

2.3 始良カルデラ

2.3.1 始良カルデラ噴出物の噴火過程

【実施内容】

カルデラ噴火の噴火過程の詳細化を目的に、始良カルデラ噴火の入戸火砕流堆積物に先行した大隅降下火砕堆積物の粒度分析を昨年度に引き続き実施した。また、堆積物層厚と粒径を使って数値計算から噴煙パラメータの推定を行った。その結果、この堆積物はカルデラ内で同時発生した複数のプリニー式噴火の産物であることを明確にしている。このことは、支笏と同様に始良でもカルデラ形成噴火は単独火道ではなく、複数火道の噴火で始まったことを意味しており、通常の噴火とは先行現象が異なっていたことが指摘できよう。

【研究成果】

(1) 大隅降下火砕物の追加粒度分析

始良カルデラ形成噴火は約3万年前に発生した巨大噴火で (Aramaki, 1984)、先行した大隅降下火砕物の噴出量は約40 km³DRE (Geshi & Miyabuchi, 2016)、入戸火砕流の噴出量は約200 km³DRE とされている。大隅降下火砕物の分布主軸は、カルデラ南縁（現在の桜島火山付近）から東南に延び、北は宮崎県延岡周辺から南は鹿児島県種子島まで分布が広がっている。堆積物は比較的淘汰の良い流紋岩軽石火山礫～火山灰からなる。

大隅降下火砕物の粒度組成の空間分布を明らかにするために、昨年度に引き続き試料採取と粒度分析を実施した。追加したのは以下の2地点である。Loc. 2の宮崎県串間市一氏では、入戸火砕流の下位に層厚2.3 mの大隅降下火砕物が露出している。ここでは上位から下位に向かってほぼ0.5 m間隔で順に5試料を採取している。Loc. 5の鹿児島県西之表市安納では、土壌化した風成層中に層厚19 cmの結晶片に富む火山灰からなる大隅降下火砕物が挟まれている。ここでは1試料を採取した。

地点	試料	平均粒径, φ		粗粒モード質量比	モード分配層厚, cm	
		粗粒モード	細粒モード		粗粒モード	細粒モード
Loc.1	0211-1-1	-1.41	1.65	57.23	55	25
	0211-1-2	-0.68	1.26	61.58		
	0211-1-3	0.14		100.11		
Loc.2	170419-1-1	-2.09	-0.27	60.01	150	80
	170419-1-2	-1.61	-0.25	60.79		
	170419-1-3	-1.71	-0.23	62.77		
	170419-1-4	-1.24	-0.14	59.46		
	170419-1-5	0.24		100.19		
Loc.3	0105-1-1	-2.76	-0.94	73.49	395	125
	0105-1-2	-2.77	-0.85	65.03		
	0105-1-3	-2.47	-0.88	70.57		
	0105-1-4	-2.67	-0.96	71.05		
	0105-1-5	-2.63	-0.94	73.83		
	0105-1-6	-2.43	-0.86	72.47		
	0105-1-7	-2.56	-0.79	68.11		
	0105-1-8	-1.89		100.23		
	0105-1-9	-0.70		99.91		
Loc.4	1214-1-1	-2.37		99.64	360	40
	1214-1-2	-2.30		99.88		
	1214-1-3	-2.51	-1.09	80.77		
	1214-1-4	-2.90	-1.05	83.46		
	1214-1-5	-2.62		99.73		
	1214-1-6	-2.41		99.62		
	1214-1-7	-1.44		99.35		
	1214-1-8	-0.89		99.63		
Loc.5	170224-2	0.69		99.76	19	

表 2.3.1-1 支笏降下火砕物の軽石粒子に対する複モード解析結果の一覧

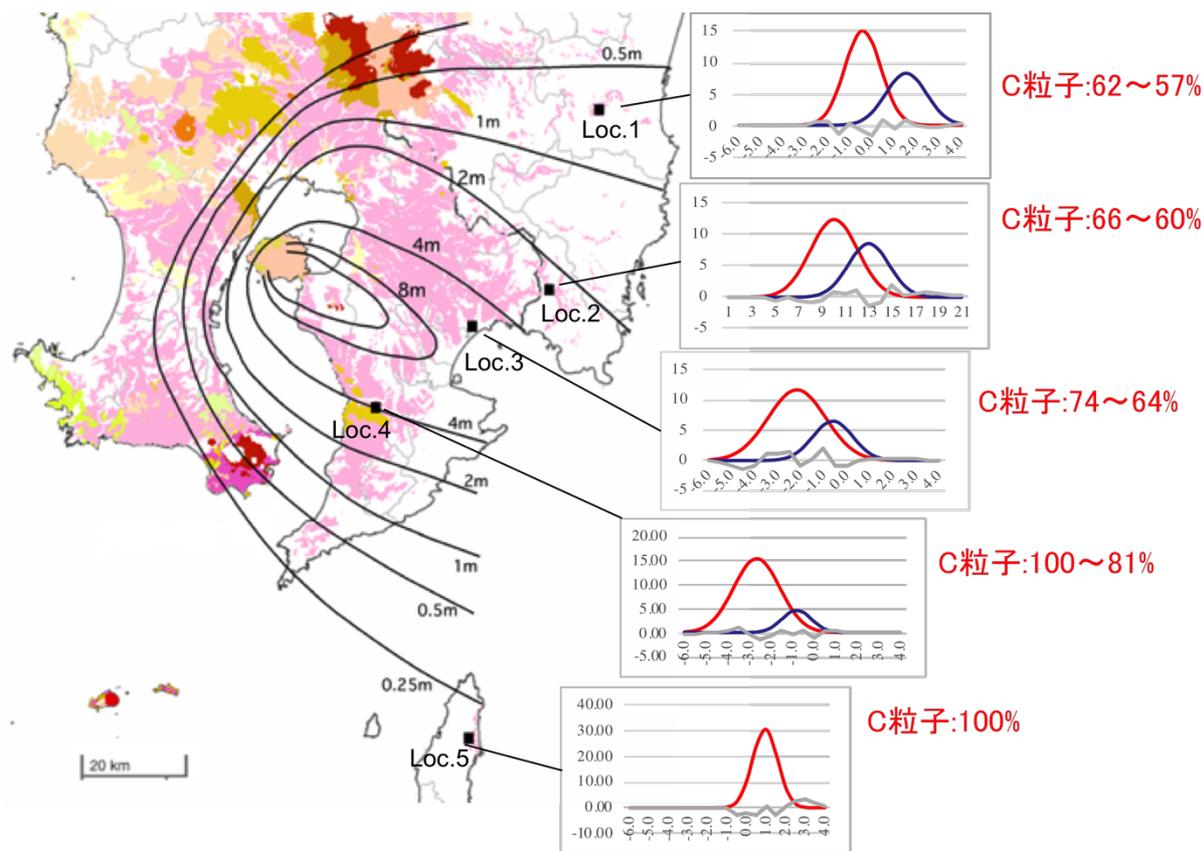


図 2.3.1-1 大隅降下火砕堆積物の等層厚線図と各地点の粒度組成複モード解析結果. 赤実線が粗粒モード, 青色実線が細粒モード, 灰色実線が残差である. 数字は粗粒モード (C 粒子) の質量含有率を示す.

粒度分析は, 試料は乾燥後, $\phi 0.5$ 刻みで $\phi -6 \sim +3$ のメッシュサイズの篩を用いて篩い分け, 篩毎の試料の質量を計測した. その後, 篩い分け試料の軽石・結晶片・石質岩片の粒子数を数え, 粒子数比率を求め, さらに軽石粒子の見かけ密度からこの数比率を質量比に換算している. また, 軽石粒径分布に対しては, 複モード解析 (Sheridan et al., 1987) を実施している (表 2.3.1-1). 大隅降下火砕物噴火は単モードで始まったものの, 噴火の途中から複モードへの噴火へと変化しており, モードに対応した異なる噴煙柱の存在が指摘できよう. さらに, 粗粒モード/細粒モードの質量比率は, 南から北へ明らかに減少している (図 2.3.1-1). 層厚分布の主軸が示すカルデラ南縁桜島付近の火口が, 粗粒モードを供給したことは確実である. 粗粒モードと細粒モードを供給した火口が風方向に並んでいれば, このような分布主軸直交方向で両者の質量比が変動することはない. 従って, 細粒モードを供給した火口は, 分布主軸よりも北側のカルデラ北部のどこかに想定されよう.

(2) Tephra2 による噴煙柱パラメータの推定

大隅降下火砕物が 2 つの異なる二つの火口から供給されたと仮定して, 両火口からの降下火砕物拡散計算を実施した. 用いた解析コードは 2-1-1 章と同じ Tephra2 (Connor & Courtland,

2010) である。このコードは Suzuki (1983) によって定式化された大気中における粒子の拡散、大気中での粒子の落下速度、噴煙柱からの粒子離脱量の垂直分布について、数値的に求めるプログラムとして Connor et al. (2001) によって開発され、Bonadonna et al. (2005) による並列演算化など、改善・改良がなされたものである (萬年, 2013)。なお、佐伯 (2016) は、Tephra2 の解析コードのうち、粒子の落下速度の式にバグがあることを報告した。そのため、本業務においては、報告されたバグを修正したうえで、解析を実施した。また、Tephra2 の計算の実行には、1) 噴火パラメータ、2) 粒子パラメータ、3) 大気パラメータ、4) 地形パラメータの 4 種類のデータセットが必要であり、それぞれの以下のものから構成される。

- 1) 噴火パラメータ 火口位置 (座標値, 標高)・噴出量・粒径分布・噴煙柱高度
- 2) 粒子パラメータ 火山灰密度, 小噴石の密度・拡散係数・落下時間の閾値
- 3) 大気パラメータ 高度別の風向・風速
- 4) 地形パラメータ UTM 直交座標系の座標値 (x, y) および標高 (z)

表 2.3.1-2 火山灰拡散計算に用いる粒径分布パラメータのケース一覧

ケース	平均粒径 $\mu(\varphi)$	偏差 σ	最大粒径(φ) ($\mu-2\sigma$)	最小粒径(φ) ($\mu+2\sigma$)
1	-2	3	-8	4
2	-2	4	-10	6
3	-2	5	-12	8
4	-1.5	3	-7.5	4.5
5	-1.5	4	-9.5	6.5
6	-1.5	5	-11.5	8.5
7	-1	3	-7	5
8	-1	4	-9	7
9	-1	5	-11	9
10	-0.5	3	-6.5	5.5
11	-0.5	4	-8.5	7.5
12	-0.5	5	-10.5	9.5
13	0	3	-6	6
14	0	4	-8	8
15	0	5	-10	10
16	0.5	3	-5.5	6.5
17	0.5	4	-7.5	8.5
18	0.5	5	-9.5	10.5
19	1	4	-7	9
20	1	5	-9	11

入力パラメータ

(1) 噴火・粒子パラメータ

噴火・粒子パラメータは、20 ケースの粒径分布（表 2.3.1-2）、5 ケースの噴煙柱高度（15, 20, 25, 30, 35 km）、8 ケースの噴出量（0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 5.0, 7.5, 10.0×10^{13} kg）を用い、その他の条件は、既存文献等を参考に表 2.3.1-3 に示すとおりとした。C 粒子に対する拡散係数は、粒度ケース 1・噴煙柱高度 30 km・噴出量 10.0×10^{13} kg の噴火・粒子パラメータにおいて拡散係数を変化させた際の降灰層厚と図 2.3.1-1 の層厚分布との比較から（図 2.3.1-2）、 $100,000 \text{ (m/s}^2\text{)}$ と設定した。なお、F 粒子については考察に示すように拡散係数を最適値に調整している。

(2) 大気パラメータ

気象庁の提供する高層気象観測記録のうち、鹿児島における 1988 年 1 月 1 日から 2017 年 2 月 28 日における日ごとの 9 時の風の観測データである 10,652 日間分の観測データを収集した。このうち大隅降下軽石の分布主軸（図 2.3.1-1）に最も重なると判断した事例は 2008 年 10 月 28 日で、そのデータ数は 81、最大高度は 30,953m、RMSE は 22 であった。大気パラメータには、この値を採用している。

(3) 地形パラメータ

解析の対象範囲は、鹿児島県から宮崎県南部を包含する範囲とした。地形パラメータは、国土交通省の提供する標準地域 3 次メッシュ（約 1km グリッド）で整備された DEM データを収集し、GIS で座標系を UTM52 直交座標系に変換するとともに、全ての標高を 0 として用いた。なお、収集した DEM データは海域の情報を含まないため、解析結果は海域について出力されない。

表 2.3.1-3 設定した噴火・粒子パラメータの一覧

パラメータ		備考
Vent easting ①	657,238	C火口:桜島の位置(UTM52直交座標系:x)(m)
Vent northing ①	3,495,561	C火口:桜島の位置(UTM52直交座標系:y)(m)
Vent easting ②	667,483	F火口:若尊カルデラ北縁(UTM52直交座標系:x)(m)
Vent northing ②	3,506,878	F火口:若尊カルデラ北縁(UTM52直交座標系:y)(m)
Vent elevation	100	給源火口の標高(z)(m)
Eddy const	0.04	渦拡散係数(m/s^2), Suzuki(1983)
Fall time threshold	3,600	落下時間(s), Bonadonna et al.(2005)
Lithic density	2,600	岩片密度(kg/m^3)
Pumice density	540	軽石密度(kg/m^3)
Col steps	*	計算間隔(s), 噴煙柱ごとに $\Delta h 100\text{m}$ となるように設定(萬年, 2013)
Plume model	0	
Plume ratio	0.1	噴煙柱の上部9割から粒子が放出

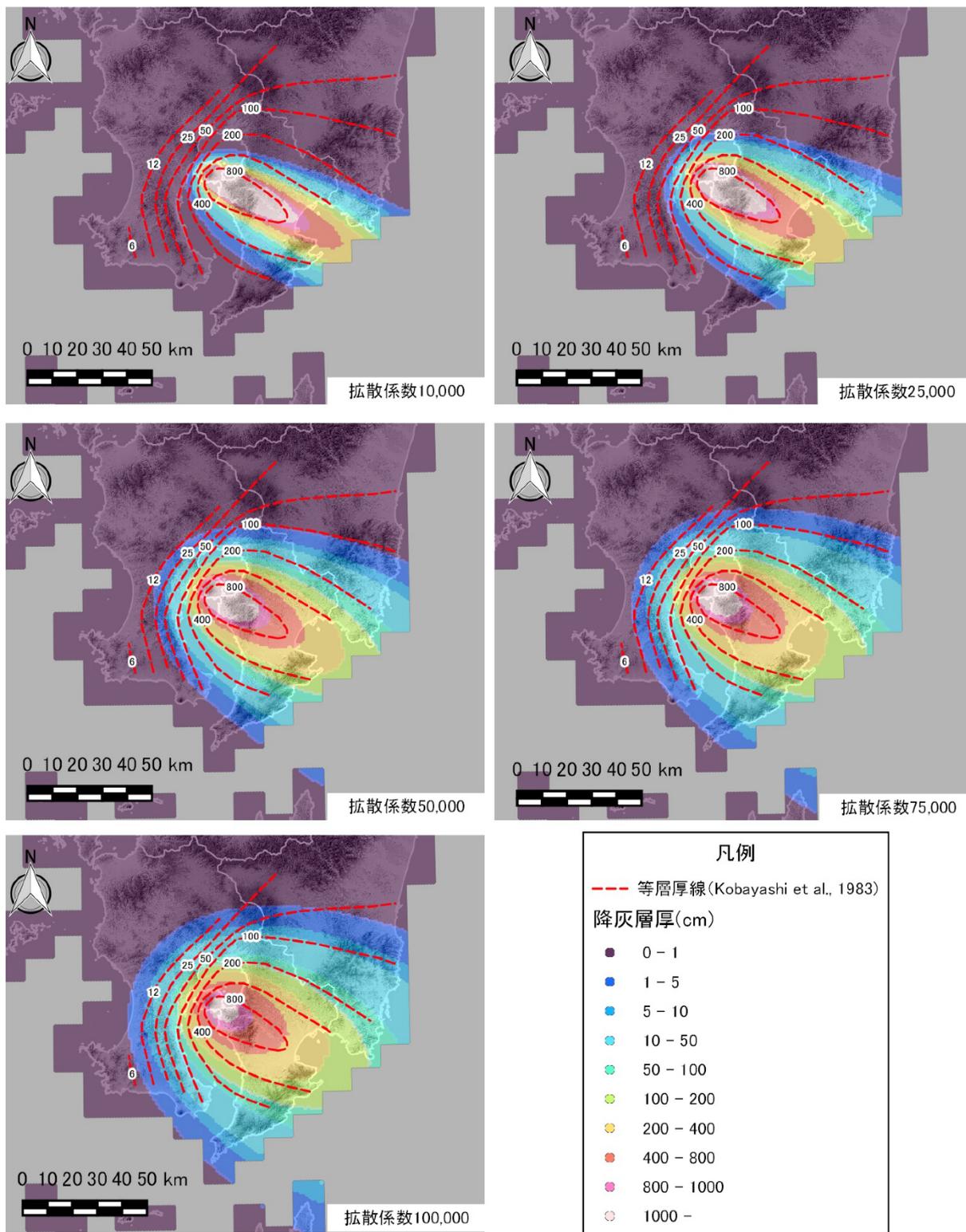


図 2.3.1-2 粒度ケース 1・噴煙柱高度 30 km・噴出量 10.0×10^{13} kg の噴火・粒子パラメータにおける拡散係数による降灰層厚の分布の変化。火口はカルデラ南縁の桜島付近。

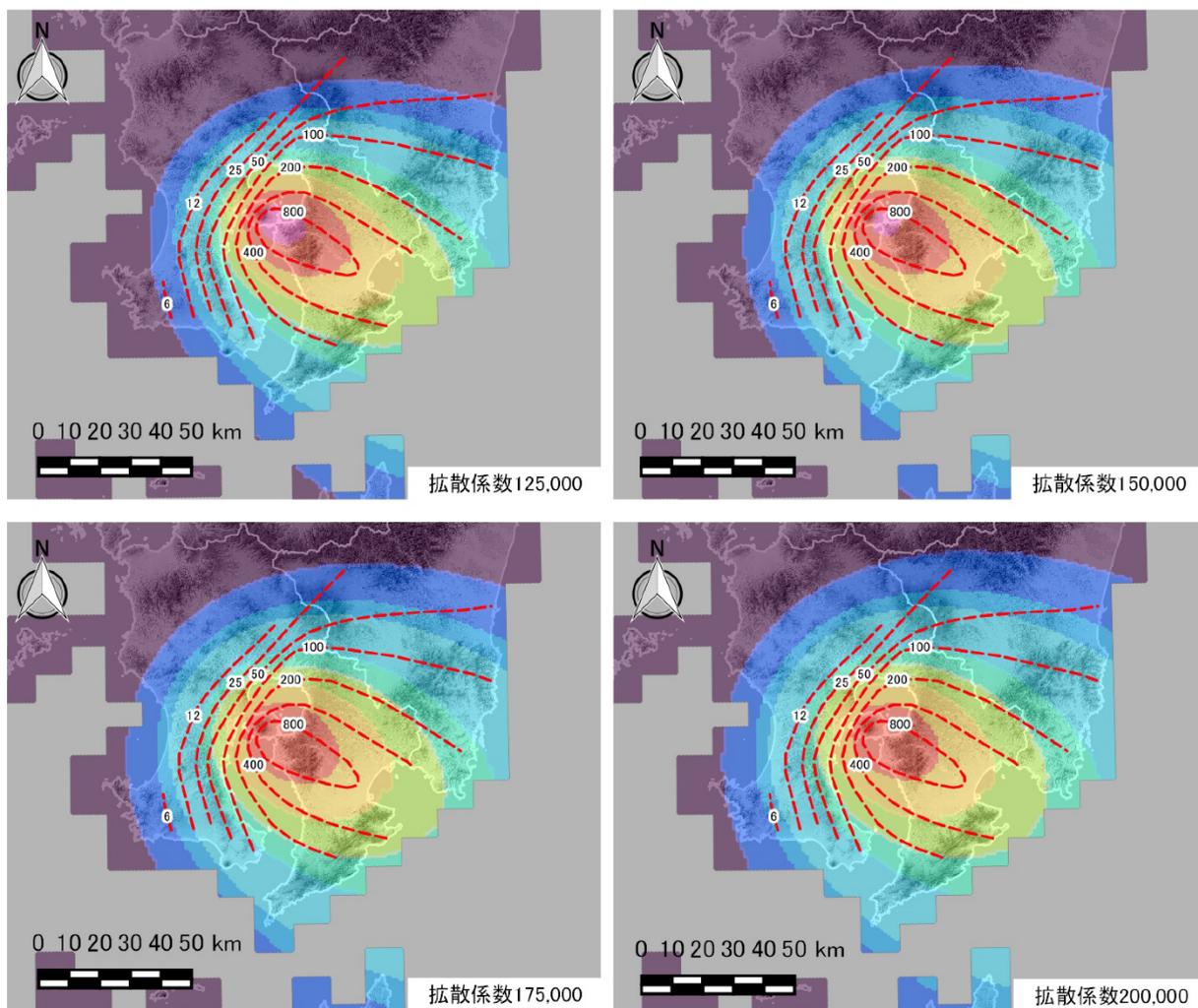


図 2.3.1-2 (つづき)

降灰層厚の算出

設定した岩片と軽石の密度に伴う Tephra2 で仮定される粒径ごとの密度を表 2.3.1-4 に示す。Tephra2 による火山灰拡散計算から出力した降灰量は、地形パラメータで設定した地点ごとに降灰量 $1\text{kg/m}^2 = \text{降灰層厚 } 1\text{mm}$ として降灰層厚に換算した上で、その分布を図示した。なお、Tephra2 では、 7ϕ より小さい粒子はすべて岩片、 -1ϕ より大きい粒子はすべて軽石と仮定され、その間の粒径の密度は軽石と岩片の密度が比例配分される。本業務では、岩片の密度を $2,600 (\text{kg/m}^3)$ 、軽石の密度を $540 (\text{kg/m}^3)$ と設定したため、降灰量から降灰層厚への換算は、粒径ごとの密度を考慮して算出した。

噴煙パラメータの特定

噴煙パラメータの特定は、表 2.3.1-5 に示す降灰粒度組成と層厚の実測値とシミュレーションの出力値との RMSE が最小となることを基準とした。Tephra2 においては、設定した粒径階ごとの重量比が算出される。そこで、比較検討する平均粒径と平均偏差は下式から算出した。

$$x\phi = \frac{1}{100} \sum f_i \cdot m_i\phi$$
$$\sigma\phi = \sqrt{\frac{1}{100} \sum f_i (m_i\phi - x\phi)^2}$$

ここで、 $x\phi$: 平均粒径、 f_i : 各粒径階の重量比、 $m_i\phi$: ϕ スケールによる各粒径階の中央値、 $\sigma\phi$: 平均偏差である。なお、C 粒子は桜島中岳を噴火口と想定したもの、F 粒子は若尊カルデラ中央を噴火口と想定したものである (表 2.3.1-3)。

結果と考察

F 粒子に対する噴火パラメータごとの粒度組成と層厚の RMSE を表 2.3.1-6 に、噴煙柱高度 30km の噴火・粒子パラメータにおける噴出量と拡散係数による降灰層厚の分布の変化を図 2.3.1-3 に示しめている。層厚の RMSE は 8.7~67.9cm, 平均粒径の RMSE は 1.0~1.4, 平均偏差の RMSE は 0.9~1.1 の範囲に分布し、層厚の RMSE は粒度組成の RMSE に比較してケースごとの違いが大きかった。指定地点における RMSE が最も小さいケースは、層厚を基準とすると、噴煙柱高度 30km, 噴出量 1.0×10^{13} kg, 拡散係数 $125,000\text{m}^2/\text{s}$ であった。また、次順, 次々順に RMSE が小さいケースは、ともに拡散係数が $125,000\text{m}^2/\text{s}$ であった。そのため、F 粒子の層厚と粒度分布を再現可能な拡散係数は、 $125,000 (\text{m}^2/\text{s})$ と選定した。

表 2.3.1-4 設定した密度に伴う Tephra2 で仮定される粒径ごとの密度

粒径(ϕ)	密度(kg/m^3)	粒径(ϕ)	密度(kg/m^3)	粒径(ϕ)	密度(kg/m^3)
12	2600.00	3.5	1698.75	-5	540.00
11.5	2600.00	3	1570.00	-5.5	540.00
11	2600.00	2.5	1441.25	-6	540.00
10.5	2600.00	2	1312.50	-6.5	540.00
10	2600.00	1.5	1183.75	-7	540.00
9.5	2600.00	1	1055.00	-7.5	540.00
9	2600.00	0.5	926.25	-8	540.00
8.5	2600.00	0	797.50	-8.5	540.00
8	2600.00	-0.5	668.75	-9	540.00
7.5	2600.00	-1	540.00	-9.5	540.00
7	2600.00	-1.5	540.00	-10	540.00
6.5	2471.25	-2	540.00	-10.5	540.00
6	2342.50	-2.5	540.00	-11	540.00
5.5	2213.75	-3	540.00	-11.5	540.00
5	2085.00	-3.5	540.00	-12	540.00
4.5	1956.25	-4	540.00		
4	1827.50	-4.5	540.00		

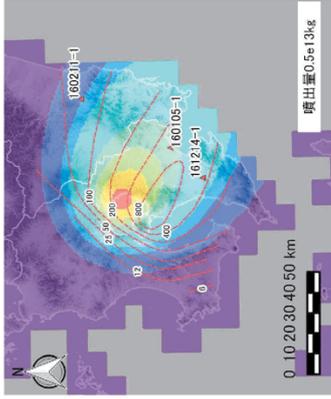
表 2.3.1-5 大隅降下軽石の降灰粒度組成と層厚の実測値。161214-1=Loc.4 ; 160105-1=Loc.3 ; 160211-1=Loc.1

地点	平均粒径(ϕ)	平均偏差(ϕ)	分配層厚(cm)	備考
161214-1	-2.52	1.28	360	C粒子
	-1.07	0.72	40	F粒子
160105-1	-2.59	1.16	410	C粒子
	-0.97	0.96	140	F粒子
160211-1	-1.05	0.93	55	C粒子
	1.46	1.12	25	F粒子

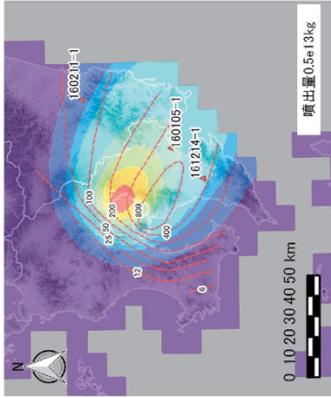
表 2.3.1-6 F 粒子に対する噴火パラメータごとの降灰層厚と粒度組成の RMSE

Eruption p. Hight_Mass	Diffusion coefficient	Thickness	RMSE	
			$\chi \phi$	$\sigma \phi$
30_1.0	125000	8.7	1.4	1.0
25_1.0	125000	9.7	1.2	1.0
20_1.0	125000	11.1	1.0	1.1
25_1.0	100000	13.1	1.1	1.0
20_1.0	100000	13.9	1.0	1.1
30_1.0	100000	15.0	1.3	0.9
20_1.0	75000	17.7	1.0	1.0
15_1.5	125000	17.9	1.2	1.0
15_1.0	125000	17.9	1.2	1.0
15_1.0	75000	19.1	1.4	0.9
15_1.0	100000	19.4	1.2	1.0
25_1.0	75000	20.7	1.0	1.0
30_1.0	75000	24.5	1.1	0.9
15_1.5	100000	24.6	1.2	1.0
20_1.5	125000	31.1	1.0	1.1
15_1.5	75000	31.2	1.4	0.9
30_0.5	75000	37.9	1.1	0.9
20_1.5	100000	38.5	1.0	1.1
25_0.5	75000	40.1	1.0	1.0
30_0.5	100000	40.7	1.3	0.9
25_1.5	125000	40.9	1.2	1.0
30_1.5	125000	42.1	1.4	1.0
25_0.5	100000	42.3	1.1	1.0
30_0.5	125000	42.9	1.4	1.0
20_0.5	75000	43.8	1.0	1.0
25_0.5	125000	44.5	1.2	1.0
20_0.5	100000	45.7	1.0	1.1
20_0.5	125000	47.0	1.0	1.1
25_1.5	100000	49.3	1.1	1.0
15_0.5	75000	49.7	1.4	0.9
15_0.5	100000	50.3	1.2	1.0
15_0.5	125000	51.6	1.2	1.0
20_1.5	75000	53.0	1.0	1.0
30_1.5	100000	58.3	1.3	0.9
25_1.5	75000	65.9	1.0	1.0
30_1.5	75000	67.9	1.1	0.9

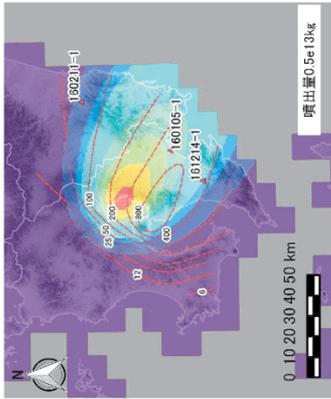
拡散係数 125,000



拡散係数 100,000



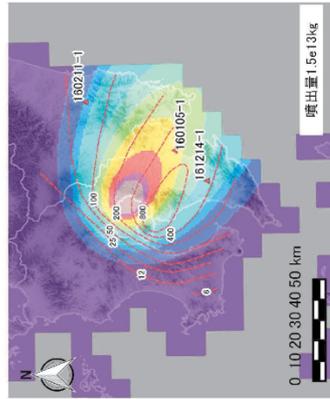
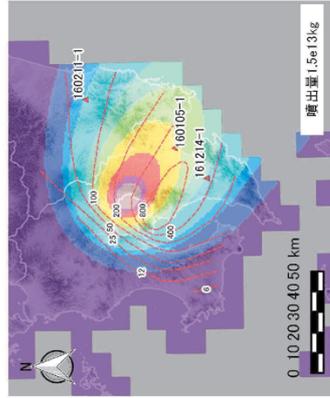
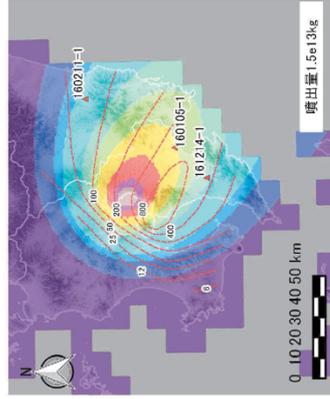
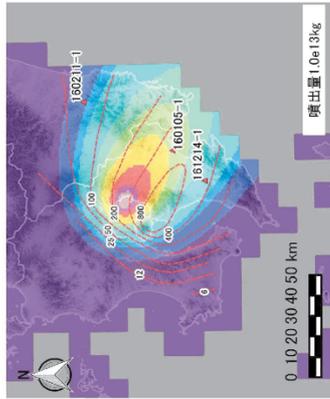
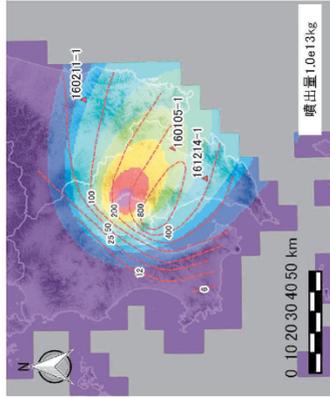
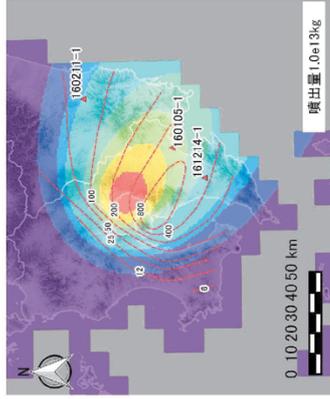
拡散係数 75,000



噴出量
0.5e13kg

噴出量
1.0e13kg

噴出量
1.5e13kg



噴煙柱高度30km

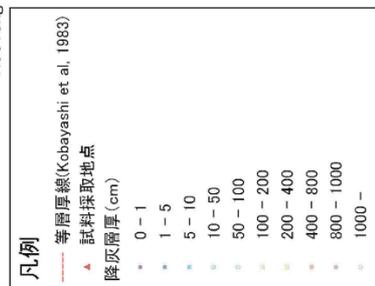


図 2.3.1-3 粒度ケース 18・噴出量 2.0×10^{13} kg・噴煙柱高度 30 km の噴火・粒子パラメータにおける拡散係数による降灰層厚の分布の変化

2 パターンの降灰層厚と粒度組成の実測値と出力結果との RMSE から選定した噴火・粒子パラメータの最適ケースを表 2.3.1-7 に示す。また、噴火・粒子パラメータごとの降灰層厚の分布と実測地点における降灰層厚と粒度組成を巻末に付す。実測値と出力結果との比較による噴火・粒子パラメータの最適ケースは、降灰層厚の RMSE が上位 10 位以内であるとともに、平均粒径の RMSE が最も小さいケースとして選定した。F 粒子の最適ケースは粒度ケース 17・噴煙柱高度 20 km・噴出量 1.0×10^{13} kg, C 粒子の最適ケースは粒度ケース 08・噴煙柱高度 30 km・噴出量 2.0×10^{13} kg となった。総噴出量 (3.0×10^{13} kg) を流紋岩密度 2200 kg/m^3 で DRE 体積換算すると、 $14 \text{ km}^3\text{DRE}$ となる。この値は Geshi & Miyabuchi (2016) の推定値約 $40 \text{ km}^3\text{DRE}$ よりも小さいが、今回の計算値は太平洋上に出た大隅降下火砕物の遠方相の見積を欠いており、おそらく過小評価である可能性が大きい。その点を考慮に入れると、両推定マグマ体積はオーダーとして十分一致しているものと判断されよう。

表 2.3.1-7 2 パターンの降灰層厚と粒度組成の実測値と出力結果との RMSE から選定した噴火・粒子パラメータの最適ケース

粒子パターン	噴火・粒子パラメータ 粒径_噴煙柱高度(km)_噴出量(10^{12} kg)	降灰層厚 (cm)	RMSE		備考
			平均粒径 (ϕ)	平均偏差 (ϕ)	
F粒子	01_25_5	9.8	1.85	0.76	
	01_30_5	9.5	2.09	0.70	
	03_15_10	9.5	1.09	1.00	
	11_15_10	8.6	1.11	0.97	
	12_20_10	9.5	1.02	1.07	
	14_15_10	10.0	1.11	0.98	
	15_20_10	9.0	1.25	1.09	
	17_15_10	9.4	1.23	0.99	
	17_20_10	8.5	1.02	1.05	最適ケース
	17_30_10	9.7	1.30	0.95	
	18_25_10	9.7	1.15	1.05	
	18_30_10	8.7	1.38	0.97	
	19_15_10	10.0	1.17	1.00	
	19_20_10	8.9	1.17	1.07	
	19_25_10	8.5	1.38	1.04	
C粒子	01_15_20	38.3	1.18	0.48	
	02_25_20	29.4	0.35	0.56	
	02_30_20	31.3	0.06	0.48	
	04_20_20	30.5	1.28	0.52	
	05_30_20	29.5	0.64	0.52	
	07_20_20	30.1	0.94	0.56	
	08_30_20	30.2	0.23	0.54	最適ケース
	10_25_20	32.8	1.22	0.57	
10_30_20	29.3	0.94	0.50		
13_30_20	36.2	0.60	0.53		

(3) まとめ

大隅降下火砕物の粒度組成の垂直変化と水平変化を検討した結果、この堆積物はカルデラ内で同時発生した複数のプリニー式噴火の産物であることを、粒度分析結果を追加することでより明確化した。このことは、大隅降下火砕物噴火時に、異なる火口から垂水火砕流と妻屋火砕流が噴出したとする上野（2016）の主張とも一致する。また、Tephra2 数値計算による噴煙柱パラメータの推定を行い、カルデラ南縁の桜島付近の火口のもは噴煙柱高度 30 km・噴出量 2.0×10^{13} kg、北縁の火口のもは噴煙柱高度 20 km・噴出量 1.0×10^{13} kg の複数噴火となった。このことは、大隅降下火砕物噴火時に、異なる火口から垂水火砕流と妻屋火砕流が噴出したとする上野（2016）の別の観察事実とも一致している。このことは、支笏と同様に始良でもカルデラ形成噴火は単独火道ではなく、複数火道の噴火で始まったことを意味しており、通常の噴火とは先行現象が異なっていたことが指摘できよう。

引用文献

- Aramaki, S. (1984). Formation of the Aira Caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. *Jour. Geophys. Res.*, 89(B10), 8485.
- Banadonna C., Connor C.B., Houghton B.F., Connor L., Byrne M., Laing A., Hincks T. (2005) Probabilistic modeling of tephra dispersion: hazard assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand. *Jour. Geophys. Res.*, **110**, B03203.
- Connor, C.B. and Courtland, L.M. (2010) Tephra2 Source Code. <https://vhub.org/resources/88>.
- Connor C.B., Hill B.E., Winfrey B., Franklin N.M., LaFemina P.C. (2001) Estimation of volcanic hazards from tephra fallout. *Natural Hazards Review*, 2, 33-42.
- Geshi, N., Miyabuchi, Y. (2016). Conduit enlargement during the precursory Plinian eruption of Aira Caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, 78(9). doi:10.1007/s00445-016-1057-9.
- 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-第四紀学での利用を視野に。 *第四紀研究*, 52, 173-187.
- 佐伯和人（2016）55Tephra の作成と配布。 *日本火山学会講演予稿集 2016 年度秋季大会*, 186-186.
- Scollo, S., Tarantola, S., Bondadonna, C., Coltelli, M., Saltelli, A. (2008) Sensitivity analysis and uncertainty estimation for tephra dispersal models. *Jour. Geophys. Res.*, **113**, B06202.
- Sheridan, M.F., Wholetz, K.H., Dehn, I. (1987) Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology*, **15**, 367-370.
- Suzuki T. (1983) A theoretical model for dispersion of tephra, Shimozuru, D. and Yokoyama, I. (eds.) *Arc Volcanism: Physics and Tectonics*: 95-116, Terra Scientific Publishing.
- 上野龍之（2016）始良カルデラ妻屋火砕流堆積物の特徴、噴出量と給源。 *火山*, **61**, 533-544.

Volentik, A.C.M., Bonadonna, C., Connor, C.B., Connor, L.J., Rosi, M. (2010) Modeling tephra dispersal in absence of wind: Insights from the climactic phase of the 2450 BP Plinian eruption of Pululagua volcano (Ecuador). *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **193**, 117-136.

2.3.2 始良カルデラ噴出物の岩石学的検討

【実施内容】

始良カルデラおよび鹿児島地溝帯のマグマシステムの解析のため、約 10 万年前に始良カルデラ北東部から噴出した福山降下軽石以降の主要な噴出物（長岡ほか，2001）を網羅的に採取し、その全岩組成・鉱物化学組成および斑晶に含まれるメルト包有物の含水量の組成を測定した。得られた岩石学的データから、約 3 万年前のカルデラ形成噴火である入戸火砕流噴火までのマグマ溜まりの温度圧力条件の推測を行った。その結果、始良カルデラから入戸火砕流として噴出した流紋岩マグマと組成がほぼ一致する流紋岩マグマが、岩戸火砕流噴火以降の約 5 万年間、始良カルデラ下のほぼ一定の圧力条件に貯留していたことが推測された。また、斑晶組織の累帯構造からは、入戸噴火直前のマグマ溜まりへの高温・苦鉄質マグマの注入が示唆された。

【研究成果】

(1) 先カルデラ期・カルデラ形成期・後カルデラ期の噴出物の岩石学的特徴

始良カルデラの噴出物のうち、入戸火砕流噴火に先行する福山降下軽石、岩戸火砕流堆積物、深港降下軽石、毛梨野降下軽石、および入戸火砕流噴火のサブユニットである大隅降下軽石、妻屋火砕流堆積物、大規模火砕流である入戸火砕流堆積物の斑晶鉱物に含まれるガラス包有物の含水量を測定した。以下、それぞれの特徴を記載する。

1) 先入戸火砕流噴火噴出物

1-1) 福山降下軽石

福山降下軽石は、はじめ荒牧(1969)により定義され、後述する岩戸火砕流と同じ噴火の噴出物とみなされたが、のちに岩戸火砕流とは別の噴火の噴出物であると確認された。福山降下軽石は始良カルデラ北東部から噴出したプリニー式噴火による降下軽石で、その見かけ体積は 40 km³と見積もられている(長岡ほか 2001)。噴出したマグマの全岩組成は、SiO₂ = 70 wt%のデイサイトー流紋岩組成である。斑晶組み合わせは、斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石のほか、多量の普通角閃石を含む。分析に用いた試料は、始良カルデラ北東縁の霧島市亀割坂付近で採取した。採取地点における福山降下軽石は層厚 10m以上の粗粒の降下軽石層として分布する。分析に用いた試料は、降下軽石の本質岩塊を破砕し、斑晶鉱物を手選したものをを用いた。

1-2) 岩戸火砕流堆積物

岩戸火砕流は、複数のフローユニット・降下ユニットからなる岩戸テフラを構成する火砕流堆積物である。岩戸火砕流は始良カルデラの北縁に沿って分布し、部分的に溶結している。岩戸火砕流は本質物として白色の流紋岩質軽石(SiO₂ = 74~76 wt%)と、黒色の安山岩質スコリア(SiO₂ = 58~60 wt%)を共に含む。流紋岩質軽石は斜長石・石英・斜方輝石・単斜輝石を斑晶として含む。安山岩質スコリアは斜長石・斜方輝石・単斜輝石およびカンラン石を斑晶として含む。

分析に用いた試料は、始良カルデラ北縁の霧島市岩戸付近および、北東縁の霧島市亀割坂付近で採取した。層序から、採取した試料は長岡ほか(2001)による岩戸7火砕流堆積物に相当すると考えられる。採取地点の岩戸火砕流堆積物は弱く溶結している。分析に用いた試料は、弱溶結した火砕流堆積物から分離した白色の流紋岩質軽石本質岩塊を破碎し、斑晶鉱物を手選したものを、樹脂包埋したものを研磨し露出した斑晶鉱物を分析した。

1-3) 深港降下軽石

深港降下軽石は、長岡ほか(2001)により再定義された深港テフラのうち、噴火前期に現在の始良カルデラ中央部から噴出したプリニー式噴火による降下軽石である(長岡ほか 2001)。深港降下軽石の見かけ体積は約 7 km^3 と見積もられている(長岡ほか 2001)。噴出したマグマの全岩組成は、 $\text{SiO}_2 = 74\sim 76 \text{ wt}\%$ の流紋岩組成である。斑晶組み合わせは、斜長石、石英、斜方輝石である。少量の鉄チタン鉱物を含む。

分析に用いた試料は、始良カルデラ北縁の霧島市国分岩戸付近で採取した。採取地点における深港降下軽石は、層厚約 40 cm の細粒の降下軽石層として分布する。粒子サイズは $1\sim 2 \text{ cm}$ 程度である。分析に用いた試料は、降下軽石の本質岩塊を樹脂包埋し研磨面に露出した斑晶鉱物を用いた。

1-4) 毛梨野降下軽石

毛梨野降下軽石は、始良カルデラ北縁部から噴出したテフラで、火砕サージ堆積物とそれともなう降下軽石・降下火山灰からなるテフラである(長岡ほか 2001)。その分布から、始良カルデラ北東縁から噴出したと考えられる。毛梨野テフラ全体の見かけ体積は約 0.4 km^3 と見積もられている(長岡ほか 2001)。噴出したマグマの全岩組成は、 $\text{SiO}_2 = 74\sim 76 \text{ wt}\%$ の流紋岩組成である。斑晶組み合わせは、斜長石、石英、斜方輝石である。少量の鉄チタン鉱物を含む。

分析に用いた試料は、始良カルデラ北縁の霧島市国分岩戸付近で採取した。採取地点における毛梨野降下軽石は、層厚約 30 cm のやや淘汰の悪い火山灰～軽石層として分布する。分析に用いた試料は、降下軽石の本質岩塊を樹脂包埋し研磨面に露出した斑晶鉱物を用いた。

2) 入戸火砕流噴火噴出物

2-1) 大隅降下軽石

大隅降下軽石堆積物は、始良カルデラを形成した 29 ka の大規模噴火の噴出物のうち、噴火初期に現在の桜島付近から発生した大規模なプリニー式噴火による降下軽石である(Koyabashi et al., 1982)。その見かけ体積は約 98 km^3 と見積もられている(Kobayashi et al, 1982)。噴出したマグマの全岩組成は、 $\text{SiO}_2 = 74\sim 76 \text{ wt}\%$ の流紋岩組成である。斑晶組み合わせは、斜長石、石英、斜方輝石である。少量の鉄チタン鉱物を含む。ごくまれに、普通角閃石や黒雲母がみられる。

試料は、始良カルデラ東縁の鹿屋市輝北町上百引で採取した。採取地点における大隅降下軽石堆積物は、層厚 6 m 以上の淘汰の良い軽石層として分布している。その直上は入戸火砕流

に直接覆われている。軽石の最大径は 10 cm である。分析に用いた試料は、基質のガラスが風化した大型の軽石塊を破碎し水簸により斑晶鉱物を分離したものを、樹脂包埋したものを研磨し露出した斑晶鉱物を分析した。

2-2) 妻屋火砕流堆積物

妻屋火砕流堆積物は、始良カルデラを形成した 29 ka の大規模噴火の噴出物のうち、初期の降下軽石である大隅降下軽石を覆って分布する火砕サージ堆積物である。その分布から、始良カルデラの中心部あるいは北東部から噴出したと考えられている。その見かけ体積は約 10 km³と見積もられている(Aramaki, 1984)。噴出したマグマの全岩組成は、SiO₂ = 74~76 wt%の流紋岩組成である。斑晶組み合わせは、斜長石、石英、斜方輝石である。少量の鉄チタン鉱物を含む。ごくまれに、普通角閃石や黒雲母がみられる。

試料は、始良カルデラ北東縁の霧島市国分川原で採取した。採取地点における妻屋火砕流堆積物は、層厚 20 m 以上の非溶結の軽石混じり火山灰流堆積物として堆積している。軽石の最大径は 5 cm である。分析に用いた試料は、大型の軽石塊を樹脂包埋し研磨面に露出した斑晶鉱物を用い、樹脂包埋したものを研磨し露出した斑晶鉱物を分析した。

2-3) 入戸火砕流堆積物

入戸火砕流堆積物は、始良カルデラを形成した 29 ka の大規模噴火の噴出物のうち、最大の噴出ユニットである大規模火砕流堆積物である。その分布から、始良カルデラの中心部あるいは北東部から噴出したと考えられている。その見かけ体積は約 250 km³と見積もられている(Aramaki, 1984)。噴出したマグマの全岩組成は、SiO₂ = 74~76 wt.%の流紋岩組成である。斑晶組み合わせは、斜長石、石英、斜方輝石である。少量の鉄チタン鉱物を含む。ごくまれに、普通角閃石や黒雲母がみられる。

試料は、桜島から東南東に約 40 km 離れた志布志市で採取した。採取地点における入戸火砕流堆積物は、層厚 30 m 以上の非溶結の軽石流堆積物として堆積している。軽石の最大径は 35 cm である。分析に用いた試料は、大型の軽石塊を破碎し、水簸により斑晶鉱物を分離したものを、樹脂包埋したものを研磨し露出した斑晶鉱物を分析した。分析に用いた入戸火砕流堆積物に含まれる斑晶鉱物のガラス包有物の多くは、火砕流堆積物の徐冷のため結晶化が進行していた。そのため、入戸火砕流堆積物のガラス包有物の分析結果は解析から除外した。

3) 後入戸火砕流噴火噴出物

3-1) 薩摩降下軽石

桜島-薩摩テフラ(P14)は、桜島付近から 13 ka に噴出した降下軽石及び軽石質の火砕サージ堆積物である。山元ほか(2013)により、桜島北岳西部付近がその噴出源と考えられている。その見かけ体積は約 11 km³と見積もられており(小林・溜池, 2002)、入戸火砕流噴火以降、始良カルデラから発生した最大の噴火である。噴出したマグマの全岩組成は、SiO₂ = 66~68 wt.%の

デイサイト組成である。斑晶組み合わせは、斜長石、単斜輝石および斜方輝石である。少量の鉄チタン鉱物を含む。

試料は、桜島から北西に約 10 km 離れた鹿児島市吉野町で採取した。採取地点における桜島薩摩テフラは、風化火山灰質土を覆って基底部に径 2-3 cm の軽石粒からなる淘汰の良い降下軽石堆積物と、その上部の成層した軽石質の火砕サージ堆積物と降下軽石の互層からなる、全層厚約 0.5 m の堆積物として分布している。軽石粒は風化して淡黄色を呈する。分析に用いた試料は、基底部の降下軽石から採取した大型の軽石塊を破碎し、水簸により斑晶鉱物を分離したものをを用いた。

(2) 全岩化学組成及び鉱物化学組成

1) 分析手法

始良カルデラ噴出物の全岩主要元素化学組成を、波長分散型蛍光エックス線分析装置を用いて分析した。分析手法は四ホウ酸リチウムを希釈融剤として用いるガラスビード法を用いた。火砕流・降下軽石試料は、それぞれの軽石塊から約 10~20 g を鉄乳鉢で粗粉碎し、さらにそのうちの約 15 g をタングステンカーバイドミルあるいはアルミナミルによって微粉碎し均質な粉体試料とした。微粉碎した試料は四ほう酸リチウムと 1:10 の希釈率で混合し、高周波炉で溶融・固化させることによりガラスビードを作成した。主成分測定は産業技術総合研究所が所有する波長分散型蛍光エックス線分析機 (Panalytical 社製 Axios) を用いて測定した。分析条件は、管球の加速電圧 50 kV, 管球電流 50 mA である。測定した主要元素の定量は検量線法を用い、産総研地質調査総合センター地質標準試料を用いて校正した。

2) 結果

福山軽石噴火以降、入戸火砕流噴火に至るまでの全岩化学組成は、主要元素で見るとほぼ単一の化学組成トレンド状に分布する(図 2.3.2-1)。岩戸火砕流噴火では、その端成分と考えられる安山岩と流紋岩の2種類のマグマが噴出している。ただし、微量成分でみると岩戸火砕流堆積物に含まれる苦鉄質スコリアと、福山降下軽石は、それ以降の噴出物を作る $\text{SiO}_2\text{-Zr}$ のトレンドから外れ、低い Zr 含有量を示す(図 2.3.2-1, -2)。大隅降下軽石の縞状軽石は、後カルデラ期の薩摩降下軽石など高い Zr 含有量を示すトレンドをもつ。このことは、福山降下軽石・岩戸火砕流堆積物の活動期とそれ以降では、関与した苦鉄質マグマが低 Zr マグマから高 Zr マグマに変化した可能性を示唆する。

一方、岩戸火砕流噴火で噴出した珪長質端成分マグマである流紋岩マグマは、その後の大塚降下軽石、深港降下軽石、毛梨野降下軽石及び始良入戸火砕流噴火で噴出する流紋岩マグマとほぼ同一の組成をもつ。これらの流紋岩マグマは、いずれも始良カルデラ内部から噴出していることから、少なくとも岩戸火砕流噴火以降、始良入戸火砕流噴火に至るまでの約 3 万年間は、始良カルデラ直下に存在した同一の流紋岩マグマ溜まりから噴火が発生していたと考えられる。

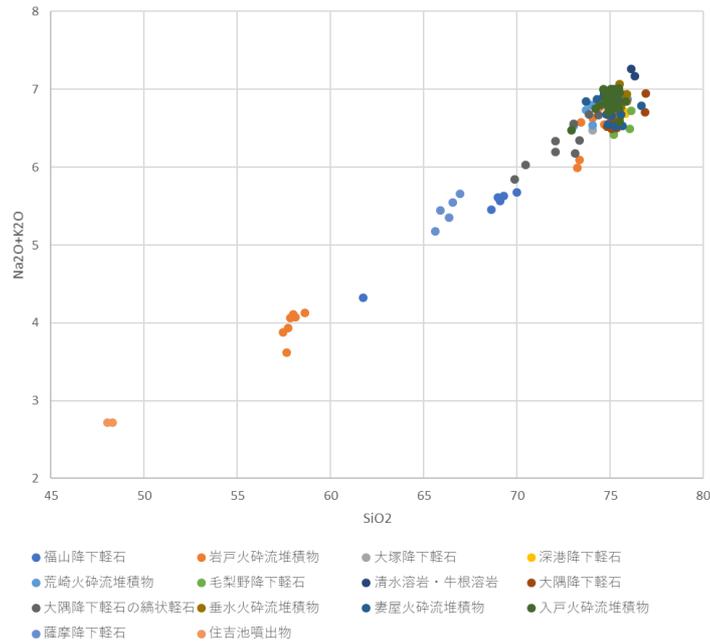


図 2.3.2-1 始良カルデラ地域の過去約 10 万年間の代表的な噴出物の全岩化学組成. 横軸は SiO₂ 量, 縦軸は Na₂O+K₂O 量を示す.

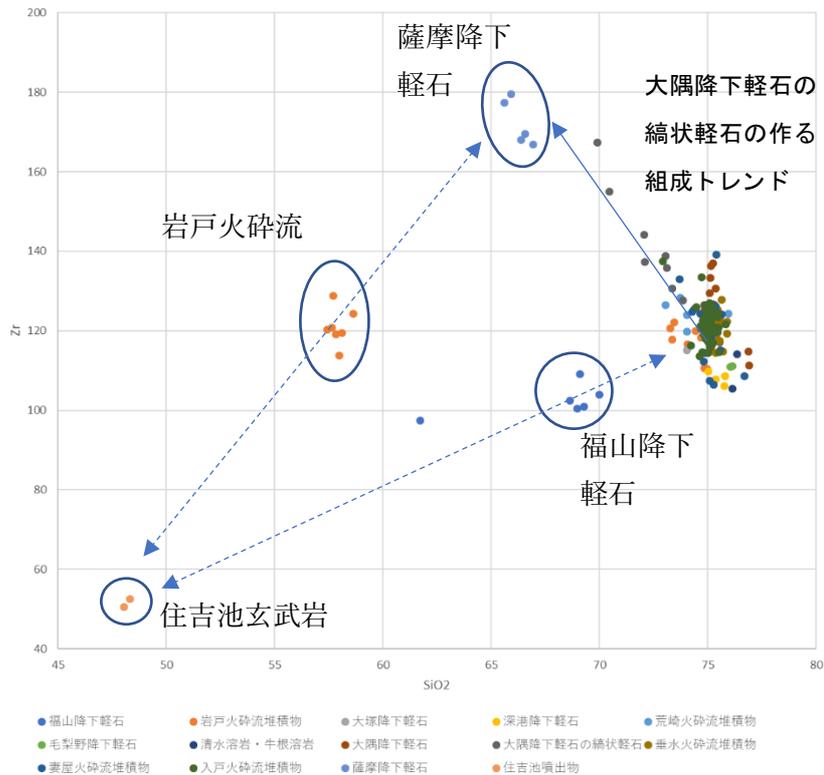


図 2.3.2-2 始良カルデラ地域の過去約 10 万年間の代表的な噴出物の全岩化学組成. 横軸は SiO₂ 量 (%), 縦軸は Zr 量 (ppm) を示す. 点線は、入戸火砕流と、後カルデラ期噴出物である薩摩降下軽石、住吉池玄武岩の 3 者の間の想定される混合ライン.

