北部フォッサマグナ，関田山脈–志久見川流域に分布する 前期更新世火山岩類の岩石学的特徴 —ソレライト系列火山岩類の形成過程—

Petrogenesis of the early Pleistocene volcanic rocks in the Sekita Mountains
and the Shikumi river basin, North Fossa Magna, Central Japan
—Differentiation process of tholeiitic basaltic magma—

五十嵐 聡 (Satoshi IGARASHI)*

有馬 眞 (Makoto ARIMA)**

木村 純一 (Jun-Ichi KIMURA)***

周藤 賢治 (Kenji SHUTO)****

The Sekita Mountains and Torikabuto Volcano District lies at the northeastern end of the Central Upheaval Zone located within the North Fossa Magna region. In this area, early Pleistocene volcanic rocks ranging basaltic to dacitic compositions are widely distributed. These volcanic rocks are subdivided into four distinct groups, based on their geological and geochemical characteristics, the Sekita Mountains (SM), the Shikumi River Basin (SRB), the Kenashi (KN) volcano and the Torikabuto (TK) volcano.

In this paper we report petrographical, mineralogical, whole rock geochemical, and Sr- and Nd- isotopic characteristics of the SM and SRB volcanic rocks. The SM and SRB volcanic rocks are divided into group 1 and group 2, and these volcanic rocks are composed mainly of basalt, andesite and dacite belonging to the tholeiitic rock series. The ages of SM and SRB rocks range from ~2 Ma to 1.3 Ma. Our data can be concluded as the followings. 1) The SM and SRB volcanic rocks were formed by fractional crystallization processes of tholeiitic magma, involving plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, and Fe-Ti oxides. 2) The Sr- and Nd-isotopic compositions of the SM and SRB tholeiitic volcanic rocks are nearly identical to that of the TK calc-alkaline volcanic rocks, suggesting a genetic link between the SM, SRB and TK rocks. 3) The tholeiitic primary magmas for the SM and SRB volcanic rocks and the calc-alkaline primary magmas for the TK rocks would be formed by partial melting processes of the mantle source materials having similar Sr- and Nd-isotopic composition. We interpret that the tholeiitic rocks are products of crystal differentiation at middle crustal level (~5 kbar), while the calc-alkaline rocks are derived by fractional crystallization at shallower level (2–3 kbar).

Keywords: North Fossa Magna, Sekita Mountains, Shikumi river basin, Tholeiitic volcanic rocks, Sr-Nd isotopic compositions

doi: 10.2465/gkk100427

(平成 22 年 4 月 27 日受付, 平成 24 年 3 月 23 日受理, 平成 24 年 5 月 30 日早期公開)

* 法政大学第二中・高等学校, 〒211-0031 神奈川県川崎市中原区木月大町 6-1

** 横浜国立大学環境情報研究院, 〒240-8501 神奈川県横浜市保土ヶ谷区常盤台 79-1

*** 海洋研究開発機構, 〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町 2-15

**** 新潟大学理学部, 〒950-2181 新潟県新潟市西区五十嵐 2 の町 8050

* Hosei University Daini Junior and Senior High School, 6-1 Kizukidaimachi, Nakahara-ku, Kawasaki 211-0031, Japan
E-mail: sigarashi@hosei2.ed.jp

** Graduate School of Environment and Information Sciences, Yokohama National University, 79-1 Tokiwadai, Hodogaya-ku, Yokohama 240-8501, Japan

*** Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2-15 Natsushima-cho, Yokosuka 237-0061, Japan

**** Faculty of Science, Niigata University, 8050 Ikarashi nino-cho, Nishi-ku, Niigata 950-2181, Japan

I. はじめに

島弧の火山活動には、ソレイト系列とカルクアルカリ系列の二つのマグマ系列が共存することが知られており、これら二つのマグマ系列の成因について多くのモデルが提唱されてきた。(例えば, Kuno, 1966; Matsuda and Aoki, 1979; Gill, 1981; Sakuyama 1981; Fujinawa, 1990; Tatsumi and Eggins, 1995; 巽, 2003; Kimura and Yoshida, 2006; Tatsumi *et al.*, 2008)。このうち、ソレイト系列火山岩類の成因として、マントル起源玄武岩質マグマからの分別結晶作用による形成モデルが提唱され広く受け入れられている(例えば, Matsuda and Aoki, 1979; Sakuyama, 1981; Fujinawa, 1990)。一方、カルクアルカリ系列マグマの成因として、マントル起源玄武岩質マグマとその分化物である珪長質マグマとの混合により形成されたとする内部混合説(Sakuyama, 1981; 林, 1986)、マントル起源玄武岩質マグマあるいはその分化マグマと地殻物質の融解起源である珪長質マグマとの外部混合説(Wada, 1981; 藤縄, 1991)など、多様な混合モデルが提唱されている。最近、Tatsumi *et al.* (2008)は蔵王火山の火山岩類の研究を行ない、マントル起源カルクアルカリ系列マグマ成因説を提案し、カルクアルカリ系列マグマと下部地殻の融解起源ソレイト系列マグマの混合プロセスを検討した。

北部フォッサマグナに位置する中央隆起帯(飯島, 1962)の北東部に位置する鳥甲^{トリカブト}火山地域、およびその北側に位置する関田山脈-志久見川流域^{せきみ}には、ソレイト系列とカルクアルカリ系列の二つのマグマ系列に区分される後期中新世から前期鮮新世に活動した火山岩類と、前期更新世に活動した火山岩類が広く分布している。鳥甲火山地域には前期更新世カルクアルカリ系列火山岩類が、関田山脈-志久見川流域には前期更新世ソレイト系列火山岩類が分布する。火山活動開始はソレイト系列火山岩類が先行し、前期更新世にはこれら二つのマグマ系列に属する火山岩類が連続して形成された(五十嵐ら, 1984)。前期更新世の北部フォッサマグナ地域において、ソレイト系列火山岩類の分布は関田山脈-志久見川流域以外では小規模な岩体が六日町西方の杵形山に認められるのみである。このことから、これらソレイト系列マグマとその分化過程、中央隆起帯に分布するカルクアルカリ系列マグマの成因関係の評価は、中央隆起帯を含めた北部フォッサマグナ地域のテクニクスとマグマ活動とを総合的に検討する点から重要であると思われる。

本地域に分布する火山岩類を対象にいくつかの研究が行われてきた。Shimazu *et al.* (1985)は、予察的に志久見川流域に分布するアイスラングタイトの岩石学的特徴を初めて報告し、ソレイト質マグマの分別結晶作用を考察した。五十嵐(1992)、五十嵐ら(2007)は、中央隆起帯に分布する鳥甲火山のカルクアルカリ系列火山岩類について岩石学的検討を行い、同一起源マグマの内部混合作用が一部に

認められるものの、これら火山岩類は玄武岩質マグマの分別結晶作用によって形成されたと報告した。

本論では、まず関田山脈-志久見川流域地域に分布するソレイト系列火山岩類の全岩主成分・微量成分組成、Sr-Nd同位体組成、構成鉱物の化学組成を記述し、マグマ分化過程について考察する。さらに、本調査地域の南に位置する鳥甲火山を構成するカルクアルカリ系列火山岩類の分化過程(五十嵐ら, 2007)と比較し、二つのマグマ系列に属する火山岩類の成因関係について議論する。

II. 地質の概略

関田山脈地域および志久見川流域の地質の概略について、五十嵐ら(1984)、島津ら(1985)、志久見川団体研究グループ(1991)、島津・立石(1993)、竹内・加藤(1994)、竹内ら(2000)をもとに概説する(Fig. 1, Fig. 2)。

本調査地域を、東北東に流れる千曲川-信濃川左岸地域の関田山脈地域と右岸地域の志久見川流域地域とに区分する。関田山脈地域では下位より下部更新統魚沼層群相当層の天水山累層、上郷累層、外丸累層に大きく区分され、志久見川流域地域では、下位より魚沼層群相当の東ノ沢累層、志久見川累層、屈曲累層に区分される(志久見川団体研究グループ, 1991)。これらの関係を Figure 2 に示す。

ソレイト系列火山岩類は、関田山脈地域の天水山累層上部層である中条川部層^{なかじょうがわ}と上郷累層、志久見川流域地域の東ノ沢累層と志久見川累層に、いずれも溶岩・火山碎屑岩として認められる。中条川部層とその上部に対比される東ノ沢累層の噴出岩をそれぞれ中条川火山岩類、東ノ沢火山岩類とする。その特徴は、斜長石斑晶が大きく目立つ輝石安山岩が大部分を占めることであり、中条川火山岩類の一部にカンラン石玄武岩、無斑晶質安山岩が認められる。

上郷累層と志久見川累層の下部層である小池川部層^{こけがわ}と極野部層の噴出岩類をまとめて極野火山岩類とする。その特徴は、斜長石斑晶の大きさが全般的に小さく、カンラン石斑晶を含有するものが認められる点にある。比較的下位には、単斜輝石斜方輝石カンラン石玄武岩溶岩があり、その上位にカンラン石含有単斜輝石斜方輝石安山岩溶岩が認められる。

上郷累層と志久見川累層の上部、反里部層^{そり}と前子部層^{まえこ}の噴出岩類をまとめて前子火山岩類とする。これらは、無斑晶質安山岩~デイサイトから構成されている。前子部層中の前子火山岩類に溶岩および火砕流、降下火山礫層が卓越するのに対し、反里部層中の前子火山岩類は泥流堆積物がほとんどである。

関田山脈-志久見川流域地域には、東川累層^{ひがしかわ}、天水山累層・東ノ沢累層中に岩脈あるいは岩床を呈する貫入岩体が認められる。貫入岩体は、前山貫入岩体(MY)、菱ヶ岳貫入岩体(HG)、伏野貫入岩体^{ふきの}(BN)、山伏山貫入岩体(YB)、貝立山貫入岩体(KT)、中条川貫入岩体(NJ)、貝立山北西無斑晶質安山岩貫入岩体(KTap)、さらに志久見

Fig. 1. Geological map of the Sekita Mountains and Torikabuto volcano district (after Igarashi *et al.*, 1984). m-l Ple, middle to late Pleistocene volcanic rocks; TK, volcanic rocks of the Torikabuto volcano; Ka-Sh, Kamigo and Shikumigawa formation; Am-Hg, Amamizuyama and Higashinosawa formation; late Mio-early Plio, late Miocene to early Pliocene volcanic rocks; Mio, Miocene volcanic rocks and sedimentary rocks; la, lake deposits; KN, volcanic rocks of the Kenashi volcano; Uo, Uonuma group; Pli-s, Pliocene sedimentary rocks; int, Neogene intrusive rocks. Intrusive rocks: MY, Maeyama intrusion; HG, Hishigatake intrusion; BN, Busuno intrusion; YB, Yamabushiyama intrusion; KT, Kaitateyama intrusion; NJ, Nakajogawa intrusion; KTap, Kaitateyama aphyric andesite intrusion; KG, Kamagawa intrusion; Ca, calc-alkaline series; TH, tholeiitic series; Q.V.F., Quaternary volcanic front.

