

Online ISSN : 2186-490X
Print ISSN : 1346-4272
CODEN : CCKHA7

地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 65 No. 9/10 2014



独立行政法人
産業技術総合研究所
地質調査総合センター



平成26年

概報

三重県中部, 片上川の高位段丘堆積物 植木岳雪	105
新たに認定された第四紀火山の放射年代：奈良俣カルデラ 山元孝広	113
御嶽火山 2014 年 9 月 27 日噴火で発生した火砕流 山元孝広	117

表紙の写真

御嶽火山 2014 年 9 月の噴火

南西上空より見た御嶽火山の噴煙(噴火の翌日). 山頂(剣ヶ峰)南の地獄谷源頭部を中心に、北西 - 南東方向に並んでいくつもの火口が形成された. 噴火翌日にはほとんどが火山灰を含まない白色噴煙だが、右端の火口(最も南東側)からは火山灰混じりの灰色がかかった噴煙が上がっている. 奥のピークが剣ヶ峰(標高 3,027m). 噴煙の手前側は 9 月 27 日に発生した火砕流の堆積物で灰色となっている. 読売新聞社ヘリより, 2014 年 9 月 28 日 16 時 04 分撮影.

(写真・文：中野 俊)

Cover photograph

Eruption of Ontake Volcano in September, 2014

Aerial view of Jigokudani Craters as seen from the SW (the day after the phreatic eruption). Craters are formed along the line of the NW-SE direction and smokes from the rightmost crater are grayish, including volcanic ash. The highest peak in the background is Kengamine (3,067m a.s.l.). The "low-temperature" pyroclastic flow generated at the early stage of the eruption and deposited in the grayish area in the foreground. Photo by S. Nakano, at 16:04, September 28, 2014 by cooperation of The Yomiuri Shimbun.

(Photograph and Caption by Shun Nakano)

三重県中部, 片上川の高位段丘堆積物

植木 岳雪

Takeyuki Ueki (2014) Higher terrace deposits along the Katakami River, central Mie Prefecture, southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 65 (9/10), p. 105-111, 5 figs, 2 tables.

Abstract: The Higher terrace deposits are distributed along the Katakami River of 4 km long, central Mie Prefecture, southwest Japan. The deposits are composed of angular to subangular clasts of sandstone and show normal paleomagnetic polarity. The age of higher terrace deposits along the Katakami River is estimated to be before Middle Pleistocene. Possible cause of the deposition of the coarse sediments to form the higher terrace is rapid sediment supply from deep-seated slope failure.

Keywords: Fluvial terrace, Higher terrace, Paleomagnetism, Middle Pleistocene, Mie Prefecture

要 旨

三重県中部, 片上川流域には低位段丘堆積物は分布せず, 高位段丘堆積物のみが分布する. 高位段丘堆積物は風化が進んだ角~垂角礫からなり, その古地磁気極性は正の可能性が高い. その場合, 高位段丘堆積物の年代は中期更新世以前であり, その成因として深層崩壊による堆積物の可能性がある.

1. はじめに

西南日本の紀伊半島は, 標高 1,000 ~ 1,500 m の尾根が連なる大起伏の紀伊山地が主体を占める. 海岸沿いには平野が未発達で, 比高数 100 m の断崖が連続している. 紀伊山地を流域とする大規模な河川としては, 山地北東部に宮川, 中央部に熊野川, 南部に日置川, 古座川, 西部に有田川, 日高川などがあり, それらの間には流長 10 km 以下の小規模な河川が多くある. しかし, 紀伊半島の河成段丘については, 県による土地分類基本調査の地形分類図(三重県, 1994 など), 国土地理院による土地条件図(国土地理院, 2007 など)に図示されているのみで, 記載や編年はほとんど行われていない.

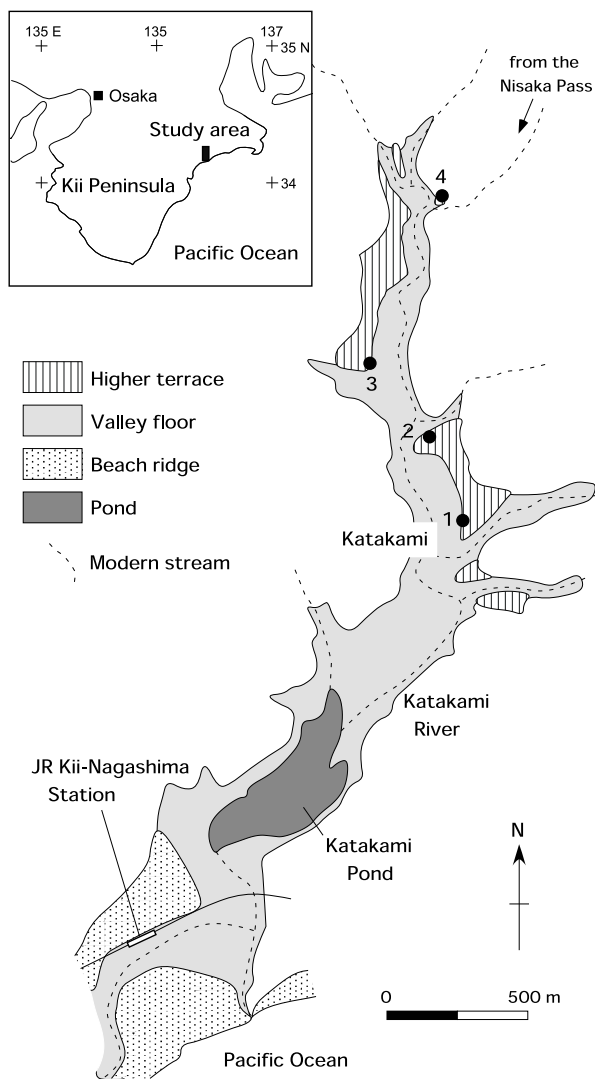
一般に, 最終間氷期(酸素同位体ステージ: Marine Isotope Stage 5)より新しい段丘を低位段丘, 最終間氷期の段丘を中位段丘, 最終間氷期より古い段丘を高位段丘と呼び, 古い段丘ほど地形面の保存・連続性が悪く, 堆積物の風化が進んでいる. 今回, 産業技術総合研究所による 5 万分の 1 地質図幅「長島」を作成する調査・研究の中で, 三重県中部, 片上川流域において高位段丘が見出

された. 本報告では, 片上川の高位段丘堆積物を記載し, その年代と成因を推定する.

2. 片上川流域の地形と高位段丘堆積物の記載

片上川は荷坂峠付近から南に流れ, 紀北町紀伊長島区東長島で太平洋熊野灘に注ぐ, 流長約 4 km の小河川である. 空中写真判読によって作成した, 片上川流域の地形分類図を第 1 図に示す. 海岸付近には砂州と浜堤が発達しており, 片上川がそれらに閉塞されて, 片上池が形成されている. 片上池から片上集落付近までは, 谷底低地が広がっている. 片上川流域では, 平坦な地形面を持つ段丘は認められず, 後期更新世の低位段丘や中位段丘は分布していない. 一方, 侵食が進み, 定高性を持つ尾根, 緩斜面からなる地形面が分布し, 本研究ではそれを高位段丘とみなす. 高位段丘は片上集落より上流のみに点在し, その一部は山麓緩斜面(三重県, 1994), 上位面あるいは中位面・下位面(国土地理院, 2007)とされている. 高位段丘は平坦な地形面を残さず, 谷底低地からの比高が 10 ~ 30 m の緩斜面を構成する. なお, 片上川流域には低位段丘は認められない. 片上川流域の基盤岩は, 白亜紀の四万十帯付加複合体的矢層群の砂岩泥岩互層からなる(西岡ほか, 2010).

高位段丘堆積物を下流から上流に向かって記載する. 第 1 図の地点 1 (世界測地系で北緯 34.22356 度, 東経 136.352309 度)では, 層厚 7 m 以上の砂岩の角~垂角礫層からなる(第 2 図). 地表面に近い部分は赤色風化している. 礫の最大径は 30 cm であり, ややくさり礫化している. 全体に, 下に凸のチャンネルを埋めるように



第1図 三重県中部，片上川流域の地形分類図
1～4の番号は，本文中の地点を示す。

Fig. 1 Geomorphological map along the Katakami River,
Numbers 1-4 indicate the localities in the text.

礫層が堆積し，チャンネルが切り合う構造(cut and fill structure)をなす。また，層厚5～30 cmのシルト層を挟む。地点2(北緯34.225379度，東経136.351708度)では，層厚30 m以上の砂岩の角礫層からなり，背後の斜面からもたらされた崖錐堆積物から構成される。礫の最大径は40 cmである。地点3(北緯34.227109度，東経136.348811度)では層厚5 m以上の砂岩の角～亜角礫層からなる。礫の最大径は20 cmであり，ややくさり礫化している。全体に，礫で充填されたチャンネル構造が発達し，層厚15～80 cmのシルト層，砂層を挟む(第3図)。地点4(北緯34.232431度，東経136.351215度)では，最大径60 cmの砂岩の角礫が転石で見られる。地点1～4

は谷底低地から数mの高さに位置し，地点4付近の河床には基盤の砂岩が露出している。したがって，段丘堆積物の基底は現河床より高くても数m以下であり，高位段丘は堆積段丘とみなされる。

3. 高位段丘堆積物の古地磁気測定

3.1 古地磁気測定の方法

高位段丘堆積物からは，年代を決定できるテフラや植物化石が見出されなかった。そのため，古地磁気測定によって高位段丘堆積物の年代を推定する。地点3において，礫層に挟まれるシルト層の上面から30 cm，50 cm下の層準1と層準2(第3図)から，携帯型電動ドリルによって直径2.5 cmのコア試料を採取した。コア試料の方位付けには，磁気コンパスを用いた。層準1，2からは，それぞれ試料1A～1Iの9本，2A～2Gの7本のコア試料を採取した。各コア試料からは，岩石カッターを用いて高さ20 mmの試片を2つ切り出し，試料1Aから切り出したものを試片1A1，1A2のように呼ぶ。各試片の体積は，7.9 cm³である。

2つの試片を段階交流消磁実験(progressive alternating field demagnetization, PAFD)と段階熱消磁実験(progressive thermal demagnetization, PThD)に供した。残留磁化の測定およびPAFDには，産業技術総合研究所の2G社製超伝導磁力計(モデル760R)を用いた。PAFDは0～10 mTでは2.5 mTおきに，10～80 mTでは5 mTおきに行った。PThDには，産業技術総合研究所のMagnetic Measurements社製熱消磁装置(モデルMMD-18)を用いた。PThDは，室温から100～500℃では50℃おき，500～680℃では30℃おきの最高温度で行った。PAFD，PThDの各消磁段階における残留磁化ベクトルを直交面投影図(Zijderveld, 1967)に表し，主成分分析法(Kirschvink, 1980)によって原点に向かって直線的に減衰する安定な磁化成分の方向を求めた。そして，最大角分散(maximum angular deviation, MAD)が15度以下の場合にその方向を採用し，安定な磁化成分の方向の平均を試片の残留磁化方位とした。

3.2 段階消磁実験の結果

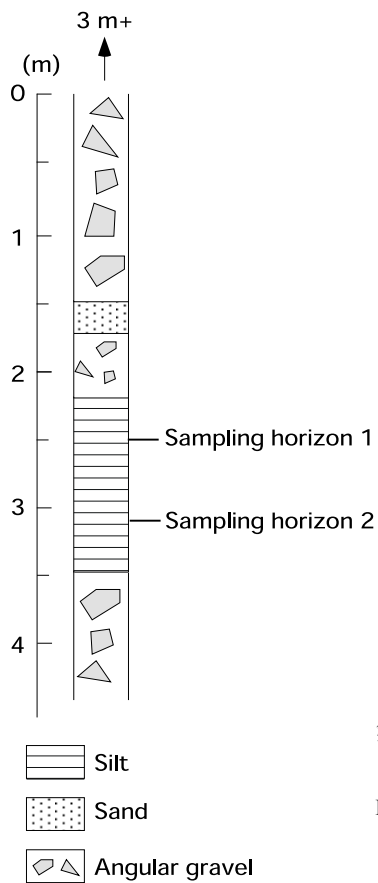
PAFDとPThDによる各試片の安定な磁化成分の方向を第1表に示し，代表的な試片の残留磁化ベクトルの変化を第4図に示す。また，各層準の残留磁化方位を第2表にまとめる。

地点3の層準1における各試片の自然残留磁化(natural remanent magnetization, NRM)の強度は，4.4e-9～1.1e-8 Am²であった。PAFDでは，安定な磁化成分は3～15 mTの間のある消磁段階から，30～55 mTの間のある消磁段階までの範囲で認められた(第4図の試片1B1では3～30 mT)。PThDでは，安定な磁化成分は室温または



第2図 地点1における高位段丘堆積物の露頭写真
露頭の高さは約7 m.

Fig. 2 Photograph showing the outcrop of higher terrace deposits at Locality 1
Outcrop is ca. 7 m in height.