(3) メルト包有物の含水量の変化

1) 分析手法

始良カルデラの主要な珪長質マグマに含まれる斑晶のメルト包有物の含水量を測定した。含水量の測定は、EDSによる炭素蒸着膜厚を補正した酸素を含む全元素の分析に基づき、ガラスを構成する陽イオン元素に対する酸素量から含水量を推定する方法(下司ほか, 2017)を用いた。分析結果は、FR-IR および SIMS による含水量の定量結果と比較し、同等の分析精度があることを確認している(下司ほか, 2017)。この方法を用いる場合、ガラスに含まれる鉄の価数が余剰酸素量に影響する。しかし、今回測定した始良カルデラ噴出物のガラス組成はいずれも流紋岩組成で、含まれる鉄は FeO 換算で 1wt% に満たないこと、また結果として得られる含水量が 5 % 前後であったことから、鉄の価数の不確実性に伴う誤差は無視し得ると判断される。

2) 結果

福山軽石噴火から始良入戸火砕流噴火に至るまで、流紋岩質端成分マグマに含まれる斑晶のガラス包有物の含水量は、4.0~8.0 wt% 程度の範囲に分散し、噴火ごとに有意な違いはみられない。これは、流紋岩質の端成分マグマの平衡圧力が、福山軽石噴火以降、大規模火砕流の噴出に至った入戸噴火までほぼ一定であったことを示唆する。斑晶はマグマ溜りの様々な深さからもたらされたと考えられるので、図 2.3.2-3 から斑晶含水量頻度がそれ以下では急激に減少する $H_2O = 4\%$ がマグマ溜りの天井付近の圧力に相当する含水量と仮定すると、おおよそ 100 MPa の平衡圧力が推定される(図 2.3.2-4)。地殻岩石の密度を 2000~2500 kg/m^3 と仮定すると、入戸火砕流噴火に先行して存在した流紋岩マグマ溜りの天井の深さは約 4~5 km 程度と推測される。一方、後入戸火砕流噴火期で最大の噴火である薩摩降下軽石の斑晶ガラス包有物の含水量は、それまでの噴出物に比べてやや低く、 $H_2O = 4.0\%$ 程度のものが多く含まれている。

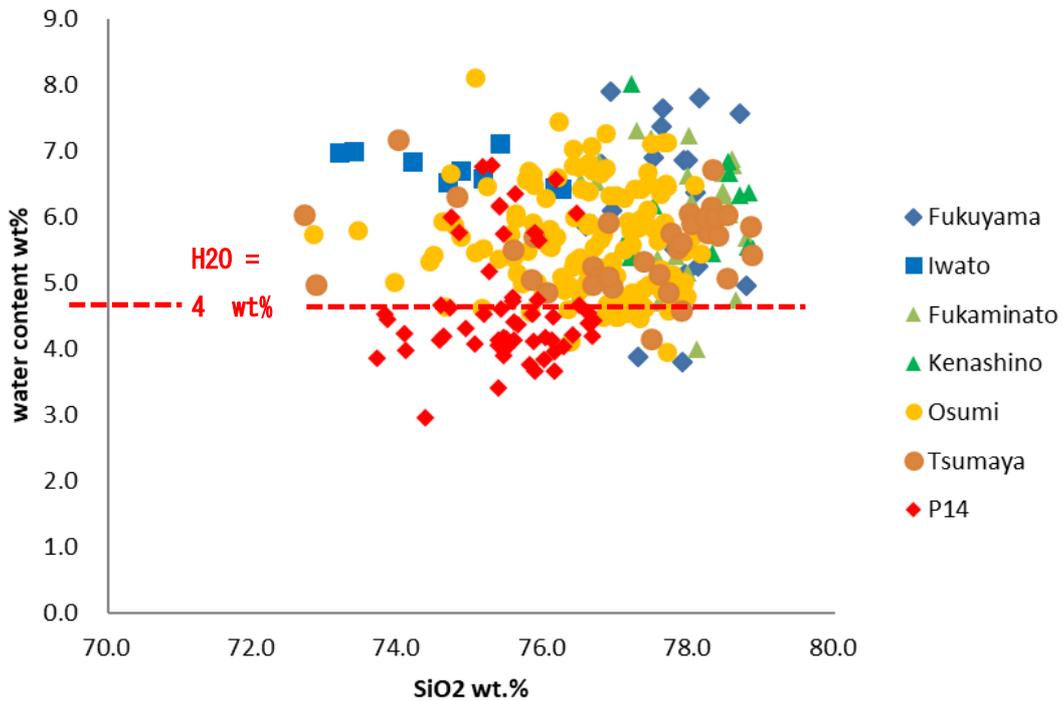


図 2.3.2-3 斑晶ガラス包有物の含水量. 横軸は無水換算したガラスの SiO_2 wt%. 先入戸火砕流噴出物(福山軽石～毛梨野軽石)および大隅降下軽石・妻屋火砕流堆積物の斑晶ガラス包有物の含水量はほぼ同じ領域(4.5～8.0 wt%)に分布する.

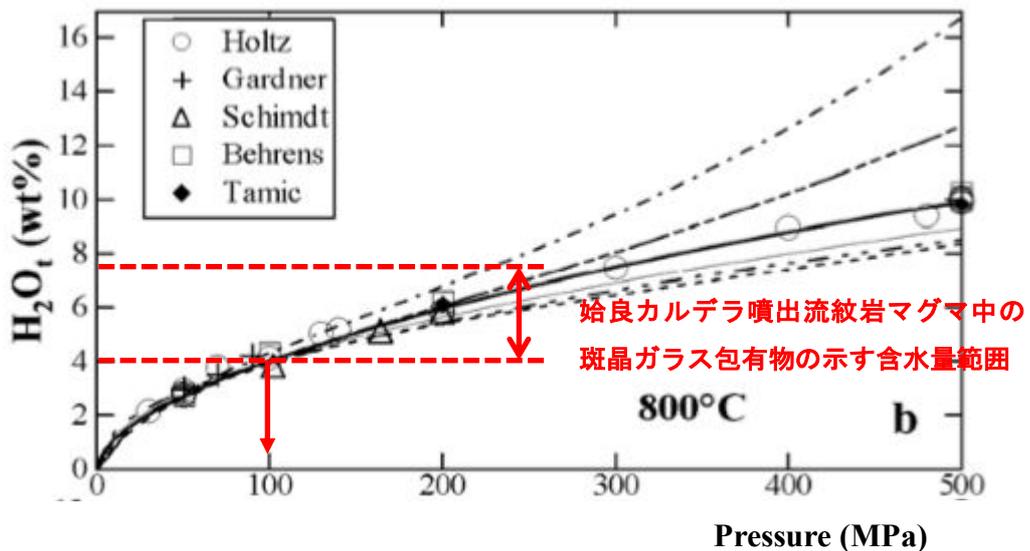


図 2.3.2-4 流紋岩メルトの含水量の圧力依存性. 図は Liu et al. (2005)の Figure 5を引用し, 図 2.3.2-3 のガラス包有物の含水量範囲を示した. 含水量 4 %は, 流紋岩メルトの約 100 MPa における飽和含水量に相当する.

(4) 斑晶組成累帯組織

入戸火砕流噴火噴出物に含まれる斑晶鉱物の累帯組織を解析した。大隅降下軽石に含まれる斜方輝石斑晶は、長径 2 mm以下、幅 1 mm以下の長柱状の自形をしめす。ほとんどの斜方輝石斑晶は斑晶中心部では $Mg/(Mg+Fe)$ 比が 0.52~0.55 程度で、外縁部にむかって $Mg/(Mg+Fe)$ 比が 0.45 程度まで低下する正累帯組織を示す(図 2.3.2-5)。斜方輝石斑晶中の $Mg/(Mg+Fe)$ 比の不均質構造が均質化されずに保持されていることから、結晶の累帯構造が形成後これらの結晶がマグマ温度に保持されていた時間は比較的短いことが推測される。

少量の斜方輝石斑晶は、図 2.3.2-6 に示すような逆累帯構造をもつ。これらの結晶は、 $Mg/(Mg+Fe)$ 比が高い中心部をもち周辺部に向かうにつれて単調に $Mg/(Mg+Fe)$ 比が低下する正累帯構造をもつ内部が、より $Mg/(Mg+Fe)$ 比が高いリムに取り囲まれている。外縁部の $Mg/(Mg+Fe)$ 比が高く、後方散乱電子線像で暗く見えるリム部分は、その内側との境界が入り組んだ複雑な形状を示す。またこの領域に多くのガラス包有物が含まれる。このような虫食い状の組織は、マグマ混合等による結晶の融解組織と考えられることから、入戸火砕流噴火の直前に、珪長質マグマ溜まりの一部は斜方輝石斑晶の溶融を伴うような、高温で鉄質のマグマの注入を被ったことが推測される。

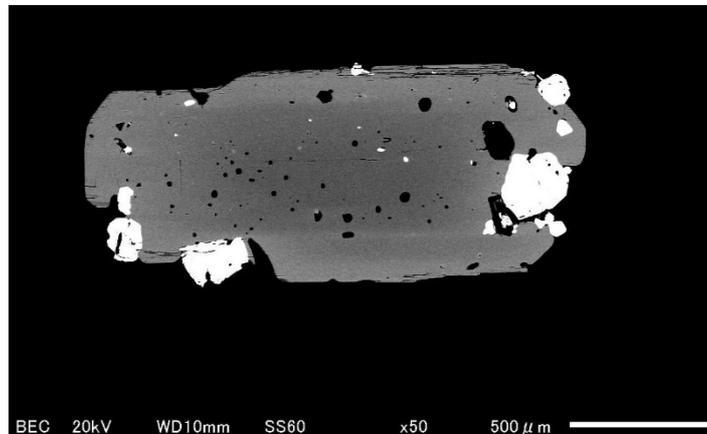


図 2.3.2-5 入戸火砕流噴火初期の噴出物である大隅降下軽石に含まれる斜方輝石斑晶の後方散乱電子線像。 $Mg/(Mg+Fe)$ 比が高く後方散乱電子線像で暗く見える中心部をもち、周辺部に向かうにつれて単調に $Mg/(Mg+Fe)$ 比が低下し、後方散乱電子線像で明るく見える外縁部をもつ正累帯組織を示す。メルト包有物はおもに中心部の高い $Mg/(Mg+Fe)$ 部に含まれる。白色にみえる共生鉱物は磁鉄鉱。

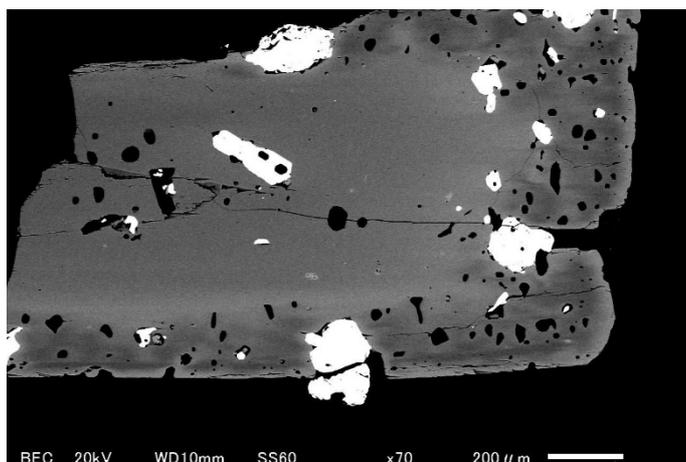


図 2.3.2-6 大隅降下軽石に含まれる斜方輝石斑晶の後方散乱電子線像。Mg/(Mg+Fe)比が高い中心部をもち周辺部に向かうにつれて単調に Mg/(Mg+Fe)比が低下するが、外縁部で再び Mg/(Mg+Fe)比が上昇し、最外縁部に向かって再び低下する。外縁部の Mg/(Mg+Fe)比が高く、後方散乱電子線像で暗く見える部分は、その内側との境界が入り組んだ複雑な形状を示す。このような組織は高温で苦鉄質のマグマの混合等による結晶の融解組織と考えられる。白色にみえる共生鉱物は磁鉄鉱。黒色のスポットはガラス包有物。

(5) まとめ

約 2.9 万年前の入戸火砕流噴火に先行して始良カルデラから噴出した福山降下軽石 (90 ka) から毛梨野降下軽石までの流紋岩軽石に含まれる斑晶鉱物内のガラス包有物の含水量を測定した。その結果、大隅降下軽石・入戸火砕流堆積物の斑晶鉱物ガラス包有物の含水量とほぼ同じ含水量が得られた。得られた含水量を飽和含水量と仮定すると、その飽和圧力から推定されるマグマ溜まりの定置深度は 4~5 kmと推測される。このことは、始良カルデラ直下には、少なくとも岩戸火砕流噴火以降約 3 万年間にわたり、ほぼ同一の組成の流紋岩マグマ溜まりがほぼ同じ深度に存在し、そこから繰り返し火砕噴火を起こしていたことを示唆する。また、斑晶組織の累帯構造からは、入戸噴火直前のマグマ溜まりへの高温・苦鉄質マグマの注入を示唆する。

参考文献

- Aramaki, S. (1984) Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8485-8501.
- Geshi, N., Miyabuchi, Y., (2016) Conduit enlargement during the precursory Plinian eruption of Aira Caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, **78**, 63
- 下司信夫・宮城磯治・斎藤元治(2017)エネルギー分散型エックス線分析装置による火山ガラス含水量の簡易定量法. 火山, **62**, 13-22.
- 小林哲夫・溜池俊彦(2002) 桜島火山の噴火史と火山災害の歴史. 第四紀研究, **41**, 269-278.
- Liu, Y., Zhang, Y., Behrens, H. (2005) Solubility of H₂O in rhyolitic melts at low pressures and a new empirical model for mixed H₂O–CO₂ solubility in rhyolitic melts. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* **143**, 219-235.
- Miyagi, I. and Yurimoto, H. (1995) Water content of melt inclusions in phenocrysts using secondary ion mass spectrometer. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **40**, 349-355.
- Moore, G. Vennemann, T. and Carmichael, I.S.E. (1998) An empirical model for the solubility of H₂O in magmas to 3 kilobars. *Am. Mineral.*, **83**, 36-42.
- 長岡信治・奥野 充・新井房夫(2001) 10 万~3 万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史. 地質学雑誌, **107**, 432-450.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, **41**, 225-236.
- 周藤正史・石原和弘・巽 好幸(2000) 始良カルデラ地域の先カルデラ火山活動史~カルデラ北縁部加治木, 国分地域及び南縁部牛根地域の溶岩流試料の K-Ar 年代. 火山, **45**, 1-12.
- 山元孝広・下司信夫・小林哲夫(2013) 桜島火山, 横山コアから見出された火砕堆積物の岩石化学的特徴. 火山, **58**, 519-528.
- 安田 敦・吉本充宏・藤井敏嗣(2015) 始良火砕噴火のマグマ溜まり深度. 火山, **60**, 381-397.

2.4 鬼界カルデラ噴出物の岩石学的検討

【実施内容】

鬼界カルデラ噴出物については、平成 25～28 年度に、鬼界アカホヤ噴火（7.3 千年前）によって噴出した降下軽石及び火砕流堆積物に含まれる軽石・スコリアについて岩石学的解析とメルト包有物化学分析を行い、同噴火マグマの化学的特徴と温度・圧力条件を検討した。これらの研究では、噴火マグマの温度については測定データが 5 個のみで不十分であった。そこで、平成 29 年度は、同噴火マグマ溜まりの温度条件を明らかにするため、降下軽石及び火砕流堆積物に含まれる輝石および鉄チタン鉱物を電子線マイクロアナライザー（EPMA）で分析し、得られた化学組成に地質温度計を適用し、マグマ温度を見積もった。その結果、流紋岩マグマについては輝石温度計で $902\pm 15^{\circ}\text{C}$ ($n=35$)、鉄チタン鉱物温度計で $874\pm 6^{\circ}\text{C}$ ($n=7$)、安山岩マグマについては輝石温度計で $975\pm 5^{\circ}\text{C}$ ($n=5$) が得られた。これらの温度推定結果とメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度を用いてマグマのガス飽和圧力を見積もったところ、流紋岩マグマは $146\pm 53\text{MPa}$ ($61\sim 276\text{MPa}$, $n=31$)、安山岩マグマは $115\pm 27\text{MPa}$ ($83\sim 177\text{MPa}$, $n=21$) の圧力下にあったと推定された。両マグマのガス飽和圧力の平均値は $133\pm 46\text{MPa}$ ($n=52$) であることから、地殻密度を 2500kg/m^3 と仮定すると、鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの主体は深さ $5\pm 2\text{km}$ にあったと推定できる。さらに、メルト包有物分析によるマグマの深度（圧力）推定の妥当性を検討するため、竹島火砕流の中部ユニットに含まれる軽石の全岩化学組成データを用いて流紋岩マグマの熱力学解析を行ない、観測されたマグマの温度・圧力・含水量・メルト量・斑晶量と比較した。その結果、マグマ熱力学計算結果と岩石学的解析結果がおおよそ一致し、上記の圧力推定値を支持する結果となった。また、鬼界アカホヤ噴火に至るマグマ供給系の発達過程を検討するために、9.5 千年前の噴火噴出物（籠港降下スコリア）と 95 千年前のカルデラ噴火（鬼界葛原噴火）の噴出物（長瀬火砕流堆積物）について岩石学的解析を実施した。籠港降下スコリアに含まれるメルト包有物を EPMA で分析し、その主成分化学組成と S, Cl 濃度を把握した。長瀬火砕流堆積物について蛍光 X 線分析装置（XRF）による全岩化学分析を行い、鬼界葛原噴火マグマが流紋岩組成であること、鬼界アカホヤ噴火流紋岩マグマとは異なった化学組成を持つ可能性を明らかにした。

【研究成果】

(1) はじめに

鬼界カルデラは薩摩硫黄島火山の活動により形成された東西 20km、南北 17km の大型カルデラで、鹿児島県薩摩半島の南約 50km に位置する（図 2.4-1a）。カルデラ地形の大部分は海没しており、陸上部は薩摩硫黄島・竹島・昭和硫黄島と数個の岩礁のみである。薩摩硫黄島火山は約 70 万年前から活動を開始し、現在まで断続的に噴火活動を継続している（小野・他、1982）。小野・他（1982）によれば、その噴火史は大きく先カルデラ期、カルデラ形成期（60 万年～7.3 千年前）、後カルデラ期（7.3 千年前～現在）に分けられる。先カルデラ期には、玄武岩・安山岩マグマによる小成層火山形成と流紋岩・デイサイトマグマによる厚い溶岩流の噴火があった。カルデラ形成期には大規模火砕流の流出を伴う噴火が 2 回以上と、より小規模な活動があり、このうちの 2 回の噴火でカルデラが陥没・拡大したと考えられている（小野・他、1982）。このうち、最新のカルデラ噴火が 7.3 千年前に起きた「鬼界アカホヤ噴火」で、その噴出物量は 170km^3 以上と考え

られている(町田・新井, 2003). 鬼界カルデラ近傍にある鬼界アカホヤ噴火の噴出物は, 最下部の「幸屋(船倉)降下軽石」とその上位の「竹島火砕流堆積物」に大別できる. また, 鬼界アカホヤ噴火の直前の9.5千年前に「籠港降下スコリア」を放出する噴火が起きている. 後カルデラ期も断続的に噴火活動を継続し, 流紋岩マグマの活動によって硫黄岳が, 玄武岩マグマの活動によって稲村岳が形成された. 最新のマグマ噴火は1934・35年の流紋岩マグマによる海底噴火で, 硫黄島の東海岸沖に昭和硫黄島を形成した(例えば, Kawanabe and Saito, 2002). さらに, 後カルデラ期には, 噴火活動とともに活発な火山ガス放出活動が継続している.

本研究ではマグマ供給系発達過程の詳細化を行うモデル事例として, 鬼界アカホヤ噴火を研究対象とする. 鬼界アカホヤ噴火の噴火準備過程を解明するには, マグマ溜まりの発達史と噴火直前の温度・圧力環境を知る必要がある. 鬼界アカホヤ噴火は国内で起きた最新のカルデラ噴火であるため, 噴火による堆積物の風化・浸食・変質が少なく, 新鮮な試料を分析試料として用いることが出来る. また, 噴出物の鉱物化学分析から地質温度計を用いることでマグマ溜まりの温度を, メルト包有物分析の揮発性成分(H_2O , CO_2)の濃度測定からマグマの圧力を推定することができる. 鬼界アカホヤ噴火後のマグマ溜まりについては, 岩石学的解析(Saito et al., 2002)やメルト包有物分析(Saito et al., 2001; Saito et al., 2003)などの研究により, その化学的特徴や温度・圧力環境が明らかにされている. 一方, 鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりについては, Saito et al.(2001)で一部の火砕流堆積物についてのみ行われているだけで, 系統的な解析は未だ行われていなかった.

そこで, 平成25~28年度に鬼界アカホヤ噴火堆積物の幸屋(船倉)降下軽石とその直上にある竹島火砕流堆積物に含まれる軽石とスコリア(以後, 「竹島火砕流軽石」, 「竹島火砕流スコリア」, と称する)について岩石学的解析とメルト包有物化学分析を行い, 鬼界アカホヤ噴火に放出されたマグマの化学的特徴を明らかにし, マグマ溜まりの圧力条件について検討した(産業技術総合研究所, 2014, 2015, 2016). その結果, 噴火マグマは主体である流紋岩マグマに加えて安山岩マグマがマグマ溜まり下部に存在していたことが明らかになった. また, その圧力条件は, 流紋岩マグマが100~280MPa, 安山岩マグマが80~180MPaと見積もられた. しかし, これらの研究過程でマグマ温度の観測データは未だ少なく, 熱力学的解析結果との比較が困難で, 圧力条件の決定には至っていない. そこで, 平成29年度は, マグマ溜まりと温度・圧力環境を決定するため, 同噴火噴出物に含まれる輝石および鉄チタン鉱物を分析し, マグマの温度条件を明らかにした. これらの結果を元に, 地下に伏在するマグマ溜まりの深さ指標となるマグマの圧力条件を再検討した. また, 鬼界アカホヤ噴火に至るマグマ供給系の発達過程を検討するために, 鬼界アカホヤ噴火の直前の噴火(9.5千年前)の安山岩噴出物についてメルト包有物の微小領域化学分析を行い, その化学組成を把握した. また, 95千年前のカルデラ噴火(鬼界葛原噴火)の噴出物(長瀬火砕流堆積物内の軽石)について蛍光X線分析装置(XRF)による全岩化学分析を行った. なお, 鬼界アカホヤ噴火で形成された可能性のある硫黄島の長浜溶岩についてのK-Ar年代測定については, 対象試料の検討を行ったものの, 測定限界に近い可能性があるため, 測年可能な試料が調整できなかった. 年代測定は, 来年度に実施する.

(2) 鬼界アカホヤ噴火マグマの温度の推定

幸屋（船倉）降下軽石、竹島火砕流軽石・スコリアを形成した流紋岩マグマおよび安山岩マグマの温度を見積もるため、本研究で昨年度導入した電子線マイクロアナライザー（EPMA；日本電子（株）製 JXA-8530F）を用いて同試料に含まれる単斜輝石と斜方輝石の境界部分（図 2.4-1）について微小領域化学分析を実施した。斑晶分析時の EPMA 測定条件は、加速電圧 15keV、ビーム電流値 10nA、電子ビーム径 2 μ m を用いた。流紋岩マグマの温度を知るために、幸屋（船倉）降下軽石内の単斜輝石と斜方輝石が共存している斑晶（以後「単斜輝石・斜方輝石ペア」と称する）13 組、竹島火砕流下部ユニット軽石は 5 組、同火砕流中部ユニット軽石は 11 組、同火砕流上部ユニット軽石 7 組について、その接触部とリムの化学組成を EPMA で測定し、得られた組成に輝石温度計（Putirka, 2008）を適用した（表 2.4-1）。また、安山岩マグマについては、竹島火砕流上部ユニットスコリア内の単斜輝石・斜方輝石ペア 4 組について同様の分析を実施した。また、幸屋（船倉）降下軽石、竹島火砕流下部および上部ユニット軽石について、鉄チタン鉱物である磁鉄鉱およびイルメナイトが共存している斑晶（以後「磁鉄鉱・イルメナイトペア」と称する）を分析し、その接触部とリムの化学組成に鉄チタン鉱物温度計（QUILF プログラム）を適用した（表 2.4-2）。

輝石温度計を適用した結果、幸屋（船倉）降下軽石 902 \pm 20 $^{\circ}$ C、竹島火砕流下部ユニット軽石 910 \pm 12 $^{\circ}$ C、竹島火砕流中部ユニット軽石 903 \pm 12 $^{\circ}$ C、竹島火砕流上部ユニット軽石 895 \pm 10 $^{\circ}$ C、となり、ほとんど同じ温度であることが判明した（表 2.4-3、軽石全体で 902 \pm 15 $^{\circ}$ C）。一方、安山岩マグマである竹島火砕流上部ユニットスコリアの温度は 975 \pm 5 $^{\circ}$ C になった。安山岩マグマの温度は、流紋岩マグマの温度よりも有意に高い。なお、接触部とリムで算出した温度に大きな違いはない（図 2.4-2）。また、9.5 千年前の噴火による籠港降下スコリアの輝石ペアの化学組成（平成 28 年度本研究成果）についても輝石温度計（Putirka, 2008）を適用し再計算した（表 2.4-1）。その結果、接触部の化学組成から 979 \pm 18 $^{\circ}$ C という温度が得られた（表 2.4-3）。一方、鉄チタン鉱物温度計の結果は、幸屋（船倉）降下軽石については温度 870 \pm 7 $^{\circ}$ C、酸素フガシィ ($\log fO_2$) -11.8 \pm 0.2、竹島火砕流下部ユニット軽石は温度 874 \pm 4 $^{\circ}$ C、酸素フガシィ ($\log fO_2$) -11.6 \pm 0.1、竹島火砕流上部ユニット軽石は温度 878 \pm 3 $^{\circ}$ C、酸素フガシィ ($\log fO_2$) -11.4 \pm 0.1 となった（表 1.4-2、図 2.4-3）。輝石温度計と同様に層序による違いは認められなかった（温度、酸素フガシィともに、2 標準偏差以内）。流紋岩軽石全体の平均値は 874 \pm 6 $^{\circ}$ C である（表 2.4-3）。また、輝石温度計による結果と比較すると、わずかに低い傾向が見られるが、2 標準偏差以内に入る（表 2.4-3、図 2.4-4）。昨年度に得られた流紋岩マグマ温度は 996 $^{\circ}$ C だったが、本年度はそれより 100 $^{\circ}$ C 程度低くなった。昨年度に用いた QUILF プログラムの輝石温度計は 1000 $^{\circ}$ C 以下の条件では実際の温度よりも 100 $^{\circ}$ C 程度高めに出るといった報告例がある（Blundy and Cashman, 2008）。これに対して、本年度は最新の研究成果である Putirka(2008)で提案されている輝石温度計を用いた。鉄チタン鉱物温度計の結果とも大きな差はないため、本年度得られた温度がより正確だと考えられる。本研究では、流紋岩マグマ温度の推定値として鉄チタン温度計による流紋岩軽石の平均値（874 \pm 6 $^{\circ}$ C）と輝石温度計による平均値（902 \pm 15 $^{\circ}$ C）を用いて、以下の議論を進める。

表 2.4-1 幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流堆積物中の単斜輝石・斜方輝石の接触部とリムの化学組成に輝石温度計（Putirka, 2008）を適用して見積もられたマグマ温度。籠港降下スコリア（平成 28 年度本研究成果）についても上記温度計を用いて再計算した結果を記載した。

試料番号*	接触部		リム		斜方輝石化学組成		斜方輝石化学組成		温度 (°C)									
	単斜輝石化学組成	斜方輝石化学組成	単斜輝石化学組成	斜方輝石化学組成	温度 (°C)	温度 (°C)	斜方輝石化学組成	斜方輝石化学組成	温度 (°C)	温度 (°C)								
籠港降下スコリア層1																		
sio_sg14111405	Wo 41	En 41	Fs 18	Mg# 69	Wo 4	En 63	Fs 34	Mg# 65	958	Wo 41	En 41	Fs 18	Mg# 70	Wo 4	En 75	Fs 22	Mg# 78	1009
sio_sg14111405	Wo 41	En 41	Fs 18	Mg# 70	Wo 4	En 64	Fs 32	Mg# 66	944	Wo 41	En 40	Fs 18	Mg# 69	Wo 4	En 64	Fs 32	Mg# 66	952
籠港降下スコリア層2																		
sio_sg14111404	Wo 41	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 4	En 66	Fs 31	Mg# 68	975	Wo 40	En 43	Fs 17	Mg# 71	Wo 4	En 66	Fs 30	Mg# 68	983
sio_sg14111404	Wo 40	En 42	Fs 18	Mg# 71	Wo 4	En 65	Fs 31	Mg# 68	995	Wo 41	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 4	En 64	Fs 32	Mg# 66	968
sio_sg14111404	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 4	En 66	Fs 30	Mg# 69	984	Wo 41	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 66	Fs 31	Mg# 68	962
sio_sg14111404	Wo 40	En 41	Fs 18	Mg# 69	Wo 4	En 66	Fs 30	Mg# 68	994	Wo 40	En 43	Fs 17	Mg# 72	Wo 4	En 65	Fs 31	Mg# 68	992
籠港降下スコリア層3																		
sio_sg14111403	Wo 40	En 41	Fs 19	Mg# 68	Wo 4	En 62	Fs 33	Mg# 65	985	Wo 41	En 46	Fs 14	Mg# 77	Wo 4	En 73	Fs 24	Mg# 75	1009
sio_sg14111403	Wo 41	En 41	Fs 18	Mg# 69	Wo 4	En 63	Fs 33	Mg# 66	966	Wo 41	En 42	Fs 18	Mg# 71	Wo 4	En 66	Fs 30	Mg# 68	999
sio_sg14111403	Wo 40	En 41	Fs 19	Mg# 69	Wo 4	En 65	Fs 31	Mg# 68	983	Wo 40	En 42	Fs 18	Mg# 71	Wo 4	En 66	Fs 30	Mg# 68	999
籠港降下スコリア層4																		
sio_sg14111402	Wo 40	En 41	Fs 19	Mg# 69	Wo 4	En 63	Fs 33	Mg# 65	970	Wo 37	En 46	Fs 16	Mg# 74	Wo 4	En 71	Fs 25	Mg# 74	1047
sio_sg14111402	Wo 40	En 41	Fs 19	Mg# 68	Wo 4	En 64	Fs 32	Mg# 66	988	Wo 42	En 45	Fs 13	Mg# 77	Wo 4	En 71	Fs 26	Mg# 74	996
sio_sg14111402	Wo 42	En 46	Fs 12	Mg# 79	Wo 3	En 74	Fs 22	Mg# 77	1019	Wo 41	En 45	Fs 14	Mg# 76	Wo 4	En 71	Fs 25	Mg# 74	1013
sio_sg14111402	Wo 40	En 41	Fs 19	Mg# 69	Wo 4	En 63	Fs 33	Mg# 65	974	Wo 39	En 43	Fs 18	Mg# 71	Wo 4	En 62	Fs 34	Mg# 64	1001
sio_sg14111402	Wo 41	En 41	Fs 18	Mg# 69	Wo 4	En 63	Fs 33	Mg# 65	971	Wo 41	En 40	Fs 19	Mg# 68	Wo 4	En 63	Fs 33	Mg# 65	959
幸屋（船倉）降下軽石																		
061W14-1	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	902	Wo 41	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 62	Fs 35	Mg# 64	914
061W14-1	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	894	Wo 41	En 43	Fs 16	Mg# 72	Wo 3	En 62	Fs 35	Mg# 64	919
061W14-1	Wo 42	En 42	Fs 17	Mg# 70	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	905	Wo 44	En 38	Fs 18	Mg# 67	Wo 3	En 65	Fs 33	Mg# 67	843
061W14-1	Wo 41	En 41	Fs 18	Mg# 71	Wo 3	En 63	Fs 34	Mg# 65	908	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 65	Fs 32	Mg# 67	896
061W38-1	Wo 42	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 64	Fs 32	Mg# 66	931	Wo 42	En 42	Fs 16	Mg# 72	Wo 3	En 63	Fs 34	Mg# 65	896
061W38-1	Wo 42	En 40	Fs 18	Mg# 70	Wo 3	En 62	Fs 35	Mg# 64	887	Wo 44	En 39	Fs 17	Mg# 69	Wo 3	En 62	Fs 35	Mg# 64	860
061W38-1	Wo 42	En 40	Fs 18	Mg# 69	Wo 3	En 62	Fs 35	Mg# 64	898	Wo 44	En 39	Fs 17	Mg# 69	Wo 3	En 60	Fs 36	Mg# 62	861
061W38-1	Wo 41	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	921	Wo 43	En 40	Fs 18	Mg# 69	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 65	898
061W38-1	Wo 41	En 42	Fs 18	Mg# 70	Wo 3	En 66	Fs 31	Mg# 68	936	Wo 44	En 39	Fs 17	Mg# 70	Wo 3	En 63	Fs 34	Mg# 65	852
061W39-2	Wo 43	En 40	Fs 17	Mg# 69	Wo 3	En 63	Fs 34	Mg# 65	872	Wo 44	En 39	Fs 17	Mg# 69	Wo 3	En 62	Fs 35	Mg# 64	861
061W39-2	Wo 42	En 41	Fs 18	Mg# 70	Wo 3	En 61	Fs 36	Mg# 63	899	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 62	Fs 34	Mg# 64	907
061W39-2	Wo 43	En 39	Fs 18	Mg# 68	Wo 4	En 62	Fs 35	Mg# 64	871	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 61	Fs 36	Mg# 63	916
061W39-2	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 70	Wo 3	En 62	Fs 34	Mg# 64	896	Wo 40	En 43	Fs 17	Mg# 72	Wo 3	En 61	Fs 36	Mg# 63	916

* 4つの籠港降下スコリア層のうち、スコリア層4が最上部、スコリア層3が最下部、スコリア層2が最下部、スコリア層1が最上部。

表 1 (続き)

試料番号	境界部		単斜輝石化学組成		斜方輝石化学組成		温度 (°C)		斜方輝石化学組成		温度 (°C)							
	試料番号	境界部	単斜輝石化学組成	斜方輝石化学組成	単斜輝石化学組成	斜方輝石化学組成	温度 (°C)	温度 (°C)	単斜輝石化学組成	斜方輝石化学組成	温度 (°C)	温度 (°C)						
竹島火砕流下部ユニット軽石																		
061W24-1	mt100907-19-p8	Wo 41	En 41	Fs 18	Mg# 70	Wo 3	En 63	Fs 33	Mg# 65	Wo 43	En 40	Fs 17	Mg# 70	Wo 3	En 65	Fs 32	Mg# 67	898
061W24-1	mt100907-19-p10	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 70	Wo 3	En 61	Fs 36	Mg# 63	Wo 41	En 43	Fs 17	Mg# 72	Wo 3	En 62	Fs 34	Mg# 65	920
061W24-1	mt100907-20-p1	Wo 41	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	Wo 41	En 43	Fs 16	Mg# 72	Wo 3	En 65	Fs 32	Mg# 67	905
061W24-5	mt100907-23-p2	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	Wo 42	En 42	Fs 16	Mg# 72	Wo 3	En 63	Fs 34	Mg# 65	896
061W24-5	mt100907-24-p5	Wo 42	En 42	Fs 16	Mg# 72	Wo 3	En 65	Fs 32	Mg# 67	Wo 41	En 43	Fs 16	Mg# 73	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	927
竹島火砕流中部ユニット軽石																		
061W27-2	mt100907-27-p5	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 70	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	Wo 42	En 42	Fs 16	Mg# 72	Wo 3	En 66	Fs 32	Mg# 67	901
061W27-2	mt100907-27-p7	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 70	Wo 3	En 62	Fs 34	Mg# 64	Wo 41	En 43	Fs 16	Mg# 73	Wo 3	En 66	Fs 32	Mg# 67	903
061W27-2	mt100907-27-p7	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 63	Fs 34	Mg# 65	Wo 41	En 43	Fs 16	Mg# 73	Wo 3	En 65	Fs 32	Mg# 67	912
061W27-2	mt100907-27-p8	Wo 42	En 42	Fs 17	Mg# 72	Wo 3	En 65	Fs 31	Mg# 68	Wo 41	En 43	Fs 16	Mg# 73	Wo 3	En 65	Fs 32	Mg# 67	912
061W27-2	mt100907-28-p1	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 70	Wo 3	En 63	Fs 33	Mg# 65	Wo 43	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 65	Fs 32	Mg# 67	880
061W27-2	mt100907-28-p2	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 63	Fs 34	Mg# 65	903								
061W27-2	mt100907-28-p2	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 63	Fs 34	Mg# 65	898								
061W27-2	mt100907-28-p2	Wo 43	En 39	Fs 18	Mg# 69	Wo 4	En 62	Fs 35	Mg# 64	881								
061W29-1	mt100907-29-p9	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 65	Fs 32	Mg# 67	Wo 42	En 42	Fs 16	Mg# 72	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	938
061W29-1	mt100907-29-p10	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 70	Wo 3	En 62	Fs 35	Mg# 64	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 61	Fs 36	Mg# 63	888
061W29-1	mt100907-30-p1	Wo 41	En 41	Fs 17	Mg# 70	Wo 3	En 63	Fs 34	Mg# 65	Wo 41	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 65	Fs 33	Mg# 66	892
竹島火砕流上部ユニット軽石																		
061W33-1	mt100907-37-p6	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 62	Fs 34	Mg# 64	Wo 43	En 40	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	875
061W33-1	mt100907-38-p1	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 63	Fs 34	Mg# 65	Wo 42	En 40	Fs 18	Mg# 69	Wo 3	En 63	Fs 34	Mg# 65	888
061W42-1	mt100907-45-p7	Wo 42	En 40	Fs 18	Mg# 69	Wo 3	En 61	Fs 36	Mg# 63	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 62	Fs 34	Mg# 65	975
061W42-1	mt100907-46-p1	Wo 42	En 40	Fs 18	Mg# 69	Wo 3	En 62	Fs 35	Mg# 64	893								
061W42-1	mt100907-46-p1	Wo 43	En 40	Fs 17	Mg# 70	Wo 6	En 61	Fs 34	Mg# 64	885								
061W42-1	mt100907-46-p2	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	Wo 43	En 40	Fs 17	Mg# 70	Wo 3	En 61	Fs 36	Mg# 63	871
061W42-1	mt100907-46-p5	Wo 42	En 41	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 64	Fs 33	Mg# 66	Wo 41	En 42	Fs 16	Mg# 72	Wo 3	En 66	Fs 30	Mg# 69	928
竹島火砕流上部ユニット軽石																		
061W33-4	mt100907-43-p2	Wo 41	En 42	Fs 18	Mg# 70	Wo 4	En 67	Fs 29	Mg# 70	Wo 39	En 45	Fs 16	Mg# 74	Wo 4	En 68	Fs 28	Mg# 71	981
061W33-4	mt100907-43-p10	Wo 41	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 5	En 67	Fs 29	Mg# 70	Wo 41	En 43	Fs 16	Mg# 73	Wo 4	En 68	Fs 28	Mg# 71	981
061W33-4	mt100907-43-p10	Wo 41	En 41	Fs 18	Mg# 69	Wo 4	En 65	Fs 31	Mg# 68	Wo 42	En 42	Fs 16	Mg# 73	Wo 3	En 67	Fs 30	Mg# 69	958
061W42-2	mt100907-47-p4	Wo 41	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 4	En 65	Fs 31	Mg# 68	Wo 41	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 3	En 68	Fs 29	Mg# 70	965
061W42-2	mt100907-48-p1	Wo 41	En 42	Fs 17	Mg# 71	Wo 4	En 65	Fs 31	Mg# 68	976								

表 2.4-2 幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流堆積物中の鉄チタン鉱物（チタン磁鉄鉱・チタノマグヘマイト）の接触部とリムの化学組成から見積もられたマグマ温度と酸素フガシティ。

試料番号	斑晶番号	接触部				リム			
		チタン磁鉄鉱 ウルホスピネル 成分のモル比	チタノマグヘマイト イルメナイト成分の モル比	温度 (°C)	酸素フガシティ	チタン磁鉄鉱 ウルホスピネル 成分のモル比	チタノマグヘマイト イルメナイト成分の モル比	温度 (°C)	酸素フガシティ
幸屋（船倉）降下軽石									
061W14-1	mtl00907-13-p10-1	0.396	0.890	877 ± 80	-11.6 ± 0.8	0.384	0.894	860 ± 100	-11.9 ± 1.0
061W14-1	mtl00907-13-p10-2	0.399	0.902	864 ± 87	-11.9 ± 0.9	0.386	0.894	858 ± 94	-11.9 ± 1.0
061W14-1	mtl00907-13-p8					0.373	0.895	856 ± 96	-12.0 ± 1.0
061W14-1	mtl00907-14-p3-1					0.381	0.897		
061W14-1	mtl00907-14-p3-2					0.382	0.896	846 ± 121	-12.2 ± 1.2
061W38-1	mtl00907-4-p1					0.384	0.892	861 ± 93	-11.9 ± 0.9
061W38-1	mtl00907-4-p2	0.401	0.893	870 ± 93	-11.8 ± 0.9	0.389	0.892	871 ± 79	-11.7 ± 0.8
061W39-2	mtl00907-9-p3								
竹島火砕流下部ユニット軽石									
061W24-1	mtl00907-19-p2					0.388	0.898	866 ± 73	-11.9 ± 0.7
061W24-1	mtl00907-19-p5					0.377	0.885	871 ± 96	-11.6 ± 1.0
061W24-5	mtl00907-23-p1					0.376	0.878	877 ± 87	-11.4 ± 0.9
061W24-5	mtl00907-23-p3	0.396	0.884	877 ± 97	-11.6 ± 1.0	0.382	0.887	870 ± 95	-11.6 ± 1.0
061W24-5	mtl00907-23-p4	0.399	0.890	871 ± 101	-11.7 ± 1.0	0.377	0.861	880 ± 121	-11.3 ± 1.2
061W24-5	mtl00907-24-p6								
竹島火砕流中部ユニット軽石									
061W27-2	mtl00907-27-p9					0.380	0.876	867 ± 125	-11.6 ± 1.3
061W27-2	mtl00907-27-p10					0.374	0.872	875 ± 107	-11.4 ± 1.1
竹島火砕流上部ユニット軽石									
061W33-1	mtl00907-37-p6					0.381	0.894	856 ± 95	-12.0 ± 1.0
061W33-1	mtl00907-37-p12-1	0.383	0.879	876 ± 89	-11.5 ± 0.9				
061W33-1	mtl00907-37-p12-2								
061W33-1	mtl00907-38-p2					0.379	0.868	876 ± 123	-11.3 ± 1.2
061W42-1	mtl00907-46-p4	0.383	0.868	880 ± 110	-11.4 ± 1.1	0.363	0.864	880 ± 100	-11.2 ± 1.0
061W42-1	mtl00907-46-p5								

表 2.4-3 鬼界カルデラの 9.5ka 以降の噴火マグマの温度および酸素フガシテイ。各噴出物の輝石および鉄チタン鉱物の接触部・リムから得られた温度の平均値と標準偏差を示す。

試料 ^a	輝石温度計		鉄チタン温度計		リム		酸素フガシテイ	
	接触部 個数	温度 (°C)	接触部 個数	温度 (°C)	リム 個数	温度 (°C)	リム 個数	温度 (°C)
9.5ka噴火								
龍港降下スコリア層1	2	951 ± 7	2	980 ± 29				
龍港降下スコリア層2	4	987 ± 9	5	976 ± 14				
龍港降下スコリア層3	3	978 ± 10	2	1004 ± 5				
龍港降下スコリア層4	5	984 ± 21	3	1007 ± 45				
龍港降下スコリアの平均	14	979 ± 18	12	992 ± 27				
7.3ka噴火								
幸屋(船倉)降下軽石	13	902 ± 20	12	885 ± 28	3	870 ± 7	6	859 ± 8
竹島火砕流下部ユニツト軽石	5	910 ± 12	5	909 ± 14	2	874 ± 3	5	873 ± 6
竹島火砕流中部ユニツト軽石	11	903 ± 12	7	902 ± 19			2	871 ± 6
竹島火砕流上部ユニツト軽石	6	895 ± 10	5	907 ± 44	2	878 ± 3	3	871 ± 13
竹島火砕流上部ユニツトスコリア	4	975 ± 5	4	977 ± 20				
鬼界アカボヤ噴火流紋岩の平均	35	902 ± 15	898 ± 28	7	874 ± 6	16	866 ± 10	-11.7 ± 0.3
3.9ka噴火								
稲村岳スコリア	13	1027 ± 26						
稲村岳・磯松崎溶岩	4	996 ± 12	2	1048 ± 18				
稲村岳火山岩の平均	17	1020 ± 27	2	1048 ± 18				
0.5ka噴火								
硫黄岳軽石	6	866 ± 49	5	876 ± 53	6	971 ± 31	4	885 ± 25
硫黄岳火山弾					3	892 ± 11		
硫黄岳火山岩の平均	6	866 ± 49	5	876 ± 53	9	944 ± 47	4	885 ± 25
1934-35年噴火								
昭和硫黄島溶岩	7	863 ± 18	4	837 ± 27	12	880 ± 24	2	841 ± 14
昭和硫黄島溶岩マフィックインクルージョン	1	998	1	1004				

^a 4つの龍港降下スコリア層のうち、スコリア層1が最下部、スコリア層4が最上部。3.9ka以降の噴出物の輝石温度計の結果は既往研究成果 (Saito et al., 2002; 2003) による化学組成にPutirka(2008)の温度計を適用して得られた。

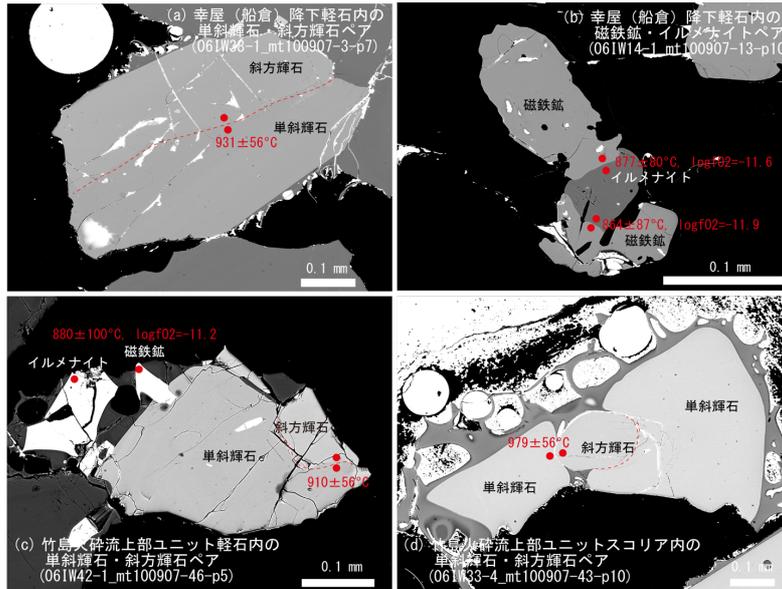


図 2.4-1 輝石および鉄チタン鉱物の反射電子像. 各鉱物の接触部の化学組成から地質温度計（輝石温度計および鉄チタン鉱物温度計）で見積もられた温度と各温度計算に付随する誤差も示す. (a)幸屋（船倉）降下軽石内の単斜輝石・斜方輝石ペア. (b) 幸屋（船倉）降下軽石内の磁鉄鉱・イルメナイトペア. (c) 竹島火砕流上部ユニットの軽石内の単斜輝石・斜方輝石ペア. 単斜輝石に隣接する鉄チタン鉱物のリムの化学組成から見積もられた温度も示す. (d) 竹島火砕流上部ユニットのスコリア内の単斜輝石・斜方輝石ペア.

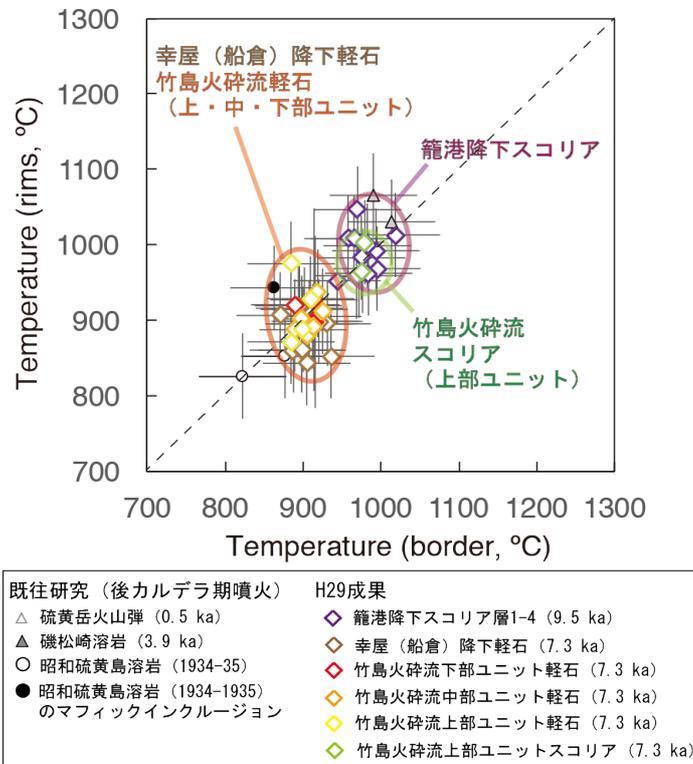


図 2.4-2 鬼界アカホヤ噴火噴出物の輝石の化学組成（接触部およびリム）から輝石温度計（Putirka, 2008）によって見積もられたマグマ温度. 籠港降下スコリアについての結果も示す. Putirka (2008)による温度計算に付随する誤差 ($\pm 56^{\circ}\text{C}$) をエラーバーで示す.

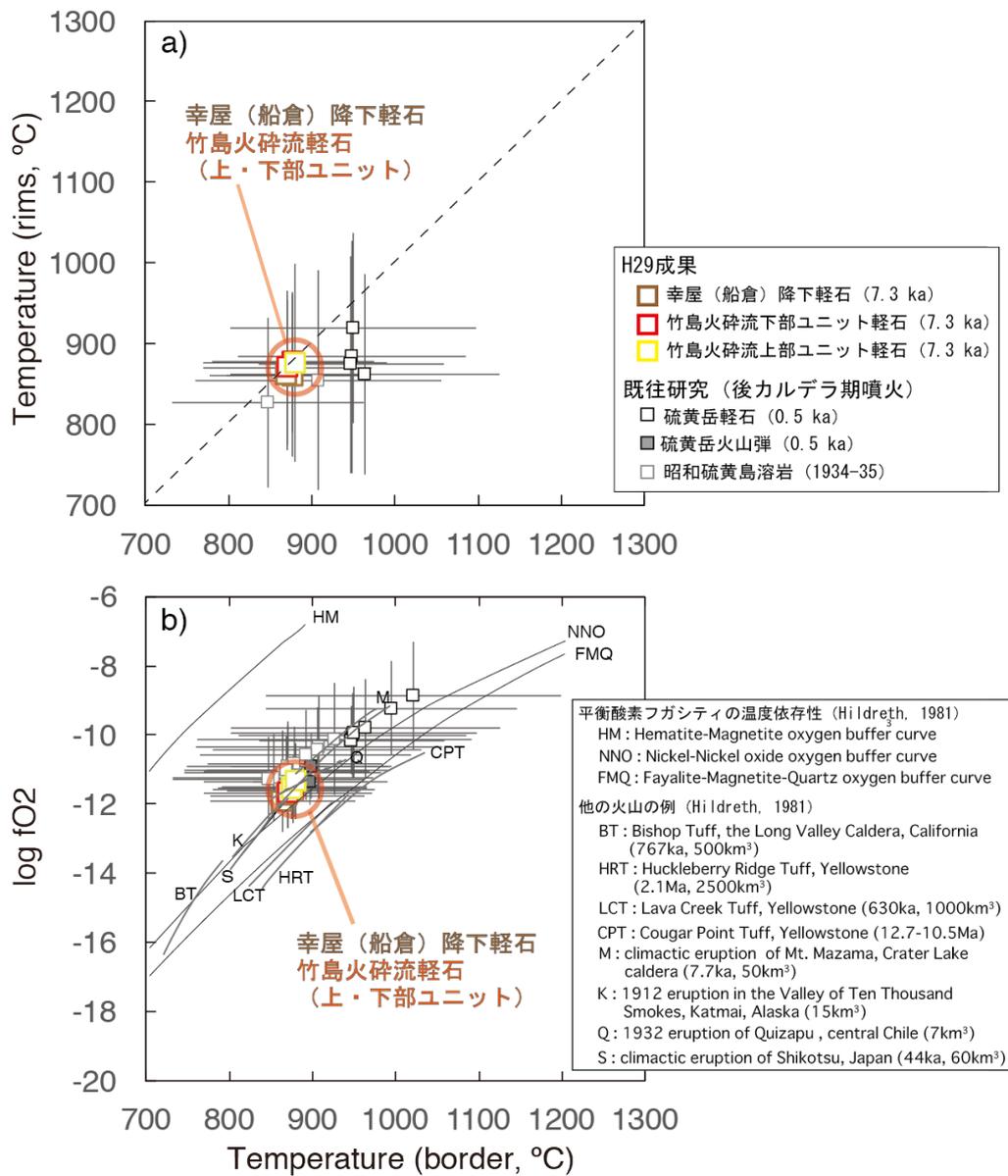
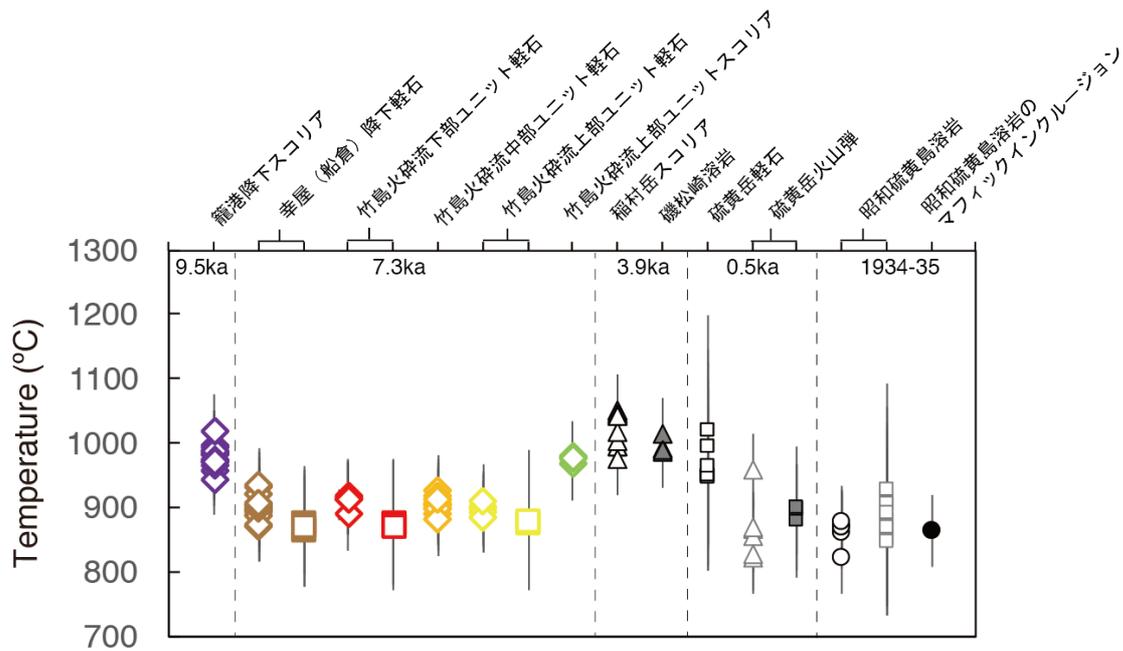


図 2.4-3 鬼界アカホヤ噴火噴出物の鉄チタン鉱物の化学組成（接触部およびリム）から鉄チタン鉱物温度計によって見積もられたマグマ温度と酸素フガシティ。(a) 横軸は接触部の化学組成，縦軸はリムの化学組成から見積もられた温度。(b) 横軸は接触部の化学組成から得られた温度，縦軸は接触部の化学組成から見積もられた酸素フガシティ。平衡酸素フガシティの温度依存性，他の火山の例 (Hildreth, 1981) や既往研究 (Saito et., 2002) の結果も示す。QUILF プログラム計算結果に付随する誤差をエラーバーで示す。



輝石温度計		鉄チタン鉱物温度計	
△ 稲村岳スコリア (3.9 ka)	◇ 籠港降下スコリア層1-4 (9.5 ka)	□ 幸屋 (船倉) 降下軽石 (7.3 ka)	○ 昭和硫黄島溶岩 (1934-35)
▲ 磯松崎溶岩 (3.9 ka)	◇ 幸屋 (船倉) 降下軽石 (7.3 ka)	□ 竹島火砕流下部ユニット軽石 (7.3 ka)	● 昭和硫黄島溶岩 (1934-35) のマフィックインクルージョン
△ 硫黄岳火山弾 (0.5 ka)	◇ 竹島火砕流下部ユニット軽石 (7.3 ka)	□ 竹島火砕流上部ユニット軽石 (7.3 ka)	
	◇ 竹島火砕流中部ユニット軽石 (7.3 ka)	□ 硫黄岳軽石 (0.5 ka)	
	◇ 竹島火砕流上部ユニット軽石 (7.3 ka)	■ 硫黄岳火山弾 (0.5 ka)	
	◇ 竹島火砕流上部ユニットスコリア (7.3 ka)	□ 昭和硫黄島溶岩 (1934-35)	

図 2.4-4 鬼界カルデラの 9.5ka 以降の各噴出物の輝石およびの鉄チタン鉱物の接触部から得られたマグマ温度. 温度計算結果に付随する誤差も示す.

