

平成 26 年度火山影響評価に係る知見の整備

成果報告書

平成 27 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、火山活動とその休止期間の関係を火山の特性、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、火山活動のモニタリング基準を作成することを目的とし、その達成のため以下の4項目の調査研究を実施した。

### (1) 火山活動履歴の情報整備

平成 25 年度から開始した噴出量-時間階段図のパターン情報整備のために、今年度は関東地方以西の約 31 の活火山やカルデラ火山（那須岳火山、日光火山群、赤城火山、榛名火山、草津白根火山、浅間火山、妙高火山、新潟焼山火山、焼岳火山、乗鞍岳火山、御嶽火山、白山火山、北八ヶ岳火山、箱根火山、富士火山、伊豆東部火山群、伊豆大島火山、新島火山、神津島火山、三宅火山、八丈島火山、大山火山、三瓶山火山、由布・鶴見岳火山、九重火山、雲仙岳火山、阿蘇カルデラ、霧島山火山、桜島-始良カルデラ、阿多・池田カルデラ、鬼界カルデラなど）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、噴出量-時間階段図を作成して、データベース化した。データベース化にあたっては、昨年度と同様に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ている。その上で北海道・東北地方の火山について整備した平成 25 年度成果の成果と合わせて、我が国の代表的火山の長期的な活動傾向に関する知見として当所 HP から一般向けに公開した。

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、上記のデータベースに成果を反映させた。平成 25 年度に検討を行った日光火山群、蔵王火山、赤城火山、利島火山、十勝火山に加えて、三宅島火山、黒姫火山について、引き続き地質調査やマグマ組成変化の検討、噴出物の年代測定を実施した。さらに、今年度は十和田火山の噴火履歴高精度化のために、ルミネッセンス年代測定のための調査を行った。青森県の上北平野には、10 万年前以降の十和田火山起源の火山灰層が堆積しており、ボーリング掘削により火山灰層を含む連続的な地層を採取し、火山灰層と互層する砂層や泥層に対するルミネッセンス年代を適用する。

### (2) 大規模噴火の事例調査

10 万年前よりも若い時期に大規模噴火を起こした十和田・支笏・阿蘇カルデラをモデル事例とした地質調査を実施し、大規模噴火準備期の噴火履歴の詳細な調査を行った。また、インドネシアでは過去 1000 年間に 3 回のカルデラ形成噴火が発生しており、カルデラ火山を調査する上で好適なテストフィールドであることから、比較対象事例として現地調査を行った。

十和田火山については、カルデラ形成に先行する先カルデラ期及びそれに引き続くカルデラ形成期の噴出物の連続サンプリングを目的としたボーリング掘削調査をカルデラ北東縁で実施するとともに、得られた試料の放射年代測定や化学分析等を実施した。また、掘削地点周辺の地表踏査や音波探査等によるカルデラ湖底の構造調査も合わせて実施している。

支笏カルデラについては、平成 25 年度までの調査結果を整理するとともに、地表踏査に加え



ボーリング掘削調査を実施し、支笏火砕流噴火に先行する火山噴出物の存在確認と、支笏火砕流堆積物の連続試料採取による大規模カルデラ形成噴火の推移の詳細化を行った。また、野外調査では、支笏カルデラ形成以前の長期の火山活動履歴調査のための地質調査および K-Ar 法による火山岩の年代測定を実施した。

阿蘇カルデラについては、4 回の大規模火砕流噴火直前の火山活動の確認を目的に、カルデラ壁に露出した噴出物の野外調査を実施した。そのうち特に最初の火砕流噴火である阿蘇 1 に先行した降下火砕物対象に火山ガラス・斑晶鉱物や包有物の化学組成分析を実施し、マグマ形成条件の検討を行った。

インドネシアのカルデラ形成噴火では、これまでの調査研究によりインドネシアのカルデラ火山では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、マグマの性質に変化が見られることがわかりつつある。今年度は AD1257 年にカルデラ形成噴火を起こしたロンボク島のリンジャニ火山を対象にカルデラ形成噴火前後の全岩化学組成分析を行った。

### (3) 火山影響評価のためのマグマ供給系発達過程の検討

噴出量-時間階段図データベースで取り上げる火山の中から重要度の高いものについて、噴出物の全岩化学組成（主成分、微量成分、同位体比など）分析や斑晶鉱物の微小領域化学組成分析を行い、噴火をもたらしたマグマ供給系の発達過程を検討した。

具体的には、日光火山群、御嶽火山等火山噴出物の年代層序がある程度確立された活火山において、最新の ICP-MS を導入し、年代既知試料について系統的な全岩微量成分分析を実施した。この分析により、マグマの多様性の原因となる、結晶分化、地殻混染、マントル物質の不均質等の寄与の程度を明らかにした。

鬼界カルデラについては、7.3 千年前のカルデラ形成噴火である鬼界アカホヤ噴火初期に噴出した降下軽石の鉱物およびメルト包有物について EPMA および SIMS による微小領域化学分析を行い、マグマの温度・圧力条件を決定した。さらに、同噴火で噴出した火砕流堆積物について、野外地質調査、XRF および ICP-MS による全岩化学分析、SEM および EPMA による鉱物や石基の微小領域化学分析を行い、大規模噴火マグマの化学的特徴と温度条件を明らかにした。さらに、斑晶鉱物中のメルト包有物の揮発性成分（H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S）の濃度測定を EPMA および SIMS を用いて行い、マグマの揮発性成分濃度を明らかにし、大規模噴火をもたらしたマグマ溜まりの圧力条件を検討した。

### (4) カルデラ噴火前兆評価シミュレーション技術開発

カルデラ噴火前兆評価シミュレーションの前提となるカルデラ火山のマグマ溜まりについて、地球物理学的にその存在を検出した報告事例について、主に 2000 年以降の文献をレビューし結果を整理した。また、前兆評価シミュレーション技術開発では、地上においてのみ観測される地殻変動からカルデラ噴火の前兆（準備過程）を捉える新たな視点を確立し、それに沿った噴火評価基準の指針の提案を試みていく今後の研究に備えて、数値実験モデルの簡単な検証を行った。まず、カルデラ噴火に先立つ大規模マグマたまりの増圧や減圧が観測されることが想定されてお

り，想定される複数のモデル及び推定される地殻変動のパターンについて、弾性モデルによる Mogi モデルによる簡易地殻変動計算を行い基本的なパターンを把握した．また、弾性変形にマグマの移動による破壊を含めた弾塑性モデルとして、個別要素法による地殻変動シミュレーションを行い、地殻変動パターンの特徴を把握した．さらに、3次元並列化有限要素コードを用いて、地殻内におけるマグマの蓄積に対する地殻・マンツルの粘弾性応答、つまりマグマの挙動が生み出す地殻変動の振る舞いを定量的に記述した．大規模カルデラ噴火に至るマグマ溜まりの場合、これまで主に注目されていた上部地殻におけるマグマの挙動だけではなく、より深部の中部・下部地殻における挙動も視野に入れる必要があるので、弾性応答だけではなく粘弾性応答を考慮することが重要になることを指摘している．

## 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 10km<sup>3</sup>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、前年度に引き続き残りの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、統一的な形式（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行い、成果を公表した。

#### 【研究成果】

今年度は、関東地方以西の約 31 の活火山やカルデラ火山（那須岳火山、日光火山群、赤城火山、榛名火山、草津白根火山、浅間火山、妙高火山、新潟焼山火山、焼岳火山、乗鞍岳火山、御嶽火山、白山火山、北八ヶ岳火山、箱根火山、富士火山、伊豆東部火山群、伊豆大島火山、新島火山、神津島火山、三宅火山、八丈島火山、大山火山、三瓶山火山、由布・鶴見岳火山、九重火山、雲仙岳火山、阿蘇カルデラ、霧島山火山、桜島・始良カルデラ、阿多・池田カルデラ、鬼界カルデラなど）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 火山のうち、既存文献において、ほぼ全活動期間の噴出量-時間階段図が整備されている火山は、那須岳火山、妙高火山、御嶽火山、北八ヶ岳火山、伊豆東部火山群、霧島山火山、桜島-始良カルデラ、阿多・池田カルデラ、鬼界カルデラである。また、草津白根火山、新潟焼山火山、乗鞍岳火山、白山火山、八丈島火山、大山火山、三瓶山火山、由布・鶴見岳火山については、噴出量-時間階段図が示されていなかった。一方で、本調査で作成した噴出量-時間階段図には、それぞれのイベントの噴火年代、噴出量の信頼度のほか、各火山の活動期間においても、

No	火山	既存文献における噴出量-時間階段図の整備状況	備考	課題		
				年代	噴出量(体積)	活動履歴に関する整備の現状
1	那須岳火山	◎	—	◎	○	・最新活動期の噴出物に関しては噴出量、年代共に解明 ・1.9万年前以前の活動に関しては火山体(活動期)毎のみ ・一部テフラに関しては噴出量、年代不明
2	日光火山群	○	過去30万年間のテフラのみ	○	○	・テフラの多くは噴出量、年代が明らかだが、山体構成物の多くが未解明 ・溶岩ドーム群に関しては年代情報が無い
3	赤城火山	○	過去20万年間の火山噴出物を含む	○	○	・新期成層火山形成期の噴出物はほぼ噴出量、年代が明らかである。 ・古期成層火山形成期の噴出物については未解明部分が多い。
4	榛名火山	○	新期のみ	△	△	・新期については研究されているもの。 ・古期の噴出物については未解明部分が多い
5	草津白根火山	×	—	△	△	・噴出量-時間階段図が整備されていないもの、ほとんどの噴出物で年代、噴出量が明らかにされていないが、信頼度は低い。
6	浅間火山	○	前掛期中心	○	△	・活動期全体を通して研究されており、年代・噴出量が不明な噴出物は少ないが、層序から年代推定、噴出量根拠が未記載が多い
7	妙高火山	◎	—	◎	○	・噴出物は概ね放射年代により規定される(査読なし) ・噴出量に関しては情報が少ない
8	新潟焼山火山	×	—	◎	○	・火山体の全貌が明らかとなっているが、溶岩流の噴出量、年代が不明(活動期毎のみ) ・公表されている年代、噴出量の信頼度高い。
9	焼岳火山	○	新期のみ	◎	○	・年代は多くの噴出物で放射年代測定により明らかにされている ・噴出量は不明もしくは活動期で含まれている場合が特に古期で多い。
10	奥鞍岳火山	×	—	◎	△	・年代、噴出量に関する情報が少なく、噴出量-時間階段図が整備されていない。(過去1万年以内の噴出物についてのみ詳細情報あり)
11	御嶽火山	◎	火山体毎	◎	○	・ほぼ全ての火山体で、含まれた年代・噴出量が得られている。 ・古期の噴出物は年代が得られているが、先行研究との対応関係が不明で、噴出量の信頼度が低い。
12	白山火山	×	—	◎	△	・噴出量-時間階段図が整備されていないが、年代については新白山では各噴出物毎、古白山では活動期毎一括されて、明らかにされている。 ・多くの噴出物で噴出量が不明である。
13	北八ヶ岳火山	◎	八ヶ岳火山地域における噴出量の時間変化図	◎	○	・全活動期を通して比較的良く明らかにされている。 ・年代、噴出量が不明な溶岩流が古い時期にやや多い。
14	箱根火山	○	過去13万年間のみ	△	△	・過去13万年間については噴出物毎に年代、噴出量が明らかである。 ・内挿年代や均等分配が多く、体積の根拠未記載が多い。
15	富士火山	○	新富士のみ	◎	○	・最新の噴出量-時間階段図の細部に関しては未公開 ・多くの噴出物で年代・噴出量が不明(活動期毎)
16	伊豆東部火山群	◎	—	△	○	・活動期間を包含した噴出量-時間階段図あり。 ・多くの噴出物で年代・噴出量が明らかにされている。
17	伊豆大島火山	○	カルデラ形成・後カルデラ火山(約2000年前)以降のみ	○	○	・約2000年前以降の噴出物については網羅されている ・古期噴出物に関しては、新期に覆われるもしくは海中に没するため不明
18	新島火山	○	過去1万年間	△	△	・噴出物細分はなされていない ・各火山体毎に年代・噴出量が一部記載されているのみ ・活動期を通して、特に噴出量に関する情報が少ない
19	神津島火山	○	過去8万年間	○	△	・噴出物細分はなされていない ・各火山体毎に年代・噴出量が一部記載されているのみ ・活動期を通して、特に噴出量に関する情報が少ない
20	三宅島火山	○	大船戸期以降	○	○	・大船戸期(約8000年前)以降の噴出物は網羅されている ・それ以前の噴出物に関しては、覆われるもしくは海中に没するため不明
21	八丈島火山	×	—	○	○	・新しい時期の噴出物に関しては一部のテフラを除いて、年代・噴出量が明らかにされている ・古期火山体に関しては年代・噴出量に関する情報少ない
22	大山火山	×	—	◎	△	・階段図へ反映できない噴出物が多い ・噴出量の情報が少ない(根拠未記載、GISで算出した体積)
23	三瓶山火山	×	—	◎	○	・V期VI期VII期の降下火砕物の噴出量が不明である ・古三瓶火山の詳細が不明である(カルデラ形成前)
24	由布・鶴見岳火山	×	—	△	△	・特に由布岳火山、高平火山で年代・噴出量に関する情報が少ない
25	九重火山	○	第4期(最新期)のみ	◎	△	・第1期の噴出物が年代・噴出量不明
26	雲仙岳火山	○	眉山形成以降	◎	△	・信頼度が高い年代が噴出物毎に得られているが、噴出量が不明で、活動期で含まれた噴出量のみである。
27	阿蘇カルデラ	○	後カルデラ期	○	○	・カルデラ形成期、後カルデラ期テフラに関する情報が充実 ・特に山体構成物に関する年代・噴出量に関する情報が少ない(テフラとの対比関係不明)
28	霧島山火山	◎	—	△	○	・個別文献により、全ての噴出物が階段図へ反映可能 ・年代、噴出量は山体毎で得られており、各噴出物は含まれている
29	桜島-給良カルデラ	◎	—	◎	△	・カルデラ形成期のテフラ、後カルデラ期の噴出物は詳細情報あり ・若草カルデラ、桜島山体構成物に関する情報が少ない
30	阿多・池田カルデラ	◎	—	△	△	・テフラに関してはほぼ年代、噴出量が明らかになっている ・山体構成物は活動期で含まれた年代、噴出量のみ ・古い時期の噴出物の年代、噴出量の信頼性低い
31	鬼界カルデラ	◎	—	◎	△	・海底のカルデラのため、大規模噴火以外の詳細が不明 ・後カルデラ火山(積黄岳)も同様に情報が不足

◎:ほぼ全期間を包含  
○:ある期間の活動のみ  
×:噴出量-時間階段図未整備

年代算出・推定方法の信頼度(◎>○>△)  
◎:多くの噴出物が放射年代で規定  
○:層序・内挿による推定がやや多い(上層か下層が放射年代で規定)、引用文献に査読が付いていない場合が多い  
△:上限下限が未規定な場合、推定方法不明な場合や、階段図等の読取りが多い  
噴出量(体積)算出・推定方法の信頼度(○>△)  
○:多くの噴出物で、算出根拠が記載される場合  
△:算出根拠が未記載、階段図等の読取りが多い

表 1.1-1 噴出物-時間階段図の信頼度

長期的活動履歴とその把握の観点から十分なデータが整備されていない火山が多くあることが明らかになった。活動履歴情報を基に作成した噴出量-時間階段図の根拠となる年代、噴出量の信頼度及び活動履歴に関する整備状況は表 1.1-1 に整理している。

今年度整備した噴出量-時間階段図については平成 25 年度分と合わせた 56 火山分を、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/openfile2015/openfile0613.html>)として公表しており、

火山毎のデータが pdf ファイルでダウンロード可能である。

## 1.2 階段図の高精度化に必要な地質調査と年代測定.

### 【実施内容】

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、三宅島火山、黒姫火山を対象に、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、噴出物の年代測定（放射性炭素年代、Ar/Ar 年代測定）分析を実施した。

### 【研究成果】

#### 1.2.1 赤城火山

##### 火山概要

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、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；竹本，1998b；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）。また、火山の発達過程に対応して、大局的には噴出物の  $\text{SiO}_2$  量と  $\text{K}_2\text{O}$  量が増大し、特に爆発的噴火の卓越する活動後期には親子関係のない苦鉄質と珪長質のマグマの混合が顕著になっている（高橋ほか，2012）。このように赤城火山は火山の長期的な発達過程を理解する上での代表事例であることから、本業務では成層火山体の形成から山頂カルデラ形成へと至る噴火履歴の再検討と定量化を行い、噴火様式の変化に対応したマグマ噴出量の時間変化を明らかにする。具体的には、これまで未解決であった山体を構成する火砕流堆積物群（竹本，1998a；高橋ほか，2012）と遠方のプリニー式降下軽石堆積物群（鈴木，1990；山元，2012；2013）の火山ガラス化学組成による対比を昨年度に引き続き実施して、未編年であった火砕流堆積物群に対して年代軸を与えていることが可能になった。更に各噴火ユニットの岩石換算噴出量を計測し直し、赤城火山のマグマ噴出量-時間階段図を新たに作成することが出来た。



## 赤城火山の形成史

赤城火山形成史の全体像を初めて示したのは守屋（1968, 1970）で、古期成層火山形成期／新时期成層火山形成期／中央火口丘形成期の3つのステージを提案した。守屋によると古期成層火山形成期は前期／中期／後期に区分され、中期までに形成された大型の苦鉄質の成層火山体はその末期に山体崩壊（梨木岩屑なだれ）を起こした後、後期に中間組成の高粘性の溶岩が流出して火山体を再生したとされている。新时期成層火山体形成期になると、珪長質火山活動の様式が変化し、多くのプリニー式降下火砕物と軽石流が噴出し、最終的に山頂に南北4km、東西2km、面積7km<sup>2</sup>の小型カルデラが形成され、中央火口丘形成期には、鹿沼降下軽石の噴出とカルデラ内の溶岩ドーム（地藏岳・小沼溶岩）の形成が続いた。この守屋の赤城火山形成史の大枠は、一部修正を加えられながらも、その大枠は引き継がれている。例えば竹本（1998a）や高橋ほか（2012）も古期成層火山形成期／新时期成層火山形成期／中央火口丘形成期の3つのステージに分けるが竹本や高橋ほかは古期／新时期の境界を梨木岩屑なだれに置いており、この点で守屋の層序とは異なっている。本報告でも古期成層火山・新时期成層火山の区分を用いるが（図1.2.1-1）、その区分は竹本（1998a）や高橋ほか（2012）に従っている。

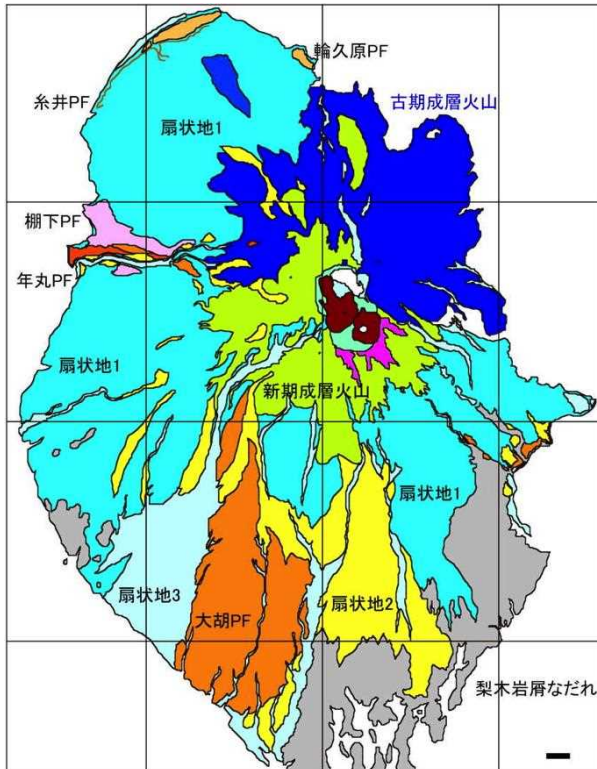


図 1.2.1-1 赤城火山の地質図

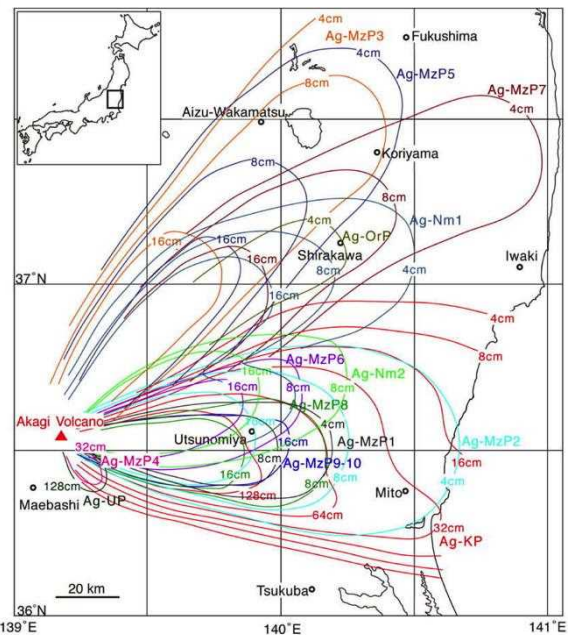


図 1.2.1-2 赤城火山の降下軽石堆積物の分布

新时期成層火山形成期の軽石流堆積物については、守屋（1968, 1970）では十分に区分されていなかったものの、竹本（1998a, b）によるテフラ層序の検討の結果、下位から椽久保・糸井・不動・棚下・藤木・輪久原・大胡・年丸の軽石流堆積物が認定されている（非軽石流を除く）。本報告でもこの軽石流堆積物の層序を踏襲するが、年丸軽石流堆積物の更に上位に未記載の軽石流堆積物を確認し、南雲火砕流堆積物と新定義した。守屋（1968, 1970）は新时期成層火山形成期末に湯ノ口降下軽石に引き続いてガラン石質火砕流が噴出して山頂のカルデラが形成されたとしたが、

本報告ではこの考えを採用しない。すなわち、守屋のガラス石質火砕流堆積物は成因・層序のこととなる3つの堆積物に細分されるべきである。

赤城火山から噴出した最近20万年間の軽石降下堆積物の層序については、鈴木(1990)により確立され、下位から水沼降下軽石群・行川降下軽石群・湯ノ口降下軽石・鹿沼降下軽石に区分されている。このテフラ層序に問題がないことは山元(2012, 2013)で再確認され、個々のテフラの噴出年代、分布や噴出量が再検討されている(図1.2.1-2)。その結果、下位から、赤城折口原(OrP:約15万年前)、水沼9-10(MzP9-10:約14万年前)、赤城水沼8(MzP8:約13万年前)、赤城水沼7(MzP7:約12万年前)、赤城水沼6(MzP6:約10万年前)、赤城水沼5(MzP5:約9万年前)、赤城水沼4(MzP8:約8万年前)、赤城水沼3(MzP3:約7万年前)、赤城水沼2(MzP2:約6万年前)、赤城水沼1(MzP1:5.8万年前)、赤城行川2(Nm2:5.2万年前)、赤城行川1(Nm1:5.1万年前)、赤城湯ノ口(UP:5.0万年前)、赤城鹿沼(KP:4.4万年前)降下軽石の噴火年代が与えられた。新期成層火山形成期の軽石流群を噴出した爆発的噴火は、当然ながら軽石降下堆積物を伴ったと予想されるが、これまでに山体を構成する軽石流堆積物と遠方の降下軽石堆積物の対応関係に言及した研究は公表されていない。

#### 火山ガラス主成分分析による噴出物の対比

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昨年度に続いて行った。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 $\mu$ 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SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MnO, MgO)、純度99.99%以上の単結晶NaCl, KCl, CaF<sub>2</sub>を用いている。

昨年度の分析結果では火山ガラスの主成分分析結果から、西麓の棚下火砕流(TAN)がMzP8、南麓に広く分布する大胡火砕流(OGO)がMzP1に対応することを明らかにしたものの、残りの火砕流の対比は未確定であった。その理由は分析試料数の不足であり、今年度分析試料の変質の程度を吟味した上で、更に12試料の分析を行い、全ての火砕流堆積物と降下軽石堆積物の対応関係を明らかにすることが出来た。すなわち、北麓の糸井火砕流(ITO)はOrPに、西麓の不動火砕流(FUD)はMzP9-10に組成が一致し、対比される(図1.2.1-3)。さらに西麓の藤木火砕流(FJK)はMzP6に、北麓の輪久原火砕流(WAK)はMzP4に、西麓の年丸火砕流(TOS)はNm2に、東・西麓の南雲火砕流(NAG)はNm1と組成が一致し、対比される(図1.2.1-4)。守屋(1968, 1970)は赤城火山の山頂カルデラの形成をガラス石質火砕流噴出時と考えていた。この石質火砕流堆積物は赤城火山山体表層部を覆うもので、新期成層火山体を構成する安山岩の粗粒な角礫を大量に含んでおり、カルデラ形成噴火を示唆する岩相を示している。しかしながらこれに含まれる軽石(OGO-03)の主成分組成は、南麓や東麓の大胡火砕流(OGO-01, OGO-02)と一致しており、ガラスと大胡を別の噴火ユニットと考える必要はない。むしろ山体の周囲に広く分布し、最も噴出量の大きい大胡火砕流噴火で山頂カルデラが形成されたと判断する方が自然であろう。また、その噴火年代はMzP1との対比から5.8万年前となる。

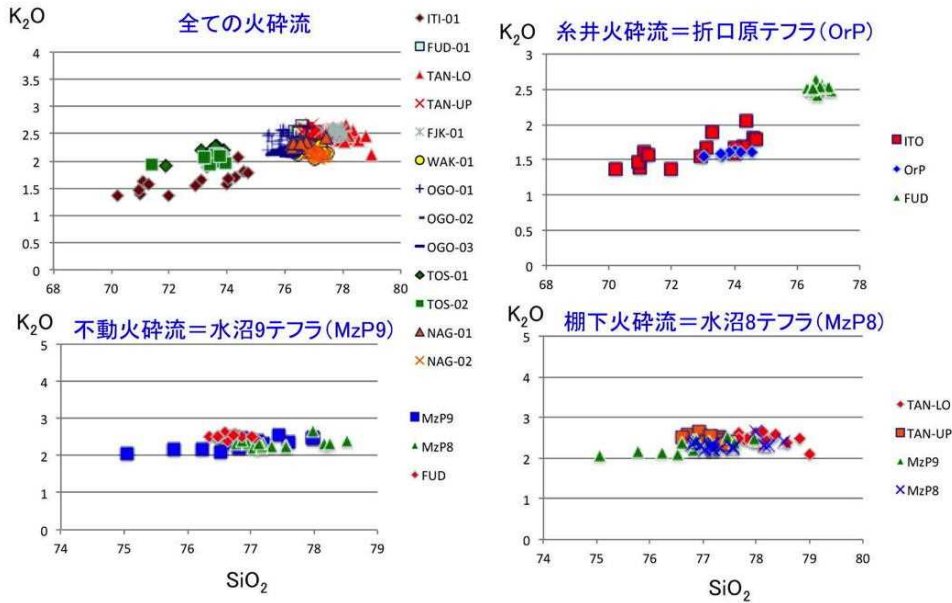


図 1.2.1-3 赤城火山軽石の火山ガラス主成分組成 (1)

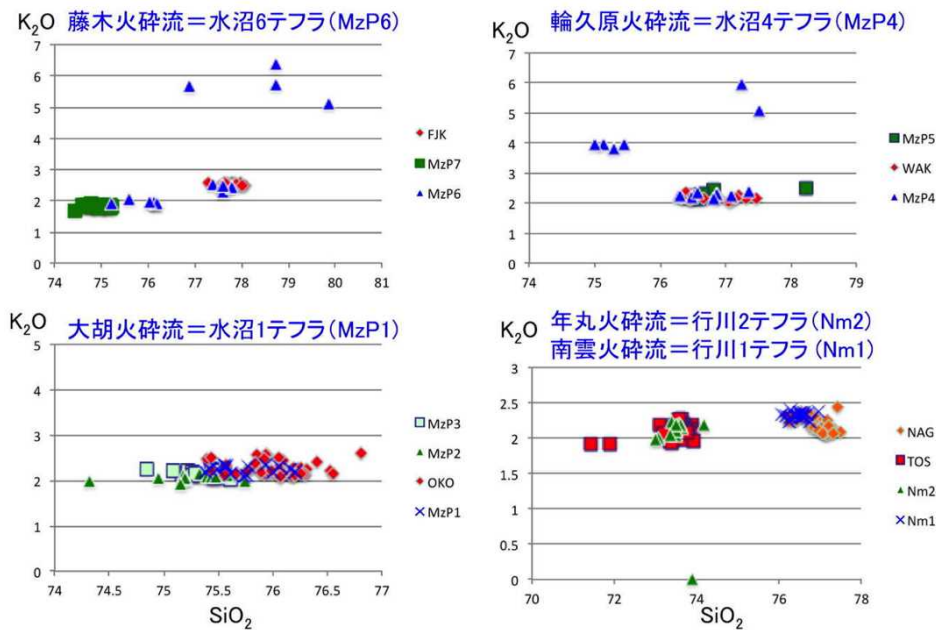


図 1.2.1-4 赤城火山軽石の火山ガラス主成分組成 (2)

#### 赤城火山の積算マグマ噴出量-時間階段図の作成

約 20 万～15 万年前に形成された新期成層火山体（第 1.2.1-1 図）の体積は、山麓の小規模な火砕流を除いて約 18km<sup>3</sup>DRE と見積もられた。また各降下軽石堆積物の DRE 体積は山元（2012；2013）により計測されている。今回降下軽石堆積物との対比から編年された降下軽石堆積物の体積をこれに重ねると図 1.2.1-5 のようになる。新期成層火山は、梨木岩屑なだれを発生させた山体崩壊後に再構築されたもので、比較的規模の大きな安山岩溶岩流が短期間のうちに積み重なって構築されている（守屋，1968；1970；高橋ほか，2012）。その最末期（15 万年前）には糸井火砕流が噴出し、溶岩流出噴火から爆発的噴火へと様式が変遷するが、マグマ噴出量の



時間変化は 15～6 万年前と 6 万～4 万年前では明らかな違いが認められる。すなわち、15～6 万年前の低マグマ噴出率期を経て、6 万～4 万年前に噴出率が急上昇してカルデラ形成に至ったことが指摘できよう。このようなマグマ噴出率の変化パターンは、十和田火山などいくつかの火山で指摘されているものと同様であり、カルデラ形成に先行する低マグマ噴出期の存在が、典型的な成層火山である赤城火山においても明確になった。

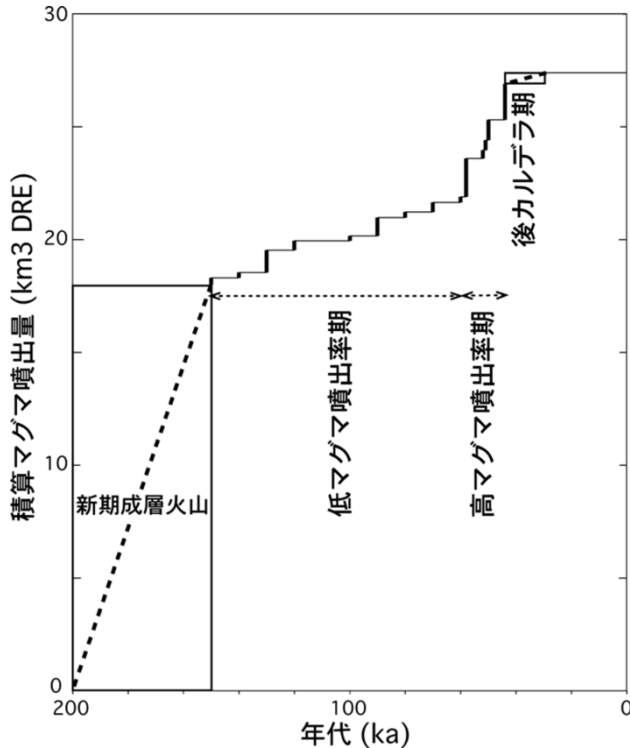


図 1.2.1-5 新たに作成できた赤城火山の積算マグマ噴出量-時間階段図

## 1.2.2 日光火山群

### 火山概要

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集合体である。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）。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。そこで本年度は、日光火山群の女峰山，太郎火山，大真名子火山の山体を構成する年代学的検討を行った。高密度DEM（10mメッシュ）などを用いた地形判読を行い，女峰山，太郎火山，大真名子火山の被覆関係をまとめると，図1.2.2-2のようになる。年代測定結果もまとめて示す。

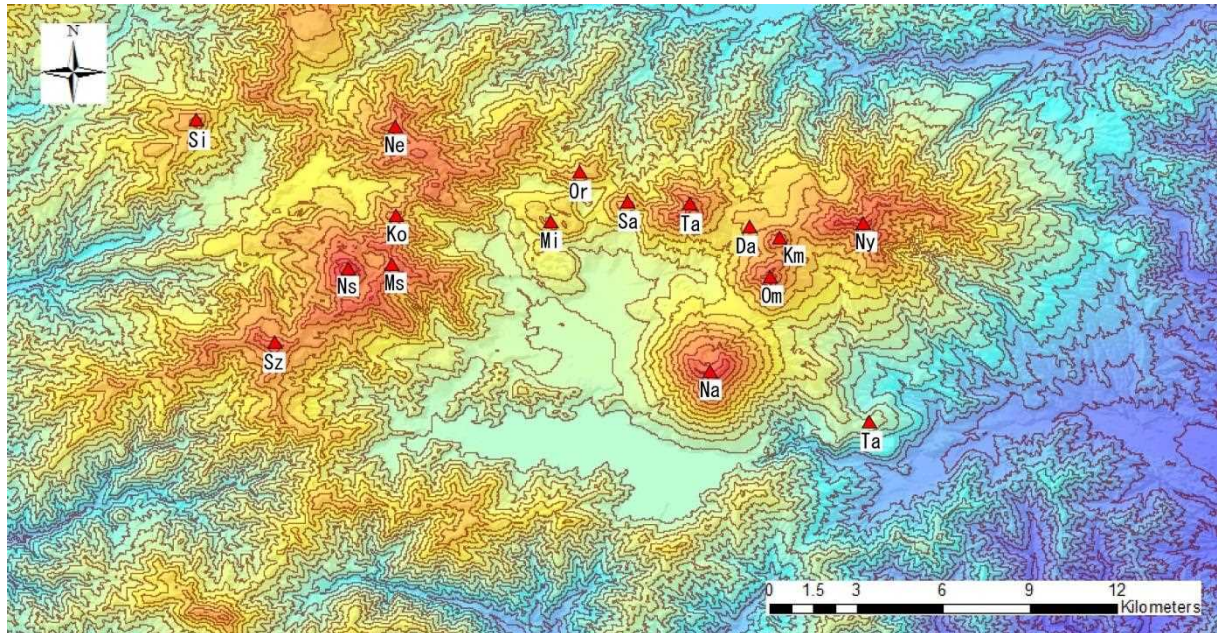
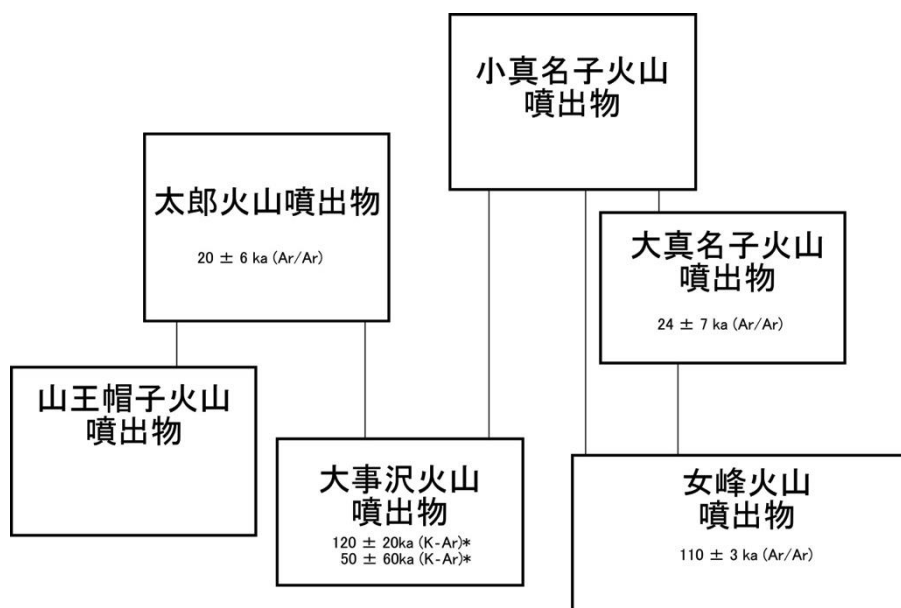


図 1. 2. 2-1 日光火山群の全体図.

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。



\*昨年度報告

図 1. 2. 2-2 日光火山群の各火山の被覆関係（暫定）と年代値

## 年代測定方法

測定用試料として、もっとも新鮮な石基部分を主に使用した。試料から厚さ約 1mm の板状試料を切り出し、それを軽く粉砕して約 1mm 角の小片にした。その後変質により生じている可能性のある粘土鉱物や炭酸塩鉱物の除去を目的として、3M HCl 中で約 30 分、さらに 4M HNO<sub>3</sub> 中で約 30 分超音波洗浄後、脱イオン水で洗浄した。乾燥後、顕微鏡下で風化、変質部や斑晶の混入のない試料をハンドピックし、測定用試料とした。フラックスモニタとして、米国コロラド州産の Fish Canyon Tuff (FC3) 中の sanidine を使用した。年代計算には、この標準試料の年代として 27.5Ma を用いた (Lanphere and Baadsgaard, 2001)。

アルゴンの同位体比分析は、産業技術総合研究所のレーザ加熱 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年代測定システムにより行った。分析法等については、Ishizuka et al. (2009) に準じた。測定に先立ち、試料を真空中にて約 72 時間 100°C で焼きだしを行った。試料の加熱には、CO<sub>2</sub> レーザを用い、レーザビームの径は試料全体が均質に加熱されるように約 3.2mm とした。試料の測定は段階加熱法により行った。ステップごとにレーザの出力を上昇させ、試料が融解を開始するまで出力を上昇させた。各ステップで、レーザの出力を一定として、90 秒間加熱し、測定を行った。試料から抽出精製されたガスは、4 個の Zr-Al ゲッター (SAES AP-10) と 1 個の Zr-Fe-V ゲッター (SAES ST707) により 10 分間精製された。精製後、VG Isotech 社 (現 GVI 社) 製希ガス質量分析計 VG3600 によりアルゴン同位体比測定を行った。質量分析計の質量分別は標準空気を測定することにより決定した。抽出系、質量分析計をあわせたブランクは、<sup>36</sup>Ar が 4.5 x 10<sup>-14</sup> mlSTP、<sup>37</sup>Ar が 2.8 x 10<sup>-13</sup> mlSTP、<sup>38</sup>Ar が 2.0 x 10<sup>-14</sup> mlSTP、<sup>39</sup>Ar が 4.0 x 10<sup>-14</sup> mlSTP、<sup>40</sup>Ar が 1.5 x 10<sup>-12</sup> mlSTP であった。ブランクの測定は概ね 3 測定に 1 回の割合で行った。

測定誤差は 1s.d. (one standard deviation) で報告する。年代値の誤差は、同位体比測定の誤差、妨害同位体の補正に関する誤差、および J 値の誤差 (0.5%) を含んでいる。プラト一年代の算出は、プラトを構成する各ステップで得られた年代値の誤差の重みをつけた加重平均により行った。プラトの定義については、Fleck et al. (1977) によるものを採用した。

## 測定結果

Ar/Ar 法による日光火山群から採取された 5 試料の測定結果を表 1.2.2-1 に示す。女峰山から採取された溶岩試料 2 個については、その一つから約 11 万年前のプラト一年代が得られた。もう 1 試料は放射起源アルゴンの量が少なく有意なプラト一年代を得ることができなかったが、分析中放出されたすべてのガス組成からこの試料の噴出年代は数万年程度より若い可能性が高いと考えられる。この結果は、従来考えられていた女峰山の活動時期より若い年代で、女峰山の活動時期の再評価が必要であることを強く示唆するデータである。

大真名子山からは、約 2 万 4 千年前のプラト一年代が得られた。この火山から放射年代が得られたのは初めてであり、この火山の活動時期を明らかにする上で重要なデータである。

太郎山火山についても 1 試料について測定を実施、誤差は大きいながら約 2 万年前のプラト一年代を得た。太郎山火山から放射年代が得られたのも初めてである。結果は、大真名子山と太郎山の活動時期がオーバーラップしていた可能性を示唆する。

表 1. 2. 2-1 日光火山群の火山噴出物の Ar/Ar 年代。

試料の帰属	Sample No.	Total age ( $\pm 1\sigma$ )			Plateau age ( $\pm 1\sigma$ )			fraction of $^{39}\text{Ar}$ (%)		
		integrated age (Ma)	inv. isochron age (Ma)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ intercept	MSWD	weighted average (Ma)	inv. isochron age (Ma)		$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ intercept	MSWD
女峰山溶岩	08110402	0.107 $\pm$ 0.004	0.114 $\pm$ 0.003	286 $\pm$ 6	0.77	<b>0.110<math>\pm</math>0.003</b>	0.114 $\pm$ 0.003	286 $\pm$ 6	0.77	100.0
大真名子主火山体溶岩	08110706	0.025 $\pm$ 0.007	0.045 $\pm$ 0.008	262 $\pm$ 12	0.87	<b>0.024<math>\pm</math>0.007</b>	0.045 $\pm$ 0.008	262 $\pm$ 12	0.87	100.0
太郎山主山体	08110609	0.020 $\pm$ 0.007	0.037 $\pm$ 0.007	287 $\pm$ 3	0.87	<b>0.020<math>\pm</math>0.006</b>	0.037 $\pm$ 0.007	287 $\pm$ 3	0.87	100.0
大真名子火山主山体	08110610	<b>0.037<math>\pm</math>0.032</b>	-0.17 $\pm$ 0.08	398 $\pm$ 123	1.37	0.018 $\pm$ 0.027	-0.17 $\pm$ 0.08	398 $\pm$ 123	1.37	100.0
女峰山溶岩	08110505-1	<b>0.003<math>\pm</math>0.044</b>	0.09 $\pm$ 0.04	286 $\pm$ 11	0.76	0.004 $\pm$ 0.042	0.09 $\pm$ 0.04	286 $\pm$ 11	0.76	100.0

inv. isochron age: inverse isochron age.

