

# 栃木県茂木町北部, 元古沢玄武岩の岩石学的研究

川野良信\* 崎山晃佑\*\* 清水隆一\*

キーワード: 玄武岩, 海洋性玄武岩, MORB, 希土類元素, チタン石

## I. はじめに

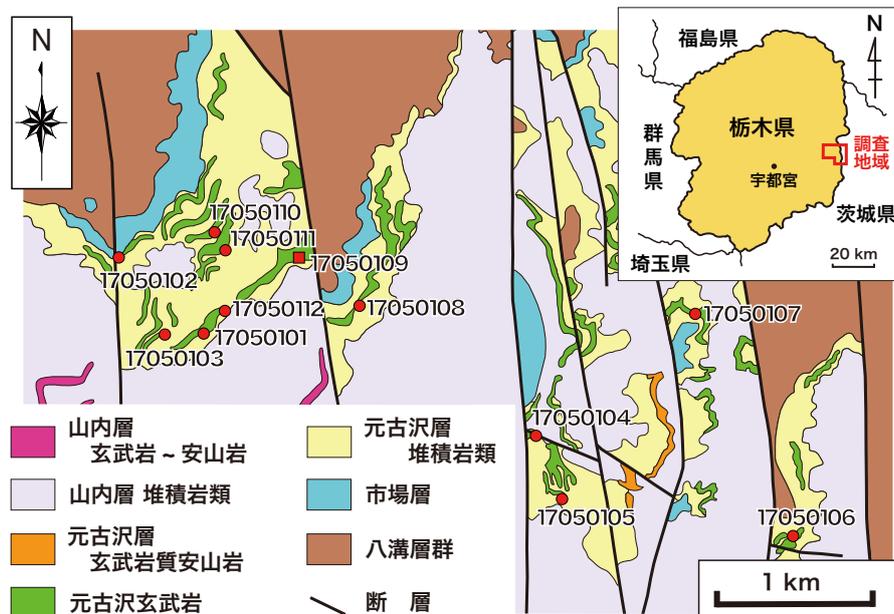
栃木県茂木町の北部には, 前期~中期中新世の火山砕屑岩および玄武岩質~デイサイト質貫入岩が分布している(伊崎ほか, 1985; 周藤ほか, 1985). 伊崎ほか(1985)は, 本地域に分布する火山岩類について鏡下観察と全岩化学分析を行い, その岩石学的特徴を報告した. また, 周藤ほか(1985)は, 同地域に分布するソレイト質玄武岩について検討を進め, 高TiO<sub>2</sub>, 低K<sub>2</sub>Oによって特徴付けられることを明らかにし, 元古沢玄武岩と命名した. さらに, Shuto et al. (1993)は, 元古沢玄武岩を含む東北日本の中新世火山岩類のSr同位体比を測定し, これらの初生マグマの起源について言及している. 加えて, 周藤ほか(1995)は, 東北日本のリソスフェア性マンタルのHFS元素の枯渇現象について検討し, 元古沢玄武岩の一部試料のHFS元素組成を報告した. 近

年, 山元・山崎(2023)は, 元古沢玄武岩を安山岩起源マグマの端成分のひとつとして本地域に分布する火山岩類の起源について論じ, その過程で元古沢玄武岩2試料とその上位である山内層中の玄武岩1試料の希土類元素組成を報告している.

このように, 元古沢玄武岩については, 一部の試料についてSr同位体比や微量元素・希土類元素組成の報告があり, 包括的な初生マグマの起源について検討がなされているものの, 元古沢玄武岩の成因に関する議論は深まっていない. 本研究では, 元古沢玄武岩の野外・鏡下観察, 全岩主成分元素・微量元素・希土類元素の分析を行うと共に, 起源マグマの成因について議論する.

## II. 地質概略

調査地域の地質図を第1図に, 模式柱状図を第2図に



第1図 元古沢玄武岩分布域の地質概略図

高橋・星(1995), 星・高橋(1996a; 1996b)を簡略化. 図中の数値は試料番号を示す.

\* 立正大学地球環境科学部

\*\* 立正大学地球環境科学部卒業生



用し、山内層中の玄武岩は山内層玄武岩と呼称する(第2図)。元古沢玄武岩11試料と上部玄武岩1試料の計12試料の採取を行った。これらの採取地点を第1図に示す。これらの玄武岩類は、道路沿いあるいは河川沿いに小～中規模の露頭として産出する(第3図A, B)。元古沢玄武岩は、黒色を呈する緻密で新鮮な岩石で、ガラス光沢を有する。長径1～2mmの柱状の斜長石を10～20%程含む斑状組織を呈する。また、100 cm<sup>2</sup>あたり1～十数個の頻度で、直径3mm程の空隙が認められる。上部玄武岩は、部分的に赤褐色を呈し、やや風化が認められるものの、新鮮な部分は黒色でガラス光沢を放っている。長径2～3mmの斜長石を50%程含む斑状組織を呈する。元古沢玄武岩にみられる空隙は認められなかった。

### III-2. 鏡下観察

元古沢玄武岩は、斜長石を斑晶とした斑状組織を呈する。石基は火山ガラス、斜長石、普通輝石、不透明鉱物、多色性のある有色鉱物、直方(斜方)輝石が含まれている(第3図C, D)。斜長石斑晶は、長辺1.3～2.5 mm、自形～半自形の卓状を呈する。アルバイト式双晶や累帯構造が顕著に認められる。火山ガラスは、アメーバ状で茶褐色を呈し、鉱物間の隙間を満たしているが、斜長石斑晶内に包有される場合もある。石基の斜長石は長辺が0.3 mm前後の自形～半自形で卓状や針状を呈するものが多く、アルバイト式双晶が認められる。普通輝石は長径0.05～0.35 mmで、自形～半自形の卓状を呈する。石基の斜長石を部分的に包有するオフィティック～サブオフィティック組織が認められる。不透明鉱物は0.1 mm前後の柱状や粒状、あるいは不定形を呈する。黒雲母は0.1 mm前後の他形を呈し、無色から褐色の弱い多色性を有する。他鉱物の粒間を埋めて産出する場合が多い。直方(斜方)輝石は0.1～0.4 mmの他形で、石基の斜長石の粒間を埋めるように産する。

