

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。

今年度は、代表的な露頭において試料を採取し、本質タイプごとに岩石記載、全岩化学組成分析、鉍物組成分析などを行い、メルト包有物の揮発性成分分析結果も利用して洞爺カルデラ形成噴火のマグマ供給系の構造を明らかにするとともに、斑晶鉍物の累帯構造解析およびU-Th放射年代測定からマグマプロセスの時間スケールについて予察的な検討を行った。洞爺カルデラ噴出物は、斑晶に乏しい主珩長質マグマ、斑晶に富む副珩長質マグマと苦鉄質マグマに区分できるが、主珩長質マグマと副珩長質マグマ・苦鉄質マグマとは同位体比が異なっていることから、主珩長質マグマと副珩長質マグマを苦鉄質マグマからの結晶分別作用で生成することは不可能であり、地殻物質などの部分溶融によって生成された可能性が高い。斑晶鉍物の累帯構造解析から予察的に見積ると、主珩長質マグマの集積はステージ1噴火開始の少なくとも500年以上前から、副珩長質マグマの集積は噴火の80年前頃から始まっていたと考えられ、その後、苦鉄質マグマの貫入がステージ2噴火開始の2週間前頃から始まり、短時間で大規模噴火に至った可能性が高い。

【調査・研究成果】

2.4-1. 本質物質の岩石学的特徴

(1) 記載岩石学的特徴

これまでの地質学的研究によって、洞爺カルデラ形成噴火は、時間間隙をはさんで本質物質の構成比が異なるステージ1（ユニット1～ユニット3）およびステージ2（ユニット4～ユニット6）に区分され、噴出量の時間変化から噴火の推移が明らかにされた（図2.4-1）。洞爺カルデラ形成噴火の地質学的研究では、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（図2.4-2）、ステージ1ではCPタイプのみ、ステージ2ではCPタイプに加えてCRタイプおよびgray,bandタイプが出現し始め、噴火最盛期のユニット5、その後のユニット6とCRタイプおよびgray,bandタイプの割合は時間とともに増加することが明らかにされた（図1.3-19）。しかしながら、gray,bandタイプの中にかんらん石を含む安山岩質軽石が1試料発見されたため、以下ではCPタイプ、CRタイプ、gray,bandタイプにandesiteタイプを加えた4つに区分して岩石学的検討を行った。

CPタイプは白色の流紋岩質軽石で、気泡は繊維状の形態を示すものが多い（図2.4-2、図2.4-3）。ステージ1は斑晶量2vol%以下であるが、ステージ2で増加する傾向があり、最もSiO₂の低い試料では10vol%程度と斑晶に富む（図2.4-3、図2.4-4）。斑晶鉍物は直径数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2.4-4）。ほとんどの斑晶鉍物は自形・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・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（図2.4-5）。

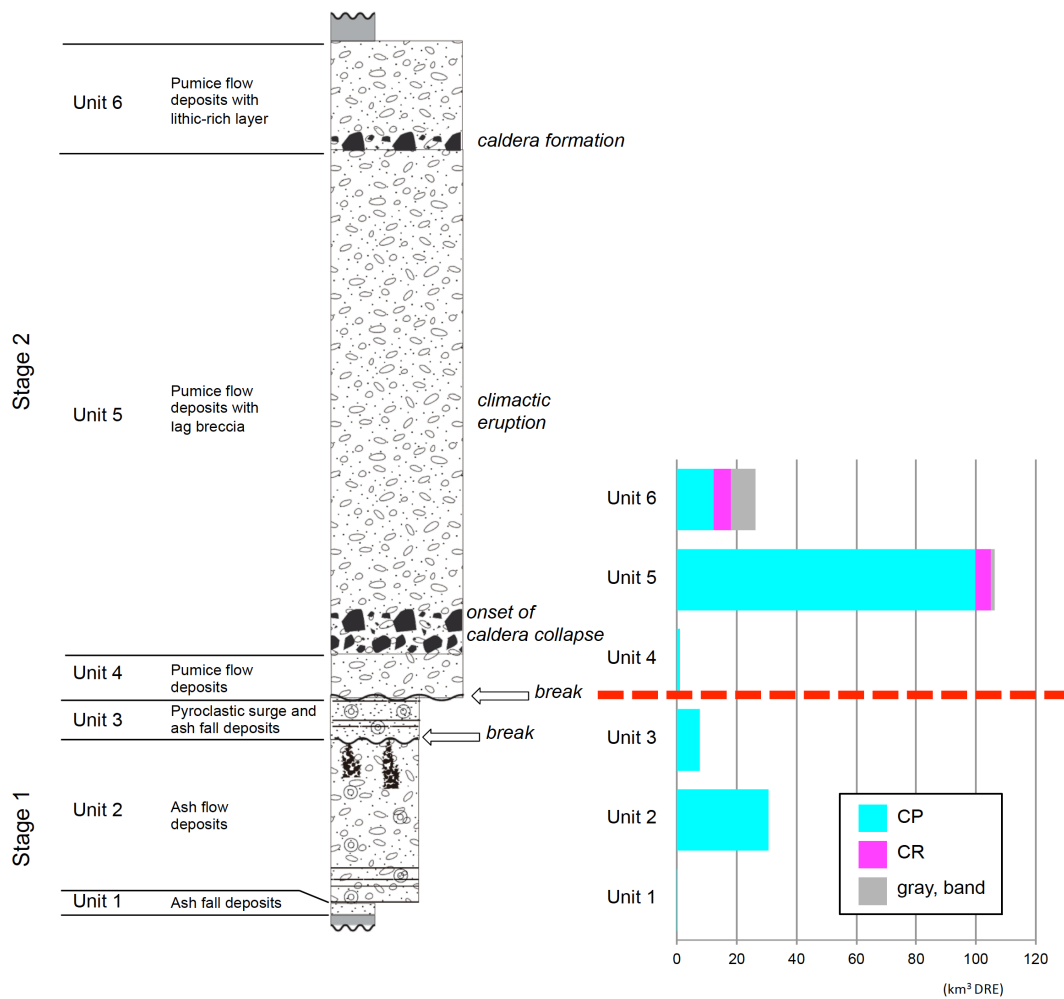


図 2.4-1. 洞爺カルデラ形成噴火の噴火推移

CR タイプは白色～淡黄色の流紋岩質軽石であり、気泡はスポンジ状の形態を示すものが多い (図 3-1-1, 図 3-1-2). 斑晶量は 10～25vol%程度で全体的に高く、全岩組成と斑晶量の間にも明瞭な相関関係は認められない (図 3-1-2, 図 3-1-3). 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 以下の斜方輝石のほかに角閃石、鉄チタン酸化物も認められる。角閃石はカミングトン閃石と普通角閃石からなり、その量比は試料によって様々である。自形～半自形の斑晶鉱物が多いが、斜長石には褐色のメルト包有物が多数認められ、半自形～他形で周縁部に反応縁を持つ石英も認められる (図 3-1-4).

gray,band タイプは、白色部分と灰色部分が多様な割合で混ざっている流紋岩質軽石である (図 3-1-1, 図 3-1-2). 気泡の形態は、白色部分は繊維状、灰色部分はスポンジ状であることが多い。斑晶量 10vol%程度以下で、斜長石、石英のほかに、斜方輝石、単斜輝石、角閃石、鉄チタン酸化物の斑晶鉱物が認められる (図 3-1-3). 角閃石は大部分が普通角閃石で、まれにカミングトナイトを伴う試料もある。自形～半自形の斑晶鉱物が多く、他のタイプに比べて粒径が小さく苦鉄質鉱物の割合が高いのが特徴である。斜長石は褐色のメルト包有物を多数含むものと、清澄なものがあり、明瞭な累帯構造を持つものが多い (図 3-1-4).

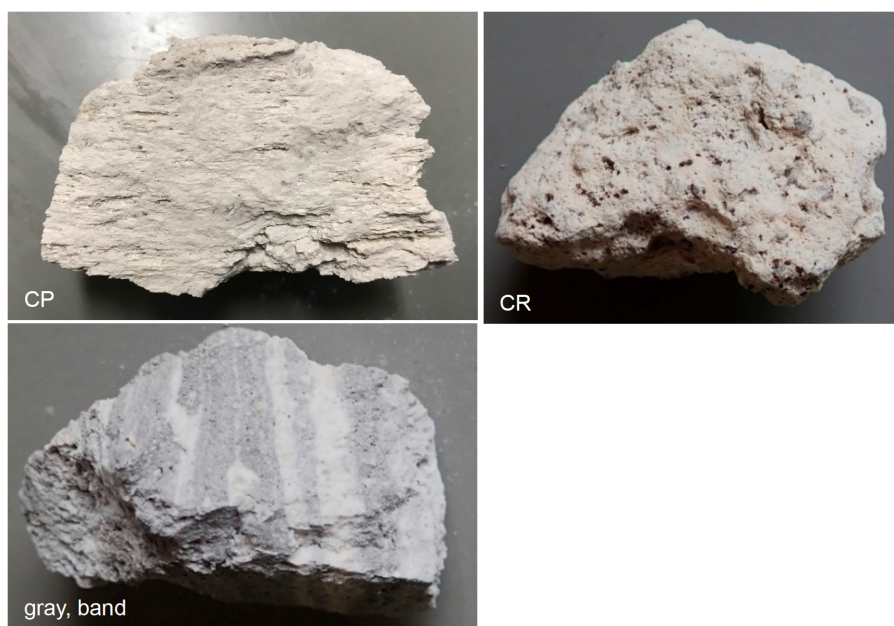


図 2.4-2. 本質物質のタイプ.

andesite タイプは $\text{SiO}_2=62\text{wt}\%$ の灰色の安山岩質軽石であり、斑晶量は $20\text{vol}\%$ 程度である (図 2.4-3). 斑晶鉱物としては、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、鉄チタン酸化物のほか石英もわずかに認められる (図 2.4-4). 自形～半自形の斑晶鉱物が多く、苦鉄質鉱物の割合が高い. 斜長石は褐色のメルト包有物を多数含むものと、清澄なものがあり、いずれも明瞭な累帯構造が認められる (図 2.4-5).

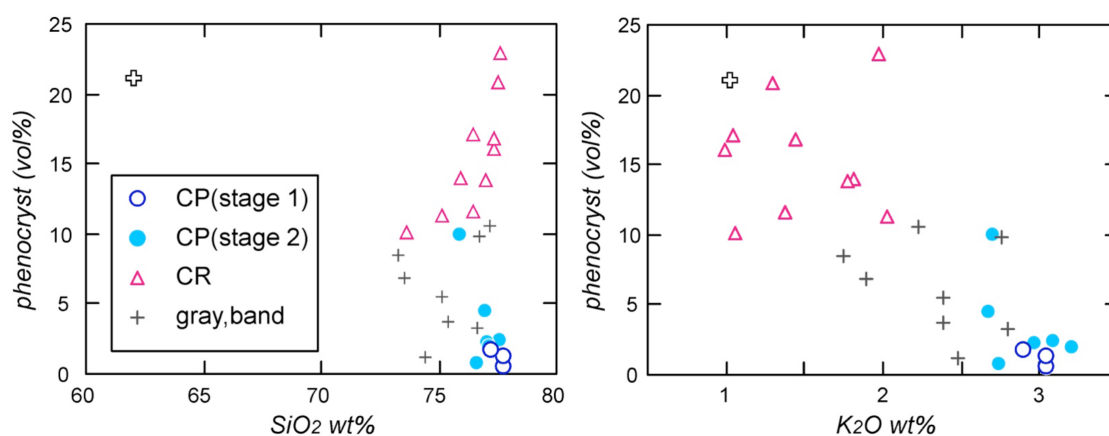


図 2.4-3. 全岩化学組成-斑晶量図.

白抜きの十字は安山岩.

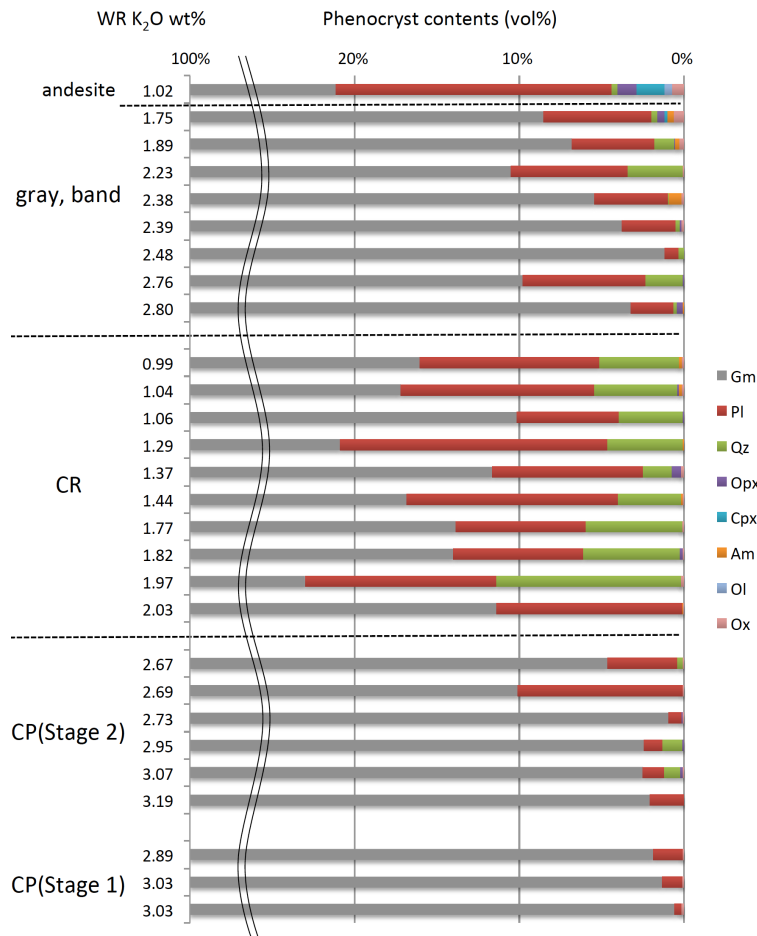


図 2.4-4. 本質タイプごとの斑晶モード組成.

Gm:石基, Pl:斜長石, Qz:石英, Opx:斜方輝石,
Cpx:単斜輝石, Am:角閃石, Ol:かんらん石, Ox:鉄チタン酸化物

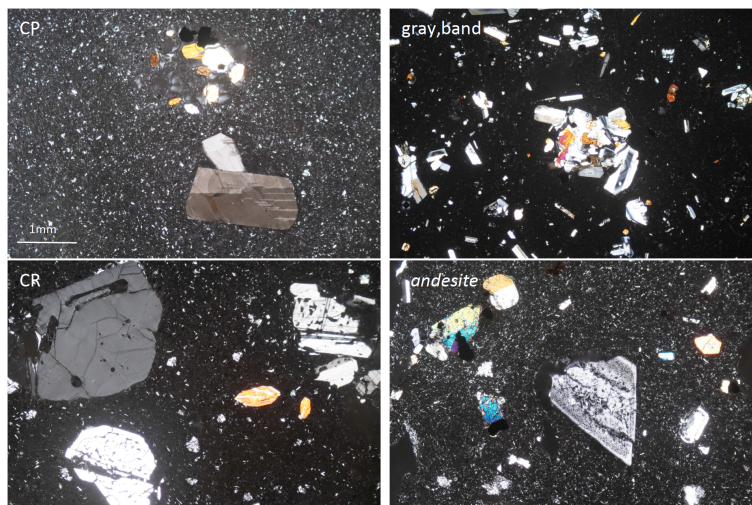


図 2.4-5. 本質タイプごとの薄片写真 (スケールはすべて左上と同じ).

