



日本列島における大規模火砕流の特徴 と熱的影響解析

石丸 恒存 角田 地文

東濃地科学センター

Characteristics of Large-scale Pyroclastic Flow Deposits in Japan
and an Analysis of the Thermal Effect on Basement Rocks

Tsuneari ISHIMARU Chifumi KAKUTA

Tono Geoscience Center

過去の大規模火砕流が覆う範囲は現在の火山活動域より広範囲で、給源から数十km以上に及ぶため、火砕流堆積による基盤岩への影響を検討しておくことは地質環境の長期安定性を評価する上で重要である。本研究では、文献調査により日本の第四紀大規模火砕流として55給源108岩体を抽出し、噴出量や噴出年代等の観点から特徴を整理するとともに、火砕流堆積時の基盤岩の熱履歴について1次元熱伝導数値解析による検討を試みた。

数値解析では、例えば火砕流堆積物の層厚が100m、定置温度が900 の場合、降雨等の冷却要因を無視すれば、基盤深度100mの場所で約100 の温度が継続する時間は600年間程度と推定された。

The distribution of basement rocks thermally affected by overlying large-scale pyroclastic-flow deposits reveals a much broader region of eruptive activity in the past than in present volcanic regions. The examination of such thermal effects on basement rocks is therefore one key issue in the understanding of the long-term stability of the geological environment. We carried out a detailed literature survey and compilation of data concerning the characteristics of 108 Quaternary large-scale pyroclastic-flow deposits including eruption volume, eruption age, etc. Furthermore, we attempted to calculate the cooling history of basement rocks covered by large-scale pyroclastic-flow deposits using a numerical analysis based on a conductive cooling model.

One estimation obtained using the numerical analysis shows that for a theoretical 100m thick pyroclastic-flow deposit, with an emplacement temperature of 900 , the duration time of a temperature of 100 at 100m below the contact surface in the basement rock would be about 600 years.

キーワード

第四紀火山，大規模火砕流，噴出規模，熱伝導数値解析，地質環境，長期安定性，熱的影響

Quaternary Volcano, Large-Scale Pyroclastic Flow, Eruption Volume, Cooling History Analysis, Geological Environment, Long-Term Stability, Thermal Effect



石丸 恒存

地質環境長期予測研究グループ所属
副主任研究員
地質環境の長期安定性に関する調査研究業務に従事



角田 地文

地質環境長期予測研究グループ所属
火山活動の影響に関する調査研究業務に従事

1. はじめに

東濃地科学センターでは、地質環境の長期安定性に関する調査研究を進めている。将来10万年程度の地質環境の長期的な安定性を評価するためには、火山活動や断層活動、隆起・侵食等の天然現象が地質環境へ及ぼす影響の範囲や程度に関する科学的な知見を整備・蓄積していくことが重要で

ある。

これら天然現象のうち、火山活動が周辺の地質環境へ及ぼすと考えられる影響としては、マグマの貫入・噴出などによる周辺岩盤への熱的な影響や、地熱系・熱水対流系の生成・発達などの水理学的・地球化学的な影響、火山性の地殻変動やカルデラの形成といった岩盤力学的な影響が想定される(図1)。

これら火山活動による地質環境への影響に関する知見については、石丸・清水(1991)¹⁾が予備的な報告を行った以後、サイクル機構の地層処分研究開発第2次取りまとめ²⁾において概括的・網羅的に報告されている。また、最近では、マグマ貫入の影響という観点からマグマの噴出跡の分布範囲に関して取りまとめた中田・田中(2001)³⁾の報告等がある。これらの報告では、火山活動の影響範囲という点に着目すると、大規模火砕流や火山灰の到達を除き、火山の噴出中心より20~30km離れた場所では火山活動による影響はほとんど及ばないとされている。

火砕流とは、火山の火口から吹き出た数百度の熱風が火山碎屑物を巻き込んで一団となって高速で地表を流下する現象(一種の粉体流;「熱雲」という学術用語もある)であり、大規模火砕流は、爆発的な噴火により給源から噴出し周囲へと広範

に流走する。過去に生じた大規模火砕流では、その堆積物が覆う範囲は現在の火山活動域より広範囲に及んでおり、給源から数十km、場合によっては100km以上に及ぶことがある。したがって、大規模火砕流の発生によって遠く離れた地下深部の地質環境が大きく乱されるとは考えにくいものの、高温の火砕流が堆積することによって基盤岩が被る熱的影響の程度を検討しておくことは地質環境の長期安定性を評価する上で必要と考える。

このため、本研究では、日本列島において第四紀に発生した大規模火砕流の特徴について、文献調査により特に規模や年代の観点から整理するとともに、それらの情報に基づいて、火砕流の堆積による基盤岩への熱的影響について熱伝導数値解析による検討を試みた。

2. 日本列島における第四紀の大規模火砕流

2.1 データファイルの作成

日本列島には図2に示すような第四紀火砕流堆積物が分布している。これらの火砕流堆積物は、他の第四紀火山岩類と比べて、分布地域は比較的限られるものの、個々の大規模火砕流の分布範囲は広範に及んでいる。地域的には、九州地方、東北地方、北海道において、火砕流堆積物の広範囲の分布が認められる。

