

瑞浪市化石博物館研究報告 第 48 号, 9–19, 3 figs., 1 table.

Bulletin of the Mizunami Fossil Museum, no. 48, 9–19, 3 figs., 1 table.

©2021, Mizunami Fossil Museum

Manuscript accepted on February 4, 2021; online published on May 28, 2021

<http://zoobank.org/urn:lsid:zoobank.org:pub:15E5F702-5E97-4D80-AD6D-7F5BBACA708E>

瑞浪層群および岩村層群に挟在する凝灰岩の記載岩石学的特徴

笹尾英嗣¹⁾・檀原 徹²⁾・山下 透²⁾・林 譲治³⁾

1) 国立研究開発法人日本原子力開発機構東濃地科学センター
〒509-5102 岐阜県土岐市泉町定林寺 959-31

2) (株)京都フィッション・トラック 〒603-8832 京都府京都市北区大宮南田尻町 44-4

3) 〒501-6264 岐阜県羽島市小熊町島 701 番地

Petrographic properties of tuffs of the Miocene Mizunami and Iwamura Groups, central Japan

Eiji Sasao¹⁾, Tohru Danhara²⁾, Tohru Yamashita²⁾, and Jouji Hayashi³⁾

1) Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency, 959-31 Jorinji, Izumi-cho, Toki City, Gifu 509-5102, Japan <sasao.eiji@jaea.go.jp>

2) Kyoto Fission-Track Co., Ltd., 44-4, Minamitajiri-cho, Omiya, Kita-ku, Kyoto City, Kyoto 603-8832, Japan

3) 701 Shima, Oguma-cho, Hashima City, Gifu 501-6264, Japan

Abstract

Petrographic examination of tuffs in the Miocene Mizunami and Iwamura Groups has been carried out to provide basic data for characterization of each tuff beds. This paper presents the descriptions of 16 and 4 tuff samples from the Mizunami and Iwamura Groups, respectively. Specifically, the following properties have been analyzed; mineral and heavy mineral compositions, shape of volcanic glass, and refractive indices of volcanic glass and plagioclase.

Although T-type shards of volcanic glass were dominated in most of the tuffs studied, the study shows that it is possible to characterize each tuff based on these petrographic properties. This means that petrographical properties of tuff in the Miocene series can be utilized as the fundamental data for stratigraphic correlation in this region.

Heavy mineral and plagioclase compositions of tuffs studied have a close similarity to those of host tuffaceous sedimentary rocks in the Mizunami Group. Tuffaceous material in the sedimentary rock has been derived from volcanic ash generated from unrecognized volcanic activity occurred around the Mizunami sedimentary basin. Thus, it is considered that tuffs in the Mizunami and Iwamura Groups have been formed by a volcanic activity around the Mizunami sedimentary basin.

Key words: tuff, petrography, Mizunami Group, Iwamura Group

1. はじめに

岐阜県南東部には瀬戸内区の中新統が広く分布しており、西側から可児層群、瑞浪層群および岩

村層群と呼ばれている (Fig. 1). これらを一括して瑞浪層群と呼ぶ場合があるが、本論では各層群の分布地域を明確に示すために各層群名を用いる。筆者らはこれら中新統の堆積年代を検討する研究を行い、瑞浪層群と岩村層群に挟在する凝灰岩などのフィッ

ジョン・トラック (FT) 年代およびウラン-鉛 (U-Pb) 年代を報告してきた(笹尾ほか, 2006, 2011, 2018)。

ところで, 瑞浪層群においては, 小林(1989)によって凝灰岩の FT 年代が報告されているが, その論文ではいくつかの凝灰岩に含まれる火山ガラスの屈折率のヒストグラムが掲載されている。これは, 瑞浪層群の凝灰岩には火山ガラスが残存していることを暗示する。大阪層群に代表される瀬戸内区などの鮮新~更新統や第四系では, 鈹物組成や重鈹物組成, 火山ガラスの形状および屈折率などに基づいて火山灰層の特徴が記載され, 火山灰層序や地域間の対比に活用されてきた(例えば, 吉川, 1976; 里口ほか, 1996)。仮に, 中新統の凝灰岩においても, 鮮新~更新統中の火山灰層で行われてきたような記載岩石学特徴を把握できれば, 地域間対比の基礎資料として活用できると期待される。

そこで, 本研究では, 笹尾ほか(2011, 2018)で FT 年代および U-Pb 年代を報告した試料を含めた, 瑞浪層群と岩村層群に挟在する凝灰岩の記載岩石学的特徴を記載する。

2. 地質概要

2.1 瑞浪層群

瑞浪層群は, 岐阜県南東部の瑞浪市から土岐市周辺に広く分布する(Fig. 1)。同層群は美濃帯堆積岩類, 領家帯に属する伊奈川花崗岩, 山陽帯に属する土岐花崗岩および濃飛流紋岩類を基盤として, 中新~更新統の東海層群(主に土岐砂礫層)に不整合で覆われる。岩相によって下位から土岐夾炭層, 本郷層, 明世層, 生俵層に区分される(糸魚川, 1974, 1980; Figs. 1 and 2)。また, 明世層と生俵層の