(2) 全岩化学組成

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 試料が $\text{SiO}_2=62\text{wt}\%$ 程度の安山岩である以外は、すべて $\text{SiO}_2=70\text{wt}\%$ 以上の流紋岩である。全体としては、横軸 K_2O の組成図において高 K_2O に収束し低 K_2O で発散するトレンドが認められるが (図 2.4-6)、ハーカー図では $\text{SiO}_2=75\text{wt}\%$ 以上で非常に組成幅が広い (図 2.4-7)。CP タイプは $\text{K}_2\text{O}=2.5\sim 3.5\text{wt}\%$ で高 K_2O に集中しているが、その組成幅はステージごとに異なり、ステージ 1 はいずれの元素でも組成幅が狭いが、ステージ 2 では組成幅が広がる (SiO_2 , Rb, Sr, Ba など)。CR タイプは $\text{K}_2\text{O}=1\sim 2.5\text{wt}\%$ で、 K_2O , Rb, Sr, Y などの組成幅は CP タイプとは重ならない。 K_2O -Ba 図の低 K_2O 側で組成トレンドが少なくとも 2 つに分かれているように見えるほか、同様の傾向は多くのハーカー図の低 SiO_2 側でも認められる。gray,band タイプは、いずれの元素においても最も組成幅が広く、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 MgO, CaO 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、Rb, Y, Zr のハーカー図においても認められ、CR タイプは同じ SiO_2 で微量元素濃度が大きく変化するが、gray,band タイプは SiO_2 と正または負の相関を示す傾向が認められる。また、gray,band タイプは、 K_2O -Ba 図の低 K_2O 側や SiO_2 -Ba 図の低 SiO_2 側で、CR タイプと同様に組成トレンドが 2 つに分かれているように見える。andesite タイプは、compatible 元素では濃度が高く他のタイプとは組成が大きく異なるが、incompatible 元素濃度は K_2O の低い CR タイプや gray,band タイプの流紋岩と同程度である。

微量元素のコンドライト規格化パターンは、いずれの本質タイプも右下がりのトレンドを示すが、その傾きや Eu 異常の程度はタイプによって異なっている (図 2.4-8)。CP タイプは、LREE/HREE が低く、Eu の負異常が最も大きい。ステージ 1 はステージ 2 の中間的な特徴を示す元素が多い。CR タイプは LREE/HREE が最も高く、Eu の負異常は小さく多様で、負異常がほぼ見られない試料や正異常を示す試料も存在する。gray,band タイプは CP タイプに類似した特徴を示すが、LREE/HREE が高く Eu の正異常を示す試料もある。andesite タイプは、希土類元素濃度が全体に低く、LREE/HREE が低く Eu の異常も小さい。

同位体比組成は、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ は本質物質のタイプによらずほぼ一定であるが、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ および $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ は高 K_2O 側と低 K_2O 側で異なる値を示し、全体として下に凸の緩やかな曲線を描く (図 2.4-9)。CP タイプは $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.4039\sim 0.7040$ 程度と高く、ステージ 1 の組成は集中するが、ステージ 2 ではややばらついた組成を示す。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ はいずれも $15.52\sim 15.53$ で、低い値に収束している。一方で CR タイプの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は $0.7038\sim 0.7039$ と低く、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ は $15.525\sim 15.54$ で K_2O の低い試料ほど $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ が高い傾向がある。gray,band タイプの同位体比組成は、高 K_2O 側では CP タイプとほぼ同じで、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は組成幅が広く $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ は組成幅が狭い。一方で gray,band タイプの低 K_2O 側と andesite タイプは、ともに CR タイプと類似した組成を示す。

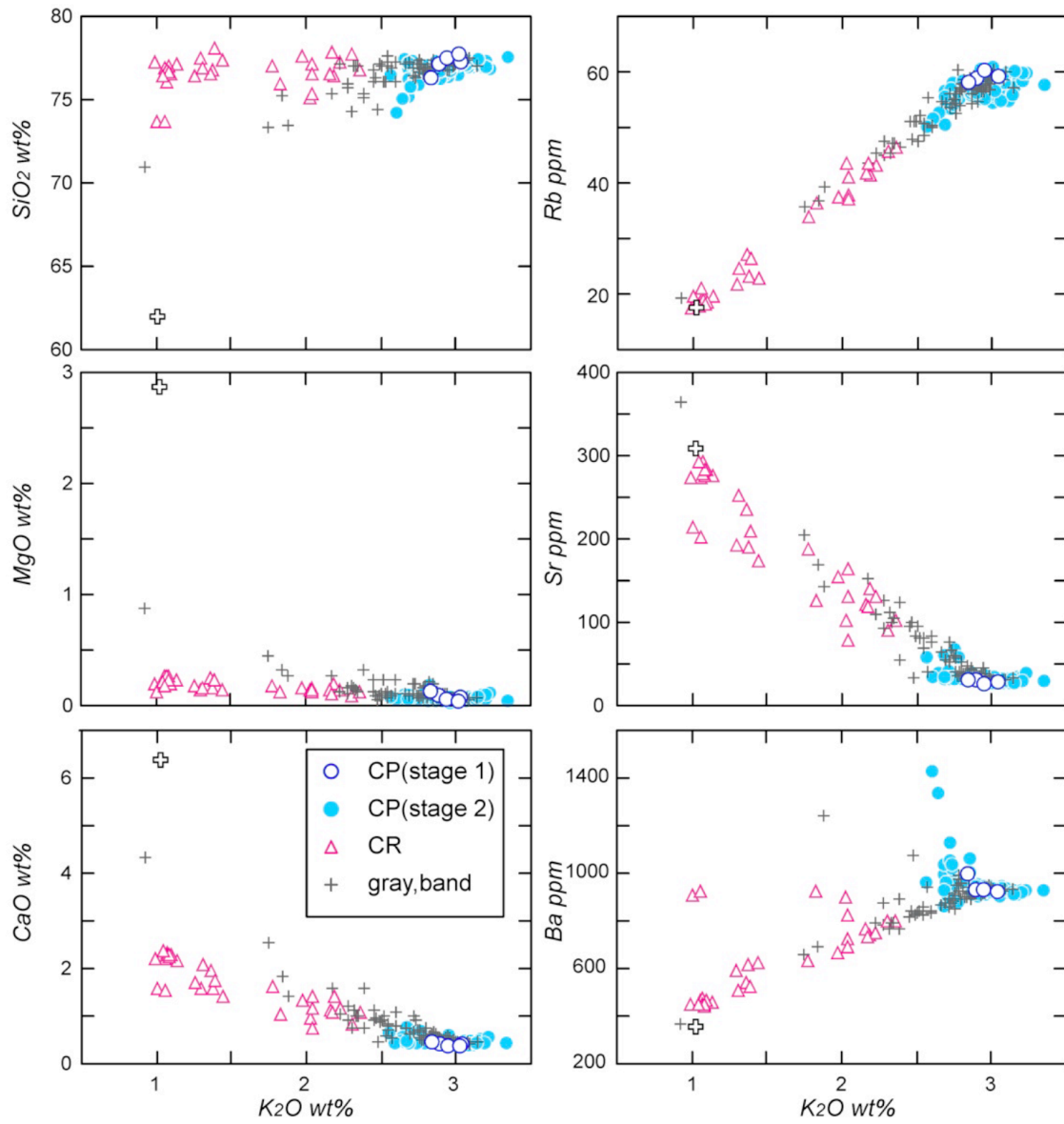


図 2.4-6. K_2O -主要・微量元素組成図 (白抜き十字は, andesite タイプ).

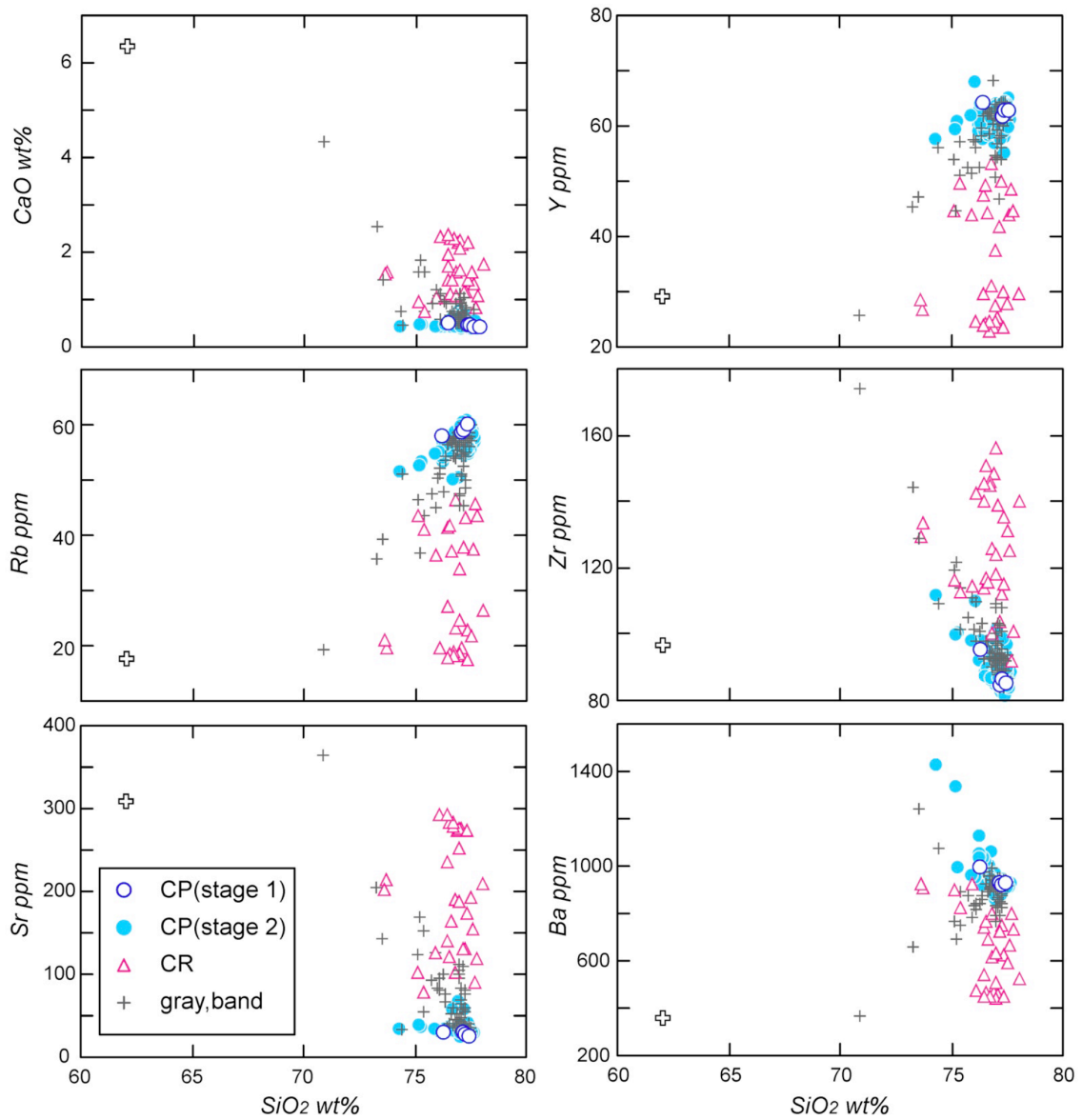


図 3-1-7. SiO₂-主要・微量元素組成図 (白抜きの十字は, andesite タイプ).

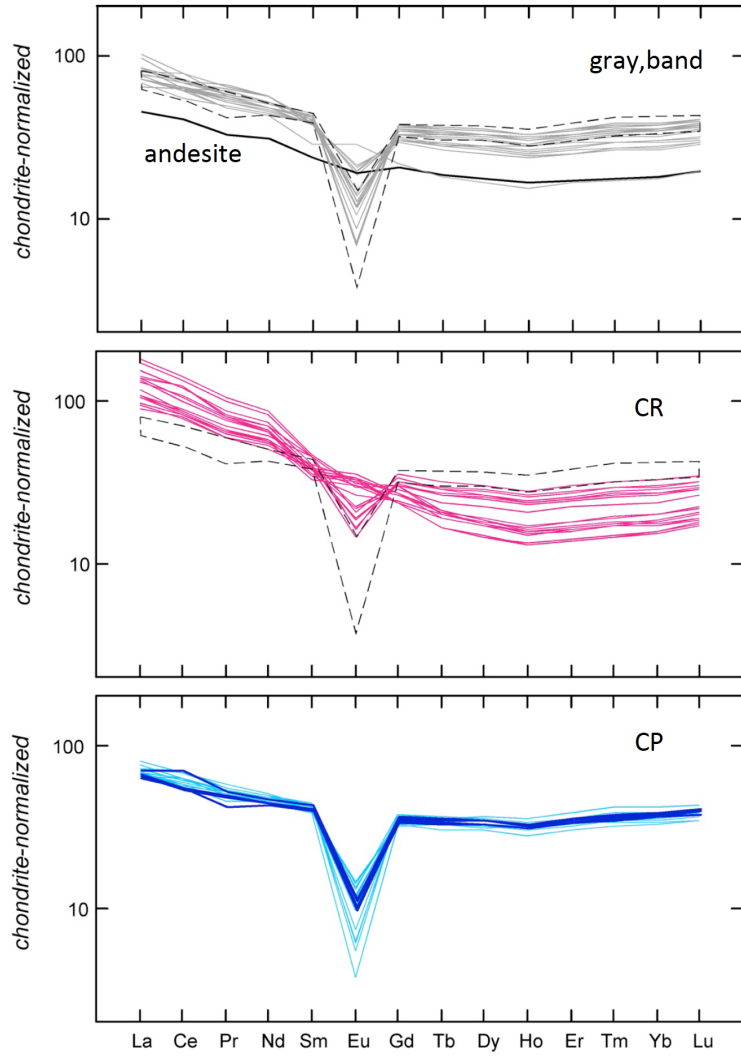


図 3-1-8. 希土類元素組成のコンドライト規格化図.

コンドライト組成は Sun & Mcdonough (1989) を引用.

黒い点線は, CP タイプの組成範囲. 青線はステージ 1, 水色はステージ 2 の CP 組成.