火砕流堆積物に関するデータ収集に当たっては、基本的に、噴出量の規模が10km³以上のものを

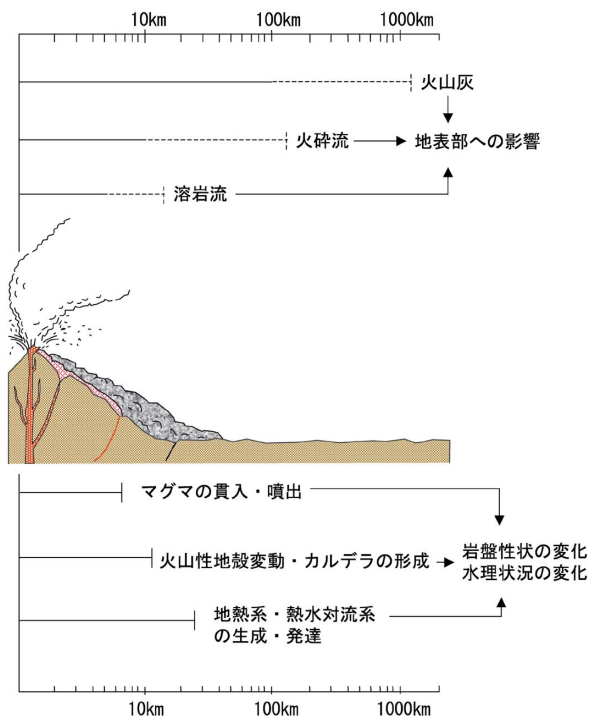
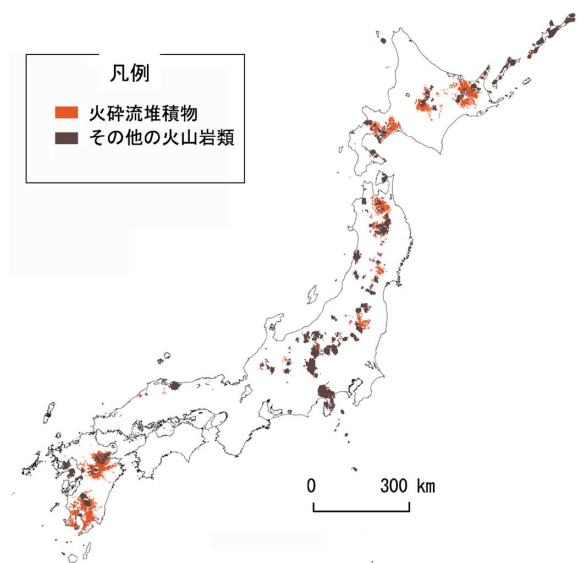


図1 火山活動による影響と範囲



100万の1日本地質図(地質調査所, 1995)を編集

図2 第四紀火山岩分布図
(火山岩, 火砕流堆積物)

大規模火砕流⁴⁾とし、噴出年代については、露頭情報の多さの観点から、主に第四紀後半のものを対象とした。

データ収集では、「第四紀火山カタログ」(第四紀火山カタログ委員会：1999)⁵⁾及び「火山灰アトラス」(町田・新井：1992)⁶⁾を基礎データとし、対象となる火砕流として55給源・108岩体を抽出した(表1)。なお、抽出した火砕流には、噴出量が10km³以上のもの以外に、活動期間中の溶岩流や火山灰等を含む総噴出物量が1km³以上(VEI>5)

のもの、及び小規模でも火砕流の噴出を伴い研究が比較的進んでいるものも含めた。

これら第四紀大規模火砕流(55給源・108岩体)を対象として、表2に示す手順に沿って、各整理項目についてデータを文献調査により収集し、データファイル化を行った(図3)。

2.2 大規模火砕流の特徴と傾向

第四紀大規模火砕流55給源・108岩体の中から、比較的露頭情報の多い主要30岩体を抽出し、そ

表1 第四紀大規模火砕流のリスト

給源火山名 (?:給源不確定)	火砕流名(給源名)	年代(千年前)	体積(km ³)		主要30岩体	
			総テフラ	火砕流	噴出量	周期
鬼界	幸屋(別名:竹島)	6.3	>170	50	◎	○
	長瀬	95	150	-	-	-
	小アピ山	-	-	-	-	-
阿多カルデラ	阿多	108 ±3	-	200	◎	○
	鳥浜	230 ~ 250	-	14	-	-
始良・桜島	入戸	25	>450	200	◎	○
	岩戸	<50	-	7~12	-	-
	吉野	300 ~ 500	-	-	-	-
	小田	970 ±220	-	-	-	-
加久藤カルデラ	鍋倉	850 ±290	-	-	-	-
	加久藤	300	-	>50	◎	○
	下門	350 ?	-	>50	◎	○
阿蘇	小林	400 ~ 500	-	-	-	-
	阿蘇4	90	-	>600	◎	○
	阿蘇3	125	-	>150	◎	○
猪牟田	阿蘇2	180	-	50	◎	○
	阿蘇1	300	-	50	◎	○
	今市	900	-	90	◎	○
九重	耶馬溪	1000	-	110	◎	○
	飯田	75	-	5	◎	○
万年山火山群	山甲川流紋岩	1200	-	-	-	-
由布	池代	2	-	0.04	◎	-
鶴見・伽藍	由布川	600	<20	5~20	◎	-
三瓶	三瓶	18 ~ 33	>2	>2	-	-
大山	堀	45 ~ 47	>20	-	-	-
多賀	(多賀)	530 ~ 690	70	-	-	-
箱根	東京軽石流	50	145	-	-	-
	(箱根古期外輪山)	190	40	-	-	-
	(箱根新期外輪山)	80 ~ 140	39	-	-	-
富士	(古富士)	>66 ~ 13	500	-	-	-
御嶽	濁滝	80 ~ 90	22.5	-	-	-
	(古期御嶽火山)	40 ~ 80	41	-	-	-
上宝	上宝	650 ±250 920 ±110	40	40	-	-
檜・穂高	丹生川	2300 ~ 2500	400	400	-	-
		1760 ±170	-	-	-	-
	恵比寿峠火砕堆積物	1750	>120	-	-	-
樺沢	奥飛騨	640	20	10	-	-
立山	称名滝	133 ±20	>6.9	8.5	◎	-
	谷口	-	-	-	-	-
飛騨大峰	大峰溶結凝灰岩[1]	1000 ~ 1670	>30	>30	-	-
妙高	(妙高)	20 ~ 300	50	-	-	-
浅間	(黒班)	80 ~ 90	>41	-	-	-
	(毛無)	19.26 ~ 24	-	-	-	-
毛無	(毛無)	1000 ~ 1600	63	-	-	-
榛名	(榛名)	340 ~ 310	180	-	-	-
		40.5 ±4	-	-	-	-
赤城	(赤城)	400 ~ AD1251?	>100	-	-	-
武尊	(武尊(ぼたか))	1050 ~ 1800	>56.7	-	-	-
女峰赤薙	(女峰赤薙)	350 ~ 500	51	-	-	-
高原	(釈迦ヶ岳)	35 ~ 100	55	-	-	-
白河	隅戸火砕流	1310	40	40	-	-
	芦野火砕流	1200	40	40	-	-
	西郷火砕流	1110	60	60	-	-
	天栄火砕流	1060	16	16	-	-

