

## 1.2 十和田カルデラの事例調査

### 【実施内容】

十和田カルデラでは6.1～1.5万年前に大型カルデラを形成した火山活動が起きており、その後の最新期の火山活動でも、小型のカルデラ形成を含む比較的規模の大きな火山活動が発生している。平成30年度は、カルデラ形成準備期にあたる6.1万年前以前の先カルデラ期の噴出物について野外地質調査を行ない、これまで不明瞭であった先カルデラ期火砕流堆積物の北方分布限界を明確にするるとともに、先カルデラ期末期のより詳細な噴火活動史を明らかにした。また、前年度に引き続き、主に先カルデラ期のテフラについて火山ガラス化学組成分析を実施し、そのデータを用いることで、給源近傍相と遠方相の対比を行ない、より高時間分解能な先カルデラ期の噴火活動史を構築した。さらに、本年度は、平成25年度以降実施してきた十和田火山の岩石学的データを取りまとめ、マグマ組成多様性の成因及び活動前半・後半で認められるマグマ化学組成のギャップの成因について考察を行った。また最後に、十和田火山の事例研究について本年度で一定の区切りを迎えるにあたり、十和田火山における火山活動の時代変遷とその要因について、総括的な取りまとめと考察を行った。

### 【研究成果】

#### (1) 先カルデラ期噴火活動史の詳細化

##### 1) 養老沢火砕流堆積物の分布について

十和田火山先カルデラ期噴出物の給源近傍相については、本委託研究によるこれまでの調査及び5万分の1地質図幅「十和田湖」作成のための調査結果により、従来よりも詳細な噴出物層序が構築されてきた。しかしながら、十和田湖北方地域については、5万分の1地質図幅「十和田湖」の範囲外にあるために、これまで十分な調査ができていなかった。特に、先カルデラ期後期の養老沢火砕流堆積物(88.3 ka)については、その分布の北限が不明瞭なままであった。そこで本年度は、十和田湖北方地域(5万分の1地質図幅「八甲田山」の南端部)について、主要な沢沿いに野外地質調査を実施し、養老沢火砕流堆積物のより詳細な分布を明らかにした。

図1.2-1に十和田火山先カルデラ期後期の火砕流堆積物の分布を示す。養老沢火砕流堆積物は、十和田湖を中心として、そこから基盤の高まりを避けるような形で、北西、北東及び南方の主に3方向に向かって分布する。今回の調査によって、北西側及び北東側の分布限界が明確となり、分布の全貌が初めて明らかとなった(図1.2-1)。本火砕流堆積物について、平均層厚7.3 mと推定分布域を乗じて求めた体積は、0.46 km<sup>3</sup> (DRE)となった。これは、これまでの見積もり(0.48 km<sup>3</sup>)と同様な値である。本火砕流堆積物は、確認しうる限りでは先カルデラ期最大の火砕流堆積物として認識されるが、カルデラ形成期最初の奥瀬火砕流堆積物(4 km<sup>3</sup> DRE; Hayakawa, 1985)よりも分布面積は狭く、その噴出量は一桁小さい。

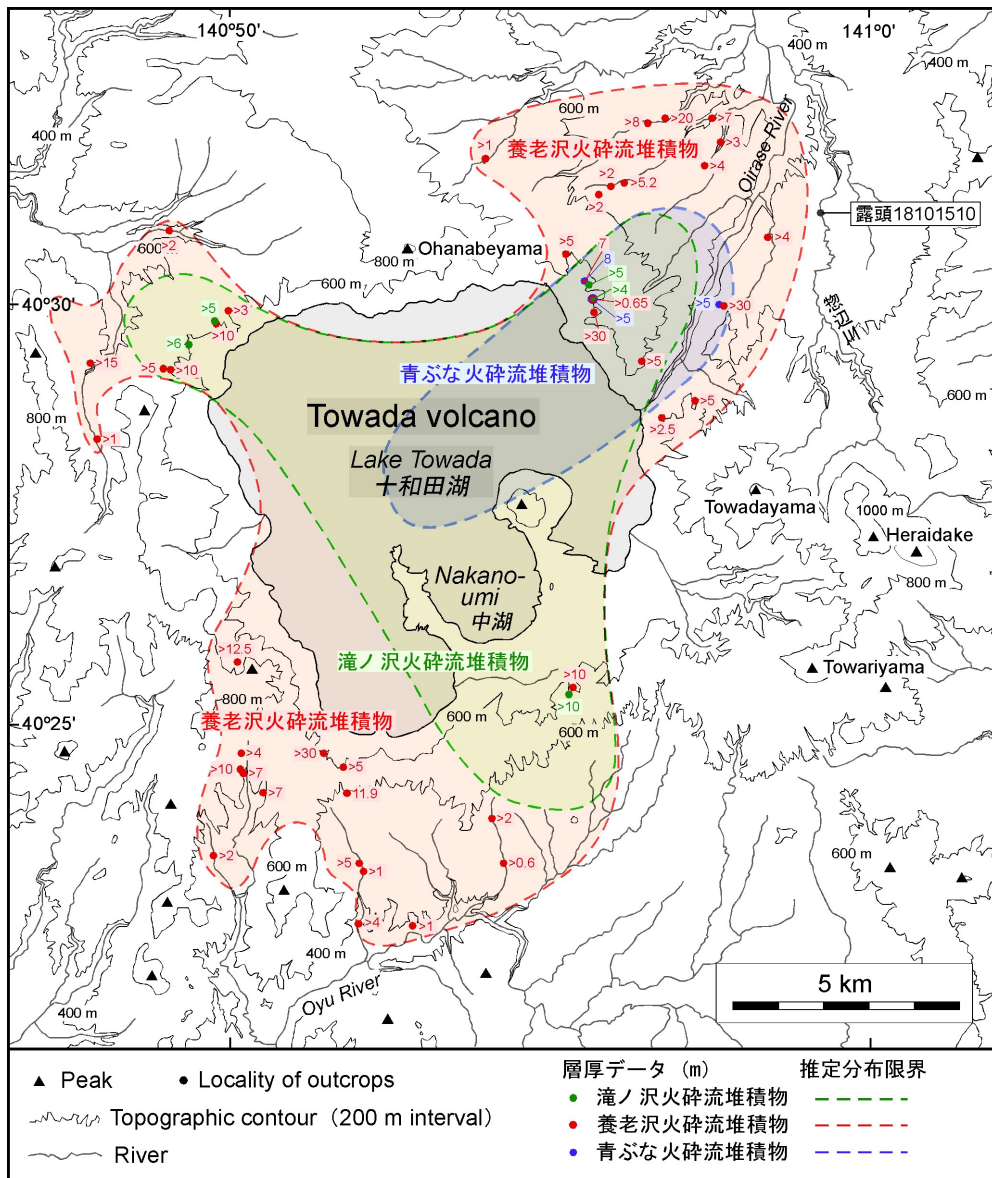


図 1.2-1 十和田火山先カルデラ期後期の火砕流堆積物の分布。

## 2) 噴火エピソード Q 直前 (先カルデラ期末期) の噴出物層序

噴火エピソード Q (61 ka ; Ito *et al.*, 2017) は、カルデラ形成期最初の大規模噴火として位置付けられる。噴火エピソード Q では、それまで十和田火山では見られなかった規模の大きな火砕流噴火が発生し、最初のカルデラが形成されたと推定されている (Hayakawa, 1985)。先カルデラ期の末期、つまりカルデラ噴火に先行する時期において、どのような火山活動が発生していたのか、噴出物から読み取ることは、十和田火山の噴火活動推移を把握するために重要な課題である。しかし、給源近傍においては、この時期の連続的な地質記録はいずれの場所でも欠如する傾向にあり、これまで連続的な噴出物層序を確認できていなかった。今回、前述した養老沢火砕流堆積物の分布を確認する目的の調査において、噴火エピソード Q 直前の連続的な噴出物層序を確認できる良好な露頭を新たに見出した。以下では、この露頭の記載を行ない、先カルデラ期末期の噴火活動史について考察を行う。

今回新たに見出された露頭 (18101510) は、十和田湖北東、惣辺川中流域の北緯 40 度 31 分

3.59 秒，東経 140 度 59 分 15.60 秒に位置する (図 1.2-1)。ここで得られた地質柱状図を図 1.2-2 に示す。ここでは，噴火エピソード Q 噴出物とそれよりも下位層準のテフラが露出する。噴火エピソード Q 噴出物は，奥瀬火砕流堆積物とその直下のレッドパミス (RP) テフラからなる (図 1.2-2)。奥瀬火砕流堆積物は，非溶結で塊状の安山岩スコリア流堆積物であり，ここでの層厚は 10 m 以上である。本堆積物は，長径 5 cm 以下の無斑晶状スコリア及び石質岩片と，褐色を呈する粗粒～細粒火山灰基質で構成される。RP テフラは，下部，中部，上部ユニットの 3 枚の降下ユニットで構成される (工藤ほか，印刷中)。下部ユニットは，層厚 47 cm の降下軽石火山礫層で，主に無斑晶状白色軽石で構成される。中部ユニットは，層厚 12 cm の降下スコリア火山礫層で，主に発泡の悪い黒色～暗灰色無斑晶状スコリアで構成される。上部ユニットは，層厚 34 cm の褐灰色を呈する降下火山灰層であり，長径 1 cm 以下の火山豆石を頻繁に含む。

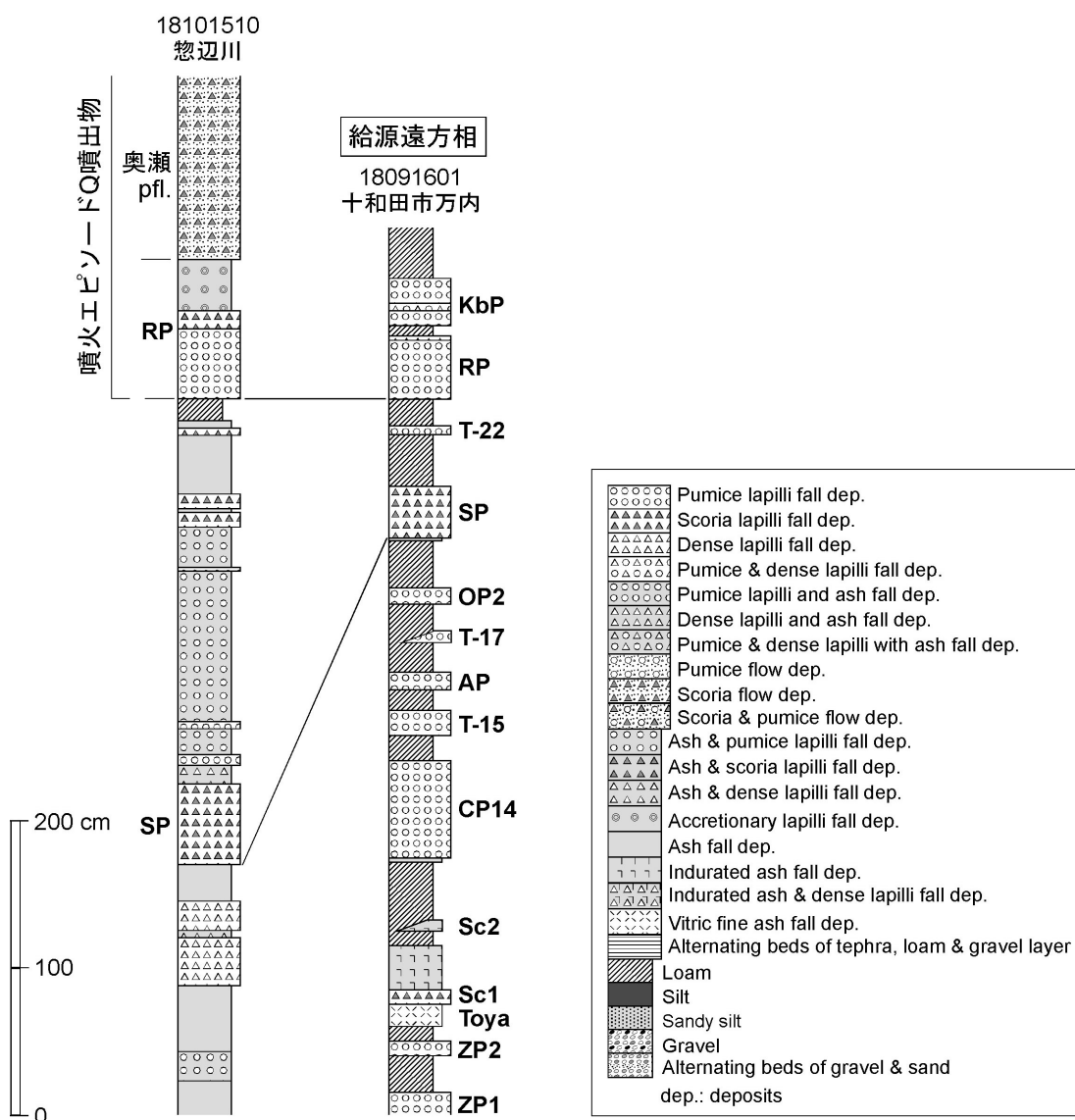


図 1.2-2 噴火エピソード Q 直下層準の噴出物層序を示す地質柱状図。

噴火エピソード Q 噴出物の直下には、層厚 16 cm の淡褐灰色ローム層が存在する (図 1.2-2)。このローム層の下位には、全層厚 4.7 m 以上にわたる降下火砕堆積物が認められる (図 1.2-2)。降下火砕堆積物は、降下火山灰層、降下スコリア火山礫層、降下火山礫層、降下軽石火山礫層の互層で構成され、ローム層の挟在は認められない (図 1.2-2)。降下火山灰層は、その大部分を占め、褐灰色、暗灰色、淡褐灰色、灰色などの色を呈し、軽石火山礫を交えるものが多く、粗粒火山灰を主体とし、塊状でやや淘汰の悪いものが多い。一部の降下火山灰層は硬く膠結している。降下火山灰層は、暗灰色～黒色～赤褐色のスコリア片や灰色～暗灰色の緻密な火山岩片で構成されるものが多い。降下スコリア火山礫層は、黒色～暗灰色～赤褐色のスコリア火山礫から構成され、少なくとも 4 層準で認められる。そのうち、最下位の降下スコリア火山礫層は、全岩化学組成分析の結果から、給源遠方で認められる SP テフラ (77.2 ka) に対比される (図 1.2-2)。降下火山礫層は、灰色の緻密な火山礫で構成され、少なくとも 2 層準で認められる。降下軽石火山礫層は、発泡の悪い灰色軽石火山礫からなり、3 層準で認められるが、それぞれの層厚は 7 cm 以下と比較的薄く、降下火砕堆積物互層中に占める割合は少ない。なお、給源遠方においては、RP テフラと SP テフラの間に T-22 テフラ (図 1.2-2) が確認できるが、今のところ本露頭のどの降下ユニットに相当するかは不明である。

噴火エピソード Q 噴出物の下位に認められる降下火砕堆積物は、明瞭なローム層を挟在せず、多数の降下ユニットから構成され、その一部は給源遠方の SP テフラに対比される。このことは、SP テフラの前後の時期において、長期の噴火休止期を挟むことなく断続的な噴火活動が発生していたことを示す。給源遠方においては、SP テフラ前後の層準は褐色のローム層となっていることから (図 1.2-2)、これらの断続的噴火による堆積物は給源近傍にしか分布せず、その噴火規模は小規模であったと判断される。比較的規模の大きな SP テフラや T-22 テフラのみが遠方まで飛来し、その他の多数のテフラは遠方には届かなかったと考えられる。

SP テフラを含む降下火砕堆積物と噴火エピソード Q 噴出物の間には、層厚 16 cm のローム層が認められる (図 1.2-2)。これは噴火エピソード Q の前に噴火休止期が存在したことを示す。遠方の十和田市万内の露頭においては、61 ka の RP テフラと 106 ka (Matsu'ura *et al.*, 2014) の Toya テフラの間に、厚さ 220 cm のローム層が存在する (図 1.2-2)。これらより、この露頭でのローム層の堆積速度は 4.9 cm/1000 年と算出される。この堆積速度を、今回見出された露頭にそのまま適用すると、層厚 16 cm のローム層は約 3300 年間を示す。このことから、噴火エピソード Q の前には 3000 年程度の噴火休止期が存在したと推定される。さらに、それ以前については SP テフラ以後 13000 年間にわたって断続的な噴火活動が発生していたことを示唆する。

噴火エピソード Q 噴出物より下位の降下火砕堆積物は、スコリア片あるいは暗色の緻密な火山岩片から構成されるものが主体を成すことから、これらは主に玄武岩質安山岩～安山岩マグマによるものであることを示唆する。このうち、実際に SP テフラのスコリア火山礫は、全岩  $\text{SiO}_2=58.2\sim60.0$  wt. % の安山岩組成を示す (火山ガラスの組成は  $\text{SiO}_2=63\sim64$  wt. %)。また、これらと同層準にある T-22 テフラの火山ガラスは、 $\text{SiO}_2=67\sim68$  wt. % と十和田火山噴出物の中では比較的苦鉄質な組成を示す。これらことから、先カルデラ期末期は玄武岩質安山岩～安山岩質マグマ主体の活動が起こっていた可能性が高い。そしてその活動は、数千年間以上に亘る断続的な小規模噴火によって特徴付けられ、噴出物は比較的細粒な降下火山灰層を主体とする。このような噴



火活動は、成層火山の山体成長期を特徴付ける活動様式として知られている（例えば、小林，1986；井ノ上，1988；Imura, 1993；井村，1995；藤野・小林，1997；山元，2005；味喜・小林，2016；伊藤ほか，2018）。十和田火山においても、後カルデラ期初期の約 4000 年間に同様な断続的噴火活動が起こっており、五色岩成層火山の成長に伴った活動と考えられている（Hayakawa, 1985；久利・栗田，2003）。以上のことから、先カルデラ期の末期には、主に玄武岩質安山岩～安山岩質マグマによる断続的噴火活動が発生しており、この時期は成層火山体の発達期に相当する可能性が考えられる。そして、その活動終了後、約 3 千年間の噴火休止期において、大規模な噴火エピソード Q が発生し、カルデラ形成期へと移行したと考えられる。

### 3) テフラ試料の石基ガラス主成分元素分析

#### ・はじめに

十和田火山の給源遠方（上北平野）においては、先カルデラ期のテフラ層序について既に詳細が判明しており（例えば、大池・中川，1979；Hayakawa, 1985；松山・大池，1986；中川ほか，1986），近年、その年代についても比較的精度良く決定されつつある（Matsu'ura *et al.*, 2014；Ito *et al.*, 2017；工藤未公表データ）。しかしながら、先カルデラ期噴出物の給源近傍相と遠方テフラの対比については、その一部については対比が試みられてはいるものの（工藤，2018），未だ十分な検討が行われていない。そのため、給源近傍相では時間指標となるテフラ層が十分に特定されておらず、詳細な時間分解能に基づく火山活動史が構築できていない状況にある。十和田火山噴火活動史の更なる詳細化及び階段ダイアグラムの高精度化のためには、先カルデラ期給源近傍相と遠方相の対比を行ない、年代データの乏しい給源近傍相に年代を入れるとともに、給源近傍相と遠方相を合わせて噴出量を見積もり直すことが必要である。そこで本年度は、平成 27 年度、28 年度、29 年度に引き続き、先カルデラ期噴出物の給源近傍相と遠方相の対比を主な目的として、テフラ試料の石基火山ガラス主成分元素分析を行なった。

#### ・分析対象

給源遠方相からは、下位より WP, NP, Or-P, T-4, T-5, T-6, ZP1, ZP2, SP テフラ（東北地方第四紀研究グループ，1969；大池・中川，1979）を分析に供した。これらは十和田火山東方の上北平野に分布する降下テフラであり、いずれもこれまでに分析ができていないテフラである。このうち、Or-P と WP テフラは、これまで八甲田火山群起源とされてきたテフラであるが（松山・大池，1986），今回改めて給源火山の再検証のため分析対象とした。また、参考として北八甲田火山群起源の寒水沢火砕流堆積物（工藤ほか，2004）も分析対象とした。

十和田火山の給源近傍相からは、十和田カルデラ北東壁の青樫山で認められる降下軽石火山礫層 2 層（仮にテフラ A, B と呼ぶ）を分析に供した（図 1.2-3）。青樫山付近では、八甲田カルデラ起源の八甲田第 1 期火砕流堆積物（0.76 Ma；Suzuki *et al.*, 2005）が基盤を成し、これらを十和田火山先カルデラ期噴出物が覆う（工藤ほか，印刷中）。今回分析対象としたテフラ A, B は、先カルデラ期噴出物の最下部に挟在する（図 1.2-3）。平成 29 年度に分析を行ったものの、未だ遠方テフラとの対比ができていない“最下部火山灰流堆積物”（図 1.2-3）と合わせて、対比の確定が望まれるテフラである。

その他、これまでの研究成果を補強するために、カルデラ形成期噴出物の大不動火砕流堆積物（噴火エピソード N）と KbP テフラ（噴火エピソード P）も分析に供した。

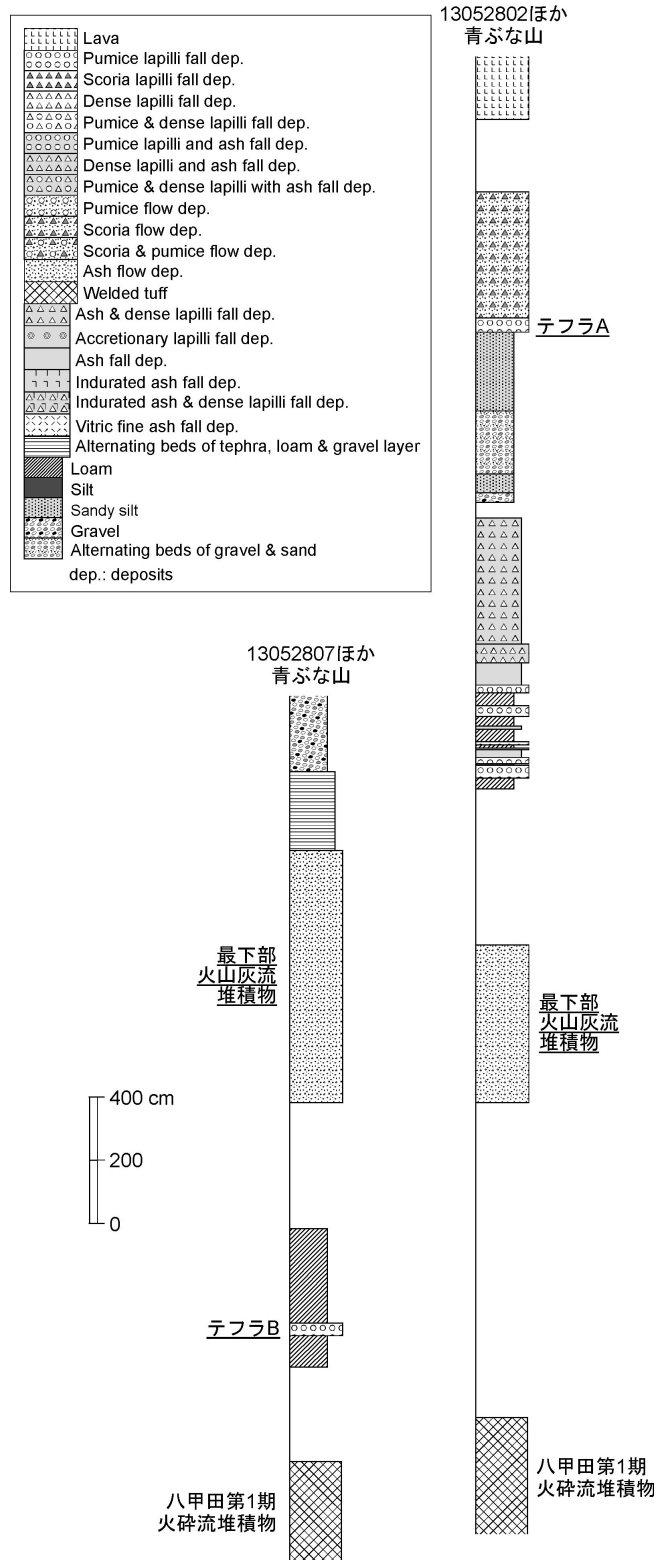


図 1.2-3 十和田カルデラ北東壁の青樺山における先カルデラ期噴出物最下部の地質柱状図。

## ・分析手法

石基ガラス主成分元素分析は、(株)古澤地質に依頼した。前処理は、古澤(2003)の方法を基本とした。試料を粉砕した後、ナイロン製使い捨て#255メッシュシート(糸径43 $\mu\text{m}$ , オープニングワイド57 $\mu\text{m}$ )を用い、流水中で洗浄した。残渣を#125メッシュシート(糸径70 $\mu\text{m}$ , オープニングワイド133 $\mu\text{m}$ )を用い水中で篩い分けした。これにより1/8~1/16mmに粒度調整した試料を超音波洗浄機を用いて洗浄し、表面に付着した粘土分などを洗い流した。次に、偏光顕微鏡を用いて試料から火山ガラスのみを手選し、これをエポキシ樹脂を用いてスライドガラス上に包埋し、#3000カーボランダムで研磨、1 $\mu\text{m}$ のダイヤモンドペーストにて鏡面研磨した薄片を作成した。主成分元素分析には、エネルギー分散型X線マイクロアナライザー(EDX)を用いた。加速電圧は15kV、試料電流は0.3nAである。4 $\mu\text{m}$ 四方の範囲を約150nmのビーム径にて走査させて測定した。スタンダードには高純度人工酸化物結晶(純度99.99%以上の $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ), 純度99.99%以上の単結晶 $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{CaF}_2$ を用いた。これを、アメリカ標準局NIST620ガラス, 旧NISTK-961ガラスおよびglass-D(沢田ほか, 1997)を用いてチェックした。また, ASTIMEX, TaylorなどのいわゆるEPMA用標準物質などでもその精度をチェックした。Kについてはニチカ製高純度Adularia(沢田ほか, 1997)を用い、ダブルチェックした。ワーキングスタンダードにはATテフラの火山ガラスを用い、測定時毎に値をチェックした。

## ・分析結果と考察

石基ガラス主成分元素の分析結果を、平成27年度、28年度、29年度委託研究での分析結果、他の研究プロジェクトで分析した分析結果を合わせて、図1.2-4のハーカー図に示す。これまでの分析により、先カルデラ期の遠方テフラについては、ごく一部のテフラ(T-13, Sc1, Sc2テフラ)を除いてデータがほぼ網羅的に揃ったことになる。以下に、いくつかの論点に分けて分析結果の記述と考察を行う。

### [1] WP, Or-P テフラの給源火山について

今回、給源火山の再検証を目的として、これまで八甲田火山群起源とされてきたWP及びOr-Pテフラと、北八甲田火山群起源の寒水沢火砕流堆積物について、石基ガラス主成分元素の分析を行った。十和田火山噴出物と八甲田群火山噴出物(北八甲田火山群を含む)は、同様な全岩 $\text{SiO}_2$ 量の噴出物で比較した場合、後者の方が全岩 $\text{K}_2\text{O}$ 量に富む特徴が認められ、両者を比較的明瞭に区分することが可能である(佐々木ほか, 1985, 1986, 1987; Hunter and Blake, 1995; 工藤ほか, 2006; 工藤, 未公表データ)。石基ガラスの化学組成には、全岩化学組成と同様な特徴が期待されることから、給源火山判別のツールとして利用できる可能性がある。八甲田火山群は、南八甲田火山群、八甲田カルデラ及び北八甲田火山群からなるが、十和田火山と同時期に活動したのは北八甲田火山群である(工藤ほか, 2004; 宝田・村岡, 2004)。寒水沢火砕流堆積物は、北八甲田火山群の給源近傍相のうち、唯一の軽石質噴出物であり(工藤ほか, 2004)、十和田火山起源の軽石質噴出物との比較に適した噴出物である。分析の結果、石基ガラスの $\text{K}_2\text{O}$ ハーカー図(図1.2-4)において、寒水沢火砕流堆積物は、十和田火山噴出物よりも $\text{K}_2\text{O}$ 量に富み、両者は明確に識別可能であることが判明した。一方、八甲田火山群起源とされてきたWP, Or-Pテフ

ラは、いずれも寒水沢火砕流堆積物とは組成傾向が異なり、十和田火山噴出物と同様な組成を示す(図 1.2-4)。これらのことは、WP、Or-P テフラについて、給源火山の最終検討が必要なことを示す。

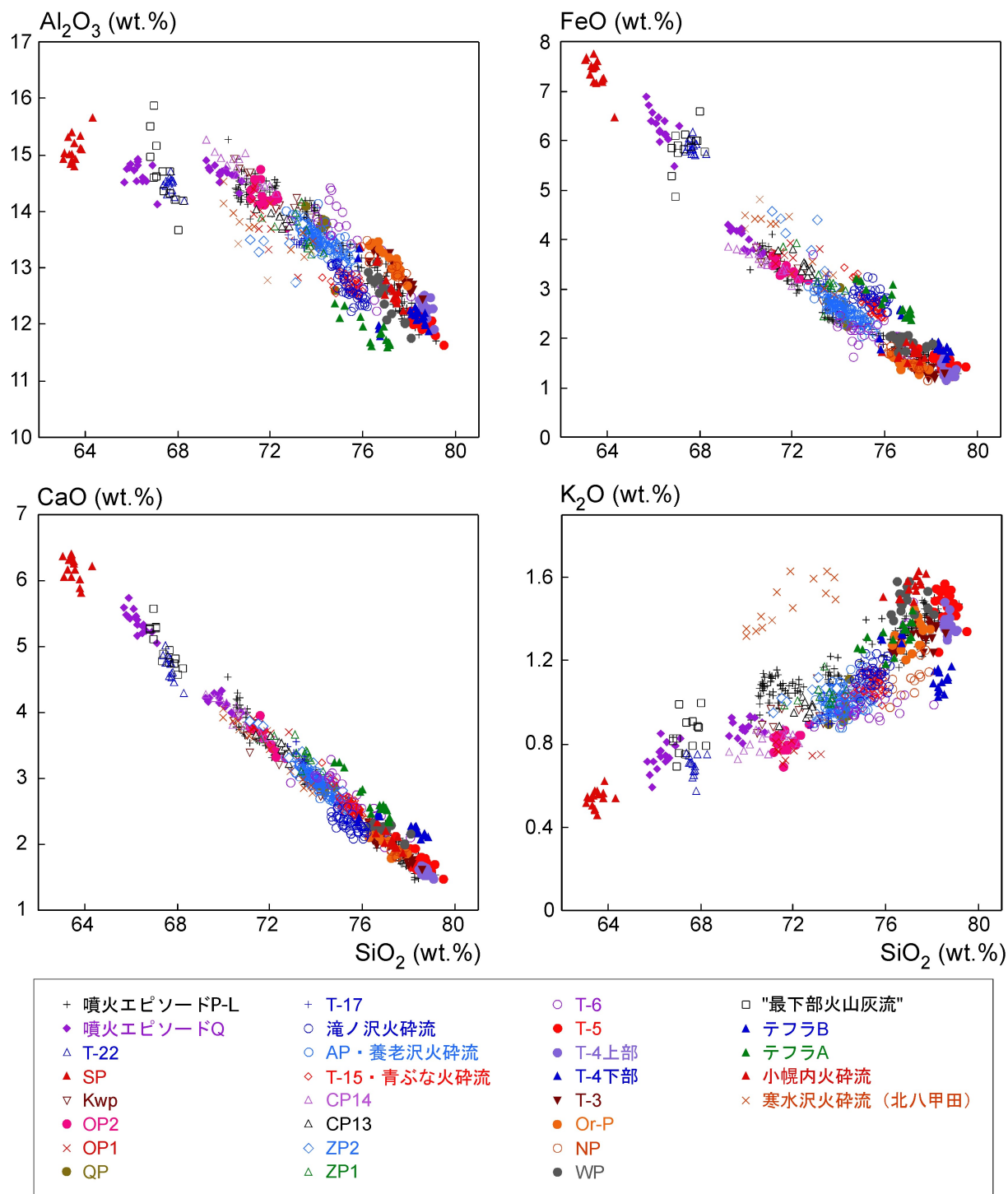


図 1.2-4 十和田火山噴出物の石基ガラス主成分元素ハーカー図。

WP テフラは、石基ガラスの化学組成において、十和田火山噴出物と同様な組成傾向を有する(図 1.2-4)。K<sub>2</sub>O のハーカー図においては、ごく僅かに K<sub>2</sub>O 量に富む特徴が認められるものの、

大局的には十和田火山噴出物と区別することは困難である。WP テフラの鉱物組合せは、斜長石 + 斜方輝石 + 単斜輝石 + 鉄鉱物である（工藤，2005）。これは給源火山が八甲田火山群でも十和田火山でもあり得る鉱物組合せであり，給源火山判別の手がかりにはならない。一方，WP テフラのアイソパック（中川ほか，1986）によれば，WP テフラの分布主軸は明らかに八甲田火山群を向いており，十和田火山起源と考えるのはやや困難と思われる（図 1.2-5）。検討課題は残るものの，現段階では分布に関する情報を重視し，WP テフラは十和田火山起源ではないと判断する。

Or-P テフラは，十和田火山起源の NP，T-3 テフラと非常に類似した石基ガラス化学組成を示し，十和田火山噴出物だとしても全く違和感のない組成を示す（図 1.2-4）。Or-P テフラの鉱物組合せは，斜長石 + 普通角閃石 + 単斜輝石 + 斜方輝石 + 鉄鉱物であり，普通角閃石を多く含むことが最大の特徴である。十和田火山噴出物は，普通角閃石を含まないものが主流を占めるものの，Or-P テフラと近接した時期の十和田火山起源テフラ（NP，T-3，T-4，T-5，T-6）は，例外的に普通角閃石を含む特徴がある。一方，北八甲田火山群噴出物には，普通角閃石を含む山体近傍相はこれまで知られていない（工藤ほか，2004）。また，Or-P テフラのアイソパック（中川ほか，1986）によれば，分布主軸の延長線上に八甲田火山群，十和田火山の両火山が位置するため，Or-P テフラの給源火口を十和田火山としても矛盾は生じない（図 1.2-5）。以上のことから，Or-P テフラは十和田火山起源とするのが妥当と考えられる。以後では，Or-P テフラを十和田火山噴出物として扱う。

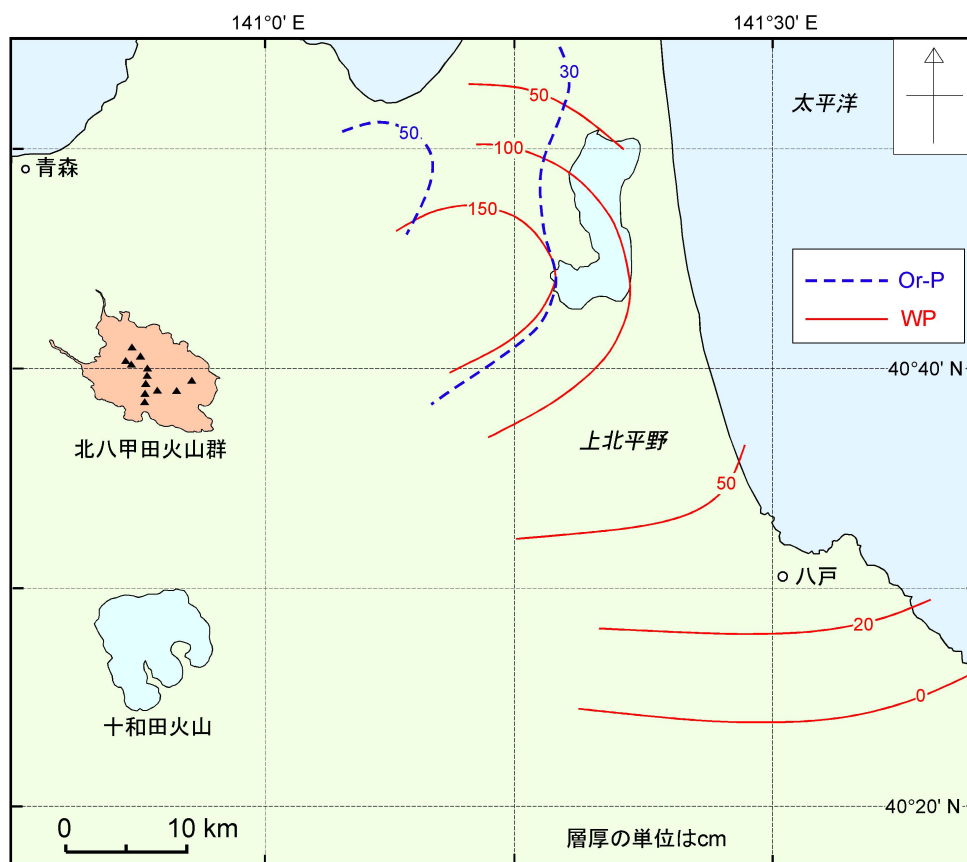


図 1.2-5 WP テフラ及び Or-P テフラのアイソパック（中川ほか，1986）。

## [2] 小幌内火砕流堆積物の対比について

小幌内火砕流堆積物は、5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」作成のための調査において、昨年度新たに発見された火砕流堆積物である。本火砕流堆積物は、T-6 テフラの下位層準に認められ（図 1.2-7）、十和田湖北東方の小幌内沢と石坂沢（5 万分の 1 地質図幅「八甲田山」範囲内）のみで露出する。確認された分布は極めて局所的であり、分布の全貌は明らかになっていない。昨年度の委託研究報告書では、本火砕流堆積物の石基ガラス化学組成を報告したものの、対比可能な遠方テフラは見つからなかった。今回、遠方テフラのデータが網羅的に揃ったため、改めて対比の再検討を行った。その結果、本火砕流堆積物は WP テフラとほぼ組成が一致することが判明した（図 1.2-5）。両者は、鉱物組合せも一致することから、対比できる可能性が高いと考えられる。本火砕流堆積物は、全岩化学組成においても、十和田火山先カルデラ期噴出物とは系統的に異なる組成領域を示す（図 1.2-6）。これらのことから、本火砕流堆積物は十和田火山起源ではない可能性が考えられる。以降では、本火砕流堆積物を十和田火山噴出物として扱わないこととする。

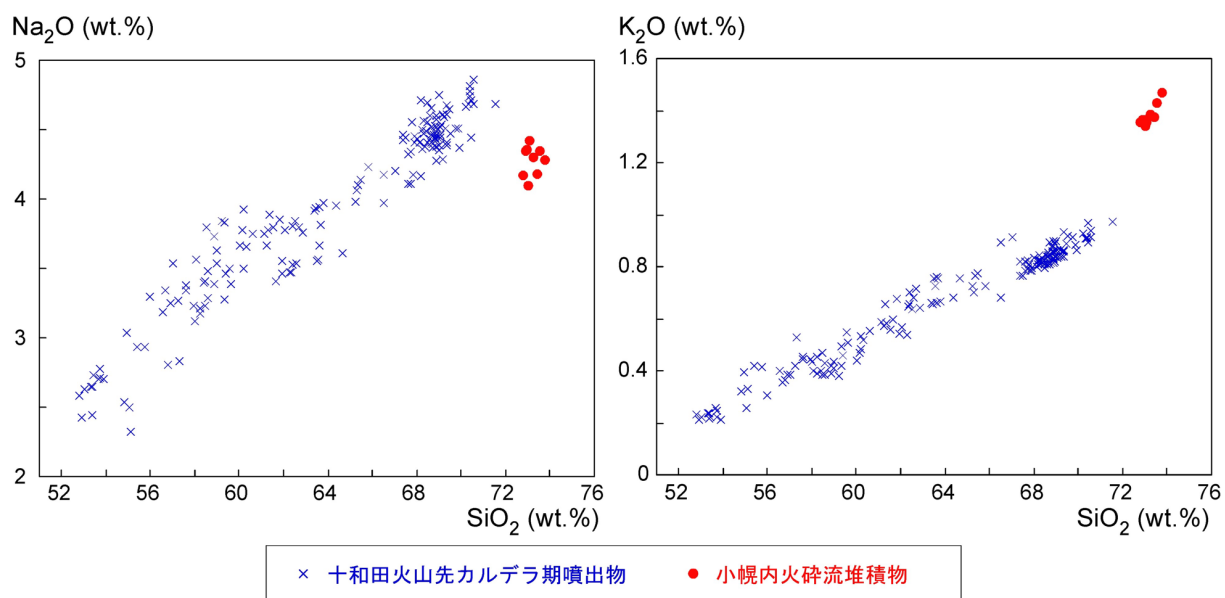


図 1.2-6 十和田火山先カルデラ期噴出物と小幌内火砕流堆積物の全岩化学組成ハーカー図.

## [3] テフラ A, B 及び“最下部火山灰流堆積物”の対比について

テフラ A, B 及び“最下部火山灰流堆積物”は、十和田火山先カルデラ期噴出物のうち、給源近傍相の最下部を構成する（図 1.2-3）。テフラ A, B は、石基ガラス化学組成のハーカー図において、他の噴出物よりも Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 量がやや低く、FeO と CaO 量がやや高いという固有の特徴を示す（図 1.2-4）。しかしながら、この特徴と合致する遠方テフラは見出せなかった。“最下部火山灰流堆積物”についても、昨年度と同様、対比可能な遠方テフラは見出せなかった。遠方テフラについては網羅的にデータが揃っていることから、これらのテフラは給源近傍のみに分布する噴出物の可能性がある。



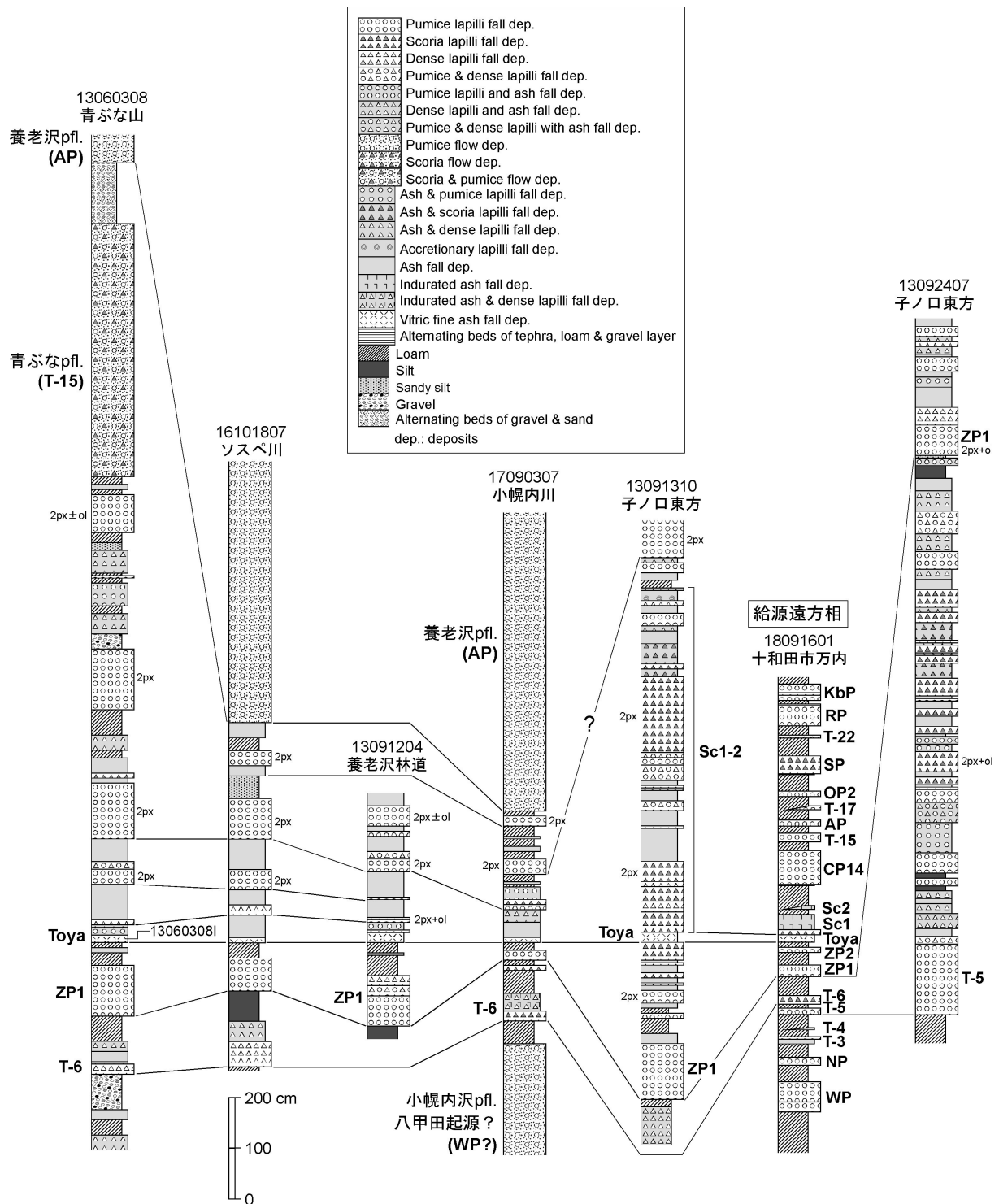


図 1.2-7 Toya 挟在層準前後の十和田火山先カルデラ期噴出物の地質柱状図。

[4] T-5 テフラの給源近傍と遠方での対比について

十和田湖東方，子ノ口東方に位置する露頭 13092407 では，全層厚 13.6 m 以上に達する降下火砕堆積物の互層が露出し，その最下部には層厚 1.4 m の降下軽石火山礫堆積物が認められる(図 1.2-7)．この降下軽石火山礫堆積物については，平成 28 年度の本委託研究報告書により石基ガラス化学組成を報告していたが，これと対比可能な遠方テフラは見出せずにいた．今回，遠方テフ

ラのデータが網羅的に揃ったため、石基ガラス化学組成と鉱物組合せのデータから、改めて対比の再検討を行った。その結果、この降下軽石火山礫堆積物は、遠方の T-5 テフラに対比できることが判明した (図 1.2-7)。この降下軽石火山礫堆積物は、T-5 テフラ及び T-4 テフラ上部ユニットと石基ガラス化学組成と鉱物組合せが類似する (図 1.2-4)。石基ガラス化学組成においては、T-5 テフラと T-4 テフラ上部ユニットは、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  で若干の組成差が認められ、前者でやや  $\text{Al}_2\text{O}_3$  が低い特徴を示す。降下軽石火山礫堆積物は、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  において、T-5 テフラ寄りの組成を示すことから、T-5 テフラに対比されると判断した。今回の対比の意義は大きく、これまでに得られたデータを合わせると、給源近傍相において T-5 テフラ (148.6 ka) から AP テフラ (88.3 ka) まで、ほぼ連続的な地質層序を把握することが可能となった (図 1.2-7)。この層序から読み取れる事象とその意義については次節にて述べる。

#### 4) T-5~AP テフラ (148.6~88.3 ka) 間の噴火活動史について

今回、先カルデラ期の給源近傍相において、T-5 テフラ (148.6 ka) から AP テフラ (88.3 ka) まで、ほぼ連続的な地質層序を把握することができた (図 1.2-7)。全ての露頭のテフラについて、遠方テフラとの対比はできていないが、これまでに下位より T-5, T-6, ZP1, Toya, Sc1-2, T-15, AP テフラを給源近傍で確認した (図 1.2-7)。特に、広域テフラの Toya 前後の層準については、比較的多くの情報が得られている (工藤, 2018 ; 図 1.2-7)。

給源近傍相では、同層準の遠方相よりも多数のテフラが確認できる。例えば、Sc2~T-15 テフラ間 (98.9~90.5 ka) では、遠方相において T-13, CP13, CP14 の 3 枚のテフラが認められている (中川ほか, 1986 ; 大和, 2005)。これに対し、給源近傍相では少なくとも 8 枚のテフラが認められる (図 1.2-7)。このことは、先カルデラ期においては、従来考えられていたよりも頻繁に噴火が発生していたことを示す。また、給源近傍での連続層序の記録 (図 1.2-7) からは、T-5 ~Sc2 テフラの間 (148.6~98.9 ka) は、さらに頻繁に噴火が発生していたと読み取ることができる。この期間には、膨大な枚数の降下火砕堆積物が認められ、噴火休止期を示す堆積物の挟みは極めて稀である (図 1.2-7)。降下火砕堆積物の大半については、遠方相では確認できず、それらの相当層準はローム層となっている (図 1.2-7)。T-5~Sc2 テフラ間は、小規模噴火が長期にわたって断続的に発生していた時期であり、規模の大きな噴火時のみ、遠方にテフラを飛来させたと考えられる。

T-5~Sc2 テフラ間の降下火砕堆積物は、降下火山灰層、降下スコリア火山礫層、降下火山礫層、降下軽石火山礫層などの互層で構成される (図 1.2-7)。降下火山灰層は、そのおよそ半分を占め、褐灰色、暗灰色、淡褐灰色、灰色などの色を呈し、スコリア・軽石・緻密な火山礫を交えるものが多く、やや淘汰が悪く、粗粒火山灰を主体とするものが多い。一部の降下火山灰層は硬く膠結している。降下火山灰層は、暗灰色~黒色~赤褐色のスコリア片や灰色~暗灰色の緻密な火山岩片で構成されるものが多い。このような噴火堆積物は、成層火山の山体成長期に認められることが多い (例えば、Hayakawa, 1985 ; 小林, 1986 ; 井ノ上, 1988 ; Imura, 1993 ; 井村, 1995 ; 藤野・小林, 1997 ; 久利・栗田, 2003 ; 山元, 2005 ; 味喜・小林, 2016 ; 伊藤ほか, 2018)。先に述べた先カルデラ期末期と同様に、この時期は成層火山体の成長期に相当していた可能性が高いと考えられる。一方、Sc2~AP テフラ間 (98.9~88.3 ka) では、噴火休止期を示す地層が

給源近傍相においても頻繁に認められるようになる(図 1.2-7). このことは, Sc2 テフラ以降には, 断続的な噴火活動が停止し, それ以前よりも噴火発生頻度が低下したことを示す.

なお, 先カルデラ期の給源近傍相には, 頻繁に溶岩の挟在が認められる. これらの溶岩は, 少なくとも Toya テフラの下位層準, Toya と AP テフラ間の層準, AP と RP テフラ間の層準にあることは判明しているが, 図 1.2-7 のテフラとの詳細な層序関係については明らかにできていない.

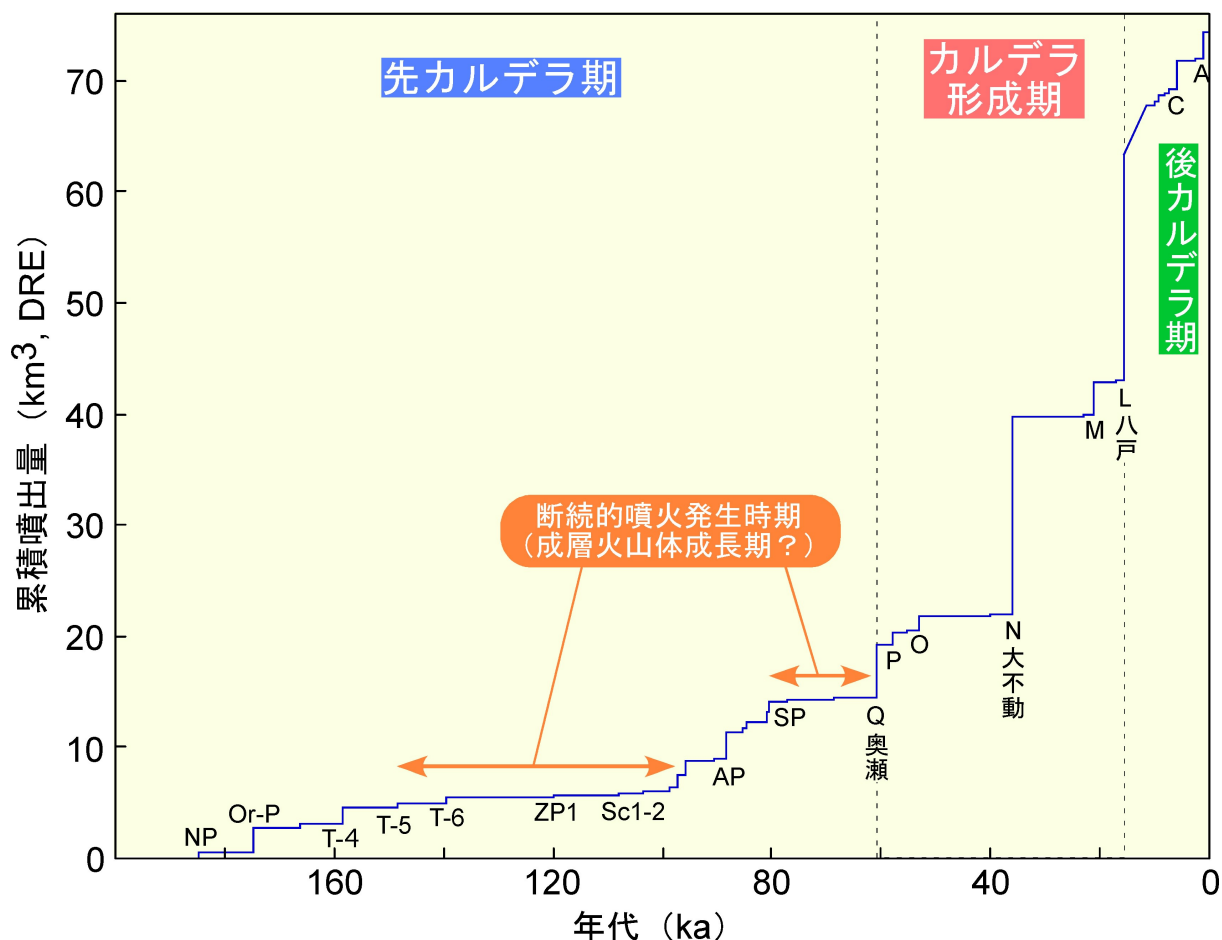


図 1.2-8 十和田火山の階段ダイアグラム. Hayakawa (1985), 中川ほか (1986), 工藤 (未公表データ) 等を用いて作成した.

### 5) 階段ダイアグラムの改訂と考察

図 1.2-8 に十和田火山の階段ダイアグラムを示す. この階段ダイアグラムは, Or-P テフラを十和田火山噴出物に加えた点, 養老沢火砕流堆積物の噴出量を改訂した点について, 昨年度のものとは異なっている. この階段ダイアグラムは, カルデラ形成期については遠方テフラに給源近傍テフラを加えたデータで, 先カルデラ期については遠方テフラのデータのみで描いている. 先カルデラ期の給源近傍相で産する溶岩・火砕岩については, 更なる検証が必要であるため, まだ加えることはできていない. この階段ダイアグラムをベースとして, 今回明らかになった点を中心に, 十和田火山活動史について考察を行う.

今回, 先カルデラ期の約 150~99 ka と約 77~64 ka において, 断続的な小規模噴火活動が長期に亘って継続していたことが明らかとなった(図 1.2-8). これらの時期は, 噴出物の岩相など

から、成層火山体の成長期に相当する可能性が高いと考えられる。先カルデラ期給源近傍相においては、多数の溶岩の挟在が認められるが、その多くはこれらの時期に噴出した可能性がある。注目すべきことは、これらの断続的小規模噴火発生時期が、遠方テフラにより描かれた階段ダイアグラム上において、いずれも低噴出率期に相当することである(図 1.2-8)。これらの時期が真に低噴出率であったのか、それとも大規模な爆発的噴火に乏しいため見かけ上低噴出率に見えるのか、今後さらなる検討を加える必要がある。

断続的噴火発生時期に挟まれる時期の 99~77 ka 間は、その前後とは噴火活動様式に違いが認められる。この時期には、給源近傍においても噴火休止期を示す地層が頻繁に認められるようになる。断続的な噴火活動が停止し、以前よりも噴火発生頻度が低下したことを示す。しかしながら、1 回毎の爆発的噴火の規模は増大しており、この期間にはその前後の時期には認められない噴出量 1 km<sup>3</sup> (DRE) を越える規模の噴火が、少なくとも 4 回発生している。さらに、この期間には青樫火砕流、養老沢火砕流、滝ノ沢火砕流堆積物の少なくとも 3 回の火砕流噴火が発生した。この時期は、明瞭な噴火休止期を挟みつつも、比較的大規模な爆発的噴火を頻発した時期として特徴付けられる。この時期は、階段ダイアグラム上においても、噴出率が増加した時期として表されている(図 1.2-8)。

注目すべきことは、上述した爆発的噴火頻発期の後、そのままカルデラ形成期には移行せず、再び断続的噴火の発生時期に移行することである(図 1.2-8)。先カルデラ期の末期には、少なくとも 1 万年間以上に亘る断続的な火山活動が発生し、その後、約 3 千年間の噴火休止期において噴火エピソード Q が発生し、カルデラ形成期へと移行した。

カルデラ形成期には、噴火エピソード Q, N, L の大規模噴火が発生し、これらの噴火が十和田カルデラの形成に寄与したと認識されている(Hayakawa, 1985)。しかしながら、それらの噴火発生前の状況は、噴火エピソード Q 以前と N・L 以前で大きく異なる。前述のように、噴火エピソード Q の前には、約 3 千年間の休止期が先行するものの、それ以前は成層火山の発達を伴った可能性のある断続的な火山活動が 1 年以上に亘って発生している。それとは対照的に、噴火エピソード N と L の先行時期には、2.5~2 万年間に亘って噴火活動が不活発な時期が存在する。この時期は、低噴出率で噴火発生頻度も低く、給源近傍においても噴火休止期を示すローム層の発達が顕著であり、少なくとも噴火エピソード Q 以前のような断続的な噴火活動は確認できない。この違いについては、噴火エピソード N・L の方が Q よりも噴火規模が一桁大きいため、噴火メカニズム自体に違いがある等の可能性を示しているかもしれない。

## (2) 十和田火山におけるマグマ組成多様性の成因

### 1) 微量元素及び Sr 同位体比の多様性

十和田火山噴出物は、全岩化学組成において噴火エピソード毎に特有の組成領域を示す特徴が認められる(工藤, 2010a; 平成 26, 27 年度委託研究)。さらに、噴火エピソード毎の組成差を越えた大きな組成差が、噴出時期の違いによって認められる(Hunter and Blake, 1995; Yamamoto *et al.*, 2018; 平成 26, 27 年度委託研究)。その中でも顕著なものが、噴火エピソード Q 以前と P 以降で認められる組成差である。この組成差は、インコンパティブル元素同士をプロットした図で最も顕著となる(図 1.2-9)。例えば、La-Dy 図及び Th-Zr 図では、噴火エピソード

Q 以前と P 以降の噴出物は、それぞれ異なる固有の組成領域を示す(図 1.2-9). その一方で, La-Ce 図や Zr-Ba 図では、両者は同様な組成領域を示し、それぞれの元素比もほぼ一定の値を示す(図 1.2-9).

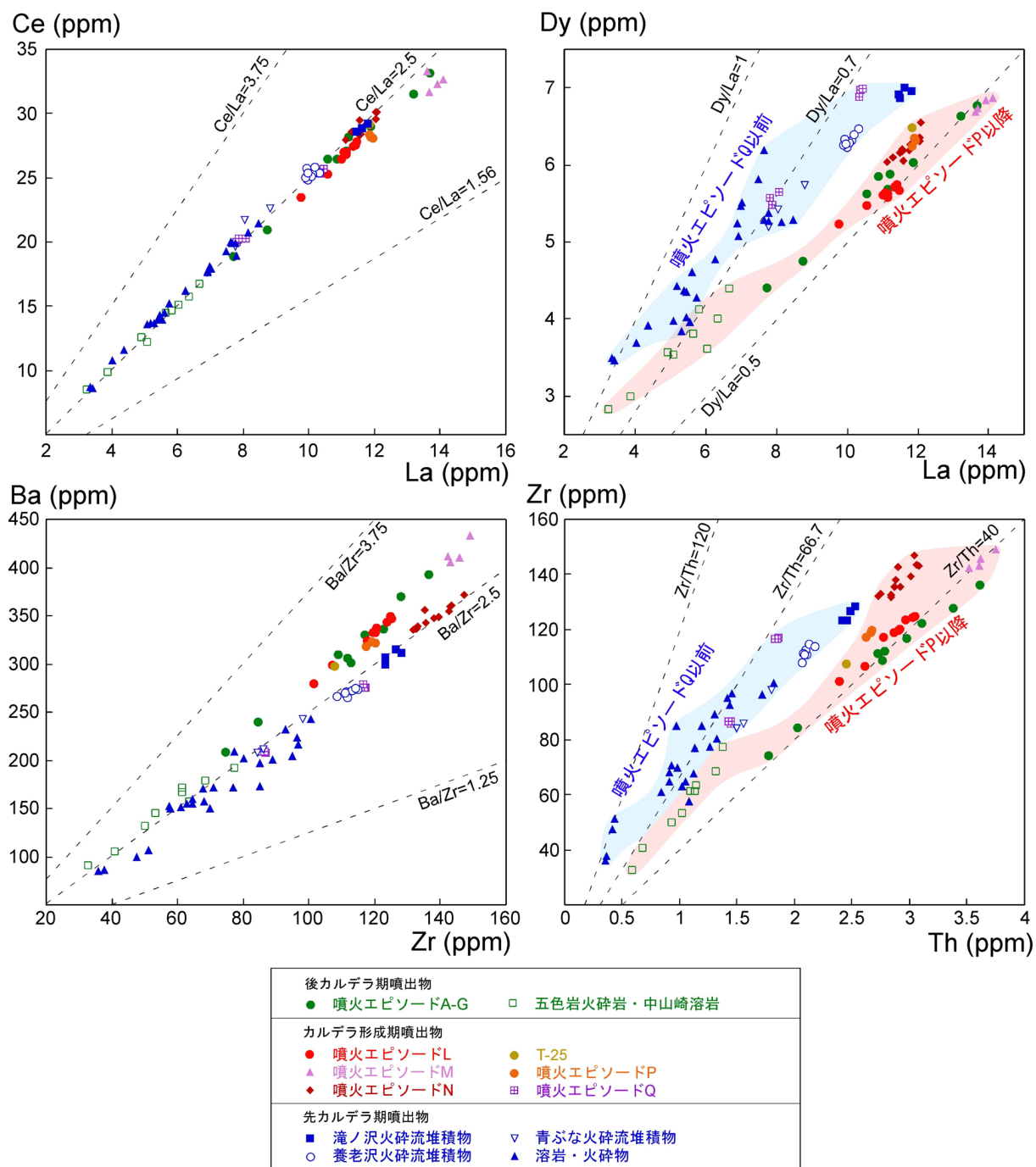


図 1.2-9 十和田火山噴出物の全岩微量元素化学組成.

図 1.2-10 に、希土類元素のコンドライト規格化パターン図を示す. 噴火エピソード Q 以前と P 以降での組成差は、先に示した La-Dy 図で表されるように、軽希土類元素と中～重希土類元素の比で顕著となる. コンドライト規格化パターン図において、後カルデラ期(噴火エピソード C,

D', D) 噴出物と噴火エピソード L 噴出物は、噴火エピソード Q 噴出物及び滝ノ沢火砕流堆積物と比較して、La や Ce などの軽希土類元素量がほぼ同量なのに対して、明らかに中～重希土類元素に枯渇したパターンを示す (図 1.2-10)。注目すべきは、この組成差が珪長質マグマだけではなく、苦鉄質マグマにも共通して認められることである。例えば、後カルデラ期の未分化な玄武岩質安山岩は、先カルデラ期のそれよりも、明らかに中～重希土類元素に枯渇したパターンを示す (図 1.2-10)。このことは、噴火エピソード Q 以前と P 以降で、マントルから供給される苦鉄質マグマの組成が変化したことを示す。また、苦鉄質マグマと珪長質マグマの両者において、共通した組成差が認められることは、両者の密接な成因関係を示唆する。

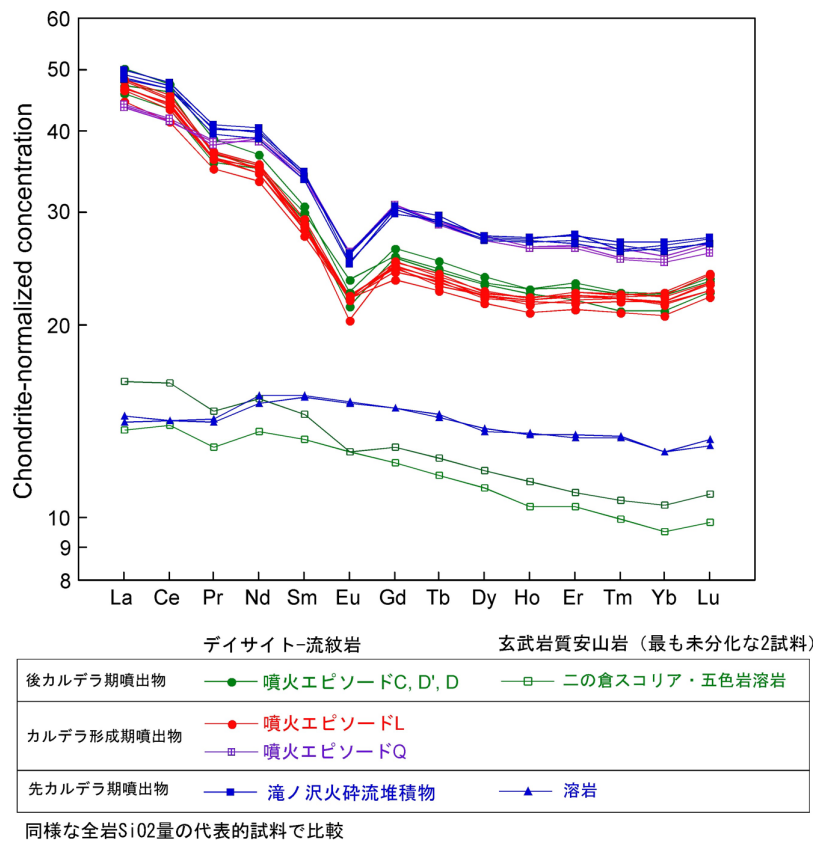


図 1.2-10 十和田火山噴出物の希土類元素コンドライト規格化パターン図。簡略化のため、同様な全岩 SiO<sub>2</sub> 量を示す代表的試料のみをプロットした。玄武岩質安山岩試料については、それぞれの活動期における最も未分化な 2 試料のみをプロットした。コンドライトの組成は Sun and McDonough (1989) による。

図 1.2-11 に <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-SiO<sub>2</sub> 図を示す。ここでは、平成 26・27・28 年度の委託研究で得られたデータ及び Hunter and Blake (1995) のデータを用いた。十和田火山噴出物は、活動期毎に <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr の組成幅が変化することが報告されている (Hunter and Blake, 1995)。<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr は、先カルデラ期で 0.70398-0.70421、カルデラ形成期で 0.70418-0.70430、後カルデラ期初期で 0.70406-0.70421、後カルデラ期 (初期以外) で 0.70425-0.70438 である (図 1.2-11)。珪長質マグマの組成に注目すると、噴火エピソード Q 以前と P 以降では、一部で重なってはいるものの、



噴火エピソード P 以降でより  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  が高い特徴を示し、後カルデラ期ではさらに高くなる傾向が認められる (図 1.2-11). 苦鉄質マグマのみで比較した場合も、一部で重なってはいるものの、先カルデラ期よりも後カルデラ期で  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  が高い特徴を示す. この特徴は、それぞれの時期における珩長質マグマの組成差とリンクしているようにも見え、両者の密接な成因関連を示唆する.

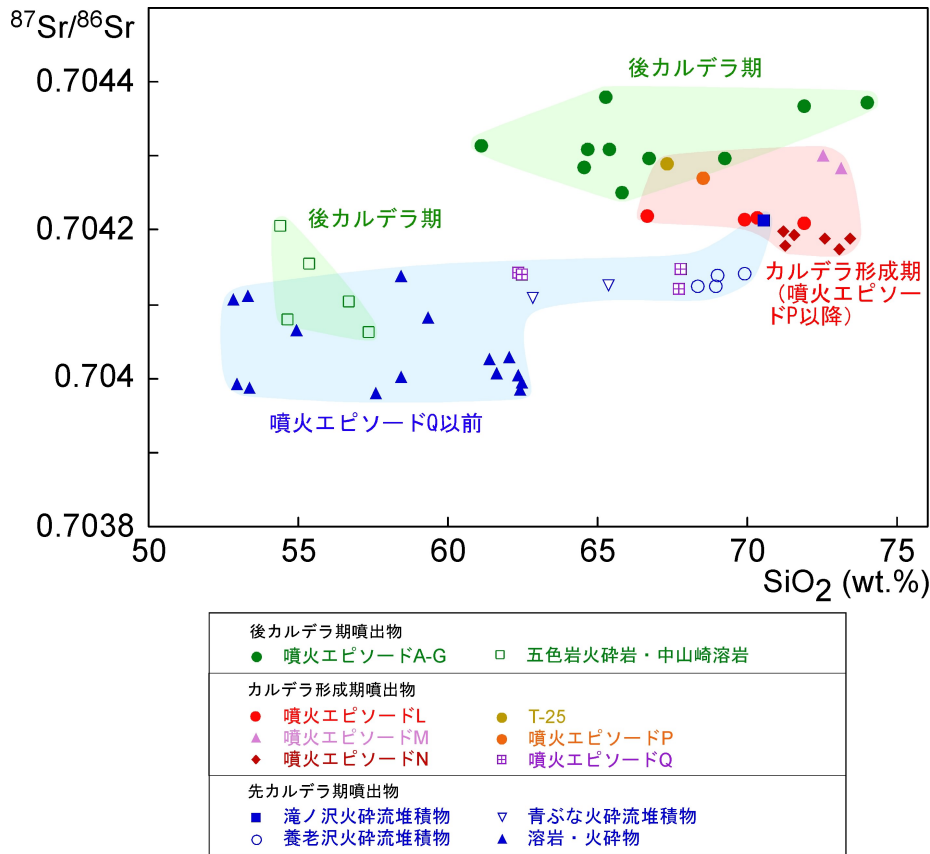


図 1.2-11 十和田火山噴出物の全岩  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\text{SiO}_2$  図. 平成 26・27・28 年度委託研究によるデータ及び Hunter and Blake (1995) のデータを使用した. Hunter and Blake (1995) のデータについては、本研究で分析を実施していない地質ユニットのデータのみを引用した.