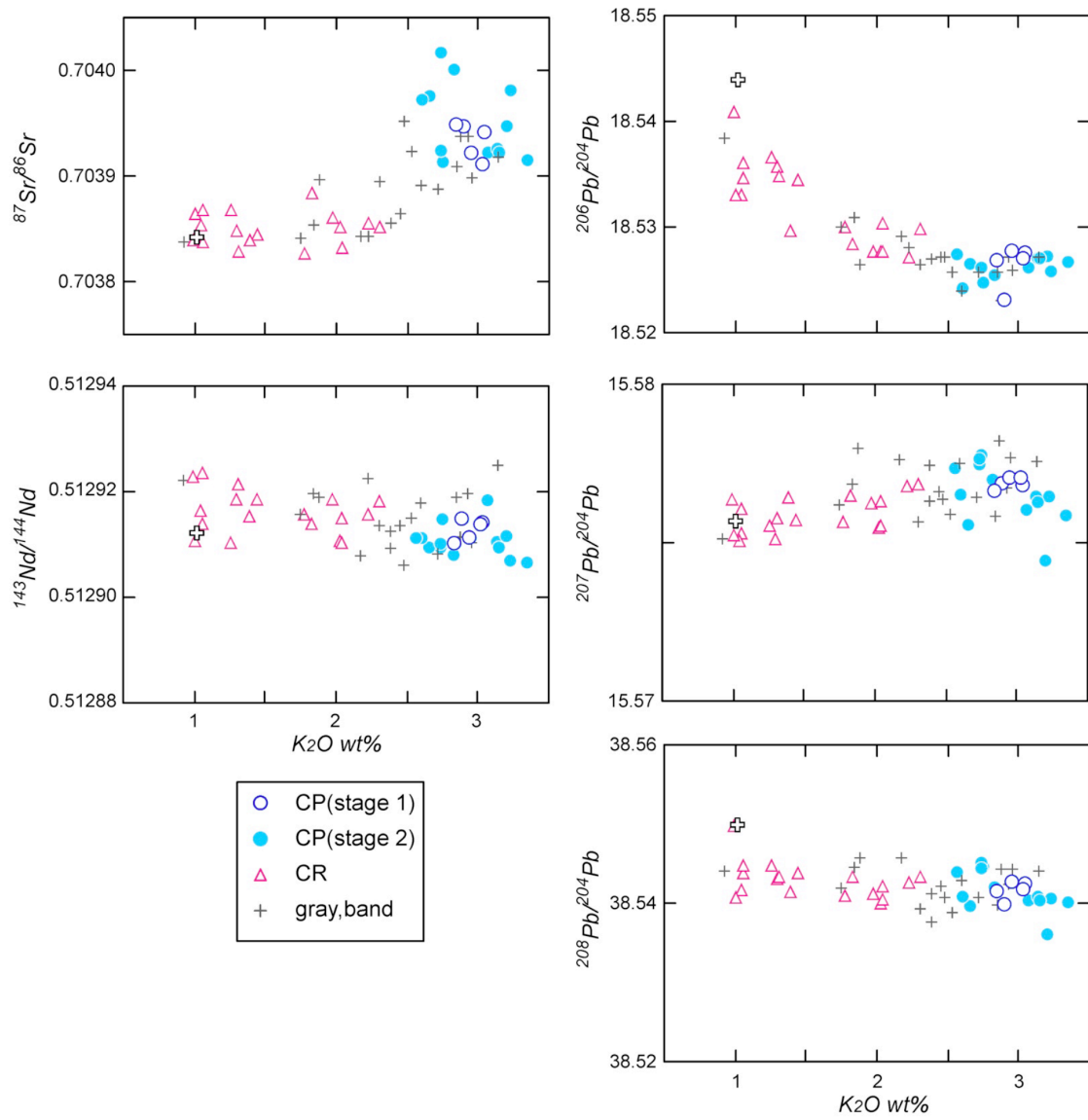


図 2.4-9. K_2O -同位体比組成図 (白抜きの十字は, andesite タイプ).

(3) 鉱物化学組成

洞爺カルデラ形成噴火噴出物の斑晶鉱物組成は同じ本質タイプの中でも多様であるが、タイプごとに共通して存在する斜長石、斜方輝石、磁鉄鉱の組成がそれぞれ異なる（図 2.4-10～図 2.4-13）。

CP タイプは、An=10～20 の斜長石、Mg#=24～30 の斜方輝石、Mg/Mn=0.1～0.3 の磁鉄鉱斑晶によって特徴づけられる（図 2.4-10）。ステージ 1 やステージ 2 の全岩 K₂O が高い試料ではほぼこの組成の斑晶のみでユニモーダルな組成分布を示すが、ステージ 2 の全岩 K₂O が低い試料では、これらに加えて Mg#=30～55 の斜方輝石や Mg/Mn=1.3～1.7 の磁鉄鉱、イルメナイトも認められた。ステージ 1 では大部分の斑晶鉱物は明瞭な累帯構造を示さないが、わずかに逆累帯を示す Mg#=26 以下の斜方輝石も認められる（図 2.4-13）。ステージ 2 ではステージ 1 よりも中心部・周縁部ともに組成幅は広がるが、Mg に富む斜方輝石・磁鉄鉱を含め大部分の斑晶鉱物は明瞭な累帯構造は示さない。

CR タイプは斑晶鉱物の組成幅が広く試料によって組成幅も多様であるが、An=30～40 の斜長石、Mg#=50～60 程度の斜方輝石、Mg/Mn=1～2 の磁鉄鉱およびイルメナイト斑晶は全ての試料に共通して存在する（図 2.4-11）。また全岩 K₂O が最も高い試料を除き Mg#=36～56 のカミングトナイトが認められるほか、試料によっては Mg#=56～66 の普通角閃石を含む。これらの斑晶のほか、CP タイプに認められる An=10～20 の斜長石、Mg#=24～30 の斜方輝石、Mg/Mn=0.1～0.3 の磁鉄鉱斑晶や、An>40 の斜長石および Mg#>60 の斜方輝石や Mg/Mn=2～5 の磁鉄鉱が共存するが、その組み合わせは試料により異なる。CR タイプの斜長石は、An<20 では逆累帯を示すものが多いが、それ以上では正累帯構造を示すものが増加し、An>50 の斜長石は大部分が顕著な正累帯構造を示す（図 2.4-13）。斜方輝石や磁鉄鉱斑晶の大部分は顕著な累帯構造を示さないが、Mg#=60 前後の斜方輝石や Mg/Mn>5 の磁鉄鉱は正累帯構造を示すものが多い。またカミングトナイトは逆累帯構造を示すものが多いが、普通角閃石は明瞭な累帯構造は示さない。

gray, band タイプと andesite タイプは、全岩 K₂O によって斑晶組み合わせも斑晶鉱物の組成も異なるが、いずれの試料にも An=60～80 程度の斜長石、Mg#=60～70 程度の斜方輝石、Mg#=70～75 程度の単斜輝石、Mg/Mn=3～5 の磁鉄鉱斑晶が認められる（図 2.1-12）。また、CP タイプに認められる An=10～20 の斜長石、Mg#=24～30 の斜方輝石、Mg/Mn=0.1～0.3 の磁鉄鉱斑晶のいずれかが共存しているのが特徴で、全岩 K₂O=2.59 と最も高い試料ではこのタイプの量比が高い。そのほか、gray, band タイプには Mg#=62～68 の普通角閃石が、andesite タイプには Fo=71～74 のかんらん石斑晶と Mg/Mn=7～25 の磁鉄鉱斑晶が認められる。gray, band タイプ、andesite タイプともに、An>50 の斜長石、Mg#=70 前後の斜方輝石、Mg#>70 の単斜輝石、Mg/Mn>5 の磁鉄鉱が顕著な正累帯構造を示す。逆累帯構造を示す斑晶もわずかに認められるが、CP タイプに認められる An=10～20 の斜長石、Mg#=24～30 の斜方輝石、Mg/Mn=0.1～0.3 の磁鉄鉱斑晶はほとんど累帯構造を示さない（図 2.4-13）。

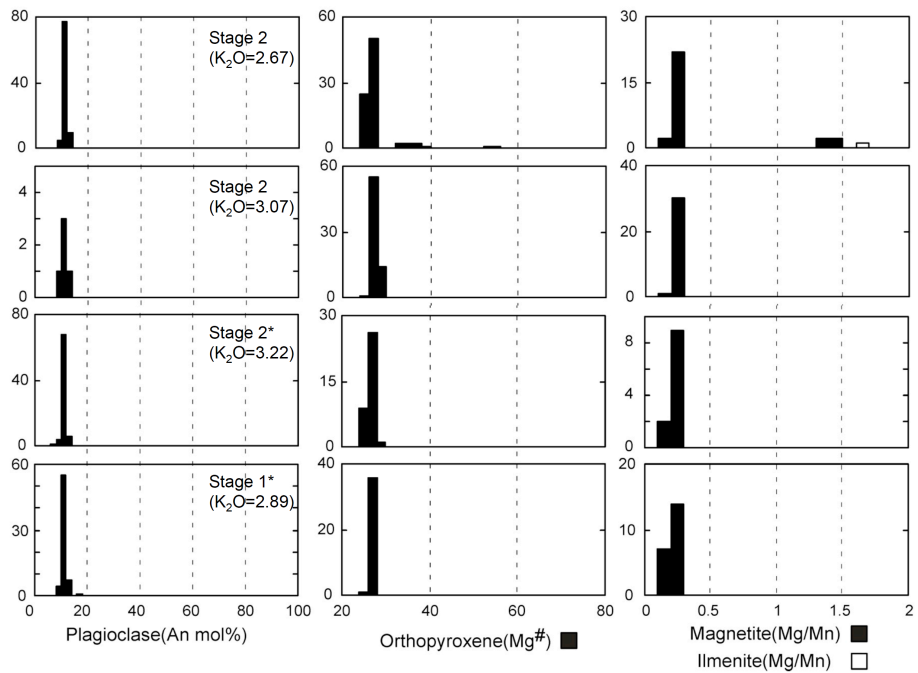


図 2.4-10. CP タイプの斑晶鉱物組成 (*は複数粒子を処理した試料).

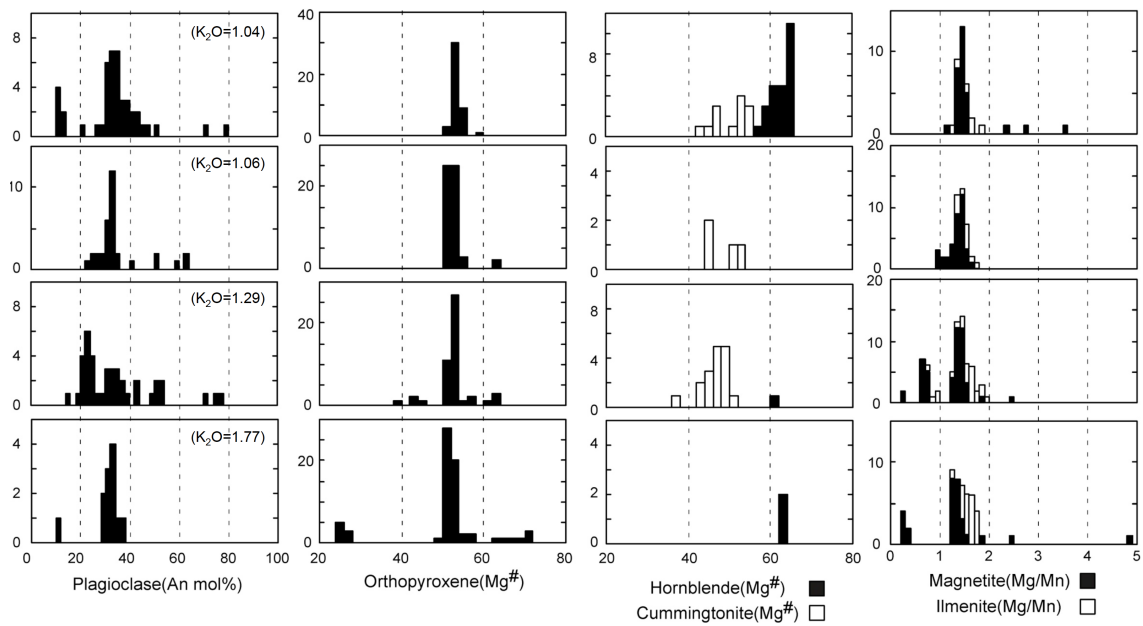


図 2.4-11. CR タイプの斑晶鉱物組成.

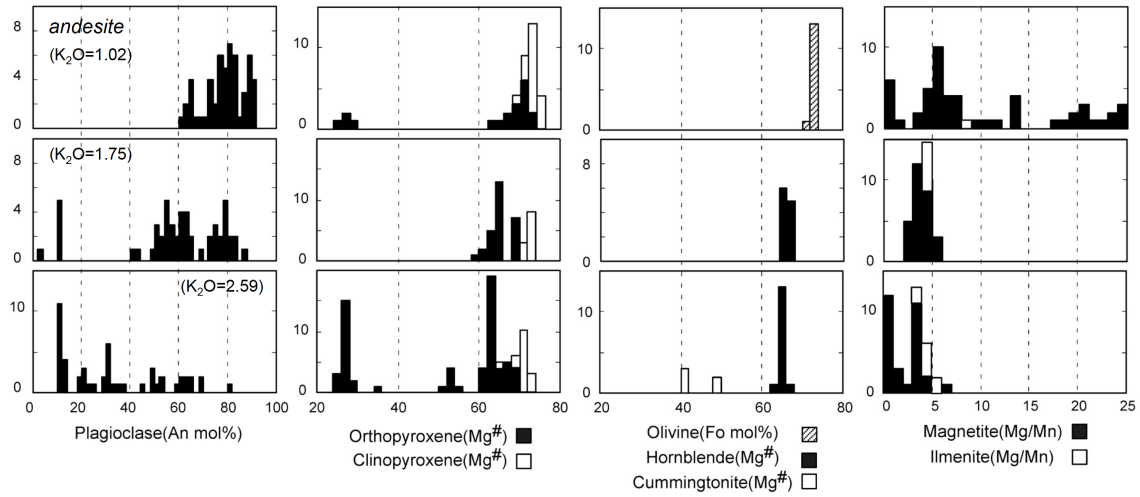


図 2.4-12. gray, band タイプおよび andesite タイプの斑晶鉱物組成.

