

本邦古生界地向斜玄武岩の希土類元素存在度とその地質学的意義

田中 剛*

Rare Earth Abundances in Japanese Paleozoic Geosynclinal
Basalts and Their Geological Significance

Tsuyoshi TANAKA

Abstract

Rare earth elements (REE), Ba, Sr as well as major elements in 47 pre-Cenozoic geosynclinal volcanics in Japan are determined. The types of chondrite-normalized REE patterns can be classified into two large groups, viz. solid-type (La-depleted type) and liquid-type (La-enriched type). It is observed that each type thus classified is also closely related to major element features. While there is little difference in SiO_2 and total Fe contents between the rocks with solid-type REE pattern and with liquid-type one, the former tends to be richer in MgO and CaO and poorer in TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Sr and Ba than the latter.

The geographical distribution of two types of the geosynclinal volcanics is different from that of the Cenozoic volcanics in Japan. In Southwest Japan, volcanics with solid-type REE pattern mostly occur in the axial zone (Mikabu zone) of the Paleozoic terrain, whereas volcanics with liquid-type pattern occur in the flank zones of the Paleozoic geosynclinal terrain. Two types of REE fractionation are observed in the volcanics. For rocks of the axial zone, REE increase uniformly without mutual fractionation in residual magmas (Tomisuyama type), whereas REE contents in the rocks from the flanks increase with smooth, mutually differential fractionation as the solidification proceeds (Nakaoku type). It is considered that the difference may depend upon the depth of magma chamber; Nakaoku type differentiation probably occurs in a deeper place than does the Tomisuyama type. The REE pattern in the axial zone bears considerable similarity to that of the abyssal tholeiite, and the Ba content relative to La content is akin to the nature of the abyssal tholeiite than that of the island-arc ones. Some solid-type patterns with slight inflection can be interpreted as suggesting the oscillating melting and crystallization, which may occur in a dynamic environment like rifting. There are some variations of REE patterns within each of the two large groups. Large variations among the rocks of both groups can be attributed to the magmatic differentiation or partial melting: The magma of rocks with solid-type REE pattern in the axial zone was produced by extensive partial melting of the mantle which has probably solid-type REE pattern. On the other hand, the basalts with the liquid-type pattern in the flanks were probably a product of partial or zone melting of the same mantle. However there remains some possibility of an alternative mechanism such as source effect. The petrochemical features of basaltic rocks from Northeast Japan can be distinguished from those of Southwest Japan. It implies that the mantle composition and/or the condition of crustal development was not the same between the two areas until the late Cretaceous after the late Paleozoic.

By analogy with the current knowledge concerning a tectonic settings and geochemical features of the present-day volcanics, the geosynclinal basalts in

* 技術部

question are inferred to have been formed during a tensional tectonic movement, and have erupted along a local rift zone like the marginal seas and inter-arc basins in the Western Pacific Ocean, or along part of a global rift system such as the Red Sea Trough.

要 旨

本邦古生界ならびに中生界の地向斜玄武岩 47 個について、その希土類元素, Ba, Sr および主成分元素を定量した。現在の地球上における火山活動および火山岩の地球化学的性質とそのテクトニクスに関する資料にもとづき、地向斜玄武岩の希土類元素存在度パターンの特徴、その地域変化、岩石の分化に伴うパターンの変化を解析、考察を行った。

その結果、この古生代地向斜は張力系の一部として形成され、その“geodynamic な場”の環境に従って異なった性質を持つ地向斜玄武岩がその断裂帯に沿って生成されたことを示した。

1. 緒 言

近年、先新生代における塩基性岩石類は、オフィオライトの起源および地向斜のテクトニクスに関連する問題として広く研究されている。特に最近では、希土類元素存在度パターンにより、これらの岩石が分類され、その起源と地殻の発達史が論じられるようになった (HERRMANN and WEDEPOHL, 1970; TANAKA ほか, 1971; WHITE ほか, 1971; MONTIGNY ほか, 1973; HERRMANN ほか, 1974; JAHN ほか, 1974; ARTH and HANSON, 1975; TANAKA, 1975)。

第四紀の日本列島において、火山岩の岩石学的特徴は、太平洋側から日本海側へと連続的に変化し (KUNO, 1966)、また、希土類元素存在度パターンも、主要化学成分の特徴と同様な、地域による変化が認められている (MASUDA, 1966; 1968 a)。これらは地殻熱流量・震源の深さの変化などとともに、島弧における特徴として認められている (SUGIMURA, 1960; 1968)。

しかしながら、このような火成作用および火山岩をもたらす地質構造上の条件、あるいは、地殻・マントルの状態が長い日本列島の歴史において、全く不変であったとは考えられない。すでに、本邦古生代地向斜玄武岩の主要化学成分・K/Rb 比などを中心とした研究から、北上山地と西南日本ではその火山岩の化学組成と時代的变化に差があり、西南日本の後期古生代地向斜は大陸地殻の上に発展し、その初期における張力条件下で地殻が裂かれて、玄武岩質岩石が噴出したという結論がなされている (SUGISAKI and TANAKA, 1971 b; SUGISAKI ほか, 1971; 1972; 杉崎・水谷, 1972)。

また最近、各地の古期玄武岩類にも従来の火山学の研究方法と共に、岩石化学・地球化学の研究方法を適用しようとする試みがなされるようになり、多くの新しい知見がもたらされた (内田, 1967; 1970; 田中, 1970; HASHIMOTO ほか, 1970; 鈴木ほか, 1971; 志井田ほか, 1971; NISHIMURA, 1971; KANISAWA, 1971; NAKAMURA, 1971; HATTORI ほか, 1972; HASHIMOTO, 1972; SUZUKI ほか, 1972; SAWADA, 1973; TANAKA and SUGISAKI, 1973; IGI, 1973; 川辺, 1974; TANAKA, 1974; 1975; 高坂, 1975; 丸山, 1976)。

本論文では希土類元素および Ba の存在度パターンの解析により、本邦古生代を中心とした地向斜玄武岩マグマの起源とその進化、および、その生成環境としての地向斜の状態を論じる。

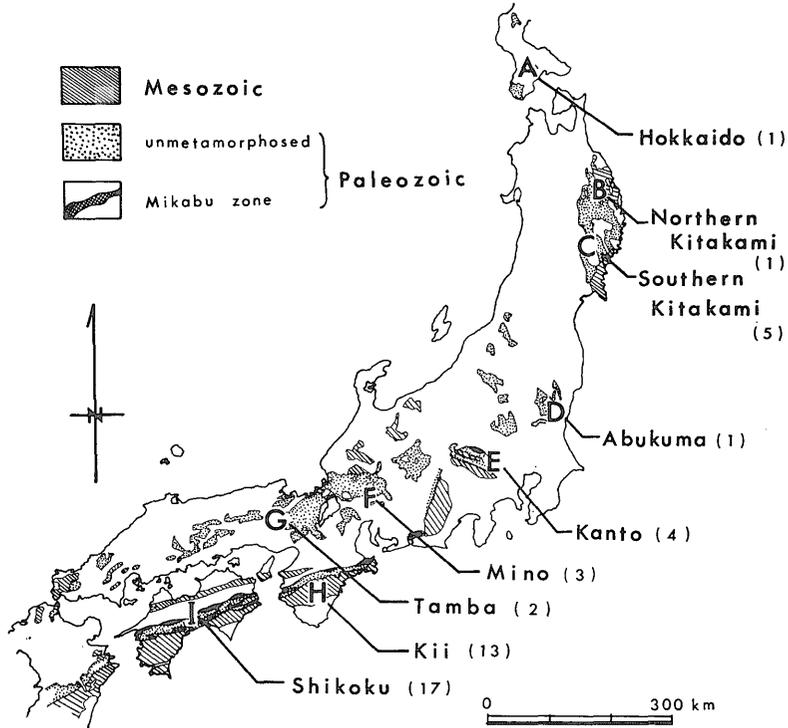
2. 試料および分析法

2.1 試 料

試料としては、地質および産状が明らかにされており、二次鉱物と考えられる炭酸塩などが少ない、溶岩や岩床起源のものを主に選んだが、凝灰質岩石起源のものや、完晶質のものも若干含まれている。採集された試料のうち、約 550 個について、主要化学成分・Rb・Sr・遷移元素が定量され、その一部は公表されている (田中, 1970; 鈴木ほか, 1971; 志井田ほか, 1971; TANAKA and SUGISAKI, 1973; 川辺, 1974; TANAKA, 1974)。その他のデータも将来公表される予定である。本研究に用いた試料は、上記試料のうちから選択されたもので、それぞれの採集地と岩石名を第 1 図および第 1 表に示す。

2.2 分 析 法

希土類元素と Ba は質量分析計を用い、安定同位体希釈法により定量した。試料約 0.3 g をスパイク溶液とともに弗化水素酸・過塩素酸で分解し、陽イオン交換樹脂 (Dowex 50W-X8) を用いて、目的とする元素を分離した。イオン交換および質量分析計によるイオンビームの測定は MASUDA (1968 b) および MASUDA ほか (1973) に示された方法を基本とし、若干の改良を加えた。また、本研究に用いた希土類元素のスパイク溶液の一部は当地質調査所と神戸大学増田彰正教授とによる月試料の共同研究に用いられたものである (MASUDA ほか,



第1図 試料採集地略図

図中のアルファベット (A-I) は地区区分を示し、試料番号に付したものと同一である。かっこの中の数字は本論で用いられた試料数を示す。

Sketch map showing the Paleozoic and Mesozoic in Japan. The letters (A-I) on the map show the local areas studied in the text. The figure in the parathenses shows the number of rock samples analysed.

第1表 岩石試料名およびその採集地

Rock names and sample locations.

(Microscopical observations by M. Adachi, I. Hattori, T. Agata, H. Hattori and S. Mizutani.)

Hokkaido area (A)		
A 4	Plagioclase basalt	北海道松前郡松前町清部北東
Northern Kitakami area (B)		
B 36	Amygdaloidal andesitic basalt	岩手県久慈市川又西方
Southern Kitakami area (C)		
C 18	Hornblende diorite	岩手県大船渡市壘石
C 58	Basaltic lapilli tuff	岩手県陸前高田市小坪沢
C 86	Andesite	岩手県気仙郡住田町姥石
C 92	Plagioclase hornblende andesite	岩手県水沢市鶺ノ木新田
C 104	Augite andesitic basalt	岩手県江刺市根ッ木町
Abukuma area (D)		
D 3	Green schist	福島県磐城市入上

第 1 表 (つづき)

Kanto area (E)		
E 4	Clinopyroxene andesite	栃木県安蘇郡葛生町羽鶴
E 20	Micro diorite	群馬県甘楽郡下仁田町下仁田
E 21	Andesite	群馬県甘楽郡下仁田町七久保
E 53	Amygdaloidal basalt	埼玉県比企郡都幾川村白石峠東
Mino area (F)		
F 3	Basic tuff	愛知県北設楽郡鳳来町阿寺
F 39	Inner core of pillow lava	岐阜県加茂郡七宗町本郷
F 81	Basaltic pillow lava	岐阜県揖斐郡藤橋村横山ダム北方
Tamba area (G)		
G 10	Subophitic doleritic basalt	京都府北桑田郡京北町芹生
G 29	Fine-grained basalt	京都府船井郡和知町仏主南西方
Kii area (H)		
H 2	Amygdaloidal basalt	奈良県吉野郡川上村東川
H 12	Plagioclase variolitic basalt, partly with scoria fragments	奈良県吉野郡川上村瀬戸
H 13	Amygdaloidal basalt	同 上
H 15	Ophitic dolerite	同 上
H 18	Lapilli tuff with plagioclase and titaniferous augite fragments	奈良県吉野郡川上村中奥
H 22	Ophitic doleritic basalt	同 上
H 26	Lapilli tuff	同 上
H 27	Titaniferous augite basalt, showing partly variolitic texture	奈良県吉野郡川上村粉尾
H 38	Fine-grained silicic tuff	奈良県吉野郡川上村北和田
H 40	Basalt	奈良県 吉野郡川上村柏木
H 43	Basalt with abundant feldspar phenocrysts	同 上
H 76	Massive pyroxene basalt	奈良県吉野郡天川村山西北方
H 92	Basaltic pillow lava	奈良県吉野郡十津川村大津呂南方
Shikoku area (I)		
I 19	Basaltic pillow lava	徳島県名東郡佐那河内村府能南方
I 23	Amygdaloidal trachy andesitic basalt	徳島県那賀郡木沢村雲早山西方
I 55	Ophitic basalt	高知県長岡郡大豊町道遠
I 66	Amygdaloidal basalt	高知県土佐郡土佐山村宮ノ久保
I 86	Porphyritic basalt with plagioclase and clinopyroxene	高知県吾川郡伊野町柳瀬東方
I 108	Dolerite	愛媛県喜多郡五十崎町大久喜鋺山
I 113	Basalt	愛媛県大洲市富士山
I 115	Basalt	同 上
I 118	Clinopyroxene dolerite	同 上
I 121	Clinopyroxene gabbro	同 上
I 127	Brown hornblende clinopyroxene gabbro	同 上
I 129	Clinopyroxene microgabbro	同 上
I 136	Clinopyroxene dolerite	同 上
I 145	Clinopyroxene gabbro	同 上
IB 9	Feldspathic gabbro	愛媛県喜多郡五十崎町大久喜鋺山 ボーリングコア試料
I 34090503	Wehrlite	高知県長岡郡本山町古田南方

Mafic minerals of the samples under consideration are often altered to chlorite, actinolite, epidote and calcite. Muscovite, leucoxene, prehnite, pumpellyite and stilpnomelane are identified rarely as metamorphic minerals.

1972; 1974; NAKAMURA ほか, 1973; TANAKA ほか, 1973).

主要化学成分は杉崎・田中 (1971 a) による, 同時処理湿式分析法により分析された。とくに, 地向斜玄武岩中には炭酸塩鉱物および含水鉱物を含む場合があり, 水分と炭酸塩の定量に注意を払った。

Sr は蛍光 X 線分析法で地質調査所地質部の服部仁技官によって定量された (HATTORI ほか, 1972)。

2.3 標準岩石の分析

前記分析法により, 玄武岩質岩石の標準試料である, JB-1 および BCR-1 について Ba と希土類元素を定量した。それぞれ 2 回の測定結果を, 他の代表的な研究者の分析値とともに第 2 表に示す。大部分の元素について, $\pm 2\%$ 以内で相互に一致しているが, Lu (ルテチウム) の著者による分析値はやや低い値を示す。しかし, この低い Lu の値が, NAKAMURA (1974) により議論されているように, より信頼性の高い値と考えられる。

薬品などからの混入量は, 本論におけるすべての分析値に対し, その得られた値の 0.1 パーセント以下であり, 全く無視できる。

以上の結果から, 第 3 表に示す希土類元素と Ba の分析精度は真の値の $\pm 1.5\%$ 以内にあると考えられる。第 3 表の試料番号に星印が付いているものは, その分析過

程が幾分異なるため, その精度が他のものと比べてやや悪いと思われるが, $\pm 3\%$ を超えるものではない。

Sr の定量誤差は $\pm 10\%$ 以内である (HATTORI ほか, 1972)。

標準岩石 (JB-1 および JG-1) の主要化学成分の分析は多数なされたが (杉崎・田中, 1971 a), それらの結果は ANDO ほか (1974) によりまとめられた推せん値によく一致している。

2.4 隕石中の希土類元素存在度について

Masuda-Coryell plotting (MASUDA, 1962; CORYELL ほか, 1963) による希土類元素存在度パターンから岩石の成因などを厳密に議論するためには, 目的とする地球上の岩石のみならず, 基準となる隕石の元素存在度も正確でなくてはならない。

従来コンドライトは, その希土類元素存在度がきわめて均一なものと考えられ (SCHMITT ほか, 1963; 1964), 現在でも隕石を混合した試料 (composite chondrite) の分析値が基準とされることが多い (SCHMITT ほか, 1964; PHILPOTTS and SCHNETZLER, 1970; HUBBARD and GAST, 1971; その他)。しかし, 最近の非常に高い精度による分析の結果, 個々のコンドライトは個々に異なった希土類元素存在度を持つことがわかった (NAKAMURA and MASUDA, 1973; TANAKA and MASUDA, 1973;

第 2 表 標準岩石の分析結果

Analytical results of the standard rocks JB-1 and BCR-1 with the data obtained by other workers (ppm).

