糸魚川市博物館研究報告　第４号　1-21 ページ，2017 年３月
Bulletin of the Itoigawa City Museums, No. 4, p. 1-21, March, 2017

長野県大町市，仁科山地に分布する木崎流紋岩の地質学的・岩石学的研究 *

Geology and petrochemistry of the Kizaki rhyolite in the Nishina Mountains, Omachi, Nagano Prefecture, Japan

渡辺　吉和 [a]　大場　孝信 [b]

Yoshikazu Watanabe [a] and Takanobu Oba [b]

[a] 〒 942-0025　上越市夷浜 122-2
Ebisuhama 122-2, Joetsu City, Niigata 942-0025, Japan

[b] 〒 330-0844　さいたま市大宮区下町 3-7-1
S1414, Shimocho 3-7-1, Saitama City, Saitama 330-0844, Japan

Abstract

The Kizaki rhyolite was divided into three units on the basis of mineral assemblage and the trend of chemical compositions such as MgO and Sr.

The present K-Ar age of the Kizaki rhyolite is 67.2±4.5Ma. The value, which is older than the K-Ar age of the Aoki granite, indicates the last Cretaceous.

Perthite lamella is due to the thermal effects of intrusion of the Aoki and the Ariake granitic rocks. The chemical gap between lamella and K-feldspar (host) in the Kizaki rhyolite is wide so that granite is near. In generally, the miscibility gap of feldspar becomes narrow by increasing of temperature.

The bulk compositions and trace element of the Kizaki rhyolite show the volcanic arc characteristics. The Kizaki rhyolite is bounded by the Nohi rhyolite on the west. The Nohi rhyolite and related rocks are extensively distributed at the eastern margin of the inner zone of Southwest Japan during the late Cretaceous. The major composition, trace element, N-MORB normalized trace elements patterns and chondrite normalized rare earth patterns of the Kizaki rhyolite are similar to those of the Nohi rhyolite. Therefore, the generation of the Kizaki rhyolite magma is close to that of the Nohi rhyolite.

Keywords: *acidic volcanic activity, allanite, moonstone, perthite lamella, volcanic arc*

はじめに

木崎流紋岩は糸魚川―静岡構造線付近にある長野県大町市の木崎湖付近に分布する白亜紀後期に活動した流紋岩の小岩体である．木崎流紋岩の噴出後，有明花崗岩などの深成岩の逆入が見られる．この活動パターンは長野県から岐阜県にかけて広く分布する濃飛流紋岩と似ている．また，その後の酸性岩の活動が木崎流紋岩より北部の糸魚川―静岡構造線に沿って見られる．

笹倉（1932）は本岩を木崎岩と命名した．その後，石沢（1982）は木崎湖南西岸から仁科山地東麓を中心に佐野坂スキー場にかけて分布する流紋岩を流紋岩質の火砕岩類と再定義した．また，２層準の非溶結部が存在することから少なくとも 3 枚のフローユニットに細分される可能性があることを指摘した . 石沢（1982）は木崎流紋岩が 3 枚の火砕流堆積物である可能性を指摘したが，その分布と特徴について報告はない．

植木・原山（2012）は木崎流紋岩を石英・アルカリ長石・斜長石の結晶片に富む流紋岩質溶結凝灰岩としている．

木崎流紋岩の活動は加藤ほか（1989）によって白亜紀後期とされた．黒雲母を用いた K-Ar 年代について，青木花崗岩は 63.9 ± 1.5Ma, 64.9 ± 1.6Ma（加藤ほか，1989），有明花崗岩は 64.4 ± 1.1Ma（原山

＊ 2013 年と 2015 年の日本地質学会学術大会で一部を発表.

ほか，2009）と報告されている．また，木崎流紋岩付近に広く分布する濃飛流紋岩の活動年代は 85 ～ 80Ma と 75 ～ 68Ma（加藤ほか，1989）とされていて，これらの花崗岩類よりも濃飛流紋岩のほうが古いことが分かっている．有明花崗岩に貫入されているので木崎流紋岩は有明花崗岩より古い．濃飛流紋岩は木崎流紋岩とほぼ同時代の活動であると推測されるが，両者の詳細な比較検討はされていない．

木崎流紋岩に含まれるアルカリ長石には曹長石，サニディン，カリ長石があり，有色鉱物組み合わせの違いがみられる．主成分組成，微量元素，希土類元素のトレンドの違いもあることから，木崎流紋岩の中でも成因の異なることが考えられる．木崎流紋岩と後から貫入した青木花崗岩については，笹倉（1932）は木崎流紋岩と青木花崗岩を同一のマグマ溜まり起源の岩石としたが，植木・原山（2012）は全岩化学組成のトレンドが異なることから同一のマグマ溜まり起源とは断定できないと述べている．

本研究では，木崎流紋岩のタイプ分けとそれらの分布を明らかにするとともに，マグマの結晶作用について明らかにすること，濃飛流紋岩との岩石化学組成の比較をとおして木崎流紋岩の特徴を明らかにすることを目的とする．なお本論では林道小熊－黒沢線を，小熊山山頂付近を境に便宜的に北を北部林道，南を南部林道と呼ぶ．また，仁科山地の西方，右手（わで）集落西側にある沢を，石沢（1982）はコフロミ沢と称したが，本論では荒崎沢の名称を用いる．

地質概略

木崎流紋岩の分布する仁科山地の東には糸魚川－静岡構造線が通り，西では木崎流紋岩は仁科西断層を介して大規模な貫入岩の有明花崗岩と接している．基盤は飛騨外縁帯の変成岩，古生代の神城層，中生代の木崎層で，これらの上を木崎流紋岩が覆い，それに貫入する形で青木花崗岩の花崗斑岩と斑状花崗岩が分布している（植木・原山 , 2012）．猿ヶ城跡の南東斜面には石灰岩が，また南部林道にはタマネギ状風化を示す泥岩が小規模に露出している．

木崎流紋岩は長野県仁科山地において，北は鹿島槍国際スキー場周辺から南は仁科山地南麓まで南北約 9㎞，東西約 2㎞にわたって分布している（Fig.1）．また仁科山地の西方，右手集落西側の荒崎沢周辺では有明花崗岩の捕獲岩体として，さらに仁科山地南西の篭川支流の黒沢左股周辺ではルーフペンダントとして分布している（加藤ほか，1989）．また，仁科山地の南西約 60㎞には濃飛流紋岩が，北約 30㎞には月長石を部分的に含む石坂流紋岩が分布している．

産状と岩石学的特徴

木崎流紋岩は後から貫入した有明花崗岩と青木花崗岩の熱の影響を受けている．このため木崎流紋岩の分布域の大部分は石基が脱ガラス化を受けているので溶結構造がわかりにくく流紋岩のように見える．しかし，分布域の周辺部では肉眼で溶結構造が観察されたり，石基が溶結構造を示したりしている．また本質岩片の認定は困難であり，石質岩片はわずかしか含まれていないことから流紋岩質溶結凝灰岩である．

木崎流紋岩は青い反射光を放つ月長石を多く含むことが特徴的である．本岩はこれまで地質図上では一体として扱われてきたが，鉱物組み合わせの違いから本岩を南平タイプ（MD），森タイプ（MO），猿ヶ城峰タイプ（SA）の３つに分類した．また，熱の影響によりサニディンに固相分離が起きたものとして，これらの中でアルカリ長石に顕著なパーサイトラメラをもつものをそれぞれ MOp，SAp とし，Fig.2 に表した．これらの分布を Fig.1 に示している．

鉱物の化学組成分析は上越教育大学に設置された EDS（Oxford）を用いた．1 枚のプレパラートについて，アルカリ長石を大きい方から 10 個選び化学組成測定を行い，ヒストグラムを Fig.2 に示した．また代表的な分析値を Table 1 に示した．

パーサイトはカリ長石にアルバイトのラメラができているアルカリ長石で，青色や白色の美しい光

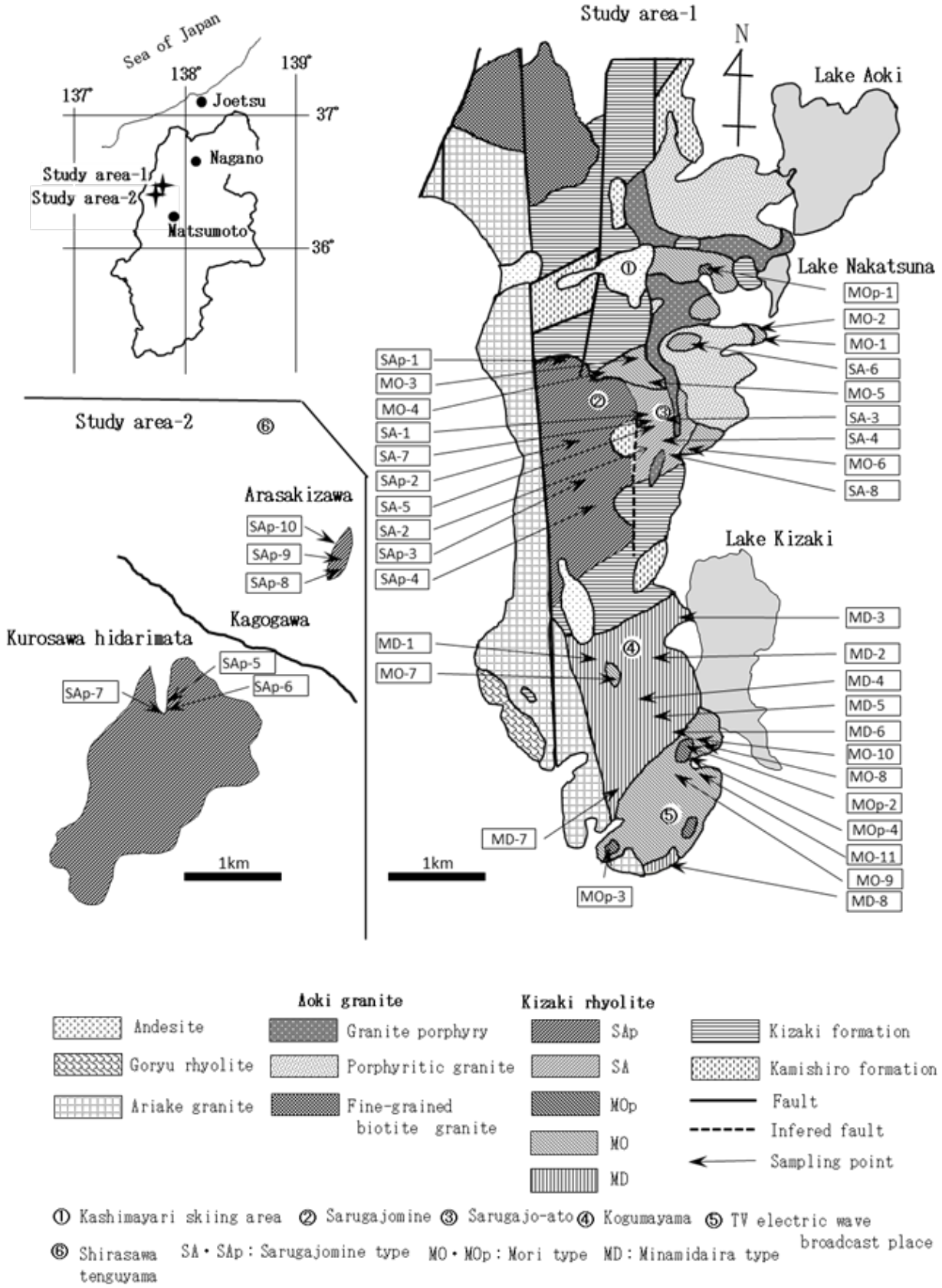

Fig.1. Geological map of Kogumayama.