MSWD: mean square of weighted deviates ((SUMS/(n-2))<sup>0.5</sup>) in York (1969).

Integrated ages were calculated using sum of the total gas released.

$\lambda_6=4.962 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$ ,  $\lambda_4=0.581 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$ ,  $^{40}\text{K}/\text{K}=0.01167\%$  (Steiger & Jäger 1977).

### 1.2.3 蔵王火山

#### 火山概要

広義の蔵王火山は、東北地方の山形県山形市、上山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）。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。そこで今年度は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  $^{14}\text{C}$  年代測定を行った。

#### 年代測定方法

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  $^{14}\text{C}$ -AMS 専用装置であるコンパクト AMS（NEC 社製）を使用し、 $^{14}\text{C}$  の計数、 $^{13}\text{C}$  濃度 ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ )、 $^{14}\text{C}$  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（HOx 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（ $^{14}\text{C}$  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。

#### 測定結果

年代測定の結果を柱状図とともに表 1.2.3-1、図 1.2.3-2 に示す。根の影響や土壌中の炭素含有量が少なかったため、有意な年代値は 1 点（ $760 \pm 20$  yr BP）しか得られていない。この年代値の暦年較正值は 13 世紀の値を示す。13 世紀には山麓で火山礫が降ったとの記録が残るが、ちょうどその層位のテフラは、他のテフラより粗粒で火山礫サイズのスコリアを含むという特徴があり、記録と年代値に整合性が認められる。今回の結果から、この火山礫サイズのスコリア層が鍵層として使える可能性が明らかとなった。



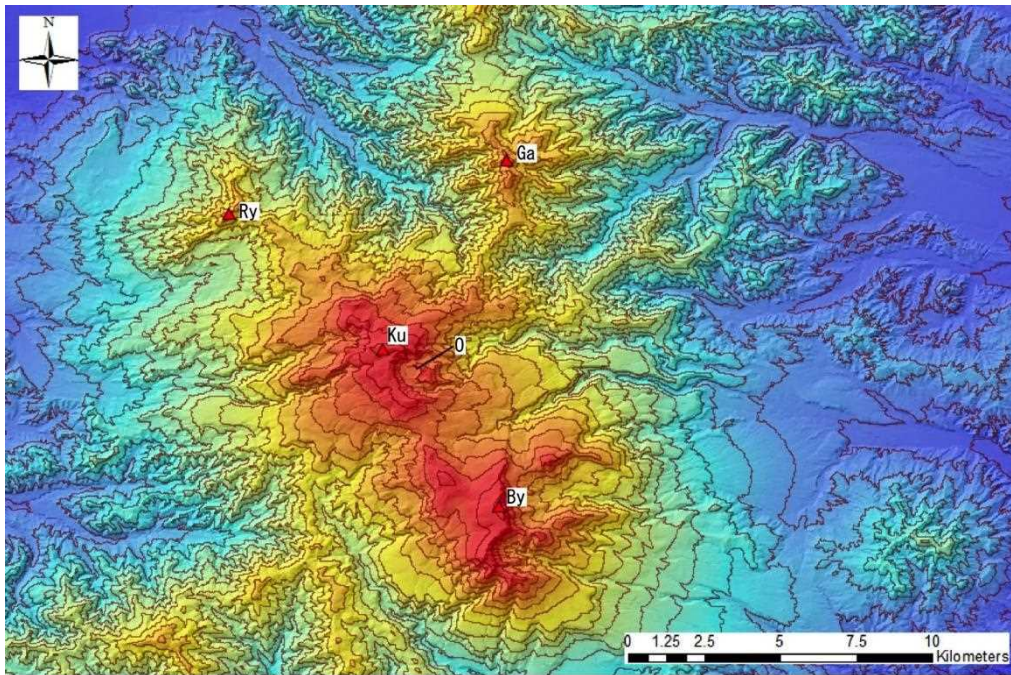


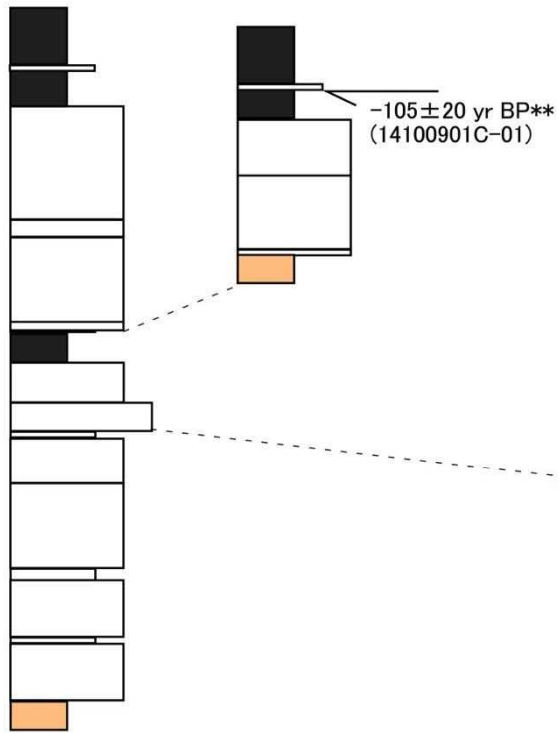
図 1. 2. 3-1 蔵王火山の全体図.

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

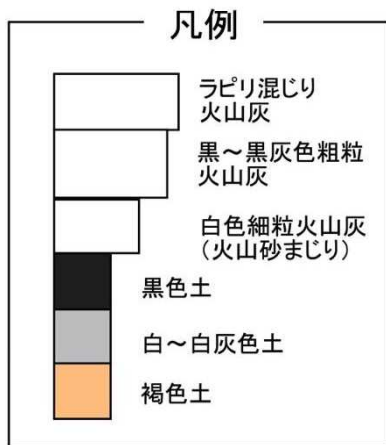
試料 No.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	暦年較正用 年代 (yrBP $\pm 1\sigma$ )	$^{14}\text{C}$ 年代 (yrBP $\pm 1\sigma$ )	$^{14}\text{C}$ 年代を暦年代に較正した年代範囲		炭素含 有量 (%)	測定 番号
				1 $\sigma$ 暦年代範囲	2 $\sigma$ 暦年代範囲		
14100901C- 01	-25.92 $\pm$ 0.21	-104 $\pm$ 20 ( $F^{14}\text{C}$ :1.0131 $\pm 0.0025$ )	-105 $\pm$ 20	Post-bomb NH2 2013: 1955-1955 cal AD (68.2%)	Post-bomb NH2 2013: 1955-1956 cal AD (95.4%)	3	PLD -278 92
14100902C- 01	-27.80 $\pm$ 0.19	759 $\pm$ 20	760 $\pm$ 20	1257-1278 cal AD (68.2%)	1224-1235 cal AD ( 7.4%) 1241-1282 cal AD (88.0%)	1	PLD -278 93
14100902C- 02	-26.70 $\pm$ 0.22	518 $\pm$ 18	520 $\pm$ 20	1411-1429 cal AD (68.2%)	1403-1437 cal AD (95.4%)	0.02	PLD -278 94
14100902C- 03	-26.12 $\pm$ 0.24	683 $\pm$ 17	685 $\pm$ 15	1280-1297 cal AD (68.2%)	1275-1304 cal AD (75.7%) 1365-1385 cal AD (19.7%)	0.02	PLD -278 95

表 1. 2. 3-1  $^{14}\text{C}$  年代測定結果

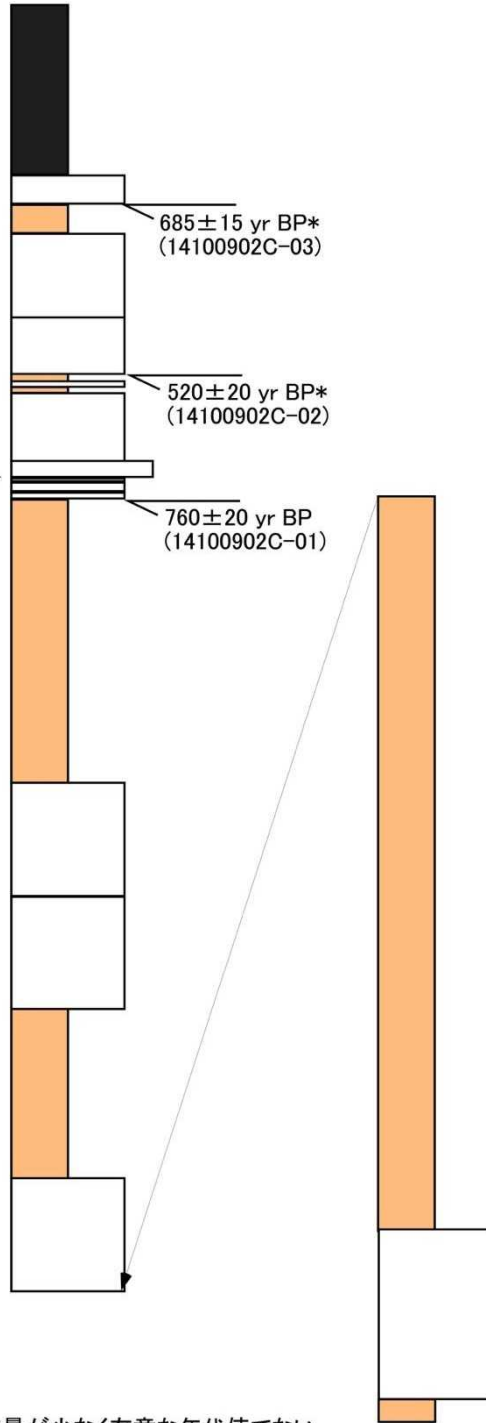
御釜東3km



10 cm



御釜東7km



\*炭素含有量が少なく有意な年代値でない。  
\*\*太い根が同層準に入っていた。

図 1.2.3-2 年代測定値と柱状図

## 1.2.4 三宅島火山

### 火山概要

三宅島火山は、東京都三宅村村、伊豆諸島の三宅島を構成する活火山である。本火山の山体は、直径約 8 km、標高 775.1m（2000 年カルデラ形成以前は 814m）、海上部分の体積約 13.6 km<sup>3</sup>である。主に安山岩から玄武岩の岩石で構成された火山で、度々噴火活動を行っている。2000 年には山頂にカルデラを形成したことは記憶に新しい。三宅島は、AT 降灰期には海上に顔をだし島嶼となっていたことは明らかだが（吉田・小林，1997）、いつから島となっていたのか不明である。それらの活動年代は明らかではない。そこで三宅島の陸上部の形成期間を明らかにするため、露出する三宅島最古の地層中の炭化木片を測定した。その層位は、南里・鈴木（2014）が発見した珪長質軽石層の下位にあたる。その他、島内の古い地層と考えられるテフラ中の炭化木片を対象に<sup>14</sup>C年代測定を行った。

### 年代測定方法

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）加速器分析研究所に設置した加速器をベースとした<sup>14</sup>C-AMS 専用装置（NEC 社製）を使用し、<sup>14</sup>C の計数、<sup>13</sup>C 濃度（<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C）、<sup>14</sup>C 濃度（<sup>14</sup>C/<sup>12</sup>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（HOx 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（<sup>14</sup>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（pMC）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。

### 測定結果

年代測定結果は、表 1.2.4-1 にまとめて示す。そのうち、三宅島陸上部に露出する最も古い地層が露出する大船渡湾における柱状と年代測定結果をまとめたものを図 1.2.4-1 に示す。

これらの結果から、三宅島の陸上部は、およそ 3.5 万年前以降に形成されたことが判明した。陸上部の体積 13.6 km<sup>2</sup> を 3.5 万年で単純に割ると、平均噴出率は 0.38 km<sup>3</sup>/ky. となる。これは日本の成層火山としては平均的な値である。



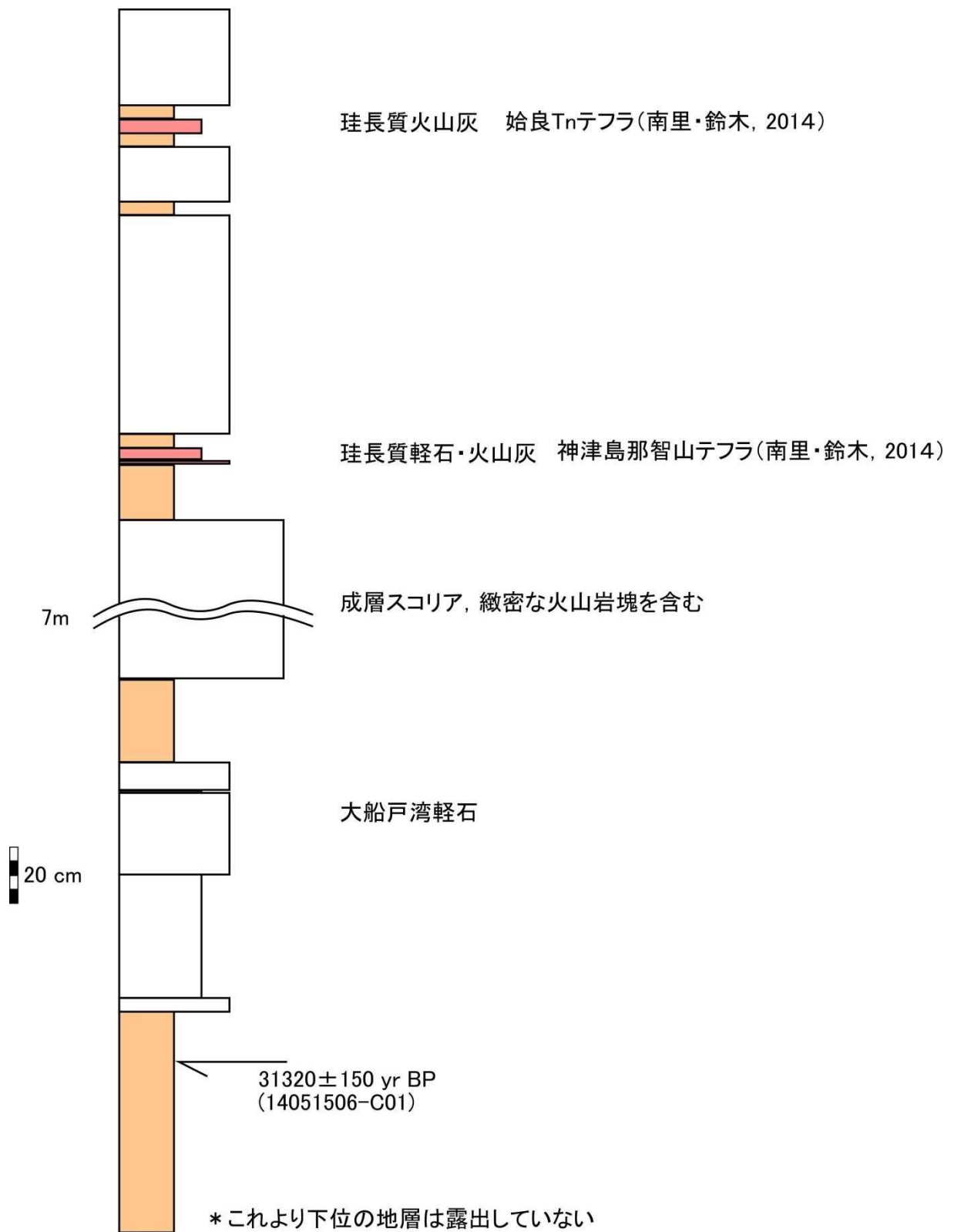


図 1.2.4-1 大船戸湾北側崖の柱状と年代値

表 1.2.4-1 <sup>14</sup>C 年代測定の結果

試料 No.	地点	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	<sup>14</sup> C 年代(yrBP)	1 $\sigma$ 暦年代範囲	2 $\sigma$ 暦年代範囲	炭素含 有量 (%)	測定 No.
09052506- C01	鉢巻林 道南麓	-27.84 $\pm$ 0.55	570 $\pm$ 20	626 - 606calBP (36.4%) 557 - 540calBP (31.8%)	639 - 591calBP (53.6%) 564 - 530calBP (41.8%)	0.2	<b>IAAA-140 756</b>
10121503- C01	鉢巻林 道南麓	-25.73 $\pm$ 0.50	250 $\pm$ 20	306 - 286calBP (59.9%) 163 - 158calBP (8.3%)	421 - 411calBP (1.6%) 315 - 281calBP (70.1%) 170 - 151calBP (22.3%) 6 - ... (1.4%)	0.3	<b>IAAA-140 757</b>
14051402- C01	雄山東	-25.06 $\pm$ 0.41	150 $\pm$ 20	275 - 258calBP (11.2%) 223 - 173calBP (33.7%) 151 - 139calBP (8.4%) 31 - 9calBP (14.9%)	284 - 245calBP (16.0%) 231 - 167calBP (36.1%)** 155 - 131calBP (10.9%)** 119 - 70calBP (14.3%)** 36 - 0calBP (18.0%)**	58	<b>IAAA-140 758</b>
14051506- C01	伊ヶ谷 大船渡 湾	-27.52 $\pm$ 0.53	31320 $\pm$ 150	35379- 34984calBP (68.2%)	35586 - 34821calBP (95.4%)	58	<b>IAAA-140 759</b>
14051602- C01	長太郎 池西	-25.46 $\pm$ 0.61	3240 $\pm$ 30	3545- 3538calBP (4.7%) 3481 - 3443calBP (46.1%) 3428 - 3405calBP (17.4%)	3558 - 3530calBP (12.3%) 3512 - 3394calBP (83.1%)	70	<b>IAAA-140 760</b>

## 1.2.5 黒姫火山

### 火山概要

火山の一生を通してマグマ噴出率がどのように変化するかを明らかにするためには、すでに活動を停止したと考えられる火山の詳細なマグマ噴出率の変化を調べる必要がある。長野県北部に位置する黒姫火山は、活火山である妙高火山、焼山火山と共に妙高火山群を形成する火山であるが、すでに活動を停止している（早津，1985，2008）。この火山の活動期は3つに分けられ、最新の活動期は約70~40kaである。また、詳しい層序学的検討が行なわれており広域テフラとの関係などが解明されている（早津，1985；2008），かつ<sup>14</sup>C年代測定が測定可能な時代範囲なため，数百年から千年程度の分解能で時間目盛りが入れられる。そのため，火山の活動期を通してのマグマ噴出率の変化などを検討するのに適切な火山である。

### 噴火履歴の問題点

黒姫火山最後の活動期に噴出した最も若いテフラが，黒姫<sup>ろくがっ</sup>六月火山礫層（以下，六月火山礫層と記す）である（早津，1985，2008）。六月火山礫層は発泡の悪い火山礫を主体とし，多くの炭化木片を含んでいるという特徴をもつテフラである。黒姫火山東方の野尻湖周辺に広く分布している。しかし，このテフラは，層序学的な検討からは黒姫火山最新期の活動期（活動期Ⅲ）中のどの時期に噴出したか明確でなかった。また<sup>14</sup>C年代値も数点得られているが測定値がばらつき正確な年代値が得られてない。そのため，黒姫火山の火山発達史の高精度化のためには，放射年代測定の再検討が必要である。そこで，六月火山礫層中に含まれる複数の炭化木片を対象にした及川（未公表）のAMS<sup>14</sup>C年代測定値と既研究の結果をまとめ，六月火山礫層の噴出年代を確定する。

黒姫火山の活動期は，Ⅰ~Ⅲ期にわけられており，K-Ar年代値と広域テフラとの関係から，第Ⅰ期が約25万年前，第Ⅱ期が15~12万年前の間，第Ⅲ期が55~43kaの間とされている（早津，2008）。しかし，第Ⅲ期の活動期開始期は，大山倉吉軽石（DKP）の年代を55kaと仮定して求めたものである。現在，DKPの年代値は，酸素同位体ステージとの関係から約70~60ka（青木・他，2008）と求められている。また一方，第Ⅲ期の活動終了時期は，最後の活動のユニットが妙高関山スコリア層に覆われることから，それらと同じ噴火で発生したシブタミ川火砕流堆積物の<sup>14</sup>C年代値からおよそ43kaとしたものである（早津，2008）。この，早津（2008）が得た<sup>14</sup>C年代値をIntCal09で暦年較正すると約40-47 cal ka BPとなる。そのため，黒姫火山の第Ⅲ期の活動期間は，約70-40kaであると考えられる。

第Ⅲ期の火山活動は，早津（2008）を基にまとめると次のようになる。まず，下位より牛臥山溶岩，長原溶岩，見返り坂溶岩，長水溶岩，唐沢溶岩の噴出した。六月火山礫は，長原溶岩の上位にあることは確定しているが，それ以外の詳しい層準は直接的に観察されていない。六月火山礫層からは，41,380±610 yr BP，>47,400 yr BPのAMS<sup>14</sup>C年代値が得られている（早津，2008）。その後，山体崩壊が発生し，なべり川岩屑なだれ堆積物が形成された。なべり川岩屑なだれ堆積物中の木片から，AMS<sup>14</sup>C年代43400±2100 yr BP（早津，2002），43980±1050 yr BP（早津ほか，2003）の値が得られている。その後，崩壊壁の内部に鷹巣火山礫堆積物，巣鷹山溶岩，小黒姫溶岩が噴出した。小黒姫溶岩は妙高関山スコリア層に覆われる。

## 最新期噴出物の噴火年代に関する検討結果

及川（未公表）の年代値は、 $42491 \pm 411$  yr BP ,  $41448 \pm 378$  yr BP ,  $37600 \pm 289$  yr BP となる。これら年代値を IntCal13 較正曲線を使用して暦年較正すると  $44984 - 46547$  cal yr BP (5967),  $44197 - 45603$  cal yr BP (5968),  $41531 - 42407$  cal yr BP (5970)である(いずれも誤差  $2\sigma$  レベル)。早津（2008）が得た年代値  $41,380 \pm 610$  yr BP の暦年較正值は、 $43658 - 45873$  cal yr BP となる。これらの結果から、六月火山礫の噴出年代は約 4.5 ka (cal BP)であると考えられる。

一方なべり川岩屑なだれも  $^{14}\text{C}$  年代値から約 4.5ka (cal BP)に形成されたと考えられる。また、妙高関山スコリアの年代は約 4.0-4.7ka(cal BP)と考えられる。このことは、六月火山礫となべり川岩屑なだれの形成時期は同時期で、その後の火山活動は、最大でも 5 千年以内に終了したと考えられる。

## 文献

- 青木かおり・入野智久・大場忠道（2008）鹿島沖海底コア MDO1-2421. の後期更新世テフラ層序。第四紀研究, **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.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. Geochim. Cosmochim. Acta, **41**, 15-32.
- 早津賢二（2002）黒姫火山のカルデラ形成年代-なべり川岩屑なだれ堆積物の AMS $^{14}\text{C}$  年代-. 軽石学雑誌, **8**, 25-32.
- 早津賢二（2008）妙高火山群 多世代火山のライフヒストリー。実業公報社, 438p.
- 早津賢二・古川竜太・長森英明（2003）戸隠地域の地質, 第 5 章. 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, p.49-73.
- Ishizuka, O., Yuasa, M., Taylor, R.N., Sakamoto, I., 2009. Two contrasting magmatic types coexist after the cessation of back-arc spreading, *Chemical Geology*, **266**, 274-296.
- Lanphere, M. A., Baadsgaard, H., 2001. Precise K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr and U/Pb mineral ages from the 27.5 Ma Fish Canyon Tuff reference standard. Chem. Geol. **175**, 653-671.
- 守屋以智雄（1968）赤城火山の地形及び地質。前橋営林局, 65p.
- 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。東大出版会, 135p.
- 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.
- 南里翔平,鈴木毅彦(2014)伊豆小笠原弧北部, 三宅島火山先大船戸期噴出物中に分布する軽石.地球惑星科学関連学会合同大会予稿, 2014, SVC54-07.
- 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., Hafliðason, 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.

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. *地学雑誌* **99**, 60-75.

鈴木毅彦 (1003) 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 (1998a) 利根川水系片品川流域の地形発達史-赤城山の活動とその影響について-. *地理学評論. Ser. A71*, 783-804.

竹本弘幸 (1998b) 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.

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.

吉田 浩, 小林 淳(1997)三宅島火山のテフラ層序.地球惑星科学関連学会合同大会予稿集,1997,635-635.

### 1.3 ルミネッセンス年代測定による十和田火山の大規模噴火履歴の高精度化

#### 【実施内容】

十和田火山の噴火履歴高精度化のために、ルミネッセンス年代測定を実施する。このルミネッセンス年代法は地層の堆積年代を決定する年代測定法で、近年いくつかの測定法の革新によって信頼度が増しており、5～10 万年前の地層にも適用することが可能である。特に十和田火山場合、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ものの（Hayakawa, 1985；松山・大池, 1986；中川ほか, 1986）、先カルデラ期は  $^{14}\text{C}$  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た（図 1.3-1）。そこで、光ルミネッセンス年代測定を利用することで、こ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行う。そのために今年度は上北平野に堆積する 10 万年前以降の十和田火山起源の火山灰層の採取を目的としたボーリング掘削を実施して、火山灰層と互層する砂層や泥層に対してルミネッセンス年代を適用し、5 万前以前で年代未確定の火山灰の噴出時期を特定する。

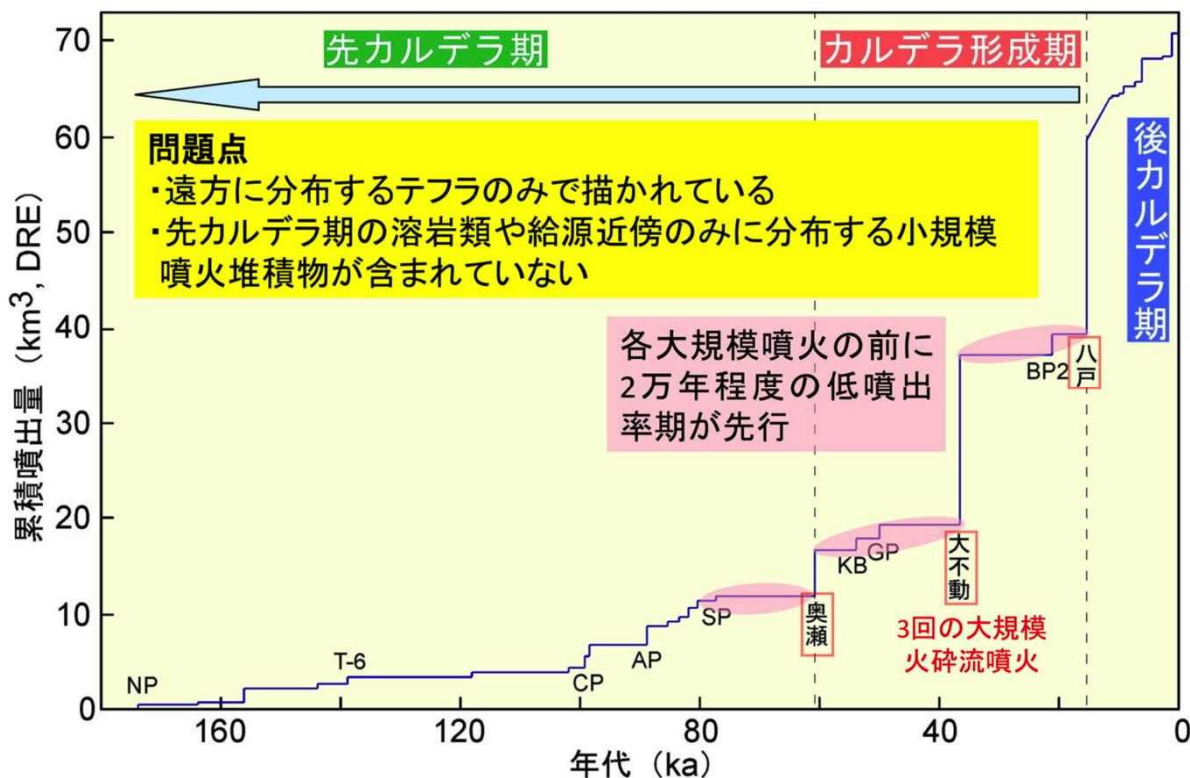


図 1.3-1 十和田火山の累積マグマ噴出量階段図とその問題点

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ッ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を求め、また、化学分析などから単位時間あたりの線量率を求めて蓄積量を割ることにより、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るものの、その蓄積の容量に問題があり、10万年前以前、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である。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った。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)が発展してきた。pIRIR法の適用により、10万年前以前の古い段丘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)。上北平野における過去10万年間のテフラの年代決定には、これら長石pIRIR法と石英OSL法の両方を適用していくことが有効である。

## 【研究成果】

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の1地点、おいらせ町の2地点の、後期更新世の海成段丘で行った(図 1.3-2)。六戸町の地点で得られた GSRH コアは、標高+69.4 m の地点で採取した。この地点は MIS9 (34 万年前) に対比される七戸面である(宮内, 1985)。おいらせ町で得られた GSTS コアと GSFM コアはそれぞれ、MIS5e (12 万 5 千年前)、MIS5a (9 万 6 千年前) に対比される標高+34.2 m の高館面、+5.8 m の根城面で採取された。全地点のボーリングコアにおいて、上部で土壌層または土壌と火山灰の互層、下部で砂質の海成堆積物が観察された(図 1.3-3)。

GSRH コアの上部には、厚さ約 15 m の土壌と火山灰の互層が得られた(図 1.3-4)。火山灰層に対して砂粒組成、火山ガラス形態、重鉍物組成の解析、火山ガラス屈折率測定を行った(表 1.4-1、-2)。これらのデータに加え、火山灰層の産状と上下関係、既存研究(工藤・小林, 2013)による層序との比較から、次のように火山灰層の同定を行った。白ベタテフラ(WP): 深度 11.00~12.05 m, T-6 テフラ: 7.70~7.85 m, CP テフラ: 5.45~5.75 m, SP テフラ: 4.20~4.30 m, レッドテフラ(RP): 3.10~3.60 m。このうち白ベタテフラが八甲田山起源で、その他が十和田火山起源である(松山・大池, 1986; 工藤 2005)。RP は奥瀬火砕流に先行する噴出物であり、その年代を確定することはカルデラ形成噴火前の低マグマ噴出率期を評価する上で重要な指標となる(図 1.3-1)

ルミネッセンス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 1.3-4)。細粒法ルミネッセンス測定に用いる 4-11  $\mu\text{m}$  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 1.3-3)。細粒法ルミネッセンス年代測定試料の処理には数ヶ月を要するため、ルミネッセンス測定を行い最終的な年代値が出るのは平成 27 年度の見込みである。



図 1.3-2 上北平野におけるボーリング掘削地点の位置



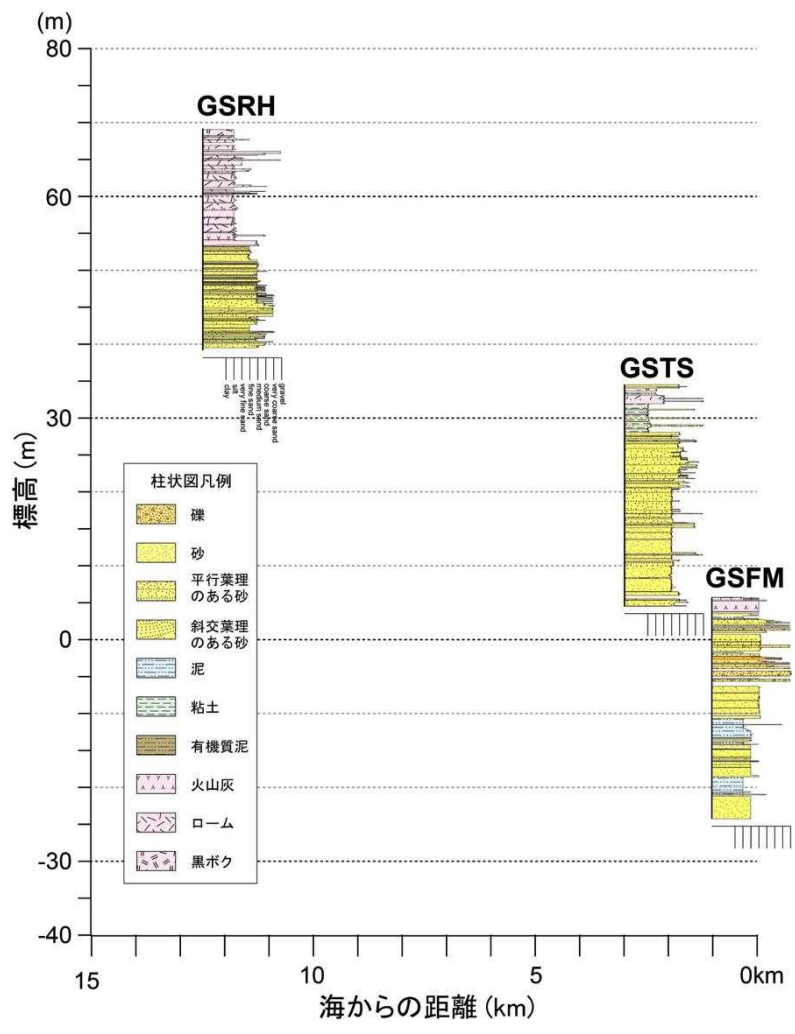


図 1.3-3 上北平野におけるボーリング試料の柱状図

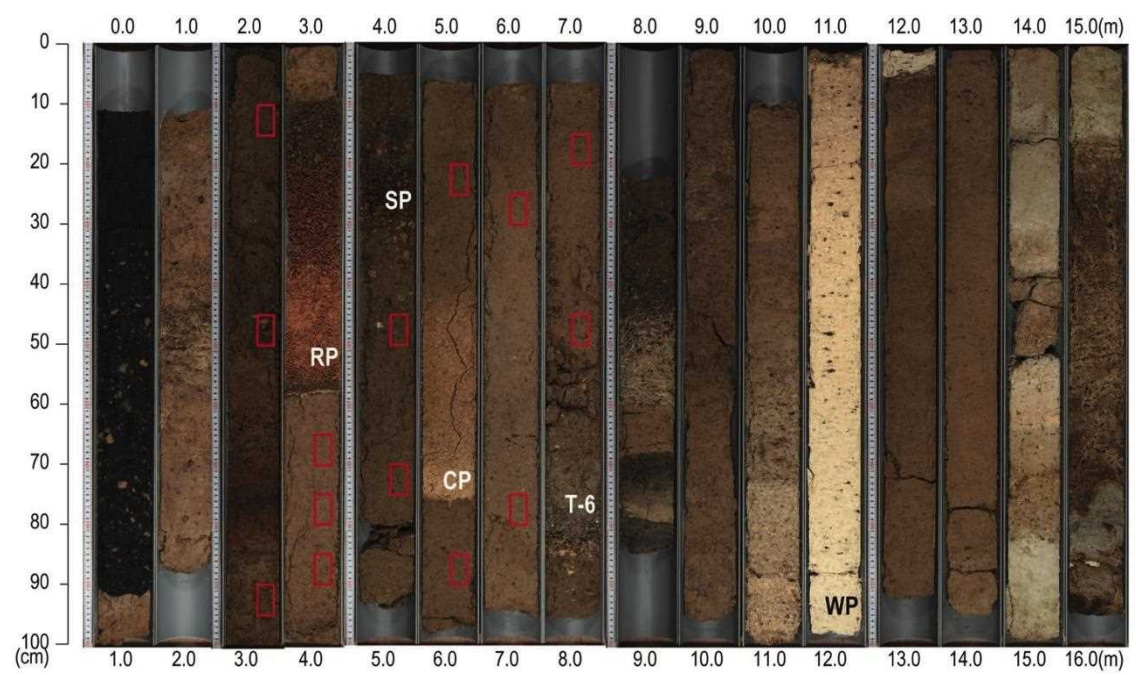


図 1.3-4 ボーリングコア GSRH 上部の断面写真. 同定した火山灰と、ルミネッセンス年代試料の採取位置 (赤枠) を示す.



表 2.1-1 火山灰試料の砂粒組成と重鉱物組成

深度 (m)	砂粒組成 上段:粒数 下段:%							重鉱物 上段:粒数 下段:%													火山ガラス・重鉱物の特徴				
	火山ガラス	石英	斜長石	重鉱物	岩片	その他(風化粒)	合計	カンラン石	斜方輝石	斜方輝石(ガラス付着)	単斜輝石	単斜輝石(ガラス付着)	角閃石	酸化角閃石	緑泥石	緑廉石	不透明鉱物	不透明鉱物(ガラス付着)	その他	合計	火山ガラス		重鉱物		
																					粒%	形態	色	粒%	組成
3.48-3.58	10	38	77	63	10	2	200	0	53	31	23	11	17	0	0	0	15	48	2	200	5	T	Tr	32	Op <sub>x</sub> ,Op
	5.0	19.0	38.5	31.5	5.0	1.0	100.0	0.0	26.5	15.5	11.5	5.5	8.5	0.0	0.0	0.0	7.5	24.0	1.0	100.0					
4.20-4.30	0	0	10	174	5	11	200	5	80	0	59	0	6	1	0	1	43	0	5	200		T		87	Op <sub>x</sub> >Cp <sub>x</sub>
	0.0	0.0	5.0	87.0	2.5	5.5	100.0	2.5	40.0	0.0	29.5	0.0	3.0	0.5	0.0	0.5	21.5	0.0	2.5	100.0					
5.65-5.75	0	14	26	159	1	0	200	0	49	0	65	0	5	0	0	0	79	0	2	200		T		80	Op <sub>x</sub> >Cp <sub>x</sub>
	0.0	7.0	13.0	79.5	0.5	0.0	100.0	0.0	24.5	0.0	32.5	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0	39.5	0.0	1.0	100.0					
7.75-7.85	2	36	75	72	5	10	200	0	58	0	40	0	20	0	3	2	49	0	28	200	1	T		36	Op <sub>x</sub> >Op
	1.0	18.0	37.5	36.0	2.5	5.0	100.0	0.0	29.0	0.0	20.0	0.0	10.0	0.0	1.5	1.0	24.5	0.0	14.0	100.0					
11.70-11.80	2	114	52	30	0	2	200	0	74	0	22	0	1	0	0	0	102	0	1	200	1	T		15	Op>Op <sub>x</sub>
	1.0	57.0	26.0	15.0	0.0	1.0	100.0	0.0	37.0	0.0	11.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	51.0	0.0	0.5	100.0					
14.40-14.50	0	11	12	152	12	13	200	0	114	0	47	0	6	0	0	0	6	0	27	200		T		76	Op <sub>x</sub> >Cp <sub>x</sub>
	0.0	5.5	6.0	76.0	6.0	6.5	100.0	0.0	57.0	0.0	23.5	0.0	3.0	0.0	0.0	0.0	3.0	0.0	13.5	100.0					

火山ガラスの形態は、吉川(1976)を引用。色: Tr=無色透明. Br=褐色. 鉱物略号: Op<sub>x</sub>=斜方輝石 Cp<sub>x</sub>=単斜輝石 Op=不透明鉱物.

表 2.1-2 火山灰試料の火山ガラスの形態と屈折率

深度 (m)	火山ガラスの形態 上段:粒数 下段:%									備考	
	扁平(H)		中間(C)		多孔(T)		その他	合計	色	他	
	Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb					It
3.48-3.58	0	4	14	3	52	2	0	75	Tr		
	0.0	5.3	18.7	4.0	69.3	2.7	0.0	100.0			
4.20-4.30	2	1	1	0	72	0	1	77	Br		
	2.6	1.3	1.3	0.0	93.5	0.0	1.3	100.0			
5.65-5.75	1	2	0	0	3	0	0	6	Tr		
	16.7	33.3	0.0	0.0	50.0	0.0	0.0	100.0			
7.75-7.85	1	0	0	0	6	0	10	17	Tr		
	5.9	0.0	0.0	0.0	35.3	0.0	58.8	100.0			
11.70-11.80	0	0	0	0	1	0	0	1	Tr	Hbを含む。	
	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0			
14.40-14.50	0	0	3	1	47	2	0	53	Tr	岩片に富む。	
	0.0	0.0	5.7	1.9	88.7	3.8	0.0	100.0			

表 2.1-3 ルミネッセンス年代測定試料のカリウム, ルビジウム, トリウム, ウラン濃度と, 含水率

深度 (m)	K (%)	Rb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	含水率 (%)
2.10-2.15	1.14	84.6	10.5	3.3	90.4
2.45-2.50	0.40	10.5	3.8	1.2	84.0
2.90-2.95	0.86	69.1	7.0	2.0	76.8
3.65-3.70	0.53	30.6	3.9	1.2	110.9
3.75-3.80	0.48	28.0	3.5	1.1	114.0
3.85-3.90	0.24	10.0	2.0	0.6	125.0
4.45-4.50	0.42	22.0	3.1	0.9	91.2
4.70-4.75	0.44	22.7	3.0	0.9	76.2
5.20-5.25	0.48	22.4	3.8	1.1	93.7
5.85-5.90	0.39	18.5	2.8	1.2	115.7
6.25-6.30	0.31	11.0	2.4	0.8	97.5
6.75-6.80	0.30	12.6	2.0	0.7	69.1
7.15-7.20	0.58	51.1	4.8	1.6	109.4
7.45-7.50	0.41	18.0	5.7	1.1	136.9

## 文献

- 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.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **60**, 507-592.
- 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.
- 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.
- 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, 79 p.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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, north-eastern 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.

