

平成25年度 火山活動の可能性評価基準
及び火山モニタリング評価基準整備

成果報告書

平成26年3月

独立行政法人 産業技術総合研究所

はじめに

本調査は、火山活動の可能性評価のため、火山活動とその休止期間の関係を火山の特性や地形・地質調査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、火山活動の可能性をより定量的に評価するための基準を作成すること、及び代表的なカルデラの地球物理学的・地球化学的観測データと現象を調査し、火山モニタリングを評価するための基準を作成することを目的とした調査研究を実施する。

上記目的を達成するため、次の 3 項目を実施した。

(1) 火山活動履歴の情報整備

噴出量-時間階段図のパターン情報整備のために、今年度は 25 の活火山やカルデラ火山（摩周カルデラ、屈斜路カルデラ、阿寒カルデラ、十勝岳火山、大雪山火山、支笏カルデラ、クッタラカルデラ、洞爺カルデラ、ニセコ火山群、北海道駒ヶ岳火山、恵山火山、恐山火山、岩木山火山、十和田カルデラ、岩手山火山、秋田焼山火山、秋田駒ヶ岳火山、鳥海山火山、栗駒山火山、鳴子火山、蔵王山火山、吾妻山火山、安達太良山火山、磐梯山火山、沼沢火山など）について文献から過去数十万年間のマグマ噴出量の時間変化に関する情報を抽出し、階段図を作成し、DB 化した。DB では各噴火のマグマ量や噴火年代の元データも表示し、その信頼性の検討が可能なものとした。

大規模な噴火を繰り返す火山や終息傾向にある指標策定に重要な火山については、階段図の高精度化に必要な地質調査と年代測定を実施し、噴火イベント・噴出量・噴火年代を認定し直した。今年度は、日光火山群、蔵王火山、利島火山、十勝火山を対象に、地質調査や蛍光 X 線分析装置による全岩主要化学組成分析によるマグマ組成変化の検討、噴出物の年代測定（放射性炭素年代、K-Ar 年代測定）、噴出物の物性測定のための予察的な室内実験や分析を実施した。

(2) 大規模噴火の事例調査

十和田・鬼界・阿蘇カルデラをモデル事例とした大規模噴火準備過程の詳細化とに着手すると共に、次年度以降の研究計画に反映できるようボーリング掘削調査のサイト適地の選定を行った。具体的にはカルデラ近傍に分布する先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物を対象に地質調査を実施することによりそれらの層位を明らかにするとともに、マグマ組成変化の検討や噴出物の年代測定のための予察的な室内実験や分析を実施した。また、噴出物の岩石学的検討を行なうことにより、大規模カルデラ噴火へと至るマグマ供給系の発達過程、特にマグマの温度・圧力環境を解明し、マグマ供給系の進化と噴火活動様式の変遷の関係について検討を行なった。

(3) 活動的カルデラにおける観測データの情報整備

独立行政法人 防災科学研究所に再委託し、ロングバレー、イエローストーン（米国）、カンピ・フレグレイ（イタリア）、硫黄島（日本）、タウポ（ニュージーランド）、ラグナ・デル・マウレ（チリ）など、世界の活動的なカルデラにおける観測デー

タ（地震・地殻変動・火山ガスなど）の評価の現状について、文献調査により情報収集した。また、これら観測データと連携した数値シミュレーションなどの活動評価手法について、文献等を調査した。なお、本課題については全て独立行政法人防災科学技術研究所に再委託して、実施している。

1 火山活動履歴の情報整備

1.1 噴出量-時間階段図のパターン情報整備

【実施内容】

火山活動の可能性評価のためには、対象とする火山の活動履歴を可能な限り定量的に把握しておく必要がある。小規模な噴火を繰り返す桜島火山などを例外とすれば、ほとんどの活火山は表面的な活動を停止しており、活発なもので数十年、多くのもので数百～数先年の休止期間を挟んで噴火が繰り返されているのが実態である。そのため、地球物理学的な観測による現状把握だけでは、対象とする火山が将来どのような規模のどのような噴火を起こし得るのかを判断することは出来ない。

火山活動の長期的な活動評価の基礎データとしては、火山噴出物の地質学的検討による噴火規模の定量化と噴出年代の特定が重要で、その時間変化パターンから将来の噴火規模の可能性を評価して行くことになる。活火山か否かの目安となる過去1万年における噴火情報については、火山防災を念頭に、産総研がデータ整備を行い既に「1万年噴火イベントデータ集」(<https://gbank.gsj.jp/volcano/eruption/index.html>)として公表・更新を行っている。しかし、「原子力発電所の火山影響評価ガイド」で求められているような、原子力発電所の運用期間中における設計対応不可能な火山事象の影響評価を行うためには、過去1万年に限定されたデータベースでは明らかに不足している。特に、より遠方の施設に影響を及ぼすような大規模噴火（噴出量が10km³以上）は1万年を超えるような再来間隔で起こるため、個々の火山の寿命である数万年～数十万年間の長期にわたる火山の活動傾向を考慮対象にしなければ、信頼性に足る原子力発電所への火山影響評価は行えない。このような背景から、日本の主要な火山を対象に文献調査を行い、各火山の過去数10万年間の噴出量と噴火年代に関する情報を抽出し、統一的形式（マグマ噴出量の岩石換算体積表示、噴火年代の暦年換算表示）の噴出量-時間階段図として情報の整備を実施する。

【研究成果】

今年度は、北海道から東北地方に分布する25の活火山やカルデラ火山（摩周カルデラ、屈斜路カルデラ、阿寒カルデラ、十勝岳火山、大雪山火山、支笏カルデラ、クッタラカルデラ、洞爺カルデラ、ニセコ火山群、北海道駒ヶ岳火山、恵山火山、恐山火山、岩木山火山、十和田カルデラ、岩手山火山、秋田焼山火山、秋田駒ヶ岳火山、鳥海山火山、栗駒山火山、鳴子火山、蔵王山火山、吾妻山火山、安達太良山火山、磐梯山火山、沼沢火山など）について文献から過去数十万年間のマグマ噴出量の時間変化に関する情報を抽出し、階段図を作成し、データベース化した（付録1に収録）。個々の噴火ユニットに関するデータは、1)噴火年代、2)マグマ噴出量、3)マグマの種類、4)噴火様式、5)情報元の文献、6)文献情報の信頼性もしくは問題点について整理している。元文献に噴出量-時間階段図が記載されている場合は、その元になったデータを記述した。元文献に噴出量-時間階段図がない場合は、階段図を作成するのに必要なデータをできるだけ文献から抽出している。また、元文献に噴出量-時間階段図を作成するのに必要なデータがない場合には、その問題点を指摘し、作成に必要な今後の調査のポイントを記述している。

今回の25火山の文献調査で、数十万年間の火山活動のうちほぼ全期間の活動についてある程度定量的な情報の収集出来たものは、支笏カルデラ、クッタラカルデラ、洞爺カルデラ、北海道駒ヶ岳、恵山

火山、恐れ火山、十和田カルデラ、鳥海山火山、安達太良火山、磐梯火山、沼沢火山の 11 火山である。一方、活動期間のうちのある期間の活動のみの履歴情報が収集でき、それ以外の時期の噴出量の見積もしくは噴火時期の特定に信頼性が低いものは、摩周カルデラ、屈斜路カルデラ、阿寒カルデラ、十勝火山、大雪山火山、岩手火山、秋田駒ヶ岳火山、蔵王火山、吾妻火山の 9 火山である。これらの火山の噴出量-時間階段図では、信頼性の低い時期のものを破線表示して区別するようにしている。また、ニセコ火山、岩木火山、秋田焼山火山、栗駒火山、鳴子火山の 5 火山については、文献情報の不足から噴出量-時間階段図を現時点で作成することが出来ない。

平成 26 年度は、残りの関東・中部地方以西の火山を対象に文献調査を行い、今年度成果と合わせて産総研 HP で噴出量-時間階段図データベースとして公開する予定である。

1.2 階段図の高精度化に必要な地質調査と年代測定.

大規模な噴火を繰り返す火山や終息傾向にある指標策定に重要な火山については、噴出量-時間階段図の高精度化に必要な地質調査と年代測定を実施し、噴火イベント・噴出量・噴火年代を認定し直した。前項 1.1 の文献調査のみでは、将来の火山活動可能性評価に必要な知見の整備が十分実施できないことは明白であるので、対象火山を絞り込み自ら調査検討を行うもので、その成果は来年度公開予定の噴出量-時間階段図に反映される。また、年代測定と合わせて行う噴出物の化学組成の検討は、噴出量-時間階段図パターンを評価基準として一般化するために必要なマグマ供給系についての岩石化学的知見の整備を行うものである。噴出量-時間階段図のパターン情報はあくまでも経験則であるので、これはその裏付けとなるような理論的意味付けを見越している。

今年度は赤城火山、日光火山群、蔵王火山、利島火山、十勝火山を対象に、地質調査や EDX による火山ガラス化学組成分析によるテフラ対比、蛍光 X 線分析装置による全岩主要化学組成分析によるマグマ組成変化の検討、噴出物の年代測定（放射性炭素年代、K-Ar 年代測定）分析を実施した。

1.2.1 赤城火山

【実施内容】

赤城火山は、群馬県北東部に位置する東西 20 km、南北 30 km におよぶ大型の成層火山である。50 万年前頃から始まった古期成層火山形成期、14 万年前頃から始まった新期成層火山形成期、4.4 万年前の鹿沼テフラの噴出（青木ほか、2008）以降の中央火口形成期に大まかに区分されている（守屋、1968；竹本、1998；高橋ほか、2012）。この活火山は、古期成層火山形成期には玄武岩・安山岩マグマの活動であったものが、新期成層火山形成期にはデイサイトマグマの活動に変化したことで特徴付けられ、火山活動様式の変化を考える上で特に重要な火山である。しかし、マグマ噴出量の定量的な見積もりについては不十分で、守屋（1968）により古期成層火山の体積は 60 km³ 以上、新期成層火山形成期の火砕流堆積物の体積は 40 km³ 程度、中央火口形成期の溶岩ドーム群の堆積が 1 km³ 程度とされているのみである。新期成層火山形成期に噴出した降下堆積物については鈴木（1990）によりテフラ噴出量の時間変化が示され、その後、山元（2012、2013）による層序・噴出年代・テフラ噴出量の見直しによりマグマ噴出量-時間階段図が試作されている（図 1.2.1-1）。本研究では、新期成層火山形成期の降下堆積物と山体を構成する火砕

流堆積物の火山ガラス化学組成の比較から、これまで未対比の両者の対応関係を明確化し、マグマ噴出量-時間階段図を高精度化する。

山元 (2012, 2013) は、赤城火山新期成層火山形成期の降下堆積物を下位から、赤城折口原 (約 15 万年前; Orp), 赤城水沼 10 (約 14 万年前; Ag-MzP10), 赤城水沼 9 (約 13 万年前; Ag-MzP9), 赤城水沼 8 (約 13 万年前; Ag-MzP8), 赤城水沼 7 (約 12 万年前; Ag-MzP7), 赤城水沼 6 (約 10 万年前; Ag-MzP6), 赤城水沼 5 (約 9 万年前; Ag-MzP5), 赤城水沼 4 (約 8 万年前; Ag-MzP4), 赤城水沼 3 (赤城追貝; 約 7 万年前; Ag-MzP3), 赤城水沼 2 (約 6 万年前; Ag-MzP2), 赤城水沼 1 (約 6 万年前; Ag-MzP1), 赤城行川 2 (約 5 万年前; Ag-NM2), 赤城行川 2 (約 5 万年前; Ag-NM1), 赤城湯ノ口 (約 5 万年前; Ag-UP), 赤城鹿沼 (4.4 万年前; Ag-KP) テフラに区分している。一方、新期成層火山体を構成する火砕流堆積物については、竹本 (1998) によると約 14 万年前以前に糸井火砕流 (ITO), 約 14~10 万年前に不動 (FUD)・棚下 (TAN)・藤木 (FJK) 火砕流堆積物, 約 10~5 万年前に川額・輪久原 (WAK)・大胡 (OKO) 火砕流堆積物など, 約 5 万年前に年丸 (TOS)・ガラシ火砕流堆積物が噴出している。一方, Ag-KP に伴う火砕流堆積物は確認されていない。軽石流のような発泡の良いマグマ物質からなる火砕流は, その一連の爆発的噴火の中で風下に噴煙からの降下堆積物を伴うことが普通である。従って, 川額火砕流のような軽石を含まないもの以外の火砕流は, いずれかの降下火砕物と同じ噴火イベントで噴出したものとみるべきであり, マグマ噴出量の時間変化を考える上では, その対応関係を正確に確認しておく必要がある。

【研究成果】

エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (EDX) による火山ガラスの主成分分析を行った。テフラ試料は粉碎・洗浄後, 1/8~1/16mm に篩い分け, 偏光顕微鏡下で火山ガラスのみを手選し, スライドガラスに樹脂で埋め込み後, 鏡面研磨して分析用薄片を作成している。EDX 測定は加速電流 15kV で, 試料電流 0.3nA, 4 μ m 四方を約 150nm のビーム径にて走査させて測定している。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 SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, MnO, MgO), 純度 99.99%以上の単結晶 NaCl, KCl, CaF₂を用いている。

赤城火山から噴出した降下堆積物や火砕流堆積物の化学組成は, ハーカー図上で概ね同一のトレンド上にプロットされる。降下火砕物にはおそらく堆積後に上下の風成層から混入したとみられる組成の異なる粒子も含まれるが (たとえば OrP, Ag-MzP6, Ag-MzP4, Ag-NM1), その区別は特にアルカリ系元素において明瞭である。図 1.2.1-2 にはハーカー図の一例として SiO₂-CaO 図を示している。各噴火堆積物の化学組成に着目すると, 各堆積物毎の SiO₂ 含有量の違いが顕著であり, これを基に各噴火堆積物の対比が可能である。すなわち, 新期成層火山形成期で最も規模の大きな棚下火砕流の SiO₂ 含有量は下部 (TAN-L0) が 77.7~79.0wt%, 上部 (TAN-UP) が 76.5~77.5 wt%と変化するが, この SiO₂ 含有量に対応するものは Ag-MzP8 のみである。北麓の輪久原火砕流 (WAK) については Ag-MzP5 との SiO₂ 含有量の対応が良く, 南麓に広く分布する大胡火砕流 (OKO) については Ag-MzP1 との SiO₂ 含有量の対応が良い。これらのテフラの関係は層序関係とも矛盾せず, 同一の噴火イベントの産物として問題はない。一方, 棚下火砕流の下位にある糸井・不動火砕流の SiO₂ 含有量は, Ag-MzP8 の下位にある OrP や Ag-MzP9 とは一致せず, 異なる噴火イベントの産物と判断される。また, 棚下火砕流堆積物直上にある藤木火砕流 (FJK)

の SiO₂ 含有量は、Ag-MzP8 の上位にある Ag-MzP7 や Ag-MzP6 とは一致せず、異なる噴火イベントの産物と判断される。同様に年丸火砕流堆積物 (TOS) の SiO₂ 含有量も、A 同時期の Ag-Nm2 や Ag-Nm1 とは一致せず、異なる噴火イベントの産物と判断される。

図 1.2.1-1 には今回の火山ガラス主成分分析結果が示す降下堆積物と火砕流堆積物の対応関係を、山元 (2013) のマグマ噴出量-時間階段図に重ね合わせている。来年度は既存ボーリングデータ等の収集を行い、各火砕流堆積物のマグマ量を計測し、図 1.2.1-1 の階段図に反映させる予定である。

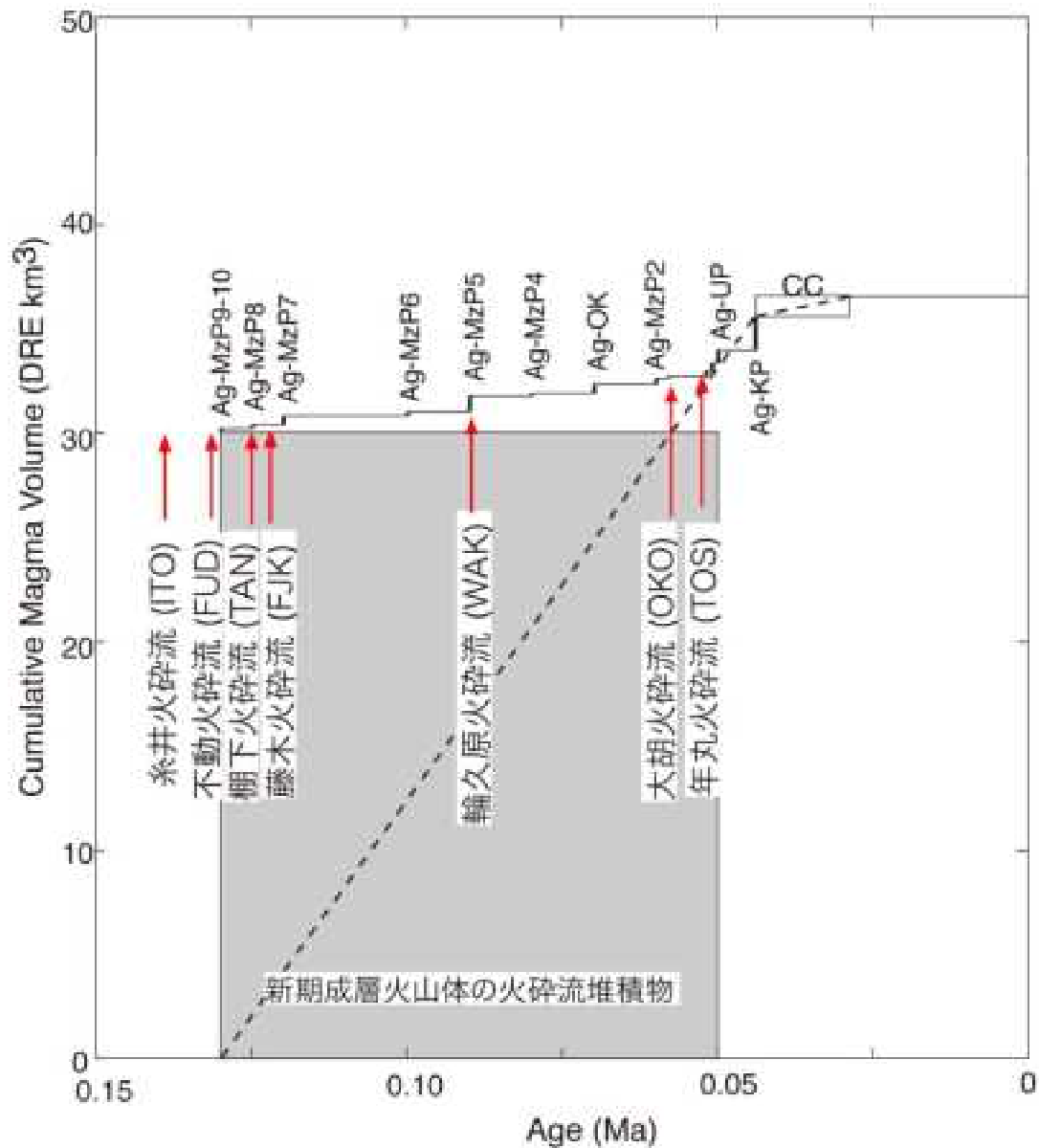


図 1.2.1-1 赤城火山のマグマ噴出量-時間階段図

山元 (2013) の階段図に、今年度の火山ガラス化学組成分析によるテフラ対比結果を加筆した。CC は新期成層火山中央火口丘群。

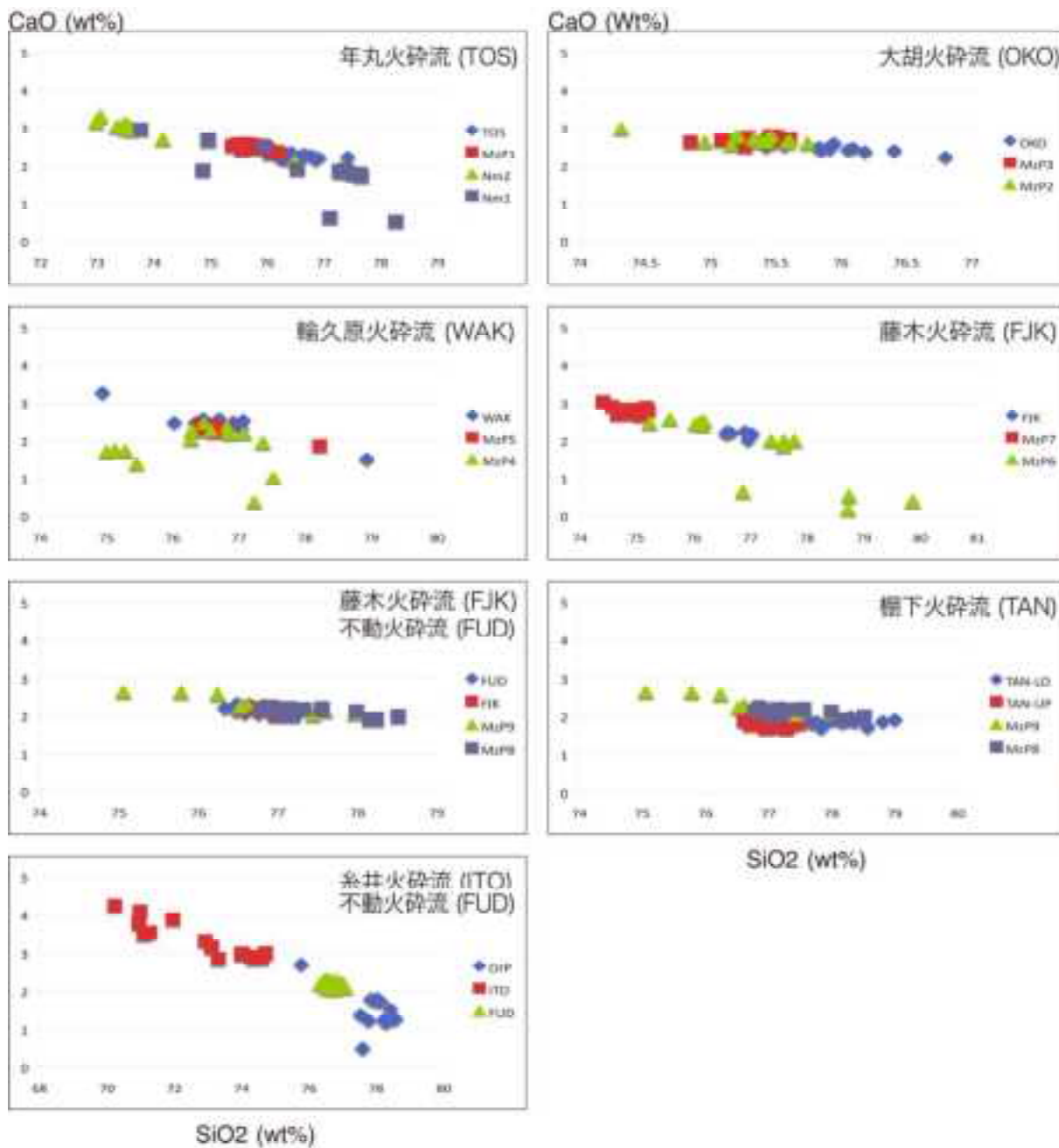


図 1. 2. 1-2 赤城火山の降下堆積物と火砕流堆積物の火山ガラスの SiO₂-CaO 含有量.

棚下火砕流堆積物 (TAN) と赤城水沼 8 降下堆積物 (MzP8), 輪久原火砕流堆積物 (WAK) と赤城水沼 5 降下堆積物 (MzP5), 大胡火砕流堆積物 (OKO) と赤城水沼 1 降下堆積物 (MzP1) の化学組成が一致する.

1.2.2 日光火山群

【実施内容】

日光火山群は、関東地方の栃木県日光市および群馬県片品村にまたがる第四紀火山の総称である。複数の成層火山と溶岩ドーム群からなり、東から西へ、女峰火山、丹精火山、大事沢火山、大真名子火山、小真名子火山、男体火山、太郎火山、山王帽子火山、三岳火山、日光白根火山などで構成される（図 1.2.2 - 1）。この日光火山群は数万年以内とみられる比較的寿命の短い火山の誕生・終息が特定地域で場所を移動しながら繰り返されてきたことに大きな特徴があり、活動したマグマも玄武岩からデイサイトと多様である。すなわち日光火山群は個々のマグマ供給系の発達過程を検討するのに適した事例であるものの、これまで噴出物の定量的評価や年代測定は十分に実施されてはいなかった。なお、通例では、日光火山群に含まれることはないが、前述の火山のすぐ周辺に、根名草山、於呂俱羅山、金精山、前白根山、鈴ヶ岳、四朗岳などに第四紀火山岩が分布する。これら火山群は、東北日本弧の火山フロントから背弧側にかけて分布する火山である。爆発的な噴火も繰り返し発生し、最近数十万年間に度々、大規模な降下テフラを放出している（村本，1992；鈴木，1993；Suzuki，1996；山元，2012，2013）。

本火山群は、女峰火山および男体火山を除いて、溶岩ドームで構成されるとされてきた（たとえば、山崎，1958）。しかし、予察的な地形判読や現地調査に基づく、これら溶岩ドームとされてきた火山も、複数の溶岩流によって山体がつくられる成層火山であることが明らかとなった。山麓に分布するテフラ層序から約 14-1.7 万年前間に複数の大規模な爆発的噴火活動があったことが明らかにされているが（山元，2012，2013），山体を構成する地質ユニットからは放射年代値が得られていない。そのため、本火山群の形成時期や期間は不明な点が多い。

【研究成果】

本年度は、日光火山群の太郎火山の山体を構成する層序学・岩石学的検討と日光火山群起源のテフラ調査を行った。

A. 太郎火山

高密度 DEM（10m メッシュ）などを用いた地形判読を行い、暫定的な層序を組み立てた。また、その結果を基に、その結果を基に、各地質ユニットの年代測定並びに化学分析も行った。

化学分析および年代測定方法は、以下に記す。

1) 全岩化学組成

採取された試料の新鮮な部分を岩石カッターにより切り出したのち、コンタミネーションを避けるために切断時の刃による擦痕をダイヤモンドパッドにより除去した。超音波洗浄の後、約 70°C の脱イオン水で約 4-5 日間脱塩処理を行った。その後メノウ乳鉢を用いて粉末化した。

主要元素組成分析は、粉末試料：リチウムフラックス =1:10 の混合比で作成されたガラスビードを用いて行った。分析は産業技術総合研究所設置の波長分散蛍光 X 線分析装置 Panalytical 社 Axios により行った。分析誤差(2s. d.)は Na 以外の元素で 2%以下、Na では最大 7%程度である。

微量成分の分析には、約 100mg の粉末化試料を使用した。試料はテフロン分解容器内に入れられ、正確に秤量された後、酸により分解された。試料の分解には、HF と HNO₃ を用いた。酸を試

料に加えた後、ホットプレート上で約 140°C で 72 時間以上加熱した。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、6M HNO_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 Micromass 社製 Platform ICP-MS を使用した。分析方法は Ishizuka et al. (2011) に準ずる。分析対象の元素は、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% HNO_3 溶液として測定し、希釈率は約 3000 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、BHVO2 を未知試料とともに毎回測定した。

2) K-Ar 年代測定

採取された火山岩の噴出年代を知るために、新鮮な試料について K-Ar 年代測定を行った。試料には、顕微鏡下の観察で風化変質の影響のない新鮮なもので、かつ結晶質な岩石を選んだ。試料は、250-500mm サイズにそろえ、斑晶はアイソダイナミックセパレータ及び重液により概ね取り除き、最終的に顕微鏡下でハンドピックにより除去した。測定には産業技術総合研究所設置の高真空希ガス抽出精製装置及び VG Isotopes 1200C 型希ガス専用質量分析計を用い、Ar の定量は ^{38}Ar スパイクを用いた同位体希釈法によった。カリウムの定量は炎光光度法 (松本, 1987) により行った。

3) 結果

太郎火山の暫定的な層序と年代測定結果は図 1.1.2.2-2 および 3 に示す。なお、先行研究で行った、Ar/Ar 年代測定値も合わせて示してある。化学組成の結果は、図 1.1.2.2-4 および 5 に示す。

これらの結果から、予察的ではあるが、太郎火山はおよそ 2 万年前前後から活動を開始したことが明らかとなった。太郎火山の最新の地質ユニットは約 1.7 年前の男体火山起源の荒沢火砕流に覆われることから、太郎火山の活動期間は、長くても 1 万年、おそらく数千年程度である可能性が高い。また、太郎火山は、安山岩質の複数の溶岩、溶岩ドームで主に形成される (図 1.1.2.3-4)。また微量元素の検討から、単一の起源マグマの結晶分化のみでは、本火山のマグマ組成のバリエーションが説明できないことが明らかとなった (図 1.1.2.4)。

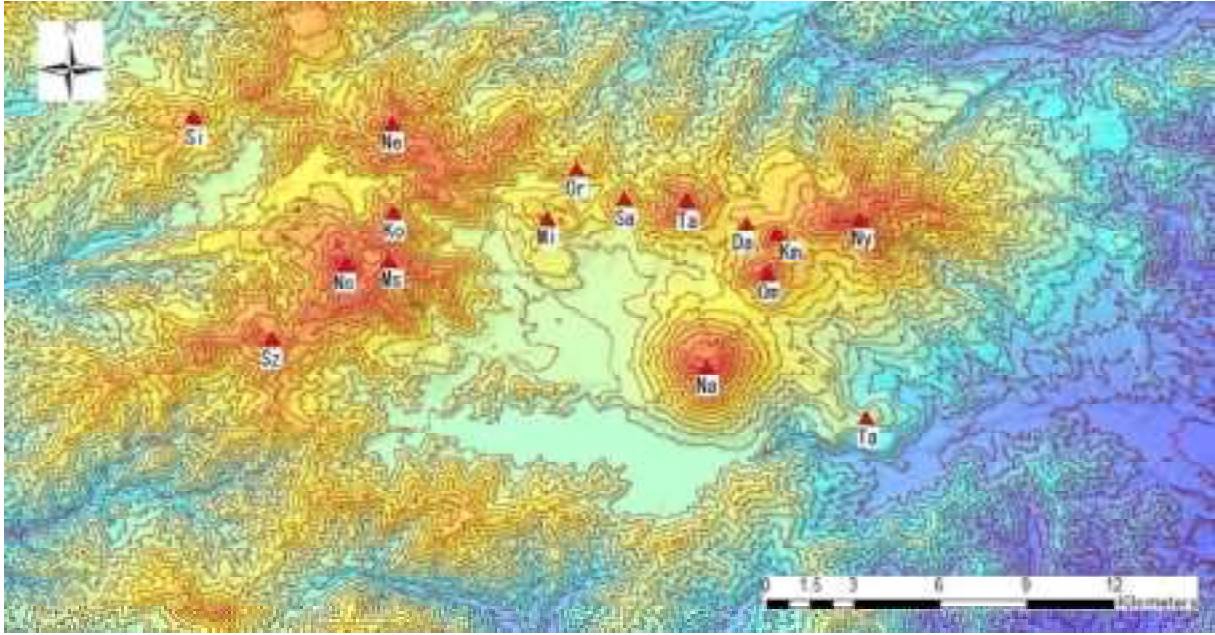


図 1.2.2 - 1 日光火山群の全体図.

