北海道中央部～東部の新第三紀火山活動：火山学的データおよび全岩化学組成からみた島弧火山活動の成立と変遷

Neogene volcanism in Central-Eastern Hokkaido: Beginning and evolution of arc volcanism inferred from volcanological parameters and geochemistry

Abstract

広瀬 亘^{*†} 中川光弘^{*}

Wataru Hirose^{*†}
and Mitsuhiro Nakagawa^{*}

1998年2月16日受付.
1998年11月16日受理.

^{*} 北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻,
Department of Earth and Planetary Sciences,
Graduate School of Science, Hokkaido
University, Kita 10 Nishi 8, Kita-ku, Sapporo
060-0810, Japan

[†] 現所属
北海道立地下資源調査所,
Geological Survey of Hokkaido, Kita 19 Nishi
12, Kita-ku, Sapporo 060-0819, Japan

Based on 348 K-Ar and 61 FT age data, volcanic stratigraphical and physical volcanological studies (volume, rate and mode of eruption, and edifice shape), and whole-rock geochemical data, we discuss temporal and spatial variation in volcanic activity after 19 Ma at central and eastern Hokkaido, southern end of the Kurile arc.

The regional horizontal stress field in the area has changed from extension (19–14 Ma), extension~neutral (14–1 Ma) to compression (1–0 Ma) and volcanic rocks with strong arc characteristics have been erupted since 14 Ma. Scale of volcanism of 19–14 Ma was much smaller in scale (several km³/My) than that of 14–0 Ma (several hundreds km³/My). The former produced bi-modal and non-arc type rocks with high TiO₂ and Nb contents, suggesting that it was not related to subduction, but to plume induced by spreading of a back-arc basin (possibly the Japan Basin). Although volcanic rocks during 14–9 Ma show strongly arc characteristics, it is difficult to explain tectonic setting because of the scarcity of geological and geochemical data from the Kuril basin, which might influence volcanism on the stage. Clearly subduction-related volcanism occurred at least up to 9 Ma. However a small amount of high-TiO₂ (high-Ti) and icelandite-like andesite-dacite often occurred during 9–1 Ma, distinct from the youngest rocks (1–0 Ma), which are mostly low-TiO₂ and calcalkaline types. High-Ti and icelandite-like rocks may represent differentiated arc type under extension~neutral stress field (arc-extension type).

Subduction-related volcanism of 9–1 Ma was developing under oblique subduction of the Pacific Plate. The back-arc (volcanic arc) sector could be under less compression thereby producing arc-extension type rocks, because that compressional stress from Pacific plate is largely converted into strike-slip motion of the fore-arc sliver. The obliquity of the subduction of the Pacific plate has temporally decreased and is very weak at present, suggesting that subduction-related volcanism changed by compression since less than 1 Ma and producing mainly calcalkaline rocks.

Key words: Neogene, Quaternary, arc volcanism, Central-Eastern Hokkaido, Kuril arc, K-Ar age, mode of eruption, eruption rate, geochemistry, temporal and spatial variation, tectonics

はじめに

北海道は千島弧-東北日本弧会合部に位置し (Fig. 1), 新生代後期には日本海と千島海盆の2つの背弧海盆の形成 (例えば, 木村・玉木, 1985), 千島弧の東北日本弧への衝突 (Kimura, 1986) やプレート境界の北海道中軸部から日本海

東縁へのジャンプ (中村, 1983; 小林, 1983) など, 変化に富んだテクトニクス場にあったと考えられている. 同時に北海道では漸新世~中新世以降活発な火山活動が継続している (Fig. 2). その活動域は時間とともに大きく変化し (Okamura, 1987; 渡辺・山口, 1988; 渡辺ほか, 1991; 国分ほか, 1994; 中川ほか, 1995; 後藤ほか, 1995; 岡村ほか,

Fig. 1. Simplified Tertiary to Quaternary tectonic map around the Japanese islands. The boundary between the Eurasian and North American plates are from Nakamura (1983). Broken line indicates the Tertiary plate boundary.

1995), 上述したテクトニクスの変化を反映している可能性が高い。

これまで北海道地域の新第三紀火山活動は、限られた地域で数百万年の限られた時間幅で議論されてきた(西南北海道:Okamura, 1987; Nakagawa, 1992; 藤林ほか, 1995; 北海道中央部～東部: 渡辺・山口, 1988; 渡辺ほか, 1991; 国分ほか, 1994; 後藤ほか, 1995; 岡村ほか, 1995)。上記の研究での火山活動とテクトニクスとの関連に対する議論には大きな相違がある。こうした見解の不一致は、研究対象が時間的空間的に限定されていることと放射年代値の量がいまだ不十分であるために、火山岩分布の時空変化が確立されていないのが最大の原因である。さらに後藤ほか(1995)による火山体の活動様式や噴出量の検討を除き、これらの議論が岩石学的データに偏っていることも大きな問題点である。

これらをふまえて我々は、北海道における新第三紀および第四紀火山活動の時空変化を検討してきた。本論では千島弧南西端にあたる北海道中央部～東部の第三紀火山活動について、新たに測定した47個のK-Ar年代を報告し、既存の年代値・地質層序を合わせて、全域の火山活動域の時空分布を再検討する。さらに、テクトニクスを反映すると考えられる火山体の形状・噴出量・噴出率などの火山学的データ、および主成分化学組成・微量元素組成など岩石学的性質の時空変化を検討する。これらのデータをもとに、地域全体の第三紀全体の火山活動と関連テクトニクスを議論する。

Fig. 2. Distribution of late Cenozoic volcanic rocks (after Nakagawa et al. (1995) and this study). Large scale pyroclastic flow deposits are abbreviated.

