福島県東部の霊山火山岩類の Sr 同位体比

Sr ISOTOPIC COMPOSITIONS OF SOME RYOZEN VOLCANIC ROCKS FROM
THE NORTHEASTERN PART OF FUKUSHIMA PREFECTURE

周 藤 賢 治 (Kenji Shuto)*
八 島 隆 一 (Ryuichi Yashima)**

Rb and Sr concentrations and Sr isotopic compositions (Sr^{87}/Sr^{86}) have been determined for five basalts, four andesitic basalts, one andesite and one obsidian of the Ryozen formation.

These eleven volcanic rocks have initial Sr^{87}/Sr^{86} ratios ranging from 0.7033 to 0.7046. These ratios may be nearly identical among the different rock types.

The Sr^{87}/Sr^{86} ratios of the basaltic rocks are slightly higher than those of oceanic ridge tholeiites but very similar to those of tholeiitic basalts from Hawaiian Islands and Type II island arc such as the Izu-Bonin Islands, Mariana Islands, Fiji Islands and New Britain Islands.

On the other hand, the Sr^{87}/Sr^{86} ratios of acid members are very resemble to those of acid volcanic rocks from Type II island arc and they also lie in the lower part of the range measured in acid volcanic rocks from Type I island arc such as the Japanese Islands and New Zealand, and from Cenozoic orogenic belt in the United States and Central America.

The Rb concentrations and K/Rb ratios of basaltic rocks in the Ryozen formation are nearly comparable to those of the tholeiitic basalts from Hawaiian Islands and Type II island arc, while the Sr concentrations are close to those of oceanic ridge tholeiites.

Considering from the results of the present work and previous petrological studies, it may be concluded that the siliceous basaltic and acid volcanic rocks of the lower and upper horizons are derived by fractional crystallization of olivine tholeiitic magma which produces olivine basalts in the middle horizon. An alternatively possibility is that olivine tholeiitic, siliceous basaltic and acid magmas may be derived directly from certain upper mantle material presumably of peridotitic composition, which has Sr^{87}/Sr^{86} ratios around 0.704.

1. はじめに

Sr および Pb 同位体比による火成岩類の研究が、マグマの起源物質を推定したり、マグマ生成後の分化の過程を明らかにするために重要であることが、1960年代以降多くの研究者によって指摘されてきた (Gorai, 1960; 牛来, 1963, 1967, 1970, 1973; Gorai *et al.*, 1972; Gast, 1960, 1967; Hurley *et al.*, 1962; Doe, 1967; 倉沢, 1969; 白波瀬等, 1969; 加々美・飯泉, 1972; 周藤, 1974 など)。

火山岩類の Sr 同位体比は、大陸地域や島弧の玄武岩～流紋岩類や海洋地域の玄武岩類などについての多くのデータが集積されていて、これらが、火山岩類の成因を

考える上で重要な役割をはたしている。

特に、新生代の火山岩類の Sr 同位体比 (Sr^{87}/Sr^{86} 測定値) が、これらのマグマ生成時における同位体比 (初生値) にほぼ等しいため、これらの火山岩類の Sr 同位体比による研究は、火山岩類をつくるマグマが、どのような化学的性質を有する起源物質から生成されるのかという問題を明らかにするのに、欠かすことのできない重要な方法の一つと考えられる。

筆者らは、この3～4年来、総合研究「酸性マグマの発生と進化に関する研究」(代表者・牛来正夫氏)の一環として、東北地方南部(福島県～新潟県)に大量に産出する主として第三紀の酸性火山岩類(安山岩、石英安山岩、流紋岩など)とそれらに随伴する玄武岩類の地質

* 東京教育大学理学部地質学・鉱物学教室

** 福島大学教育学部地学教室

学的、同位体岩石学的研究を進めてきた。今回、福島県東北部の霊山層中の火山岩類（以後、霊山火山岩類と呼ぶ）の成因関係を明らかにするために、玄武岩・安山岩・黒曜岩の Rb・Sr 含量および Sr 同位体比を測定したので、その結果を報告し御批判をあおぐ次第である。

本研究を進めるにあたり、東京教育大学の牛来正夫氏に終始一貫して御指導いただきかつ本稿を御校閲していただいた。東京教育大学の加々美寛雄氏、佐藤信次氏、島根大学の飯泉滋氏、新潟大学の島津光夫氏、外山哲英氏をはじめ火成作用研究会の方々には有益な御批判と助言をいただいた。Rb・Sr 定量は地質調査所の服部仁氏に、化学分析の一部は、秋田大学の平野次男氏および地質調査所の阿部智彦氏にそれぞれお借りいただいた。以上の方々に深く感謝する。