給源火山名 (?:給源不確定)	火砕流名(給源名)	年代(千年前)	体積(km ³)		主要30岩体	
			総テフラ	火砕流	噴出量	周期
鳴子	柳沢凝灰岩	45	>4.5	5	◎	○
	荷坂凝灰岩	73	>3.0	5	◎	○
鬼首	下山里凝灰岩	210	>2	2	◎	○
	池月凝灰岩	200 ~ 300	>18	50	◎	○
向町	(向町カルデラ)	630, 610, 83 (中央値)	>25	>25	-	-
	栗駒(栗駒)	500 ~ 0	40	-	-	-
兜山	木地山溶結凝灰岩類[1]	300	>8	>8	-	-
	兜山溶結凝灰岩	1160	>5	>5	-	-
鳥海	(古期火山体)	160 ~ 550	67	-	-	-
玉川	玉川溶結凝灰岩D[3]	1000	>50	>50	◎	○
	玉川溶結凝灰岩R4	2000	>130	>130	◎	○
七時雨	(七時雨)	960 ~ 1060	>73	-	-	-
十和田	十和田八戸	13	-	56	◎	○
	十和田大不動	25	-	46	◎	○
	十和田奥瀬	55	-	10	◎	○
碓ヶ関	虹貝凝灰岩	2000 ~ 2500	>42	>42	-	-
沖浦	青荷凝灰岩	1500	>152	>152	-	-
岩木	(岩木)	330 ~ 0	49	-	-	-
八甲田	八甲田第2期	250 ~ 400	-	36	◎	○
	八甲田第1期	500 ~ 650	-	37	◎	○
青ヶ島	(池之沢火口)	3.5 ~ AD1785	149	-	-	-
鏡亀沢	鏡亀女部川	33 ~ 45	>28	9	-	-
駒ヶ岳	駒ヶ岳02	AD1694	>13.8?	-	-	-
	洞爺1	100 ±10	>150※	>20※	◎	○
洞爺	洞爺2	140 ±20	-	-	◎	○
	洞爺1	140 ±20	-	-	◎	○
	杜警(そうべつ)	1590 ±330	-	-	-	-
倶多楽・登別	クッタラ第1	40 ~ 42	>62.8	-	-	-
	クッタラ第3	-	-	-	-	-
	クッタラ第4	-	-	-	-	-
	クッタラ第6	>49	-	-	-	-
	クッタラ第7	-	-	-	-	-
	クッタラ第8	-	-	-	-	-
	支笏第1	31.9 ±2	>100	100	◎	○
	支笏第7-10	>40	-	-	-	-
十勝	トムラウシ	1410 ±210	>60	9.4	-	-
大雪	大雪層雲峡	30 ~ 34	-	>17	-	-
	大雪大函1	-	-	-	-	-
	大雪大函2	-	-	-	-	-
然別	屈足	750 ~ 960	-	-	-	-
阿寒	雌阿寒	570 ±40	-	-	-	-
	阿寒	-	-	-	-	-
	阿寒下部	-	-	-	-	-
屈斜路	アトサスプリ	>12	>13.8	>10	-	-
	(蘆等山)	-	41.7	-	-	-
	クツチャロ1	10 ~ 30	100	48	-	-
	クツチャロ2・3	30 ~ 70	-	28	-	-
	クツチャロ4	100 ~ 120	>150	20	◎	○
	クツチャロ5	>130	-	20	-	-
	クツチャロ6	-	-	20	-	-
	クツチャロ7	H2段丘を覆う	-	8	-	-
クツチャロ8	H1とH2海進の間	-	20	-	-	
摩周	古梅	340 ±80	-	40	-	-
摩周	摩周	6 ~ 7	>11	>11	-	-

データは「第四紀火山カタログ」及び「火山灰アトラス」より抜粋、一部修正
※：記載した噴出量は洞爺1, 2をまとめたもの
噴出量◎：図5(a)のデータに用いたもの、周期○：図5(b)のデータに用いたもの

表2 大規模火砕流のデータファイル化項目

手順	目的	対象とした火砕流	整理項目
1	大規模火砕流の概要整理	第四紀火砕流（55給源108岩体以上）	・給源名/火砕流名 ・年代(測定法) ・概略分布面積 ・噴出物の体積 ・VEI(噴火規模指数) ・溶結作用の有無
2	火砕流の特徴の詳細検討	噴火規模が大きい火砕流(1km以上)及び研究が比較的進んでいる火砕流(30岩体)	・噴出量/分布範囲 ・噴出年代/活動周期 ・岩相/化学組成 ・SiO ₂ 量(wt%) ・溶結度 ・最大層厚 ・推定定置温度
3	給源からの距離と層厚・溶結度との関係の検討	阿蘇4火砕流, 耶馬溪火砕流, 今市火砕流(3岩体)	・露頭での層厚 ・溶結度 ・推定定置温度

整理No.:	28
給源名:	阿蘇
選択火砕流名:	阿蘇4

給源に属する火砕流と年代差(活動周期)			
火砕流名	年代(千年)	測定法	年代差
阿蘇4	90	E, FT, KA, ST, TL, U	-
阿蘇3	125	-	35
阿蘇2	180	-	55
阿蘇1	300	-	120

文献名	規模		噴出年代		岩相	溶結度	層厚(m)	化学組成(SiO ₂ %)	推定定置温度(°C)
	噴出量(km ³)	分布(km ²)	測定値(ka)	測定方法					
第四紀火山カタログ委員会編*1 (1999)	>600	-	90	-	テフラ・流紋岩	-	-	-	-
町田・新井*2 (1992)	>600	10 ⁶	70~(90)	E, FT, KA, S, T, TL, U	-	強溶結	-	-	-
中島・藤井*3 (1998)	-	-	89±7*4	KA	-	-	-	-	-
小野ほか*5 (1977)	-	-	>43	-	安山岩	強溶結	>20	-	-
〃 (1977)	-	-	-	-	流紋岩	-	-	-	-

位置		火砕流					基盤岩			
地点No.	給源距離(km)	層厚(m)	溶結度	変形構造	推定温度	その他	名称	風化状況	変質度	その他
①	35	最大80	非-強	引張節理	-	-	阿蘇3火砕流堆積物	-	-	-
②	70	1.5	非	-	(炭化樹木有)	-	中原層(砂礫層~森林土)	-	-	-
③	30	100	非-強	-	-	-	今市火砕流堆積物	-	-	-
④	35	-	非-強	-	-	-	阿蘇3火砕流堆積物	-	-	-
⑤	80	0.2	非	-	-	-	-	-	-	-
⑥	70	20	非-弱	-	(炭化木片有)	-	阿多火砕流堆積物	-	-	-
⑦	25	10以上	強	-	-	-	-	-	-	-

