

東北日本弧, 仙岩地熱地域を給源とする 2.0 Ma に噴出した
大規模火砕流に伴う広域テフラ

鈴木毅彦*・中山俊雄**

(2006年6月23日受付, 2006年12月22日受理)

A 2.0 Ma Widespread Tephra Associated with a Large-Scale Pyroclastic Flow
from the Sengan Geothermal Area, Northeast Japan Arc

Takehiko SUZUKI* and Toshio NAKAYAMA**

A widespread tephra referred to here as Tamagawa-R4 Tephra (Tmg-R4) is newly recognized. Tmg-R4, derived from the Pre-Yakeyama caldera located in the Sengan geothermal area, the Northeast Japan arc, covers the area from Tohoku to Kanto, northeast of Honshu Island. At the type locality in the proximal area, Tmg-R4 comprises a non-welded pyroclastic flow deposit (ignimbrite) and an immediately overlying welded pyroclastic flow deposit (Kurasawayama Welded Tuff). Absence of plinian fall deposits in the area of ca. 25 km south of the source and the fine vitric ash nature of the distal ash-fall deposits of Tmg-R4 suggest that they are co-ignimbrite ash-fall deposits. Tmg-R4 was identified using a combination of refractive indices and chemical compositions of major and rare earth elements of glass shards ($n = 1.498-1.501$, SiO_2 : 78.3-78.6 wt%, K_2O : 4.2-4.5 wt%, Ba: 830-911 ppm), mineral content, refractive indices of hornblende ($n_2 = 1.665-1.686$). On the basis of these properties, Tmg-R4 was identified in Boso and Oga peninsulas, Choshi area, and in the core drilled on Musashino upland around 500 km south of the source. Calcareous nannofossil biostratigraphic (Calcareous nannofossil datum 13) and magneto-stratigraphic positions in Boso peninsula and Choshi, and paleomagnetic direction and many radiometric ages determined in the proximal area by previous studies indicate that the age of Tmg-R4 is ca. 2.0 Ma, positioned just below the base of the Olduvai Subchron. The distribution of Tmg-R4 showing emplacement of co-ignimbrite ash-fall deposit in the area 530 km south of the source, emphasizes the upwind transport direction relative to the prevailing westerly winds. This distribution shows similarity to those of a few co-ignimbrite ash-fall deposits derived from calderas in the Northeast Japan arc. As a key marker horizon in this age, the widespread occurrence of Tmg-R4 provides a tie line between many different sections over a distance of 530 km. Additionally, Kd44-Nk Tephra above Tmg-R4 is recognized in Boso peninsula, Choshi, Niigata and east Lake Biwa areas. Characteristic properties and stratigraphic positions indicate that Kd44-Nk possibly derived from the Sengan geothermal area occurred at 1.968-1.781 Ma.

Key words: Tamagawa-R4 Tephra, Kurasawayama Welded Tuff, caldera, widespread tephra, Olduvai Subchron

1. はじめに

日本列島において給源から 500 km 以上離れて広範囲に分布するテフラには、カルデラ形成に伴う大規模火砕流流下時に生産されるものがある。この様な広域テフラと呼ばれる大規模なテフラは、始良 Tn テフラ (AT) や

Aso-4 をはじめ多くは九州のカルデラに給源を求めることができる (町田・新井, 2003)。一方、東北日本弧のカルデラを給源とする広域テフラも少数であるが知られている。その例として、北海道の洞爺カルデラを給源とする洞爺テフラ (Toya, 112-115 ka; 町田・他, 1987; 町

* 〒192-0397 東京都八王子市南大沢 1-1
首都大学東京都市環境学部地理学教室
Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, 1-1 Minamiosawa, Hachioji, Tokyo 192-0397, Japan.

** 〒136-0075 東京都江東区新砂 1-9-15
東京都建設局土木技術センター

Institute of Civil Engineering of Tokyo Metropolitan Government, 1-9-15 Shinsuna, Koto, Tokyo 136-0075, Japan.

Corresponding author: Takehiko Suzuki
e-mail: suzuki@comp.metro-u.ac.jp

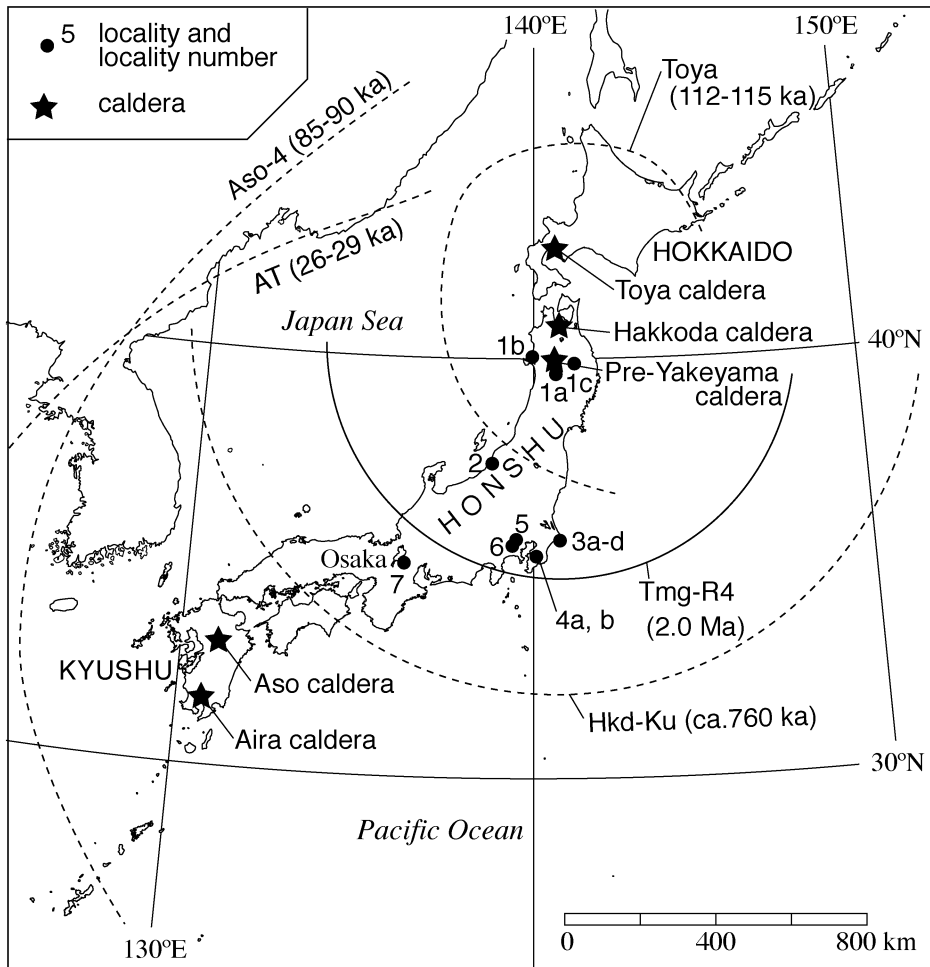


Fig. 1. Map of the Japanese islands and their surrounding area showing distributions of Tmg-R4 (solid line) and four widespread tephras (broken lines): Toya (112–115 ka), Aso-4 (85–90 ka), AT (26–29 ka) and Hkd-Ku (760 ka) Tephras (modified from Suzuki *et al.*, 2005). Distributions of Toya, Aso-4 and AT are taken from Machida and Arai (2003).

田・新井, 2003) や東北北部の八甲田カルデラを給源とする八甲田国本テフラ (Hkd-Ku, 760 ka; Suzuki *et al.*, 2005) があげられる。これらのテフラはプリニー式噴火による噴出物とは異なり、偏西風に規制されることなく給源から南方にも分布することが報告されている (Fig. 1)。

Toya や Hkd-Ku の様に東北日本弧のカルデラから噴出した大規模火砕流に伴う広域テフラの認定には、以下に述べる 2 つの意義がある。

遠隔地に分布する Toya や Hkd-Ku は大規模火砕流に伴い生産される co-ignimbrite ash-fall deposit (Sparks and Walker, 1977) と考えられているが、これらは偏西風のみにより運搬されたとは考えがたい。すなわち給源から南方にも分布し、Toya の場合は明らかに給源から全方

向に分布する。いかなるメカニズムにより給源から全方向に運搬されたかの説明はなく、このような分布が大規模火砕流に伴う co-ignimbrite ash-fall deposit で一般的なのかもよくわかっていない。南方にも分布する事例が一般的であるか否かを検討することは、大規模火砕流に伴う co-ignimbrite ash-fall deposit の運搬機構を解明する上で重要である。このことを陸上域で確認するには、日本列島の形状からみて東北日本弧のカルデラを給源とする大規模火砕流に伴う広域テフラの検出が不可欠である。

吉田・他 (2005) は、東北日本弧における島弧火山活動期を、初期海洋性島弧期 (13.5–8 Ma)、主期カルデラ火山弧期 (8–5.3 Ma)、後期カルデラ火山弧期 (5.3–1.7 Ma)、圧縮型火山弧期 (1.7–0 Ma) の 4 期に区分し、火成