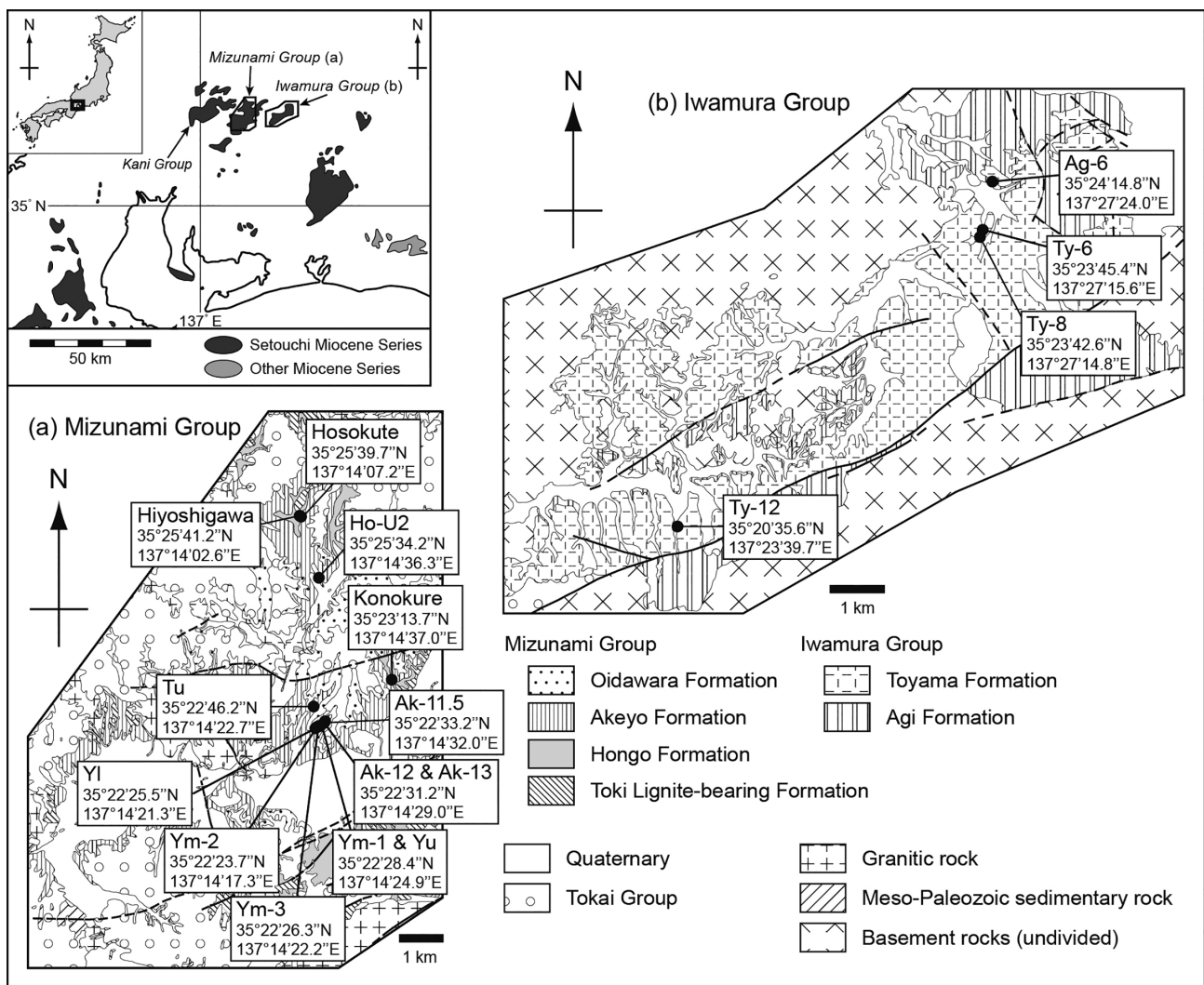


Fig. 1. 中部日本における中新統の分布(糸魚川, 1980), および瑞浪層群と岩村層群の地質図と試料採取位置図。地質図は, 氏原ほか(1992)および動力炉・核燃料開発事業団(1994)に基づく。

Fig. 1. Distribution of Miocene series in central Japan (Itoigawa, 1980) and geological map of the Mizunami and Iwamura Groups (Ujihara et al., 1992; Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation, 1994) with sampling localities.

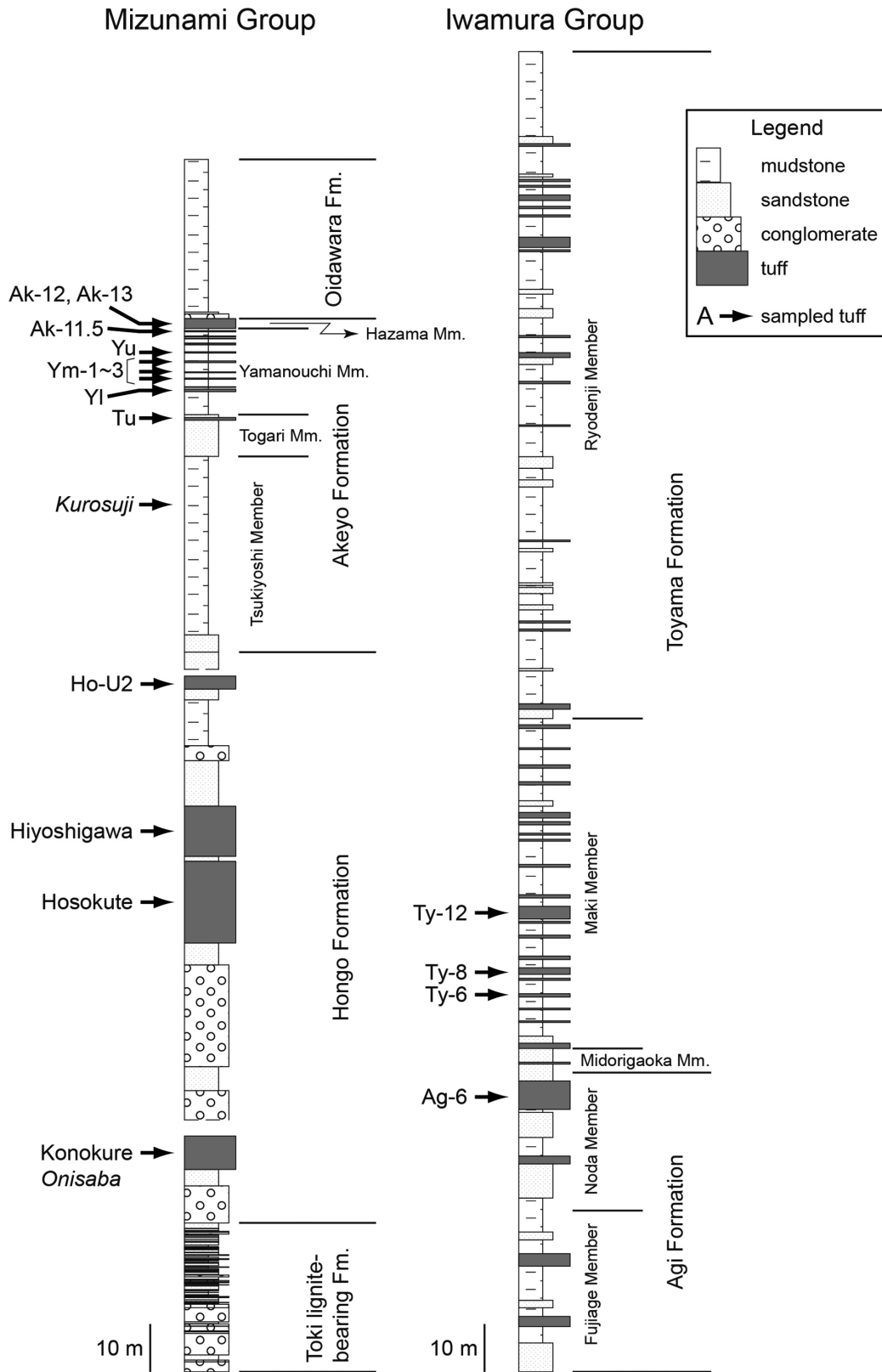


Fig. 2. 瑞浪層群と岩村層群の模式柱状図(笹尾ほか, 2011). 瑞浪層群の柱状図は、著者(林)の調査結果および Hiroki and Matsumoto (1999), 入月・細山(2006), 笹尾ほか(2006)の柱状図を編集. 岩村層群の柱状図は氏原ほか(1992)に基づく. 斜体で示した凝灰岩は小林(1989)によって採取された試料を用いた.

Fig. 2. Synthesized columnar sections of the Mizunami and Iwamura Groups (Sasao et al., 2011). The columnar section of the Mizunami Group is based on geological investigation by the author (JH), and Hiroki and Matsumoto (1999), Irizuki and Hosoyama (2006) and Sasao et al. (2006). Columnar section of the Iwamura Group is based on Ujihara et al. (1992). The tuffs with italicized names were collected by Kobayashi (1989).

