出量階段図. 山元(1997)を修正.

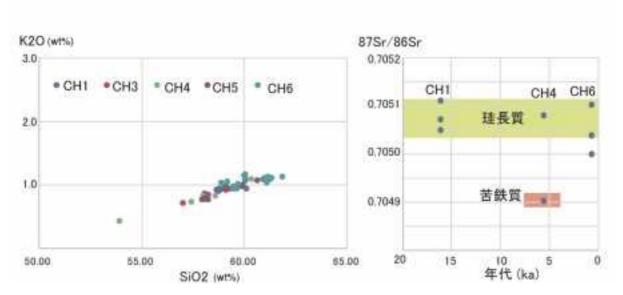


図 1.1-12 那須茶臼岳火山噴出物の K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 図と <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比の時間変化

#### ·安達太良火山

安達太良火山は、福島市南西の火山フロント上に位置する大型の安山岩質成層火山である. その山体は、55万年前や44万年前の先駆的活動のあと、35万年前頃に前岳山頂部から和尚山にかけての山体が形成され、25~20万年前には箕輪山から安達太良山の厚い安山岩溶岩流からなる主要山体が形成された(藤縄ほか、2001;藤縄・鎌田、2005). その後、休止期を挟んで約 12万年前に山体中央部の沼ノ平火口でプリニー式の岳噴火が発生し、山麓には湯川・沼尻火砕流が堆積した(山元・阪口、2000). 岳噴火以降は沼ノ平火口からテフラ噴火が繰り返され、安達太良最新期テフラ群が噴出している. マグマの噴出量は岳噴火が2km³DREと最も大きく、那須茶臼岳火山と同様に、それ以降は時間と共に噴出量が小さくなり噴出率が低下する傾向が認められる(図 1.1·13). 岳噴火のマグマ組成を検討した藤縄・鎌田(2005)は、苦鉄質マグマと珪長質マグマが同時に噴出したこと、苦鉄質マグマは二種類ありこの噴火過程でそれ以前のものから以降

のものへと入れ替わったことを明らかにしている。これに対して岳噴火噴出物(120 ka)と最新期の沼ノ平噴出物(2.5 ka)を比較すると,両噴出物の化学組成は $SiO_2$ 量を横軸に取ったハーカー図で,同じ直線上に並んでおり,苦鉄質端成分と珪長質端成分に変化がないことを示している(図 1.1-14)。87Sr/86Sr 比についても同じで,苦鉄質マグマの方が珪長質マグマよりも肥沃である特異な特徴に変化がない。従ってマグマ噴出率が低下し続ける岳噴火以降の本火山のマグマ供給系はほとんど変化していないことになる。

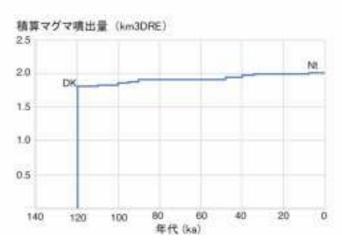


図 1.1-13 安達太良火山の積算マグマ噴出量階段図. 山元・阪口(2000)を修正.

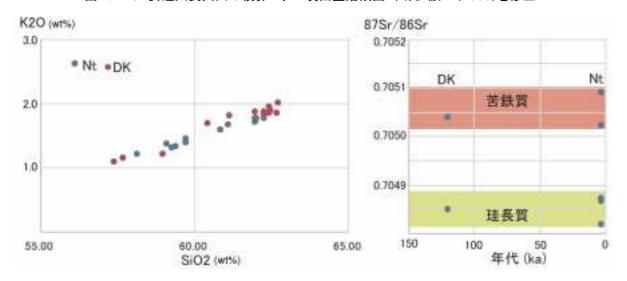


図 1.1-14 安達太良火山噴出物の K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 図と <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比の時間変化

#### •吾妻火山

吾妻火山は、福島市西方の火山フロント上に位置する安山岩質成層火山である。その山体は西吾妻、中吾妻、東吾妻、一切経、高山などの底径数 km、比高 200~500 m の安山岩質の火山錐や、これらに覆われる初生的な火山地形を失ったより古い安山岩質の山体が重なり合ってできている(藤縄・鴨志田、1999)。山体東部にある完新世の吾妻小富士や五色沼などの火口群を形成した吾妻浄土平火山の活動は約7千年前から始まり、その総噴出量はブルカノ式噴火降下火砕物と溶岩流を合わせて約5×10·1 DRE km³である(山元、2005)。浄土平火山噴出物のほとんどは、約1.000年間(5.9~4.8 ka)継続した小富士ユニットのブルカニアン噴火で噴出している。その

後マグマ噴出率が 3 桁低下するものの,噴火活動自体は継続している(図 1.1-15).噴出物化学組成の時系列変化については山元(2005)が示したように,いずれの噴出物も苦鉄質端成分と珪長質端成分の混合で説明可能であることと,両端成分が活動期間を通じて同じ組成であることで(図 1.1-16),前述の那須茶臼岳火山や安達太良火山と共通している.

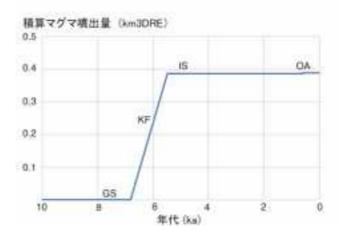


図 1.1-15 吾妻火山の積算マグマ噴出量階段図. 山元(2005)を修正.

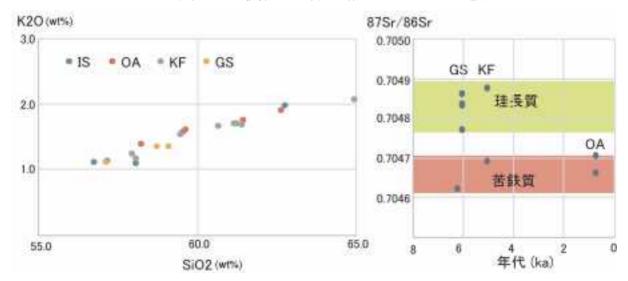


図 1.1-16 吾妻太良火山噴出物の K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 図と <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比の時間変化

#### (4) まとめ

国内主要火山の階段図を類型化した結果,一部の玄武岩質成層火山を除いて,マグマ噴出率は一定でなく上昇もしくは低下している事例の方が多いことを明らかにした.従って,火山活動の将来予測では,対象火山が噴出率の上昇期にあるのか,低下期にあるのかの判断が重要となる.また,噴出物の化学組成時系列変化と合わせて検討すると,噴出率上昇期には組成の異なるマグマ供給系の新規形成や下部地殻の溶融進行などが起きている事例が多い.一方,低下期には,長期にわたって同じマグマ供給系が存在し,組成の変化がほとんど起きていない傾向があることが明らかになった.以上の結論は,マグマ噴出量階段図に噴出物の岩石学的な検討を組み合わせて評価することが,火山活動の将来予測では重要であることが指摘できよう.

#### 文献

- Ban, M. and Yamamoto, T. (2002) Petrological study of Nasu-Chausudake Volcano (ca. 16 ka to Present), northeastern Japan. *Bull. Volcanol.*, **64**, 100-116.
- Beard, J.S. and Lofgren, G.E. (1991) Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 kb. *Jour. Petrol.*, **32**, 365-401.
- 藤縄明彦・鎌田光春 (2005) 安達太良火山の最近 25 万年間における山体形成史とマグマ供給系の変遷. 岩石鉱物科学, 34, 35-58.
- 藤縄明彦・鴨志田 毅 (1999) 吾妻火山. フィールドガイド日本の火山4 東北の火山, 築地書館, 89-104.
- 藤縄明彦・林 信太郎・梅田 浩司 (2001) 安達太良火山の K-Ar 年代:安達太良火山形成史の再検 討. 火山, **46**, 95-106
- Kobayashi, K. and Nakamura, E., 2001, Geochemical Evolution of Akagi Volcano, NE Japan: Implications for Interaction Between Island-arc Magma and Lower Crust, and Generation of Isotopically Various Magmas. *Jour. Petrol.*, **42**, 2303-2331.
- 小林哲夫・味喜大介・佐々木 寿・井口正人・山元孝広・宇都浩三 (2013) 桜島火山地質図(第 2 版). 産総研地質調査総合センター.
- 守屋以智雄 (1968) 赤城火山の地形と地質. 前橋営林局, 64p
- 守屋以智雄 (1970) 赤城火山の形成史. 火山, 15, 120-131.
- 守屋以智雄 (1983) 日本の火山地形. 東京大学出版会, 135p.
- Sakuyama, M. and Nesbitt, R.W. (1986) Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the northeast Japan arc. In: Kushiro,I. (Ed.), M.Sakuyama and H.Fukuyama Memorial Volume. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 413-450.
- 高橋正樹・関慎一郎・鈴木洋美・竹本弘幸・長井雅史・金丸龍夫 (2012) 赤城火山噴出物の全岩 化学組成-分析データ 381 個の総括-. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 47, 341-400.
- 高橋正樹・大塚 匡・川俣博史・迫 寿・安井真也・金丸龍夫・大槻 明・島田 純・厚地貴文・梅澤孝典・白石哲朗・市来祐美・佐竹紳・小林哲夫・石原和弘・味喜大介 (2011) 桜島火山および姶良カルデラ噴出物の全岩化学組成-分析データ 583 個の総括-. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 46, 133-200.
- Takahashi, M., Otsuka, T., Sako, H., Kawamata, H., Yasui, M., Kanamaru, T., Otsuki, M., Koboyashi, T., Ishihara, K., Miki, D. (2013) Temporal variation for magmatic chemistry of the Sakurajima Volcano and Aira caldera region, Southern Kyushu, Southwest Japan since 61ka and Its Implications for the evolution of magma chamber system. 火山 58, 19-42.
- 宇都浩三・味喜大介・Nguyen, H.・周藤正史・福島大輔・石原和弘 (2005) 桜島火山マグマ化学組成の時間変化. 京都大学防災研究所年報, 48 B, 341-347.
- 山元孝広 (1997) テフラ層序からみた那須茶臼岳火山の噴火史. 地質学雑誌, 103, 676-691.
- 山元孝広 (2003) 東北日本, 沼沢火山の形成史: 噴出物層序, 噴出年代及びマグマ噴出量の再検討. 地質調査研究報告, **54**, 323-340.

- 山元孝広 (2005) 福島県, 吾妻火山の最近 7 千年間の噴火史: 吾妻-浄土平火山噴出物の層序とマグマ供給系. 地質学雑誌, **111**, 94-110.
- Yamamoto, T. (2007) A rhyolite to dacite sequence of volcanism directly from the heated lower crust: Late Pleistocene to Holocene Numazawa volcano, NE Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **167**, 119-133.
- 山元孝広·伴 雅雄 (1997) 那須火山地質図.火山地質図 9,地質調査所, 8p.
- 山元孝広・阪口圭一 (2000) テフラ層序からみた安達太良火山, 最近約 25 万年間の噴火活動. 地質学雑誌, **106**, 865-882.

# 1.2 大規模噴火の事例研究

# 1.2.1 支笏カルデラの噴火履歴調査

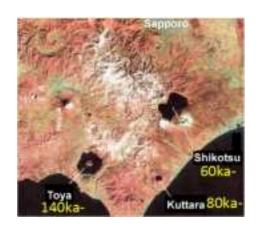
# 【実施内容】

支笏火山の活動は、約 6 万年前に VEI=6 の大噴火を起こした活動 (社台期)、約 4 万年前の VEI=7 の支笏カルデラ形成噴火 (カルデラ形成期)、そしてそれ以降現在まで続く後カルデラ期の 3 活動期に大別できる。今年度は支笏火山の長期噴火履歴および社台期の噴火推移を明らかにするため、周辺地域の地表調査に加えて支笏湖東方約 20km において深度 180m までのボーリング掘削を実施した。また、昨年度本研究で掘削したボーリングコア、気象庁および防災科学研究所のボーリングコアも加えて、テフラの地質記載および火山ガラス組成分析を行った。またカルデラ形成期については粒度分析および構成物解析も行った。その結果、長期噴火履歴としては、6 万年以前の、未知のプリニー式噴火堆積物が新たに発見された。社台期とカルデラ形成期の両方とも、直前の先行噴火は確認できなかった。さらに個々の噴火に関しては噴火推移と構成物の時間変化を詳細に検討した。社台期では約 6~5.5 万年前に 3 回の噴火が起こっていたことが確認された。6 万年前の大噴火についてはプリニー式噴火から火砕流発生へと移行したことが初めて確認された。

#### 【研究成果】

#### (1) 北海道南西部および支笏火山の長期噴火履歴

北海道南西部胆振地域では、約14万年前から洞爺火山、約8万年前からクッタラ火山、約6万年前から支笏カルデラが大規模珪長質噴火を繰り返している(図1.2.1-1). 本地域のテフラ層序に関する研究は古くから行われており、山縣(1994)ほかにより各テフラの分布や給源火山の特定が明らかになりつつある(図1.2.1-2). 彼らによると支笏火山は、約6万年前から数千年間に3回の噴火によって50km³程度の降下火砕物および火砕流堆積物(社台降下スコリア堆積物:Ssfa



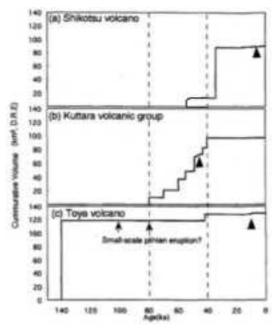


図 1.2.1-1. 北海道南西部カルデラ火山群の噴出量階段図(森泉、1998に加筆・修正).

と社台火砕流堆積物:Ssfl, Spfa-6, Spfa-5)を噴出し(以後, 社台期と記載), その後 1 万 5 千年程度の休止期を経て, 大規模カルデラ形成噴火により約 400km³の降下火砕物(Spfa-1)および火砕流堆積物(Spfl)が発生した(以後, カルデラ形成期と記載)と考えられている.

昨年度までの本研究により、本地域は数百万年前から約50万年前頃まで火山活動を行った後、休止期を経て大規模噴火を繰り返していたことが明らかになり、また6万年前の社台火砕流堆積物(Ssfl)については気象庁のボーリングコア(図1.2.1-3、JMA;支笏湖南方約5km地点)から試料を採取し化学分析を行った。今年度は、北海道南西部全体の長期噴火履歴を明らかにするため渡島地域でもカルデラ噴火前の火山噴出物について K-Ar年代を測定したほか、支笏火山の長期噴火履歴を明らかにするため支笏湖東方約20kmの地点で深度180mのボーリング掘削を行った(図1.2.1-3、ShB-2015).また、防災科学研究所のボーリングコア(図1.2.1-3、NIED;支笏湖南東約15km地点)も加えてテフラ層序の記載を行い、さらにテフラ中の火山ガラスの化学組成分析を実施した。その結果、北海道南西部では、カルデラ形成噴火前の休止期間は10万~40万年間程度であると考えられ、さらに支笏火山では約6万年前から始まる社台期噴火の前にプリニー式噴火を行っている可能性があることが示唆された。

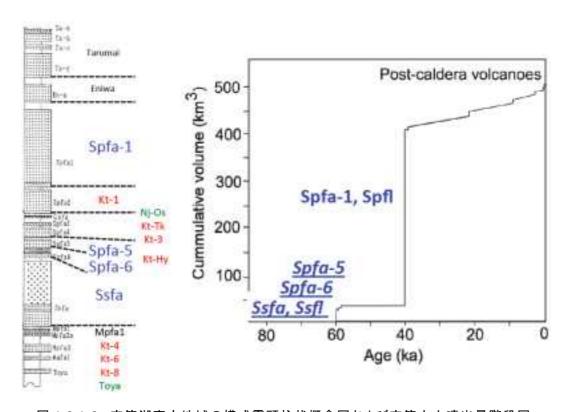


図 1.2.1-2. 支笏湖東方地域の模式露頭柱状概念図および支笏火山噴出量階段図. (山縣,1994 に加筆:青は支笏火山,赤はクッタラ火山,緑は洞爺火山由来の噴出物).

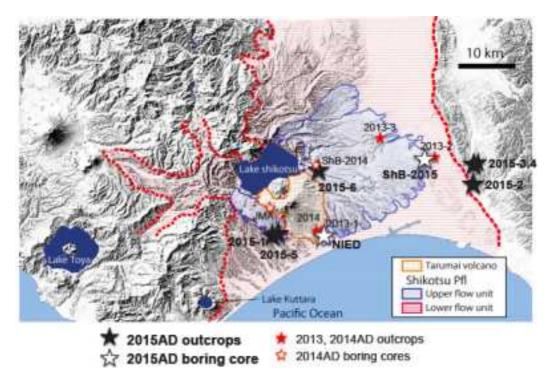


図 1.2.1-3. 調査地点図 (北川,2000MS に加筆).



図 1.2.1-4. 支笏湖周辺地域火山噴出物の K-Ar 年代.

#### ・北海道南西部の長期噴火履歴

北海道南西部には、内浦湾(噴火湾)北東側の胆振地域に洞爺カルデラ、クッタラカルデラ、支笏カルデラがあり、南西側の渡島地域には約 12,000 年前に噴火したと考えられる濁川カルデラ(柳井ほか,1992)が存在している(図 1.2.1-4). 濁川カルデラ周辺には、数万年前から活動する活火山である北海道駒ヶ岳火山、恵山火山があるが、これら以前の第四紀火山活動に関しては噴火年代が明らかではなかった.

そこで今年度は,渡島地域で火山地形などからより新しい火山であると考えられる横津火山について 2 箇所で岩石を採取し,株式会社蒜山地質年代学研究所に依頼して K-Ar 年代を測定した(表 1.2.1-1,表 1.2.1-2). その結果,0.24~1.08Ma の年代が得られ,このことは北海道南西部ではカルデラ形成噴火前の休止期間は 10 万~40 万年程度であることを示唆している.

被料面非 料石条 Ned ALID. Pag Co. total tg. luns MK-1 0.0008 0.60 0.17 6,60 2.81 0.12 Gil. Till Too makes to 60, 01 16.28 7.43 1.11 1.54 MR-0 Now andesite 0,0008 56.42 0.00 17, 22 7.42 0.14 3.30 7.90 2.44 1.10 0.00 90.88 58-1 0.0079 66, 00 0.62 16, 21 8,66 0.13 1,86 7,06 2,56 1,20 Spo medecity (株・) of bearing for underline 0.0025 56, 19 0, 56 16,29 9.30 0.10 4.10 H.00 2.26 1.04 100:91 38-0 0.000% 63, 4T 0.69 17, 49 16, 97 0.20 4.18 9.36 2.37 0.40 0.10 See mades to 98.02 MI-1 0.0019 60, 93 0.78 311, 99 8.91 6.16 3.61 7.61 2.46 1.28 0.12 Spx undexite 101.54 Ou-1 Mirdacine 1, 6990 64, 98 0.5315.69 6.54 0.45 2.09 4.92 1.48 1,33 06-2 Spx undesite: 0.6929 62, 75 0, 68 16.04 6.96 0.10 2.17 0.62 3.70 1.00 0.12 99:37 0.17 0.0023 9, 36 100.40 04:3 of 2nd andesite nr. 29 0.00 10.29 E-20 H-01 ± 40

表 1.2.1-1 全岩主成分元素組成

表 1.2.1-2 K-Ar 年代値

<b>2000年19</b> 00年	御定物 (メッシュナイバ)	の5 ウム含有能 (et. X)	放射性起源"Ar (10%= 5TP/g)	K-Ar-(FFC: (Ma)	非放射性粒的"Ar (0)
NW-1	FI 集 (#60-80)	1.734 ± 0.035	24.22 ± 0.31	2,60 ± 0.09	02.4
NS-2	五 <u>株</u> (日est-800)	$1.403\ \pm\ 0.028$	16.24 ± 0.23	2.98 ± 0.07	#7.1
58-1	5 JL (#60-80)	1.483 = 0.030	3.56 ± 0.18	0.67 ± 0.03	73.6
58-2	6 Mi (#40-80)	$1.349\ \pm\ 0.027$	2.66 ± 0.14	0.51 ± 0.03	72.3
88-3	Fr.M. (200-80)	$0.531 \pm 0.011$	3.86 ± 0.15	1.87 ± 0.08	65. 8
NE-1	行基 (量60-50)	1.561 ± 6.632	5,30 ± 0,15	0.86 ± 0.03	D4. W
0s-1	(# 60-80)	$1.467\ \pm\ 0.029$	$1.39~\pm~0.26$	$0.24 \pm 0.04$	91.0
06-2	€i Mi (# 60-80)	$1.421\ \pm\ 0.029$	5.95 ± 0.62	1.00 ± 0.10	84, 0
04-3	万美 (1260-800	$0.722 \pm 0.014$	E 85 ± 0.27	1, 03- ± -0, 10	84.0

# ・支笏火山の長期噴火履歴

本地域は支笏火山カルデラ形成期の噴出物に厚く覆われているため、地表において社台期以前の噴出物を観察できる露頭は稀であり、これまでは支笏湖南側または東側遠方地域においてテフラの分布調査が行われてきた(勝井、1959;春日井ほか、1980;曽屋・佐藤、1980;山縣、1994)が、約14万年前の洞爺カルデラ形成噴火以前のテフラ層序については不明な点が多い(図1.2.1-2)。

そこで、本研究では図 1.2.1-3 の防災科学研究所のボーリングコア(NIED)および今年度掘削したボーリングコア(ShB-2015)を用いてテフラの記載を行い、さらに軽石を含むテフラについて、本地域で起源が明らかになっているテフラとともに火山ガラス組成を分析し、青木・町田(2006)の文献値と合わせて比較した.