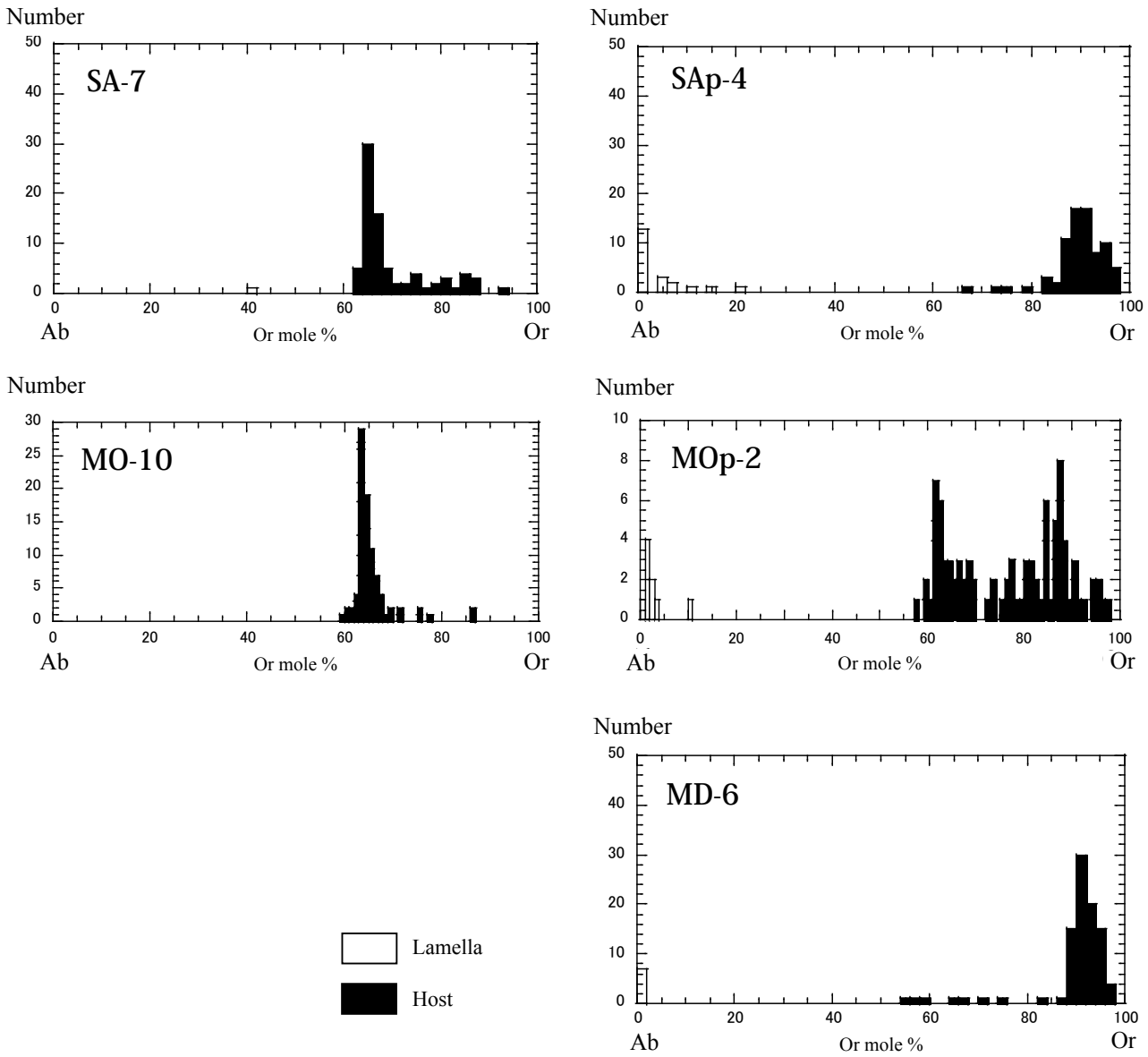

Fig.2. Chemical compositions of alkali-feldspar phenocrysts from Minamidaira, Mori and Sarugajomine types of the Kizaki rhyolite. Filled blocks are host; empty blocks are lamella.

沢を放つものを月長石という．本文中では肉眼で見たものを月長石として記載した．

南平タイプ（新称，記号：MD）

板状の黒雲母，石英，アルカリ長石を多く含み，輝石をわずかに含む．ホスト部のアルカリ長石は化学組成の範囲が Or80 ～ Or98 のカリ長石である．

〔岩石薄片記載〕石基にはユータキシティック組織を呈するものが多い．斑晶鉱物の多くは汚れている．一定方向に並んだ板状の黒雲母が多く含まれ，中には折れ曲がっているものもあることが特徴である．チタン鉄鉱を含み，輝石をわずかに含む．林道二ツ屋線で有明花崗岩との接触部付近，森タイプとの接触部付近，仁科山地南麓で有明花崗岩との接触部付近ではパーサイト化したカリ長石が観察されるが，顕著なパーサイトラメラは観察されない．

〔模式地〕木崎湖西岸の南平集落南西方

〔分布・層厚〕二ツ屋集落大澤寺の北部から木崎湖西岸の南平集落南西方にかけて分布し，層厚約300m，仁科山地南麓では小規模に分布し，層厚約

Table 1. Chemical composition of alkali feldspar

Sample No	MO-10	MOp-2		SA-7	SAp-4	MD-6		
	host	host	lamella	host	host	lamella	host	lallella
SiO_2	66.23	64.69	67.47	64.85	64.22	67.93	64.45	65.81
TiO_2	0.09	0	0.05	0.11	0.04	0	0.22	0.09
Al_2O_3	18.86	18.28	20.03	18.94	18.92	20.51	18.47	21.89
Cr_2O_3	0.00	0.06	0.08	0	0	0	0.12	0.08
FeO	0.06	0.1	0.1	0	0.01	0	0.1	0.05
MnO	0.09	0.02	0	0.03	0.04	0.1	0.03	0.01
MgO	0.00	0.07	0.01	0.05	0.05	0.12	0	0.07
CaO	0.11	0.1	0.28	0.07	0.2	0.74	0.02	2.64
Na_2O	3.81	1.34	11.43	0.57	1.15	9.79	0.91	9.25
K_2O	10.77	15.17	0.21	15.52	15.25	1.03	15.11	0.09
Total	100.02	99.83	99.66	100.14	99.88	100.22	99.43	99.98
O=8								
Si	2.998	2.991	2.964	2.982	2.968	2.965	2.986	2.885
Al	1.006	0.996	1.037	1.026	1.030	1.055	1.009	1.131
Cr	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003
Ti	0.003	0.000	0.002	0.004	0.001	0.000	0.008	0.003
Fe^{2+}	0.002	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002
Mn	0.003	0.001	0.000	0.001	0.002	0.004	0.001	0.000
Mg	0.000	0.005	0.001	0.003	0.003	0.008	0.000	0.005
Ca	0.005	0.005	0.013	0.003	0.010	0.034	0.001	0.122
Na	0.334	0.120	0.973	0.051	0.103	0.828	0.082	0.786
K	0.622	0.895	0.012	0.910	0.899	0.057	0.893	0.005
Total	4.974	5.018	5.007	4.982	5.017	4.951	4.987	4.941
An	0.5	0.5	1.3	0.3	1.0	3.7	0.1	13.4
Ab	34.8	11.8	97.5	5.3	10.2	90.1	8.4	86.1
Or	64.7	87.7	1.2	94.4	88.9	6.2	91.5	0.6

60m である．小熊山山頂南東部で廃道となった林道では塊状を呈する．境界部は見つからないが二ツ屋集落大澤寺北部では有明花崗岩がこの南平タイプに隣接している．

〔岩相〕小熊山山頂南東部林道周辺では岩石全体が暗灰色で 1 ～ 2㎜大の白いカリ長石が多く観察される．森タイプとの接触部では，南平タイプの一部が幅数 m にわたって灰白色を呈する．南平集落南西部付近では暗青灰色で 2 ～ 3㎜大の白いカリ長石を含む．仁科山地南麓で有明花崗岩との接触部付近では岩石が灰白色を呈する．青い月長石は含まれていない．

森タイプ（新称，記号：MO）

このタイプはしばしば月長石を多く含み，角閃石や黒雲母などの有色鉱物は３つのタイプの中では最も少ない．アルカリ長石のホスト部の化学組成は Or64 付近に化学組成が集中する MO タイプと，Or60 から Or98 まで広い組成変化をもつ MOp タイプがある．MOp タイプは Ab94 ～ Ab96 成分のラメラをもつ．

〔岩石薄片記載〕鏡下では角閃石と黒雲母の量はほかのタイプよりも少なく，角閃石と磁鉄鉱の周囲を細かい黒雲母が取り巻いている．石英とアルカリ長石を多く含み，斜長石は少ない．副成分鉱物では鉄カンラン石，褐れん石，磁鉄鉱，イルメナイトを含む．褐れん石は鉄カンラン石に包有されているものや自形結晶のものがある（Fig.3c と 3d）．斑晶鉱物の多くは破片状である．石基はフェルシティック組織が多く，一部にアキシオライト構造が観察される．分布域の周辺部にあたる南平タイプとの接触部付近ではガラス破片が癒着して引き伸ばされたと考えられる組織が石基に観察される（Fig.3a）．鹿島槍国際スキー場の東を流れる前沢川周辺，鹿島槍国際スキー場周辺の東部林道周辺に分布するものには石基に溶結構造が観察される．MOp にみられるパーサイトはマイクロパーサイトで，そのほとんどはパッチ状である．ラメラの幅は 30 ～ 100 μ m である（Fig.3b）．

〔模式地〕木崎湖西岸森集落西方の林道沿い

〔分布・層厚〕木崎湖西岸森集落西方の南部林道沿い，仁科山地南麓，猿ヶ城峰北部と東部，鹿島槍国際スキー場の北部林道周辺，JR 大糸線下綱踏切付近に分布し，層厚約 200 ～ 250m である．

MOp は，森集落西方の南部林道付近，二ツ屋集落北方の林道二ツ屋線付近，仁科山地南東麓に分布している．

〔岩相〕ほとんどが流紋岩のように見え，月長石を含むことがある．新鮮な部分は青灰色で下綱踏切周辺に分布する．森集落西方の南部林道周辺では黄灰色や灰白色のものが分布する．肉眼では 2 ～ 4㎜大の石英とサニディンが多く観察される．猿ヶ城跡の南東斜面では一部が剪断破壊を受けている．

鹿島槍国際スキー場東部の林道周辺では肉眼で溶結構造が確認できる．テレビ中継所へ向かう林道上で，南平タイプとの境界部付近には溶結凝灰岩が小規模に分布し，押しつぶされた小さな岩片が肉眼で観察される．