- ① 小野(1996) 大分県竹田市七里
- ② 下山(1996) 佐賀県三養基郡上峰町堤
- ③ 小野(1996) 大分県直入郡直入町長湯南方
- ④ 小野(1996) 大分県竹田市竹田高校裏
- ⑤ 長岡(1996) 宮崎県西都市都都郡大安寺
- ⑥ 町田(1996) 熊本県錦町山下
- ⑦ 鎌田(1997) 熊本県小国町下廣瀬

<出典>

- ①~⑥: 第四紀露頭集-日本のテフラ, 日本第四紀学会
- ⑦: 宮原地域の地質, 5万分の1地質図幅, 地質調査所

- *1 日本の第四紀火山カタログ, 日本火山学会
- *2 火山灰アトラス, 東京大学出版会
- *3 第四紀研究, 37, 5, p.371-383
- *4 松本ほか(1991), 日本火山学会講演予稿集, 2, p.73
- *5 竹田地域の地質, 5万分の1地質図幅, 地質調査所
- *6 Jap. J. Geol. Geogr., 19, p.1-57
- *7 Geology.Mem.Fac.Educ., Kumamoto Univ.(Natural Science), 27, p.97-120

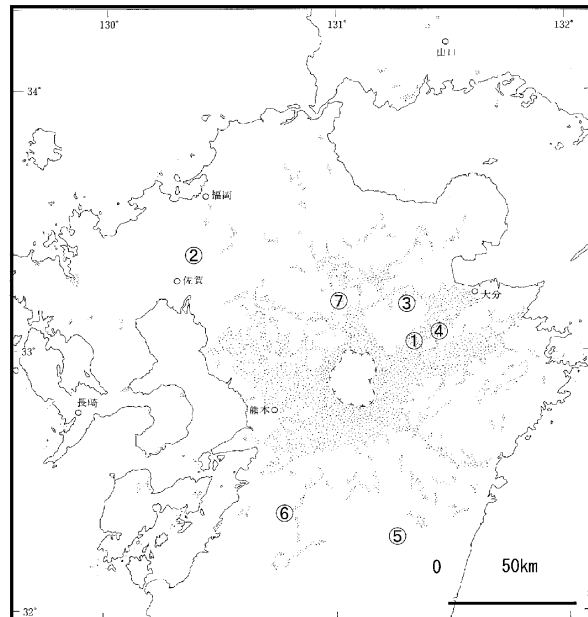


図3 データファイル化の例(阿蘇4)

Matumoto (1943)*6, Watanabe (1978)*7による火砕流分布図に露頭位置を記入した。

の特徴について詳細な検討を行った。また、主要30岩体の中から比較的分布範囲の広い3岩体を選んで、露頭情報を整理し、火砕流の給源からの距離と層厚・溶結度との関係について検討を行った。

(1) 主要30岩体の特徴

図4に主要30岩体について、給源位置で九州・中部・東北・北海道に区分し、その噴出量(km³)を示す。各噴出物量について、全国的には10~100km³のものが多く、そのうちのほとんどは50km³以下である。九州における噴出物量は、他の地域に比べ多い傾向があるが、阿蘇4火砕流(600km³)を除けば、最大級で200km³程度である。主要30岩体の特徴の概要については、表3に整理した。

つぎに、噴出量・噴出年代・周期の関係について詳細な検討を試みた。主要30岩体についての噴出量と噴出年代のプロットを図5(a)に示す。地域ごとの傾向としては、九州では100万年前頃から50~100km³の噴出が多く、特に約10万年前以降には噴出量200km³以上のものがみられる。中でも阿蘇4火砕流は、第四紀の日本列島では例外的に噴出規模が大きい。東北では200万年前頃から活動(玉川溶結凝灰岩R4)が認められ、それ以後噴出量が100km³以上のものはみられない。北海道では20万年前以降の比較的若い活動が多く、噴出量は10~100km³である。

主要30岩体のうち、前回の大規模火砕流噴出時

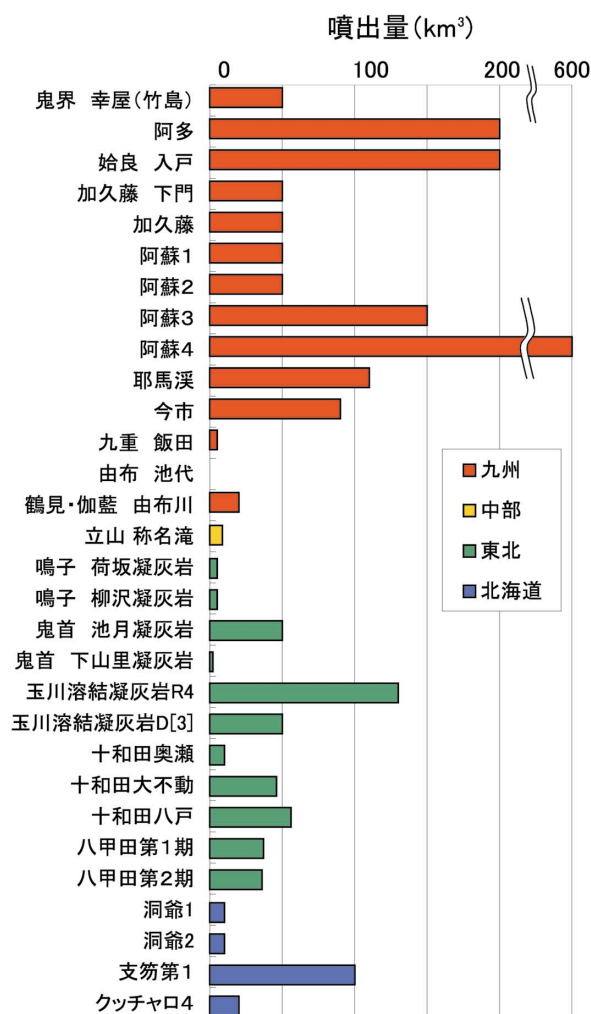
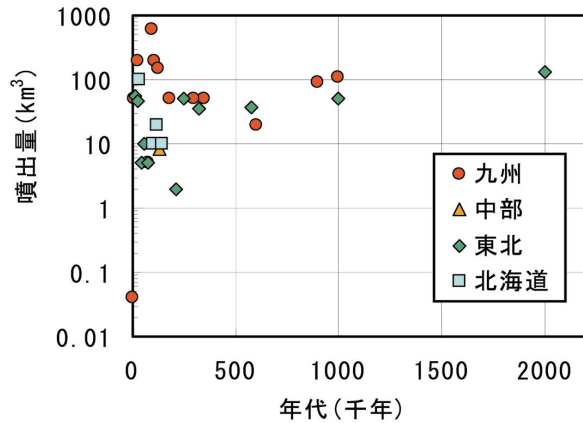