## 2. 大規模噴火の事例調査

### 2.1 十和田火山の大規模噴火事例調査

#### 【実施内容】

十和田火山については、カルデラ北東縁でのボーリング掘削調査とカルデラ周辺での地表踏査を重点的に行い、カルデラ形成に先行する先カルデラ期及びそれに引き続くカルデラ形成期噴火履歴の詳細化を実施した。また、得られた試料の放射年代測定や化学分析等を実施した。さらに、カルデラ形成後の噴火履歴の詳細化を行う目的で音波探査等によるカルデラ湖底の構造調査も合わせて実施している。

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 (200~60 ka)、カルデラ形成期 (60~15.5 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  $\text{km}^3$  (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  $10 \text{ km}^3$  (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  $\text{km}^3$  (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ともに、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详细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详细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。

#### 【研究成果】

### 2.1.1 十和田火山の大規模噴火準備過程の詳細化

#### 2.1.1.1 地表踏査結果

十和田火山先カルデラ期~カルデラ形成期の詳細な噴出物層序を把握するため、十和田カルデラ北東壁付近（青樫山地域）の地表踏査を重点的に行なった (図 2.1-1)。この地域を選定した理由は、露出状況が比較的良好なこと、給源遠方（上北平野）で見られるテフラを挟在することが確認されており、層序の構築に適していることの 2 点である。また、大規模火砕流噴火に挟在する小規模噴火の有無を確認するため、カルデラ形成期噴出物を対象として、十和田湖周辺の広域を対象に地表踏査を行なった。

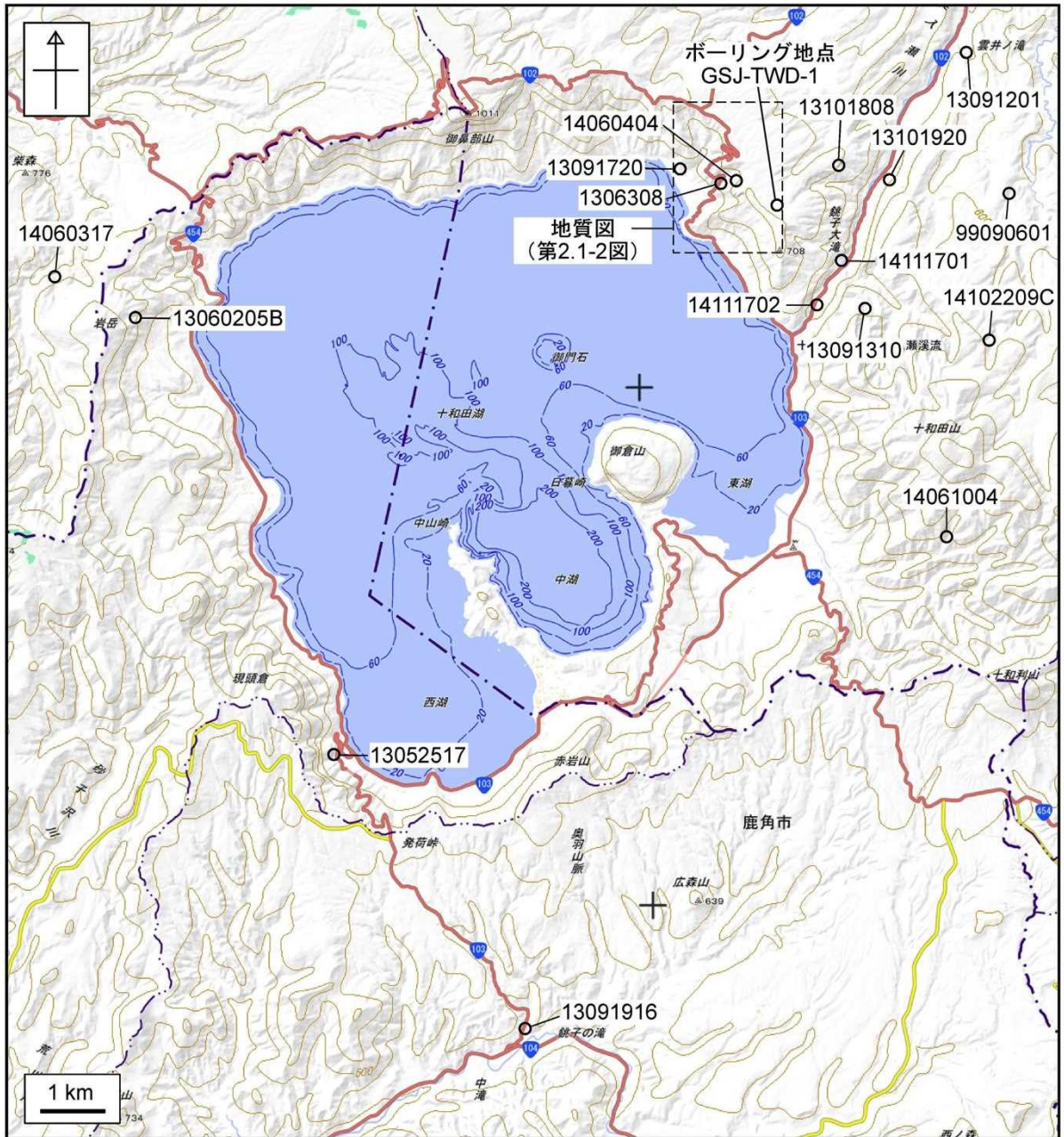


図 2.1-1 十和田火山の地形図。露頭の位置，試料採取地点，地質図（図 2.1-2）の範囲，ボーリング調査地点を示す。地理院地図を利用した。

### 十和田カルデラ北東壁における噴出物層序

図 2.1-2 に十和田カルデラ北東壁付近の地質図，図 2.1-3 に同地域の地質層序を示す。この地域では，Hayakawa (1985) により命名された先カルデラ期の火山体の 1 つである「青樫火山」の断面が露出している。この付近は，地層がほぼ水平～北東に 10° 緩傾斜していること（図 2.1-2），火砕堆積物が大部分を占めるが，アグルチネートを産しないことから，火口からある程度離れた山麓緩斜面であったと推定される。露出は断続的ではあるものの比較的良好で，広域テフラである Toya（町田ほか，1987）を挟在すること（Hayakawa, 1985；早川，1993）も含めて，先カルデラ期～カルデラ形成期の層序確立のために適した場所の 1 つと言える。



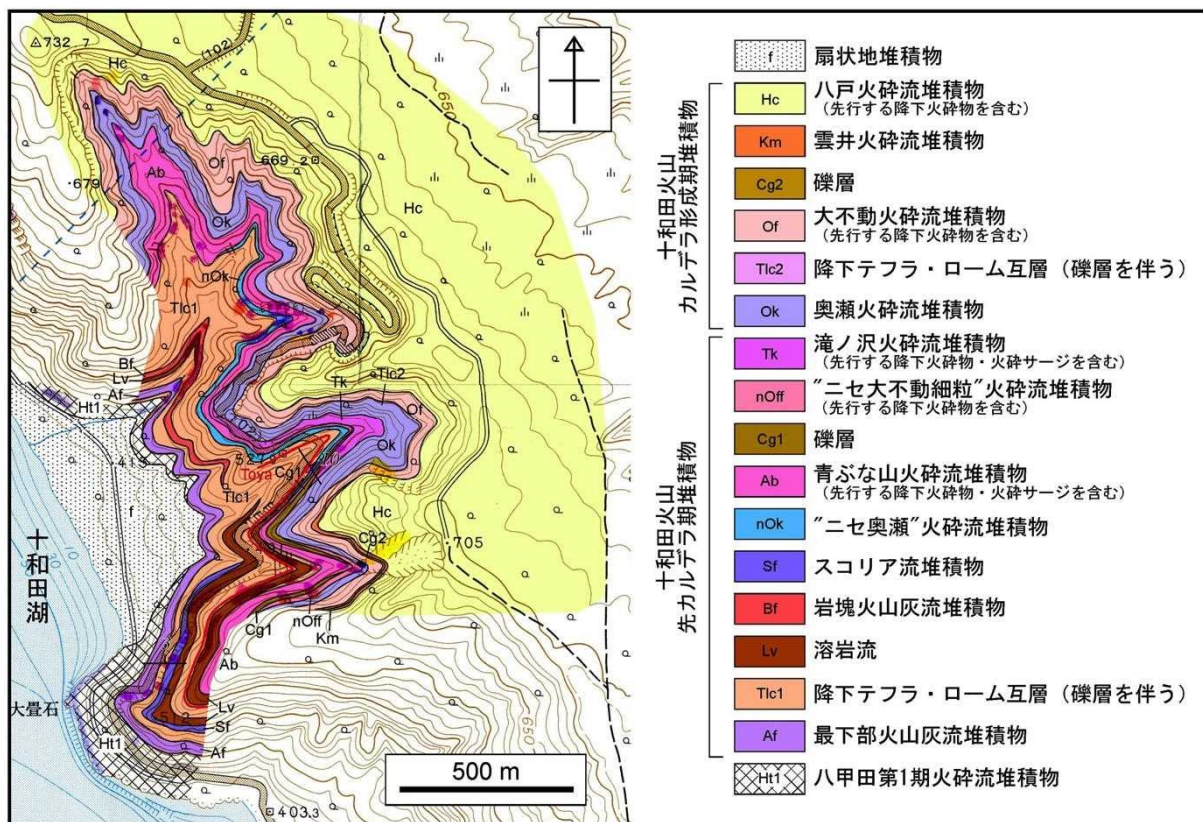


図 2.1-2 十和田カルデラ北東壁(青樺山付近)の地質図. 国土地理院発行の2万5千分の1地形図「十和田湖東部」「陸奥焼山」を利用した.

この地域では、約76万年前の八甲田第1期火砕流堆積物を基盤として、これを層厚250m程度の十和田火山噴出物が不整合に覆っている(図2.1-3). 先カルデラ期噴出物下部は、降下テフラ・ローム互層(しばしば礫層を伴う)を主体とし、少なくとも3枚の玄武岩質安山岩~安山岩溶岩流と3枚の火砕流堆積物(スコリア流堆積物・岩塊火山灰流堆積物)を挟む(図2.1-3). このうち、最上位の溶岩流直下の層準にToyaが挟在する(図2.1-2, 3).

先カルデラ期噴出物上部は、火砕流堆積物を主体とし、火砕サージ堆積物、降下テフラ及び礫層を伴う(図2.1-3). 火砕流堆積物は、軽石流あるいはスコリア流堆積物からなり、いずれも今回の調査で初めて発見されたものである. 少なくとも4枚識別でき、層厚はそれぞれ10~20m程度である. これらの火砕流堆積物は、岩相の類似から、従来はカルデラ形成期の奥瀬火砕流堆積物あるいは大不動火砕流堆積物に一括されていたものと推測される.

カルデラ形成期噴出物は、火砕流堆積物を主体とし、降下テフラ及び礫層を伴う. 火砕流堆積物は、下位より奥瀬火砕流堆積物、大不動火砕流堆積物、雲井火砕流堆積物、八戸火砕流堆積物からなる(図2.1-3).

これまで十和田火山先カルデラ期の活動は、複数の小規模成層火山の活動で特徴づけられると考えられてきた(Hayakawa, 1985など). 青樺山付近における先カルデラ期噴出物下部も、その産状から成層火山の活動によるものと考えて特に矛盾はない. 一方、先カルデラ期噴出物上部は、主に層厚10~20mの複数の火砕流堆積物からなり(図2.1-3)、成層火山の噴出物というよりは、むしろ60ka以降のカルデラ形成期の噴出物に近い特徴を示す.

先カルデラ期噴出物上部を構成する火砕流堆積物は、約11万年前のToyaよりも上位、約6万年前の奥瀬火砕流堆積物(カルデラ形成期最初の噴出物)よりも下位の層準にある. したがって、先カルデラ期末期の約11~6万年前の間に、比較的規模の大きな火砕流噴火が少なくとも4回発生したことになる. これは平均すると約1.3万年に1回の頻度であり、カルデラ形成期と同等の頻度となる. ただし、これらの先カルデラ期末期の火砕流堆積物は、給源遠方の上北平野では見





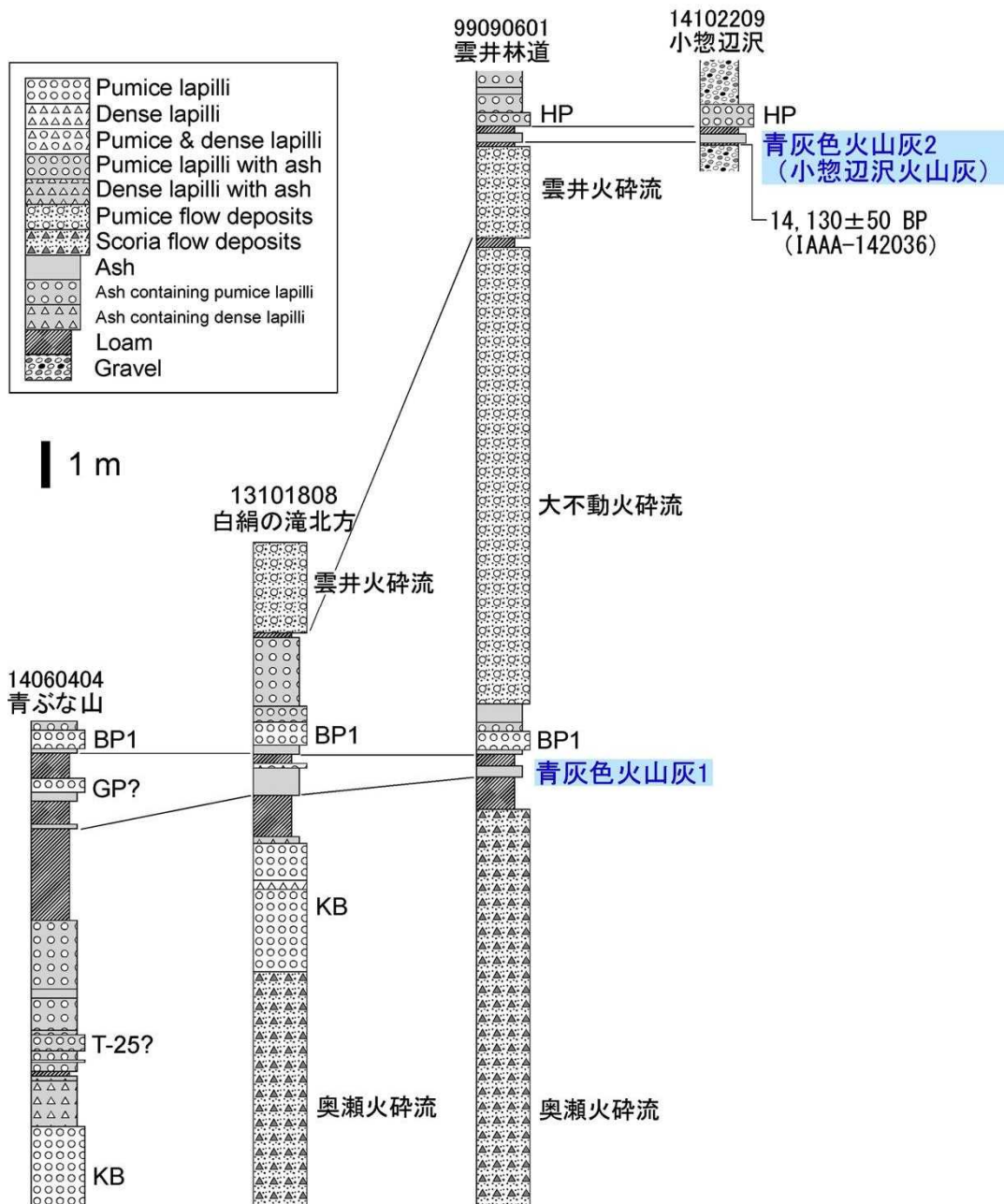


図 2.1-4 カルデラ形成期における小規模噴火堆積物の柱状図。露頭の位置を図 2.1-1 に示す。

### 2.1.1.2 ボーリング掘削調査結果

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(図 2.1-2, 3)。ただし、カルデラ壁の地形が急峻であるため、地表踏査が困難な場合もあり、その結果、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・連続的なセクションを得ることが必要である。そこで、十和田カルデラ北東壁付近(青樫山地域)において、ボーリング掘削調査を実施した(図 2.1-1)。

ボーリング掘削調査は、(株)ダイヤコンサルタントに依頼した。ボーリング掘削地点を図 2.1-1 に示す。ボーリング孔数は 1 孔、掘削方法は普通工法、コア径はφ65 mm とし、全深度についてオールコアリングを実施した。予定深度は当初 200 m としたが、作業途中でケーシングが抜管できなくなるトラブルが発生し、事態の解決に時間を要したこと、厚い礫層の掘削に時間を要したこと、道路の冬期閉鎖があり掘削期間の延長が不可能であったことが重なり、結果として掘削深

度は 95.6 m となった。本ボーリング掘削調査により 95.6 m の連続コア試料が得られた。得られたコアを基に作成した柱状図を図 2.1-5 に示す。

深度 0~9.9 m は後カルデラ期の噴出物で構成される。上位より、噴火エピソード A の毛馬内火砕流堆積物、噴火エピソード B の惣辺火山灰、噴火エピソード C の宇樽部火山灰、金ヶ沢軽石、中楸軽石、噴火エピソード D' の戸来火山灰、噴火エピソード H~K に相当する二の倉スコリアが認められた。

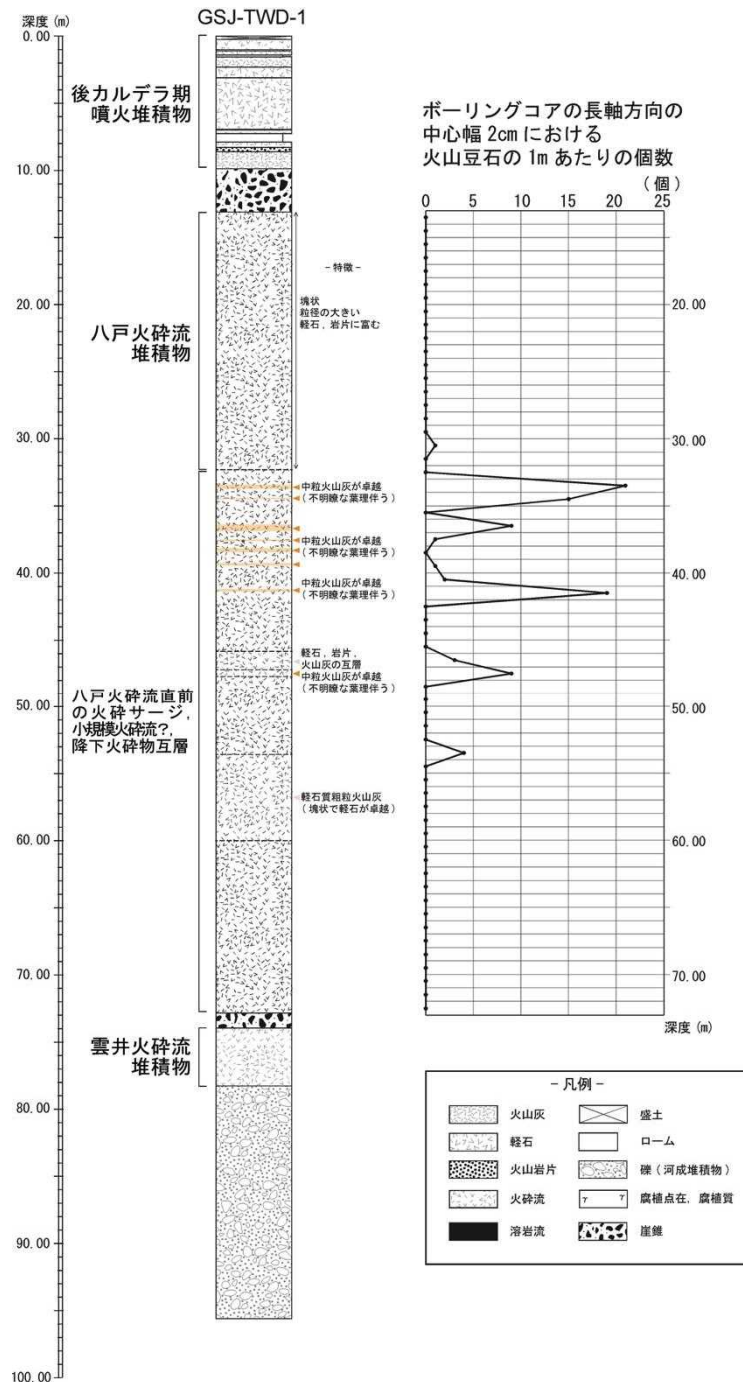


図 2.1-5 ボーリング柱状図。掘削位置を図 2.1-1 に示す。



深度 9.9~13.0 m は礫層で構成される。

深度 13.0~72.8 m は噴火エピソード L の噴出物で構成される。このうち、上部 13.0~32.4 m については、軽石火山岩塊・火山礫と火山灰から構成され、全体を通して塊状で淘汰の悪い岩相から、八戸火砕流堆積物に対比される(図 2.1-5)。一方、下部 32.4~72.8 m は、上部と同様に軽石火山岩塊・火山礫と火山灰から構成されるものの、一部を除いて軽石の粗密が繰り返される弱い成層構造が全体的に認められ、部分的に火山灰層と軽石火山礫層が明瞭に互層を成す部分や、細かい葉理を伴う火山灰層を挟む。33~54 m の部分には、火山豆石が頻繁に含まれる(図 2.1-5)。53.7~60 m の部分は、成層構造を欠く部分で、塊状で礫支持の軽石火山礫及び粒間を埋める粗粒火山灰からなる。下部については、全体を通して成層構造が見られること、一部で明瞭な互層・葉理が認められること、火山豆石を頻繁に含むことから、火砕サージ堆積物、小規模な火砕流堆積物、降下火砕物の互層からなると考えられる。特に、53.7~60 m の部分は淘汰が悪いものの、礫支持構造を示すことから、降下火砕物である可能性が高い。下部は、層準的に給源遠方(上北平野)で観察される八戸降下軽石(HP1~HP6:大池・中川, 1979)と同時期の堆積物とみなせる。しかしながら、HP1~HP6 が降下軽石と降下火山灰から構成され、そのうち HP2, HP4, HP6 は明瞭なプリニアン降下軽石であるのに対し(早川, 1983)、給源付近では火砕サージ堆積物や火砕流堆積物を挟み、顕著な降下軽石層としては深度 53.7~60 m の 1 層準しか認められない。これらの岩相の違いの要因については、給源近傍と遠方で堆積様式が異なっていたことによる可能性も考えられるが、今後の検討課題である。

深度 72.8~74 m は礫層で構成される。

深度 74~78.3 m は、軽石火山岩塊・火山礫と火山灰から構成され、無斑晶質の淡灰色軽石で特徴づけられ、全体を通して塊状で淘汰の悪い岩相から、噴火エピソード M の雲井火砕流堆積物に対比される(図 2.1-5)。

深度 78.3~95.6 m は礫層で構成される。

### 2.1.1.3 テフラ分析結果

カルデラ縁辺部における先カルデラ期噴出物は、広域テフラである洞爺火山灰(Toya:町田ほか, 1987)を挟在することが知られている(Hayakawa, 1985; 早川, 1993)。本研究においても、Toya とみられる細粒火山灰層を複数地点で確認した(図 2.1-6)。しかしながら、Hayakawa (1985)、早川 (1993) は、これらを Toya に対比はしているものの、その根拠となる定量的データを一切示していない。おそらく岩相のみで対比を行なったものと推測される。Toya の堆積年代は、酸素同位体層序より 0.112 Ma (白井ほか, 1997)と比較的精度良く見積もられている。したがって、Toya の確実な確認・対比は、先カルデラ期噴出物に時間軸を入れるために重要と言える。そこで、これらの細粒火山灰層 2 試料(図 2.1-6)について、テフラ分析(鉍物組成分析、火山ガラス・斜方輝石の屈折率測定)を行なった。

先カルデラ期噴出物は、八甲田カルデラを給源とする八甲田第 2 期火砕流堆積物(村岡・高倉, 1988)を基盤とし、その上位に存在すると考えられている(村岡・高倉, 1988; 宝田・村岡, 2004)。しかしながら、同じく八甲田カルデラを給源とする八甲田第 1 期火砕流堆積物(村岡・高倉, 1988)と八甲田第 2 期火砕流堆積物は、同様な岩相・鉍物組成を示すために、肉眼や薄片観察での区別が極めて困難である。本研究においても、先カルデラ期噴出物の基盤として、溶結した火砕流堆積物(溶結凝灰岩)を複数地点で確認したが(図 2.1-3)、八甲田第 1 期・第 2 期火砕流堆積物のどちらなのか、肉眼・薄片観察だけで確証を得ることはできなかった。これらを識別することは、先カルデラ期噴出物の下限年代をおさえるために必須である。その識別のための有効な指標として、斜方輝石の屈折率の違いが報告されている(Suzuki et al., 2005)。そこで、これらの溶結凝灰岩についても、テフラ分析(鉍物組成分析、斜方輝石の屈折率測定)を行なった。

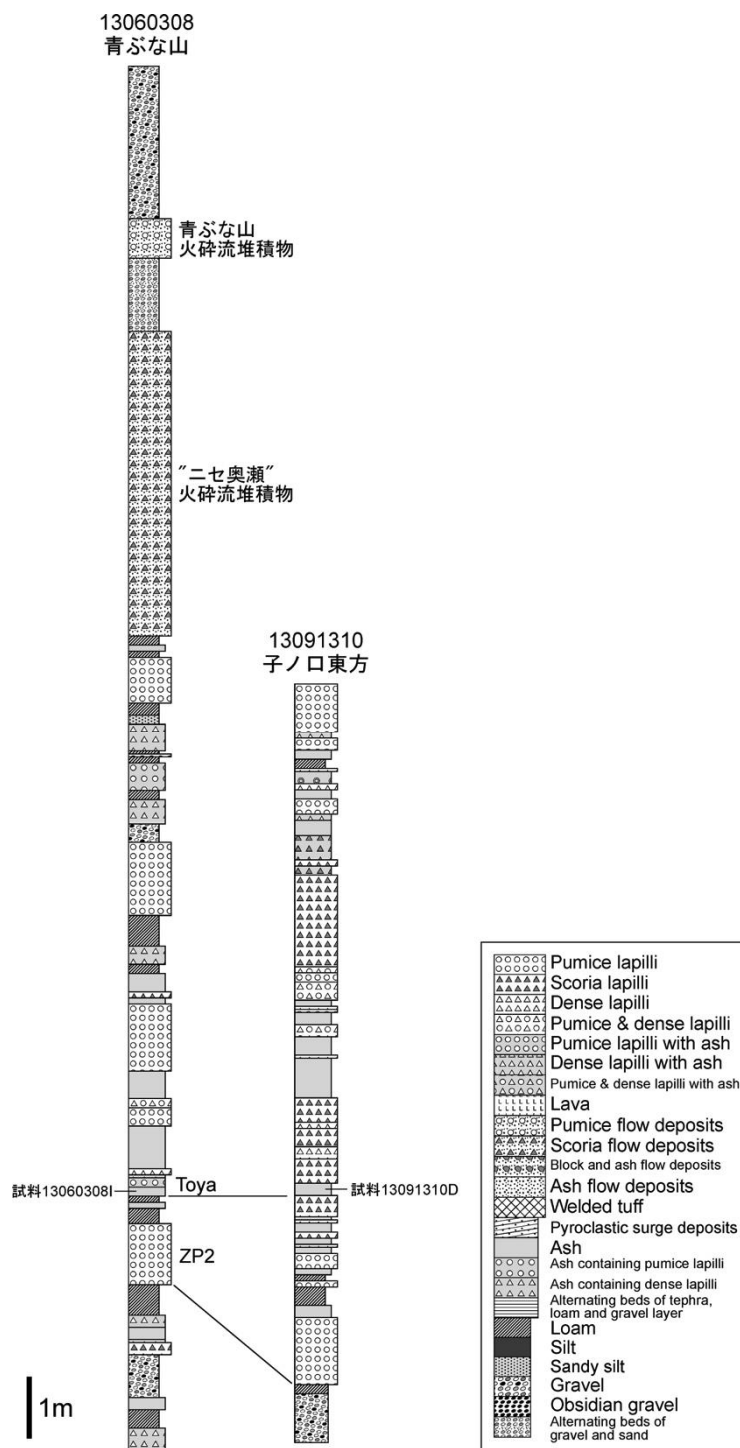


図 2.1-6 Toya 挟在層準のテフラ柱状図. 露頭の位置を図 2.1-1 に示す.

テフラ分析は(株)京都フィッション・トラックに依頼した. 試料を粉碎した後, 超音波洗浄器を用いて極細粒物を懸濁させ, 上澄み液の濁りがなくなるまで水を替えながら取り除いた. 使い捨てメッシュ(60, 120, 250メッシュ)を用いて水中で篩い分け, 各フラクションの試料を乾燥・回収した. 120-250メッシュ(1/8-1/16mm)の試料の一部を光硬化剤(屈折率:  $nd=1.54$ )でスライドガラス上に封入し, 偏光顕微鏡下でこの薄片を観察し, 全鉱物組合せモード分析(火山ガラス, 軽鉱物, 重鉱物, 岩片, その他を対象)と重鉱物組合せモード分析(かんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石, 角閃石, 黒雲母, 燐灰石, ジルコン, 不透明鉱物を対象)を行った. 次に,

温度変化型屈折率測定装置（RIMS：檀原，1991；Danbara et al., 1992）を用い，火山ガラスと斜方輝石の屈折率測定を行った．これらの分析方法のより詳しい説明は山下ほか（2007）に記載されている．テフラ分析結果を図 2.1-7 に示す．

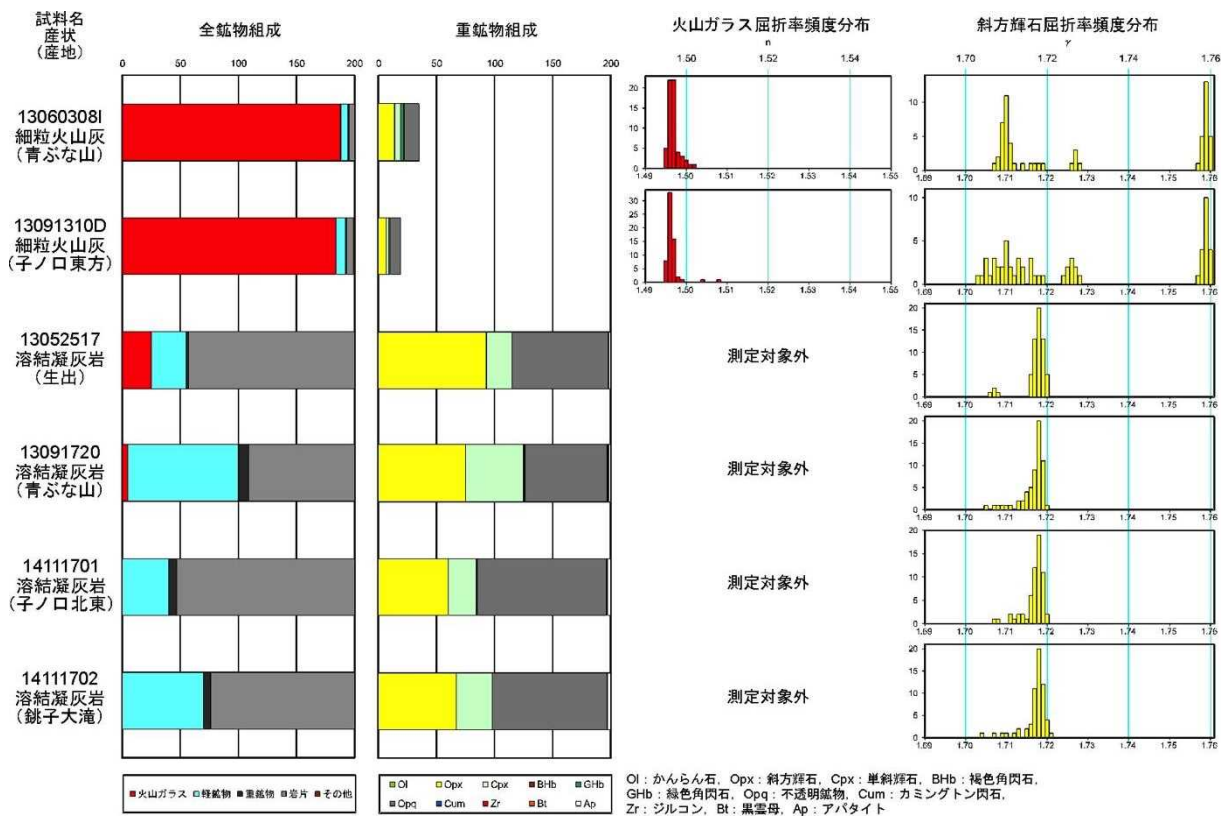


図 2.1-7 テフラ分析結果．試料採取地点を図 2.1-1 に示す．

試料 13060308I と 13091310D は，それぞれ青森県十和田市青樺山，子ノ口東方で採取された淡い黄土色を呈するガラス質細粒火山灰である（図 2.1-6）．これらは先カルデラ期の降下火砕堆積物に挟在する．いずれの試料も，斜長石，石英，斜方輝石，単斜輝石，普通角閃石，不透明鉱物を含む．火山ガラス屈折率の最頻値は 1.496-1.497 である（図 2.1-7）．斜方輝石の屈折率は 1.707-1.728 付近のものに加え，1.757-1.760 付近のユーライト組成のものを伴うことで特徴づけられる（図 2.1-7）．これらの特徴は，これまでに報告されている Toya の特徴（町田ほか，1987）と極めて良く一致する．したがって，これらの火山灰層は Toya に対比可能である．

試料 13052517，13091720，14111701，14111702 は，それぞれ，秋田県小坂町生出，青森県十和田市青樺山，子ノ口北東，銚子大滝において採取された溶結凝灰岩試料である（図 2.1-1）．いずれの試料も斜長石，石英，斜方輝石，単斜輝石，不透明鉱物を含む．これらに加え，試料 13091720 及び 14111701 は極微量の普通角閃石を含む．斜方輝石の屈折率は，いずれも 1.715-1.720 付近に集中する（図 2.1-7）．これらの特徴は，八甲田第 1 期火砕流堆積物の特徴（Suzuki et al., 2005）と一致する．したがって，これらの溶結凝灰岩は八甲田第 1 期火砕流堆積物に対比される．このうち，試料 13052517 については，これまで八甲田第 2 期火砕流堆積物と考えられてきたが（村岡・高倉，1988），実際は八甲田第 1 期火砕流堆積物であることが判明した．これにより，先カルデラ期噴出物は，八甲田第 1 期火砕流堆積物よりも上位であることは確実となったが，八甲田第 2 期火砕流堆積物との関係は不明確である．両者の関係については，今後詳細に調査を行なう必要がある．

#### 2.1.1.4 放射性炭素年代測定結果

今回、噴火エピソードL・M堆積物間に、新たに火山灰層（小惣辺沢火山灰：新称）を見いだした（2.1.2を参照；図2.1-4）。この火山灰層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を対象に、放射性炭素年代測定を行なった。

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-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2.1-1に、暦年較正結果を表2.1-2に示す。

表 2.1-1 放射性炭素年代測定結果

測定番号	試料名	採取場所	試料 形態	処理 方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)	$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり	
						Libby Age (yrBP)	pMC (%)
<b>IAAA-142036</b>	14102209C	青森県十和田市小惣辺沢支流	土壌	AAA	<b>-24.35 ± 0.51</b>	<b>14,130 ± 50</b>	<b>17.21 ± 0.11</b>

表 2.1-2 暦年代較正結果

測定番号	$\delta^{13}\text{C}$ 補正なし		暦年較正用(yrBP)	1 $\sigma$ 暦年代範囲	2 $\sigma$ 暦年代範囲
	Age (yrBP)	pMC (%)			
<b>IAAA-142036</b>	<b>14,120 ± 50</b>	<b>17.23 ± 0.11</b>	<b>14,134 ± 49</b>	17311calBP - 17091calBP (68.2%)	17426calBP - 17006calBP (95.4%)

小惣辺沢火山灰の直下ロームから、14,130±50 BP（IAAA-142036）の<sup>14</sup>C年代値が得られた（表2.1-1）。この年代を暦年較正すると、17.1～17.3 kaとなる（表2.1-2）。小惣辺沢火山灰は、八戸降下軽石（HP：大池・中川，1979）の下位、ビスケット2テフラ（BP2：大池・中川，1979）と同じ噴火エピソードの雲井火砕流堆積物の上位の層準に挟在する（第2.1-4図）。今回得られた<sup>14</sup>C年代は、上位のHPが<sup>14</sup>C年代（暦年代）で15.5 ka（Horiuchi et al., 2007）、下位のBP2が<sup>14</sup>C年代（暦年代）で約21 ka（工藤・小林，2013）であることと良く調和する。

#### 2.1.1.5 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，本年度はこれらの火山体の形成時期を明確にするために，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2.1-1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<sup>38</sup>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. 1-3 に示す。

表 2. 1-3 K-Ar 年代測定結果

試料名 (採取地点)	測定物 (メッシュサイズ)	カリウム含有量 (wt. %)	放射性起源 <sup>40</sup> Ar (10 <sup>-8</sup> cc STP/g)	K-Ar年代 (Ma)	非放射性起源 <sup>40</sup> Ar (%)
13091201 (双竜の滝)	石基 (#60-80)	0.312 ± 0.006	1.06 ± 0.11	0.87 ± 0.10	81.1
			0.98 ± 0.11	0.81 ± 0.09	81.8
13091916 (錦見の滝)	石基 (#60-80)	0.423 ± 0.008	1.13 ± 0.12	0.69 ± 0.07	82.7
			1.05 ± 0.12	0.64 ± 0.07	84.0
13101920 (奥入瀬溪流)	石基 (#60-80)	0.394 ± 0.008	1.14 ± 0.21	0.75 ± 0.14	90.9
			1.11 ± 0.20	0.72 ± 0.13	91.3
14060317 (温川沢)	石基 (#60-80)	0.270 ± 0.005	1.44 ± 0.23	1.37 ± 0.22	89.9
			1.55 ± 0.23	1.48 ± 0.22	89.2
14061004 (宇樽部川上流)	石基 (#60-80)	0.895 ± 0.018	6.86 ± 0.74	1.97 ± 0.22	86.2
			6.84 ± 0.72	1.97 ± 0.21	86.2

FT 年代測定及び U-Pb 年代測定は、(株) 京都フィッシュン・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である。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 2. 1-4 に示す。

表 2. 1-4 FT・U-Pb 年代測定結果

試料名	(1) (2)		結晶数 (個)	自発核分裂飛跡 $\rho_s$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) $N_s$		U 総計数 $\rho_u$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) $N_u$		(3), (4) Uスタンダード計数 $\rho_{ustd}$ ( $\times 10^3 \text{cm}^{-2}$ ) $N_{ustd}$		(5) 相関係数 r	(6) $\chi^2$ 検定 Pr( $\chi^2$ )	ウラン濃度 (ppm)	(7), (8), (9), (10) FT 年代値 (Ma) Age ± 1σ	U-Pb 年代値 (Ma) Age ± 2σ
	測定鉱物	測定方法		$\rho_s$	$N_s$	$\rho_u$	$N_u$	$\rho_{ustd}$	$N_{ustd}$	r	Pr( $\chi^2$ )			
13060205B	Zr	ES	30	2.11 × 10 <sup>-4</sup>	7	1.15 × 10 <sup>-8</sup>	38264	523.1	25664	-0.089	87	210	0.31 ± 0.12	0.72 ± 0.07

- (1) 測定鉱物 Zr: ジルコン, Ap: アパタイト, Sp: スフェーン  
(2) 測定方法: LA-ICP-MS-FT (内部面: IS, 外部面: ES)  
(3) <sup>238</sup>U 濃度, U-Pb 年代測定用標準試料: 91500  
(4) レーザービーム径: 25μm  
(5) r:  $\rho_s$  と  $\rho_u$  の相関係数  
(6) Pr( $\chi^2$ ):  $\chi^2$  値の自由度(n-1)の  $\chi^2$  分布における上側確率 (Galbraith, 1981)  
(7) 年代値:  $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \epsilon \cdot (\rho_s / \rho_u) \cdot \rho_{ustd}]$  (ISは  $\rho_s \times 1/2$ )  
(8) 誤差:  $\sigma_T = T \times [1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_u + 1/\Sigma N_{ustd} + (\sigma_r / r)^2]^{1/2}$   
(9) <sup>238</sup>U の全壊変定数:  $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

**試料 13091201**: 採取地点は青森県十和田市奥瀬養老沢の双竜の滝である(図 2. 1-1)。厚さ 23 m 以上の玄武岩質安山岩溶岩であり、上部 15 m にエンタブラチャ、下部 8 m に柱状節理が発達している。露出状況から見て、八甲田第 1 期火砕流堆積物(0.76 Ma: Suzuki et al., 2005) の上位に位置すると考えられる。本溶岩試料より 0.87 ± 0.10, 0.81 ± 0.09 Ma の K-Ar 年代が得られた(表 2. 1-3)。この年代は、層序から予想される年代よりもやや古めである。宝田・村岡(2004)は、本溶岩を十和田火山先カルデラ期の「青樫山火砕物・溶岩」に区分し、噴出年代を約 20~7 万年前と推定した。今回得られた年代は、本溶岩が Hayakawa (1985) による十和田火山先カルデラ期(約 20 万年前以降)ではなく、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 13091916**: 採取地点は秋田県鹿角市中滝の錦見の滝である(図 2. 1-1)。厚さ 15 m 以上の安山岩溶岩であり、板状節理が発達している。本溶岩試料より 0.69 ± 0.07, 0.64 ± 0.07 Ma の K-Ar 年代が得られた(表 2. 1-3)。本溶岩は従来、十和田火山先カルデラ期噴出物(井上ほか, 1973)、あるいは鮮新統の三ツ森安山岩(村岡・高倉, 1988)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 13101920**: 採取地点は青森県十和田市奥瀬の奥入瀬溪流沿いの枝沢である(図 2. 1-1)。厚