地質概説

本稿で検討を行うのは低地帯以東、島弧会合部の千島弧側である(Fig. 2)。石狩低地帯周辺は、第四紀火山分布空白域となるだけでなく、ここを境に東北日本弧と千島弧の深発地震の発震機構が異なるなど、現在の島弧会合部として考えられる種々の特徴が認められる(中川ほか, 1995)。石狩低地帯以東の地域は、中～後期中新世以降に活動したと考えられている網走構造線(Kimura, 1981)の東西で褶曲軸や断層の方向・センスが異なり、北海道東部と中部の地質構造境界とされる(木村, 1981)。構造線の東西幅50 km前後は後期新生代火山活動の空白域であり(Fig. 2)、網走構造線は火山活動に注目しても顕著な境界となっている。このため、本研究では網走構造線を境にそれ以東を北海道東部、以西から石狩低地帯西縁までを北海道中央部とし今後の検討を行う。

対象地域に分布する新第三紀火山岩類は、中生代～古第三紀の堆積岩、火山岩類を覆い、現在の海域も含め非常に広範囲で活動した(Fig. 2)。これらは北海道中央部のオホーツク海・太平洋・日本海沿岸および北海道東部では主にハイアロクラスタイト、枕状溶岩など水中火山岩の産状を呈する(Yamagishi and Goto, 1991; 後藤・合地, 1991; 後藤ほか, 1995)。一方、北海道中央部の内陸地域ではほとんどが陸上火山岩であり、溶岩流・溶岩ドーム・大規模火砕流などの産状を示す。これらの新第三紀火山体は溶岩流が主体であり、生成年代の古さにもかかわらず火山地形の保存が良好であり、そのため一部は第四紀火山と誤認されていた(中川ほか, 1995)。第四紀火山岩類は北海道最北部に孤立する利尻火山を除き地域南部に分布が限られ、大雪・十勝・然別地域および阿寒・知床地域に密集して存在する(中川ほか, 1995)。

Table 1. K-Ar ages of Central and Eastern Hokkaido.