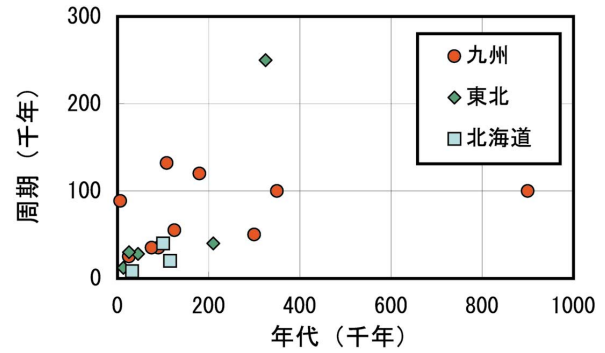
図4 大規模火砕流(主要30岩体)の噴出量

表3 大規模火砕流(主要30岩体)の特徴の概要

項目	特徴・傾向	備考
噴出量	10~100km ³ のものが多く、特に50km ³ 以下が多い。最大級はおおむね200km ³ 程度。200km ³ 以上の火砕流は、噴出量最大の阿蘇4のみ(600km ³ 以上)。	噴出時の推定体積を採用。
噴出年代値	6千年~200万年前の範囲。10万~40万年前のものが比較的多い。	既往の年代測定データの算術中央値を採用。
周期	概して10万年以下。15年以上のものは2岩体〔八甲田第2期(25万年)、玉川溶結凝灰岩D[3](100万年)〕。	前回の大規模火砕流噴出時からの活動休止期間を周期とした。
岩相・SiO ₂ 量(w.t.%)	全体として、安山岩・デイサイト質~流紋岩質の組成であり、デイサイト~デイサイト・流紋岩質が最も多い。東北・北海道のものは、比較的珩質であり、デイサイト~流紋岩質である。特に北海道のものは、デイサイト・流紋岩質~流紋岩質のみである。SiO ₂ 量(w.t.%)は、60(阿蘇4)~77.3(加久藤)。	既往の全岩化学組成の分析データの算術中央値を採用した。各火砕流のデータの母集団数は一定ではない。
最大溶結度	九州には強溶結が比較的多く、東北・北海道には非溶結のものが多く。	岩相記載のある文献に基づき、岩体での最大級の溶結度を示した。非溶結、弱溶結、強溶結と区分。
最大層厚	概して50m以下、最大級で150m程度。それ以上のものは5岩体〔耶馬溪(150m)、玉川溶結凝灰岩R4(150m)、阿蘇4(200m)、由布川(200m)、立山称名滝火砕流(450m:谷埋め堆積)〕。	現在露頭で確認される最大層厚を記載した。層厚は原地形に大きく依存し、また一般に堆積後の侵食作用により減少している。
定置温度	堆積時の推定最高温度は450~600前後以上。〔噴出時の推定マグマ温度では、770(入戸)、1,000(鬼界幸屋)がある〕	火砕流堆積後の最高温度。データはいずれも熱残留磁気による推定。

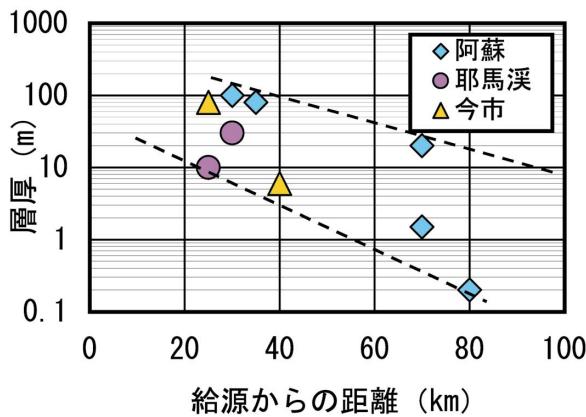


(a) 噴出年代と噴出量

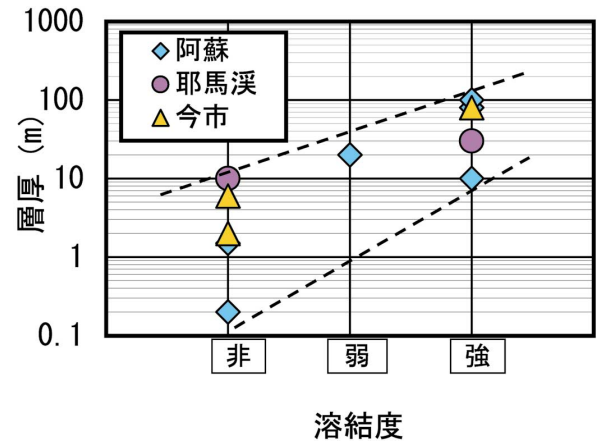


(b) 噴出年代と周期

図5 主要火砕流の噴出年代と噴出量・周期の関係



(a) 層厚と給源距離



(b) 層厚と溶結度

図6 露頭での層厚と給源距離・溶結度の関係

からの活動休止期間（以下、周期）の算出可能な19岩体を抽出し、特異的に周期の長い東北の玉川溶結凝灰岩D3（周期100万年）を除いて噴出年代と周期のプロット図を作成した〔図5(b)〕。この図からは、噴出年代と周期との間に明瞭な関係は認められないが、地域的には九州でほとんどが周期5万年～15万年、北海道で周期5万年以下という傾向が認められる。東北では、噴出年代が約20万年前以降では周期は5万年以下となっている。

以上のように、火砕流の噴出量や噴出年代、周期には地域ごとに異なった特徴や傾向が認められる。これは各地域のテクトニクスの変化やマグマ供給システムやマグマ上昇プロセスの違いを反映しているものと考えられる。