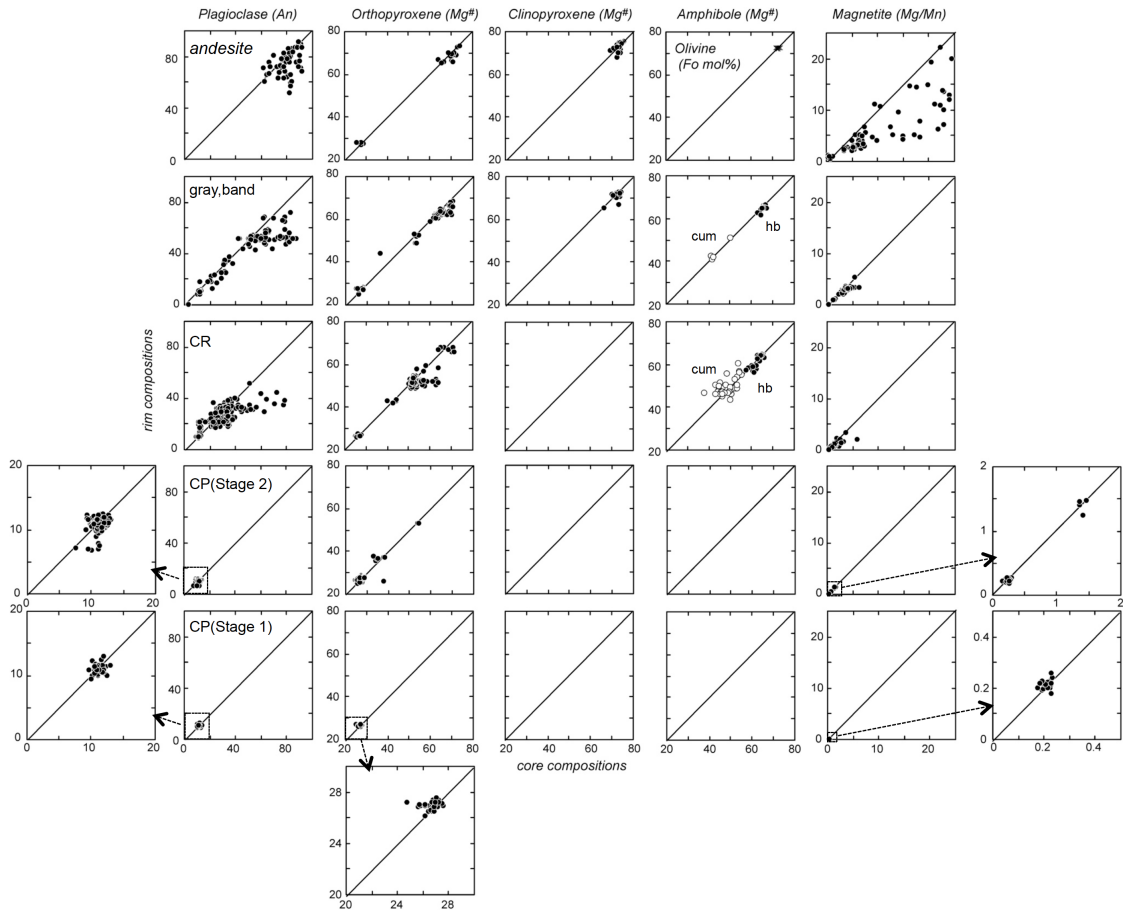


図 2.4-13. 本質タイプごとの斑晶鉱物中心部・周縁部組成.

2.4-2. マグマタイプ

洞爺カルデラ形成噴火噴出物の本質物質 (CP タイプ, CR タイプ, gray, band タイプ, andesite タイプ) は, 斑晶量や斑晶組み合わせ, 全岩化学組成, 鉱物化学組成など多様であり, CP タイプを除けば斑晶中心部組成の組成幅が広くマグマ混合の影響を受けていたと考えられる (図 2.4-10 ~ 図 2.4-12). しかしながら, 全岩化学組成図においてタイプごとの明瞭な直線トレンドは認められず (図 2.4-6, 図 2.4-7), それぞれ単純な 2 端成分マグマ混合ではないと考えられる. そこで, 本研究では洞爺カルデラ形成噴火噴出物が多様な苦鉄質鉱物を含むことに注目して, それらの集合斑晶組み合わせから噴火に関与したマグマタイプを推定した (図 2.4-14 ~ 図 2.4-15). 以降, 斜長石を Pl, $Mg\#=24-30$ の斜方輝石を Eu, $Mg\#>30$ の斜方輝石を Opx, 単斜輝石を Cpx, 角閃石のうちカミングトナイトを Cum, 普通角閃石を Hb, かんらん石を Ol, 磁鉄鉱を Mt, イルメナイトを Il, 石英を Qz と表記する (図 2.4-14).

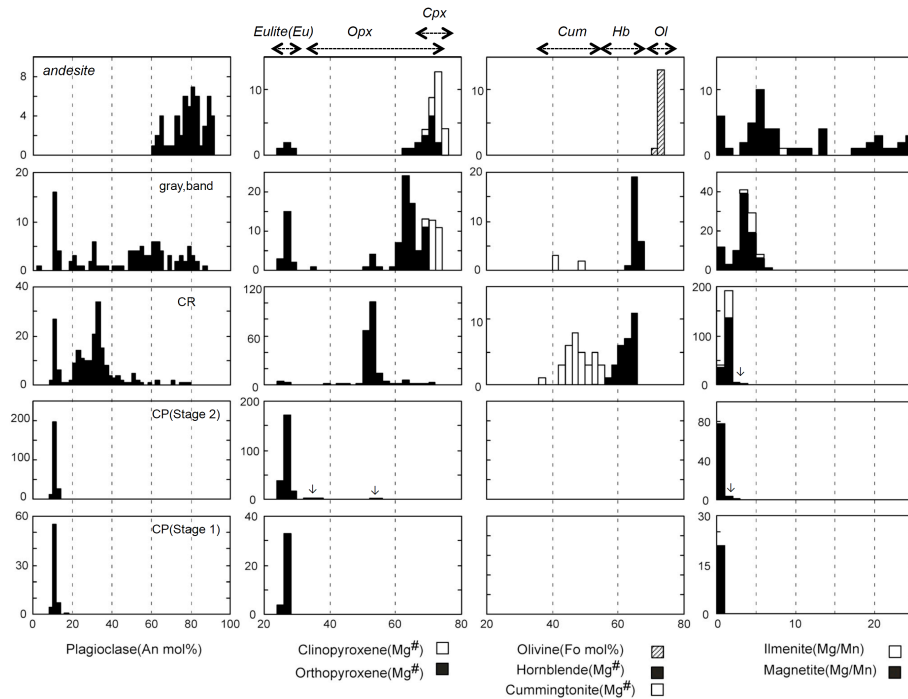


図 2.4-14. 本質タイプごとの斑晶中心部組成.

図 3-2-2 は, Mt と集斑晶を形成する鉱物組み合わせとその組成関係を示した図である. これによると, Mt の Mg/Mn が上昇するにつれて, 苦鉄質鉱物の組み合わせが Eu, Il+Opx+Cum, Il+Opx+Hb, Il+Opx+Cpx, Opx+Cpx+Ol, Cpx+Ol と変化していくことが読み取れる. そこで, 本質タイプごとに集斑晶組み合わせを調べていくと, 全体としては 6 種類の集斑晶が識別できた (図 3-2-3). CP タイプには Eu で特徴づけられる CP-Eu のみであったが, CR タイプには Opx で特徴づけられる CR-Opx が主体で, その他に Cum で特徴づけられる CR-Cum および CP-Eu が少量認められた. また, gray, band タイプには Opx と Cpx で特徴づけられる CR-2Px が主体でその他に Hb で特徴づけられる CR-Hb が, andesite タイプには Ol と Cpx で特徴づけられる

M-OI と Opx と Cpx で特徴づけられる CR-2Px がほとんどで、その他に CP-Eu を少量伴っている。

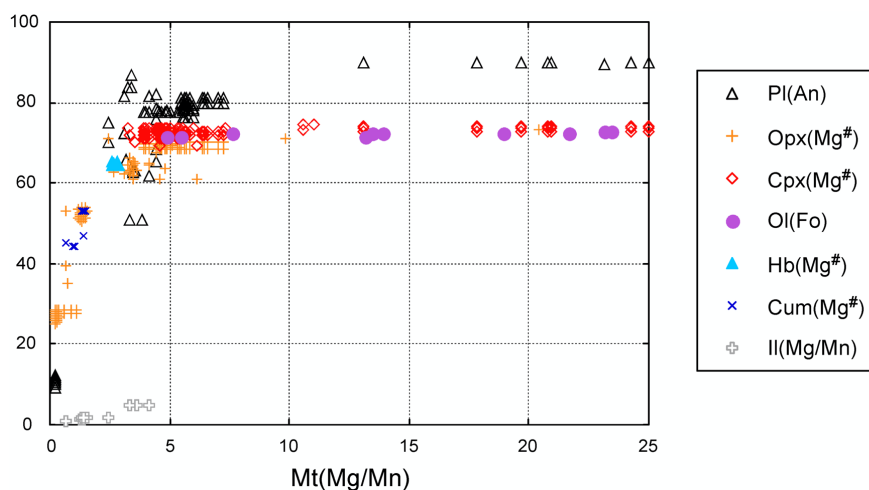


図 2.4-15. 磁鉄鉱 (Mt) と集斑晶を形成する鉱物組み合わせとその組成関係.

	magma type	Pl	Opx	Cpx	Hb	Cum	Ol	Mt	Il	Qz
		An mol%	Mg#	Mg#	Mg#	Mg#	Fo mol%	Mg/Mn	Mg/Mn	
CP	CP-Eu	9-12	26-29	-	-	-	-	0.2-0.3	-	(+)
CR	CR-Opx	34-38(41)	50-58	-	(59-61)	-	-	1.2-1.6	1.2-2.0	(+)
	CR-Cum	-	(40)	-	-	44-47	-	0.7-1.1	0.7-0.9	
	=CP-Eu	-	25-27	-	-	-	-	0.2-0.4	-	
gray,band	CR-2Px	51-84	62-70	70-74	-	-	-	3.1-5.4	4.0-4.9	
	CR-Hb	-	-	-	65	-	-	2.7-2.8	-	
andesite	M-OI	89 (90-91)	-	(73-74.5)	-	-	72-73	4.9-23.5 (3.3-25.0)	-	
	=CR-2Px	80-81	66-70	72-73.4	-	-	-	3.4-7.3	-	
	=CP-Eu	-	28-29	-	-	-	-	0.4-1.1	-	

図 2.4-16. 本質タイプごとの集斑晶組み合わせ.

括弧は直接集斑晶を形成していないもの (磁鉄鉱の組成などから推定).

2.4-3. マグマ供給系の構造と混合関係

本研究ではカルデラ形成噴火のマグマシステムを、斑晶に乏しい主珩長質マグマ (CP-Eu), 斑晶に富む副珩長質マグマ (CR-Opx, CR-Cum, CR-2Px, CR-Hb), 苦鉄質マグマ (M-Ol) の3つに分類した (図 2.4-17~図 2.4-19).

主珩長質マグマ (CP-Eu) は, ユーライト (Eu) によって特徴づけられるマグマで斑晶量は 5vol% 以下である. ステージ1では CP タイプは CP-Eu のみからなり全岩化学組成幅も狭いのに対して, ステージ2では全岩化学組成幅がステージ1よりも広く, 全岩 K₂O の低い試料では CP-Eu のほかに Mg に富む斜方輝石や磁鉄鉱・イルメナイトが認められる (図 2.4-17). このことは, ステージ2の CP タイプがマグマ混合の影響を受けていることを示唆しており, 本研究では, 混合の影響が認められないステージ1の CP タイプを主珩長質マグマ (CP-Eu) として定義した.

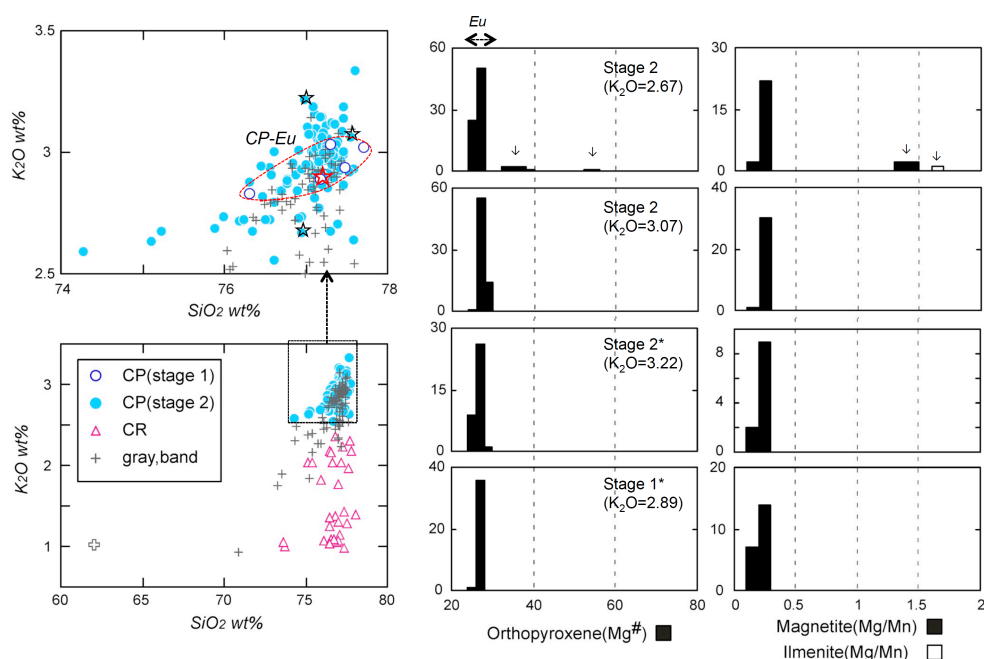


図 2.4-17. 主珩長質マグマ (CP-Eu) の特徴.

☆は EPMA 分析試料. 赤の点線および赤の☆がステージ1の組成.

副珩長質マグマは非常に多様で, CR-Opx, CR-Cum, CR-2Px, CR-Hb が認められた. CR タイプでは CR-Opx, CR-Cum が CP-Eu と, gray.band タイプでは CR-2Px, CR-Hb が CP-Eu が混合することによって全岩化学組成の多様性が生じたと考えられる (図 2.4-18). 混合後のマグマは, 大部分が斑晶量 10-25vol%程度である. andesite タイプでは, 苦鉄質マグマ (M-Ol) と副珩長質マグマの CR-2Px が CP-Eu と混合していると考えられ斑晶量は 25vol%程度であり, CR-2Px は gray.band タイプと andsite タイプの両方に存在している.

これらをステージごとにみると, ステージ1では主珩長質マグマの CP-Eu が単独で噴出していたが, ステージ2では多様な副珩長質マグマと主珩長質マグマ, また副珩長質マグマ同士が混

合して噴出しており、さらに苦鉄質マグマもこれらの珪長質マグマに貫入していたと考えられる (図 2.4-19).

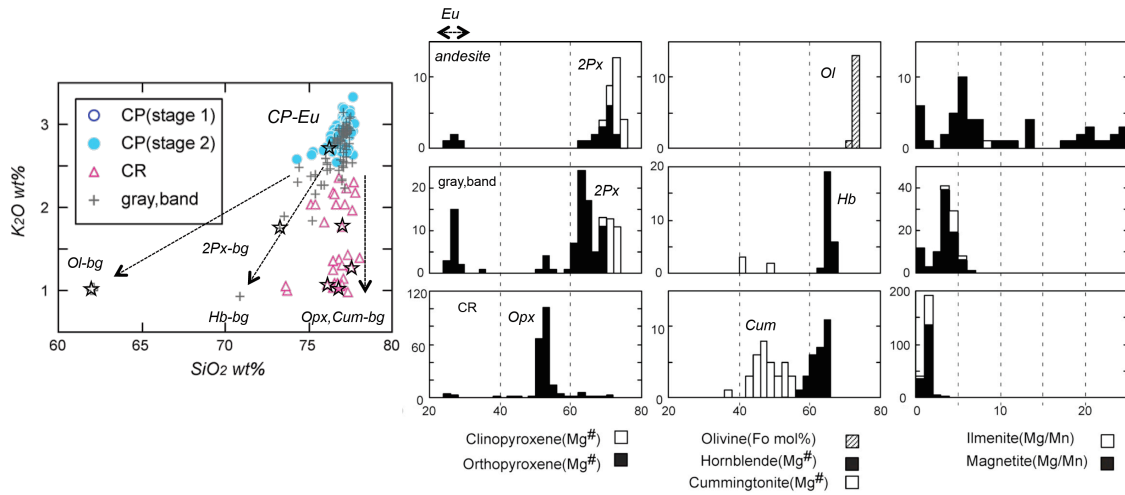


図 2.4-18. 副珪長質マグマおよび苦鉄質マグマの特徴と混合関係.