MOp が分布する南部林道付近では小規模な柱状節理と板状節理を，また林道二ツ屋線では塊状を呈し，月長石を含むことがある．

猿ヶ城峰タイプ（新称，記号：SA）

このタイプはほかのタイプよりも角閃石と斜長石

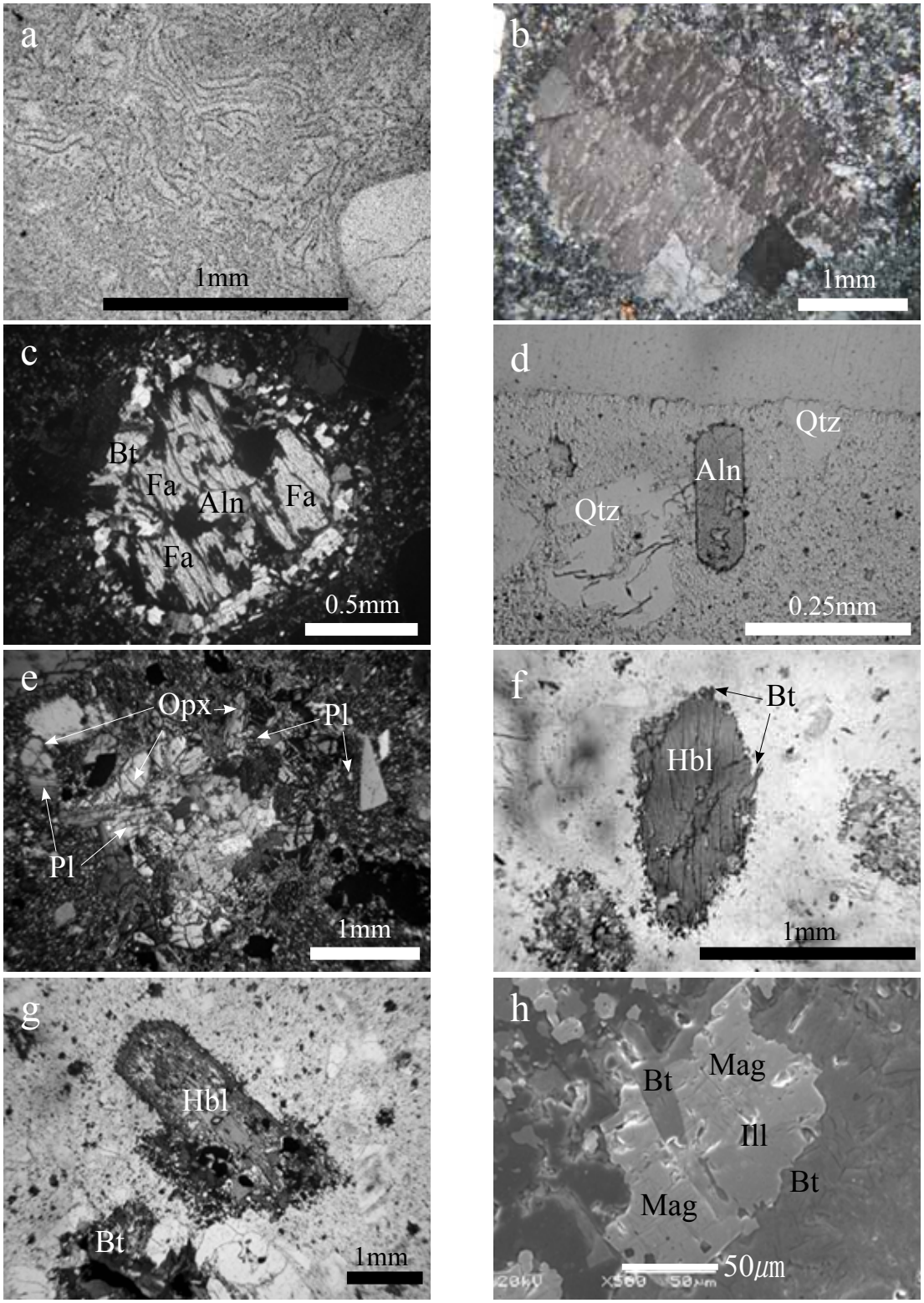

Fig.3. Photomicrographs and back-scattered electron image.
a: welding of glassy fragmental texture in the Kizaki rhyolite (MO-10) b: microperthite with patch lamellae (SAp-1) c: aggregate of fayalite, allanite and magnetite with biotite rim (MO-2) d: a single crystal of allanite (MO-2) e: glomeroporphyritic texture with irregularly-shaped aggregates of plagioclase and orthopyroxene phenocrysts (SA-2) f: hornblende phenocryst with biotite rim SAp-4 g: hornblende phenocryst with no biotite rim (SAp-4) h: back-scattered electron image of coexisting with magnetite and illumenite (SAp-2) Abbreviation: Aln:allanite, Bt: biotite, Fa: fayalite, Hbl:hornblende, Ill: illumenite, Mag: magnetite, Opx:orthopyroxene, Pl: plagioclase, Qtz: quartz

を多く含む．アルカリ長石のホスト部の化学組成はSAタイプではOr64付近にピークをもち，SApはOr96付近で上昇するピークをもつ．SAタイプのアルカリ長石ホスト部の化学組成範囲はMOとほぼ同じである．これらの特徴に加え，Ab79～Ab95成分のラメラをもつものがSApである．

〔岩石薄片記載〕斑晶鉱物の多くは破片状で，石基はフェルシティック組織を示す．北部林道の標高1278mの南付近では石基に溶結構造が観察される．集斑状斜方輝石と斜長石の集斑状組織（Fig.3e）や輝石の周りが角閃石に置き換わり，縁を細かい黒雲母で取り巻かれているものがある．Fig.3fでは角閃石の周りが黒雲母に取り囲まれているものも見られる．中には角閃石の外形は単結晶であるが，微細な角閃石に入れ換わったものが見られる（Fig.3g）．角閃石も斑晶として1～2mmの自形の結晶も見られる．また斜長石が多く含まれ，斜長石の成分はAn30～An50が多く，An70のものは少ない．副成分鉱物では褐れん石，燐灰石，磁鉄鉱，イルメナイト，カンラン石，ジルコンが含まれる．Fig.3hのイルメナイトと磁鉄鉱は共存する．SApに観察されるラメラはマイクロパーサイトで，パッチパーサイトも多く見られる（Fig.3b）．ラメラの幅は90～150μmである．猿ヶ城峰タイプと森タイプは，アルカリ長石のホスト部の化学組成は類似しているが，猿ヶ城峰タイプは角閃石と斜長石を多く含み，輝石を僅かに含むことで森タイプと区別される．

〔模式地〕猿ヶ城峰（1333m）東部の狼煙台周辺，猿ヶ城風穴周辺

〔分布・層厚〕鹿島槍国際スキー場から小熊山方面へ至る北部林道で，基盤との境界部付近から猿ヶ城峰付近を通り，小熊山（1302m）山頂北部にかけての北部林道周辺，狼煙台周辺，猿ヶ城風穴周辺，仁科山地西方の右手集落の西側にある荒崎沢では有明花崗岩の捕獲岩体（加藤ほか,1989）として，篭川支流の黒沢左股周辺ではルーフペンダント状（加藤ほか,1989）に分布している．猿ヶ城峰での層厚は約380mあり，北村集落から猿ヶ城跡に至る登山道の南西部にある沢では巨大な塊状の露頭が観察され，その層厚は約200mである．これまで，狼煙台周辺は青木花崗岩の分布域であったが，今回の調査で森タイプと猿ヶ城峰タイプも多く分布している（Fig.1）ことが見いだされた．

SApは，鹿島槍国際スキー場から小熊山方面へ至る北部林道で，基盤との境界部付近（標高1200m）から小熊山山頂北部に至る林道（標高1278m），荒崎沢，篭川支流の黒沢左股周辺に分布し，MOpよりも分布域が広い．猿ヶ城跡周辺の青木花崗岩との接触部付近では微細なパーサイト状カリ長石が鏡下で観察される．

〔岩相〕荒崎沢では有明花崗岩との接触部に黄鉄鉱が生じ，岩石全体が白く見える．黒沢左股の標高1240m付近では岩石全体が灰白色で1㎜大の有色鉱物を多く含み，ごま塩状に見える．また溶結凝灰岩の部分がある（転石）．北部林道の小熊山山頂北部付近では，岩石全体が淡黄灰色で1～4㎜のカリ長石，2～4㎜の石英の斑晶を多く含む．青色の月長石を僅かに含むことがある．また林道の標高1278mの南付近や猿ヶ城風穴周辺では6～20㎜大の石質岩片を取り込んでいるが，その量は少ない．

全岩化学組成

木崎流紋岩の３つのタイプを全岩分析した．主成分分析は上越教育大学に設置された蛍光X線分析装置（Rix1000）を用い，微量元素およびREE分析はカナダのActLab社に分析を依頼した．分析に用いた試料は肉眼的にはほとんどが新鮮で，有色鉱物も緑泥石化や炭酸塩鉱物に置き換わっていない．アルカリ長石にラメラができ，角閃石の周辺部に黒雲母，磁鉄鉱からなる反応縁が見られるものもある．石基の部分の多くは脱ガラス化している．岩石の化学組成が変わるような強い変質は受けていない．

主成分

各タイプの代表的な分析値をTable 2に示し，分析結果をハーカー図（Fig.4）にプロットした．比較のため，青木花崗岩（植木・原山，2012）と濃飛

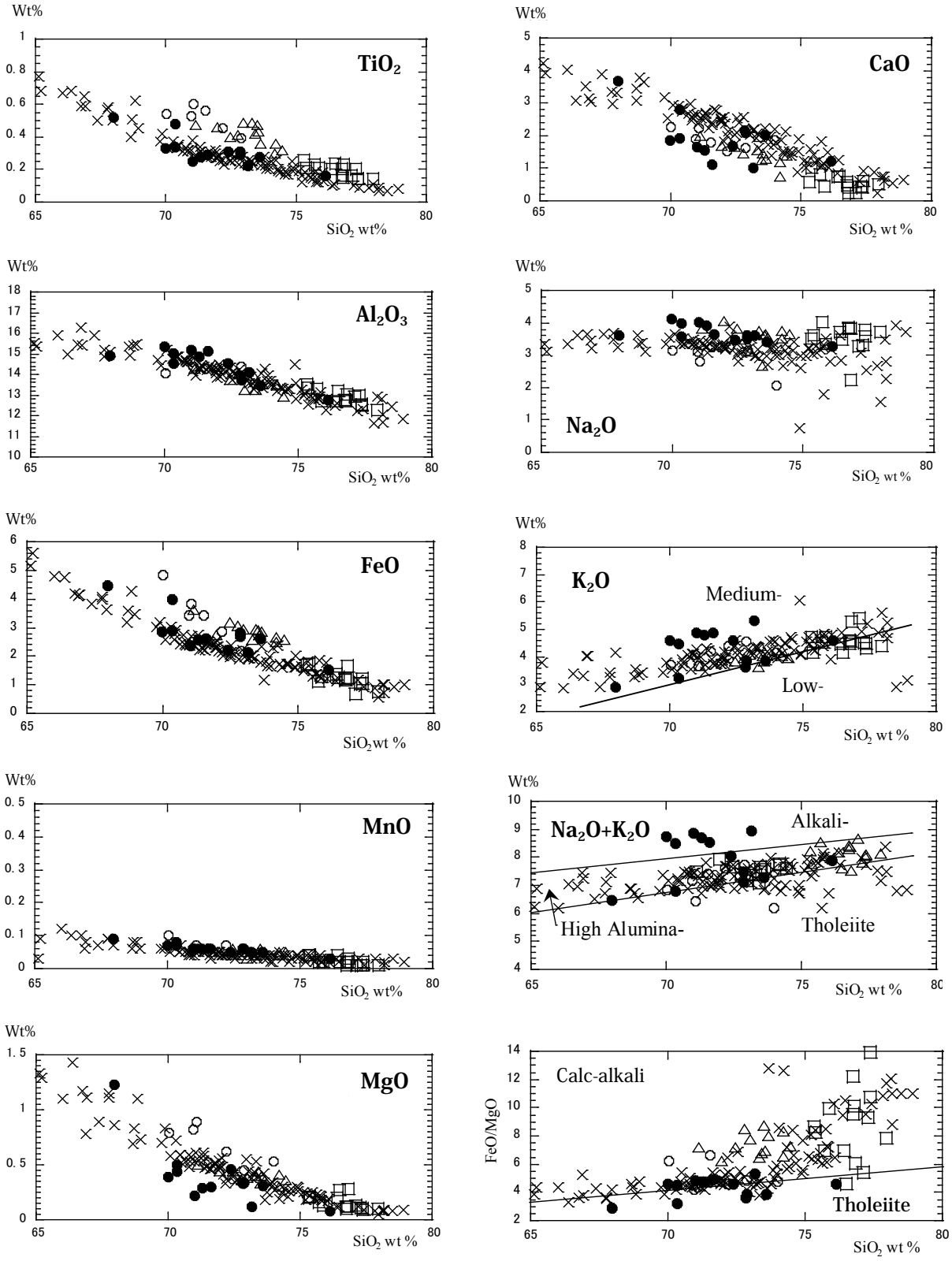

Fig. 4. Harker diagrams for the Kizaki rhyolite, the Aoki granite and the Nohi rhyolite.
○ : MD (Minamidaira type) □ : MO (Mori type) △ : SA (Sarugajomine type) ● : Aoki granite from Ueki and Harayama (2012)
× : Nohi rhyolite from Sonehara et al. (2005)