川地域の釜川貫入岩体(KG)に区分される。Figure 1に岩体の位置を示す。MY および HG 岩体は、中条川部層より層序の下位に位置する樽田川部層中に岩床状に貫入し、BN 岩体は、東川累層中に岩脈としてはほぼ垂直に貫入している。一方、YB, KT, NJ, および KTap 岩体は、より上位の天水山累層に貫入している。特に、NJ 岩体は中条川部層に貫入し、中条川部層に狭在する溶岩へと続くフィーダーダイクと考えられる。また、関田山脈地域に分布するこれら貫入岩体は、東北東-西南西の配列方向をもつ2列の岩脈群に区分できる。すなわち、MY, HG, BN 岩体からなる岩脈群と、YB, KT, NJ, KTap 岩体からなる岩脈群である (Fig. 1)。

島津・立石(1993)は、小池川部層の極野火山岩類の安山岩から 1.76 ± 0.23 Ma, 前子火山岩類中の無斑晶質安山岩から 1.32 ± 0.07 Ma の K-Ar 年代を報告している。さらに金子ら(1991)の報告している鳥甲火山, 毛無火山などの K-Ar 年代も含めて検討すると、本地域周辺の火山活動は、関田山脈地域(2.3–1.6 Ma), 志久見川流域地域(1.6–1.3 Ma), 毛無火山(1.66–0.99 Ma), 鳥甲火山(0.9–0.7 Ma)と、時間経過とともに北西方向から南東方向に移動したと考えられる。

III. 岩石記載

関田山脈-志久見川流域地域火山岩類を、地質単位と噴出年代を考慮して、中条川火山岩類と東ノ沢火山岩類の斑状岩と無斑晶質岩をグループ1、極野火山岩類と前子火山岩類をグループ2 (Fig. 2), 貫入岩類に区分して、以下記載し議論する。

主な火山岩について、モード測定(2000ポイント)を行った結果を Table 1 に示す。噴出岩類については、 SiO_2 含有量の増加に従い斑晶量が減少する傾向が認められる。斑状岩における斑晶量は 30–40 vol% を占め、一部で 50 vol% を越える。斑晶に占める斜長石の割合は高く、多くの斑状岩では 90 vol% を越える。極野火山岩類と前子火山岩類の斜長石斑晶の粒径は小さく、斑晶に占める斜長石の割合は低い傾向が認められる。

貫入岩類においても噴出岩類と同様に、斑状岩で斑晶に占める斜長石の割合は高いが、釜川貫入岩体だけは他と比較し低い。

1. 中条川火山岩類 (Table 2 の NJ01–NJ12)

斜長石斑晶が大きく目立つ単斜輝石斜方輝石安山岩, 斜方輝石安山岩が大部分を占め、カンラン石玄武岩, 無斑晶質安山岩も認められる。斜長石斑晶(2.1–49.9 vol%)は、自形～半自形で最大径が 2.5 mm–4.5 mm に達するものが

Fig. 2. Stratigraphical sequence of the Sekita Mountains and Shikumi River area (modified after Igarashi *et al.*, 1984; Shimazu *et al.*, 1985; Shikumi River collaborative Research Group, 1991; Shimazu and Tateishi, 1993; Takeuchi and Kato, 1994; Takeuchi *et al.*, 2000). Stratigraphical positions of volcanic rock studied are given by sample numbers. SiO₂ contents of the volcanic rocks are shown. ○, porphyritic rocks; ●, aphyric rocks.

多く、微細な鉄酸化鉱物やガラスを包有するもの、累帯構造の認められるものもある。斜方輝石斑晶(0–2.2 vol%)は自形～半自形で最大径 1.5 mm、単斜輝石の反応縁が多くに認められる。単斜輝石斑晶(0–0.4 vol%)は自形～半自形で最大径 1 mm、カンラン石斑晶(0.6 vol%)は完全に変質しているがピジョン輝石の反応縁が認められる。他に鉄酸化鉱物斑晶(0.1–0.6 vol%)を含む。

石基は短冊状斜長石、単斜輝石、鉄酸化鉱物と斜方輝石、ガラスが認められ、間粒状組織～ハイロオフィティック組織を呈する。

2. 東ノ沢火山岩類(Table 2 の HS01–HS10)

斜長石の目立つ輝石安山岩からなる。斜長石斑晶(21.2–46.1 vol%)は自形～半自形で、下位から上位の溶岩になるに従い最大径が 3 mm から 1 mm 前後に変化する。斜方輝石斑晶(0.4–0.7 vol%)は自形～半自形で最大径が 0.5 mm、単斜輝石の反応縁が認められるものがある。単斜輝石(0.4–0.7 vol%)は自形～半自形で最大径が 0.5 mm である。他に鉄酸化鉱物斑晶(0.5–0.6 vol%)を含む。石基は 0.1 mm–0.2 mm の針状～拍子木状斜長石、短柱状の単斜輝石と微細な斜方輝石、鉄酸化鉱物とガラスからなる。

Table 1. Modal compositions of volcanic and intrusive rocks in the Sekita Mountains and Shikumi River area

Sample No.	SiO ₂ (wt.%)	Phenocryst (vol%)						Gm (vol%)
		Pl	Opx	Cpx	Ol	Hb	Opq	
Maeko m.								
MK04	63.17	1.5	0.2	0.4	—	—	0.2	97.8
MK02	65.13	3.5	0.3	0.4	—	—	0.4	95.5
Niteno-Koikegawa m.								
NN03	51.51	36.0	0.3	0.5	3.3	—	0.5	59.6
NN02	57.33	30.8	2.3	3.1	—	—	0.8	63.1
Higashinosawa f.								
HS08	60.51	21.2	0.5	0.4	—	—	0.5	77.5
HS07	55.79	46.1	0.7	0.5	—	—	0.5	52.3
HS05	60.38	33.4	0.4	0.7	—	—	0.6	65.0
HS01	63.60	28.2	0.5	0.4	—	—	0.6	70.5
Nakajogawa f.								
NJ10	53.79	49.9	0.2	—	—	—	0.6	49.4
NJ09	53.85	27.1	2.2	0.4	—	—	0.6	69.8
NJ08	53.78	37.7	0.0	0.0	—	—	0.1	62.2
NJ07	52.57	37.6	1.4	0.2	—	—	0.3	60.5
NJ06	51.76	34.8	—	—	0.6	—	0.4	64.4
NJ03	56.72	2.3	—	—	—	—	0.1	97.7
NJ02	57.30	2.1	—	0.1	—	—	0.2	97.5
Intrusive rocks								
KTap	58.89	1.4	—	0.2	—	—	0.2	98.3
MY2	53.32	28.8	6.7	—	—	—	1.2	63.4
KG	54.35	39.7	0.4	—	—	—	—	60.0
HG-c	53.06	54.9	1.5	0.5	—	—	0.3	42.9
BN	56.13	32.8	0.8	0.1	0.2	1.9	0.0	64.4
YB	56.57	33.7	1.1	—	—	—	0.4	64.8

SiO₂, whole rock SiO₂ content (wt%); Pl, plagioclase; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Ol, olivine; Hb, hornblende; Opq, opaque mineral; Gm, groundmass.

3. 極野火山岩類(Table 2 の NN01–NN05)

単斜輝石斜方輝石カンラン石玄武岩とカンラン石含有単斜輝石斜方輝石安山岩からなる。斜長石斑晶(30.8–36.0 vol%)は自形～半自形で、玄武岩中に最大径 2.7 mm のものが認められるが、多くの火山岩の斜長石の最大径は 0.5 mm である。斜方輝石斑晶(0.3–2.3 vol%)は半自形で最大径が 0.7 mm、単斜輝石の反応縁が認められる。単斜輝石斑晶(0.5–3.1 vol%)は半自形で最大径が 1 mm である。カンラン石斑晶(3.3 vol%)は自形～半自形で最大径 0.6 mm、一部にイデイングサイト化しているものが認められる。他に鉄酸化鉱物斑晶(0.5–0.8 vol%)を含む。石基は、最大径 0.2 mm の短冊状斜長石、0.1 mm 前後の単斜輝石と斜方輝石、微細な鉄酸化鉱物よりなり、間粒状組織～ハイロオフィティック組織を呈する。

4. 前子火山岩類(Table 2 の MK01–MK14)

暗灰色～黒色の無斑晶質安山岩～デイサイトからなる。斜長石斑晶(1.5–3.5 vol%)は自形で最大径 0.2 mm、累帯構造は認められない。斜方輝石斑晶(0.2–0.3 vol%)は自形～半自形で最大径 0.3 mm、単斜輝石斑晶(0.4 vol%)は自

Table 2. Major and trace element compositions of volcanic and intrusive rocks in the Sekita Mountains and Shikumigawa area