その結果、NIED ボーリングコアでは社台期噴火噴出物(Ssfl)の下位に 3 枚の火砕流堆積物 (pumice flow  $1\sim3$ )と 1 枚の火山灰層(ash fall)が(図 1.2.1-5)、ShB-2015 では社台期噴火噴出物 (Ssfa)の下位に 2 枚の降下軽石層(pumice fall 1,2)と 1 枚の火山灰層(ash fall)が(図 1.2.1-6)発見された. これらの火山噴出物のうち軽石を含むテフラについて火山ガラス組成を分析したところ、NIED ボーリングコアのうち上位 2 枚の火砕流堆積物(NO-8460&8550、NO-9350)がクッタラ火山由来の Kt-7・Kt-8 の組成範囲と一致し、その下位の火砕流堆積物(NO-9550)は洞爺カルデラ形成噴火由来の Toya に類似した組成を示す(図 1.2.1-7)、同様に ShB-2015 ボーリングコアのテフラは、上位の降下軽石層(ShB15-106.5)はクッタラ火山由来の Kt-2~6 の組成範囲、下位の降下軽石層(ShB15-123.15)は 2.1 章で記載する社台期噴出物(Spfa-5,6,Ssfa)の石基ガラス組成に類似していることが明らかになった。このことは、社台期噴火以前(以後、先社台期と記載)に支笏火山がプリニー式噴火を起こしていたことを示唆している(図 1.2.1-8)、今後の課題としては、これらのボーリングコアについて年代既知の広域テフラがないかさらに調査するとともに、地表においてトレンチ調査を行うことにより先社台期噴火の有無について検討する予定である.



図 1.2.1-5. NIED ボーリングコア写真.

ash fall

100m

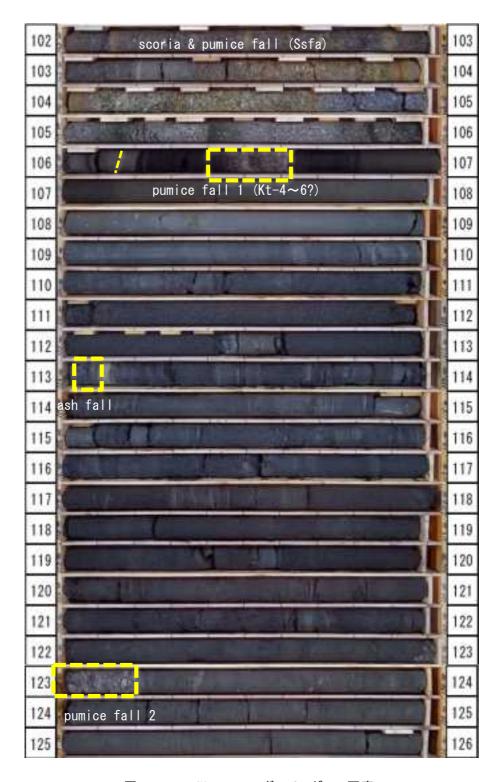
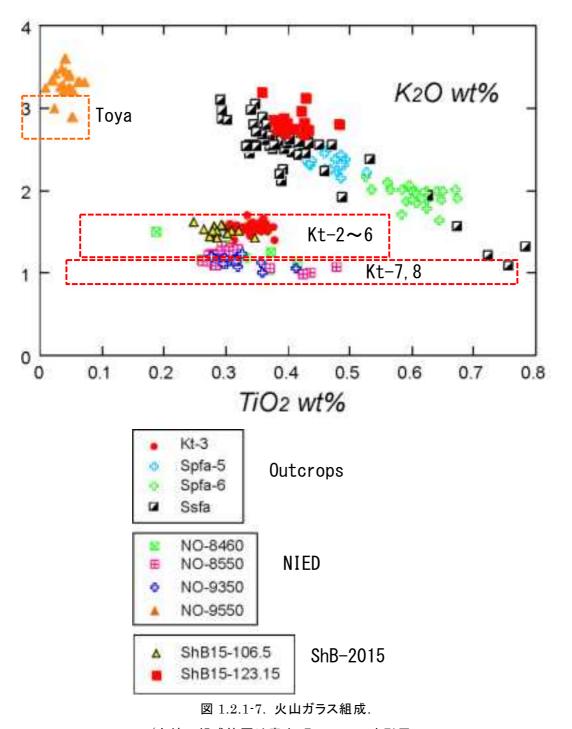


図 1.2.1-6. ShB-2015 ボーリングコア写真.



(点線の組成範囲は青木・町田,2006を引用,

Ssfa, Spfa-6, Spfa-5, Kt-3 の詳細については 2-2 項を参照)

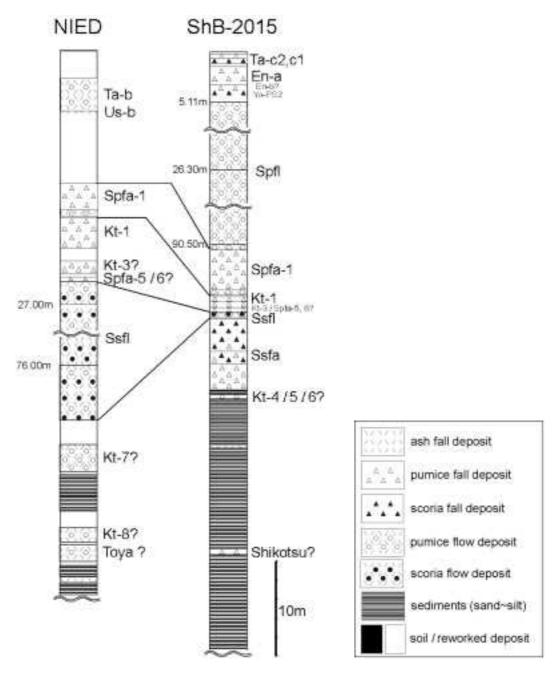


図 1.2.1-8. ボーリングコアの対比柱状図.

# (2) 社台期噴火の噴火履歴

支笏火山は約6万年前に大規模噴火を開始し、数千年間のうちに3回の噴火によって降下火砕物および火砕流堆積物(Ssfa・Ssfl, Spfa-6, Spfa-5)を噴出(社台期)、その後1万5千年程度の休止期を経て、カルデラ形成噴火(Spfa-1, Spfl)が発生した(カルデラ形成期)と考えられているが、社台期各噴火の噴火様式・規模・噴火の推移などについてはこれまでほとんど検討されていない。

昨年度は、6万年前の社台火砕流堆積物(Ssfl)について深度 100m の気象庁のボーリングコア(図 1.2.1-3、JMA; 支笏湖南方約 5km 地点)の記載および試料採取を行ったところ、Ssfl の下限は観察されなかったが溶結度によりいくつかのフローユニットに分けられること、本質物質は灰色軽石とスコリアが大部分を占めるが縞状軽石や白色軽石も認められることなどが明らかになった。今年度は、約6万年前から始まる社台期の噴火履歴を明らかにするため、まずは支笏湖周辺地域の地表調査(図 1.2.1-3、2015-1~4)を行い、石基ガラス組成の違いを利用して本地域のテフラ層序を再検討した。さらにその結果を支笏湖東方約 20km の地点で掘削した深度 180m のボーリングコア(図 1.2.1-3、ShB-2015)と比較した。その結果、社台期では従来指摘されていたように約6~5.5万年前に3回の噴火(Ssfa・Ssfl、Spfa-6、Spfa-5)が起こっていたことが確認された。また、6万年前の大噴火(Ssfa・Ssfl)については、プリニー式噴火から火砕流噴火へ移行したこと、またプリニー式噴火の進行に伴って軽石主体の噴火からスコリア主体の噴火へとマグマが変化したことが明らかになった。一方で、その後の2回の噴火(Spfa-6、Spfa-5)については、従来指摘されていたとおり軽石主体のプリニー式噴火のみであったと考えられる。

# ・社台期噴火のテフラ層序

本地域ではカルデラ形成期噴出物が厚く堆積しているため、社台期噴出物は支笏湖南方~東方の谷地形や遠方地域に限られている。そこで、今年度はまず 4 箇所の露頭(図 1.2.1- $3 \cdot 2015$ - $1 \sim 4$ )において地質記載を行った(図 1.2.1- $9 \sim 20$  1.2.1-12)。テフラの同定については、社台降下スコリア堆積物(Ssfa)を鍵層として山縣(1994)の柱状図と比較し(図 1.2.1-13)、さらに石基ガラス組成を用いて最終的な対比の確認を行った(図 1.2.1-14)。

カルデラ南方 10 km の露頭(2015-1, 図 2-2-1)では、社台火砕流堆積物(Ssfl)に少なくとも 4 枚のフローユニットが確認され、その間には厚さ 40 cm 程度の降下スコリア層(Ssfa?)や厚さ 10 cm 程度の降下火山灰層が存在している。Ssfl,Ssfa?ともにスコリア質の本質物質が大部分を占めるが、特に Ssfl にははっきりとした縞状軽石が頻繁に観察され、その他に白色軽石や灰色軽石もわずかに認められる。

カルデラの東南東 30km に位置する露頭(2015-2, 図 1.2.1-10)は、山縣(1994)の模式露頭に最も近い. 本地点では、約 4 万年前の支笏カルデラ形成噴火由来の Spfa-1,クッタラ火山由来の Kt-1 の下位に厚さ数 m にも及ぶ再堆積層をはさんで、同じくクッタラ火山由来の Kt-3(厚さ約 50cm)、支笏火山由来の厚さ約 50cm の Spfa-5、厚さ約 60cm の Spfa-6、厚さ 1.8m 以上の Ssfa が累重するのが認められた。各最大粒径は Kt-3 で 10mm、Spfa-5 で 25mm、Spfa-6 で 8mm、Ssfa で 20mm 程度である。 Kt-3、Spfa-5、Spfa-6 は大部分が白色軽石からなりわずかに灰色軽石を含むことがあるが、Ssfa は 8 割程度がスコリアで他に縞状軽石や白色軽石が認められる。



図 1.2.1-9. 露頭写真(2015-1 露頭).

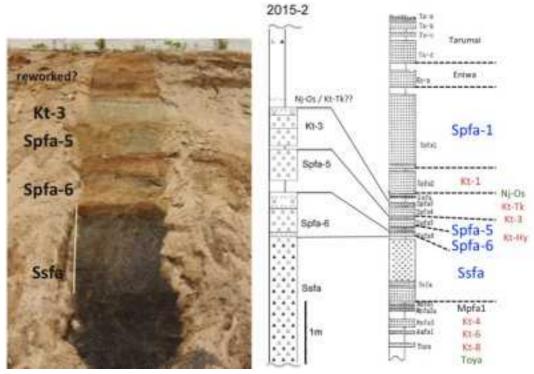


図 1.2.1-10. 露頭写真(2015-2 露頭).柱状図の凡例は図 2-2-1 と同じ.



図 1.2.1-11. 露頭写真(2015-3 露頭).柱状図の凡例は図 2-2-1 と同じ.



図 1.2.1-12. 露頭写真(2015-4 露頭).柱状図の凡例は図 2-2-1 と同じ.

最大粒径は Kt-3 で 8mm, Spfa-5 で 17mm, Spfa-6 で 5mm, Ssfa で 40mm 程度である。また 2015-4 の露頭(図 1.2.1-12)では、Ssfa に優白色部分と優黒色部分からなる縞状の構造が見られ、 Ssfa の下限は認められなかったが、上位ではよりスコリア質で下位には軽石濃集部やサージ堆積 物が存在していた。

今年度の露頭調査においては、6 万年前の Ssfa とカルデラ形成噴火の Spfa1 の間に Spfa6,Spfa5 以外の支笏火山由来のテフラは認められず、従来の研究で記載されていた通り、社 台期噴火は火砕流を伴う大規模噴火で始まり、その後 2 回のプリニー式噴火が起こっていたことが確認された。また 4 箇所の露頭における層厚および最大粒径から、大規模噴火の降下火砕物の 主軸はその後のプリニー式噴火のものよりもより北側にあったと考えられる。

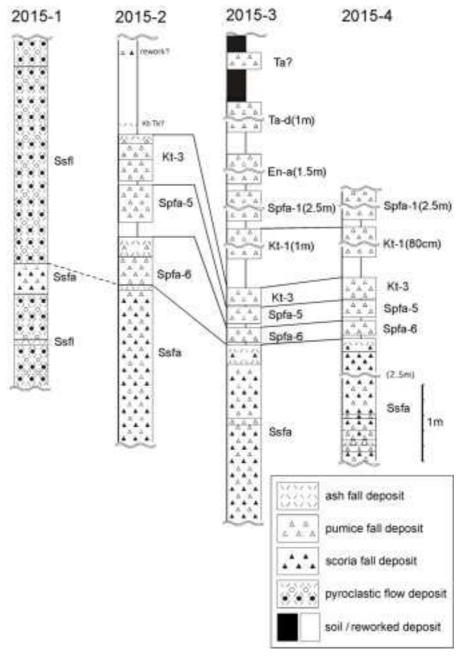


図 1.2.1-13. 社台期噴出物の対比柱状図.

# ・6万年前~4万年テフラの石基ガラス組成

本地域で広範囲にわたって認められる約 4 万年前の支笏カルデラ形成噴火由来の Spfa-1,クッタラ火山由来の Kt-1 については、その厚さと記載岩石学的特徴(Spfa-1 は大部分が斑晶量 5%以下、Kt-1 は石英斑晶を含む)から他のテフラと容易に区別することができる。しかしながら、その下位のクッタラ火山起源の Kt-3、支笏火山起源の Spfa-5、Spfa-6 については、その噴火年代が近接していること、斑晶鉱物組み合わせはいずれも斜長石・斜方輝石・単斜輝石・Fe-Ti 酸化物からなること、斑晶量も 20-30%程度で類似していることから、野外での観察や岩石記載だけでは対比は困難であった。

そこで本研究では予察的に、これら 3 枚のテフラと Ssfa について石基ガラス組成を測定した(図 1.2.1-14). クッタラ火山起源の Kt-3 は  $TiO_2$ =0.3~0.4wt%,  $K_2O$ =1.4~1.8wt%で青木・町田(2006)の Kt-2~Kt-6 の組成範囲内にプロットされる. 一方で、Spfa-5 は  $TiO_2$ =0.4~0.5wt%,  $K_2O$ =2.0~2.4wt%, Spfa-6 は  $TiO_2$ =0.5~0.75wt%,  $K_2O$ =1.4~2.2wt%, Ssfa は組成幅が広いが大部分は  $TiO_2$ =0.25~0.5wt%,  $K_2O$ =2.0~3.0wt%となり、噴出物ごとに組成が異なることが明らかになった.このことは、野外での観察や岩石記載のみでは判別が困難な Kt-3, Spfa-5, Spfa-6 の降下軽石堆積物を、軽石の石基ガラス組成から同定することができることを示している.また、クッタラ火山由来のテフラと支笏火山由来のテフラについても、その組成からほぼ判別が可能であり、本地域でのテフラの給源火山同定に石基ガラス組成分析が有効であることが確認された.

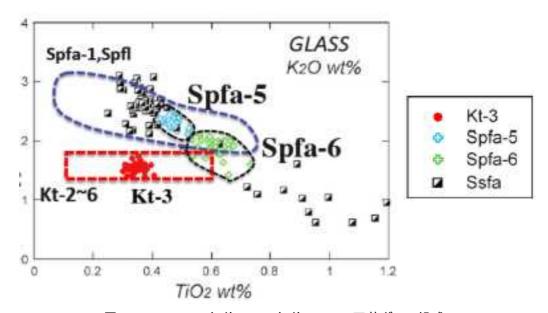


図 1.2.1-14.6 万年前~4 万年前テフラの石基ガラス組成.

(赤い点線の組成範囲は青木・町田、2006, 青い点線の組成範囲は平成25年度本研究を引用)

# ・社台期大規模噴火の噴火推移

支笏湖周辺地域の地表調査では、約6万年前の社台期大規模噴火の火砕流堆積物中にいくつかのフローユニットがあること、厚い降下火砕堆積物(Ssfa)の上位はスコリア質でより下位には軽石が濃集している層が存在することなどが明らかになったが、いずれの露頭でもその下限は認められず、火砕流堆積物と厚い降下火砕堆積物の層序関係など大規模噴火全体の噴火推移は不明のままであった。しかしながら、今年度掘削したボーリングコアでは、この社台期大規模噴火の噴出物全層準を採取することに成功したのでここに概略を報告する。

本ボーリングコアは、支笏湖東方約 20km の地点で掘削されたもので(図 1.2.1-3, 図 1.2.1-8 の ShB-2015)、掘削長は 180m である. 深度 95.71m までがカルデラ形成期噴火堆積物(Spfa-1)で、その下位に茶褐色土壌をはさんでクッタラ火山由来の Kt-1(深度 95.83~96.20m)と Kt-3(深度 96.25~96.81m)、支笏火山由来の Spfa-5 または Spfa-6 を含む土壌(深度 96.81~97.20m)があり、その下位の深度 97.20~106.02m にスコリアを含む一連の堆積物が 8m 以上の厚さで認められた(図 1.2.1-15, 図 1.2.1-16). この堆積物を詳細に見ると、深度 97.20~97.63m はスコリアを含む塊状細粒火山灰層で火砕流堆積物であると考えられる. さらにその下位の深度 97.63~102.00m は少量の軽石を含む降下スコリア堆積物、深度 102.00~103.35m は主に灰色軽石とスコリアからなる降下火砕堆積物、深度 103.35~106.02m は主に白色~灰色軽石からなる降下軽石堆積物であり、その下位には炭質のシルト層が存在する. このように、6 万年前の大規模噴火については、プリニー式噴火から火砕流噴火へ移行したこと、またプリニー式噴火の進行に伴って軽石主体の噴火からスコリア主体の噴火へとマグマが変化したことが明らかになった.



図 1.2.1-15. ShB-2015 ボーリングコア写真.

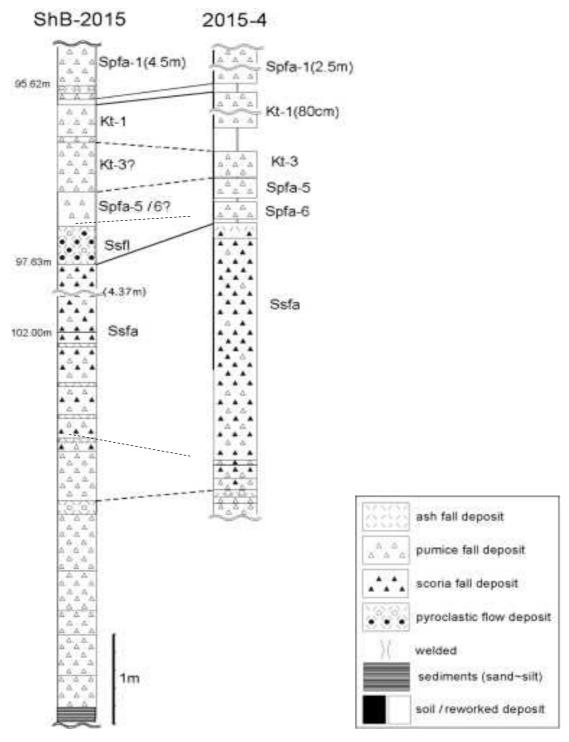


図 1.2.1-16. 社台期カルデラ形成噴火の噴火推移.