第3図 地点3における高位段丘堆積物の柱状図と古地磁気測定用試料の採取層準

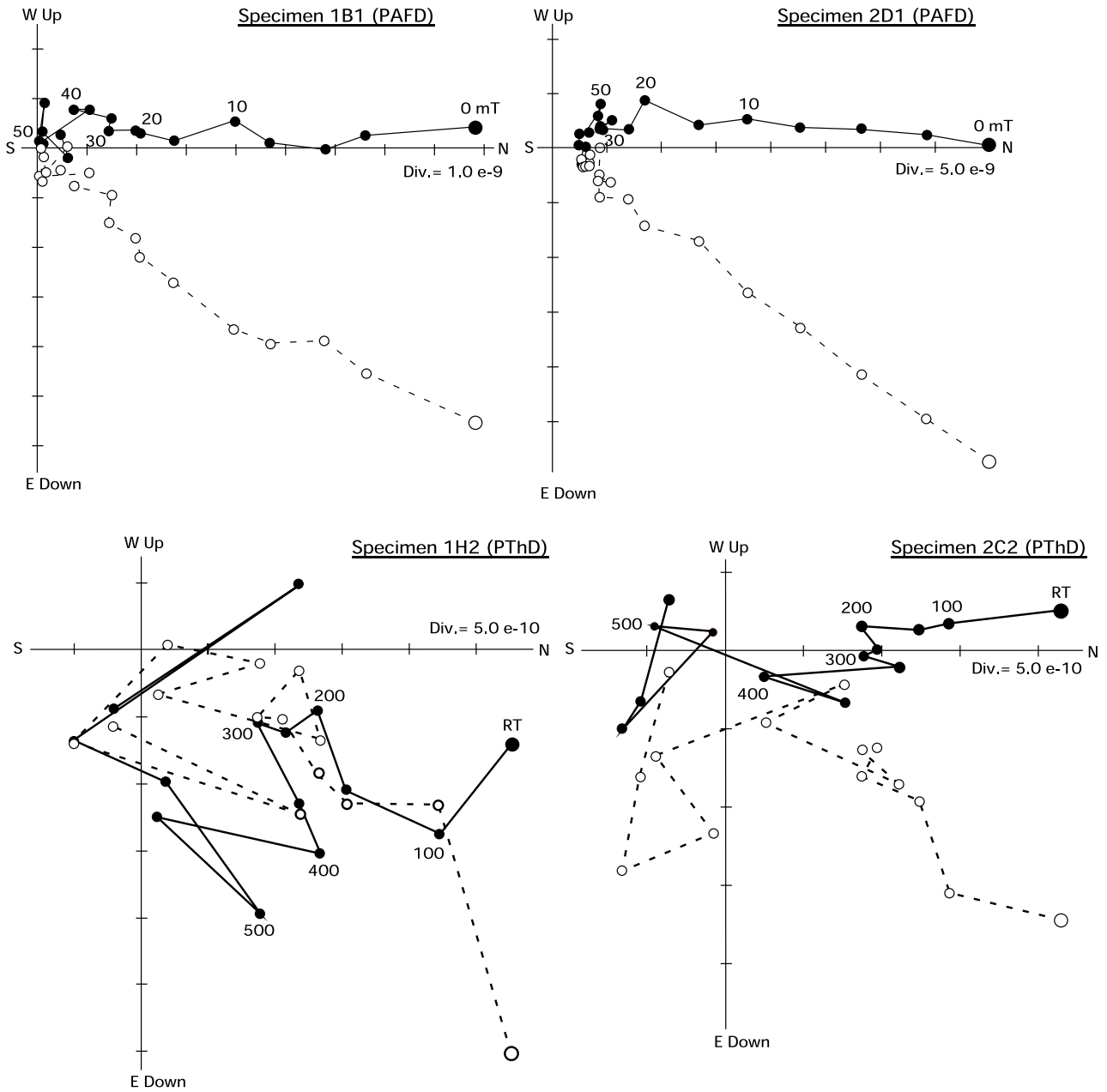
Fig. 3 Columnar section of the higher terrace deposits at Locality 3 and sampling horizons for paleomagnetic measurements

第1表 各試片の段階交流消磁実験(PAFD)および段階熱消磁実験(PThD)による安定な磁化成分の方向

Table 1 Stable remanent magnetization directions of each specimen for progressive alternation field and thermal demagnetization (PAFD and PThD)

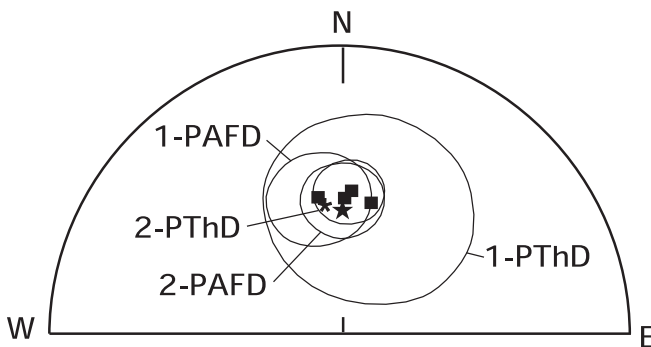
Sampling horizon	Demag	Specimen	NRM	D	I	MAD	Range
1	PAFD	1A1	5.3e-9	-88.1	63.2	10.9	2.5-30
		1B1	1.1e-8	-9.5	42.9	8.2	10-50
		1C1	7.7e-9	-14.5	52.0	11.2	15-40
		1D1	4.4e-9	nd	nd		
		1E1	7.5e-9	19.9	37.0	8.9	7.5-30
		1F1	7.1e-9	5.4	33.2	4.9	2.5-35
		1G1	1.0e-8	-14.3	48.5	7.1	5-55
		1H1	8.8e-9	-8.3	50.3	7.7	2.5-40
		1I1	8.6e-9	-10.3	45.2	6.7	2.5-50
	PThD	1A2	3.9e-9	74.8	61.2	9.1	100-400
		1B2	5.1e-9	nd	nd		
		1C2	6.9e-9	-39.9	54.5	12.0	100-450
		1D2	4.6e-9	-1.8	32.3	15.2	RT-500
		1E2	3.5e-9	nd	nd		
		1F2	4.7e-9	nd	nd		
		1G2	6.6e-9	11.5	50.3	7.4	100-350
		1H2	4.2e-9	30.4	27.5	6.0	100-300
		1I2	5.5e-9	nd	nd		
		2	PAFD	2B1	4.9e-8	0.2	37.4
2C1	4.9e-8			nd	nd		
2D1	4.9e-8			-3.4	35.8	3.8	0-30
2E1	4.9e-8			9.5	63.0	3.8	0-25
2F1	4.1e-8			-7.9	44.7	3.7	0-30
2G1	3.1e-8			18.8	63.4	2.7	0-35
2H1	3.5e-8			-3.1	51.6	2.8	0-30
PThD	2B2			4.5e-8	1.2	44.7	2.7
	2C2		5.5e-8	-4.3	40.3	6.4	RT-400
	2D2		4.9e-8	-3.6	35.9	3.4	RT-250
	2E2		3.2e-8	3.5	60.0	2.9	RT-250
	2F2		2.3e-8	nd	nd		
	2G2		2.6e-8	27.9	56.0	7.3	RT-300
	2H2		3.7e-8	1.7	43.4	9.9	100-400

Demag ; demagnetization methods,
 PAFD and PThD ; Progressive alternating field and thermal demagnetization,
 NRM ; Intensity of natural remanent magnetization (Am^2) with specimen volume of 7.9 cm^3 ,
 D ; declination, I ; inclination, MAD ; Maximum angular deviation,
 Range ; Demagnetization range for principal component analysis (mT and $^{\circ}\text{C}$),
 nd ; not determined.



第4図 代表的な試片の段階交流消磁実験 (PAFD) および段階熱消磁実験 (PTHD) の結果 黒丸および白丸は、それぞれ残留磁化ベクトルの水平面および鉛直面への投影を示す。磁化強度の単位は Am^2 。

Fig. 4 Results of progressive alternating field and thermal demagnetization (PAFD and PTHD) for representative samples plotted on orthogonal vector diagrams. Solid and open circles are the projections in the geographic coordinates of remanence vectors on the horizontal and north-south vertical planes, respectively. Unit of magnetization intensity is Am^2 .



第5図 段階交流消磁実験(PAFD)および段階熱消磁実験(PThD)による各層準の平均残留磁化方位楕円は95%信頼限界円錐を示す。星形は地点3における地心双極子磁場を仮定した時の地磁気方位、アスタリスクは現在の地磁気方位。

Fig. 5 Equal-area projection of horizon-mean remanent directions for progressive alternation field and thermal demagnetization (PAFD and PThD) The ovals correspond to the 95 % confidence cones. A star is the geomagnetic directions under the axial dipolar field and an asterisk is the present geomagnetic direction at Locality 3.

第2表 高位段丘堆積物の試料の残留磁化方位

Table 2 Sample-mean remanent directions for the higher terrace deposits

Sampling horizon	Demag	N	D	I	α_{95}	κ	λ	φ
1	PAFD	7	-8.8	49.3	24.7	6.9	81.5	20.0
	PThD	5	12.9	50.2	28.9	8.0	78.7	-120.5
2	PAFD	5	0.6	49.6	15.2	26.2	86.2	-52.0
	PThD	6	3.2	47.2	10.0	45.5	83.5	-69.1

Demag ;demagnetization methods, PAFD and PThD ;Progressive alternating field and thermal demagnetization, N ;total number of samples, D ;declination, I ;inclination, α_{95} ;radius of 95 % confidence cone ($^{\circ}$), κ ;Fisher 's (1953) precision parameter, λ and φ ;latitude and longitude ($^{\circ}$) of virtual geomagnetic pole (VGP).

100 °C から、300 ~ 500 °C の間のある消磁段階までの範囲で認められた(試片1H2では100 ~ 300 °C)。

層準2における各試片のNRMの強度は、3.1 ~ 4.9e-8 Am²であった。PAFDでは、安定な磁化成分は0 mT から25 ~ 45 mTの間のある消磁段階までの範囲で認められた(試片2D1では0 ~ 25 mT)。PThDでは、安定な磁化成分は室温から250 ~ 400 °Cの間のある消磁段階までの範囲で認められた(試片2C2では室温から400 °C)。

層準1, 2ともに、各試片の残留磁化ベクトルの挙動はPAFDよりPThDの方が不安定であったが、PAFD, PThDともに安定な磁化成分は北向きの偏角と下向きの伏角で特徴づけられた(第4図)。PAFDとPThDによる各層準の平均残留磁化方位は、95%信頼限界円錐の半径(α_{95})の範囲で一致した(第5図, 第2表)。

PAFDで安定な磁化成分が認められた消磁範囲では、各試片の残留磁化強度は15 ~ 20 mTまで大きく減少し、それ以上の消磁段階ではゆるやかに減少した。PThDで安定な磁化成分が認められた消磁範囲では、各試片の残留磁化強度は150 ~ 250 °Cまで大きく減少し、それ以上の消磁段階ではかなり不安定に減少した。

安定な磁化成分が認められなくなった消磁範囲では、加熱変質によって磁化方位、磁化強度ともに不規則に大きく変化した。これらから、高位段丘堆積物の残留磁化を担う磁性鉱物は保磁力が小さく、アンブロッキング温度が低いものが主体であり、それは多磁区粒子(multi-domain, MD)サイズのチタノマグネタイトと考えられる。ただし、PThDでは加熱変質が起こっており、アンブロッキング温度が高い磁性鉱物の存在を否定するわけではない。

4. 高位段丘堆積物の年代と成因

地点3の層準1, 2の平均残留磁化方位は、地心双極子磁場を仮定した時の地磁気方位(偏角0度, 伏角53.7度)や現在の地磁気方位(偏角-6.5度, 伏角50.5度)と α_{95} の範囲で一致する(第5図)。このことから、高位段丘堆積物は地塊のブロック回転や傾動を被っていないことがわかる。Pullaiah *et al.* (1975)によれば、単磁区粒子(single-domain, SD)サイズのマグネタイトが常温で70 ~ 80 万年間で獲得した粘性残留磁化(viscous remanent

magnetization, VRM) は, 約180 °C, 30 分の加熱によって緩和される. MD サイズのチタノマグネタイトが担うVRM は, より低温で緩和されるはずであるから, PThD によって200 °C 以上の消磁範囲で認められた安定な磁化成分は堆積時の残留磁化と考えられる. したがって, 高位段丘堆積物の古地磁気極性は正の可能性が高い. その場合, 高位段丘堆積物の年代は約78万年前以前のMatuyama 逆磁極期に遡らず, それ以降のBrunhes 正磁極期となる.

一般に, 西南日本の最終間氷期以前の土壌や段丘堆積物は赤色風化しており(松井・加藤, 1962 など), 伊勢湾西岸でも同様である(片岡・吉川, 1997). 片上川の高位段丘堆積物は赤色風化し, くさり礫になっていることから, その年代は後期更新世ではなく, 中期更新世と判断される. 後期更新世の低位段丘は, 通常中期更新世以前の高位段丘より発達が良いのに対して, 片上川流域には低位段丘は分布していない. このことから, 片上川の高位段丘堆積物は定常的な河川的作用によって形成されたのではないと思われる.

紀伊半島では, 過去に深層崩壊がしばしば発生しており, 直近では2004年に発生した(永田ほか, 2009, 2010a, b, 2012などを参照). 深層崩壊では, 山地斜面の一部が表土層から基盤岩まで崩壊する. そして, 崩壊した土砂が土石流として河道を流下し, 堆積段丘を形成する場合がある. このように, 片上川の高位段丘堆積物の成因の一つとして, 深層崩壊のような突発的かつ大規模なマスマーブメントを挙げておく. 片上川の高位段丘が堆積段丘であることは, それを間接的に支持する. 一般に, 深層崩壊の侵食地形は平坦面を持つ堆積地形よりも残りにくく, 流れ盤で発生した場合には, 完新世でも残らないことがある(植木, 2007など). 現在, 片上川の源頭部に明瞭な深層崩壊の地形は認められないのは, 侵食地形が開析されてしまったためと考えられる.