sample	Horizon	Latitude	Altitude	Rock Name	K (wt%)	[Ar40]rad* 10E ⁻⁶ cc/g	Age (Ma)	Air (%)	remarks
ab-a8	Abashiri F.	44° 6' 28"	144° 14' 35"	Opx-Ol-Cpx basalticandesite	0.97	31.75±0.35	8.41±0.43	61.61	
ab-f2	Abashiri F.	44° 4' 14"	144° 15' 25"	Opx-Cpx bearing andesite	1.26	16.58±0.22	3.39±0.18	85.61	
ab-h2	Abashiri F.	44° 0' 57"	144° 17' 14"	Opx-Cpx andesite	1.05	29.15±0.32	7.14±0.37	60.78	
ab-g1	Abashiri F.	44° 2' 52"	144° 15' 47"	Opx-Hb andesite	1.85	54.54±0.67	7.58±0.39	75.13	
ab-m5	Abashiri F.	43° 51' 56"	144° 5' 25"	Ol-Opx-Cpx andesite	2.33	71.80±0.74	7.92±0.40	19.14	
ab-m2	Abashiri F.	43° 54' 40"	144° 17' 29"	Cpx andesite	1.77	58.68±0.62	8.52±0.44	51.71	
aks-2	Akan G.	43° 26' 54"	144° 13' 44"	Opx-Ol basaltic andesite	0.40	4.042±0.106	2.60±0.15	94.32	
akb-2	Akubetsu F.	43° 21' 44"	144° 8' 16"	Pl-phyrlic andesite	0.60	5.429±0.092	2.33±0.12	91.01	
kh-2	Kohan F.	43° 27' 22"	144° 2' 49"	Cpx-Opx andesite	2.04	26.54±0.270	3.35±0.17	20.05	
os-1	Osappe F.	43° 24' 32"	144° 17' 16"	Opx-Cpx andesite	0.73	5.661±0.085	2.00±0.10	87.73	
atu-1	Atunai G. akubetsu Pm.	43° 18' 51"	144° 6' 13"	Ol-bearing Cpx basalt	0.41	2.826±0.079	1.78±0.10	94.19	
cyp-4	Atunai G. chichappu F.	43° 9' 51"	144° 6' 57"	Ol-Cpx-Opx basalt	0.31	9.295±0.105	7.71±0.39	66.39	
dy-15	Monbetsu basalt	44° 21' 6"	143° 20' 36"	Ol-Cpx basalt	0.85	22.40±0.230	6.78±0.35	33.16	
pv-109	Kitamifuji L.	44° 0' 3"	143° 7' 47"	Ol basalt	0.85	9.52±0.18	2.90±0.15	88.70	
md-1	Basalt Dyke	43° 58' 27"	143° 25' 37"	Opx-Cpx dacite	1.87	55.65±0.58	7.63±0.39	23.16	
pv-101	Ikutawara Basalt	43° 58' 50"	143° 37' 34"	Aphyric andesite	0.60	19.64±0.21	8.38±0.43	44.28	
pv-99	Saroma Basalt	44° 3' 7"	143° 49' 33"	Cpx andesite	1.13	34.66±0.36	7.92±0.40	25.39	
ml-4	Mukadake 2nd. L.	43° 41' 47"	143° 9' 31"	Opx-bearing cpx-Ol andesite	1.58	44.21±0.46	7.21±0.37	28.22	
ml-8	Mukadake 1st. L.	43° 41' 39"	143° 10' 6"	Ol bearing Cpx dacite	1.65	47.31±0.49	7.36±0.38	17.45	
pv-86	Siitokoro L.	43° 40' 8"	143° 13' 32"	Cpx-Opx dacite	2.01	10.98±0.12	1.41±0.07	26.69	
tm-2	Tomuirubeshibe F.	43° 47' 13"	143° 23' 26"	Opx-Cpx	1.48	44.80±0.50	7.79±0.40	50.47	
mv-39	Bibaushi L.	43° 44' 9"	143° 18' 24"	Opx-Cpx dacite	1.85	36.09±0.56	5.02±0.26	85.61	
pv-34	Bunki L.	43° 48' 40"	143° 23' 37"	Ol-Opx-Cpx basaltic andesite	0.52	6.844±0.075	3.39±0.17	54.42	
mv-5	Oketo F.	43° 48' 24"	143° 39' 6"	Ol-Cpx basalt	0.27	8.04±0.28	7.60±0.46	94.41	
mv-6	Oketo F.	43° 41' 33"	143° 31' 18"	Cpx-Pl andesite	1.18	16.42±0.180	3.58±0.18	56.00	
mv-24	Higashikochi F.	43° 34' 30"	143° 22' 42"	Opx-Cpx andesite	1.60	39.04±0.62	6.28±0.33	66.70	
mv-42	Higashikochi F.	43° 39' 39"	143° 14' 9"	Cpx-Opx rhyolite	2.57	15.25±0.24	1.53±0.08	85.21	
pv-18	Ukoobi L.	43° 31' 35"	143° 27' 21"	Cpx-Opx andesite	0.79	12.37±0.13	4.04±0.21	37.14	
pv-17	1022m-yama basalt	43° 33' 17"	143° 25' 52"	Qz-Ol dacite	2.50	31.38±0.330	3.23±0.17	18.86	
nv-1	Nakayama L.	43° 35' 51"	143° 28' 40"	Cpx-Ol basalt	0.43	3.657±0.055	2.19±0.11	74.57	
nv-3	Nakayama L.	43° 35' 53"	143° 27' 31"	Cpx-Ol basalt	1.02	8.310±0.092	2.09±0.11	49.35	
pv-77	Senpou Vr.	43° 34' 40"	143° 34' 32"	Opx-Cpx andesite	1.07	17.86±0.19	4.28±0.22	24.89	
pv-8	Kunnebetsu L.	43° 33' 13"	143° 40' 26"	Cpx andesite	1.52	18.93±0.190	3.21±0.16	25.99	
th-11	Tokachihoroka F.	43° 22' 30"	143° 8' 51"	Hb-Cpx-Opx andesite	1.23	5.04±0.18	1.06±0.07	94.00 (1)	
pv-46	Setayama L.	43° 20' 5"	143° 10' 2"	dacite	1.23	9.33±0.11	1.96±0.10	51.80	
hov-1	Horokapiribetsugawa F.	43° 27' 55"	143° 23' 6"	Ol-Opx-Cpx andesite	0.56	8.88±0.12	4.11±0.22	80.27	
tv-2	Tomamugawa L.	43° 28' 8"	143° 33' 30"	Ol basalt	0.80	11.32±0.14	3.64±0.19	62.64	
mv-19	Tokachihoroka F.	43° 19' 18"	143° 12' 53"	Opx andesite	0.64	4.25±0.11	1.72±0.10	91.56 (1)	
sk-1	Minamipetoutoru L.	43° 16' 54"	143° 5' 39"	Cpx-bearing Opx-Hb dacite	1.27	0.560±0.074	0.11±0.02	98.51	
sk-2	Minamipetoutoru L.	43° 16' 53"	143° 7' 2"	Cpx-bearing Opx-Hb dacite	1.38	1.186±0.063	0.22±0.02	96.36	
sk-3	Kitapetoutoru Vr.	43° 18' 18"	143° 4' 1"	Cpx-Opx andesite	0.89	1.085±0.030	0.31±0.02	86.47	
hb-2	Honbetsu F.	43° 17' 20"	143° 44' 11"	Opx-bearing Cpx andesite	0.84	28.27±1.21	8.67±0.57	95.36	
sm-1	Futamata volcanics	44° 13' 7"	142° 39' 7"	Cpx-Ol basaltic andesite	0.57	24.29±0.31	10.92±0.56	66.65	
mv-11	Nakaibetsuyama L.	43° 55' 43"	142° 40' 0"	Qz-bearing Cpx-Opx-Hb andesite	1.28	54.05±0.57	10.88±0.55	29.13	
kam-1	Nakakoshi Basaltic andesite	43° 53' 7"	142° 59' 8"	Ol basalt	0.65	3.743±0.061	1.47±0.08	81.40	
pv-95	Choyozan agglomerate	43° 43' 40"	142° 57' 17"	Ol-bearing Cpx-Opx andesite	1.30	6.05±0.23	1.20±0.08	94.98	
mv-54	Biei F.	43° 37' 30"	142° 39' 5"	Cpx-Opx andesite	2.34	92.69±1.00	10.18±0.52	39.91	

