

## 2.4 洞爺カルデラ噴出物の岩石学的検討

### 【実施内容】

1.3章に記述した約11万年前の洞爺カルデラ形成噴火とその先行噴火の噴出物について岩石学的検討を行い、本地域での珩長質マグマの生成メカニズムや集積・噴火過程から、破局噴火へと至るマグマ過程を明らかにする。

昨年度の本研究では、伊達市内の複数の露頭の試料を用いて、本質タイプごとの記載岩石学的特徴や全岩主要・微量元素組成およびガラス組成を予察的に検討したところ、斑晶に乏しいCPタイプと斑晶に富むCRタイプ、CRタイプと縞状軽石・灰色軽石はそれぞれ別のマグマ由来であると考えられることが明らかになった。そこで今年度は、伊達市以外において採取した試料を追加し、希土類元素組成や同位体比分析もを行い、洞爺カルデラ形成噴火のマグマが斑晶組み合わせや全岩化学組成の異なる複数の端成分マグマからなることを明らかにした。さらに、洞爺カルデラ形成噴火噴出物と後カルデラ火山である有珠火山噴出物の予察的なU-Th放射非平衡分析を行った。また、比較対象とする支笏カルデラ形成噴火について、メルトインクルージョンの揮発性成分分析から噴火直前のマグマ供給系の物理化学条件を検討し、それぞれのマグマ溜まりの圧力（ガス飽和を仮定）と平衡共存するガス組成（CO<sub>2</sub>の割合）を見積もった。

### 【調査・研究成果】

#### (1) 洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系の検討

洞爺カルデラ形成噴火の岩石学的研究は、Febrey (1995)、東宮ほか (2019) などによって行われている。Febrey (1995) は、洞爺カルデラ噴出物の本質物質を、ユーライト流紋岩(OPX-HSR)、普通角閃石流紋岩(HBE-R)、カミングトン閃石流紋岩(CUMM-HSR)の3つに分類し、Tpfl I, II, III (Goto et al., 2018 の Unit 2 および Unit 3) ではOPX-HSRのみからなるのに対して、Tpfl IV (Goto et al., 2018 の Unit 4?~Unit 6) では3タイプが共存することを明らかにした。また全岩化学組成においては、OPX-HSRからSiO<sub>2</sub>に乏しい方向に発散するHBE-R、K<sub>2</sub>Oに乏しい方向に発散するCUMM-HSRの2つのトレンドが認められることから、OPX-HSRと普通角閃石を斑晶として含むマグマが混合してHBE-Rが、またOPX-HSRとカミングトン閃石を含むマグマが混合してCUMM-HSRが生成されたというモデルを提示している(図2.4-1)。東宮ほか (2019) もほぼ同じタイプ区分を用いて同様の組成トレンドを見いだしており、彼らはさらに鉱物組成から3つの端成分マグマの温度や高温マグマ注入から噴火までの時間スケールを推定している。

昨年度の本研究では、伊達市内の複数の露頭の試料を用いて、本質タイプごとの記載岩石学的特徴や全岩主要・微量元素組成およびガラス組成を予察的に検討したところ、CPタイプとCRタイプ、CRタイプと縞状軽石・灰色軽石はそれぞれ別のマグマ由来であると考えられることが明らかになった。そこで今年度は、伊達市以外において採取した試料を追加し、希土類元素組成や同位体比分析もを行い、洞爺カルデラ形成噴火のマグマが斑晶組み合わせや全岩化学組成の異なる複数の端成分マグマからなることを明らかにした。

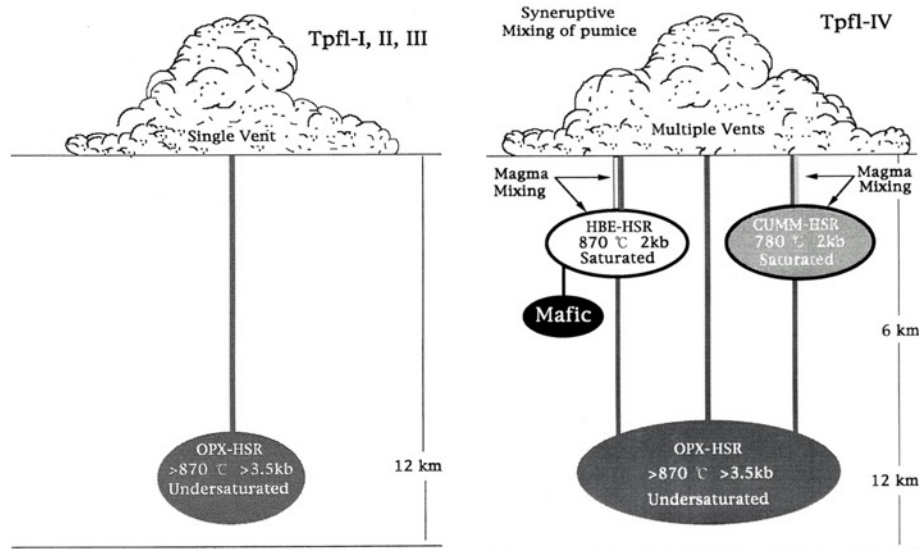


図 2.4-1 洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系のモデル (Feebrey, 1995).

#### (1-1) 記載岩石学的特徴

1.3 章で述べたように、洞爺カルデラ形成噴火噴出物の本質物質は、斑晶に乏しい白色軽石 (CP タイプ)、斑晶に富む白色軽石 (CR タイプ)、縞状軽石・灰色軽石 (gray,band タイプ) の大きく 3 つに分類され、カルデラ形成噴火前半の Stage 1 では CP タイプのみ、後半の Stage 2 では CP に加えて CR タイプおよび gray,band タイプの割合が増加していくことが明らかになった (図 1.3-22)。これらは肉眼での色調や斑晶量のほか、斑晶組み合わせやガラス組成からも区別することができる。

CP タイプは、洞爺カルデラ形成噴火噴出物のすべてのユニットに認められ、全体の約 90wt% を占める (図 1.3-22)。大部分は白色であるが、淡桃色～淡褐色を呈するものもあり、気泡は繊維状の形態を示すものが多い。斑晶量はおよそ 5vol%以下で (図 2.4-2)、直径数 mm 以下の斜長石が大部分を占めるが、その他に直径数 mm 以下の石英、直径 0.5mm 以下の斜方輝石、鉄チタン酸化物が認められる (図 2.4-3 上)。ほとんどの斑晶鉱物は自形・清澄で累帯構造を示さないが、無色透明～淡褐色のメルト包有物を含む石英 (図 2.4-3 下)・斜長石・斜方輝石や、わずかに累帯構造を示す斜長石なども存在する。斜方輝石、斜長石、石英はそれぞれ鉄チタン酸化物と集合斑晶を形成している。

CR タイプは、Unit 4 以降で出現し始め、時間と共にその構成比が増加し、全体の約 5wt% を占める (図 1.3-22)。白色～淡黄色であり、気泡はスポンジ状の形態を示すものが多い。斑晶量は 10-25vol%程度で、カミングトン閃石を含むことによって特徴づけられる (図 2.4-2)。斑晶鉱物の大部分は直径数～5mm 程度の斜長石・石英からなるが、直径 1mm 以下の斜方輝石、カミングトン閃石 (図 2.4-4 上)、鉄チタン酸化物もごく少量認められ、普通角閃石 (図 2.4-4 下) を伴うこともある。自形～半自形の斑晶鉱物が多いが、斜長石は褐色のメルト包有物を多数含み、明瞭な累帯構造を示すのが特徴的であり、他形で周縁部に反応縁を持つ石英なども認められる (図 2.4-4 中)。斜方輝石、斜長石、石英と鉄チタン酸化物、斜長石・石英とカミングトン閃石・普通角閃石との集合斑晶が認められた。

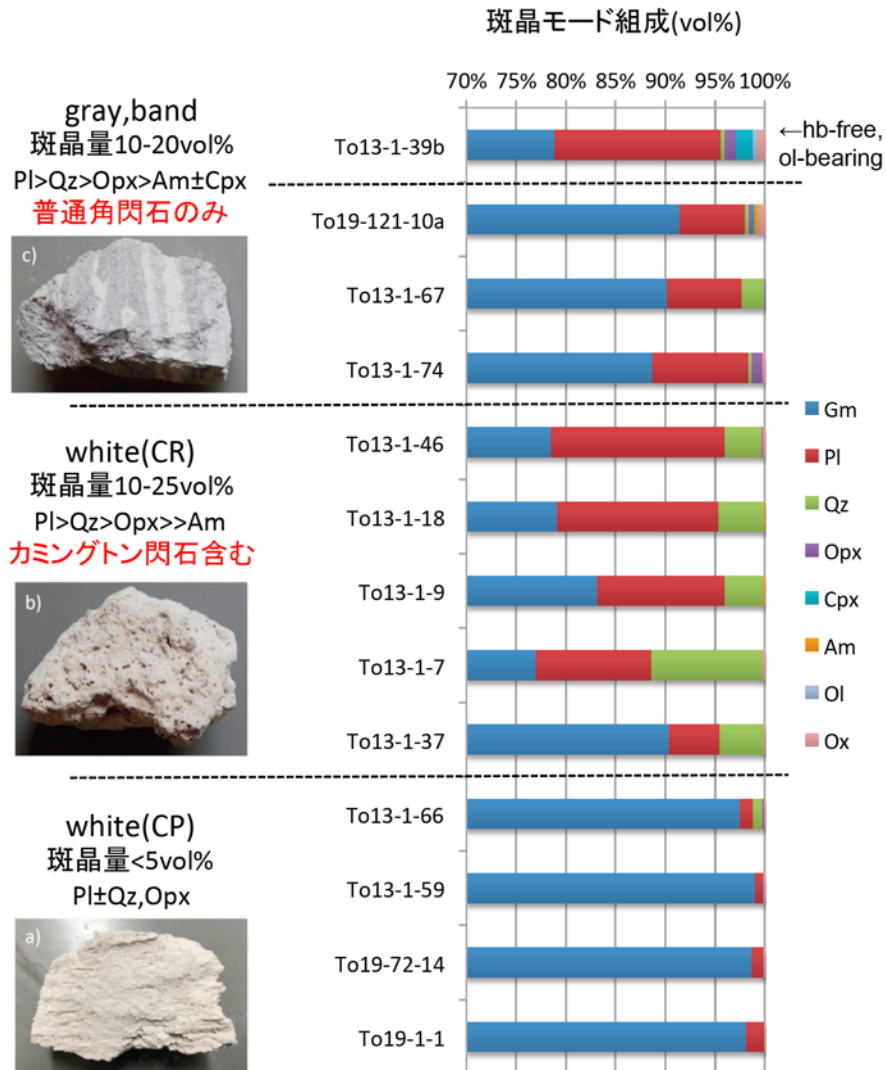


図 2.4-2. 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の斑晶モード組成.

gray,band タイプは、Unit 2 などでもごく少量認められるが、Unit 6 でその構成比が急激に増加して、全体の約 5wt% を占める (図 1.3-22)。白色部分と灰色部分の割合は多様で gray タイプに分類したものも少量の白色の縞が入っていることが多く、気泡もスポンジ状～繊維状と多様である。斑晶量は 10-20vol% 程度であるが、他のタイプに比べて苦鉄質鉱物の割合が高く、CR タイプとは異なり角閃石は普通角閃石のみである (図 2.4-2)。斑晶鉱物は直径数 mm 以下の斜長石が多いが、直径 1mm 以下の石英、斜方輝石、普通角閃石 (図 2.4-5 中)、鉄チタン酸化物のほかに、まれに単斜輝石やかんらん石が認められることもある (図 2.4-5 上)。かんらん石斑晶が認められる試料では、角閃石斑晶は認められなかった。褐色のメルト包有物を多数含む斜長石で特徴づけられるタイプ (図 2.4-5 上) と、清澄な斜長石が大部分を占めるタイプ (図 2.4-5 下) があるが、いずれも明瞭な累帯構造が認められる。斜長石・斜方輝石・鉄チタン酸化物の集合斑晶が普遍的に認められるほか、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物、斜長石・普通角閃石・鉄チタン酸化物、かんらん石・鉄チタン酸化物の集合斑晶も認められた。



図 2.4-3. CP タイプの薄片写真（各写真の横幅は 6mm）.

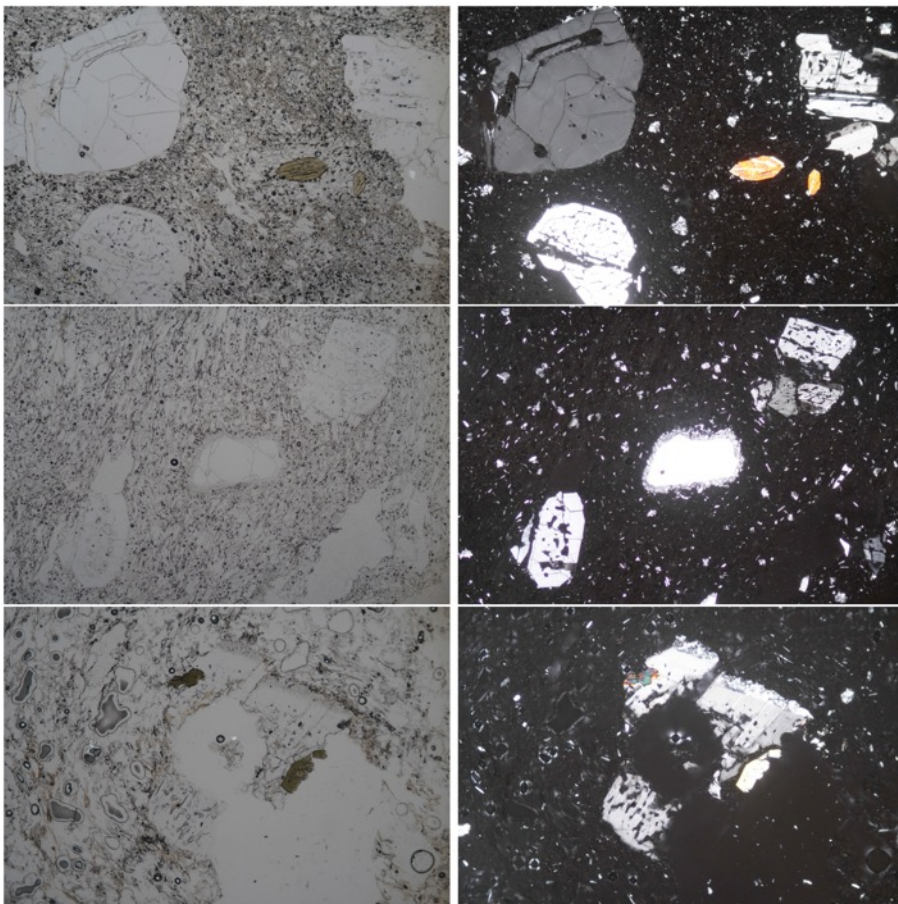


図 2.4-4. CR タイプの薄片写真（スケールは図 2.4-3 と同じ）.

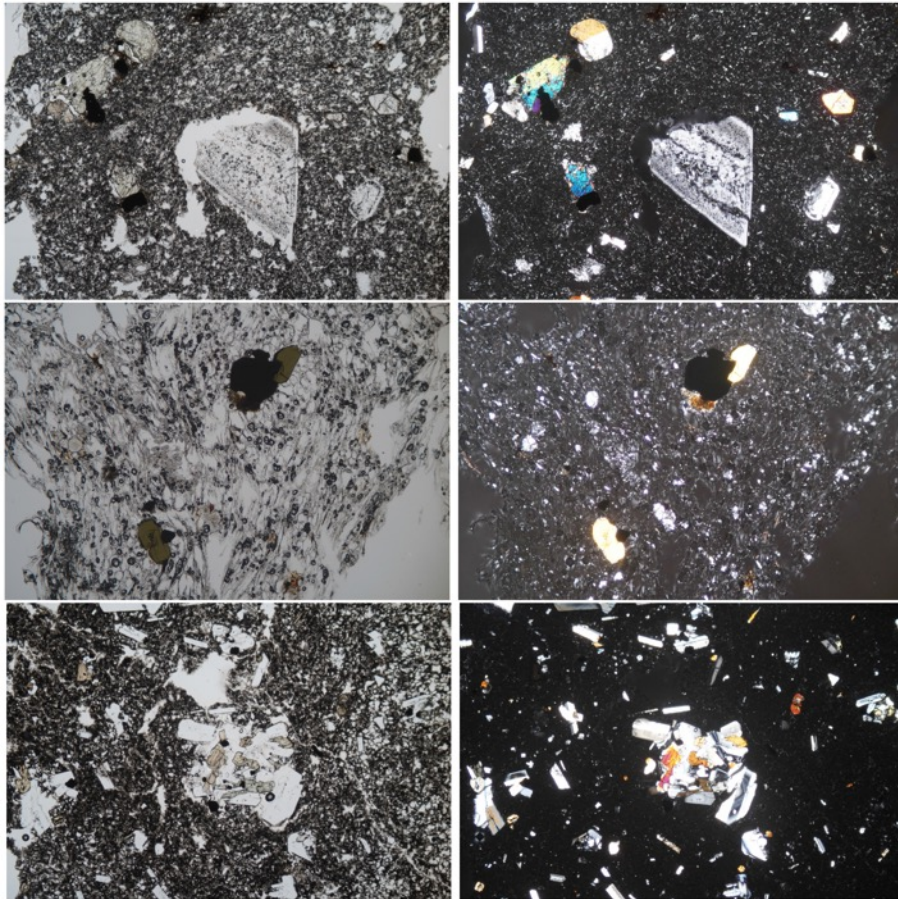


図 2.4-5. Gray,band タイプの薄片写真（スケールは図 2.4-3 と同じ）。

### (1-2) 全岩化学組成

昨年度は、洞爺湖近傍の伊達市において採取した試料のみを対象として分析を行ったが、今年度は他の地域を含め、ユニットごとに試料を採取して全岩化学組成分析を行った（図 2.4-6）。なお、本質物質の粒径が小さい Unit 2 や Unit 3 については同じタイプに分類される複数粒子を集めて粉末試料を作成したほか、灼熱減量が 4% を超える試料については変質の影響を考えて除去した。

洞爺カルデラ形成噴火噴出物は、かんらん石斑晶を含む 1 試料を除いて  $\text{SiO}_2=70\text{wt}\%$  以上の流紋岩のみからなるが、 $\text{K}_2\text{O}$  組成幅は 1-3.5wt% と広い。CP タイプと CR タイプはその  $\text{K}_2\text{O}$  量が明瞭に異なること、Stage 1 (Unit 1-Unit 3) では組成幅が非常に狭いのに対して、Stage 2 (Unit 4-Unit 6) で組成幅が広がることなど、ガラス組成と同じ傾向が認められた（図 2.4-7, 図 2.4-8）。

図 2.4-7～図 2.4-12 は、本質物質のタイプごとの全岩化学組成図である。図 2.4-7 と図 2.4-10 はすべての分析点がプロットされているもので、図 2.4-8 と図 2.4-9 には  $\text{SiO}_2=72\text{wt}\%$  以上の試料のみをプロットした。図 2.4-11, 図 2.4-12 は代表的な試料について、ICP-MS による微量元素分析・同位体比分析を行った結果を示している。これらの結果、色調と斑晶量から区別した 3 タイプの本質物質は全岩化学組成でも区別できること、同じ本質タイプの中でも組成バリエーションが見られることが明らかになった。

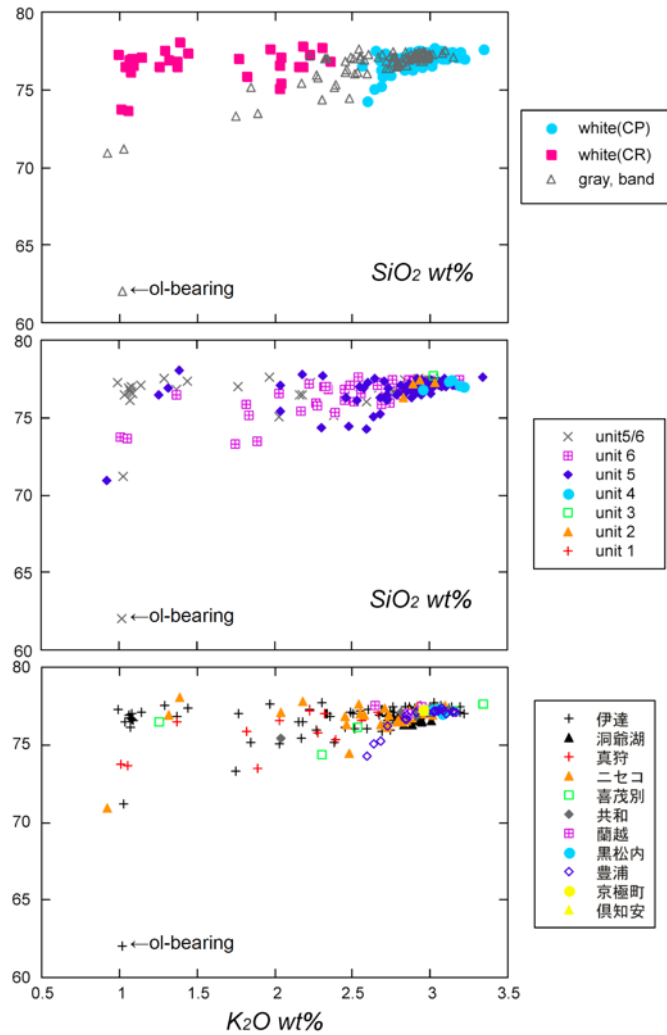


図 2.4-6. 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の  $K_2O$ - $SiO_2$  図.

(上：タイプごと，中：ユニットごと，下：地域ごと)

洞爺カルデラ形成噴火噴出物は、横軸  $K_2O$  の多くの主要元素組成図において高  $K_2O$  に収束し低  $K_2O$  で発散するトレンドが認められる (図 2.4-7, 図 2.4-8). CP タイプは  $K_2O=2.5\text{-}3.5\text{wt}\%$  で高  $K_2O$  に集中しているが、 $Al_2O_3$ ,  $FeO^*/MgO$  などで組成幅が大きくなっている. gray,band タイプは高  $K_2O$  では CP タイプと組成が重なるが、低  $K_2O$  側は CR タイプよりも  $SiO_2$  に乏しく  $TiO_2$ ,  $FeO^*$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$  などに富むトレンドを示す. このような CR タイプと gray,band タイプのトレンドの違いは微量元素組成図では認められず、多くの図で組成幅のある帯状～直線状のトレンドを示すが、 $Zn$  や  $Ba$  の組成図ではどの本質タイプでも全体のトレンドからはずれてこれらの濃度の高い試料が認められる. 全体としては  $K_2O$  の増加とともに  $Rb$ ,  $Y$ ,  $Nb$ ,  $Ba$  は増加,  $Sr$ ,  $Zr$  は減少する傾向があり、これらのうち  $Zr$  を除くすべての図において、CP タイプと CR タイプ・gray,band タイプとが  $K_2O=2.7\text{wt}\%$  付近で斜交するよう見える.