さ 7 m 以上の玄武岩質安山岩溶岩である。既存の研究報告では未報告の溶岩であり、露出状況から見て、八甲田第 1 期火砕流堆積物 (0.76 Ma : Suzuki et al., 2005) の上位, 八甲田第 2 期火砕流堆積物 (0.40 Ma : 工藤ほか, 2006) の下位に位置すると考えられる。本溶岩試料より  $0.75 \pm 0.14$ ,  $0.72 \pm 0.13$  Ma の K-Ar 年代が得られた (表 2.1-3)。これは層序関係と非常に調和的な年代である。本溶岩は先十和田火山群の活動による産物とみられる。

**試料 14060317** : 採取地点は青森県平川市温川の温川沢沿いの枝沢である (図 2.1-1)。厚さ 3 m 以上の玄武岩質安山岩溶岩である。本溶岩試料より  $1.37 \pm 0.22$ ,  $1.48 \pm 0.22$  Ma の K-Ar 年代が得られた (表 2.1-3)。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が、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 14061004** : 採取地点は青森県十和田市宇樽部川上流である (図 2.1-1)。厚さ 20 m 以上の安山岩凝灰角礫岩である。本凝灰角礫岩試料より  $1.97 \pm 0.22$ ,  $1.97 \pm 0.21$  Ma の K-Ar 年代が得られた (表 2.1-3)。本凝灰角礫岩は、Hayakawa (1985) では先十和田火山群の噴出物, 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 13060205B** : 採取地点は秋田県小坂町水無沢である (図 2.1-1)。厚さ 6 m 以上の淡褐灰色を呈する非溶結火砕流堆積物であり、長径 3 cm 以下の軽石とやや発泡した黒曜岩, 長径 5 cm 以下の岩片を含む。既存の研究報告では未報告の火砕流堆積物である。八甲田第 1 期火砕流堆積物に極めてよく似た岩相を示すが、普通角閃石をより多く含むことから区別できる。十和田火山先カルデラ期あるいは先十和田火山群とみられる安山岩溶岩に挟在する。本火砕流堆積物試料より、 $0.31 \pm 0.12$  Ma の FT 年代,  $0.72 \pm 0.07$  Ma の U-Pb 年代が得られた (表 2.1-4)。両者は誤差の範囲を越えて有意に異なる年代である。粒子毎の年代に注目すると、FT 年代は 30 粒子のうち、23 粒子で 0トラックを示しており、ばらつきが大きい。一方、U-Pb 年代は、コンコードント粒子に絞って算出された年代値であり、相対的に誤差が小さい。このことから、U-Pb 年代の方がより信頼性が高いと判断される。したがって、本火砕流堆積物を挟在する安山岩溶岩の年代は、おおよそ 0.7 Ma 頃であると判断される。これらの安山岩溶岩は、分布状況から見て、 $0.45 \pm 0.16$  Ma,  $0.62 \pm 0.16$  Ma の K-Ar 年代 (佐々木ほか, 1998) が報告された爺倉岬火山の溶岩に対比されると考えられる。今回得られた年代は、これらの K-Ar 年代と大きく矛盾はせず、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。

今回の K-Ar 年代測定により、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なった。また、従来は十和田火山先カルデラ期とされていた噴出物であっても、実際には古い火山活動による噴出物が一部で含まれていることが判明した。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、これらの古い火山 (先十和田火山群) と十和田火山先カルデラ期に長期の火山活動間隙があるのかどうか、別個の火山 (マグマ系) として区別すべきなのかどうかを更に詳細に検討する必要がある。

### 2.1.1.6 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、一部の大规模噴火堆積物や溶岩流のみ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、先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物を対象として、主成分元素全岩化学組成及び Sr 同位体比の分析を行なった。主成分元素全岩化学組成の分析には、産業技術総



合研究所所有の蛍光 X 線分析装置 PHILIPS 社製 PW1404 を使用し，1：10 希釈のガラスビードを用いた．分析試料数は 185 個である．Sr 同位体比分析は，日鉄鉱コンサルタント（株）を通じて，Activation Laboratories Ltd. に依頼した．分析試料数は 7 個である．

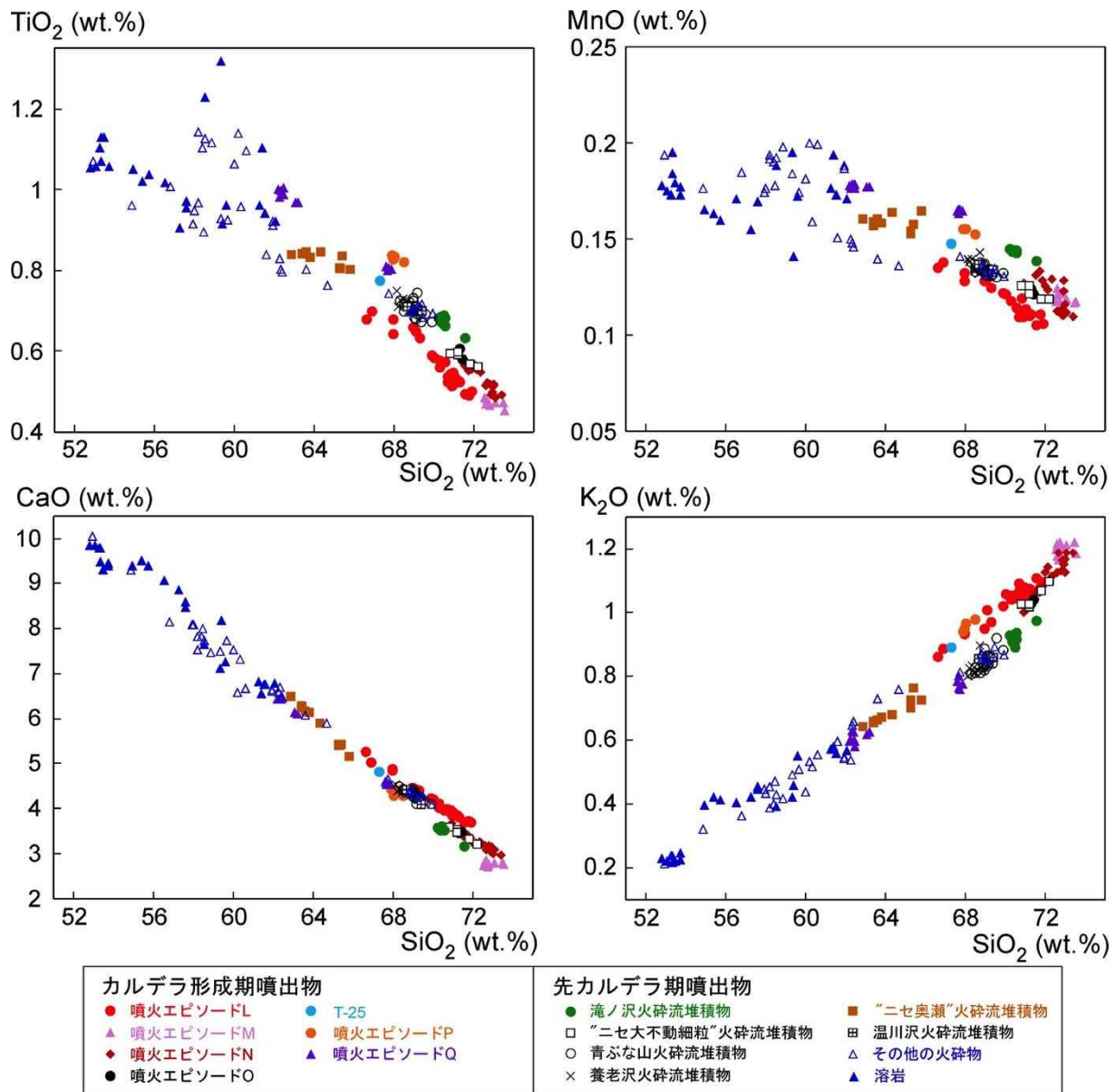


図 2.1-8 十和田火山カルデラ形成期～先カルデラ期噴出物の全岩化学組成ハーカークラスタグラム。

### 主成分元素全岩化学組成

図 2.1-8 にカルデラ形成期～先カルデラ期噴出物の主成分元素全岩化学組成ハーカークラスタグラムを示す。先カルデラ期噴出物は，SiO<sub>2</sub>量が 52.8～72.2 wt.%（無水 100%に再計算した値，以下同様）の範囲の玄武岩質安山岩，安山岩，デイサイトおよび流紋岩からなる。カルデラ形成期噴出物は，SiO<sub>2</sub>量が 62.2～73.5 wt.%の範囲の安山岩，デイサイトおよび流紋岩からなる。十和田火山噴出物は，後カルデラ期噴出物において，噴火エピソード毎にハーカークラスタグラム上で特有の組成領域を示すことが報告されている（工藤，2010a）。今回，先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物においても，後カルデラ期と同様に，噴火エピソード毎に特有の組成領域を示すことが判明した（図 2.1-8）。例えば，カルデラ形成期の噴火エピソードL，M，N，O，T-25，P，Qの噴出物は，TiO<sub>2</sub>，MnO，CaOのハーカークラスタグラムでそれぞれ特有の組成領域を示す（図 2.1-8）。また，先カルデラ期の滝ノ沢火砕流堆積

物, “ニセ大不動” 火砕流堆積物, 青樫山火砕流堆積物, “ニセ奥瀬” 火砕流堆積物についても, それぞれ特有の組成領域を示す (図 2. 1-8). ただし, 青樫山火砕流堆積物, 養老沢火砕流堆積物, 温川沢火砕流堆積物については, 組成が同じ領域に集中し, 化学組成のみで区別することは不可能である. これらの 3 枚の火砕流は, ほぼ同層準に認められることから, 噴火時期が近接している可能性があり, そのために組成が類似している可能性がある.  $K_2O$  のハーカー図では, 先カルデラ期噴出物と噴火エピソード Q 噴出物が, 噴火エピソード Q 以外のカルデラ形成期噴出物よりも同じ  $SiO_2$  量で比較したときに  $K_2O$  が低い傾向が認められる (図 2. 1-8). 噴火エピソード Q はカルデラ形成期最初の噴火であり, その化学的特徴が先行するカルデラ形成期と類似することは興味深い事実である.

表 2. 1-5 Sr 同位体比分析結果

Sample no.	Geological unit	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm 2s$
L-1	八戸火砕流堆積物	0.704218	0.000003
M-1	雲井火砕流堆積物	0.704284	0.000003
N-1	大不動火砕流堆積物	0.704175	0.000005
Q-1	奥瀬火砕流堆積物	0.704140	0.000003
Q-2	RP	0.704122	0.000003
PC-1	青樫山火砕流堆積物	0.704126	0.000004
PC-2	青樫山火砕流堆積物	0.704142	0.000004

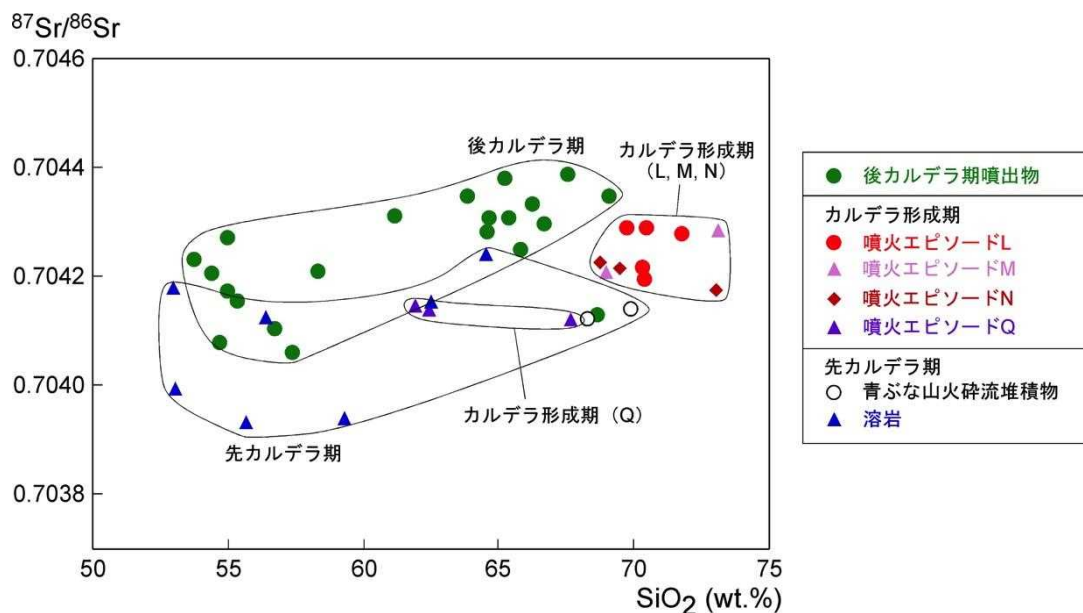


図 2. 1-9 十和田火山噴出物の Sr 同位体比-全岩  $SiO_2$  図. 本報告によるデータに加え, Chiba (1966), 倉沢ほか (1986), Hunter and Blake (1995) のデータを使用.

### Sr 同位体比

表 2. 1-5 に Sr 同位体比分析結果, 図 2. 1-9 に Sr 同位体比-全岩  $SiO_2$  図を示す. 図 2. 1-9 では, 本報告によるデータに加えて, Chiba (1966), 倉沢ほか (1986), Hunter and Blake (1995) のデータもプロットしている. 十和田火山噴出物は, 活動期によって Sr 同位体比の組成幅が変化することが判明している (Hunter and Blake, 1995). 本報告のデータを追加して検討した結果でも, 同様な傾向が確認された.  $^{87}Sr/^{86}Sr$  は, 先カルデラ期で 0.7039-0.7042, カルデラ形成期で 0.7041-0.7043, 後カルデラ期で 0.7041-0.7044 であり, 大局的には時代とともに増加する傾向が

認められる (図 2.1-9).

カルデラ形成期噴出物に注目すると、最初の噴火エピソード Q 噴出物は、以後の噴出物に比較して Sr 同位体比が低く、カルデラ形成期よりもむしろ先カルデラ期と同様な特徴を示す。前述したように、主成分元素においても、噴火エピソード Q の噴出物は先カルデラ期に類似した化学的特徴を示す。これらの事実は、噴火エピソード Q と P の間に、マグマ供給系に何らかの変化が生じた可能性を示唆する。

### マグマ組成の時代変遷

図 2.1-10 に噴出物の全岩  $\text{SiO}_2$  量時代変遷図を示す。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ので、年代軸ではなく層序順で示している。また、先カルデラ期については、層序関係が明確な青楓山付近 (第 2.1-2 図の範囲およびその近辺) の噴出物のみをプロットしている。なお、先カルデラ期の「上部」と「下部」は、図 2.1-3 に示したものと対応する。十和田火山では、全岩  $\text{SiO}_2$  量が時代とともに増加する 3 つのサイクルが認められ、それぞれのサイクルは活動期に対応している (図 2.1-10)。先カルデラ期では、玄武岩質安山岩から流紋岩へと、大局的には上位層準ほど  $\text{SiO}_2$  が増加する傾向が認められる。特に、先カルデラ期噴出物上部では、カルデラ形成期と同様な  $\text{SiO}_2$  量のマグマが噴出しており、活動様式的にも規模は小さいもののカルデラ形成期に類似したものに变化している (2.1.2 参照)。カルデラ形成期へと移行すると、噴火エピソード Q (奥瀬火砕流) で  $\text{SiO}_2$  量は一旦減少するものの、その後、安山岩から流紋岩へと時間とともに  $\text{SiO}_2$  量が徐々に増加し、噴火エピソード M (雲井火砕流) で最大になり、その後、噴火エピソード L (八戸火砕流) で若干減少する。なお、カルデラ形成期最初の噴火エピソード Q では、それ以前の  $\text{SiO}_2$  量の変化傾向とは不連続であるものの、化学的特徴は先カルデラ期のマグマと類似する。後カルデラ期では、既に工藤 (2010b) が報告しているように、大局的には玄武岩質安山岩から流紋岩へと、時代とともに徐々に  $\text{SiO}_2$  量が増加する傾向が認められる (図 2.1-10)。

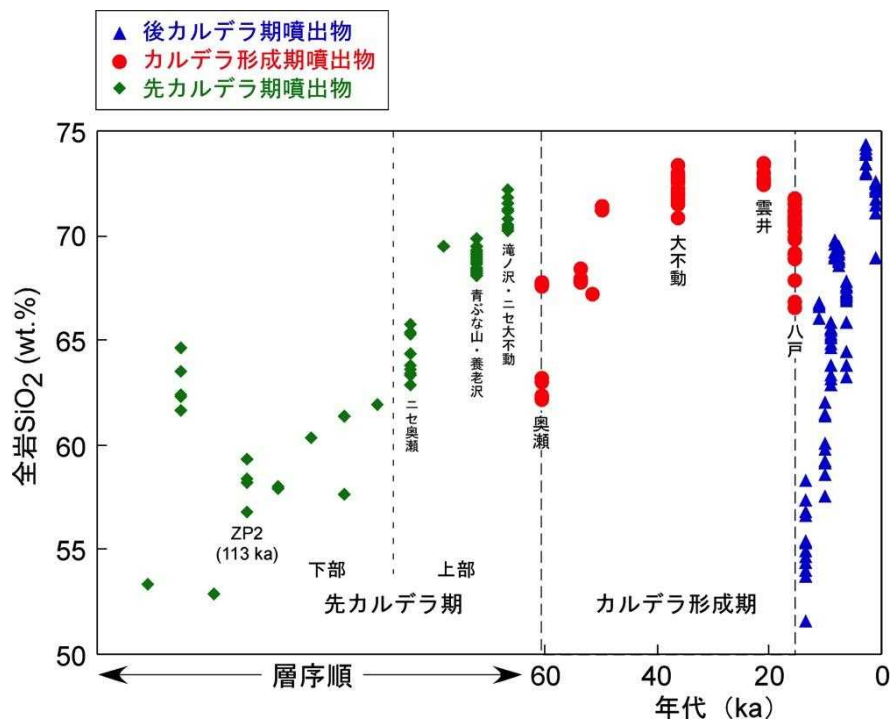


図 2.1-10 十和田火山における噴出物全岩  $\text{SiO}_2$  量の時代変化。後カルデラ期噴出物のデータは工藤 (2010a), 谷口 (1972), 及び Hunter and Blake (1995) による。

今回の化学分析結果により、先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物について、全岩化学組成の特徴が初めて網羅的に把握され、噴火毎に特有な組成領域を示すことが判明した。この特徴は、詳細な噴出物層序の構築や対比において、極めて有効な指標となりうる。また、先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物では、噴火エピソード Q 以前とその後で、同じ  $\text{SiO}_2$  量で比較したときに  $\text{K}_2\text{O}$  量が増加すること、Sr 同位体比が増加することが判明した。これらの特徴は、この時期にマグマ供給系に何らかの変化が生じた可能性を示唆する。さらに、先カルデラ期～カルデラ形成期における全岩  $\text{SiO}_2$  量の詳細な時代変遷が初めて明らかになり、全岩  $\text{SiO}_2$  量が時代とともに増加する 3 つのサイクルが認められること、それぞれのサイクルは活動期に対応することが判明した。ただし、先カルデラ期噴出物の組成変化サイクルについては、今のところ青樺山地域のみで確認された特徴であるため、今後、先カルデラ期噴出物全体について詳細な層序の構築を行なった上で、再検討を進める必要がある。

### 2.1.1.7 まとめと今後の課題

今年度を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～カルデラ形成期の噴出物層序を把握するため、十和田カルデラ北東壁付近の地表踏査を重点的に行ない、詳細な層序を明らかにした。先カルデラ期噴出物は、噴出物の特徴から下部と上部に区分される。下部は、降下テフラ・ローム互層を主体とし、玄武岩質安山岩～安山岩溶岩流と小規模火砕流堆積物を挟む。これらは成層火山の活動による産物と考えられる。上部は、主に層厚 10～20 m の比較的規模の大きな複数の火砕流堆積物から構成され、カルデラ形成期の噴出物に類似した特徴を示す。堆積物の特徴及び火砕流の発生頻度から考えて、先カルデラ期末期の活動は、カルデラ形成期への移行期・過渡期として位置づけられる可能性がある。

2. 大規模火砕流噴火に挟在する小規模噴火の有無を確認するため、カルデラ形成期の噴出物を対象として、十和田湖周辺の広域を対象に地表踏査を行なった。その結果、噴火エピソード L と M の間に 1 枚、噴火エピソード O と P の間に 1 枚の青灰色火山灰層を新たに見いだした。このうち、前者を「小惣辺沢火山灰」と命名した。いずれも塊状の青灰色火山灰層であり、他の噴出量が既知のテフラとの比較から、その噴出量はおそらく  $0.01 \text{ km}^3$  のオーダーあるいはそれ以下であると考えられる。

3. 先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物の詳細な層序の確立を目的として、十和田カルデラ北東壁付近において、ボーリング掘削調査を実施した。その結果、95.6 m の連続コア試料が得られた。特に、給源付近における八戸火砕流発生直前の噴火堆積物について、詳細な層序が初めて判明した。

4. 先カルデラ期噴出物に伴って産する広域テフラ及び他火山起源の火砕流堆積物の確実な対比を目的として、6 試料についてテフラ分析を行なった。その結果、先カルデラ期噴出物に挟在する細粒火山灰が Toya、先カルデラ期噴出物の基盤を成す溶結凝灰岩が八甲田第 1 期火砕流堆積物に対比されることが判明した。

5. 小惣辺沢火山灰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を対象に、放射性炭素年代測定を行なった。その結果、火山灰の直下ロームから、 $14,130 \pm 50 \text{ BP}$  (暦年代で 17.1～17.3 ka) の  $^{14}\text{C}$  年代値が得られた。

6. 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、0.64～1.97 Ma の放射年代値が得られ、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なった。また、従来先カルデラ期とされていた噴出物であっても、実際には古い火山活動による噴出物が一部に含まれていることが判明した。

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、主成分元素全岩化学組成及び Sr 同位体比の分析を行なった。その結果、先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物について、全岩化学組成の特徴が初めて網羅的に把握され、

噴火毎に特有の組成領域を示すことが判明した。また、噴火エピソード Q 以前とその後で、同じ  $\text{SiO}_2$  量で比較したときに  $\text{K}_2\text{O}$  量が増加すること、Sr 同位体比が増加することが判明した。これらの特徴は、この時期にマグマ供給系に何らかの変化が生じた可能性を示唆する。さらに、先カルデラ期～カルデラ形成期における全岩  $\text{SiO}_2$  量の詳細な時代変遷が初めて明らかになり、全岩  $\text{SiO}_2$  量が時代とともに増加する 3 つのサイクルが認められること、それぞれのサイクルは活動期に対応することが明らかとなった。

今後の課題として以下の内容が挙げられる。

1. 先カルデラ期噴出物について、青樺山付近の層序については比較的詳細に明らかにできたが、他の地域については検討が不十分なままである。また、十分な年代軸がまだ入っていないことも今後の検討課題である。そこで、給源付近における噴出物層序の構築をさらに進めるとともに、火山ガラスの化学分析等の手法を用いて遠方（上北平野）に分布するテフラとの対比を行ない、詳細な時間軸を入れることが必要である。

2. カルデラ形成期における小規模噴火の有無について、噴火エピソード L-M 間の層序については、本年度までにほぼ把握できたと考えられる。しかし、噴火エピソード N-Q 間については、まだ不明な点が多く残されている。そこで、この層準に特に注目して地質調査を進めるとともに、必要に応じて放射年代測定を行なう必要がある。

3. 先カルデラ期に先行する火山活動の時期をより詳細に把握し、十和田火山先カルデラ期との関係を明らかにするため、地質調査と火山岩の放射年代測定を更に進める必要がある。特に、本年度の調査により、従来先カルデラ期とされていた噴出物であっても、実際には古い火山活動による噴出物が一部に含まれていることが判明したため、放射年代測定によるチェックは今後も欠かせないと考えられる。

4. 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詳細に把握することを目的として、全岩化学組成分析を引き続き行なう。また、噴火毎に異なる組成領域を示す特徴を有効に利用し、得られたデータを噴出物の対比や層序の構築に反映させる。また、先カルデラ期噴出物の組成変化サイクルについては、今のところ青樺山地域のみで確認された特徴であるため、今後、先カルデラ期噴出物全体について詳細な層序の構築を行なった上で、再検討を進める必要がある。

## 2.1.2 十和田湖湖底調査

### 調査概要

十和田火山は、約 15.5ka の八戸火砕流噴出による大型のカルデラ形成後、カルデラ内で小型のカルデラ形成を含む後カルデラ火成活動が続いている。しかし、大型カルデラ内のほとんどは湖となっているため、カルデラ底に記録された地質情報は乏しい状況であった。現在の後カルデラ火山活動の評価は、そのような乏しい地質情報を基に行われているのが現状である。十和田火山に限らず、カルデラ火山のカルデラ底は湖（カルデラ湖）となっている場合が多い。水域は、通常の地質調査では詳しい実態が把握できないため、カルデラ湖を持つ火山の後カルデラ火山活動史を編むことは難しい。しかし、海域で行われている技術を応用すれば、湖底の地質調査は可能である。近年の技術革新により、水底を調査する探査機器が従来よりも小型化されてきた。そのため、船舶に制限のある湖においても精度の良い湖底探査が行えるようになってきた。本調査は、そのような機器を用いて十和田火山において湖底探査を行い、後カルデラ火山活動を精度・確度よく復元することを目的としている。

今年度は、十和田湖全域を SES2000-standard（識別分解能 5 cm 以上）で、水深の深い中湖は StrataBox3510（最大 100m まで 15cm）を使用し、音響地層探査を 9 月 5-12 日に行った。側線数は、それぞれ 17、5 側線である。これらの機材に慣性 GNSS ジャイロセンサーと RTK-GNSS を組み合わせ、動揺補正を行い、位置決定も行った。音速の補正に使用した温度構造は、Minos X を使用して CTD 観測を行い取得した。その結果、StrataBox3510 では有意なデータは得られなかったものの、SES2000-standard では湖底全域の 17 側線すべてで有意な音響断面が得られた。急傾斜地は分解能が悪いが、平坦な湖底では、湖底下 20m ほどの構造が得られた。





図 2.1-11 側線位置図

### 調査結果

有意な結果が得られた、SES2000-standard の側線位置 (図 2.1-11) 音響地層断面図 (図 2.1-12、-19) を示す。明らかになった特徴的な構造としては、主なものは以下の 3 つである。

- 1) 五色岩火山体以降、3 つの溶岩ドームが活動が確認できた。特に御倉山の下位にある溶岩ドーム (側線④、⑧) は新発見である。
- 2) 中湖に流れこむ湖底谷の周辺には小丘が認められるが、これは下位の地層から洗い出されていることが明らかとなった (側線②-2、⑧、⑨、⑩、⑪)。また、谷地形は湖底の上部の地層も



切っており、最近形成されたと考えられる。この谷の形成による土砂は、中湖の湖底で扇状地を形成していないので、中湖湖底の地形は、谷の形成以降である。これは中湖が最後の噴火の平安時代の噴火穴である説と矛盾しない。

- 3) 和田湖最深部の中湖の湖底で、音波記録が途切れ、湖底の成層した地層が見えなくなる部分が認められる（側線②-1, ⑬, ⑭）。特に中海湖底の小丘上で記録がまったく取れていない（側線②-1, ⑭）。これは、湖底から湧出している熱水プルームによる散乱で音波記録が途切れている可能性が示唆される。

#### 今後の展開

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 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い、知見が不足しているカルデラ形成後の最新期火山活動の推移を明らかにする。

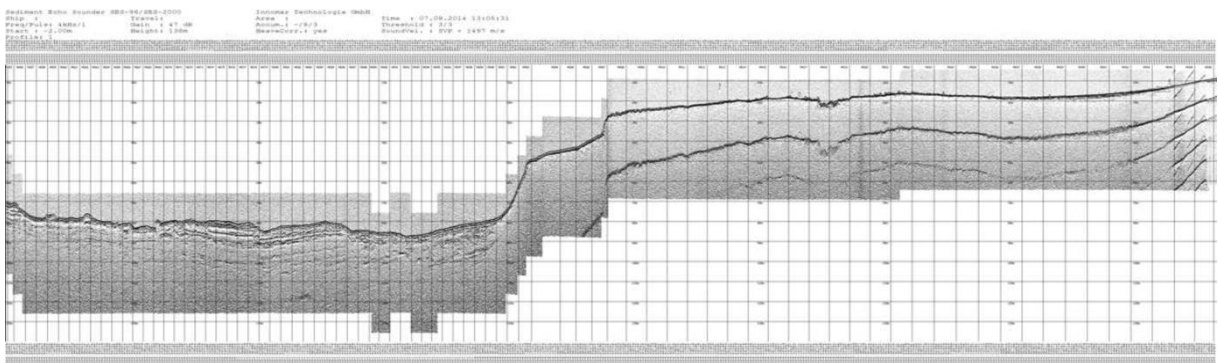


図 2.1-12 側線①

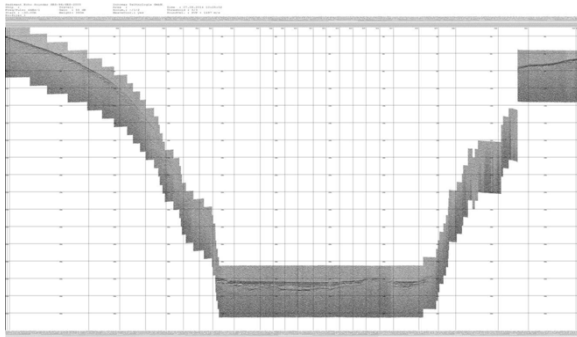


図 2.1-13 側線②-1

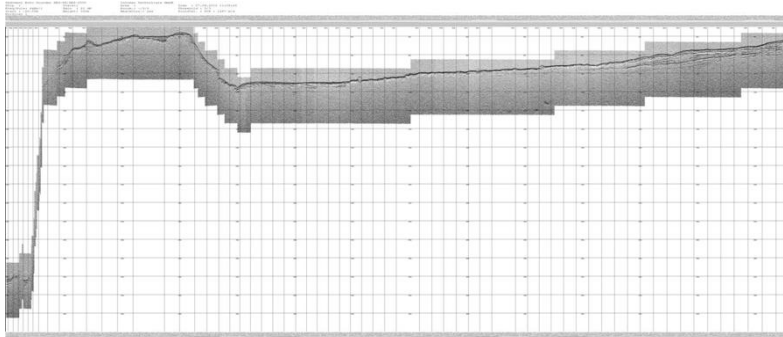


図 2.1-14 側線②-2

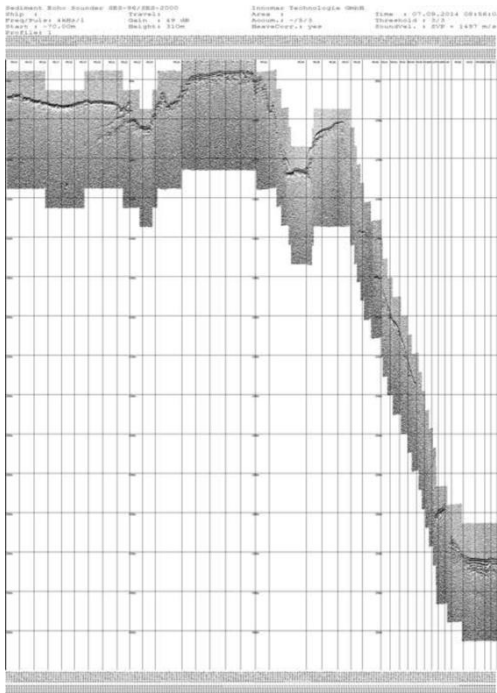


図 2.1-15 側線③

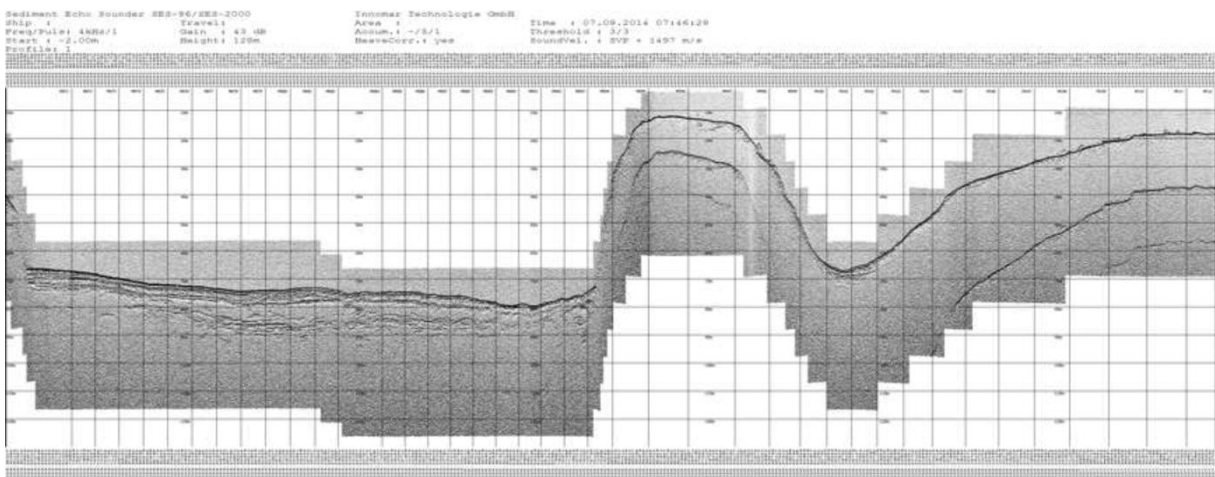


図 2.1-16 側線④

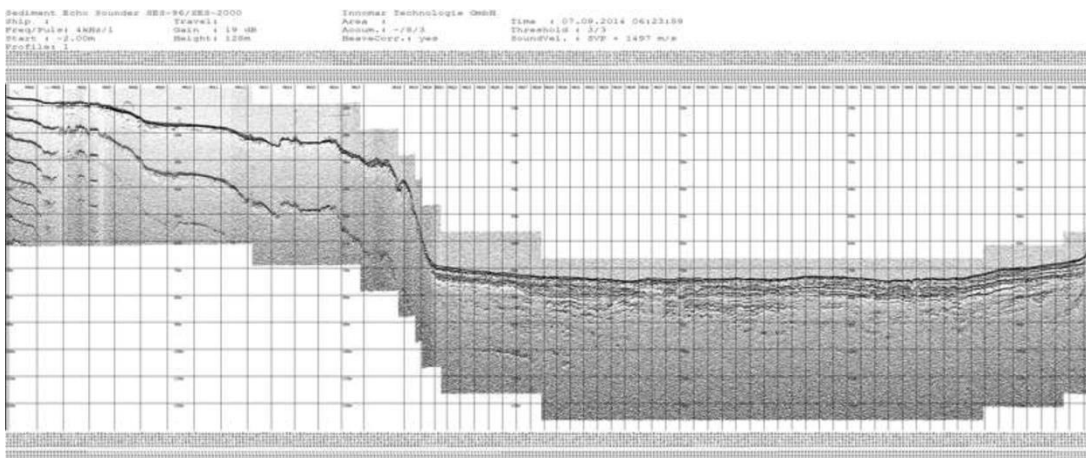


図 2.1-17 側線⑤

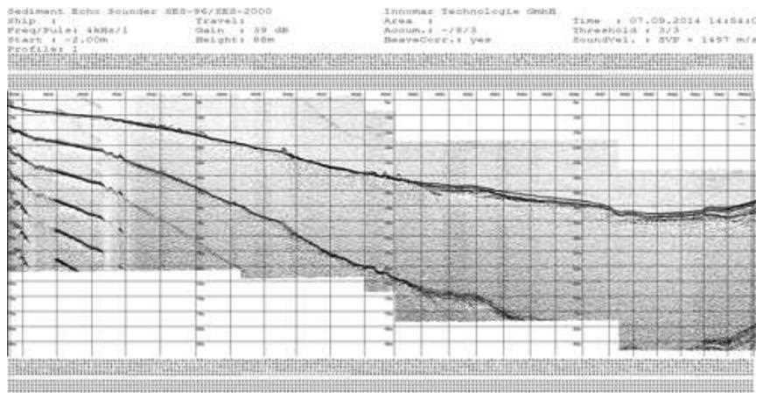


圖 2.1-18 側線⑥

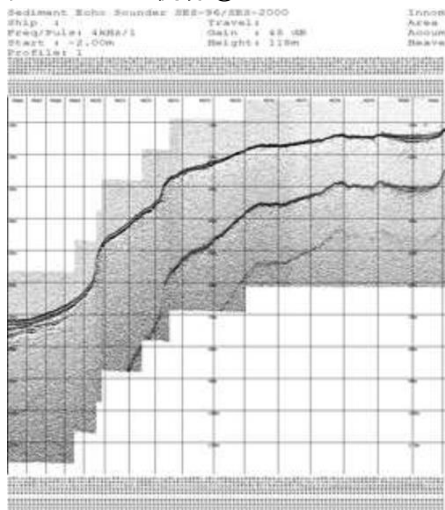


圖 2.1-19 側線⑦

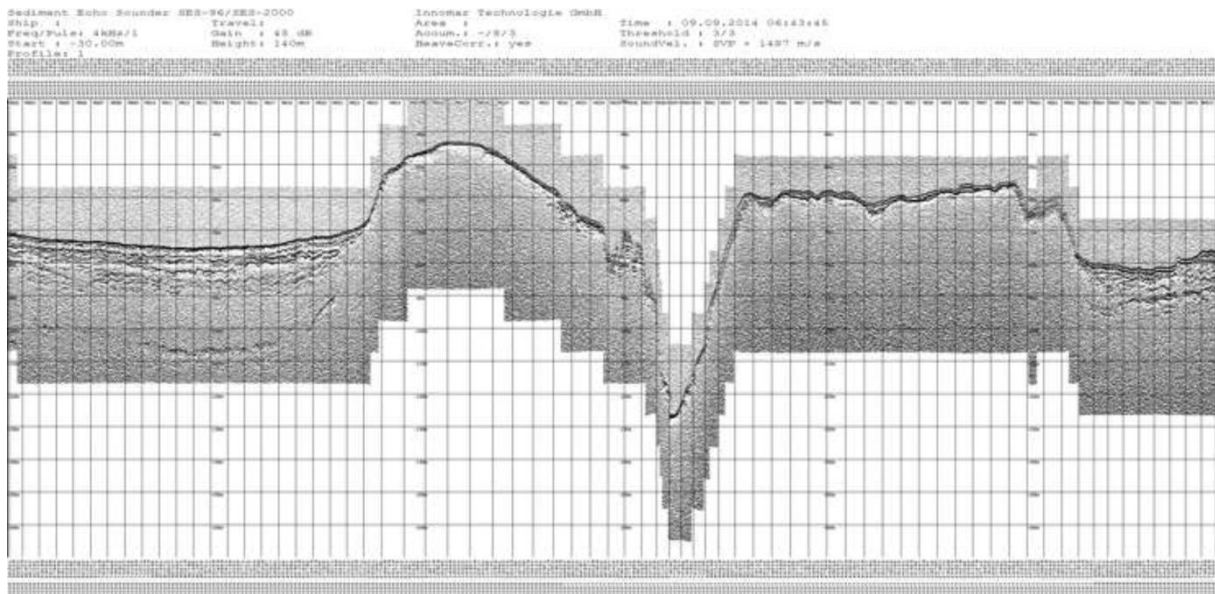


圖 2.1-20 側線⑧

Sediment Echo Sounder SES-96/SES-2000  
 Ship : Travel : Area : Time : 08.09.2014 1444:32  
 Freq/Pulse: 4kHz/1 Gain : 48 dB Accum. : -/8/3 Threshold : 3/3  
 Start : -2.00m Height: 150m BeamCorr.: yes SoundVel. : SVP + 1485 m/s  
 Profile: 1

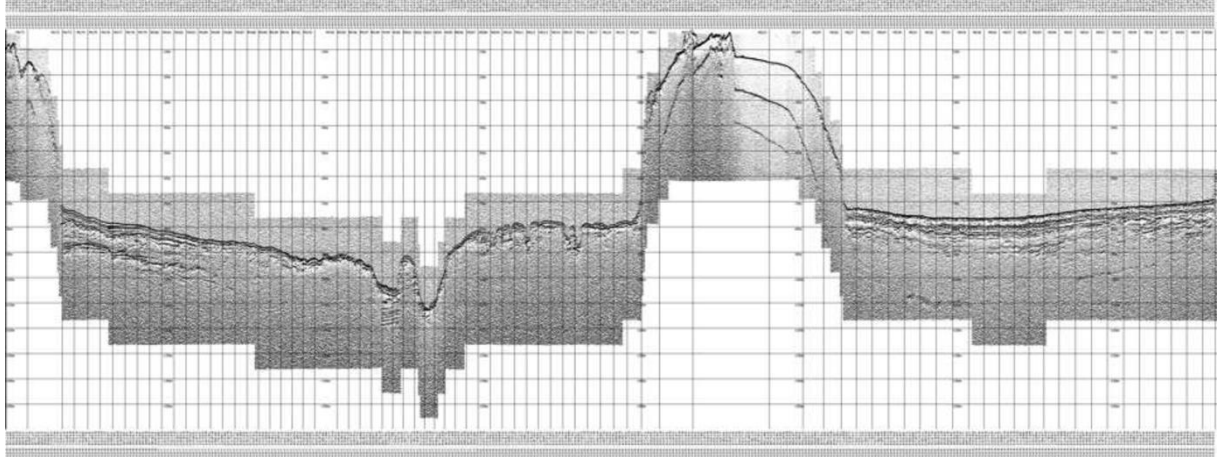


図 2.1-21 側線⑨

Sediment Echo Sounder SES-96/SES-2000  
 Ship : Travel : Area : Time : 08.09.2014 11:04:20  
 Freq/Pulse: 4kHz/1 Gain : 48 dB Accum. : -/8/3 Threshold : 3/3  
 Start : -20.00m Height: 140m BeamCorr.: yes SoundVel. : SVP + 1485 m/s  
 Profile: 1