(3) 鬼界アカホヤ噴火までのマグマ溜まりの温度・圧力環境

鬼界アカホヤ噴火時に噴出したマグマの圧力条件について、メルト包有物分析で得られたメルトの H_2O および CO_2 濃度と各揮発性成分のメルトへの溶解度の圧力依存性からマグマのガス飽和圧力を見積もることができる. 溶解度は圧力とともに温度にも依存する. そこで、本研究で決定した流紋岩マグマの温度 ($874^\circ C$ および $902^\circ C$) と安山岩マグマの温度 ($975^\circ C$) と、昨年度までの本研究で得られたメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度を、Papale et al. (2006)で提案されているケイ酸塩メルトへの H_2O および CO_2 溶解度モデルに適用して、ガス飽和圧力を再計算した (表 2.4-4, 図 2.4-5). その結果、流紋岩マグマ温度 $874^\circ C$ の場合、幸屋 (船倉) 降下軽石は $96 \sim 237 MPa$ ($165 \pm 45 MPa$), 竹島火砕流下部ユニット軽石は $87 \sim 246 MPa$ ($155 \pm 60 MPa$), 竹島火砕流中部ユニット軽石は $84 \sim 276 MPa$ ($151 \pm 64 MPa$), 竹島火砕流上部ユニット軽石は $61 \sim 172 MPa$ ($119 \pm 36 MPa$), となった. 幸屋 (船倉) 降下軽石から竹島火砕流中部ユニットまで層序による系統的な変化は見られない. 一方、竹島火砕流上部ユニット軽石のみ、他ユニットに比べ、やや低い平均値を示すが、各平均値に付随する標準偏差が大きいため、有意とは言えない. また、流紋岩マグマ温度 $902^\circ C$ の場合、幸屋 (船倉) 降下軽石は $96 \sim 235 MPa$ ($165 \pm 44 MPa$), 竹島火砕流下部ユニット軽石は $87 \sim 240 MPa$ ($155 \pm 60 MPa$), 竹島火砕流中部ユニット軽石は $84 \sim$

268MPa (151±64MPa), 竹島火砕流上部ユニット軽石は 61~170MPa (119±36MPa), となり, マグマ温度 874°Cの計算結果とほぼ同じである (表 2.4-4). 流紋岩マグマ (温度 874°Cの場合) のガス飽和圧力 (61~276MPa) の平均値は 146±53MPa (n=31) であり, この圧力は, 地殻密度を 2500kg/m³と仮定すると, 深さ 6±2km に相当する. また, 竹島火砕流中・上部ユニットスコリアのデイサイトメルト包有物についても同様の計算を安山岩マグマ温度 975°Cの条件で行い, 竹島火砕流中部ユニットスコリア 98~177MPa (131±30MPa), 竹島火砕流上部ユニットスコリア 83~170MPa (106±23MPa) となった. K 軽石と同様に, 竹島火砕流上部ユニットスコリアの平均値は, 中部ユニットに比べ, やや低い平均値を示すが, 各平均値に付随する標準偏差が大きいので, 有意とは言えない. また, 安山岩マグマの示すガス飽和圧力 (83~177MPa) は, 流紋岩マグマのガス飽和圧力範囲 (61~276MPa) に含まれる. 安山岩マグマのガス飽和圧力の平均値は 115±27MPa (n=21) であり, この圧力は, 地殻密度を 2500kg/m³と仮定すると, 深さ 4±1km に相当する. 両マグマのガス飽和圧力の平均値は 133±46MPa であることから, 鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの主体は深さ 5±2km にあったと考えられる. 昨年度までは流紋岩マグマ・安山岩マグマともにガス飽和圧力を 1000°Cの温度条件で, また, 流紋岩マグマについては Newman and Lowenstern (2002)の溶解度プログラムを用いて算出し, 流紋岩マグマ 73~285MPa (171±53MPa), 安山岩マグマ 83~177MPa (114±27MPa) と見積もられた (表 2.4-4). 本年度の安山岩マグマの平均値は, 昨年度までの結果とほぼ一致しているのは, 温度条件の差が 25°Cと小さく, 同じ溶解度モデル (Papale et al., 2006) を用いているためと考えられる. 一方, 本年度の流紋岩マグマの平均値は昨年度までの結果に比べ, やや低い圧力値となっている (ただし, 各平均値に付随する標準偏差が大きいので, 有意とは言えない). 前述のように, 輝石温度計と鉄チタン鉍物温度計で同様な流紋岩マグマ温度を得ていること, Papale et al., (2006) の溶解度モデルの方が主成分元素組成の溶解度依存性を考慮していることを考えると, 本年度の圧力推定値が, より正確であると考えられる.

さらに, メルト包有物分析によるマグマの深度 (圧力) 推定の妥当性を検討するため, 竹島火砕流軽石の全岩化学組成データを用いて流紋岩マグマの熱力学解析を行ない, 観測されたマグマの温度・圧力・含水量・メルト量・斑晶量と比較した. マグマの熱力学解析には, マグマの熱力学計算ソフトウェア MELTS (Asimow and Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995; Ghiorso and Gualda, 2015; Gualda et al., 2012) を用いた. 熱力学解析に用いた出発物質は, 竹島火砕流中部ユニット軽石 (試料番号 06IW31-1; 平成 27 年度本研究成果報告書の表 2.4-1 参照) である. 本研究では Rhyorite-MELTS の起動, 計算条件の読み込み, エラー処理を別途開発したスクリプト言語で制御することにより, 様々な全岩含水量, 酸素分圧, CO₂濃度, 圧力での網羅的な計算を実行した. 具体的には, 1 つの全岩化学組成に対し, 温度は 700~1400°Cの範囲 (1°C刻み), 圧力は 1 気圧から 1000 気圧の範囲 (100 気圧刻み), 含水量は 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0, 10 wt %, 酸素分圧は FMQ~FMQ+4 ログユニット変化させて, 計算を行なった. 計算の詳細については, 本報告書内の「阿蘇カルデラ噴出物の熱力学解析」を参照されたい.

鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマの酸素分圧は鉄チタン鉍物の化学分析から FMQ+1 ログユニットという値が得られた (図 2.4-3). 平成 27 年度の本研究成果をもとに, 流紋岩マグマの H₂O

濃度 3 および 6wt%, CO₂ 濃度 0.1wt%を仮定して上記の熱力学計算を行い, 図 2.4-6 および図 2.4-7 が得られた. H₂O 濃度 6wt%はメルト包有物の H₂O 濃度の最大値であり, 実際のマグマの全岩含水量はこの濃度以下と考えられる. また, 本研究の結果から, 同噴火の流紋岩マグマの温度は 874°Cまたは 902°C, 圧力はメルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度から 61~276MPa と見積もられており, これらの観測値(温度・圧力)と熱力学計算結果(図 2.4-6 および図 2.4-7)を比較した. H₂O 濃度 3wt%かつマグマ温度 874°Cの場合, 熱力学計算結果は, メルト量 80~84wt%, 斜長石斑晶量 15wt%, 斜長石 An 濃度 30 程度, メルト Al₂O₃ 濃度 12wt%となり, 観測値(メルト 90vol%, 斜長石斑晶量 7vol%, 斜長石 An 濃度 42~62, 石基ガラス Al₂O₃ 濃度 13wt%)に近くなる. また, H₂O 濃度 6wt%の場合は, マグマ温度 874°Cでマグマ中のメルト量が 90~99wt%, 斜長石斑晶量<10vol%, 斜長石 An 濃度 35-40, 石基ガラス Al₂O₃ 濃度 13~14wt%になり, この場合も実際の観測値と同様である.

昨年度は, マグマ温度 940~1009°Cと想定したので, 熱力学計算では斑晶が晶出されず, 実際の観測結果と合わなかった. この原因の一つとして, 観測した流紋岩マグマ温度がメルト包有物捕獲時のマグマ温度よりも高く見積もられている可能性を指摘していた. 前述のように, 昨年度の本研究で用いた QUILF プログラムによる輝石温度計による温度は実際の温度よりも高めに見積もられている可能性が高い. 本研究で実施した鉄チタン温度計および新しい輝石温度計の方がより正確に流紋岩マグマ温度を見積もっているため, 観測値と熱力学計算結果が整合的になったと考えられる.

本研究の成果, 平成 25-28 年度成果および既往研究を元に, 鬼界カルデラのマグマ供給系の化学的特徴, 温度・圧力条件の経時変化を図 5 にまとめた. 鬼界アカホヤ噴火の約 2 千年前(9.5 千年前)の籠港降下火砕物層を形成した噴火では, SiO₂ 濃度 55~58 wt%, 温度約 979±18°Cの安山岩マグマを噴出した. 7.3 千年前の鬼界アカホヤ噴火のマグマの主体は流紋岩(SiO₂ 濃度 71~72 wt%)で, その温度・圧力条件は 874±6°C(鉄チタン鉱物温度計の場合), 146±53 MPa である. 噴火後半には流紋岩マグマとともに安山岩マグマ(SiO₂ 濃度 58~61 wt%)が噴出し, その温度・圧力条件は 975±5°C, 115±27 MPa である. 後カルデラ期には, 少なくとも 5 回の噴火(5.2 千年前, 3.9 千年前, 1.1 千年前, 0.5 千年前, 1934-35 年)が発生している(小野・他, 1982; Kawanabe and Saito, 2002). このうち, 3.9 千年前の噴火以外は, 全て鬼界アカホヤ噴火と同じ組成, 同様な温度の流紋岩マグマが噴出している. 一方, 3.9 千年前の噴火では, 鬼界アカホヤ噴火よりわずかに高温(1020±27°C; Saito et al.(2002)の輝石化学組成に Putirka(2008)の輝石温度計を用いて再計算した値を表 3 に示す)の玄武岩マグマが噴出した. マグマの圧力条件は, 3.9 千年前の玄武岩マグマが 70~120MPa で, 鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマから見積もられた最小の圧力に近い. しかし, 0.5 千年前および 1934-35 年噴火の流紋岩マグマの圧力条件は 70MPa 以下と低い(Saito et al., 2001). Saito et al.(2001)では, この低い圧力はマグマがガスに不飽和であるためと推定している(Saito et al., 2001; Saito et al., 2003).

表 2.4-4 鬼界アカホヤ噴火マグマの温度（流紋岩マグマ 874 および 902°C, 安山岩マグマ 975°C, 本研究成果）と幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流堆積物中のメルト包有物の化学組成と H₂O および CO₂ 濃度（H26-28 年度成果）から見積もられたガス飽和圧力. 1000°Cでの結果（H26-28 年度成果）も示す.

試料番号	ホルダー番号	メルト包有物番号	ホスト鉱物組成	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Cl	H ₂ O	CO ₂	Total	ガス飽和圧力 (MPa) *	1000°C, VC, 1000°C, PPL	874°C, PPL	902°C, PPL	975°C, PPL	
巻戻 (巻戻) 降下軽石																								
061R38-1	mts12070505-2-p111	mt100907-3-p111	斜長石 An53	74.24	0.51	12.29	2.29	0.68	0.45	1.84	0.02	1.25	0	0.007	0.110	4.5	0.031	95.65	211	156	155			
061R38-1	mts12070505-2-p111	mt100907-3-p111	斜長石 An54	70.44	0.48	12.11	2.26	0.65	0.43	1.85	2.82	2.96	0	0.009	0.109	3.7	na	97.18	>108	>108	>108	>108	>108	
061R38-1	mts12070505-2-p111	mt100907-3-p111	斜長石 An55	69.36	0.58	12.71	2.62	0.68	0.47	2.06	3.02	2.78	0	0.010	0.123	5.4	na	98.23	>189	>189	>189	>189	>189	
061R38-1	mts12070505-2-p111	mt100907-3-p111	斜長石 An56	71.84	0.50	12.16	2.16	0.40	0.40	1.86	3.04	2.94	0	0.008	0.111	3.3	0.105	98.45	285	237	235			
061R38-1	mts12070505-2-p111	mt100907-3-p111	斜長石 An57	71.59	0.39	12.00	2.16	0.69	0.45	1.86	3.02	3.06	0	0.009	0.115	3.6	0.007	98.39	121	96	96			
061R38-1	mts12070505-2-p111	mt100907-3-p111	斜長石 An58	72.55	0.55	12.03	2.66	0.69	0.39	1.87	3.02	2.98	0	0.009	0.108	4.5	na	100.93	>152	>152	>152	>152	>152	
061R38-1	mts12070505-2-p111	mt100907-3-p111	斜長石 An59	70.58	0.55	12.03	2.66	0.69	0.39	1.87	3.02	2.98	0	0.009	0.108	4.5	na	100.93	>152	>152	>152	>152	>152	
061R38-1	mts12070505-2-p111	mt100907-3-p111	斜長石 An60	70.58	0.55	12.03	2.66	0.69	0.39	1.87	3.02	2.98	0	0.009	0.108	4.5	na	100.93	>152	>152	>152	>152	>152	
061R38-1	mts12070505-2-p111	mt100907-3-p111	斜長石 An61	70.40	0.44	12.62	2.52	0.68	0.47	2.13	2.79	2.83	0	0.008	0.102	4.2	0.023	98.24	180	178	178			
061R38-1	mts12070505-2-p111	mt100907-3-p111	斜長石 An62	71.65	0.54	12.15	2.25	0.69	0.46	1.84	4.54	2.94	0	0.007	0.121	2.4	0.061	95.04	167	168	165			
巻戻 (巻戻) 降下軽石の平均																								
				72.12	0.37	12.28	2.61	0.69	0.49	1.89	2.29	2.81	0	0.009	0.127	5.6	0.014	100.69	234	214	210			
941R44	mts07030601-04-ph1-m11	mt07030601-04-ph1-m11	斜長石 An61	74.40	0.54	12.55	2.34	0.40	0.44	1.89	3.16	3.05	0	0.010	0.117	2.9	0.025	101.56	124	98	98			
941R44	mts07030601-04-ph5-m11	mt07030601-04-ph5-m11	斜長石 An61	73.58	0.52	12.48	2.31	0.45	0.48	1.86	3.11	3.10	0	0.009	0.116	3.3	0.024	100.90	137	110	110			
941R44	mts07030601-04-ph9-m11	mt07030601-04-ph9-m11	斜長石 An63	72.37	0.57	12.82	2.58	0.65	0.53	2.14	2.77	2.87	0	0.013	0.108	3.8	0.026	100.60	164	133	133			
941R44	mts07030601-04-ph10-m11	mt07030601-04-ph10-m11	斜長石 An66	70.38	0.49	11.84	2.20	0.69	0.48	1.82	2.50	2.80	0	0.007	0.113	5.6	0.016	98.35	238	218	215			
061R24-1	mts2080105-2-p111	mt100907-19-p111	斜長石 An55	70.71	0.80	12.50	2.84	0.13	0.35	2.20	3.18	2.88	0	0.012	0.151	3.6	0.014	98.35	132	108	108			
061R24-1	mts2080105-2-p111	mt100907-19-p111	斜長石 An55	69.95	0.48	12.16	2.22	0.10	0.44	1.80	2.59	2.83	0	0.011	0.113	6.0	0.014	98.64	254	240	240			
061R24-1	mts2080105-2-p111	mt100907-19-p111	斜長石 An54	70.06	0.70	12.28	2.28	0.11	0.63	2.13	2.97	2.80	0	0.012	0.124	3.5	0.008	98.18	149	149	149			
061R24-1	mts2080105-2-p111	mt100907-19-p111	斜長石 An54	70.51	0.40	12.39	2.27	0.65	0.45	1.85	3.00	2.93	0	0.012	0.116	2.9	0.018	98.36	100	87	87			
竹島火砕流堆積物メルト包有物の平均																								
				69.95	0.59	12.40	2.39	0.65	0.51	2.09	2.93	2.80	0	0.011	0.116	3.4	0.031	97.31	157	128	128			
061R27-2	mts2080104-4-m112	mt100907-27-p112	斜長石 An57	70.73	0.58	12.38	2.39	0.13	0.51	2.06	2.94	2.81	0	0.010	0.103	3.7	0.031	97.31	168	137	137			
061R27-2	mts2080104-4-m113	mt100907-27-p113	斜長石 An55	70.80	0.54	12.51	2.58	0.68	0.57	2.13	2.86	2.77	0	0.011	0.112	3.5	0.034	98.45	165	133	133			
061R27-2	mts2080104-4-m114	mt100907-27-p114	斜長石 An53	71.59	0.53	12.36	2.29	0.68	0.50	2.01	3.07	2.79	0	0.009	0.106	3.0	0.032	98.32	137	109	109			
061R29-1	mts2080105-2-p111	mt100907-29-p111	斜長石 An59	70.02	0.56	12.12	2.73	0.11	0.54	2.02	2.70	3.30	0	0.012	0.129	2.7	0.020	96.95	103	84	84			
061R29-1	mts2080105-2-p111	mt100907-29-p111	斜長石 An53	69.28	0.54	11.39	2.18	0.12	0.44	1.80	2.64	2.78	0	0.007	0.106	3.2	0.027	94.59	234	190	190			
061R29-1	mts2080105-2-p111	mt100907-29-p112	斜長石 An53	68.06	0.57	12.79	2.59	0.10	0.54	2.32	2.97	2.63	0	0.013	0.105	6.1	0.025	98.83	281	276	283			
竹島火砕流堆積物メルト包有物の平均																								
				69.95	0.59	12.40	2.39	0.65	0.51	2.09	2.93	2.80	0	0.011	0.116	3.4	0.031	97.31	157	128	128			
061R29-3	mts2080105-3-p511	mt100907-31-p511	斜長石 An76	62.18	0.93	13.49	6.34	0.11	1.77	4.71	2.51	1.97	0	0.069	0.069	3.4	0.048	97.68	163	162	163			
061R29-3	mts2080105-3-p512	mt100907-31-p512	斜長石 An79	62.31	0.91	13.69	6.14	0.13	1.74	4.71	3.32	1.91	0	0.069	0.069	2.3	0.039	97.30	119	119	119			
061R29-3	mts2080105-3-p513	mt100907-31-p513	斜長石 An79	61.56	0.90	13.48	6.12	0.13	1.77	4.74	3.37	1.94	0	0.104	0.091	2.5	0.025	96.70	98	98	98			
061R29-3	mts2080105-3-p611	mt100907-31-p611	斜長石 An79	62.50	0.83	13.58	5.84	0.13	1.65	4.63	3.31	1.94	0	0.15	0.090	0.082	3.7	0.025	98.39	134	134	134		
061R29-3	mts2080105-3-p711	mt100907-31-p711	斜長石 An79	63.43	0.95	13.04	6.28	0.19	1.47	4.27	4.01	1.92	0	0.10	0.082	0.084	2.2	0.039	98.13	127	127	127		
061R29-3	mts2080105-3-p811	mt100907-31-p811	斜長石 An79	62.01	0.72	13.35	6.19	0.15	1.53	4.29	3.15	2.20	0	0.17	0.085	0.086	3.1	0.018	97.01	101	101	101		
061R29-3	mts2080105-3-p811	mt100907-31-p811	斜長石 An79	62.12	0.83	13.73	6.09	0.09	1.69	4.61	3.43	1.91	0	0.06	0.079	0.085	4.8	0.023	95.54	177	177	177		
竹島火砕流堆積物メルト包有物の平均																								
				62.18	0.93	13.49	6.34	0.11	1.77	4.71	2.51	1.97	0	0.069	0.069	3.4	0.048	97.68	163	162	163			
竹島火砕流堆積物メルト包有物の平均																								
				62.18	0.93	13.49	6.34	0.11	1.77	4.71	2.51	1.97	0	0.069	0.069	3.4	0.048	97.68	163	162	163			
061R32-1	mts2080105-4-p111	mt100907-37-p111	斜長石 An55	70.92	0.51	11.88	2.22	0.67	0.43	1.89	3.14	2.86	0	0.011	0.115	4.7	0.022	98.76	204	172	170			
061R32-1	mts2080105-4-p111	mt100907-37-p111	斜長石 An55	69.95	0.58	12.38	2.39	0.13	0.51	2.06	2.94	2.81	0	0.010	0.103	3.7	0.031	97.31	168	137	137			
061R32-1	mts2080105-4-p112	mt100907-37-p112	斜長石 An55	69.95	0.58	12.38	2.39	0.13	0.51	2.06	2.94	2.81	0	0.010	0.103	3.7	0.031	97.31	168	137	137			
061R32-1	mts2080105-4-p113	mt100907-37-p113	斜長石 An55	70.80	0.54	12.51	2.58	0.68	0.57	2.13	2.86	2.77	0	0.011	0.112	3.5	0.034	98.45	165	133	133			
061R32-1	mts2080105-4-p114	mt100907-37-p114	斜長石 An55	71.59	0.53	12.36	2.29	0.68	0.50	2.01	3.07	2.79	0	0.009	0.106	3.0	0.032	98.32	137	109	109			
061R32-1	mts2080105-4-p115	mt100907-37-p115	斜長石 An59	70.02	0.56	12.12	2.73	0.11	0.54	2.02	2.70	3.30	0	0.012	0.129	2.7	0.020	96.95	103	84	84			
061R32-1	mts2080105-4-p116	mt100907-37-p116	斜長石 An53	69.28	0.54	11.39	2.18	0.12	0.44	1.80	2.64	2.78	0	0.007	0.106	3.2	0.027	94.59	234	190	190			
061R32-1	mts2080105-4-p117	mt100907-37-p117	斜長石 An53	68.06	0.57	12.79	2.59	0.10	0.54	2.32	2.97	2.63	0	0.013	0.105	6.1	0.025	98.83	281	276	283			
061R32-1	mts2080105-4-p118	mt100907-37-p118	斜長石 An53	62.12	0.83	13.73	6.09	0.09	1.69	4.61	3.43	1.91	0	0.06	0.079	0.085	4.8	0.023	95.54					

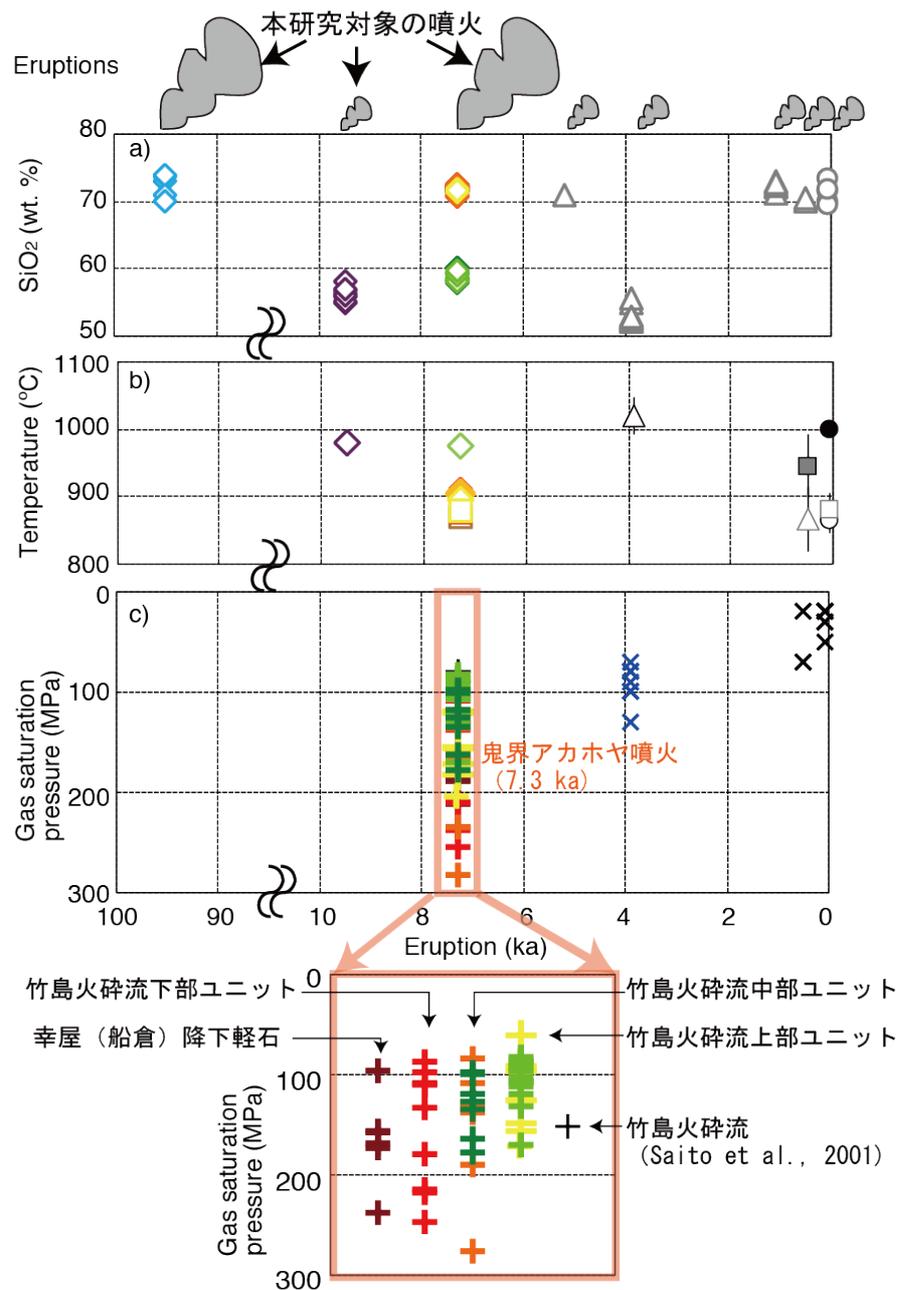


図 2.4-5 本研究によって得られた鬼界カルデラのマグマ溜まりの化学組成と温度・圧力条件。a)噴出物の全岩化学分析によるマグマの化学組成 (SiO₂ 濃度)。長瀬竹島火砕流軽石 (95ka, 青色) が本年度成果。b)輝石温度計および鉄チタン鉱物温度計によるマグマ温度。シンボルは図4と同じ。幸屋 (船倉) 降下軽石および竹島火砕流軽石・スコリアについての結果が本年度成果。エラーバーは各噴出物の平均値を示している。c)本研究で見積もられた流紋岩マグマ温度 (874°C) および安山岩マグマ温度 (975°C) とメルト包有物の化学組成 (H26-28 年度成果) から算出された各マグマのガス飽和圧力。既往研究による結果も記す。

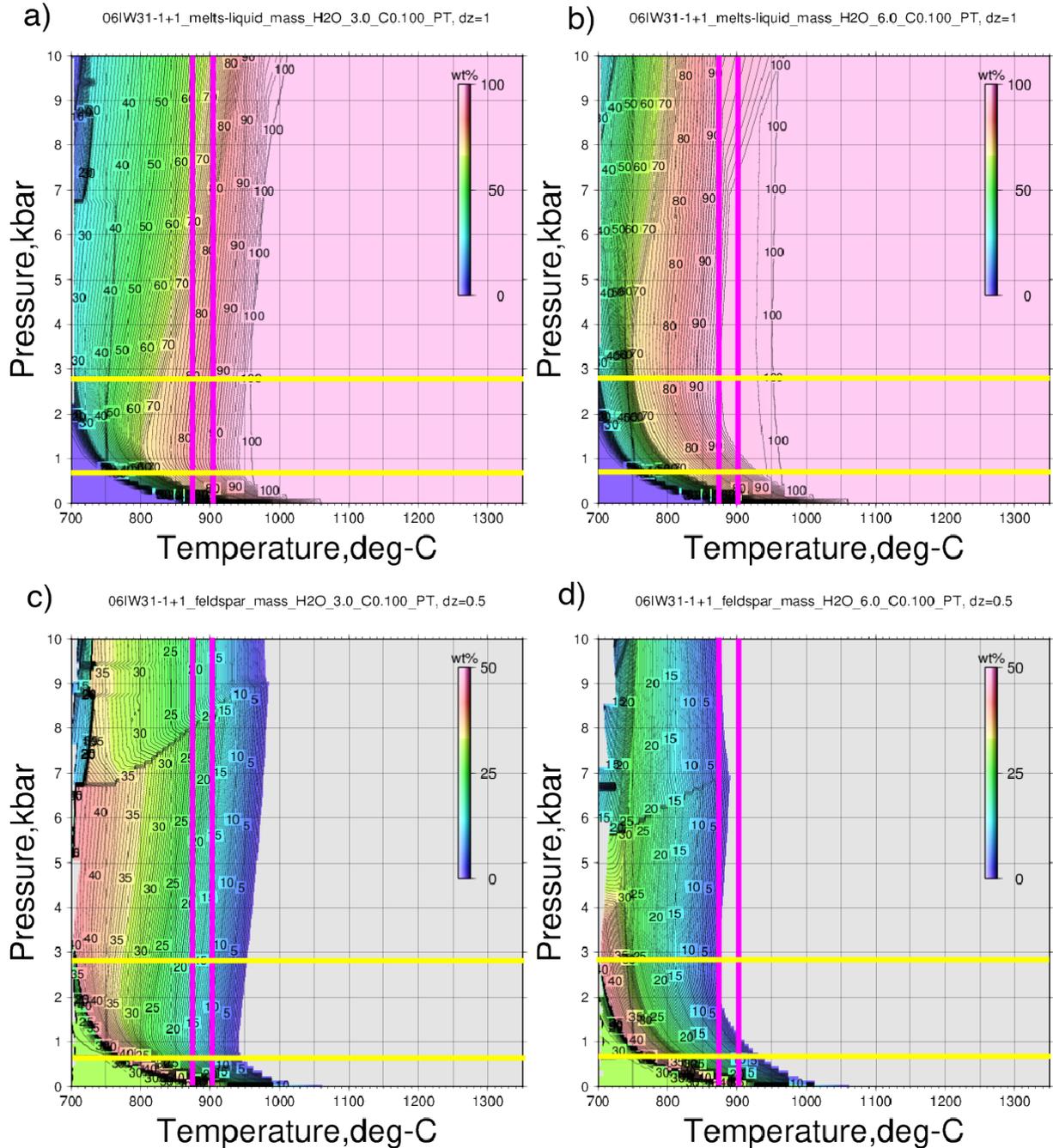


図 2.4-6 a) 鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流中部ユニット軽石を形成した流紋岩マグマに 3 wt.%の水を加えた際のメルト量の温度圧力依存性. b) 同マグマに 6 wt.%の水を加えた際のメルト量の温度圧力依存性. c) 同マグマに 3 wt.%の水を加えた際の斜長石斑晶量の温度圧力依存性. d) 同マグマに 6 wt.%の水を加えた際の斜長石斑晶量の温度圧力依存性. ピンク色の縦線は鉄チタン鉱物温度計および輝石温度計から推定されたマグマ温度 (874 および 902°C) を示す. 黄色の横線は流紋岩メルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度から推定されたマグマ圧力 (61~276MPa) を示す.

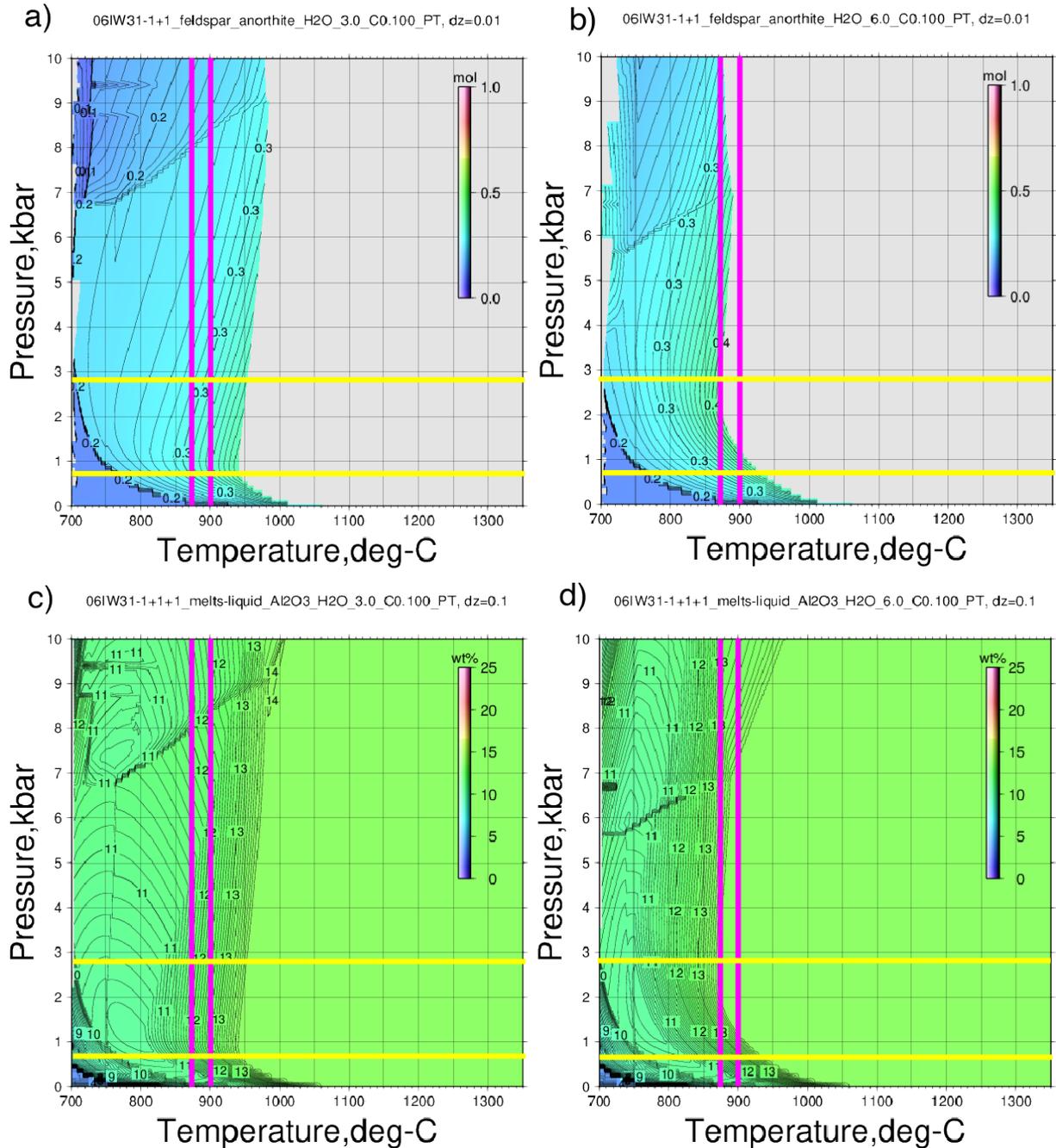


図 2.4-7 a) 鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流中部ユニット軽石を形成した流紋岩マグマに 3 wt.%の水を加えた際の斜長石斑晶化学組成 (An 濃度) の温度圧力依存性. b) 同マグマに 6 wt.%の水を加えた際の斜長石斑晶化学組成 (An 濃度) の温度圧力依存性. c) 同マグマに 3 wt.%の水を加えた際のメルトの Al_2O_3 濃度の温度圧力依存性. d) 同マグマに 6 wt.%の水を加えた際のメルトの Al_2O_3 濃度の温度圧力依存性. ピンク色の縦線は鉄チタン鉱物温度計および輝石温度計から推定されたマグマ温度 (874 および 902°C) を示す. 黄色の横線は流紋岩メルト包有物の H_2O および CO_2 濃度から推定されたマグマ圧力 (61~276MPa) を示す.

(4) 籠港降下火砕物 (9.5 千年前) のメルト包有物分析

本研究で用いた籠港降下スコリアは、平成 26 年度本研究において現地地質調査を行い、硫黄島・平家城にある籠港降下火砕物層から採取した。本層の大部分は褐色～黒色の風化火山灰層で、その中に薄い降下スコリア層 (0.1m 以下) が挟まれている。上記露頭の最下部から 5m, 9m, 10m, 12m の高さにある 4 つのスコリア層 (スコリア層 1～4) から試料を採取した。スコリアは最大 3cm, 黄色～オレンジ色で風化が進んでいる。平成 27 年度に各層のスコリアについて XRF で主成分元素組成を測定し、全て安山岩組成で、 SiO_2 濃度 55～58wt% ($\text{SiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ の主要 10 元素で規格化した値) であることが明らかとなっている。これらの主成分元素組成は、薩摩硫黄島火山の先カルデラ期や後カルデラ期に噴出した安山岩マグマと同様である。また、昨年度は、これらの岩石学的特徴を把握するため、各スコリアの斑晶および石基の微小領域化学分析を実施した (図 2.4-8)。今年度は、メルト包有物の化学組成を把握するため、スコリア層 1, スコリア層 3 およびスコリア層 4 のスコリアを粉碎し、エポキシ樹脂にマウントし、メルト包有物を露出・研磨した。その後、スコリア層 1 のメルト包有物 5 個、スコリア層 3 のメルト包有物 1 個、スコリア層 4 のメルト包有物 7 個について、主成分元素、S および Cl 濃度を EPMA で測定した (表 2.4-5)。EPMA 測定条件は、加速電圧 15keV, ビーム電流値 12nA, 電子ビーム径 5 μm を用いた。EPMA によるガラスの測定誤差は Saito et al. (2002) に記載されている。SIMS によるメルト包有物の揮発性成分濃度測定については、2.2.1 章と 2.2.3 章に記述したように、信頼性の高い標準物質を整備中である。

籠港降下スコリアのメルト包有物は、 SiO_2 濃度 65～74wt% を持ち、その主成分元素濃度の分布は同スコリアの石基バルクの分布範囲とほぼ一致している (図 2.4-8)。また、これらの分布は竹島火砕流上・中部ユニットに含まれるスコリアのメルト包有物や同火砕流上部ユニット軽石内の一部のメルト包有物が示す化学組成分布とも重なる。さらに、籠港降下スコリアのメルト包有物の S および Cl 濃度も竹島火砕流上・中部ユニットに含まれるスコリアのメルト包有物が示す濃度分布内に含まれている (図 2.4-9)。これらの結果は、鬼界アカホヤ噴火で噴出した安山岩マグマが少なくともその 2 千年前からマグマ溜りに存在していた可能性を示している。この可能性を検討するために、今後、籠港降下スコリアの岩石学的解析とそれに含まれるメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度を測定し、安山岩マグマの岩石学的特徴と圧力条件を明らかにする必要がある。

表 2.4-5 籠港降下スコリア中のメルト包有物の化学組成

試料*	籠港降下スコリア層1				籠港降下スコリア層3		
試料番号	96IW11-ts1	96IW11-ts1	sio_sg14111405	sio_sg14111405	sio_sg14111405	sio_sg14111403	
メルト包有物番号	96IW11-ts1-1_phe2_incl	96IW11-ts1-2_phe1_incl	mt16041233-4-pli1	mt16041233-4-pli2	mt15110908-p5-mil	mt15110904-p9_il	
ホスト鉱物組成	gls	gls	gi in pl	gi in pl			
	An76	An79	An79	Wo40En43Fs16Mc#73	Wo41En43Fs17Mc#72	Wo4En67Fs30Mc#69	
SiO ₂	62.54	65.35	70.76	71.06	68.06	63.28	
TiO ₂	0.84	0.74	0.69	0.67	0.57	0.77	
Al ₂ O ₃	14.23	13.69	12.21	12.23	12.78	12.65	
FeO*	7.35	5.63	3.78	3.77	5.90	7.47	
MnO	0.11	0.10	0.08	0.09	0.11	0.17	
MgO	1.91	1.43	0.79	0.82	1.32	1.58	
CaO	5.23	4.50	2.64	2.74	3.50	4.50	
Na ₂ O	2.54	2.50	2.97	2.57	1.01	2.42	
K ₂ O	2.05	2.09	2.92	2.92	2.44	2.04	
P ₂ O ₅	0.107	0.068	0.188	0.19	0.16	0.14	
S			0.028	0.030	0.032	0.052	
Cl			0.090	0.082	0.089	0.076	
Total	96.89	96.09	97.13	97.16	95.97	95.14	

試料*	籠港降下スコリア層4						
試料番号	sio_sg14111402	sio_sg14111402	sio_sg14111402	sio_sg14111402	sio_sg14111402	sio_sg14111402	sio_sg14111402
メルト包有物番号	mt16041239-2-pli1	mt16041239-2-pli2	mt16041239-2-pli3	mt16041239-2-p2i1	mt16041239-3-pli1	mt15110901p6_il	mt15110902p10i1incpx
ホスト鉱物組成	gi in opx	gi in opx	gi in opx	gi in opx	gi in pl		
SiO ₂	67.099	65.173	67.038	68.337	69.708	70.208	67.01
TiO ₂	0.837	0.574	0.694	0.646	0.635	0.821	0.624
Al ₂ O ₃	12.468	13.489	12.687	12.799	12.46	12.258	14.384
FeO*	5.706	6.194	6.103	5.586	4.119	5.03	5.062
MnO	0.128	0.118	0.098	0.076	0.071	0.065	0.078
MgO	1.52	1.505	1.413	1.114	0.82	1.093	1.648
CaO	3.531	3.937	3.588	3.496	3.288	3.546	4.765
Na ₂ O	2.733	2.894	2.829	3.157	2.792	2.526	2.745
K ₂ O	2.443	2.479	2.472	2.186	2.826	2.596	2.523
P ₂ O ₅	0.209	0.209	0.202	0.173	0.228	0.183	0.218
S	0.035	0.051	0.045	0.036	0.031	0.02	0.058
Cl	0.089	0.093	0.093	0.087	0.074	0.097	0.099
Total	96.80	96.72	97.26	97.69	97.05	98.44	99.21

FeO* = total FeO

* スコリア層1が最下部、スコリア層4が最上部。

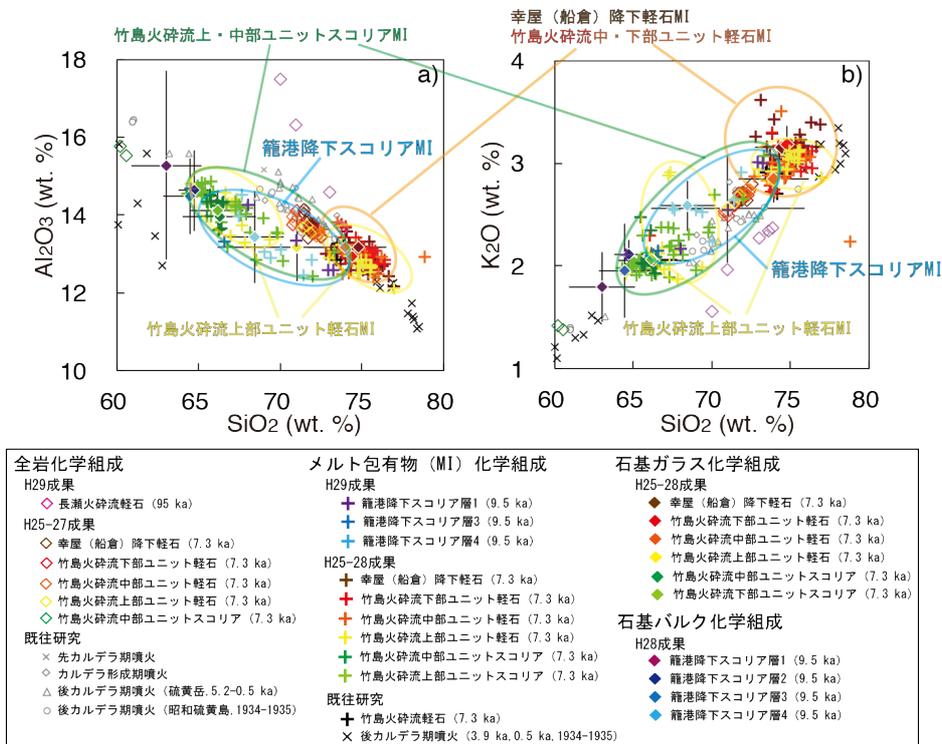
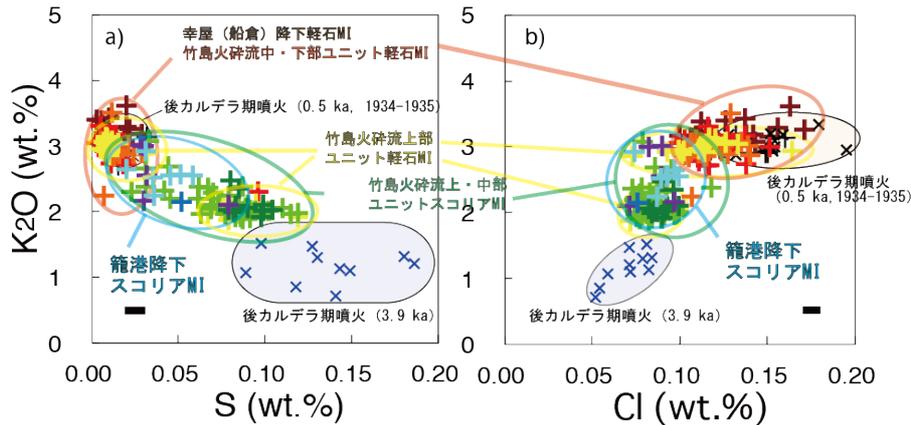


図 2.4-8 籠港降下スコリア中のメルト包有物および石基バルクの主成分化学組成。各濃度は、SiO₂~P₂O₅の主要10元素で規格化した値を用いた。平成25-28年度本研究成果である幸屋 (船倉) 降下軽石および竹島火砕流軽石の結果、および、既往研究による結果も示す。



既往研究	H25-28成果	H29成果
+ 竹島火砕流 (7.3 ka)	+ 幸屋 (船倉) 降下軽石	+ 籠港降下スコリア層1
× 後カルデラ期噴火 (3.9 ka)	+ 竹島火砕流下部ユニット軽石	+ 籠港降下スコリア層3
× 後カルデラ期噴火 (0.5 ka, 1934-1935)	+ 竹島火砕流中部ユニット軽石	+ 籠港降下スコリア層4
	+ 竹島火砕流上部ユニット軽石	
	+ 竹島火砕流中部ユニットスコリア	
	+ 竹島火砕流上部ユニットスコリア	

図 2.4-9 籠港降下スコリア中のメルト包有物の K_2O 濃度と S および Cl 濃度. 平成 25-28 年度本研究成果である幸屋 (船倉) 降下軽石および竹島火砕流メルト包有物の揮発性成分濃度, 既往研究による結果も記す.

(5) 長瀬火砕流 (95 千年前) の岩石学的解析

95 千年前のカルデラ噴火である鬼界葛原噴火で形成された長瀬火砕流堆積物 (図 2.4-10) から採取した軽石 (以後, 「長瀬火砕流軽石」と呼ぶ) 5 個を化学分析に供した. 各軽石についてそれぞれ一部を粉末試料とし, 白金ルツボ内で加熱熔融・ガラス化し, 産総研・地質調査総合センター共同利用実験室の蛍光 X 線分析装置 (XRF, PANalytical Axios) で主成分元素組成を測定した. XRF のための前処理と測定条件は, Togashi (1989) を参考にし, 測定誤差は Saito et al. (2002) にまとめられている. EPMA による石基・斑晶の微小領域化学分析にも着手しており, 系統的なデータを蓄積中である.

本研究で分析した長瀬火砕流軽石の SiO_2 濃度は 70~75wt% ($SiO_2-P_2O_5$ の主要 10 元素で規格化した値, 以後, 主成分元素濃度は全て規格化した値) の範囲にあり, 流紋岩組成である (表 2.4-6, 図 2.4-11). これらの SiO_2 濃度は, 幸屋 (船倉) 降下軽石および竹島火砕流軽石 (上・中・下部ユニット) と同様だが, Al_2O_3 濃度は高く, K_2O 濃度は低い傾向を持つ. すなわち, 長瀬火砕流軽石を形成した流紋岩マグマは, 幸屋 (船倉) 降下軽石および竹島火砕流軽石 (上・中・下部ユニット) を形成した流紋岩マグマとわずかに異なる全岩化学組成を持っている可能性が高い. ただし, 分数が少ないので, 今後, 軽石の全岩化学分析をさらに進めるとともに, 鬼界葛原噴火マグマの岩石学的特徴を把握するために, 鉱物や石基の微小領域化学分析を進める必要がある.

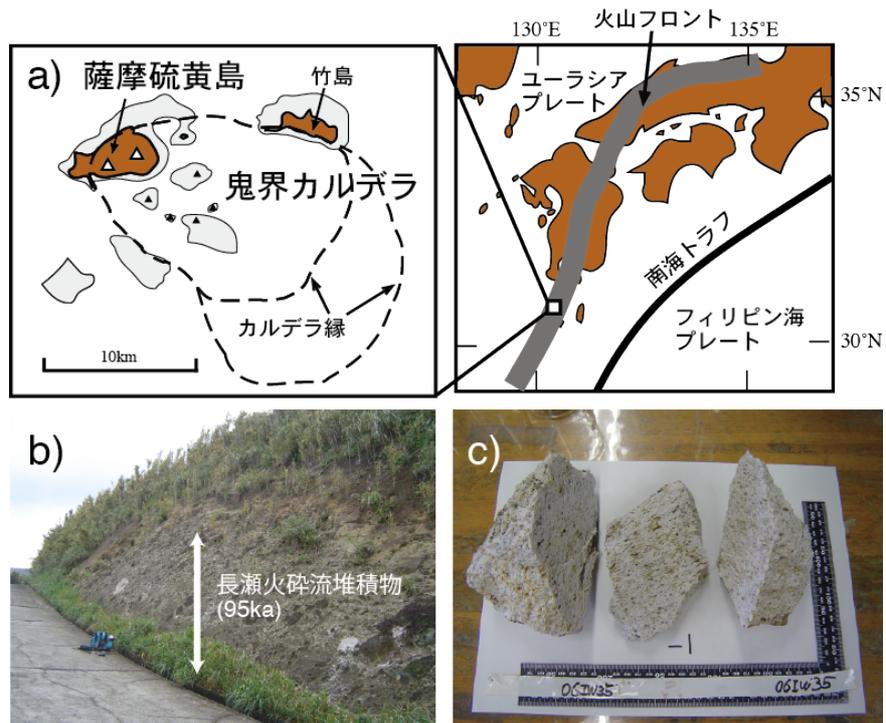


図 2.4-10 a) 鬼界カルデラおよび薩摩硫黄島火山の位置. b) 長瀬火砕流堆積物 (95 ka) の露頭 (地名 : 竹島・籠港). 露頭は約 4m の高さ. c) 長瀬火砕流堆積物に含まれていた白色軽石 (試料番号 06IW35-1).

表 2.4-6 長瀬火砕流堆積物中の軽石の全岩主成分化学組成. 採取地は全て竹島・籠港 (図 9 参照).

試料番号	94IW40	06IW35-1	06IW35-2	06IW37-1	06IW37-2
SiO ₂	70.82	72.61	72.60	69.10	67.29
TiO ₂	0.38	0.35	0.34	0.39	0.46
Al ₂ O ₃	14.14	13.53	13.42	15.89	16.81
FeO*	2.39	2.32	2.39	2.62	3.05
MnO	0.08	0.08	0.07	0.07	0.09
MgO	0.73	0.76	0.79	0.77	0.88
CaO	2.52	2.74	2.65	2.85	2.77
Na ₂ O	3.67	3.89	3.68	3.73	3.27
K ₂ O	2.20	2.31	2.33	1.91	1.50
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	96.96	98.61	98.29	97.35	96.14

FeO* = total FeO

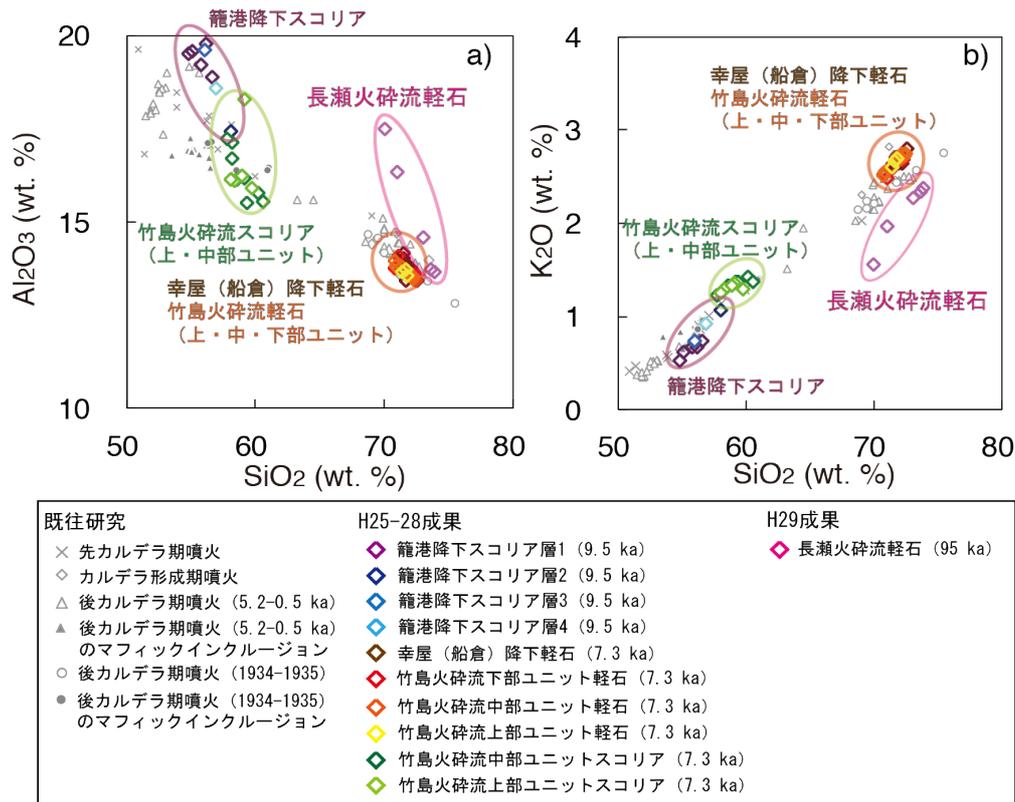


図 2.4-11 長瀬火砕流軽石の全岩主成分化学組成. 平成 25-28 年度本研究成果である幸屋(船倉)降下軽石, 竹島火砕流軽石・スコリアおよび籠港降下スコリアの分析結果, 既往研究(小野・他, 1982; Saito et al., 2002)による先カルデラ期, カルデラ形成期および後カルデラ期噴火噴出物の化学組成も記す. 濃度は, $\text{SiO}_2 \sim \text{P}_2\text{O}_5$ の主要 10 元素で規格化した値を用いた.