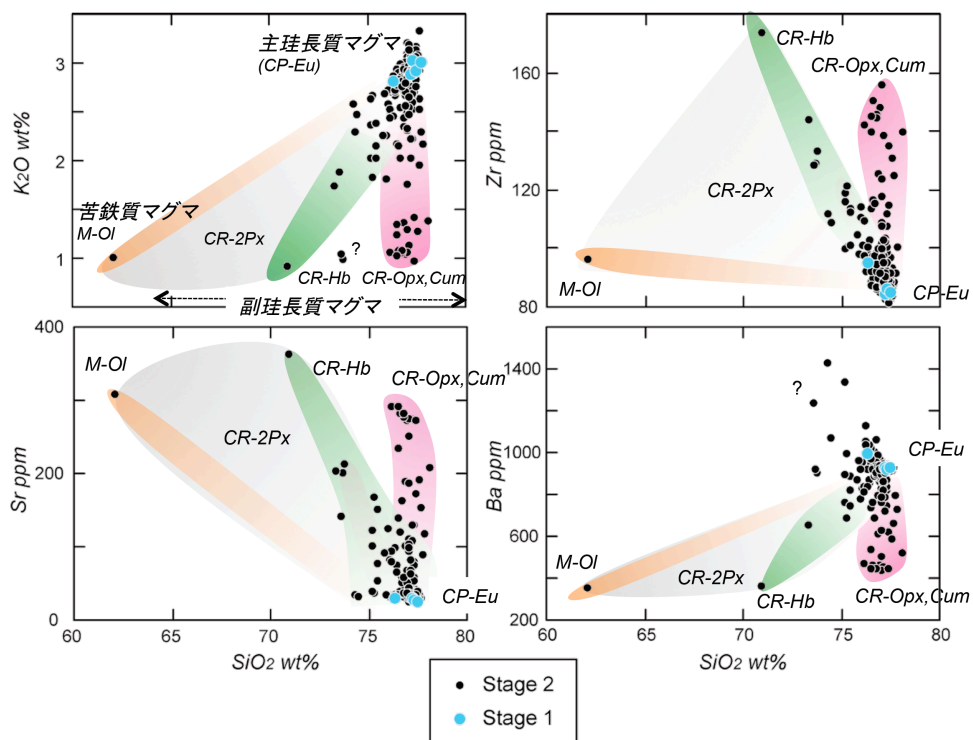


図 2.4-19. ステージ 2 におけるマグマの混合関係.

2.4-4. マグマの成因関係

洞爺カルデラ形成噴火のマグマシステム（主珪長質マグマ、副珪長質マグマ、苦鉄質マグマ）のうち、主珪長質マグマと副珪長質マグマ・苦鉄質マグマとは同位体比が異なっており、主珪長質マグマで Sr 同位体比が高く、 ^{206}Pb 同位体比が低い（図 2.4-20）。また、副珪長質マグマは苦鉄質マグマよりも、 ^{206}Pb 同位体比がやや低い。大規模珪長質マグマの主な成因としては、苦鉄質マグマからの結晶分別作用（Miyagi et al., 2012; Parker et al., 2012）や地殻物質の部分溶融（Hildreth & Wilson, 2007; Streck & Grunder, 2008; Deering et al., 2011）があるが、同位体比の違いから、洞爺カルデラ形成噴火の主珪長質マグマと副珪長質マグマを苦鉄質マグマからの結晶分別作用で生成することは不可能であり、地殻物質などの部分溶融によって生成された可能性が高い。またステージ2の CP タイプの Sr 同位体比組成幅や、副珪長質マグマの ^{206}Pb 同位体比組成幅が広いことから、マグマ周辺の地殻物質やそれぞれの起源物質が同位体的に不均質であったと考えられる。このように、それぞれに組成幅を持つマグマ同士が混合することによって、La/Yb, Sr 同位体比, ^{206}Pb 同位体比の組成変化が生じたと考えられる。

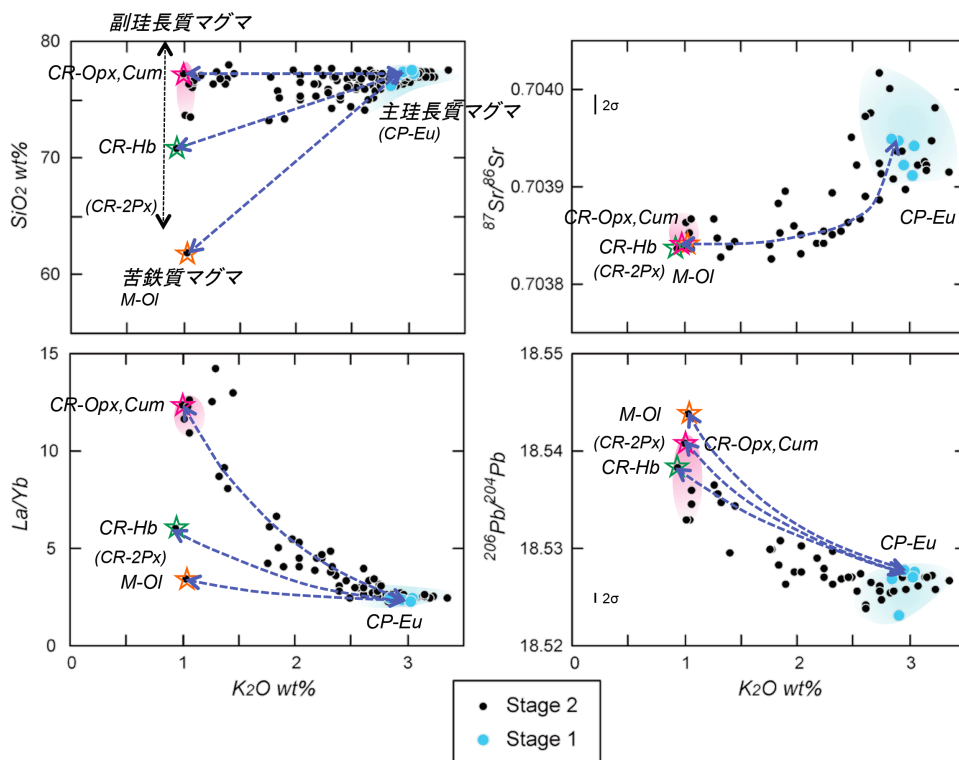


図 2.4-20. マグマの成因関係。

星印は副珪長質マグマおよび苦鉄質マグマの最も K_2O に乏しい組成。

CR-Opx と CR-Cum は 1 点とピンクの範囲で代表させた。CR-2Px は不明（CR-Hb と M-OI の中間領域）。水色の範囲はステージ2の CP タイプの組成範囲。青線はマグマ混合による組成変化。

2.4-5. マグマの温度・圧力

各マグマの温度および圧力を見積もるために、集斑晶組み合わせおよびその組成から (図 2.4-16), 地質温度圧力計を用いてマグマの温度・圧力条件を見積もった. また主珪長質マグマについてはマグマ溜まり深度を推定することを目的としてメルト包有物の揮発性成分の分析を行ったほか (図 2.4-21), 副珪長質マグマの CR-Opx,Cum とともに Rhyolite-MELTS による相平衡モデル計算を実施した (図 2.4-22). 得られた温度・圧力をまとめた図を図 2.4-23 に示す.

メルト包有物の揮発性成分分析は, ステージ2の CP タイプ軽石を鉄乳鉢で軽く砕いて石英斑晶を取り出し, メルト包有物を含むように斑晶の両面研磨薄片を作製して行った. 顕微 FT-IR を用いて透過赤外分光分析を行い, H₂O 分子 (5250 cm⁻¹), OH 基 (4500 cm⁻¹), CO₂ 分子 (2350 cm⁻¹) の吸光度を測定した. 吸光度とランベルトベール則から, H₂O (H₂O 分子+OH) と CO₂ 分子の濃度を計算した. 分析した斑晶粒子の個数は 7 個, メルト包有物の数は 11 個である. その結果, メルト包有物はすべて透明度が高く新鮮であり, 二次的な結晶化や変質を蒙っていなかった (図 2.4-21). トータルの H₂O 濃度 (H₂O 分子+OH) は 0.6~5.4 wt% であった. CO₂ 分子の濃度は, 1 つのメルト包有物のみ 35 ppm であり, それ以外は 0 (検出限界以下) であった. 図 2.4-21 から, 最高飽和圧力はおおよそ 150 MPa と読み取ることができる. メルト包有物に含まれる揮発性成分は, 噴火時に斑晶からリークし, 濃度が低下することがある. ここでは最高圧力の 150 MPa を仮にマグマ溜まりの圧力とする. 地殻構成物質およびマグマの平均密度を 2400 kg m⁻³ とすると, 150 MPa に相当する深さは 6.4 km となる.

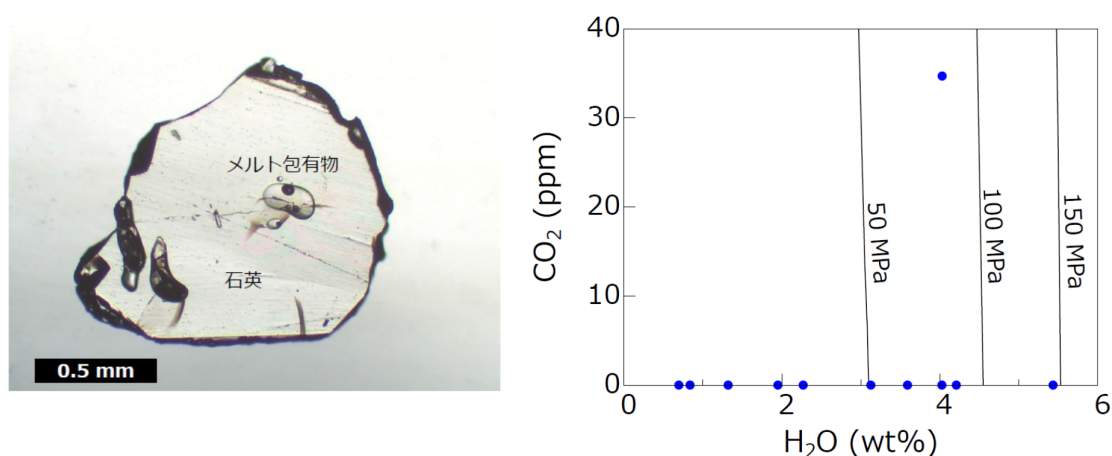


図 2.4-21. 石英斑晶中のメルト包有物と H₂O と CO₂ の濃度分析結果.
等圧線は Duan (2014) の溶解度モデルにより計算.

メルト包有物分析の結果からカルデラ形成噴火の珪長質マグマの含水量を 6wt%と仮定して、CP-Eu と CR-Opx, Cum について Rhyolite-MELTS による相平衡モデル計算を行い、それぞれの斑晶組み合わせおよび斑晶量を最も良く再現できる条件を検討した (図 2.4-22)。その結果、CP-Eu では正長石 (Orthoclase) がなく斑晶量が 5%以下に近い温度 750°C前後かつ圧力 1.5~3kbar 程度となった。一方、CR-Opx, Cum は、MELTS によると Opx と Cum は平衡共存せず低温になると Opx に替わって Cum が晶出し始める。この結果は CR-Opx と CR-Cum 中の Mt-II 温度計の結果とも一致しており (図 2.4-23)、温度 730~780°C程度、圧力 2~3kbar 程度が妥当であると考えられる。

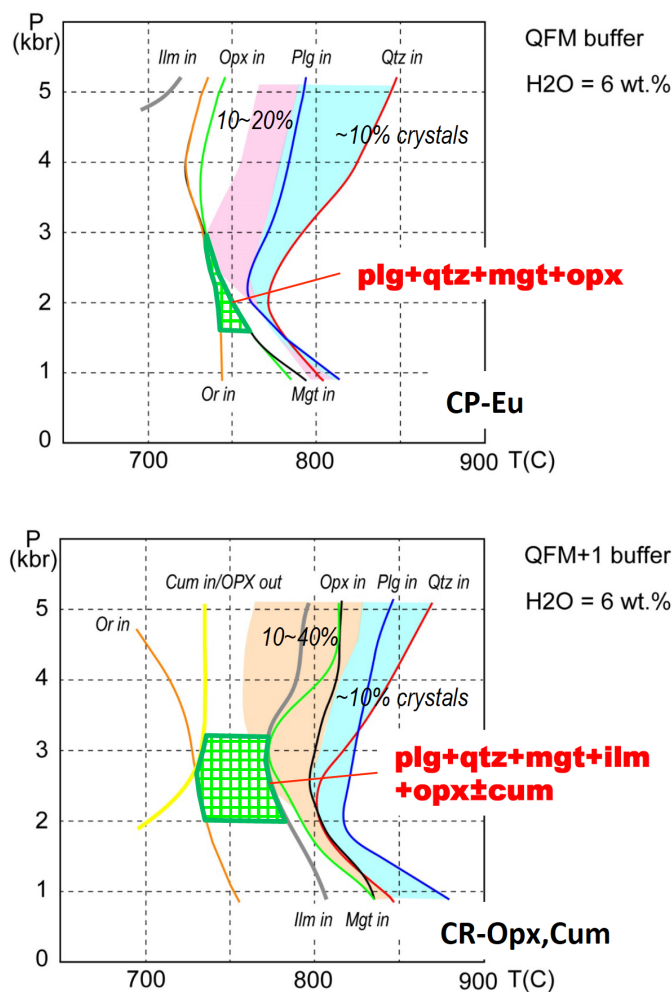


図 2.4-22. Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012a) による相平衡モデル計算結果。

揮発性成分分析によって求められた最大含水量から $H_2O=6wt\%$ と仮定。

酸素分圧は $NNO\sim QFM+2$ で計算し、CP-Eu および CR-Cum の斑晶組み合わせおよび斑晶量を最も良く再現できる条件を黄緑のハッチで示した。

これらを総合すると、各マグマの温度は主珧長質マグマの CP-Eu では 750°C前後、副珧長質マグマでは 740°C~970°C程度で、CR-Cum, CR-Opx, CR-Hb, CR-2Px の順に高くなっており (図 2.4-23), これらの傾向は各マグマの磁鉄鉱 Mg/Mn が次第に上昇することと整合的である (図 2.4-23). この傾向から考えると、苦鉄質マグマの M-Ol は CR-2Px よりもさらに高温であると推測される. 一方でマグマの深度は、主珧長質マグマの CP-Eu と副珧長質マグマのうち CP-Cum, CP-Opx, CR-Hb は 1.5~3kbar 程度でほぼ同様の値を示すが、CR-2px では 3~6bar と深いことが明らかになった (図 2.4-23).