	JB-1*		BCR-1				Leedeey Chondrite***
	This work (I.D.)	This work (I.D.)	GAST <i>et al.</i> (1970) (I.D.)	PHILPOTTS and SCHNETZLER (1970) (I.D.)	HASKIN <i>et al.</i> (1970) (N.A.)	NAKAMURA (1974) (I.D.)	
La	37.0 \pm 0.3	25.1 \pm 0.1	26.1 \pm 0.1	—	25.2 \pm 1.0	24.4 \pm 0.2	0.378
Ce	67.5 \pm 0.4	53.6 \pm 0.3	54.9 \pm 0.0	53.9 \pm 0.7	54.2 \pm 1.2	54.2 \pm 0.4	0.976
Nd	26.8 \pm 0.2	28.9 \pm 0.2	28.8 \pm 0.0	28.6** \pm 0.6	30.5 \pm 4.3	28.8 \pm 0.2	0.716
Sm	5.13 \pm 0.03	6.70 \pm 0.05	6.74 \pm 0.0	6.62 \pm 0.06	7.23 \pm 0.37	6.72 \pm 0.04	0.230
Eu	1.55 \pm 0.01	2.00 \pm 0.01	1.97 \pm 0.02	1.942 \pm 0.008	1.97 \pm 0.04	1.98 \pm 0.0	0.0866
Gd	4.82 \pm 0.02	6.76 \pm 0.02	—	6.47 —	8.02 \pm 1.29	6.67 \pm 0.02	0.311
Dy	4.19 \pm 0.06	6.37 \pm 0.04	6.20 \pm 0.02	6.36 \pm 0.02	6.55 \pm 1.41	6.36 \pm 0.02	0.390
Er	2.28 \pm 0.02	3.68 \pm 0.0	3.71 \pm 0.02	3.58 \pm 0.03	3.51 \pm 0.88	3.70 \pm 0.02	0.255
Yb	2.14 \pm 0.01	3.36 \pm 0.01	3.68 \pm 0.06	3.38 \pm 0.02	3.48 \pm 0.12	3.40 \pm 0.03	0.249
Lu	0.308 \pm 0.002	0.500 \pm 0.006	0.59 \pm 0.05	0.536 \pm 0.004	0.526 \pm 0.15	0.503 \pm 0.004	0.0387
Ba	511	— 684 \pm 2	699 \pm 14	646 \pm 1	656 \pm 4	696 \pm 2	4.21

\pm values of this work indicate deviations from the mean of duplicate analyses.

* Recalculated values on a water-free basis.

** The values were lowered by 11 percent (GAST *et al.*, 1970).

*** MASUDA *et al.*, 1973.

第 3 表 本邦先新生界地向斜玄武岩類中の希土類元素, Ba および Sr 存在度 (ppm)**
REE, Ba and Sr abundances (ppm) in the Japanese pre-Cenozoic geosynclinal basalt.**

Sample	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Ba	Sr**
A 4*	39.2	67.3	33.8	7.86	2.64	5.82	5.75	2.33	—	0.248	895	854
B 36*	25.1	57.4	33.3	7.78	2.54	7.97	6.85	3.06	1.93	0.239	145	339
C 18*	32.7	69.9	34.6	7.21	2.12	6.51	4.75	2.29	2.05	0.298	257	906
C 86*	—	19.3	13.7	4.27	1.61	5.48	6.53	3.63	—	0.526	19.2	117
C 92*	24.1	53.7	30.0	7.54	1.99	7.81	7.57	3.60	—	0.444	317	478
C 104*	1.80	4.54	5.23	2.02	0.694	3.11	4.06	2.44	2.23	0.370	23.1	275
D 3*	23.2	49.2	28.2	6.73	2.24	6.85	6.24	2.96	2.36	—	81.7	411
E 4	1.38	3.36	2.90	1.19	0.518	2.01	2.65	1.71	1.90	0.203	60.0	180
E 20*	36.7	80.6	43.4	9.78	2.88	9.59	8.39	3.83	2.86	0.364	407	276
E 21*	9.38	23.3	18.2	5.29	1.92	6.19	5.73	2.71	—	0.303	58.0	2030
E 53	27.3	52.9	26.1	5.74	1.71	5.75	4.52	1.72	—	0.172	12.9	—
F 3*	4.54	12.9	12.0	3.73	1.33	4.34	3.91	1.93	1.43	0.178	7.91	24
F 39	3.66	9.37	8.16	2.76	1.07	3.78	3.98	2.03	1.66	0.244	13.0	93
F 81	15.6	33.6	18.6	4.49	1.61	4.77	4.18	2.06	1.56	0.208	177	—
G 10	7.97	19.0	12.1	3.34	1.09	—	4.16	2.54	2.31	0.331	38.0	—
G 29*	16.8	38.3	21.5	5.11	1.73	5.16	4.32	2.18	1.70	0.235	187	—
H 2*	7.18	17.2	13.3	4.27	1.42	5.43	5.91	3.05	—	0.390	97.1	185
H 12	2.28	6.29	6.32	2.90	1.18	4.53	5.80	3.28	2.78	0.380	31.5	147
H 13	7.76	16.6	9.99	2.97	1.20	3.79	3.61	1.82	1.44	0.199	197	411
H 15	4.31	10.2	7.17	2.23	0.849	3.06	3.69	2.20	2.10	0.307	185	276
H 18	6.04	13.5	9.07	2.85	1.14	3.66	3.46	1.78	1.42	0.197	139	333
H 22	8.95	20.7	12.7	3.44	1.21	3.82	3.41	1.64	1.33	0.192	89.6	104
H 26	12.0	25.8	14.9	3.94	1.45	4.59	3.96	1.93	1.50	0.202	36.3	384
H 27	14.2	32.3	17.7	4.45	1.55	4.73	3.68	1.78	1.30	0.179	89.6	158
H 38	81.7	191	95.1	16.9	5.42	12.5	7.43	2.72	1.66	0.211	1604	1050
H 40	9.71	24.5	16.1	4.26	1.55	—	4.23	2.15	1.41	0.170	—	78
H 43	17.9	47.4	33.7	9.45	3.21	10.8	10.6	—	4.58	0.626	112	—
H 76*	22.0	51.1	29.5	7.15	2.51	7.14	5.43	2.34	1.59	0.204	626	483
H 92*	2.78	7.95	7.68	2.97	1.07	4.03	4.93	2.92	2.81	0.429	70.8	168
I 19*	3.73	10.7	10.1	3.60	1.31	5.11	6.18	3.70	3.03	0.508	17.9	68
I 23*	6.70	17.0	13.2	3.88	1.48	4.37	3.94	1.61	1.20	0.175	38.3	77
I 55*	12.8	29.9	20.6	6.02	2.09	6.78	5.82	2.20	1.44	0.184	84.0	248
I 66*	1.93	5.69	5.55	2.11	0.842	3.11	3.65	2.09	1.78	0.289	11.0	27
I 86	14.6	32.7	18.9	4.58	1.50	4.95	4.48	2.22	1.76	0.270	299	323
I 108*	9.27	21.6	14.6	4.03	1.16	4.53	4.37	2.24	1.68	0.209	66.8	190
I 113	2.49	7.59	6.90	2.31	1.00	3.75	4.52	2.41	2.07	0.285	17.8	69
I 115	2.98	8.08	7.49	2.51	0.851	3.58	4.22	2.61	2.43	0.354	11.7	49
I 118	4.37	8.34	9.80	3.18	1.21	4.09	4.33	2.50	2.15	0.302	14.5	65
I 121	1.27	2.83	2.99	1.16	0.506	1.78	2.20	1.44	1.36	0.201	50.8	73
I 127	0.850	2.07	2.09	0.834	0.400	1.33	1.66	1.08	1.02	0.151	38.0	47
I 129	1.28	3.48	3.24	1.22	0.655	1.83	2.21	1.46	1.39	0.207	13.3	106
I 136	0.773	1.88	1.87	0.708	0.385	1.08	1.34	0.877	0.819	0.120	64.3	349
I 143*	1.34	4.16	4.16	1.60	0.775	2.49	3.05	2.01	1.92	0.280	7.35	174
I 145	3.05	6.58	4.81	1.61	0.599	2.30	2.80	1.67	—	0.241	9.92	104
IB 9	0.684	2.22	2.02	0.849	0.430	1.39	1.71	1.10	1.04	0.155	7.35	104
I 34090503	1.09	3.09	2.78	1.01	0.613	—	1.78	1.11	1.02	0.151	29.4	—
	0.421	1.32	1.48	0.631	0.273	1.00	1.26	0.797	—	0.103	—	—

* See the text ** Analyzed by H. HATTORI *** Recalculated values on a carbonate- and water-free basis

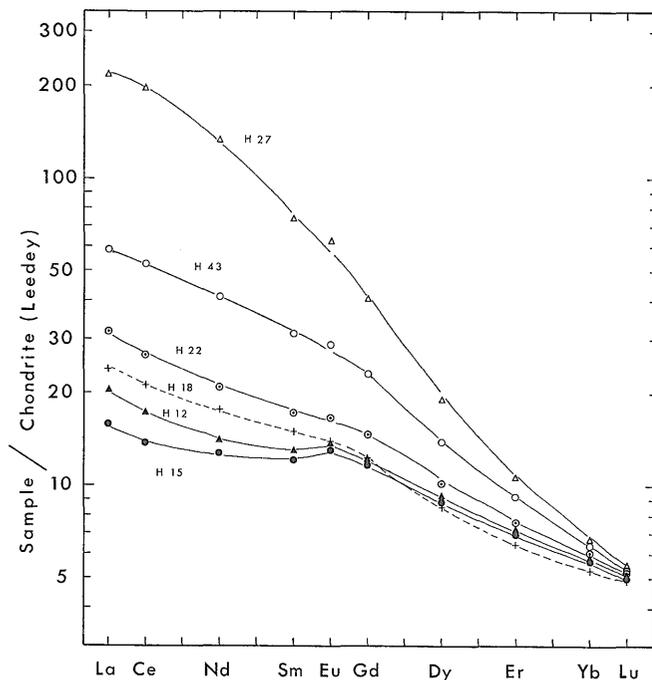
MASUDA ほか, 1973; NAKAMURA, 1974). したがって, 人為的に混合した隕石試料はきわめてあいまいなものと考えられる。本論では MASUDA ほか (1973) に従って, 単一の隕石で化学組成上の個性が最も少なく均質な *Leedey* コンドライトの希土類元素存在度および Ba 存在度を基準値として採用し (第 2 表), 以下に論ずるような地向斜玄武岩の希土類元素存在度パターンを描いた。

3. 岩石の変質と化学組成について

本研究に用いた地向斜玄武岩類では, しばしばその苦鉄質鉱物が緑泥石・アクチノ閃石・緑簾石および方解石などの 2 次鉱物に変化している。白雲母・リュウコクシン・プレーナイト・パンペリー石およびステルプノメンなどが変成鉱物として見られる場合もある。しかしな

がら, 希土類元素はその化学的性質からみて, このような変成変質作用では相互に分別を起こすことはまずない元素である。事実, 上記の 2 次鉱物の量と全岩の希土類元素存在度の間に関係がみられない。

地向斜玄武岩類のように海底に噴出したと考えられる岩石のうちでは, 溶岩に比べると凝灰岩は周囲の海水とより強く物質 (元素) 交換を行った可能性がある。第 2 図には, TANAKA and SUGISAKI (1973) による, 凝灰岩起源の岩石を含む, 一連の火山岩体における希土類元素存在度パターンを示す。第 2 図中の点線で記入したパターン (H 18) は凝灰岩起源の岩石である。一方, H 18 が溶岩であれば, その希土類元素存在度パターンは層序学的にその上下にある溶岩, つまり H 12 と H 22 の間に位置するはずである。実際には H 18 は溶岩でなく,



第2図 奈良県吉野郡中奥の地向斜玄武岩岩体にみられる岩体の分化に伴う希土類元素存在度パターンの変化

Chondrite-normalized REE patterns of geosynclinal basalts from Nakaoku area after TANAKA and SUGISAKI (1973).

より海水と反応し易いと考えられる凝灰岩起源の岩石である。しかし、そのパターンは上に述べた本来予想される位置からほとんどずれておらず、パターンの形も変化していない。このように希土類元素は凝灰質岩石でも、そのパターンの変化はわずかであるので、溶岩・岩床などの形態をとる玄武岩類では、その変化は無視できるものであろう。しかし、凝灰質岩石は機械的に他の砂岩・泥岩などの物質が混入している場合も考えられる¹⁾ので以下の主な議論には用いない。

Eu (ユーロビウム) は斜長石中で2価のイオンとして $Ca^{++} \cdot Sr^{++}$ と行動を共にすることが多い。他方、もし地向斜玄武岩類がいわゆる曹長石化作用のごとき変質作用を被り、その Ca^{++} あるいは Sr^{++} が移動したり、 Na^{+} により置き換えられるなら、 Eu^{++} の移動とともに希土類元素存在度パターン上でEuの不規則な異常が生ずると考えられる。しかし、本研究に用いた試料では、斜長石が明らかに岩漿分化そのものに関与したと考えられる四国西部のものを除き、Euの異常はみられない。

深海底玄武岩の変質と希土類元素存在度パターンとの関係については FREY ほか (1968), PHILPOTTS and SCHNETZLER (1969), SCHILLING (1971) などにより論じられ、古い岩石では HERRMANN and WEDEPOHL (1970) により西ドイツ古生代のスピライトについて、

1) 顕微鏡下で判断できる場合が多い。

GREEN ほか (1972) により先カンブリアの変成岩についてそれぞれ議論されている。いずれも海水による風化・熱水変質・埋没変成・広域変成による希土類元素パターンの変化はみられないと結論されている。

4. 結果および考察²⁾

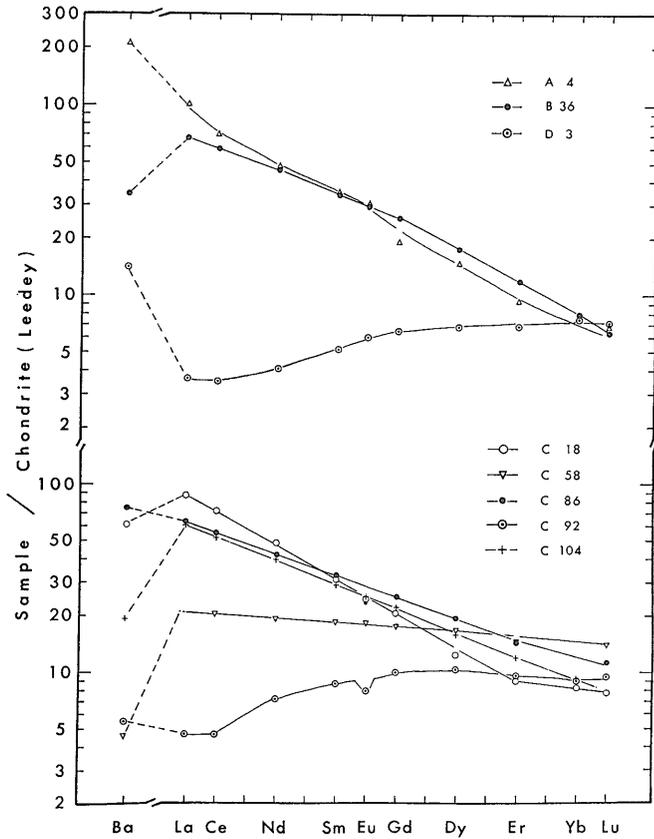
4.1 分析結果と分類

第3表に希土類元素・BaおよびSrの分析値、付表に主要化学成分とそれに基づくCIPWノルムを示す。多くの試料には炭酸塩が含まれ、そのほとんどは外来のものであると考えられている (田中, 1970)。本論文では付表に示した主要化学成分を炭酸塩および水分を除いた値に再計算し、その値を以下の議論に用いた。

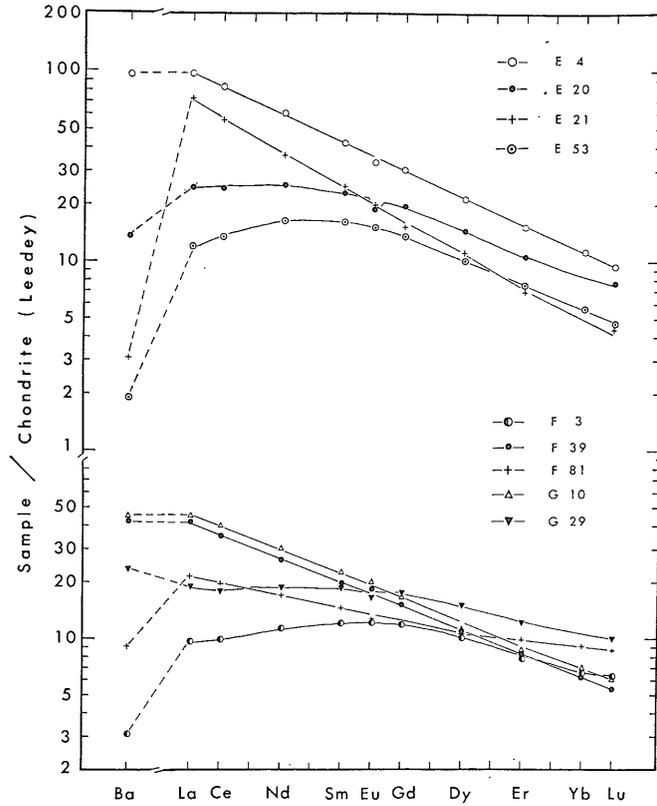
地向斜玄武岩類中の希土類元素存在度をLeesleyコンドライト中の存在度(第2表)で規格化したパターンを第3図(a-d)に示す。これらのパターンはその個々のものが、それぞれ地質学的情報を持つものであるが、ここではこれらを大きく3つのグループに分類した。