Errors of K are 5%. Abbreviations are, L.: Lava, G.: Group, F.: Formation, Pm.: pyroclastic member, Vr.: volcanic rocks, Ol: olivine, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Hb: hornblende, Qz: Quartz. (1): mafic and felsic phenocrysts were replaced to clay and carbonate minerals.

実験・データ解析手法

1. K-Ar 年代

まずこれまで報告されている北海道中～東部の新第三紀火山岩類の放射年代を層序学的に検討し、矛盾のない年代値として K-Ar 年代 303 個、フィッシュトラック年代 61 個を収集した（引用元については 1998 年度地下資源調査所報告で示す）。本研究では、これまで年代測定が行われていない、あるいは活動年代の解釈について混乱が生じている地域・火山体について新たに 47 試料の K-Ar 年代を測定した。測定試料の採取層準、岩石名、鏡下での変質の程度を Table 1 に示す。試料は鏡下において一般に斑晶かんらん石を除きほぼ新鮮で、ほとんどが灼熱減量が 1.5% 以下である。

年代測定は以下の方法で行った。測定用の岩石は肉眼で風化・変質が認められる部分を取り除いたあと、スライス、粗粉砕した。さらに斑晶斜長石をできるかぎり取り除き、粒度を 150～200 メッシュにそろえ洗浄、乾燥した。これをカリウム測定用、アルゴン同位体比測定用にわけ、東北大学理学部、弘前大学理学部の蛍光分析計でカリウムの定量を、岡山大学地球内部研究センターの質量分析計 modified VG5400 で同位体希釈法によりアルゴン同位体比の定量を行った。Ar の定量・年代値および誤差の計算は Nagao et al. (1996) に従い、Steiger and Jäger (1977) の壊変定数および ^{40}K の存在度 ($\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.0001167$) を採用した。得られた年代値をカリウム含有量、放射性アルゴン量、誤差とともに Table 1 に示した。一部の

Table 2. Major, trace elements analysis of Neogene Central-Eastern Hokkaido volcanics.

Stage	19-14Ma 14-9Ma				9-1.7Ma								1.7-0Ma		
Substage	14-12Ma		12-9Ma		9-5Ma		5-1.7Ma				1.7-1Ma		1-0Ma		
sample	okawa-2	mena-3	ko-1	pp-3	kodo-1	ab-m10	th-14	sy-12	pv-100	ml-3	aks-2	pv-33	nv-1	pv-94	lk-10
Unit	Toberi F.	Ohdom ari L.	Konom ai F.	Peipan yama L.	Mobets u F.	Abashir i F.	Tokachi horoka F.	Shanab uchi F.	Ikutawar a Basalt	Mukada ke L.	Akan G.	Kesho mappu L.	Nakaya ma L.	Choyoza n Ag.	Birao Volcano
SiO ₂	53.57	70.22	65.46	60.09	52.05	59.91	59.00	51.42	56.50	61.54	52.68	56.62	50.59	58.00	64.06
TiO ₂	3.20	0.46	1.06	0.84	1.23	1.23	0.93	1.17	2.22	0.84	0.74	1.52	1.27	1.54	0.90
Al ₂ O ₃	16.18	14.04	15.72	16.91	17.12	17.01	17.15	17.57	16.13	15.88	18.26	17.12	19.21	16.96	14.72
Fe ₂ O ₃	10.01	4.33	6.61	7.64	8.73	7.96	8.36	9.07	9.93	8.66	10.17	10.20	10.26	9.77	7.98
MnO	0.13	0.05	0.07	0.14	0.16	0.09	0.16	0.16	0.20	0.12	0.20	0.17	0.17	0.18	0.31
MgO	2.68	0.46	0.63	3.34	7.04	1.75	2.95	7.37	3.43	1.16	5.54	3.23	5.16	2.31	1.58
CaO	6.99	2.03	4.01	6.35	9.05	5.69	6.81	10.44	7.43	4.67	11.00	7.32	9.37	6.61	5.64
Na ₂ O	3.96	4.44	4.64	3.18	3.13	3.28	3.12	2.83	4.18	4.16	2.18	3.58	3.03	3.70	3.61
K ₂ O	2.26	2.91	1.59	2.01	0.93	3.43	1.09	0.52	0.66	1.91	0.35	1.10	0.55	1.41	0.75
P ₂ O ₅	0.60	0.09	0.30	0.14	0.26	0.48	0.12	0.21	0.25	0.23	0.11	0.19	0.36	0.35	0.15
total	99.58	99.03	100.08	100.64	99.70	100.83	99.69	100.76	100.93	99.17	101.23	101.05	99.97	100.83	99.70
ig. loss	1.27%	0.78%	2.64%	0.09%	2.47%	2.47%	0.82%	0.86%	0.18%	0.24%	1.08%	-0.17%	0.01%	1.27%	0.97%
Sc	57	10	25	17	29	32	25	32	46	21	21	38	31	29	23
V	267	14	94	181	209	158	223	225	382	58	318	290	227	298	289
Cr	43	2	1	8	286	7	6	190	7	2	36	5	64	4	11
Ni	26	1	3	7	112	3	2	56	4	2	22	3	36	3	10
Cu	62	6	6	31	33	36	10	30	5	11	24	6	41	3	27
Zn	99	71	94	80	68	108	83	86	127	110	82	120	89	101	83
Rb	26.0	96.3	34.5	67.0	17.4	93.8	31.9	9.9	11.7	51.7	6.4	29.5	7.0	38.8	12.0
Sr	349	141	270	323	361	342	256	341	362	231	332	337	421	372	402
Y	43	39	50	31	33	53	26	25	42	46	16	44	34	32	19
Zr	339	248	184	149	132	232	83	106	143	188	27	121	137	163	44
Nb	23.4	6.6	5.3	3.2	4.6	5.3	3.0	2.6	3.3	5.5	0.2	2.8	4.1	4.6	0.8
Ba	268	505	344	495	194	547	256	125	304	465	86	361	308	383	192
Pb	8	20	9	11	4	11	9	4	7	10	3	9	6	7	5