(2) 火砕流の給源からの距離と層厚・溶結度との関係

主要30岩体のうち比較的分布範囲の広い、阿蘇

4火砕流（露頭数6地点）、今市火砕流（露頭数3地点）、耶馬溪火砕流（露頭数2地点）の3岩体について、給源からの距離と各露頭のデータの関係について検討を行った。

図6(a)の層厚と給源からの距離との関係においては、給源からの距離が大きくなるほど火砕流堆積物の層厚は小さくなるという傾向が認められた。また、図6(b)の層厚と溶結度との関係においては、層厚が大きいものほど、溶結度は高くなるという傾向が認められた。これらいずれの傾向も、高温の火砕流の発生と流走・堆積という現象を思い浮かべれば、容易に考え得る点ではあるが、今回の露頭データによる検討もそのことを支持していると言える。

なお、層厚と給源からの距離及び溶結度との関係における“ばらつき”の理由としては、火砕流は一種の粉体流であり、原地形の谷部に選択的に

堆積するため、地形形状に大きく影響を受けることが考えられる。したがって、給源からの距離と層厚との関係を一律的に論じることはできない。

3. 火砕流堆積時の熱的影響の熱伝導数値解析

火砕流が基盤岩に堆積した際に、深度方向にどの程度の熱的影響が及ぶのかを推定するために、収集データを踏まえて、火砕流堆積時の熱構造モデルに基づく基盤岩の熱履歴について、熱伝導数値解析による検討を試みた。

一般に、ある程度以上に厚い火砕流堆積物では、構成粒子の持つ熱の作用により、さまざまな成層構造（累帯構造）が生じる。高温で圧密の大きい部分では、溶結作用が生じるため、温度構造を反映し、強溶結部・弱溶結部・非溶結部の層状の構造が生じている。

火砕流の温度構造・冷却過程等の熱構造のモデルには、河野・大島（1971）⁷⁾、Riehle（1973）⁸⁾、Kamata et al.（1993）⁹⁾ 等がある。これらの研究では計算式を構成するパラメータの検討においてそれぞれ特徴があり、例えば、河野・大島（1971）⁷⁾では火砕流堆積物の空隙率に、Riehle（1973）⁸⁾では溶結する過程での圧密作用に着目している。このうちKamata et al.（1993）⁹⁾では、火砕流内部だけではなく熱伝導による基盤中の温度変化を考慮に入れた計算式による検討を行っており、本研究の目的である基盤岩への熱的影響を検討する上で有効であると判断し、この計算式を今回の熱伝導数値解析に適用した。

3.1 解析方法

今回適用したKamata et al.（1993）⁹⁾の計算式は、米国オレゴン州のWineglass（ワイングラス）溶結凝灰岩を対象にした1次元熱伝導モデルである。この計算式を用いて、日本列島の大規模火砕流の特徴に基づき解析条件を設定して解析を行った。解析では、火砕流の噴火様式は陸上噴出とし、水による冷却作用は考慮していない。計算式は以下のとおりである。

$$T = 0.5 (T_0 - T_s) [2 \operatorname{erf} \{ x / \sqrt{\alpha t} \} - \operatorname{erf} \{ (x - d) / \sqrt{\alpha t} \} - \operatorname{erf} \{ (x + d) / \sqrt{\alpha t} \}] + T_s$$

ここで、

T : 深度x (m)での温度

To : 火砕流堆積物の定置温度 ()

Ts : 周囲の空気と基盤の温度 (20)

x : 火砕流堆積物表面からの深度 (m)

α : 熱拡散係数 (m²/yr)

t : 冷却開始からの時間 (yr)

d : 火砕流堆積物の層厚 (m)

(なお、erf (x) はxの誤差関数)

この式によると、任意の深度での温度に関して支配的な要素は、火砕流堆積時の層厚 (d) と定置温度 (To) である。今回の計算では、この2つのパラメータについて、日本列島の大規模火砕流の特徴 (表3) での最大層厚と定置温度を参考とし、一般的な最大層厚と最高温度の範囲をカバーするように数ケースを設定し (表4)、パラメトリックな数値解析を行った。

表4 熱伝導数値解析のパラメータ設定

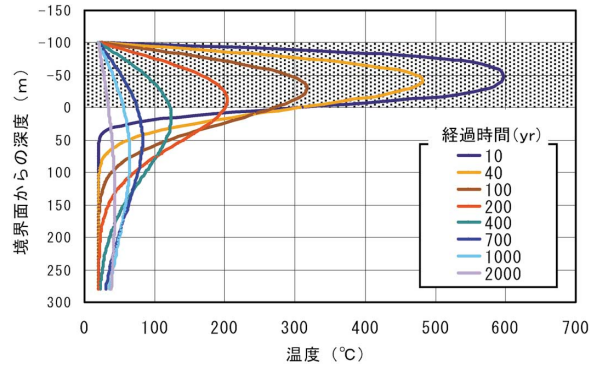
項目	設定値
火砕流堆積物の層厚 (d)	50, 100, 150 (m)
火砕流の定置温度 (To)	600, 700, 800, 900 ()
熱拡散係数 (α)	14.8 (m ² /yr) [Kamata et al. (1993) ⁹⁾ の値]

3.2 解析結果

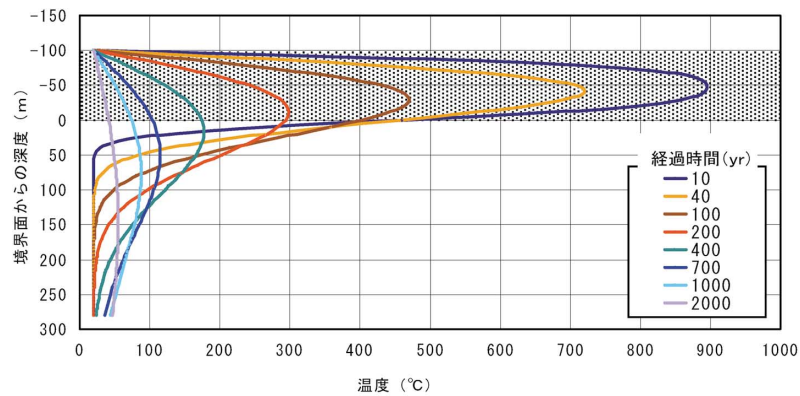
表4の設定を用いた数値解析結果として、層厚 (d)=100m、定置温度 (To)=600, 900 の場合を例に、任意の基盤深度での時間毎の温度変化 (ハッチ部分は堆積した火砕流内部を示す) を図7 (a), (b) に、また、基盤深度毎の温度の経時変化を図8 (a), (b) に示す。