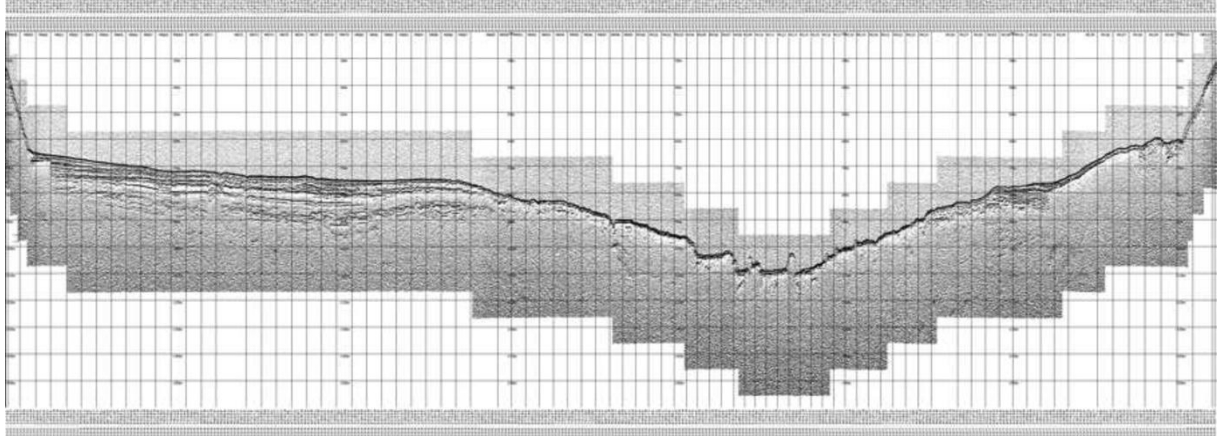


図 2.1-22 側線⑩

Sediment Echo Sounder SES-96/SES-2000  
 Ship : Travel : Area : Time : 08.09.2014 09:46:04  
 Freq/Pulse: 4kHz/1 Gain : 48 dB Accum. : -/8/3 Threshold : 3/3  
 Start : -3.00m Height: 147m BeamCorr.: yes SoundVel. : SVP + 1485 m/s  
 Profile: 1

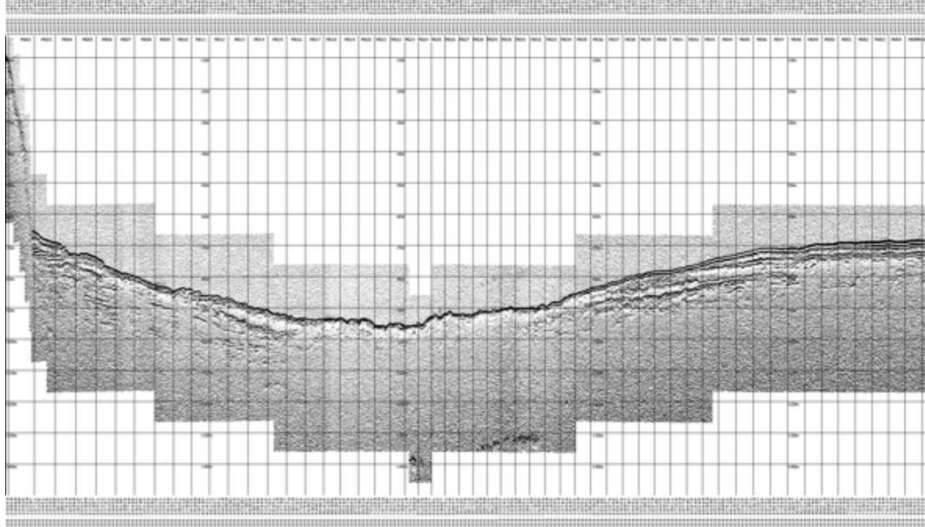


図 2.1-23 側線⑪

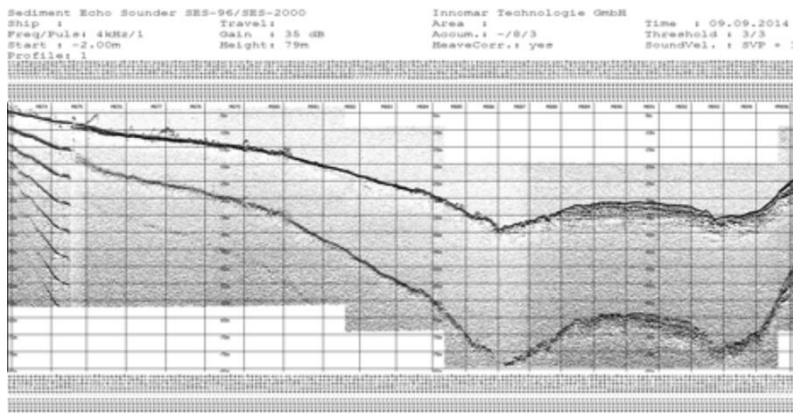


図 2.1-24 側線⑫

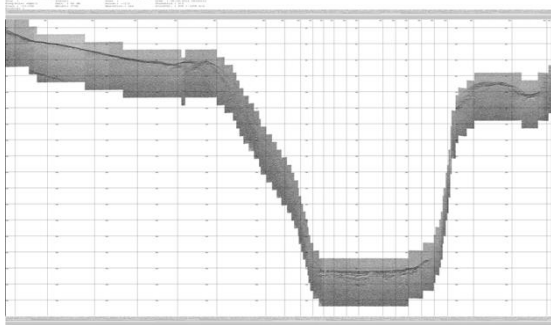


図 2.1-25 側線⑬

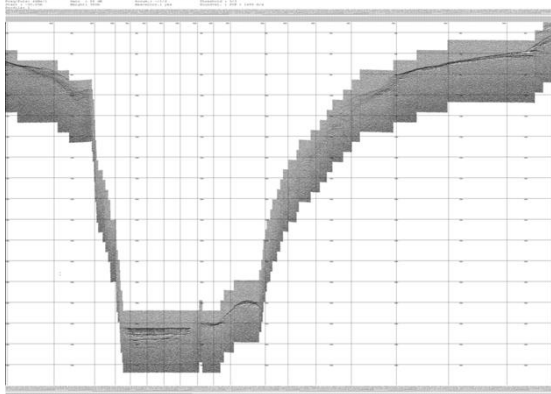


図 2.1-26 側線⑭-1

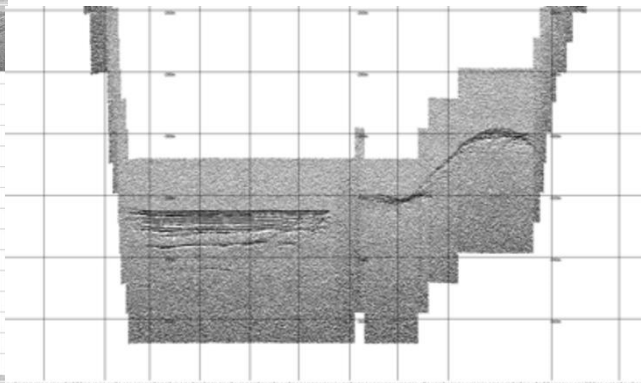


図 2.1-27 側線⑭-1

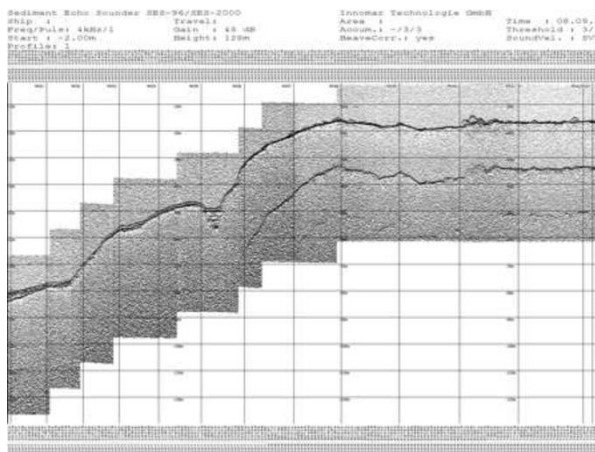


図 2.1-28 側線⑮

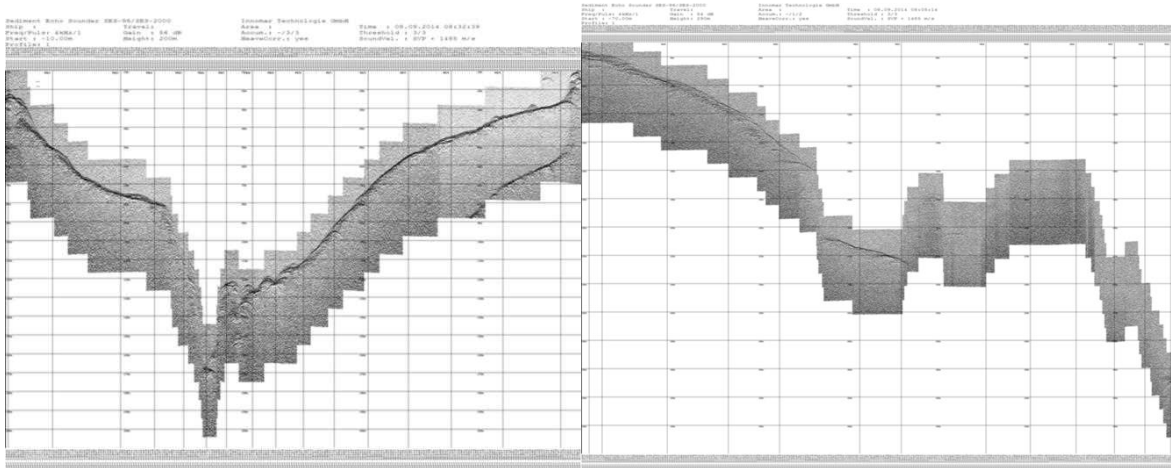


図 2.1-29 側線⑩

図 2.1-30 側線⑪

## 文献

- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360
- Chiba, M. (1966) Genesis of magmas producing pumice flow and fall deposits of Towada Caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, **29**, 545-558.
- 檀原 徹 (1991) RIMSによる屈折率測定とその応用. 月刊地球, **13**, 193-200.
- Danhara, T., Yamashita, T., Iwano, H. and Kasuya, M. (1992) An improved system for measuring refractive index using the thermal immersion method. *Quaternary International*, **13/14**, 89-91.
- Galbraith, R. F. (1981) On statistical models for fission track counts. *Jour. Math. Geol.*, **13**, 471-478.
- 早川由紀夫 (1983) 火山豆石として降下堆積した十和田火山八戸火山灰. 火山, **28**, 25-40.
- 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.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H. and Ohyama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, **49**, 1123-1132.
- Hunter, A. G. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic - calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *J. Petrol.*, **36**, 1579-605.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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, 御門山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.
- 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.
- 工藤 崇・植木岳雪・宝田晋治・佐々木寿・佐々木実 (2006) 八甲田カルデラ南東地域に分布する鮮新世末期～中期更新世火砕流堆積物の層序と給源カルデラ. 地学雑誌, **115**, 1-25.
- 倉沢 一・藤縄明彦・William P. Leeman (1986) ひとつの火山に共存するカルク・アルカリおよびソレライト質岩系マグマーストロンチウム同位体比による検討一. 地質学雑誌, **92**, 255-268.
- 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.
- 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.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中-後期テフラの同定と年代. 第四紀研究, **36**, 183-196.
- Suzuki, T., Eden, D., Danhara, T. and Fujiwara, O. (2005) Correlation of the Hakkoda-Kokumoto Tephra, a widespread Middle Pleistocene tephra erupted from the Hakkoda Caldera, northeast Japan. *The Island Arc*, **14**, 666-678.
- 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.
- 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.
- 山下 透・檀原 徹・岩野英樹・星 博幸・川上 裕・角井朝昭・新正裕尚・和田穰隆 (2007) 紀伊半島北部の室生火砕流堆積物と周辺に分布する凝灰岩の対比およびそれらの給源: 軽鉱物屈折率を用いたモード分析によるアプローチ. 地質学雑誌, **113**, 340-352.

## 2. 2 阿蘇カルデラの大規模噴火準備過程の詳細化

### 【実施内容】

阿蘇カルデラ約 27 万年前の活動開始以来、数万年の間隔において 4 回の大規模火砕流噴火を起こしている。本研究では、大規模噴火の前兆を検出するために必要と思われる基礎的な知見を充実させるため、阿蘇カルデラ噴出物を対象とした地質調査を行ない、阿蘇火山で過去に発生した 4 回の大規模火砕流噴火直前の火山活動の実態を明らかにする。また、大規模火砕流噴火前の阿蘇のマグマ溜りの状態(化学組成、温度、圧力、大きさ)を、岩石学的な手法と地質学的手法の組み合わせによって、明らかにする。今年度は、特に最初の火砕流噴火である阿蘇 1 に先行した降下火砕物対象に火山ガラス・斑晶鉱物や包有物の化学組成分析を実施し、マグマ形成条件の検討を行った。

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(図 2. 2-1)

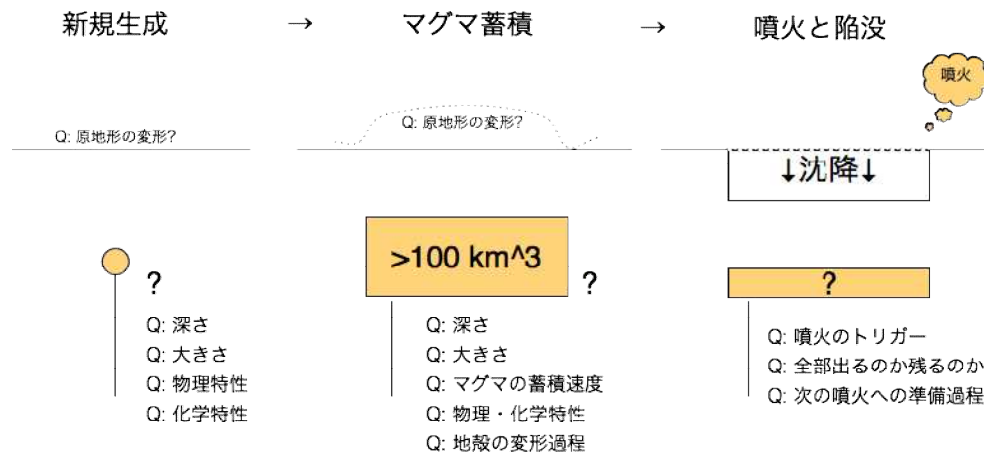


図 2. 2-1 : 大規模火砕流噴火に至るマグマ供給系の物理化学条件と表面現象の時間変化

このうち(4)のマグマ供給系の物理化学条件を明らかにする観点から、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。今年度は、阿蘇-1 噴火の準備過程をターゲットに、噴火前のマグマの温度・圧力・含水量環境を推定する目的で、全岩化学組成、鉱物・ガラス化学組成と微細組織の観察を行なった。

### 【研究成果】

#### 試料

産総研(2014)による先カルデラ噴出物の地表踏査により、阿蘇カルデラ東壁の阿蘇-1 火砕流堆積物基底部の模式的な層序が得られた。調査の結果、阿蘇-1 火砕流堆積物の噴出以前には 10 層以上の降下軽石層があり、黒色～暗灰色の火山灰層が挟まれていることが明らかになった。本報告で扱う先カルデラ噴出物の基底部は(試料番号 Aso2014a-B : 図 2. 2 の「B」), 産総研(2014)が報告した阿蘇-1 火砕流基底の降下火砕物層序のうち褐色土壌の直上を覆うとされる降下軽石層の底部から採取された。同様に Aso2014a-C は基底から約 40cm で Aso2014a-B を覆う暗色火山灰層より(図 2. 2 の「C」), Aso2014a-D はそれを覆う降下軽石層より(図 2. 2 の「D」), Aso2014a-E は基底から約 1 メートルにあつて降下軽石と暗色火山灰の互層の最上部の火山灰層より(図 2. 2

の「E」), Aso2014a-A は阿蘇-1 火砕流堆積物基底部の非熔結部から採取された(図 2.2 の「A」).

産総研(2014)による大分県竹田市入田(阿蘇カルデラの東方)の地表調査により, 小野・他(1977)の模式層序に対応する, 阿蘇-3/2 間の降下軽石・降下火山灰試料が採取された. 本報告で全岩化学組成を検討する試料(試料番号 Aso2014d-A, Aso2014d-B, Aso2014d-C, Aso2014d-E, Aso2014d-G, Aso2014d-H, Aso2014d-J, Aso2014d-K, Aso2014d-L, Aso2014d-M, Aso2014d-N)のうち 2014d-K は Aso2T の火山灰層(同層最上部)である. 以下同様に, 2014d-M は Aso2T 火山灰層(但し同層下部の上部), 2014d-L は Aso2T 火山灰層(但し同層の上部の下部), 2014d-N は Aso2TL の白色軽石層, 2014d-H は Aso3R の軽石層, 2014d-G は Aso3P 下部の基質支持細粒軽石層, 2014d-C は Aso3U の下位にある黄色火山灰質土壌(スコリアを含む), 2014d-E は Aso3P の粒子支持軽石層(但し同層の下から 20cm), 2014d-J は Aso3S 軽石層(但し同層の下から 5~20cm), 2014d-B は Aso3U 火山灰および降下軽石層, 2014d-A は Aso3W 降下軽石層の軽石である. 本報告ではこれらを一括して阿蘇-2/3 間降下火砕物として扱う.

これらに加え, 産総研が保管していた阿蘇-4 以降の降下火砕物(試料番号 Aso A-C, Aso N4 Lower, Aso N4 Upper, Aso N6 Lower, Aso N6 Upper, Aso P2-A, Aso P2-dark, Aso P2-white, Aso P4, Aso P6, Aso S4, Aso S4 Lower, Aso S7, Aso S9, Aso S11, Aso S14, Aso S17B, Aso S18, Aso S29, Aso S41, Aso S43)についても, 全岩化学組成を検討する. これらは阿蘇カルデラ東方の大分県竹田市萩町桑木山崎周辺の林道工事現場の露頭で採取されたものであり, 層序の詳細は Miyabuchi (2009)に記載されているが, 本報告ではこれらを一括して後阿蘇-4 降下火砕物として扱う.

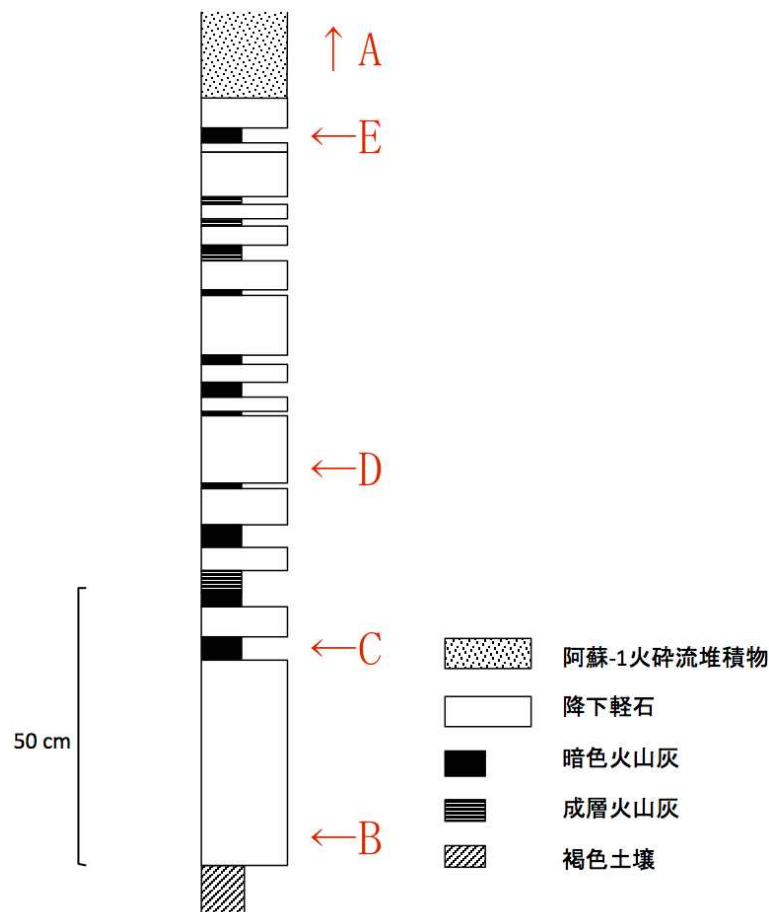


図 2.2 : 阿蘇カルデラ東壁の阿蘇-1 火砕流堆積物基底部の模式的な層序(産総研, 2014). 図中の A~E はそれぞれ試料番号 Aso2014a-A~Aso2014a-E が採取された層準を示す.

## 試料の調整

噴出物の化学分析の前処理は以下のとおりである。試料約 500 グラムを 90℃の恒温乾燥機で一晩かけて乾燥後に重量を測定した。次に水が濁らなくなるまで純水を交換しながら 30～120 分間超音波洗浄したのち 90℃の恒温乾燥機で一晩かけて乾燥させて重量を測定し、250  $\mu\text{m}$ 、500  $\mu\text{m}$ 、1mm、2mm、4mm、8mm、16mm のふるいで粒径を分けた。このうち、より粗粒な軽石粒子を実体顕微鏡で観察しながらピンセットで数グラム以上選り分けて、全岩化学組成分析を行なった。全岩化学組成分析はカナダ Actlabs 社に外注し、ICP(Inductively Coupled Plasma)発光分析装置で主成分元素濃度を得た。

500～1000  $\mu\text{m}$  区間の粒子については、実体顕微鏡で観察を行なうとともに、デジタル顕微鏡による光学像の撮影を行ない、表面に新鮮なガラスが付着している粒子をピンセットで選り分けて、直径 1 インチ厚み 6mm のガラス円盤上にエポキシ樹脂(ペトロポキシ 154)で固定し、ガラス原面から研磨仕上げ面までの距離が約 370  $\mu\text{m}$ (平均粒径のおよそ半分)となるように、マイクロメータで厚みを確認しながら、400 番～15000 番の固定砥粒研磨フィルムを用いて削剥研磨した。地質調査総合センターの EPMA(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。EPMA の撮影条件は、電子プローブの加速電圧が 15kV、試料電流は 12nA、試料面上におけるプローブ径は 0  $\mu\text{m}$ (focused beam)、コントラストはざらつきが生じない範囲で最大とした。1 ピクセルの大きさが 1x1  $\mu\text{m}$  で 1000x1000 ピクセルからなるデジタル反射電子像を、1000  $\mu\text{m}$  間隔で基盤の目状に撮影した。さらに同一の撮影位置について、輝度を輝石用と斜長石の観察用に最適化した二枚の画像を取得し、それらをハイパーテキストで連結させることにより、分析位置の把握と、ガラス、斜長石、そして輝石の組成累帯構造の観察と、輝石と鉄チタン酸化物鉱物の識別を迅速に行なえるようにした。EPMA の元素(Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, S, Cl, F)分析の条件は、加速電圧が 15kV、試料電流が 12nA、試料面上におけるプローブ径が 4  $\mu\text{m}$ 、補正計算が ZAF 法である。電子ビームの直径を広げることと、ビーム照射直後の 4 秒間に Na に信号を検出することにより、Na 計量の時間変化の影響を軽減した。分析および観察方法は基本的に Miyagi et al. (2012)と同じである。

## 光学顕微鏡による阿蘇-1 火砕流基底の降下火砕物の観察

阿蘇-1 火砕流基底の降下火砕物から採取された試料(下位から順に Aso2014a-B, Aso2014a-C, Aso2014a-D, Aso2014a-E)および阿蘇-1 火砕流堆積物下部の非熔結部(Aso2014a-A)については、ふるい分けた径 500～1000  $\mu\text{m}$  の粒子について光学顕微鏡による観察を行なった(図 2.2-3～図 2.2-7)。

基底部の Aso2014a-B の構成粒子は、多い順に斜長石斑晶、斜方輝石斑晶、火山ガラス片、単斜輝石斑晶であり、斑晶の表面や内部に鉄チタン酸化物鉱物を伴なう(図 2.2-3)。火山ガラス片の外形は角礫状で破断面に囲まれている。

Aso2014a-B を覆う暗色火山灰層である Aso2014a-C の構成粒子は、主に暗色火山ガラス片であり、淡色火山ガラス片、斜長石斑晶、斜方輝石斑晶を伴なう。これらの表面や内部に鉄チタン酸化物鉱物が観察される(図 2.2-4)。火山ガラス片の外形は角礫状で破断面に囲まれている。

Aso2014a-C を覆う降下軽石層である Aso2014a-D の構成粒子は、多い順に斜長石斑晶、斜方輝石斑晶、気泡痕のある火山ガラス片である。これらの表面や内部には鉄チタン酸化物鉱物が伴われる(図 2.2-5)。

降下軽石と暗色火山灰の互層の最上部の火山灰層である Aso2014a-E の構成粒子は、多い順に斜長石斑晶、斜方輝石斑晶、発泡跡のある火山ガラス片、暗色火山ガラス片である。これらの表面や内部に鉄チタン酸化物鉱物を伴なう(図 2.2-6)。火山ガラス片の外形は角礫状で破断面に囲まれている。大きな粒子は変質が進んでいる。

阿蘇-1 火砕流堆積物基底部の非熔結部から採取された Aso2014a-A の構成粒子は、多い順に斜長石斑晶、斜方輝石斑晶、発泡跡のある火山ガラス片、そして少量の暗色火山ガラス片と変質岩片である。斑晶の表面や内部に鉄チタン酸化物鉱物を伴なう(図 2.2-7)。



図 2. 2-3 : Aso2014a-B の顕微鏡写真. 500~1000  $\mu$ m に篩分けた粒子.





図 2. 2-4 : Aso2014a-C の顕微鏡写真. 500~1000  $\mu\text{m}$  に篩分けた粒子.



図 2. 2-5 : Aso2014a-D の顕微鏡写真. 500~1000  $\mu\text{m}$  に篩分けた粒子.



図 2. 2-6 : Aso2014a-E の顕微鏡写真. 500~1000  $\mu$ m に篩分けた粒子.



図 2. 2-7 : Aso2014a-A の顕微鏡写真. 500~1000  $\mu$ m に篩分けた粒子.

## 反射電子像による阿蘇-1 火砕流基底の降下火砕物の観察

上述の、阿蘇-1 火砕流基底の降下火砕物から採取された試料、および阿蘇-1 火砕流堆積物下部の非熔結部については、ふるい分けされた径 500~1000  $\mu\text{m}$  の粒子の断面の研磨面について E PMA の走査型電子顕微鏡を用いた観察を行なった(図 2.2-8~図 2.2-17)。

2014a-B の斜長石斑晶は波状累帯構造を持ち、顕著な正累帯/逆累帯構造を持たないものが大半を占めるが、中心付近に融食形で An 組成に富む部位を持つものも少量存在する。斜長石斑晶の周縁には斜方輝石および鉄チタン酸化物鉱物が伴われることがある。斜方輝石斑晶は均質または比較的弱い正累帯構造をもち、鉄チタン酸化物鉱物と集斑晶を形成している。火山ガラス片には発泡跡があり気泡の体積分率が数~数十体積%程度のブロック状のものと、気泡分率が 90% 程度のものが共存する(図 2.2-8 および図 2.2-9)。

Aso2014a-B を覆う暗色火山灰層である 2014a-C の斜長石も波状累帯構造を呈するものが大半を占める。輝石は弱い正累帯構造のものが大半であるが、強い正累帯構造のものも少量存在する。火山ガラスのうち光学顕微鏡で暗色を呈したものは淡色のものに比べて微結晶量が多く、淡色火山ガラス片、斜長石斑晶、斜方輝石斑晶を伴う。これらの表面や内部には鉄チタン酸化物鉱物が観察される(図 2.2-10 および図 2.2-11)。

Aso2014a-C を覆う降下軽石層である Aso2014a-D の斜長石も波状累帯構造を呈するものが大半を占めるが、少数、やや強い正累帯構造を呈するものが存在する。斜方輝石斑晶はやや強い正累帯構造を示すものが大半を占め、累帯構造の弱いものは少数である。火山ガラスは比較的気泡率の高い発泡跡を示すものも観察される(図 2.2-12 および図 2.2-13)。

降下軽石と暗色火山灰の互層の最上部の火山灰層である Aso2014a-E の斜長石は、波状累帯構造を示すものが大半を占める。斜方輝石はやや強い正累帯構造を示すもの、均一なもの、そしてマグネシウムに富むものが共存している。火山ガラス片は発泡度の高いものと低いものが混在している(図 2.2-14 および図 2.2-15)。

阿蘇-1 火砕流堆積物基底部の非熔結部から採取された Aso2014a-A の斜長石も、波状累帯構造を示すものが大半を占め、カルシウムに富む内部を有するものが少数存在する。斜方輝石は弱い正累帯構造を示すもの、逆累帯構造のもの、マグネシウムに富むもの、均質なものが混在している。マグネシウムに富む斜方輝石には砂時計状の構造も観察された(図 2.2-16 および図 2.2-17)。

以上のように、阿蘇-1 の大規模火砕流噴火に先行する噴出物に含まれる斜方輝石の累帯構造には時間変化がみられた。大規模噴火が近くなるにつれ、正累帯構造が顕著な斜方輝石やマグネシウムに富む斜方輝石が出現した。これとは対照的に斜長石の累帯構造に時間変化がほとんどみられなかった。

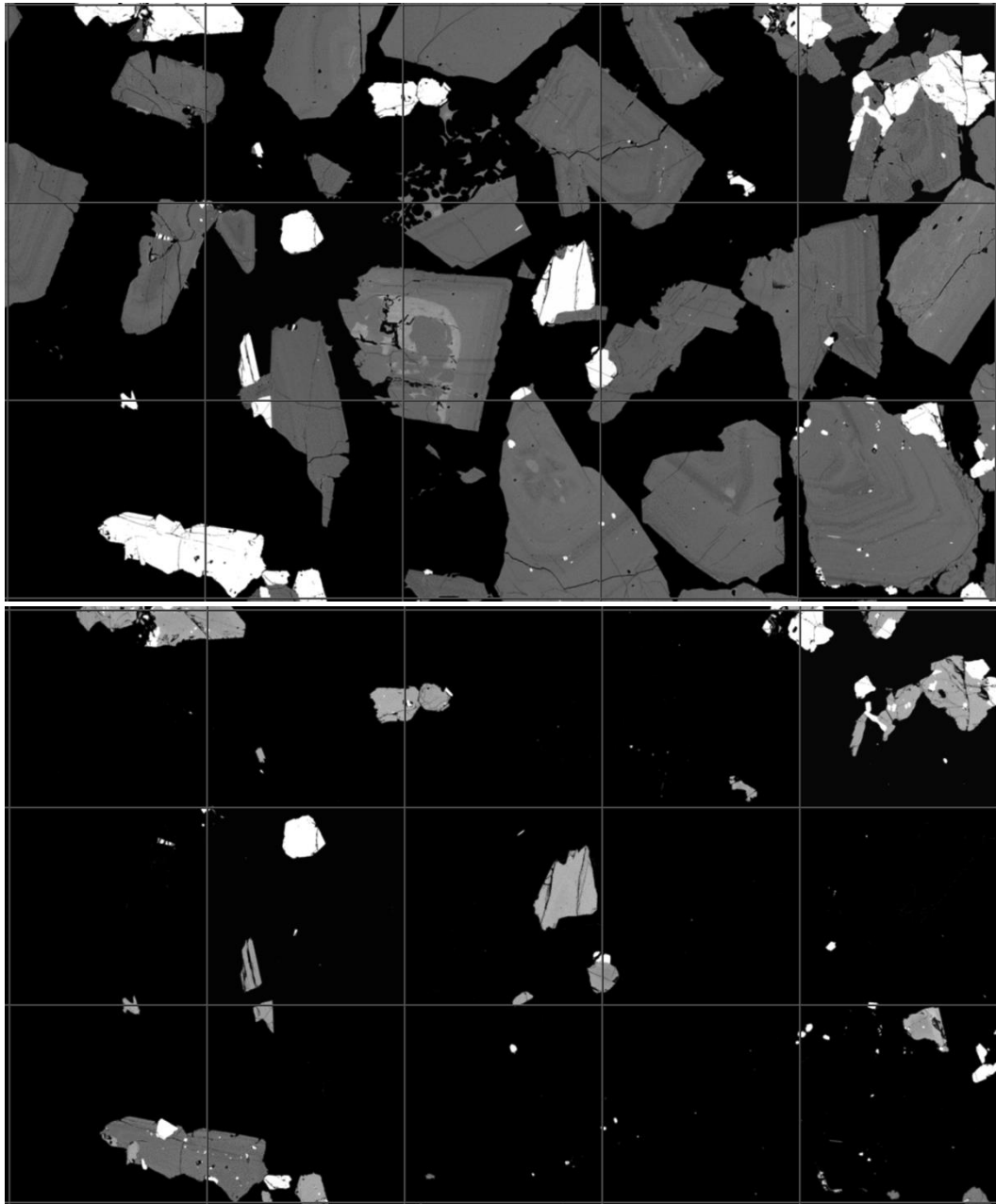


図 2. 2-8(上)および図 2. 2-9(下) : Aso2014a-B の反射電子像. 上は斜長石とガラスに輝度・コントラストを最適化させた. 下は同一区画を輝石・斜長石用に最適化させたもの. 格子は 1mm である.



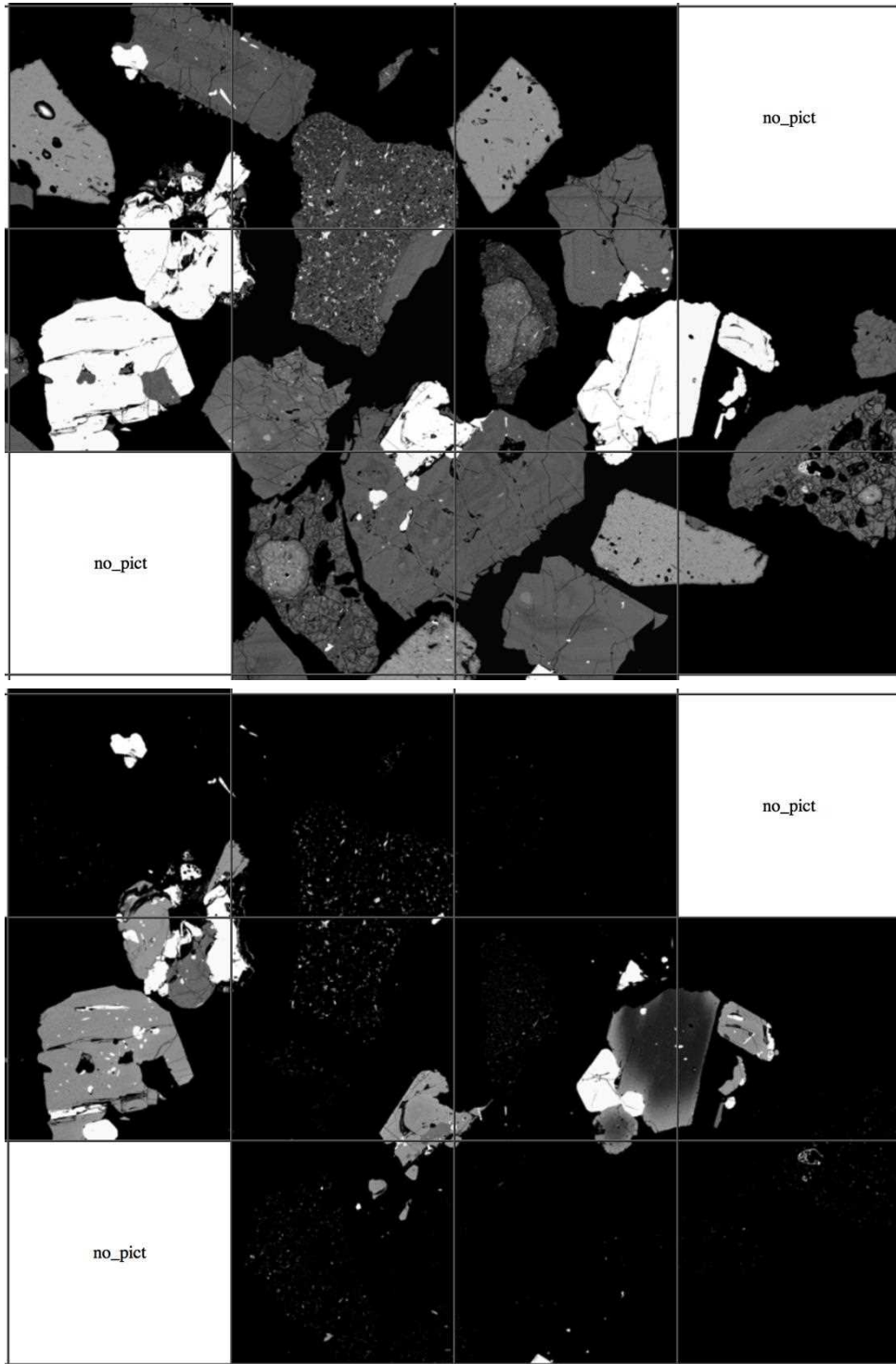


図 2. 2-10(上) および図 2. 2-11(下) : Aso2014a-C の反射電子像. 上は斜長石とガラスに輝度・コントラストを最適化させた. 下は同一区画を輝石・斜長石用に最適化させたもの. 格子は 1mm である.

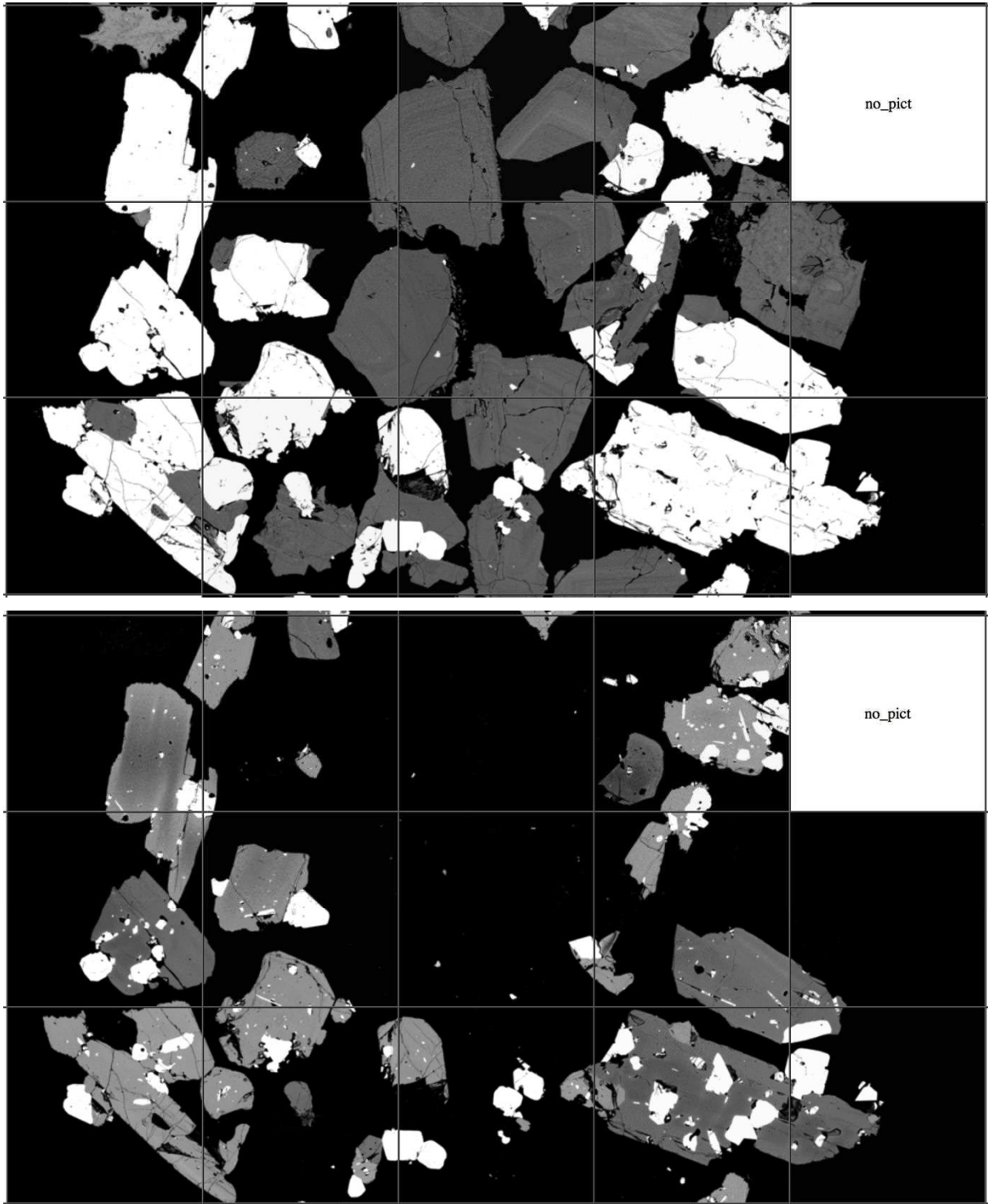


図 2.2-12(上)および図 2.2-13(下) : Aso2014a-D の反射電子像. 上は斜長石とガラスに輝度・コントラストを最適化させた. 下は同一区画を輝石・斜長石用に最適化させたもの. 格子は 1mm である.