上部玄武岩は、斑晶として斜長石を含む斑状組織を呈する。石基として火山ガラス、斜長石、普通輝石、不透明鉱物、直方(斜方)輝石、黒雲母を含んでいる(第3図E, F)。斜長石斑晶は、長辺が1.5～2.5 mmの範囲のものが多いが、最大4 mmに達する場合もある。自形～半自形の卓状を呈し、アルバイト式双晶や累帯構造が認められる。火山ガラスは、茶褐色を呈するアメーバ状で周縁部にはコロナ構造が発達する。他鉱物の粒間を充填する場合が多いが、斜長石斑晶に包有される場合もある。石基斜長石は長辺0.1 mm以下の微細なものが多いが、自形～半自形の卓状あるいは針状を呈し、アルバイト式

双晶を有している。普通輝石は0.1 mm以下の他形を示し、主に石基斜長石の粒間に不規則な形で産する。不透明鉱物は0.1～0.2 mmの柱状や粒状、不定形を呈する。直方(斜方)輝石は普通輝石に伴って産する場合が多く、0.1 mm以下の他形を示し、普通輝石と同様に石基斜長石間に産する。黒雲母は無色～褐色の弱い多色性を示す0.1～0.2 mmの他形を呈し、鉱物間を充填している。

## IV. 全岩化学分析

### IV-1. 分析方法

採取された12試料について、全岩主成分・微量成分元素および希土類元素分析を実施した。岩石は、岩石カッターで切り出した後、鉄乳鉢で粗く粉碎し、メノウ製のボールミルで細粉化を行い、最終的にメノウ乳鉢で極粉化した。その後900℃で2時間以上の強熱処理を行い、融剤(四ホウ酸リチウム)と混合比1:2で混ぜ、ガラスビードを作成した。主成分・微量成分元素分析は、川野(2010)に基づき立正大学地球環境科学部環境システム学科設置の蛍光X線分析装置(XRF; リガク社製ZSX Primus II)を用いて行った。ただし、分析条件を改善し、理論マトリックス補正計算はde Jonghモデルを用い、Loss on ignition (L.O.I.)を含む補正計算(山田, 2010)を施した。測定した元素は、主成分としてSi, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Pと、微量成分としてBa, Co, Cr, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Th, V, Y, Zn, Zrの合計26元素である。希土類元素分析は立正大学地球環境科学部環境システム学科設置のICP-MS(PerkinElmer社製NexION2000)とNd-YAGレーザーアブレーションシステム(New Wave Research社製UP-213Nd)を連結したLA-ICP-MSを用いて測定した。分析手法は川野・清水(2017)に準じ、XRFで求めたYを内標準元素として測定元素の補正を行った。測定した希土類元素はLaからLuまでのランタノイドおよびHf, Ta, Uの計17元素である。

### IV-2. 分析結果

主成分元素・微量元素の分析結果を第1表に示した。また、玄武岩の火山岩系列を明らかにするため、結果をFeO\*/MgO-SiO<sub>2</sub>図(第4図)に点示した。図には周藤ほか(1985)、伊崎ほか(1985)、山元・山崎(2023)で報告された、元古沢玄武岩、上部玄武岩、山内層玄武岩の値も示した。図をみると、元古沢玄武岩、上部玄武岩はすべてソレライト岩系の領域に点示される。山内層

第1表 蛍光X線分析法による全岩主成分元素および微量成分元素組成

	元古沢玄武岩											上部玄武岩
	17050101	17050102	17050103	17050104	17050105	17050106	17050107	17050108	17050110	17050111	17050112	17050109
SiO <sub>2</sub> (wt%)	51.38	51.48	50.77	50.86	52.15	50.35	50.89	49.94	50.79	50.77	50.93	51.92
TiO <sub>2</sub>	2.75	2.51	2.61	2.70	2.74	2.83	2.84	2.84	2.68	2.75	2.80	1.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.81	16.93	15.88	15.67	16.97	16.74	17.40	16.63	16.16	16.75	16.43	22.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.52	13.09	13.87	13.89	12.04	13.37	12.47	13.97	13.64	13.25	12.75	7.41
MnO	0.23	0.27	0.26	0.27	0.18	0.24	0.15	0.22	0.20	0.19	0.20	0.17
MgO	4.49	4.88	5.68	5.25	3.67	5.01	4.09	5.17	5.45	4.80	4.85	3.21
CaO	8.85	9.05	8.72	8.58	8.76	8.36	8.86	8.61	8.34	8.58	8.16	10.54
Na <sub>2</sub> O	3.29	3.28	3.09	3.15	3.28	3.19	3.41	3.12	3.16	3.20	3.24	3.13
K <sub>2</sub> O	0.12	0.12	0.11	0.17	0.18	0.12	0.17	0.10	0.14	0.14	0.18	0.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.16	0.14	0.15	0.19	0.16	0.17	0.19	0.15	0.18	0.16	0.17
Total	100.03	99.86	100.12	99.96	100.61	100.07	99.60	99.88	99.88	99.88	99.88	100.10
Ba (ppm)	78.7	66.3	61.1	73.5	81.9	61.9	76.9	58.2	67.0	79.1	83.3	87.0
Co	49.6	52.1	48.8	49.0	52.7	46.1	56.6	44.7	51.4	48.5	52.0	25.1
Cr	86.7	113.7	87.2	87.3	86.8	92.3	97.2	94.6	84.6	92.5	85.5	19.2
Cu	12.9	12.6	10.0	11.9	11.4	13.6	15.1	11.9	14.0	14.6	11.5	20.8
Ga	23.0	22.9	21.9	22.7	23.5	23.9	23.6	22.7	22.7	23.2	23.01	20.4
Nb	3.8	3.2	3.8	4.6	3.9	4.3	4.4	5.1	4.3	5.4	3.9	4.1
Ni	50	58	50	51	57	52	61	49	56	54	53	12
Pb	0.49	0.11	1.13	0.79	1.18	0.86	1.79	0.06	1.53	0.09	0.91	3.45
Rb	1.5	0.5	---	0.2	3.3	0.2	0.9	0.8	0.5	1.9	1.9	7.3
Sc	28.9	29.2	28.7	28.8	29.1	27.2	29.0	28.9	27.6	29.22	27.3	35.2
Sr	317	329	303	296	325	316	348	316	305	331	312	338
Th	1.9	2.3	2.2	1.6	2.1	3.0	2.8	2.1	2.8	2.4	2.3	3.7
V	326	318	311	327	330	341	360	355	322	340	333	262
Y	33.4	32.5	31.5	31.3	34.4	33.0	34.0	33.6	30.4	32.9	30.2	23.9
Zn	168	166	165	168	167	178	180	177	169	173	170	72.1
Zr	125	118	122	126	128	130	129	128	126	125	130	71.8