図7では、火砕流の堆積直後は火砕流内部のみが高温であるが、時間経過とともに熱伝導によって基盤温度が上昇し、より深部へと熱が伝わりつつ、次第に冷却していく過程が示されている。図8では、基盤深度0~200mでの温度変化を示しており、より深部ほど上昇する温度は低いが、温度上昇に要する時間と一定温度が継続する時間が長くなる傾向が認められる。

例えば、図8 (b) に示す層厚 (d)=100m、定置温度 (To)=900 の場合の解析では、基盤深度100mにおいて100 に達するのは堆積時より210

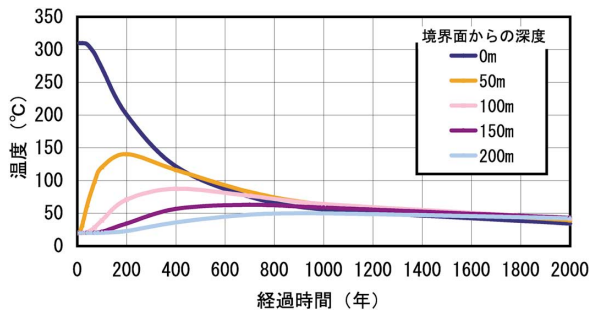


(a) $d = 100\text{m}$, $T_o = 600$

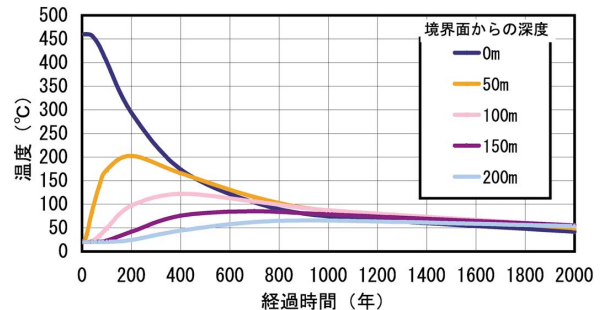


(b) $d = 100\text{m}$, $T_o = 900$

図7 基盤中の深度 - 温度曲線 (時間毎)



(a) $d = 100\text{m}$, $T_o = 600$



(b) $d = 100\text{m}$, $T_o = 900$

図8 基盤中の経過時間 - 温度曲線 (深度毎)

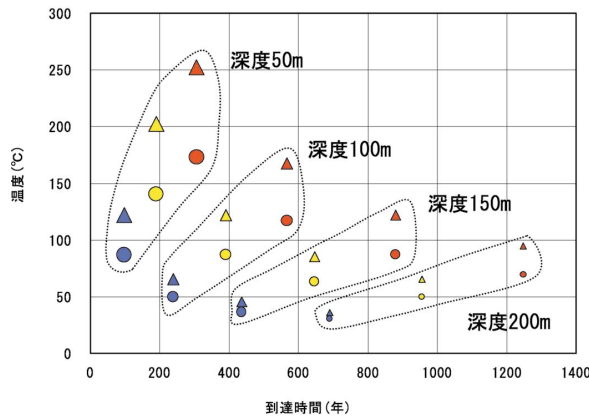
年後であり、それ以後100以上の温度継続時間は570年間という結果になっている。

3.3 解析結果の考察

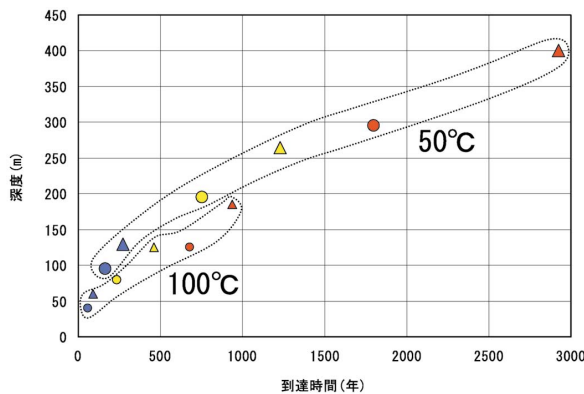
基盤岩への熱的影響に関して、数値解析結果に基づいて、ある深度での最高上昇温度（影響程度）、ある温度に上昇する最大深度（影響範囲）、ある温度の継続時間（影響期間）について検討を行った。

の検討として、火砕流の定置温度が600、900の場合の各層厚に対して、基盤中での深度毎

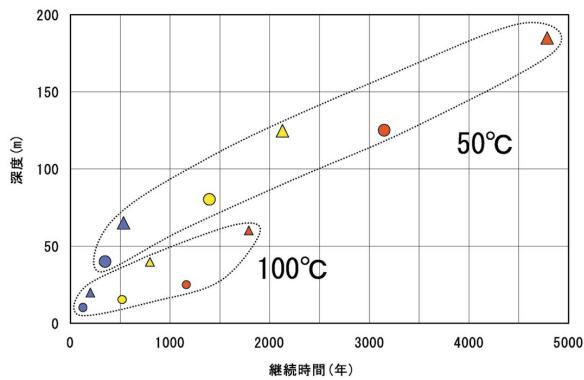
の最高温度とその温度に達する時間についてプロット図を作成した〔図9(a)〕。この図から、火砕流の層厚が厚いほど、任意の深度の最高温度は高く、また、その温度に達するまでの時間も長くなることが分かる。同じ深度における最高温度とその温度に達するまでの時間は、概していえば、両者とも層厚が50mの場合に対して、層厚100mで約1.5～2倍、層厚150mの場合は約2～3倍である。例えば、深度100mでの最高温度は、層厚50mの場合には50～65（240年後）であり、層厚100m場合で87～122（390年後）、層厚150m場合で



(a) 基盤中の最高温度と到達時間（深度毎）



(b) 50 , 100 上昇の最大基盤深度と到達時間



(c) 50 , 100 の最長継続時間と基盤深度

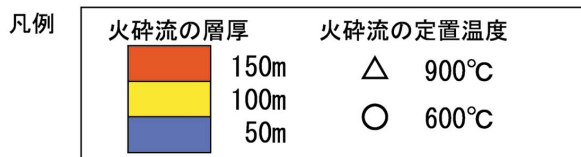


図9 数値解析結果に基づく基盤岩への熱的影響

117～167（570年後）である。

の検討として、基盤中での上昇温度（50，100）の最大深度とその時期について、火砕流の定置温度が600，900の場合の各層厚に

対してプロット図を作成した〔図9(b)〕。定置温度900の場合100（50）に達する最大深度は、層厚が50mの場合で深度60m（130m）、層厚100mで深度125m（265m）、層厚150mで深度185m（400m）となる。このように基盤中での50，100の最大深度は、火砕流の層厚が50mの場合に対して、おおむね層厚100mで約2倍、層厚150mでは約3倍となっている。