(6) まとめと今後の課題

本研究による鬼界アカホヤ噴火 (7.3 千年前), 籠港降下火砕物 (9.5 千年前), 鬼界葛原噴火 (95 千年前) による長瀬火砕流堆積物の岩石学的解析およびメルト包有物分析によって, 鬼界カルデラに関して以下の知見が得られた.

- 7.3 千年前の鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの温度条件を明らかにするため, 降下軽石及び火砕流堆積物に含まれる輝石および鉄チタン鉱物を電子線マイクロアナライザー (EPMA) で分析し, 得られた化学組成に地質温度計を適用し, マグマ温度を見積もった. その結果, 流紋岩マグマ $874 \pm 6^\circ\text{C}$ (鉄チタン鉱物温度計, $n=7$) および $902 \pm 15^\circ\text{C}$ (輝石温度計, $n=35$), 安山岩マグマ $975 \pm 5^\circ\text{C}$ (輝石温度計, $n=4$) が得られた.
- 上記温度推定結果とメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度 (平成 25-28 年度成果) を用いてマグマのガス飽和圧力を見積もったところ, 流紋岩マグマは $146 \pm 53\text{MPa}$ ($61\text{-}276\text{MPa}$, $n=31$), 安山岩マグマは $115 \pm 27\text{MPa}$ ($83\text{-}177\text{MPa}$, $n=21$) の圧力下にあったと推定された. 両マグマのガス飽和圧力の平均値は $133 \pm 46\text{MPa}$ ($n=52$) であることから, 地殻密度を 2500kg/m^3 と仮定すると, 流鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの主体は深さ $5 \pm 2\text{km}$ にあったと考えられる.
- メルト包有物分析によるマグマの深度 (圧力) 推定の妥当性を検討するため, 竹島火砕流の

中部ユニットに含まれる軽石の全岩化学組成データを用いて流紋岩マグマの熱力学解析を行ない、観測されたマグマの温度・圧力・含水量・メルト量・斑晶量と比較した。その結果、マグマ熱力学計算結果と観測結果がおおよそ一致した。

- ・鬼界アカホヤ噴火に至るマグマ供給系の発達過程を検討するために、9.5 千年前の噴火噴出物（籠港降下スコリア）に含まれるメルト包有物を EPMA で分析し、その主成分化学組成と S, Cl 濃度を明らかにした。その結果、同スコリア内のメルト包有物は竹島火砕流スコリアに含まれるデイサイトメルト包有物が示す化学組成分布とおおよそ一致した。この結果は、鬼界アカホヤ噴火で噴出した安山岩マグマが少なくともその 2 千年前から存在していた可能性を示している。
- ・カルデラ噴火マグマ溜りの長期的な発達過程を検討するため、95 千年前のカルデラ噴火（鬼界葛原噴火）の噴出物（長瀬火砕流堆積物）について岩石学的解析を開始した。長瀬火砕流堆積物内の軽石について蛍光 X 線分析装置（XRF）による全岩化学分析を行い、流紋岩組成であること、鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマとは異なる化学的特徴を持つ可能性を明らかにした。

カルデラ噴火に到るマグマ溜まりの発達過程を検討するために、以下の研究課題を進める必要がある。

- ・ 噴出年代が確定されていない硫黄島内の長浜溶岩および小アビ山火砕流堆積物について K-Ar 年代測定を行い、鬼界アカホヤ噴火で形成されたどうかを明らかにする。
- ・ 鬼界アカホヤ噴火堆積物の各ユニットについて軽石およびスコリア内のメルト包有物の追加分析（EPMA および SIMS）を行い、メルト包有物分析数を増やすことで圧力推定誤差がどの程度減少するか検討するとともに、層序によって圧力値に有意な差があるか判断する。
- ・ 鬼界アカホヤ噴火に到るマグマ溜まりの発達過程を検討するために、鬼界アカホヤ噴火の直前の噴火（9.5 千年前）の噴出物である籠港降下スコリア内のメルト包有物の微小領域化学分析（EPMA および SIMS）を進め、その安山岩マグマの化学的特徴と圧力条件を明らかにする。
- ・ カルデラ噴火マグマ溜りの長期的な発達過程を検討するため、鬼界アカホヤ噴火以前のカルデラ噴火である鬼界葛原噴火（95 千年前）について、XRF による同噴火軽石の追加分析と EPMA による鉱物・石基の微小領域化学分析を行い、同噴火マグマの岩石学的特徴を把握する。
- ・ 鬼界アカホヤ噴火噴出物（安山岩マグマ）の岩石学データを用いて熱力学的解析を行い、マグマ供給系の圧力条件を推定し、平成 29 年度までに得られたメルト包有物による結果と比較検討する。

引用文献

- Asimow, P.D. and Ghiorso, M.S. (1998) Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations. *Amer. Mineral.*, 83, 1127-1131.
- Blundy, J. and Cashman, K. (2008) Petrologic Reconstruction of magmatic system variables and processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, pp.179-239, Mineralogical Society of America.
- Ghiorso, M.S., Gualda GAR (2015) An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology* doi:10.1007/s00410-015-1141-8.
- Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, 197-212.
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemons, R.V., Carley, T.L. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875-890.
- Hildreth, W. (1981) Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, 86, B11, 10153-10192.
- Kawanabe, Y. and Saito, G. (2002) Volcanic activity of the Satsuma-Iwojima area during the past 6500 years. *Earth Planets and Space*, 54, 295-301.
- 町田洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 小野晃司・曾屋龍典・細野武男 (1982) 薩摩硫黄島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 80p.
- Newman, S. and Lowenstern, J. B. (2002) VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for EXCEL. *Comput. Geosci.*, 28, 597-604.
- Putirka, K.D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, pp.61-120, Mineralogical Society of America.
- Papale, P., Moretti, R. and Barbato, D. (2006) The compositional dependence of the saturation surface of H₂O+CO₂ fluids in silicate melts. *Chem. Geol.*, 229, 78-95.
- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J. A. and Kawanabe, Y. (2001) Variation of volatile concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 108, 11-31.
- Saito, G., Stimac, J.A., Kawanabe, Y. and Goff, F. (2002) Mafic-felsic interaction at Satsuma-Iwojima volcano, Japan: Evidence from mafic inclusions in rhyolites. *Earth Planets Space*, 54, 303-325.
- Saito, G., Kazahaya, K. and Shinohara, H. (2003) Volatile evolution of Satsuma-Iwojima volcano: degassing process and mafic-felsic magma interaction. In "Developments In

Volcanology 5. Melt Inclusions In Volcanic Systems, Methods, Applications and Problems” B. De Vivo and R. J. Bodnar (eds), pp.129-146, Elsevier.

産業技術総合研究所 (2014) 平成 26 年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備.

産業技術総合研究所 (2015) 平成 27 年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備.

産業技術総合研究所 (2016) 平成 28 年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備.

Togashi, S. (1989) XRF Analytical Report 1/89. Determination of major elements in igneous rocks using Sc/Mo dual anode tube. Open-file Report. Geol. Surv. Jpn, 132, 1-35.

2.5 カルデラ形成噴火堆積物の噴出量

【実施内容】

大規模火砕流堆積物の噴火直後の復元分布の推定は、大規模噴火による影響範囲の見積りにとって必要不可欠である。また、火砕流堆積物の噴出量は、噴火の活動度評価や、地球物理学的・岩石学的な定量的評価を行うための重要な基本パラメータの1つである。ここでは、洞爺カルデラ起源の洞爺火砕流堆積物(106 ka)、屈斜路カルデラ起源の屈斜路IV火砕流堆積物(115~120ka)及び屈斜路I火砕流堆積物(40 ka)を対象に、噴火直後の復元分布図と噴出量推定を行った結果を示す。推定の結果、復元した洞爺火砕流堆積物の総噴出量は、見かけ体積80~160 km³ (岩石換算体積38~77 km³ DRE)となった。屈斜路火砕流堆積物IVの総噴出量は、見かけ体積320~660 km³ (岩石換算体積180~370 km³ DRE)、屈斜路火砕流堆積物Iの総噴出量は、見かけ体積94~180 km³ (岩石換算体積45~87 km³ DRE)となった。なお、火砕流に伴う降下テフラ(噴火に先行する降下テフラや火砕流起源の co-ignimbrite ash)の噴出量は今回の推定には含まれていない。

【研究成果】

(1) 対象とした火砕流堆積物

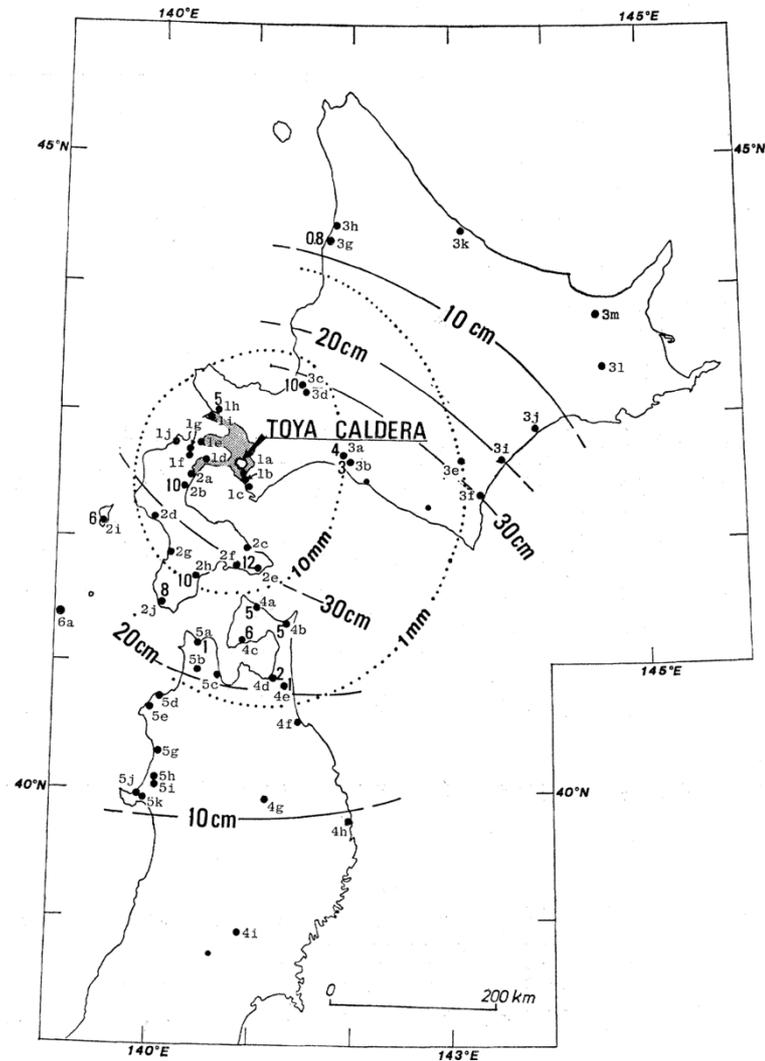
1) 洞爺火砕流堆積物

洞爺火砕流堆積物は、現在の洞爺湖の中心付近で更新世後期に発生した洞爺カルデラの形成噴火に伴い噴出した堆積物である(図2.5-1)。洞爺カルデラの周辺に分布する幌似火山灰層(斉藤ほか, 1952)、留寿都層(長尾・佐々, 1933; 土居・長谷川, 1956)、熱郭溶結凝灰岩(湊・長谷川, 1959)などと呼ばれた堆積物の大部分に相当し、その分布は、洞爺カルデラの周辺にとどまらず、山地に遮られる北東方向を除き、北、北西、西、そして南方へ低地を埋めて噴火湾や日本海の海岸まで達している(町田ほか, 1987)。洞爺火砕流堆積物の噴火に伴っては、洞爺火山灰(Toya)と呼ばれる北海道から東北地方のほぼ全域に分布する広域テフラが噴出された。洞爺火砕流堆積物の体積は推定根拠が不明であるものの20 km³を上回るとされ(石川ほか, 1969)、Toyaの体積は等層厚線図に基づく推算によると2.50 km³を上回るとされる(町田ほか, 1987)。また、森泉(1998)によれば、洞爺カルデラの総マグマ噴出量は約118 km³ (DRE, 溶岩換算)、長期的マグマ噴出率は約0.8 km³/kaである。

洞爺火砕流堆積物の層相は、太田(1956)、近堂(1963)、湊(1966)が大きく二分し、鈴木ほか(1970)、池田・勝井(1986)が4~5のユニットに細分した(図2.5-2)。伊達市長流川を模式地とした池田・勝井(1986)によると、洞爺火砕流堆積物は、流紋岩質の火山碎屑物から構成され、下位からTpfl-I・Tpfl-II・Tpfa・Tpfl-III・Tpfl-IVのユニットに区分される。各ユニットの間には、土壌などの時間間隙を示す堆積物が認められず、一連の噴火で形成されたと判断される。Tpfl-IとTpfl-IIは火山豆石を含む火山灰流堆積物であり、Tpfl-Iは火砕サージ状の堆積物である。Tpfaは、数十枚のフォールユニットからなる降下火山灰であり、多量の豆石を含む。Tpfl-III・IVは基底にラグブレッチャーを伴う軽石流堆積物であり、Tpfl-IVは最も大規模な軽石流堆積物でカルデラ周辺に分布する火砕流台地を形成

している。フローユニットは、いずれも非溶結である。町田ほか (1987) は、テフラ層の最下部に共通して細粒火山灰の薄層があり、その上位に正級化するテフラ主部が累重することに着目し、含まれる軽石の粒径の変化 (洞爺カルデラに近づくにつれ、大きくなる) も踏まえると、Toya を洞爺カルデラ噴火の破局的段階である大規模火砕流噴火に伴う co-ignimbrite ash と考えている。

洞爺火砕流堆積物の放射年代は、FT 年代として $130 \pm 30\text{ka}$ (奥村・寒川, 1984), TL 年代として $130 \sim 134\text{ka}$ (高島ほか, 1992), Red TL 年代として $132\text{ka} \cdot 113 \sim 114\text{ka}$ (鴈澤ほか, 2007) が報告されている。洞爺火砕流堆積物と同時に噴出した Toya は、町田・新井 (2003) によれば、前述の放射年代値、広域テフラとの層序関係、酸素同位体層序に基づき $112 \sim 115\text{ka}$ と推定されている。Mat'ura et al. (2014) は、C9001C, 深海底コアのテフラ層序などを再評価し、Toya の年代を MIS5d, 106ka であるとしている。



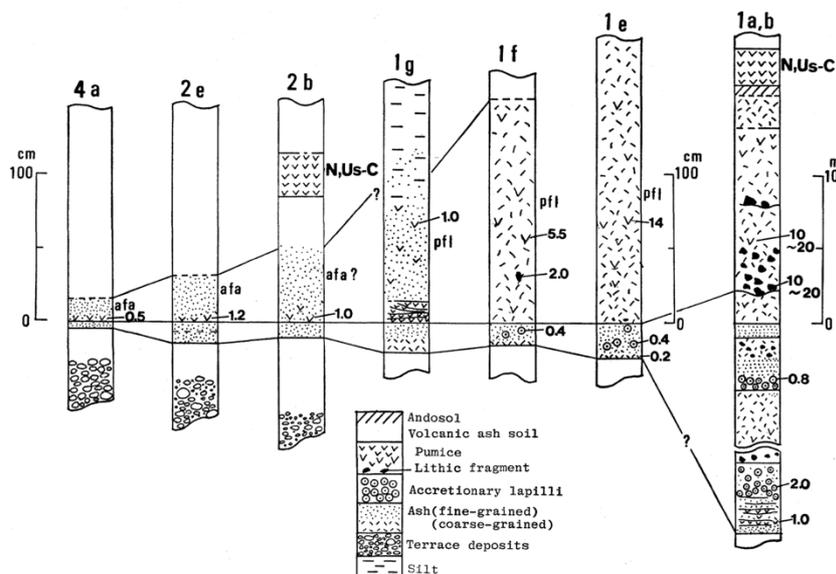


図 2.5-2 洞爺火砕流堆積物と Toya の層相の変化 (町田ほか, 1987)

柱状図の位置は, 図 2.1.1 に示す. 1a~g は洞爺カルデラ周辺, 2b・e は渡島半島, 4a は東北地方太平洋側に位置する.

2) 屈斜路火砕流堆積物 IV

屈斜路火砕流堆積物 IV は, 更新世中~後期に発生した屈斜路カルデラの形成噴火のうち最大規模の噴火に伴い噴出した堆積物である. 屈斜路軽石流堆積物 IV (勝井・佐藤, 1963), 屈斜路岩滓流堆積物 (勝井・佐藤, 1963), 中標津溶結凝灰岩 (松井ほか, 1967; 松下ほか, 1967), 清里溶結凝灰岩 (国府谷ほか, 1962), 基線溶結凝灰岩 (杉本, 1960) と呼ばれた堆積物に相当する. 屈斜路火砕流堆積物 IV は, カルデラ中心からほぼ全方位に 50km 以上にわたり流走しており, オホーツク海や太平洋の海岸まで分布が認められている (図 2.5-3; Hasegawa et al., 2016). 屈斜路火砕流堆積物の体積は, 推定根拠が不明であるものの, 町田・新井 (2003) が 150km³ 以上, Hasegawa et al. (2012) が 175km³ と推定している. 屈斜路火砕流堆積物 IV に伴っては, クッチャロ羽幌火山灰 (Kc-Hb) と呼ばれる広域テフラが噴出され, 北海道中~東部の全域に分布している (図 2.5-4; Arai et al., 1986). 町田・新井 (2003) は, 広域に分布する Kc-Hb の存在も踏まえると, 推定した屈斜路火砕流堆積物 IV の体積 (150km³ 以上) が最小値を与えるのもであると推測している.

屈斜路火砕流堆積物 IV の層相は, 屈斜路軽石流とされた灰白色で非溶結の軽石流堆積物と屈斜路スコリア流とされた暗灰色の火砕流堆積物に大きく二分され, カルデラ東部では溶結相が認められている (勝井・佐藤, 1963). Hasegawa et al. (2016) は, 噴火過程を考慮した岩相ユニットを再評価し, 屈斜路火砕流堆積物 IV をユニット 1~4 に細分した (図 2.5-7). ユニット 1 は噴火初期の細粒火山灰, ユニット 2 は降下軽石, ユニット 3 は大規模な軽石流堆積物, ユニット 4 はスコリアに富む火砕流堆積物である. カルデラの北西域においては全てのユニットが認められるものの, 南東域ではユニット 4 のみ認められない. ユニット 3 とユニット 4 との間には若干の時間間隙を有するとされる.

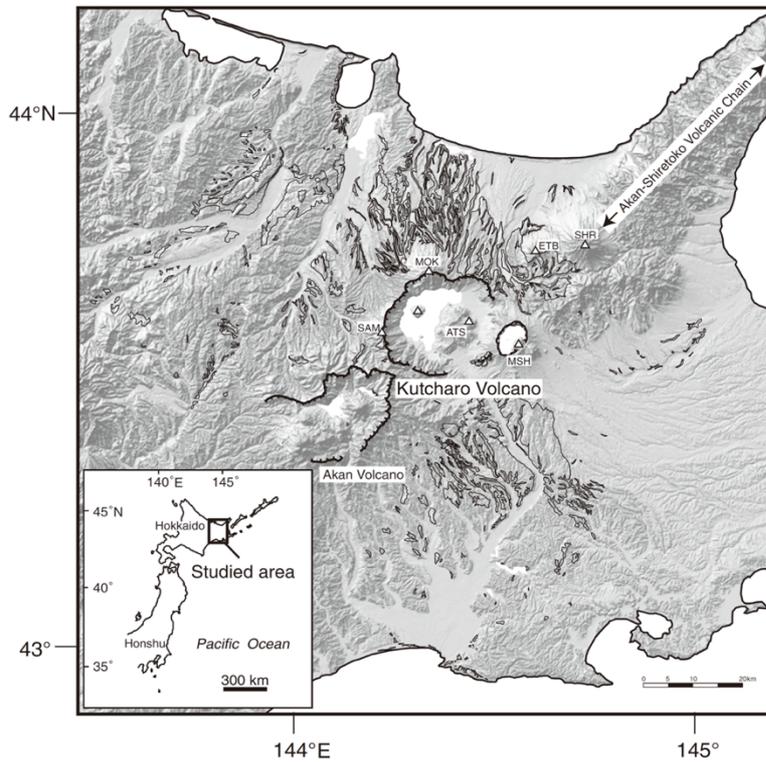


図 2.5-3 屈斜路火砕流堆積物 IV の分布 (Hasegawa et al., 2016)

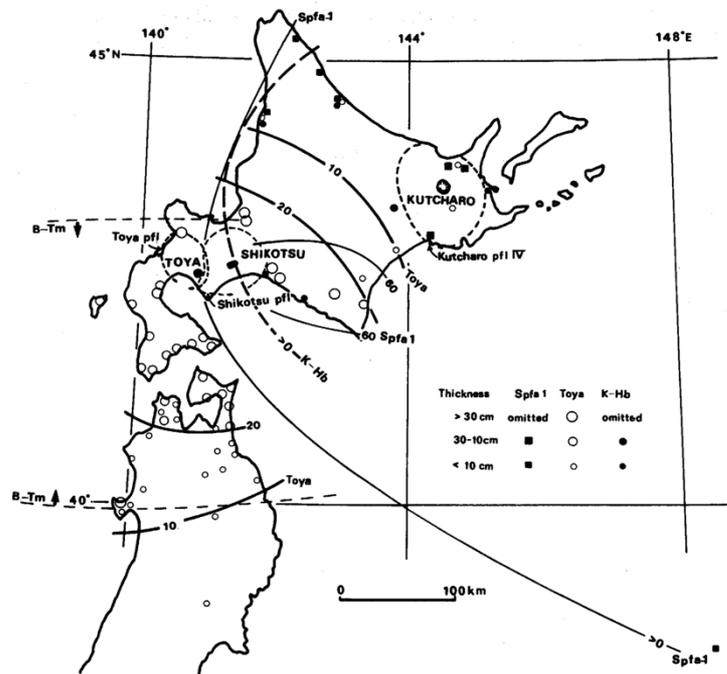


図 2.5-4 屈斜路火砕流堆積物 IV の分布範囲とクッチャロ羽幌火山灰 (Kc-Hb) の分布 (Arai et al., 1986)

屈斜路火砕流堆積物 IV の放射年代は、FT 年代として $130 \pm 60\text{ka}$ (Sakaguchi and Okumura, 1988) が報告されている。町田・新井 (2003) は、屈斜路火砕流堆積物 IV が

MIS5e の海成段丘を覆い、広域テフラ Toya (112~115ka) に覆われる (奥村, 1991) ことから、屈斜路火砕流堆積物の年代を MIS5d, 115~120ka と推定している。

3) 屈斜路火砕流堆積物 I

屈斜路火砕流堆積物 I は、更新世中~後期に発生した屈斜路カルデラの形成噴火のうち最新の噴火に伴い噴出した堆積物である。屈斜路軽石流堆積物 I (勝井・佐藤, 1963; 宮田ほか, 1988) と呼ばれた堆積物に相当する。屈斜路火砕流堆積物 I は、屈斜路カルデラの北~西方の斜里から北見にかけて広く分布するほかに、東~南東方の根室水道周辺に点々と露頭している (図 2.5-5; Arai et al., 1986; 奥村, 1991)。屈斜路火砕流堆積物 I に伴っては、クッチャロ庶路火山灰 (Kc-Sc) と呼ばれる広域テフラ噴出され、北海道東部の全域に分布している (Arai et al., 1986)。屈斜路火砕流堆積物 I の体積は、推定根拠が不明であるものの、Hasegawa et al. (2012) が 125km^3 と推定している。山元 (202.5) は、Hasegawa et al. (2012) の推定体積に基づき、マグマ噴出量を 60km^3 (DRE) とした。Okumura (1988) は、噴出物の総量として、約 100km^3 にのぼるとしている。

屈斜路火砕流堆積物 I の層相は、斜里平野においては白色から淡桃色を呈する細粒の軽石と火山灰から構成される軽石流堆積物からなり、溶結相は認められていない (勝井・佐藤, 1963)。根釧原野 においては、白色の細粒~中粒のガラス質火山灰が卓越する火山灰流堆積物からなり、溶結相は認められていない (宮田ほか, 1988)。

屈斜路火砕流堆積物 I の放射年代は、 ^{14}C 年代として約 35 kaBP ($34.9 \pm 1.1 \cdot 34.7 \pm 1.1\text{kaBP}$) が得られ、暦年代はほぼ 40ka と考えられている (山元ほか, 2011)。町田・新井 (2003) は、 ^{14}C 年代値 ($33.6 \pm 0.58\text{kaBP}$)、広域テフラ Spfa-1, To-Of との前後関係から、屈斜路火砕流堆積物 I の年代を 35~40ka と推定している。

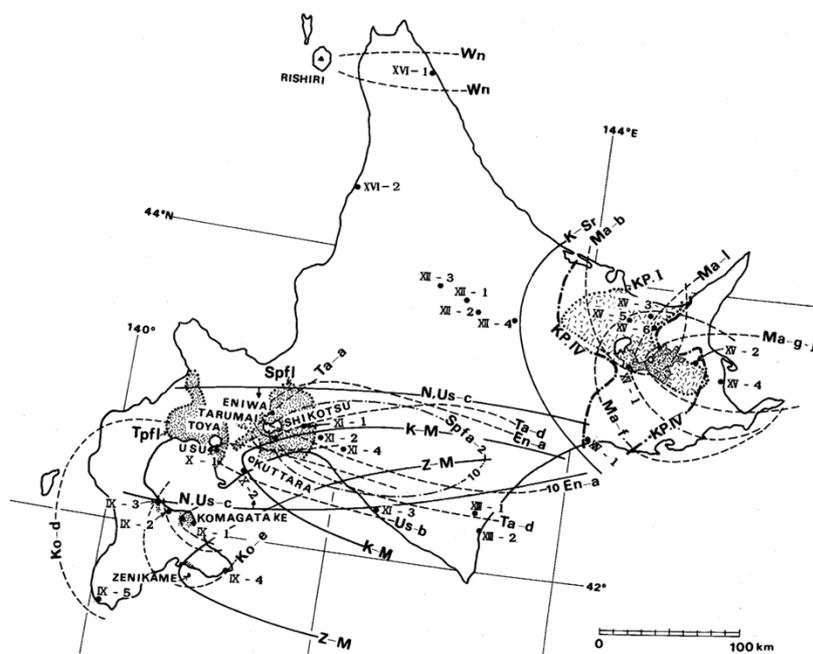


図 2.5-5 屈斜路火砕流堆積物 I とクッチャロ庶路火山灰の分布 (Arai et al., 1986)

(2) 計測方法

1) 文献収集・整理

対象の火砕流堆積物の分布範囲と層厚に関する情報を得るため、産業技術総合研究所（以下、産総研）発行の20万分の1地質図幅・5万分の1地質図幅、北海道立地質研究所発行の5万分の1地質図幅・地域地質図、北海道開発庁発行の5万分の1地質図幅、および関連の文献、ボーリング資料を可能な限り収集した。

収集した文献は、対象火砕流堆積物の分布、層厚に関する記載が認められるものとし、備考欄に記載される項目を併記した一覧表に整理している（表2.5-1）整理した文献から抽出した層厚に関連した項目は、文献に記載、あるいは図に示されている数値を基本とし、明らかな誤記や記載されていない情報に関しては、位置図、柱状図、断面図、表などの文献の記載から読み取った。屈斜路火砕流堆積物IV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。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、確実に対象の火砕流堆積物と判断されるもののみを抽出した。

なお、標高について数値情報がないもの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（ver1.6.1.4：2025年12月7日公開）を利用して付与した。地理院マップシートで抽出される標高は5mメッシュと10mメッシュの標高モデルに基づいており、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が抽出される。

表 2.5-1 整理した文献から抽出した層厚に関連した項目

抽出項目	備考
位置	数値記載を優先、ないものは位置図から読取
標高 (m)	数値記載を優先、ないものは柱状図などから読取
上端深度 (GL-m)	数値記載を優先、ないものは柱状図などから読取
下端深度 (GL-m)	数値記載を優先、ないものは柱状図などから読取
上端高度 (m)	数値記載を優先、ないものは柱状図などから読取
下端高度 (m)	数値記載を優先、ないものは柱状図などから読取
層厚 (m)	数値記載を優先、ないものは上端深度などから算出
溶結・非溶結	記載を優先
備考	数値根拠
文献	文献整理番号

2) 火砕流堆積物の現存分布図の作成

火砕流堆積物の現存分布図は、地質図に示される対象の火砕流堆積物と、整理した文献に記載された火砕流堆積物の確認地点とした。地質図に示される火砕流堆積物は、産総研・北海道立地質研究所・北海道開発庁発行の 5 万分の 1 地質図幅を基本に、ジオリファレンスした地質図に記載されたものを GIS ソフトウェア上でトレースして、GIS データ化した。採用する地質図は、出版年の新しいものを優先させた。なお、5 万分の 1 地質図に示される火砕流堆積物の分布は、一部で図幅間の分布が連続しないなど、整合しない箇所が認められた。その場合には、地質と地形の分布状況を参考に、産総研発行の 20 万分の 1 地質幅や収集・整理した文献に記載された地質図を踏まえて、分布を推定した。また、被覆層の下位に対象の火砕流堆積物が連続していると判断される箇所（たとえば、対象の火砕流堆積物の分布する範囲により新しい被覆層が包含されて点状の箇所など）は、被覆層を取り除いた。

整理した文献に記載された火砕流堆積物の確認地点は、抽出した位置情報に基づき、GIS データ化した。層厚について、上面高度と下面高度を算出可能な地点についてはその差を、層厚の情報のみが得られている場合は層厚のみをデータ化した。また、対象とする火砕流堆積物の上面または下面の高度が把握されていないものは、把握できている上限または下限の高度を上面または下面高度とみなした。なお、収集した文献に対象の火砕流堆積物であると記載されているものの、明らかに異常と判断されるもの（周囲のデータと比較して層厚が著しく大きいもの、対比の誤りなど）は、プロットするデータから除外した。

3) 火砕流堆積物の復元分布図の作成

火砕流堆積物の復元分布図は、地形状況と対象火砕流堆積物以前の地質体を考慮し、作成した現存分布図に示される火砕流堆積物を包含するように、分布する各地点における最も高い標高を結ぶ等高線を GIS ソフトウェア上でトレースして作成した。火砕流の現存分布が認められない範囲の到達限界、とくに海域の分布は、エナジーコーンモデル（たとえば、宝田ほか、1993）によるシミュレーションに基づいた。

シミュレーションにおける噴火口の座標は、洞爺湖および屈斜路湖の重心である下記のとおりとした。

- ・洞爺火砕流堆積物：X 座標 4882.52m, Y 座標 4716518m, Z 座標 84m (UTM54)
- ・屈斜路火砕流堆積物 IV, I: X 座標 284334m, Y 座標 4833840m, Z 座標 121m (UTM55)

噴煙柱高度は、火砕流を発生させた噴火における噴煙柱の崩壊高度を 300~3000m と想定して、100m 間隔で変化させた。

数値地形モデルは、下記のデータを統合して 250m メッシュの数値地形モデルを作成した。

- ・陸域地形：基盤地図情報数値標高モデル (10m メッシュ) (国土地理院)
- ・海底地形：海底地形デジタルデータ M7000 (日本水路協会),

日本周辺 500m メッシュ海底地形データ J-EGG500 (海上保安庁海洋情報部)

なお、J-EGG500 は、M7000 においてデータが不足する北方領土周辺の海底地形の補完

に利用した。

噴火当時の海水準は、対象の火砕流堆積物の年代と Waelbroeck et al. (2002) の相対的
海水準変動曲線との比較から、洞爺火砕流堆積物が-40m、屈斜路火砕流堆積物 IV が 0m お
よび-20m、屈斜路火砕流堆積物 I が-70m とした (図 2.5-6)。そして、シミュレーションの
際には、数値標高モデルのうち、噴火当時の海水準より低い範囲を、噴火当時の海水準と同
じ値として実施した。

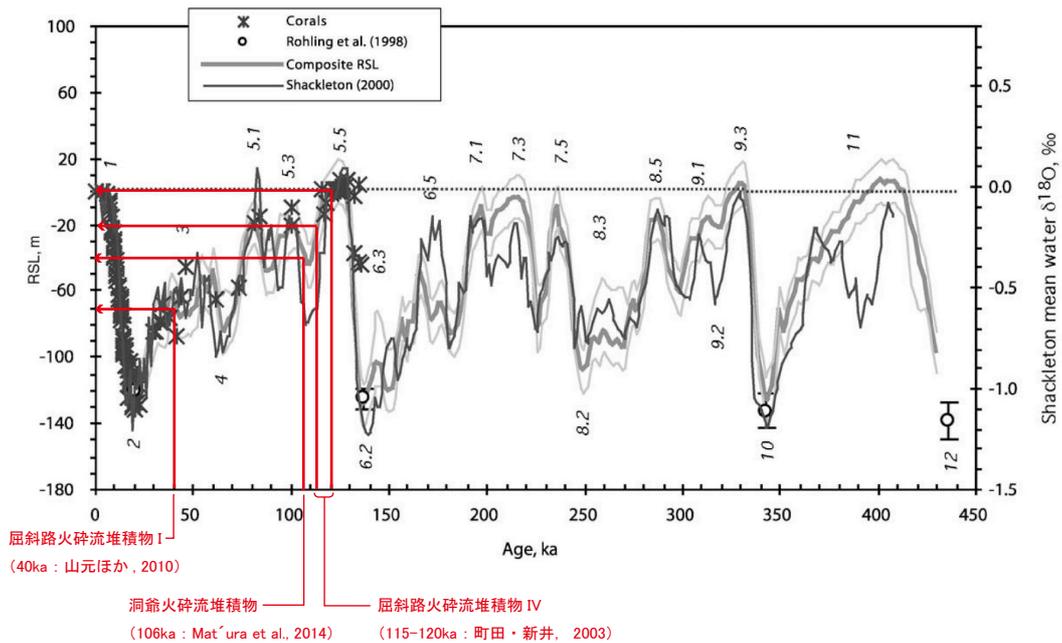


図 2.5-6 対象とする火砕流堆積物の噴出時における推定される海水準。相対的海水準変動曲線は、Waelbroeck et al. (2002) による。

4) 火砕流堆積物の層厚分布図の作成

層厚分布図の作成に用いる層厚データは、収集・整理した文献を基に、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。数値が記載されていないものの、柱状図またはスケッチが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)、それらから層厚を算出した。なお、屈斜路火砕流堆積物 IV と I の一部については、現地調査を行い、露頭で確認された層厚データを使用した。また、火砕流堆積物の現存分布範囲において火砕流台地など地形が明瞭な箇所では、地形計測から層厚を推定した。地形計測による層厚の推定は、火砕流の流下方向に直行すると判断される測線上の火砕流堆積物の上面と下面にあたる箇所を GIS 上で読み取り、読み取った地点の座標から、地理院マップシートを用

いて地点ごとに標高を付与し、上面と下面の標高の差を層厚とした。

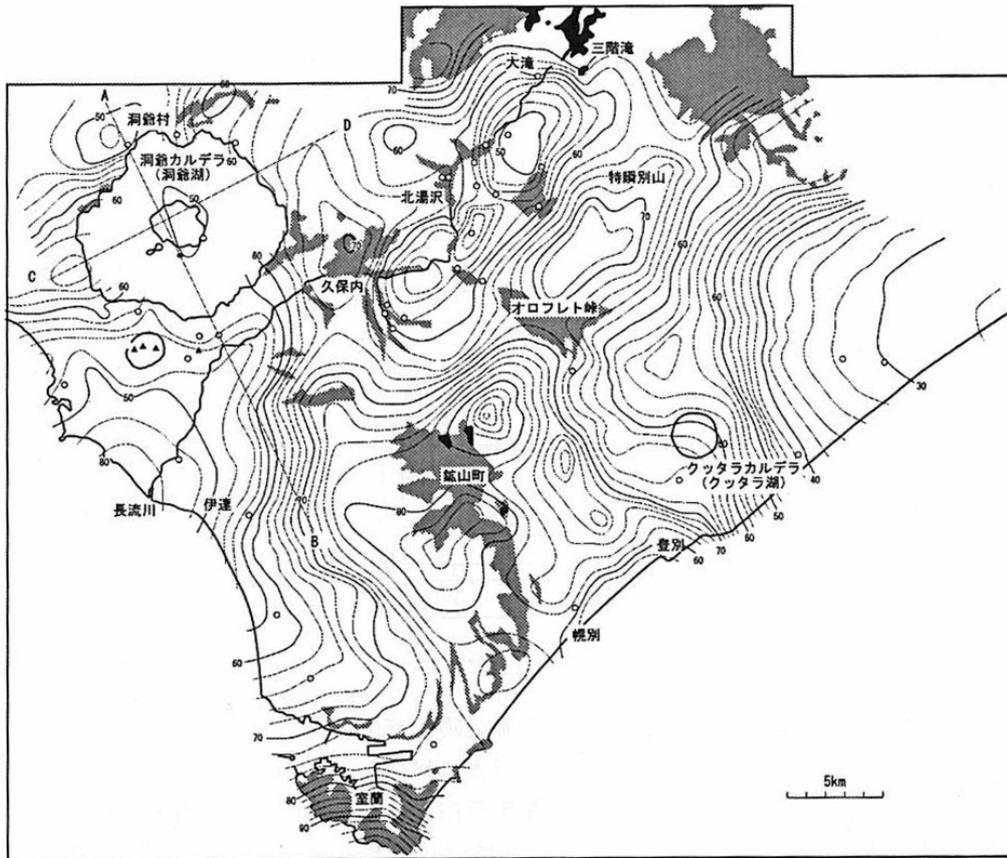
層厚分布図は、5km メッシュごとの層厚の平均値と最大値の分布とした。メッシュ内のデータ数が 3 以上のメッシュにおいては、含まれるデータの平均値と最大値を集計した。層厚データが認められないメッシュとデータ数が 2 以下のメッシュについては、層厚を目的変数、噴火口からの距離を説明変数とした回帰分析から平均値と最大値の分布を推定した。なお、回帰分析に先立っては、層厚データの上面高度と層厚を地形断面上にプロットして分布の傾向を確認するとともに、噴火口からの距離との関係を確認した。また、海域の層厚分布は、噴火当時の海岸線より遠方にメッシュの中心が含まれる箇所を海域として、メッシュの中心から噴火当時の海岸線と海域の到達限界までの最小距離を算出するとともに、噴火当時の海岸線で推定される層厚が海域の到達限界で 0m となるように按分することで推定した。

洞爺カルデラの構造を図 2.5-7 に、屈斜路カルデラの構造を図 2.5-8 に示す。

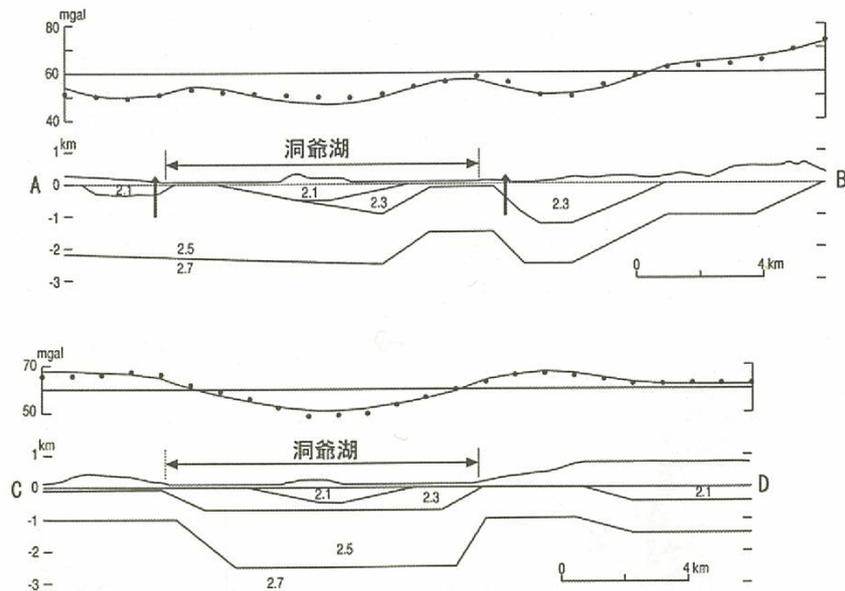
洞爺カルデラ内のカルデラ堆積物は、大島ほか(2006)によると、中島の直下に推定される 2,100 kg/m³の部分に相当するとされる。ただし、北海道立地質研究所(2004)は、下限が不明であるものの、2,300 kg/m³の部分においても洞爺火砕流堆積物が分布することを報告している。カルデラ内における洞爺火砕流堆積物の分布の詳細は不明な点があるため、カルデラ内の層厚は最大値を和田ほか(1988)による 500m、平均値をその半分の 250m と仮定した。屈斜路カルデラ内のカルデラ堆積物は、八幡(1989)によると、最大で 900m 程度の厚さをもつとされる。カルデラ内に屈斜路火砕流堆積物 IV と I とが分布するか不明であるものの、それらは屈斜路カルデラの形成噴火における主要な堆積物(噴出量が最大および 2 番目に大きい堆積物)であるため、カルデラ内の対象の火砕流堆積物の層厚として、最大値を八幡(1989)によるカルデラ内の堆積物の層厚の最大値である 900m、平均値をその半分の 450m と仮定し、カルデラ外で推定される噴出量に基づき按分することで、各火砕流堆積物のカルデラ内の層厚とした。

5) 火砕流堆積物の見かけ体積算出

火砕流堆積物の見かけ体積は、作成した火砕流堆積物の現存・復元分布と層厚分布に基づき、GIS ソフトウェアで 5km メッシュごとの面積と層厚をそれぞれ集計し、それら乗じることによって算出した。噴出量は、算出した見かけ体積について、火砕流堆積物の平均密度を仮定することで、溶岩換算値(DRE; Walker, 1980)として求めた。溶岩換算値の算出に用いる密度は、Umeda et al. (2013) による非溶結の火砕流堆積物 1,200 kg/m³、溶結した火砕流堆積物 1,600 kg/m³、溶岩 2,500 kg/m³とした。なお、洞爺火砕流堆積物と屈斜路火砕流堆積物 I は、すべてを非溶結とした。屈斜路火砕流堆積物 IV は、5 万分の 1 図幅に溶結凝灰岩と記載される図郭(斜里, 斜里岳, 武佐岳, 上里, 屈斜路湖, 摩周湖, 中標津, 標津)と既往文献で溶結凝灰岩の分布が確認されている図郭(薫別)内に含まれるものを溶結、それ以外を非溶結とした。

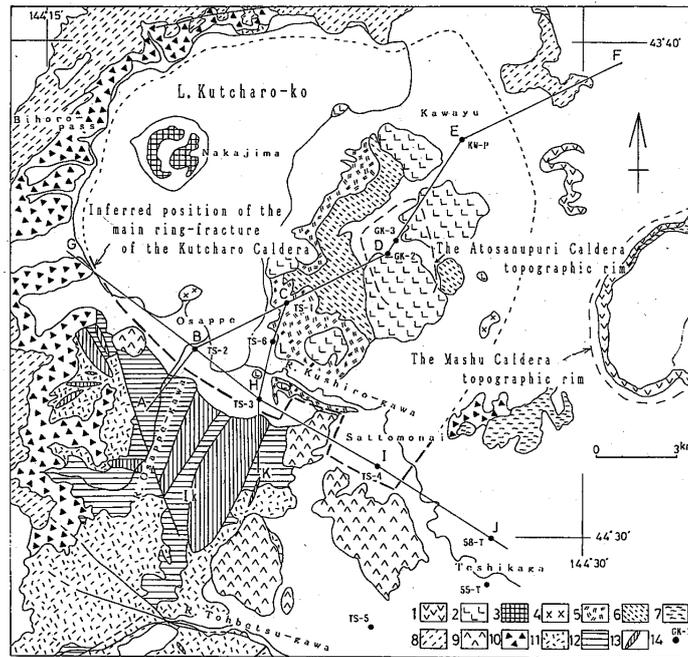


(a) 洞爺カルデラおよび周辺の重力異常



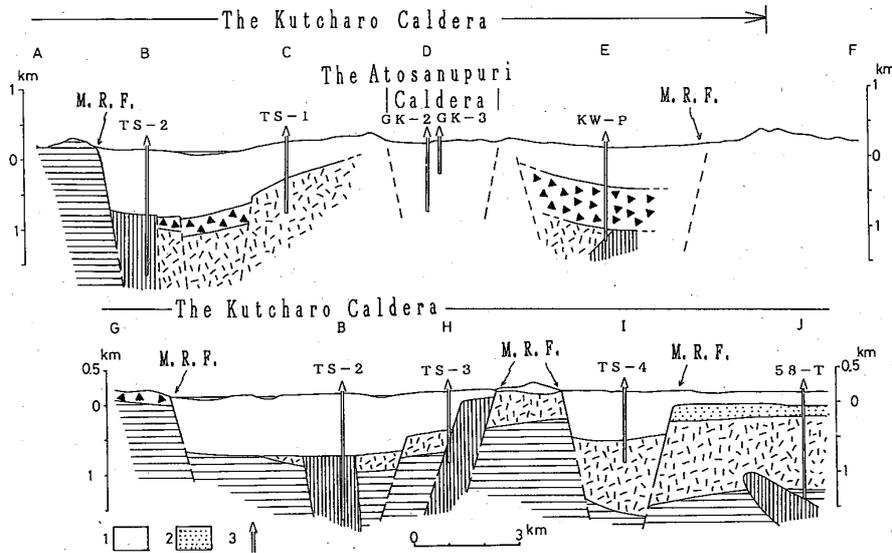
(b) 洞爺カルデラおよび周辺の密度構造

図 2.5-7 洞爺カルデラの構造 (大島, 2006) (a)の等値線の間隔は 2mgal, 灰色の領域は新第三系, 黒色の領域は先第三系, 白丸は地熱調査・開発井を表す。(b)は和田ほか (1998) による二次元密度構造であり, 断面の位置は (a) の A-B, C-D である。A-B 断面は坑井地質を, また A-B と C-D 断面の交点での境界深度をコントロールポイントとして解析されたとされる。



1: 摩周成層火山, 2: 新期アトサヌプリ火山群溶岩ドーム, 3: 中島火山, 4: 古期アトサヌプリ火山群溶岩ドーム, 5: 古期アトサヌプリ火山群アトサヌプリ火砕流堆積物, 6: 古期アトサヌプリ火山群アトサヌプリ外輪山溶岩, 7: 屈斜路火山碎屑流堆積物, 8: 屈斜路外輪山溶岩, 9: サットモナイ火山岩とベケレ山火山岩, 10: 尾札部層, 11: 夕映川層, 12: イカルシベ層, 13: 主要岩脈, 14: ボーリング孔, Ik: イカルシベ山

(a) 屈斜路カルデラおよび周辺の地質図



1: 更新統および完新統, 2: シケレベンベツ層, 3: ボーリング孔

(b) 屈斜路カルデラの地質断面図

図 2.5-8 屈斜路カルデラの構造 (八幡, 1989). (a) の地質の分布・区分は, 勝井 (1962) と八幡・松波 (1989) による. (b) の地質断面図のうち, 1 の完新統を除くものがカルデラ堆積物に相当する. カルデラの北東縁付近は試錐がないため詳細が示されていない.