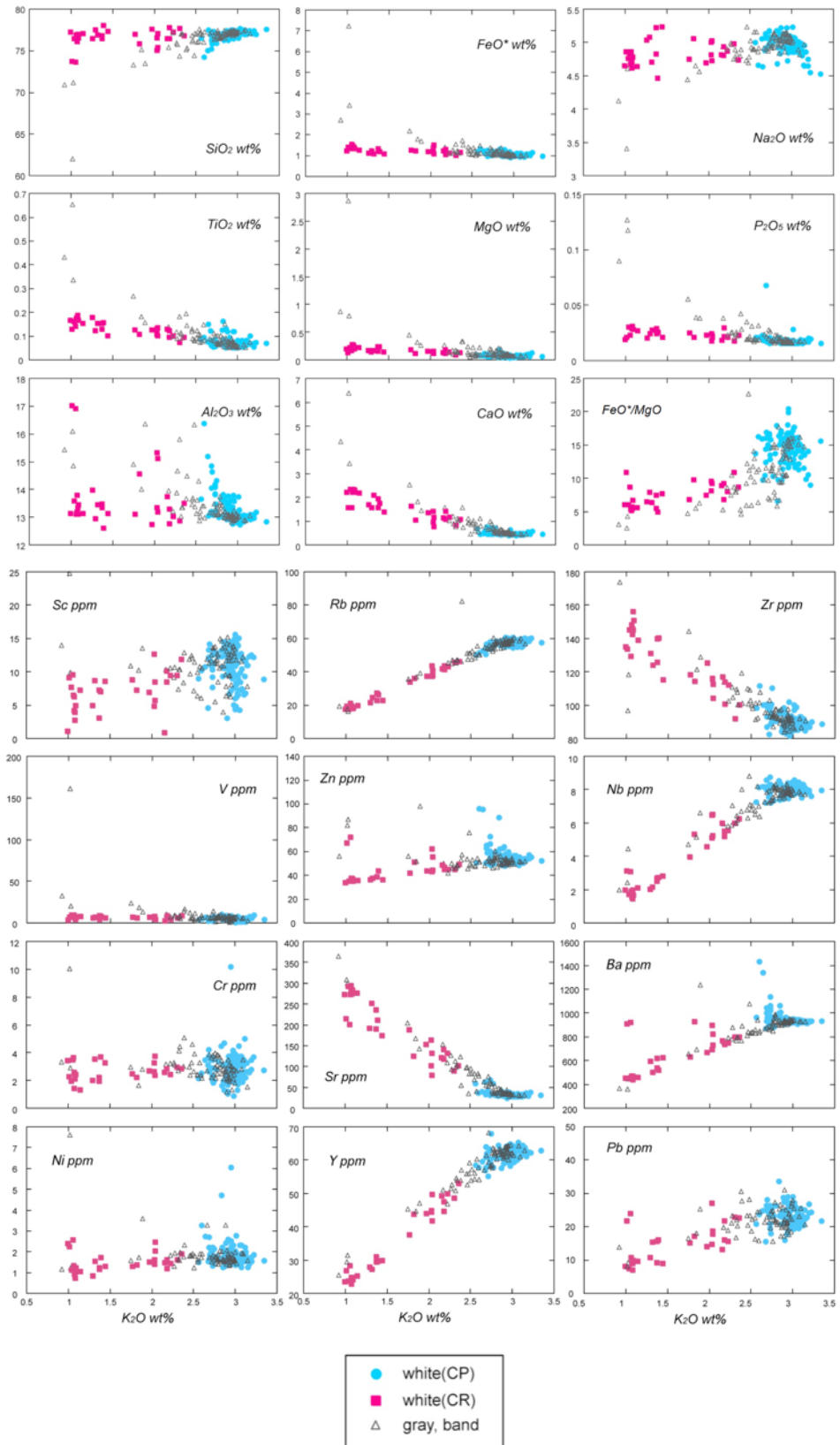


図 2.4-7. 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の主要・微量元素組成。

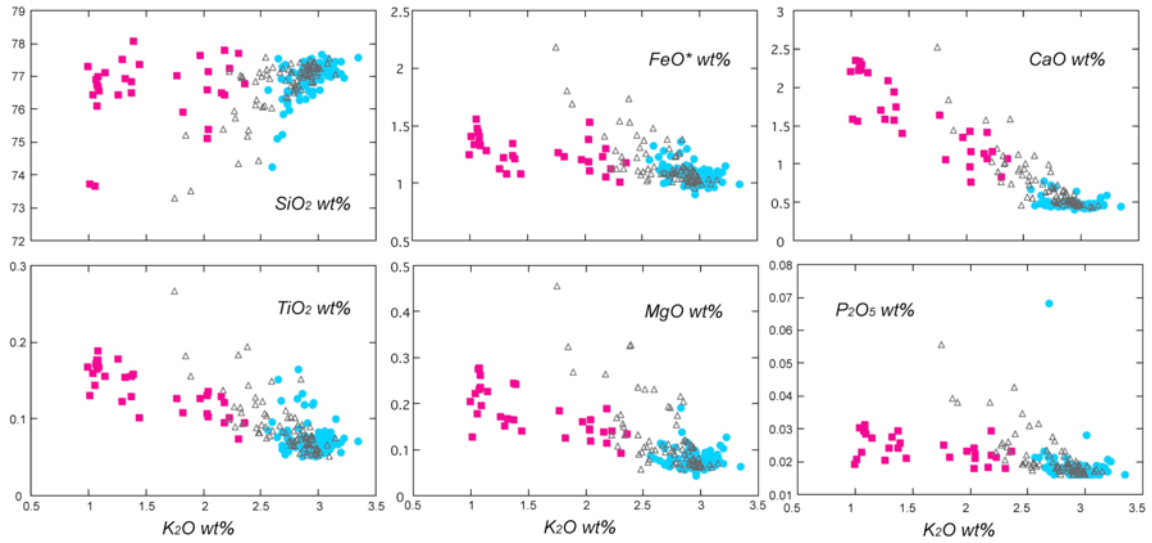


図 2.4-8.  $\text{SiO}_2=72\text{wt}\%$ 以上の試料の全岩化学組成.

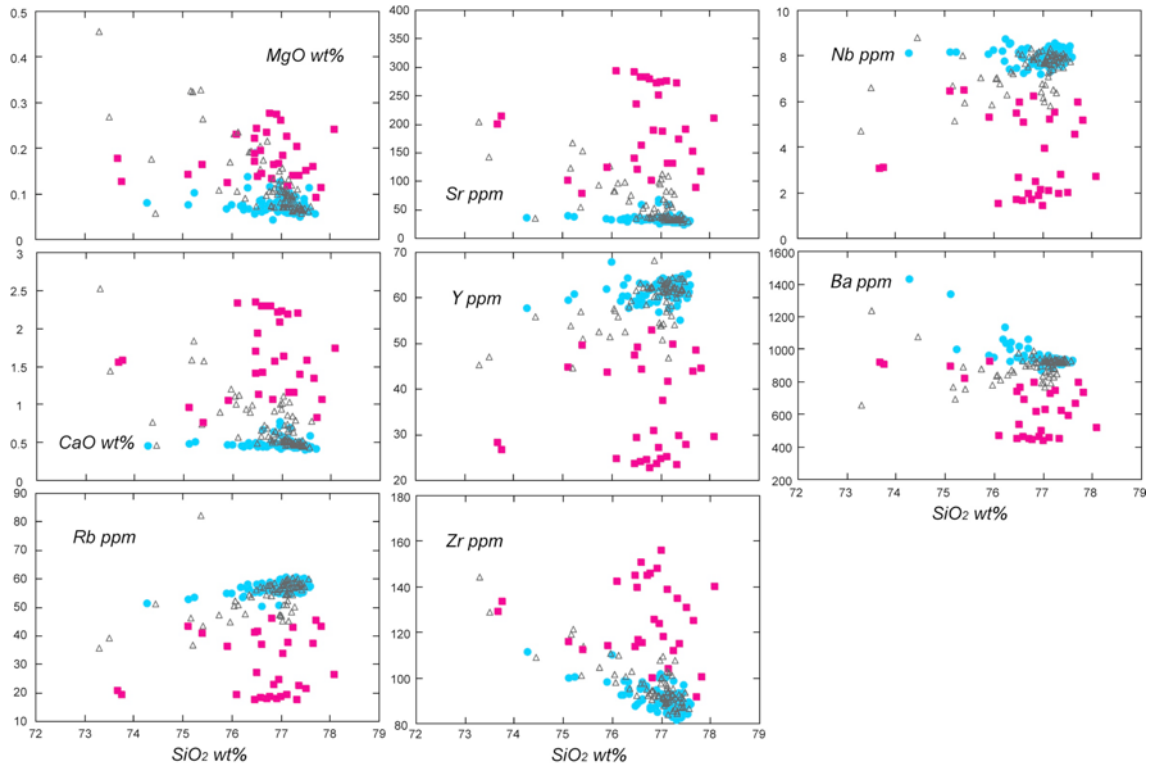


図 2.4-9.  $\text{SiO}_2=72\text{wt}\%$ 以上の試料の全岩化学組成 (ハーカー図).

一方で、同じ試料をハーカー図にプロットした図 2.4-9 によると、CP タイプは CaO, Rb, Sr などの図を中心に直線状のトレンドを示し、gray,band タイプの高  $\text{SiO}_2$  側が CP タイプと組成が重なっているものが多い (図 2.4-9)。これに対して、CR タイプと gray,band タイプは全体としては組成のばらつきが非常に大きく、特に CR タイプには系統的な変化が認められず、同じ本質タイプの中でも組成が多様であることがわかる。



図 2.4-10 は、図 2.4-7 において  $K_2O$  の増加とともに元素濃度が増加する Rb, Y, Nb, Ba の比を取った図である。するといずれの図においても高  $K_2O$  に収束し低  $K_2O$  で発散するトレンドが認められた。 $K_2O=2.8wt\%$ 以上では CP タイプと gray,band タイプがほぼ同じ値を示すが、それ以下の範囲ではいずれの本質物質でも Ba/Rb, Y/Ba, Y/Nb が大きく変化しており、全体として緩やかな曲線を描いている。

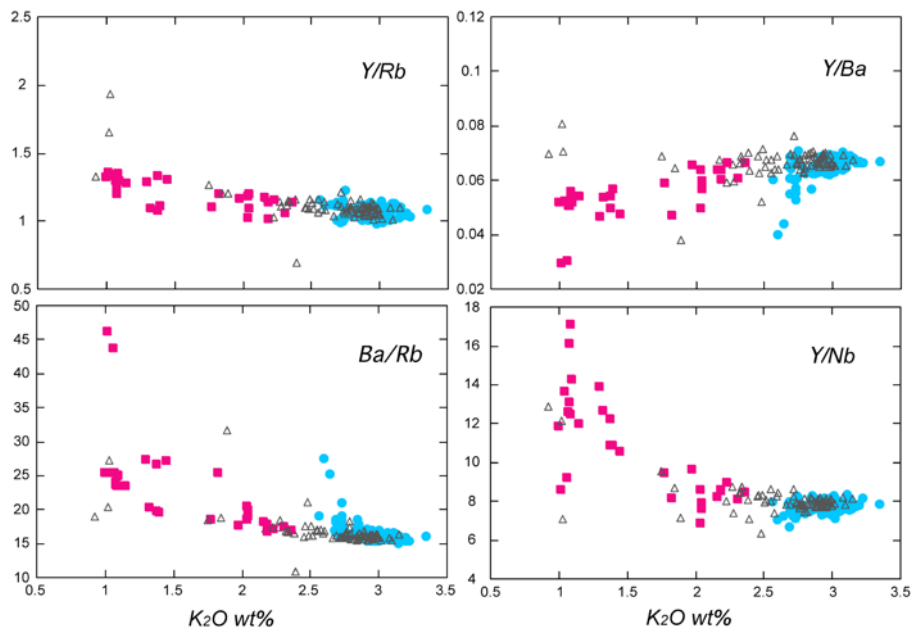


図 2.4-10. 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の incompatible 元素比.

図 2.4-11 は、洞爺カルデラ形成噴火噴出物の希土類元素組成を示した図である。コンドライト規格化パターンはいずれも右下がりのトレンドを示すが、その傾きや Eu 異常の程度は本質物質のタイプによって異なっている。噴出物の大部分を占める CP タイプは、LREE/HREE が小さく、Eu の負異常が大きい特徴がある。一方で CR タイプは LREE/HREE が CP タイプより大きく多様で、K<sub>2</sub>O の低い試料ほど LREE/HREE が大きくなる傾向がある。また、Eu の負異常は CP タイプより明らかに小さく、負異常がほぼ見られない試料も存在する。gray,band タイプは K<sub>2</sub>O=2.5wt%以上の試料では CP タイプとほぼ同じ特徴を持つが、それ以下のものでは K<sub>2</sub>O の低い試料ほど LREE/HREE がやや大きく、Eu の負異常が小さくなる。

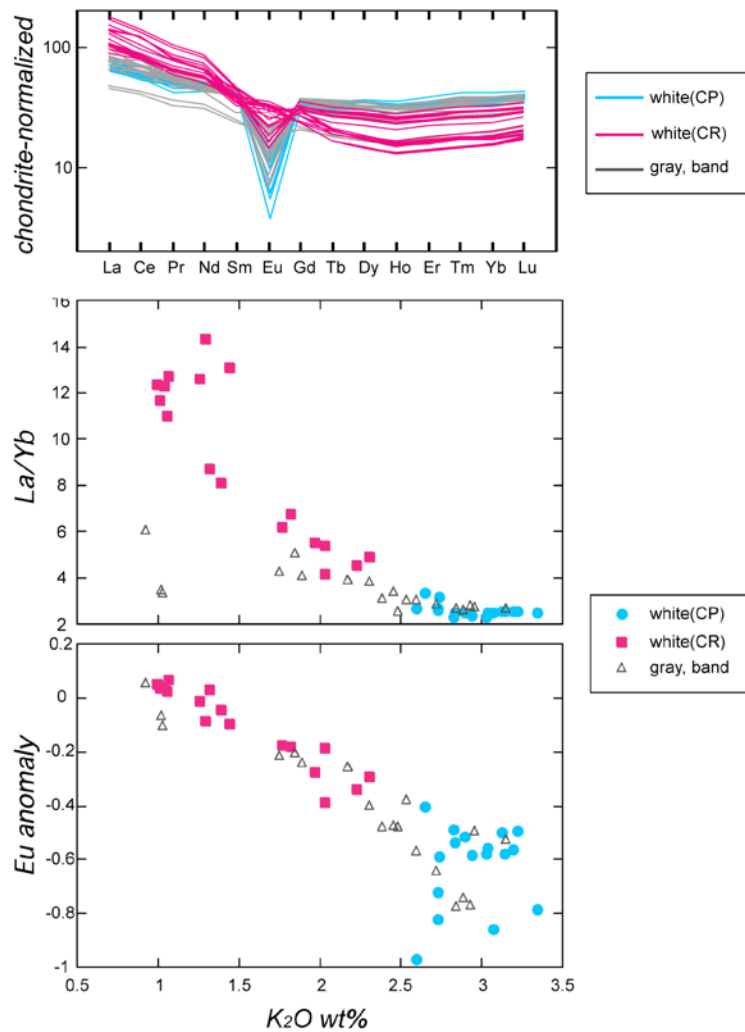


図 2.4-11. 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の希土類元素組成.  
コンドライト組成は Sun and Mcdonough (1989)を引用.

図 2.4-12 は、洞爺カルデラ形成噴火噴出物の同位体比組成図である。すると、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  および  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  は CP タイプと CR タイプで明らかに異なる値を持ち全体として緩やかな曲線を描くのに対して、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  は本質物質のタイプによらずほぼ一定である。CP タイプは  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7039\text{-}0.7040$  程度と高くややばらついた組成を示すが、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  は 15.52-12.53 で最も低い値に収束している。一方で CR タイプは  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7038\text{-}0.7039$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  は 15.53-15.54 で  $\text{K}_2\text{O}$  の低い試料ほど  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  が低く  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  が高い傾向がある。gray,band タイプは高  $\text{K}_2\text{O}$  の試料では CP タイプと、それ以下のものでは CR タイプとほぼ類似した組成を示している。

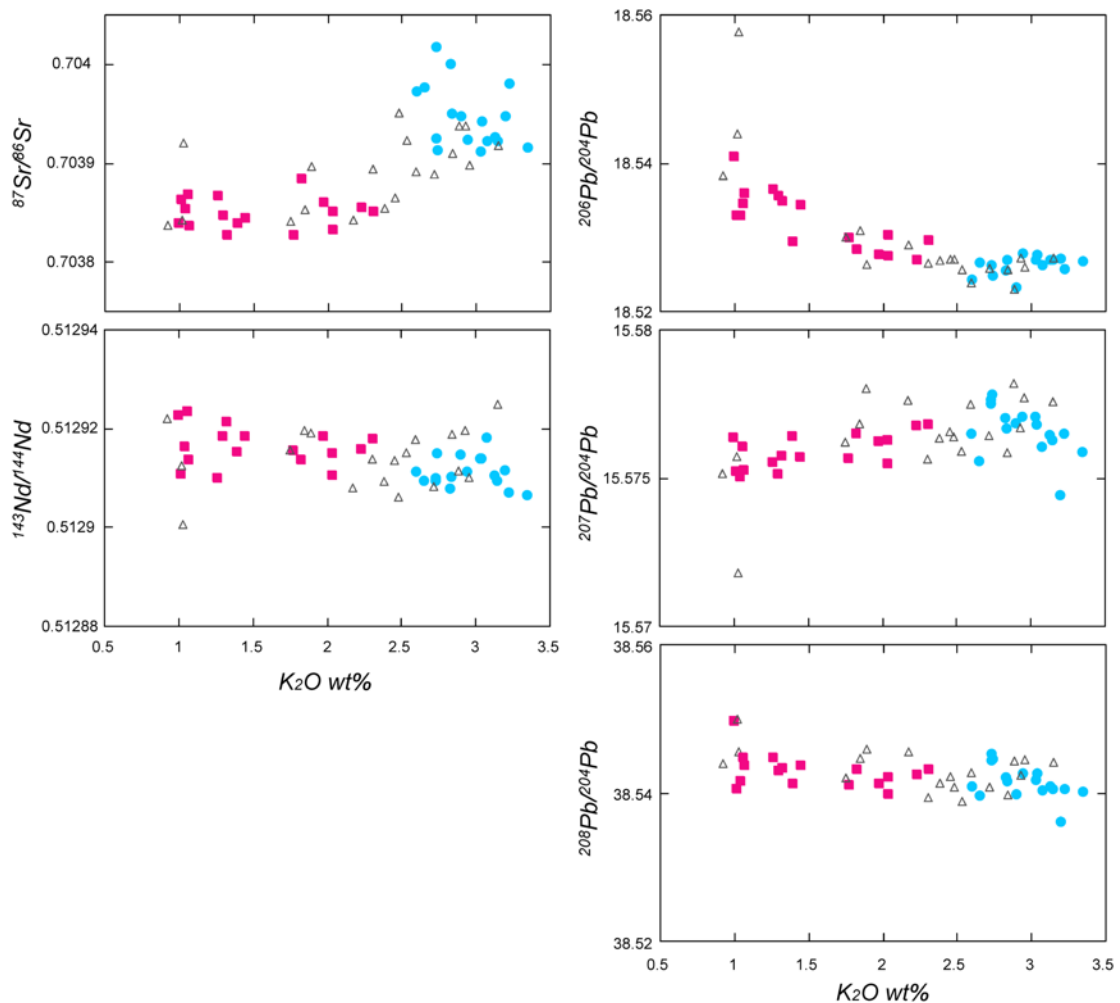


図 2.4-12. 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の同位体比組成。

### (1-3) 洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系の構造

洞爺カルデラ形成噴火噴出物の本質物質は、かんらん石斑晶を含む灰色安山岩 1 試料を除けば、白色で斑晶に乏しい high-K,Si 流紋岩 (CP タイプ)、白色で斑晶に富みカミングトン閃石を含む low-K,high-Si 流紋岩 (CR タイプ)、灰色～縞状で普通角閃石のみを含む low-K,Si 流紋岩 (gray,band タイプ) の大きく 3 つからなる (図 2.4-13)。これらの特徴を先行研究と比較す

ると、CPタイプが Feebrey (1995) の OPX-HSR, CRタイプは CUMM-HSR, 縞状軽石・灰色軽石は HBE-R に対比できると考えられる。

gray, band タイプの大部分に灰色部分と白色部分の縞状構造が見られること、そのガラス組成・全岩化学組成は高  $K_2O$  側で CP タイプと同じ組成を示すことから、gray, band タイプは、low-K,Si 流紋岩（以降、gray タイプマグマ）と high-K,Si 流紋岩（以降、CP タイプマグマ）とが混合して生成されたと考えられる。一方で、CPタイプとCRタイプには多くのガラス組成や全岩化学組成で組成ギャップがあることから、これらがそれぞれ独立して存在したマグマ由来であることは間違いない。しかしながら、それぞれに組成バリエーションがあり明瞭な直線トレンドを示さないため、両者の間に混合関係があるのかどうかは不明であった。今回、多くの微量元素比や同位対比の組成トレンドが緩やかな曲線を描く傾向が認められたため、最も  $K_2O$  の高いCPタイプと最も  $K_2O$  の低いCRタイプの試料を用いて、混合計算を行った（図 2.4-14）。その結果、中間組成のCRタイプは両者の混合トレンドにほぼ沿った形でプロットされており、このことはCPタイプマグマと low-K,high-Si 流紋岩（以降、CR タイプマグマ）とが混合していたことを示唆している。

以上の結果から、洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系の構造を模式的に示したのが図 2.4-15 である。洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系は、CPタイプマグマからなる主珩長質マグマ系と、CRタイプマグマ・grayタイプマグマからなる副珩長質マグマ系からなり、加えてごく少量の苦鉄質マグマ系が関与していたと考えられる。またCRタイプマグマ・grayタイプマグマに斑晶組み合わせや全岩化学組成の多様性が認められることから、副珩長質マグマ系はそれぞれ複数のマグマからなる可能性がある。主珩長質マグマ系と苦鉄質マグマ系を含む副珩長質マグマ系とは、同位体比組成や incompatible 元素比が異なっていることから、これらは異なる起源物質の部分溶融によって生成された可能性が高く、多様な副珩長質マグマ系がそれぞれ主珩長質マグマ系と混合しながら噴出したと考えられる。