全鉄を Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>として表示している。

第2表 LA-ICP-MS分析法による希土類元素組成およびHf, Ta, U

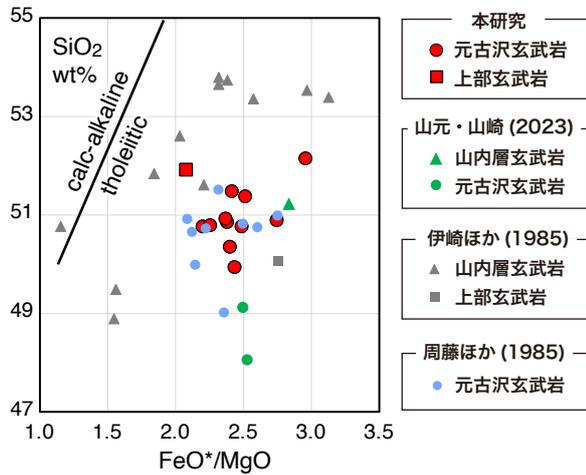
	元古沢玄武岩											上部玄武岩
	17050101	17050102	17050103	17050104	17050105	17050106	17050107	17050108	17050110	17050111	17050112	17050109
La (ppm)	4.71	4.26	4.39	4.45	5.30	4.81	4.64	4.45	4.31	4.36	4.59	5.94
Ce	14.41	13.57	13.67	13.41	14.94	14.40	14.16	13.37	13.06	13.41	13.94	14.25
Pr	2.70	2.59	2.57	2.55	2.87	2.76	2.76	2.70	2.57	2.67	2.77	2.13
Nd	15.55	14.89	15.00	14.74	16.40	16.18	16.16	15.70	14.92	14.99	15.80	9.78
Sm	5.69	5.43	5.54	5.38	5.71	5.75	5.85	5.59	5.49	5.39	5.65	2.90
Eu	1.93	1.89	1.82	1.79	2.03	1.96	1.98	1.85	1.72	1.79	1.85	0.99
Gd	6.40	6.21	6.14	6.16	6.65	7.00	6.74	6.38	6.03	6.58	6.26	3.34
Tb	1.04	1.00	1.00	1.01	1.10	1.09	1.07	1.03	1.00	1.03	1.02	0.58
Dy	6.02	5.82	5.61	5.74	6.31	6.25	6.20	5.99	5.47	5.72	5.68	3.76
Ho	1.02	0.99	0.96	0.95	1.06	1.06	1.05	1.04	0.97	1.01	0.98	0.70
Er	3.10	3.05	3.01	2.85	3.19	3.15	3.11	2.90	2.77	2.90	2.68	2.29
Tm	0.43	0.40	0.39	0.39	0.44	0.44	0.44	0.40	0.41	0.42	0.39	0.35
Yb	2.63	2.56	2.45	2.41	2.68	2.81	2.77	2.45	2.41	2.49	2.38	2.20
Lu	0.39	0.38	0.37	0.37	0.41	0.42	0.44	0.38	0.38	0.40	0.35	0.33
Hf	3.68	3.55	3.61	3.48	3.91	4.02	4.01	3.46	3.51	3.65	3.71	1.83
Ta	0.23	0.26	0.24	0.24	0.26	0.27	0.25	0.26	0.27	0.27	0.27	0.20
U	0.15	0.23	0.10	0.08	0.10	0.14	0.13	0.12	0.12	0.11	0.14	0.22