国土地理院 10mメッシュを基にした, Esri 社製 ArcGIS データコレクションを使用して ArcGIS にて描画. コンターは 100m間隔. Ta:丹精山火山, Ny:女峰火山, Km:小真名子火山, Om:大真名子火山, Da:大事沢火山, Na:男体火山, Ta:太郎火山, Sa:山王帽子火山, Or:於呂俱羅山火山, Mi:三ッ岳火山, Ne:根名草山火山, Ko:金精峠, Ms 前白根:, Ns:日光白根火山, Sz:鈴ヶ岳火山, Si:四郎岳火山.

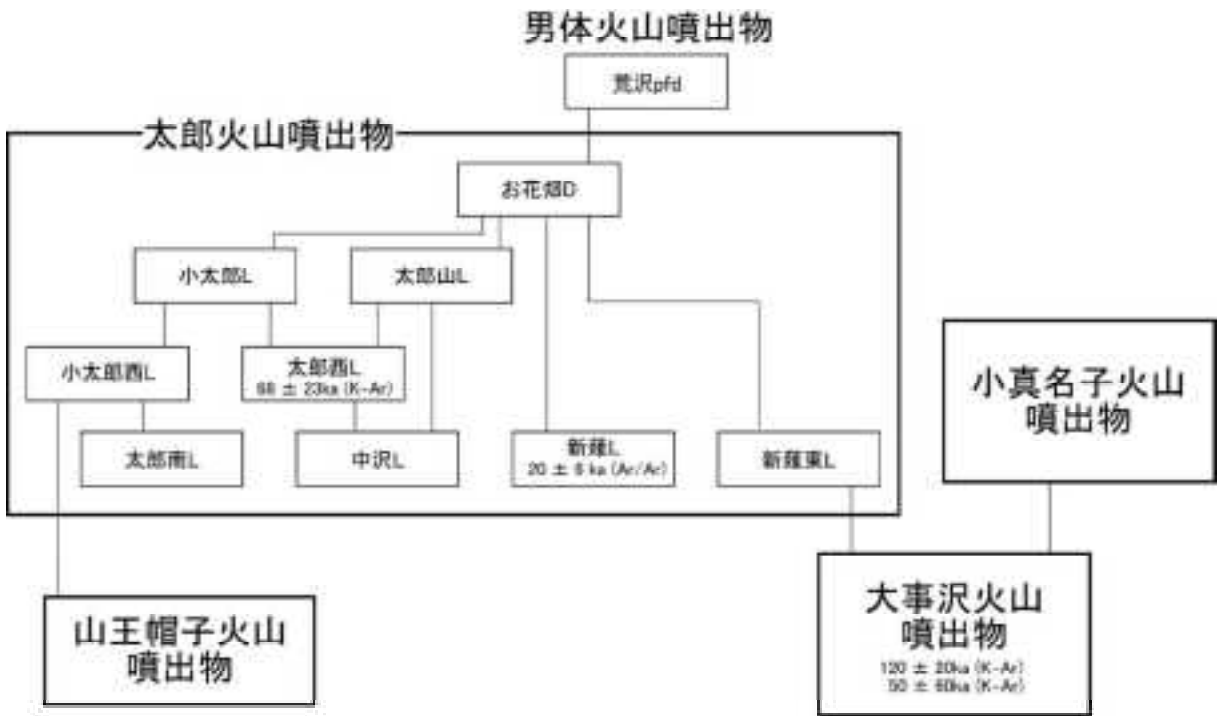


図 1.2.2 - 2 太郎火山の層序 (暫定) と年代値.



図 1. 1. 2. 2 - 2 太郎火山の地形判読に基づく地質概略図

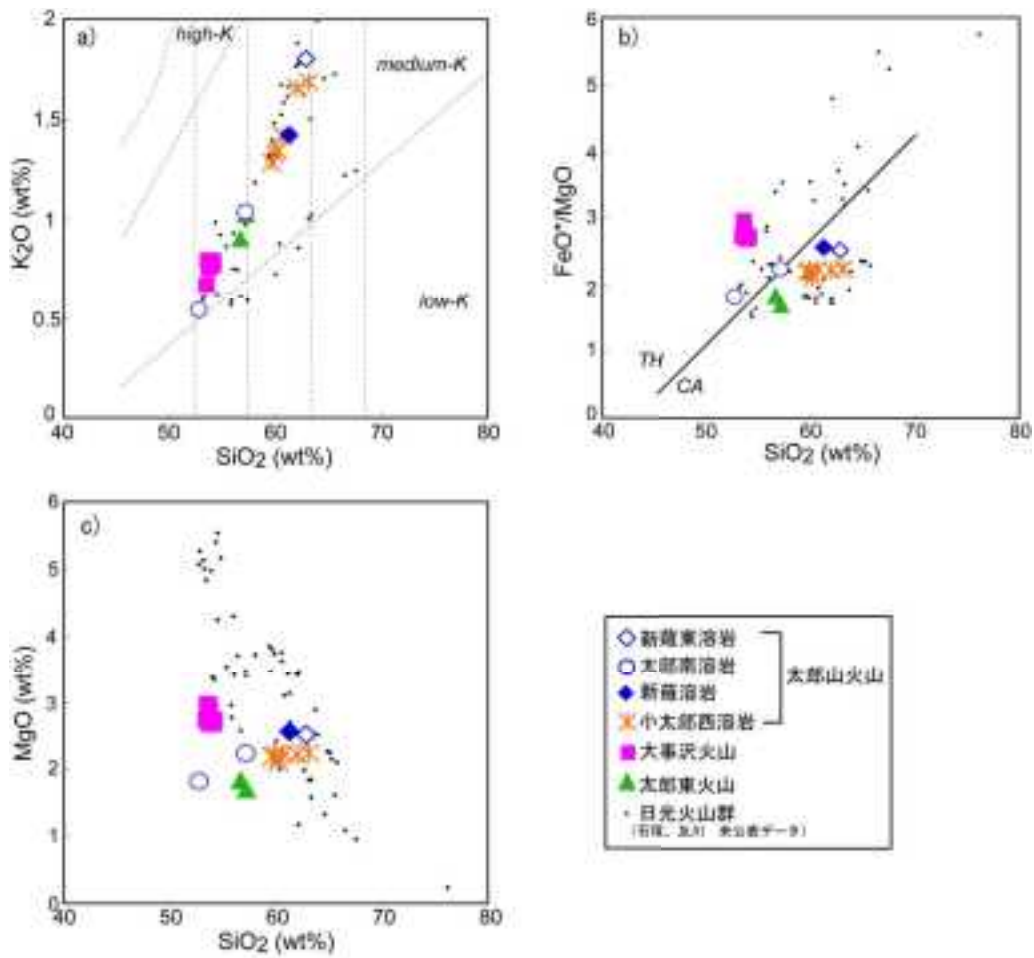
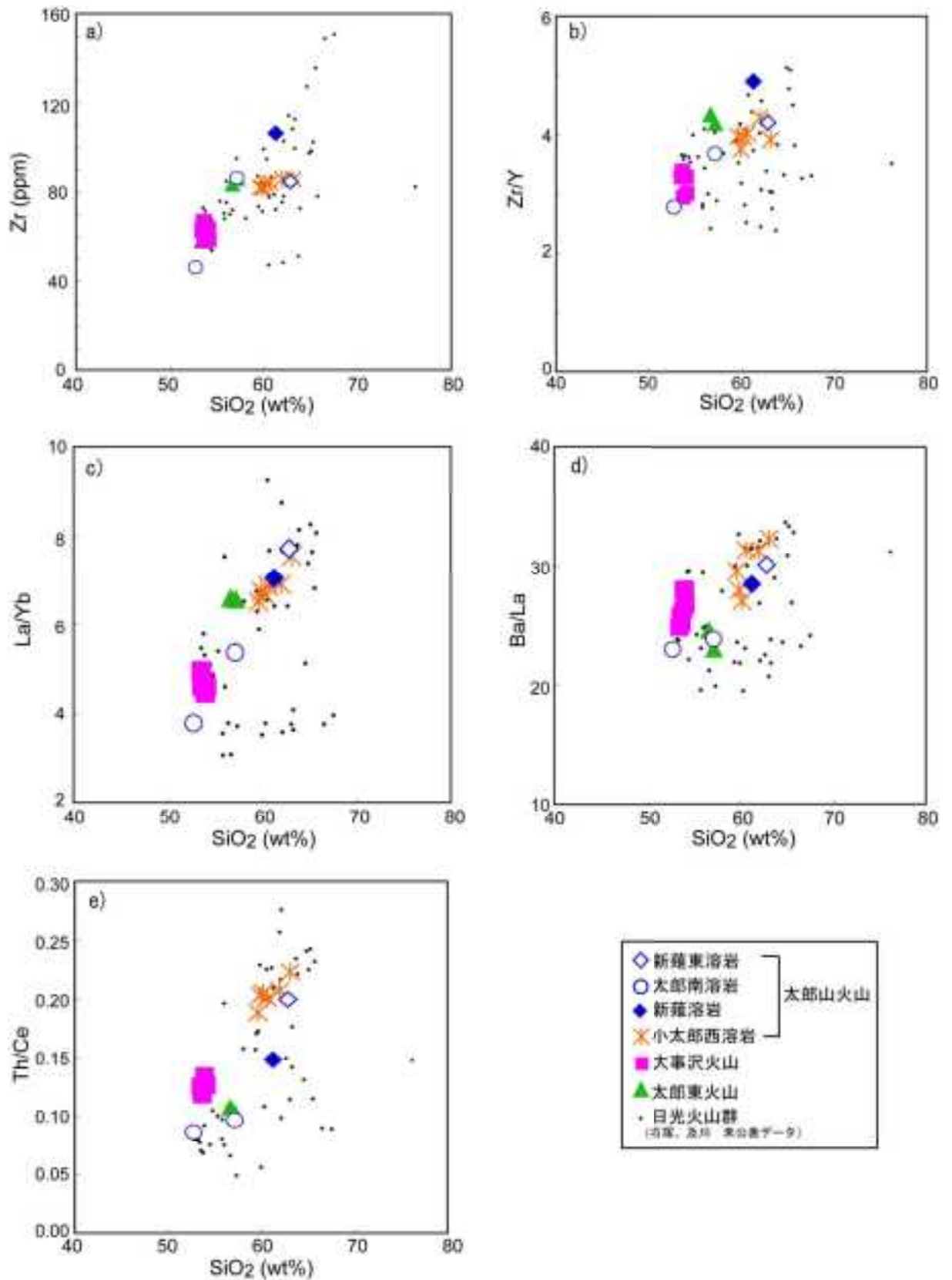


図 1. 1. 2. 2 - 3 太郎山火山及び周辺火山体の全岩主成分化学組成プロット。

SiO_2 - K_2O , b) SiO_2 - FeO^*/MgO 及び c) SiO_2 - MgO プロット。日光火山群の他の火山の組成も合わせて示してある。岩石種の分類は、Le Maitre (1989) と Rickwood (1989) に基づく。



a)

図 1. 1. 2. 2 - 3 太郎山火山及び周辺火山体の全岩微量成分化学組成プロット。
日光火山群の他の火山の組成も合わせて示してある。

1.2.3 蔵王火山

【実施内容】

広義の蔵王火山は、東北地方の山形県山形市、上市市および宮城県蔵王町、川崎町、白石市にまたがる第四紀火山の総称である。東北の脊梁山脈を形成する複数の成層火山からなり、それらは、雁戸山、瀧山、地蔵岳、熊野岳、御釜、烏帽子岳、杉ヶ峰、屏風岳、不忘岳などを構成する（図 1.2.3 - 1）。蔵王火山は 100 万年以上にわたり狭い範囲で火山活動を繰り返してきた東北日本火山フロント沿いの大型成層火山であるものの、1.1 章で記述したようにマグマ噴出量-時間階段図を作成するには文献情報が不足している。すなわち、狭義の蔵王火山は、中央蔵王火山ともよばれ、地蔵岳、熊野岳、御釜周辺を噴出中心として、約 80 万年前から現在まで活動を続ける活火山である。中央蔵王火山の北には、約 100 万年前に活動した瀧山火山、約 30 万年前に活動した雁戸山火山があり、南方には約 100~10 万年前に形成された烏帽子岳、杉ヶ峰、屏風岳、不忘岳などからなる南蔵王火山が隣接している（伴，2013）。現在まで活動が続く中央蔵王火山の活動期は、大場・今田（1989）、酒寄（1992）により約 80~60 万年前、約 40~10 万年前、約 3 万年前以降に分けられているが、層序とリンクした系統だった年代測定などは不十分で不明な点が多い。また、歴史記録の残る最近の火山活動のテフラ層序や規模なども不明な点が多い。

【研究成果】

最新期の火山活動を明らかにするため、テフラ層直下の腐植質土壌を対象とした ^{14}C 年代測定を行った。年代測定法は、以下の手順で行った。また、地質ユニットの体積測定精度の向上のため、写真解析を行った。写真解析は、Agisoft PhotoScan を使用して、地上からの斜め写真を使用して御釜周辺の地形 3D モデル作成を試みた。

1) 年代測定法

メス・ピンセット、ふるいを使い、石や根などの混入物を取り除いたのち、酸-アルカリ-酸（AAA : Acid Alkali Acid）処理により不純物を化学的に取り除いた。その後、超純水で中性になるまで希釈し、乾燥させる。AAA 処理における酸処理では、通常 1mol/l (1M) の塩酸 (HCl) を用いる。アルカリ処理では水酸化ナトリウム (NaOH) 水溶液を用い、0.001M から 1M まで徐々に濃度を上げながら処理を行う。真空ライン中で試料を燃焼させ、二酸化炭素を精製し、精製した二酸化炭素を、鉄を触媒として水素で還元し、グラファイト (C) を生成させる。グラファイトを内径 1mm のカソードにハンドプレス機で詰め、それをホイールにはめ込み、測定装置に装着する。

同位体比の測定は、株) パレオラボに設置されている ^{14}C -AMS 専用装置であるコンパクト AMS (NEC 社製) を使用し、 ^{14}C の計数、 ^{13}C 濃度 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$)、 ^{14}C 濃度 ($^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$) の測定を行う。測定では、米国国立標準局 (NIST) から提供されたシュウ酸 (HOxII) を標準試料とする。この標準試料とバックグラウンド試料の測定も同時に実施する。この標準試料とバックグラウンド試料 (^{14}C 濃度がゼロである試料) の測定も同時に実施する。年代測定値を算出する場合は、バックグラウンド値を差し引いた値を使用して、測定した $\delta^{13}\text{C}$ 値を基に同位体分別の補正を行った値を使用して求めた。

年代測定の結果を柱状図とともに図 1.2.3 - 2 に示す。17 世紀 (275 ± 20 yr BP)、14 世紀 (460 ± 20 yr BP) のテフラが確認された。噴火の歴史記録（たとえば、及川・伴，2012）を考

慮に入れると、最上位のテフラ（火山灰）は18世紀の噴火に対応する可能性が指摘される。今回の結果から、歴史時代の火山噴出物は小規模である可能性が指摘されるが、一部の地域の分布、層位が明らかとなっただけなので、確度の高い噴出率の時間変化を議論するには、さらなる調査の必要が指摘される。

図 1.2.3 - 3 に示したように、Agisoft PhotoScan を使用すると地表で撮影した複数の写真を使用して、地質調査の補助ツールとして十分な精度で垂直オルソ写真や立体地形モデルが作成することが明らかとなった。そのため、本ソフトを積極的に利用すると火山体や地質ユニットの体積測定精度並びに確度がまし、正確な噴出率などの情報が得られうることが明らかとなった。今後の調査に役立てたい。

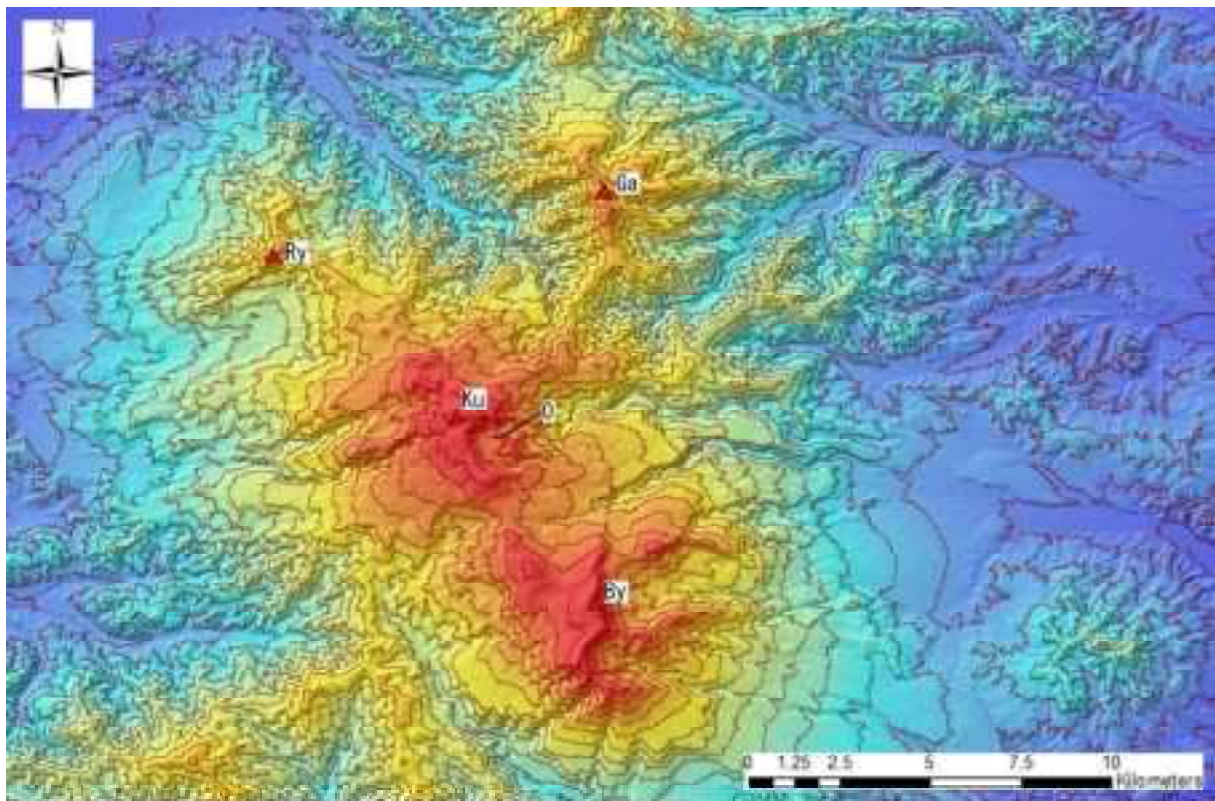


図 1.2.3 - 1 蔵王火山の全体図.

国土地理院 10mメッシュを基にした、Esri 社製 ArcGIS データコレクションを使用して ArcGIS にて描画。コンターは 100m間隔。Ga:雁戸山, Ry:瀧山, Ku:熊野岳, O:御釜, By:屏風岳

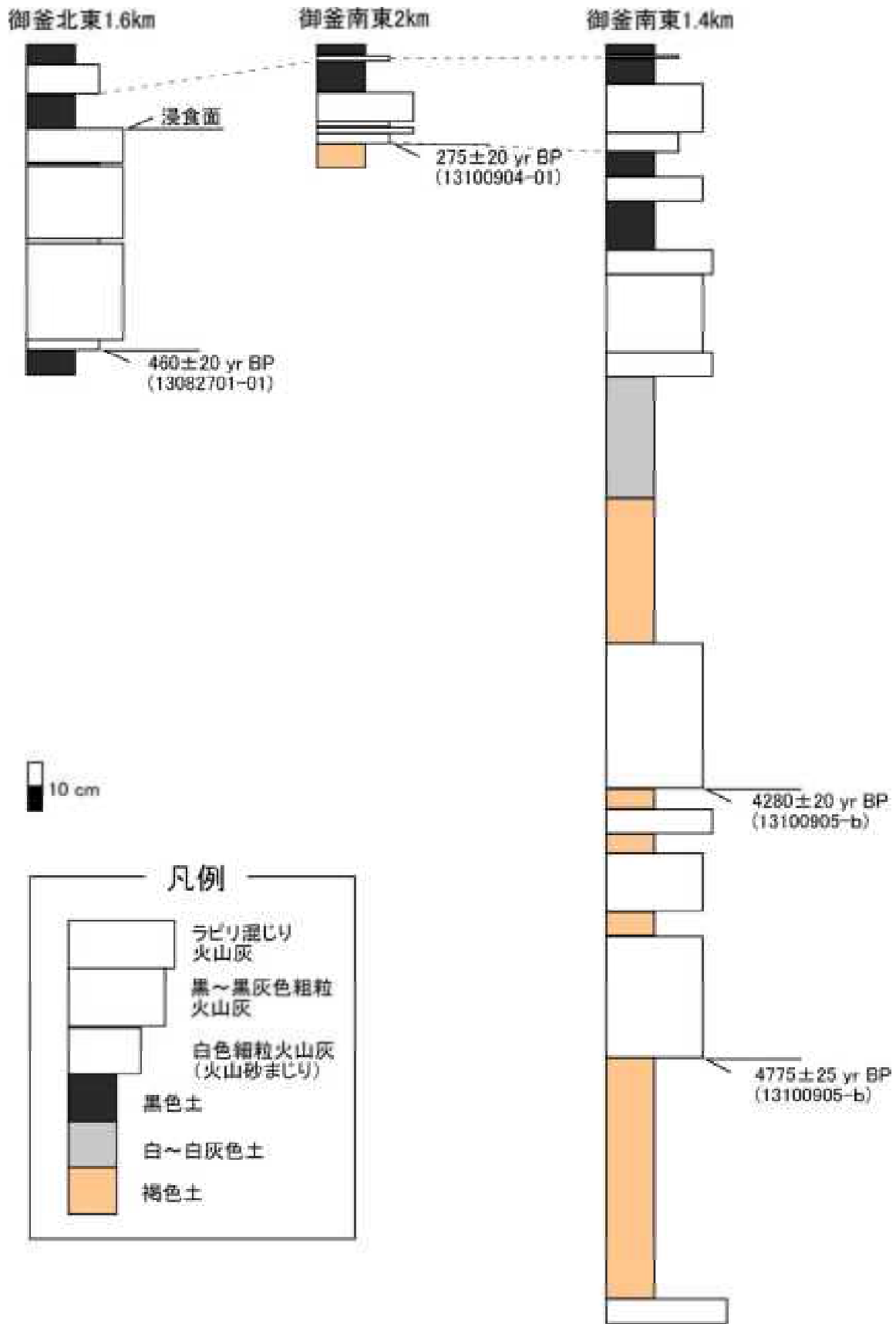


図 1. 2. 3 - 2 年代測定値と柱状図.



