

### 1.2.3 大山火山の噴火履歴調査

#### 【実施内容】

大山火山は鳥取県西部にある東西約35km, 南北約30kmの大型の第四紀複成火山である。この大山火山では約5万年前に国内で最大規模のプリニー式噴火である大山倉吉降下火砕物(DKP)が噴出したが、この大規模噴火が大山火山の長期的な火山活動の中でどのように起きたものかまでは理解されていない。大山火山は活火山として扱われていないものの、その噴出物は火山周辺だけでなく北陸から関東・東北地方にまで到達しておりその影響範囲は広い。そこで大山火山の過去約20万年間の噴火履歴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た。

#### 【研究成果】

##### 従来 of 層序の問題点

大山火山の火山噴出物層序については、津久井(1984)により大枠が示され(図1.2.3-1)、その後、津久井ほか(1985)による溶岩のK-Ar年代測定や木村ほか(1999)のテフラ中のジルコンのフィッショントラック年代測定により時間軸が与えられている。これらによると大山火山の噴火活動は約100万年前から始まり、約35万年前以降に20回におよぶプリニー式噴火が起きたと考えられている。大山の噴出物層序における問題点はむしろ最新期の活動で、異なった2つの主張がある。すなわち、津久井(1984)は最新期の噴出物を弥山溶岩ドームとその形成過程で発生した弥山火砕流堆積物とし、三位・赤木(1967)が北麓の扇状地から報告した放射性炭素年代(17,200±400yBP)がこの火砕流の噴出年代を示すものと考えていた。そして北北東山腹の三鈷峰溶岩ドームについては岩質から約12万年前の大山松江降下火砕物(DMP)もしくはその直前の大山蒜山降下火砕物(DHP)に伴うものとしていた。津久井ほか(1985)は三鈷峰溶岩から0.09±0.06MaのK-Ar年代を報告しているが、彼の考えた層序との不一致についてはコメントされていない。一方、福元・三宅(1994)は、荒川(1984)に従い、北麓の火砕流堆積物を津久井(1984)の弥山火砕流堆積物よりも上位にある別の清水原火砕流とし、岩質から三鈷峰溶岩ドーム起源と考えている。

##### 層序の確認と年代測定結果

福元・三宅(1994)の清水原火砕流の層序関係は、北山腹の鳥取県西伯郡大山町草谷原(35度25分4.66秒133度32分38.29秒)で確認できる。津久井(1984)は、この露頭(原著のL地点)で彼の弥山火砕流堆積物が草谷原降下軽石を直接覆うものとしていた。しかし、実際には福元・三宅(1994)が記載したように火砕流堆積物と草谷原降下軽石の間には厚さ3cmの土壌化した風成層が挟まれ、その最上部には火砕流に焼かれた炭質物が認められる

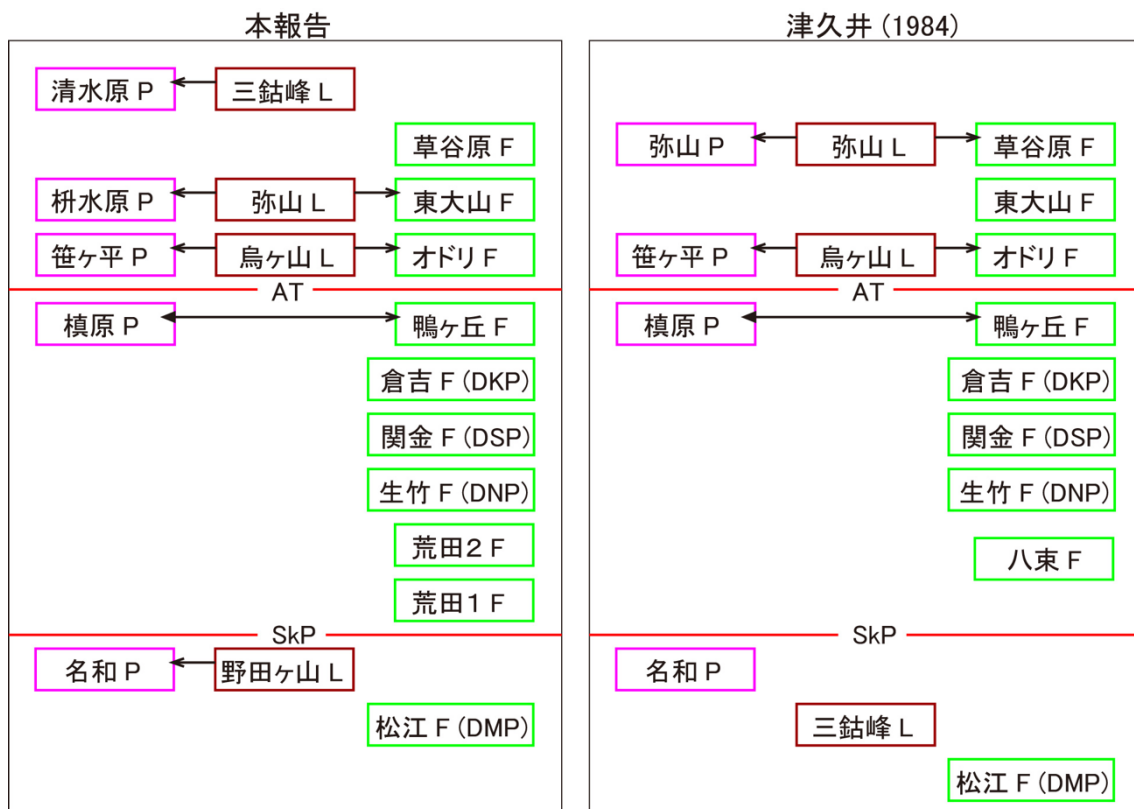


図 1.2.3-1 大山火山噴出物の層序。AT=始良 Tn テフラ，SkP=三瓶木次テフラ，P=火砕流，L=溶岩，F=降下火砕物

(図 1.2.3-2)．従ってこの火砕流は草谷原降下軽石とは別の噴火ユニットとするべきものであり，福元・三宅（1994）の主張通りである．今回はこの風成層最上部の炭化物（DS101）と火砕流最下部に含まれる炭化物（DS102）を対象に放射性炭素年代測定を実施した．両者の結果はほぼ一致しており DS101 の暦年代は 18,961-18,743 calBC，DS102 の暦年代は 18,971-18,749 calBC となり，三鈷峰溶岩ドーム形成とこれに伴う清水原火砕流の発生はほぼ 2.1 万年前であることが明らかになった．

津久井（1984）の弥山火砕流堆積物については，荒川（1984）が示したように北麓のものと西-南西麓のものと区別する必要がある．荒川（1984）は後者をオドリ火砕流堆積物と呼んでいたが，彼のオドリ火砕流は鳥山溶岩ドームを起源とする南麓や東麓に分布する別の笹ヶ平噴火堆積物（津久井，1984；Kimura et al., 2005）を含んでおりそのまま用いるべきではない．したがって，本報告では後者の堆積物を榊水原火砕流堆積物と新たに呼ぶことにする．この堆積物は，土壌化した薄い風成層を挟んで広域火山灰である AT を覆っている．本研究では堆積物が模式的に露出する鳥取県西伯郡伯耆町金屋谷（35 度 22 分 10.35 秒 133 度 28 分 27.39 秒）において，その基底から炭化木片（DS201）を採取した．その放射性炭素

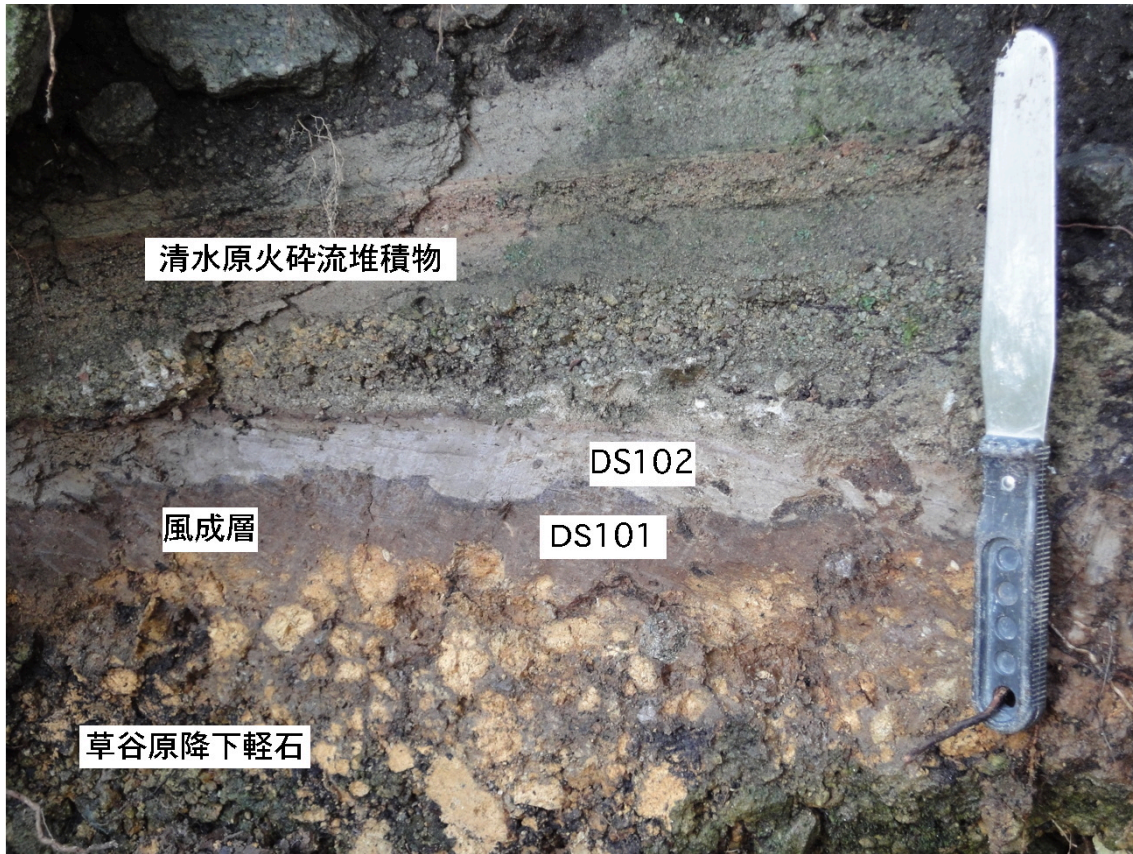


図 1.2.3-2 清水原火砕流堆積物に含まれる測年炭質物 (DS101・DS102)。  
鳥取県西伯郡大山町草谷原

表 1.2.3-1 放射性炭素年代測定結果

測定番号	試料名	採取場所	試料 形態	処理 方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)	$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり	
						Libby Age (yrBP)	pMC (%)
I AAA-141722	DS101	島根県大山町草谷原	木片	AaA	$-26.37 \pm 0.58$	$17,250 \pm 60$	$11.67 \pm 0.09$
I AAA-141723	DS102	島根県大山町草谷原	木片	AaA	$-24.39 \pm 0.37$	$17,260 \pm 70$	$11.66 \pm 0.09$
I AAA-141724	DS201	島根県伯耆町金屋谷	木片	AaA	$-23.38 \pm 0.46$	$24,320 \pm 90$	$4.85 \pm 0.05$

測定番号	$\delta^{13}\text{C}$ 補正なし		暦年較正用(yrBP)	1 $\sigma$ 暦年代範囲	2 $\sigma$ 暦年代範囲
	Age (yrBP)	pMC (%)			
I AAA-141722	$17,280 \pm 60$	$11.64 \pm 0.09$	$17,254 \pm 63$	18961calBC - 18743calBC (68.2%)	19076calBC - 18650calBC (95.4%)
I AAA-141723	$17,250 \pm 70$	$11.68 \pm 0.09$	$17,261 \pm 65$	18971calBC - 18749calBC (68.2%)	19088calBC - 18654calBC (95.4%)
I AAA-141724	$24,290 \pm 90$	$4.86 \pm 0.05$	$24,317 \pm 87$	26572calBC - 26277calBC (68.2%)	26699calBC - 26131calBC (95.4%)

年代測定の結果は、26,570-26,280 calBC の暦年代を示している。またこの結果は、大山東方の湿地掘削コアで見つかった大山東大山降下火砕物（原著では弥山軽石）の放射性炭素年代（Katho et al., 2007）と完全に一致しており、弥山溶岩ドーム形成の一連の噴火の産物と考えて問題はない。

### 大山火山起源の降下火砕物の分布

約 5 万年前に噴出した DKP については、その等層厚線分布が町田・新井（1979）や竹本（1991）により公表されており、これを使ってマグマ体積を見積もりことが可能である。しかし、DKP 以前の大規模な降下火砕物について示された広域の等層厚線図はほとんどなく、以下の文献情報を基に新たに作成し直した（図 1.2.3-3）。唯一、大山火山近傍の等層厚線を遠方に外挿して図示した須藤ほか（2007）の分布図はあるものの、その外挿手法は特異な図学的処理によるものであり、その科学的な正当性は低い。実際、須藤ほか（2007）の示した外挿図は、以下に示す遠方での降下火砕物の層厚とは全く一致しておらず、相当な過小評価となっている。

大山関金降下火砕物（DSP）は、DKP 位置する黒雲母含有斜方輝石普通角閃石デイサイトの約 7 万年前に噴出したプリニー式降下火砕物である（町田・新井, 1979）。大山東方 10km 付近で 1m 以上の層厚を持ち（岡田・石賀, 2000）、遠方では加藤ほか（2001）が兵庫県北部で記載した層厚 20cm の降下軽石堆積物（試料 T-12）に対比される。さらに遠方では、長野県木曾地域で層厚 1.5cm の細粒軽石降下火砕物として確認されている。

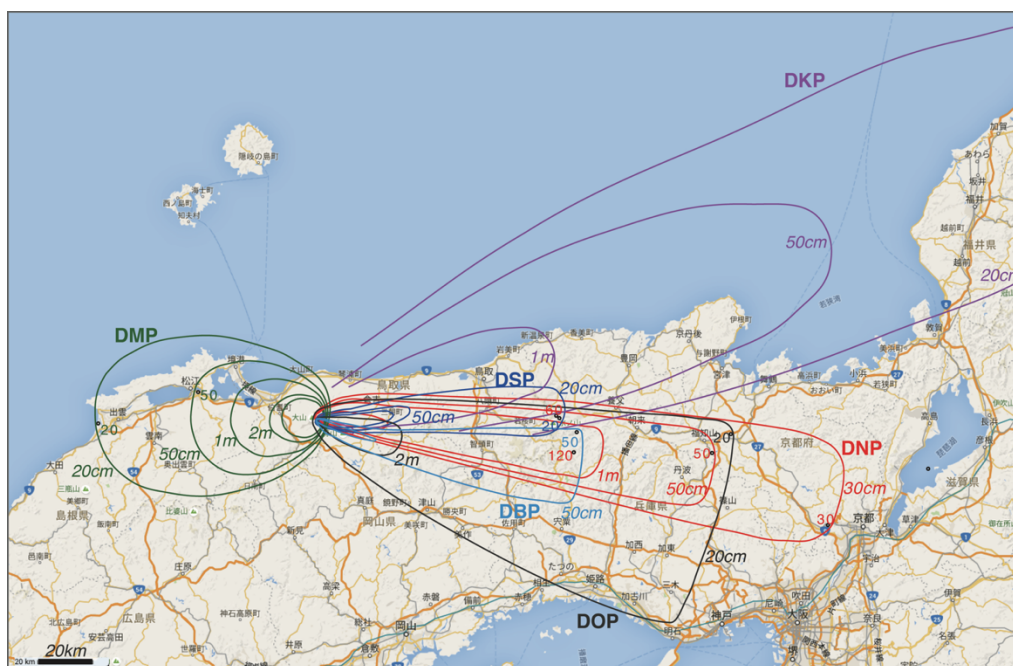


図 1.2.3-3 大山火山降下火砕物の等層厚線図

大山生竹降下火砕物 (DNP) は、DSP の下位に位置する黒雲母含有斜方輝石普通角閃石デイサイトの約 8 万年前に噴出したプリニー式降下火砕物で、佐治ほか (1975) により生竹浮石と呼ばれていたものである (町田・新井, 1979). 大山東方 10km 付近で 2m 以上の層厚を持ち (岡田・石賀, 2000), 遠方では加藤ほか (2001) が兵庫県北部で記載した層厚 120cm の軽石降下火砕物 (試料 T-19) に対比されるほか, 京都府福知山市の土師火山灰 (層厚 50cm; 野村 1994; 小滝ほか, 2002) に対比され, 京都府越畑盆地でも層厚 30cm の降下火砕物の分布が確認されている (井本ほか, 1987). さらに遠方では, 富士山東麓で Aso4 の上位の富士火山噴出物間に確認されている (町田, 1996).

大山松江降下火砕物 (DMP) は, 火山の西側に分布する黒雲母含有カミングトン閃石普通角閃石デイサイトのプリニー式降下火砕物である (町田・新井, 1979). 町田・新井 (1979) が記載したように島根県出雲市周辺で 20cm 前後の層厚を持ち, MIS5e の海成層を覆うことから, その噴出年代は 13 万年前である.

大山別所降下火砕物 (DBP) は, 大山最下部テフラ中の降下火砕物で, 大山東方 10km 付近で 3m 以上の層厚を持つ (岡田・石賀, 2000). 加藤ほか (2004) によるとこの火砕物は黒雲母カミングトン石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト質で, 近畿地方を中心に広域に分布する可能性が大きい. 例えば加藤ほか (2001) が兵庫県北部で記載した層厚 50cm の降下軽石堆積物 (試料 T-20) に対比されている.

大山奥津降下火砕物 (DOP) も大山最下部テフラ中の降下火砕物で, DBP よりも下位にあり, 大山東方 10km 付近で 3m 以上の層厚を持つ (岡田・石賀, 2000). またより北側に分布する岡田・石賀 (2000) の hpm1 軽石は DOP と共に黒雲母石含カミングトン有斜方輝石普通角閃石デイサイト質で両者の鉱物の組成の特徴が良く一致すること, 分布域はことなるがほぼ同じ層準にあること, ジルコンのフィッシュントラック年代は前者が  $230 \pm 70$  ka, 後者が  $190 \pm 60$  ka と誤差の範囲で重なること (木村ほか, 1999) から, 両者は同一の噴火堆積物であると考えられている (加藤ほか, 2004). 遠方では京都府綾部市の層厚 20cm の物部火山灰層が DOP に対比可能であるほか (小滝ほか, 2002), 神戸市のポートアイランドコアからも対比可能な火砕物が見出されている (小滝ほか, 2007; kotaki et al., 2011).

### 積算マグマ噴出量階段図の改訂

大山火山の積算マグマ噴出量階段図は, 例えば第 122 回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合の配付資料 ([http://www.nsr.go.jp/disclosure/committee/ yuushikisya/tekigousei/power\\_plants/h26fy/20140704.html](http://www.nsr.go.jp/disclosure/committee/ yuushikisya/tekigousei/power_plants/h26fy/20140704.html)) に掲載されている. しかしながら, この階段図は, 津久井 (1984) の層序を基本としていること, 降下火砕物の体積として明らかな過小評価である須藤ほか (2007) の値を採用していること, 須藤ほか (2007) の火砕物の見かけ

Are (km2)/ Isopac (cm)	草谷原	弥山	オドリU	オドリL	鴨ヶ岡	倉吉	関金	生竹	荒田2	荒田1	藤山原	松江	樋谷	別所	HPM2	奥津
1.0E+01					1.5E+02	8.6E+04										
2.0E+01			4.6E+02	4.5E+02		3.8E+04	1.2E+03				3.4E+02	3.8E+03			6.2E+02	7.5E+03
3.0E+01			1.4E+02	2.0E+02				5.5E+03	2.1E+02	6.3E+01						
4.0E+01		2.5E+02									1.3E+02				2.7E+02	
5.0E+01	5.3E+01	1.7E+02				1.1E+04	2.1E+02	2.9E+03				1.5E+03		1.6E+03		
6.0E+01											7.4E+01				1.3E+02	
7.0E+01																
8.0E+01								6.7E+01			2.8E+01				4.0E+01	
9.0E+01																
1.0E+02						3.0E+03	1.2E+02	1.4E+03				7.4E+02				
1.5E+02						2.1E+02		2.6E+02								
2.0E+02								1.2E+02				2.9E+02	8.7E+01			2.9E+02
3.0E+02						6.3E+01						1.8E+02		4.0E+01		
Legros (2000) Volumi (km3) /																
Isopac (cm)																
1.0E+01					5.4E-02	3.2E+01										
2.0E+01			3.4E-01	3.3E-01		2.8E+01	8.5E-01				2.5E-01	2.8E+00			4.6E-01	5.5E+00
3.0E+01			1.6E-01	2.2E-01				6.1E+00	2.3E-01	7.0E-02						
4.0E+01		3.7E-01									1.9E-01				4.0E-01	
5.0E+01	9.8E-02	3.0E-01				2.0E+01	3.9E-01	5.4E+00				2.9E+00		2.9E+00		
6.0E+01											1.6E-01				2.8E-01	
7.0E+01																
8.0E+01								2.0E-01			8.4E-02				1.2E-01	
9.0E+01																
1.0E+02						1.1E+01	4.4E-01	5.2E+00				2.7E+00				
1.5E+02						1.2E+00		1.4E+00								
2.0E+02								8.5E-01				2.1E+00	6.4E-01			2.1E+00
3.0E+02						7.0E-01						2.0E+00		4.4E-01		
Min Volume	9.8E-02	3.7E-01	3.4E-01	3.3E-01	5.4E-02	3.2E+01	8.5E-01	6.1E+00	2.3E-01	7.0E-02	2.5E-01	2.9E+00	6.4E-01	2.9E+00	4.6E-01	5.5E+00
DRE	3.4E-02	1.3E-01	2.2E-01	2.2E-01	3.5E-02	1.1E+01	3.0E-01	2.1E+00	8.0E-02	2.4E-02	8.7E-02	9.9E-01	2.2E-01	1.0E+00	1.6E-01	1.9E+00

表 1.2.3-2 大山火山降下火砕物の等層厚線面積と最小体積

体積値と溶岩の岩石体積値を区別しないで図示していることに問題がある。

本研究では、降下火砕物堆積物の体積について、既存の等層厚線図と新たに作成した等層厚線(図 1.2.3-3)と等層厚線が囲む面積の関係から岩石換算値として計測し直した(表 1.2.3-2)。通常、火口近傍の堆積物層厚が測定できたテフラの場合は、各層厚と面積の相関から遠方部の層厚分布をグラフ上で作図・外挿し、各層厚毎の体積を積算して計測することが望ましい。しかし、今回の大山のように火口近傍の堆積物層厚が測定できていない降下火砕物の場合は、Legros (2000)の簡便法を用いて体積を見積もる手法が現実的である。この方法は一つの等層厚線の面積から全体積の最小値を与えるもので、降下火砕堆積物全体の等層厚分布が把握できていない場合にも用いることが可能である。また、真の体積は Legros (2000)の最小値の数倍以内であることが多い。この Legros (2000)の簡便法は、Pyle (1989)の手法を拡張したものであるが、信頼性の高い結晶法適用例の平均値を用いる Hayakawa (1985)の経験則と結果的に算術式の形は同じであり、Legros 法最小体積は Hayakawa 法体積の約 1/3 となる。このことは第一次近似として Hayakawa (1985)の経験則は有効であり、既存文献にある彼の手法で決められた値もその意味を理解していれば十分使えるものであることを意味している。図 1.2.3-4 は、マグマ体積に換算した Legros 法最小体積は Hayakawa 法体積の比較である。

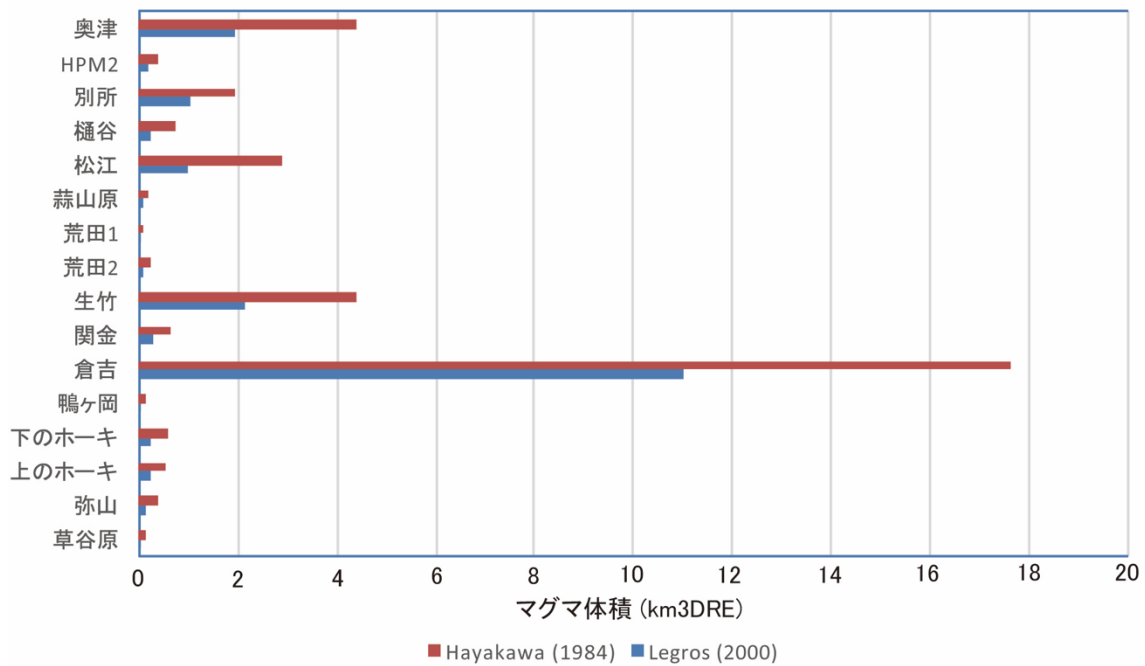


図 1.2.3-4 大山火山降下火砕物のマグマ体積

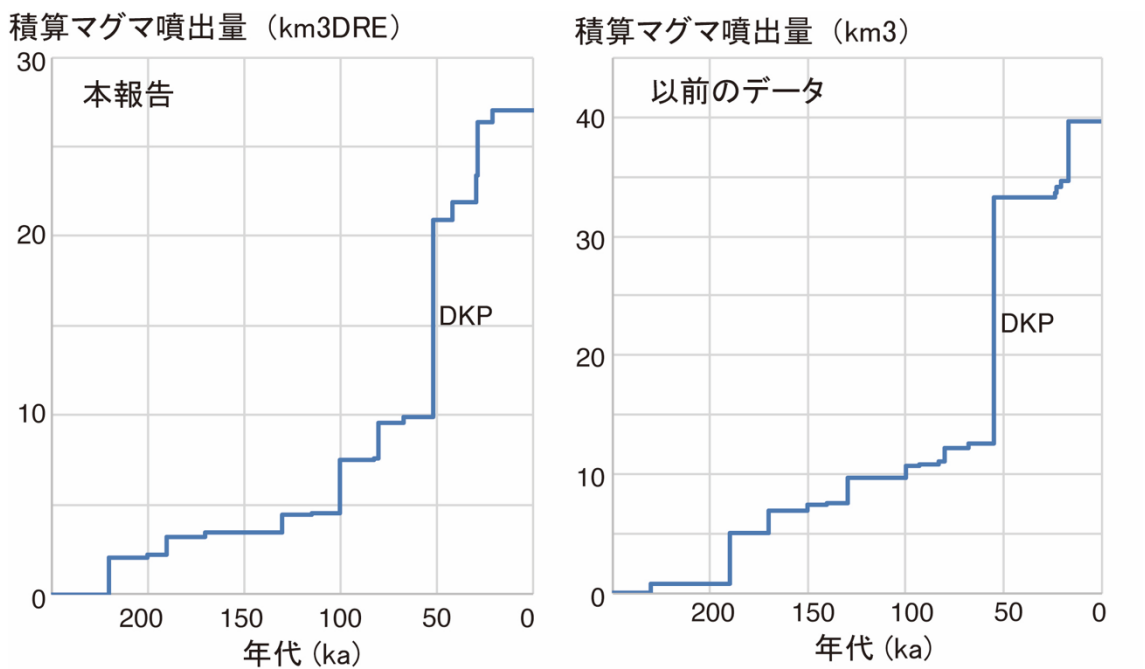


図 1.2.3-5 大山火山の積算マグマ噴出量階段図

溶岩・火砕流堆積物についてはこれまでに文献で報告されていた値をそのまま使い、層序については今回の調査結果をもとに修正している。また、10 万年前に北麓を流れ下った名和火砕流の給源については野田ヶ山溶岩ドームであることが地形から明瞭であるので、そ

の体積を新たに加えている。津久井 (1984) では野田ヶ山溶岩ドームよりも新しい三鈷峰溶岩ドームを 12 万年前ことと考えていたため、野田ヶ山溶岩ドームは名和火砕流よりも古くならざるを得ない。しかし、この考えがもはや成立しないことは今回の層序修正から明らかである。

第 122 回審査会合配付資料と今回の階段図を比較すると (図 1.2.3-5), 最大規模の噴火であった DKP と他の噴火との違いが小さくなったことが指摘できる。特に配付資料では、大山火山の活動の中での DKP の特異さが強調されていた。しかし、今回の階段図では 10 万年前の名和火砕流噴火前後から階段の傾きが急に、すなわち噴出率が大きくなる傾向が認められ、その中で DKP が発生したように見ることが出来る。従って、DKP だけを大山火山の噴火履歴の中で特殊なものとして別物扱いする必要はない。

#### 引用文献

- 荒川宏 (1984) 大山火山北西部における火山麓扇状地の形成. 地理学評論, Series A, **57**, 831-855.
- 福元和孝・三宅康幸 (1994) 大山火山, 弥山溶岩ドームよりも新期に形成された三鈷峰溶岩ドームと清水原火砕流. 第四紀, no.26, 45-50.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, no.60, 507-592.
- 加藤茂弘・山下 透・檀原 徹 (2004) 大山テフラの岩石記載的特徴と大山最下部テフラ層中のテフラの対比. 第四紀研究, **43**, 435-445.
- KATOH, S., HANDA, K., HYODO, M., SATO, H., NAKAMURA, T., YAMASHITA, T., DANHARA, T. (2007) Estimation of eruptive ages of the late Pleistocene tephra layers derived from Daisen and Sambe Volcanoes based on AMS -14C dating of the moor sediments at Ohnuma Moor in the Chugoku Mountains, Western Japan. *Nature and Human Activities*, no.11, 29-50.
- 加藤茂弘・大森繁雄・松田高明・山下 透・檀原 徹・先山 徹・半田久美子・佐藤祐司・古谷 裕・小林文夫 (2001) 兵庫県北西部・鉢伏山周辺地域の第四紀後期テフラ層序—大山火山起源のテフラを中心として—. 人と自然, no.12, 1-12.
- 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.
- 木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・檀原 徹 (1999) 大山および三瓶火山起源テフラのフィッシュントラック年代とその火山活動史における意義. 第四紀研究, **38**, 145-155.
- 小滝篤夫・古山勝彦・井上陽一 (2002) 京都府北部, 福知山・綾部地域の高位段丘層中の含



- カミングトン閃石火山灰層と大山最下部火山灰層との対比. 地球科学, **56**, 35-48.
- 小滝篤夫・木谷幹一・牧野州明 (2007) 近畿地方に分布する大山最下部火山灰層 hpm1. 第四紀研究, **46**, 355-361.
- Kotaki, A., Katoh, S. and Kitani, K. (2011) Correlation of Middle Pleistocene crystal-rich tephra layers from Daisen Volcano, southwest Japan, based on the chemical composition and refractive index of mafic minerals. *Quaternary International*, **246**, 105-117.
- Legros, F. (2000) Minimum volume of tephra fallout deposit estimated from a single isopach. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **96**, 25-32.
- 町田 洋 (1996) 富士山東山麓の富士テフラ群下部に見られる阿蘇 4 などの諸広域テフラ. 第四紀露頭集-日本のテフラ, 日本第四紀学会, 36-37.
- 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石層-分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, **88**, 313-330.
- 野村亮太郎・田中眞吾 (1986) 兵庫県東部の山間低地に発見された大山起源の火山灰層. 第四紀研究, **24**, 301-307.
- 岡田昭明・石賀 敏 (2000) 大山テフラ. 日本地質学会第 107 年学術大会見学旅行案内書, 81-90.
- Pyle, D. M. (1989) The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.*, **51**, 1-51.
- 須藤 茂・猪股隆行・佐々木 寿・向山 栄 (2007) わが国の降下火山灰データベース作成. 地質調査研究報告, **58**, 261-321.
- 竹本弘幸 (1991) 大山倉吉軽石層とこれにまつわる諸問題. 駒澤地理, **27**, 131-150.
- 竹本弘幸・百瀬 貢・平林 潔・小林武彦 (1987) 新期御岳テフラ層の層序と時代-中部日本における編年上の意義-. 第四紀研究 **25**, 337-352.
- 津久井雅志 (1984) 大山火山の地質. 地質学雑誌, **90**, 643-658.
- 津久井雅志・西戸裕嗣・長尾敬介 (1985) 蒜山火山群・大山火山の K-Ar 年代. 地質学雑誌, **91**, 279-288.

#### 1.2.4 カルデラ形成噴火堆積物のマグマ体積量

##### 【実施内容】

カルデラ形成を伴う大規模噴火の噴出量は、火山の活動履歴情報の基本データであり、マグマ噴出量時間階段図の高精度化、長期的噴火予測のためにも重要である。しかしながら、既存の大規模噴火の噴出量の積算については、(1)大規模火砕流堆積物の復元分布図が精度良く再現できていない、(2)噴出量推定方法が著者により大きく異なる、(3)大規模噴火に伴う降下テフラの分布の再現が不十分、(4)降下テフラの噴出量推定の手法により数倍から数桁の誤差が含まれるという問題点がある。そこで、十和田カルデラ起源の 15.5ka の八戸火砕流堆積物、阿蘇カルデラ起源の 90ka の阿蘇 4 火砕流堆積物を対象に、既存文献、ボーリングデータ等を元に、精度良く大規模火砕流堆積物の復元分布図を作成し、5km メッシュごとに層厚を復元し、高精度に噴出量を算出した。また、支笏カルデラを形成した約 4 万年前の支笏火砕流についても等層厚線図を既存文献から作成し噴出量を算定し直した。さらにこの火砕流に先行した支笏第 1 降下軽石堆積物については粒径分布の距離相関と等層厚線分布をもちいて降灰シミュレーションコード Tephra2 による数値計算を行い、その体積を算出した。

##### 【研究成果】

#### (1) 阿蘇及び十和田カルデラの大規模噴火噴出量・岩相変化調査

##### 十和田八戸火砕流堆積物の既存研究

十和田火山の火山活動は 3 つのステージ、先カルデラ期 (6 万年前以前)、カルデラ形成期 (6~1.5 万年前)、後カルデラ期 (1.5 万年前以降) に区分されている (例えば, Hayakawa, 1985 ; 第四紀火山カタログ委員会, 1999)。カルデラ形成期には中規模~大規模火砕流噴火を 3 回発生させている (Hayakawa, 1985 ; 第四紀火山カタログ委員会, 1999)。それら 3 回は宝田・村岡 (2004) により、下位から約 6 万年前の十和田奥瀬火砕流 (安山岩~デイサイト質)、約 3.6 万年前の十和田大不動火砕流 (流紋岩質)、約 1.5 万年前の十和田八戸火砕流 (デイサイト~流紋岩質) と改称・命名されている。これらの噴火の結果、直径約 11km の十和田カルデラが形成された (Hayakawa, 1985)。

十和田八戸火砕流堆積物は軽石質の大規模火砕流堆積物で、カルデラ中心からほぼ全方位に堆積物が分布している (例えば, 土井, 1993 ; 図 1.2.4-1)。火砕流の到達距離は 45km とされる (下鶴ほか, 2008)。堆積物は非溶結である。中川 (1961) の八戸浮石 (浮石流相部)、大池ほか (1966) の八戸火山灰 (白色浮石質部)、内藤 (1966) の鳥越軽石質火山灰層、中川ほか (1972) の八戸浮石流凝灰岩、Hayakawa (1985) の Hachinohe ignimbrite、土井 (1993) の八戸火砕流堆積物に相当する。

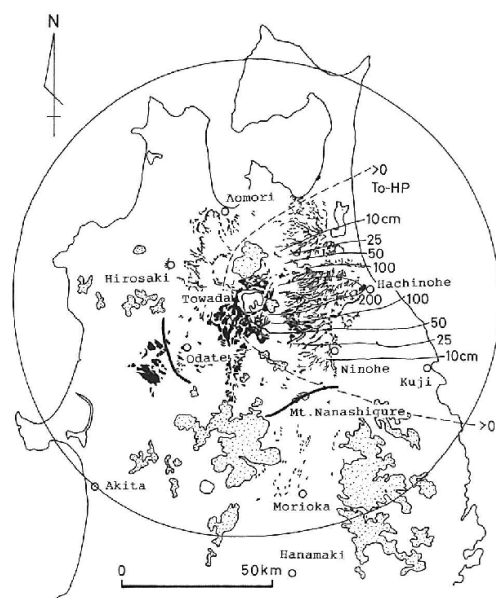


図 1.2.4-1 十和田-八戸火砕流堆積物の分布(土井, 1993)

堆積物は軽石のサイズおよび軽石の含有率の違いで大きく上部ユニットと下部ユニットの2つのユニットに細分される。両ユニット共に層厚数  $m$  の複数のフローユニットから構成され、各フローユニットでは、軽石の逆級化構造が認められる。含まれる軽石は長径 20cm 以下で、白色軽石、灰色軽石のほか、白灰の縞状軽石が認められ、量比では白色軽石が最も多い。円磨度は亜角～亜円からなる。軽石の岩質は角閃石単斜輝石斜方輝石デイサイトである。下位の十和田大不動火砕流堆積物の軽石には角閃石斑晶を含まないため、角閃石の有無で両者は区別される。フローユニットの下部には長径 20cm 以下の岩片を含み、安山岩、玄武岩、デイサイト、変質した火山岩からなる。基質部分は、極粗粒砂～粗粒シルトサイズの粒子からなり、淘汰は悪い。ところどころに直径 10cm 以下の炭化木片を含む。

十和田八戸火砕流堆積物の分布体積は約  $40\text{km}^3$  と見積もられている (Hayakawa, 1985)。山元 (2015) は日本の主要第四紀火山のマグマ噴出量を既往文献からまとめ、十和田八戸火砕流堆積物と十和田八戸降下テフラとを合わせた見かけ噴出量を  $56\text{km}^3$ 、マグマ噴出量 (DRE 換算値) を  $20.34\text{km}^3$  (火砕流堆積物の密度:  $1.2\text{g/cm}^3$ , 降下火砕物の密度:  $1.5\text{g/cm}^3$ , 溶岩の密度:  $2.5\text{g/cm}^3$ ) としている。また、安達 (2003) は十和田八戸火砕流堆積物の体積  $40\text{km}^3$  (Hayakawa, 1985 を引用) から重量を  $4.0 \times 10^{13}\text{kg}$  と見積もり、DRE 換算値 (マグマの密度:  $2,400\text{kg/m}^3$ ) を  $16.7\text{km}^3$  と算出している。

#### 阿蘇 4 火砕流堆積物の既存研究

阿蘇 4 火砕流を含むカルデラ形成期におけるカルデラ周辺の地質学的研究は、松本 (1952), 小野 (1965), 小野・曾屋 (1968), 渡辺・小野 (1969), 小野ほか (1977), Watanabe (1978), Watanabe (1979), 小野・渡辺 (1983), 小野・渡辺 (1985), 星住ほか (1988), 鎌田 (1997), 斎藤ほか (2005), 奥村ほか (2010) など数多くある。松尾・高橋 (1974), 松尾 (1978), 松尾 (2001) は山口県に点在する阿蘇 4 火砕流堆積物を記載している。また, 長岡 (1984) や遠藤・鈴木 (1986), 下山ほか (1984) などは, 宮崎県の宮崎平野や福岡県の糸島平野に分布する段丘堆積物中に阿蘇 4 火砕流堆積物を見だし, テフラの記載を報告している。

阿蘇 4 火砕流堆積物は阿蘇火山の噴出物の中で, 最大規模で, 最も遠方にまで流走した噴火による産物であり, 全ての火砕流は全方位に流走している。小野・渡辺 (1983) は, 阿蘇 1, 2, 3, 4 火砕流堆積物の全体の分布を図示し, 阿蘇 1, 2 火砕流堆積物がカルデラから 30km 圏内までに定置しているのに対し, 阿蘇 3 火砕流堆積物は西側へ約 50km, 東側へ約 70km まで到達していることを, 阿蘇 4 火砕流堆積物は海を渡り, 長崎県の島原半島, 山口県の宇部地域まで最大約 140km を流走していることを明らかにしている (図 1.2.4-2)。そのほか, 火砕流堆積物が降下火砕物か不明であるものの, 曾山ほか (2012) では愛媛県西部におけるボーリングコア中に阿蘇 4 火砕流堆積物由来の噴出物を見だしている。また, 阿蘇 4 火砕流堆積物は, 角閃石斑晶を含むことで他の阿蘇火砕流堆積物と識別される (例えば, 斎藤ほか, 2005)。

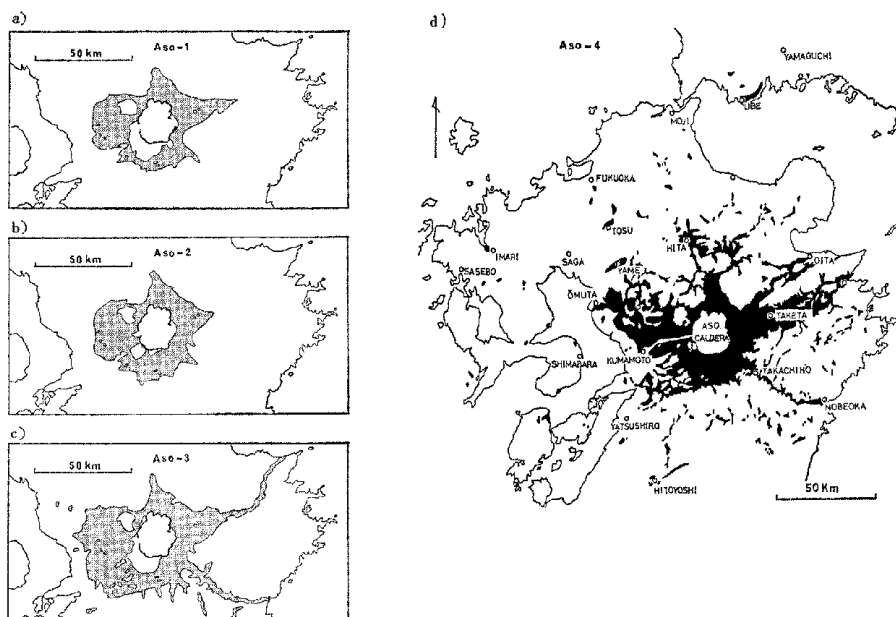


図 1.2.4-2 阿蘇 1, 2, 3, 4 火砕流堆積物の分布 (小野・渡辺, 1983)

阿蘇 4 火砕流堆積物は主にデイサイト質の火砕物からなり、岩相や岩質の違い、冷却間隙の存在などにより、いくつかのサブユニットに区分されている (Watanabe, 1978 ; 星住ほか, 1988, 鎌田, 1997 など). 小野・曾屋 (1969) は Aso-4 を A, B のサブユニットに、小野ほか (1977) は Aso-4A 火砕流, Aso-4B 火砕流に、星住ほか (19988) は阿蘇-4A 火砕流堆積物とその上位の阿蘇-4T 火砕流堆積物に、鎌田 (1997) は下位から阿蘇-4A 火砕流堆積物, 阿蘇-4T 火砕流堆積物, 阿蘇-4B 火砕流堆積物に細分し、それぞれの特徴をまとめている. そして、対比可能なものに限り、Watanabe (1978) が細分した 8 つのサブユニット、下位から Oyatsu white pumice-flow deposit (小谷白色軽石流堆積物), Koei ash-flow deposit (肥猪火山灰流堆積物), Hatobira pumice-flow deposit (鳩平軽石流堆積物), Yame pumice-flow deposit (八女軽石流堆積物), Motoigi gray pumice-flow deposit (用木灰色軽石流堆積物), Benri scoria-flow deposit (弁利スコリア流堆積物), Tosu orange pumice-flow deposit (鳥栖オレンジ軽石流堆積物), Kunomine scoria-flow deposit (九ノ峰スコリア流堆積物) に対比している (表 1.2.4-1). それら既報では、カルデラの東側では阿蘇 4 火砕流堆積物のサブユニットはいずれもデイサイト質の軽石流堆積物であり、西側にあるような玄武岩質のスコリア流堆積物は認められないことが明らかにされている.