## 2) AFC モデル計算

十和田火山におけるマグマ組成多様性については、インコンパティブル元素比 ( $\text{Zr}/\text{Th}$  など) の多様性 (図 1.2-9) や Sr 同位体比の多様性 (図 1.2-11), などから、単一の本源マグマによる結晶分別作用では説明できないことは明白である. Hunter and Blake (1995) は、十和田火山のマグマ組成多様性の成因について、複数の本源マグマによる地殻物質の同化結晶分別作用 (AFC モデル; DePaolo, 1981) により説明できることを示した. しかし、Hunter and Blake (1995) は、前述した噴火エピソード Q 以前・P 以降で認められる組成差を認識しておらず、その組成差が最も顕著に表れる希土類元素パターンについても、AFC モデルで再現できるかどうかの検証を行っていない. また、彼等は同化地殻物質として、産総研地質調査総合センター標準試料: JG-1a を用いている. JG-1a は群馬県足尾山地に分布する白亜紀の花崗閃緑岩である. 十和田火山からは

遠く離れた場所，テクトニックセッティングも異なる場所の岩石であるため，これを十和田火山地下の地殻物質代表として用いるには問題がある。

そこで本研究では，十和田火山におけるマグマ組成多様性について，AFCモデルによる再検証を行った。噴火エピソード Q 以前・P 以降において，それぞれの時期の最も未分化な試料を出発物質として AFC モデル計算を行い，組成多様性が再現できるかどうかの検証を行った。AFC モデルのパラメータとしては，同化の割合と分別結晶作用の割合の比 (r)，液相の割合 (F)，出発物質 (マグマ) 組成，同化物質組成，分別結晶相及び分配係数がある (DePaolo, 1981)。本報告では，2 通りの出発物質を設定して，モデル計算を行った。それぞれのモデルを Model 1, Model 2 と呼ぶ。Model 1 の出発物質としては，先カルデラ期の最も未分化な玄武岩質安山岩 (試料番号 10090404) を用いた (表 1.2-1)。Model 2 の出発物質としては，後カルデラ期の最も未分化な玄武岩質安山岩 (試料番号 99082901I-2) を用いた (表 1.2-1)。なお，試料 99082901I-2 は Sr 同位体比が得られていないことから，Sr 同位体比のモデル計算には Hunter and Blake (1995) による後カルデラ期の最も未分化な玄武岩質安山岩 (試料番号 NAK1) を用いた (表 1.2-1)。同化物質としては，十和田火山により近い北上山地に分布する白亜紀花崗岩の平均組成を用いた。微量元素については土谷ほか (2015)，Sr 同位体比とそのモデル計算に用いる Rb, Sr 量については藤巻ほか (1992)，丸山ほか (1993)，王ほか (1994) のデータから平均組成を算出した (表 1.2-1)。分別結晶相は，十和田火山の玄武岩質安山岩～安山岩の斑晶モード組成を参考として，斜長石 72%，斜方輝石 12%，単斜輝石 12%，磁鉄鉱 4%とした。モデル計算に用いた分配係数を表 1.2-2 に示す。

表 1.2-1 AFC モデルに用いた出発物質と同化物質の組成

	Model 1 出発物質	Model 2 出発物質	同化物質
試料no.	10090404	99082901I-2	北上山地花崗岩 平均組成 (1)
K <sub>2</sub> O (wt. %)	0.21	0.24	2.23
Rb (ppm)	2.38	5.28	65.87
Ba (ppm)	85.08	90.43	551.88
Zr (ppm)	35.88	32.86	130.00
Sr (ppm)	284.46	325.75	614.88
Y (ppm)	22.25	17.45	13.68
La (ppm)	3.43	3.24	20.19
Ce (ppm)	8.66	8.53	37.85
Nd (ppm)	7.06	6.36	15.93
Sm (ppm)	2.36	2.03	3.02
Eu (ppm)	0.87	0.73	0.85
Gd (ppm)	3.05	2.51	2.59
Dy (ppm)	3.47	2.83	2.11
Er (ppm)	2.20	1.73	1.23
Yb (ppm)	2.16	1.62	1.25
Lu (ppm)	0.33	0.25	0.20
試料no.	10090404	NAK1 (3)	北上山地花崗岩 平均組成 (2)
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.703993	0.704080	0.705067
Rb (ppm)	2.38	6.50	66.30
Sr (ppm)	284.46	279.00	456.42

(1) 土谷ほか (2015) のデータより算出。

(2) 藤巻ほか (1992)，丸山ほか (1993)，王ほか (1994) のデータより算出。

(3) Hunter and Blake (1995) による。

表 1.2-2 AFC 及びバッチ溶融モデル計算に用いた分配係数

	Plagioclase	Orthopyroxene	Clinopyroxene	Magnetite	Hornblende
K	0.17	0.014	0.038	0.01	0.47
Rb	0.071	0.022	0.031	0.01	0.37
Ba	0.23	0.013	0.026	0.01	0.16
Zr	0.048	0.18	0.1	0.2	0.53
Y	0.03	0.18	0.9	0.5	0.68
La	0.14	0.0019	0.083	0.0029	0.37
Ce	0.138	0.0035	0.127	0.005	0.73
Nd	0.114	0.013	0.31	0.005	1.2
Sm	0.083	0.063	0.6	0.0072	2.01
Eu	0.55	0.059	0.69	0.006	1.33
Gd	0.054	0.069	0.82	0.0055	2.3
Dy	0.041	0.15	0.99	0.01	2.68
Er	0.035	0.24	1.12	0.01	2.47
Yb	0.014	0.39	0.84	0.01	2.1
Lu	0.043	0.2	0.77	0.0023	1.7

分配係数は, Rollinson (1993), Dunn and Sen (1994), Drake and Weill (1975), Nielsen *et al.* (1992), Ewart and Griffin (1994), Klein *et al.* (1997), Klein *et al.* (2000) による.

AFC モデル計算結果を図 1.2-12 及び図 1.2-13 に示す. 噴火エピソード Q 以前の噴出物については, Model 1 ( $r=0.12$ ) の計算結果により組成多様性がほぼ再現可能であり, この時期のデイサイト~流紋岩マグマは, 同じ時期の玄武岩質安山岩マグマの同化分別結晶作用 ( $F=0.4\sim 0.6$ ) により導くことが可能である. ただし, 厳密には Sr 同位体比の多様性を再現するためには,  $r$  を変動させるか, もしくは複数の同化物質を設定する必要がある (図 1.2-12). 噴火エピソード P 以降の噴出物については, Model 2 ( $r=0.17$ ) の計算結果により組成多様性がほぼ再現可能であり, この時期のデイサイト~流紋岩マグマは, 同じ時期の玄武岩質安山岩マグマの同化分別結晶作用 ( $F=0.4\sim 0.5$ ) により導くことが可能である. ただし, こちらに関しても, 厳密には Sr 同位体比の多様性を再現するためには,  $r$  を変動させるか, もしくは複数の同化物質を設定する必要がある (図 1.2-12). それぞれの時期のデイサイト~流紋岩が示す希土類元素パターン之差も, 出発物質 (マグマ) と  $r$  を変えるだけでほぼ再現可能である (図 1.2-13).

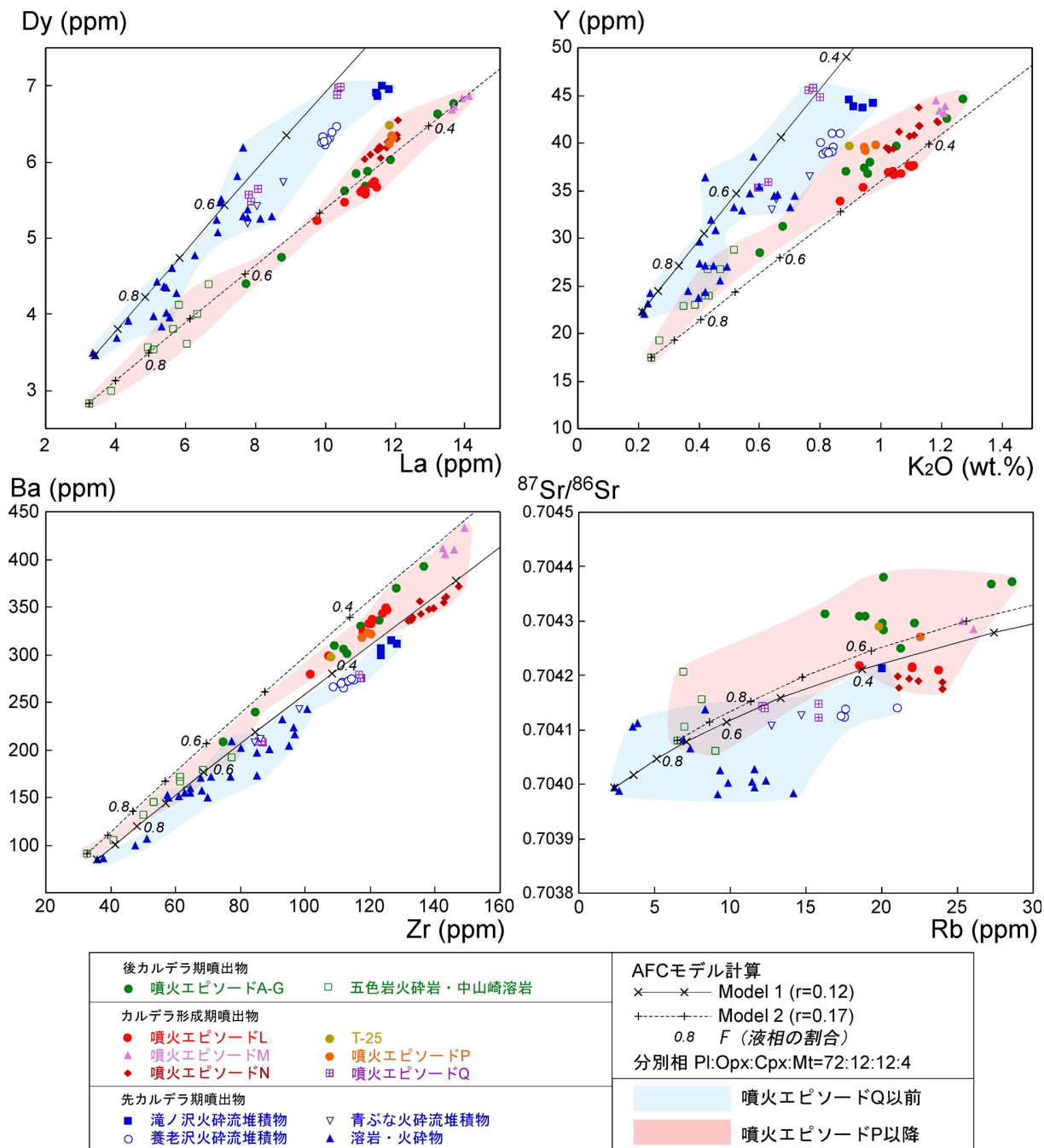


図 1.2-12 AFC モデル計算結果.

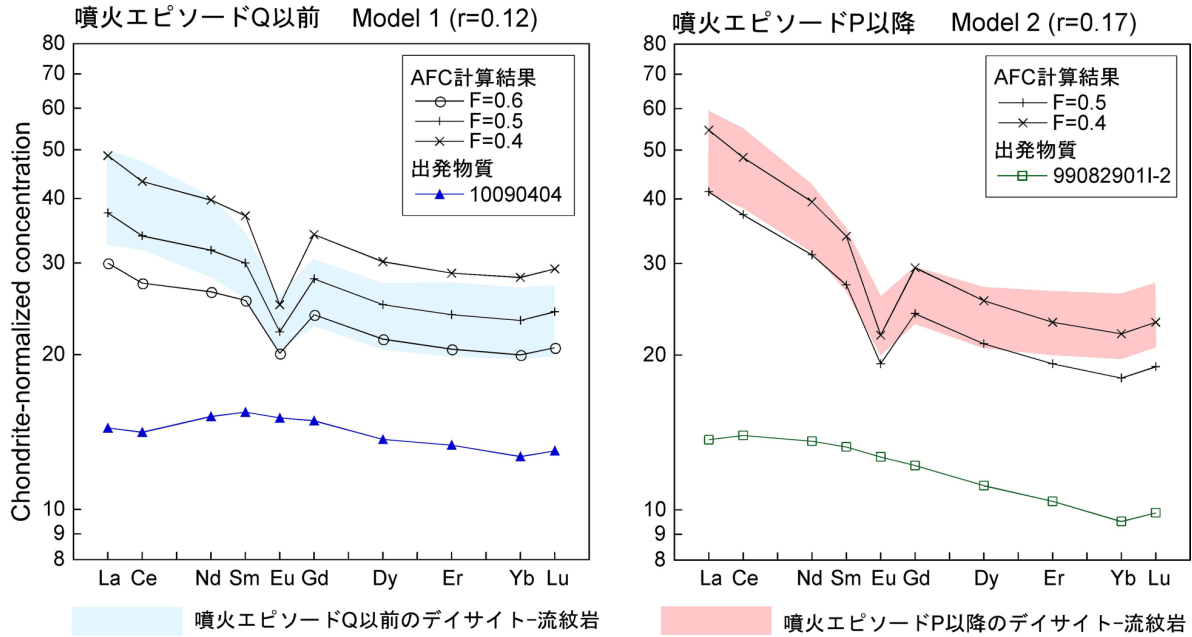


図 1.2-13 AFC モデル計算結果を示す希土類元素コンドライト規格化パターン図. コンドライトの組成は Sun and McDonough (1989) による.

### 3) 噴火エピソード Q 以前・P 以降でのマグマ組成差の要因

AFC モデル計算結果より、十和田火山のマグマ組成多様性については、噴火エピソード Q 以前と P 以降で、それぞれの時期に噴出した最も未分化な玄武岩質安山岩マグマの同化分別結晶作用によって説明可能であることが示された (図 1.2-12 及び図 1.2-13). つまり、両時期の組成差は、マントルから供給される苦鉄質マグマの組成が変化したことにより、もたらされた可能性が高い考えられる.

十和田火山における噴火エピソード Q 以前と P 以降でのマグマ組成変化は、本報告書と同じデータを用いて Yamamoto *et al.* (2018) でも報告されている. Yamamoto *et al.* (2018) は、噴火エピソード Q 以前と P 以降での希土類元素パターンの変化について、地殻の溶融あるいは結晶分別作用において、角閃石の分別が影響した可能性を示唆している. そこで以下では、角閃石の分別により、噴火エピソード Q 以前と P 以降の組成差を生じうるかどうか検証を行う.

十和田火山噴出物は、普通角閃石を斑晶として含むことは稀である. 例外的に、先カルデラ期初期のテフラ (NP, Or-P, T-3, T-4, T-5, T-6) が普通角閃石斑晶を比較的多く含む他は、噴火エピソード L 噴出物が 0.1 vol. %程度の普通角閃石斑晶を含むのみであり、大部分の噴出物は普通角閃石斑晶を含まない. このことから、十和田火山では、結晶分別作用において角閃石が主要な分別相であったとは考え難い. 一方、東北日本弧の下部地殻は、角閃石を多く含む角閃岩～角閃石斑れい岩からなると推定されている (Nishimoto *et al.*, 2005, 2008). これらの下部地殻物質は、島弧・陸弧における珪長質マグマの起源物質として注目されている (例えば, Beard and Lofgren, 1991; Rapp and Watson, 1995; Nakajima and Arima, 1998). 角閃石は中～重希土類元素の分配係数が比較的大きいため (表 1.2-2), 下部地殻の部分溶融時、残存固相としての角閃石の振る舞いの差により、希土類元素パターンに差が生じると予想される.

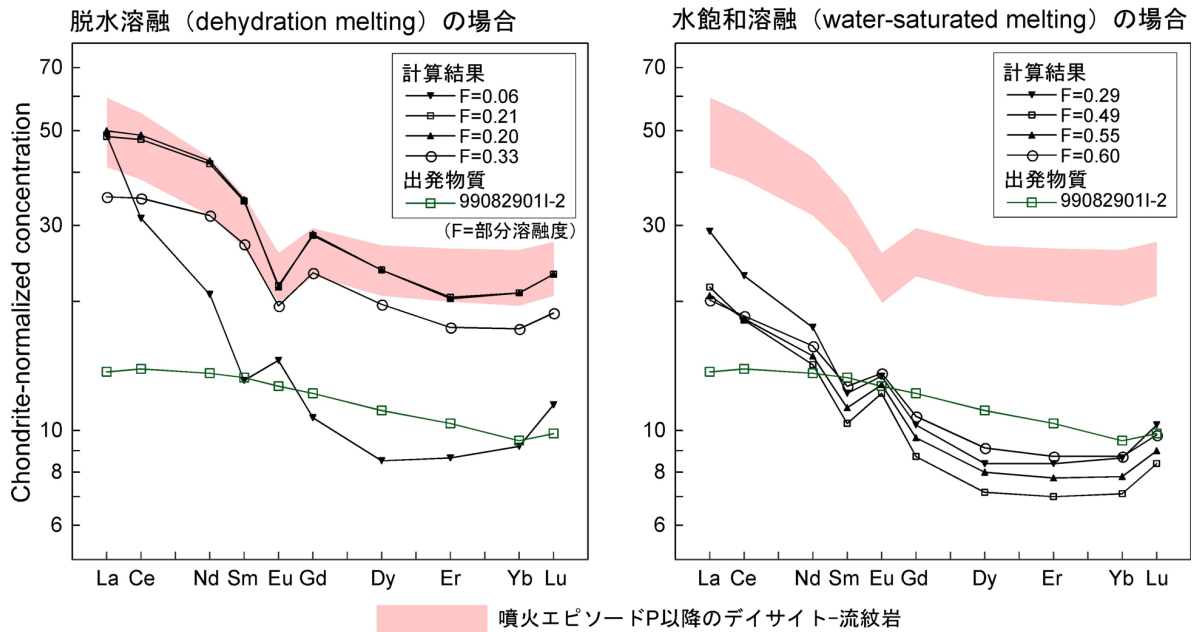


図 1.2-14 下部地殻物質を想定したバッチ溶融モデル計算結果を示す希土類元素コンドライト規格化パターン図. コンドライトの組成は Sun and McDonough (1989) による.

そこで本報告では、十和田火山のマグマ組成変化に対する角閃石の影響を評価することを目的として、下部地殻物質のバッチ溶融による希土類元素のモデル計算を行った。モデル計算に当たっては、以下の条件を用いた。下部地殻物質の組成は、十和田火山後カルデラ期の最も未分化な試料 990829011-2 (表 1.2-1) と同じ組成と仮定した。部分溶融度と残存固相の鉱物組成は、Beard and Lofgren (1991) による角閃岩～緑色岩の溶融実験結果を用いた。用いた実験結果は、玄武岩質安山岩組成 ( $\text{SiO}_2=52.47 \text{ wt.}\%$ ) の試料 478 を出発物質としたものであり、下部地殻の圧力にほぼ相当する 6.9 kb の条件下による脱水溶融 (dehydration melting) と水飽和溶融 (water-saturated melting) の 2 ケースの結果を利用した。モデル計算に用いた分配係数は、AFC モデル計算に用いたものと同じである (表 1.2-2)。

図 1.2-14 にモデル計算結果を示す。脱水溶融の場合は、低部分溶融度では残存固相に角閃石が生じるものの、溶融度が上昇すると角閃石は消失する。その一方で、斜長石は残存し続ける (Beard and Lofgren, 1991)。モデル計算結果によれば、 $F=0.06$  の場合は残存固相に角閃石が存在し、そのため著しく中～重希土類元素に枯渇したパターンとなる (図 1.2-14)。それに対して、 $F=0.2$  以上では残存固相に角閃石が存在しないため、顕著な中～重希土類元素の枯渇は認められず、緩やかな左上がりのパターンとなる (図 1.2-14)。また、残存固相の斜長石の影響により、Eu の負異常も認められる (図 1.2-14)。一方、水飽和溶融の場合は、溶融度が増加しても角閃石が残存固相に残り続け、斜長石がより早期に残存固相から消失する (Beard and Lofgren, 1991)。モデル計算結果によれば、 $F$  が増加しても常に残存固相に角閃石が存在するため、著しく中～重希土類元素に枯渇したパターンとなり、出発物質よりもそれらは低含有量となる (図 1.2-14)。また、斜長石は早期に消失してしまうため、Eu の正異常が生じる (図 1.2-14)。これらのモデル計算結果は、残存固相の角閃石及び斜長石の影響により、希土類元素パターンに大きな差が生じることを示す。



モデル計算結果と十和田火山噴出物の組成を比較すると、十和田火山噴出物は、脱水溶融のうち、残存固相に角閃石が出現しない条件と類似したパターンを示す(図 1.2-14)。その一方で、水飽和溶融のモデル計算結果とは著しく異なるパターンを示す(図 1.2-14)。Beard and Lofgren (1991) は、水飽和溶融で生成されるマグマが、残存固相の斜長石が早期に消化されるために、著しく  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富むマグマとなり、島弧・陸弧環境の火山岩とは組成が一致しないことを指摘している。以上のことから、水飽和溶融は、十和田火山のマグマ成因を考える上では考慮すべきプロセスではないと判断される。以上より、仮に十和田火山噴出物の希土類元素パターンの変化が下部地殻物質の溶融条件の変化によるものだとすれば、考えられ得ることは、以下の 2 つのケースが想定される。1 つめは、噴火エピソード P 以降で部分溶融度が低下し、残存固相に角閃石が生じる条件が達成されたことである。2 つめは、噴火エピソード P 以降でより水に富んだ条件下において下部地殻の溶融が起こったことである。

階段ダイアグラムによれば、十和田火山のマグマ噴出率は、先カルデラ期末期以降で顕著に増加し、その後のカルデラ形成期でもさらに増加するとともに、そのまま後カルデラ期でも高噴出率を継続している(図 1.2-8)。噴出率がマグマ供給率を反映しているとすれば、十和田火山ではその活動の後半ほどマグマ供給率が増加していることになる。上記 1 のケースを成立させるためには、低マグマ供給率の先カルデラ期で部分溶融度が高く、高マグマ供給率のカルデラ形成期以降で部分溶融度を下げる必要が生じる。これは相反するプロセスと思われる。マグマ供給率と噴出量は、カルデラ形成期以降で顕著に増大しており、カルデラ形成期以降で部分溶融度が低下するプロセスは考え難い。次に、上記 2 のケースを成立させるためには、カルデラ形成期以降において、それ以前よりも水に富む下部地殻の条件を達成させる必要がある。しかしながら、マントルから供給されるマグマによって、活動後半ほど地殻が暖められた状態となり、部分溶融もある程度進み、生成マグマがある程度分別された状態において、新たにより水に富む条件を下部地殻に構築することは、現実的には困難と考えられる。

以上のように、十和田火山における噴火エピソード Q 以前と P 以降でのマグマ組成差の要因として、Yamamoto *et al.* (2018) が示唆した地殻の溶融・結晶分別作用における角閃石分別の影響は、現状では考え難いと結論される。むしろ、本報告の AFC モデル計算により示されたように、マントルから供給される苦鉄質マグマの組成が変化したことに応じて、全体のマグマ組成が変化したと考える方がシンプルかつ合理的である。なお、その他に考えうるプロセスとしては、溶融する地殻の部位が噴火エピソード P 以降で変化し、それにより生成マグマに組成差が生じた可能性が挙げられる。しかしながら、火山活動の場所はほとんど変化していないので、このプロセスでは、ある時期をもって明瞭にマグマ組成差を生み出すことができるかどうか、根本的な疑問が残る。以上のことから結論として、十和田火山における噴火エピソード Q 以前と P 以降での組成変化は、マントルから供給される未分化マグマの性質が変化したためと考えられる。

### (3) 十和田火山における火山活動時代変遷とその要因

図 1.2-15 に、十和田火山における噴出物の石基ガラス  $\text{SiO}_2$  量、全岩  $\text{SiO}_2$  量、Sr 同位体比の時代変化と階段ダイアグラムの比較図を示す。これらの図は、担当者のこれまでの研究成果(例えば、工藤, 2005, 2008, 2010a,b, 2016, 2018; 工藤・佐々木, 2007; 工藤・小林, 2013;

工藤ほか, 2003 ; 印刷中) と平成 25 年度以降の本委託研究による研究成果により構築されたものである。ただし, 先カルデラ期の一部の噴出物については, 年代が確定できていないものが存在することに注意が必要である (図 1.2-15)。1 つのカルデラ火山において, 同様の時間分解能で活動史全体を通じた時代変遷データがここまで集積された例は極めて少なく (例えば, Bacon and Lanphere, 2006), 貴重な事例の 1 つとなるであろう。今後も細部について詰める調査が必要ではあるものの, 十和田火山の事例研究について本年度で一定の区切りを迎えるにあたり, 以下に十和田火山における火山活動時代変遷について, 総括的な取りまとめと考察を行う。

噴出物の全岩  $\text{SiO}_2$  量の時代変化によれば, 十和田火山では時代とともに玄武岩質安山岩から流紋岩へと珪長質化する少なくとも 3 回のサイクルが認められる (図 1.2-15)。それぞれのサイクルは古い順から, 130~80 ka, 80~15.5 ka, 15.5 ka~現在において認められ, これらを以下では便宜上, それぞれサイクル 1, 2, 3 と呼ぶことにする (図 1.2-15)。いずれのサイクルも時代とともに噴出物が徐々に珪長質化するが, サイクルの切り替え時には急激かつ不連続的に苦鉄質化する。石基ガラスの  $\text{SiO}_2$  量については, 全岩化学組成が安山岩組成であっても, 斑晶量が多ければ石基ガラスは流紋岩組成となる場合があるため扱いには注意が必要であるが, 全岩  $\text{SiO}_2$  量の変化と調和的な傾向を示す (図 1.2-15)。なお, サイクル 1 以前 (130 ka 以前) については, 時間分解能が悪く不明な点が多いため, 更に別のサイクルがあったかどうかは不明である。石基ガラス  $\text{SiO}_2$  量からは, 活動初期は珪長質マグマによる活動が優勢であった可能性が示唆される (図 1.2-15)。

各サイクルには共通するいくつかの特徴が認められる。各サイクルの前半あるいは最初期は, いずれも断続的小規模噴火の発生時期であり, これらは成層火山体発達期に相当すると考えられる (図 1.2-15)。断続的小規模噴火発生期の後には, 例外なく, 明瞭な噴火休止期 (数百年~数千年~最長 1 万 3 千年間) を挟みつつ比較的大規模な爆発的噴火を起こす時期へと移行する。この時期には 1 回の噴火の規模も比較的大きくなる。特にサイクル 2 の後半は, 著しく噴火規模が増大することからカルデラ形成期として認識されている。逆に言えば, 先カルデラ期とカルデラ形成期の厳密な境界は, サイクル 2 の成層火山発達期直後と定義することもできよう。これらの噴火活動様式の時代変化は, いずれもマグマの珪長質化と相関している。このことは, 噴火活動様式とマグマ組成の時間変化の密接な関係を示唆する (図 1.2-15)。

サイクルの終了時に関しては, 全てのサイクルで共通する事象があるのかどうか今のところ不明である。ただし, 少なくともサイクル 2 については, 噴火エピソード L によるカルデラ形成噴火によって終焉したことは確かである。サイクル 2 と 3 の境界は, カルデラ形成期と後カルデラ期の境界と一致する (図 1.2-15)。この時期には, 噴火エピソード L で大量のデイサイト~流紋岩マグマが噴出し, これが原因でカルデラの形成に至った。そして, その直後から玄武岩質安山岩マグマによる噴火活動が始まり, 約 4 千年間かけて五色岩成層火山の形成に至った。サイクル 2・3 の切り替えの要因としては, 噴火エピソード L において, カルデラ形成期に持続していた珪長質マグマ溜まりが完全崩壊することにより, それまで密度障壁となっていた珪長質マグマが取り除かれ, 玄武岩質安山岩マグマが上昇できるようになったことが考えられる。他方, サイクル 1 の終わりにこのようなイベントが起こったかどうかは不明である。サイクル 1 の後半では, 火砕流を伴う噴火 (噴出量  $2.4 \text{ km}^3$  以下の規模) が複数回発生していたことは確かであるが, 61

ka 以降の十和田カルデラの形成によって当時の給源近傍付近は既に失われているため、カルデラ形成に至ったかどうかを確認する術は今のところない。いずれにしろ十和田火山においては、主に苦鉄質マグマによる断続的小規模噴火発生期（成層火山体発達期）から、主に珪長質マグマによる爆発的噴火頻発期へと至るサイクルが複数回繰り返されていることは確かであろう。

噴出物の Sr 同位体比の時代変化については、上記のサイクルに応じた変化というよりは、むしろ、活動史全体を通した変化傾向が認められる。具体的には、Sr 同位体比が 100 ka 付近から時代とともに増減を繰り返しつつも、全体としては増加していく傾向が認められる（図 1.2-15）。後カルデラ期初期では苦鉄質マグマの活動により Sr 同位体比が一時的に低くなるものの、全体としての増加傾向はその後も維持されている（図 1.2-15）。

階段ダイアグラムによると、十和田火山の長期的マグマ噴出率は 100 ka 付近から増加し、その後のカルデラ形成期でさらに増加するとともに、後カルデラ期でも高噴出率を継続している（図 1.2-15）。マグマ噴出率には、サイクルを反映したような顕著な変化は確認できない。注目すべきことは、100 ka 付近から始まる Sr 同位体比の増加傾向とマグマ噴出率の上昇に正の相関が認められることである（図 1.2-15）。マグマ噴出率は、マグマ供給率を反映している可能性が高い。十和田火山の地下において、マグマ供給率の増加が地殻物質との反応を促進し、Sr 同位体比の増加を引き起こした可能性が考えられる。

噴火エピソード Q 以前と P 以降の噴出物間には、顕著なマグマ組成差が認められる（図 1.2-9；図 1.2-10）。これはマンテルから供給される苦鉄質マグマの化学的性質の変化によって、引き起こされたと考えられる。これを図 1.2-15 において「マグマ系列の変化時期」として示した。マグマ系列の切り替えは、サイクル 2 の中間、カルデラ形成期に入った直後、全体的な Sr 同位体比上昇の過程において発生している。その切り替え時期は、マグマ噴出率の変化時期、サイクルの切り替え時期、火山活動様式の変化時期とは一致しない。マグマ系列の切り替えは、深部供給マグマの化学的性質の変化によるものであり、活動様式の変化には影響を与えていない可能性が高い。なお、深部供給マグマの化学的性質の変化の要因としては、マンテルの溶融部位の変化等が考えられるが、詳しい検討は行っていない。

十和田火山のカルデラ形成期は、それ以前には発生していない噴出量 4~20 km<sup>3</sup>（DRE）の大規模カルデラ形成噴火が発生するとともに、前後のステージと比較して噴火頻度が著しく低下する時期として認識される。カルデラ形成期は、100 ka 以降からのマグマ噴出率の上昇後、61 ka の噴火エピソード Q から開始する。これは、マグマ噴出率の急増の後、やや遅れてカルデラ形成期に移行したとも読み取ることもできよう。つまり、マグマ供給率の増加がカルデラ形成期のトリガーとなった可能性が指摘される。階段ダイアグラムと Sr 同位体比の時代変化からは、マグマ供給率が増加し、地殻物質との反応が促進されたことが示唆される。地殻との反応・地殻自体の溶融が進み、大量の珪長質マグマが生産されると、それらは密度的に苦鉄質マグマよりも浅部でマグマ溜まりを形成すると考えられる。一度大規模な珪長質マグマ溜まりが発達すると、それ自体が密度障壁となり、深部からの苦鉄質マグマの上昇をバッファーすることで、噴火発生頻度が減少する可能性が考えられる。また、マグマ供給率の増加により地殻が暖められると、塑性変形によって弾性変形が緩和されるため、深部からのマグマ供給があってもマグマ溜まりの過剰圧が上がりにくくなり、そのため噴火しにくくなり結果的にマグマ溜まりが巨大化することで、カ

ルデラマグマ系が構築・成長するプロセスが考えられる (de Silva and Gregg, 2014; 東宮, 2016).

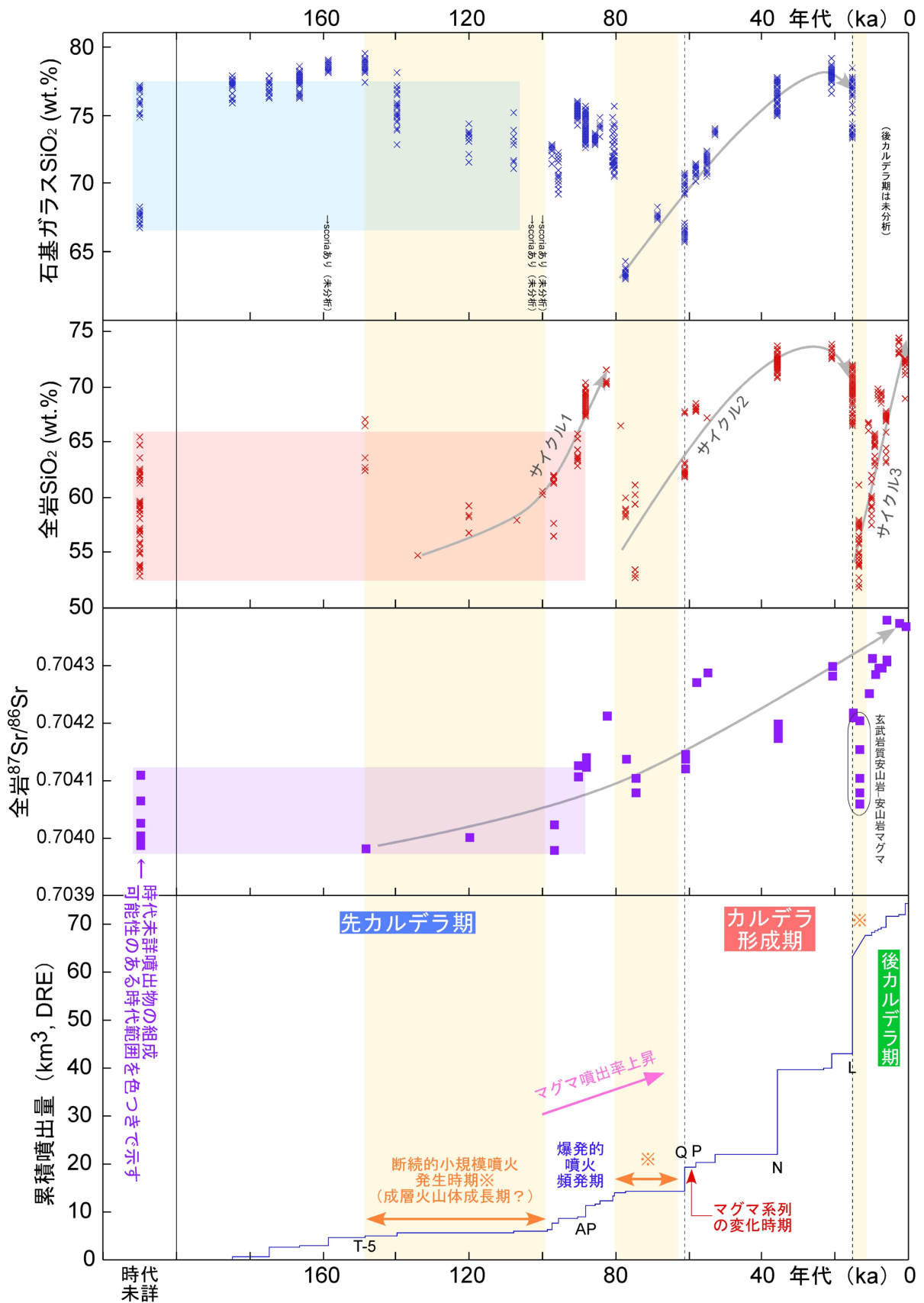


図 1.2-15 十和田火山における噴出物の石基ガラス SiO<sub>2</sub> 量, 全岩 SiO<sub>2</sub> 量, Sr 同位体比の時代変化と階段ダイアグラムの比較図.

十和田火山の大規模カルデラ噴火を起こすシステムは、サイクル2の後半、61 kaの噴火エピソードQ直前で確立されたと見なすことができる。カルデラ形成期においては、一貫してデイサイト～流紋岩マグマ主体の活動となっている(図1.2-15)。苦鉄質マグマの噴出は認められず、組成変化も顕著ではないことから、比較的安定したマグマ系の存在が示唆される。このマグマ系は、噴火エピソードNの大規模カルデラ噴火以後も維持されており、カルデラ形成期の間は安定的に持続していたと見られる。しかしこのシステムは、15.5 kaの噴火エピソードLにおいて、珪長質マグマ溜まりが完全崩壊することにより、一旦リセットされたと考えられる。この時には、マグマ組成は急激に玄武岩質安山岩へと変化する。前述の通り、それまで密度障壁となっていた珪長質マグマが取り除かれたため、玄武岩質安山岩マグマが上昇できるようになったと考えられる。しかしながら、その後、後カルデラ期においては、マグマ組成が玄武岩質安山岩から流紋岩へと1万5千年間で急速に珪長質化している。噴火エピソードLによるマグマ溜まりの崩壊に関わらず、マグマ噴出率は依然として高く、Sr同位体比も更に上昇していることから、珪長質マグマの生成・供給は連続的に続いていたと考えられる。つまり、現在の後カルデラ期(サイクル3)は、一旦構築されたカルデラマグマ系が崩壊することで、一時的に生じたシステムと解釈することも可能である。今後、地下からのマグマ供給率が変わらなければ、長期的にはカルデラ形成期のようなシステムを再建する可能性も十分に考えられる。以上のことから、十和田火山は、長期的には今後も大規模カルデラ噴火を起こす可能性が高い火山として、認識しておく必要があると判断される。

## 引用文献

- Bacon, C. R. and Lanphere, M. A. (2006) Eruptive history and geochronology of Mount Mazama and the Crater Lake region, Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, **118**, 1331–1359.
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1991) Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *Jour. Petrol.*, **32**, 365–401.
- de Silva, S. L. and Gregg, P. M. (2014) Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **282**, 77–91.
- DePaolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**, 189–202.
- Drake, M. J. and Weil, D. F. (1975) Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu<sup>2+</sup>, Eu<sup>3+</sup>, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**, 689–712.

- Dunn, T. and Sen, C. (1994) Mineral/matrix partition coefficients for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems: A combined analytical and experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, 717–733.
- Ewart, A. and Griffin, W. L. (1994) Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chemical Geology*, **117**, 251–284.
- 藤巻宏和・王 成玉・青木謙一郎・加藤祐三 (1992) 北部北上山地の階上深成岩体の Rb-Sr 年代. 岩鉱, **87**, 187–196.
- 藤野直樹・小林哲夫 (1997) 開聞岳火山の噴火史. 火山, **42**, 195–211.
- 古澤 明 (2003) 洞爺火山灰降下以降の岩手火山のテフラの識別. 地質雑, **109**, 1–19.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **60**, 507–592.
- Hunter, A. G. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic – calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *Jour. Petrol.*, **36**, 1579–1605.
- Imura, R. (1993) A reconstruction of small-scale eruptions using pyroclastic deposits. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, no. 28, 79–112.
- 井村隆介 (1995) 小噴火の累積で作られた堆積物. 火山, **40**, 119–132.
- 井ノ上幸造 (1988) 霧島火山群高千穂複合火山の噴火活動史. 岩鉱, **83**, 26–41.
- 伊藤順一・濱崎聡志・川辺禎久 (2018) 岩手火山における最近 1 万年間の爆発的噴火履歴の再検討: 水蒸気噴火とマグマ噴火の時空間的関連. 地質学雑誌, **124**, 271–296.
- Ito, K., Tamura, T., Kudo, T. and Tsukamoto, S. (2017) Optically stimulated luminescence dating of Late Pleistocene tephric loess intercalated with Towada tephra layers in northeastern Japan. *Quaternary International*, **456**, 154–162.
- Klein, M., Stosch, H.-G. and Seck, H. A. (1997) Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chemical Geology*, **138**, 257–271.
- Klein, M., Stosch, H.-G., Seck, H. A. and Shimizu, N. (2000) Experimental partitioning of high field-strength and rare-earth elements between clinopyroxene and garnet in andesitic to tonalitic systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**, 99–115.
- 小林哲夫 (1986) 桜島火山の断続噴火によって形成された火山灰層. 鹿児島大学南科研資料センター報告特別号, no. 1, 1–12.
- 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 (2008) 十和田火山, 噴火エピソード E 及び G 噴出物の放射性炭素年代. 火山, **53**, 193–199.
- 工藤 崇 (2010a) 十和田火山, 御倉山溶岩ドームの形成時期と噴火推移. 火山, **55**, 89–107.
- 工藤 崇 (2010b) 十和田火山, 御門石溶岩ドームの形成時期に関する考察. 地質調査研究報告, **61**, 477–484.
- 工藤 崇 (2016) 十和田火山, 先カルデラ期溶岩の K-Ar 年代. 地質調査研究報告, **67**, 209–215.



- 工藤 崇 (2018) 十和田火山先カルデラ期噴出物に挟まれる洞爺火山灰. 地質調査研究報告, **69**, 31–36.
- 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. 地学雑誌, **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・奥野 充・中村俊夫 (2003) 北八甲田火山群における最近 6000 年間の噴火活動史. 地質学雑誌, **109**, 151–165.
- 工藤 崇・宝田晋治・佐々木 実 (2004) 東北日本, 北八甲田火山群の地質と火山発達史. 地質学雑誌, **110**, 271–289.
- 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.
- 工藤 崇・内野隆之・濱崎聡志 (印刷中) 十和田湖地域の地質. 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.
- 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.
- 丸山孝彦・三浦英行・山元正継 (1993) 北上山地, 後期中生代火成岩類の Sr 同位体初生値について. 秋田大学鉱山学部資源地学研究施設報告, no. 58, 29–52.
- Matsu'ura, T., Furusawa, A., Shimogama, K., Goto, N. and Komatsubara, J. (2014) Late Quaternary tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy of deep-sea sequences (Chikyu C9001C cores) as tools for marine terrace chronology in NE Japan. *Quaternary Geochronology*, **23**, 63–79.
- 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.
- 味喜大介・小林哲夫 (2016) 桜島火山・南岳の形成過程－溶岩の古地磁気学的年代と噴出量からの考察－. 火山, **61**, 237–252
- 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.
- Nakajima, K. and Arima, M. (1998) Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: Implications for the genesis of tonalitic crust in the Izu-Bonin-Mariana arc. *The Island Arc*, **7**, 359–373.
- Nielsen, R. L., Gallahan, W. E. and Newberger, F. (1992) Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 488–499.
- Nishimoto, S., Ishikawa, M., Arima, M. and Yoshida, T. (2005) Laboratory measurement of P-wave velocity in crustal and upper mantle xenoliths from Ichino-megata, NE Japan: ultrabasic hydrous lower crust beneath the NE Honshu arc. *Tectonophysics*, **396**, 245–259.
- Nishimoto, S., Ishikawa, M., Arima, M. and Yoshida, T. (2008) Simultaneous high P-T measurements of ultrasonic compressional and shear wave velocities in Ichino-megata mafic xenoliths: Their bearings on seismic velocity perturbations in lower crust of

- northeast Japan arc. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B12212, doi:10.1029/2008JB005587.
- 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.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Jour. Petrol.*, **36**, 891-931.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, Harlow, 352p.
- 佐々木寧仁・吉田武義・青木謙一郎 (1985) 那須北帯, 北八甲田火山群の地球化学的研究. 東北大学核理研研究報告, **18**, 175-188.
- 佐々木寧仁・吉田武義・青木謙一郎 (1986) 八甲田火山群, ステージ 1, 2 噴出物の地球化学的研究. 東北大学核理研研究報告, **19**, 288-299.
- 佐々木寧仁・吉田武義・青木謙一郎 (1987) 八甲田火山群, ステージ 1 に活動したソレアイトマグマの地球化学的研究. 東北大学核理研研究報告, **20**, 363-374.
- 沢田順弘・中村唯史・榎田禎久・Yoon Sun・徳岡隆夫 (1997) 島根県大田市の掘削コアから発見された鬱陵島の完新世初期火山活動由来の漂着軽石. 第四紀研究, **36**, 1-16.
- Sun, S.-s., McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J.(Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication*, **42**, 313-345.
- 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. *Island Arc*, **14**, 666-678.
- 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.
- 東北地方第四紀研究グループ (1969) 東北地方における第四紀海水準変化. 地団研専報, no.15, 37-83.
- 東宮昭彦 (2016) マグマ溜まり: 噴火準備過程と噴火開始条件. 火山, **61**, 281-194.
- 土谷信高・武田朋代・足立達郎・中野伸彦・小山内康人・足立佳子 (2015) 北上山地の前期白亜紀アダカイト質火成活動とテクトニクス. 岩石鉱物科学, **44**, 69-90.
- 山元孝広 (2005) 福島県, 吾妻火山の最近 7 千年間の噴火史: 吾妻-浄土平火山噴出物の層序とマグマ供給系. 地質学雑誌, **111**, 91-110.
- Yamamoto, T., Kudo, T. and Isizuka, O. (2018) Temporal variations in volumetric magma eruption rates of Quaternary volcanoes in Japan. *Earth, Planets and Space*, 70:65, <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0849-x>.
- 大和伸友 (2005) 第 1 章第 2 節 第四紀の地質と地形. 新編八戸市史 別編 自然編. 八戸市, 48-66.
- 王 成玉・藤巻宏和・加藤祐三・青木謙一郎 (1994) 北上山地, 太田名部花崗岩体の Rb-Sr 年代. 岩鉱, **89**, 311-316.

### 1.3 大山火山の事例調査

#### 【実施内容】

大山火山は山陰地方に位置する大型のアダカイト質成層火山である。この火山は、約6万年前の大山倉吉降下火砕堆積物(DKP)や8万年前の大山生竹降下火砕堆積物(DNP)に代表されるような大規模に火砕物を日本列島沿いに降下させる噴火を、更新世に度々起こしたことで知られている。大山火山の既存研究には層序学的な問題や評価手法上の問題が残されていたため、平成27年度はこの火山の過去約20万年間の噴火層序の見直しとマグマ噴出量の再計測を行い、新たに積算マグマ噴出量階段図を作成している(山元, 2017)。また、大山火山アダカイトは、沈み込んだスラブの溶解物(スラブメルト)と熱源となるマントルとの相互作用で生じており、日本列島の他地域とは異なる成因を持っている(Morris, 1995; Kimura et al., 2005; 2014; Pineda-Velasco et al., 2018)。そこで、平成28年度は溶岩のスラブメルト指標(Sr/Y比)に着目し、高噴出期には指標が低く、反対に低噴出期には高くなり、2万年前の高Sr/Y溶岩で噴火活動を終えていること、平成29年度は全岩主及び微量成分の追加分析を行いDKPやDNP軽石の全岩組成の推定を行った。今年度は、噴出物のPb, Sr, Nd同位体比の追加分析を行い、アダカイト質マグマの起源物質を絞り込んだ。さらにマスバランス計算を用いた微量成分濃度の時間変化パターンの検討から、高噴出期にはスラブメルトに対する下部地殻の同化作用が進行したことを明らかにしている。すなわち、大山火山のマグマ組成変化はマグマの生産量と関連しており、組成変化のパターンから火山活動の長期予測が可能となる。

#### 【研究成果】

##### (1) 大山火山噴出物のPb, Sr, Nd同位体比測定

大山寺の古期溶岩(270ka)、火山麓扇状地5中の坊領火砕流堆積物と野田ヶ山溶岩(NL+BrP:160ka)、名和火砕流堆積物(NwP:100ka)、槇原火砕流堆積物(MkP:41.6ka)、笹ヶ平火砕流堆積物(SsP:29.3ka)、榊水原火砕流堆積物と弥山溶岩(ML+MsP:28.6ka)、阿弥陀川火砕流堆積物と三鈷峰溶岩(SL+AmP:20.8ka)の全岩試料を対象にPb, Sr, Nd同位体比測定を実施した。試料の前処理は産総研で実施し、その方法はHoang and Uto(2003)に従っている。すなわち、粉碎試料からのイオン交換樹脂による元素の分離には、TAMA-Pure AA-10級の酸及び水を用いている。また、取り分けられた約30ミリグラムの試料粉末を、濃硝酸およびフッ化水素酸(比率は1:2)で溶解後、再び硝酸を用いて完全に溶解している。Sr, Nd, Pb同位体比分析は、琉球大学の熱イオン化方式のマルチコレクター質量分析計を用いた(表1.3-1, -2)。一方、プリニー式降下火砕堆積物であるDKP(60ka)、DSP(67ka)、DNP(80ka)については、粉碎した変質軽石試料から水簸とハンドピッキングにより斜長石と普通角閃石を分離し、約0.1gの試料を酸と炭酸ナトリウムで溶解を行った。試料のSr同位体比測定は北海道大学のマルチコレクター質量分析計を使用している(表1.3-1, -2)。

表 1.3-1 大山火山噴出物の Sr, Nd, Pb 同位体比分析結果

ID No.	Unit	Sample ID	Locality	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma\text{E}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma\text{E}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma\text{E}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma\text{E}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma\text{E}$
1	Amidagawa	AMI01	3	0.704828	0.000010	0.512773	0.000010	18.2802	0.0001	15.5597	0.0001	38.4387	0.0005
2	Amidagawa	AMI02	3	0.704834	0.000005	0.512754	0.000006	18.2572	0.0005	15.5751	0.0005	38.4456	0.0013
3	Amidagawa	AMI05	3	0.704769	0.000005	0.512762	0.000005	18.2865	0.0007	15.5689	0.0007	38.4687	0.0018
4	Masumizuhara	MAS02	10	0.704947	0.000008	0.512752	0.000007	18.2941	0.0001	15.5679	0.0001	38.4617	0.0005
5	Masumizuhara	MAS05	10	0.705135	0.000010	0.512693	0.000005	18.3156	0.0005	15.5821	0.0006	38.5222	0.0014
6	Misen	MIS01	9	0.705113	0.000017	0.512683	0.000009	18.3035	0.0001	15.5660	0.0001	38.4708	0.0005
7	Sasaganaru	SAS03	12	0.704816	0.000009	0.512758	0.000014	18.2837	0.0001	15.5602	0.0001	38.4428	0.0005
8	Sasaganaru	SAS05	12	0.704841	0.000007	0.512765	0.000006	18.3021	0.0006	15.5816	0.0005	38.5128	0.0015
9	Sasaganaru	SAS06	13	0.704838	0.000032	0.512748	0.000006	18.2942	0.0007	15.5765	0.0006	38.4917	0.0016
10	Makibara	MAK01	4	0.704918	0.000009	0.512752	0.000010	18.2887	0.0001	15.5592	0.0001	38.4340	0.0005
11	Makibara	MAK04	4	0.704932	0.000011	0.512747	0.000006	18.3070	0.0006	15.5773	0.0006	38.4897	0.0020
12	Nawa	NAW04	1	0.704797	0.000010	0.512792	0.000005	18.2824	0.0008	15.5673	0.0007	38.4456	0.0021
13	Nawa	NAW05	1	0.704759	0.000014	0.512793	0.000008	18.2650	0.0001	15.5570	0.0001	38.4106	0.0005
14	Nawa	NAW11	1	0.704797	0.000021	0.512787	0.000007	18.2726	0.0005	15.5743	0.0006	38.4460	0.0017
15	Boryo (vf5)	NAW06	2	0.704694	0.000038	0.512780	0.000005	18.2926	0.0003	15.5777	0.0003	38.4892	0.0008
16	Nodagasen	NOD04	6	0.704806	0.000008	0.512783	0.000010	18.2793	0.0001	15.5619	0.0001	38.4410	0.0005
17	Nodagasen	NOD05	6	0.704789	0.000008	0.512767	0.000005	18.2945	0.0005	15.5737	0.0005	38.4815	0.0013
18	Old-stage	HOJ01	5	0.704779	0.000009	0.512754	0.000008	18.2726	0.0001	15.5563	0.0001	38.4219	0.0005
19	Kurayoshi	DKP (Pl)	15	0.704893	0.000007								
20	Kurayoshi	DKP (Hb)	15	0.704936	0.000007								
21	Sekigane	DSP (Pl)	14	0.704784	0.000007								
22	Namatake	DNP (Pl)	14	0.704763	0.000007								

表 1.3-2 サンプル地点一覧

Locality	地名	北緯	東経
1	鳥取県大山町松河原	35.45969	133.55195
2	鳥取県大山町豊房	35.45635	133.50144
3	鳥取県大山町草谷	35.41794	133.54395
4	鳥取県大山町赤松	35.41231	133.47833
5	鳥取県大山町大山	35.38993	133.53596
6	鳥取県大山町野田ヶ山	35.38718	133.56315
7	鳥取県大山町三鉢峰	35.37908	133.55233
8	鳥取県大山町弥山	35.37462	133.53437
9	鳥取県大山町弥山	35.37092	133.53971
10	鳥取県伯耆町金屋谷	35.36904	133.47329
11	鳥取県伯耆町富江	35.32822	133.47674
12	鳥取県江府町御机	35.32881	133.57398
13	鳥取県江府町御机	35.30400	133.56951
14	鳥取県倉吉市大山池	35.37640	133.72327
15	富山県南砺市法林寺	36.563	136.852

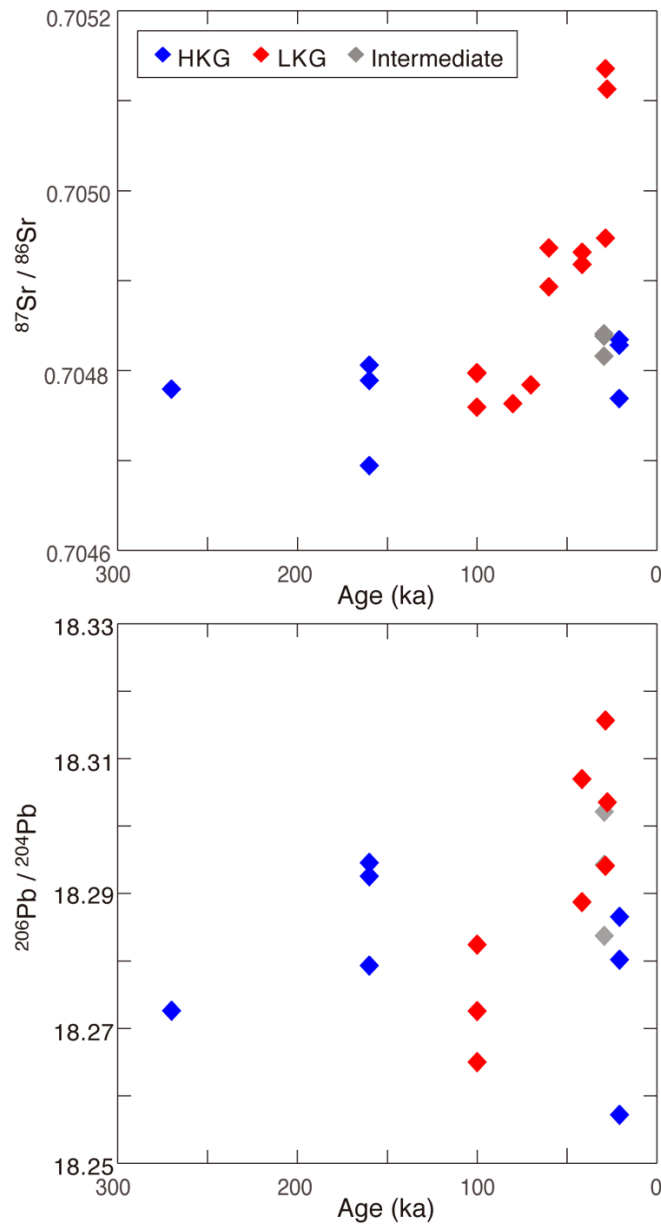


図 1.3-1 大山火山噴出物の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比及び  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比の時系列変化。

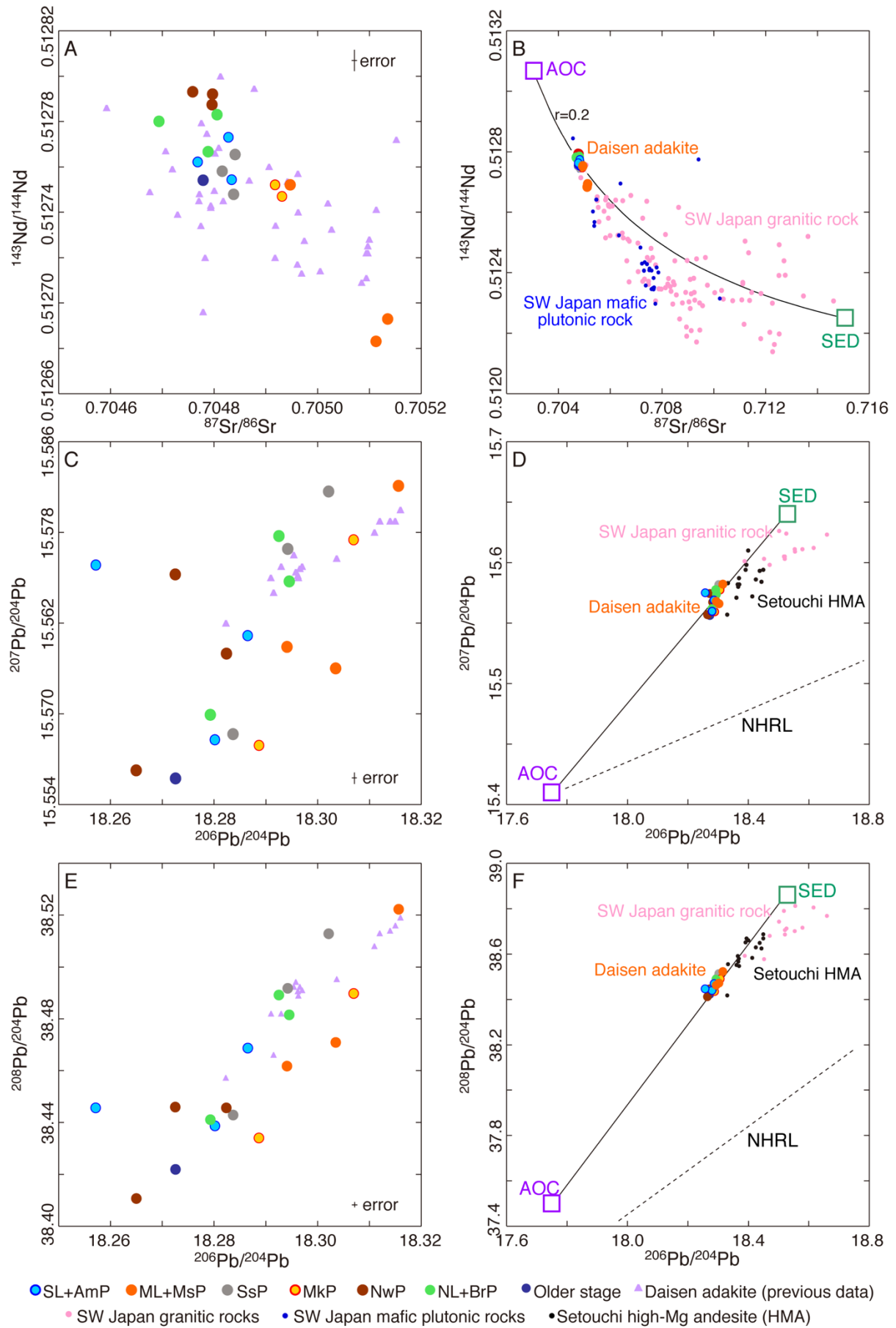


図 1.3-2 大山火山噴出物の Sr, Nd, Pb 同位体比。

## (2) Pb, Sr, Nd 同位体比の解釈

平成 29 年度の溶岩のみを対象とした先行分析では、Sr 同位体比や Pb 同位体比の時系列変化が K<sub>2</sub>O 量や Nb/Y 比の変化パターンと連動しており、K<sub>2</sub>O 量の少ない高噴出期の弥山溶岩で最も大きくなり、K<sub>2</sub>O 量の多い最末期で再び低噴出期と同等なまでに小さくなるような変化を示していることを指摘していた。今年度の DKP テフラ試料も含めた追加分析結果はこれと矛盾せず、その特徴がより顕著になっている (図 1.3-1)。図中の HKG と LKG は、高 K<sub>2</sub>O グループと低 K<sub>2</sub>O グループを示し、笹ヶ平火砕流堆積物は中間的な特徴を有している。

Feineman et al. (2013), Kimura et al. (2014), Pineda-Velasco et al. (2018) は、大山火山噴出物アダカイトの Sr-Nd-Pb 同位体比が、南海トラフから潜り込む四国海盆の変質玄武岩 (AOC) と堆積物 (SED) 由来のメルトを端成分とする混合プロセスで説明できることを示している。本調査で得た同位体比組成も、基本的には AOC-SED 混合線上にプロットされている (1.3-2-B, -D, -F)。これらの端成分は、Tatsumi and Hanyu (2003) による瀬戸内高 Mg 安山岩 (HMA) の成因論でも提案され、AOC と SED 由来のスラブメルトがマントルと反応することで HMA が形成されたと考えられている。一方、大山火山噴出物アダカイトは Pb 同位体比プロット (図 1.3-2-D, -F) で HMA よりも AOC-SED 混合線に近く、それだけスラブメルトがマントルと反応することなく地表に噴出したものと解釈されよう。

大山火山噴出物アダカイトの Sr 同位体比は、スラブ由来の一般的なアダカイト (Martin, 1999 ; Castillo, 2006 など) と比べると肥沃 (>0.7047) なことが特徴となっている。この肥沃さを説明するためには、a) 堆積物由来メルトの高い寄与 (Feineman et al., 2013), b) 地殻物質の同化作用 (Kimura et al., 2014) の二つの可能性がある。大山火山の位置する西南日本弧は、内帯に後期白亜紀～古第三紀の火成岩、外帯には後期白亜紀以降の付加体堆積物が主に分布しており、南海トラフの堆積物もその起源物質は基本的にこれらの島弧構成岩から供給されている。実際に AOC-SED 混合線は後期白亜紀～古第三紀火成岩の領域と重なっており、Sr-Nd-Pb 同位体比図 (図 1.3-2-B, -D, -F) のみから a) と b) の可能性を区別することは出来ない。

## (3) 微量元素濃度のマスバランス計算結果

大山火山噴出物アダカイトの起源物質を特定するためには、微量元素濃度のマスバランス計算が必要である。高噴出期の同位体的に肥沃な LKG は、低噴出期の枯渇した HKG よりも、液相濃集元素に乏しいことが特徴となっている (図 1.3-3)。AOC と SED 由来のメルト組成については Pineda-Velasco et al. (2018) によりモデル化され (表 1.3-3)、部分熔融度 F=15% の AOC 由来メルトと部分熔融度 F=30% の SED 由来メルトが 7 : 3 で混合した際に、大山火山噴出物を含む西南日本のアダカイト微量元素濃度が最も良く再現されるとしている。Feineman et al.