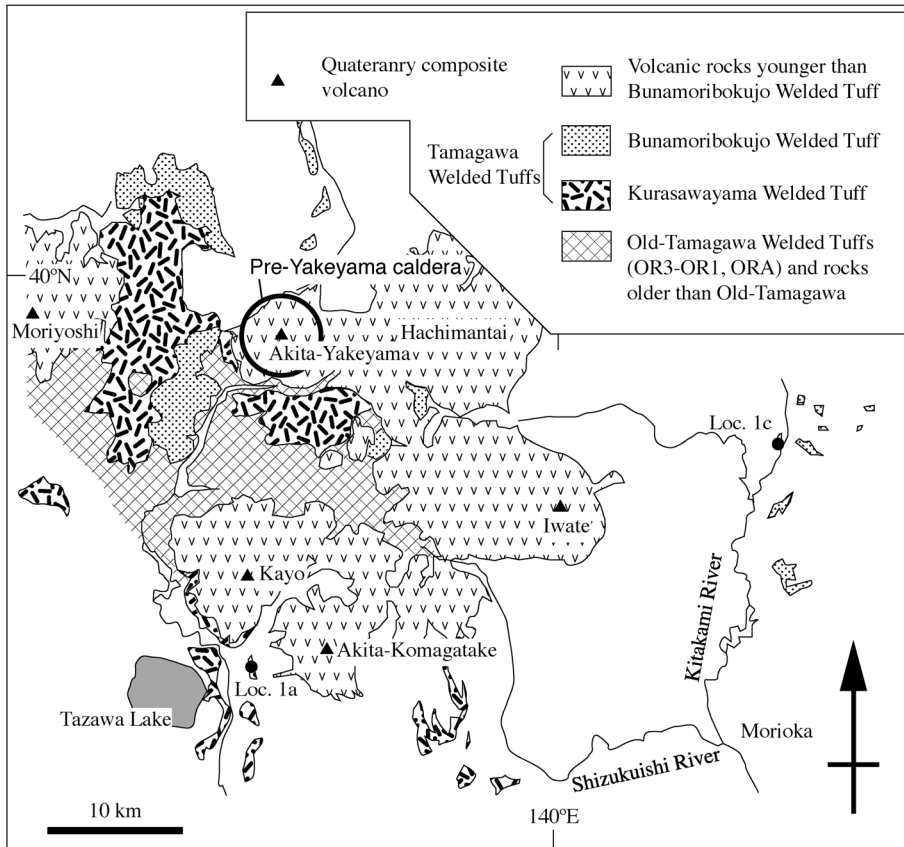


Fig. 2. Distribution of Kurasawayama Welded Tuff and related rocks (modified from Sudo, 1987b, 1992).

活動史を述べた。それによれば活発なカルデラ形成活動は 3.5 Ma 前後以降, 前期更新世を通じて継続し, 1 Ma 前後にその活動がほぼ停止するとした。すなわち鮮新世～第四紀中期にかけての東北日本弧には大規模火砕流を噴出させるカルデラが多数分布していた。これらのカルデラの活動史を詳細に復元するには, 各々の火砕流堆積物に伴う広域テフラの研究が役立つ。なぜならば年代決定に際して広域テフラは放射年代のみならず, 生層序・古地磁気層序等の複合的な年代指標が利用でき, 放射年代値にしても層位関係に基づき給源域から隔絶した各種岩体の年代値も参照できるからである。また, 複数のカルデラから噴出した噴出物の層位関係もテフラ層序に基づいて知ることができ, 複数のカルデラの噴火タイミングを明らかにすることができる。さらに, 火砕流堆積物以外の広域に分布する降下堆積物の体積を算出することが可能となり, 正確な噴出量算定の根拠となる。この様に東北日本弧のカルデラの活動史復元に重要なデータを提供することができる。

本論では, 東北日本弧のカルデラを給源とする大規模

火砕流に伴う広域テフラの事例として, 秋田・岩手県境界付近の仙岩地熱地域を起源とする約 2 Ma に噴出した玉川溶結凝灰岩流紋岩溶結凝灰岩 4 (R4; 須藤, 1987a, 1987b) とそれに伴う広域テフラを報告する。同時に同テフラと層位的に近く, 同じく仙岩地熱地域を給源とする可能性をもつテフラについても触れる。なお, R4 は, 佐藤・他 (1981) の倉沢山凝灰岩部層にほぼ相当し, 須藤 (1992) により倉沢山溶結凝灰岩と名称変更されている。本稿では, 近傍相の火砕流堆積物については倉沢山溶結凝灰岩, 遠隔相も含めた全体に対して玉川 R4 テフラ (Tmg-R4; 町田・新井, 2003) の名称を用いる。

2. 先焼山カルデラから噴出した Tmg-R4 の特徴と認定 2-1 給源カルデラ周辺の倉沢山溶結凝灰岩

秋田・岩手県境界付近の地熱地域として知られる仙岩地熱地域は大規模な火山地域で, 秋田焼山, 八幡平, 岩手, 秋田駒ヶ岳, 荷葉などの第四紀火山や多数の噴気・温泉が存在し, 複数の溶結凝灰岩が分布する (Fig. 2)。須藤 (1992) による層序では, それらは上位から, 玉川溶結

凝灰岩を構成する^{ぶなもり}榎森牧場溶結凝灰岩(須藤, 1987a, 1987b)のデイサイト溶結凝灰岩(D), 以下同様), 倉沢山溶結凝灰岩(R4), 古玉川溶結凝灰岩を構成する流紋岩溶結凝灰岩3~1およびA(OR3, OR2, OR1, ORA)の計6枚の溶結凝灰岩からなる。この中で榎森牧場溶結凝灰岩と倉沢山溶結凝灰岩は広域に分布し, 古地磁気極性が逆を示すことや複数の全岩K-Ar年代値に基づいて前者の噴出年代は約1Ma, 後者のそれはOlduvai Subchron(1.968–1.781Ma; Lisiecki and Raymo, 2005)以前のMatuyama Chronで, 約2Maと推定されている(須藤, 1987b)。このうち本論で取り上げる倉沢山溶結凝灰岩は, 本地域において最大規模の火砕流堆積物であり, その噴出量は130km³と推定されている(須藤, 1987b)。

倉沢山溶結凝灰岩および榎森牧場溶結凝灰岩の給源カルデラは, 秋田焼山火山の地下に潜在する先焼山カルデラ(Fig. 2)とされた(須藤, 1987a, 1987b)。倉沢山溶結凝灰岩は同カルデラ西方付近と南方の倉沢山付近にまとまって分布するほか, 田沢湖周辺や岩手県側の雫石川上流域にも断片的に分布する。多くの場合, 厚い溶結凝灰岩として産出し, カルデラ南方の倉沢山付近では最大層厚700mにも及ぶ(須藤, 1987b)。

遠隔地に飛来した降下テフラとの類似性を検討するためには, 火山ガラスと斑晶鉱物それぞれの記載岩石学的特性を明らかにする必要がある。本研究では, 倉沢山溶結凝灰岩の特性を先焼山カルデラの中心から南方へ約24km離れた秋田県田沢湖町スノーワールドタザワスキー場内(Loc. 1a; 須藤, 1987b)の図版4-1に示されている)で採取した非溶結部の試料から明らかにした。本地点では河成堆積物を被覆して, 層厚15m以上の倉沢山溶結凝灰岩が露出する(Fig. 3)。このうち最下部70cmは, わずかに桃色をおびた灰色の非溶結火山灰堆積物であり, その上位は急激に強溶結部に移りかわる。

非溶結部は, バブルウォール型, 平行型(火山ガラスの形状は岸・宮脇, 1996に基づく)を主体とする火山ガラス, ホルンブレンド, 石英などから構成される(Table 1)。火山ガラスとホルンブレンドの屈折率 n_1, n_2 は, それぞれ $n_1=1.498, n_2=1.665-1.683$ である。また, EDS分析*により求めた火山ガラス中の主な元素の平均重量(wt)%はそれぞれ, SiO₂: 78.5, Al₂O₃: 12.0, FeO: 1.2, CaO: 0.1, K₂O: 4.3, Na₂O: 3.5であり, ICP分析により求めた微量成分化学組成(ppm)はBa: 902, La: 26, Y: 48である(Table 2)。倉沢山溶結凝灰岩が含む火山ガラスの化学組成は, 東北日本弧の大規模火砕流堆積物に含まれる

火山ガラスとしては, Na₂O/K₂O比が0.8と例外的に低い点に特徴をもつ。中川・他(1994)は, 日本列島の主な広域テフラは, Na₂O/K₂O比に基づき東北-北海道タイプと九州タイプに区別できるとした。倉沢山溶結凝灰岩が含む火山ガラスのNa₂O/K₂O比は九州タイプの特徴を示す。またBaの含有率が極めて高い点も特徴である。日本列島に分布する大半の第四紀広域テフラはBaの含有量が800ppm以下である(Fig. 4, 鈴木, 未公表データ)。こうした特徴は本テフラを同定する上で明瞭な指標となる。

2-2 関東地方におけるTmg-R4の認定

倉沢山溶結凝灰岩の噴出年代は, 前述のように約2Maと推定される。この年代ならびに古地磁気極性, 上記の記載岩石学的特性に基づき本テフラと対比されるテフラの有無を検討した結果, 火砕流噴出に伴うと考えられる降下火山灰が給源から南方へ530km離れた房総半島など関東地方各地で見出された。現段階でTmg-R4の認定を行なった地点は, 千葉県銚子地域屏風ヶ浦, 房総半島, 東京都武蔵野台地西部, 神奈川県相模野台地, 秋田県男鹿半島の各所である(Fig. 1)。以下, 各地におけるTmg-R4の詳細を述べる。

銚子地域屏風ヶ浦

太平洋に面した千葉県銚子市屏風ヶ浦には, 上部鮮新統~中部更新統の犬吠層群(酒井, 1990)が露出する。本層群は, 細粒で連続的な海成層でありテフラの保存も良く, これまでに微化石, 古地磁気, テフラに関する報告がなされている(藤岡・亀尾, 2004; Koizumi and Kanaya, 1976; Matoba, 1967; 酒井, 1990; 佐藤・他, 1988, 1999)。藤岡・亀尾(2004)により第四紀初頭の恵比須峠-福田テフラ(Eb-Fukuda, 1.75Ma; 長橋・他, 2000), 穂高-Kd39テフラ(Ho-Kd39, 1.76Ma; 長橋・他, 2000)相当のテフラは報告されていたが, Tmg-R4は認定されていなかった。本研究でTmg-R4と認定したテフラは, 犬吠層群下部春日層最下部のシルト岩中に位置するKg1c(酒井, 1990)に相当する(Fig. 3, Loc. 3a)。