間には宿洞層が局所的に分布する(氏原ほか, 1999). 地質構造は断層沿いを除くと緩傾斜であるが, 基盤岩の起伏を埋めて複雑な分布をする箇所がある(日本の地質『中部地方Ⅱ』編集委員会編, 1988).

土岐夾炭層は主に礫岩, 砂岩, 泥岩からなり, 凝灰質もしくは亜炭質の岩相もある. 数層の亜炭層を挟み, 基底部には礫岩が発達する. 層厚は約 140 m である(以下, 各層および部層の層厚は日本の地質『中部地方Ⅱ』編集委員会編, 1988 に基づく).

本郷層は主に砂岩, シルト岩, 泥岩の互層, 礫岩および軽石凝灰岩からなり, 全体に凝灰質である. 林(2011)によると, 木暮塊状凝灰岩, 細久手火山礫凝灰岩, 日吉川凝灰岩層などの複数の火砕流堆積物が挟在される. 基底部には礫岩が発達する. 層厚は最大約 70 m である.

明世層は全体としては細粒～中粒の凝灰質砂岩, 凝灰質泥岩を主体とし, 一般に火山性物質を多く含む(例えば, Sasao, 2013). 下位から月吉部層, 戸狩部層, 山野内部層, 狭間部層に細分される. 月吉部層は層厚 30 m 以下で主に凝灰質泥質砂岩から, 戸狩部層は層厚約 30 m で凝灰質砂岩から, 山野内部層は層厚約 30 m で凝灰質シルト岩～細粒砂岩からなる. 狭間部層は層厚 45 m 以上で最下部に厚い軽石凝灰岩があり, その上位は軽石質凝灰岩と細粒凝灰岩から凝灰質泥岩の互層からなる(糸魚川, 1974). 明世層は下位の本郷層とは整合で接するが, 山野内部層の層準までは本郷層と同時異相の関係にあるとされる(糸魚川, 1974).

宿洞層は主に砂岩からなり, 礫岩および貝殻を含む砂岩を伴う(氏原ほか, 1999). 層厚は 10 m 以下である.

生俵層は宿洞層および明世層を不整合に覆い, 主に塊状無層理の泥岩～極細粒砂岩からなるが, 基底部には礫岩および中粒砂岩を伴う. 層厚は最大約 160 m である.

土岐夾炭層と本郷層は淡水成層と考えられており, 明世層, 宿洞層および生俵層は海成層である(糸魚川, 1974).

瑞浪層群は全般的に側方への岩相変化が著しく, 瑞浪層群全体の柱状図を模式的に示すことは困難である. このため, Fig. 2 では本郷層を除いて既往研究で示された柱状図(Hiroki and Matsumoto, 1999; 入月・細山, 2006; 笹尾ほか, 2006)を引用・合体させ, そこに研究対象の凝灰岩の層序関係を示した. 本郷層については, 著者の一人である林の調査結果に基づいて, 研究対象とした凝灰岩層の上下関係を表すように模式的に柱状図を作成した.

2.2 岩村層群

岩村層群は岐阜県中津川市南部から恵那市南部にかけて分布し(Fig. 1), 領家帯の花崗岩類と濃飛流紋岩類を基盤として, 東海層群に不整合で覆われる. 岩相によって下部の阿木層と上部の遠山層に区分される(Figs. 1 and 2). 両層は部分不整合で接する(氏原ほか, 1992).

阿木層は層厚約 160 m の淡水成層で, 下部の藤上部層と上部の野田部層に細部される. 藤上部層は凝灰質の砂岩, 泥岩および礫岩からなる. 野田部層は下部の軽石質砂岩と中～上部の凝灰質泥岩からなる.

遠山層は層厚約 150 m の海成層で, 下位から緑ヶ丘部層, 牧部層, 両伝寺部層に細分される. 緑ヶ丘部層と牧部層は主に凝灰質泥岩からなり, 両伝寺部層は主に凝灰質泥岩と凝灰質砂岩, 凝灰岩の互層からなる(氏原ほか, 1992).

地質構造は分布域南東部の断層沿いを除くと傾斜角 15°以下の緩傾斜である(日本の地質『中部地方Ⅱ』編集委員会編, 1988).

3. 凝灰岩の記載と記載岩石学的特徴

3.1 方法

本研究では凝灰岩を対象に合計 18 試料(瑞浪層群 14 試料, 岩村層群 4 試料)を採取した. 試料採取地点を Fig. 1 に, その層準を Fig. 2 に示す. これに加えて, 瑞浪層群の「オニサバ」および「黒スジ」の 2 試料については, 小林(1989)による火山ガラス屈折率測定時に(株)京都フィッション・トラックで保管されていた試料の分析を行った. 試料名については, 瑞浪層群の凝灰岩は糸魚川(1974), 細山(2002)および林(2011)に, 岩村層群の凝灰岩は氏原ほか(1992)に従った. 凝灰岩の粒度区分は, 碎屑物の粒度区分に従う.

採取した試料(5～30 g)を水洗した後, 使い捨てふるいを用いて篩い分け, 粒径 1/8～1/16 mm の試料を光硬化剤(屈折率 $nd=1.54$)でスライドガラス上に封入した. 偏光顕微鏡下でこの封入薄片を観察し, 火山ガラス・軽鈹物・重鈹物・岩片・その他などを無作為に粒子数 200 個まで計数した. 主要重鈹物についても同じ薄片上で粒子数 200 個まで計数した. 火山ガラスについては, 形状を吉川(1976)に準拠して扁平型(H 型), 多孔質型(T 型), 中間型(C 型)に分類した. これらの結果を Table 1 に示す.

さらに, 上記の前処理で篩い分けされた粒径 1/8～1/16 mm の試料について, 温度変化型屈折率測定装置(Danhara et al., 1992)を用いて火山ガラスおよび斜長石の屈折率測定を行った. 測定手順は山

下ほか(2003)に従った。火山ガラスおよび斜長石の屈折率は、それらの含有量の少ない一部の試料を除いて、40 粒子以上測定した。結果を Table 1 と Fig. 3 に示す。

3.2 瑞浪層群

オニサバ:本郷層下部に挟在。FT 年代は 20.0 ± 1.5 Ma (小林, 1989)。

[記載岩石学的性質]主に火山ガラスの変質物からなり、火山ガラス、軽鋳物などを伴う。火山ガラスの形状はほとんどが多孔質型からなり、その屈折率は主に $1.526 \sim 1.534$ に分布する。重鋳物は主に輝石からなり、不透明鋳物を伴う。斜長石の屈折率は $1.537 \sim 1.577$ にブロードに分布するが、 $1.555 \sim 1.560$ と $1.570 \sim 1.575$ に集中するバイモーダルな分布を示し、主にラブラドライトとバイトゥナイトから構成される。

木暮塊状凝灰岩:本郷層下部に挟在する火砕流堆積物(林, 2011)。小林(1989)のオニサバと同一の凝灰岩であるが、林(2011)によって岩相が記載されて命名された。FT 年代は 16.7 ± 1.4 Ma(笹尾ほか, 2018 の MZ-1)。