Sample	NJ01	NJ02	NJ03	NJ04	NJ05	NJ06	NJ07	NJ08	NJ09	NJ10	NJ11
latitude	37°01'10"	37°01'10"	37°01'39"	37°00'13"	37°00'05"	37°00'51"	37°00'45"	37°00'25"	37°01'05"	37°01'05"	37°00'25"
longitude	138°32'49"	138°32'18"	138°31'05"	138°34'14"	138°34'12"	138°33'21"	138°33'19"	138°26'03"	138°29'08"	138°29'08"	138°26'03"
occurrence	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava
Laboratory	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
major element composition (wt.%)											
SiO ₂	57.37	57.30	56.72	52.09	55.88	51.76	52.57	53.78	53.85	53.79	54.33
TiO ₂	0.71	1.04	1.04	0.78	1.01	0.79	0.69	0.77	0.89	0.73	0.76
Al ₂ O ₃	19.99	16.45	16.23	21.51	16.81	21.44	21.90	20.89	18.41	21.70	20.81
Fe ₂ O ₃	7.95	10.30	10.61	8.42	10.86	9.58	7.64	8.09	10.43	8.21	8.18
MnO	0.13	0.20	0.22	0.16	0.20	0.17	0.15	0.17	0.19	0.14	0.16
MgO	1.66	2.79	2.90	2.44	2.86	2.69	2.14	2.01	3.54	2.24	2.10
CaO	8.27	6.92	7.01	10.37	7.56	10.33	10.37	9.40	8.52	9.24	9.30
Na ₂ O	3.12	3.79	3.58	2.84	3.47	2.58	2.85	3.09	2.93	2.97	3.08
K ₂ O	0.56	0.90	1.11	0.56	0.82	0.66	0.66	0.84	0.71	0.68	0.82
P ₂ O ₅	0.23	0.38	0.38	0.22	0.32	0.23	0.22	0.25	0.28	0.25	0.22
total	100.00	100.07	99.80	99.40	99.79	100.22	99.17	99.29	99.72	99.95	99.76
trace element composition (ppm)											
Ba	438.69	456.1	462.8	245.5	398.8	230.7	261.8	374	338.0	323.0	369.0
Co	22.96	31.6	29.9	24.6	30.6	30.9	21.7	29	42.0	37.0	39.0
Cr		5.4	10.2	7.2	8.3	10.6	10.7	5	8.0	7.0	6.0
Nb	1.86	1.9	1.9	1.5	1.6	0.4	1.2	1.8	2.5	2.9	1.8
Ni	3.56	3.9	6.5	4.6	4.9	6.5	5.6	1	5.0	9.0	3.0
Rb	18.10	16.1	15.9	8.9	13.7	13.8	11.1	20	12.0	13.0	17.0
Sr	283.13	291.5	290.7	397.0	314.4	373.2	363.9	363	339.0	349.0	359.0
V	142.85	147.9	149.6	157.3	154.7	209.8	146.4	134	201.0	135.0	133.0
Y	37.00	36.7	37.5	22.6	33.1	21.2	22.5	24.2	28.9	27.0	23.5
Zr	73.61	66.7	66.3	50.0	63.3	46.3	49.9	54	65.0	64.0	53.0
Sample	NJ12	HS08	HS09	HS10	NN03	NN04	NN05	MK02	MK10	MK11	MK12
latitude	37°00'34"	36°52'48"	36°53'50"	36°53'05"	36°59'17"	36°55'12"	36°59'17"	36°51'50"	36°53'07"	36°53'10"	36°56'27"
longitude	138°26'26"	138°32'16"	138°33'26"	138°32'26"	138°30'18"	138°34'22"	138°30'18"	138°31'54"	138°31'27"	138°31'23"	138°35'31"
occurrence	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava
Laboratory	F	F	P	P	F	P	P	F	P	P	P
major element composition (wt.%)											
SiO ₂	53.65	60.51	59.35	54.52	51.51	55.31	51.93	65.13	56.73	54.56	62.49
TiO ₂	0.78	0.84	0.59	0.82	0.90	0.78	0.86	0.85	1.08	0.91	1.03
Al ₂ O ₃	21.25	16.99	19.47	20.06	19.14	19.00	18.43	15.08	16.47	18.72	14.94
Fe ₂ O ₃	8.12	7.67	6.06	8.22	11.76	9.03	11.89	7.17	10.02	9.70	8.35
MnO	0.17	0.12	0.11	0.13	0.20	0.14	0.20	0.12	0.16	0.15	0.15
MgO	2.29	1.54	1.43	2.34	4.58	2.61	4.35	1.17	2.98	2.92	1.65
CaO	9.49	6.60	7.88	9.38	8.43	8.77	8.73	4.24	7.55	9.01	5.28
Na ₂ O	2.98	3.66	3.26	2.87	2.14	2.90	2.18	3.66	2.56	2.52	3.26
K ₂ O	0.78	1.37	1.07	0.91	0.52	0.87	0.59	2.22	1.57	1.05	2.19
P ₂ O ₅	0.20	0.33	0.20	0.22	0.19	0.19	0.18	0.33	0.30	0.21	0.39
total	99.70	99.61	99.42	99.47	99.38	99.59	99.34	99.97	99.43	99.74	99.72
trace element composition (ppm)											
Ba	408.0	554.9	502.5	393.9	308.1	408.5	334.3	811.9	656.4	419.9	831.7
Co	46.0	19.7	18.0	25.2	39.1	27.5	36.7	18.9	31.2	28.9	23.5
Cr	6.0	8.6	0.0	7.0	15.3	8.5	8.0	9.5	32.6	10.1	0.0
Nb	1.5	3.6	0.8	0.3	1.5	0.5	0.0	3.9	2.0	0.4	1.9
Ni	2.0	5.3	2.1	3.3	10.5	5.7	5.2	8.9	12.4	5.3	0.0
Rb	15.0	29.0	41.6	25.9	5.2	25.3	13.9	56.3	55.9	30.4	73.8
Sr	359.0	293.2	317.5	362.1	346.9	303.5	357.3	235.4	264.5	302.0	347.7
V	145.0	99.1	83.6	224.4	315.7	251.5	389.4	38.7	300.5	325.5	88.4
Y	26.1	41.5	54.8	35.0	23.8	35.6	34.4	44.9	57.2	36.4	64.7
Zr	53.0	130.7	84.7	78.5	51.2	72.0	43.5	164.2	143.8	82.1	169.2

Analytical laboratory: F, Fukushima University; P, National Institute of Polar Research; N, Niigata University.

Table 2. (Continued 1)

Sample	MK13	MK14	YB	BN	HG-c	HG-r	KG	MY2	MY4	KTap
latitude	36°55'28"	36°59'28"	37°01'22"	37°01'34"	37°01'42"	37°01'41"	36°54'25"	37°00'37"	37°00'47"	37°00'32"
longitude	138°34'37"	138°36'44"	138°34'58"	138°29'14"	138°29'35"	138°29'37"	138°35'19"	138°25'11"	138°25'36"	138°32'16"
occurrence	lava	fragment	intrusive	intrusive	intrusive	intrusive	intrusive	intrusive	intrusive	intrusive
Laboratory	P	P	F	F	F	F	F	F	F	F
major element composition (wt.%)										
SiO ₂	61.05	61.17	56.57	56.13	53.06	54.59	54.35	53.32	53.08	58.89
TiO ₂	1.06	0.90	0.76	0.93	0.69	0.71	0.82	0.84	0.82	0.84
Al ₂ O ₃	14.93	15.88	19.66	21.83	21.49	21.12	20.54	19.64	19.48	16.22
Fe ₂ O ₃	9.45	8.19	7.46	5.32	7.93	7.63	7.94	10.13	9.58	9.31
MnO	0.17	0.17	0.18	0.10	0.15	0.11	0.13	0.16	0.18	0.18
MgO	2.03	2.05	1.77	0.80	2.50	2.05	2.17	3.63	3.98	2.59
CaO	5.63	6.09	8.36	9.42	10.17	9.14	9.66	8.29	8.91	6.73
Na ₂ O	3.42	3.47	3.40	3.36	2.81	3.17	2.95	2.73	2.78	3.39
K ₂ O	1.82	1.62	0.75	0.76	0.68	0.85	0.91	0.84	0.78	1.33
P ₂ O ₅	0.33	0.29	0.28	0.23	0.21	0.28	0.22	0.24	0.23	0.24
total	99.88	99.82	99.20	98.88	99.68	99.64	99.69	99.81	99.80	99.73
trace element composition (ppm)										
Ba	706.6	656.7	341.2	325.4	279.2	349.0	358.6	358	288.0	547.3
Co	27.5	23.6	19.4	60.9	23.3	33.0	25.3	44	37.0	25.8
Cr	0.0	0.0	6.8	5.4	17.3	8.0	16.0	13	12.0	8.9
Nb	1.6	1.0	1.9	1.9	1.5	2.3	1.7	2.5	2.2	2.8
Ni	1.5	0.0	3.3	10.9	17.2	41.0	6.8	6	5.0	4.5
Rb	59.8	47.2	11.8	13.2	11.6	17.0	18.0	29	18.0	29.9
Sr	255.8	265.0	354.7	366.4	358.8	349.0	351.3	331	348.0	260.7
V	133.1	118.7	97.4	176.7	151.3	127.0	194.5	212	209.0	153.8
Y	52.5	50.7	29.7	27.0	22.4	32.3	26.4	34.2	41.1	34.3
Zr	133.2	118.0	70.3	74.2	51.7	63.0	86.9	60	59.0	122.0
Sample	HS01	HS02	HS03	HS04	HS05	HS06	HS07	NN01	NN02	MK01
latitude	36°53'20"	36°53'06"	36°53'49"	36°54'09"	36°54'01"	36°52'43"	36°53'39"	36°55'11"	36°53'34"	36°51'47"
longitude	138°32'53"	138°32'26"	138°33'25"	138°33'38"	138°33'39"	138°32'15"	138°33'57"	138°34'01"	138°34'13"	138°31'44"
occurrence	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava
Laboratory	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
major element composition (wt.%)										
SiO ₂	63.60	54.50	54.82	60.53	60.38	58.07	55.79	56.61	57.33	65.40
TiO ₂	0.60	0.79	0.83	0.64	0.63	0.84	0.88	0.85	0.88	0.93
Al ₂ O ₃	19.21	20.39	20.24	20.36	20.25	19.16	21.12	19.21	18.29	15.26
Fe ₂ O ₃	4.58	7.91	8.28	5.59	5.45	7.38	7.57	8.64	9.11	6.97
MnO	0.10	0.13	0.16	0.09	0.10	0.11	0.11	0.14	0.14	0.14
MgO	0.74	2.19	2.16	1.31	1.12	1.77	1.97	2.28	2.66	1.02
CaO	6.76	9.75	9.67	7.98	7.82	7.91	9.57	9.01	8.65	4.23
Na ₂ O	3.62	2.91	2.27	3.53	3.49	2.86	3.04	3.17	3.09	3.31
K ₂ O	1.45	0.92	0.81	1.24	1.23	1.29	1.05	1.07	1.09	2.34
P ₂ O ₅	0.18	0.23	0.22	0.20	0.20	0.26	0.22	0.20	0.20	0.30
total	100.84	99.24	98.97	101.47	100.67	99.65	101.32	101.18	101.44	99.90

Analytical laboratory: F, Fukushima University; P, National Institute of Polar Research; N, Niigata University.