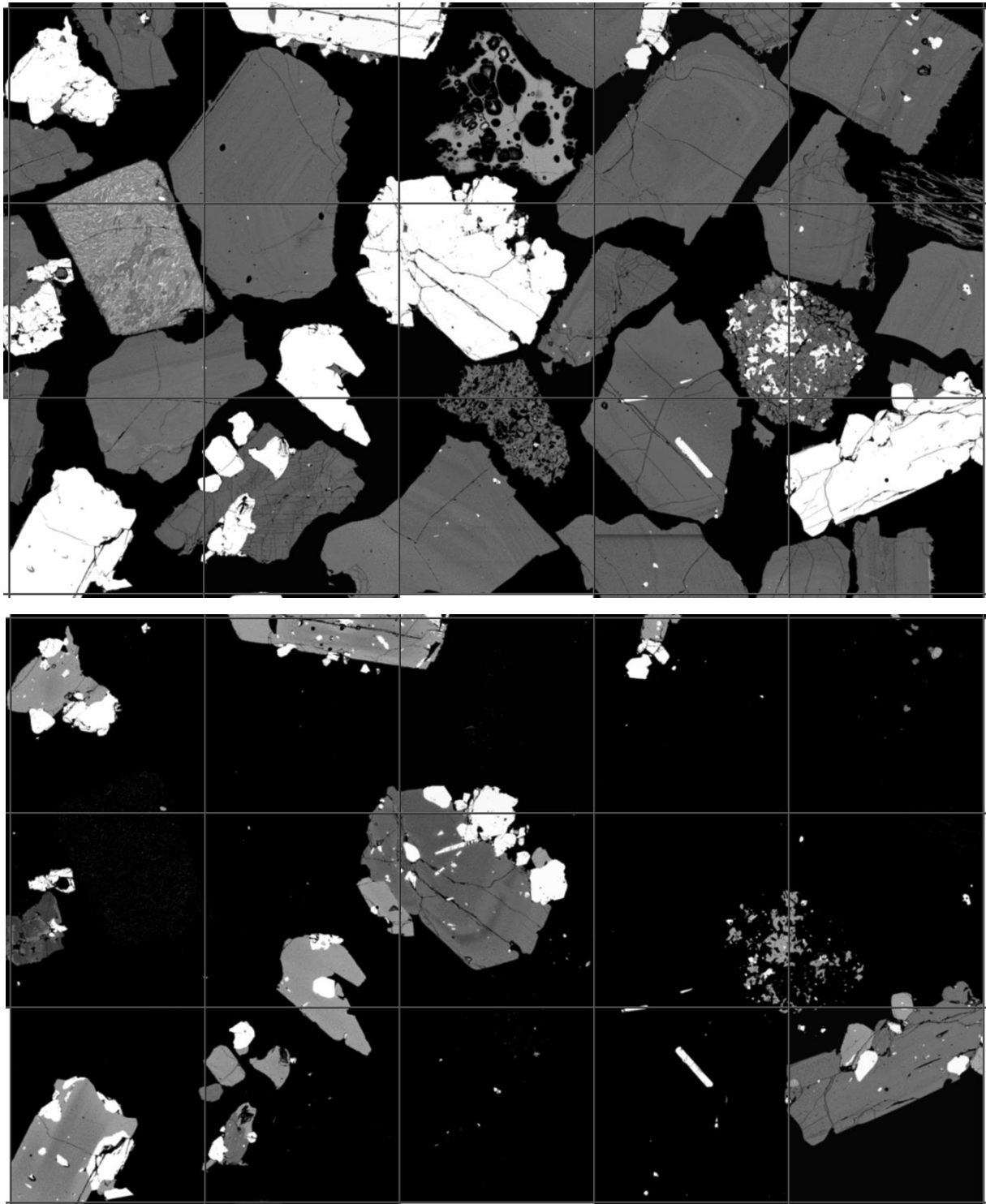


図 2.2-14(上)および図 2.2-15(下) : Aso2014a-E の反射電子像. 上は斜長石とガラスに輝度・コントラストを最適化させた. 下は同一区画を輝石・斜長石用に最適化させたもの. 格子は 1mm である.

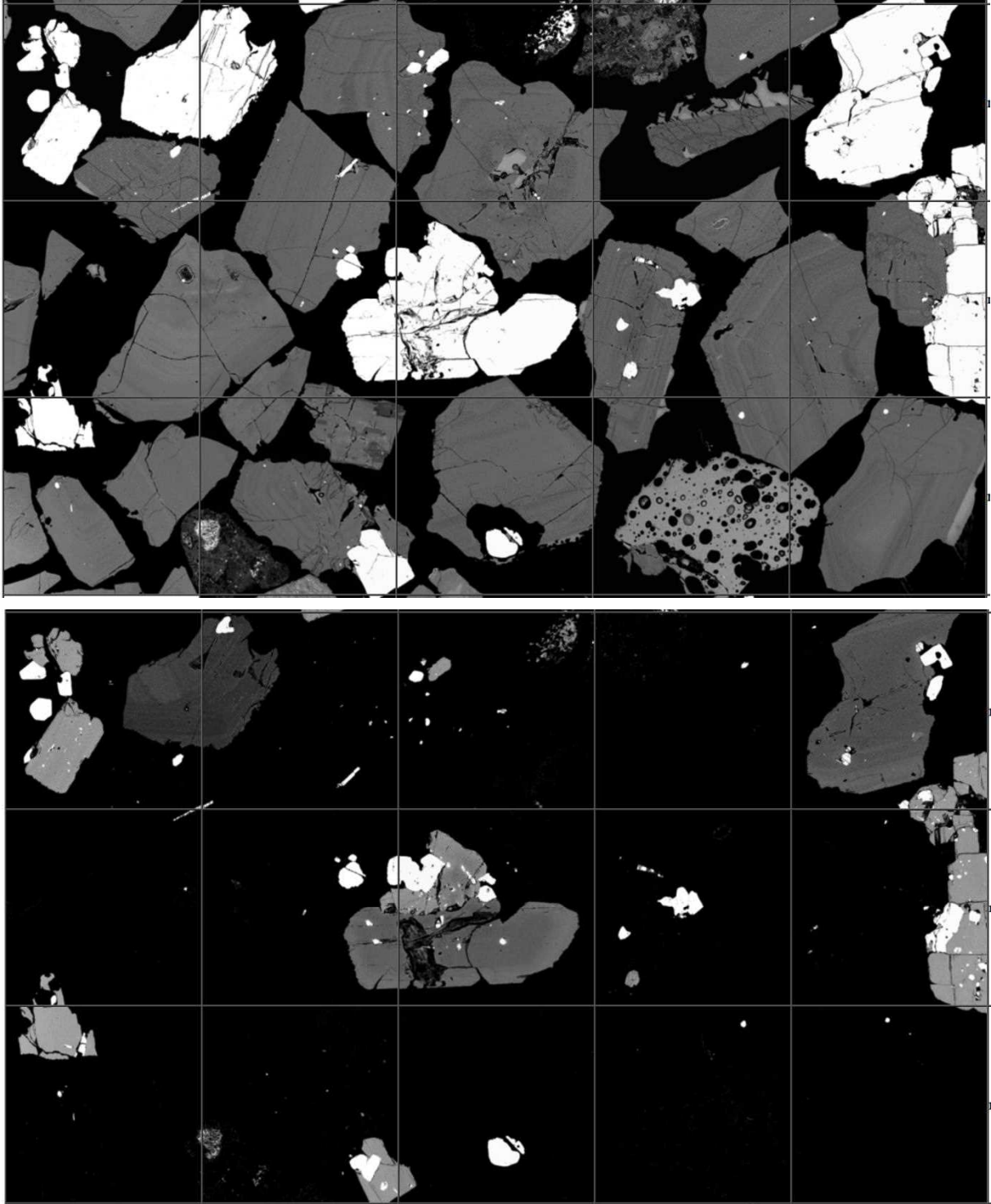


図 2. 2-16(上)および図 2. 2-17(下) : Aso2014a-A の反射電子像. 上は斜長石とガラスに輝度・コントラストを最適化させた. 下は同一区画を輝石・斜長石用に最適化させたもの. 格子は 1mm である.

## 全岩・鉱物・ガラスの化学組成

全岩化学組成を無水 100 重量%換算したものを表 2.2-1 に示す. 表 2.2-1 中の試料のうち識別子が MHS2005 で始まる全岩化学組成は, Miyoshi et al., (2005)によった. Aso2014a-E については大きな粒子の変質が進んでいるために全岩化学組成を得られなかった. EPMA を用いた鉱物およびガラス(石基および斑晶ガラス包有物)の化学組成の分析位置は, 例えば図 2.2-18 のように, 反射電子像上に重ねて記録した. それらの反射電子像を 223 枚を束ね添付の電子ファイル(MG69\_AsoBot\_QntPos.pdf)を作成した. EPMA による分析数は, 斜長石が 197 点, 輝石が 146 点, 鉄チタン酸化物鉱物が 76 点, アパタイトが 33 点, 斑晶ガラス包有物が 163 点, 石基ガラスが 111 点, 合計 726 点であった.

軽石およびスコリアの全岩化学組成範囲は, 阿蘇-1 火砕流堆積物およびそれに先行する降下火砕物のものがシリカ 54 から 65 重量%であった. 以下同様に, 阿蘇-2/3 間降下火砕物はシリカ 55 から 64 重量%, 阿蘇-4 以降の降下火砕物はシリカ 47 から 72 重量%である(表 2.2-1). チタンのハーカー図において全岩化学組成(図 2.2-19 の水色円と橙色円)はシリカ 47 重量%付近の玄武岩を始点としてシリカ 72 重量%付近の流紋岩組成を終点として, シリカ濃度とともに上昇後に減少する輪郭と, ゆるやかに減少する輪郭の中に分布している(輪郭を図 2.2-19 中に破線で示す). 先阿蘇-1 噴出物の全岩化学組成(図 2.2-19 の白抜き円)は, この輪郭の中に大方収まっている. 先阿蘇-1 の噴出物の石基ガラスの組成(図 2.2-19 の緑色の点)も, この輪郭の中のシリカ 69 重量%付近に集中し, そこでの酸化チタン濃度は 0.63 重量%程度である. 先阿蘇-1 噴出物中の斑晶ガラス包有物は(図 2.2-19 の赤色の点), 大半が石基ガラスとほぼ同じ組成に収斂するものの, 磁鉄鉱やイルメナイトの組成にむけて扇形に散ったものも存在する. 阿蘇-4 以降の噴出物の全岩化学組成は, 特にシリカ濃度 47~58 重量%の範囲において, マグネシウム濃度が高い(図 2.2-20 の水色円). 先阿蘇-1 の噴出物はすべてマグネシウム濃度が低い(図 2.20 の白抜き円). 阿蘇-4 以降の噴出物のナトリウム(図 2.2-21)は, シリカ 65 重量%位まで徐々上昇後, 急速に減少する. 先阿蘇-1 のナトリウム全岩化学組成はシリカとともに上昇し, 斑晶ガラス包有物のナトリウム組成は珪長質になるにつれ減少している(図 2.2-21 の赤色の点). カリウムの全岩化学組成はシリカとともに上昇し, 先阿蘇-1 噴出物も阿蘇-4 以降の噴出物も, Low-K から High-K の範囲(Gill, 1981)をまたいで分布している(図 2.2-22). 先阿蘇-1 の斑晶ガラス包有物および石基ガラスはどちらも High-K の範囲にあり, 全岩化学組成に比べて, シリカ量が同じときのカリウムの濃度が高い(図 2.2-22 の赤色の点と緑色の点).

先阿蘇-1 噴出物の全岩化学組成が比較的広い範囲に分布するのに対し, 斑晶ガラス包有物の化学組成はシリカ 62~71 重量%とやや狭く, 石基ガラスはシリカ 66~71 重量%と更に狭い範囲に分布することが特徴である. 石基ガラスと斑晶ガラス包有物のシリカ濃度分析値の頻度分布(図 2.2-23)によると, 石基ガラスはシリカ 69±1 重量%の非常に狭いピークを持つことがわかる. 斑晶ガラス包有物の組成頻度のピークは石基ガラスとほぼ一致しているが, よりシリカ量の少ないほうに広がった分布をしている. 斑晶ガラス包有物のシリカ組成頻度をホスト斑晶別(斜長石と斜方輝石)にみると(図 2.2-24), 輝石中のものは比較的組成範囲が広く, ピークの位置のシリカ濃度は 69 重量%である. 一方斜長石中のものは組成範囲が狭く, ピーク位置のシリカ濃度は 68.5 重量%と僅かな違いがみられた. カリウムのハーカー図を拡大してホスト斑晶別にみると(図 2.2-25), 輝石斑晶中の包有物は全岩化学組成の組成変化方向に調和的な右上がりの分布をしているのに対し, 斜長石中の包有物はシリカのみ, あるいはカリウムのみが増減するような分布をしている. 斑晶ガラス包有物の化学組成を噴出順にみると(図 2.2-26), 最初期の噴出物(B MI; 青色の点), 次の噴出物(C MI; 桃色の点), そしてその次の噴出物(D MI; 赤色の点)の組成分布は類似している. 阿蘇-1 火砕流堆積物(A MI; 緑色の点)とその直下から採取された降下火砕堆積物(E MG; 茶色の点)はそれらを含み, 分布範囲は比較的広い. 斜長石斑晶の An 組成は 51±2mol%が高頻度で, 57 と 70mol%付近のものも存在する(図 2.2-27). 磁鉄鉱の化学組成は基底部の Aso2014a-B から阿蘇-1 火砕流堆積物直前の Aso2014a-E まで組成変化が殆んどないが, 阿蘇-1 火砕流堆積物では大きくばらついている(図 2.2-28).

表2.2-1：全岩化学組成

全岩化学組成											
#Sample ID:	Level	SiO2.d	TiO2.d	Al2O3.d	tFeO.d	MnO.d	MgO.d	CaO.d	Na2O.d	K2O.d	P2O5.d
2014a-A	2014a-A	55.89	1.03	22.35	12.11	0.19	0.79	2.04	2.64	2.75	0.21
2014a-B	2014a-B	54.08	1.44	27.32	12.20	0.21	0.91	1.99	0.82	0.85	0.19
2014a-D	2014a-D	58.12	1.34	23.35	7.94	0.18	1.13	2.88	2.34	2.49	0.23
2014a-E	2014a-E	65.02	0.80	15.73	6.94	0.13	0.80	2.42	3.49	4.49	0.19
2014d-K	aso2	55.23	1.14	24.61	10.59	0.05	0.55	4.61	1.99	1.06	0.18
2014d-M	aso2	56.50	0.90	20.47	8.01	0.11	1.79	7.27	2.84	1.88	0.23
2014d-L	aso2	56.52	0.92	20.18	9.10	0.12	1.72	6.85	2.63	1.75	0.22
2014d-N	aso2	64.96	0.86	16.34	6.00	0.18	0.80	2.41	3.69	4.53	0.22
2014d-H	aso3	57.43	0.93	19.56	11.25	0.18	1.34	3.27	3.14	2.63	0.27
2014d-G	aso3	58.57	0.76	16.07	14.90	0.19	0.68	1.95	3.26	3.44	0.18
2014d-C	aso3	59.53	0.96	18.45	9.79	0.17	1.23	3.15	3.42	3.11	0.20
2014d-E	aso3	60.26	1.11	22.18	7.98	0.21	0.72	1.90	2.67	2.80	0.17
2014d-J	aso3	63.77	0.85	17.70	6.26	0.14	1.02	3.45	3.02	3.50	0.30
2014d-B	aso3	65.67	0.89	17.95	5.19	0.14	0.97	2.89	2.67	3.33	0.29
2014d-A	aso3	67.62	0.66	15.14	5.78	0.14	0.62	1.78	3.42	4.66	0.18
1998 A-C	post4	61.64	0.83	19.74	7.66	0.18	1.16	2.76	3.07	2.71	0.26
1998 N4d	post4	49.55	1.06	21.13	11.33	0.15	4.25	9.46	2.17	0.67	0.24
1998 N4u	post4	49.97	1.12	21.03	11.66	0.16	4.32	8.71	2.11	0.67	0.24
1998 N6d	post4	52.96	0.97	18.08	10.68	0.18	4.27	8.53	2.64	1.48	0.21
1998 P2-A	post4	62.95	1.02	20.20	4.96	0.13	1.12	3.13	3.55	2.68	0.27
1998 P2-B	post4	63.74	1.00	19.60	5.00	0.13	0.99	2.91	3.57	2.77	0.29
1998 P2-F	post4	65.16	0.85	17.87	4.79	0.14	0.99	2.91	3.91	3.14	0.23
1998 P6	post4	60.48	0.89	18.19	7.54	0.18	1.56	4.36	3.74	2.70	0.37
1998 S11	post4	48.29	0.98	19.80	11.98	0.19	6.44	9.87	2.05	0.27	0.10
1998 S14	post4	54.53	0.94	17.41	9.36	0.18	5.40	8.83	2.25	0.93	0.17
1998 S17B	post4	53.39	0.97	18.12	10.02	0.18	4.69	8.84	2.41	1.14	0.24
1998 S18	post4	52.31	0.92	17.34	10.67	0.18	5.24	9.59	2.61	0.93	0.21
1998 S29	post4	50.24	1.18	25.00	12.70	0.21	4.60	4.44	1.14	0.36	0.13
1998 S41	post4	55.14	0.79	18.94	9.62	0.16	3.46	7.49	3.28	0.98	0.14
1998 S43	post4	51.68	1.31	20.78	10.41	0.18	4.14	8.51	2.27	0.50	0.22
1998 S7	post4	48.31	1.08	22.09	13.31	0.21	6.06	7.09	1.48	0.27	0.10
1998 S9	post4	49.73	1.11	21.17	12.34	0.19	5.09	8.02	1.78	0.42	0.15
2014c-C	post4	50.23	0.97	17.98	14.95	0.20	3.92	7.71	2.71	1.12	0.20
2014c-D	post4	51.48	1.17	20.81	13.01	0.16	3.27	6.45	2.41	1.03	0.21
Aso_N4D	post4	49.57	1.00	20.04	11.82	0.15	4.74	9.61	2.10	0.74	0.23
Aso_N4U	post4	52.49	1.14	21.81	6.47	0.18	5.03	9.67	2.18	0.78	0.25
Aso_N6-UPPER	post4	54.50	1.01	18.21	8.29	0.17	4.29	8.92	2.71	1.65	0.27
Aso_N6K-LOWER	post4	55.16	0.97	18.82	6.62	0.17	4.66	9.27	2.57	1.51	0.24
Aso_S11	post4	46.89	0.92	18.43	14.94	0.18	6.38	9.73	2.09	0.29	0.15
Aso_S14	post4	53.55	0.91	17.19	10.20	0.17	5.56	9.09	2.24	0.88	0.21
Aso_S17B	post4	51.77	0.95	18.14	10.97	0.18	5.11	9.19	2.35	1.00	0.34
Aso_S18	post4	54.33	0.94	18.35	6.46	0.18	5.72	10.35	2.57	0.86	0.24
Aso_S41	post4	58.49	0.81	18.59	5.48	0.15	4.48	7.90	3.04	0.91	0.16
Aso_S9	post4	53.70	0.94	18.39	8.30	0.17	5.14	9.18	2.69	1.26	0.22
MHS2005_AS034	post4	50.28	0.91	18.40	8.28	0.17	6.32	12.29	2.26	0.90	0.19
MHS2005_AS039	post4	47.72	0.93	18.42	12.22	0.17	5.72	11.64	2.19	0.75	0.22
MHS2005_AS057	post4	52.72	0.96	18.35	7.33	0.18	5.74	10.51	2.78	1.25	0.19
MHS2005_AS076	post4	70.47	0.44	14.98	2.59	0.08	0.58	1.16	4.84	4.80	0.06
MHS2005_AS078	post4	62.07	0.90	16.57	6.16	0.12	1.65	4.07	4.45	3.60	0.41
MHS2005_AS28372	post4	72.09	0.39	14.07	2.35	0.04	0.58	1.31	3.49	5.63	0.05
MHS2005_ASK1920	post4	60.68	0.92	16.29	7.54	0.15	1.91	4.40	4.25	3.40	0.46
MHS2005_ASK1971	post4	64.75	0.76	16.26	5.05	0.11	1.22	3.00	4.46	4.14	0.24
MHS2005_ASK630	post4	71.22	0.43	15.01	1.95	0.07	0.53	1.09	4.81	4.84	0.06
P2-O	post4	59.31	0.84	17.28	12.09	0.13	1.12	3.04	3.32	2.63	0.25
P4	post4	61.40	0.73	16.41	9.18	0.12	1.41	3.93	3.57	2.99	0.26
P4-B	post4	64.16	0.73	15.87	5.86	0.13	1.51	3.86	4.18	3.33	0.37



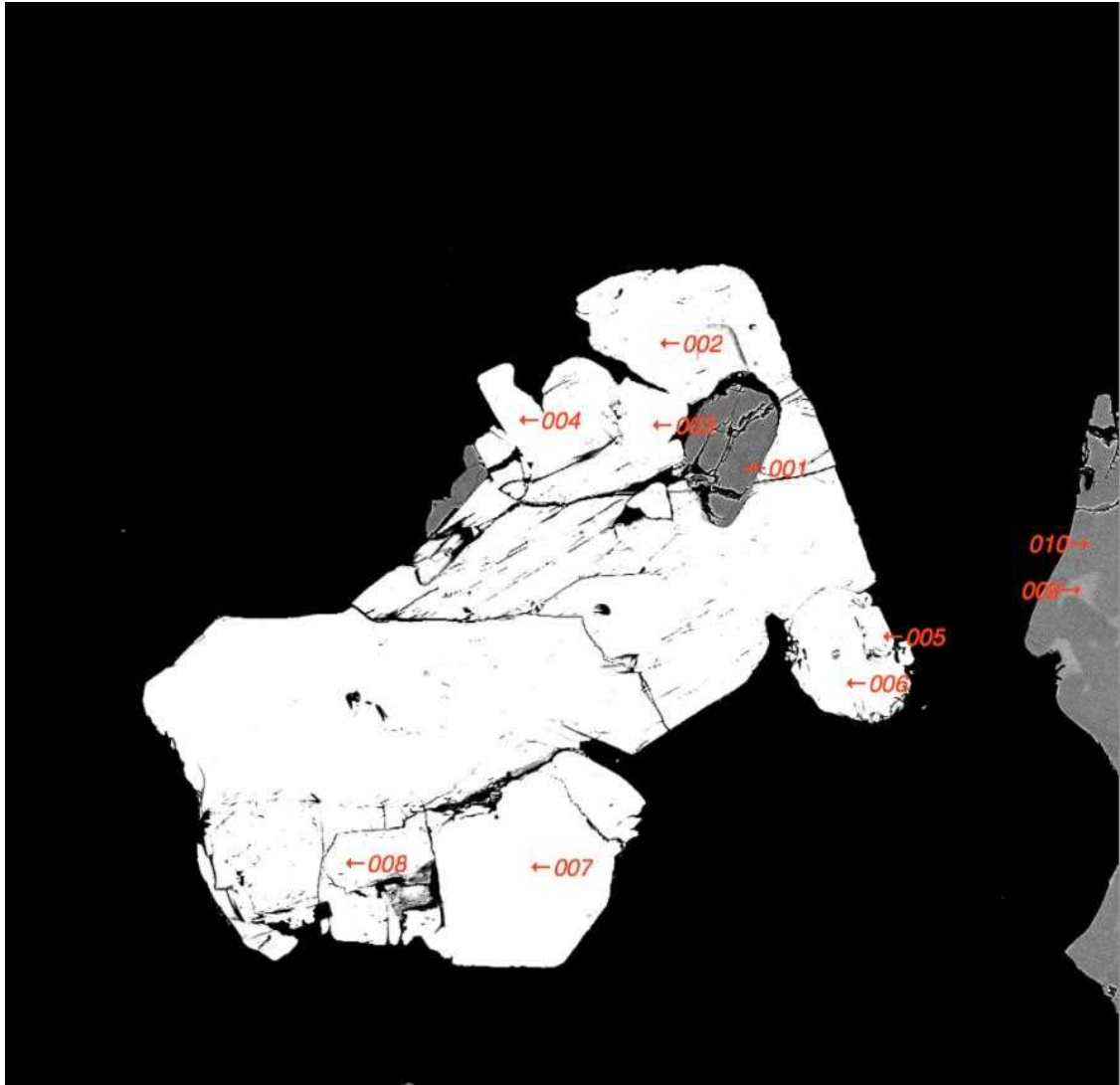


図 2.2-18 : EPMA分析位置の記録例. 画像の一边は  $1000\mu\text{m}$ . 図中の矢印は分析位置を示し, 番号は分析番号に対応する.

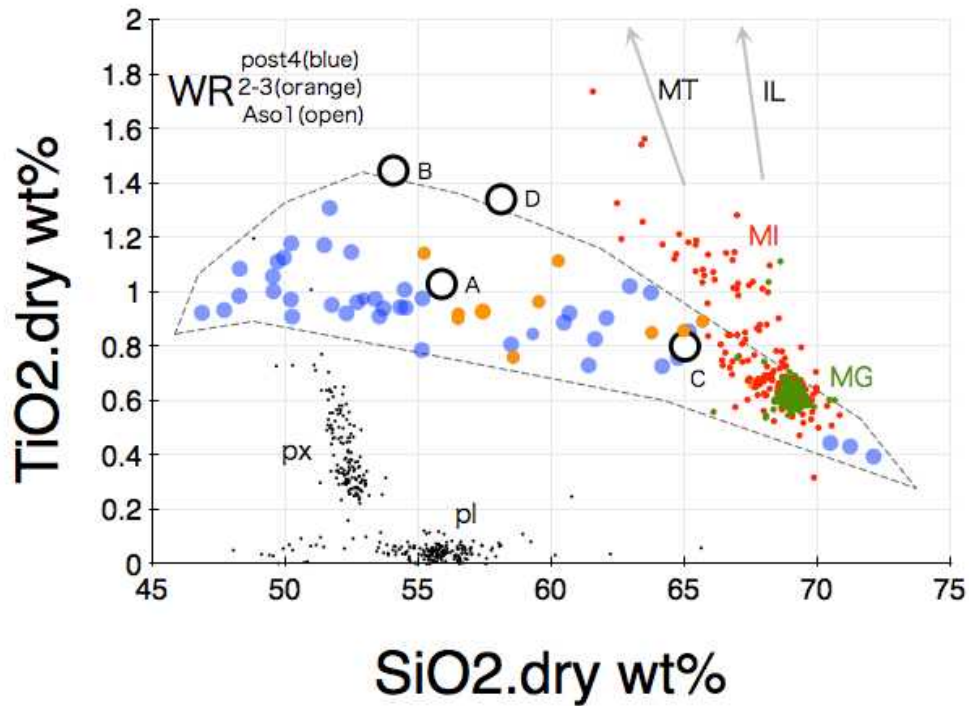


図 2. 2-19 : チタンのハーカー図. 白抜きのは阿蘇-1 火砕流堆積物およびその下位にある降下火砕物 (Aso2014a-B, -C, -D, -A), 橙色のは阿蘇-2/3 間の降下火砕物, そして水色ののは阿蘇-4 以降の降下火砕物の全岩化学組成を示す. 赤色と緑色の点はそれぞれ阿蘇-1 火砕流堆積物およびその下位にある降下火砕物中の斑晶ガラス包有物 (MI) と石基ガラス (MG) の化学組成を示す. 黒い点は鉱物の化学組成を示す (px : 輝石, opx : 斜方輝石, cpx : 単斜輝石, pl : 斜長石).

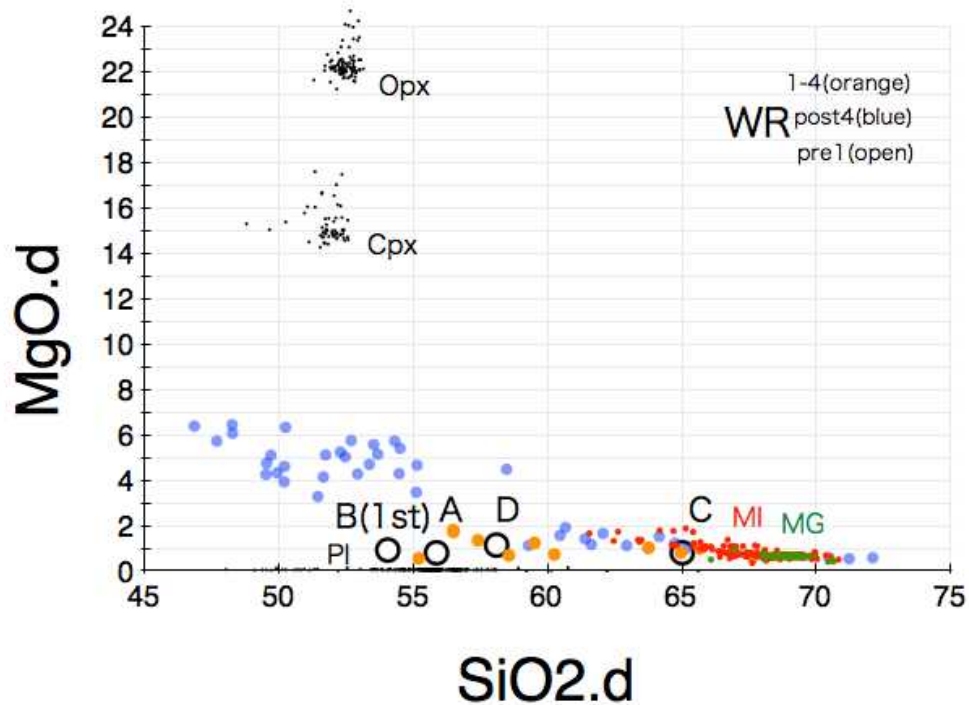


図 2. 2-20 : マグネシウムのハーカー図. 凡例は図 2. 2-19 と同じである.



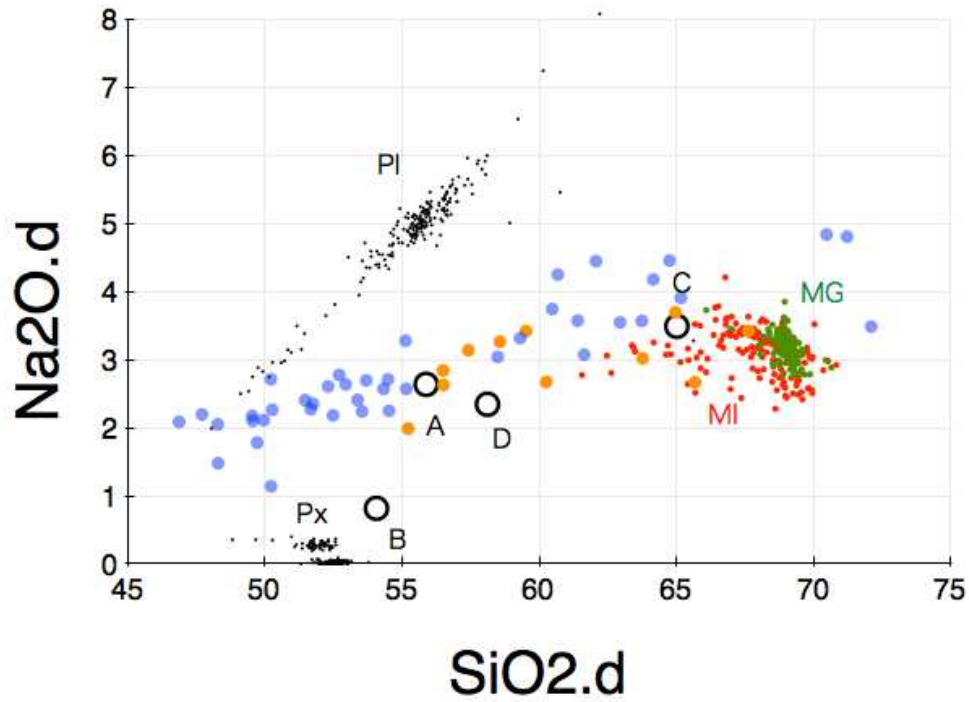


図 2.2-21 : ナトリウムのハーカー図. 凡例は図 2.2-19 と同じである.

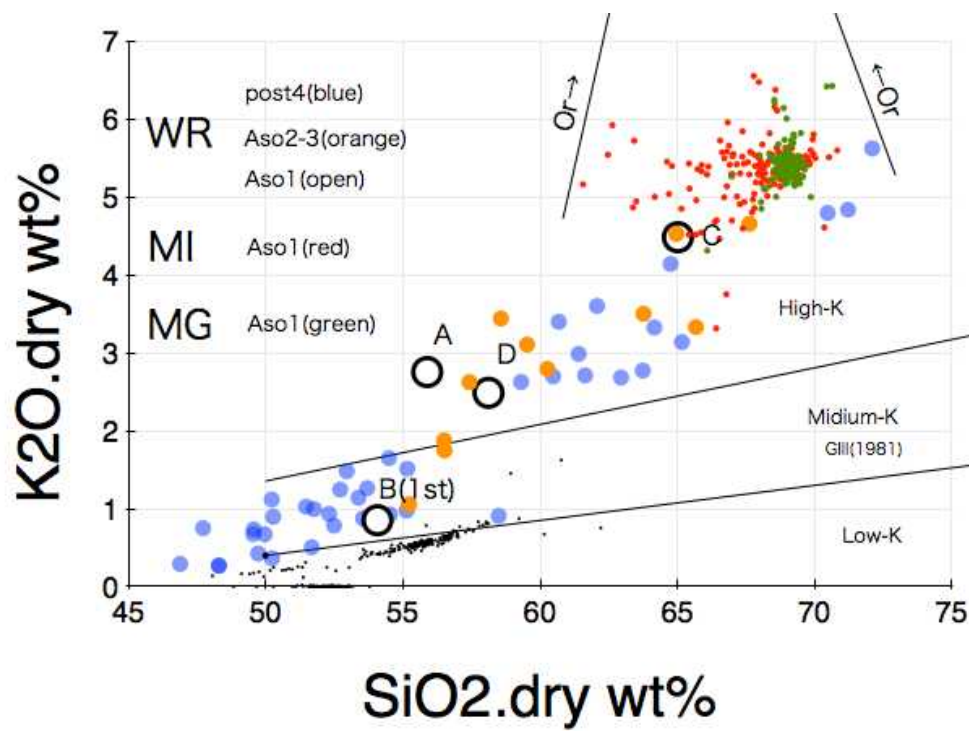


図 2.2-22 : カリウムのハーカー図. 凡例は図 2.2-19 と同じである. High-K, Medium-K, Low-K の境界線は Gill (1981) によった.

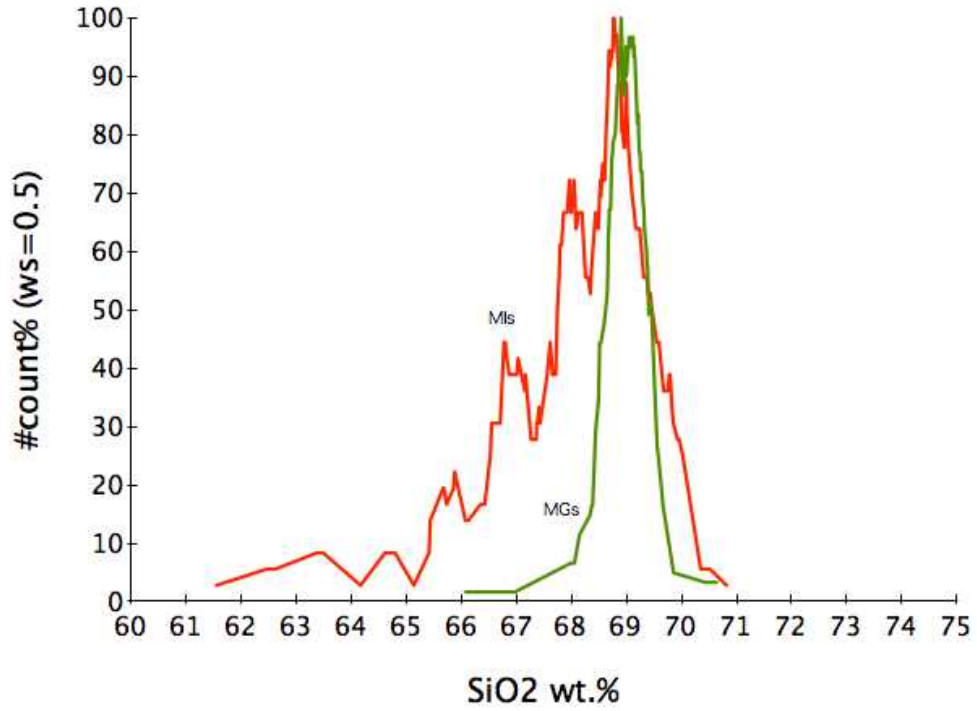


図 2. 2-23 : 阿蘇-1 火砕流堆積物およびその下位の降下火砕物中の斑晶ガラス包有物 (MIs) および石基ガラス (MGs) の化学組成の頻度分布図. ピークが 100%になるよう規格化した.

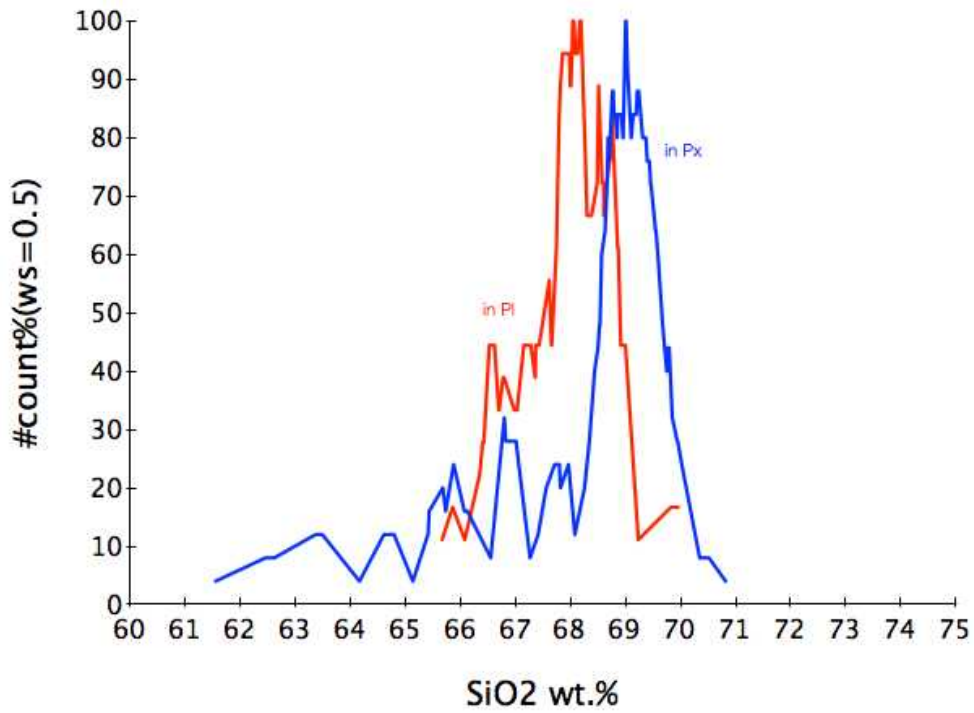


図 2. 2-24 : 阿蘇-1 火砕流堆積物およびその下位の降下火砕物中の斑晶ガラス包有物の化学組成の頻度分布図 (図 2. 23 の MIs) を, ホスト斑晶別に示した (輝石中 : in Px, 斜長石中 : in Pl). ピークが 100%になるよう規格化した.

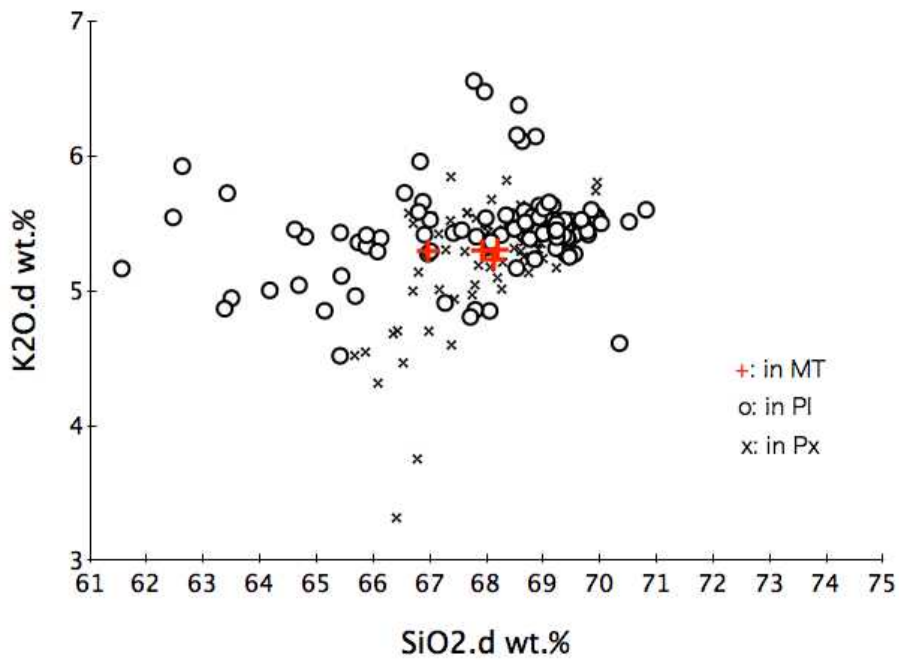


図 2. 2-25 : 阿蘇-1 火砕流堆積物およびその下位の降下火砕物中の斑晶ガラス包有物のカリウムのハーカー図を, ホスト斑晶別に示したもの(磁鉄鉱中 : in MT, 斜長石中 : in Pl, 輝石中 : in Px).