### (3)カルデラ形成期の噴火推移

約4万年前に発生した支笏カルデラ形成噴火(カルデラ形成期)はマグマ水蒸気噴火で始まり、プリニー式噴火から大規模火砕流へと移行したと考えられていた。昨年度に支笏湖南南東約15kmの露頭においてさらに詳細な地質調査と構成物分析を行った結果、支笏カルデラ形成噴火は大きく5つの噴火フェーズに分類できることが明らかになった(Phase I:マグマ水蒸気噴火期、Phase II:大規模なプリニー式噴火による降下軽石堆積物卓越層から火砕流堆積物卓越層への移行期、Phase III:大規模火砕流堆積物噴出期、Phase IV:厚い岩片濃集層を伴う火砕流堆積物噴出期、Phase V:大規模噴火終息期)。また、構成物分析から岩片の量比や種類が時間とともに変化することから、カルデラ形成噴火中に火口の拡大・移動が起こっていたことが示唆された。

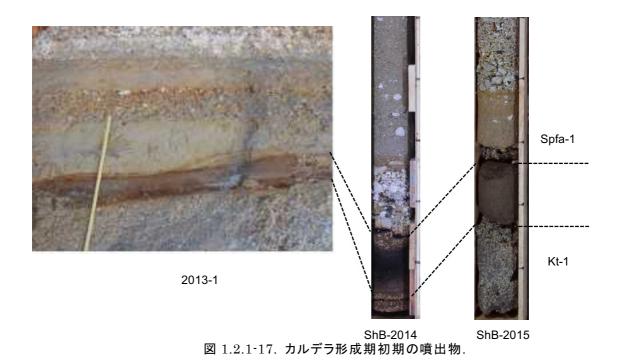
そこで、今年度はさらに広範囲での露頭調査を行うとともに、昨年度本研究で掘削したボーリングコア(図 1.2.1-3、ShB-2014; 支笏湖東方約 5km 地点)、今年度掘削した支笏湖東方約 20km の地点のボーリングコア(図 1.2.1-3、ShB-2015)を用いて、昨年度の研究成果との比較検討をすすめた。また、噴火様式の詳細な変化を明らかにするため、粒度分析結果と構成物解析結果の比較検討を行った。その結果、カルデラ形成期には、直前の先行噴火がないことが再確認され、さらにカルデラ形成期は時間間隙をはさんで、Stage 1(Phase I,II)と Stage 2(Phase III~V)の大きく 2 つに区分された。また、粒度分析および構成物解析により、Stage 1 のプリニー式噴火から噴煙柱不安定へ移行する過程で、火口の拡大が起こり、また同時に複数の火口が形成されたことがわかった。さらに、時間間隙を挟んで開始した Stage 2 では、大規模な火砕流の発生から噴火が始まり、後半になって大量の岩片の放出を伴うようになり、この時期にカルデラ形成がピークを迎えたと考えられる。

## ・カルデラ形成噴火の前兆現象

昨年度までに支笏湖南南東約 15km の露頭(図 1.2.1-3,2013-1)と支笏湖東方約 5km のボーリングコア(図 1.2.1-3,ShB-2014)でカルデラ形成噴火直前~開始期の噴出物を詳細に調べたところ、いずれでもクッタラ降下軽石堆積物(Kt-1)の上位、支笏降下堆積物(Spfa-1)の下位に茶褐色の火山灰土が観察された。これらの火山灰土に含まれる火山ガラスの組成は一致し、支笏降下軽石堆積物よりはクッタラ降下軽石堆積物に近い組成であることが示唆された。今年度支笏湖東方約 20km の地点(図 1.2.1-3,ShB-2015)でボーリングコアを掘削したところ、同様のテフラ層序が確認された(図 1.2.1-17)。いずれの地点においても層厚がほぼ 10cm で、支笏湖からの方位や距離にかかわらず一定であることから、このテフラは支笏カルデラ形成噴火の前兆現象を示す堆積物ではないという昨年度までの結果を支持していると考えられる。

#### ・カルデラ形成期噴火のテフラ層序

今年度は、支笏湖周辺の露頭およびボーリングコアのテフラ層序を再検討した。その結果、カルデラ形成期噴火は、時間間隙をはさんで Stage 1(Phase I,II):マグマ水蒸気噴火で始まりプリニー式噴火から、噴煙柱が不安定になり小規模火砕流を伴う噴火へ移行、 Stage 2(Phase III~V): 低アスペクト比の大規模火砕流噴火から厚い岩片濃集層を伴う高アスペクト比の火砕流噴火を経て、小規模噴火で終了の大きく2つに分けられることが明らかになった。本研究において、



1) カルデラ形成噴火堆積物中に時間間隙を示す証拠があること, 2) プリニー式噴火から火砕流噴火へ移行する過程の堆積物があること, 3) 高アスペクト比の火砕流堆積物の最下位に岩片濃集層を伴うことを新たに発見したので、以下に各露頭での特徴を述べる.

まず,昨年度発見した支笏湖南南東約 15km の模式露頭(図 1.2.1-3; 2014)では、クッタラ火山由来の降下軽石堆積物(Kt-1)の上位に薄い火山灰土をはさんで、火山豆石を含むサージ堆積物と降下軽石堆積物の互層からなるマグマ水蒸気噴火堆積物が認められる(図 1.2.1-18; Phase I, 層厚約 1m). その上位には、降下軽石堆積物(図 1.2.1-20; Phase II-1、層厚約 3m)、サージ堆積物と降下軽石堆積物の互層(図 1.2.1-20; Phase II-2、層厚約 2.5m)、ラグブレッチャを含む火砕流堆積物(図 1.2.1-20; Phase II-3、層厚約 5m)が累重しており、大規模なプリニー式噴火から噴煙柱が断続的に不安定となり火砕流へと移行したと考えられる(図 1.2.1-21). その上位には層厚 8m 以上の大規模な火砕流堆積物が堆積しているが(図 1.2.1-18; Phase III)、本堆積物は Phase II 堆積物を不整合に覆っているほか(図 1.2.1-20)、 Phase II 堆積物を補獲ブロックとして取り込んでいるのが観察される。これらのことから Phase II と Phase III の間には時間間隙が存在していたと考えられる(図 1.2.1-21). この Phase III の大規模火砕流堆積物を覆って、最下部に厚さ 13mにも及ぶ岩片濃集層を伴う火砕流堆積物が堆積している(図 1.2.1-19; Phase IV、層厚約 20m). Phase IV の岩片濃集層と Phase III の境界は不規則に波打っており(図 1.2.1-19)、両者が短時間のうちに堆積したことを示している。そしてさらにその上位には、薄いサージ堆積物と降下軽石層が互層しているのが観察された(図 1.2.1-18; Phase V).

そこで次に大規模なプリニー式噴火による降下軽石堆積物卓越層から火砕流堆積物卓越層への移行期である Phase II 堆積物に注目すると、本堆積物は 2014 の模式露頭のほかに ShB-2014 と ShB-2015 のボーリングコア、2013-2 の露頭で観察された(図 1.2.1-22~図 1.2.1-24). 支笏湖東方約 5km のボーリングコア(ShB-2014, 図 1.2.1-22)では、層厚約 4.5m の火山豆石を含むサージ堆積物と降下軽石堆積物の互層(Phase I)、層厚約 20cm の降下軽石堆積物(Phase II-1)の上位に、

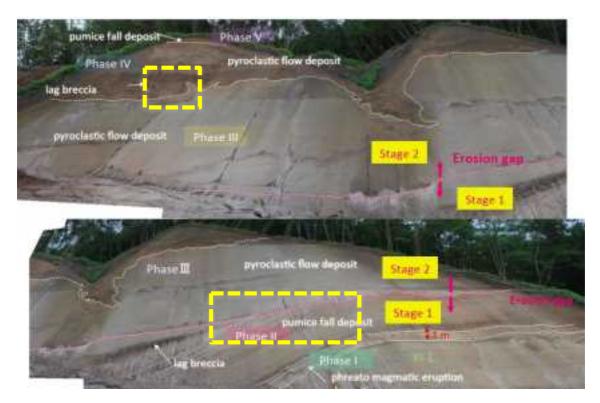


図 1.2.1-18. カルデラ形成期噴出物の模式露頭写真(2014).

層厚約 1.1m のサージ堆積物と降下軽石堆積物の互層,粗粒な軽石を含む層厚約 2.5m の火砕流堆積物が認められ、これらがそれぞれ Phase II-2、Phase II-3 に対比されると考えられる。さらにこれらの堆積物を層厚約 75m の火砕流堆積物(Phase III)が覆っている。また支笏湖東方約 20km のボーリングコア(ShB・2015、図 1.2.1・23)では、層厚約 10cm の降下軽石堆積物と火山豆石を含むサージ堆積物(Phase I)の上位に、厚い降下軽石堆積物(層厚約 4.5m、Phase II-1)、サージ堆積物と降下軽石堆積物の互層(層厚約 60cm、Phase II-2)、火砕流堆積物(層厚約 65m、Phase III)が累重している。一方で、支笏湖東方約 25km 地点の露頭(2013・2、図 1.2.1・24)では Phase II の下限は認められなかったが、層厚 3.5m以上の無層理な降下軽石堆積物の上位に粒径変化に富む層状の降下軽石堆積物が層厚約 2mで認められ、これらがそれぞれ Phase II-1、Phase II-2 に対比されると考えられる。なお、Phase II 堆積物と Phase III の火砕流堆積物の間の浸食間隙に関しては、支笏湖南南東約 15km の模式露頭以外では明瞭な証拠は認められなかった。

また,最下部に岩片濃集層を伴う Phase IV 火砕流堆積物に注目すると,本堆積物は 2014 の模式露頭のほかに ShB-2014 のボーリングコア, 2015-6 の露頭で観察された(図 1.2.1-25~図 1.2.1-26). 支笏湖東方約 5km のボーリングコア(ShB-2014, 図 1.2.1-25)では,層厚約 75m の火砕流堆積物(Phase III)を厚さ約 30m の PhaseIV 火砕流堆積物が覆っており,その下部には厚さ約 5m の岩片濃集層が認められた. また ShB-2014 のやや北側にある露頭(2015-6,図 1.2.1-26)では,層厚 11m 以上の Phase III 火砕流堆積物の上位に厚さ約 1m の岩片濃集層を伴う PhaseIV 火砕流堆積物(層厚 5m 以上)が累重している.



図 1.2.1-19. カルデラ形成期噴出物の模式露頭拡大写真(2014, Phase III~IV).



図 1.2.1-20. カルデラ形成期噴出物の模式露頭拡大写真(2014, Phase I~III).

今年度調査を行った露頭およびボーリングコアの対比柱状図を図 1.2.1-27 に示す.本研究により,従来一連の噴出物と考えられていたカルデラ形成噴火噴出物(Spfa-1, Spfl)中に浸食間隙が認められたこと,ほぼ均質な堆積物として記載されてきた支笏降下軽石堆積物(Spfa-1)が複数の堆積ユニットに区分できること,遠方まで追跡できる Phase II-1~Phase II-2 堆積物の層厚が給源近傍では薄く調査地点内では支笏湖東方約 20-25km で最も厚いこと,さらに Phase IV 火砕流堆積物最下部の岩片濃集層は支笏湖南方で最も厚いことなどが明らかになった.

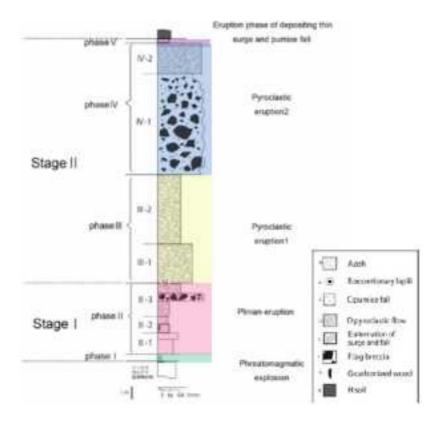


図 1.2.1-21. カルデラ形成期噴出物の模式露頭柱状図.

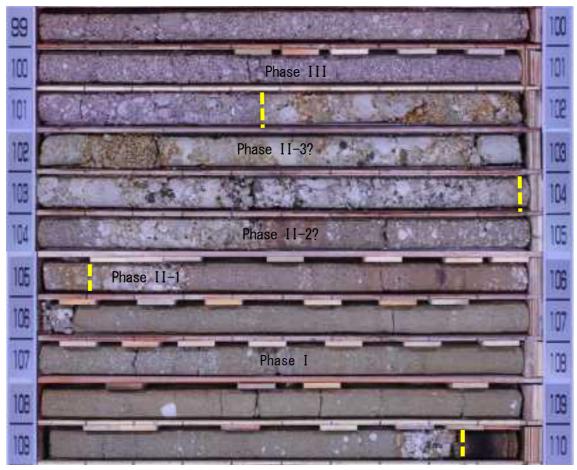


図 1.2.1-22. Phase I~III のボーリングコア写真(ShB-2014).

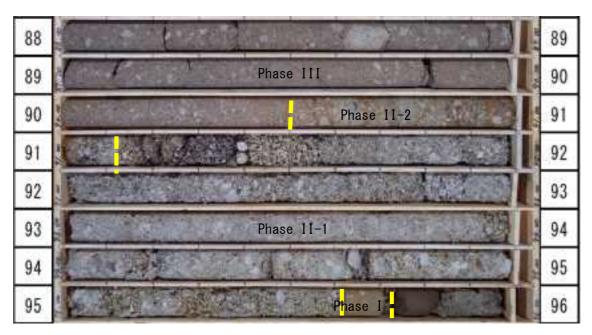


図 1.2.1-23. Phase I~III のボーリングコア写真(ShB-2015).





図 1.2.1-24. Phase II~III の露頭写真(2013-2).



図 1.2.1-25. Phase III~IV のボーリングコア写真(ShB-2014).



図 2-3-26. Phase III~IV の露頭写真(2015-6).

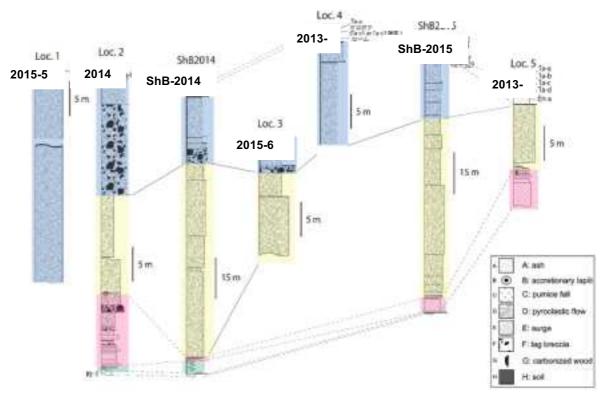


図 2-3-27. 対比柱状図.

### • 粒度分析結果

本研究によりいわゆる支笏降下軽石堆積物(Spfa-1)が降下軽石堆積物(Phase II-1), サージ堆積物と降下軽石堆積物の互層(Phase II-2), ラグブレッチャを含む火砕流堆積物(Phase II-3)の大きく3つに区分できることが明らかになった。これらの特徴を明らかにするため支笏降下軽石堆積物(Spfa-1)の主軸にほぼ沿って支笏湖から  $25\sim200$ km の5地点で試料を採取し、粒度分析を行った結果を示す(図 $1.2.1-28\sim$ 図1.2.1-30).

地点 1 は図 2-1-3 の 2013-3 と同じ露頭で、支笏湖から遠方に向かって地点番号が大きくなり、それぞれの地点で最上位から 1、2、3 と試料を採取している(図 2-3-28)。最も遠方の地点 5 では上位層・下位層ともに非常に淘汰がよく左右対称な粒度分布を示している(図 1.2.1-29)。一方で地点 1~地点 4 では、より下位では粒径がほぼ均質で左右対称な粒度分布を示すのに対して(地点 1 の 3 · 4 · 5、地点 2 の 2 · 3、地点 3 の 3 · 4 、地点 4 の 2)、より上位では粒径幅が広く粒度分布がいびつな形を示している(地点 1 の 1 · 2 、地点 2 の 1 、地点 3 の 2 · 2 、地点 4 の 1 )。そこでこれらの粒度分布をマルチモード解析すると、地点 1~地点 4 の下位層と地点 5 では 1 つの対数正規分布曲線で近似できるのにたいして、地点 1~地点 4 の上位層では複数の対数正規分布曲線が存在していることが明らかになった(図 1.2.1-30)。2013-3 の露頭における無層理な降下軽石堆積物(Phase II-1)の粒径分布は地点 1 の 4 · 5、粒径変化に富む層状の降下軽石堆積物(Phase II-1) の粒径分布は地点 1 の 1 ~ 1 には複数の噴煙柱が形成されていたの降下軽石堆積物が供給されていたのに対して、Phase II-1 には複数の噴煙柱が形成されていたことを示唆している。

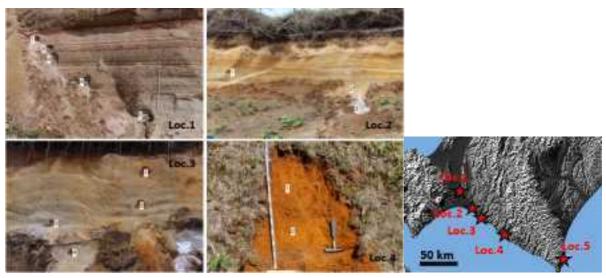


図 2-3-28. 粒度分析試料採取地点および露頭写真.

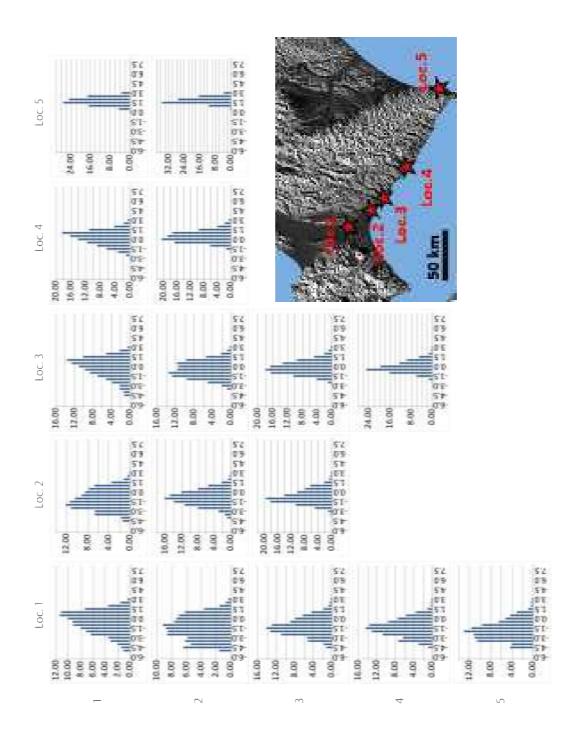


図 1.2.1-29. 地点毎の粒度分布.グラフ横軸は粒径(φ)で縦軸は質量百分率.

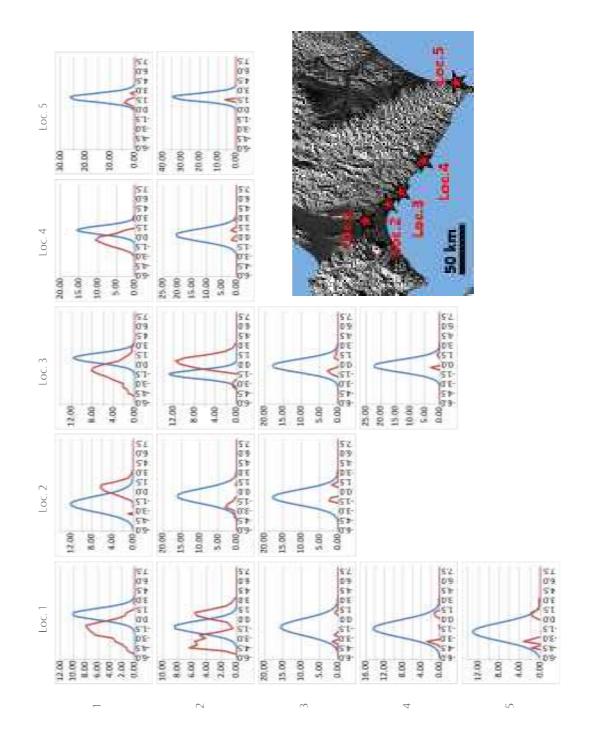


図 1.2.1-30. 粒度分布に対するマルチモード解析結果. 青線が対数正規分布フィットで赤線が残差を示す. 負の残差が最小になるように解析している. グラフ横軸は粒径( $\phi$ )で縦軸は質量百分率.