図 1. 2. 3 - 3 御釜から熊野岳かけての垂直オルソ画像。

地表からの写真から Agisoft PhotoScan で作成。周辺部や影となる部分の歪みは著しいが、さらに複数の方向から撮影した画像の数を増やせば精度・確度は増す。

表 1. 2. 3 - 1 ^{14}C 年代測定結果。

試料番号	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	暦年較正用年代 (yrBP $\pm 1\sigma$)	^{14}C 年代 (yrBP $\pm 1\sigma$)	^{14}C 年代を暦年代に較正した年代範囲		測定番号
				1 σ 暦年代範囲	2 σ 暦年代範囲	
13082701-01	-26.62 \pm 0.16	460 \pm 20	460 \pm 20	1431AD (68.2%) 1447AD	1421AD (95.4%) 1453AD	PLD-25366
13100904-01	-26.98 \pm 0.20	277 \pm 18	275 \pm 20	1529AD (19.4%) 1542AD 1634AD (48.8%) 1653AD	1522AD (40.4%) 1573AD 1630AD (55.0%) 1663AD	PLD-25367
13100905-a	-27.94 \pm 0.15	4777 \pm 23	4775 \pm 25	3634BC (5.9%) 3629BC 3586BC (62.3%) 3531BC	3640BC (13.5%) 3621BC 3608BC (81.9%) 3522BC	PLD-25368
13100905-b	-27.96 \pm 0.14	4280 \pm 22	4280 \pm 20	2906BC (68.2%) 2891BC	2916BC (95.4%) 2882BC	PLD-25369

* 暦年較正は、IntaCal13(Reimer et al., 2013)を使用して OxCal(Bronk Ramsey, 2009) を使用して求めた。

1.2.4 利島火山

【実施内容】

利島火山は、東京都利島村、伊豆諸島の利島を構成する活火山である。本火山の山体は、直径約 2 km、標高 507.3 m、体積 0.7 km³ である。利島火山の活動期は、玄武岩溶岩が地質学的に短期間の間に流れ出て形成された主成層火山期と、その後火山活動の休止期を挟んで活動した玄武岩質安山岩溶岩流出期（寄生火口溶岩流）にわけられる（一色，1978）。比較的最近に起きたとみられる玄武岩から安山岩へのマグマの変化は、利島火山のような玄武岩成層火山の長期的な活動予測を理解する上で重要な事例となるものと期待される。そのため、マグマ変化時の活動履歴の詳細化を実施する。

【研究成果】

利島火山の安山岩溶岩の形成時期を明らかにするため、溶岩直下の炭化木片およびそれより下位にある珪長質テフラ直下の腐植質土壌を対象とした ¹⁴C 年代測定を行った。また、火山体に挟まれる広域テフラと考えられる珪長質テフラの記載岩石学的特徴を明らかにした。また、珪長質テフラの分析は、対比される可能性のある伊豆大島火山に分布するものも年代測定とあわせて行った。

¹⁴C 年代測定法及びテフラ分析方法は、以下の手順で行った。

メス・ピンセット、ふるいを使い、石や根などの混入物を取り除いたのち、酸-アルカリ-酸（AAA : Acid Alkali Acid）処理により不純物を化学的に取り除いた。その後、超純水で中性になるまで希釈し、乾燥させる。AAA 処理における酸処理では、通常 1 mol/l (1M) の塩酸 (HCl) を用いる。アルカリ処理では水酸化ナトリウム (NaOH) 水溶液を用い、0.001M から 1M まで徐々に濃度を上げながら処理を行う。真空ライン中で試料を燃焼させ、二酸化炭素を精製し、精製した二酸化炭素を、鉄を触媒として水素で還元し、グラファイト (C) を生成させる。グラファイトを内径 1mm のカソードにハンドプレス機で詰め、それをホイールにはめ込み、測定装置に装着する。

同位体比の測定は、(株) 加速器分析研究所に設置した加速器をベースとした ¹⁴C-AMS 専用装置 (NEC 社製) を使用し、¹⁴C の計数、¹³C 濃度 (¹³C/¹²C)、¹⁴C 濃度 (¹⁴C/¹²C) の測定を行う。測定では、米国国立標準局 (NIST) から提供されたシュウ酸 (H₂Ox II) を標準試料とする。この標準試料とバックグラウンド試料 (¹⁴C 濃度がゼロである試料) の測定も同時に実施する。年代測定値を算出する場合は、バックグラウンド値を差し引いた値 (pMC) を使用して、測定した δ ¹³C 値を基に同位体分別の補正を行った値を使用して求めた。

テフラ層を洗浄・篩い分けし、含まれる 1/8~1/16 mm の粒子を屈折率 1.545 の光硬化樹脂で封入しプレパラートを作成し、顕微鏡下で構成粒子の観察を行った。また、火山ガラス、角閃石斑晶、斜方輝石斑晶の屈折率も測定した。屈折率の測定は、古澤地質製の温度変化型屈折率測定装置 : MAIOT (古澤, 1995) を用い 30 粒子を目途に測定した。

利島の前浜における柱状と年代測定結果をまとめたものを図 1.1.2.4-1 に示す。年代測定結果およびテフラ分析の結果は、表 1.1.2.4-1, 2 にも示す。

これらの結果から、玄武岩質安山岩溶岩 (カジ穴火口溶岩) は新島 - 宮塚山、大室ダシテフラの上位に位置し、その活動は約 95 ka (BP)、暦年較正すると約 11 ka (cal BP) となることが明

らかとなった。今回の結果は、既報のテフラ層序と年代値（齋藤ほか，2007；齋藤・宮入，2008）と矛盾がなく，玄武岩質安山岩溶岩の流出時期が明確となった。先行研究では，主成層火山噴出物は，海水準が現在より150mほど低い最終氷期以降に活動を開始したことが明らかとなっている（長谷川ほか，1997）。また，約3万年前の始良-丹沢火山灰の直下の層位に位置する神津島秩父Bテフラに覆われる（齋藤ほか，2007）。そのため，主成層火山体の活動時期は，約6~3万年の海水準低下期に絞れる。その後，2万年近い休止期をへて，約1.1万年前に玄武岩質安山岩溶岩の活動が発生したことが明らかとなった。主成層火山は地質学的に短期間に形成されたと推定されているので（一色，1978），利島火山は長い休止期を挟んだ2回の火山活動で形成されたことが明らかとなり，各活動期間も短かったことが示唆される。

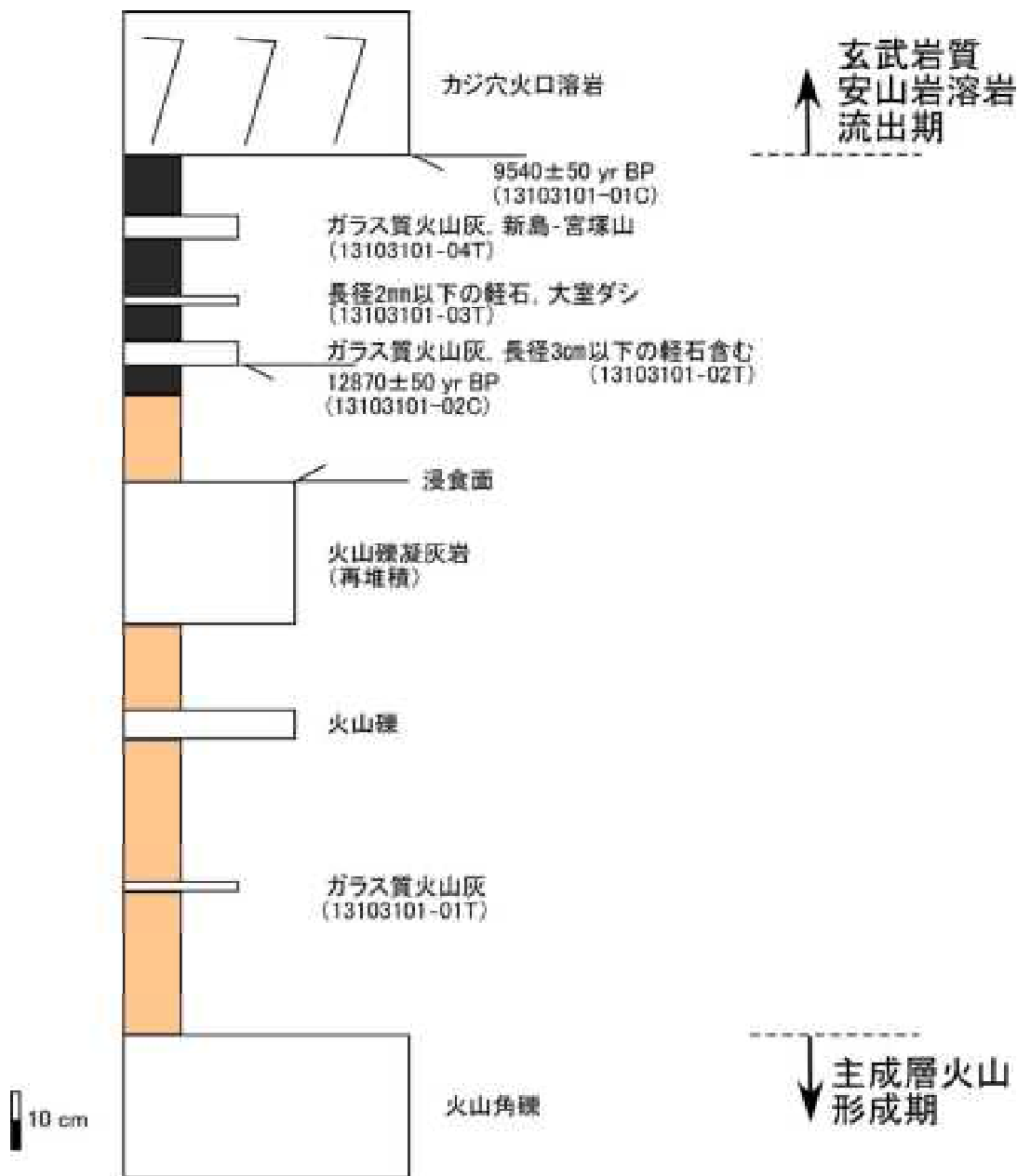


図 1.2.4 - 1 利島前浜の柱状図と年代値.

表 1. 2. 4 - 1 ¹⁴C 年代測定の結果

試料名	採取層位	試料 形態	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)		$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり Libby Age (yrBP)		Lab. No.
13103101-02C	利島 (珪長質テフラ直下土壌)	土壌	-21.9 ±	0.27	12,870 ±	50	IAAA-131640
13103101-01	利島 (安山岩溶岩直下炭化木)	炭化木	-22.9 ±	0.2	9,540 ±	40	IAAA-131641
13060203C2	伊豆大島 (龍ノロデイサイト)	土壌	-24.4 ±	0.26	16,540 ±	60	IAAA-131642

表 1. 2. 4 - 1 テフラ分析の結果

露頭名	Sample No.	Volcanic Glass			Light Mineral								Rock	V.Rock	Total	重鉱物組成	火山ガラスの屈折率	テフラ名
		Bw	Pm	O	Heavy Mineral													
					Opx	Cpx	Gho	Cum	Bi	Opq								
伊豆大島 地層切断面	13011802-03	0	71	114	69	1	2	0	0	0	3	29	11	300	Cum,Opx>Cpx>Gho	1.495-1.498	新島-宮塚山	
	13011801-02	0	164	70	58	0	0	0	0	0	0	0	8	300	Opx>Gho	1.499-1.502	大室ダシ	
伊豆大島 湯浜	09122104-VA	0	74	121	51	1	0	0	0	0	4	26	23	300	Opx>Bi>Cpx,Cum (Gho)	1.496-1.498		
利島 前浜	13103101-04T	0	34	168	51	0	1	1	0	0	7	13	25	300	Cum>Opx,Cpx,Gho	1.495-1.498	新島-宮塚山	
	13103101-03T	0	127	0	59	0	1	0	0	0	0	0	113	300	Opx (Cpx,Gho)	1.499-1.502	大室ダシ	
	13103101-02T	0	12	126	47	1	0	0	1	0	4	100	9	300	Cum>>Opx>Cpx	1.496-1.499		
	13103101-01T	1	40	157	73	0	1	0	0	1	1	23	3	300	Bi>>Opx,Gho>Cum	1.495-1.498		
		Bw: バブルウォールタイプ			Light Mineral: 石英・長石													
		Pm: パミスタイプ			Opx: 斜方輝石 Opx: 単斜輝石 Gho: 緑色普通角閃石 Cum: カミングトン閃石													
		O: 低発泡タイプ			Bi: 黒雲母 Opq: 不透明鉱物 Rock: 岩片・風化粒 V.Rock: 火山岩片													

1. 2. 5 十勝岳火山

【実施内容】

十勝岳火山群は、北海道中央部に位置し、北東から南西方向に約 25km に渡って連なる標高 1400m~2000m の複数の火山からなる。これら火山は、独立した噴出中心をもつ基底直径 5~10km 程度の成層火山からなり、火山群の基底直径は約 25×16km、面積は約 350km² を占める。十勝岳火山は北海道では最も活動的な活火山であるものの、1.1 章で記述したようにマグマ噴出量-時間階段図を作成するには文献情報が不足している。

十勝岳火山群の形成史については、5 万分の 1 地質図幅 (勝井・他, 1963) や全体の総括研究 (石川・他, 1971) 以降、降下火砕物層序学に岩石学的検討を組み入れた完新世噴火履歴の詳細化 (中川・他, 1991; 藤原・他, 2007, 2009 など) が進められた。そして火山群全体の層序は、全域の地質調査と K-Ar 年代測定を組み合わせで見直され、その成果は十勝岳火山地質図 (石塚・他, 2010) としてまとめられている。これらによると十勝岳火山群は、新第三紀~前期更新世の火山岩類と大規模珪長質火砕流堆積物を覆い、約 100 万年前以降に形成した。これら十勝岳火山群の活動は、放射年代、噴出中心の違いと岩石学的特徴の違いから、古期、中期、新期の 3 つに区分される。活動年代は、古期が約 100~50 万年前、中期が約 30~数万年前、新期が数万年前以降である (石塚・他, 2010)。

【研究成果】

十勝岳火山群形成のマグマ組成時間変化を明らかにするため、気象庁が 2009 年 9 月~10 月にかけて実施した火山観測点に関する十勝岳ボーリングコアの試料の全岩化学組成を実施した。十勝岳火山群でのボーリングは JMA-V03 (望岳台コア) と JMA-V04 (翁温泉コア) の 2 箇所が実施

され、それらの詳細な記載は火山噴火予知連絡会コア解析グループ（2011）で報告されている。

分析した試料は、十勝岳火山群のボーリングコア JMA-V03（望岳台コア）から溶岩 4 試料（8.4m深から 48.5m 深まで）と岩屑なだれ堆積物中の角礫 4 試料（67.0m深から 94.0m深），更にボーリングコア JMA-V04（翁温泉コア）から岩屑なだれ堆積物中の角礫 2 試料（13.0m深から 22.9m深）と溶岩 5 試料（65.7m深から 97.0m 深まで）の計 15 試料である。

分析の手法は下記になる。採取した試料について、新鮮な部分約 150 グラムを岩石カッターにより切り出した後、切断時のカッター刃の付着部をカーボランダム研磨剤にて除去した。その後、約 80°C の蒸留水/脱イオン水に浸して超音波洗浄を繰り返し乾燥させ、ジョークラッシャー及び全自動粉砕器（Harzog 社製）を用いて粉末化した。全岩化学組成の分析は、主成分組成について行い、産業技術総合研究所地質調査総合センターの蛍光 X 線分析装置（Philips 社製 PW1404 型）を用い、900° C で 2 時間灼熱した後、1:10 に希釈したガラスビード法で行った。測定には Rh 管球を用い、測定手法は Togashi（1989）に従った。

十勝岳火山群のボーリングコア JMA-V03（望岳台コア）と JMA-V04（翁温泉コア）で採取した試料の主成分組成及び灼熱減量の結果を、表 1.1.2.5-1 に示す。

分析された十勝岳火山群のボーリングコア全体では、灼熱減量が-0.3%から 4.0%を示し、変質の指標となる 5%以下である。全岩 SiO₂ は 52%から 61%の玄武岩から安山岩の組成を示し、FeO*/MgO 比は 1.9~2.6 の分化した値を持つ。

JMA-V03（望岳台コア）では、8.4m深と 17.6m深の溶岩が全岩 SiO₂ 約 52%の玄武岩組成を、39.5m深と 48.5m深の溶岩が全岩 SiO₂ 約 54%の玄武岩質安山岩組成を示す。これらは、地表の露出する完新世の溶岩流に対比できる可能性がある。また 67.0m深から 94.0m深の 4 試料の岩屑なだれ堆積物中の角礫は、いずれも全岩 SiO₂ 約 58%のほぼ類似した安山岩組成を示す。また深度が深いほど角礫の灼熱減量は増加しており、角礫の変質が進行していることを示唆する。

JMA-V04（翁温泉コア）では、13.0m深と 22.9m深の 2 試料の岩屑なだれ堆積物中の角礫で、全岩 SiO₂ 約 59~61%の安山岩組成を示す。それ以深の 65.7m深から 97.0m深の溶岩は全岩 SiO₂ 約 56~59%の安山岩組成を示す。このうち 71.0m深の溶岩が全岩 SiO₂ 約 56%のやや苦鉄質な安山岩組成を持つ特徴がある。周辺に分布する更新世の火山体の噴出物に対比できる可能性がある。

今回の分析では、火山噴火予知連絡会コア解析グループ（2011）が既に JMA-V03（望岳台コア）で認められた岩屑なだれ堆積物は地表に露出していないことを指摘しており、今後得られた全岩化学組成と岩屑なだれ発生場と推定される火山体との組成を比較することで、十勝岳火山群の発達史に新たな知見を加えることが期待できる。

表 1.2.5-1 十勝岳火山群のボーリングコア（JMA-V03 及び JMA-V04）試料の全岩化学組成.

試料名	地点	深度	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	LOI	H ₂ O/MgO
JMA-V03 噴台コア			wt. %												
TOK-BO06.4	噴台コア76.4m	噴台	51.65	1.16	17.75	15.75	0.18	4.86	0.49	2.47	1.22	0.10	99.72	-0.28	1.38
TOK-BO07.6	噴台コア77.6m	噴台	51.82	1.12	17.73	15.69	0.17	5.15	0.42	2.35	1.24	0.10	99.75	-0.24	1.82
TOK-BO08.5	噴台コア78.5m	噴台	53.89	1.08	17.62	9.71	0.18	4.25	8.51	2.23	1.61	0.16	99.71	0.03	2.04
TOK-BO08.5	噴台コア78.5m	噴台	54.42	1.06	17.62	9.61	0.19	4.18	8.44	2.47	1.67	0.16	99.80	0.10	2.07
TOK-BO07.0	噴台コア77.0m	岩屑を付いた噴台物中の均質	58.10	0.89	16.71	7.98	0.17	3.73	7.65	3.73	2.68	0.14	99.37	0.37	2.04
TOK-BO09.1	噴台コア79.1m	岩屑を付いた噴台物中の均質	58.18	0.88	17.31	7.87	0.14	3.55	6.85	2.67	2.65	0.14	99.64	0.67	2.06
TOK-BO09.1	噴台コア79.1m	岩屑を付いた噴台物中の均質	58.24	0.90	17.19	8.21	0.17	3.52	6.47	2.39	2.61	0.17	99.41	2.06	2.10
TOK-BO09.0	噴台コア79.0m	岩屑を付いた噴台物中の均質	58.69	0.93	17.26	8.33	0.15	3.89	5.71	2.44	2.62	0.15	99.03	3.40	2.05
JMA-V04 数層コア															
TOK-TOH13.0	数層コア713.0m	岩屑を付いた噴台物中の均質	53.18	0.89	17.12	7.70	0.14	3.33	6.23	2.49	2.38	0.14	99.59	2.19	2.08
TOK-TOH12.0	数層コア712.0m	岩屑を付いた噴台物中の均質	51.79	0.82	16.41	6.94	0.12	2.82	5.80	2.74	2.77	0.14	99.95	0.44	2.21
TOK-TOH02.7	数層コア702.7m	噴台	59.12	1.09	18.37	7.45	0.14	3.21	6.71	2.21	2.94	0.19	99.48	3.37	2.09
TOK-TOH17.0	数層コア717.0m	噴台	55.78	0.98	17.14	9.59	0.28	3.31	7.49	2.71	1.93	0.18	99.30	1.73	2.58
TOK-TOH17.5	数層コア717.5m	噴台	58.23	0.92	18.92	8.12	0.16	3.21	7.01	2.77	2.17	0.18	99.68	0.55	2.27
TOK-TOH08.3	数層コア708.3m	噴台	58.69	0.89	17.86	7.80	0.17	3.32	6.76	2.36	2.27	0.17	99.76	2.08	2.14
TOK-TOH07.0	数層コア707.0m	噴台	58.21	0.88	17.28	7.67	0.12	3.11	6.81	2.37	2.31	0.15	99.49	1.99	2.22

1.3 火山噴出物の熱物性に関する情報整備

【実施内容】

1.1 で実施した主要な火山の噴火活動履歴情報の整備に合わせて、産総研が保有する代表的な火山のボーリングコア試料を用いて様々な火山噴出物の定量化にとって基礎的なデータである熱物性値のデータ蓄積に向けて、熱伝導率・熱容量、および密度の予察的な測定を行った。得られる測定データは、広域的な地殻温度構造を推定するためにも必要な観測パラメータの一つと考えられる。このようなデータは将来の火山活動の兆候となり得る熱異常を検討する際のバックグラウンド値の評価に重要であるため、今回のデータベース作成に合わせて整備を試みるものである。

【研究成果】

測定に使用したサンプルは、火山噴火予知連絡会コア解析グループ (2011) によって日本全国 42 火山の 47 地点においてなされたボーリングコア試料より取得した。10 cm 強程度の長さでなるべく均質と思われる部分を選ぶ。その中より、半割し、水で飽和させることのできない試料を除く、37 火山の 42 地点における 122 個のサンプルを用いて測定を行った (表 1.3-1 を参照のこと)。

熱伝導率の測定には、3 つの機器を利用した。

一つ目は、一定の時間試料に熱流を与え、その間の温度上昇から熱伝導率を求める非定常細線加熱法を用いた迅速熱伝導率計 [Quick Thermal Conductivity Meter, QTM] (図 1.3-1 京都電子工業製) である。この装置は、測定面を均一で平坦に準備する必要があるが、広く使用されており信頼できると考えられている。

さらに、1980 年代に Popov *et al.* (1999) などにより開発された、レーザー熱源と赤外線温度センサーを移動させ、熱伝導率を光学走査測定する Thermal conductivity scanning [TCS] (図 1.3-2 Lippmann & Rauen GbR) を使用した。この装置は、試料の測定面の形状などは問わず、非接触で測定できる。半割した面 [TCS_f] と曲面 [TCS_c] の両方で測定を行った。また、

熱容量を求めるために QuickLine 30 Thermal Properties Analyzer [QL30] (図 1.3-3 Anter Corporation) も使用した。この装置の熱伝導率の測定範囲は $2.0 - 6.0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ の範囲であり、熱伝導率 [QL30] と熱容量 [QL_HC] はそれぞれ測定値の 10 % および 15 % 程度の誤差範囲内で測定することが可能とされている。

密度の測定は、試料容量 10 cm^3 以下に切断した試料の体積を、ヘリウムガスを使用する乾式の気相置換法による密度測定装置 (図 1.3-4. AccuPyc 1330 Pycnometer; Micrometrics Inc.) 測定することにより計算した。これは、試料周囲を He で置換し試料の体積を求めるもので、体積測定層度は試料のセル容量に対して公称 $\pm 0.02 \%$ である。

常温・大気圧条件下で行った物性測定値を表 1.3.1 にまとめて示す。

図 1.3-5 には、異なる装置や測定面の異なる場合のそれぞれの熱伝導率と密度の間の関係を示す。いずれの熱伝導率もばらつきはあるものの、密度と有意な正の相関がみられる。

図 1.3-6 には、これらの熱伝導率の間の相関を示す。いずれも強い相関があり、測定装置や測定面の違いによる系統的な関係が得られる。逆にこれらの関係を用いることにより、装置間の校正パラメータを決めることができる可能性もある。これは試料の整形が困難な場合に、ある装置で測定した場合の校正を行う際には有効であろう。また QL30 による熱伝導率の測定範囲は $2.0-6.0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ と言われているが、より低い値における測定の可能性を示唆している。

図 1.3-7 には、QL30 で測定した熱伝導率と熱容量を示す。従来得られている値とは整合性がある。

なお、これらのコア試料では岩層の記載がなされており、ボーリングコアを採取した調査孔掘削の完了後には、温度検層が実施されている。今後、熱物性値を岩層の違いなども考慮し、データベースとしての整備を目指す。また、測定された熱伝導率と温度検層により得られている温度プロファイルを用いて、地殻熱流量を求めることのできる可能性もある。これらを通じ、より精度の高い温度構造推定への貢献も開ける。