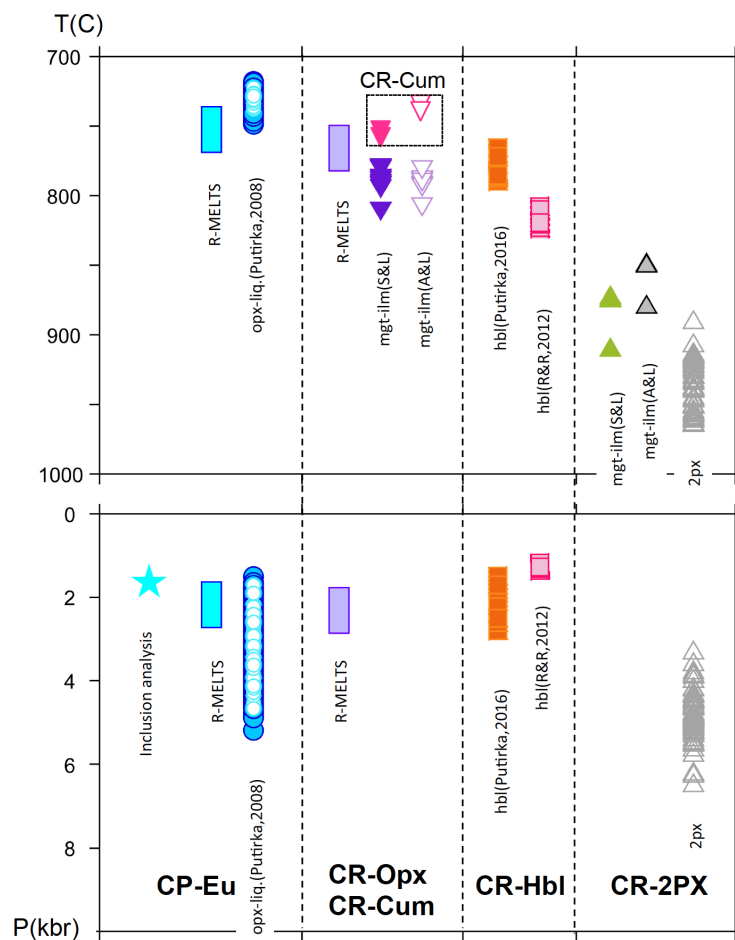


図 2.4-23. 地質温度圧力計および熱力学モデルより推定された各マグマの温度圧力条件.
R-Melts: Gualda et al. (2012a). opx-liq.: Putirka (2008). mgt-ilmenite: Spencer & Lindsley (1981),
Anderson & Lindsley (1988). hbl: Putirka (2016), Ridolfi & Renzulli (2012). 2px: Putirka
(2008).

2.4-6. マグマ供給系のモデル

洞爺カルデラ形成噴火では、斑晶に乏しい主珪長質マグマ (CP-Eu) と斑晶に富む副珪長質マグマ (CR-Cum, CR-Opx, CR-Hb, CR-2Px), および苦鉄質マグマ (M-OI) が噴出しており, これらのうち CP-Eu, CR-Cum, CR-Opx, CR-Hb はほぼ同じ深度に, CR-2Px と M-OI はより高温で深部に存在していたと考えられる (図 2.4-23, 図 2.4-24). また, メルトに富む CP-Eu は斑晶に富むマッシュ状のマグマ群に比べて Sr 同位体比が高く, ^{206}Pb 同位体比が低いことから (図 2.4-20), 両者は同位体比の異なる起源物質に由来する可能性が高い.

カルデラ形成噴火は, 小規模なマグマ水蒸気噴火で始まりほどなく火砕流噴火に移行, その後噴火の規模を減じたがこの間は浅部のメルトに富む CP-Eu のみが噴出していた (図 2.4-25, ステージ 1). その後一旦噴火は収まって時間間隙があったと考えられるが, 深部からの苦鉄質マグマの貫入によってより浅部のマッシュ状副珪長質マグマも活動に関与し始め噴火が再開, 火道が一気に拡大して大規模火砕流噴火を発生しつつ, 陥没が始まった (ステージ 2). この噴火によって浅部の CP-Eu がほぼ消費されたために, マグマ溜まりが崩壊してカルデラを形成, マッシュ状の副珪長質マグマや苦鉄質マグマが強制的に排出されたと考えられる.

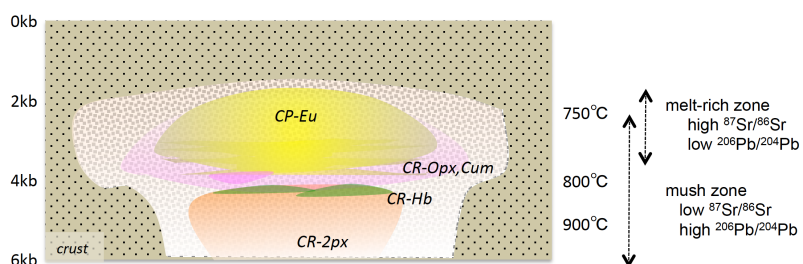


図 2.4-24. マグマ供給系の構造.

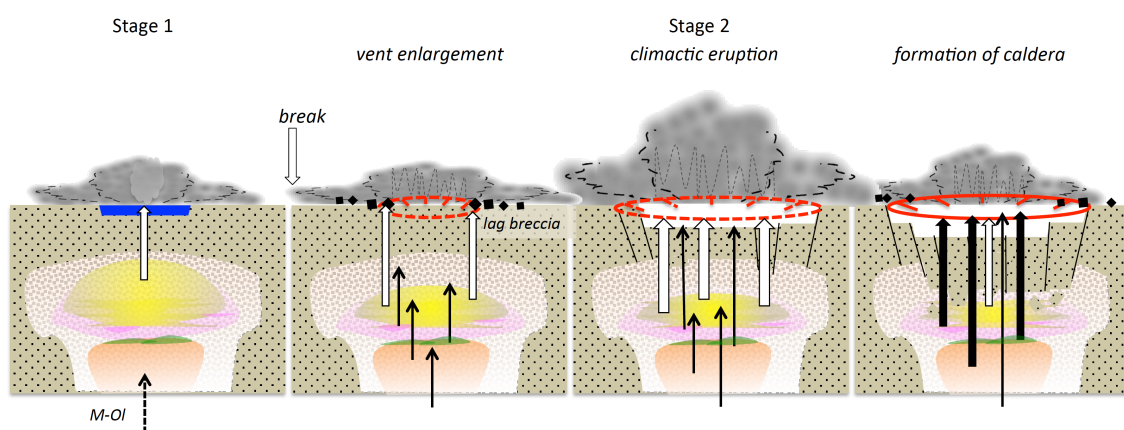


図 2.4-25. 噴火推移のモデル図.

2.4-7. マグマ集積および噴火の時間スケール

大規模カルデラ噴火におけるマグマプロセスの時間スケールについては様々な手法で推定されているが（例えば図 2.4-26）、マグマの集積や噴火直前の時間スケールの推定は主に斑晶鉱物の累帯構造を解析することによって行われている（Charlier et al., 2007; Wark et al., 2007; Druitt et al., 2012; Gualda et al., 2012b; Matthews et al., 2012; Allan et al., 2013; Chamberlain et al., 2014; Till et al., 2015; Barker et al., 2016; Gualda & Sutton, 2016; Cooper et al., 2017; Matsumoto et al., 2018; Jollands et al., 2020）.

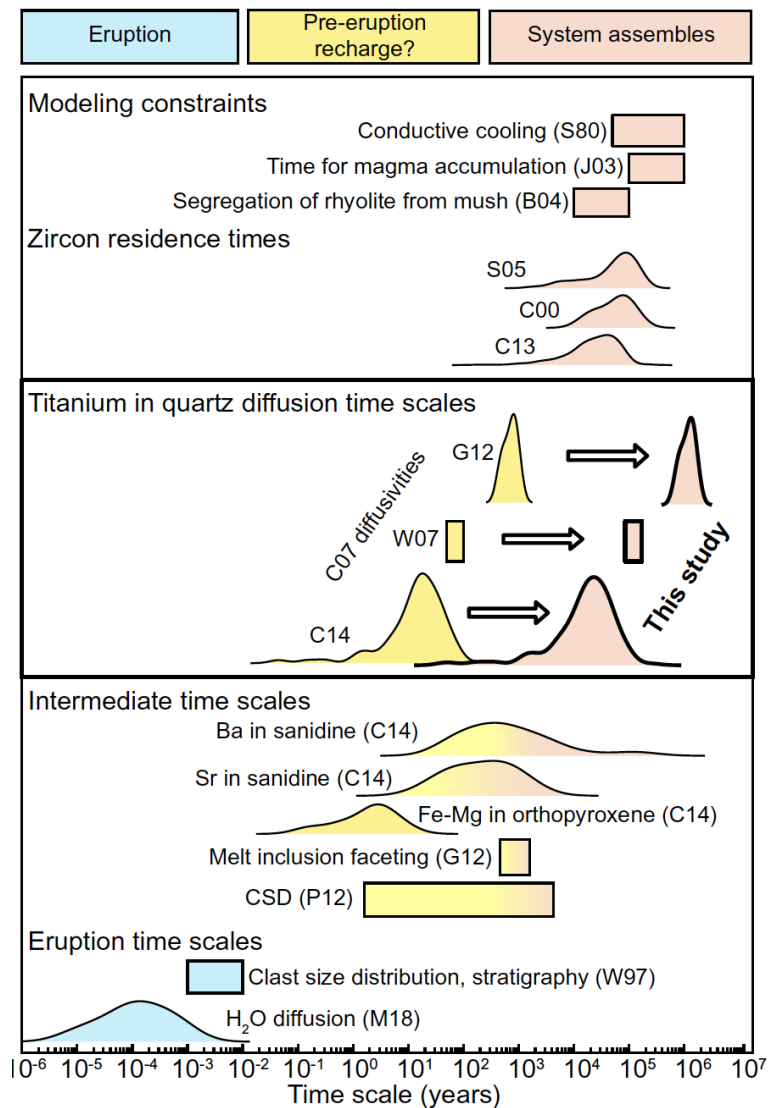


図 2.4-26. Bishop Tuff におけるマグマ進化の時間スケール (Jollands et al., 2020).

洞爺カルデラ形成噴火では、ステージ1ではメルトに富む主珪長質マグマ（CP-Eu）が噴出し、ステージ2では苦鉄質マグマの貫入によるマッシュ状副珪長質マグマの噴出・崩壊が起こっていたと考えられる。このような噴火推移とマグマ供給系の構造を考慮して、マグマの集積・噴火の時間スケールをどのように解析すればよいかを検討した。

まずステージ1では、他のマグマの影響はほぼ認められず、拡散時間の短い磁鉄鉱を含め多くの斑晶鉱物は累帯構造を示さない（図 2.4-27）。しかしながら稀に結晶内部に弱い累帯構造を示す斜方輝石斑晶が存在し、これらは中心部で $Mg\#=24\sim 26$ 、周縁部で $Mg\#=27$ の弱い逆累帯構造を示しており（図 2.4-28）、主珪長質マグマ集積時に組成差が小さいマグマ同士の混合（internal mixing）が起きていたことを示唆している。これらを $750^{\circ}C$ での Fe-Mg 拡散係数で計算するとおよそ 60~540 年程度であり、主珪長質マグマの集積はステージ1 噴火開始の少なくとも 500 年以上前から始まっていたと考えられる。

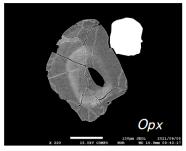
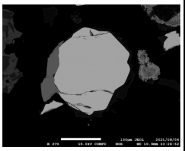
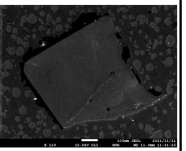
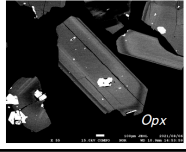
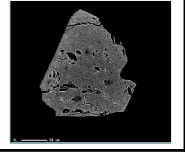
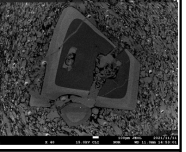
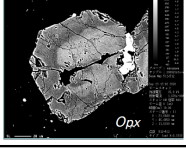
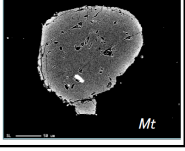
stage	magma type	zoning	Opx	Mt	Qz (CL image)
Stage 1	CP-Eu	none rarely weak (internal)			
Stage 2	CR-Opx CR-Cum CR-2Px CR-Hb	strong internal-outermost			
	M-OI	strong internal-outermost			

図 2.4-27. 累帯構造の特徴.

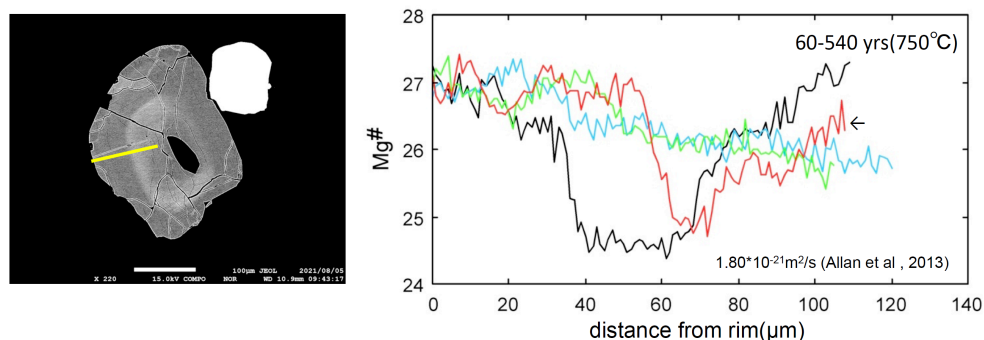


図 2.4-28. 主珪長質マグマ（CP-Eu）由来の斜方輝石 4 粒子の累帯構造.

赤線が写真の斜方輝石斑晶の分析結果.

一方ステージ2では、大部分の斑晶鉍物が結晶内部～周縁部にかけて複雑で顕著な累帯構造を示す(図 2.4-27)。斜方輝石や石英内部の累帯構造はマグマ集積の、斜方輝石や石英の外縁部や磁鉄鉍に認められる累帯構造は苦鉄質マグマの貫入～ステージ2噴火開始の時間スケールを示していると考えられる。石英の累帯構造は多様で、CL 画像において中心部が明るい (Ti 濃度が高い) 粒子と暗い (Ti 濃度が低い) 粒子があるが、中心部が暗い粒子はリムから 100～300 μm 程度で顕著な逆累帯構造を示すことが多い(図 2.4-29)。これらを 800 $^{\circ}\text{C}$ での Ti 拡散係数で計算するとおよそ 12～80 年程度となり、副珩長質マグマの集積(副珩長質マグマ同士あるいは主珩長質マグマとの混合も含む)は噴火の 80 年前頃から始まっていたと考えられる。一方で、磁鉄鉍は特に苦鉄質マグマ由来の斑晶で顕著な正累帯構造を示しており(図 2.4-30)、900 $^{\circ}\text{C}$ での Ti 拡散係数で計算するとおよそ 10～12 日程度となった。このことは、苦鉄質マグマの貫入がステージ2噴火開始の2週間前頃から始まったことを示唆しており、短時間で大規模噴火に至った可能性が高い。

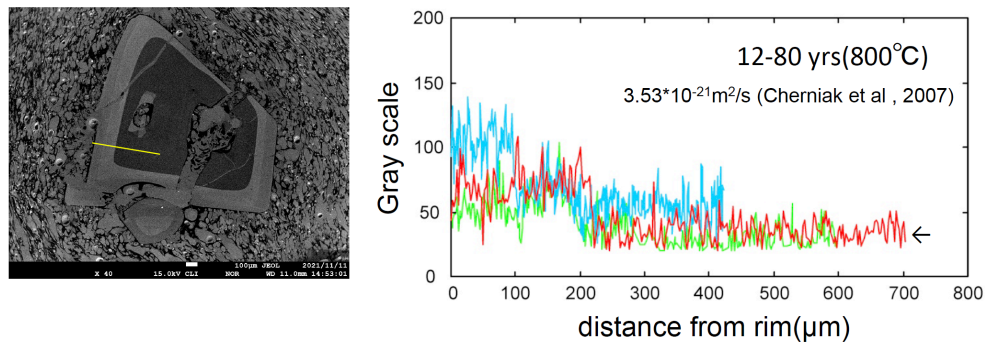


図 2.4-29. 副珩長質マグマ中の石英 3 粒子の累帯構造 (CL 画像).
赤線が写真の石英斑晶の分析結果.