[産状]観察地点では、層厚 12 m 以上の白色の軽石を含む細粒砂サイズの凝灰岩からなる。最下部の 10 cm 程度は火山豆石を含む細粒砂サイズの凝灰岩、その上位は軽石、黒色ガラス片や黒色スコリアを少量含む。

[記載岩石学的性質]火山ガラスの変質物が多く、火山ガラス、軽鋳物、岩片などを伴う。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、その屈折率は主に $1.525 \sim 1.534$ に分布する。重鋳物は主に輝石からなり、不透明鋳物を伴う。斜長石の屈折率は $1.536 \sim 1.573$ にブロードに分布するが、 $1.557 \sim 1.564$ と $1.569 \sim 1.573$ に集中するバイモーダルな分布を示し、主にラブラドライトとバイトゥナイトから構成される。

細久手火山礫凝灰岩:本郷層中部に挟在する火砕流堆積物(林, 2011)。U-Pb 年代は 18.8 ± 0.3 Ma, FT 年代は 17.7 ± 1.4 Ma(笹尾ほか, 2018)。

[産状]観察地点では、層厚は最大 11 m 以上で、軽石や安山岩片を含む塊状火山礫凝灰岩である。基質は、シルト～細粒砂サイズの凝灰岩で、淘汰不良である。

[記載岩石学的性質]主に火山ガラスからなり、少量の軽鋳物、岩片などを伴う。火山ガラスの形状は多孔質型が多く、その屈折率は $1.510 \sim 1.525$ にブロードな分布を示すものが多い。重鋳物は輝石が卓越する。斜長石の屈折率は $1.552 \sim 1.564$ に集中し、主にラブラドライトからなる。

日吉川凝灰岩:本郷層中部に挟在する火砕流堆積物(林, 2011)。FT 年代は 16.9 ± 1.2 Ma(笹尾ほか, 2018)。

[産状]層厚は 10～15 m 程度の細粒砂サイズの凝灰岩層で、軽石やパーライト片を少量含む。

[記載岩石学的性質]主に火山ガラスからなり、少量の軽鋳物、岩片などを伴う。火山ガラスの形状は扁平型が多く、多孔質型を伴う。その屈折率は $1.505 \sim 1.509$ に集中する。重鋳物は主に直方(斜方)輝石からなり、不透明鋳物、単斜輝石、角閃石などを伴う。斜長石の屈折率は $1.543 \sim 1.573$ にブロードに分布する。

Ho-U2:本郷層上部に挟在(林, 2011)。FT 年代は 18.6 ± 2.4 Ma(笹尾ほか, 2018 の MZ-2)。

[産状]層厚は 2～3 m で、直径 1 cm 以下の軽石を少量含む細粒砂サイズの凝灰岩からなる。

[記載岩石学的性質]主に火山ガラスからなり、少量の軽鋳物、岩片などを伴う。火山ガラスの形状は多孔質型が多く、その屈折率は $1.500 \sim 1.560$ にブロードに分布するが、 $1.515 \sim 1.530$ に集中する。重鋳物はほとんど直方輝石と単斜輝石からなる。斜長石の屈折率は $1.547 \sim 1.578$ にブロードに分布するが、 $1.551 \sim 1.564$ に分布するものが多く、主にアンデシンおよびラブラドライトからなる。

黒スジタフ:明世層月吉部層に挟在。FT 年代は 15.8 ± 1.0 Ma(笹尾ほか, 2018)および 17.1 ± 1.2 Ma(小林, 1989)。

[記載岩石学的性質]主に火山ガラスからなり、火山ガラスの変質物、軽鋳物などを伴う。火山ガラスの形状は多孔質型が多く、扁平型を伴う。その屈折率は $1.506 \sim 1.508$ に集中する。重鋳物は主に直方輝石からなり、不透明鋳物、単斜輝石を伴う。斜長石の屈折率は $1.548 \sim 1.556$ に分布し、アンデシンおよびラブラドライトからなる。

Tu:明世層戸狩部層に挟在(糸魚川, 1974)。本凝灰岩は小林(1989)の 2 枚組タフ、細山(2002)の Ak-5 と同一の凝灰岩で、FT 年代は 16.3 ± 2.2 Ma(笹尾ほか, 2011)および 17.3 ± 1.4 Ma(小林, 1989)。

[産状]観察地点では、下位の層厚約 30 cm の細粒砂サイズの凝灰岩と上位の層厚約 5 cm の細粒砂サイズの凝灰岩からなる。両者は約 50 cm の凝灰質砂岩で隔てられている。試料は下位の凝灰岩から採取した。

[記載岩石学的性質]主に火山ガラスからなり、火山ガラスの変質物、軽鋳物などを伴う。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、その屈折率は $1.499 \sim 1.505$ に集中する。重鋳物は主に直方輝石からなり、不透明鋳物、単斜輝石、角閃石を伴う。斜長石

Table 1. 分析した試料の記載岩石学的特徴.

Table 1. Petrographic characteristics of samples studied.

sample code	mineral composition (%)					heavy mineral composition (%)							shape of glass shards (%)							A/(A+P) (%)	O/(O+C) (%)
	Gl	LM	HM	LF	Oth	Opx	Cpx	Hbl	Opq	Zr	Ap	Bt	Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	Oth		
Mizunami Group																					
Ak-13	59	2	tr	1	39	tr	tr		tr		tr		15	32	4	9	7	34	0	—	—
Ak-12 (pumice)	87	13	1	tr	0	67	0	0	32	2	0	0	0	7	1	1	68	23	1	0	100
Ak-12	53	17	3	0	28	54	15	6	21	3	2	1	9	28	1	6	14	39	5	8	78
Ak-11.5	73	20	tr	0	8	1	3	0	78	18	0	0	0	1	4	1	39	51	5	0	25
Yu	49	1	tr	0	50	tr		tr	tr		tr		6	17	12	12	11	42	2	—	—
Ym1	83	8	1	0	9	62	9	1	28	0	1	0	1	8	8	1	17	66	1	1	87
Ym2	80	10	2	3	6	48	13	3	35	0	2	0	1	3	7	1	24	56	9	5	79
Ym3	72	10	2	0	17	55	13	3	29	0	1	0	4	6	7	1	26	52	6	4	81
Yl	82	10	3	2	5	55	10	3	28	0	5	1	4	13	5	2	28	48	2	4	85
Tu	81	4	1	1	15	46	15	13	21	0	3	3	2	6	4	0	21	68	0	18	75
Kurosuji	69	12	2	1	17	53	11	1	36	1	0	0	7	16	5	0	22	51	0	2	83
Ho-U2	48	7	2	3	41	54	39	1	4	0	2	0	0	1	8	2	27	63	1	1	58
Hiyoshigawa	93	4	1	2	2	65	4	6	17	0	6	2	46	32	3	5	2	14	0	8	94
Hosokute	89	9	1	2	0	41	37	2	9	0	12	0	0	9	12	4	12	62	3	3	53
Konokure	25	14	5	13	44	48	34	1	14	0	5	0	0	1	2	1	28	41	28	1	59
Onisaba	16	7	1	3	75	36	38	1	21	0	5	0	0	0	2	0	58	39	2	1	49
Iwamura Group																					
Ty-12	69	23	2	2	5	34	13	2	50	0	2	0	15	32	6	4	8	36	1	4	72
Ty-8	89	10	2	0	1	9	13	26	52	0	0	0	1	6	21	2	33	38	1	54	41
Ty-6	46	3	tr	0	52	tr	tr		tr		tr		19	40	4	5	2	29	2	—	—
Ag-6	74	22	4	0	1	45	7	0	47	0	2	0	0	9	12	1	26	43	10	0	87