表 1.2.4-1 低用地域における阿蘇 4 火砕流堆積物の区分と対比 (斎藤ほか, 2005)

斎藤ほか(2005)	Watanabe (1978)	本質物(Watanabe(1979))
-	Kunomine scoria-flow deposit	玄武岩スコリア
阿蘇-4T火砕流堆積物	Tosu orange pumice-flow deposit	デイサイト軽石
-	Benri scoria-flow deposit	玄武岩スコリア+デイサイト軽石
	Motoigi pumice-flow deposit	デイサイト軽石
	Yame pumice-flow deposit	デイサイト軽石
阿蘇-4A火砕流堆積物	Hatobira pumice-flow deposit	デイサイト軽石
	Koei ash-flow deposit	デイサイト火山灰
	Oyatsu white pumice-flow deposit	デイサイト軽石

阿蘇 4 火砕流堆積物は、カルデラ東部で降下火砕物や土壌を挟んで阿蘇 3 火砕流堆積物を覆って分布する (小野ほか, 1977). 阿蘇 4A 火砕流堆積物は厚さ数 m 以下の強溶結の火山灰流堆積物と、その上位の大きな本質レンズを含む強溶結部から弱溶結部を経て非溶結の軽石流堆積物へと漸移するものからなり、谷埋め部では層厚が 100m 程度と厚い (斎藤ほか, 2005 ; 奥村ほか, 2010). 上部の非溶結部は削剥されて失われている場合がある. 火山灰流堆積物は、灰白色の細粒火山灰からなり、ごく少量の径 1cm 以下の軽石をわずかに含む. 強溶結部は、暗灰色基質中に長さ 5cm 以下の黒色ガラスレンズを含む堅固な岩石である. 弱溶結部では灰色～暗灰色基質中に灰白色の扁平化した軽石を含む. 溶結部は径 1～2m の柱状節理が発達する. 非溶結部は灰白色火山灰基質中に多量の大きな軽石を含む. 軽

石は灰色～白色で長径 20cm 以下，粗い長孔状の気泡を持つ．基質は細粒ガラス質火山灰と径 4mm 以下の結晶片からなる．阿蘇 4T 火砕流堆積物は，阿蘇 4A 火砕流堆積物に比べ，層厚が薄く，断片的に分布している．堆積物は非溶結で，橙灰色の基質に黄橙色～赤橙色の良く発泡した軽石を含むのが特徴である．軽石の径は通常数 cm 以下である．径 1cm 以下の異質岩片を少量含む．

阿蘇 4 火砕流堆積物は，火砕流に伴って降下した阿蘇 4 火山灰も知られている（例えば，町田ほか，1985）．降下テフラは長野県大田市で数 cm，秋田県能代市で層厚 5cm，北海道網走市で層厚 15cm あることが報告されている（町田ほか，1985）．

阿蘇 4 火砕流堆積物と阿蘇 4 火山灰を合計した見かけ体積は，町田・新井（2011）では 600km<sup>3</sup>（火砕流堆積物 200km<sup>3</sup>，阿蘇 4 火山灰 400km<sup>3</sup>），須藤ほか（2007）では 1051.24km<sup>3</sup> と見積もられている．山元（2015）は阿蘇 4 火砕流堆積物と阿蘇 4 火山灰を合計したマグマ噴出量（DRE 換算値）を 384km<sup>3</sup>（火砕流堆積物の密度：1.2g/cm<sup>3</sup>，溶結した火砕流堆積物の密度：1.6g/cm<sup>3</sup>，降下火砕物の密度：1.5g/cm<sup>3</sup>，溶岩の密度：2.5g/cm<sup>3</sup>）としている．中島・前野（2015）はマグマ噴出量を 200km<sup>3</sup> と記載している．

## 文献収集

文献は，産総研発行の 20 万分の 1 地質図幅，5 万分の 1 地質図幅，国土交通省国土政策局国土情報課で公開<sup>1</sup>されている 5 万分の 1 都道府県土地分類基本調査（表層地質図），及び次の検索 web サイトを活用して収集した．文献中に引用元が示されている場合は，可能な限り引用元も収集した．

・文献検索：GEOLIS<sup>2</sup>，CiNii<sup>3</sup>，J-Stage<sup>4</sup>，Google Scholar<sup>5</sup>，国立図書館<sup>6</sup>，科学研究費助成事業データベース<sup>7</sup>

公共事業などのボーリング収集に関しては，次の検索 web サイトを活用した．

・ボーリング資料検索：KuniJiban<sup>8</sup>，Geo-Station<sup>9</sup>

文献では，対象火砕流堆積物の露頭柱状図及びボーリング柱状図に関して，表 1.2.4-2 に示す項目を抽出した．抽出には，文献に記載，あるいは図に示されている値を基本とし，明

<sup>1</sup> 国土交通省国土政策局国土情報課：[http://nrb-www.mlit.go.jp/kokjo/inspect/landclassification/land/l\\_national\\_map\\_5-1.html](http://nrb-www.mlit.go.jp/kokjo/inspect/landclassification/land/l_national_map_5-1.html)

<sup>2</sup> GEOLIS：<https://gbank.gsj.jp/geolis/>

<sup>3</sup> CiNii：<http://ci.nii.ac.jp/>

<sup>4</sup> J-Stage：<https://www.jstage.jst.go.jp/browse/-char/ja/>

<sup>5</sup> Google Scholar：<https://scholar.google.co.jp/>

<sup>6</sup> 国立図書館：<http://www.ndl.go.jp/>

<sup>7</sup> 科学研究費助成事業データベース：<https://kaken.nii.ac.jp/>

<sup>8</sup> KuniJiban：<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/>

<sup>9</sup> Geo-Station：<http://www.geo-stn.bosai.go.jp/jps/index.html>

らかな誤記や記載されていない情報に関しては、図から読み取ることで一覧にまとめ、GISデータの属性情報とした。

標高は記載されている値を基本とし、情報がないものに関しては国土交通省国土地理院で公開されている地理院マップシート (ver1.6.1.4: 2015年12月7日公開)<sup>10</sup>を利用した。地理院マップシートには5m標高モデルと10m標高モデルがあり、公開精度はそれぞれ0.3m, 5.0mである。この方法では、5m標高モデルが整備されている箇所では5m標高モデルを、整備されていない箇所では10m標高モデルから地点標高を抽出している。

阿蘇4火砕流堆積物は溶結・非溶結の層相を示すことから、両者を別々に抽出した。弱溶結に関しては非溶結として一覧にまとめた。

表 1.2.4-2 文献からの抽出項目一覧

抽出項目	備考
位置	記載を優先 (UTM座標系に変換), ないものは図から読み取り
標高(m)	記載を優先, ないものはDEMから抽出
上端深度 (G.L.-m)	記載を優先, ないものは図から読み取り
下端深度 (G.L.-m)	記載を優先, ないものは図から読み取り
上端高度(m)	記載を優先, ないものは図から読み取り
下端高度(m)	記載を優先, ないものは図から読み取り
層厚(m)	記載を優先, ないものは上端高度等から算出
溶結・非溶結	記載を優先, ないのは分布図から推定 (阿蘇4火砕流堆積物のみ)
備考	数値根拠
文献	抽出項目元の文献

文献で「火砕流堆積物」や「テフラ」とのみ記載されているものに関しては、火砕流堆積物の分布図と照らし合わせ、確実に対象火砕流堆積物と判断されるもののみを抽出した。

また、露頭柱状図やボーリング柱状図がない文献で、対象火砕流堆積物の分布範囲や分布限界が記載されているものに関しては、別途抽出し、推定分布図作成の資料とした。

#### 現存・噴火直後推定分布図の作成

現存火砕流堆積物は地質図に示されるマップブルなものとした。産総研発行の5万分の1地質図幅を基本にして、刊行していない地域に関しては産総研発行の20万分の1地質図幅、国土交通省国土政策局国土情報課で公開されている5万分の1都道府県土地分類基本調査(表層地質図)および火砕流堆積物の分布が地質平面図に明記された文献を用いて、対

<sup>10</sup> 地理院マップシート : [http://renkei2.gsi.go.jp/renkei/130326mapsh\\_gijutu/index.htm](http://renkei2.gsi.go.jp/renkei/130326mapsh_gijutu/index.htm)

象火砕流堆積物の分布を GIS ソフトウェア上にてトレースし、現存分布図を作成した。分布図の精度は 5 万分の 1 ~ 20 万分の 1 程度である。

噴火直後における火砕流堆積物の推定分布図は、地形状況と対象火砕流堆積物以前の地質体を考慮し、現存分布図に、抽出した露頭とボーリングの情報、および分布記載文献を基に噴火直後における火砕流堆積物の推定分布図を作成した。

十和田八戸火砕流堆積物は沢や谷沿いを流下したと推定し、分布確認地点を包含するように分布を復元した。阿蘇 4 火砕流堆積物についても、基本的には沢や谷沿いを流下したと推定したが、本火砕流堆積物は尾根を越流したことが述べられており（例えば、今井ほか、1982；藤本、1989）、分布確認地点から最も確からしい箇所において尾根を越流と推測し、分布確認地点を包含するように復元分布図を作成した。海域については現存分布がほとんど認められなかったため、多くの箇所を未定とした。

### 火砕流堆積物の層厚推定

収集した文献を基に、層厚が記載されているものはその値を採用した。露頭およびボーリング柱状図として上端深度、下端深度、あるいは上端高度、下端高度が記載されている場合は、それらから層厚を算出した。柱状図またはスケッチとして図示されている場合は、Autodesk 社製 AutoCAD 2014 上にて上端深度、下端深度を読み取り（読み取り精度は 1/10m）、対象火砕流堆積物の層厚を算出した。

また、現存火砕流分布範囲において火砕流台地など地形が明瞭な箇所を対象に、地形計測から層厚を推定した。地形からの層厚の推定は、火砕流の流下方向に直行する測線上の火砕流堆積物の上面と下面にあたる箇所の緯度・経度を GIS 上で読み取り、地理院マップシートを用いて地点ごとの標高を与え、上面と下面の標高差を層厚とした。

文献と地形から推定した層厚は、環境省自然環境局生物多様性センターの web サイト<sup>11</sup>で公開されている 5km メッシュの図郭ごとに、最小値、最大値、平均値を集計した。

5km メッシュ内に文献と地形から推定した層厚がないメッシュについては、上記のメッシュごとに集計した層厚の最小値、最大値、平均値に基づき普通クリギング法を用いて、層厚を推定した。なお、普通クリギング法による推定値が負の値を示すメッシュについては層厚 0 とした。

### 火砕流堆積物の噴出量推定

作成した現存火砕流堆積物の分布図、噴火直後の火砕流堆積物の推定分布図から、GIS ソフトウェアで 5km メッシュごとの分布面積を算出し、そこに算出した層厚を乗じることで

---

<sup>11</sup>環境相自然環境局：<http://www.biodic.go.jp/trialSystem/shpddl.html>



対象火砕流堆積物の区域毎の見かけ噴出量 (km<sup>3</sup>) を算出した。見かけ総噴出量はそれらを合算した。作成した 5km メッシュ毎の見かけ噴出量を元に、区域毎に溶結の量比などを勘案して火砕流堆積物の平均密度を評価し、マグマ噴出量 (DRE ; Walker, 1980) (DRE km<sup>3</sup>) を算出した。

#### 十和田八戸火砕流堆積物の現存・噴火直後の推定分布

十和田八戸火砕流堆積物の現存・噴火直後の推定分布を図 1.2.4-3 に示す。各地点での露頭情報、ボーリングデータをすべて考慮した上で、作成した推定分布図としては、最も詳細な分布図である。十和田八戸火砕流は、東、北東、北西、方向には面状に広く広がっており、西方向や南方向には主に谷沿いに分布している。南限は、約 84km 離れた盛岡市周辺まで到達している。海域の限界については、データが少なく、ここでは仮にクリギング法により推定し、おおよその分布限界を示しているが、今後さらなる検討が必要である。

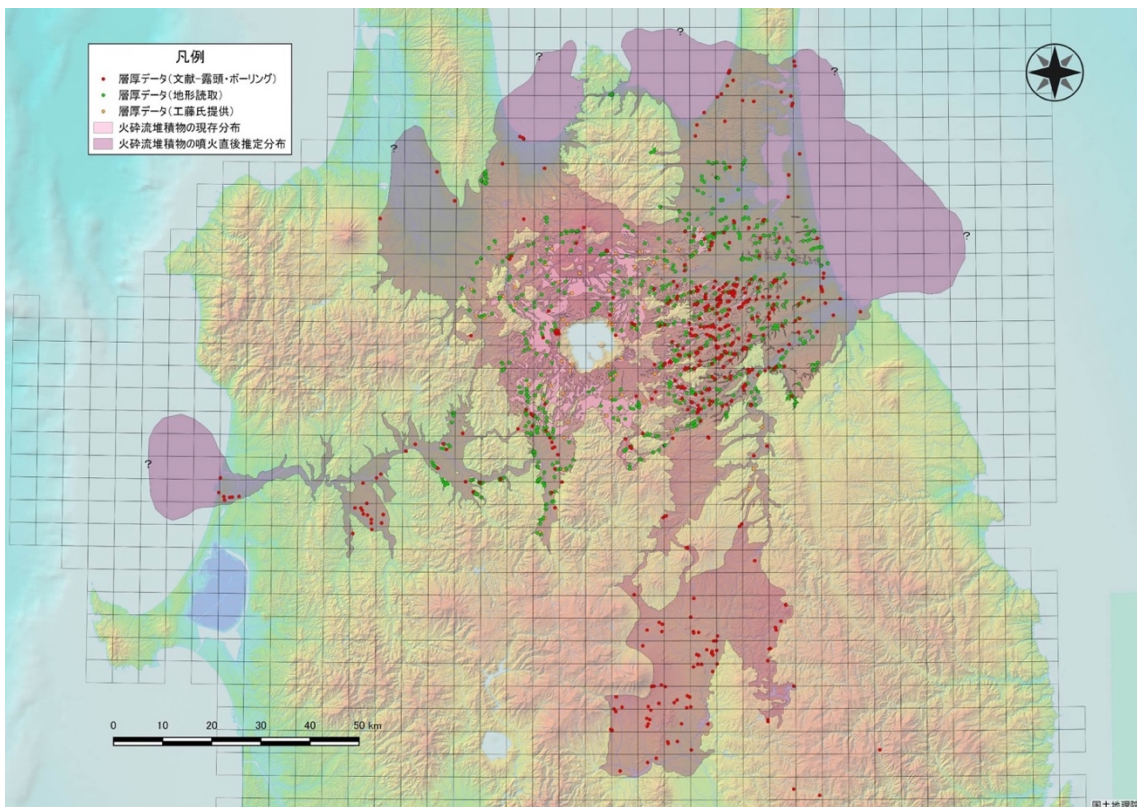


図 1.2.4-3 十和田八戸火砕流堆積物の現存・噴火直後の推定分布

#### 十和田八戸火砕流堆積物の噴火直後の層厚分布

十和田八戸火砕流堆積物の 5km メッシュ毎の層厚の平均値の分布を図 1.2.4-4 に示す。各メッシュでは数点以上の測定データに基づき推定しているが、データがないメッシュに

についてはクリギング法で外挿し算出している。また、図 1.2.4-5 ではメッシュ毎の算術平均値を示している。平均層厚は、カルデラリム周辺で最大約 30m を示し、中流域では、1～20m 前後、下流域では 0.01～6m 程度となる。能代海岸の 20m については、やや厚いため、再堆積物の混入の影響がある可能性がある。

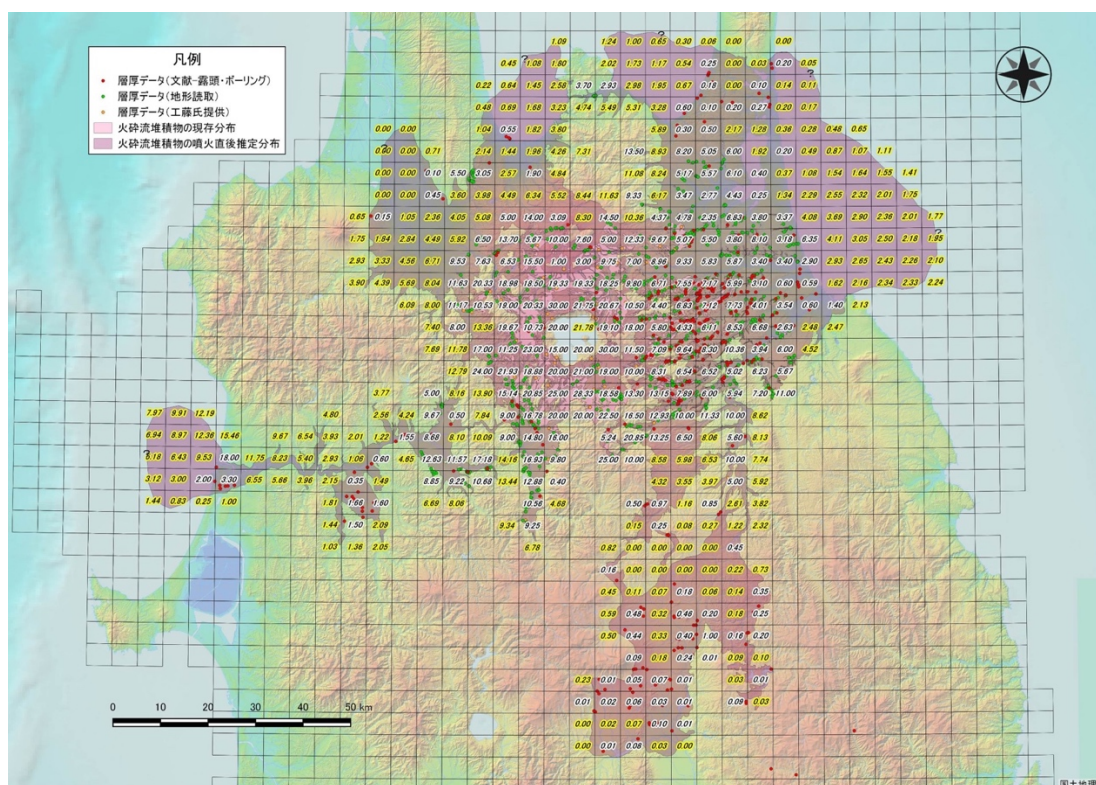


図 1.2.4-5 十和田八戸火砕流堆積物のメッシュごとの層厚の平均値の分布(単位:m)

(白縁字:層厚データ, 黄縁字:クリギング法による推定値)

### 十和田八戸火砕流堆積物の噴出量

十和田八戸火砕流堆積物の面積，見掛け噴出量，噴出量を表 1.2.4-3 に示す。噴出量の DRE 換算は，山元 (2015) による火砕流堆積物 1.2g/cm<sup>3</sup>，溶岩 2.5g/cm<sup>3</sup>に基づいている。十和田八戸火砕流の噴出量は，最小 27.4km<sup>3</sup>(13.2km<sup>3</sup>DRE)，最大 55.6km<sup>3</sup>(26.7km<sup>3</sup>DRE)，平均 41.0km<sup>3</sup>(19.7km<sup>3</sup>DRE)となった。これまでの見積では，Hayakawa (1985)が 40km<sup>3</sup>，山元(2015)は，十和田八戸降下テフラと合わせて 56km<sup>3</sup>，安達(2003)は 16.7km<sup>3</sup>DRE となっている。今回の推定値は，既存の推定値と比較的近い値になったものの，その明確な推定根拠を示すことができたといえる。現存体積は，平均 8.4km<sup>3</sup> (4.0km<sup>3</sup>DRE) であり，噴火直後の推定体積に比べて，約 5 分の 1 程度に減少している。

表 1.2.4-3 十和田八戸火砕流堆積物の面積, 見掛け噴出量, 噴出量

対象	面積 (km <sup>2</sup> )	見掛け噴出量(km <sup>3</sup> )			噴出量(km <sup>3</sup> )			
		最小	最大	平均	最小	最大	平均	
十和田八戸 火砕流堆積物	現存	606.5	5.5	11.7	8.4	2.6	5.6	4.0
	噴火直後 推定	7626.4	27.4	55.6	41.0	13.2	26.7	19.7

阿蘇 4 火砕流堆積物の現存・噴火直後の推定分布

阿蘇 4 火砕流堆積物の現存・噴火直後の推定分布を図 1.2.4-6A, B に示す。これまで、現存する火砕流堆積物のおおよその分布図は作成されていた（小野・渡辺，1983）が、各地点での露頭情報，ボーリングデータをすべて考慮した上で，作成した推定分布図としては，最

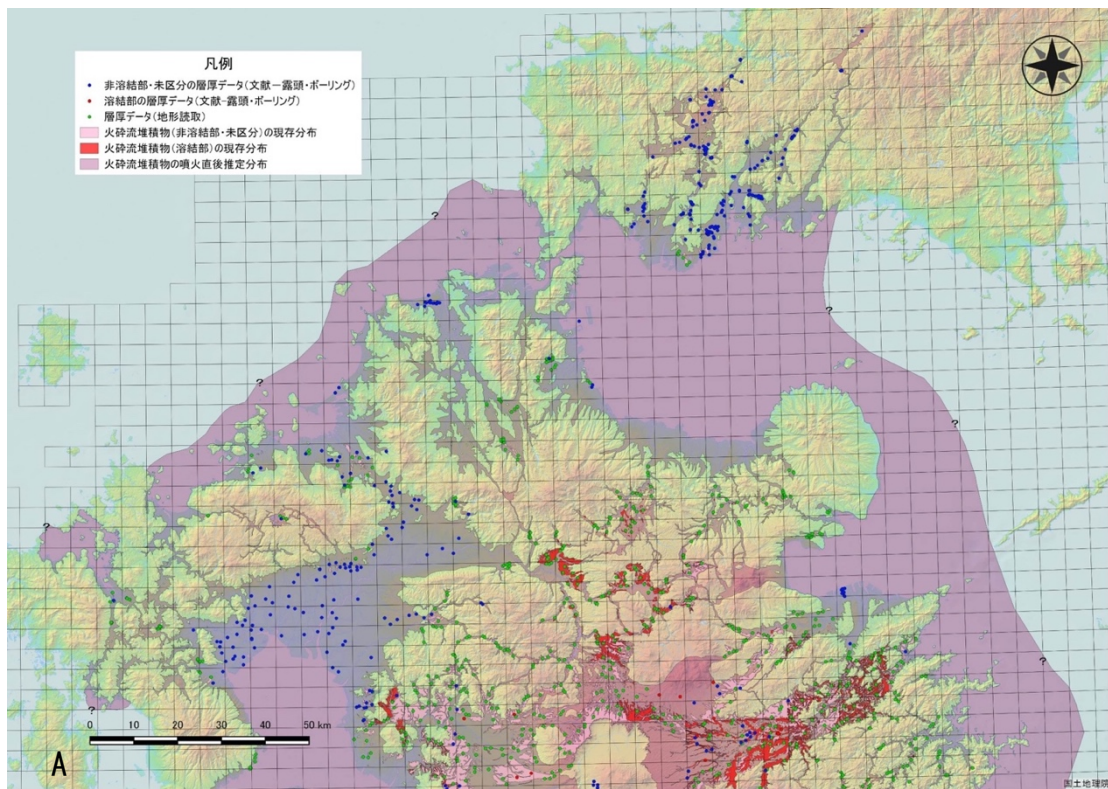


図 1.2.4-6A. 阿蘇 4 火砕流堆積物の現存・噴火直後の推定分布(北部)

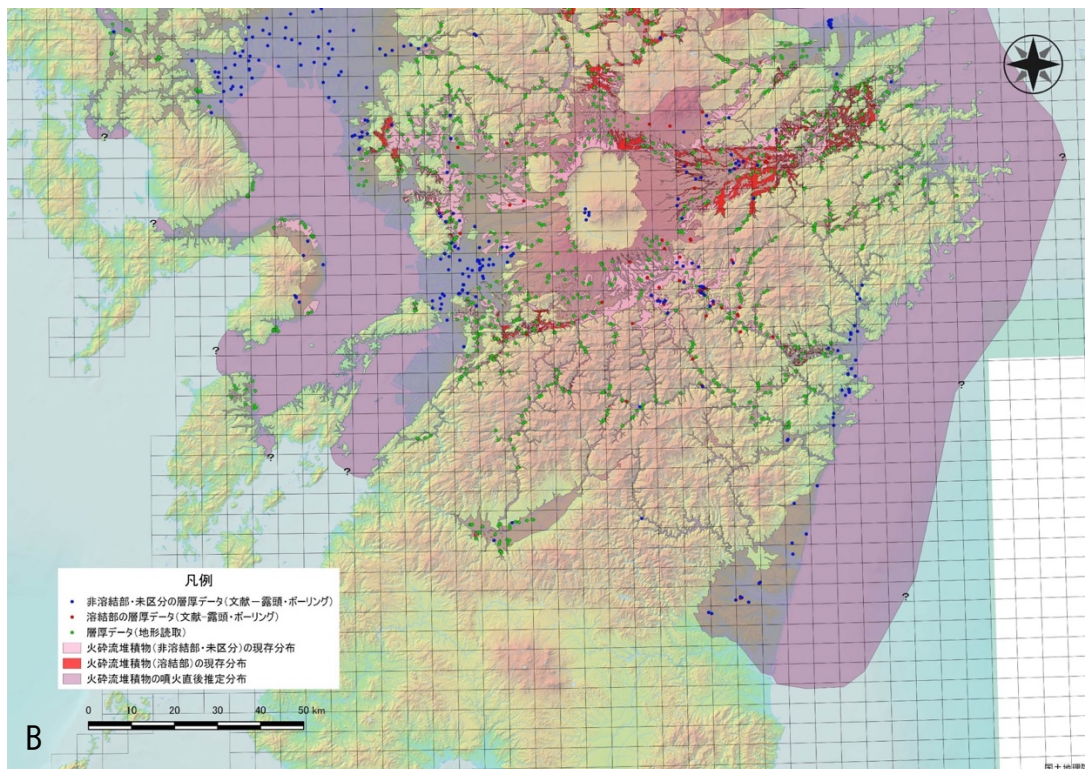


図 1.2.4-6B. 阿蘇 4 火砕流堆積物の現存・噴火直後の推定分布(南部)

も詳細な分布図である。復元した阿蘇 4 火砕流堆積物の分布では、火砕流は、全方向に広がり、給源から北北東 160km 以上の萩市周辺にも到達している。南限は、人吉盆地、宮崎市周辺まで分布している。海域の分布はデータが不十分であるためクリギング法で推定しているが、海底コア等でさらに検討する必要がある。北北東の萩市周辺に到達していることから、四国内にも存在する可能性が考えられるが、現時点では堆積物は報告されておらず、さらなる調査が必要である。

#### 阿蘇 4 火砕流堆積物の噴火直後の層厚分布

阿蘇 4 火砕流堆積物の 5km メッシュごとの層厚の平均値の分布を図 1.2.4-7A, B に示す。各メッシュごとに数点以上の測定データに基づき推定している。データがないメッシュについては、クリギング法で外挿し算出している。図 1.2.4-7A, B では、各メッシュごとの算術平均値を示している。平均層厚は、カルデラリム周辺で最大 87m を示し、中流域では、0.2~50m 前後、下流域では 0.01~10m 程度となる。

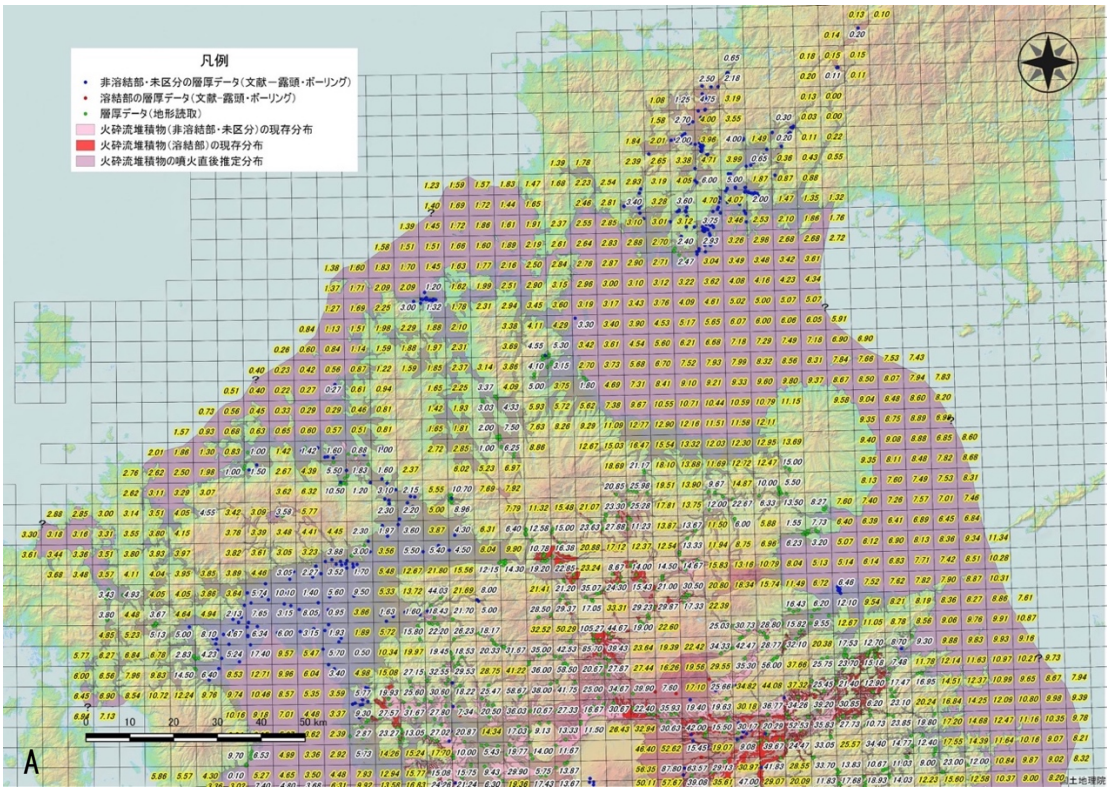


図 1.2.4-7A 阿蘇 4 火砕流堆積物のメッシュごとの層厚の平均値の分布 (単位: m)

(北部) (白縁字: 層厚データ, 黄縁字: クリギング法による推定値)

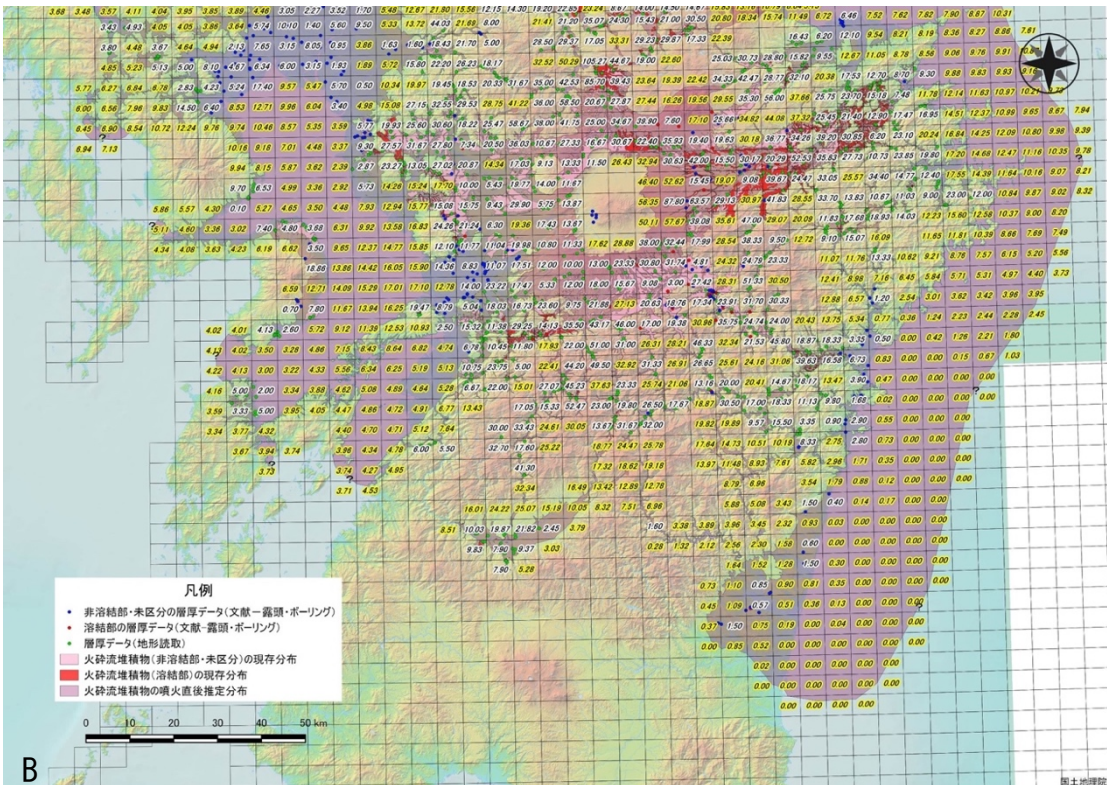


図 1.2.4-7B 阿蘇 4 火砕流堆積物のメッシュごとの層厚の平均値の分布 (単位: m) (南部)

(白縁字: 層厚データ, 黄縁字: クリギング法による推定値)

#### 阿蘇 4 火砕流堆積物の噴出量

阿蘇 4 火砕流堆積物の面積，見掛け噴出量，噴出量を表 1.2.4-4 に示す。阿蘇 4 火砕流の噴出量の DRE 換算は，山元（2015）による火砕流堆積物非溶結部  $1.2\text{g/cm}^3$ ，火砕流堆積物溶結部  $1.6\text{g/cm}^3$ ，溶岩  $2.5\text{g/cm}^3$  に基づいた。また，噴出直後の推定分布の噴出量については，現存分布の非溶結部・未区分と溶結部の面積比を勘案した。阿蘇 4 火砕流の噴出量は，最小  $105.0\text{km}^3$  ( $52.7\text{km}^3\text{DRE}$ )，最大  $270.8\text{km}^3$  ( $135.9\text{km}^3\text{DRE}$ )，平均  $182.8\text{km}^3$  ( $91.7\text{km}^3\text{DRE}$ ) となった。

町田・新井（2011）では火砕流堆積物  $200\text{km}^3$ ，須藤ほか（2007）では阿蘇 4 降下テフラとの合計で  $1051.24\text{km}^3$  と見積もられている。山元（2015）は阿蘇 4 火砕流堆積物と阿蘇 4 火山灰を合計したマグマ噴出量を  $384\text{km}^3\text{DRE}$  としている。中島・前野（2015）はマグマ噴出量を  $200\text{km}^3$  と記載している。既存の推定噴出量のうち，町田・新井（2011）や山元（2015）に比較的近い値となった。今回の推定では，その積算根拠を明確に示す事が出来た。

阿蘇 4 火砕流堆積物の現存体積は，非溶結及び未区分部分の平均値が  $61.2\text{km}^3$  ( $29.4\text{km}^3\text{DRE}$ )，溶結部の平均値が  $14.7\text{km}^3$  ( $6.0\text{km}^3\text{DRE}$ )，合計  $35.4\text{km}^3\text{DRE}$  であり，約 4 割が現存していることになる。非溶結部と溶結部の比率は約 5:1 となった。十和田八戸火砕流堆積物の現存部分が約 2 割程度であることにくらべて，残存率が高いのは，阿蘇 4 火砕流堆積物では，溶結部が存在することが原因の 1 つである可能性が考えられる。

表 1.2.4-4 阿蘇 4 火砕流堆積物の面積，見掛け噴出量，噴出量

対象	面積 ( $\text{km}^2$ )	見掛け噴出量( $\text{km}^3$ )			噴出量 ( $\text{km}^3$ )			
		最小	最大	平均	最小	最大	平均	
阿蘇4 火砕流堆積物	現存 (非溶結・未区分)	2163.4	31.7	98.4	61.2	15.2	47.2	29.4
	現存 (溶結)	339.6	4.9	14.7	9.4	3.1	9.4	6.0
	噴火直後 推定	21003.8	105.0	270.8	182.8	52.7	135.9	91.7

#### 阿蘇 4 火砕流堆積物の岩相変化

阿蘇 4 火砕流堆積物の岩相変化の調査を実施した。火口近傍から  $160\text{km}$  遠方の露頭まで，カルデラから東方向と北北東方向の流域で現地調査を行い，軽石と岩片の最大粒径の変化を明らかにした。最大粒径は，露頭毎に軽石と岩片についてそれぞれ 10 個長径と短径を測定し，最大と最小のサンプルを除いた 8 サンプルの算術平均から，各地点での最大粒径を求めた。流走距離ごとに，軽石の最大粒径をプロットする(図 1.2.4-8)と，給源から  $16\text{km}$  までの地点では， $3\sim 9\text{cm}$  と比較的小さく， $17\sim 20\text{km}$  地点では約  $28\text{cm}$ ， $26\text{km}$  地点の傾斜変換点付近(小国町周辺)で

は 47cm と最大値を示し、その後、72km 地点まで次第に減少し、3cm となった。海を渡った山口県内では、最大粒径は、132～162km 地点で 0.4～0.9cm と非常に小さくなった。岩片の最大粒径は給源から 6.5km 地点では 1～2.5cm と比較的小さく、16km 付近で 11.2cm と最大になり、その後は単調に減少し、72km 地点で 0.6～0.9cm となり、北九州の 117km 地点の折尾の露頭では、0.3cm と非常に小さくなった(図 1.2.4-9)。山口県内の露頭では、肉眼で測定可能な岩片はほとんど含まれていなかった。

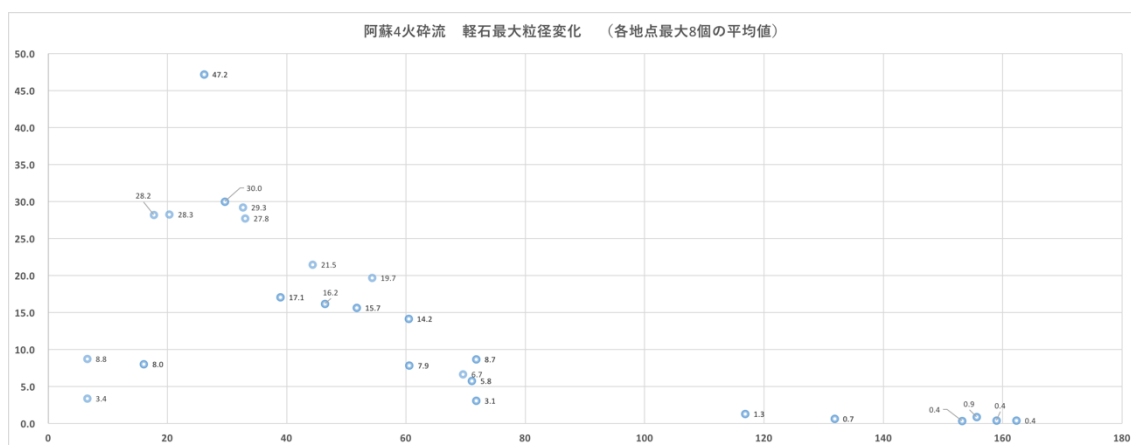


図 1.2.4-8 阿蘇 4 火砕流堆積物中の軽石の最大粒径の変化(縦軸: 露頭毎の最大 8 個の平均粒径 cm, 横軸: 流走距離 km)

給源付近で軽石や岩片の最大粒径がやや小さいことは、大規模火砕流発生時に、この付近は噴煙柱の内部もしくは近傍で、乱流度が高く、火砕流の運搬能力が十分高かったことを示唆している。軽石の最大粒径が傾斜変換点の 26km 地点付近で最大となっていることは、火砕流が傾斜変換点に達し、ハイドロリックジャンプ等の現象で急激に運搬能力が落ちたため、運びきれなくなった軽石を多量に落としたことが原因である可能性が高い。軽石や岩片の最大粒径が単調に減少することも、乱流状態の火砕流の基底部分から順次より大きい軽石や岩片が堆積したと考えることが可能である。堆積物の内部構造から、火砕流の内部には、逆級化した層厚 20～70cm 程度の弱い層理構造が見られる場合がある。このことは、火砕流の基底部分に比較的高濃度な密度流が形成され、堆積サブユニットを形成しつつ順次堆積したモデルでうまく説明できる。海を渡った山口県内の火砕流は層厚 10cm～6m 程度であり、軽石の最大粒径は 1cm 以下で非常に小さく、肉眼で認識できる岩片はほとんど含まれていない。部分的にやや高度の高い部分では、サージ状の岩相を示す。このことは、遠方まで運ばれた火砕流は、最後まで残った比較的低密度で細粒部分のみが 160km 以上の地点まで到達したことを示唆する。そして、残りの細粒火山灰は co-ignimbrite ash となったと考えられる。

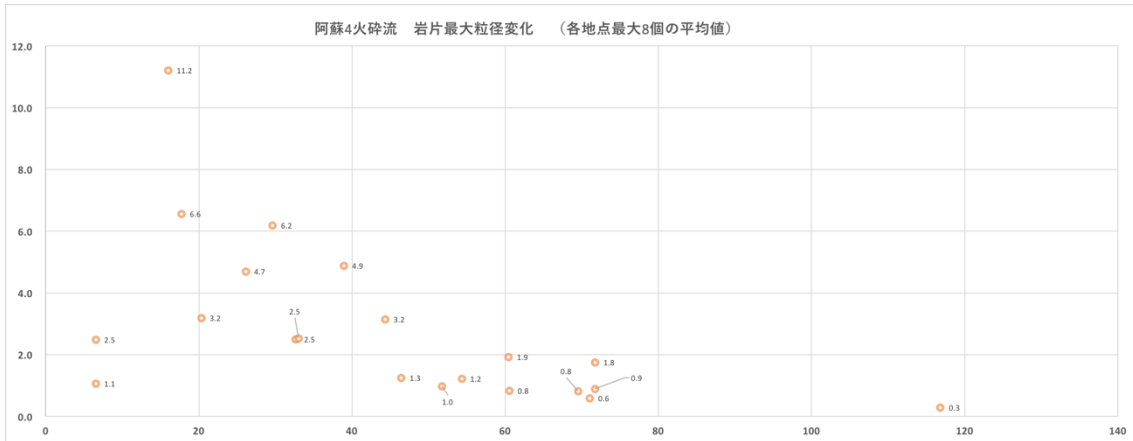


図 1.2.4-9 阿蘇 4 火砕流堆積物中の岩片の最大粒径の変化(縦軸: 露頭毎の最大 8 個の平均粒径 cm, 横軸:流走距離 km)

## (2) 支笏火砕流堆積物のマグマ体積

### 見かけ体積算出

支笏火砕流堆積物の分布範囲と層厚に関する情報を、ボーリング資料や地域地質調査報

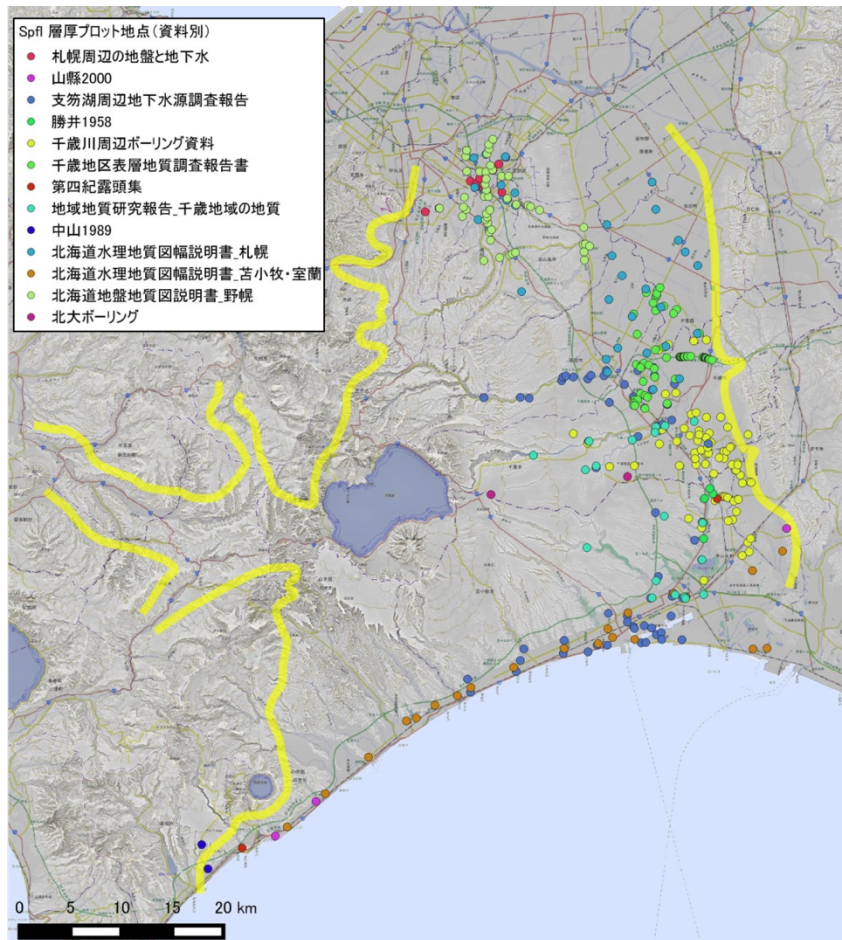


図 1.2.4-10 支笏火砕流堆積物の層厚抽出箇所分布



告等の文献から抽出した。分布範囲を東～南方，西方，北方の3つのエリアに区分したうえで，層厚分布から火砕流堆積物の堆積量を算出した。データ数は合計で351地点である。

図1.2.4-10では山縣（2000）をもとに支笏火砕流堆積物の分布範囲を示しているが，文献より抽出した層厚情報の分布には偏りがある。支笏カルデラの近傍や西方では，層厚情報がほとんどない。一方，カルデラ東方の千歳市街周辺や苫小牧，札幌周辺では地域地質調査や公共工事ボーリング等により，層厚情報が多い。カルデラ近傍から遠方までの層厚情報が得られた地域は，カルデラ東方のみである。そこでカルデラ中心からの距離と火砕流堆積物の層厚の関係を図1.2.4-11にプロットし，距離に応じた火砕流堆積物の層厚を推定するための近似式を以下のとおり設定した。カルデラ近傍では火砕流堆積物の層厚情報が限られていることから，北海道大学が平成26～27年度に実施したボーリング調査の2地点の情報をもとに，カルデラ中心からの距離10kmで層厚100m，火口からの距離24kmで層厚80mと仮定し，直線近似とする。一方，中心からの距離24km以遠のプロットをもとに指数近似とする。火口からの距離に応じた火砕流堆積物の層厚を設定するため，①東～南方地域を1kmのグリッドに分割し，設定した近似式をもとに，カルデラ中心とグリッドの中心座標の距離から，各グリッドの層厚を設定した（図1.2.4-12）。グリッドごとに設定した層厚から算出した東～南地域の支笏火砕流堆積物のみかけ堆積は，105.7km<sup>3</sup>である。

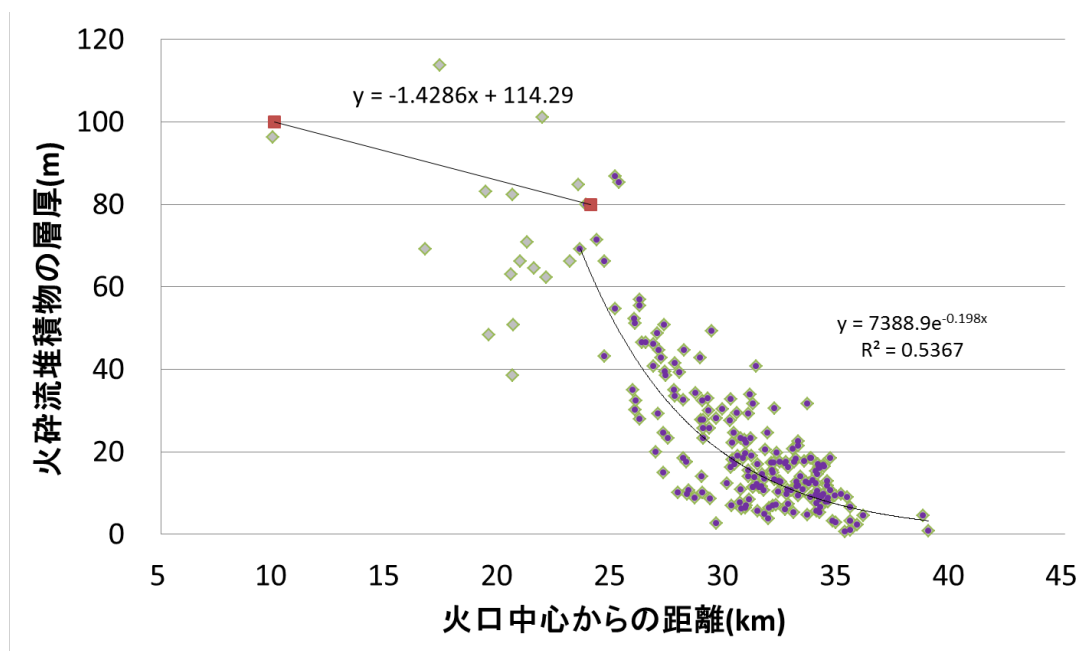


図 1.2.4-11 東～南方における火口距離と層厚の近似式

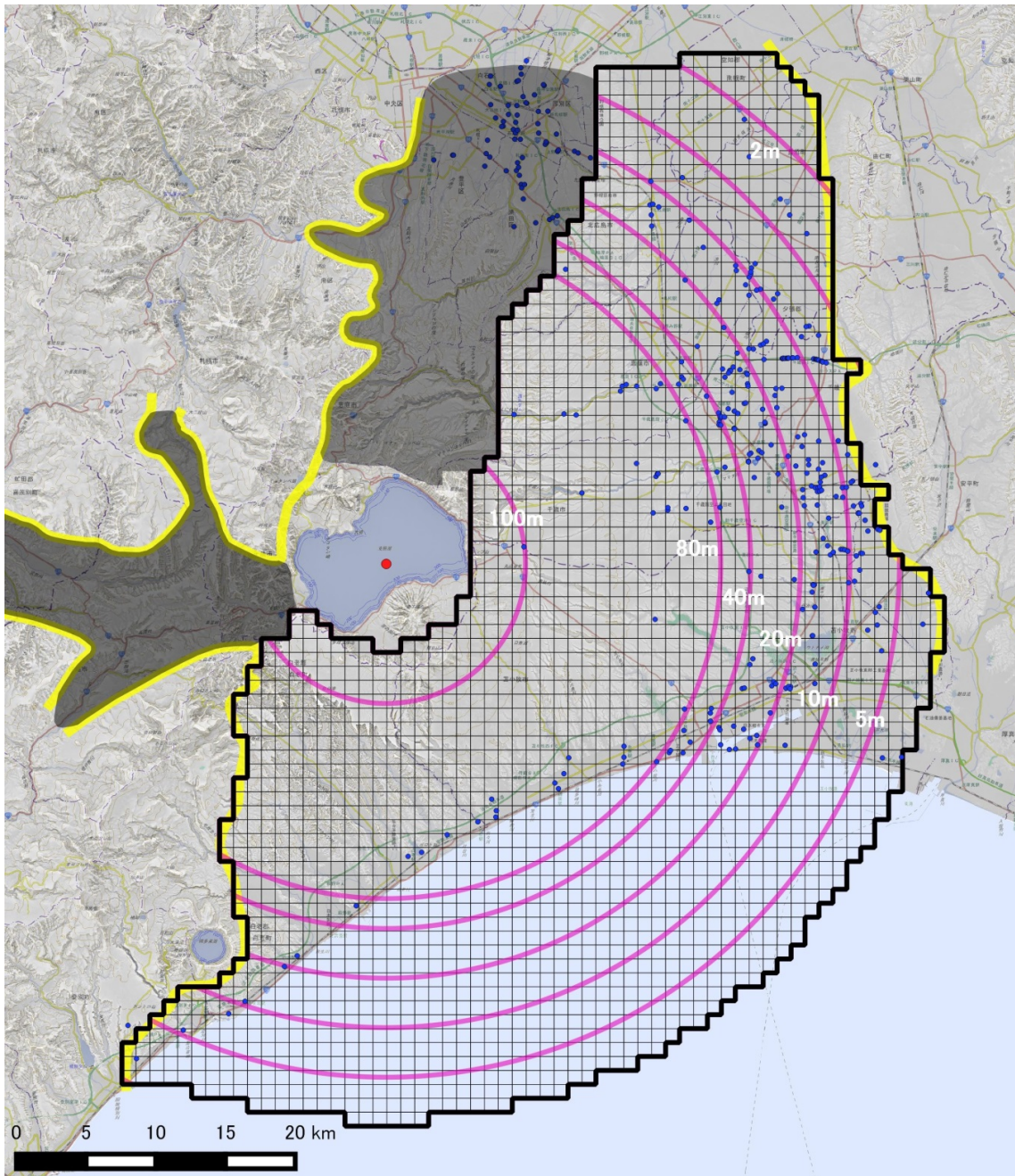


図 1.2.4-12 東～南方地域の堆積算出範囲(1km グリッド)と等層厚線図

カルデラの西方地域では、正確な位置がわかる層厚情報が得られていないため、地域地質図幅の記載や地形などから支笏火砕流堆積物の層厚を推定した。5 万分の 1 地質図幅及び同説明書「<sup>そうけいしゅ</sup>壮溪珠」（北海道開発庁，1954）には、支笏火山噴出物は「支笏泥溶岩（Tm）」として記載されており、カルデラ近傍で最大 100m，長流川上流では 40m，愛地付近では 20～25m，新大滝駅北東で 20～30m，オエロン信号所東方では 10～20m で、他の地域では 10m 以下とされている。この情報をもとに層厚情報をプロットし、等層厚線図を作成している（図 1.2.4-13）。