表 1.3-1 測定結果のまとめ

項目	測定結果	備考
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100



図 1.3-1 迅速熱伝導率計を用いた測定例



図 1.3-2 TCS を用いた測定例



図 1.3-3 Quickline-30 を用いた測定例



図 1.3-4 AccuPyc 1330 および使用サンプル例

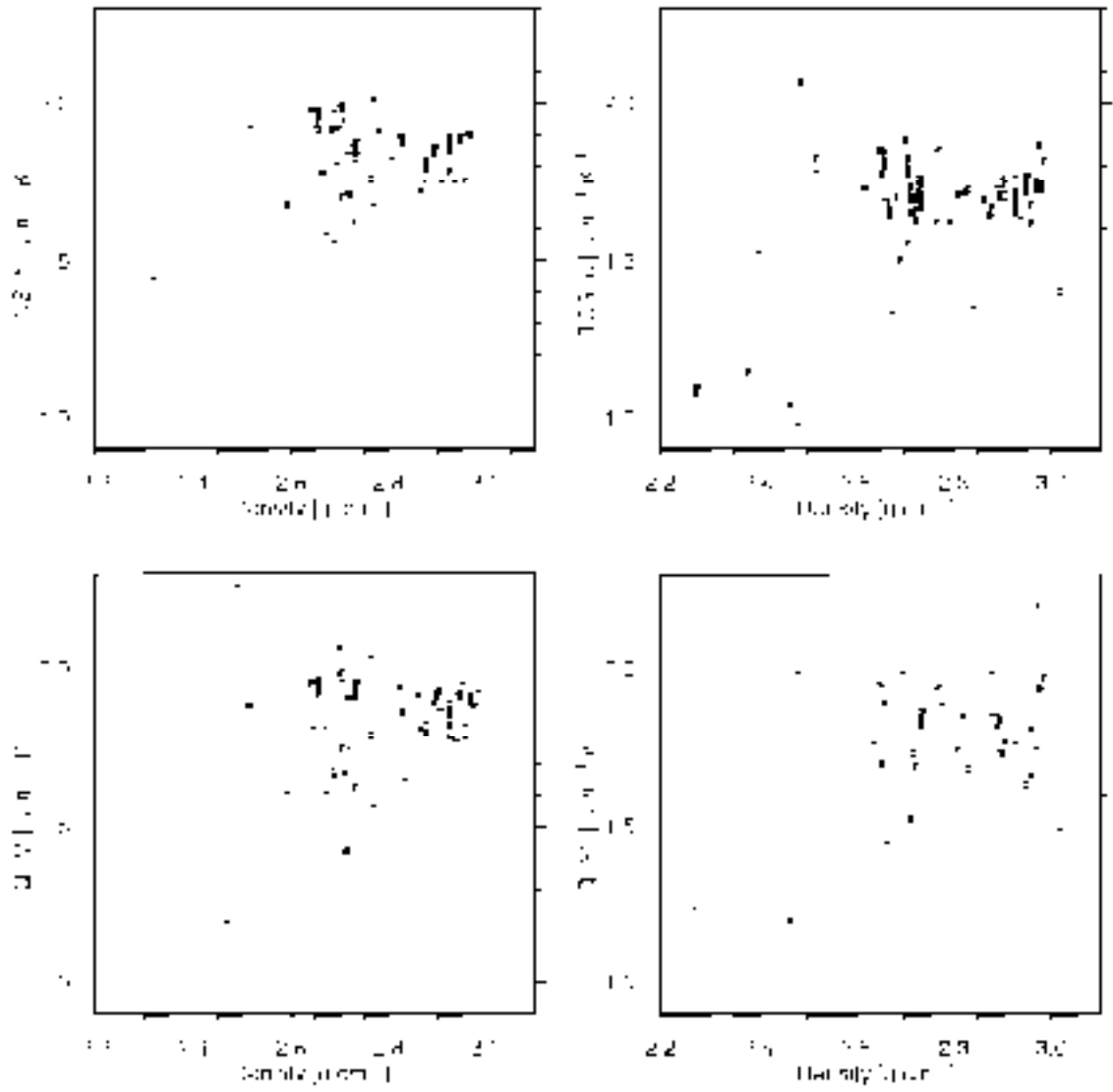


図 1.3-5 熱伝導率と密度との関係

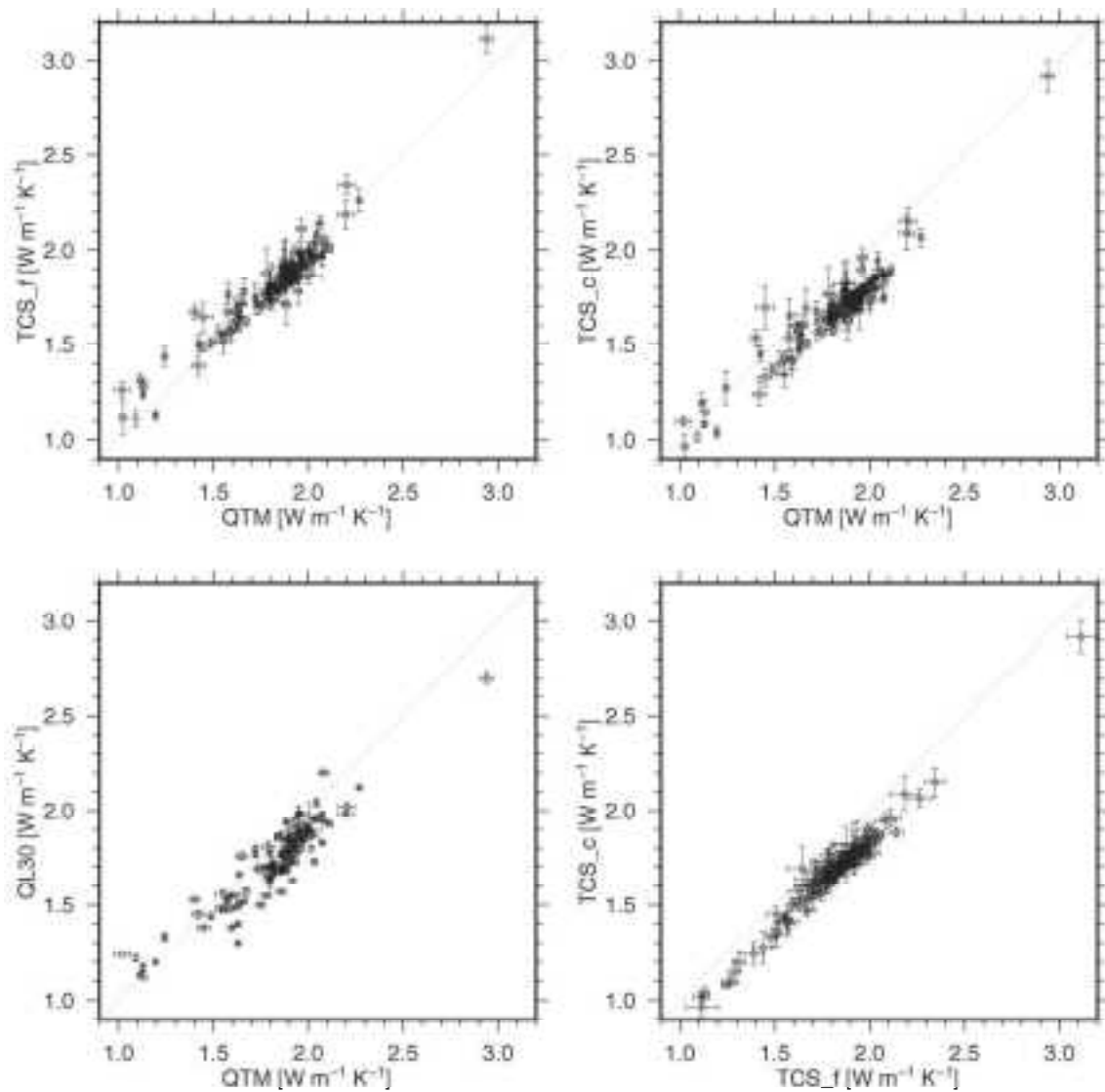


図 1.3-6 異なる測定装置による熱伝導率間の関係

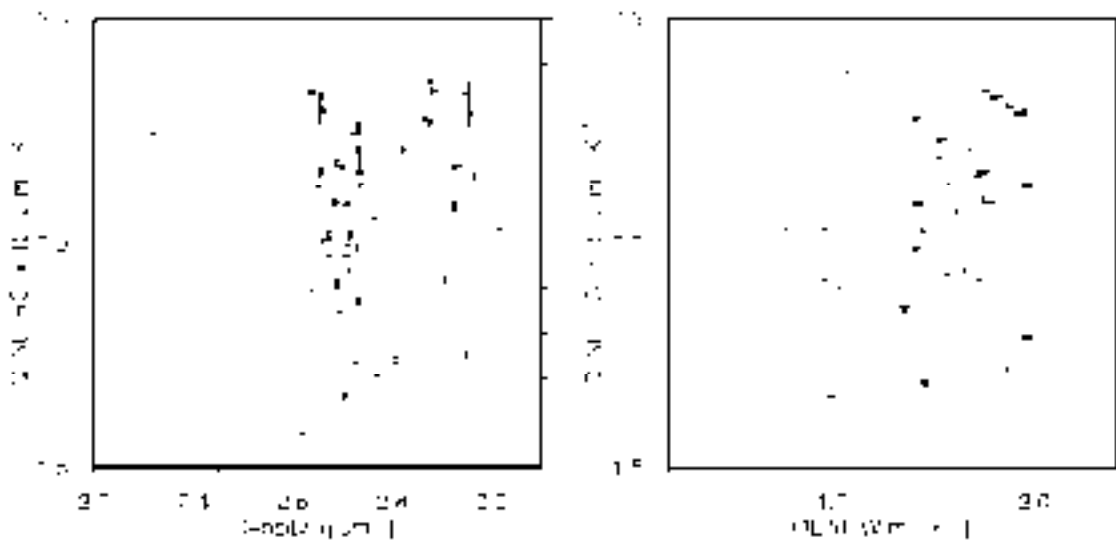


図 1.3-7 Quikline-30 による熱伝導率と熱容量の測定値

引用文献

- 青木かおり・入野智久・大場忠道（2008）鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序。第四紀, **47**, 391-407.
- 伴 雅雄（2013）蔵王火山. 地質学雑誌, **119**, 補遺, 120-133.
- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian Analysis of Radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- 藤原伸也・中川光弘・長谷川撰夫・小松大祐（2007）北海道中央部，十勝岳火山の最近 3, 300 年間の噴火史. 火山, **52**, 253-271.
- 藤原伸也・石塚吉浩・山崎俊嗣・中川光弘（2009）十勝岳北西麓で新たに発見された 4, 700 年前の火砕流堆積物と十勝岳の完新世の活動の再検討. 火山, **54**, 253-262.
- 古澤 明（1995）火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. 地質学雑誌, **101**, 123-133.
- 長谷川四朗, 加藤孝幸, 松岡 護, 中村久由, 吉田孝, 鈴木敦志（1997）利島(伊豆七島)の成層火山基底より発見された含有孔虫化石層について. 日本地質学会学術大会講演要旨 104, 142-142.
- 石川俊夫・横山 泉・勝井義雄・笠原 稔（1971）十勝岳, 火山地質・噴火史, 活動の現況および防災対策. 北海道防災会議, 136 p.
- 石塚吉浩・中川光弘・藤原伸也（2010）十勝岳火山地質図. 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 8p.
- Ishizuka, O., Taylor, R.N., Yuasa, M., Ohara, Y. (2011) Making and breaking an Island arc: a new perspective from the Oligocene Kyushu-Palau arc, Philippine Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **12**, Q05005, doi:10.1029/2010GC003440.
- 一色直記（1978）利島地域の地質. 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅, 地質調査所, 34 p p.
- 勝井義雄・高橋俊正・土居繁雄（1963）5 万分の 1 地質図幅「十勝岳」および説明書. 北海道開発庁, 47p.
- 火山噴火予知連絡会コア解析グループ（2011）気象庁火山観測点ボーリングコアの解析～成果報告書～. 気象庁, 403p.
- Le Maitre, R.W. (Ed.) (1989) A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford. 193pp.
- 松本哲一（1987）K-Ar 年代測定におけるカリウム定量法の改良. 地調月報, **40**, 65-70
- 守屋以智雄（1968）赤城火山の地形と地質. 前橋営林局, 64p.
- 村本芳英（1992）日光火山群東方地域に分布する中・後期更新世テフラ：日光火山群の噴火史. 静岡大学地球科学研究報告, no. 18, 59 - 91.
- 中川光弘・長谷川撰夫・山岸宏光（1991）新时期十勝岳の火山活動史とマグマ組成変化. 地球惑星科学関連学会 1991 年合同大会要旨, p. 12.
- 及川輝樹・伴 雅夫（2012）歴史時代の蔵王火山の噴火史とその様式 - 歴史記録と比較火山学に基づく復元 -. 日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨, 44-44.
- Popov, Y.A., Pribnow, D.F.C., Sass, J.H., Williams, C.F. and Burkhardt, H. (1999) Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning. *Geothermics*, **28**, 253-276.

- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., and van der Plicht, J.(2013) IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- Rickwood, P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **22**, 247-263.
- 齋藤 公一滝・林 幸一郎・田村 泉・河野 圭悟・新堀 賢志・津久井 雅志 (2007) 伊豆諸島に分布する神津島・新島・大室ダシ起源の流紋岩質火山灰. 日本第四紀学会 2007 年大会講演要旨, 116-117.
- 齋藤 公一滝・宮入陽介 (2008) 伊豆大島・新島から採取した炭化木片・土壌の AMS14C 年代. 東京大学大学院工学系研究科原子力国際専攻加速器管理部 (編), 第 10 回 AMS シンポジウム講演要旨, 214 - 217.
- 鈴木毅彦 (1990) テフロクロノロジーからみた赤城火山最近 20 万年間の噴火史. *地学雑*, **99**, 60-75.
- 鈴木毅彦 (1993) 北関東那須野原周辺に分布する指標テフラ層. *地学雑誌*, **102**, 73 - 90.
- Suzuki, T. (1996) Discharge rates of fallout tephra and frequency of plinian eruptions during the last 400,000 years in the southern northeast Japan arc. *Quaternary International*, **34-36**, 79-87.
- 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.
- 竹本弘幸 (1998) 赤城火山. フィールドガイド日本の火山 1 関東・甲信越の火山 I, 築地書館, 52-73.
- Togashi, S. (1989) XRF Analytical Report 1/89, Determination of major elements in igneous rocks using Sc/Mo dual anode tube. GSI open-file report, 35p.
- 山元孝広 (2012) 福島 - 栃木地域における過去約 30 万年間のテフラの再記載と定量化. *地質調査研究報告*, **63**, 35-91.
- 山元孝広 (2013) 栃木 - 茨城地域における過去約 30 万年間のテフラの再記載と定量化. *地質調査研究報告*, **64**, 251-304.
- 山崎正男 (1958) 日光火山群. *地球科学*, no. 36, 28-35.

2 大規模噴火の事例調査

【実施内容】

大規模噴火準備期の噴出物は、直後の膨大な噴出物で埋没していることが多く、これまでその実態は明らかにされていない。過去の大規模噴火とその直前の噴出物を対象にしたボーリング掘削を含む地質調査を実施し、大規模噴火前の休止期から準備期へと至る事例を調査する。今年度は、10万年前よりも若い時期に大規模噴火を起こした東北の十和田及び九州の阿蘇、鬼界などのカルデラについて、これまでの調査結果を整理するとともに、地表踏査主体の地質調査と噴出物の化学分析を実施し、大規模噴火準備過程の詳細化を行う。

十和田・鬼界・阿蘇カルデラをモデル事例とした大規模噴火準備過程の詳細化とに着手すると共に、次年度以降の研究計画に反映できるようボーリング掘削調査のサイト適地の選定を行う。具体的にはカルデラ近傍に分布する先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物を対象に地質調査を実施することによりそれらの層位を明らかにするとともに、マグマ組成変化の検討や噴出物の年代測定のための予察的な室内実験や分析を実施する。また、噴出物の岩石学的検討を行なうことにより、大規模カルデラ噴火へと至るマグマ供給系の発達過程、特にマグマの温度・圧力環境を解明し、マグマ供給系の進化と噴火活動様式の変遷の関係について検討を行なう。

【研究成果】

2. 1 十和田カルデラをモデル事例とした大規模噴火準備過程の詳細化

2. 1. 1 既往研究のレビュー

十和田火山は東北日本弧北部に位置し、直径約 11 km のカルデラ（十和田カルデラ）を有する活火山である。十和田火山全体の噴火活動史は、Hayakawa (1985)、松山・大池 (1986)、中川ほか (1986) などによって明らかにされてきた。それらによれば、十和田火山の活動は先カルデラ期 (200～55 ka)、カルデラ形成期 (55～15.5 ka)、後カルデラ期 (15.5 ka～現在) の 3 つの活動期に区分される。先カルデラ期には、噴出量数 km³ (DRE) 以下の小～中規模噴火の繰り返しにより、複数の成層火山体が形成された。その後、カルデラ形成期には、噴出量 10 km³ (DRE) 以上の大規模噴火が複数回発生し、それらの結果として十和田カルデラが形成された。後カルデラ期には、十和田カルデラ内部において、噴出量数 km³ (DRE) 以下の小～中規模噴火が繰り返され、小規模な成層火山体（五色岩火山）が形成された。後カルデラ期においては、6.1 ka の噴火エピソード C もしくは西暦 915 年の噴火エピソード A の時に、五色岩火山頂部に直径約 2 km の中湖カルデラが生じたと推定されている (Hayakawa, 1985; 工藤, 2010a)。最新の噴火は西暦 915 年に発生した噴火エピソード A である (町田ほか, 1981; Hayakawa, 1985; 早川・小山, 1998)。

十和田火山噴出物全体を通じた岩石学的研究は、Hunter and Blake (1995) によって行われた。Hunter and Blake (1995) は、活動期毎のマグマの化学的特徴の違いを示すと同時に、マグマの成因について、後カルデラ期の一部が玄武岩マグマの結晶分化作用、他が同化結晶分化作用によって説明できることを示した。後カルデラ期の噴出物については、久利・栗田 (1999, 2004)、久利・谷口 (2007)、工藤 (2010a, b) によって岩石学的データが示され、玄武岩質安山岩から流紋岩へと時代と共にマグマが徐々に珪長質化する傾向が認められている。

十和田火山の 3 つの活動期のうち、最新の後カルデラ期については、小規模噴火も含めた比較的詳細な噴火活動履歴とマグマ組成の時間変遷が解明されている (Hayakawa, 1985; 久利・栗田, 1999, 2003, 2004; 久利・谷口, 2007; 工藤・佐々木, 2007; 工藤, 2008, 2010a, b)。一方、大規模カルデラ噴火の準備期として位置づけられる先カルデラ期～カルデラ形成期については、給源遠方（上北平野）におけるテフラ層序については比較的詳細に判明しているものの (Hayakawa, 1985; 松山・大池, 1986; 中川ほか, 1986)、給源近傍での小規模噴火堆積物の有無やその層序、先カルデラ期の山体を構成する溶岩類の層序や噴出年代については、十分に明らかにされていない。また、活動期単位でのマグマ組成の特徴や大まかなマグマ成因については示されているものの (Hunter and Blake, 1995)、大規模カルデラ噴火へと至るマグマ供給系の詳細な時間変遷やそ

の成因については明らかにされていない。

2. 1. 2 先カルデラ期溶岩のカリウム・アルゴン年代測定結果

十和田火山先カルデラ期には複数の成層火山の活動があり、その噴出物は玄武岩～デイサイトの溶岩流及び火砕岩からなる (Hayakawa, 1985; Hunter and Blake, 1995)。地質単位としては、青樺火山噴出物、発荷火山噴出物、御鼻部山溶岩の大きく3つに区分されている (Hayakawa, 1985)。青樺火山噴出物は、主に火砕岩からなり、少なくとも2枚の溶岩流を伴う。中部付近には広域テフラであるToyaが挟在する (早川, 1993)。青樺火山の溶岩流はToyaの層準付近に挟在することから、その年代はおおよそ11万年前前後と考えられる。また、青樺火山の溶岩流からは 0.06 ± 0.06 MaのK-Ar年代が得られている (佐々木ほか, 1998)。発荷火山噴出物は、溶岩流主体であり、わずかに火砕岩を伴う。約40万年前の八甲田第2期火砕流堆積物よりも上位であることは判明しているが (村岡・高倉, 1988)、これまで直接の年代データは得られていない。御鼻部山溶岩は、数枚の溶岩流から構成され (宝田・村岡, 2004)、 0.19 ± 0.10 MaのK-Ar年代が報告されている (佐々木ほか, 1998)。

青樺火山噴出物に関しては、Toyaとの層序関係が判明しており、火砕岩を主体としていることから、今後、遠方 (上北平野) に分布するテフラとの対比を進めることで、詳細な噴火史を明らかにできると見込まれる。他方、溶岩流を主体とする発荷火山噴出物と御鼻部山溶岩については、テフラとの層序関係が現状では不明なため、溶岩自体の放射年代測定を行ない、年代を明らかにする必要がある。そこで今回、発荷火山噴出物の溶岩流3試料、御鼻部山溶岩1試料について、K-Ar年代測定を行なった。岩質はいずれも玄武岩質安山岩である。図2.1-1に試料採取位置を示す。

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蛍光分光法により行なった。定量にあたっては、共存部分の抑制剤として2000 ppmのCsを使用した。分析は試料の不均質さや定量の再現性等を確認するために最低2回以上行い、その平均値を年代の計算に使用した。Arの定量には ^{38}Ar 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2.1-1に示す。すべての試料において、年代測定結果は測定誤差が大きいものとなった。(株)蒜山地質年代学研究所の現有装置では、大気アルゴン混入率 (非放射性起源 ^{40}Ar)の限界が97%程度であるが、今回の試料はこれに近いか上回っていることが原因である。試料「13052411」の2回目のアルゴン測定では計算上マイナスの年代値となった。これはK-Ar法では初生の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比を現在の大気組成の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比(295.5)と同じであると仮定するが、本試料ではその仮定が成り立たなかったことが原因である。比較的年代が古い試料では、 ^{40}K が壊変して生じた ^{40}Ar の蓄積によって、現在の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が時間とともに増加し、初生比から十分に变化するため、初生の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が多少異なっていたとしても問題はない。しかしながら、年代が若い試料では、放射性起源 ^{40}Ar の蓄積量が微量であるため、その $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が初生比からほとんど変化していない。したがって、初生比が現在の大気値と少しでも異なると正しい年代値が得られないことになる。

発荷火山噴出物からは、 $0.3 \sim 0.02$ Maの年代値が得られた (表2.1-1)。これらの年代値は、誤差が大きいものの、発荷火山噴出物が約40万年前の八甲田第2期火砕流堆積物よりも上位であるという層序関係と大きく矛盾しない。しかしながら、発荷火山噴出物の上部及び最上部の試料「13052603」「13052411」については、大気アルゴン混入率が98.5%以上と明らかに限界を越え、誤差も10万年以上あるため、信頼性が低いと判断される。一方、発荷火山噴出物最下部の試料「13052509」は、大気アルゴン混入率が約97%とやや高いものの、2回のAr測定で共に 0.09 ± 0.06 Maの年代値が得られた。誤差も比較的小さいことから、今回の年代測定値の中では相対的に信頼性の高い年代と判断される。本試料は、発荷火山噴出物の最下部にあたることから、誤差を考慮すれば、発荷火山は少なくとも15万年前以降に活動を開始したと推定される。発荷火山の活動時

期については、これまで放射年代が未報告であり不明な点が多かった。今回、誤差が大きいとはいえ、活動時期下限の年代が得られた意義は大きい。

御鼻部山溶岩からは同一の試料より 0.26 ± 0.07 Ma, 0.13 ± 0.06 Ma の年代が得られた。大気アルゴン混入率は限界以下の 94~96.7%ではあるが、2 回のアルゴン測定で 13 万年の差が生じた。先行研究による K-Ar 年代値： 0.19 ± 0.10 Ma (佐々木ほか, 1998) と比較すると、3 者は誤差範囲で重複する。ただし、誤差が大きいため、今後さらなる検討を要する。

今回の K-Ar 年代測定では、上記の通り精度良く年代決定をすることができなかった。その原因としては、いずれも年代の若い試料であること、カリウム含有量が低いことが挙げられる。今後、先カルデラ期噴出物の K-Ar 年代測定を行なう際には、先カルデラ期基底部の比較的古い試料やカリウム含有量の高い珪長質な試料を選択する必要がある。



図 2.1-1 K-Ar 年代測定用試料の採取地点及びボーリング掘削調査候補地の位置。国土地理院発行の 5 万分の 1 地形図「十和田湖」「八甲田山」を利用した。

表 2.1-1 K-Ar 年代測定結果

試料番号	測定物 (標種)	カリウム含有量 (wt. %)	放射性起源 ⁴⁰ Ar (10 ⁻³ cc STP/g)	K-Ar年代 (Ma)	非放射性起源 ⁴⁰ Ar (%)
南渡火山溶岩最上部 13052411	石基 (#60-80)	0.303 ± 0.006	0.02 ± 0.14	0.02 ± 0.12 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar=291.8 ± 5.2	99.7
南渡火山溶岩最下部 13052509	石基 (#60-80)	0.616 ± 0.012	0.22 ± 0.14 0.22 ± 0.13	0.09 ± 0.06 0.09 ± 0.06	97.3 97.2
南渡火山溶岩上部 13052603	石基 (#60-80)	0.276 ± 0.006	0.22 ± 0.34 0.32 ± 0.34	0.21 ± 0.32 0.30 ± 0.32	99.0 98.5
青森郡山溶岩 13091710	石基 (#60-80)	0.388 ± 0.008	0.39 ± 0.10 0.20 ± 0.09	0.26 ± 0.07 0.13 ± 0.06	94.0 96.7

2. 1. 3 ボーリング掘削調査のサイト適地の選定結果

先カルデラ期～カルデラ形成期の噴出物は、十和田カルデラのカルデラ壁において好露出が認められる。ただし、カルデラ壁の地形が非常に急峻であるため、地表踏査が困難な場合が多く、結果として断片的な地質情報しか得ることができない。先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物の詳細な層序を確立するためには、適切な場所で標準的かつ連続的なセクションを得ることが必要である。そのため、来年度に十和田カルデラ縁辺部においてボーリング掘削調査を行う予定である。そこで、本年度はボーリング掘削調査に適したサイトの選定を行なった。選定には、既存の研究成果 (Hayakawa, 1985) 及び工藤による未公表の地質データを用いた。その結果、給源近傍においてテフラが良く保存されており、連続的なセクションを得る見込みが高い場所として、青森県十和田市青樫山付近を選定した (図 2.1-1)。掘削対象は先カルデラ期後半～カルデラ形成期の噴出物とし、掘削深度は 200 m 程度を予定している。本ボーリング掘削調査により、大規模カルデラ噴火へと至る時期の連続的なセクションが得られ、詳細な噴火履歴が解明されると期待される。

2. 1. 4 噴出物の化学分析結果

全岩化学組成

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検討を行なうためには、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間変遷傾向が明らかにされている (図 2.1-2 及び図 2.1-3 ; 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、一部の大规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 (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は十分な検討がなされていない。そこで、本年度は先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物を主な対象として、蛍光 X 線分析装置による全岩化学組成分析のため、試料の洗浄・粉末化・ビード作成等の作業を進めた。現在作業中の段階であり、測定は来年度前半になる見込みである。

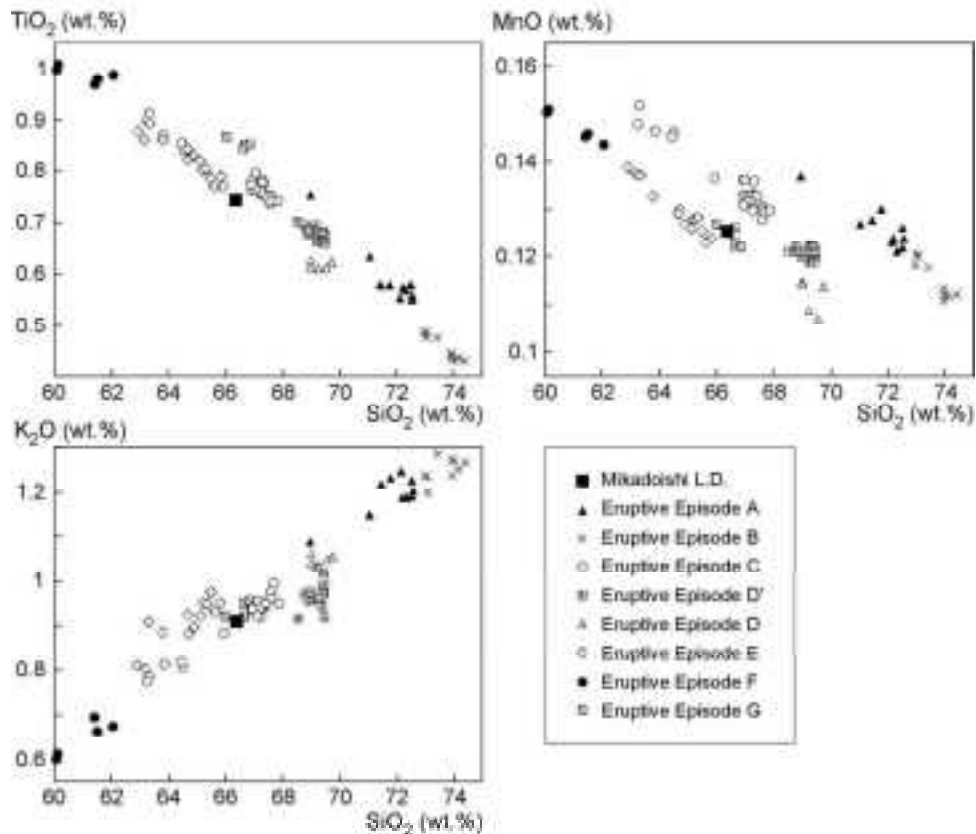


図 2.1-2 十和田火山後カルデラ期噴出物（噴火エピソード G 以降）の全岩化学組成ハーカークラフ（工藤，2010b）. 噴火エピソード A~G 噴出物のデータは工藤（2010a）による.

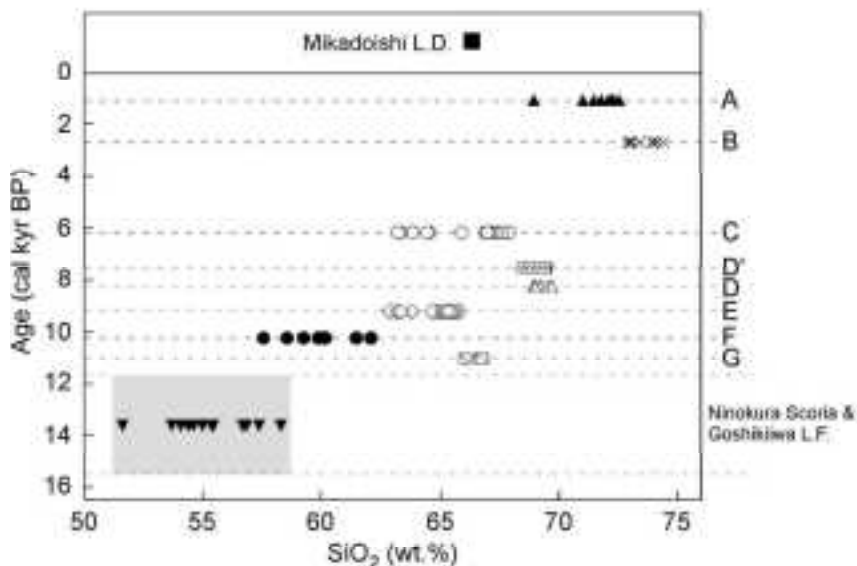


図 2.1-3 十和田火山後カルデラ期噴出物における全岩 SiO₂ 量の時間変化（工藤，2010b）. 噴火エピソード A~G 噴出物のデータは工藤（2010a），二の倉スコリア及び五色岩溶岩流のデータは Chiba (1966)，谷口（1972），及び Hunter and Blake (1995) による. L.F.:溶岩流.