Kg1cは層厚21cmの白~灰色ガラス質火山灰層である。本層は, バブルウォール型, 平行型からなる火山ガラスを主体とし, その平均的な最大径は0.6mmである。含まれる斑晶鉱物は微量で, ホルンブレンド, 斜方輝石, 磁鉄鉱, 石英などから構成される(Table 1)。火山ガラスとホルンブレンドの屈折率はそれぞれ $n_1=1.500-1.501, n_2=1.674-1.685$ である。また, 火山ガラスの主要元素の平均重量(wt)%はそれぞれ, SiO₂: 78.5, Al₂O₃: 12.0,

*本研究でのEDS分析ではCaOの重量%が低い傾向にある。標準試料とするATの場合で, 他機関が通常0.9–1.2wt%であるのに対し, 0.6–0.7wt%の値を示す

(Table 2)。CaOの分析値については, 正確度は劣るものの, 再現性は高く, 相対的な値として議論に用いる精度は確認している。

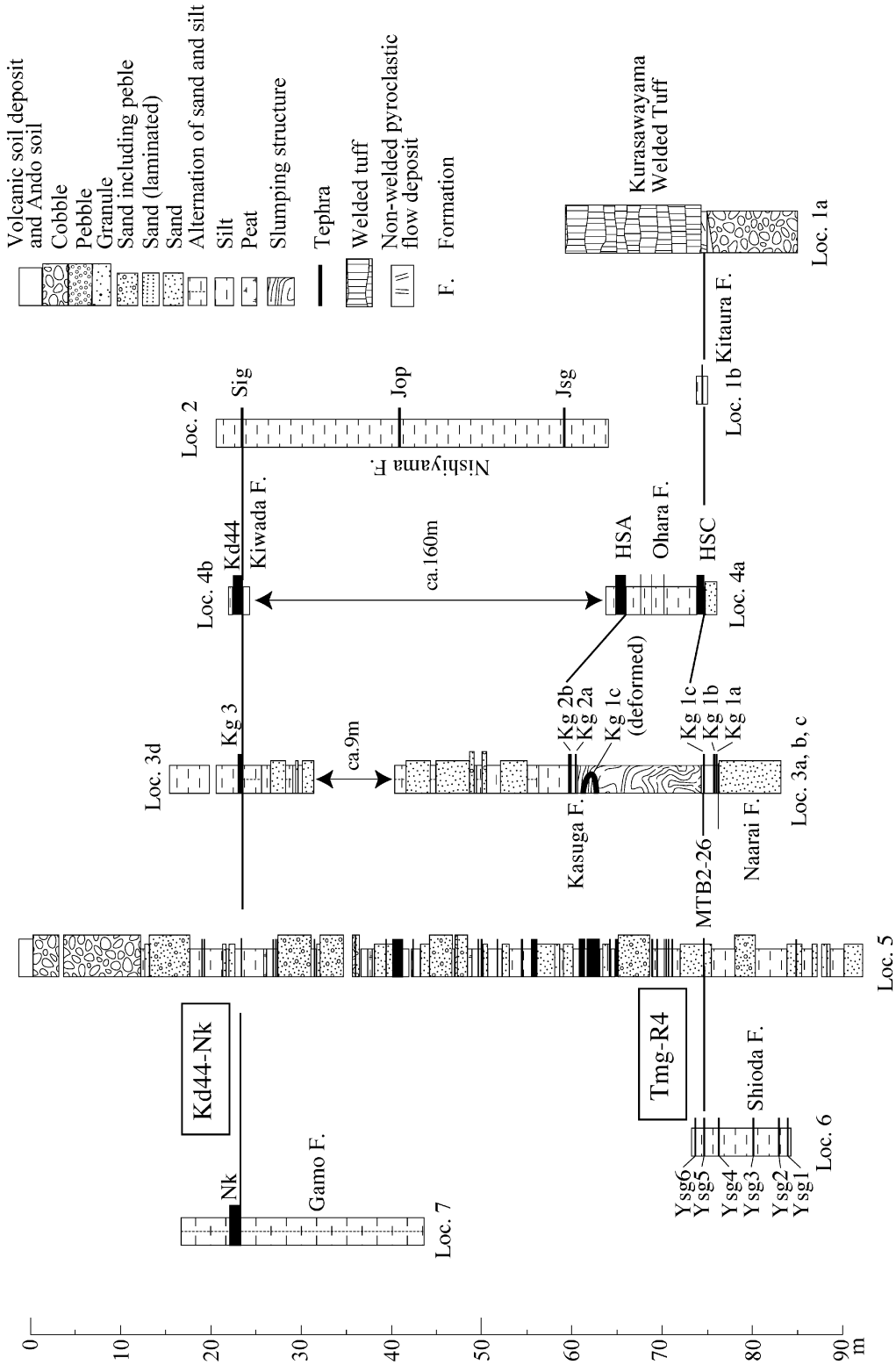


Fig. 3. Lithological columnar sections of Tmg-R4 and related tephras. Localities of each section are shown in Fig. 1. Standard columnar sections at Loc. 2, Loc. 3a-d and Loc. 6 are from Kurokawa *et al.* (1999), Sakai (1990) and Shimogama and Suzuki (2006), respectively.

Table 1. Petrographic properties of Tmg-R4 and related tephtras.

(1) Tephtra	(2) Reference	(3) Locality	(4) Type	(5) Thickness in cm	(6) Maximum grain size in mm	(7) Composition heavy mineral, light mineral, glass	(8) Refractive index gl: glass (n), ho: hornblende (n _z)
Tamagawa R4 Tephtra (Tmg-R4)							
<i>Kurasawayama Welded Tuff</i>	Sudo (1992) this study	Loc.1a (N39°44'34" E140°44'16")	pfl	>1500	4.7	ho, mt>opx; pl, qt; bw>str	gl: 1.498 ho: 1.665-1.683
<i>Basal tephtra in Kitaura Formation</i>	Sakai (1990)	Loc.1b (N40°0'55" E139°54'6")	afa	15	2.0	ho>opx, cpw, mt; pl, qt; bw>str	gl: 1.499-1.500 ho: 1.676-1.684
<i>Kg1c</i>	Sakai (1990)	Loc.3a (N35°42'48" E140°49'13")	afa	21	0.6	ho>>opx, mt; pl, qt; bw>str	gl: 1.500-1.501 ho: 1.674-1.685
<i>Kg1c (deformed)</i>	Sakai (1990)	Loc.3b (N35°42'54" E140°49'4")	afa	15	0.6	ho, pl, qt; bw>str	gl: 1.499-1.501 ho: 1.671-1.685
<i>F5C</i>	Satoguchi (1995)	Loc.4a (N35°12'20" E140°18'1")	afa	83	0.5	ho>opx, cpw; pl, qt; bw>str, fib	gl: 1.500-1.501 ho: 1.669-1.686
<i>Mitsugi B2-26 (MTB2-26)</i>	this study	Loc.5 (N35°45'35" E139°22'10")	afa	10	0.6	opx, cpw, mt>ho; pl, qt; bw>fib, str	gl: 1.500 ho: 1.669-1.686
<i>Yasegawa 5th Tephtra (Ysg5)</i>	Shimogama and Suzuki (2006)	Loc.6 (N35°31'47" E139°21'43")	afa	5	0.4	ho, opx; pl, qt; bw>str, fib	gl: 1.499-1.500 ho: 1.670-1.686
Kg44-Naka Tephtra (Kg44-Nk)							
<i>Shimoda Glassy Ash Layer (Sig)</i>	Kurokawa <i>et al.</i> (1989)	Loc.2 (N37°30'2" E138°43'7")	afa	8	0.4	—; pl, qt; bw, str, fib, spg	gl: 1.500-1.501 ho: 1.500-1.501
<i>Kg3</i>	Sakai (1990)	Loc.3d (N35°42'37" E140°48'4")	afa	48	0.8	ho>opx, mt; pl, qt; str>bw, fib	gl: 1.500-1.501 ho: 1.671-1.685
<i>Kd44</i>	Satoguchi (1995)	Loc.4b (N35°12'16" E140°15'51")	afa	90	0.4	ho, mt; pl, qt; bw, fib, str	gl: 1.499-1.501 ho: 1.671-1.685
<i>Naka Volcanic Ash Layer (Nk)</i>	Harayama <i>et al.</i> (1989)	Loc.7 (N37°30'2" E138°43'7")	afa	114	0.6	ho, pl, qt; str, fib, bw	gl: 1.499-1.501 ho: 1.671-1.685
HSA							
<i>Kg2b</i>	Sakai (1990)	Loc.3c (N35°42'47" E140°48'49")	afa	34	1.5	ho; pl; fib; str, spg	gl: 1.502-1.505 ho: 1.671-1.685
<i>F5A</i>	Satoguchi (1995)	Loc.4a (N35°12'20" E140°18'1")	afa	84	1.3	ho>mt; pl; str, bw, fib, spg	gl: 1.502-1.504 ho: 1.671-1.685
<i>Bananaribokujo Welded Tuff</i>	Sudo (1992)	Loc.1c (N39°54'49" E141°11'38")	pfl	>700	100	opx, cpw, mt; pl>qt; bw	gl: 1.510-1.511 ho: 1.671-1.685

(1) Local name by previous study in (2) is shown in Italic. (3) Localities are shown in Figures 1 and 2. Longitude and latitude is shown in WGS84. (4) afa: ash fall deposit, pfl: pyroclastic flow deposit (7) opx: orthopyroxene, cpw: clinopyroxene, ho: hornblende, mt: titanomagnetite, pl: plagioclase, qt: quartz, bw: bubble-wall type of glass shards, str: stripe type of glass shards, fib: fiber type of glass shards, spg: sponge type of glass shards (8) Determined with RIMS2000

Table 2. Chemical compositions of glass shards from Tmg-R4 and related tephtras.