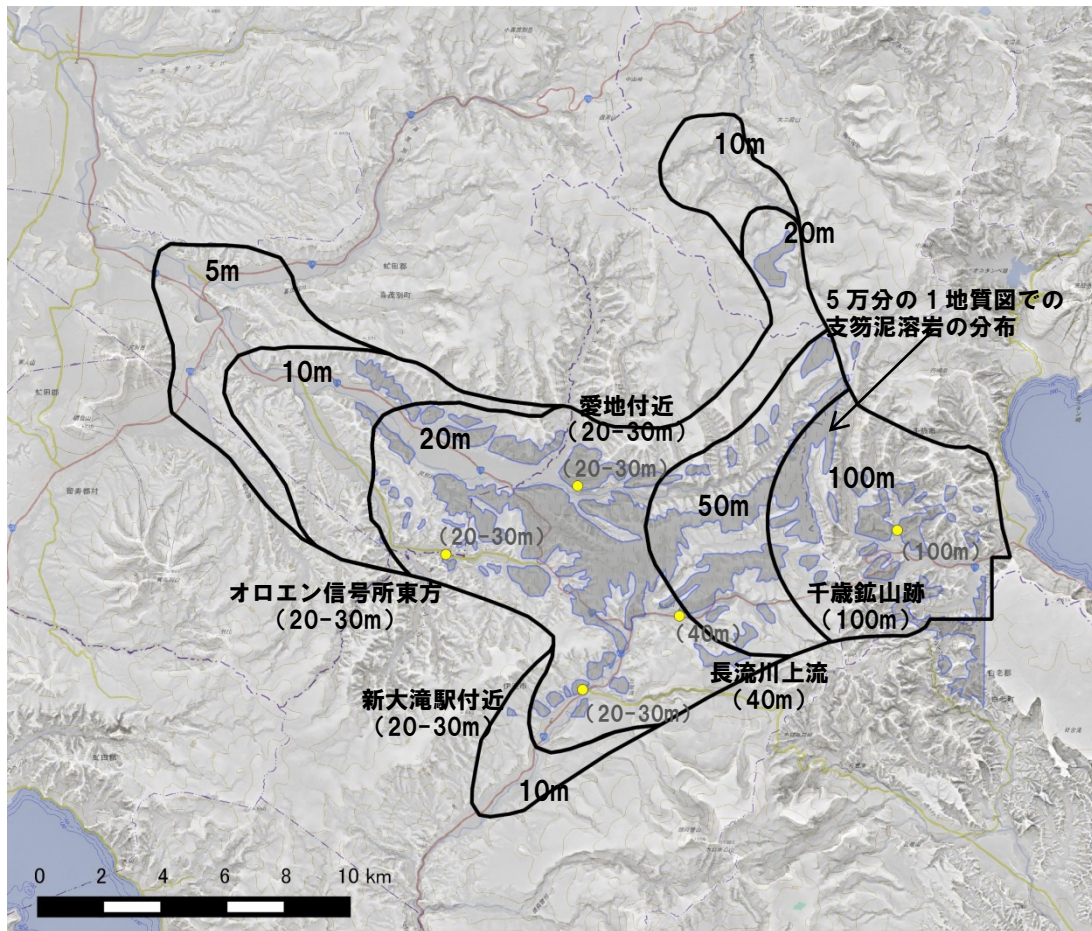


図 1.2.4-13 西方地域の支笏火砕流堆積物の層厚分布

等層厚線図で囲まれるエリアごとに、面積と平均層厚（最大層厚を 100 m とする）を乗じて、西方地域の火砕流堆積物のみかけ堆積を算出すると、 $11.1 \text{ km}^3$ となる。

カルデラ北方地域（札幌方向）では、札幌市街近郊ではボーリングデータが比較的多いものの、火口近傍から中流域にかけては、層厚情報がほとんどない。そのため、地域地質図幅の断面図や地形などから支笏火砕流堆積物の層厚を推定した。北方地域は、「5 万分の 1 地質図幅及び同説明書「樽前山」」（北海道開発庁、1957）、「石山」（北海道立地下資源調査所、1956）、「札幌」（北海道立地下資源調査所、1956）のエリアに該当する。これらの地質図幅では、支笏火砕流堆積物に相当する噴出物として「支笏溶結凝灰岩」・「豊平浮石部層」の記述がある。これらをもとに支笏火砕流堆積物の層厚情報をプロットし、等層厚線図を作成している（図 1.2.4-14）。

等層厚線図で囲まれるエリアごとに、面積と平均層厚（最大層厚を 200 m とする）を乗じて、北方地域の火砕流堆積物のみかけ堆積を算出すると、 $32.2 \text{ km}^3$ となる。

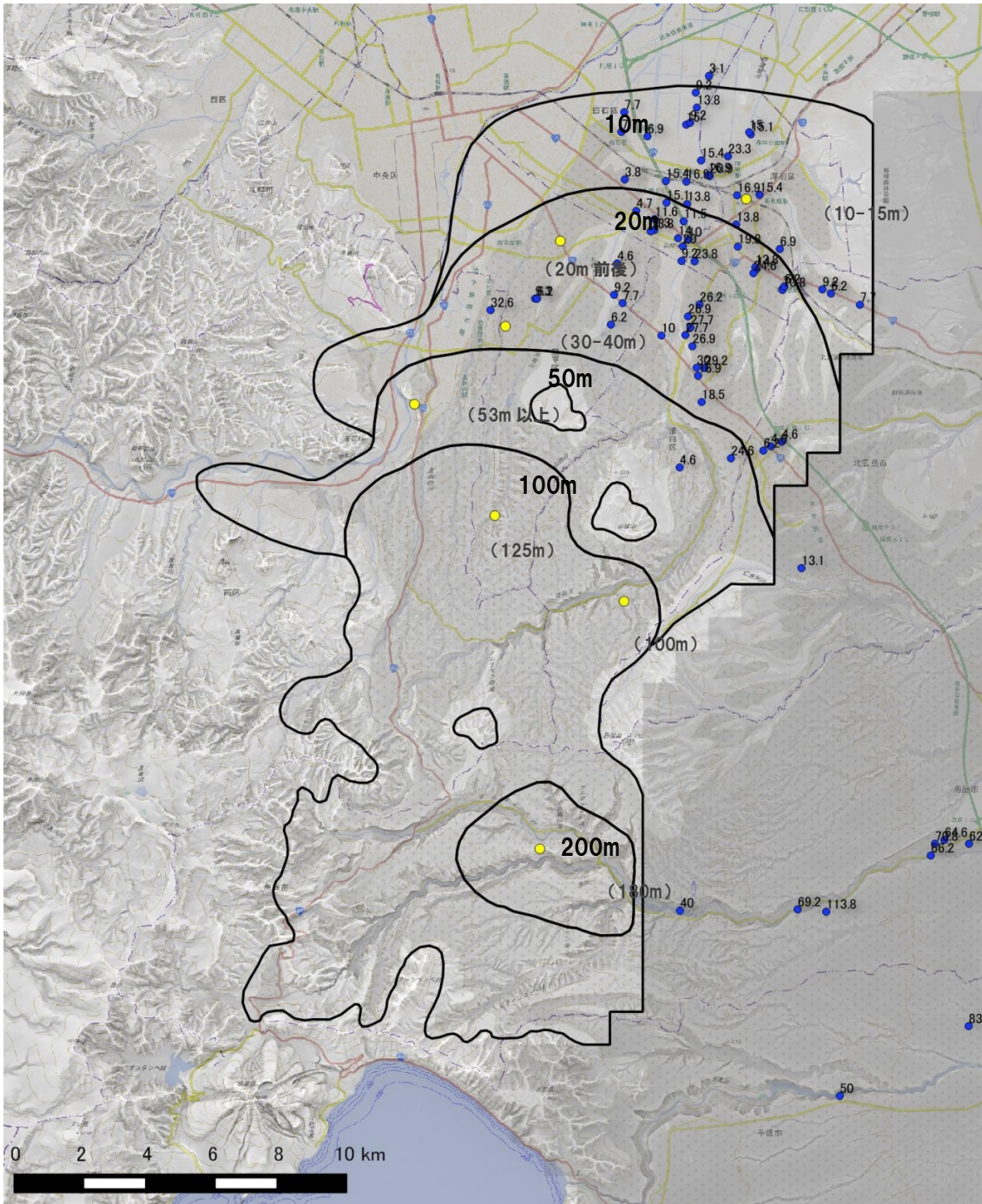


図 1.2.4-14 北方地域の支笏火砕流堆積物の層厚分布

#### 支笏火砕流堆積物の DRE 体積量

東方～南方域では、カルデラ中心からの距離と支笏火砕流溶結部の層厚の関係をみると、火口から 30 km 付近までは溶結部が存在していることがわかる (図 1.2.4-15)。各ボーリングデータにおいて、火砕流堆積物全体のうち溶結部が占める層厚の比率を算出し、火口からの距離との関係を確認した (図 1.2.4-16)。溶結部が存在する範囲では、中心からの距離との相関は顕著でない。

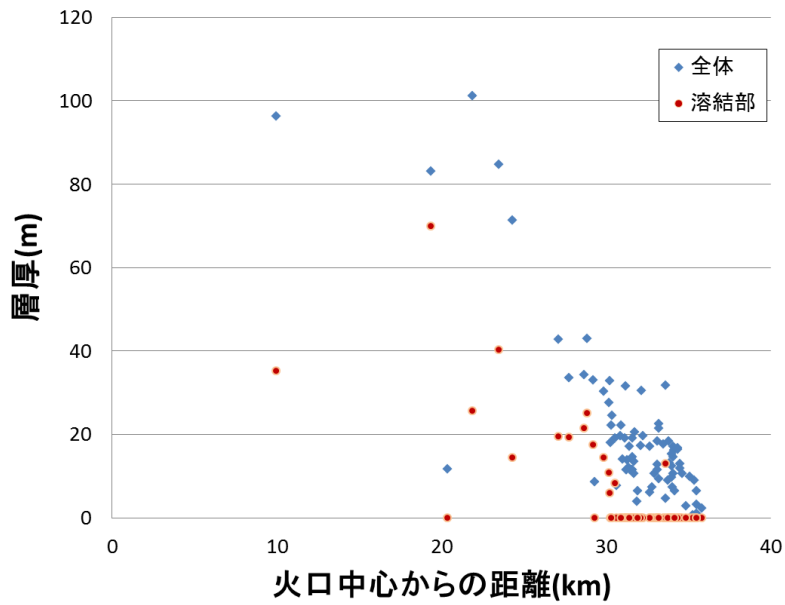


図 1.2.4-15 火口からの距離と溶結部層厚

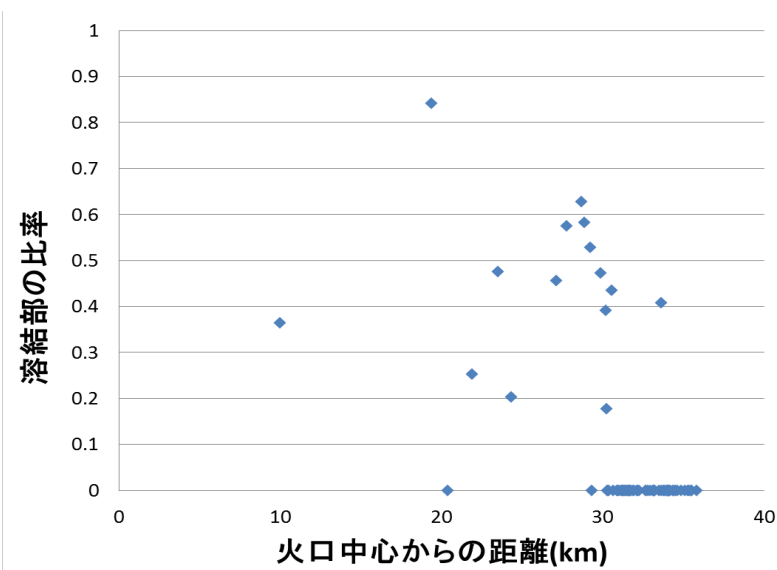


図 1.2.4-16 火口からの距離と溶結比率

従って、東方～南方域に分布する支笏火砕流堆積物の溶結/非溶結の比率は、カルデラ近傍から 30km では溶結部が 40%、非溶結部が 60%とし、30km よりも遠方ではすべて非溶結とする。

西方域では千歳鉱山跡周辺で、溶結部の存在が記載されている。一方、西方地域の中流～下流域では溶結部はなく、すべて非溶結である。従って、西方地域に分布する支笏火砕流堆積物の溶結/非溶結の比率は、等層厚線 50m より上流では溶結部が 50%、非溶結部が 50%とし、下流側では全て非溶結とする。

表 1.2.4-5 支笏火砕流堆積物の DRE 体積

	みかけ体積 (km <sup>3</sup> )			DRE 体積 (km <sup>3</sup> )		
	非溶結	溶結	(計)	非溶結	溶結	(計)
東～南方	66.6	38.8	105.4	34.6	21.7	56.4
西方	7.6	3.5	11.1	4.0	1.9	5.9
北方	16.9	15.4	32.2	8.8	8.6	17.4
(計)	91.0	57.7	148.7	47.3	32.3	<b>79.6</b>

北方地域では、溶結した支笏火砕流堆積物（支笏溶結凝灰岩）が広く分布しており、札幌軟石として石材に用いられている。支笏溶結凝灰岩の層厚は、漁川流域では、130 m 以上、厚別川流域では 25～30 m であって、大きく見るとこの地域の北部に向かって薄くなる（北海道開発庁，1956）。また、札幌圏幅地域では、支笏溶結凝灰岩は確認されず、豊平浮石層（非溶結層）が直接野幌層を覆っている（北海道開発庁，1956）。従って、北方地域に分布する支笏火砕流堆積物の溶結/非溶結の比率は、等層厚線 200m の範囲では溶結部 75%、非溶結部 25%、等層厚線 100～50m では溶結部 50%、非溶結部 50%、等層厚線 50m より下流側では全て非溶結とする。

溶結部の密度は、勝井・村瀬(1960)の軽石流堆積物の平均比重 1.3 g/cm<sup>3</sup> と仮定する。一方、非溶結部の密度は、宝田・Riehle(2004)が支笏湖畔近傍で測定した溶結部の密度結果の中間的な値である 1.4g/cm<sup>3</sup> と仮定する。算出したみかけ体積、溶結/非溶結の比率および火砕流堆積物の密度から、溶岩換算(2.5 g/cm<sup>3</sup>)体積を算出すると支笏火砕流堆積物の総 DRE 体積は 79.6 km<sup>3</sup> となる（表 1.2.4-5）。

### (3) 支笏第 1 降下軽石堆積物の噴出量算出

#### 堆積物の分布状況

支笏第 1 降下軽石堆積物（以下、Spfa1 と記す）は、約 4 万年前に支笏カルデラを形成した噴火による堆積物である。その分布は、山縣（2000）、町田・新井（1992）、勝井（1959）などにおいて示されている（図 1.2.4-17、表 1.2.4-6）。いずれも、偏西風に支配されて東南東方向に分布軸をもつものとしており、支笏湖東方の苫小牧市から千歳市周辺にかけて 400cm 程度の厚さで分布するとしている。遠方は日高山脈を越えて太平洋までおよび、1m 程度以下の厚さで分布するとしている。

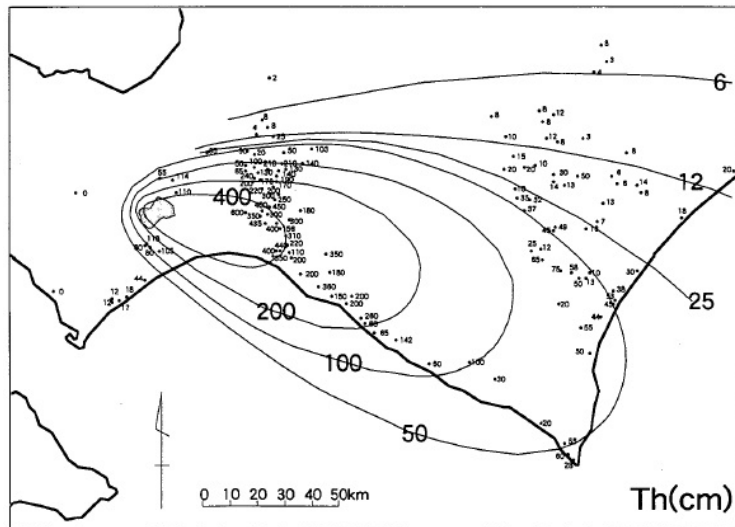


図 1.2.4-17 山縣(2000)による Spfa1 の等層厚線図

表 1.2.4-6 既往研究による層厚と火口からの距離の関係

	火口からの距離				
	層厚 400cm	層厚 300cm	層厚 200cm	層厚 100cm	層厚 50cm
山縣 (2000)	50km	-	100km	135km	185km
町田・新井 (1992)	61km	77km	113km	147km	191km (層厚 60cm)
勝井 (1959)	48km	62km	96km	148km	189km

### 堆積物の粒径分布

Spfa1 の粒径分布は新たにふるい試験により測定したものを、既に図 1.2.1-29 に示している。ここでは同一地点の平均粒径の算術平均とカルデラ中心からの距離の関係を図 1.2.4-18 に示す。火口からの距離と平均粒径は、概ね比例関係にある。火口からの距離が大きくなるほど、平均粒径は小さくなる。

### Tephra2 の概要

再現計算は移流拡散モデルに基づいた降灰シミュレーションのプログラムである Tephra2 を用いた (Bonadonna et al., 2005)。計算にはインプットデータとして噴煙柱パラメータ、座標データ、高度別風向風速データが必要となり、アウトプットとしてグリッドの単位面積あたりの降灰量 ( $\text{kg}/\text{m}^2$ ) と粒度組成が得られる。

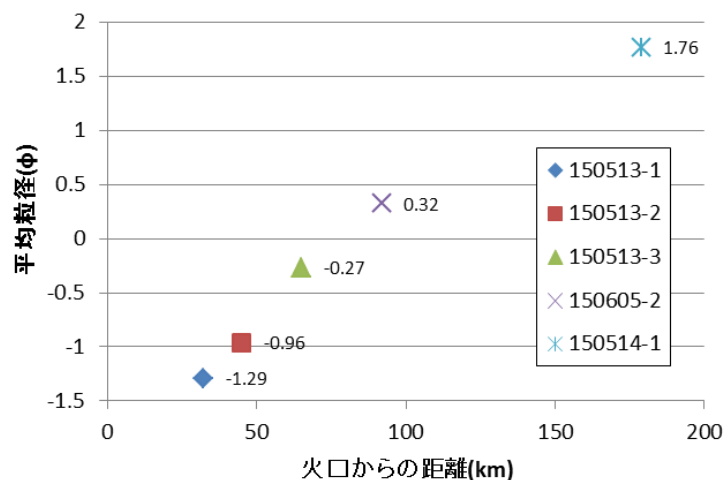


図 1.2.4-18 火口からの距離と平均粒径の関係

#### 噴煙柱高度

Spfa1 の噴煙柱高度は、山縣（2000）、真下ほか（1999）、勝井・村瀬（1960）などにより検討されている。山縣（2000）は、Carey and Sparks（1986）のモデルに基づき、最大岩片粒径分布から噴煙柱高度を約 50km と推定した。真下ほか（1999）も、Carey and Sparks（1986）のモデルに基づき、噴煙柱高度を約 37km と推定した。勝井・村瀬（1960）は、Spfa1 の直径 1cm 以上の軽石の粒度分布から、噴煙の高さは少なくとも 45km であるとしている。一方、噴煙柱高度が圏界面付近に達すると、粒子が強い偏西風に乗ることによってより遠方まで到達する。日本の圏界面高度は、冬期で高度 10,000m 程度、夏期で 16,000m 程度である。なお、風データとして後述する札幌管区気象台の高層気象データの計測値は、およそ高度 23,000m までとなっている。本検討では、勝井・村瀬（1960）および山縣（2000）の推定値を参考にするとともに、圏界面高度程度の噴煙柱高度を用いて感度分析を行った。

#### 総噴出物量

Spfa1 の噴出量は、山縣（2000）、勝井・村瀬（1960）、町田・新井（1992）などにより検討されている。山縣（2000）は、Walker（1980）の結晶法に基づき総質量を  $5.617 \times 10^{13} \text{kg}$ （総体積  $140 \text{km}^3$ 、堆積密度  $0.4 \text{g/cm}^3$ ）としている。勝井・村瀬（1960）は、Spfa1 の分布、層厚、見かけの比重に基づき、カルデラ形成直前の活動による降下軽石堆積物の量を  $1.25 \times 10^{13} \text{kg}$  としている（体積  $25 \text{km}^3$ 、平均比重 0.5）。町田・新井（1992）は、勝井・村瀬（1960）に準じた値としている。本検討では、勝井・村瀬（1960）および山縣（2000）の推定値を参考にするとともに、粒度データや噴煙柱高度を変化させて粒度分布を再現したうえで、総噴出物量を設定した。



表 1.2.4-7 粒度試験結果

地点番号	粒度試験結果による 粒度分布範囲( $\phi$ )		平均粒径 $\mu(\phi)$	偏差 $\sigma$
	最大粒径	最小粒径		
150513-1	-5.0	3.0	-1.29	1.62
150513-2	-4.5	3.0	-0.96	1.30
150513-3	-4.5	3.0	-0.27	1.26
150514-1	-2.0	3.0	1.76	0.57
150605-2	-3.0	3.0	0.32	1.00

#### 粒度データ

Tephra2 に使用する粒度パラメータは、粒径の範囲、平均粒径、粒度分布の偏差を  $\phi$  スケールで設定する。粒度試験結果により得られた平均粒径  $\mu$ 、偏差  $\sigma$  および粒度分布範囲は、表 1.2.4-7 のとおりである。この結果を参考として、粒度パラメータを設定する。すなわち、粒度試験結果による平均粒径と偏差から、粒度分布範囲を推定し、粒度データの組み合わせケースを設定した (表 1.2.4-8)。このとき、平均粒径と偏差から算出される粒度分布範囲内に、粒度試験結果による  $-5\phi \sim 3\phi$  を含まない場合には、組み合わせケースから除外している。

#### 火口位置

火口位置は、現在のカルデラの中心として設定した。噴火当時の火口標高は不明であるため、周辺の標高より 1,500m と設定した。

#### 密度データ

Tephra2 では、 $-7\phi$  よりも大きい粒子はすべて岩片と仮定されて計算され、岩片密度の設定値が採用される (萬年,2013)。Spfa1 は軽石が主体であることから、 $-7\phi$  よりも大きな粒子も軽石として扱うために、岩片密度を軽石密度と同じ値に設定した。岩片密度および軽石密度は、勝井・村瀬 (1960) より  $500\text{k g/m}^3$  を設定した。

#### その他条件

V-Hub (<https://vhub.org/>) のオンラインシミュレーションモデルのサンプルデータや、Supporting Docs にある「Tephra2 Users Manual」の事例等を参考に、その他のパラメータを設定した。

#### Eddy Const (みかけ渦拡散係数)

Bonadonna et al. (2005) などの既往設定値を参考に、0.04 を設定した。

#### DIFFUSION\_COEFFICIENT (拡散係数)

拡散係数が大きいと風速が大きくても同心円上に分布するようになり、拡散係数が小さいと風向方向に直線上に分布するようになる。既往設定値としては、以下の値が採用されて

いる。噴出量が多いほど大きな値が用いられる傾向が伺える。既往設定値を参考に 100,000 として検証するとともに、分布範囲を再現できる値として設定した。

#### FALLTIME\_THREFOOLD (落下時間)

既往設定値を参考に、100,000 を設定した。

#### COL\_STEPS (放出間隔)

萬年 (2013) を参考に、 $\Delta h$  が 100m 程度となるように設定した。

#### 風データ

シミュレーションに用いる風の条件は、支笏湖直近の高層気象観測地点である札幌管区気象台の 1981～2010 年高層気象データを解析し、再現計算に適した値を用いることとした。高層気象データは、9 時と 21 時のものがある。Spfa1 の分布主軸は東南東であることを踏まえて、西向きの風の傾向が強い 21 時のデータを採用することとした。21 時の月別の風速は、高度 12,000m 程度で最も大きい (図 1.2.4-19)。また、4 月と 9 月は年平均に近似した値、5～8 月で年平均よりも小さい値、1～2 月および 10～12 月で年平均よりも大きい値となる傾向にある。Tephra2 の計算にあたり、高度 10,000～20,000m 間において風速が最も大きい 11 月の高層気象データを使用して感度分析を行った。

#### 地形データ

地形データは、国土数値情報標高・傾斜度 3 次メッシュデータ (平成 23 年度, 国土交通省国土政策局国土情報課) を用いて作成した。1km メッシュデータのままで、計算用としてはグリッド間隔が細かすぎるため、計算に使用する地形データとして 5km グリッドを作成した。5km グリッドの標高値は、1km メッシュデータの平均標高値を GIS ソフトで補間した値とした。

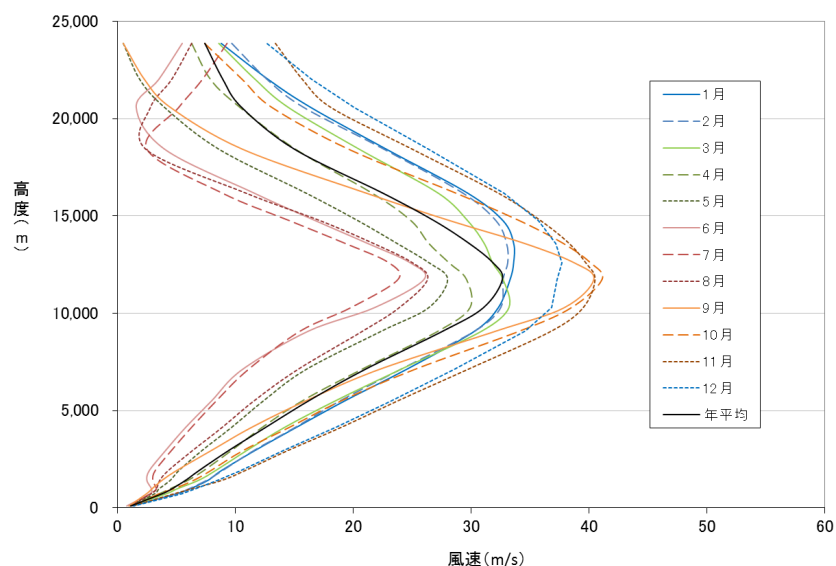


図 1.2.4-19 札幌管区気象台における 1981～2010 年の月別合成風風速(21 時)

## 再現計算の実施

再現計算は、図 1.2.4-20 に示すフローによって行った。

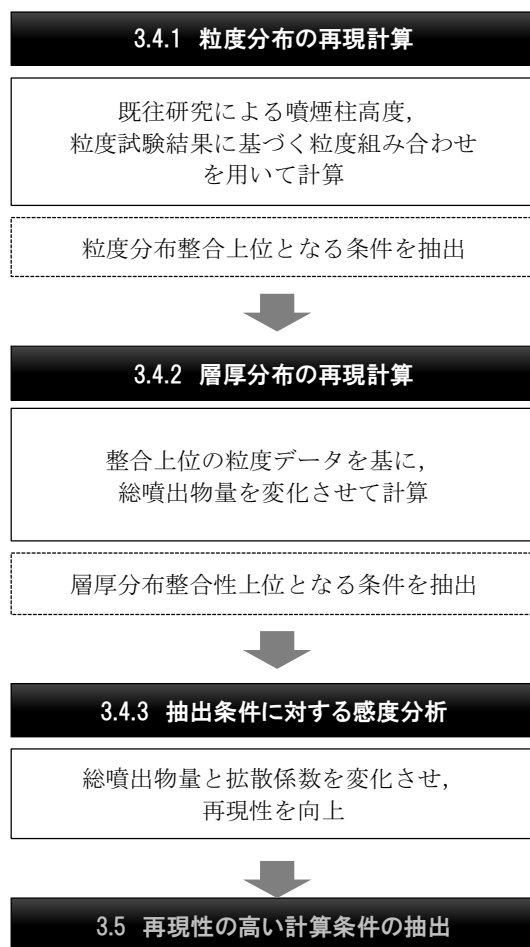


図 1.2.4-20 再現性の高い計算条件の抽出フロー

### 粒度分布の再現計算

粒度試験実施地点における粒度分布と、計算結果との比較にあたっては、Tephra2 計算結果の Spfa1 分布主軸上において、火口から粒度試験実施地点間の距離と等距離にあるメッシュを抽出した。抽出したメッシュにおける計算結果を各地点の粒度試験結果と比較し、整合性の高いものを抽出している。噴煙柱高度を勝井・村瀬（1960）および山縣（2000）による推定値および圏界面高度程度に設定し、「粒度データ」で設定したパラメータを組み合わせ、感度分析を行った。表 1.2.4-8 に示した計算ケースのうち、粒度試験結果と整合性が最も高いものの計算条件を表 1.2.4-9 と図 1.2.4-21 に示す。いずれのケースも偏差は 5 となる。Spfa1 において粒度分布の整合性を高めるためには、噴煙柱高度が高いケースほど、平均粒径を大きくする必要があると考えられる。ただし、図 1.2.4-22 の噴煙柱高度と平均粒径の関係に示されるように、噴煙柱高度 25,000m 以上で無風としているので、平均粒径

はほぼ横ばいになる。

表 1.2.4-8 粒度分布再現計算ケース

粒度データ組み合わせ:23パターン				噴煙柱高度(m) :6パターン
平均粒径 $\mu$ ( $\phi$ )	偏差 $\sigma$	最大粒径 $\mu-2\sigma(\phi)$	最小粒径 $\mu-2\sigma(\phi)$	
-2	3	-11	4	①11500 ②16500 ③21500 ④31500 ⑤46500:勝井・村瀬(1960)の値 ⑥51500:山縣(2000)の値  ※火口からの噴煙の高さに、火口標高として設定した 1500m を加えたもの
-2	4	-14	6	
-1.5	3	-10.5	4.5	
-1.5	4	-13.5	6.5	
-1	2	-7	3	
-1	3	-10	5	
-1	4	-13	7	
-0.5	2	-6.5	3.5	
-0.5	3	-9.5	5.5	
-0.5	4	-12.5	7.5	
0	2	-6	4	
0	3	-9	6	
0	4	-12	8	
0.5	2	-5.5	4.5	
0.5	3	-8.5	6.5	
0.5	4	-11.5	8.5	
1	2	-5	5	
1	3	-8	7	
1	4	-11	9	
1.5	3	-7.5	7.5	
1.5	4	-10.5	9.5	
2	3	-7	8	
2	4	-10	10	

表 1.2.4-9 粒度分布の整合性が高いケースの計算条件

計算ケース	噴煙柱高度 (m) ※火口からの噴煙の高さに、火口標高として設定した 1500m を加えたもの	噴出量 (kg)	最大粒径 ( $\phi$ )	最小粒径 ( $\phi$ )	平均粒径 ( $\phi$ )	偏差
Case12	11500	2.50E+13	-10.5	9.5	-0.5	5
Case15	11500	2.50E+13	-10	10	0	5
Case31	13500	2.50E+13	-11	9	-1	5
Case34	13500	2.50E+13	-10.5	9.5	-0.5	5
Case50	16500	2.50E+13	-11.5	8.5	-1.5	5
Case53	16500	2.50E+13	-11	9	-1	5
Case69	21500	2.50E+13	-12	8	-2	5
Case72	21500	2.50E+13	-11.5	8.5	-1.5	5
Case91	31500	2.50E+13	-12	8	-2	5
Case113	46500	2.50E+13	-12	8	-2	5
Case135	51500	2.50E+13	-12	8	-2	5

※Case113 および Case135 は、提示した他のケースよりも整合性が低いが、  
噴煙柱高度 46,500m と 51,500m の計算結果の参考として提示した

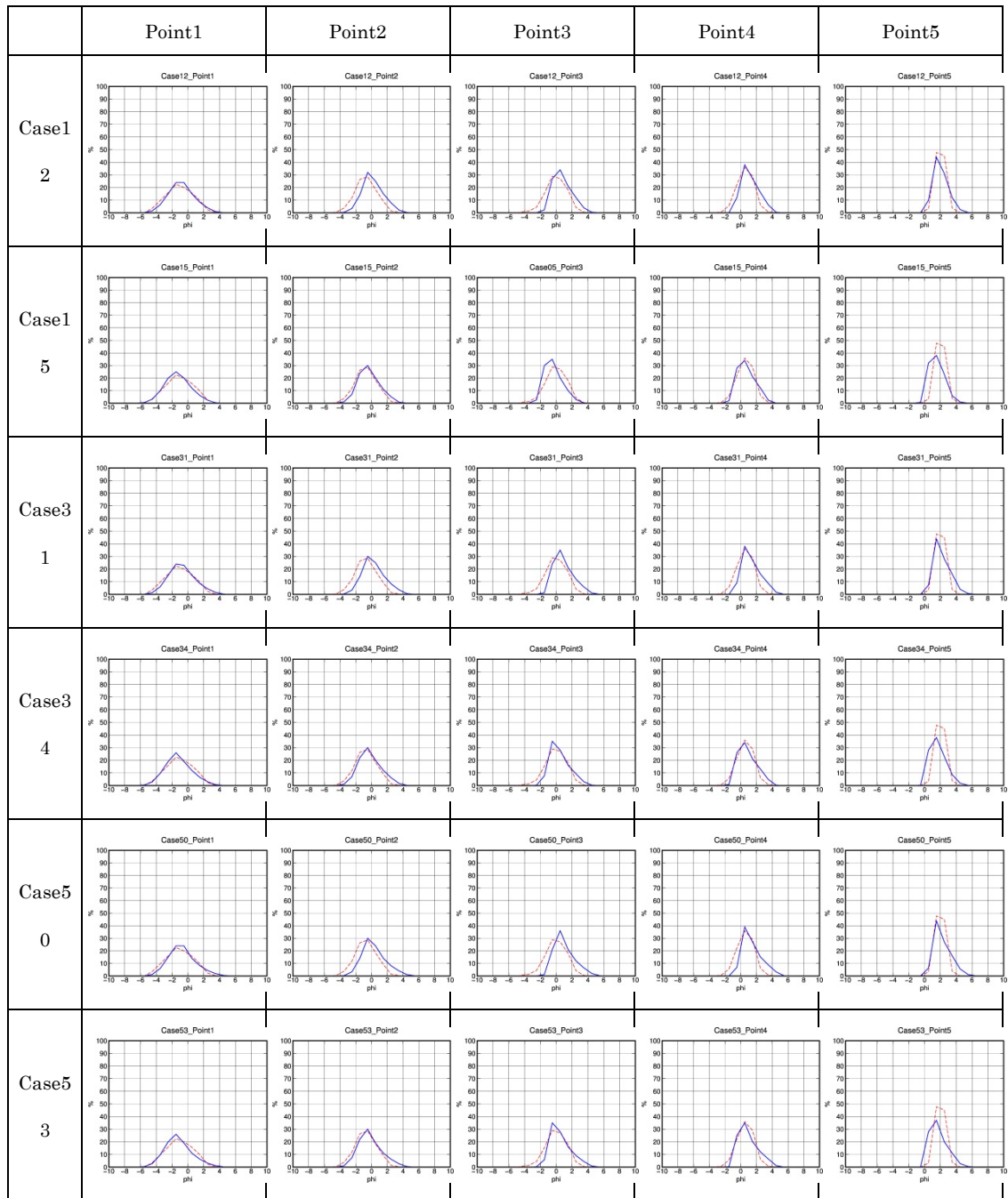


図 1.2.4-21 粒度分布の整合性が高いケース

### 層厚分布の再現計算

粒度分布の再現計算結果を用いて、層厚分布の再現計算を行った。計算結果の比較は、粒度試験実施地点における層厚（図 1.2.4-23）に対して行っている。ただし、粒度試験実施地点のうち最もカルデラに近い 150513-1 地点では、降下火砕物の底面が確認できていないこと、上面を火砕流に削剥されていることから、露頭での 6m は比較の下限として扱う必要がある。

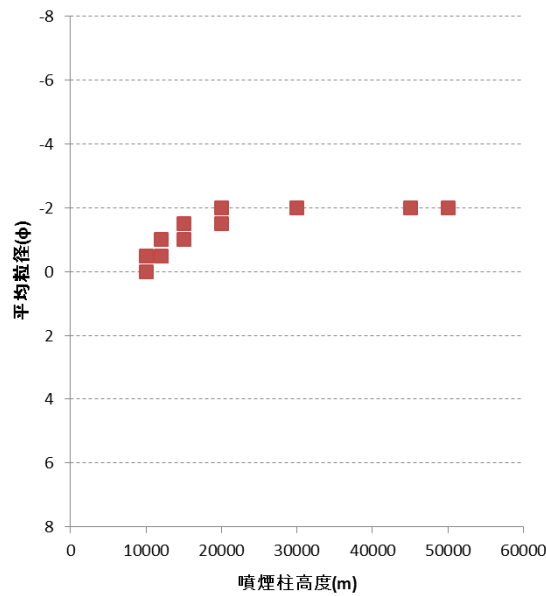


図 1.2.4-22 整合性が高いケースにおける噴煙柱高度と平均粒径の関係

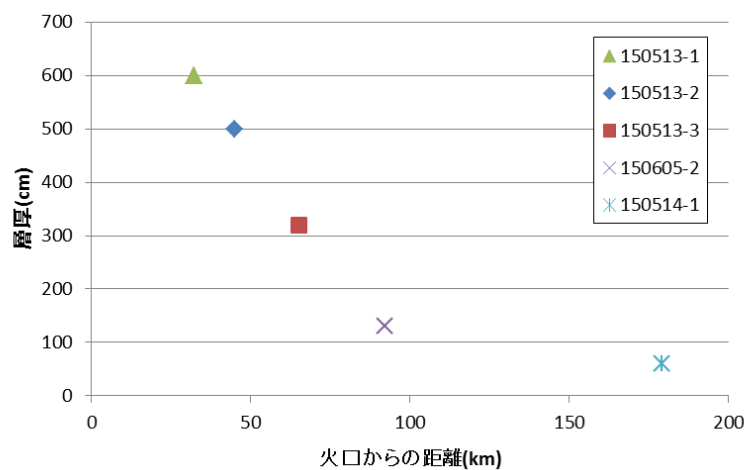


図 1.2.4-23 火口からの距離と層厚の関係

粒度分布再現計算で抽出した噴煙柱高度および粒度組み合わせと、山縣（2000）を参考に設定した総噴出物量を組み合わせで感度分析を行った。表 1.2.4-10 の条件による計算結果を図 1.2.4-24, -25, -26 に示している。計算結果において層厚 1m 以上となる範囲が、町田・新井(1992)によって示される 1m 等層厚線に到達するケースは、総噴出物量 10E+13kg 程度以上としたときである。なお、この時の火口からの距離と層厚の関係は、図 1.2.4-26, -27, -28 に示すとおりである。実績と計算結果との違いが少ない上位のものは、総噴出物量 8E+13kg 以上かつ、噴煙柱高度 21,500m 以下としたときである。ただし、総噴出物量が 10E+13kg 程度を超えると、最も近い比較点である火口から約 32km 地点の層厚が 10m 程度以上となり、現状とは大きく異なる結果となった。

表 1.2.4-10 層厚分布再現計算ケース

噴煙柱高度 (m) ※火口からの噴煙の 高さに、火口標高とし て設定した 1500m を 加えたもの	最大粒径 (φ)	最小粒径 (φ)	平均粒径 (φ)	偏差	総噴出物量 (kg)
11500	-10.5	9.5	-0.5	5	①4.0E+13 ②5.617E+13 : 山縣(2000)の値 ③8.0E+13 ④10.0E+13
11500	-10	10	0	5	
13500	-11	9	-1	5	
13500	-10.5	9.5	-0.5	5	
16500	-11.5	8.5	-1.5	5	
16500	-11	9	-1	5	
21500	-12	8	-2	5	
21500	-11.5	8.5	-1.5	5	
31500	-12	8	-2	5	

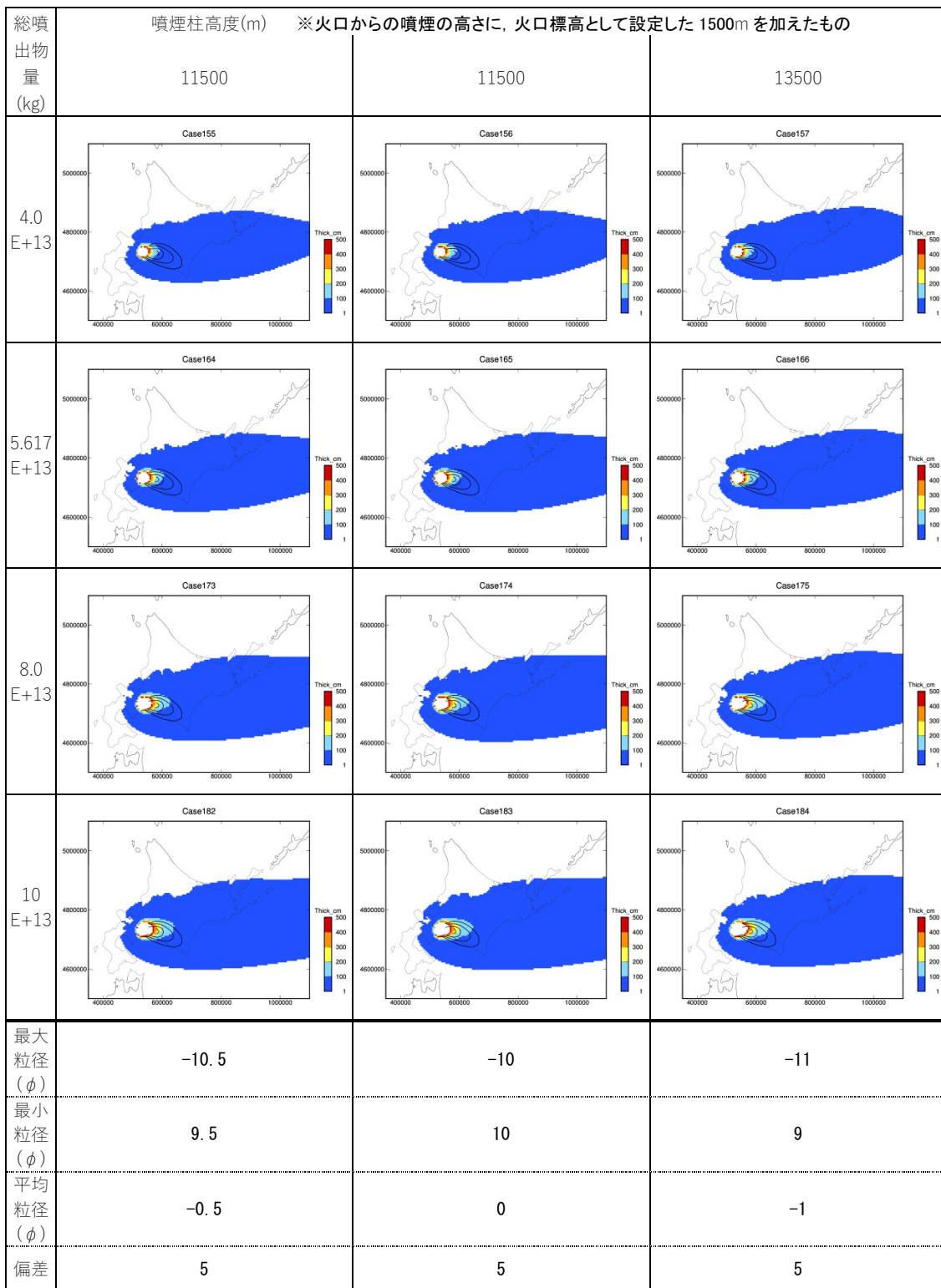


図 1.2.4-24 計算結果(噴煙柱高度 11,500~13,500m)



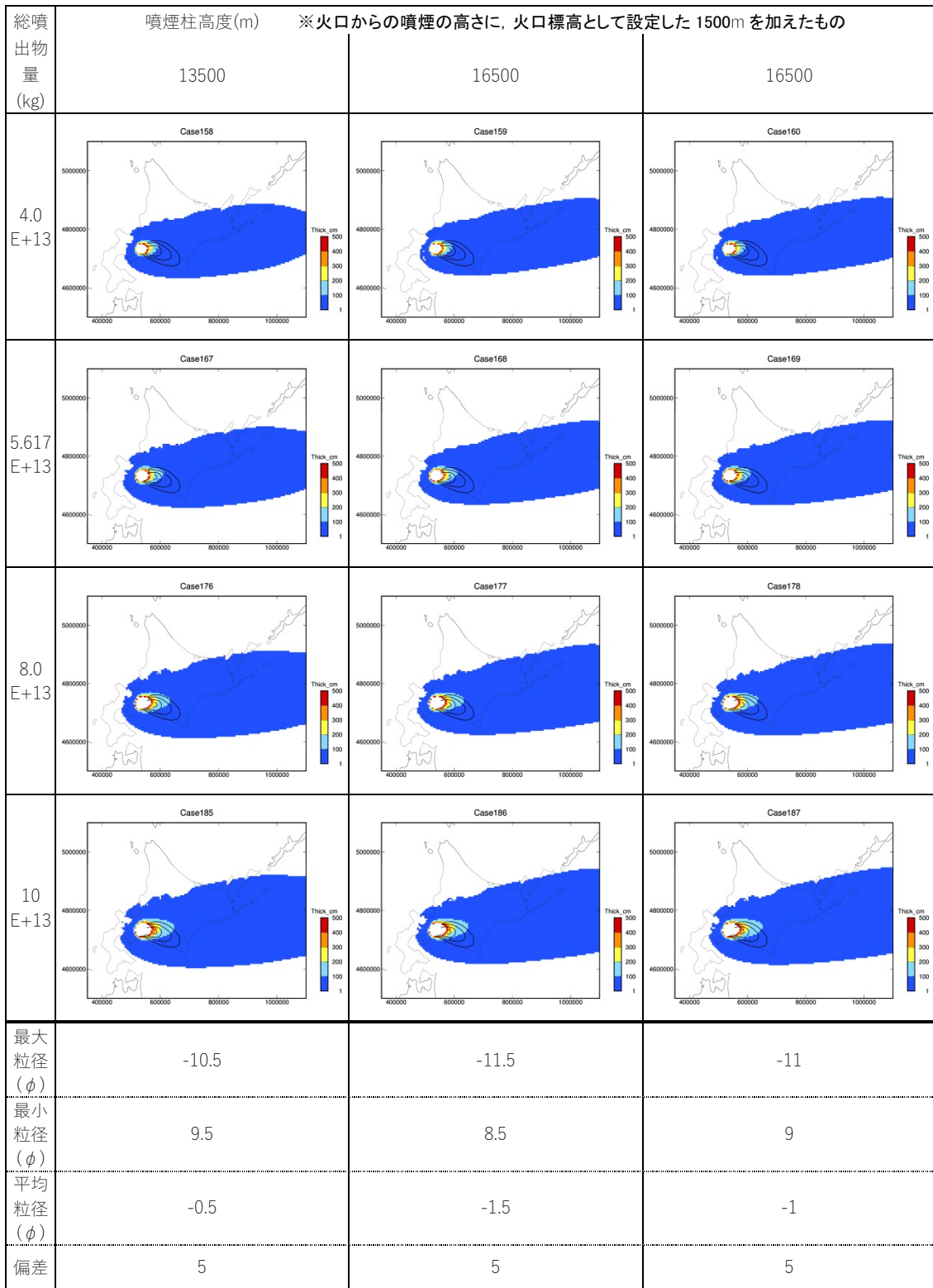


図 1.2.4-25 計算結果(噴煙柱高度 13,500~16,500m)