### • 構成物解析

昨年度の本研究では、支笏湖南南東約 15km の模式露頭(図 1.2.1-3; 2014)において岩相の変化に注目して 40 の層位から構成物分析用の試料を採取し構成物解析を行ったので、その結果を図 1.2.1-31 に示す。本研究では、本質物質は斑晶量 5wt%以下の A タイプと斑晶量 20wt%以上の P タイプの 2 種類(詳細は 3-2 項を参照)、石質岩片は堆積岩(sedimentary rocks)、灰色安山岩(grey andesite)、黒色安山岩(black andesite)、流紋岩(rhyolite)、深成岩(plutonic rocks)、変質岩(altered rocks)の 6 種類にそれぞれ区分した。

本質物質は斑晶量 5wt%以下の A タイプはカルデラ形成噴火を通じて噴出しているものの,斑晶量 20wt%以上の P タイプは Phase IV の火砕流堆積物中にしか認められない.また,石質岩片含有率は Phase II と Phase IV の岩片濃集層では 70wt%以上であり,通常 30wt%以下で,多くても 40wt%程度である.さらに,岩片の種類に注目すると,Phase I は堆積岩に比べて火山岩の含有率が高いが,Phase II-1 のプリニー式噴火による降下軽石堆積物では堆積岩の含有率は概ね50wt%と高くなり,Phase II-2 のサージ堆積物と降下軽石堆積物の互層では堆積岩にかわって火山岩の含有率が高くなる.Phase II-3 の火砕流堆積物では,堆積岩の含有率はおよそ 20wt%まで低下し,火山岩・変質岩の含有率が高くなり,また岩片量が 70wt%に達するユニットも存在する.その後 Phase III の大規模火砕流堆積物にかけては岩片種の変化は認められないが,Phase IV の火砕流堆積物では本露頭では最も大規模な岩片濃集層が見られ,ここでは 70wt%以上の岩片を含むほか,Phase III までは見られなかった黒色安山岩片が出現する.

このような特徴から、Phase I のマグマ水蒸気爆発から Phase II-1 のプリニー式噴火にかけて 火口が拡大・移動したこと、Phase II-2~Phase II-3 でも火口の拡大・移動が起こり小規模な火 砕流を発生したこと、その後の Phase III 大規模火砕流発生にかけては大きな火口移動・拡大は なかったこと、Phase IV において新たな火道からの活動や火口の拡大が大規模に起こりこの時期 がカルデラ形成の最盛期であったこと、またこの Phase IV において初めて斑晶量 20wt%以上の Pタイプ軽石が噴出し始めたことが明らかになった.

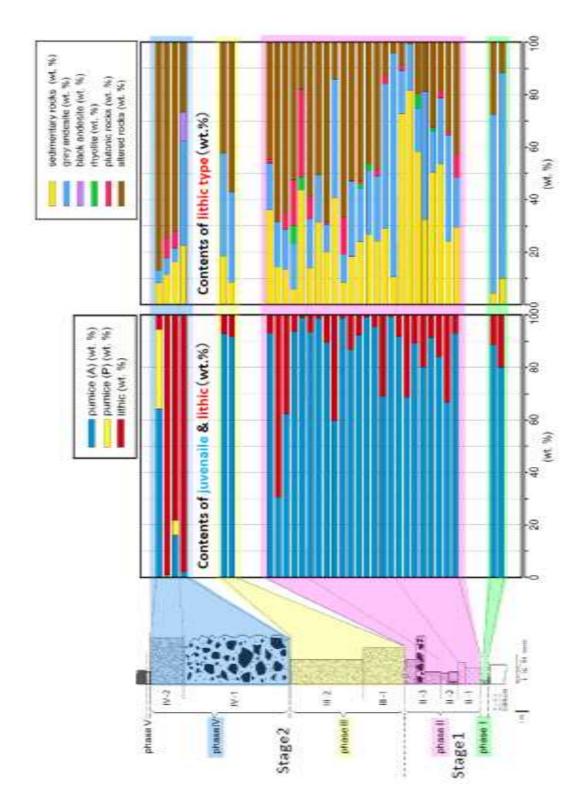


図 1.2.1-31. 構成物解析結果.

#### ・カルデラ形成期の噴火推移

カルデラ形成期噴出物のテフラ層序記載,粒度分析,構成物解析を行った結果を総合すると,カルデラ形成期噴火は以下のように推移したと考えられる(図 1.2.1-32).

支笏カルデラ形成期噴火は、従来指摘されていたようにマグマ水蒸気噴火から開始した(Phase I). その後火口が拡大または移動して、一本の噴煙柱からの大規模なプリニー式噴火へ移行 (Phase II-1)、プリニー式噴火から噴煙柱不安定へ移行する過程で火口の拡大が起こり、また同時に複数の火口を形成 (Phase II-2)、小規模火砕流が発生した(Phase II-3). ここまでが Stage 1 で、その後短い時間間隙をおいて開始した Stage 2 は、大規模火砕流噴火から始まり大量の火砕流を全方向へ広く流出した(Phase III). 火砕流噴火の後半になって大量の岩片を放出するようになり、この時期にカルデラがピークを迎えたと考えられる(Phase IV). カルデラ陥没が起こった Phase IV 火砕流堆積物には、カルデラ形成期噴火の中で初めて P タイプ軽石が認められた。そして最後に小規模なマグマ噴火を起こして活動が終焉した(Phase V).

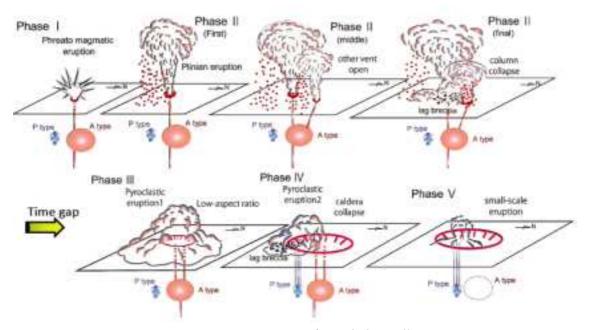


図 1.2.1-32. カルデラ形成噴火の推移.

## (4)まとめ

- 1. 北海道南西部では、カルデラ形成噴火前の休止期間は 10 万~40 万年間程度であると考えられ、さらに支笏火山の長期噴火履歴としては、6 万年以前のプリニー式噴火に由来すると考えられる堆積物が新たに発見された.
- 2. 社台期では約 6-5.5 万年前に 3 回の噴火が起こっていたことが確認され、6 万年前の大規模噴火については直前の先行噴火は認められず、プリニー式噴火から火砕流発生へと移行したことが初めて確認された。また噴火の進行に伴って、白色軽石主体の噴火からスコリア主体の噴火へとマグマが変化したことが明らかになった。
- 3. カルデラ形成期は時間間隙をはさんで2つの噴火ステージ(第1ステージ:マグマ水蒸気噴火で始まりプリニー式噴火から,噴煙柱不安定になり小規模火砕流を伴う噴火へ移行,

第2ステージ: 低アスペクト比の大規模火砕流噴火から厚い岩片濃集層を伴う高アスペクト比の火砕流噴火を経て、小規模噴火で終了)に分けられる。また、第1ステージのプリニー式噴火から噴煙柱不安定へ移行する過程で、火口の拡大が起こり、また同時に複数の火口が形成されたことがわかった。時間間隙を挟んで開始した第2ステージでは、大規模な火砕流の発生から噴火が始まり、後半になって大量の岩片の放出を伴うようになり、この時期にカルデラ形成がピークを迎えたと考えられる。

# 参考文献

- 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-K2O-TiO2 図によるテフラの識別. 地質調査所研究報告, 57, 239-258.
- 春日井昭・藤田亮・細川貢史朗・岡村聰・佐藤博之・矢野牧夫(1980). 南部石狩低地帯の後期更新世のテフラ-斜方輝石の屈折率と Mg-Fe 比との比較研究・地球科学, 34, 1-15. 勝井義雄(1959). 支笏降下軽石堆積物について, 特に支笏カルデラ形成直前の活動について. 火山, 2, 33-48.
- 北川淳一(2000). 支笏カルデラ形成時のマグマ溜まりの構造と噴出プロセス. 北海道大学大学院 理学院修士論文. 112p
- 森泉美穂子(1998). クッタラ火山群の発達史. 火山, 43, 95-111.
- 曽屋龍典・佐藤博之(1980). 千歳地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅). 92p.
- 山縣耕太郎(1994). 支笏およびクッタラ火山のテフラクロノジー. 地学雑誌, 103, 268-285.
- 柳井清治・贋澤好博・古森康晴(1992). 最終氷期末期に噴出した濁川テフラの層序と分布. 地質学雑誌, 98, 125-136.

### 1.2.2 十和田カルデラの噴火履歴調査

## 【実施内容】

十和田カルデラでは 6~1.5 万年前に大型カルデラを形成した火山活動が起きており、その後の最新期の火山活動でも、小型のカルデラ形成を含む火山活動が発生している。本年度は、昨年度より引き続き地質調査を実施するとともに、十和田火山周辺で掘削したボーリングコア試料(昨年度) や地質調査で取得した試料の化学組成分析、14C年代測定、K-Ar年代測定、ルミネッセンス年代測定などを更に進め、先カルデラ期~カルデラ形成期のマグマ噴出量時間階段図を高精度化するとともに、大規模噴火に先行するマグマ低噴出期の存在を再評価した。また、大型カルデラ内のほとんどは水域で地質情報に乏しい状況である。平成 26 年度に実施した音響地層探査の結果を基に、音波で確認された地質ユニットがどのような地質体であるかを明らかにするために、ドレッジや遠隔操作探査機(ROV)など海域の地質調査のノウハウを利用した地質調査を行った。

## 【研究成果】

# (1) 噴火エピソード L-N 間における噴火活動史の詳細化

#### はじめに

十和田火山は直径約  $10 \, \mathrm{km}$  のカルデラを有する活火山であり、その活動は、先カルデラ期( $200 \sim 60 \, \mathrm{ka}$ )、カルデラ形成期( $60 \sim 15.5 \, \mathrm{ka}$ )、後カルデラ期( $15.5 \, \mathrm{ka}$  以降)の  $3 \sim 00 \, \mathrm{cm}$  で分されている( $15.5 \, \mathrm{ka}$ )、このうち、先カルデラ期~カルデラ形成期に関しては、給源遠方におけるテフラ層序はほぼ確立しているものの(松山・大池、 $1986 \, \mathrm{sm}$  中川ほか、 $1986 \, \mathrm{sm}$  治源近傍での小規模噴火堆積物を含む詳細な層序は明らかになっていない。そこで平成  $15.5 \, \mathrm{ka}$  と 度委託研究においては、先カルデラ期~カルデラ形成期の詳細な噴火史構築を目的として、十和田火山給源近傍での地質調査を実施した。ここでは、平成  $15.5 \, \mathrm{ka}$  等を引きられたデータ及び平成  $15.5 \, \mathrm{ka}$  等を引きるといる。 大不動火砕流堆積物)と  $15.5 \, \mathrm{ka}$  等により得られたデータ及び平成  $15.5 \, \mathrm{ka}$  等により実施した地質調査結果から、十和田カルデラの形成を伴った噴火エピソード  $15.5 \, \mathrm{ka}$  等により、一次砂流堆積物)の大規模噴火間の、"間カルデラ期"の噴火活動史を構築し、噴火エピソード  $15.5 \, \mathrm{ka}$  等の後カルデラ期との比較を行なった。十和田火山の地形図、露頭の位置、試料採取地点を図  $15.5 \, \mathrm{ka}$  に示す。

#### 層序・地質記載

図 1.2.2-2 に噴火エピソード N-L 間堆積物の柱状図,図 1.2.2-3 にそれらの噴出物の分布図を示す.噴火エピソード N-L の堆積物間には、従来は噴火エピソード M の米田テフラ (Hayakawa, 1985) のみが知られていた。米田テフラは、給源遠方の上北平野でのみ認められる降下テフラであり、給源近傍ではまだ見つかっていない。この他に、これまでの調査において、以下の噴火堆積物を新たに見い出した。

小惣辺沢火山灰:青灰色の降下火山灰層である. 実体顕微鏡による観察によれば、本火山灰層は、ブロック状の新鮮なデイサイト片で主に構成される. 噴火エピソード L 堆積物の下位、米田テフラ・雲井火砕流堆積物の上位に挟在する(図 1.2.2-2). 最大層厚は 20 cm で、カルデラ壁の東方 15 km 以内の範囲で認められる(図 1.2.2-3).

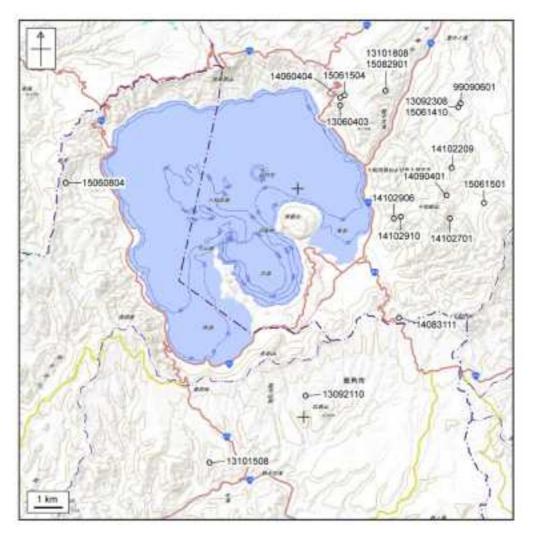


図 1.2.2-1 十和田火山の地形図. 露頭の位置, 試料採取地点を示す. 地理院地図を利用した.

雲井火砕流堆積物:長径  $20 \,\mathrm{cm}$  以下の淡灰色無斑晶質流紋岩軽石と火山灰からなる軽石流堆積物である. 小惣辺沢火山灰の下位,噴火エピソード N 堆積物の上位に挟在する(図 1.2.2-2). 層厚は最大で  $10 \,\mathrm{m}$  であり,カルデラ壁の東方  $5 \,\mathrm{km}$ ,南方  $10 \,\mathrm{km}$  以内の範囲で認められる(図 1.2.2-3).

カラタマ沢軽石:数 cm 以下の淡灰色無斑晶質流紋岩軽石からなる降下軽石層である. 小惣辺沢火山灰, 雲井火砕流堆積物との直接の関係は不明である (図 1.2.2-2). 最大層厚は 1.4 m で,カルデラ壁の南方に分布軸を持つ (図 1.2.2-3).

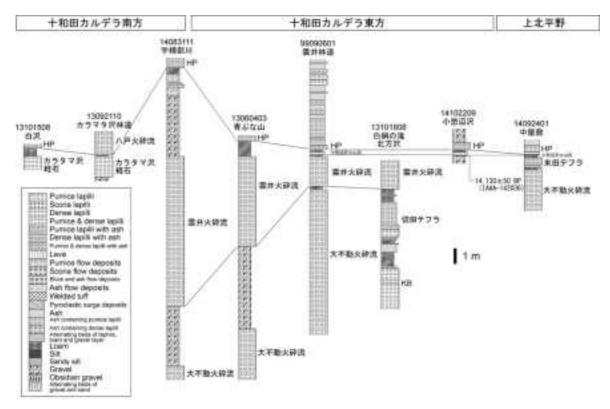


図 1.2.2-2 噴火エピソード N-L 間堆積物の柱状図. 露頭の位置を図 1.2.2-1 に示す.

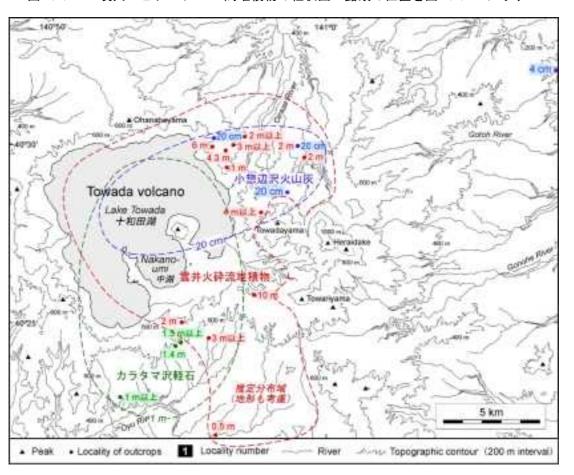


図 1.2.2-3 小惣辺沢火山灰、雲井火砕流堆積物、カラタマ沢軽石の分布.

### 噴火エピソードの対比

米田テフラ,雲井火砕流堆積物,カラタマ沢軽石は,層序関係からほぼ同層準であると判断される(図 1.2.2-2). これら 3 者の主成分全岩化学組成を比較すると,極めて良く一致する(図 1.2.2-4,データは平成 26 年度委託研究により得られたもの). また,記載岩石学的特徴においても,3 者はいずれも無斑晶質であり,斑晶鉱物が斜長石,斜方輝石,単斜輝石,鉄鉱物で構成され,共通した特徴を示す.したがって,上記 3 者は,噴火エピソード M として対比することが可能である.一方,小惣辺沢火山灰をもたらした噴火は,新発見の噴火エピソードである.この噴火を Hayakawa (1985)による噴火エピソード命名法に倣って,噴火エピソード M'と命名する.

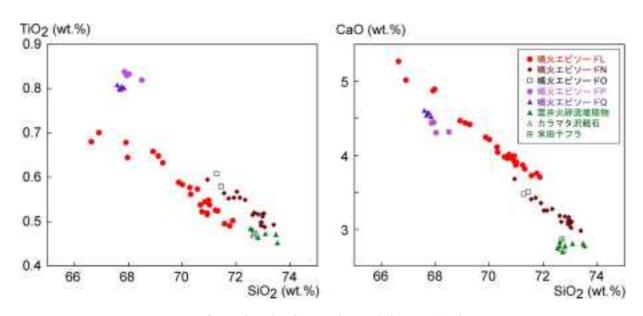


図 1.2.2-4 カルデラ形成期噴出物の主成分元素全岩化学組成ハーカー図.

#### 噴火年代

噴火エピソード M については、米田テフラ直下のローム層より、21.2 ka の  $^{14}$ C 年代(暦年代)が報告されている(工藤・小林、2013)。今回、雲井火砕流堆積物直下のローム層より、 $17,390\pm60$  BP(暦年代で 21 ka)の  $^{14}$ C 年代値が得られた(1.2.2.2 参照)。噴火エピソード M'については、2014 年度委託研究により、小惣辺沢火山灰層直下のローム層から  $14,130\pm50$  BP(暦年代で 17.2 ka)の  $^{14}$ C 年代が得られている。この年代は、小惣辺沢火山灰が 15.5 ka の噴火エピソード L の下位、21.2 ka の噴火エピソード M の上位である関係と調和的である。

#### 噴出量の見積もり

降下テフラについては,アイソパックのデータ(図 1.2.2-3)を用い,Hayakawa (1985)の方法で噴出量を見積もった.雲井火砕流堆積物については推定分布域(図 1.2.2-3)の面積に平均層厚(4 m)を乗じて算出した.その結果,小惣辺沢火山灰:0.07 km³,米田テフラ:2.3 km³(Hayakawa,1985),雲井火砕流堆積物:0.25 km³,カラマタ沢軽石:0.48 km³となった(全て DRE 換算,以下同様).噴火エピソード M は合計で 3 km³となる.

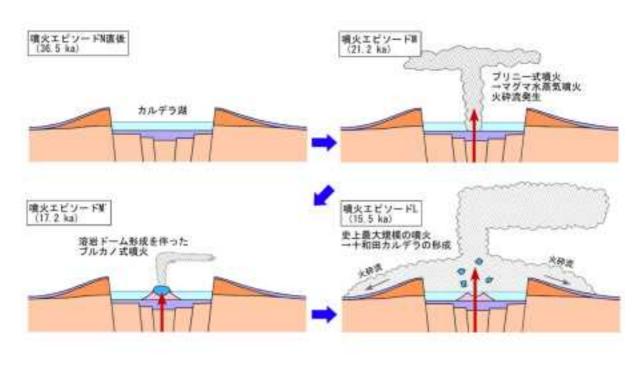


図 1.2.2-5 噴火エピソード N-L 間の噴火活動史.