2. 地質概説

霊山層は、主に玄武岩・安山岩などの溶岩と同質の火山碎屑岩よりなっていて、阿武隈山地の北端部、東西 40 km 南北 45 km の地域に広く分布している。本層は、花崗岩類・変成岩類・古生層および一部中生層を不整合に覆い、いたるところでアバットの関係で接しているのが観察される。層厚は 200~400 m で、横への層相の変化が著しい。西端部に分布する桑川粗粒砂岩層は、霊山層上部と一部指交関係を取りながら整合に覆っていて（藤田至則, 1960）、従来、霊山層は、層位学的には及位層や大荒沢層の Stage I（北村信, 1958）に対比されている。霊山層の堆積環境は、東縁の一部が浅い海成層であるが、より西方の霊山層は陸成層であって、しかも、かなり起伏のある原地形をとっていたものと推定されている（鈴木敏治, 1963）。

3. 火山層序*

霊山火山岩類の量的および質的な変化を概観すると、断層構造と関連した分布のしかたを示している。たとえば、東部では全般的に溶岩の分布は少ない特徴がみられるが、NNW-SSE 方向にのびる大谷断層および畑川破砕帯の再活動と思われる断層に沿って、カンラン石—玄武岩の活動がみられる。また、西部では、NNE~SSW 方向にのびる西落ちの主要な 2 つの断層に沿って、多数の断層が発達しているが、ここでは多量のカンラン石—玄武岩類が集中的に活動しており、その上、多数の火道や無数の岩脈群もほぼこの方向をとって配列している。

さらに西端では、厚さ 400 m にも達する輝石—安山岩・輝石—玄武岩が同様の方向をとって多量に分布し、一般に熱水変質作用を受け、脈状鉱床もみられる。次に火山層序の概略を述べる。

下部： 無斑晶玄武岩・無斑晶安山岩・含角閃石—安山岩・無斑晶石英安山岩・含ザクロ石—黒曜岩・無斑晶真珠岩・含輝石—流紋岩・酸化角閃石—ソーダー流紋岩などがある。下部の火山岩類は斑晶が少ないかこれを欠く緻密岩で特徴づけられ、また、岩体によって差異はあるが、一般に基盤に由来する捕獲結晶または捕獲岩を含むものが多い。下部の火山岩類の分布はせまいが、これはほとんど中部のカンラン石—玄武岩と密接に関連して分布している。

中部： 主にカンラン石—玄武岩・普通輝石—カンラン石—玄武岩よりなるが、その他に少量の亜灰長石—灰長石—普通輝石—カンラン石—玄武岩・無斑晶質カンラン石—玄武岩などがみられる。これらはいずれもカンラン石の高い容量比を示す。

上部： 主に普通輝石—シソ輝石—安山岩・普通輝石—シソ輝石—玄武岩のほかには普通輝石—古銅輝石—シソ輝石—ビショ輝石—安山岩および同玄武岩、少量の無斑晶安山岩・角閃石—安山岩・ザクロ石—角閃石—石英安山岩より構成されている。本地域の西端部では、連続的な溶岩の累積よりなるが、各溶岩の関係は複成溶岩の産状を示すか、泥岩またはアルコーズ質砂岩の薄層を挟んで分布している。

4. 化学組成

Sr 同位体比を測定したサンプルの全岩の化学組成を第 1 表に示した。霊山火山岩類の化学組成については、すでに、八島（1962, 1963）、八島・生出（1966）によって報告されているが、これまでに公表されている分析値と今回の新分析値とを合わせて、その特徴をのべる。

第 1 表の中で、(1)~(3) が下部の火山岩類、(4)~(7) が中部のカンラン石—玄武岩類、(8)~(11) が上部の安山岩質玄武岩と安山岩である。

SiO₂ が 55% 以下の強基性火山岩類についてみると、中部のカンラン石—玄武岩類は、第 1 表と第 1 図から明らかなように、その大部分が MgO にとんでいるのが特徴で、多いものは 14% を越える（八島, 1963）。これらの MgO にとむカンラン石—玄武岩は、アルカリにとぼしいソレライト質玄武岩である（第 2 図）。また、MgO が比較的少ない中部のカンラン石—玄武岩（第 1 表の (5) と (7)）は、MgO にとんだ上記のカンラン石—玄