Local name Locality	Major element compositions (wt%) †											Trace and rare earth element compositions (ppm) ††										Fe/(Fe+Mg) mol
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	n	Ba	La	Sc	Sr	V	Y	Zn	La/Y				
Tmg-R4																						
Kurasawayama Welded Tuff (Loc. 1a)	78.5	0.2	12.0	1.2	0.1	0.2	0.1	4.3	3.5	100.0	98.3	16	902	26	8	44	<1	48	37	0.54	75	
Basal tephra in Kitaoura Formation (Loc. 1b)	78.5	0.2	12.0	1.2	0.1	0.2	0.1	4.2	3.5	100.0	96.5	16	888	25	7	42	2	46	36	0.54	75	
Kg1c (Loc. 3a)	78.5	0.2	12.0	1.2	0.0	0.2	0.1	4.2	3.6	100.0	96.9	16	830	23	7	41	2	43	32	0.53	77	
Kg1c (deformed) (Loc. 3b)	78.6	0.2	12.0	1.1	0.0	0.1	0.1	4.2	3.5	100.0	96.6	16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
HSC (Loc. 4a)	78.5	0.2	12.0	1.2	0.0	0.1	0.1	4.4	3.5	100.0	97.9	16	831	22	7	43	2	44	38	0.50	76	
MTB2-26 (Loc. 5)	78.3	0.2	12.0	1.2	0.0	0.2	0.1	4.5	3.4	100.0	97.6	16	905	26	8	44	1	48	39	0.54	75	
Ysg5 (Loc. 6)	78.5	0.2	12.0	1.1	0.0	0.1	0.1	4.4	3.5	100.0	97.2	16	911	26	8	46	2	50	43	0.52	76	
Kd44-Nk																						
Kg3 (Loc. 3d)	78.9	0.2	11.8	1.2	0.1	0.2	0.3	3.5	3.8	100.0	96.3	16	748	21	10	57	2	47	38	0.45	72	
Kd44 (Loc. 4b)	78.7	0.2	11.8	1.3	0.1	0.2	0.3	3.7	3.7	100.0	96.1	16	850	24	10	53	2	53	166	0.45	76	
Sig (Loc. 2)	78.7	0.2	11.9	1.2	0.0	0.1	0.3	3.9	3.6	100.0	96.1	16	693	23	7	39	2	54	35	0.43	75	
Nk (Loc. 7)	78.9	0.2	11.8	1.3	0.1	0.2	0.3	3.5	3.8	100.0	96.4	16	711	25	8	39	2	57	38	0.44	73	
HSA																						
Kg2b (Loc. 3c)	78.9	0.2	12.0	1.3	0.1	0.3	1.4	1.6	4.1	100.0	97.9	16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
HSA (Loc. 4a)	78.8	0.2	12.1	1.4	0.1	0.3	1.4	1.6	4.1	100.0	96.6	16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Bunamibokujō Welded Tuff (Loc. 1c)	77.1	0.5	11.7	2.6	0.1	0.4	1.7	2.4	3.4	100.0	99.4	14	545	17	14.8	131	15	47	71	0.36	67	
AT (Kamishibanta, Gotenba)	78.5	0.2	12.2	1.3	0.1	0.1	0.6	3.4	3.5	100.0	98.7	22										

Localities (Loc.) as in Figures 1 and 2, and Table 1. † Analyses recalculated to 100% on a volatile-free basis and presented as a mean and standard deviation of n shard analyses. Determined by a JEOL JED-2300 energy dispersive X-ray spectrometry using a 0.3-nA current at 15 kV and a 10- μ m beam diameter. †† Trace and rare earth element analyses (ppm) determined by solution inductively coupled plasma mass spectrometry performed by Mitsubishi Material Natural Resources Development Corporation.

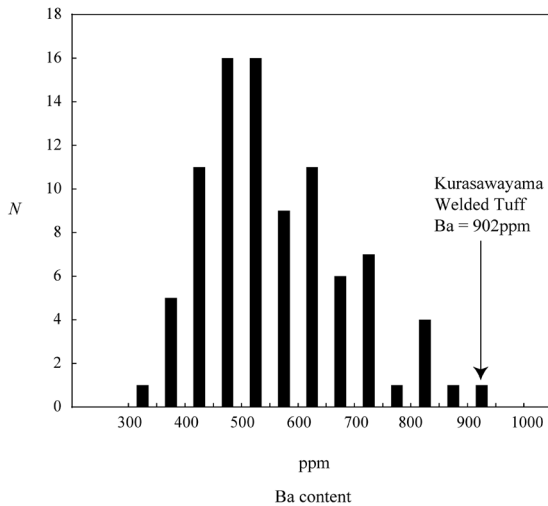


Fig. 4. Histogram of Ba content in volcanic glass shards in 89 Pliocene-Quaternary tephras in the Japanese islands (Suzuki, unpublished data). Kurasawayama Welded Tuff is treated as representative of Tmg-R4.

FeO: 1.2, CaO: 0.1, K₂O: 4.2, Na₂O: 3.6, 微量成分化学組成 (ppm) が Ba: 830, La: 23, Y: 41 である (Table 2). 火山ガラスの屈折率が倉沢山溶結凝灰岩のものに比較すると若干高いもの他の特性はほぼ一致する。

Kg1c直上のKg2b (Fig. 3) 付近にはOlduvai Subchron基底が位置する(酒井, 1990). また, 佐藤・他(1999)は, *Discoaster brouweri*の絶滅を示す石灰質ナノ化石対比基準面13は, 春日層(同論文では飯岡層の一部としている)とその下位の名洗層との境界直上に位置するとしている。Kg1cは砂岩からなる名洗層最上部から190 cm 上位のシルト岩中に位置する。対比基準面13とKg1cの厳密な上下関係は不明であるが, 近接することは間違いない。ところで石灰質ナノ化石対比基準面13は, Cande and Kent (1995)によるOlduvai Subchronの開始年代1.95 Maに基づいて, 1.97 Maとされている(佐藤・他, 1999)。最近になり, Olduvai Subchronの開始年代は1.968 Maとわずかであるが古く見積もられている(Lisiecki and Raymo, 2005)。これを採用するならば, 基準面13の年代も1.97 Maよりも数万年程度古くなる可能性がある。いずれにせよ, Kg1cの年代は, 1.95 Maより古く, 2.00 Maよりは新しいであろう。ここではその堆積年代を2.0 Maとする。この推定年代を始め, Kg1cの古地磁気極性, 記載岩石学的特性は倉沢山溶結凝灰岩のそれらと共通する。よってKg1cはTmg-R4と認定できる。なおKg1cの火山ガラスの屈折率は倉沢山溶結凝

灰岩のものに比較すると若干高いが, これはおそらく保存条件の違いを反映してと思われる。

ところでLoc. 3bでは, Kg1c直上からKg2a直下の層準までの約10 mは堆積物が変形構造を示しており, その上部には折りたたまれる様にして変形した層厚15 cmのガラス質火山灰層が産出する(Fig. 3)。同層を含む火山ガラスの主成分化学組成(Table 2)からみてKg1c(すなわちTmg-R4)と同一テフラであり, 別地点に堆積したKg1cがスランピングにより移動してきたものと見られる。

房総半島

房総半島に分布する上総層群は, テフラ層序をはじめ, 古地磁気層序・生層序等の編年学的研究が国内でも進められている鮮新世後期～第四紀前期の海成層である。Tmg-R4に相当する降下火山灰層は上総層群下部の大原層上部中に検出された。それはHSC(里口, 1995), HSC下部(千葉県立中央博物館, 1991)と呼ばれるテフラであり, Hs(三梨・他, 1961), HS(新妻, 1976)と呼ばれたテフラ群の一部に相当する。Loc. 4aでは層厚83 cmの白色ガラス質火山灰層で, 上部73 cmはラミナが発達した再堆積層である。火山ガラスとホルンブレンドの屈折率はそれぞれ $n = 1.500\text{--}1.501$, $n_2 = 1.671\text{--}1.685$ である(Table 1)。また, 火山ガラスの主要元素の平均重量(wt)%はそれぞれ, SiO₂: 78.5, Al₂O₃: 12.0, FeO: 1.2, CaO: 0.1, K₂O: 4.4, Na₂O: 3.5, 微量成分化学組成(ppm)が Ba: 831, La: 22, Y: 43である(Table 2)。以上のように各特性は給源域や銚子地域のTmg-R4とほぼ一致し, HSCはTmg-R4相当であると判断できる。

ところで新妻(1976)によりOlduvai Subchron相当の極磁帯基底を示す古地磁気極性の境界はHS層準という見解が示されている。HSはHSCとその上位に位置するHSA(里口, 1995)から構成される。HSCおよびHSA前後の詳細な古地磁気極性は不明であり, 今後の詳細な古地磁気学的検討が必要である。

武蔵野台地西部

Tmg-R4は関東平野西部の武蔵野台地西部地下からも検出された。立川断層調査を目的として東京都武蔵村山市三ツ木(Loc. 5)において深度115 mの2本のオールコアボーリングが掘削された(東京都, 1999)。今回これらのコアを再検討したところ, 断層北東側(隆起側)で掘削されたコア(三ツ木B-2孔)の深度75.90–76.00 mから細粒テフラが検出された。ここでは同テフラを三ツ木B2-26(MTB2-26)とよぶ(東京都, 1999のT-51に相当)。MTB2-26は砂岩に挟まる層厚10 cmの白色ガラス質火山灰層で, バブルウォール型, 平行型の火山ガラスに富み, 斜方輝石, 単斜輝石, ホルンブレンドを含む。

火山ガラスとホルンブレンドの屈折率はそれぞれ $n = 1.500$, $n_2 = 1.669-1.686$ である (Table 1). また, 火山ガラスの主要元素の平均重量 (wt)% はそれぞれ, SiO_2 : 78.3, Al_2O_3 : 12.0, FeO : 1.2, CaO : 0.1, K_2O : 4.5, Na_2O : 3.4, 微量成分化学組成 (ppm) が Ba: 905, La: 26, Y: 48 である (Table 2). 以上のように, 各特性はこれまで述べてきた Tmg-R4 とほぼ一致する.