## 噴火エピソード N-L 間の噴火活動史

図 1.2.2-5 に噴火エピソード N-L 間の噴火活動史を説明する絵を示す。噴火エピソード N-L 間には、 21.2 ka に噴火エピソード M、 17.2 ka に噴火エピソード M'の少なくとも 2 回の火砕噴火が発生した。噴火エピソード M では、プリニー式噴火により降下軽石が堆積した後、マグマ水蒸気噴火へと移行し、降下火山灰・軽石が堆積した(カラタマ沢軽石・米田テフラ)。タイミングは不明であるが火砕流も発生し、カルデラ東方及び南方に流下した(雲井火砕流堆積物)。噴火エピソード M'は、小惣辺沢火山灰がブロック状の新鮮なデイサイト片で構成されることから、おそらく溶岩ドームの形成を伴ったブルカノ式噴火と推定される。この噴火の約 2 千年後に、十和田火山史上最大規模の噴火エピソード L が発生し、十和田カルデラの原形が完成した。

## "間カルデラ期"と後カルデラ期の比較

後カルデラ期と大規模カルデラ噴火発生期の"間カルデラ期"の火山活動様式を比較することは、十和田火山の長期的噴火予測を行なう上で重要である。図 1.2.2-6 に"間カルデラ期"と後カルデラ期の階段ダイアグラム及び全岩  $SiO_2$  量時代変化図を示す。噴火エピソード N-L 間は、21,000 年間で、火砕噴火の回数は少なくとも 2 回と低頻度で、総噴出量は計 3.1  $km^3$ 、噴出率は 0.15  $km^3$ /千年、マグマ組成はデイサイト~流紋岩である(図 1.2.2-6 及び表 1.2.2-1)。一方、後カルデラ期は、15,500 年間と同程度の期間ではあるが、火砕噴火の回数は 19 回以上と高頻度で、総噴出量は計 11  $km^3$ 、噴出率は 0.71  $km^3$ /千年、マグマ組成は時間とともに玄武岩質安山岩から流紋岩へと変化する(図 1.2.2-6 及び表 1.2.2-1)。このように、"間カルデラ期"の火山活動は、後カルデラ期の火山活動とは明確に特徴が異なる。その要因としては、噴火エピソード L の破局噴火において、カルデラ形成期のマグマ溜まりがほぼ崩壊し、マグマ系が変化した可能性が考えられる。

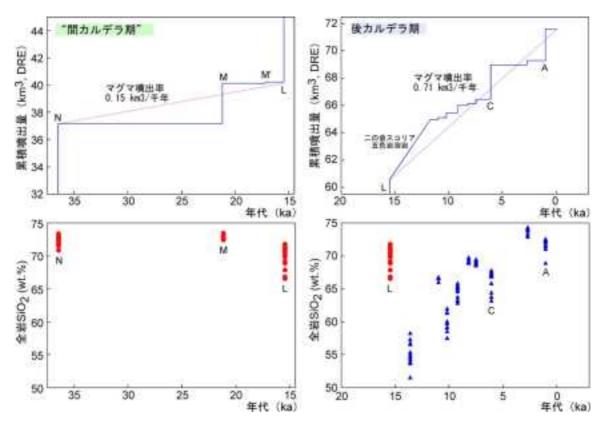


図 1.2.2-6 間カルデラ期と後カルデラ期の階段ダイアグラム及び全岩 SiO2 量時代変化図.

表 1.2.2-1 間カルデラ期と後カルデラ期の比較表

活動期名	期間	火砕礦火回数	マグマ噴出量	マグマ噴出車	マグマ組成
カルデラ形成期 "間カルデラ期"	21,000年間	2回以上	3.1 km <sup>3</sup>	低(0.15 km <sup>3</sup> /千年)	流紋岩・デイサイト (四年-北)
後カルデラ期	15,500年間~	19回以上	11.0 km <sup>1</sup>	高 (0.71 km <sup>3</sup> /于年)	玄武岩質安山岩 → 直紋岩

## (2) カルデラ形成期噴出物の放射性炭素年代測定結果

カルデラ形成期噴出物の堆積年代を明らかにするため、火山灰層直下のローム層 6 試料を対象に、放射性炭素年代測定を行なった。今回は、これまでに放射年代値が得られていないテフラ及び本委託研究により新たに発見されたテフラを主な対象とした。試料を採取した層準を図 1.2.2-7 の柱状図に示す。

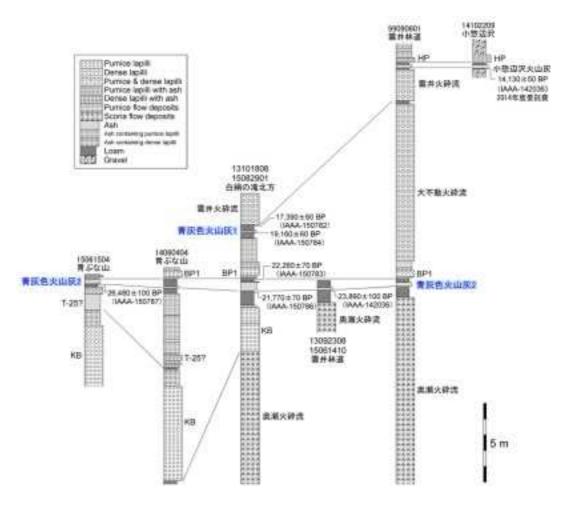


図 1.2.2-7 カルデラ形成期噴出物の柱状図. 露頭の位置を図 1.2.2-1 に示す.

放射性炭素年代測定は、(株)加速器分析研究所に依頼した. 前処理として酸-アルカリ-酸洗浄を行い、ヒューミンを測定対象とした. 試料は調整後、3MV タンデム加速器(NEC 製 Pelletron 9SDH-2)をベースとした <sup>14</sup>C-AMS 専用装置を用いて測定した. 得られた <sup>14</sup>C 濃度については、同位体分別効果の補正を行い、<sup>14</sup>C 年代を算出した. <sup>14</sup>C 年代値は Libby の半減期 5568 年を用いて算出し、西暦 1950 年から遡った年数を BP で記した. 測定結果の暦年較正には、<sup>14</sup>C 年代一暦年代較正曲線 IntCal13 (Reimer et al., 2013)、較正プログラム OxCalv4.2 (Bronk Ramsey, 2009)を用いた. 年代測定結果を表 1.2.2-2 に、暦年較正結果を表 1.2.2-3 に示す.

表 1.2.2-2 放射性炭素年代測定結果

IAAA-150783 IAAA-150784 IAAA-150785	\$681-6	TO ELONAVE	9593	烛網	δ <sup>2)</sup> C (%α)	8 <sup>9</sup> C 補EEの					
	POPPE	54.63.06/71	FSMI	为法	(AMS)	Libby Age (yrBP)	pMC (%)				
IAAA-150782	15082901B	青森男子和田市青撫山	土壌(褐色ローム層)	AAA	-21.70 ± 0.53	17,390 ± 60	11.47 ± 0.08				
IAAA-150783	15082901G	脊森県十和田市春舞山	土場(派褐色ローム層)	AAA	-25.29 ± 0.41	22,260 ± 70	6.26 ± 0.06				
IAAA-150784	15082901D	青森県十和田市青舞山	土壌(褐色ローム層)	AAA	-22.18 ± 0.41	19,160 ± 60	9.21 ± 0.07				
IAAA-150785	15061410	青森県十和田市惣辺川	土壌(褐色ローム層)	AAA	-21.23 ± 0.31	23,890 ± 100	5.11 ± 0.06				
IAAA-150786	15082901H	存森場十利田市青伽山	土壌(拠色ローム層)	AAA	-24.63 ± 0.57	21,770 ± 70	$6.66 \pm 0.06$				
IAAA-150787	15061504B	青森県十和田市青伽山	土壌(褐色ローム層)	AAA	-22.09 ± 0.49	26,480 ± 100	$3.70 \pm 0.04$				

表 1.2.2-3 暦年代較正結果

無定番号	8.0C N	TEXT	BE OVER THE PROPERTY.	1 - Mile Descripti	a more distant				
	Age (yrBP)	pMC (%)	順年較正用(ystRP)	le 期中代範囲	2m 斯中代範囲				
IAAA-150782	17,340 ± 60	$11.55 \pm 0.08$	17,394 ± 57	21093calBP - 20867calBP (68.2%)	21236calBP - 20774calBP (95.4%)				
IAAA-150783	22,260 ± 70	$6.26 \pm 0.06$	22,256 ± 72	26612calBP - 26320calBP (68.2%)	26790culBP - 26178culBP (95.4%)				
IAAA-150784	$19,110 \pm 60$	$9.27 \pm 0.07$	19,155 ± 60	23190calBP - 22925calBP (68.2%)	23371calBP - 22854calBP (95.4%)				
IAAA-150785	23,830 ± 100	5.15 ± 0.06	23,889 ± 95	28020calBP - 27795calBP (68.2%)	28179calBP - 27705calBP (95.4%)				
IAAA-150786	21,760 ± 70	$6.66 \pm 0.06$	21,765 ± 72	26067calBP - 25915calBP (68.2%)	26146calBP - 25841calBP (95.4%)				
IAAA-150787	26,440 ± 100	$3.72 \pm 0.04$	26,484 ± 97	30895calBP - 30678calBP (68.2%	30996caIBP - 30565caIBP (95.4%)				

試料 15082901B: 採取地点は青森県十和田市奥瀬の白絹の滝付近である(図 1.2.2-1). 試料は雲井火砕流堆積物直下のロームである(図 1.2.2-7). 本試料より,17,390±60 BP(IAAA-150782)の  $^{14}$ C 年代値が得られた(表 1.2.2-2). この年代を暦年較正すると,20.8~21.2 ka となる(表 1.2.2-3). 雲井火砕流堆積物は,その層準及び岩石学的特徴の一致から,上北平野におけるビスケット 2 テフラ(BP2: 大池・中川,1979)あるいは米田テフラ(Hayakawa, 1985)に対比され,噴火イベントとしては噴火エピソード M に位置づけられる(1.2.2.1 参照). BP2 直下のロームからは,工藤・小林(2013)により,17,730±70 BP(IAAA-102008)の  $^{14}$ C 年代値が得られている(暦年では  $^{20.8}$ ~21.5 ka). 両者の年代は,非常に良く一致しており,テフラ対比と調和的な結果となった.

試料 15082901D: 採取地点は青森県十和田市奥瀬の白絹の滝付近である(図 1.2.2-1). 試料は、本年度の調査で新たに発見された青灰色火山灰 1 (仮称) 直下のロームである(図 1.2.2-7). 本試料より、19,160±60 BP(IAAA-150784)の <sup>14</sup>C 年代値が得られた(表 1.2.2-2). この年代を暦年較正すると、22.9~23.4 ka となる(表 1.2.2-3). 青灰色火山灰 1 は、噴火エピソード M の雲井火砕流堆積物の下位、噴火エピソード N の BP1(あるいは、切田テフラ)の上位の層準にある。噴火エピソード M 堆積物からは 20.8~21.2 ka (本研究) 及び 20.8~21.5 ka (工藤・小林、2013)、噴火エピソード N 堆積物からは 36.2~36.9 ka (小岩ほか、2007)の <sup>14</sup>C 年代(いづれも暦年代)が得られている。今回得られた年代は、層序及び既存の年代値と調和的な結果となった。

試料 15082901G: 採取地点は青森県十和田市奥瀬の白絹の滝付近である(図 1.2.2-1). 試料は,噴火エピソード N 堆積物の BP1 (あるいは,切田テフラ: Hayakawa, 1985) 直下のロームである(図 1.2.2-7). 本試料より,22,260±70 BP (IAAA-150783) の <sup>14</sup>C 年代値が得られた(表 1.2.2-2). この年代を暦年較正すると,26.2~26.8 ka となる(表 1.2.2-3). これまで,噴火エピソード N 堆積物直下の泥炭層からは,36.2~36.9 ka (小岩ほか,2007) の <sup>14</sup>C 年代(暦年代) が得られている. また,海底コアの酸素同位体層序からは,29.0~29.6 ka (暦年代では34 ka 付近) という年代が推定されている(青木・新井,2000). これらを比較すると,今回得られた年代は,既存年代値よりも1万年~7千年ほど若い. また,上北平野においては,噴火エピソード N 堆積物よりも上位に,姶良 Tn テフラ(AT)(町田・新井,1976)が確認されている(早川,1993;工藤・小林,2013). AT の年代は,酸素同位体層序で約28 ka と推定されている(池原ほか,2006).

今回得られた年代は、上位に存在する AT よりも若い. 以上のことから、今回得られた年代は、何らかの要因により若返っていると判断される.

試料 15082901H: 採取地点は青森県十和田市奥瀬の白絹の滝付近である(図 1.2.2-1). 試料は、昨年度の調査で新たに発見された青灰色火山灰 2 (仮称) 直下のロームである(図 1.2.2-7). 本試料より、21,770±70 BP (IAAA-150786) の <sup>14</sup>C 年代値が得られた(表 1.2.2-2). この年代を暦年較正すると、25.8~26.1 ka となる(表 1.2.2-3). この年代は、より上位から得られた試料15082901G よりもさらに若く、層序及び既存の年代資料と不調和である. 試料 15082901G と同様に、何らかの要因により若返っていると判断される.

試料 15061410: 採取地点は青森県十和田市奥瀬の雲井林道沿いである(図 1.2.2-1). 試料は青灰色火山灰 2 (仮称) 直下のロームである(図 1.2.2-7). 本試料より, 23,890±100 BP (IAAA-150785) の 14C 年代値が得られた(表 1.2.2-2). この年代を暦年較正すると, 27.7~28.2 ka となる(表 1.2.2-3). この年代も,上記 2 試料と同様に,層序及び既存の年代資料と不調和であり,何らかの要因により若返っていると判断される.

試料 15061504B: 採取地点は青森県十和田市奥瀬の青橅山付近である(図 1.2.2-1). 試料は青灰色火山灰 2(仮称)直下のロームである(図 1.2.2-7). 本試料より, 26,480±100 BP(IAAA-150785)の <sup>14</sup>C 年代値が得られた(表 1.2.2-2). この年代を暦年較正すると, 30.6~31.0 ka となる(表 1.2.2-3). この年代も,上記 3 試料と同様に,層序及び既存の年代資料と不調和であり,何らかの要因により若返っていると判断される

#### まとめと今後の課題

噴火エピソード N 堆積物よりも上位のテフラについては、層序及び既存の年代資料と調和的な  $^{14}$ C 年代値が得られた。特に、雲井火砕流堆積物及び青灰色火山灰 1 に関しては、今回が初の放射年代値の報告となる。一方、噴火エピソード N 以下のテフラについては、年代データは得られたものの、いずれも若返った年代であると判断された。青灰色火山灰 2 については、現時点では 妥当な放射年代値が存在しないため、今後の調査で良質な試料が得られた場合には、再度年代測定を実施する必要がある。

# (3) カルデラ形成期~先カルデラ期テフラの火山ガラス主成分元素分析結果

本委託研究による調査及び5万分の1地質図幅「十和田湖」作成のための調査により、十和田 火山の火山近傍相については、詳細な地質層序が明らかにされつつある.他方、給源遠方(上北 平野)におけるテフラ層序については、既に詳細が判明しており(Hayakawa, 1985; 松山・大池, 1986;中川ほか、1986)、その堆積年代についても比較的精度良く決められつつある.十和田火 山の階段ダイアグラムの高精度化のためには、近傍相と遠方相の対比を行ない、年代データの乏 しい近傍相に年代軸を入れるとともに、近傍相と遠方相を合わせて火山噴出物の分布について再 検討を行ない、噴出量を見積もり直すことが必要である.そこで今回、近傍相と遠方相の対比を 目的として、カルデラ形成期~先カルデラ期噴出物を対象として、火山ガラスの主成分元素分析 を行なった.

火山ガラス主成分元素分析は、(株) 古澤地質に依頼した. 試料は、いずれもテフラ中の軽石礫であり、近傍相から7試料、遠方相から8試料を選択した、前処理は、古澤(2003)の方法を基

本とした. 試料を粉砕した後、ナイロン製使い捨て#255 メッシュシート(糸径  $43\mu m$ ,オープニングワイド  $57\mu m$ )を用い、流水中で洗浄した.残渣を#125 メッシュシート(糸径  $70\mu m$ ,オープニングワイド  $133\mu m$ )を用い水中で篩い分けした.これにより  $1/8 \sim 1/16m m$  に粒度調整した試料を超音波洗浄機を用いて洗浄し、表面に付着した粘土分などを洗い流した.次に、偏光顕微鏡を用いて試料から火山ガラスのみを手選し、これをエポキシ樹脂を用いてスライドグラス上に包埋し、#3000 カーボランダムで研磨、 $1\mu m$  のダイヤモンドペーストにて鏡面研磨した薄片を作成した.主成分元素分析には、エネルギー分散型 X線マイクロアナライザー(EDX)を用いた.加速電圧は  $15\,k V$ 、試料電流は  $0.3\,n A$  である. $4\mu m$  四方の範囲を約 150n m のビーム径にて走査させて測定した.スタンダードには高純度人工酸化物結晶(純度 99.99%以上の  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $TiO_2$ 、MnO、MgO)、純度 99.99%以上の単結晶 NaCl、KCl、 $CaF_2$ を用いた.これを、アメリカ標準局NIST620 ガラス、旧 NISTK-961 ガラスおよび glass-D(沢田ほか、1997)を用いてチェックした.また、ASTIMEX、Taylor などのいわゆる EPMA 用標準物質などでもその精度をチェックした.ワーキングスタンダードには AT テフラの火山ガラスを用い、測定時毎に値をチェックした.

#### カルデラ形成期噴出物

近傍相からは雲井火砕流堆積物及び大不動火砕流堆積物を、遠方相からは降下テフラである米田テフラ (Hayakawa, 1985)を分析に供した。主な目的は、雲井火砕流堆積物と米田テフラの対比確認のためである。大不動火砕流堆積物については、参考のために分析を行なった。分析結果から作成したハーカー図を図 1.2.2-8 に示す。

雲井火砕流堆積物と米田テフラを比較すると、前者の方が  $SiO_2$  量の幅がやや広いものの、極めて類似した組成領域を示す(図 1.2.2-8). 一方、大不動火砕流堆積物は、雲井火砕流堆積物と米田テフラとは明確に異なる組成領域を示す(図 1.2.2-8). これらのことから、雲井火砕流堆積物と米田テフラは対比可能と判断される. 雲井火砕流堆積物と米田テフラは,層序関係及び岩石学的特徴の類似からも対比可能と判断され(1.2.2.1 参照)、今回の分析結果はその対比の妥当性を支持する.

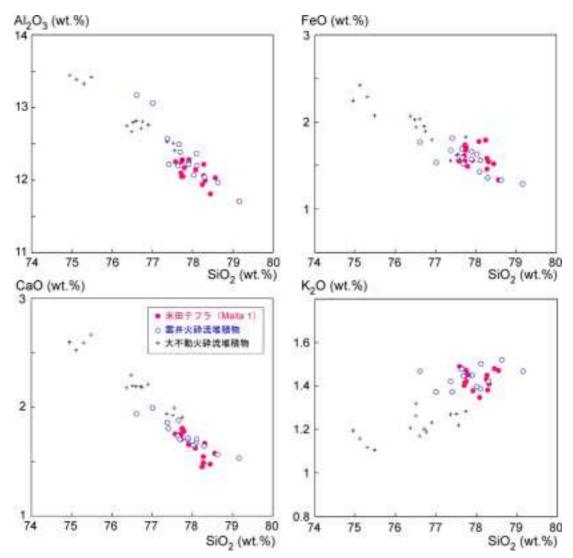


図 1.2.2-8 十和田火山カルデラ形成期噴出物の火山ガラス主成分元素ハーカー図.

### 先カルデラ期噴出物

近傍相からは滝ノ沢火砕流堆積物,青橅山火砕流堆積物,養老沢火砕流堆積物,ニセ奥瀬火砕流堆積物(仮称)及びカルデラ壁南東(発荷付近)で見られる降下軽石堆積物を,遠方相からは T-22, OP2, T-17, AP, T-15 及び CP (大池・中川, 1979) (いずれも降下テフラ)を分析に供した.いずれの噴出物も奥瀬火砕流堆積物よりも下位, Toya (町田ほか, 1987) よりも上位の層準に挟在するテフラであり,今回の分析はこれらの対比を目的としている.分析結果から作成したハーカー図を図 1.2.2-9 に示す.

先カルデラ期噴出物は,多くの元素のハーカー図において,ほぼ一連の組成変化傾向を示す(図 1.2.2-9).しかし,FeO,CaO,Na<sub>2</sub>O のハーカー図では,一部のユニットで組成トレンドの違いが認められる(図 1.2.2-9). 例えば,遠方相テフラでは,同じ  $SiO_2$  量で比較した時に,T-15 は AP よりも FeO 量が多く,Na<sub>2</sub>O 量が少ない特徴が認められる.これらの特徴を用いて,近傍相と遠方相の対比を試みた.ニセ奥瀬火砕流堆積物は,全ての元素において T-15 と類似した組成を示し,双方の斑晶鉱物組み合わせも一致する.したがって,ニセ奥瀬火砕流堆積物は,T-15 に対比できる可能性が高い.青橅山火砕流堆積物,発荷付近の降下軽石及び AP は,全ての元素で組

成領域が類似し、斑晶鉱物組み合わせも一致することから、対比できる可能性が高い。層序関係からも、青橅山火砕流堆積物がニセ奥瀬火砕流堆積物の1つ上位に位置しており、上北平野で APが T-15の1つ上位に位置する関係と調和的である。一方、滝ノ沢火砕流堆積物は、同じ  $SiO_2$  量で比較した時に、他よりも CaO 量が低い特徴を示しており(図 1.2.2-9)、現時点で対比可能な遠方相は認められない。養老沢火砕流堆積物は、 FeO のハーカー図では T-15に類似した組成を示すが、 $Na_2O$  のハーカー図では T-15よりも  $Na_2O$  量が多く(図 1.2.2-9)、現時点で対比可能な遠方相は認められない。

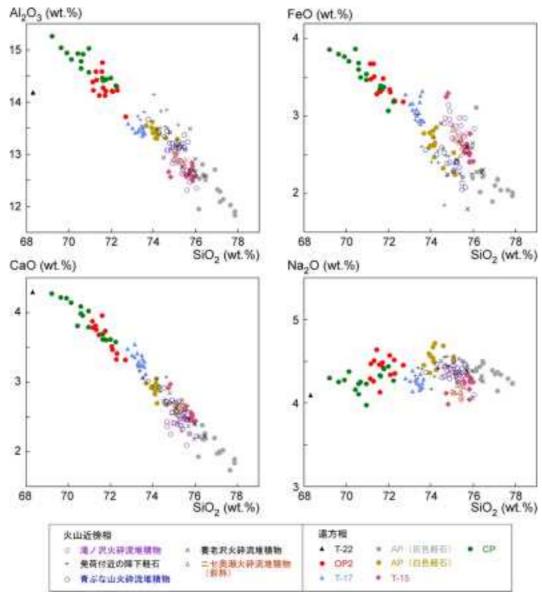


図 1.2.2-9 十和田火山先カルデラ期噴出物の火山ガラス主成分元素ハーカー図.