* くわしくは、藤田至則・岡 重吉（1954）、八島隆一（1962, 1963）を参照されたい。

Table 1. Chemical compositions of volcanic rocks from the Ryozen district and its environs.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
SiO ₂	50.64	55.86	72.20	48.20	49.46	50.47	52.28	53.82	56.96	56.96	57.13
TiO ₂	1.06	1.03	0.74	0.45	1.07	0.51	0.25	0.77	0.83	1.16	1.41
Al ₂ O ₃	19.17	18.33	13.87	14.86	16.64	14.69	19.57	17.46	16.99	18.04	17.48
Fe ₂ O ₃	4.69	4.43	0.22	2.98	4.16	2.81	2.82	3.11	3.32	3.57	3.94
FeO	4.96	4.33	1.25	6.07	6.18	6.10	5.62	6.06	6.44	5.17	4.54
MnO	0.18	0.21	0.05	0.16	0.21	0.24	0.21	0.15	0.27	0.30	0.15
MgO	5.82	3.02	0.26	12.74	6.55	10.87	4.67	4.40	2.53	2.26	3.15
CaO	9.36	7.51	0.94	10.48	11.29	9.92	9.81	8.12	6.19	6.82	6.98
Na ₂ O	3.40	3.71	3.55	1.70	2.14	1.95	2.67	2.82	3.91	3.82	3.40
K ₂ O	0.56	0.90	5.80	0.14	0.35	0.56	0.70	0.70	1.04	0.97	0.90
H ₂ O ⁺	0.00	0.36	0.45	0.94	0.81	0.98	0.89	0.96	0.51	0.30	0.85
H ₂ O ⁻	0.33	0.43	0.28	1.15	0.86	0.44	0.96	1.11	0.38	0.31	0.39
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.29	0.08	0.09	0.04	0.02	0.01	0.05	0.09	0.03
Total	100.21	100.18	99.72	99.95	99.81	99.58	100.46	99.49	99.42	99.77	100.33

(1). Aphyric basalt (No. 2503), (2). Aphyric andesitic basalt (No. 81402), (3). Aphyric obsidian (No. 81401), (4). Olivine-basalt (No. 2504), (5). Olivine-basalt (No. 2508), (6). Augite-olivine-basalt (No. 2510), (7). Augite bearing olivine-basalt (No. 2501), (8). Augite-hypersthene-andesitic basalt (No. 2607), (9). Augite bearing hypersthene-andesitic basalt (No. 2608), (10). Augite bearing hypersthene-pigeonite-andesitic basalt (No. 2603), (11). Augite bearing hypersthene-andesite (No. 2601)

Analyst (1), (2); T. Abe (3), (4), (7); R. Yashima (5), (6), (8), (9), (10), (11); T. Hirano

武岩よりも Al₂O₃ とアルカリのやや多いソレアイト質玄武岩とみることができる (第1表, 第2図)。なお, これらのカンラン石—玄武岩類は, Yoder & Tilley (1962) の分類では, 大部分がカンラン石ソレアイトに, 一部は石英ソレアイトに属することになる。

一方, 下部および上部の塩基性火山岩類は, 中部のカンラン石—玄武岩類よりも MgO が少なく, FeO+Fe₂O₃/MgO 値に比較的变化があり, 第1図では, 久野 (1953) による伊豆・箱根のシソ輝石岩系の領域とピヂョン輝石岩系の領域にまたがってプロットされる。また, 一般に Al₂O₃ にとんでいる (第1表) が, アルカリは変化が認められる (第2図)。したがって, 下部と上部の塩基性火山岩類は, Al₂O₃ とアルカリにとんだソレアイト質玄武岩と Al₂O₃ にとみアルカリにややとばしいソレアイト質玄武岩とみて差つかえないであろう。これらの塩基性火山岩類は, Yoder & Tilley (1962) の分類では, いずれも石英ソレアイトである。

下部および上部の酸性火山岩類は, Fe₂O₃+FeO/MgO 値が比較的高く (第1図), Al₂O₃ にもとんでいる。シリカ—アルカリ図 (第2図) では, 大部分が, ソレアイト