鉱物化学組成

マグマの温度・圧力環境を推定(次チャプター)する目的で、御倉山溶岩ドーム(7.5kCal. B. P. . エピソードD' 噴出物)の鉱物化学組成と微細組織の観察を行なった。御倉山溶岩ドームの斑晶量は10vol%程度で、全岩シリカ組成は約69重量%である(工藤, 2010a)。

噴出物の化学分析の前処理は以下のとおりである。十和田火山の御倉山溶岩ドームの小片を超音波洗浄器を用いて30~120分間純水で洗浄後、90℃の恒温乾燥機で一晩かけて乾燥させた後、十分な量の熱硬化性の樹脂(ペトロポキシ154)溶液に浸しながら10mmH₂O程度の真空にし、常圧に戻すことにより微小な隙間に樹脂を染み込ませた後、温度を120℃程度に上昇させて樹脂を固化させた。次いで、樹脂が染み込んだ小片を粉液混合型の樹脂(テクノビット4071)に埋包し、粒度300番の固定砥粒(ポリモンド)で露出させ、再度十分乾燥させた後、露出面から少量の熱硬化性の樹脂(ペトロポキシ154)を浸潤固化することで隙間をほぼ完全に埋めつくした。より細かな(粒度1000番~30000番)による固定砥粒による琢磨した。

研磨片の化学分析法は以下のとおりである。まず地質調査総合センターの電子線プローブマイクロアナライザ(JEOL JXA-8900)を用いて、研磨片全体の走査電子顕微鏡像を撮影した。撮影条件は、加速電圧15kV、試料電流12nA、試料面上におけるビーム径は0μm(focused beam)、検出信号は反射電子で輝度は斜長石用と輝石用の二種類、コントラストはざらつきが生じない範囲で最大にした。次に、同じく地質調査総合センターの電子線プローブマイクロアナライザ(JEOL JXA-8900)を用いて、斑晶ならびに石基鉱物の元素(Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, S, Cl, F)を分析した。加速電圧は15kV、試料電流は12nA、試料面上におけるビーム径は4μm、補正計算はZAF法によった。ビーム照射直後の4秒間にNaの信号を検出することにより、みかけのNa量の低下を軽減した。

マグマの熱力学的データの取得方法は以下のとおりである。十和田火山エピソードD'噴出物(マグマ化学組成(工藤, 2010a, 0g-5)に対して、Rhyorite-MELTSプログラム(Asimow and Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995; Gualda et al., 2012)を用いた。解析を行なった温度は700-1400℃の範囲(1℃刻み)、圧力は1気圧から1600気圧で100気圧刻み、含水量は0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5, 6, 8, 10重量%、酸素分圧はFMQ~FMQ+2ログユニットとした。これら温度・圧力・含水量・酸素分圧の組み合わせの数は、470万通りとなる。

御倉山溶岩ドームの研磨片の反射電子像を図2.1-4に示す。斑晶は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、そして少量の鉄チタン酸化物鉱物から成る。斜長石斑晶はコアのAn組成80-90モル%(分析数2)、リムのAn組成が50-55モル%(分析数5)の概ね正累帯構造で、中間部は波状累帯構造を示し、蜂の巣状構造は殆んど認められなかった。斜方輝石斑晶のエンスタタイト組成は53-68モル%(分析数14)。単斜輝石はエンスタタイト組成が41-42モル%(分析数3)で、斜方輝石の反応縁をとともなう。斜方輝石斑晶の中間部~周縁部にはアパタイトが包有されている。アパタイトはフッ素を2~5重量%含む。単斜輝石斑晶の周縁部とそれを包む斜方輝石リムの化学組成とから、Putirka(2008)の複輝石温度計により、マグマの温度は858~886℃と見積もられた。石基は斜長石、シリカ鉱物、微細な空隙から成り、観察した限りにおいてガラスは観察されなかった。

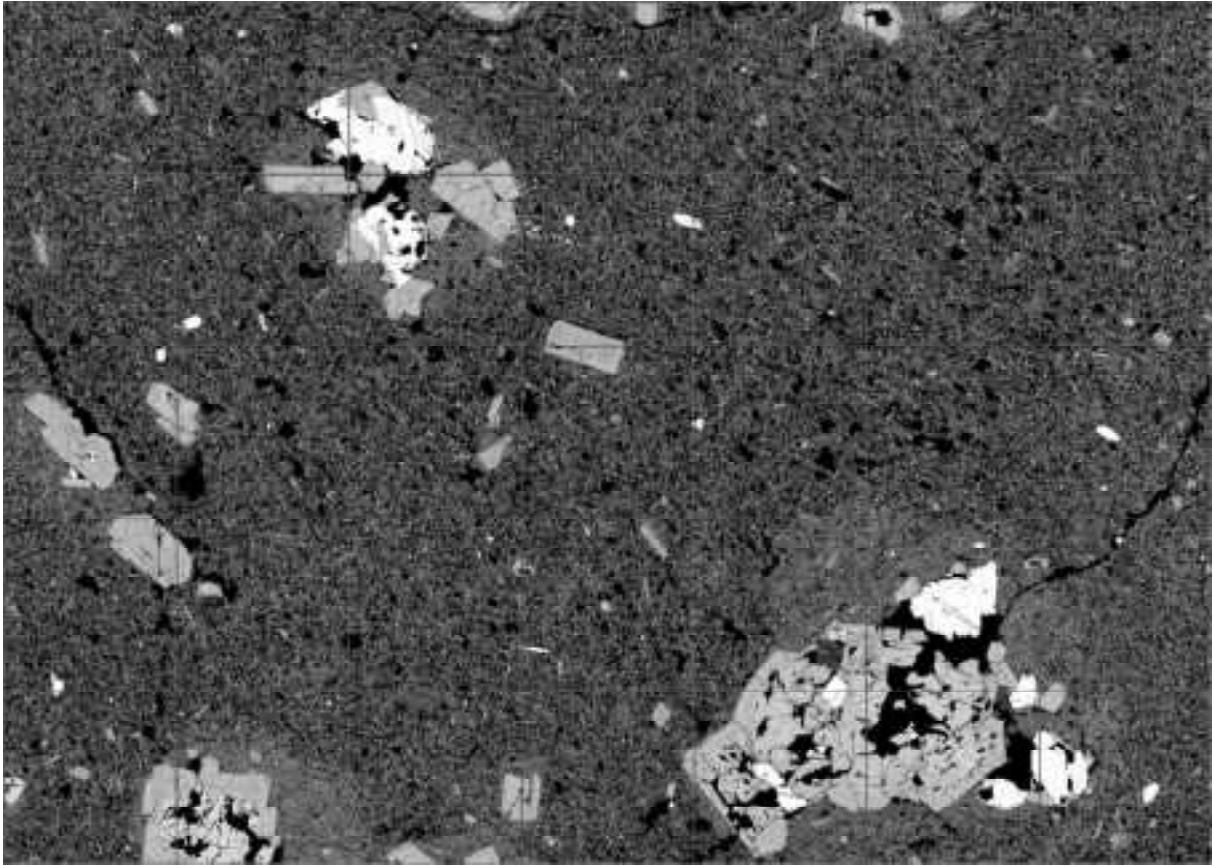


図 2.1-4 御倉山溶岩ドームの研磨片の反射電子像 (Miyagi and Kudo, 2013).
試料は工藤 (2010a) の Og-5. 写真中の格子間隔は 1mm である. 黒色が空隙, 暗灰色はシリカ
鉱物, 明灰色は斜長石, 白は斜方輝石・単斜輝石・アパタイト・鉄チタン酸化物鉱物である.

2. 1. 5 マグマの温度・圧力環境と物性

御倉山溶岩ドーム(エピソード D' 噴出物; 工藤, 2010a の Og-5)の組成に対して MELTS (Asimow and Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995; Gualda et al., 2012)により得られた膨大な数の熱力学的パラメータを整理し, GMT プログラム (Wessel and Smith, 1998)を用いて温度・圧力平面上の等高線として表現した(図 2.1-5). これら化学組成の等高線と, 岩石化学分析により得られた組成を比較することにより, マグマの温度・圧力条件等を容易に把握することが可能である (Miyagi, 2010). 上に述べたように, 単斜輝石と斜方輝石の化学組成とから, マグマの温度は 858 ~ 886°C と見積もられている. この温度において噴出物の岩石学的特徴を再現できるマグマの圧力条件および含水量を, 制約する. 以下は, 含水量 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5, 6, 8, 10 重量%について得られた熱力学的検討のうち, 含水量が 2.5, 5.0, 10 重量%の例を紹介する.

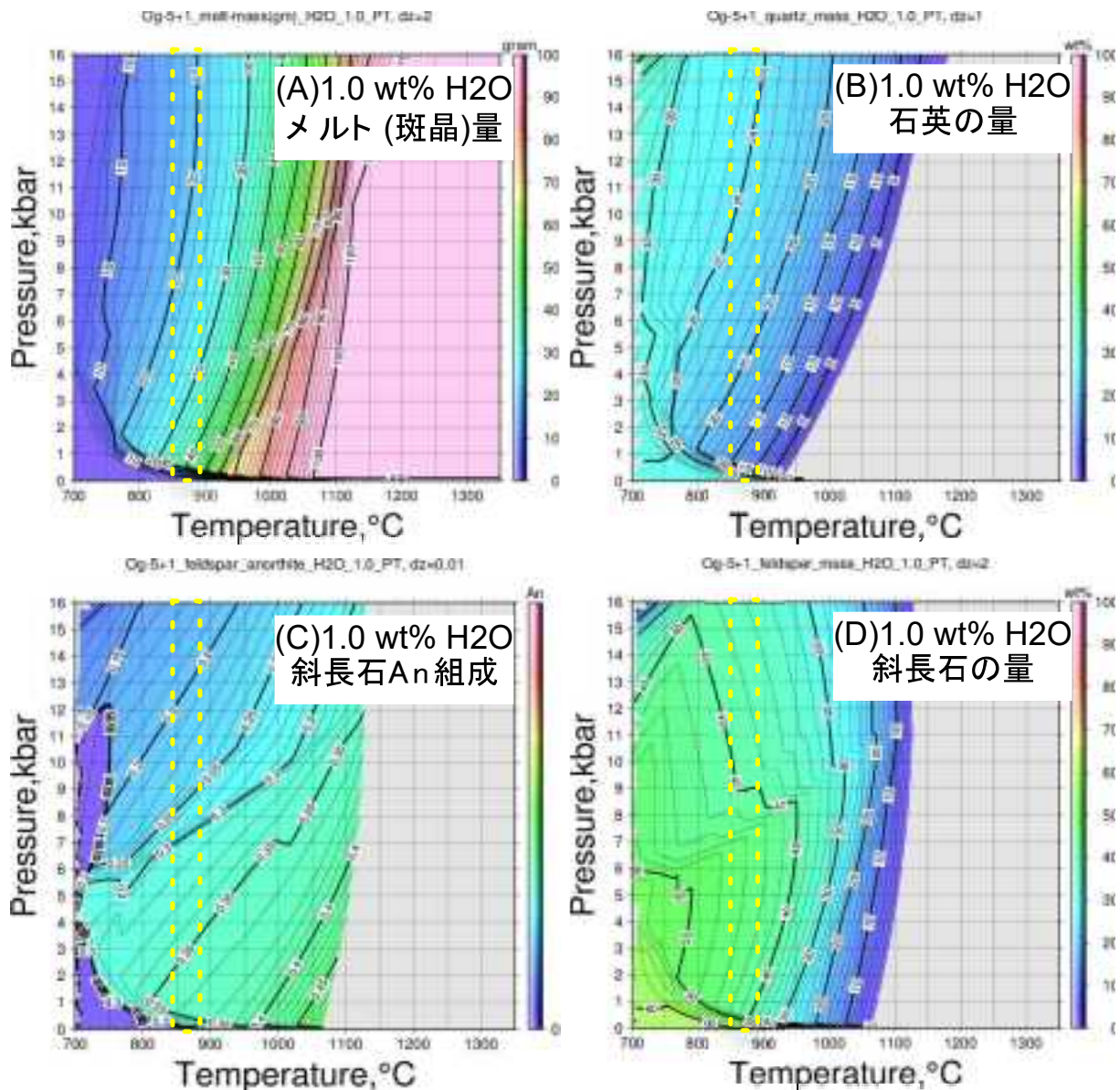


図 2.1-5 御倉山溶岩ドーム 0g-5 に対する熱力学的検討結果(含水量 1 重量%).
 (A)メルト量(重量%). (B)石英量(重量%). (C)An 組成(0-1 モル分率). (D)斜長石量(重量%).

具体的には、温度が 858~886°C で含水量が 1 重量% の場合、圧力 8kbar 以下(地下 32km 以浅)の広い範囲にわたって斑晶量は 80 重量% 以上となり、御倉山溶岩ドーム 0g-5(工藤, 2010a)の斑晶量が 10% であるという観察事実と合致しない(図 2.1-5(A)). 同様に、石英の量は 10~25 重量% となり、観察事実(シリカ鉱物は斑晶に無く石基に多量に存在)と合わない(図 2.1-5(B)). 同じく、斜長石の斜長石の An 組成は 30-35 モル% となり、観察された An 組成が 50-55(リム)や 80-90(コア)と合わない(図 2.1-5(C)). 斜長石の量も 40 重量% 以上となるから観測事実と合わない(図 2.1-5(D)). このように、マグマのバルク含水量が 1 重量% の場合には観測値を満足する解は存在しない。

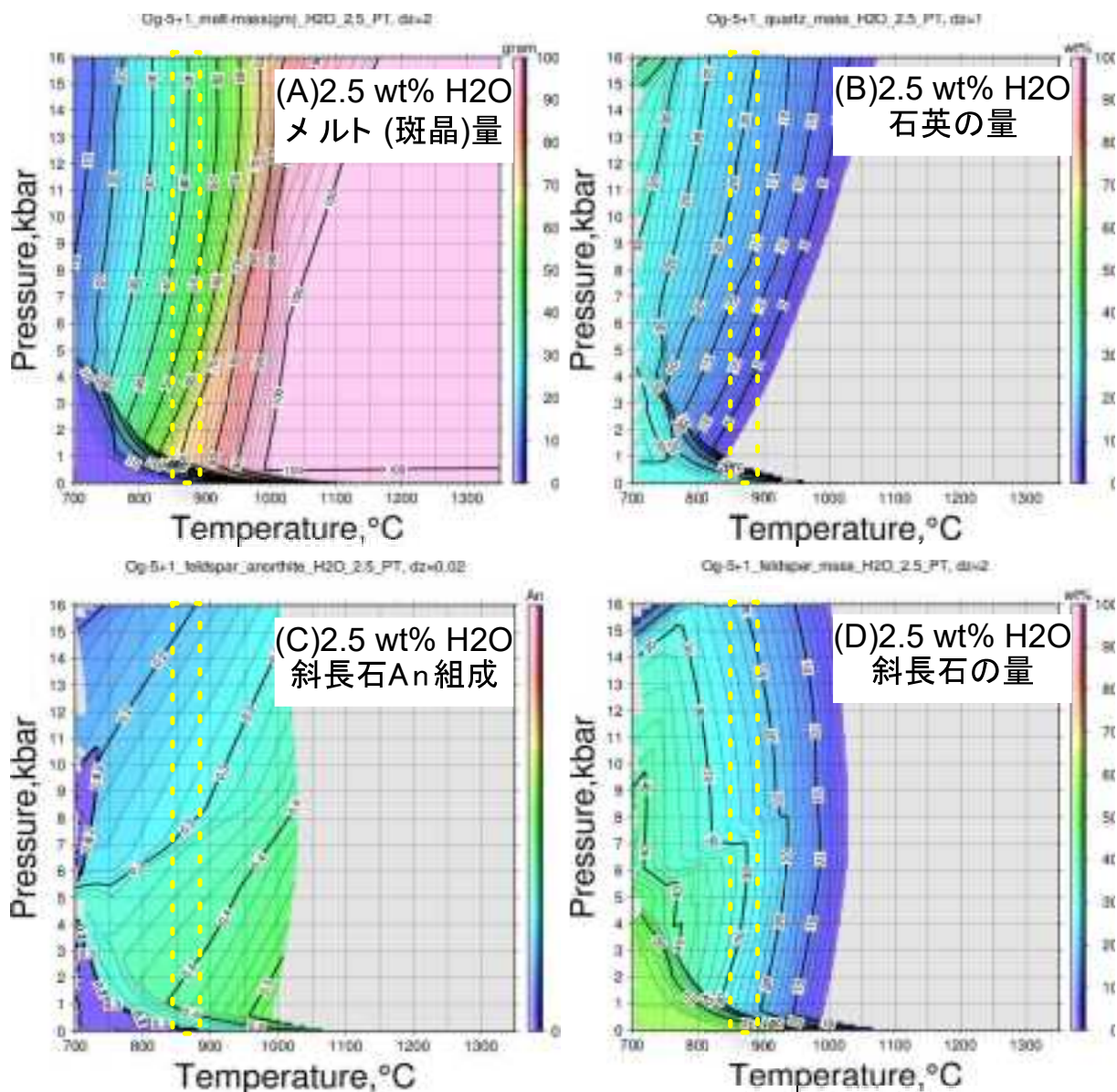


図 2.1-6 御倉山溶岩ドーム Og-5 に対する熱力学的検討結果(含水量 2.5 重量%). (A)メルト量(重量%). (B)石英量(重量%). (C)An 組成(0-1 モル分率). (D)斜長石量(重量%).

同様に、温度が 858~886°C で含水量が 2.5 重量% の場合には、圧力 8kbar 以下(地下 32km 以浅)の広い範囲にわたって斑晶量は 50 重量%以上となり、御倉山溶岩ドーム Og-5(工藤, 2010a)の斑晶量が 10%であるという観察事実と合致しない(図 2.1-6(A)). 石英の量に関しては、0.5~3kbar の範囲において部分的には観察事実(シリカ鉱物は斑晶に無く石基に多量に存在)を満足する(図 2.1-6(B)). 斜長石の斜長石の An 組成は 30-40 モル%となり、観察された An 組成が 50-55(リム) や 80-90(コア)と合わない(図 2.1-6(C)). 斜長石の量も 26 重量%以上となるから観測事実と合わない(図 2.1-6(D)). このように、マグマのバルク含水量が 2.5 重量%の場合には、石英量を除いて、観測値を満足する解は存在しない。

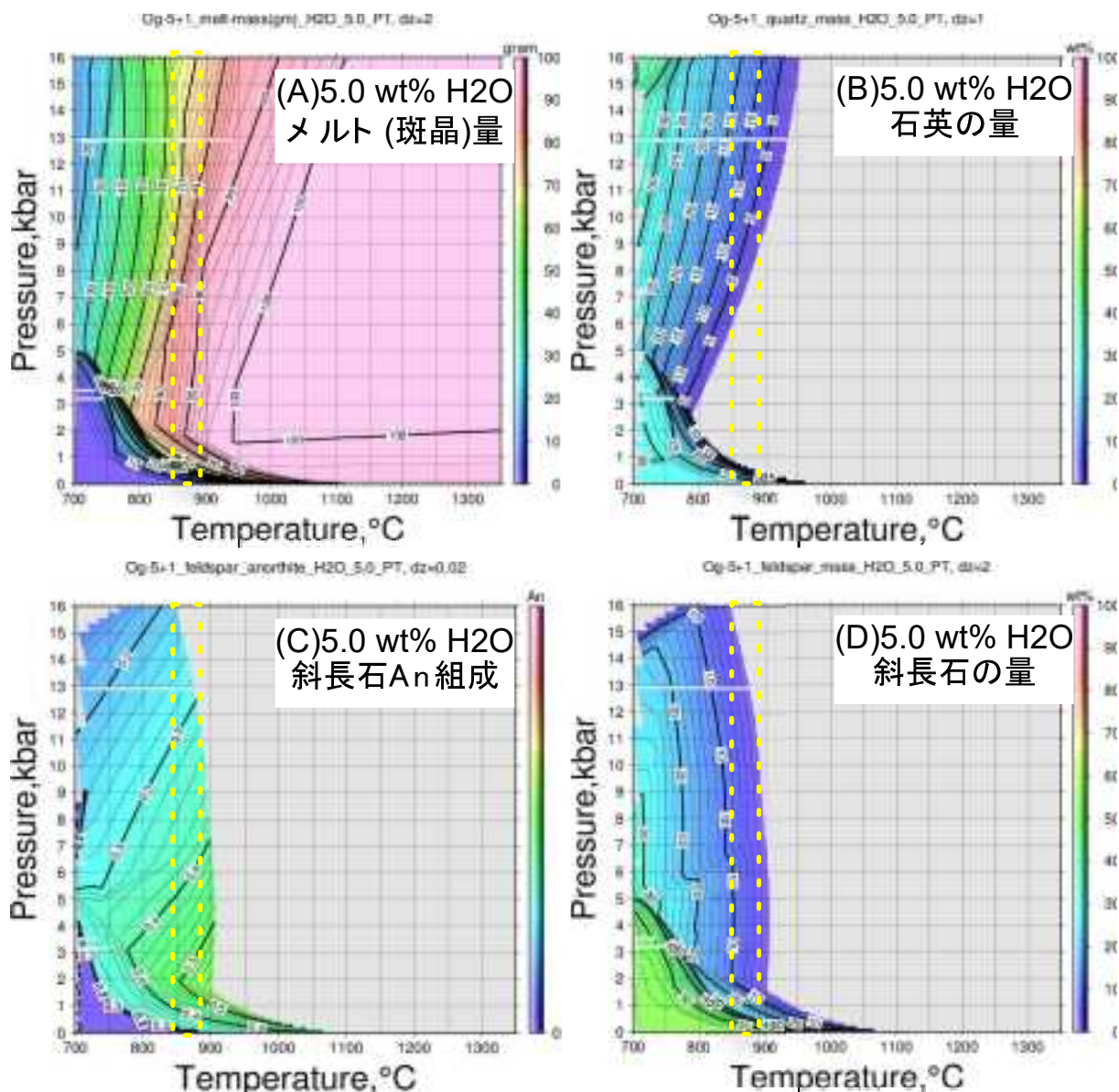


図 2.1-7 御倉山溶岩ドーム Og-5 に対する熱力学的検討結果(含水量 5.0 重量%). (A)メルト量(重量%). (B)石英量(重量%). (C)An 組成(0-1 モル分率). (D)斜長石量(重量%).

同様の検討を続ける. 温度が 858~886°C で含水量が 5.0 重量% の場合には, 圧力 1.5-6kbar(地下 6-24km) の範囲において, 斑晶量が 10 重量% 程度となり, 御倉山溶岩ドーム Og-5(工藤, 2010a) の斑晶量が 10% であるという観察事実を満足する(図 2.1-7(A)). 石英の量に関して同様の圧力条件では晶出しないため, 観察事実(シリカ鉱物は斑晶に無く石基に多量に存在)を満足する(図 2.1-7(B)). 斜長石の斜長石の An 組成は圧力 1.5-3kbar(地下 6-12km) で 50 モル% となり, 観察された An 組成が 50-55(リム) を満足する(図 2.1-7(C)). 斜長石の量は圧力 1.5kbar(地下 6km) 以上では 10 重量% 以下となる (図 2.1-7(D)). このように, マグマのバルク含水量が 5.0 重量% の場合には, 観測値を満足する解が存在する. 但し観測された斜長石斑晶のコアの An 組成 80-90 を再現できる温度・圧力条件は存在しない(図 2.1-7(C)).

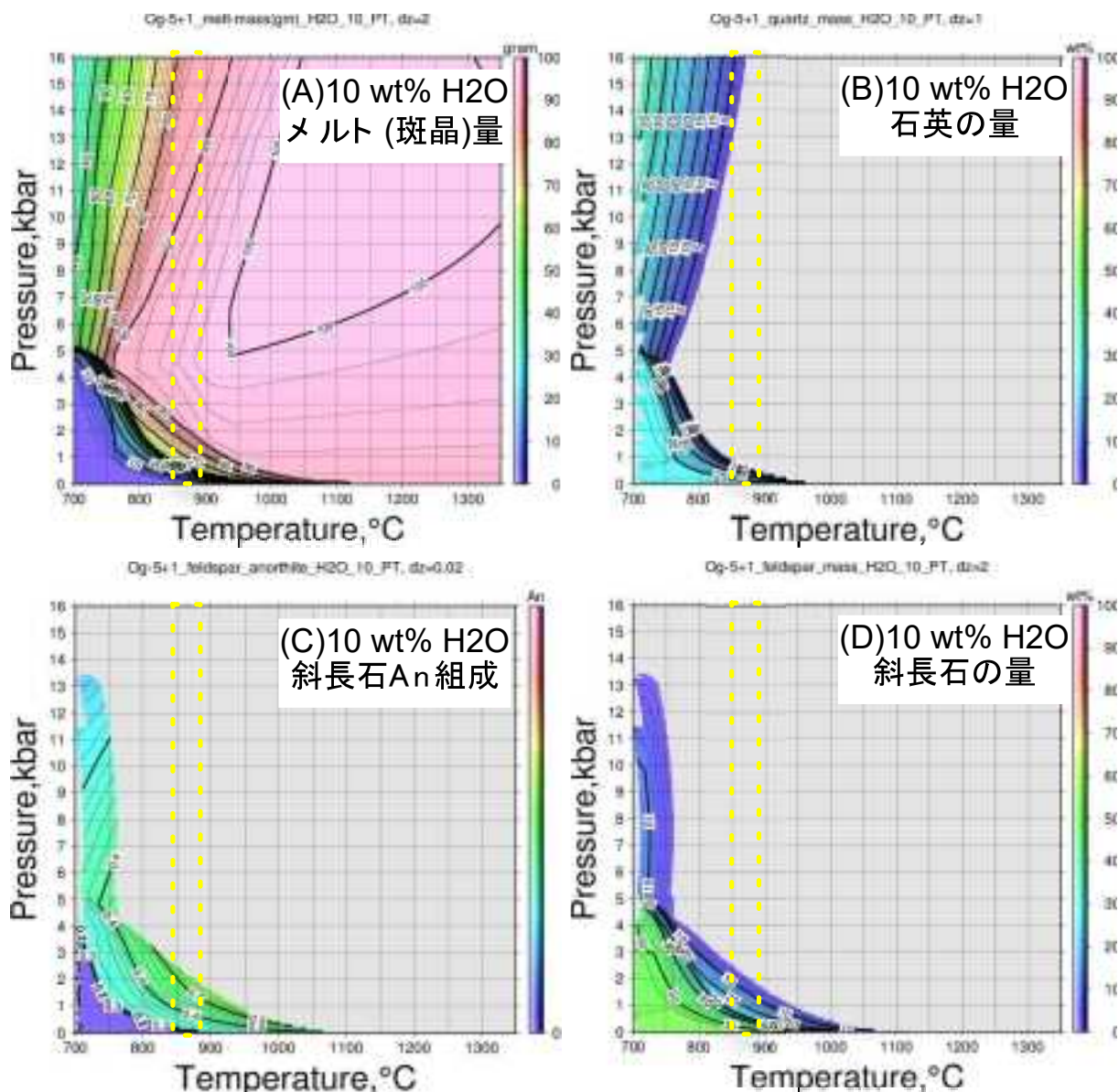


図 2.1-8 御倉山溶岩ドーム Og-5 に対する熱力学的検討結果(含水量 10 重量%). (A)メルト量(重量%). (B)石英量(重量%). (C)An 組成(0-1 モル分率). (D)斜長石量(重量%).

同様に、温度が 858~886°C で含水量が 10 重量%の場合にも、圧力 1.5kbar 以上(地下 6km 以深)において、斑晶量が 10 重量%あるいはそれ以下となり、御倉山溶岩ドーム Og-5(工藤, 2010a)の斑晶量が 10%であるという観察事実を満足する(図 2.1-8(A)). 石英の量についても同様の圧力条件では晶出しないため、観察事実(シリカ鉱物は斑晶に無く石基に多量に存在)を満足する(図 2.1-8(B)). 斜長石の斜長石の An 組成は圧力 1.5-2kbar(地下 6-8km)で 50 モル%となり、観察された An 組成が 50-55(リム)を満足する(図 2.1-8(C)). 斜長石の量は圧力 1.5kbar(地下 6km)以上では 10 重量%以下となる(図 2.1-8(D)). 但し観測された斜長石斑晶のコアの An 組成 80-90 を再現できる温度・圧力条件は存在しない(図 2.1-7(C)).

以上のように、マグマのバルク含水量が 10 重量%の場合にも、観測値を満足する解が存在する. 同様の検討を含水量 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5, 6, 8, 10 重量%について行なった結果、十和田火山御倉山溶岩ドームのマグマの含水量は 4.5 重量%以上(上限未定)であり、深度は 6~8km(圧力 1.5-2kbar)程度であると考えられる. 但し観測された斜長石斑晶のコアの An 組成 80-90 を再現できる温度・圧力条件は存在しない. この事は、斜長石のコアがより苦鉄質なマグマに由来すること、すなわち苦鉄質マグマが混合したことを示唆する.

MELTS を用いた検討により、温度 870°C の御倉山溶岩ドーム Og-5 (工藤, 2010a) のマグマの物性も推定できた。図 2.1-9(A) は、含水量 5~10 重量% のマグマについて、圧縮性を示す示標(バルクモジュラス; K, GPa) を示したものである。マグマのバルクモジュラスが圧力と含水量によって大きく変化することが示されている。含水量が 5 重量% の場合、バルクモジュラスの圧力依存性は地下約 7km を境に傾きが大きく変化し、7km 以深では圧力低下とともにゆるやかに減少するのに対し、地下約 7km 以浅では急激に減少する。上の議論によって推定された、御倉山溶岩ドーム Og-5 のマグマの圧力 1.5-2kbar (深度 6~8km) (赤い破線) の範囲においては、バルクモジュラスが急激に減少している。このことから、マグマと母岩とのバルクモジュラスのコントラストは、マグマ溜まりの上面では大きく下ほど小さくなるのが予想できる。すなわち地震波速度構造のインバージョンや S 波の反射面が、地下約 7km 付近に生じることが期待される。マグマのバルクモジュラスが地下約 7km 付近で急激に変化する理由は、マグマが水に飽和するためである(図 2.1-9(B))。水の飽和は、マグマの密度も変化させる。含水量 5 重量% の場合、マグマの密度は圧力 2kbar から 1kbar にかけて、密度は 2.25g/cc から 2g/cc へと減少することが、MELTS によって示される。十和田火山においては 2014 年 1 月 27 日~28 日にかけて御倉山の南~南南西の中湖付近を震源とする地震が増加し、1 月 27 日 17~19 時頃にかけて 1 時間あたり 100 回以上となった(図 2.1-10)。これらの震源は深度 4~7km であり、本研究で推定した、十和田エピソード D' のマグマの物性が急変し、かつ水が飽和し始める深度によく一致している。

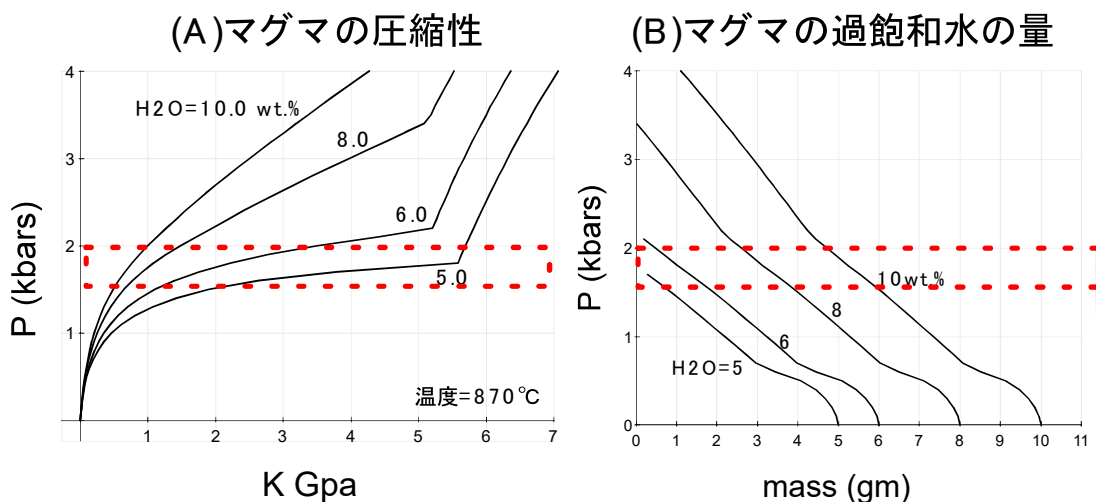


図 2.1-9 御倉山溶岩ドーム Og-5 に対する MELTS を用いた熱力学的検討結果(マグマの物性). (A) マグマの圧縮性(バルクモジュラス)の圧力・含水量依存性. (B) マグマに含まれる過飽和水の圧力・含水量依存性. 赤い破線は推定されたマグマの圧力 1.5-2kbar (深度 6~8km) の範囲を示す.