流紋岩（曽根原ほか, 2005）の化学分析値も用いた．

木崎流紋岩の SiO_2 成分は約 70 ～ 78wt% で流紋岩の組成を示す．南平タイプでは 70.03 ～ 72.89 wt%, 森タイプは 75.32 ～ 77.96 wt%，猿ヶ城峰タイプでは 71.14 ～ 74.21 wt% である．３つの中では南平タイプの SiO_2wt% が最も低く，森タイプの SiO_2wt% が最も高い．

南平タイプは MgO で猿ヶ城峰タイプや森タイプと異なるトレンドを示す．これ以外の主要元素は３つのタイプでほぼ同一のトレンドにのる．木崎流紋岩は TiO_2, FeO, MgO において青木花崗岩のトレンドとは異なっている．猿ヶ城跡周辺で新しく見つかった流紋岩は，木崎流紋岩のトレンドにのるとともに SA とほぼ同一の範囲に分布することから木崎流紋岩とした．植木・原山（2012）は CaO と Fe_2O_3 で木崎流紋岩に違いがあることを指摘している．CaO については青木花崗岩の組成は濃飛流紋岩と木崎流紋岩の 2 つのトレンド上にプロットされる．

Fig.4 では SiO_2-Na_2O+K_2O の Miyashiro（1978）の区分において木崎流紋岩と濃飛流紋岩の大部分は非アルカリ岩系に属し，富田（1928）が報告したアルカリ岩系はみられない．Fig.4 中の SiO_2-K_2O 図による火山岩類の分類では木崎流紋岩と濃飛流紋岩は高カリウム系列に属している．

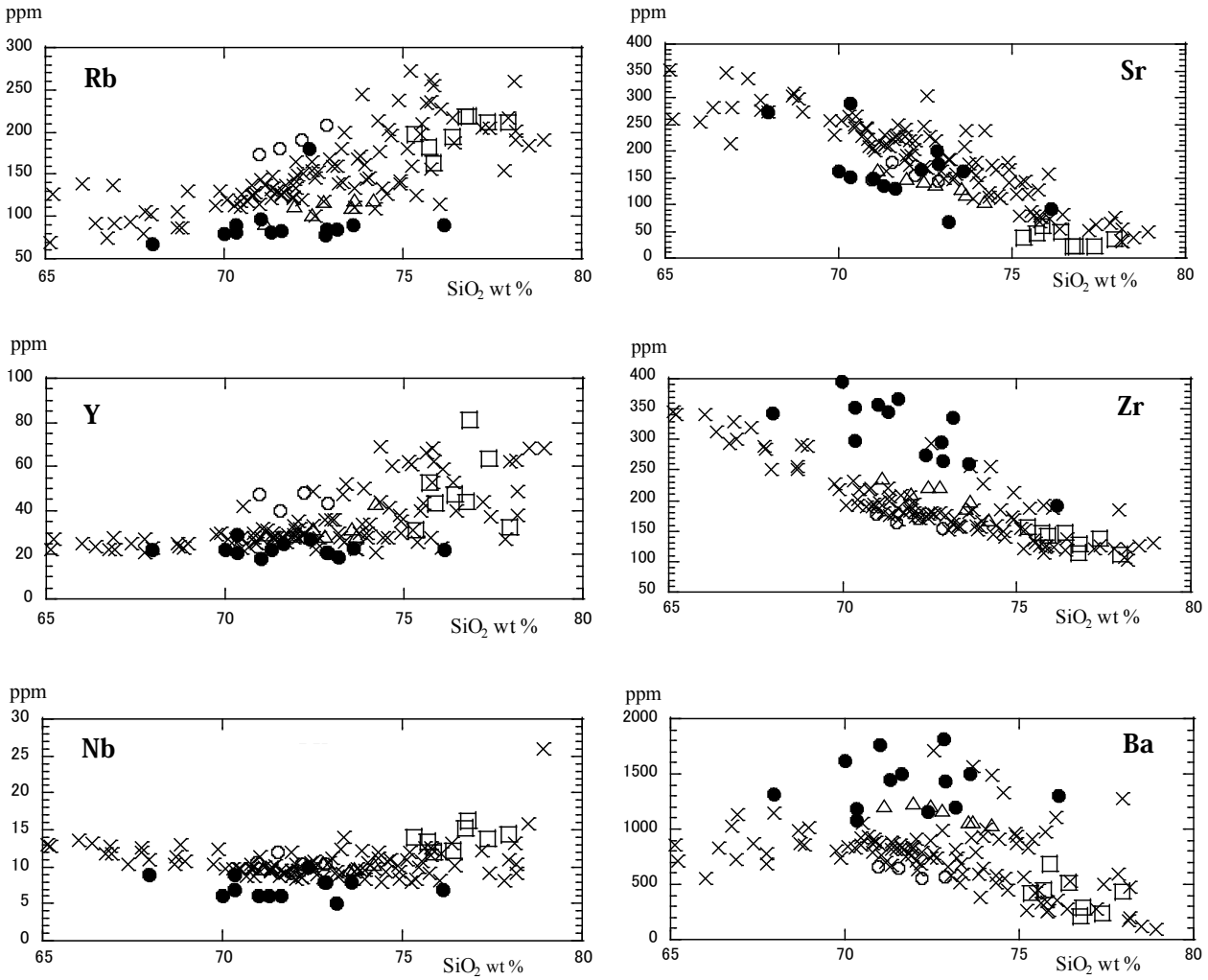

Fig. 5. SiO_2-rare earth element diagrams.
○: MD(Minamidaira type)　□: MO(Mori type)　△: SA(Sarugajomine type)　●: Aoki granite from Ueki and Harayama (2012)
×: Nohi rhyolite from Sonehara et al. (2005)

微量元素

Table 2 に微量元素分析値を示す．SiO_2- 微量元素の Fig.5 で示すようにこれらのうち Rb，Y，Nb では SiO_2 の増加に伴い，含有量の増加傾向がみられ，Sr，Zr，Ba では減少傾向がみられる．この傾向は濃飛流紋岩の場合も同様である．また Rb, Y, Nb は濃飛流紋岩の分布範囲内に木崎流紋岩の各元素が分布している．Sr では濃飛流紋岩の分布範囲の左下に木崎流紋岩が偏って分布している．Fig.6 の Rb と Sr 関係図では木崎流紋岩の南平タイプ，森タイプと猿ヶ城峰タイプは異なるグループとしてプロットされ，南平タイプは他の２タイプと異なるトレンドを示す．

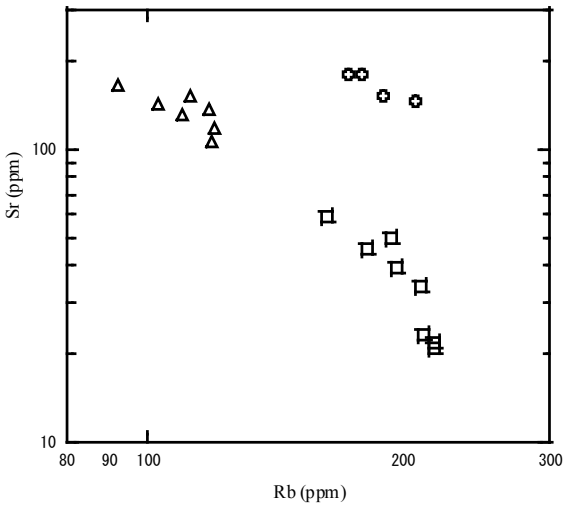

Fig. 6. Sr-Rb diagram.
○：MD (Minamidaira type) □：MO (Mori type)
△：SA (Sarugajomine type)

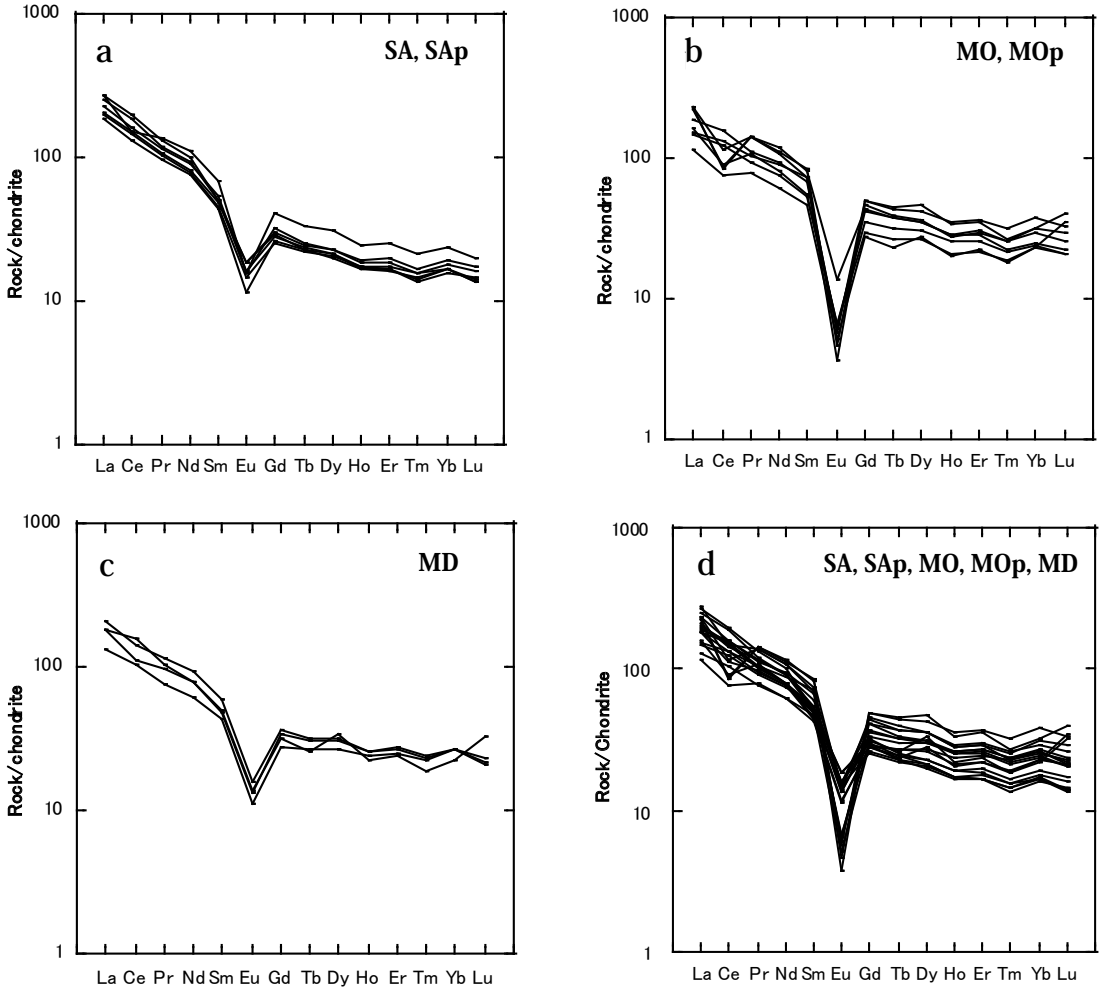

Fig. 7. Chondrite-normalized rare earth element patterns. a: Sarugajomine type b: Mori type c: Minamidaira type d: Kizaki rhyolite