東京都 (1999) は同コアの深度 20 m 以深は概ね上総層群相当と解釈した. また, その後の古地磁気学的検討から, 深度 13.6 m 以下は Matuyama Chron であるものの, 約 38 m から 62 m 付近までの古地磁気極性は正を示し, Jaramillo Subchron (1.075-0.991 Ma; Lisiecki and Raymo, 2005) ないしは Olduvai Subchron である可能性を指摘した (東京都, 2000). MTB2-26 (深度 75.90-76.00m) の上下層準である 72.78 m, 73.36 m, 83.61 m の古地磁気極性は逆を示す. すなわち MTB2-26 は逆から正に転ずる磁極期境界の直下に位置する. この様な古地磁気層位と先に述べたテフラの特性から見て MTB2-26 は Tmg-R4 と判断され, 深度 38-62 m の正を示す磁極帯は Olduvai Subchron に相当する.

相模野台地北西部

関東平野南西部, 相模野台地北西部周辺には鮮新世中期～後期の海成層である中津層群が分布する. 本層群は, 多数の貝化石や海生哺乳類化石のほか, 陸生哺乳類化石を産し多数のテフラを挟在することで知られている (伊藤, 1991). 相模川左岸の河成段丘上を流れる八瀬川河床 (Loc. 6) では本層群最上部の塩田層最上部に複数のテフラが認められ, その中の八瀬川 5 テフラ (Ysg5) と呼ばれる層厚 5 cm の白色ガラス質火山灰層が房総半島の HSC に対比されている (下釜・鈴木, 2006). その対比根拠は火山ガラスの屈折率と化学組成, ホルンブレンドの屈折率などの記載岩石学的特性 (Tables 1, 2) であり, それらは Tmg-R4 と一致する.

2-3 男鹿半島における Tmg-R4 の認定

仙岩地熱地域西方の秋田県西部には鮮新世～更新世にかけて堆積した海成層の発達が良い. 男鹿半島北浦層 (北里, 1975) 基底付近にも Tmg-R4 に極めて類似したテフラが見出された.

秋田県若美町申川^{さきかわ}の海食崖 (Loc. 1b) では泥岩層中に層厚 15 cm のガラス質火山灰層 (表では北浦層基底テフラとする) が産する (Fig. 3). 下部 5 cm は粗砂サイズの主に火山ガラスからなる火山灰層で, その上位は再堆積と見られる細粒なガラス質火山灰層である. 下部にはバブルウォール型, 平行型などの火山ガラスの他, ホルンブレンド, 斜方輝石などの斑晶鉱物が多く含まれる. 構成粒子の最大径は 2 mm である. 関東地方の Tmg-R4 に

比べて明らかに構成粒子が粗く, 斑晶鉱物の含有率も高い. また, バブルウォール型の火山ガラスも厚手である. 火山ガラスとホルンブレンドの屈折率はそれぞれ $n = 1.499-1.500$, $n_2 = 1.676-1.684$ である (Table 1). また, 火山ガラスの主要元素の平均重量 (wt)% はそれぞれ, SiO_2 : 78.5, Al_2O_3 : 12.0, FeO : 1.2, CaO : 0.1, K_2O : 4.2, Na_2O : 3.5, 微量成分化学組成 (ppm) が Ba: 888, La: 25, Y: 46 である (Table 2). 以上のように, 各特性はこれまで述べてきた Tmg-R4 とほぼ一致する. また, 本地点が先焼山カルデラから西方約 70 km と関東地方に比べ著しく近いことを考慮すれば火山灰粒子がやや粗粒であることがよく説明できる. 以上から本テフラを Tmg-R4 と認定することに矛盾は生じない. なお, 本テフラは北里 (1975) の Ak3 テフラよりは下位に位置すると思われるが, 現在の露頭条件が悪いため他のテフラとの関係が不明であるので, 北里 (1975) による古地磁気層序の中での層位は不明である.

3. Tmg-R4 に類似したテフラとの識別

Tmg-R4 の認定を進めていく段階で, その上位に類似したテフラが存在することが明らかになった. この類似テフラは, 房総半島, 銚子地域, 新潟県中部, 滋賀県琵琶湖東岸域に産出し, Tmg-R4 が Olduvai Subchron 基底直下の Matuyama Chron 中に層位を持つのに対し, いずれも Olduvai Subchron 中に位置する. 以下それらについて述べる.

3-1 各地域における類似テフラの産出状況

房総半島

上総層群下部の黄和田層中には多数のテフラが含まれている. Tmg-R4 (= HSC) の上位約 160 m の Olduvai Subchron に位置 (新妻, 1976) する Kd44 (三梨・他, 1961; 里口, 1995) は以下のように Tmg-R4 に酷似する. 勝浦市松野 (Loc. 4b) に産出する本層は, 層厚 14 cm の正級化した灰色ガラス質火山灰層とそれを直接覆う 76 cm の平行ラミナが発達した再堆積層からなる. Kd44 は, バブルウォール型, 繊維型, 平行型からなる火山ガラスを主体とし, その平均的な最大径は 0.4 mm である. 斑晶鉱物としてホルンブレンドをわずかに含む (Table 1). 火山ガラスの屈折率は 1.499-1.501, 主要元素の平均重量 (wt)% はそれぞれ, SiO_2 : 78.7, Al_2O_3 : 11.8, FeO : 1.3, CaO : 0.3, K_2O : 3.7, Na_2O : 3.7, 微量成分化学組成 (ppm) が Ba: 850, La: 24, Y: 53 である (Table 2). これらの特徴はいずれも Tmg-R4 と良く類似し, とくに Ba の含有量が高いという点が共通する.

しかしながら EDS 分析による主成分化学組成では, Kd44 は K_2O の平均重量% が 3.7 wt% (標準偏差は 0.2

wt%) であり, Tmg-R4 が 4.2–4.5 wt% (標準偏差は 0.1–0.3 wt%) であるのに対し有意に異なる (Fig. 5). また SiO_2 , CaO , Na_2O の平均重量%は, Kd44 の方がごく僅かに含有量が高く, 逆に Al_2O_3 のそれは低い. 一方, ICP 分析による微量成分化学組成では識別しがたい. ま

た火山ガラスの形態では接合部を伴わない平板状のバブルウォール型の占める割合が若干 Tmg-R4 の方が高い. しかし, 水中での堆積時の状況により, 変化する可能性もあり, あまり有効な識別基準にはならないであろう. 以上のように Tmg-R4 と Kd44 は類似し識別には注意を

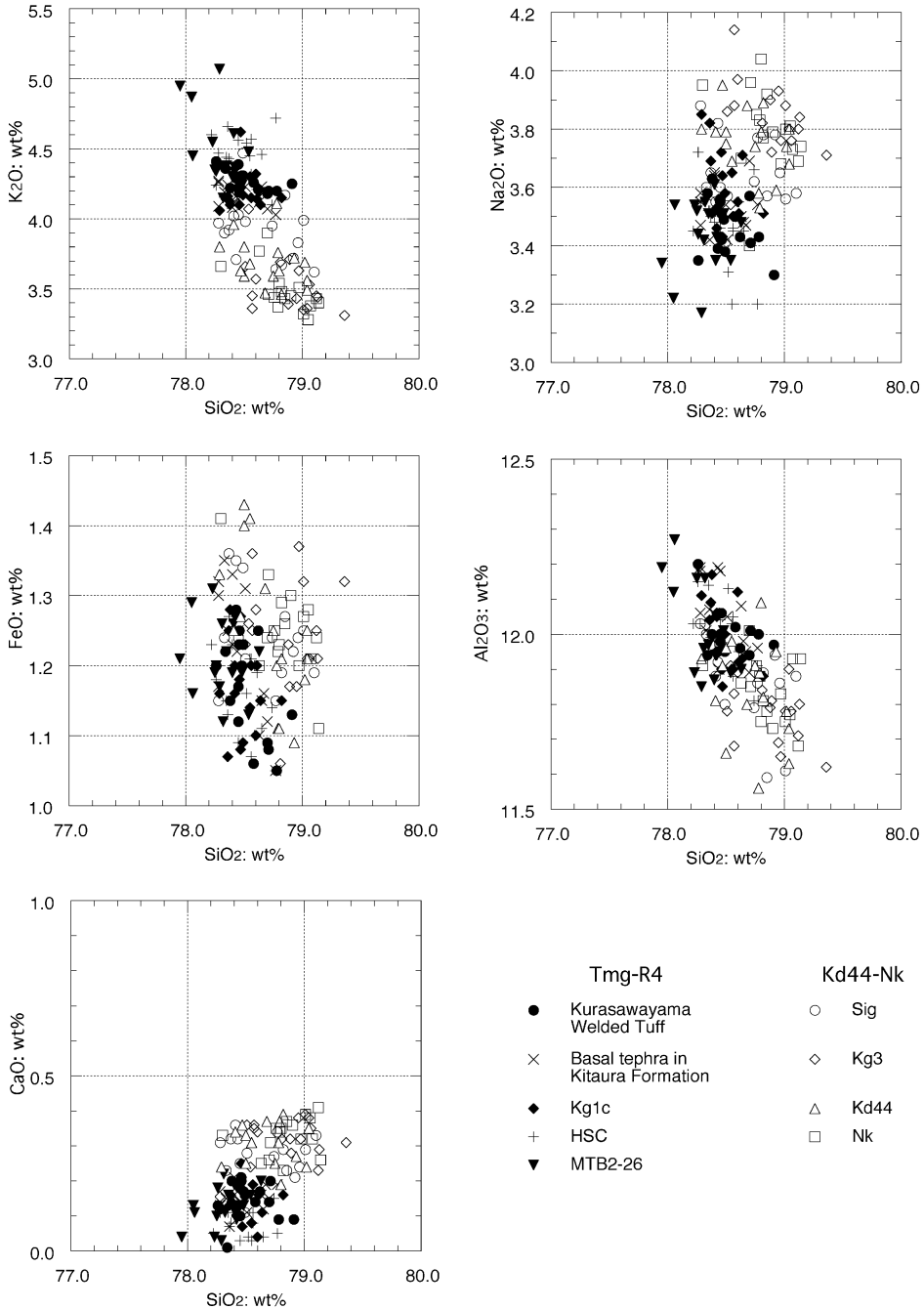


Fig. 5. Comparison of EDS results on glass shards of Tmg-R4 and Kd44-Nk.