Gl: glass, LM: light mineral, HM: heavy mineral, LF: lithic fragment, Oth: others, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Hbl: hornblende, Opq: opaque minerals, Zr: zircon, Ap: apatite, Bt: biotite, tr: trace. Shape of glass shards is based on Yoshikawa (1976). A/(A+P): amphibole/(amphibole+pyroxene), O/(O+C):

sample code	refractive index of glass shards				refractive index of plagioclase			
	number	range	mean	mode	number	range	mean	mode
Mizunami Group								
Ak-13	74	1.499-1.513	1.505	1.500, 1.503, 1.507, 1.510	40	1.540-1.568	1.552	1.552
Ak-12 (pumice)	50	1.500-1.511	1.509	1.510	53	1.538-1.556	1.548	1.546, 1.549
Ak-12	51	1.500-1.514	1.505	1.503-1.504	50	1.539-1.574	1.554	1.543-1.544
Ak-11.5	51	1.501-1.506	1.502	1.502	51	1.538-1.559	1.543	1.542-1.543
Yu	52	1.494-1.506	1.500	1.500	11	1.543-1.572	1.554	1.545
Ym1	40	1.505-1.509	1.506	1.506	42	1.545-1.558	1.549	1.547
Ym2	41	1.497-1.518	1.508	1.509	42	1.543-1.556	1.550	1.549
Ym3	41	1.497-1.520	1.508	1.510	42	1.535-1.558	1.551	1.550
Yl	43	1.500-1.526	1.507	1.507	40	1.542-1.554	1.548	1.547
Tu	71	1.496-1.505	1.502	1.501	66	1.543-1.570	1.552	1.548
Kurosuji	41	1.506-1.511	1.507	1.507	40	1.548-1.556	1.552	1.552
Ho-U2	77	1.500-1.560	1.525	1.519	63	1.547-1.578	1.559	1.557
Hiyoshigawa	65	1.498-1.513	1.506	1.507	40	1.543-1.573	1.556	1.548, 1.555-1.556, 1.560
Hosokute	65	1.507-1.548	1.520	1.516-1.517	64	1.552-1.574	1.558	1.556
Konokure	75	1.509-1.562	1.530	1.528, 1.530	73	1.536-1.573	1.561	1.559, 1.560
Onisaba	18	1.513-1.534	1.528	1.529, 1.530	44	1.537-1.577	1.562	1.558, 1.560, 1.570
Iwamura Group								
Ty-12	51	1.504-1.513	1.506	1.506	50	1.545-1.561	1.550	1.549
Ty-8	51	1.501-1.514	1.508	1.506	43	1.541-1.558	1.549	1.548
Ty-6	51	1.507-1.516	1.509	1.510	51	1.544-1.560	1.551	1.550
Ag-6	51	1.500-1.513	1.551	1.509-1.510	52	1.542-1.559	1.549	1.548

の屈折率は 1.543~1.570 にブロードに分布するが、1.545~1.560 に分布するものが多く、主にアンデシンおよびラブラドライトからなる。

Yl: 明世層山野内部層に挟在(糸魚川, 1974)。本凝灰岩は細山(2002)の Ak-6 と同一の凝灰岩である。

[産状] 観察地点では、層厚約 70 cm で、粗粒砂~細粒砂サイズの凝灰岩からなる。試料は本凝灰岩の基底部から採取した。

[記載岩石学的性質] 主に火山ガラスからなり、軽鈹物などを伴う。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、扁平型を伴う。その屈折率は 1.500~1.526 にブロードに分布するが、1.502~1.509 に集中する。

重鈹物は主に直方輝石からなり、不透明鈹物、単斜輝石などを伴う。斜長石の屈折率は 1.542~1.554 に分布し、主にアンデシンからなる。

Ym3: 明世層山野内部層に挟在(糸魚川, 1974)。本凝灰岩は細山(2002)の Ak-7 と同一の凝灰岩である。

[産状] 観察地点では、層厚約 40 cm で、粗粒砂~細粒砂サイズの凝灰岩からなり、上位はシルト質細粒砂岩に漸移する。試料は本凝灰岩の基底部から採取した。

[記載岩石学的性質] 主に火山ガラスからなり、軽鈹物などを伴う。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、その屈折率は 1.497~1.520 にブロードに分布