(1) 第3図上で完全な直線、あるいは直線に近いパターンを持っているもの。A4, B36, C18, C58, C86,

2) 以下においては希土類元素の液相(マグマ)と固相(結晶)間の分配を論じる場合に、固相として個々の結晶種でなく、結晶集合体(全岩)を考えた。種々のデータからこの方が地質学的事実をより正確に捉え得ると考えられる。この手法については増田(1973)に述べられているが、筆者も稿を改め述べる予定である。

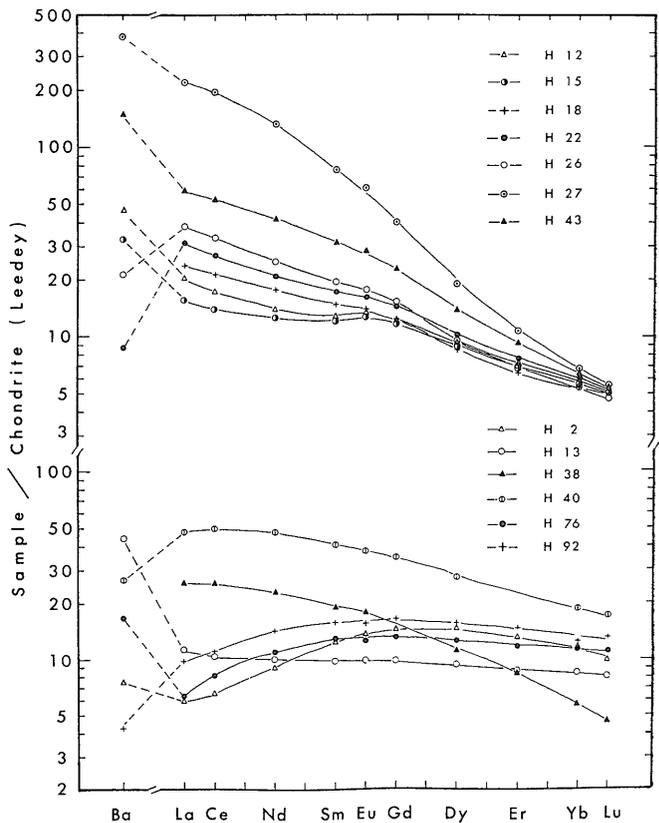


第3図 a

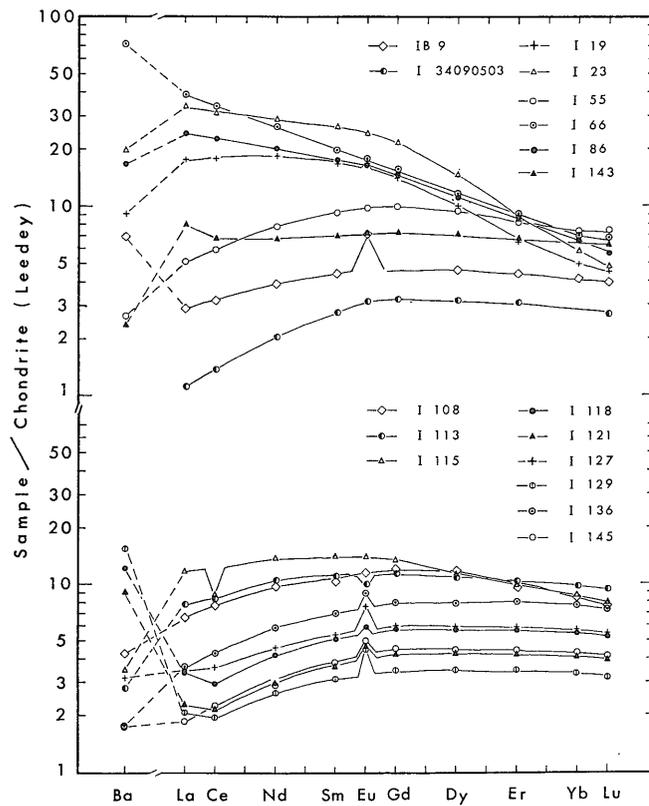


第3図 b

第3図 本邦古生界・中生界の地向斜玄武岩類中の希土類元素および Ba の存在度をコンドライト隕石中の存在度で規格化した存在度パターン Chondrite-normalized REE patterns of geosynclinal basaltic rocks. Fig. 3-a: Hokkaido (A), northern Kitakami (B), southern Kitakami (C) and Abukuma (D) areas. Fig. 3-b: Kanto (E), Mino (F) and Tamba (G) areas. Fig. 3-c: Kii (H) area. Fig. 3-d: Shikoku (I) area.



第3図c



第3図d

本邦古生界地向斜玄武岩の希土類元素存在度とその地質学的意義 (田中 剛)

C 104, E 4, E 21, F 39, F 81, G 10, H 22, H 26, H 27, H 40, H 43, I 66 および I 86 がこのグループに属する。

(2) 第3図上で湾曲したパターンを示し、その程度が軽希土 (La・Ce・Nd 側) にいちじるしく、 $(La)_{EF} > (Sm)_{EF}$ であるもの。C 92, D 3, E 53, F 3, H 2, H 76, H 92, I 55, I 108, I 113, I 115, I 118, I 121, I 127, I 129, I 136, I 145 および IB 9 がこのグループに属する。

(3) 上記両グループの中間的性質を示すもので、本来 (2) グループと同一であるが、 $(La)_{EF} > (Sm)_{EF}$ であるもの。E 20, G 29, H 12, H 13, H 15, H 18, I 19, I 23 および I 143 がこのグループに属する。

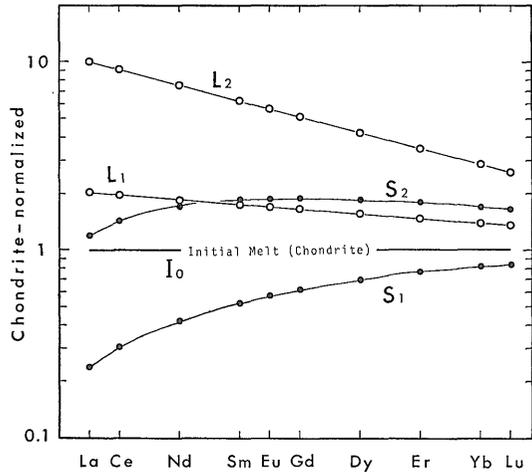
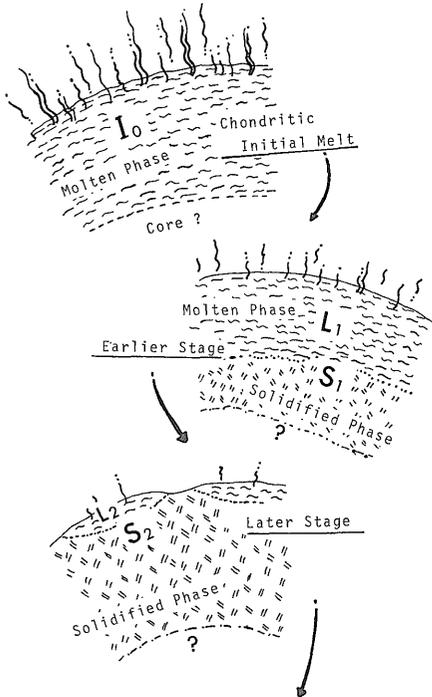
(1) のグループは希土類元素の絶対的濃縮度は異なるが、そのパターンの勾配がきわめてよく似ており、相互に平行である。これは特に西南日本のもの (例えば、G 10・F 39・I 66) にいちじるしい。このパターンの勾配は日本の第四紀玄武岩にみられる同種のパターン (MASUDA, 1966; PHILPOTTS ほか, 1971) およびデカン高原のソレイアイト (NAKAMURA and MASUDA, 1971) より急で、一般のアルカリ玄武岩類のパターン (NAGASAWA, 1973; KAY and GAST, 1973) より緩やかである。(2)

3) EF は Enrichment Factor の意で、例えば $(La)_{EF}$ は (試料中の La)/(隕石中の La) を示す。

の湾曲したパターンは、その形が海嶺・深海底・海盆などから得られるソレイアイトのパターン (GAST, 1968; PHILPOTTS ほか, 1969; KAY ほか, 1970⁴⁾; SCHILLING, 1971; HART ほか, 1972; RIDLEY ほか, 1974) および島弧のソレイアイト (MASUDA, 1968 a; PHILPOTTS ほか, 1971) に類似している。

MASUDA (1962) および CORYELL ほか (1963) は地球上の岩石中の希土類元素存在度を、それぞれ対応する隕石中の存在度で割り、片対数方眼紙に原子番号順にプロットすると、規則的なパターンが得られることを見出した。このような事実に基づき MASUDA and MATSUI (1966) は、地球の始源酸化物溶融体中の希土類元素存在度が、コンドライト中のそれと同じであるという仮定のもとに、地球の進化ならびに地殻とマンツルの形成に関する理論を展開した。すなわち、溶融したコンドライト質の物質が分別結晶作用により固結していく時、その各段階で平衡が保たれ、また、液相-固相間の分配係数が一定だとすると、希土類元素存在度パターンは液相部と固相部で異なってくる (第4図)。MASUDA (1966) および増田 (1966; その他) はこのような液相を代表するパターンを液体型 (現在は固化した岩石である)、固相にみられるそれを固体型と名付け、さらにこの考えを広く他

4) 原論文では隕石中の存在度で規格化したパターンは用いられていない。



MASUDA and MATSUI (1966) のモデルに基づく

第4図 大規模に溶融したコンドライト隕石質の原始地球が順次固化を行った時に各段階における液相およびそれと平衡にある固化しつつある固相の希土類元素存在度パターンを示す模式図

Schematic diagram showing large scale melting and solidification of the earth and REE patterns mathematically obtained for each stage based on the model proposed by MASUDA and MATSUI (1966).

	REE pattern type		
	liquid-type	modified solid-type	primary solid-type
	(L)	(S ₂)	(S ₁)
La	25.4	7.15	2.14
Ce	55.7	16.8	5.74
Nd	30.5	12.0	5.64
Sm	6.98	3.64	2.04
Eu	2.24	1.34	0.828
Gd	6.79 (1) **	4.45	2.94 (1) **
Dy	5.81	4.37	3.47
Er	2.73 (1) **	2.13	2.06
Yb	2.09 (3) **	1.74 (3) **	1.83
Lu	0.285 (1) **	0.249	0.273
Ba	329	101	26.0
Number of samples	16	8	16

第4表 本邦先新世界地相斜玄武岩類中の希土類元素および Ba 存在度のグループ別平均値*

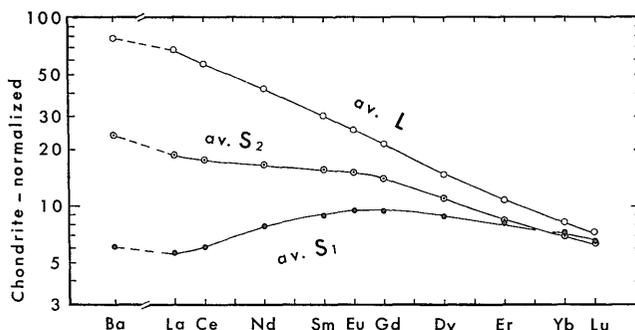
Averaged REE and Ba abundances (ppm) for three groups of pre-Cenozoic geosynclinal basalt in the Japanese Islands.*

* Tuffaceous rocks were excluded from the calculation of the averages.

** Including interpolations on REE pattern for elements not determined. The figures in parentheses indicate the number of estimates by interpolation.

第5図 本邦古生界・中生界の地相斜玄武岩の希土類元素存在度パターンを各グループごとに平均化したパターン (第4表参照)

Chondrite-normalized REE patterns averaged for each group of geosynclinal basalts in the Japanese Islands (cf. Table 4).



の元素に拡張している。現在、月および地球上の火成岩はすべてこの2つのタイプおよびこの2つの基本的タイプから派生した希土類元素存在度パターンを持っている。この希土類元素存在度パターンを日本の古生代地相斜玄武岩類についてみると、先に分類したグループ(1)はMASUDA (1966)による液体型に、(2)(3)のグループは固体型に相当するものと考えられる。本論では(2)のグループを第1次固体型(primary solid-type: S₁)、(3)のグループを変固体型(modified solid-type: S₂)とよぶこととする。それぞれのグループに属する岩石の希土類元素存在度の平均値およびそのパターンを第4表および第5図に示す。

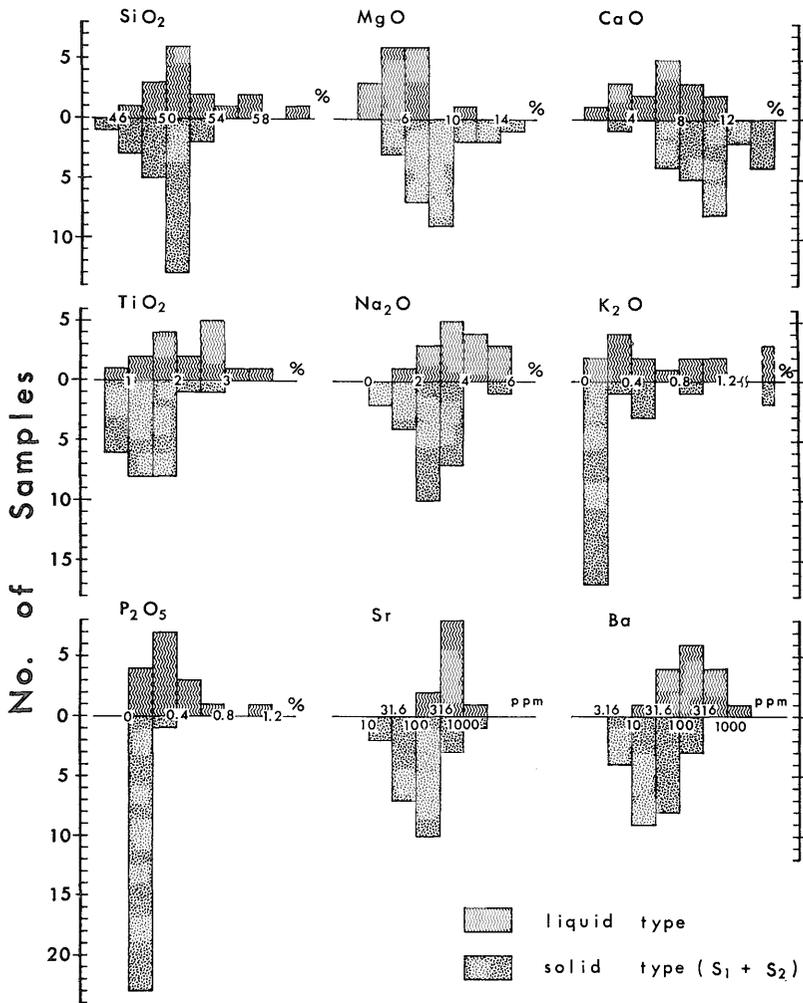
4.2 希土類元素存在度パターンと主要化学成分の関係

前項の分類に従い、各グループに属する岩石試料のうち、その原岩が溶岩または岩床である玄武岩質岩石の主要化学成分、微量化学成分の頻度分布を第6図に示す。これにみられるように SiO₂を除き、液体型と固体型パターンを持つ地相斜玄武岩の間には多くの元素存在度差がみられる。液体型パターンを示す地相斜玄武岩は固

体型パターンを示す岩石より、MgO および CaO に乏しく、TiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Sr および Ba に富む。この特徴は $(La)_{EF}/(Sm)_{EF} - (0.9Fe_2O_3 + FeO)/MgO$ 図(第7図)により、より明確に表わされる。

主要および微量化学成分から、本邦古生代地相斜玄武岩と大洋底玄武岩の間のいくつかの類似性が多い論文において指摘されている(田中, 1970; SUGISAKI ほか, 1971; HASHIMOTO ほか, 1970; 鈴木ほか, 1971; 志井田ほか, 1971; SUGISAKI and TANAKA, 1971 b; SAWADA, 1973; 川辺, 1974)。本論においても固体型の希土類元素存在度パターンを持つ玄武岩を $Na_2O + K_2O - MgO - FeO + 0.9Fe_2O_3$ 図にプロットすると、そのほとんどが MIYASHIRO (1970) による abyssal tholeiite の領域に分布する(第8図)。

希土類元素は一般的に P₂O₅ と比較的良好な相関を示す。とくに、下川・増田 (1974) は P₂O₅ と Nd が最も高い相関を示すことを指摘し、アイスランドの玄武岩、デカン台地玄武岩、本邦第四紀玄武岩において、産地・時代に関係なく両元素は両対数グラフ上で直線関係にあることを見出した。これは P と Nd が見かけ上、同一の分



凝灰質岩石は本統計より除外した

第 6 図 異なる希土類元素存在度パターンを持つ地向斜玄武岩の主成分・微量元素の頻度分布

Comparison of the frequency distribution of major and minor elements for the different REE pattern groups. Tuffaceous rocks were not included in this diagram.