要するが, K_2O などの火山ガラスの主成分化学組成量で識別することは可能である.

ところで房総半島では, Tmg-R4 と Kd44 の間にはそれらと野外での特徴が類似した細粒なガラス質火山灰層である HSA が産出する. Loc. 4a において HSA は約 8 m のシルト岩を挟み HSC の上位に産出する. HSA は, 再堆積の部分も含めて層厚 84 cm の白~灰色ガラス質火山灰層であり, 平行型, バブルウォール型, 繊維型, スポンジ型の火山ガラスに富み, ホルンブレンドを多く含む. 火山ガラスの屈折率と主成分化学組成 (Tables 1, 2) から HSA は Tmg-R4 や Kd44 とは容易に識別できる.

銚子地域屏風ヶ浦

銚子地域においては, Tmg-R4 (=Kg1c) 直上の変形構造を示す層の直上には Kg2a, Kg2b と呼ばれる近接した 2 枚のテフラ, その上位 35 m の春日層中上部には Kg3 が産出する (Fig. 3; 酒井, 1990). このうち Kg2b と Kg3 は細粒なガラス質火山灰層で野外での特徴が Tmg-R4 と類似する.

Kg3 は層厚 48 cm のガラス質火山灰層であり, その諸特性は Tmg-R4 と Kd44 の双方に似る (Fig. 5, Table 2). しかし Kg3 が含む火山ガラスの K_2O の平均重量%は 3.5 wt% を示し Tmg-R4 のそれより有意に低いこと, Olduvai Subchron とされる層準のほぼ中央に位置すること (酒井, 1990) から, Kg3 は Kd44 に対比できる.

一方, Kg2b は火山ガラスの屈折率と主成分化学組成からは Tmg-R4 (=Kg1c) や Kd44 (=Kg3) と容易に識別でき, 房総半島の HSA とよい一致を示す (Tables 1, 2). Kg2b 付近には Olduvai Subchron 基底を示す古地磁気極性の境界がある (酒井, 1990). さらに上下を Kd44 と Tmg-R4 に挟まれる. このような層位と記載岩石学的特性から Kg2b は HSA に対比される.

新潟県中部

新潟県中部に分布する西山層は鮮新世~前期更新世にかけて連続的に堆積した海成層であり, 多くの火山灰層序学的研究がある. 西山層中部の泥岩層中に産出する下相田ガラス質火山灰層 (Sig; 黒川・他, 1989; 黒川・沢栗, 1990) は, 同県魚沼層群下部に産する入山沢ガラス質火山灰層 (風岡, 1988) と対比され, とともに鮮新世・更新世境界のやや下位に位置しているとされた (黒川・他, 1999). また, Sig は房総半島上総層群の HSC に対比されている (坂井, 2002). Sig 付近の古地磁気極性は, 真鍋・小林 (1988), 岸・宮脇 (1996) による報告があり, とともに同テフラ付近の古地磁気極性を正としている. 岸・宮脇 (1996) はこれを Olduvai Subchron に対応すると解釈した. また, 黒川・樋口 (2004) では Sig が Olduvai Subchron に位置するように示されている.

今回, 西山層中部の Sig について検討を行った. 出雲崎町常楽寺 (Loc. 2) に産出する Sig は層厚 8 cm のガラス質火山灰層である. バブルウォール型, 平行型などの火山ガラスに富み, 斑晶鉱物の含有量は低い. 火山ガラスの屈折率・化学組成は Tmg-R4 や Kd44 と類似するが, K_2O の平均重量%は 3.9 wt% を示し, Tmg-R4 とは有意に異なり Kd44 に近い (Fig. 5, Table 2). その他, SiO_2 , CaO の平均重量%も Tmg-R4 よりも Kd44 に類似した値を示す. こうした点から Sig は Kd44 に対比されると考えられ, 古地磁気極性からもこの対比が支持され, 坂井 (2002) と異なる結果が得られた.

琵琶湖東岸

Tmg-R4 の南西方向への分布限界を検討するため, 鮮新世~前期更新世テフラの研究が進んでいる古琵琶湖層群中のテフラについて検討した. Olduvai Subchron 付近のテフラで Tmg-R4 に類似するテフラを吉川 (1983) に基づいて検討したところ, 琵琶湖南岸地域, 古琵琶湖層群蒲生累層最上部の桐生 II 火山灰層が対比候補にあげられた. 桐生 II 火山灰層は琵琶湖東岸地域での蒲生累層最上部の^{なか}中火山灰層 (Nk; 原山・他, 1989) とも対比されている (吉川, 1993). そこで琵琶湖東岸地域の八日市丘陵に産出する Nk を採取してその記載岩石学的特性を明らかにした (Tables 1, 2). Loc. 7 に産出する Nk は層厚 114 cm のガラス質火山灰層であり, 最下部 4 cm を除くとラミナが卓越し再堆積層とみられる. 火山ガラスの屈折率や化学組成は Tmg-R4 や Kd44 と類似するが, K_2O の平均重量%は 3.5 wt% を示し, Tmg-R4 とは有意に異なり Kd44 と一致する (Fig. 5). その他, SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, CaO, Na_2O の平均重量%からみても Tmg-R4 よりも Kd44 に近い値を示す. こうした点から Nk は Kd44 に対比される. 古地磁気極性からもこの対比が支持される. すなわち Hayashida and Yokoyama (1983) による古琵琶湖層群の古地磁気編年では, Nk が Olduvai Subchron の中央付近に位置するように示されており, Kd44 の古地磁気編年上の層位とよく一致する. なお, 吉川 (1993) は Nk を大阪南部における大阪層群最下部の三ツ松火山灰層および明石地域における長坂火山灰層に対比している.

3-2 Kd44-Nk の認定

以上述べたように, Tmg-R4 の上位には Kd44 に対比できるテフラとして, 新潟県中部の Sig, 銚子地域の Kg3, 滋賀県琵琶湖東岸域の Nk があげられることが判明した. Tmg-R4 が Olduvai Subchron 基底直下の Matuyama Chron 中に層位を持つのに対し, これらはいずれも Olduvai Subchron 中に位置する. 本研究では, 房総半島および琵琶湖東岸域でのテフラ名に基づき, これらを Kd44-中テフラ (Kd44-Nk) と呼ぶ.

Kd44-Nk と Tmg-R4 は火山ガラスの屈折率や FeO の平均重量%が似ており、Ba の含有量も高いなど識別には注意を要する。しかし火山ガラス中の SiO₂, CaO, Na₂O, Al₂O₃ などの主成分化学組成量の微妙な違いで識別することは可能である。また古地磁気極性も合わせて検討すれば識別を誤ることはない。いずれにせよ両テフラは Olduvai Subchron 基底付近の鍵層となる。

4. 考 察

4-1 給源から南方に分布する Tmg-R4 の運搬メカニズム

日本列島が位置する中緯度地域では、テフラの分布は偏西風の影響を受けることが多い。町田・新井(2003)により、第四紀後期テフラの 120 例のうち 84% は給源火口から東側の一方向に伸びる分布域をもつことが示された。これは成層圏で卓越して吹く西風により運搬されたためである。こうした分布は、噴煙柱が高度 20km 以上に達するプリニー式噴火による噴出物で一般的である。これに対して大規模火砕流に伴う降下火山灰は、AT や Aso-4 などに示されるように、偏西風の風下のみならず風上側にも分布し、同心円状に分布する (Fig. 1)。しかし風上側の分布については不明な点が多い。なぜならば、よく研究されている co-ignimbrite ash-fall deposit をもたらしたカルデラ火山の多くは九州にあり、その風上側での分布が海域であるためである。このことから、給源火山の風上側に分布する co-ignimbrite ash-fall deposit の分布を明らかにするには、日本列島の形態からみて、東北日本弧のカルデラ火山を給源とするものを対象とすると都合よい。

Tmg-R4 の給源である先焼山カルデラ南方約 25km の Loc. 1a では、同テフラは基底部にプリニー式噴火による降下軽石堆積物を伴うことなく、火砕流堆積物の非溶結部とその上位の溶結部から構成される。このことは少なくとも給源から南方にはプリニー式噴火による降下テフラが飛来せず、今回関東地方で見出された降下火山灰は大規模火砕流に伴い生産される co-ignimbrite ash-fall deposit であることが示唆される。すなわち Toya や Hkd-Ku 同様に、Tmg-R4 は東北日本弧のカルデラを給源とする広域テフラであり、給源火山の南方に分布する。このような分布が大規模火砕流に伴う co-ignimbrite ash-fall deposit で一般的であるかはまだ事例が少ないので判断できないが、少なくとも本研究でこのような事例を追加したと言える。

上記 3 テフラの事例が示す co-ignimbrite ash-fall deposit が全方向ないしは南方に運搬される理由は、それが一般的であるか特殊であるかは別にしてもまだよく分かって