Table 2. The bulk composition, trace element and rare earth element of the Kizaki rhyolite

Sample No	MO-1	MO-2	MO-3	MO-4	MO-5	MO-6	MO-7	MO-8	MO-9	MO-10	MO-11	MO-12	MOp-1	MOp-2	MOp-3	SA-1	SA-2
SiO_2 (wt%)	75.72	75.32	77.12	77.29	76.75	76.40	76.50	77.37	75.39	77.39	76.75	76.81	76.83	77.96	75.88	72.78	71.14
TiO_2	0.23	0.26	0.16	0.20	0.16	0.20	0.24	0.14	0.21	0.14	0.20	0.15	0.23	0.14	0.21	0.41	0.47
Al_2O_3	13.29	13.50	12.92	12.96	12.74	12.73	13.20	12.56	13.38	12.47	12.74	12.73	13.01	12.29	12.72	14.08	14.27
FeO	1.23	1.90	0.75	1.16	1.35	1.52	1.39	1.33	1.93	1.18	1.30	1.37	1.85	0.86	1.44	3.42	4.03
MnO	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.05	0.06
MgO	0.16	0.20	0.13	0.11	0.10	0.20	0.27	0.09	0.21	0.10	0.12	0.12	0.28	0.10	0.13	0.36	0.50
CaO	0.80	0.56	0.24	0.44	0.57	0.73	0.75	0.42	1.03	0.61	0.47	0.42	0.25	0.52	0.44	1.46	1.99
Na_2O	4.01	3.50	3.27	3.30	3.85	3.72	3.47	3.58	3.62	3.78	3.83	3.82	2.22	3.73	3.35	3.48	3.81
K_2O	4.52	4.73	5.41	4.53	4.46	4.46	4.15	4.49	4.17	4.32	4.58	4.55	5.30	4.39	4.70	3.93	3.67
P_2O_5	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.05
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
K_2O+Na_2O	8.53	8.23	8.68	7.83	8.31	8.18	7.62	8.07	7.79	8.10	8.41	8.37	7.52	8.12	8.05	7.40	7.49
FeO/MgO	7.69	9.63	6.00	10.33	13.63	7.75	5.09	15.43	9.12	12.00	10.60	11.20	6.73	8.76	11.08	9.45	7.98
A.S.I(mole ratio)	1.03	0.07	0.05	0.03	0.04	0.05	0.03	0.06	0.04	0.02	0.03	0.06	0.10	0.02	0.06	0.03	0.03
ppm																	
Rb	182	197				194				212	218		163	219	211	118	92
Sr	46	39				50				23	21		59	22	34	137	164
Y	52.7	31.0				47.0				63.6	44.0		43.5	80.9	32.8	28.1	29.0
Zr	146.00	157.00				148				138	115		143	129	111	222	236
Nb	13.30	14.00				12.2				13.7	15.3		11.9	16.2	14.5	10.6	9.7
Ba	446	418				518				238	209		682	294	441	1170	1210
La	45.3	38.7				35.7				36.9	54.0		54.9	55.1	27.5	47.1	60.0
Ce	95.6	54.9				75.7				81.9	54.0		51.2	70.8	46.0	89.4	114.0
Pr	11.3	10.8				9.2				10.4	14.2		14.4	14.0	7.9	10.2	11.9
Nd	44.4	37.7				35.4				42.1	53.0		55.5	51.3	29.1	37.6	43.6
Sm	10.1	8.3				8.1				10.9	12.6		12.2	11.0	7.0	6.8	7.6
Eu	0.36	0.40				0.40				0.22	0.28		0.83	0.34	0.31	0.89	1.11
Gd	8.75	6.20				7.48				10.30	9.73		9.13	10.30	5.80	5.39	6.10
Tb	1.50	1.08				1.27				1.75	1.58		1.50	1.81	0.94	0.87	0.90
Dy	8.88	6.61				7.62				10.60	9.04		8.79	11.60	6.98	5.14	5.28
Ho	1.74	1.26				1.52				2.11	1.66		1.71	2.02	1.22	1.05	1.02
Er	5.14	3.70				4.42				6.21	4.97		4.85	6.03	3.78	2.83	2.87
Tm	0.78	0.57				0.66				0.96	0.77		0.68	0.81	0.55	0.43	0.41
Yb	5.01	3.88				4.10				6.45	5.32		4.26	5.44	3.89	2.82	2.69
Lu	0.78	0.63				0.62				1.00	0.88		0.68	1.21	1.05	0.41	0.44

Table 2. The bulk composition, trace element and rare earth element of the Kizaki rhyolite (continued)

Sample No	SA-4	SA-5	SA-6	SAp-2	SAp-3	SAp-4	SAp-6	SAp-7	SAp-9	SAp-10	MD-1	MD-2	MD-3	MD-4	MD-5	MD-7	MD-8
SiO_2 (wt%)	74.21	73.32	73.51	74.20	73.55	73.66	73.43	73.00	74.47	72.47	71.08	72.89	70.03	70.97	72.19	74.00	71.54
TiO_2	0.36	0.49	0.47	0.30	0.43	0.36	0.42	0.49	0.32	0.40	0.60	0.39	0.54	0.53	0.45	0.35	0.56
Al_2O_3	13.48	13.93	13.51	13.50	13.56	13.53	13.25	13.25	12.91	13.74	14.36	14.40	14.06	14.68	14.29	14.13	14.27
FeO	2.67	2.57	2.89	2.48	2.76	2.87	2.95	2.93	2.59	3.18	3.83	2.17	4.82	3.44	2.86	2.53	3.43
MnO	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.10	0.19	0.05	0.06	0.07	0.05	0.10	0.06	0.07	0.05	0.06
MgO	0.41	0.40	0.33	0.30	0.40	0.36	0.44	0.38	0.36	0.44	0.89	0.45	0.78	0.82	0.62	0.53	0.52
CaO	0.75	1.56	1.24	1.17	1.45	1.27	1.96	2.23	1.40	1.67	2.24	1.64	2.27	1.90	1.53	1.86	1.79
Na_2O	3.75	3.75	3.63	3.50	3.64	3.54	2.68	3.10	3.64	3.82	2.79	3.16	3.14	3.10	3.23	2.07	3.23
K_2O	4.02	3.63	4.01	4.22	3.84	4.02	4.40	4.07	3.96	3.82	3.65	4.56	3.69	4.08	4.40	4.14	4.19
P_2O_5	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
K_2O+Na_2O	7.76	7.38	7.64	7.72	7.47	7.56	7.08	7.17	7.60	7.64	6.45	7.73	6.83	7.18	7.63	6.21	7.41
FeO/MgO	6.55	6.44	8.75	8.33	6.98	7.98	6.76	7.74	7.26	7.23	4.32	4.82	6.21	4.19	4.61	4.75	6.60
A.S.I(mole ratio)	1.13	1.076257	1.07	1.08	1.06	1.08	1.04	0.976414	1.01	1.02	1.14	1.10	1.057867	1.13	1.11	1.25	1.08943
ppm																	
Rb				119	110	120				103		208		173	190		180
Sr				106	131	118				143		144		181	153		178
Y				43.4	32.0	28.3				32.1		43.3		47.6	48.3		40.2
Zr				168	188	200				222		154		177	170		163
Nb				10.3	9.6	9.8				10.2		10.4		10.6	10.4		11.9
Ba				1040	1070	1060				1210		561		658	548		648
La				65.4	55.1	44.1				49.3		31.3		50.3	44.0		43.8
Ce				90.7	98.4	80.8				92.9		63.2		87.8	68.7		95.1
Pr				13.6	11.5	9.6				10.6		7.6		11.5	9.6		10.3
Nd				51.8	42.3	35.9				37.9		28.8		43.4	36.4		36.8
Sm				10.3	8.2	6.6				7.3		6.4		8.9	7.3		7.5
Eu				0.95	0.93	0.70				1.11		0.68		0.93	0.80		0.82
Gd				8.62	6.75	5.44				6.24		5.87		7.66	7.06		6.57
Tb				1.32	1.00	0.90				0.97		1.07		1.28	1.22		1.03
Dy				7.71	5.75	5.03				5.67		6.68		7.81	7.55		8.45
Ho				1.49	1.15	1.00				1.13		1.43		1.55	1.55		1.33
Er				4.35	3.37	2.79				3.19		4.21		4.58	4.60		4.07
Tm				0.64	0.50	0.44				0.47		0.68		0.71	0.71		0.56
Yb				3.96	3.25	2.89				3.03		4.47		4.57	4.49		3.78
Lu				0.606	0.526	0.423				0.488		0.634		0.703	0.657		0.972

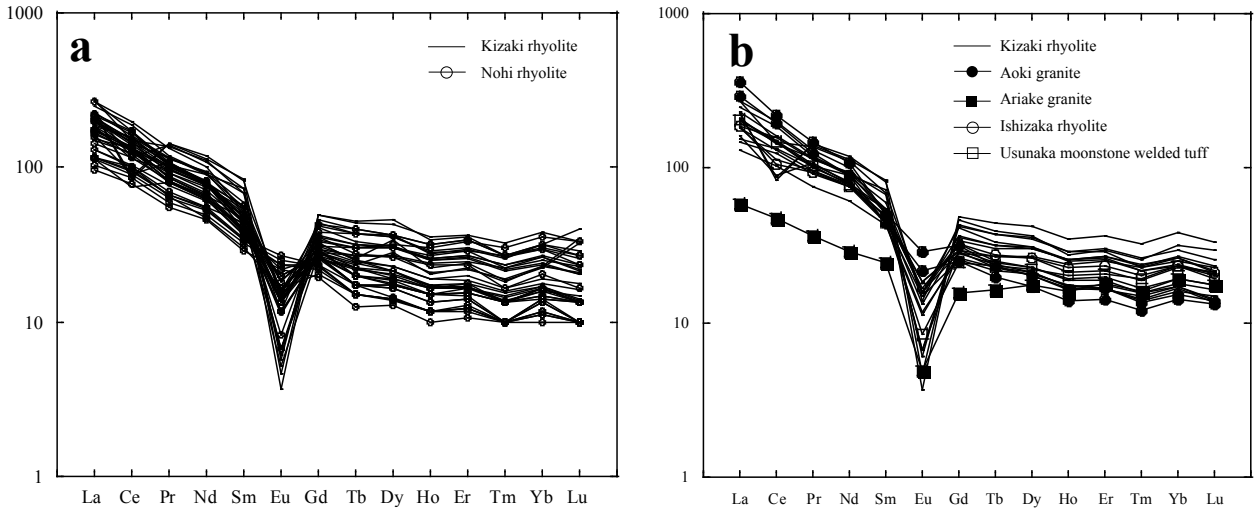

Fig. 8. Chondrite-normalized rare earth element patterns. a: Kizaki rhyolite and Nohi rhyolite　b: Kizaki rhyolite and related igneous rocks