質岩系のものであることがわかる。

5. 実験方法

サンプルからの Sr の抽出——岩石中の Sr の抽出を次の方法で行なった。100~200 メッシュの粉末試料 0.2~0.5 g を白金皿あるいは 100 cc テフロンビーカーにとり, 2 回蒸留の H₂O (5 cc) を加えた後に HF (50~70 cc) と HClO₄ (数滴) とで分解し徐熱しながら乾固する。完全に乾固した後, 2.5N・HCl (10 cc) に溶解し, バイレックス製チューブに移し, 10 分間遠心分離器にかけた。遠心分離後, 上ずみ液の 1/2~2/3 をビペットでとり, 陽イオン交換樹脂 (Dowex 50W-X8, 150 メッシュ, 30 cm—すいひし細粒にそろえて使用する。樹脂が粗粒だったり不ぞろいの場合には, Sr がうまく回収されない) に完全に吸着させ, 2.5N・HCl (60 cc) を加えて Rb を除去し, さらに 2.5N・HCl (30~50 cc) を加えて Sr を分離・抽出し, バイレックス製ビーカーに回収した。これに HClO₄ (1~2 滴) を加え乾固後保存した。

測定——上記のようにして Sr を抽出し乾固保存したものを少量の H₂O で溶解し, これをバイレックス製ビベ

Fig. 1. MFA diagram for volcanic rocks of the Ryozen district and its environs (data by this study, Yashima, 1962, 1963 and Yashima and Oide, 1966).

1. Volcanic rocks in the upper horizon.
2. Olivine basalts in the middle horizon.
3. Volcanic rocks in the lower horizon.
- H. The field of volcanic rocks of the hypertsthenic rock series in the Izu-Hakone region
- P. The field of volcanic rocks of the pigeonitic rock series in the Izu-Hakone region (after Kuno, 1953)

ットを用いて、測定時以上の温度で3~5時間焼出ししたレニウムフィラメントにぬった。

用いた質量分析計は、東京教育大学地鉱教室の日本電子製 JMS-05RB 型（分析管の曲率半径 30 cm, 偏向角 90°, イオンソースは三重フィラメント式）である。

測定は、 10^{-6} mmHg 以上の高真空のもとで、加速電圧 10KV, イオン化フィラメント 2.0~3.5 A, サンプルフィラメント 1.5~2.0 A の条件で行なった。

Rb・Sr の定量は、地質調査所の蛍光 X 線装置を使用した。

6. 結果と検討

今回測定した霊山火山岩類の Rb・Sr 含量, Sr 同位体比を第 2 表に示した。表中の番号は、前述のように、第 1 表の化学分析値および岩石記載の番号に対応している。上記の質量分析計では、Eimer & Amend 標準試料の $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 値の平均値（5 回の平均値）は、 0.7085 ± 0.0003 が得られている。最近では各研究室でだされる上記標準試料の値を 0.7080 にあわせて、サンプルの測

Fig. 2. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - SiO_2 diagram for volcanic rocks of the Ryozen district and its environs (data by this study, Yashima, 1962, 1963, and Yashima and Oide, 1966).

Symbols are the same as those in Fig. 1. General boundaries between the fields of four types of basalt (so-called low-alkali tholeiite, so-called high-alkali tholeiite, so-called high-alumina basalt and alkali basalt) and their fractionation products are shown by curves (after Kuno, 1965, 1968).

定値を調整するのが一般的であるので、第 2 表の Sr 同位体比は、 $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}=0.1194$ で標準化したものからさらに、0.0005 差し引いた値を示した。また、噴出時（中新世初期, 20 m. y. を仮定）の値（初生値）もあわせて、表の最右側に示した。

第 2 表に示されているように、下部の火山岩類の Sr 同位体比（ $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 初生値）は、 $0.7033 \sim 0.7044$, 中部のカンラン石—玄武岩類は、 $0.7036 \sim 0.7044$, 上部の火山岩類は、 $0.7036 \sim 0.7046$ の範囲にある。このように、霊山火山岩類の Sr 同位体比は、玄武岩、安山岩質玄武岩、安山岩、黒曜岩の岩石種のちがいや下部、中部、上部の層準を問わず、きわめて類似しているとみることができる。これら 11 個の Sr 同位体比の平均値は、0.7040 である。

測定に用いた火山岩類の大部分は、きわめて新鮮な岩石（岩石記載および化学分析値を参照）であるが、中部の一部のカンラン石—玄武岩の斑晶中のカンラン石は緑泥石や方解石に置換されている。しかし、上述のようにこれらの若干変質した玄武岩と新鮮な同質の玄武岩との間には、Sr 同位体比の差異は認められない。このことは、このような変質作用では、全岩の Sr 同位体比の変動に、ほとんど影響を及ぼさないことを示すものと考えられる。

Table 2. K, Rb and Sr concentrations and K/Rb, Rb/Sr and Sr^{87}/Sr^{86} ratios of volcanic rocks from the Ryozen district and its environs.