試料を除き測定試料の変質の程度は軽微であり、測定結果も測定試料が含まれる層準の上下の放射年代および化石年代と矛盾しないことから、得られた年代は噴出年代を示すと考えられる。

2. 火山岩の噴出量

火山岩の噴出量の推定は、次のような方法で行った。円錐型の火山体が比較的良好に保存されている場合は、基底面積と高さ（＝基底面から山体最高点までの高さ）から円錐近似により体積を求めた。地形の解析の度合いが大きい火山体は、浸食から取り残された溶岩流原面などの斜面の等高線をなめらかに延長し浸食谷や崩壊地形を埋め戻した。一方、円錐近似できない火山体では地形図上に1km×1kmのグリッドを引き、地質図幅および坑井資料から各グリッドごとに火山岩体の層厚を推定、それらの総和をもって火山岩の体積とした。地層中に挟在されている火山岩類は、地表分布および坑井資料から分布域を決め、同様に地表および坑井での層厚をかけて体積を求めた。火山岩類を含む地層は、ハイアロクラスタイトや凝灰岩など、多様な岩相名で火山岩類と堆積岩類を一括して記載されていることが多い。このため、まず図幅中に記載されている岩相名から各岩相の量比を見積もり、これらの岩相ごとの体積を求める。次に、岩相ごとの体積に、溶岩に対するそれぞれの岩相のおおよその密度比（溶岩流～1、火山角礫岩・集塊岩～0.7、凝灰角礫岩～0.5、溶結凝灰岩～0.5、軽石凝灰岩～0.3）をかけて、溶岩流換算の体積を求め

た。この溶岩流換算の体積を最終的な火山岩体の体積とした。求められた噴出量は大きな誤差を伴うが、各地域の噴出量の違いをオーダーで検討する程度は可能と考える。

対象地域では新第三紀の大規模珪長質火砕流堆積物が各地に認められる。これらは溶岩に比べ浸食の影響を受けやすく、噴出量見積り誤差は極めて大きくなるが、参考のために上記の方法を用いてこれらの噴出量についても求めた。しかしながら、これらの堆積物の給源は多くの場合に不明であるので、後に述べる各ステージでの総噴出量を一括してFig. 10に示した。

3. 火山体の形状

本研究では火山体基底直径と比高の比により火山体斜面の傾斜を検討した。溶岩流原面などの火山地形を比較的良好に保存している場合は、5万分の1地質図幅から山体基底面を決定し、地形図から各火山体について底径と比高を求めた。底径は基底面の南北、東西、北東-南西および北西-南東方向の直径の平均値、比高は火山体基底面の平均的な標高と火山体最高点の差とした。本地域の新第三紀の火山体の多くは溶岩流で構成されているため、浸食作用の影響は、火砕岩を主体とする山体に比べればずっと小さく、多くの山体で溶岩流や溶岩ドームの作る地形原面がかなりの程度残っているので、一般的な傾向は把握できると考える。

4. 主成分・微量元素化学組成

全岩化学組成は、北海道大学理学部のフィリップス社製

Fig. 4. Distribution of reliable K-Ar and Fission track ages of Neogene to Quaternary volcanic rocks in Central and Eastern Hokkaido.