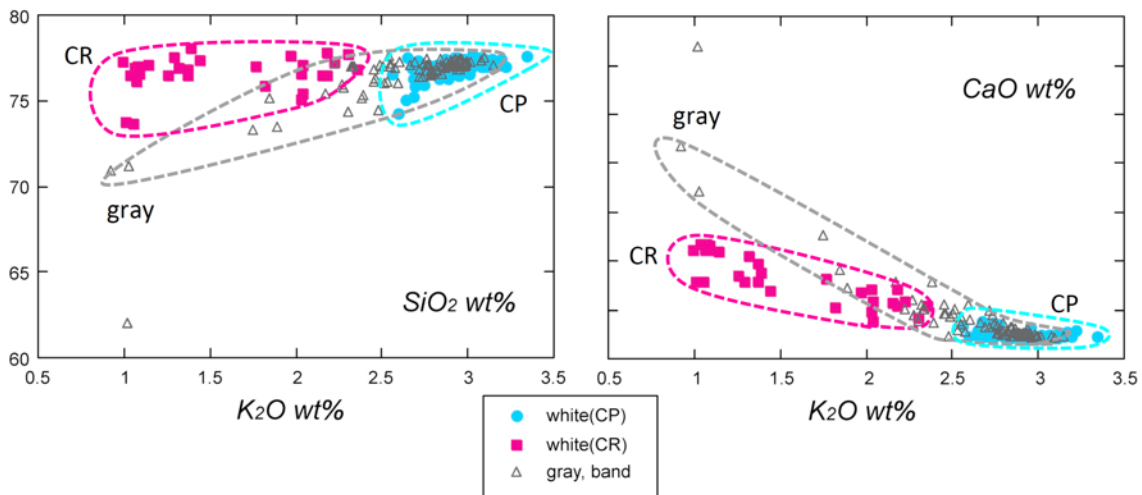


図 4.2-13. 洞爺カルデラ形成噴火のマグマタイプ。

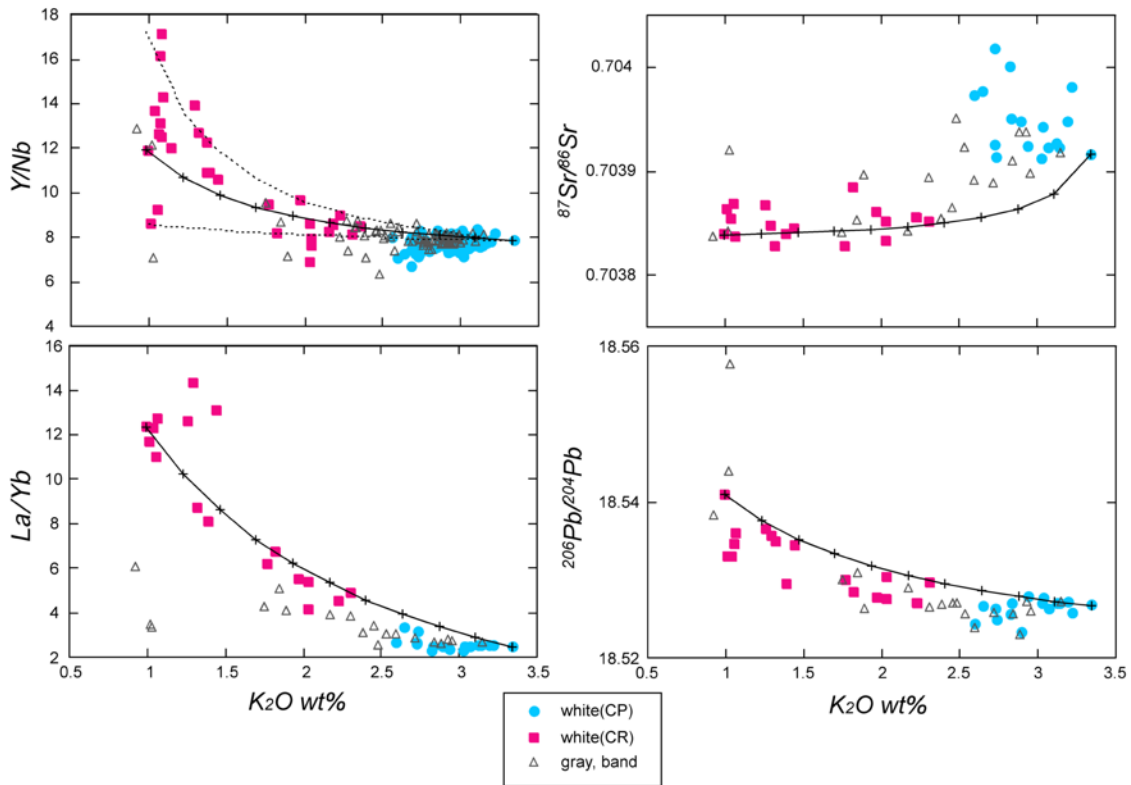


図 2.4-14. CP タイプマグマと CR タイプマグマの関係.

黒の実線および点線は計算で求めた混合トレンド.

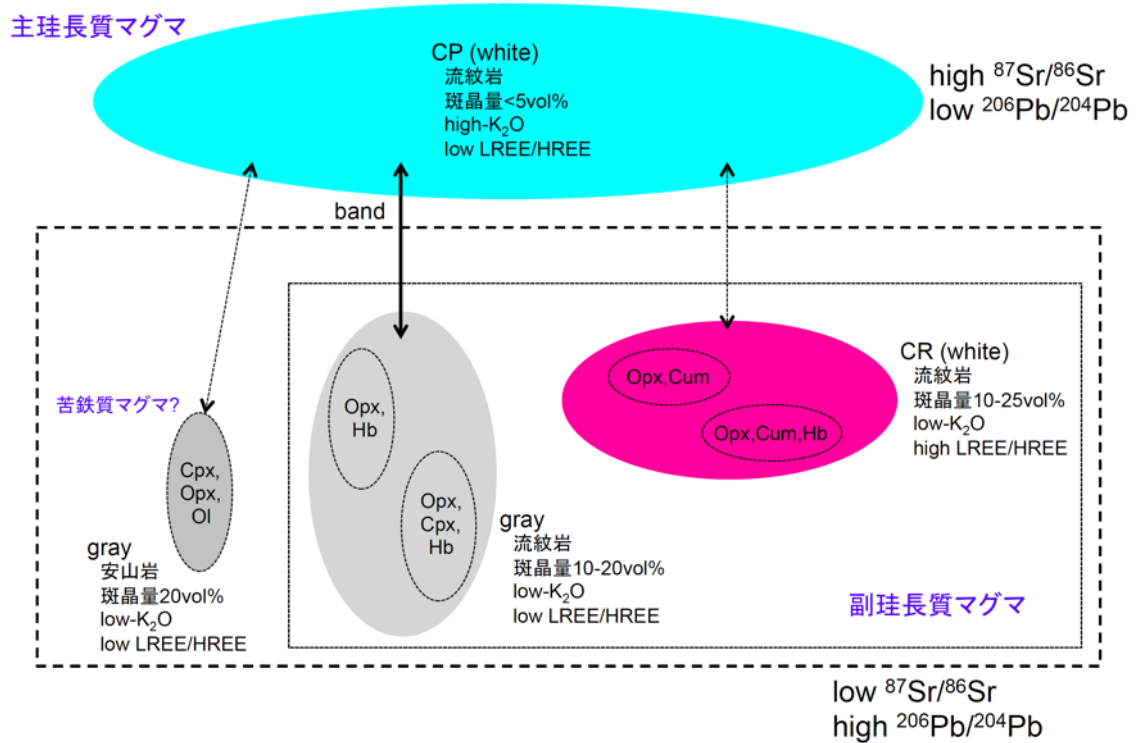


図 2.4-15. 洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系の構造.

## (2) カルデラ形成噴火直前のマグマ供給系の物理化学条件の検討

低頻度大規模噴火の発生の仕組みを理解するには、噴火前のマグマ溜まりの深度や揮発性成分組成を見積もることが不可欠である。本年度は、46 ka 支笏カルデラ形成噴火の CP-type マグマおよび M-type マグマ (図 2.4-16~17) を対象とし、輝石斑晶中のメルト包有物の H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 濃度のデータと溶解度則を組み合わせることで、それぞれのマグマ溜まりの圧力 (ガス飽和を仮定) と平衡共存するガス組成 (CO<sub>2</sub> の割合) を見積もった。使用した溶解度則は Duan (2014 GCA) のモデルである。このモデルは、過去に行われた様々な組成のメルトへの H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 溶解実験のデータに基づき熱力学的に構築されたものであり、幅広い温度・圧力・組成条件で使用することができる。

溶解度の計算には、CP-type および M-type それぞれの平均組成を使用した (表 2.4-1)。マグマ温度は、CP-type は 800°C, M-type は 1000°C とした。

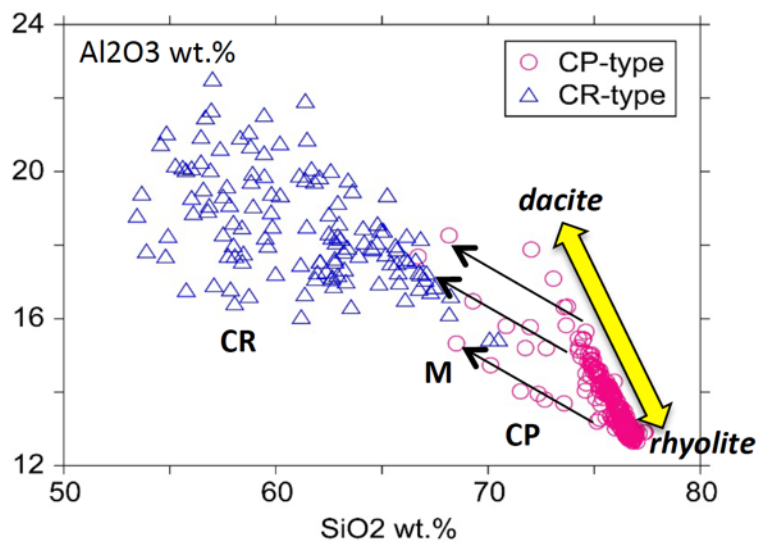


図 2.4-16. 支笏カルデラ形成噴火のマグマタイプの特徴。

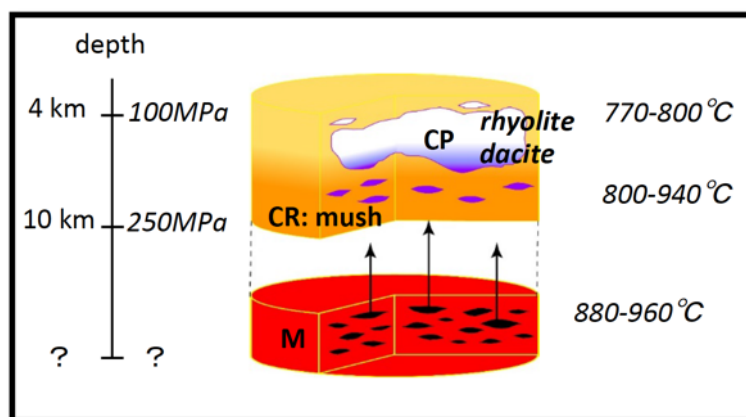


図 2.4-17. 支笏カルデラ形成噴火のマグマ供給系の構造。

表 2.4-1 溶解度計算のための代表値

表1 メルト包有物の平均組成		
Oxide	M-type	CP-type
SiO <sub>2</sub>	60.57	72.31
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.40	11.30
FeO	4.94	1.69
MnO	0.15	0.06
MgO	1.10	0.16
CaO	5.03	1.33
Na <sub>2</sub> O	3.66	3.74
K <sub>2</sub> O	1.09	2.58
Total	92.54	93.29

その結果, CP-type, M-type とともに最高飽和圧力は 250MPa 程度と見積もられた (図 2.4-18). 平衡共存するガスは, CP-type では H<sub>2</sub>O に富む (H<sub>2</sub>O が 95 mol%以上を占める) のに対し, M-type では CO<sub>2</sub> に富む傾向がある (H<sub>2</sub>O が 60 mol%, CO<sub>2</sub> が 40 mol%を占めるものもある).

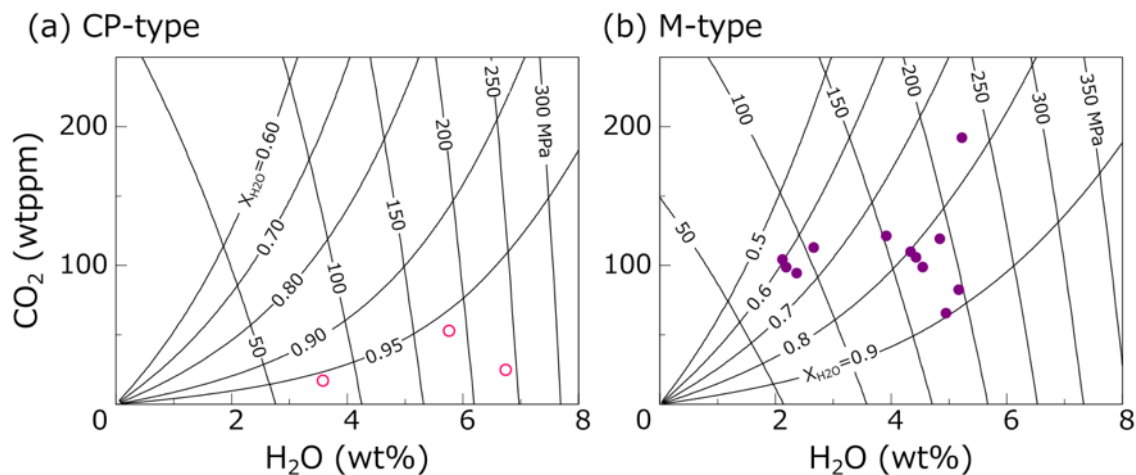


図 2.4-18. Duan (2014)のモデルで計算した等圧線および平衡共存するガスの等組成線.

ガス組成は, H<sub>2</sub>O のモル分率( $X_{H_2O} = H_2O / (H_2O + CO_2)$ )で表す. (a)CP-type のメルト組成と温度 (800°C)を用いて計算したもの. ○は CP-type のメルト包有物の分析データ. (b)M-type のメルト組成と温度(1000°C)で計算したもの. ●は M-type のメルト包有物の分析データ.

### (3) カルデラ形成噴火に関わるマグマプロセスの時間スケールの検討

本課題では、詳細な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ベースとして、位置づけが明確である試料を対象に U-Th 放射非平衡測定を行うことにより、カルデラ形成噴火に関わる膨大な量の珪長質マグマが準備された時間スケールを明らかにすることを目的とする。本年度は主に (1) 洞爺の後カルデラ活動である有珠山の噴出物を対象とした U-Th 放射非平衡の測定、および (2) 洞爺カルデラ噴出物についての U-Th 放射非平衡の予察的測定を行った。

#### (3-1) 有珠山の噴出物についての U-Th 放射非平衡の測定

有珠山は、外輪山溶岩（玄武岩～安山岩の 5 試料）、および 1663 年、pre-1769 年、1769 年、1822 年、1853 年、1943 年、1977 年、2000 年の、歴史時代の珪長質な噴出物を対象に U-Th 放射非平衡を測定した。その結果、有珠山の噴出物は全てウランに過剰な放射非平衡を示すことが分かった（図 2.4-19）。また、歴史時代の噴出物は外輪山溶岩より有意に低い  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  比を有し、このことは、歴史時代の珪長質マグマは外輪山溶岩の苦鉄質マグマからの直接の分化物では無いことを示唆する。

歴史時代の噴出物について、全岩の  $\text{SiO}_2$  量の減少（=噴出年代が新しくなる）とともに  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  比が増加する傾向が見られるが（図 2.4-20）、その要因については検討中である。また年代補正を行った洞爺カルデラ試料の  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  比と歴史時代の試料の  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  比も有意に異なることから、歴史時代の珪長質マグマは洞爺カルデラの珪長質マグマとは異なった環境やプロセスで生成したことが分かる。

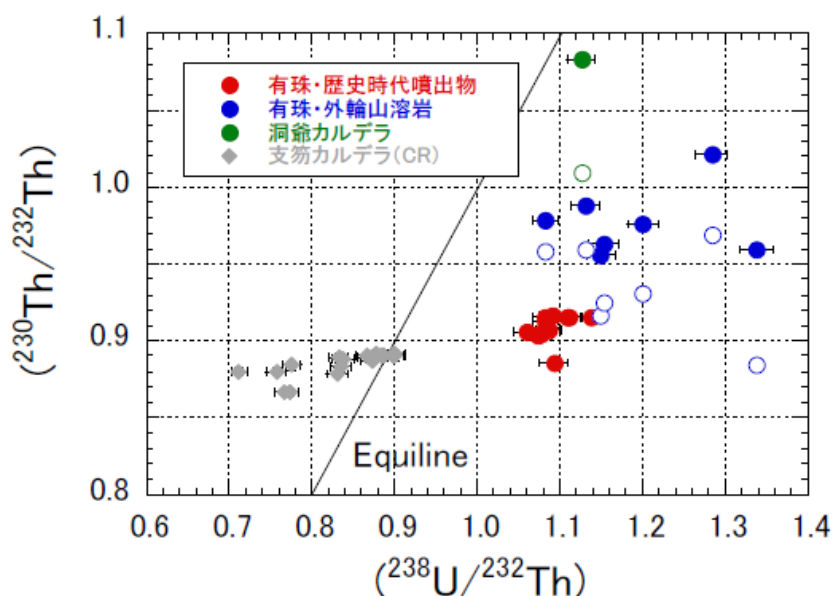


図 2.4-19. 有珠山、洞爺カルデラ、支笏カルデラ噴出物の U-Th 放射非平衡.

洞爺カルデラ（11 万年前）および有珠外輪山溶岩（2 万年前）の試料については、年代補正データも示す（open circles）。



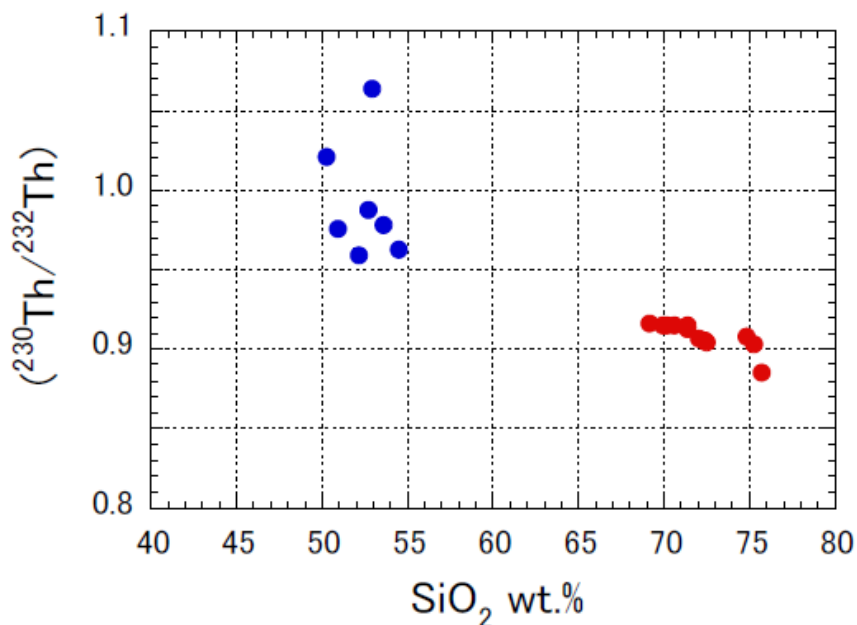


図 2.4-20. 有珠山の噴出物の Th 同位体比と全岩 SiO<sub>2</sub> 含有量との関係.

### (3-2) 洞爺カルデラ噴出物についての U-Th 放射非平衡の予察的測定

洞爺カルデラの噴出物については、無斑晶質な 1 試料 (SiO<sub>2</sub> ~77 wt.%) を対象に、U-Th 放射非平衡を予察的に測定した (図 2.4-19). その結果、洞爺カルデラの試料についても、有珠の噴出物と同様、ウランに過剰な放射非平衡を示すことが分かった. これは、近隣の支笏カルデラの噴出物がトリウムに過剰な放射非平衡を示すことと対照的である (図 2.4-19). このことから、支笏カルデラと洞爺カルデラの珪長質マグマは異なった環境 (ソースの地殻物質の違い and/or 生成深度の違い) で生成したことが示唆される.

### (4) まとめおよび今後の課題

今年度の成果は以下の通りである.

1) 洞爺カルデラ形成噴火噴出物の本質物質は、色調や斑晶量のほか、斑晶組み合わせやガラス組成、全岩化学組成も異なっており、白色で斑晶に乏しい **high-K,Si** 流紋岩 (CP タイプ)、白色で斑晶に富みカミングトン閃石を含む **low-K,high-Si** 流紋岩 (CR タイプ)、灰色~縞状で普通角閃石のみを含む **low-K,Si** 流紋岩 (**gray,band** タイプ) の大きく 3 つからなる. また同じ本質タイプの中でも組成バリエーションが見られることが明らかになった.

2) 洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系は、CP タイプマグマからなる主珪長質マグマ系と、CR タイプマグマ・gray タイプマグマからなる副珪長質マグマ系からなり、加えてごく少量の苦鉄質マグマ系が関与していたと考えられ、特に副珪長質マグマ系はそれぞれ複数のマグマからなる可能性がある. 主珪長質マグマ系と苦鉄質マグマ系を含む副珪長質マグマ系の同位体比組成や **incompatible** 元素比が異なることから、これらは異なる起源物質の部分溶融によって生成された可能性が高く、多様な副珪長質マグマ系がそれぞれ主珪長質マグマ系と混合しながら噴出したと考えられる.

3) 46 ka 支笏カルデラ形成噴火の CP-type マグマおよび M-type マグマを対象として、輝石斑晶中のメルト包有物から、それぞれのマグマ溜まりの圧力と平衡共存するガス組成を見積もったところ、CP-type, M-type とともに最高飽和圧力は 250MPa 程度で、平衡共存するガスは、CP-type では H<sub>2</sub>O に富むのに対し、M-type では CO<sub>2</sub> に富む傾向が認められた。

4) 洞爺火山の後カルデラ火山である有珠山および洞爺カルデラ噴出物について U-Th 放射非平衡の予察的測定を行った結果、いずれもウランに過剰な放射非平衡を示すこと、有珠火山の歴史時代噴出物は外輪山溶岩より有意に低い <sup>230</sup>Th/<sup>232</sup>Th 比を有し、全岩の SiO<sub>2</sub> 量の減少 (=噴出年代が新しくなる) とともに <sup>230</sup>Th/<sup>232</sup>Th 比が増加することが明らかになった。支笏カルデラの噴出物がトリウムに過剰な放射非平衡を示すことから、支笏カルデラと洞爺カルデラの珪長質マグマは異なった環境で生成したことが示唆される。

次年度は、鉍物化学組成分析からカルデラ形成噴火のマグマ供給系の構造をより詳細に明らかにした上で、鉍物温度圧力計やメルト包有物組成からマグマの温度・圧力・含水量を検討、さらに U-Th 年代測定と鉍物組成累帯構造分析からマグマの滞留・混合の時間スケールを推定する予定である。最終的には、これらの結果を支笏カルデラ形成噴火のものと比較検討し、支笏・洞爺火山地域の珪長質マグマの生成メカニズムや集積・噴火過程を解明する一助としたい。

## 引用文献

- Duan, X. (2014). A general model for predicting the solubility behavior of H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> fluids in silicate melts over a wide range of pressure, temperature and compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 125, 582-609.
- Febrey, C.A. (1995). Petrology and geochemistry of the Toya ignimbrites & postcaldera volcanism, Toya caldera, SW Hokkaido, Japan : implications for island arc caldera evolution. 北海道大学博士論文.
- 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*. Special publication. 42. Geological Society of London, London. pp.313-345.
- 東宮 昭彦・後藤 芳彦・壇原 徹・Shanaka de Silva (2019). 洞爺カルデラ噴火をもたらしたマグマシステム. 日本地球惑星科学連合 2019 年大会講演要旨.