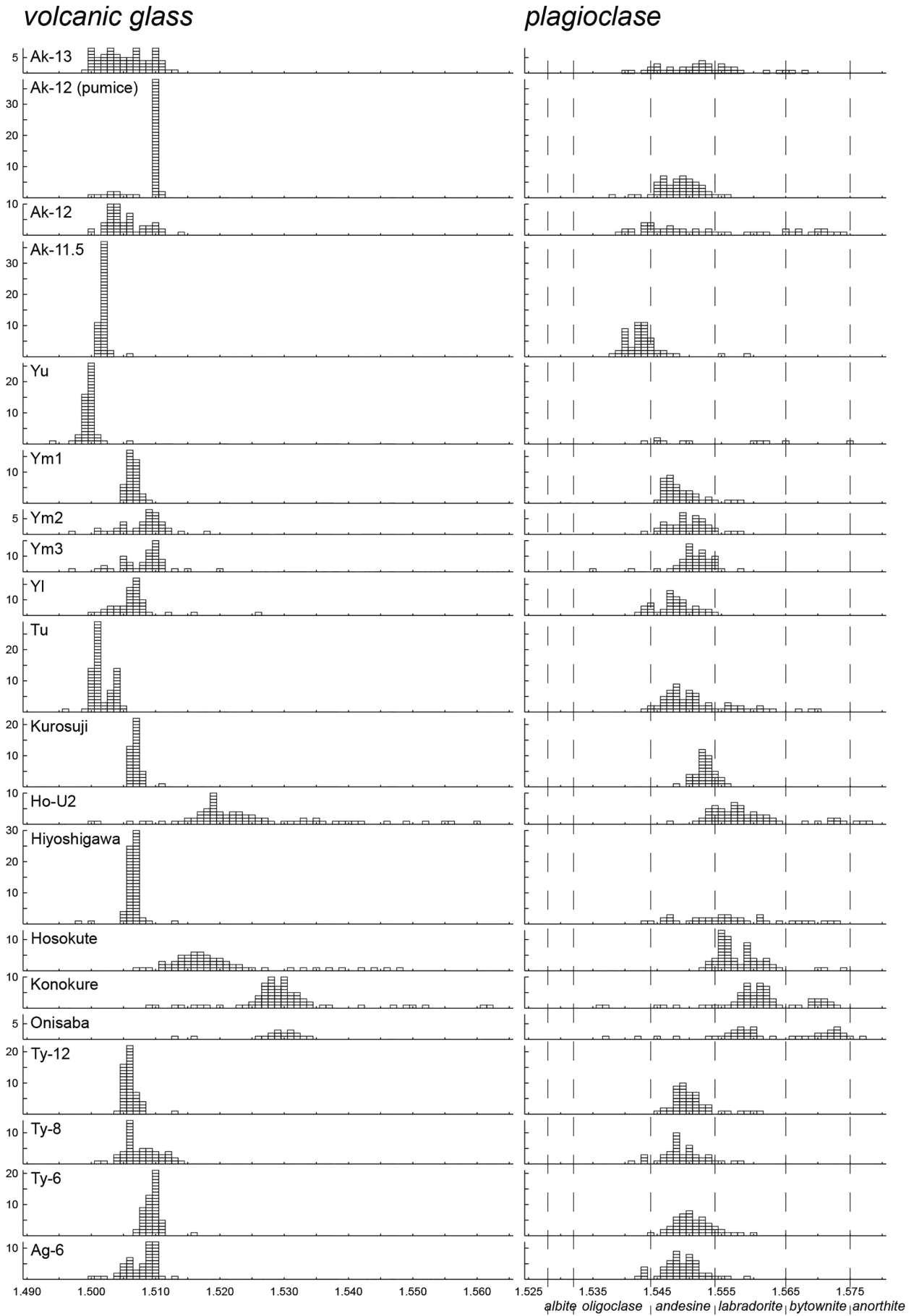


Fig. 3. 火山ガラスと斜長石 (n_1) の屈折率の頻度分布.

Fig. 3. Histograms of refractive index of volcanic glass and plagioclase (n_1) contained in the samples studied.

するが、1.505～1.511 に集中する。重鉍物は主に直方輝石からなり、不透明鉍物、単斜輝石などを伴う。斜長石の屈折率は 1.547～1.555 に分布するものが多く、主にアンデシンからなる。

Ym2: 明世層山野内部層に挟在(糸魚川, 1974)。本凝灰岩は細山(2002)の Ak-8 と同一の凝灰岩である。

[産状] 観察地点では、層厚約 60 cm で、粗粒砂～中粒砂サイズの凝灰岩からなる。試料は本凝灰岩の基底部から採取した。

[記載岩石学的性質] 主に火山ガラスからなり、軽鉍物などを伴う。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、その屈折率は主に 1.500～1.513 に比較的ブロードに分布する。重鉍物は主に直方輝石と不透明鉍物からなり、単斜輝石などを伴う。斜長石の屈折率は 1.543～1.556 に分布し、主にアンデシンからなる。

Ym1: 明世層山野内部層に挟在(糸魚川, 1974)。本凝灰岩は細山(2002)の Ak-9 と同一の凝灰岩である。

[産状] 観察地点では層厚約 50 cm で、粗粒砂～細粒砂サイズの凝灰岩からなり、上位はシルト質細粒砂岩に漸移する。試料は本凝灰岩の基底部から採取した。

[記載岩石学的性質] 主に火山ガラスからなり、軽鉍物などを伴う。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、その屈折率は 1.505～1.509 に集中する。重鉍物は主に直方輝石からなり、不透明鉍物、単斜輝石などを伴う。斜長石の屈折率は 1.545～1.558 に分布し、主にアンデシンからなる。

Yu: 明世層山野内部層に挟在(糸魚川, 1974)。本凝灰岩は細山(2002)の Ak-10 と同一の凝灰岩である。

[産状] 観察地点では層厚約 110 cm で、下部 55 cm は軽石混じりの粗粒砂サイズの凝灰岩、その上位 15 cm は中粒砂～粗粒砂サイズの凝灰岩、その上位 40 cm は細粒砂サイズの凝灰岩からなる。試料は本凝灰岩の基底部から採取した。

[記載岩石学的性質] 主に火山ガラスとその変質物からなる。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、中間型、扁平型を伴う。その屈折率は主に 1.497～1.502 に集中する。重鉍物はごく少量が含まれるのみであるが、直方輝石、角閃石、不透明鉍物が確認された。斜長石の含有量は少なく、11 粒子の屈折率を測定したのみであるが、その結果は 1.543～1.572 のブロードな分布を示した。

Ak-11.5: 明世層山野内部層に挟在(細山, 2002)。

[産状] 観察地点では層厚約 70 cm で、下部 45 cm は主に粗粒砂サイズの凝灰岩からなり、シルト質凝灰岩の薄層を挟む。その上位 15 cm は粗粒砂～細粒砂サイズの凝灰岩からなり、上部 10 cm は細粒砂

サイズの凝灰岩からなる。試料は本凝灰岩の基底部から採取した。

[記載岩石学的性質] 主に火山ガラスからなり、軽鉍物などを伴う。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、その屈折率は 1.501～1.503 に集中する。重鉍物は主に不透明鉍物からなり、ジルコンなどを伴う。斜長石の屈折率はほとんどの粒子で 1.538～1.548 であり、主にオリゴクレイスとアンデシンからなる。本凝灰岩はジルコンを多く含むことが特徴として挙げられる。

Ak-12: 明世層狭間部層下部を構成する軽石凝灰岩(細山, 2002)。U-Pb 年代は 17.8 ± 0.4 Ma, FT 年代は 15.8 ± 1.8 Ma(笹尾ほか, 2018) および 18.9 ± 1.3 Ma(小林, 1989)。

[産状] 層厚は全体として 10 m 以上で、軽石を含む粗粒砂サイズの凝灰岩からなる。試料として、本凝灰岩の下部から、凝灰岩全体と軽石のみの 2 試料を採取した。

[記載岩石学的性質] 凝灰岩全体としては、主に火山ガラスからなり、火山ガラスの変質物、軽鉍物などを伴う。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、扁平型を伴う。その屈折率は 1.500～1.514 に分布する。重鉍物は主に直方輝石からなり、不透明鉍物、単斜輝石、角閃石などを伴う。斜長石の屈折率は 1.539～1.574 にブロードに分布する。

軽石は主に火山ガラスからなり、軽鉍物などを伴う。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、その屈折率は 1.500～1.511 に分布するが、1.510 に集中する。重鉍物は主に直方輝石からなり、不透明鉍物などを伴う。斜長石の屈折率は 1.538～1.556 に分布し、主にアンデシンからなる。

Ak-13: 明世層狭間部層下部の軽石凝灰岩にレンズ状に挟まれるガラス質凝灰岩(細山, 2002)。FT 年代は 16.2 ± 1.2 Ma(笹尾ほか, 2018)。

[産状] 観察地点では、層厚 120 cm 以上で、細粒砂サイズの凝灰岩と粗粒砂サイズの凝灰岩の互層からなる。試料は本凝灰岩の基底部で採取した。

[記載岩石学的性質] 主に火山ガラスからなり、火山ガラスの変質物、軽鉍物などを伴う。火山ガラスの形状は主に扁平型と多孔質型からなり、中間型を伴う。その屈折率は 1.499～1.513 に分布する。重鉍物はごく少量が含まれるのみであるが、直方輝石、単斜輝石、不透明鉍物が確認された。斜長石の屈折率は 1.540～1.568 にブロードに分布する。