5. おわりに

本研究では, 三重県中部, 片上川の高位段丘堆積物を記載した. 高位段丘堆積物の年代は中期更新世であり, その成因として深層崩壊の可能性が示唆される.

紀伊半島をはじめとして, 西南日本の河成段丘の記載, 編年の調査・研究は遅れており, 今後も調査・研究を進める必要がある. また, 古い深層崩壊では, 侵食地形が残りにくいので, 河川の上流部の堆積段丘がその証拠になる可能性がある.

謝辞: 地質情報研究部門の小田啓邦博士には, 古地磁気測定 of the 機器使用と査読にあたってお世話になった. また, 藤原 治博士には編集担当として丁寧な対応をいただいた. お二人に深く感謝致します.

文献

- Fisher, R. (1953) Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, **217**, 295-305.
- 片岡香子・吉川周作(1997) 三重県鈴鹿川流域の段丘構成層の層序・編年 —火山灰稀産地域での段丘編年の試み—. *第四紀研究*, **36**, 263-276.
- Kirschvink, J. L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of Royal astronomical Society*, **62**, 699-718.
- 国土地理院(2007) 1:25,000 土地条件図「紀伊長島」.
- 松井 健・加藤芳郎(1962) 日本の赤色土壌の生成時期・生成環境にかんする二, 三の考察. *第四紀研究*, **2**, 161-179.
- 三重県(1994) 土地分類基本調査「長島」. 27p.
- 永田秀尚・飯沼達夫・萩原陽一郎(2009) 2004 年台風21号豪雨により三重県宮川村で発生した表層崩壊地の地形と表層地質特性. *日本地すべり学会誌*, **46**, 49-55.
- 永田秀尚・柏木健司・飯沼達夫・萩原陽一郎(2010a) 2004 年台風21号豪雨により三重県宮川村で発生した岩盤崩壊の地質素因. *日本地すべり学会誌*, **47**, 98-106.
- 永田秀尚・沼本晋也・柏木健司・飯沼達夫(2010b) 2004 年台風21号による豪雨で発生した宮川上流大杉峡谷での岩盤斜面崩壊. *日本地すべり学会誌*, **47**, 283-288.
- 永田秀尚・飯沼達夫・萩原 陽一郎(2012) 豪雨による崩壊で形成された地すべりダムとダムを形成した岩盤すべりの特徴 —2004年三重県宮川災害での例—. *日本地すべり学会誌*. **49**, 267-274.
- 西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫(2010) 20 万分の1 地質図幅「伊勢」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K. L. and Dunlop, D. J. (1975) Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth and Planetary Science Letters*, **28**, 133-143.
- 植木岳雪(2007) 四国南東部, 加奈木崩れのせき止めによる谷埋め堆積物中の材のAMS¹⁴C年代. *日本地すべり学会誌*, **44** (3), 41-43.
- Zijderveld, J. D. A. (1967) A. C. demagnetization of rocks: Analysis of results. In Collinson, D., Creer, K. and Runcorn, S. (eds.), *Methods in Palaeomagnetism*, 256-286, Elsevier.

(受 付 : 2014年4月2日 ; 受 理 : 2014年11月27日)

新たに認定された第四紀火山の放射年代：奈良俣カルデラ

山元 孝広

Takahiro Yamamoto (2014) Radiometric age of a newly recognized Quaternary volcano: Naramata caldera, NE Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 65 (9/10), p. 113-116, 5 figs, 1 table.

Abstract: In 2009, it was decided to make the Quaternary with its base at approximately 2.6 million years ago. Corresponding to this revision, Geological Survey of Japan, AIST has published VOLCANOES OF JAPAN (third edition), including Gelasian volcanoes (Nakano *et al.*, 2013). Naramata caldera, which is located in the northeastern part of the Gunma Prefecture, NE Japan, is one of such volcanoes. This caldera is made up of rhyolitic pyroclastics and overlying lacustrine sediments filling a depression 2 km in diameter. Fission-track age of zircons from rhyolitic pyroclastics was determined as 2.1 ± 0.2 Ma.

Keywords: Naramata caldera, Quaternary, volcano, fission-track age

要 旨

群馬県北東部の奈良俣カルデラは、第四紀下限の年代が改正されたことにより、新たに追加された第四紀火山の一つである。奈良俣ダム湖左岸の径約2 kmの凹地を埋積した流紋岩質火砕岩とこれを覆う湖成堆積物で構成されている。火砕岩中の流紋岩軽石のジルコンからはジェラシアン期を示す 2.1 ± 0.2 Maのフィッション・トラック年代値が得られた。

1. はじめに

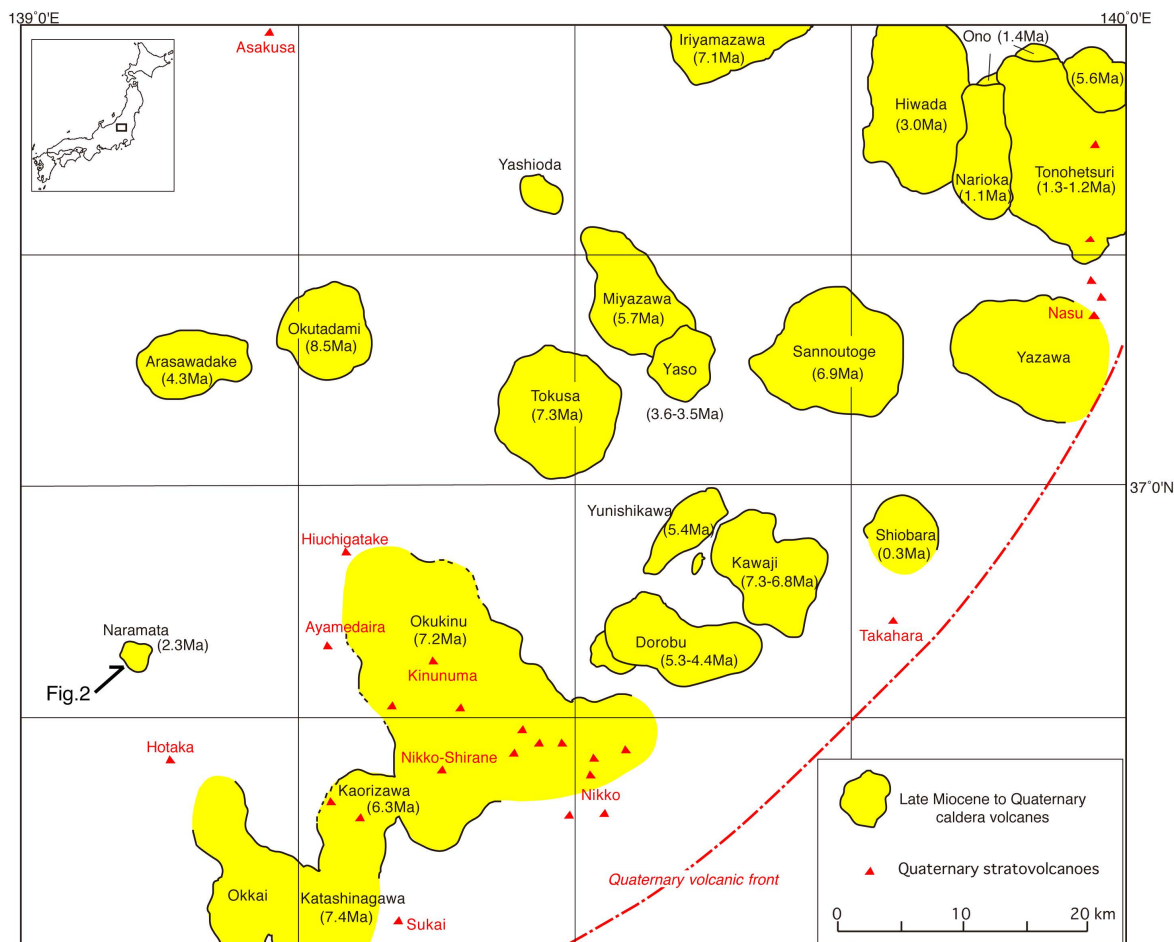
2009年の国際的な勧告により第四紀の定義が変更されたことに対応して、産総研地質調査総合センターは「日本の第四紀火山第3版」を発行した(中野ほか, 2013)。これには、第四紀の下限が178万年前から約260万年前に引き下げられたことにより、新たに第四紀火山として認定されたものが多数リストアップされている。群馬県にある本報告の奈良俣カルデラはそのような新規に追加された第四紀火山の一つである。ここでは奈良俣カルデラ中の火砕物から新たなフィッション・トラック年代を報告し、火山活動履歴情報の充実を図るものである。

2. 地質概略

1/20万地質図幅「日光」地域には、基盤岩に穿たれた凹地を充填する火砕物や湖成堆積物からなる上部中新統一

第四系が多数存在し、いずれもカルデラ形成噴火の産物と考えられている(Fig. 1; 山元ほか, 2000)。群馬県北東部の利根川水系奈良俣ダム湖左岸に位置する奈良俣カルデラもその一つで(Fig. 2)、白亜紀深成岩類や先白亜紀蛇紋岩からなる基盤岩に囲まれた長径約2 kmの小型の凹地を埋めた流紋岩質火砕岩・湖成堆積物がカルデラ内に露出している。カルデラ地形そのものは既に失われているものの、基盤岩とカルデラ内堆積物の間の高角不整合がその存在をとどめている。

カルデラ内流紋岩質火砕岩・湖成堆積物の存在は、奈良俣ダム建設にともなう林道開設工事時に野外調査を行った吉川・久保(1993)により初めて記載され、流紋岩質火砕岩を小檜俣沢層、これを覆う湖成堆積物を湯ノ小屋層と定義している。現在は沢沿いの露頭はほとんどが奈良俣ダム湖に水没し、林道法面も大半が被覆されてしまった。それでも、2002年の現地野外調査時には、わずかに残った露頭から小檜俣沢層・湯ノ小屋層の主要岩相を観察することは可能で(Fig. 2)、吉川・久保(1993)の記載に問題がないことを追認できた。吉川・久保(1993)は小檜俣沢層の年代を特定するために、火砕岩中のジルコン粒子のフィッション・トラック年代測定や流紋岩岩片のK-Ar年代測定を試みているが、どちらも基盤岩の年代を示しており、本層自体の形成年代の特定には至っていない。



第1図 1/20万地質図幅「日光」地域における後中新世～第四紀カルデラ火山の分布. 山元ほか(2000)を一部修正.

Fig. 1 Distribution of Late Miocene to Quaternary caldera volcanoes in the 1:200,000 Nikko district. Modified from Yamamoto *et al.* (2000).

3. カルデラ内堆積物の岩相

吉川・久保(1993)は小楯俣沢層の模式地を小楯俣沢下流部に設定しているが、この地点は現在ダム湖に水没している。唯一、本層の最上部に位置する流紋岩質火砕岩が、ダム湖畔のLoc. 1で観察することが出来た(Fig. 2)。この露頭は径3 cm以下のやや円磨された白色の流紋岩軽石に富む火山礫凝灰岩からなり、花崗岩の異質角礫をまばらに含んでいる。粒径の違いで示される火山礫の線状配列からなる不明瞭な平行層理が発達し、その走向傾斜は水平に近い。軽石は繊維状に発泡し、斑晶鉱物に乏しい。吉川・久保(1993)によると模式地の本層下部の岩相は単層厚3 mm以下の平行葉理が発達した凝灰岩が卓越し、基盤岩にたいして高角度でアバットするという。吉川・久保(1993)が指摘するように、本層の火砕岩は擾乱のほとんどない湖水域で堆積したものとみられる。