総噴出物量 (kg)	噴煙柱高度(m) ※火口からの噴煙の高さに、火口標高として設定した 1500m を加えたもの		
	21500	21500	31500
4.0 E+13			
5.617 E+13			
8.0 E+13			
10 E+13			
最大粒径 (φ)	-12	-11.5	-12
最小粒径 (φ)	8	8.5	8
平均粒径 (φ)	-2	-1.5	-2
偏差	5	5	5

図 1.2.4-26 計算結果(噴煙柱高度 21,500~31,500m)

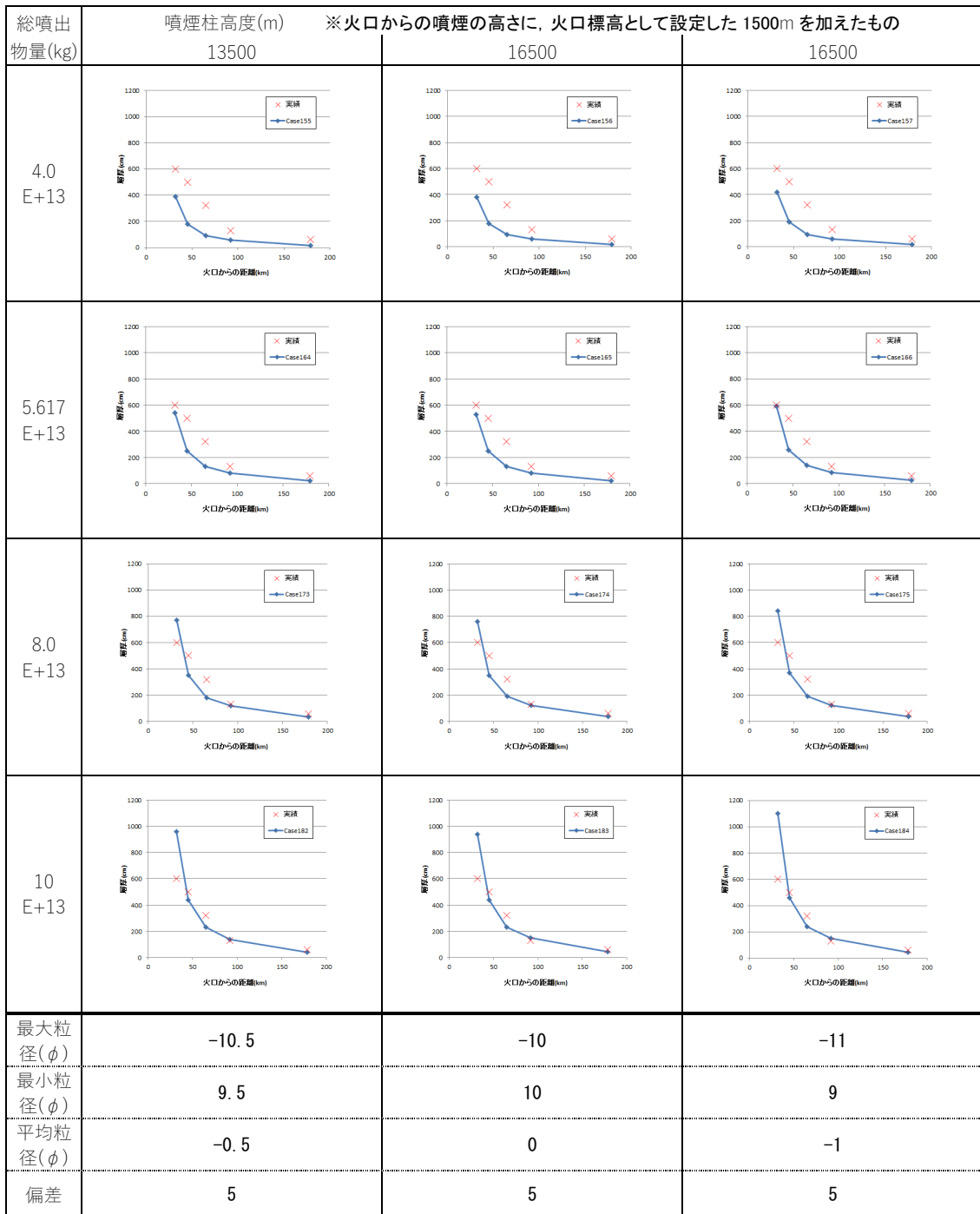


図 1.2.4-27 火口からの距離と層厚の関係(噴煙柱高度 11,500~13,500m)

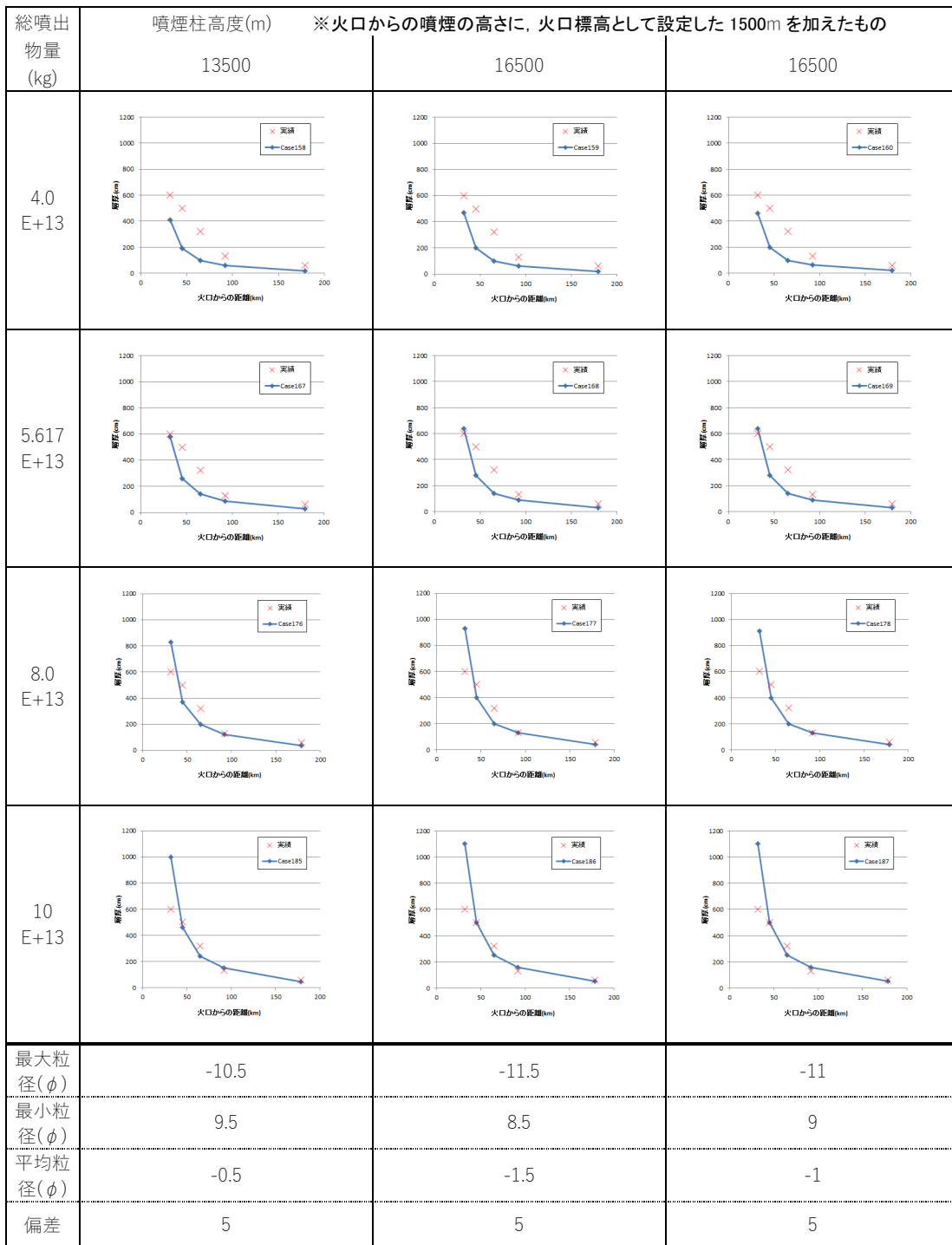


図 1.2.4-28 火口からの距離と層厚の関係(噴煙柱高度 13,500~16,500m)

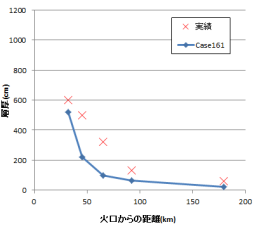
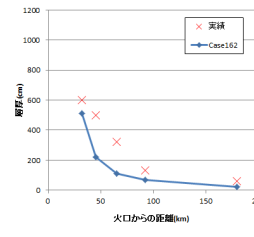
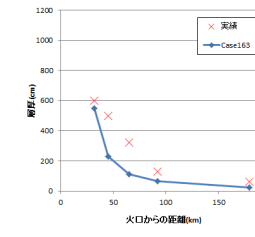
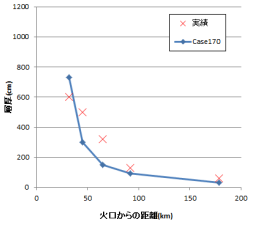
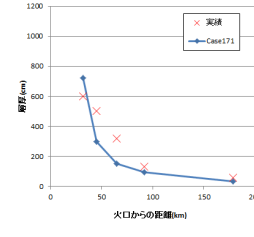
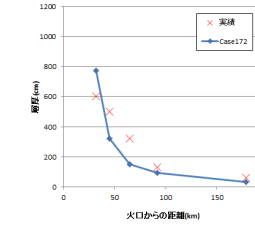
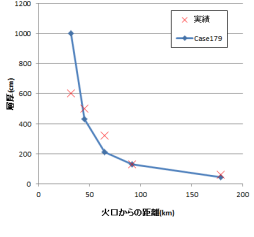
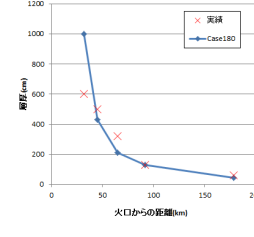
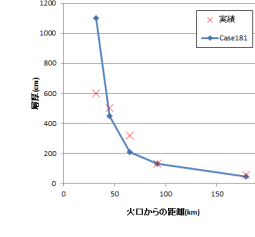
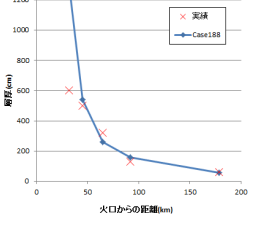
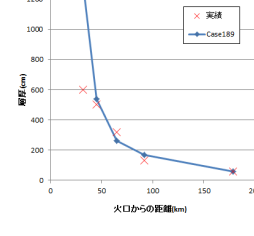
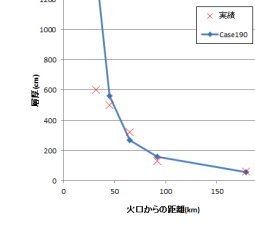
総噴出 物量(kg)	噴煙柱高度(m) ※火口からの噴煙の高さに、火口標高として設定した 1500m を加えたもの		
	21500	21500	31500
4.0 E+13			
5.617 E+13			
8.0 E+13			
10 E+13			
最大粒 径( $\phi$ )	-12	-11.5	-12
最小粒 径( $\phi$ )	8	8.5	8
平均粒 径( $\phi$ )	-2	-1.5	-2
偏差	5	5	5

図 1.2.4-29 火口からの距離と層厚の関係(噴煙柱高度 21,500~31,500m)

### 抽出条件に対する感度分析

これまでの計算で用いていた拡散係数は 100,000 である。次に、実績に近い分布を再現するため、表 1.2.4-11 のように拡散係数を再設定した。結果のうち比較の実績との違いの少ない場合の計算結果を図 1.2.4-30, -31 に、火口からの距離と層厚の関係は、図 1.2.4-32, -33 に示すとおりである。拡散係数を 75,000 とした場合、層厚 1m 以上を示す距離が長くなる。一方、拡散係数を 150,000 とした場合は、層厚 1m 以上の範囲は火口から同心円状に広がり、到達距離が短くなる。また、層厚は全体的に薄くなる。

### 支笏第 1 降下軽石堆積物の噴出量算出

札幌管区気象台の 11 月平均の高層気象データと堆積物の粒度データを使用した今回の計算では、噴煙柱高度は 13,500～16,500m（火口の標高 1,500m を含む）、総噴出物量は  $1.0E+14 \sim 1.2E+14$  kg のケースで計算層厚と実際の堆積物層厚の最小二乗誤差が小さくなり、再現性の高い結果が得られた（表 1.2.4-12）。軽石の密度  $500\text{kg/m}^3$  とすると、堆積物のみかけ体積  $200 \sim 240\text{km}^3$  となる。また、溶岩換算 ( $2500\text{kg/m}^3$ ) とすると DRE 体積  $40 \sim 48\text{km}^3$  である。このみかけ体積は、山縣（2000）による  $140\text{km}^3$  や勝井・村瀬（1960）による  $90 \sim 100\text{km}^3$  よりも大きな値となっている。

表 1.2.4-11 計算ケース

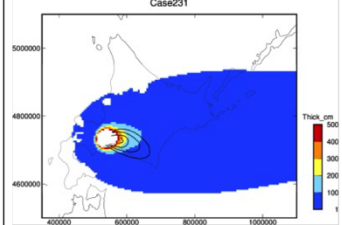
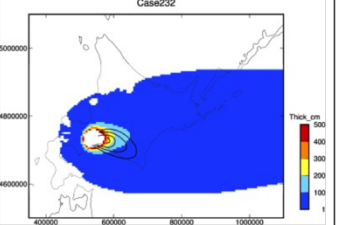
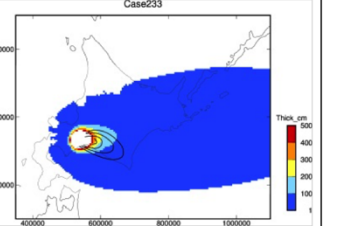
噴煙柱高度 (m) ※火口からの噴煙 の高さに、火口標 高として設定した 1500m を加えたも の	最大粒径 (φ)	最小粒径 (φ)	平均粒径 (φ)	偏差	総噴出物量 (kg)	拡散係数
11500	-10.5	9.5	-0.5	5	①5.617E+13 ②8E+13 ③12E+13	①75000 ②150000
11500	-10	10	0	5		
13500	-11	9	-1	5		
13500	-10.5	9.5	-0.5	5		
16500	-11.5	8.5	-1.5	5		
16500	-11	9	-1	5		
21500	-12	8	-2	5		
21500	-11.5	8.5	-1.5	5		

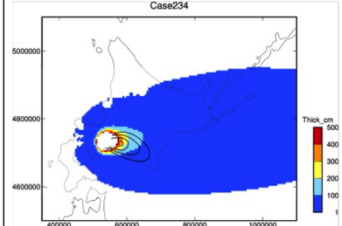
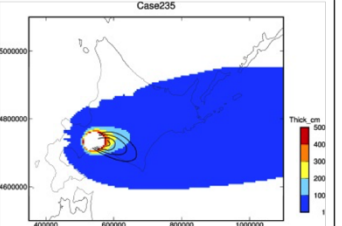
総噴出 物量 (kg)	噴煙柱高度 (m) ※火口からの噴煙の高さに、火口標高として設定した 1500m を加えたもの		
	11500	11500	13500
8 E+13			
最大粒 径(φ)	-10.5	-10	-11
最小粒 径(φ)	9.5	10	9
平均粒 径(φ)	-0.5	0	-1
偏差	5	5	5

総噴出 物量 (kg)	13500	16500	16500
	8 E+13		
最大粒 径(φ)	-10.5	-11.5	-11
最小粒 径(φ)	9.5	8.5	9
平均粒 径(φ)	-0.5	-1.5	-1
偏差	5	5	5

総噴出 物量 (kg)	21500	21500	
	8 E+13		
最大粒 径(φ)	-12	-11.5	
最小粒 径(φ)	8	8.5	
平均粒 径(φ)	-2	-1.5	
偏差	5	5	

図 1.2.4-30 計算結果(噴出物量 8E+13kg, 拡散係数 75,000)

総噴出物量 (kg)	噴煙柱高度 (m) ※火口からの噴煙の高さに、火口標高として設定した 1500m を加えたもの		
	11500	11500	13500
12 E+13			
最大粒径 (φ)	-10.5	-10	-11
最小粒径 (φ)	9.5	10	9
平均粒径 (φ)	-0.5	0	-1
偏差	5	5	5

総噴出物量 (kg)	13500	16500	16500
	12 E+13		
最大粒径 (φ)	-10.5	-11.5	-11
最小粒径 (φ)	9.5	8.5	9
平均粒径 (φ)	-0.5	-1.5	-1
偏差	5	5	5

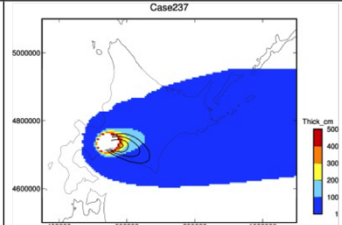
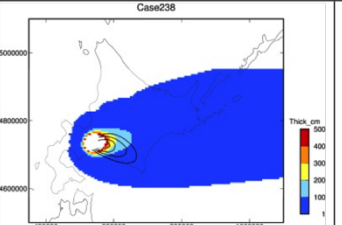
総噴出物量 (kg)	21500	21500	
	12 E+13		
最大粒径 (φ)	-12	-11.5	
最小粒径 (φ)	8	8.5	
平均粒径 (φ)	-2	-1.5	
偏差	5	5	

図 1.2.4-31 計算結果(噴出物量 12E+13kg, 拡散係数 150,000)



総噴出 物量 (kg)	噴煙柱高度 (m) ※火口からの噴煙の高さに、火口標高として設定した 1500mを加えたもの		
	11500	11500	13500
8 E+13			
最大粒 径(φ)	-10.5	-10	-11
最小粒 径(φ)	9.5	10	9
平均粒 径(φ)	-0.5	0	-1
偏差	5	5	5

	13500	16500	16500
	8 E+13		
最大粒 径(φ)	-10.5	-11.5	-11
最小粒 径(φ)	9.5	8.5	9
平均粒 径(φ)	-0.5	-1.5	-1
偏差	5	5	5

	21500	21500	
	8 E+13		
最大粒 径(φ)	-12	-11.5	
最小粒 径(φ)	8	8.5	
平均粒 径(φ)	-2	-1.5	
偏差	5	5	

図 1.2.4-32 火口からの距離と層厚の関係(噴出物量 8E+13kg, 拡散係数 75,000)

総噴出物量 (kg)	噴煙柱高度 (m) ※火口からの噴煙の高さに、火口標高として設定した 1500m を加えたもの		
	11500	11500	13500
12 E+13			
最大粒径 (φ)	-10.5	-10	-11
最小粒径 (φ)	9.5	10	9
平均粒径 (φ)	-0.5	0	-1
偏差	5	5	5

	13500	16500	16500
	12 E+13		
最大粒径 (φ)	-10.5	-11.5	-11
最小粒径 (φ)	9.5	8.5	9
平均粒径 (φ)	-0.5	-1.5	-1
偏差	5	5	5

	21500	21500	
	12 E+13		
最大粒径 (φ)	-12	-11.5	
最小粒径 (φ)	8	8.5	
平均粒径 (φ)	-2	-1.5	
偏差	5	5	

図 1.2.4-33 火口からの距離と層厚の関係(噴出物量 12E+13kg, 拡散係数 150,000)

表 1.2.1-12 実績層厚と計算層厚の最小二乗誤差の小さいケース

計算ケース	噴煙柱 高度 (m)	噴出量 (kg)	拡散係数	層厚					粒径分布				最小二乗誤 差
				32km 地点	45km 地点	65km 地点	92km 地点	179km 地点	最大粒径	最小粒径	平均粒径	偏差	
Case233	13500	1.20E+14	150000	1100	500	250	150	46	-11.0	9.0	-1.0	5	37.1
Case187	16500	1.00E+14	100000	1100	500	250	160	52	-11.0	9.0	-1.0	5	38.3
Case186	16500	1.00E+14	100000	1200	500	250	160	50	-11.5	8.5	-1.5	5	38.4
Case234	13500	1.20E+14	150000	1100	500	250	160	47	-10.5	9.5	-0.5	5	38.6

## 参考文献

安達裕介 (2003) 十和田火山八戸火砕流堆積物における結晶濃集を用いた co-ignimbrite ash の体積見積もり. 日本火山学会講演予稿集, 2003, 118-118.

青木かおり・新井房夫 (2000) 三陸沖海底コア KH94-3, LM-8 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, 39, 107-120.

Bonadonna, C., Connor, C.B., Houghton, B.F., Connor, L., Byrne, M., Laing, A. and Hincks, T. (2005) Probabilistic modeling of tephra dispersion : hazard assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand. Jour. Geophys. Res., 110, B03203.

CiNii Articles (2015) CiNii : <http://ci.nii.ac.jp/>

第四紀火山カタログ委員会 (1999) 日本の第四紀火山カタログ. CD-ROM 及び付図. 日本火山学会.

土井宣夫 (1993) 盛岡市付近に分布する十和田一大不動・八戸火砕流堆積物の産状. 日本地質学会東北支部会報, 22, 8-9.

遠藤秀典・鈴木祐一郎 (1986) 妻及び高鍋地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 105p.

藤本雅太郎 (1989) 谷に流下し山脈を越えた阿蘇火砕流堆積物. 地学研究, 38, 65-75.

GEOLIS (2015) 地質図カタログ. 地質調査総合センター ; <https://www.gsj.jp/Map/>

Geo-Station (2015) ジオ・ステーション. <http://www.geo-stn.bosai.go.jp/jps/index.html>

Google Scholar (2015) <https://scholar.google.co.jp/>

早川由紀夫 (1983) 十和田火山中掬テフラ層の分布, 粒度組成, 年代. 火山, 28, 263-273.

Hayakawa Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 60, 507-592.

北海道開発庁 (1954) 5 万分の 1 地質図幅及び同説明書「<sup>そうけいしゅ</sup>壮溪珠」

北海道開発庁 (1956) 5 万分の 1 地質図幅及び同説明書「石山」

北海道開発庁 (1956) 5 万分の 1 地質図幅及び同説明書「札幌」

北海道開発庁 (1957) 5 万分の 1 地質図幅及び同説明書「樽前山」

Horiuchi K., Sonoda S., Matsuzaki H. and Ohyama M (2007) Radiocarbon analysis of

- tree rings from a 15.5-cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, 49, 1123-1132.
- 星住英夫・小野晃司・三村弘二・野田徹郎（1988）別府地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．地質調査所，131p.
- 今井功・寺岡易司・奥村公男・神戸信和・小野晃司（1982）諸塚山地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，71p.
- J-Stage（2015）<https://www.jstage.jst.go.jp/browse/-char/ja/>
- 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.
- 勝井義雄（1959）支笏降下軽石堆積物について，特に支笏カルデラ形成直前の活動について．火山，第2集，2，33-48.
- 勝井義雄・村瀬 勉（1960）支笏火山の活動にかんする 2・3 の考察．地質雑，66，631-638.
- 科学研究費助成事業データベース（2015）<https://kaken.nii.ac.jp/>
- 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，79p.
- KuniJiban（2015）国土地盤情報検索サイト；<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/>
- 町田洋・新井房夫（2003）新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺．東京大学出版会，336 p.
- 町田洋・新井房夫・百瀬貢（1985）阿蘇4火山灰ー分布の広域性と後期更新世示標層としての意義ー．火山第2集，30，49-70.
- 萬年一剛（2013）降下火山灰シミュレーションコード Tephra2 の理論と現状ー第四紀学での利用を視野にー．第四紀研究，52，173-187.
- 真下博和・鎌田桂子・佐藤博明（1999）支笏降下軽石（Spfa 1）の噴火．日本火山学会講演予稿集 1999(2)，97.
- 松尾征二（1978）阿部郡朝日村及び阿東町の洪積世火山灰層．山口県の自然，5，12-18.
- 松尾征二（2001）山口県内に分布する更新世後期～完新世広域火山灰（その1）ー阿蘇4火砕流堆積物（Aso-4火砕流）1ー．山口地学会誌，47，1-12.
- 松尾征二・高橋義明（1974）宇部火山灰層の層序に関する新知見．山口地学会誌，7，15-23.
- 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，4，1-64.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳（1991）阿蘇火砕流の K-Ar 年代．地球化学会講演要旨，111-111.
- 松本唯一（1952）地質巡検旅行案内書「阿蘇火山」．九州大学理学部地質学教室，52p.（第59回日本地質学会大会巡検案内書）

- 国土交通省国土政策局国土情報課(2015)5万分の1都道府県土地分類基本調査. ;[http://nrbcwww.mlit.go.jp/kokjo/inspect/landclassification/land/l\\_national\\_map\\_5-1.html](http://nrbcwww.mlit.go.jp/kokjo/inspect/landclassification/land/l_national_map_5-1.html)
- 地理院マップシート (2015)
- [http://renkei2.gsi.go.jp/renkei/130326mapsh\\_gijutu/index.htm](http://renkei2.gsi.go.jp/renkei/130326mapsh_gijutu/index.htm)
- 長岡信治(1984)大隈半島北部から宮崎平野に分布する後期更新世テフラ. 地学雑誌, 93, 347-370.
- 内藤博夫(1966)秋田県米代川流域の第四紀火山砕屑物と段丘地形. 地理学評論, 39, 463-484.
- 中川久夫(1961)本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. 東北大学理学部地質学古生物教室研究邦文報告, 54, 1-61.
- 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.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山力・七崎修・井出慶司・大池昭二・高橋一(1972)十和田火山発達史概要. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 73, 7-18.
- 中島林彦・前野深(2015)その時,何が起きるか(特集 破局噴火). 日経サイエンス, 45, 32-41.
- 国立図書館(2015) <http://www.ndl.go.jp/>
- 奥村公男・寺岡易司・今井功・星住英夫・小野晃司・宍戸章(2010)延岡地域の地質. 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, 50p.
- 小野晃司(1965)阿蘇カルデラ東部の地質. 地質雑, 71, 541-553.
- 小野晃司・曾屋龍典(1968)阿蘇カルデラの火砕流の層序(演旨). 地質雑, 74, 101-101.
- 小野晃司・渡辺一徳(1983)阿蘇カルデラ. 月刊地球, 5, 73-82.
- 小野晃司・渡辺一徳(1985)阿蘇火山地質図. 火山地質図4. 地質調査所.
- 小野晃司・松本徭夫・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地質図幅). 地質調査所, 156p.
- 大池昭二(1972)十和田火山東麓における完新世テフラの編年. 第四紀研究, 11, 228-235.
- 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」. 東北農政局計画音区. 103p.
- 大池昭二・中川久夫・七崎修・松山力・米倉伸之(1966)馬淵川中・下流沿岸の段丘と火山灰. 第四紀研究, 5, 29-35.
- 斎藤眞・宮崎一博・利光誠一・星住英夫(2005)砥用地域の地質. 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, 218 p.
- 下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明・中田節也下鶴(2008)火山の事典(第2版). 朝倉書店, 592p.

- 下山正一・亀山徳彦・宮田雄一郎・田代雄二（1984）福岡県糸島平野の第四系．北九州大学文学部紀要 B 系列, 17, 39-58.
- 曾山智加・榊原正幸・池田倫治・辻智大（2012）愛媛県西部・卯之町ボーリングコアにおける阿蘇 4 火山灰の岩石学的研究．日本火山学会講演予稿集, 2012, 155-155.
- 須藤茂・猪股隆行・佐々木寿・向山栄（2007）わが国の降下火山灰データベース作成．地質調査研究報告, 58, 261-321.
- 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, 15, 37-83.
- Walker G.P.L.（1980）The Taupo Pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 8, 69-94.
- 渡辺一徳（1972）阿蘇カルデラ西部の地質．熊本大教育紀要, 21, sec. 1, 75-85.
- Watanabe K.（1978）Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso Caldera, Southwest Japan, I: Geology. Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ., 27, Nat. Sci., 97-120.
- Watanabe K.（1979）Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso Caldera, Southwest Japan, II: Petrology of the Aso-4 pyroclastic flow deposits. Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ., 28, Nat. Sci., 75-112.
- 渡辺一徳・小野晃司（1969）阿蘇カルデラ西側，大峰付近の地質．地質雑, 75, 365-374.
- Yamagata, K. (1991) Formation of lithic breccia and vent evolution during the 32ka eruption of Shikotsu Caldera Japan. Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ., vol.26, 227-240.
- 山縣耕太郎（2000）支笏火山 40ka 噴火の規模に関する検討．上越教育大学研究紀要, 19, n 445-460.
- 山元孝広（2015）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, 613 ;  
<https://www.gsj.jp/researches/openfile/openfile2015/openfile0613.html>
- 吉川周作・加三千宣（2001）琵琶湖湖底堆積物による過去 40 万年間の高精度火山灰編年．月刊地球, 23, 594-599.

### 1.2.5 インドネシアでのカルデラ火山事例調査

#### 【実施内容】

日本とインドネシアのカルデラ火山について噴火推移やマグマ過程を比較検討するため、インドネシアのリンジャニ火山について 1257 年のカルデラ形成噴火と先行する小規模噴火の噴出物について岩石学的解析を行い、マグマ供給系の構造およびその変遷を検討した。その結果、カルデラ形成期噴火と先行する低活動期噴火の噴出物は液相濃集元素濃度が異なるものの同位体比組成は類似していること、いずれの噴火でもデイサイト質マグマが主体で、低活動期噴火では少量のより苦鉄質なマグマが混合していること、カルデラ形成期噴火と低活動期噴火とでデイサイト質マグマの岩石学的特徴が異なることから低活動期噴火後にマグマ供給系が一新されたことが明らかになった。また、有史時代の噴火記録がない大型成層火山として中部ジャワのスンドロ火山を対象に、噴火履歴調査を行い、中長期的活動傾向を評価した。その結果、スンドロ火山は最近 3 万年間に 9 回の活動期があり、もっとも最近のマグマ噴火はおよそ 1000 年前であることがわかった。活動は主に溶岩噴出とその崩落による火砕流が主体であり、降下火砕物の放出を伴う。噴火様式および火口位置の系統的な変化は見られない。マグマ組成は中カリウム系列から高カリウム系列の安山岩および玄武岩からなり、化学組成が珪長質に変化する傾向は見られなかった。最近 3 万年間の噴出率は  $0.3\sim 0.01\text{km}^3/\text{千年}$  の範囲と見積もられ、タンボラ（1815 年噴火）やリンジャニ（1257 年噴火）のカルデラ形成に先行する低噴出率期（ $0.1\sim 0.2\text{km}^3/\text{千年}$ ）と同程度の低い噴出率であるが、噴火様式やマグマ組成の変化などのカルデラ形成噴火前に予想される兆候はないことがわかった。

#### 【研究成果】

##### はじめに

火山活動の可能性評価において、低頻度大規模現象の解明には地質学的手法による中長期的活動履歴解明が有効である。日本にある大型のカルデラはおよそ 7000 年前の鬼界カルデラが最新であり、その他のカルデラは更新世以前のものであり、カルデラ形成前の噴出物はカルデラ形成期以降の噴出部によって埋積されていることが多い。一方、インドネシアには最近 1000 年間に VEI6 以上の噴火が 3 回あり、西暦 1257 年のリンジャニ火山、1815 年のタンボラ火山、1883 年のクラカタウ火山でそれぞれカルデラが形成された。これらのカルデラ形成による噴出物はいずれも地表付近にあり、ポストカルデラ噴出物や厚い植生に覆われていない。噴出物の多くが海底にあるクラカタウの場合を除き、カルデラ形成前からカルデラ形成噴火に至る中長期的活動履歴を地質学的手法を用いて復元することが可能であり、中長期的噴出率の低下、マグマ組成の変化、火口位置の移動、噴火様式の変化などがカルデラ形成噴火の数千年前から起こっていたことが判明した（高田，2010 など）。一方、日本の支笏火山など北海道や九州のカルデラ火山はカルデラの面積に対して既存火山体体積が小さいのに対して、リンジャニ火山などインドネシアのカルデラ火山、日本の本州の赤城火山や箱根火山のカルデラでは大きな成層火山体を形成後にカルデラが生成されることが指摘されている（高田，2010；山元，2014；図 1.2.5-1）。このことは、ひと口にカルデラと言っても異方性があり、珪長質マグマと苦鉄質マグマの割合にバリエーションがあることを示しており、支笏火山とリンジャニ火山は珪長質マグマの発生プロセスやその変

遷に関する比較研究を行うためのよい研究対象であると考えられる。また、日本とインドネシアで共通する社会的因子として、火山と人口密集域が隣接していることが挙げられる。低頻度大規模噴火に至る中長期的活動傾向を検討することは火山災害予測に直結する課題であり、研究手法とその到達点を整理することは重要である。

### (1) リンジャニ火山の噴火活動史および昨年度までの研究成果

リンジャニ火山はインドネシア・ロンボク島に位置する活火山で、山頂部に直径  $6 \times 7 \text{ km}$  のカルデラを有している(図 1.2.5-2)。Takada et al., (in preparation)によると、リンジャニ火山は約 10 万年前から噴火を開始し、その活動は、成層火山活動期(A)、低活動期(B)、カルデラ形成期(C)および後カルデラ期(D)に分けられる(図 1.2.5-3)。成層火山形成期(A)には  $100 \text{ km}^3$  に及ぶ玄武岩質マグマを噴出した。その後噴出率が激減した低活動期(B)には、5000 年前頃に珪長質な降下火砕物や溶岩を流出した。西暦 1257 年には  $10 \text{ km}^3$  程度の降下軽石および火砕流堆積物が噴出してカルデラ(カルデラ底の海拔約 2000m)が形成され(C)、後カルデラ期(D)にはカルデラ内で再び苦鉄質な噴出物が噴出している。

本研究では昨年度、成層火山活動期(A)から後カルデラ期(D)までの噴出物について地質調査とサンプル採取を行い、岩石記載および全岩主成分・微量成分組成分析を行った。その結果、リンジャニ火山の噴出物は、成層火山形成期(A)および後カルデラ期(D)の玄武岩～安山岩、低活動期

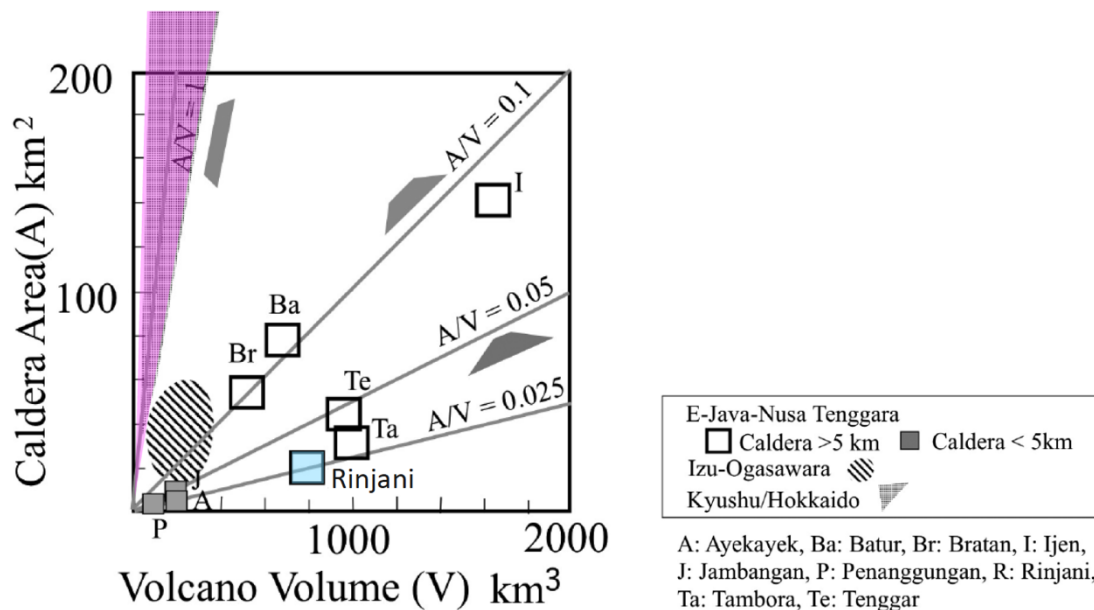


図 1.2.5-1. カルデラ面積と火山体体積の関係(高田,2010).



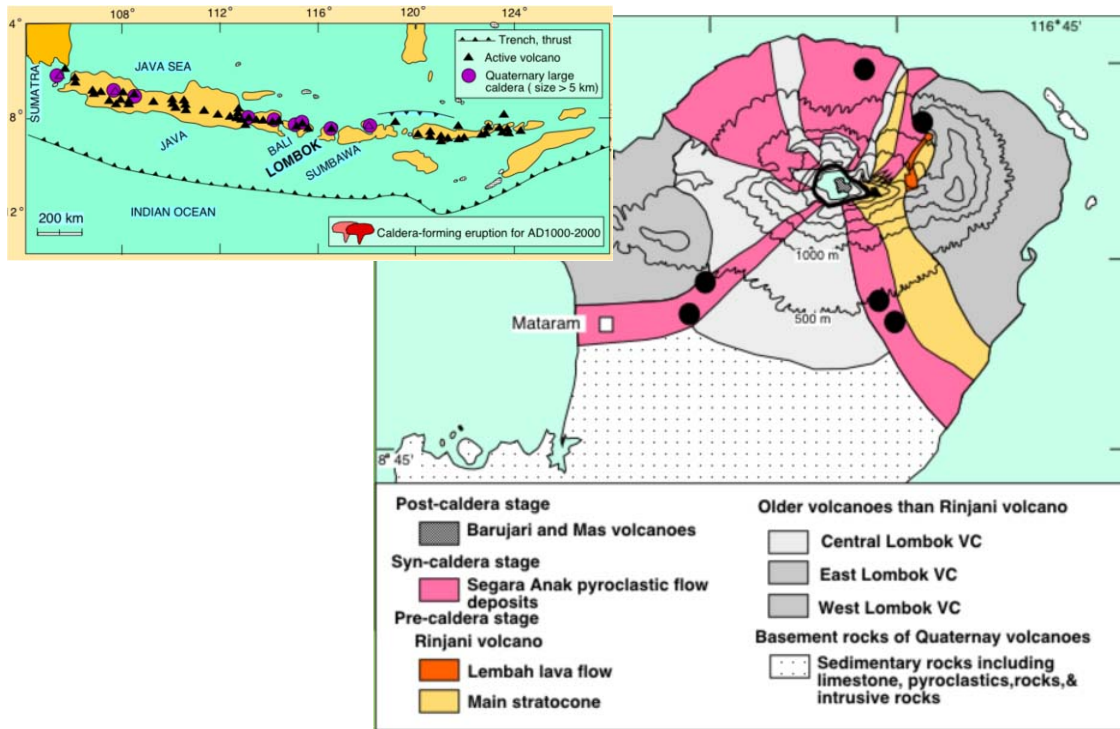


図 1.2.5-2. Rinjani 火山の地質図 (Furukawa et al, 2004).

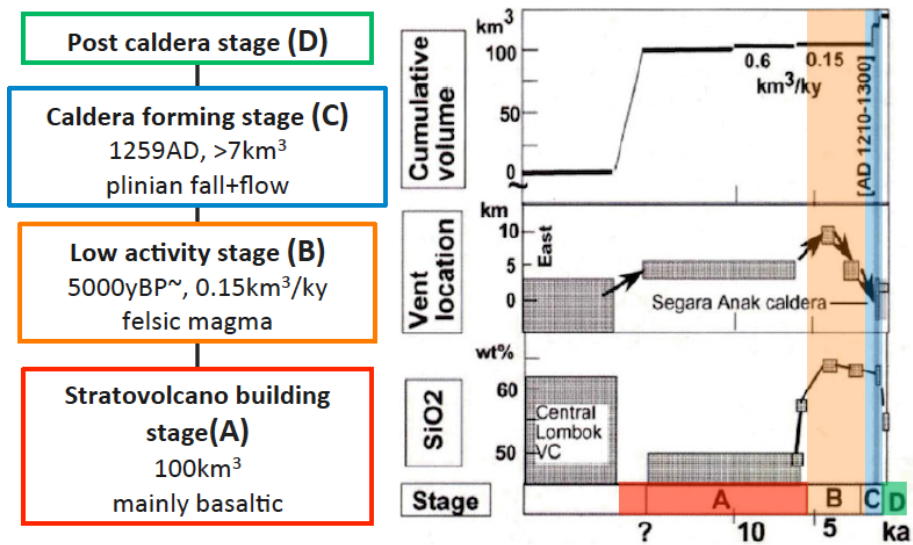


図 1.2.5-3. Rinjani 火山の活動史の概要 (Takada et al., in prep.に加筆).

(B)およびカルデラ形成期(C)のデイサイトの大きく2つに区分された。また、低活動期(B)とカルデラ形成期(C)を比較すると、2つの活動期の噴出物は類似した珪長質岩であるが、両者はそれぞれ異なる組成トレンドを示すことも明らかになった。このことから、低活動期(B)にカルデラ形成期(C)と同じマグマが徐々に生産・蓄積されていくのではなく、時間とともにマグマ組成が変化するプロセスによりデイサイトマグマが蓄積されていたか、あるいは低活動期(B)とは別のプロセスで比較的短期間にカルデラ形成期(C)のマグマが生産・蓄積されたかのいずれかであることが示唆された。そこで今年度は、低活動期 (B:カルデラ形成に先行する小規模噴火) およびカルデラ形成期(B)の噴出物に注目して、薄片観察、誘導結合プラズマ質量分析計による全岩試料の主・微量

成分分析, 高分解能マルチコレクタ誘導結合プラズマ質量分析計による Sr-Nd-Pb 同位体比分析, 電子線プローブマイクロアナライザによる鉱物化学組成分析を行い, マグマ供給系の構造およびその変遷を検討した.

## (2) リンジャニ火山噴出物の岩石学的研究成果

### 岩石記載

リンジャニ火山噴出物の斑晶量は, 低活動期(B)で 5%未満, カルデラ形成期(C)は 5-10%で, いずれも角閃石デイサイトが主体であるが, カルデラ形成期噴出物(C)は常に斜方輝石を伴う(表 1.2.5-1).

低活動期噴出物(B)の斑晶鉱物は, 斜長石, 角閃石, 磁鉄鉱からなり, 斜方輝石, 単斜輝石, かんらん石, 黒雲母を少量含有する. 斑晶量は 5%未満と非常に少なく, 斜長石は清澄な斑晶が多いが, 累帯構造がはっきりと認められる斑晶も存在する(図 1.2.5-4).

カルデラ形成期(C)の斑晶鉱物は, 斜長石, 角閃石, 斜方輝石, 磁鉄鉱からなり, 単斜輝石, 黒雲母を少量含有する. 斑晶量は 5~10%程度のものが主体で, 斜長石は清澄なものが多いが, ごく稀に弱い累帯構造が見られるものもある(図 1.2.5-4).

表 1.2.5-1. 低活動期(B)およびカルデラ形成期(C)噴出物の記載岩石学的特徴.

Stage and Region		Phenocrysts(vol%)	Mineral assemblage
<b>C</b>	Caldera forming	5-10	pl>hb>opx>mt (±cpx, bt)
<b>B</b>	Low-activity	<5	pl>hb>mt (±opx, cpx, ol, bt)

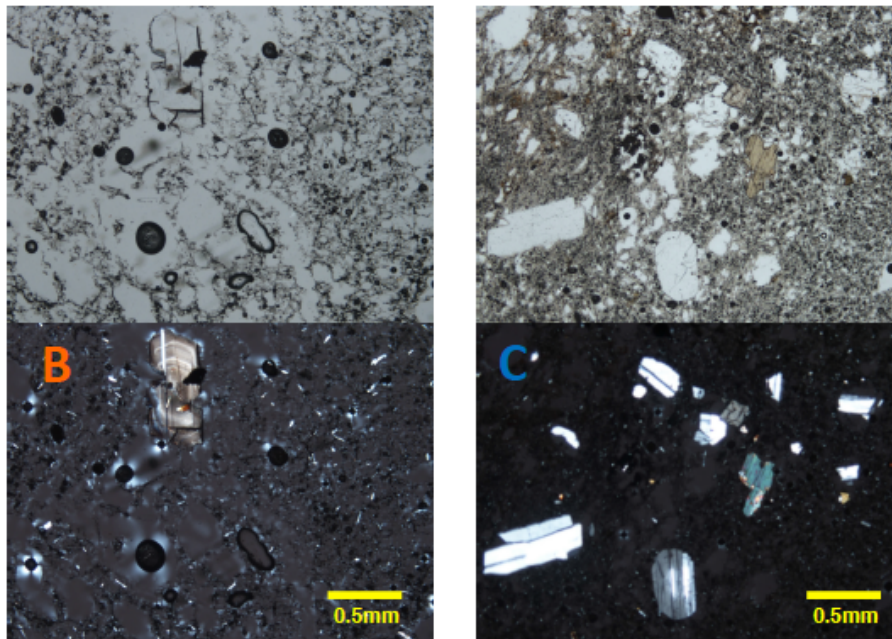


図 1.2.5-4. 低活動期(B)およびカルデラ形成期(C)噴出物の薄片写真.

## 全岩化学組成

低活動期(B)とカルデラ形成期(C)の全岩  $\text{SiO}_2$  量は、低活動期(B)が 63.8~66.7wt%, カルデラ形成期(C)が 62.0~64.9wt%でいずれもデイサイト質であるが、低活動期(B)の方が組成幅が広くより  $\text{SiO}_2$  に富んでいる(図 1.2.5-5). 昨年度の研究で指摘されているように、両者は多くのハーカー図においてそれぞれ異なる直線トレンドを示す. また液相濃集元素のうち  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Ba などの LIL 元素は両者とも  $\text{SiO}_2$  とともに増加し珪長質側でやや発散し, 同じ  $\text{SiO}_2$  では低活動期(B)の方が LIL 元素に富む. 一方で, Y, Zr などの HFS 元素では, カルデラ形成期噴出物(C)は  $\text{SiO}_2$  と正の相関, 低活動期噴出物(B)は負の相関を示し両者は珪長質側で交差する. このため低活動期(B)の Y, Zr 濃度は, 苦鉄質側でカルデラ形成期(C)より著しく高い. さらに今年度は, 低活動期(B)とカルデラ形成期(C)について, 予察的に希土類元素組成および Sr, Nd, Pb 同位体比組成を測定した. すると, 希土類元素の規格化パターン図では両者はほぼ平行なトレンドを示すが, 低活動期(B)の方がカルデラ形成期(C)よりも濃度が高く, Eu の負の異常が大きいという特徴が認められた(図 1.2.5-6). また, Sr, Nd, Pb 同位体比は, 低活動期(B), カルデラ形成期(C)ともに非常に狭い範囲にプロットされるが,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  や  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  については, 低活動期(B)の方がカルデラ形成期(C)よりもやや低い傾向が認められる(図 1.2.5-7).

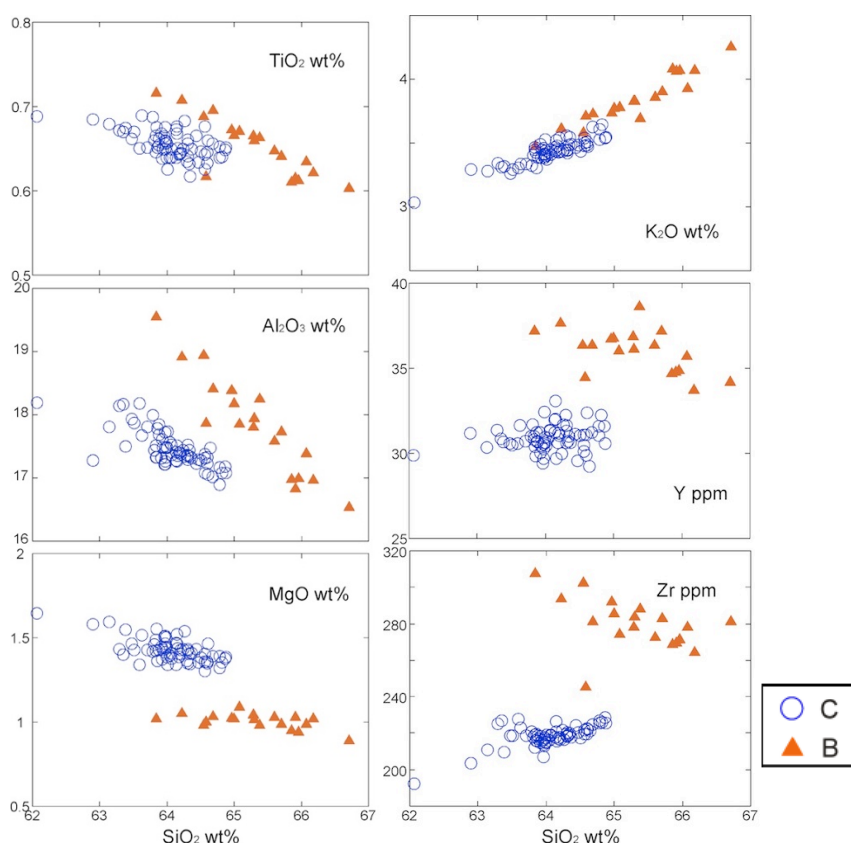


図 1.2.5-5. 低活動期(B)およびカルデラ形成期(C)噴出物の主要元素および微量元素組成.