## 2.5 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の岩石学的検討

### 【実施内容】

屈斜路カルデラは北海道東部にある大型のカルデラ火山で、約 40 万年前から梅溶結凝灰岩・屈斜路軽石流 VIII~I(KpP8~1)の大規模火砕流を噴出し、現在のカルデラ地形を形成した。このうち、最大規模の噴火は 11.5~12 万年前の Kp4 噴火 (>175 km<sup>3</sup>) で、最後のカルデラ形成噴火は 3.9 万年前の Kp1 噴火 (125 km<sup>3</sup>) である。また、摩周カルデラは屈斜路カルデラに隣接する小型のカルデラ火山で Kp1 以降に活発に活動した。本年度は、Kp4 火砕流噴火から Kp1 火砕流噴火までの降下テフラ群の火山活動噴出物の記載と、中長期的な前駆活動の岩石学的な検討を進めるための試料採取を実施した。また昨年度採取した、Kp1 火砕流噴火の直前に噴出した降下火砕堆積物の組織観察・化学分析を行なった。その結果、Kp1 の最初期ステージには、少量の苦鉄質マグマが含まれることを再確認できた。この苦鉄質マグマに含まれる斑晶は外周部が正累帯構造を示すことから、高温の苦鉄質マグマが低温の珪長質マグマに注入後に噴火したことを示している。

### 【調査・研究成果】

#### (1) Kp4 火砕流噴火から Kp1 火砕流噴火までの降下テフラ群

屈斜路カルデラ中央部の中島から北東 29km 及び北東 29.5km の江南 (地点 1, 北緯 43 度 47 分 42 秒, 東経 144 度 35 分 8 秒, 地点 2, 北緯 43 度 47 分 23.9 秒, 東経 144 度 35 分 54.3 秒) 及び北東 37km の来運 (Site 2, 北緯 43 度 51 分 9 秒, 東経 144 度 38 分 39 秒) に、Kp4 火砕流堆積物~Kp1 火砕流堆積物間の降下テフラ群が露出している (図 2.5-1, 図 2.5-2, 図 2.5-13)。

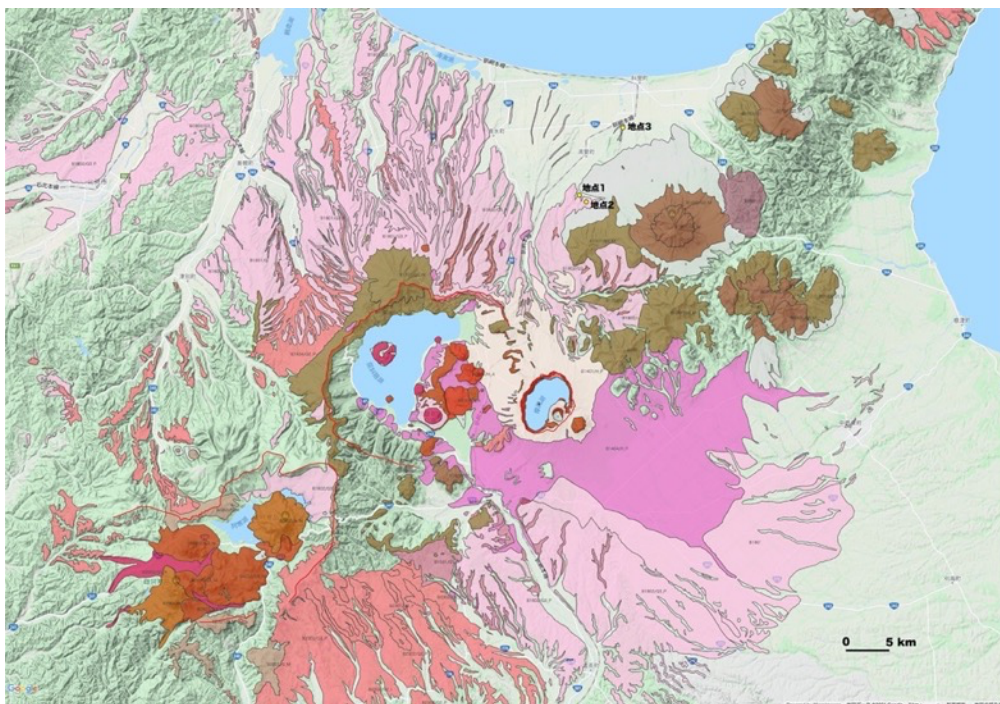


図 2.5-1 屈斜路カルデラ周辺の火山噴出物の分布と調査地点 (20 万分の 1 日本火山図)

地点 1 及び地点 2 の江南の露頭 (図 2.5-2) では、主要な降下テフラ群のほとんどが露出しているが、地点 3 の来運の露頭では再堆積物により、いくつかの主要ユニットが失われている。そこで、模式的な地点 1 及び地点 2 における降下テフラ群の記載と、岩石学的な検討のための試料採取を行った。地点 1 では、Kp1 火砕流堆積物の下位に、来運軽石 1, 来運軽石 2, 岩片軽石, 三色火山灰, 清里軽石 1, 清里軽石 2, 清里スコリア 3, 泉スコリア, 支笏 (Spfa 1), Kp1 降下テフラ群が露出している。地点 2 では、Kp4 火砕流堆積物の上位に、錦軽石 1, 錦軽石 2, 錦軽石 3, 洞爺, 錦軽石 5 の降下テフラ群が露出している。

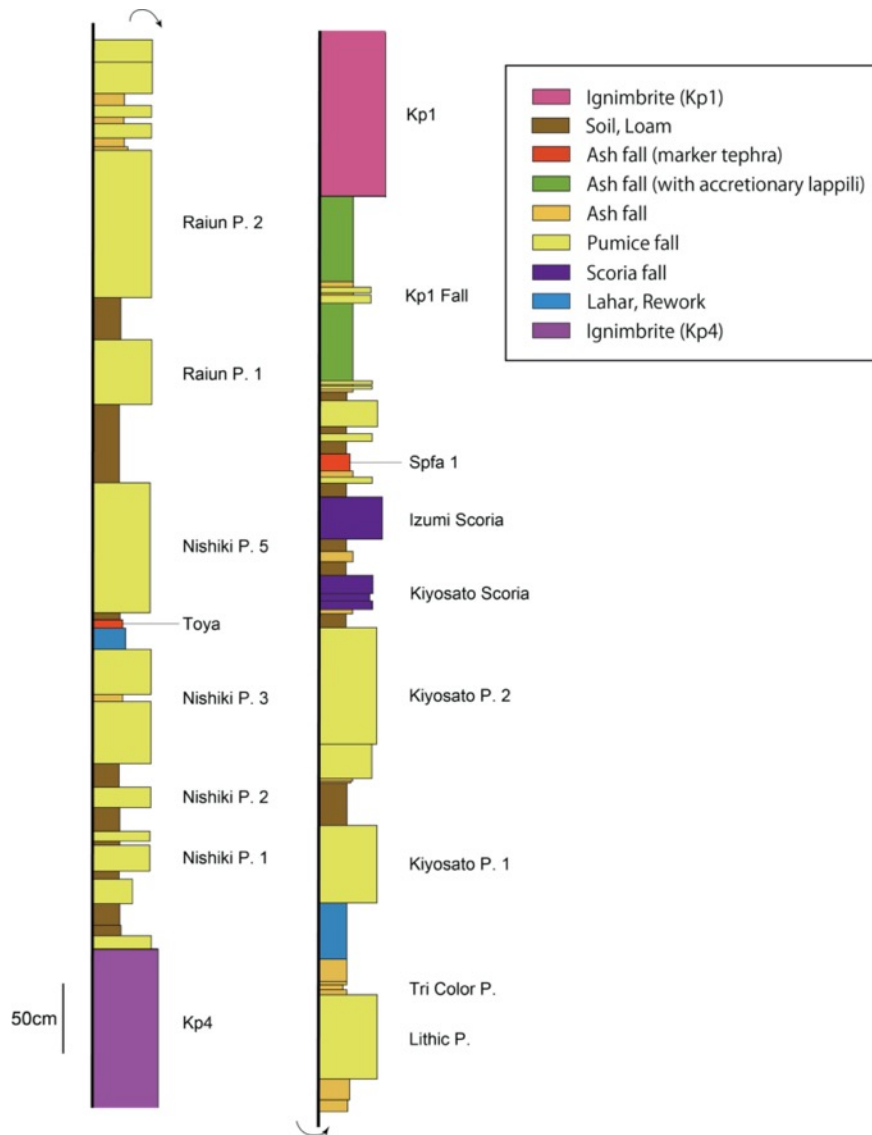


図 2.5-2 カルデラ北東 29 km 及び北東 29.5km (地点 1, 地点 2) の総合柱状図

地点 2 (図 2.5-3, 図 2.5-4) では、Kp4 火砕流堆積物の上位に、層厚 10cm の直径 12 mm 以下の軽石を含む降下軽石層が見られる。その上位には、層厚 11 cm と層厚 15 cm のローム層を挟んで、層厚 18 cm の直径 3 mm 以下の軽石を含む黄橙色(10YR8/6)の軽石層がある。層厚 6 cm のローム層を挟んで、層厚 18 cm の直径 12 mm 以下の軽石を含む淡黄色 (10YR8/1)の軽石層 (錦軽石 1)がある。層厚 2~4 cm ローム層を挟んで、層厚 7~8 cm の直径 15 mm 以下の軽石を含む

軽石層がある。層厚 17 cm のローム層を挟んで、層厚 14 cm の直径 40 mm 以下の軽石を含む灰橙色 (10YR7/6)の軽石層 (錦軽石 2)がある。層厚 17 cm のローム層を挟んで、層厚 43 cm の直径 40 mm 以下の軽石を含む淡黄色 (10YR8/4)の軽石層、層厚 5 cm の細粒火山灰層、層厚 32 cm の直径 60 mm 以下の軽石を含む淡黄色 (10YR8/4)の軽石層からなる錦軽石層 3 がある。その上位には、層厚 15 cm の再堆積層を挟んで、層厚 7 cm のシルトサイズのガラス質火山灰からなる洞爺降下テフラがある。層厚 4 cm のローム層の上に層厚 92 cm の 70 mm 以下の軽石、30 mm 以下の岩片を含み、一部礫支持構造を示す降下軽石層 (錦軽石 5)がある。

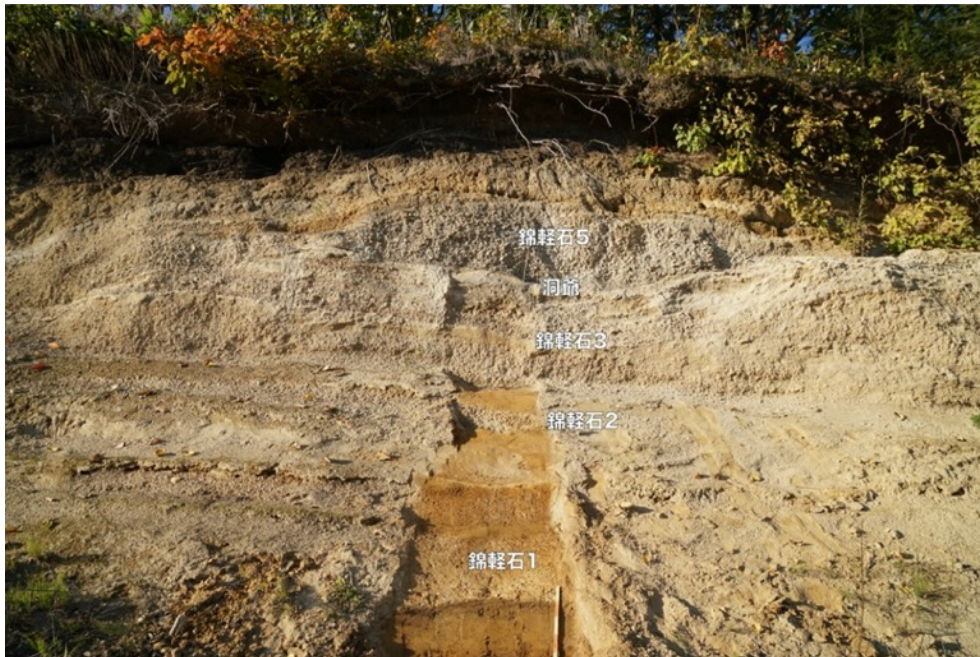


図 2.5-3 カルデラ北東 29.5km (地点 2) の露頭



図 2.5-4 錦軽石 3, 洞爺, 錦軽石 5 の拡大写真 (地点 2)



図 2.5-5 カルデラ北東 29 km (地点 1) の露頭

地点 1 (図 2.5-5) では、下位より層厚 55 cm のローム層の上位に、層厚 40 cm の直径 30 mm 以下の淡黄色 (10YR8/4) の降下軽石層 (来運軽石 1) が見られる。層厚 30 cm のローム層を挟んで、層厚 105 cm の直径 60 mm 以下の軽石、直径 12 mm 以下の岩片を含む淡黄色 (10YR8/4)～暗黄橙色 (10YR6/6) の降下軽石層 (来運軽石 2) がある (図 2.5-6)。層厚 2 cm、層厚 10 cm の火山灰層、層厚 10 cm の直径 20 mm 以下の軽石、直径 6 cm 以下の岩片を含む灰橙色 (10YR7/4) の軽石層がある。層厚 5 cm の火山灰層、層厚 9 cm の直径 10 mm 以下の軽石を含む淡茶色 (5YR6/2) の軽石層がある。層厚 9 cm の火山灰層の上に、層厚 22 cm の直径 70 mm 以下の軽石、直径 12 mm 以下の岩片を含む灰橙色 (10YR7/4)～淡茶色 (5YR6/2) の軽石層、層厚 16 cm の直径 30 mm 以下の軽石を含む軽石層がある。層厚 9 cm と層厚 15 cm の火山灰層を挟んで、層厚 60 cm の直径 80 mm 以下の軽石、直径 20 mm 以下のスコリア、岩片を含む軽石層 (岩片軽石層) がある。層厚 2～3 cm の火山灰層、層厚 2 cm の灰橙桃色 (10R8/2) の火山灰層、層厚 2 cm の明灰色 (N7) の火山灰層、層厚 16 cm の黄灰色 (5Y6/2) の火山灰層からなる三色火山灰層がある (図 2.5-7)。層厚 42 cm の再堆積層の上に、層厚 55 cm の直径 40 mm 以下の軽石、直径 10 mm 以下の岩片を含みやや遊離結晶が多い軽石層 (清里軽石 1) がある。層厚 27 cm のローム層の上に、層厚 1 cm の淡赤色 (5R6/2) の直径 3mm 以下の軽石を含む火山灰層、層厚 1.5 cm の直径 3 mm 以下の軽石を含む淡黄橙色 (10YR8/4) の細粒軽石層、層厚 24 cm の直径 17 mm 以下の軽石、直径 5 mm 以下の岩片を含む層厚 55 cm の直径 40 mm 以下の軽石、直径 20 mm 以下の岩片を含む淡黄色 (10YR8/4)～極淡黄色 (10YR8/2) の逆級化構造を示す明灰色 (N8) の軽石層、層厚 82 cm の直径 35 mm 以下の軽石、直径 7 mm 以下のスコリア、直径 4 mm 以下の岩片を含む軽石層 (清里軽石 2) がある (図 2.5-7)。



図 2.5-6 来運軽石 1 と来運軽石 2 の産状.

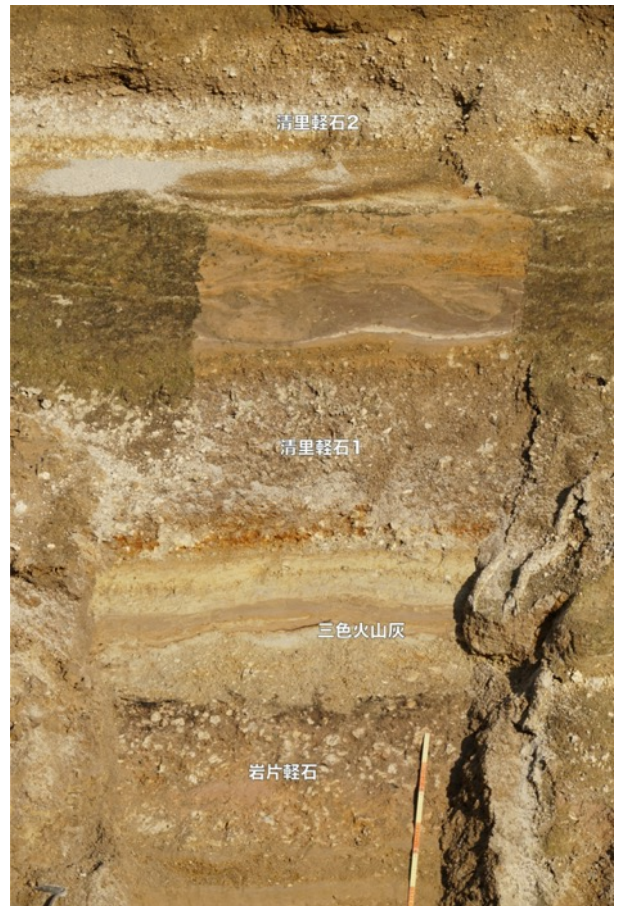


図 2.5-7 岩片軽石, 三色火山灰, 清里軽石 1, 2 の産状



図 2.5-8 Spfa1, 泉スコリア, 清里スコリア, 清里軽石 2 の産状



図 2.5-9 泉スコリア，清里スコリアの産状

層厚 15 cm のローム層の上に，層厚 2～3 cm の直径 4 cm 以下の軽石を含む灰橙桃色 (5YR7/2) の火山灰層，層厚 7 cm の直径 4 cm 以下のスコリア，直径 2 cm 以下の軽石を含む淡赤茶色 (10R5/4) のスコリア層，層厚 4～8 cm の直径 1-2 cm 以下のスコリアを含む灰黒色 (N2) の黒色スコリア層，層厚 12～15 cm の 20 mm 以下のスコリアを含む黄茶色 (10YR5/4) のスコリア層からなる清里スコリアがある (図 2.5-8，図 2.5-9)．層厚 10 cm のローム層の上に，層厚 7～8 cm の



図 2.5-10 Spfa1，泉スコリアの産状



淡黄橙色 (10YR8/4)の火山灰層がある。層厚 9 cm のローム層の上に、層厚 7~40 cm の直径 30 mm 以下のスコリアを含み礫支持の茶黒色 (5YR2/1)~淡茶色 (5YR5/6)のスコリア層 (泉スコリア)がある (図 2.5-8, 図 2.5-9, 図 2.5-10)。層厚 7~14 cm のローム層の上に、層厚 4 cm の淡黄橙色 (10YR8/4)の細粒軽石層, 層厚 4 cm の灰赤色 (10R4/2)の細粒火山灰層があり, その上に層厚 12 cm のガラス質火山灰からなる橙桃色 (5YR8/4)の Spfa1 がある (図 2.5-8, 図 2.5-10, 図 2.5-11)。



図 2.5-11 Kp1 降下火山灰, 下位の軽石層, Spfa1 の産状



図 2.5-12 Kp1 降下火山灰, 降下軽石の産状

層厚 9 cm のローム層の上に、層厚 5 cm の 8 mm 以下の軽石、2 mm 以下の岩片を含む淡黄橙色 (10YR8/4) の細粒軽石層がある。層厚 6 cm のローム層の上に、層厚 17~20 cm の 12 mm 以下の軽石、10 mm 以下のスコリアを含む灰茶色 (5YR4/2) の軽石層がある (図 2.5-11)。

層厚 1.5~9 cm のローム層の上に、Kp1 火砕流堆積物に先行する火山灰、軽石層がある (図 2.5-11, 図 2.5-12)。層厚 2.2 cm の極淡橙色 (10YR8/2) の火山灰層、層厚 2.2 cm の直径 12 mm 以下の軽石を含む軽石層、層厚 1.5 cm の黄灰色 (5Y8/1) の火山灰層、層厚 2.5 cm の直径 2.5 cm 以下の軽石を含む淡黄橙色 (10YR8/4) の軽石層、層厚 57 cm の直径 15 mm 以下の火山豆石を多量に含む黄灰色 (5Y8/1) の火山灰層、層厚 6 cm の直径 5 cm 以下の軽石を含む淡黄橙色 (10YR8/4) の軽石層、層厚 1.2 cm の火山灰層、層厚 4 cm の直径 12 mm 以下の軽石を含む軽石層、層厚 4 cm の灰橙桃色 (10R8/2) の火山灰層、層厚 60 cm の火山豆石を多量に含む極淡橙色 (10YR8/2) の火山灰層がある (図 2.5-5, 図 2.5-12)。

参考のため、地点 2 (来運) における柱状図と写真を図 2.5-13~図 2.5-17 に示した。

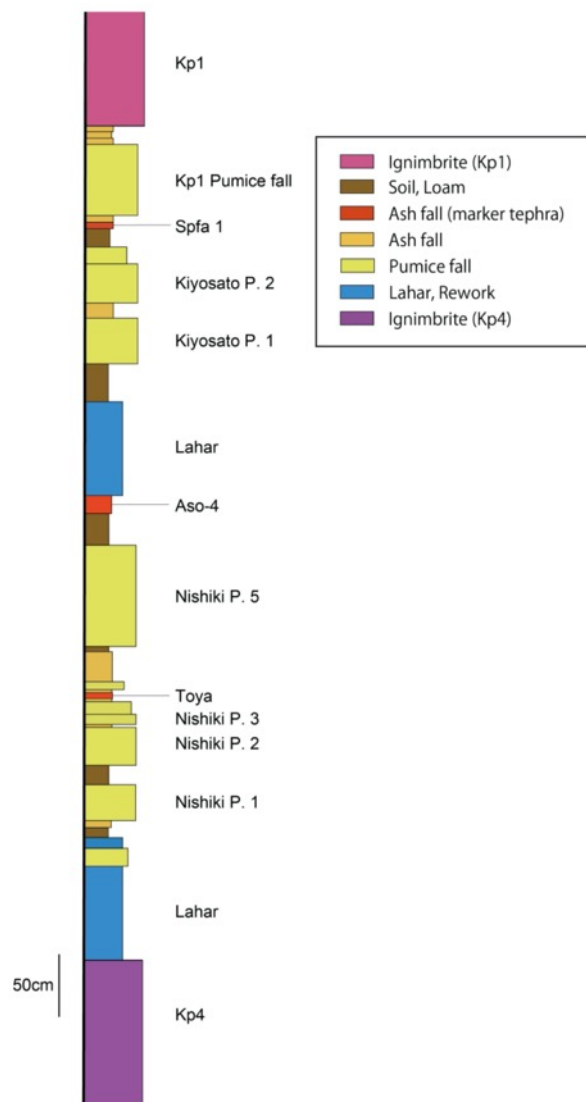


図 2.5-13 カルデラ北東 37 km (地点 3, 来運) における柱状図



図 2.5-14 カルデラ北東 37 km (地点 3) の写真

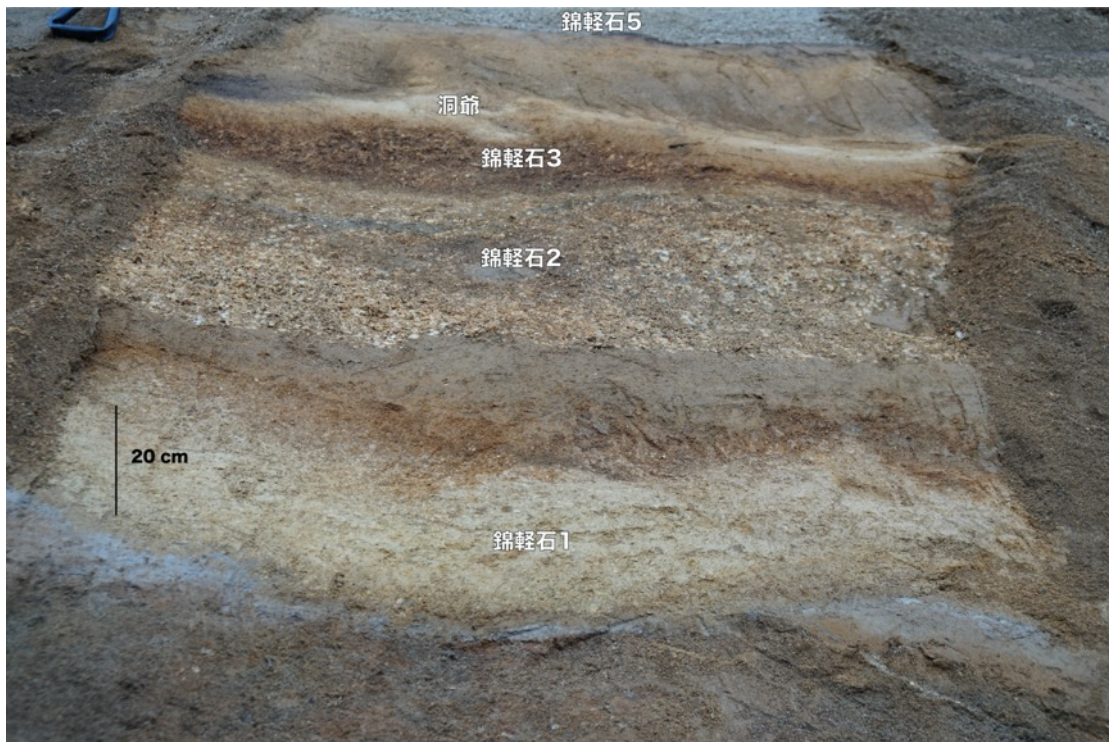


図 2.5-15 錦軽石 1, 錦軽石 2, 錦軽石 3, 洞爺, 錦軽石 5 降下テフラの産状 (地点 3)