玄武岩も1試料を除けば、ほとんどがソレライト岩系に属し、元古沢玄武岩に比べるとソレライト-カルクアルカリ岩系の境界部に寄った領域に点示されるものが多い。

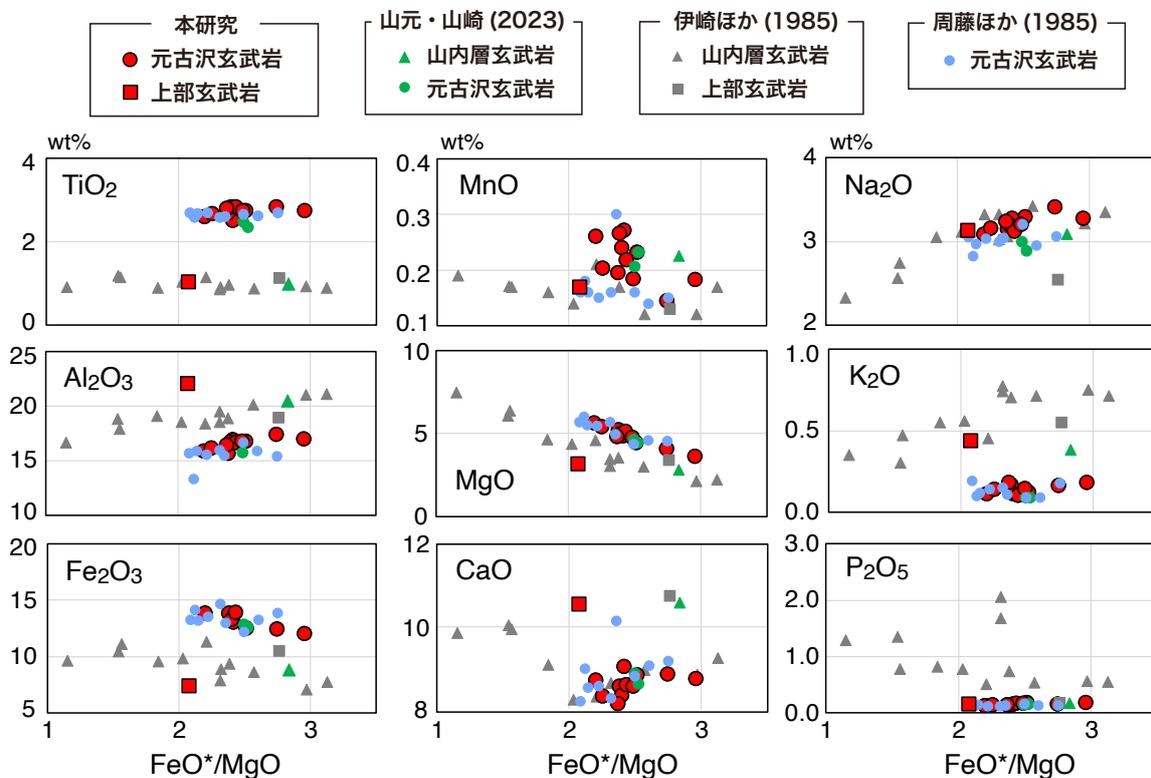
SiO<sub>2</sub>以外の主成分元素の変化傾向を把握するため、FeO\*/MgOに対する各元素の変化傾向を示した(第5図)。この図にも、周藤ほか(1985)、伊崎ほか(1985)、

山元・山崎(2023)で報告された、元古沢玄武岩、上部玄武岩、山内層玄武岩の値を示している。元古沢玄武岩は、山内層玄武岩に比して、TiO<sub>2</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MnO、MgOに富み、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、K<sub>2</sub>O、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>に乏しく、CaOやNa<sub>2</sub>Oは重複している。また、上部玄武岩と比較した場合、TiO<sub>2</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MnO、MgOに富み、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、K<sub>2</sub>Oに乏しく、Na<sub>2</sub>OやP<sub>2</sub>O<sub>5</sub>は類似した傾向を示す。なお、元古沢玄武岩の組成は、既報値(周藤ほか, 1985; 山元・山崎, 2023)とほぼ一致している。上部玄武岩と山内層玄武岩を比較した場合、前者はCaOに富み、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>に乏しく、TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MnO、MgO、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>Oは類似している。

第6図にFeO\*/MgOに対する代表的な微量元素の変化傾向を示した。この図には、周藤ほか(1995)や山元・山崎(2023)で報告された、元古沢玄武岩と山内層玄武岩の値も示している。なお、周藤ほか(1995)は一部の試料についてBa、Nb、Rb、Sr、Y、Zrのみ微量元素組成を報告しており、図にはこれらの元素を点示している。元古沢玄武岩は、上部玄武岩に比べ、Co、Cr、Ni、V、Y、Zn、Zrに富み、Rb、Sc、Srに乏しく、Ba、Nbは同程度の濃度を有している。また、Nb、Rb、Sr、Y、Zrは既報値(周藤ほか, 1995; 山元・山崎, 2023)



第4図 FeO\*/MgOに対するSiO<sub>2</sub>図 (Miyashiro, 1974) 周藤ほか(1985)、伊崎ほか(1985)、山元・山崎(2023)のデータも点示している。カルクアルカリ岩系とソレライト岩系の境界はMiyashiro(1974)から引用。