形～半自形で最大径 0.2 mm であり、鉄酸化鉍物斑晶(0.2–0.4 vol%)を含む。石基は針状の斜長石、ピジョン輝石、鉄オージェイトの微粒とガラスよりなり、ハイアロピリティック組織を呈する。また、無斑晶質デイスイトには、微斑晶として鉄カンラン石が認められる(Shimazu *et al.*, 1985)。

5. 貫入岩類

関田山脈-志久見川流域地域の貫入岩体を構成する岩石

は、両輝石安山岩(Fig. 1 の MY, HG, YB, NJ, KT, KG), 斜方輝石角閃石安山岩(BN), 無斑晶質安山岩(KTap)に区分される。両輝石安山岩の斜長石斑晶(28.8–54.9 vol%)は自形～半自形, 最大径 1.5–4.5 mm で大規模な岩体ほど大きい傾向がある。全般的に清澄であるが一部に微細な輝石, 鉄酸化鉍物, ガラスの包有物が認められる。斜方輝石斑晶(0.4–6.7 vol%), 単斜輝石斑晶(0.2–0.5 vol%)は半自形のものが多く最大径 0.5–2.5 mm, 鉄酸化鉍物, 斜長石

Table 2. (Continued 2)

Sample	MK03	MK04	MK05	MK06	MK07	MK08	MK09
latitude	36°59'27"	36°53'03"	36°56'31"	36°56'28"	36°56'40"	36°56'22"	36°56'22"
longitude	138°36'44"	138°31'32"	138°35'42"	138°35'30"	138°35'47"	138°36'11"	138°36'11"
occurrence	fragment	lava	lava	lava	lava	fragment	fragment
Laboratory	N	N	N	N	N	N	N
major element composition (wt.%)							
SiO ₂	60.36	63.17	63.15	63.04	62.82	63.52	69.28
TiO ₂	0.96	1.13	1.05	1.11	1.09	1.04	0.49
Al ₂ O ₃	15.99	15.44	15.84	15.44	15.44	15.58	14.84
Fe ₂ O ₃	8.46	8.27	8.20	8.17	8.18	7.68	5.42
MnO	0.15	0.15	0.16	0.17	0.18	0.17	0.16
MgO	2.14	1.50	1.56	1.64	1.61	1.49	0.66
CaO	6.14	5.59	5.42	5.34	5.41	5.30	3.28
Na ₂ O	3.49	3.55	2.88	3.28	3.61	3.53	4.02
K ₂ O	1.71	2.30	2.11	1.96	1.91	1.93	2.12
P ₂ O ₅	0.27	0.37	0.37	0.37	0.36	0.35	0.14
total	99.67	101.47	100.11	100.00	100.00	100.00	100.00

Analytical laboratory: F, Fukushima University; P, National Institute of Polar Research; N, Niigata University.

を含む。斜方輝石には単斜輝石の反応縁をもつものがある。鉄酸化鉱物斑晶(0.2–1.2 vol%)は最大径 0.5 mm である。また、斜長石の集斑晶、斜方輝石、単斜輝石、斜長石、鉄酸化鉱物よりなる集斑晶も認められる。石基は、粒径 0.5 mm 以下の短冊状斜長石のほか、粒径 0.2 mm 以下の斜方輝石、単斜輝石、粒径 0.1 mm 以下の鉄酸化鉱物よりなり、間粒状組織を呈する。

斜方輝石角閃石安山岩の斜長石斑晶(32.8 vol%)は最大径 3.3 mm で自形を示す。斜方輝石斑晶(0.8 vol%)は径 0.5 mm で破片状を示すものがわずかに認められる。ほかに最大径 3 mm の角閃石仮晶が認められる。また、径 0.5 mm 以下のカンラン石斑晶と単斜輝石斑晶をごくわずかに含む。石基は、径 0.15 mm 程度の短冊状斜長石のほか、微細な斜長石、鉄酸化鉱物、単斜輝石のほかガラスよりなる。ハイアロオフィティック組織を呈する。無斑晶質安山岩は、斜長石、単斜輝石、斜方輝石の自形～半自形の微斑晶が少量認められる。石基は針状の斜長石が流理状にならぶピロタキスティック組織を呈する。

IV. 全岩および鉱物の化学組成

1. 分析方法

(1) 主成分元素および微量成分元素の測定

蛍光 X 線分析装置を用いた分析実験を、3 研究機関で行った。新潟大学理学部では理学電機工業製ガイガーレックス IKF Cat. No. 6064 を使用し、粉末試料と融剤の希釈率 1 : 5 のガラスビートを作成し、中川・小松(1983)の方法で主成分元素のみ測定を行った。なお、Na₂O、MgO の一部については、島津製作所製原子吸光分析装置 AA-625-1 を用いて行った。福島大学では理学電機工業製 RIX2000 を使用し、粉末試料と融剤の希釈率 1 : 2 のガラ

スビートを作成し、Kimura and Yamada(1996)の方法で測定を行った。また、国立極地研究所では理学電機工業製 RIX3000 を使用し、粉末試料と融剤の希釈率を 1 : 2 のガラスビートを作成し、本吉ら(1995, 1996)、瀬野ほか(2002)の方法で測定を行った。

(2) 微量元素、希土類元素の測定

福島大学と島根大学の ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) を使用し、Li, Be, Rb, Y, Zr, Nb, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Tl, Pb, Th, U について測定を行った。試料作成方法・分析方法は Kimura *et al.* (1995) による。

(3) Sr-および Nd-同位体組成の測定

新潟大学の質量分析装置 MAT262 を使用し、Miyazaki and Shuto(1998)の方法で分析を行った。Sr 同位体比測定期間中に標準物質(NBS987)を 5 回測定し、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710251 ± 0.000004 に標準化した。また、Nd 同位体比測定期間中に標準物質(JNdi-1)を 6 回測定し、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512106 ± 0.000003 に標準化した。なお、Sr 含有量については XRF によるデータを、Sm, Nd 含有量については、ICP-MS によるデータを使用した。

(4) 構成鉱物の化学組成の測定

作成した岩石薄片に含まれる斑晶斜長石、斑晶カンラン石、斑晶輝石類、鉄酸化鉱物と、石基斜長石、石基輝石類について、新潟大学の JXA8600SX 型 EPMA を用いて分析を行った。加速電圧 15 keV、試料電流 1.3 × 10⁻⁸ A、ビーム径 1 μ で行い、補正計算は ZAF 法を用いた。

2. 主要成分組成

測定結果を Table 2 に示す。主要成分組成については 3 研究機関での測定結果に有意な差は認められなかった。

Fig. 3. FeO^*/MgO versus SiO_2 diagram for volcanic rocks and intrusive rocks in Sekita Mountains, Shikumigawa area, and Torikabuto volcano (grey dots; after Igarashi *et al.*, 2007). The tholeiite (TH)-calc-alkaline (CA) boundary is after Miyashiro (1974).

関田山脈-志久見川流域地域の火山噴出岩類の主要成分組成は、 FeO^*/MgO - SiO_2 図 (Fig. 3) (Miyashiro, 1974) では、すべてがソレライト系列の領域にプロットされ一連のトレンドを示すが、伏野貫入岩はそのトレンドと比較し高い FeO^*/MgO にプロットされる。 SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 図 (Fig. 4) において、本地域火山岩類は低アルカリソレライト系列と高アルカリソレライト系列 (Kuno, 1968) 境界付近にプロットされ、鳥甲火山噴出物のアルカリ含有量と比較し高い $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ で特徴づけられる。 SiO_2 - K_2O 図 (Fig. 4) では、本地域火山岩類と鳥甲火山噴出物のすべてが Medium-K 領域 (Le Maitre *et al.*, 1989) にプロットされる。

グループ 1 における SiO_2 含有量変化は、中条川火山岩

類の斑状岩 ($\text{SiO}_2 = 52\text{--}55 \text{ wt.}\%$) と無斑晶質岩 ($\text{SiO}_2 = 55\text{--}57 \text{ wt.}\%$)、東ノ沢火山岩類 ($\text{SiO}_2 = 54\text{--}64 \text{ wt.}\%$) と広い組成範囲を示す。グループ 2 における SiO_2 含有量組成範囲は、極野火山岩類 ($\text{SiO}_2 = 51\text{--}57 \text{ wt.}\%$) から前子火山岩類 ($\text{SiO}_2 = 60\text{--}70 \text{ wt.}\%$) へと変化する。

これら二つのグループ間には、ハーカー図 (Fig. 4) に認められる様に、有意に異なった組成変化トレンドが認められる。すなわち、グループ 1 に認められる組成変化トレンド (Fig. 4 の破線) は、グループ 2 に認められるそれ (Fig. 4 の実線) と比較して、高い Al_2O_3 、低い Fe_2O_3 、 MgO 、 K_2O 、 P_2O_5 で特徴づけられる。ただし、中条川部層無斑晶質岩は、グループ 2 に認められる組成変化トレンドと整合的である。

3. 微量成分・希土類元素・同位体組成

測定結果を Table 2 に示す。一部同一試料について、2 研究機関で蛍光 X 線分析装置による測定を行った。Nb を除き分析した微量元素には有意な差は認められなかった。Nb 含有量は、研究機関による系統的な違いが認められたため、議論から除外した。

グループ 1 とグループ 2 の微量成分組成変化トレンドには、Sr と V を除いて大きな違いは認められない。しかし、関田山脈-志久見川流域地域の火山噴出岩類は鳥甲火山噴出物のトレンドと比較して、Ba, Sr, Zr, Y で高い含有量、V で低い含有量の傾向を示す (Fig. 5)。

希土類元素の C1 コンドライト (Sun and McDonough, 1989) 規格化パターンを Figure 6 に示す。層序的に下位の中条川火山岩類、東ノ沢火山岩類 (グループ 1) とより上位の極野火山岩類、前子火山岩類 (グループ 2) では、LREE のパターンに顕著な相違が認められる。すなわち、前者では Pr, Ce, La へと低下するパターンが多く、後者では Pr, Ce, La へと高くなるパターンが多くなる傾向である。貫入岩類の希土類元素の C1 コンドライト規格化パターンは前者に近い。また、火山噴出岩では $\text{SiO}_2 = 55 \text{ wt.}\%$ 以上で負の Eu 異常が現れ、 SiO_2 の増加とともに、大きな Eu 異常が認められる。

全岩の Sr および Nd 同位体組成 (初生値) を Table 4 に示す。噴出岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は、 $0.703871\text{--}0.704106$ の狭い範囲で、貫入岩は 0.704135 と若干高い値を示す。また、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 値では、噴出岩が $0.512915\text{--}0.512945$ の幅に入り、貫入岩は 0.512887 で若干低い値を示す。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値および $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 値は SiO_2 含有量増加に伴う変化は認められず、ほぼ一定である (Fig. 7)。

4. 構成鉱物の化学組成

全岩 SiO_2 含有量に対する斑晶斜長石およびの石基斜長石の An 含有量の関係を Fig. 8 に示す。この図では、斑晶の中心部と周辺部、石基の平均組成と標準偏差幅を示した。斑晶中心部組成の変化については、分散は認められるものの、全岩 SiO_2 含有量の増加に従い An% が減少していく傾向が認められる。それに対し斑晶周辺部は、 $\text{SiO}_2 =$

Fig. 4. Silica variation diagrams and $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 diagram for volcanic rocks and intrusive rocks in Sekita Mountains, Shikumigawa area, and Torikabuto volcano. Gray broken arrow: differentiation trend of volcanic rocks for group 1. Solid arrow: differentiation trend of volcanic rocks for group 2. The AL (alkaline)–HT (high alkali tholeiitic)–LT (low alkali tholeiitic) boundary lines are after Kuno (1968). Symbols are the same as those of Figure 3.