3.3 岩村層群

Ag-6: 阿木層野田部層上部に挟在(氏原ほか, 1992)。FT 年代は 19.1 ± 2.0 Ma(笹尾ほか, 2018)。

[産状] 観察地点では、層厚約 105 cm で、下部 15

cm は灰色の粗粒砂サイズのガラス質凝灰岩で細粒砂サイズの凝灰岩の薄層を挟む。その上位は暗灰色細粒砂サイズの凝灰岩からなる。試料は本凝灰岩の最下部から採取した。

[記載岩石学的性質] 主に火山ガラスからなり、軽鋳物などを伴う。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、その屈折率は 1.500~1.513 に分布する。重鋳物は主に直方輝石と不透明鋳物からなる。斜長石の屈折率は 1.542~1.559 に分布し、主にアンデシンからなる。

Ty-6: 遠山層牧部層に狭在(氏原ほか, 1992)。FT 年代は 17.2 ± 2.2 Ma(笹尾ほか, 2018)。

[産状] 観察地点では、層厚 50 cm 以上で、上限は不明瞭である。下部 20 cm は軽石粒を含む白色ガラス質中粒砂サイズの凝灰岩、その上位は灰色細粒砂サイズの凝灰岩からなる。試料は下部の中粒砂サイズの凝灰岩から採取した。

[記載岩石学的性質] 主に火山ガラスとその変質物からなり、軽鋳物などを伴う。火山ガラスの形状は主に扁平型からなり、多孔質型と少量の中間型を伴う。その屈折率は 1.507~1.511 に集中する。重鋳物はごく少量が含まれるのみであるが、直方輝石、単斜輝石、不透明鋳物が確認された。斜長石の屈折率は 1.544~1.560 に分布し、主にアンデシンからなる。

Ty-8: 遠山層牧部層に狭在(氏原ほか, 1992)。FT 年代は 16.6 ± 1.6 Ma(笹尾ほか, 2018)。

[産状] 観察地点では、層厚約 100 cm で、全体的に暗灰色~灰色を呈し、下部 30 cm は中粒砂サイズから細粒砂サイズへ上方細粒化する凝灰岩、その上位 50 cm は下部と同様の上方細粒化する凝灰岩の繰り返しで、その上位は層厚 5 cm の中粒砂サイズの凝灰岩からなる。最上部 15 cm はシルト質凝灰岩~凝灰質シルト岩からなる。試料は最下部の中粒砂サイズの凝灰岩から採取した。

[記載岩石学的性質] 主に火山ガラスからなり、軽鋳物などを伴う。火山ガラスの形状は主に多孔質型からなり、中間型と少量の扁平型を伴う。その屈折率は 1.501~1.514 に分布する。重鋳物は主に不透明鋳物からなり、角閃石、単斜輝石、直方輝石を伴う。斜長石の屈折率は 1.541~1.558 に分布し、主にアンデシンからなる。

Ty-12: 遠山層牧部層に狭在(氏原ほか, 1992)。U-Pb 年代は 18.4 ± 0.4 Ma, FT 年代は 16.6 ± 2.6 Ma(笹尾ほか, 2018)。

[産状] 観察地点では、層厚約 200 cm の粗粒砂サイズの軽石質凝灰岩からなり、下部 100 cm は特に軽石を多く含む。試料は本凝灰岩の最下部から採取した。

[記載岩石学的性質] 主に火山ガラスからなり、軽鋳物などを伴う。火山ガラスの形状は主に扁平型と多孔質型からなり、中間型を伴う。その屈折率は 1.504~1.508 に集中する。重鋳物は主に不透明鋳物からなり、直方輝石、単斜輝石などを伴う。斜長石の屈折率は 1.545~1.561 に分布するが、1.545~1.553 に分布するものが多く、主にアンデシンからなる。

4. 考察

火山ガラスの形状は瑞浪層群の Ak-13 と岩村層群の Ty-12, Ty-6 を除く凝灰岩で多孔質型が卓越する。重鋳物ではすべての凝灰岩で直方輝石もしくは不透明鋳物が卓越するが、岩村層群の Ty-8 は角閃石の含有率が比較的高い(Table 1)。斜長石では、本郷層中の凝灰岩ではラブラドライトを主としてアンデシンとバイトゥナイトを伴うものが多いが、明世層と岩村層群中の凝灰岩では、アンデシンが卓越するものが多い(Fig. 3)。また、火山ガラスの屈折率については、瑞浪層群では本郷層と明世層月吉部層中の凝灰岩では、屈折率が比較的高くブロードな分布を示すのに対し、その他の凝灰岩では 1.510 以下に集中するものが多い(Fig. 3)。一方で、個々の凝灰岩に着目すると、重鋳物組成や火山ガラスの形状、斜長石の屈折率を組み合わせることによって、凝灰岩を特徴づけることは可能であり、地層対比の基礎資料として活用できると考えられる。

層準ごとにみると、本郷層中の凝灰岩は、斜長石の組成が幅広く、中性~塩基性の岩石に特徴的に含まれるものが多い(Fig. 3)。火山ガラスの屈折率は比較的大きく、ブロードな分布を示すものが多いが、日吉川凝灰岩は 1.507 に集中する(Fig. 3)。火山ガラスの形状は、日吉川凝灰岩では扁平型が卓越するが、他の凝灰岩では多孔質型が卓越し、火山ガラスの性質から日吉川凝灰岩は他の凝灰岩と明瞭に区別できる。重鋳物組成では、角閃石に対して輝石の含有率が高いものが多いが、単斜輝石が比較的多く含まれる(Table 1)。

明世層中の凝灰岩では、斜長石の組成が比較的まとまっており、アンデシンが卓越する(Fig. 3)。重鋳物組成では、角閃石に対して輝石が卓越し、重鋳物含有量の少ない Ak-11.5 を除いて直方輝石が卓越する(Table 1)。火山ガラスは最上位の Ak-13 を除いて多孔質型が卓越する。

岩村層群の凝灰岩は記載岩石学的特徴がおおむね類似しており、いずれも火山ガラスの屈折率のまとまりが良く、斜長石ではアンデシンが卓越する(Fig. 3)。また、重鋳物組成では、Ag-6 と Ty-12 では直方輝石が卓越し、Ty-8 では角閃石と直方輝石

が比較的多い(Fig. 3, Table 1). しかし, 火山ガラスの形状では, Ty-12とTy-6では扁平型が卓越する. Ag-6とTy-8の記載岩石学的特徴は, 瑞浪層群明世層山野内部層のY1とYm1~3の特徴と類似する.

以上のように, 瑞浪層群中の凝灰岩では層準によって火山ガラスの屈折率や斜長石種類などの特徴に違いがあり, テフロゾーンとして識別できる可能性を示唆する.