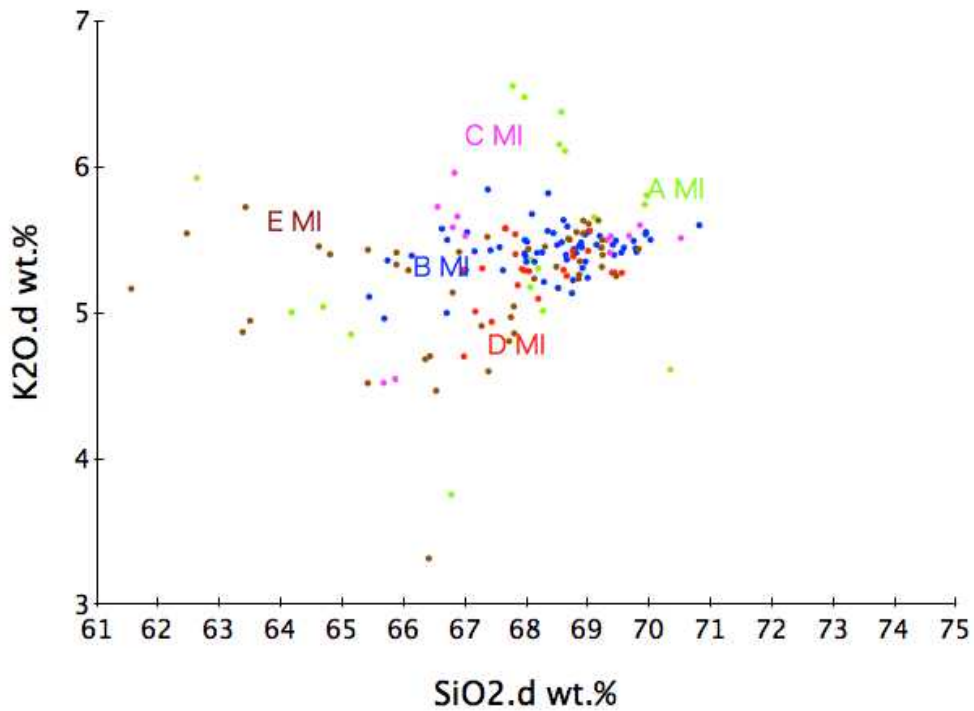


図 2. 2-26 : 阿蘇-1 火砕流堆積物およびその下位の降下火砕物中の斑晶ガラス包有物のカリウムのハーカー図を, 噴出ステージ別に示したもの(B MI : Aso2014a-B 中, C MI : Aso2014a-C, D MI : Aso2014a-D, E MI : Aso2014a-E, A MI : Aso2014a-A).

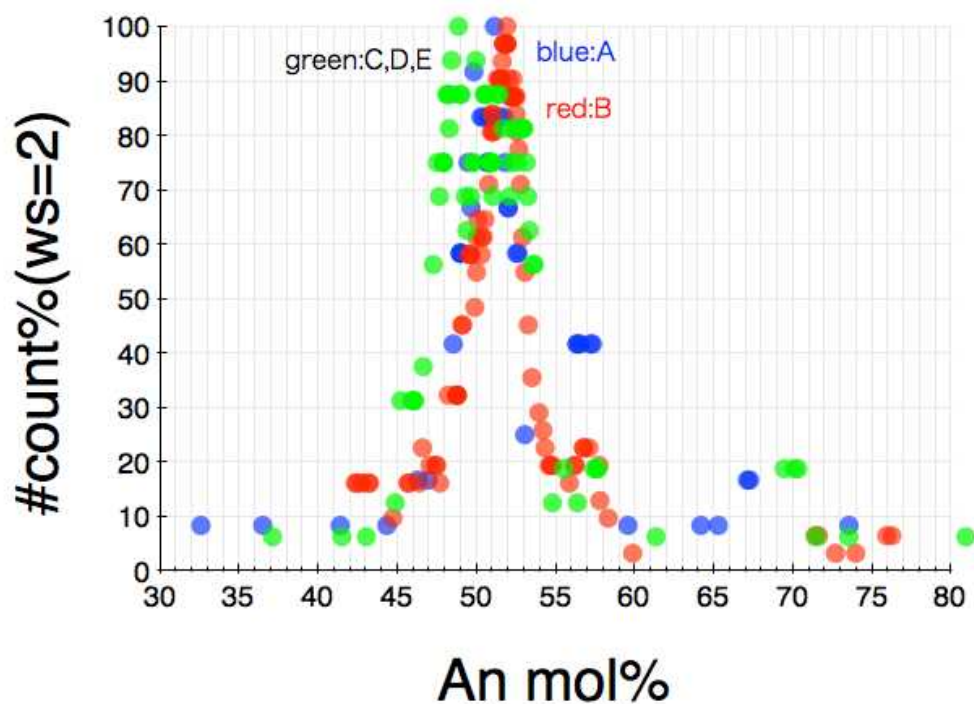


図 2.2-27：阿蘇-1 火砕流堆積物およびその下位の降下火砕物中の斜長石の An 組成の頻度分布。青色 (A ; Aso2014a-A) は阿蘇-1 火砕流堆積物の非熔結部の斜長石，赤色 (B ; Aso2014a-B) は阿蘇-1 火砕流堆積物の最下位，および緑色 (C, D, E ; Aso2014a-C, -D, -E) は B の上位の堆積物中のもの。分析結果は，古川・他 (2006)，井上・他 (2006)，Kaneko, et al. (2007) らによる報告と調和的である。

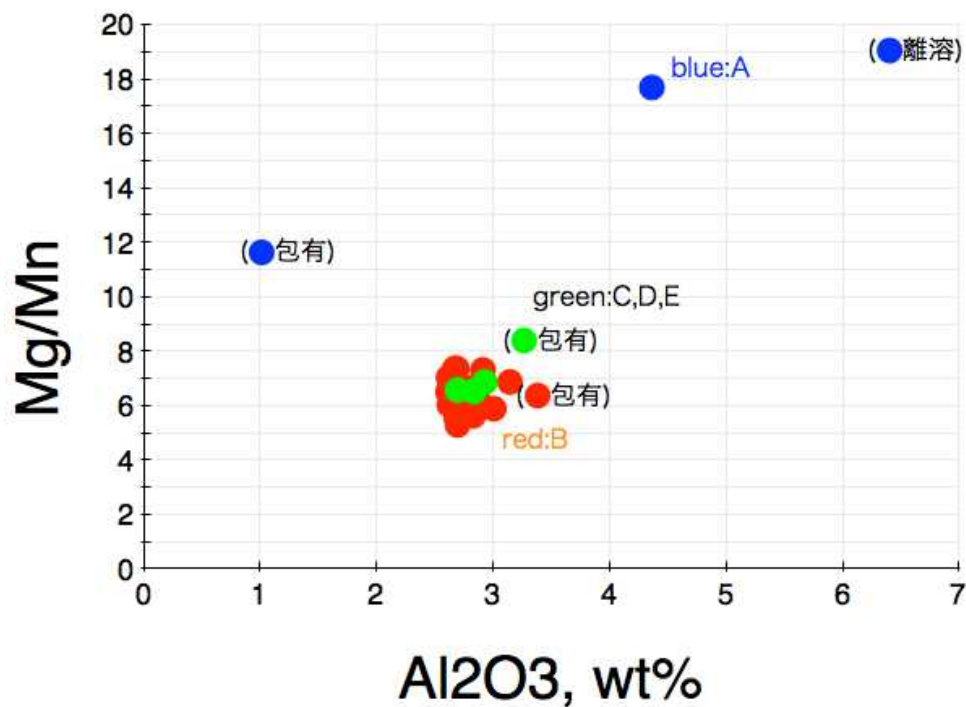


図 2.2-28：阿蘇-1 火砕流堆積物およびその下位の降下火砕物 (凡例は図 2.27 と同様) に含まれる鉄チタン酸化物鉱物のアルミナ重量% (鉄の二価三価補正済み) と，マグネシウム/マンガンのモル量比。

## マグマの温度・圧力・含水量

阿蘇の火山噴出物の化学組成に対して熱力学解析を行なうことにより、マグマの温度・圧力・含水量を推定する。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。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、阿蘇の苦鉄質端成分として代表させ、Rhyorite-MELTS による計算を行なった。Rhyorite-MELTS は、Mark Ghiorso らが無料で公開している、マグマの熱力学計算ソフトウェアのことであり、従来の MELTS プログラムを、石英が晶出する珪長質マグマの計算用に改良したものである(Asimow and Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995; Gualda et al., 2012)。本研究では Rhyorite-MELTS の起動、計算条件の読み込み、エラー処理を別途開発したスクリプト言語で制御することにより、様々な全岩含水量、酸素分圧、圧力での網羅的な計算を実行した。具体的には、1 つの全岩化学組成に対し、温度は 700-1400°C の範囲(1°C 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 ログユニット変化させて、計算を行なう。温度・圧力・含水量・酸素分圧の組み合わせの数は 470 万通りである。得られた膨大なデータを、GMT プログラム(Wessel and Smith, 1998)と、別途開発したスクリプト言語とを用いて温度・圧力平面上に等高線として表現したほか、いくつかの有用なパラメータを直接切り出すことにより、マグマの圧縮性(バルクモジュラス)の圧力・含水量依存性などのグラフを作成した。Rhyolite-MELTS による出力結果を、既往文献のデータや本研究の分析値と比較比較することにより、マグマの温度・圧力・含水量に対して一定の制約を与えることができる(図 2.29)。なお 4KC-03(Hunter, 1998)の組成は以下のとおりである。SiO<sub>2</sub>=52.82, TiO<sub>2</sub>=1.19, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=20.32, FeO=8.96, MnO=0.19, MgO=3.98, CaO=6.82, Na<sub>2</sub>O=3.40, K<sub>2</sub>O=1.28, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0.97, 合計=99.93(重量%)。

阿蘇-1 火砕流に先行する最初期の降下火砕物(Aso2014a-B)に含まれる磁鉄鉱およびチタン鉄鉱の化学組成にもとづいて、平衡温度と酸素分圧を ILMAT(Lepage, 2003)を用いて計算した結果、温度は 885±20°C、酸素分圧は FMQ+0.2 ログユニットであることが示された(図 2.2-30)。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が(金子・他, 2006; 古川・他, 2006)、観測された温度の大半は 900~1000°C の間に集中しているから、本研究が得た 880°C は先行研究と調和的である。なお、産総研(2014)の報告では FMQ+1.0 ログユニットをマグマの熱力学解析に用いたが、本報告では今年度新たに得られた酸素分圧(FMQ+0 ログユニット)を使用する。

はじめに阿蘇-1 火砕流およびそれに先行する降下火砕物の石基ガラスのシリカ濃度が 69±1 重量%と非常に狭い範囲に入ること(図 2.23)を制約条件にする。温度 885°C において 4KC-03 が結晶分化液のシリカ濃度が 69 重量%になる圧力と含水量の関係を読むと、含水量が 0.5 重量%, 1 重量%, 1.5 重量%のときにそれぞれ 6.5 あるいは 11.5kbar 付近, 7 あるいは 15.5kbar 付近, 7.7 あるいは 16kbar 付近となり(図 2.2-31)、含水量が 2.5 重量%以上の場合には条件が再現されない(図 2.2-32)ことがわかった。

つぎに、石基ガラスと斑晶ガラス包有物の酸化カリウム濃度が 5.5 重量%に集中していること(図 2.25)を制約条件と考え、温度 885°C において 4KC-03 が結晶分化液のカリウム濃度が 6~6 重量%程度となる圧力と含水量の関係を調べると、含水量 0.5 重量%では描画した範囲のすべての圧力で再現でき(図 2.2-35)、含水量 1 重量%では 5kb 付近と 0.5kb 以下の圧力で再現できる、含水量 1.5 重量%(図 2.2-36)以上では 0.5kb 以下の低圧条件が必要とされることがわかる。シリカとチタンとカリウムより、含水量 0.5~1 重量%, 圧力 5~7kb と考えられる。マグマの含水量が 0.5 重量%の時の、4KC-03 メルトのカリウムのハーカー図(図 2.2-39)に示されるメルトの化学組成変化傾向は、圧力 6~8kbar の時に観測された斑晶ガラス包有物や石基ガラスに向かうことがわかる。

同様に、石基ガラスの酸化チタン濃度が 0.63 重量%に集中していること(図 2.2-19 の緑色の点)と、斑晶ガラス包有物は 0.63 重量%に集中しつつ 1.2 重量%位まで分布が広がっていること(図 2.2-19 の赤色の点)を制約条件と考え、温度 885°C において 4KC-03 が結晶分化液の酸化チタン濃度が 0.5~0.75 重量%程度となる圧力範囲と含水量の関係を調べると、含水量 0.5 重量%, 1 重量%, 2.5 重量%のときそれぞれ 0.5~5kbar, 0.5~7kbar(図 2.2-33), 0.5~1kbar と 12kbar 以上(図 2.2-34)である。シリカとチタンにより、含水量 0.5~1 重量%, 圧力 6~7kbar



の範囲が示される(示される圧力が近いがオーバーラップしない場合には圧力範囲を拡張する)。マグマの含水量が 0.5 重量%の時の、4KC-03 メルトのチタンのハーカー図(図 2.2-40)に示されるメルトの化学組成変化傾向は、圧力 5~6kbar の時に観測された斑晶ガラス包有物や石基ガラスに向かうことがわかる。

さらに、斜長石斑晶の分析値の An 組成が 40~60mol%(ピークは 51mol%)であり、57 と 70mol%にも小さなピークがある(図 2.2-27)ことを制約条件と考え、また、斜長石の累帯構造が化学拡散で鈍らないことを加味して、温度 885°Cあるいはそれ以上において 4KC-03 から晶出する斜長石の An 組成を再現しうる圧力と含水量の関係を調べる。含水量 0.5 重量%の場合には、圧力 5kbar 以下温度 885°Cにおいて An 組成が 40~47mol%となり、これよりも高温低圧では An 組成は 70mol%まで上昇しうるということがわかる(図 2.2-37)。含水量 1 重量%の場合には、圧力 6.2kbar 以下温度 885°Cにおいて An 組成が 40~49mol%となり、それよりも高温低圧で An 組成は 72mol%まで上昇しうるということがわかった。含水量 5 重量%では圧力 1.5kbar 以下温度 885°Cにおいて An 組成が 45~55mol%となり、より高温では An 組成が 82mol%まで上昇しうる(図 2.2-38)。4KC-03 メルトのナトリウムのハーカー図に示されるメルトの化学組成変化傾向は、マグマ含水量 0.5 重量%で圧力 6~8kbar の条件では観測された斑晶ガラス包有物や石基ガラスに向かないが(図 2.2-41)、マグマ含水量を 1.5 重量%に増やすと 5~7kbar で観測されたメルト組成に向かう変化をみせる(図 2.2-42)。

以上のように鉄チタン酸化物鉱物温度計と、石基ガラスのシリカ、チタン、カリウム、そして斜長石の An 組成から、噴出前の阿蘇-1 マグマの温度は約 885°C、圧力は 5~7kbar の条件で、含水量 0.5~1 重量%程度の比較的水に乏しいマグマが分化した可能性が示された。但し斜長石斑晶の累帯構造に記録された高 An 組成の存在は、分化前のマグマが比較的高温・高含水量であったことを示唆する。すなわち阿蘇-1 の噴火には低温低含水量のマグマと、高温高含水量マグマの両方が関与したとみられる。両マグマが同源ならば、高温高含水量マグマの脱水冷却によって低温低含水量マグマが生じたのだろう(∵低温マグマから高温マグマを導くことは困難)。しかしながら、圧力 5~7kbar ではメルトには 10 重量%以上の水が溶解するため(Newman and Lowenstern, 2002)、地下深くの高含水量マグマを(固化以外の方法で)脱水させることは困難である。そこで低含水量マグマを大量生産するメカニズムとして、火道内マグマ対流脱ガス(Kazahaya et al., 1994)を採用する。火道内マグマ対流脱ガスにおいては、高含水量マグマが地表付近に上昇し、低圧で水に飽和・脱水後、再び地下深くに沈む。含水量 0.5, 1, 2.5, 5 重量%のマグマのバルクモジュラス(圧縮率)の深さ変化、飽和水量の深さ変化、密度の深さ変化、そして含水量 5 重量%と 0.5 重量%のマグマの密度差の深さ変化を、それぞれ図 2.2-43, 図 2.2-44, 図 2.2-45, 図 2.2-46 に示す。図 2.2-46 に示したうち常圧付近を除く全ての圧力において、含水量 0.5 重量%のマグマは 5 重量%のものよりも高密度であるため(地下 8~12km(2~3kbar)では特に密度差が大きい)、火道内マグマ対流脱ガスは長期間安定して起こり、脱ガスマグマを生産すると考えられる。単位時間あたりの脱ガスマグマの生産速度は、単位時間あたりの火山ガス(二酸化硫黄など)放出量を、マグマの火山ガス(二酸化硫黄)濃度で割った値になる。阿蘇における二酸化硫黄臭放出量は 500~1000 トン/日程度と報告されており(気象庁; 予知連報告)、マグマの二酸化硫黄濃度を 0.1~0.2 重量%程度と仮定すると、脱ガスマグマの生産量は 250~750 キロトン/日であり、間をとって 0.5 メガトン/日とすると、1 年間に生産される脱ガスマグマの重量は約 180 メガトンであるから、体積は 0.09(密度 2.0)~0.07(密度 2.5)立方キロと見積られる。MELTS によると、4KC-03 の結晶化により生じる珪長質マグマの分量は、脱ガスマグマの 4~5 分の 1 程度である。もしも過去にも 0.5 メガトン/日の速度で脱ガスマグマが生産されているならば、冷却・結晶化により生じる珪長質マグマの量は、1 万年あたり 140~180 立方 km と見積られる。

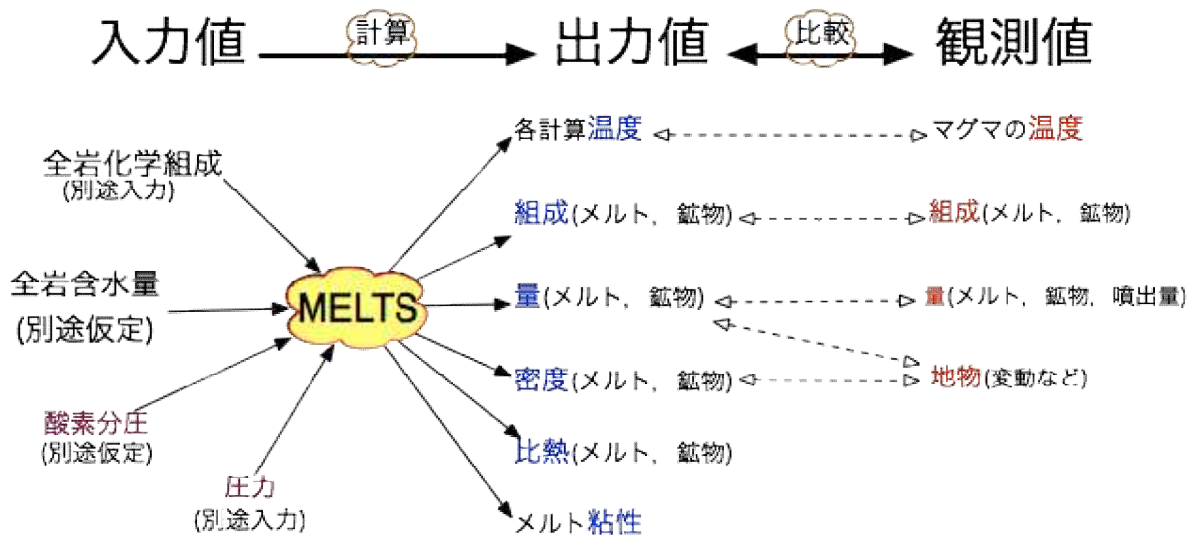


図 2.2-29 : MELTS (Ghiorso and Sack, 1995) を用いたマグマの温度・圧力・含水量推定.

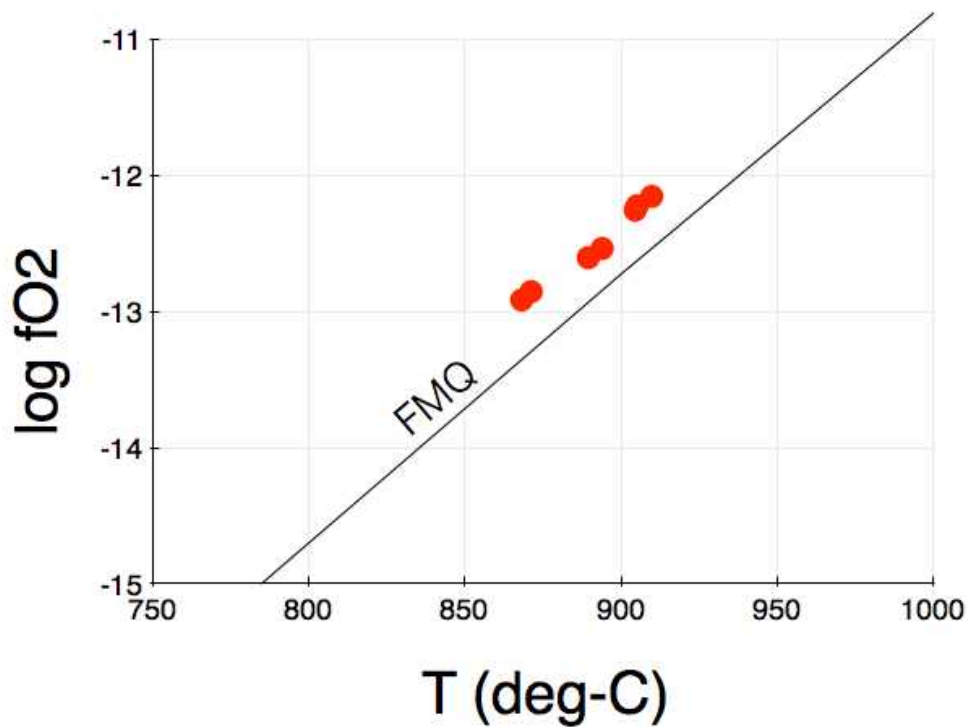


図 2.2-30 : 阿蘇-1 火砕流堆積物の最下位にある降下火砕物 (Aso2014a-B) に含まれる磁鉄鉱およびチタン鉄鉱の化学組成にもとづく平衡温度と酸素分圧. ILMAT (Lepage, 2003) を使用. 熱力学モデルは Andersen and Lindsley (1985) によった.

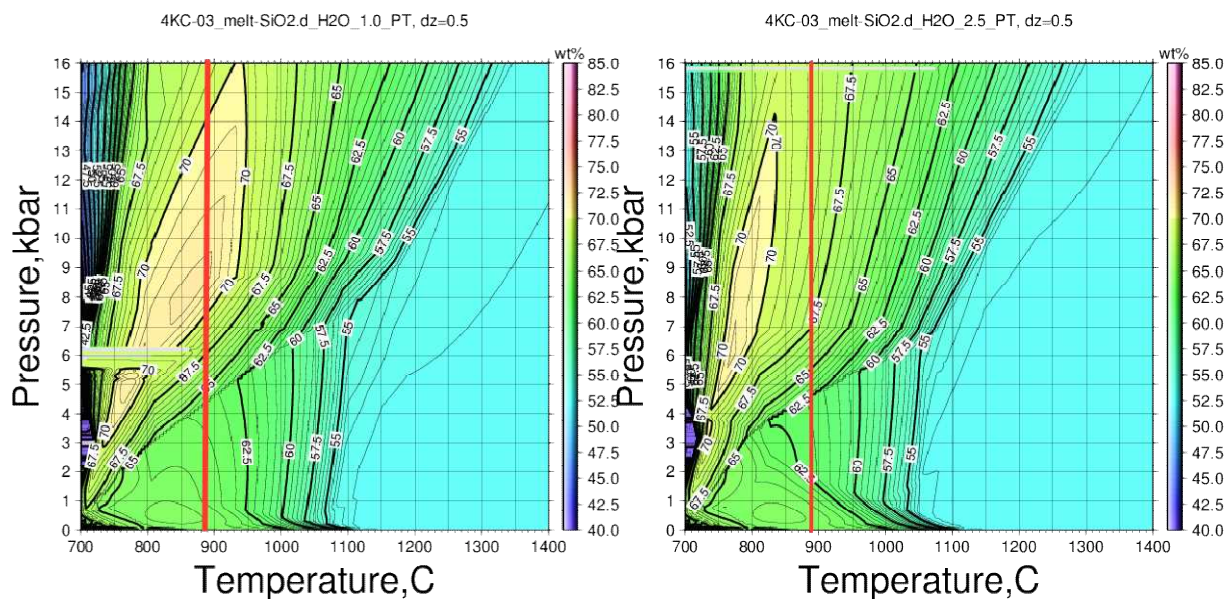


図 2.2-31(左) : 4KC-03 のメルトのシリカ濃度の温度・圧力依存性. マグマのバルク含水量 1 重量%. 温度 885°C 圧力 7.2kbar 付近の条件で, メルトのシリカ濃度が 69 重量%になる.

図 2.2-32(右) : 4KC-03 のメルトのシリカ濃度の温度・圧力依存性. マグマのバルク含水量 2.5 重量%. 温度 885°Cの条件では, メルトのシリカ濃度は 69 重量%にならない.

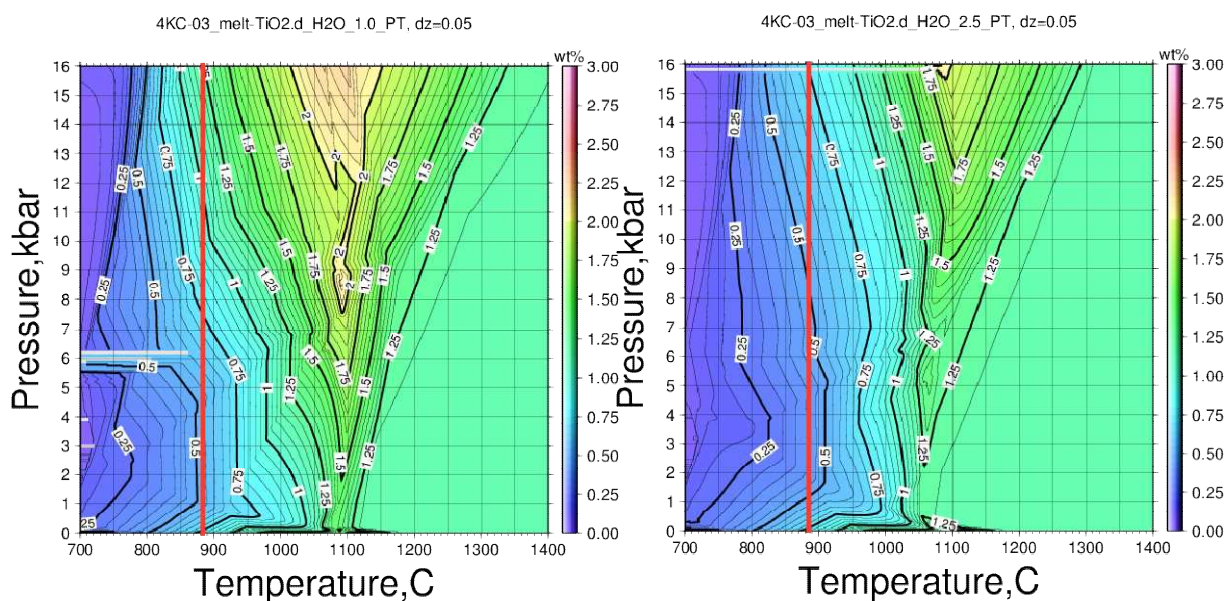


図 2.2-33(左) : 4KC-03 のメルトの酸化チタンの濃度の温度・圧力依存性. マグマのバルク含水量 1 重量%. 温度 885°C 圧力 0.5~7kbar 付近の条件で, メルトの酸化チタン濃度が 0.5~0.75 重量%になる.

図 2.2-34(右) : 4KC-03 のメルトの酸化チタンの濃度の温度・圧力依存性. マグマのバルク含水量 2.5 重量%. 温度 885°C 圧力 0.5~1kbar と 12kbar 以上付近の条件で, メルトの酸化チタン濃度が 0.5~0.75 重量%になる.



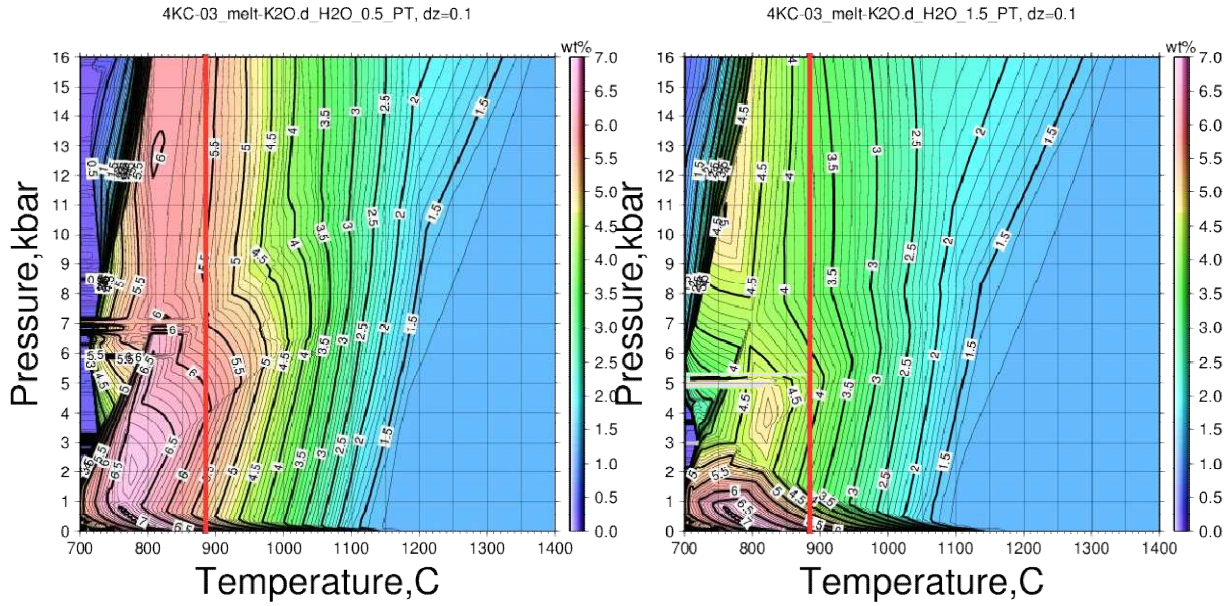


図 2.2-35(左) : 4KC-03 のメルトの酸化カリウムの濃度の温度・圧力依存性。マグマのバルク含水量 0.5 重量%, 温度 885°C の条件では, 描画した全範囲の圧力においてメルトの酸化カリウム濃度が 5~6 重量%になる。  
 図 2.2-36(右) : 4KC-03 のメルトの酸化カリウムの濃度の温度・圧力依存性。マグマのバルク含水量 1.5 重量%, 温度 885°C の条件でメルトの酸化カリウム濃度が 5~6 重量%になるためには, 0.5kb 以下の低圧条件が必要になる。

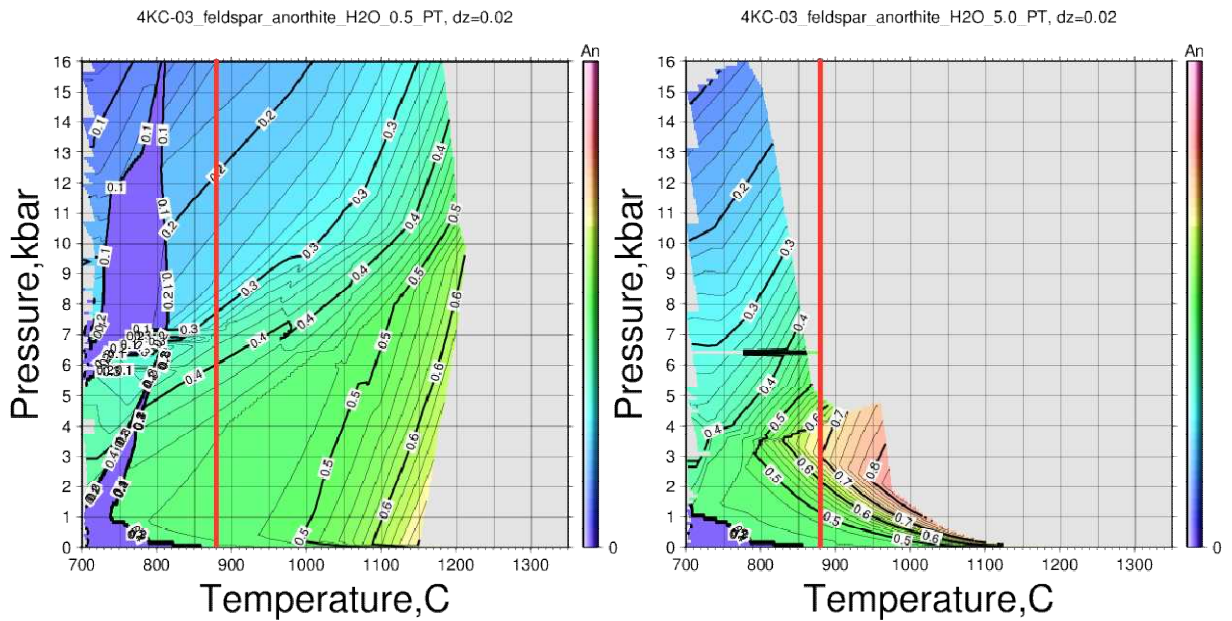


図 2.2-37(左) : 4KC-03 から晶出する斜長石の An 組成の温度・圧力依存性。マグマのバルク含水量 0.5 重量%。圧力 5kbar 以下温度 885°C において An 組成が 40~46mol%となる。より高温低圧の領域で An 組成は最大 70mol%になる。  
 図 2.2-38(右) : 4KC-03 から晶出する斜長石の An 組成の温度・圧力依存性。マグマのバルク含水量 5 重量%。1.5kbar 以下温度 885°C において An 組成が 45~55mol%となる。より高温の領域で An 組成は最大 82mol%となる。

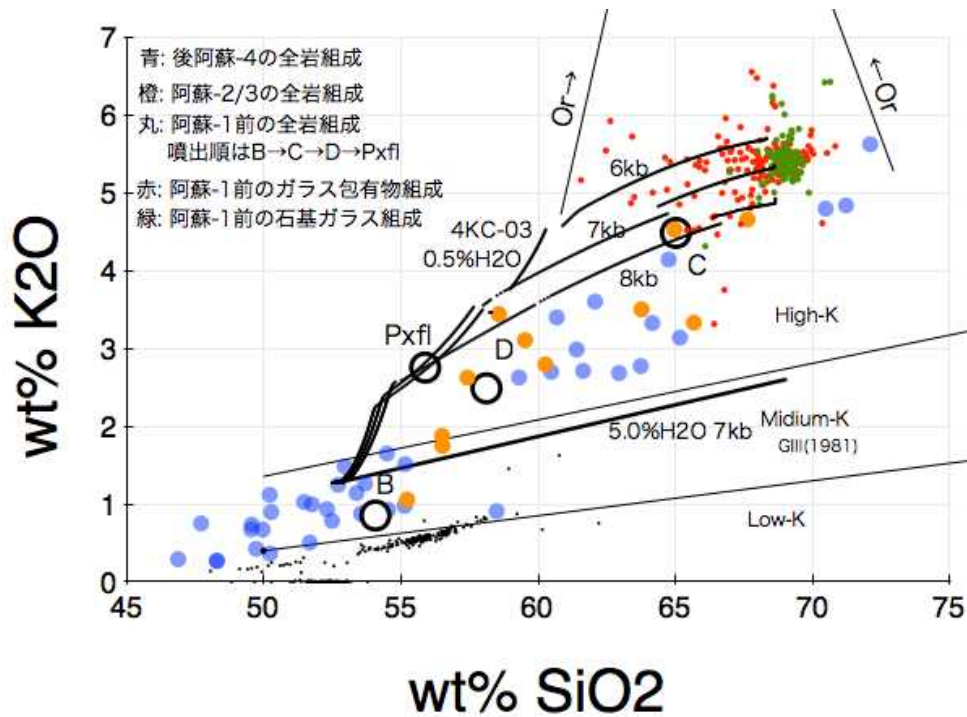


図 2.2-39 : MELTS で計算した 4KC-03 メルトのカリウムのハーカー図(図 2.22 に上書き)。温度は 885°C, 圧力は 6kbar, 7kbar, および 8kbar, マグマのバルク含水量 0.5 重量%の例。圧力 7kbar 含水量 5 重量%の例も示した。

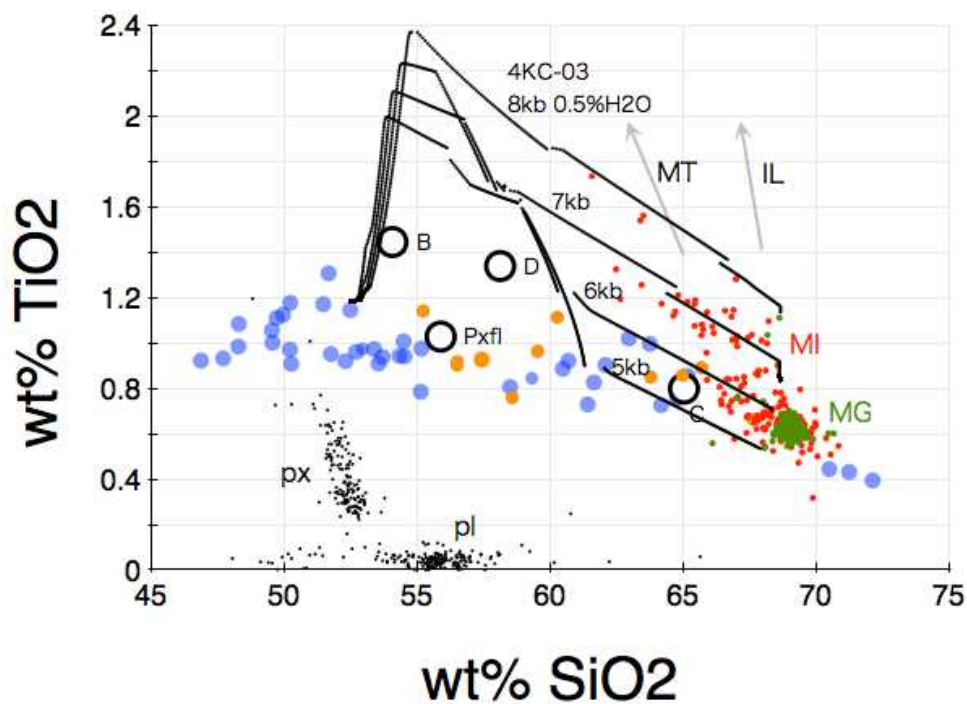


図 2.2-40 : MELTS で計算した 4KC-03 メルトのチタンのハーカー図(図 2.2-19 に上書き)。温度は 885°C, 圧力は 5kbar, 6kbar, 7kbar, および 8kbar, マグマのバルク含水量 0.5 重量%の例。



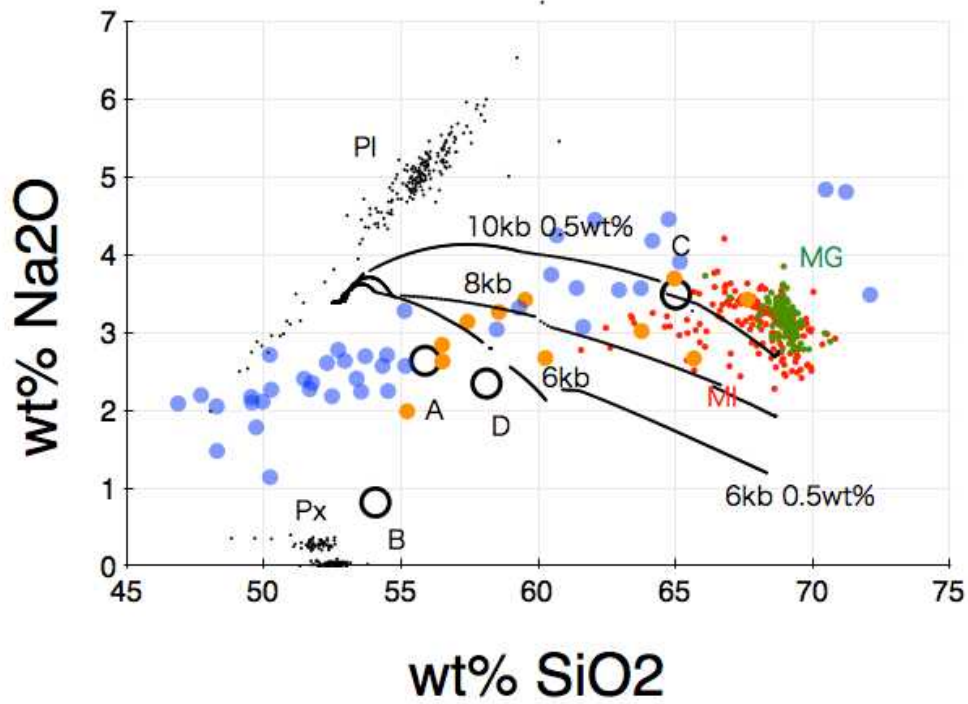


図 2.2-41 : MELTS で計算した 4KC-03 メルトのナトリウムのハーカー図(図 2.21 に上書き). 温度は 885°C, 圧力は 6kbar, 8kbar, および 10kbar, マグマのバルク含水量 0.5 重量%の例.