いない。スケールは異なるが長期間におよぶ小規模噴火により、こうした分布を示す例が知られている。例えば九州南部の桜島火山における長期間の小規模噴火によるテフラの年間降灰量の等値線はほぼ同心円状であり、そのパターンは対流圏下部の高度 1,000–1,500 m の風下方向の頻度パターンと対応する (Imura, 1993)。カルデラ形成を伴う巨大噴火がプリニー式噴火 (時間単位から日単位で継続) よりも長期的に継続するのであれば、偏西風と異なり風向が変化しやすい対流圏を吹く地上風により、流動する火砕流ないしは火砕流端部から生じたプリュームからもたらされた火山灰が様々な方向に運搬される可能性が考えられる。カルデラ形成を伴う大規模な火砕流がどの程度の時間幅で流下を繰り返すのか、今後の検討が必要である。

4-2 火砕流と co-ignimbrite ash-fall deposit の規模

倉沢山溶結凝灰岩の体積は 130km³ (須藤, 1987b) と推定されている。しかし、これは Tmg-R4 全体の噴出量ではなく、給源域に火砕流堆積物として保存されている部分の体積である。Tmg-R4 の総噴出量を算出するには、co-ignimbrite ash-fall deposit として遠隔地に降下堆積した堆積物の体積を明らかにする必要がある。Tmg-R4 の検出地点で給源から最も離れているのは南方へ 530 km 離れた房総半島勝浦市である。関東で認定された Tmg-R4 の層厚は、再堆積層を除くとおよそ 5–20 cm 前後になる。そこで、先焼山カルデラを中心に半径 530 km の円を想定し、その範囲に層厚 10 cm の降下火山灰が堆積したと仮定するとその体積は 88 km³ となる。現段階では Tmg-R4 の給源から東～北方向への分布は確かめられていないので、給源カルデラを中心に円形に分布するとは確実に言えない。しかしこれまで日本列島で知られている大規模火砕流に伴う co-ignimbrite ash-fall deposit で東～北方向に分布しないことが確認されている例はない。日本列島が偏西風の卓越する中緯度地域に位置することや、本来テフラが運搬されにくい南方や西方にも Tmg-R4 が運搬されたことを考えると、本推定値も的はずれな数値とは言えない。

Table 3 には Suzuki *et al.* (2005) の分布図に基づき同様な仮定で推定した Hkd-Ku の体積をはじめ、これまで報告されている代表的な co-ignimbrite ash-fall deposit の体積とそれに対応する火砕流堆積物の体積を示した。Tmg-R4 は、東北日本弧のカルデラ起源の co-ignimbrite ash-fall deposit としては、Hkd-Ku, Toya に続く規模である。Tmg-R4 と Hkd-Ku はともに関東地方など南方に分布することが確かめられているが、東～北方への分布が確かめられていないので正確な体積を見積もるのは難しい。一方、これまでに Hkd-Ku は近畿地方で見出されている

Table 3. Comparison of caldera dimensions and volumes of pyroclastic flow deposits and their related co-ignimbrite ash-fall deposits.

Source caldera	Long and short diameters of caldera (km)	Tephra	Volume (km ³)
Toya	10×10	Toya	pfl: >20† co-ign: >150†
Hakkoda	13×9	Hkd-Ku	pfl: 37†† co-ign: 216†††
Pre-Yakeyama	5×5	Tmg-R4	pfl: 130†††† co-ign: 88†††
Aso	20×15	Aso-4	pfl: >200† co-ign: 400†
Aira	15×15	AT	pfl: 200† co-ign: >150†

pfl: pyroclastic flow deposit, co-ign: co-ignimbrite ash-fall deposit

†: Machida and Arai (2003) ††: Committee for Catalog of Quaternary

Volcanoes in Japan (1999) †††: this study ††††: Sudo (1987b)

のに対し、Tmg-R4 は分布が確認されていないことから、分布は Hkd-Ku の方が広い可能性が高い。ところがそれらに対応する火砕流堆積物の体積を比較すると、Hkd-Ku は 37 km³ (第四紀火山カタログ委員会, 1999) であるのに対し、Tmg-R4 は 130 km³ (須藤, 1987b) である (ともに岩石換算体積化していない数値)。Tmg-R4 は、火砕流堆積物に対する co-ignimbrite ash-fall deposit の体積の比率が Aso-4, AT とそれ程変わらないが、Hkd-Ku では、火砕流堆積物の体積に対して co-ignimbrite ash-fall deposit の規模が大きくなるように見える。Toya も同様な傾向にある。

このような火砕流堆積物に対する co-ignimbrite ash-fall deposit の体積の比率は、流動する火砕流ないしは火砕流末端部から生じたプルームからもたらされた火山灰の生産効率や先に議論した火山灰の運搬メカニズムと関係があるであろう。一方で、次に示すような、単純に体積算定が不十分なことに起因する見かけ上の場合もある。

Hkd-Ku の場合には、火砕流が海域に達したことが知られており (佐々木・他, 1998)、これまで見積もられている以上の火砕流堆積物が存在する可能性もある。あるいは火砕流が海域に達することにより、より遠方まで火砕流が海域を前進したり、海水との接触による爆発で火砕物の粉碎が進むなど、大量の細粒テフラが生じやすい状況だったのかもしれない。いずれにせよ、co-ignimbrite ash-fall deposit の形成過程や運搬メカニズムの精緻なモデルを組み立てるには、Hkd-Ku や Toya でみられるような火砕流堆積物の体積に対して co-ignimbrite ash-fall

deposit の規模が大きい理由を説明しなければならない。そのためには個別事例に対する考察も必要であるが、東北日本弧で知られている多数の大規模火砕流堆積物に対応する co-ignimbrite ash-fall deposit の実体を明らかにして、多数の事例を比較することが必要である。

4-3 仙岩地熱地域の火成活動史

今回、Tmg-R4 の認定により仙岩地熱地域の火成活動年代について従来よりも高精度な噴出年代を与えることができた。全岩 K-Ar 年代値や古地磁気極性にに基づきこれまで Tmg-R4 の噴出年代は約 2 Ma とされていた (須藤, 1987b)。この年代値の根拠となった K-Ar 年代値は 1.7-2.5 Ma と大きな幅を示し、2 Ma という年代値は概算の値である。これに対して本研究でも Tmg-R4 の噴出年代を 2.0 Ma としたが、この年代値は石灰質ナンノ化石対比基準面と古地磁気層序の制約を受けたもので、その年代誤差も 1.95 Ma より古く、2.00 Ma より新しいことは確実であり、年代の精度は格段によくなった。後期鮮新世～前期更新世に噴出した東北日本弧の大規模火砕流でこの様な高精度で年代が決定された例は少ない。本研究で推定した Tmg-R4 の噴出年代は、今後、仙岩地熱地域の他の岩体の年代決定にも役立つであろう。

ところで仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物は、古玉川溶結凝灰岩 (OR3~1, ORA) と、玉川溶結凝灰岩 (倉沢山溶結凝灰岩, 榎森牧場溶結凝灰岩) に大区分され、前者が古玉川カルデラ、後者が先焼山カルデラ起源である可能性が指摘されている (須藤, 1987b)。倉沢山溶結凝灰岩 (Tmg-R4) 噴出後、約 100 万年間の時間をおいて約 1 Ma に噴出した榎森牧場溶結凝灰岩は、岩手

県北上川流域にも追跡されており^{しぶたみ}、渋民溶結凝灰岩とよばれている(土井, 2000; 須藤, 1987b など)。Tmg-R4 と榑森牧場溶結凝灰岩では斑晶鉱物組合せや火山ガラスの化学組成が大きく異なる(Tables 1, 2)。須藤(1987b)は、榑森牧場溶結凝灰岩が他の東北日本弧の大規模火砕流堆積物と全岩主成分化学組成上の類似性が認められるのに対し、Tmg-R4 はそれらと大きく異なり北海道中部のものと同様であることを指摘している。同一カルデラから噴出した火砕流堆積物は基本的に類似した全岩化学組成を示すとされる(例えば工藤・他, 2006 など)。しかし、先焼山カルデラの例は必ずしも類似しないことを示す。

ところで今回、Tmg-R4 の上位に同テフラと類似したテフラ、Kd44-Nk が存在することを指摘した。以下、Kd44-Nk の給源火山について考察する。一般に火山ガラスの微量成分化学組成はテフラの給源地域毎に特有な値を示すことが知られ、とくに東北起源のテフラは0.5以下の低いLa/Y比をもつ(水野, 2001)。Tmg-R4 とKd44-Nk はBaの含有量など火山ガラスの微量成分化学組成がよく似ており、Kd44-NkのLa/Y比0.45は典型的な東北起源テフラの値を示す。また、Kd44-Nkの火山ガラスのNa₂O/K₂O比は0.9–1.1と低く、同じく0.8の値を持つTmg-R4と同様に九州タイプの特徴(中川・他, 1994)を示す。すなわち両テフラとも微量成分化学組成は東北起源テフラの特徴を示すが、Na₂O/K₂O比は九州タイプの特徴を示す。このような特殊性やBaの含有量から、Kd44-Nkも仙岩地熱地域を給源とする可能性がある。また、Kd44-Nkが含む火山ガラスの粒径は新潟県中部から滋賀県琵琶湖東岸域にかけてあまり大きな変化はない。従ってその給源火山は中部日本からは離れた地点に位置すると見られ、給源火山を仙岩地熱地域とすることに矛盾はない。Kd44-Nkの噴出年代は、Olduvai Subchronの極磁帯に位置することから、1.968–1.781 Maであり、Tmg-R4よりも数万年~20万年程度若い。テフラの特徴と年代からみてKd44-Nkは榑森牧場溶結凝灰岩と対比されない。それではKd44-Nk相当の噴出物は仙岩地熱地域にはないであろうか。最近、鹿野・大口(2004)は倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩の間に火砕サージ堆積物・火砕流堆積物を報告し、これらが前者に類似することを述べている。これら噴出物とKd44-Nkの関係など、今後検討する必要がある。