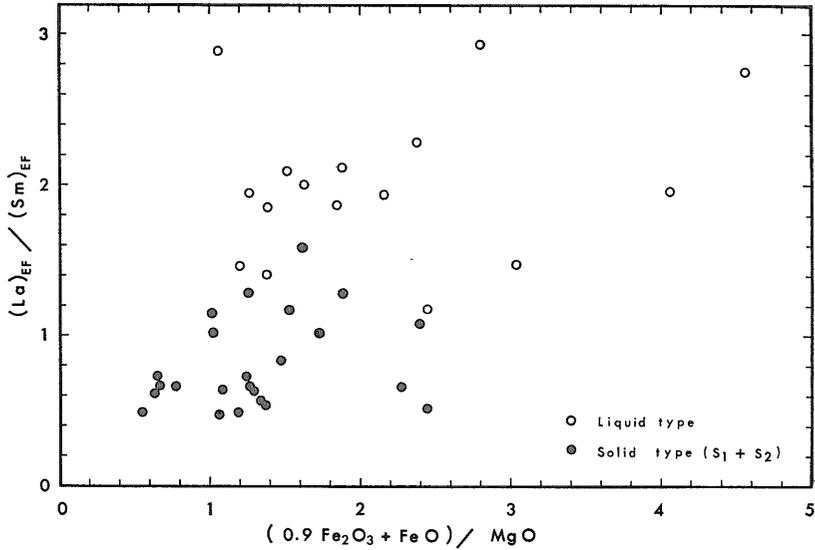
配係数を持つためと解釈されている (下川・増田; 1974)。地向斜玄武岩類においても第 9 図に示すように、この 2 元素は両対数グラフ上で直線関係がある⁵⁾。

4.3 希土類元素存在度パターンと Ba の関係

地向斜玄武岩類にみられる固体型パターンは 4.2 項で論じたように、海嶺・海盆などから得られるソレイアイトのパターンに類似しているが、同時に島弧のソレイア

イトにも類似している。しかし、プレートの相対運動よりみると、海嶺は張力場であり、島弧は圧縮場ということになる。この両方の場所で生じるマグマは果して同じ性質のものであろうか、希土類元素存在度パターンのみでは、この両者の違いを区別できないが、PHILPOTTS ほか (1971) は希土類元素存在度パターン上における Ba の位置に注目した。つまり、島弧の火山岩では隕石に対する Ba の濃縮度が La のそれよりはるかに高い位置にあり、一方海嶺・海山などの火山岩では Ba は希土類元

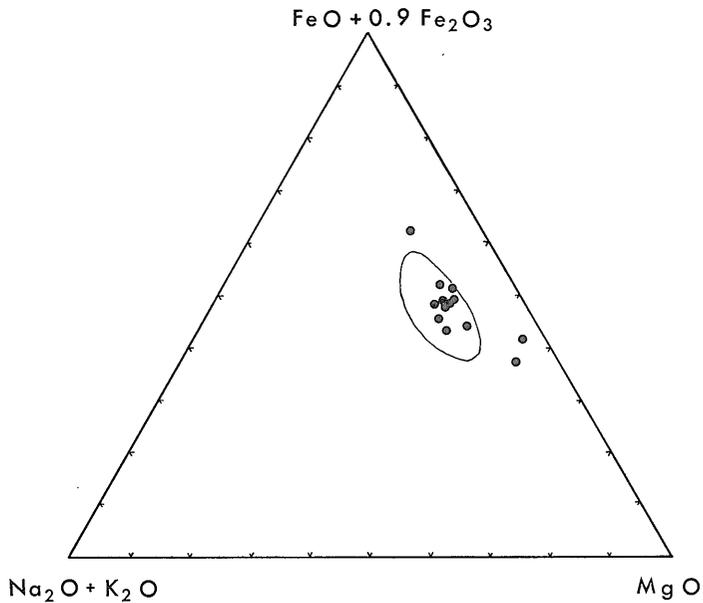
5) Ce と P₂O₅ の関係が SUN and HANSON (1975) により指摘されているが、Ce は希土類元素の中にあつて、時に、他の元素と異なつた挙動をすることがある。



$(La)_{EF}$ はコンドライト隕石と比較した試料中の La の濃縮度を示す

第7図 本邦古生界・中生界地向斜玄武岩の $(La)_{EF}/(Sm)_{EF}$ と $(0.9Fe_2O_3+FeO)/MgO$ の関係図

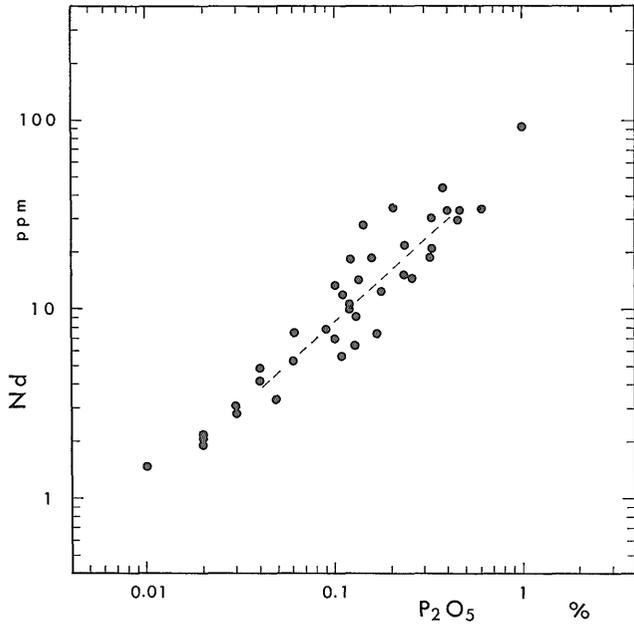
Diagram showing the relation between $(La)_{EF}/(Sm)_{EF}$ and $(0.9Fe_2O_3+FeO)/MgO$, where, e.g. La with the subscript EF denotes the enrichment factor (i.e. concentration ratio) of La relative to chondrite.



曲線で囲った範囲は MIYASHIRO ほか (1970) による abyssal tholeiite の分布範囲を示す

第8図 固体型パターンを持つ本邦古生界・中生界地向斜玄武岩(はんれい岩および凝灰質岩石を除く)の $MgO-FeO+0.9Fe_2O_3-Na_2O+K_2O$ 図

$MgO-FeO+0.9Fe_2O_3-Na_2O+K_2O$ diagram of geosynclinal basalts with solid-type (S_1) REE pattern (gabbros and tuffaceous rocks were excluded from the diagram). The field enclosed with solid line is the composition field of abyssal tholeiites defined by MIYASHIRO *et al.* (1970).



第 9 図 本邦古生界・中生界玄武岩類にみられる Nd—P₂O₅ の関係

点線は下川・増田 (1974) による新生代玄武岩にみられる相関関係を示す

Nd—P₂O₅ relationship. Dashed lines shows a correlative line of Cenozoic basalts after SHIMOKAWA and MASUDA (1974).

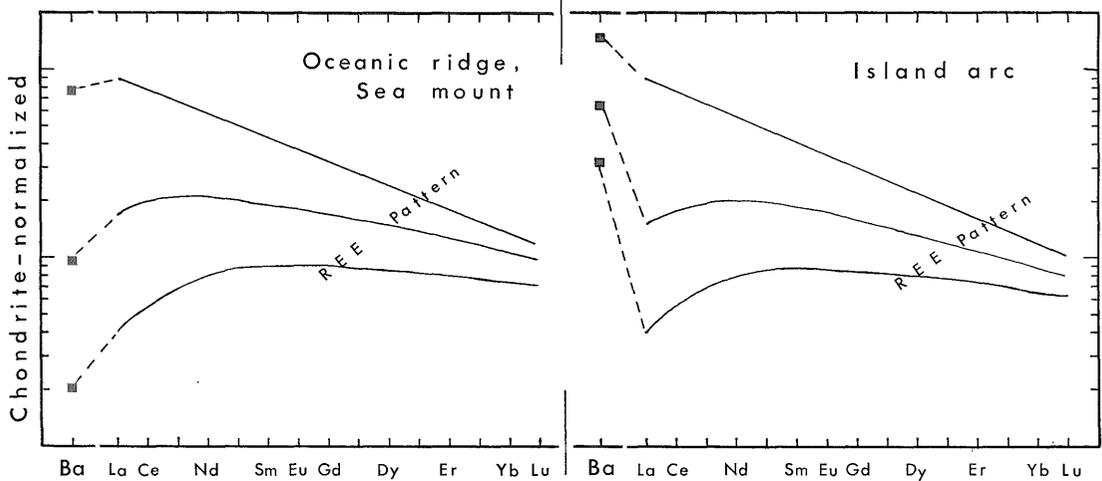
素存在度パターンのなめらかな延長上にあるという (第 10 図参照)。これは島弧の火山岩では角閃石など Ba を多く含む含水鉱物がマグマの生成に関与しているためと考えられた。この解釈は島弧のマグマは海嶺系のそれより hydrous であるという SUGISAKI (1976) の推論と調和する。

本邦古生界の地向斜玄武岩類では、個々の試料により差はあるが、平均的にみて第 5 図に示すように、Ba の La に対する相対濃度は島弧の火山岩にみられるそれより

はるかに小さく、海嶺・海山などのそれに近い。さらに、西南日本古生界地向斜玄武岩の非島弧的性格は川辺 (1974) により、遷移元素存在度パターンからも論じられている。

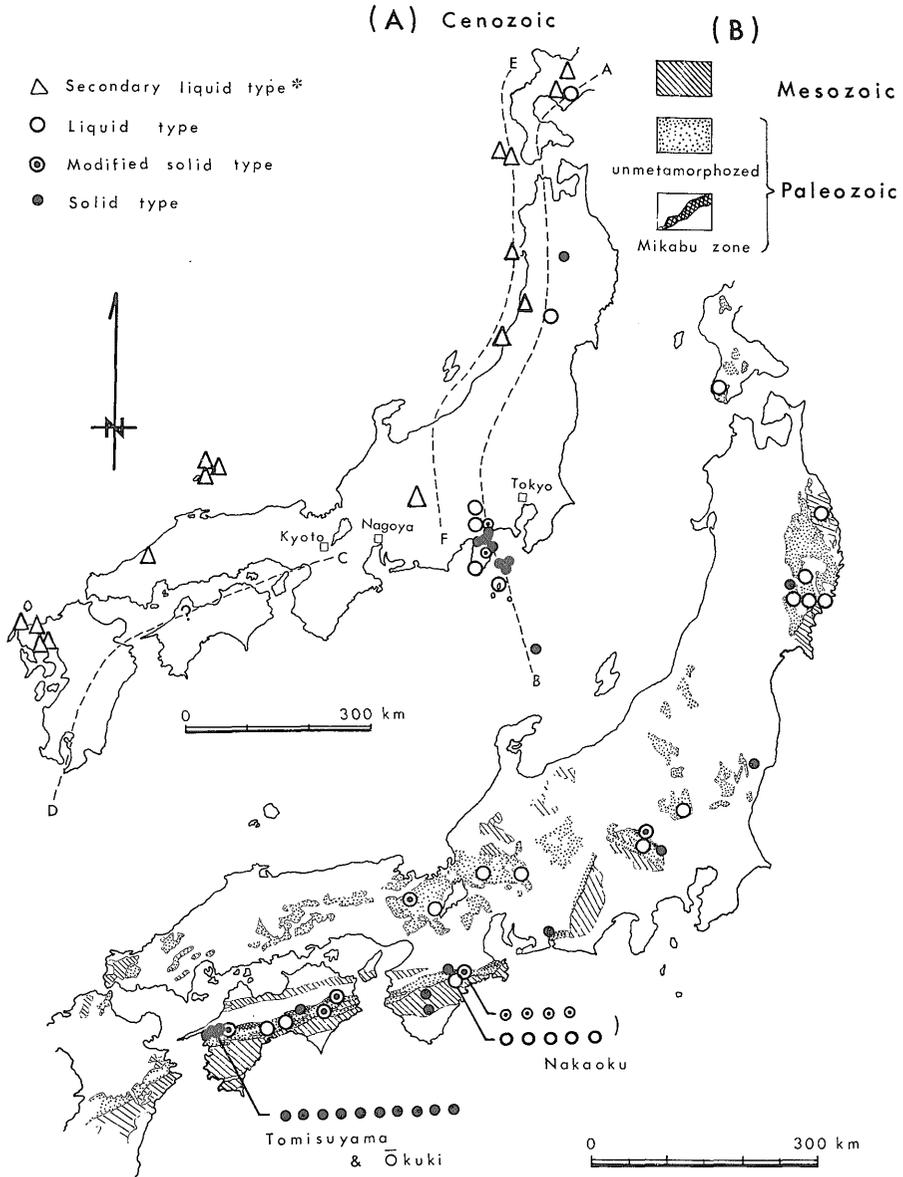
4.4 相異なる希土類元素存在度パターンを持つ地向斜玄武岩の地域分布

それぞれの希土類元素存在度パターンを持つ地向斜玄武岩類の地域分布は概略的な地質図とともに第 11 図 B に示す。



第 10 図 希土類元素存在度パターン上における Ba の位置を示す模式図

Relationship between Ba and REE on a chondrite-normalized pattern (schematic diagram).



第 11 図 異なったタイプの希土類元素存在度パターンを持つ岩石の地域分布

第 11 図 A は新生界 (大部分が第四紀に属する), 第 11 図 B は古生界および中生界における分布を示す。図中の A-P, C-D および E-F の線は KUNO (1966) による第四紀火山岩の岩石区の境界を示す。* 本文参照

Different types of REE patterns are plotted on the maps which also show a spatial distribution of the Cenozoic (mostly the Quaternary) basaltic rocks (Fig. 11 A) and pre-Cenozoic (mostly the Paleozoic) geosynclinal basaltic rocks (Fig. 11 B) in Japan. Data on Cenozoic basaltic rocks are from MASUDA (1966, 1968, 1969), ONUMA *et al.* (1968), PHILPOTTS *et al.* (1971), YAJIMA *et al.* (1972), NAGASAWA (1973), ANDO *et al.* (1974), MASUDA Y. *et al.* (1975 a, 1975 b), FUJIMAKI (1975) and NISHIMURA and IKEDA (1976). The lines, A-B, C-D and E-F were quoted from KUNO (1966), dividing the petrographic provinces in the Quaternary. The lines A-B and C-D are boundaries between the tholeiite and high-alumina basalt zones and line E-F is that between the high-alumina basalt and alkali olivine basalt zones.

* See the text.