化を扱う場合に考慮する。

Fig. 3からは複数の地域にわたって特定の時期に火山活動が開始・または停止していることが読みとれる。北海道中～東部で広域的に火山活動に変化が認められるのは、14 Ma, 9 Ma, 1.7 Maであり、12 Ma, 5 Maにも一部の地域で火山活動域の変遷が認められる。14 Maでは豊頃・中札内の北海道中軸部南部で火山活動が終了し、一方で礼文・名寄にかけての北海道中軸部北部から大雪・十勝岳地域周辺の北海道中央部にかけて広い範囲で火山活動が開始している。12 Maになると北海道北部の火山活動は比布地域にも広がり、同時に東部北海道の網走地域でも火山活動が開始される。9 Maは礼文から名寄、比布を経て大雪・十勝岳地域にかけて広い地域で火山活動が停止する。それとともに、知床や屈斜路地域で活発な火山活動が開始され、紋別地域でも11～9 Maにかけて認められなかった火山活動が再開している。6～4 Maにかけては、網走や紋別地域で火山活動が終了し、知床あるいは大雪・十勝岳地域で火山活動が再開している。1.7 Ma以降の第四紀では、中川ほか(1995)が指摘したように知床や屈斜路地域(阿寒-知床火山地域)や大雪・十勝地域(大雪・十勝岳-然別火山地域)に火山活動が収束している。

2. ステージ区分

火山活動域が大きな変化した可能性が高い年代である14, 12, 9, 5および1.7 Maで区分した年代値のサンプルの位置を地図上に落とした(Fig. 4)。さらにFig. 3およびFig. 4をもとにして、火山体および火山岩類主体の地層の分布をFig. 5に示した。Fig. 4およびFig. 5により、北海道中～東部の新第三紀の火山活動域には先に述べたように明瞭な時空変化

Fig. 5. Distribution of Cenozoic volcanic rock in Central and Eastern Hokkaido in each stage. Large scale pyroclastic rocks are abbreviated and small volcanoes is slightly emphasized in the figure.

が認められ、これらの結果をもとに火山活動をステージ区分することが可能である。

それぞれのステージの火山岩分布の特徴およびステージ間の変化は次の通りである。

19-14 Ma: 北海道中軸部に沿って小規模な火山岩類が散在する。北海道中軸部以外には火山岩は全く認められない。

14-9 Ma: 火山岩は現在の太平洋側～北海道北部にわたり広範囲に分布する。14-12 Maにはすでに地域の大半で火山活動が行われ、12-9 Maには太平洋沿岸に達した。大規模な火山活動域は14-12 Maにはやや北よりの地域に偏っていたが、12-9 Maにはより南方へ広がる。

9-1.7 Ma: 北海道北部での火山活動は停止し、活動域は大きく南へ移る。9-5 Maに比較的北よりの地域に偏っていた火

Fig. 6. Age with error bar-latitude relationship of the volcanic rock in Central to Eastern Hokkaido.

山活動域は、5–1.7 Ma にはより太平洋側に広がるように見える。一方、北よりのオホーツク海側では 5 Ma 以降火成活動が停止した地域も認められる。

1.7–0 Ma : 北海道東部と中央部の間に火成活動域の大きな空白域が出現し、火成活動域は東部、中央部の 2 地域（阿寒–知床、大雪–十勝–然別地域：中川ほか，1995）に局在化する。本研究地域に隣接する滝川地域の火山活動も 1.7 Ma に終了して（中川ほか，1993），大雪–十勝–然別地域と西南北海道との間に広く火山分布の空白域が出現した。一方で、北海道最北部では、利尻火山の活動が開始する。最も近い第四紀火山から 200 km 以上離れて活動している利尻火山の存在は極めて特異である。

3. 火山活動域の南進

次に、それぞれのステージ内あるいはステージ間での火山活動域の変遷の詳細を検討する。北海道中～東部ではおおむね東経 143°，144°，144°30′ 付近に火山岩の分布密度が低い地域が認められる（Fig. 2）ため、便宜上この地域を境として新第三紀～第四紀火山活動域を西から宗谷–襟裳、紋別–上士幌、網走–屈斜路、知床の 4 つの帯に分けて検討する（Fig. 6）。

19–14 Ma の火山活動は宗谷–襟裳帯に限定されているが、北緯 42° から 45°30′ まで南北ではほぼ同時期に広く活動したようである。14 Ma 以降に活発になった火成活動は、14–12 Ma には宗谷–襟裳帯で北緯 43°30′ から 45°20′ の範囲で、紋別–上士幌帯で 43°20′ から 44°10′ の範囲で認められる。すでに