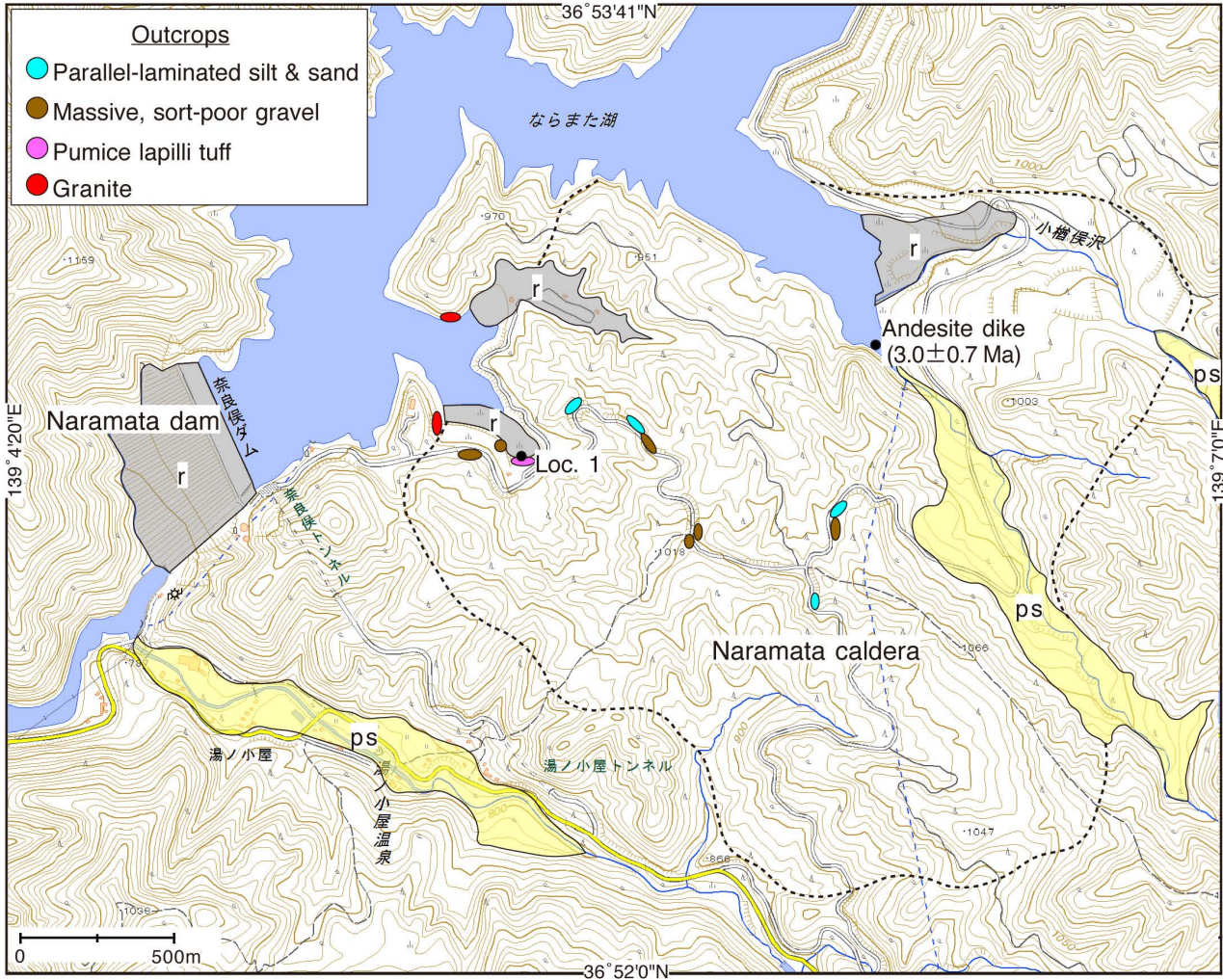
湯ノ小屋層は、小楯俣沢層を覆って湖畔よりも高所に分布し、層厚は130 mに達している。その岩相は、径約

70 cm以下の花崗岩・蛇紋岩角～垂角礫からなる基質支持ないしは岩片支持の塊状礫層が卓越している。塊状礫層の淘汰は悪く、粒径の揃っていない砂質の基質を持つ。また、礫層間には平行層理を持った粗～中粒の砂層や平行葉理を持つシルト・細粒砂互層が挟まれている。地層の傾斜は10°以下で南東から南に緩く傾いている。小楯俣沢層と同様に湖成堆積物であるが、火山碎屑物の量は極めて低い。

吉川・久保(1993)によると小楯俣沢の支流には、小楯俣沢層の流紋岩質火砕岩を貫く走行がほぼ東西で幅300 mの斜方輝石角閃石安山岩の岩脈が露出していたという。しかしながらこの地点も、現在はダム湖に水没している。

4. フィッション・トラック年代

Loc. 1の小楯俣沢層の流紋岩軽石を採取し、測年試料(020917-1)とした。フィッション・トラック年代測定は、(株)京都フィッション・トラックに依頼した。以下は、



第2図 奈良俣ダム周辺でのルートマップ。緩斜面堆積物 = ps；埋立地 = r。
安山岩岩脈のK-Ar年代値は吉川・久保(1993)による。地形図は国土地理院のGSI地図による。

Fig. 2 Geologic route map in the Naramata Dam site. Piedmont slope deposits = ps; reclaimed land = r. K-Ar age of andesite dike was obtained by Yoshikawa and Kubo (1993). Topographic map is taken from GSI Maps of the Geospatial Information Authority of Japan.

年代測定報告書の所見である。

測年試料(020917-1)は粗粒なジルコン結晶を豊富に含み、良好な年代測定試料である。結晶の外部面の平滑性が悪く、計数面積を広くとるため結晶内部面を測定対象とするED1法が適応された。測定30粒子データのまとまりは良く、 χ^2 検定にも合格する。そのため統計上問題点は指摘されない。従って全測定粒子を同一起源に属するものとして、 2.1 ± 0.2 Maの年代値を算出している(Table 1)。

5. 年代値の解釈

吉川・久保(1993)は小櫛俣沢層の流紋岩質火砕岩から分離したジルコンから、後期白亜紀を示す 77.1 ± 12.9

Maのフィッシュン・トラック年代値を報告している。基盤の花崗岩類とほぼ同じ年代を示すこの年代値は、カルデラを取り巻く基盤岩からもたらされた碎屑性ジルコンの年代を示すものであり、小櫛俣沢層の形成年代を示すものではない。更に吉川・久保(1993)は小櫛俣沢層の流紋岩質火砕岩中に含まれる流紋岩石質岩片から 9.17 ± 0.39 Maの全岩K-Ar年代値を報告したが、この年代値も基盤の花崗岩類に貫入する流紋岩岩脈群の地質年代とおおむね一致しており、これも基盤由来の年代値と解釈されている。吉川・久保(1993)の前者の測年試料のジルコン粒子には $0.00 \sim 1.98$ Maを示すものが3粒子含まれていたものの、小櫛俣沢層を貫く安山岩岩脈が示す 3.0 ± 0.7 Maの全岩K-Ar年代値よりも若いことから、考慮の対象とは扱われていない。

第1表. 試料020917-1中のジルコンのフィッション・トラック年代測定結果
Table 1. Result of fission-track dating for zircons of 020917-1.

Locality	Number	Spontaneous		Induced		Dosimeter		r	U	Age±1σ	P(χ ²)
Sample No	of grain	ρs	[Ns]	ρi	[Ni]	ρd	[Nd]		(ppm)	(Ma)	(%)
		(10 ⁵ /cm ²)		(10 ⁶ /cm ²)		(10 ⁴ /cm ²)					
Loc. 1 (36.88161°N, 139.09060°E)											
020917-1	30	1.44	[199]	1.05	[1457]	8.029	[4111]	0.512	120	2.1±0.2	23

- (1) ρ and N are density and total number of fission tracks counted, respectively.
 (2) All analyses by internal detector method using ED1.
 (3) P(χ²) is the upper χ² tail probability corresponding to the observed χ²-statistics.
 (4) Age calculated using dosimeter glass SRM612 and ζ = 372±5 (Danbara *et al.*, 1991)
 (5) r is correlation coefficient between ρs and ρi.
 (6) U is uranium content.
 (7) the total decay rate for ²³⁸U: λD = 1.480×10⁻¹⁰ / yr.

今回得られた小櫛俣沢層中の流紋岩軽石の第四紀ジェラシアン期を示すジルコン粒子30個の2.1±0.2 Ma フィッション・トラック年代値は、良好な測年試料から得られたものであり流紋岩軽石の噴出年代を示すものと考えて問題はない。前述の小櫛俣沢層を貫く安山岩岩脈のK-Ar年代値3.0±0.7 Ma (吉川・久保, 1993)よりは若いものの、両者の誤差範囲を考慮すれば矛盾するわけではない。むしろ両者はほぼ2.3 Ma前後に相次いで噴出・貫入したものと解釈できよう。

地表に露出する小櫛俣沢層の岩相は、吉川・久保(1993)が指摘したように湖成堆積を示唆しており、後カルデラ期に形成されたものである。奈良俣カルデラそのものを形成した火砕物はカルデラ内の地下に火道充填物のような形態で伏在していると期待されるが、その確認のためにはボーリング掘削が必要である。カルデラ外にもおそらく火砕流として噴出物が堆積したであろうが、現時点では確認できていない。奈良俣カルデラのような小型のカルデラは堆積物で急速に埋積されると考えられるので、その形成時期は2.3 Ma前後より大きく遡ることはなかったであろう。

文 献

- Danbara, T., Kasuya, M., Iwano, H. and Yamashita, T. (1991) Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 97, 977-985.
 中野 俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚治・山元孝広・岸本清行(2013)日本の火山(第3版). 200万分の1地質編集図11. 産総研地質調査総合センター.
 山元孝広・高橋 浩・久保和也・滝沢文教・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久(2000) 20万分の1地質図幅「日光」. 地質調査所.
 吉川和男・久保誠二(1993)群馬県北東部櫛俣川流域に分布する火成岩・火砕岩の放射年代. 群馬大教育学部紀要, 自然科学編, 41, 35-51.

(受 付 : 2014年9月10日 ; 受 理 : 2014年11月27日)

御嶽火山 2014 年 9 月 27 日噴火で発生した火砕流

山元 孝広

Takahiro Yamamoto (2014) The pyroclastic density currents generated by the September 27, 2014 phreatic eruption of Ontake Volcano, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 65 (9/10), p. 117-127, 5 figs, 1 table.

Abstract: A phreatic eruption occurred on September 27, 2014 at Ontake Volcano, and was accompanied with pyroclastic density currents. This currents shot by the Chubu Regional Development Bureau's camera at Takigoshi had the following characteristics. 1) Pyroclastic density currents occurred in two places (Jigokudani and western-flank) at the beginning of phreatic eruption. 2) The eruption column collapse height of the pyroclastic density currents did not exceed 300 m above the vents. 3) The front of the pyroclastic density currents traveling down the southern valleys moved at a speed of 8 to 20 m/s and reached 2 km from the vents. 4) Conspicuous secondary plume was observed rising from the current to ca. 2 km above the valleys; this suggests that the density currents possessed sufficient heat for the ash cloud to have risen due to its buoyancy. 5) However, no charring of trees was observed by helicopter observations. The Heim coefficient for the energy cone slope for the density currents is 0.45 to 0.55, when the column collapse height is 200 m.

Keywords: Ontake Volcano, 2014, phreatic eruption, pyroclastic density current, Takigoshi

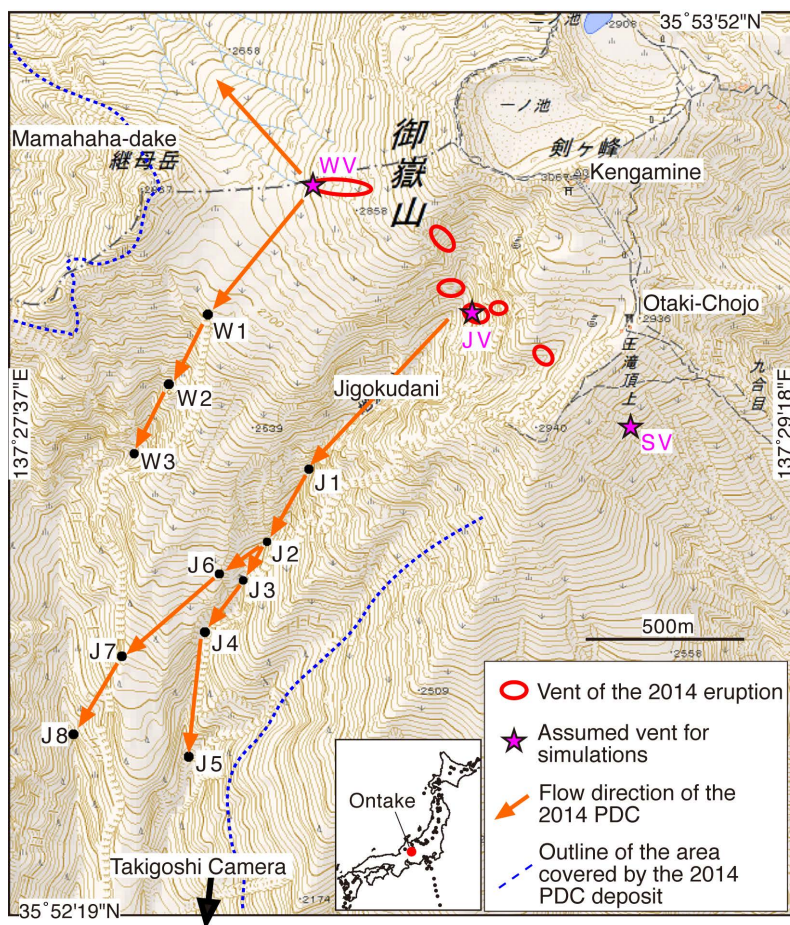
要 旨

国土交通省多治見砂防国道事務所の滝越カメラに記録された御嶽火山2014年9月27日の水蒸気噴火による火砕流は、以下の特徴を持つ。1) 火砕流は、噴火開始時の11時52分頃に山頂南の地獄谷の上部斜面と山頂の西斜面の2箇所からほぼ同時に発生した。2) 火砕流発生時の噴煙高度は低く、300 mを大きく超えることはなかった。3) 谷沿いを流れ下る火砕流先端部の速度は8～20 m/sで、地獄谷沿いには火口から約2 km流下した。4) 斜面を流れ下った火砕流からは顕著な二次噴煙が上昇したが、このことは火砕流がある程度の熱量を持つ流れであったことを示唆しており、灰雲が大気と混合して浮力を得たものと理解できる。5) しかし、火砕流が通過した領域では樹木の損傷や火災、炭化は認められず、火砕流自体は樹木を焦がすほどの温度ではなかったと推定される。エナジーコーンモデルによる火砕流到達域の数値計算では、噴煙柱崩壊高度を200 mとして、見かけの動摩擦係数が0.45～0.55とすると到達域との一致が良い。