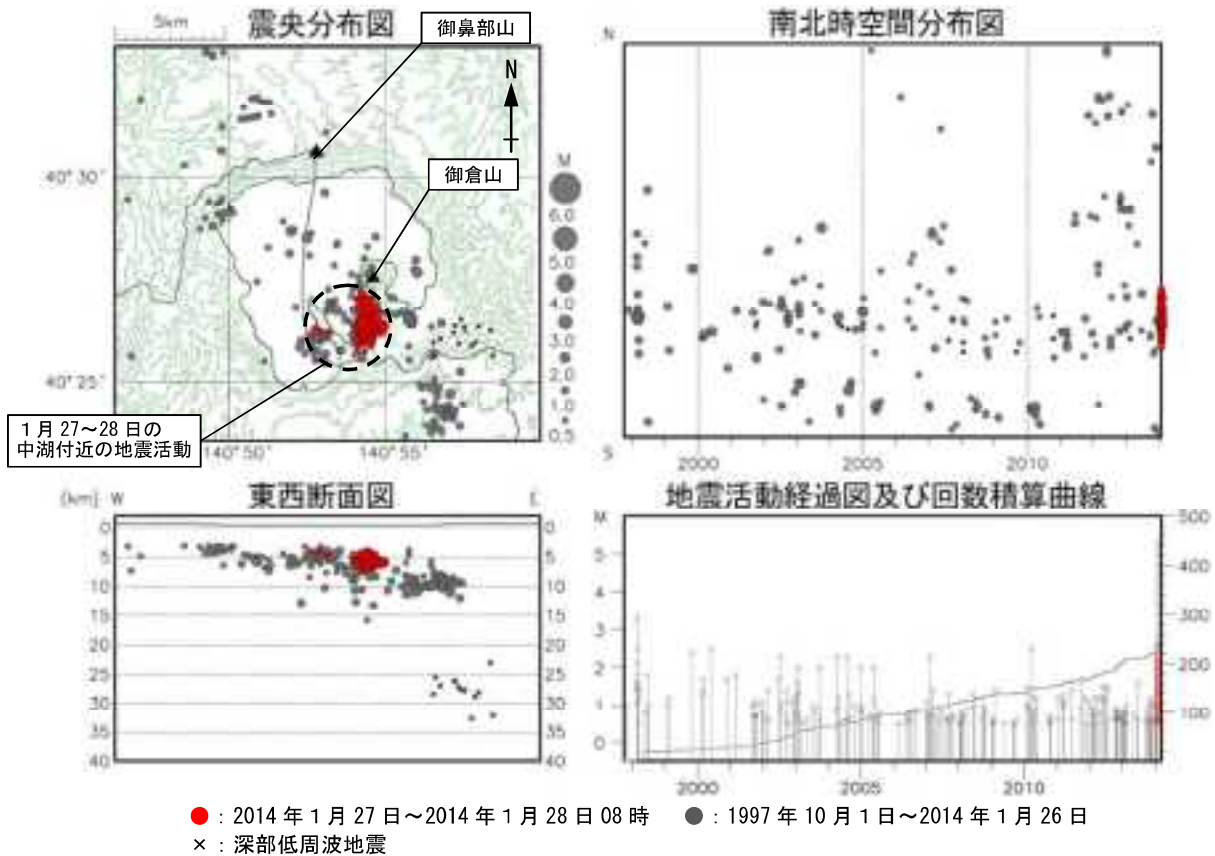


図 2.1-10 広域地震観測網による十和田周辺の地震活動図(気象庁)

気象庁仙台管区気象台火山監視・情報センターによる火山活動解説資料(平成 26 年 1 月 28 日 14 時 00 分発表)による、十和田火山周辺における 1997 年 10 月~2014 年 1 月 28 日 08 時の震源分布。

2. 1. 6 まとめと今後の課題

今年度実施した内容と得られた成果は以下の通りである。

1. 十和田火山先カルデラ期の溶岩流 4 試料を対象として、K-Ar 年代測定を行なった。得られた年代値は、層序と大きな矛盾は認められないものの、大気アルゴン混入率が限界を越えるものが多く、いずれも測定誤差が大きい信頼性の低いものとなった。その原因としては、いずれも年代の若い試料であること、カリウム含有量が低いことが挙げられる。しかしながら、発荷火山最下部の溶岩試料については、大気アルゴン混入率が約 97%とやや高いものの、2 回の Ar 測定で共に 0.09 ± 0.06 Ma の年代値が得られ、今回の年代測定値の中では相対的に信頼性の高い年代と判断される。本試料は、発荷火山噴出物の最下部にあたることから、誤差を考慮すれば、発荷火山は少なくとも 15 万年前以降に活動を開始したと推定される。

2. 来年度実施するボーリング掘削の準備として、掘削サイトの選定を行なった。その結果、給源近傍においてテフラが良く保存されており、連続的なセクションを得る見込みが高い場所として、十和田カルデラ北東外縁部にあたる青森県十和田市青樺山付近を選定した。

3. 先カルデラ期~カルデラ形成期噴出物を主な対象として、蛍光 X 線分析装置による全岩化学組成分析のため、試料の洗浄・粉末化・ビード作成等の作業を進めた。測定は来年度前半になる見込みである。

4. 御倉山溶岩ドーム(十和田火山の噴火エピソード D' 噴出物)に対する岩石学的・熱力学的検討結果から、マグマの物性を推定した。バルク含水量は 4.5 重量%以上、圧力は 1.5-2kbar 程度、温度が約 870°C と推定された。そして、推定された圧力範囲においてマグマは水に飽和しはじめ、その結果マグマの圧縮性(バルクモジュラス)と密度が急激に低下することが示された。また、斜

長石斑晶のコアが高い An 組成を持つことから、高温の苦鉄質マグマに由来する物質が混入している可能性が示された。

今後の課題として以下の内容が挙げられる。

1. 先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物について、現地地質調査と来年度するボーリング掘削調査により得られたデータを解析するとともに、遠方（上北平野）に分布するテフラとの対比を進め、小規模噴火も含めた詳細な噴火史を構築する。得られた試料については、必要に応じて放射年代測定を行なう、また、全岩化学組成の分析を進め、マグマ組成の時間変遷を把握し、マグマ供給系の変遷を解明するための基礎データを得る。

2. 先カルデラ期の溶岩流を主体とする地質单元については、現地地質調査によりテフラとの層序関係の把握に努めるとともに、K-Ar 年代測定を実施する。この際、今年度の経験を生かし、来年度は先カルデラ期基底部の比較的年代の古い試料やカリウム含有量の高い珪長質な試料を選択する。

3. 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、十和田山、戸来岳、十和利山など）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)、村岡・高倉 (1988)、Hunter and Blake (1995) は十和田火山先カルデラ期に一括しており、研究者間で解釈が異なっている。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、来年度はこれらの古い火山体について、予察的な現地地質調査と各種放射年代測定を行なう。

4. 十和田火山が次の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するには、マグマ供給系の物理化学条件の時間変化を考慮したモデルの構築が不可欠である。そのためには、エピソード D' 以外の複数の噴出物を対象に、岩石学的・熱力学的検討を行なう必要がある。

引用文献

- Asimow, P. and Ghiorso, M. (1998). Algorithmic modifications extending melts to calculate subsolidus phase relations. *Amer. Mineral.*, 83:1127-1131.
- Chiba, M. (1966) Genesis of magmas producing pumice flow and fall deposits of Towada Caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, **29**, 545-558.
- Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119:197-212.
- Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., and Carley, T. L. (2012). Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems. *J. Petrol.*, 53(5):875-890.
- 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.
- 早川由紀夫・小山真人 (1998) 日本海をはさんで 10 世紀に相次いで起こった二つの大噴火の年月日—十和田湖と白頭山—. *火山*, **43**, 403-407.
- Hunter, A. G. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic - calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *J. Petrol.*, **36**, 1579-605.

- 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.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ. 科学, **51**, 562-569.
- 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.
- 工藤 崇 (2008) 十和田火山, 噴火エピソード E 及び G 噴出物の放射性炭素年代. 火山, **53**, 193-199.
- 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・佐々木寿 (2007) 十和田火山後カルデラ期噴出物の高精度噴火史編年. 地学雑, **116**, 653-663.
- 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 (2003) 十和田火山二の倉スコリア群の層序区分の再検討. 火山, **48**, 249-258.
- 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.
- Miyagi, I. (2010) Contour maps of some useful petrological parameters on P-T plane: A case of the eruptive products of the Asama volcano on 1 September 2004. Open File Report of GSJ, (no. 531).
- Miyagi, I. and Kudo, T. (2013) Backscattered Electron Images of Ogurayama lava dome, Towada volcano, NE Japan. GSJ Openfile Report, no. 580, Geol. Surv. Japan.
- 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.
- Putirka, K. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In: Putirka, K., Tepley, F. (Eds.), Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Soc. Am., v. 69, pp. 61-120.
- 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.
- 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
- 宝田晋治・村岡洋文 (2004) 八甲田山地域の地質. 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, 86p.
- 谷口宏充 (1972) 十和田火山の岩石学的研究. 岩鉱, **67**, 128-138.
- Wessel, P. and Smith, W. (1998). New, improved version of generic mapping tools released. EOS Trans. Amer. Geophys. U., 79 (47):579.
- 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.

2. 2 阿蘇カルデラをモデル事例とした大規模噴火準備過程の詳細化

2. 2. 1 既往研究のレビュー

阿蘇カルデラは、九州中央部に位置する複成のカルデラ火山である。カルデラは、南北約 25 km、東西約 18 km であり、国内最大級の大きさを持つ。カルデラは、外輪山、カルデラ壁及びカルデラ底から構成される。カルデラ外輪山は、阿蘇カルデラ以前のより古い更新世中期の玄武岩質安山岩～流紋岩質の火山岩類(先阿蘇火山岩類)から構成され、その上面を阿蘇カルデラ起源噴出物が覆っている。カルデラの内壁は標高差 300-700 m の急崖(カルデラ壁)からなり、その内側に平坦なカルデラ底が広がる。カルデラ底の中央部には東西に延びる中央火口丘群がある。中央火口丘群は、現在も活発な噴火活動を繰り返す中岳のほか、いくつもの完新世の若い火山体から構成されている活火山である。

阿蘇カルデラでは、約 27 万年前の活動開始以来 4 回の大規模火砕流噴火を起こしている。阿蘇火砕流堆積物は、数万年の時間間隔をおいた 4 回の噴火サイクル(一輪廻の噴火活動)からなり、古い方から阿蘇-1、阿蘇-2、阿蘇-3、阿蘇-4 火砕流と呼ばれる。それぞれの火砕流は、構成物や溶結度の違いによりいくつかのサブユニットに分けられる(小野ほか, 1977)。阿蘇-4 を除く阿蘇-1、-2、-3 火砕流は、その直前に降下火砕物からなるサブユニットを伴う。阿蘇-1、-2 火砕流はその上部にも降下火砕物を伴っている。阿蘇-1、2 火砕流堆積物は、カルデラから主に 20-30 km にまでしか到達していないが、阿蘇-3 火砕流堆積物は九州東岸にまで、阿蘇-4 火砕流堆積物は海を越えて、島原半島や宇部付近にまで到達している(図 2-2.1)。噴出物の体積は、それぞれ 30 km³ 以上、25 km³ 以上、40 km³ 以上、80 km³ 以上である(渡辺, 2001)。また、それぞれの火砕流の噴出年代として、266±14 ka, 141±5 ka, 123±6 ka, 89±7 ka の K-Ar 年代測定値が報告されている(松本ほか, 1991)。阿蘇カルデラ噴出物ユニット区分の概要を表 2.2-1 に示す。阿蘇-1、-2、-3、-4 の大規模な噴火サイクルの間には、より小さい降下火砕物からなる噴火サイクルが何度もあった。阿蘇-1 と-2 の間には溶岩流が認められる。これらをそれぞれ阿蘇-2/1 降下火砕物(溶岩)、阿蘇-3/2 降下火砕物、阿蘇-4/3 降下火砕物のように呼ぶ。小野ほか(1977)は、竹田地域において阿蘇-3/2 間には 4 回の、阿蘇-4/3 間には 11 回の降下火砕物を認めている。星住(1990)は、阿蘇-4/3 間の降下火砕物を詳細に調べ 40 回の降下火砕物を確認し、下部のスコリア主体の噴火から上部の軽石主体の噴火へ変化し、上部ほど噴火の規模が大きいことを示した。また、阿蘇-4 火砕流噴火の前と阿蘇-2 火砕流噴火の前には、阿蘇カルデラ西方にて、大峰火山及び赤井火山がそれぞれ噴火をした。これらの火山はカルデラ外側に位置するが、阿蘇カルデラ噴出物と共通の化学的性質を持つことから、阿蘇火山の側火山という扱いをすることがある。現在の中央火口丘群の火山活動では、数 10 層にも及ぶ降下火砕物が放出されている(宮縁ほか, 2003, 2004a)。その大部分は降下スコリアであり、降下軽石の頻度は少ない。13.5ka 以降は、それまでの時期より比較的穏やかになり、黒色砂状の火山灰を放出する灰噴火(小野ほか, 1995; Ono et al., 1995)を主体とするものとなる。20 世紀後半以降の噴火活動は、すべて中岳第 1 火口で起きている。灰噴火のほか、活発な時期にはスコリアを放出するストロンボリ式噴火やマグマ水蒸気爆発をしばしば起こしている。

カルデラの構造について、小野ほか(1993)は、詳細な重力異常を解析した結果、いわゆる「じょうご型」構造ではなく、周辺部に急な斜面をもち、底が比較的平らな「たらい型」の構造をもつことを示した。また、星住ほか(1997)は NEDO によってカルデラ南西部地域で行われた深度 400-1,700 m のボーリングコアを検討し、阿蘇カルデラの重力的なカルデラ縁の内側では、深さ千数百 m 付近に、厚さ約 200 m の強溶結の角閃石デイサイト質の溶結凝灰岩を見出している。この溶結凝灰岩は、化学組成や本質物質の鉱物組み合わせから、カルデラ外側の阿蘇-4 火砕流堆積物に対比される。このことは、阿蘇-4 火砕流堆積物が、火砕流噴火のカルデラ陥没に伴ってカルデラを充填したことを意味し、阿蘇カルデラの地下構造が、「たらい型」であることと調和的である。

阿蘇火砕流堆積物の岩石学的研究として、Lipman(1967)は、“Aso-III sheet”(阿蘇-4A 及び-4B 火砕流堆積物に相当する)の全岩化学組成を調べ、基底部が珪長質で上部が苦鉄質を示す累

帯構造であることを見だし、累帯マグマ溜りからの噴火を考えた。小屋口・松浦（1986, 1987）は、阿蘇-1, -2 がソレライト系列、阿蘇-3, -4 がカルクアルカリ系列の特徴を持ち、阿蘇-2 から阿蘇-3, -4 に向かって、同じ SiO_2 量での K_2O 量が減少することなどを指摘した。Hunter（1998）も、4 回の火砕流噴火のマグマが、阿蘇-1, 2 のソレライト主体から阿蘇-3, 4 のカルクアルカリ主体へと変化したことを示した。金子ほか（2006）、古川ほか（2006）は、降下火砕物も含めて阿蘇-2 から阿蘇-4 噴出物の岩石学的性質を調べ、阿蘇-4 に向かって輝石温度の低下、含水量の増加などの変化があることを明らかにした。

大規模噴火準備過程の詳細化を行うためには、以下の観点を明らかにする必要がある。

- (1)大規模火砕流噴火の前兆噴火の詳細な層序と噴火様式・マグマ組成の変遷
- (2)大規模噴火に移行した小規模噴火と、移行しなかった小規模噴火の比較検討
- (3)大規模噴火自体の噴火推移
- (4)マグマ供給系の物理化学条件(組成・形状・物性・位置、等)の時間変化を考慮したモデル

また、それぞれの大規模火砕流噴火についての未解決の点は以下の通りである。

阿蘇-1 火砕流の準備過程とその問題点

阿蘇カルデラ最初の噴火である阿蘇-1 火砕流火砕流の直前には、降下火砕物が存在することが知られている。これまでの記載はカルデラから離れた地点での記載に限られ(小野ほか, 1977; 斎藤ほか, 2005), より詳細な層序が保存されているとみられるカルデラ東壁での記載はない。また、阿蘇-1 火砕流の下位には、阿蘇カルデラ噴出物と共通の化学的性質をもつ溶岩(古閑溶岩; 田島ほか, 準備中)があり、その層位や阿蘇-1 火砕流との時間的關係は不明である。阿蘇-1 火砕流自体についても、その上部ではスコリア流に変化するとの指摘がある(田島・小屋口, 1994)が、詳細は不明である。また、阿蘇-1 火砕流の下位の先阿蘇火山岩類と、阿蘇火砕流噴出物の比較検討をしていく必要がある。マグマ供給系の物理化学条件を明らかにする観点からは、阿蘇-1 火砕流堆積物と、火砕流噴火の直前に放出された降下火砕物は、一連のカルデラ形成の初期条件の知見を得るうえで重要な位置付けにある。

阿蘇-2 火砕流の準備過程とその問題点

阿蘇-2 火砕流噴火は、火砕流本体(A, B 火砕流)の前に、2V 降下スコリア, 2TL 降下軽石, 2R 火砕流が知られているが、これらの層序關係は必ずしも明らかではない。また、阿蘇-2/1 溶岩や赤井火山は、阿蘇-2/1 間のかかなり阿蘇-2 に近い位置にあり、阿蘇-2 噴火の前兆現象ともいえるが、その時間間隙の長さや、阿蘇-2 噴火のマグマ溜りとの關係はよくわかっていない。阿蘇-2/1 間降下火砕物については、何層かの降下スコリアはあるものの、その層序や記載についてはほとんどなされていない。

阿蘇-3 火砕流の準備過程とその問題点

阿蘇-3 火砕流噴火の直前には、3W 降下軽石が知られている。阿蘇-3/2 間に小野ほか(1977)は、4 回の降下火砕物からなる噴火ユニットを認定しているが、野外での観察から実際にはさらに多くにユニットがあるとみられる。これらについても詳細な記載を行う必要がある。マグマ供給系の物理化学条件を明らかにする観点からは、阿蘇-1, 阿蘇-2, 阿蘇-3 火砕流噴火の間に放出された降下火砕物は、カルデラのマグマ供給系の時間発展に関する知見を得るうえで重要な位置付けにある。

阿蘇-4 火砕流の準備過程とその問題点

阿蘇-4 火砕流噴火の直前には、これまで降下火砕物は存在しないとされてきた。ただ、小規模な降下軽石が阿蘇-4 火砕流直下に存在する地点がある(星住, 1990 の X 軽石層)ものの、阿蘇-4 火砕流との關係は不確実なままである。また、阿蘇-4 火砕流の前には、カルデラ西側にて大峰火山が噴火している。この大峰火山の噴出が阿蘇-4 火砕流の直前であったのか、ある程度に時間間隙があったのかは、よくわかっていない。また、阿蘇-4 火砕流噴火自体のサブユニット区分は複雑であり、その順序には未確定要素が残っている。阿蘇-4 噴火のマグマ溜りを復元するためには、サブユニット区分についても明らかにしていく必要がある。マグマ供給系の物理化学条件を明らかにする観点からは、阿蘇-4 火砕流堆積物と、火砕流噴火の直前に放出された降下火砕物は、カルデラの再活動における初期条件の知見を得るうえで重要な位置付けにある。

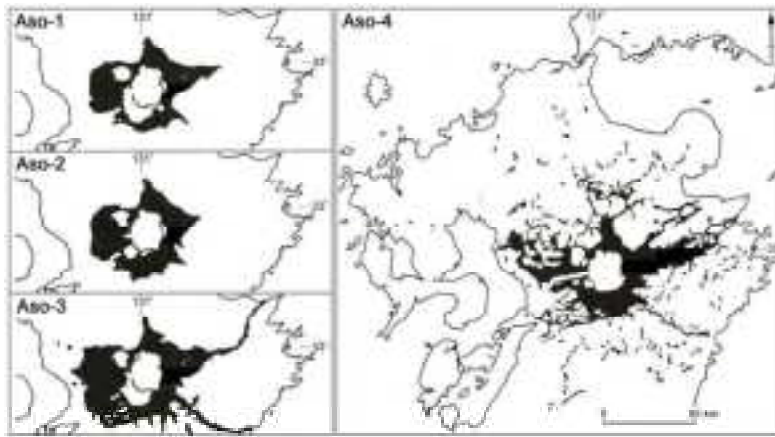


図 2.2-1. 阿蘇-1, 2, 3, 4 の各火砕流の分布 (小野・渡辺, 1985)

噴火サイクル	年代	サブユニット	本質物	化学組成(SiO ₂)
阿蘇中央火口丘	<90 ka	溶岩, 降下火砕物	溶岩, スコリア>軽石	49-72 %
阿蘇-4	90 ka	阿蘇-4B火砕流堆積物	軽石	64-70 %
		阿蘇-4九ノ峰スコリア流堆積物	スコリア	50-52 %
		阿蘇-4T火砕流堆積物 (阿蘇-4鳥栖)	軽石	
		阿蘇-4 弁利スコリア流堆積物	スコリア(>軽石)	51 %
		阿蘇-4A火砕流堆積物 (阿蘇-4用木, 八女, 鳩平, 肥猪, 小谷)	軽石	68 %
大峰火山	90 ka	大峰火砕丘, 高遊原溶岩	溶岩, 軽石, スコリア	61-66 %
阿蘇-4/3		降下火砕物	軽石>>スコリア	
阿蘇-3	120 ka	阿蘇-3C火砕流堆積物	スコリア	55-56 %
		阿蘇-3B火砕流堆積物	スコリア>軽石	63 %
		阿蘇-3A火砕流堆積物	軽石>>スコリア	63-69 %
		阿蘇-3W降下軽石層	軽石	
		阿蘇-3/2		降下火砕物
阿蘇-2	140ka	阿蘇-2T降下スコリア層	スコリア	57 %
		阿蘇-2B火砕流堆積物	スコリア	56-60 %
		阿蘇-2A火砕流堆積物	スコリア>軽石	66 %
		阿蘇-2TL降下軽石層	軽石	66 %
		阿蘇-2R火砕流堆積物		61 %
阿蘇-2V降下スコリア層		スコリア	61 %	
赤井火山	150 ka	赤井火砕丘, 砥川溶岩	溶岩, スコリア	58-59 %
阿蘇-2/1		溶岩, 降下火砕物	溶岩, スコリア	54-62 %
阿蘇-1	270 ka	阿蘇-1火砕流堆積物	軽石>>スコリア	66-68, 55 %
		阿蘇-1降下軽石層	軽石	

化学分析値は、鎌田(1997),黒川ほか(2012),松本(1974),宮縁ほか(2004b),水田ほか(1990),小野・渡辺(1985),小野ほか(1977),田島・小屋口(1994),による。

表 2.2-1. 阿蘇カルデラ及び大峰・赤井火山噴出物の特徴とユニット区分

2. 2. 2 先カルデラ噴出物の地表踏査結果

前節で述べたように、カルデラ噴火の層序については概要が明らかになっているものの、詳細な点はまだ不明な点が多く残されている。

今年度は、主に以下の観点から野外調査を実施した。阿蘇-1 火砕流直前の降下火砕物層序、阿蘇-2/1 間噴出物の降下火砕物層序である。

阿蘇-1 火砕流基底部の野外調査では、阿蘇カルデラ東壁にて模式的な層序を得ることができた(阿蘇市福岡東方, 図 2.2-2)。ここでは、10 層以上の降下軽石があり、降下軽石間には、黒色・暗灰色の火山灰層が挟まれている。これらの火山灰層はしばしば成層し、ある程度時間をかけて堆積したことがわかる。すなわち、阿蘇-1 火砕流噴火は、いきなり始まるのではなく、軽石や火山灰を放出する小規模な噴火を繰り返した後に、火砕流に移行したことが明らかとなった。阿蘇-1 基底部の火山灰層を 7 層準に分けて採取し、来年度分析を行なう予定である。今後は、カルデラ

壁のほかの地点やカルデラ壁から離れた地点での層序を明らかにする必要がある。

阿蘇-2/1 間のテフラ層として、新たに数層の降下火砕物を認定することができた(阿蘇市福岡東方, 図 2.2-3)。これらは降下軽石, 降下スコリアや降下火山灰で, 軽石と火山灰の厚い互層もある。ただしこの地点では, 露頭の風化が進んでおりあまり新鮮な試料を採取することができなかった。今後, ほかの地点での調査をすすめる必要がある。

阿蘇-3/2 間のテフラ層として, 小野・他(1977)の模式層序に対応する降下火砕物を確認し(竹田市入田), 降下軽石・降下スコリア・降下火山灰試料を, 13 層準に分けて採取し, 来年度分析を行なう予定である。