	K (%)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	K/Rb	Rb/Sr	Sr^{87}/Sr^{86} (I)	Sr^{87}/Sr^{86} (II)
(1)	0.46	7.4	254.1	622	0.029	0.7042	0.7042
(2)	0.75	16.9	284.3	443	0.059	0.7044	0.7044
(3)	4.81	100.6	146.1	478	0.688	0.7037	0.7033
(4)	0.11	1.9	121.8	578	0.015	0.7038	0.7038
(5)	0.29	2.9	167.8	1000	0.017	0.7040	0.7040
(6)	0.46	5.2	120.8	884	0.043	0.7044	0.7044
(7)	0.58	16.0	200.7	362	0.079	0.7036	0.7036
(8)	0.58	7.9	170.6	734	0.046	0.7046	0.7046
(9)	0.86	13.7	244.8	628	0.055	0.7043	0.7043
(10)	0.80	14.2	269.3	563	0.052	0.7036	0.7036
(11)	0.75	13.7	251.3	547	0.054	0.7036	0.7036

(I); Normalized to $Sr^{86}/Sr^{88}=0.1194$ and adjusted to $Sr^{87}/Sr^{86}=0.7080$ for the Eimer and Amend standard.

(II); The initial ratio; Assumed to be 20 m.y.

また、岩石記載にあるように、下部の無斑晶黒曜岩には、基盤の花崗岩に由来する石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、ザクロ石などが不均質に含まれているが、Sr 同位体比は、他の火山岩類との間に差異はない。

今回得られた、霊山火山岩類の Sr 同位体比と他地域の火山岩類の Sr 同位体比とを比較検討してみる。

すでに、何人かの研究者が、最近急増してきた、世界各地の火山岩類の Sr 同位体比のデータのまとめを行っている（たとえば、Gast, 1967; Peterman & Hedge, 1971 など）。最近、周藤 (1973, 1974) は、環太平洋造山帯および海洋地域のアルカリ質の火山岩類を除く、玄武岩類および酸性火山岩類（安山岩、石英安山岩、流紋岩）の Sr 同位体比を検討した。

それによれば、玄武岩類の Sr 同位体比は、海嶺性ソレライト（牛来, 1973）(0.7012~0.7035) が最も低く、海洋島（ハワイ諸島、レニオン島）の玄武岩（0.7031~0.7051）と第二型の島弧（伊豆・小笠原諸島、マリアナ諸島、フィジー諸島、ニューブリテン島）の玄武岩（0.7030~0.7053）はよく似た値を有し、前記の海嶺性ソレライトよりもわずかに高い。第一型の島弧（日本列島、ニュージーランド北島）の玄武岩の大部分（0.7033~0.7045）は、海洋島や第二型の島弧の玄武岩に類似の値であるが、一部にはそれらよりも高いもの（0.7065）もある。アメリカ大陸の新生代造山帯の玄武岩の値は 0.7026~0.7080 の幅広い範囲にある。

また、酸性火山岩類の Sr 同位体比は次のようにまとめられる。すなわち、第二型の島弧の酸性火山岩類の大

部分（0.7029~0.7054）は、上記の同地域や海洋島の玄武岩の値にきわめて類似している。第一型の島弧とアメリカ大陸の新生代造山帯の酸性火山岩類の Sr 同位体比は、それぞれ、0.7026~0.7097, 0.7031~0.7100 の範囲にありその変化の幅が大きい。

霊山地域の玄武岩類や酸性火山岩類の Sr 同位体比は、海洋島の玄武岩類や第二型の島弧の玄武岩類および酸性火山岩類の値に類似している。そして、これらの値は、第一型の島弧やアメリカ大陸の新生代造山帯の酸性火山岩類の低い方の値のものに類似している。

ところで、霊山地域の玄武岩類の Rb の含量は、第 2 表から 1.9~16 ppm の範囲にあり、これらの値は、海嶺性ソレライトよりも高く、ハワイ諸島や第二型の島弧のソレライト質玄武岩の値に類似している。Sr の含量は、120~254 ppm の範囲にあり、海嶺性ソレライトの値に近い。K/Rb 値は 362~1000（平均で 620）の範囲で、これらの値は、海嶺性ソレライトよりはかなり低く、海洋島や第二型の島弧の火山岩類の値に類似している（第 3 図）。