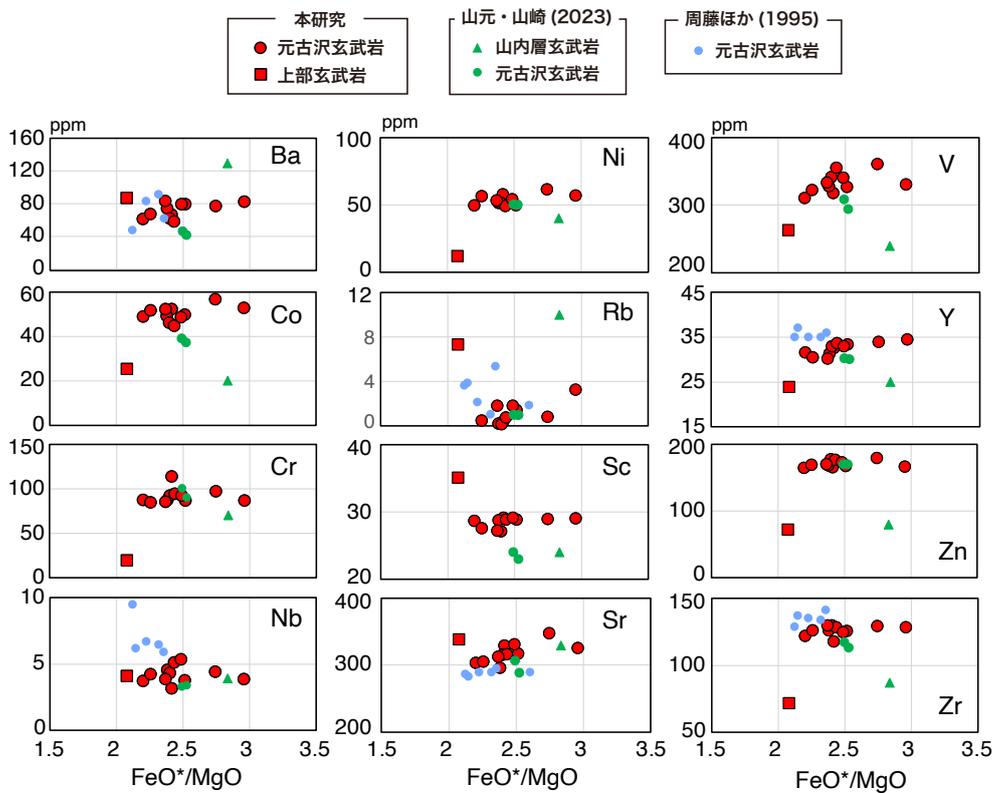


第5図 FeO\*/MgOに対する主成分元素の相関図 周藤ほか(1985)、伊崎ほか(1985)、山元・山崎(2023)のデータも点示している。

との間に組成差が認められる場合がある。山内層玄武岩の分析値（山元・山崎，2023）は1つしかないが，Nb，Srは元古沢玄武岩の組成範囲に含まれ，FeO\*/MgOの値は異なるものの，Scを除く微量元素では上部玄武岩と類似した傾向をもっている。

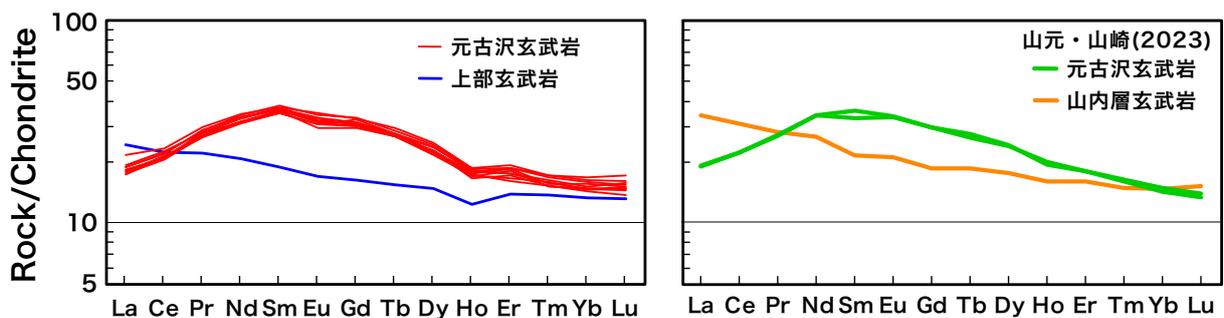
希土類元素組成の特徴を把握するため，第7図にC1コンドライト（Anders and Grevesse, 1989）で規格化したREEパターンを示す。比較のために，山元・山崎（2023）で報告された，元古沢玄武岩，山内層玄武岩のパターンも表示した。元古沢玄武岩は軽希土類元素であるLaからSmにかけて右上がりパターンを示し，Sm

からLuにかけては緩やかな右下がりのパターンを示す。このパターンは，既報値（山元・山崎，2023）とも良く一致しているが，本研究の元古沢玄武岩では僅かなHo負異常が認められる。上部玄武岩や山内層玄武岩（山元・山崎，2023）は，LaからLuにかけて右下がりのパターンを示し，元古沢玄武岩とは明らかに異なっている。上部玄武岩と山内層玄武岩（山元・山崎，2023）を比較した場合，前者は軽希土類元素に乏しく，Ho負異常をもつ特徴がある。ただし，重希土類元素では両者の差はほとんど認められない。



第6図 FeO\*/MgOに対する微量成分元素の相関図

周藤ほか（1995），山元・山崎（2023）のデータも点示している。



第7図 希土類元素パターン図

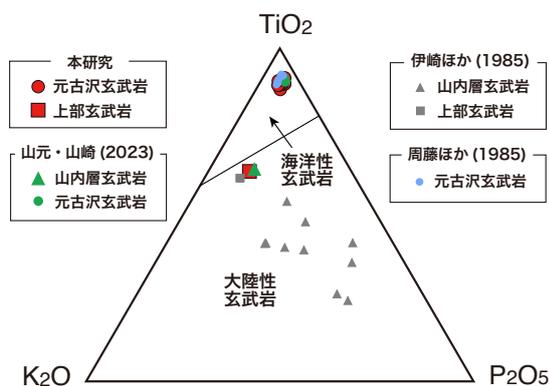
C1コンドライトの値は Anders and Grevesse（1989）から引用。山元・山崎（2023）のデータも点示している。

## V. 考察

### V-1. 元古沢玄武岩および関連岩の岩石学的特徴

前述のように、元古沢玄武岩は、元古沢層中に溶岩あるいは小規模な岩脈として産する高 $TiO_2$ 、低 $K_2O$ の玄武岩である(周藤ほか, 1985)。周藤ほか(1985)は、元古沢玄武岩と同じ特徴をもつハワイ諸島に産するOIB(海洋島玄武岩)、アイスランドや海洋底に産するMORB(中央海嶺玄武岩)などの海洋性玄武岩との比較を行い、その化学的性質を明らかにした。そこで、まず本研究においても元古沢玄武岩の岩石学的特徴を把握することから議論を始めた。

Pearce et al. (1975)は、 $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$ 三角図によって海洋性玄武岩と大陸性玄武岩を区別できることを示した。周藤ほか(1985)でもこの三角図を用いた検討は行われているものの、その後得られた既報値や本研究での分析値も加えて、再度その特性を再確認しておきたい。第8図に $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$ 三角図を示し、周藤ほか(1985)、伊崎ほか(1985)、山元・山崎(2023)で報告された、元古沢玄武岩、上部玄武岩、山内層玄武岩の値も加えて点示した。図をみると、本研究および既報の元古沢玄武岩(周藤ほか, 1985; 山元・山崎, 2023)はすべて海洋性玄武岩の領域内の狭い範囲に集中する。上部玄武岩は、大陸性玄武岩の領域に点示されるが、海洋性玄武岩との境界線に寄った領域を占め、山内層玄武岩は、上部玄武岩から $P_2O_5$ 頂点に向かう大陸性玄武岩の領域に点示される(第8図)。図に明らかなように、本研究での分