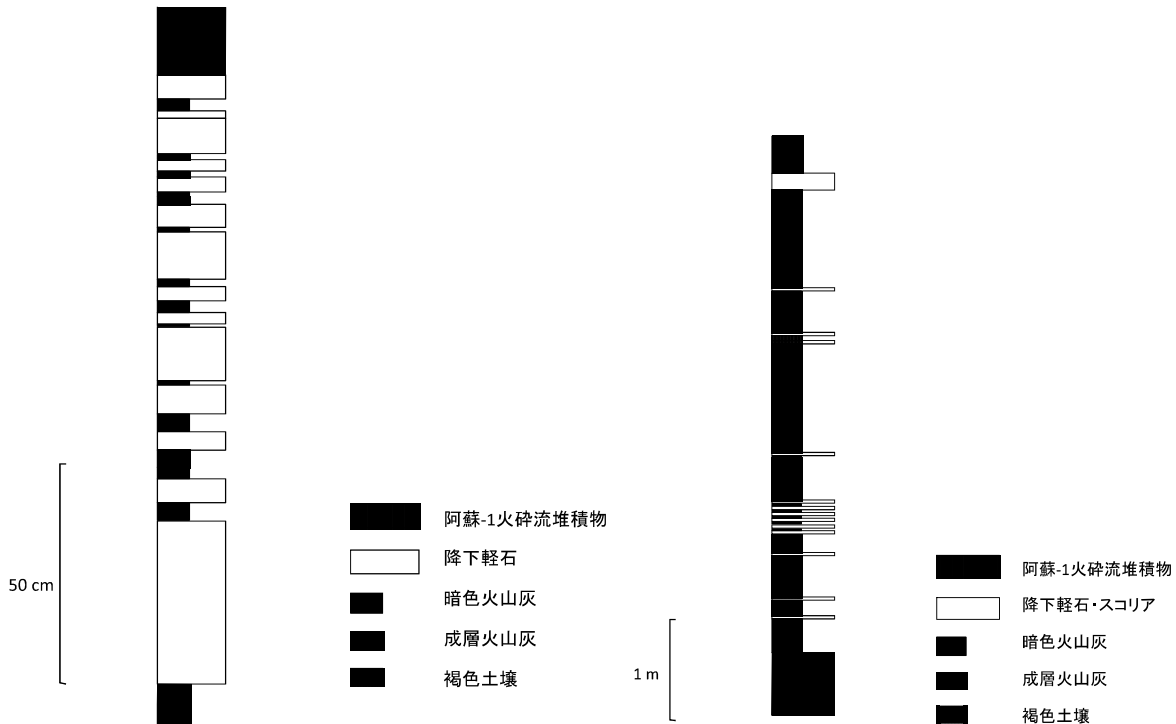


図 2.2-2 阿蘇-1 火砕流基底の降下火砕物層序

図 2.2-3 阿蘇-2/1 間降下火砕物層序

2. 2. 3 噴出物の化学組成

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検討を行なうためには, 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。阿蘇火山においては, 斑晶ガラス包有物の化学組成に関するデータが圧倒的に不足している。また, 上述のように阿蘇火山における一連の噴出物には層位が不明なものや噴出時間の前後関係等が不明なものが存在するため, 層序や記載に関する詳細な研究が必要である。しかしながら, 先阿蘇・阿蘇-1・阿蘇-2・阿蘇-3・阿蘇-4・後カルデラ期という大きなタイムスケールでは, 既往研究による全岩主化学組成・全岩微量元素組成・全岩同位体組成・造岩鉱物のモードおよび主要元素組成のデータが, ひとつおりの揃っている(Lipman, 1967; Hunter, 1998; 三好・他, 2005; 古川・他, 2006; 井上・他, 2006; 金子・他, 2006; Kaneko et al., 2007; 三好・他, 2009; 古川・他, 2009; Miyoshi et al., 2013)。そこで本報告では 2.2.5 章と同様の, マグマの熱力学計算プログラム Rhyorite-MELTS (Asimow and Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995; Gualda et al., 2012)を用いた解析を, 既存の全岩化学組成データに対して行なった。

2. 2. 4 マグマの温度・圧力環境

阿蘇のマグマの全岩化学組成に関しては, Hunter (1998)が報告した阿蘇-1 から阿蘇-4 噴出物

の全岩化学組成の中でも比較的未分化なソレイト質玄武岩 4KC-03(阿蘇-4 ステージ)を、苦鉄質端成分として代表させ、MELTS による計算を行なった。700-1400°Cの温度範囲(1°C刻み)、1 気圧から 1600 気圧の圧力範囲(100 気圧刻み)、含水量 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5, 6, 8, 10 重量%, 酸素分圧は FMQ~FMQ+2 ログユニットの範囲で得られた計算結果(温度・圧力・含水量・酸素分圧の組み合わせの数で 470 万通り)を、GMT プログラム(Wessel and Smith, 1998)を用いて温度・圧力平面上に等高線として表現した。既往文献のデータと等高線の位置とを比較することによって、マグマの温度・圧力・含水量に対して一定の制約を与える。

阿蘇火山噴出物のナトリウム濃度は、シリカ量の増加とともに増加するが、シリカ 65 重量%以上の範囲においては減少傾向が認められる(図 2.2-4(A); Hunter, 1998)。カリウム濃度に関しては、シリカ量の増加とともに増加し、シリカ 60 重量%以上の範囲においてややばらつく(図 2.2-4(B); Hunter, 1998)阿蘇のマグマのカリウム量に関しては、同じシリカ濃度におけるカリウム濃度が経時変化することが知られており、含水量や酸化還元状態の異なる状態における結晶分化作用がカリウム濃度に反映されたとするモデルが提唱されている(例えば金子・他, 2006; 古川・他, 2006)。しかしながら、観測されたカリウムの変化はモデルから予想されるよりも大きいため、説明は不十分である。そもそも全岩や石基ガラスのカリウム量の組成変化は、結晶分化作用の組成変化を示していない可能性がある。例えば、北海道東部に隣接する屈斜路火山と摩周火山においては、これまで全岩化学組成の分析によって明瞭に異なる岩系だと思われていた屈斜路火山(medium-K 系列)と摩周火山(low-K 系列)が、斑晶ガラス包有物の組成では同じ low-K 系列の組成変化傾向を示すことが明らかになっている(Miyagi et al., 2012)。屈斜路火山の全岩化学組成で観察された medium-K 系列の組成変化傾向は、分化してカリウムが濃集したメルトと low-K の玄武岩との混合によって説明できる。斑晶ガラス包有物の化学組成は、包有物が生成した時点で基本的に凍結される。これに対して全岩化学組成はマグマ混合にともない、端成分を結んだ(見掛けの)組成変化傾向が生じる。したがって、全岩化学組成の同じシリカ濃度のカリウム量を詳細に比べることは、有意義ではない。

阿蘇のマグマの温度は、阿蘇-2 から阿蘇-4 に向かって輝石温度が低下する傾向がある(金子・他, 2006; 古川・他, 2006)。しかしながら大局的には、観測された温度の大半は 900~1000°Cの間に集中している。温度計の誤差が数十度程度あることを考慮すると、一次近似的には、阿蘇のマグマ温度を 900~1000°Cと考えるとよいだろう。

阿蘇の斜長石の An 組成は広範囲にばらつくことが報告されているが、An40~50 mol%の頻度が高く、次いで 75~80 mol%も小頻度で観察される(例えば古川・他, 2006; 井上・他, 2006; Kaneko, et al., 2007)。したがって以下では、45~50 mol%と 75~80 mol%の An 組成を考える。

阿蘇のマグマの斑晶モードは、Hunter (1998)によれば、ユニット 1A が 9~29%, 1B が 60%, 1C が 50~70%, 2R が 50%, 2A が 17~21%, 2B が 7~21%, 3A が 5~7%, 3B が 7~14%, 3C が 41%, 4 が 15~65%である。

阿蘇のマグマの圧力は不明だが、仮に 1~5kbar(地下 4~20km)と考えた。

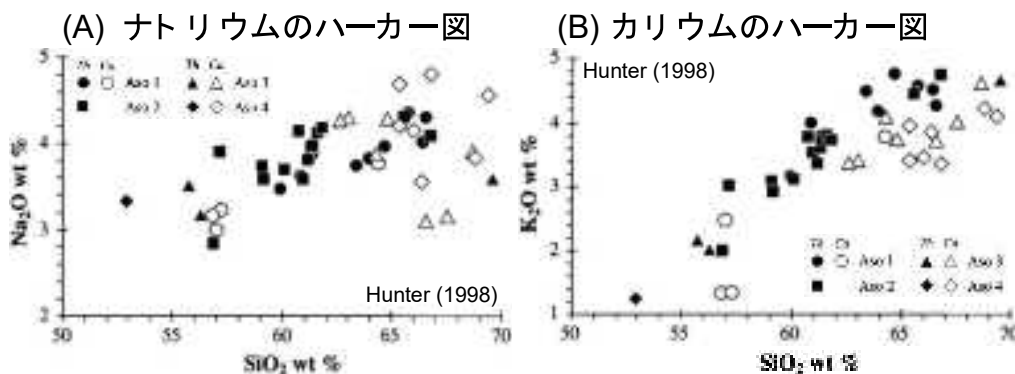


図 2.2-4 阿蘇火山の噴出物(阿蘇 1~阿蘇 4)の全岩化学組成(Hunter, 1998)のハーカー図。(A)ナトリウム。(B)カリウム。

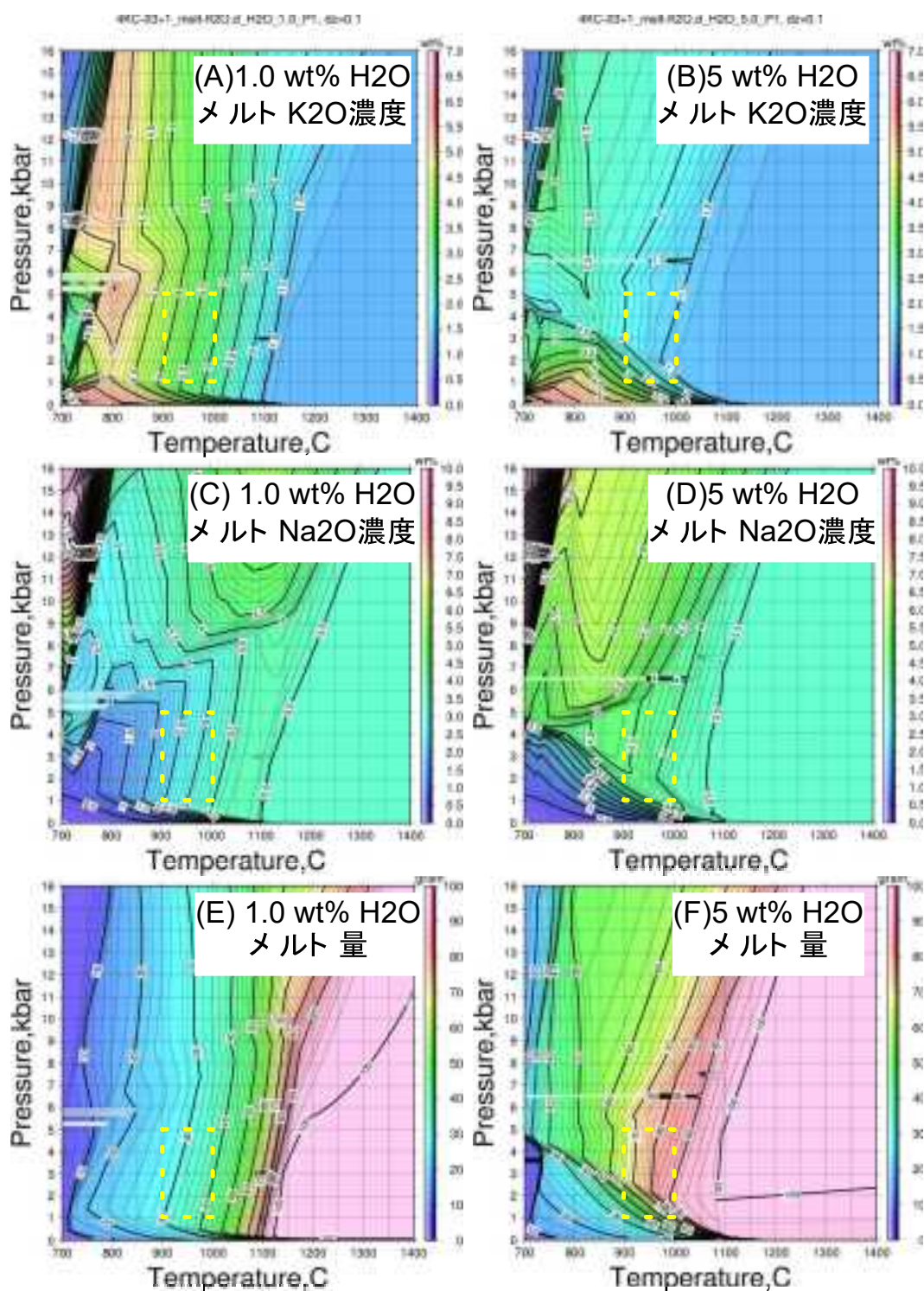


図 2.2-5 阿蘇火山のソレイト質玄武岩(4KC-03; Hunter, 1998)に対する熱力学的検討結果(メルト組成および量). (A)全岩含水量1.0重量%のときのメルトのカリウム濃度(重量%). (B)全岩含水量5.0重量%のときメルトのカリウム濃度(重量%). (C)全岩含水量1.0重量%のときのメルトのナトリウム濃度(重量%). (D)全岩含水量5.0重量%のときメルトのナトリウム濃度(重量%). (E)全岩含水量1.0重量%のときのメルト量(重量%). (F)全岩含水量5.0重量%のときメルト量(重量%). 黄色の破線は, 阿蘇のマグマ温度(900~1000°C; 金子・他, 2006; 古川・他, 2006)と圧力(1-5kbar; 仮定)を示す.

MELTS で求めた阿蘇火山のソレイト質玄武岩(4KC-03; Hunter, 1998)に対する熱力学的検討結果を、図 2.2-5 に示した。簡単のため、含水量 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5, 6, 8, 10 重量%について得られた熱力学的検討のうち、含水量が 1.0 と 5.0 重量%の例を紹介する。既往研究によると、阿蘇火山噴出物のナトリウムとカリウムの濃度シリカ量の増加とともに増加する(図 2.2-4(A), 図 2.2-4(B)). カリウムの観察事実と MELTS の計算結果とが、温度 900~1000°C, 圧力 1~5kbar の範囲で調和的となるマグマの含水量条件は 1.0 重量%であり(図 2.2-5(A)), 含水量が 5.0 重量%ではカリウムの増加が少なすぎることをわかる(図 2.2-5(B)). その理由は、高含水量のマグマはリキダスが低下し結晶量が増加しにくいため、カリウムがメルトに濃縮されにくくなるためである(図 2.2-5(E)および(F)). マグマの結晶度は、含水量 1 重量%の場合に約 70 重量%となり(図 2.2-5-(E)), Hunter (1998)が報告した鉱物モードのうち大きいものと概ね一致する(例えば、ユニット 1B が 60%, 1C が 70%). 同様の検討をナトリウムに対しても行なうと、カリウムとは対照的に、観測事実と調和的となるマグマの含水量条件は 5.0 重量%であり(図 2.2-5(D)), 含水量が 1.0 重量%では温度の低下とともにナトリウムが減少する(図 2.2-5(C))という点で、観測事実と反する。ナトリウムが減少する理由は、下に述べるとおり、低含水量のマグマのリキダスが上昇し結晶量が増加する際、特に斜長石のリキダス上昇が著しいために、斜長石にナトリウムが奪われるためである。まとめると、観察されたカリウムの変化は低含水量のマグマを支持するが、ナトリウムの変化は高含水量のマグマを支持する。

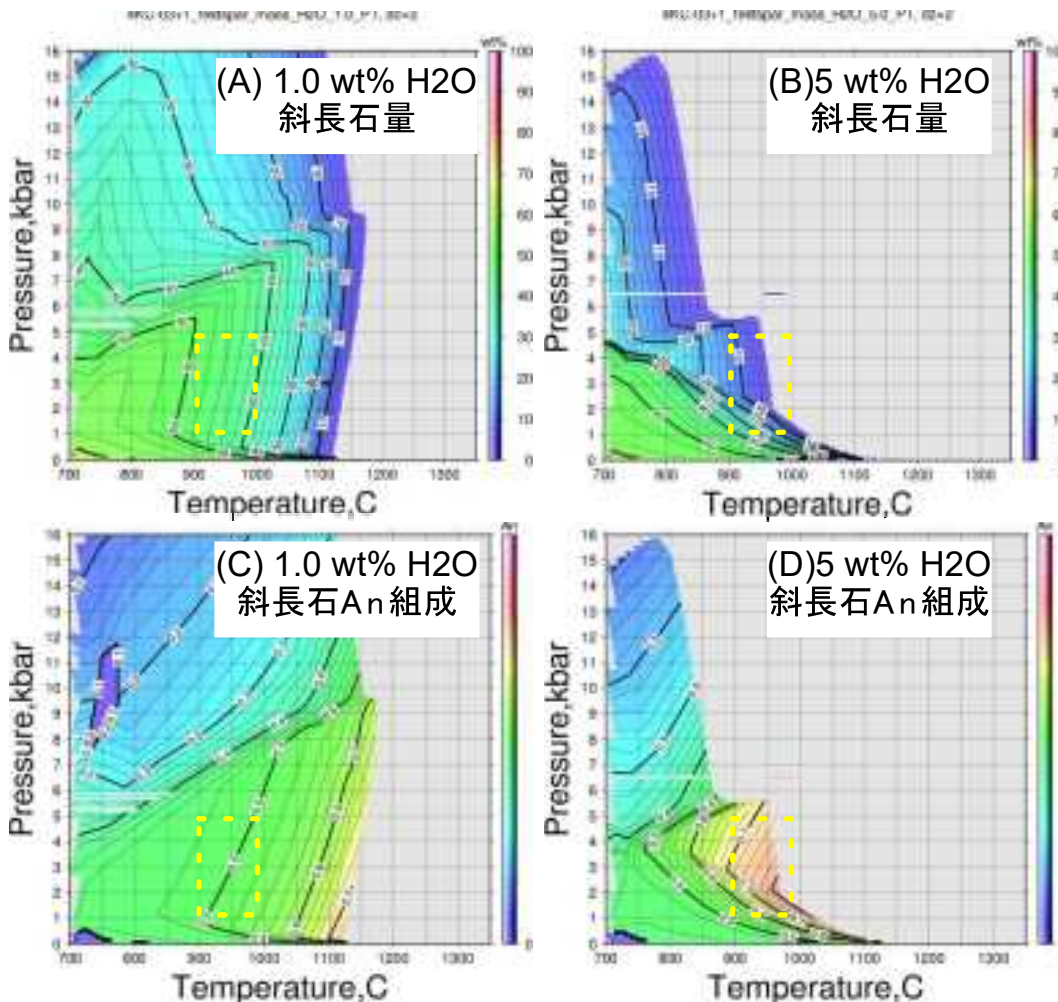


図 2.2-6 阿蘇火山のソレイト質玄武岩(4KC-03; Hunter, 1998)に対する熱力学的検討結果(斜長石の組成および量). (A)全岩含水量 1.0 重量%のときの斜長石の量(重量%). (B)全岩含水量 5.0 重量%のときの斜長石の量(重量%). (C) 全岩含水量 1.0 重量%のときの斜長石の An 組成(0-1, モル分率). (D) 全岩含水量 5.0 重量%のときの斜長石の An 組成(0-1, モル分率). 黄色の破線は、阿蘇のマグマ温度(900~1000°C ; 金子・他, 2006 ; 古川・他, 2006)と圧力(1-5kbar ; 仮定)を示す。

次に、阿蘇火山のソレイト質玄武岩(4KC-03; Hunter, 1998)から生じる斜長石の量および An 組成について検討する。観測された斜長石斑晶の An 組成は、40~50 mol%で最も頻度が高く、次いで 75~80 mol%も小頻度で観察された(古川・他, 2006; 井上・他, 2006; Kaneko, et al., 2007)。MELTS によれば、温度 900~1000°C 圧力 1~5kbar の範囲において、観測された An 組成 40~50 mol% を再現するマグマの含水量条件は 1.0 重量%である(図 2.2-6(C); 48-52 mol%)。この温度・圧力・含水量条件における斜長石の量は、およそ 40~50 重量%であり、Hunter(1998)が報告したユニット 1C スコリアの斜長石モード(33-43%)と調和的である。一方、阿蘇の噴出物に小頻度観察される An 組成 75~80 の斜長石を再現できるマグマの含水量条件は 5.0 重量%である(図 2.2-6(D); 65-82 mol%)。まとめると、観察された斜長石斑晶組成の大半を締める An 組成 40~50 mol%は、低含水量のマグマを支持するが、小頻度で観察される斜長石(An 組成 75~80 mol%)は、高含水量のマグマを支持する。

以上のように、阿蘇のマグマは高含水量と低含水量の 2 端成分が存在する可能性が、既往研究の分析データと MELTS による熱力学的解析結果の比較とから示された。井上・他(2006)も Merzbacher and Eggler(1984)の含水量計を用いて、阿蘇 3 マグマは比較的高含水量の玄武岩質マグマと、比較的低含水量の珪長質マグマが存在すると考え、単一の巨大な成層マグマ溜まりのモデルによる説明を試みたが、より分化の進んだ珪長質マグマにおいて含水量が低下するという事実をうまく説明できなかつたため、珪長質マグマの起源を地殻(低含水量)の部分溶融液に求めた。Miyagi et al., (2012)は屈斜路カルデラ噴出物の単斜輝石斑晶に石英と非常にカリウムに富む珪長質メルトが包有されていることを発見し、マグマ溜まり周縁部のクリスタルマッシュの間隙液がトラップされたものと解釈した。クリスタルマッシュは結晶度が高いためにマグマ水が効率的に掃き出され、マグマのバルク含水量が低下する。屈斜路カルデラにおいては、低含水量のマグマ生じたカリウムに富むメルトと、高含水量マグマとが混合することによって、カリウムのハーカー図上に複数の組成変化傾向が形成されたと考えられている(Miyagi, et al., 2012)。阿蘇のカリウムのハーカー図に観察される複数の組成変化傾向も、同様のメカニズムによって形成されている可能性がある。

2. 2. 5 まとめと今後の課題

今年度は、特に阿蘇-1 火砕流直前の降下火砕物層序について調査を実施し、詳細な噴出物層序を明らかにすることができた。また、阿蘇-2/1 間噴出物について 8 層のテフラ層を新たに認定することができた。今後は、これら噴出物についてより詳細なデータを得るとともに、阿蘇-2 火砕流以降の噴出物についても、層序の詳細化を測っていく必要がある。

MELTS による熱力学的解析の結果、阿蘇のマグマ供給系は屈斜路カルデラのモデル(高含水量の玄武岩と低含水量珪長質マグマの混合)に類似する可能性が示された。その場合、高含水量マグマと低含水量マグマの成因関係を明らかにすることが、マグマ供給系の理解に必要不可欠となる。斑晶ガラス包有物のデータは、マグマ混合前のメルト組成を保存すると期待できるので、阿蘇火山のマグマ供給系の実体解明の鍵になると考えられる。斑晶ガラス包有物の測定対象は、既往研究の溶岩や火砕流堆積物ではなく、降下火砕物が好ましい(高含水量メルトのガラス化には噴火後の急冷が必要となるため)。

引用文献

- Asimow, P. D. and Ghiorso, M. S. (1998) Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolvus Phase Relations. *Amer. Mineral.*, 83, 1127-1131.
- 古川邦之・金子克哉・小屋口剛博・鎌田浩毅 (2006) 阿蘇火山における大規模および小規模噴火活動の岩石学的特徴. *月刊地球*, 28, 386-391.
- 古川邦之・三好雅也・新村太郎・柴田知之・荒川洋治 (2009) 阿蘇カルデラ北西壁に分布する先阿蘇火山岩類の地質学・岩石学的研究: 先カルデラ火山活動における噴火活動とマグマ供給系. *地質学雑誌*, 115, 658-671.

- Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119:197-212.
- Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875-890.
- 星住英夫 (1990) 阿蘇-4/3 降下火砕物-阿蘇-4 噴出以前の阿蘇火山活動史. 日本火山学会 1990 年度春季大会講演予稿集, 92.
- 星住英夫・渡辺一徳・阪口圭一・宇都浩三・小野晃司・中村 武 (1997) 阿蘇カルデラ内の深部ボーリングコアで確認された阿蘇-4 火砕流堆積物. 日本火山学会講演予稿集, 1997, 5.
- Hunter, A. G. (1998) Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso volcano, SW Japan. *Jour. Petrol.*, 39, 1255-1284.
- 井上和久・金子克哉・小屋口剛博・芳川雅子・柴田知之・古川邦之・鎌田浩毅 (2006) 阿蘇火山における Aso-3 大規模噴火をもたらしたマグマ溜まりの形成過程. *月刊地球*, 28, 392-399.
- 鎌田浩毅 (1997) 宮原地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 127p.
- 金子克哉・小屋口剛博・古川邦之 (2006) 阿蘇火山におけるマグマ供給系の長期的変化. *月刊地球*, 28, 67-74.
- Kaneko, K., Kamata, H., Koyaguchi, T., Yoshikawa, M., and Furukawa, K. (2007). Repeated large-scale eruptions from a single compositionally stratified magma chamber: An example from Aso volcano, Southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 167:160-180.
- 小屋口剛博・松浦博文 (1986) 阿蘇火山先カルデラ期のマグマ溜り中の化学組成勾配の時間的変化. 日本火山学会講演予稿集, 1986, no. 1, 50.
- 小屋口剛博・松浦博文 (1987) 阿蘇先カルデラ期のマグマ溜り中の化学組成勾配の時間的変化 その 2: 火山ガラスの組成. 日本火山学会講演予稿集, 1987, no. 1, 15.
- 黒川 聖・長谷中利昭・森 康 (2012) 阿蘇 - 4 火砕流噴火直前に流出した高遊原溶岩の岩石学的特徴. 日本火山学会講演予稿集, 2012, 160.
- Lipman, P. W. (1967) Mineral and chemical variations within an ash-flow sheet from Aso caldera, south-western Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 16, 300-327.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳 (1991) 阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定—火山層序との整合性と火砕流試料への適応—. 日本火山学会講演予稿集, 1991, 73.
- 松本幡郎 (1974) 砥川溶岩について. *火山*, 第 2 集, 19, 19-24.
- 宮縁育夫・星住英夫・高田英樹・渡辺一徳・徐 勝 (2003) 阿蘇火山における過去約 9 万年間の降下軽石堆積物. *火山*, 48, 195-214.
- 宮縁育夫・星住英夫・渡辺一徳 (2004a) 阿蘇火山における更新世末期, AT 火山灰以降のテフラ層序. *火山*, 49, 51-64.
- 宮縁育夫・増田直朗・渡辺一徳 (2004b) 溶岩流とテフラとの層序関係からみた阿蘇火山中央火口丘群西部地域の発達史. *火山*, 49, 267-282.
- Miyagi, I., Itoh, J., Hoang, N., and Morishita, Y. (2012). Magma systems of the Kutcharo and Mashu volcanoes (NE Hokkaido, Japan): Petrogenesis of the medium-K trend and the excess volatile problem. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 231-232:50-60.
- 三好雅也・長谷中利昭・佐野貴司 (2005) 阿蘇カルデラ形成後に活動した多様なマグマとそれらの成因関係について. *火山*, 50 巻, 269-283.
- 三好雅也・古川邦之・新村太郎・下野まどか・長谷中利昭 (2009) 阿蘇カルデラ外輪山に分布する先阿蘇火山岩類の岩石記載と全岩化学組成. *地質学雑誌*, 115, 672-687.
- Miyoshi, M., Shinmura, T., Sumino, H., Sano, T., Miyabuchi, Y., Mori, Y., Inakura, H., Furukawa, K., Uno, K., Hasenaka, T., Nagao, K., Arakawa, Y., and Yamamoto, J. Lateral magma intrusion from a caldera-forming magma chamber: Constraints from geochronology

- and geochemistry of volcanic products from lateral cones around the Aso caldera, SW Japan. *Chemical Geology* 352 (2013), 202-210.
- 水田敏夫・小畑正明・江上桂子 (1990) 砥川安山岩溶岩中の気泡の形態と分布. *火山*, 第2集, vol. 35, p. 249-262.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図 (5万分の1). *火山地質図* 4, 地質調査所.
- 小野晃司・松本 隼夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977) 竹田地域の地質. *地域地質研究報告*, 5万分の1図幅, 地質調査所, 145p. 注: 赤文字部はMS明朝で正しく表示されません
- 小野晃司・渡辺一徳・駒澤正夫 (1993) 重力データからみた阿蘇カルデラの構造. *月刊地球*, 15, 686-690.
- 小野晃司・渡辺一徳・星住英夫・高田英樹・池辺伸一郎 (1995) 阿蘇火山中岳の灰噴火とその噴出物. *火山*, 40, 133-151.
- Ono, K., Watanabe, K., Hoshizumi, H. and Ikebe, S. (1995) Ash eruption of the Naka-dake crater, Aso volcano, southwestern Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 66, 137-148.
- 斎藤 眞・宮崎一博・利光誠一・星住英夫 (2005) 砥川地域の地質. *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, 218p.
- 田島靖久・小屋口剛博 (1994) Aso-1 火砕流のマグマ溜り構造と噴火過程. *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, 1994, 389.
- 渡辺一徳 (2001) 阿蘇火山の生い立ち—地質が語る大地の鼓動—. *一の宮町史 自然と文化阿蘇選書* 7, 一の宮町, 241p.
- Wessel, P. and Smith, W. (1998). New, improved version of generic mapping tools released. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, 79(47):579.