(2013) の考えに従い、SED 由来メルト混合比の増加で同位体的肥沃さを説明しようとする、LKG の微量元素濃度パターンは、HKG に SED 由来メルトを付加したものでなければならない。そこで、HKG に Pineda-Velasco et al. (2018) の部分熔融度 F=30% の SED 由来メルトを 30% 付加したケースを緑三角で図 1.3-3 に示した。緑三角の微量元素濃度は Sr を除いて

HKG の青実線よりも高くなるか重なっており，LKG の赤実線のパターンと一致しないことは明白である．すなわち，HKG と LKG の違いは SED 由来メルト混合比では説明できない．

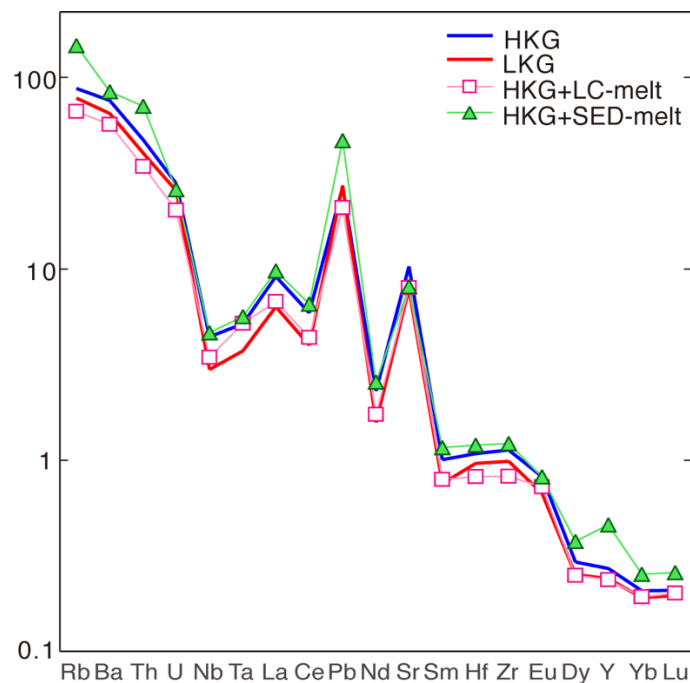


図 1.3-3 N-MORB 組成で規格化した大山火山噴出物の液相濃集元素濃度とモデル計算値．青実線 HKG と赤字線 LKG は高  $K_2O$  グループと低  $K_2O$  グループの平均値．ピンク四角は HKG に下部地殻 (JGB-2) 由来メルトを，緑三角は HKG に堆積物由来メルトをそれぞれ 30%付加したモデル値．



表 1.3-3 Pineda-Velasco et al. (2018) によるスラブメルト微量成分濃度計算値

F (%)	1	2	5	10	15	20	25	30	40
melt of subducting basalt (AOC)									
Rb	295	222	127	74	52	40	33	28	21
Sr	3523	3024	2121	1417	1063	851	710	608	473
Y	2.4	2.5	2.5	2.7	2.8	3	3.2	3.4	3.9
Zr	43	43	44	45	47	49	51	53	58
Nb	5.4	5.3	5	4.6	4.2	3.9	3.7	3.5	3.1
Ba	1257	944	541	316	223	172	140	119	90
La	71	62	46	32	25	20	17	14	11
Ce	102	96	83	67	57	49	43	39	32
Nd	23	23	22	21	20	20	19	18	17
Sm	1.3	1.3	1.3	1.4	1.4	1.5	1.5	1.6	1.7
Eu	0.34	0.34	0.35	0.36	0.38	0.4	0.41	0.43	0.48
Gd	0.79	0.79	0.81	0.85	0.89	0.93	1	1	1.2
Dy	0.6	0.6	0.62	0.65	0.68	0.72	0.76	0.81	0.92
Er	0.3	0.31	0.31	0.33	0.35	0.37	0.39	0.41	0.47
Yb	0.23	0.23	0.24	0.25	0.26	0.28	0.3	0.31	0.36
Lu	0.029	0.03	0.03	0.032	0.034	0.036	0.038	0.04	0.046
Hf	0.88	0.89	0.91	0.94	0.98	1	1.1	1.1	1.2
Ta	0.5	0.49	0.46	0.42	0.39	0.36	0.34	0.32	0.28
Pb	20	17	12	8.2	6.2	4.9	4.1	3.5	2.7
Th	13	9.4	5	2.8	2	1.5	1.2	1	0.78
U	3.9	3	1.7	1	0.71	0.55	0.45	0.38	0.29
melt of subducting sediment (SED)									
Rb	168	167	166	165	163	162	160	159	156
Sr	320	317	309	295	283	271	261	251	234
Y	22	22	22	23	23	24	24	25	26
Zr	94	94	96	97	99	101	103	106	110
Nb	12	12	12	12	12	12	12	12	13
Ba	718	715	708	697	686	675	665	655	635
La	26	26	26	27	27	27	28	28	29
Ce	56	56	56	57	58	59	59	60	62
Nd	20	20	21	21	21	22	22	23	23
Sm	3.5	3.5	3.6	3.6	3.7	3.8	3.9	4	4.1
Eu	0.74	0.74	0.75	0.76	0.78	0.8	0.81	0.83	0.87
Gd	3.1	3.1	3.2	3.2	3.3	3.4	3.4	3.5	3.7
Dy	2.3	2.3	2.3	2.4	2.4	2.5	2.5	2.6	2.7
Er	1	1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2
Yb	0.96	0.96	0.97	0.99	1	1	1.1	1.1	1.1
Lu	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17
Hf	2.7	2.7	2.7	2.8	2.8	2.9	3	3	3.2
Ta	0.84	0.84	0.84	0.85	0.86	0.86	0.87	0.88	0.9
Pb	26	26	26	26	27	27	27	28	28
Th	16	16	16	16	16	16	15	15	15
U	1.1	1.1	1.1	1.1	1	1	1	1	1

次に、HKG と LKG の同位体的肥沃さの違いを説明する地殻物質の同化作用 (Kimura et al., 2014) の可能性を検討する。同化の候補としては、液相濃集元素に乏しい苦鉄質深成岩、すなわち下部地殻が妥当である。反対に上部地殻を代表する花崗岩類は液相濃集元素に富んでおり、SED と大差がないので不適である。大山火山直下の下部地殻がどのような岩石であるのか具体的なデータはないものの、下部地殻の P 波地震波速度は 6.5~7.0 km/s で (Zhao et al., 2004 ; 2018), 東北日本弧の角閃石斑れい岩地殻 (Nishimoto et al., 2005) とほぼ同じである。実際に、西南日本弧の火山岩には角閃石斑れい岩が捕獲されていることがあり、その Sr-Nd 同位体比 (Kagami et al., 1993) は、大山火山噴出物アダカイトのより肥沃側にプロットされる (図 1.3-2-B)。従って、この苦鉄質深成岩を下部地殻物質と考えることは、観測事実とは矛盾していない。マスバランス計算に当たっては、産総研地質調査総合センターの標準物質 JGb-2 の微量成分濃度を用いた。JGb-2 は筑波山の角閃石斑れい岩であるが、この岩石は西南日本の期白亜紀~古第三紀の火成岩に属するものであり、かつ必要な微量成分濃度の測定値が揃う唯一の試料である。JGb-2 由来のメルト組成はバッチ部分熔融を仮定し、表 1.3-4 の分配係数を用いて部分熔融度 F を変えて計算している。HKG に部分熔融度 F=30% の JGb-2 由来メルトを 30% 付加したケースをピンク四角で図 1.3-3 に示した。ピンク四角の微量元素濃度は全て

HKG の青実線よりも低くなっており、LKG の赤実線のパターンと良く一致している。このことは、HKG と LKG の違いは下部地殻の同化作用の違いで説明可能なことを意味している。

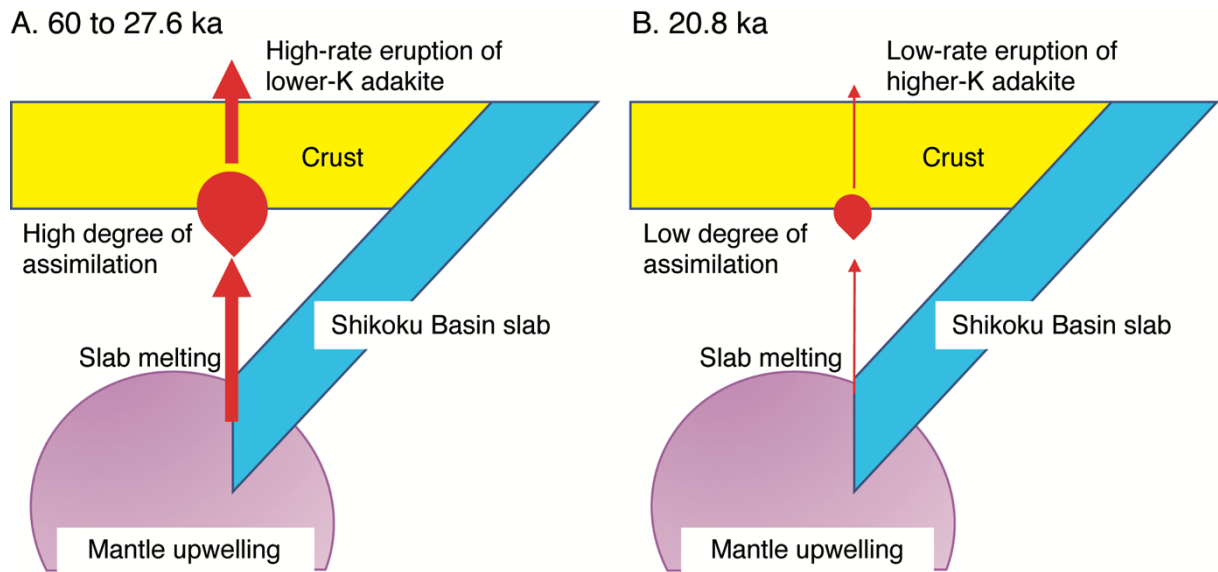
下部地殻の溶融や同化作用は、一般的に高温玄武岩質マグマの高頻度貫入で起きやすい（例えば Annen et al., 2006 ; Bachmann et al., 2007）。これが大山火山のようなアダカイト質マグマでも可能であるのかどうかは、一考の必要がある。Kimura et al. (2014) による熱力学マスバランス計算では、大山を含めた西南日本弧のアダカイトは、圧力 2.0~2.3 GPa, 温度 1200~1260°C でマントルと平衡状態にあったと推定されている。また、アダカイト質マグマは、おそらく溶融したスラブからダイアピルとして上昇するため、マントルとの反応が抑制されスラブメルト組成を保持している (Pineda-Velasco et al., 2018)。このようなプロセスが有効に働いているのなら、下部地殻に貫入したアダカイト質マグマは、玄武岩質マグマと同様に十分な高温マグマとして振る舞えることになる。

#### (4) アダカイト質マグマの組成変化と大山火山の発達史

上記の検討結果をまとめると、大山火山噴出物アダカイトの組成変化は、スラブからのマグマ供給率変化に対応した下部地殻の同化作用の程度の違いによるものと結論付けられる。すなわち、大量のマグマ貫入が大量の地殻物質の同化をもたらしたのであり、大山火山のようなアダカイト質マグマ供給系では Sr/Y などのスラブメルト指標が、火山活動の強弱の指標となり得ることがマグマ成因論から明確になった。この結論から大山火山の活動史を整理すると、以下の様になる (図 1.3-4)。

表 1.3-4 JGb-2 を用いたバッチ部分溶融メルトの微量成分濃度計算値

F (%)	1	10	20	30	40	50	60	70	80	90
melt of JGb-2										
Rb	77.56	23.22	13.06	9.08	6.96	5.64	4.75	4.09	3.60	3.21
Sr	199.14	209.53	222.42	237.00	253.63	272.77	295.02	321.24	352.57	390.67
Y	3.87	3.92	3.98	4.04	4.10	4.16	4.22	4.29	4.36	4.43
Zr	6.56	6.83	7.16	7.52	7.91	8.36	8.85	9.41	10.04	10.76
Nb	3.19	3.01	2.82	2.66	2.52	2.39	2.27	2.17	2.07	1.98
Ba	198.53	141.45	107.20	86.30	72.22	62.10	54.46	48.49	43.71	39.78
La	6.07	4.76	3.83	3.21	2.76	2.42	2.16	1.94	1.77	1.62
Ce	11.98	9.42	7.61	6.38	5.50	4.83	4.30	3.88	3.54	3.25
Nd	4.18	3.73	3.33	3.01	2.75	2.53	2.34	2.18	2.03	1.91
Sm	0.94	0.88	0.81	0.76	0.71	0.66	0.63	0.59	0.56	0.53
Eu	0.50	0.50	0.51	0.52	0.53	0.54	0.55	0.56	0.57	0.58
Gd	0.58	0.57	0.56	0.55	0.54	0.53	0.52	0.51	0.50	0.49
Dy	0.66	0.65	0.65	0.64	0.63	0.63	0.62	0.62	0.61	0.61
Er	0.42	0.41	0.40	0.40	0.39	0.39	0.38	0.38	0.37	0.36
Yb	0.50	0.49	0.47	0.46	0.45	0.44	0.43	0.42	0.41	0.40
Lu	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06
Hf	0.60	0.53	0.47	0.43	0.39	0.35	0.33	0.30	0.28	0.27
Ta	1.53	1.10	0.84	0.68	0.57	0.49	0.43	0.38	0.35	0.32
Pb	3.50	3.12	2.78	2.52	2.29	2.11	1.95	1.81	1.70	1.59
Th	1.79	1.01	0.68	0.52	0.41	0.35	0.30	0.26	0.23	0.21
U	0.32	0.20	0.14	0.11	0.09	0.07	0.06	0.06	0.05	0.04
			Melt production (wt %)			Weight fraction of melt produced in partial melting				
			% = 20			F = 0.2				
			D; distribution coefficient for origine			C0; Origine (ppm)			CL; Melt (ppm) CL=C0/(D+F*(1-P))	
Origine Mode(wt%)										
OPX	3.0		D Rb	0.0277		Rb	2.9		Rb	13.06
CPX	3.0		D Sr	2.2116		Sr	438		Sr	222.42
Hbl	43.0		D Ba	0.1756		Ba	36.5		Ba	107.20
Bt	0.0		D K	0.0852		K(*8301)	2656		K	9904.00
Grt	0.0		D Y	1.1636		Y	4.5		Y	3.98
Mt	0.0		D Ti	1.3347		Ti(*5995)	10791		Ti	8511.86
Ilm	0.0		D Zr	1.7763		Zr	11.6		Zr	7.16
OI	1.0		D Nb	0.5911		Nb	1.9		Nb	2.82
Pl	50.0		D La	0.2393		La	1.5		La	3.83
Qtz	0.0		D Ce	0.2429		Ce	3		Ce	7.61
Ap	0.0		D Nd	0.4248		Nd	1.8		Nd	3.33
Zir	0.0		D Sm	0.5362		Sm	0.51		Sm	0.81
Sph	0.0		D Eu	1.1873		Eu	0.59		Eu	0.51
SUM	100		D Gd	0.8262		Gd	0.48		Gd	0.56
			D Dy	0.9105		Dy	0.6		Dy	0.65
			D Er	0.8653		Er	0.36		Er	0.40
			D Yb	0.7781		Yb	0.39		Yb	0.47
			D Lu	0.6941		Lu	0.062		Lu	0.08
			D Hf	0.4093		Hf	0.25		Hf	0.47
			D Ta	0.1811		Ta	0.29		Ta	0.84
			D Pb	0.4233		Pb	1.5		Pb	2.78
			D Th	0.0971		Th	0.19		Th	0.68
			D U	0.1200		U	0.041		U	0.14
			P; distribution coefficient for melt							
Melting phase (wt%)										
OPX	3.0		P Rb	0.0277						
CPX	3.0		P Sr	2.2116						
Hbl	43.0		P Ba	0.1756						
Bt	0.0		P K	0.0852						
Grt	0.0		P Y	1.1636						
Mt	0.0		P Ti	1.3347						
Ilm	0.0		P Zr	1.7763						
OI	1.0		P Nb	0.5911						
Pl	50.0		P Ta	0.0000						
Qtz	0.0		P Th	0.0000						
Ap	0.0		P La	0.2393						
Zir	0.0		P Ce	0.2429						
Sph	0.0		P Nd	0.4248						
SUM	100		P Sm	0.5362						
			P Eu	1.1873						
			P Gd	0.8262						
			P Tb	0.0000						
			P Dy	0.9105						
			P Ho	0.0000						
			P Er	0.8653						
			P Tm	0.0000						
			P Yb	0.7781						
			P Lu	0.6941						
			D Hf	0.4093						
			D Ta	0.1811						
			D Pb	0.4233						
			D Th	0.0971						
			D U	0.1200						



第 1.3-4 図 大山火山のマグマ供給系発達概念図.

大山火山では 100 ka の名和噴火から、マグマ組成が HGK から LGK に変化し、噴出率も大きくなり始めた。60 ka には最大規模の DKP 噴火が発生し、28.6~27.6 ka の弥山噴火で最も同位体的に肥沃なマグマが噴出している。大山火山のマグマの源は西南日本弧下に沈み込んだ四国海盆スラブにあり、高温マントルからの熱供給で生産された大量のスラブメルトがそのまま下部地殻に大量貫入して、下部地殻メルトを生産・同化することによりスラブメルト指標の低いマグマへと変化したと考えられる (図 1.3-4-A)。西南日本弧下のマントルは水に枯渇しており、初生的なマグマの含水量は低いことが指摘されている (Zellmer et al., 2012 ; Kimura et al., 2014)。高噴出期の DKP や DNP の様なプリニー式噴火が起きるためには、含水量の高い大量のマグマの存在が不可欠であり、この水は下部地殻の角閃石斑れい岩からもたらされたものとみられる。一方、大山火山では 21.0 ka の草谷原噴火、20.8 ka の三鈷峰噴火で噴出量が急減するとともに、マグマ組成が HGK に戻ってスラブメルト指標が高くなった。噴出率の低下が表面的なもので地殻内に大量のマグマが蓄積されているのか、噴出率の低下が給源での生産量の低下を反映したものであるのかは、このスラブメルト指標の変化で判断でき、大山の場合は後者のケースに相当する。すなわち、指標の上昇はマグマ生産量が低下したため地殻同化作用が維持できなくなったことを意味しており (図 1.3-4-B)、20.8 ka 以上の降噴火活動の停止は大山火山の活動が終了したものと解釈できる。

#### (6) まとめ

大山火山噴出物の Sr, Nd, Pb 同位体比測定とマスバランス計算によるアダカイト質マグマ起源物質の推定を行い、これまでの検討結果も合わせて岩石学的なマグマ供給系の発達モデルを構築した。大山火山では、高噴出期にはスラブメルトに対する下部地殻の同化作用が進行しており、マグマ組成変化はマグマの生産量と関連している。このようなマグマの成因を理解することにより、組成変化の時系列パターンから火山活動の長期予測が可能となろう。本調査で得られた成果は西南日本弧のアダカイト質火山に固有のもので、島根県の活火山、三瓶火山の長期火山活

動予測にも適用可能なモデルである。三瓶火山噴出物を対象とした詳細な岩石学的検討は未着手であるが、大山と同様の結果が期待される。

## 引用文献

- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. (2006) The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, **47**, 505-539.
- Bachmann, O., Miller, C.F., de Silva, S.L. (2007) The volcanic–plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **167**, 1-23.
- Castillo, P.R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, **51**, 257-268.
- Feineman, M., Moriguti, T., Yokoyama, T., Terui, S., Nakamura, E. (2013) Sediment-enriched adakitic magmas from the Daisen volcanic field, Southwest Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **14**, 3009-3031.
- Hoang, N. and Uto, K. (2003) Geochemistry of Cenozoic basalts in the Fukuoka district (northern Kyushu, Japan): implications for asthenosphere and lithosphere mantle interaction. *Chem. Geol.*, **198**, 249-268.
- Kagami, H., Iizumi, S., Iwata, M., Nureki, T. (1993) Sr-Nd isotope systematics of xenoliths in Cenozoic volcanic rocks from SW Japan. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, **69**, 1-6.
- Kimura, J.-I., Tateno, M., Osaka, I. (2005) Geology and geochemistry of Karasugasen lava dome, Daisen–Hiruzen Volcano Group, southwest Japan. *Island Arc*, **14**, 115-136.
- Kimura, J.-I., Gill, J.B., Kunikiyo, T., Osaka, I., Shimoshioiri, Y., Katakuse, M., Kakubuchi, S., Nagao, T., Furuyama, K., Kamei, A., Kawabata, H., Nakajima, J., Keken, P.E.v., Stern, R.J. (2014) Diverse magmatic effects of subducting a hot slab in SW Japan: Results from forward modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **15**, 691–739.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, **46**, 411-429.
- Morris, P.A. (1995) Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. *Geology*, **23**, 395-398.
- Nishimoto, S., Ishikawa, M., Arima, M., Yoshida, T. (2005) Laboratory measurement of P-wave velocity in crustal and upper mantle xenoliths from Ichino-megata, NE Japan: ultrabasic hydrous lower crust beneath the NE Honshu arc. *Tectonophysics*, **396**, 245-259.
- Pineda-Velasco, I., Kitagawa, H., Nguyen, T.T., Kobayashi, K., Nakamura, E. (2018) Production of High-Sr Andesite and Dacite Magmas by Melting of Subducting Oceanic Lithosphere at Propagating Slab Tears. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **123**, 3698-3728.
- Tatsumi, Y., Hanyu, T. (2003) Geochemical modeling of dehydration and partial melting of subducting lithosphere: Toward a comprehensive understanding of high-Mg andesite formation in the Setouchi volcanic belt, SW Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**, DOI: 10.1029/2003gc000530.
- 山元孝広 (2017) 大山火山噴火履歴の再検討. 地調研報, **68**, 1-16.
- Zellmer, G.F., Iizuka, Y., Miyoshi, M., Tamura, Y., Tatsumi, Y. (2012) Lower crustal H<sub>2</sub>O controls on the formation of adakitic melts. *Geology*, **40**, 487-490.

- Zhao, D., Tani, H., Mishra, O.P. (2004) Crustal heterogeneity in the 2000 western Tottori earthquake region: effect of fluids from slab dehydration. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **145**, 161–177.
- Zhao, D., Liu, X., Hua, Y. (2018) Tottori earthquakes and Daisen volcano: Effects of fluids, slab melting and hot mantle upwelling. *Earth and Planetary Science Letters*, **485**, 121-129.

## 1.4 阿蘇カルデラの事例調査

### 【実施内容】

平成 30 年度は、主に阿蘇 4/3 間降下テフラ群及び阿蘇 4 火砕流噴火初期の堆積物について野外調査を実施した。

平成 30 年度の主な成果として、1) 4/3 間テフラ群上部に挟まれる広域火山灰の K-Tz や Ata の層位が明らかになり、間の土壌層の厚さを用いて 4/3 間テフラの噴火年代を推定した。その結果、阿蘇 4 噴火とその前のマグマでの黒雲母斑晶の出現は、阿蘇 4 噴火開始最初期に加えて、阿蘇 4 火砕噴火の約 2000 年前と約 12000 年前及びであることが分かった。また、阿蘇 4 噴火の前、少なくとも 10000 年前からは、それ以前よりも火山活動が低下していた可能性がある。2) 阿蘇 4 噴火初期の 4S 火砕流は一部に火山豆石を含む火砕サージ堆積物があるため、当時カルデラ内に水域があってそこから噴火したことを示唆する。また、阿蘇 4 最初期 (4X) と阿蘇 4L 以降では、 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  ダイアグラムで化学組成広がり異なり、斑晶組み合わせの変化（黒雲母の有無）と一致する。

### 【研究成果】

阿蘇 4 火砕流堆積物と阿蘇 3 火砕流堆積物の間には、多数の降下軽石や降下スコリア、降下火山灰からなる比較的小規模な噴火堆積物（阿蘇 4/3 間テフラ群）が知られている（小野ほか, 1977; 星住, 1990; 小野ほか, 1995）。平成 28 年度報告書ではこれらの全岩化学組成を示し、 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  トレンドが阿蘇 3 から阿蘇 4 に向かって低下したことを示した。平成 28 年度報告書では、火山ガラスの組成を EDS で分析した結果、火山ガラス  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  トレンドも全岩化学組成と同様に阿蘇 3 から阿蘇 4 に向かって低下していることを示した。今年度は、野外調査により判明した広域テフラとの層位関係から、それぞれのテフラの推定年代を算出した。また、これまでに報告した等層厚線図からおよその噴出物量 (VEI) を算出した (表 1.4-1)。

阿蘇カルデラ周辺地域での、阿蘇 4 と阿蘇 3 の間の広域火山灰として南九州の阿多カルデラ起源の Ata (阿多火山灰) と鬼界カルデラ起源の K-Tz (鬼界葛原火山灰) が知られている。カルデラ東方の竹田市野鹿では、Ata のやや上位に ABCD 降下軽石層があり、ABCD と阿蘇 4 との間に K-Tz がある (町田, 1996)。しかしながら、ABCD と阿蘇 4 の間にある Y 降下軽石層と K-Tz の関係はこれまで不明であった。今回、阿蘇カルデラ南東方の露頭で、Y の下位に K-Tz と見られるバブルウォール型ガラスを含む新鮮な白色細粒火山灰層を確認した (図 1.4-1)。このことと竹田市野鹿での層位関係から、K-Tz は ABCD と Y の間の層準にあることが判明した。

阿蘇 3, Ata, ABCD, K-Tz, 阿蘇 4 の年代は、既存年代測定値とほかの広域テフラとの層位関係や酸素同位体ステージとの関係から、それぞれ 133 ka, 98.9 ka, 97.7 ka, 95.2 ka, 88 ka と見積もられている (長橋ほか, 2007)。この値を基準として、広域テフラ及び 4/3 間テフラとその間の土壌の阿蘇 3 以降の累積層厚からグラフを作成した (図 1.4-2)。このグラフから、Aso-3 と Ata の間は土壌の堆積速度が速く、Ata と Aso-4 の間は土壌の堆積速度が遅いことが分かる。噴火年代が不明のテフラについて、年代値が既知のテフラ間の土壌堆積速度一定と仮定して、推定年代を算出したものを第 1.4-1 表に示した。土壌の堆積速度の変化は、噴火による火山灰降下、



風上側の裸地の広さ、気候や植生などにより変化しうるが、小野ほか(1995)は、阿蘇周辺での事例をもとに火山灰土壌(ローム)の層厚に、細粒火山灰の降下の寄与が十分にあることを示した。よって土壌の堆積速度には、その地点で純層とならないような小規模な噴火活動の頻度や大きさが反映するとみなしてよい。また、大きな噴火についても、阿蘇4とABCDの間にはおよそ10000年の年代の開きがあるがその間にはY(VEI 4)しか大きな噴火はない。それに対して、ABCDより前には1000~2000年ごとに大きなVEI 5クラスの噴火が繰り返し発生しており大きな違いがある。AtaとAso-3の間に年代をコントロールするポイントがないため、土壌の堆積速度低下がいつからはじまったかは定かではないが、堆積速度が遅い期間を古い時代まで延ばすことは、それ以前の時代の堆積速度がより速いことになるので、阿蘇4の前に堆積速度が遅いことは間違いないであろう。なお、Tsuji et al.(2017)は、ABCDの年代を100 ka、Ataを107.5 ka、Aso-3を112.7 kaと推定している。この値を用いた場合は、Ata以降の土壌堆積速度はより遅くなり、Aso-3とAtaの間の堆積速度は速くなる。そのため、結論としては同様の結果が導き出される。

以上の結果を踏まえて、阿蘇4/3間の噴火史は以下のように説明される。阿蘇3噴火後、間欠的でやや小規模な玄武岩~玄武岩質安山岩スコリア噴火があった(Z29~Z15)。その後、輝石デイサイトの軽石噴火へと変化したのちに(Z6~Z2)、噴火の規模が大きくなった(MN~G)。その上位のEFでは、黒雲母を含む軽石が放出されたが、次の阿蘇カルデラ最大のプリニー式噴火イベントABCDでは、輝石を含むものに戻った。ABCD以降は、噴火の頻度と規模が下がり、阿蘇4の約200年前のYでは再び黒雲母を含むものに変化した。阿蘇4噴火自体は、Yと類似した黒雲母デイサイト軽石を放出するX降下軽石の噴火活動から開始した。

4/3降下テフラは、阿蘇3と阿蘇4の中間的な性質をもつ。いつから阿蘇4に近いものに変化したかという観点からは以下のように言える。SiO<sub>2</sub>量では、Z2(約107 ka)からそれまでの玄武岩ないし玄武岩質安山岩からデイサイトへと変化した。斑晶組み合わせでは、F(99.4 ka)から黒雲母斑晶や角閃石斑晶が出現したのち、ABCD(97.7 ka)には輝石斑晶に戻り、阿蘇4噴火の約2000年前のY(89.9 ka)に、再び黒雲母斑晶が出現し、88 kaの阿蘇4噴火に至ったという経緯になる。SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>Oハーカー図では、G(101 ka)以降でAso-4に近い位置にトレンドが移動した(昨年度報告書)。以上のようにどの要素に着目するかで、変化が始まった年代は異なる。

層序について今後の課題として、4/3間の特に下部のテフラは、類似の層相を示すものが多く、また風化が進んでいる露頭が多いため各層の側方への追跡が難しく、模式露頭以外での層序が確立していない。また、カルデラ南東方向は露頭が少ないため、南東方向に軸をもつテフラの等層厚線図の精度が低い。今後、層序を確立させるとともに、個々のテフラについてより正確な等層厚線図を作成し、階段ダイアグラムを作成し、定量的な噴火推移を明らかにする必要がある。

阿蘇4火砕流堆積物基底部の層序は、下位から黒雲母を含む降下軽石層と小規模な火砕流堆積物(阿蘇4X)、細粒降下火山灰層(阿蘇4L)、小規模な火砕流堆積物(阿蘇4S)の順に重なり、これらを阿蘇4火砕流の異質角礫濃集層(ラグブレッチャあるいはグランドレイヤー)や阿蘇4火砕流本体(阿蘇4A)が覆う。すなわち、阿蘇4火砕流噴火は小規模な降下軽石に始まり、小規模火砕流が噴出した後に、グランドレイヤーを含む大規模火砕流噴火に至ったことが明らかになった。

噴火サイクル	サブユニット	年代	VEI	本質物	有色鉱物	全岩化学組成(SiO <sub>2</sub> )
阿蘇4	阿蘇4B火砕流堆積物	88 ka	7~8	pm>>sc	hb, px	64-70, 54%
	阿蘇4KS火砕流堆積物(九ノ峰スコリア流)			sc	hb, px, ol	50-52%
	阿蘇4T火砕流堆積物			pm	hb, px	67-69%
	阿蘇4BS火砕流堆積物(弁利スコリア流)			sc>pm	hb, px, ol	51-67%
	阿蘇4M火砕流堆積物(用木軽石流)			pm	hb, px	67-70%
	阿蘇4Y火砕流堆積物(八女軽石流)			pm	hb, px	67-70%
	阿蘇4H火砕流堆積物(鳩平軽石流)			pm	px, hb	
	阿蘇4K火砕流堆積物(肥猪火山灰流)			pm	px	
	阿蘇4O火砕流堆積物(小谷軽石流)			pm>>sc	hb, px	64-69, 52%
	阿蘇4A火砕流堆積物			pm>>sc	hb, px	67-70, 52%
	阿蘇4Tk火砕流堆積物(高尾野火砕流)*			pm>>sc	hb, px	50, 60%
	阿蘇4S火砕流堆積物(猿丸火砕流)*			pm	px > hb	67-71%
	阿蘇4L降下火山灰*			ash	-	
阿蘇4X火砕流堆積物*/降下軽石層	pm	bi, px, hb	68-69%			
阿蘇4/3	Y降下軽石層	(89.9 ka)	4	pm	bi, px, hb	68%
(鬼界カルデラ)	(K-Tz火山灰)	95.2 ka	-	-	-	-
阿蘇4/3	ABCD降下軽石層	97.7 ka	5	pm	px	62-65%
(阿多カルデラ)	(Ata火山灰)	98.9 ka	-	-	-	-
阿蘇4/3	EF降下軽石層	(99.4 ka)	5	pm	bi, px, hb	67-71%
	G降下軽石層	(101 ka)	4	pm	px	66%
	HI降下軽石層	(103 ka)	5	pm	px	65-66%
	JKL降下軽石層	(104 ka)	5	pm	px	64-66%
	MN降下軽石層	(106 ka)	5	pm	px	66%
	Z2降下軽石層	(107 ka)	4	pm	px	69%
	Z6降下軽石層	(108 ka)	4	pm	px	65%
	Z15降下スコリア層	(112 ka)	4	sc	px, ol	51%
	Z20降下スコリア層	(114 ka)	4	sc	px, ol	56%
	Z27降下スコリア層	(116 ka)	4	sc	px, ol	56%
Z28降下スコリア層	(120 ka)	4	sc	px, ol	51%	
Z29降下スコリア層	(128 ka)	4	sc	px, ol	53%	
阿蘇3	阿蘇3C火砕流堆積物	133 ka	7	sc	px	55-56%
	阿蘇3B火砕流堆積物			sc>pm	px	57-67%
	阿蘇3A火砕流堆積物			pm>>sc	px	63-69%
	阿蘇3W降下軽石層			pm	px	69%

表 1.4-1 阿蘇 4,3 間カの主要噴出物の層序, 年代, 噴火規模と特徴

阿蘇 4/3 テフラは主なもののみを列記した。全岩化学組成 (SiO<sub>2</sub>) は, 2017 年度報告書, 小野・渡辺 (1985), 小野ほか (1977) による。阿蘇 3, 4, ABCD, K-Tz, Ata の年代は, 長橋ほか(2007)による。それ以外の年代(括弧表記)は, 長橋ほか(2007)の年代値を基準として, それぞれの区間は土壌の堆積速度が一定と仮定して算出した年代 (図 1.4-1 参照)。

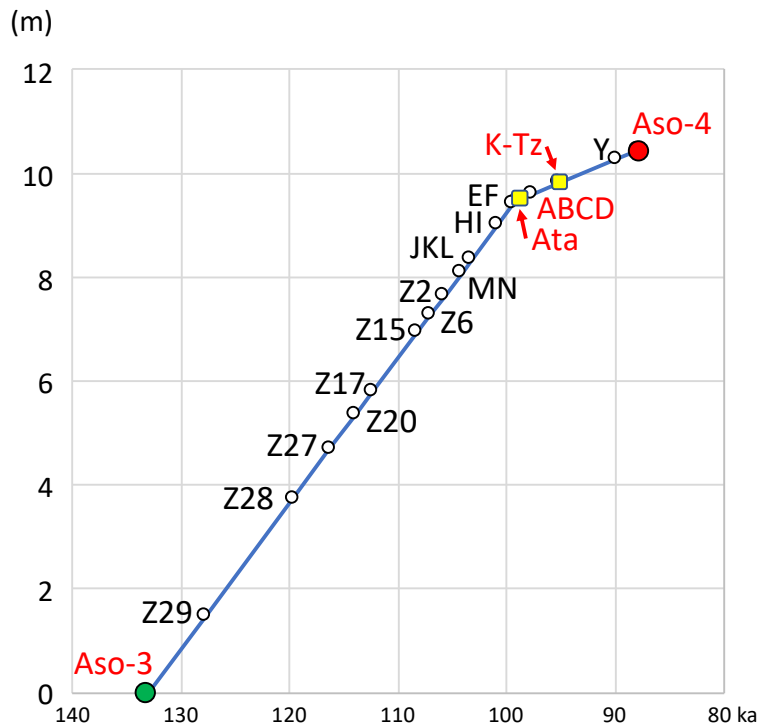


図 1.4-1 阿蘇 3 以降の土壌の累積層厚と阿蘇 4/3 間テフラ，広域火山灰の層準，年代

横軸の阿蘇 3, Ata, ABCD, K-Tz, 阿蘇 4 の年代値は長橋ほか（2007）による。縦軸には、阿蘇 3 以降の模式地（竹田市陽目）での土壌の累積層厚を示した。テフラ自体の層厚は算入していない。年代値が分かっているポイントを固定して、その間を直線で結び各テフラの層準を記入し、テフラの年代を推定した。このグラフから推定した年代値を表 1.4-1 に示した。

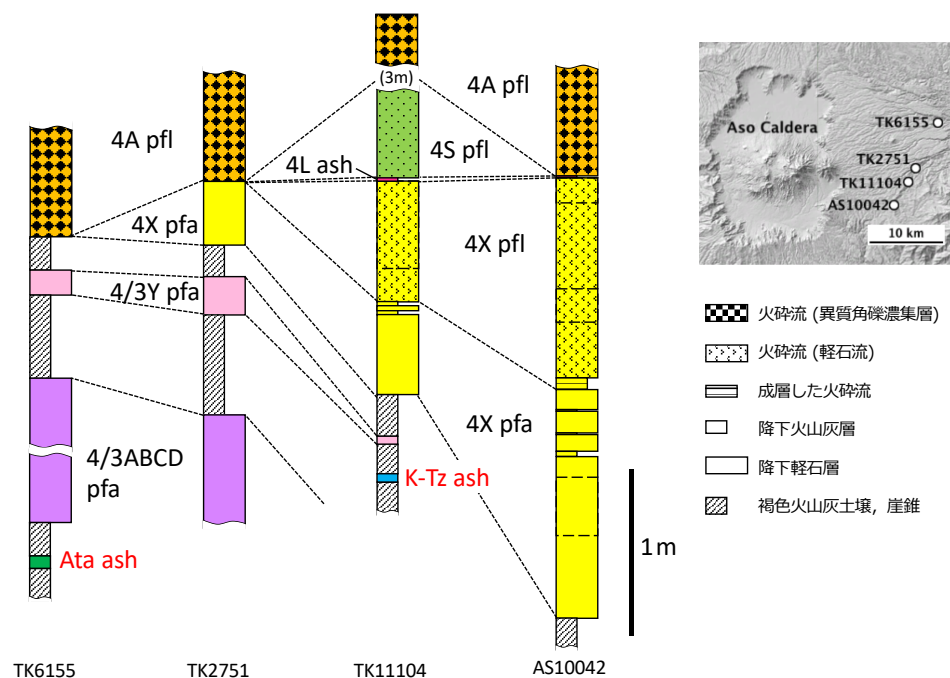


図 1.4-2 阿蘇 4 火砕流基底部の層序

pfa: 降下軽石層, pfl: 火砕流堆積物。



弱く成層し、パイプ構造や火山豆石が認められる  
パイプ中に火山豆石を含む場合もある

図 1.4-3 阿蘇 4S 火砕流堆積物の岩相

4S pfl:阿蘇 4S 火砕流堆積物, 4X pfl:阿蘇 4X 火砕流堆積物.

図 1.4-2 の TK11104 地点. 両者の間には薄い 4L 降下火山灰層を挟む.

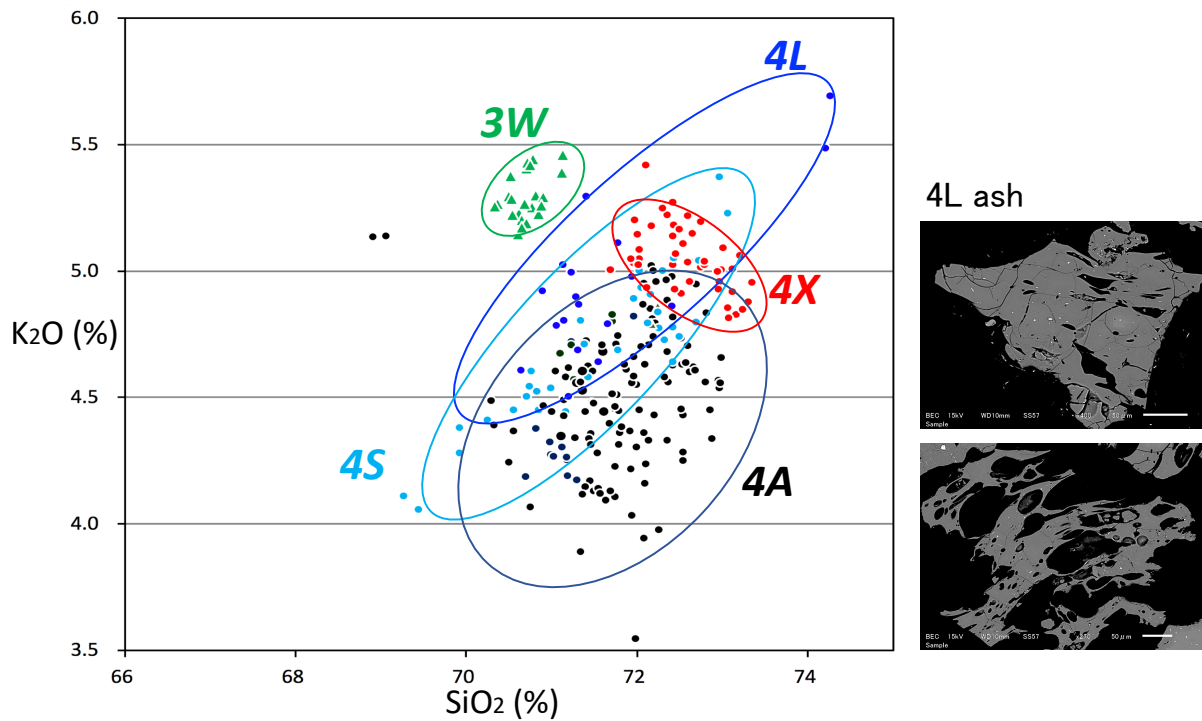


図 1.4-4 阿蘇 4 及び阿蘇 3 の珪長質火山ガラスの EDS 化学分析値

3W: 阿蘇 3W 降下軽石層, 4A:阿蘇 4A 火砕流堆積物, 4L:阿蘇 4L 降下火山灰層, 4S:阿蘇 4S 火砕流堆積物, 4X:阿蘇 4X 降下軽石層. 右側の写真は, 4L 火山灰中の火山ガラス. 図右下の白線は 50µm.

このうち阿蘇4S火砕流には、火山豆石を含む火砕サージ状の岩相を含む部分がある(図1.4-3)。堆積物は弱く成層し、径数mmの火山豆石を多く含む。パイプ構造も発達し、パイプ中にも火山豆石が配列するのが観察される。一方、下位の4X降下軽石や4X火砕流にはこのような水の影響は認められない。このことは、当時のカルデラ内に一部水域がある状態で阿蘇4噴火が始まり、水の影響を受けたり受けなかったりした可能性がある。また、カルデラ北方の阿蘇4火砕流堆積物には、異質角礫濃集層の下位に白色軽石流がある(鎌田, 1997)。この軽石流は、角閃石が少ないなど4S火砕流にと共通する性質を示し、4S火砕流に対比される可能性が高い。

阿蘇4Sと4Xの間にある粘土質火山灰(4L)には、新鮮な火山ガラスを少量含み、化学組成は、4Xの組成とは異なり、4Sに近い(図1.4-4)。また、4L火山灰には黒雲母を含まない。これらのことから、阿蘇4のマグマは、黒雲母斑晶を含む4Xと、4L以降の黒雲母を含まないものでマグマ組成の広がりがあることが分かった。

## 文 献

- 星住英夫(1990)阿蘇-4/3降下火砕物—阿蘇-4噴出以前の阿蘇火山活動史。火山学会講演予稿集, 1990, 1, 92.
- 鎌田浩毅(1997)宮原地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 127p.
- 町田 洋(1996)阿蘇東麓における阿蘇4テフラと阿多テフラ。第四紀露頭集, 日本第四紀学会, 56-57.
- 長橋良隆・佐藤孝子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫(2007)長野県, 高野層ボーリングコア(TKN-2004)に挟在する広域テフラ層の層序と編年。第四紀研究, 46, 305-325.
- 小野晃司・渡辺一徳(1985)阿蘇火山地質図(5万分の1)。火山地質図4, 地質調査所。
- 小野晃司・松本徠夫・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.
- Tsuji, T., Ikeda, M., Furusawa, A., Nakamura, C., Ie1.4-ikawa, K., Yanagida, M., Nis1.4-izaka, N., O1.4-nis1.4-i, K. and O1.4-no, Y. (2017) 1.4-ig1.4- resolution record of Quaternary explosive volcanism recorded in fluvio-lacustrine sediments of t1.4-e Uwa basin, sout1.4-west Japan. Quaternary International, 471, 278-297.

## 1.5 火山活動長期評価の考え方

### 【実施内容】

「原子力発電所の火山影響評価ガイド」では、将来の火山活動可能性評価に対象火山のマグマ噴出量を積算した階段図（以下、階段図と省略）を用いることが求められている。例えば、将来の火山活動の可能性のない火山の識別に、火山活動が終息する傾向が顕著であることを作成した階段図で明示することとしている。また、将来の火山活動の可能性のある火山についても、運用期間中の噴火規模の推定には階段図等の調査結果を活用するものとしている。そこで、平成26年度は国内の代表的な56火山の階段図を、公表文献を用いて根拠となる年代値及び噴出量の信頼度と合わせて公表した（山元，2014）。また、平成27年度は、収録した階段図データの一般的な特徴を取りまとめ、類型化を試み、代表的なパターンを持ついくつかの火山についてマグマ噴出量の時間変化と噴出物化学組成の時系列変化を関連づけ、マグマ噴出量の変化をもたらしたマグマの成因について考察を行った。今年度は、これまでに実施した阿蘇、支笏、赤城、十和田、大山火山の噴火履歴及び岩石学的調査の結果も踏まえ、将来の火山活動可能性評価の指標を策定するための知見を以下の様にとりまとめた。1) マグマ噴出率は一定ではない事例の方が多く、長期の将来予測ではその増減を考慮する必要がある。2) 大規模噴火を起こす珪長質マグマは地殻物質の部分熔融で生産されており、大規模噴火に先駆けてこれを示唆する噴出物の地球化学的な変化が現れる事例が多い。3) 反対に活発な火山活動が終息へと向かう場合には、噴出率の低下と共に地殻物質の関与が少なくなる地球化学的な特徴が現れる。これらの知見は、階段図に代表される定量的な活動履歴を使って将来の可能性を考慮すべき火山をスクリーニングする際に、重要な判断指標となり得よう。

### 【研究成果】

#### (1) マグマ噴出率の時間変化を考慮した将来予測

火山活動の長期的な将来予測では、階段図等で示される当該火山の噴火履歴を将来に外挿することが基本となる。単純な適用例として、過去の噴出物のマグマ総量と噴火年代から求めた“平均マグマ噴出率”を将来に外挿される場合もあるが、そのためには当該火山のマグマ噴出率の一定性が別途示されている必要がある。しかしながら、国内主要火山の階段図を類型化した平成27年度の検討の結果、一部の玄武岩質成層火山（富士、伊豆大島、三宅島火山）を除いて、マグマ噴出率は一定でなく上昇もしくは低下している事例の方が多くなることが明らかになった（図1.5-1）。除外されたもの以外の火山は、上昇期に珪長質マグマの大規模噴火を起こしているものがほとんどである。従って、火山活動の長期的な将来予測では、対象火山が噴出率の上昇期にあるのか、低下期にあるのかの判断が重要となる。また、噴出物の化学組成時系列変化と合わせた検討からは、噴出率上昇期にはマグマ供給系の変化による噴出物化学組成の系統的な変化が起きている事例が多いことが示され、マグマ噴出量階段図に噴出物の岩石学的な検討を組み合わせることで、火山活動の将来予測では重要であることが指摘されている（Yamamoto et al., 2018）。

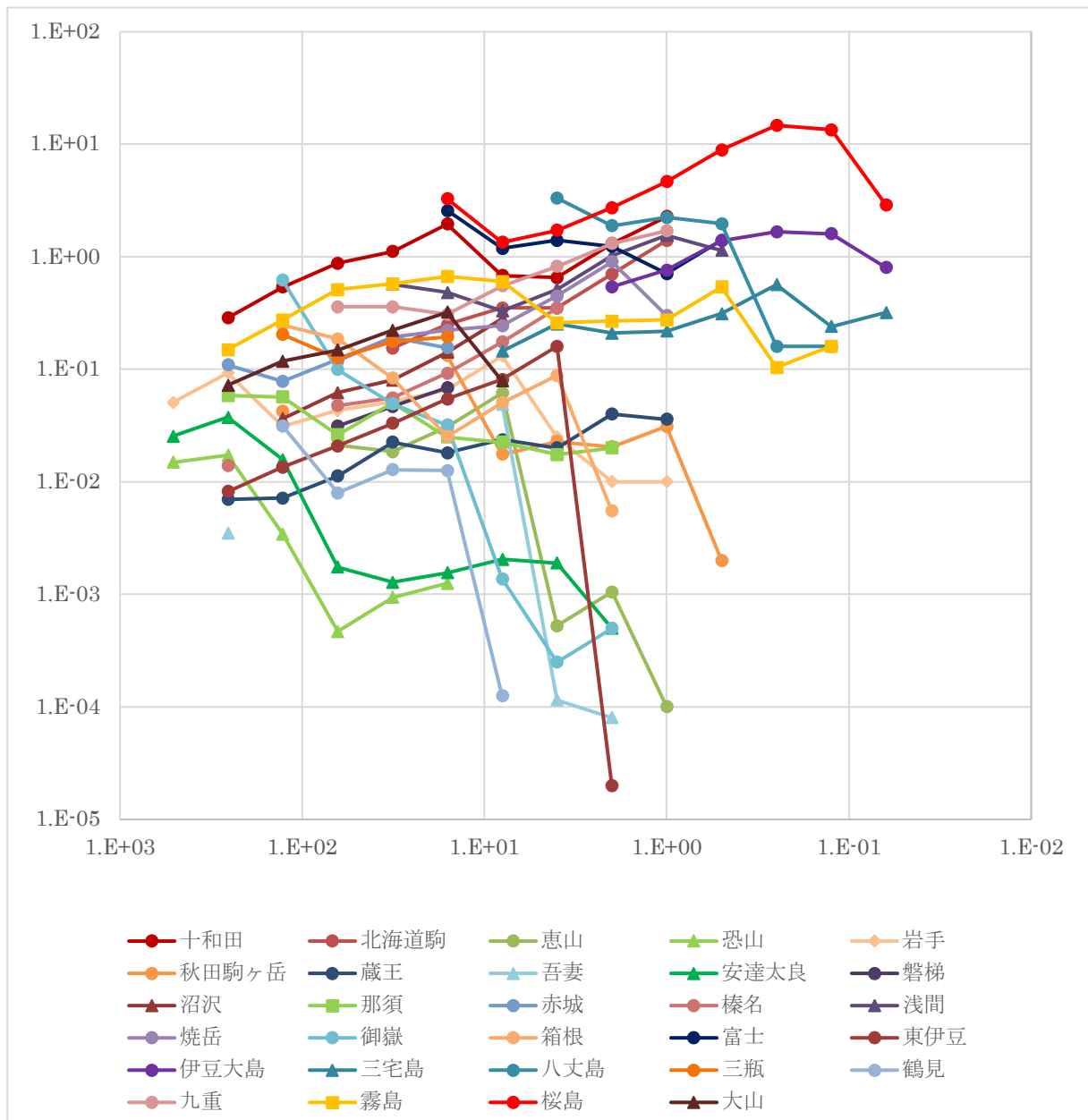


図 1.5-1 最終噴火から遡った時間間隔（横軸：千年）と平均マグマ噴出率（縦軸：km<sup>3</sup>DRE/千年）の関係。平成 27 年度本事業報告書より。

## (2) カルデラ形成噴火をもたらす珪長質マグマに関する知見

カルデラ形成噴火をもたらすような大規模珪長質マグマがどのように生成・蓄積されるのかについてはさまざまな議論がされているが、近年は地殻物質の部分溶融メルトの集積が大きなプロセスであるという見解が主流となっている（例えば Bachmann & Bergantz, 2004; Hildreth, 2004; Cashman & Giordano, 2014）。日本の複数のカルデラ噴火による火山灰の化学組成分析の結果（Kimura et al., 2015）や、本事業で取り組んだ阿蘇，始良，支笏カルデラ形成噴火の噴出物の詳細分析結果も概ね地殻の部分溶融を示唆している。

北海道の支笏カルデラでは、カルデラを形成した流紋岩質噴出物の化学組成は苦鉄質マグマからの結晶分化で説明することは困難で、平成 28 年度までの調査により地殻物質の部分溶融によ



り生成されたと考えられている。大局的にみると支笏は洞爺-支笏カルデラ火山群の一部を構成するものであり、10 数万年前から大規模カルデラ噴火が繰り返されてきた。珪長質マグマの組成は時代毎に変化しており、特に  $K_2O$  濃度に系統的な違いが現れている。このことは珪長質マグマの起源物質が活動中心毎に異なることを意味している。平成 29 年度調査ではこのような化学組成の特徴から、約 4 万年前に起きた支笏カルデラの最大噴火 (Spfa1・Spfl) に先行した約 6 万年前の社台噴火 (Ssfa, Ssfl) の更に前の約 8.5 万年前 (Spfa-11) から支笏カルデラマグマの先駆的な活動が起きていたことが明らかになっている (図 1.5-1)。

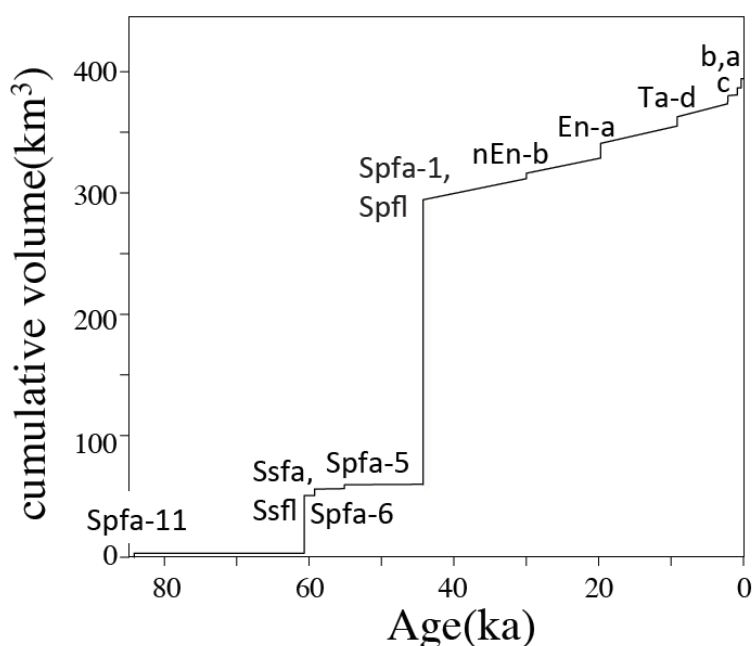


図 1.5-1. 支笏火山の階段図。Spfa1, Spfl により現在の支笏カルデラが形成された。Spfa-11 が新たに見出された先駆的活動の噴出物。平成 29 年度報告書より。

東北の十和田火山では、平成 27 年度調査で、平均マグマ噴出率は先カルデラ期から約 4 万年前の大不動火砕流を噴出したカルデラ形成 (噴火エピソード N) 期に向かって上昇する傾向が示された (図 1.5-2)。その後、平均マグマ噴出率は一旦低下するが現在も続く後カルデラ期に再び上昇傾向が続いている。先カルデラ期とカルデラ形成期の珪長質マグマの化学組成を比較すると、後者のほうが  $Zr/Th$  比が小さく、 $^{87}Sr/^{86}Sr$  比が大きくなっている (図 1.5-3)。 $Zr/Th$  比は玄武岩の結晶分化でほとんど変化しないことから、この比の変化は起源物質が異なることを意味し、かつ同位体的に肥沃に変化することは地殻物質の関与を示唆している。また、希土類元素存在度パターンにおいて後者の方が中・重希土に枯渇していることは (図 1.5-4)、例えば角閃石斑れい岩 (もしくは角閃岩) のようなウェットな下部地殻が部分熔融し、角閃石が溶け残るようなモードを考えると説明しやすい (Yamamoto, 2007; Bachmann & Bergantz, 2008)。しかも十和田の事例でも重要なことは、地殻物質の関与が大きくなる兆候が、カルデラ形成噴火 N に先駆する P・Q 噴火で出現していることである。同様なカルデラ形成噴火に先駆するに關与したマグマは Q 以

前の成層火山形成期のマグマと比べ希土類元素存在度パターンにおいて顕著に中・重希土が枯渇している。十和田火山も他の火山と同様にカルデラ形成噴火に先行してマグマ生成条件が変化したことが明らかである。また、十和田火山と同様のカルデラ形成噴火に先行する希土類元素存在度パターンの変化は、後述するように平成 27 年度調査の赤城火山の事例でも確認されている（山元, 2016）。

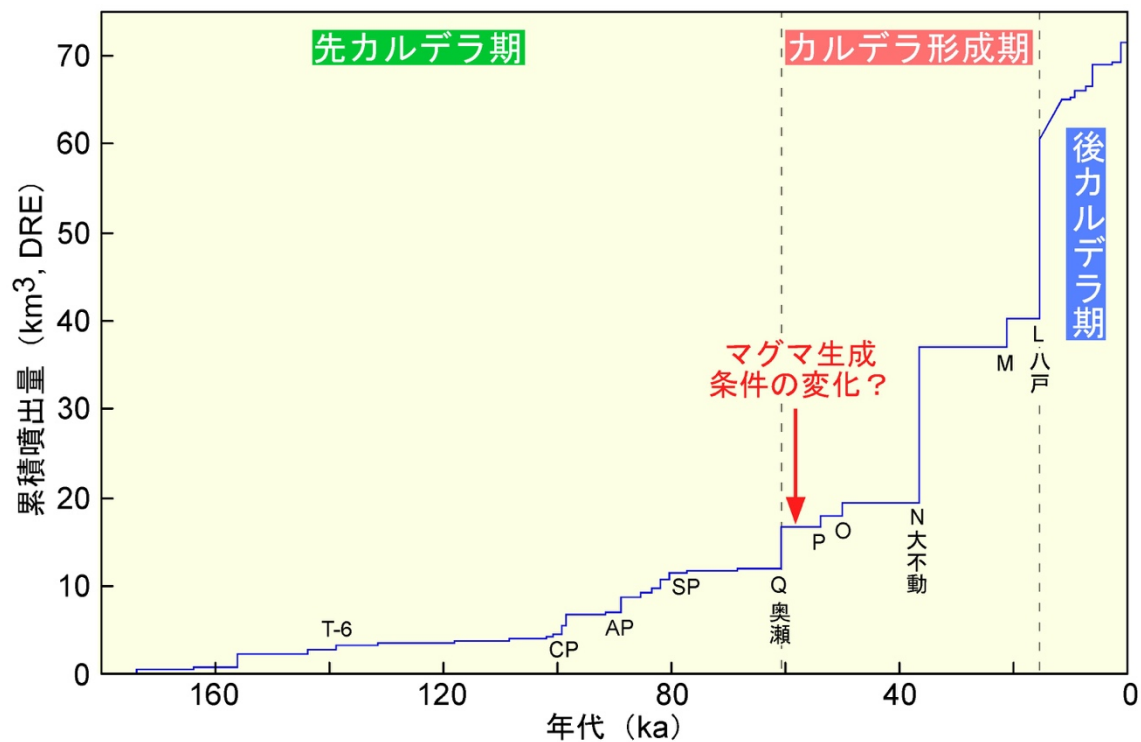


図 1.5-2 十和田火山の階段図。希土類元素比から推定されるマグマ生成条件の変化時期を矢印で示す。平成 27 年度本事業報告書より

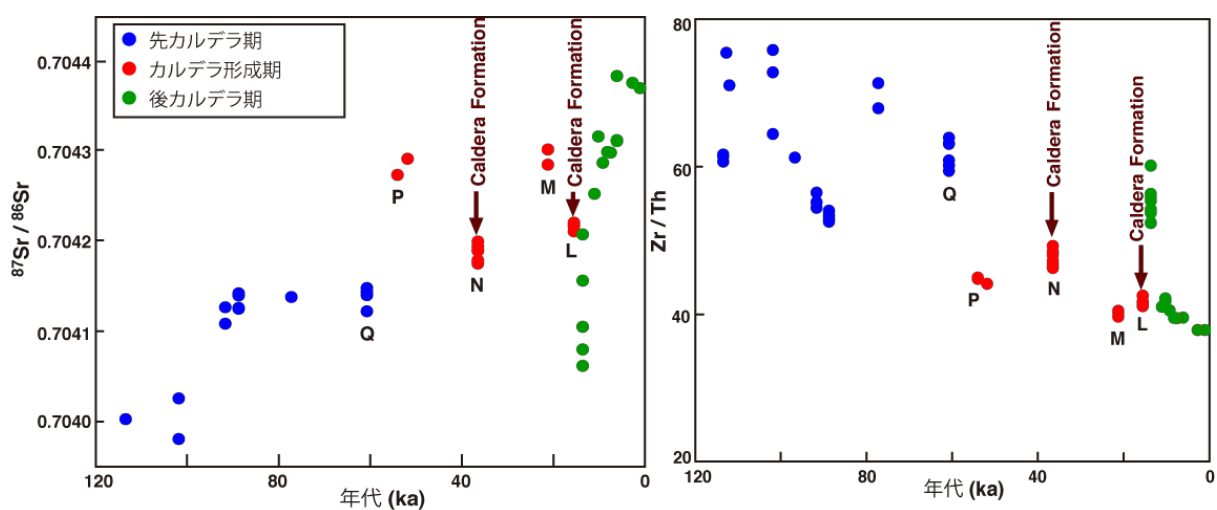


図 1.5-3 十和田火山噴出物の Sr 同位体比と Zr/Th 比の時間変化。Yamamoto et al. (2018)を一部改変。

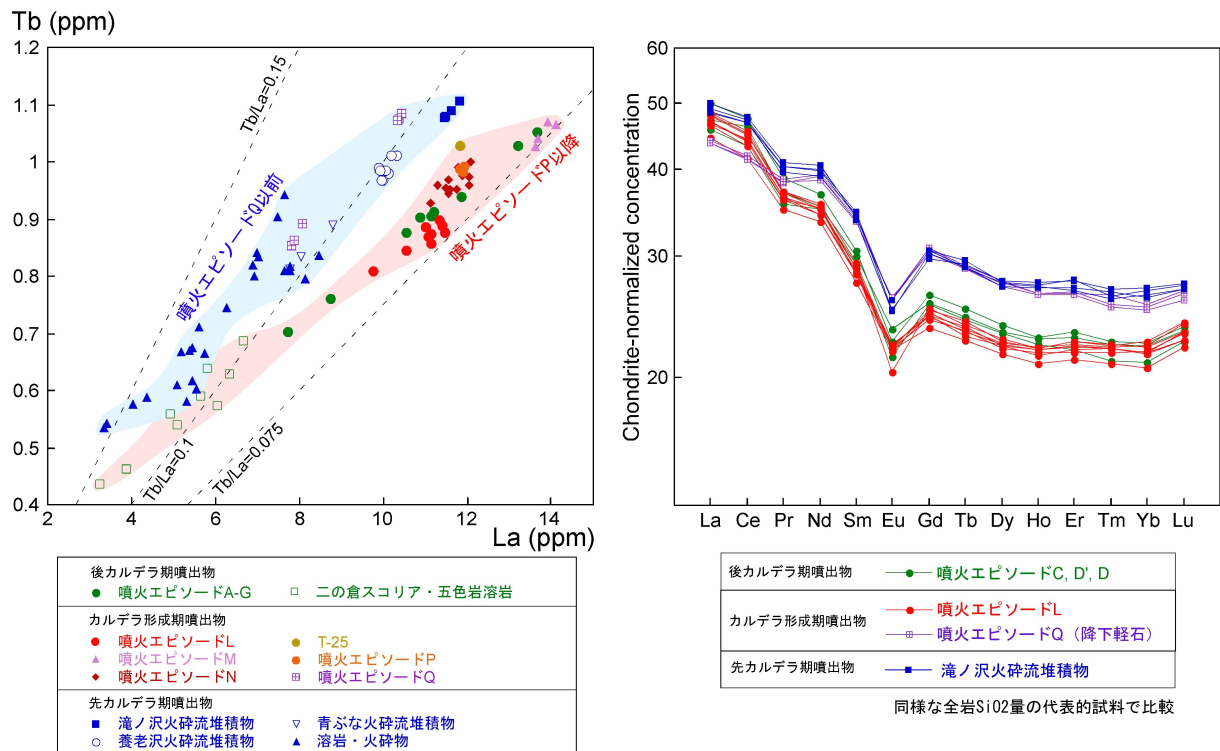


図 1.5-4 十和田火山噴出物の全岩 La-Tb 図及び希土類元素のコンドライト規格化パターン図. 後者の図では同様な全岩 SiO<sub>2</sub> 量を示す代表的試料のみをプロットした. 平成 28 年度本事業報告書より.

4 回の大規模火砕流噴火を起こした九州の阿蘇カルデラについては、一連の噴出物から得られた Sr, Nd, Pb 同位体組成から、カルデラを形成した珪長質マグマは同位体的に枯渇したマントルと、4~12%程度の地殻物質の部分溶融液によって、ほぼ説明できることが平成 29 及び今年度調査により明らかになっている (図 1.5-5). 同じ九州の始良カルデラの入戸火砕流がほぼ地殻物質の溶けた均質な流紋岩マグマのみからなること (Arakawa et al., 1998) と比べると、阿蘇カルデラの噴出物はマントルの寄与が大きいことが特徴となっている. また、阿蘇カルデラの大規模火砕流は噴火毎に化学組成が異なっており、溶融した起源物質が異なっていたと考えられている (Kaneko et al., 2015). 平成 29 及び今年度実施した阿蘇 3/4 間テフラの噴出物層序の再検討では、最も規模が大きかった最後の阿蘇 4 大規模火砕流の前兆となる黒雲母を含んだ流紋岩マグマの出現を阿蘇 3/4 間テフラの最上部で発見し、カルデラ噴火に先行した前兆噴火の存在を十和田火山と同様に確認している.

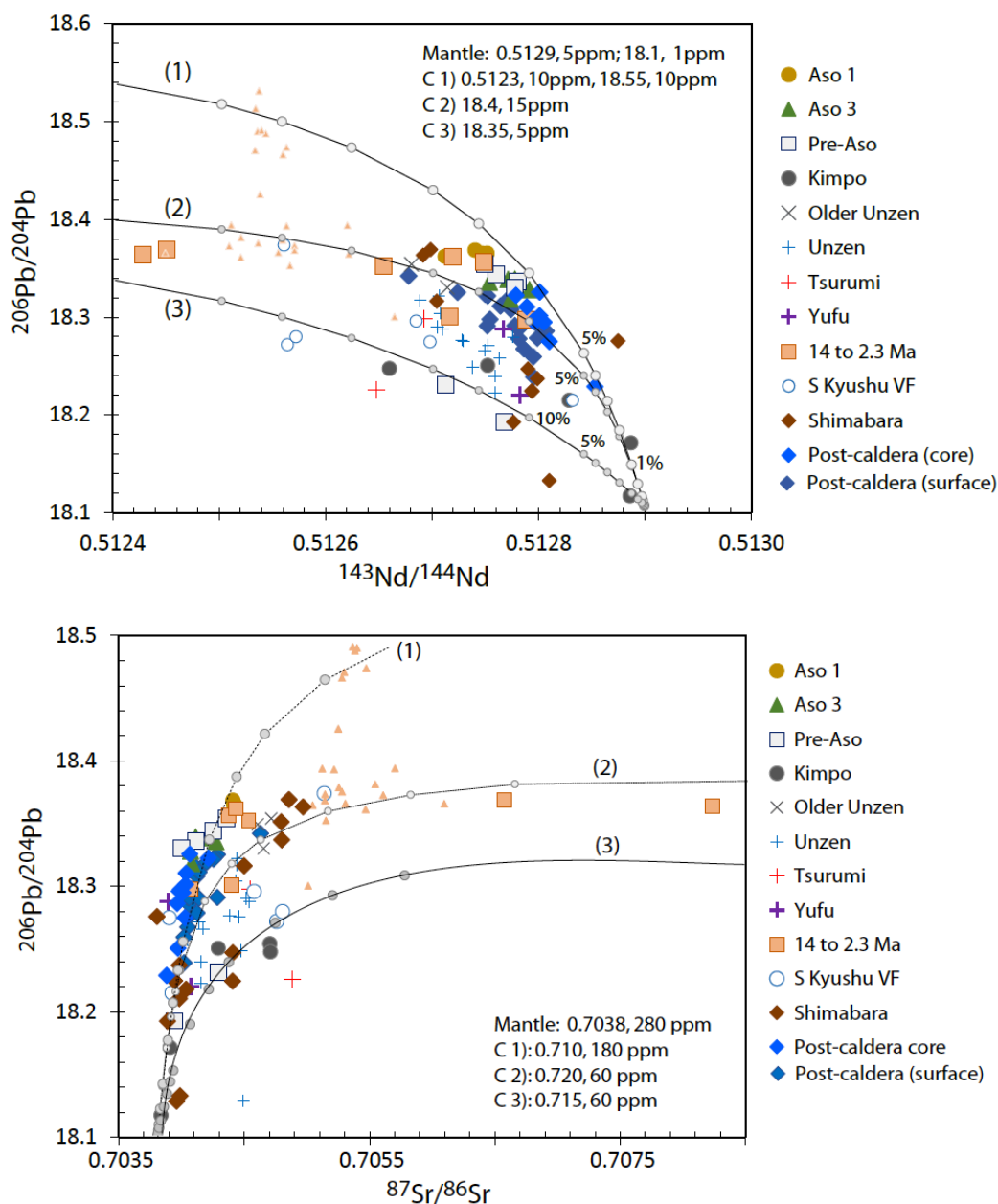


図 1.5-5 ストロンチウム，ネオジウム，鉛の同位体比のプロット．(a) :  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  対  $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ ，  
 (b)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  対  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ．阿蘇の火山岩のほか，島原のイントラプレート玄武岩玄武岩，熊本金峰，雲仙，そしてその他の沈み込み帯の火山岩も一緒にプロットした．平成 29 年度本事業報告書より．

山陰の大山火山は，約 6 万年前に大規模なプリニー式噴火を起こし大山倉吉テフラ (DKP) を列島沿いに拡散させている．平成 28・29 年度調査では，アダカイトである大山火山噴出物の主成分・微量成分に多様性があり，それが噴出率と関係していることを明らかにした (図 1.5-7)．さらに今年度は，前項に示したように，Sr, Nd, Pb 同位体組成の追加分析を行い，マスバランス計算から，大山火山の場合も大規模噴火を起こしたアダカイト質マグマは地殻物質の部分熔融の影響を被っていることを初めて明らかにしている．すなわち，初成アダカイト質マグマの地殻への貫入率が高くなったことで，地殻の融解が進行したものと考えられる．一方で，噴出率の増減

に対応した  $(La/Yb)_n$  値や  $Nb/Y$  値の化学組成変化のパターン (図 1.5-7) は、十和田や阿蘇、支笏カルデラの事例とは異なっている。例えば十和田火山では、反対に噴出率の高いカルデラ形成期に  $(La/Yb)_n$  値が大きくなる (図 1.5-6)。これは、他地域の火山の初成マグマがマントル部分溶融で出来た玄武岩組成であるのに対して、大山火山の初成マグマは沈み込んだ玄武岩質スラブ物質の部分溶融で出来た Sr に富み Y に乏しい極端な組成の特徴を持つことに起因している。このようなマグマ発生の条件の違いは、大山火山下に沈み込むスラブが他地域よりも高温で溶けやすい条件だけでなく、マントルの含水量も他地域より低いためマントル自体が溶けにくく、メルトの寄与が小さくなることも大きく関係している (Kimura et al., 2014)。

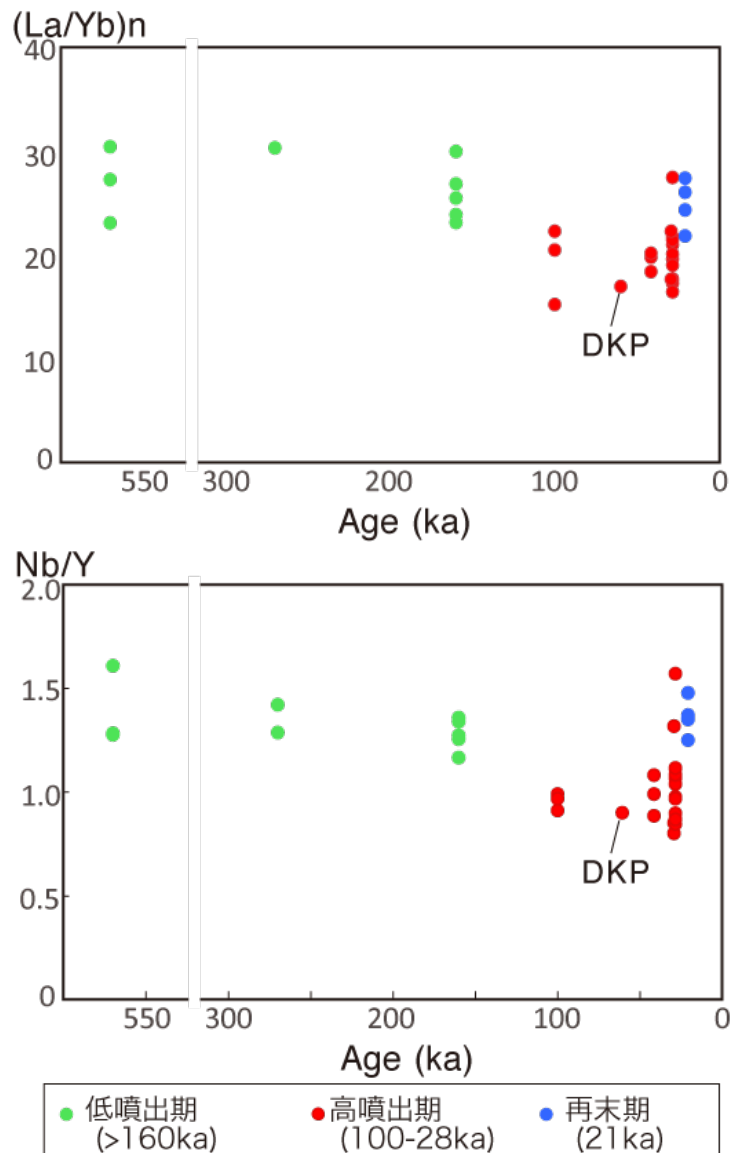


図 1.5-7 大山火山噴出物のコンドライト規格化 $(La/Yb)_n$  値及び  $Nb/Y$  値の時系列変化。平成 29 年度本事業報告書より

### (3) 大規模な珪長質火山活動の終息に関する知見

カルデラ形成噴火をもたらすような大規模珪長質マグマが、マントルやスラブから上昇してくる初成マグマと地殻物質との熱的な反応で形成されるのであれば、反対にそのような反応が弱くなることで大規模な珪長質火山活動は終息へと向かうことが期待されよう。その典型的な事例は、本事業で明らかにした大山火山の活動履歴である。大山火山は 21 ka の三鈷峰噴火を最後に活動が停止しており、10 ka 以内の活動履歴を持つ活火山の範疇には入らない。DKP を含む高噴出期から再末期の三鈷峰噴火へと噴出率が低下するにつれ、(La/Yb)<sub>n</sub> 値や Nb/Y 値の化学組成が低噴出期と同等にまで戻るとは (図 1.5-7)、高噴出期に起きていた初成アダカイト質マグマと地殻物質との熱的な反応が弱くなったことの表れと見る事が出来る。地表で観測される噴出率の低下はスラブで生産される初成マグマの供給率の低下を表しており、供給された初成マグマが地殻内に蓄積され見かけ上の噴出率の低下が起きているわけではない (図 1.3-4)。

同様の火山活動の低下と化学組成の変化は、赤城火山でも指摘されている。この火山は、群馬県北東部に位置する大型の成層火山で、火山活動は 50 万年前以降から始まり、古期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 (新期成層火山)、プリニー式噴火や火砕流の噴出、山頂カルデラの形成へと至る軽石噴火期の活動を行い、約 3 万年前の後カルデラ期の溶岩ドーム形成でマグマ活動を終わっている (高橋ほか, 2012 ; 山元, 2016 ; 図 1.5-8)。Sr, Nd, Pb 同位体を検討した Kobayashi & Nakamura (2001)によると、赤城火山噴出物全体は同位体的に極めて肥沃であり、その同位体組成変動はマントル由来マグマと下部地殻物質の 2 成分混合を示している。また、軽石噴火期には希土類元素存在度パターンにおける中・重希土の枯渇現れ、下部地殻へのマグマの大量貫入を契機にマグマ噴出率などの活動様式の変化が起きたと考えられている (山元, 2016)。最後の後カルデラ期には山頂に地蔵岳・小沼溶岩が噴出して約 3 万年前に赤城火山のマグマの噴出が終了すが、Kobayashi & Nakamura (2001)によるとこの後カルデラ期溶岩は、赤城火山では最も SiO<sub>2</sub> 量に富むものの、反対に同位体的に枯渇したものであり、それ以前の噴出物とは異なり地殻物質の影響が小さい (図 1.5-9)。このことは、赤城火山の活動末期になると、下部地殻を溶融させるのに十分な量のマグマがマントルから供給されなくなり活動停止に至ったものと解釈されよう。

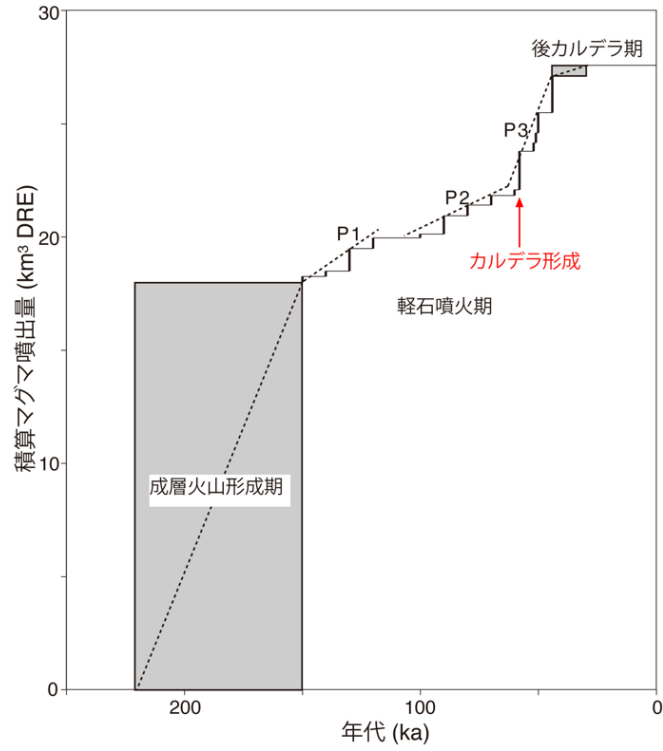


図 1.1-8 赤城火山の階段図. (平成 27 年度成果報告書)

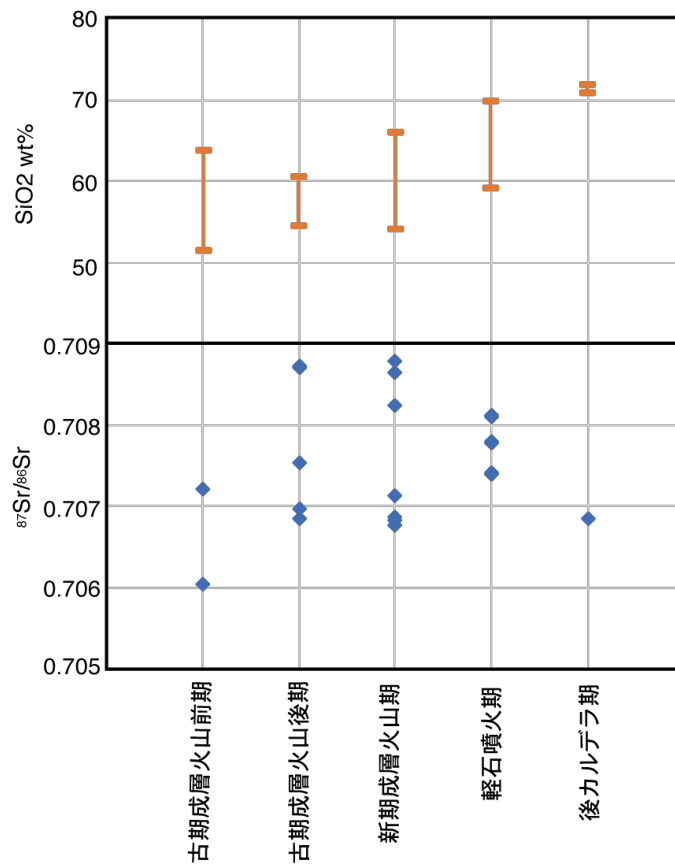


図 1.1-9 赤城火山噴出物の SiO<sub>2</sub> 量と <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比の時間変化. Kobayashi & Nakamura (2001)と高橋ほか (2012) から作成.