図 2.5-16 錦軽石 5, 阿蘇 4 降下テフラの産状 (地点 3)

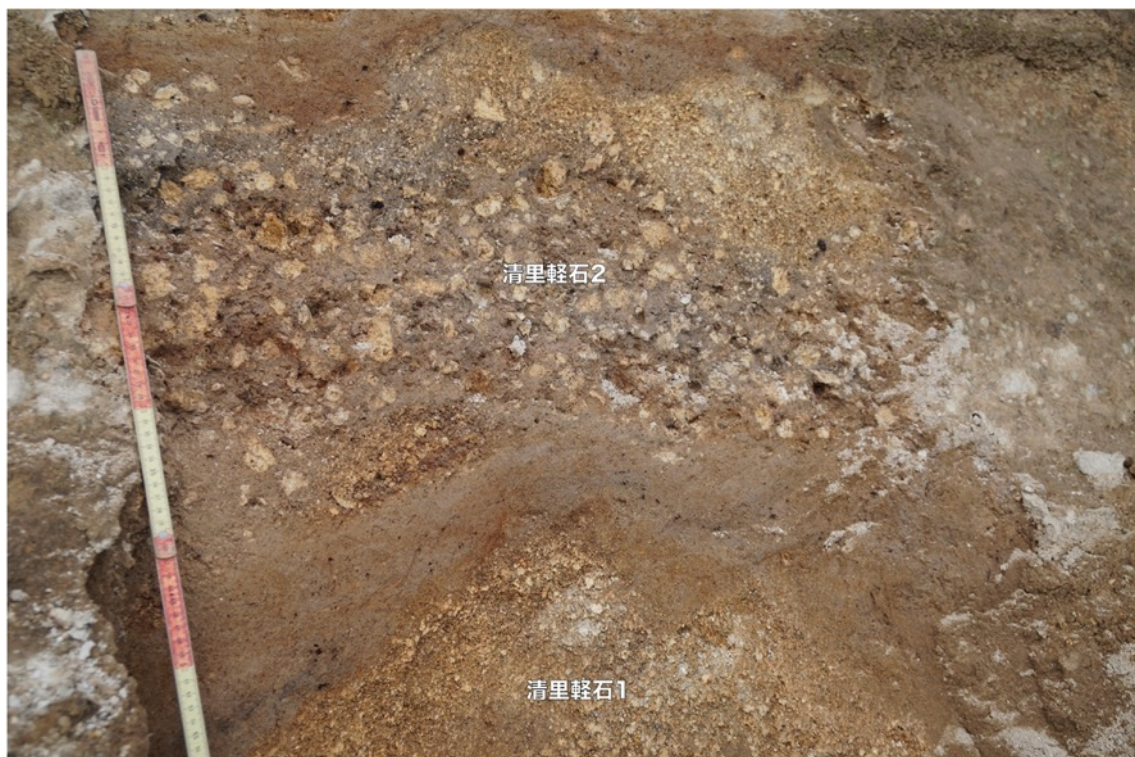


図 2.5-17 清里軽石 1, 清里軽石 2 の産状 (地点 3)

## (2) Kp1 火砕流噴火に先行する降下テフラの特徴

昨年度報告したとおり、Kp1 火砕流噴火に先行する一連の降下テフラ群を、カルデラ中央部の中島から北東 22.7km の札弦（北緯 43 度 46 分 1 秒，東経 144 度 30 分 54.4 秒）で採取した。この露頭では，層厚約 3-4 m の Kp4 火砕流堆積物，層厚約 50cm のラハール堆積物，層厚約 2.5 m の降下テフラ群，層厚約 7m の Kp1 火砕流堆積物が露出している。この露頭で採取した試料 ID と層準(後述)との対応は，図 2.5-18 に示すとおり，下位より，Kutt2019f-G(以下ハイフンまで省略)が P1 に覆われる土壌，A が P1，B が P2，C が P3，D が AA1，E が A1 と P4 の混合物，F が AA2，H が AA3，I が P6，J が AA4，K が AA5，L が AA6 の下部，M が AA6 の上部，N が AA7 の基底部，O が P8，P が AA8，Q が P9，R が AA9，S が AA10，T が AA11 の基底部から約 10cm，U が AA12，V が AA13，W が AA14，X が AA16，Y が AA17 の下部，Z が AA18，2A が AA19 の基底部から約 10cm である。今年度はこれらから篩い分けした 0.5~1mm サイズの斑晶(周囲にガラスが付着)を対象に，電子線プローブマイクロアナライザ

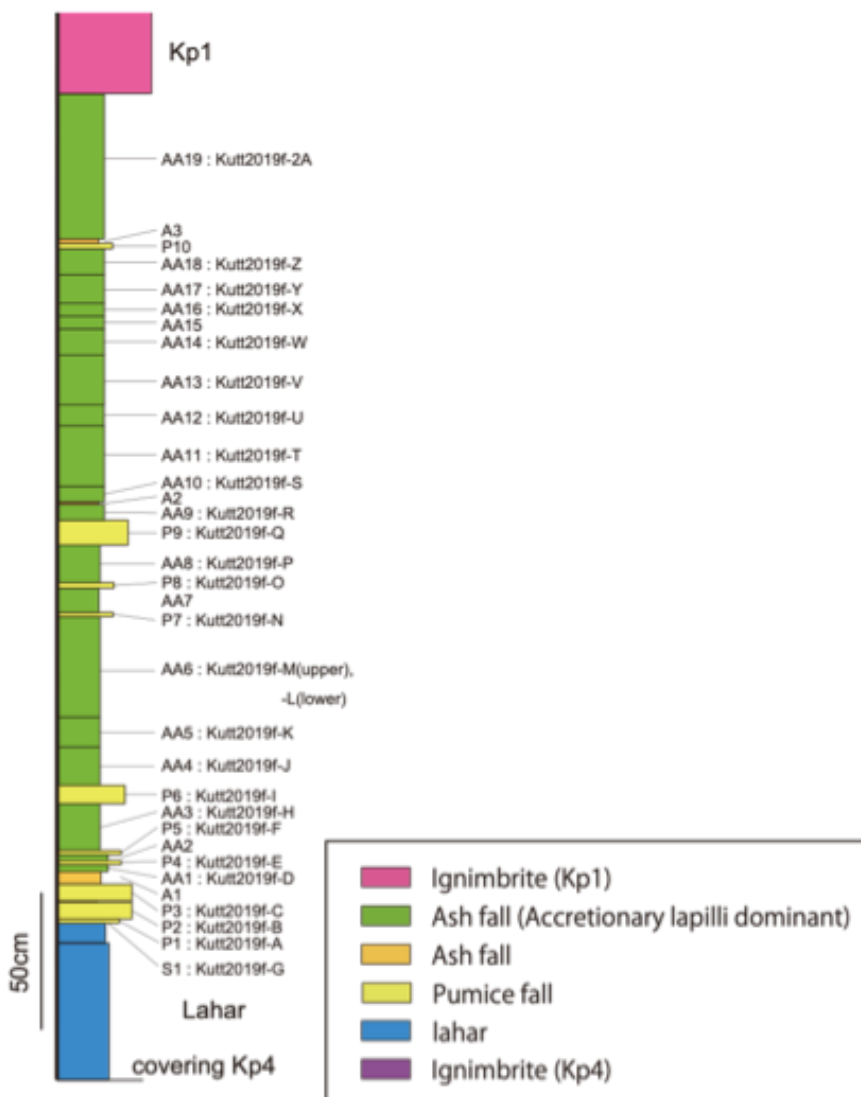


図 2.5-18 KP1 火砕流噴火に先行する一連の降下火砕堆積物の層序と試料 ID の対応

の反射電子像を用いた微細組織観察と、石基ガラス、斑晶ガラス包有物、および斑晶の微小領域化学組成分析を行なった。

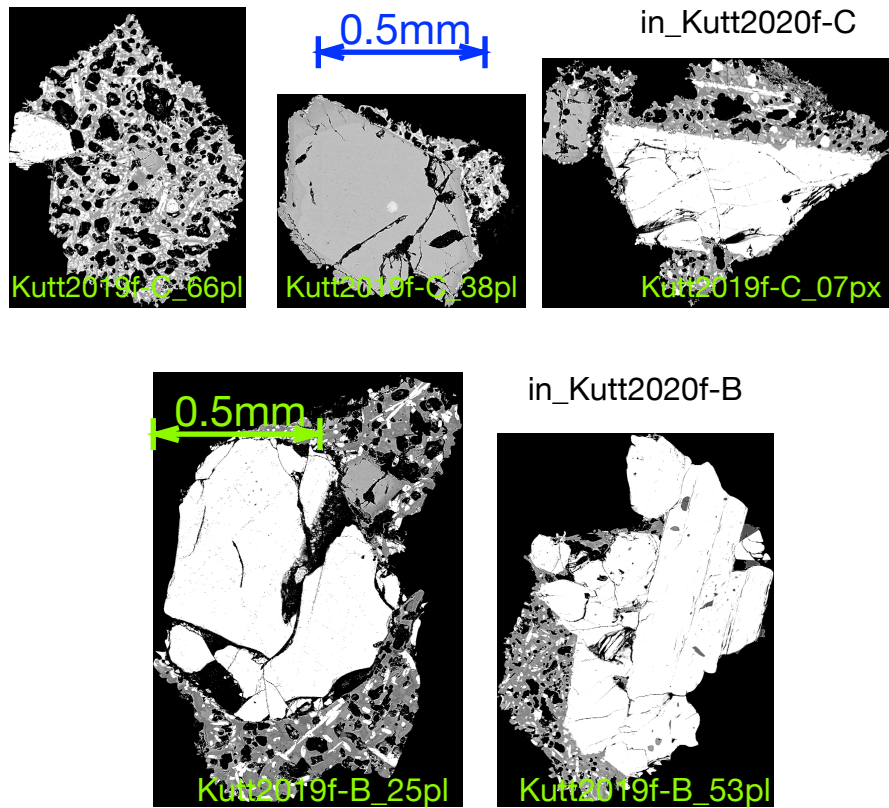


図 2.5-19 Kp1 火砕流噴火に先行する一連の降下火砕堆積物に少量含まれる苦鉄質マグマ

Kp1 火砕流噴火に先行する一連の降下テフラ群のうち P1 に覆われる土壌～P3(反射電子像：図 2.5-21 ～ 図 2.5-24)を対象に行なった微小領域化学分析の結果，屈斜路 Kp1 の最初期ステージ噴出物の石基ガラスおよび斑晶ガラス包有物の組成が，大きく 2 つのグループに分かれることが判明した．酸化カリウムのシリカバリエーション図(図 2.5-20)によれば，シリカが 55～70 重量%で酸化カリウムが 0.6 重量%あるいはそれ以下のグループ(low-K メルト)と，シリカが 72～77 重量%で酸化カリウムが 1.5～2.5 重量%のグループ(medium-K メルト)である(図 2.5-20, 緑の円マーク)．屈斜路カルデラのメルト組成に low-K と medium-K の二種類が存在することは Miyagi et al., (2012)でも報告されている．しかしながら先行研究の報告はシリカが 63 重量%あるいはそれ以下の組成であり，その組成領域では low-K と medium-K の酸化カリウム量の差が顕著でなかった．今回はシリカが 62～70 重量%の領域でも low-K メルトが発見された．これにより，屈斜路カルデラでは少なくとも二種類のマグマが存在することがより明確となった．

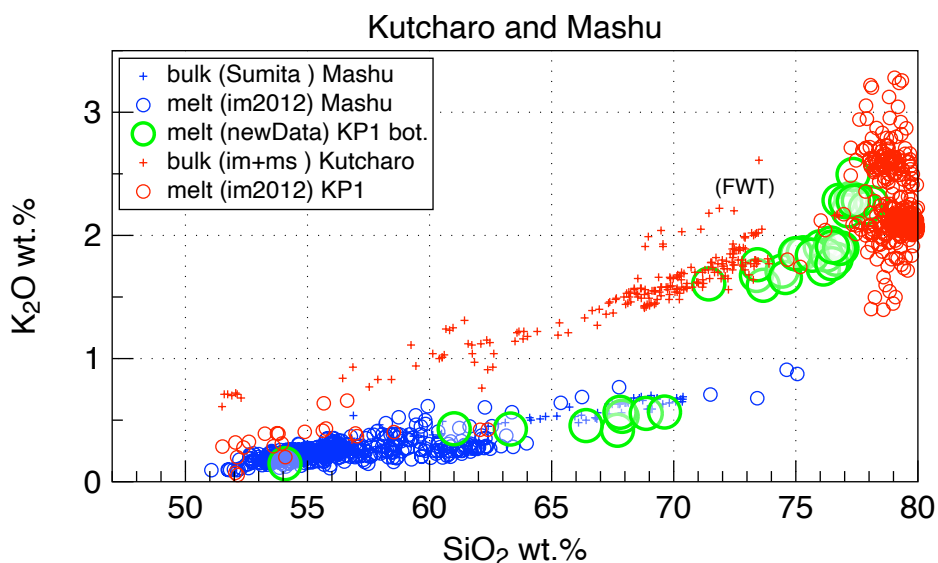


図 2.5-20 屈斜路・摩周火山噴出物の化学組成. 酸化カリウムのシリカバリエーションダイアグラム. 十字は全岩化学組成(Miyagi et al., 2012 および隅田 1990), 丸は石基ガラスおよび斑晶ガラス包有物. 赤色と緑色は屈斜路火山噴出物. 青色は摩周火山噴出物を示す. 但し赤十字のうち FWT 周辺のは古梅火砕流堆積物を示す.

Kp1 火砕流噴火に先行する一連の降下テフラ群に含まれる苦鉄質マグマの破片は当該テフラ群の最下部付近(P2-P3)に集中しており(図 2.5-23 および 図 2.5-24), それより上の層準では非常に少ないか含まれない(図 2.5-21 ~ 図 2.5-39). 来年度は Kp1 火砕流噴火の開始経緯を短期的~長期的な時間スケールで解明する目的で, Kp1 先行テフラに含まれる斑晶ガラス包有物および石基ガラスの主要元素組成分析を追加するとともに, 二酸化炭素と含水量についても新たに分析を行なう. また, Kp4~Kp1 にかけてみられる多数の噴出物を対象に組織観察と化学分析を行なう.

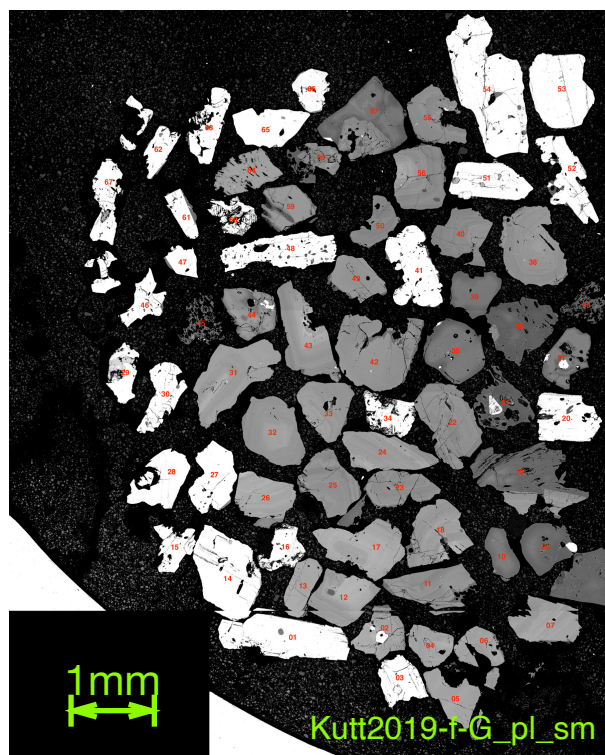


図 2.5-21 反射電子像. P1 に覆われる土壌=S1 (試料 ID= Kutt2019f-G).

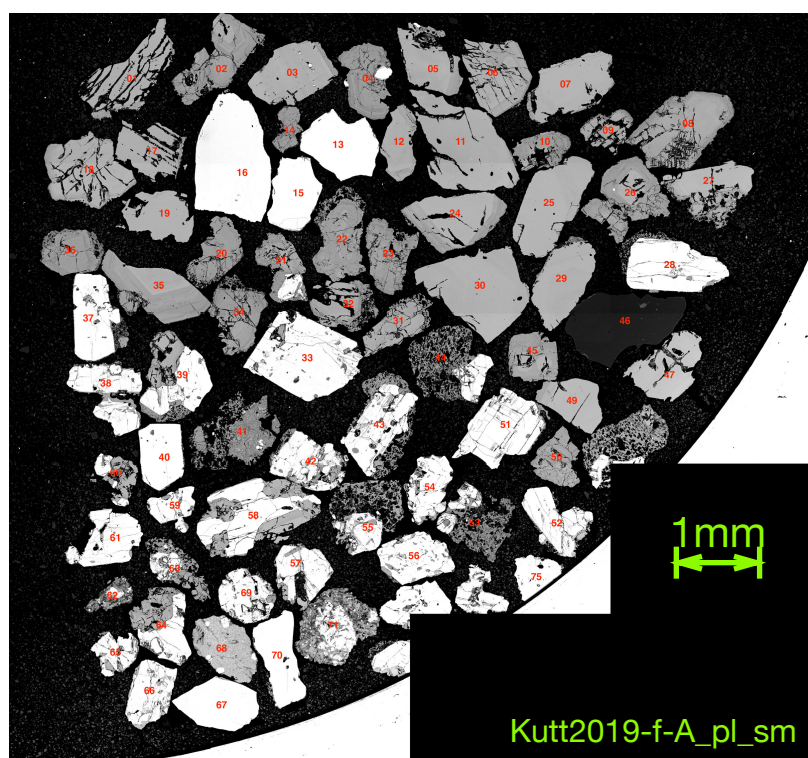


図 2.5-22 反射電子像. S1 を覆う降下軽石堆積物 P1(試料 ID= Kutt2019f-A).



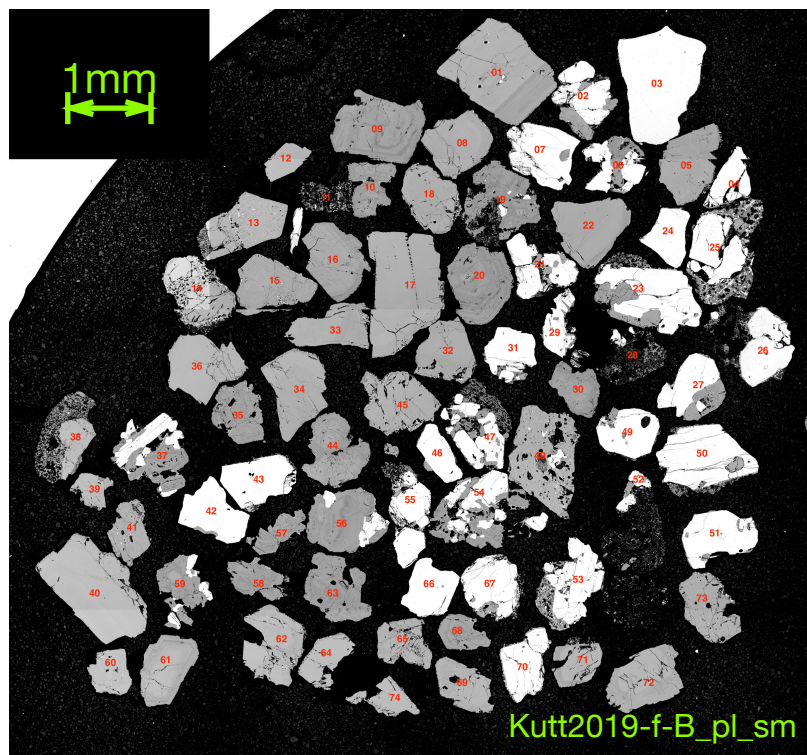


図 2.5-23 反射電子像. P1 を覆う降下軽石堆積物 P2(試料 ID= Kutt2019f-B).

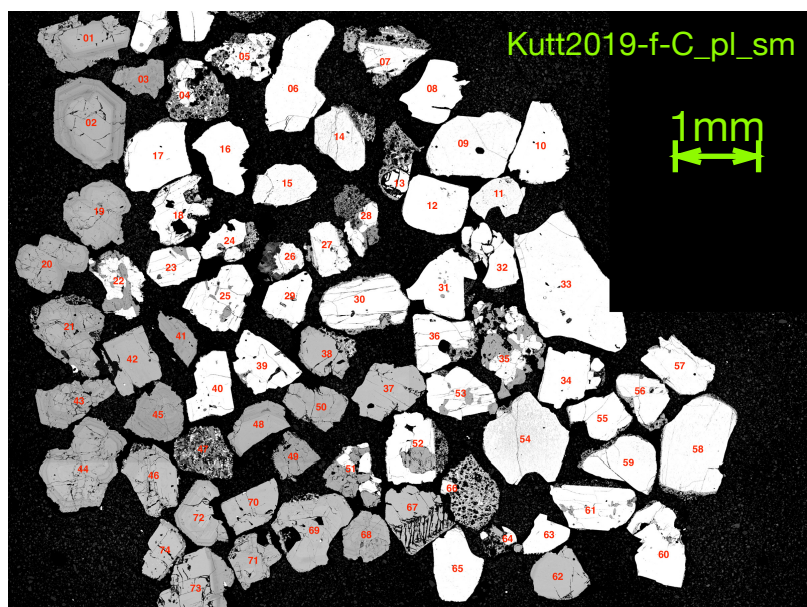


図 2.5-24 反射電子像. P2 を覆う降下軽石堆積物 P3(試料 ID= Kutt2019f-C).