(3) 結果

1) 火砕流堆積物の現存・復元分布

洞爺火砕流堆積物の現存分布は、カルデラから概ね半径 50km の範囲に、地形的な障壁の背後にも低所を埋積するように回り込みながら分布することが確認された(図 2.5-9)。現存分布はカルデラの西方に偏るものであり、カルデラの東方においては Miura et al. (2017) によって遠方の苫小牧と千歳に火砕サージ堆積物の分布が報告されているのみであった。復元分布で考慮する等価摩擦係数の分布は、現存分布との比較から、噴煙柱高度 500m のケースが最も適合するものと判断した。そして、復元分布は、現存分布に基づく複数のコントロールポイントを設定し、コントロールポイントにおける現存分布を満足するように噴火口からの方向角度ごとに 0.007~0.02 の間で調整した等価摩擦係数の分布を考慮しつつ、地形的な障壁の背後にも回り込むものとして推定した(図 2.5-10)。現存分布が部分的にエネルギーコーンモデルで推定されたエネルギーラインを超える箇所は、現存分布の最も高い標高の等高線をトレースするとともに、周囲の分布に漸移的に変化させた。なお、苫小牧と千歳で報告されているサージ堆積物については、現在は露頭の詳細な観察が困難であるとともに、カルデラ東側において火砕流堆積物が確認された地点が少ないため、復元分布には反映しないこととした。また、洞爺火砕流堆積物より形成年代が新しく、エネルギーコーンモデルのエネルギーラインより上部に位置する羊蹄山、有珠山、昭和新山といった火山は、噴火時に存在しないものとした。推定した洞爺火砕流堆積物の復元分布は、カルデラからの半径 60km の範囲内にあり、東方に現存分布が認められないことを反映して、西方に分布が偏るものとなった。最も遠方まで分布が推定されるのは北西~西側であり、日本海まで分布が推定された。南西~南側では西方から東方へ分布が狭まるものの、太平洋に分布することが推定された。

屈斜路火砕流堆積物 IV の現存分布は、カルデラ北東の知床半島と南西の白糠丘陵の一部を除く、カルデラから概ね半径 80km 以内の範囲に、地形的な障壁の背後にも低所を埋積するように回り込みながら、同心円状に分布することが確認された(図 2.5-11)。ただし、カルデラの北方により広く分布する傾向を示した。復元分布で考慮する等価摩擦係数の分布は、現存分布との比較から、噴煙柱高度 600m のケースが最も適合するものと判断した。なお、屈斜路火砕流堆積物 IV のエネルギーコーンモデルのシミュレーションにおいては、噴火当時の海面高度を 0m と -20m とした計算を実施した。両者の比較からは海面高度を -20m としたケースが等価摩擦係数の分布がより広がる結果を示した。ここでは、海面高度 0m のケースが -20m のケースに包含されること、最も大きな噴出量を推定することとして、海面高度 -20m のケースを採用した。そして、復元分布は、現存分布に基づく複数のコントロールポイントを設定し、コントロールポイントにおける現存分布を満足するように、常呂川と無加川の北見より上流の地域において 0.009~0.007 の間で調整したものの、それ以外の地域では 0.009 に固定した等価摩擦係数の分布を考慮しつつ、地形的な障壁の背後にも回りこむものとして推定した(図 2.5-12)。現存分布が部分的にエネルギーコーンモデルで推定されたエネルギーラインを超える箇所は、現存分布の最も高い標高の等高線をトレースするとともに、周囲の分布に漸移的に変化させた。また、屈斜路火砕流堆積物 IV より形成

年代が新しく、エナジーコーンモデルのエネルギーラインより上部に位置するカムイヌプリ（摩周岳）、雌阿寒岳といった火山は、噴火時に存在しないものとした。推定した屈斜路火砕流堆積物Ⅳの復元分布は、カルデラの全方向の半径 80km の範囲で概ね地形的な低所を埋積するようなものとなった。推定した復元分布は同心円状の分布を示し、北方ではオホーツク海，東方では根室水道，南方では太平洋まで分布することが推定された。

屈斜路火砕流堆積物Ⅰの現存分布は、カルデラ北東の知床半島と南西の白糖丘陵の一部を除く、カルデラから概ね半径 70km 以内の範囲で、地形的な障壁の背後にも低所を埋積するように回り込みながら分布することが確認された（図 2.5-13）。屈斜路火砕流堆積物Ⅰの現存分布は、屈斜路火砕流堆積物Ⅳと同様に、カルデラの北方により広い分布が認められるものの、屈斜路火砕流堆積物Ⅳと比較して分布の範囲が小さく、南方においてはより散点的なものとなった。復元分布で考慮する等価摩擦係数の分布は、現存分布との比較から、噴煙柱高度 400m のケースが最も適合するものと判断した。そして、復元分布は、現存分布に基づく複数のコントロールポイントを設定し、コントロールポイントにおける現存分布を満足するように、カルデラの北方では 0.01，南方では最も遠方における現存分布を包含するとともに、北方の分布と漸移的に変化するように、0.0065～0.01 の間で調整した等価摩擦係数の分布を考慮しつつ、地形的な障壁の背後にも回りこむものとして推定した（図 2.5-14）。現存分布が部分的にエナジーコーンモデルで推定されたエネルギーラインを超える箇所は、現存分布の最も高い標高の等高線をトレースするとともに、周囲の分布に漸移的に変化させた。推定した屈斜路火砕流堆積物Ⅰの復元分布は、カルデラの北方に最大で半径 50km，南方に最大半径 70km の範囲に地形的な低所を埋積するようなものとした。推定した復元分布は、カルデラ南方の最も遠方に位置する現存分布を包含するものとしたため、東南東に分布が広がる偏った形状となり根室水道まで分布が推定された。北方では、屈斜路火砕流堆積物Ⅳと比較して分布が狭まるものの、オホーツク海まで分布することが推定された。

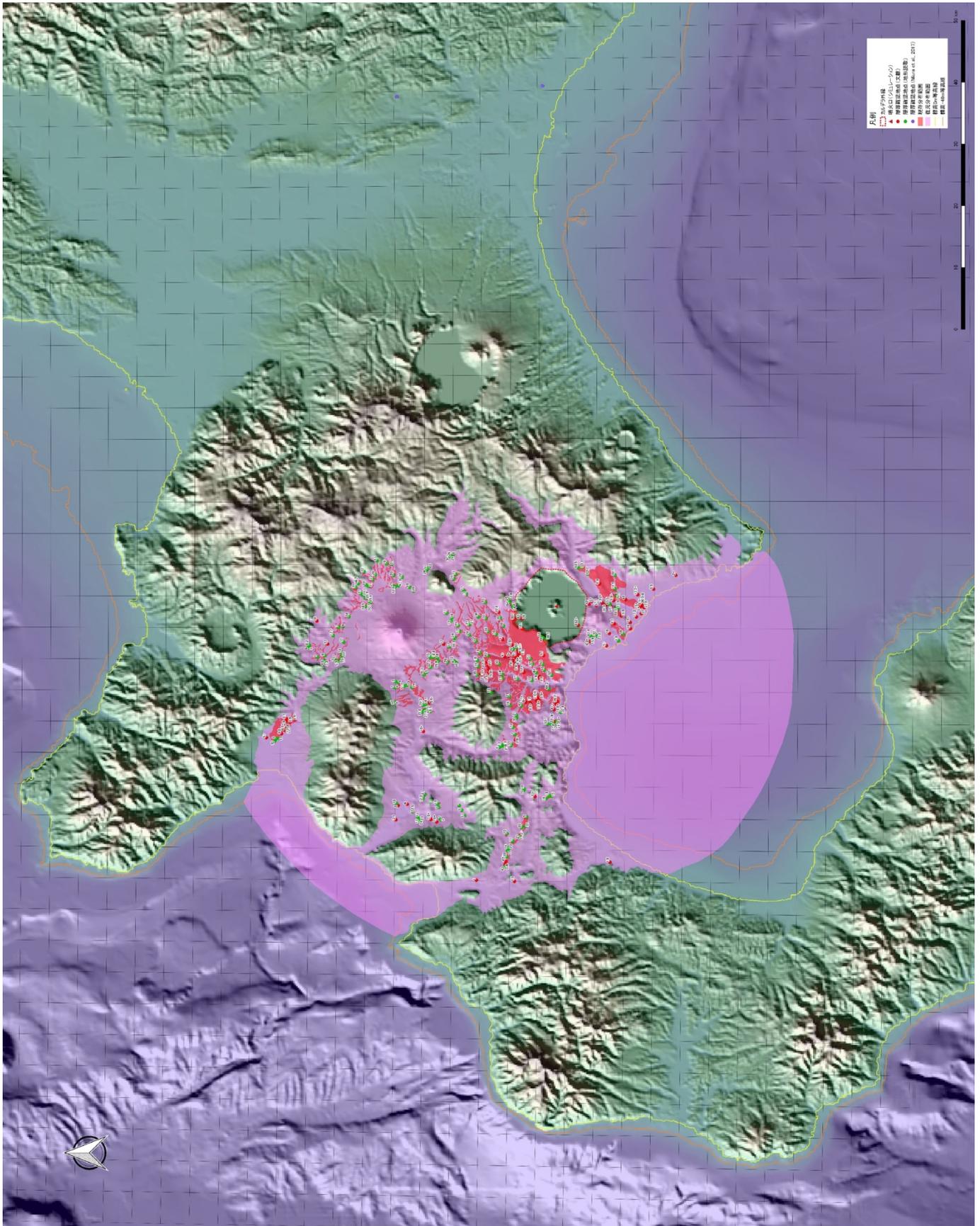


図 2.5-9 洞爺火砕流堆積物の現存・復元分布

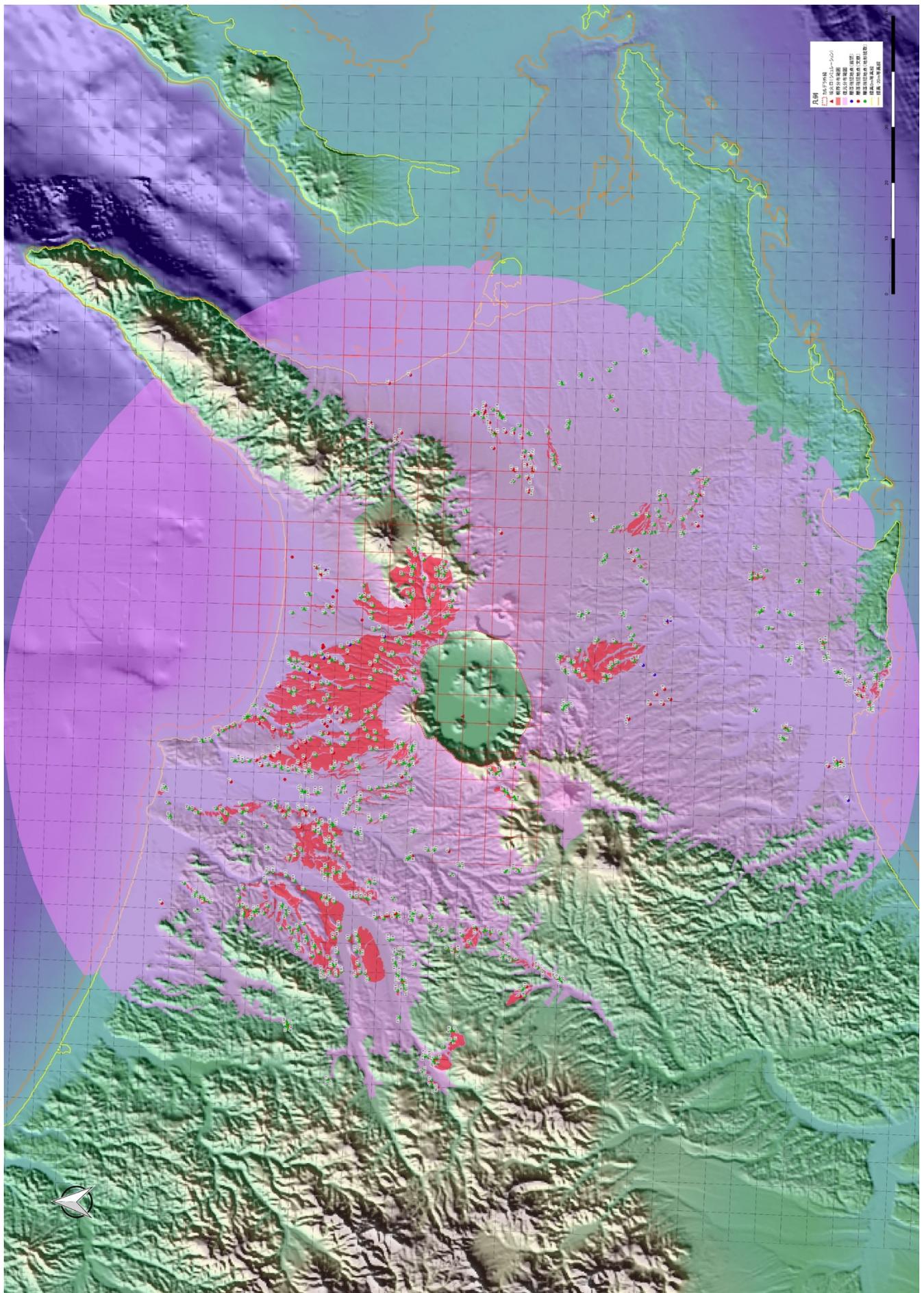


図 2.5-11 屈斜路火砕流堆積物 IV の現存・復元分布

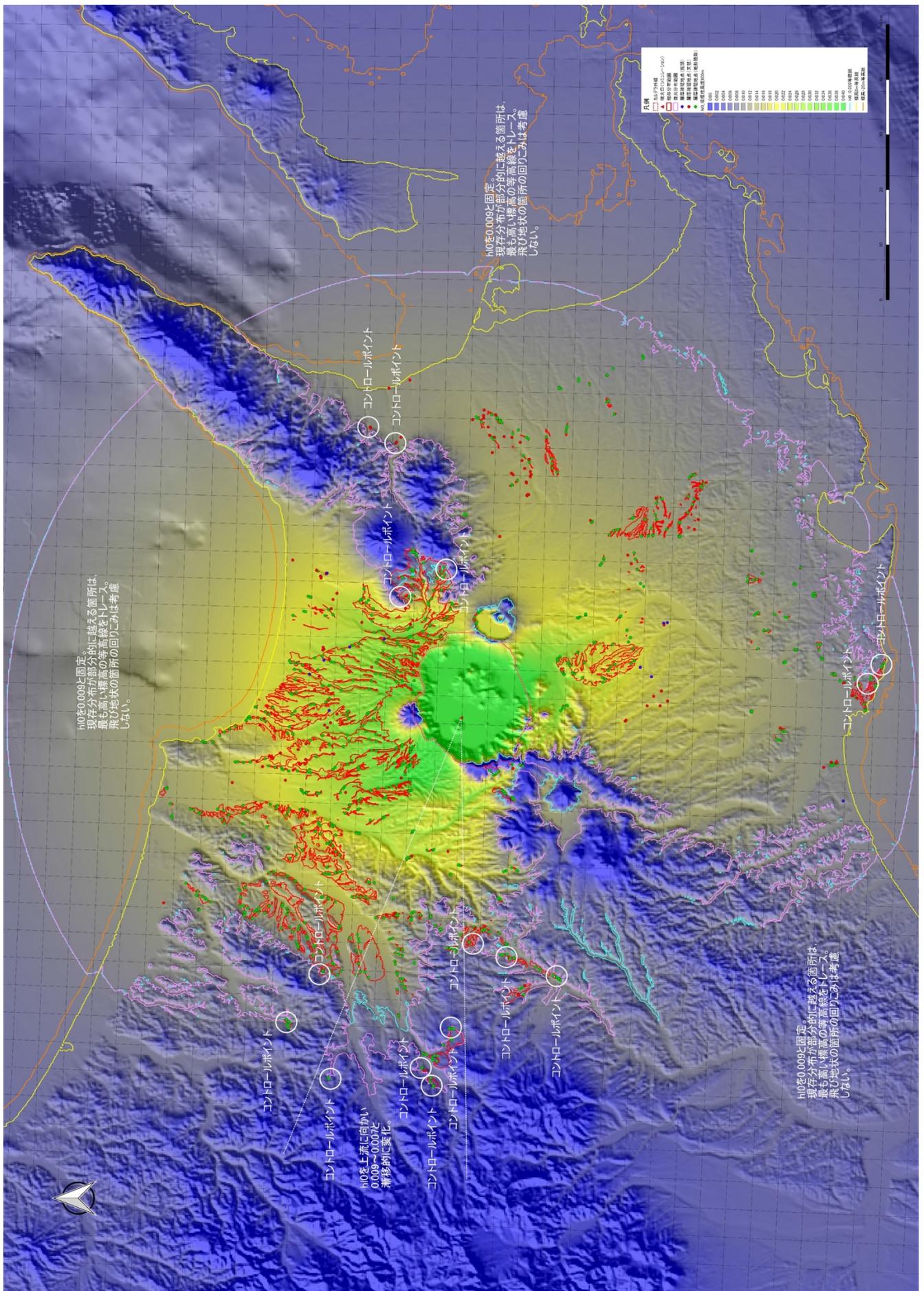


図 2.5-12 屈斜路火砕流堆積物 IV の復元分布の推定根拠

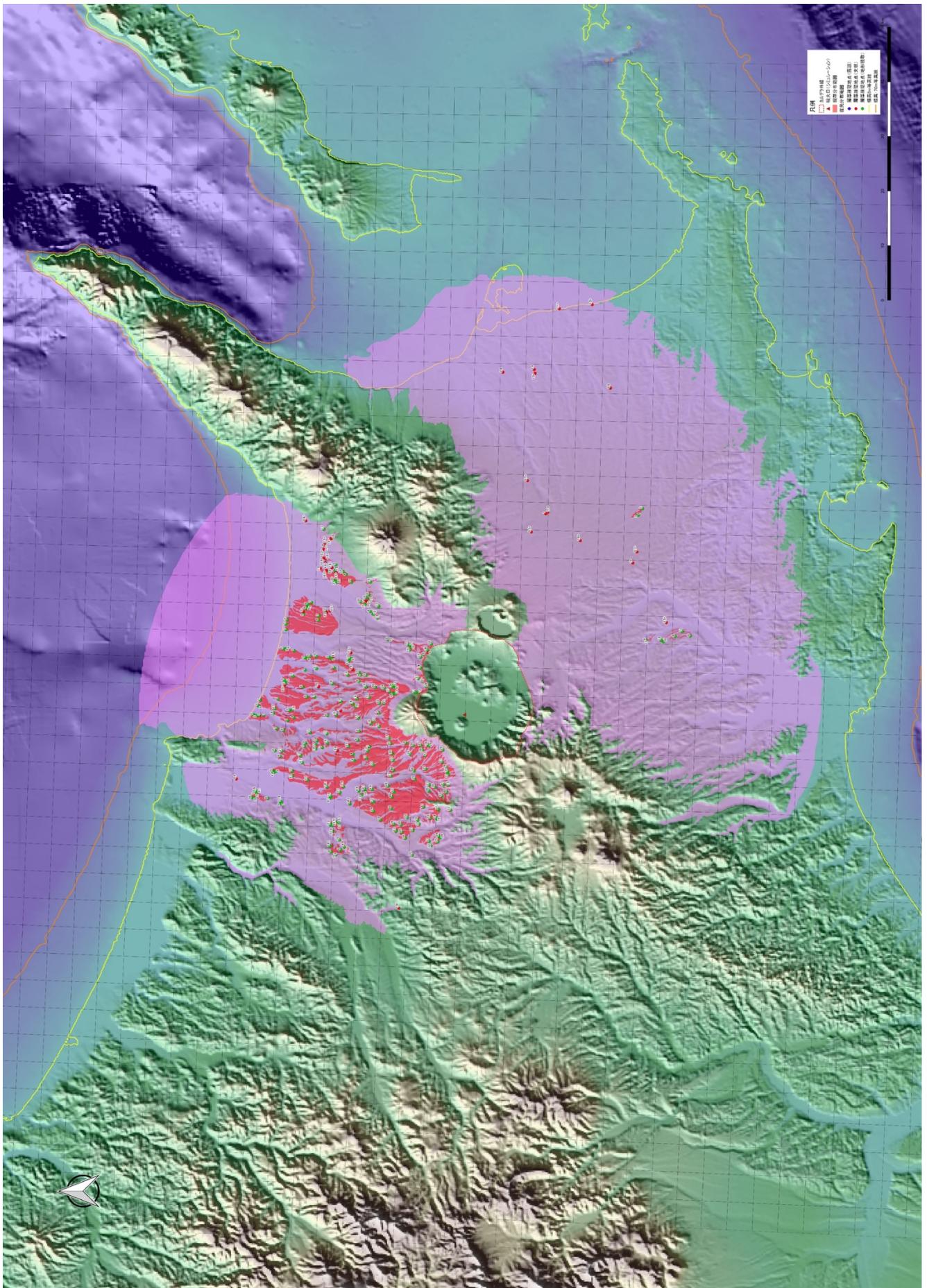
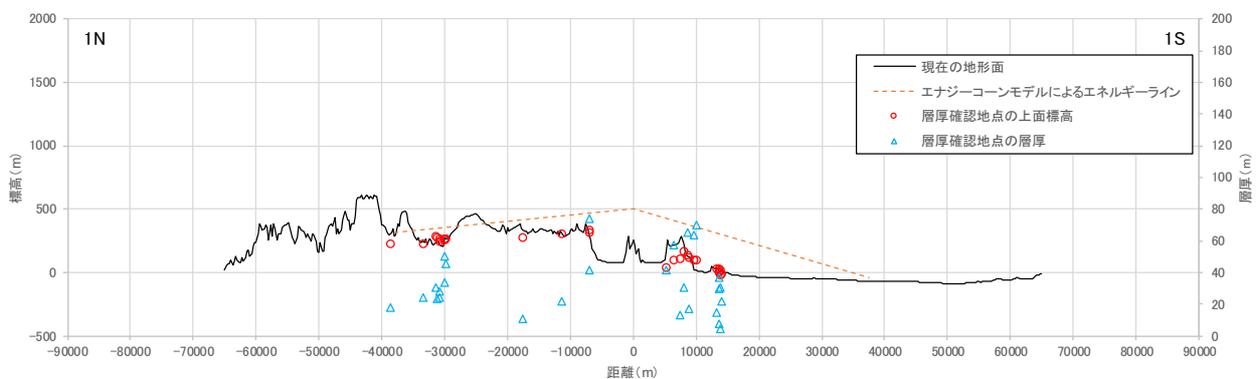


図 2.5-13 屈斜路火砕流堆積物 I の現存・復元分布

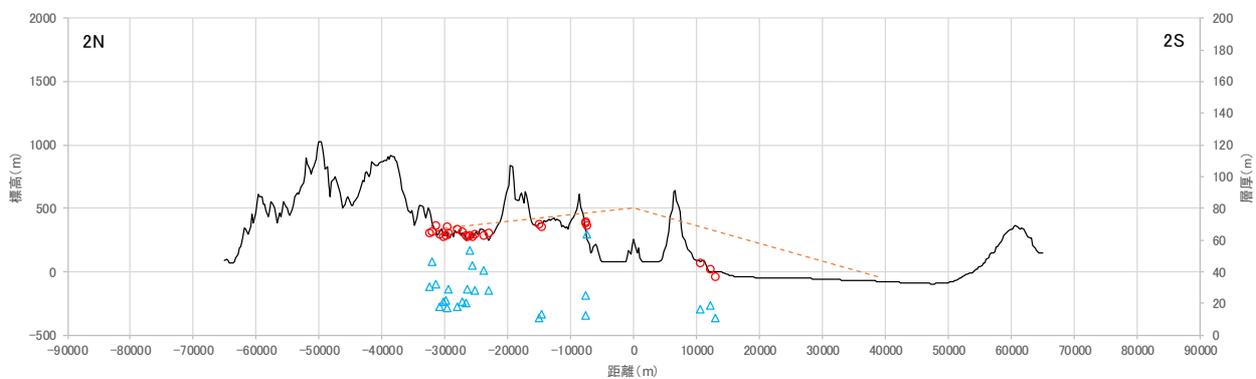
2) 洞爺火砕流の層厚分布

洞爺火砕流堆積物の現存・復元分布と断面線の位置を図 2.5-15 に、断面ごとの上面標高と層厚を図 2.5-16 に、層厚と噴火口からの距離の関係を図 2.5-17 に、5km メッシュごとの平均層厚の分布を図 2.5-18 に、5km メッシュごとの最大層厚の分布を図 2.5.27 に示す。

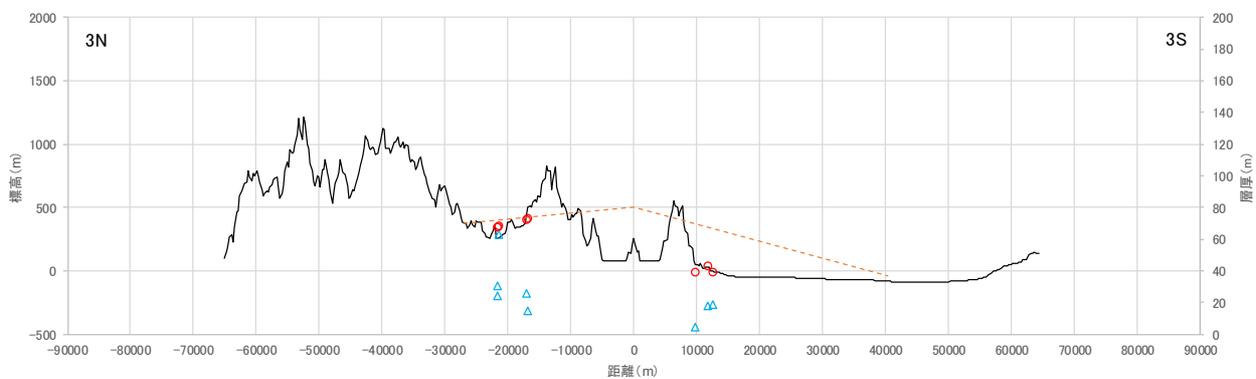
洞爺火砕流堆積物における断面線は、北を基準として、噴火口を中心に方向角度を 10° ごとに変化させた位置で作成した。断面図には、断面線の両側で噴火口を中心とした方向角度 5° の範囲に含まれる層厚データの上面標高と層厚、採用したエネルギーコーンモデルのエネルギーラインを示した。洞爺カルデラおよび周辺の地形は、大きく北方と南方で異なっており、北方ではカルデラから 60km 程度の範囲まで台地・山地が広がるものの、南方ではカルデラから 10km 程度で太平洋へ達する。洞爺火砕流堆積物の上面標高の分布は、概ね地形に沿った形状を示し、地形と同様に北方と南方で分布の傾向が異なる。カルデラの北方では、図 2.5-16 の断面 14 と断面 16 の一部で駆け上がりによると推測されるエネルギーラインを超えた位置に分布が認められるものの、地形的な低所を埋積しつつ、噴火口から離れるにつれて上面標高が徐々に小さくなる。一方で、南方では、カルデラから太平洋に向かって急激に小さくなった後に、変化が目立たなくなる。層厚の分布は、ばらつきが大きいものの、噴火口から離れるにつれて小さくなる傾向が認められる。層厚の分布がばらつく要因は、層厚データに下限が規定されないもの（厚さが過小評価されているもの）を含むことが一つに挙げられる。噴火口からの距離を基準として 2.5km 区間ごとに集計した平均値と最大値を目的変数、噴火口からの距離を説明変数とし、最遠部で層厚が 0m となるようにデータを追加した線形モデルによる回帰分析を行うと、両者には高い相関が認められた。



(a) 断面1

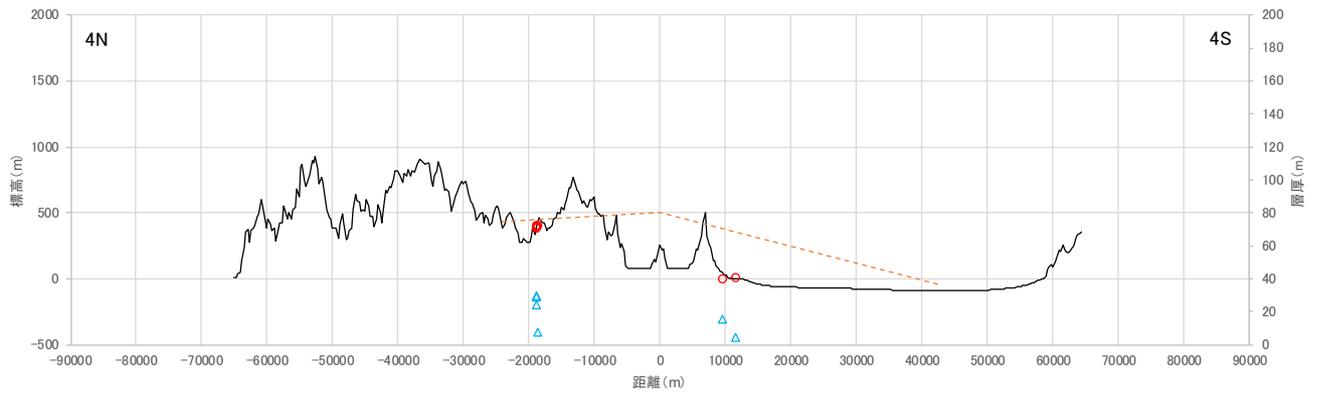


(b) 断面2

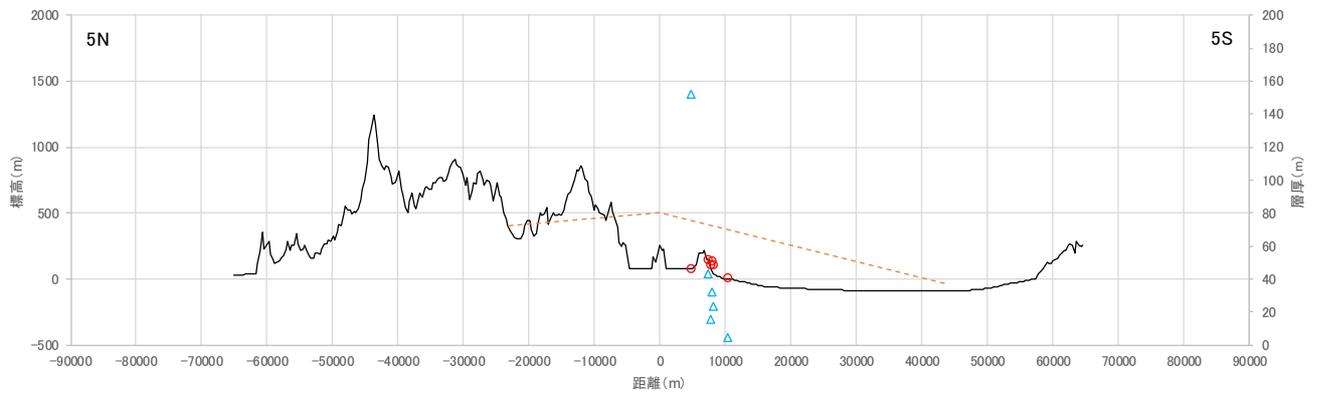


(c) 断面3

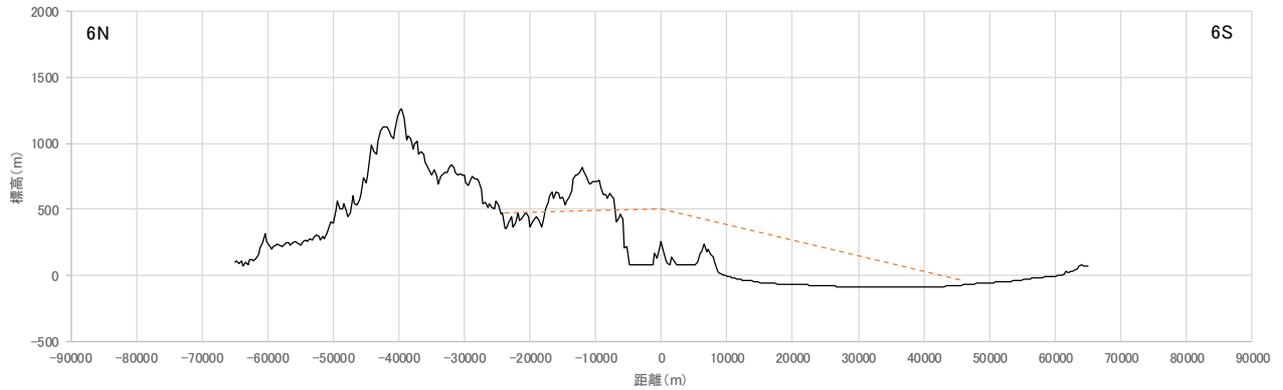
図 2.5-16 断面ごとの洞爺火砕流堆積物の上面標高および層厚



(d) 断面4

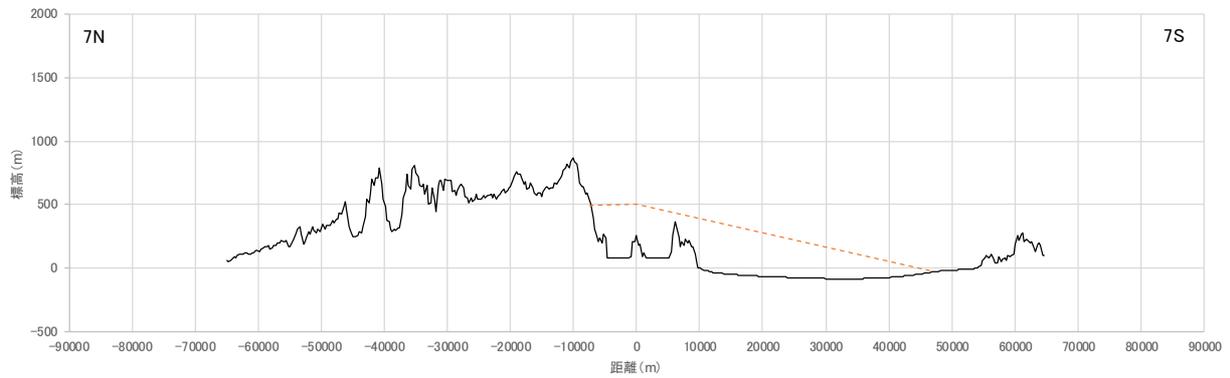


(e) 断面5

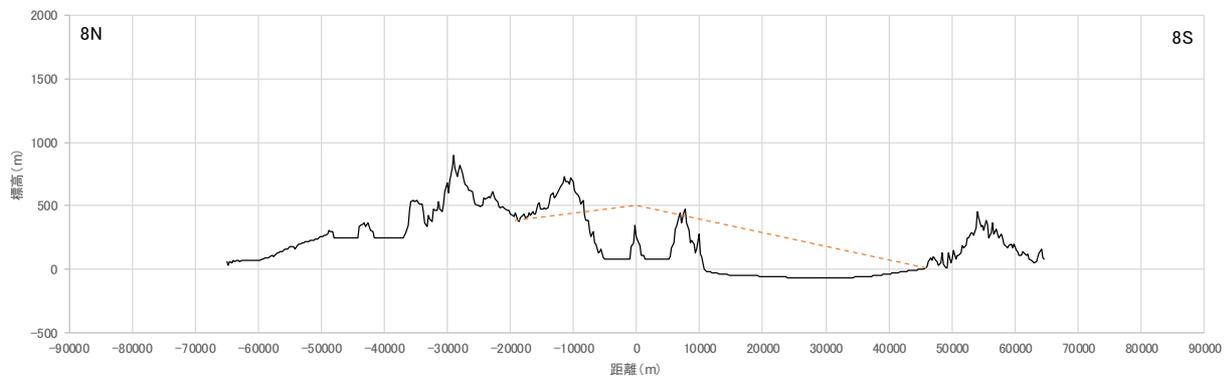


(f) 断面6

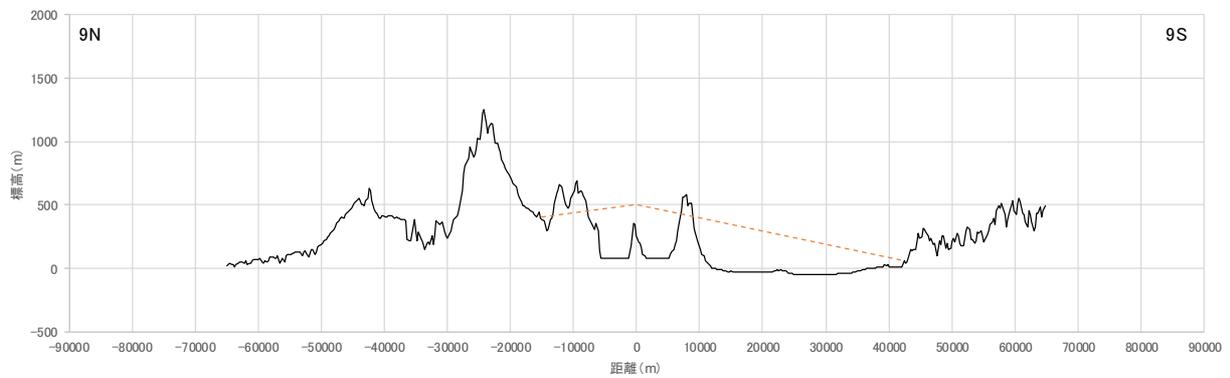
図 2.5-16 断面ごとの洞爺火砕流堆積物の上面標高および層厚 (続き)



(g) 断面7

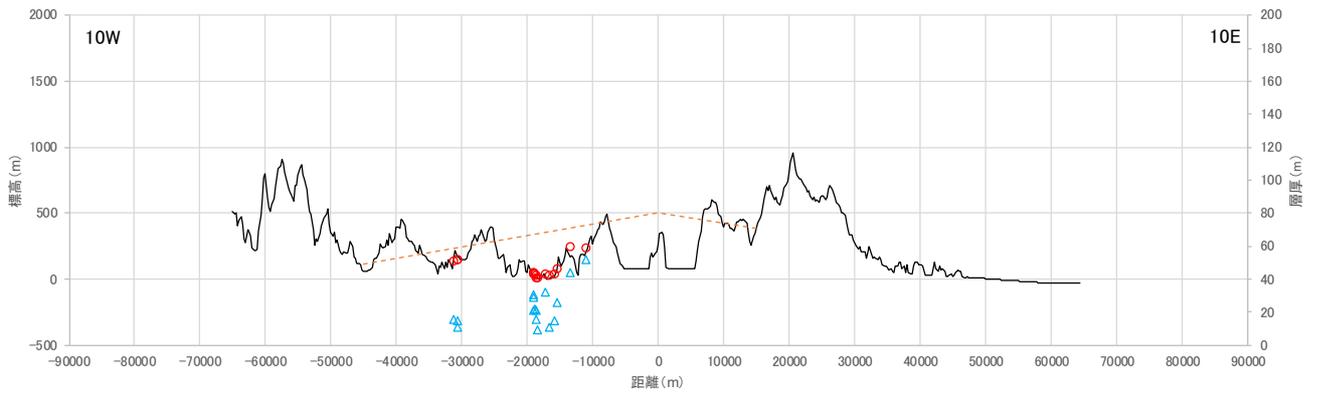


(h) 断面8

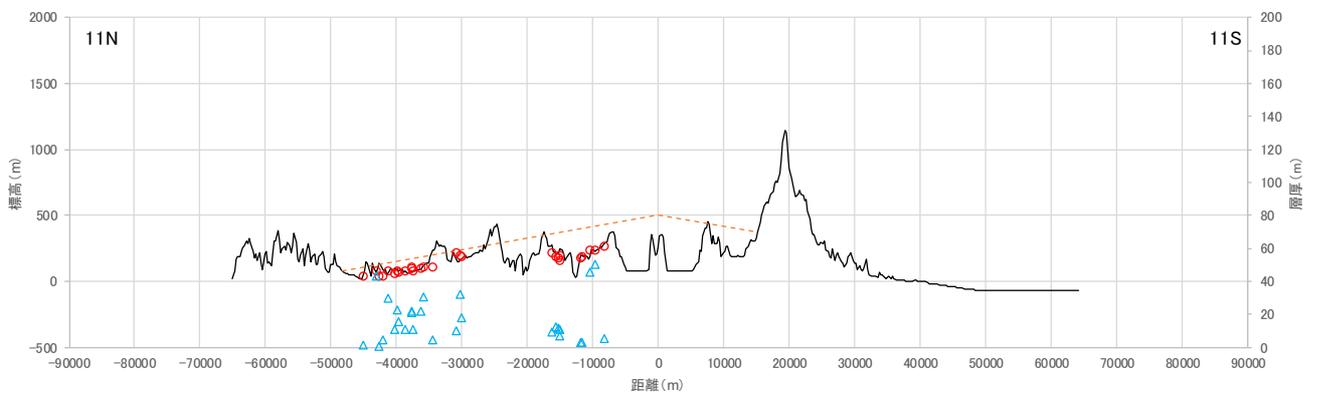


(i) 断面9

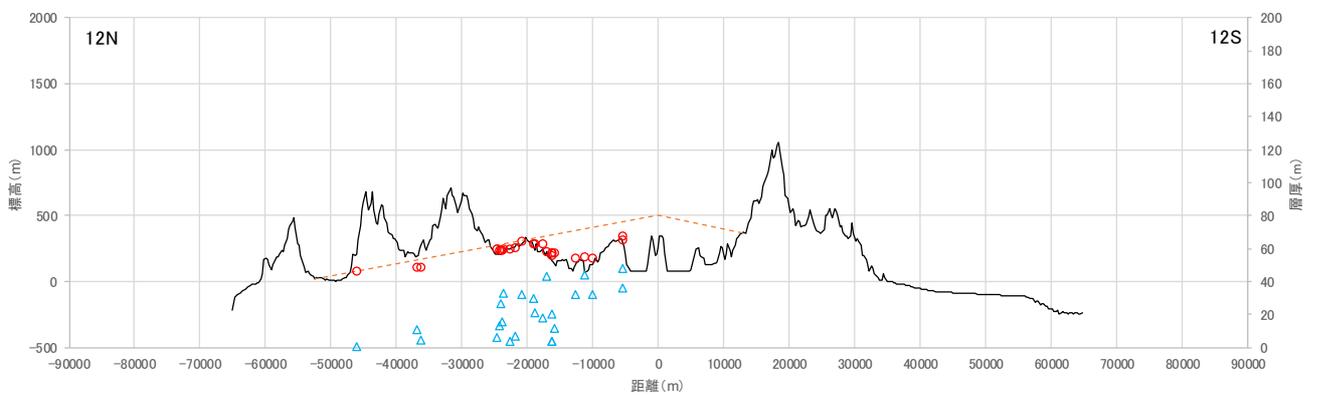
図 2.5-16 断面ごとの洞爺火砕流堆積物の上面標高および層厚 (続き)



(j) 断面10



(k) 断面11



(l) 断面12

図 2.5-16 断面ごとの洞爺火砕流堆積物の上面標高および層厚 (続き)

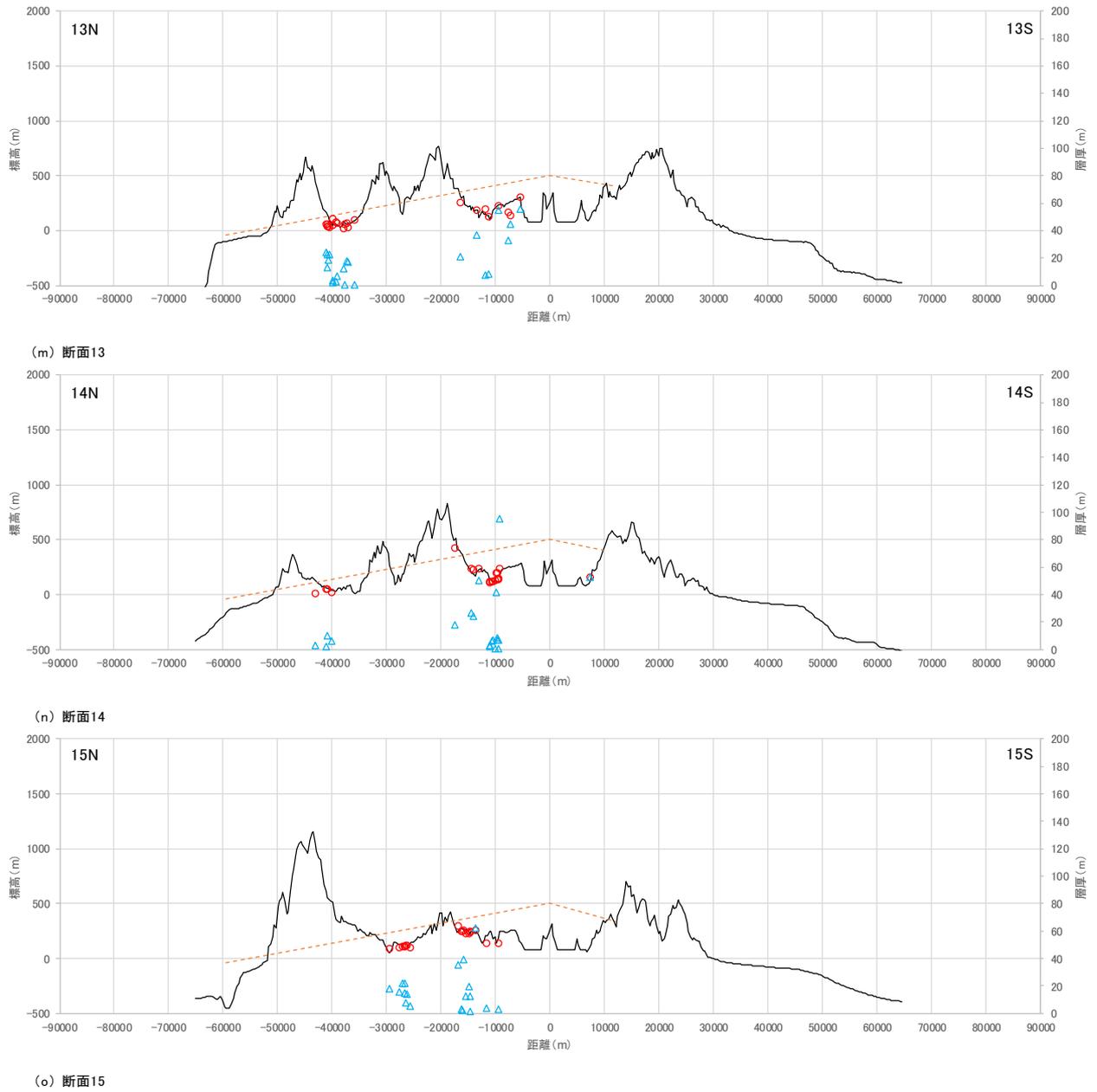
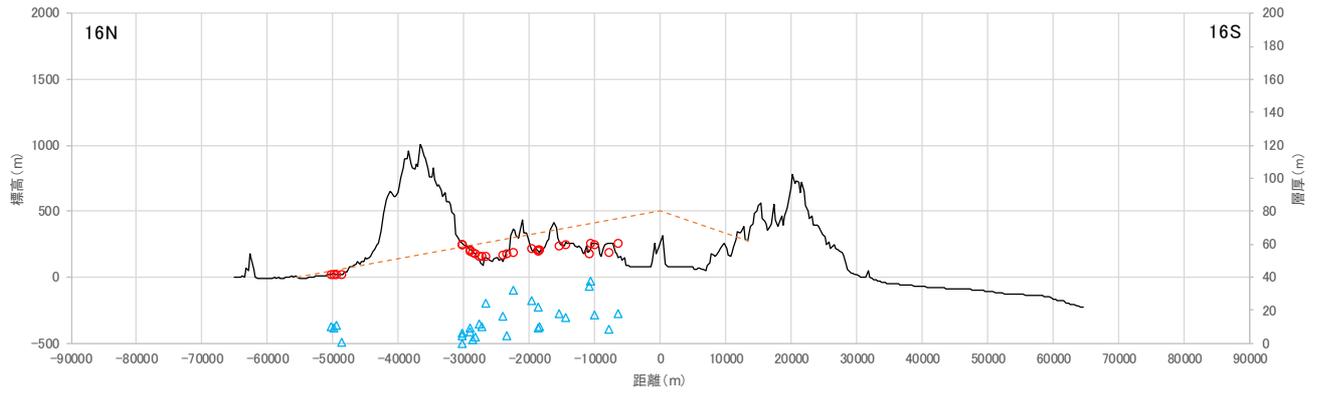
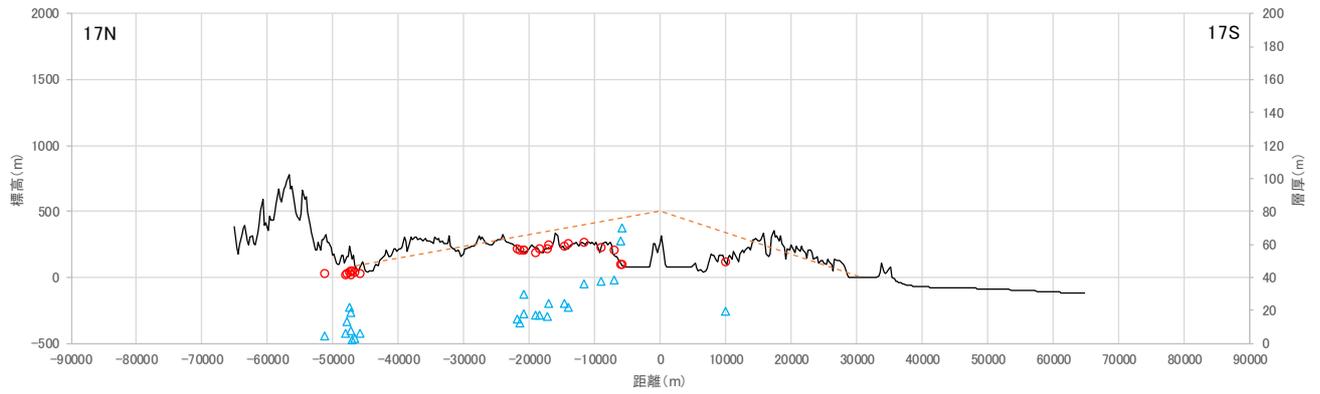


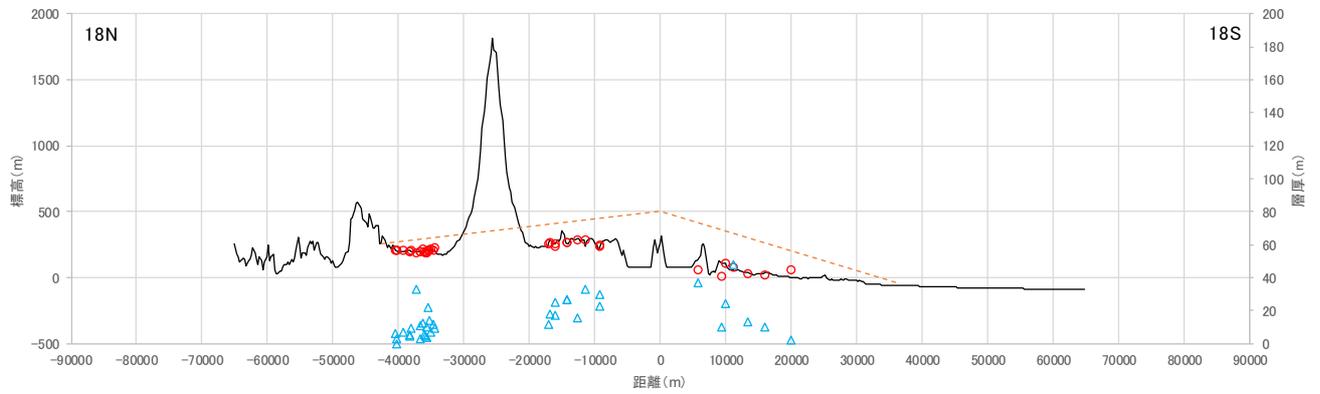
図 2.5-16 断面ごとの洞爺火砕流堆積物の上面標高および層厚 (続き)



(p) 断面16

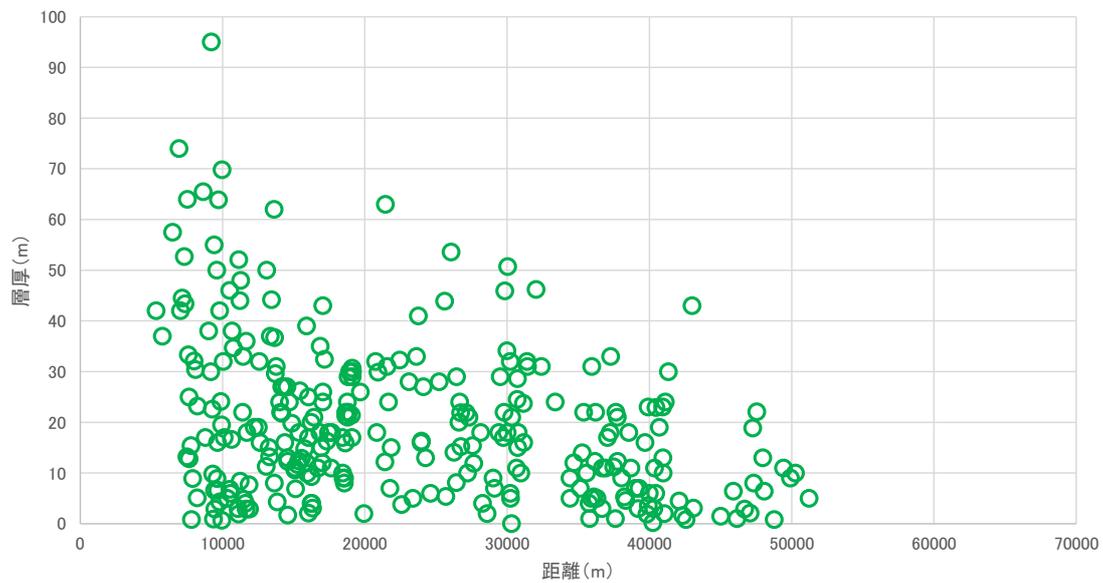


(a) 断面17

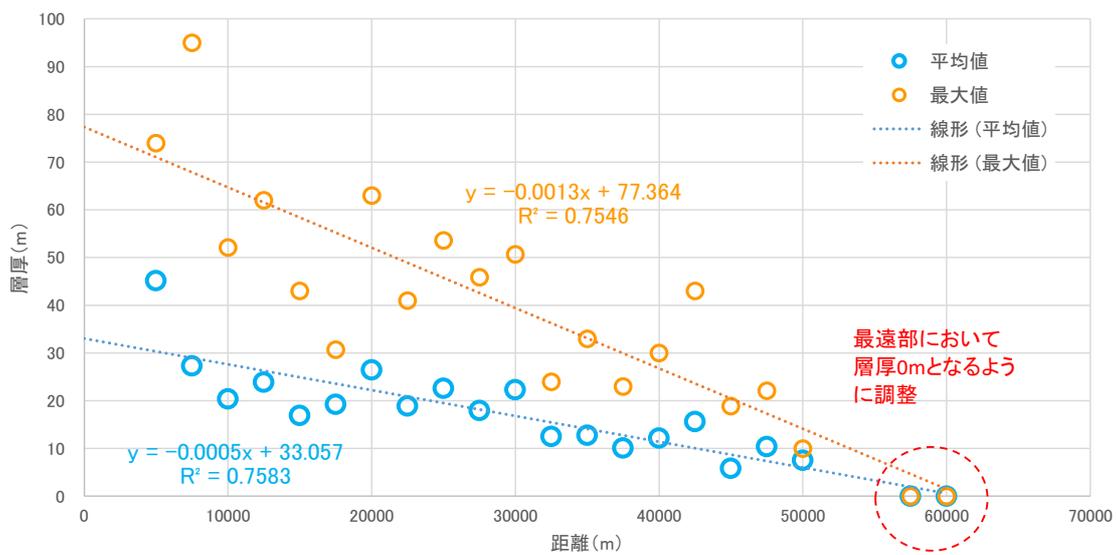


(r) 断面18

図 2.5-16 断面ごとの洞爺火砕流堆積物の上面標高および層厚 (続き)



(a) 全データ (カルデラ内を除く)



(b) 2.5km 区間ごとの平均値と最大値

図 2.5-17 洞爺火砕流堆積物の層厚と噴火口からの距離との関係

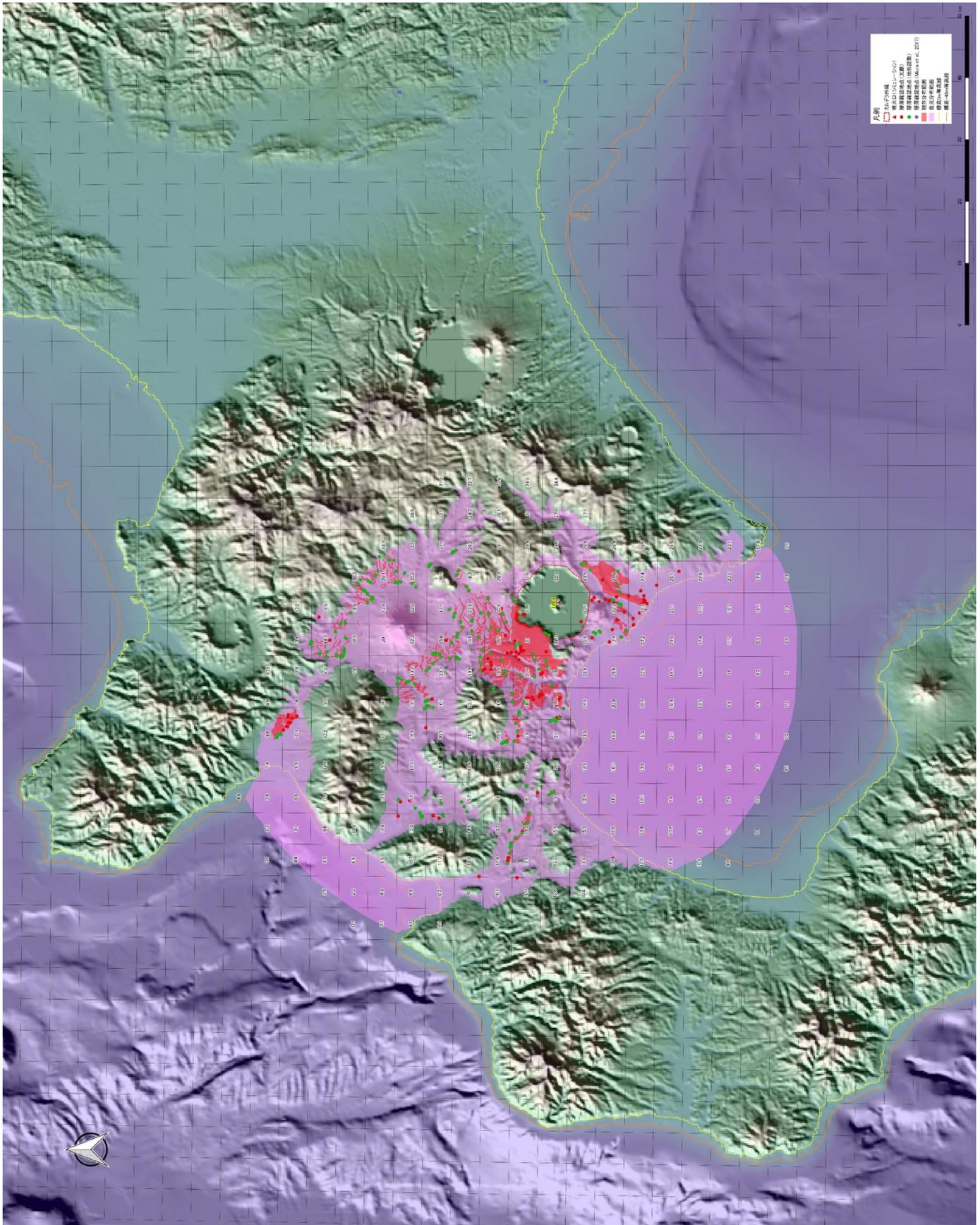


図 2.5-18 洞爺火砕流堆積物の 5km メッシュごとの平均層厚の分布

3) 屈斜路火砕流堆積物 IV の層厚分布

屈斜路火砕流堆積物 IV の現存・復元分布と断面線の位置を図 2.5-20 に、断面ごとの上面標高と層厚を図 2.5-21 に、層厚と噴火口からの距離の関係を図 2.5-22 に、5km メッシュごとの平均層厚の分布を図 2.5-23 に、5km メッシュごとの最大層厚の分布を図 2.5-24 に示す。

屈斜路火砕流堆積物 IV における断面線は、洞爺火砕流堆積物と同様に、北を基準として、噴火口を中心に方向角度を 10° ごとに変化させた位置で作成した。また、断面図には、断面線の両側で噴火口を中心とした方向角度 5° の範囲に含まれる層厚データの上面標高と層厚、採用したエネルギーコーンモデルのエネルギーラインを示した。屈斜路カルデラおよび周辺の地形は、現存分布の認められない北東側の知床半島と南西側の白糠丘陵が屈斜路カルデラより全体に標高が高く、そのほかの箇所では徐々に標高を下げて海へ連なる。屈斜路火砕流堆積物 IV の上面標高は、図 2.5-21 の 5 断面、7 断面、8 断面、9 断面に示すように、カルデラの近傍で推定したエネルギーラインを超える位置に分布が認められるものの、概ねエネルギーラインの範囲内で地形に沿った分布を示した。なお、上面標高は、噴火口から離れるにつれて徐々に小さくなる傾向を示すものの、図 2.5-29 の 12 断面、13 断面、16 断面にみられるように、地形的な低所のみではなく、地形的な障壁がある箇所ではそれに駆け上がり高所に位置したような分布を示す。層厚の分布は、層厚データに洞爺火砕流堆積物と同様の要因を含むため、ばらつきが大きいと推定されるものの、噴火口から離れるにつれて小さくなる傾向が認められる。また、層厚の最大値のピークは、カルデラの外縁近傍ではなく、20~30km 離れた箇所に位置する。噴火口からの距離を基準として 2.5km 区間ごとに集計した平均値・最大値と噴火口からの距離の関係をみると、断面図にみられる層厚分布の傾向が明瞭に読み取れる。平均値・最大値を目的変数、噴火口からの距離を説明変数として、最遠部で層厚が 0m となるようにデータを追加した線形モデルによる回帰分析を行うと、両者には相関があり、とくに平均値に高い相関が認められた。