2. 3 鬼界カルデラをモデル事例とした大規模噴火準備過程の詳細化

2. 3. 1 既往研究のレビュー

鬼界カルデラは薩摩硫黄島火山の活動により形成された東西 20km, 南北 17km の大型カルデラで、鹿児島県薩摩半島の南約 50km に位置する。カルデラ地形の大部分は海没しており、陸上部は薩摩硫黄島・竹島・昭和硫黄島と数個の岩礁のみである。基盤岩は露出しておらず、推測の域を出ないが、鹿児島県南部から南西諸島に続く、四万十帯の延長部がカルデラ周辺の基盤を形成している可能性が高い。薩摩硫黄島火山は約 70 万年前から活動を開始し、現在まで断続的に噴火活動を継続している（小野・他, 1982）。小野・他（1982）によれば、その噴火史は大きく先カルデラ期、カルデラ形成期（60 万年～7.3 千年前）、後カルデラ期（7.3 千年前～現在）に分けられる。先カルデラ期には、玄武岩-安山岩マグマによる小成層火山形成と流紋岩-デイサイトマグマによる厚い溶岩流の噴火があった。カルデラ形成期には大規模火砕流の流出を伴う噴火が 2 回以上と、より小規模な活動があり、このうちの 2 回の噴火でカルデラが陥没・拡大したと考えられている（小野・他, 1982）。このうち、最新のカルデラ噴火が 7.3 千年前に起きた鬼界アカホヤ噴火で、その噴出量は 170km^3 以上と考えられている（町田・新井, 2003）。鬼界カルデラ近傍にある鬼界アカホヤ噴火の噴出物は、最下部の降下軽石とその上位の火砕流堆積物に大別できる。また、鬼界アカホヤ噴火の直前（9.5 千年前）に籠港降下スコリアを放出する噴火が起きている。後カルデラ期も断続的に噴火活動を継続し、流紋岩マグマの活動によって硫黄岳が、玄武岩マグマの活動によって稲村岳が形成された。最新のマグマ噴火は 1934-1935 年の流紋岩マグマによる海底噴火で、硫黄島の東海岸沖に昭和硫黄島を形成した（例えば, Kawanabe and Saito, 2002）。さらに、後カルデラ期には、噴火活動とともに活発な火山ガス放出活動が継続している。

本研究では大規模噴火準備過程の詳細化を行うモデル事例として、「鬼界アカホヤ噴火」を研究対象とする。鬼界アカホヤ噴火の噴火準備過程を解明するには、マグマ溜まりの発達史と噴火直前の温度・圧力環境を知る必要がある。鬼界アカホヤ噴火は国内で起きた最新のカルデラ噴火のため、噴火による堆積物の風化・浸食・変質が少なく、新鮮な試料を分析試料として用いることが出来る。また、9.5 千年前の籠港降下スコリアから鬼界アカホヤ噴火の一連の噴出物の岩石学的解析を行えば、噴火直前のマグマ溜まりの発達過程を検討できる。一方、噴出物の鉱物化学分析から地質温度計を用いることでマグマ溜まりの温度を、メルト包有物分析の揮発性成分 (H_2O , CO_2 など) の濃度測定からマグマの圧力を推定することができる。薩摩硫黄島火山の後カルデラ期のマグマ溜まりについては、岩石学的解析 (Saito et al., 2002) やメルト包有物分析 (Saito et al., 2001) などの研究により、マグマ溜まりの温度・圧力環境が明らかにされている。一方、鬼界アカホヤ噴火期のマグマ溜まりについて、Saito et al. (2001) で一部の火砕流堆積物についてのみ行われているだけで、系統的な解析は未だ行われておらず、今後の課題となっている。そこで、平成 25 年度は、鬼界カルデラ噴火噴出物のうち、最下部の「幸屋（船倉）降下軽石」の岩石学的解析とメルト包有物分析を行い、鬼界アカホヤ噴火初期に放出されたマグマの化学的特徴を明らかにし、マグマ溜まりの温度・圧力・噴火準備過程について検討した。

2. 3. 2 鬼界アカホヤ噴火噴出物の岩石学的検討

硫黄島の露頭 2 カ所および竹島の露頭 2 カ所で採取した幸屋（船倉）降下軽石 19 個を化学分析に供した。軽石は、大きさ 1-10cm 程度で、薄茶色～灰白色でよく発泡している。各軽石について、地質調査総合センター共同利用実験室の各種分析装置を用いて以下の化学分析を実施した。19 個の軽石についてそれぞれ一部を粉末試料とし、白金ルツボ内で加熱溶融・ガラス化し、蛍光 X 線分析装置 (XRF) で主成分元素組成を測定した。蛍光 X 線分析のための前処理と測定条件は、Togashi (1989) に参考にし、測定誤差は Saito et al. (2002) にまとめられている。また、軽石 1

個について EPMA 片を作成し電子線マイクロアナライザー (EPMA) を用いて斑晶の化学分析を実施した。EPMA の測定条件は以下の通り：加速電圧 15keV, ビーム電流値 12nA, 電子ビーム径 2 μ m. さらに, 斜長石 (4 個) 内のメルト包有物 5 個について EPMA を用いて主成分化学組成と S, Cl 濃度を測定した。EPMA 測定は, 加速電圧 15keV, ビーム電流値 12nA, 電子ビーム径 5 μ m, で行った。EPMA による鉱物およびメルト包有物の測定誤差は Saito et al. (2002) に記載されている。さらに, 軽石に含まれる斜長石斑晶内メルト包有物 2 個について H₂O および CO₂ 濃度を二次イオン質量分析計 (SIMS) で測定した。SIMS は Cameca 製 IMS-1270 を用い, Cs⁺ の 1 次イオンビーム 1nA を金蒸着したメルト包有物に照射し, 放出された ¹H, ¹²C, ³⁰Si⁻ の二次イオン数を測定し, 標準ガラス試料で作成した SIMS 検量線で濃度を算出した。SIMS 詳細な分析手順と測定誤差は Saito et al. (2010) にまとめられている。

本研究で分析した幸屋 (船倉) 降下軽石の主成分元素組成は, 採取地点, 層序に関わらず, 全て流紋岩組成で, SiO₂ 濃度 71-72wt% の範囲に入る。また, 他の主要な元素濃度もほぼ一致している。従って, 大規模噴火の初期に放出されたマグマは均質な流紋岩マグマであったと言える。また, これらの組成は, 既往研究で報告されている鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流の化学組成と同様である (表 2.3-1, 図 2.3-1)。また, 軽石を構成する斑晶としては, 斜長石, 斜方輝石, マグネタイトがあり, 斜長石がもっとも存在量が多い。斜長石のコア組成は An47-57, リム組成は An49-55, の範囲にあり, 竹島火砕流噴出物や後カルデラ期の硫黄岳の斜長石の組成範囲内にあるが, わずかに Ca に乏しい組成を示す (図 2.3-2)。また, 斜方輝石 3 個のコア組成は Wo#En62-63Fs35, Mg#64, リム組成は Wo#En61-62Fs35-36, Mg#63-64, を持つ。また, メルト包有物は SiO₂ 濃度 74-76wt% の流紋岩組成であることがわかった (表 2.3-2, 図 2.3-3)。これらの組成は, Saito et al. (2001) が報告している竹島火砕流に含まれる斜長石内メルト包有物と同様である。また, その S 濃度は 0.007-0.019wt%, Cl 濃度は 0.106-0.143wt% である。2 個のメルト包有物は, H₂O 濃度 3.6 および 5.5wt%, CO₂ 濃度 0.007wt% を持つことが判明した。

表 2.3-1 幸屋 (船倉) 降下軽石の全岩化学分析例

採取地	竹島・長瀬	竹島・籠港 (下部)	竹島・籠港 (上部)	硫黄島・平家城	硫黄島・平家城	硫黄島・ウタン浜
No.	94IW36	06IW38-1	06IW39-1	96IW13	06IW14-1	06IW13-□
SiO ₂	70.77	70.27	71.36	69.31	70.56	69.84
TiO ₂	0.69	0.65	0.67	0.69	0.67	0.65
Al ₂ O ₃	13.71	13.33□	13.40	13.73	13.43	13.07
FeO*	3.29	3.12□ □	3.24	3.30	3.21	3.13
MnO□□□□	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
MgO□□□□	0.77	0.70	0.75	0.70	0.70	0.77
CaO□□□□	2.53	2.53	2.57	2.64	2.60	2.58
Na ₂ O	4.19	4.14	4.14	3.93	4.07	4.51
K ₂ O	2.59	2.65	2.66	2.52	2.60	2.64
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.14	0.13	0.12	0.12
Total□□□	98.78	97.61	99.02	97.04	98.05	97.40

FeO* □□□al□□□

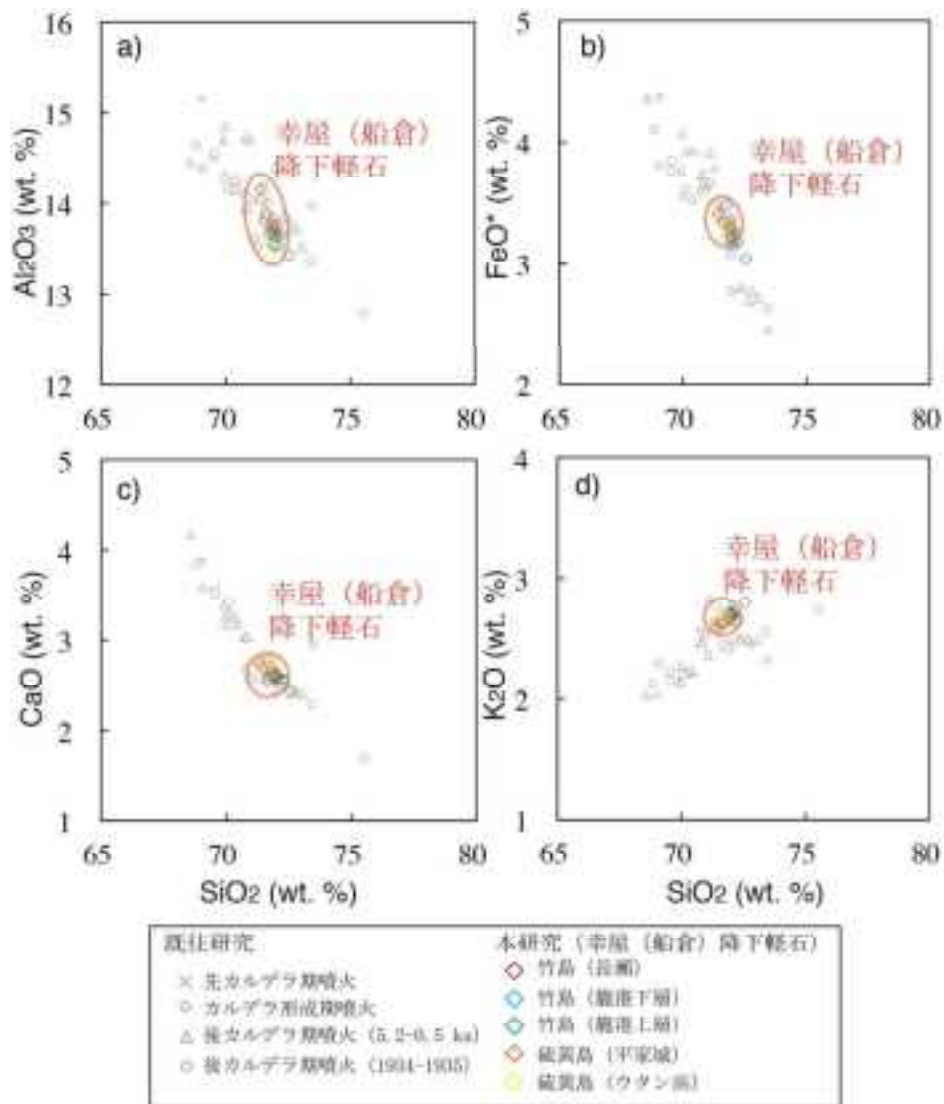


図 2.3-1 幸屋 (船倉) 降下軽石の全岩化学組成. 既往研究による先カルデラ期, カルデラ形成期および後カルデラ期噴火噴出物の化学組成も記す.

表 2.3-2 幸屋（船倉）降下軽石のメルト包有物化学組成と H₂O および CO₂ 濃度から見積もられたガス飽和圧力

ホスト鉱物組成 ^a	941936-tai-1-pl_11 na (=7An58, 9.5An49)	941936-tai-2-pl_11 na (=7An58, 9.5An55)	941936-tai-3-pl_11 An53	941936-tai-4-pl_11 An51	941936-tai-5-pl_11 An55	941936-tai-6-pl_11 An55
SiO ₂	69.21	70.37	70.81	73.13	74.34	74.34
TiO ₂	0.63	0.72	0.53	0.54	0.52	0.52
Al ₂ O ₃	12.08	12.18	12.70	12.32	12.58	12.58
FeO ^b	2.64	2.90	2.37	2.35	2.41	2.41
MnO	0.06	0.08	0.08	0.04	0.08	0.08
MgO	0.48	0.61	0.47	0.45	0.46	0.46
CaO	1.90	2.15	1.91	1.79	1.80	1.80
Na ₂ O	3.30	3.52	2.70	2.89	3.25	3.25
K ₂ O	3.20	2.94	2.96	3.02	3.04	3.04
H ₂ O	0.025	nd	nd	nd	nd	nd
S	0.010	0.019	0.012	0.007	0.011	0.011
Cl	0.137	0.143	0.124	0.106	0.120	0.120
H ₂ O	na	na	na	5.5	3.6	3.6
CO ₂	na	na	na	0.007	nd	nd
Total	93.69	95.02	95.86	102.15	102.38	102.38
GSP (MPa) ^c	na	na	na	218	100	100

SiO₂^b = total FeO ; nd = not detect; na = not analyzed

^a 941936-tai-1-pl_11と941936-tai-2-pl_11のメルト包有物近傍の斜長石の分析は本実験だが、コアとリムの組成分析を実施した。

^c ガス飽和圧力。算出方法はSaito et al. (2001)を参照。

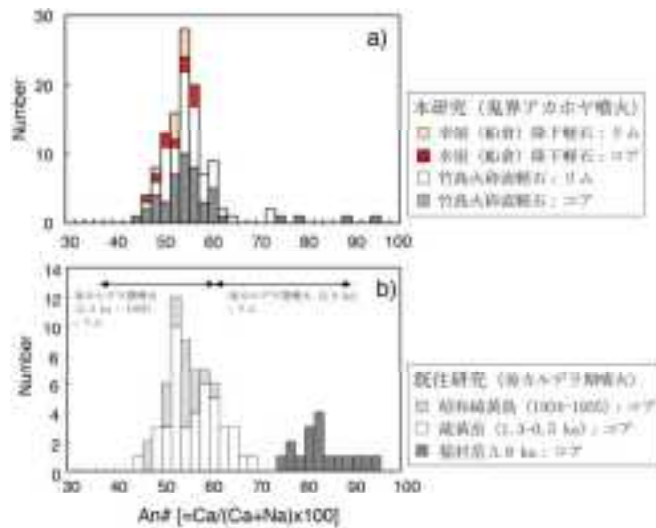


図 2.3-2 a)幸屋（船倉）降下軽石の斜長石斑晶の化学組成。竹島火砕流軽石の斜長石斑晶（斎藤，未公表データ）も記す。 b)既往研究による後カルデラ期噴火。

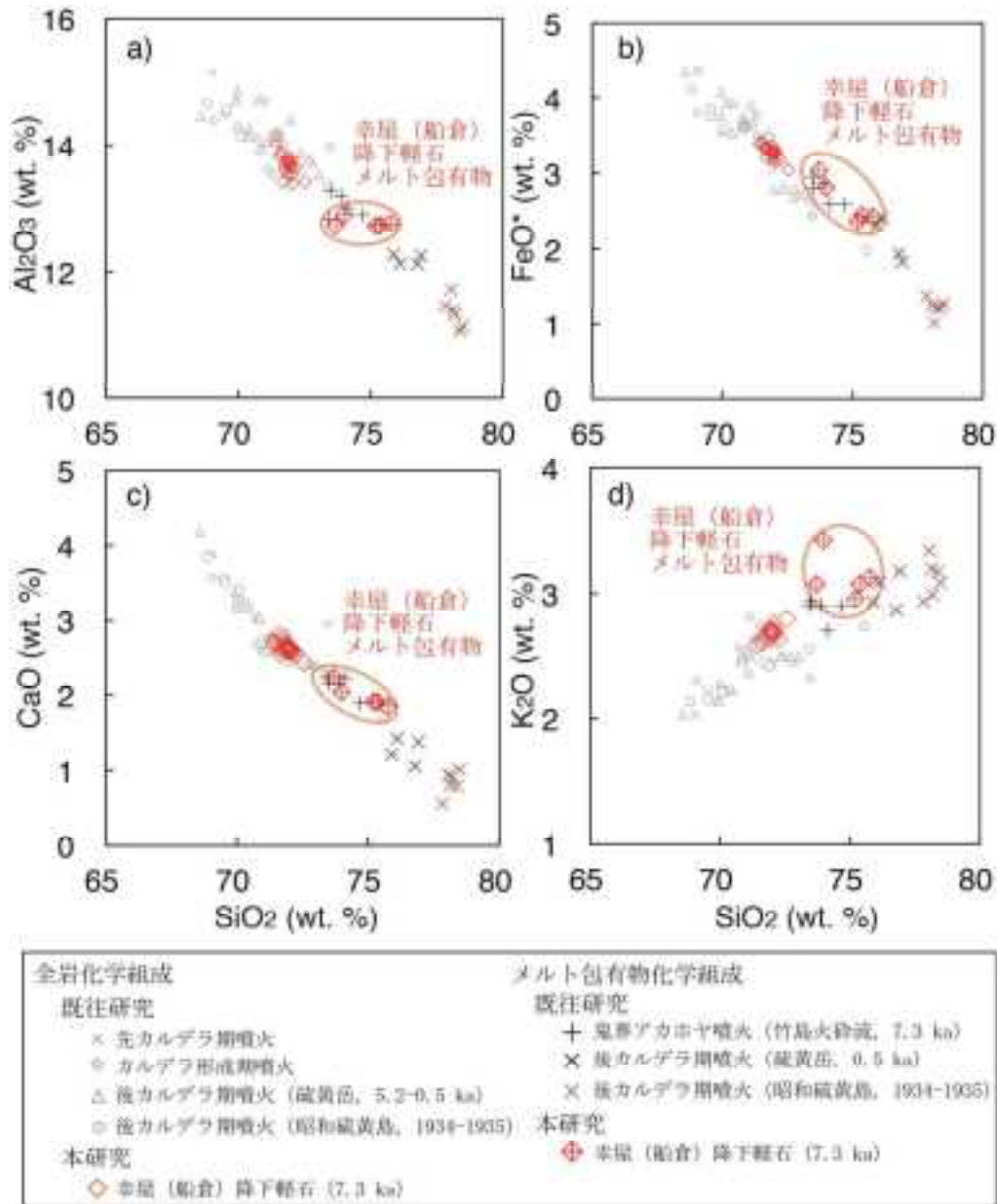


図 2.3-3 幸屋 (船倉) 降下軽石の斜長石内メルト包有物の主成分化学組成. 既往研究による結果も示す.

2. 3. 3 鬼界アカホヤ噴火直前のマグマ溜まりの温度・圧力環境

本研究によるメルト包有物分析の結果, H₂O 濃度に大きな変動がみられた. この H₂O 濃度の変化の原因としては, (1) マグマの結晶分化, (2) マグマ混合, (3) マグマの脱ガス, が考えられる. このうち, (1) と (2) の場合は主成分元素濃度も変化する可能性が高い. そこで, 分析したメルト包有物について揮発性成分濃度と主成分元素 (K₂O など) 濃度の関係を調べた (図 2.3-4). その結果, H₂O 濃度の変化は主成分元素濃度と連動しておらず, H₂O 濃度の変化の原因として (1) と (2) の可能性はほとんど無いと考えられる. 一方, (3) マグマの脱ガスの場合, 他の揮発性成分も脱ガスのより濃度が増している可能性がある. 揮発性成分のうち, CO₂ 濃度のみ, H₂O 濃度と共に低下する傾向が見られる (図 2.3-5a). この変化は, 圧力低下による脱ガスが起きたときの変化と

同様である (図 2.3-5b). 現状では 2 個の分析しか無いので断定はできないが, マグマの圧力低下に伴う H₂O の溶出によって H₂O 濃度の大きな変化が起きていると予想できる.

上記のように 2 個のメルト包有物の捕獲時にマグマが H₂O と CO₂ に飽和していると仮定すると, 得られたメルトの H₂O および CO₂ 濃度と各揮発性成分のメルトへの溶解度の圧力依存性からマグマのガス飽和圧力を見積もることができる. Saito et al. (2001) でのガス飽和圧力の計算方法を本研究のメルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度に応用した結果, 100 および 210MPa という圧力値が得られた (表 2.3-2). この圧力は, 地殻密度を 2500kg/m³ と仮定すると, 深さ 4km および 8km に相当する. この圧力は, Saito et al. (2001) で得られている鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流のメルト包有物から推定されている圧力 (80-180MPa) と同程度である. ただし, 分析数が少ないので, 今後, さらに分析を進め, 圧力値を決定する必要がある.

なお, マグマ温度は輝石および鉄チタン鉱物を分析し, 輝石温度計および鉄チタン温度計を用いて推定する予定だったが, 今回 EPMA 用に処理した試料中に適した輝石および鉄チタン鉱物が見つからなかったため, 見積もることはできなかった. 今後, 他の軽石試料を用いて分析を行う必要がある.

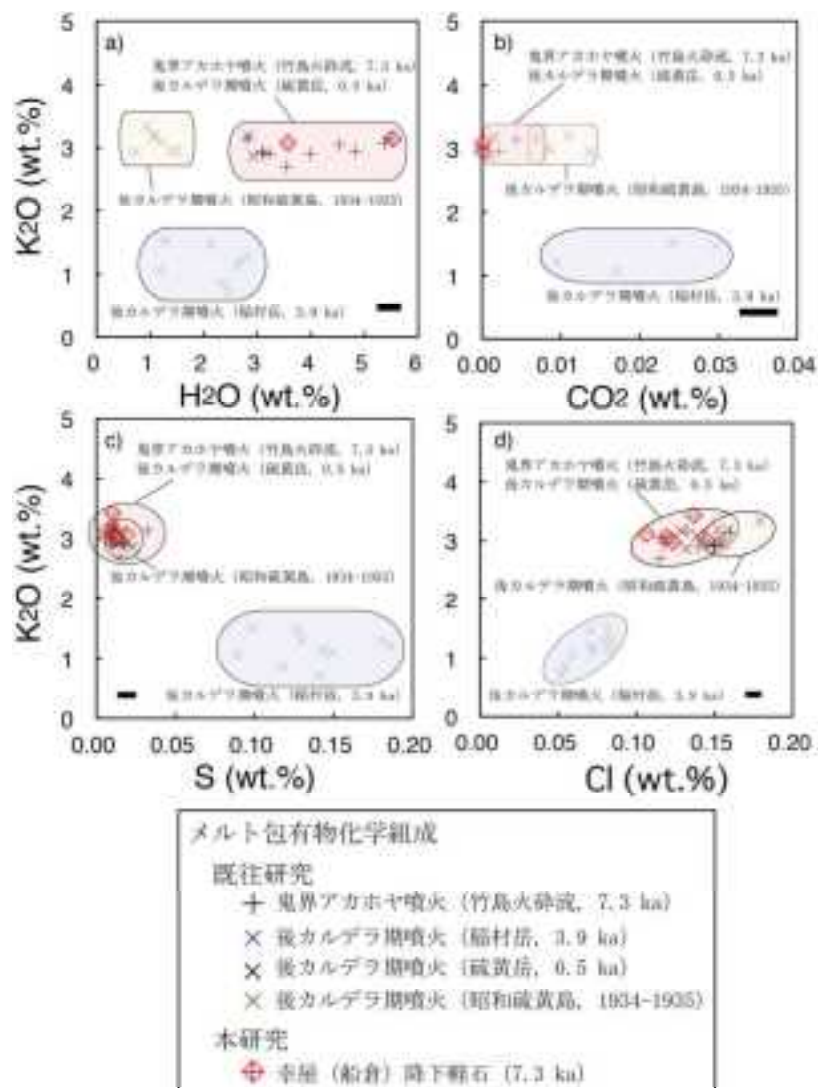


図 2.3-4 幸屋 (船倉) 降下軽石の斜長石内メルト包有物の K₂O 濃度と揮発性成分濃度. 既往研究による結果も記す.

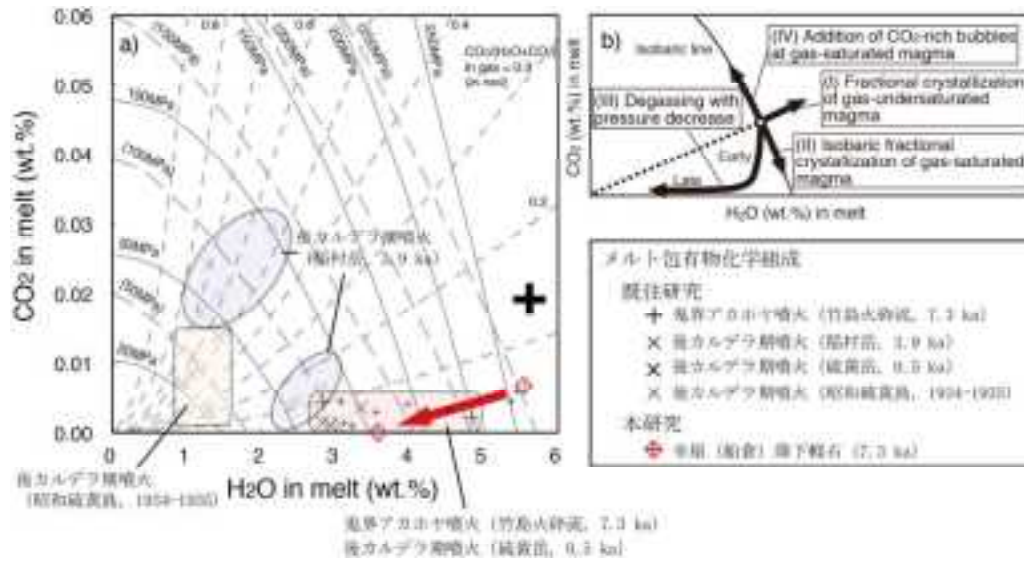


図 2.3-5 a)幸屋 (船倉) 降下軽石の斜長石内メルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度。既往研究による結果も記す。 b)マグマプロセスに伴う H₂O および CO₂ 濃度の変化。

2. 3. 4 まとめと今後の課題

以上の結果をまとめると、

- ・鬼界アカホヤ噴火の初期の噴火マグマは均質な流紋岩であり、その岩石学的特徴は鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流や後カルデラ期火山である硫黄岳を形成したマグマと同様である。
- ・鬼界アカホヤ噴火の初期の噴火マグマは竹島火砕流と同様な H₂O 濃度を持つ。また、H₂O 濃度は大きく変動する傾向がみられ、それはマグマの圧力低下によるものと推定できる。
- ・マグマの H₂O および CO₂ 濃度から、噴火直前にマグマは 100-210MPa の圧力下にあったことが示唆された。

今後の課題としては、

- ・マグマの圧力環境を決定するにはメルト包有物の揮発性成分データが少ないので、更に幸屋 (船倉) 降下軽石のメルト包有物分析を行う必要がある。また、マグマ温度の推定のため、複数の幸屋 (船倉) 降下軽石の岩石学的解析を進める必要がある。
- ・上記に加え、竹島火砕流堆積物の化学分析を進め、鬼界アカホヤ噴火の後半に噴出したマグマの化学的特徴、温度・圧力条件を推定する必要がある。

引用文献

- Kawanabe, Y. and Saito, G. (2002) Volcanic activity of the Satsuma-Iwojima area during the past 6500 years. *Earth Planets and Space*, **54**, 295-301.
- 町田洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺。東京大学出版会、東京、336p.
- 小野晃司・曾屋龍典・細野武男 (1982) 薩摩硫黄島地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅)、地質調査所、80p.
- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J. A. and Kawanabe, Y. (2001) Variation of volatile concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **108**, 11-31.
- Saito, G., Stimac, J.A., Kawanabe, Y. and Goff, F. (2002) Mafic-felsic interaction at Satsuma-Iwojima volcano, Japan: Evidence from mafic inclusions in rhyolites. *Earth Planets Space*, **54**, 303-325.

Saito, G. Morishita, Y. and Shinohara, H. (2010) Magma plumbing system of the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan, deduced from volatile and major component contents of olivine-hosted melt inclusions. *J. Geophys. Res.*, **115**, B11202, doi:10.1029/2010JB007433.

Togashi, S (1989) XRF Analytical Report 1/89. Determination of major elements in igneous rocks using Sc/Mo dual anode tube. *Open-file Report. Geol. Surv. Jpn*, **132**, 1-35.