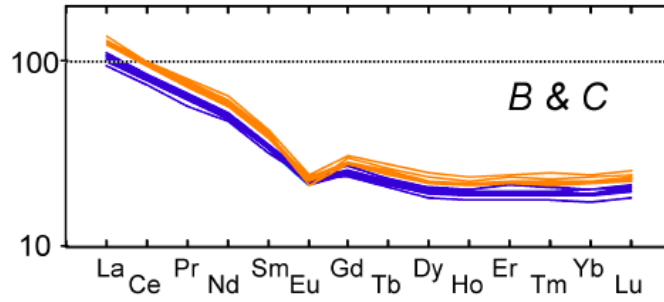


図 1.2.5-6. 低活動期(B)およびカルデラ形成期(C)噴出物の希土類元素組成.

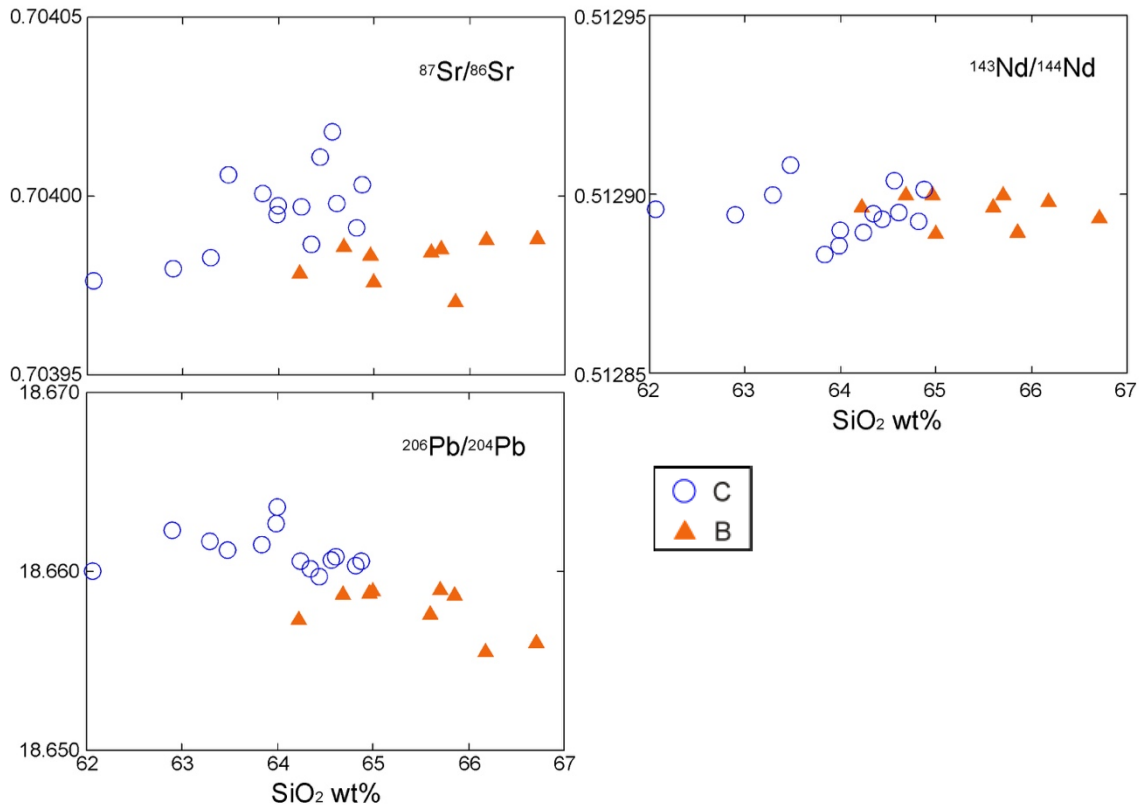


図 1.2.5-7. 低活動期(B)およびカルデラ形成期(C)噴出物の同位体比組成.

### 鉱物化学組成

低活動期(B)とカルデラ形成期(C)の斑晶組み合わせはほとんど同じであるが、角閃石、斜方輝石、単斜輝石などの苦鉄質鉱物の組成分布が異なることが明らかになった(図 1.2.5-8).

斜長石斑晶の組成は、低活動期(B)、カルデラ形成期(C)ともに  $An=30\sim 90$  程度と幅広く、低活動期(B)は  $An=45$  付近にピークを持つほぼユニモーダルな頻度分布を示すが、カルデラ形成期(C)では  $An=45$  付近のほか  $An=75$  付近にも小さなピークが認められる。

一方で、低活動期(B)、カルデラ形成期(C)に共通して常に存在する角閃石斑晶は、低活動期噴出物(B)で  $Mg\#=66$ 、カルデラ形成期(C)で  $Mg\#=68$  にピークを持つユニモーダルな組成分布を示し、低活動期噴出物(B)の方が明らかに  $Mg\#$  が低い。また、カルデラ形成期噴出物(C)にのみ普遍的に存在する斜方輝石斑晶は、カルデラ形成期(C)では組成幅が狭く  $Mg\#=72$  付近にピークをもつ

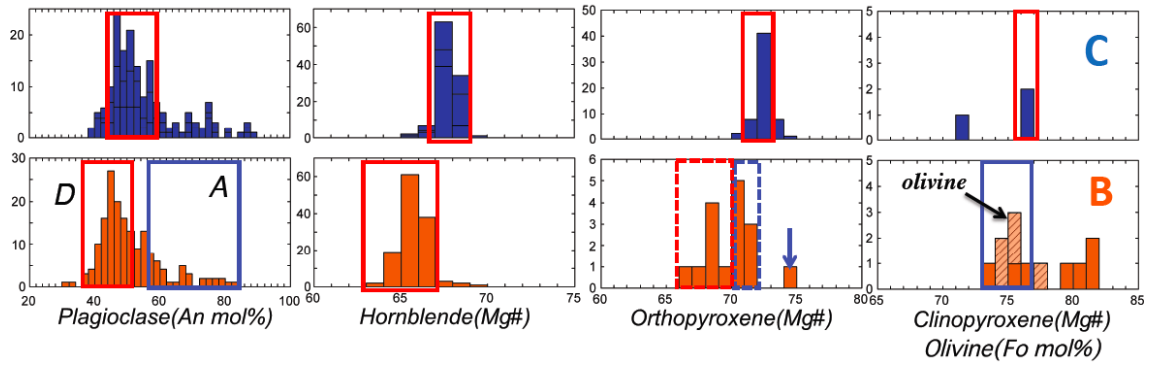


図 1.2.5-8. 低活動期(B)およびカルデラ形成期(C)噴出物の鉱物化学組成.

ユニモーダルな組成分布を示すが、低活動期噴出物(B)では  $Mg\#=66\sim75$  に広がっている。その他、ごく少量認められる単斜輝石斑晶は低活動期噴出物(B)では  $Mg\#=73\sim82$ 、カルデラ形成期(C)では  $Mg\#=71\sim76$  である。低活動期(B)にのみ認められるかんらん石斑晶は  $Fo=74\sim77$  を示す。

#### 端成分マグマの特徴とその温度・圧力条件

低活動期(B)とカルデラ形成期(C)の噴出物には、肉眼で不均質な構造などは全く認められないものの、集斑晶の組み合わせおよびその組成を見ていくと、低活動期には、斜長石、角閃石からなる D と斜長石、輝石、かんらん石からなる A が存在するが、カルデラ形成期は斜長石、角閃石、

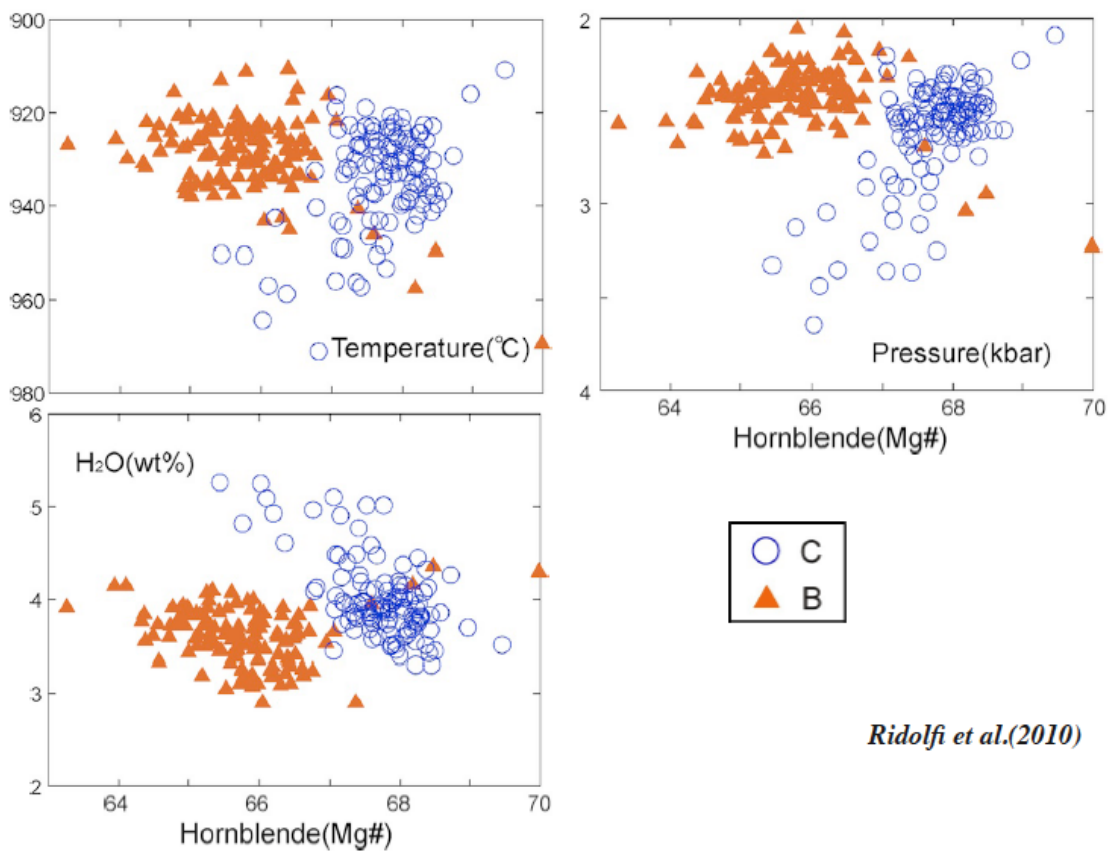


図 1.2.5-9. 低活動期(B)およびカルデラ形成期(C)噴出物中の角閃石組成と温度・圧力・含水量.

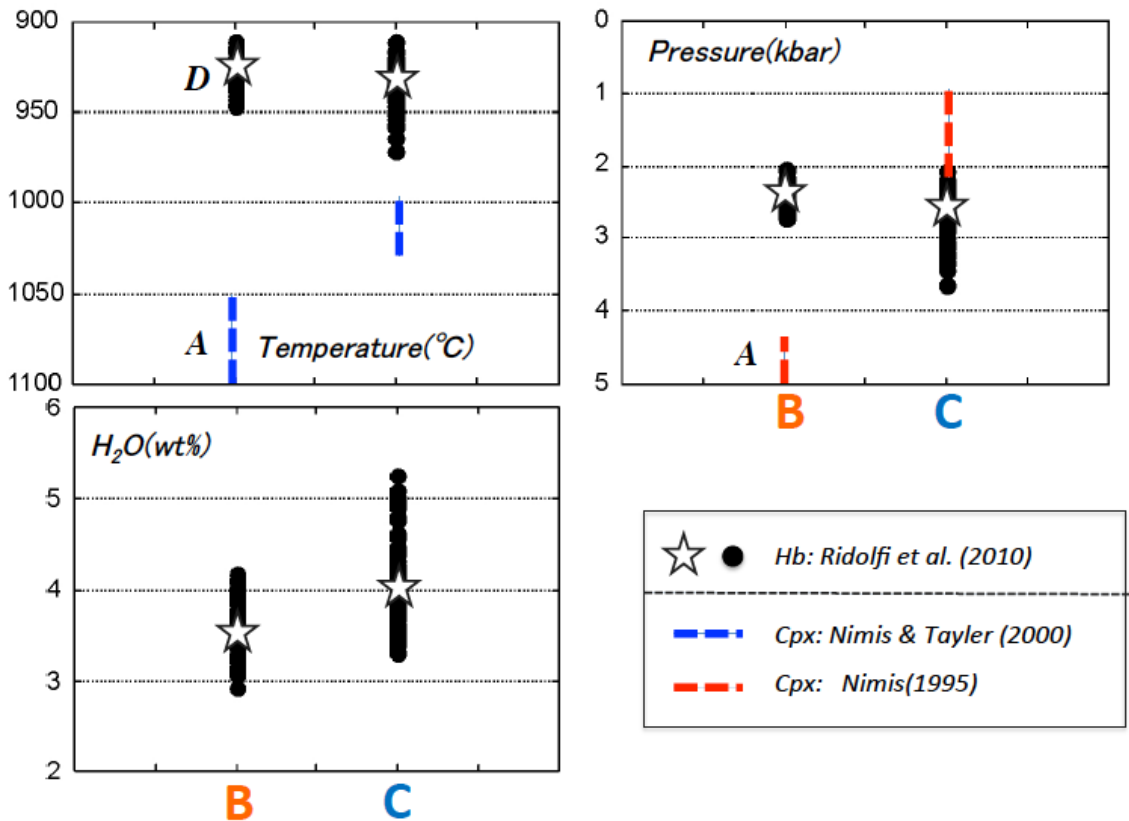


図 1.2.5-10. 低活動期(B)およびカルデラ形成期(C)の温度・圧力・含水量.

輝石からなるDのみが認められる(図 1.2.5-8). これらDに分類される斜方輝石については, Fe-Mg 分配からそれぞれ全岩化学組成と平衡であることが確認された.

そこで, 両者に共通して存在する角閃石組成から, 温度, 圧力, 含水量を計算した. その結果, 角閃石を晶出した D マグマは, 低活動期(B)で 900~950°C, 2~3kbar, H<sub>2</sub>O=3~4%程度であるのに対して, カルデラ形成期(C)では 900~970°C, 2~4kbar, H<sub>2</sub>O=3~5%程度と高温, 高圧, 高含水量のものが認められる(図 1.2.5-9). また, 低活動期(B)には 1050~1100°C, 4~5kbar の A マグマが存在していたと考えられる(図 1.2.5-10).

#### マグマ供給系の構造およびその変遷

全岩化学組成からみると, 多くの元素で組成トレンドが珪長質側で収束するため, 昨年度までは珪長質マグマについては共通である可能性も考えられていた. しかしながら, 斜方輝石と全岩化学組成の平衡関係から, 低活動期(B)とカルデラ形成期(C)の噴出物がそれぞれほぼ端成分マグマの組成を代表していることが明らかになった. このことは, 低活動期(B)とカルデラ形成期(C)の珪長質端成分マグマが同じ SiO<sub>2</sub> で Zr 含有量が大きく異なっていることを示しており, 両者に親子関係があるとは考えにくい. つまり, リンジャニ火山では, 低活動期(B)終了後の数千年間に新たに珪長質マグマが生成されたと考えることができる(図 1.2.5-11). 今後は, 低活動期(B)とカルデラ形成期(C)のマグマがそれぞれどのように形成されたのかを検討するとともに, 成層火山活動期(A)後カルデラ期(D)のマグマとの関係を明らかにしていく予定である.

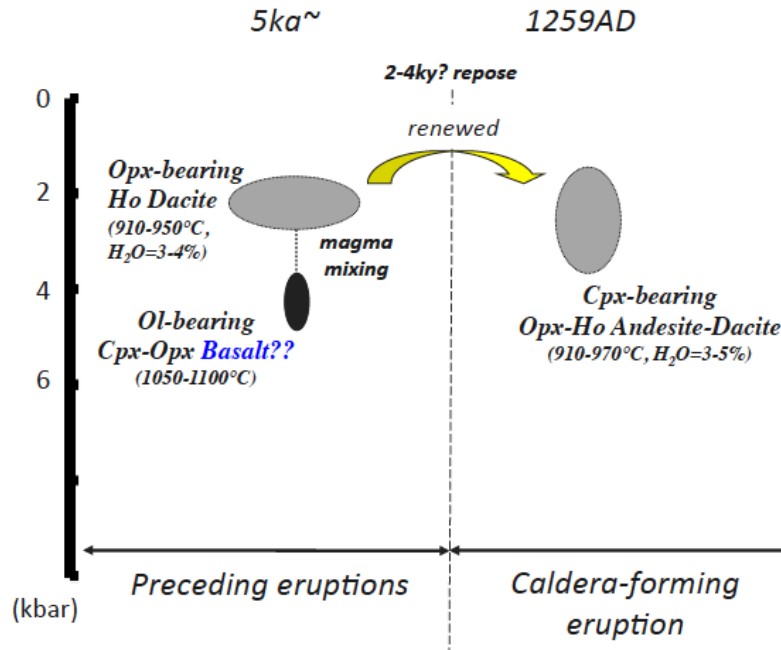


図 1.2.5-11. 低活動期(B)およびカルデラ形成期(C)のマグマ供給系の構造および変遷。

さらに、このマグマ供給系の更新がどのような時間スケールで起こったのかを検討するため、ジルコンを用いた U-Th 放射非平衡によるマグマ滞留時間評価法がカルデラ形成噴火噴出物に適用可能であるか予備調査を行った。カルデラ形成期噴火噴出物からジルコンの抽出を(株)京都フイッション・トラックに依頼して行ったところ、本噴出物 300g 中にジルコンは 2 粒しか存在せず、ジルコンを用いた評価に適さないことが明らかになった。よって、来年度は全岩の U-Th 放射非平衡からマグマ滞留時間を検討する。

### (3) インドネシアにおける大型成層火山の中長期的活動評価

最近 1000 年間にインドネシアで発生したカルデラ形成噴火では、大型成層火山を建設する時期からカルデラ形成噴火に至るまでの数千年間には、噴出率、噴火様式、マグマ組成、火口位置などの活動様式に変化が現れる、言わば「準備期」があり、カルデラを形成しない火山とは異なる成長史を持つことが指摘されている(図 1.2.5-12; 高田, 2014 など)。しかし、インドネシア中部ジャワ地域にはメラピ火山に代表される大型成層火山が多く存在するが、過去にカルデラを形成するような大規模噴火を発生した証拠は見つかっていない(図 1.2.5-13)。そこで、中部ジャワ地域でも特に最近の火山活動が活発でない火山として、スンドロ火山を対象に噴火履歴調査を実施した。ジャワ島は日本と同様に火山周辺地域の人口密度が高い傾向にあり (Small and Naumann, 2001; 表 1.2.5-2)、地質学的手法により将来の大規模噴火の可能性を評価することは重要である。

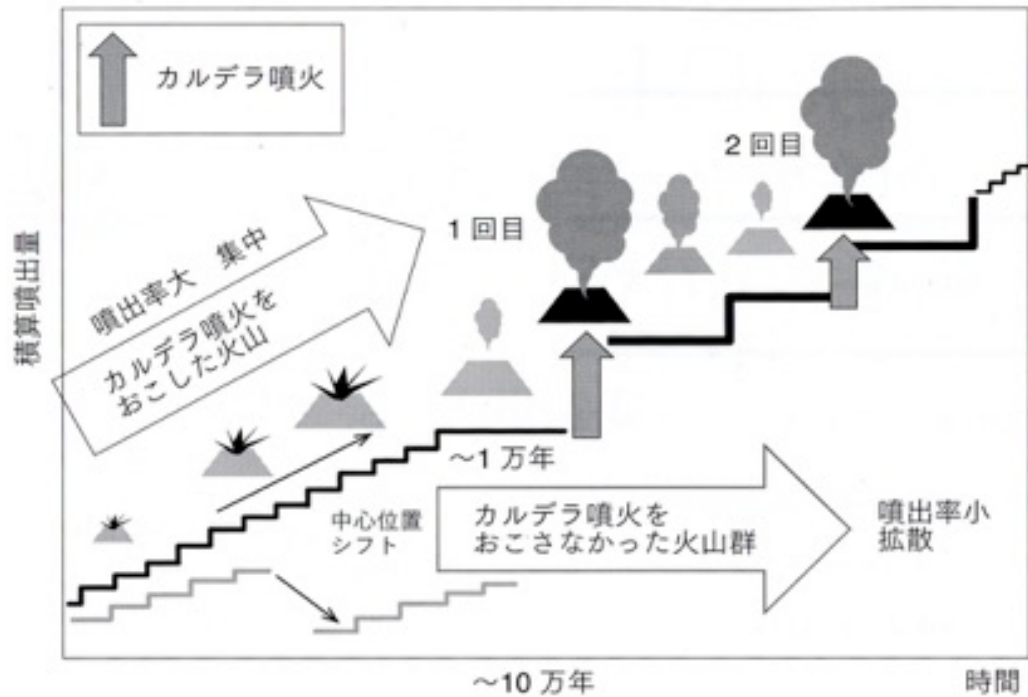


図 1.2.5-12 カルデラ噴火を起こした火山と起こさなかった火山群の成長史の比較 (高田・古川, 2014)

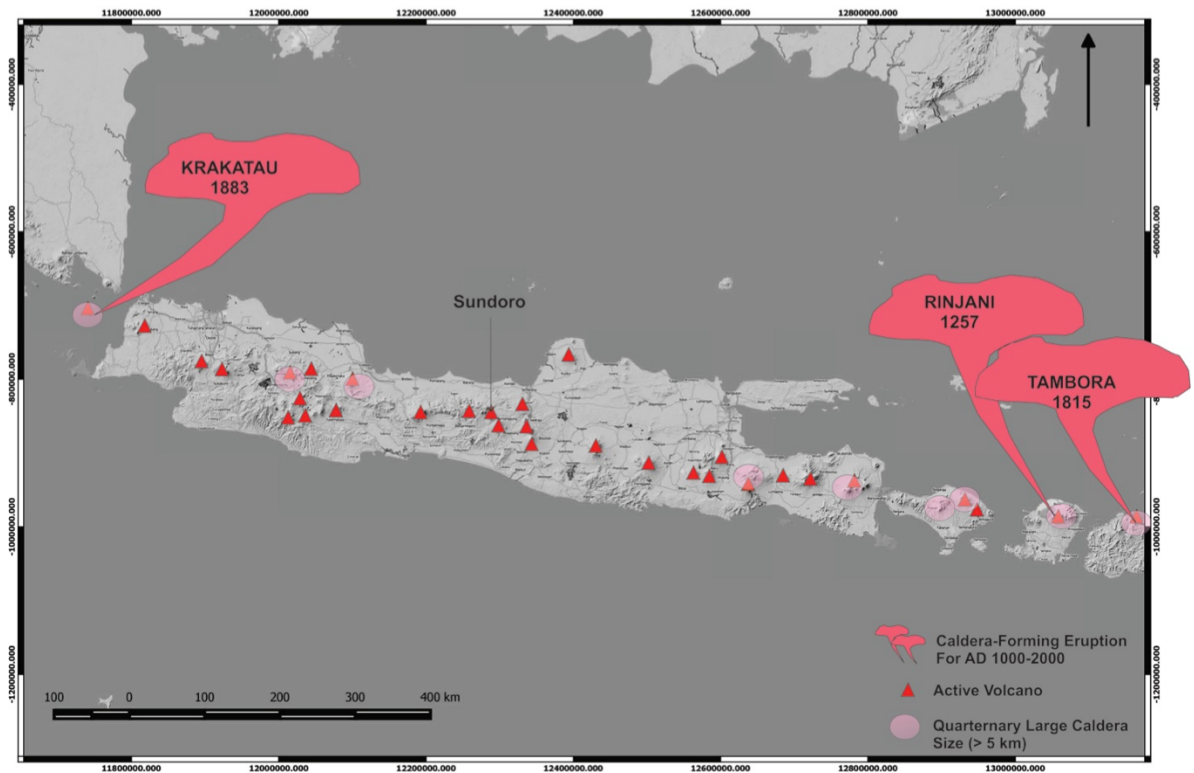


図 1.2.5-13 インドネシア・ジャワ島および周辺地域の第四紀火山と直径 5km 以上のカルデラ分布.

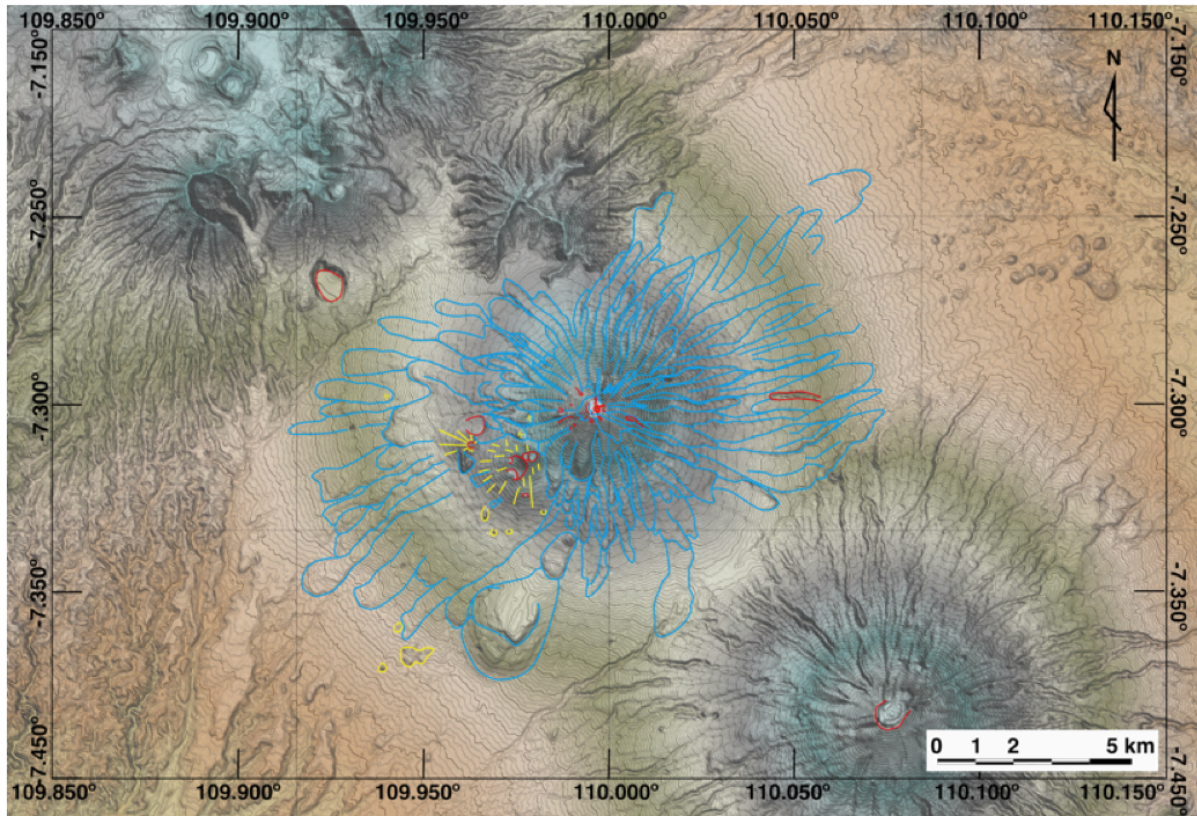


表 1.2.5-2 世界で最も人口の多い地域にある火山のリスト(人口降順). 中心から 100km 圏内の人口と人口密度の比較(Small and Naumann, 2001)

Volcano	Country	Last erupted	1990 Population	People/km <sup>2</sup>
Gede	Indonesia	1957	29,417,000	1085
Fuji	Japan	1707	27,326,000	1067
Tangkubanparahu	Indonesia	1985	25,896,000	931
Izu-Tobu	Japan	1989	20,311,000	1324
Merbabu-Merapi	Indonesia	1996	20,064,000	788
Popocatepetl	Mexico	2001	20,034,000	633
Sundoro	Indonesia	1971	19,437,000	877
Kelut	Indonesia	1990	19,030,000	776
Galunggung	Indonesia	1984	18,991,000	756
Asama	Japan	1990	13,800,000	442

#### スンドロ火山の地質概略

ジャワ島中部のスンドロ火山はスンダ弧に沿って配列する第四紀火山のひとつで、火山フロントのメラピ火山から北西 56km の背弧側に位置する(図 1.2.5-13). 主成層火山体は底径 10×15km, 標高 3151m であり、西側にのみ分布する複数の比較的小さな側火山をともなう(図 1.2.5-14). 火山体の浸食は進んでおらず、北側および西側に延びる溶岩流地形は特に新鮮である. これまで Sukhyar et al.(1992)による地質図があるのみで、有史以前の噴火活動史を解明するような研究は行われていない. 噴火記録は西暦 1806 年以降、1971 年まで 12 回あり、いずれも VEI2 以下の水蒸気噴火である (Siebert et al., 2010).



Interval contour = 20

図 1.2.5-14 スンドロ火山の地形分類図。青線：溶岩地形，黄色線：火砕丘（最大傾斜方向および輪郭），赤色線：火口または浸食崖。基図に ASTER GDEM (30 meters pixel, SRTMGL1 1sec) を用いたステレオコンターマップ (Awata, 2015) を使用。等高線間隔 20m。

### スンドロ火山の噴火史

山体および山麓の地質調査を行い，噴火堆積物の層序対比を行った（図 1.2.5-15）。山体は溶岩流と同質な火砕物からなる火砕流堆積物で構成される（図 1.2.5-16）。山麓には複数の降下火砕堆積物があるが，広範囲に分布する大規模なものはない。層序対比結果と本質噴出物の岩石学的特徴及び全岩化学組成（図 1.2.5-17），放射性炭素年代測定結果（表 1.2.5-3）を総合して層序対比を行った結果，およそ 3 万年間に 10 回の活動期が認識できた（図 1.2.5-18）。いずれの時期でも溶岩流とその破砕物を起源とする火砕流が主体であるが，14ka から 9ka（較正年代）の期間は降下火砕堆積物が多く，爆発的噴火が多い傾向が読み取れる。また最新のマグマ噴出はおよそ 1ka の活動で，山頂部の溶岩および山麓の火砕流堆積物を構成している。

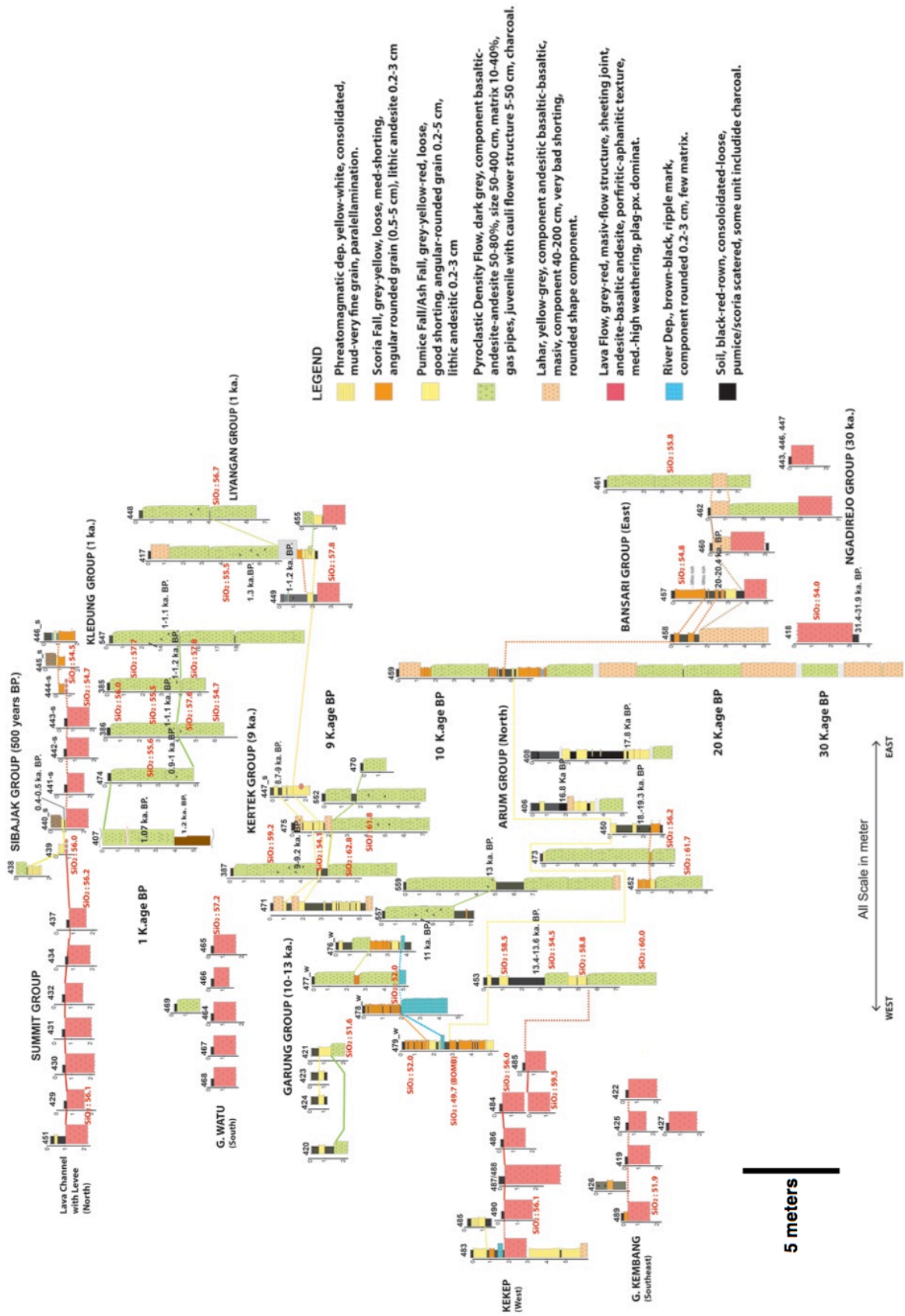


図 1.2.5-15 山体地域の噴火堆積物の柱状対比図. 放射性炭素年代測定および主成分化学組成の情報を加味して対比している部分がある.

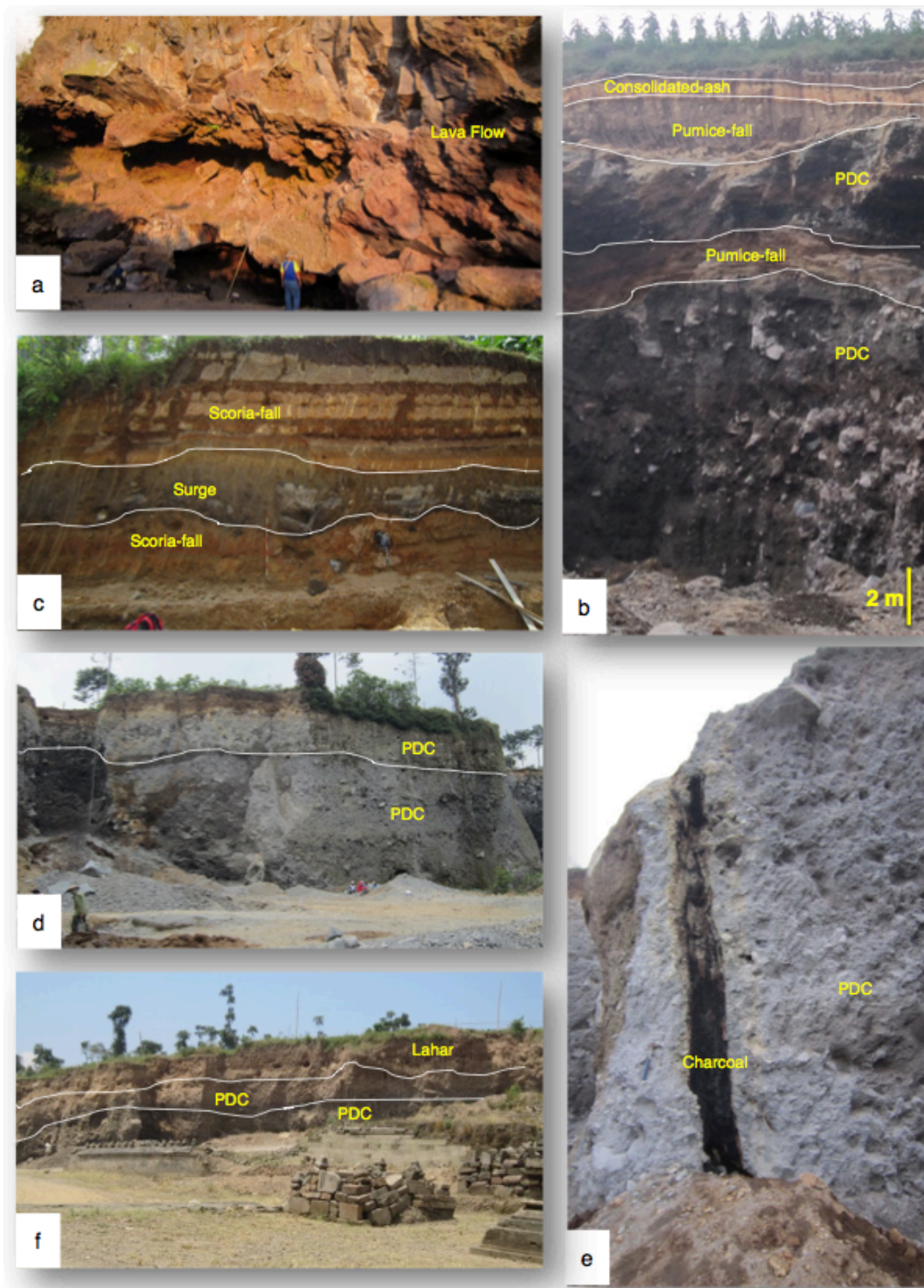


図 1.2.5-16 噴火堆積物の産状. (a) Kekep 期の側火口から流出した溶岩流. 山頂から 4km 西. (b) Arum 期の火砕流堆積物(PDC)と降下軽石堆積物(Pumice-fall). 最上位にマグマ水蒸気噴火の固結火山灰層(Consolidated-ash). 3km 北. (c) Garung 期の降下スコリア群と火砕サージ堆積物. 火砕サージ堆積物は火山弾を含む. 3km 北西. (d) Kekep 期の火砕流堆積物(PDC). 複数のフローユニットが認められる. 4km 南. (e) Liyangan 期の火砕流堆積物(PDC)と直立した状態で含まれる炭化木(径 30cm). 3km 南. (f) Liyangan 期の火砕流堆積物(PDC)とラハール堆積物. 火砕流堆積物直下に石造寺院建築が発見されている. 4km 北東.

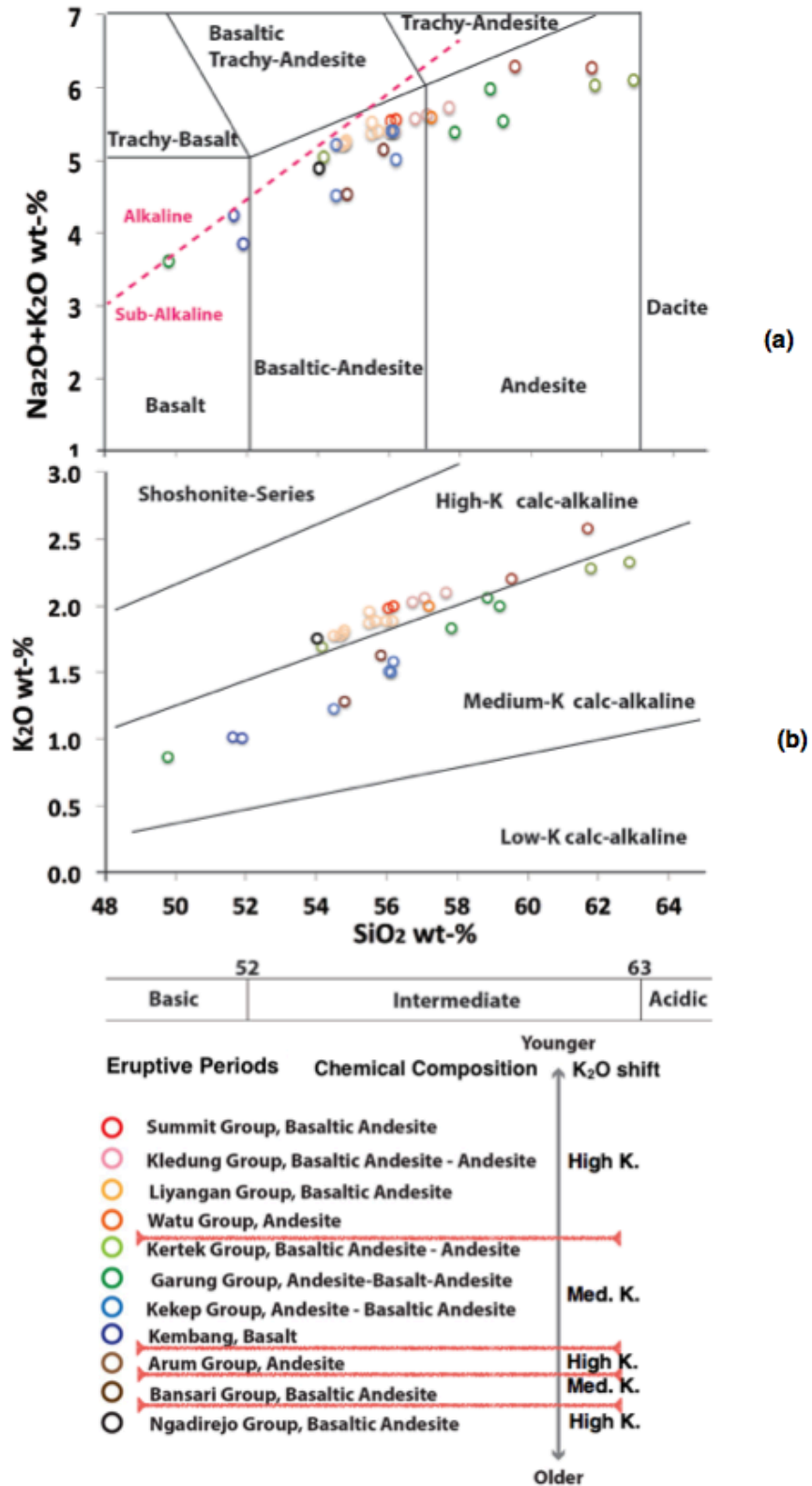


図 1.2.5-17 本質噴出物の全岩化学組成. (a) 全アルカリ-SiO<sub>2</sub> 量 (区分は Le Bas et al., 1986). (b) SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 量 (区分は Le Maitre et al., 2002). 北海道大学の X 線蛍光分析装置 MagiX PRO PW2540 で測定.

表 1.2.5-3 放射性炭素年代測定結果. 噴火堆積物および直下の有機質土壌を対象に加速器分析研究所 (IAAA)とパレオラボ(PLD)で測定. 年代較正には南半球の年輪年代較正曲線(SHCal13:Hogg et al., 2013)を使用.

Points #	Latitude	Longitude	Lab. ID	Dated Material	Dated Deposit	Conventional <sup>14</sup> C (years BP±σ)	Calibrated <sup>14</sup> C, 2 σ error (years BP)	2 σ min (years BP)	2 σ max (years BP)	2 σ median (years BP)
440-s	S07° 18' 07.7"	E109° 59' 53.0"	IAAA-141357(440-s)	Charcoal	Soil above phreatic Dep.	413±23	500-438 (61.7%) 379-327 (31.6%)	500	327	413.5
474-1	S07° 21' 05.4"	E109° 59' 39.8"	IAAA-141363(474-1)	Charcoal	PF dep. middle unit	1148±23	1059-959 (95.4%) 1182-1055 (91.2%) 1016-995 (4.2%)	1059	959	1009
449-2	S07° 15' 24.4"	E110° 00' 47.1"	IAAA-141359(449-2)	Charcoal	Soil above lava flow	1234±25	773-894 (92.7%) 930-939 (2.7%)	1182	996	1089
547	S07° 19' 08.1"	E110° 03' 11.7"	PLD-30051 No.547	Charcoal	PF dep. upper unit	1175±20	1178-1064 (95.4%)	1011	1177	1094
386	S07° 21' 01.3"	E110° 00' 38.4"	PLD-26065 No.386	Charcoal	Lithic-rich PF	1195±20	1264-1213 (18.8%) 1188-1070 (76.6%)	1178	1064	1121
385-2	S07° 19'06.3"	E110° 02'58.0"	IAAA-141356(385-2)	Charcoal	Lithic-rich PF	1279±25		1264	1070	1164
407	S07° 16'19.3"	E109° 57'44.8"	PLD-26334 No.(407-2)	Charcoal	PF dep. middle unit	1315±20	1295-1185(78.8%)	1295	1185	1078
447-1-s	S 07° 19' 25.7"	E110° 01' 16.7"	IAAA-141358(447-1-s)	Black Soil	Black soil above pumice fall.	8083±36	9032-8751 (94.7%) 8738-8726 (0.7%)	9032	8726	8879
387	S07° 21' 40.5"	E109° 59' 11.4"	PLD-26066 No.387	Charcoal	PF dep. lower unit	8165±30	9247-9016 (95.4%) 7331-7132 (91.5%) 7104-7084 (3.9%)	9247	9016	9131.5
552	S 07° 20' 54.8"	E109° 59' 27.7"	PLD-30046 No.552	Charcoal	PF dep. lower unit	8212±25		9034	9231	9157.5
557	S 07° 21' 10.8"	E109° 59' 50.6"	PLD-30044 No.557	Charcoal	PF dep. upper unit	10065±30		11404	11759	11581.5
453-1	S07° 16' 19.7"	E109° 59' 08.7"	IAAA-141361(453-1)	Charcoal	Soil above PF.	11731±38	13586-13432 (95.4%) 11890-11610 (94.6%) 11988-11970 (0.8%)	13586	13432	13509
559	S 07° 22' 17.4"	E109° 58' 43.7"	PLD-30045 No.559c1	Charcoal	PF dep. upper unit	11900±50		13560	13938	13749
471-1	S07° 21' 46.1"	E109° 58' 23.0"	PLD-28628 No.471-1	Charcoal	Soil below pumice fall	14470±40	15896-15524 (95.4%)	15896	15524	15710
406	S07° 16' 13.0"	E109° 58' 11.1"	PLD-26332 No.406	Charcoal	Soil above lahar	13880±40	15071-14640 (95.4%)	17021	16590	16805.5
453-2	S07° 16' 19.7"	E109° 59' 08.7"	PLD-28627 No.453-2	Charcoal	Soil above PF.	16250±60	17903-17485 (95.4%)	17903	17485	17694
408	S07° 16' 27.6"	E109° 59' 17.3"	PLD-26335 No.408-1	Charcoal	Soil between 2 pumice fall	14635±60	16032-15706 (95.4%)	17982	17656	17819
450-1	S07° 16' 02.8"	E109° 59' 54.7"	IAAA-141360(450-1)	Charcoal	Soil below pumice fall	15896±51	19299-18930 (95.4%)	19299	18930	19114.5
457	S07° 17' 16.0"	E110° 01' 52.6"	IAAA-141362(457)	Black Soil	Black soil between 2 scoria fall	16821±53	20449-20034 (95.4%)	20449	20034	20241.5
418	S07° 14' 27.5"	E110° 03' 19.9"	PLD-28626 No.418	Black Soil	Soil below lava flow	28370±110	33877-31398 (95.4%)	33877	31398	32637.5

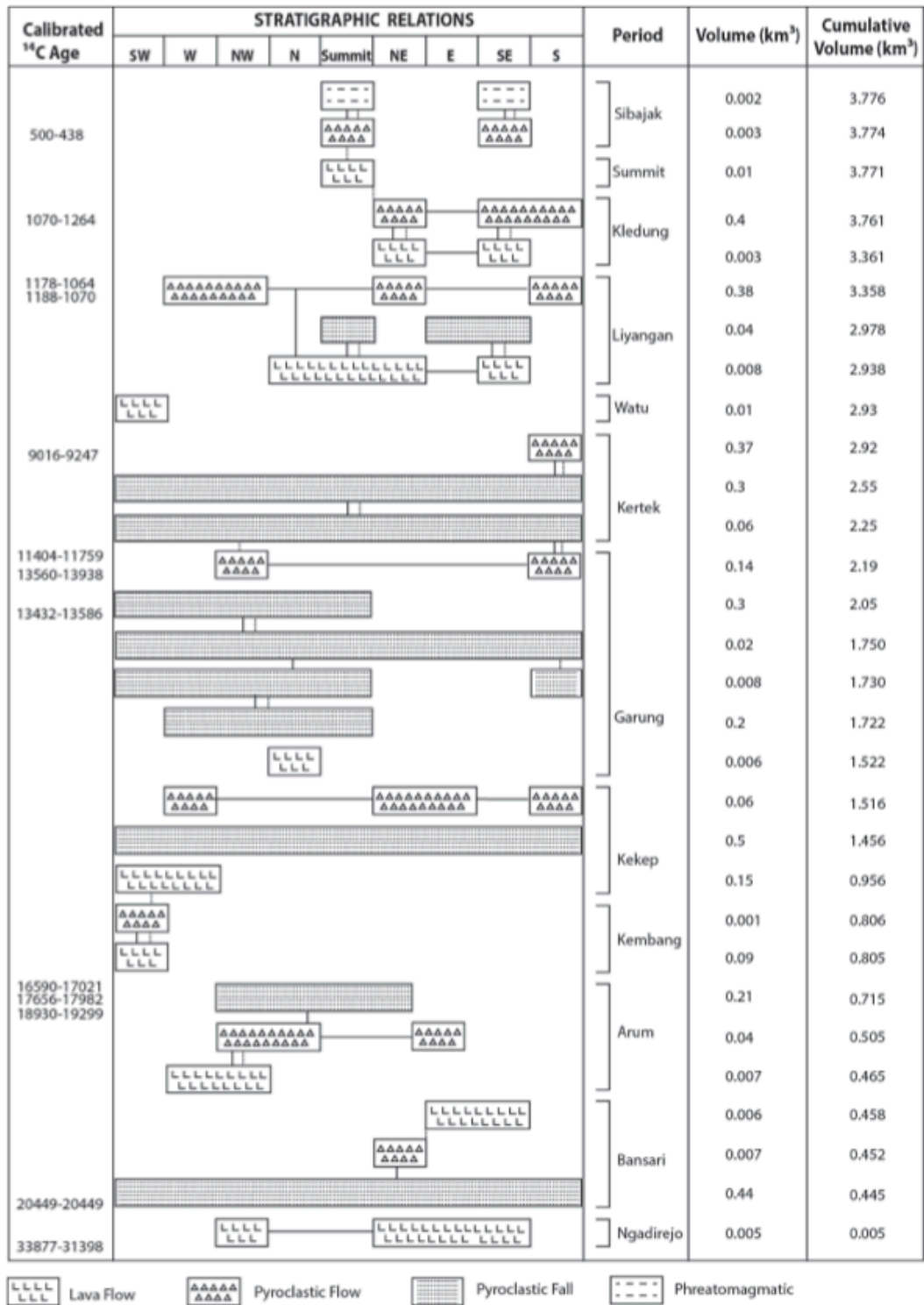


図 1.2.5-18 噴火堆積物の分布と層序関係, 年代および噴出量のまとめ. ボックスは噴出物の分布方位を示し, 各ボックスを結ぶ縦の実線は確認された被覆関係, 点線は地形判読による被覆関係, 横の実線は全岩化学組成による対比を示す. 降下火砕堆積物の噴出量は Hayakawa(1985)の方法で, 堆積物比重 0.8, 岩石換算比重 2.5 として見積もった.