南部北上帯では第2図aにも示したように、ほとんどの岩石が対数直線性 (logarithmically-linear rare-earth pattern) を示す液体型パターンを持っている。C 92 のみ固体型パターンを示すが、これはデボン紀の母体層群中のものである。阿武隈帯の試料 (D 3) も同様な固体型パターンを示す。母体層群西部および阿武隈帯東部の岩石がいずれも固体型パターンを持つことは、マグマ発生におけるテクトニクスの背景の重要性を示唆するものである。例えば、岩石の微小変形構造の研究から、原ほか (1972) は古生代初期に北上帯西部および阿武隈帯東部は張力テクトニクス下にあったことを結論している。そして、その時期にいずれの地域でも固体型のパターンを示す玄武岩が噴出しているのである。

西南日本では、液体型パターンを示す岩石と固体型パターンを示す岩石の分布は明確に異なっている。すなわち、固体型パターンを示す岩石はほとんどみかぶ帯⁶⁾に分布する。そして、液体型パターンを示す岩石はみかぶ帯の両側に分布するいわゆる非変成古生層に分布している (第11図B)。

一方、MASUDA (1966, 1968 a) は日本の新生代 (主として第四紀) の玄武岩中の希土類元素存在度パターンを大きく固体型、液体型および2次液体型⁷⁾に分類した。筆者は日本の第四紀玄武岩 (一部第三紀を含む) について、現在公表されている希土類元素存在度パターンを調べ、それらを MASUDA (1966) に従って分類し⁸⁾、第11図Aに示した。第11図Aで液体型および2次液体型パターンを持つ岩石は日本海側に分布し、固体型パターンの岩石は太平洋側に分布している。これは KUNO (1966) により岩石タイプから区分された第四紀火山岩の帯状分布に類似している。このような新生界火山岩の岩石タイプの帯状分布は、先に述べた古生界におけるみかぶ帯を中心とする対称分布とは著しく異なるものである。

中生界では紀伊半島の四万十層群中に固体型パターンを示す玄武岩 (H76・H92) がみられる。しかし、これと対照的に北上帯では、中生界には液体型パターンを持つ玄武岩 (B36・C18) がみられる。このことは、SUGISAKI and TANAKA (1971b) が主要化学成分によるマグマタイプの変化からの、“南部北上地方と西南日本では地殻の発達状態が異なっていた”という結論と矛盾

しないものである、と同時に、その違いが古生代以後、後期中生代までも継続していたことを示すものである。

4.5 屈曲点を持つ希土類元素存在度パターンについて

本論文において、固体型パターンと認められたものの内で、例えば、F 3・I 23・I 34090503 などは大洋底および海嶺から採集された玄武岩にみられるような滑らかに湾曲した典型的な固体型パターン (第13図参照) とは異なり、屈曲点を持つ2つの直線から構成されているようにみえる。さらに、上記の3パターンのみならず、一見なめらかに湾曲していると見える四国地方の固体型パターン (第3図d) にも、このような折れ曲り要素がわずかに含まれていることが数学的解析から判定される。この特異な性質を持ったパターンの生成は MASUDA ほか (1971) の取扱いに準じ、数学的に以下のように解釈される。

第12図に示すように全体として固化しつつあるマグマ溜りを仮定する。そこではマグマの温度が断続的に下っていくものとしよう。そのような温度変化のもとでは、大部分の期間、結晶の成長とその分離が行われるであろう。しかし、一時期には再溶融も起きるであろう。同時に、以下の3つの条件が満足されたとする。

① 結晶の形成が進んだ時、このマグマ溜りから少量のマグマ (液相部分) が系外へ取り去られる。その後、結晶の一部が再溶融し、もとのマグマと混合する。

② ①の過程が多数回くり返される。

③ この過程で結晶とマグマの間の希土類元素の分配係数は MASUDA and MATSUI (1966) によって示されたように、その原子番号とともに単純に変化するものでなく、TANAKA and NISHIZAWA (1975) により高压実験で求められた分配係数のように、原子番号の違いによる分配係数の変化が大きい軽希土側と、その変化が小さい重希土側の2つの部分から構成されているものである (TANAKA and NISHIZAWA (1975) 第2図参照)。

以上のような条件のもとで生じたマグマの残液は下に折れ曲った希土類元素存在度パターンを持つ (第13図参照)。

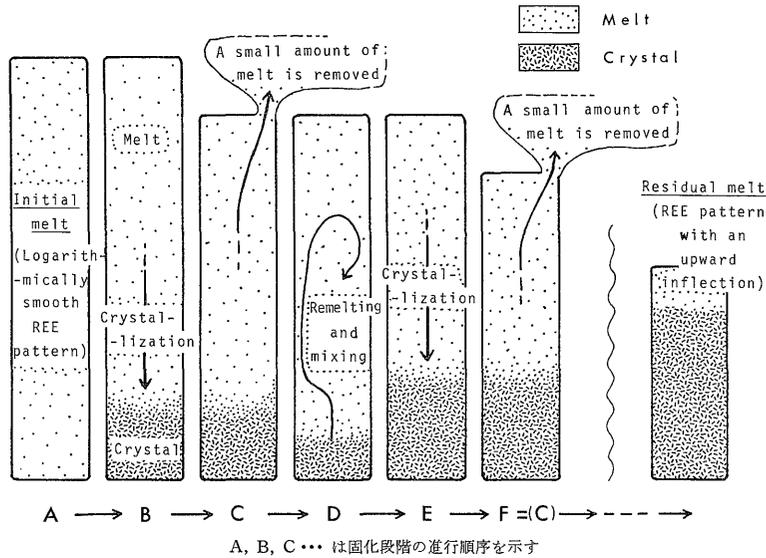
上述のようなモデルは、固結しながら上昇しているマグマ溜りにかかる圧力が断続的に低下していくような活動的地質環境下において実在し易いと考えられる。

ところで、屈曲点のある希土類元素存在度パターンを持つマグマが地表にまで達せずにマントル内で固結してしまった時、その再溶融により生ずるマグマはどのような希土類元素存在度パターンを示すであろうか。例えば第13図のパターン W の固体が部分溶融した場合に生

6) 本論においてみかぶ帯とは、三波川変成帯と秩父古生層の境界にある、いわゆる緑色塩基性岩類を含むみかぶ構造帯を示す。

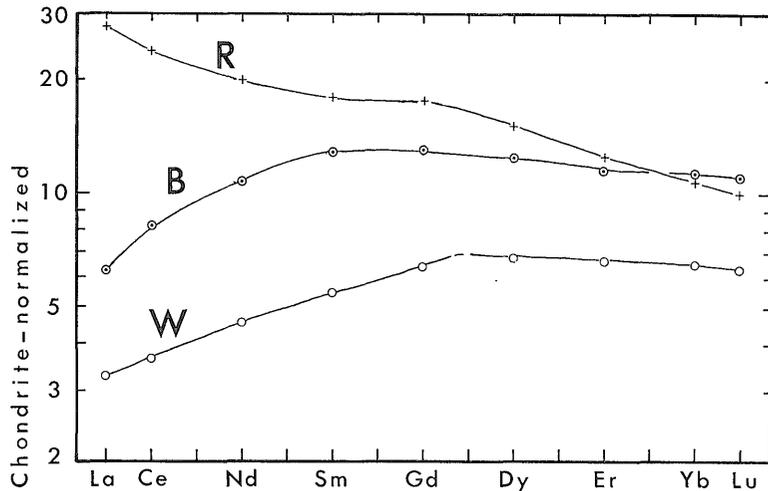
7) MASUDA (1966) は液体型の希土類元素存在度パターンを持つ岩石が部分溶融をすれば、その溶融物は上に凹の希土類元素存在度パターンを持つことを示し、それを2次液体型 (secondary liquid type) と命名した。

8) MASUDA (1966) による固体型 (solid type) は、本論 4.1 項に示したように、さらに、第1次固体型 ((primary) solid type) と変固体型 (modified solid type) に区分した。



第 12 図 折れ曲りを持つ希土類元素存在度パターンを生じたマグマの固化過程を示す模式図

Schematic diagram showing a process which makes REE pattern with inflection. A, B, C, etc. in the diagram indicate proceeding of magmatic process.

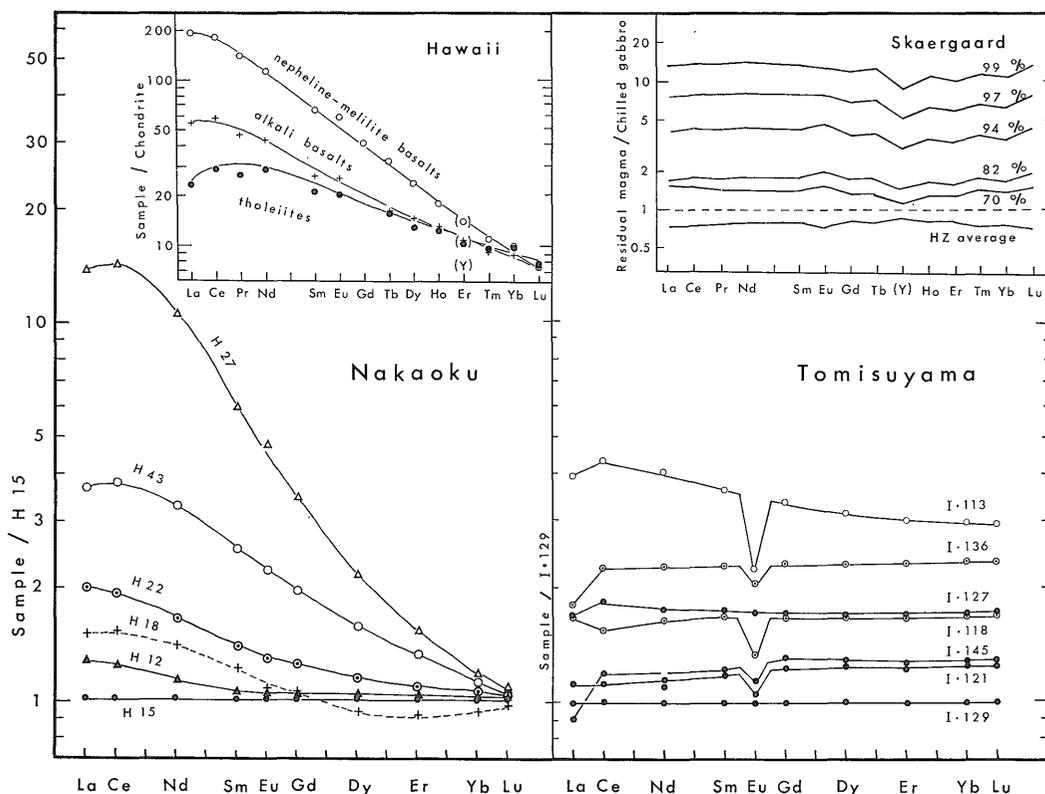


W: 数値的に得られた折れ曲りを持ったパターンの例. B: なめらかな曲線パターンの例 (H 76).

第 13 図 コンドライト隕石中の存在度で規格化した希土類元素存在度パターン Chondrite-normalized REE pattern. W; Mathematically obtained pattern with inflection. B; An example of smoothly curved pattern (H 76). REE pattern R which resembles H 15 is theoretically obtained by assuming an equilibrium with W under an operation of the bulk partition coefficient estimated by MASUDA and MATSUI (1966).

ずるマグマのパターンは MASUDA and MATSUI (1966) により推定された希土類元素の全岩分配係数により W の希土類元素濃度を割ることにより得られ、第 13 図の R がこれに相当する。このパターン R は上に凹の 2 つの

曲線から構成されており、第 3 図の H 15 および H 12 にその形が似たものである。このことから、H 15 のような地向斜玄武岩は第 13 図の W のように屈曲点のあるパターンを持つ岩石、例えば I 34090503 の部分溶融



左: 中奥型 右: 富士山型

第 14 図 本邦古生界地向斜玄武岩岩体にみられる岩石の分化に伴う希土類元素存在度パターンの変化様式

Comparison of two distinct types of REE fractionation in the geosynclinal basalts. REE fractionation patterns of Nakaoku, Tomisuyama, Hawaii and Skaergaard intrusion are from TANAKA and SUGISAKI (1973), TANAKA (1974) HASKIN and HASKIN (1968) and SCHILLING and WINCHESTER (1969), respectively.

により生じたと考えられる。

4.6 地向斜玄武岩マグマの分化について

地向斜玄武岩マグマの分化には希土類元素存在度パターンからみて、相異なる 2 種類の型があることがわかった。一つは中奥型で他の一つは富士山(とみす山)型である。それぞれを対比させ第 14 図に示す。

まず中奥型の希土類元素の分化は TANAKA and SUGISAKI (1973) により、奈良県吉野郡川上村中奥の古生界玄武岩体について論じられた。この分化型は SCHILLING and WINCHESTER (1969) によって観察されたハワイ諸島における玄武岩の分化と同一である。この分化型では第 14 図左側に示すように、希土類元素は初期のマグマに比べて残液 (residual magma) 側に、滑らかな元素相互の分化を生じながら濃縮する。すなわち、軽希土は残液中にかなりの濃縮がみられるが、重希土はほとんど変

化しない。この型では中奥でもハワイでも、火山活動の推移とともに、火山岩のマグマ型がソレイアイト質からアルカリ玄武岩質へと連続的に変化する (SCHILLING and WINCHESTER, 1969; TANAKA and SUGISAKI, 1973) (第 5 表および第 15 図参照)。

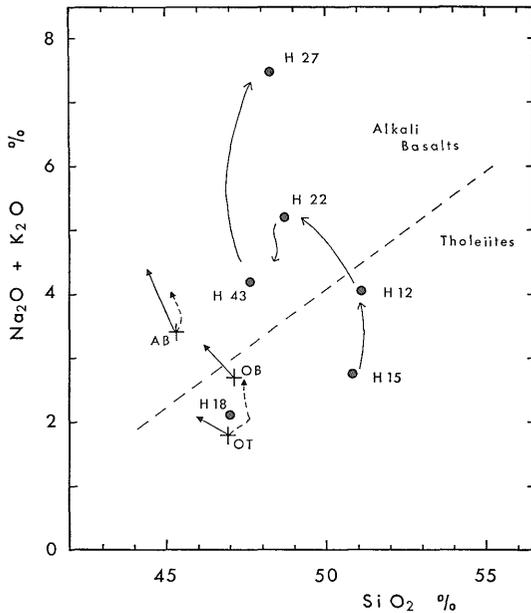
中奥型の希土類元素の分化は、本邦古生代地向斜では

第 5 表 奈良県吉野郡川上村中奥地向斜玄武岩体に属する各試料の H 15 に対する相対固化比率

Relative percentage solidified of each sample with respect to H 15 from the Nakaoku basaltic body.

Sample	H 15	H 12	H 18	H 22	H 43	H 27
Percentage solidified	0.0	6.50	26.6	41.3	78.0	94.6

after TANAKA and SUGISAKI (1973)



第 15 図 奈良県吉野郡川上村中奥の地向斜玄武岩岩体にみられる岩石の分化に伴う SiO_2 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 図上での組成変化

図中の矢印は GREEN and RINGWOOD (1967) による高圧実験結果を示す。---は 9 kb, —は 13-18 kb における岩石溶融体の固化に伴う残液の組成変化の方向を表わす。

Alkali-silica diagram showing compositional trend of the Nakaoku basaltic rocks compared with those from experimental melting studies (GREEN and RINGWOOD 1967, Fig. 8): AB refers to alkali olivine basalt composition; OB to olivine basalt composition; OT to olivine tholeiite composition. --- Fractionation trend at 9 kb; — fractionation trend at about 13-18 kb. The line dividing the alkali basalt from the tholeiite field is from MACDONALD and KATSURA (1964). Sample H 18, tuff, plots away from the basaltic lava trend on the diagram.