55 wt%前後まではその増加に従い An%が減少し、それ以上では単調な傾向は認められない。また、全岩 SiO_2 含有量が増すにつれ、斑晶斜長石の中心部と周辺部の組成差が小さくなることが読みとれる。一方、石基斜長石中心部は、ほぼ一定の組成を示し ($\text{An}_{50}\text{--}\text{An}_{60}$)、全岩 SiO_2 含有量との間に有意の相関は認められない (Fig. 8)。

極野火山岩類中の斜方輝石単斜輝石カンラン石玄武岩 (sp. NN03) 中の斑晶斜長石の形態と組成について記載する。顕微鏡観察によるスケッチならびに EPMA ライン分析結果を Figure 9 に示す。斑晶斜長石は、中程度の粒径の (粒径 0.5 mm) で周辺部にわずかに塵状包有物を認められるもの (PL1)、比較的粒径が小さく (粒径 0.2 mm) 清澄な形態を示すもの (PL2)、比較的粒径が大きいく (粒径 1 mm) 周辺部に顕著な塵状包有物が認められる (PL3) 三つのタイプに区分される。斑晶斜長石の粒径と結晶中心部の An 組成に有意の相関が認められ、粒径が小さなものほど

An 組成が高い傾向 (PL2 : $\text{An}_{85\text{--}90}$ > PL1 : $\text{An}_{80\text{--}85}$ > PL3 : $\text{An}_{70\text{--}75}$) を示す。さらに、PL2 と PL1 には周縁部で急激な An 組成の低下 (正果帯構造) が認められる。一方、粒径が大きな結晶 (PL3) では、塵状包有物の内側部分で An 組成が低く、その外側部分では An_{85} まで上昇し、さらに縁辺部に向かって急激な低下を示す。

斑晶カンラン石は、中条川火山岩類中と極野火山岩類中の噴出岩に認められる。極野火山岩類中の斑晶カンラン石は $\text{Fo}_{55\text{--}70}$ と全般的に Mg に低い傾向がある。斑晶輝石には、紫蘇輝石、普通輝石が認められ、それらは前述のカンラン石とほぼ平衡状態にある X_{Mg} 値を示す。石基輝石はピジョン輝石と普通輝石とからなり、一部に鉄ピジョン輝石、サブカルシック普通輝石、鉄普通輝石が認められる。

極野火山岩類中の斜方輝石単斜輝石カンラン石玄武岩 (sp. NN03) は、本調査地域に産出する火山岩類の中で最も低い SiO_2 含有量 (51.51 wt%)、最も高い MgO 含有量

Table 3. Trace element compositions of volcanic rocks in the Sekita Mountains and Shikumigawa area

Sample	NJ01	NJ02	NJ03	NJ04	NJ05	NJ06	NJ07	NJ08	HS08	HS09	HS10	NN03
Laboratory	F	F	F	F	F	F	F	F	F	S	S	F
Li	6.7	4.5	8.0	4.7	6.1	4.8	5.4	5.7	4.9	6.7	6.3	7.4
Be	0.8	0.7	0.8	0.5	0.7	0.5	0.5	0.8	0.8	0.7	0.6	0.5
Rb	18.1	9.4	18.2	10.3	15.7	15.3	13.2	22.0	30.6	27.4	15.0	6.2
Y	37.0	31.0	37.8	21.5	32.5	20.6	21.6	22.7	40.8	36.7	22.4	22.2
Zr	73.6	79.5	71.8	45.4	66.2	42.9	46.7	48.6	137.4	80.9	78.4	50.7
Nb	1.9	2.0	1.8	1.1	1.7	1.0	1.2	1.1	3.0	1.7	1.7	1.2
Sb	0.2	0.2	0.5	0.5	0.2	0.2	0.5	0.1	0.4	0.2	0.1	0.3
Cs	0.9	0.8	1.9	0.5	0.7	0.5	0.6	1.0	1.4	6.8	0.8	0.4
Ba	438.7	333.2	394.9	257.5	373.2	229.7	289.8	407.0	552.9	446.8	336.5	288.3
La	6.3	6.3	6.3	4.0	5.7	4.6	4.2	6.3	10.0	9.4	6.7	4.4
Ce	20.8	18.9	20.4	12.9	19.1	13.7	13.4	15.3	29.0	22.1	16.8	12.8
Pr	3.4	3.0	3.3	2.1	3.0	2.2	2.0	2.3	4.4	3.4	2.4	2.1
Nd	17.2	13.5	16.8	10.3	14.7	10.5	9.7	10.4	21.1	16.8	12.0	9.9
Sm	5.1	3.9	5.1	3.1	4.4	2.9	2.8	3.0	5.7	4.9	3.4	3.0
Eu	1.7	1.4	1.7	1.1	1.4	1.1	1.1	1.1	1.6	1.4	1.1	1.0
Gd	6.4	4.8	6.3	3.6	5.6	3.5	3.7	3.8	7.0	5.9	3.9	3.6
Tb	1.0	0.8	1.0	0.6	0.9	0.6	0.6	0.6	1.1	1.0	0.6	0.6
Dy	6.8	5.2	6.6	3.9	5.8	3.9	3.8	3.9	7.0	6.5	4.2	3.7
Ho	1.5	1.1	1.4	0.8	1.3	0.8	0.8	0.9	1.5	1.4	0.9	0.9
Er	4.1	3.0	3.8	2.2	3.4	2.1	2.2	2.5	4.2	3.8	2.4	2.3
Tm	0.6	0.5	0.6	0.4	0.5	0.3	0.3	0.4	0.7	0.6	0.4	0.4
Yb	4.2	3.2	4.0	2.3	3.6	2.3	2.4	2.5	4.3	3.9	2.5	2.4
Lu	0.7	0.5	0.6	0.4	0.6	0.4	0.4	0.4	0.7	0.6	0.4	0.4
Hf	2.4	2.3	2.1	1.5	2.1	1.3	1.4	1.5	4.1	2.3	2.1	1.6
Ta	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
Tl	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0
Pb	3.7	3.7	4.7	8.7	2.4	2.6	3.1	3.8	7.6	3.4	3.6	2.8
Th	1.0	1.0	0.9	0.6	0.9	0.9	0.7	1.1	2.3	1.6	1.3	0.8
U	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.4	0.7	0.5	0.4	0.3
Sample	NN04	MK02	MK10	MK11	MK12	MK14	YB	BN	HG-c	KG	MY2	KT-ap
Laboratory	S	F	S	S	S	S	F	F	F	F	F	F
Li	5.9	10.2	7.5	4.8	11.5	10.4	7.1	5.3	5.7	6.2	6.8	10.7
Be	0.6	0.9	0.7	0.5	0.9	0.7	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.7
Rb	17.5	58.2	38.6	21.6	56.3	34.7	13.3	13.8	13.3	19.7	30.5	33.9
Y	22.6	45.5	36.4	23.3	44.0	31.8	28.1	24.5	20.7	25.1	33.5	35.0
Zr	69.6	167.1	130.9	78.0	180.0	110.9	66.3	65.0	45.3	85.5	57.3	128.7
Nb	1.4	3.4	2.5	1.5	3.4	2.3	1.7	1.7	1.2	1.8	1.5	2.4
Sb	0.2	0.5	0.3	0.1	0.4	0.2	0.1	0.3	0.3	0.2	0.1	1.3
Cs	1.2	3.2	4.0	1.5	2.5	3.2	0.4	1.2	0.2	1.2	1.7	3.1
Ba	401.8	628.2	543.9	347.2	901.3	565.9	329.4	301.8	274.2	337.5	330.4	493.9
La	6.5	12.6	13.2	7.3	15.3	10.2	6.0	5.4	4.6	6.4	9.1	8.7
Ce	16.1	34.8	30.4	17.7	38.2	25.1	18.4	17.5	13.8	18.9	21.2	27.3
Pr	2.3	5.6	4.5	2.6	5.4	3.5	2.8	2.6	2.1	2.8	3.3	4.0
Nd	11.3	25.4	21.3	12.6	25.4	16.6	14.0	12.6	9.9	13.2	15.0	18.2
Sm	3.2	6.8	5.7	3.5	6.7	4.6	4.0	3.6	2.8	3.6	4.3	5.0
Eu	1.1	1.6	1.3	1.0	1.6	1.3	1.3	1.3	1.1	1.1	1.4	1.4
Gd	3.8	8.0	6.6	4.1	7.6	5.3	4.7	4.6	3.7	4.4	5.6	6.0
Tb	0.6	1.3	1.1	0.7	1.2	0.9	0.8	0.7	0.6	0.7	1.0	1.0
Dy	4.1	7.7	6.7	4.3	8.0	5.7	5.0	4.5	3.7	4.5	5.9	6.4
Ho	0.9	1.7	1.4	0.9	1.6	1.2	1.1	0.9	0.8	0.9	1.3	1.3
Er	2.4	4.4	3.7	2.5	4.5	3.3	3.0	2.6	2.2	2.6	3.7	3.5
Tm	0.4	0.7	0.6	0.4	0.7	0.5	0.5	0.4	0.3	0.4	0.6	0.6
Yb	2.5	4.4	3.6	2.4	4.3	3.4	3.1	2.5	2.4	2.6	3.5	3.8
Lu	0.4	0.7	0.6	0.4	0.7	0.5	0.5	0.4	0.3	0.4	0.5	0.6
Hf	1.9	5.1	3.9	2.1	4.8	3.0	2.1	2.0	1.5	2.6	1.7	3.8
Ta	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
Tl	0.0	0.3	0.2	0.0	0.2	0.2	0.1	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2
Pb	3.3	9.9	8.1	3.2	10.9	7.7	1.9	6.6	2.2	4.0	4.9	7.0
Th	1.3	4.1	3.5	1.8	4.1	2.9	0.8	0.9	0.7	1.3	0.9	2.5
U	0.4	1.3	1.1	0.6	1.3	0.9	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.8

Analytical laboratory: F, Fukushima University; S, Shimane University.