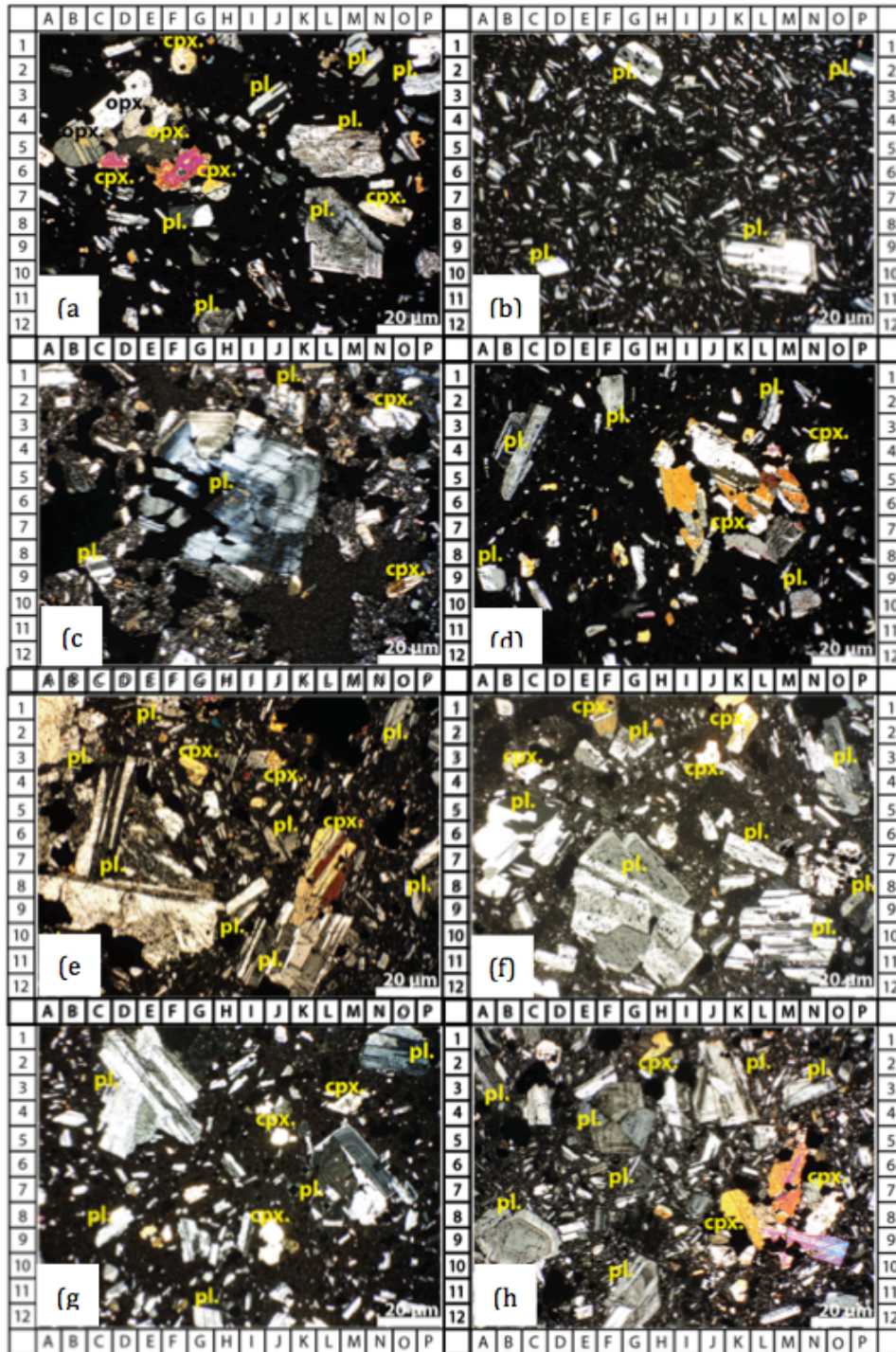


図 1.2.5.19 本質噴出物の薄片偏光顕微鏡写真(直交ニコル)。(a) Ngadirejo 期玄武岩質安山岩溶岩。斑晶は斜方輝石(opx), 単斜輝石(cpx), 斜長石(pl)。(b) Arum 期安山岩溶岩。細粒完晶質石基中に斜長石斑晶が卓越する。(c) Watu 期側噴火の安山岩溶岩。間粒状石基中に累帯構造の発達した斜長石斑晶が見られる。(d) Arum 期の火砕流堆積物中の本質安山岩岩塊。ガラス質石基中に単斜輝石の集斑晶および斜長石が見られる。(e) Liyangan 期玄武岩質安山岩溶岩流。斜長石と単斜輝石の集斑晶が見られる。(f) Kertek 期の火砕流堆積物中の本質安山岩岩塊。斜長石集斑晶が多く見られる。(g) Liyangan 期火砕流堆積物中の玄武岩質安山岩岩塊。斜長石および単斜輝石斑晶が見られる。(h) Kledung 期の火砕流堆積物中の本質安山岩岩塊。斜長石と単斜輝石の集斑晶が見られる。



## 岩石学的特徴

スンドロ火山噴出物の岩石学的特徴は活動時期毎に変化を示すことが特徴である。記載岩石学的特徴は類似しており、斜長石、単斜輝石、斜方輝石を主要な斑晶として含み、少量の普通角閃石、かんらん石、鉄チタン酸化物を含む。斑晶量は 25~40%の範囲で、そのうち斜長石が最も多く 50~60%を占める(図 1.2.5-19)。全岩化学組成は玄武岩から安山岩で、 $\text{SiO}_2$ は 49.8~62.9wt.%の範囲であった(図 1.2.5-17)。 $\text{K}_2\text{O}$ 量は中カリウムから高カリウム系列の範囲にあり、30kaと 9kaより後の活動では高カリウム系列が噴出し、その間の噴出物は中カリウム系列である。

## 噴火活動史の復元

各活動期毎の噴出物の分布を図 1.2.5-20 にまとめた。今回の調査で明らかになった噴出量の合計は  $3.8\text{km}^3$ に過ぎないが、ほぼ火山体全域を覆っている。階段図から長期的噴出率は最近 3 万年間の噴出率は最小で  $0.005\text{ km}^3/\text{千年}$ 程度、最大で  $0.28\text{ km}^3/\text{千年}$ 程度となる(図 1.2.5-21)。

## 中長期的活動の傾向

中長期的活動の傾向をまとめると、最近約 3 万年間の噴出率は  $0.3\sim 0.01\text{km}^3/\text{千年}$ であり、他のインドネシアのカルデラ形成に先行する低噴出率期 ( $0.1\sim 0.2\text{km}^3/\text{千年}$ )と同程度の低い噴出率であることがわかった(図 1.2.5-22)。タンボラ火山では成層火山形成期に  $3\sim 6\text{ km}^3/\text{千年}$ であった噴出率が、1815年のカルデラ形成噴火の前 4 千年間では  $0.05\text{ km}^3/\text{千年}$ に低下した(Takada et al. 2000)。リンジャニ火山でも成層火山期では  $1\text{ km}^3/\text{千年}$ 以上だったものが、1257年のカルデラ形成噴火前の 5 千年間では  $0.15\text{ km}^3/\text{千年}$ となっている(Takada et al., 2003)。また噴火が活発なメラピ火山では 1890年から百年間の噴出量が  $0.4\text{ km}^3$ (Siswowardjono, et al., 1995)、ラモンガン火山では 1843年から 1898年までの噴出量が  $0.07\text{ km}^3$ となっている(Carn et al., 2000)。アグン火山は完新世の噴出率が  $0.2\sim 2\text{ km}^3/\text{千年}$ である(Fontijn et al., 2015)。しかし、噴火様式やマグマ組成、火口位置には系統的な変化は見らず、カルデラ形成噴火に移行することを積極的に支持する証拠は見つからなかった。

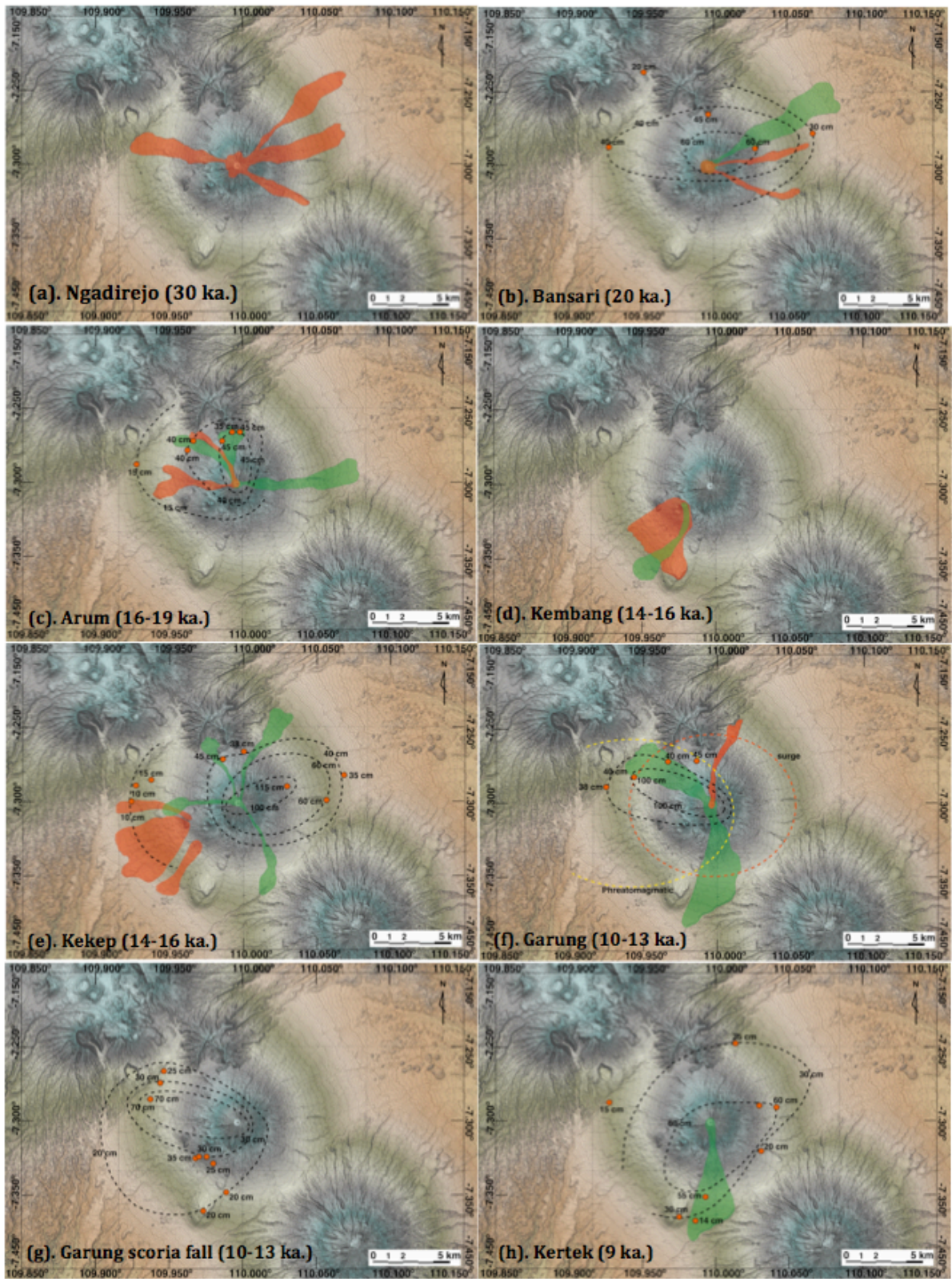


図 1.2.5-20 活動期毎の噴出物分布. 基図は図 1.2.5-13 と同じ.

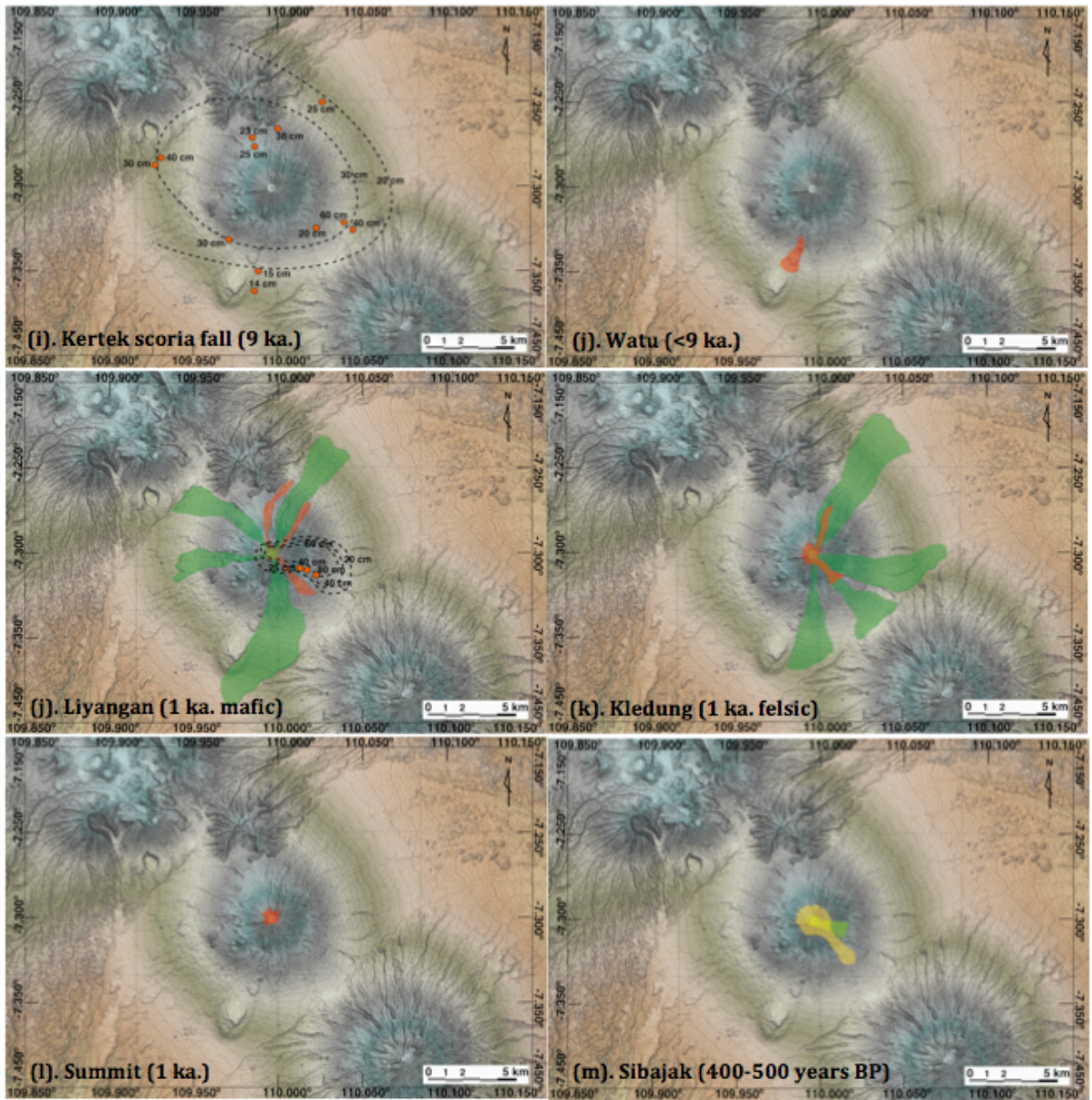


図 1.2.5-20(続き)

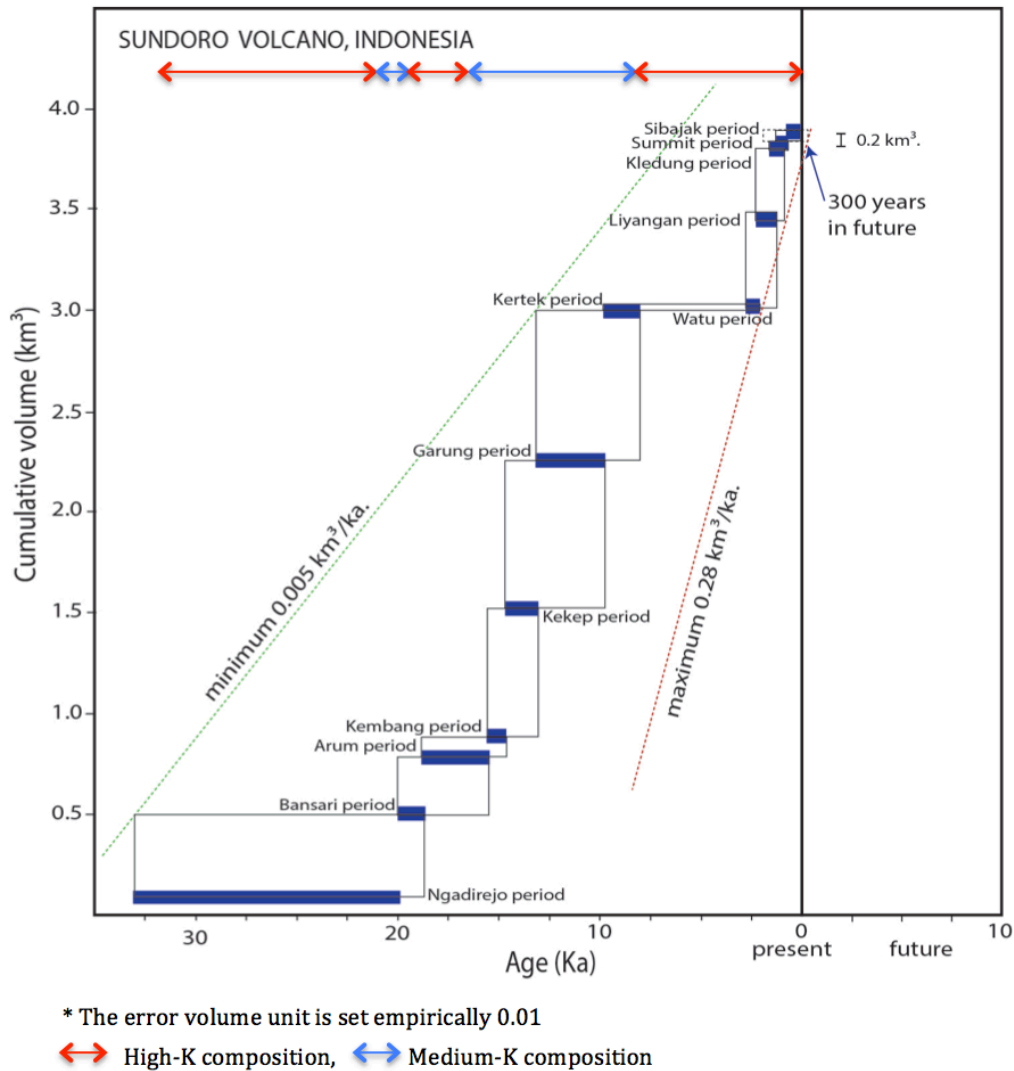


図 1.2.5-21 噴出量の時間発展と中長期的噴出率

(4) まとめ

インドネシアのリンジャニ火山では、カルデラ形成期と低活動期の噴出物は液相濃集元素濃度が異なるものの同位体比組成は類似していること、いずれの噴火でもデイサイト質マグマが主体で低活動期では少量のより苦鉄質なマグマが混合していること、カルデラ形成期と低活動期とでデイサイト質マグマの岩石学的特徴が異なることから低活動期噴火後にマグマ供給系が一新されたことが明らかになった。

有史時代の噴火記録がない大型成層火山として中部ジャワのスンドロ火山を対象に、噴火履歴調査を行い、最新のマグマ噴火はおよそ 1000 年前であること、最近 3 万年間の噴出率が 0.3～0.01km<sup>3</sup>/千年の範囲であり、他のインドネシアのカルデラ形成に先行する低噴出率期（0.1～0.2km<sup>3</sup>/千年）と同程度の低い噴出率であることがわかった。しかし、噴火様式やマグマ組成、火口位置の系統的な変化は見られず、他のインドネシアのカルデラ形成に先行する低噴出率期とは異なることがわかった。

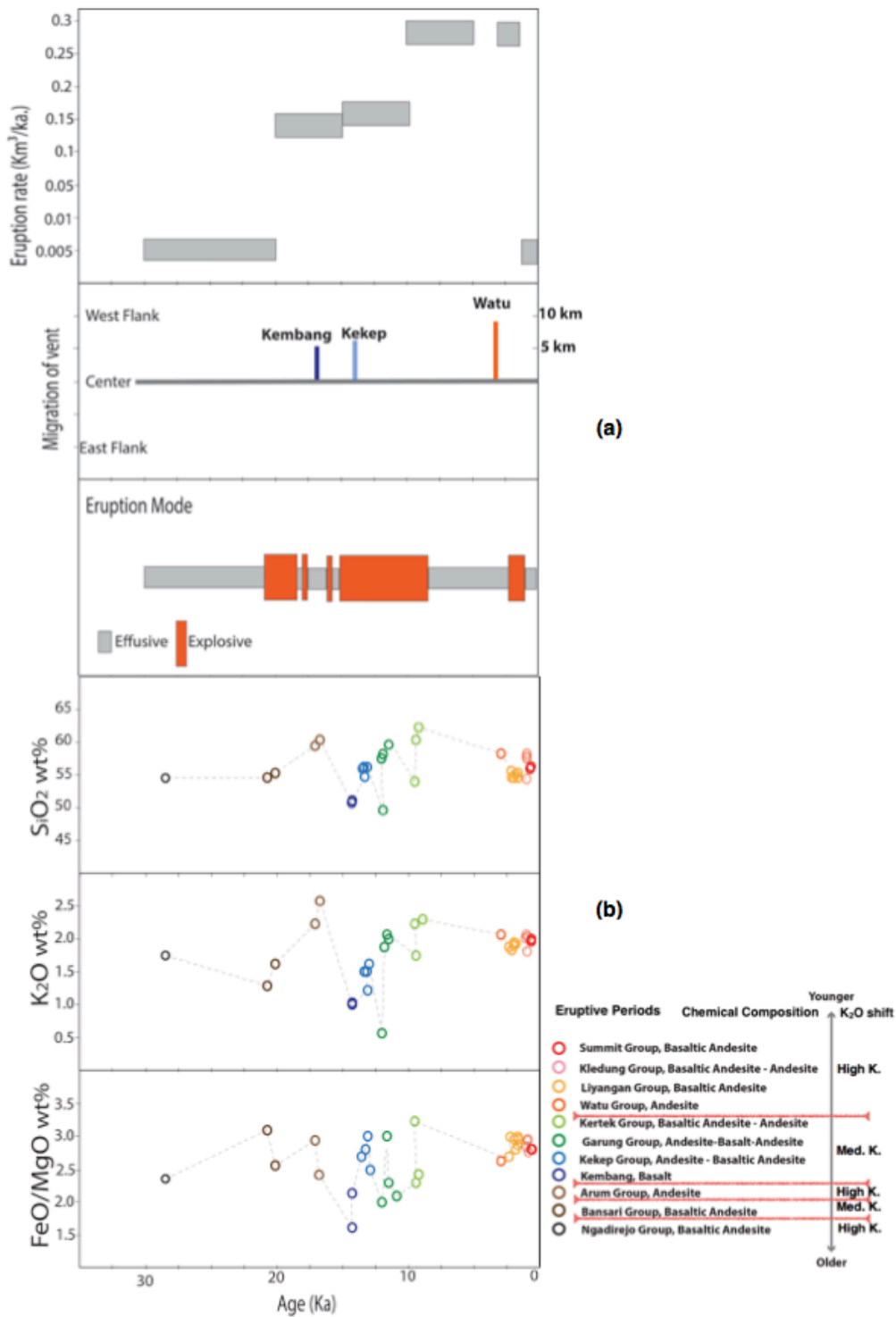


図 1.2.5.22 スンドロ火山の最近 3 万年間の中長期的活動傾向

参考文献

Awata Y. (2015) DEM-derived stereo contour maps for visual analysis of tectonic geomorphology. Japan Geoscience Union Meeting 2015, Abstract, SSS28-P01.

- Carn, S. A. (2000) The Lamongan Volcanic Field, East Java, Indonesia: Physical Volcanology, Historic Activity and Hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95(1-4), 81–108.
- Fontijn, K., Costa, F., Sutawidjaja, I., Newhall, C. G. and Herrin, J. S. (2015) A 5000-Year Record of Multiple Highly Explosive Mafic Eruptions From Gunung Agung (Bali, Indonesia): Implications For Eruption Frequency and Volcanic Hazards. *Bulletin of Volcanology*, 77(7), 59.
- Furukawa, R., Takada, A., Nasution, A. (2004). Caldera forming eruption of Rinjani volcano in 13th century, Lombok, Indonesia, 2004 IAVCEI meeting.
- Hayakawa, Y. (1985). Pyroclastic Geology of Towada Volcano. *Bull. Earthquake. Research Institute. University of Tokyo*, 60, pp 507-592.
- Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Niu, M., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T.J., Palmer, J.G., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Turney, C.S.M., and Zimmerman, S.R.H. (2013) SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0–50,000 years CAL BP. *Radiocarbon*, 55, No.4, 1889–1903.
- Le Bas, M. and Le Maitre, R. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, Vol. 27, Part 3, pp 745–750.
- Le Maitre, R.W. (ed) (2002). *Igneous Rock. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Nimis, P. (1995). A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 115–125.
- Nimis, P. and Taylor, W. R. (2000). Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 541–544.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., and Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45–66.
- Siebert, L., Simkin, L. and Kimberly, P., 2010. *Volcanoes of the World*. Third edition. Smithsonian Institution, Washington, D.C., pp. 89.
- Siswowidjoyo, Suparto, Suryo, I. and Yokoyama I. (1995) Magma Eruption Rates of Merapi Volcano, Central Java, Indonesia During One Century (1890–1992). *Bulletin of volcanology*, 57, 111-116.
- Small, C. and Naumann, T. (2001) The global distribution of human population and recent volcanism. *Environmental Hazards*, 3, 93-109.
- Sukhyar, R., Erfan, R.D. and Sumartadipura, N.S. (1992) Peta Geologi Gunungapi Sundoro, Jawa Tengah: Geologic Map of Sundoro Volcano, Central Java. Direktorat Vulkanologi.

- 高田 亮 (2010) インドネシア・スンダ弧におけるカルデラ噴火とカルデラ火山の特徴. 地質学雑誌, 116, 473-483.
- 高田 亮・古川竜太 (2014) 過去 1000 年間に 3 回も巨大噴火がおこったインドネシアから学ぶこと. 科学, 84, 64-68.
- Takada, A., Yamamoto, T., Kartadinata, N., Budianto, A., Munandar, A., Matsumoto, A., Suto, S. and Venuti, M. C. (2000) Eruptive History and Magma Plumbing System of Tambora Volcano, Indonesia. Res. Volc. Hazr. Assess., 42-79.
- Takada, A., Nasution, A. and Mulyana, R. (2003) Eruptive History During The Last 10 ky For The Caldera Formation of Rinjani Volcano, Indonesia. Abstr. Japan Earth and Planet. Sci. Joint Meeting.
- Takada, A., Rosgandika, M. and Furukawa, R. (in preparation). The volcanic activity of Rinjani, Lombok Island, Indonesia during the last ten thousand years, viewed from  $^{14}\text{C}$  age datings.
- 山元孝広 (2014) 赤城火山の噴火履歴の再検討と定量化. 日本火山学会講演予稿集, A1-33, 29.

## 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】

1.2.1 章で記載した支笏カルデラ噴出物の連続採取したサンプルについて、薄片作成・観察、電子線プローブマイクロアナライザによる鉱物化学組成分析、電界放出型電子線マイクロアナライザによる鉱物組成累帯構造解析、蛍光 X 線分析装置による主・微量成分分析を行い、マグマ供給系の構造およびその変遷を検討した。その結果、支笏火山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(A サブマグマシステム)、斑晶に富む安山岩質マグマ系(P サブマグマシステム)、マフィックマグマ系(M サブマグマシステム)の3つに細分できることが明らかになった。カルデラ形成期を通して噴出する A サブマグマシステムは、流紋岩質マグマ群とデイサイト質マグマ群の混合により生成された珪長質マグマであり、この混合は噴火の数百年前から起こっていたと考えられる。そして噴火の数ヶ月～数日前に M サブマグマシステムから1つのマフィックマグマが貫入することにより噴火が開始したと考えられる。一方で社台期でも、マグマ供給系は珪長質マグマ系(F サブマグマシステム)と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がわかった。社台期の F サブマグマシステムは、デイサイト質マグマと安山岩質マグマが混合することによって形成され、この混合は噴火の少なくとも数十年以上前には起こっていたと見積もられた。

#### 【研究成果】

##### (1) 社台期のマグマ供給系

約6万年前から数千年間に活動したと考えられる社台期噴火の噴出物に関しては、昨年度、支笏湖南方約5km地点で気象庁により実施されたボーリングコア(図1.2.1-3;JMA)から約6万年前の大規模噴火の火砕流噴出物を採取して岩石学的研究を行った。その結果、社台火砕流噴出物は苦鉄質マグマと珪長質マグマとの混合作用によって生成されたことが明らかになり、これらは同一の地殻物質からの部分熔融度の違いによって生じた可能性が指摘された。また、この火砕流噴出物はカルデラ形成期噴出物とは Sr, Nd 同位体比が異なることから、両者の起源物質はそもそも異なっており、約6万年前の大規模噴火後に新たにマグマが生成された可能性が高いことが示唆された。

しかしながら、今年度の本研究により6万年前の大規模噴火はプリニー式噴火から火砕流噴火へと移行したこと、さらにその後数千年間に2回のプリニー式噴火が起こっていたことが確認された(1.2.1 章より)。そこで今年度は、露頭調査で採取した社台期のテフラ(6万年前の大規模噴火による降下スコリア堆積物 Ssfa と、Spfa-6・Spfa-5の降下軽石堆積物)を対象として、薄片作成・観察、電子線プローブマイクロアナライザによる鉱物化学組成分析、電界放出型電子線マイクロアナライザによる鉱物組成累帯構造解析、蛍光 X 線分析装置による主・微量成分分析を行い、社台期のマグマ供給系の構造およびその変遷を検討した。その結果、社台期のマグマ供給系は珪長質マグマ系(F サブマグマシステム)と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がわかった。F サブマグマシステムは、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6万年前の大規模噴火の少なくとも数十年以上前に



は起こっていたと見積もられた。そしてこのデイサイト質混合マグマ(F=D+A)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が貫入することにより噴火が始まったと考えられる。またプリニー式噴火と火砕流噴火では、少なくともマフィックマグマは異なっていることが明らかになり、噴火の推移とともにマフィックマグマが変化したことが示唆された。一方、その後2回のプリニー式噴火ではマグマ混合の証拠はほとんど認められず、大規模噴火時のマグマが次第に均質に混合、結晶分別作用が進行することによって生成されたマグマが噴出した可能性が考えられる。

## 岩石記載

本研究で分析したテフラは、カルデラ南方10kmの露頭(図1.2.1-3;2015-1)とカルデラ東方数10kmの露頭(図1.2.1-3;2015-2~2015-4)で採取した。社台期テフラの本質物質は、6万年前の大規模噴火による降下スコリア堆積物(以下、Ssfaと記載)と火砕流堆積物(以下、Ssflと記載)はスコリア、縞状軽石・灰色軽石、白色軽石からなるが、Spfa-6はやや変質の進んだオレンジ色を呈する軽石にわずかに灰色軽石が混在し、Spfa-5はほぼオレンジ色を呈する軽石のみからなる(表2.1-1, 図2.1-1)。テフラの分布主軸からはずれていることや給源からの距離が大きいことなどから、本質物質の最大粒径はSsfaの白色軽石で60mm、スコリアで30mmであるが、Spfa-6は5mm、Spfa-5では25mm程度である。Ssfa,Ssflの斑晶量は15~35%程度でやや幅広く、Spfa-6、Spfa-5はそれぞれ20~25%、20~30%で類似している。いずれも斑晶鉱物は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱を含み、Ssfa,Ssflにのみかんらん石斑晶が認められることもある。また、Ssfa,Ssflでは肉眼で縞状の軽石があるほか顕微鏡下でも石基ガラスに不均質が認められるものが多いが、Spfa-6、Spfa-5と石基部分が次第に均質になっていく傾向がある(図2.1-2)。

## 全岩化学組成

社台期噴火のテフラは粒径50mm程度以上のものについてはそれぞれ個別に粉砕したが、50mm以下のものについてはタイプごとに分類して複数のスコリアまたは軽石を10~20g程度集めて粉砕し、全岩化学組成分析を行った。なお、Spfa-6、Spfa-5の本質物質については、灼熱減量が4%以上と高く変質の影響を受けていると考えられるため、Ssfaの分析結果のみを昨年度測定したSsflのものと合わせて示す(図2.1-3)。

表 2.1-1. 社台期噴出物の記載岩石学的特徴.Pl=斜長石;Opx=斜方輝石;cpx=単斜輝石;mt=磁鉄鉱;ol=かんらん石

eruption	Type	MP (mm)	Phenocrysts (vol%)	Mineral assemblage
Spfa-5	orange pumice	25	20-30	pl > opx > cpx > mt
Spfa-6	orange & gray pumice	5	20-25	pl > opx > cpx > mt
Ssfa / Ssfl	white & banded pumice scoria	60 / 30	15-35	pl > opx > cpx > mt ± ol



図 2.1-1. 本質物質の写真.

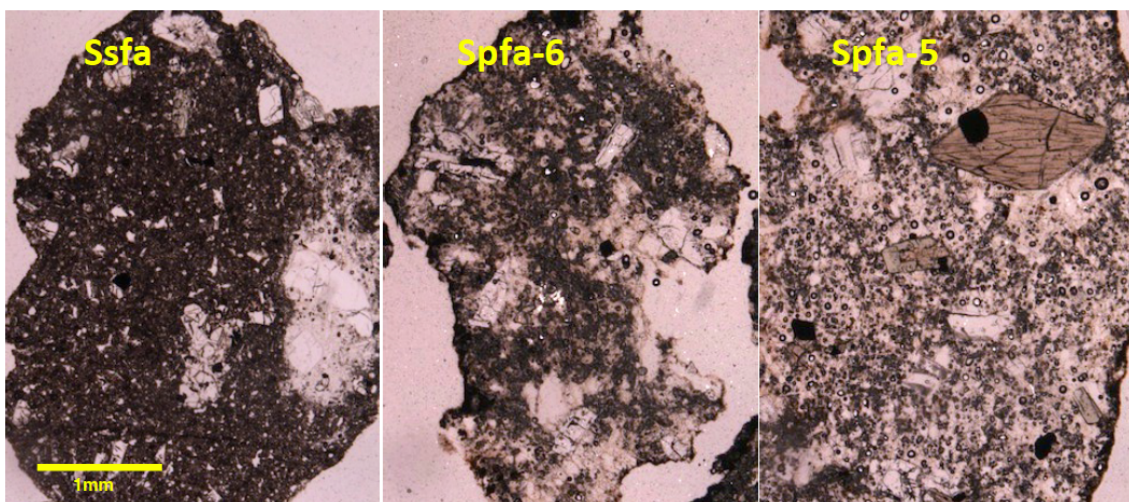


図 2.1-2. 本質物質の薄片写真.

Ssfa と Ssfl の全岩  $\text{SiO}_2$  範囲はほぼ一致しており, Ssfa は  $\text{SiO}_2=53.0\sim 62.9\text{wt}\%$ , Ssfl は  $\text{SiO}_2=53.4\sim 62.3\text{wt}\%$  の玄武岩質安山岩～安山岩からなる. 本質物質のタイプごとに見ると, 図 2.1-3 中の菱形記号のスコリアは大部分が  $\text{SiO}_2=56\text{wt}\%$  以下, 丸記号の白色軽石は  $\text{SiO}_2=60\%$  以上で, 十字記号の縞状軽石や灰色軽石はその間にプロットされる. また, Ssfa と Ssfl は  $\text{TiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Ba}$  など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,  $\text{K}_2\text{O}$  や  $\text{Rb}$  のハーカー図ではそのトレンドが異なり  $\text{SiO}_2=58\text{wt}\%$  付近で交差するよう見える.

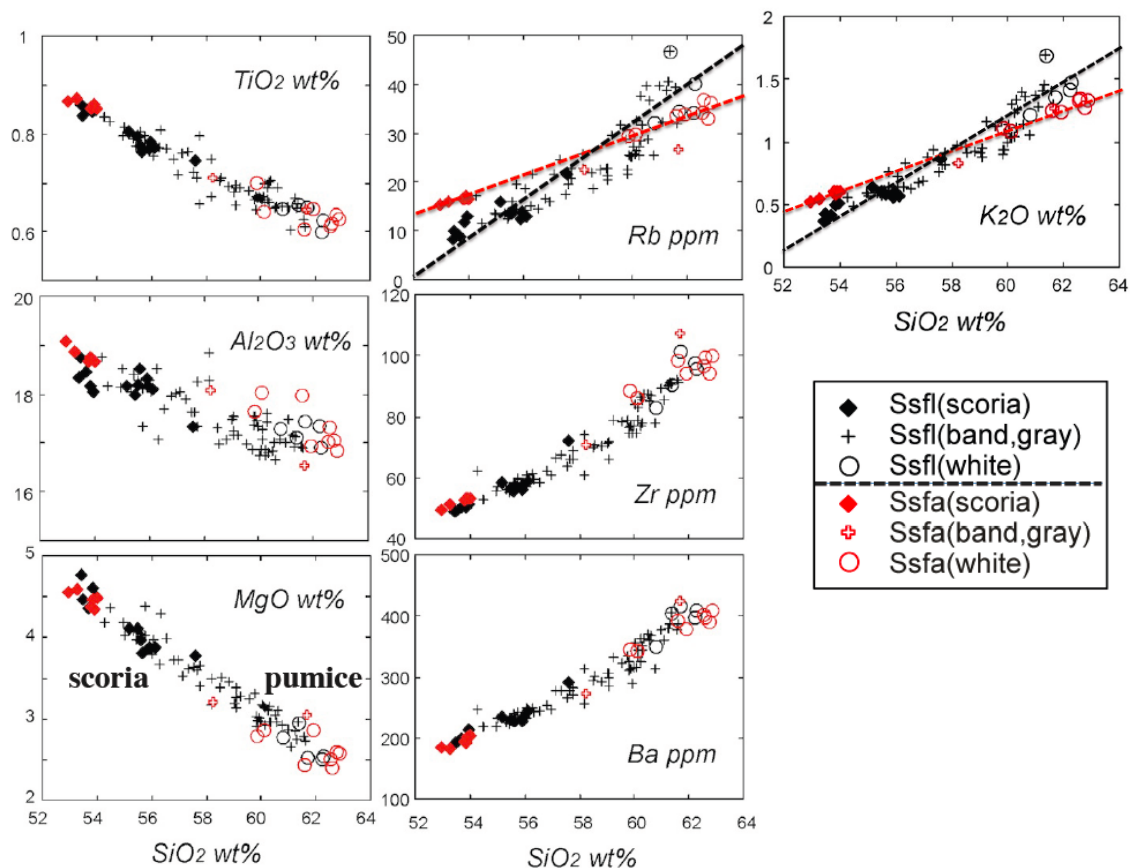


図 2.1-3. 社台期カルデラ形成噴出物の全岩化学組成.

### 石基ガラス組成

社台期噴出物の石基ガラス組成は、本質物質と考えられる粒子の薄片を作成して分析した。全岩では変質の影響を受けていると考えられた Spfa-6, Spfa-5 の本質物質についても、新鮮な石基ガラスが存在していたためその組成を測定した。一方で、Ssfl の本質物質は石基鉱物が全体に晶出していたため石基ガラス組成は測定できず、図 2.1-4 にはテフラの分析結果のみを示した。

社台期テフラの石基ガラス組成は全体として一本の直線状トレンドを形成している。しかしながらその組成範囲は噴出物ごとに異なり、Ssfa は  $\text{SiO}_2=56.5\sim77.1\text{wt}\%$  と幅広くスコリア部分で  $\text{SiO}_2=65\text{wt}\%$  以下、白色軽石部分で  $\text{SiO}_2=70\%$  以上で 2 つに分かれるのに対して、Spfa-6 は  $\text{SiO}_2=65.3\sim71.4\text{wt}\%$ 、Spfa-5 は  $\text{SiO}_2=72.2\sim74.7\text{wt}\%$  と Ssfa のスコリアと白色軽石の間のそれぞれ別の狭い範囲に集中している。

### 鉱物化学組成

社台期噴出物の鉱物化学組成は、薄片記載と石基ガラス組成から本質物質と判断した複数の粒子中の斑晶鉱物について分析を行った。Ssfa, Ssfl, Spfa-6, Spfa-5 の斑晶中心部組成を 図 2.1-5 に示す。

Ssfa・Ssfl では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のに対して、Spfa-6・Spfa-5 ではいずれの鉱物組成もほぼユニモーダルな組成を示すことが明らかに

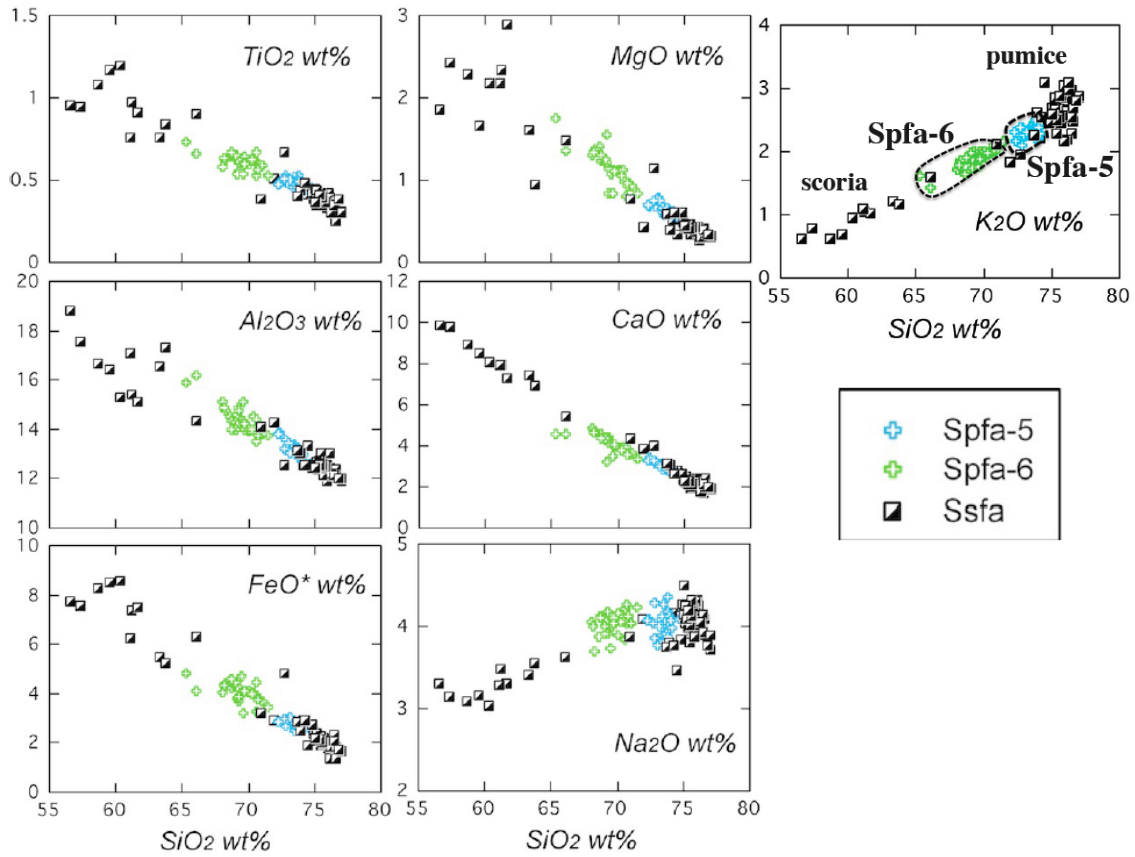


図 2.1-4. 社台期噴出物の石基ガラス組成.

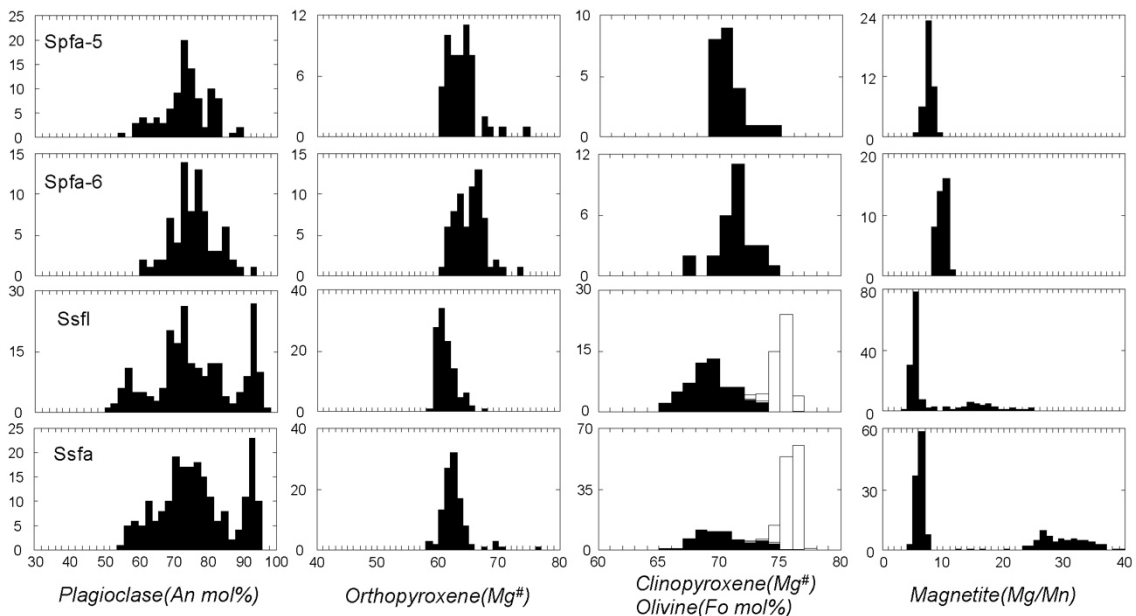


図 2.1-5. 社台期噴出物の斑晶中心部組成.白抜きはかんらん石組成ヒストグラム.