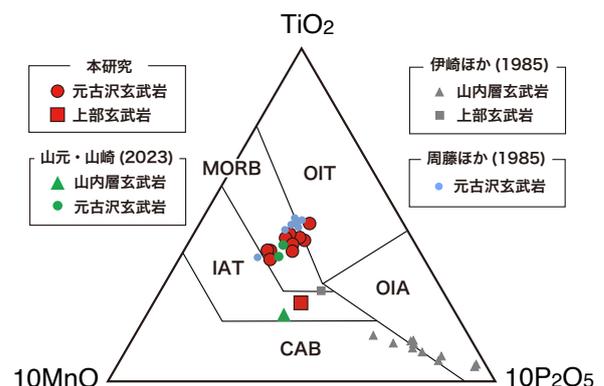
第8図  $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$ 三角図 (Pearce et al., 1975)

周藤ほか(1985)、伊崎ほか(1985)、山元・山崎(2023)のデータも点示している。

析結果は、伊崎ほか(1985)、周藤ほか(1985)、山元・山崎(2023)で報告された特徴と矛盾しない。

本研究で採取された元古沢玄武岩は、既報の研究と同様に、海洋性玄武岩の特徴を有することが明らかとなった。そこで、どのような海洋性玄武岩に区分されるのか詳細を検討するため、第9図にMullen(1983)による $TiO_2$ - $10MnO$ - $10P_2O_5$ 三角図を示した。この図にも既報(伊崎ほか, 1985; 周藤ほか, 1985; 山元・山崎, 2023)の玄武岩類を点示している。本研究および既報(周藤ほか, 1985; 山元・山崎, 2023)の元古沢玄武岩は、MORBを中心とした領域を占め、一部の試料がOITとIATの領域に点示される。上部玄武岩(本研究および伊崎ほか, 1985)はIATの領域に、山内層玄武岩は、IAT, CAB, OIAの領域に拡がっている。この図より、元古沢玄武岩は海洋底を作っているMORBと類似した特徴を有することが明らかとなった。

微量元素を用いた検討を進めるため、Meschede(1986)の $2Nb$ - $Y$ - $Zr/4$ 三角図(第10図)を示す。この図には本研究および周藤ほか(1995)と山元・山崎(2023)で報告された玄武岩の値を点示している。図に明らかなように、元古沢玄武岩の多くはN-MORB&VABの領域あるいはWPT&VABの領域との境界付近に点示される。一方、上部玄武岩や山内層玄武岩は、元古沢玄武岩と同様にN-MORB & VABの領域に点示されるものの、元古沢玄武岩よりもやや $Zr/4$ に乏しい特徴がある。この図から得られた結果は、第9図の $TiO_2$ - $10MnO$ - $10P_2O_5$ 三角図(Mullen, 1983)から読み取れる特徴と整合的である。



第9図  $TiO_2$ - $10MnO$ - $10P_2O_5$ 三角図 (Mullen, 1983)

周藤ほか(1985)、伊崎ほか(1985)、山元・山崎(2023)のデータも点示している。MORB, 中央海嶺玄武岩; OIT, 海洋島ソレライト質玄武岩; OIA, 海洋島アルカリ玄武岩; IAT, 島弧ソレライト; CAB, カルクアルカリ玄武岩。

次に，希土類元素を加えた区分図を用いて検討する．第11図にIkeda（1990）による $Ce_N-Sr_N-Sm_N$ 三角図を示し，元古沢玄武岩の値を点示した．この図には山元・山崎（2023）の元古沢玄武岩および山内層玄武岩も点示している．なお，この三角図の頂点はそれぞれ始原マンツルの値で規格化した値を用いている（Ikeda, 1990）．本図において，元古沢玄武岩はすべてN-MORBの領域に，上部玄武岩はIATの領域に，山内層玄武岩はOIAの領域にそれぞれ分かれて点示される．

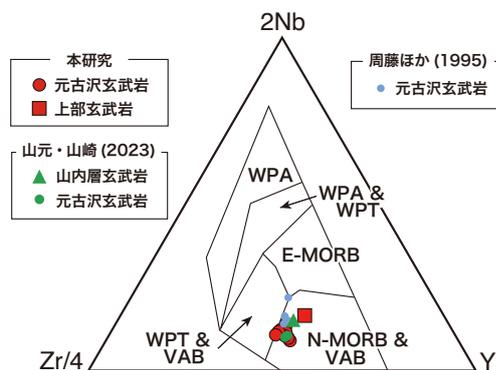
以上述べてきた4つの区分図から，元古沢玄武岩は海洋性玄武岩に区分され，MORBと同じ化学的特徴を有していることが判明した．一方，上部玄武岩や山内層玄武岩は大陸性玄武岩に分類され，島弧に産する玄武岩の特徴をもつことが明瞭となった．なお，本研究で得られた結果は，既報の研究（周藤ほか，1985；伊崎ほか，1985；山元・山崎，2023）で報告された結果と整合的である．

## V-2. 元古沢玄武岩の成因

前述のように，元古沢層については，玄武岩質安山岩シルから $17.7 \pm 0.4$  Maおよび $18.4 \pm 0.4$  Maの全岩K-Ar年代（高橋・星，1995），挟在される珪長質凝灰岩のジルコンから $18.6 \pm 1.3$  MaのFT年代が報告されている（高橋・星，1996）．また，元古沢玄武岩の発泡跡の存在から，形成時期は元古沢層の堆積とほぼ同時，あるいは堆積物の脱水作用が完了しない時期であると推定されている（高橋・星，1995；星・高橋，1996b；高橋・星，