#### (4) まとめ

今年度は、これまでに実施した大規模噴火実績のある代表的火山の噴火履歴及び岩石学的調査の結果を踏まえ、将来の火山活動可能性評価の指標を策定するための知見を以下の様にとりまとめた。1) マグマ噴出率は一定ではない事例の方が多く、長期の将来予測ではその増減を考慮する必要がある。2) 大規模噴火を起こす珪長質マグマは地殻物質の部分熔融で生産されており、大規模噴火に先駆けてこれを示唆する噴出物の地球化学的な変化が現れる事例が多い。3) 反対に活発な火山活動が終息へと向かう場合には、噴出率の低下と共に地殻物質の関与が少なくなる地球化学的な特徴が現れる。また、地球化学的指標としては、噴出物の主成分組成だけでなく、微量元素や Sr, Nd, Pb 同位体組成の時間変化データが有効である。これらの知見は、階段図に代表される定量的な活動履歴を使って将来の可能性を考慮すべき火山をスクリーニングする際に、重要な判断指標となり得よう。特に 3) の火山活動の終息に関する知見は、これまでの火山研究でほとんど注目されていなかったものである。本事業が示した大山、赤城火山以外の事例を今後も追加することで、今後もその知見を補強していく必要がある。

#### 文献

- Arakawa, Y., Kurosawa, M., Takahashi, K., Kobayashi, Y., Tsukui, M., Amakawa, H. (1998) Sr-Nd isotopic and chemical characteristics of the silicic magma reservoir of the Aira pyroclastic eruption, southern Kyushu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **80**, 179-194.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W. (2004) On the Origin of Crystal-poor Rhyolites: Extracted from Batholithic Crystal Mushes. *Journal of Petrology* **45**, 1565-1582.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W. (2008) Deciphering Magma Chamber Dynamics from Styles of Compositional Zoning in Large Silicic Ash Flow Sheets, in: Putirka, K.D., III, F.J.T. (Eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*, pp. 651-674.
- Cashman, K.V., Giordano, G. (2014) Calderas and magma reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **288**, 28-45.
- Hildreth, W. (2004) Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **136**, 169-198.
- Kaneko, K., Inoue, K., Koyaguchi, T., Yoshikawa, M., Shibata, T., Takahashi, T., Furukawa, K. (2015) Magma plumbing system of the Aso-3 large pyroclastic eruption cycle at Aso volcano, Southwest Japan: Petrological constraint on the formation of a compositionally stratified magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **303**, 41-58.
- Kimura, J.-I., Gill, J.B., Kunikiyo, T., Osaka, I., Shimoshioiri, Y., Katakuse, M., Kakubuchi, S., Nagao, T., Furuyama, K., Kamei, A., Kawabata, H., Nakajima, J., Keken, P.E.v., Stern, R.J. (2014) Diverse magmatic effects of subducting a hot slab in SW Japan: Results from forward modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **15**, 691-739.

- Kimura, J.-I., Nagahashi, Y., Satoguchi, Y., Chang, Q. (2015) Origins of felsic magmas in Japanese subduction zone: Geochemical characterizations of tephra from caldera-forming eruptions <5 Ma. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **16**, 2147-2174.
- Kobayashi, K., Nakamura, E. (2001) Geochemical evolution of Akagi Volcano, NE Japan: implications for interaction between island-arc magma and lower crust, and generation of isotopically various magmas. *Journal of Petrology* **42**, 2303-2331.
- 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.
- 山元孝広 (2014) 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図. 地質調査総合センター研究資料集, no.613, 産総研地質調査総合センター.
- 山元孝広 (2016) 赤城火山軽石噴火期のマグマ噴出率と組成の変化. 地質学雑誌 **122**, 109-126.
- Yamamoto, T. (2007) A rhyolite to dacite sequence of volcanism directly from the heated lower crust: Late Pleistocene to Holocene Numazawa volcano, NE Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **167**, 119-133.
- Yamamoto, T., Kudo, T., Isizuka, O. (2018) Temporal variations in volumetric magma eruption rates of Quaternary volcanoes in Japan. *Earth, Planets and Space* **70**. DOI: 10.1186/s40623-018-0849-x.



## 2 噴火規模及び影響範囲推定のための調査研究

### 2.1 支笏カルデラ噴出物の岩石学的検討

#### 【実施内容】

支笏カルデラ噴出物の岩石学的検討では、カルデラ形成期のマグマ供給系を構成するサブマグマシステムの特徴と混合・成因関係をこれまでに検討してきた。約6万年前の社台噴火のマグマ供給系はより低温の珪長質マグマ系 (F) とより高温のマフィックマグマ系 (M) の2つに区分され、FとMは噴火フェーズごとに異なっていた。Fはデイサイト質マグマ (D) と安山岩質マグマ (A) が混合することによって形成され、この混合は61ka 社台噴火の少なくとも130年以上前には始まっており、このFサブマグマシステムに噴火開始の5~6ヶ月前に玄武岩質のマフィックマグマ (B) が混合していることなどが明らかになった。また、約4万年前のカルデラ形成期噴火のマグマ供給系は、深さ約4~10 km 程度の斑晶に乏しい珪長質マグマ系 (CP) と斑晶に富む安山岩質マグマ系 (CR)、そしてマフィックマグマ系 (M) の3つのサブマグマシステムから構成される。このCPとCRがほぼ同じ深度に共存する特徴は、海外のカルデラ研究で提示されているマッシュゾーンでの大規模珪長質マグマ生成モデルと非常に調和的である。また、斜方輝石斑晶の累帯構造よりCPでは1600年前ころから流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合が起き、マグマが蓄積されたと見積もられる。FTIRでCPの斜方輝石を分析したところ、H<sub>2</sub>O飽和深度は平均3.7 kmであることが明らかになった。この深度はマグマ溜まりの代表的な深度と考えられ、地質温度圧力計および熱力学モデルより推定されたCPの深度とも矛盾しない。CPについてU-Th放射非平衡分析を行った結果、CPは幅広いU/Th比を示し、また大部分の試料はTh-excessの放射非平衡をもつことが明らかになった。このことは、CPが40万以上前に生成した大量の流紋岩質マグマと、40万年前よりずっと新しい時代に生成した少量のデイサイト質マグマとの混合によって生成したことを示唆している。

#### 【研究成果】

##### (1) 支笏火山61ka 社台噴火のマグマ供給系

61ka 社台噴火は、噴出物の堆積構造および噴出物の構成物からUnit AからUnit Cの大きく3つの地質ユニットに区分され、それぞれに対応する3つの噴火フェーズ (Phase 1: 軽石質プリニー式噴火, Phase 2: スコリア質プリニー式噴火, Phase 3: 火砕流噴火) からなることが明らかになっている (1.1 章)。61ka 社台噴火のマグマ供給系に関しては、下記のフローチャートの通りボーリング調査、トレンチ調査および地表調査で採取した試料について、岩石記載、全岩化学組成および鉱物化学組成分析を中心に行った (図2-1-1)。

その結果、61ka 社台噴火のマグマ供給系はより低温の珪長質マグマ系 (Fサブマグマシステム) とより高温のマフィックマグマ系 (Mサブマグマシステム) の2つに区分できること、FサブマグマシステムとMサブマグマシステムは噴火フェーズごとに異なること、Fサブマグマシステムはデイサイト質マグマ (Dタイプ) と安山岩質マグマ (Aタイプ) が混合することによって形成され、この混合は61ka 社台噴火の少なくとも数十年以上前には起こっていたこと、Fサブマグマシステム (Dタイプ+Aタイプ) に噴火開始の5~6ヶ月前に玄武岩質のマフィックマグマ (Bタイプ) が混合していることなどが明らかになった。FサブマグマシステムとMサ

マグマシステムはそれぞれ複数のマグマポケットに分かれて存在しており、噴火フェーズごとに異なるマグマポケットから独立した火道を通して噴出したと考えられる。61ka 社台噴火における本質物質の構成比や噴火様式の変遷は、このようなマグマ供給系の違いを反映していると考えられる。

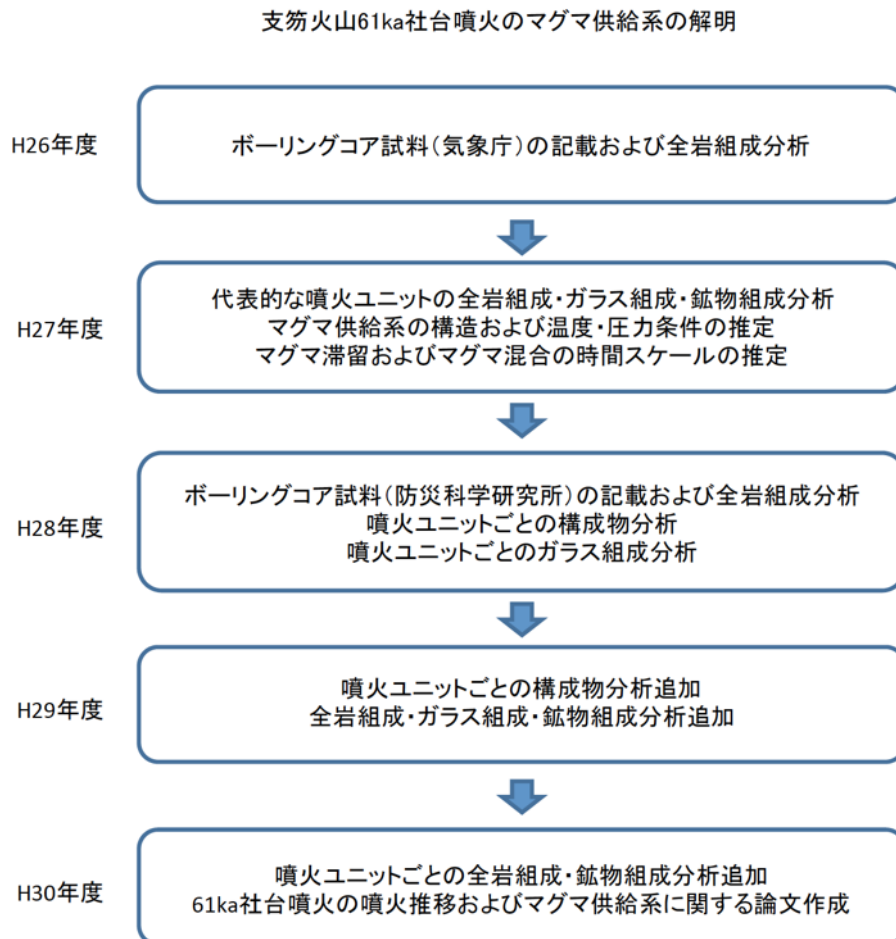


図 2-1-1 支笏火山 61ka 社台噴火のマグマ供給系に関する研究フローチャート。

## 1) 61ka 社台噴火の本質物質の特徴

### 1-1) 岩石記載および鉱物化学組成

61ka 社台噴火の試料は、複数のボーリングコアおよび代表的な露頭において、噴火ユニットごとに採取した。降下火砕堆積物については 2mm 以上、火砕流堆積物については 4mm 以上の粒子について肉眼または実体顕微鏡を用いてタイプ分けを行った。代表的な試料については薄片を作成して鏡下観察を行うとともに、波長分散型 EPMA（日本電子社製 JXA-8800R および JXA-8530F）を用いて鉱物化学組成分析を行った。

61ka 社台噴火の本質物質は、白色軽石、スコリアと縞状軽石・灰色軽石からなる（図 2-1-2）。白色軽石は斑晶量 20-35vol%程度、スコリアは 15-20vol%程度で、いずれも斑晶鉱物は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱からなる。その他、スコリアにはかんらん石斑晶が普遍的に認めら

れるほか (図 2-1-2c), 白色軽石は角閃石斑晶を含むこともある (図 2-1-2a). 縞状軽石・灰色軽石は白色軽石とスコリアの中間的な特徴を示しており, 石基ガラスに注目すると, 白色軽石はほぼ無色透明, スコリアは褐色であり, 縞状軽石ではそれらが不均質に混在している (図 2-1-2b).

図 2-1-3 は各ユニットの斑晶中心部組成を本質物質のタイプごとに示した図である. 一番下位の Unit A はほぼ白色軽石のみからなり, 斜長石の組成幅は  $An=60-90$  と広く  $Mg\#$  の高い斜方輝石も認められるが, それ以外はほぼユニモーダルな組成分布を示す. Unit B は, スコリアと縞状軽石で特に斜長石斑晶と磁鉄鉱斑晶の組成幅が広く, 複数のピークが認められる. 特に  $An>90$  の斜長石と  $Mg/Mn>20$  の磁鉄鉱が特徴的で, その他にかんらん石斑晶を多く含む. 一方で Unit B の白色軽石は,  $An$  の高い斜長石や  $Mg$  に富む磁鉄鉱・かんらん石は認められないものの, 斜長石の組成頻度分布は 2 つのピークを持つ. Unit C は全体的に Unit B に似た特徴を示すが, スコリアや縞状軽石に認められる  $Mg$  に富む磁鉄鉱の  $Mg/Mn$  は 10-20 程度で Unit B よりも低い. また, Unit C の白色軽石は, 他に比べて  $An$  の低い斜長石が多く,  $Mg\#$  の低い角閃石も認められる.

図 2-1-4 は代表的な斑晶鉱物の累帯構造を示した図である. 白色軽石中の斜方輝石は中心部組成が  $Mg\#>65$  のものでは正累帯構造を示すが, それ以下のものでは逆累帯するものが多い (図 2-1-4a, c, e), 単斜輝石は中心部組成が  $Mg\#>72$  のものでは正累帯構造を示すが, それ以下のものでは逆累帯するものが多い (図 2-1-4b, d, f). また, これらの累帯構造は, 周縁部から 50-数 100 $\mu m$  ほど内側で認められるという特徴がある. 一方, スコリアや縞状軽石では,  $An>90$  の斜長石, かんらん石は正累帯構造を,  $Mg/Mn<10$  の磁鉄鉱は逆累帯構造を示し, この累帯構造は周縁部のみで観察されることが多い.

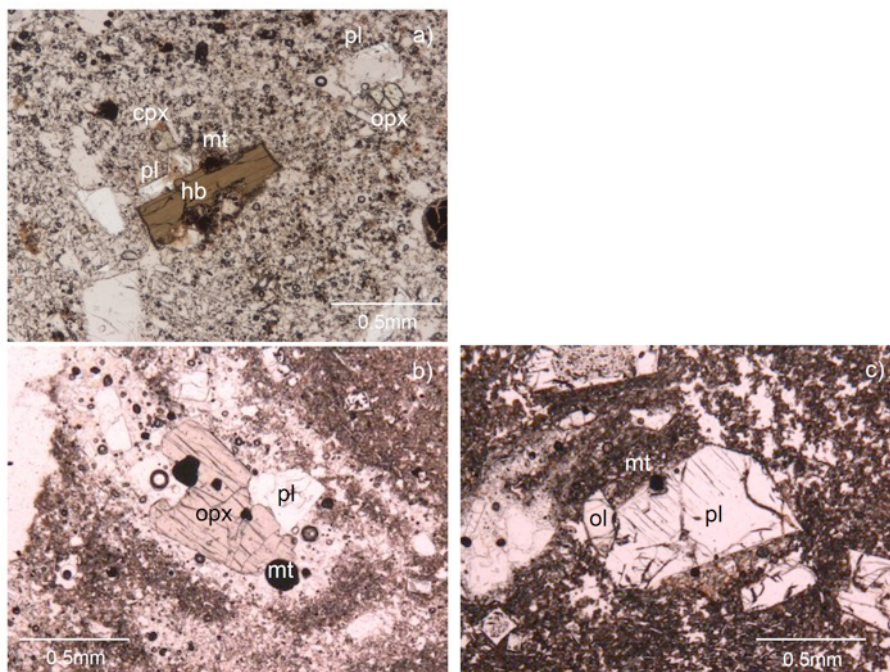


図 2-1-2 本質物質の写真.

a) 白色軽石, b) 縞状軽石, c) スコリア.



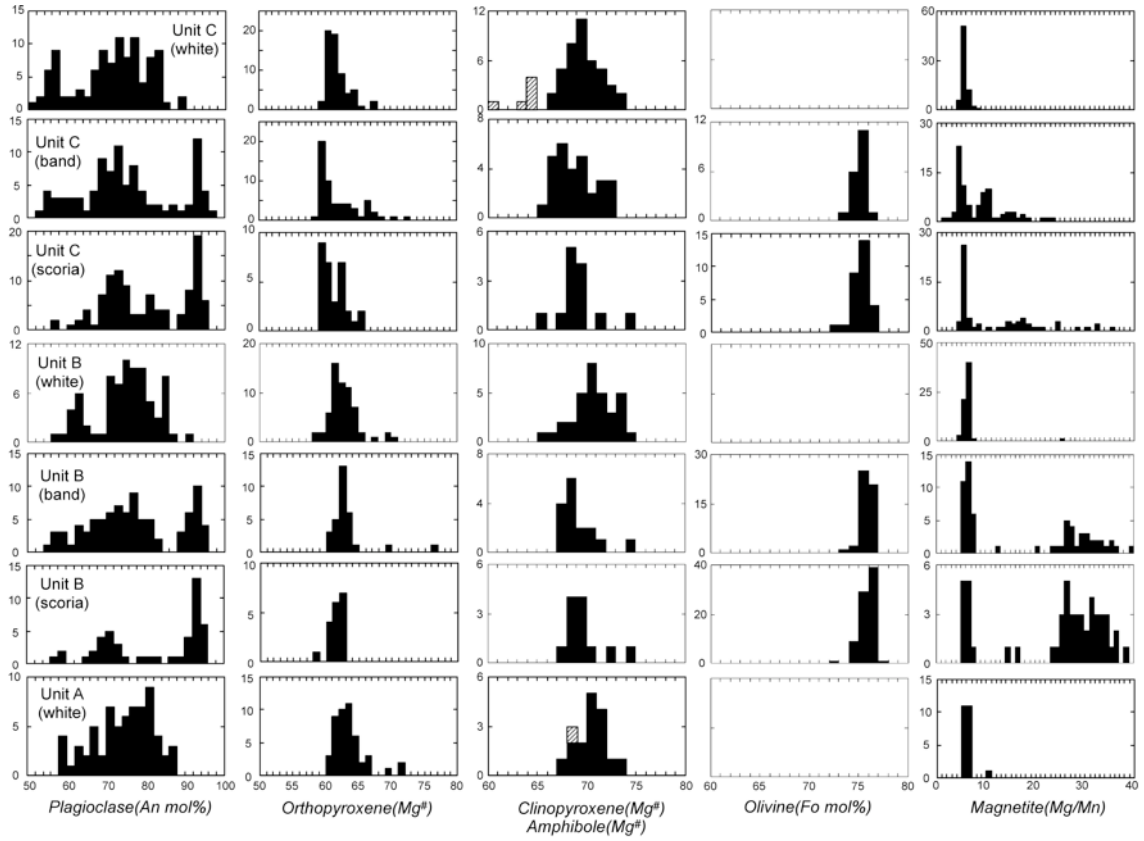
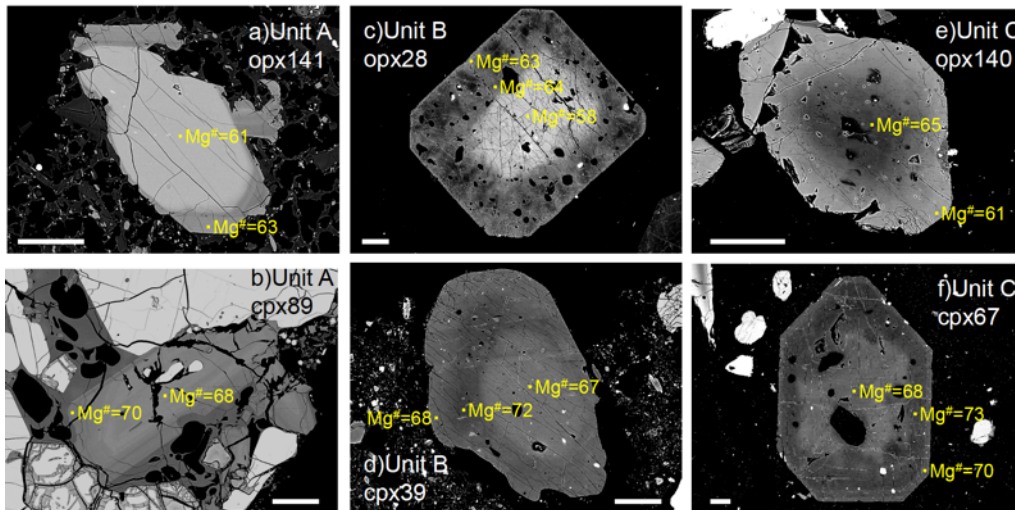
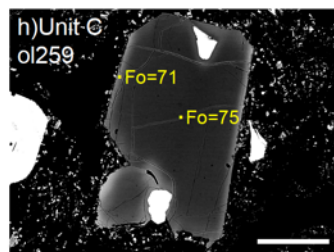
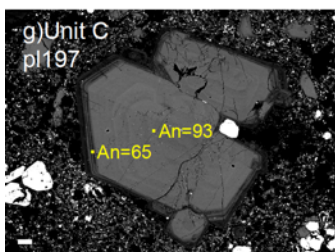


図 2-1-3 各ユニット，本質物質のタイプごとの斑晶中心部組成．斜線部は角閃石組成．

white pumice



scoria



banded pumice

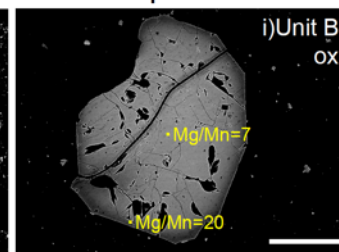


図 2-1-4 斑晶鉱物の累帯構造．白線は 100  $\mu$  m.

## 1-2) 全岩化学組成および石基ガラス組成

61ka 社台噴火の試料のうち、粒径 30mm 程度以上のものについてはそれぞれ個別に、30mm 以下のものについてはタイプごとに分類して複数の粒子を 10g 程度集めて粉碎し、全岩化学組成分析を行った。全岩の主成分元素および微量元素組成については、1:2 希釈のガラスビードを作成し、北海道大学所有の波長分散型蛍光 X 線分析装置 (PANalytical 社製 MagiX Pro) を用いて測定した。代表的な試料については、希土類元素を含む微量元素組成を四重極型 ICP-MS (Thermo Fisher Scientific 社製 X series) で、Sr・Nd 同位体比組成をマルチコレクター型 ICP-MS (NEPTUNE plus) で分析した。石基ガラス組成については、薄片試料を用いて、波長分散型 EPMA (日本電子社製 JXA-8800R および JXA-8530F) で松本ほか (2015) に従って分析を行った。

61ka 社台噴火噴出物は、 $\text{SiO}_2=53.0\text{-}63.3\text{wt}\%$ の安山岩からデイサイトからなり、石基ガラスの組成幅は  $\text{SiO}_2=56.5\text{-}77.1\text{wt}\%$ である (図 2-1-5)。白色軽石の全岩  $\text{SiO}_2$  は  $59.7\text{-}66.3\text{wt}\%$ でスコリアよりも高く ( $\text{SiO}_2=53.0\text{-}58.1\text{wt}\%$ )、縞状軽石・灰色軽石はその間にプロットされる。Unit A にわずかに認められる灰色軽石は、全岩化学組成を測定することはできなかったが、石基ガラスの  $\text{SiO}_2$  は Unit A の白色軽石より低い。白色軽石にはユニットごとの違いが見られないが、スコリアは Unit B より Unit C で  $\text{SiO}_2$  に富み、組成幅も広くなるように見える。

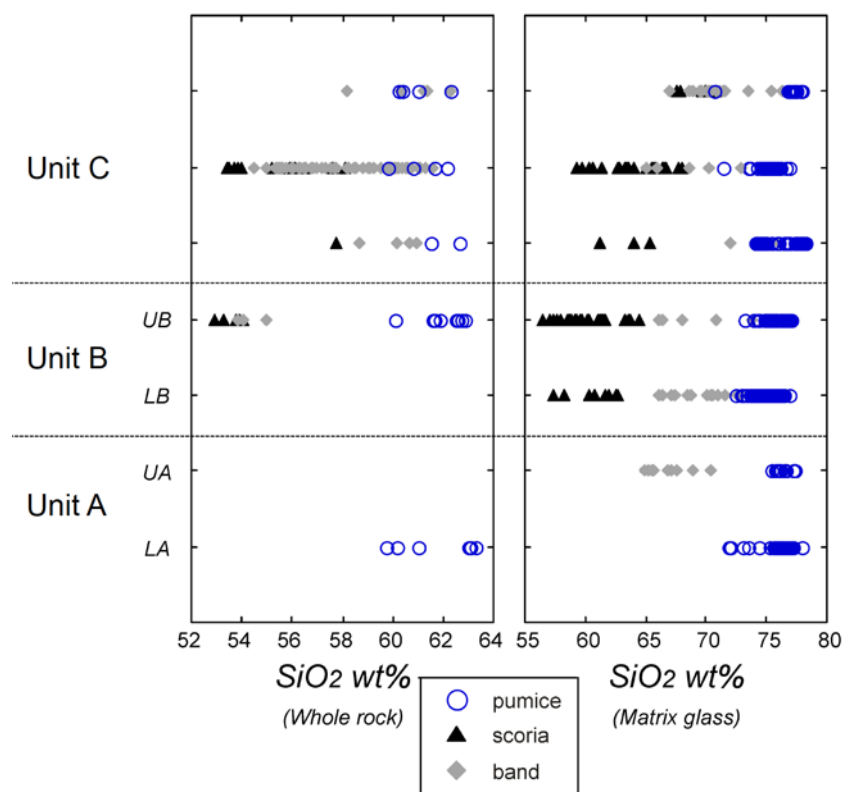


図 2-1-5 全岩および石基ガラスの  $\text{SiO}_2$  時間変化。



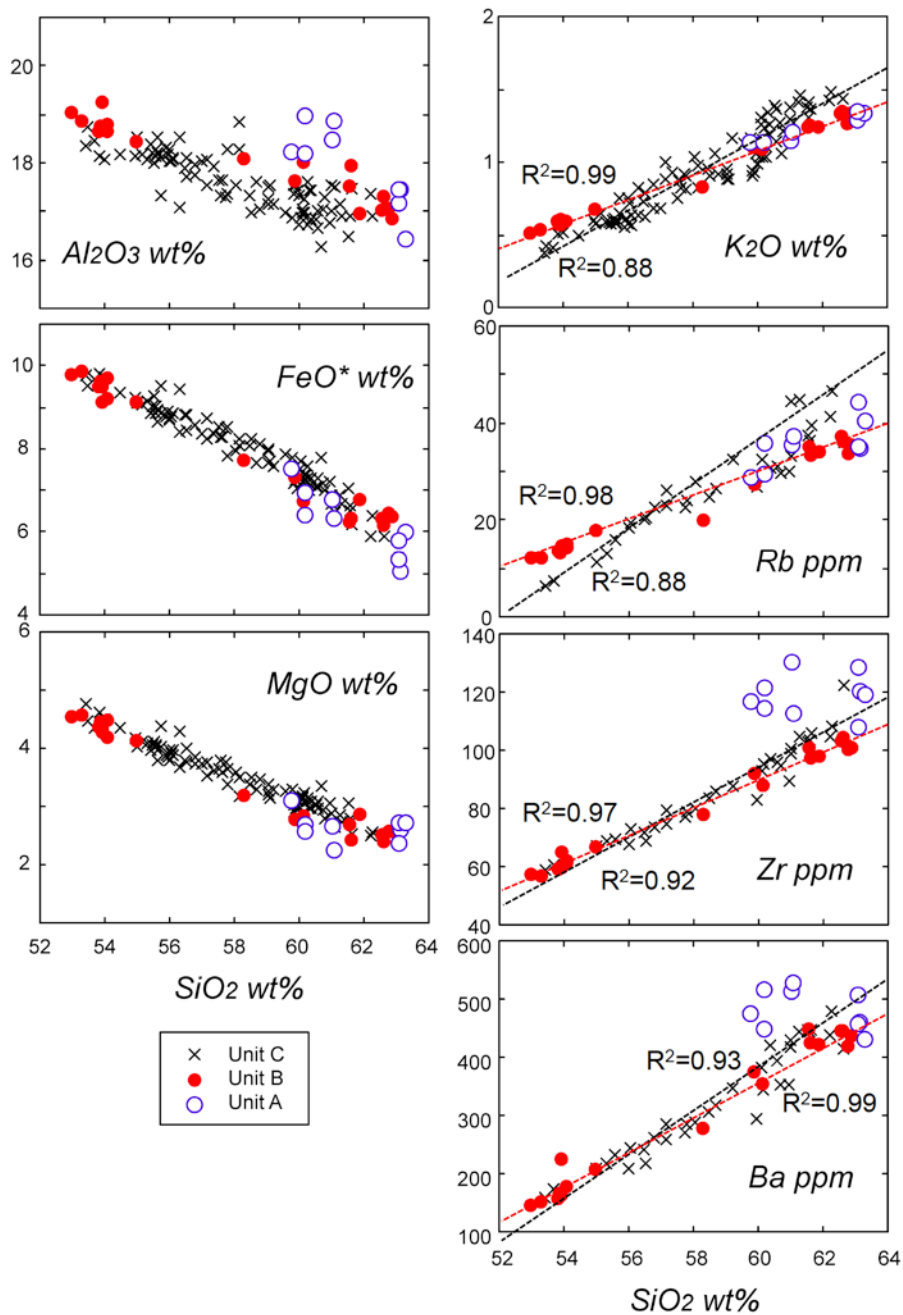


図 2-1-6 主要元素および微量元素組成.

図 2-1-6 は噴火ユニットごとの主要元素・微量元素組成, 図 2-1-7 は希土類元素・同位体比組成を示した図である. 61ka 社台噴火噴出物は, 多くの元素のハーカー図で一本の直線トレンドを描くが,  $K_2O$ , Rb, Zr, Ba のハーカー図ではそのトレンドが噴火ユニットごとに異なっている. Unit B と Unit C の噴出物はそれぞれわずかに傾きが異なり,  $SiO_2=57wt\%$ 付近で交差するように見えるほか, Unit A は Unit B, Unit C と比べて Zr や Ba に富む傾向がある. また希土類元素のコンドライト規格化図では, 全体として軽希土類元素側で組成幅が広がるパターンを示し, Eu の負の異常が認められる. 希土類元素濃度は  $SiO_2$  の増加とともに上昇しており, 白

色軽石のほうがスコリアよりも濃度が高いのはどの噴火ユニットでも同じであるが、Unit Aの規格化パターンはEuの負の異常が大きく、Unit Bのスコリアや縞状軽石・灰色軽石はUnit Cに比べて濃度が低い側に集中している。同位体比組成は、Sr同位体比は0.70403-0.70413で、Unit Aはほぼ一定の値を示すのに対して、Unit BおよびUnit CはSiO<sub>2</sub>の高い側でややSr同位体比も高い傾向が認められる。一方、Nd同位体比は0.51286-0.51290でほぼ一定の値を示し、噴火ユニットごとの違いも認められない。

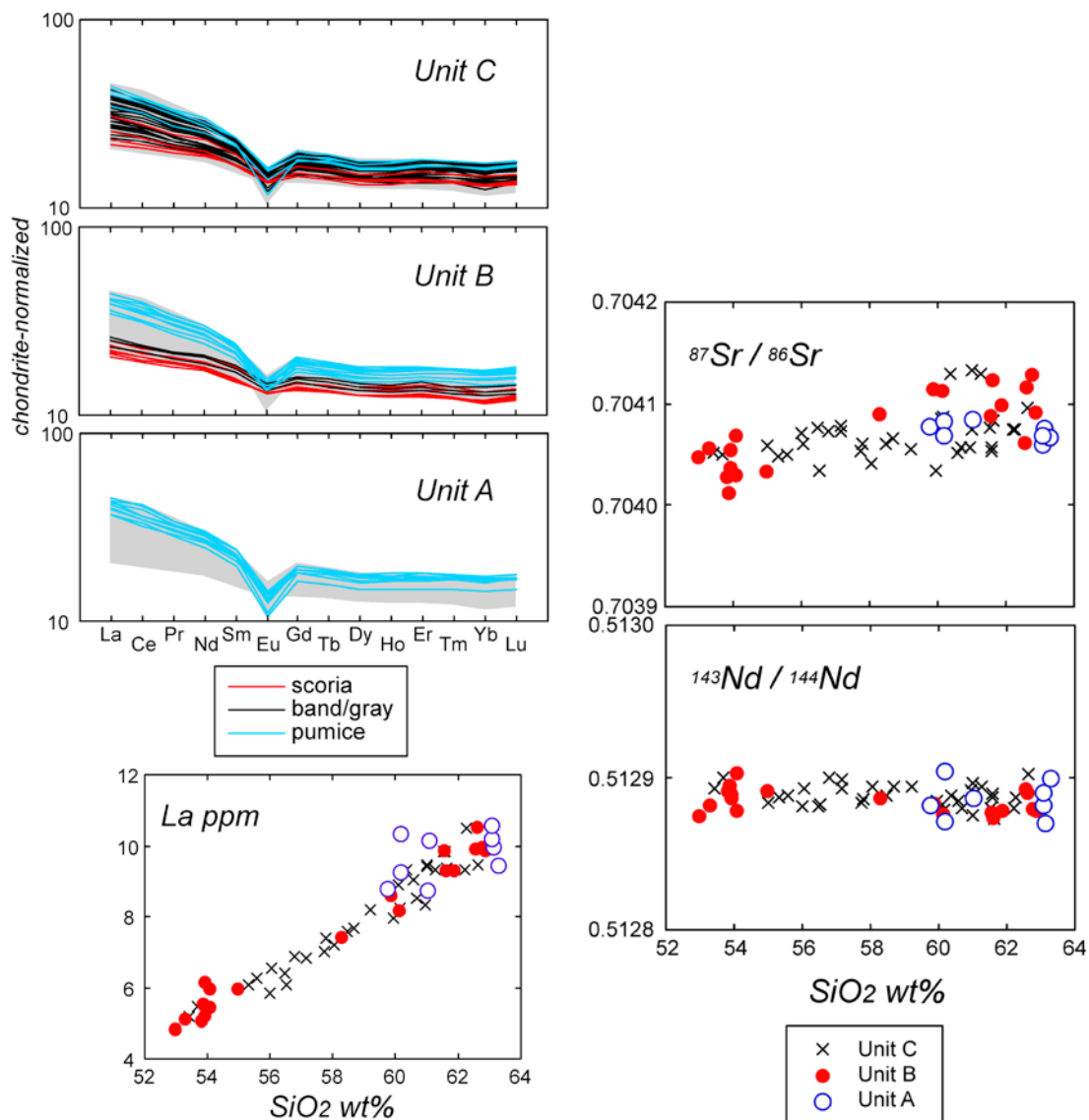


図 2-1-7 希土類元素および同位体比組成.

## 2) 61ka 社台噴火のマグマ供給系の特徴と構造

61ka 社台噴火噴出物については、縞状軽石などの不均質な組織が認められること(図 2-1-2)、鉍物化学組成分布図で複数のピークが存在すること(図 2-1-3)、全岩化学組成が直線状のトレンドを示すこと(図 2-1-6)など、マグマ混合を示唆する証拠が多数認められる。そこで、混合端成

分マグマの特徴を明らかにするため、特に白色軽石とスコリア中の集合斑晶の鉱物組み合わせとその組成を検討した(図 2-1-8)。さらに、噴火ユニットごとのマグマタイプの特徴をまとめた図を図 2-1-9 に示す。すると、白色軽石とスコリアに含まれる集合斑晶は、B タイプ、A タイプ、D タイプの大きく 3 つに分けられること、スコリアにはこの 3 種が共存するのに対して、白色軽石には A タイプ、D タイプのみが認められることが明らかになった。

B タイプは  $An=90$  以上の斜長石、かんらん石、 $Mg/Mn=10$  以上の磁鉄鉱、A タイプは  $An=70-90$  の斜長石、 $Mg\#$  の高い斜方輝石・単斜輝石、 $Mg/Mn=10$  以下の磁鉄鉱、D タイプは  $An=55-70$  の斜長石は  $Mg\#$  の低い斜方輝石・単斜輝石、 $Mg/Mn=10$  以下の磁鉄鉱によって特徴づけられ、D タイプは角閃石斑晶を伴うこともある。

それぞれのタイプについてユニットごとの違いに注目すると、スコリアに認められる B タイプは、Unit B では磁鉄鉱の組成が  $Mg/Mn=20$  以上のもの (B1 タイプ) がほとんどであるのに対して、Unit C では  $Mg/Mn=10-20$  であり (B2 タイプ)、さらにかんらん石組成も Unit B の方が Unit C よりも Fo がやや高い傾向が認められる。一方で白色軽石に多く見られる A タイプ、D タイプは、A タイプは大きな違いは認められなかったものの、D タイプでは Unit A に角閃石斑晶が認められたほか、Unit C の斜長石斑晶は他のユニットに比べて An が低いといった特徴がある。

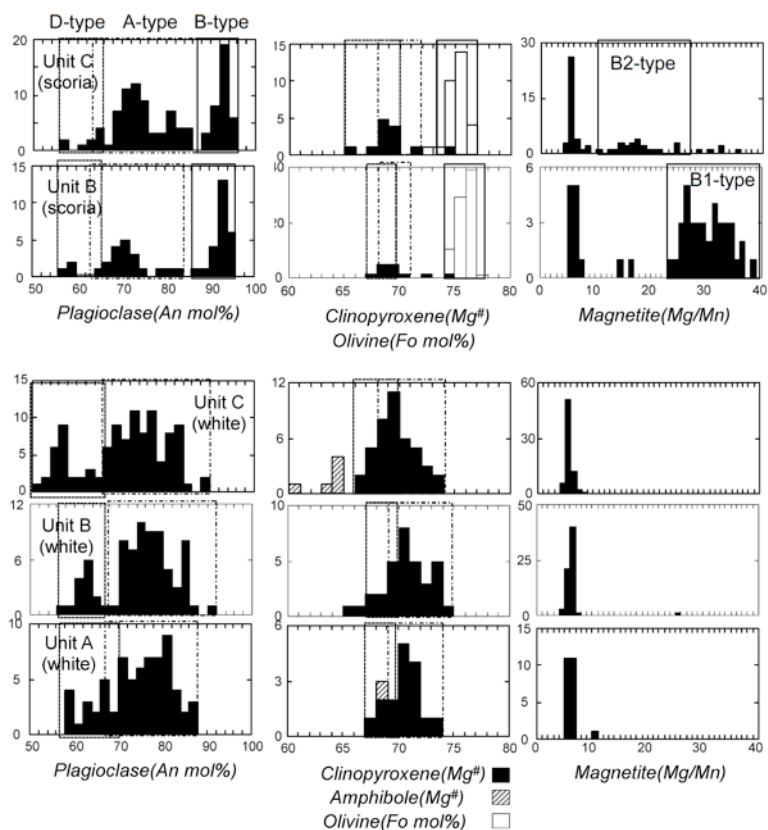


図 2-1-8 各ユニット、本質物質のタイプごとの集合斑晶の組成関係。

Unit	Unit A		Unit B			Unit C		
Magma types	D1	A1	D2	A2	B1	D3	A3	B2
plagioclase (An)	58~70	67~88	58~67	64~92	86~96	50~68	64~90	88~96
orthopyroxene (Mg <sup>†</sup> )	60~64	62~70	58~64	62~70	-	60~64	62~68	-
clinopyroxene (Mg <sup>‡</sup> )	67~70	69~74	67~70	69~74	-	66~70	68~74	-
magnetite (Mg/Mn)	5~7		4~8		25~40	4~9		10~25
olivine (Fo)	-	-	-	-	74~78	-	-	73~77
hornblende (Mg <sup>†</sup> )	68	-	-	-	-	-	-	-
Whole-rock composition	Zr, Ba-rich		K, Rb-poor		K, Rb-rich	K, Rb-rich		K, Rb-poor
Assemblage in each Unit and juvenile type								
Unit A (pumice)	△	◎	-	-	-	-	-	-
Unit B (pumice)	-	-	△	◎	-	-	-	-
Unit B (scoria and banded/gray)	-	-	△	○	◎	-	-	-
Unit C (pumice)	-	-	-	-	-	△	◎	-
Unit C (scoria and banded/gray)	-	-	-	-	-	△	○	◎
conditions of end-member magmas								
temperature (°C)	900-950		920-970		1075-1100	920-1000		1065-1085
pressure (MPa)	400-600		400-800		500-1000	450-950		500-1000

図 2-1-9 噴火ユニットごとのマグマタイプの特徴。

本質物質のタイプに関わらず斑晶鉱物の正累帯構造・逆累帯構造が共存していること（図 2-1-4）を考え合わせると、白色軽石は 2 端成分、スコリアは 3 端成分のマグマが混合して生成されたことを示唆している。全岩化学組成のハーカー図において各噴火ユニットの噴出物がそれぞれ別の直線トレンドを形成していることは（図 2-1-6）噴火ユニットごとに異なる 2 端成分マグマ混合が起きていることを示唆するが、これは斑晶鉱物から得られた結果と矛盾しない。つまり、白色軽石を生成したマグマ（珪長質マグマ系：以下 F サブマグマシステムと呼ぶ）はそれぞれ異なる D タイプマグマと A タイプマグマのマグマ混合により生成されており、その混合マグマにそれぞれ異なる B タイプマグマ（マフィックマグマ系：以下 M サブマグマシステムと呼ぶ）とが混合してスコリアが生成されたと考えられる。

### 3) サブマグマシステムの温度・圧力の推定

61ka 社台噴火には、D タイプマグマと A タイプマグマのマグマ混合により生成された F サブマグマシステムと B タイプマグマからなる M サブマグマシステムの大きく 2 つのサブマグマシステムが関与していることが明らかになったが、これらの温度・圧力条件を、斑晶鉱物組成を利用した温度・圧力計を用いて計算した。F サブマグマシステムについては斜方輝石および単斜輝石を利用した両輝石地質温度圧力計（Putirka, 2008）を用いて、M サブマグマシステムについてはかんらん石組成から平衡なメルト組成を計算し MELTS（Ghiorso and Sack, 1995; Asimow and Ghiorso, 1995）を用いて B タイプ集斑晶の組み合わせ（斜長石・かんらん石・磁鉄鉱）およびこれらの組成を説明可能な条件を推定した（図 2-1-9, 図 2-1-10）。

すると、F サブマグマシステムについては温度 900-1000°C、圧力についてはおよそ 4-10kb、M サブマグマシステムについては 1060-1100°C、圧力についてはおよそ 5-10kb となり、M サブ

マグマシステムは F サブマグマシステムと比べて圧力に大きな違いは認められないが、より高温であることが明らかになった。さらにユニットごとの違いに注目すると、F サブマグマシステムは Unit A でやや低温、低圧部分に集中しており、Unit B と Unit C の温度はほぼ同じであるが圧力は Unit C でより高压側まで広がっている。一方 M サブマグマシステムは、圧力の差は不明なもの、Unit B の方が Unit C よりも 15°C ほど高い温度を示す傾向がある。

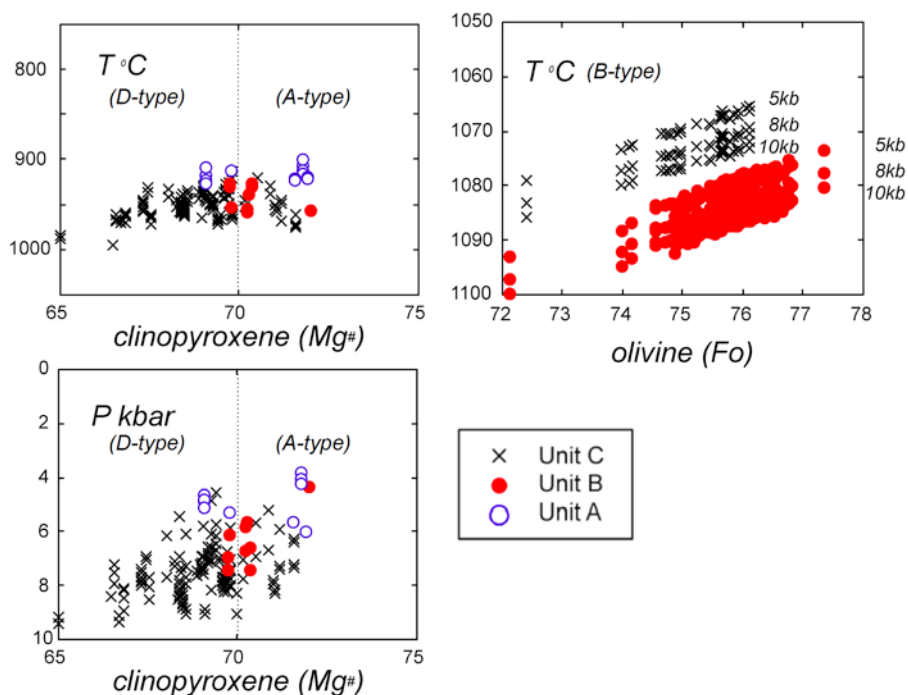


図 2-1-10 各サブマグマシステムの温度圧力条件.

#### 4) サブマグマシステムの成因関係

次に、61ka 社台噴火に関与したより低温で珪長質な F サブマグマシステムとより高温で苦鉄質な M サブマグマシステムとの成因関係について検討した。61ka 社台噴火の噴出物は、本質物質の同位体比がほぼ一定であることから (図 2-1-7), これら端成分マグマの起源物質は単一である可能性が高い。しかしながら、Zr/Rb, Ba/Rb, Zr/Y, La/Yb などは一定ではなく Rb や La の増加に伴ってこれらの比は減少している。これらの液相濃集元素比は単純な結晶分化作用ではほとんど変化しないため、これらの結果を考え合わせると、F サブマグマシステムと M サブマグマシステムは、同一の地殻物質からの部分溶融度の違いによって生じた可能性を示唆している。

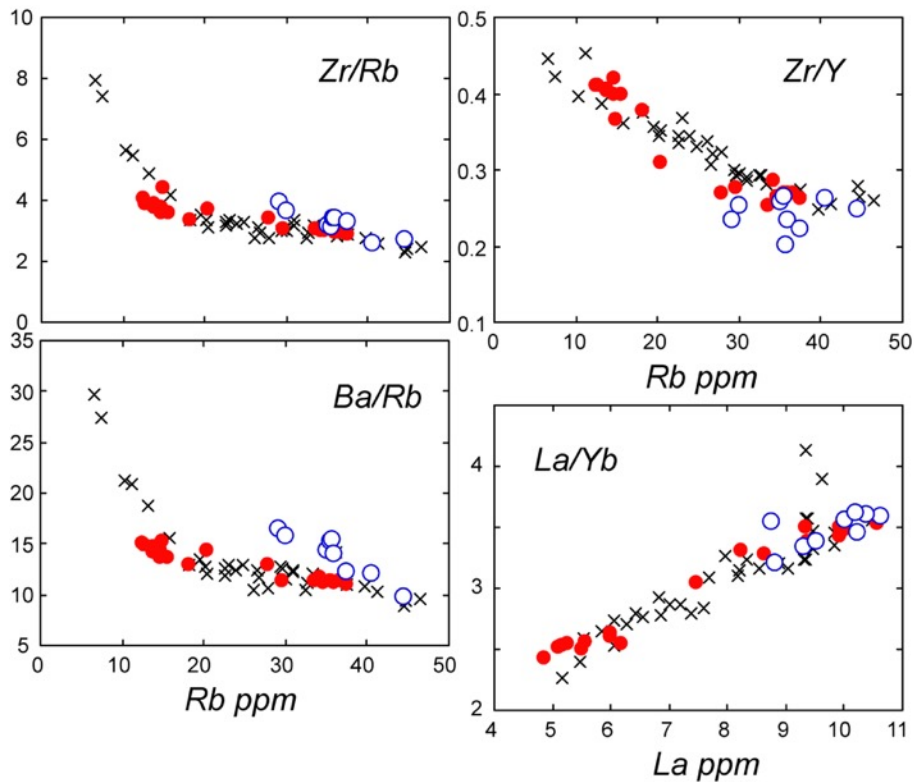


図 2-1-11 液相濃集元素比.

### 5) 斑晶累帯構造からみるマグマ混合の時間スケール

2)で述べたように、61ka 社台噴火では、F サブマグマシステムは A タイプマグマと D タイプマグマのマグマ混合により生成されており、その混合マグマにそれぞれ異なる B タイプマグマ (M サブマグマシステム) が混合することによって、マグマが生成されたと考えられる (図 2-1-9). そこでまずは、これらの 2 段階のマグマ混合に要した時間を斑晶鉱物の累帯構造から見積もった (図 2-1-4, 図 2-1-12).

図 2-1-12 の上段は D タイプ斜方輝石および単斜輝石の反射電子像で、それぞれ黄色のラインで線分析を行った. 例えば, Sh15-11-10-opx28 中心部では  $Mg\#=58$  程度で周縁部から  $200\mu\text{m}$  あたりから  $Mg$  がなだらかに増加し、周縁部から  $150\mu\text{m}$  の範囲では  $Mg\#=64$  程度になるという明瞭な逆累帯構造を示す (図 2-1-12 下段). 周縁部から  $150\text{-}200\mu\text{m}$  の範囲で  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{wt}\%$  のプロファイルは急激に下がっていることから、 $Mg\#$  のこのなだらかな変化は  $\text{Al}_2\text{O}_3$  よりも拡散速度が速い Fe-Mg 拡散によって形成された可能性が高い. そこで、斜方輝石の Fe-Mg 拡散係数を Allan et al. (2013) の  $K_d = 1.94\text{-}2.19 \times 10^{-21} \text{ m}^2/\text{s}$ , 単斜輝石の Fe-Mg 拡散係数を Müller et al. (2013) の  $K_d = 5.49 \times 10^{-21} \text{ m}^2/\text{s}$  と仮定して Fe-Mg 拡散時間を計算した結果、A タイプマグマと D タイプマグマのマグマ混合の時間スケールはおおよそ 30 年~130 年と見積もられた.



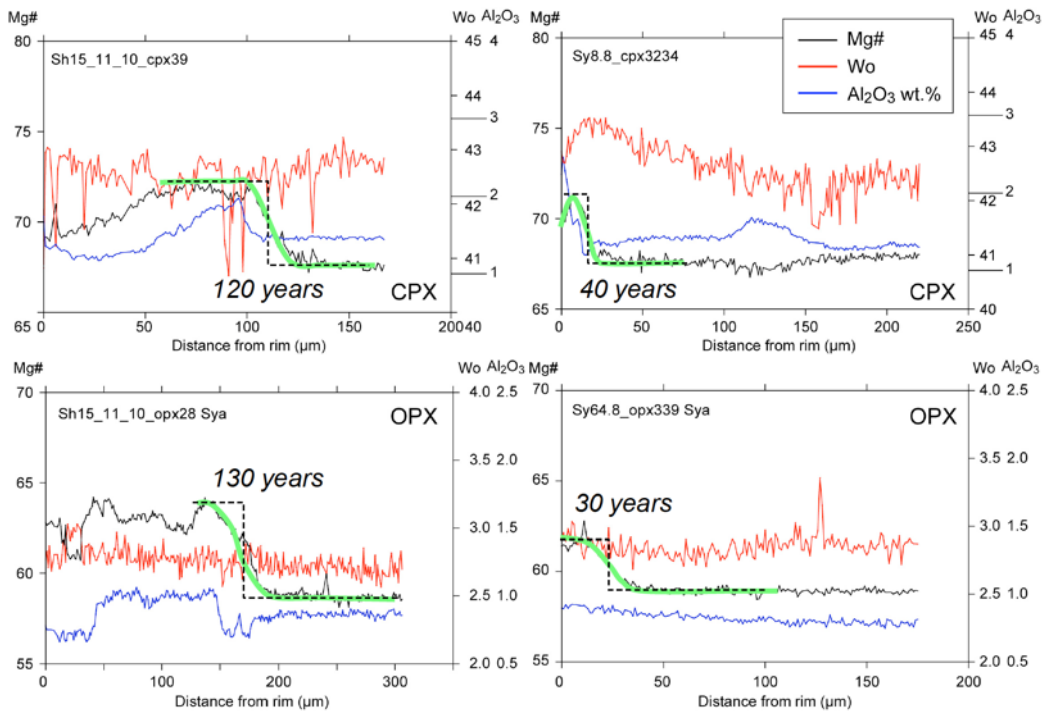
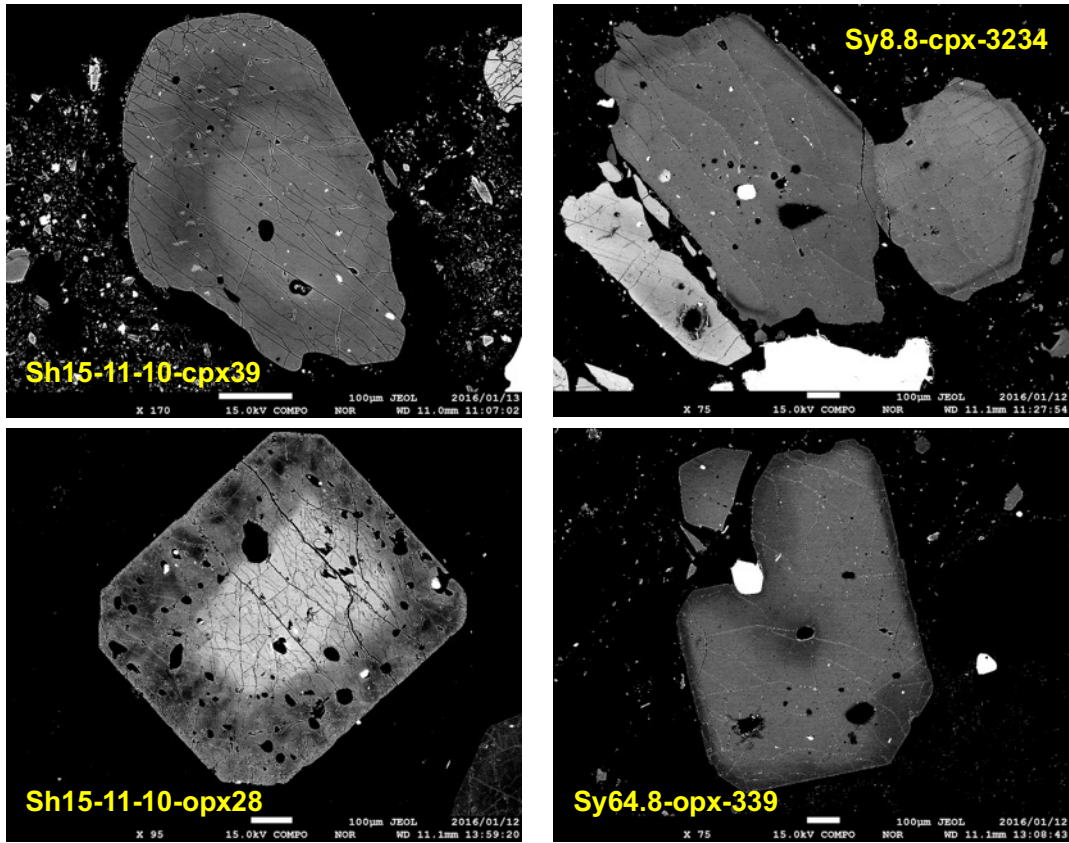


図 2-1-12 Dタイプ単斜輝石・斜方輝石斑晶の反射電子像と線分析結果。

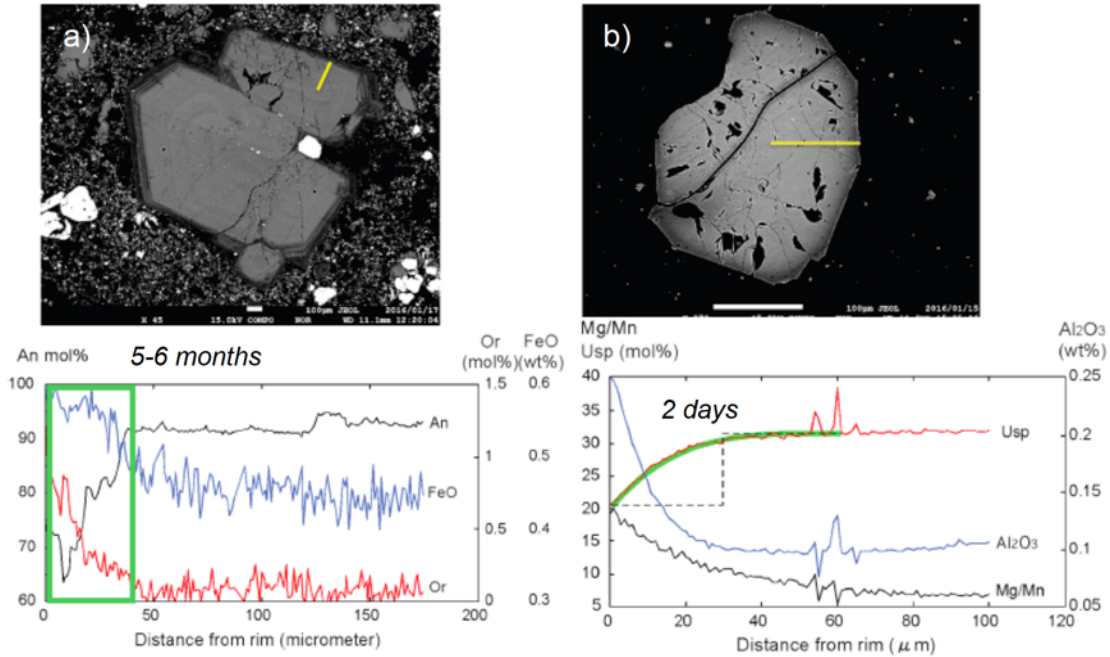


図 2-1-13 斜長石および磁鉄鉱斑晶の反射電子像と線分析結果.

a) B タイプ斜長石, b) D タイプまたは A タイプ磁鉄鉱.

一方で、F サブマグマシステムと M サブマグマシステムのマグマ混合に要した時間について見積もるため、M サブマグマシステム由来と考えられる B タイプ斜長石と F サブマグマシステム由来と考えられる D タイプまたは A タイプの磁鉄鉱について、反射電子像の黄色の線において線分析を行った (図 2-1-13)。すると、斜長石中心部は An=90 以上で FeO wt%, Or mol% ともにほぼ一定の値を示しているが、周縁部から 40 $\mu\text{m}$  あたりから An は急激に減少し逆に FeO wt%, Or mol% は増加する。そこで Izbekov et al. (2002) の斜長石の成長速度  $2.5 \cdot 10^{-10} \text{ cm/s}$  から 40 $\mu\text{m}$  の周縁部を生成するために要する時間を計算したところ、およそ 5~6 ヶ月となった。一方で、低 Mg/Mn の磁鉄鉱斑晶は一定の組成を示す中心部の周りに、周縁部から 60 $\mu\text{m}$  あたりからなだらかに Mg が増加、Usp は減少する。このようなプロファイルから磁鉄鉱では元素拡散が起こっていたと考えられ、磁鉄鉱の Ti 拡散係数を Freer and Hauptman (1978) の  $K_d = 2.1 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2/\text{s}$  と仮定したところ、拡散時間は 2 日程度と見積もられた。このことは、F サブマグマシステムと M サブマグマシステムの混合は少なくとも 5~6 ヶ月前から始まり、少なくとも 2 日ほど前までは次第に混合しながら噴出したことを示唆している。

## 6) 61ka 社台噴火のマグマ供給系のモデル

61ka 社台噴火のマグマ供給系は、より低温の珪長質マグマ系 (F サブマグマシステム) とより高温のマフィックマグマ系 (M サブマグマシステム) の大きく 2 つからなり、F サブマグマシステムはデイサイト質マグマ (D タイプ) と安山岩質マグマ (A タイプ) が混合することによって形成された (図 2-1-14)。この混合は 61ka 社台噴火の少なくとも 130 年以上前には起こっており、F サブマグマシステム (D タイプ+A タイプ) に噴火開始の 5-6 ヶ月前に玄武岩質のマフィック



クマグマ (B タイプ) が混合していることが明らかになった。また、F サブマグマシステムと M サブマグマシステムは噴火フェーズごとに異なっていることから、噴火フェーズごとに異なるマグマポケットから独立した火道を通して噴出したと考えられる。これまで多くの火山で噴火の推移とマグマの変遷についての議論がなされているが、その多くは珪長質なマグマが苦鉄質マグマに置き換えられるか (Cioni et al., 1995; Watanabe et al., 2006), あるいは苦鉄質マグマが珪長質なマグマに置き換えられるか (Gourgaud et al., 1989; Pallister et al., 1996; Takeuchi and Nakamura, 2001; Takahashi and Nakagawa, 2013, 2015 など) のいずれかであり、これらはマグマ混合あるいは結晶分別作用によって組成累帯したマグマ溜まりから噴出したと考えられている。61ka 社台噴火では、噴火フェーズごとに異なるマグマポケットから独立した火道を通してマグマが噴出したために、珪長質マグマ (F サブマグマシステム) が噴火を通して噴出し続けたと考えられる。

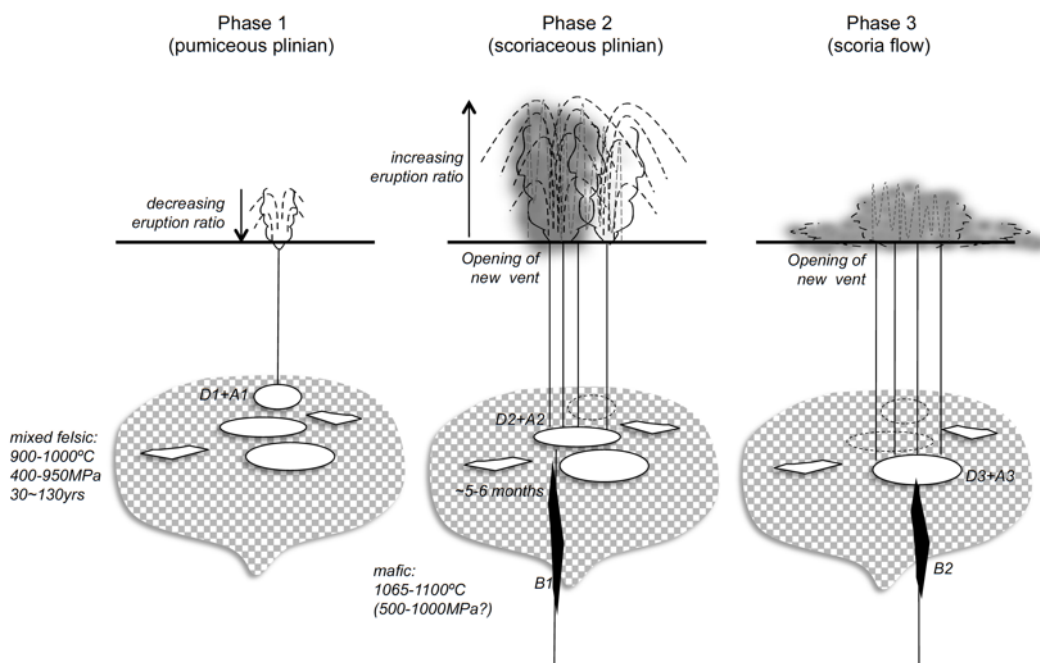


図 2-1-14 61ka 社台噴火のモデル。

## (2) 支笏カルデラ形成期のマグマ供給系

平成 27 年度から始まった本受託事業では、支笏カルデラ形成期に対する地質学的研究 (図 2-1-15) と並行して噴出物の岩石学的検討を実施し、マグマ供給系の構造の解明と噴火推移との関連性の検討、そして大規模珪長質マグマの成因の検討と蓄積の時間スケールの見積りを実施してきた (図 2-1-16)。今年度は、これら結果を総括し、マグマシステムの温度・圧力条件を加えることで、支笏カルデラ形成期のマグマ供給系の統合モデルを構築した。

Time →

Eruptive phase	1		2			3		4		5	
Eruptive unit	A		B			C		D	E	F	
	A1	A2	B1	B2	B3	C1	C2	D	E	F1	F2
Eruption style	blast?	phreato-plinian & base surge	plinian	plinian & pyroclastic flow	pyroclastic flow	pyroclastic flow	pyroclastic flow with lag breccia	pyroclastic flow	pyroclastic flow	sub-plinian?	pyroclastic surge
Juvenile	CP-type		CP-type			CP-type		CP-type		CP-type	
	CR-type		CR-type			CR-type		CR-type		CR-type	
Lithic breccia (wt.%)			↑ -30	↑ -30	↑ -70		↑ -100	↑ -30		↑ -40	
Remarks			largest scale stable eruption column	unstable eruption column	caldera collapse?	largest scale	caldera formation?	gas-rich pyroclastic flow new crater?		new crater?	
			enlarging of crater(s) →			break	break	break	break	break	break

図 2-1-15 これまでの地質学的研究によって明らかになった支笏カルデラ形成期の噴火活動推移のまとめ (中川ほか, 2018b).

	H27	H28	H29	H30
マグマ供給系の構造の解明	← サブマグマシステムの特徴の把握 →			
噴火推移との比較検討	← 噴火推移とサブマグマシステムの関連性の検討 →			
大規模珪長質マグマの成因	← サブマグマシステム間の成因関係の検討 →			
マグマ蓄積の時間スケール	← 輝石斑晶の累帯構造からの推定 →			
温度圧力の推定	← 地質温度圧力計・熱力学モデルからの推定 →			
マグマ供給系モデルの構築	← 統合モデル構築 →			

図 2-1-16 支笏カルデラ形成期のマグマ供給系に関する研究フローチャート.