なった. 斜長石斑晶では, Ssfa・Ssfl では  $An=50\sim 95$  と幅広く,  $An=65\sim 85$  のものが最も多いが, その他に  $An=85\sim 95$ ,  $An=50\sim 65$  の斑晶も認められる. 一方で Spfa-6・Spfa-5 では  $An=60\sim 90$  と組成幅はやや狭くその組成分布は  $An=70\sim 80$  にのみピークが存在する. 斜方輝石・単斜

輝石・かんらん石はいずれもほぼユニモーダルな組成分布を示すように見える。斜方輝石は、 $Ssfa \cdot Ssfl$  では  $Mg\#=60\sim65$  のものが大部分であるがわずかに  $Mg\#=65\sim76$  のものも認められる。 $Spfa\cdot6 \cdot Spfa\cdot5$  は  $Ssfa \cdot Ssfl$  よりも  $Mg\#$  の高い斑晶が多く、大部分の斑晶は  $Mg\#=60\sim70$  で  $Mg\#=70\sim75$  のものも存在する。単斜輝石は、 $Ssfa \cdot Ssfl$  では  $Mg\#=65\sim75$  で  $Mg\#=68\sim70$  にピークが認められる。 $Spfa\cdot6 \cdot Spfa\cdot5$  は  $Ssfa \cdot Ssfl$  よりも  $Mg\#$  の高い斑晶が多く、大部分の斑晶は  $Mg\#=70\sim75$  を示す。かんらん石は  $Ssfa \cdot Ssfl$  にのみ認められ、その組成範囲は  $Fo=72\sim77$  で大部分は  $Fo74\sim76$  に集中している。磁鉄鉱は、 $Ssfa \cdot Ssfl$  では  $Mg/Mn=5\sim10$  のものが大部分であるが、 $Ssfa$  では  $Mg/Mn=25\sim40$ 、 $Ssfl$  では  $Mg/Mn=10\sim25$  の斑晶も相当数認められる。一方で、 $Spfa\cdot6 \cdot Spfa\cdot5$  はすべての斑晶組成が  $Mg/Mn=10\sim15$  に集中する。

### 社台期大規模噴火のマグマ供給系

約6万年前に始まった社台期噴火のうち  $Ssfa$ 、 $Ssfl$  を噴出した大規模噴火については、縞状軽石などの不均質な組織が認められること(図 2.1-1~図 2.1-2)、全岩化学組成や石基ガラス組成が直線状のトレンドを示すこと(図 2.1-3, 図 2.1-4)、鉱物化学組成分布図で複数のピークが存在することなど(図 2.1-5)、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、集合斑晶の鉱物組み合わせとその組成を本質物質のタイプごとに検討した(図 2.1-6)。

$Ssfa \cdot Ssfl$  では、スコリア・縞状軽石にのみ  $An=90$  以上の斜長石、かんらん石、 $Mg/Mn=10$  以上の磁鉄鉱が認められること、それ以外に斜長石では  $An=70\sim90$  と  $An=55\sim70$ 、磁鉄鉱では  $Mg/Mn=5\sim10$  にも別のピークが認められることが明らかになった。さらに  $Ssfa$  と  $Ssfl$  を比較すると、 $Ssfa$  では磁鉄鉱の組成が  $Mg/Mn=20$  以上のものがほとんどであるのに対して、 $Ssfl$  では  $Mg/Mn=10\sim20$  であり、さらにかんらん石組成も  $Ssfa$  の方が  $Ssfl$  よりもやや高い傾向が認められる。一方で白色軽石に注目すると、斜長石においてバイモーダルな組成分布を示し、 $An=70\sim90$  の斑晶が大部分を占めるが  $An=55\sim70$  にもピークが認められる。さらに白色軽石中の輝石斑晶の累帯構造を反射電子像で見ると、より  $Mg\#$  の低い斜方輝石・単斜輝石斑晶中心部を  $Mg\#$  の高い斜方輝石・単斜輝石が厚く囲んでいることも明らかになった(図 2.1-7)。

以上の特徴から、本研究では  $Ssfa \cdot Ssfl$  中の斑晶鉱物を以下の3タイプに区分した。

- ・ Dタイプ：低  $An$  斜長石，低  $Mg\#$  斜方輝石，低  $Mg\#$  単斜輝石，低  $Mg/Mn$  磁鉄鉱
- ・ Aタイプ：中間  $An$  斜長石，低  $Mg\#$  斜方輝石，低  $Mg\#$  単斜輝石，低  $Mg/Mn$  磁鉄鉱
- ・ Mタイプ：高  $An$  斜長石，かんらん石，高  $Mg/Mn$  磁鉄鉱

白色軽石中には上記のうちAタイプとDタイプが共存するのに対して、縞状軽石やスコリアにはさらにBタイプを加えた3種類が認められるが、このことは白色軽石は2端成分、縞状軽石やスコリアは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。また、Bタイプは  $Ssfa$  と  $Ssfl$  とで斑晶鉱物の組成が異なることから、それぞれ別のマグマであったと考えられる。

$Ssfa$ 、 $Ssfl$  の全岩化学組成は多くのハーカー図において一本の直線トレンドを形成しているが、 $K_2O$  や  $Rb$  のハーカー図ではそのトレンドが異なる(図 2.1-9)。 $Ssfa$ 、 $Ssfl$  でそれぞれ直線状のトレンドを形成していることは2端成分マグマ混合を示唆するが、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

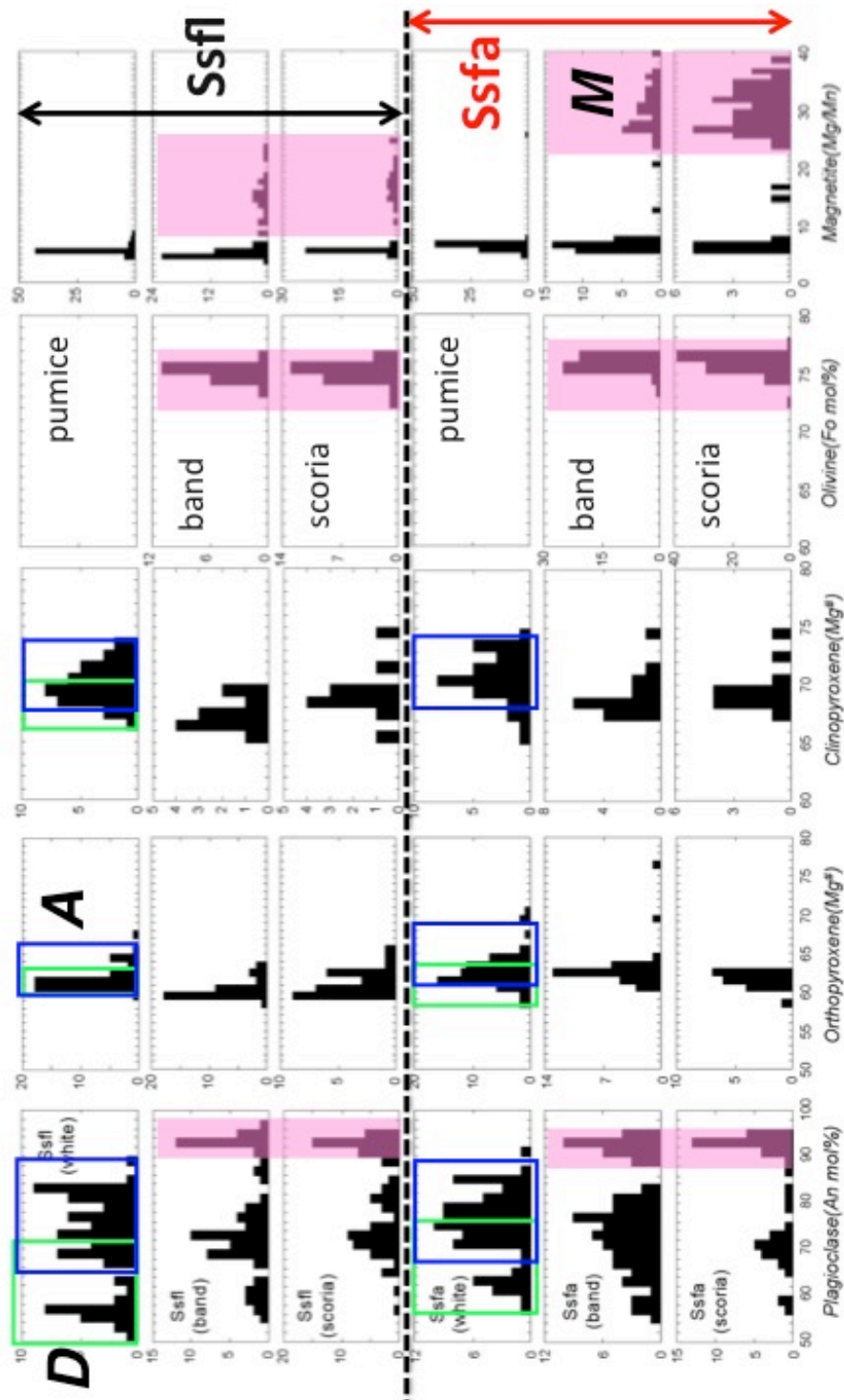


図 3-1-6. 社会期大規模噴火噴出物の混合端成分マグマの特徴. 組成ヒストグラムに示した D と A が端成分マグマを示す.

ムと呼ぶ)は A タイプ・D タイプ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 M 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)が混合して縞状軽石やスコリアが生成されたと考えられる.

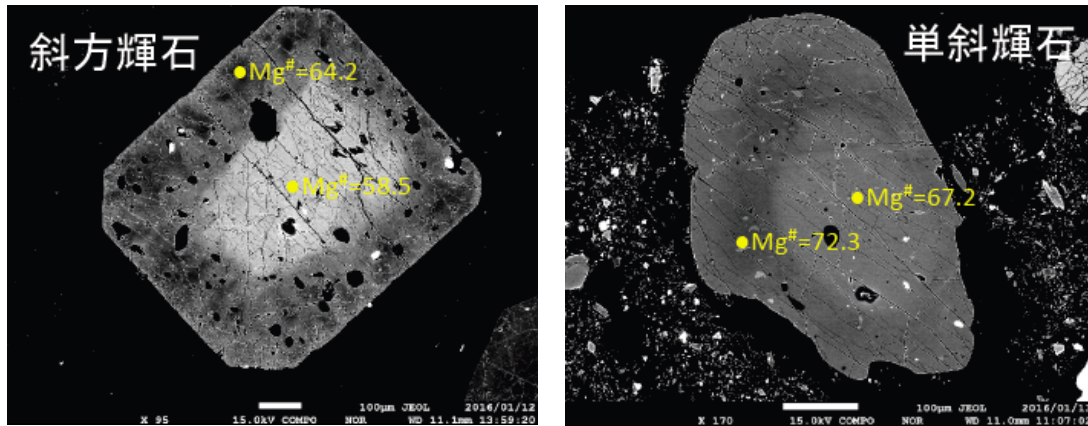


図 2.1-7. 輝石斑晶の累帯構造.

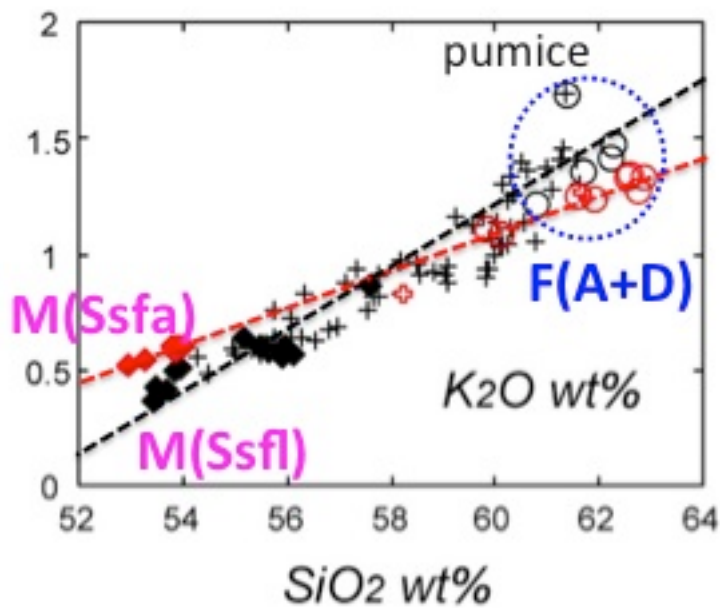


図 2.1-8. 社台期大規模噴火噴出物の混合関係.

### 社台期噴火のマグマ供給系の構造およびその変遷

約 6 万年前から始まる社台期噴火のうち、最初の大規模噴火 Ssfa, Ssfl では 3 タイプの斑晶鉱物が認められた。そこで、その後 2 回のプリニー式噴火噴出物 Spfa-6, Spfa-5 についても同様に斑晶鉱物組み合わせを調べると、Ssfa の A に相当する組み合わせのみが存在することが明らかになった(図 2.1-9)。このことは、Ssfa, Ssfl で噴火に関与していた M タイプマグマ、D タイプマグマが、Spfa-6, Spfa-5 噴火時には活動していなかったことを示している。さらに、社台期噴火に共通して認められる A タイプ斑晶に注目すると、斜長石の組成はいずれもほぼ同じ組成を示すものの、輝石や磁鉄鉱は Ssfa, Ssfl にくらべて Spfa-6 では Mg が高く、Spfa-5 ではその中間的な組成になっている。社台期テフラの石基ガラス組成が全体として一本の直線状トレンドを形成しており、Spfa-6, Spfa-5 が Ssfa 中の白色軽石とスコリアの石基ガラス組成トレンドの中間部分で Spfa-6 の方が Spfa-5 よりも SiO<sub>2</sub> に乏しいこと(図 2.1-5)を考え合わせると、Ssfa, Ssfl を噴出した大規模噴火の後に出残ったマグマが次第に均質に混合、さらに結晶分別作用を経て噴

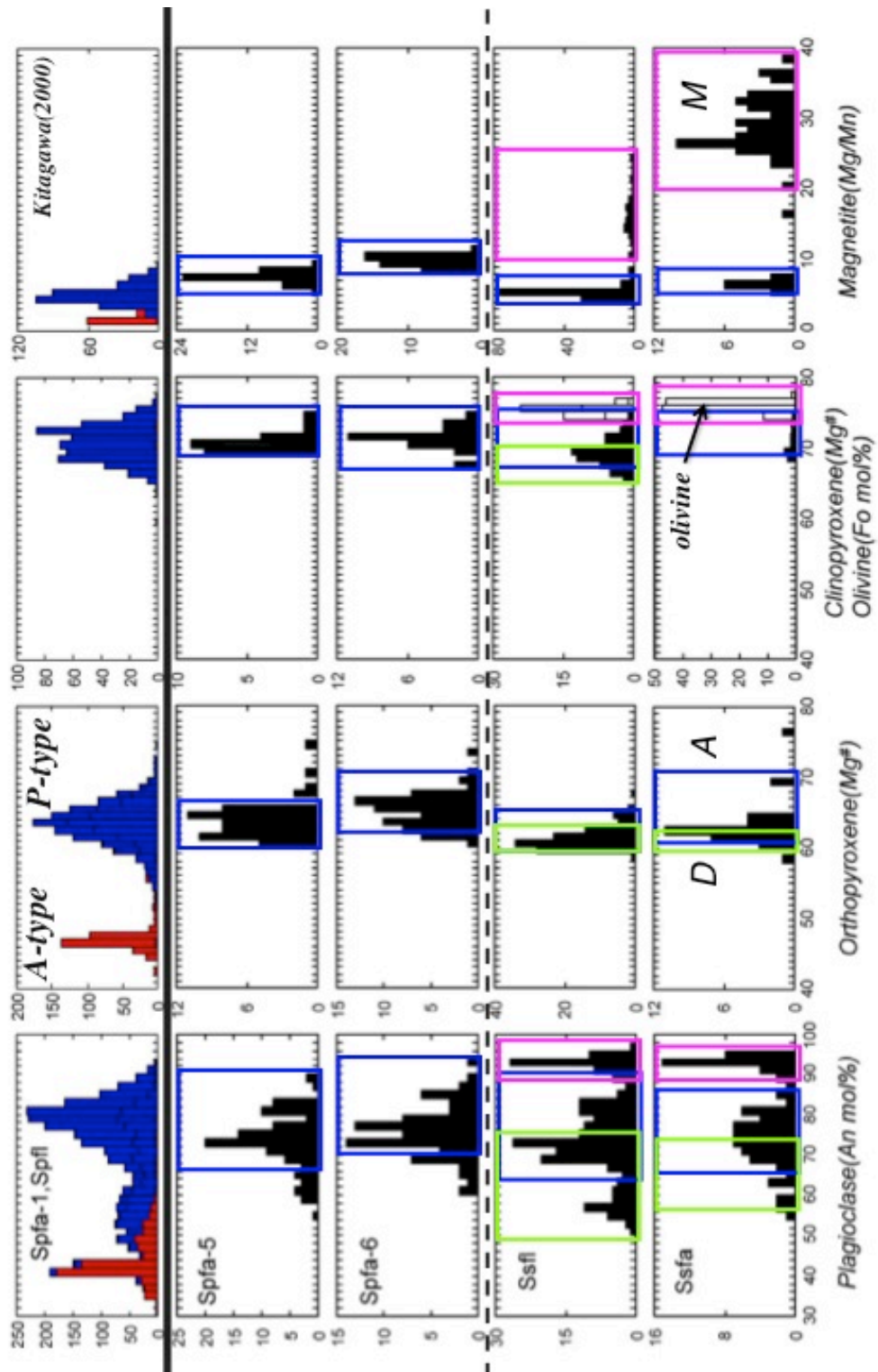


図 2.1-9. 社台期噴火の混合端成分マグマの特徴. 組成ヒストグラムに示した D と A が端成分マグマを示す.



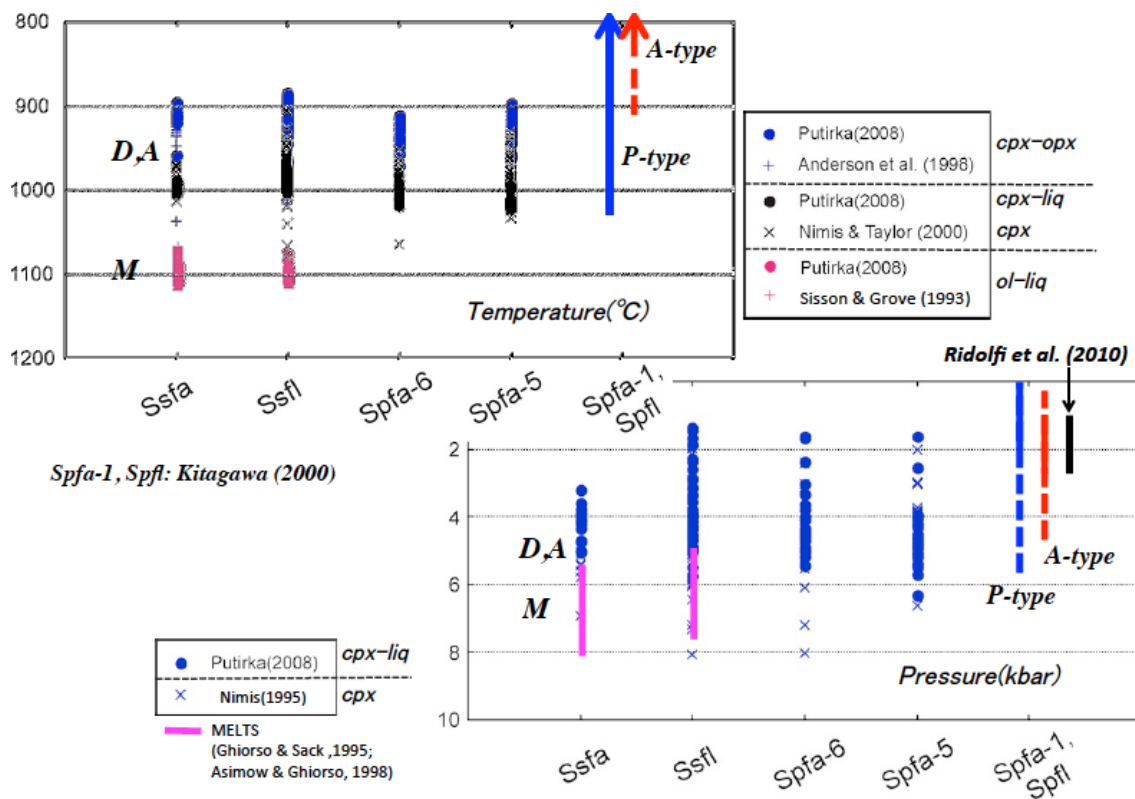


図 2.1-10. 社台期噴火のマグマの温度・圧力条件.

(北川, 2000 による Spfa-1, Spfl の温度は Anderson et al., 1998;

圧力は Hammarstrom & Zen, 1986; Johnson & Rutherford, 1998 を用いて計算)

出した可能性が考えられる. また, 社台期噴火の鉱物組成を北川(2000)のカルデラ形成噴火のものと比較すると, 社台期の斑晶鉱物組成はその大部分が斑晶に富む P タイプ軽石の組成範囲と重複しており, カルデラ形成期の大部分を占める無斑晶質な A タイプ軽石に含まれる斑晶鉱物は社台期には全く存在せず, このことは少なくとも A タイプ軽石を生成したマグマが社台期噴火後に生成されたことを示唆している.

そこで次に, 社台期噴火の各端成分マグマの温度・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(図 2.1-10). その結果, かんらん石を晶出した M タイプマグマは 1100°C 程度, 圧力についてはおよそ 5~8kb, 両輝石のみを晶出した A タイプマグマと D タイプマグマは 900-1000°C, 圧力についてはおよそ 3~6kb を示し, カルデラ形成期(約 800-1000°C, 3kb 以下)よりもより高温・高圧であることが明らかになった.

#### 社台期大規模噴火の珪長質サブマグマシステムのマグマ滞留時間

5 項で述べたように, 約 6 万年前の社台期大規模噴火では, 珪長質マグマ系(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マフィックマグマ(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. そこで, F サブマグマシステム由来である斜方輝石斑晶の累帯構造に注目して, マグマ混合に要した時間を予察的に見積もった(図 2.1-11).

反射電子像の黄色の線において斜方輝石のラインプロファイルを取ったところ、中心部では  $Mg\#=58$  程度で周縁部から  $200\mu m$  あたりから  $Mg$  がなだらかに増加し、周縁部から  $150\mu m$  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。周縁部から  $150\text{--}200\mu m$  の範囲で  $Al_2O_3$  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  $Al_2O_3$  よりも拡散速度が速い  $Fe\text{--}Mg$  拡散によって形成された可能性が高い。そこで、このプロファイルから  $Fe\text{--}Mg$  拡散時間を計算したところ、 $950^\circ C$  でおよそ 30 年となった。このことは、A タイプマグマと D タイプマグマの混合マグマ (F サブマグマシステム) の滞留時間が少なくとも 30 年以上であることを示唆している。ただし、今回は 1 つの斜方輝石斑晶のプロファイルから滞留時間を見積もったが、実際にはより複雑な累帯構造を示すものが存在し、累帯構造の厚さも一様ではない。よって、今後は複数種の斑晶鉱物・元素を用いてより精密な滞留時間を見積もる必要がある。

### 社台期大規模噴火のマフィックマグマの貫入のタイミング

次に、珪長質マグマ系 (F サブマグマシステム) の生成よりも後に起こった、マフィックマグマ (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、5 項によりマフィックマグマ (M サブマグマシステム) 由来と考えられる高  $An$  の斜長石と珪長質マグマ系 (F サブマグマシステム) 由来と考えられる低  $Mg/Mn$  の磁鉄鉱について、反射電子像の黄色の線においてラインプロファイルを取った (図 2.1-12)。

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  $40\mu m$  あたりから  $An$  は急激に減少し逆に  $FeO$  wt%,  $Or$  mol% は増加する。そこで斜長石の成長速度から  $40\mu m$  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  $60\mu m$  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

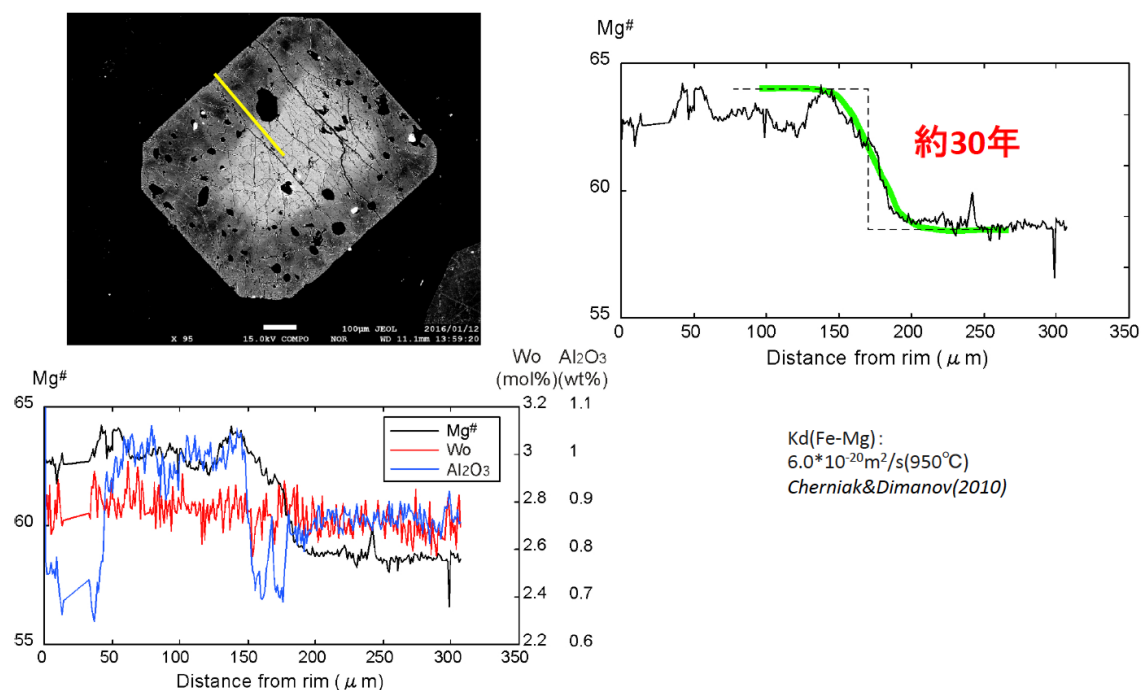


図 2.1-11. 珪長質サブマグマシステム由来の斜方輝石斑晶の累帯構造。

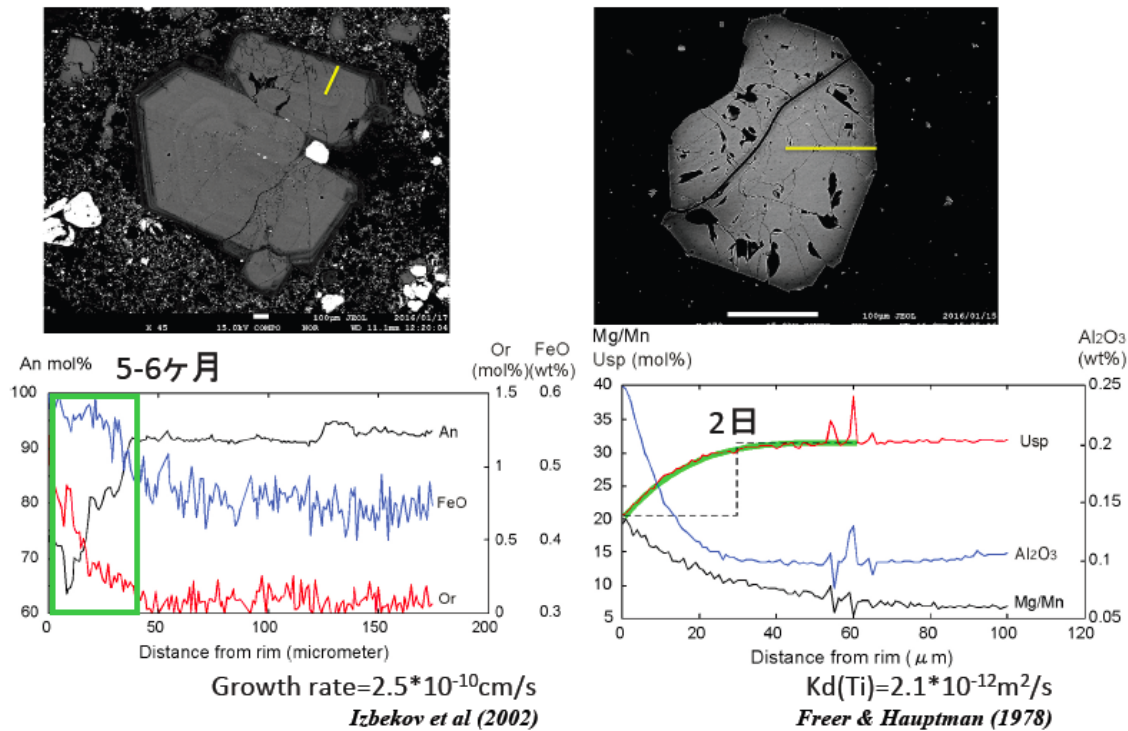


図 3-1-12. マフィックサブマグマシステム由来の斜長石・磁鉄鉱斑晶の累帯構造.

磁鉄鉱では元素拡散が起こっていたと考えられ、拡散時間は2日程度と見積られる。このことは、マフィックマグマ(Mサブマグマシステム)の貫入は少なくとも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。こちらについても、今回は1粒子ずつを用いて、マフィックマグマの貫入から噴火開始までの時間スケールを見積もったが、他にかんらん石などでも同様の累帯構造は認められるため、今後は鉱物種・分析数を増やしてさらに検討する予定である。

## (2) カルデラ形成期のマグマ供給系

支笏カルデラ形成噴火の岩石学的研究は、北川(2000MS)によって、初めて系統的に行なわれた。彼らは、本質物が斑晶に乏しい軽石(Aタイプ軽石)と斑晶に富む軽石(Pタイプ軽石)の2タイプに区分され、降下軽石およびそれに引き続く噴煙柱崩壊型の大規模火砕流中にはAタイプ軽石のみが認められ、後期のふきこぼれ型火砕流中にはPタイプ軽石が含まれるようになることを明らかにし、噴火推移とマグマタイプの変化の関係性を指摘した。また、全岩化学組成・鉱物化学組成より、両タイプの軽石間で明瞭な混合関係が認められないことから、斑晶に乏しい珪長質マグマ(Aタイプマグマ)と斑晶に富む安山岩質マグマ(Pタイプマグマ)が独立して存在し、カルデラ形成噴火開始時よりAタイプマグマが活動し、カルデラ陥没とほぼ同時にPタイプマグマが活動したと結論付けた。

しかし、本研究により、支笏カルデラ形成噴火は、Stage 1(マグマ水蒸気噴火からプリニー式噴火・小規模火砕流流出)とStage 2(低アスペクト比大規模火砕流噴火から高アスペクト比火砕流噴火)に区分され、両ステージ間に一定の時間間隙が存在することが明らかになった(1.2.1章)。この活動推移とマグマ供給系の変遷の関係を明らかにすることは、カルデラ形成噴火を理解する上で非常に重要である。そこで本年度は、カルデラ形成期の本質物について、薄片作成および観察、EPMAによる

鉍物化学組成分析, FE-EPMA による鉍物組成累帯構造解析, XRF による主・微量成分分析を行い, マグマ供給系の構造およびその変遷を再検討した. その結果, カルデラ形成期のマグマ供給系は, 斑晶に乏しい無斑晶質珪長質マグマ系(A サブマグマシステム), 斑晶に富む安山岩質マグマ系 (P サブマグマシステム), マフィックマグマ系 (M サブマグマシステム) の3つに細分されることが明らかになった. A サブマグマシステムは, カルデラ形成期全体と通して活動した主要なシステムであり, 流紋岩質マグマ群とデイサイト質マグマ群の混合により生成された珪長質マグマ群からなる. この混合は, 少なくとも噴火の百~数百年前から起こっていたと推定され, 噴火のはるか以前よりマグマ供給系が構築されていたと考えられる. 噴火の数ヶ月~数日前になると, そこに少量のマフィックマグマ (M サブマグマシステム) が貫入し, それによって噴火が開始した. 第1ステージと第2ステージで貫入したマフィックマグマは異なっていることから, M サブマグマシステムは複数のマフィックマグマから構成されることが考えられる. そして, 第2ステージ後半になると, 安山岩質マグマ群 (P サブマグマシステム) が噴出し始め, カルデラ陥没が起きた. P サブマグマシステムには系統的な特徴がみられず, 複数の安山岩質マグマから構成されることが考えられる. また, P サブマグマシステムと A・M サブマグマシステムの間には明瞭な混合関係が認められず, 個別に活動したと考えられる.

#### 岩石記載

従来の研究で指摘されたように, 支笏カルデラ形成期の本質物は斑晶に乏しい A タイプ軽石と斑晶に富む P タイプ軽石の2つからなる. 全岩 SiO<sub>2</sub> 量において両者は一部重なるが, 斑晶量で明瞭に区別されることが分かった (図 2.1-13). A タイプ軽石は, 斑晶量 5wt.%以下で, 主な斑晶鉍物として斜長石・斜方輝石・鉄チタン酸化物を含む. 全岩 SiO<sub>2</sub> 量の少ない軽石は, それらに加えて, 少量の角閃石や単斜輝石を含むものや, かんらん石を多量に含むものも認められる. 一方, P タイプ軽石は, 斑晶量 20~52wt.%で, 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・角閃石・鉄チタン酸化物が共通して認められる.

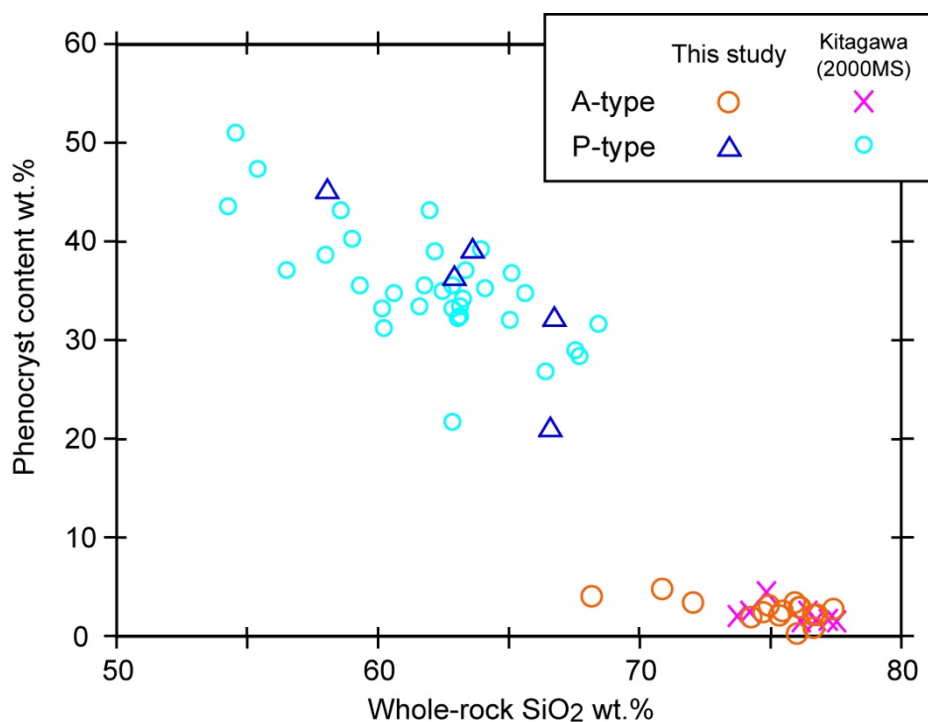


図 2.1-13. 全岩 SiO<sub>2</sub> 量—斑晶量図.

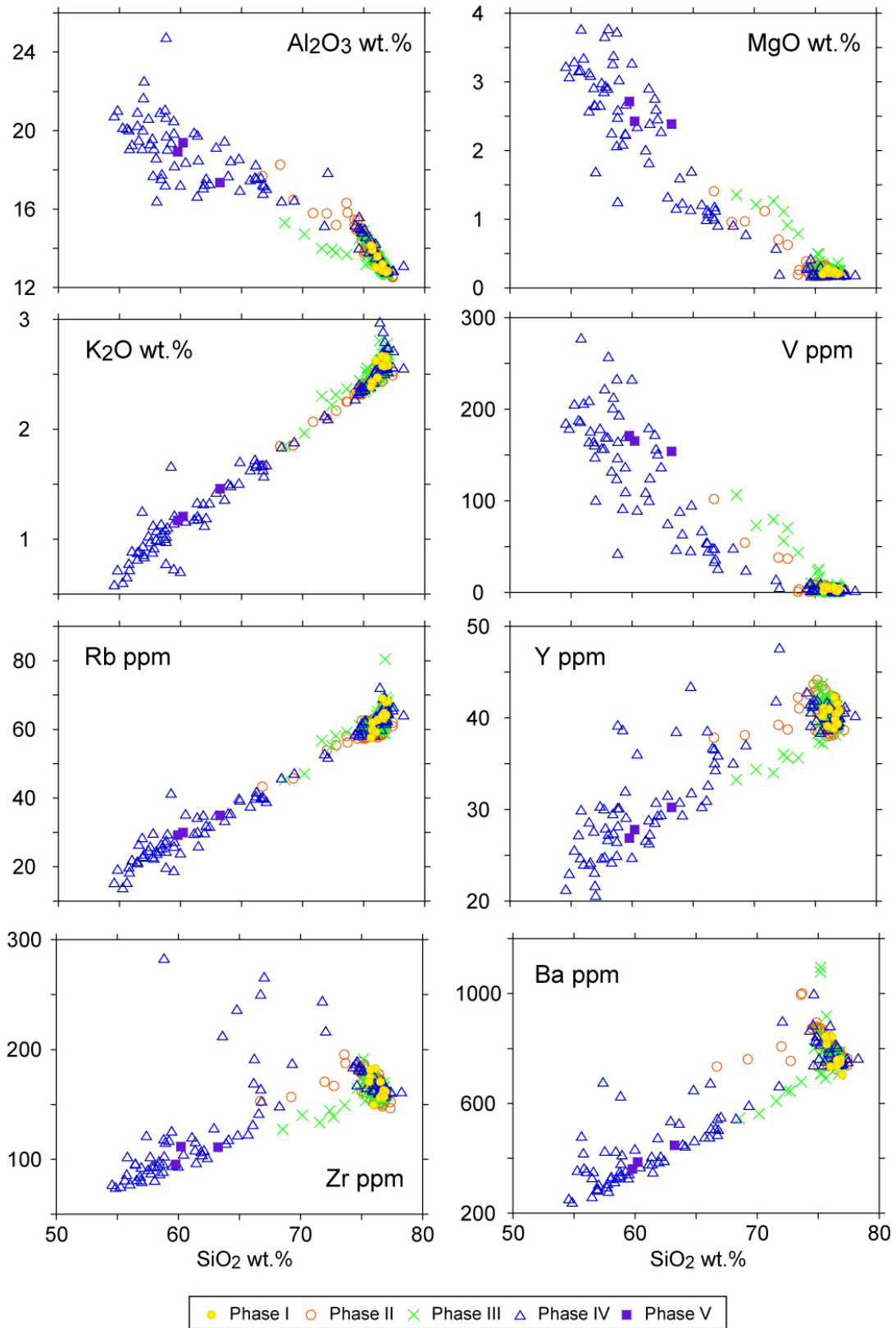


图 2.1-14. 全岩化学組成ハ一カ一図 (Phase 別).

### 全岩化学組成

カルデラ形成期の本質物は、全岩  $\text{SiO}_2 = 54 \sim 77 \text{ wt.}\%$  の流紋岩～安山岩である。Phase ごとにみると、時間と共にシリカ量に乏しい本質物が増加する傾向がある（図 2.1-14）。 $\text{K}_2\text{O}$  や  $\text{Rb}$  などのハーカー図上では一本の直線トレンドを描いているが、 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO} \cdot \text{V} \cdot \text{Y} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Ba}$  などの多くの元素においては、複数のトレンドが認められ、単純な 2 端成分マグマ混合の産物ではないことが示唆される。

軽石タイプ別に見ると、A タイプ軽石は、全岩  $\text{SiO}_2$  量は  $66 \sim 77 \text{ wt.}\%$  の流紋岩～デイサイトである（図 2.1-15）。それらは、 $\text{SiO}_2 = 74 \sim 77 \text{ wt.}\%$  に大半が集中しており、 $74 \text{ wt.}\%$  以下のものも少量存在する。 $74 \sim 77 \text{ wt.}\%$  のものは  $\text{Al}_2\text{O}_3$  や  $\text{FeO}^*$  などのハーカー図上で直線的なトレンドを描いてい

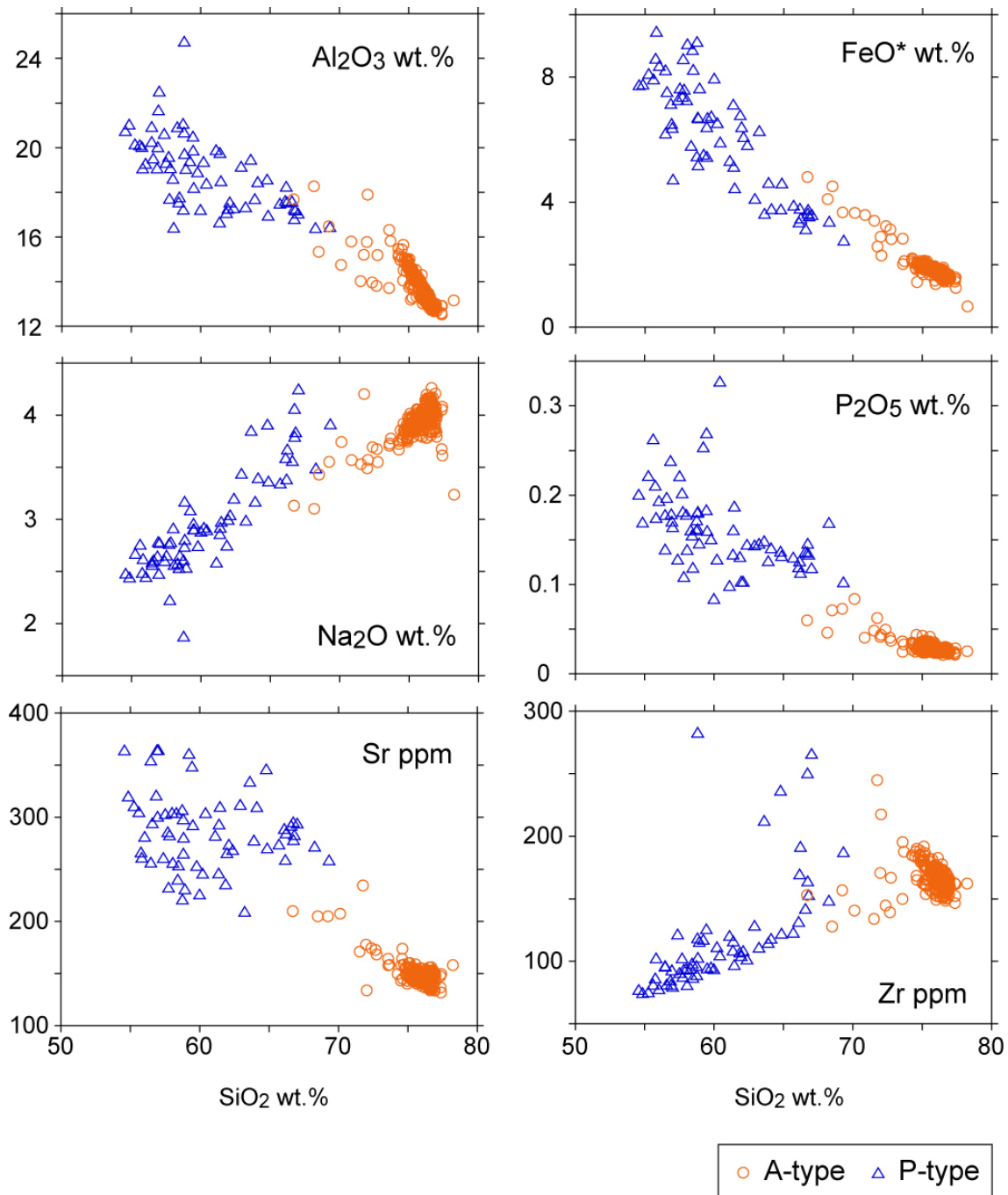


図 2.1-15. 全岩化学組成ハーカー図(軽石タイプ別).

るが、74wt.%以下のものはそのトレンドからは外れている。Pタイプ軽石は、全岩 SiO<sub>2</sub>量 54～68wt.%の安山岩～デイサイトであり、Aタイプ軽石のような組成トレンドは見られず、発散する傾向がある。全岩化学組成の時間変化をみると、Aタイプ軽石は Phase I-IV に共通しているが、Pタイプ軽石は Phase IV・Vのみで認められることが分かる（図 2.1-16）。Aタイプ軽石に注目すると、Phase I では 75～77wt.%と非常に均質であるが、Phase II になると 66～77wt.%と組成幅が広くなり、Phase III においては 69～77wt.%、Phase IV では 72～77wt.%と時間とともに組成幅がやや狭くなる。また、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>のハーカー図上において、SiO<sub>2</sub>量が 74wt.%以上の軽石は、Phase に関わらず同一の直線トレンドを描いているが、74wt.%以下のものについては、Phase ごとに異なる直線トレンドを描いている。

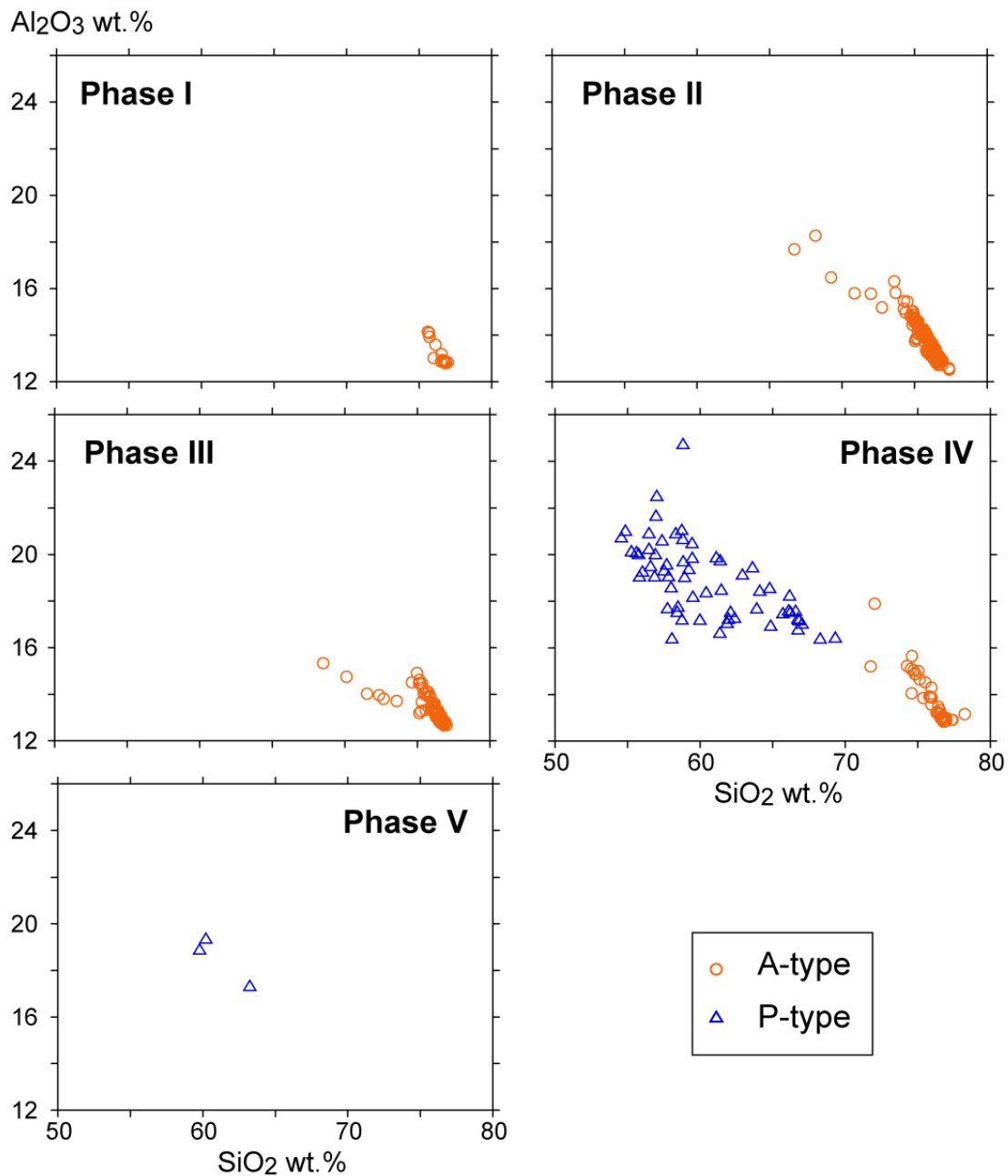


図 2.1-16. 全岩化学組成 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>ハーカー図(軽石タイプ別・Phase ごと).