1. はじめに

長野・岐阜県境の御嶽山において2014年9月27日午

前11時52分頃(気象庁発表)に水蒸気噴火が発生し、噴石により山頂部にいた登山者多数が被災した。噴火で生じた火口群は、御嶽山の山頂部(剣ヶ峰)の西斜面から、山頂南の地獄谷の源頭部にかけて、北西から南東方向に伸びる向きに形成されている(Fig. 1; 中野ほか, 2014)。御嶽山は、山頂の標高が3000 mを超える大型の成層火山で(山田・小林, 1988; 竹内ほか, 1998)、1979年10月28日に有史時代初めての噴火を起こし(例えば 小林, 1979; 曾屋ほか, 1980)、その後、1999年、2007年にも小規模な水蒸気噴火が起きていた。このような火山活動の状況から、地元の長野・岐阜両県では火山防災マップを2008年に整備し、1979年の噴火と同程度の水蒸気噴火は今後も発生する可能性が十分にあるものと想定していた(岐阜県, 2008)。今回の2014年9月27日の噴火は、基本的にこの想定通りの水蒸気噴火であり、火口位置や噴石の到達距離、降下火山灰の降下状況は防災マップの想定範囲の中に収まっている。噴火に先立つ9月11日には火山性地震の増加を受け「火山の状況に関する解説情報第1号」が気象庁から発表されたが、2007年の水蒸気噴火の際のような山体の膨張や火山性地震・微動の増加を伴わなかったため、噴火警戒レベル2(火口周辺規制)は発令されなかった。気象庁の「御嶽山の火山活動解説資料(平成26年9月)」によると、今回の噴火では微動の



第1図 御岳火山山頂部の地形図。赤線は2014年火口(中野ほか, 2014), オレンジ矢印は火砕流(PDC)の流走方向, 青破線は火砕流堆積物被覆域の輪郭を示す。ピンク星印は第5図のエナジーコーンモデルで仮定した火口を示す(WV=西山腹火口; JV=地獄谷火口; SV=南山腹火口)。地形図は国土地理院の電子国土Webを利用。

Fig. 1 Topographic map of the summit region of Ontake Volcano. Red solid lines, orange arrows and blue dotted lines show the 2014 vents (Nakano *et al.*, 2014), flow direction of the density currents (PDC) and outline of the area covered by the PDC deposits. Pink stars are assumed vents for calculations using the energy cone model in Fig. 5. WV = western-flank vent; JV = Jigokudani vent; SV = southern-flank vent. Topographic map is taken from GSI Maps of the Geospatial Information Authority of Japan.

発生開始は噴火の約10分前, 山上がりの傾斜変動は7分前に起きている。

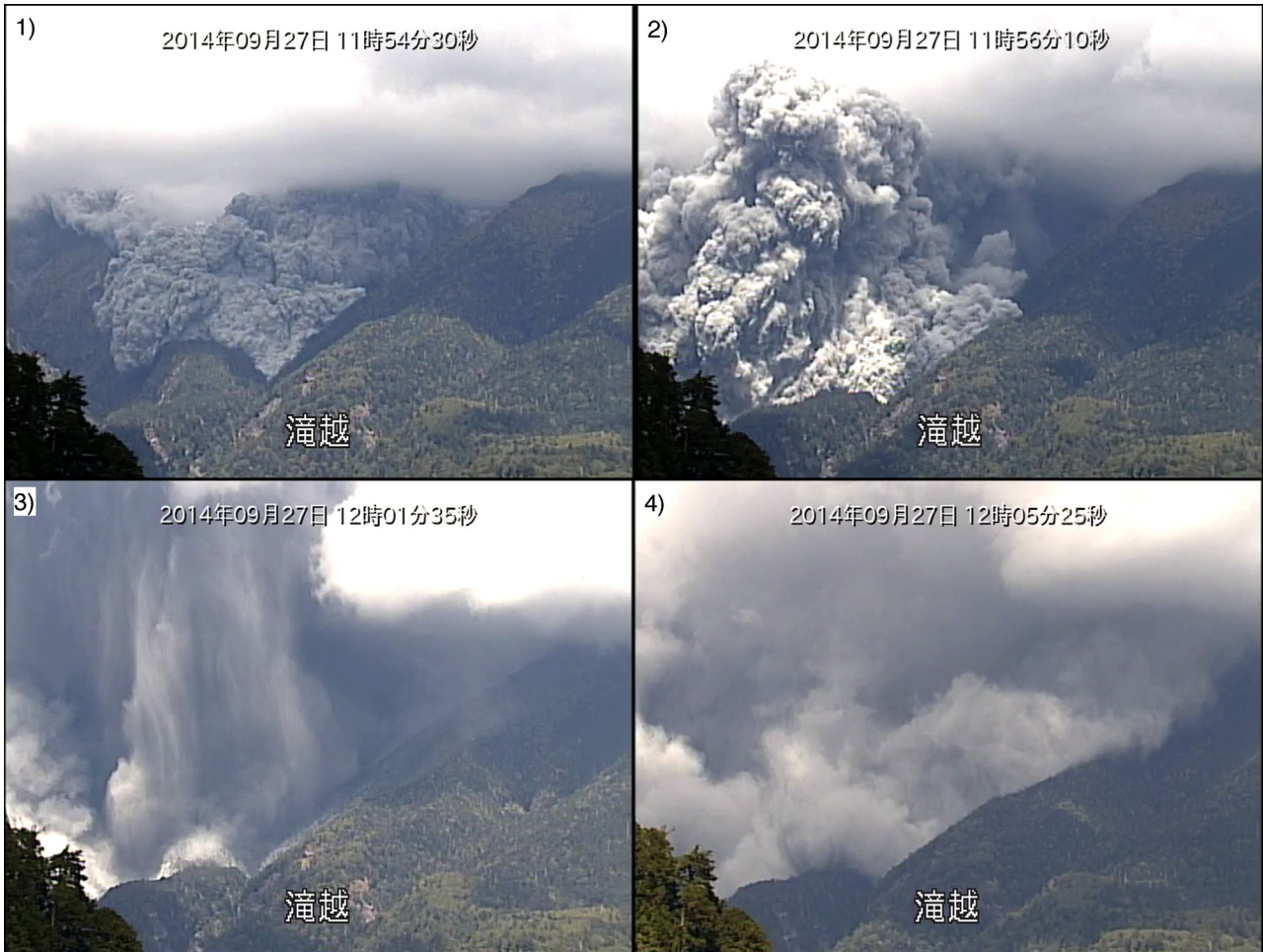
今回の水蒸気噴火で特徴的なことは, 噴火開始時に火砕流の発生を伴ったことで, 南の地獄谷沿いに火口から約2 km, 北西側の兵衛谷源頭部に約1.5 km流下している(中野ほか, 2014)。しかもその流動する様子は山の南側に設置されていた国土交通省中部砂防事務所の監視カメラで捉えられ, 貴重な映像記録を我々に提供した(Fig. 2)。なお, ここでは火砕流を火山現象で生じる気体と固体粒子からなる空気よりもやや重い密度流(pyroclastic density current [PDC]: 例えば Valentine and Fisher, 1993; Druitt, 199)として扱い, 本質物質の有無は問わない。水蒸気噴火ケースでの火砕流の発生は御嶽山火山防災マップでは想定されてはなかったが, 御嶽山1979年噴火でも噴火初日の最盛時に噴煙柱から地獄谷を流れ下る粉体流(本報の定義の火砕流)が発生している(小林, 1979)。また, 水蒸気噴火に伴う火砕流は, 三宅島2000年8月29日の噴火や口之永良部島2014年8月3日の噴火でも発生しており, むしろマグマ噴火に伴うものよりも水蒸気噴火に伴う方がその頻度は高い。本報告では, 監視カメラの映像から今回の火砕流の特徴を記載するものである。

2. 火砕流の運動形態

火砕流を捉えた監視カメラは国土交通省多治見砂防国道事務所が御嶽山の南約10 kmの滝越に設置しているものである。好天時には剣ヶ峰-継母岳間の稜線や1979年火口からの噴気が遠望できる位置にあるものの, 噴火当日の9月27日には標高2500 m前後に底をもつ雲が層状にかかり, 山頂部は隠れていた。火砕流は, 噴火開始約1分後の11:53:00 JSTから映像で確認でき, 火砕流に伴う灰雲の運動が15分程度連続して記録されている(Fig. 2)。その動きは, 以下の4つのフェーズに分けることができる。

2-1. フェーズ1 (11:51:45 ~ 11:54:54 JST)

気象庁は山頂の南東に設置した傾斜計の山上がりの傾斜変動が反転した11時52分を噴火開始としている。滝越の映像では, 11:51:45 JSTから, 山頂付近の層状の雲の中から白色の噴煙がわずかにドーム上に吹き上がり始める様子が捉えられている(Fig. 3-1)。これは, 位置的には山頂西斜面の標高2800 m付近の火口からの噴煙に対応しよう。引き続く火砕流は少なくとも2箇所の別の場所から流れ下っていることが確実で, 地獄谷の上部斜面

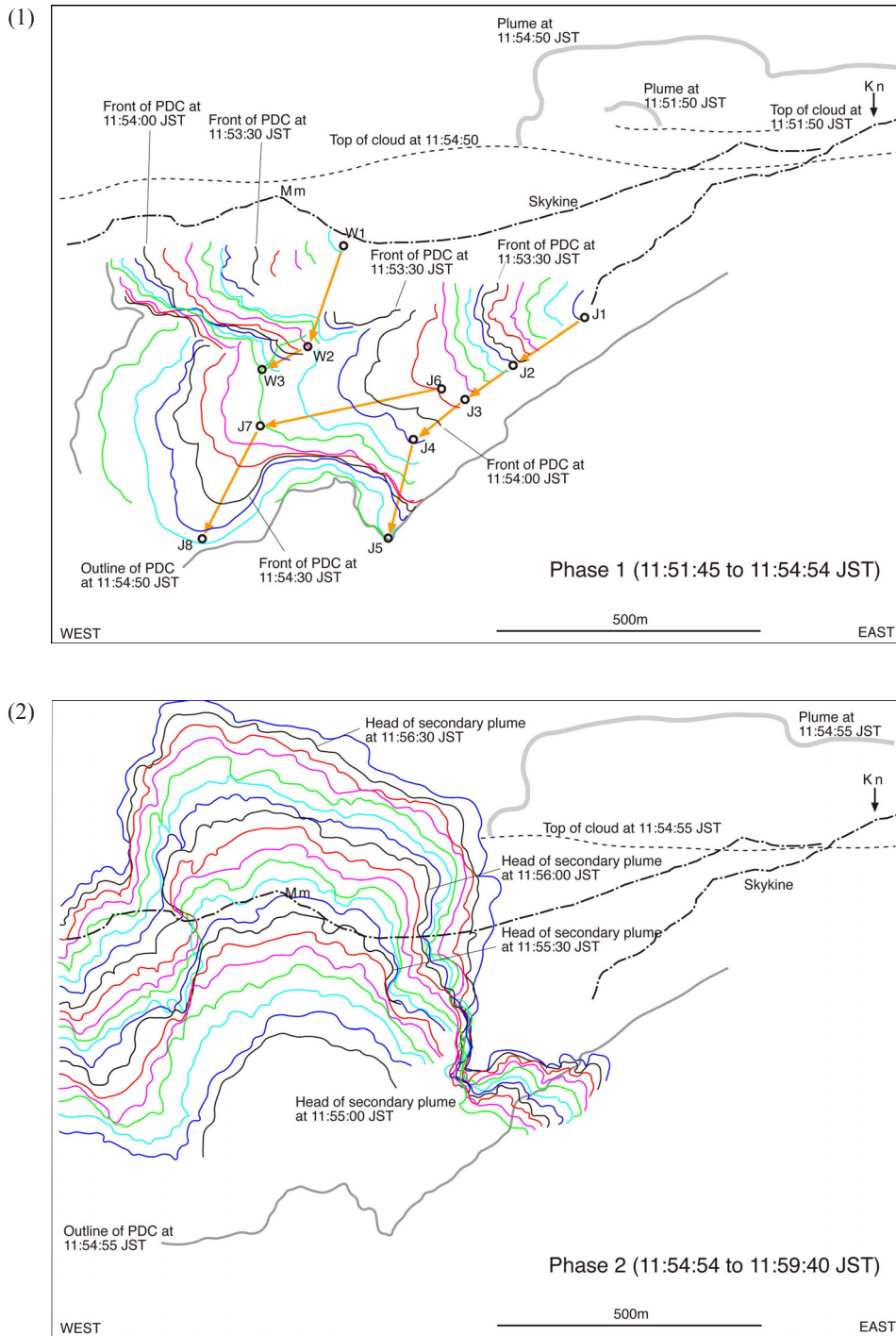


第2図 国土交通省多治見砂防国道事務所滝越カメラの噴火映像。(1) 南山腹を流れ下る火砕流(11時54分30秒; フェーズ1); (2) 火砕流から上昇する二次噴煙(11時56分10秒; フェーズ2); (3) 二次噴煙からの下降流(12時1分35秒; フェーズ3); (4) 横方向に広がる灰雲(12時5分25秒; フェーズ4).