その結果、カルデラ形成期のマグマ供給系は斑晶に乏しい珪長質マグマ系 (CP サブマグマシステム) と斑晶に富む安山岩質マグマ系 (CR サブマグマシステム)、そしてマフィックマグマ系 (M サブマグマシステム) の3つのサブマグマシステムから構成されること、CP サブマグマシステムは、M サブマグマシステムと混合しているが、CR サブマグマシステムは CP サブマグマシステムとの混合関係はなく独立していたこと、カルデラ形成噴火最盛期には CP+M サブマグマシステムが、カルデラ陥没後に CR サブマグマシステムが活動して

おり、地質学的な時間間隙の存在とも非常に調和的であること、CP サブマグマシステムとCR サブマグマシステムは、深さ約 4-10km に存在していた可能性が高く、この結果は他のカルデラ形成噴火の事例とも調和的であること、CP サブマグマシステムでは流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合が起き、マグマが蓄積されており、斜方輝石斑晶の累帯構造より、そのマグマ滞留時間は 100 年～1600 年（100 年～500 年が中心）と見積もられること、このマグマ滞留時間はタウポカルデラの Oruanui 噴火の場合と同スケールであり、大規模珪長質マグマ系における一般的な長期噴火準備プロセスの時間が 500 年前ほど前には開始していると考えられることが明らかになった。

## 1) 試料採取および分析手法

模式地である覚生地域を中心とした複数の代表的露頭において、噴火ユニットに基づき試料を採取した。それらを肉眼観察しタイプ分けを行った。その後の全ての試料処理・分析は北海道大学理学部で実施した。まず、代表的な試料について薄片を作成し、鏡下観察を行った。斑晶の少ない試料については、1 試料 5g 以上を粗粉碎・水樋し、斑晶量・斑晶モード組成を測定した。斑晶の多い試料については、鏡下においてポイントカウンターを用いて 3,000 ポイント（気泡除く）を計測し、鉍物密度（Smyth & McCormick, 1995）およびガラス密度（2.3 g/cm<sup>3</sup> と仮定）を用いて重量換算した。また、代表的な試料について、波長分散型 EPMA（JXA-8800R および JXA-8530F）を用いて、鉍物化学組成分析を行った。測定条件は加速電圧 15 kV、照射電流 10 nA・スポットまたは 1 μm 径ビーム（斜長石）、15 nA・2 μm 径ビーム（角閃石）、20 nA・スポットビーム（輝石・鉄チタン酸化物）である。全ての分析に ZAF 補正法を適用した。さらに、代表的な試料について、超音波洗浄後、乾燥させ、鉄乳鉢で粗粉碎し、メノウボールミルを用いて粉末試料を作成した。それらから約 3 g をはかりとり、750 °C で 10 時間加熱し、灼熱減量（LOI）を測定した。LOI が 5 wt.% 以下の試料について、1 : 2 希釈のガラスビード（無水四ホウ酸リチウム：無水ホウ酸リチウム = 4 : 1 の混合フラックスを使用）を作成し、波長分散型蛍光 X 線分析装置（PANalytical MagiX Pro）を用いて、主成分元素および微量元素を測定した。これら試料のうち代表的なものについて、Sr・Nd 同位体比分析を行った。試料前処理は Ganio et al. (2012) の方法を一部改変した手法で行い、マルチコレクター型 ICP-MS（NEPTUNE plus）によって同位体比測定を実施した。同位体比測定における質量分別は  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  および  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  で内部補正し、さらにスタンダードブラケット法を適用し、試料と同時に測定した Sr 同位体標準試料 NIST 987 の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比（0.710214）および Nd 同位体標準試料 JNdi-1 の  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比（0.512117）を用いて規格化した。同時に測定した岩石標準試料（JB-3）は  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703394 \pm 0.000007$ （2σ, n = 3）および  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513059 \pm 0.000014$ （2σ, n=3）である。

## 2) カルデラ形成期の本質物の特徴

### 2-1) 記載岩石学的特徴

カルデラ形成期の本質物は発泡の良い軽石からなり、斑晶量の違いから斑晶に乏しい crystal-poor タイプ（CP タイプ）と斑晶に富んだ crystal-rich タイプ（CR タイプ）に区分される（図 2-

1-17, 図 2-1-18). カルデラ形成噴火 (Phase 1~Phase 3 のカルデラ陥没前まで) では CP タイプ軽石のみが噴出し, カルデラ形成後 (Phase 3 のカルデラ陥没~Phase 5) には CP タイプ軽石に加えて CR タイプ軽石が噴出するようになった (図 1 ; 中川ほか, 2018b). CR タイプ軽石の割合は時間とともに増加する傾向がある.

CP タイプ軽石は, その殆どが白色軽石で, 気泡が引き伸ばされた tube pumice 様を呈する (図 3-2-3a). 肉眼観察においては均質で斑晶量 5 wt.%以下である (図 2-1-18). 一部のシリカに乏しい試料は肉眼または鏡下において縞状組織や苦鉄質包有物が認められる (図 2-1-17b). 斑晶量は 5 wt.%以下のものから 16-17 wt.%とやや斑晶に富むものまでであるが, 母岩となる軽石が斑晶に乏しいため, CP タイプに分類した. 斑晶鉱物としては, 斜長石・斜方輝石・不透明鉱物 (鉄チタン酸化物) の他に, 少量の単斜輝石や角閃石, かんらん石が含まれ, その組み合わせや量比は試料により異なる (図 2-1-19). シリカに乏しい試料については, これら少量含まれる鉱物の量比が増える傾向にある. 石基はいずれもガラス質である.

一方, CR タイプ軽石は, 発泡した白色~黄褐色軽石である (図 2-1-17c). 斑晶量が 14-56 wt.%と幅広く, シリカに乏しくなると斑晶量が増加する傾向がある (図 2-1-18). また, 覚生露頭で採取した試料においては, ユニット D・E・F と斑晶量が増加する傾向がある (図 2-1-20). 斑晶鉱物組み合わせは, 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・角閃石・不透明鉱物 (鉄チタン酸化物) からなるが, ユニット F では角閃石が認められない (図 2-1-20).

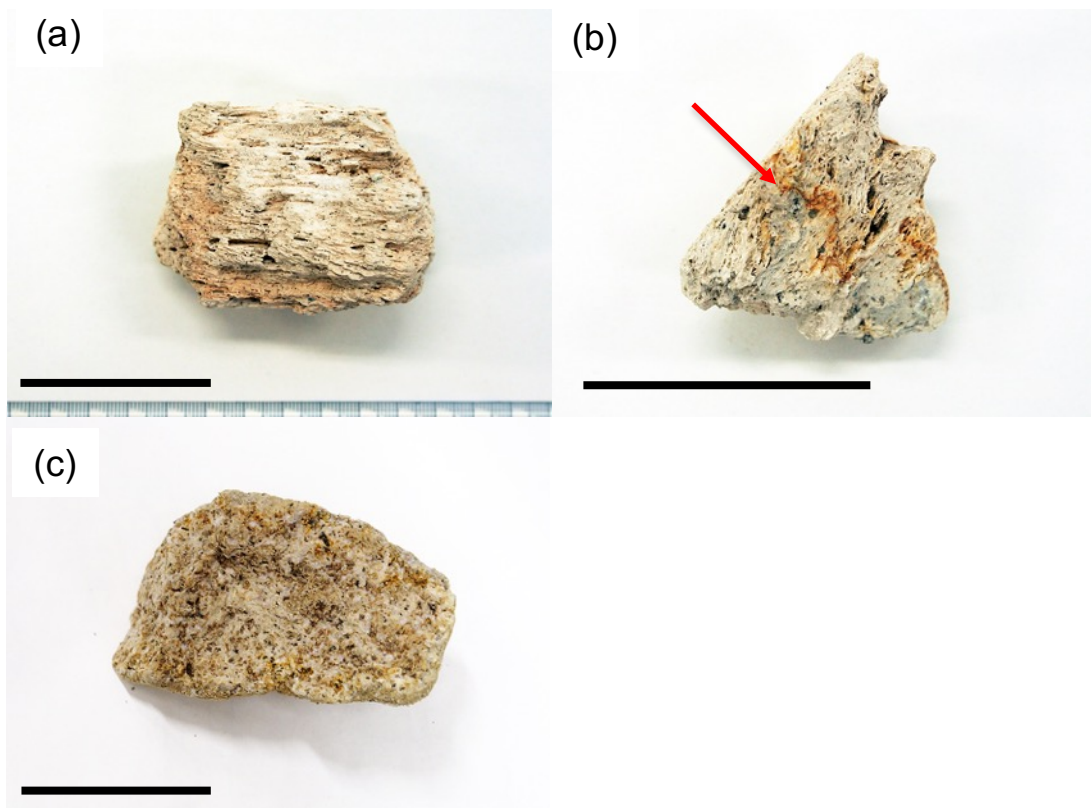


図 2-1-17 支笏カルデラ形成噴火の噴出物の写真. 黒線は 5 cm. (a) CP タイプ軽石.

(b) CP タイプ軽石 (シリカに乏しいもの). 縞状組織 (矢印) が見られる. (c) CR タイプ軽石.

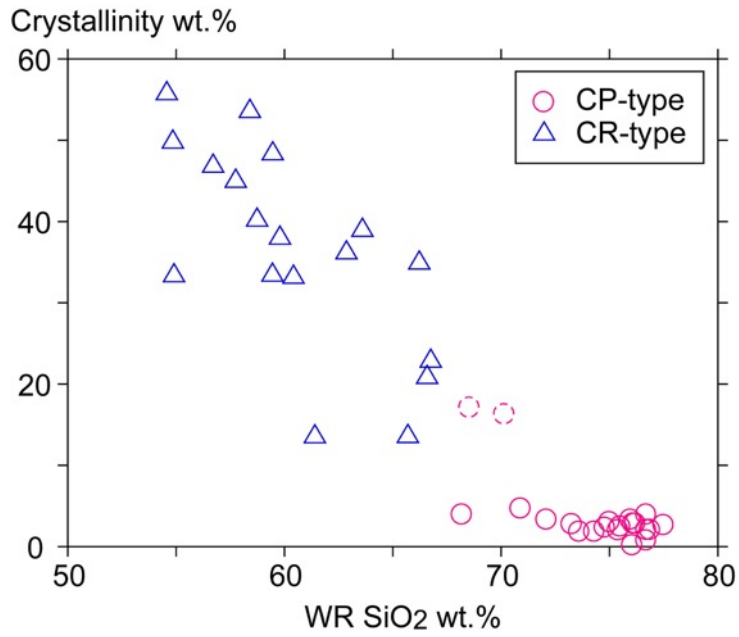


図 2-1-18 全岩 SiO<sub>2</sub>-斑晶量図. 破線は CP タイプ軽石の低シリカタイプの一部.

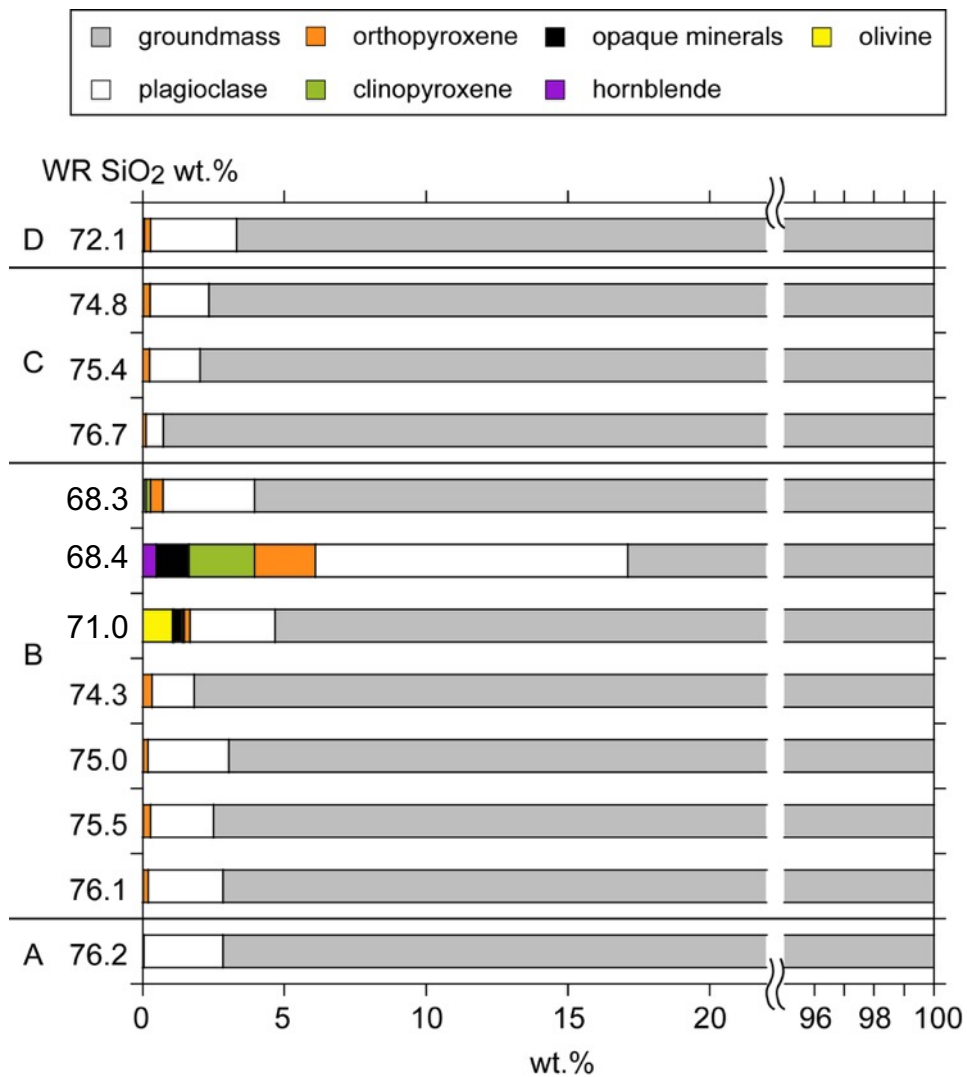


図 2-1-19 CP タイプ軽石の斑晶モード組成.

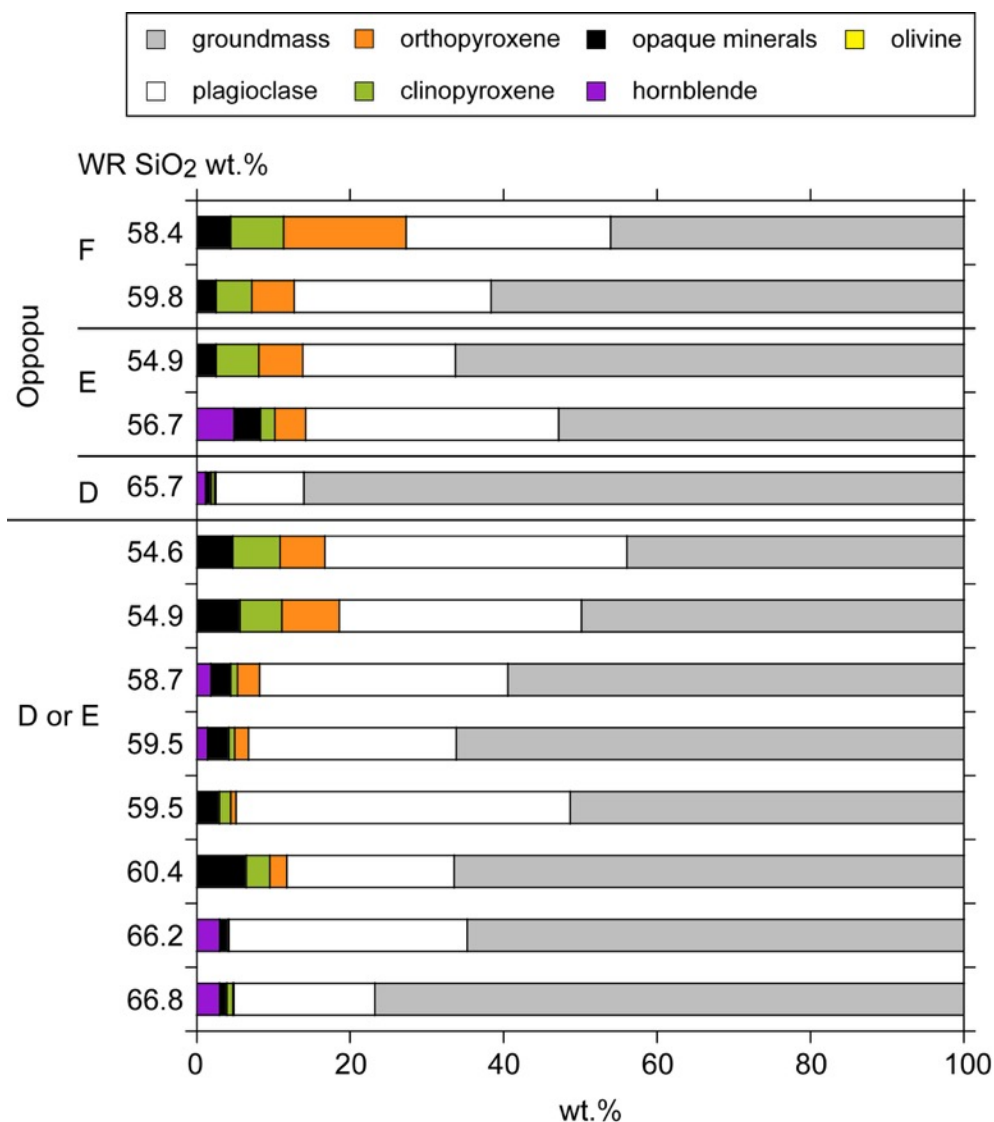


図 2-1-20 模式露頭である覚生地域（上）とそれ以外の地点（下）で採取された CR タイプ軽石の斑晶モード組成

## 2-2) 全岩化学組成

CP タイプ軽石は、全岩 SiO<sub>2</sub> = 66.7-77.4 wt.%の流紋岩～デイサイトであるのに対し、CR タイプ軽石は、全岩 SiO<sub>2</sub> = 53.5-70.5 wt.%のデイサイト～安山岩である（図 2-1-21）。両タイプの軽石は、SiO<sub>2</sub> 量においては一部組成が重なるが、ハーカー図をみると、CP タイプ軽石の組成トレンドと CR タイプ軽石の組成領域は、明瞭に異なっていることが分かる。

噴出物の大半を占める CP タイプ軽石に注目すると、SiO<sub>2</sub> 量および MgO 量から、高シリカタイプ（silicic type : SiO<sub>2</sub> > 72 wt.% かつ MgO < 0.6 wt.%）と低シリカタイプ（less silicic type : SiO<sub>2</sub> < 74 wt.% かつ MgO > 0.6 wt.%）に細分される（図 2-1-22）。高シリカタイプは全ての噴火フェーズに共通する。カルデラ形成噴火最盛期のフェーズ 2・3 には低シリカタイプが認められるが、カルデラ陥没後の Phase 4 にはごく僅かしか認められない。ハーカー図をみると、高シリカタイプは TiO<sub>2</sub>・Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>・MgO・K<sub>2</sub>O・Zr・Ba などにおいて、全ての噴火フェーズで共通の 1 本



の直線トレンドを描く。一方、低シリカタイプは、 $K_2O \cdot Rb$  などでは主要なトレンドの延長線上にプロットされるが、 $Al_2O_3 \cdot MgO \cdot Zr \cdot Ba$  などでは、そのトレンドとは明らかに異なる直線トレンドを描くものがある。低シリカタイプのトレンドは複数確認でき、噴火フェーズごとで異なる。

CR タイプ軽石は、CP タイプ軽石に比べて明らかに組成バリエーションが認められるが、系統的な変化はなく、CP タイプのように細分することはできない。ハーカー図をみると、 $Na_2O$  のように全体として1本の直線トレンドを描くように見えるものもあるが、 $Al_2O_3 \cdot MgO \cdot Sr \cdot Zr$  のように扇形ないし四方形に組成が広がる元素が多いのが特徴である (図 2-1-23)。

同位体組成をみると、CP タイプ軽石と CR タイプ軽石は Sr・Nd 同位体比組成では大きな違いは認められない ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70410-0.70426$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51283-0.51289$  : 図 2-1-24)。CP タイプ軽石に注目すると、Sr 同位体比においてはカルデラ形成噴火とカルデラ陥没後で特徴が異なる。カルデラ形成噴火では、高シリカタイプは  $SiO_2$  量が低いほど Sr 同位体比が高くなる傾向が見られるが、カルデラ陥没後は Sr 同位体比は一定である。低シリカタイプは噴火フェーズごとで異なるトレンドを描くようである。Nd 同位体比組成については、噴火フェーズごとの違いは認められない (図 2-1-25)。CR タイプは主成分元素・微量元素に比べて、同位体比組成は比較的均質で、全岩  $SiO_2$  量や噴火フェーズによる系統的な変化は認められない (図 2-1-26)。

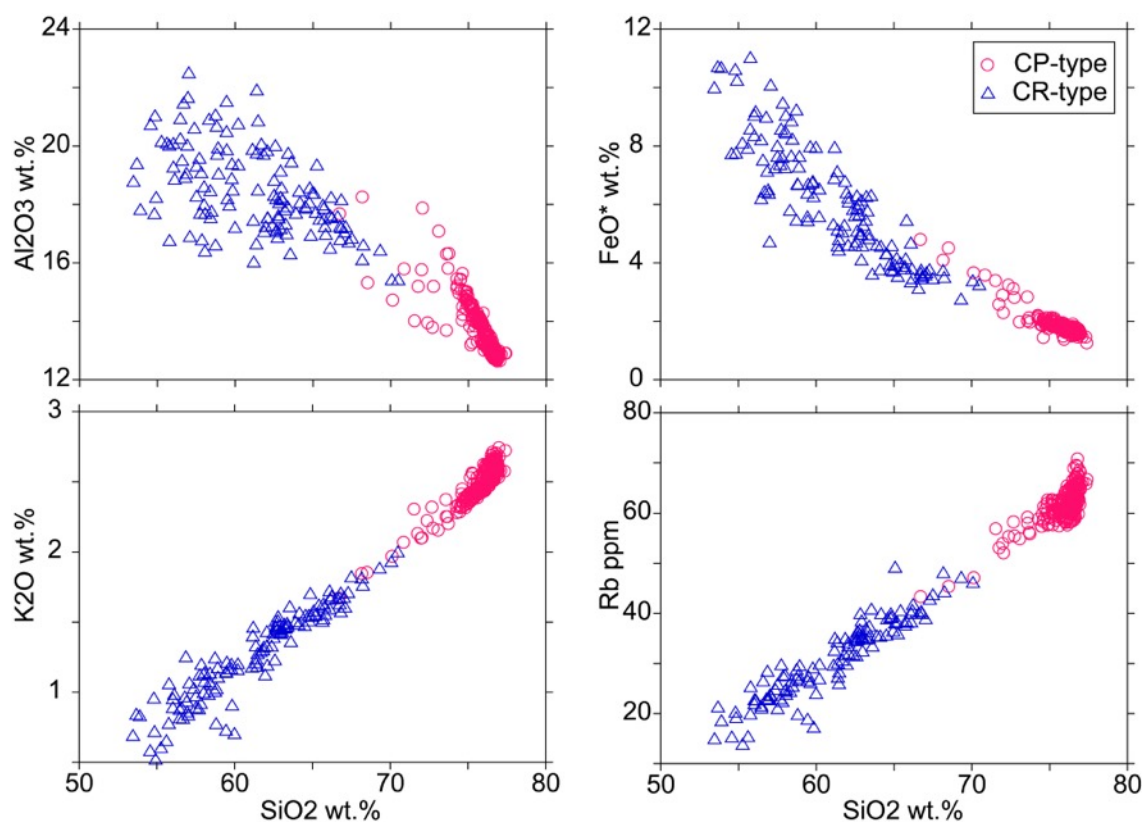


図 2-1-21 カルデラ形成期噴出物の全岩化学組成ハーカー図。

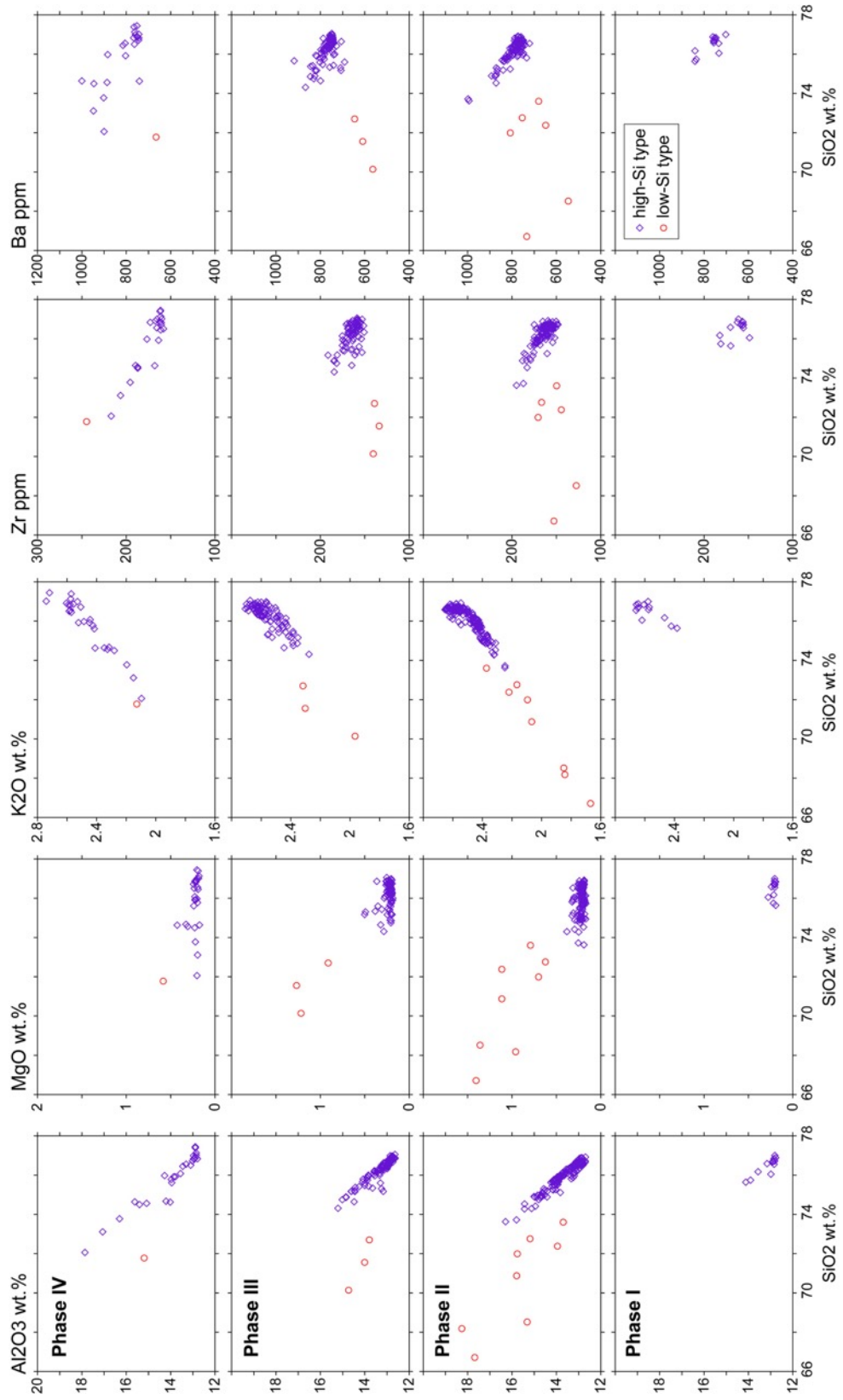


図 2-1-22 CP タイプ軽石の全岩化学組成ハーカー図 (フェーズごと).



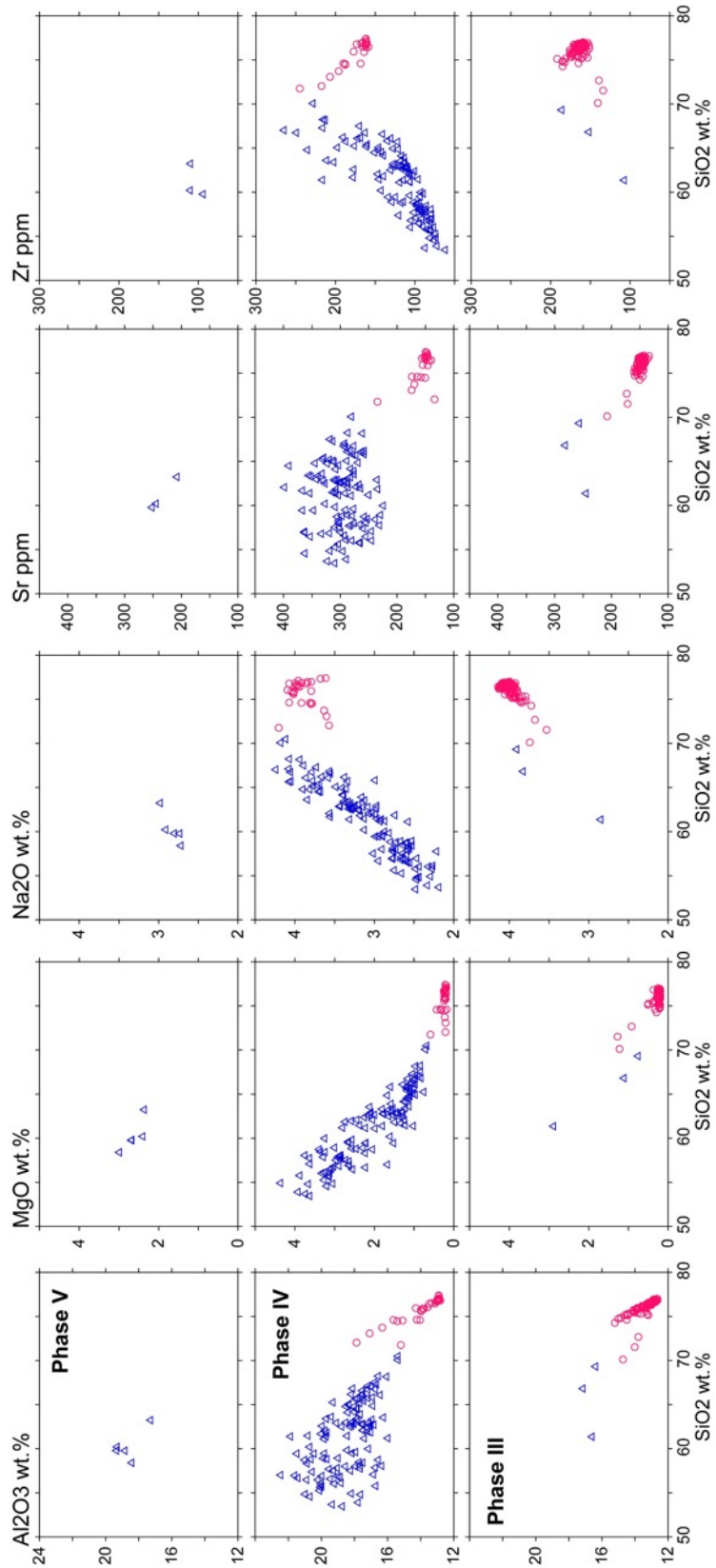


図 2-1-23 CR タイプ軽石の全岩化学組成ハーカー図（フェーズごと）。  
 シンボルは図 3-2-7 と同じ。参考として，CP タイプ軽石の組成も示している。

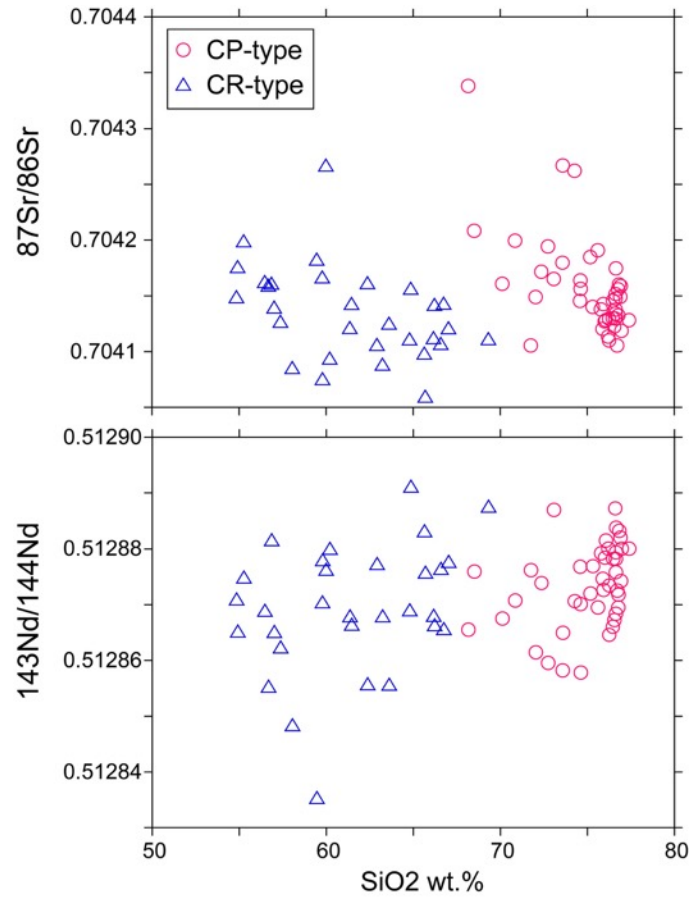


図 2-1-24 カルデラ形成期噴出物の同位体比組成ハーカー図.

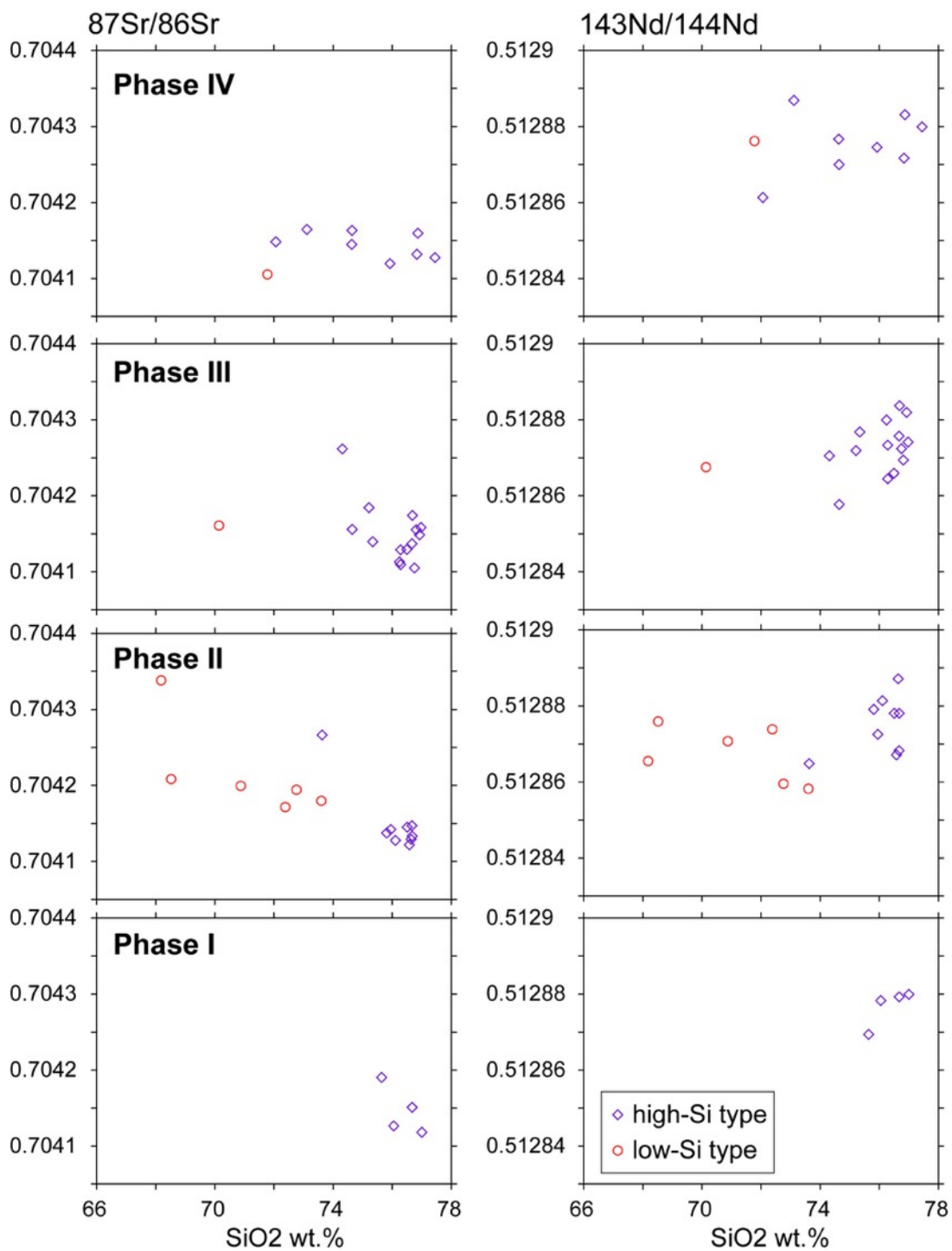


図 2-1-25 CP タイプ軽石の同位体比組成ハーカー図 (フェーズごと).

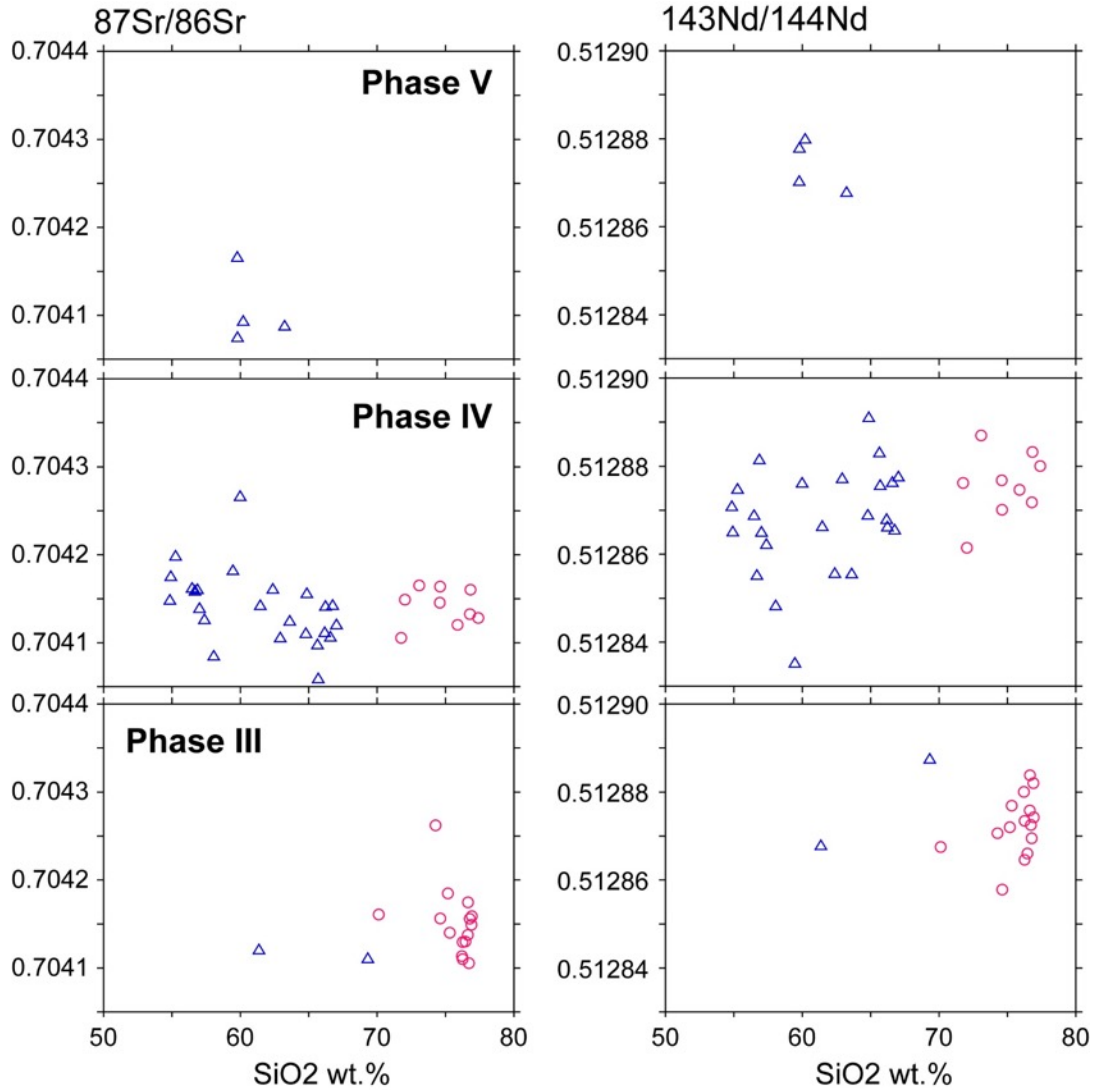


図 2-1-26 CR タイプ軽石の同位体比組成ハーカー図 (フェーズごと).  
 シンボルは図 3-2-10 と同じ. 参考として CP タイプ軽石の組成も示している.

### 2-3) 鉱物化学組成

CP タイプ軽石と CR タイプ軽石は、鉱物化学組成でも区別できる。CP タイプ軽石の斜長石は  $\text{An} = 30-94$  と幅広く、 $\text{An} = 40-45$  および  $\text{An} = 45-65$  にピークをもつ (図 2-1-27)。CR タイプ軽石も  $\text{An} = 38-94$  幅広い組成分布を示すが、 $\text{An} = 50-60$  および  $\text{An} = 75-82$  にピークを示し、CP タイプ軽石とは異なる特徴を示す。直方輝石においても、CP タイプ軽石は  $\text{Mg}\# = 42-74$  と幅広いが、 $\text{Mg}\#48$  付近に強いピークを示し、 $\text{Mg}\#60-70$  付近にごく少量認められるバイモーダルな組成分布を示している。一方 CR タイプ軽石は、 $\text{Mg}\# = 45-76$  で  $\text{Mg}\# = 60-66$  付近にピークをもつユニモーダルな組成分布を示す。角閃石斑晶においては、いずれのタイプもユニモーダルな組成分布を示すが、CP タイプ軽石が  $\text{Mg}\# = 50-63$ 、CR タイプ軽石が  $\text{Mg}\# = 54-71$  を示し、CR タイプ軽石の方が Mg に富んでいる。単斜輝石は、いずれも  $\text{Mg}\# = 65-76$  を示し大きな違いはない。また、CP タイプ軽石には  $\text{Mg}\# = 73-75$  のかんらん石が含まれるが、CR タイプ軽石に

は認められない。鉄チタン酸化物では、CPタイプ軽石は、磁鉄鉱では Mg/Mn2.0 付近、イルメナイトでは Mg/Mn2.5 付近に強い組成ピークを示し、Mg/Mn4.0-29.5 の Mg に富む斑晶がごく少量認められる。CRタイプ軽石は CPタイプ軽石よりやや Mg に富む斑晶が大部分を占めている（磁鉄鉱：Mg/Mn = 2.0-9.5；イルメナイト：Mg/Mn = 2.5-14.0）。なお、CPタイプ軽石のピークを示す磁鉄鉱とイルメナイト、および CRタイプ軽石の磁鉄鉱およびイルメナイトの大部分は組成的に平衡共存可能である（Bacon & Hirschman, 1988）。

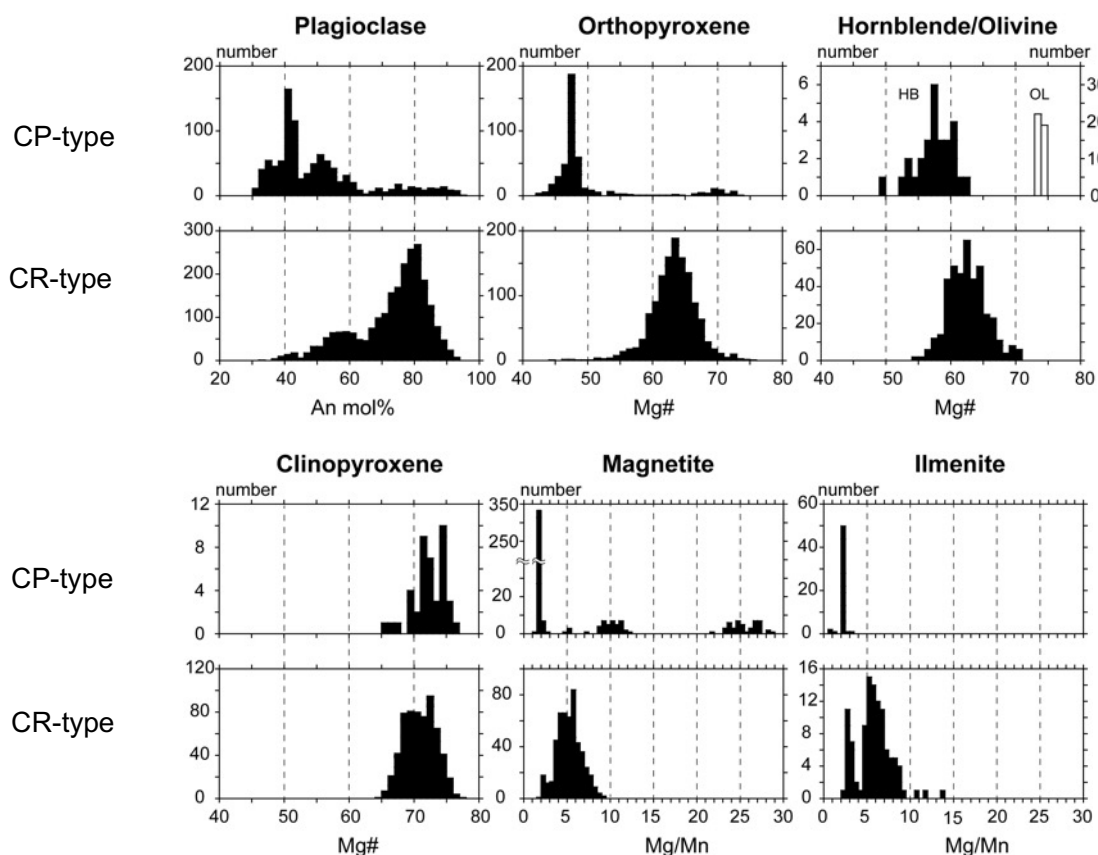


図 2-1-27 斑晶コア組成ヒストグラム（CPタイプ軽石・CRタイプ軽石）。

#### 2-4) CPタイプ軽石

CPタイプ軽石は、高シリカタイプと低シリカタイプで異なる特徴を示す（図 2-1-28）。高シリカタイプは、噴火フェーズによらず、斜長石斑晶は An = 30-45 のコア組成を持つものが大部分を占めているが、全ての試料において An = 45-70 のものも含まれ、An90 前後の斑晶も少量含まれている。一方、低シリカタイプについては、試料ごとに特徴が異なる。多くの試料は、高シリカタイプと比較的類似した組成分布を示すが、Phase 2 の 1 試料のみ（SiO<sub>2</sub> = 68.4）高 An 斜長石（An = 80-94）が大半を占める。また、最初期層であるユニット A1（遊離結晶）についても比較すると、高シリカタイプとは異なり、An = 43-64 が大半を占めており、低 An 斜長石は認められない。

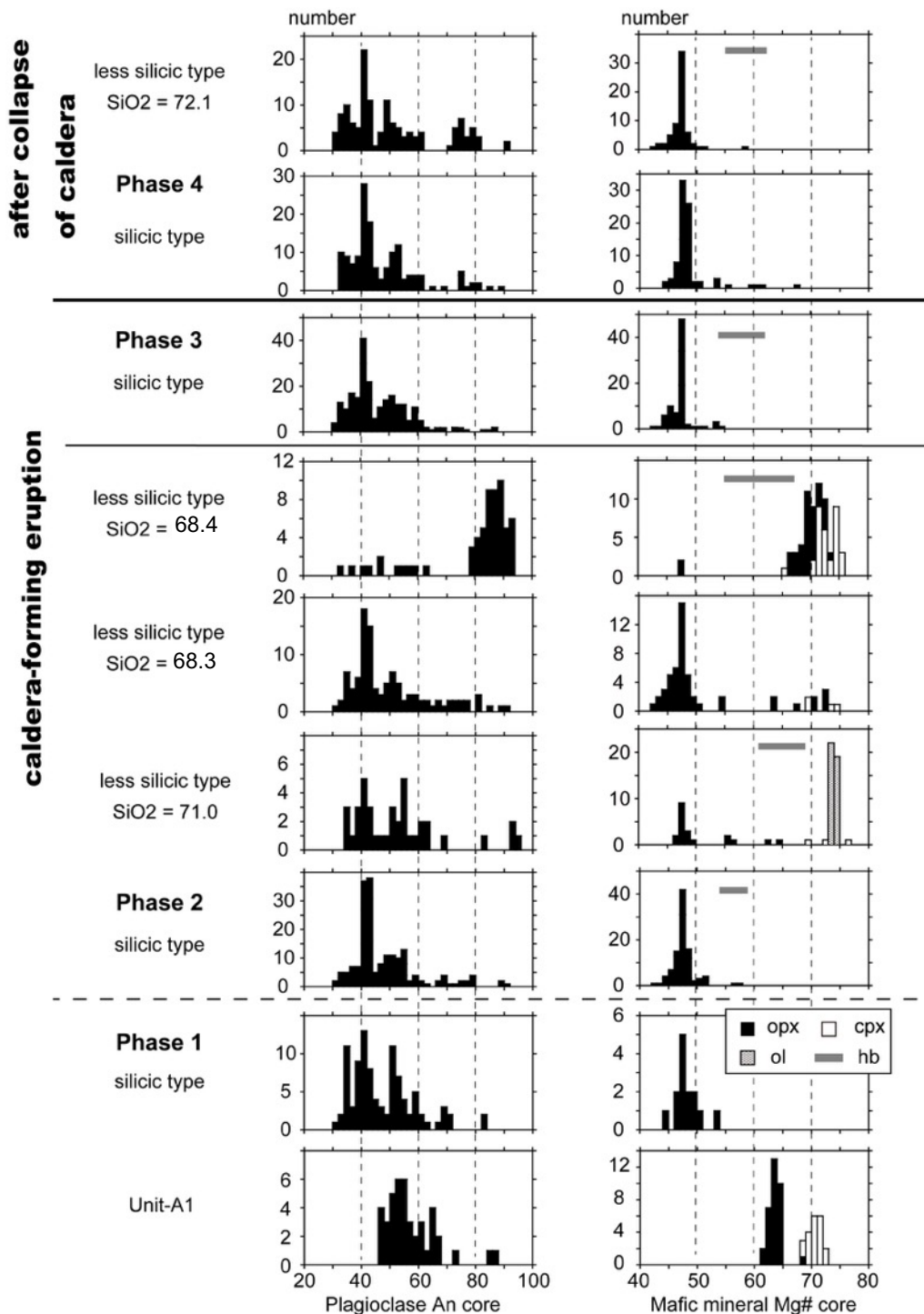


図 2-1-28 斑晶コア組成ヒストグラム (CP タイプ軽石). 最初期層の Unit A1 中の遊離結晶についても示している.

斜方輝石においても、同様の傾向が見られる。高シリカタイプ軽石は、 $Mg\# = 42-52$  の低  $Mg\#$  直方輝石斑晶が大部分を占めている。一方、低シリカタイプ軽石は、試料ごとで特徴が異なる。多くの試料は、高シリカタイプの試料と類似した組成に加え、 $Mg\# = 54-70$  を示すものも認められる。一方 Phase 2 の 1 試料 ( $SiO_2 = 68.4$ ) は、大部分の直方輝石斑晶が  $Mg\# = 65-75$  を示し、低  $Mg\#$  の斑晶は殆ど認められない。Unit A1 には  $Mg\# = 61-65$  の高  $Mg\#$  斑晶が認められる。

また、Phase 2 および Unit A1 の試料には、高 Mg# 単斜輝石 (Mg# = 68-76) や高 Mg# かんらん石 (Mg# = 73-75) が含まれており、高 Mg# 直方輝石斑晶 (Mg# = 65-75) と組成的に平衡共存可能である (Brey & Kohler, 1990)。一方、Phase 4 の試料にはそのような高 Mg# 単斜輝石やかんらん石は認められない。角閃石斑晶は、高シリカタイプ・低シリカタイプいずれにも少量認められ、Mg# = 55-69 と中間的な幅広い組成を示す。

斜長石斑晶および斜方輝石斑晶のコア-リム図を、図 2-1-29 および図 2-1-30 に示す。斜長石斑晶において、高シリカタイプをみると、噴火フェーズによらず、幅広いコア組成に対してリム組成は An = 40-44 付近に集中しており、高 An 斜長石が正累帯構造を、低 An 斜長石が逆累帯構造を示していることが分かる (図 2-1-29)。カルデラ陥没後の Phase 4 には累帯構造を示さない高 An 斜長石が少量認められる。この特徴は直方輝石斑晶においても確認できる。直方輝石斑晶のリム組成は、噴火フェーズによらず Mg# = 46-48 付近に集中し、高 Mg# 斜方輝石は正累帯構造を、低 Mg# 斜方輝石は逆累帯構造を示している (図 2-1-30)。カルデラ陥没後の Phase 4 には累帯構造を示さない高 Mg# 斜方輝石斑晶が少量存在する。低シリカタイプも基本的には高シリカタイプと同様の特徴を示すが、SiO<sub>2</sub> = 68.4 の試料については、高 An 斜長石・高 Mg# 斜方輝石の割合が高く正・逆累帯構造を示すようである。また、Unit A1 の試料においては、斜長石斑晶はリム組成が An = 48-55 とやや Ca に富んでおり、高 An 斜長石が正累帯構造を、低 An 斜長石が逆累帯構造を示す。直方輝石斑晶については、リム組成は Mg# = 62-67 であり、多くがやや逆累帯構造を示している。

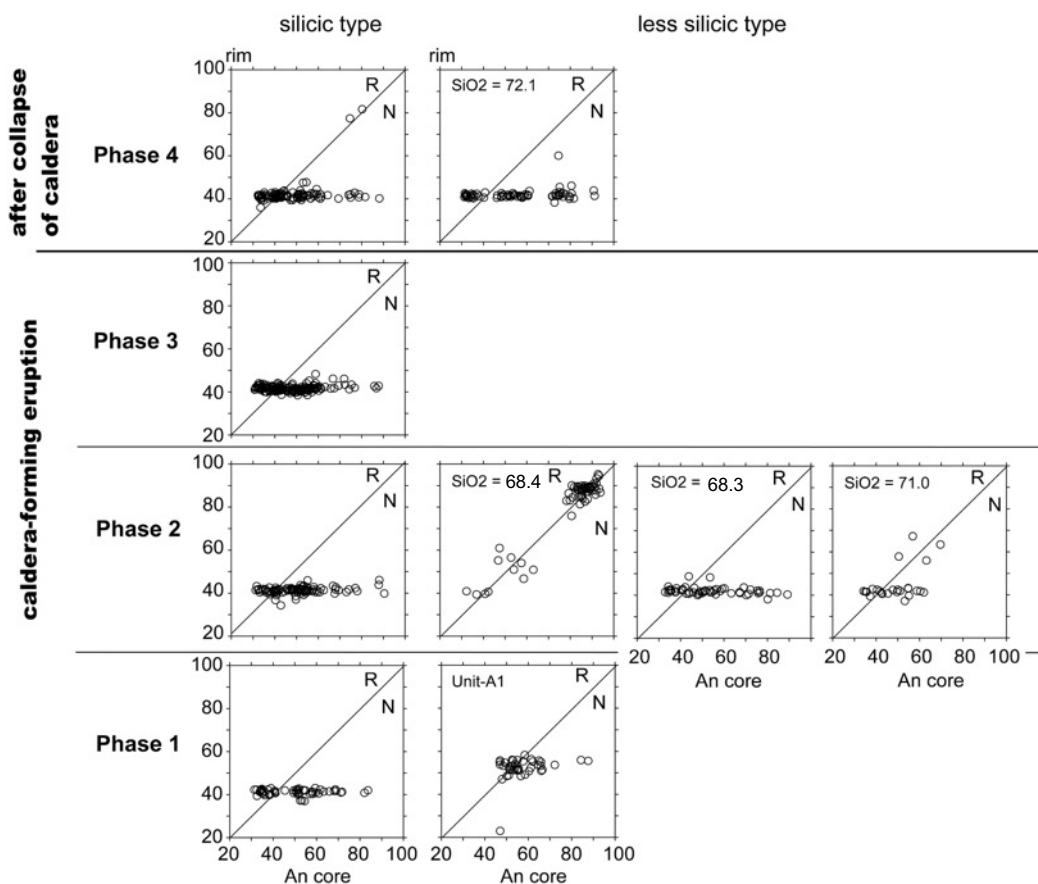


図 2-1-19 斜長石斑晶の An コア-リム図 (CP タイプ軽石および Unit A1)。

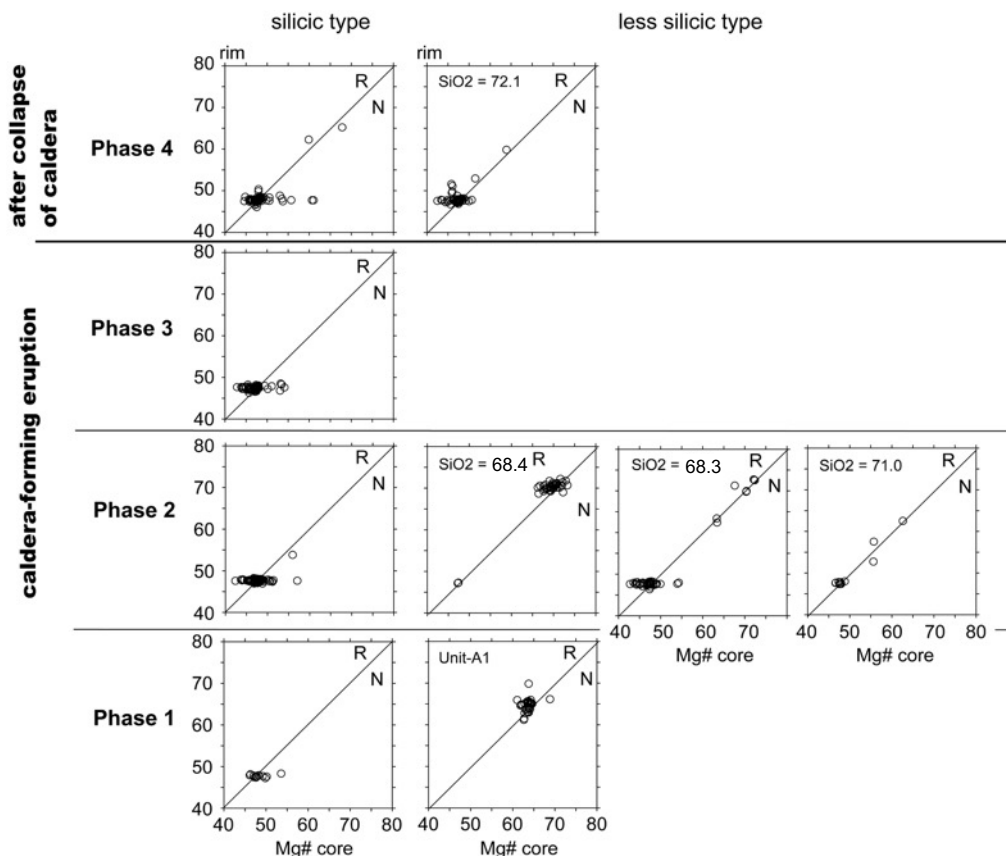


図 2-1-30 直方輝石斑晶の An コア-リム図 (CP タイプ軽石および Unit A1)。

## 2-5) CR タイプ軽石

図 2-1-31 に覚生露頭で採取した CR タイプ軽石の斑晶鉱物コア組成を示す。CR タイプ軽石は、試料ごとで異なる特徴を示す。高  $\text{SiO}_2$  量の試料 (Unit D・ $\text{SiO}_2 = 65.7$  の試料) は、斜長石斑晶において  $\text{An} = 40-70$  のコア組成を持つものが大半を占めており幅広い組成分布を示すが、それ以外のシリカ量が乏しい試料では、 $\text{An} = 60-88$  を示す斑晶が大部分を占め、ユニモーダルな組成分布を示す。その組成ピークは試料によって異なっており、一部の試料には  $\text{An}90$  を超える斑晶も含まれる (Unit E・ $\text{SiO}_2 = 54.9$  の試料)。

同様の傾向は、直方輝石斑晶においても見られる。高  $\text{SiO}_2$  量の試料 (Unit D・ $\text{SiO}_2 = 65.7$  の試料) では、 $\text{Mg}\# = 45-68$  の直方輝石が含まれ、幅広い組成分布を示すが、それ以外の低シリカの試料には、 $\text{Mg}\# = 60-74$  の斑晶が大部分を占める。その組成ピークは試料によって異なっており、一部の試料はバイモーダルな組成分布が認められる (Unit E・ $\text{SiO}_2 = 54.9$  の試料)。

シリカ量が乏しい試料に認められる単斜輝石斑晶は、いずれも  $\text{Mg}\# = 66-76$  の範囲であるが、ユニット C2・ $\text{SiO}_2 = 61.7$  の試料は  $\text{Mg}\# < 70$  に、Unit E・ $\text{SiO}_2 = 54.9$  の試料は  $\text{Mg}\#75$  付近に組成ピークがあり、全岩化学組成の違いによって、若干組成が異なるようである。なお、これら単斜輝石斑晶は、同一試料に含まれる直方輝石斑晶の多くと組成的に平衡共存可能である (Brey & Kohler, 1990)。



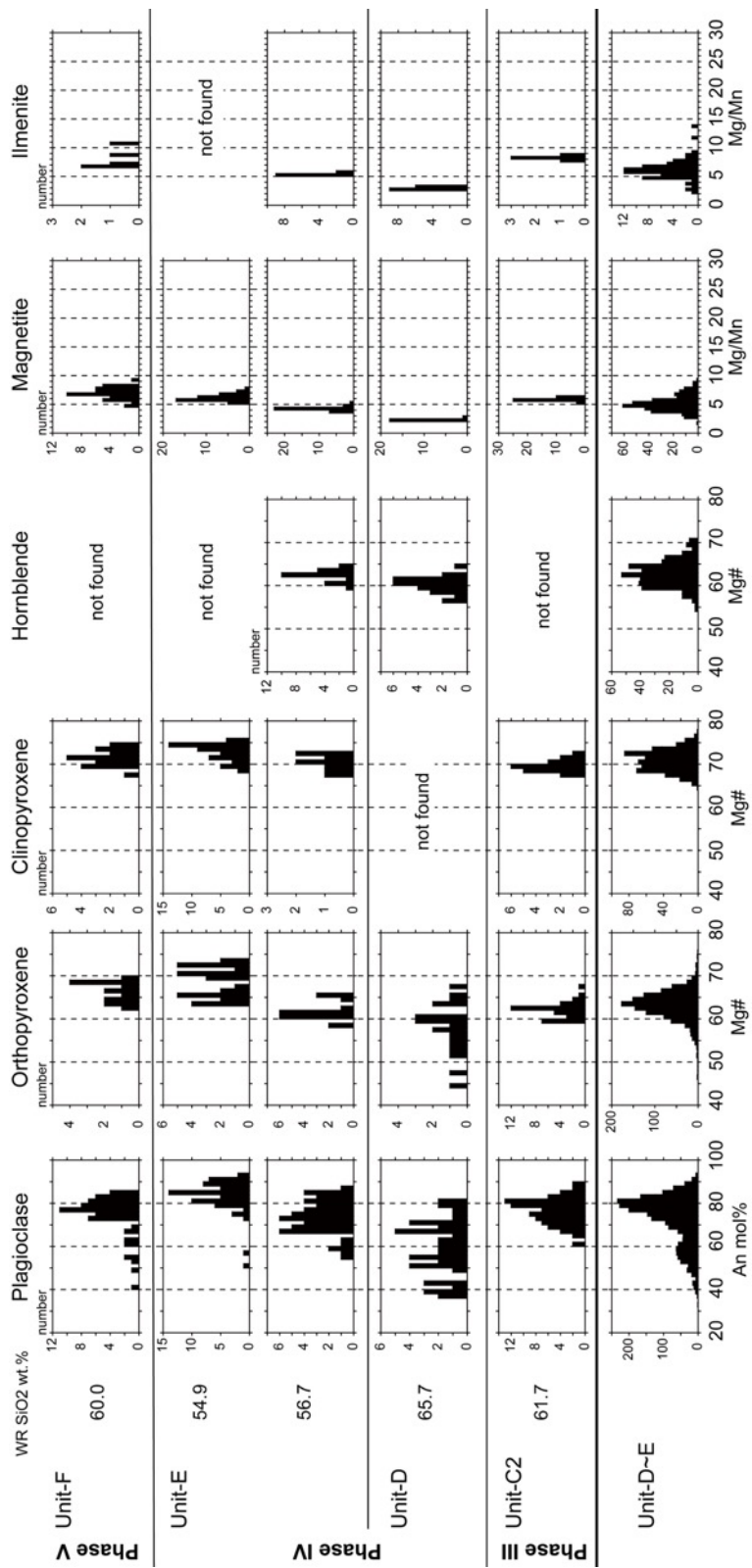


図 2-1-31 斑晶コア組成ヒストグラム (CR タイプ軽石)。

太線より上は覚生地域で採取された試料を示す。

角閃石斑晶は、Unit D・SiO<sub>2</sub> = 65.7 の試料と Unit E・SiO<sub>2</sub> = 56.7 の試料に含まれる。コア組成は Mg# = 56-64, Mg# = 59-65 と試料によってやや異なるが、共存する直方輝石斑晶のコア組成の範囲内に収まっている。

鉄チタン酸化物についても、試料ごとでその特徴は異なる。Unit C2・D・E のいずれの試料においても非常に均質であり、高シリカ試料ほど Mg に乏しい組成を示す。また、Unit E・SiO<sub>2</sub> = 54.9 の試料においては、イルメナイトは認められない。一方、Unit F・SiO<sub>2</sub> = 60.0 の試料についてはやや幅広い組成分布を示す。いずれの試料においても、共存する磁鉄鉱とイルメナイトは組成的に平衡共存可能である (Bacon & Hirschman, 1988)。

なお、これらの特徴はユニットによる違いもあるかもしれないが、他の地点で採取した Unit D または E の試料の組成範囲に収まっていることから、ユニットに関係なく個々の試料の特徴があるといえる。

斜長石・斜方輝石・単斜輝石および角閃石斑晶のコア-リム図を、図 2-1-32 に示す。斜長石斑晶において、Unit D・SiO<sub>2</sub> = 65.7 をみると、幅広いコア組成に対してリム組成は An = 46-50 付近に集中しており、高 An 斜長石が正累帯構造を、低 An 斜長石が逆累帯構造を示す。一方、その他の試料においては、リム組成が An = 60-80 と幅広く、正累帯構造・逆累帯構造を示す斑晶のほかに、累帯構造を示さないものも多く含まれる。一方、輝石斑晶はいずれの試料においてもリム組成は比較的均質である。Unit D・E の試料においては、高 Mg# 斑晶が正累帯構造を、低 Mg# 斑晶が逆累帯構造を示す傾向がみられる。特に Unit E・SiO<sub>2</sub> = 54.9 の試料においてはその傾向が明瞭である。一方、Unit C2・F の輝石斑晶は逆累帯構造を示している。角閃石斑晶については共存する直方輝石斑晶と同様に、高 Mg# 斑晶が正累帯構造を、低 Mg# 斑晶が逆累帯構造を示す。

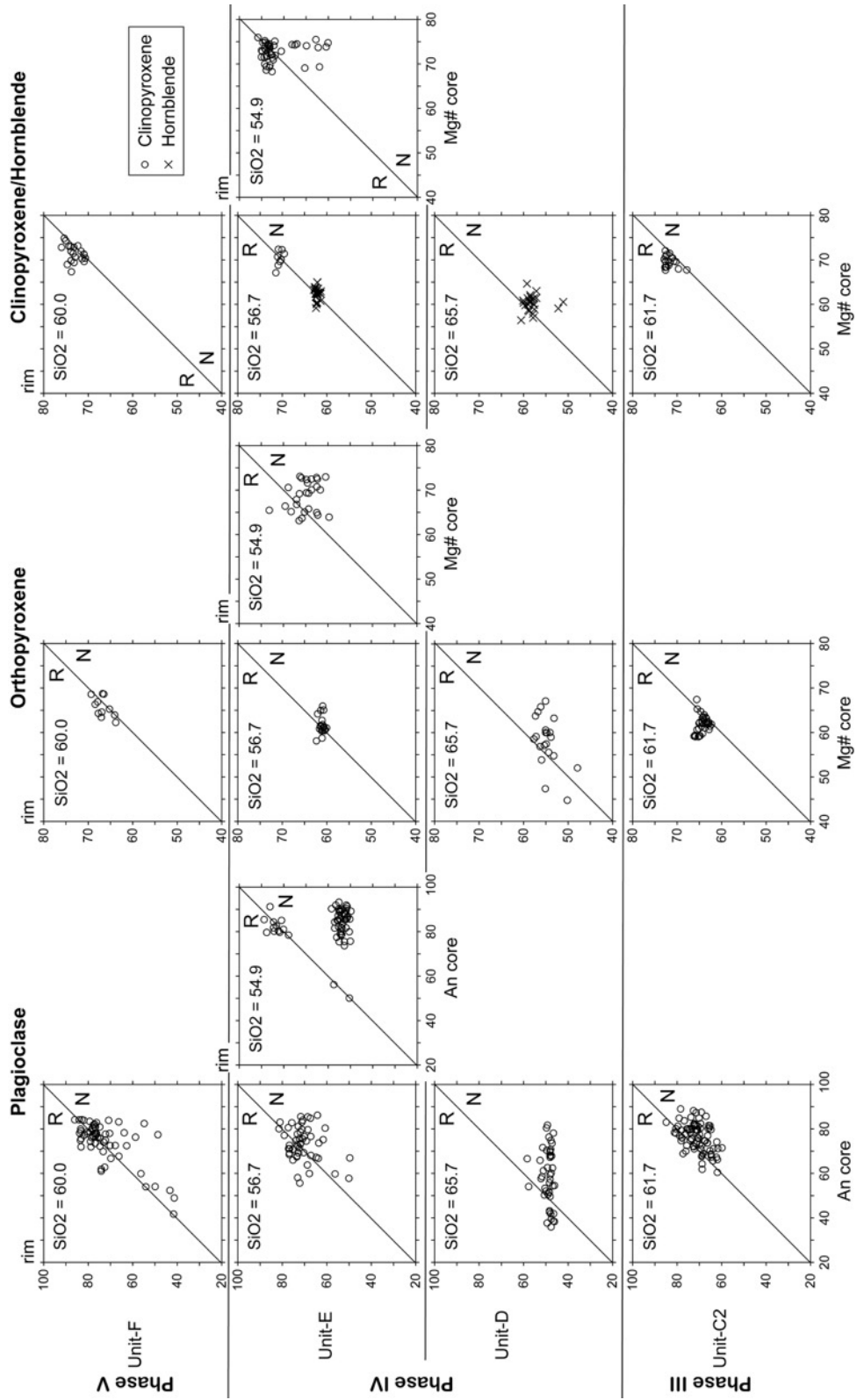


図 2-1-32 斜長石・直方輝石・単斜輝石・角閃石斑晶のコア・リム図  
(覚生地域で採取された CR タイプ軽石).