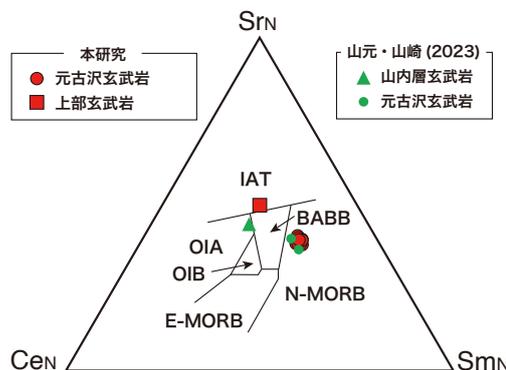
1996）．つまり，元古沢玄武岩は日本海拡大時期である中期中新世に，大陸縁辺部もしくは島弧で活動したものと考えられる．その一方で，元古沢玄武岩は，前述のように海洋性玄武岩およびMORBの化学的特徴を示すことから，大陸～島弧におけるマンツルの部分熔融とは異なる成因であることが示唆される．周藤ほか（1985）は，元古沢玄武岩の高 $TiO_2$ ，低 $K_2O$ という特徴に着目し，マンツル物質が含水条件下で部分熔融し，ソレアイト質マグマが形成される際に，Tiに富み，Kに乏しい残留固相が形成され，その残留固相が無水条件下で再熔融すれば元古沢玄武岩を生じる可能性がある」と論じている．さらに，この残留固相にはチタン石やルチルが多く含まれ，希土類元素組成の特徴を通して検討できると指摘している（周藤ほか，1985）．近年，山元・山崎（2023）は，希土類元素の分析を通して，元古沢玄武岩が中間希土類元素に富むことを指摘し，LIL元素や軽希土類元素に乏しい溶け残り物質が，高温アセノスフェアの注入によって再び部分熔融すれば，元古沢玄武岩の化学的特徴を説明できると述べている．

そこで，本研究では希土類元素組成について検討を進め，周藤ほか（1985）が指摘したチタン石やルチルからみた残留固相の可能性について論じる．Hellman and Green（1979）やGreen（1981）は，高压下におけるチタン石やルチルなど副成分鉱物の役割について検討する過程で，これら副成分鉱物の希土類元素組成を求め，ルチルでは軽希土類元素，チタン石では中間希土類元素に富むことを明らかにした．これらの研究に基づくならば，



第10図 2Nb-Y-Zr/4三角図 (Meschede, 1986)

周藤ほか（1995），山元・山崎（2023）のデータも点示している．WPA，プレート内アルカリ玄武岩；WPT，プレート内ソレアイト；E-MORB，Eタイプ中央海嶺玄武岩；N-MORB，Nタイプ中央海嶺玄武岩；VAB，火山弧玄武岩．



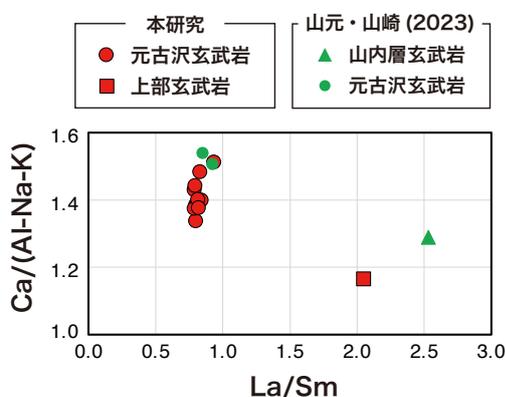
第11図  $Ce_N-Sr_N-Sm_N$ 三角図 (Ikeda, 1990)

山元・山崎（2023）のデータも点示している．IAT，島弧ソレアイト；OIA，海洋島アルカリ玄武岩；OIB，海洋島玄武岩；BABB，脊弧海盆玄武岩；E-MORB，Eタイプ中央海嶺玄武岩；N-MORB，Nタイプ中央海嶺玄武岩．

もしルチルが残留固相に多く含まれていれば、再溶融によって生じるマグマはTiO<sub>2</sub>と共に軽希土類元素にも富むことが期待され、チタン石が多く残っているのであれば、TiO<sub>2</sub>と中間希土類元素に富むと考えられる。第7図のC1コンドライト (Anders and Grevesse, 1989) で規格化したREEパターンをみると、元古沢玄武岩 (本研究および山元・山崎, 2023) はSmを頂点とした上に凸のパターンを示し、中間希土類元素に富む明瞭な特徴を示している。

さらに検討するために、横軸にLa/Sm, 縦軸にCa/(Al-Na-K)をとった図を第12図に示す。横軸のLa/Smは、中間希土類元素に対する軽希土類元素の増減を表す値であり、この比が小さいと中間希土類元素に富み、大きいと軽希土類元素に富むことを意味している。また、縦軸のCa/(Al-Na-K)は(Al-Na-K)に対するCaの増減を表したもので、この比が小さいと長石に分配されるCaが少なく、大きいと過剰のCaが含まれていることを示している。チタン石にはTiO<sub>2</sub>以外にCaOやSiO<sub>2</sub>が含まれるが、ルチルはTiO<sub>2</sub>しか含まれていないため、残留固相にチタン石が多く含まれていれば、Ca/(Al-Na-K)が大きくなると期待される。図をみると元古沢玄武岩のCa/(Al-Na-K)は大きいので、残留固相として影響を与えた鉱物はチタン石の可能性が高いと考えられる。このことは、第7図のREEパターンから推定された結果と調和的である。

周藤ほか (1985) は、残留固相に多く残った鉱物をルチルもしくはチタン石として限定しておらず、山元・山崎 (2023) では残留鉱物種についての言及は行われていない。本研究では、希土類元素組成の検討から、元古沢玄武岩の起源物質である残留固相において、残留していた主要鉱物がチタン石である可能性が高いと判断された。