希土類元素

３つのタイプをコンドライト値で規格化したREE パターンを Fig.7 に示す．Fig.7a は猿ケ城峰タイプ , Fig.7b は森タイプ , Fig.7c に南平タイプを，Fig.7d にそれらをまとめたものを比較のため示した．分析結果から，軽希土類元素では全体に右肩下がりを示すが，重希土類元素では２つのパターンがあり，１個を除くと猿ヶ城峰タイプは低く，森タイプと南平タイプではやや高い．Eu の負の異常にも２つのパターンがみられ，森タイプの異常値が高く，猿ヶ城峰タイプと南平タイプは低い．森タイプの一部には Ce で負の異常がみられ，また Yb では３つのタイプともに凸のパターンがみられる．

木崎流紋岩と濃飛流紋岩をコンドライト値で規格化した REE パターンを Fig.8a に示す．森タイプの Ce の負の異常と Eu の負の異常が大きいことを除けば，木崎流紋岩の REE パターンは濃飛流紋岩の範囲内である．

有明花崗岩，青木花崗岩，仁科山地の北方に分布する石坂流紋岩（月長石を含む），富山県に分布する臼中月長石溶結凝灰岩についても REE パターンを Fig.8b に示し，比較した．有明花崗岩のパターンはそれ以外とは異なるが，青木花崗岩，石坂流紋岩，臼中月長石溶結凝灰岩のパターンは類似している．

不適合元素

N-MORB 値で規格化したスパイダー図（Fig.9）では，木崎流紋岩の３つのタイプともに Nb，Sr，P，Ti の濃集の割合は少ないが，森タイプの Ba と Sr の濃集が他のタイプと異なる．曽根原ほか（2005）の報告した濃飛流紋岩（Fig.10）と木崎流紋岩のスパイダーパターン（Fig.9d）を比較するとパターンはほぼ一致する．

曽根原ほか（2005）は濃飛流紋岩の分析値を Peace et al.（1984）の Nb-Y 図および Rb-(Y+Nb) 図にプロットした．その結果，プロット範囲がプレート内花崗岩（WPG）と火山弧花崗岩（VAG）の境界付近の領域にあると報告している．Fig.11a と Fig.11b に木崎流紋岩の値を入れると濃飛流紋岩と同様なプレート内花崗岩（WPG）と火山弧花崗岩（VAG）の境界付近の領域にプロットされる．

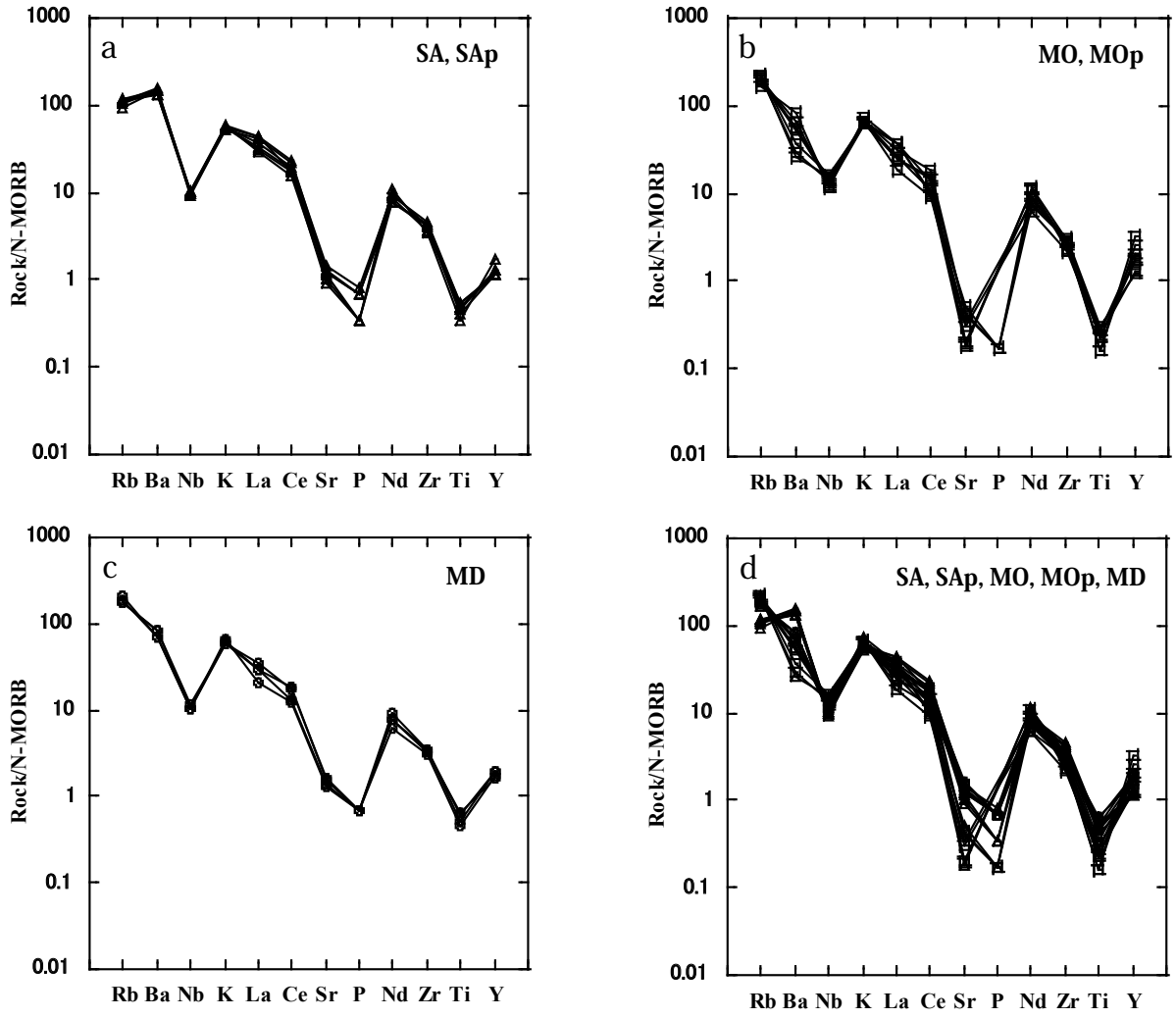

Fig. 9. Spider diagrams for each type of the Kizaki rhyolite.

考察

木崎流紋岩の噴出年代

木崎流紋岩は有明花崗岩や青木花崗岩の貫入に伴い，熱の影響を受けていることが多い．熱の影響を受けていない新鮮なものを選び，K-Ar 年代測定を行った．採取地点は南部林道の（N36° 32' 869, E137° 49' 859）で，パーサイトラメラを含まない森タイプのものである．全岩の K-Ar 年代は 67.2 ± 4.5Ma の値を示した．加藤ほか（1989）は青木花崗岩の K-Ar 年代を 63.9 ± 1.5Ma，64.9 ± 1.6Ma，原山ほか（2009）は有明花崗岩の K-Ar 年代を 64.4 ± 1.1Ma と報告している．今回測定した木崎流紋岩の K-Ar 年代値は青木花崗岩の先行活動であるとした植木・原山（2012）の見解と矛盾しない．

木崎流紋岩の噴出順

石沢（1982）は木崎流紋岩を少なくとも３枚のフローユニットに細分されるとした．植木・原山（2012）は木崎流紋岩のユニットに化学組成の違いや岩石の組織による違いがあることを報告したが，それぞれのユニットの分布や特徴，噴出順序を明らかにしていない .

本研究では鉱物組み合わせ，主成分の MgO と K_2O や微量成分の Ba や Sr の SiO_2 に対する変化トレンドに違いがあることを明らかにした．Fig.6 の Rb と Sr 関係図では木崎流紋岩の南平タイプ，森タイプと猿ヶ城峰タイプが異なるグループとしてプ

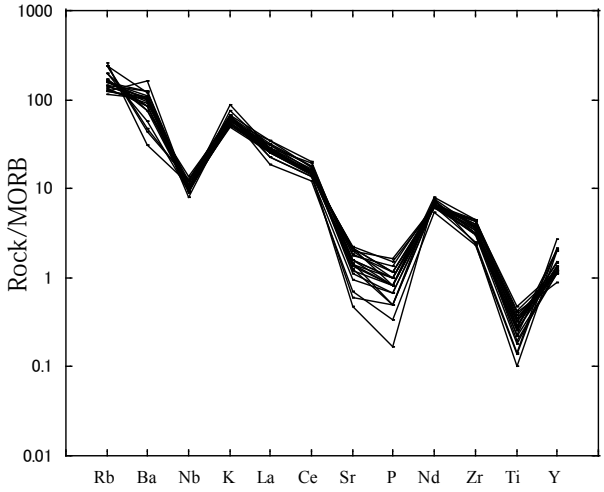

Fig.10. Spider diagram for the Nohi rhyolite from Sonehara et al. (2005)

ロットされ，南平タイプは他の２タイプと異なるトレンドを示した．これらの化学組成の違いから３枚のユニットがあることを示し，その分布を明らかにした．

これら３枚のユニットの噴出順序について考察する．小熊山南部林道上で観察される森タイプと南平タイプの接触部の流紋岩は，鏡下では森タイプの斑晶鉱物は新鮮であるが南平タイプの斑晶鉱物は汚染されていて明らかな違いがある．溶結凝灰岩の下部が他の溶結凝灰岩に熱的影響を強く与えることはあまり考えられないが , 多少風化作用を受けた後，森タイプの溶結凝灰岩が貫入し，仁科山地南麓では覆ったようにも見える．また，小熊山南部林道からサテライト局へ向かう林道上で観察される，森タイプと南平タイプの接触部付近に分布している森タイプの溶結凝灰岩も新鮮である．これらの事から森タイプの活動は南平タイプよりも新しいと考えられる．

猿ヶ城峰タイプと森タイプが直接接している露頭は見つからないが，サンアルピナ鹿島槍国際スキー場の東側を流れる前沢川源流付近では青い月長石を含む森タイプが分布し , その上位に猿ヶ城峰タイプが分布している．分布の標高では森タイプが猿ヶ城峰タイプよりも低いことから，森タイプの噴出が古いと考えられる．よって活動は古い方から新

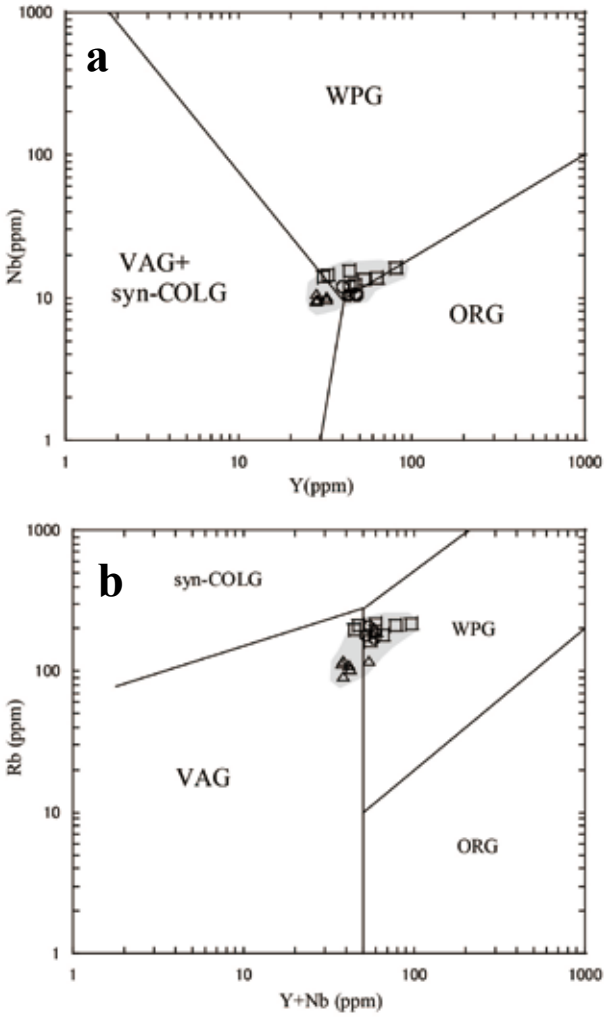

Fig.11. Nb-Y and Rb-(Y+Nb) diagrams for the Kizaki rhyolite. Shadow area shows the Nohi rhyolite.