Fig. 2 Photographs captured from the Chubu Regional Development Bureau's camera at Takigoshi. (1) The pyroclastic density currents cascading down at 11:54:30 JST; Phase 1. (2) Secondary plume uprising from the pyroclastic density currents at 11:56:10 JST; Phase 2. (3) Downburst from the secondary plume at 12:01:35 JST; Phase 3. (4) Laterally moving ash-cloud at 12:05:25 JST; Phase 4.

から流下したものをフロー J、山頂の西斜面から発生したものをフロー Wと呼ぶ(Fig. 1)。フロー Jは、まず地獄谷沿いに11:53:00JSTに雲底から現れ、その先端が谷沿いに標高2250 m付近まで進んだ後、谷沿いに南に流下するロープと尾根を乗り越し南西に直進するロープに分かれて流下している(Figs. 1 & 3-1)。南に進んだロープの先端は谷底に沿って流れ、11:54:38 JSTにはJ5に到達し、ほぼ停止している。後続の流れは先端に遅れるものの、谷壁まで横に広がりながら流れ、火砕流到達域の幅を広げている。尾根を乗り越したロープは同時刻にJ8に到達後も若干前進しているようだが、先端は尾根の影になり映像では確認することができない。一方、フロー Wは継母岳の東のコルに11:43:08 JSTに雲間から現れ、継母岳南面の急斜面を斜面に影響されることなくほぼ面上

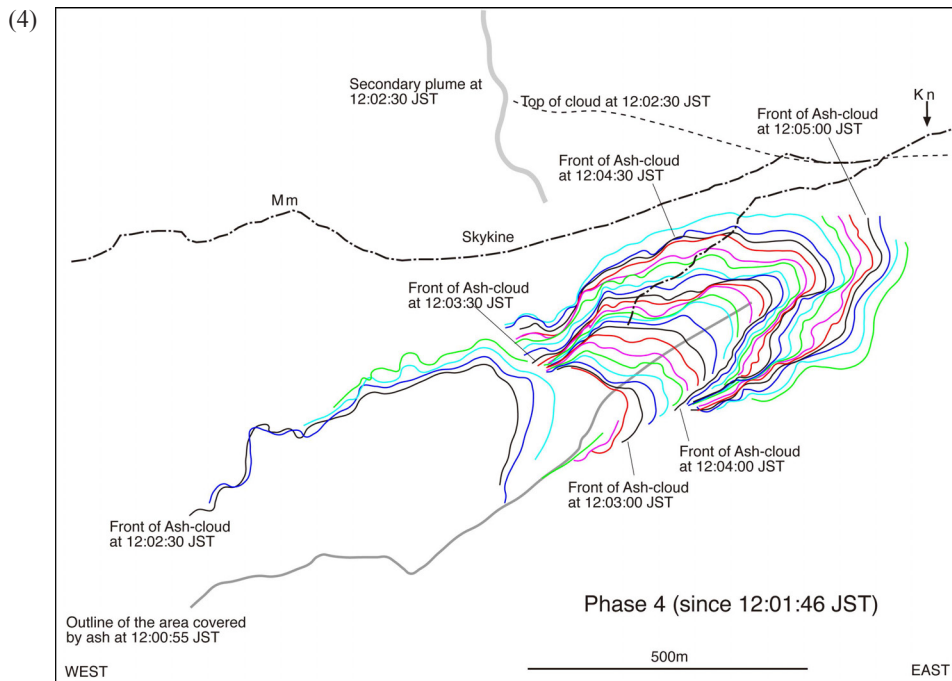
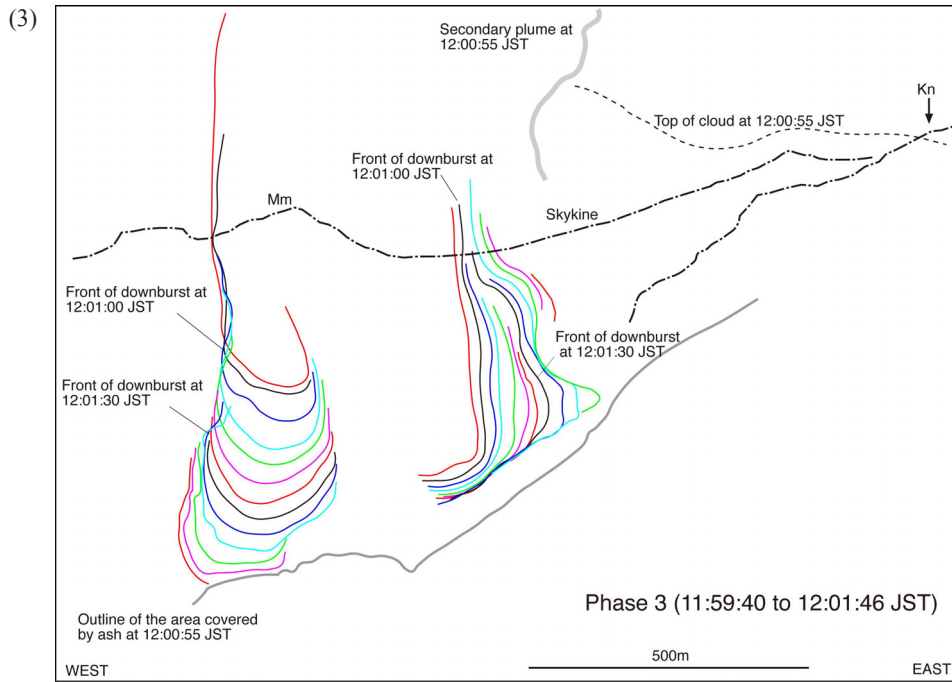
に直進している。谷沿いの先端の位置は11:54:15 JSTのW3まで追跡できるが、その後はフロー Jの背後に入るため映像で確認できなくなる。映像で位置が特定できた各地点間の位置と時間から求めた火砕流先端部の速度は、フロー Jが8～20 m/s、フロー Wが9～12 m/sと見積もられる(Table 1)。この速度から逆算すると、フロー Jは地獄谷内の火口から、フロー Wは頂上西斜面の火口から11時52分丁度前後にほぼ同時に発生したとして矛盾はない。この時点でフロー Jを発生させた火口からの噴煙は層状の雲の上面に達しておらず、火砕流を発生させた時点の噴煙の高度は300 mを大きく超えていないと推定される。山頂部にかかる雲の上面が激しく擾乱し始めるのは、火砕流発生後の11:52:20 JST以降である。



第3図 火砕流の運動図。コンター線は滝越カメラ映像の灰雲輪郭を5秒間隔で示している。(1)フェーズ1 (11時51分45秒～11時54分54秒)；(2)フェーズ2 (11時54分54秒～11時59分40秒)；(3)フェーズ3 (11時59分40秒～12時1分46秒)；フェーズ4 (12時1分46秒以降)。Kn=剣ヶ峰；Mm=継母岳。地点J1, J2, W3等は第1図に示されている。

Fig. 3 Diagram showing the movement of the pyroclastic density currents (PDC). The contours represent the outline of ash-clouds shot by the Takigoshi camera with 5-second-intervals. (1) Phase 1 (11:51:45 to 11:54:54 JST). (2) Phase 2 (11:54:54 to 11:59:40 JST). (3) Phase 3 (11:59:40 to 12:01:46 JST). (4) Phase 4 (since 12:01:46 JST). Kn = Kengamine; Mm = Mamahaha-dake. J1, J2, W3, etc. are shown in Fig. 1.

御嶽火山 2014 年 9 月 27 日 噴火で発生した火砕流 (山元)



第3図 つづき
Fig. 3 Continued.

第1表. 火砕流の到着時刻と速度. 地点J1, J2, W3等は第1図に示されている.

Table 1. Arrival times and speeds of the pyroclastic density currents. J1, J2, W3, etc. are shown in Fig. 1.

Point	Arival time (JST)	Lap time (s)	Horizontal distance (m)	Vertical drop (m)	Velocity (m/s)
J1	11:53:04	0	-	-	-
J2	11:53:42	39	275	140	8
J3	11:53:53	11	135	50	13
J4	11:54:03	10	195	50	20
J5	11:54:38	35	405	175	13
J6	11:53:54	0	-	-	-
J7	11:54:16	22	315	90	15
J8	11:54:38	22	290	180	16
W1	11:53:08	0	-	-	-
W2	11:53:51	43	305	225	9
W3	11:54:15	24	225	175	12

2-2. フェーズ2 (11:54:54 ~ 11:59:40 JST)

南山腹を先行して流れ下った火砕流の先端はほぼ停止した後、その背後の灰雲は横に広がりながら前進するとともに、上方に向かって膨張し、顕著な二次噴煙を形成する (Fig. 3-2)。二次噴煙の上昇速度は10 m/s弱で、フロー JのJ7付近から最も勢よく上昇を始め、その頂部は11:56:00 JST頃に山頂高度を超え、更に上昇を続けている。上昇による噴煙の激しい脈動は11:58:00 JST過ぎまで続くので、上昇速度から判断して2 km弱上空までは達したものとみられる。同時に、映像では右手の雲の上に山頂部の火口群から上昇し東にたなびく別の噴煙も確認することができる。気象庁の長野レーダーで12時前後に捉えられた山頂から南に伸びるエコーは、これらの二つの噴煙の合わさったものに相当するものとみられる。翌日の上空からの映像で確認された火砕流による堆積物 (中野ほか, 2014) のうち、少なくとも映像で確認できる地獄谷沿いのものはこのフェーズ2で形成されている。

2-3. フェーズ3 (11:59:40 ~ 12:01:46 JST)

南山腹を流れ下った火砕流の二次噴煙の上昇が弱まりながらも続く中、11:59:40 JSTからは上空の噴煙の一部が下降し始める (Fig. 3-3)。下降流は複数のローブに分かれており、J4とJ7周辺へと10 m/s弱の速度で落下する。少なくともフェーズ3以降は地獄谷を流れ下る火砕流は、映像で確認することはできない。

2-4. フェーズ4 (12:01:46 JST以降)

下降流の落下地点から舞い上がった灰雲が横方向に広

がり、東側の先端部が王滝頂上から南西に延びる尾根斜面沿いにゆっくり這い上がっていく (Fig. 3-4)。移動する灰雲は、映像手前、すなわち南方に広がることなく、主に右手の東へ流れている。このことは、この灰雲の運動が噴火時の西風に流されていたことを示唆しており、灰雲自体は自らの運動エネルギーをほとんど失っていたことを意味している。翌日の上空からの写真では、灰雲通過後の尾根斜面にほとんど堆積物は確認できない。気象庁の長野レーダーでは12時20分前後に山頂部から7000 mまで上昇し東にたなびくエコーのみが捉えられているが、この時点までには火砕流からの二次噴煙は消失したものと判断されよう。

3. 考察

3-1. 火砕流の特徴

今回の火砕流の特徴をまとめると、以下の通りである。1) 火砕流は、噴火開始時の11時52分頃に山頂南の地獄谷の上部斜面と山頂の西斜面の2箇所からほぼ同時に発生した。2) 火砕流発生時の噴煙高度は低く、300 mを大きく超えることはなかった。3) 谷沿いを流れ下る火砕流先端部の速度は8 ~ 20 m/sである。4) 斜面を流れ下った火砕流からは顕著な二次噴煙が上空2 km程度まで上昇した (フェーズ2)。このことは火砕流がある程度の熱量を持つ流れであったことを示唆しており、灰雲が大気と混合して浮力を得たものと理解できる。ただし、上昇した二次噴煙は上空で冷やされ、約5分後には下降流を発生させ (フェーズ3)、その後消滅した (フェーズ4)。5) 噴火翌日以降の上空からの写真 (例えば 中野ほか, 2014)

では、流れの底部に粗粒火砕物が濃集した火砕流本体の存在を示す末端崖を持ったローブ状の堆積地形は確認できない。火砕流通過域では白色の堆積物が薄く原地形を覆っている。6) 火砕流が通過した領域では樹木の損傷や火災、炭化は認められず、火砕流自体は樹木を焦がすほどの温度ではなかったと推定される(中野ほか, 2014)。

火砕流からの二次噴煙の上昇過程については、Wood and Kienle (1994)の1990年のアラスカRedoubt火山の解析例が参考になる。すなわち、二次噴煙は鉛直方向の初速がほとんどないサーマルとして上昇するものであり、その上昇高さはサーマルの熱量の関数となっている。仮にサーマルの初期温度を100℃程度とすると、サーマルが高さ2 km弱まで上昇するためには 10^{13} J程度の熱量が必要なのがWood and Kienle (1994)のFig. 10-bから読み取れる。今回の上昇開始時の二次噴煙を映像から見積もった半径200 mの球体(体積 3×10^7 m³)とし、密度を大気と同じ1.2 kg/m³、比熱を水蒸気と同じ 2.0×10^3 J/kg Kとするとその熱量は期待される 10^{13} Jを満たすので、火砕流中心部の温度が100℃前後であれば今回の二次噴煙は十分に形成可能であったとみられよう。

3-2. 水蒸気噴火の噴煙挙動

今回の噴火は、噴出した火山灰構成物の解析から、本質マグマ物質を含まない水蒸気噴火と結論づけられた(宮城ほか, 2014)。火山灰の構成粒子は強変質岩片が全体の90%以上を占め、石英・クリストバライト・トリディマイト・黄鉄鉱・硬石膏・石膏・カオリナイト・イライトなどの熱水鉱物が伴われる。これらの構成鉱物は酸性熱水による変質作用を示唆しており、イライトの生成温度は200℃程度以上である。発生した火砕流は当然ながら、このような水蒸気噴火の特性を反映したものと考えられる。