第12図 La/Smに対するCa/(Al-Na-K)図  
山元・山崎 (2023) のデータも点示している。

## VI. まとめ

本研究では、栃木県茂木町北部に分布する元古沢玄武岩およびその関連岩の岩石学的研究を行った。元古沢玄武岩は、高TiO<sub>2</sub>、低K<sub>2</sub>Oによって特徴付けられ、海洋性玄武岩、特にMORBと類似する化学組成を有する。周藤ほか (1985) や山元・山崎 (2023) は、元古沢玄武岩の成因として、LIL元素や軽希土類元素に乏しい溶け残り物質が、再び部分溶融することで、元古沢玄武岩の化学的特徴を説明できると述べている。本研究では起源物質である残留固相内に残った鉱物がチタン石である可能性が高いと判断された。

## 謝辞

本研究は筆者の一人 (崎山) が行った卒業研究の内容を発展させたものである。本研究に用いた蛍光X線分析装置 (XRF) およびレーザーアブレーション誘導結合質量分析装置 (LA-ICP-MS) は立正大学地球環境科学部環境システム学科の実験実習費によって購入された教育機器である。環境システム学科関係者各位には機器の導入および保守管理に関して日頃よりご協力頂いている。この場をお借りして厚くお礼申し上げる。

## 引用文献

- Anders, E. and Grevesse, N. (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim Cosmochim Acta*, 53,197-214.
- Green, T. H. (1981) Experimental evidence for the role of accessory phases in magma genesis. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.*, 10, 405-422.
- Hellman, P. L. and Green, T. H. (1979) The role of sphene as an accessory phase in the high-pressure partial melting of hydrous mafic compositions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42, 191-201.
- 星 博幸 (1998) 栃木県茂木地域に分布する下・中部中新統中川層群に対する磁気層序磁極帯の修正と意義. *地質学雑誌*, 104, 60-63.
- 星 博幸・高橋雅紀 (1996a) 八溝山地中部, 茂木地域に分布する下部中新統の地質構造 - N-S系断層の運動と中新世テクトニクス-. *地質学雑誌*, 102, 25-39.
- 星 博幸・高橋雅紀 (1996b) 茂木地域に分布する前・中期中新世火山岩類の古地磁気層序と火山活動の時期. *地質学雑誌*, 102, 573-590.
- 石塚 治・星 博幸 (1997) 栃木県茂木地域に分布する前・中期中新世火山岩類のK-Ar年代. *地質学雑誌*, 103, 964-970.

- Ikeda, Y. (1990)  $Ce_N/Sr_N/Sm_N$ : A trace element discriminant for basaltic rocks from different tectonomagmatic environments. *N. Jb. Miner. Mh.*, 4, 145-158.
- 伊崎利夫・周藤賢治・八島隆一 (1985) 栃木県茂木町周辺の中新世火山岩類. 福島大学理科報告, 35, 29-39.
- 河田喜代助 (1951) 八溝・鷲ノ子・鶏足各山塊に於ける火成活動. 地質学雑誌, 57, 439-448.
- 川野良信 (2010) 蛍光X線装置による珪酸塩岩石および堆積物の定量化学分析. 地球環境研究, 12, 85-97.
- 川野良信・清水隆一 (2017) レーザーアブレーションICP-MS分析法によるガラスビード試料定量分析条件の再検討. 地球環境研究, 19, 11-19.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins. *American Journal of Science*, 274, 321-355.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207-218.
- Mullen, E. D. (1983)  $MnO/TiO_2/P_2O_5$ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.
- Pearce, T. H., Gorman, B. E. and Birkett, T. C. (1975) The  $TiO_2-K_2O-P_2O_5$  diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24, 419-426.
- 周藤賢治・伊崎利夫・八島隆一 (1985) 栃木県茂木町北方地域に産する第三紀高 $TiO_2$ ソレライト. 岩石鉱物鉱床学会誌, 80, 246-262.
- Shuto, K., Ohki, J., Kagami, H., Yamamoto, M., Watanabe, N., Yamamoto, K., Anzai, No. and Itaya, T. (1993) The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin. *Mineralogy and Petrology*, 49, 71-90.
- 周藤賢治・中嶋聖子・大木淳一・上松昌勝・渡部直喜・山本和広 (1995) 東北日本弧リソスフェア性マントルにおけるHFS元素の枯渇現象. 地質学論集, 44, 241-262.
- 高橋雅紀・星 博幸 (1995) 栃木県茂木地域に分布する前期中新世火山岩類の放射年代. 地質学雑誌, 101, 821-824.
- 高橋雅紀・星 博幸 (1996) 栃木県茂木地域に分布する中川層群の地質年代とテクトニックな意義. 地質調査所月報, 47, 317-333.
- 山田康治郎 (2010) 鉱石・岩石等で有効なガラスビード法を用いた蛍光X線分析. リガクジャーナル, 41, 24-32.
- 山元孝弘・山崎誠子 (2023) 中新世の日本海拡大に伴う東北日本前弧域火山活動: 茨城県, 塩子無斑晶状安山岩の地球化学的特徴. 地質学雑誌, 129, 165-177.

## Petrology of the Motokozawa basalt, north part of Motegi-machi, Tochigi Prefecture, central Japan

KAWANO Yoshinobu\*, SAKIYAMA Kosuke\*\*, and SHIMIZU Ryuichi\*

\* Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

\*\* Graduates of Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

### Abstract :

Petrological study of the Motokozawa basalt and related rocks distributed in the northern part of Motegi Town, Tochigi Prefecture, was performed. The Motokozawa basalt is characterized by high  $TiO_2$  and low  $K_2O$  and has a chemical composition similar to that of oceanic basalt, especially MORB. Previous studies have suggested that the chemical characteristics of the Motokozawa basalt can be explained by the partial melting of residual material poor in LIL and light rare earth elements. In this study, the mineral remaining in the residual solid phase, which is the original material for the Motokozawa basalt, is assumed to be titanite.

**Key words :** basalt, oceanic basalt, MORB, rare earth elements, titanite