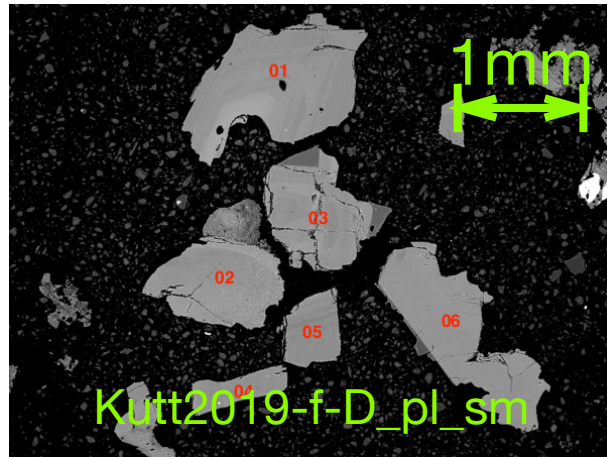


図 2.5-25 反射電子像. 火山豆石を含む降下火山灰 AA1(Kutt2019f-D). P3 を覆う降下火山灰 A1 を覆う.

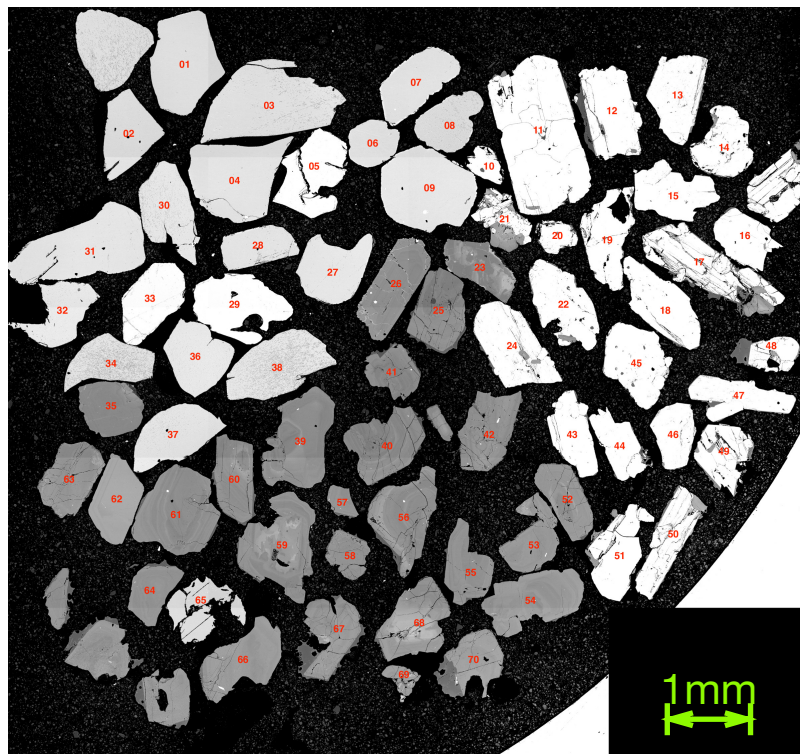


図 2.5-26 反射電子像. 火山豆石を含む降下火山灰 AA1 を覆う降下軽石堆積物 P4(試料 ID=Kutt2019f-E).

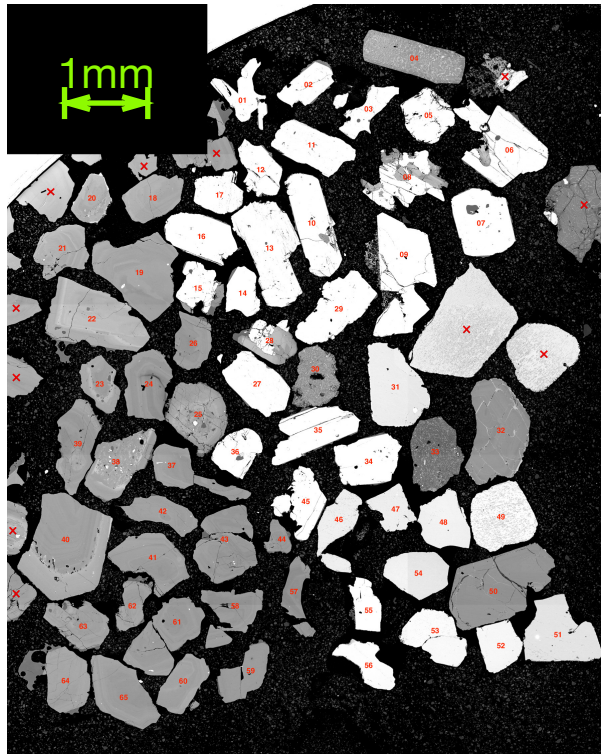


図 2.5-27 反射電子像. 降下軽石堆積物 P5(試料 ID= Kutt2019f-F). P4 を覆う火山豆石を含む降下火山灰 AA2 を覆う.

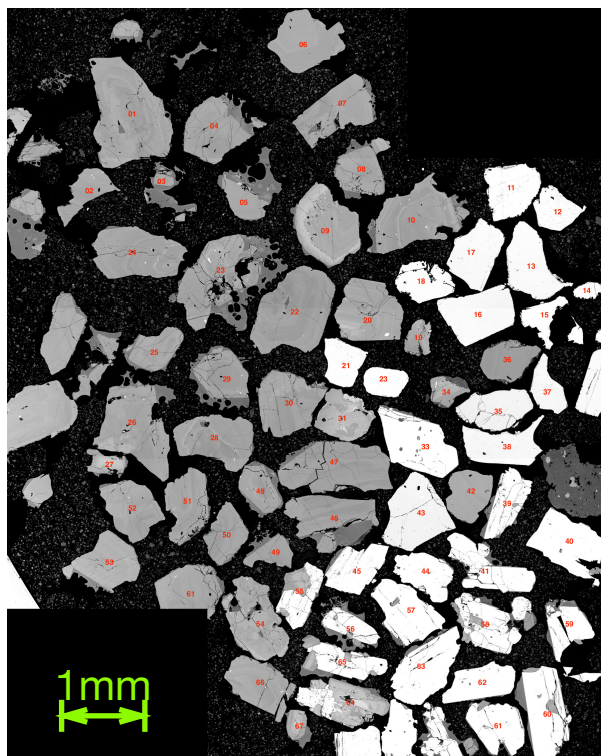


図 2.5-28 反射電子像. 降下軽石堆積物 P5 を覆う火山豆石を含む降下火山灰 AA3(試料 ID= Kutt2019f-H).

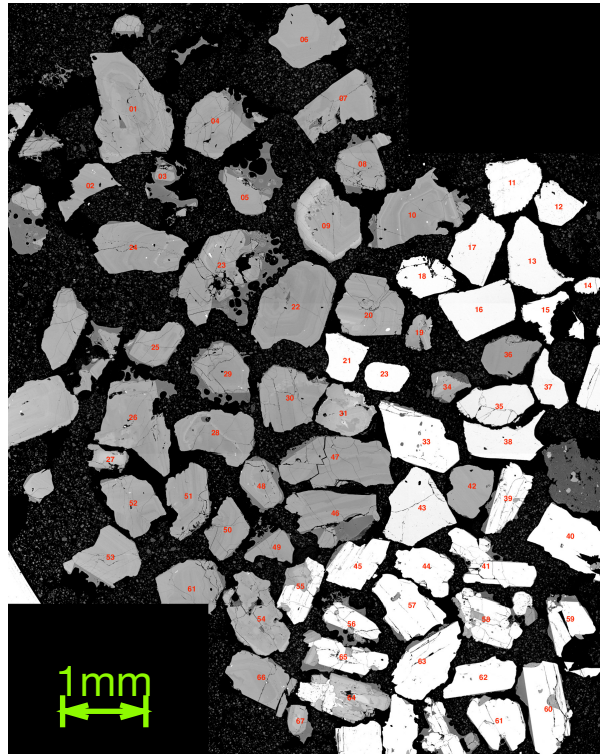


図 2.5-29 反射電子像. 火山豆石を含む降下火山灰 AA3 を覆う降下軽石堆積物 P6(試料 ID=Kutt2019f-I).

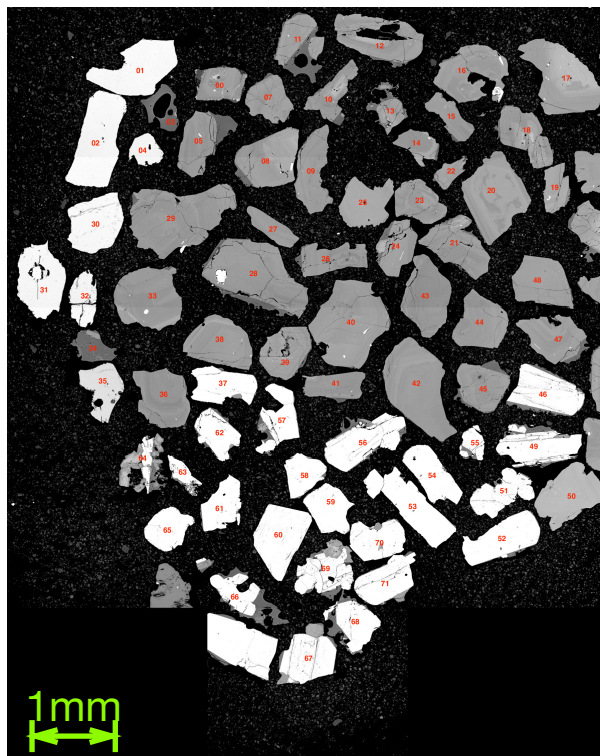


図 2.5-30 反射電子像. 降下軽石堆積物 P6 を覆う火山豆石を含む降下火山灰 AA4(試料 ID=Kutt2019f-J).

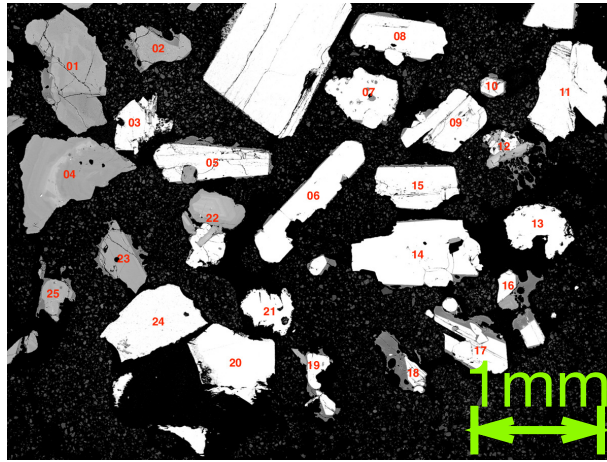


図 2.5-31 反射電子像. 火山豆石を含む降下火山灰 AA4 を覆う火山豆石を含む降下火山灰 AA5(試料 ID= Kutt2019f-K).

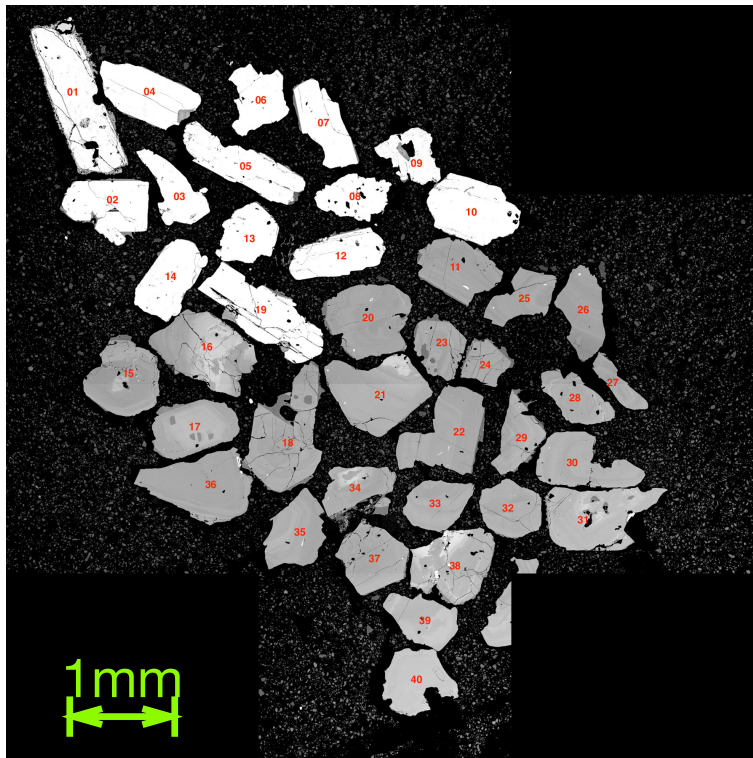


図 2.5-32 反射電子像. 火山豆石を含む降下火山灰 AA5 を覆う火山豆石を含む降下火山灰 AA6 の下部(試料 ID= Kutt2019f-L).

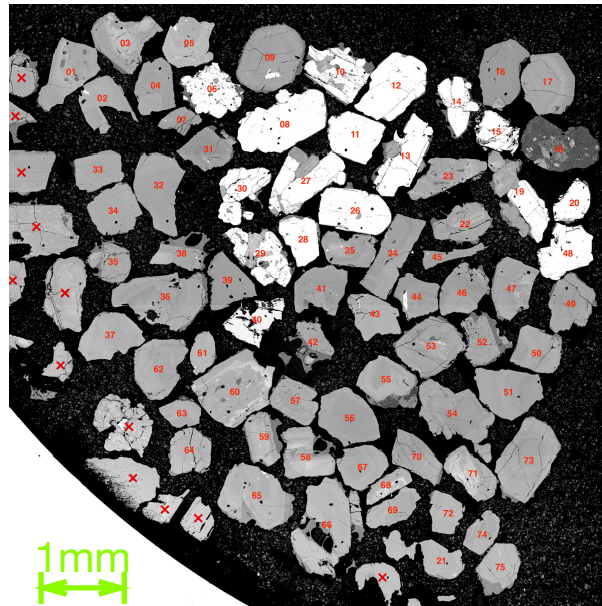


図 2.5-33 反射電子像. 火山豆石を含む降下火山灰 AA5 を覆う火山豆石を含む降下火山灰 AA6 の上部(試料 ID= Kutt2019f-M).

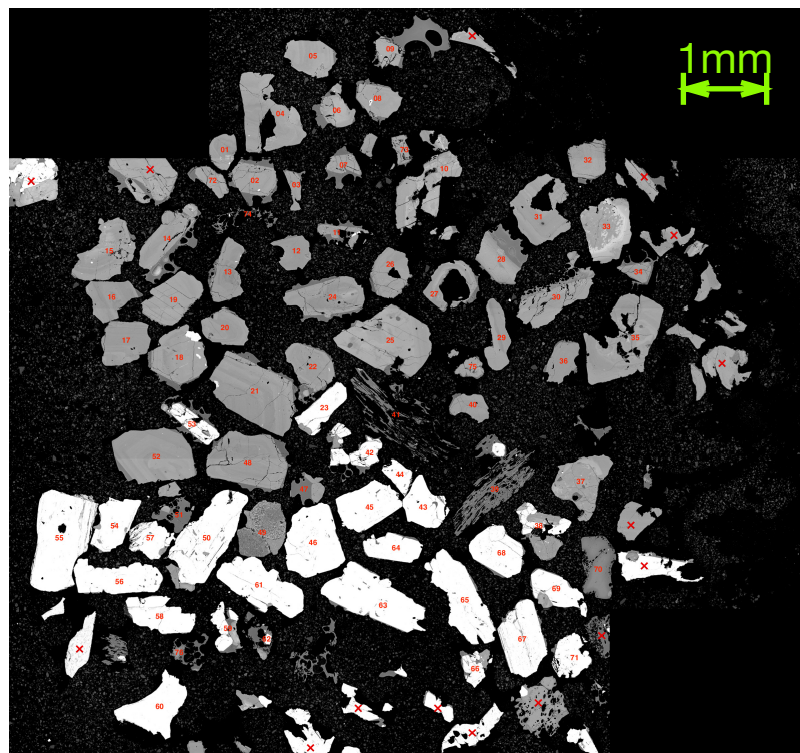


図 2.5-34 反射電子像. 火山豆石を含む降下火山灰 AA6 を覆う降下軽石堆積物 P7(試料 ID= Kutt2019f-N).

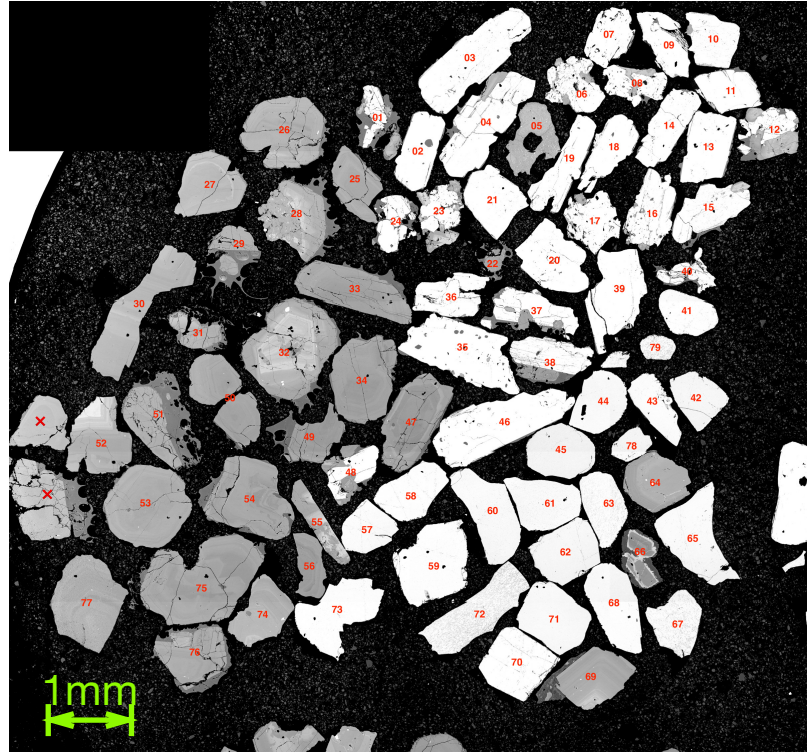


図 2.5-35 反射電子像. 火山豆石を含む降下火山灰 AA7 を覆う降下軽石堆積物 P8(試料 ID=Kutt2019f-O). AA7は P7を覆う.

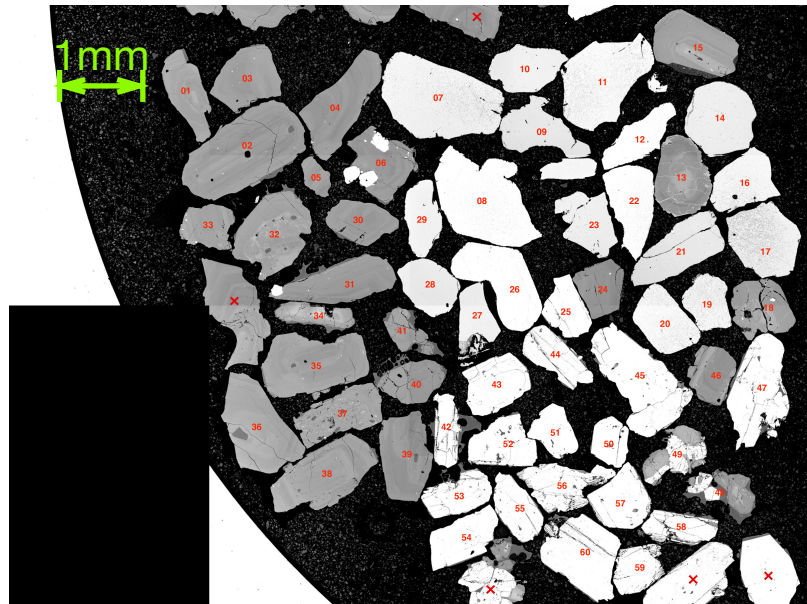


図 2.5-36 反射電子像. 降下軽石堆積物 P8 を覆う火山豆石を含む降下火山灰 AA8(試料 ID=Kutt2019f-P).

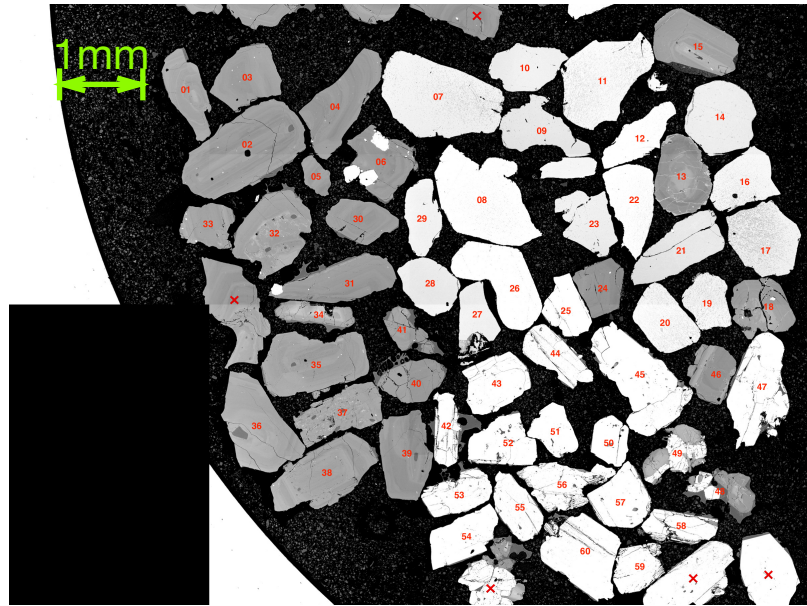


図 2.5-37 反射電子像. 火山豆石を含む降下火山灰 AA8 を覆う降下軽石堆積物 P9(試料 ID=Kutt2019f-Q).

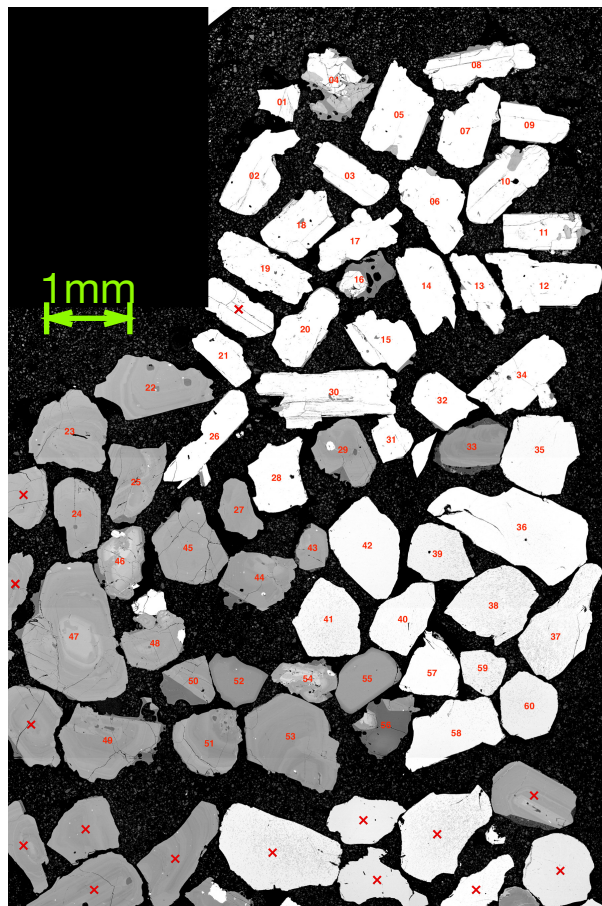


図 2.5-38 反射電子像. 降下軽石堆積物 P9 を覆う火山豆石を含む降下火山灰 AA9(試料 ID=Kutt2019f-R).