海洋島や第二型の島弧に産出する火山岩類の Sr 同位体比は、それらの起源物質（上部マントルのある種のカンラン岩）の値とほとんど同一のものと考えられる。また、マントル中で生じたマグマが上昇する過程で、地殻物質を同化して、ある種の火山岩類を形成するならば、そのような火山岩類の Sr 同位体比は、最初に生じたマグマ中の Sr 同位体比（起源物質の Sr 同位体比）よりも、高くなることが期待される。地殻物質の再溶融によ

Fig. 3. K-Rb relation in volcanic rocks
Solid circles: volcanic rocks from the Ryozen district and its environs, Open circles: tholeiitic basalt from the Hawaiian Islands and Type II island arc. Solid triangles: oceanic ridge tholeiites.

って火山岩類が生成される場合も、そのような過程でできる火山岩類の Sr 同位体比は、上述の海洋島や第二型の島弧の火山岩類の Sr 同位体比よりは、かなり高くなることが期待される。

したがって、霊山地域の玄武岩類の Sr 同位体比が、海洋島や第二型の島弧の玄武岩類に類似していることは、霊山地域の玄武岩類をつくったマグマが、海洋島や第二型の島弧下の上部マントルを構成する物質と化学的に類似のマントル物質（ある種のカンラン岩）から生じたものと考えられる。このことは、上述の玄武岩類の K/Rb 値の類似性からも支持されるであろう。

前述のように、霊山火山岩類は、その化学的・鉱物学的性質から、比較的 Al_2O_3 とアルカリにとぼしいソレライト質玄武岩（カンラン石ソレライト）、 Al_2O_3 とアルカリにとむソレライト質玄武岩（石英ソレライト）、 Al_2O_3 にとむがアルカリのとぼしいソレライト質玄武岩（石英ソレライト）およびソレライト質岩系の酸性火山岩類に大別される。これらの火山岩類は、互にどのような成因の関係で生成されたであろうか。玄武岩類と酸性火山岩類の Sr 同位体比がきわめて類似していること（前述のように平均値は 0.7040）から、霊山火山岩類の成因を次のように考えることが可能である。

(1) 石英ソレライトや酸性火山岩類はカンラン石ソレライト質マグマの地下浅所における結晶分化作用で形

成された。

(2) カンラン石ソレライトをつくったマグマも石英ソレライトや酸性火山岩類をつくったマグマも化学的に共通のマントル物質（Sr 同位体比が 0.704 前後で、海洋島下や第二型の島弧下のマントル物質に類似のある種のカンラン岩と考えられる）から直接生じた。

霊山層の下部に石英ソレライトおよび酸性の火山岩類、中部にカンラン石ソレライト、上部には石英ソレライトおよび酸性火山岩類がそれぞれ分布するという火山層序を考慮すると、(1) の考え方だけでは、十分に霊山火山岩類の成因は説明できないように思われる。

引用文献

- Doe, B.R. (1967), The bearing of lead isotopes on the source of granitic magma. *Jour. Petro.*, **8**, 51-83.
- 藤田至則 (1960), 北部阿武隈における中新統の火山層序, 地質雑, **66**, 179-190.
- 藤田至則・岡重吉 (1954), 福島県霊山村, 梁川付近の第三系について, 東京教育大学地質教室研究報告, **3**, 55-65.
- Gast, P.W. (1960), Limitation on the composition of the upper mantle, *Jour. Geophys. Res.*, **65**, 1287-1296.
- Gast, P.W. (1967), Isotopic geochemistry of volcanic rocks. In *Basalt*, **1**, 325-358, Wiley-Interscience.
- Gorai, M. (1960), Ultimate origin of granite, *Chikyū Kagaku (Earth Science)*, No. 52, 1-8.
- 牛来正夫 (1963), Sr 同位元素比と花崗岩の成因, 地質雑, **69**, 241-242.
- 牛来正夫 (1967), カコウ岩マグマの起源, 火山, **12**, 70-79.
- 牛来正夫 (1970), カルクアルカリマグマのマントル起源説にまつわる二, 三の問題, 地質雑, **69**, 529-536.
- 牛来正夫 (1973), 火成作用—その地球史における展開—, 共立出版, 東京.
- Gorai, M., Kagami, H. and Iizumi, S. (1972), Reexamination on the source material of granitic magma, *Jour. Geol. Soc. Japan*, **78**, 549-559.
- Hurley, P.M., Hughes, H., Faure, G., Fairbairn, H.W. and Pison, W.H. (1962), Radiogenic strontium-87 model of continental formation, *Jour. Geophys. Res.*, **67**, 5315-5334.
- 加々美寛雄・飯泉 滋 (1972), 酸性マグマの直接的な根源物質についての一考察—Sr 同位体比による検討, 岩鉱, **67**, 11-19.
- 北村 信 (1958), 東北地方の堆積盆地の変遷史, 新生代の研究, No. 26, 1-15.
- 久野 久 (1953), 火山及び火山岩, pp. 255, 岩波全書,