### まとめと今後の課題

火山ガラスの主成分元素組成分析の結果,カルデラ形成期噴出物では,雲井火砕流堆積物と米田テフラの対比の妥当性が確認された.先カルデラ期噴出物では,ニセ奥瀬火砕流堆積物と T-15 が,青橅山火砕流堆積物,発荷付近の降下軽石と AP が対比される可能性が高いことが判明した.しかしながら,先カルデラ期噴出物については,ユニット毎の組成差がそれほど顕著ではないの

で(図 1.2.2-9)、今後、上記テフラについて分析個数を増やし、対比の確度を上げることが必要と考えられる。また、滝ノ沢火砕流堆積物と養老沢火砕流堆積物については、今回は対比可能な遠方相を見いだすことができなかった。対比候補となる遠方テフラには、まだ主成分元素が未測定のものがある(OP1、QP、CP13など)。今後これらの試料についても分析を行ない、対比を検討する必要がある。さらに、近傍相の中でも未測定の噴出物がまだ存在するので(温川沢火砕流堆積物、釜ノ沢火砕流堆積物など)、それらの試料についても今後分析を行なう必要がある。

# (4) 先カルデラ期よりも古い噴出物の放射年代測定結果

十和田火山先カルデラ期噴出物の下位には、玄武岩~安山岩溶岩を主体とした古い火山体(爺倉岬火山、十和田山火山、戸来岳火山、十和利山火山など:本報告書では「先十和田火山群」と呼ぶ)が存在する(Hayakawa, 1985). これらの火山の活動時期については、これまでに爺倉岬火山から 0.45±0.16 Ma, 0.62±0.16 Ma の K-Ar 年代が報告されているのみであり(佐々木ほか、1998)、詳細は不明なままである。これらの火山の扱いについては、Hayakawa(1985)は十和田火山とは別の古い火山として区分しているが、谷口(1972)、井上ほか(1973)、村岡・高倉(1988)、Hunter and Blake(1995)は十和田火山先カルデラ期に相当するものとして一括しており、研究者間で見解が異なっている。これを解決するためには、これらの古い火山と十和田火山先カルデラ期の間に長期の火山活動間隙があるのかどうか、別個の火山として区別すべきなのかどうかを検討する必要がある。そこで、昨年度から引き続き、本年度においてもこれらの火山体の形成時期を明確にすることを目的として、火山岩の K-Ar 年代測定(5 試料)、FT 年代測定(1 試料)及び U-Pb 年代測定(1 試料)を実施した。図 1.2.2-1 に試料採取位置を示す。

K-Ar 年代測定は、(株) 蒜山地質年代学研究所に依頼した. 測定対象は石基とし、分離方法は 八木 (2006) に従った. 年代測定方法は、長尾ほか (1984)、長尾・板谷 (1988)、Itaya et al. (1991) に従った. K の定量は分光光度計を用いて炎光分光法により行なった. Ar の定量には 38Ar をトレーサーとした同位体希釈法を用いた. Ar 同位体の測定は 2 回行ない. それぞれの測定値を 用いて年代を計算した. 年代値の計算には Steiger and Jäger (1977)による壊変定数を用いた. K-Ar 年代測定結果を表 1.2.2-4 に示す.

1011-01	$\exists \pm s \models \emptyset$	接取地水	がは他 プラシュサイバ	カリウム含有能 (mt.%)	放射性距解"Ar (10 fee 3円/g)	K-Ar®(%) One	亦放射性起源"Ar (%)
(405040)	<b>十</b> 和田山田岩	十和田山北方民	66 Mg (\$60-90)	0.896 ± 0.018	$6.07 \pm 0.12$ $6.00 \pm 0.13$	1.67 ± 0.05 1.69 ± 0.65	43.3 42.1
1416270)	于新田山部群	1-80000-北東京	67.ML (880-90)	0.912 ± 0.018	6.01 ± 0.13 7.96 ± 0.13	1.70 ± 0.05 1.68 ± 0.05	45. 5
14100910	十和加山原社	十和川山西方瓦	67.76 (260-96)	0.736 ± 0.015	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	1.72 ± 0.08 1.70 ± 0.07	66, 7 65, 9
15068804	用指察扣	光山的東方	計算 (MID-90)	0.541 ± 0.011	$\begin{array}{cccc} 1.74 & \pm & 0.10 \\ 1.71 & \pm & 0.09 \end{array}$	0.83 ± 0.06 0.81 ± 0.06	74. ii 74. i
(506)30)	三字曲七度岩	無辺川上級技術	#/#K (\$60-90)	0.847 ± 0.017	$0.66 \pm 0.12$ $0.56 \pm 0.11$	1.72 ± 0.00 1.70 ± 0.00	42.5

表 1.2.2-4 K-Ar 年代測定結果

FT 年代測定及び U-Pb 年代測定は、(株)京都フィッション・トラックに依頼した。年代測定にはエキシマレーザーと組み合わせたレーザーアブレーション型質量分析計(LA-ICP-MS)システムを使用した。測定対象はジルコン結晶とした。FT 年代値の算出はゼータ較正法にて行なった。FT・U-Pb 年代測定結果を表 1.2.2-5 に示す。

表 1.2.2-5 FT·U-Pb 年代測定結果

90446	西京 旅友 新典 を用 万功 年		AL ERNOVERS * ". N.		LIMETON No.		(0), (0) (12.5): F - (1) & pand Meri (10.10)* as 1		100 100 (4.50	10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 1	995 Mill 9987	U), III), (W M-(ESE HAL) Age = 1 o		Mul.	U-min Or Ave		
14100966	- Zy	Ear.B	30	3.13 = 36 5	211	4.6E ×(0.7	60,900	2246	13727	CHI	-00	811	6.2	+	0.5	7.6	= 61
GI 御堂高地 かけんつい。A	g(P)(k)	5.160	X7.E-	0		10 PKz 5 : z	EOD#	#0+i>0 ±	Di Arici	H16.8	MH#	Gubrol	0, 39(1)	1	_		
GI 無宝万裕:LA-KP-MD-	rt india	inters.	hea	their		(2) 年代報: 〒・(1/スッ)・(n/2)・スッ・・(pn/メン・メール・) (be (はまか)を)が)											
GL <sup>24</sup> U建度, C-PS中代教授系统要求将: 9159GSt Decembral					(8) 新語: $\mu_1 = T \nu (1/\Sigma N_c v) / \Sigma N_c v (/\Sigma N_{and} v) (\mu_1 / \nu_1)^{2+10}$												
(0)レーザービーム後 (20.0円)					00 <sup>200</sup> Uの全種雑貨数 : A <sub>20</sub> = ).28120×(0 <sup>-02</sup> yr <sup>-1</sup>												
<b>排料批拌</b> 01,4.5,4.1170																	

試料 14090401 (十和田山溶岩):採取地点は青森県十和田市奥瀬の十和田山北方沢(小惣辺沢最上流)である(図 1.2.2-1). 沢沿いに露出する安山岩凝灰角礫岩から試料を採取した.この凝灰角礫岩は、単一岩種の角礫からなること、上流側で同一岩質の塊状溶岩へと岩相が変化することから、溶岩のクリンカー部もしくは崖錐堆積物であると考えられる. 本試料より 1.67±0.05、1.69±0.05 Ma の K-Ar 年代が得られた(表 1.2.2-4). 本凝灰角礫岩は、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では中新統の和田川層に、村岡・高倉(1988)では十和田火山先カルデラ期噴出物に区分されていた. 今回得られた年代は、本凝灰角礫岩が先十和田火山群の活動による産物であることを示す。

試料 14102701 (十和田山溶岩):採取地点は青森県十和田市奥瀬の十和田山北東沢(小惣辺沢最上流)である(図 1.2.2-1). 沢沿いに露出する安山岩火山角礫岩から試料を採取した.この火山角礫岩は、単一岩種の角礫からなること、下流側で同じ岩質の塊状溶岩へと岩相が変化することから、溶岩のクリンカー部であると考えられる.本試料より 1.70±0.05, 1.68±0.05 Ma の K·Ar年代が得られた(表 1.2.2-4). 本火山角礫岩は、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では中新統の和田川層に、村岡・高倉(1988)では十和田火山先カルデラ期噴出物に区分されていた. 今回得られた年代は、本火山角礫岩が先十和田火山群の活動による産物であることを示す.

試料 14102910 (十和田山溶岩):採取地点は青森県十和田市奥瀬の十和田山西方沢である(図 1.2.2-1). 厚さ 3 m 以上の安山岩溶岩から試料を採取した. 本試料より 1.72±0.08, 1.70±0.07 Ma の K-Ar 年代が得られた (表 1.2.2-4). 本溶岩は、井上ほか (1973)、通商産業省資源エネルギー庁 (1976)、村岡・高倉 (1988) では十和田火山先カルデラ期噴出物に区分されていた. 今回得られた年代は、本溶岩が先十和田火山群の活動による産物であることを示す.

試料 15060804 (岩岳溶岩): 採取地点秋田県小坂町銀山の元山峠東方である (図 1.2.2-1). 厚さ 4 m 以上の玄武岩質安山岩溶岩から試料を採取した. 本試料より 0.83±0.05, 0.81±0.05 Ma の K-Ar 年代が得られた (表 1.2.2-4). 本溶岩は、井上ほか (1973)、村岡・高倉 (1988) では十和田火山先カルデラ期噴出物に区分されていた. 今回得られた年代は、本溶岩が先十和田火山群の活

動による産物であることを示す.

試料 15061501 (三ツ岳北溶岩):採取地点は青森県十和田市奥瀬の惣辺川上流枝沢である(図 1.2.2-1). 沢沿いに連続的に露出する安山岩溶岩から試料を採取した. 本試料より 1.72±0.05, 1.70±0.05 Ma の K-Ar 年代が得られた(表 1.2.2-4). 本溶岩は,通商産業省資源エネルギー庁 (1976) では中新統の和田川層に,村岡・高倉 (1988) では十和田火山先カルデラ期噴出物に区分されていた. 今回得られた年代は,本溶岩が先十和田火山群の活動による産物であることを示す.

試料 14102906:採取地点は青森県十和田市奥瀬の十和田山西方沢である(図 1.2.2-1). 厚さ 10 m以上の軽石ラピリストーンから試料を採取した. この軽石ラピリストーンは、塊状無層理であり、極めて無斑晶質な白色~灰色軽石火山礫で構成され、ごく僅かに長径 1 cm 以下の石質岩片を含む. 十和田山溶岩(試料 14102910)の下位、中新統と思われる強変質安山岩の上位に産する. 本試料より、6.2±0.5 Ma の FT 年代、7.6±0.1 Ma の U-Pb 年代が得られた(表 1.2.2-5). 両者は誤差の範囲を越えて有意に異なる年代であるが、FT 年代が若く、U-Pb 年代が古いことから、前者が噴出年代、後者が結晶生成年代を示す可能性がある. 本軽石ラピリストーンは、従来の地質図では明確に認識・区別はされておらず、図面上では中新統あるいは十和田火山先カルデラ期噴出物として一括されていた(井上ほか、1973;通商産業省資源エネルギー庁、1976;村岡・高倉、1988). 今回得られた年代は、本軽石ラピリストーンが上部中新統であることを示す.



図 1.2.2-10 十和田火山近傍における 2.5 Ma 以降の層序. 5万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査による未公表データを含む.

### まとめと今後の課題

十和田火山近傍における 2.5 Ma 以降の層序を,5 万分の1 地質図幅「十和田湖」の調査による未公表データと併せて,図 1.2.2-10 に示す.昨年度の委託研究による成果では,十和田火山先カルデラ期に先行する玄武岩〜安山岩マグマの活動が,200〜60 万年前頃に断続的に起こっていたことが明らかにされた.今回得られた成果は,上記の成果を支持するとともに,従来よりも詳細な火山岩層序の構築に貢献した(図 1.2.2-10).これまでに得られたデータによれば,十和田火山の活動とそれ以前の火山活動(先十和田火山群)の間には,少なくとも 30 万年間の活動間隙(あるいは不活発な時期)の存在が推定される(図 1.2.2-10).このような長期の活動間隙の存在から,十和田火山とそれ以前の火山活動は,別個の火山によるものと捉えるのが妥当と判断される.つまり,十和田火山の大規模カルデラ噴火を発生させる一連のシステムは,約 20 万年前から開始したと考えられる.ただし,まだ年代が未測定の地質ユニットも存在するので(例えば,高山火山岩類),今後,さらに野外地質調査と各種放射年代測定を実施するとともに,噴出物の全岩化学組成分析を行なうことで,先十和田火山群と十和田火山の活動間隙をより明確にし,別個の火山(マグマ系)として区別すべきなのかどうかを検討する必要がある.

## (5) ルミネッセンス年代による過去 10 万年間の大規模噴火履歴の解明

十和田火山の先カルデラ期~カルデラ形成期の噴火履歴は、給源遠方(上北平野)におけるテフラ層序から明らかにされている(Hayakawa、1985; 松山・大池、1986; 中川ほか、1986). ただし、先カルデラ期は  $^{14}$ C 年代測定の適用限界である  $^{5}$  万年前よりも古く、テフラ編年の精度には課題が残されている。そこで、光ルミネッセンス年代測定を利用することで、これらのテフラ編年の精度を高め、十和田火山の噴火履歴の解明を実施した。

ルミネッセンス年代測定は鉱物粒子から発せられる微弱な光(ルミネッセンス)の強度に基づ く手法であり、放射性炭素年代の測定限界である5万年前から50万年前の堆積物に対して普遍 的に用いることができる唯一の絶対年代測定法である.ルミネッセンスが発せられる原因は、結 晶格子中の電子が自然放射線を受けることで電離して、不対電子となり蓄積された後、光や熱の 刺激による励起で再結合されることによる. 放射線の総蓄積量は, 時間とともに増加するために, 埋積時間とともにルミネセンス強度も大きくなる. 試料から発せられるルミネッセンス強度から 放射線の蓄積量(蓄積線量)を求め、また、化学分析などから単位時間あたりの線量率(年間線 量)を求める.最後に蓄積線量を年間線量で割ることにより,埋積時間の長さ=ルミネッセンス 年代を決定する、ルミネッセンス年代には、石英粒子と長石粒子を用いる方法があり、それぞれ に長所と短所がある.2000 年の分析法確立(Murray and Wintle, 2000)以来,石英がルミネッ センス年代測定の主力であった(石英 OSL 法). しかし,石英は不対電子の蓄積が安定していて 高精度の年代測定に適しているものの、その蓄積の容量に問題があり、場合によっては数万年前 以前の古い堆積物の年代測定には不適切なことがある。一方の長石は不対電子蓄積の容量が大き いものの、アノーマラス・フェーディングと呼ばれるトンネル効果により不対電子の蓄積が安定 しない現象の問題がある.最近,実験条件の改善(Thomsen et al., 2008)により長石から安定し た信号が得られる手法(pIRIR法)が発展し、石英による OSL 年代測定が適用できない古い堆 積物の年代測定が可能になってきている(例: Buylaert et al., 2012; Thiel et al., 2012). ただし、pIRIR 法には、蓄積線量をある程度過大評価してしまう余剰線量(residual dose)の欠点があり、若い堆積物の問題には不向きである. 以上の石英と長石の長所と短所を総合すると、一般的には、石英が適用できる範囲ではそれを適用し、それ以前の堆積物には長石 pIRIR 法を適用することが良いと考えられる.

上北平野では、十和田火山の先カルデラ期~カルデラ形成期のテフラが、海成段丘上に累積したレスに挟まれて堆積している。火山起源の粒子には pIRIR 法が適用できるカリ長石は含まれず、また石英の OSL 特性にも問題があることが知られている(Tsukamoto et al., 2003)。このため火山灰層上下のレスの OSL 年代から間接的に火山灰層の年代を求めることを試みた。レスに対して長石 pIRIR 法と石英 OSL 法の両方を適用したところ、最下位の最も古い試料でも、石英 OSL の適用限界内に収まることが明らかになった。そのためここでは、石英 OSL 年代の結果について報告する。

テフラを含む地層を採取するためのボーリングは、青森県上北郡六戸町で昨年度掘削された GSRH コアである (図 1.2.2-11). コア採取地点は標高+69.4 m で,海洋酸素同位体ステージ (MIS) 9 (34 万年前) に対比される七戸面である (宮内、1985). この他昨年度にはおいらせ町の 2 地点で GSTS コアと GSFM コアが掘削されたが、十和田火山起源のテフラの年代測定には不向きであったため考慮していない. GSRH コアの上部には、厚さ約 15 m のレスと火山灰の互層が得られた (図 1.22-12、-13). 火山灰層の産状と上下関係、既存研究(工藤、2005;工藤・小林、2013)による層序との比較から、火山灰層は次のように同定される. 白ベタテフラ (WP):深度  $10.60\sim12.05\,\mathrm{m}$ , $\mathrm{T}^4$  テフラ: $8.35\sim8.75\,\mathrm{m}$ , $\mathrm{T}^6$  テフラ: $7.70\sim7.85\,\mathrm{m}$ , $\mathrm{CP}$  テフラ: $5.43\sim5.75\,\mathrm{m}$ , $\mathrm{SP}$  テフラ: $4.12\sim4.33\,\mathrm{m}$ ,レッドテフラ (RP): $3.10\sim3.58\,\mathrm{m}$ ,キビダンゴテフラ (Kb): $2.70\sim2.85\,\mathrm{m}$ .



図 1.2.2-11 上北平野におけるボーリング掘削地点の位置.

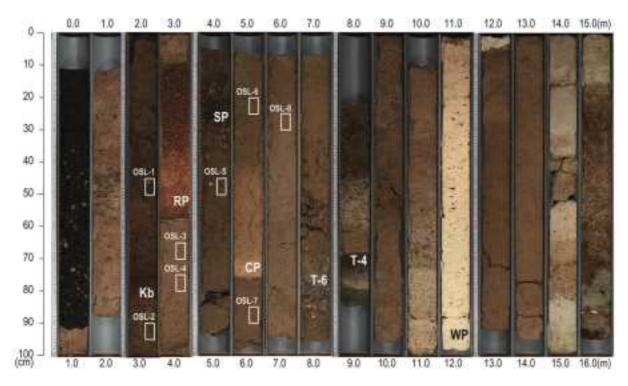


図 1.2.2-12 ボーリングコア GSRH 上部の断面写真. 同定した火山灰と, ルミネッセンス年代試料の採取位置(白枠)を示す.

OSL 年代測定用の試料は、GSRH コアで同定された火山灰層の上下の土壌層から採取した(図 1.2.2-12). 細粒法 OSL 測定に用いる  $4-11\,\mu\mathrm{m}$  の堆積物粒子を抽出するために、これらの試料には、塩酸および過酸化水素による炭酸塩、有機物の処理と、沈降法による粒度選別を行った. 一方、バルクの試料については、年間の放射線量を見積もるために、ICP-MS によりカリウム、ルビジウム、トリウム、ウランの含有量を測定し、また含水率も求めた(表 1.2.2-6).

OSL 年代測定は、一般的な SAR 法 (Single Aliquot Regenerative Protocol; Murray and Wintle, 2000) を用いて、深度 2.45~6.30 m から採取した 8 試料 (OSL-1~-8) について行った. OSL 信号に medium component と呼ばれる年代測定に不適切な成分が含まれていることが明らかになった. medium component は長石の anomalous fading のように埋積中に減衰してしまうため、この成分が大きいと年代値を過小評価してしまうことが知られている(例えば、Steffen et

表 1.2.2-6 レス試料の OSL 年代測定結果. 各試料のコア深度・元素濃度に基づいた年間線量と, OSL 測定に基づく蓄積線量. 蓄積線量を年間線量で割ることにより年代を求める.