水蒸気噴火はマグマからの熱により過熱・加圧された状態で閉塞していた地下水が、減圧に伴い爆発的に気化して地表に噴出す噴火現象である。固体噴出物は過熱水溜り周辺や火道壁を構成する既存の岩石からなり、高温のマグマ自体は爆発によって破碎・放出されることはない。過熱水と周辺母岩は平衡状態にあるものの、過熱水の圧力が静岩圧を大きく超えたり、山体の変形により新たな開口割れ目が形成された場合に、加熱水の平衡が一気に破綻して水蒸気爆発にいたるものと考えられている(例えばHedenquist and Henley, 1985; 谷口, 1996)。減圧に伴い過熱水が水蒸気に転移するフラッシュ率 X は、過熱水は水のみからなること、系のなかの過熱水と母岩は熱平衡にあること、減圧過程で熱の損失がないものとして以下のように示される。

$$X = (C_w + C_r / R) (T_w - T_v) / L$$

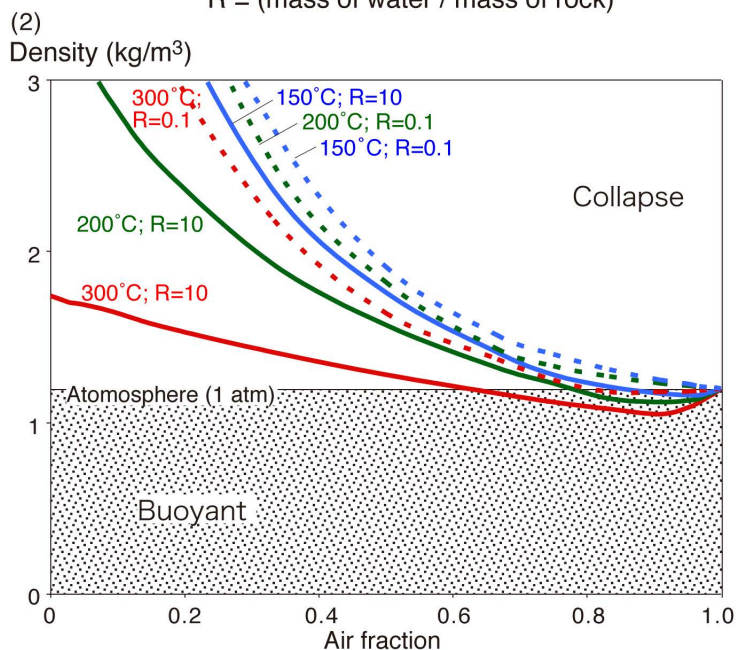
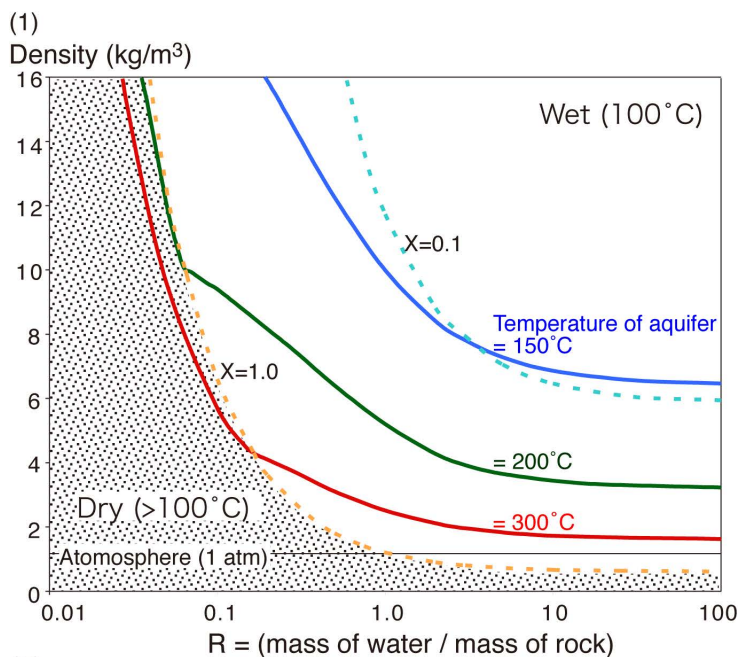
ただし、 C_w は水の定圧比熱(= 4.2×10^3 J/kg K)、 C_r は火山灰の定圧比熱(= 1.2×10^3 J/kg K)、 L は気化熱(= 2.3

$\times 10^6$ J/kg K)、 R は水/破碎した母岩の質量比、 T_w は自己閉塞した過熱水の温度、 T_v は大気圧下での水の沸点である。マグマによる加熱で周辺母岩中の地下水に生じる最大増加圧力は母岩の空隙率と浸透率に大きく依存し、浸透率が大きいほど圧力は容易に緩和され圧力の増加量も小さくなる。また、マグマ貫入等の急激な温度上昇がなくとも、熱水対流系が形成されている場合には循環する熱水の沸騰が熱水鉱物(石英や方解石など)の晶出をもたらすため、通路である割れ目や孔隙の浸透率が著しく低下する自己閉塞作用が絶えず進行している(Hedenquist and Henley, 1985)。自己閉塞した熱水通路内の圧力は徐々に上昇し、何らかのトリガーによりこれが急激に開放された際には水蒸気爆発となる可能性が大きい。

Fig. 4-1は水蒸気爆発の噴出物(熱水と破碎した母岩の混合物)の1気圧でのバルク密度を、過熱水とその母岩の混合質量比を横軸に示したものである(Yamamoto *et al.*, 1999)。過熱水と母岩の温度は、150, 200, 300℃を想定している。噴出物のバルク密度は、過熱水の温度が高いほど小さく、かつ過熱水/母岩混合比が小さいほど大きくなる。一方、フラッシュ率も過熱水/母岩混合比と負の相関があり、混合比がごく小さい領域ではフラッシュ率が1.0となり、100℃以上のドライな噴出物となる。反対に混合比が大きいほどフラッシュ率が低くなり、噴出物中の液相の水の量が増加する。しかしながら、噴出物の液相の水の量よりも、破碎された母岩の量の方がバルク密度には効くため、結果的にフラッシュ率が大きいほど噴出物のバルク密度が大きくなる傾向が現れる。

Fig. 4-2は水蒸気爆発の噴出物が同じく1気圧で大気を取り込んでできる噴煙のバルク密度を示している(Yamamoto *et al.*, 1999)。噴出物が噴煙柱として安定して上昇するためには、噴煙に取り込まれた大気が噴煙の熱で膨張して大気中で浮力を獲得する必要がある。しかし、水蒸気爆発の噴出物の熱量は元々低いため、安定した噴煙柱をつくるためには大きな制約が存在する(山元, 2001)。すなわち、過熱水の温度が高く(200℃以上)、かつ過熱水/母岩混合比が大きくないと(噴出物に含まれる火砕物量がごく僅か)、いくら大気を取り込んでも水蒸気爆発の噴煙が浮力を得ることはあり得ない。噴出物が多くの火砕物を含む際には、フラッシュ率が1.0となり、水蒸気爆発にしては高温で、火砕流となりやすい重力的に不安定な噴煙が発生しやすい(Yamamoto *et al.*, 1999)。

上記のような水蒸気爆発の噴煙の一般的特徴を踏まえると、今回の水蒸気噴火は以下のように説明できる。すなわち、今回の噴火は1979年噴火とは異なる場所で起きており、新規に火道が形成されている。従って、噴火開始時が最も過熱水/母岩混合比が小さく、火砕流を発生させやすい噴煙条件であった。火砕流発生後に引き続く噴煙は上空7000 m程度まで上昇したが、この噴煙は火砕



第4図 噴出した水蒸気・水・破碎母岩の混合物の密度. 加熱地下水の温度は150, 200, 300°Cを仮定している. Xは水蒸気へのフラッシュ率. 母岩の密度は2500 kg/m³とした. (2)水蒸気噴火の噴煙密度と大気混合率の関係. Rは初期噴出時の水/破碎母岩の混合比. 大気温度は20°Cとしている. Yamamoto *et al.* (1999)による.

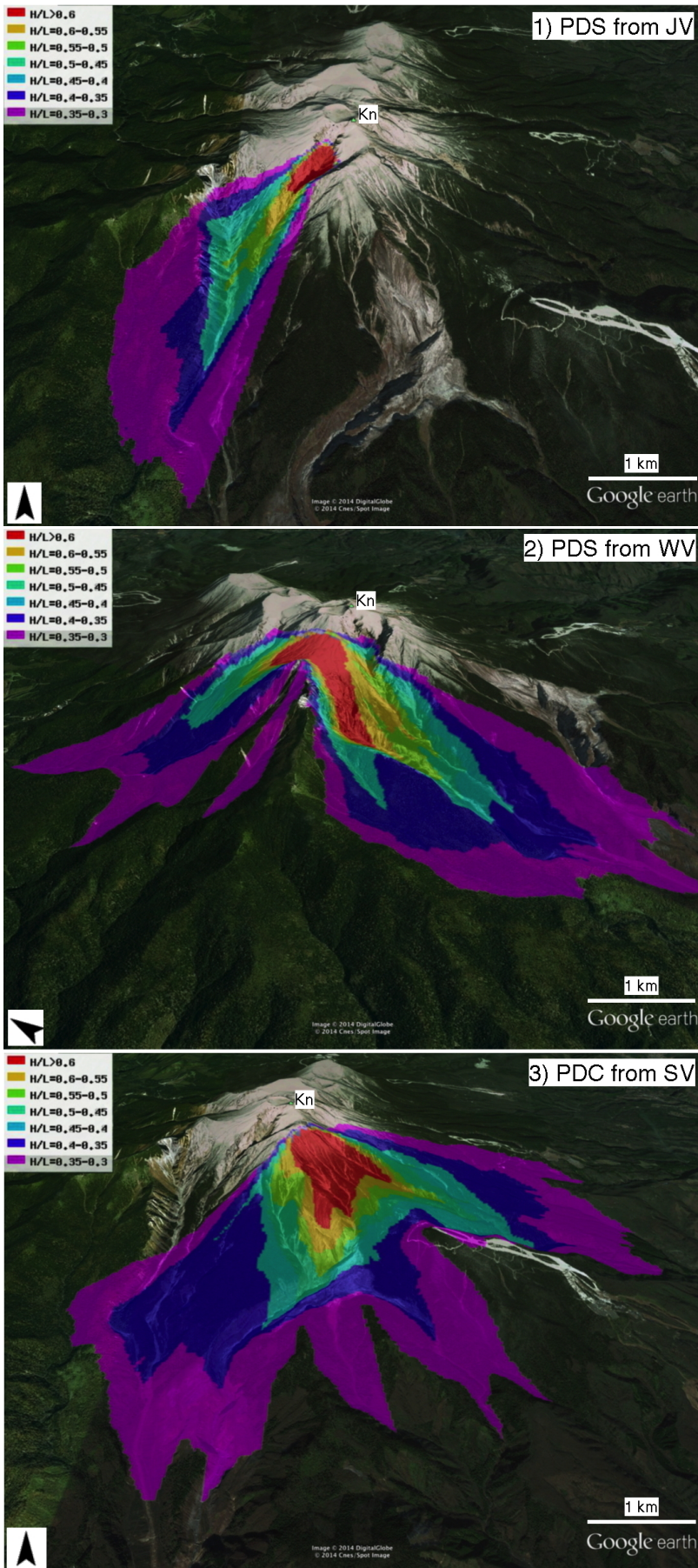
Fig. 4 (1) Density of the ejected mixture of steam, water and rock fragments with the aquifer temperature at 150, 200 and 300°C. X is the fraction of steam produced. The density of the rock fragments is 2500 kg/m³. (2) Relationship between the density of the phreatic plume and the mixed air fraction. R is the initial mass ratio of water/rock fragments in the ejected mixture. The temperature of the ambient air is 20°C. After Yamamoto *et al.* (1999).