- 東京.
Kuno, H. (1965), Fractionation trends of basaltic magmas in lava flows, *Jour. petrol.*, **6**, 302-321.
久野 久 (1968), 青木・伊東著『海洋地域の岩石—I. 高アルミナ玄武岩』の論文に対する討論, 地球科学, **22**, 195~197.
倉沢 一 (1969), 玄武岩の成因と Sr・Pb 同位体—火山岩類の成因を含めて—, 地質学論集, No. 5, 43-68.
Peterman, Z. E. and Hedge, C. E. (1971), Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **82**, 493-500.
白波瀬輝夫・加々美寛雄・飯泉 滋 (1969), 花崗岩の成因と Sr・Pb 同位体, 地質学論集, No. 5, 69-78.
周藤賢治 (1973), 東北地方南部の酸性火山岩類の起源物質, *Magma*, No. 35, p. 9-11.
周藤賢治 (1974), 環太平洋造山帯の新生代酸性火山岩類の生成の場合—その Sr 同位体比による検討, 地団

- 研専報, No. 18, 91-105.
鈴木敬治 (1963), 植物化石よりみた東北日本新第三系, 化石, **6**, 63-77.
八島隆一 (1962), 霊山層中の火山岩類 (その 2), 福島大学学芸部理科報告, No. 11, 31-68.
八島隆一 (1963), 霊山およびその周辺の第三紀火山岩類の化学成分, 岩鉱, **50**, 136-141.
八島隆一・生出慶司 (1966), 東北表日本における中新生初期の火成作用と変質作用, 地団研専報, No. 12, 103-111.
Yoder, H. S. Jr. and Tilley, C. E. (1962), Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems; *Jour. Petrology*, **3**, 342-532.

補遺

Sr 同位体比の測定に用いたサンプルの岩石記載を示す。1~11 は, 第 1 表および第 2 表の番号に対応する。

下 部

1. 無斑晶玄武岩 (福島県伊達郡 梁川町舟生, 溶岩流, No. 2503)。暗灰色の緻密な岩石で, 間粒石理を示す細粒完晶質岩。

石基: 斜長石, 緑泥石で交代された少量のカンラン石, シソ輝石, 普通輝石, 少量の磁鉄鉱および珪酸鉱物, ごく少量のアルカリ長石, 燐灰石を含む。カンラン石はつねにシソ輝石の反応縁を伴っている。

2. 無斑晶安山岩質玄武岩 (福島県伊達郡 梁川町, 溶岩流, No. 81402)。灰色の緻密岩。微斑晶大の斜長石を少量含む細粒完晶質岩。

石基: 斜長石, 普通輝石, ビジョン輝石, および少量の磁鉄鉱, 珪酸鉱物, 燐灰石, アルカリ長石を含む。

3. 無斑晶黒曜岩 (福島県伊達郡 掛田町古城山, 溶岩流, No. 81401)。ガラス光沢の顕著な岩石で新鮮。基盤の花崗岩に由来する石英, カリ長石, 斜長石, 酸化鉄で置換された黒雲母, 少量のザクロ石などの捕獲結晶を不均質に含有している。

石基: 鏡下では, ほとんど無色または褐色のガラスより構成されているが, 少量の斜長石, シソ輝石, 珪酸鉱物, 燐灰石, ジルコンを含む。

中 部

4. カンラン石—玄武岩 (宮城県伊具郡 丸森町葦甫早稲田, 溶岩流, No. 2504)。斑状構造の顕著な黒色, 新鮮な岩石。

斑晶: カンラン石 (18%) のみを含む, つねにきわめて新鮮。

石基: 間粒石理を示す完晶質岩。斜長石, 普通輝石, ビジョン輝石, およびビジョン輝石の反応縁をもつ新鮮なカンラン石, 少量の磁鉄鉱, 珪酸鉱物, ごく少量のアルカリ長石, スピネル, 燐灰石を含む。