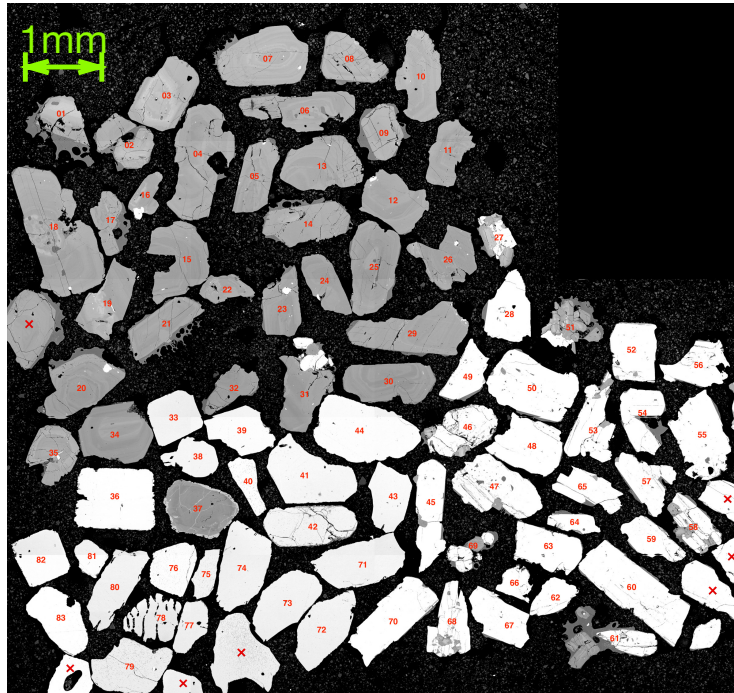


図 2.5-39 反射電子像. 火山豆石を含む降下火山灰 AA9(試料 ID= Kutt2019f-S). 火山豆石を含む降下火山灰 AA9 を覆う火山灰堆積物 A2 を覆う.

#### まとめ

屈斜路カルデラの最新の大規模火砕流噴火 Kp1 の直前に噴出した一連の降下火砕堆積物の組織観察・化学分析を行なった結果、降下火砕堆積物の最下部層付近に苦鉄質なマグマの破片を発見した。この苦鉄質マグマは大規模火砕流噴火の主体となった medium-K 組成マグマとは明瞭に異なる、low-K 組成であった。大規模火砕流噴火に先行して、よりカリウム濃度の低いマグマが噴出した事例は、本報告書 2-3 章(阿蘇カルデラ)にも記されている。

今年度記載・採取を行なった Kp4 火砕流噴火～Kp1 火砕流噴火までの降下テフラ群の火山活動噴出物は、中長期的な前駆活動の岩石学的な検討を進めるうえで役立つ。屈斜路カルデラに隣接している摩周カルデラは屈斜路 Kp1 以降に活発に活動を継続していることや、今回屈斜路カルデラで発見された low-K 系列のマグマは摩周の化学組成と類似していることから、今後は摩周火山も含めて噴火時系列で採取した噴出物を解析することにより、屈斜路・摩周火山地域のマグマ供給系の時間発達の理解が深まることが期待される。

#### 引用文献

- Miyagi, I., Itoh, J., Hoang, N., and Morishita, Y. (2012). Magma systems of the Kutcharo and Mashu volcanoes (NE Hokkaido, Japan): Petrogenesis of the medium-K trend and the excess volatile problem. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 231-232:50–60.
- Sumita, M., 1990. -. Ph. d. thesis, Nihon Univ.



## 2.6 カルデラ形成噴火マグマの実験岩石学的検討

### 【実施内容】

カルデラ形成噴火においては、岩石学的特徴から珪長質マグマと苦鉄質マグマの混合が発生していることが示唆されている。噴出物の岩石学的解析から推測される珪長質端成分マグマ組成を用いて、熱力学的平衡計算および高温高压実験による相平衡関係の検討を行い、カルデラ直下のマグマ溜まりの温度圧力条件を推測する。

昨年度は、十和田火山のカルデラ形成期噴火のうち、特に噴出量の大きな噴火エピソード N および L の珪長質端成分軽石について、マグマ溜まりの物理化学条件を制約することを目的に、岩石学的解析及び高温高压相平衡実験を開始した。今年度は、同噴火を対象に、温度圧力条件を広げて相平衡実験を行い、水飽和条件下の相平衡図を完成させた。そして、温度圧力による鉱物組成や鉱物量比の変化を調べ、実験に使用した軽石と比較した。その結果、噴火エピソード N の軽石中の鉱物組み合わせ、鉱物組成および鉱物量比が、磁鉄鉱の晶出と石基ガラスの組成を除き、 $850^{\circ}\text{C}$ 、 $1.5\text{--}1.7\text{ kb}$  でよく再現されることが分かった。このことから、噴火エピソード N のマグマの噴火直前の定置条件が、 $850^{\circ}\text{C}$ 、 $1.5\text{--}1.7\text{ kb}$  であったことが示唆された。この圧力は深さにして約  $6\text{--}7\text{ km}$  に相当し、アンビエントノイズトモグラフィにより明らかにされた十和田火山下の低 S 波速度領域の深さにおおよそ一致する。一方、エピソード L のマグマについては、鉱物組み合わせは再現できたものの、鉱物組成や鉱物量比が十分に再現できておらず、今後、水に不飽和な条件での高温高压実験を行う必要があると考えられる。

### 【調査・研究成果】

#### (1) 背景と目的

昨年度は、磁鉄鉱 - チタン鉄鉱温度・酸素分圧計の結果 ( $T = \sim 850^{\circ}\text{C}$ ,  $\log f_{\text{O}_2} = \text{NNO (Ni-NiO)} + 1.2$ ) を参考に、温度  $850^{\circ}\text{C}$  一定で、圧力を 3 通り ( $1.5, 2.0, 2.5\text{ kb}$ ) に変化させた実験と  $875^{\circ}\text{C}$ 、 $2.0\text{ kb}$  の実験、計 4 回の実験を行った (産総研 2020)。今年度は、水飽和条件下での相平衡関係をさらに制約することを目的に、温度  $825\text{--}900^{\circ}\text{C}$ 、および圧力  $1.0\text{--}2.5\text{ kb}$  の温度圧力範囲で、計 8 回の実験を追加し、温度圧力による鉱物組み合わせ、鉱物組成、鉱物量比の変化を明らかにした。

#### (2) 高温高压実験

##### 2-1) 出発物質

出発物質には、昨年度の実験同様、噴火エピソード N および L の珪長質端成分軽石を高温高压下で全溶解して合成したガラスを使用した。珪長質端成分軽石の全岩  $\text{SiO}_2$  量は、エピソード N および L それぞれについて、 $73.1\text{wt}\%$  (試料番号: 99090301B-1) と  $72.0\text{wt}\%$  の軽石 (試料番号: 16082302) である。

##### 2-2) 実験手法

相平衡実験には、産総研内に設置された内熱式ガス圧装置 (SMC-5000) を用いた。試料を封入するカプセルには、Tomiyama et al., (2010) で使用された三重カプセルを採用した。まず、出発物

質のガラスの粉末 14-20mg を、片端溶接した Ag50Pd50 カプセル (OD: 2.3 mmφ, ID: 2.0 mmφ) に入れたのち、カプセルの另一端を機械的に閉じた。次に、閉じた Ag50Pd50 カプセルを、片端溶接して飽和量の水を入れた Pt カプセル (OD: 3.0 mmφ, ID: 2.5 mmφ) に挿入し、Pt カプセルの另一端を溶接して封じた。そして、この二重カプセルを N および L の粉末それぞれについて用意した。最後に、これら 2 つの二重カプセルを Ni-NiO 粉末 (NNO, 重量比 Ni:NiO=10:1) と Ni の酸化に必要な十分な量の水とともに、片端溶接した肉厚 Au カプセル (OD: 8.0 mmφ, ID: 7.4 mmφ) に挿入し、Au カプセルの另一端を溶接することで三重カプセルとした。Pt および Au カプセルの溶接時は、水の蒸発を防ぐためカプセル下部を水浴させた。また溶接の前後で、大きな重量変化がないことを確かめた。溶接後は、150°C にて 10 分加熱したのちに重量測定し、カプセルを封じることができているか確認した。

相平衡実験は、水飽和の条件のもと、温度 825–900°C、圧力 1.0–2.5 kb の範囲で計 8 回行った (表 2.6-1)。実験時間は 118–262 時間である。実験試料の急冷の際は、試料をぶら下げている Mo ワイヤ (0.1mmφ) を大電流で溶断し、試料を 200–300°C 程度の圧力容器底部に落下させた。実験終了後には、水・Ni・NiO のすべてが Au カプセル内に残っているかどうか確認し、実験中に酸素分圧が緩衝されていたか確かめた。

表 2.6-1 実験条件と実験で晶出した鉱物相のまとめ。すべての実験は水飽和条件で行い、酸素分圧は NNO によって緩衝した。

Run No.	T (°C)	P (kbar)	Duration (h)	Mineral Phases	
				N	L
HG-605	825	1.3	237	Pl, Opx, Qtz, Ilm	Pl, Opx, Ilm
HG-597	825	1.5	164	Pl, Opx, Ilm	Pl, Opx, Amph, Ilm
HG-606	825	2.0	190	Pl, Amph, Ilm	Pl, Amph, Ilm
HG-599	850	1.0	138	Pl, Opx, Qtz, Ilm	Pl, Opx, Ilm
HG-604	850	1.3	262	Pl, Opx, Ilm	Pl, Opx, Cpx, Ilm
HG-596	850	1.5	236	Pl, Opx, Cpx, Ilm	Pl, Opx, Cpx, Ilm
HG-607	850	1.7	241	Pl, Opx, Cpx, Ilm	Pl, Opx, Cpx, Amph, Ilm
HG-601	850	2.0	168	Pl, Amph, Ilm	Pl, Amph, Ilm
HG-590	850	2.5	162	Amph, Ilm	Pl, Amph, Ilm
HG-595	875	1.5	168	Pl, Opx, Cpx, Ilm	Pl, Opx, Cpx, Ilm
HG-588	875	2.0	118	Cpx, Ilm	Pl, Ilm
HG-602	900	1.5	140	Pl	Pl

### (3) 分析手法

実験産物を切断・樹脂包埋したのちに、片面を鏡面研磨して炭素蒸着を施し、電子顕微鏡 (JMS-6610, JEOL) を用いて組織観察を行った。また電子顕微鏡に取り付けられた EDS (X-max, Oxford Instruments) を用いて、鉱物と基質ガラスの局所化学組成分析を行った。EDS 分析では、Co スタンダードを用いたキャリブレーションを行い、加速電圧 15kV、照射電流 1nA、スペクトル

取得時間 50 秒の条件で分析を行った。鉱物には関してはスポット分析を、石基ガラスには関しては、ナトリウムの損失を最小限にするために  $10\ \mu\text{m} \times 10\ \mu\text{m}$  以上の範囲を対象に、領域分析を行った。また、EDS 元素マッピングを用いて、BSE (backscattered electron) 像では判別しづらい直方輝石・単斜輝石・角閃石を区別したうえで、画像解析により BSE 像から各鉱物の面積比を計算し、それらを結晶量 (vol%) とした。

#### (4) 結果

##### 4-1) 相関係

N および L の軽石を用いた実験産物の結晶相の相関係と代表的な実験産物の BSE 像を図 2.6-1 に示す。以下では、噴火エピソード N および L の珪長質端成分軽石を用いた実験系を、単に N および L の系と呼ぶ。実験産物には、結晶とメルトが急冷してできたガラスが含まれており、結晶相として斜長石(Pl)・石英(Qtz)・直方輝石(Opx)・単斜輝石(Cpx)・角閃石(Amph)・チタン鉄鉱(Ilm)が観察された。まず、相関係について、N と L の系の相関係に共通してみられる傾向について述べる。磁鉄鉱(Mt)の晶出は、すべての実験条件で観察されなかった。これは、実験における酸素雰囲気(~NNO)が、天然で見積もった値 (NNO + 1.2) よりやや還元的であったことと関係している可能性がある。チタン鉄鉱は、 $900^\circ\text{C}$ 、1.5 kb 以外のすべての条件で晶出が確認された。斜長石・石英・直方輝石のリキダス線は負の傾きで特徴づけられる。これは、高压になるほどメルト中の飽和含水量が多くなり、斜長石・石英・直方輝石のリキダス温度が低下したものと解釈できる。一方、角閃石の晶出は低温・高压条件に限られ、リキダス線は正の傾きを持っている。含水鉱物である角閃石は、飽和含水量の高い高压で、より安定になると考えられる。単斜輝石については、高温かつ中程度の圧力の限られた温度圧力条件でしか晶出しなかった。低温低压では、高い結晶量のためにメルト組成が珪長質になり、そのようなメルトと平衡共存できないと考えられる。一方、高压では、高含水量のメルトと反応関係にあり、角閃石になるのだと考えられる。

次に、N および L の系の相関係にみられた差異について述べる。斜長石について、L の系ではすべての実験条件で観察されたが、N の系では、 $850^\circ\text{C}$ 、2.5 kb および  $875^\circ\text{C}$ 、2.0 kb の比較的高温・高压条件では晶出が見られなかった。この結果は、より苦鉄質な L の系において、斜長石のリキダスがより高温・高压側に位置していることを示唆している。石英は、よりシリカに富んだ N の系においてのみ確認され、 $825^\circ\text{C}$ 、1.3 kb および  $850^\circ\text{C}$ 、1.0 kb の低温・低压条件で晶出した。直方輝石の晶出条件については、どちらの系でも差が見られなかった。角閃石については、L の系でより低压条件まで安定であった。単斜輝石について、L の系で、より低压条件 ( $850^\circ\text{C}$ 、1.3 kb) で晶出が見られた一方、高温高压条件 ( $875^\circ\text{C}$ 、2.0 kb) では晶出が見られなかった。角閃石の安定領域と共存するメルトのシリカ量が影響している可能性がある。また、L の系でのみ、角閃石と単斜輝石が共存する条件 ( $850^\circ\text{C}$ 、1.7 kb) がみつかった。

実験に使用した天然の軽石の鉱物組み合わせは、N の軽石で、斜長石+直方輝石+単斜輝石+チタン鉄鉱+磁鉄鉱、N の軽石で斜長石+直方輝石+単斜輝石+角閃石+チタン鉄鉱+磁鉄鉱である。磁鉄鉱は、酸素分圧の影響で本実験では晶出が確認できなかったが、それ以外の鉱物組み合わせについては、再現する条件が見つかった (図 2.6-1a において、灰色の領域で示した条件)。N の系では、 $850^\circ\text{C}$ 、1.5 kb と  $850^\circ\text{C}$ 、1.7 kb、および  $875^\circ\text{C}$ 、1.5 kb の 3 つの条件で斜長石+直

方輝石+単斜輝石+チタン鉄鉱が再現された, L の系では, 850°C, 1.7 kb の一つの条件で, 斜長石+直方輝石+単斜輝石+角閃石+チタン鉄鉱が再現された.

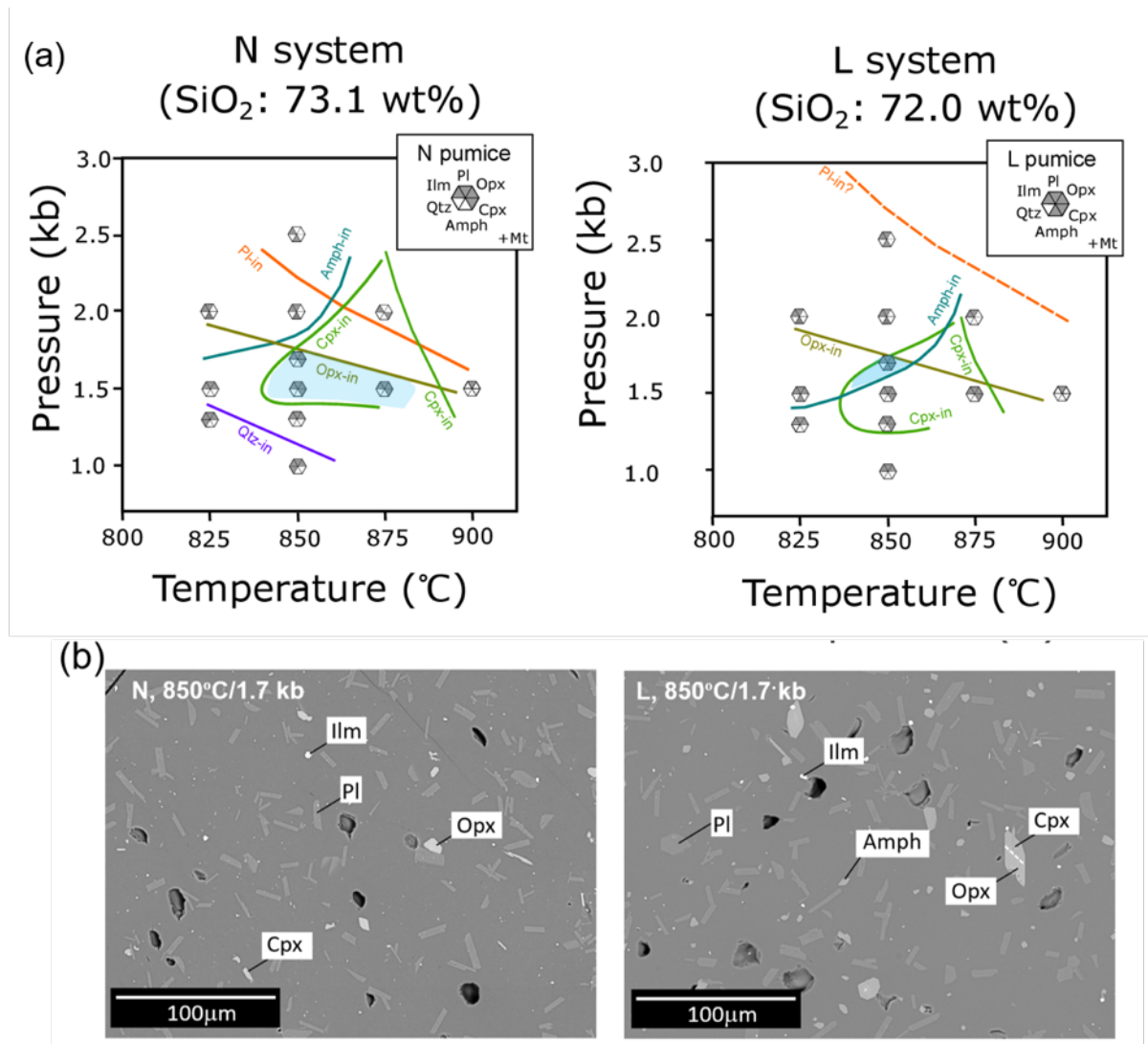


図 2.6-1 (a) N および L の系における相関係. 六角形の凡例は, 各実験条件における鉱物組み合わせを表し, 灰色で塗りつぶされた領域の鉱物が実験産物に含まれる. また, 各相図の右上には, 実験に使用した軽石中に含まれる鉱物組み合わせを示した. 図中に淡い水色で示した領域は, 実験産物の鉱物組み合わせと, 軽石中の鉱物組み合わせ (磁鉄鉱以外) が一致する温度圧力条件をしめす. 色付きの線は, 各鉱物の安定限界を示し, -in と表示のある側の温度圧力領域で鉱物の晶出が確認された. (b) N および L の系における実験産物の代表的な BSE 像.

#### 4-2) 結晶およびガラスの化学組成

実験産物の結晶及びガラスの組成を図 2.6-2~2.6-5 に示す.

##### 4-2-1) 斜長石

実験で晶出した斜長石の平均 An 値は, N の系で 40-58, L の系で 43-60 の範囲に入り, 圧力

及び温度とともに上昇する傾向にあった (図 2.6-2) . また, 同じ温度圧力条件では, N のよりも L の系でやや An 値が大きくなる傾向にあった. これは, L の系で斜長石のリキダス温度が高くなるのと調和的である. 水飽和条件下において, 圧力 (メルト含水量) が上昇するほどに斜長石の An 値が増加する傾向は, 珪長質マグマを用いた他の実験でも確認されている (例えば, Tomiya et al., 2010; Solaro et al., 2019) . N および L の軽石中の斜長石斑晶の最外縁部における An 値の最頻値はそれぞれ 50–52 と 54–56 であった. これらの値は, N の系では 850°C, 1.5 および 1.7 kb, L の系では, 875°C, 1.5 kb の条件で再現された.

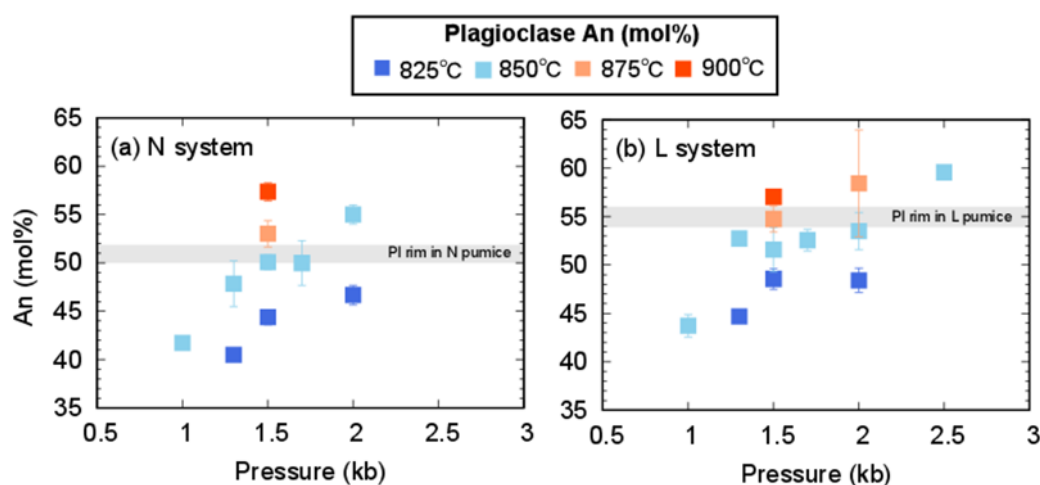


図 2.6-2 N および L の系における斜長石の An 値

#### 4-2-2) 輝石

直方輝石の平均の Mg 値は 46–66 の値を取り, 圧力による変化は小さいものの, 温度の上昇に伴って大きくなる傾向にあった (図 2.6-3) . また, 単斜輝石の平均 Mg 値は 66–71 の値を取り, 圧力・温度による明瞭な変化が見られなかった. N と L どちらの条件でも, 単斜輝石の Mg 値は, 直方輝石の Mg 値より大きく, 系による Mg 値の明瞭な差は見られなかった. N および L の軽石中の輝石の Mg 値は, それぞれ Opx: 62.2–64.1, Cpx: 70.6–71.1 および, Opx: 65.6–67.0, Cpx: 72.9–74.2 であった. N の系の実験では, 850°C, 1.5 および 1.7 kb の条件で両輝石の Mg 値が再現されたが, L の系の実験では, 両輝石の Mg 値を同時に満たす条件は見つからなかった.