Fig. 5. Silica-trace element diagrams for volcanic rocks and intrusive rocks in Sekita Mountains, Shikumigawa area, and Torikabuto volcano. Symbols are the same as those of Figure 3.

Fig. 6. C1-chondrite normalized REE patterns for volcanic rocks and intrusive rocks in Sekita Mountains and Shikumigawa area.

Table 4. Sr- and Nd-Isotopic compositions of volcanic rocks in the Sekita Mountains and Shikumigawa area

Sample	NJ08	HS09	HS10	NN03	NN04	MK12	MK14	MY2
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703997	0.703970	0.703927	0.703871	0.704055	0.703974	0.704106	0.704135
2σ	0.000014	0.000014	0.000011	0.000012	0.000013	0.000014	0.000012	0.000010
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512931	0.512915	0.512934	0.512919	0.512945	0.512919	0.512916	0.512887
2σ	0.000010	0.000014	0.000014	0.000012	0.000014	0.000014	0.000014	0.000009

Fig. 7. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus SiO_2 and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus SiO_2 diagrams for volcanic rocks and intrusive rocks in Sekita Mountains, Shikumigawa area, and Torikabuto volcano. Symbols are the same as those of Figure 3.

Fig. 9. Line analysis of plagioclase phenocrysts in pyroxene olivine basalt in Niten member. (NN03).

Fig. 8. An contents of plagioclase against SiO_2 contents of the host rocks in Sekita Mountains, Shikumigawa area. Symbols are the same as those of Figure 3.

(4.58 wt%), $\text{FeO}^*/\text{MgO} \approx 2.3$ をもつ。この玄武岩における斑晶カンラン石と斑晶輝石の中心部の組成についても $X_{\text{Mg}} \leq 0.7$ と低い値を示す。

鉄酸化鉱物については、東ノ沢累層中の HS01, HS05, HS07, 極野部層中の NN02, 前子部層中の MK04 について測定した。その結果、HS05 にチタン鉄鉱がわずかに認められるが、ほとんどが磁鉄鉱であった。磁鉄鉱とチタン鉄鉱が認められる HS05 について板谷(1980)の方法で求め

た平衡温度と $\log f\text{O}_2$ は、 $785^\circ\text{C}/-15.4$, $763^\circ\text{C}/-16.0$, $814^\circ\text{C}/-14.8$ であった。

V. 関田山脈-志久見川流域地域火山岩類〔ソレライト系列火山岩類〕の形成過程

1. 斜長石斑晶量の検討

関田山脈-志久見川流域地域の火山岩類、特に斑状岩は前述のように斑晶に占める斜長石斑晶量が多い (Table

1)。ここでは斜長石斑晶量が全岩化学組成に与える影響について検討する。

Figure 10 では、(a)に全岩 SiO_2 含有量と斜長石斑晶量(モード組成)の関係、(b)に斜長石斑晶量と全岩 Al_2O_3 含有量の関係、(c)に全岩 SiO_2 含有量と Al_2O_3 含有量の関係

Fig. 10. The influence of plagioclase phenocrysts in the porphyritic rock. (a) The whole rock SiO_2 contents versus the volume% of plagioclase phenocrysts in the modal compositions. The arrows show maximum and minimum lines of the porphyritic rocks. (b) The volume% of Plagioclase phenocrysts in the modal compositions versus the whole rock Al_2O_3 contents. The arrows show maximum line of the porphyritic rocks and minimum line of the calculated groundmass. (c) The whole rock SiO_2 versus Al_2O_3 contents. The arrow shows trend of the aphyric rocks.

を示し、それぞれに斑状岩、無斑晶質岩、さらに(b)と(c)には斑状岩から計算した石基化学組成をプロットした。

(a)からは、斑状岩における斜長石斑晶量が SiO_2 含有量の増加に従って減少していく事、 SiO_2 含有量が 54 wt% 前後で斜長石斑晶量とその含有量の幅が最大になる事が認められる。

(b)からは、斑状岩の Al_2O_3 含有量の上限と計算した石基化学組成の下限が無斑晶質岩に向かう事が示される。また、斜長石斑晶量の多い斑状岩ほど、その計算した石基化学組成との Al_2O_3 含有量との差が大きくなる傾向が認められる。

(c)からは、無斑晶質岩の示すトレンドが、斑状岩の下限であり、さらに計算した石基化学組成の上限であることが示される。

以上のことから、比較的斜長石斑晶量の少ない斑状岩の化学組成の傾向は、無斑晶質岩の示すトレンドに近く、マグマの組成を反映していると考えられる。また、その一方で斜長石斑晶の大きな斑状岩には斜長石の集積の影響が認められる。

2. マスバランス計算による結晶分化過程の検討

関田山脈-志久見川流域地域の火山噴出岩類はソレライト系列に属し、全岩化学組成変化トレンドは、これら火山噴出岩類が玄武岩質マグマの分別結晶作用により形成された事を示唆している。分別結晶作用を検証する目的で、マスバランス計算による結晶分化の計算を行い検討した。関田山脈-志久見川流域地域の火山噴出岩類には、前述したように層序的下位のグループ1と上位のグループ2において、主要成分変動トレンドに有意の差異が認められた。そこで、グループ1の中条川火山岩類・東ノ沢火山岩類(斑状岩)、グループ2の極野火山岩類・前子火山岩類に区分し、それぞれについて主成分化学組成を基に分別した結晶と残液の割合(重量比)についてマスバランス計算を行った。

グループ1についてのマスバランス計算では、中条川火山岩類中の斜方輝石単斜輝石カンラン石玄武岩(sp. NJ06)を親マグマ組成、中条川火山岩類中の輝石安山岩(sp. NJ08, sp. NJ01)と東ノ沢火山岩類の輝石安山岩(sp. HS09)を分化物組成とし、分別結晶作用による液相組成変化を検討した。一方、グループ2についてのマスバランス計算では、極野火山岩類中の斜方輝石単斜輝石カンラン石玄武岩(sp. NN03)を親マグマ組成とし、極野火山岩類中の輝石安山岩(sp. NN04)、前子火山岩類中の無斑晶質安山岩(sp. MK14)と無斑晶質デイサイト(sp. MK02)を分化物組成として、分別結晶作用による液相組成変化を検討した。計算では、これら火山岩類の斑晶鉱物組み合わせであるカンラン石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石、鉄酸化鉱物を分別鉱物相とした。

さらにレイリー分別モデルを用い、グループ1とグループ2のそれぞれの親マグマ組成をもとに鉱物相と残液中の微量元素含有量を計算し、実際の岩石の元素含有量と比較

Table 5. Distribution coefficients between melt and minerals used in the mass-balance calculation

	DRb	DBa	DNb	DSr	DZr	DY	Reference
Pl*	0.0041	0.308	0.06	4.4	0.1	0.1	(1)
Pl**	0.105	1.515		15.633	0.135	0.13	(2)
Ol	0.0098	0.0099	0.01	0.014	0.012	0.01	(3)
Opx	0.003	0.003	0.8	0.009	0.2	1	(1),(4)
Cpx	0.032	0.131	0.8	0.516	0.6	4	(1),(4)
Mgt	0.01	0.01	1	0.01	0.2	0.5	(4),(5)
	DCe	DNd	DSm	DEu	DYb		Reference
Pl	0.27	0.21	0.013	2.15	0.049		(4)
Ol	0.006	0.0059	0.007	0.0074	0.0491		(6)
Opx	0.15	0.22	0.27	0.17	0.86		(4)
Cpx	0.5	1.11	1.67	1.56	1.58		(4)
Mgt	2.15	2	1.65	1.05	13.5		(7)

Pl* Distribution coefficients for the calculation of NJ08, NJ01, HS09, NN04, and MK14.

Pl** Distribution coefficients for the calculation of MK02.

References: (1) Arth (1976), (2) Nash and Crecraft (1985), (3) Rollinson (1993), (4) Pearce and Norry (1979), (5) Gill (1981), (6) Fujimaki *et al.* (1984), (7) Schock (1979).

Table 6. Results of the mass-balance calculation for volcanic rocks in the Sekita Mountains and Shikumigawa area

	Nakajogawa member and Higashinosawa formation (group 1)				Niten and Maeko member (group 2)			
	NJ06	NJ08	NJ01	HS09	NN03	NN04	MK14	MK02
SiO ₂ (wt.%) parent		52.14	54.61	57.83		52.46	56.05	61.79
SiO ₂ (wt.%) daughter	52.14	54.61	57.83	60.06	52.46	56.05	61.79	65.62
Result of mass balance calculation (wt.%)								
daughter		78.23	69.80	84.00		53.17	61.88	80.86
Pl		14.40	23.50	11.30		29.03	28.57	11.31
Ol		1.40						
Opx		1.60	1.50	1.90		14.23	4.78	2.22
Cpx		2.20	3.40	0.40			2.41	4.25
Mgt		2.10	1.90	2.40		3.57	2.37	1.35
Sum of R ² =		0.07	0.20	0.18		0.38	0.03	0.09
calculated contents for trace elements (ppm)								
Rb	13.8	17.7	25.3	30.1	5.2	9.8	15.9	20.2
Ba	230.7	291.2	406.3	469.5	308.1	547.4	846.7	1048.5
Nb	0.4	0.5	0.7	0.9	1.5	2.5	3.8	4.8
Sr	373.2	407.0	399.5	349.4	346.9	290.9	255.5	247.9
Zr	46.3	58.6	82.6	97.9	51.2	92.4	145.3	183.5
Y	21.2	26.3	35.2	41.5	23.8	39.7	58.8	72.6
calculated contents for REEs (ppm)								
La	4.6	5.7	7.9	9.3	4.4	7.4	11.2	13.7
Ce	13.7	17.1	23.8	27.9	12.8	22.1	33.8	41.3
Nd	10.5	13.2	18.4	21.6	9.9	17.4	26.9	32.8
Sm	2.9	3.7	5.2	6.1	3.0	5.4	8.5	10.5
Eu	1.1	1.3	1.7	1.9	1.0	1.5	2.0	2.4
Dy	3.9	4.9	6.8	8.1	3.7	6.7	10.6	13.0
Yb	2.4	3.0	4.2	4.9	2.4	4.2	6.6	8.1