の検討として、火砕流の定置温度が600，900の場合の各層厚に対して、基盤中の各温度（50，100）の最長継続時間とその深度についてもプロット図を作成し検討を行った〔図9(c)〕。各温度の最長継続時間は、層厚50mの場合に対して、層厚100mで約4倍、層厚150mで約9倍となる。

以上、火砕流堆積による基盤岩への熱的影響の程度・範囲・期間は、堆積時の層厚によって非常に幅がみられ、層厚が大きい場合ほど、ある温度に上昇する基盤中の最大深度はより大きく、ある温度の継続時間はより長くなる傾向が認められた。つまり、火砕流による基盤岩中への熱的影響に関しては、火砕流堆積物の層厚（火砕流の規模）は重要な要素であり、火砕流堆積物が厚いほど基盤岩中での「保温効果」のため、数百年以上のより長期間にわたり熱的影響が及びることが推定された。

4. まとめ

本研究で得られた結果は、以下のようにまとめられる。

第四紀の大規模火砕流について、55給源108岩体の特性に関するデータファイルを作成し、そのうちの主要30岩体について特徴を整理した。

噴出量が100km³以上と見積もられる第四紀の大規模火砕流は非常に限られており、このうち最大規模のものは阿蘇4火砕流（600km³以上と推定）である。

火砕流の噴出量や噴出年代、周期には地域ごとに異なった特徴や傾向が認められる。これは各地域のテクトニクスの変化やマグマ供給・上昇メカニズムの違いを反映していると考えられる。

火砕流堆積による基盤岩への熱的影響に関する一次元熱伝導数値解析の結果、火砕流堆積物の層厚が大きいほど、ある温度に上昇する基盤中の最大深度はより大きく、ある温度の継続時間はより長くなり、基盤中の熱が数百年以上の

長期間にわたって保存されることが推定された。

なお、今回の熱伝導解析結果では、例えば火砕流の堆積（定置温度900℃）が100mを超えた場合には、基盤深度100mの場所で堆積時より約200年後に100℃に達し、その後、100℃以上の温度が継続する時間は600年間程度と推定された。

ただし、実際の天然における現象としては、降雨などによる火砕流堆積物の温度低下や溶結部・非溶結部による熱の緩衝作用、基盤岩中の地下水による冷却作用などが考えられる。また、第四紀の大規模火砕流として例外的に規模の大きな阿蘇4火砕流の場合においても、給源より40km以上離れた場所においては、火砕流堆積物の層厚が数十mを越すような箇所は極めて限られている。

このため地質環境の長期安定性の観点からは、今回の数値解析結果は「保守的推定値」ということができる。現実的には、火砕流の堆積によって地下数百mの基盤岩中が被る熱的な影響は、火山から一定の距離を保てば、無視できる程度に非常に小さくなるものと考えられる。

5. おわりに

今後は、大規模火砕流による基盤への熱的影響の熱伝導数値解析結果を検証するために、火砕流堆積物と基盤岩の境界が直接観察できる場所において試料採取を行い、熱年代学的手法（鉱物の閉鎖温度解析）により熱的影響を検討する予定である。

実際の現象としては、一般に火砕流堆積物は、時間間隙を持った複数のフローユニットが重なって構成される場合が多いことから、先行するユニットによる熱の緩衝作用などの効果が考えられる。また、例えば、現世における三宅島溶岩流の観測では、節理形成と脱ガスが溶岩流の冷却過程に有効に作用していることが示されている¹⁰⁾。

したがって、実際には、基盤中の上昇温度や保温期間は解析結果よりも小さくなると考えられ、その効果の考察には野外での観察的検討が重要である。

なお、今回の解析は一次元の熱伝導解析であり、火砕流堆積物の3次元的な分布や層厚の変化を考

慮に入れていないため、今後より詳細に熱的影響を評価するためには、谷地形の埋積等の地形形状を考慮した解析・検討を行う必要がある。

謝 辞

本研究を進めるに当たって、京都大学総合人間学部の鎌田浩毅博士（¹⁾京都フィッシュン・トラックの檀原徹氏には多数の貴重な御教示を賜った。また、データの収集・解析においてはサンコーコンサルタント（株）にご協力いただいた。厚く感謝申し上げる。

参考文献

- 1) 石丸恒存, 清水和彦: “地質環境の長期的隔離性能に係わる天然事象について(2) - 火山活動 -”, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TN 7410 91 031 (1991).
- 2) 核燃料サイクル開発機構: “わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分技術的信頼性 - 地層処分研究開発第2次取りまとめ - 分冊1 わが国の地質環境”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN 1400 99 - 021 (1999).
- 3) 中田英二, 田中和広: “マグマの貫入が岩盤に与える影響 - 活火山周辺に分布するマグマ噴出跡の分布 -”, 日本応用地質学会平成13年度研究発表会講演要旨集, p. 55 58 (2001).
- 4) 宇井忠英編: “火山噴火と災害”, 東京大学出版会, p. 34 (1997).
- 5) 第四紀火山カタログ委員会編: “日本の第四紀火山カタログ”, 日本火山学会 (1999).
- 6) 町田 洋, 新井 房夫: “火山灰アトラス”, 東京大学出版会, pp. 276 (1992).
- 7) 河野芳輝, 大島恭麿: “火砕流堆積物の溶結過程に関する数値実験”, 火山 第2集, 16, p. 1 14 (1971).
- 8) Riehle, J. R.: “Calculated compaction profiles of rhyolitic ash flow tuffs”, Geol. Soc. Am. Bull., 84, p. 2193 2216 (1973).
- 9) H. KAMATA, K. SUZUKI KAMATA, et al.: “Deformation of the Wineglass Welded Tuff and the timing of caldera collapse at Crater Lake, Oregon”, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 56, p. 253 266 (1993).
- 10) 須藤茂, 阪口圭一, 他: “三宅島1983年溶岩の冷却過程”, 火山 第2集, 29, 特集号, p. 253 265 (1984).