### 3) カルデラ形成期のマグマ供給系の構造

上述したように、支笏カルデラ形成期の本質物は斑晶に乏しい流紋岩質～デイサイト質の CP タイプ軽石と斑晶に富むデイサイト質～安山岩質の CR タイプ軽石からなる。両者を比較すると、全岩 SiO<sub>2</sub>–斑晶量図において、CP タイプ軽石の多くは CR タイプ軽石とは明らかに異なる直線トレンドを描き（図 2-1-18）、Na<sub>2</sub>O などの全岩化学組成ハーカー図では、両者は明らかに異なる且つ平行な直線トレンドを描く（図 2-1-21）。また鉱物化学組成をみると、CP タイプ軽石と CR タイプ軽石は異なる組成分布を示す（図 2-1-27）。以上の特徴から、カルデラ形成期のマグマ供給系には、斑晶に乏しい珪長質マグマ系（CP サブマグマシステム）と斑晶に富む安山岩質マグマ系（CR サブマグマシステム）が独立して存在し、両者に混合関係はなかったと考えられる（図 2-1-33）。

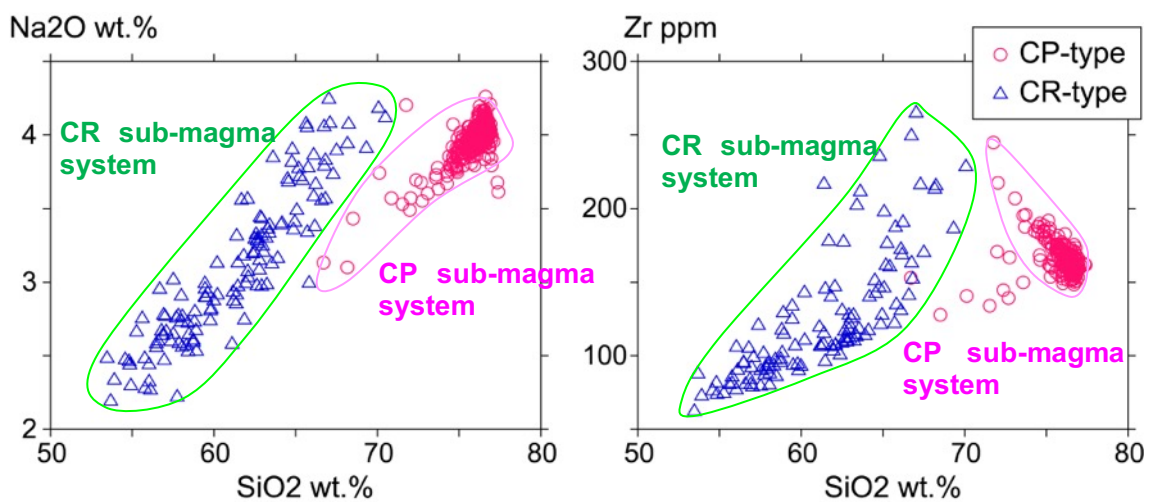


図 2-1-33 CP サブマグマシステムと CR サブマグマシステムの混合関係。

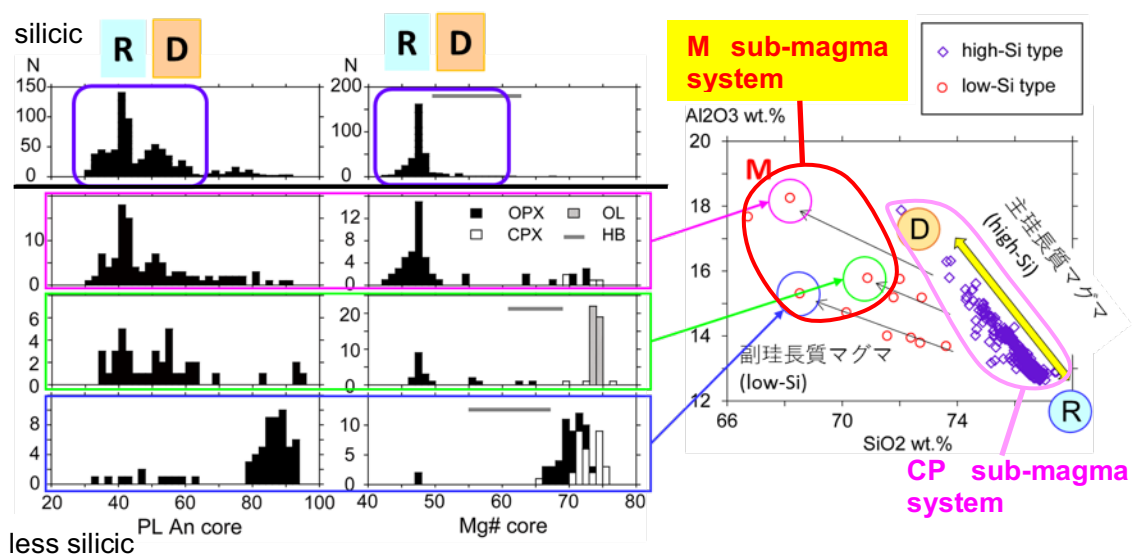


図 2-1-34 CP サブマグマシステムと M サブマグマシステムの混合関係。

CP タイプ軽石を詳細にみると、全岩化学組成ハーカー図上では、大部分を占める高シリカタイプが1本の直線トレンドを描いているが、低シリカタイプはそれとは異なる組成トレンドを描いている(図 2-1-22)。また、低シリカタイプの斑晶鉱物は、明らかに苦鉄質な組成を示している(図 2-1-28)。これらの特徴は、苦鉄質マグマの関与を示唆しており、カルデラ形成期のマグマ供給系にはマフィックマグマ系(M サブマグマシステム)も存在し、CP サブマグマシステムと混合したと考えられる(図 2-1-34)。

#### 4) サブマグマシステムの特徴と温度・圧力の推定

##### 4)-1 サブマグマシステムの特徴

CP タイプ軽石の大部分を占める高シリカタイプは、全岩化学組成ハーカー図において、直線的なトレンドを描く(図 2-1-21, 図 2-1-22)。同様の特徴は Sr 同位体組成のハーカー図でも認められる(図 2-1-25)。また、鉱物化学組成では、正累帯構造と逆累帯構造を示す斑晶が共存している(図 2-1-28, 図 2-1-29)。これらの特徴から、CP サブマグマシステムでは、低 Sr 同位体比の流紋岩質マグマと高 Sr 同位体比のデイサイト質マグマの混合が起きていたと考えられる。M サブマグマシステムは、CP タイプ軽石の低シリカタイプを含む試料の鉱物組み合わせや全岩化学組成が明らかに異なることから、複数のマフィックマグマから構成されたと考えられる(図 2-1-34)。縞状組織や組成的に非平衡な斑晶の共存などの不均質な産状を考慮すると、M サブマグマシステムの混合は噴火の直前であったと考えられる。最初期層である Unit A1 についても、鉱物化学組成が高シリカタイプとは異なり、明らかに苦鉄質な組成を示すことから(図 2-1-27)、M サブマグマシステムの一部であると考えられ、噴火直前に混合したことが示唆される。一方、CR タイプ軽石は、全岩化学組成において幅広い多様性があり、系統的な特徴は認められない(図 2-1-13, 図 2-1-33)。また、鉱物化学組成においても、正累帯構造・逆累帯構造が共存するが、試料ごとに特徴が異なる(図 2-1-31, 図 2-1-32)。これらのことから、CR サブマグマシステムは、複数の斑晶に富むマグマ(Crystal-rich マグマ: CR マグマ)から構成され、一部は混合していたと考えられる。それぞれの端成分マグマに含まれる斑晶は、集斑晶の組み合わせや斑晶鉱物コア組成ヒストグラムの特徴より、次のように推定される(表 2-1-1, 図 2-1-35)。

表 2-1-1 端成分マグマの鉱物組み合わせと化学組成

Type	PL An	OPX Mg#	MGT Mg/Mn	ILM Mg/Mn	HBL Mg#	CPX Mg#	OLV Mg#
R	38-45	42-50	1.6-2.0	2.1-2.4	-	-	-
D	45-70	50-60	4.0-6.0	-	(50-63)**	-	-
M *	70-94 (46-86)***	60-75 (62-68)***	8.5-29.5 (4.0-4.5)***	- (5.0-6.5)***	(50-63)**	65-76 (68-73)***	73-75
CR *	38-94	45-76	2.0-9.5	2.5-14.0	54-71	65-76	-

∴ not found

\*: 試料によって含まれる斑晶の組み合わせと組成は異なる

\*\* : 組成的に R と M の中間であるが、由来マグマがはっきりしない

\*\*\*: Unit A1 のマフィックマグマ

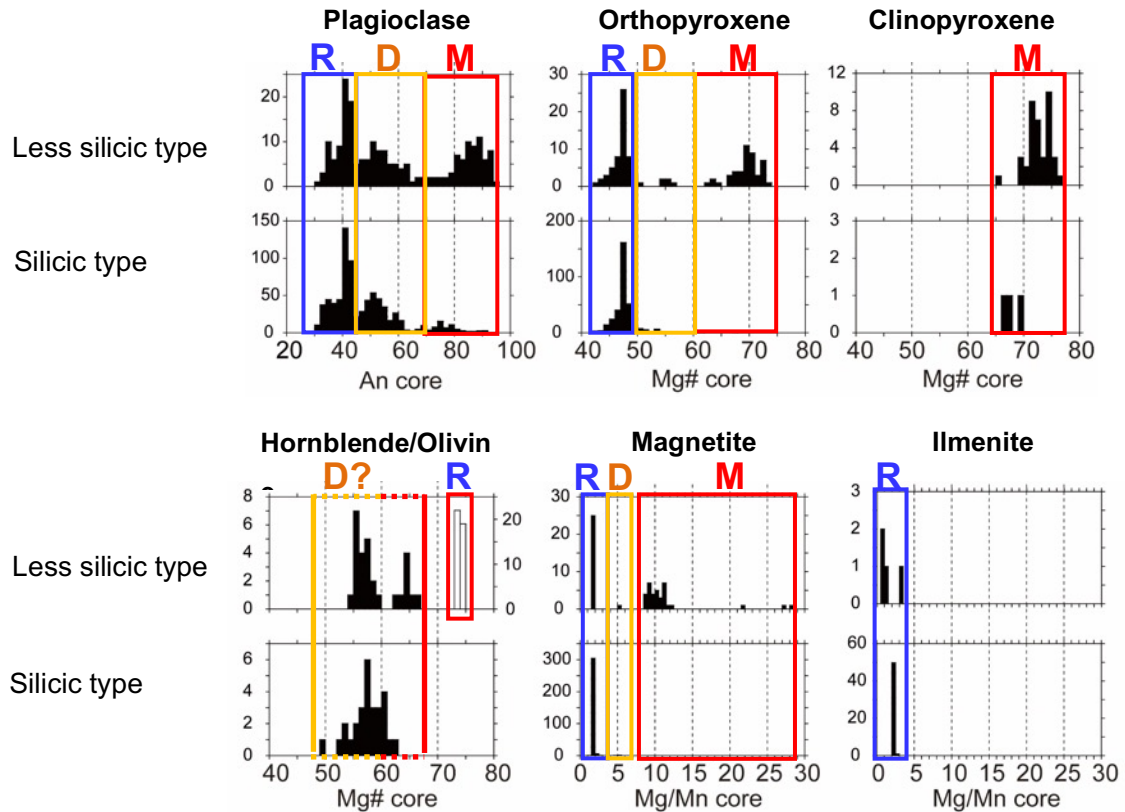


図 2-1-35 CP タイプ軽石に含まれる斑晶鉱物タイプ。

#### 4)-2 サブマグマシステムの温度・圧力条件

以下の地質温度圧力計を用いて、各マグマの温度・圧力条件を見積もった。

○鉄チタン酸化物地質温度計 (Anderson & Lindsley, 1988)

各試料中の平衡共存できる磁鉄鉱とイルメナイトの組み合わせ全てについて見積もった。

○両輝石地質温度計 (Putirka, 2008)

各試料中の平衡共存できる直方輝石と単斜輝石の組み合わせ全てについて見積もった。

○角閃石地質温度圧力計 (Ridolfi & Renzulli, 2012)

全ての角閃石斑晶について、温度圧力を見積もった。

見積もられた温度圧力結果をまとめたものを図 2-1-36 に示す。マグマ温度はいずれのモデルを使用した場合でも、おおよそ一致することが分かった。CP サブマグマシステム (R マグマ) は 770-800 °C, M サブマグマシステム (M マグマ) は 880-960 °C, CR サブマグマシステム (CR マグマ) は 770-940 °C と見積もられ, R マグマ・M マグマと比較して, CR マグマは温度幅が広いことが分かる。また圧力については, CR マグマは角閃石より 100-280 MPa と見積もられ, 圧力も幅広いことが分かる。角閃石地質温度圧力計で見積もられた温度・圧力と化学組成の関係を見ると, 試料によって化学組成が異なるだけでなく, 温度・圧力が異なることが分かる (図 2-1-37)。このことから, CR マグマは非常に不均質で複数存在していたことが示唆される。

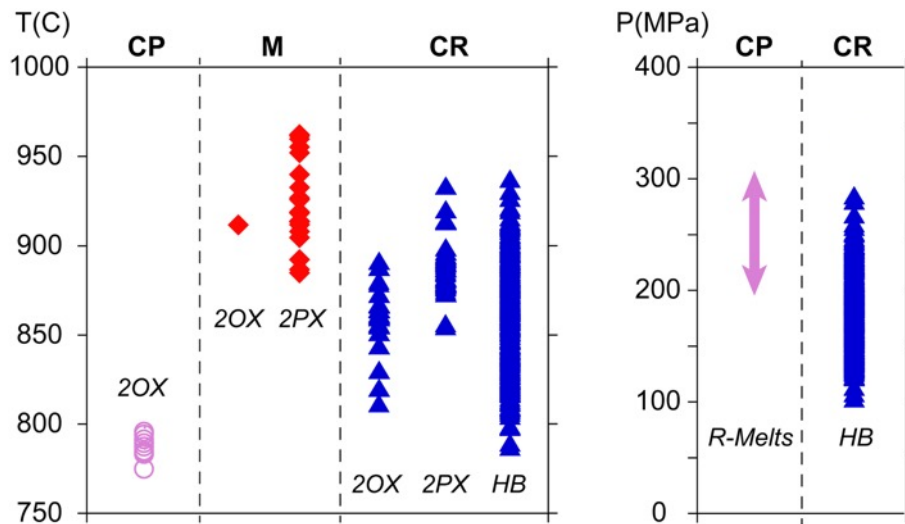


図 2-1-36 地質温度圧力計および熱力学モデルより推定された各サブマグマシステムの温度圧力条件. 2OX : 鉄チタン酸化物地質温度計 (Anderson & Lindsley, 1988). 各試料の平均温度を1つのシンボルとしてプロットしている. 2PX : 両輝石地質温度計 (Putirka, 2008). 全てのデータをプロットしている. HB : 角閃石地質温度圧力計 (Ridolfi & Renzulli, 2012). 全てのデータをプロットしている. R-Melts : Rhyolite-MELTS モデル (Gualda et al., 2012).

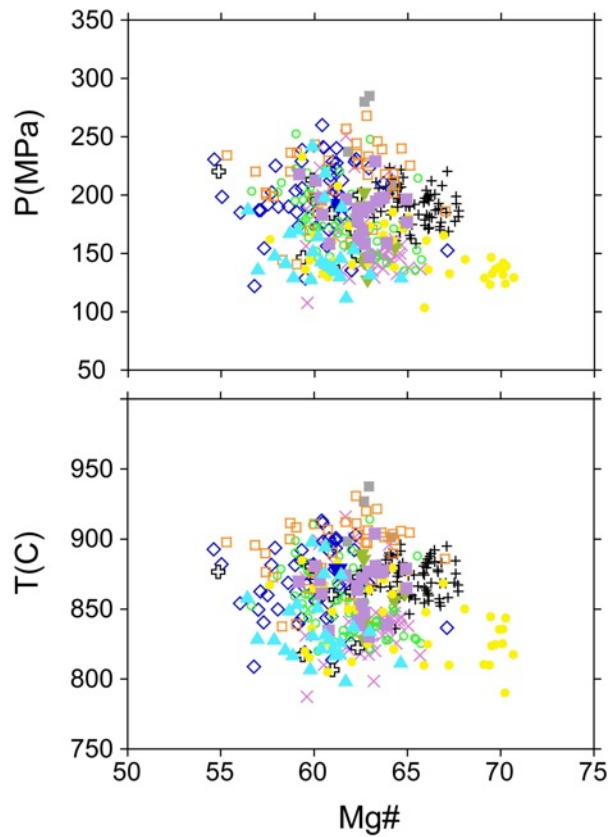


図 2-1-37 角閃石地質温度圧力計 (Ridolfi & Renzulli, 2012) により求められた CR マグマの温度圧力と化学組成の関係. シンボルは個々の試料を示す. 化学組成に依存した傾向はなく, 個々の試料で温度圧力が異なっていることが分かる.



カルデラ形成期の主要なマグマである CP サブマグマシステムの圧力条件を推定するために、最も珪長質な CP タイプ軽石の組成を用いて Rhyolite-MELTS による相平衡モデル計算を実施した。H<sub>2</sub>O = 5 wt.% および 6 wt.%, NNO-buffered の条件下で計算した結果を図 2-1-38 に示す。この結果、鉱物組み合わせおよび化学組成が実際の試料のデータと最も近い条件は 2-3 kbar であることがわかった。この結果より、CP サブマグマシステムと CR サブマグマシステムが同程度の深度 (4-10km) に共存していたということが示唆される。この深度は、他の火山の例 (Long Valley caldera: Cashman & Giordano, 2014; Whakamaru ignimbrite: Matthews et al., 2012) とも調和的であり、大規模珪長質マグマシステムでは一般的な深度なのかもしれない。

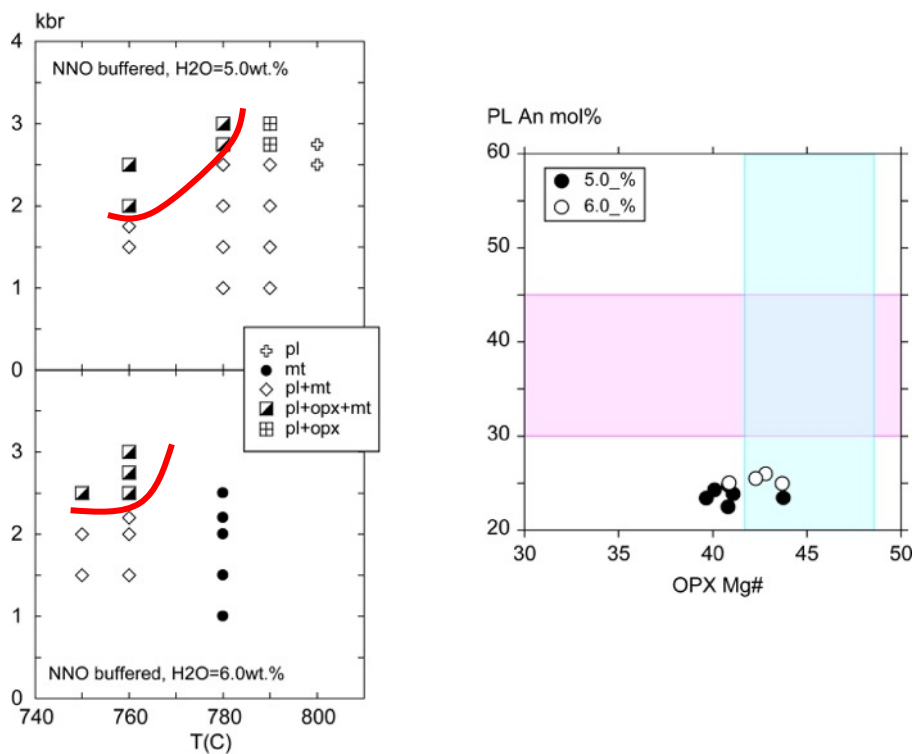


図 2-1-38 (a) Rhyolite-MELTS モデル (Gualda et al., 2012) による CP サブマグマシステムの相平衡モデル計算結果. 赤線は主要斑晶鉱物が晶出する領域を示す. (b) 晶出した斜長石および直方輝石の化学組成. ハッチは R マグマに含まれる斑晶鉱物の組成範囲を示す. 斜長石組成がやや Na に富んでいるが、おおむね一致している。

### 5) CP・CR サブマグマシステムの成因関係

カルデラ形成噴火をもたらすような大規模珪長質マグマの成因については、玄武岩質マグマ (苦鉄質マグマ) からの結晶分別作用 (例えば, Miyagi et al., 2012; Parker et al., 2012) および地殻物質の部分溶融メルトの集積 (例えば, Hildreth & Wilson, 2007; Streck & Grunder, 2008; Deering et al., 2011) が議論されている。支笏カルデラの場合、斑晶に富む安山岩質マグマ (CR サブマグマシステム) と斑晶に乏しい流紋岩質マグマ (CP サブマグマシステム) が活動してお



り、同位体組成において両者は比較的類似した特徴を示すことから (図 2-1-24), 安山岩質マグマからの結晶分化作用で流紋岩質マグマが生成できる可能性がある。

そこで、両タイプの軽石の全岩化学組成の液相濃集元素比を比較した (図 2-1-39)。その結果、Ba/Rb 比は CP・CR タイプ軽石ともにおおよそ一致しているが、Y/Rb 比・Zr/Rb 比・Nb/Rb 比・Ba/Zr 比・Ba/Nb 比といった多くの主要な液相濃集元素比においては、両者は異なることが明らかになった。したがって、CP・CR サブマグマシステムは、地殻物質の部分溶融によって生成された可能性が考えられる。

CP・CR タイプ軽石の同位体組成はやや組成幅があり、特に CP タイプ軽石では、低 Sr 同位体比流紋岩質マグマと高 Sr 同位体比デイサイト質マグマの混合が示唆されていることから (図 2-1-24), 地殻物質そのものにある程度の同位体の不均質があった可能性がある。M サブマグマシステムについては、全岩化学組成のデータが乏しく詳しい議論はできないが、CP・CR サブマグマシステムが地殻物質の部分溶融で生成された可能性が高いことを考えると、その溶融の熱源となった玄武岩質マグマに関連するものと思われる (例えば, Streck & Grunder, 1999; Hildreth, 2004)。

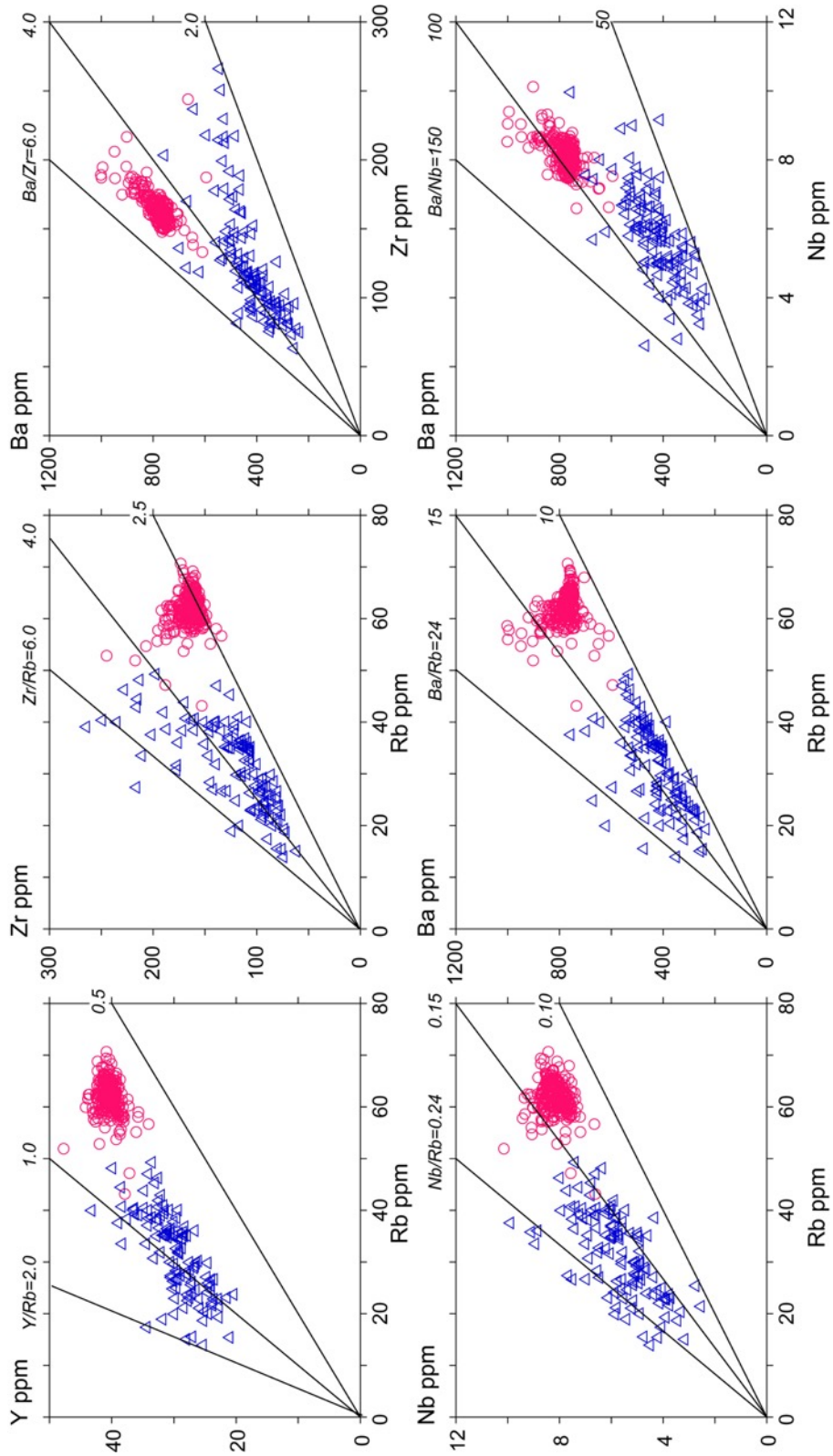


図 2-1-39 支笏カルデラ形成噴火噴出物の全岩化学組成液相濃集元素比図。

## 6) 斑晶累帯構造からみるマグマ混合の時間スケール

CP タイプ軽石の全岩化学組成および鉱物化学組成の検討の結果、カルデラ形成期の噴出マグマの大部分を占める CP サブマグマシステムでは流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合が起きていたことが分かった。この 2 種類のマグマが混合・蓄積することで、大規模珪長質マグマが生成されたと考えられる。そのマグマ蓄積プロセスの履歴は斑晶鉱物に記録されていることが予想される。そこで、タイプ R・タイプ D 直方輝石斑晶について、組成累帯構造を解析した。代表的な直方輝石斑晶の BEI およびラインプロファイル結果を図 2-1-40 に示す。解析の結果、タイプ R・タイプ D 直方輝石斑晶の累帯構造は「中心部」と「最外縁部」の 2 タイプに大別されることが分かった。中心部累帯構造は、比較的緩やかな組成変化を示す。単純な正累帯構造・逆累帯構造を示すものもあれば、正累帯構造と逆累帯構造を繰り返す複雑なものも見られる。殆どの斑晶は、このタイプの累帯構造をもつ。一方、最外縁部累帯構造は、非常に薄い逆累帯構造を示し、その組成は～Mg#50 である。中心部累帯構造とは違い、組成累帯構造の繰り返しは認められない。最外縁部累帯構造のみを持つ斑晶と、中心部と最外縁部の両方の累帯構造をもつ斑晶が存在するが、その殆どが Unit C2 以降に認められるようになる。

これら直方輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散時間を見積もった。計算にあたり、Fe-Mg 元素拡散係数は、Allan et al. (2013) の式(3)より見積もった ( $Kd = 3.23-5.58 * 10^{-9} \mu\text{m}^2/\text{s}$ )。温度は 790°C (Fe-Ti 酸化物温度計より推定: Anderson & Lindsley, 1988)、酸素フガシティーは NNO-buffered とした。また、拡散前の初期値のプロファイルは Mg#・Wo・Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 量のプロファイルから推定し、初期値プロファイルが形成されてから拡散が始まったと仮定し算出した。中心部および最外縁部の累帯構造の元素拡散時間見積もりの結果を図 2-1-41 に示す。直方輝石斑晶の中心部累帯構造の Fe-Mg 拡散時間は、100 年～1600 年と見積もられ、噴火ユニットによらず 100 年～500 年あたりに集中する結果となった。これは昨年度までの結果と同様であり、タウポカルデラの Oruanui 噴火と類似する (Allan et al., 2013)。このことから、一般的に大規模珪長質マグマのマグマ蓄積は噴火の約 500 年前には開始していると考えられる。最外縁部累帯構造は、噴火フェーズによらず 100 年未満 (20-30 年程度) であり、明らかにマグマ蓄積プロセスとは異なる履歴であると考えられる。カルデラ形成後に出現することから、この最外縁部累帯構造は、カルデラ陥没後に起きた CP サブマグマシステム内の新たなマグマプロセスを反映しているのかもしれない。

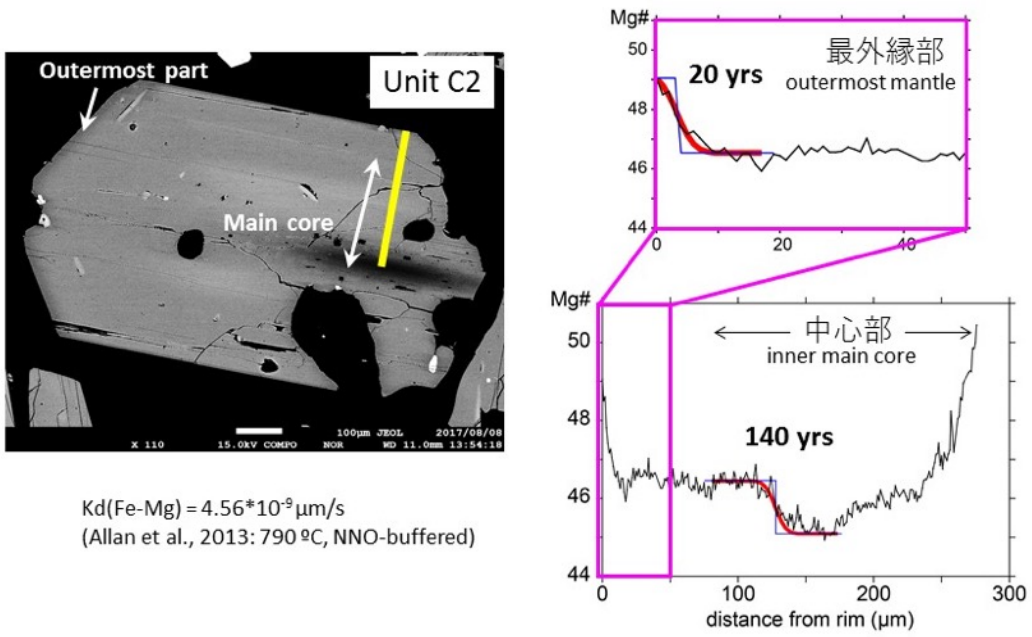


図 2-1-40 代表的な斜方輝石斑晶 BEI とラインプロファイル。  
 中心部と最外縁部の 2 タイプに大別される。

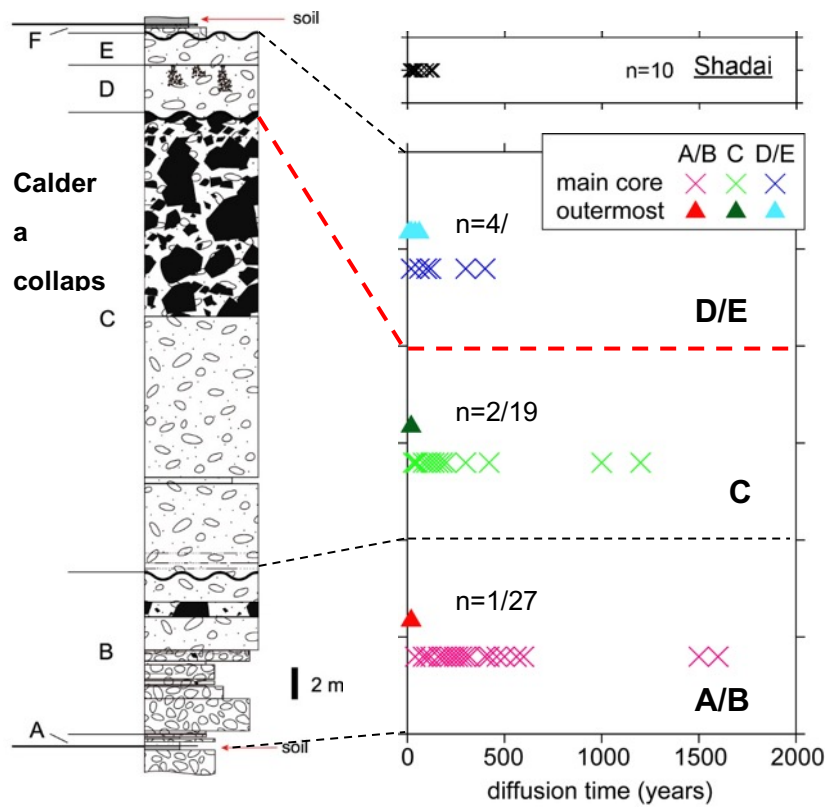


図 2-1-41 斜方輝石斑晶の Fe-Mg 元素拡散時間。

## 7) カルデラ形成期のマグマ供給系のモデル

Hildreth & Wilson (2007)や Cashman & Giordano (2014)では、大規模珪長質マグマのマグマシステムでは、斑晶に乏しい crystal-poor マグマが crystal-rich マグマとマッシュゾーンで共存し、分離するモデルを提案している (図 2-1-42). 支笏カルデラ形成噴火では、斑晶に乏しい珪長質マグマ (CP サブマグマシステム) と斑晶に富む安山岩質マグマ (CR サブマグマシステム) がともに噴出しており、それらがほぼ同じ深度に共存することが分かった. この特徴は、従来の研究で提示されているマッシュゾーンでの大規模珪長質マグマ生成モデルと非常に調和的である. また、多くのカルデラ形成噴火の事例において、苦鉄質マグマの混合が指摘されており (例えば Wilson et al., 2006; Matsumoto et al., 2018), 支笏カルデラ形成噴火の場合も、噴火最初期から複数の苦鉄質マグマの混合が認められる (図 20). これらの特徴から、支笏カルデラ形成期では、CP・CR サブマグマシステムで構成されるマッシュゾーンの下位に苦鉄質マグマ (M サブマグマシステム) が存在するようなマグマ供給系が存在していたと考えられる (図 2-1-42). この苦鉄質マグマは、マッシュゾーンの熱源から生成されたものと推測できる.

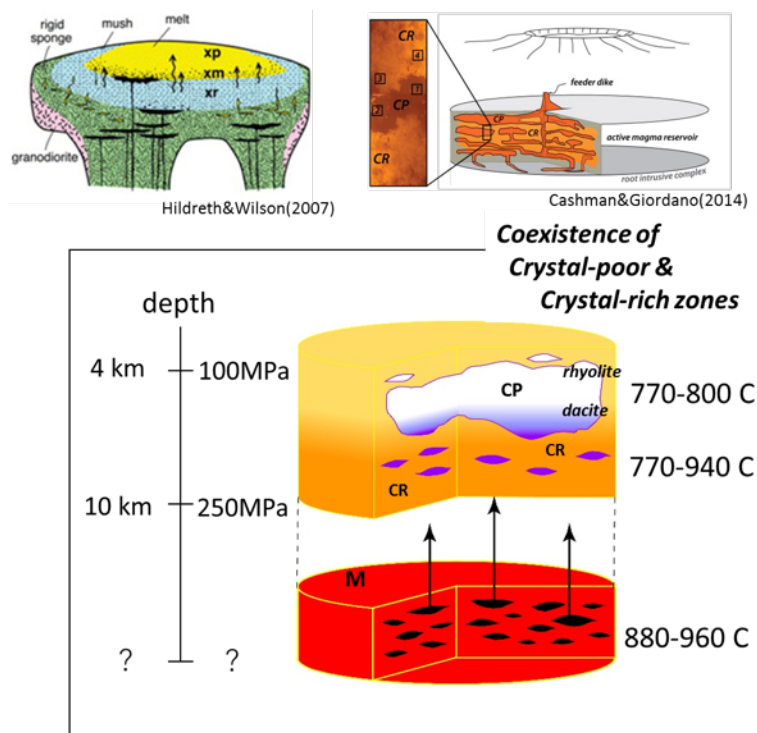


図 2-1-42 従来の研究によるカルデラ形成噴火のマグマ供給系モデル (上) と支笏カルデラ形成期のマグマ供給系モデルの概要.

このマッシュゾーンでは下位の熱源からの熱の供給によって、斑晶に富むマッシュの隙間にメルトレンズが複数存在するようになった(図 2-1-43a)。このマッシュゾーンは同位体的に不均質で下位ほど Sr 同位体比が高かったと推測される。熱源から遠い部分では低 Sr 同位体比の流紋岩質メルトが生成され、比較的近い部分では部分熔融度が高くなり、高 Sr 同位体比のデイサイト質メルトが生成された。これらメルトレンズは、少なくとも噴火の 500~数 100 年前から徐々に結合し(図 2-1-43b)、流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合が起き、大規模珪長質マグマ溜まりが形成された(図 2-1-43c)。そして噴火直前に苦鉄質マグマが注入し、噴火が開始した。

噴火開始後は、プリニー式噴火が起き CP タイプ軽石が大量に噴出した(図 2-1-43d)。その際、複数のマフィックマグマも順次混合し、噴出したと思われる。そして大規模な火砕流を流出した後にカルデラ陥没が起き、その前後から CR タイプ軽石が噴出するようになった。カルデラ陥没後は CR タイプ軽石が主体となり、小規模な火砕流を流出し、小規模な活動に移行したと考えられる。

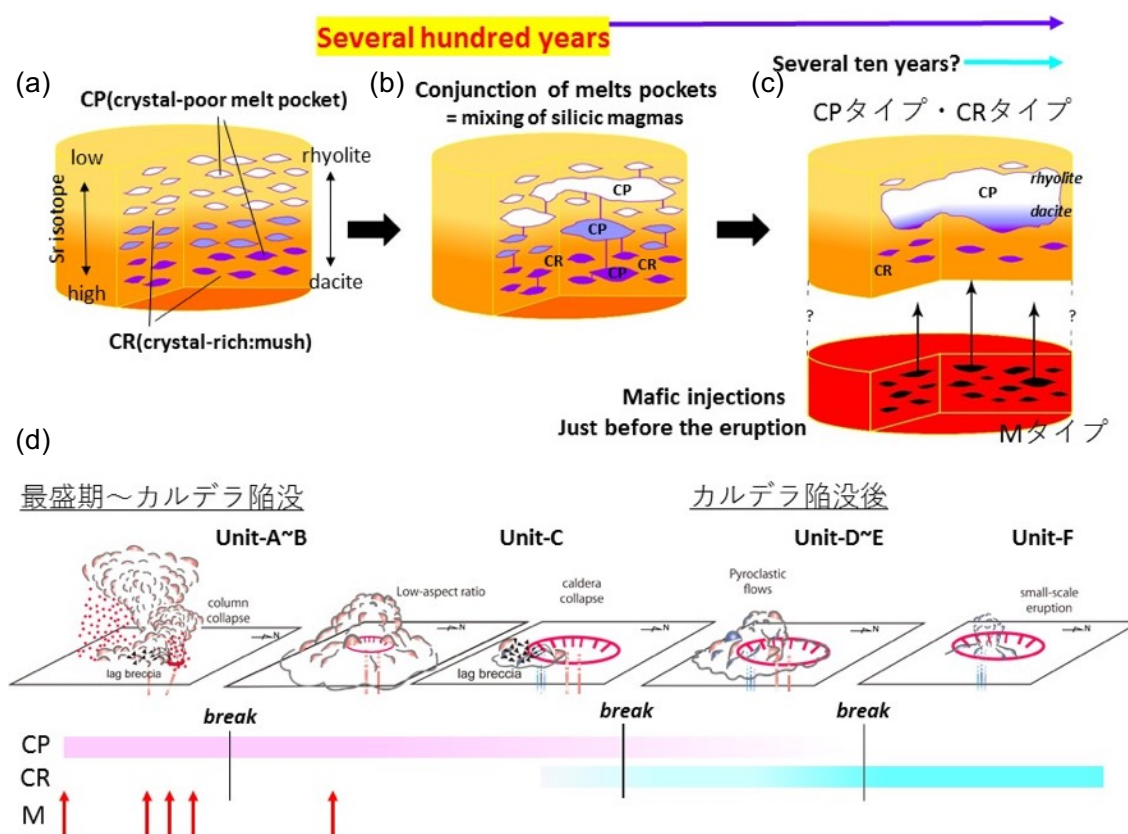


図 2-1-43 支筋カルデラ形成期のマグマ供給系モデルの発生(a)と進化(b)、噴火直前のマグマプロセス(c)、そして噴火開始後の噴火推移とサブマグマシステムの活動の関係(d)。



#### (4) FTIRによるマグマ溜まり深度の推定

本課題の目的は、支笏カルデラ形成期のマグマ溜まり深度（圧力）を推定することである。高精度の地質圧力計としては、両輝石の平衡温度圧力計が一般に広く用いられているが、支笏カルデラ形成期の噴出物には、単斜輝石は平衡な斑晶としては含まれていないため、この方法を適用することができなかった。そこで代替手段として、マグマ溜まりの揮発性成分濃度から深度を求める方法を用いた。すなわち、マグマは揮発性成分に飽和しているとの仮定のもと、揮発性成分濃度を測定し、溶解度則から飽和圧力を算出した。

マグマ溜まりの揮発性成分濃度を見積もるにあたり、メルト包有物の揮発性成分濃度を測定する方法、および、直方輝石斑晶中の微量のOH濃度を定量しメルトと輝石の水の平衡分配から間接的にメルト含水量を求める方法、の2つを行った（図2-1-44）。

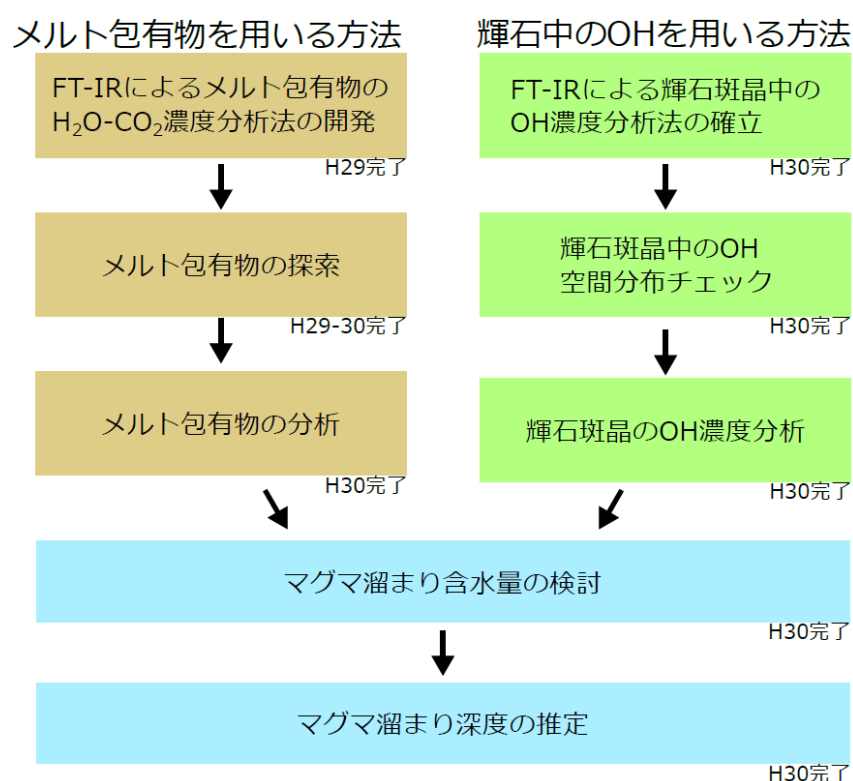


図 2-1-44 FTIR による支笏カルデラ形成期のマグマ溜まり深度推定に関する研究フローチャート。

メルト包有物は、斑晶がマグマ溜まりで成長する際に周囲のメルトを取り込んだ物質である。噴火時も閉鎖系が保持されるため、マグマ溜まりの初期揮発性成分が保持されていると考えられている（たとえば Metrich & Wallace, 2008）。また、 $H_2O$  のほか、Cl や  $CO_2$  など複数の揮発性成分が含まれており、多くの情報を得ることができる。本課題では、当初はメルト包有物の分析に基づき、マグマ溜まりの深度を決定する予定であった。しかし、分析可能なサイズのメルト包有物を含む斑晶が著しく少なく、データ点数を増やすことが困難であったため、直方輝石斑晶を分析する方法に切り替えた。斜方輝石は、化学式の中には水を含まないが、結晶構造中にごくわずか

の OH を取り込む性質を持つ。その OH 濃度は、周囲メルトの含水量と比例関係にあり、比例定数（分配係数）は実験的に決定されている（Dobson et al. 1995; Grant et al., 2007）。そのため、輝石斑晶の含水量を測定することで、間接的にメルト含水量を推定することが可能である。ただし、輝石には OH しか取り込まれないので、他の揮発性成分を無視することになる。特に、マグマ中に CO<sub>2</sub> が豊富に存在する場合は、輝石の OH 濃度から計算される H<sub>2</sub>O 平衡圧力は、全圧としては過小見積もりとなる恐れがある。のちに述べるように、メルト包有物に CO<sub>2</sub> が含まれていなかったため、本課題では全圧 = H<sub>2</sub>O 飽和圧力と仮定する。

### 1) 支笏カルデラ形成期のメルト包有物の揮発性成分濃度の推定

斜方輝石斑晶を多数研磨し、メルト包有物の有無を調べた結果、220 個の斑晶粒子のうち 13 個の粒子に顕微 FT-IR で分析可能な大きさのメルト包有物が含まれていた。これらの粒子をさらに研磨したところ、1 つについて両面研磨薄片が完成した（図 2-1-45）。他の 12 個は破損した。完成した両面研磨薄片には、複数のメルト包有物が含まれていた。そのうち、4 つのメルト包有物（両面研磨薄片の表面に露出したもの）を対象に透過赤外分析を行った結果、平均含水量は 2.3 wt%（2.0~2.8）であった（表 2-1-2）。CO<sub>2</sub> は検出限界以下（<0.1 ppm）であった。この含水量と、Liu et al. (2005) の溶解度則から H<sub>2</sub>O 飽和圧力を計算したところ、34 MPa であった（温度は 800°C と仮定）。



図 2-1-45 メルト包有物を含む斜方輝石斑晶

表 2-1-2 メルト包有物の分析結果

メルト包有物	含水量 (wt%)	圧力 (MPa)
A t-20 a01	2.28	38.98
A t-20 a02	2.76	54.66
A t-20 a04	2.02	31.39
A t-20 a05	2.31	39.89



## 2) 支笏カルデラ形成期の斜方輝石斑晶中の OH 分析

図 2-1-46 は、直方輝石の赤外吸収スペクトルである。2800~3700  $\text{cm}^{-1}$  に複数の吸収ピークが現れており、OH が存在することを確認できる。スペクトルとベースライン（4次多項式）で囲まれる部分の面積（吸光度面積）は、輝石中の OH 濃度に比例する（拡張ランベルトベール則）。そこで、各スペクトルについて吸光度面積を測定し、Bell et al. (1995) の比例定数を用いることで、OH 濃度を計算した。

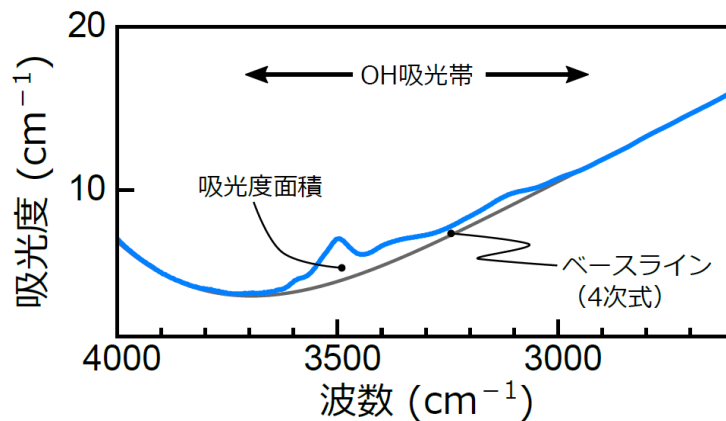


図 2-1-46 斜方輝石の赤外吸収スペクトル（自然光）。

## 3) 輝石斑晶中の OH 濃度空間不均質の検査

噴火の際、周囲のメルトの脱ガスに伴い、輝石斑晶も脱ガスし、斑晶内で OH 濃度分布に不均質が生じる可能性がある。その場合、マグマ溜まり含水量を求めるには、脱ガス未経験の部分を選んで測定しなければならない。そこでまず、いくつかの斜方輝石斑晶粒子を対象に、OH の空間濃度分布を顕微 FT-IR のマッピング分析により調べた。その結果、すべての輝石粒子中で OH 濃度は概ね均質であり、斑晶の周縁部・外縁部を問わずほぼ一定であった（図 2-1-47）。したがって、斑晶は噴火時に脱ガスを経験しておらず、マグマ溜まり含水量のオリジナルの値を保持しているものと考えられる。ただし、図 4 では、斑晶がクリアでない部分（包有物のある部分）では値は高く出ている。これは、その部分に燐灰石（OH を化学式に）の包有物や微小なメルト包有物が存在し、それを含めた平均値が出ているものと考えられる。このような部分は、分析対象から外した。

## 4) 実際の輝石斑晶分析

計 10 個の斜方輝石斑晶について両面研磨薄片を作製し、クリアな部分（包有物を含まない部分）の OH 濃度を分析した。その結果、OH 濃度は平均  $111 \pm 29$  ppm (77~170 ppm) であった（表 2-1-3）。直方輝石-メルト間分配係数 (0.003, Dobson et al. 1995; Grant et al., 2007) を用いると、メルト含水量は  $3.7 \pm 1.0$  wt% となる。流紋岩質メルトに対する溶解度則 (Liu et al., 2005) を用いると、マグマ溜まり圧力は  $84 \pm 42$  MPa となった。また、これらの輝石について斑晶中心部（コア）の Mg# を EPMA により測定したところ、Mg#=45~52 であった。そのため、すべての斑晶が CP サブマグマシステム（R と D の混合マグマ）に由来すると判断される（図 2-1-34）。

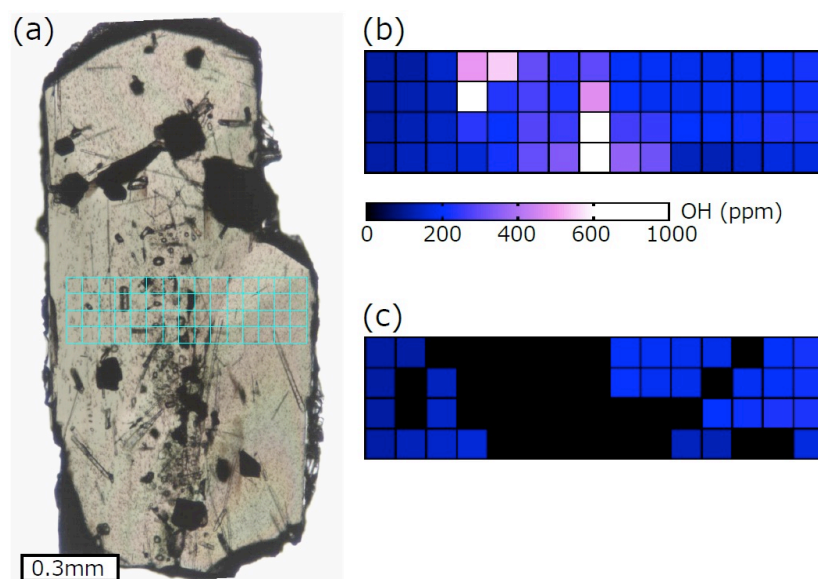


図 2-1-47 直方輝石斑晶内の OH 濃度空間分布. (a) : 直方輝石中のマッピング分析位置. ビームサイズは  $50\ \mu\text{m} \times 50\ \mu\text{m}$ . (b) : 見かけの OH 濃度. 包有物 (メルト, 鉍物) のあるところは値が高く出ている. (c) : クリアな部分のみの含水量. 黒塗りは包有物のある部分.

表 2-1-3 Opx 斑晶の分析結果.

Opx	OH 濃度 (ppm)	メルト含水量 (wt%)	H <sub>2</sub> O 飽和圧力 (MPa)	飽和深度 (km)	コアの Mg#
b b i-9 a01	98.1	3.21	62.5	2.77	47.1
b b i-9 a02	77.2	2.57	41.8	1.85	51.7
b b i-9 a03	113.0	3.78	83.9	3.72	45.9
b b i-9 a04	111.0	3.71	81.1	3.60	48.3
b b i-9 a06	78.5	2.62	43.3	1.92	48.2
b b i-9 a07	107.0	3.57	75.7	3.36	46.5
b b i-9 a08	98.6	3.29	65.3	2.90	44.5
b b i-9 a09	151.0	5.05	141.6	6.28	42.8
b b i-9 y01	170.0	5.67	175.0	7.76	50.7
b b i-9 y02	108.0	3.60	76.9	3.41	45.4

### 3) 支笏カルデラ形成期のマグマ溜まりの深度推定

メルト包有物の含水量測定から見積もられた H<sub>2</sub>O 飽和圧力は 34 MPa であるのに対し, 輝石含水量から見積もられた H<sub>2</sub>O 飽和圧力は  $84 \pm 42$  MPa と, 2 倍以上高い値であった. この値の違いの原因として, メルト包有物から揮発性成分が漏れ出した可能性, および代表性が不確かなことの 2 点が考えられる. 直方輝石は, 劈開が顕著な鉍物であるため, メルト包有物内の揮発性成分が劈開を伝って漏れ出る可能性がある. また, 今回は 1 つの斑晶のしかメルト包有物の分析対象にできなかったため, マグマの深度として代表性を欠く可能性もある. 以上から, 今回のメルト包有物の結果は参考値とするにとどめる.

一方、輝石斑晶中の OH 濃度は、1つ1つの斑晶内では空間的に均質であることから、噴火時に脱ガスをしていないことが明らかであり、個々の斑晶はマグマ溜まり含水量を反映していると考えられる。輝石には CO<sub>2</sub>に関する記録は残らないが、メルト包有物に CO<sub>2</sub>が含まれていなかったことから、マグマ全体でも CO<sub>2</sub>は含まれない（無視できる）とみなす。そこで、全圧=H<sub>2</sub>O飽和圧力であると仮定し、マグマ（地殻）平均密度を 2300 kg/m<sup>3</sup>とすると、直方輝石から得られる H<sub>2</sub>O 飽和深度は平均 3.7 km と計算される。この深度は、マグマ溜まりの代表的な深度と考えられる。この深度は、地質温度圧力計および熱力学モデルより推定された CP サブマグマシステムの深度より若干浅いものの、ほぼ一致していると言える（図 2-1-42）。

#### 4) 支笏カルデラ形成期のマグマ溜まりの形状の推定

斜方輝石斑晶は広い OH 濃度幅（77~170 ppm）を持っており、深度に換算すると、1.9~7.8 km となる。個々の輝石斑晶には脱ガスを経験した痕跡はないことから、OH 濃度幅は実際の斑晶形成深度（または最後の平衡深度）の幅を表しており、マグマ溜まりは縦方向に広い領域に及んでいた可能性が考えられる。

図 2-1-48a は直方輝石斑晶から見積もられる圧力の頻度分布である。もし、直方輝石斑晶がマグマ溜まり内に一様に分布しており、それらの斑晶をまんべんなく採取し解析したとすると、この頻度分布図の形状はマグマ溜まりの形状（体積分布）を反映していることになる。すなわち、マグマ溜まりは 1.8~4 km で広がり、大部分の体積を占める一方、深部にも細いチャネルがあるという描像である（図 2-1-48b）。マグマ溜まりを円筒と仮定し、現在の支笏湖の面積 78.4 km<sup>2</sup>と総噴出量 140 km<sup>3</sup>から厚さをおおまかに計算すると、約 2 km なる。この厚さの大部分が 1.8~4 km 付近に存在し、それより深い所では、マグマは細い通路状に分布していたと推定される。

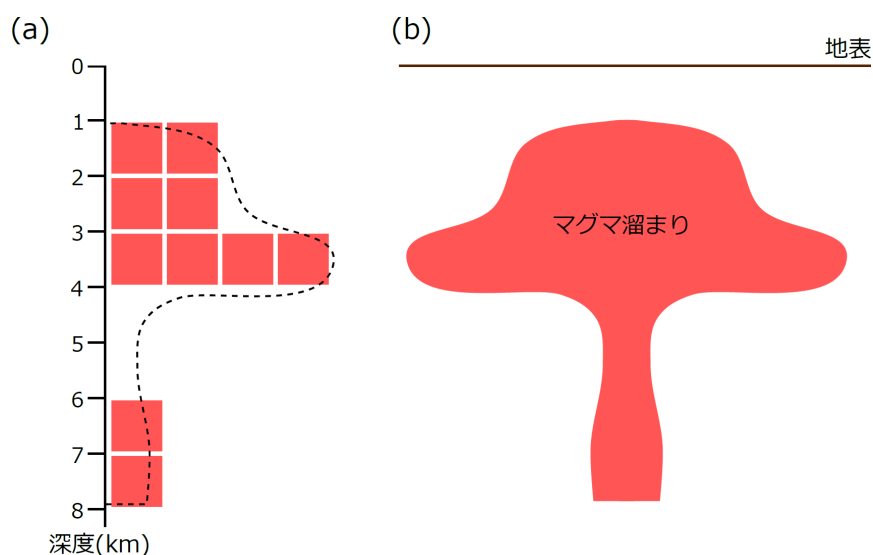


図 2-1-48 直方輝石から推定される(a) : H<sub>2</sub>O 飽和深度の頻度図と、(b) : 推定されるマグマ溜まりの形状。ただし、正確な形状ではなく、マグマ体積の分布を表す。

## (5) U-Th 放射非平衡によるマグマ生成～噴火の時間スケールの検討

本課題では、支笏カルデラ形成期の噴火におけるマグマ生成から噴火に至る時間スケールを推定することを目的として、U-Th 放射非平衡の測定法の開発を行い、そして物質科学的解析によって明らかにされたマグマプロセスを基に分析対象試料を選定して、U-Th 放射非平衡の測定を行った（図 2-1-49）。

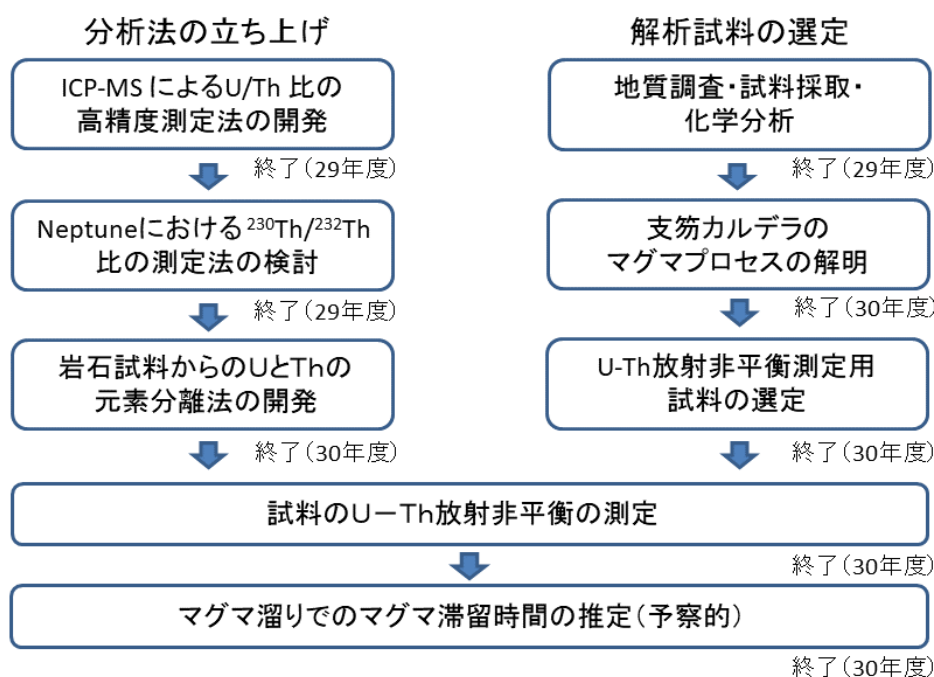


図 2-1-49 U-Th 放射非平衡による支笏カルデラ形成期のマグマ生成～噴火の時間スケールの検討に関する研究フローチャート。

### 1) U-Th 放射非平衡の解析ルーチンの立ち上げ

マグマはどのような速さでマグマ溜りに蓄積されるのか、マグマはどのくらいの期間マグマ溜りに停留するのか、そして噴火を引き起こす準備プロセスはいつから始まるのか、といった時間スケールを明らかにすることは、噴火予測において極めて重要である。そこでカルデラ噴火に関わるマグマプロセスの時間スケールを解明するためのツールとして、ウラン系列放射非平衡の解析ルーチンの立ち上げを行った。

#### 1-1) U-Th放射非平衡の概略

長寿命の放射性核種である  $^{238}\text{U}$  から始まる放射壊変は、いくつかの元素を経て  $^{206}\text{Pb}$  へと至る。この放射壊変系列において、娘核種の半減期が親核種の半減期よりもはるかに短いという条件を満たす親核種・娘核種のペアについて定常状態が成立していれば、両者の放射能 ( $=\lambda N$ ;  $\lambda$ : 壊変定数,  $N$ : 原子数) が等しくなる。この場合、岩石やマグマの組成は図 5-2 の equiline 上に乗る (例えば◆印)。しかし、なんらかの過程で親核種と娘核種の分別が引き起こされると放射平衡が崩れる (図 2-1-50 の  $A_0$ ,  $B_0$ )。そして娘核種の半減期の約 6 倍程度の時間をかけて、再

び放射平衡へと戻ろうとする．そこで，この「放射平衡への戻り具合」を利用して，年代測定を行うことができる． $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$ 系では， $^{230}\text{Th}$ の半減期が約7万5千年であるため，現在から遡って約1～40万年前のマグマのイベントに対応することができる．

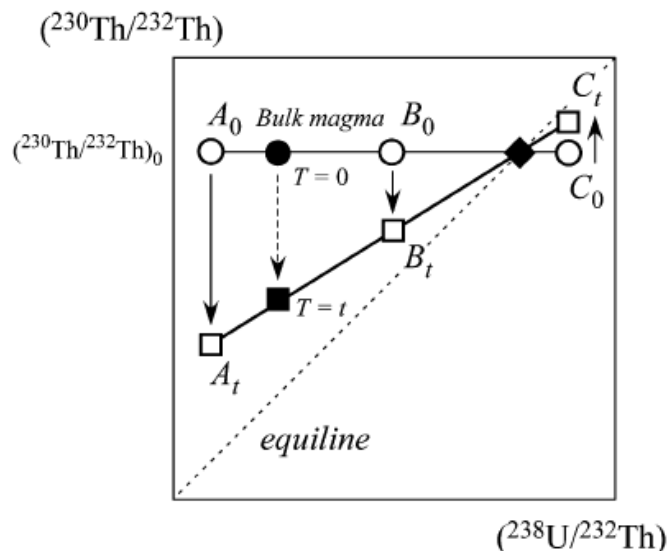


図 2-1-50 U-Th equiline 図 (栗谷, 2007). 括弧内の比は放射能比を表す.

## 1-2) U-Th放射非平衡の測定法の確立

U-Th 放射非平衡を測定するためには，対象とする試料（鉱物や全岩など）の  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  比と  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$  比を精密に決定する必要がある．そのためには，珪酸塩試料からの U と Th の化学分離方法の確立，分析装置での Th 同位体比（図 2-1-50 の縦軸）の測定法の確立，分析装置での U/Th 比（図 5-2 の横軸）の測定法の確立，が必要となる（図 2-1-49）．

岩石試料からの U と Th の化学分離法については，東京工業大学の横山哲也教授のご協力・ご指導の下で Yokoyama et al. (1999) などに従って確立し，ほぼ 100% の回収率を達成した．Th 同位体比 ( $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ) の測定法については，北大のマルチコレクタ型質量分析計 (MC-ICP-MS; Neptune-plus) に RPQ フィルターを装着した上で，サーモフィッシャー社の金澤延行氏のご協力のもとでカップ調整等を行い，20 ppb の Th 溶液について  $^{232}\text{Th}$  が 47V のビーム強度を得られることが確認できた．現状ではトリウム同位体の標準試料によるキャリブレーションを行っていないために分析確度についての評価は困難であるが，繰り返し再現性については 0.4% 以下を達成している．U/Th 比の測定法については，スパイク物質を用いた同位体希釈法による測定ができないため，ICP-MS で測定する方法についての検討を行った．その結果，例えば JB-3 については  $0.3665 \pm 0.0031$  (n=10) との結果が得られ，繰り返し再現性は 0.9% であった．

## 2) 支笏カルデラ形成期のマグマ生成の時間スケールの推定

U-Th 放射非平衡の分析は，CP タイプの主要トレンド（D マグマ-R マグマ間）をほぼ網羅するように試料を選択して行った（図 2-1-51）．これらの試料についての Th 含有量と Sr 同位体比

の、 $\text{SiO}_2$ 含有量に対する変化を図 5-4 に示す。D マグマと R マグマはともに地殻物質の溶融によって生成したと考えられているが、 $\text{SiO}_2$ 含有量の増加に伴う Th 含有量の減少、および  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比の系統的变化は、D マグマと R マグマはソース物質が異なり、また CP タイプの主要トレンドは、両マグマを端成分とするマグマ混合で形成されたとのシナリオと調和的である。

U-Th 放射非平衡の測定結果を図 2-1-52 に示す。CP タイプの試料は幅広い U/Th 比を示し、また大部分の試料は Th-excess の放射非平衡をもつ。この結果を噴出年代 (44 ka) に戻したデータを図 2-1-53 に示す。年代補正を行ったデータは  $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}) - (^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$  図上で良い線形性を示し、この図においても CP タイプの主要トレンドは、D マグマと R マグマの混合と調和的である。

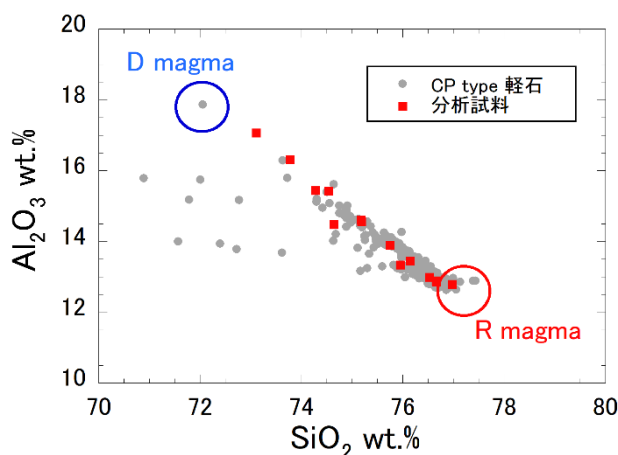


図 2-1-51 CP タイプの軽石と分析試料の全岩化学組成

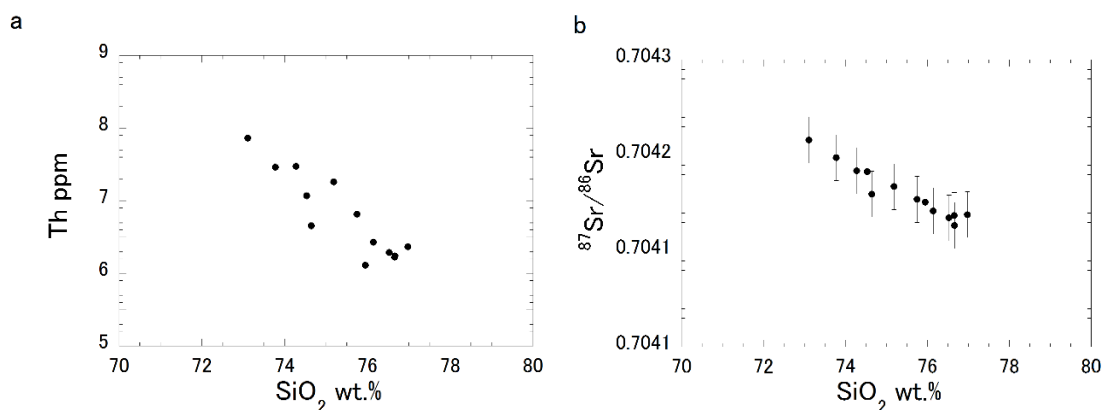


図 2-1-52 U-Th 放射非平衡の測定試料の (a) Th-SiO<sub>2</sub> および (b)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -SiO<sub>2</sub> 組成

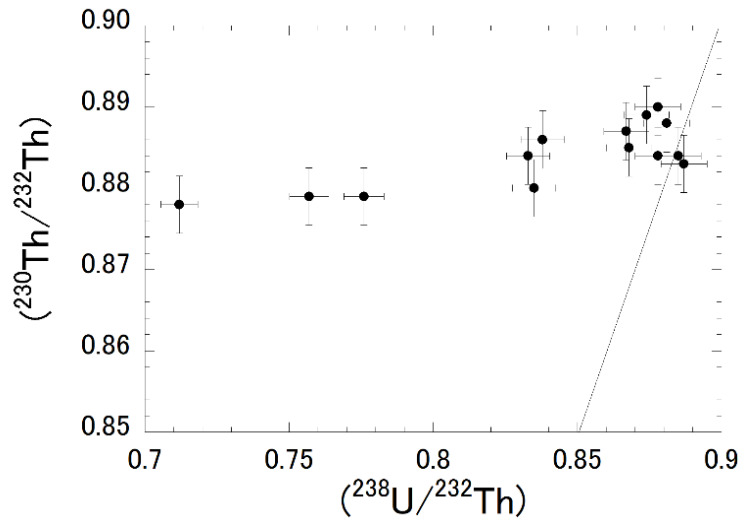


図 2-1-53 U-Th 放射非平衡の測定結果. 直線は equiline を示す.

図 2-1-54 のデータは, 放射非平衡を有する D マグマ (地殻の部分溶融メルト) と放射平衡に到達している R マグマ (地殻の部分溶融メルト) との混合で説明できる. R マグマが放射平衡を示す理由としては, (1)地殻の部分溶融は 40 万年以内に起きたが, その際に U と Th の分別が起きなかった, もしくは(2)メルト生成時には放射非平衡を有していたが, 40 万年以上の時間が経過して放射平衡に到達した, という 2つの可能性が考えられる. これらの中で, R マグマと同様に地殻の部分融解によって生じた D マグマでは融解時に U と Th の大きな元素分別が起きていたことを考慮すると, (1)の可能性については考えにくい. 以上から, 支笏カルデラの CP マグマは, 40 万年以上前に生成した大量の R マグマと, 40 万年前よりずっと新しい時代に生成した少量の D マグマとの混合によって生成したと結論付けられる. D マグマの生成年代は不明であるが, 直方輝石斑晶の累帯構造の解析から D マグマと R マグマのマグマ混合は噴火開始の 1600 年前には始まっていたと考えられることから (図 3-2-27), D マグマはそれ以前に形成されていたと推定される.