することでマスバランス計算結果を検証した。なお、鉱物相-液相間の分配係数は、Arth (1976), Fujimaki *et al.* (1984), Gill (1981), Nash and Crecraft (1985), Pearce and Norry (1979), Shock (1979), Rollinson (1993) のデータを使用した (Table 5)。Table 6 に計算結果を示す。NN03 から NN04 への分別過程において、これら岩石に少量含まれるカンラン石と単斜輝石を分別鉱物相から除外した場合、計算される液組成分化物と実際の岩石組成とに良い一致が認められた。また、マスバランス計算で得られた斜長石斑晶の割合が岩石のモード組成に比べ有意に低い結果となった。

Figure 11 に微量元素に関する計算結果を、Figure 12 に REE に関する計算結果を示す。ハーカー図 (Fig. 11) では、グループ 1 の Sr が実測値と比較して減少量が少ない。これは、マスバランス計算結果で斜長石分別量が特に初期の段階で少なく見積もられた可能性と用いた分配係数が実際のものと比較して小さかった可能性が考えられる。また、グループ 2 の Rb が分化に従ってそれほど濃集しない傾向が認められる。これは、第 1 に親マグマと設定した試料 NN03 の Rb 含有量が 5.2 ppm と低かった事、第 2 に Rb 分析値の再現性に分散が認められる事が原因としてあげられる。特に親マグマとして用いた NN03 と同じ溶岩

の別試料である NN05 における含有量との違いが斑晶鉱物量の違いによると考えられる点、分析値の再現性の問題点について、今後さらに検討する必要がある。この点を除くとほぼ実測値と同様な液相組成変化が求められた。

REE の C1-chondrite 規格化パターン (Fig. 12) は、解析できる元素に限られる。La のパターンでは、親マグマのパターンが反映されるため、測定結果とは逆パターンを示すものがある。また、グループ 2 では全般的に、特に HREE に富むパターンとなった。

グループ 1 の Sr の減少量、グループ 1 の REE パターンで負の Eu 異常が比較的小さいこと、さらに前述した Figure 10 での検討を踏まえると、分別作用の比較的初期段階で斜長石の集積が存在した可能性が高い。

3. 温度・圧力条件の推定

斑晶輝石類の結晶化温度・圧力条件を、Wood and Banno (1973), Wells (1977) の輝石温度計、および Putirka *et al.* (1996) の単斜輝石と共存する玄武岩質メルト組成間の平衡関係を用いた温度・圧力計により算出した。結果を Table 7 に示す。

輝石温度計による温度の算出に当たっては、斑晶斜方輝石、斑晶単斜輝石それぞれの中心部および周辺部組成の平

Fig. 11. Silica variation diagrams for volcanic rocks in the Sekita Mountains and Shikumigawa area and calculated compositions in fractional crystallization model. Solid stars indicate calculated compositions and other symbols are the same as those of Figure 3.

Fig. 12. C1-chondrite normalized REE pattern of calculated compositions in fractional crystallization model. Normalization values of C1-chondrite are after Sun and McDonough (1989).

Table 7. Estimated magmatic temperature and pressure for volcanic rocks in the Sekita Mountains and Shikumigawa area

Sample	SiO ₂ (wt%)	core (°C)	rim (°C)	Δrim-core (°C)
Wells (1977)				
group 1				
HS10	54.52	1040	1044	4
HS09	59.35	984	992	8
group 2				
NN03	51.51	1124	1154	30
NN04	55.31	1010		
MK06	62.49	1003	1010	7
MK02	65.13	1024	1018	-6
Wood and Banno (1973)				
group 1				
HS10	54.52	998	986	-12
HS09	59.35	943	957	14
group 2				
NN03	51.51	1036	1079	43
NN04	55.31	961		
MK12	62.49	948	951	3
MK02	65.13	953	949	-4
Sample	SiO ₂ (wt%)	FeO*/MgO	T(°C)	P(kbar)
Putirka et al. (1996)				
group 1				
NN03	51.51	2.31	1169	4.9
group 2				
HS10	54.52	3.16	1100	2.6
NN04	55.31	3.12	1104	2.2

均値を用いて計算した。玄武岩について推定された温度は、Wells (1977) によると輝石中心部の平衡温度は 1124–984 °C、輝石周辺部の平衡温度は 1154–992 °C、Wood and

Banno (1973) によると輝石中心部の平衡温度は 1036–943 °C、輝石周辺部の平衡温度は 1079–949 °C であった。全岩 SiO₂ 組成の増大に伴い、推定温度が低下する傾向が認められた。また、安山岩～デイサイトでは輝石中心部と周辺部との温度差は大きくはないが、極野火山岩類中の斜方輝石単斜輝石カンラン石玄武岩では、中心部から得られた温度と比較して、輝石周辺部の温度が 30–43 °C 高く推定された。

極野火山岩類中の斜方輝石単斜輝石カンラン石玄武岩 (sp. NN03) には 3 つのタイプの斜長石が認められマグマ混合プロセスが示唆される。輝石中心部から周辺部に向けての顕著な温度上昇傾向も、マグマ溜まりへの新たな玄武岩質マグマの供給による温度上昇があった事を示唆している。また、極野火山岩類中の斜方輝石単斜輝石カンラン石玄武岩 (sp. NN03) に含有される単斜輝石と全岩化学組成から、Putirka *et al.* (1996) を用いて平衡温度・圧力を推定した。計算結果は、1169 °C、4.9 kbar であった (Table 7)。

以上の事から、関田山脈-志久見川流域地域の前期更新統火山岩類から推定されるソレライト系列マグマの分化は、およそ 5 kbar 以浅のマグマ溜まりにおいて主にカンラン石、輝石、斜長石の分別結晶作用と一部斜長石の集積によって形成されたと考えられる。また、関田山脈地域に分布する斑状岩類は、無斑晶質岩と比較してより深部のマグマ溜まりで分化したと推定される。

4. 鳥甲火山カルクアルカリ系列火山岩類との比較

関田山脈-志久見川流域地域の南に位置する鳥甲火山には、前期更新世カルクアルカリ系列噴出岩類が広く分布している。五十嵐ら (2007) は、鳥甲火山噴出物の形成過程について次のようにまとめた。鳥甲火山噴出物は、前倉ステージ噴出物と鳥甲火山噴出物ステージ 1～3 に区分さ

れ、主に前倉ステージ噴出物が輝石安山岩溶岩・火砕岩、鳥甲火山ステージ1噴出物が輝石安山岩～黒雲母・角閃石デイサイト火砕流堆積物、ステージ2噴出物がカンラン石・輝石安山岩～角閃石・輝石デイサイト溶岩よりなり、ステージ1以降のものにはハンレイ岩質捕獲岩、花崗岩質捕獲岩が包有される。これら火山噴出物の全岩化学組成、鉱物化学組成、SrおよびNd同位体組成を基にした検討の結果、カルクアルカリ質安山岩～デイサイトよりなる鳥甲火山岩類は、主には3 kbar以浅のマグマ溜まり内でのカルクアルカリ系列マグマの分別結晶作用により形成されたとの形成モデルを提唱した。

関田山脈-志久見川流域地域の火山岩類と鳥甲火山噴出物は異なったマグマ系列に属するが、共通した岩石学的特徴も認められる。すなわち、関田山脈-志久見川流域地域の火山岩類には鳥甲火山噴出物と同様に、その一部に内部マグマ混合作用が認められる。しかし、これら火山岩類は、全岩化学組成の特徴から主に分別結晶作用により形成したと思われる。東北日本第四紀火山岩類を対象とした藤縄(1991)、伴(1991)、中川(1991)は、共存するカルクアルカリ系列とソレアイト系列火山岩類の全岩化学組成が示す、異なったRb/Ba比、Rb/Y比、Zr/Nb比から、これら二つの系列の火山岩類は同一の起源物質(マントルカンラン岩)から生成し得ないとしている。一方、カルクアルカリ系列火山岩類よりなる鳥甲火山噴出物とソレアイト系列火山岩類よりなる関田山脈-志久見川流域地域の火山岩類は、同様のRb/Ba比、Rb/Y比を示す(Fig. 13)。すなわち両者が、同様な化学的特徴を持つマグマ起源物質から生成された事を示唆している。さらに、関田山脈-志久見川流域地域火山岩類と鳥甲火山噴出物のSrおよびNd同位体組成は、ほぼ同様な値を示し両火山岩類には有意に差異が認められない(Fig. 7, Fig. 14)。これら同位体データは、異なったマグマ系列に属する関田山脈-志久見川流域地域火山岩類と鳥甲火山噴出物火山岩類が、ほぼ同様なSrおよびNd同位体組成を持つマグマ起源物質から形成された事を示唆している。

しかし、関田山脈-志久見川流域地域火山岩類と鳥甲火山噴出物には、マグマ分化過程において明らかに差異が認められる。カルクアルカリ系列に属する鳥甲火山噴出物には角閃石・黒雲母が認められることから、関田山脈-志久

見川流域地域ソレアイト系列火山岩類と比較し、高いH₂Oを含有したことが推定される(柵山, 1977; Sakuyama, 1979)。さらに、鳥甲火山噴出物と比較し、関田山脈-志久見川流域地域火山岩類には高いNa₂O+K₂O含有量が認められる(Fig. 4)。吉田ら(1995)の方法によりNa₂O+K₂O含有量から推定したマグマ分離深度は、関田山脈-志久見川流域地域火山岩類で約19 kbar、鳥甲火山噴出物で約17 kbarであった。Putirka *et al.* (1996)の方法を用いて推定したマグマの分化作用の圧力条件は、関田山脈-志久見川流域地域の火山岩類が約5 kbar以浅、鳥甲火山噴出物が3～2 kbarであった。

これまでの島弧火山におけるソレアイト系列火山岩類とカルクアルカリ系列火山岩類の成因に関しては、カルクアルカリ系列火山岩類のソレアイト系列マグマの内部混合作用による成因論を除いて、ソレアイト系列火山岩類、カルクアルカリ系列火山岩類の起源マグマは別であるとする場合が多い。一方、関田山脈-志久見川流域地域ソレアイト系列火山岩類と鳥甲火山のカルクアルカリ系列火山岩類を形成したマグマ起源物質について検討した結果、前述の通り微量成分元素比、SrおよびNd同位体組成において違いは認められない。関田山脈-志久見川流域地域ソレアイト系列火山岩類と鳥甲火山のカルクアルカリ系列火山岩類

Fig. 14. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram for volcanic and intrusive rocks in the Sekita Mountains and Shikumigawa area. The data of volcanic rocks from Torikabuto volcano are after Igarashi *et al.* (2007).

Fig. 13. Rb/Ba versus Rb and Rb/Y versus Rb diagrams for volcanic and intrusive rocks in the Sekita Mountains, Shikumigawa area, and Torikabuto volcano. Symbols are the same as those of Figure 3.