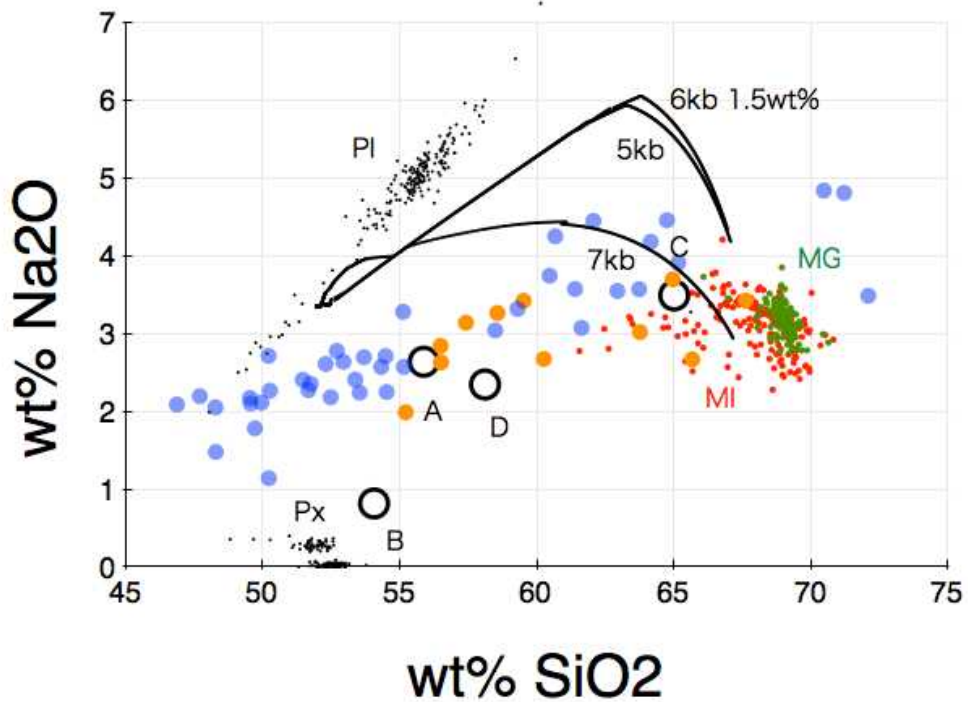


図 2.2-42 : MELTS で計算した 4KC-03 メルトのナトリウムのハーカー図(図 2.21 に上書き). 温度は 885°C, 圧力は 5kbar, 6kbar, および 7kbar, マグマのバルク含水量 1.5 重量%の例.

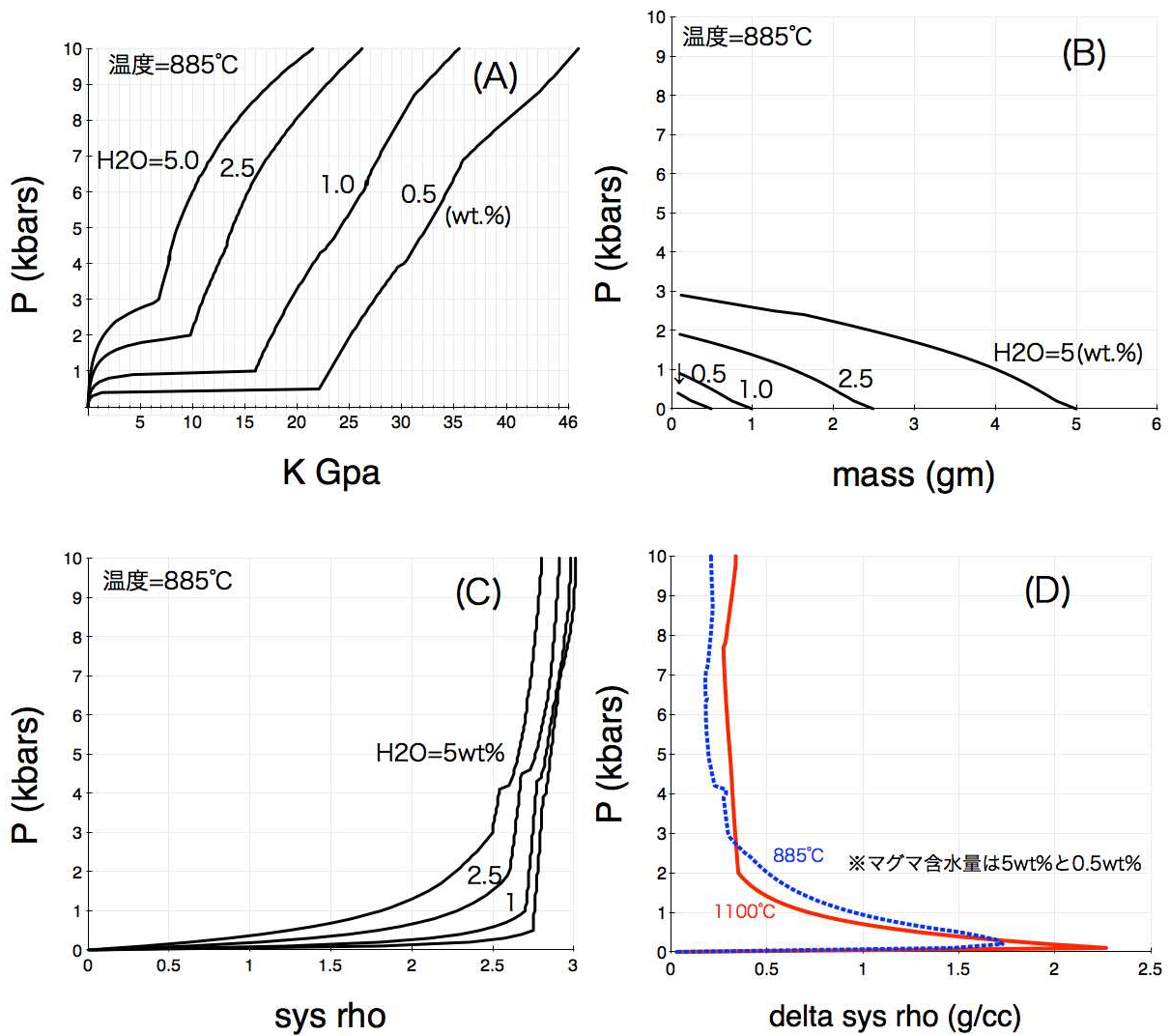


図 2.2-43 (A) : 阿蘇のマグマ (4KC-03) のバルクモジュラス (圧縮性) の圧力依存性. 温度条件は 885°C, 含水量は 5, 2.5, 1, 0.5 重量%とした.

図 2.2-44 (B) : 阿蘇のマグマ (4KC-03) の過飽和水の量 (重量%) の圧力依存性. 温度条件は 885°C, 含水量は 5, 2.5, 1, 0.5 重量%とした.

図 2.2-45 (C) : 阿蘇のマグマ (4KC-03) の密度の圧力依存性. 温度条件は 885°C, 含水量は 5, 2.5, 1, 0.5 重量%とした.

図 2.2-46 : 含水量 5% と 0.5% の阿蘇のマグマ (4KC-03) の密度差 (g/cc) の圧力依存性. 温度条件は 885°C と 1100°C とした.

## まとめと今後の課題

阿蘇火山は約 27 万年前の活動開始以来、数万年の間隔において大規模火砕流噴火を起こし、現在も活発な火山活動を継続している。阿蘇-1 火砕流堆積物と、その直前に放出された降下火砕物は、阿蘇が引き起こした 4 回(阿蘇-1, -2, -3, -4)の大規模火砕流噴火の最初の活動であることから、大規模火砕流噴火に至ったマグマ供給系の初期条件の知見を得るうえで重要な位置付けにある。そこで、阿蘇-1 噴火最初期の噴出物の全岩・鉱物・ガラス化学組成の分析と微細組織の観察結果をもとに、マグマの熱力学計算ソフト MELTS を用いた岩石学的解析を行なった。その結果、阿蘇-1 火砕流噴火をひきおこしたマグマは、先に脱ガス作用を受け含水量が 0.5-1 重量%に減った玄武岩質マグマが地下 20~30km(5~7kbar)で分化して生じた珪長質マグマが、溜りのなかで温度 890°C 程度の条件で均質化された後に、噴出した可能性が示された(図 2.2-47)。

2014 年度の地質調査により、上で岩石学的検討結果を報告した阿蘇-1 噴出物より更に下位の降下火砕物の存在が新たに明らかになったため、追加の分析と解析を行なうことにより、大規模火砕流噴火に至るマグマプロセスがより明確になると期待される。将来の大規模火砕流噴火の可能性評価や、物理探査・地球化学探査による大規模噴火前兆検出の可能性評価には、現在の阿蘇カルデラ地下に存在するマグマ供給系の状態把握が不可欠である。そのためには、現在阿蘇中岳から放出されている火山灰も含む、阿蘇-4 以降の噴出物を対象とした研究が必用である。

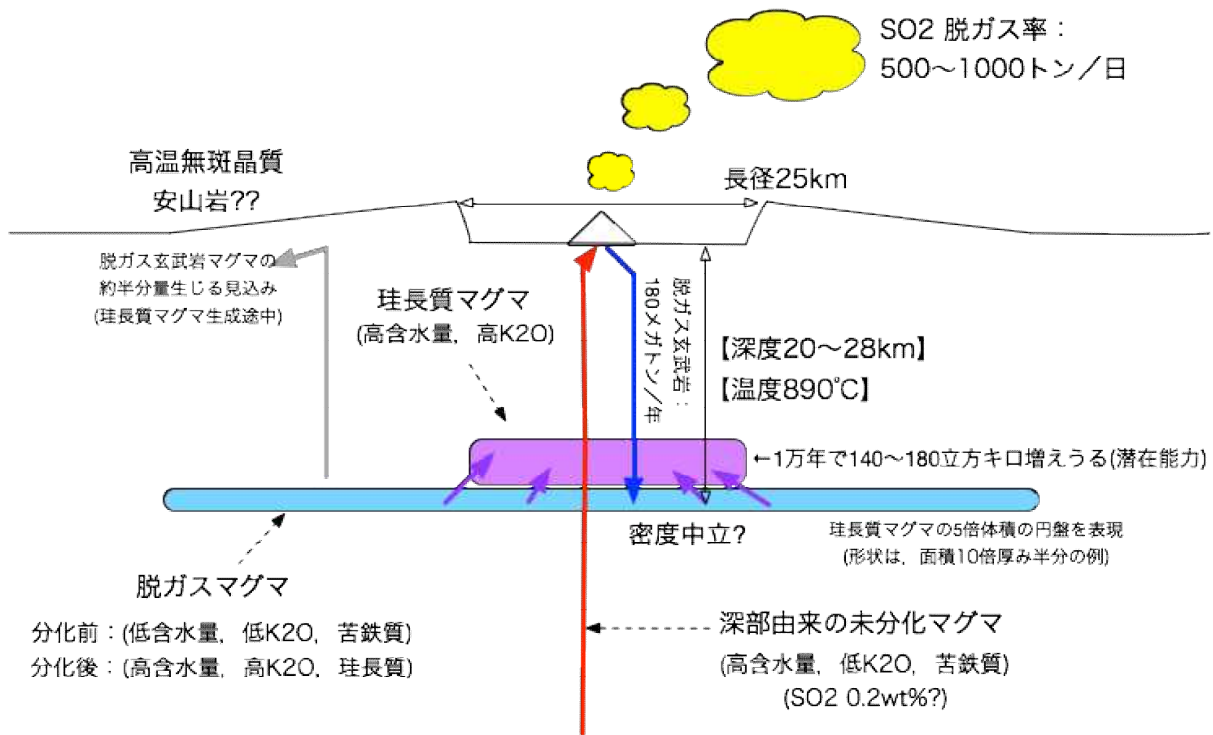


図 2.2-47: 阿蘇のマグマ供給系の作業モデル。低含水量マグマを効率的に大量生産するメカニズムとして、本研究では火道内マグマ対流脱ガス(Kazahaya et al., 1994)を採用する。具体的には、比較的高含水量で苦鉄質なマグマが浮力によって地表付近まで上昇し、低圧で水に飽和・脱水後、比重差によって地下深くに沈んで地下 20~28km に蓄積され、冷却・結晶化によって脱ガスマグマの 4~5 分の 1 量の珪長質メルトが生産される。仮に現在の阿蘇中岳における火山ガスの放出率を適用すると、脱ガスマグマの生産率は 1 年あたり 180 メガトンと見積られ、脱ガスマグマから生じる珪長質マグマの量は、1 万年あたり 140~180 立方 km となった。

文献

- Andersen, D. and Lindsley, D. (1985). New (and final!) models for the Ti- magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Eos*, 66:416.
- Asimow, P.D. and Ghiorso, M.S. (1998) Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus 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.
- 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.
- Gill, J. (1981). *Orogenic Andesite and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, New York.
- 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.
- 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.
- 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.
- Kazahaya, K., Shinohara, H., and Saito, G. (1994). Excessive degassing of Izu- Oshima volcano: magma convection in a conduit. *Bull. Volcanol.*, 56:207–216.
- Lepage, L. D. (2003). ILMAT: an excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. *Comput. Geosci.*, 29(5):673–678.
- 町田洋・新井房夫. (1992). 火山灰アトラス: 日本列島とその周辺. 東京大学出版会. 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.
- 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 (2004) 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.
- Miyabuchi, Y. (2009). A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan. *Sedimentary Geology*, 220(3-4):169–189
- 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.
- Miyoshi, M., Takenaka, T., and Sano, T. (2005). Genetic relationships of the compositionally diverse magmas from aso post-caldera volcanism. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 50:269–283 (in Japanese with English abstract).
- Newman, S. and Lowenstern, J. B. (2002). VolatileCalc: a silicate melt- H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> solution model written in Visual Basic for excel. *Comput. Geosci.*, 28:597–604.
- 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.
- 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.
- 産業技術総合研究所 (2014) 平成 26 年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備.

- 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 支笏カルデラの大規模噴火事例の検討

#### 【実施内容】

支笏カルデラについては、平成 25 年度までの調査結果を整理するとともに、地表踏査に加えてボーリング掘削調査を実施し、支笏火砕流噴火に先行する火山噴出物の存在確認と、支笏火砕流堆積物の連続試料採取による大規模カルデラ形成噴火の推移の詳細化を行った。また、野外調査では、支笏カルデラ形成以前の長期の火山活動履歴調査のための地質調査および K-Ar 法による火山岩の年代測定を実施した。本研究については、北海道大学に再委託して実施した。

#### 【研究成果】

成果の詳細は、添付の北海道大学平成 26 年度委託研究成果報告書に記載した。

### 2. 4 インドネシアにおける大規模噴火事例の検討

#### 【実施内容】

インドネシアのカルデラ形成噴火では、これまでの調査研究によりインドネシアのカルデラ火山では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、マグマの性質に変化が見られることがわかりつつある。今年度はインドネシア・ジョグジャカルタで開催された IAVCEI の Cities on Volcanoes 8 に参加して、情報収集を行うとともに、AD1257 年にカルデラ形成噴火を起こしたロンボク島のリンジャニ火山の現地調査を行った。採取したカルデラ形成噴火前後の噴出物の全岩化学組成分析については、北海道大学に再委託して実施した。

#### 【研究成果】

成果の詳細は、添付の北海道大学平成 26 年度委託研究報告書に記載した。



### 3. 火山影響評価のためのマグマ供給系発達過程の検討

#### 3.1 日光火山群及び御嶽火山の噴出物の化学組成の検討

##### 【実施内容】

噴出量-時間階段図データベースで取り上げる火山の中から重要度の高いものについて、噴出物の全岩化学組成（主成分，微量成分，同位体比など）分析や斑晶鉱物の微小領域化学組成分析を行い，噴火をもたらしたマグマ供給系の発達過程を検討した。

具体的には，日光火山群，及び御嶽火山噴出物の年代層序がある程度確立された火山において，年代既知試料について，系統的な全岩微量成分分析を実施した．この分析により，1) マグマの多様性の原因となる，結晶分化，地殻混染，マントル物質の不均質等の寄与の程度を明らかにする．2) 年代データと合わせて検討することによりその時間変化を評価する．3) 1), 2) を通じて，各火山のマグマの起源とその進化過程を明らかにし，マグマ供給系の概要と千年-1万年単位の時間変動を把握することを目指す．また新規装置導入により，分析の効率化，高精度化及び鉱物等微量試料の微量元素データを生産する体制の構築に取り組んでいる。

##### 【研究成果】

#### 3.1.1 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後，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．空隙等に炭酸塩鉱物等の二次鉱物の充填が認められる試料については，粗粉碎により0.5-1mmメッシュサイズに試料をそろえた後，顕微鏡下でハンドピックにより二次鉱物等の除去を行った．その上で，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HNO<sub>3</sub>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<sub>3</sub>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%HNO<sub>3</sub>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に，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．

### 3.1.2 岩石試料の同位体組成分析

脱塩した試料の新鮮な部分について、ビニール製サンプル袋を巻いて試料に金属部分が触れない状態にした岩石ハンマーを用いて粗粉碎した。その後、テフロン製のふるいを用いて 0.5-1mm メッシュサイズにそろえた。超音波洗浄の後、約 70°C の脱イオン水で約 2-3 日間脱塩処理を行った。乾燥後、顕微鏡下で変質部や二次鉱物の除去を行った。

酸による試料分解に先立ち、6M HCl により 140°C で約 1 時間リーチングを行った。その後 HF と HNO<sub>3</sub> を用いて試料を分解、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。

Sr の分離には、Sr Spec resin (Eichrom Industries, USA) を用いた。Nd の分離では、まず陽イオン交換樹脂 (AG50W-X8) を用いて REE を分離した。次に Ln Resin (Eichrom Industries, USA) を用いて Nd を他の REE から分離した。Pb の化学分離には、イオン交換樹脂 (AG1X8 200-400 mesh) を用いた。試料分解から Pb 分離に関わる全ての実験操作を通じての procedure blank は 20-40 pg で、通常得られる試料の Pb の量に比べて無視できる。

各元素の同位体比測定は、産業技術総合研究所設置の表面電離型質量分析計 MICROMASS 社製 SECTOR54 を用いた。Sr と Nd については、マルチダイナミック方式による測定を行った。測定結果は、 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ ,  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$  を用いて規格化し、マシン内での分別効果等を補正してある。測定期間中の同位体測定 NBS-SRM987 と JNdi-1 についての繰り返し測定結果は、それぞれ  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710292\pm 0.000010$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512105\pm 0.000010$  であった。Pb 同位体組成については、ダブルスパイク法による高精度分析を行った。測定法及びデータ処理法については、Ishizuka et al. (2003, 2007) に準じた。スパイクには主に  $^{207}\text{Pb}$  と  $^{204}\text{Pb}$  に富む SBL74 spike (Ishizuka et al., 2003) を用いた。測定は、スタティック方式とマルチダイナミック方式を組み合わせで行った。測定誤差 (2s.e.) の算出には、

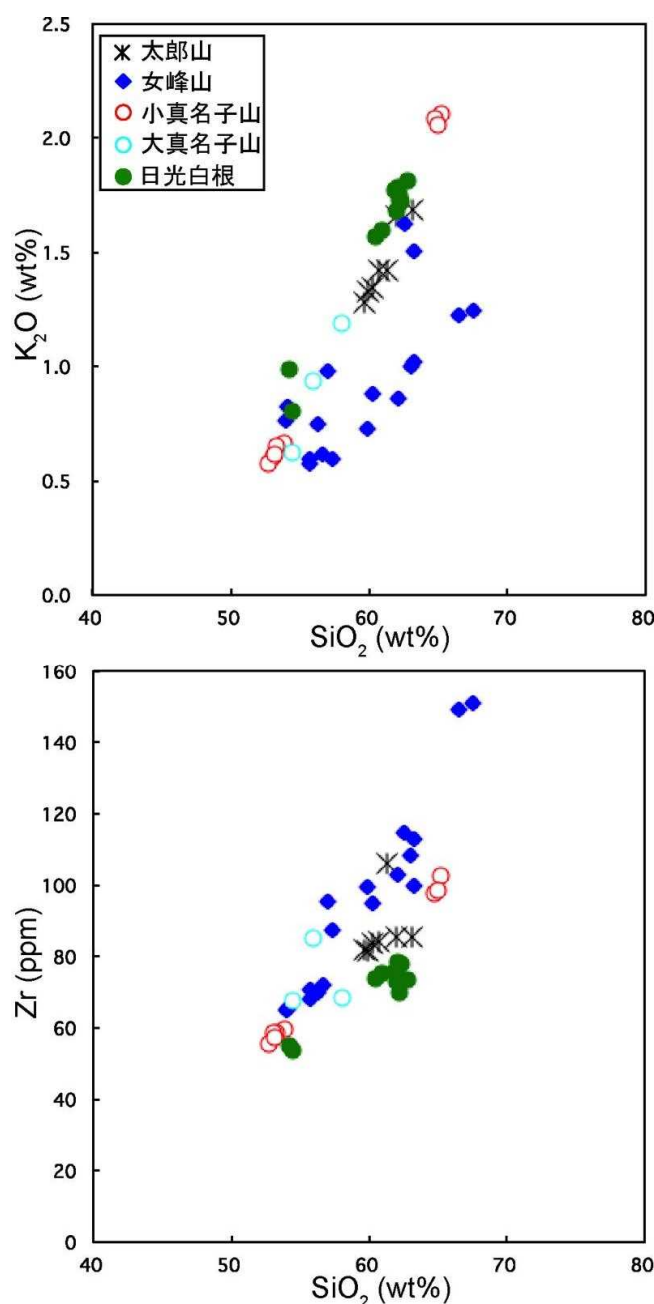


図 3.1-1 日光火山群火山噴出物の全岩化学組成

Johnson and Beard (1999)の closed-form の計算式を改変して使用した。分析期間中の同位体測定 NBS-SRM981 の繰り返し測定結果は  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.9390\pm 0.0015$  ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.4982\pm 0.0023$  ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.7180\pm 0.0052$  であった。再現性を加味した測定誤差は 150-200ppm(2s.d.)以下である。

### 3.1.3 分析結果概要

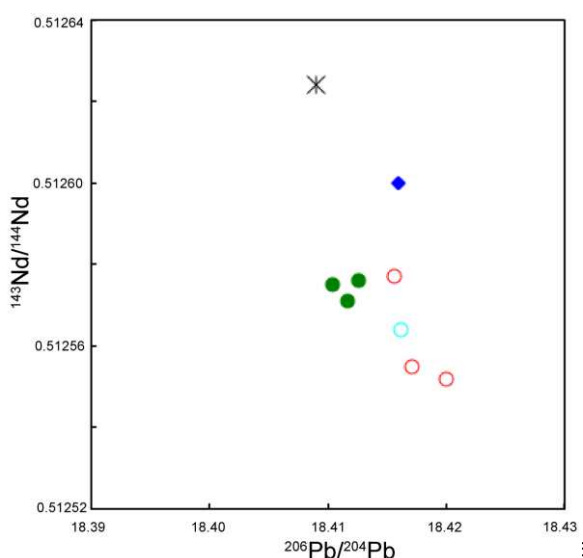
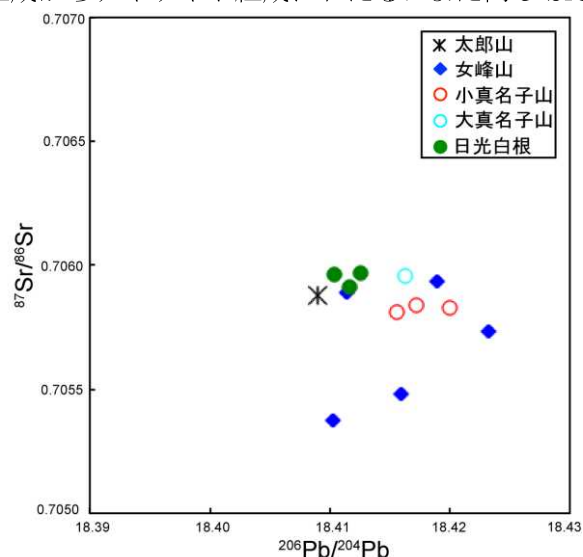
#### 3.1.3.1 日光火山群

日光火山群については、年代測定と化学組成分析の両方を実施したが、ここでは化学組成のみ報告する。日光火山群は成層火山である女峰山、男体山、太郎山等と溶岩ドームである大真名子山、小真名子山、三ッ岳等により構成される。それぞれの火山体から採取した溶岩類について、化学分析及び同位体組成分析を実施した。

女峰山火山は、日光火山群の中でも最大級の火山体であり、長い活動期間を持つと考えられる。試料採取にあたっては、できるだけ活動時期が異なると推測される地域をカバーするように留意した。その結果、日光火山群の火山としては、大きな化学組成のバリエーションが得られた(図 3.1-1, 表 3.1-1)。組成範囲は、玄武岩質安山岩組成からデイサイト組成にわたる。また同じ  $\text{SiO}_2$  量で比べても、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Zr}$  等液相濃集元素の大きなバリエーションがあり、主成分、微量成分組成のバリエーションが、単純な結晶分化作用で説明できないことを示している。このことは、 $\text{Sr-Pb}$  や  $\text{Pb-Nd}$  同位体プロットからも支持される(図 3.1-2)。すなわち女峰山火山はこれら同位体組成プロット上でも大きな組成範囲を示し、初生マグマが 1 種類でないことを示している。今後、組成バリエーションと噴出時期の関係を明らかにし、マグマ供給系の進化過程の解明を行っていく予定である。

女峰山以外に今回調査対象とした各火山はそれぞれ比較的狭い組成範囲を示す(図 3.1-1, 表 3.1-1)。安山岩-デイサイト質溶岩からなる単独(例えば小真名子)あるいは複数の溶岩ドーム(例えば日光白根)を形成している。一部に玄武岩質安山岩組成のデータがあるが、これはいずれも enclave として溶岩中に含まれている結晶に富む部分である。Enclave とホストの溶岩は、同位体的に同じ組成を示すことから、cognate なものと考えている。またそれぞれの火山体は、異なる同位体組成や液相濃集元素の含有量を示す。この違いの原因としては、これらのマグマが移動、集積された場所の地殻物質の影響等が考えられる。今後この点を含めた、

日光火山群のマグマ組成バリエーションの原



或



表 3.1-1 日光火山群の火山噴出物の全岩化学組成及び同位体組成 (続き)

Sample No.	08110603	08110604-1	08110604-2	08110604-3	08110505-1	08110505-2	08110506	08110701-1	08110701-2	08110702	09031601-1	09031601-2	09031602	09031603-1	09031603-2	09031604	09031605	09031606	09031607	09031608	09031609	
Major element (wt%)	三ツ峠	三ツ峠	三ツ峠	三ツ峠	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	女峰山	
SiO <sub>2</sub>	59.31	54.06	59.97	60.71	53.49	53.37	62.96	56.82	55.82	59.66	62.81	63.00	67.20	55.56	55.64	56.87	65.76	61.43	59.68	56.40	63.08	
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.70	0.60	0.58	0.89	0.90	0.97	0.87	0.94	0.96	0.77	0.77	0.74	0.80	0.77	0.88	0.74	0.70	0.75	0.78	0.68	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.63	17.41	16.42	16.32	18.63	18.62	15.34	17.01	17.76	15.74	16.28	16.29	14.78	18.73	19.09	17.94	14.58	17.75	17.50	17.56	16.66	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.45	9.39	7.24	7.08	9.83	9.71	8.27	9.30	9.60	9.52	6.73	6.55	5.59	9.21	8.87	8.93	6.59	6.24	7.23	9.55	6.17	
MnO	0.13	0.15	0.13	0.13	0.15	0.14	0.15	0.15	0.18	0.20	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.18	0.16	0.11	0.17	0.14	
MgO	3.71	5.11	3.60	3.41	3.35	3.30	2.00	3.47	2.54	2.41	1.84	1.84	0.96	2.95	2.77	2.27	1.08	1.17	1.99	3.72	1.58	
CaO	6.93	8.59	6.74	6.56	9.48	9.19	5.66	8.25	7.94	6.56	6.11	5.97	4.43	8.86	8.97	8.31	4.52	6.81	7.25	8.35	6.28	
Na <sub>2</sub> O	2.84	2.30	2.81	2.91	2.46	2.38	3.38	2.61	3.02	3.56	3.74	3.77	4.22	2.76	3.10	4.04	1.21	3.65	3.36	2.70	3.46	
K <sub>2</sub> O	1.47	0.91	1.51	1.61	0.76	0.82	1.63	0.97	0.61	0.72	1.00	1.02	1.24	0.57	0.59	1.21	0.85	0.87	0.75	1.5	1.5	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.12	0.10	0.11	0.13	0.13	0.19	0.14	0.17	0.21	0.22	0.22	0.25	0.15	0.15	0.18	0.25	0.22	0.19	0.14	0.19	
Total	99.18	98.75	99.12	99.41	99.16	98.57	100.55	99.59	98.58	99.54	99.66	99.59	99.57	99.71	99.77	99.26	98.93	98.94	99.00	100.11	99.74	
Trace element (ppm)																						
Li																						
Be																						
B	172	199	159	144	282.3	277	153	243	162	106	88	85	21	212	185	193	23	62	100	230	111	
Cr	42.2	73.5	41.4	38.0	3.1	3.1	5.1	17.5	0.5	0.3	0.4	0.3	0.15	2.27	2.28	0.26	0.09	0.35	0.32	22.5	0.68	
Ni	19.7	24.1	15.9	16.2	13.9	15.4	2.3	18.0	6.1	4.3	0.6	0.5	0.05	3.02	3.29	0.86	6.95	0.35	1.26	8.49	0.46	
Rb	48.6	23.3	51.9	54.1	19.3	22.9	50.2	27.6	14.7	14.5	31.6	32.7	32.3	17.5	18.7	15.4	35.1	27.4	30.0	22.4	50.53	
Sr	290	314	277	275	308	300	271	268	290	275	307	329	269	303	312	310	264	342	311	317	310	
Y	17.0	16.2	19.0	18.0	18.9	19.9	33.7	23.5	29.7	31.2	35.5	37.1	45.3	24.1	24.1	30.2	45.5	33.4	33.6	33.3	36.1	
Zr	64.7	71.4	77.9	79.0	65.0	65.3	114	95.3	72.1	59.4	108.5	121.8	151.0	70.6	68.3	70.3	149.0	103.0	94.8	70.1	99.8	
Nb	21.4	23.2	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	21.4	
Mo	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	
Co	356	208	367	379	230	227	427	290	185	232	244	266	385	152	152	193	126	232	230	202	315	
Fe	10.9	7.6	11.6	12.0	8.5	8.4	18.9	12.1	8.6	10.6	11.8	11.9	15.9	8.1	6.58	9.69	15.5	10.5	11.2	8.1	13.2	
Cu	23.3	17.3	25.0	25.6	19.0	19.0	38.3	27.3	19.5	23.4	28.3	27.9	36.7	19.9	16.5	22.9	36.2	24.3	25.6	19.4	30.6	
Pr	2.47	2.03	2.84	2.76	2.15	2.21	4.54	3.06	2.67	3.25	3.61	3.53	4.65	2.68	2.16	2.93	4.47	3.16	3.39	2.38	3.76	
Nd	10.6	9.3	11.2	11.4	9.8	10.0	19.8	13.4	12.88	15.3	16.2	16.9	21.0	12.6	10.2	14.5	20.7	15.0	15.8	11.2	16.4	
Sm	2.43	2.27	2.59	2.64	2.56	2.54	4.51	3.22	3.91	4.31	4.39	4.57	5.53	3.36	2.83	3.83	5.40	3.93	4.16	2.96	4.26	
Eu	0.79	0.82	0.85	0.83	0.83	0.99	1.24	1.19	1.32	1.52	1.27	1.32	1.54	1.03	0.93	1.24	1.53	1.28	1.18	0.88	1.07	
Gd	2.55	2.45	2.75	2.81	2.84	2.73	4.99	3.35	4.25	4.83	4.87	5.01	6.18	3.87	3.34	4.49	6.13	4.43	4.51	3.30	4.73	
Tb	0.42	0.41	0.47	0.45	0.48	0.47	0.80	0.60	0.75	0.86	0.84	0.87	1.09	0.65	0.56	0.78	1.06	0.74	0.80	0.56	0.84	
Dy	0.54	0.51	0.59	0.59	0.63	0.64	1.06	0.75	1.02	1.09	1.13	1.16	1.46	0.66	0.75	0.98	1.45	1.05	1.06	0.74	1.13	
Ho	0.27	0.25	0.29	0.29	0.29	0.31	0.46	0.38	0.49	0.51	0.51	0.51	0.64	0.36	0.33	0.42	0.66	0.45	0.47	0.35	0.52	
Tm	1.65	1.55	1.77	1.75	1.79	1.78	2.95	2.18	2.79	3.00	3.12	3.25	4.01	2.28	2.14	2.60	4.10	2.92	2.96	2.14	3.23	
Yb	0.26	0.24	0.28	0.29	0.27	0.27	0.43	0.34	0.46	0.49	0.49	0.51	0.61	0.33	0.33	0.41	0.64	0.44	0.46	0.34	0.51	
Lu	1.98	1.61	2.15	2.17	1.70	1.74	3.07	2.39	2.11	2.69	2.86	3.01	4.06	1.86	1.85	2.24	3.83	2.60	2.48	1.87	2.81	
Ta	0.26	0.15	0.28	0.30	0.15	0.14	0.29	0.18	0.20	0.31	0.30	0.31	0.30	0.17	0.17	0.24	0.28	0.23	0.36	0.19	0.42	
Pb	8.44	4.73	8.23	8.79	4.92	5.1	9.01	5.44	5.36	13.69	7.88	8.05	7.53	4.88	5.06	5.34	10.44	10.51	5.52	7.67	10.87	
Th	5.34	1.82	5.64	5.81	2.30	2.18	5.28	2.88	1.29	1.32	3.24	3.96	3.29	1.61	1.61	1.13	3.26	2.40	2.77	2.12	5.41	
U	1.26	0.45	1.38	1.48	0.56	0.47	1.29	0.58	0.34	0.32	0.82	1.03	0.84	0.39	0.39	0.25	0.69	0.55	0.64	0.46	1.03	
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr					0.705374		0.705481						0.705892			0.70593502					0.70573103	
<sup>143</sup> Nd/ <sup>142</sup> Nd							0.512600						0.512594									
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb					18.4102		18.4159						18.4114									18.4232
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb					15.5869		15.5804						15.5897									15.5926
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb					38.549		38.578						38.590									38.614
<sup>206</sup> Pb/ <sup>208</sup> Pb					4		4						5									3



表 3.1-1 日光火山群の火山噴出物の全岩化学組成及び同位体組成 (続き)

Sample No.	08110602-1		08110602-2		08110602-3		10111601-1		10111602-1		10111602-2		10111602-3		10111603-1		10111603-2		10111604		
	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	日光白根	
Major element (wt%)	61.40	61.36	53.65	54.13	62.33	61.96	62.24	62.23	62.23	62.23	62.24	62.23	62.23	62.23	60.92	60.19	61.87	61.87	61.87	61.87	
SiO <sub>2</sub>	0.53	0.53	0.68	0.66	0.54	0.58	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.61	0.61	0.60	0.60	0.60	0.54	
TiO <sub>2</sub>	16.01	15.82	17.38	17.40	15.68	16.02	15.95	16.08	16.18	16.45	16.22	16.45	16.22	16.45	16.18	16.45	16.22	16.45	16.22	16.22	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.61	6.58	9.43	9.36	6.52	6.98	6.77	6.67	6.77	7.15	7.32	7.15	7.32	7.15	7.15	7.32	7.15	7.32	7.15	6.46	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.12	0.15	0.15	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13	0.12	0.12	
MnO	3.40	3.42	5.35	5.52	3.21	3.34	3.24	3.24	3.24	3.64	3.66	3.64	3.66	3.64	3.64	3.66	3.64	3.66	3.64	3.13	
MgO	6.41	6.31	8.90	9.05	6.06	6.33	6.27	6.32	6.32	6.80	6.83	6.80	6.83	6.80	6.80	6.83	6.80	6.83	6.80	6.43	
CaO	2.87	2.81	2.23	2.28	2.84	2.89	2.89	2.89	2.89	2.79	2.63	2.79	2.63	2.79	2.79	2.63	2.79	2.63	2.79	2.92	
Na <sub>2</sub> O	1.75	1.76	0.98	0.80	1.80	1.68	1.72	1.75	1.60	1.56	1.72	1.60	1.56	1.72	1.60	1.56	1.72	1.60	1.56	1.72	
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.10	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	99.19	98.81	98.86	99.44	99.21	100.02	99.88	99.96	99.96	99.92	99.46	99.92	99.46	99.92	99.92	99.46	99.92	99.46	99.92	99.46	
Total																					
Trace element (ppm)																					
Li	147	149	230	219	142.9	151	139	135	135	159	159	159	159	159	159	159	159	159	159	141	
Be	35.8	35.6	65.0	70.4	52.2	50.7	47.3	56.8	56.8	71.1	71.1	71.1	71.1	71.1	71.1	71.1	71.1	71.1	71.1	43.4	
Cr	13.6	19.4	32.5	25.5	17.5	18.5	16.0	16.0	19.4	33.6	33.6	33.6	33.6	33.6	33.6	33.6	33.6	33.6	33.6	16.2	
Ni	62.4	63.2	29.4	23.3	64.0	57.8	60.3	59.3	54.7	51.6	60.0	60.0	60.0	60.0	60.0	60.0	60.0	60.0	60.0	60.0	
Rb	251	249	292	300	244	273	254	272	283	295	274	295	274	295	295	274	295	274	295	274	
Sr	18.7	17.1	15.2	15.2	17.3	17.9	18.9	18.1	19.1	18.3	17.4	18.3	17.4	18.3	18.3	17.4	18.3	17.4	18.3	17.4	
Zr	75.6	78.3	55.0	53.9	76.8	72.9	72.5	69.7	75.3	73.9	77.5	73.9	77.5	73.9	77.5	73.9	77.5	73.9	77.5	73.9	
Nb	3.26	3.09	1.90	1.93	3.83	3.84	3.89	3.78	3.40	3.28	3.54	3.28	3.54	3.28	3.54	3.28	3.54	3.28	3.54	3.54	
Cs	2.79	2.91	1.07	0.96	1.69	1.72	1.86	1.66	1.48	1.52	1.52	1.48	1.52	1.48	1.52	1.48	1.52	1.48	1.52	1.52	
Ba	19.3	19.7	21.3	20.8	19.5	19.6	19.2	19.4	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2	
La	17.4	17.3	7.3	7.3	17.6	16.2	15.1	15.1	15.1	15.1	15.1	15.1	15.1	15.1	15.1	15.1	15.1	15.1	15.1	15.1	
Ce	26.1	26.3	16.2	15.7	26.6	26.8	27.3	27.0	27.2	27.3	27.3	27.3	27.3	27.3	27.3	27.3	27.3	27.3	27.3	27.3	
Pr	2.94	2.76	1.85	1.85	2.86	2.83	2.95	3.03	3.07	2.83	2.83	2.83	2.83	2.83	2.83	2.83	2.83	2.83	2.83	2.83	
Nd	11.1	10.9	8.26	8.02	11.3	11.9	11.9	12.0	12.3	11.7	11.0	11.7	11.0	11.7	11.7	11.0	11.7	11.0	11.7	11.0	
Sm	2.71	2.40	2.04	1.92	2.41	2.57	2.74	2.58	2.83	2.60	2.35	2.60	2.35	2.83	2.60	2.35	2.83	2.60	2.35	2.35	
Eu	0.80	0.68	0.74	0.82	0.73	0.79	0.74	0.82	0.88	0.76	0.71	0.88	0.76	0.88	0.76	0.71	0.88	0.76	0.71	0.71	
Gd	2.70	2.39	2.29	2.20	2.49	2.62	2.62	2.65	2.87	2.55	2.35	2.87	2.55	2.87	2.55	2.35	2.87	2.55	2.35	2.35	
Dy	0.47	0.42	0.39	0.37	0.41	0.44	0.47	0.43	0.48	0.44	0.41	0.48	0.44	0.48	0.44	0.41	0.48	0.44	0.41	0.41	
Tb	2.85	2.47	2.34	2.37	2.60	2.53	2.80	2.71	2.88	2.64	2.56	2.88	2.64	2.88	2.64	2.56	2.88	2.64	2.56	2.56	
Ho	0.58	0.53	0.50	0.49	0.54	0.57	0.60	0.55	0.62	0.58	0.53	0.62	0.58	0.62	0.58	0.53	0.62	0.58	0.53	0.53	
Er	1.79	1.60	1.43	1.43	1.65	1.68	1.74	1.69	1.84	1.72	1.52	1.84	1.72	1.84	1.72	1.52	1.84	1.72	1.52	1.52	
Tm	0.30	0.26	0.24	0.22	0.25	0.28	0.28	0.26	0.30	0.26	0.24	0.30	0.26	0.30	0.26	0.24	0.30	0.26	0.24	0.24	
Yb	1.79	1.65	1.44	1.38	1.67	1.77	1.82	1.71	1.86	1.70	1.64	1.86	1.70	1.86	1.70	1.64	1.86	1.70	1.64	1.64	
Lu	0.30	0.27	0.22	0.22	0.27	0.28	0.28	0.27	0.29	0.27	0.27	0.29	0.27	0.29	0.27	0.27	0.29	0.27	0.27	0.27	
Hf	2.17	2.13	1.46	1.32	2.00	2.07	1.97	1.89	2.09	2.03	2.07	2.09	2.03	2.07	2.03	2.07	2.09	2.03	2.07	2.07	
Ta	0.342	0.310	0.156	0.141	0.334	0.314	0.318	0.321	0.328	0.266	0.306	0.328	0.266	0.306	0.266	0.306	0.328	0.266	0.306	0.306	
Pb	10.8	9.29	4.94	4.41	9.83	9.73	8.18	9.01	9.75	9.13	8.64	9.75	9.13	8.64	9.75	9.13	8.64	9.75	9.13	8.64	
Th	6.72	1.26	6.52	2.40	6.20	6.20	6.60	6.20	6.20	6.60	6.20	6.60	6.20	6.60	6.20	6.60	6.20	6.60	6.20	6.20	
U	1.64	1.71	0.52	0.49	1.60	1.61	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.705911	0.705964	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	0.705970	
±2 s.e.																					
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512571	0.512575	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	0.512576	
±2 s.e.																					
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.4117	18.4104	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	18.4126	
±2 s.e.																					
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.5876	15.5830	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	15.5852	
±2 s.e.																					
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	38.580	38.564	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	38.579	
±2 s.e.																					