5. カンラン石—玄武岩 (福島県伊達郡 梁川町砦石, 溶岩流, No. 2508)。斑状構造の顕著な黒色の岩石。

斑晶: カンラン石 (4%) のみを含む。その大半は緑泥石で置換されている。

石基: 間粒石理を示す。主に斜長石, 普通輝石, ビジョン輝石の反応縁をもつカンラン石, および少量の磁鉄鉱, 珪酸鉱物, ごく少量のアノソクレス, スピネルなどよりなる。

6. 普通輝石—カンラン石—玄武岩 (福島県伊達郡 梁川町砦石東方, 溶岩流, No. 2510)。斑状構造の著しい黒色の新鮮な岩石。

斑晶: 普通輝石 (4%) は $2V_x = 45^\circ \sim 58^\circ$, $c \wedge Z = 35^\circ \sim 47^\circ$ 。カンラン石 (11%) は, 一部端面が緑泥石で置換されている以外は新鮮。

石基: 比較的粗粒な完晶質岩で, 準オフィチック石理を示す。斜長石, カンラン石, 普通輝石, 多色性の弱いシソ輝石, および少量の珪酸鉱物, 磁鉄鉱, ごく少量のアノソクレスなどを含む。石基カンラン石はつねに厚いシソ輝石の反応縁をもっている。

7. 含普通輝石—亜灰長石—カンラン石—玄武岩 (福島県伊達郡 梁川町舟生清後, 溶岩流, No. 2501)。斑状構造の顕著な黒色の岩石で, 部分的に弱い変質作用を受けている。

斑晶：斜長石 (14%) は $An=64\sim 87$ 。緑泥石、エジソン石、方解石などで完全に置換されているカンラン石 (5%)、および少量の普通輝石 (0.2%) と厚いピジョン輝石の反応縁をもったシソ輝石 (0.1%) を含む。

石基：斜方輝石、普通輝石、ピジョン輝石 ($2V_z=0^\circ\sim 10^\circ$)、完全に 2 次的鉱物で置換されたカンラン石、少量の磁鉄鉱、珪酸鉱物、ガラスを含む。カンラン石はピジョン輝石の反応縁をもつ。

上 部

8. 普通輝石—シソ輝石—安山岩質玄武岩 (福島県伊達郡保原町下川原下川原東方、溶岩流, No. 2607)。斑状構造が著しく新鮮な岩石。

斑晶：斑晶から微斑晶大の斜長石 (37%)、普通輝石 (2%)、ピジョン輝石の反応縁をもつシソ輝石 (7%) よりなる。また、微斑晶大の磁鉄鉱 (1%) を含む。

石基：斜長石、普通輝石、ピジョン輝石、少量の磁鉄鉱、珪酸鉱物およびごく少量のアルカリ長石を含む。

9. 含普通輝石—シソ輝石—安山岩質玄武岩 (福島県伊達郡保原町富沢我宜西方、溶岩流, No. 2608)

斑晶：大半が微斑晶大を示す斜長石 (28%)、ピジョン輝石の反応縁をもつシソ輝石 (4%)、少量の微斑晶大の磁鉄鉱 (1%) よりなる。

石基：斜長石、普通輝石、ピジョン輝石、少量の磁鉄鉱、褐色ガラス、珪酸鉱物などを含む。

10. 含普通輝石—シソ輝石—ピジョン輝石—安山岩質玄武岩 (福島市大波古内国道沿、溶岩流, No. 2603)。斑状構造の顕著な暗灰色の新鮮な岩石。

斑晶：多量の斑晶大から微斑晶大の斜長石 (11%)、ごく少量の普通輝石、斑晶大より微斑晶大の多色性の弱い斜方輝石、ピジョン輝石および微斑晶大の磁鉄鉱を含む。ピジョン輝石 ($2V_z=0^\circ\sim 10^\circ$) は、シソ輝石を厚く包むもの、大半または完全にシソ輝石より転移して仮像として産するものなどがある。

石基：間粒石理を示す。斜長石、普通輝石、ピジョン輝石、少量の磁鉄鉱、ガラス、鱗灰石、アルカリ長石を産する。

11. 含普通輝石—シソ輝石—安山岩 (福島市大波上屋敷、溶岩流, No. 2601)。斑状構造の顕著な灰色の岩石。

斑晶：斜長石 (33%)、普通輝石 (2%)、多色性の顕著なシソ輝石 (11%)、微斑晶大の磁鉄鉱を含む。

石基：細粒完晶質で、主に斜長石、単斜輝石、珪酸鉱物および少量の磁鉄鉱を含む。2 次的鉱物として鉄サボナイトを含む。