5. おわりに

本論では、東北日本弧のカルデラを給源とする広域テフラとして、仙岩地熱地域の先焼山カルデラ起源のTmg-R4について論じた。同テフラに認定される降下火山灰が関東の複数地点と男鹿半島において産出すること

を記載岩石学的特性や各地における層位に基づき示した。その結果、噴出年代として2.0 Maと推定したが、これは放射年代値のみならず、古地磁気層序や生層序にも裏付けられたもので精度が高い。Tmg-R4の認定に基づき、給源から南方に運搬されたメカニズム、火砕流とco-ignimbrite ash-fall depositの規模、仙岩地熱地域の火成活動史について考察を行なった。また、Tmg-R4の上位にあるKd44-Nkも仙岩地熱地域起源の広域テフラである可能性を指摘した。1 Ma以前の広域テフラで、東北日本弧の火山を給源とする事例報告は本研究が最初であり、これによりテフラの運搬メカニズム、仙岩地熱地域の火山活動史等、これまで顕在していなかった未解明の問題点が浮き出された。これらは今後の研究課題としたい。

謝 辞

屈折率測定および火山ガラスの主成分分析には首都大学東京大学院都市環境科学研究科地理環境科学専攻の村田昌則さんの御助力を得た。コアの記載にあたり、元東京都立大学理学部地理学科の小山祥さんにご協力いただいた。また、元東京都立大学大学院理学研究科修士課程の下釜耕太さんには様々な御助言や御助力を頂いた。ここに記して深く感謝いたします。本報告内容は、平成17年度首都大学東京傾斜的研究費「東京多摩地域の地形変化史解明とその社会への還元」による研究成果、および平成17年度科学研究費補助金(基盤研究(C)(2)、課題番号15500689)「火山噴出物をもちいた小起伏面の発達史的研究」による研究成果の一部である。

引用文献

- Cande, S.C. and Kent, D.V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **100** (B4), 6093–6095.
- 千葉県立中央博物館 (1991) 地学資料 上総層群下部鍵層集 (1990年版)。千葉県立中央博物館, 218p.
- 第四紀火山カタログ委員会(編)(1999)日本の第四紀火山カタログ。日本火山学会, CD-ROM.
- 土井宣夫(2000)岩手山の地質—火山灰が語る噴火史—。滝沢村文化財調査報告書第32集, 岩手県滝沢村教育委員会, 234p.
- 藤岡導明・亀尾浩司(2004)テフラ鍵層に基づく銚子地域の小浜層と房総半島の上総層群黄和田層, 大田代層および梅ヶ瀬層との対比。地質雑, **110**, 480–496.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄(1989)御在所山地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 145p.
- Hayashida, A. and Yokoyama, T. (1983) Paleomagnetic chronology of the Plio-Pleistocene Kobiwako Group to the southeast of Lake Biwa, Central Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **89**, 209–221.

- Imura, R. (1993) A reconstruction of small-scale eruptions using pyroclastic deposits. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **28**, 79–112.
- 伊藤 慎 (1991) 中津層群の堆積環境. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), **6**, 99–111.
- 風岡 修 (1988) 新潟県東頸城丘陵東部の魚沼層群の層序と層相. *地球科学*, **42**, 61–83.
- 鹿野和彦・大口健志 (2004) 八幡平西方, 玉川溶結凝灰岩中に見出された給源不明の火山砕屑堆積物. *火山*, **49**, 283–297.
- 岸 清・宮脇理一郎 (1996) 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世—更新世の褶曲形成史. *地学雑誌*, **105**, 88–112.
- 北里 洋 (1975) 男鹿半島上部新生界の地質および年代. *東北大地質古生物研報*, **75**, 17–49.
- Koizumi, I. and Kanaya, T. (1976) Late Cenozoic marine diatom sequence from the Choshi district, Pacific coast, central Japan. In *Progress in Micropaleontology* (Takanagi, Y. and Saito, T. eds), 144–159, Micropaleontology Press, New York.
- 工藤 崇・植木岳雪・宝田晋治・佐々木寿・佐々木実 (2006) 八甲田カルデラ南東地域に分布する鮮新世末期～中期更新世火砕流堆積物の層序と給源カルデラ. *地学雑誌*, **115**, 1–25.
- 黒川勝己・沢栗隆之 (1990) 長岡市西方, 中央油帯中部における水底堆積テフラとその対比. *新潟大学教育学部紀要自然科学編*, **31**, 53–87.
- 黒川勝己・樋口裕也 (2004) 新潟地域の鮮新世中頃 (4–2 Ma) のテフラ層序の再検討と広域対比—とくに Nwg と Arg テフラ層の層位関係, Tsp テフラ層の分布と対比および氷見層群の YT テフラ層, 安野層のテフラ層との広域対比の検討—. *新潟大学教育人間科学部紀要 (自然科学編)*, **7**, 13–78.
- 黒川勝己・丸山悦子・沢栗隆之 (1989) 新潟県中央油帯北部における椎谷層・西山層中の水底堆積テフラ. *新潟大学教育学部紀要自然科学編*, **30**, 39–64.
- 黒川勝己・富田裕子・青木豊樹・沢栗隆之・丸山悦子 (1999) 新潟県出雲崎町常楽寺ルートにおける西山層の火山灰層—とくに Jjj および Sig 火山灰層の対比について—. *新潟大学教育人間科学部紀要自然科学編*, **1**, 63–101.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.
- 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, 336 p.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) 北日本を広くおおう洞爺火山灰. *第四紀研究*, **26**, 129–145.
- Matoba, Y. (1967) Younger Cenozoic foraminiferal assemblages from the Choshi district, Chiba prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. II (Geol.)*, **38**, 221–263.
- 真鍋健一・小林巖雄 (1988) 新潟堆積盆地における鮮新・更新統の古地磁気層序. *地質雑誌*, **94**, 103–112.
- 三梨 昂・矢崎清貫・影山邦夫・島田忠夫・小野 暎・安国 昇・牧野登喜男・品田芳二郎・藤原清丸・鎌田清吉 (1961) 日本油田・ガス田図 4 富津—大多喜 (1: 50,000). 地質調査所.
- 水野清秀 (2001) 鮮新・更新統中の広域テフラから火山活動の場とその影響範囲の変化を探る. *月刊地球*, **23**, 605–609.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新・更新世の火砕堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. *地質雑誌*, **106**, 51–69.
- 中川光弘・藤岡換太郎・古田俊夫・小泉聡子 (1994) 日本海, *Leg. 127, Leg 128* コア中の火山灰層—火山ガラスの主成分化学組成からの火山灰対比と第四紀火山活動史—. *月刊地球*, **16**, 691–698.
- 新妻信明 (1976) 房総半島における古地磁気層位学. *地質雑誌*, **82**, 163–181.
- 坂井 一 (2002) 新潟地域と房総半島の更新世前期テフラ層の広域対比. *日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨*, 245.
- 酒井豊三郎 (1990) 千葉県銚子地域の上部新生界—岩相・古地磁気・放散虫化石層序—. *宇都宮大学教育学部研究報告*, **23**, 1–34.
- 佐々木寿・宝田晋治・根本直樹 (1998) 浅海域が大規模火砕流の流動機構に与えた影響—八甲田カルデラ起源・鶴ヶ坂火砕流の例—. *地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集*, 420.
- 佐藤 浩・安藤重幸・井出俊夫・鷹皆守彦・斉藤清次・千葉義明・土井宣夫・岩田忠雄 (1981) 八幡平地域, 玉川溶結凝灰岩類の層序. *地質雑誌*, **87**, 267–275.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲 (1999) 石灰質ナンノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序. *地球科学*, **53**, 265–274.
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗・亀尾浩司 (1988) 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序, その 4: 総括—太平洋側および鮮新統/更新統境界の模式地との対比. *石油技術協会誌*, **53**, 475–491.
- 里口保文 (1995) 上総層群中・下部の火山灰層序. *地質雑誌*, **101**, 767–782.
- 下釜耕太・鈴木毅彦 (2006) 関東平野南西縁中津層群最上部に検出された鮮新世テフラ HSC とその意義. *月刊地球*, **28**, 56–60.
- Sparks, R.S.J. and Walker, G.P.L. (1977) The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**, 329–341.
- 須藤 茂 (1987a) 仙岩地熱地域中心部の地質構造. *地質調査所報告*, **266**, 43–76.
- 須藤 茂 (1987b) 仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物—玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩—. *地質調査所報告*, **266**, 77–142.
- 須藤 茂 (1992) 仙岩地域中心部地熱地質図. 特殊地質図 21-5, 地質調査所, 5 万分の 1 地質図 1 葉及び説明書, 73 p.
- Suzuki, T., Eden, D., Danhara, T. and Fujiwara, O. (2005) Correlation of the Hakkoda-Kokumoto Tephra, a widespread Middle Pleistocene tephra erupted from the Hakkoda Caldera, northeast Japan. *The Island Arc*, **14**, 666–678.
- 東京都 (1999) 平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 立

川断層に関する調査成果報告書. 東京都, 176 p.
東京都 (2000) 平成 11 年度地震関係基礎調査交付金 立
川断層に関する調査成果報告書. 東京都, 138 p.
吉田武義・中島淳一・長谷川昭・佐藤比呂志・長橋良
隆・木村純一・田中明子・Prima, O.D.A.・大口健志
(2005) 後期新生代, 東北本州弧における火成活動と地

殻・マントル構造. 第四紀研究, **44**, 195-216.
吉川周作 (1983) 大阪層群と古琵琶湖層群の火山灰層の
対比. 地団研専報, **25**, 45-61.
吉川周作 (1993) 近畿の火山灰層. 市原 実編, 大阪層
群, 創元社, 190-199.

(編集担当 宮縁育夫)