その中軸と考えられるいわゆるみかぶ帯の両翼に分布する非変成古生層中の玄武岩体にみられる。このことは中奥のみならず、西南日本の非変成古生層中の全岩化学組成からみても、また、残存輝石の組成からでも、ソレイアイトとアルカリ玄武岩が伴って出現するという事実 (SUGISAKI and TANAKA, 1971 b; HASHIMOTO, 1972) と調和するものである。

このようなマグマの結晶分別によるマグマ型の変化、すなわち、ソレイアイト質からアルカリ玄武岩への変化は、本邦第四紀火山岩の帯状分布の原因の一つとしても、今後考慮されるべきものである。

つぎに、いわゆるみかぶ帯の富士山はんれい岩体中の希土類元素は TANAKA (1974) により論じられ、岩体の

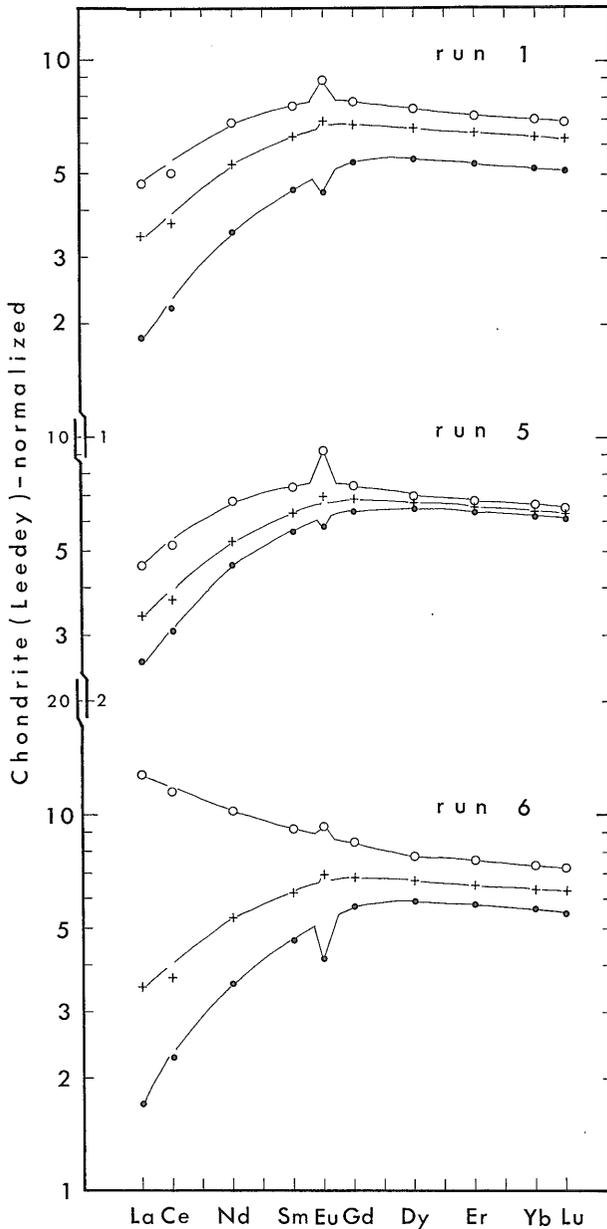
固化とともにほぼ均一に残液 (residual magma) に濃縮する (第 14 図右側)。この希土類元素存在度パターンの変化はスケアガード貫入岩体 (HASKIN and HASKIN, 1968) や Pindos オフィオライト岩体 (MONTIGNY ほか, 1973) の変化に類似している。また、主要化学成分からみたマグマ型は、マグマからの結晶分別とともに、中奥型がソレイアイトからアルカリ玄武岩へと変化しているのに対し、富士山ではソレイアイトのまま変化しない。

現在のところ、両地域における希土類元素存在度パターンの変化様式の違いに対する明確な説明は困難である。もちろん、その原因の一つとして可能性があるのは、マグマから固化分離していく結晶の種類の違い、または、マグマから分離していく結晶の間に捕えられる液相部分 (trapped liquid) の多少・有無とも考えられよう。しかし、このような現象に加え、マグマの固化時における圧力の違いがその根本的な原因になっていると推定される。

TANAKA and NISHIZAWA (1975, および未公表) は伊豆の畑玄武岩を出発物質とし、常圧および 20 kb の圧力で岩石を溶融、固化させる実験を行った。20 kb における実験結果は第 16 図に示すように共存する固相 (結晶) と液相 (ガラス) の間で、その原子番号に伴って希土類元素相互の分別が生じている。一方、常圧下では固相・液相のパターンがほぼ平行で、希土類元素相互に大きな分別を生じない。同様に、合成した透輝石を用いた実験でも 20 kb では、固相 (透輝石) と液相 (ガラス) の間でその原子番号により、希土類元素内で相互に分別を生じる (MASUDA and KUSHIRO, 1970)。しかし、常圧下ではそれほど大きな分別は生じない (稲永, 1975)。

これらの実験結果から、筆者は中奥型のマグマ分化は地下深部で起ったものであり、富士山型のマグマ分化は地下浅所で起ったものと考えられる。このことは GREEN and RINGWOOD (1967) による高圧実験からも裏付けられる。彼らの実験では、玄武岩の分化傾向 (fractionation trend) が中奥のようにそのマグマ型の変化となってあらわれるのは、13-18 kb 下における分化であり、富士山のようにマグマ型の変化を生じないのは常圧下での分化である。

上に述べた考えは野外における地質学的な観察とも矛盾しない。志井田 (1962) によれば、中奥玄武岩体は噴出岩体であり、地下深所でのマグマ分化による各段階のものがそれぞれ噴出したものとみなされる。一方、鈴木ほか (1971) によれば、富士山はんれい岩体は岩体の一部に枕状溶岩を伴う貫入岩体で、地下浅所での結晶分化が起ったものと考えられている。



第 16 図 20 kb 下における畑玄武岩の溶融実験結果

出発物質としての畑玄武岩 (十字), 一部固化させた時の結晶 (黒丸) およびそれに共存する残液 (白丸).

Chondrite-normalized REE patterns of the starting material (Hate tholeiite; crosses) and the glass (open circles) and crystal (solid circles) phases resulting from the partial crystallization followed by quenching at 20 kb, after TANAKA and NISHIZAWA (1975).

以上のような考察から、もし、美濃・丹波帯および外帯の秩父帯のアルカリ玄武岩とソレイライト質玄武岩が共存している一連の噴出岩体で希土類元素の分化型を調べると、それは中奥型であろうと予想される。また一方、大規模な貫入岩体を含む関東山地の堂平山などで希土類元素の分化型をみれば、それは富士山型であると推定される。また、ここに述べたマグマの分化型の違いは本邦古生界のみならず、ハワイ・スケアガードなどの分化の違いにも表われているように、時代を超えた geo-

dynamic な“場”の問題であることを強調しておきたい。

4.7 地角斜玄武岩マグマの起源

近年の多くの実験岩石学の結果から、玄武岩質マグマはいずれもマントルにその源を持つと考えられるので、ここでは異なった希土類元素存在度パターンを持つ地角斜玄武岩が、それぞれ化学組成を異にする複数の本源物質に由来するものか、あるいはすべてが同一組成の物質に由来するものかを考察する。

中奥型にみられる希土類元素存在度パターンの変化か

ら、先に区分した変固体型 (S_2) の希土類元素存在度パターンは第一次固体型 (S_1) パターンを持つマグマの結晶分化により生じ得る。しかし、液体型パターン (L) を持つ岩石を持つ岩石が第一次固体型 (S_1) の物質から生じるためには S_1 のごく少量の部分溶融、またはマグマ溜りの

大きさに比べ多量の物質中をマグマが通過することになる帯溶融でなければならない。

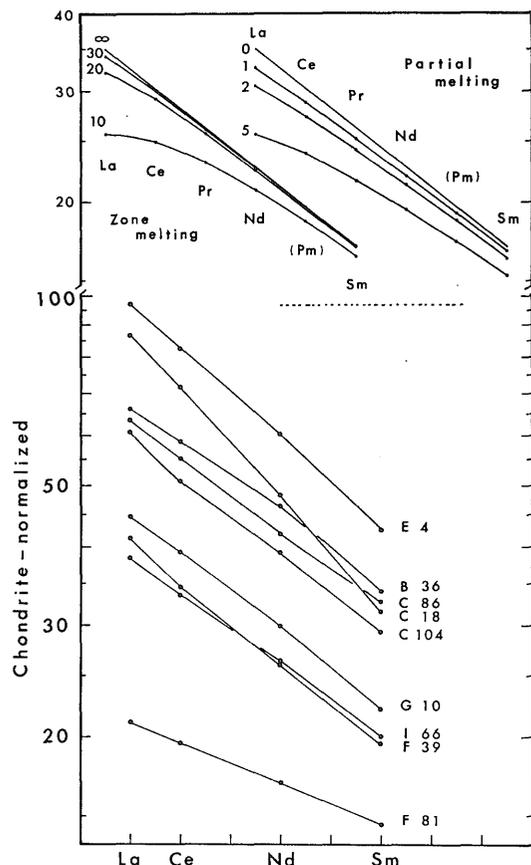
マグマの固化・岩石の溶融に敏感な希土類元素は、La をはじめとする軽希土類元素であるので、液体型の希土類元素存在度パターンを持つ地相斜玄武岩の軽希土側のパターンを拡大して第 17 図下部に示す。第 17 図上部には MASUDA and MATSUI (1966) により求められた希土類元素の全岩分配係数を用いて数値的に求めた部分溶融 (バッチ溶融) および帯溶融による結果を示す。両者を比較すると、実際に観察された地相斜玄武岩にみられる液体型パターンの対数直線性は極めて良く、このような直線性は理論的にごく限られた場合にのみ生じ得ることがわかる (1% 以下の部分溶融、またはマグマ溜りが自己の体積の 30 倍以上の親物質中を通過すること)。しかし、液体型パターンを持ついくつかの地相斜玄武岩 (B 36, G 10 など) はその希土類元素存在度パターンがわずかに湾曲しており (第 17 図下部)、固体型パターンを持つマンツルの数パーセントの部分溶融およびそれに続く結晶分化により生じ得ることがわかる。

他方全く別の見方もできる。すなわち、液体型パターンを持つ岩石は液体型パターンを持つマンツルから生じ、固体型パターンを持つ岩石は固体型パターンを持つマンツルから生じたとも考えられる。この可能性は増田による数多くの論文 (例えば MASUDA, 1966) で論じられた。この液体型パターンを持つマンツル (地殻も含む) は MASUDA and MATSUI (1966) によるコンドライト質原始地球の溶融部分の漸次固化により溶融体から固体 (結晶集合体) が取り除かれた残液が固結したものに对应するとされ、固体型パターンを持つマンツルはその際、結晶集合体として分離沈降した固相であると考えられている。

本邦古生界地相斜玄武岩の多くはこの 2 つの考え方のうち、おそらく前者のような単一組成のマンツルから生じたものであろうが、C 86・E 4・I 66 のように優れた対数直線性を示す希土類元素存在度パターンを持つ岩石が存在することから、後者の考えも否定することはできない。今後、各種同位体組成の面から詳細な研究が必要であらう。

4.8 希土類元素存在度パターンからみた本邦古生界地相斜のテクトニクス

これまでの節では、本邦古生界地相斜玄武岩について、おもに岩石化学的観点から考察を進めてきた。しかし近年、希土類元素存在度パターンを含めて火成岩の化学組成と global tectonics との関連性が注目されてきた (SCHILLING, 1971; 1973; MIYASHIRO, 1975; SUGISAKI,



第 17 図 本報告において論じた液体型パターンを持つ地相斜玄武岩のパターンの直線性 (第 17 図下部) および固体型パターンを持つマンツルが部分溶融または帯溶融をしたと仮定し、数値的に計算されたパターンの直線性 (第 17 図上部)

数値的に求めたパターンに付してある数値は部分溶融の割合および帯溶融におけるマグマ溜りの大きさに比較したマグマの通過距離を示す。

Diagram showing a linearity of the liquid-type REE patterns observed in this study (lower half) and theoretical variation of REE pattern during zone melting and partial melting (upper half). Numerals (10, 20, 30 and ∞) attached to the patterns of zone melting and numerals (5, 2, 1 and 0) to those of partial melting represent the travel distance expressed in the unit of a zone length and the percent fraction of liquid phase, respectively.

1976). 一方, SUGISAKI ほか (1971; 1972) は地向斜玄武岩の地球化学的性質とその地域分布から, 本邦古生界地向斜玄武岩は地向斜内に張力下で生じた割れ目に沿って噴出したと結論した. 以下に希土類元素存在度パターンから地質学的構造運動がいかにか捉え得るか考察を行う.

古生代地向斜の中軸と考えられる, いわゆる“みかぶ帯”の岩石は固体型の希土類元素存在度パターンを持っている. これは張力テクトニクス下における火成活動の産物である海嶺玄武岩のパターンに類似している. 縁海および Lau basin, Parace Vela basin のような海盆も同様な張力テクトニクス下にあるが, これらの地域からも固体型の希土類元素存在度パターンを持つ岩石が産出する (HART ほか, 1972; RIDLEY ほか, 1974). 島弧のソレイアイトも固体型の希土類元素存在度パターンを持っているが, 4.3 項で述べたように, 希土類元素存在度パターン上における Ba の位置は地向斜玄武岩の島弧起源説 (圧縮テクトニクス下におけるマグマの発生) を支持しない.

さらに示唆的であるのは, 異なった希土類元素存在度パターンを持つ地向斜玄武岩類の地域分布である (第 11 図). 固体型パターンを持つ岩石は主として地向斜中軸のいわゆる“みかぶ帯”に分布し, その両翼地域にはほとんど見当らない. この分布状態は紅海地域におけるそれに類似する. すなわち, 紅海の中軸部には固体型パターンを持つ玄武岩がみられ, 紅海の端に近い Jebel at Tair および, 紅海の一翼であるアフリカ大陸には液体型パターンを持つ玄武岩が分布する (SCHILLING, 1969; BARBERI ほか, 1975). このことから類推して, 本邦古生代の地向斜には張力テクトニクスによる割れ目構造があったとする SUGISAKI ら (1971) に始まったその主張はますます確かなものといえる.

4.5 項で述べたマグマ溜りにおける間歇的な再溶融と結晶分離のくり返しはマグマ溜りが結晶分離を伴って上昇中に間歇的にマグマ溜りにかかる圧力の低下があり, 断続的に再溶融をした場合に起ると考えられる. このような動的な構造運動は張力テクトニクス下におけるものである.

中奥地域における玄武岩質マグマの連続的な噴出では, TANAKA and SUGISAKI (1973) に述べられたように, 分化の進んだマグマが最初に噴出し, 最後に最も未分化のマグマが噴出している. このような噴出順序は鉛直方向に生じた割れ目に沿って, 上下方向に長く伸び, 所々にくびれを持ったマグマ溜りを想像させる. そこでこのマグマは上下方向に分化した zoned magma chamber

(SMITH and BAILEY, 1966) に類するものであったか, またその噴出機構が composite lava flows (KENNEDY, 1931) を生じたのに似たものであったと考えられる.

5. ま と め

本邦古生界・中生界における地向斜玄武岩類 47 個についてその希土類元素, Ba および Sr を定量し, 主成分元素による結果と併せて考察した. その結果は以下のように要約できる.

1) 地向斜玄武岩類の希土類元素存在度をコンドライト隕石中のそれで規格化した存在度パターンは大きく液体型と固体型に区分できる.

2) 希土類元素存在度パターンは主要化学成分とも密接に関係し, 固体型パターンを持つ地向斜玄武岩類は液体型パターンを持つものに比べ, MgO・CaO に富み, TiO₂・Na₂O・K₂O・P₂O₅・Sr および Ba に乏しい. 全鉄および SiO₂ には顕著な差はない.

3) 地向斜玄武岩類にみられる固体型パターンは, 海嶺・深海底などから得られるソレイアイト質玄武岩のパターンに類似する.

4) 3) で述べた固体型パターンは島弧のソレイアイト質玄武岩のパターンにも似ているが, 希土類元素存在度パターン上での Ba の位置は島弧のそれと異なり, 海嶺・深海底のソレイアイト質玄武岩に近い. Ba の位置のちがいはマグマ生成時における含水鉱物の有無・多少に関係すると考えられている.

5) 2 種類の希土類元素存在度パターンを持つ岩石の地域分布は第四紀のそれと大きく異なり, 西南日本では地向斜中軸帯のいわゆる“みかぶ帯”に固体型パターンを持つ岩石が分布し, その両翼に位置するいわゆる“非変成古生層”中には一部変固体型パターンを持つ岩石を含み, 液体型パターンを持つ岩石が分布する. この分布状態は一例として紅海のそれに似たものである.

6) 北上地方と西南日本では, 希土類元素存在度パターンに差があり, 両地方で地殻の発達状態, またはマントルにその違いがあったものと考えられる.

7) 屈曲点を持つ希土類元素存在度パターンは, マグマ溜りにおける結晶分離の途中で再溶融が間歇的に起ったことを示し, 地向斜における割れ目を伴う動的な構造運動が考えられる.

8) 2 種類の希土類元素存在度パターンを持つ岩石のマグマは同一の親物質 (マントル) からその地域の構造および構造運動に従って異なった程度の部分溶融あるいは分化により生じたと思われるが, 一部には親物質の違いもあったとする見方も可能である.