## 鉱物化学組成 Aタイプ軽石

Aタイプ軽石に含まれる斜長石斑晶コア組成は、An30~94と幅広く、全ての試料において、An30~45のコア組成を持つものが大半を占めている(図2.1-17)。また、An45-70のものも共通して含まれており、全岩SiO<sub>2</sub>量の乏しい試料はその割合が増加する傾向がある。さらに、殆どの試料においてAn70~94を示す高An斜長石が少量存在しており、全岩SiO<sub>2</sub>量に乏しい試料ほど、その割合が多い。Phaseごとにみると、Phase II・IIIはAn90前後のものが比較的多く含まれるのに対し、Phase IVではAn70前後のものが目立つ。一方、リム組成はAn36~44と非常に均質で、全岩SiO<sub>2</sub>量が72wt.%以下の試料中には、ややAnに富んだリム組成を示すものが少量含まれる。

Phase IIに注目すると、マフィック鉱物においても、斜長石斑晶と類似した特徴を示す(図2.1-18)。全ての試料に含まれる斜方輝石斑晶は、Mg#42~52の低Mg#組成のものが大半を占めている。これら低Mg#斜方輝石のMg#-Wo図をみると、Wo値が低いタイプ(Mg#42-48・Wo1.7-2.2)とWo値がやや高いタイプ(Mg#46-52・Wo1.8-2.4)の2タイプに分けられ、全岩SiO<sub>2</sub>=71wt.%の試料には低Woタイプのものが存在しないことが分かる。また、全岩SiO<sub>2</sub>が72wt.%以下の試料には、Mg#69~72を示すものが少量含まれ、共存する単斜輝石およびかんらん石斑晶と組成的に平衡である(Brey and Kohler, 1990)。角閃石斑晶はMg#55-69と試料により異なり、共存するややMg#の高い斜方輝石と類似している。また、磁鉄鉱斑晶は殆どの試料でMg/Mn1.6~2.0のものが大半を占めている。一方、全岩SiO<sub>2</sub>=71wt.%の試料では、Mg/Mn23~29の高Mg/Mn磁鉄鉱が大部分を占め、Mg/Mn7~12の中間的なものと低Mg/Mnのものが少量存在する。イルメナイトはシリカに富む試料にのみ認められ、Mg/Mn2.1~2.4であり、共存する低Mg/Mn磁鉄鉱と組成的に平衡である(Bacon and Hirschmann, 1988)。

以上の特徴より、Aタイプ軽石中の斑晶鉱物化学組成は、以下の3タイプに区分される(表2.1-2, 図2.1-19)。

- ・ Rタイプ: 低An斜長石(An30~45), 低Mg#・低Wo斜方輝石(Mg#42-48, Wo1.7~2.2), 低Mg/Mn磁鉄鉱(Mg/Mn1.6~2.0), 低Mg/Mnイルメナイト(Mg/Mn2.1~2.4)
- ・ Dタイプ: 中間An斜長石(An45~70), 低Mg#・中間Wo斜方輝石(Mg#46~52(~69?), Wo1.8~2.4)
- ・ Mタイプ: 高An斜長石(An70~94), 高Mg#斜方輝石(Mg#68~72), 高Mg#単斜輝石(Mg#72~76), 高Mg#かんらん石(Mg#72~74), 高Mg/Mn磁鉄鉱(Mg/Mn23~29)

表 2.1-2 カルデラ形成期の Aタイプ軽石中の斑晶鉱物タイプのまとめ

Type	PL An	OPX Mg#,Wo	CPX Mg#	HB Mg#	OL Fo	MT Mg/Mn	ILM Mg/Mn
R	30~45	Mg#42~48 Wo1.7~2.2	-	-	-	1.6~2.0	2.1~2.4
D	45~70	Mg#46~52 Wo1.8~2.4	-	55~65?	-	7~12?	-
M*	70~94	68~72	72~76	-	72~74	23~29	-



\*: M-type phenocrysts consists of at least three sub-types.

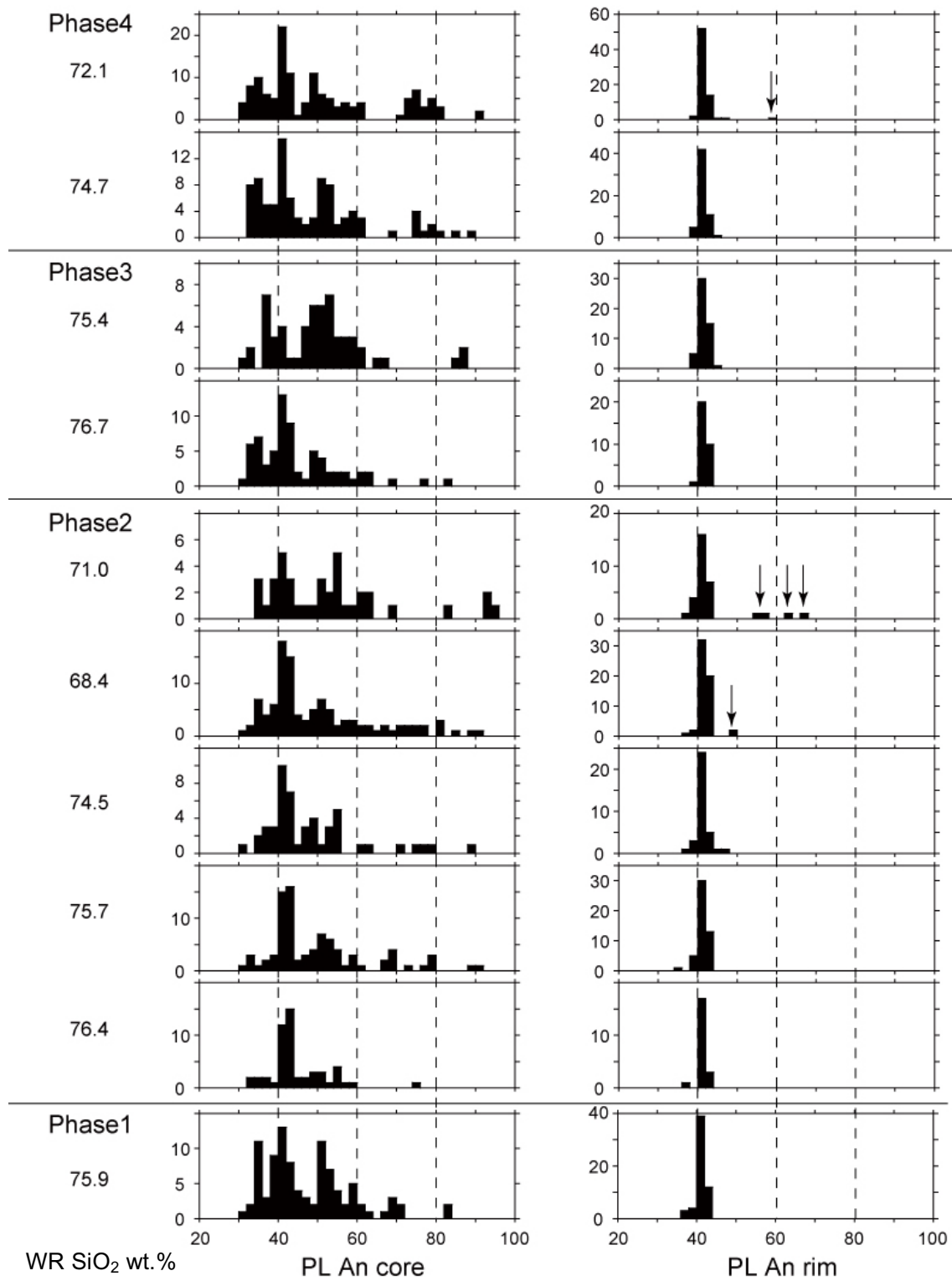


図 2.1-17. 斜長石斑晶コアリム組成ヒストグラム (Phase I—IV)

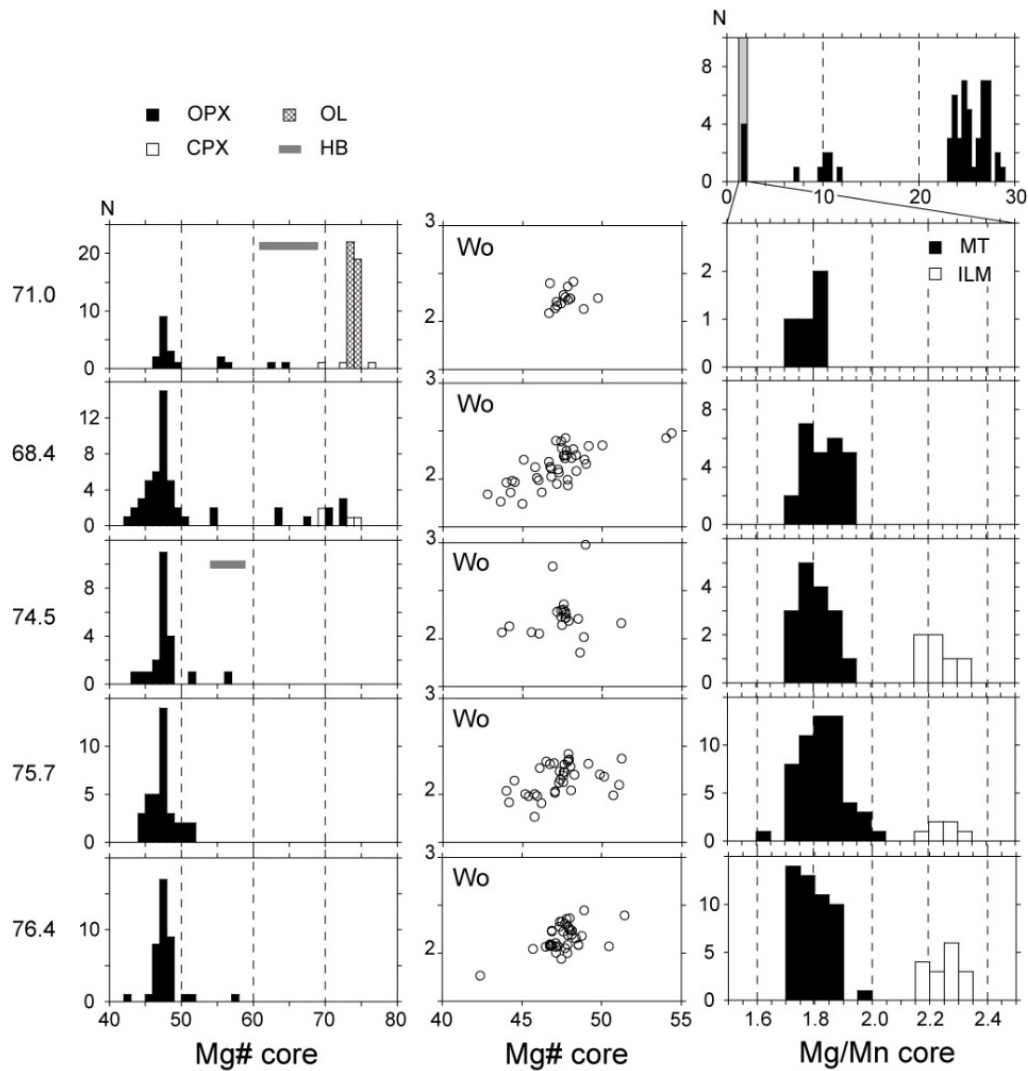


図 2.1-18. 輝石・鉄チタン酸化物斑晶コア組成ヒストグラム(PhaseII).

ら R タイプおよび D タイプは全ての試料に含まれるが、M タイプは全岩 SiO<sub>2</sub> 量の乏しい試料にのみ含まれる。試料ごとにその鉱物組み合わせや化学組成が異なることから、M タイプは斑晶は少なくとも 3 種類以上は存在すると考えられる。また、中間 Mg#斜方輝石(Mg#54~69)・角閃石(Mg#55~69)・中間 Mg/Mn 磁鉄鉱(Mg/Mn7~12)については D タイプに属する可能性があるが、今後さらに検討が必要である。

### 支笏カルデラ形成噴火のマグマ供給系

支笏カルデラ形成期の本質物の斑晶量と全岩 SiO<sub>2</sub> 量の間をみると、A タイプ軽石と P タイプ軽石は全岩 SiO<sub>2</sub> 量が重なるものの斑晶量が明瞭に異なる (図 2.1-13)。これは、両者に混合関係がないことを示唆しており、支笏カルデラ形成期では、斑晶に乏しい無斑晶質珪長質マグマ系(A サブマグマシステム)と斑晶に富む安山岩質マグマ系 (P サブマグマシステム) が独立して存在し、活動したと考えられる。また、全岩化学組成ハーカー図において、A タイプ軽石の大半は 1 本の直線トレンドを描いているが、全岩 SiO<sub>2</sub> 量に乏しいもの (SiO<sub>2</sub><74wt.%) はそれらとは異なるトレンドを描いている (図 2.1-20)。また、それらの試料には組成的に苦鉄質な M タイプ斑晶を特徴的に含む (図 2.1-21)。これ

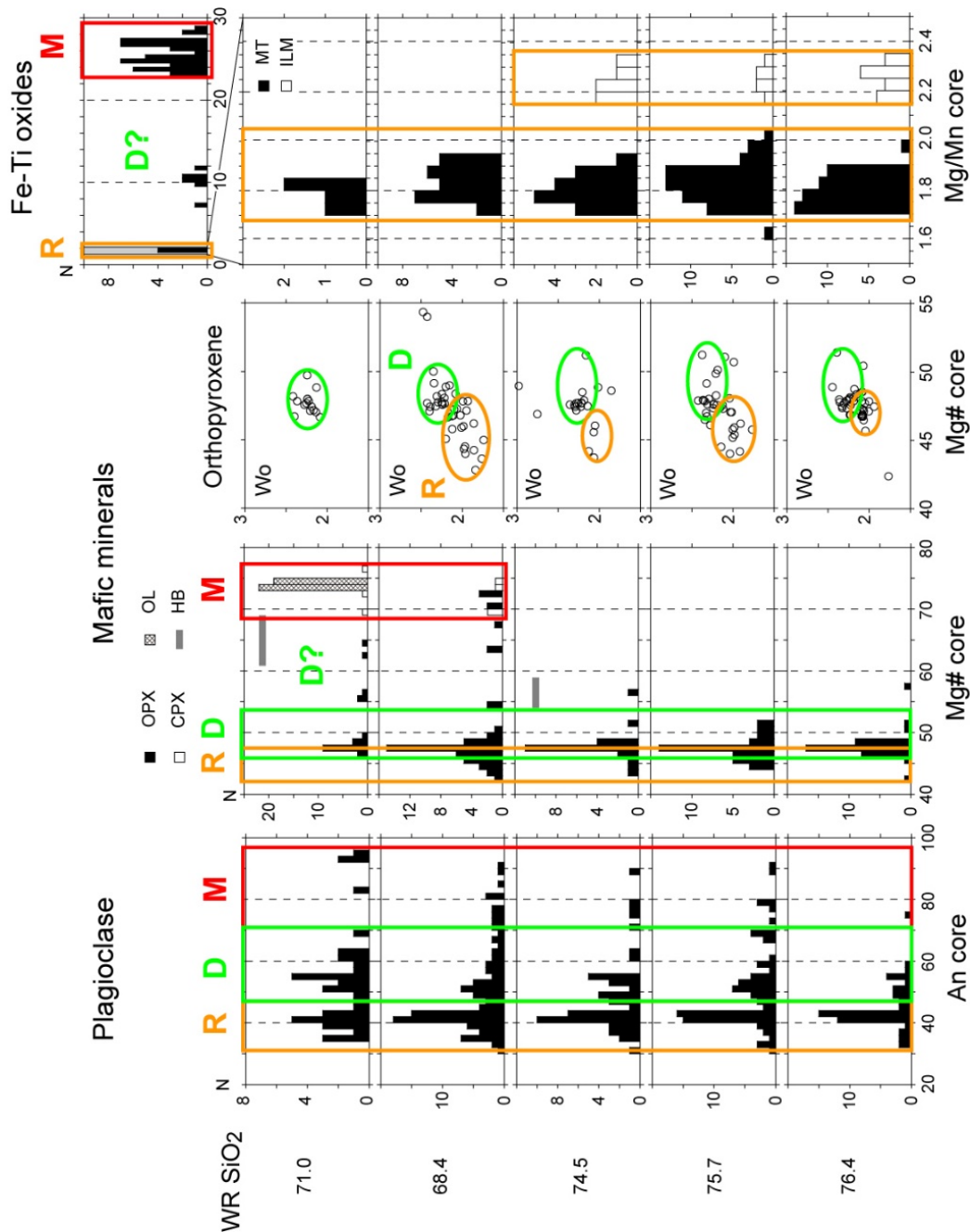


図 2.1-19. ヒストグラムが示すカルデラ形成期の本質物の斑晶鉱物タイプ(R, D, M)

のことから、支笏カルデラ形成噴火では、マフィックマグマ系（M サブマグマシステム）も関与したと考えられる。

A サブマグマシステムは、主として活動したサブマグマシステムであり、A タイプ軽石に代表される。A タイプ軽石中には、R タイプ斑晶と D タイプ斑晶が共通して存在しており、全岩 SiO<sub>2</sub> 量の減少とともに D タイプ斑晶の割合がやや増加する（図 2.1-21）。また、全岩化学組成ハーカー図において、A タイプ軽石の大部分は 1 本の直線トレンドを描く。これらの特徴から、A サブマグマシステムは、流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合マグマであると考えられる。また上述したように、全岩化学組成ハーカー図では、流紋岩質混合マグマの直線トレンドから外れるシリカに乏しい A タイプ軽石が認められ（図 2.1-20）、M タイプ斑晶の存在よりこれらの試料はマフィックマグマ（M サブ

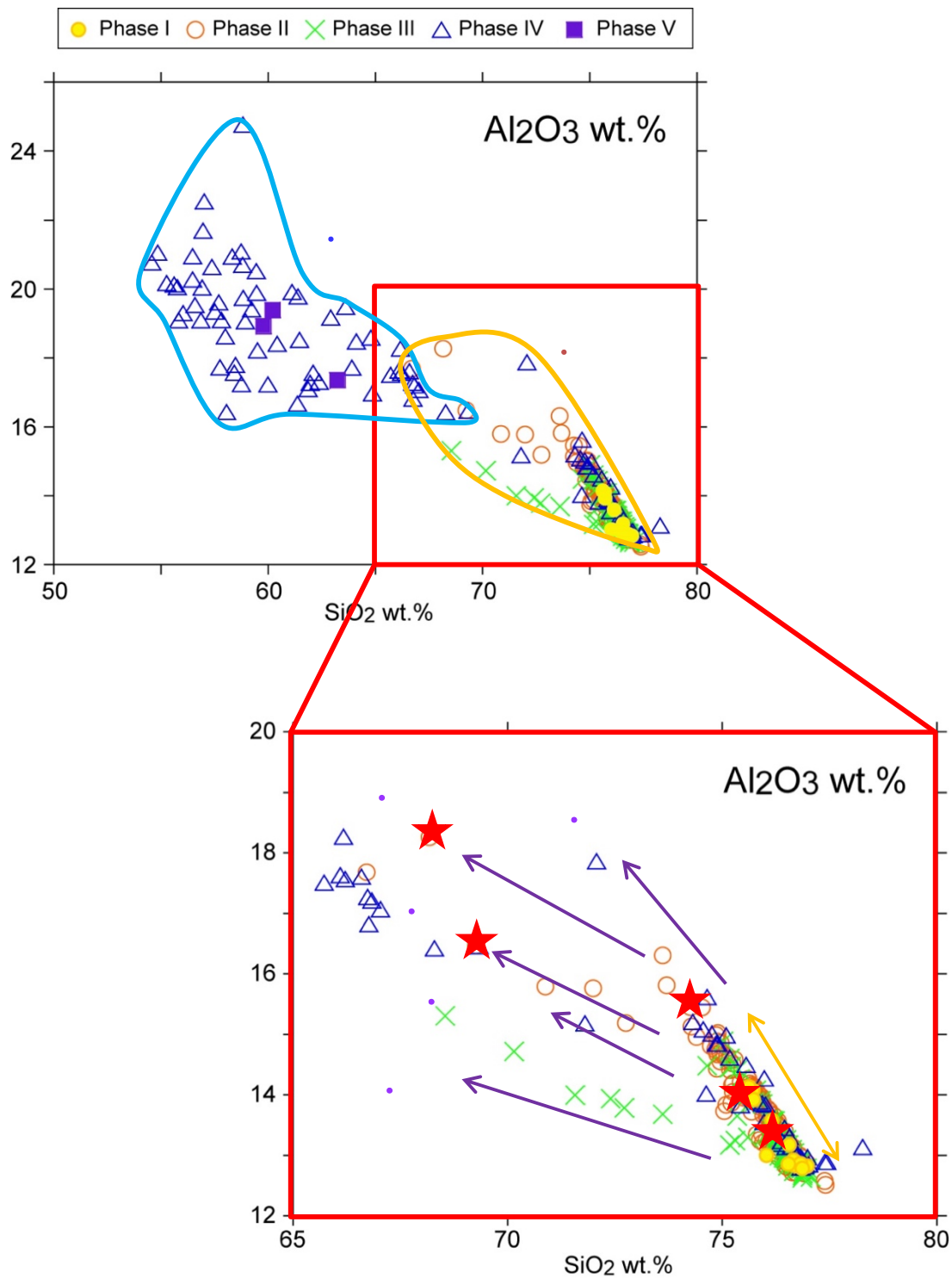


図 2.1-20. 全岩化学組成からみるサブマグマシステムの特徴.

(a) 斑晶に乏しい珪長質サブマグマシステム(A)と斑晶に富む安山岩質サブマグマシステム(P), および (b) A サブマグマシステムとマフィックサブマグマシステム(M)の関係. 星印は図 3-2-9 の試料に対応する.

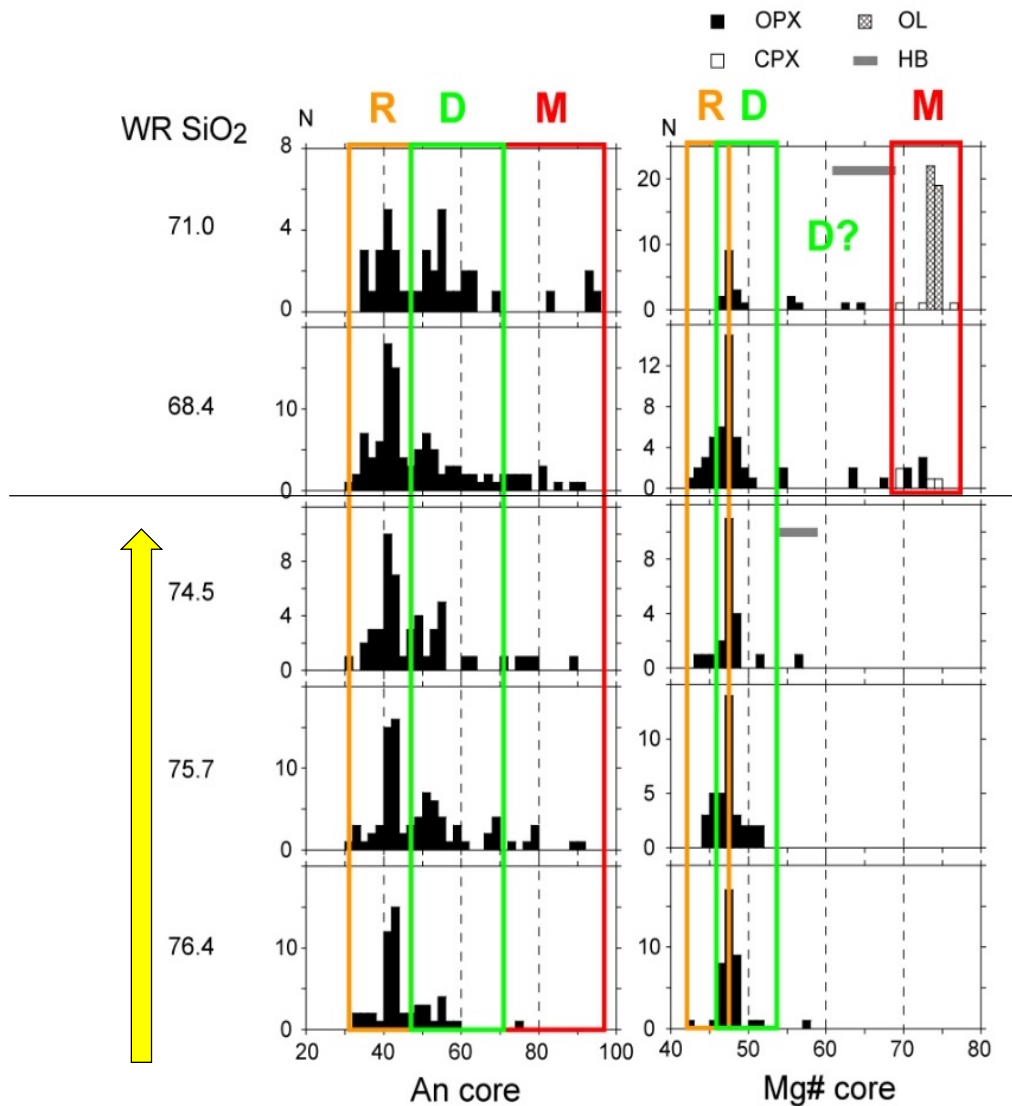


図 2.1-21. 鉱物化学組成ヒストグラムからみるサブマグマシステムの特徴.

マグマシステム)の影響を受けていると考えられる(図 2.1-21)。これらの試料に含まれる M タイプ斑晶の鉱物組み合わせや化学組成が試料ごとに異なること(図 2.1-17・図 2.1-21)、全岩化学組成において複数の組成トレンドを描いていることから(図 2.1-20)、M サブマグマシステムは複数のマフィックマグマ群から構成されることが考えられる。なお、マフィックマグマ群の影響を受けた A タイプ軽石の複数の組成トレンドは、ほぼ平行な直線トレンドを描いていることから、A サブマグマシステムは均質な混合マグマではなく、多様性があったことが示唆される。P タイプ軽石は、その特徴に系統的な傾向が見られないことから、P サブマグマシステムも複数の安山岩質マグマ群から構成されることが推測される。

以上のように、支笏カルデラ形成期のマグマ供給系は大きく 3 つのサブマグマシステムからなり、それぞれのサブシステムに多様性があるといえる(表 2.1-3)。

表 2.1-3. 支笏カルデラ形成噴火のマグマ供給系を構成するサブマグマシステムの特徴.

Sub-magma system	A	P	M
Juvenile type	A-type pumice	P-type pumice	(A-type pumice)
Magma type	Rhyolite Dacite	Multiple andesite ~ dacite	Multiple (andesite ~ basalt)
Temperature	790°C <sup>a</sup>	810~950°C <sup>b</sup>	950~1030°C <sup>c</sup>
Water content	5.6 wt.% <sup>d</sup>	-	-

a: Fe-Ti oxides geothermometry (Anderson & Lindsley, 1988), R-type.

b: Data is taken from Kitagawa (2000MS), Fe-Ti oxides (Spencer & Lindsley, 1981).

c: 2PX geothermometry (QUILF program (Anderson et al., 1993) and Putirka (2008)).

d: PL-melt hygrometer (Water & Lange, 2015) using average of matrix glass compositions of A-type pumices as well as rim compositions of plagioclase (at 100 MPa).

#### マグマ供給系の変遷と噴火推移の関係

支笏カルデラ形成期のマグマ供給系の変遷と噴火推移の関係を図 2.1-22 に示す.

支笏カルデラ形成噴火は、マグマ水蒸気噴火から開始した (Phase I). その後本格的なプリニー式噴火へ移行し、複数の噴煙柱を伴うような活動に発展した (Phase II). そして噴煙柱崩壊型の小規模火砕流を流出させた. その後、ある一定の休止期間 (土壌の発達に伴っていない) をおいて、低アスペクト比の大規模火砕流噴火を開始し、大量の火砕流を全方向へ広く流出した (Phase III). そして、カルデラ陥没が起き、高アスペクト比の火砕流を流出し (Phase IV), 最後に小規模噴火で活動を終了した (Phase V).

A サブマグマシステムは、Phase I~IV のほぼ全活動を通して珪長質マグマを噴出しており、マグマ供給系の中でも主要なサブシステムであった. 特に Phase III では大量の火砕流を流出しており、活動の最盛期であったと考えられる. また、マフィックマグマ群 (M サブマグマシステム) の活動も噴火開始時からあった可能性があり、Phase II においては M サブマグマシステムより異なる複数のマフィックマグマの注入が起きている. この複数のマフィックマグマの注入が複数の火口の形成に繋がったのかもしれない. さらに、一定の休止期間を挟んだ後の Phase III・IV においても新たなマフィックマグマ群が注入された. 一方、P サブマグマシステムは、カルデラ陥没とほぼ同時に活動を始めており、A サブマグマシステムの活動の衰退とともに活発化している.

このように、A サブマグマシステムは M サブマグマシステムからマフィックマグマの供給が常にあり活動が同期しているのに対し、P サブマグマシステムはこれらのサブシステムとは独立して活動しているといえる. このサブシステムの入替わりは、カルデラ陥没のタイミングと一致しており、マグマ供給系の変遷と噴火推移の関係が示唆される.

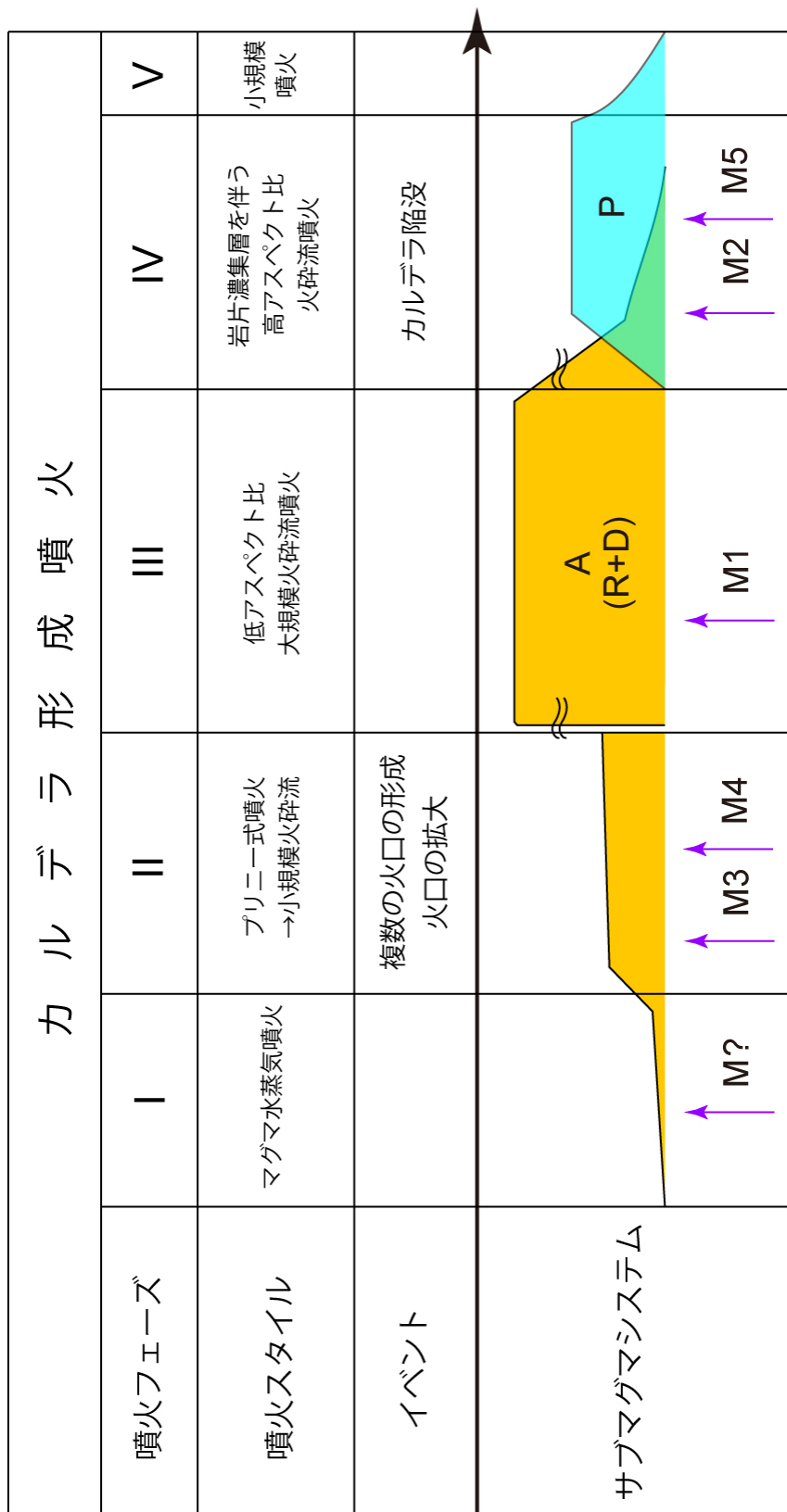


図 2.1-22. マグマ供給系の変遷と噴火推移

## 珪長質サブマグマシステムのマグマ滞留時間

上述したように、珪長質マグマ（A サブマグマシステム）は、流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合マグマからなることが明らかになった。カルデラ形成噴火噴出物の大部分を占めるこの珪長質マグマの混合プロセスとその時間スケールを明らかにすることは、マグマ供給系の成長・発達を理解する上で非常に重要である。そこで、珪長質マグマ由来である斜方輝石斑晶の累帯構造に注目した。

図 2.1-23 に代表的な M タイプ斜長石および磁鉄鉱斑晶の累帯構造とラインプロファイルを示す。まず、斜長石斑晶では、高 An コアの周りに厚さ 50~100 μm 程度の厚さの低 An マントルが確認された。コア部分とマントル部分の境界付近は非常にシャープであり、元素拡散の影響は殆ど見られない。そこで、斜長石の成長速度(2.5~9\*10<sup>-12</sup> m<sup>2</sup>/s; Izbekov et al., 2002; Larsen, 2005)より、このマントルの成長速度を見積もると、約 2~8 ヶ月(50 μm の場合)となった。つまり、噴火の約 1 年前にマフィックマグマの注入があったと考えられる。一方、高 Mg/Mn 磁鉄鉱斑晶

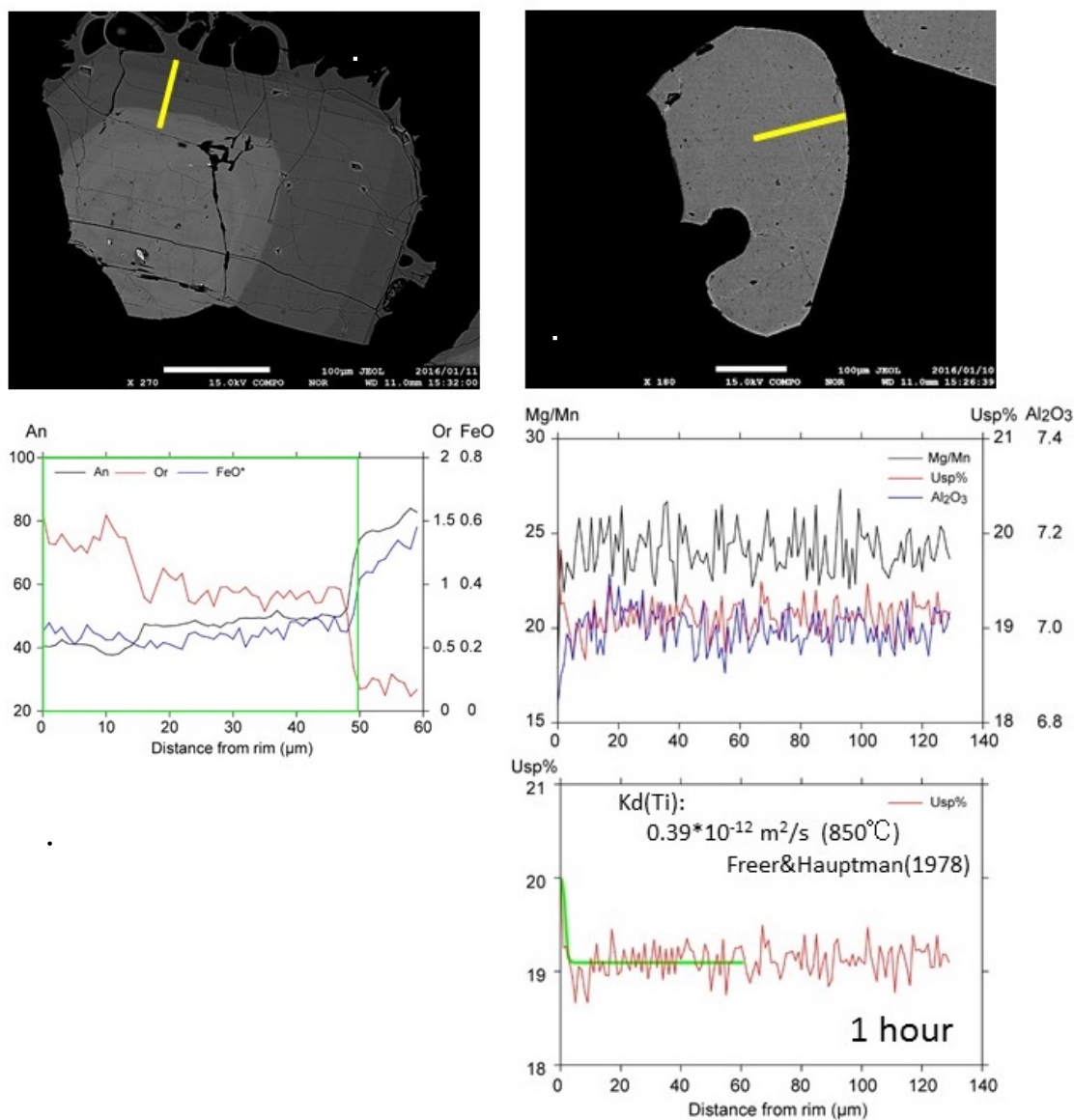


図 2.1-23. M タイプ斜長石・磁鉄鉱斑晶の累帯構造。



の累帯構造をみると、殆ど累帯構造を示さず、リム付近で僅かに累帯構造を示している。ウルボスピネル値のラインプロファイルより拡散時間を見積もると ( $850^{\circ}\text{C}:\text{Kd} = 0.39 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2/\text{s}$ ; Freer and Hauptman, 1978), 約 1 時間となった。つまり噴火直前にもマフィックマグマの注入が起きたといえる。つまり、支笏カルデラ形成期では噴火の数年前頃からマフィックマグマの貫入が起きており、その貫入が噴火のトリガーになったと考えられる。

### (3) カルデラ形成期と社台期のマグマ供給系の比較

社台期大規模噴火とカルデラ形成期のマグマ供給系の構造およびその変遷を比較した場合、いずれも 1) 長時間をかけて混合した珪長質マグマ系が噴火前に形成されていたこと (社台期の F サブマグマシステムで数十年、カルデラ形成期の A サブマグマシステムで数百年)、2) この混合マグマに対して複数のマフィックマグマ (マフィックマグマ群・いずれも M サブマグマシステム) が噴火直前に貫入することにより噴火が開始したこと (社台期で半年、カルデラ形成期で数年)、3) 珪長質マグマ系が初期に噴出し、時間とともにより苦鉄質なマグマ (社台期の M サブマグマシステムは玄武岩質マグマ系、カルデラ形成期の P サブマグマシステムでは安山岩質マグマ系) の量比が増大するといった共通点が見いだされた (図 2.1-24)。一方で、社台期大規模噴火では珪長質マグマ系に対してマフィックマグマ系の量が多いのに対して、カルデラ形成期では珪長質マグマ系の割合が圧倒的に多いこと、カルデラ形成期では噴火後期に噴出したより苦鉄質なマグマ (P サブマグマシステム) は、その他のマグマシステム (A サブマグマシステム・M サブマグマシステム) とは独立して活動したという特徴がある。

昨年度までの研究により、社台期・カルデラ形成期のマグマはその Sr, Nd 同位体比が異なるという結論が得られており、マグマ供給系の構造の違いなどを考慮しても、社台期からカルデラ形成期に移行する 1 万 5 千年程度の休止期間中にマグマ供給系が更新されたと考えられる。大規模噴火のマグマ系発達の時間スケールとしては、1) マグマ発生から移動・集積までの時間、2) 大規模珪長質マグマ溜まりの生成時間 (珪長質サブマグマシステムでのマグマ混合のタイミング)、3) マグマだまりからマグマが移動・噴火に至るまでの時間 (噴火直前のマグマ混合のタイミング) の 3 段階が考えられる。2)、3) に関しては今年度予察的な検討を行ったが、今後は複数の手法を用いてより精密な時間を求めるとともに、1) については U-Th 放射非平衡などを用いてマグマ発生からの時間スケールを社台期・カルデラ形成期のそれぞれについて見積もり、比較検討する予定である。

### (4) まとめ

・社台期のマグマ供給系は、珪長質マグマ系 (F サブマグマシステム) とマフィックマグマ系 (M サブマグマシステム) の 2 つの区分できる。社台期の F サブマグマシステムは、デイサイト質マグマと安山岩質マグマが混合することによって形成され、この混合は噴火の少なくとも数十年以上前には起こっていたと考えられる。そしてこの F サブマグマシステムに、噴火直前に玄武岩質のマフィックマグマ群 (M サブマグマシステム) が貫入することにより噴火が始まったと考えられる。またプリニー式噴火と火砕流噴火では、少なくともマフィックマグマが異なっていたことも明らかになった。

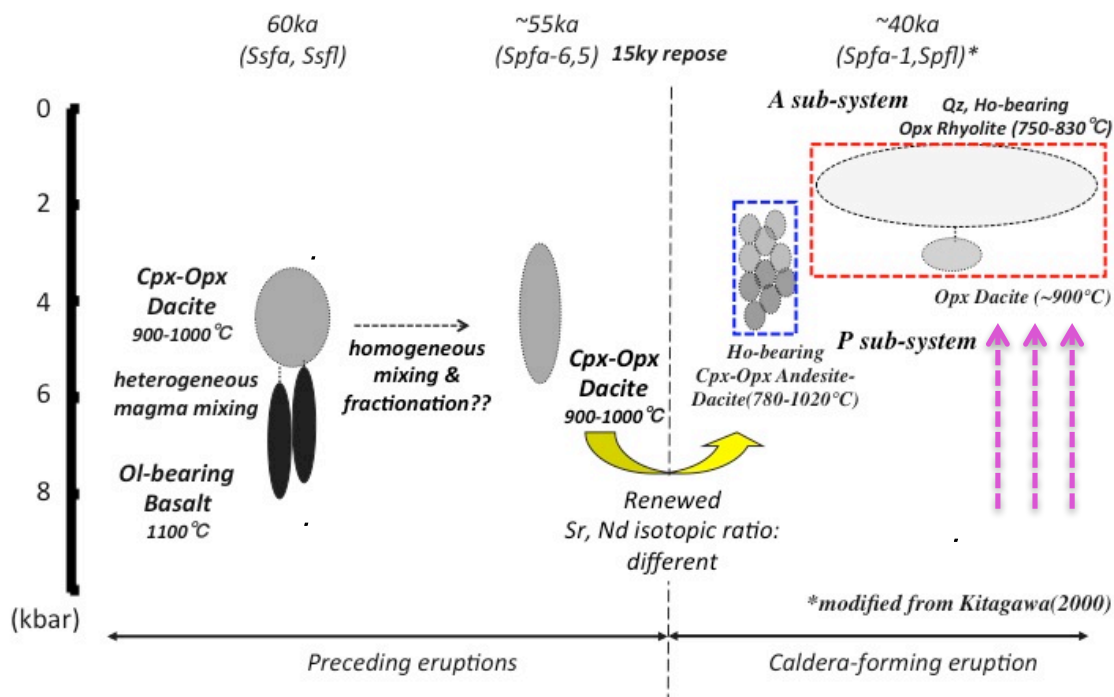


図 2.1-24. 社台期およびカルデラ形成期のマグマ供給系の変遷.

- ・カルデラ形成期の本質物について岩石学的検討を行なった結果、カルデラ形成期のマグマ供給系は、斑晶に乏しい斑晶質マグマ系(A サブマグマシステム)、斑晶に富む安山岩質マグマ系 (P サブマグマシステム)、マフィックマグマ系 (M サブマグマシステム) の3つのサブシステムに細分されることが明らかになった。A サブマグマシステムは、カルデラ形成期全体と通して活動した主要なサブマグマシステムであり、流紋岩質マグマとデイサイト質マグマの混合により生成された大規模珪長質マグマである。大規模珪長質マグマの混合は、少なくとも噴火の百～数百年前から起こっていたと推定され、噴火のはるか以前よりマグマ供給系が構築されていたと考えられる。一方でM サブマグマシステムは、多様なマフィックマグマ群から構成され、これらが噴火の数年前より、少量のマフィックマグマ群 (M サブマグマシステム) が珪長質マグマに貫入し、それによって噴火が開始したと考えられる。活動したマフィックマグマ群はステージ間だけでなくPhase間・Phase内においても異なっている。P サブマグマシステムは、複数の安山岩質マグマからなり、カルデラ陥没とほぼ同時に活動を開始したサブマグマシステムである。A サブマグマシステムの活動の衰退とともに入れ替わるように活動が活発化したこと、A・M サブマグマシステムとの間に明瞭な混合関係が認められないことから、これらとは独立しており個別に活動したと考えられる。
- ・社台期とカルデラ形成期を比較した場合、そのマグマ供給系の構造は類似するが、マグマの化学的・物理的性質は大きく異なり、社台期からカルデラ形成期に移行する間に、マグマ供給系が更新されたと考えられる。

## 参考文献

- Anderson, D. J. and Lindsley, D. H. (1988). Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides. *American Mineralogist* **73**, 714-726.
- Anderson, D. J., Lindsley, D. H., and Davidson, P. M. (1993). QUILF: A pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computers & Geosciences* **19**, 1333-1350.
- Asimow, P. D. and Ghiorso M. S. (1998). Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations. *American Mineralogist*, **83**, 1127-1131.
- Bacon, C. R. and Hirschmann, M. M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, **73**, 57-61.
- Brey, G. P. and Kohler, T. (1990). Geothermobarometry in fourphase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, **31**, 1353-1378.
- Cherniak, D.J. and Dimanov, A. (2010). Diffusion in Pyroxene, Mica and Amphibole. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **72**, p. 641-690.
- Freer, R. and Hauptman, Z. (1978). An experimental study of magnetite-titanomagnetite interdiffusion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **16**, 223-231.
- Ganguly, J. and Tazzoli, V. (1994) Fe<sup>2+</sup>-Mg interdiffusion in orthopyroxene: Retrieval from the data on intracrystalline exchange reaction. *American Mineralogist*, **79**, 930-937.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**, 197-212.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986). Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**, 1297-1313.
- Izbekov, P. E., Eichelberger, J. C., Patino, L. C., Vogel, T. A., and 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.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- 北川淳一(2000). 支笏カルデラ形成時のマグマ溜まりの構造と噴出プロセス. 北海道大学大学院理学院修士論文. 112p
- Larsen, J. F. (2005). Experimental study of plagioclase rim growth around anorthite seed crystals in rhyodacitic melt. *American Mineralogist*, **90**, 417-427.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **69**, 61-120.
- Sisson T. W. and Grove T. L.(1993). Temperatures and H<sub>2</sub>O contents of low-MgO

- high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **113**, 167–184.
- Spencer, K. J. and Lindsley, D. H. (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, **66**, 1189-1201.
- Water, L. E. and Lange, R. A. (2015). An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American Mineralogist*, **100**, 2172-2184.