試料名 OSL-1 (	0.46-4.15	コア深度	含水率	Upper Service	元	素濃度	204.9 V 1 5.15	#1	NI H	10.	常積的	0.00	2000	i de	in y	ka)
	2540-3-CE	(cm)	(%)	K (%)	Rb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	(G	y/9	25)	MC49GR	9.38	((63)	- 40	(4.)	rost)
	gsj14-043	245-250	45.7	0.40	10.5	3.82	1.18	0.77	1	0.06	70.0	#	2.1	90.6	±	7.6
OSL-2	gsj14-044	290-295	43.4	0.86	69.1	7.00	2.00	1.37	*	0.11	79.6	±	3.7	58.3	+	5,5
OSL-3	gaj14-045	365-370	52.6	0.53	30.6	3.88	1.17	0.72	±	0.05	47.3	2	2.7	65.2	±	6.1
OSL-4	gsj14-046	375-380	63.3	0.48	28.0	3.48	1.07	0.66	ż	0.05	49.4	±	3.0	74.5	#	7.1
OSL-5	gsj14-048	445-450	47.7	0.42	22.0	3.09	0.87	0.64	2	0.05	62.0	±	2.7	96.8	±	8,5
OSL-6	gsj14-050	520-525	48.4	0.48	22.4	3.63	1.05	0.72		0.06	72.4	±	3.9	101	±	9.5
OSL-7	gsj14-051	585-590	53,6	0.39	18.5	2.76	1.16	0.57	*	0.04	75.2	±	6.7	131	*	15
OSL-8	gsj14-052	625-630	49.4	0.31	11.0	2.35	0.82	0.50		0.04	77.0	1	7.2	154	+	18

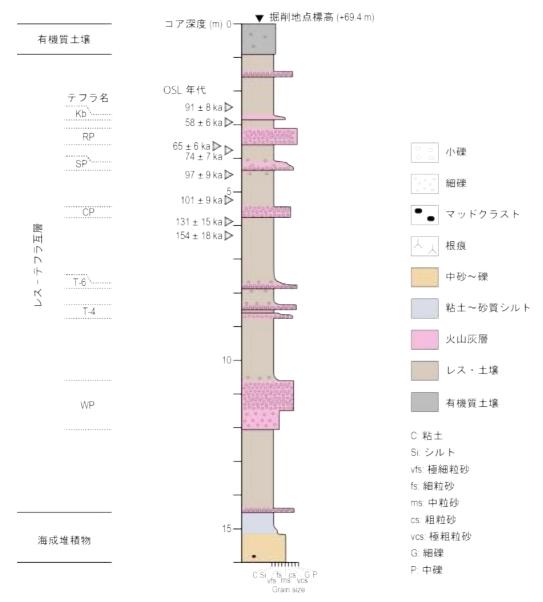


図 1.2.2-13 ボーリングコア GSRH 上部の柱状図. OSL 年代を柱状図左に示す.

al., 2009). そこで, 得られた OSL 信号からフィッティングにより年代測定に必要な成分 (fast component) のみを取り出し (Jain et al., 2003; Wintle and Murray, 2006; Tamura et al., 2015), 蓄積線量を算出した (表 1.2.2-6). 同様の手法は Watanuki et al. (2005)により栃木と新潟のレスに含まれる石英に適用されており, 年代既知の後期更新世テフラと整合的な OSL 年代が得られている.

レスの OSL 年代は、最上位の OSL-1 を除き、最下位の試料 OSL-8 の  $154\pm18$  ka(ka は千年前を表す)から、OSL-2 の  $58\pm6$  ka まで一貫して上方に若くなる。OSL-1 は  $91\pm8$  ka と直下の OSL-2 よりも大きく古くなる。この理由として堆積時の太陽光への露光が不完全であったことや年間線量が適切に見積もられなかったことが考えられるが、このデータについては外れ値(outlier)として、以下の議論では考慮しない。

テフラの年代の推定は、レスの OSL 年代から内挿することで行った(図 1.2.2-14). 内挿においては、テフラの堆積がレスに比べるとほぼ一瞬であることを仮定し、レスの厚さのみを用いた

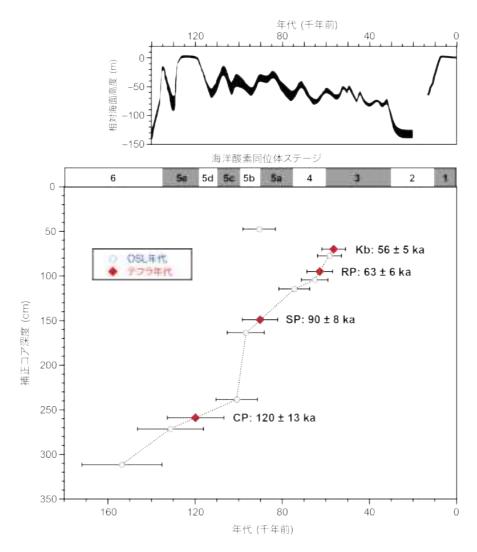


図 1.2.2-14 ボーリングコア GSRH 上部の OSL 年代と推定される火山灰層の堆積年代, および海洋酸素同位体ステージと海面変動(Lambeck et al., 2002)との比較. 補正コア深度とは, GSRH コアの深度 2.00 m を基準に火山灰層の厚さを除いた深度. 火山灰層の年代の平均値と誤差は, 直近の OSL 年代の線形補間から推定している. ただし Kb の年代は直下の OSL 年代 2 点からの外挿で求めた. ka = 千年前.

(図 1.2.2-14 の補正深度). また,OSL 年代試料は厚さ 5cm の地層から採取しているが,その中間深度(深度  $5.75\sim5.80$  m の試料であれば,5.775 m)を用いた.直近のレスの OSL 年代および深度から線形補間することによりテフラの年代とした.平均値のほか,誤差についても同様に算出した.ただし,Kb テフラについては直上のレス試料の OSL 年代が逆転するため,OSL- $2\sim0$  OSL-3 間の堆積速度を外挿することで堆積年代を求めた.

CP, SP, RP, Kb テフラの堆積年代はそれぞれ,  $120\pm13$  ka,  $90\pm8$  ka,  $63\pm6$  ka, および  $56\pm5$  ka と見積もられた. CP は, T-6 ( $0.19\pm0.05$  ka; 工藤・小林, 2013 によるフィッションと ラック年代)や Toya 火山灰( $112\sim115$  ka; 町田・新井, 2003)の上位であるが誤差を考えると 矛盾せず, SP についても同様である. RP は, 十和田火山のカルデラ形成期最初の噴火(Hayakawa, 1985)とされているものの, これまでその年代決定が困難であった. RP と同一の噴火の産物で

ある奥瀬火砕流堆積物のフィッショントラック年代が工藤・小林(2013)によって得られているが  $0.09\pm0.03$  Ma(Ma は百万年前を表す)と、誤差が非常に大きかった。RP の推定年代は、他 にレスの層厚や段丘の層序から、 $50\sim82$  ka の範囲にある(工藤・小林、2013)と見積もられてきたが、今回の OSL 年代測定による推定では、 $63\pm6$  ka と、レスの厚さに基づいた比較的若い推定値(Hayakawa、1985;宮内、1985)に近いものとなった。Kb の年代は、外挿による推定であるが、下位の OSL-2 の年代から MIS4 ではなく、MIS3 に堆積したと考えられる。他の地点でKb の上位に重なる十和田合同テフラ(To-G)の年代を MIS4 とする推定があり(町田・新井、2003)、それに従うと下位の Kb も MIS4 以前となるが、今回の結果から、Kb の年代は RP と同様に比較的若い見積りとなる。

#### (6) 湖底調査結果

#### 目的

十和田湖カルデラの火山活動評価を行うためには、湖水に覆われている湖底の岩体・地層の分布や性質、それらの層序関係も明らかにする必要がある。そのため、海域の地質調査の手法を応用して、湖底の地質調査を行う必要がある。本年度は、湖底の ROV 調査とドレッジの調査による試料を採取し、湖底の地質状況を把握した。

## 方法

一般に湖で使用される船舶は海域のものに比べて小型であるため、持ち込める機材も小型でコンパクトなものになる. 本調査で使用した船も、十和田湖増殖漁業組合所属の長さ 7.06 m (1.8 トン) の小型の船であったため、ROV およびドレッジャーとも人力であつかえる小型のものを使用した。使用した機材は表 1.2.2-7 と図 1.2.2-15. -16 に示す.

ROV 潜航調査は、調査船を調査箇所に誘導後、水中ロボットカメラ(SeaBotix 社製 LBV300-5)を投入し、船上の GNSS 測位情報、トランスポンダー情報により、水中の ROV の位置を決定し、調査箇所への誘導を行い記録した。ROV 映像は、船上においてリアルタイムに確認を行い潜航から浮上までを記録した。

ドレッジ地質調査は、調査船を調査箇所に誘導後、ドレッジを投入し行った。使用するドレッジは人力で扱える小型円筒式ドレッジ、熊田式ドレッジを使用し、底質の採集を行った。

機 器 名・形 式	性 能・諸 元	適用
ROV水中カメラロボット SeaBotix LBV 300-5	水平解像度520TV本 トランスポンダー内臓 270°の視界:真上or真下にカメラを回転 回転ライト:カメラ方向にライトが点灯	
慣性GNSSジャイロセンサー POS/MV Wavemaster	測位精度:0.02~0.10m ロール&ピッチ:0.02° ヒーブ振幅:5cmもしくは5%	

表 1.2.2-7 使用したROVと測位システム



図 1.2.2-15 ROV 調査機材



図 1.2.2-16 使用したドレッジャー

## 調査地点

調査地点を図 1.2.2-17 に示す.

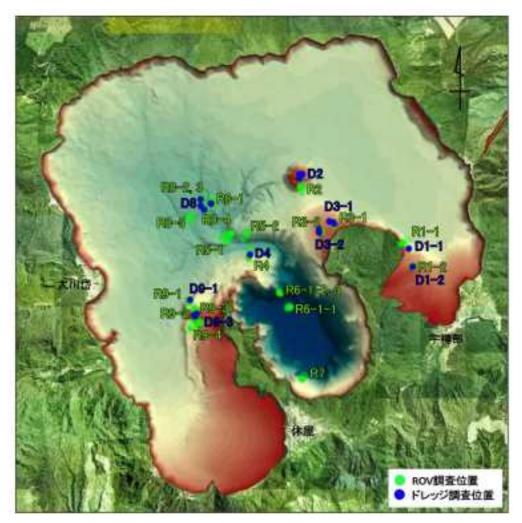


図 1.2.2-17 調査地点

# 結果

## ROV 調査

20 ヵ所に、32 潜航の調査を行った.

R1, R2, R3, R9 は、水深 100m前後に広がる平坦な湖底上の地形上に火山活動でつくられたと考えられる地形を対象に ROV 潜航調査を行った。その結果、湖底は泥質の堆積物によって覆われているところがほとんどだが、礫サイズの岩塊も多数認められた(図 1.2.2-18A-B).

R4, R5, R8 は水深 100m前後に広がる平坦な湖底を浸食した浸食谷とその内部および周辺に認められる小丘を対象に ROV 潜航調査を行った。その結果、湖底は泥質の堆積物によって覆われており、地形をつくる地質体の情報は得られなかった。

R7 は中湖を形成する壁を対象とした ROV 潜航調査である. 泥質堆積物によって覆われている所が多かったが, 露岩も認められた.



A. 代表的な湖底の状況 その1(R5:泥に覆われている)



B. 代表的な湖底の状況 その2(R9:礫質な湖底)



C. 代表的なドレッジ試料 その 1(D2: 礫)



D. 代表的なドレッジ試料 その 2(D3-1: 礫)



E. 代表的なドレッジ試料 その 3(D4:泥)



F. 代表的なドレッジ試料 その 4(D9-3: 礫)

図 1.2.2-18 調査写真

十和田湖最深部にあたる R6(中湖)での ROV 潜航調査では、水深約 314m まで ROV を潜航させ湖底の状況を確認した。概ね泥に覆われているが、湧水らしき水の流れが認められ、その周辺は礫質の湖底となっていることが明らかとなった。

今後、映像の解析を行い、地形や昨年度行った音響地層探査の結果をあわせて湖底の地質構造 を明らかにする.

## ドレッジ調査

採集状況により小型円筒式ドレッジ,熊田式ドレッジを交換しながら調査を進めた. 13 ヶ所に合計で 24 回投入を行った.

湖底の底質が泥勝ちの所が多いため、多くの地点では泥の採集しかできなかった. しかし、D2、D3、D9 では礫が採取された(図 1.2.2-18C-F). 今後、採取された岩石の記載岩石学的特徴から、湖底の地形をつくる地質体の推定を行う予定である.

# (7) 噴出物の化学分析結果

大規模カルデラ噴火へと至るマグマ供給系の発達過程を解明し、マグマ供給系の進化と噴火活動様式変遷の関係について評価を行なうためには、基礎情報として噴出物の全岩化学組成データを系統的に揃える必要がある。後カルデラ期については、従来の研究によって、小規模な噴火も含め噴出物の全岩化学組成データがほぼ揃えられており、噴火エピソード毎の組成変化トレンドの違いやマグマ組成の時代変遷傾向が明らかにされている(久利・栗田、1999, 2004; 久利・谷口, 2007; 工藤、2010a, b). 一方、先カルデラ期~カルデラ形成期に関しては、一部の大規模噴火堆積物や溶岩流で全岩化学組成が報告されているのみであり(Chiba, 1966; 谷口、1972; Hunter and Blake, 1995)、時代に沿ったマグマ組成変化やマグマ供給系変遷について十分な検討がなされていない.そこで、平成26年度委託研究では、先カルデラ期~カルデラ形成期噴出物を主な対象として、主成分元素全岩化学組成(185 試料)及びSr同位体比(7 試料)の分析を行なった.平成27年度委託研究では、前年度に引き続き、先カルデラ期~カルデラ形成期噴出物を主な対象として、微量元素全岩化学組成分析(78 試料)及びSr・Nd同位体比全岩分析(Sr:36 試料、Nd:30 試料)を行なった.

## 微量元素全岩化学組成分析

#### 分析手法

微量成分の分析には約 100 mg の粉末化試料を使用した. 試料をテフロン分解容器内に入れ,正確に秤量した後,酸により分解した. 試料の分解には、HF と  $HNO_3$  を用いた. 酸を試料に加えた後、ホットプレート上で約 140 で 48 時間加熱した. 加熱終了後、試料を蒸発乾固し、さらに塩酸及び硝酸を繰り返し滴下、蒸発させることによりフッ化物を除去したのち、 $6MHNO_3$  にて溶解した.

分析には産業技術総合研究所に設置された Agilent 社製 7900 型 ICP-MS を使用した. 分析方法は Ishizuka et al. (2003, 2007)に準ずる. 分析対象の元素は、Li, Be, V, Cr, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th, U である. 分析時には試料は 2%HNO3溶液として測定し、希釈率は約 6000 倍とした. 検量線作成は、岩石標準試料を分析することにより行った. 通常用いた標準試料は、JB2, JB3, JGb1, JA1, JB1A, AGV1, BCR1, BRR1(in-house standard of University of Southampton)である. 測定中のマシンのドリフト補正には、外部補正法、内部補正法の両方を用いた. 内部標準として In, Re を測定溶液に添加した. 希土類元素(REE)の一部と Ta については、必要な妨害元素の補正を行った. 分析誤差(2s.d.)は、通常 REE 元素で 4%、それ以外の元素で 6%程度あるいはそれより小さい. 分析

値の再現性をチェックするために、検量線に用いた溶液とは別途、試料を分解して用意した JB2、 JB3、 BHVO2 を、未知試料とともに毎回測定した.

## <u>分析結果</u>

図 1.2.2-19 に十和田火山噴出物の微量元素全岩化学組成ハーカー図を示す. 十和田火山噴出物は、噴火エピソード毎に特有の組成領域を示す特徴が、工藤(2010a)及び平成 26 年度委託研究により判明している. この特徴は、微量元素においても、Yや Tb のハーカー図などで顕著に認められる(図 1.2.2-19). また、噴火エピソード毎の組成差を越えた大きな組成差が、噴火エピソード Q 以前と P 以降で認められる. 例えば、Y 及び Tb のハーカー図においては、同じ  $SiO_2$  量で比較したときに、噴火エピソード Q 以前の噴出物が P 以降の噴出物よりも Y 及び Tb 含有量が多い特徴を示す. また、U のハーカー図においては、噴火エピソード Q 以前の噴出物が P 以降の噴出物が P 以降の噴出物よりも P 以降での顕著な組成差は認められない.

図 1.2.2-20 に、Tb-La 図及び希土類元素のコンドライト規格化パターン図を示す。先に示したハーカー図上での噴火エピソード Q 以前と P 以降での組成差は、軽希土類元素・重希土類元素比で顕著となる。具体的には、噴火エピソード P 以降の噴出物がそれ以前の噴出物に比較して、重希土類元素に枯渇した組成を示す。例えば、Tb-La 図においては、噴火エピソード Q 以前と P 以降では明瞭に組成領域が異なり、噴火エピソード P 以降で Tb/La が低くなる(図 1.2.2-20)。また、コンドライト規格化パターン図において、噴火エピソード L 堆積物は、噴火エピソード Q 及び滝ノ沢火砕流堆積物と比較して、La や Ce などの軽希土類元素量はほぼ同量なのに対して、明らかに重希土類元素が枯渇したパターンを示す(図 1.2.2-20).

## Sr·Nd 同位体比全岩分析

## 分析手法

分析および分析のための試料処理作業を地質調査総合センターで実施した. 粉末試料を対象に、Sr、Nd の同位体組成分析を行なった。イオン交換樹脂による元素の分離のために使用された酸および水は、TAMA・Pure AA・10 級である (Hoang and Uto, 2003). 取り分けられた約 30 ミリグラムの試料粉末を、濃硝酸およびフッ化水素酸(比率は 1:2)で溶解後、再び硝酸を用いて完全に溶解した。Sr の抽出方法は、Deniel and Pin (2001) の手法に基づき、Eichrom の Sr-spec 樹脂を用いた。Sr の抽出方法の詳細は、Hoang and Uto (2006) に報告されている。Nd の抽出には、AG50W8X 200・400 樹脂を用い、さらに 0.25 規定の塩酸と LN-resin を用いることで Nd を分離した。Sr、Nd の同位体比分析には、地質調査総合センターの熱イオン化方式のマルチコレクター質量分析計 VG セクター54 を用いた。その詳細については、Hoang and Uto (2006) に報告されている。

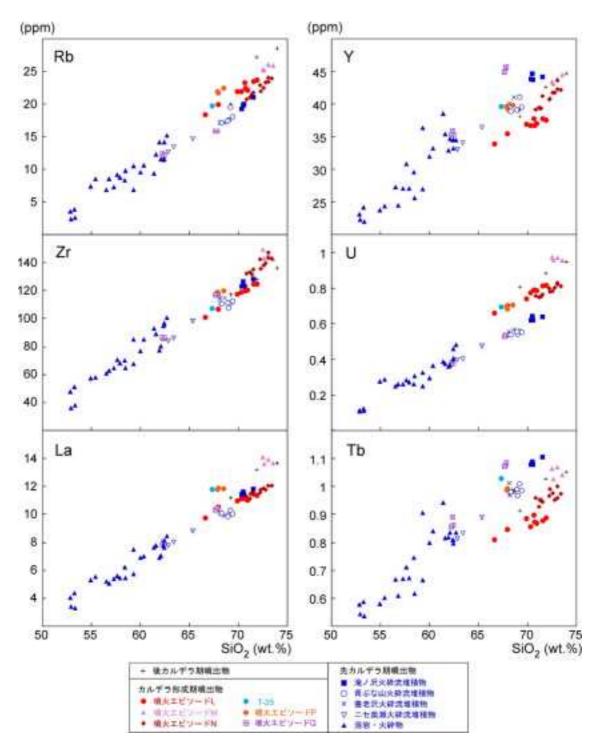


図 1.2.2-19 十和田火山噴出物の微量元素全岩化学組成ハーカー図.