述べたように宗谷–襟裳帯では 9 Ma まで火山活動は継続するが、その間では火山活動の南進あるいは北進のような傾向は認められない。宗谷–襟裳帯では 5 Ma 以降に再び火山活動が活発になる。この再開された活動では 3 Ma から現在までの間、0.2 Ma 頃から活動した利尻火山の存在を別にすれば、火山活動域の北限が次第に南下している。12 Ma から活発化した紋別–上士幌および網走–屈斜路帯の火山活動は、北緯 43°–44°20′ の範囲で認められ、現在まで継続する。ここでは特に 9 Ma 以降に火山活動域の北限が第四紀にかけて次第に南下する傾向が認められる。網走–屈斜路帯では火山活動域の南限が次第に北上する傾向も認められ、9 Ma に北緯 44° 付近に集中していた活動は、その南限が次第に南下する。5 Ma 前後には年代値分布の南限の南下は停止し、その後は北限が次第に南下する。この傾向は 1.7 Ma 以降も継続している。網走–屈斜路帯では北緯 44° 付近で 12 Ma 前後に火成活動が開始（フィッシュントラック年代は 13 Ma 前後の年代が南部で認められる）する。9 Ma 前後には火成活動が南方へ広がり、5 Ma 前後に北緯 44° 付近の火成活動が停止したあとは火成活動域の南北方向の変化は認められない。知床地域では火山活動域の南進・北進などの傾向は読みとれないが、海域に広く伏在することが予想される火山岩類の年代が不明であることから詳細は不明である。

以上をまとめると、19 Ma 前後に北海道中央部で開始した火成活動は、14 Ma，9 Ma にエピソード的に火山活動域を変化させ、9 Ma 以降は広範囲で火山活動域の北限がしだい

Fig. 7. Height-Diameter relationship for Tertiary and Quaternary volcanoes in Central and Eastern Hokkaido with other terrestrial basaltic shields on the earth (Whitford-Stark, 1975). Field of the andesitic small shields of Michoacan-Guanajuato volcanic field (MGVF) from Hasenaka (1995).

に南下し、現在の第四紀火山地域へ収束する傾向にある。

4. これまでのステージ区分の評価

後藤ほか (1995) は、北海道北部の中期中新世火山岩類の放射年代値の頻度分布に基づき、新第三紀火山活動を 19-17 Ma, 14-9 Ma の 2 つのステージに区分した。彼らは 17-14 Ma の活動休止期を想定したが、対象地域を広げると、19-17 Ma の北海道北部と類似した岩石学的性質を示す火山岩が、南部では 17-14 Ma にも活動している。したがって、北海道中部全体で考えると、上記の休止期は認められない。しかしながら、14-9 Ma のステージの火山活動は北海道北部に限定しているために、後藤ほか (1995) でステージの転換を明瞭にとらえることができていない。国分ほか (1994) は、本研究における対象地域東半部の新第三紀火山岩類について層序・産状や岩石学的性質を総合的に判断して 13.5-11.5 Ma, 11.5-8 Ma, 8.0-6.0 Ma, 6.0-2.0 Ma の 4 ステージを提唱した。彼らのステージ境界はその年代の絶対値を別にして我々の提唱するステージ境界とはほぼ一致する。彼らの対象地域は、後藤ほか (1995) の対象地域の南東部からさらに南方まで、現在の火山フロント近くまでである。そこはちょうど 9 Ma での活動域の南下や第四紀火山地域への火山活動収束の両方を捕らえられる地域であるために、限られた地域の研究にも関わら

ず火山活動の時間変化の本質に近いものを検出できたと考えられる。しかしながら、後藤ほか (1995) の 17-14 Ma の休止期と同様に、国分ほか (1994) の 11.5, 8, 6 および 2 Ma の時間軸は、限られた地域では意味があるかもしれないが、北海道全体で見た場合には、大きなステージ境界は 14 と 9 Ma (あるいは 1.7 Ma も含めても良い) であり、12-11.5 Ma あるいは 6-5 Ma の活動域の変化はより小さいサブステージ境界として捕らえるべきものとする。

火山活動様式の変遷

1. 火山体の形状

北海道においては、平坦な溶岩台地からなる新第三紀末～第四紀初頭の特異な火山体の存在が以前から注目され、“平坦面溶岩” (秋葉ほか, 1966), “平坦溶岩” (舟橋, 1966) などと称されてきた。これらは上に凸の非常に緩やかな斜面が地形上の大きな特徴である。第四紀後期にはこうした火山体は認められず、高い基盤上に急峻な成層火山および溶岩ドームが列を成す (知床半島、大雪-十勝火山列など)。特に火山体の形状の変化は 1 Ma 前後で認められるようなので、1.7-0 Ma の時期を 1 Ma を挟んで 2 分する。

Fig. 7 は新第三紀～第四紀の火山体の底径を横軸に、高さを縦軸にとった図である。19-14 Ma は多くの岩体が岩脈または貫入岩体の産状を示すため詳細は不明だが、14-1 Ma の岩体は高さに対して底径が大きく、Whitford-Stark (1975) による地球上の玄武岩質盾状火山の領域、特にアイスランドタイプ・ガラパゴスタイプの盾状火山の領域に重複する。またこれらの火山体は同時に、Hasenaka (1995) によるメキシコ火山帯のミチョアカン=グアナフアト火山地域 (MGVF) の領域と非常によく一致する。14-1 Ma では各ステージごとの火山体形状の変遷は認められない。Fig. 8 に、各時階における主な盾状火山の分布を示した。盾状火山の活動域は 14-12 Ma には北部に認められ、12-9 Ma に北海道北部～中央部全域に広がり、1 Ma まで中央部・東部の広範囲で活動した。これに対して 1-0 Ma の火山体は新第三紀の火山体と比べ底径に対して比高が大きいため、新第三紀の火山体と異なり盾状火山の領域からより高さの大きい領域にはずれてプロットされる。これは第四紀火山体が地形的により急峻であることを示している。