しい方にかけて南平タイプ→森タイプ→猿ヶ城峰タイプの順である．

月長石に与えた熱の影響

猿ヶ城峰周辺で，隣接して分布している SA と SAp は，斜長石と周囲を黒雲母で囲まれた角閃石が含まれていることで共通しているが，顕著なラメラをもつアルカリ長石は SAp のみに含まれ，SA では非常に微細なラメラであることで異なる．SA と SAp のこれらの共通点と差異点から，木崎流紋岩の活動後，有明花崗岩や青木花崗岩類の貫入の熱の影響でサニディン成分が Or 成分と Ab 成分の２相に分離して顕著なパーサイトラメラを形成したものが SAp であり，また接触部から距離が離れてい

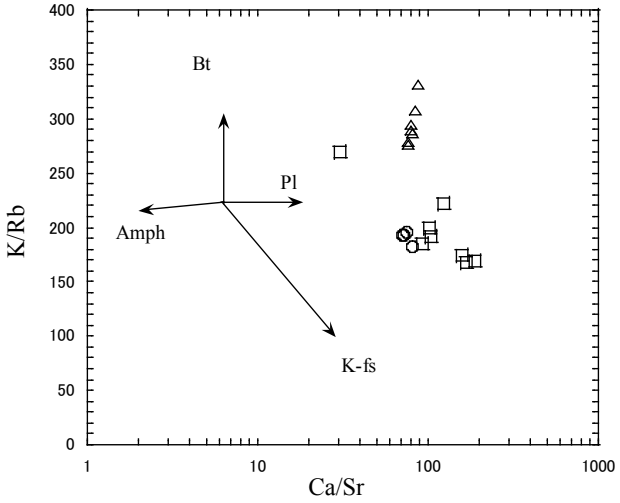

Fig.12. K/Rb-Ca/Sr diagram for the Kizaki rhyolite.

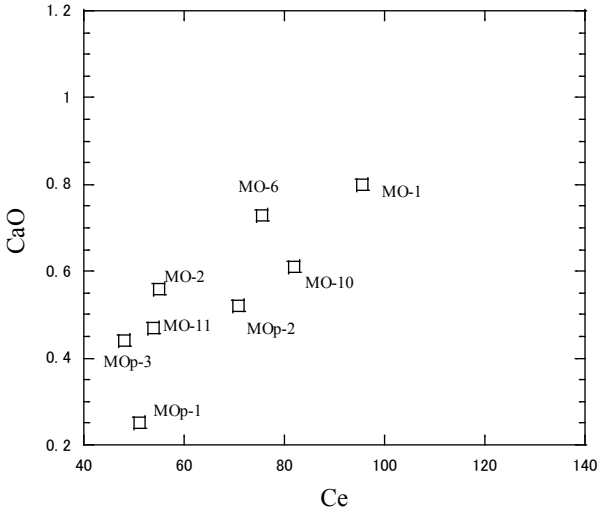

Fig.13. CaO-Ce diagram.

Table 3. Chemical composition of Allanite

Sample No	MO-2	MO-2
Mineral	Allanite	Allanite
SiO_2	28.17	28.46
TiO_2	2.36	2.35
Al_2O_3	12.06	11.67
Cr_2O_3	0	0
FeO	15.8	15.22
MnO	0.1	0.2
MgO	0.52	0.41
CaO	8.99	9.05
Na_2O	0	0
K_2O	0	0
TeO_2	0.83	0.67
La_2O_3	7.87	7.76
Ce_2O_3	12.98	12.7
Nd_2O_3	2.88	3.13
ThO_2	0.11	0.31
Total	92.67	91.93
O=12.5		
Si	3.161	3.219
Al	1.595	1.555
Cr	0.000	0.000
Ti	0.199	0.200
Fe^{3+}	1.485	1.442
Mn	0.010	0.019
Mg	0.087	0.069
Ca	1.064	1.079
Na	0.000	0.000
K	0.000	0.000
Te	0.044	0.036
La	0.382	0.380
Ce	0.176	0.169
Nd	0.075	0.084
Th	0.003	0.009
Total	8.280	8.260

たため影響が軽微であり，サニディンそのものの成分をほぼ保っているものがSAであると考えられる．

南部林道周辺に分布する森タイプのMOpには顕著なパーサイトラメラがみられるが，有明花崗岩から距離的に離れていることから，地下に有明花崗岩体が存在している可能性がある．林道二ツ屋線に見られるMOpは有明花崗岩に近いのでその熱による影響が考えられる．

月長石はSApでは猿ヶ城峰から南へ距離にして約500m付近までしか含まれず，しかもうす青い色で少量である．それ以南では観察されない．SAは青い反射光を放つ月長石が多く含まれていることでSApとは異なっている．

Yund and Davidson（1978）やSmith and Brown（1988）による合成実験や熱力学による計算ではアルバイトとK長石の固相間隙は温度が上昇すると狭くなっていき，700℃でサニディン1相になることを報告している．富阪・澁谷（1955）は，閃光を有する長石を高温に加熱すると閃光性が消失することを示した．これは高温となり，サニディン1相領域の温度となり，熱によりラメラが消滅したことを示す．

木崎流紋岩では花崗岩に近い方が，固相間隙が広くなっている．このことは花崗岩に遠いほど温度が高くなっていくことを示すこととなる．接触変成作

Table 4. Chemical compositions of amphiboles, biotite, pyroxene and olivine

Sample No	MO-2	MO-2	SA-2	SA-2	SAp-2	SAp-4-1	SAp-4-1	SAp-4-2	SAp-4-2	MOp-4	SAp-4	SA-2	SA-2	MO-2-1	MO-2-2	SA-1
Mineral	hornblende	hornblende	hornblende	hornblende	hornblende	hornblende	hornblende	hornblende	hornblende	biotite	biotite	orthopyroxene	orthopyroxene	olivine	olivine	olivine
Part	core	rim	rim	core	core	rim	core	rim	core							
SiO_2	41.01	40.47	44.13	42.71	43.35	46.11	46.66	41.65	41.81	37.64	34.08	48.54	48.62	28.83	28.51	29.46
TiO_2	2.05	2.09	1.58	1.75	0.15	0.85	0.79	1.87	1.55	2.94	2.5	0.29	0.23	0.07	0.08	0
Al_2O_3	7.6	7.38	7.88	7.39	5.66	3.78	3.53	7.68	7.57	11.91	16.9	0.58	0.98	0.08	0	0.27
Cr_2O_3	0	0	0.09	0	0.01	0.1	0.05	0	0.04	0.04	0	0.12	0	0.01	0.12	0
FeO	27.2	28.9	23.69	23.79	29.9	24.75	24.56	26.08	26.92	30.26	26.69	35.68	32.98	63.69	63.22	60.75
MnO	0.36	0.33	0.23	0.17	1.84	0.64	0.57	0.49	0.45	0.5	0.62	0.75	0.88	2.27	2.18	1.71
MgO	4.83	4.22	7.37	6.98	3.31	7.29	7.69	4.74	4.55	4.03	5.11	10.51	12.13	1.69	1.24	4.14
CaO	9.86	9.98	9.96	9.62	9.42	9.85	9.78	10.06	10.13	0	0.13	1.35	1.81	0.2	0.21	0.19
Na_2O	1.68	1.5	1.44	1.55	1.32	1.19	1.23	1.72	1.34	0.08	0.13	0.22	0.29	0	0	0
K_2O	1.13	1.21	1.57	1.31	0.74	0.74	0.72	1.19	1.33	9.39	9.39	0	0	0	0	0
Total	95.72	96.08	97.94	95.27	95.70	95.30	95.58	95.48	95.69	96.79	95.55	98.04	97.92	96.84	95.56	96.52
	O=23									O=22		O=6		O=4		
Si	6.664	6.619	6.832	6.820	7.115	7.344	7.388	6.745	6.777	5.974	5.413	2.000	1.972	0.993	0.998	0.996
Al	1.456	1.423	1.438	1.391	1.095	0.710	0.659	1.466	1.446	2.228	3.164	0.006	0.047	0.003	0.000	0.011
Cr	0.000	0.000	0.011	0.000	0.001	0.012	0.006	0.000	0.005	0.005	0.000	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000
Ti	0.251	0.257	0.184	0.210	0.019	0.102	0.094	0.228	0.189	0.351	0.299	0.009	0.007	0.002	0.002	0.000
Fe^{2+}	3.696	3.953	3.067	3.177	4.104	3.296	3.252	3.532	3.649	4.017	3.545	1.229	1.119	1.835	1.850	1.718
Mn	0.050	0.046	0.030	0.023	0.256	0.086	0.076	0.067	0.062	0.067	0.083	0.026	0.030	0.066	0.065	0.049
Mg	1.170	1.029	1.701	1.661	0.810	1.731	1.815	1.144	1.099	0.953	1.210	0.645	0.733	0.087	0.065	0.209
Ca	1.690	1.721	1.626	1.620	1.630	1.654	1.633	1.718	1.732	0.000	0.022	0.059	0.077	0.007	0.008	0.007
Na	0.529	0.476	0.432	0.480	0.420	0.367	0.378	0.540	0.421	0.025	0.040	0.018	0.023	0.000	0.000	0.000
K	0.234	0.252	0.310	0.267	0.155	0.150	0.145	0.246	0.275	1.901	1.903	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	15.739	15.776	15.631	15.648	15.606	15.453	15.447	15.687	15.656	15.521	15.678	3.995	4.009	2.994	2.990	2.990
Mg/(Mg+Fe)	0.240	0.207	0.357	0.343	0.165	0.344	0.358	0.245	0.232	0.192	0.254	0.344	0.396	0.045	0.034	0.108
Ca*	25.8	25.7	25.4	25.1	24.9	24.8	24.4	26.9	26.7			3.0	4.0	0.4	0.4	0.4
Mg*	17.8	15.3	26.6	25.7	12.4	25.9	27.1	17.9	17.0			33.4	38.0	4.5	3.4	10.8
Fe*	56.4	59.0	48.0	49.2	62.7	49.3	48.5	55.2	.56.3			63.6	58.0	95.1	96.2	88.8

Total Ca*+Mg*+Fe* were recalculated as 100%.