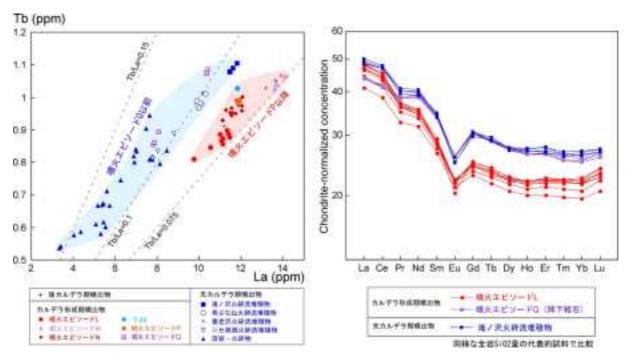


図 1.2.2-20 十和田火山噴出物の全岩 Tb-La 図及び希土類元素のコンドライト規格化パターン図. 後者の図では同様な全岩 SiO2 量を示す代表的試料のみをプロットした。コンドライトの組成は Sun and McDonough (1989) による.

# 分析結果

図 1.2.2-21 に  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr-SiO ${}_{2}$ 図及び  ${}^{143}$ Nd/ ${}^{144}$ Nd-SiO ${}_{2}$ 図を示す。図 1.2.2-21 では、本年度委託研究によるデータに加え、昨年度の委託研究で得られたデータ及び Hunter and Blake (1995) のデータも用いた。十和田火山噴出物は、活動期毎に  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr の組成幅が変化することが報告されている(Hunter and Blake、1995)。本年度委託研究によるデータを追加して検討した結果においても、同様な特徴が確認された。 ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr は、先カルデラ期で 0.70398-0.70421、カルデラ形成期で 0.70418-0.70430、後カルデラ期初期で 0.70406-0.70421、後カルデラ期(初期以外)で 0.70425-0.70438 である(図 1.2.2-22)。噴火エピソード Q 以前と P 以降で比較すると、一部で重なってはいるものの、噴火エピソード P 以降でより  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr が高い特徴を示す(図 1.2.2-21)。  ${}^{143}$ Nd/ ${}^{144}$ Nd では、先カルデラ期とカルデラ形成期では顕著な違いは認められないものの、後カルデラ期ではそれ以前よりも有意に  ${}^{143}$ Nd/ ${}^{144}$ Nd が低くなる傾向が認められる(図 1.2.2-21).

図 1.2.2-22 に噴出物の Sr 同位体比の時代変化図を示す。なお、この図においては、先カルデラ期については個々の噴出物の年代が明らかではないものがあるので、層序関係が明確な青橅山付近の噴出物のみを層序順で示した。図 1.2.2-22 によれば、十和田火山噴出物の Sr 同位体比は、若干の増減は繰り返しながらも、大局的には時間とともに徐々に増加する傾向を示す。特に、後カルデラ期では Sr 同位体比の増加率が上がっているようにも見える。

#### 考察と今後の課題

微量元素の分析結果からは、噴火エピソード Q 以前と P 以降で軽希土類元素・重希土類元素比に有意な差が認められ、噴火エピソード P 以降の噴出物がそれ以前の噴出物に比較して重希土類

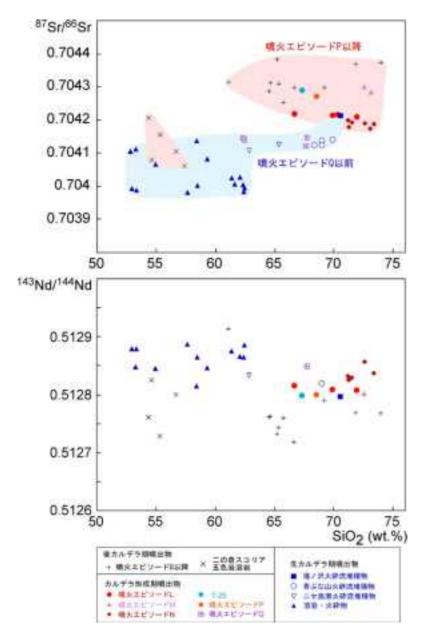


図 1.2.2-20 十和田火山噴出物の全岩 87Sr/86Sr-SiO<sub>2</sub> 及び <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd-SiO<sub>2</sub> 図. 昨年度・本年度委託 研究によるデータ及び Hunter and Blake (1995)のデータを使用した. Hunter and Blake (1995)の データについては、本研究で分析を実施していない地質ユニットのデータのみを引用した.

元素に枯渇した組成を示すことが判明した(図 1.2.2-20). 同位体比分析結果からは、Sr 同位体比が若干の増減は繰り返しながらも、大局的には時間とともに徐々に増加する傾向を示すことが判明した(図 1.2.2-22). 特に、噴火エピソード Q-P 間における希土類元素比の変化は、この期間にマグマ生成条件が変化したことを示唆する. その変化としては、マグマ起源物質の変化や、地殻の溶融条件の変化などが可能性として挙げられる. 例えば、下部地殻を構成する角閃岩を溶融させる場合には、含水量や部分溶融度の違いによって、残存固相の角閃石量に多様性が生じることが判明している(Beard and Lofgren、1991 など). 角閃石は、軽希土類元素よりも重希土類

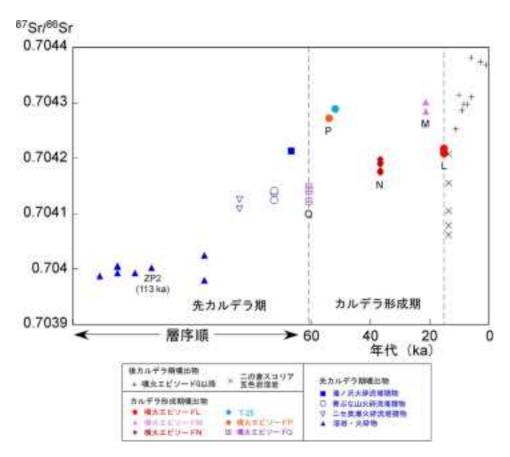


図 1.2.2-21 十和田火山噴出物の全岩 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr の時代変化. 昨年度・本年度委託研究により得られたデータ及び Hunter and Blake (1995)のデータを使用した. Hunter and Blake (1995)のデータについては、本研究で分析を実施していない地質ユニットのデータのみを引用した.

元素の分配係数が高い. そのため、軽希土類元素・重希土類元素比の変化は、角閃石の量、つまりは溶融条件の違いに規制されている可能性がある. 他方、Sr 同位体比の時間変化の要因としては、起源物質が時代とともに変化している可能性や、地殻の同化の程度が時間とともに増大している可能性が考えられる. 特に、後カルデラ期においては、Sr 同位体比の増加率が上昇しているように見えることから(図 1.2.2-22)、Hunter and Blake (1995)が論じたように、カルデラ陥没が地殻の同化作用を促進した可能性も検討すべき課題である. 今後、上記の希土類元素比や同位体比の変化について、モデル計算などを行ないつつ、その要因について検討していくことが必要である.

図 1.2.2-23 に十和田火山の階段ダイアグラムを示す。この図には,希土類元素比の変化が示唆するマグマ生成条件の変化時期を示した。この変化時期は,カルデラ形成期の初期に相当し,この時期以降には,十和田火山最大規模の噴火エピソード N 及び L が発生し,その結果として十和田カルデラが形成されている。この時系列推移から,カルデラ形成期の大規模噴火が,マグマ生成条件の変化に起因して発生した可能性が提示される。この可能性については,今後,他火山の例との比較を進めながら検討する必要がある。

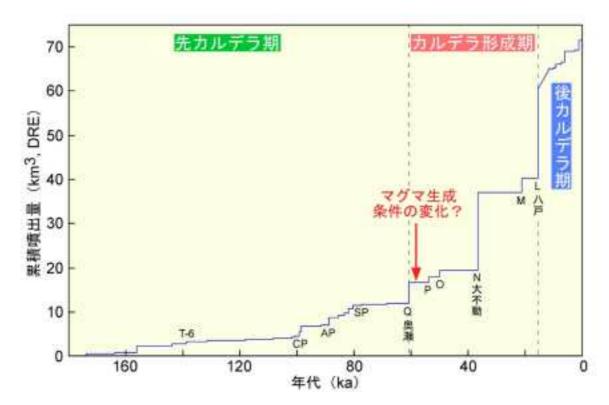


図 1.2.2-23 十和田火山の階段ダイアグラム. Hayakawa (1985), 中川ほか (1986), 工藤 (未公表データ) 等を用いて作成. 希土類元素比から推定されるマグマ生成条件の変化時期を矢印で示す.

## (6) まとめ

今年度に実施した内容と得られた成果は以下の通りである.

1) 平成 26 年度委託研究により得られたデータ及び平成 27 年度委託研究により実施した地質調査結果から、十和田カルデラの形成を伴った噴火エピソード N と L の間の"間カルデラ期"の詳細な噴火活動史を明らかにした。噴火エピソード N・L 間には、 21.2 ka に噴火エピソード M, 17.2 ka に噴火エピソード M'の少なくとも 2 回の火砕噴火が発生した。噴火エピソード M では、プリニー式噴火により降下軽石が堆積した後、マグマ水蒸気噴火へと移行し、降下火山灰・軽石が堆積した。この噴火では火砕流も発生し、カルデラ東方及び南方に流下した。噴火エピソード M'は溶岩ドームの形成を伴ったブルカノ式噴火と推定される。この噴火の約 2 千年後に、十和田火山史上最大規模の噴火エピソード L が発生した。噴火エピソード N・L 間は、21,000 年間で、火砕噴火の回数は少なくとも 2 回と低頻度で、総噴出量は計 3.1 km³、噴出率は 0.15 km³/千年、マグマ組成はデイサイト~流紋岩である。一方、後カルデラ期は、15,500 年間と同程度の期間ではあるが、火砕噴火の回数は 19 回以上と高頻度で、総噴出量は計 11 km³、噴出率は 0.71 km³/千年、マグマ組成は時間とともに玄武岩質安山岩から流紋岩へと変化する。以上のように、"間カルデラ期"の火山活動は、後カルデラ期の火山活動とは特徴が異なり、明瞭な低噴出率期として認識できることがわかった。

2) カルデラ形成期噴出物の堆積年代を明らかにするため、火山灰層直下のローム層 6 試料を対象に、放射性炭素年代測定を行なった。その結果、噴火エピソード N 堆積物よりも上位のテフラについては、いずれも層序及び既存の年代資料と調和的な  $^{14}$ C 年代が得られた。一方、噴火エ

ピソード N 以下のテフラについては、年代データは得られたものの、いずれも何らかの原因により若返った年代であると判断された.

- 3) 火山近傍相と遠方相の対比を目的として、カルデラ形成期~先カルデラ期噴出物を対象として、火山ガラスの主成分元素分析を行なった。その結果、カルデラ形成期噴出物では、雲井火砕流堆積物と米田テフラの対比の妥当性が確認された。先カルデラ期噴出物では、ニセ奥瀬火砕流堆積物(仮称)と T-15 が、青橅山火砕流堆積物、発荷付近の降下軽石と AP が対比される可能性が高いことが判明した。なお、滝ノ沢火砕流堆積物と養老沢火砕流堆積物については、今回は対比可能な遠方相を見いだすことができなかった。
- 4) 十和田火山先カルデラ期に先行する火山活動の時期を明確にするため、火山岩の K-Ar 年代 測定 (5 試料)、FT 年代測定 (1 試料)及び U-Pb 年代測定 (1 試料)を行なった。その結果、十 和田火山先カルデラ期に先行する玄武岩〜安山岩マグマの活動が、200〜60 万年前頃に断続的に起こっていたこと、十和田火山の活動とそれ以前の火山活動の間には、少なくとも 30 万年間の活動間隙が存在することが判明した。このような長期の活動間隙の存在から、十和田火山とそれ以前の火山活動は、別個の火山によるものと捉えるのが妥当と判断される。十和田火山の大規模カルデラ噴火を発生させる一連のシステムは、約 20 万年前から開始したと考えられる。
- 5) 昨年度掘削された GSRH コアに対するルミネッセンス年代測定の結果, CP, SP, RP, Kb テフラの堆積年代はそれぞれ,  $120\pm13$  ka,  $90\pm8$  ka,  $63\pm6$  ka, および  $56\pm5$  ka と見積もられた. このうち RP はこれまで絶対年代が得られていなかった奥瀬火砕流噴火に時間軸を与えるものであり, 従来の層序学的な推定値と大きく矛盾せず, カルデラ形成噴火の開始時を示す重要な値である.
- 6) 湖底の ROV 調査とドレッジの調査によって、十和田個の湖底は泥質堆積物に広く覆われ、 一部に礫質な部分があることが明らかになった.
- 7) 先カルデラ期〜カルデラ形成期噴出物について、マグマ組成の特徴及びその時代変遷を把握することを目的として、微量元素全岩化学組成及び Sr・Nd 同位体比の分析を行なった. 微量元素の分析結果からは、噴火エピソード Q 以前と P 以降で軽希土類元素・重希土類元素比に有意な差が認められることが判明した. 同位体比分析結果からは、Sr 同位体比が大局的には時間とともに徐々に増加する傾向を示すことが判明した. 噴火エピソード Q-P 間における希土類元素比の変化は、この期間にマグマ生成条件が変化したことを示唆する. この変化時期は、カルデラ形成期の初期に相当し、この時期以降には、十和田火山最大規模の噴火エピソード N 及び L が発生し、その結果として十和田カルデラが形成された. この時系列推移から、カルデラ形成期の大規模噴火が、マグマ生成条件の変化に起因した可能性が提示される.

#### 引用文献

- 青木かおり・新井房夫(2000)三陸沖海底コア KH94·3,LM·8 の後期更新世テフラ層序. 第四 紀研究, **39**, 107·120.
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1991) Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *J. Petrol.*, **32**, 365-401.

- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51, 337-360
- Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C. and Sohbati, R. (2012) A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, **41**, 435-451.
- Chiba, M. (1966) Genesis of magmas producing pumice flow and fall deposits of Towada Caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, **29**, 545-558.
- Deniel, C. and Pin, C. (2001) Single-stage method for the simultaneous isolation of lead and strontium from silicate samples for isotopic measurements. *Analytica Chimica Acta* **426**, 95–103.
- 古澤 明(2003)洞爺火山灰降下以降の岩手火山のテフラの識別. 地質雑, 109, 1-19.
- Galbraith, R. F. (1981) On statistical models for fission track counts. *Jour. Math. Geol.*, **13**, 471-478.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **60**, 507-592.
- 早川由紀夫(1993)火山の地質巡検案内 2:十和田湖. 群馬大学教育学部紀要 自然科学編, 41,53-78.
- Hoang, N. and Uto, K. (2003) Geochemistry of Cenozoic basalts in the Fukuoka district (northern Kyushu, Japan): implications for asthenosphere and lithosphere mantle interaction. *Chemical Geology*, **198**, 249-268.
- Hoang, N. and Uto, K. (2006) Upper mantle isotopic components beneath the Ryukyu arc system: evidence for 'back-arc' entrapment of Pacific MORB mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **249**, 229-240.
- Hunter, A. G. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic calcalkaline series: Towada volcano, Japan. *J. Petrol.*, **36**, 1579–1605.
- 池原 実・村山雅史・多田井修・外西奈津実・大道修宏・川幡穂高・安田尚登(2006)四国沖から採取された2本のIMAGESコアを用いた第四紀後期におけるテフラ層序. 化石, **79**, 60-76.
- Jain, M., Murray, A. S., and Bøtter-Jensen, L. (2003) Characterisation of blue-light stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement. *Rad, Meas.*, **37**, 441-449.
- 井上 武・乗富一雄・上田良一・臼田雅朗 (1973) 5万分の1総合地質図幅「十和田湖」及び 同説明書. 秋田県, 45p.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Milton, J. A. and Nesbitt, R. W. (2003) Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes. Earth Planet. Sci. Lett. 211, 221-236.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Yuasa, M., Milton, J. A., Nesbitt, R. W., Uto, K. and Sakamoto, I. (2007) Processes controlling along-arc isotopic variation of the southern Izu-Bonin arc. *Geochem. Geophys. Geosys.* Q06008, doi:10.1029/2006GC001475.

- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, T. (1991) Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. Jour.*, **15**, 203-221.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., and Purcell, A. (2002) Into and out of Last Glacial Maximum: sea-level change during the oxygen isotope Stage 3 and 2. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 343–360.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰-姶良 Tn 火山灰の発見とその意義-. 科学, **46**, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫(2003)新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史(1987)北日本を広く覆う洞爺火山灰.第四紀研究, **26**, 129-145.
- 松山 力・大池昭二(1986)十和田火山噴出物と火山活動. 十和田科学博物館, no.4, 1-64.
- 村岡洋文・高倉伸一 (1988) 10 万分の 1 八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図 no.21-4, pp.27, 地質調査所, 27 p.
- 長尾敬介・板谷徹丸 (1988) K-Ar 法による年代測定. 地質学論集, no.29, 5-21.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一 (1984) K-Ar 法による年代測定. 岡山大学蒜山研究 所研究報告, no.9, 19-38.
- 小岩直人・柴 正敏・葛西優貴(2007)青森県屛風山砂丘地帯,館岡層中の十和田大不動テフラの AMS<sup>14</sup>C 年代. 第四紀研究, **46**, 437-441.
- 工藤 崇(2005)十和田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 79p.
- 工藤 崇(2010a) 十和田火山, 御倉山溶岩ドームの形成時期と噴火推移. 火山, 55, 89-107.
- 工藤 崇 (2010b) 十和田火山, 御門石溶岩ドームの形成時期に関する考察. 地質調査研究報告, **61**, 477-484.
- 工藤 崇・小林 淳(2013)十和田火山, 先カルデラ期~カルデラ形成期テフラの放射年代測定. 地質調査研究報告, **64**, 305-311.
- 久利美和・栗田 敬(1999) 十和田火山後カルデラ期の降下火砕物の推移. 地質調査所月報, **50**, 699-710.
- 久利美和・栗田 敬(2004)十和田火山二の倉期のマグマプロセス.火山, 49, 367-381.
- 久利美和・谷口宏充(2007)十和田火山後カルデラ期新郷軽石噴火にみるサブプリニアン噴火 の噴火推移. 東北アジア研究, no.11, 159-172.
- 松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物と火山活動. 十和田科学博物館, no.4, 1-64. 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. 地理学評論, **58**, 492-515.
- Murray, A.S., and Wintle, A.G. (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Rad. Meas.*, **32**, 57–73.
- 中川久夫・松山 力・大池昭二(1986)十和田火山噴出物の分布と性状. 東北農政局計画部, 48p.

- 大池昭二・中川久夫 (1979) 三戸地域広域農業開発基本調査「地形並びに表層地質調査報告書」。 東北農政局計画部. 103p.
- Reimer, P.J. et al. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- 佐々木実・茂貫雅祥・西岡孝尚・梅田浩司(1998)八甲田火山群および十和田火山溶岩類の K-Ar 年代と岩石学的特徴. 日本岩石鉱物鉱床学会平成9年度学術講演会公園予稿集, p.65.
- 沢田順弘・中村唯史・楳田禎久・Yoon Sun・徳岡隆夫(1997)島根県大田市の掘削コアから発見された鬱陵島の完新世初期火山活動由来の漂着軽石.第四紀研究, **36**, 1-16.
- Steffen, D., Preusser, F., and Schlunegger, F. (2009) OSL quartz age underestimation due to unstable signal components. *Quat. Geoch.*, **4**, 353-362.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology, convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362
- Sun, S.-s., McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J.(Eds.), Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication, 42, 313–345.
- Tamura, T., Sawai, Y., and Ito, K. (2015) OSL dating of the AD 869 Jogan tsunami deposit, northeastern Japan. *Quat. Geoch.*, **30**, 294-298.
- 谷口宏充(1972)十和田火山の岩石学的研究. 岩鉱, 67, 128-138.
- Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A. S., Elmejdoub N. and Jedoui Y. (2012) A comparison of TT-OSL and post-IR IRSL dating of coastal deposits on Cap Bon peninsula, northeastern Tunisia. *Quat. Geoch.*, **10**, 209-217.
- Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M. and Bøtter-Jensen L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Rad. Meas.*, **43**, 1474-1486.
- Tsukamoto, S., Rink, W.J., and Watanuki, T. (2003) OSL of tephric loess and volcanic quartz in Japan and an alternative procedure for estimating  $D_e$  from a fast OSL component. Rad. Meas., 37, 459-465.
- 通商産業省資源エネルギー庁(1976)昭和50年度広域調査報告書 八甲田地域.88p.
- Watanuki, T., Murray, A. S., and Tsukamoto, S. (2005) Quartz and polymineral luminescence dating of Japanese loess over the last 0.6 Ma: comparison with an independent chronology. *Earth Planet. Sci. Let.*, **240**, 774-789.
- Wintle, A.G., and Murray, A.S. (2006) A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Rad. Meas.*, **41**, 369–391.
- 八木公史(2006) K-Ar 年代測定のための鉱物分離マニュアル. 地質技術, 創刊準備号(蒜山地質年代学研究所創立 10 周年記念特集), 19-25.