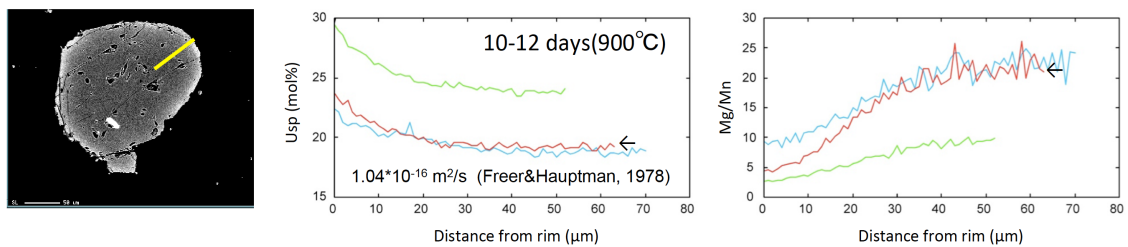


図 2.4-30. 苦鉄質マグマ (M-O1) 由来の磁鉄鉍 3 粒子の累帯構造.
赤線が写真の磁鉄鉍斑晶の分析結果.

2.4-8. 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

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、洞爺カルデラ噴出物についての U-Th 放射非平衡の測定を行った。

洞爺カルデラの噴出物については、昨年度に予察的に CP タイプに属する 1 試料 ($\text{SiO}_2 \sim 77 \text{ wt.}\%$) の U-Th 放射非平衡を測定したが、今年度は多様な試料をおおよそ網羅するように 12 試料を選び、U-Th 放射非平衡の測定を行った。その結果、洞爺カルデラ噴出物の全体でみると、($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$)比が 0.6 から 1.1 と、極めて大きな多様性を示すことが明らかになった (図 2.4-31)。タイプごとにみると、噴出物の大半を占める無斑晶質な CP タイプの軽石 (洞爺 CP) については、ほぼウランに過剰な放射非平衡を示す一方で、その他のタイプ (洞爺 CR) についてはほとんどがトリウムに過剰な放射非平衡を示した。このことから、主珪長質マグマとその他のマグマは、全く異なったプロセスによって生成したことが示唆される。

昨年度に測定した有珠山の噴出物のデータと比較すると、洞爺カルデラの無斑晶質な流紋岩試料は有珠山歴史時代の流紋岩試料 (Us-b) とは異なった ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) 比を有することから、両者の直接的な成因関係はないと判断される。また、近隣の支笏カルデラの試料とも異なった U-Th 放射非平衡の特徴を示しており、ソースの地殻物質が全く異なっていた可能性が考えられる。

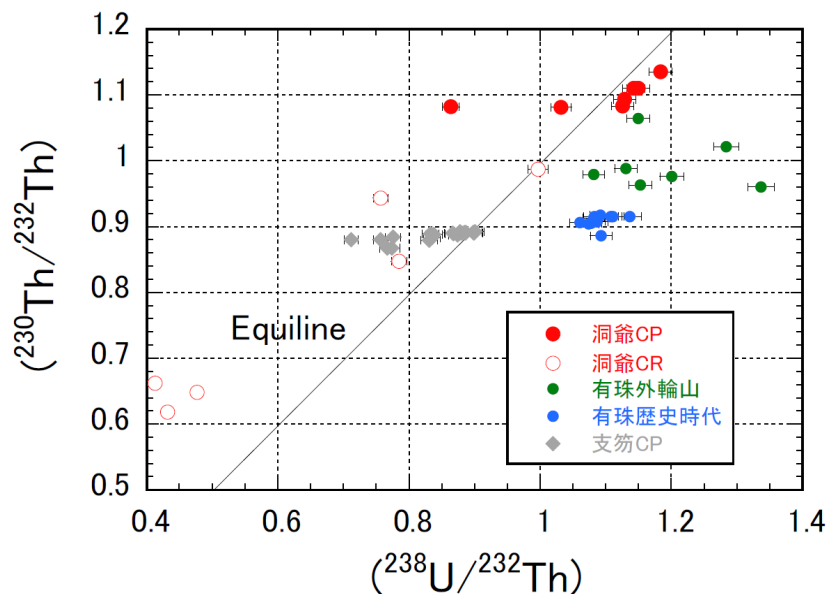


図 2.4-31. 洞爺カルデラ，有珠山，支笏カルデラ噴出物の U-Th 放射非平衡。

2.4-9. まとめおよび今後の課題

1. カルデラ形成噴火噴出物について岩石学的検討を行った結果、カルデラ形成噴火のマグマシステムは、斑晶に乏しい主珪長質マグマ (CP-Eu), 斑晶に富む副珪長質マグマ (CR-Opx, CR-Cum, CR-2Px, CR-Hb), 苦鉄質マグマ (M-OI) の大きく3つに分類された。主珪長質マグマと副珪長質マグマ・苦鉄質マグマとは同位体比が異なっていることから、主珪長質マグマと副珪長質マグマを苦鉄質マグマからの結晶分別作用で生成することは不可能であり、地殻物質などの部分熔融によって生成された可能性が高い。
2. カルデラ形成噴火は、小規模なマグマ水蒸気噴火で始まりほどなく火砕流噴火に移行、その後噴火の規模を減じたがこの間は浅部のメルトに富む CP-Eu のみが噴出していた。その後一旦噴火は収まって時間間隙があったと考えられるが、深部からの苦鉄質マグマの貫入によってより浅部のマッシュ状副珪長質マグマも活動に関与し始め噴火が再開、火道が一気に拡大して大規模火砕流噴火を発生しつつ、陥没が始まった (ステージ2)。この噴火によって浅部の CP-Eu がほぼ消費されたために、マグマ溜まりが崩壊してカルデラを形成、マッシュ状の副珪長質マグマや苦鉄質マグマが強制的に排出されたと考えられる。
3. マグマの集積・噴火の時間スケールを斑晶鉱物の累帯構造解析から予察的に見積もった結果、主珪長質マグマの集積はステージ1噴火開始の少なくとも500年以上前から、副珪長質マグマの集積 (副珪長質マグマ同士あるいは主珪長質マグマとの混合も含む) は噴火の80年前頃から始まっていたと考えられ、その後、苦鉄質マグマの貫入がステージ2噴火開始の2週間前頃から始まり、短時間で大規模噴火に至った可能性が高い。
4. 洞爺カルデラ形成噴火噴出物について U-Th 放射非平衡の測定を行った結果、極めて大きな多様性を示し、CPタイプの軽石 (主珪長質マグマ) がほぼウランに過剰な放射非平衡を示す一方で、その他のタイプはほとんどがトリウムに過剰な放射非平衡を示した。このことから、主珪長質マグマとその他のマグマは、全く異なったプロセスによって生成したことが示唆される。このような特徴は後カルデラ火山の有珠山や近隣の支笏カルデラ形成噴火噴出物とも異なり、ソースの地殻物質が全く異なっていた可能性が考えられる。

今後は、地質学的研究によって得られた結果をとりまとめていくとともに、岩石学的研究では特にマグマプロセスの時間スケールについて、U-Th年代測定と鉱物組成累帯構造分析からさらに詳細に検討していく予定である。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

- 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.
- Barker, S.J, Wilson, C.J.N., Morgan, D.J., Rowland, J.V. (2016). Rapid priming, accumulation, and recharge of magma driving recent eruptions at a hyperactive caldera volcano. *Geology*, 44, 323-326.
- Chamberlain, K.J., Morgan, D.J., Wilson, C.J.N. (2014). Timescales of mixing and mobilization in the Bishop Tuff magma body: perspectives from diffusion chronometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168:1034.
- Charlier, B.L.A., Bachmann, O., Davidson, J.P., Dungan, M.A., Morgan, D.J. (2007). The upper crustal evolution of a large silicic magma body: Evidence from crystal-scale Rb-Sr Isotopic heterogeneities in the Fish Canyon magmatic system, Colorado. *Journal of Petrology*, 48, 1875-1894.
- Cooper, G.F., Morgan, D.J., Wilson, C.J.N. (2017). Rapid assembly and rejuvenation of a large silicic magmatic system: Insights from mineral diffusive profiles in the Kidnappers and Rocky Hill deposits, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 1-13.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161, 129-151.
- Druitt, T.H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M., Scaillet, B. (2012). Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, 482, 77-82.
- Duan, X. (2014). A general model for predicting the solubility behavior of H₂O-CO₂ fluids in silicate melts over a wide range of pressure, temperature and compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 125, 582-609.
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemons, R.V., Carley, T.L. (2012a). Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silic-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875-890.
- Gualda, G.A.R., Pamukcu, A.S., Ghiorso, M.S., Anderson Jr, A.T., Sutton, S.R., Rivers, M.L. (2012b). Timescales of quartz crystallization and the longevity of the Bishop giant magma body. *PLoS ONE*, 7, e37492.
- Gualda, G.A.R., Sutton, S.R. (2016). The year leading to a supereruption. *PLoS ONE*, 11, e0159200.

- Hildreth, W., Wilson, C.J.N. (2007). Compositional zoning of the Bishop tuff. *Journal of Petrology*, 48, 951-999.
- Jollands, M.C., Bloch E., Muntener, O. (2020). New Ti-in-quartz diffusivities reconcile natural Ti zoning with time scales and temperatures of upper crustal magma reservoirs. *Geology*, 48, 654-657.
- 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. *Journal of Petrology*, 59, 771-793.
- Matthews, N.E., Huber, C., Pyle, D.M., Smith, V.C. (2012). Timescales of Magma recharge and reactivation of large silicic systems from Ti diffusion in quartz. *Journal of Petrology*, 53, 1385-1416.
- 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 231-232, 50-60.
- 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.
- Putirka, K.D. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101, 841-858.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 877-895.
- Spencer, K.J., Lindsley, D. H. (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist* 66, 1189-1201.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136, 193-212.
- 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.
- Till, C.B., Vazquez, J.A., Boyce, J.W. (2015). Months between rejuvenation and volcanic

eruption at Yellowstone caldera, Wyoming. *Geology*, 43, 695-698.

Wark, D.A., Hildreth, W., Spear, F.S., Cherniak, D.J., Watson, E.B. (2007). Pre-eruption recharge of the Bishop magma system. *Geology*, 35, 235-238.

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】

本年度は、屈斜路カルデラで 3.9 万年前に発生した最新のカルデラ形成噴火 KP1(125 立方キロ)の直前に噴出した一連の降下火砕堆積物の化学分析および斑晶ガラス包有物の揮発成分濃度分析を行ない、大規模噴火に至るマグマ供給系の時間発展と深度を推定した。

その結果、大規模カルデラに先行して、medium-K のマグマ(屈斜路の特徴)と low-K のマグマ(摩周の特徴)とが混合して噴出後、medium-K 組成を主体とするマグマの大規模噴出へと発展した可能性が示された。これらのマグマが由来した深度にも時間変化があり、大規模噴火に先行するマグマは地下 2~12km と幅広い深さに由来したのに対し、大規模噴火本体のマグマは地下 8~12km に由来した可能性が示された。

【調査・研究成果】

(1) 屈斜路・摩周火山の概要

屈斜路・摩周はともに、千島弧南部の阿寒・知床火山列に位置する第四紀のカルデラ火山である(図 2.5-1)。屈斜路カルデラは約 40 万年前から梅溶結凝灰岩・屈斜路軽石流の大規模火砕流を噴出し、最後のカルデラ形成噴火は 3.9 万年前の KP1 噴火(125 立方キロ)である(山元・他, 2010 ; 隅田, 1988, 1990)。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(山元・他, 2010 ; 隅田, 1988, 1990 ; 岸本・他, 2009)。

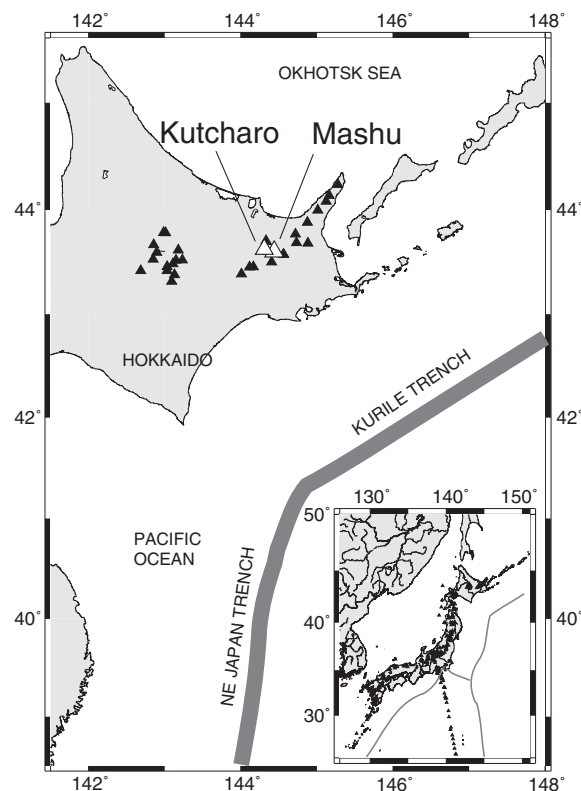


図 2.5-1 : 位置図。黒三角は日本の第四紀火山の位置を示す。白三角は屈斜路・摩周火山の位置を示す。太線は千島海溝と日本海溝の位置を示す。



図 2.5-2 : 地形陰影図. 屈斜路・摩周火山の位置・大きさを示す. 周辺の市町村名も示した.

(2) 屈斜路・摩周のマグマ供給系の概要

屈斜路と摩周は、距離的に隣接しており(図 2.5-2)、これらに跨がる規模の比抵抗領域が地下に存在することから(Satoh et al., 2001)、深部マグマ供給系の一部を共有している可能性があるが、両火山のマグマ全岩化学組成は明瞭に異なる(隅田, 1988). 具体的には、屈斜路はカリウムに富む medium-K シリーズであるのに対し、摩周はカリウムに乏しい low-K シリーズである.