の形成過程における違いは、マグマ分離深度と分別結晶作用の行われた地殻内における深度がソレイト系列の方が深い事、分別結晶作用時のマグマ中の H_2O 含有量がカルクアルカリ系列の方が高い事である。

VI. 結 論

関田山脈地域-志久見川流域地域の火山岩類は、層序学的・岩石学的特徴から2つのグループ、すなわち中条川部層火山岩 ($SiO_2 = 51.8-57.4 \text{ wt}\%$) から東ノ沢累層火山岩 ($SiO_2 = 54.5-63.6 \text{ wt}\%$) のグループ1と、極野部層火山岩 ($SiO_2 = 51.5-57.3 \text{ wt}\%$) から前子部層火山岩 ($SiO_2 = 54.6-69.3 \text{ wt}\%$) のグループ2に区分される。これら火山岩類のうち斑状岩には、斜長石の集積が認められるものがある。また、それぞれのグループについてマスバランス計算を行ない、結晶分化過程における微量元素および希土類元素含有量の変動を解析した。その結果、二つのグループに属する火山岩類は、同様なソレイト系列マグマから主に分別結晶作用により生成されたとの結論を得た。すなわち、関田山脈-志久見川流域地域のソレイト系列火山岩類は、成因を一にする本源マグマからの分化物と考えられる。Putirka *et al.* (1996) の方法でマグマ溜まりの深度を推定し、斑状岩は約 5 kbar 以浅、無斑晶質岩形成時はより浅いとの結果を得た。関田山脈-志久見川流域地域のソレイト系列火山岩類とその南部ではほぼ同時代に活動した鳥甲火山カルクアルカリ系列火山岩類は異なったマグマ系列に属するが、これらの全岩 Rb/Ba 比、Rb/Y 比、および Sr-および Nd-同位体組成には、有意な差異が認められない。このことから、関田山脈-志久見川流域地域のソレイト系列火山岩類と鳥甲火山カルクアルカリ系列火山岩類は、同様な Sr-および Nd-同位体組成を持つ起源物質の部分融解で形成されたマグマの分化物と考えられる。マグマ分離深度、分別結晶作用の行われた圧力、およびマグマの H_2O 含有量の差異により、両者は異なった分化過程をたどったものと結論される。

謝 辞 本論は、五十嵐の2004年度横浜国立大学における学位論文の一部をまとめたものである。国立極地研究所の本吉洋一教授、白石和行教授、瀬野公美子氏には XRF 分析でお世話になった。新潟大学理学部の志村俊昭准教授には EPMA 使用にあたり便宜をはかっていただき、新潟大学大学院の佐藤誠氏、青木豊樹氏には分析作業でお世話になった。志久見川団体研究グループ、関田山地団体研究グループの皆さんには、野外調査での討論のほか岩石試料を一部使用させて頂いた。また、島津光夫新潟大学名誉教授には長年にわたりご支援いただいた。編集委員である秋田大学の林信太郎教授ならびに北海道大学の中川光弘教授、匿名査読者の方々には有益なご指摘を頂いた。記して感謝申し上げる。

なお、本研究の一部に科学研究費補助金(奨励研究(B)

12916012(2000年度)ならびに奨励研究 16916032(2004年度))を使用した。

引用文献

- Arth J.G. (1976): Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, **4**, 41-47.
- 伴 雅雄(1991): 東北日本弧, 那須火山群, 南月山火山の岩石学的モデル. 火山, **36**, 255-267.
- Fujimaki H., Tatsumoto M. and Aoki K. (1984): Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. Proceedings of the fourteenth lunar and planetary science conference, Part 2. *J. Geophys. Res.*, **89**, Suppl. B662-B672.
- Fujinawa, A. (1990): Tholeiitic and calc-alkaline magma series at Adatara Volcano, Northeast Japan; 2. Mineralogy and phase relations. *Lithos*, **24**, 217-236.
- 藤縄明彦(1991): 東北日本, 安達太良火山におけるソレイト, カルクアルカリマグマ系列: その進化メカニズムと成因関係. 火山, **36**, 241-254.
- Gill J.B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. pp. 390, Springer-Verlag.
- 林信太郎(1986): 鳥海火山の岩石学(その3)一微量元素組成および岩石成因論一. 岩鉱, **81**, 370-383.
- 五十嵐聡(1992): 北部フォッサ・マグナ, 志賀高原~津南町周辺の鮮新世~更新世火山岩類. その1; 鳥甲火山の火山岩類. 地球科学, **46**, 325-338.
- 五十嵐聡, 有馬 眞, 木村純一, 周藤賢治(2007): 北部フォッサ・マグナ, 鳥甲火山噴出物の岩石学一カルクアルカリ系列火山岩類の形成過程一. 地質雑, **113**, 565-584.
- 五十嵐聡, 高橋尚靖, 大橋 克, 喜多孝行, 島津光夫(1984): 新潟, 長野県境付近の津南-志賀地域の鮮新-更新世の火山岩類. 地質学論集, **24**, 3-19.
- 飯島南海夫(1962): フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究(その1). 信州大学教育学部紀要, **12**, 86-133.
- 板谷徹丸(1980): Fe-Ti 酸化鉱物の地質温度計と酸素分圧計の数式化について一正則溶液モデルの場合一. 岩鉱, **75**, 69-76.
- 金子隆之, 清水 智, 板谷徹丸(1989): K-Ar 年代から見た信越高原地域の火山活動. 岩鉱, **84**, 211-225.
- Kimura, J. and Yamada, Y. (1996): Evaluation of major and trace element XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads. *J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **91**, 62-72.
- Kimura, J. and Yamada, Y. (2006): Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc. *J. Petro.*, **47**, 2185-2232.
- Kimura, J., Yoshida, T. and Takaku, Y. (1995): Igneous rock analysis using ICP-MS with internal standardization, isobaric ion overlap correction, and standard addition methods. *Sci. Rep. Fukushima Univ.*, **56**, 1-12.
- Kuno, H. (1966): Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, **29**, 195-222.
- Kuno, H. (1968): Differentiation of basalt magmas. Basalts (H.H. Hess and A. Poldervaart eds.), 623-688, New York.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R. and Zanettin B. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Masuda, Y. and Aoki, K. (1979): Trace element variations in the

- volcanic rocks from Nasu Zone, Northeast Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 139–149.
- Miyashiro, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321–355.
- Miyazaki, T. and Shuto, K. (1998): Sr and Nd isotope ratios of twelve GSJ rock reference samples. *Geochem. J.*, **32**, 345–350.
- 本吉洋一, 石塚英男, 白石和行(1996): 蛍光 X 線分析装置による岩石の定量化学分析: (2)微量元素. 南極資料, **40**, 53–63.
- 本吉洋一, 白石和行(1995): 蛍光 X 線分析装置による岩石の定量化学分析: (1)主要元素. 南極資料, **39**, 40–48.
- 中川光弘(1991): 森吉火山における安山岩-デイサイト質マグマ生成モデル. 火山, **36**, 223–239.
- 中川 充, 小松正幸(1983): 自動蛍光 X 線分析装置による岩石の化学分析. 科学研究費一般 A 研究成果報告書, 4–10.
- Nash W.P. and Crecraft H.R. (1985): Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2309–2322.
- Peace J.A. and Norry M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33–47.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J. and Walker, D. (1996): Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 92–108.
- Rollinson, H.R. (1996): Using Geochemical Data; Evaluation, Presentation, Interpretation. pp. 352. Longman Singapore Publ. Ltd.
- 柵山雅則(1977): 東北日本の第四紀火山活動におけるマグマ中の H₂O の量の水平変化. 火山, **22**, 263–271.
- Sakuyama, M. (1979): Evidence of Magma Mixing: Petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **5**, 179–208.
- Sakuyama, M. (1981): Petrological Study of Myoko and Kurohime Volcanoes, Japan: Crystallization Sequence and Evidence for Magma Mixing. *J. Petrol.*, **22**, 553–583.
- Schock H.H. (1979): Distribution of rare-earth and other trace elements in magnetites. *Chem. Geol.*, **26**, 119–133.
- 瀬野公美子, 石塚英男, 本吉洋一, 白石和行(2002): 蛍光 X 線分析装置による岩石の定量化学分析: (3)希土類元素. 南極資料, **46**, 15–33.
- 志久見川団体研究グループ(1991): 新潟-長野県境地域の魚沼層群の層序と火山活動. 地球科学, **45**, 345–362.
- Shimazu, M., Igarashi, S. and Ohashi, M. (1985): Tholeiitic andesite and dacite of early Pleistocene age in Shikumi area, Niigata Prefecture, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **80**, 119–127.
- 島津光夫, 五十嵐聡, 高橋尚靖(1985): 北部フォッサ・マグナ, 津南-志賀地域の第三系の新第三系の地質構造と鮮新-更新世火山. 新潟大学理学部地質研究報告, **5**, 79–90.
- 島津光夫, 立石雅昭(1993): 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)苗場山地域の地質. pp. 90, 地質調査所.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D. and Norry, M.J. Eds.), 313–345, Blackwell Scientific Publ., London, U.K..
- 竹内圭史, 加藤碩一(1994): 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)高田東部地域の地質. pp. 67, 地質調査所.
- 竹内圭史, 吉川敏之, 釜井俊孝(2000): 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)松之山温泉地域の地質. pp. 76, 地質調査所.
- 巽 好幸(2003): 安山岩と大陸地殻の起源: ローカルからグローバルへ. pp. 213, 東京大学出版会.
- Tatsumi, Y. and Eggins, S. (1995): Subduction Zone Magmatism. Boston, MA: Blackwell Science.
- Tatsumi, Y., Takahashi, T., Hirahara, Y., Chang, Q., Miyazaki, T., Kimura, J.-I., Ban, M. and Sakayori, A. (2008): New Insights into Andesite Genesis: the Role of Mantle-derived Calc-alkalic and Crust-derived Tholeiitic Melts in Magma Differentiation beneath Zao Volcano, NE Japan. *J. Petrol.*, **49**, 1971–2008.
- Wada, K. (1981): Contrasted petrological relations between tholeiitic and calc-alkalic series from Funagata volcano, Northeast Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **76**, 215–232.
- Wells, P.R.A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 129–139.
- Wood, B.J. and Banno, S. (1973): Garnet-Orthopyroxene and Orthopyroxene-Clinopyroxene Relationships in Simple and Complex Systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 109–124.
- 吉田武義, 大口健志, 阿部智彦(1995): 新生代東北本州弧の地殻・マントル構造とマグマ起源物質の変遷. 地質学論集, **44**, 263–308.