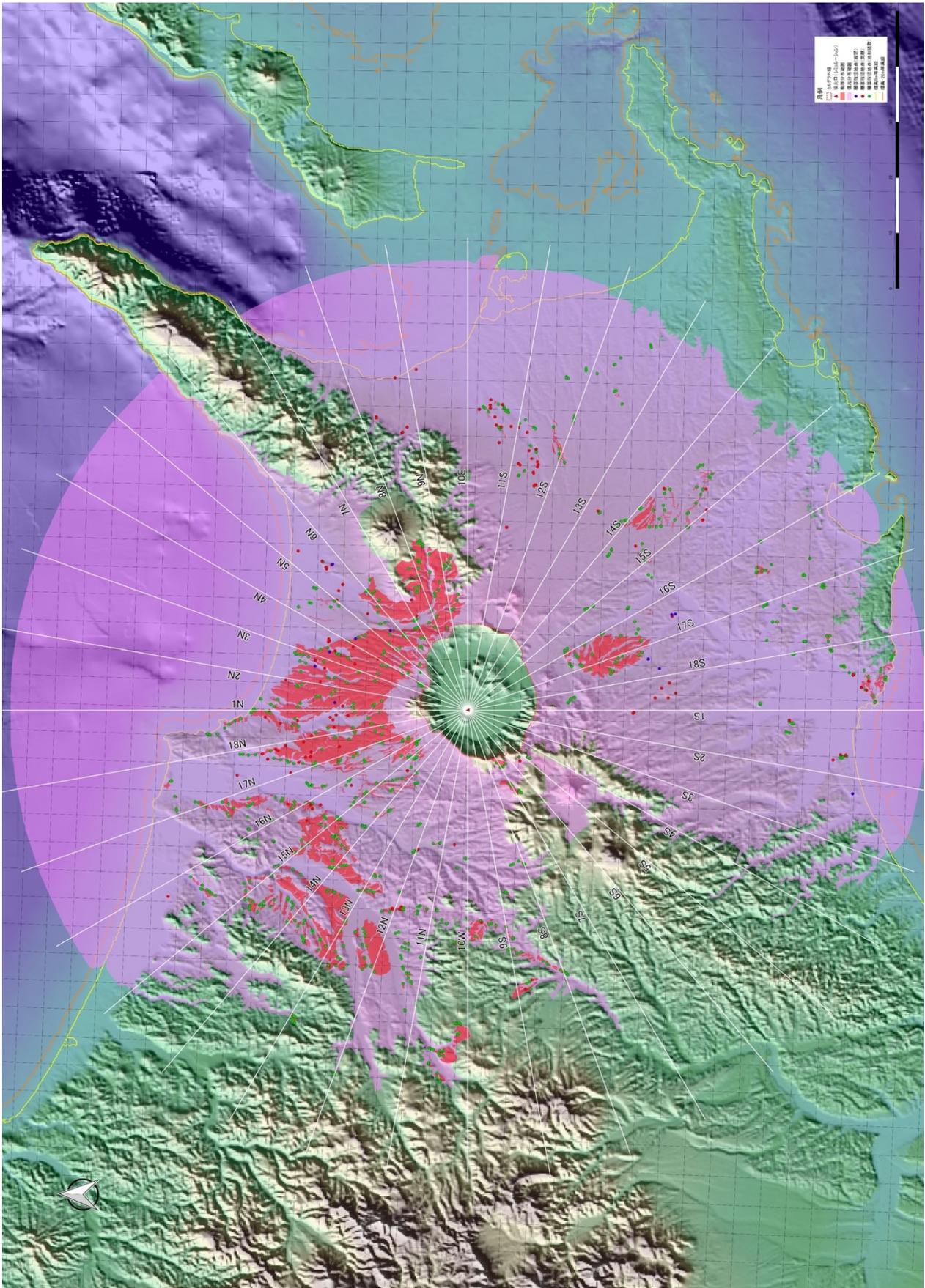


図 2.5-20 屈斜路火砕流堆積物Ⅳの現存・復元分布および断面線の位置

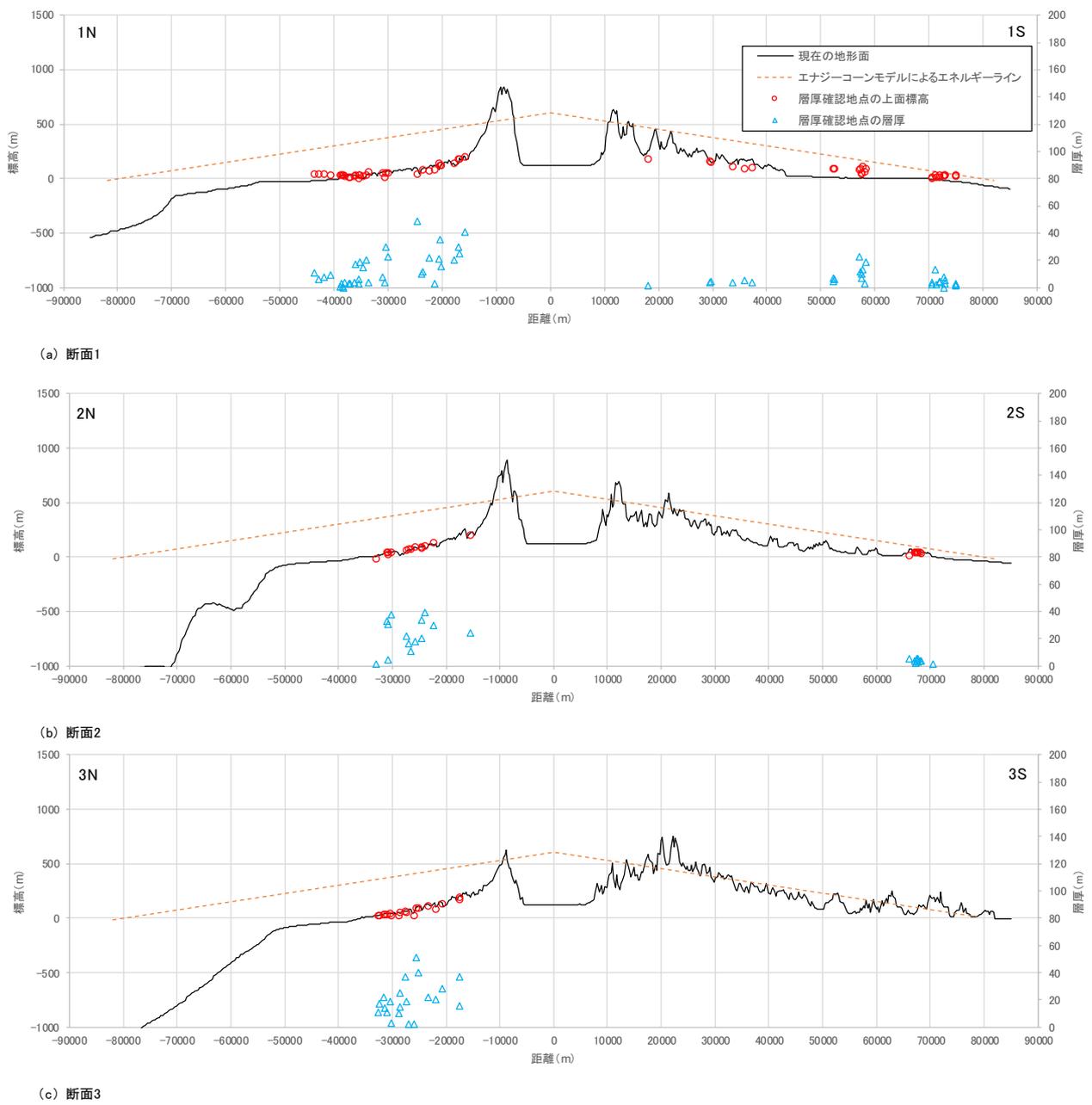
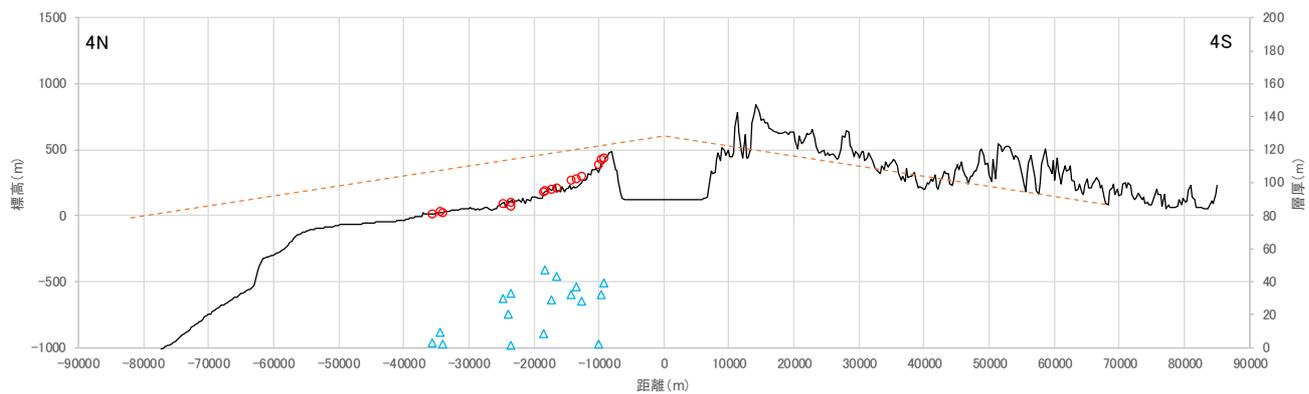
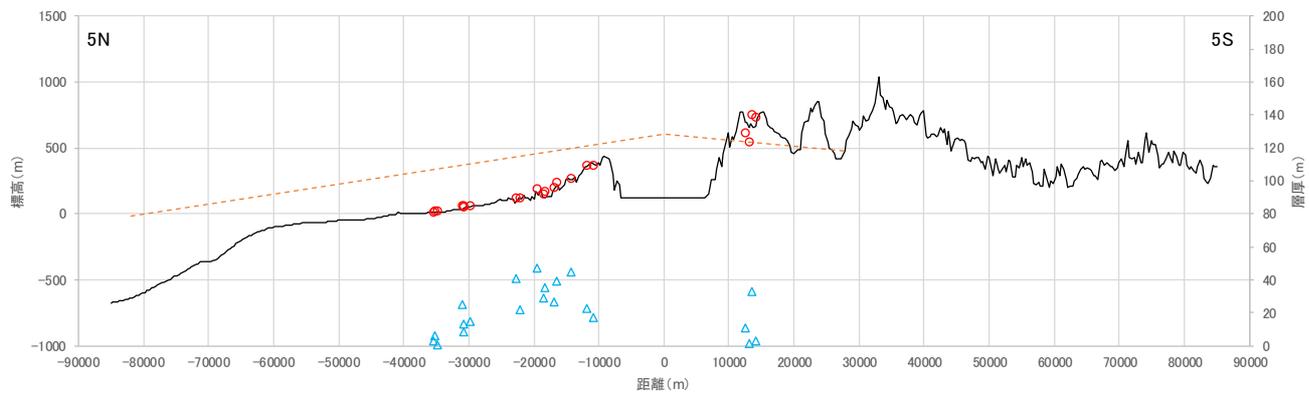


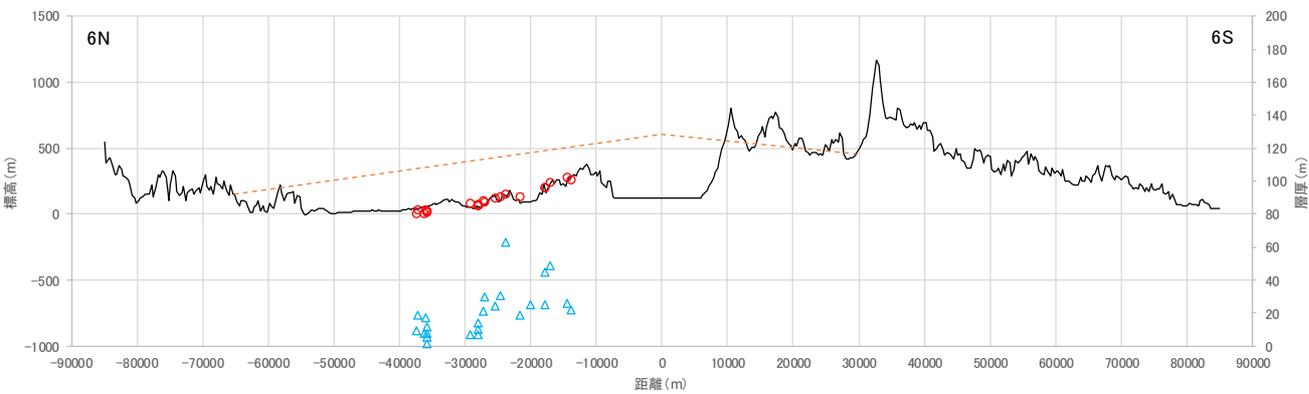
図 2.5-21 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 IV の上面標高および層厚



(d) 断面4



(e) 断面5



(f) 断面6

図 2.5-21 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 IV の上面標高および層厚 (続き)

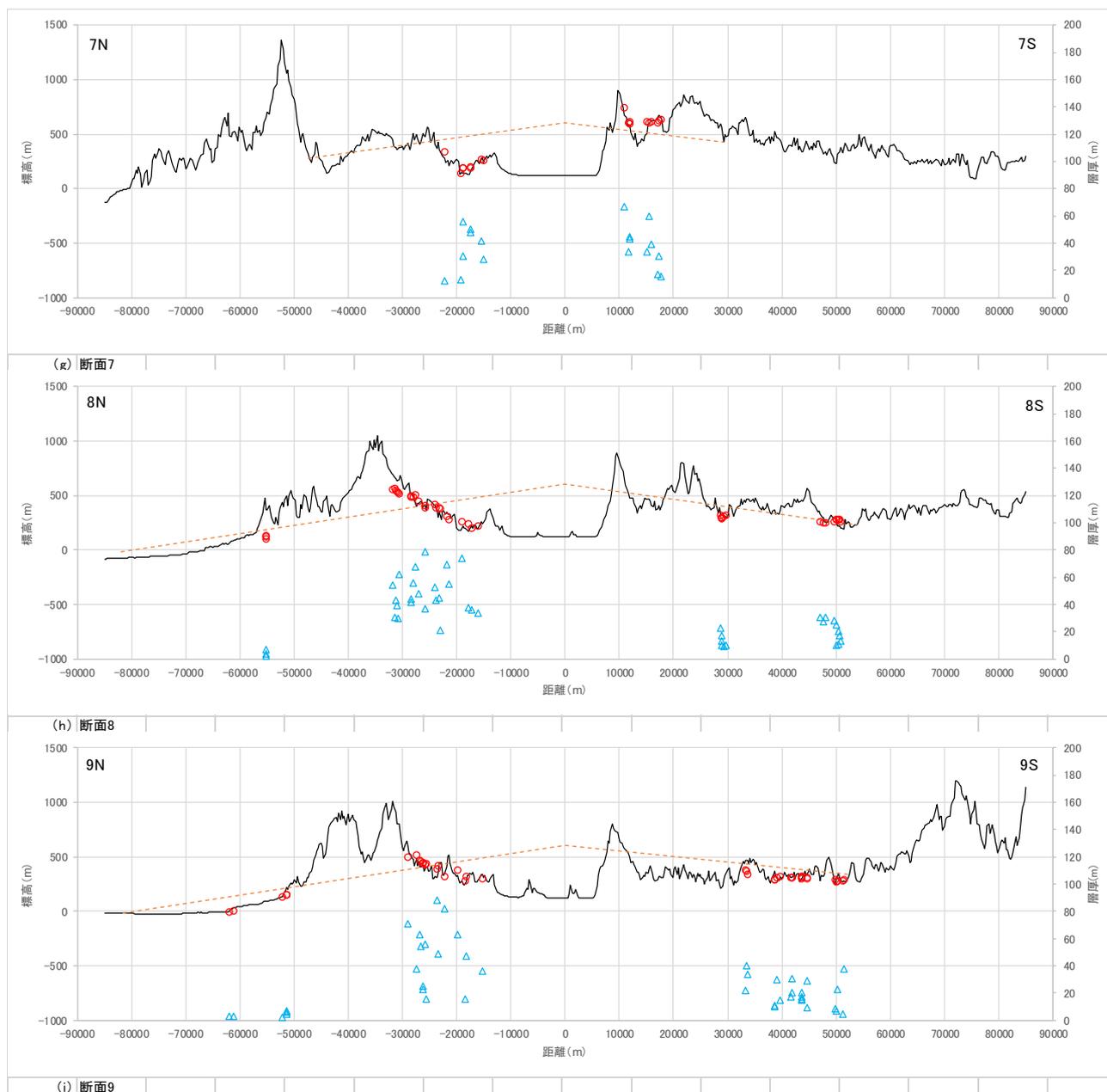


図 2.5-21 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 IV の上面標高および層厚 (続き)

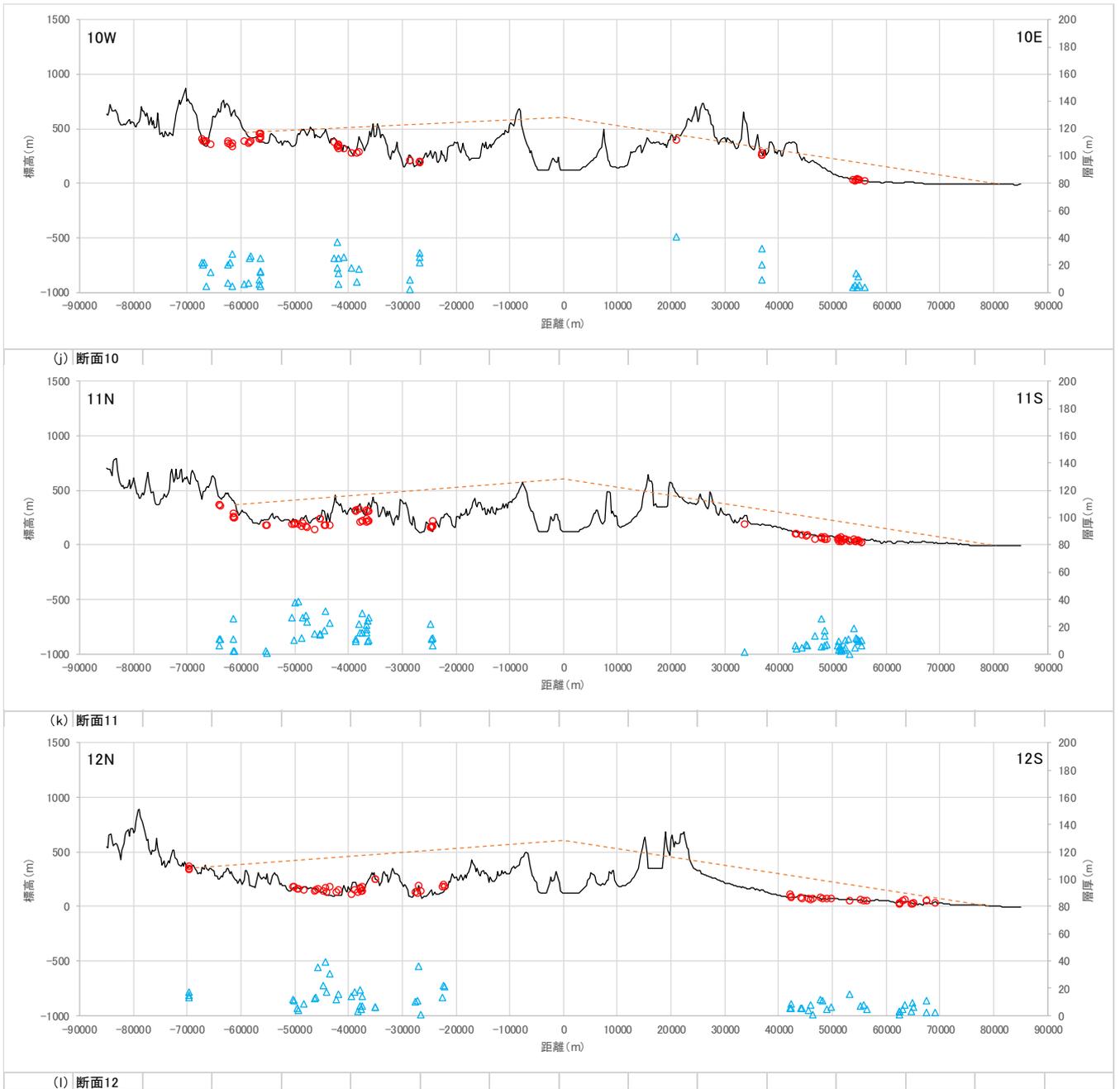


図 2.5-21 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 IV の上面標高および層厚 (続き)

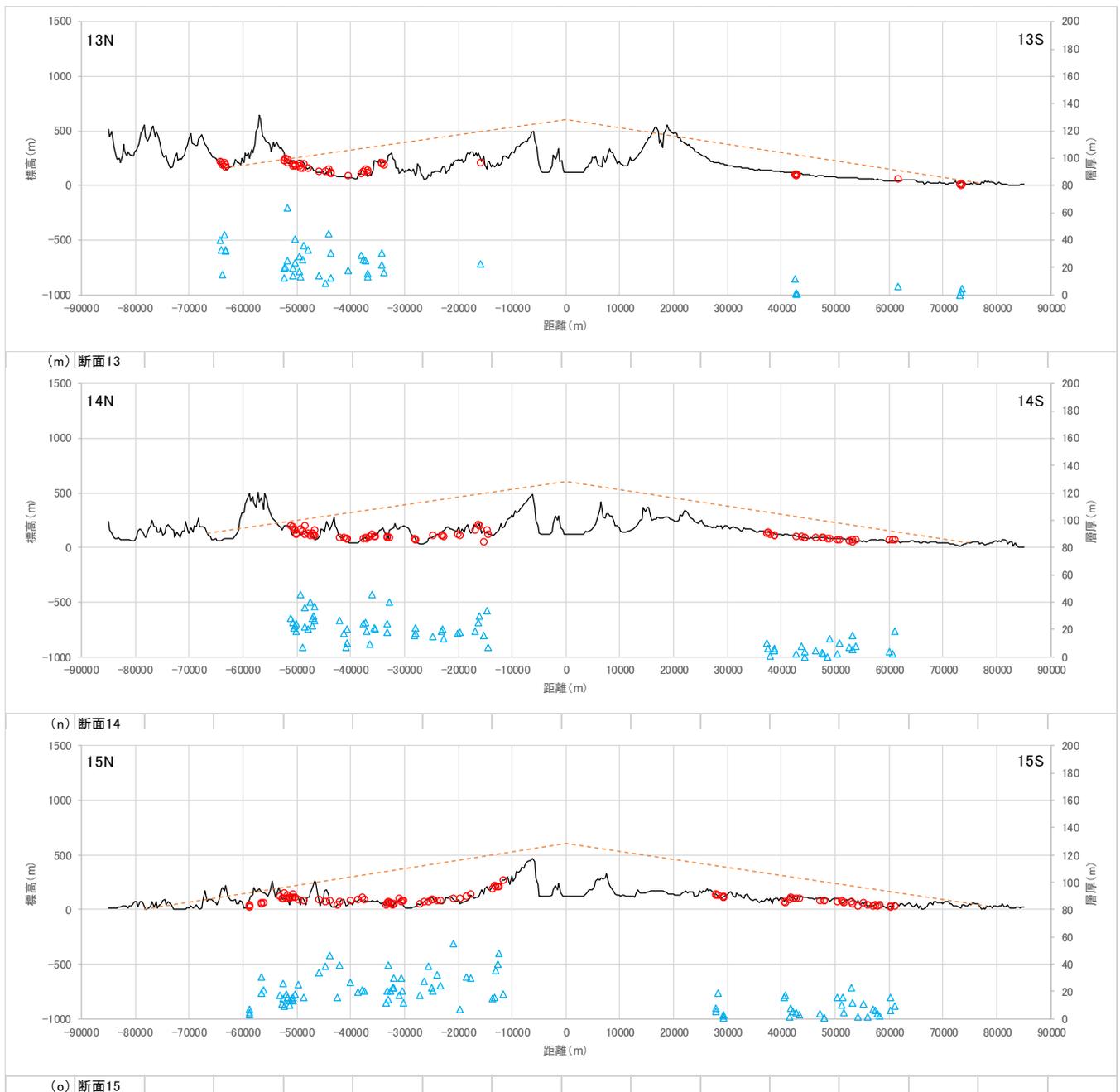


図 2.5-21 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 IV の上面標高および層厚 (続き)

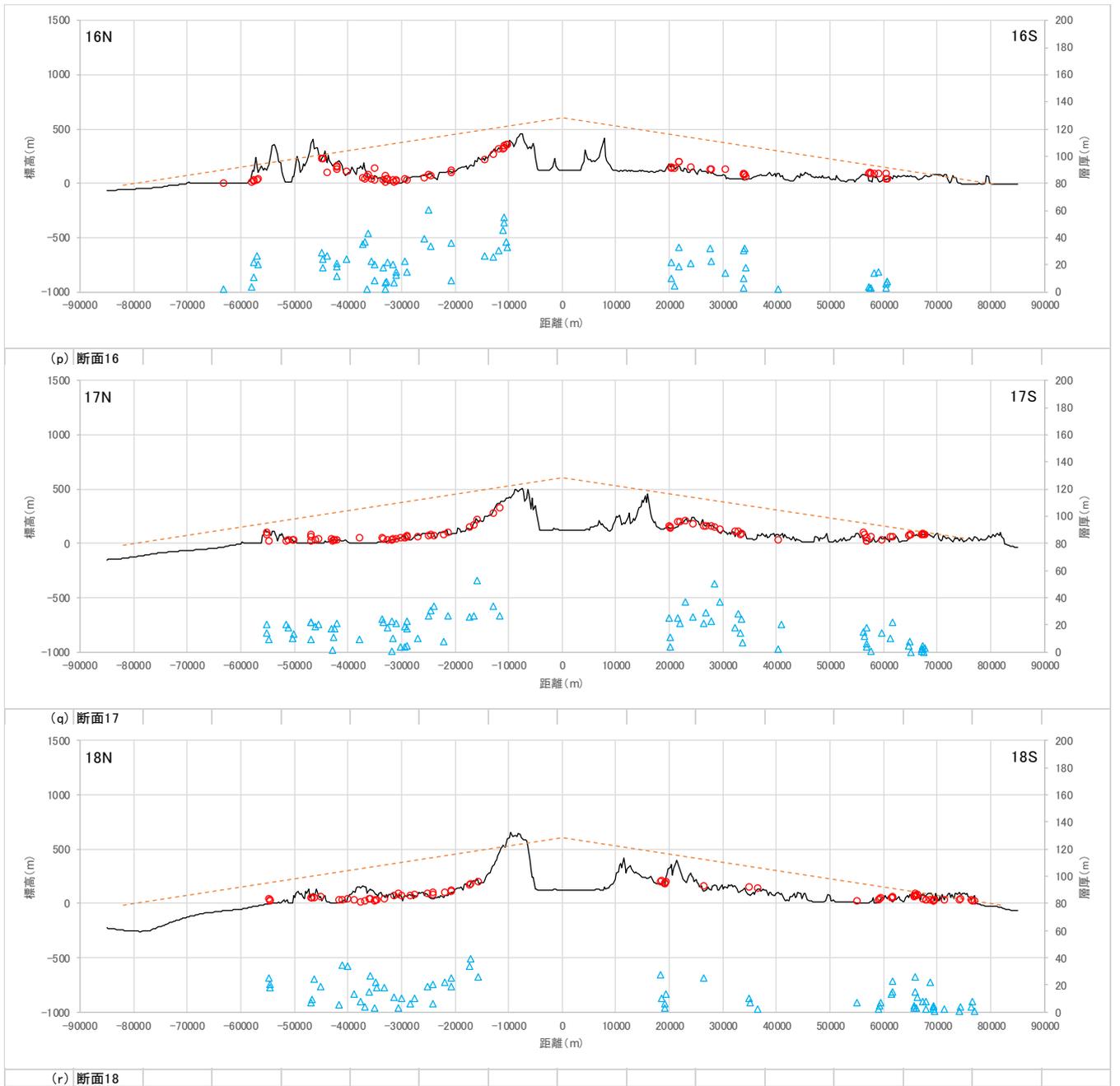
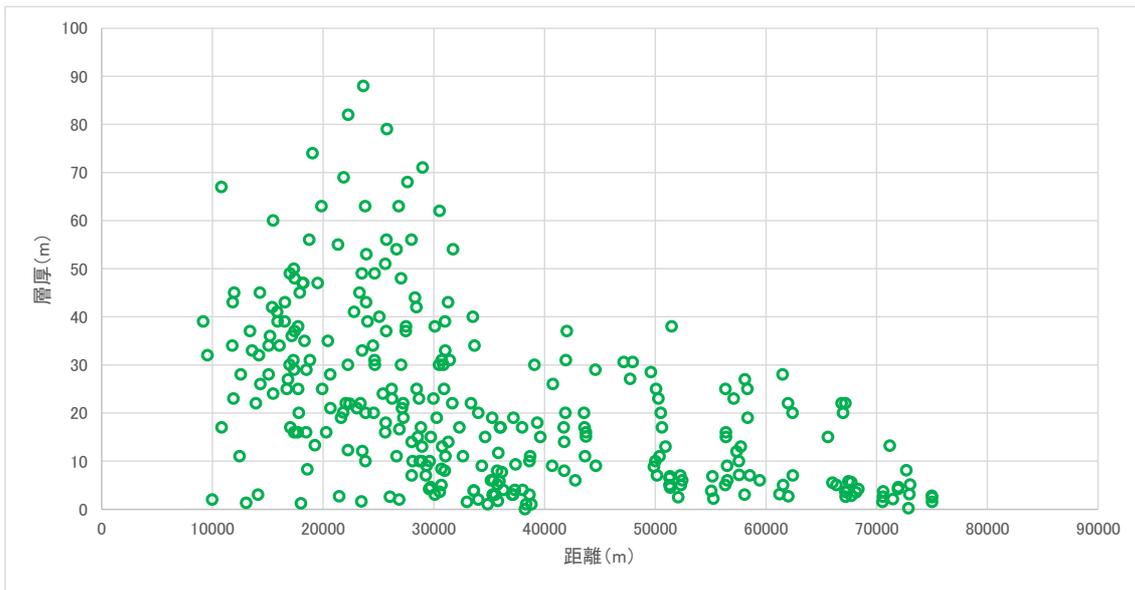
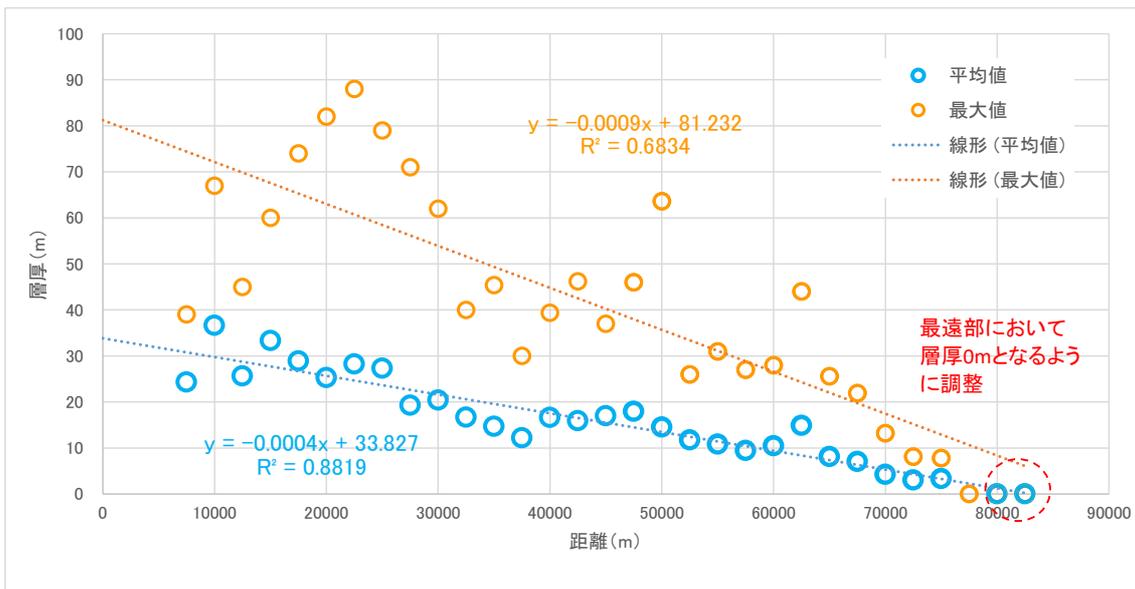


図 2.5-21 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 IV の上面標高および層厚 (続き)



(a) 全データ



(b) 2.5km 区間ごとの平均値と最大値

図 2.5-22 屈斜路火砕流堆積物 IV の層厚と噴火口からの距離との関係

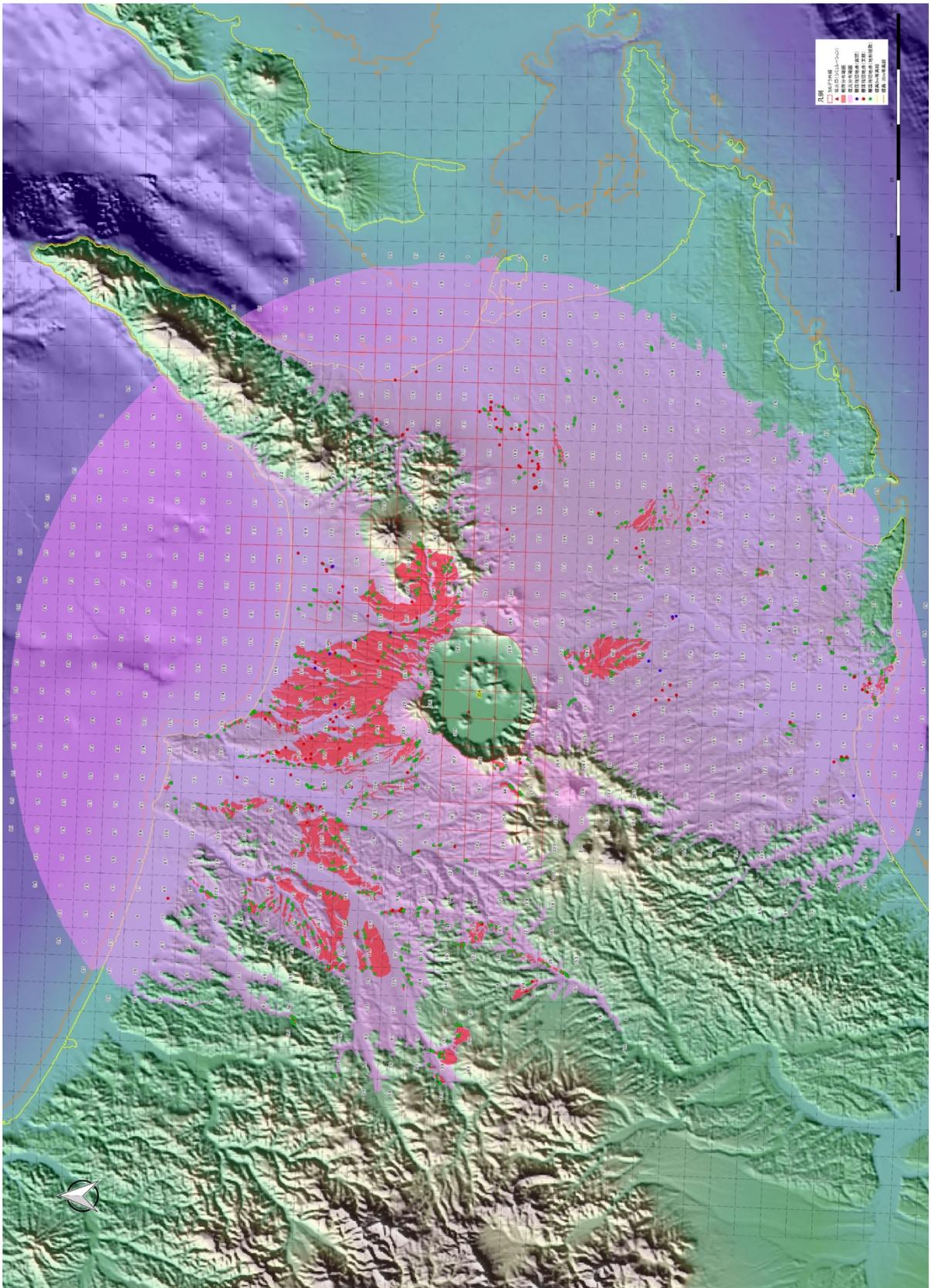


図 2.5-23 屈斜路火砕流堆積物 IV の 5km メッシュごとの平均層厚の分布

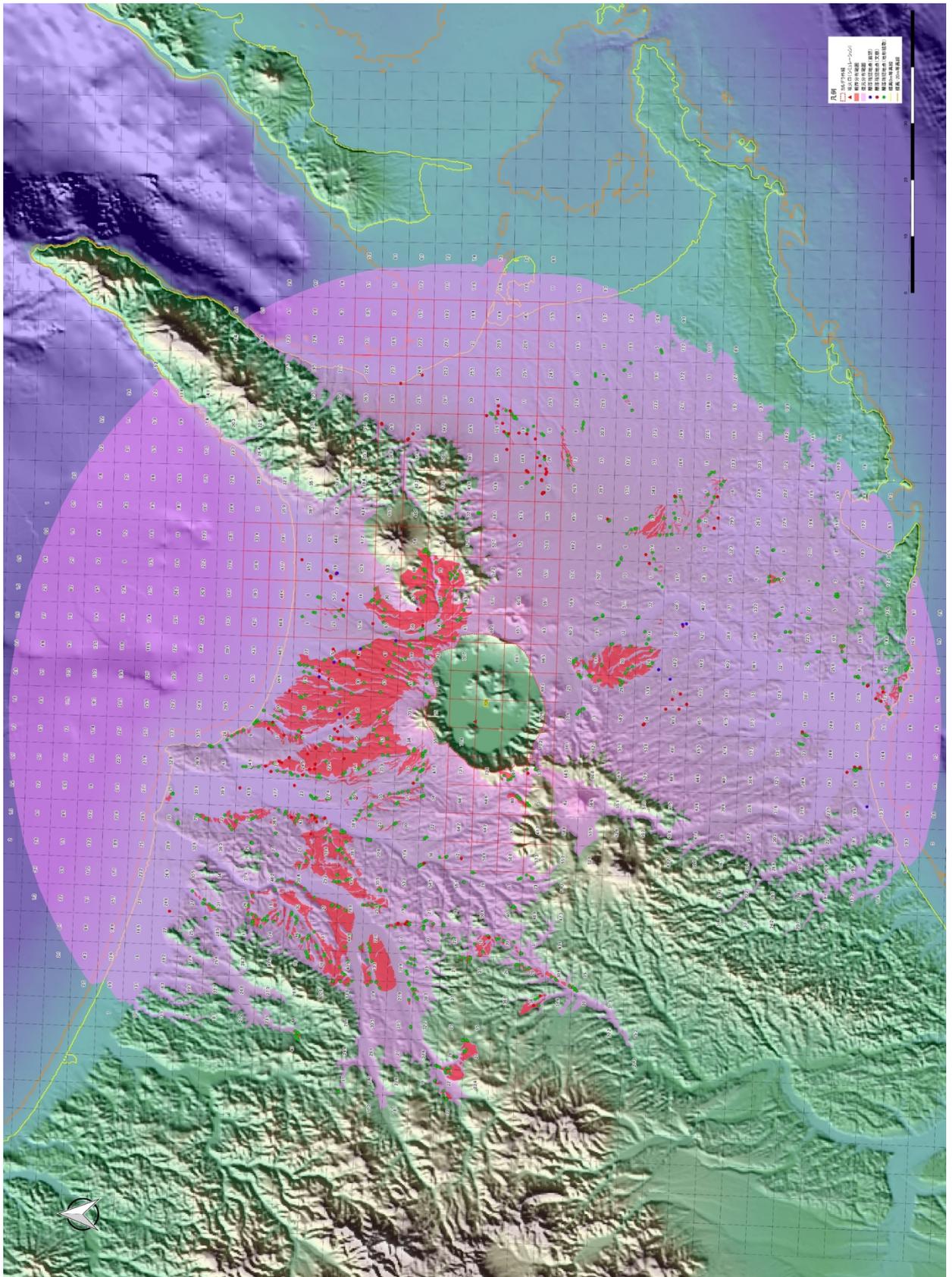


図 2.5-24 屈斜路火砕流堆積物 IV の 5km メッシュごとの最大層厚の分布

4) 屈斜路火砕流堆積物 I の層厚分布

屈斜路火砕流堆積物 I の現存・復元分布と断面線の位置を図 2.5-25 に、断面ごとの上面標高と層厚を図 2.5-26 に、層厚と噴火口からの距離の関係を図 2.5-27 に、5km メッシュごとの平均層厚の分布を図 2.5-28 に、5km メッシュごとの最大層厚の分布を図 2.5-29 に示す。

屈斜路火砕流堆積物 I における断面線は、他の火砕流堆積物と同様に、北を基準として、噴火口を中心に方向角度を 10° ごとに変化させた位置で作成した。また、断面図には、断面線の両側で噴火口を中心とした方向角度 5° の範囲に含まれる層厚データの上面標高と層厚、採用したエネルギーコーンモデルのエネルギーラインを示した。屈斜路火砕流堆積物 I の上面標高は、カルデラの近傍で推定したエネルギーラインを超える位置に分布が認められるものの、概ねエネルギーラインの範囲内で地形に沿い、噴火口から離れるにつれて徐々に小さくなる分布を示した。層厚の分布は、層厚データに他の火砕流堆積物と同様の要因を含むため、ばらつきが大きいと推定されるものの、噴火口から離れるにつれて小さくなる傾向が認められる。ただし、減衰の傾向は、噴火口から距離が概ね 45km 付近を境として大きく異なる。すなわち、噴火口から 45km までは距離に依存して層厚の減衰する勾配が大きく、45km より遠方では勾配が著しく小さくなる。噴火口からの距離を基準として 2.5km 区間ごとに集計した平均値・最大値と噴火口からの距離の関係をみると、断面図にみられる層厚分布の傾向が明瞭に読み取れる。平均値・最大値を目的変数、噴火口からの距離を説明変数として、噴火口からの距離が 45km の区間、45km より遠方の区間では最遠部で層厚が 0m となるようにデータを追加した線形モデルによる回帰分析を行うと、両者には相関が認められた。ただし、45km より遠方の区間ではデータが少なく、45km までの区間に比較して、相関に乏しかった。

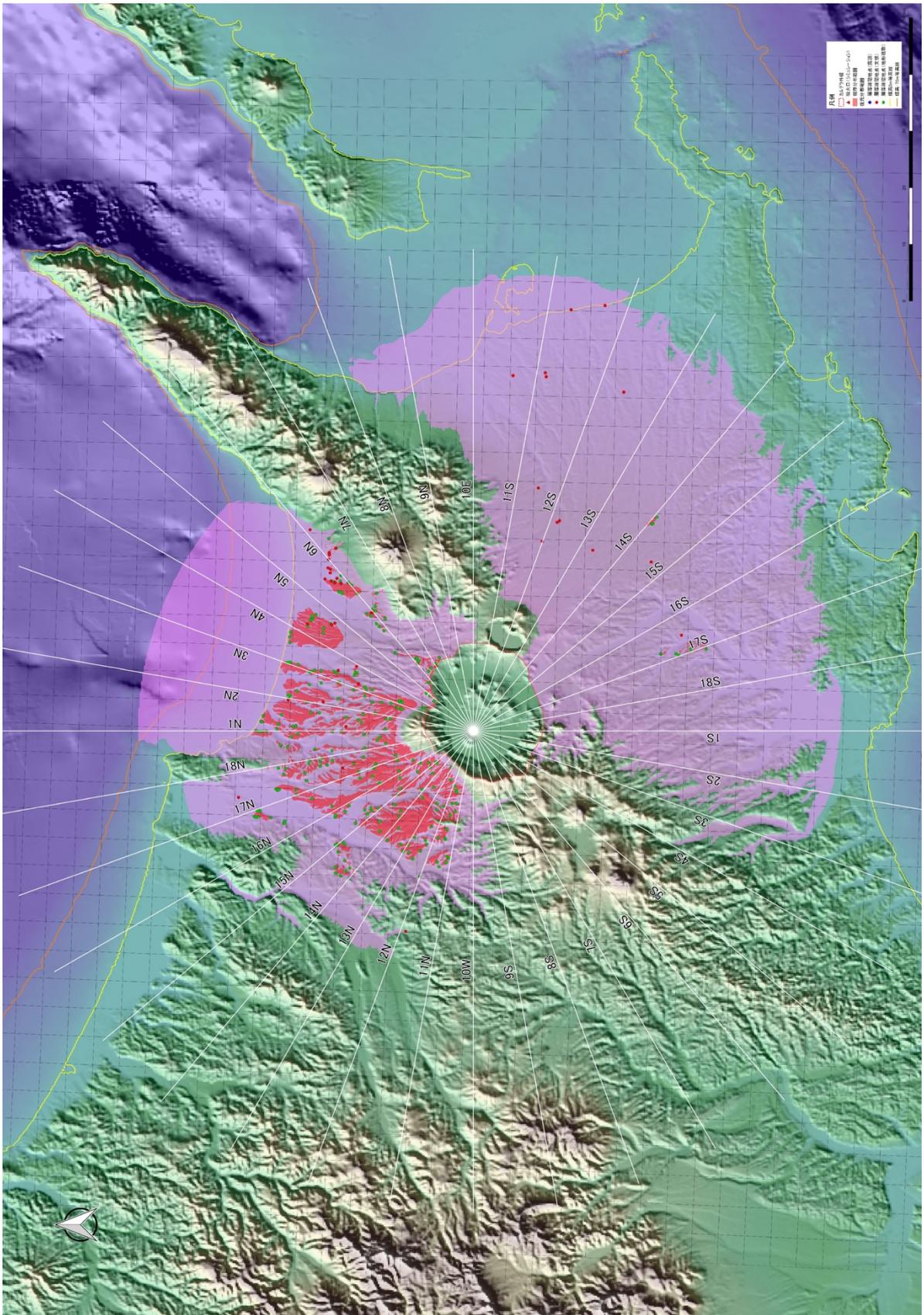


図 2.5-25 屈斜路火砕流堆積物 I の現存・復元分布および断面線の位置

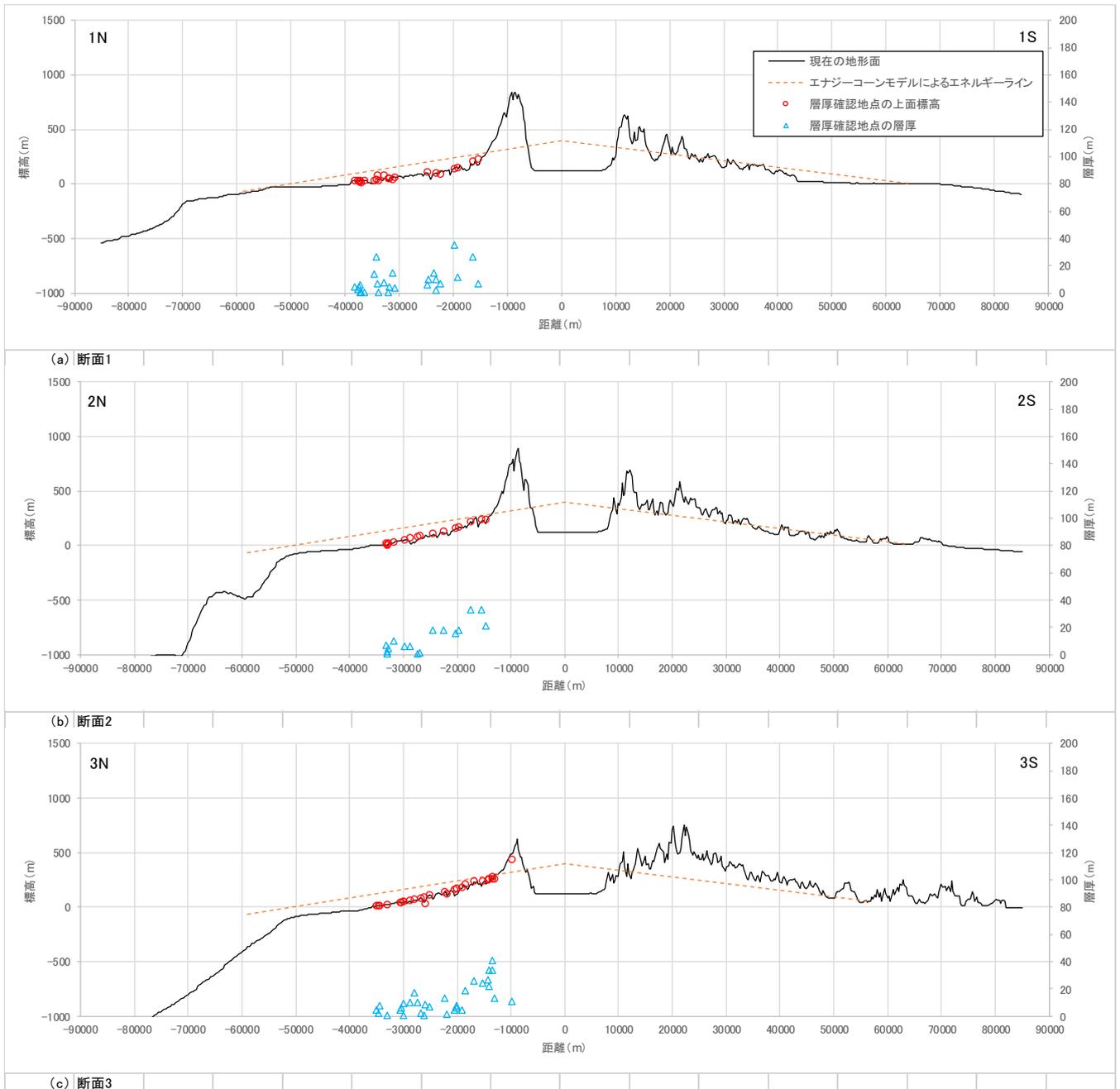


図 2.5-26 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 I の上面標高および層厚

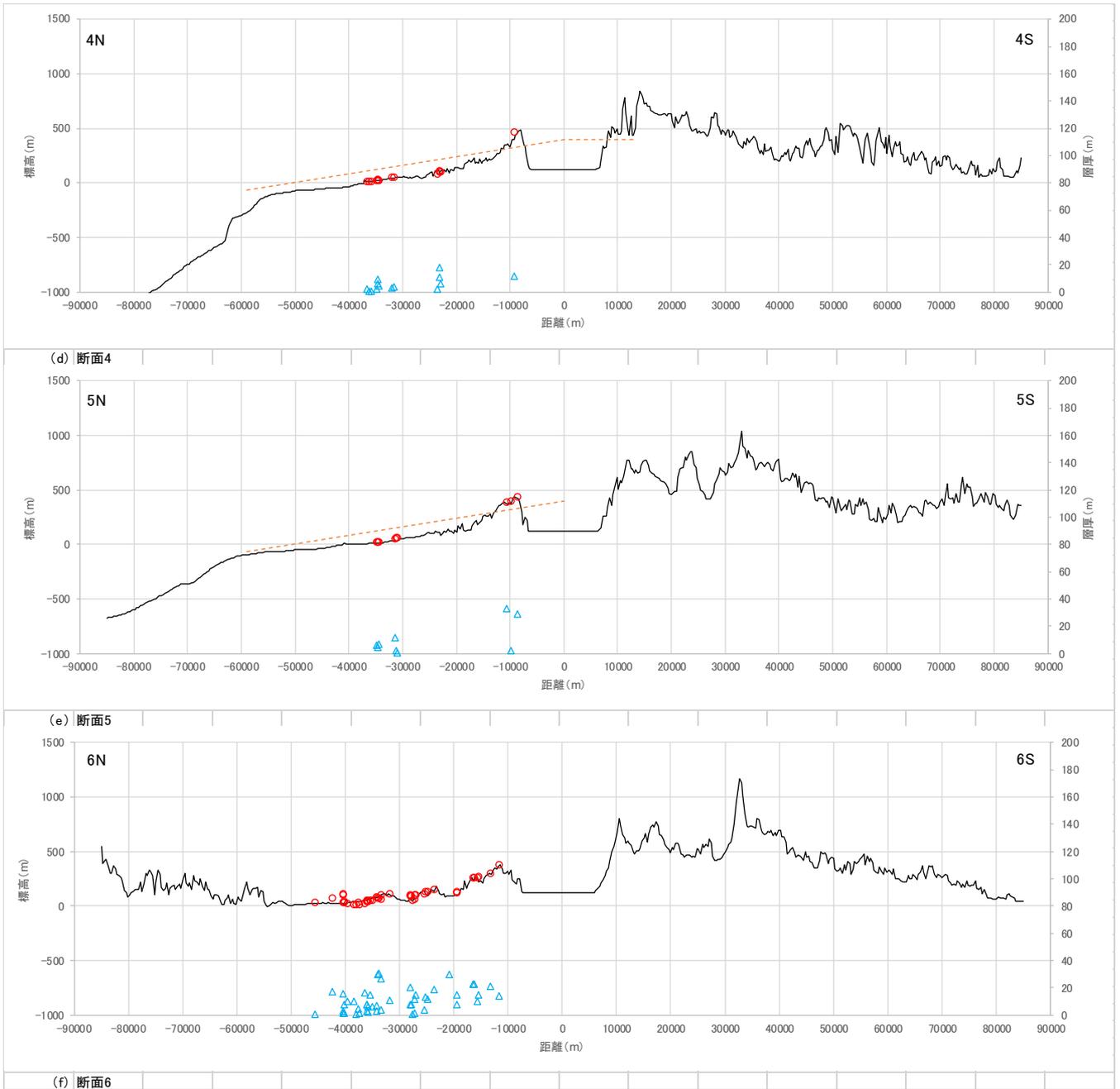


図 2.5-26 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 I の上面標高および層厚 (続き)

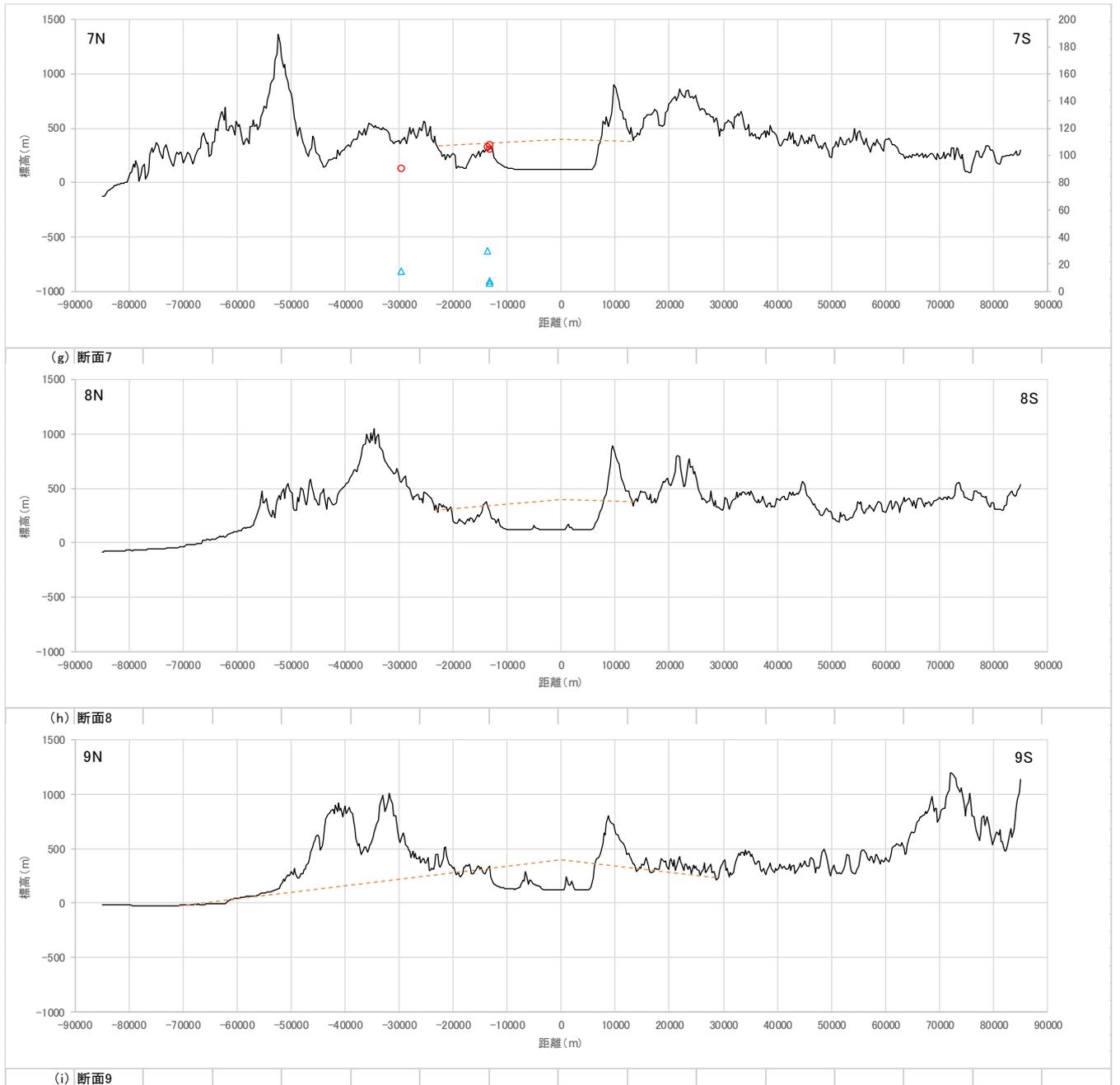


図 2.5-26 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 I の上面標高および層厚 (続き)