流を伴わず、噴煙からは灰混じりの雨が降ってきた。このことは、過熱水/母岩混合比が大きくなり、噴煙密度が小さくなった分、フラッシュ率も小さくなったことを意味している。

3-3. 水蒸気爆発の火砕流に対する防災上の考慮事項

G-EVERが公開しているエナジーコーンモデル (<http://volcano.g-ever1.org/vhazard/HazardAssessment/>) を用いて火砕流到達域の数値計算を行った (Fig. 5)。噴出地点は、山頂西斜面の標高2800 m (WV)、地獄谷の標高2700 m 地点 (JV)、大滝山頂南の標高2800 m (SV) である (Fig. 1)。噴煙柱崩壊高度は、200 mを仮定している。JVから発生したフローJの到達範囲は、見かけの動摩擦係数が0.45

～0.50で計算範囲との一致が良く、J6からJ8へと火砕流が尾根を乗り越える部分も良く再現されている (Fig. 5-1)。また、WVから発生したフローWの北西方向への到達範囲は、見かけの動摩擦係数が0.50～0.55で計算範囲との一致が良く、継母岳東のコルで北西と南に分岐することも良く再現されている。これらの値は火砕流としては大きい、すなわち流動性の低いものである (Fig. 5-2)。SVについては実際には開口していないものの、WVからJVへと続く割れ目の延長上にあり、噴火の危険性のあり得た場所である。もしこの地点で噴火が起きて、他と同様に高度200 mで噴煙柱崩壊したとすると、火砕流は「おんたけ2240」スキー場へと至る登山道のある尾根上を面状に広がっていたことになる (Fig. 5-3)。



第5図

エネルギーコーンモデルによる火砕流到達域の計算結果。噴煙柱崩壊高度は200 mを仮定している。Heim係数(H/L)は0.3～0.6で計算した。(1)地獄谷火口(第1図のJV)からの火砕流。実際の火砕流到達範囲とは、H/Lが0.45～0.50で一致する。(2)西山腹火口(第1図のWV)からの火砕流。実際の火砕流到達範囲とは、H/Lが0.50～0.55で一致する。(3)南山腹火口(第1図のSV)からの火砕流。噴火火口列が東に拡大し王滝頂上南の斜面で開口し、火砕流を発生させた場合には、東山腹の複数の登山道を含む広範囲が被災する恐れがある。矢印は北方向を示す。Kn=剣ヶ峰。地形表示にはGoogle Earthを使用した。

Fig. 5

The results of calculations using the energy cone model for the pyroclastic density currents (PDC), when the eruption column collapse height is 200 m. The Heim coefficient (H/L) varies from 0.3 to 0.6. (1) PDC from the Jigokudani vent (JV in Fig. 1). The distribution of the actual PDC in the southern valley matches the area of 0.45-0.50 in H/L. (2) PDC from the western-flank vent (WV in Fig. 1). The distribution of the actual PDC in the northwestern valley matches the area of 0.50-0.55 in H/L. (3) PDC from the southern-flank vent (SV in Fig. 1). If the eruption crater line had expanded in an eastward direction, erupted on the southern slopes of the Otaki-Choyo and generated a pyroclastic flow, then there is a possibility that such a flow would have impacted a wide area on the mountain's eastern slopes including several mountain trails. Arrows indicate the north direction. Kn = Kengamine. Topographic images are made by Google Earth.

今回の御嶽火山噴火では、滝越カメラに記録された火砕流に直接巻き込まれた登山者はいなかった。水蒸気爆発に伴う火砕流はマグマ物質が含まれないため、樹木の炭化を起こすほどの高温の流れではない。しかしながら、磐梯火山1888年の水蒸気噴火では山頂から6 km流下した火砕流によって森林破壊や家屋の倒壊などの甚大な被害が発生している(Sekiya and Kikuchi, 1890)。また、安達太良火山1900年の水蒸気噴火では、火口から谷沿いに逃げた鉱山夫が火砕流に襲われ火傷をおった死傷者が多数出ている(震災予防調査会, 1901)。水蒸気噴火の火砕流であっても、火口近傍や大気との混合が起きにくい流れの中心の谷底部では、前述の噴煙の特性から考えて、その流れは100℃を超える火砕物と気体の混合物からなる暴風であり、直撃した場合には相当な人的被害を及ぼし得るものである。水蒸気爆発に伴う火砕流の災害は、これまでの国内の火山災害予測でほとんど考慮されていないが、火口開口時に発生し易いその突発性も鑑みると十分その影響を考慮すべき事象であろう。

4. まとめ

御嶽火山で2014年9月27日に起きた水蒸気噴火は、火砕流を伴ったことが国土交通省多治見砂防国道事務所の滝越カメラに記録されている。この映像からは、以下のことが指摘できる。1) 火砕流は、噴火開始時の11時52分頃に山頂南の地獄谷の上部斜面と山頂の西斜面の2箇所からほぼ同時に発生した。2) 火砕流発生時の噴煙高度は低く、300 mを大きく超えることはなかった。3) 谷沿いを流れ下る火砕流先端部の速度は8~20 m/sで、地獄谷沿いには火口から約2 km流下した。4) 斜面を流れ下った火砕流からは顕著な二次噴煙が上昇したが、このことは火砕流がある程度の熱量を持つ流れであったことを示唆しており、灰雲が大気と混合して浮力を得たものと理解できる。ただし、翌日の上空からの観測によると火砕流による樹木の炭化などは報告されていない。今回の御嶽火山の噴火では、火口が山頂からやや離れた斜面であったため、発生した火砕流は登山者のいない斜面や谷を流れ下り、直接の災害をもたらしていない。しかしながら、水蒸気噴火では、その噴煙の特徴から、今回の事例のように火口開口時に火砕流を発生させ易く、防災上は十分に警戒すべき現象である。

謝辞: 国土交通省多治見砂防国道事務所には、滝越カメラの噴火映像の使用を許可していただいた。原稿は吉岡敏和さんの査読により改善された。ここに感謝いたします。

文献

- Druitt, T.H. (1998) Pyroclastic density currents. In: Gilbert, J. and Sparks, R.S.J. (eds.), *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **145**, 145-182.
- 岐阜県 (2008) 御嶽山火山防災マップ. 岐阜県庁県土整備部砂防課 (<http://www.pref.gifu.lg.jp/kendo/michi-kawasabo/sabo/sabo-jigyoku/kazanbosai/ontakemap.html>). (2014年11月5日参照)
- Hedenquist, J.W. and Henley, R.W. (1985) Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Econ. Geol.*, **80**, 1640-1668.
- 小林武彦 (1979) 1979年御嶽山火山活動. *地球科学*, **33**, ii-iiib.
- 宮城磯治・下司信夫・濱崎聡志・東宮昭彦 (2014) 御嶽山2014年9月噴火の火山灰粒子. 日本火山学会講演要旨集2014年度秋季大会, U18.
- 中野 俊・及川輝樹・山崎誠子・川辺禎久 (2014) 御嶽山, 2014年9月の噴火(速報) — 上空観察および報道映像から見る火口周辺の状況と火砕流の分布 —. *GSI地質ニュース*, **3**, 289-292.
- Sekiya, S. and Kikuchi, Y. (1890) The Eruption of Bandai-san. *Jour. College Sci., Imperial Univ., Japan*, **3**, 91-172.
- 震災予防調査会 (1901) 沼尻山噴火. 震災予防調査会報告, no.35, 117-119.
- 曾屋龍典・近藤善教・下坂康哉 (1980) 御嶽山1979年噴火. *地質ニュース*, no.306, 6-13.
- 竹内 誠・中野 俊・原山 智・大塚 勉 (1998) 木曾福島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 94p.
- 谷口宏充 (1996) 高温流紋岩質溶岩流—水接触型マグマ水蒸気爆発の発生機構. *地質学論集*, no.46, 149-162.
- Valentine, G.A. and Fisher, R.V. (1993) Glowing avalanches: new research on volcanic density currents. *Science*, **259**, 1130-1131.
- Woods, A.W. and Kienle, J. (1994) The dynamics and thermodynamics of volcanic clouds: theory and observations from the April 15 and April 21, 1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **62**, 273-299.
- 山田直利・小林武彦 (1988) 御嶽山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 山元孝広 (2001) 有珠火山2000年噴火でのマグマ水蒸気爆発と火砕流到達域予測. *地質調査研究報告*, **52**, 231-239.

Yamamoto, T., Nakamura, Y. and Glicken, H. (1999)
Pyroclastic density current from the 1888 phreatic
eruption of Bandai volcano, NE Japan. *Jour. Volcanol.*

Geotherm. Res., **90**, 191-207.

(受 付 : 2014 年 11 月 6 日 ; 受 理 : 2014 年 11 月 27 日)

地質調査総合センター研究資料集

- | | | |
|-----|--|---|
| 598 | 南海トラフ巨大地震予測のための地下水等総合観測点の孔井における物理
検層資料 | 木口 努・桑原保人・小泉尚嗣・
塚本 齊・板場智史・佐藤 努・
佐藤隆司・関 陽児・梅田康弘・
北川有一・重松紀生・高橋 誠 |
| 599 | 南海トラフ巨大地震予測のための地下水等総合観測点整備における地下構
造調査（反射法地震探査）資料 | 山口和雄・伊藤 忍・加野直巳・
小泉尚嗣 |
| 600 | つくばエキスポセンター館内の石材と化石 | 井川敏恵・中澤 努・利光誠一・
兼子尚知・住田達哉・徂徠裕子・
神田久生 |
| 601 | 富士火山東山麓におけるテフラ層序記載 | 山元孝広 |
| 602 | 第 22 回「GSJ シンポジウムアカデミックから身近な地質情報へ」 | 地質調査総合センター |
| 603 | 地質標本館所蔵鉱物標本写真集 | 地質標本館 |
| 604 | 化学式の元素組成と式量を求めるプログラム formulaweight | 竹野直人 |
| 605 | 地質標本館 2014 年夏の特別展「地質アナログ模型の世界」 | 高橋雅紀・芝原暁彦 |
| 606 | 富士火山南西部の地質 | 山元孝広 |
| 607 | 地熱開発促進調査の地化学情報整備 | 佐々木宗建・阪口圭一・佐々木
進 |
| 608 | 西之島火山：岩石学的変数のコンターマップ | 宮城磯治・下司信夫 |
| 609 | 第 49 回 CCOP 年次総会技術セッション論文集 | 内田利弘 他 3 名 |
| 610 | 第 23 回地質調査総合センターシンポジウム「日本列島の長期的地質変動
の予測に向けた取り組みと今後の課題 - 数十万年の過去を解明し、将来を
予測する技術・知見・モデル -」 | 地質調査総合センター |

地質調査総合センターの最新出版物

200 万分の 1 地質編集図	No. 4 日本地質図 (第 5 版) No. 11 日本の火山 (第 3 版)
20 万分の 1 地質図幅	伊勢・静岡及び御前崎 (第 2 版)・与論島及び那覇・八代及び野母崎の一部・新潟 (第 2 版)
5 万分の 1 地質図幅	今庄及び竹波・早池峰山・南部・八王子・北川・鴻巣
海外地球科学図	アジア地質図 (1:500 万) 中央アジア鉱物資源図 (1:300 万)
海洋地質図	No. 83 襟裳岬沖海底地質図 (1:20 万) No. 84 種子島付近表層堆積図 (1:20 万)
構造図	No. 14 全国主要活断層活動確率地図
火山地質図	No. 1 桜島火山地質図 (第 2 版) (1:3 万) No. 16 十勝岳火山地質図 (1:3 万) No. 17 諏訪之瀬島火山地質図 (1:3 万)
鉱物資源図	No. 7 南西諸島 (1:50 万)
特殊地質図	No. 40 関東平野中央部の地下地質情報とその応用
重力図	No. 30 徳島地域重力図 (ブーゲー異常) No. 31 京都地域 S3 甲府地域重力構造図 (ブーゲー異常)
空中磁気図	No. 44 岩手火山地域高分解能空中磁気異常図 No. 45 福井平野地域高分解能空中磁気異常図
水文環境図	No. 7 熊本地域
数値地質図	G-16 20 万分の 1 日本シームレス地質図 DVD 版 G-17 九州地質ガイド FR-2 燃料資源地質図「東部南海トラフ」 GT-4 全国地熱ポテンシャルマップ S-2 海陸シームレス地質情報集「新潟沿岸域」DVD 版 S-3 海陸シームレス地質情報集「福岡沿岸域」DVD 版 V-3 口永良部島火山地質データベース P-2 日本重力データベース DVD 版 G20-1 20 万分の 1 数値地質図幅集「北海道北部」第 2 版 G20-2 20 万分の 1 数値地質図幅集「北海道南部」第 2 版 E-5 表層土壌評価基本図 ～富山県地域～
その他	日本の熱水系アトラス 海と陸の地球化学図

地質調査研究報告編集委員会

委員長 佐脇 貴 幸
副委員長 鈴木 淳
委員 大谷 竜
長 森 英 明
藤原 治
柳澤 教 雄
川邊 禎 久
神宮 司 元 治
内野 隆 之 恵
森尻 理 浩
高橋 崇
工藤 崇
田中 明 子
板木 拓 也

事務局

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査情報センター
地質・衛星情報サービス室
<https://www.gsj.jp/inquiries.html>

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: Takayuki Sawaki
Deputy Chief Editor: Atsushi Suzuki
Editors: Ryu Ohtani
Hideaki Nagamori
Osamu Fujiwara
Norio Yanagisawa
Yoshihisa Kawanabe
Motoharu Jinguuji
Takayuki Uchino
Rie Morijiri
Yutaka Takahashi
Takashi Kudo
Akiko Tanaka
Takuya Itaki

Secretariat

National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geo-information Center Geoinformation Service Office
<https://www.gsj.jp/en/>

地質調査研究報告 第65巻 第9/10号
平成26年12月3日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター
〒305-8567
茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

Bulletin of the Geological Survey of Japan
Vol.65 No.9/10 Issue December 3, 2014

National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology
Geological Survey of Japan
AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1, Higashi,
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

BULLETIN
OF THE
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 65 No. 9/10 2014

CONTENTS

Higher terrace deposits along the Katakami River, central Mie Prefecture, southwest Japan Takeyuki Ueki	105
Radiometric age of a newly recognized Quaternary volcano: Naramata caldera, NE Japan Takahiro Yamamoto	113
The pyroclastic density currents generated by the September 27, 2014 phreatic eruption of Ontake Volcano, Japan Takahiro Yamamoto	117

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

1-1-1, Higashi, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567 Japan

地 調 研 報
Bull. Geol. Surv. Japan
Vol. 65, No. 9/10, 2014