ところで, Sasao(2013)は瑞浪層群を貫くボーリングコアを用いて, 明世層戸狩部層よりも下位の砂岩の記載岩石学的研究を行い, 重鉍物組成と屈折率から推定した斜長石の組成に基づいて, type A(黒雲母とアルバイトおよびオリゴクレイスが卓越するタイプ), type B(角閃石とラブラドライトが卓越するタイプ), type C(輝石とアンデシンが卓越するタイプ)に区分した. これらタイプは出現する層準が限定されており, type Aとtype Bは土岐夾炭層と本郷層下~中部で, type Cは本郷層上部から明世層で認められる. 供給源としては, type Aは基盤の土岐花崗岩から供給された砕屑物であるものの, type Bとtype Cは中性~塩基性の火成活動に伴う火山灰由来であるとした(Sasao, 2013). 本研究の結果, 本郷層と明世層中の凝灰岩の特徴はSasao(2013)のtype Cに類似する.

Sasao(2013)の研究対象層準では, 火山ガラスもしくはその変質物(主に沸石)が高率で含まれることから, 瑞浪層群堆積盆地は長期間にわたって火山灰が供給される位置にあったとし, 堆積盆地の周辺に未知の火山が存在したと推定している. 本研究で対象とした凝灰岩の特徴(重鉍物組成, 屈折率に基づく斜長石の種類)は, 凝灰質砂岩中の火山砕屑物の特徴と類似しており, 瑞浪層群および岩村層群中の凝灰岩は堆積盆地周辺で生じた火山活動によって形成された可能性が考えられる.

5. まとめ

本研究では, 従来, 瀬戸内区などの鮮新~更新統や第四系に挟まれるテフラを対象として広く行われてきた火山灰の記載岩石学的研究を中新統瑞浪層群と岩村層群中の凝灰岩に適用した. その結果, 研究対象の凝灰岩においては, 火山ガラスの形状は多孔質型が卓越するものの, 重鉍物組成や火山ガラスおよび斜長石の屈折率を組み合わせることによって, 凝灰岩を特徴づけることは可能である. また, 瑞浪層群においては, 凝灰岩の重鉍物組成と斜長石の種類は, 凝灰岩周辺層準の砂岩のそれらと一致することが明らかになった. Sasao(2013)は瑞浪

層群の砂岩には, 少なくとも明世層戸狩部層よりも下位の層準では火山ガラスもしくはその変質物(主に沸石)が高率で含まれることから, 瑞浪層群の堆積盆地は未知の火山活動の影響を受ける環境にあったと推定している. 瑞浪層群および岩村層群中の凝灰岩はこの火山活動に伴って形成された可能性がある.

6. 謝辞

細山光也氏には, 岩村層群の凝灰岩層序についてご教示いただきました. 日本原子力研究開発機構の浅井政枝氏とカナダ在住の G. McCrank 氏には英文要旨を校閲していただきました. 愛知教育大学の星 博幸教授には細部まで詳細に査読していただき, 本稿の改善に重要な多数のコメントをいただきました. 以上の方々に深くお礼申し上げます.

7. 引用文献

- Danhara, T., T. Yamashita, H. Iwano, and M. Kasuya. 1992. An improved system for measuring refractive index using the thermal immersion method. *Quaternary International* 13/14: 89-91. DOI: 10.1016/1040-6182(92)90013-R
- 動力炉・核燃料開発事業団. 1994. 日本のウラン資源. 動力炉・核燃料開発事業団技術資料 PNC TN7420 94-006: 403 p.
- 林 譲治. 2011. 岐阜県瑞浪市北方に分布する瀬戸内中新統瑞浪層群本郷層の層序と火山砕屑岩. *岐阜県地学教育* 47: 1-35.
- Hiroki, Y., and R. Matsumoto. 1999. Magnetostratigraphic correlation of Miocene regression-and-transgression boundaries in central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan* 105: 87-107. DOI: 10.5575/geosoc.105.87
- 細山光也. 2002. 瑞浪層群明世層山野内層最上部の凝灰岩層. *名古屋地学* 64: 26-31.
- 入月俊明・細山光也. 2006. 15.6 瑞浪層群宿洞層と生俵層 熱帯浅海から最大海進時の海成層. In 日本地質学会(編), 日本地方地質誌 4 中部地方. 朝倉書店. 東京. p. 370-371.
- 糸魚川淳二. 1974. 瑞浪層群の地質. 瑞浪市化石博物館研究報告 1: 9-42.
- 糸魚川淳二. 1980. 瑞浪地域の地質. 瑞浪市化石博物館専報 1: 50 p.
- 小林孝男. 1989. 岐阜県可児盆地東部の地質とウラン鉍化作用. *鉍山地質* 39: 79-94. DOI: 10.11456/shigenchishitsu1951.39.214_79

- 日本の地質『中部地方Ⅱ』編集委員会(編). 1988. 日本の地質 5 中部地方Ⅱ. 共立出版. 東京. 332 p.
- Sasao, E. 2013. Petrographic study of the Miocene Mizunami Group, Central Japan: Detection of unrecognized volcanic activity in the Setouchi Province. *Island Arc* 22: 170–184.
DOI: 10.1111/iar.12019
- 笹尾英嗣・岩野英樹・檀原 徹. 2006. 岐阜県東濃地方に分布する瑞浪層群土岐夾炭層の凝灰質砂岩のフィッション・トラック年代. *地質学雑誌* 112: 459–468.
DOI: 10.5575/geosoc.112.459
- 笹尾英嗣・檀原 徹・岩野英樹・林 譲治. 2011. 岐阜県南東部に分布する中新統瑞浪層群および岩村層群のフィッション・トラック年代. *地質学雑誌* 117: 476–481.
DOI: 10.5575/geosoc.117.476
- 笹尾英嗣・檀原 徹・岩野英樹・平田岳史. 2018. 岐阜県南東部に分布する中新統瑞浪層群および岩村層群のジルコン U-Pb 年代とジルコン FT 年代の再評価. *地質学雑誌* 124: 141–150.
DOI: 10.5575/geosoc.2017.0067
- 里口保文・古川周作・笹尾英嗣・長橋良隆. 1996. 静岡県の鮮新—更新統掛川層群上部の火山灰層とその広域対比. *地球科学* 50: 483–500.
DOI: 10.15080/agcjchikyukagaku.50.6_483
- 氏原 温・細山光也・斉藤 毅・柴田浩治・伊奈治行・山岡雅俊・若松尚則・柴田律子・柴田 博. 1992. 岐阜県岩村盆地の中新統の層序および古地理. *瑞浪市化石博物館研究報告* 19: 33–55.
- 氏原 温・入月俊明・細山光也. 1999. 岐阜県東濃地域の第三系. *日本地質学会第 106 年学術大会見学旅行案内書*: 97–116.
- 山下 透・岩野英樹・星 博幸・角井朝昭・新正裕尚・和田穰隆・川上 裕・檀原 徹. 2003. 斜長石の屈折率を用いた紀伊半島中期中新世火成岩の分類. *フィッション・トラックニュースレター* 16: 13–15.
- 吉川周作. 1976. 大阪層群の火山灰層について. *地質学雑誌* 82: 497–515.
DOI: 10.5575/geosoc.82.497