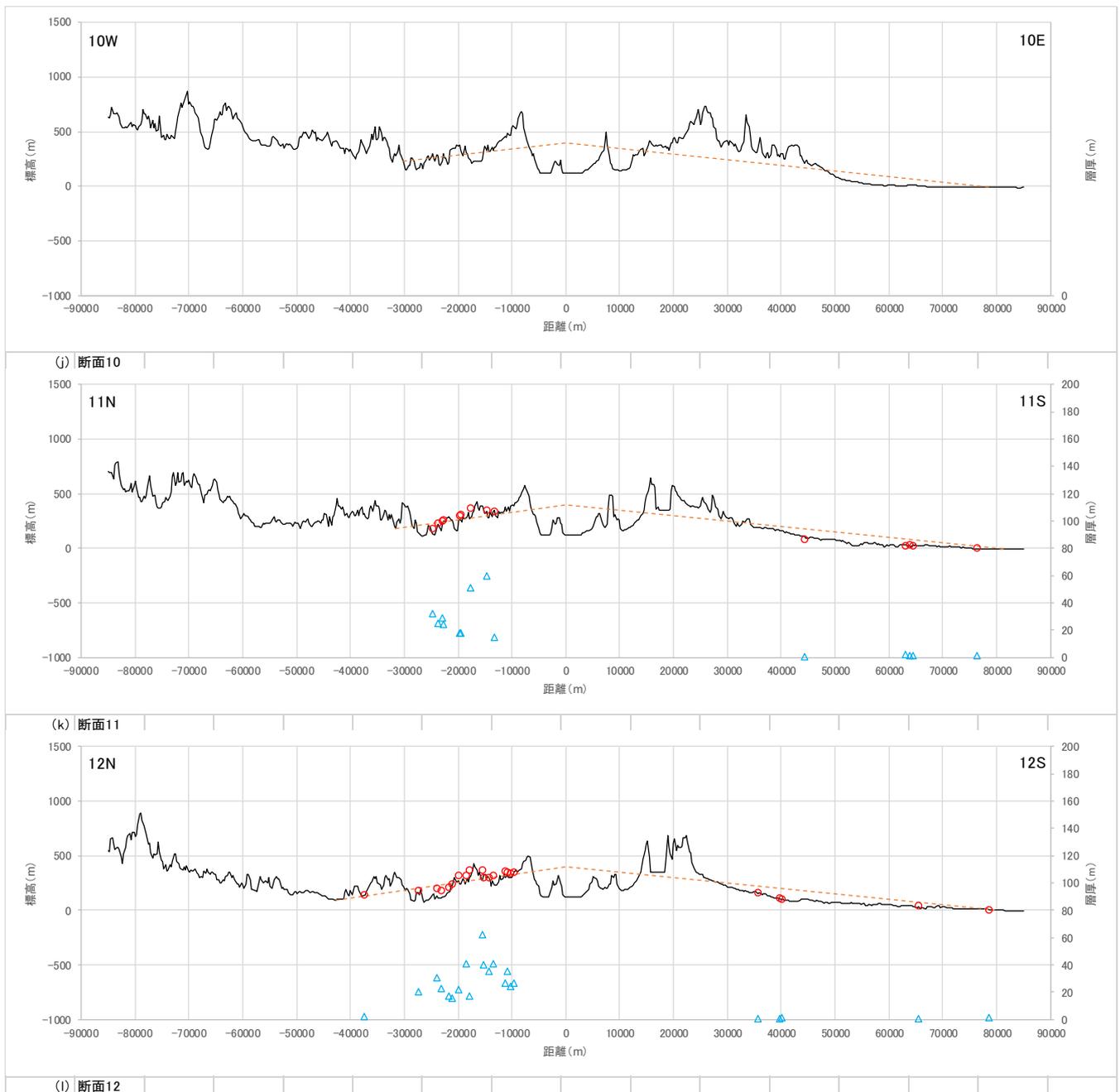


図 2.5-26 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 I の上面標高および層厚 (続き)

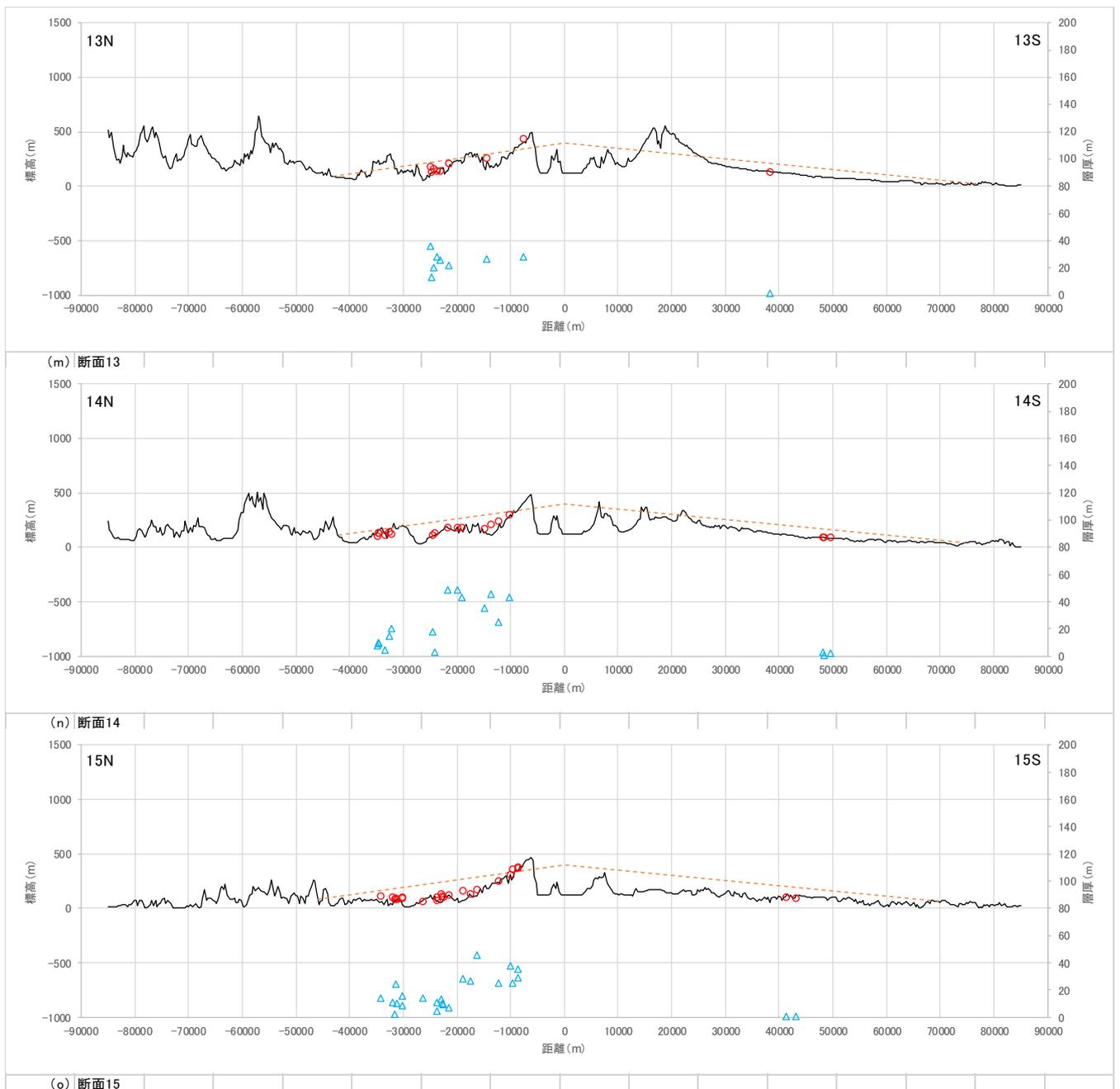


図 2.5-26 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 I の上面標高および層厚 (続き)

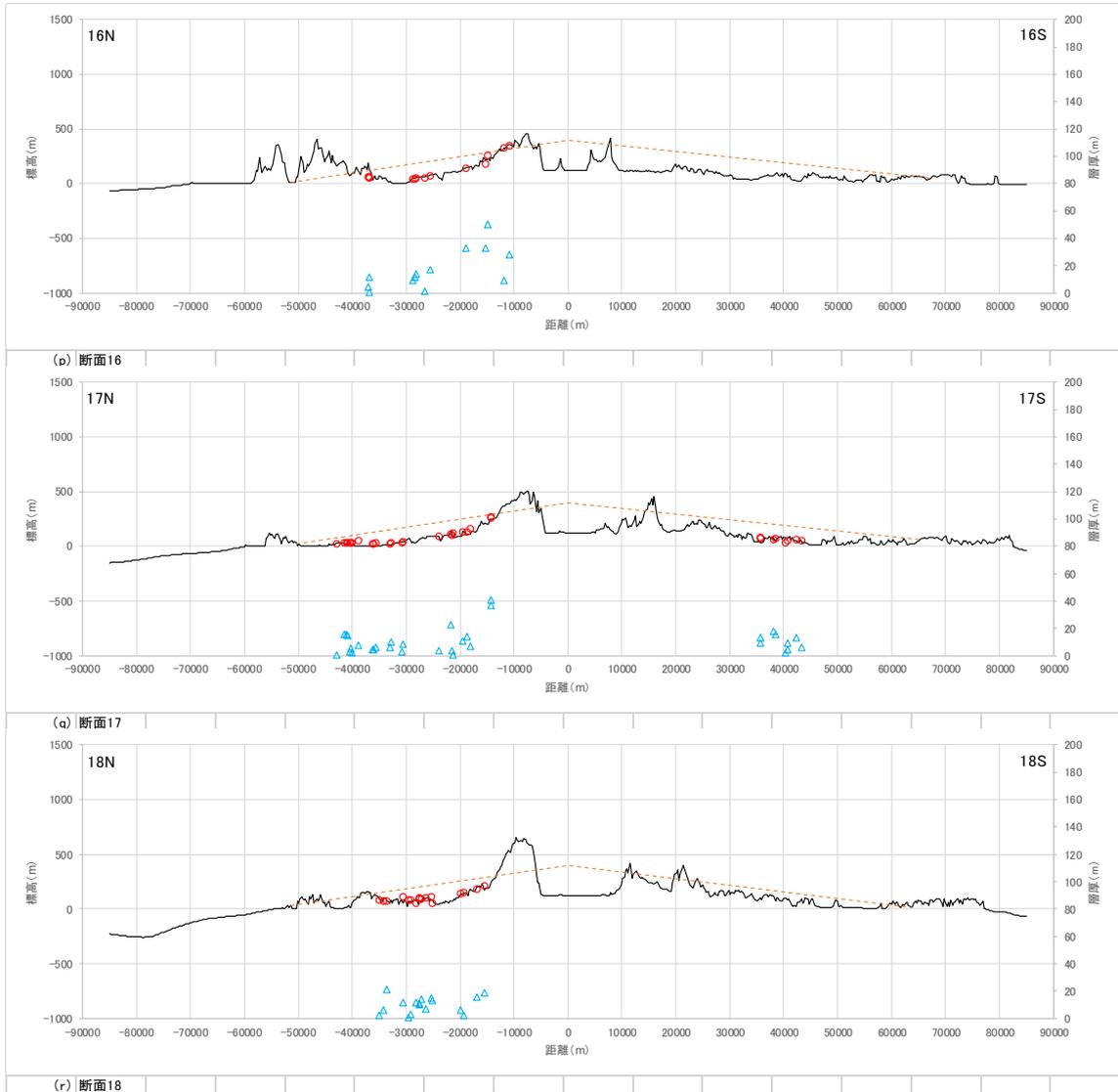
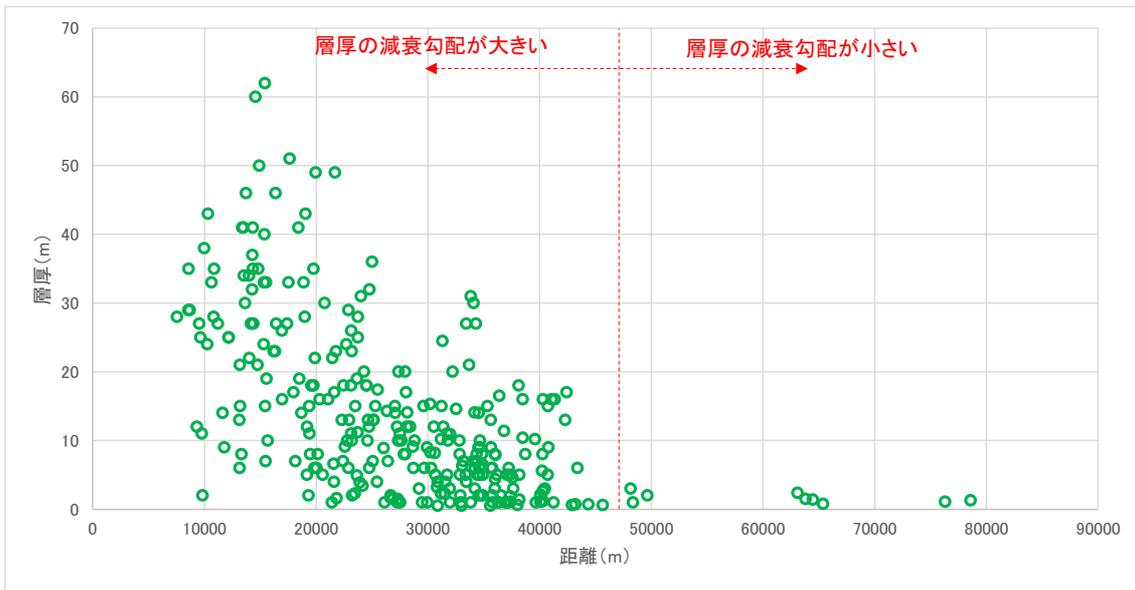
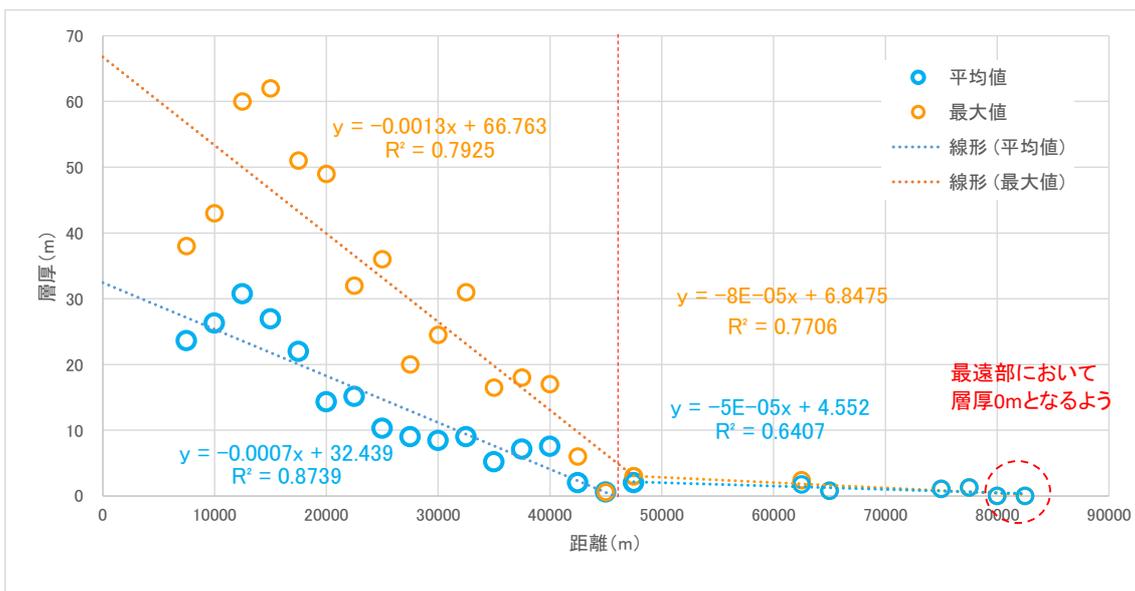


図 2.5-26 断面ごとの屈斜路火砕流堆積物 I の上面標高および層厚 (続き)



(a) 全データ



(b) 2.5km 区間ごとの平均値と最大値

図 2.5-27 屈斜路火砕流堆積物 I の層厚と噴火口からの距離との関係

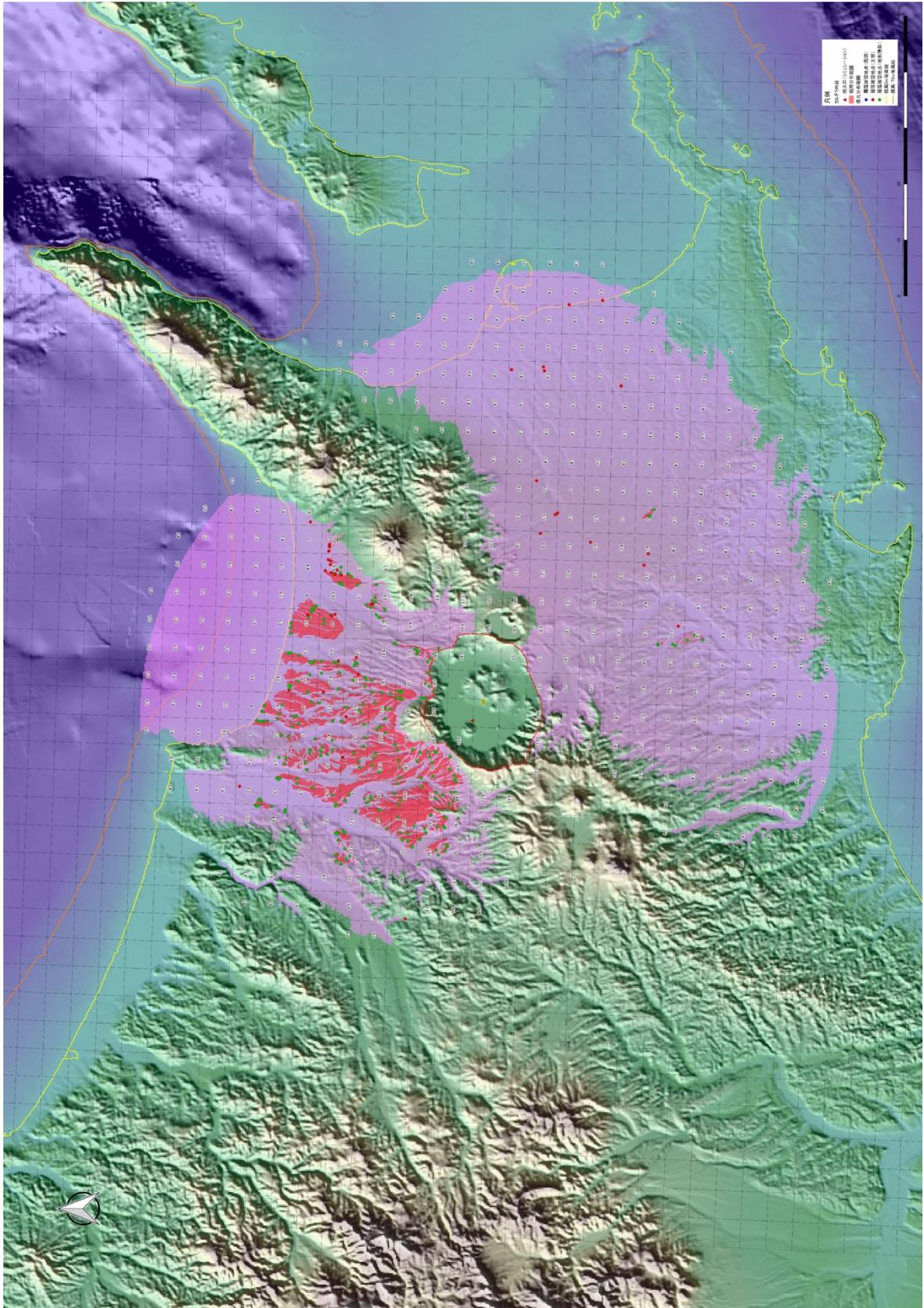


図 2.5-28 屈斜路火砕流堆積物 I の 5km メッシュごとの平均層厚の分布

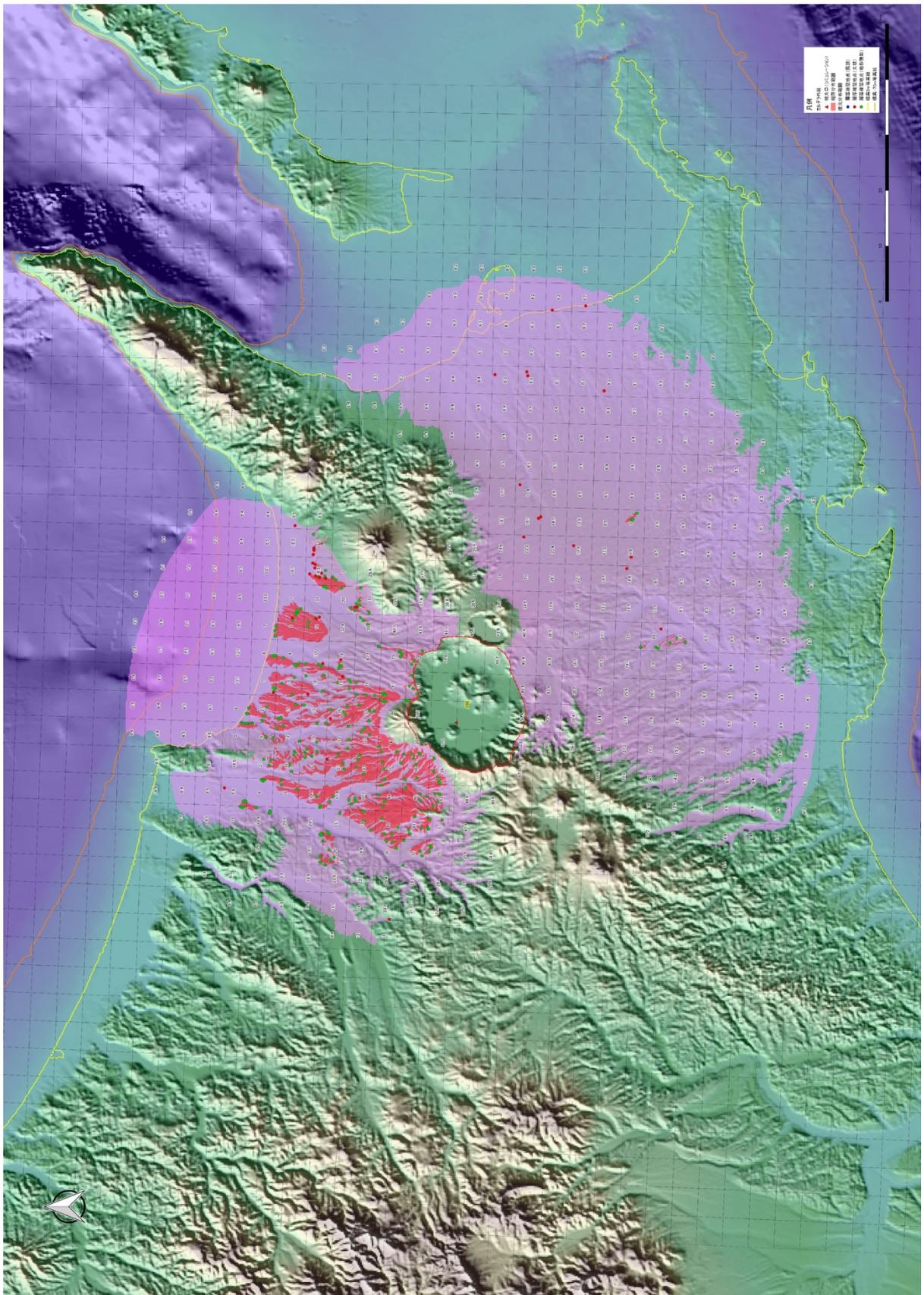


図 2.5-29 屈斜路火砕流堆積物 I の 5km メッシュごとの最大層厚の分布

5) 火砕流堆積物の体積

算出した洞爺・屈斜路火砕流堆積物の噴出量を表 2.5-2 に示す。

表 2.5-2 火砕流堆積物の噴出量の推定結果

区分		面積(km ²)	噴出量(km ³)			
			平均	最大		
洞爺火砕流堆積物	見かけ	現存	173.9	3.9	8.3	
		復元	3,367.5	51.7	104.5	
		カルデラ内	109.6	27.4	54.8	
		総計(現存)	283.5	31.3	63.1	
		総計(復元)	3,477.1	79.1	159.3	
	DRE	現存	173.9	1.9	4.0	
		復元	3,367.5	24.8	50.2	
		カルデラ内	109.6	13.1	26.3	
		総計(現存)	283.5	15.0	30.3	
		総計(復元)	3,477.1	38.0	76.5	
屈斜路火砕流堆積物IV	見かけ	現存	溶結	127.5	5.8	8.2
			非溶結	685.5	15.4	22.7
			合計	813.0	21.2	30.9
		復元	溶結	2,494.3	43.3	95.8
			非溶結	11,877.5	135.0	288.4
			合計	14,371.8	178.3	384.2
		カルデラ内	溶結	335.7	118.8	237.7
			非溶結	52.2	18.5	37.0
			合計	387.9	137.3	274.6
		総計(現存)		1,200.9	158.5	305.5
	総計(復元)		14,759.7	315.6	658.8	
	DRE	現存	溶結	127.5	3.7	5.2
			非溶結	685.5	7.4	10.9
			合計	813.0	11.1	16.1
		復元	溶結	2,494.3	27.7	61.3
			非溶結	11,877.5	64.8	138.4
			合計	14,371.8	92.5	199.7
		カルデラ内	溶結	335.7	76.1	152.1
			非溶結	52.2	8.9	17.7
			合計	387.9	84.9	169.8
総計(現存)		1,200.9	96.0	186.0		
総計(復元)		14,759.7	177.4	369.6		
屈斜路火砕流堆積物I	見かけ	現存	397.6	6.9	10.3	
		復元	7,542.0	56.7	105.9	
		カルデラ内	387.9	37.2	74.5	
		総計(現存)	785.5	44.1	84.8	
		総計(復元)	7,929.9	93.9	180.4	
	DRE	現存	397.6	3.3	4.9	
		復元	7,574.0	27.2	50.8	
		カルデラ内	387.9	17.9	35.7	
		総計(現存)	785.5	21.2	40.7	
		総計(復元)	7,961.9	45.1	86.6	

推定された洞爺火砕流堆積物の噴出量は、現存分布の見かけ体積が $31\sim 63\text{km}^3$ (平均値～最大値; カルデラ外 $3.9\sim 8.3\text{km}^3$, カルデラ内 $27.4\sim 54.8\text{km}^3$), 復元分布の見かけ体積が $80\sim 160\text{km}^3$ (カルデラ外 $51.7\sim 104.5\text{km}^3$, カルデラ内 $27.4\sim 54.8\text{km}^3$) となった。これらは、マグマ換算値にすると、現存分布の体積(DRE)が $2.5\sim 30\text{km}^3$ (カルデラ外 $1.9\sim 4.0\text{km}^3$, カルデラ内 $13.1\sim 26.3\text{km}^3$), 復元分布の体積(DRE)が $38\sim 77\text{km}^3$ (カルデラ外 $24.8\sim 50.2\text{km}^3$, カルデラ内 $13.1\sim 26.3\text{km}^3$) となった。推定された噴出量は、見かけ体積を示した石川ほか (1969) による 20km^3 と比較すると、現存分布で $2.5\sim 3$ 倍, 復元分布で $4\sim 8$ 倍程度となった。町田ほか (1987) は、火砕流に伴う降下テフラ Toya の噴出量を見かけ体積で 2.50km^3 以上と推定しており、推定された噴出量を考慮すると、洞爺カルデラの形成噴火によって、見かけ体積で最大 300km^3 以上の堆積物が噴出されたことが推定される。なお、今回の試算には、詳細が不明であるため、Miura et al. (2017) が報告しているカルデラ東方のサージ堆積物を考慮しなかった。復元分布は現存分布に基づいており、これまでに報告されてない箇所洞爺火砕流堆積物が確認された場合には、噴出量がより大きくなるものと考えられる。

推定された屈斜路火砕流堆積物 IV の噴出量は、現存分布の見かけ体積が $160\sim 310\text{km}^3$ (カルデラ外 $21.2\sim 30.9\text{km}^3$, カルデラ内 $137.3\sim 274.6\text{km}^3$), 復元分布の見かけ体積が $320\sim 660\text{km}^3$ (カルデラ外 $178.3\sim 384.2\text{km}^3$, カルデラ内 $137.3\sim 274.6\text{km}^3$) となった。これらは、マグマ換算値にすると、現存分布の体積(DRE)が $96\sim 186\text{km}^3$ (カルデラ外 $11.1\sim 16.1\text{km}^3$, カルデラ内 $84.9\sim 169.8\text{km}^3$), 復元分布の体積(DRE)が $180\sim 370\text{km}^3$ (カルデラ外 $92.5\sim 199.7\text{km}^3$, カルデラ内 $84.9\sim 169.8\text{km}^3$) となった。推定された噴出量は、見かけ体積を示した Hasegawa et al. (2012) による 175km^3 と比較すると、現存分布で $1\sim 2$ 倍, 復元分布で $2\sim 4$ 倍程度となった。Hasegawa et al. (2012) はカルデラ内の分布を考慮していないことが推測され、試算されたカルデラ外の復元分布は概ね Hasegawa et al. (2012) と同等または 2 倍程度であったものと推定される。町田・新井 (2002) は Kc-Hb の存在を踏まえると、見かけ体積 2.50km^3 が屈斜路火砕流堆積物 IV の噴火に伴う堆積物の噴出量の最小値であると推定しており、今回の試算はそれ (最小値であること) を支持する結果と考える。なお、Hasegawa et al. (2012) との比較からは、カルデラ内の見積が噴出量に大きく影響することを示している。屈斜路カルデラ内では対象とした火砕流堆積物が直接的に認められておらず、今後の課題に挙げられる。

屈斜路火砕流堆積物 I の噴出量は、現存分布の見かけ体積が $44\sim 85\text{km}^3$ (カルデラ外 $6.9\sim 10.3\text{km}^3$, カルデラ内 $37.2\sim 74.5\text{km}^3$), 復元分布の見かけ体積が $94\sim 180\text{km}^3$ (カルデラ外 $56.7\sim 105.9\text{km}^3$, カルデラ内 $37.2\sim 74.5\text{km}^3$) となった。これらは、マグマ換算値にすると、現存分布の体積(DRE)が $21\sim 41\text{km}^3$ (カルデラ外 $3.3\sim 4.9\text{km}^3$, カルデラ内 $17.9\sim 35.7\text{km}^3$), 復元分布の体積(DRE)が $45\sim 87\text{km}^3$ (カルデラ外 $27.2\sim 50.8\text{km}^3$, カルデラ内 $17.9\sim 35.7\text{km}^3$) となった。推定された噴出量は、見かけ体積を示した Hasegawa et al. (2012) による 125km^3 と比較すると、現存分布で $0.3\sim 0.7$ 倍, 復元分布で $0.8\sim 2.5$ 倍程度となった。Hasegawa et al. (2012) はカルデラ内の分布を考慮していないことが推測さ

れ、試算されたカルデラ外の復元分布は概ね Hasegawa et al. (2012) と同等程度以下であったものと推定される。Hasegawa et al. (2012) による噴出量の推定根拠は詳細が不明であるため、差異が生じた要因を確認することができない。ただし、今回の試算において層厚分布に用いたデータがカルデラの南方で少なく、層厚分布の回帰予測が小さく見積られていることが推測される。そのため、今後はデータ分布の少ない、カルデラの南方において、データを拡充することが望まれる。なお、Okumura (1988) は、屈斜路火砕流堆積物 I の噴火に伴う噴出物の総量 (Kc-Sc を含む) は 100km^3 にのぼるとしており、今回の試算結果は少なくとも噴出量の最小値を示すものとする。

(4) まとめ

既存文献に基づいて洞爺カルデラ形成噴火噴出物である洞爺火砕流堆積物、屈斜路カルデラ起源の屈斜路火砕流堆積物 I、IV の現存分布図とエナジーコーンモデルによる噴火シミュレーションを加味した推定した復元分布図を GIS 上で作成するとともに、噴火口からの距離と層厚との関係を回帰予測などから層厚分布を推定し、それらから火砕流堆積物の噴出量を試算した。その結果、洞爺火砕流堆積物の総噴出量は、見かけ体積 $80\sim 160\text{ km}^3$ (岩石換算体積 $38\sim 77\text{ km}^3\text{ DRE}$) となった。屈斜路火砕流堆積物 IV の総噴出量は、見かけ体積 $320\sim 660\text{ km}^3$ (岩石換算体積 $180\sim 370\text{ km}^3\text{ DRE}$)、屈斜路火砕流堆積物 I の総噴出量は、見かけ体積 $94\sim 180\text{ km}^3$ (岩石換算体積 $45\sim 87\text{ km}^3\text{ DRE}$) となった。

引用文献

- Arai, F., Machida, H., Okumura, K., Miyauchi, T., Soda, T. and Yamagata, K. (1986): Catalog for late quaternary marker-tephras in Japan II – Tephras occurring in northeast Honshu and Hokkaido –. Geographical reports of Tokyo Metropolitan University, 21, 223-250.
- 土居繁雄・長谷川潔 (1956) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「倶知安」。北海道立地下資源調査所, 47p.
- 鷹澤好博・臼井理沙・田中瞳・東剛 (2007) : SAR 法による洞爺火砕流堆積物の赤色熱ルミネセンス年代測定。地質学雑誌, 113, 470-478.
- Hasegawa, T., Matsumoto, A. and Nakagawa, M. (2016): Evolution of the 120 ka caldera-forming eruption of Kutcharo volcano, eastern Hokkaido, Japan: Geologic and petrologic evidence for multiple vent systems and rapid generation of pyroclastic flow. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 321 (2016), 58-72.
- Hasegawa, T., Nakagawa, M. and Kishimoto, H. (2012): The eruption history and silicic magma systems of caldera-forming eruptions in eastern Hokkaido, Japan. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 107, 39-43.
- 北海道立地質研究所 (2004) : 北海道市町村の地熱・温泉ボーリングデータ集。北海道立地質研究所, 220p.

- 池田稔彦・勝井義雄 (1986) : 洞爺カルデラの形成とその噴出物. 日本火山学会講演予稿集, (2), 1.
- 石川俊夫・勝井義雄・大場与志男・佐藤博之 (1969) : 北海道のカルデラについての 2・3 の問題. 火山第 2 集, 14 (2), 97-108.
- 勝井義雄・佐藤博之 (1963) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「藻琴山」. 北海道開発庁, 42p.
- 国府谷盛明・松井公平・長谷川潔・安藤久男 (1962) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「摩周湖」. 北海道開発庁, 45p.
- 近堂祐弘 (1963) : 北海道有珠火山周辺における第四紀火山碎屑物の粘土鉱物学的研究. 地質学雑誌, 69, 362-377.
- 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, 336p.
- 町田洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) 北日本を広くおおむ洞爺火山灰. 第四紀研究, 26 (2), 129-145.
- Mat'ura, T., Furusawa, A., Shimogama, K., Goto, N. and Komatsubara, J. (2014) Late Quaternary tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy of deep-sea sequences (Chikyu C9001C cores) as tools for marine terrace chronology in NE Japan. *Quaternary Geochronology*, 23, 63-79.
- 松井公平・国府谷盛明・杉本良也 (1967) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「中標津」. 北海道開発庁, 30p.
- 松下勝秀・平田一三・小山内熙・石山昭三 (1967) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「標津及び野付崎」. 北海道立地下資源調査所, 32p.
- 湊正雄 (1966) : 洞爺軽石流の噴出年代, 日本の第四紀層の 14C 年代. 地球科学, 82, 42-43.
- 湊正雄・長谷川美行 (1959) : 本邦溶結凝灰岩の研究-第 1 報熱帯溶結凝灰岩について. 地質学雑誌, 65 (761), 66-70.
- Miura, D., Miyasaka, A., Uesawa, S. and Takeuchi, S. (2017): Kuttara caldera complex and its ignimbrites. IAVCEI 2017 abstracts, 701.
- 宮田雄一郎・山口昇一・矢崎清貫 (1988) : 計根別地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 77p.
- 森泉美穂子 (1998) : クッタラ火山群の火山発達史. 火山, 43 (3), 95-111.
- 長尾巧・佐々保雄 (1933) : 北海道南西部の新生代層と最近の地史. 地質学雑誌, 40 (480), 555-557.
- 奥村晃史・寒川旭 (1984) : 洞爺火砕流 (Tpfl) の分布と絶対年代. 火山第 2 集, 29, 638.
- Okumura, K. (1988): Recurrence of large pyroclastic flows and innovation of volcanic activity in eastern Hokkaido, Japan. *Proceedings of Kagoshima International Conference on Volcanoes*, 518-521.
- 太田良平 (1956) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「虻田」. 地質調査所, 76p.

- Sakaguchi, Y. and Okumura, K. (1986): Interglacial climates and relic red soils in northern Japan based on pollen records of interglacial deposits in eastern Hokkaido. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, 18, 31-48.
- 斉藤正夫・上村不二雄・大澤穠 (1952) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「茅沼」. 北海道開発庁, 46p.
- 杉本良也 (1960) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「武佐岳」. 北海道立地下資源調査所, 49p.
- 鈴木守・松井公平・東三郎・大場与志男 (1970) : 伊達町の地質. 伊達町, 69p.
- 宝田晋治・山元孝広・中野 司・村田泰章・風早康平・川辺禎久・阪口圭一・曾屋龍典 (1993) 雲仙岳 1991-92 年噴火の火砕流のコンピューターシミュレーション. *地質調査所月報*, 44, 25-54.
- 高島勲・山崎哲良・中田英二・湯川公靖 (1992) : 北海道洞爺湖周辺の第四紀火砕岩及び火山岩の TL 年代. *岩鉱*, 87, 197-205.
- Umeda, K., Ban, M., Hayashi, S. and Kusano, T. (2013) : Tectonic shortening and coeval volcanism during the Quaternary, Northeast Japan arc. *J. Earth Syst. Sci.*, 122, 1, 137-147.
- 和田信彦・八幡正弘・大島弘光・横山英二・鈴木豊重 (1988) : 西胆振地域の地質と地熱資源. *地下資源調査所調査研究報告*, (19), 93p.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E. and Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- 八幡正弘 (1989) : 屈斜路カルデラー基盤構造とカルデラの形成過程との関連についての検討一, *地団研専報陥没-その構造・機構・応用-*, 36,191-208,地学団体研究会.
- 山元孝広・伊藤順一・中川光弘・長谷川健・岸本博志 (2010) 北海道東部, 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の放射炭素年代値. *地質調査研究報告*, 61, 161-1

3 火山モニタリング評価のための調査研究

3.1 カルデラ噴火前兆評価シミュレーション技術開発

【実施内容】

カルデラ噴火の前兆を地殻変動観測の中に捉えていく手法の確立を目的として3次元並列有限要素コード OREGANO_VE を用いた地殻内におけるマグマの移動・蓄積に対する地殻・マン托ルの粘弾性応答をこれまで検討してきた。一般に、測地観測により捉えられた火山地域における地面の動きは、地殻の弾性あるいは粘弾性レオロジーを介して解析され、そこではマグマの存在は主に変動の力源として考えられてきた。しかし、レオロジカルな観点からは、マグマは低粘性物質と考えることができ、そのことはマグマ溜まりの存在を力学的な弱領域としてとらえていくことを我々に許すことになる。今年度は、地殻の中に箱型の低粘性領域(LVZ; Low Viscosity Zone)を置いた3次元有限要素モデルを用いて、北海道東部の屈斜路カルデラにおけるInSARデータをもとに、地殻内の第一近似的な粘性率の空間不均質性をイメージングすることを試みた。変形域の中心(変位量が最も大きい地点)における変位の時間変化は、LVZの粘性率を $\sim 4\text{-}5 \times 10^{17}$ Pa s, そしてその空間的な広がり、弾性層直下から、幅10 km以上の広がりを持って、少なくとも地殻中部の深さにまで及んでいなければならないことを制約した。そのように制約されたモデルは、変動域の他の全ての地点での変位の時間変化を2 cm程度の誤差で説明できる。本研究で制約されたLVZは、マグマの存在に影響をうけていることが示唆され、地球物理学的にイメージされたカルデラ下の地殻構造に力学的な意義を与える。また、マグマの存在を、地殻上部へのマグマ貫入後の表面変動それ自体から捉えていける可能性が示された。

【研究成果】

(1) はじめに

測地観測により制約された火山変動を、地殻の弾性あるいは粘弾性レオロジーを通して解析してきたこれまでの研究は、マグマの存在を変動の力源として考え、その力源の膨張や収縮が余剰圧や強制変位により与えられてきた(e.g., Mogi, 1958; Dieterich and Decker, 1975; Bonafede et al., 1986; Dragoni and Manganensi, 1989; Newman et al., 2001; Trasatti et al., 2003; Newman et al., 2006; Del Negro et al., 2009; Gregg et al., 2013; de Silva and Gregg, 2014; Parks et al., 2015)。しかし、マグマはもうひとつの力学的特徴を持つ；つまり、レオロジーの観点において、マグマ岩体(マグマ溜まりとその影響を受けた周囲の岩体)は、低い粘性率を持つ物質とみなすことができる(e.g., Newman et al., 2001)。マグマがその特徴により、マグマの存在を、力学的弱領域として捉える機会が我々に与えられる。

活動的火山においては、よく、隆起の後に沈降が続く、という鉛直方向の特徴的な地表面変動が観測されてきた(e.g. Dzurisin and Yamashita, 1987; Bianchi et al., 1987; Dvorak and Berrino, 1991; Aoki et al., 2013; Biggs et al., 2011; Hutchison et al., 2016)。その隆起はマグマや熱流体の貫入により説明されてきたが(e.g. Dzurisin et al., 1994; Chang et al., 2007)、このことは正の質量変化を示す重力観測とも調和的である(e.g. Berrino, 1994; Arnet et al. 1997; Battaglia et al., 2006; Tizzani et al., 2009)。一方、それにつづく沈降は、負の質量変化(e.g., Battaglia et al., 2006)あるいは有意な質量変化をとみなさない力源の減圧により説明されてきた(e.g., Arnet et al.,

1997; Hutchison et al., 2016).

Yamasaki et al. (2018)は、隆起につづく沈降をマグマ貫入後の粘弾性緩和で説明できることを示し、そのメカニズムにより、屈斜路カルデラにおける隆起後の噴火をともしない沈降を説明した(図 3.1-1). そこにおいて、地殻の空間的に一様な粘性率は、 4×10^{17} Pa s と制約されたが、このように低い粘性率は、マグマの存在により地殻の平均的な粘性率が有意に下げられていることを示唆している. 実際、火山変動に関するこれまでの研究は、火山地域の地殻の粘性率が、特に火山活動が高いとは思われない地域の余効変動から制約された地殻の粘性率； $\sim 10^{18}$ - 10^{20} Pa s (e.g. Suito and Hirahara, 1999; Hearn et al., 2009; Ryder et al., 2007; Bürgmann and Dresen, 2008; Ryder et al., 2011; Yamasaki and Houseman, 2012; Yamasaki et al., 2014; Ryder et al., 2014; Yamasaki and Houseman, 2015)よりも、低いことを明らかにしている(e.g., Hofton and Foulger, 1996a,b; Grapenthin et al., 2010).

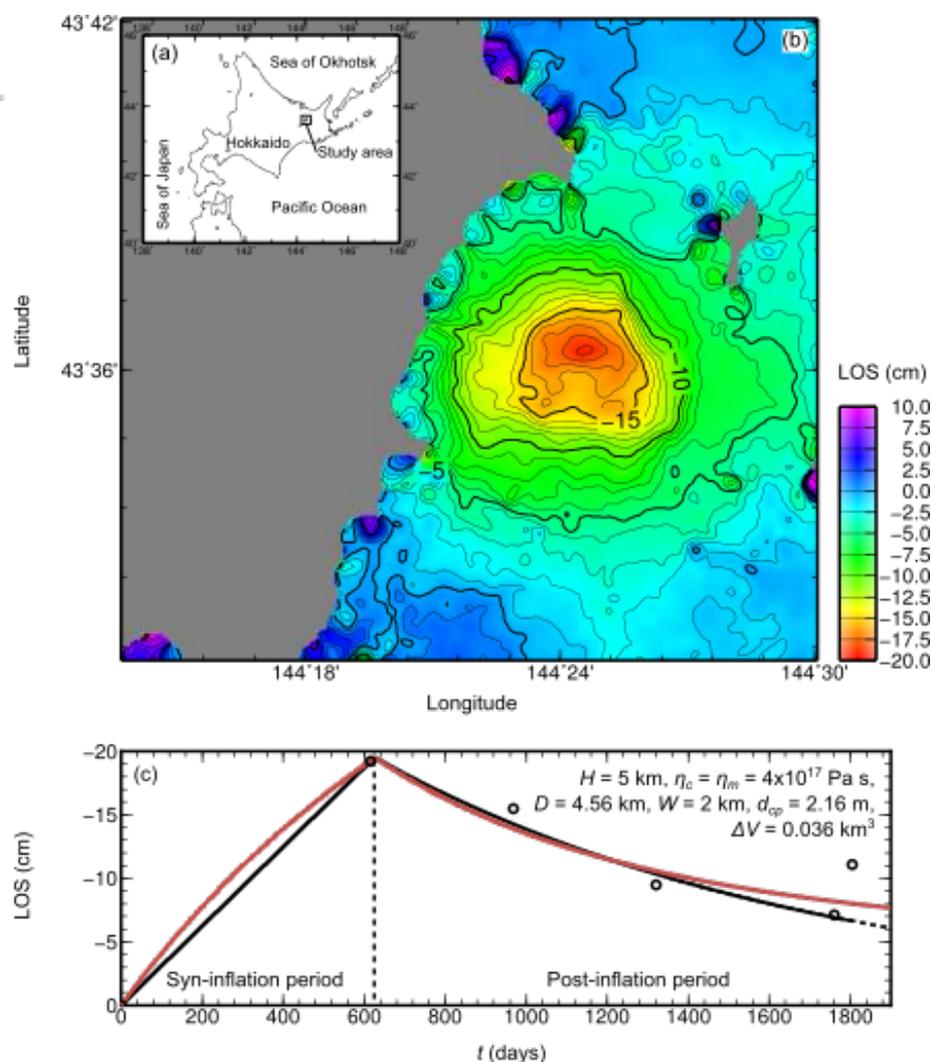


図 3.1-1 (a) 研究対象地域. (b) 屈斜路カルデラで観測された Line-of-sight (LOS) 変位イメージ (Fujiwara et al., 2017) ; 1993 年 8 月 13 日から 1995 年 4 月 21 日までの変位. (c) Yamasaki et al. (2018) で制約されたモデルの振る舞い(赤). 観測量(黒丸)とそれを最もよく再現する最適曲線(黒線).

屈斜路カルデラの下においては、マグマ溜まりの存在が、地殻内の比抵抗値分布により描き出されている(e.g., Honda et al., 2011). そこにおいては、 $\sim 1 \Omega \text{ m}$ 以下の低比抵抗値領域は 10 km よりも深いところを覆っている. 一方, Yamasaki et al. (2018)において制約されたマグマ貫入の深さは $\sim 4.5 \text{ km}$ で、低比抵抗値でイメージされたマグマ溜まりの有意に上方に位置している. このことは、屈斜路カルデラにおいて測地学的に制約された地面の動きは、マグマ溜まりの膨張を反映させているのではなく、そこから上方へと漏れだしたマグマの貫入を反映していることを、しめしている. このような状況においては、低比抵抗値分布で描き出されたような大きなマグマの存在は、変動の力源というよりは、低粘性領域として、粘弾性地殻変動における重要な役割を果たしていたと考えられる. 実際、上でも述べたように、測地観測の沈降速度は、低粘性物質の寄与を要請するほどに速いものであった.

本研究課題は、Yamasaki et al. (2018) を更に進めたもので、屈斜路カルデラ下の地殻内粘性率の空間変化、特に地球部理学的にイメージされたような局所的な低粘性領域の分布を、測地観測にもとづき制約しようとするものである. 得られた低粘性領域を地電流の比抵抗値分布と比較し、低粘性領域としてマグマ溜まりの存在を考えていける可能性について議論する.

(2) 有限要素モデル

本研究においては、並列化された 3次元有限要素解析コード `oregano_ve` (e.g., Yamasaki and Houseman, 2018)を用いて、シルの開口に対する線形マックスウェル粘弾性地殻・マントルの応答を、地殻内に局所的な箱型の低粘性領域(LVZ; Low Viscosity Zone)が置かれた状況において、解析する. その有限要素コードの正確さは Yamasaki et al. (2018)により確認されている.

図 3.1-2 にそのモデルの概略図を示している. モデルは、厚さ $Z_L = 100 \text{ km}$ をもち、水平方向には、 x および y 方向に 192 km の広がりを持つ. モデルは鉛直方向に地殻とマントルにわかれており、それぞれ t_c , t_m の厚さを持つ. 本研究においては、 t_c を 40 km とし、屈斜路カルデラ下において地震学的に制約された地殻の厚さとの調和性を保持する(Katsumata, 2010; Iwasaki et al., 2013); したがって、 t_m は 60 km となる. 一定の弾性定数; ポアソン比 $\nu = 0.25$, 剛性率 $\mu = 3 \times 10^{10} \text{ Pa}$ をもつ線形マックスウェル粘弾性の構成式をモデル全体に適用する. 重力の効果は無視するが、今回の屈斜路カルデラでの事例においては有意な影響がないことは Yamasaki et al. (2018)で確認されている.

図 3.1-2 本研究で用いた 3 次元有限要素モデルの概略図

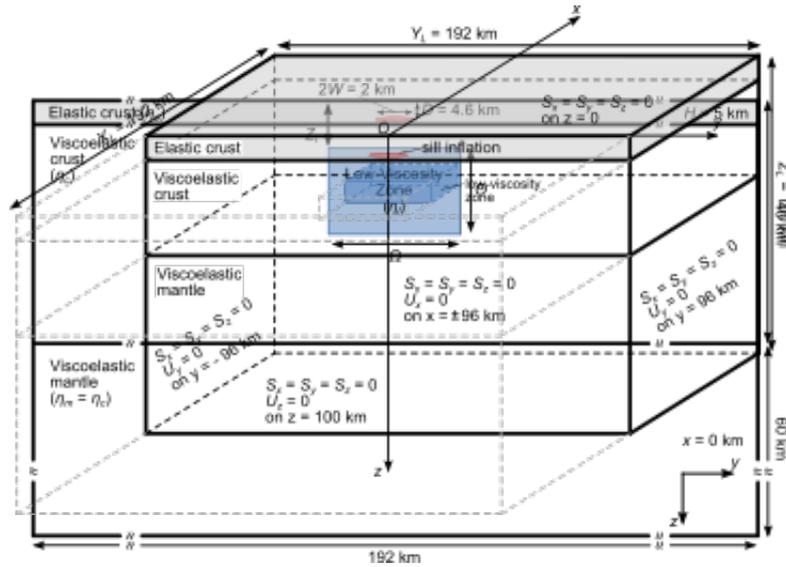


図 3.1-3 三次元有限要素モデルを $x = 0$ で切断した $y-z$ 断面図

厚さ $H = 5$ km の最上部地殻は、それが弾性層として振る舞うほどに高い粘性率を持つようにするが、その厚さは Yamasaki et al. (2018)による屈斜路カルデラでの制約に従っている。弾性地殻の下の粘弾性地殻は2つの亜領域に分割されている；LVZとそれがその上に載っているバックグラウンド地殻である(図 3.1-3)。バックグラウンド地殻は空間的に一様な粘性率 $\eta_c = 10^{19}$ Pa s を持つことで固定するが、この粘性率の値は特に火山活動が高いとは思われない地域における余効変動から制約された地殻粘性率の平均的な値である。LVZ は水平幅 Q 、厚さ θ の次元を持ち、粘性率は空間的に一様な値 η_l を持つとする。LVZ はまた、水平位置 $x = y = 0$ に中心が置かれ、鉛直オフセットを変数 z_l で支配する；これにより LVZ の上面の深さは z_l となる。(図 3.1-3)。マントルも空間的に一様な粘性率 η_m を持つとし、その値は地殻のバックグラウンド粘性率 η_c と同じであるとする。

力源としてのシルの貫入は Melosh and Raefsky (1981)により開発されたスプリット・ノード法を用いて導入する。そのシルの形状は回転楕円体とし、赤道面の深さ D と赤道半径 W で記述されるが、本研究においては、Yamasaki et al. (2018)による屈斜路カルデラでの制約に従い、 $D = 4.56$ km, $W = 2$ km とする。シルの中心での厚さ d_0 は、時間 $t = 0$ から線形増加し、時間 $t = 626$ 日で d_{0p} となる。LOS 変位が最大となる地点(144.410°E, 43.605°N)での変位量が、観測値と同じになるように、それぞれのモデルでの d_{0p} が制約される。

(3) 結果

LOS 変位が最大となる地点；座標位置(144.410°E, 43.605°N)、アトサヌプリ火山から南西へ ~2 km の地点での観測量 X_o と予測量 X_p との不調和を平均二乗根(M)；

$$M = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (X_o - X_p)^2} \quad (1)$$

で評価する。ここでの X_o と X_p は、それぞれ観測された LOS 変位 U_o と予測された LOS 変位 U_p を、マグマ貫入終了時 ($t = 626$ 日) における LOS 変位 ($U_{os} = U_{ps} = 19.5$ cm) で規格化したものである； $X_o = U_o/U_{os}$ 、 $X_p = U_p/U_{ps}$ である。 N は U_o と U_p を比較した時間の数である。本研究では、Yamasaki et al. (2018) で導出された観測量の最適曲線に沿って、マグマ貫入が終了後 1100 日 (i.e., $t = 1726$ 日) まで 50 日間隔で両者の比較を行い M の値を評価した；つまり $N = 21$ 。

ここではまず、 Ω と Θ で特徴づけられる LVZ と、LVZ 内の粘性率 (η_l) を、LOS 変位が最大となる地点、その一点における変位の時間変化に関する M にもとづいてまず制約する。その後、そのように制約されたモデルが変位変化の空間的広がりを、どの程度説明できるのかを確認することにする。

LOS 変位は鉛直変位成分のみならず水平変位成分をも考慮して得られるので、変動域の中心は必ずしも隆起・沈降という変位の鉛直成分の中心とはならないということをここに記しておく。Yamasaki et al. (2018) において、モデル変数は、単純に隆起の中心で予測された LOS 変位を、観測された LOS 変位が最大となる地点での LOS 変位と比較することで、制約されていたので、そのように制約されたシルの概要にいささかの疑問が残るが、このことに問題がないことを、Appendix A において検証して確認した。

1) モデルの制約

1-1) $z_l = 5$ km の場合

図 3.1-4 には、式(1)で決められる M 値のコンターを、 Ω - Θ 空間において描いている。 z_l は 5 km である。それぞれの η_l で、 M が最小となる Ω と Θ の組み合わせが得られる； M がどれほどの小ささかは問わない。 $\eta_l = 3 \times 10^{17}$ Pa s より小さい場合、 M の値は、比較的小さい Θ で、小さくなる。そのように低い η_l を持つモデルは、大きすぎる沈降速度を予測してしまうので、より薄い LVZ が好ましいということになるわけである。いっぽう、 $\eta_l = 4 \times 10^{17}$ Pa s より大きい場合、 M の値は、比較的大きな Θ で、小さくなる。本研究で仮定した全ての η_l において、 M の値が最も小さくなるのは、 $\eta_l = 5 \times 10^{17}$ Pa s、 $\Omega = 10$ km、そして $\Theta = 25$ km の場合である。

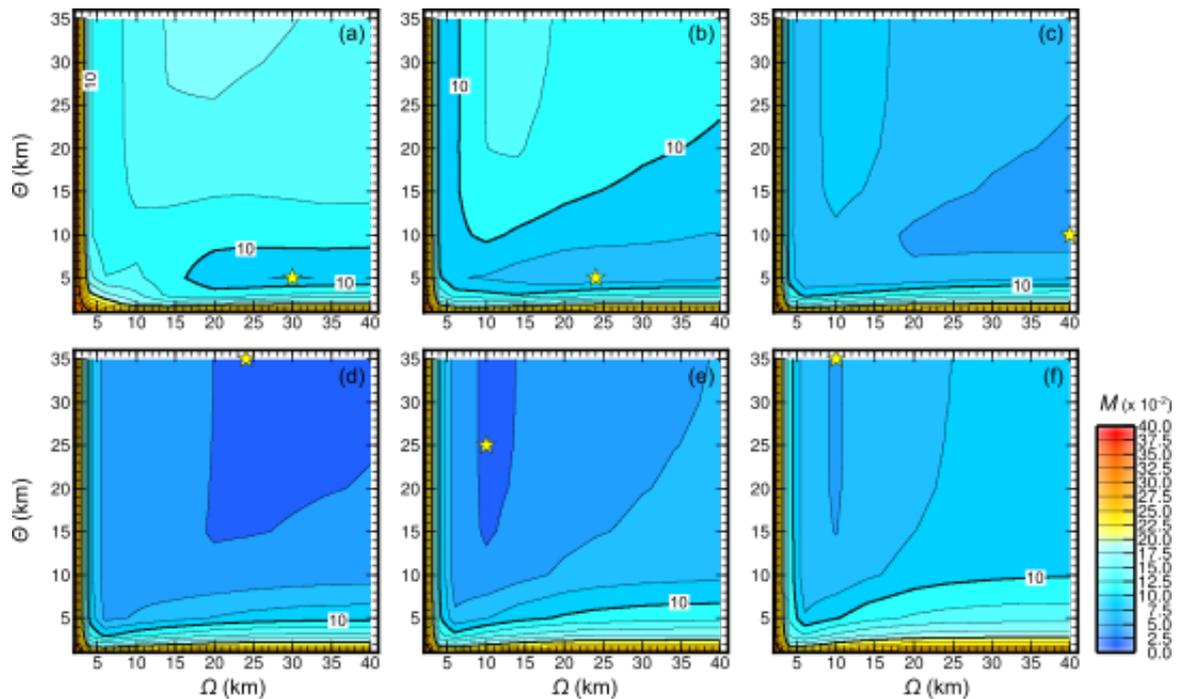


図 3.1-4 マグマ貫入終了時($t=626$ 日)に LOS 変位が最大となる地点で観測された LOS 変位比 U_d/U_{os} に対する予測された LOS 変位比 U_p/U_{ps} の平均二乗根(M)を Θ (LVZ の厚さ) - Ω (LVZ の水平幅)空間で描いたコンター図; U_{os} と U_{ps} はマグマ貫入終了時($t=626$ 日)の LOS 変位量. $z_l = 5$ km. $\eta_l =$ (a) 10^{17} Pa s, (b) 2×10^{17} Pa s, (c) 3×10^{17} Pa s, (d) 4×10^{17} Pa s, (e) 5×10^{17} Pa s, (f) 6×10^{17} Pa s.