9) 地相斜玄武岩岩体における希土類元素存在度の分化には富士山⁹⁾型と中興型があり、前者ではマグマの分化によってもそのマグマ型は変化しないが、後者ではマグマの分化とともにそのマグマ型はソレイライト質からアルカリ玄武岩へと変化する。これはマグマの分化が起ったマグマ溜りの深さの相違によると考えられる。中興型は富士山型の分化より、より深所で起ったものであろう。

10) 9)の事実を希土類元素および主要化学成分に関する実験岩石学の結果と併せて以下のように考えられる。地相斜玄武岩マグマはその多くが本来ソレイライト質であった。そのうち大規模な割れ目に沿い、途中で分化することなく、地下浅所に達し、そこで分化・貫入・噴出したのが“みかぶ帯”の火山岩類であろう。他方、本来ソレイライト質であったマグマが地下深所で分化しながら小さな割れ目に沿い、ゆっくりと上昇してきたのが地相斜翼部の液体型パターンを持つアルカリ玄武岩であろう。後者の場合、比較的分化の少なかった変固体型パターンを持つソレイライト質玄武岩を伴うことがしばしばある。また、マグマ生成時においてすでにアルカリ玄武岩として生成したものの存在も考えられる。

11) 現在の地球上における火山活動および火山岩の地球化学的性質とそのテクトニクスに関する知識から類推すれば、本邦古生界における地相斜玄武岩は、現在の日本列島のような島弧系の火山として形成されたものでなく、また、海洋底玄武岩がプレートの運動により地相斜の中に搬入されたものでもない。この古生代地相斜は現在の西太平洋の海盆または縁海のような所に生じた局所的な張力系、あるいは紅海のような汎世界的な張力系の一部として形成され、その“geodynamic な場”の環境に従って、異なった種類の地相斜玄武岩がその断裂帯に沿って生成されたものと結論される。

謝辞 本報告は地質調査所地球化学グループの経常研究の一つとして、昭和47年度から昭和50年度までに行った研究の一部である。

本業務を遂行するにあたり、種々の御配慮をいただいた安藤厚技官、岩石学および質量分析において多くを御教示いただいた倉沢一技官・柴田賢技官およびデータ処理システムの作成に御協力いただいた安藤直行技官・内海茂技官にお礼申し上げる。

地相斜玄武岩の地質学および岩石学の問題について地質部の服部仁技官、名古屋大学の水谷伸治郎博士・諏訪兼位博士・志井田功教授・足立守氏・縣孝之氏、および福井大学の服部勇氏には多くの御討論と有益な御助言

をいただいた。また、各種元素の分析において名古屋大学の小穴進也教授、神戸大学の中村昇博士および九州大学の大崎進博士に御教示いただいたことが多い。これらの方々にお礼申し上げる。

地質部の吉田尚技官および高知大学の鈴木堯教授からは多くの貴重な資料をいただいた。ここにお礼申し上げます。

最後に、本研究を始めた時から今日に至るまで、化学分析値を始めとする地球化学的資料の解析とその地質学・岩石学に対する応用において、その手法と考え方は名古屋大学の杉崎隆一博士と神戸大学の増田彰正教授の御教示に負う所が最も大きい。ここに深くお礼申し上げます。

文 献

- ANDO, A., KURASAWA, H., OHMORI, T. and TAKEDA, E. (1974) 1974 compilation of data on the GSJ geochemical reference samples JG-1 granodiorite and JB-1 basalt. *Geochem. J.*, vol. 8, p. 175-192.
- ARTH, J. G. and HANSON, G. N. (1975) Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 39, p. 325-362.
- BARBERI, F., SANTACROCE, R., FERRARA, G., TREUIL, M. and VARET, J. (1975) A transitional basalt—panthellerite sequence of fractional crystallization, the Bonia centre (Afar Rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, vol. 16, p. 22-56.
- CORYELL, C. D., CHASE, J. W. and WINCHESTER, J. W. (1963) A procedure from geochemical interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns. *J. Geophys. Res.*, vol. 68, p. 559-566.
- FREY, F. A., HASKIN, M. A., POETZ, J. A. and HASKIN, L. A. (1968) Rare earth abundances in some basic rocks. *J. Geophys. Res.*, vol. 73, p. 6085-6098.
- FUJIMAKI, H. (1975) Rare earth elements in volcanic rocks from Hakone volcano and northern Izu Peninsula, Japan. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo Sec. II*, vol. 19, p. 81-93.

9) とみすやま

- GAST, P. W. (1968) Trace-element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 32, p. 1057-1086.
- , HUBBARD, N. J. and WIESMAN, H. (1970) Chemical composition and petrogenesis of basalts from Tranquility Base. Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., *Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 1*, vol. 2, p. 1143-1163.
- GREEN, T. H., BRUNFELT, A. O. and HEIER, K. S., (1972) Rare-earth element distribution and K/Rb ratios in granulites, mangerites and anorthosites, Lofoten-Vesteralen, Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 36, p. 241-257.
- GREEN, D. H. and RINGWOOD, A. E. (1967) The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 15, p. 103-190.
- 原 郁夫・池田幸夫・梅村隼夫 (1972) 阿武隈山地東縁変成岩類の研究——松ヶ平変成岩類の時代論——. 基盤岩類, no. 3, p. 5-14.
- HART, S. R., CLASSLEY, W. E. and KARIG, D. E. (1972) Basaltic and sea floor spreading behind the Mariana Island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 15, p. 12-18.
- HASHIMOTO, M. (1972) Relic clinopyroxenes of Paleozoic greenstones of the Tamba and Mikabu terranes, northwest Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 67, p. 327-331.
- , KASHIMA, N. and SAITO, Y. (1970) Chemical composition of Paleozoic greenstones from two areas of southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 76, p. 463-476.
- HASKIN, L. A. and HASKIN, M. A. (1968) Rare-earth elements in the Skaergaard intrusion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 32, p. 433-447.
- HATTORI, H., SUGISAKI, R. and TANAKA, T. (1972) Nature of hydration in Japanese Paleozoic geosynclinal basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 15, p. 271-285.
- HERRMANN, A. G., POTTS, M. J. and KNAKE, D. (1974) Geochemistry of the rare earth elements in spilites from the oceanic and continental crust. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 44, p. 1-16.
- and WEDEPOHL, K. H. (1970) Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosynklone in Nordwestdeutschland. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 29, p. 255-274.
- HUBBARD, N. J. and GAST, P. W. (1971) Chemical composition and origin of nonmare lunar basalts. Proc. Second Lunar Sci. Conf., *Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 2*, vol. 2, p. 999-1020.
- IGI, S. (1973) The metagabbros and related rocks of the "Yakuno complex" in the inner zone of south-west Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 248, p. 1-39.
- 稲永直志 (1975) 珪酸塩岩石結晶化に伴う希土類元素の分配. 東京理科大学理学部修士論文, p. 1-38. (INENAGA and MASUDA により公表予定)
- JAHN, B., SHIH, C. and MURTHY, V. R. (1974) Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 38, p. 611-627.
- KANISAWA, S. (1971) Basic and intermediate volcanic rocks from the Paleozoic formations in the Southern Kitakami mountainland, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 65, no. 6, p. 247-264.
- 川辺岩夫 (1974) 西南日本古生界地向斜玄武岩の遷移元素含有量とその地質学的意義. 地質雑, vol. 80, p. 539-554.
- KAY, R. W. and GAST, P. W. (1973) The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *J. Geol.*, vol. 81, p. 653-682.
- , HUBBARD, N. J. and GAST, P. W. (1970) Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, vol. 75, p. 1585-1613.
- KENNEDY, W. Q. (1931) On composite lava flows. *Geol. Mag.*, vol. 68, p. 166-181.
- KUNO, H. (1960) High-alumina basalt. *J. Petrol.*, vol. 1, p. 121-145.

- (1966) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, vol. 29, p. 195-222.
- 丸山茂徳 (1976) 四国東部秩父帯中の沢谷緑色岩コンプレックスの化学的性質. 地質雑, vol. 82, p. 183-197.
- MASUDA, A. (1962) Regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation-index patterns of some minerals. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 10, p. 173-187.
- 増田彰正 (1966) 元素の分配から見た地球の諸問題——隕石・地球・玄武岩・イオン半径——. 科学, vol. 36, p. 310-316.
- MASUDA, A. (1966) Lanthanides in basalts of Japan with three distinct types. *Geochem. J.*, vol. 1, p. 11-26.
- (1968 a) Geochemistry of lanthanides in basalts of central Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 4, p. 284-292.
- (1968 b) Lanthanides in the Norton County achondrite. *Geochem. J.*, vol. 2, p. 111-135.
- (1969) Genesis of basalts viewed from a model, assuming solidification of original melt with chondritic lanthanides, with particular reference to apparent uniform enrichment factors. *Geochem. J.*, vol. 3, p. 153-160.
- 増田彰正 (1973) 私と希土類元素. 小沼直樹・増田彰正編, 岩石・鉱物の生成に伴う元素の分配, p. 101-115.
- MASUDA, A. and JIBIKI, H. (1973) Rare-earth patterns of Mid-Atlantic Ridge gabbros: Continental nature? *Geochem. J.*, vol. 7, p. 55-65.
- and KUSHIRO, I. (1970) Experimental determination of partition coefficients of ten rare earth elements and barium between clinopyroxene and liquid in the synthetic silicate system at 20 kibar pressure. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 26, p. 42-49.
- and MATSUI, Y. (1966) The difference in the lanthanide abundance pattern between the crust and the chondrite and its possible meaning to the genesis of crust and mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 30, p. 239-250.
- , NAKAMURA, N., KURASAWA, H. and TANAKA, T. (1972) Precise determination of rare-earth elements in the Apollo 14 and 15 samples. Proc. Third Lunar Sci. Conf., *Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl.* 3, vol. 2, p. 1307-1313.
- , —— and TANAKA, T. (1971) Rare earth elements in metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge and their possible implications for the genesis of alkali olivine basalts as well as the Lizard peridotite. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 32, p. 295-306.
- , —— and —— (1973) Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, p. 239-248.
- , TANAKA, T., NAKAMURA, N. and KURASAWA, H. (1974) Possible REE anomalies of Apollo 17 REE patterns. Proc. Fifth Lunar Sci. Conf., *Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl.* 5, vol. 2, p. 1247-1253.
- 増田康之・西村 進・池田 隆 (1975 a) 東北地方第4紀火山岩の微量元素. GDP マグマ発生の時間的空間的分布, vol. 3, p. 13-14.
- MASUDA, Y., NISHIMURA, S., IKEDA, T. and KATSUI, Y. (1975 b) Rare-earth and trace elements in the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, Japan. *Chem. Geol.*, vol. 15, p. 251-271.
- MIYASHIRO, A. (1975) Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 3, p. 251-269.
- , SHIDO, F. and EWING, M. (1970) Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 7, p. 361-365.
- MONTIGNY, R., BOUGAULT, H., BOTTINGA, Y. and ALLEGRE, C. J. (1973) Trace element geochemistry and genesis of the Pindos

- ophiolite suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, p. 2135-2147.
- NAGASAWA, H. (1973) Rare-earth distribution in alkali rocks from Oki-Dogo island, Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 39, p. 301-308.
- NAKAMURA, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 38, p. 757-775.
- and MASUDA, A. (1971) Rare-earth elements in abyssal basalts and plateau basalts. *Nature*, vol. 233, p. 130-131.
- and ——— (1973) Chondrites with peculiar rare-earth patterns. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, p. 429-437.
- , ———, TANAKA, T. and KURASAWA, H. (1973) Chemical compositions and rare-earth features of four Apollo 16 samples. Proc. Fourth Lunar Sci. Conf., *Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 5*, vol. 2, p. 1247-1253.
- NAKAMURA, Y. (1971) Petrology of the Toba ultrabasic complex, Mie Prefecture, central Japan. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo Sec. II*, vol. 18, p. 1-51.
- 西村 進・池田 隆 (1976) 伊豆半島南端部で発見されたアルカリ橄欖石玄武岩の微量成分. *地質雑*, vol. 82, p. 285-286.
- NISHIMURA, Y. (1971) Chemical composition of basic schists from the Sangun metamorphic terrain in the Nishiki-cho district, Yamaguchi Pref., Japan. *J. Sci., Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 6, p. 171-202.
- ONUMA, N., HIGUCHI, H., WAKITA, H. and NAGASAWA, H. (1968) Trace element partition between two pyroxenes and the host lava. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 5, p. 47-51.
- PHILPOTTS, J. A., MARTIN, W. and SCHNETZLER, C. C. (1971) Geochemical aspects of some Japanese lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 12, p. 89-96.
- and SCHNETZLER, C. C. (1969) Submarine basalt: Some K, Rb, Sr, Ba, Rare-earth, H₂O and CO₂ data bearing on their alteration, modification by plagioclase, and possible source materials. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 7, p. 293-299.
- and ——— (1970) Apollo 11 lunar samples: K, Rb, Sr, Ba and rare-earth concentrations in some rocks and separated phases. Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., *Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 1*, vol. 2, p. 1471-1486.
- RIDLEY, W. I., RHODES, J. M., REID, A. M., JAKES, P., SHIH, C. and BASS, M. N. (1974) Basalts from Leg 6 of the Deep-Sea Drilling Project. *J. Petrol.*, vol. 15, p. 140-159.
- SAWADA, K. (1973) Geochemistry of geosynclinal green-stones of the Chichibu and Sambagawa belts in central Shikoku. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 79, p. 651-668.
- SCHILLING, J.-G. (1969) Red Sea floor origin: rare-earth evidence. *Science*, vol. 165, p. 1357-1360.
- (1971) Sea-floor evolution: rare-earth evidence. *Phil. Trans. Roy. Soc. London.*, Ser. A, vol. 268, p. 663-706.
- (1973) Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes ridge. *Nature*, vol. 242, p. 565-571.
- and WINCHESTER, J. W. (1969) Rare earth contribution to the origin of Hawaiian lavas. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 23, p. 27-37.
- SCHIMITT, R. A., SMITH, R. H., LASCH, J. E., MOSEN, A. W., OLEHY, D. A. and VASILEVSKIS, J. (1963) Abundances of the fourteen rare-earth elements, scandium, and yttrium in meteoritic and terrestrial matter. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 27, p. 577-622.
- , ——— and OLEHY, D. A. (1964) Rare-earth, yttrium and scandium abundances in meteoritic and terrestrial matter—II. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 28, p. 67-86.
- 志井田 功 (1962) 紀伊山地中央部における秩父累

- 帯および日高(四万十)累帯の層位学的構造地質学的研究. 名古屋大学教養部紀要, vol. 6, p. 1-58.
- ・諏訪兼位・杉崎隆一・田中 剛・塩崎平之助(1971) 奈良県十津川地域における日高川帯の緑色岩類. 地質学論集, no. 6, p. 137-149.
- 下川利成・増田彰正(1974) 種々の玄武岩中の希土類元素とリンの相関. 1974年地球化学討論会(東京)要旨集, p. 126.
- SMITH, R. L. and BAILEY, R. A. (1966) The Bandelier tuff: a study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers. *Bull. Volcanol.*, vol. 29, p. 83-103.
- SUGIMURA, A. (1960) Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo Sec. II*, vol. 12, p. 133-153.
- (1968) Spatial relations of basaltic magmas in island arcs, in Hess, H. H. and Poldervaart, Arie, ed., *Basalts*, Intersci. Publ., New York, p. 537-571.
- SUGISAKI, R. (1976) Chemical characteristics of volcanic rocks: relation to plate movements. *Lithos*, vol. 9, p. 17-30.
- 杉崎隆一・水谷伸治郎(1972) 日本列島の古生代地向斜とその火山活動. 科学, vol. 42, no. 4, p. 170-180.
- SUGISAKI, R., MIZUTANI, S., ADACHI, M., HATTORI, H. and TANAKA, T. (1971) Rifting in the Japanese Late Palaeozoic geosyncline. *Nature*, vol. 233, p. 30-31.
- , ——, HATTORI, H., ADACHI, M. and TANAKA, T. (1972) Late Palaeozoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japanese Islands. *Tectonophysics*, vol. 14, p. 35-56.
- 杉崎隆一・田中 剛(1971 a) 同時処理による岩石の大量分析法と標準岩石の分析. 地質雑, vol. 77, p. 453-463.
- SUGISAKI, R. and TANAKA, T. (1971 b) Magma types of volcanic rocks and crustal history in the Japanese pre-Cenozoic geosynclines. *Tectonophysics*, vol. 12, p. 393-413.
- SUN, S. S. and Hanson, G. N. (1975) Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle source for alkali basalts and nephelinites. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 52, p. 77-106.
- SUZUKI, T., KASHIMA, N., HADA, S. and UMEMURA, H. (1972) Geosynclinal volcanism of the Mikabu green-rocks in the Okuki area Western Shikoku, Japan. *J. Japan Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 67, p. 177-192.
- 鈴木堯士・杉崎隆一・田中 剛(1971) 伊予大洲市に分布するみかぶ緑色岩類の地向斜火成活動. 地質学論集, no. 6, p. 121-136.
- 高坂晴男(1975) 下川輝緑岩の地球化学的性格. 鉱山地質, vol. 25, p. 161-174.
- 田中 剛(1970) 中央日本秩父古生層中の地向斜性火山岩類の化学組成. 地質雑, vol. 76, p. 323-335.
- TANAKA, T. (1974) Rare earth elements in a gabbroic body of the Japanese Paleozoic geosyncline. *Geochem. J.*, vol. 8, p. 47-60.
- (1975) Geological significance of rare earth elements in Japanese geosynclinal basalts. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 52, p. 233-246.
- , KURASAWA, H., NAKAMURA, N. and MASUDA, A. (1973) Rare-earth elements in fines 74220. *EOS Transactions*, vol. 54, p. 614.
- and MASUDA, A. (1973) Rare-earth elements in matrix, inclusions and chondrules of the Allende meteorite. *ICARUS*, vol. 19, p. 523-530.
- , —— and SUGISAKI, R. (1971) Rare earths in Palaeozoic geosynclinal basalts in Japan. *Nature Phys. Sci.*, vol. 232, p. 105-107.
- and NISHIZAWA, O. (1975) Partitioning of REE, Ba and Sr between crystal and liquid phases for a natural silicate system at 20 kb pressure. *Geochem. J.*, vol. 9, p. 161-166.
- and SUGISAKI, R. (1973) Successive eruption of alkaline and tholeiite magma in a Japanese Palaeozoic geosynclinal basalt

body with special reference to rare earth element features. *J. Petrol.*, vol. 14, p. 489-507.