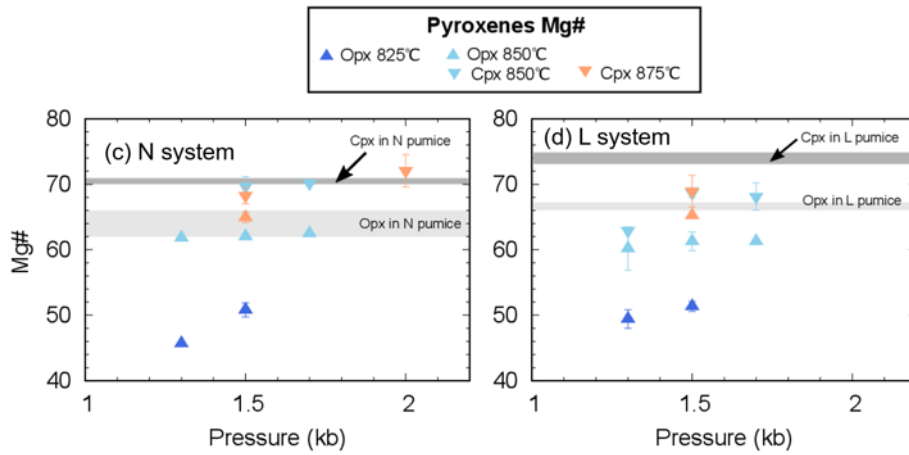


図 2.6-3 N および L の系における輝石の Mg 値

#### 4-2-3) 角閃石

角閃石について、天然の斑晶同様に Na+K 量と 4 配位サイトの Al 量の正相関が確認された (図 2.6-4) . 一方, Mg# と 4 配位サイトの Al 量の逆相関関係については, 明瞭な結果が得られなかった. L の系において, 角閃石の中心部の組成を再現する条件はあるものの, 最外縁部の組成を再現する条件は見つからなかった.

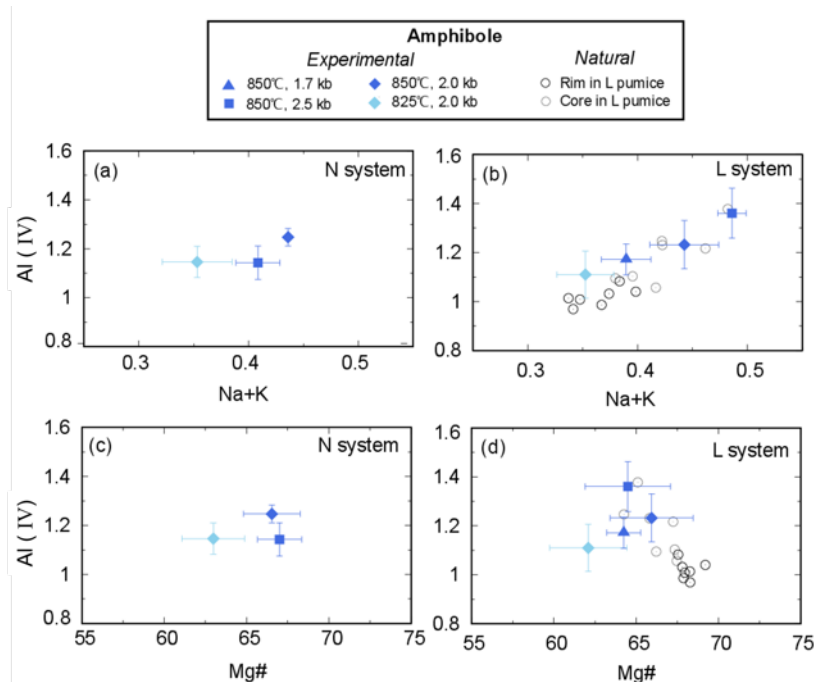


図 2.6-4 N および L の系における角閃石の化学組成



#### 4-2-4) ガラス

ガラスの組成について、温度・圧力が低くなるほど  $\text{SiO}_2$  に富むようになり、出発物質のガラス組成（≒軽石の全岩組成）から軽石の基質ガラス組成に向かって変化してゆくような傾向があった（図 2.6-5）。N および L の軽石中の基質ガラスの  $\text{SiO}_2$  量は、それぞれ 77.0–77.5 wt%, 77.5–78.2 wt% であった。N の系では 850°C, 1.3 kb の条件で、L の系では、825°C, 1.3 および 1.5 kb もしくは、850°C, 1.0 kb の条件で軽石中の基質ガラスに近い組成が得られた。

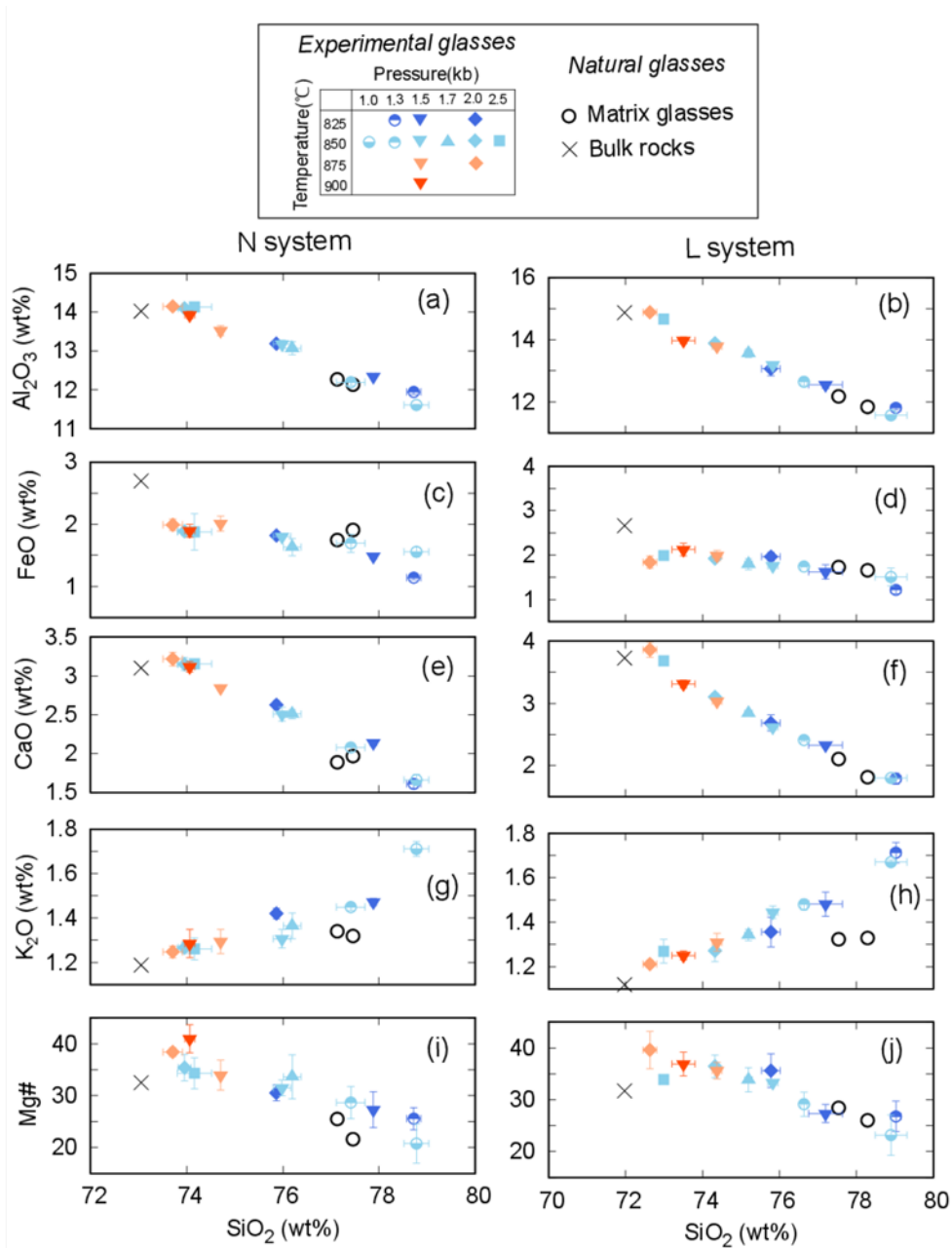


図 2.6-5 N および L の系におけるガラスの化学組成。

酸化物濃度としてトータルを 100% にノーマライズした値を用いた。

### 4-2-3) 結晶量

実験産物の結晶量の温度圧力依存性を図 2.6-6 に示す。総結晶量は温度圧力の上昇とともに、減少する傾向にあった。これは、ガラス組成が温度圧力の上昇に伴い  $\text{SiO}_2$  に乏しくなるのと整合的である。結晶の大部分を占める斜長石および直方輝石も同様の傾向を示した。一方、単斜輝石および角閃石、石英の結晶量については、複雑な温度圧力依存性が確認された。N の軽石に含まれる結晶量は、850°C、1.5 もしくは 1.7 kb の条件で、およそ再現された。一方、L の軽石について、鉱物組み合わせが再現される 850°C、1.7kb の条件において、斜長石と単斜輝石の結晶量を再現できるものの、直方輝石と角閃石の結晶量は再現できなかった。

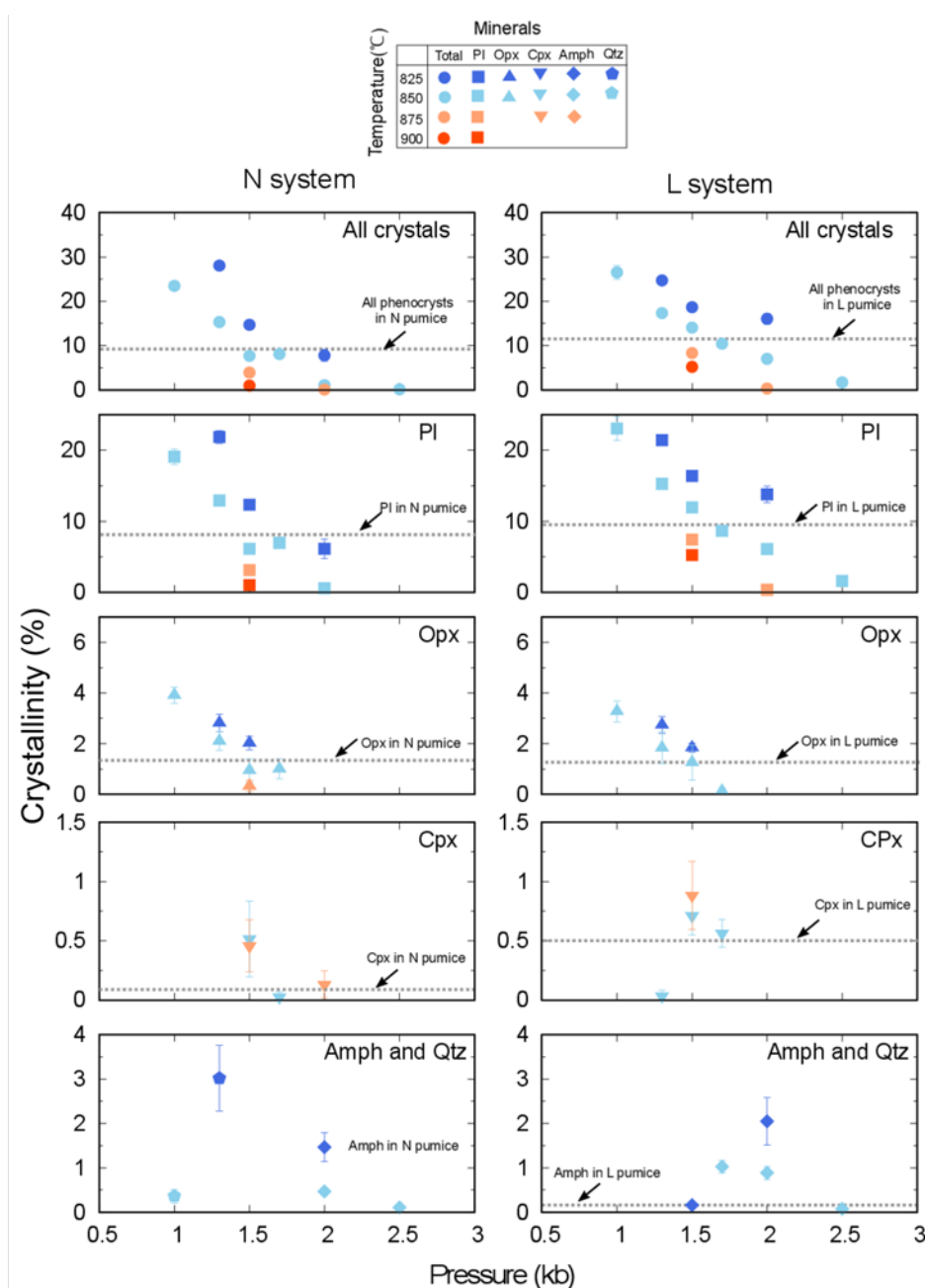


図 2.6-6 N および L の系における総結晶度と各種鉱物の結晶度。破線は軽石中の結晶度を示す。

## (5) 議論

### (5-1) 相平衡実験から推定される噴火エピソード N および L のマグマの定置条件

ここでは、得られた実験結果と天然の軽石との比較をまとめ、噴火エピソード N および L のマグマの定置条件について検討する。軽石に含まれる磁鉄鉱以外の鉱物組み合わせについて、N の系では、850°C, 1.5 kb と 850°C, 1.7 kb および 875°C, 1.5 kb の3つの条件で再現された（斜長石+直方輝石+単斜輝石+チタン鉄鉱）。また、L の系では、850°C, 1.7 kb の一つの条件で再現された（斜長石+直方輝石+単斜輝石+角閃石+チタン鉄鉱）。これらの条件の内、N の系では、850°C, 1.5 kb と 850°C, 1.7 kb の二つの条件で、鉱物化学組成が再現された。一方、L の系では、斜長石の An 値が低く、両輝石の Mg# 値が低いなど、鉱物化学組成がうまく再現されなかった。N の系のガラス組成について、850°C, 1.5 kb と 850°C, 1.7 kb の条件で、軽石中の基質ガラスの組成より 1 wt% ほど SiO<sub>2</sub> に乏しい結果となった。L の系のガラス組成についても、鉱物組み合わせが再現された 850°C, 1.7 kb の条件において、1–2wt% ほど、SiO<sub>2</sub> に乏しい結果となった。結晶量については、N の系では 850°C, 1.5 kb と 850°C, 1.7 kb の条件で、総結晶量および各鉱物の結晶量がおよそ再現されたが、L の系では、鉱物組み合わせが再現された 850°C, 1.7 kb の条件において、直方輝石量が少なく、角閃石量が多い結果となった。

以上の比較結果から、磁鉄鉱の晶出とガラス組成以外については、N の系において 850°C, 1.5 kb と 850°C, 1.7 kb の条件で軽石の鉱物組み合わせ、鉱物組成および結晶量を再現できることが分かった。磁鉄鉱の晶出に関しては、先述の通り、実験で緩衝した酸素雰囲気(~NNO)が、天然で見積もった値 (NNO + 1.2) よりやや還元的であったことと関係しているかもしれない。また、N の軽石の石基中には、火道上昇中に結晶化したとみられる斜長石マイクロライトがしばしばみられる。これにより軽石の石基ガラス組成が、マグマだまり条件におけるメルト組成より、SiO<sub>2</sub> に富む方向に改変された可能性がある。さらに、斜長石斑晶の内、マグマだまりでメルトと平衡にあったのは、斑晶の最外縁部であったと考えられるが、今回の実験の出発物質には、An に富む非平衡な斑晶中心部が含まれていた。その影響のため、実験のバルク組成がやや SiO<sub>2</sub> に乏しい方向へ変化し、実験で得られたメルト組成もやや、SiO<sub>2</sub> に乏しくなった可能性がある。

一方、L の系では、鉱物組み合わせが再現される条件がみつかったものの、鉱物組成や鉱物の結晶量比をうまく再現できなかった。斜長石の An 値の不意一致は、酸素分圧の差では説明できないので、水に不飽和な条件での実験が必要だと考えられる。

### (5-2) 噴火エピソード N のマグマの定置深度と物理観測結果との比較。

今回制約された噴火エピソード N のマグマの圧力条件 (1.5–1.7 kb) は、地殻密度 2500 kg/m<sup>3</sup> を仮定すると、深さ 6–7 km に相当する(図 2.6-7 a)。Chen et al. (2018)は、常時微動(ambient noise)を用いたトモグラフィにより、東北地方における地殻の詳細な S 波速度構造を明らかにした。その結果、現在の火山弧下において、地殻の深さ 10 km 付近に低 S 波速度領域が存在することが分かった。さらに、Chen et al. (2020)は P-S 変換波を用いることで、東北地方の地殻において、地震波速度が急激に変化する不連続面の深さを調べた。その結果、深さ方向に速度が急激に減少する境界面が、現在の火山弧下の深さ 5–10 km の範囲で多く見付き、特に Chen et al. (2018)で見出された低 S 波速度領域の直上に位置することが多いことが分かった。彼らは低 S 波

領域が高温でメルトが微量存在する領域だと解釈し、特に、その直上の不連続面にメルトが濃集した領域が存在すると考えた。今回の実験結果の比較対象となる八甲田・十和田火山下では、S波速度がやや遅い領域（-4%）が深さ 7.5 km を中心に分布している(図 2.6-7 b)。また、深さとともに速度が遅くなる速度不連続面が、深さおよそ 5–10 km に二か所存在する(図 2.6-7 b)。噴火エピソード N のマグマの定置深度（6–7 km）は、現在の十和田火山下で見られる低 S 波速度領域および速度不連続面の深さとおよそ一致する。

もちろん、現在の地殻構造と、噴火エピソード N が生じた時代（～36 ka）の地殻構造を単純比較することはできないが、この一致は、カルデラ噴火を起こしたマグマの定置深度付近に、現在もメルトが存在していることを示唆する。また、圧力  $2.0 \pm 0.5$  kb は、噴火可能な状態を保ちつつ、マグマだまりが成長するために最適な深さであると提案されており（Huber et al., 2019），今後マグマ供給率などの条件が整えば、長い年月をかけてカルデラ噴火を起こすような大量のマグマが蓄積されるかもしれない。

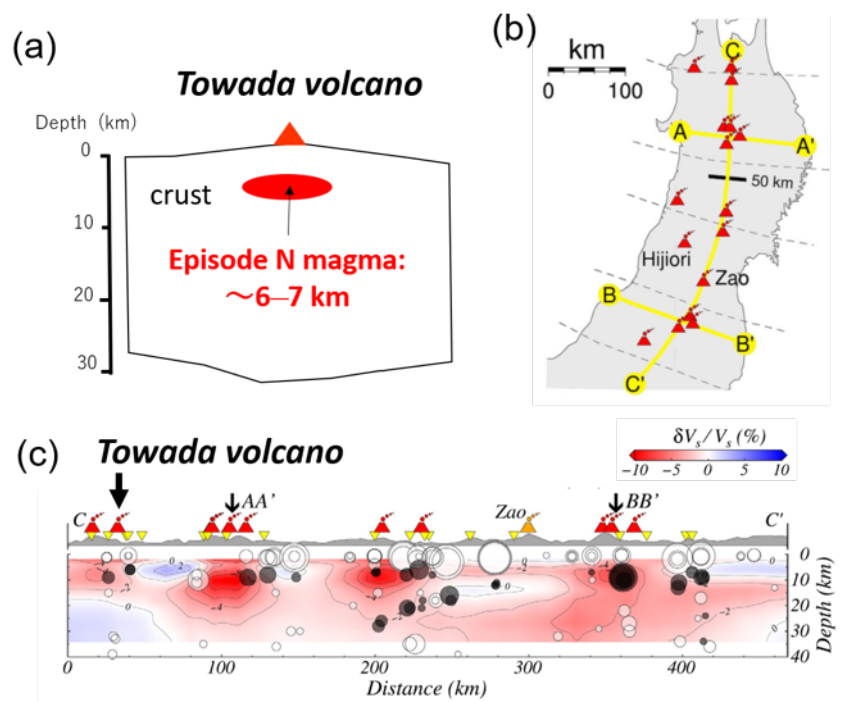


図 2.6-7 (a) 本実験結果から推測される噴火エピソード N のマグマの定置深度を模式的に表した図。(b) Chen et al. (2018)および Chen et al. (2020)で、アンビエントノイズを用いた S 波トモグラフィおよび PS 変換波の解析が行われた東北日本地域（Chen et al., 2020 より）。(c) b の CC'断面における S 波速度トモグラフィと PS 変換波の解析の結果（Chen et al., 2020 より）。黒および白丸が PS 変換波の解析の結果を示しており、黒丸が深さとともに地震波速度が減少する境界面を、白丸が上昇する境界面を示している。丸の大きさは、その程度の大きさを表している。

## (6) まとめ

今年度は、十和田火山のカルデラ形成期噴火のうち、特に噴出量の大きな噴火エピソード N および L の珪長質端成分マグマを対象に、温度圧力条件を広げて相平衡実験を行い、水飽和条件下の相平衡図を完成させた。そして、温度圧力による鉱物組成や鉱物量比の変化を調べ、実験に使用した軽石と比較した。その結果、噴火エピソード N の軽石中の鉱物組み合わせ、鉱物組成および鉱物量比が、磁鉄鉱の晶出と石基ガラスの組成を除き、850°C、1.5-1.7 kb でよく再現されることが分かった。このことから、噴火エピソード N のマグマの噴火直前の定置条件が、850°C、1.5-1.7 kb であったことが示唆された。この圧力は深さにして約 6-7 km に相当し、アンビエントノイズトモグラフィにより明らかにされた十和田火山下の低 S 波速度領域の深さにおおよそ一致する。一方、エピソード L のマグマについては、鉱物組み合わせは再現できたものの、鉱物組成や鉱物量比が十分に再現できておらず、今後、水に不飽和な条件での高温高压実験を行う必要があると考えられる。

## 引用文献

- Chen, K. X., Gung, Y., Kuo, B. Y., & Huang, T. Y. (2018). Crustal magmatism and deformation fabrics in northeast Japan revealed by ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(10), 8891-8906.
- Chen, K. X., Fischer, K. M., Hua, J., & Gung, Y. (2020). Imaging crustal melt beneath northeast Japan with Ps receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*, 537, 116173.
- Huber, C., Townsend, M., Degruyter, W., & Bachmann, O. (2019). Optimal depth of subvolcanic magma chamber growth controlled by volatiles and crust rheology. *Nature Geoscience*, 12(9), 762-768.
- Solaro, C., Martel, C., Champallier, R., Boudon, G., Balcone-Boissard, H., & Pichavant, M. (2019). Petrological and experimental constraints on magma storage for large pumiceous eruptions in Dominica island (Lesser Antilles). *Bulletin of Volcanology*, 81(9), 55.
- Tomiya, A., Takahashi, E., Furukawa, N., & Suzuki, T. (2010). Depth and evolution of a silicic magma chamber: melting experiments on a low-K rhyolite from Usu Volcano, Japan. *Journal of Petrology*, 51(6), 1333-1354.
- 産業技術総合研究所 (2020) 平成 31 年度火山影響評価に係る技術的知見の整備。