しかし、 M の値が最小になるモデルにどれほどの意味があるかわからない。そこで、本研究においては、 $M \leq 0.025$ となるモデルを、測地データを十分良く説明する最適モデルとみなすことにする。マグマ貫入終了時($t=626$ 日)における LOS 変位は、19.5 cm(つまり、 $U_{os} = U_{ps} = 19.5$ cm)なので、 $M \leq 0.025$ というのは、LOS 変位のミスフィット量それ自体が 5 mm 以下ということになる；式(1)の X_o と X_p を U_o と U_p とした場合、 $M \leq 5$ mm になるということである。

条件を満たすモデルは以下のようになる。 η_l は $\sim 4 \cdot 5 \times 10^{17}$ Pa s の範囲を持つと制約される。 Θ と Ω の範囲は、 η_l の値に依存する。 $\eta_l = 4 \times 10^{17}$ Pa s の場合、 Θ と Ω の最小限界のみが制約され、それぞれ $\Theta \geq 15$ km, $\Omega \geq 20$ km と制約される。いっぽう、 $\eta_l = 5 \times 10^{17}$ Pa s の場合、 Θ の最小限界のみが制約され、 $\Theta \geq 15$ km となるが、 Ω は $9 \text{ km} \leq \Omega \leq 14 \text{ km}$ の範囲でなければならないというように、上限・下限ともに制約される。

LOS 変位が最大となる地点における LOS 変位の時間変化を図 3.1-5 に示している。 η_l の値にかかわらず、 Θ が 5 km より小さい場合、予測される沈降は測地データを全く満足させられないほどに小さい。その中でのみ有意な粘弾性緩和が可能になる LVZ のサイズが小さすぎるからであるが、 Ω がどのような値を持っていようが、結果は同じである。

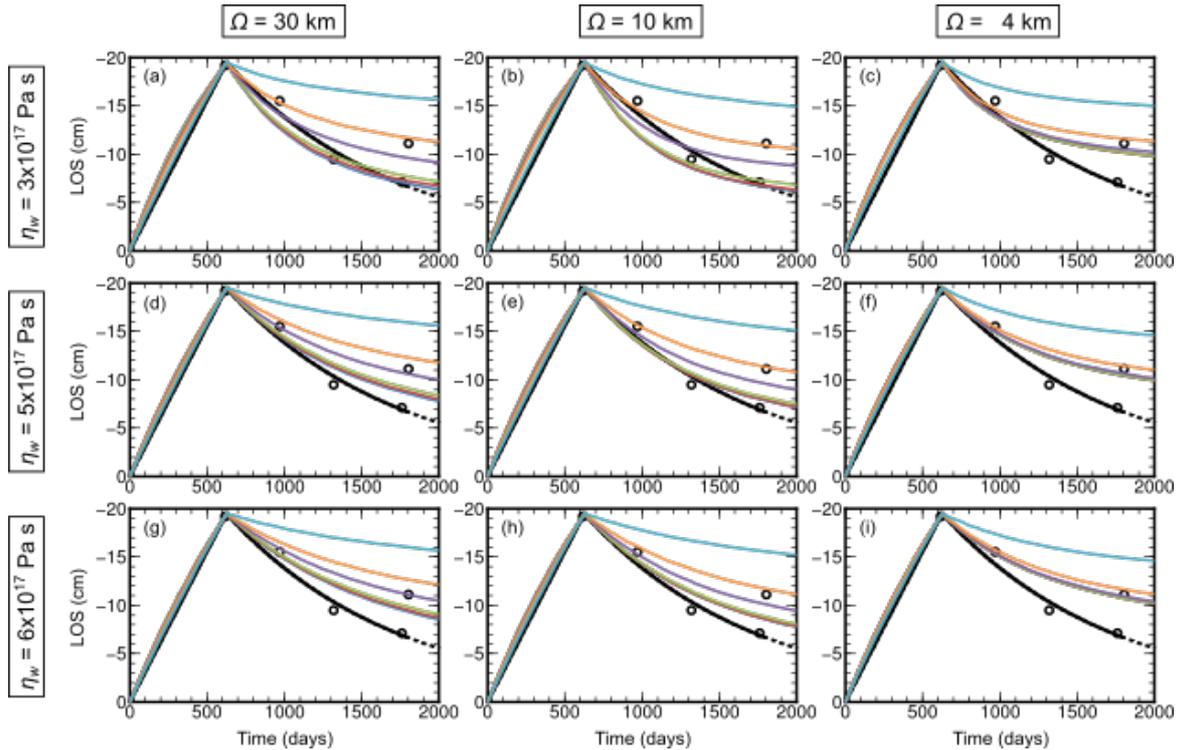


図 3.1-5 マグマ貫入終了時($t = 626$ 日)に LOS 変位が最大となる地点で予測された LOS 変位の時間変化。 $\eta_l =$ (a, b, c) 3×10^{17} Pa s, (d, e, f) 5×10^{17} Pa s, (g, h, I) 6×10^{17} Pa s。 $\Omega =$ (a, d, g) 30 km, (b, e, h) 10 km, (c, f, I) 4 km。 $\theta =$ (blue) 30 km, (red) 15 km, (green) 10 km, (purple) 5 km, (orange) 3 km, (aqua) 1 km。 $z_l = 5$ km。 (黒丸)観測データ, (黒線)観測データの最適曲線。

いっぽうで、 θ の値がより大きい場合 ($\theta \geq 10$ km), 予測量と観測量との不調和は η_l と Ω に依存する。 η_l が比較的小さい場合 ($\eta_l = 3 \times 10^{17}$ Pa s), Ω が比較的大きい ($\Omega \geq 10$ km) 時には、ポスト・インフレーション期の沈降速度は大きく、測地データを満足できないが、 Ω が比較的小さい時 ($\Omega = 4$ km) には、 $\theta \leq 5$ km の場合のように、沈降速度は小さい。 η_l が大きい時 ($\eta_l = 6 \times 10^{17}$ Pa s), 沈降速度は小さすぎて観測データを説明できないのは、 Ω がどの値であってもそうである。 $\eta_l = 5 \times 10^{17}$ Pa s を持つモデルは、 $\Omega = \sim 10$ km のとき、観測データを十分良く説明できるように見える；しかし、 $\Omega = 30$ km あるいは 4 km の時、沈降速度は、観測されたそれよりも、小さすぎるように見える。

与えられた η_l と θ に対して、ポスト・インフレーション期の沈降速度は、 $\Omega = 10$ km の場合で最も大きく、 $\Omega = 30$ km や 4 km の場合で、より小さくなる。 $\Omega = 30$ km の場合で遅くなるのは、シン・インフレーション期における応力緩和が大きく、ポスト・インフレーション期における応力緩和が小さくなってしまふからと考えられる。いっぽうで、 $\Omega = 4$ km で沈降速度が小さくなるのは、単純に、応力緩和が許される LVZ のサイズが小さいからである。

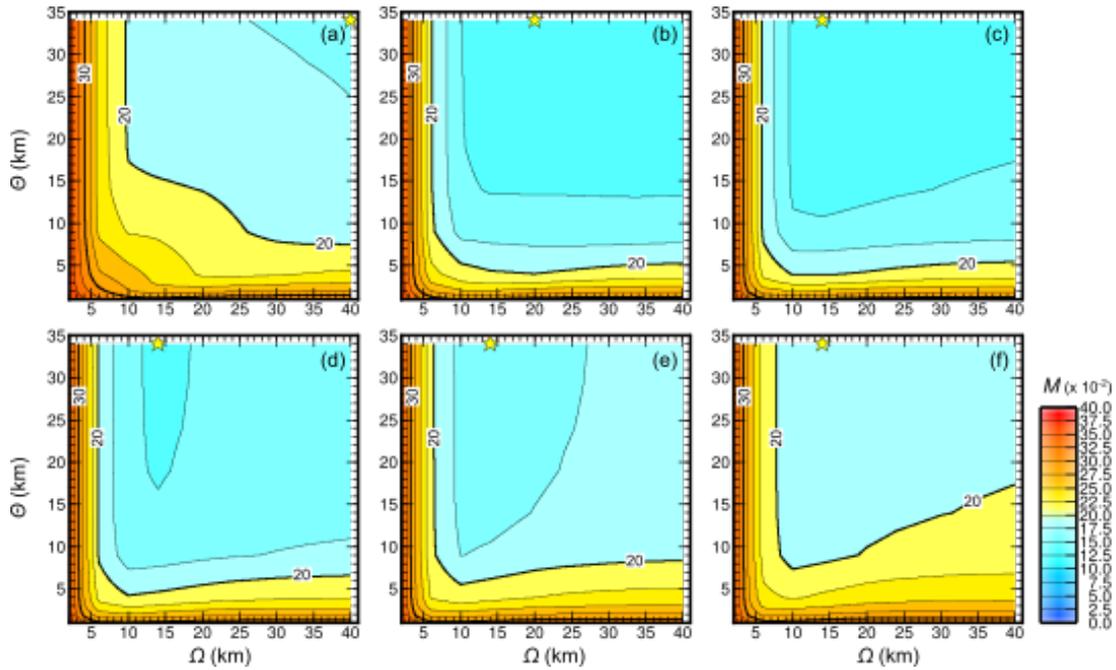


図 3.1-6 マグマ貫入終了時($t=626$ 日)に LOS 変位が最大となる地点で観測された LOS 変位比 U_d/U_{os} に対する予測された LOS 変位比 U_p/U_{ps} の平均二乗根(M)を Θ (LVZ の厚さ) - Ω (LVZ の水平幅)空間で描いたコンター図 ; U_{os} と U_{ps} はマグマ貫入終了時($t=626$ 日)の LOS 変位量. $z_l = 6$ km. $\eta_l =$ (a) 10^{17} Pa s, (b) 2×10^{17} Pa s, (c) 3×10^{17} Pa s, (d) 4×10^{17} Pa s, (e) 5×10^{17} Pa s, (f) 6×10^{17} Pa s.

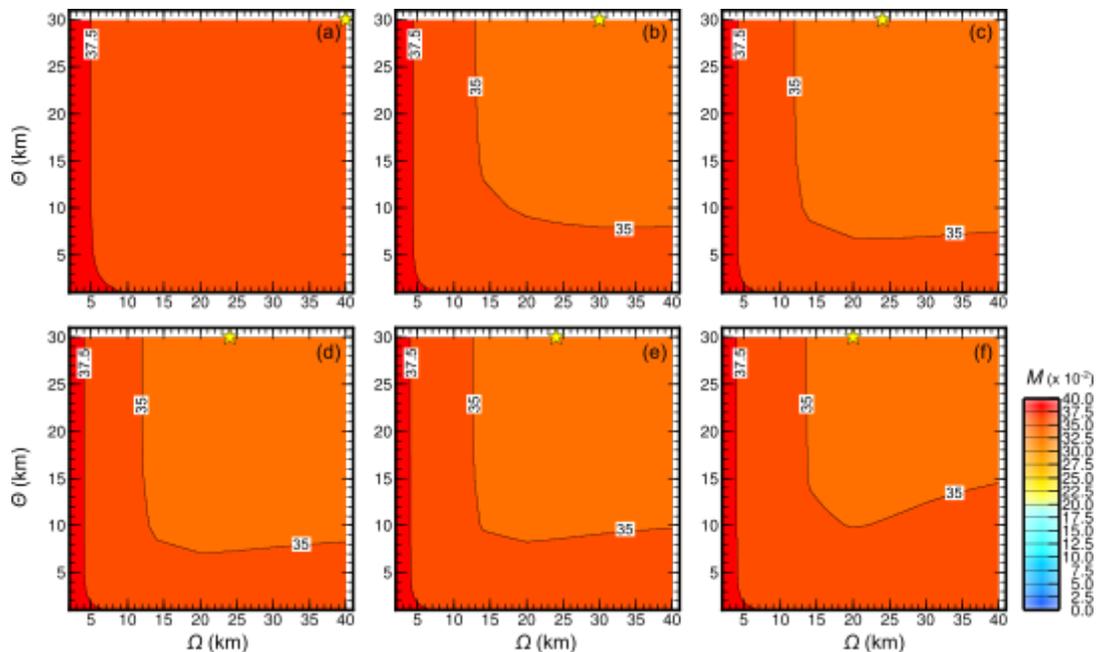


図 3.1-7 マグマ貫入終了時($t=626$ 日)に LOS 変位が最大となる地点で観測された LOS 変位比 U_d/U_{os} に対する予測された LOS 変位比 U_p/U_{ps} の平均二乗根(M)を Θ (LVZ の厚さ) - Ω (LVZ の水平幅)空間で描いたコンター図 ; U_{os} と U_{ps} はマグマ貫入終了時($t=626$ 日)の LOS 変位量. $z_l = 10$ km. $\eta_l =$ (a) 10^{17} Pa s, (b) 2×10^{17} Pa s, (c) 3×10^{17} Pa s, (d) 4×10^{17} Pa s, (e) 5×10^{17} Pa s, (f) 6×10^{17} Pa s.

1-2) $z_l > 5\text{km}$ の場合

LVZ が $4\text{-}5 \times 10^{17} \text{ Pa s}$ よりも低い粘性率を持ったとしても、 $z_l > 5 \text{ km}$ としてやれば観測との良い一致がえられるかもしれない。図 3.1-6 には、図 3.1-4 とおなじものを、しかし $z_l = 6 \text{ km}$; つまり、LVZ の上面が弾性層の底よりも 1 km だけ深い場合で、示している。はっきりとわかるように、観測との不調和は $z_l = 5\text{km}$ の場合より有意に大きくなっている。弾性層と LVZ の間にある粘性率 10^{19} Pa s のバックグラウンド地殻が、有意な粘弾性緩和を妨げている。図 3.1-7 には $z_l = 10 \text{ km}$ の結果を示しているが、 z_l が大きくなるに従い、 η_l がどのような値であっても、予測量と観測量との不調和は単純に増加することがわかる。

2) 制約されたモデルはどれほど変動域全体を説明できるのか？

ここでは、LOS 変位が最大になる地点、その一点での変位の時間変化から制約されたモデルの振る舞いが、観測地域全体の LOS 変位の分布をどの程度説明できるのかを確認しておくことにする。

図 3.1-8 には、異なる時間間隔における LOS 変位分布の観測量と予測量を示している。観測データに対する平均二乗根 (M) を式(1)にしたがい評価するが、量 X_o と X_p は LOS 変位の観測量 (U_o) と予測量 (U_p) で、 N は両者を比較する地表面上の点の数である。それぞれの時間間隔における M と N の値は表 2 にまとめている。 M はまた、LOS 変位が最大になる地点からの距離範囲毎においても評価してある。

マグマ貫入期(13 Aug. 1993 から 21 Apr. 1995)においては、制約されたモデルは第一近似的に良く観測された変位分布を説明している。全領域にわたっての平均二乗根 M は 2.14 cm で、これは弾性体モデルを同じデータに適用して $M \sim 2.0 \text{ cm}$ を導出した Fujiwara et al. (2017) の結果と同等のフィッティングのよさであるが、このフィッティングの良さは R の範囲には特に依存しない。変動の中心域から南西および北東部に局所的な逸脱が確認されるが、南西においては観測された LOS 変位が予測量よりも大きく、北東においては逆に予測量のほうが大きくなっている。

いっぽうの沈降期(21 Apr. 1995 から 9 Jun. 1998)の各一年間毎の予測された LOS 変位は、 $M \sim 2.2 - 2.74 \text{ cm}$ 程度の調和のよさで観測量を説明している。 M はしかし、 $R \leq 5 \text{ km}$ の範囲に限定すると $\sim 1.5 \text{ cm}$ と、観測量との調和性はよりよくなる。最初の 2 年間に限っていうと、 M はどの距離範囲においても 2 cm 以下に限定されるが、最後の約 1 年における M は、 $R \leq 10 \text{ km}$ の範囲で $\sim 3 \text{ cm}$ 程度になってしまう。実際、数多くの局所的な変動が確認されるが、これを現モデルで説明することはできないし、そもそもそのことは本研究の目的を脱している。

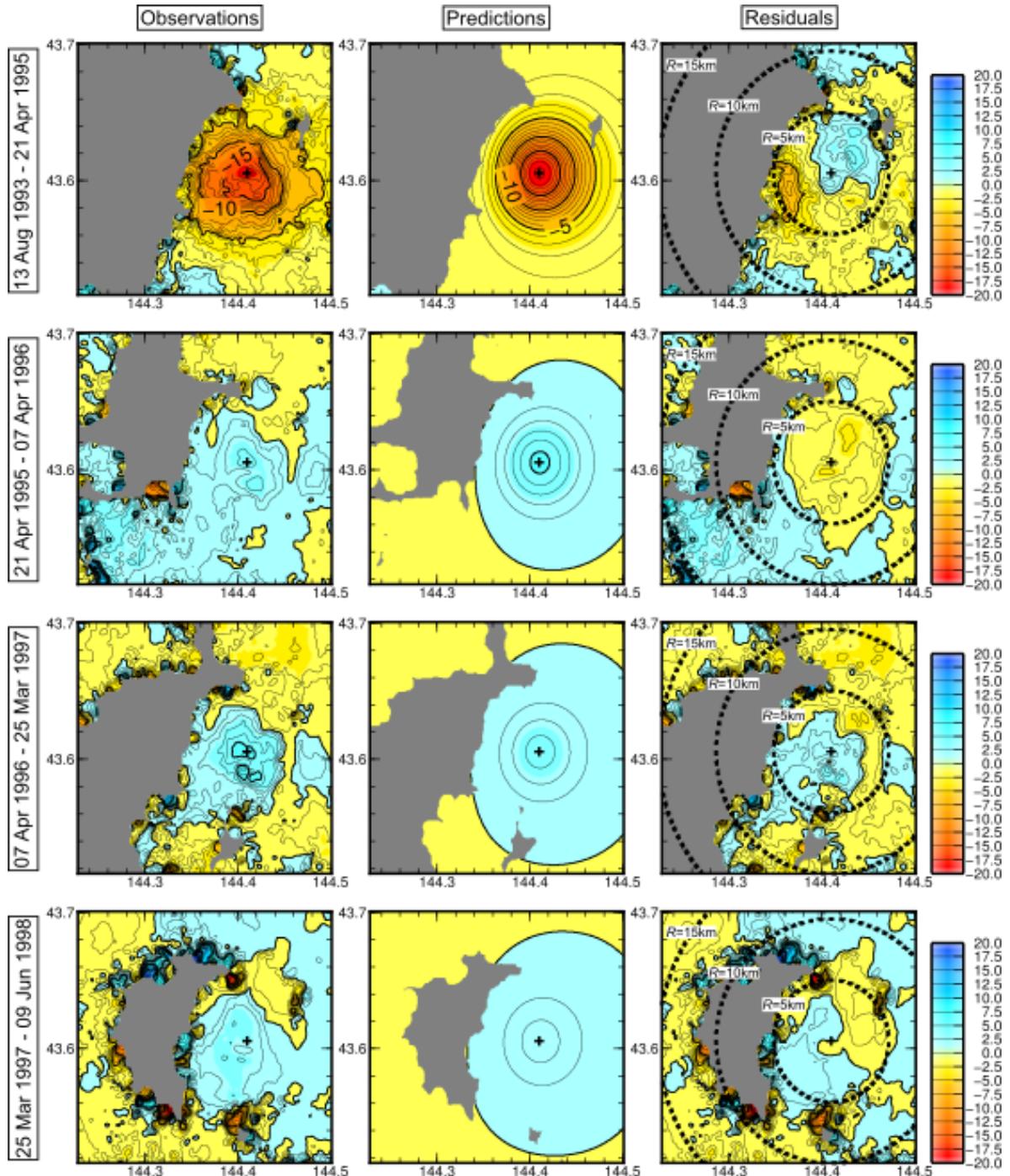


図 3.1-8 異なる時間間隔における LOS 変位の分布. R はマグマ貫入終了時($t = 626$ 日)に LOS 変位が最大となる地点からの距離.

(4) 議論

本研究は、屈斜路カルデラにおいて観測されたマグマ貫入後の沈降を、 $\sim 4\text{-}5 \times 10^{17}$ Pa s という粘性率 η を持つ低粘性領域(LVZ; Low Viscosity Zone)のみにおける粘弾性緩和で十分説明できることを示した. 箱型の LVZ の空間的な広がり、LOS 変位が最大となる地点その一点での変位の時間変化に関して、観測量との二乗平均根(M)が 5 mm 以下の条件で制約した. LVZ の上面は

厚さ 5 km の弾性層の底に一致して存在することが要請される。LVZ の水平及び鉛直方向の次元は η_l に依存しており、 $\eta_l = 4 \times 10^{17}$ Pa s の場合、それぞれ ~10 km 以上、~15 km 以上と最小限界しか制約できなかったが、 $\eta_l = 5 \times 10^{17}$ Pa s の場合、鉛直方向の次元は ~15 km 以上としか制約できなかったが、水平方向の次元は 9 km から 14 km の範囲のみに限定されると、上限・下限ともに制約された。

Newman et al. (2001) は、それまでの実験的研究をもとに、マグマ溜まりとその周囲の岩石の粘性率についてまとめている。それによると、高度に結晶化した流紋岩質メルトは温度 ~670 度で、 $\sim 10^{15} - 10^{17}$ Pa s という粘性率を持ち、いっぽうのマグマ溜まり周辺の石英に富んだ母岩は、~500-600 度の温度で、 $\sim 10^{17} - 10^{19}$ Pa s の粘性率を持つ、ということである。本研究で制約された LVZ の粘性率は、流紋岩質メルトの粘性率の上限と、マグマ溜まり周辺の母岩の粘性率の下限あたりに相当する。したがって、制約された LVZ の粘性率は、非現実的に低い値ではない、といえる。

地質学的セッティングにかかわらず、地殻内の粘性率不均質は、地球物理学的に描き出された地殻構造と比較されて議論されてきた(e.g., Yamasaki et al. 2014; Yamasaki and Houseman, 2015). Liu and Hasterok (2016) は、最近、アメリカ西部のコロラド地域における長期変動、特にその短波長成分を十分説明できる動力学モデルの粘性構造と、同地域下の比抵抗値分布とを定量的に関係づけた。それによると、比抵抗値の範囲 $1 - 10^{13} \Omega \text{ m}$ は、粘性率にすると $10^{17} - 10^{23}$ Pa s の範囲に相当するとのことである。

屈斜路カルデラで制約された最小サイズの LVZ、しかしそれによって測地データを十分良く説明できる LVZ を、Honda et al. (2011) によりイメージされた電磁気学的地殻構造との比較において、概略的に描いてみる(図 3.1-9)。概して、LVZ は ~10 $\Omega \text{ m}$ 以下の低比抵抗値領域と良い一致をみせる。この深さはまた、同地域における岩石学的研究とも調和的である(Miyagi et al., 2012)。しかし $\eta_l = 4 \times 10^{17}$ Pa s の場合における LVZ の水平方向の次元は、深さ 15 km より浅いところで有意に大きい。Honda et al. (2011) の結果は、2 次元インバージョンにもとづくものである。しかし、より最近の 3 次元インバージョンによる予備的な結果は、2 次元インバージョンによる全体的な構造を保持しているものの、より引き締まった低比抵抗領域となり (Honda et al., 2016, abstract for IAG-IASPEI Meeting, 2017)、特に $\eta_l = 5 \times 10^{17}$ Pa s の場合の LVZ により調和的なものになる。

ここで、Liu and Hasterok (2016) により導出された比抵抗値と粘性率との関係を適用してみると、LVZ は粘性率 10^{19} Pa s 以下の領域に相当することになる；比抵抗値が一桁違いで粘性率が二桁違つと単純に仮定するとであるが。しかし、LVZ の下部は比抵抗値が $1 \Omega \text{ m}$ 以下の領域に相当し、その部分は 10^{17} Pa s よりも低い粘性率をもつことになる。したがって、制約された LVZ とその空間的に一様な粘性率は、実効的に平均化された粘性率以上のものではないことになる。

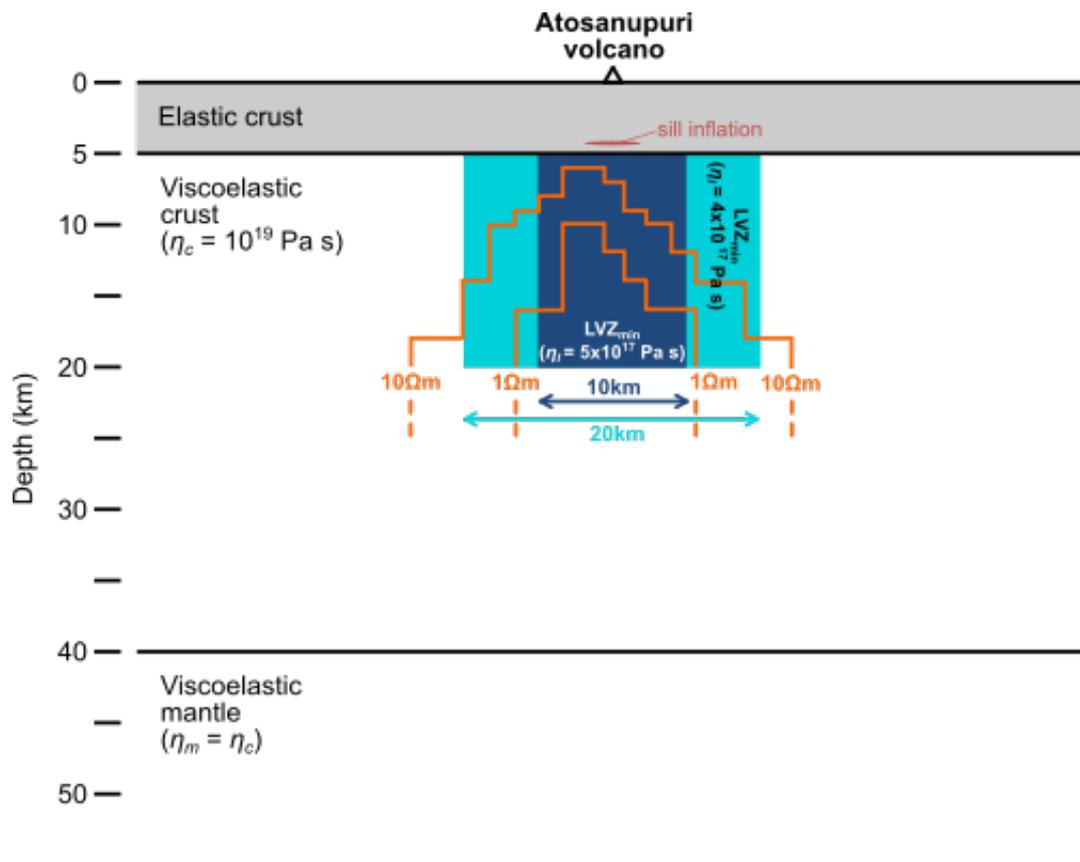


図 3.1-9 制約された弱領域(LVZ; Low Viscosity Zone)の概略図; η_l = (水色) 4×10^{17} Pa s, (青) 5×10^{17} Pa s. コンターは Honda et al. (2011)で示された比抵抗値(橙線).

二相流の研究により、メルトの存在と関係づけられた岩石の粘性率が明らかにする試みがなされてきた(e.g., van der Molen and Paterson, 1979; Rutter and Neumann, 1995; Takeda, 1998; Renner et al., 2000; Takei and Holtzman, 2009; Schmeling et al., 2012). 等方的な二相物質が均一にかき混ぜられているとすると、その二相物質の実効粘性率は Voigt 境界と Reuss 境界との間にあるとされる. ここで、前者と後者はそれぞれ実効粘性率の上限と下限をあらわすもので、前者は等歪モデル、それに対して後者は等応力モデルにもとづく二相流体の実効粘性率をあらわしている. しかし、それら両者の間において、剪断局所化や熱弱化により、実行粘性率はさらに減じられると考えられている(e.g., Takeda and Obata, 2003). Schmeling et al. (2012)は、岩石のメルト分率が ~ 20-50 % になると、全体的な粘性率(bulk viscosity)や剪断粘性率(shear viscosity)がほとんど 0 にまで減じられるとしている. 測地観測からイメージされた LVZ のメルト分率を定量的に求めることは現時点ではまだ難しいが、LVZ の空間的な広がりとそこにおける実効粘性率からマグマ溜まりの存在 (その深さと体積) を探っていける可能性は示される.

本研究はまた、マグマの存在それ自体を、地表面変動から示唆されるかもしれないという、重要な測地観測の見方を提案する. マグマ貫入が弾性層最上部で生じない限り、それに対する粘弾性応答は有意に生じると期待される. しかし、それは、粘弾性地殻の粘性率に強く依存する. も

し、その実効粘性率が、マグマの存在により減じられていないなら、 $\sim 10^{18} - 10^{20}$ Pa s の粘性率で規定される余効変動と同じように、普通のバックグラウンド地殻の粘性率に規定された変動速度が期待されるだろう。しかし、マグマ貫入後の変動速度が 10^{17} Pa s 程度の粘性率に規定されるようであれば、それはその事自体が、粘性率を実効的に下げることができるほどに有意な量のマグマがその地域の下に存在していることを、示唆していることになる。

(5) まとめ

本研究においては、屈斜路カルデラでの地面の動きの時空間変遷を制約する InSAR データ (Fujiwara et al., 2017) に 3 次元粘弾性モデルを適用し、地殻内のマグマの存在に影響を受けたであろう局所的な低粘性領域 (LVZ; Low Viscosity Zone) を描き出すことを試みた。LOS 変位が最大となる地点その一点における LOS 変位から、LVZ の概要を平均二乗根にもとづく不調和が 5mm 以下となる条件のもとで制約したが、そのように制約されたモデルは観測域全体の変位分布を平均二乗根 2 cm 以内の誤差で説明することができた。

その中においては空間的に一様であるとした LVZ の粘性率 η_l は $\sim 4\text{-}5 \times 10^{17}$ Pa s と決められた。LVZ の上面は 5 km の弾性層の底に一致していることを要請される。ひとたび、その上面が弾性層の底より深くなれば、予測量の観測量に対する一致は極端に悪くなり、平均二乗根にもとづく不調和を 5 mm 以内に制限するモデルは得られなくなる。また、要請される箱型 LVZ のサイズは、 η_l に依存している。 $\eta_l = 4 \times 10^{17}$ Pa s の場合、LVZ の厚さは 15 km 以上、水平幅は 20 km 以上であることが求められる。いっぽう、 $\eta_l = 5 \times 10^{17}$ Pa s の場合、LVZ の厚さは 15 km 以上とその下限のみが制約されるが、水平幅は 9 km 以上 14 km 以下と、上限・下限ともに制約される。

地殻内における LVZ の位置を、2 次元インバージョンによる比抵抗値構造 (Honda et al., 2011) と比較したが、両者はおおむね良い一致を見せており、LVZ は $\sim 10 \Omega \text{ m}$ 以下の低比抵抗値領域に相当することがわかった。今後、3 次元インバージョンにもとづく比抵抗値構造との詳細な比較が求められる。見積もられた LVZ の粘性率は、その中での空間的不均質を考慮されていない平均的な値ではあるが、メルト分率の関数としてのバルク粘性率をさらに理解することにより、LVZ 内におけるマグマの体積を定量的に評価していけるかもしれない。

本研究はまた、マグマ貫入後の変動速度から有意な量のマグマの存在を推察できるかもしれないことを示唆している。地殻の、特に浅部の、バックグラウンド粘性率は数年の時間スケールにおいて有意な粘弾性緩和を生じさせないので、マグマ貫入後の変動がみられるということそれ自体が有意な量のマグマにより実効粘性率が大きく減じられていること意味していることになる。火山変動モデルに関する数多くのこれまでの研究において、マグマの存在は変動の力源として扱われており、力源としてのマグマの存在を捉えていくことにのみ注意が払われていた。本研究は、マグマのレオロジカルな観点に光をあて、それにより、マグマの存在を力学的弱領域として捉えていく道筋を提案する。

Appendix A : LOS 変位が最大になる地点での変位の時間変化

ここで、シルの貫入膨張に対する地殻・マンツルの線形マックスウェル粘弾性応答における、隆起の中心と LOS 変位が最大になる地点での変位について記述する。モデルの設定は、本文で

記述した委託研究課題において用いたものと同じであるが、局所的な弱領域は置かず、粘弾性地殻・マントルともに空間的に一様な粘性率 $\eta_c = \eta_m = 4 \times 10^{17}$ Pa (Yamasaki et al., 2018) を持つとする。ただし、厚さ H の最上部地殻は弾性層として振る舞うように非常に高い粘性率を与える。シルの膨張は時間 $t=0$ 日から $t=626$ 日まで線形増加させ、それ以降は厚さを一定のまま固定する。シルの赤道半径や赤道面の深さにより、得られる地表面隆起は異なるが、LOS 変位が最大になる地点での変位量が -19.5 cm になるように、 $t=626$ 日でのシルの中心の厚さを調整する。

図 3.1-A1 は、LOS 変位のコンターを、異なる時間 $t = 313, 626, 1126, 1726$ 日で示している；シルの膨張は $t=626$ 日で停止している。シルの赤道半径と赤道面の深さはそれぞれ、 2 km、 5 km で、弾性層の厚さは 5 km である。これらのパラメータ値は、Yamasaki et al. (2018) において屈斜路カルデラでの InSAR データ (Fujiwara et al., 2017) から制約されたものとほぼ同じである。

隆起の中心はつねに $(x, y) = (0 \text{ km}, 0 \text{ km})$ であるが、LOS 変位が最大になる地点はそこから少しずれている。それは、変位の水平成分が LOS 変位には含まれているからである。その座標は、時間ごとでわずかながらにちがっているが、 $(x, y) = (\sim 0.8 - 1 \text{ km}, \sim 0.2 - 0.3 \text{ km})$ の範囲におさまっている。隆起の中心での鉛直変位の比 $R_z = U_z / U_{zs}$ (ここで、 U_z は隆起の中心での鉛直変位、 U_{zs} はシルの膨張が終了した時点での鉛直変位) は、 $t = 313, 1126, 1726$ 日のそれぞれで、 $0.57, 0.56, 0.35$ となる。いっぽうで、LOS 変位が最大となる地点での変位比 $R_L = U_L / U_{Ls}$ は、それぞれの時間で $0.56, 0.57, 0.35$ となる。したがって、シルの貫入が終了した時点での変位にたいするそれぞれの時間での変位の比 R_z と R_L は有意に変わらないことがわかる。

図 3.1-A2 には、それぞれの時間 $t = 313, 726, 1126, 1726$ 日での R_z の R_L に対する相対誤差 $(1 - R_z / R_L)$ を、 W (シルの赤道半径) $\cdot D$ (シルの赤道半径の深さ) 空間において、コンターで示している。 H は $5, 10, 20$ km の 3 つの値を考えている。シルの膨張期における相対誤差はどのモデルパラメータの組み合わせにおいても $\sim 1\%$ を切っている。いっぽう、シルの膨張終了後においては、一般的に時間が進むにしたがって、つまり粘弾性緩和が有意に進んでいくにしたがって、相対誤差は増加していくが、 $t = 1726$ 日においても、相対誤差は $\sim 3\%$ 以内に収まっている。

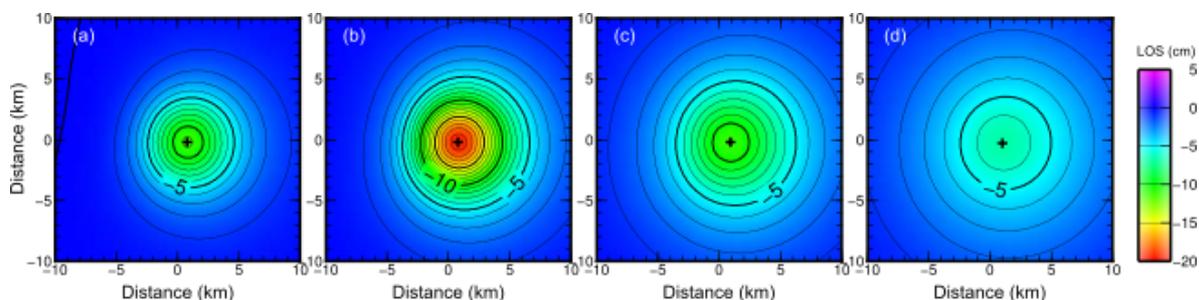


図 3.1-A1 予測された LOS 変位の分布。 $t =$ (a) 313 日, (b) 626 日, (c) 1126 日, (d) 1726 日。赤道半径 (W) が 2 km のシルが深さ $D = 5$ km で、 $t = 626$ 日まで線形膨張し、その後その厚さを維持し続ける。弱領域 (LVZ; Low viscosity zone) は置いていない。 $H = 5$ km, $\eta_c = \eta_m = 4 \times 10^{17}$ Pa s。

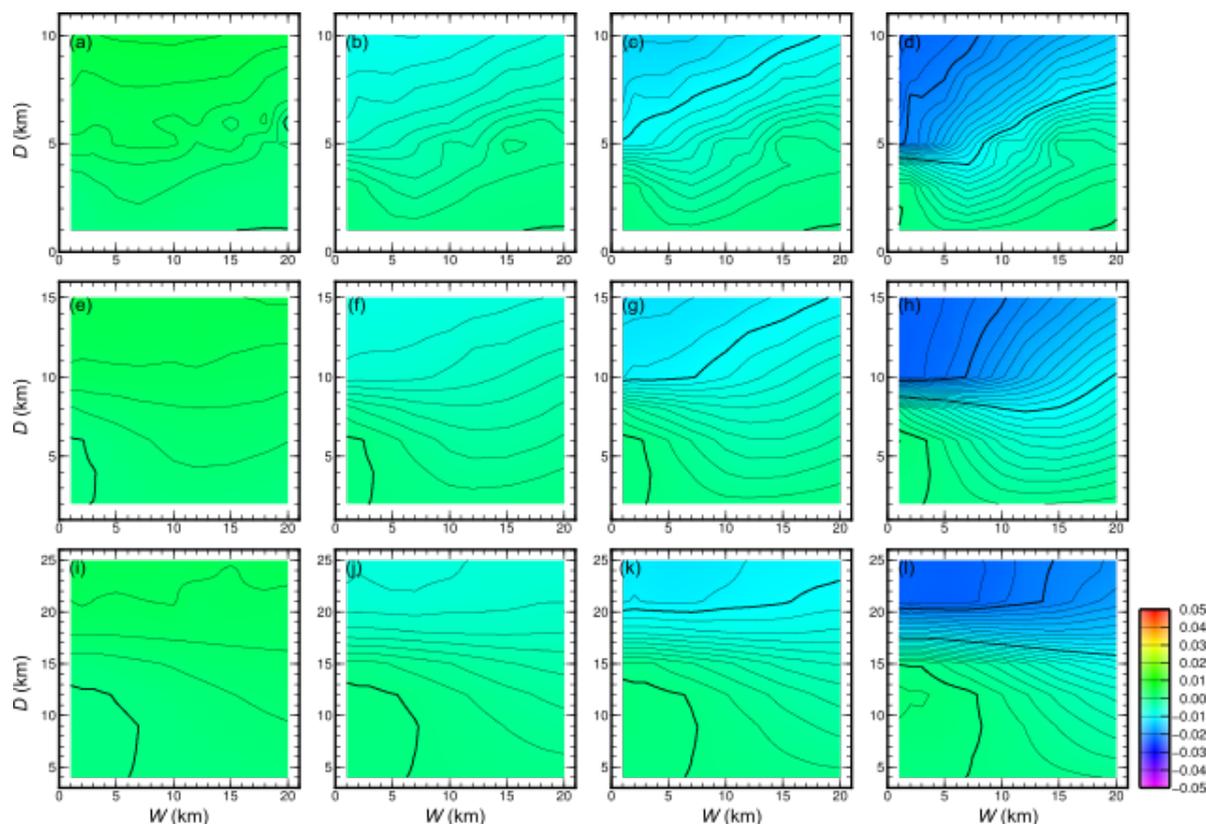


図 3.1-A2 相対誤差 $(1 - R_z/R_L)$ の W - D 空間におけるコンター図 ; R_z は隆起の中心での鉛直変位の比 U_z/U_{zs} (ここで, U_z は隆起の中心での鉛直変位, U_{zs} はシルの膨張が終了した時点での鉛直変位), R_L は LOS 変位が最大となる地点での変位の比 U_l/U_{Ls} . $H = (a, b, c, d) 5$ km, $(e, f, g, h) 10$ km, $(i, j, k, l) 20$ km. $t = (a, e, i) 313$ 日, $(b, f, j) 726$ 日, $(c, g, k) 1126$ 日, $(d, h, l) 1726$ 日. $\eta_c = \eta_m = 4 \times 10^{17}$ Pa s. LVZ は置いていない.

引用文献 :

- Aoki, Y., Takeo, M., Ohminato, T., Nagaoka, Y., Nishida, K., 2013. Magma pathway and its structural controls of Asama Volcano, Japan. Geological Society, London, Special Publications 380, p67-84, doi: 10.1144/SP380.6.
- Arnet, F., Kahle, H.-G., Klingelé, E., Smith, R.B., Meertens, C.M., Dzurisin, D., 1997. Temporal gravity and height changes of the Yellowstone caldera, 1977-1994. Geophys. Res. Lett. 24, 2741-2744.
- Battaglia, M., Troise, C., Obrizzo, F., Pingue, F., De Natale, G., 2006. Evidence for fluid migration as the source of deformation at Campi Flegrei caldera (Italy). Geophys. Res. Lett. 33, L01307, doi:10.1029/2005GL024904.
- Berrino, G., 1994. Gravity changes induced by height-mass variations at the Campi Flegrei caldera. J. Volcanol. Geotherm. Res. 61, 293-309.

- Bianchi, R., Coradini, A., Federico, C., Giberti, G., Lanciano, P., Pozzi, J.P., Sartoris, G., Scandone, R., 1987. Modeling of Surface Deformation in Volcanic Areas: The 1970-1972 and 1982-1984 Crises of Campi Flegrei, Italy. *J. Geophys. Res.* 92, 14,139-14,150.
- Biggs, J., Bastow, I.D., Keir, D., Lewi, E., 2011. Pulses of deformation reveal frequently recurring shallow magmatic activity beneath the Main Ethiopian Rift. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 12, Q0AB10, doi:10.1029/2011GC003662.
- Bonafede, M., Dragoni, M., Quarenì, F., 1986. Displacement and stress fields produced by a centre of dilation and by a pressure source in a viscoelastic half-space: application to the study of ground deformation and seismic activity at Campi Flegrei, Italy. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 87, 455-485.
- Bürgmann, R., Dresen, G., 2008. Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy and field observations. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 36, 531-567.
- Chang, W.-L., Smith, R.B., Wicks, C., Farrell, J.M., Puskas, C.M., 2007. Accelerated uplift and magmatic intrusion of the Yellowstone caldera, 2004 to 2006. *Science* 318, 952-956.
- Del Negro, C., Currenti, G., Scandura, D., 2009. Temperature-dependent viscoelastic modeling of ground deformation: Application to Etna volcano during the 1993-1997 inflation period. *Phys. Earth Planet. Inter.* 172, 299-309.
- de Silva, S.L., Gregg, P.M., 2014. Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 282, 77-91.
- Dieterich, J.H., Decker, R.W., 1975. Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism. *J. Geophys. Res.* 80, 4094-4102.
- Dragoni, M., Magnanensi, C., 1989. Displacement and stress produced by a pressurized, spherical magma chamber, surrounded by a viscoelastic shell. *Phys. Earth Planet. Inter.* 56, 316-328.
- Dvorak, J.J., Berrino, G., 1991. Recent ground movement and seismic activity in Campi Flegrei, southern Italy: Episodic growth of a resurgent dome. *J. Geophys. Res.* 96, 2309-2323.
- Dzurisin, D., Yamashita, K.M., 1987. Vertical surface displacements at Yellowstone Caldera, Wyoming, 1976-1986. *J. Geophys. Res.* 92, 13,753-13,766.
- Dzurisin, D., Yamashita, K.M., Kleinman, J.W., 1994. Mechanisms of crustal uplift and subsidence at the Yellowstone caldera, Wyoming. *Bull. Volcanol.* 56, 261-270.
- Fujiwara, S., Murakami, M., Nishimura, T., Tobita, M., Yarai, H., Kobayashi, T., 2017. Volcanic deformation of Atosanupuri volcanic complex in the Kussharo caldera, Japan, from 1993 to 2016 revealed by JERS-1, ALOS, and ALOS-2 radar interferometry. *Earth, Planets and Space* 69:78, doi: 10.1186/s40623-017-0662-y.
- Grapenthin, R., Ófeigsson, B.G., Sigmundsson, F., Sturkell, E., Hooper, A., 2010. Pressure sources versus surface loads: Analyzing volcano deformation signal composition with an application to Hekla volcano, Iceland. *Geophys. Res. Lett.* L20310,

doi:10.1029/2010GL044590.

- Gregg, P.M., de Silva, S.L., Grosfils, E.B., 2013. Thermomechanics of shallow magma chamber pressurization: Implications for the assessment of ground deformation data at active volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 384, 100-108.
- Hearn, E.H., McClusky, S., Ergintav, S., Reilinger, R.E., 2009. Izmit earthquake postseismic deformation and dynamics of the North Anatolian Fault Zone. *J. Geophys. Res.* 114, B08405, 10.1029/2008JB006026.
- Hofton, M.A., Foulger, G.R., 1996a. Postrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland 1. Modeling of the 1987-1992 deformation field using a viscoelastic Earth structure. *J. Geophys. Res.* 101, 25,403-25,421.
- Hofton, M.A., Foulger, G.R., 1996b. Postrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland 2. Implications of the model derived from the 1987-1992 deformation field. *J. Geophys. Res.* 101, 25,423-25,436.
- Honda, R., Yamaya, Y., Ichihara, H., Hase, H., Mogi, T., Yamashita, H., Ohyama, T., Uyeshima, M., Nakagawa, M., 2011. Magnetotelluric investigation around the Kutcharo caldera region. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ., Sapporo, Japan, No. 74, March, 45-55* (in Japanese with English abstract).
- Hutchison, W., Biggs, J., Mather, T. A., Pyle, D. M., Lewi, E., Yirgu, G., Caliro S., Chiodini, G., Clor, L. E., Fischer, T. P., 2016. Causes of unrest at silicic calderas in the East African Rift: New constraints from InSAR and soil-gas chemistry at Aluto volcano, Ethiopia. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 17, 3008-3030, doi:10.1002/2016GC006395.
- Iwasaki, T., Levin, V., Nikulin, A., Iidaka, T., 2013. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka. *Tectonophysics* 609, 184-201.
- Katsumata, 2010. A., Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis. *Geophys. Res., Lett.* 115, B04303, doi:10.1029/2008JB005864.
- Liu, L., Hasterok, D., 2016. High-resolution lithosphere viscosity and dynamics revealed by magnetotelluric imaging. *Science* 353, 1515-1519.
- Melosh, H.J., Raefsky, A., 1981. A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations. *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 1391-1400.
- Miyagi, I., Itoh, J.-I., Hoang, N., Morishita, Y., 2012. Magma systems of the Kutcharo and Mashu volcanoes (NE Hokkaido, Japan): Petrogenesis of the medium-K trend and the excess volatile problem. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 231-232, 50-60.
- Mogi, K., 1958. Relations between eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 26, 99-134.
- Newman, A.V., Dixon, T.H., Ofoegbu, G.I., Dixon, J.E., 2001. Geodetic and seismic constraints on recent activity at Long Valley Caldera, California: evidence for viscoelastic rheology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 183-206.
- Newman, A.V., Dixon, T.H., Gourmelen, N., 2006. A four-dimensional viscoelastic deformation

- model for Long Valley Caldera, California, between 1995 and 2000. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 150, 244-269.
- Parks, M.M., Moore, J.D.P., Papanikolaou, X., Biggs, J., Mather, T.A., Pyle, D.M., Raptakis, C., Paradissis, D., Hooper, A., Parsons, B., Nomikou, P., 2015. From quiescence to unrest: 20 years of satellite geodetic measurements at Santorini volcano, Greece. *J. Geophys. Res.* 120, 1309-1328, doi:10.1002/2014JB011540.
- Renner, J., Evans, B., Hirth, G., 2000; On the rheologically critically melt fraction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181, 585-594.
- Rutter, E.H., Neumann, D.H.K., 1995. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. *J. Geophys. Res.* 100, 15,697-15,715.
- Ryder, I., Bürgmann, R., Pollitz, F.F., 2011. Lower crustal relaxation beneath the Tibetan Plateau and Qaidam Basin following the 2001 Kokoxili earthquake. *Geophys. J. Int.* 187, 613-630.
- Ryder, I., Parsons, B., Wright, T.J., Funning, G.J., 2007. Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modelling. *Geophys. J. Int.* 169, 1009-1027.
- Ryder, I., Wang, H., Bie, L., Rietbrock, A., 2014. Geodetic imaging of late postseismic lower crustal flow in Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 404, 136-143.
- Schmeling, H., Kruse, J.P., Richard, G., 2012. Effective shear and bulk viscosity of partially molten rock based on elastic moduli theory of a fluid filled poroelastic medium. *Geophys. J. Int.* 190, 1571-1578.
- Suito, H., Hirahara, K., 1999. Simulation of postseismic deformation caused by the 1896 Rikuu earthquake, northeast Japan: re-evaluation of the viscosity in the upper mantle. *Geophys. Res. Lett.* 26, 2561-2564.
- Takeda, Y.-T., 1998. Flow in rocks modelled as multiphase continua: application to polymineralic rocks. *J. Struct. Geol.* 20, 1569-1578.
- Takeda, Y.-T., Obata, M., 2003. Some comments on the rheologically critical melt percentage. *J. Struct. Geol.* 25, 813-818.
- Takei, Y., Holtzman, B.K., 2009. Viscous constitutive relations of solid-liquid composites in terms of grain boundary contiguity: 1. Grain boundary diffusion control model. *J. Geophys. Res.* 114, B06205, doi:10.1029/2008JB005850.
- Tizzani, P., Battaglia, M., Zeni, G., Atzori, S., Bernardino, P., Lanari, R., 2009. Uplift and magma intrusion at Long Valley caldera from InSAR and gravity measurements. *Geology* 37, 63-66.
- Trasatti, E., Giunchi, C., Bonafede, M., 2003. Effects of topography and rheological layering on ground deformation in volcanic regions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 122, 89-110.
- van der Molen, I., Paterson, M.S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite.

- Contrib. Mineral. Petrol. 70, 299-318.
- Yamasaki, T., Houseman, G.A., 2012. The crustal viscosity gradient measured from post-seismic deformation: a case study of the 1997 Manyi (Tibet) earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* 351-352, 105-114.
- Yamasaki, T., Houseman, G.A., 2015. Analysis of the spatial viscosity variation in the crust beneath the western North Anatolian Fault. *J. Geodyn.* 88, 80-89.
- Yamasaki, T., Kobayashi, T., Wright, T.J., Fukahata, Y., 2018. Viscoelastic crustal deformation by magmatic intrusion: A case study in the Kutcharo caldera, eastern Hokkaido, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 349, 128–145.
- Yamasaki, T., Wright, T.J., Houseman, G.A., 2014. Weak ductile shear zone beneath a major strike-slip fault: Inferences from earthquake cycle model constrained by geodetic observations of the western North Anatolian Fault Zone. *J. Geophys. Res.* 119, 3678-3699, doi: 10.1002/2013JB010347.