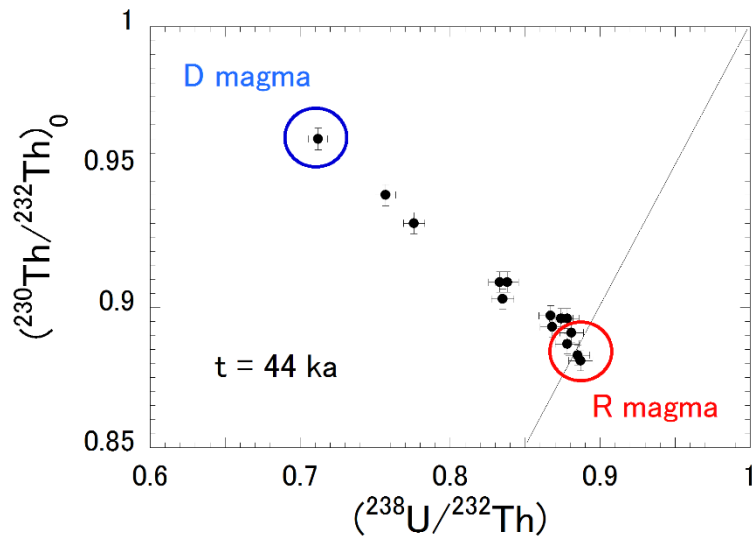


図 2-1-54 噴出年代 ( $t = 44 \text{ ka}$ ) で補正した U-Th 放射非平衡データ



## (6) まとめ

平成 25 年度～平成 30 年度委託研究に係る成果は以下の通りである。

1. 61ka 社台噴火のマグマ供給系はより低温の珪長質マグマ系 (F サブマグマシステム) とより高温のマフィックマグマ系 (M サブマグマシステム) の 2 つに区分され, F サブマグマシステムと M サブマグマシステムは噴火フェーズごとに異なっていた. F サブマグマシステムはデイサイト質マグマ (D タイプ) と安山岩質マグマ (A タイプ) が混合することによって形成され, この混合は 61ka 社台噴火の少なくとも 130 年以上前には始まっており, この F サブマグマシステムに噴火開始の 5-6 ヶ月前に玄武岩質のマフィックマグマ (B タイプ) が混合していることなどが明らかになった. 噴火フェーズごとに異なるマグマポケットから独立した火道を通してマグマが噴出したと考えられ, 61ka 社台噴火における本質物質の構成比や噴火様式の変遷は, このようなマグマ供給系の違いを反映していると考えられる.
2. カルデラ形成期噴火のマグマ供給系は, 深さ約 4-10km 程度の斑晶に乏しい珪長質マグマ系 (CP サブマグマシステム) と斑晶に富む安山岩質マグマ系 (CR サブマグマシステム), そしてマフィックマグマ系 (M サブマグマシステム) の 3 つのサブマグマシステムから構成される. 斜方輝石斑晶の累帯構造より CP サブマグマシステムでは 1600 年前ころから流紋岩質マグマ (R タイプ) とデイサイト質マグマ (D タイプ) の混合が起き, マグマが蓄積されていた (500 年～100 年前が中心) と見積もられる. カルデラ形成噴火最盛期には CP+M サブマグマシステムが活動し, カルデラ陥没後に CR サブマグマシステムが活動しているが, このことは地質学的な時間間隙の存在とも非常に調和的である.
3. FTIR で CP サブマグマシステム由来の直方輝石を分析したところ, H<sub>2</sub>O 飽和深度は平均 3.7 km であることが明らかになった. この深度はマグマ溜まりの代表的な深度と考えられ, 地質温度圧力計および熱力学モデルより推定された CP サブマグマシステムの深度とも矛盾しない.
4. CP タイプ軽石について U-Th 放射非平衡分析を行った結果, CP タイプ軽石は幅広い U/Th 比を示し, また大部分の試料は Th-excess の放射非平衡をもつことが明らかになった. このことは, 支笏カルデラ形成期噴火の CP サブマグマシステムが, 40 万年以上前に生成した大量の R マグマと, 40 万年前よりずっと新しい時代に生成した少量の D マグマとの混合によって生成したことを示唆している.

## 引用文献

- Allan, A.S.R., Morgan, D.J., Wilson, C.J.N., Millet, M.A. (2013). From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 143-164.
- Anderson, D. J., Lindsley, D. H. (1988). Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides. *American Mineralogist* 73, 714-726.
- Asimow, P. D., Ghiorso M. S. (1998). Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate



- Subsolidus Phase Relations. *American Mineralogist*, 83, 1127-1131.
- Bacon, C.R., Hirschmann, M.M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *Am. Mineral.*, **73**, 57-61.
- Bell, D.R., Ihinger, P.D., Rossman, G.R. (1995) Quantitative analysis of trace OH in garnet and pyroxenes. *American Mineralogist* 80, 465–474.
- Brey, G. P., Kohler, T. (1990). Geothermobarometry in fourphase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.
- Cashman, K.V., Giordano, G. (2014). Calderas and magma reservoirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **288**, 28-45. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2014.09.007
- Cioni, R., Civetta, L., Marianelli, P., Métrich, N., Santacroce, R., Sbrana, A. (1995). Compositional layering and syneruptive mixing of a periodically refilled shallow magma chamber: the AD 79 Plinian eruption of Vesuvius. *Journal of Petrology*, 36, 739–776.
- Deering, C.D., Cole, J.W., Vogel, T.A. (2011). Extraction of crystal-poor rhyolite from a hornblende-bearing intermediate mush: a case study of the caldera-forming Matahina eruption, Okataina volcanic complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **161**, 129-151.
- Dobson, P.F., Skogby, H., Rossman, G.R. (1995) Water in boninite glass and coexisting orthopyroxene: concentration and partitioning. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 118, 414–419.
- Freer, R., Hauptman, Z. (1978). An experimental study of magnetite-titanomagnetite interdiffusion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 16, 223-231.
- Ganio, M., Latruwe, K., Brems, D., Muchez, P., Vanhacke, F., Degryse, P. (2012). The Sr-Nd isolation procedure for subsequent isotopic analysis using multi-collector ICP-mass spectrometry in the context of provenance studies on archaeological glass. *J. Anal. At. Spectrom.*, **27**, 1335-1341.
- Ghiorso, M. S., 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197-212.
- Gourgaud, A., Fichaut, M., Joron, J.L. (1989). Magmatology of Mt. Pelee (Martinique, F.W.I. ). I: magma mixing and triggering of the 1902 and 1929 Pelean nuees ardentes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 38, 143-169.
- Grant K.J., Kohn, S., Brooker, R.A. (2007) The partitioning of water between olivine, orthopyroxene, and melt synthesized in the system albite-forsterite-H<sub>2</sub>O. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 227–241.

- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemons, R.V. & Carley, T.L. (2012). Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silic-rich, fluid-bearing magmatic systems. *J. Petrol.*, **53**, 875-890.
- Hildreth, W. (2004). Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **136**, 169-198.
- Hildreth, W., Wilson, C.J.N. (2007). Compositional zoning of the Bishop Tuff. *J. Petrol.*, **48**, 951-999.
- Izbekov, P. E., Eichelberger, J. C., Patino, L. C., Vogel, T. A., Ivanov, B. V. (2002) Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite from Karymsky volcano: Evidence for rapid introduction by basaltic replenishment. *Geology* 30, 799-802.
- 栗谷 豪 (2007). ウラン系列短寿命核種を用いた地殻下におけるマグマ進化の時間スケールの解明：研究の現状と課題. *火山* 52: 71-78.
- Kuritani, T., Yokoyama, T., Nakamura, E. (2007). Rates of thermal and chemical evolution of magmas in a cooling magma chamber: a chronological and theoretical study on basaltic and andesitic lavas from Rishiri Volcano, Japan. *Journal of Petrology* 48: 1295-1319.
- Liu Y., Zhang, Y., Behrens, H. (2005) Solubility of H<sub>2</sub>O in rhyolitic melts at low pressures and a new empirical model for mixed H<sub>2</sub>O-Co<sub>2</sub> solubility in rhyolitic melts. *Journal of Volcanology and geothermal Research* 143, 219–235.
- Matsumoto, A., Hasegawa, T., Nakagawa, M. (2018). Petrology of the 120 ka caldera-forming eruption of Kutcharo volcano, eastern Hokkaido, Japan: Coexistence of multiple silicic magmas and their relationship with mafic magmas. *J. Petrol.*, **59**, 771-793.
- Matthews, N.E., Pyle, D.M., Smith, V.C., Wilson, C.J.N., Huber, C., van Hinsberg, V. (2012). Quartz zoning and the pre-eruptive evolution of the ~340 ka Whakamaru magma systems, New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.* **163**, 87-107.
- Metrich, N., Wallace, P. (2008) Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. In: Putirka, K. and Tepley, F. (Eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 363–402.
- Miyagi, I., Itoh, J., Hoang, N. & 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.
- Müller, T., Dohmen, R., Becker, H.W., ter Heege, J.H., & Chakraborty, S. (2013). Fe-Mg interdiffusion rates in clinopyroxene: experimental data and implications for Fe-Mg exchange geothermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.* 166, 1563-1576.
- 中川光弘・宮坂瑞穂・三浦大助・上澤真平 (2018a) 南西北海道，石狩低地帯におけるテフラ層序学：支笏-洞爺火山地域の噴火履歴. *地質学雑誌*, 124, 473-489.
- 中川光弘・宮坂瑞穂・富島千晴・松本亜希子・長谷龍一 (2018b) 支笏湖南方地域の火口近傍堆積物層序からみた 46ka 支笏カルデラ形成噴火推移. *地学雑誌*, 127, 247-271.

- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Meeker, G.P., Knight, R.J., Siems, D.F. (1996). Magma mixing at Mount Pinatubo: Petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. in *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mt. Pinatubo* edited by C.Newhall and R. Punonhbayan, University of Washington press, 687-731.
- Parker, D.F., Ren, M., Adams, D.T., Tsai, H., Long, L.E. (2012). Mid Tertiary magmatism in western Big Bend National Park, Texas, U.S.A.: evolution of basaltic source regions and generation of peralkaline rhyolite. *Lithos*, **144-145**, 161-176.
- Putirka, K.D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka, K.D. & Tepley, F.J., III (eds) *Minerals, inclusions and Volcanic Processes. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Reviews in Mineralogy and Petrology*, **69**, 61-111.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130C and 2.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **163**, 877–895. DOI: 10.1007/s00410-011-0704-6
- Smyth, J.R., McCormick, T.C. (1995). Crystallographic data for minerals. In: Ahrens, T.A.(Ed.), *Mineral Physics and Crystallography: A Handbook of Physical Contents 2, Am Geophys Union, Washington, DC*, pp. 1–17.
- Streck, M.J., Grunder, A.L. (2008). Phenocryst-poor rhyolites of bimodal, tholeiitic provinces: The Rattlesnake Tuff and implications for mush extraction models. *Bull. Volcanol.*, **70**, 385-401.
- Streck, M.J., Grunder, A.L. (1999). Enrichment of basalt and mixing of dacite in the rootzone of a large rhyolite chamber: inclusions and pumices from the Rattlesnake Tuff, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **136**, 193-212.
- Takahashi, R., Nakagawa, M. (2013). Formation of a compositionally reverse zoned magma chamber: Petrology of the AD 1640 and 1694 eruptions of Hokkaido-Komagatake volcano, Japan. *Journal of Petrology* **54**, 815-838.
- Takahashi, R., Nakagawa, M. (2015). Evolution and eruption processes of a highly porphyritic silicic magma system: Petrology of the historical eruptive stage of Hokkaido-Komagatake volcano, Japan. *Journal of Petrology* **56**, 1089-1112.
- Takeuchi, S. and Nakamura, M. (2001). Role of precursory less-viscous mixed magma in the eruption of phenocryst-rich magma: Evidence from the Hokkaido-Komagatake 1929 eruption. *Bulletin of Volcanology*, **63**, 365-376.
- Watanabe, S., Widom, E., Ui, T., Miyaji, N., Roberts, A.M. (2006). The evolution of a chemically zoned magma chamber: The 1707 eruption of Fuji volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **152**, 1-19.
- Wilson, C.J.N., Blake, S., Charlier, B.L.A., Sutton, A.N. (2006). The 26.5 ka Oruanui eruption, Taupo volcano, New Zealand: development, characteristics and evacuation of a large rhyolitic magma body. *J. Petrol.*, **47**, 35-69.
- Yokoyama, T., Makishima, A., Nakamura, E. (1999). Separation of thorium and uranium from

silicate rock samples using two commercial extraction chromatographic resins. *Analytical Chemistry* 71, 135-141.



## 2.2 阿蘇カルデラ噴出物の岩石学的検討

### 2.2.1 阿蘇カルデラのマグマの深度と成因

#### 【実施内容】

阿蘇のマグマ供給系の物理化学条件を推定するため、平成 28 年度に導入した高分解能二次イオン質量分析計を用いて、斑晶ガラス包有物および石基ガラスに含まれる水と二酸化炭素濃度の分析数を追加した。これによりマグマの深度推定の確度が向上し、マグマの成因に関する新たな知見を得た。

30 年度の分析検討対象は、平成 26 年度～28 年度に水と二酸化炭素以外の主成分元素濃度分析が済んだ、阿蘇 1 の前の降下火砕物、阿蘇 4 火砕流堆積物およびその直前の降下火砕物、後カルデラの降下火砕物である。NanoSIMS を用いて斑晶ガラス包有物、メルトチャンネル(外界に通じた包有物や結晶粒子間のメルト)、そして石基ガラスに含まれる水、炭素、フッ素、硫黄、塩素の濃度を測定した結果、以下の知見が得られた。

(1)阿蘇の苦鉄質斑晶ガラス包有物は、揮発性成分に富む／乏しい 2 種類が観察された。揮発性成分に乏しいマグマは、より深部から供給された揮発性成分に富む苦鉄質マグマが圧力深度約 12km(約 300MPa)で揮発性成分に飽和した後、地下数 km 以浅にまで上昇・脱ガスしたことによって生産されたと考えられる。

(2)阿蘇の安山岩質斑晶ガラス包有物は、10MPa 以下から約 500MPa 以上(地下 20km 以上)におよぶきわめて広い圧力範囲で、基本的に揮発性成分に不飽和であった。阿蘇の安山岩質マグマは、(1)で生じたマグマが地下 12km(約 300MPa)で揮発性成分に不飽和な条件で結晶化することによって生じたと考えられる。

(3)阿蘇の石英安山岩質～流紋岩質斑晶ガラス包有物は、揮発性成分に不飽和／飽和したものの両方が観察された。阿蘇の石英安山岩質～流紋岩質斑晶マグマは、(1)で生じたマグマが地下 12km(約 300MPa)で揮発性成分に不飽和な条件で結晶化することにより、メルトに濃縮した揮発性成分が最終的には飽和したものだと考えられる。

(4)以上の分析結果と幾つかの仮定にもとづいて、阿蘇 4 の珪長質マグマの生成に必要な時間を考察した。

#### 【研究成果】

##### 1) 測定対象および位置付け

阿蘇カルデラは、約 27 万年前の活動開始以来、これまで 4 回にわたり大規模噴火を繰り返し、現在も活発な火山活動を継続している活火山である。阿蘇の大規模火砕流噴火の活動ステージは、阿蘇 1(27 万年前)、阿蘇 2(14 万年前)、阿蘇 3(12 万年前)、阿蘇 4(9 万年前)と呼ばれている。産業技術総合研究所による阿蘇の岩石学的研究の経緯および今年度分析した試料の位置付けは、以下のとおりである。

平成 26 年度は、27 万年におよぶ長期的な活動の全容を把握する目的で、阿蘇火山の最初の大規模火砕流噴火である阿蘇 1 に先行した降下火砕物対象に(図 2.2.1-01-A：プレ阿蘇 1)火山ガラス・斑晶鉱物や包有物の化学組成分析を実施し、阿蘇の最初期におけるマグマ形成条件の検討を行なった。観察されたメルトの主要化学組成をマグマの熱力学的計算結果と比較したところ、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(500~700MPa)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。また、阿蘇カルデラの長期的なマグマ供給系の構築過程を把握する目的で、大規模火砕流噴火以前の 100 万年程度の期間に阿蘇カルデラの周辺に噴出した先阿蘇火山岩及びカルデラ深部のマグマ溜まりの母岩の候補となる岩石を採取し、同位体地球化学的研究を行なった。その結果、阿蘇のマグマは基本的に結晶分化作用あるいは自分自身の再溶融で説明可能な組成変化を見せており、異質な地殻物質の混合は僅かだと考えられた。

平成 27 年度は、地球物理学的観測と比較できる可能性のある、現在の阿蘇カルデラのマグマ供給系を対象に、阿蘇 4 以降の降下火砕物の中から最も苦鉄質なマグマ試料 (Aso S11) と最も珪長質な試料 (Aso P2F) を(図 2.2.1-01-A : ポスト阿蘇 4)、それぞれ後カルデラ期の端成分マグマとみなして、斑晶累帯構造の観察と、鉱物・ガラス化学組成の分析を行った。観察されたメルトの主要化学組成をマグマの熱力学的計算結果と比較したところ、後カルデラ期に噴出したマグマの深度は、珪長質端成分マグマが地下 16~24km (圧力 400~600MPa)、苦鉄質端成分マグマが地下 12~36km (圧力 300~900MPa) と見積もられ、昨年度見積もられた阿蘇 1 噴火のマグマの深度 (地下 20~30km(500~700MPa)、産総研, 2015) と大きく変わらなかった。マグマ溜まりの深度をより高精度に求めるため、高分解能二次イオン質量分析計(NanoSIMS)の導入に向けた調査を行なった。

平成 28 年度は、産業技術総合研究所に NanoSIMS を導入した。また、阿蘇の一連の噴火の中で最も大規模かつ最新の、阿蘇 4 火砕流基底部の野外調査により、これまで認識されていない降下火砕物を発見し、斑晶鉱物とガラスの観察と化学組成分析を行った(図 2.2.1-01-A : 阿蘇 4 直前)。その結果、阿蘇 4 火砕流噴火のマグマの全岩化学組成には組成のギャップが存在することが知られているが (57 と 66 wt.%SiO<sub>2</sub>の間が空白 ; Kaneko et al., 2007)、阿蘇 4 の直前のマグマのメルト化学組成はほぼ連続的に分布することが判明した。また、前阿蘇 4 から阿蘇 4 火砕流噴火に向かい、噴火直前におけるマグマの温度は時間とともに低下したことが判った。

平成 29 年度は、前年度に導入した NanoSIMS を用いてガラスに含まれる水、炭素、フッ素、硫黄、塩素の濃度を測定するための手法開発を行なったほか、阿蘇で最新の珪長質マグマ((図 2.2.1-01-A : ACP-1)に含まれる斑晶ガラス包有物の揮発性成分濃度測定を行なった。その結果、ACP-1 は比較的苦鉄質なマグマと珪長質なマグマが混合して噴出したことと、苦鉄質マグマは地下 2~4km と浅く、珪長質マグマは地下 4~12km と深いことが、斑晶ガラス包有物の含水量と水の飽和溶解度の圧力依存性から示された。



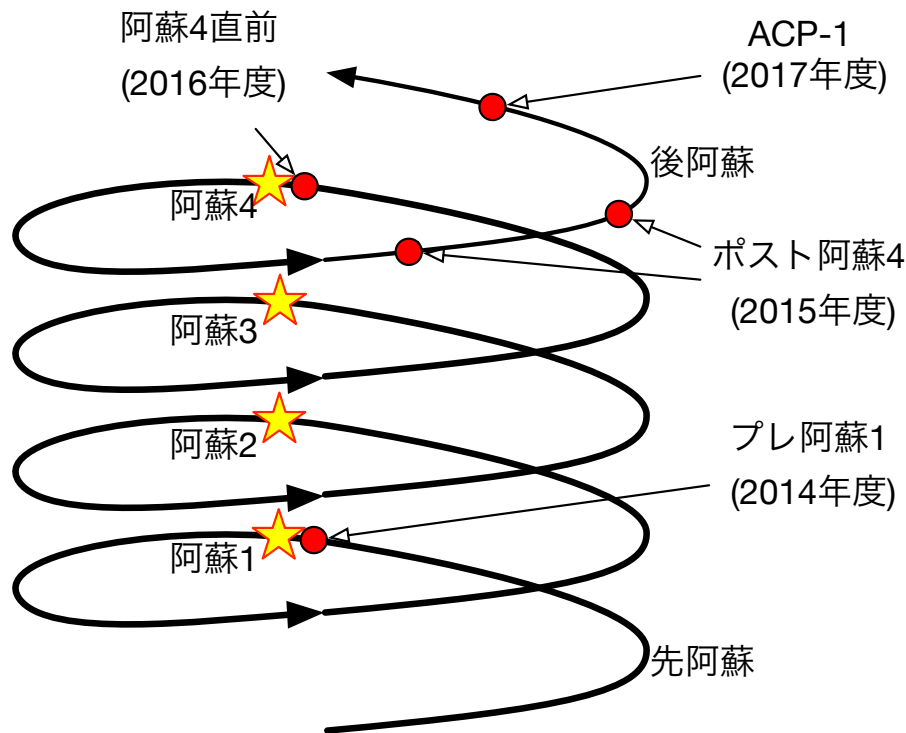


図 2.2.1-01：平成 30 年度までに分析した阿蘇の試料の位置付け。阿蘇カルデラは約 27 万年前から複数の大規模火砕流噴火を繰り返しており、主要な噴火ステージが阿蘇 1～阿蘇 4 と命名されている。それぞれの大規模噴火の前の準備期間の概念を、上方に向かって進む螺旋で表現した。2014 年度は阿蘇の一連の活動の最初の大規模火砕流噴火「阿蘇 1」の直前の降下火砕堆積物を調査した(赤丸)。2015 年度は阿蘇の活動の中で最も大規模かつ最新の噴火「阿蘇 4」以降 9 万年間の多数の降下火砕堆積物の中から最も苦鉄質／珪長質な試料を調査した。2016 年度は阿蘇 4 火砕流の直前の降下火砕堆積物を調査した。これらにより、阿蘇の最初の大規模噴火の前と、最大の噴火活動の前後に関して、マグマの状態が得られた。これらは異なる時間に撮影した「静止画」のようなものである。

## 2) 斑晶ガラス包有物の揮発性成分量にもとづくマグマ圧力推定の原理

地下深部のマグマに溶解している揮発性成分(水、二酸化炭素、硫黄、フッ素、塩素)は、火山の噴火を理解するうえで重要な粘性や密度といったマグマの物理的性質を大きく変化させるだけでなく、揮発性成分のメルトへの溶解度が大きな圧力依存性を有しているため、圧力計として用いることができる。飽和溶解度の圧力依存性を別途調べておき、噴出物のガラスに溶解している揮発性成分量を分析することにより、圧力を得る。この方法を実現するには幾つかの課題を解決する必要がある。噴火時の減圧によりマグマに溶解していた揮発性成分は抜け出してしまう。そこで、結晶に保護されているために噴火時の減圧を免れる特殊な部位(斑晶ガラス包有物)を、分析対象にする。斑晶ガラス包有物は直径 10 $\mu\text{m}$  程度の大きさであるから、二次イオン質量分析計や顕微分光学的な分析法を用いる。もうひとつの課題は、分析により得られたガラスの揮発性成分濃度が飽和溶解度を示しているのか、それとも不飽和な状態の濃度を示しているのかの区別である。これが区別できない場合、揮発性成分の濃度が示す圧力は最低見積りとなる。本研究で

は、水と二酸化炭素を組み合わせることにより、マグマが揮発性成分に飽和していたか否かを区別する。

### 3) マグマに対する水と二酸化炭素の溶解度

高温高压実験装置を用いて、水や二酸化炭素に飽和させた出発物質を既知の温度圧力で平衡に到達させた後に急冷してガラスを合成・観察することにより、シリケートメルトに対する水や二酸化炭素の溶解度の温度・圧力・組成依存性が調べられてきた(例えば Miyagi et al, 1997)。離散的な物理化学条件で得られた実験結果を熱力学的なモデルにもとづき補完や外挿することにより、ある範囲内で、飽和溶解度をソフトウェアで計算することができる(例えば MELTS: Ghiorso and Sack, 1995, Rhyolite-MELTS: Gualda et al., 2012, Volatilecalc: Newman and Lowenstern, 2002)。Volatilecalc2.0 で求めた玄武岩質メルト(シリカ 49 重量%)に対する水と二酸化炭素の溶解度によれば、シリケートメルトに対する水の溶解度は 20MPa で約 1.5 重量%、100MPa で約 3 重量%、300MPa で約 6 重量%である(図 2.2.1-02 : 横軸)。同様に、二酸化炭素の溶解度は 20MPa で約 0.01 重量%、100MPa で約 0.05 重量%、300MPa で約 0.15 重量%である(図 2.2.1-02 : 縦軸)。マグマには水だけでなく二酸化炭素も含まれている。両者が混合した場合の飽和溶解度は、理想気体を仮定したうえで質量保存則と分圧に関する単純な方程式(式 1, 式 2 ; Wallace et al., 1995)を解くことにより得ることができる(図 2.2.1-02 : 右上に凸の曲線)。

$$M_{gas} = \frac{M_{CO_2}^{bulk}(1+F) - M_{CO_2}^{liquid}}{(1 - M_{CO_2}^{gas})(1+F) - M_{CO_2}^{liquid}} \quad \text{式 1}$$

$$M_{gas} = \frac{M_{H_2O}^{bulk}(1+F) - M_{H_2O}^{liquid}}{M_{H_2O}^{gas}(1+F) - M_{H_2O}^{liquid}} \quad \text{式 2}$$

ここで  $M$  は、右上の添字で示した相における、右下の添字で示した成分の分率を示す。 $F$  は結晶とメルトの分率を示し、 $M_{gas}$  はその時点でマグマに含まれるが気泡の総量を示している。水と二酸化炭素は気泡とメルトに分配され、結晶には入らないと仮定する。式 1 はマグマ中の二酸化炭素、式 2 は水の質量保存則である。マグマが気泡を持つ場合(揮発性成分に飽和した状態)、メルトの含水量と二酸化炭素濃度は、温度と圧力に応じて、図 2.2.1-02 に示した溶解度曲線上の値をとる。曲線のどこになるかは、マグマ全体の含水量と二酸化炭素の量比と溶解度により決まる。水が多いほど溶解度曲線の右下に、逆に二酸化炭素が多いほど左上になる。水と二酸化炭素が混在するマグマでは、たとえ観測された斑晶ガラス包有物の含水量が同じであったとしても、二酸化炭素濃度によって飽和圧力が大きく変化する。例えば含水量が約 3 重量%で二酸化炭素濃度が 0 重量%のときの飽和圧力は 100MPa(地下 4km 相当)であるが、同じ含水量で二酸化炭素が 0.06 重量%含まれる場合の飽和圧力は 200MPa(地下 8km 相当)となり、同じく二酸化炭素が 0.23 重量%含まれる時の飽和圧力は 500MPa(地下 20km)と見積られる。このように、斑晶ガラス包有物の二酸化炭素濃度を考慮せずに含水量だけにもとづいてマグマの圧力を見積もると、大幅な過小評価、すなわちマグマ深度の大幅な過小評価になる可能性がある。また、シリケートメルトに対する水と二酸化炭素の溶解度には温度・組成依存性があり、流紋岩質メルトへの

溶解度は玄武岩のそれよりも高めである。また、温度が低いとより多く溶解する傾向がある(図 2.2.1-03).

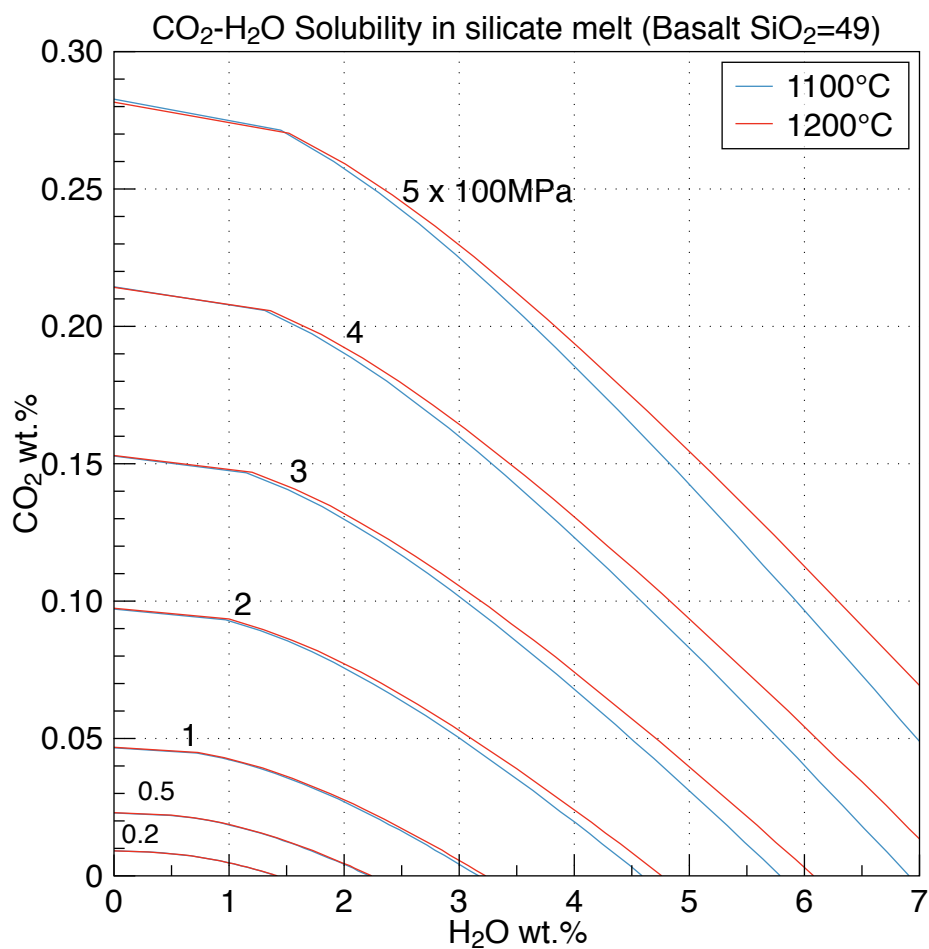


図 2.2.1-02 : 玄武岩質メルト(シリカ 49 重量%)に対する水と二酸化炭素の溶解度。温度 1100°C と 1200°C の場合について、圧力 20~500MPa の範囲で、Volatilecalc2.0 で求めた溶解度を示した。

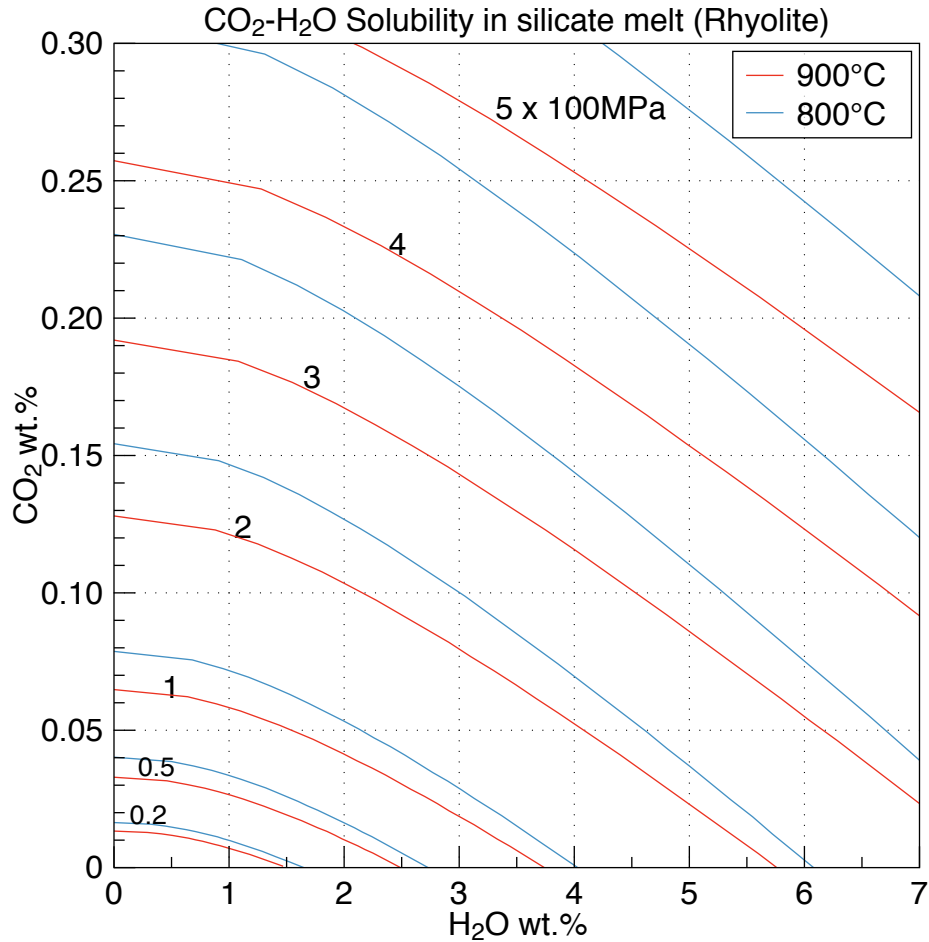


図 2.2.1-03 : 流紋岩質メルトに対する水と二酸化炭素の溶解度. 温度 800°C と 900°C の場合について, 圧力 20~500MPa の範囲で, Volatilecalc2.0 で求めた溶解度を示した.

### マグマ中の水と二酸化炭素の存在状態

複数の斑晶ガラス包有物の分析値にもとづいてメルトの水と二酸化炭素の濃度のバリエーションを観察することにより, マグマに含まれる揮発性成分の存在状態(飽和か不飽和か)を判定できる(Wallace et al., 1995).

(1)揮発性成分に飽和したマグマが, 一定の圧力におかれ, 気泡の組成にバリエーションが存在する場合, 斑晶ガラス包有物の水と二酸化炭素濃度分析値は, 上で述べた飽和溶解度曲線上に沿って分布する.

(2)揮発性成分に飽和したマグマが, 溶解平衡を保ちながら減圧を受けた場合, メルトの含水量と二酸化炭素濃度は, 水がほとんど変化せず二酸化炭素濃度が急減するような変化傾向を示す(図 2.2.1-04). このような変化の理由は, マグマに含まれる二酸化炭素の量が水よりもケタ違いに少ないため(図 2.2.1-02 の縦軸と横軸の数値を比較されたい), マグマに気泡が生じるとメルトに含まれていた二酸化炭素の大半は気泡に移動してしまうからである.

(3)揮発性成分に不飽和なマグマが結晶化した場合, マグマ中のメルトの含水量と二酸化炭素濃度は, 上で述べた飽和溶解度曲線の左下側に分布する. 揮発性成分に飽和したマグマのメルトの含水量と二酸化炭素濃度が上で述べた飽和溶解度曲線上に限定されるのに対し, 揮発性成分に不

飽和なマグマでは飽和溶解度曲線の左下側で任意の値をとることが可能である。マグマが結晶化した場合、メルトの含水量と二酸化炭素濃度は原点から離れる方向に直線状に変化する。揮発性成分は主な造岩鉱物に残んど含まれないため、マグマ中の揮発性成分はすべてメルトに溶解している。もしもマグマの温度が変化して結晶化が進行すると、造岩鉱物に取り込まれなかった水と二酸化炭素はメルトに濃縮する。線の傾きは結晶化前の  $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O}$  重量比によって異なる。マグマの圧力が 100MPa と 200MPa で結晶化前の  $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O}$  重量比が 0.100~0.003 のときの組成変化を、それぞれ図 2.2.1-05 と図 2.2.1-06 に示す。結晶化の進行によって濃集した揮発性成分が飽和すると、そのマグマの圧力に対応した飽和溶解度曲線に沿った組成変化をする。

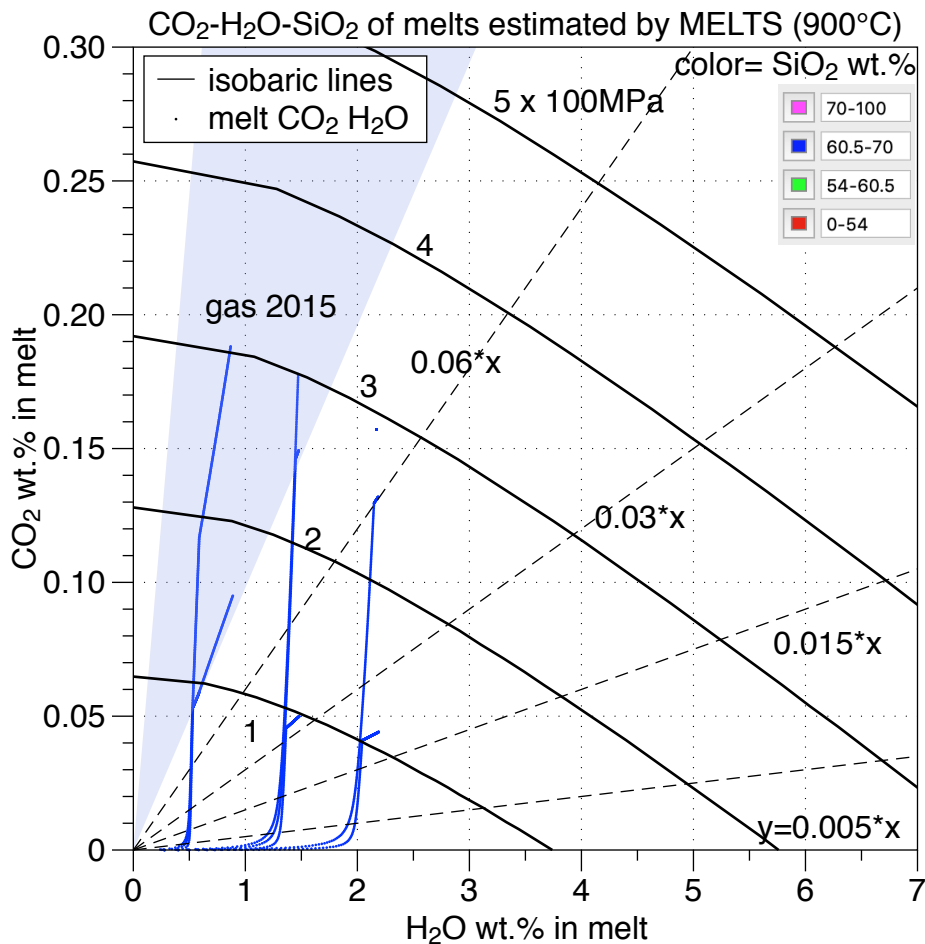


図 2.2.1-04 : マグマ減圧に伴うメルトの含水量と二酸化炭素濃度の変化。RhyoliteMELTS を使用。2014 年に中岳から噴出したスコリアを、閉鎖系の条件で 300MPa から 10MPa まで減圧した。メルトのシリカ濃度にもとづき色を区別した(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ)。2014 年の阿蘇中岳から放出されたスコリア(I141129S01)の組成について、温度が 900°C, 酸素分圧が FMQ+1 ログユニットの条件で、含水量が 0.1, 0.3, 0.5 重量%のときに二酸化炭素濃度がそれぞれ 0.010, 0.030, 0.050 重量%の場合の計算を行なった。

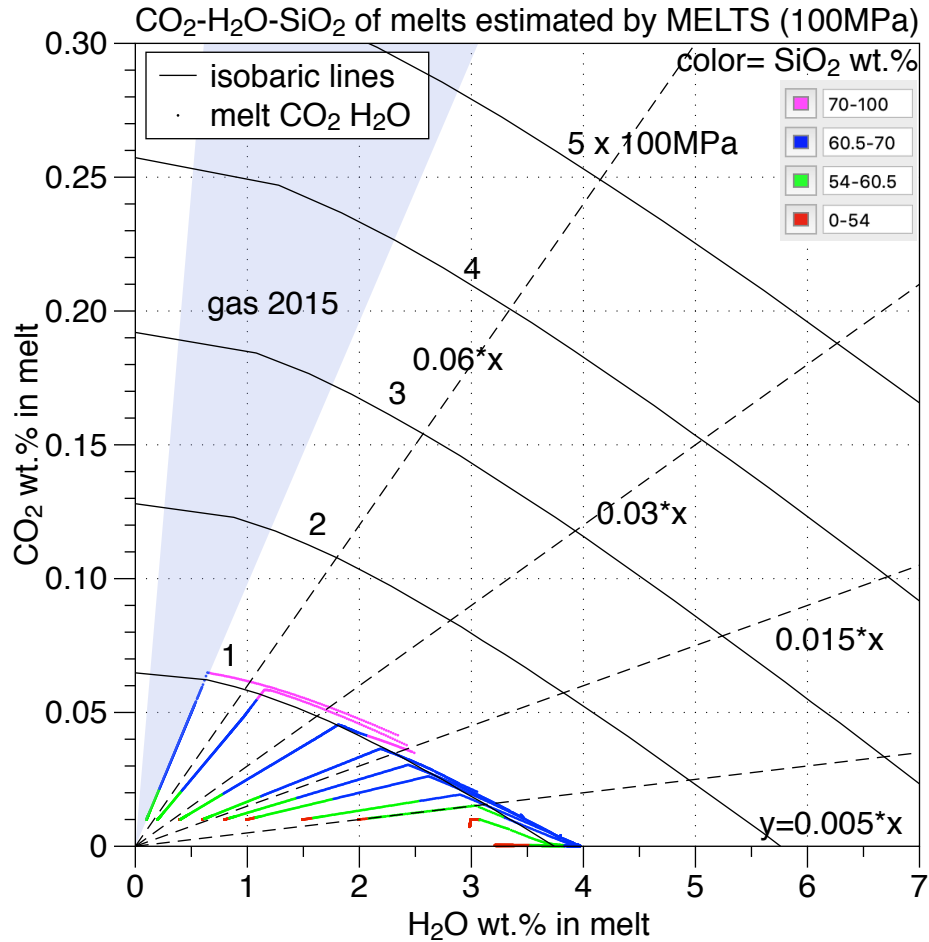


図 2.2.1-05 : 玄武岩質マグマのメルトに溶存する水と二酸化炭素の濃度の結晶分別による変化 (圧力 100MPa の場合). RhyoliteMELTS を使用. メルトのシリカ濃度にもとづき色を区別した (0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ). 二酸化炭素は 0.01 重量%で固定し, 含水量を 0.10, 0.20, 0.40, 0.60, 0.80, 1.00, 1.50, 2.00, 3.00 重量%に変化させることにより,  $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O}$  重量比が 0.100, 0.050, 0.025, 0.017, 0.013, 0.010, 0.007, 0.005, 0.003 の計算を行なった. マグマは閉鎖系とし, 温度は 1400 から 700°Cまで変化させた.



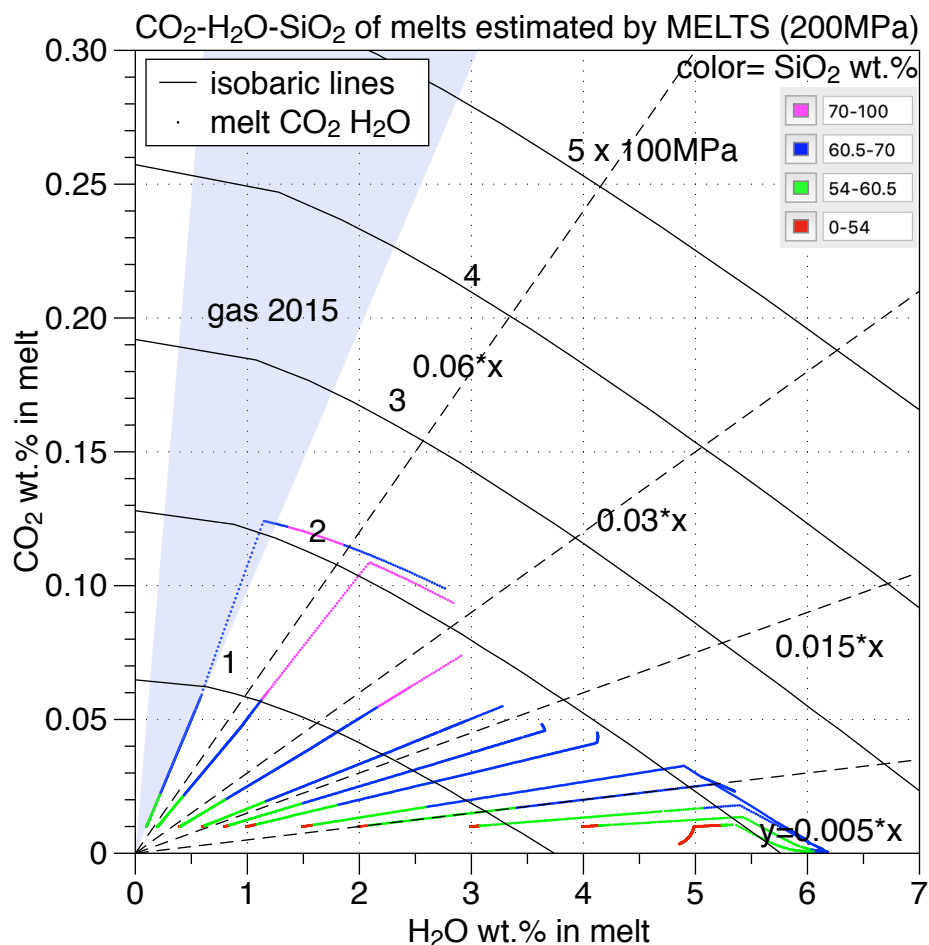


図 2.2.1-06 : 玄武岩質マグマのメルトに溶存する水と二酸化炭素の濃度の結晶分別による変化(圧力 200MPa の場合). 2014 年に中岳から噴出したスコリアの全岩化学組成について, RhyoliteMELTS を使用して計算した. メルトのシリカ濃度にもとづき色を区別した(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ). 二酸化炭素は 0.01 重量%で固定し, 含水量を 0.10, 0.20, 0.40, 0.60, 0.80, 1.00, 1.50, 2.00, 3.00, 4.00, 5.00 重量%に変化させることにより, CO<sub>2</sub>:H<sub>2</sub>O 重量比が 0.100, 0.050, 0.025, 0.017, 0.013, 0.010, 0.007, 0.005, 0.003, 0.0025, 0.002 の計算を行なった. マグマは閉鎖系とし, 温度は 1400 から 700°Cまで変化させた.

#### 4) NanoSIMS を用いた斑晶ガラス包有物の水・二酸化炭素濃度分析結果

NanoSIMS を用いたガラスの含水量の検量線とデータ取得方法については, 平成 29 年度の報告書に述べた通りであるが, NanoSIMS と EPMA の観察順序を変更した. 平成 29 年度は NanoSIMS の分析を行なった後に EPMA の分析を行なったが, この方法では NanoSIMS 分析時に測定地点周辺の詳細な走査電子顕微鏡画像が無いため, ターゲットの選定に時間がかかる不具合があった. そこで今年度は手順を逆にして, EPMA を用いて分析対象となる斑晶ガラス包有物の詳細な走査電子顕微鏡画像を撮影した後に(斑晶ガラス包有物の主化学組成も分析), 試料を再研磨し, NanoSIMS の分析を行なった. ところがこの方法にも問題があり, ガラスが EPMA の定量分析を行った際に強い電子線でダメージを受け, ビームを照射した部分の水素濃度が低下した. 幸い NanoSIMS は十分な空間分解能を有するため, OH イオン像の観察により

ダメージを受けた部分を特定し、問題を回避することができたが、サイズが比較的の小さい一部の斑晶ガラス包有物については、水素分析を諦めざるを得なかった。来年度は分析の手順を更に改良し、EPMA で走査電子顕微鏡を撮影後、NanoSIMS の分析を行い、再び EPMA で定量分析を行う予定である。図 2.2.1-07 は実際の試料にセシウム的一次イオンビームをあてて、分析対象の斑晶ガラス包有物に狙いを定める様子を示している。塩素は主要な造岩鉱物中にほとんど含まれないため、塩素イオン像が明るい部分がガラスで暗い部分が結晶だと認識できる。セシウム的一次イオンビームを用いた二次イオン質量分析計は炭素の感度が非常に高いため、ガラスに溶存する炭素だけでなく研磨片の表面に付着したごく微量の炭素も検出する。そのため一定時間強いビームをあてて表面を剥ぎ取った後に二次イオンの計数を行なう。NanoSIMS は細く絞った一次イオンビームを左右上下にスキャンしながら画像を得る仕組みである。スキャンした範囲の縁の部分に対してブランキング(ビームを当てるが計数は行なわない操作)を行なうことにより、分析領域周辺の炭素に由来するカウントを大幅に減少させ、ガラスに含まれる二酸化炭素濃度分析の信頼性を高めることができた。

斑晶ガラス包有物の含水量は、ほぼ無水から 7 重量%の広い範囲に分布した(図 2.2.1-08)。石基ガラスの含水量は無水から 2 重量%以下を主体とするが 3~5 重量%以上のものも比較的少量存在する。メルトチャンネル(外部に通じた斑晶ガラス包有物)の含水量の分布範囲は石基ガラスと共通するが、含水量の多いものを主体とする。

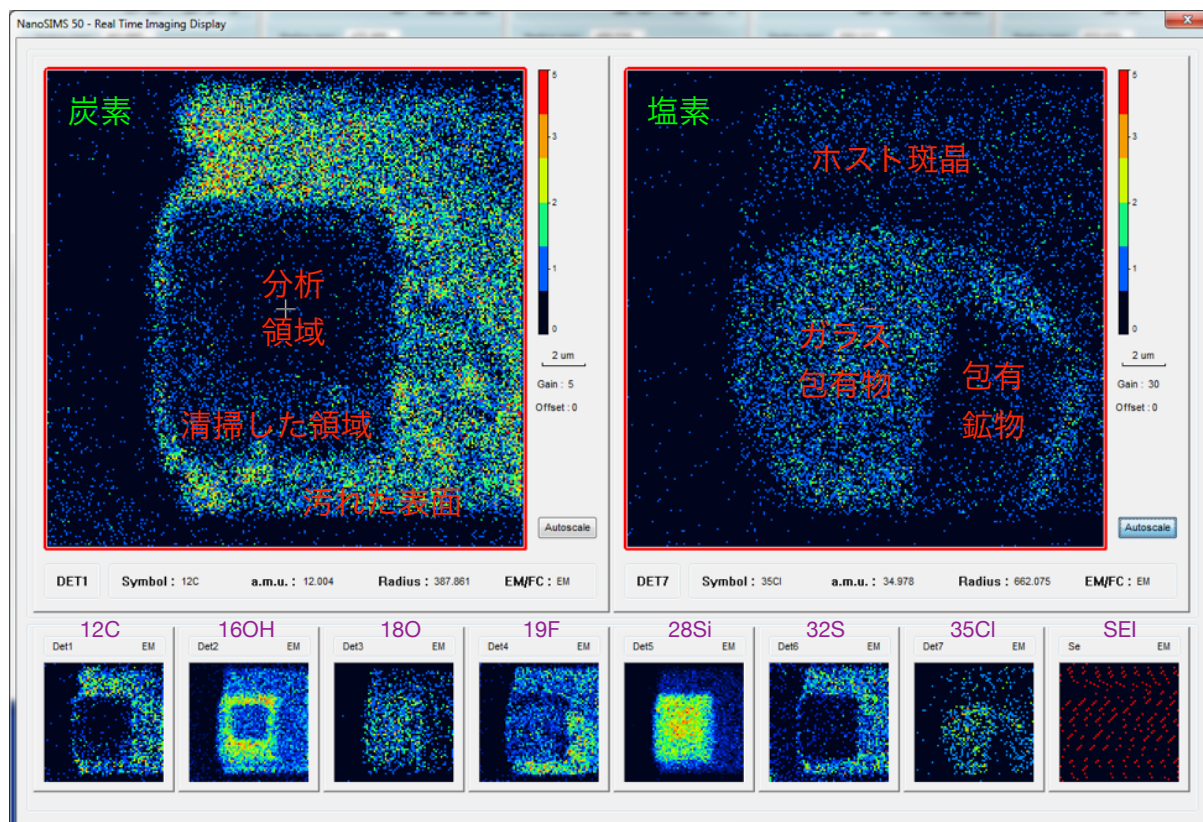


図 2.2.1-07 : NanoSIMS のイオン像の例。(斑晶ガラス包有物の測定 ID は Big012\_mi9 @ 20171225.docx = 116.jpg).



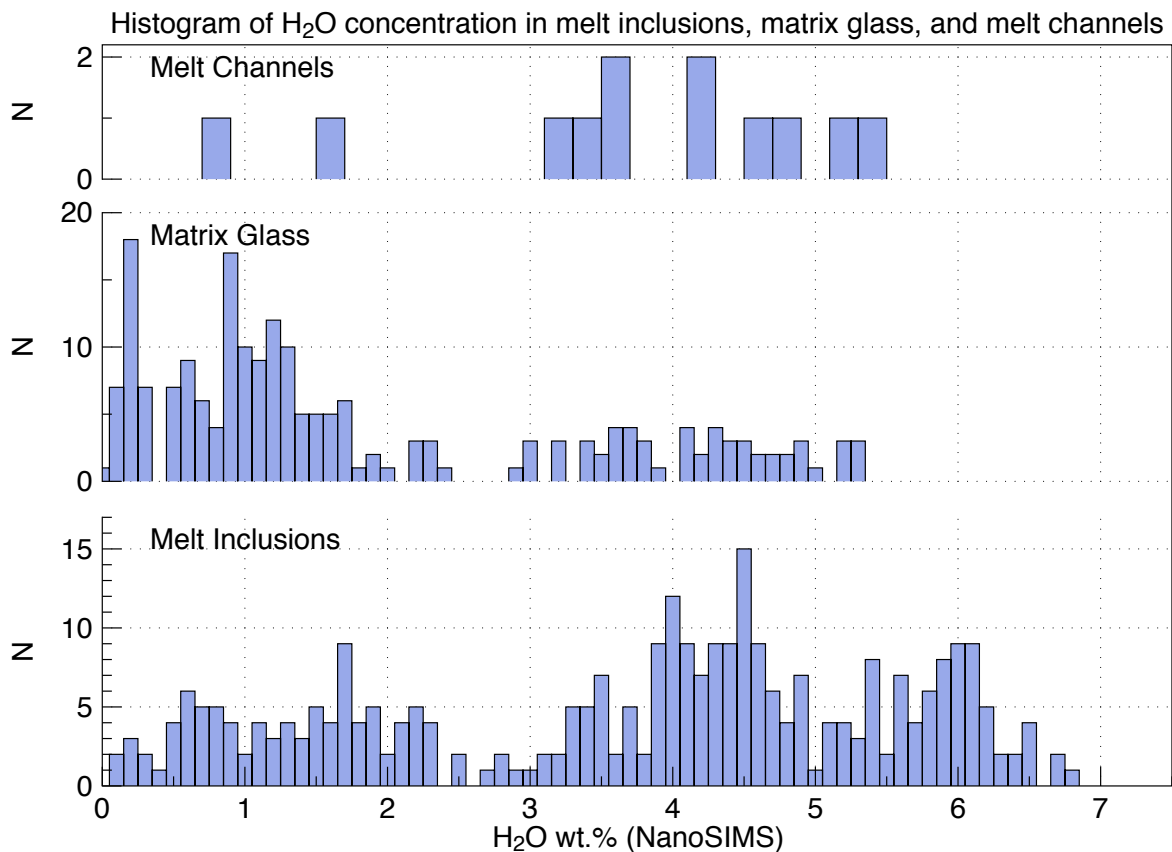


図 2.2.1-08 : NanoSIMS によるガラスの含水量の分析結果頻度分布.

#### 5) ホスト斑晶の種類別に見た、ガラス包有物の揮発性成分濃度

橄欖石中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度は(図 2.2.1-09, a), 比較的高い含水量(4~5wt.%)保ちつつ二酸化炭素濃度が 0.07 からほぼ 0wt%に変化するものと, 二酸化炭素濃度も含水量も低い(1.4wt.%)ものが観察された. 玄武岩質メルトの揮発性成分濃度のこのような分布は, 上昇・減圧したマグマが約 300MPa でマグマが揮発性成分に飽和し, 20MPa 程度まで減圧し続けたことを示している. 20MPa は地下数百mに相当する圧力であるから, マグマはほぼ地表付近まで上昇したと考えてよい. 黄緑色円の分布は, 玄武岩質安山岩マグマが揮発性成分に飽和したマグマが 300MPa 弱に存在した(図 2.2.1-09, b), あるいは 500MPa 以上の圧力で揮発性成分に不飽和な状態だった(図 2.2.1-09, c)ことを示している. 黄色円の分布は, 2014 年に中岳から噴出した玄武岩質安山岩マグマが 50MPa 以下まで上昇後, 斑晶ガラス包有物が生成したことを示している(図 2.2.1-09, d).

単斜輝石中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度(図 2.2.1-10)は, 2014 年に中岳から噴出したスコリア中の斑晶ガラス包有物を軸とする扇状(a, b, c)の領域に分布している. 含水量と二酸化炭素濃度は, メルトが珪長質になるにつれ増加する傾向がある. すなわち玄武岩質安山岩メルト(黄緑円, a の領域)は扇方の軸に近い 150MPa の溶解度曲線内に分布し, 石英安山岩質メルト(青円, b の領域)は 50MPa から 300MPa の溶解度曲線の範囲に分布し, 流紋岩質メルト(マジェンタ円, c の領域)は 100MPa から 400MPa 弱の溶解度曲線の範囲に分布している.

この分布は、2014年の中岳スコリアが揮発性成分に不飽和な状態で結晶分化したことによりシリカ濃度と揮発性成分濃度が上昇したと解釈できる。その場合、マグマの圧力は300MPaから400MPa弱になると考えられる。

斜方輝石中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度は(図 2.2.1-11)、ごく一部を除き、2014年に中岳から噴出したスコリア中の斑晶ガラス包有物を軸とする扇状(青い線で囲んだ)の領域に分布している。斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度は、メルトの化学組成が珪長質になるにつれより高い圧力を示す傾向がある。すなわち安山岩質メルト(黄緑円)は扇方の軸に近い150MPaの溶解度曲線内に分布し、石英安山岩質メルト(青円)は50MPaから300MPaの溶解度曲線の範囲に分布し、流紋岩質メルト(マゼンタ円)は300MPaの溶解度曲線付近に分布している。この分布は、2014年阿蘇中岳で見られた類のマグマが、揮発性成分に不飽和な状態で結晶分化したことによりシリカ濃度と揮発性成分濃度が上昇したと解釈できる。その場合、マグマの圧力は300MPa(=飽和圧力)と考えられる。

斜長石中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度は(図 2.2.1-12)、2014年に中岳から噴出したスコリア中の斑晶ガラス包有物を軸とする青い線で囲まれた扇状の領域(大半は黄緑の線で囲んだ範囲)に分布している。斜長石中の斑晶ガラス包有物は、先に示した単斜輝石および斜方輝石中のものに比べ、全体的に珪長質な化学組成を示す。斜長石中の斑晶ガラス包有物の含水量は、メルトのシリカ組成ともなう変化が比較的不明瞭である。一方、二酸化炭素濃度はより珪長質な斑晶ガラス包有物でより少なくなる傾向がある。斑晶ガラス包有物の分析値の大半が300MPaの等飽和溶解度曲線の内側の扇型の領域に分布することから、斜長石に包有される珪長質メルトは揮発性成分に不飽和な状態で結晶分化によって揮発性成分濃度が上昇し、300MPaで揮発性成分に飽和したと解釈できる。その場合、マグマの深度は12kmと考えられる。一部の分析値が400MPa弱の等飽和溶解度曲線の内側の領域に分布することから、珪長質メルトを有するマグマ供給系の一部は、少なくとも深度16km程度まで伸びていると解釈できる。

角閃石中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度に関しては(図 2.2.1-13)、得られた分析数が少ない。分析値は2014年に中岳から噴出したスコリア中の斑晶ガラス包有物を軸とする扇状(青い線で囲んだ)の領域の、200MPaの等飽和溶解度線の内側に分布した。角閃石中の斑晶ガラス包有物は、先に示した斜長石中の包有物と同様に、珪長質な化学組成を示す。斑晶ガラス包有物の分析値が200MPaの等飽和溶解度曲線に沿って分布することから、角閃石中の珪長質メルトは揮発性成分が飽和した状態で結晶に包有された可能性がある。その場合、マグマの圧力は200MPaと考えられる。

黒雲母中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度に関しては(図 2.2.1-14)、得られた分析数が1点だけであり、500MPaの等飽和溶解度線に相当する揮発性成分組成を示した。このマグマが揮発性成分が飽和していたのか不飽和だったのかが判定できないため、マグマの圧力は500MPa以上と評価される。

磁鉄鉱中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度(図 2.2.1-15)に関しては、得られた分析数は2点だけであるから、マグマが揮発性成分が飽和していたのか不飽和だったのかが判定できない。もしも青矢印の組成変化を仮定すると、マグマは150MPaよりも高い圧力で揮発性成分に飽和したと解釈できる。

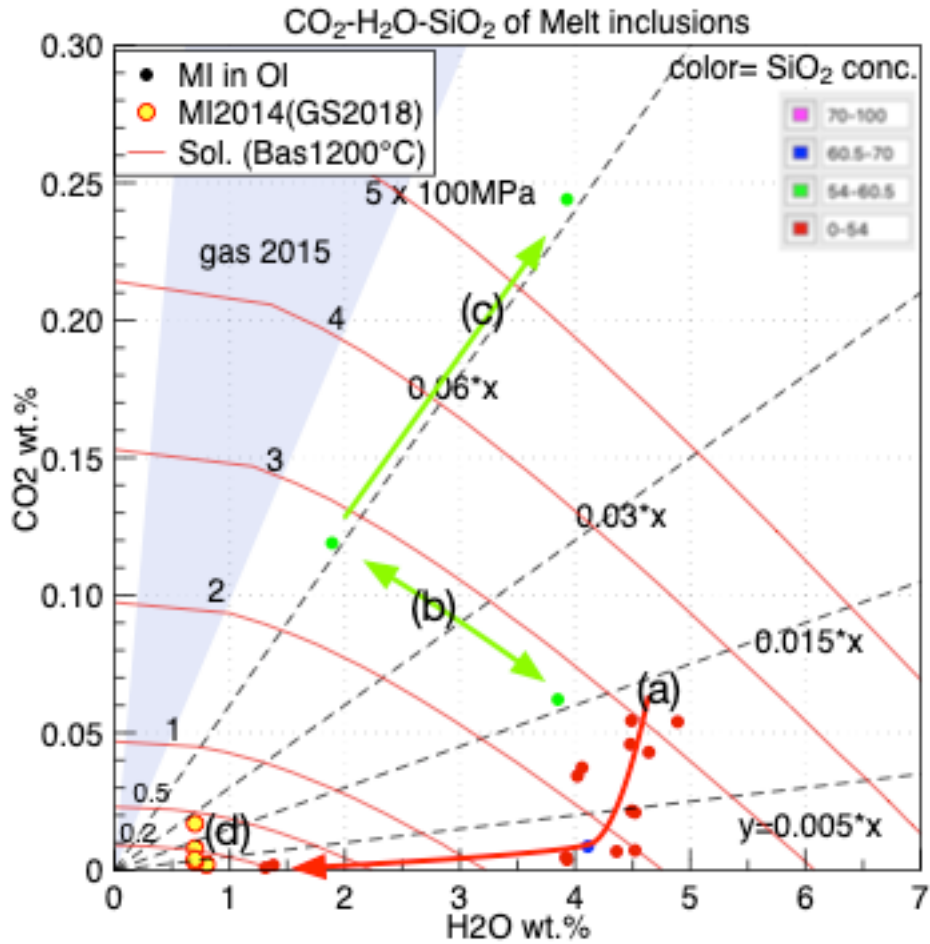


図 2.2.1-09：橄欖石中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度。比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円)。それ以外の円盤の色はメルトのシリカ濃度にもとづく区別である(0～54 重量%が赤，54～60.5 重量%が黄緑，60.5～70 重量%が青，70～100 重量%がマゼンタ)。水と二酸化炭素の溶解度曲線は 1200°Cにおける玄武岩メルトのものである。図中の a, b, c, d については本文を参照されたい。

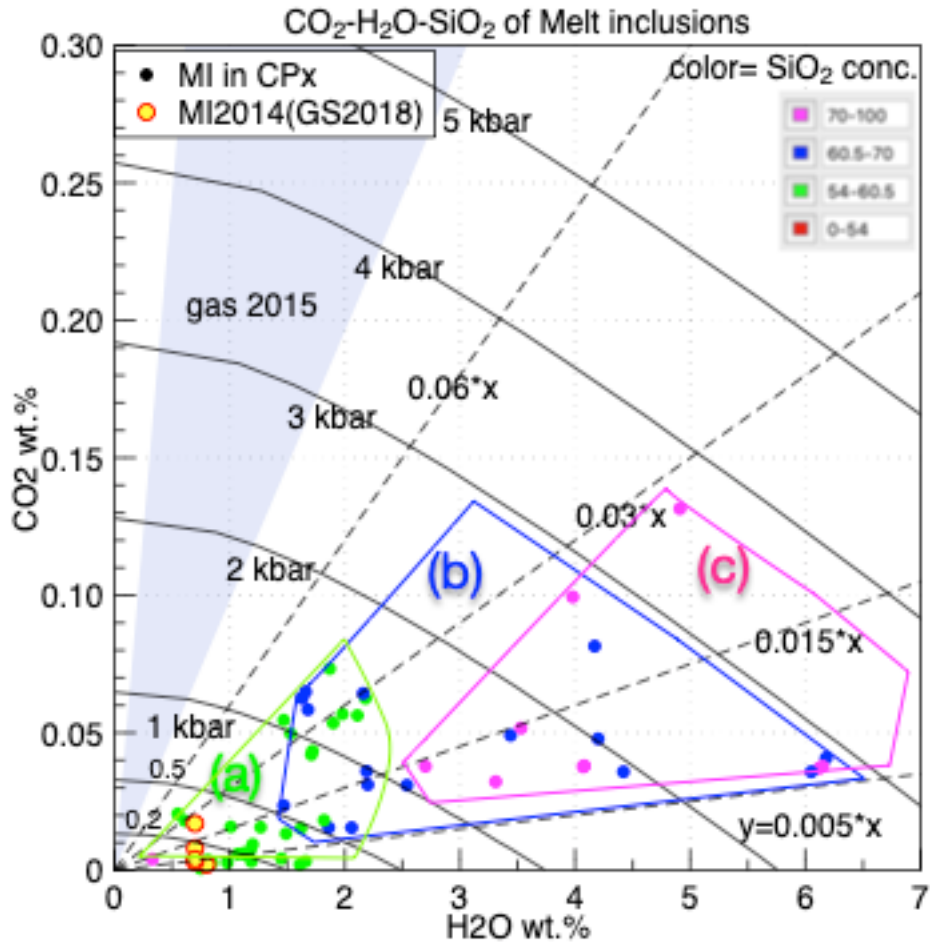


図 2.2.1-10 : 単斜輝石中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度. 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円). それ以外の円盤の色はメルトのシリカ濃度にもとづく区別である(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ). 水と二酸化炭素の溶解度曲線は 900°Cにおける流紋岩メルトのものである. 図中の a, b, c については本文を参照されたい.

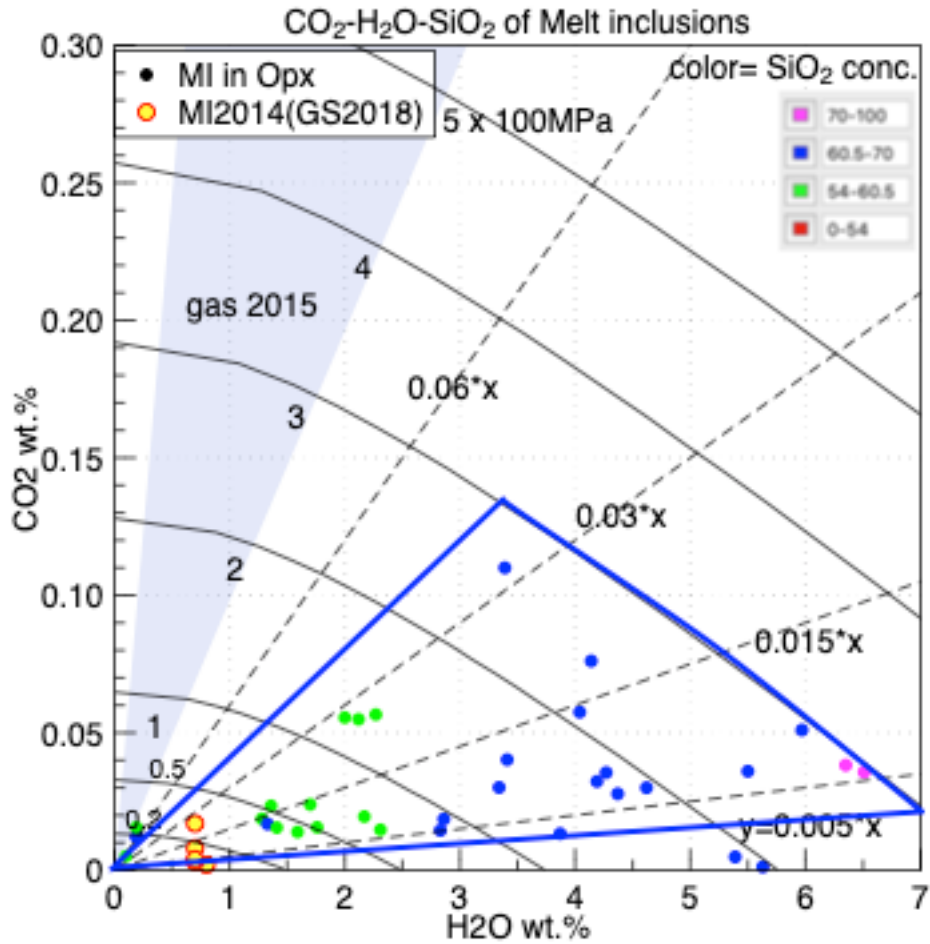


図 2.2.1-11 : 斜方輝石中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度. 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円). それ以外の円盤の色はメルトのシリカ濃度にもとづく区別である(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ). 水と二酸化炭素の溶解度曲線は 900°Cにおける流紋岩メルトのものである.