内田信夫 (1967) 御荷鉢帯および万場層の凝灰岩の化学組成, — 関東山地北部の地質に関する 2, 3 の事実, その 2 —. 成蹊論叢, no. 6, p. 220-206.

—— (1970) 三波川層の凝灰岩の化学組成, — 関東山地北部の地質に関する 2, 3 の事実, その 5 —. 成蹊論叢, no. 9, p. 113-102.

WHITE, A. J. R., JAKES, P. and CHRISTIE,

D. M. (1971) Composition of greenstones and the hypothesis of sea-floor spreading in the Archaean. *Spec. Publ. Geol. Soc. Australia.*, vol. 3, p. 47-56.

YAJIMA, T., HIGUCHI, H. and NAGASAWA, H. (1972) Variation of rare earth concentrations in pigeonitic and hypersthenic rock series from Izu-Hakone region, Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 35, p. 235-244.

(受付: 1976年8月12日; 受理: 1976年11月15日)

付表

本邦先新生界地向斜玄武岩類の化学組成とその CIPW ノルム。
“tr” は 0.01% 未満を示す。

Appendix:

Chemical compositions and CIPW norms of the Japanese pre-Cenozoic geosynclinal basaltic rocks.

The sample numbers I 113, I 118, I 121, I 127, I 129, I 136 and I 145 here correspond to the sample numbers 2, 7, 9, 15, 17,22 and 29, respectively, of SUZUKI *et al.* (1971). Major element compositions of these seven samples are from SUZUKI *et al.* (1971), and of IB 9 is from SUZUKI *et al.* (1972).

“tr” means below 0.01 percent.

付表 1

Sample	A 4	B36	C18	C58	C86	C92	C104
SiO ₂	49.69	51.07	50.09	50.29	55.45	48.36	50.61
TiO ₂	2.74	3.50	1.41	1.95	1.02	1.19	0.72
Al ₂ O ₃	13.85	15.37	19.36	14.95	16.55	16.59	20.05
Fe ₂ O ₃	1.05	8.01	2.05	2.52	1.63	5.42	2.24
FeO	9.53	5.92	9.28	9.93	7.46	4.76	5.84
MnO	0.15	0.13	0.29	0.28	0.19	0.13	0.17
MgO	7.09	3.24	2.44	5.10	4.15	7.11	5.21
CaO	9.36	4.51	10.57	10.58	7.02	11.38	6.39
Na ₂ O	1.93	3.84	2.96	3.22	3.22	1.83	5.62
K ₂ O	2.48	1.86	0.59	0.13	0.90	0.13	0.47
P ₂ O ₅	0.61	0.39	0.20	0.11	0.32	0.06	0.14
H ₂ O+	1.66	1.24	0.90	1.02	1.13	1.96	2.57
H ₂ O-	0.10	0.20	0.11	0.14	0.23	0.12	0.23
CaCO ₃	0.31	0.01	0.69	0.13	0.73	tr	0.67
MgCO ₃	0.02	tr	0.01	0.01	0.02	tr	0.02
Total	100.57	99.29	100.95	100.36	100.02	99.04	100.95
Q	—	8.57	1.63	0.56	9.13	5.61	—
C	—	—	—	—	—	—	—
Or	14.89	11.23	3.49	0.77	5.44	0.77	2.84
Ab	16.58	33.17	25.22	27.50	27.84	15.99	42.98
An	22.12	19.66	38.12	26.20	28.63	37.82	28.81
Ne	—	—	—	—	—	—	3.17
Di	17.14	0.47	11.40	21.60	3.97	15.81	2.30
Hy	17.94	8.03	13.98	15.68	19.85	13.42	—
Ol	3.05	—	—	—	—	—	14.85
Mt	1.55	9.55	3.00	3.68	2.41	8.10	3.33
Il	5.28	6.80	2.70	3.74	1.98	2.34	1.41
Ap	1.44	0.93	0.46	0.25	0.76	0.14	0.32

本邦古生界地向斜玄武岩の希土類元素存在度とその地質学的意義 (田中 剛)

付表 2

Sample	D 3	E 4	E20	E21	E53	F 3	F39
SiO ₂	47.20	52.56	49.43	49.55	44.83	45.84	54.48
TiO ₂	0.95	2.61	1.81	2.16	1.67	1.60	1.94
Al ₂ O ₃	15.02	13.47	14.56	16.95	15.11	13.81	12.80
Fe ₂ O ₃	2.61	2.93	2.73	0.03	1.40	2.60	2.68
FeO	7.23	9.00	9.32	10.44	10.44	9.86	6.39
MnO	0.18	0.15	0.17	0.08	0.18	0.14	0.10
MgO	9.32	4.90	4.93	9.94	15.85	10.63	4.68
CaO	12.43	3.17	6.72	1.06	8.54	11.35	2.01
Na ₂ O	1.86	3.74	5.68	2.73	0.83	1.31	4.78
K ₂ O	0.17	0.24	0.05	0.04	0.11	0.03	0.29
P ₂ O ₅	0.06	0.34	0.11	tr	0.11	0.09	0.30
H ₂ O ⁺	1.15	3.69	3.49	5.88	1.10	3.50	3.19
H ₂ O ⁻	0.23	0.56	0.17	0.46	0.20	0.07	0.60
CaCO ₃	0.70	2.94	0.12	0.47	0.27	0.10	4.76
MgCO ₃	0.03	0.13	0.01	0.34	tr	tr	0.22
Total	99.14	100.43	99.30	100.13	100.64	100.93	99.22
Q	—	13.05	—	9.94	—	—	13.49
C	—	2.28	—	11.28	—	—	1.87
Or	1.06	1.54	0.30	0.24	0.65	0.18	1.89
Ab	16.25	34.02	45.00	24.88	7.11	11.42	44.68
An	33.12	14.45	14.73	5.66	37.52	32.60	8.86
Ne	—	—	2.90	—	—	—	—
Di	24.22	—	16.06	—	3.65	20.02	—
Hy	11.74	23.93	—	43.56	24.24	20.92	20.07
Ol	7.74	—	13.00	—	21.34	7.65	—
Mt	3.90	4.57	4.15	0.04	2.04	3.87	4.29
Il	1.86	5.32	3.61	4.41	3.21	3.13	4.06
Ap	0.14	0.86	0.28	—	0.25	0.21	0.76

付表 3

Sample	F81	G10	G29	H 2	H12	H13	H15
SiO ₂	49.31	48.36	46.00	45.99	47.55	46.97	48.04
TiO ₂	1.44	2.54	2.14	1.22	1.21	1.80	0.98
Al ₂ O ₃	13.97	14.49	14.12	17.25	15.22	15.80	15.33
Fe ₂ O ₃	0:27	2.17	0.07	0.81	1.25	2.00	1.95
FeO	6.08	8.86	13.40	9.11	9.33	9.21	8.50
MnO	0.12	0.15	0.18	0.19	0.17	0.13	0.16
MgO	5.30	6.67	7.82	9.34	6.42	7.25	8.23
CaO	7.10	8.84	10.39	9.62	7.92	6.28	8.62
Na ₂ O	4.57	2.86	2.62	3.03	2.84	3.52	2.14
K ₂ O	0.11	0.65	0.41	0.45	0.93	1.37	0.48
P ₂ O ₅	0.16	0.23	0.14	0.13	0.11	0.16	0.12
H ₂ O ⁺	2.42	3.58	2.99	1.30	2.48	3.72	4.00
H ₂ O ⁻	0.22	0.15	0.09	0.33	0.38	0.13	0.56
CaCO ₃	7.68	0.49	0.18	0.39	4.51	1.65	tr
MgCO ₃	0.88	0.02	0.01	0.01	0.10	0.12	tr
Total	99.63	100.06	100.56	99.17	100.42	100.11	99.11
Q	—	—	—	—	—	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—
Or	0.71	4.02	2.48	2.72	5.92	8.57	3.00
Ab	43.75	25.22	21.31	21.34	25.85	31.56	19.15
An	19.55	25.87	26.28	33.10	28.00	24.60	32.59
Ne	—	—	0.79	2.74	—	—	—
Di	15.61	14.96	21.41	12.35	11.12	5.95	9.63
Hy	14.28	21.05	—	—	16.61	2.75	30.36
Ol	2.17	0.02	23.12	23.84	7.80	19.51	0.02
Mt	0.45	3.28	0.10	1.20	1.95	3.07	2.99
Il	3.10	5.03	4.18	2.39	2.47	3.61	1.97
Ap	0.42	0.56	0.32	0.30	0.27	0.39	0.30

付表 4

Sample	H18	H22	H26	H27	H38	H40	H43
SiO ₂	44.61	46.41	43.89	46.63	74.20	47.74	45.35
TiO ₂	1.44	1.51	1.73	2.66	0.72	2.90	2.69
Al ₂ O ₃	13.34	17.66	11.97	17.09	10.49	15.08	19.42
Fe ₂ O ₃	0.89	1.16	3.68	2.00	0.15	1.51	2.95
FeO	10.81	8.77	8.18	8.99	3.36	11.26	10.13
MnO	0.21	0.16	0.19	0.30	0.03	0.25	0.25
MgO	14.39	7.13	12.29	3.85	3.43	5.18	6.96
CaO	7.04	7.35	8.56	6.85	0.34	6.30	2.99
Na ₂ O	1.74	3.86	0.57	3.70	2.02	3.88	3.17
K ₂ O	0.27	1.10	0.28	3.52	1.16	0.38	0.80
P ₂ O ₅	0.16	0.23	0.13	0.98	0.11	0.44	0.44
H ₂ O+	4.03	3.57	5.18	2.58	2.47	4.00	3.55
H ₂ O-	0.80	0.70	1.09	0.30	0.20	0.34	0.78
CaCO ₃	0.30	1.34	1.71	1.23	1.00	0.15	0.34
MgCO ₃	tr	0.03	0.03	0.01	0.08	tr	tr
Total	100.03	100.98	99.48	100.69	99.76	99.41	99.82
Q	—	—	1.68	—	52.35	—	2.90
C	—	—	—	—	5.79	—	9.42
Or	1.69	6.82	1.83	21.54	7.15	2.36	4.97
Ab	15.51	27.79	5.25	21.58	17.77	34.61	28.18
An	29.28	28.96	32.02	20.33	1.02	23.82	12.56
Ne	—	3.50	—	5.87	—	—	—
Di	5.18	6.31	10.80	6.84	—	5.10	—
Hy	18.51	—	38.67	—	14.00	19.22	31.03
Ol	25.17	21.28	—	13.25	—	5.72	—
Mt	1.36	1.76	5.83	3.00	0.23	2.31	4.50
Il	2.88	3.01	3.59	5.23	1.42	5.81	5.37
Ap	0.39	0.56	0.32	2.35	0.25	1.07	1.07

付表 5

Sample	H76	H92	I19	I23	I55	I66	I86
SiO ₂	48.42	52.06	48.93	44.64	48.94	45.75	49.89
TiO ₂	1.25	1.50	1.88	2.21	1.21	1.56	1.61
Al ₂ O ₃	14.96	14.14	10.81	15.90	13.73	15.38	15.79
Fe ₂ O ₃	1.73	0.07	1.92	0.67	2.98	1.14	2.96
FeO	7.40	9.51	9.63	11.80	7.87	8.26	7.58
MnO	0.17	0.17	—	0.26	0.20	0.19	0.14
MgO	7.62	7.46	11.18	6.58	7.94	7.39	7.51
CaO	10.97	9.65	10.85	2.36	11.05	10.98	6.62
Na ₂ O	3.04	2.39	1.58	1.85	3.10	3.22	4.40
K ₂ O	0.10	0.33	0.14	1.34	0.15	1.01	0.20
P ₂ O ₅	0.09	0.12	0.10	0.29	0.11	0.15	0.25
H ₂ O+	2.23	1.65	2.92	2.62	3.19	1.51	2.32
H ₂ O-	0.23	0.34	0.15	0.74	0.12	0.63	0.17
CaCO ₃	1.05	1.01	0.06	8.96	0.42	1.83	0.65
MgCO ₃	0.03	0.03	tr	0.16	0.01	0.04	0.01
Total	99.29	100.43	100.15	100.38	101.02	99.04	100.10
Q	—	2.94	0.41	7.46	—	—	—
C	—	—	—	8.89	—	—	—
Or	0.59	2.01	0.83	8.98	0.89	6.26	1.24
Ab	26.91	20.73	13.79	17.77	26.99	17.08	38.42
An	28.05	27.62	22.67	11.19	23.74	25.80	23.45
Ne	—	—	—	—	—	6.29	—
Di	22.90	17.06	25.97	—	25.87	24.86	7.07
Hy	7.40	26.33	29.52	39.09	7.58	—	12.26
Ol	8.84	—	—	—	7.89	14.49	9.40
Mt	2.62	0.10	2.89	1.10	4.44	1.74	4.42
Il	2.49	2.92	3.68	4.77	2.36	3.11	3.15
Ap	0.21	0.28	0.23	0.76	0.25	0.37	0.60

本邦古生界地向斜玄武岩の希土類元素存在度とその地質学的意義 (田中 剛)

付表 6

Sample	I108	I113	I115	I118	I121	I127	I129
SiO ₂	49.49	50.17	49.42	47.54	50.08	48.45	46.67
TiO ₂	1.63	1.45	1.51	0.71	0.74	1.10	0.59
Al ₂ O ₃	13.44	12.48	11.16	10.94	10.99	15.34	17.35
Fe ₂ O ₃	2.68	2.35	7.70	6.18	2.80	0.24	2.18
FeO	7.51	8.22	6.32	2.67	4.61	8.84	3.58
MnO	0.18	0.16	0.41	0.16	0.15	0.17	0.11
MgO	7.86	8.39	9.04	12.40	11.27	8.37	7.24
CaO	10.14	10.98	7.98	13.91	14.40	11.55	14.79
Na ₂ O	2.17	2.80	3.04	1.41	1.43	2.47	2.21
K ₂ O	0.16	0.04	0.08	0.11	0.04	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.10	0.06	0.09	0.03	0.02	0.05	0.02
H ₂ O+	3.69	2.89	3.63	3.44	3.04	2.86	4.27
H ₂ O-	0.24	0.32	0.46	0.19	0.24	0.21	0.10
CaCO ₃	0.25	0.19	0.13	0.13	tr	tr	0.13
MgCO ₃	0.03	0.02	0.01	0.01	tr	tr	0.01
Total	99.57	100.52	100.98	99.83	99.81	99.69	99.29
Q	4.06	—	4.52	0.63	1.99	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—
Or	1.00	0.24	0.47	0.65	0.24	0.24	0.25
Ab	19.29	23.61	26.57	11.93	12.10	20.99	17.96
An	27.71	21.30	17.16	23.28	23.50	30.74	37.62
Ne	—	—	—	—	—	—	0.49
Di	19.70	26.41	18.32	35.45	38.00	21.61	28.82
Hy	20.68	18.71	18.24	14.55	15.37	9.66	—
Ol	—	0.22	—	—	—	11.16	6.08
Mt	4.07	3.39	11.54	7.10	4.06	0.35	3.19
Il	3.25	2.75	2.96	1.35	1.41	2.09	1.14
Ap	0.23	0.14	0.21	0.07	0.05	0.12	0.05

付表 7

Sample	I136	I143	I145	IB 9	I34090503
SiO ₂	46.74	49.69	47.78	44.84	45.77
TiO ₂	1.68	0.88	0.71	0.90	0.20
Al ₂ O ₃	14.04	12.13	10.34	20.56	3.06
Fe ₂ O ₃	5.87	2.19	0.79	5.20	4.77
FeO	8.13	6.66	6.48	4.24	3.47
MnO	0.20	0.16	0.12	0.14	0.09
MgO	5.50	8.59	13.14	3.95	22.23
CaO	11.51	12.86	14.77	11.86	13.21
Na ₂ O	2.52	2.22	0.87	3.21	0.81
K ₂ O	0.03	0.08	0.03	0.14	0.05
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.02	0.03	0.01
H ₂ O+	2.49	3.18	3.55	3.70	4.16
H ₂ O-	0.18	0.33	0.20	0.16	0.20
CaCO ₃	0.13	tr	0.18	—	tr
MgCO ₃	0.01	tr	0.02	—	tr
Total	99.07	99.01	99.00	98.93	98.03
Q	2.24	0.85	—	—	—
C	—	—	—	—	—
Or	0.20	0.47	0.16	0.89	0.30
Ab	21.49	19.63	7.45	25.57	6.85
An	27.22	24.00	24.54	43.40	4.57
Ne	—	—	—	1.64	—
Di	24.54	34.33	39.61	14.56	47.61
Hy	9.68	15.54	14.95	—	7.02
Ol	—	—	6.93	4.16	20.01
Mt	8.60	3.32	1.16	7.93	6.92
Il	3.23	1.75	1.37	1.80	0.38
Ap	0.09	0.09	0.05	0.07	0.02