ところが Miyagi et al. (2012)が屈斜路・摩周のメルト化学組成を調べたところ、屈斜路では珪長質端成分を除けば medium-K 組成のメルトは稀で、苦鉄質～中間的なマグマの大部分は摩周と同様 medium-K 組成であることが判明した. 一方、摩周では全岩化学組成もメルトも low-K であった. Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012)を用いた熱力学計算によれば、摩周の全岩およびメルト組成の変化は水に富むマグマの結晶化で再現できるが、屈斜路は再現できない. 屈斜路の全岩化学組成は、水に乏しいマグマが 8~9 割結晶化して生じるカリウムに富むメルトと、玄武岩マグマの混合によって再現できる(図 2.5-5, 図 2.5-6). すなわち、屈斜路 KP1 で噴出した medium-K 系列のマグマは、図 2.5-5 の 2 番の玄武岩質マグマと、1 番や 5 番の珪長質マグマが混合したものであり、摩周の low-K 系列は 2 番の玄武岩質マグマが分化したものだと言える(図 2.5-7). なお、屈斜路・摩周ともに、全岩のストロンチウムとネオジムの同位体比は狭い範囲に集中し、マントルから供給された玄武岩マグマの値として特異なものではない(図 2.5-8). カリウムに富むメルトは、マグマの結晶化か、結晶化したマグマの再溶融によってできたと考える.

マッシュ状のデイサイト～流紋岩の中を苦鉄質マグマが通過することによって珪長質マッシュの再流動化や通路が形成され、珪長質マグマの噴火が引き起こされたと考えられる例(Pallister et al., 1992 ; Takeuchi and Nakamura, 2001)を踏まえると、屈斜路 KP1 大規模火砕流噴火の

前に、珪長質マグマ(マッシュ)を通過する苦鉄質マグマは摩周火山と同様の low-K 系列であり、それが KP1 噴火直前に噴出している可能性が、予想される。そこで本研究では屈斜路 KP1 噴火の直前に噴出した一連の降下火砕物を対象に、噴出物のメルト化学組成を調査し、屈斜路大規模カルデラ噴火の直前に、屈斜路および摩周両系列のマグマが噴出した時系列を追跡した。

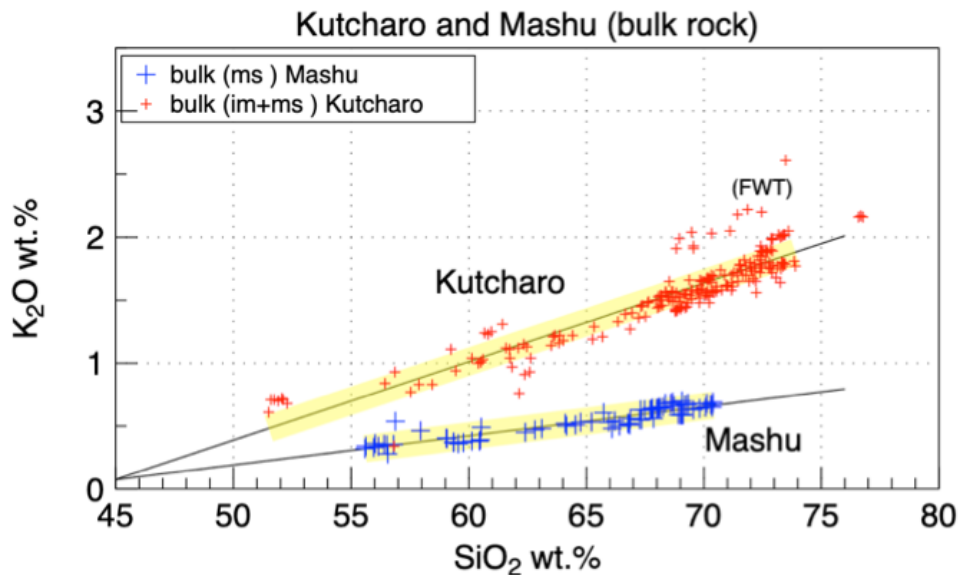


図 2.5-3 : 屈斜路と摩周全岩化学組成. マグマの全岩化学組成が明瞭に違なり、屈斜路は medium-K で、摩周は low-K である. 分析値は、隅田(1988, 1990)および Miyagi et al. (2012) による.

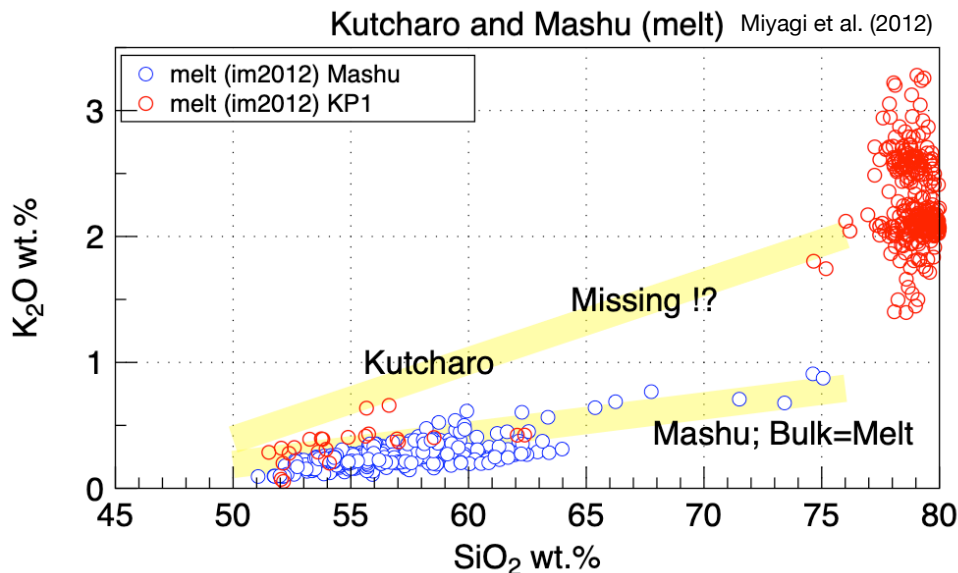


図 2.5-4 : 屈斜路と摩周のメルト化学組成. 屈斜路の全岩化学組成は medium-K が特徴であるが、殆どどのメルトは medium-K ではなく、むしろ摩周の low-K な性質を示すものが大半である. 全岩化学組成は、隅田(1988, 1990)および Miyagi et al. (2012)による. メルト化学組成は Miyagi et al. (2012)による.

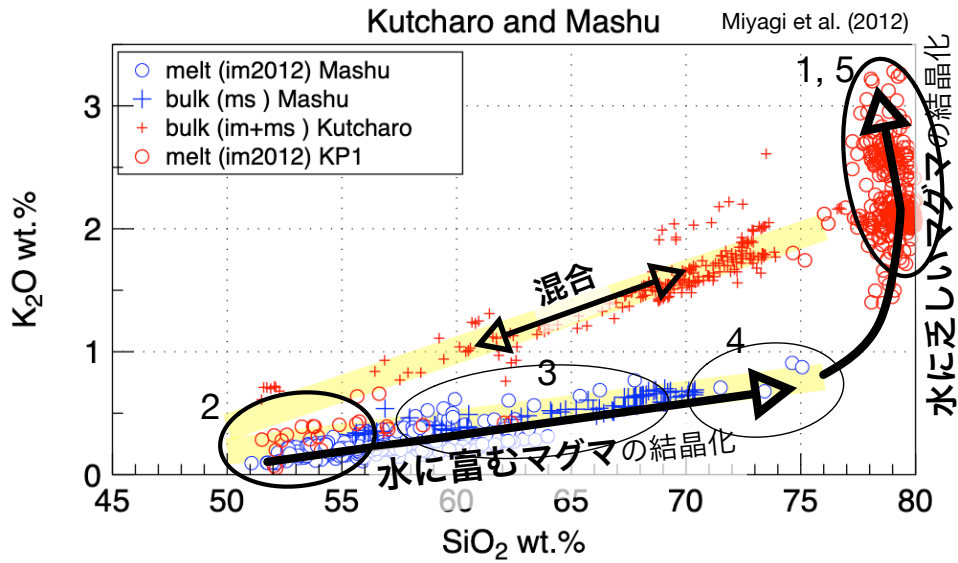


図 2.5-5 : 結晶化にともなう摩周のメルト化学組成の変化 (K_2O-SiO_2)。Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012)で計算したメルト組成変化の典型例を片矢印で示す。混合関係を両矢印で示す。2番：水に富む玄武岩マグマ。2番→3番→4番：水に富むマグマの結晶化にともなうメルトの化学組成の変化。4番→1番(および5番)：水に乏しいマグマの結晶化にともなうメルトの化学組成の変化。1番と5番のメルトの区別は、本図では困難だが図 2.5-6 では容易である。

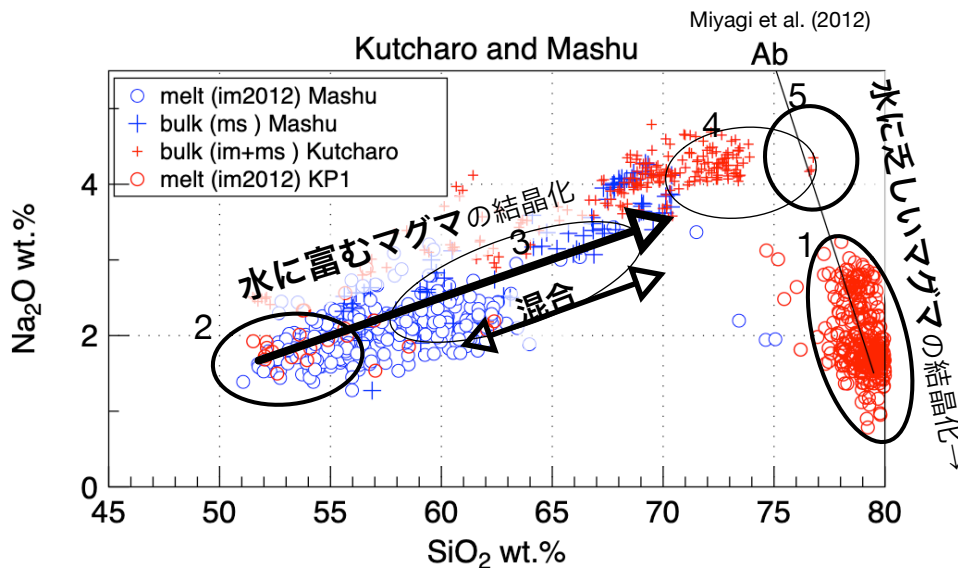


図 2.5-6 : 結晶化にともなう摩周のメルト化学組成の変化 (Na_2O-SiO_2)。Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012)で計算したメルト組成変化の典型例を片矢印で示す。混合関係を両矢印で示す。凡例および番号は図 2.5-5 と同じ。1番と5番のメルトを明瞭に区別できる。

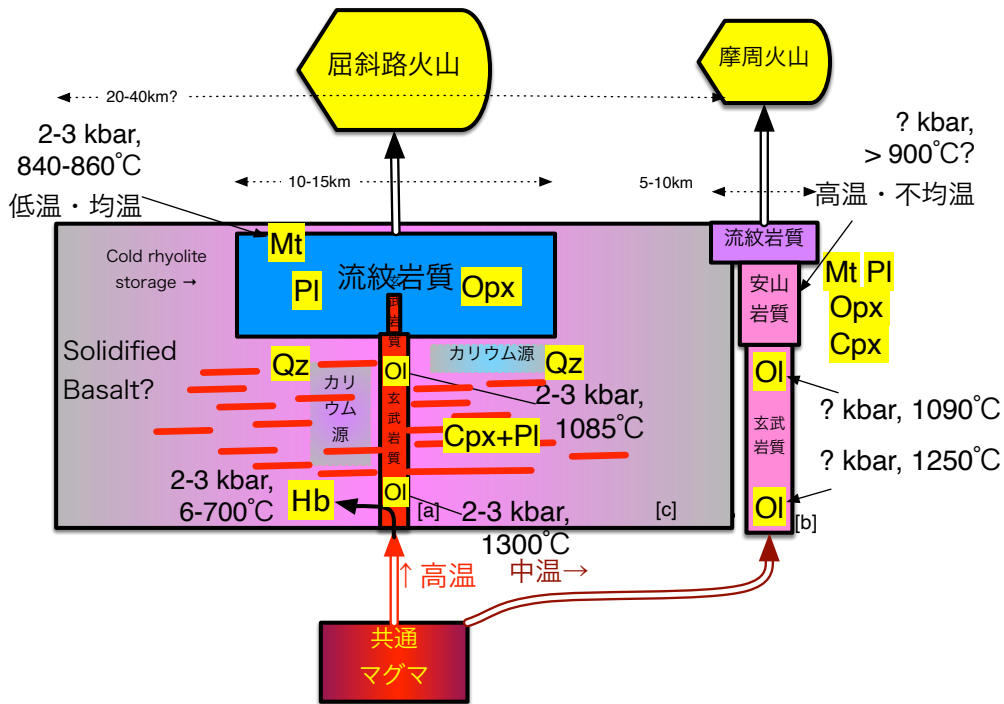


図 2.5-7 : 屈斜路・摩周火山のマグマ供給系の概念図. Miyagi et al. (2012)のモデルにもとづけば、屈斜路(medium-K)と摩周(low-K)には、地下深部から共通の含水玄武岩マグマが供給されている。摩周ではこの含水玄武岩マグマが結晶化することで、low-K な中間組成～流紋岩質メルトが生じる。屈斜路ではこの含水玄武岩マグマが固化脱水後再溶融することで medium-K な流紋岩質メルトが生じ大規模な流紋岩質マッシュを形成する一方で、同じ含水玄武岩マグマが脱水せずに結晶化することで low-K 系列のメルトも生じる。

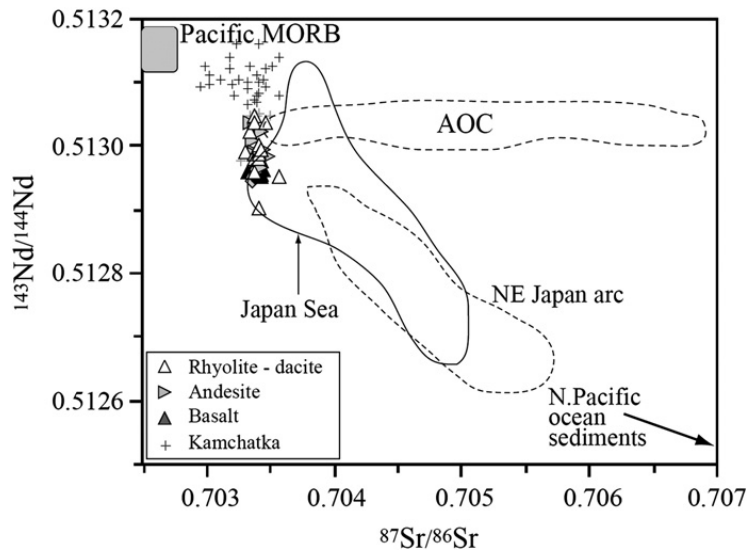


図 2.5-8 : 屈斜路火山の噴出物のストロンチウム、ネオジウム同位体比. 屈斜路の噴出物には玄武岩～流紋岩組成まで、顕著な同位体比の変化は違いは認められない. Hoang et al. (2011)より. 以下のデータを含む. Kersting and Arculus, 1995; Kepezhinskis et al., 1997; Kimura and Yoshida, 2006; Tatsumoto and Nakamura (1991); Regelous et al. (1999); Staudigel et al. (1996).