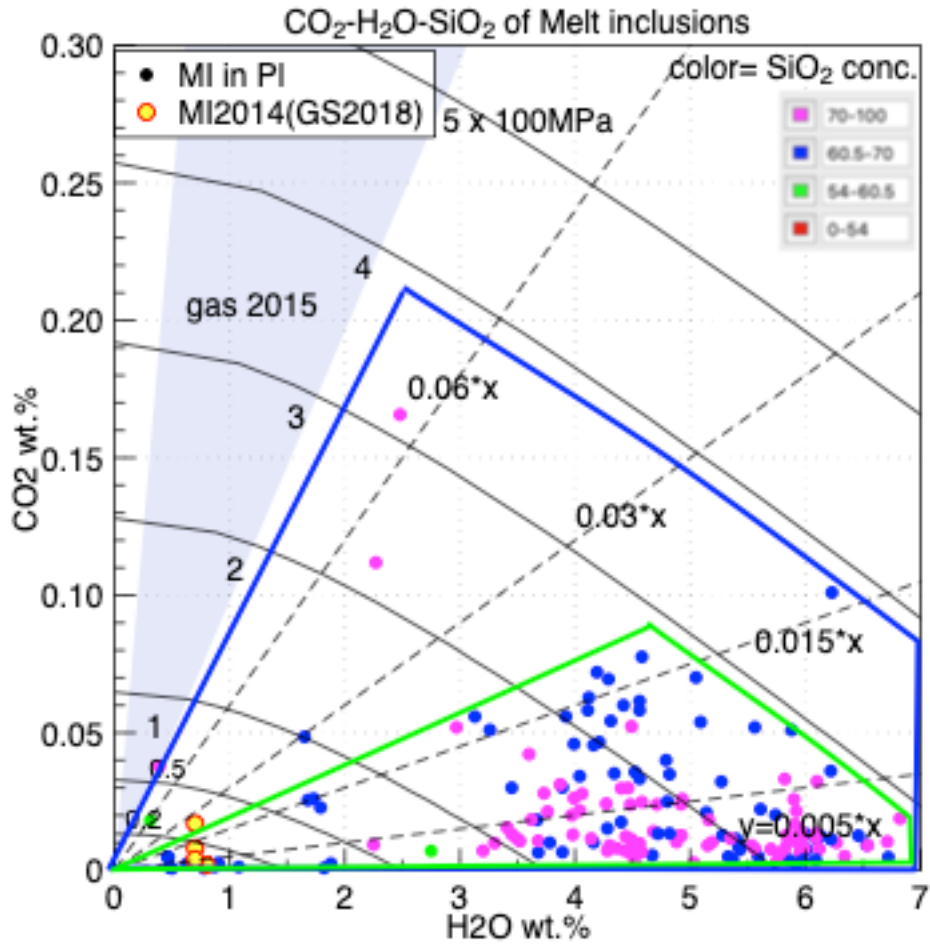


図 2.2.1-12 : 斜長石中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度. 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円). それ以外の円盤の色はメルトのシリカ濃度にもとづく区別である(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ). 水と二酸化炭素の溶解度曲線は 900°Cにおける流紋岩メルトのものである.

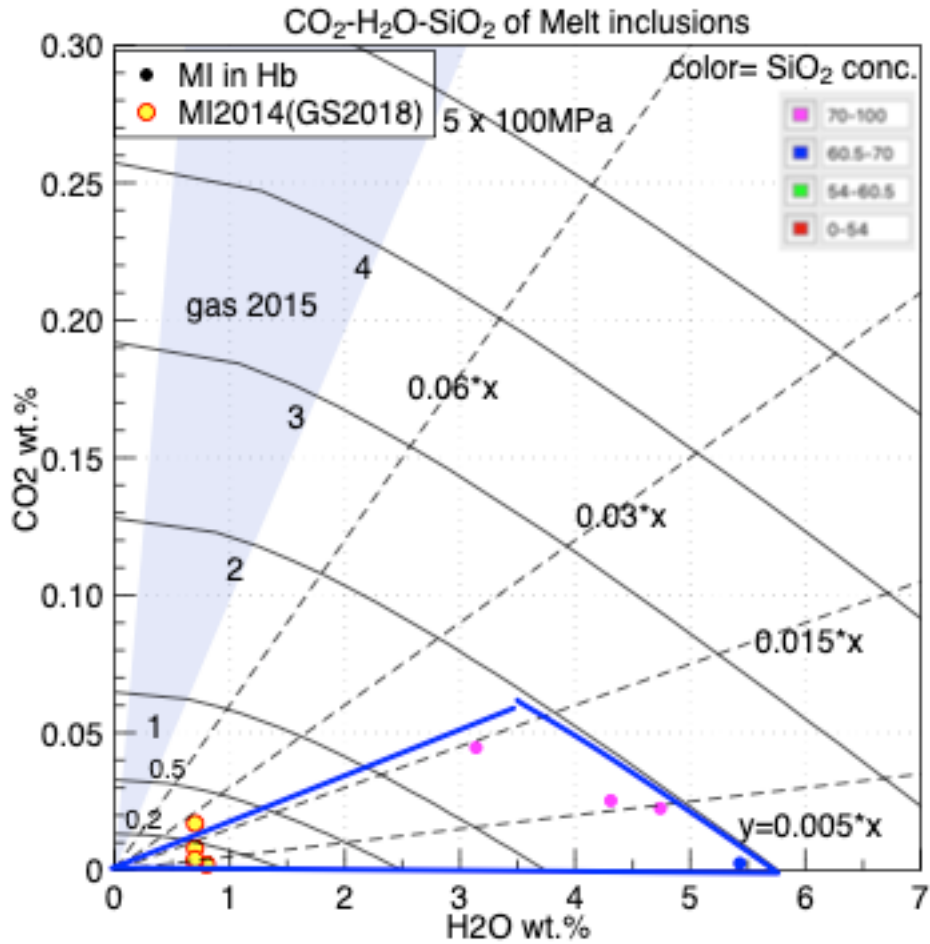


図 2.2.1-13 : 角閃石中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度. 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円). それ以外の円盤の色はメルトのシリカ濃度にもとづく区別である(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ). 水と二酸化炭素の溶解度曲線は 900°Cにおける流紋岩メルトのものである.

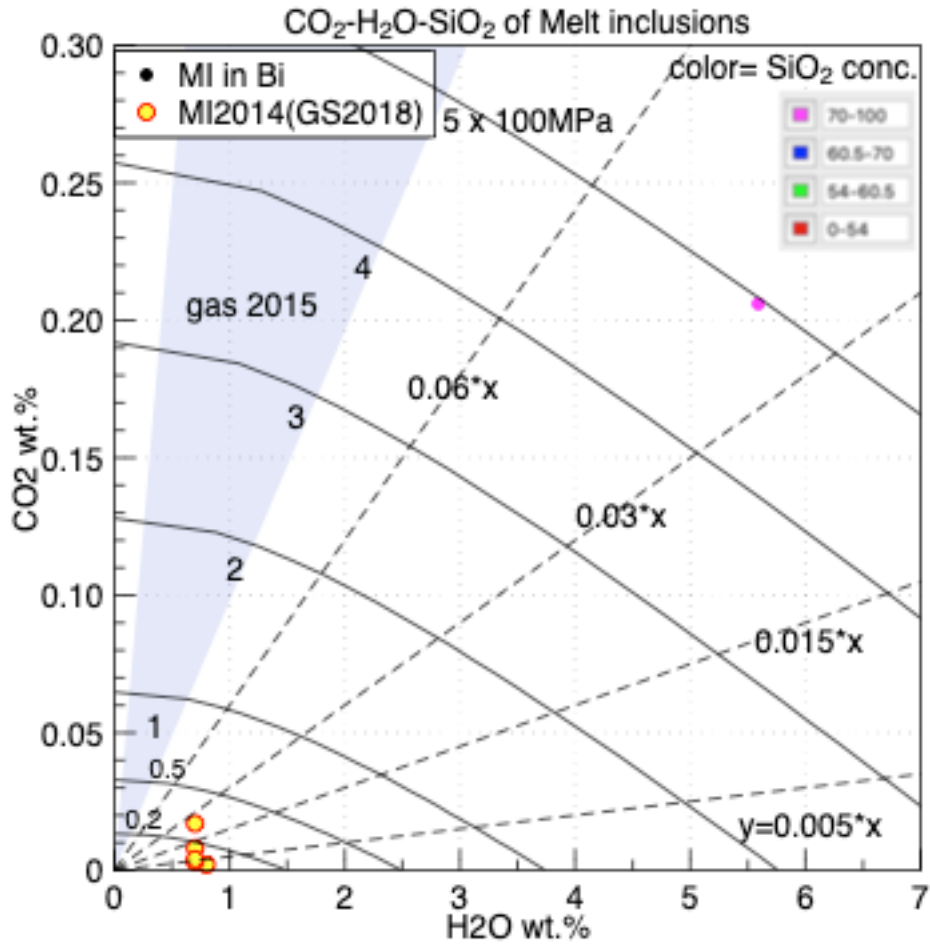


図 2.2.1-14 : 黒雲母中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度. 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円). それ以外の円盤の色はメルトのシリカ濃度にもとづく区別である(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ). 水と二酸化炭素の溶解度曲線は 900°Cにおける流紋岩メルトのものである.



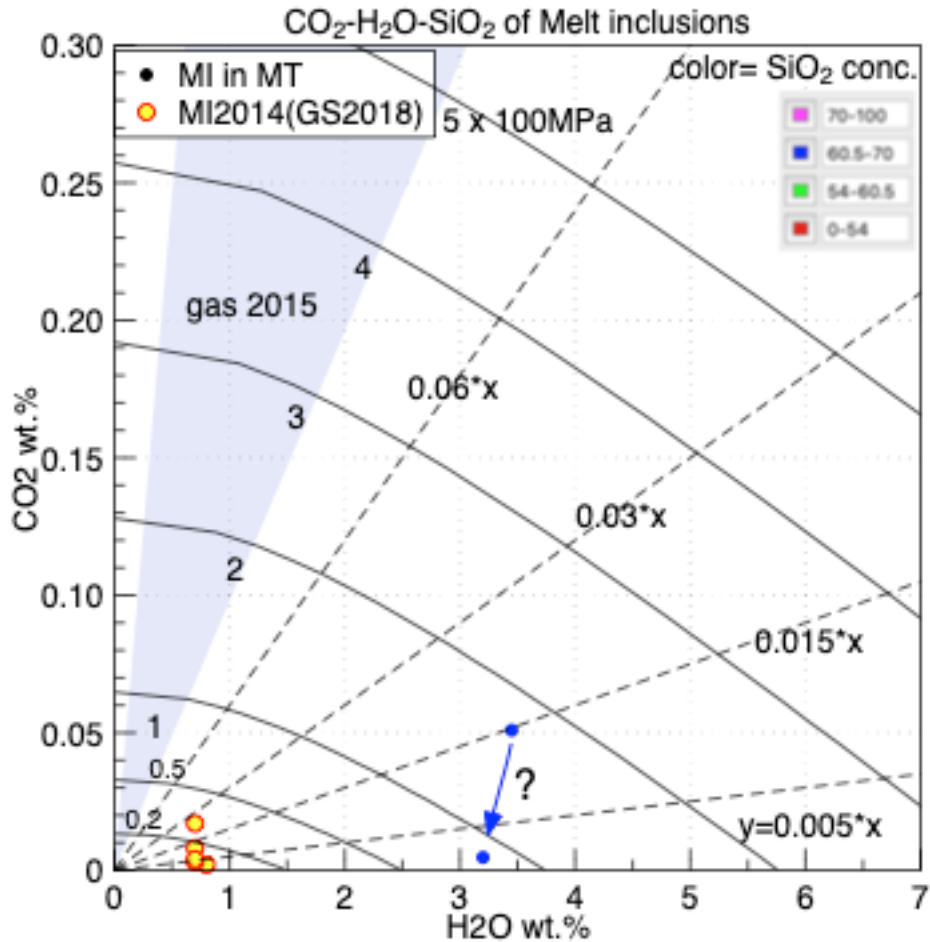


図 2.2.1-15 : 磁鉄鉱中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度. 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円). それ以外の円盤の色はメルトのシリカ濃度にもとづく区別である(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ). 水と二酸化炭素の溶解度曲線は 900°Cにおける流紋岩メルトのものである.

## 6) 主要化学組成と揮発性成分組成の対応

これまでに得られた斑晶ガラス包有物の主化学組成は、いくつかのクラスターとして認識された。カリウムのシリカバリエーションダイアグラム上で(図 2.2.1-16 および図 2.2.1-17), a の領域は阿蘇 1 直前, 阿蘇 4 直前, 後阿蘇 4 の試料に共通する。石基ガラスの組成は a の領域で斑晶ガラス包有物と重なる。a の領域は硫黄の量にバリエーションがあることも特徴である。

ACP-1 と 2014 年阿蘇中岳スコリアは b の領域にまたがっている(図 2.2.1-17), 硫黄が少なくカリウム濃度が高いことが特徴である(図 2.2.1-16). b の領域においても, 石基ガラスの組成は斑晶ガラス包有物と重なる。阿蘇 4 直前の試料にみられる c の領域は(図 2.2.1-17), 比較的カリウムに乏しく硫黄の量が多いことが特徴で(図 2.2.1-16), 主に斑晶ガラス包有物から成り, 石基ガラスは希である。阿蘇 4 直前の試料にみられる d の領域は(図 2.2.1-17), 最もシリカに富み比較的カリウムに乏しく c と e の延長線上にある。後阿蘇 4 の苦鉄質マグマには, e1 と e2 の領域が

みられる(図 2.2.1-17). これらのうち e1 の領域は最も硫黄に富み(図 2.2.1-16), 逆に最もシリカとカリウムには乏しい. e2 の領域は e1 よりシリカとカリウムが多い.

同様に, チタンのシリカバリエーションダイアグラムを用いて斑晶ガラス包有物の主化学組成を概観すると(図 2.2.1-18 および図 2.2.1-19), 以下のようになる. a の領域はカリウムのシリカバリエーションダイアグラムで観察されたことと同様, 阿蘇 1 直前, 阿蘇 4 直前, 後阿蘇 4 の試料に共通し, 斑晶ガラス包有物と石基ガラスの組成が合致している. ACP-1 にみられる b の領域は, 硫黄が少なくチタンとカリウム濃度が高い. 逆に阿蘇 4 直前の試料にみられる c の領域は, 硫黄が多く比較的カリウムとチタンに乏しい. 後阿蘇 4 の苦鉄質マグマにみられる e1 と e2 の領域は, シリカ濃度とともにチタン濃度が上昇することが特徴である(シリカ 50→57 重量%の領域; e1→e2). 更にシリカ濃度が高い後阿蘇 4 の苦鉄質マグマは, b の領域と重複し, シリカ濃度とともにチタン濃度が減少する. 図 2.2.1-19 によれば, 2014 年阿蘇中岳スコリアは e2, b, c の領域にまたがっていた. マグマの熱力学的解析によれば, 水に乏しいマグマが結晶分化をすると, メルトの化学組成は e2→b→a の順に変化し, 逆に水に富むマグマでは e1→c→d の順に変化する(平成 27 年度報告書; 図 2.2-c-8 および-9).

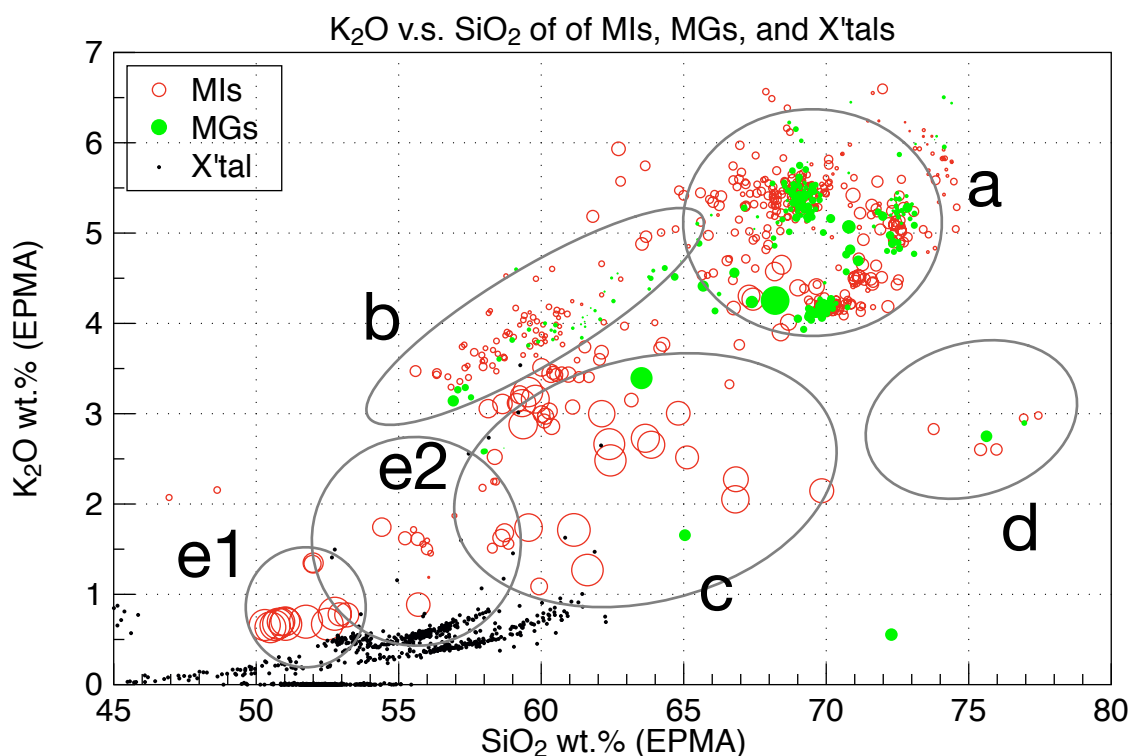


図 2.2.1-16 : カリウムのシリカバリエーションダイアグラム. 黒点 : 斑晶. 赤丸 : 斑晶ガラス包有物, 黄緑円盤 : 石基ガラス. 阿蘇 1 の直前の降下火砕堆積物, 分析された阿蘇 4 以降の降下火砕堆積物のなかで最も苦鉄質/珩長質なもの, 阿蘇 4 火砕流の直前の降下火砕堆積物, 阿蘇の最新の珩長質マグマ ACP-1, を全て表示した. 赤丸および円盤の面積は, EPMA で得られた硫黄濃度に比例させた. カリウムのシリカバリエーションダイアグラムにおいて特徴的な領域を a~e で示した(本文参照).

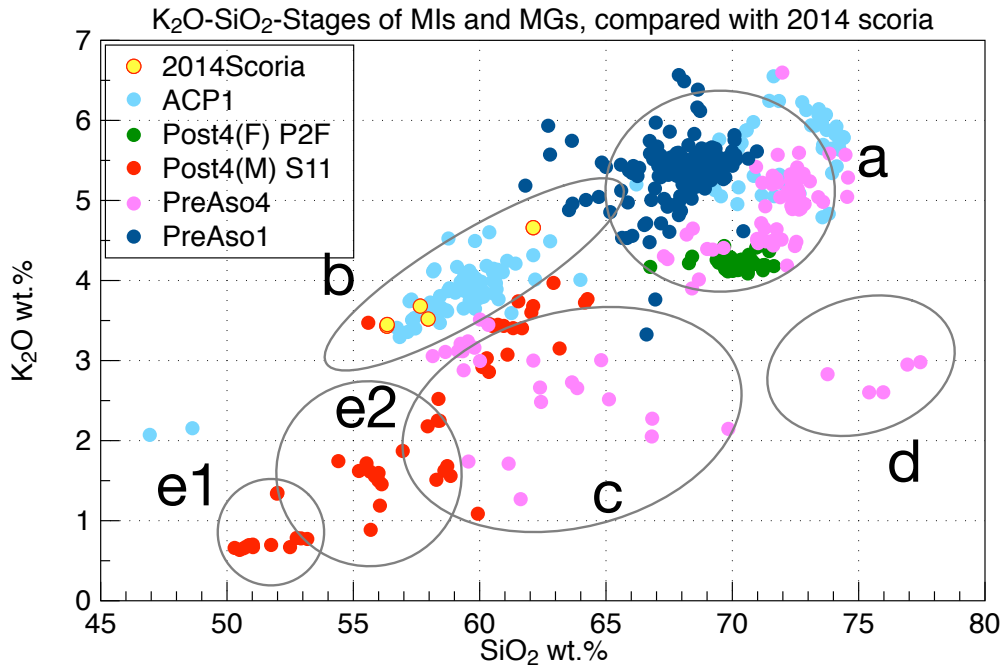


図 2.2.1-17 : カリウムのシリカバリエーションダイアグラム(噴火ステージ毎). 赤縁の黄色円盤 : 2014 年の中岳の噴出物(Saito et al., 2018)斑晶. 赤丸 : 斑晶ガラス包有物, 黄緑円盤 : 石基ガラス. 阿蘇 1 の直前の降下火砕堆積物, 分析された阿蘇 4 以降の降下火砕堆積物のなかで最も苦鉄質/珪長質なもの, 阿蘇 4 火砕流の直前の降下火砕堆積物, 阿蘇の最新の珪長質マグマ ACP-1, を全て表示した. a~e で示した領域は図 2.2.1-17 のものと共通である.

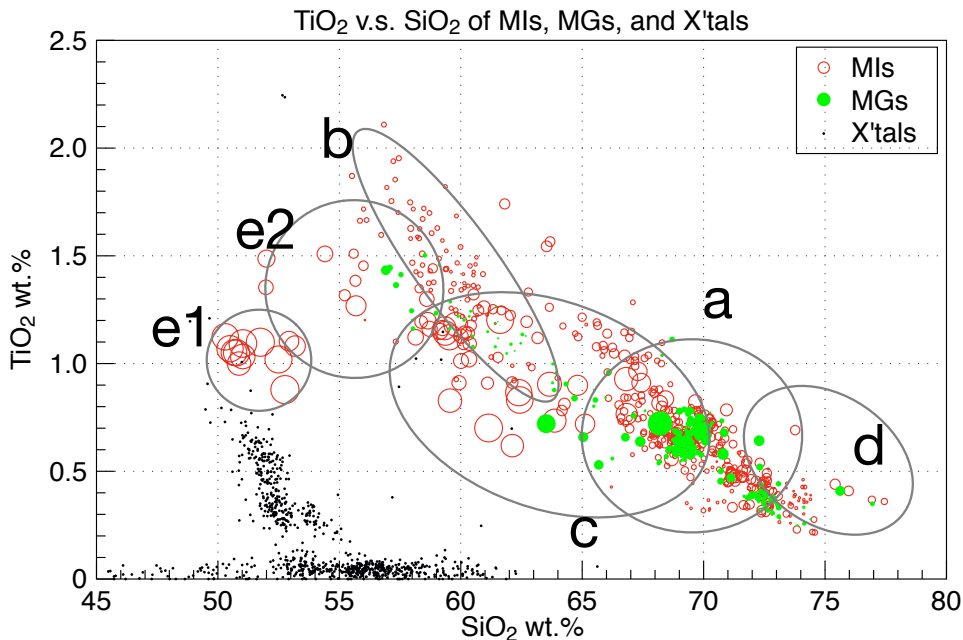


図 2.2.1-18 : チタンのシリカバリエーションダイアグラム. 赤丸 : 斑晶ガラス包有物, 黄緑円盤 : 石基ガラス. 阿蘇 1 の直前の降下火砕堆積物, 分析された阿蘇 4 以降の降下火砕堆積物のなかで最も苦鉄質/珪長質なもの, 阿蘇 4 火砕流の直前の降下火砕堆積物, 阿蘇の最新の珪長質マグマ ACP-1, を全て表示した. 赤丸および円盤の面積は, EPMA で得られた硫黄濃度に比例させた. a~e で示した領域は図 2.2.1-17 のものに対応している.

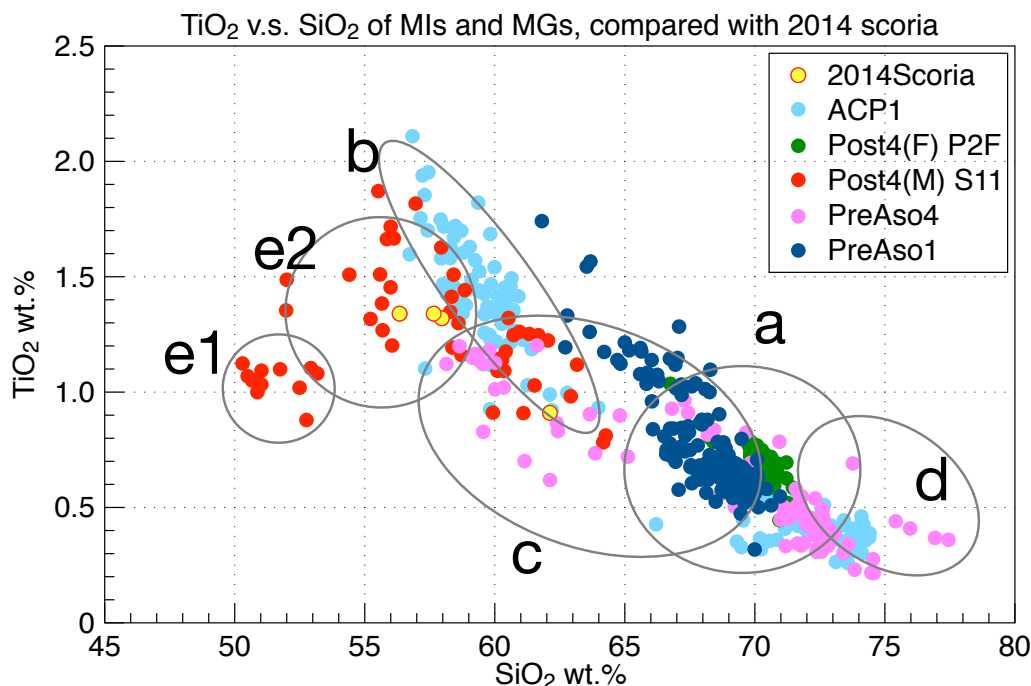


図 2.2.1-19 : チタンのシリカバリエーションダイアグラム. 赤丸 : 斑晶ガラス包有物, 黄緑円盤 : 石基ガラス. 阿蘇 1 の直前の降下火砕堆積物, 分析された阿蘇 4 以降の降下火砕堆積物のなかで最も苦鉄質/珪長質なもの, 阿蘇 4 火砕流の直前の降下火砕堆積物, 阿蘇の最新の珪長質マグマ ACP-1, を全て表示した. a~e で示した領域は図 2.2.1-17 のものに対応している.

阿蘇 1 直前, 阿蘇 4 直前, 後阿蘇 4 の試料で観察された, 斑晶ガラス包有物と石基ガラスの組成が合致する a のグループは(図 2.2.1-16, 図 2.2.1-17), 比較的含水量が高く二酸化炭素は乏しい(図 2.2.1-20). 同様に, ACP-1 にみられる b のグループは, a のグループと同じかやや少ない含水量である一方, 二酸化炭素は比較的多い. b のグループに属する 2014 年の中岳スコリアの斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度は, 最も低い部類である. 阿蘇 4 直前の試料にみられ, 比較的カリウムに乏しく硫黄の量が多いことが特徴である c のグループは, 水に対する二酸化炭素の量比が観察された斑晶ガラス包有物の中では最も高い. 阿蘇 4 直前の試料に少数みられ最もシリカに富み比較的カリウムに乏しいことが特徴である d のグループの水と二酸化炭素濃度は, a のグループと重なった. 後阿蘇 4 の苦鉄質マグマにみられ, 最も硫黄に富み, 逆に最もシリカとカリウムには乏しいことを特徴とする e1 は, 比較的含水量が高く二酸化炭素濃度が大きく変化することから, 玄武岩質マグマが減圧され揮発性成分に飽和したことが示される. e1 よりもシリカとカリウムとチタンの濃度が高い e2 の特徴は, 含水量が明瞭に低いことと, c と b のグループなかで最も水と二酸化炭素に乏しい部分と重なることである.

斑晶ガラス包有物の含水量と硫黄濃度を噴火ステージ別にみると(図 2.2.1-21), e1 のグループは二酸化炭素と同様に(図 2.2.1-21), 含水量がほぼ一定のまま硫黄濃度が大きく変化していることがわかる. e2 のグループは, 2014 年中岳スコリアの斑晶ガラス包有物を基点にして  $\text{SO}_2:\text{H}_2\text{O}$  重量比が 0.030 から 0.015 の線に沿って揮発性成分が増加するように見える. c のグル

ープは e2 の領域の左端を基点として、より含水量と二酸化硫黄濃度が高い方向に分布している。また、e2 の左端付近を基点として、 $\text{SO}_2\text{:H}_2\text{O}$  重量比が 0.015 の線より下の領域に、阿蘇 1 直前の石英安山岩質メルト(グループ b)と、阿蘇 1 直前、阿蘇 4 直前、後阿蘇 4 の試料で観察された、斑晶ガラス包有物と石基ガラスの組成が合致する a のグループが分布した。

MELTS を用いて、2014 年中岳スコリア(I141129S01, シリカ 54 重量%)を含水量が異なる条件で結晶化させた際のメルトの含水量とカリウム濃度の変化を調べた(図 2.2.1-22)。最もカリウム濃度が低く揮発性成分に富む e1 グループは、脱水すると e2 グループの位置と重なる。水に乏しい e2 グループを結晶分化させると、c グループの分布範囲に沿って含水量とカリウム濃度が上昇し、更に分化すると a や b グループの組成範囲を通ることがわかる。一方、比較的水に富むマグマを結晶分化させると、d グループの組成が再現できる。e1 グループは比較的含水量が高く二酸化炭素濃度が大きく変化することから(図 2.2.1-16)、上昇・減圧するマグマの中で生じたと考えられる。e2 グループは同じ噴火ステージの斑晶ガラス包有物から得られた苦鉄質メルトであるから、e1 グループを形成したマグマの減圧が更に進行することによって生じたと解釈してよいだろう。単斜輝石中の斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度が(図 2.2.1-10)2014 年に中岳から噴出したスコリア中の斑晶ガラス包有物を軸とする扇型(a, b, c の領域)に分布していることと、含水量と二酸化炭素濃度がメルトの化学組成が珩長質になるにつれ増加する傾向があることから、e1 の脱ガスによって生じた e2 グループの苦鉄質マグマが、揮発性成分が飽和できない比較的高圧下で結晶化することにより、よりシリカ、カリウム、揮発性成分に富む c グループや、更に珩長質な a, b グループの方向に進化したという可能性が、含水量とカリウム濃度の分析結果からも支持される。

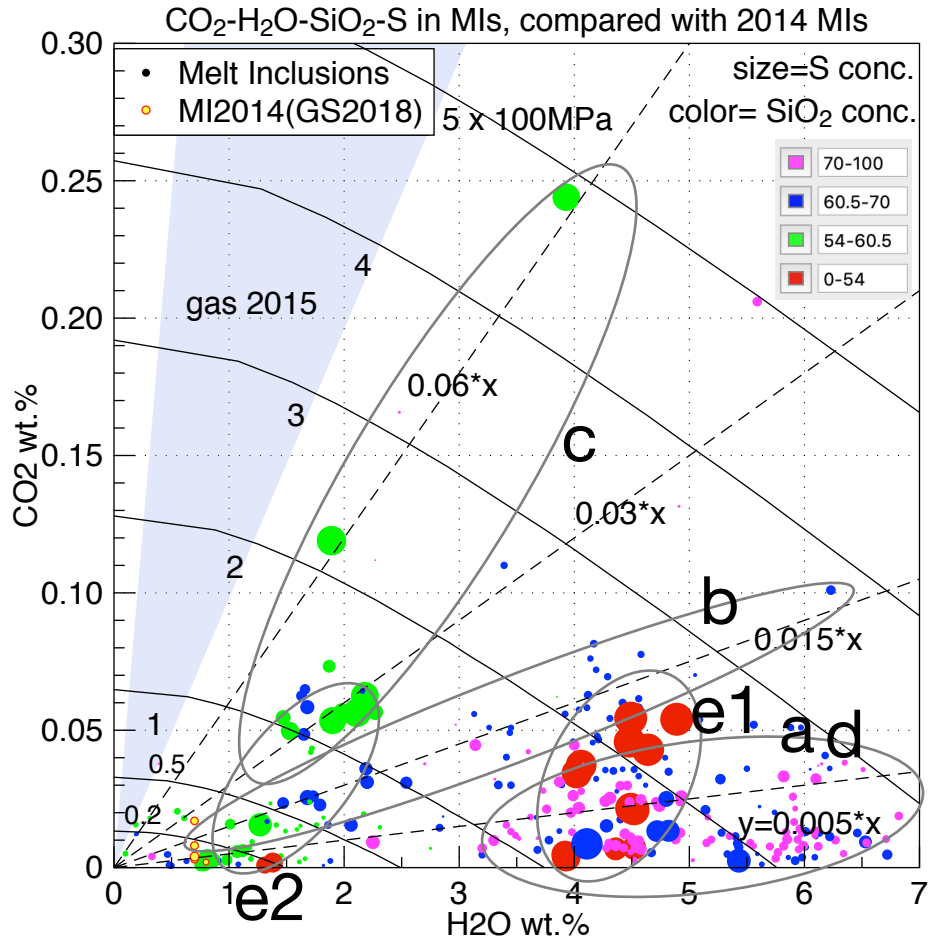


図 2.2.1-20 : 斑晶ガラス包有物の含水量, 二酸化炭素濃度, 相対的な硫黄濃度およびシリカ濃度. 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円). それ以外の円盤の色はメルトのシリカ濃度にもとづく区別である(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ). 水と二酸化炭素の溶解度曲線は 900°Cにおける流紋岩メルトのものである. a,b,c,d,e1,e2 は, 図 2.2.1-17 のグループ分けの目安を重ねたものである(シリカ濃度も参照されたい).

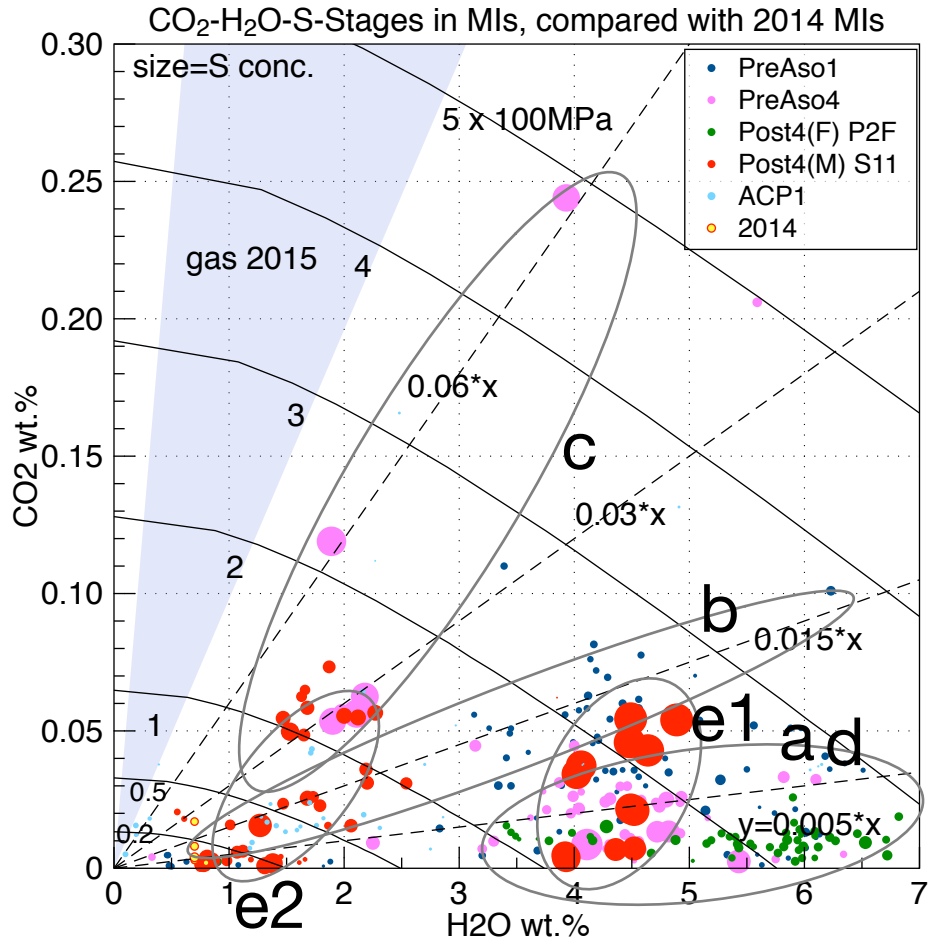


図 2.2.1-21 : 噴火ステージ別にみた、斑晶ガラス包有物の含水量と二酸化炭素濃度および相対的な硫黄濃度。比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円)。それ以外の円盤の色は噴出物の層序で区別した。阿蘇 1 火砕流直前の降下火砕堆積物が濃青(PreAso1)、阿蘇 4 火砕流直前の降下火砕堆積物がマゼンタ(PreAso4)、後阿蘇 4 期の降下火砕堆積物のうち最も珪長質なものが緑(Post4(F)P2F)、同じく最も苦鉄質なものが赤(Post4(M)S11)、阿蘇から放出された最新の珪長質マグマである ACP-1 が水色(ACP-1)である。水と二酸化炭素の溶解度曲線は 900°Cにおける流紋岩メルトのものである。図 2.2.1-17 のグループ分けの目安を重ねた(a,b,c,d,e1,e2)。



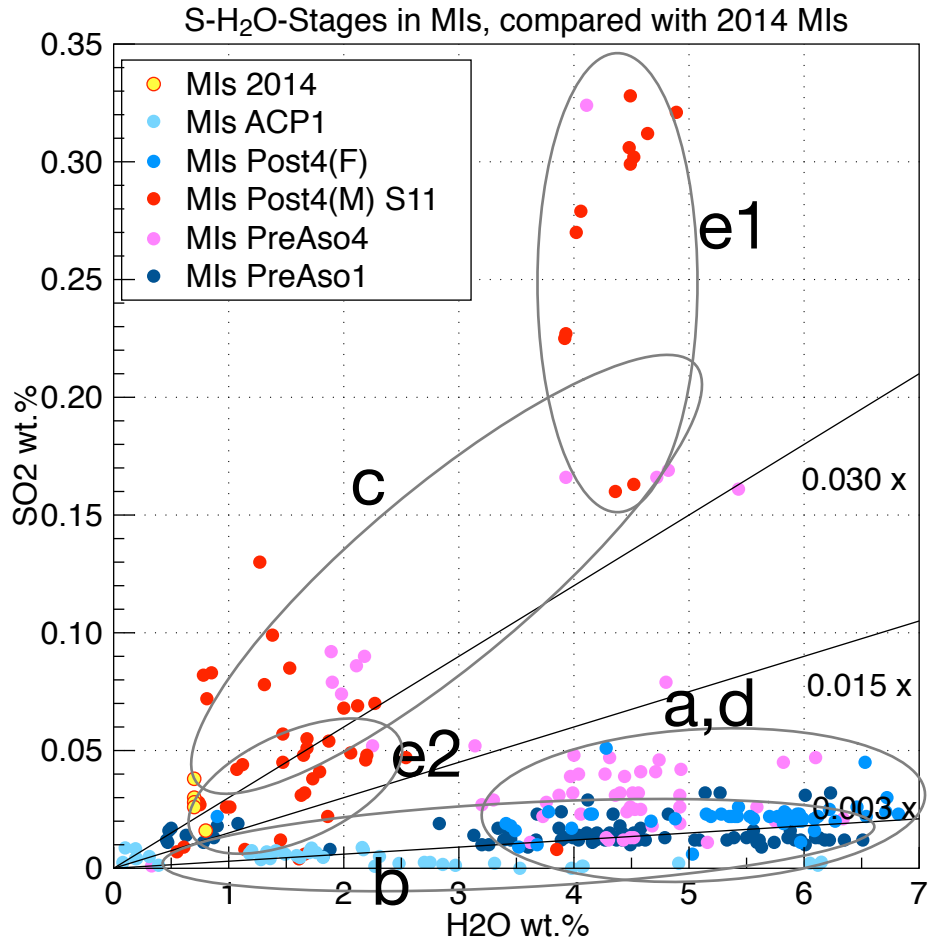


図 2.2.1-24 : 噴火ステージ別にみた、斑晶ガラス包有物の含水量と硫黄濃度. 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円). それ以外の円盤の色は噴出物の層序で区別した. 阿蘇 1 火砕流直前の降下火砕堆積物が濃青(PreAso1), 阿蘇 4 火砕流直前の降下火砕堆積物がマゼンタ(PreAso4), 後阿蘇 4 期の降下火砕堆積物のうち最も珩長質なものが緑(Post4(F)P2F), 同じく最も苦鉄質なものが赤(Post4(M)S11), 阿蘇から放出された最新の珩長質マグマである ACP-1 が水色(ACP-1)である. 図 2.2.1-17 のグループ分けの目安を重ねた(a,b,c,d,e1,e2).

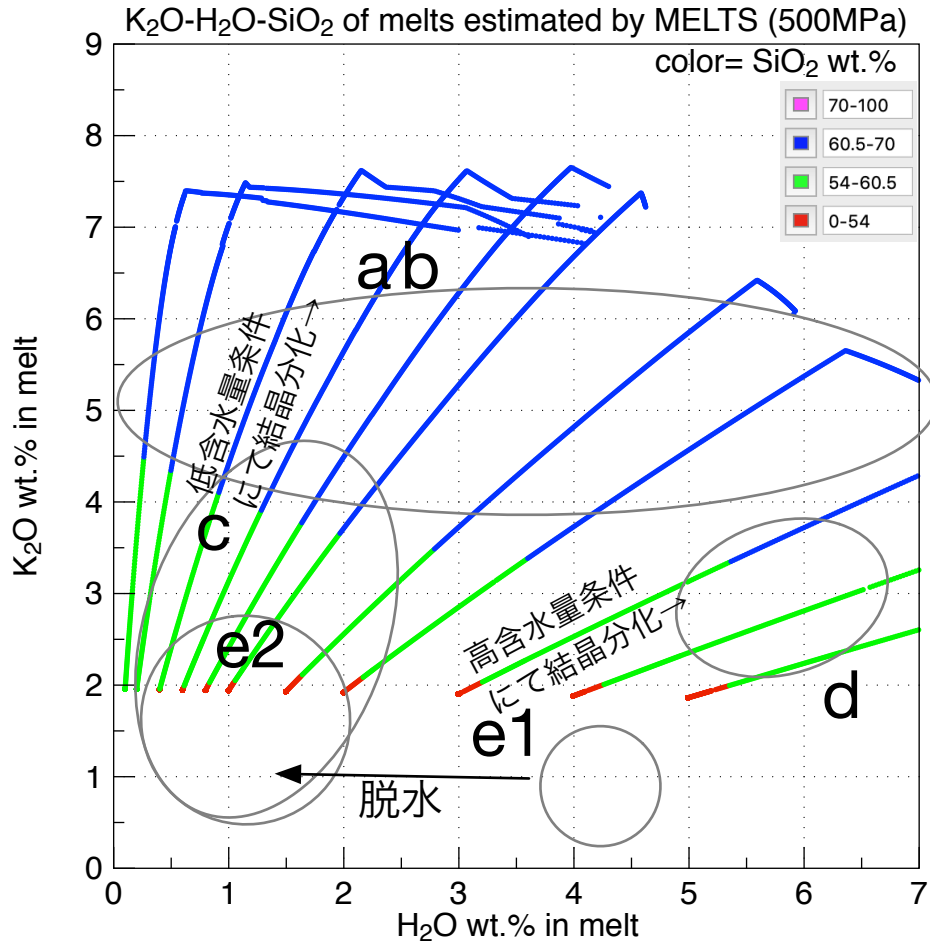


図 2.2.1-22 : 異なる含水量で結晶分化した玄武岩質安山岩の含水量とカリウム濃度. MELTS を用いて 2014 年中岳スコリア(I141129S01, シリカ 54 重量%)の相平衡計算を行なった. 酸素分圧は FMQ+1 ログユニットとし, 圧力は 500MPa, 二酸化炭素量は微量(0.001 重量%), 含水量を 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0, 1.5, 2, 3, 4, 5 重量%の場合について, メルトの組成を求めた. 円盤の色はメルトのシリカ濃度を示している(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ). 図 2.2.1-17 のグループ分けの目安を重ねた(a,b,c,d,e1,e2).

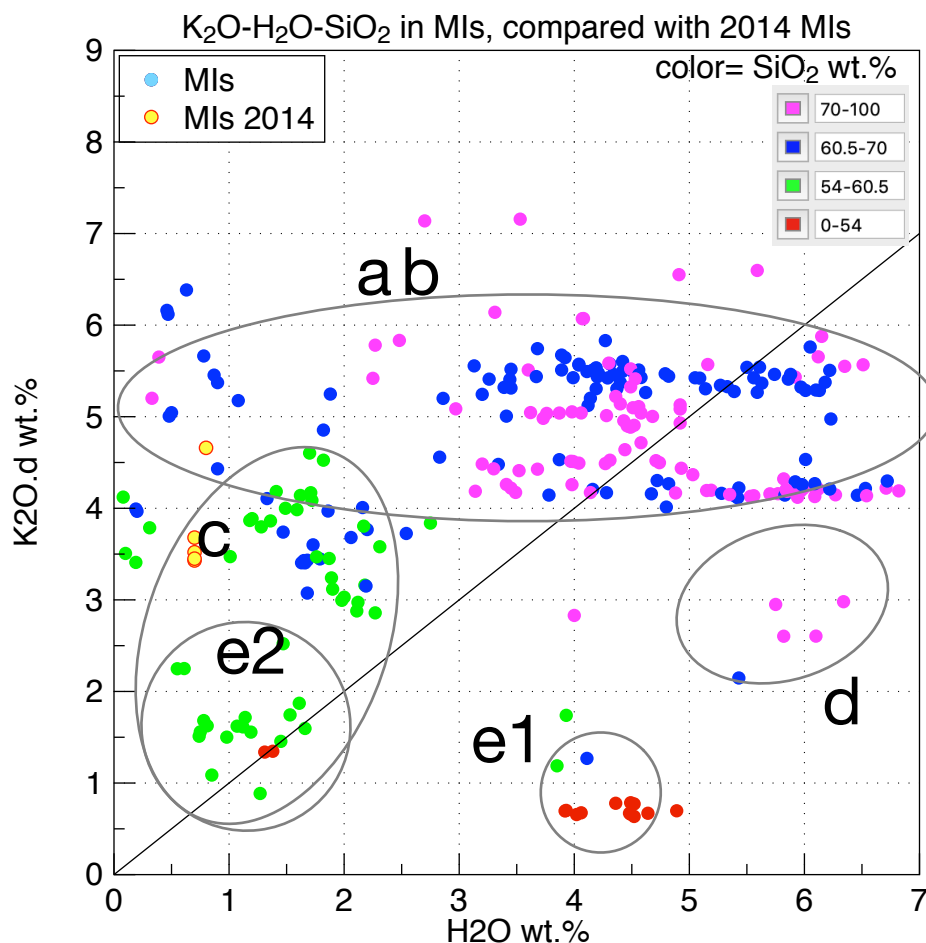


図 2.2.1-23 : 斑晶ガラス包有物の含水量, カリウム, シリカ濃度. 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円). それ以外の円盤の色はメルトのシリカ濃度にもとづく区別である(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマゼンタ). 図 2.2.1-17 のグループ分けの目安を重ねた(a,b,c,d,e1,e2).

### 7) 噴出したマグマが由来した深度

以上のように, 阿蘇の噴出物に含まれる斑晶ガラス包有物の主要元素と揮発性成分の濃度を検討することにより, 包有物が生成した(あるいは生成後長期間置かれていた)圧力が 300MPa, 深度にして地下 12km であることがわかった. この深度はマグマ溜まりの位置を示していると思われる. 噴火の際, マグマは地表に向けて移動するので, 途中浅所に小さな溜まりを形成して滞留する可能性もある. 阿蘇の珪長質マグマは地下 12km の溜りから直接噴出するのか, それとも途中浅いところで滞留してから噴出したのか区別するため, 噴出物が破片となって爆発的に噴出した場所の深度を, 石基ガラスの揮発性成分量から推定する.

先に述べたとおり石基ガラスは, 斑晶ガラス包有物とは異なり結晶に保護されていないメルトから生じるため, 噴火時の減圧により, ガラスとして冷え固まる前に水が抜けてしまう. 本研究では独自の地質調査を行い, マグマが地表に出るまでの時間が極力短く, かつ地表に出た後は急

冷される試料を採取したため、分析対象の大半は、地下から急速に上昇後、数 cm 程度のサイズに粉砕され、かつ大量の大气で急冷されて生じた降下火砕堆積物である。揮発性成分がメルトの外に抜け出る時間が限定されるため、これらの降下火砕堆積物の石基ガラスの揮発性成分濃度は、マグマが地下から急速に上昇を開始した時点の値を保存しており、その時点の圧力を読める可能性がある。メルトチャンネルは斑晶に湾入あるいは斑晶の隙間に捉えられたメルトで、一部が外部につうじているものを指す。メルトチャンネル中の揮発性成分は、石基ガラスに比べて長い距離を拡散して外部に抜け出るため、マグマが地下から急速に上昇を開始した時点の揮発性成分濃度を、より保存しやすい。石基ガラスもメルトチャンネルも本来揮発性成分が抜け出る部位であるから、これらの揮発性成分濃度から得られた圧力は、最小見積りである。なお、石基ガラスとメルトチャンネルは外気に触れる部位にあるため、噴火後数万年間、常温でのガラスの水和作用を被る。水和した部分は、ガラスの平均原子番号が小さくなるため、EPMA の反射電子像の輝度に基づいて検出することができる。NanoSIMS の分析時には、水和した部分を避けた。

石基ガラスの含水量と二酸化炭素濃度は(図 2.2.1-25)、一部を除き、原点を軸とする扇状の領域の、200MPa の等飽和溶解度線の内側に分布した(図 2.2.1-25, 青い線で囲んだ部分)。これらのうち、比較的硫黄に富むガラスでは、 $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O}$  重量比が 0.005 の線に沿って分布し、含水量が高くなるにつれシリカ濃度も上昇している。一方、比較的硫黄に乏しいものは二酸化炭素濃度も低く、シリカ濃度が高いもののほうが含水量が低い傾向がある。石基ガラスの含水量と二酸化炭素濃度の最大値を噴火ステージ別にみると(図 2.2.1-26)、阿蘇 1 直前、阿蘇 4 直前、後阿蘇 4 の噴出物ともに、200MPa の等飽和溶解度曲線付近に在ることがわかった。また、阿蘇 4 直前と ACP-1 の一部の石基ガラスは、2015 年の火山ガスで観測された  $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O}$  重量比の方向に向かって、高い二酸化炭素濃度を示した。これらと等飽和溶解度曲線の位置関係は、ACP-1 のものは 100MPa 付近、前阿蘇 4 のものは 100MPa 弱と 200MPa 強である。メルトチャンネルの含水量と二酸化炭素濃度が得られた阿蘇 4 火砕流直前と後阿蘇 4 期の珪長質端成分の測定結果は、原点を軸とする扇型(青い線で囲んだ領域)の内側に分布し、阿蘇 4 直前のものは  $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O}$  重量比が 0.005 の線に沿って分布し、最大値は 200MPa の等飽和溶解度曲線付近に在ることがわかった。石基ガラスとメルトチャンネルの揮発性成分濃度の最大値が 200MPa の等飽和溶解度曲線付近に在る。このことから、噴火したマグマが由来した深度は少なくとも地下 8km より深いことが示されるため、噴火したマグマの少なくとも一部は、深さ 12km のマグマ溜まりから地下 8km 程度まで上昇した後に爆発的に噴出したか、マグマ溜まりから直接由来した可能性が高いと考えられる。

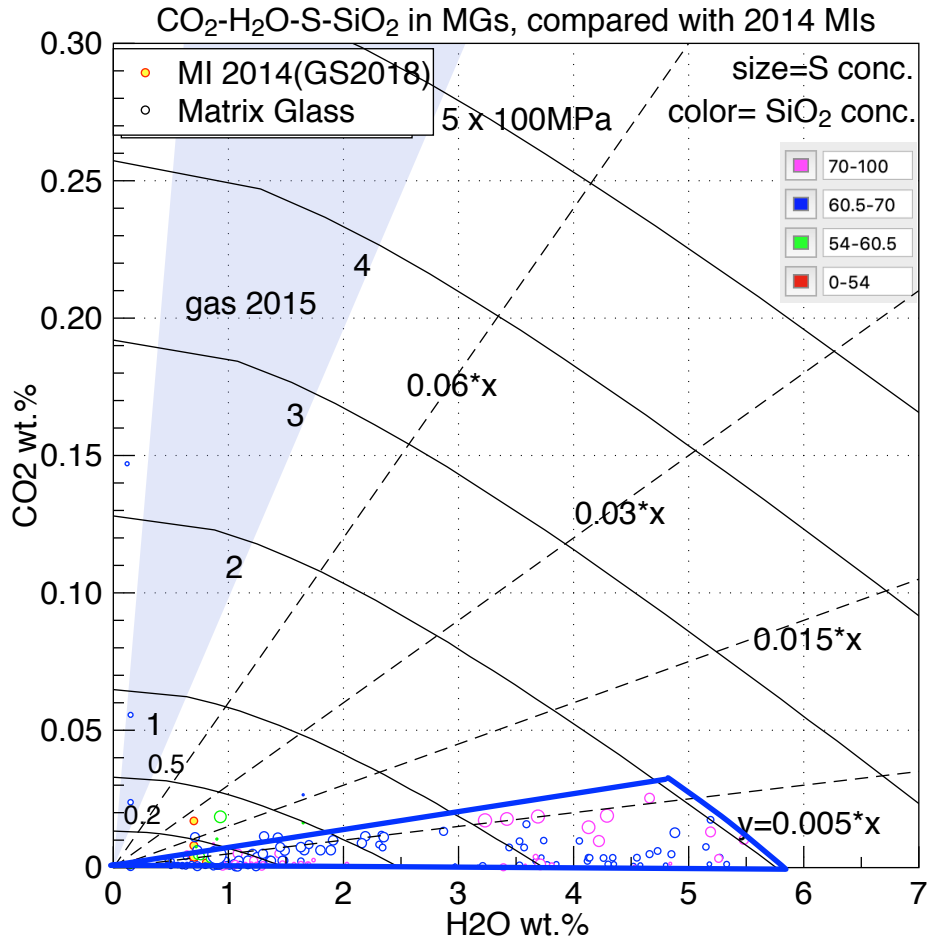


図 2.2.1-25 : 石基ガラスの含水量と二酸化炭素濃度および相対的な硫黄濃度. 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円). それ以外の円の色はメルトのシリカ濃度にもとづく区別である(0~54 重量%が赤, 54~60.5 重量%が黄緑, 60.5~70 重量%が青, 70~100 重量%がマジェンタ). 水と二酸化炭素の溶解度曲線は 900°C における流紋岩メルトのものである.

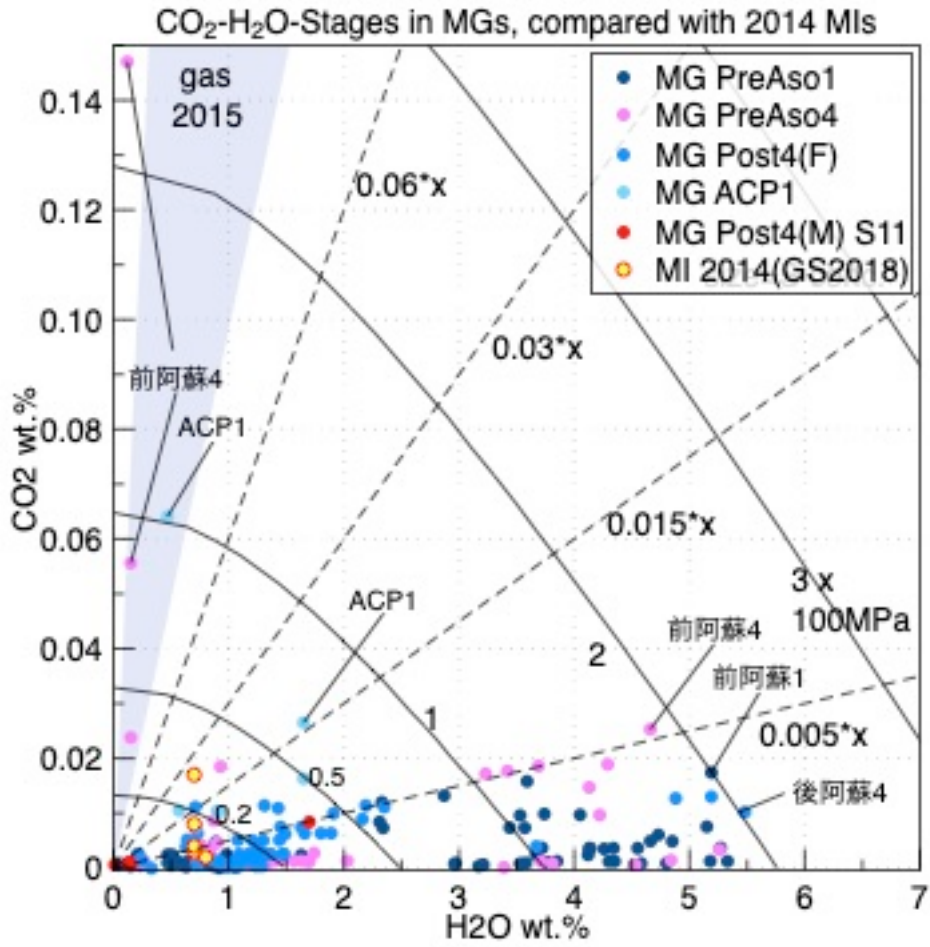


図 2.2.1-26 : 石基ガラスの含水量と二酸化炭素濃度(噴火ステージ別). 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円).

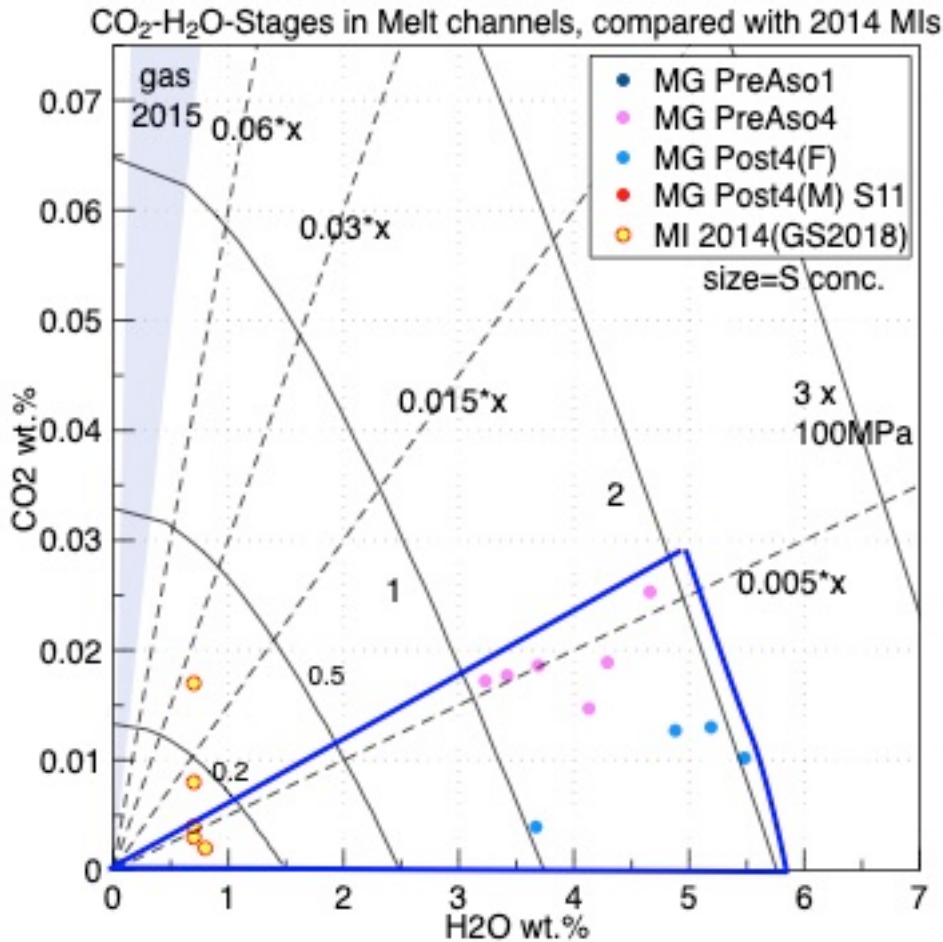


図 2.2.1-27 : メルトチャンネルの含水量と二酸化炭素濃度および相対的な硫黄濃度. 比較のため 2014 年に中岳から噴出したスコリアの橄欖石中の斑晶ガラス包有物も一緒に表示した(赤縁の黄色円). それ以外の円盤の色は噴出物の層序で区別した. メルトチャンネルの分析値が得られたものは阿蘇 4 火砕流直前と後阿蘇 4 期の珪長質端成分のものだけであり, 阿蘇 4 火砕流直前の降下火砕堆積物がマジェンタ(PreAso4), 後阿蘇 4 期の降下火砕堆積物のうち最も珪長質なものが水色(Post4(F)P2F)である. 水と二酸化炭素の溶解度曲線は 900°Cにおける流紋岩メルトのものである.

### 8) 珪長質マグマの生成速度の試算

以上のように, 阿蘇の珪長質マグマ(a グループ; 図 2.2.1-21, 図 2.2.1-18)は, マントルから供給された揮発性成分に富む苦鉄質マグマ(e1 グループ)が火口直下の浅所で脱ガスすることによって生じた揮発性成分に乏しい苦鉄質マグマを原材料として, 地下 12km(一部はそれ以深)で結晶分別作用により生じたと考えられる.

この考えが正しいならば, 揮発性成分に乏しい苦鉄質マグマの生産速度にもとづいて, 珪長質マグマの生産速度を推定することが可能である. MELTS よると, 阿蘇の苦鉄質マグマの結晶化により生じる珪長質マグマの分量は, 苦鉄質マグマの 5 分の 1 程度である. 揮発性成分に乏しい苦鉄質マグマの生産速度は, 阿蘇中岳の二酸化硫黄放出率と苦鉄質マグマの二酸化硫黄濃度から算出できる. 阿蘇では現在の阿蘇中岳と同規模の苦鉄質マグマの脱ガス活動が数万年以上継続



していると仮定する。阿蘇中岳の二酸化硫黄ガス放出率を 500 トン/日とおく(500~1000 トン/日, 気象庁, 予知連報告)。脱ガス前の阿蘇のマグマの二酸化硫黄濃度は, 0.25 重量%とおく(図 2.2.1-24)。すると脱ガスマグマの生産量は 0.2 メガトン/日, 1 年間に 73 メガトン, 1 万年あたり 730 ギガトンと見積もられる。この結晶化によって生じる珪長質マグマは, 苦鉄質マグマの 5 分の 1 量であるから, 1 万年あたり 146 ギガトンと見積もられる。阿蘇 3 の噴火年代は 12 万年前, 阿蘇 4 が 9 万年前であるから, 阿蘇 3 から阿蘇 4 までの 3 万年間には 2190 ギガトンの苦鉄質な脱ガスマグマが生じ, これが結晶化すれば約 438 ギガトンの珪長質マグマと, 1752 ギガトンの固結した苦鉄質マグマが地下に生じる計算である。阿蘇中岳の二酸化硫黄ガス放出率にはゆらぎがあるだろう。もし二酸化硫黄放出量を 1000 トン/日とするなら, 珪長質マグマの量は二倍の, 876 ギガトンと見積もられる。この珪長質マグマがすべて熔融状態にあったかどうかはわからない。また, 熔融状態にある地下のマグマが全て噴出するとは限らない。したがって上で見積った珪長質マグマの量は, 阿蘇 4 の噴出量より多い可能性がある。阿蘇 4 テフラのみかけ体積は 600 立方キロ以上と見積もられ(町田・新井, 2003), みかけの比重を 1.25 と仮定すれば阿蘇 4 の噴出量は 480 ギガトンと考えられる。この値は, 上で試算した珪長質マグマ量(438~876 ギガトン)の範囲内にある。同様の試算を阿蘇 4 以降の期間についても行なうことにより, 地球物理観測のターゲットの深さ, 大きさ, 物性の参考にできると思われる。

## 9) まとめ・今後の課題

阿蘇 1 の前の降下火砕物, 阿蘇 4 火砕流堆積物およびその直前の降下火砕物, 後カルデラの降下火砕物を対象に, NanoSIMS を用いてガラスに含まれる水, 炭素, フッ素, 硫黄, 塩素の濃度を測定した結果, 以下の知見が得られた。

- (1)阿蘇の苦鉄質マグマには, 揮発性成分に富む/乏しい 2 種類が存在する。後者は深部から揮発性成分に富む苦鉄質マグマが圧力深度約 12km(約 300MPa)で揮発性成分に飽和した後, 地下 1~2km にまで上昇脱ガスしたことによって生産されたと考えられる。
- (2)阿蘇の安山岩質マグマは, 10MPa 以下から約 500MPa 以上(地下 20km 以上)におよぶきわめて広い圧力範囲で, 基本的に揮発性成分に不飽和であった。阿蘇の苦鉄質マグマは, (1)で生じた揮発性成分に乏しいマグマの結晶分別作用によって生じたと考えられる。
- (3)阿蘇の石英安山岩質~流紋岩質マグマは, 揮発性成分に不飽和/飽和したものが両方存在する。これらは(1)で生じた揮発性成分に不飽和な苦鉄質マグマが約 300MPa(約 12km)の圧力で揮発性成分に不飽和な条件で結晶化することにより生成し, メルトに濃縮した揮発性成分が最終的には飽和したものだと考えられる。
- (4)以上の分析結果と幾つかの仮定にもとづいて, 阿蘇 4 の珪長質マグマが, 阿蘇 3~阿蘇 4 までの 3 万年間に生成しうることを, 単純な計算により確認した。

平成 30 年度までに実施した研究手法の開発により, 大規模噴火をひきおこしたマグマの成因と, マグマの物理化学条件(温度・圧力(深さ)等)が把握可能になった。しかしながらこれまでの研究で得られた情報は 27 万年にわたり継続している阿蘇のマグマ活動のごく一部を「静止画」で撮影したようなものである。阿蘇の今後の火山活動をよりの確に理解するためには, 大規模噴火に至るまでの変化を「動画」として把握しなければならない。具体的には, 阿蘇 3, 阿蘇 4/3

間、阿蘇4、ポスト阿蘇4(2014年の活動も含む)の一連の噴出物に対して、今年度までに開発した研究手法を適用し、阿蘇で最大かつ最新の大規模噴火である阿蘇4がどのように終始したのかを知ることが、必要である(図 2.2.1-28).

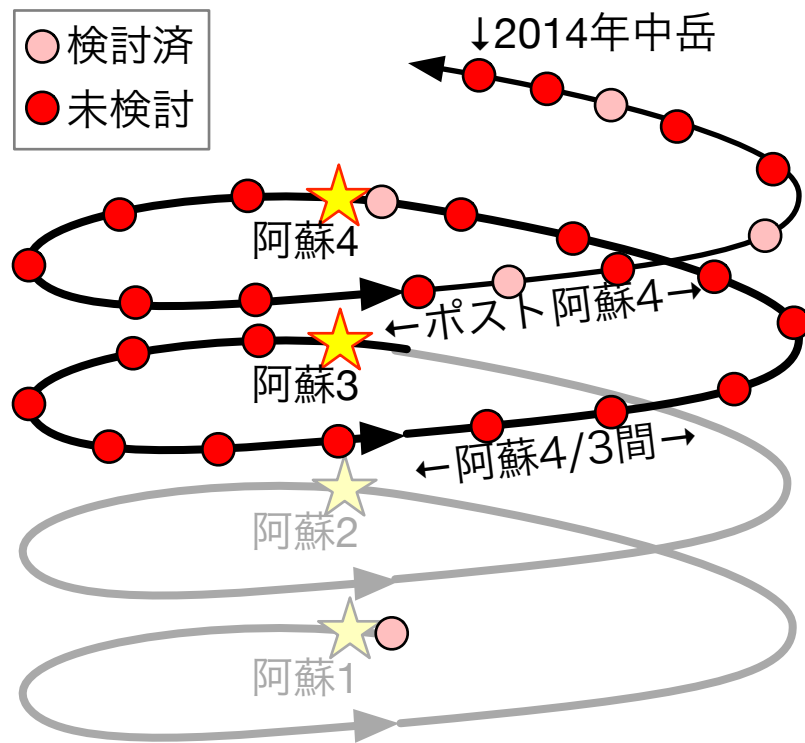


図 2.2.1-28 : 大規模噴火の準備過程の時間変化を理解するための研究対象. 赤丸 : 今後詳細な分析を行なう対象. 薄赤丸 : 平成 30 年度までに検討済試料. 大規模噴火の噴火準備過程の理解に必要な試料. 阿蘇 3, 阿蘇 4/3 間, 阿蘇 4, ポスト阿蘇 4(2014 年の活動も含む)の一連の噴出物を分析することにより, マグマ溜まりの状態の変化が「動画」のように把握できるようになると期待される.

#### 参考文献

- Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119:197–212.
- Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., and Carley, T. L. (2012). Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems. *J. Petrol.*, 53(5):875–890.
- 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.
- 町田・新井房夫(2003). 新編火山灰アトラス「日本列島とその周辺」東京大学出版会.

- Miyagi, I., Yurimoto, H., and Takahashi, E. (1997). Water solubility in albite-orthoclase join and JR-1 rhyolite melts at 1000 C and 500 to 2000 bars, determined by micro-analysis with SIMS. *Geochem. J.*, 31:57–61
- 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.
- Saito, G., Ishizuka, O., Ishizuka, Y., Hoshizumi, H., and Miyagi, I. (2018). Petrological characteristics and volatile content of magma of the 1979, 1989, and 2014 eruptions of Nakadake, Aso volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, 70(197):1–26.
- Wallace, P. J., Anderson Jr., A. T., and Davis, A. M. (1995). Quantification of pre- eruptive exsolved gas contents in silicic magmas. *Nature*, 377:612–616.