Table 5. Chemical compositions of magnetite and ilumenite

Locality	SAp-2	SAp-2
Mineral	Magnetite	Ilmenite
SiO_2	0.31	0.17
TiO_2	6.67	49.45
Al_2O_3	0.07	0.02
Cr_2O_3	0.00	0.00
FeO	83.09	40.24
MnO	0.78	6.94
MgO	0.00	0.10
CaO	0.11	0.00
Na_2O	0.04	0.00
K_2O	0.05	0.00
total	91.07	96.92
	O=4	O=3
Si	0.012	0.004
Al	0.003	0.001
Cr	0.000	0.000
Ti	0.198	0.965
Fe^{3+}	1.581	0.062
Fe^{2+}	1.169	0.812
Mn	0.026	0.153
Mg	0.000	0.004
Ca	0.005	0.000
Na	0.003	0.000
K	0.003	0.000
Total	3.000	2.000
Ti	0.198	0.927
Fe^{2+}	1.169	0.897
Fe^{3+}	0.790	0.030
Total	2.158	1.854

用においては熱源に近いほど高い熱の影響を受けるので，事実と異なる．

木崎流紋岩は溶結凝灰岩であるため，噴出した時は急冷された．このためラメラのないサニディンであり，青色や白色の光沢はなかった．花崗岩の貫入で，熱の影響によりサニディンの２相分離がおこった．離れた場所では熱の影響はほとんどなかったので，２相分離がほとんど肉眼的にはわからない程度しか進まなかった．

青い反射光を放つ月長石は顕微鏡では見ることができない微細なラメラができており，SA に月長石が多いのは熱の影響が小さかったことを示す．SAp では熱の影響を強く受け，パーサイトラメラの分離が進んだと思われる．

木崎マグマのテクトニクス場

本研究において木崎流紋岩は Fig.11a の Nb-Y 図および Fig.11b の Rb-(Y+Nb) 図でプレート内花崗岩と火山弧花崗岩の領域付近にプロットされることを示した．

曽根原ほか（2005）は，濃飛流紋岩は Nb-Y 図や Rb-(Y+Nb) 図のプロット領域が一部プレート内花崗岩に入るが，花崗斑岩類の大部分が火山弧花崗岩（VAG）の領域にプロットされることを報告している．同様の傾向は Kagami et al.（1992）によって報告された中国地方に分布する花崗岩類や琵琶湖南部の田上地域の花崗岩類（周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，2000）にもみられる．これらのことから白亜紀後期の西南日本内帯のテクトニクス場が基本的には火山弧の性質を有していたと判断できるとしている．また，スパイダー図において濃飛流紋岩および花崗斑岩類が明瞭な HFS 元素（Nb，Ti，P）の負の異常を示し，火山弧の特徴を備えていることと合致しているとしている．

このことから，木崎流紋岩の HFS 元素（Nb，Ti，P）スパイダー図でも負の異常を示すことから，木崎流紋岩のテクトニクス場も火山弧の特徴を備えていると考えられる．

木崎流紋岩の形成過程

笹倉（1932）は木崎流紋岩と青木花崗岩を同一のマグマだまり起源の岩石とした．しかし植木・原山（2012）は全岩化学組成のトレンドが異なることから同一のマグマだまり起源とは断定できないとした．また彼らは木崎流紋岩と青木花崗岩の大部分は非アルカリ岩系に属し，青木花崗岩のマグマ生成温度を 850 ～ 900℃と推定するとともに，一般的な珪長質マグマよりも高温で水に乏しい活動であると述べている．また石沢（1982）は，木崎流紋岩は青木花崗岩とともにイルメナイト系列に，有明花崗岩の大半を磁鉄鉱系列に分類している．

青木花崗岩の中でも TiO_2, FeO, CaO, K_2O, Sr などに２つのトレンドがみられる．このことは青木花崗岩のマグマ溜まりに下部から異なるマグマが混入

したか，いくつかの小さな異なるマグマ溜まりができていたことを示す．木崎流紋岩が溶結凝灰岩であることは地表に噴出したことを示す．その後，青木花崗岩が貫入する深さまで埋没したと思われる．フォッサマグナの陥没深度からしても結晶分化作用が起こった深さは，マグマが生成されるような地殻下部や中部ではなく，地殻の最上部と考えられる．

木崎流紋岩と青木花崗岩の中に３種類の角閃石が存在する．斑晶として存在し，オパサイト化や縁が黒雲母に置き換わったもの，分解が進みカンラン石，磁鉄鉱，褐れん石の集斑状組織になっているもの，斜方輝石が分解し微細な角閃石に置き換わったものである．最初の２つの角閃石は初生的なものであり，最後の輝石から置き換わった角閃石は地殻上部マグマ溜まりで再結晶化したものであろう．

Grebennikov and Maksimov（2006）の K/Rb と Ca/Sr の関係から結晶分化の方向を示す Fig.12 に木崎流紋岩の３つのタイプをプロットした．これで見る限り南平タイプは，結晶分化作用の影響をあまり受けておらず，マグマ溜まりで結晶分化作用の初期の段階で噴出した可能性がある．森タイプと猿ケ城峰タイプには異なった結晶の分別が起きている．Fig.12 において，森タイプは K-fs による結晶分化作用による変化がみられ，猿ケ城峰タイプは黒雲母の結晶分化作用による変化がみられる．より結晶分化作用が進み酸性岩になると Eu 異常が大きくなる．最も酸性岩である森タイプに最も Eu の負の異常が生じている．このように３つのタイプには結晶分化作用の方向に違いがみられる．

森タイプの一部にみられる Ce の負の異常は，基盤に含まれる石灰岩と褐れん石などの影響が考えられる．Ce と CaO 関係を示す Fig.13 では CaO が高いと Ce が低いわけではなく，石灰岩の溶融だけでは説明がつかない．Table 3 の褐れん石の分析値が示すように Ce の値は 12.98% と非常に高い．褐れん石による Ce の濃縮がみられる可能性はあるが，褐れん石を含む岩石が Ce の負の異常を示すわけではない．Ce の負の異常について原因はよくわからない．

青木花崗岩と木崎流紋岩中の角閃石，斜方輝石，カンラン石の化学組成はほぼ同じである．特にカンラン石は Table 4 に示すように Fa 成分が 90 ～ 95 とほぼ Fayalite エンドメンバーに近い組成を示す．Lindsley（1983）は合成実験でファヤライトは石英と共存する場合，低圧で安定であるが，高圧では輝石となることを報告した．木崎流紋岩には石英が斑晶としてあり，Fe カンラン石も安定に存在する．木崎流紋岩の斜方輝石は角閃石に置き換わる途中であり，不安定である．植木・原山（2012）は青木花崗岩の花崗斑岩中の輝石を用いて，輝石温度計で 907+13℃（2kbar）を報告している．しかし猿ケ城峰タイプの流紋岩中のイルメナイトと磁鉄鉱共生（Fig.3h）関係から Buddington and Lindsley (1964) に従い，温度を計算すると，620 ～ 680℃であった．この値は固相線近くで，鉱物が結晶分別するためには低すぎると思われる．植木・原山(2012)が見積もった 2kbar は深さ約 6km 位で，初生的マグマ発生というより地上に噴出する前のマグマ溜まりで，結晶分化作用や混成作用が起きた場所であると思われる．

植木・原山（2012）は青木花崗岩のトレンドの違いは花崗斑岩の結晶分化作用や花崗斑岩と苦鉄質マグマとのマグマ混合と報告している．木崎流紋岩の３つのユニットの違いは，異なるマグマが上昇し，有明花崗岩，青木花崗岩が徐冷された位置である深さ数 km のところで，結晶分化作用が起こり，その後，地表に噴出したものと思われる．

まとめ

森タイプの全岩の K-Ar 年代は 67.2 ± 4.5Ma を示すことから木崎流紋岩は白亜紀後期から古第三紀にかけての珪長質火成活動の 1 つである．

木崎流紋岩の SiO_2 は 70 ～ 78wt% を示す多斑晶質な流紋岩質溶結凝灰岩であり，非アルカリ岩系で高カリウム系列に属する．

木崎流紋岩は，鉱物組み合わせと岩石の化学組成

の違いから南平タイプ , 森タイプ , 猿ヶ城峰タイプの３タイプに分けられることから，少なくとも３回の活動があり，南平タイプ→森タイプ→猿ヶ城峰タイプの順に噴出した .

猿ヶ城峰タイプと森タイプのアルカリ長石にみられる顕著なパーサイトラメラは , 木崎流紋岩の 3 回の活動後の , 青木花崗岩と有明花崗岩の貫入による熱の影響を受けて形成された.

Peace et al.（1984）の Nb-Y 図および Rb-(Y+Nb) 図によれば，木崎流紋岩のテクニクス場は火山弧としての性質を示す.

謝辞

本研究にあたって，上越教育大学故戸北凱惟副学長，天野和孝副学長，中村雅彦教授をはじめ，自然系コース理科教官の方々や社会系コースの山縣耕太郎教授からは多くの激励と支援をいただいた．また，上越教育大学元岩石研究室のゼミの方々には研究内容について議論していただいた．木下房男氏と溝口秀勝氏には露頭を案内していただいた．また論文発表にあたりフォッサマグナミュージアム宮島　宏館長, 竹之内 耕博士には大変お世話になった．また，図表の修正にあたって久保田吉則氏にお世話になった．以上の方々に心より謝意を表する.

文献

Buddington,A.F.and Lindsley,D.h.(1964),Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, **5,** 310-357.

Grebennikov, A.V.and Maksimov,S.O. ,2006, Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Rossia. *Journal of Mineralogical and Petrological Sci*ences, **101**, 69-88.

原山　智・大塚　勉・酒井純一・小坂共栄・駒沢正夫，2009，松本地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅），地質調査所，63p.

石沢一吉，1982，北アルプス鹿島槍ヶ岳－烏帽子岳付近の火成岩の地質．地質学雑誌，**88**，215-230.

Kagami, H., Iizumi,S., Tainosho, Y. and Owada, M.,1992, Spatial variations of Sr and Nd isotope ratios of Cretaceous-Paleogene granitoid rocks, Southwest Japan Arc., *Contribion for Mineralogy and Petrology*. **112**, 165-177.

加藤碩一・佐藤岱生・光村弘二・滝沢文教，1989，大町地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅），地質調査所 , 103p.

Lindsley D.H.,1983, Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, **68**, 477-493

Miyashiro,A.,1978,Nature of alkali volcanic rock series. *Contribution for Mineralogy and Petrology*, **104**, 381-389.

Pearce J.A, Harris N.B.W and Tindle A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**, 956-983.

笹倉正夫，1932, 信濃仁科山脈産含月長石石英斑岩と同族深成岩との関係．火山，**1**，60-73.

周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，2000，琵琶湖周辺の花こう岩質岩体－その 5.　田上地域の花こう岩類．地球科学，**54**，308-392.

Smith, J.V. and Brown, W.L. 1988, *Feldspar minerals. Crystal structure, physical, chemical and microtextural properties*. *1*, 878p, Springer, New York.

曽根原崇文・原山　智・白波瀬輝夫，2005，濃飛流紋岩および関連火成岩類の化学組成．地団研専報，no. 53，99-117.

富田 達，1928，信濃木崎湖畔森産曹達花崗斑岩中のヘィスティングサイトに就いて．地質雑，**35**，430-439.

富阪武士・澁谷五郎，1955，閃光を有する長石の熱的構造変化（Ｉ），鉱物学雑誌，**2**，155-164.

植木忠正・原山　智，2012，北アルプス，仁科山地における白亜紀後期の高温で水に乏しい珪長質火成活動，地質学雑誌，**118**，207-219.

Yund,R.A. and Davidson,P.,1978, Kinetics of lamellar coarsening in cryptoperthites. *American Mineralogist*. **63**, 470-477.

要約

木崎流紋岩を鉱物組み合わせ，化学組成の変化のトレンドから３つのタイプに分けることができた．それらの分布と活動順について明らかにした．活動年代は従来言われていた白亜紀後期で K-Ar 年代値は 67.2 ± 4.5Ma であった．この値は青木花崗岩の K-Ar 年代値よりも古い．鏡下で多く観察されるアルカリ長石のパーサイトラメラは，木崎流紋岩の活動後に青木花崗岩や有明花崗岩の熱の影響で固相分離が起きた結果形成された．主成分分析と微量元素分析値は火山弧の特徴を示す．濃飛流紋岩と比較すると主成分，微量成分，REE の規格パターン，不適合元素の規格化パターンが類似していることから，木崎流紋岩マグマの生成は濃飛流紋岩と同様な活動であったと考えられる．

キーワード：酸性火山活動，褐れん石，月長石，パーサイトラメラ，火山弧