このように、地形パラメータからは、第四紀になって (おそらく 1 Ma 前後) 火山体の形状が大きく変化したことが明瞭に現れている。

2. 単成火山群

東北日本弧や千島弧の第四紀火山地域では複成火山が発達し、単成火山群が活動することはまれである。しかしながら、北海道では新第三紀に広く玄武岩から安山岩組成の単成火山が形成されている。Fig. 8 にこれら単成火山群の分布域を示す。単成火山群は 9-5 Ma には網走 (広瀬ほか, 1993)、紋別、5-1.7 Ma には知床地域 (Goto, 1994) で認められる。14-9 Ma にも、北海道北部で単成火山の活動が報告されている (後藤ほか, 1995)。19-14 Ma の火山活動は詳細は不明だが、これらの岩体は小規模な溶岩ドーム (後藤ほか, 1995) や貫入岩

Fig. 8. Distribution of Tertiary shield volcanoes and monogenetic volcanic group in Central and Eastern Hokkaido. Dashed lines indicate the areas for each monogenetic volcanic groups.

(Goto and Wada, 1991), 海底に噴出した小規模な単成火山 (Yamagishi et al., 1989), 岩脈であることから, 単成火山的な活動様式をとっていたと考えられる。また対象地域の西隣の滝川地域でも鮮新世の単成火山群が存在する (中川ほか, 1993)。

3. 噴出量

噴出量に注目すると, 19-14 Ma の活動がそれ以後と比べて著しく小規模であることがわかる (Fig. 9)。19-14 Ma の火山岩類は, 噴出量は 35 km^3 (その他に大規模火砕流は 3 km^3) , 単位時間当たり噴出率は $7.6 \text{ km}^3/\text{My}$ である。それ以後噴出率は数 $100 \text{ km}^3/\text{My}$ に増加し, 現在までオーダーとしては変化しない。

14-12 Ma の火山岩類は総噴出量約 400 km^3 (他に大規模火砕流は 80 km^3) , 噴出率は約 $230 \text{ km}^3/\text{My}$ である。この時期には総噴出量の 80% 近い 300 km^3 が北海道北部, 特にオホーツク海側～北海道中軸部に偏在し, 他の地域での噴出量は比較的小さい。12-9 Ma は総噴出量約 600 km^3 (他に大規模火砕流は 130 km^3) , 噴出率は約 $250 \text{ km}^3/\text{My}$ であり, 北海道北部での火山活動は総噴出量の 40% の 260 km^3 である。ただし, この時期にはより南部でも比較的大規模な火山活動が認められ, 14-12 Ma に比べると噴出量の偏在は顕著ではない。

9 Ma 以降には噴出量の大きい地域はより太平洋側に移る。9-5 Ma の総噴出量は約 500 km^3 (他に大規模火砕流は 140 km^3) , 噴出率は約 $150 \text{ km}^3/\text{My}$ である。約 $80 \sim 140 \text{ km}^3$ に達するスポット的な火山活動は現在の海溝側から背弧側の各地に散在している。5-1.7 Ma も, 総噴出量は約 700 km^3 (他に大規模火砕流は 270 km^3) , 噴出率は約 $300 \text{ km}^3/\text{My}$ である。噴出量の大きい地域が太平洋側～背弧域まで散在することも 9-5 Ma と類似している。

1.7 Ma 以降も総噴出量約 350 km^3 (他に大規模火砕流は約 350 km^3) , 噴出率は約 $400 \text{ km}^3/\text{My}$ と火成活動の規模はほとんど変化しない。内訳は 1.7-1 Ma は総噴出量約 190 km^3 (大規模火砕流は 100 km^3) で噴出率は約 $410 \text{ km}^3/\text{My}$, 1-0 Ma は総噴出量約 160 km^3 (大規模火砕流は 250 km^3) で噴出率は

Fig. 9. Eruptive volume of the volcanic rocks for each area in Central and Eastern Hokkaido. Lvs.: volume for lava and related pyroclastics, Lpf.: volume for large scale pyroclastic flow deposits, Er.: eruption rate for Lvs. and Lpf. per 1 My.

約 $410 \text{ km}^3/\text{My}$ である。中央部の一部に噴出量の偏在が認められるものの, 太平洋側から背弧域まで噴出量の系統的な変化は認められない。

主成分・微量元素全岩化学組成

1. 全岩 SiO_2 の頻度分布

Fig. 10 に各ステージの主な火山活動域における SiO_2 の組成頻度図を示す。19-14 Ma の火山岩は地域ごとにいても玄武岩～玄武岩質安山岩とデイサイト～流紋岩の著しくバイモーダルな組成分布をとっている。14-12 Ma の火山岩はいずれの地域でも安山岩～デイサイトのユニモーダルな組成頻度分布へと変化している。12-9 Ma にも多くの地域で安山岩～デイサイトのユニモーダルな組成頻度分布を示すが, 一部オホーツク海沿岸地域には玄武岩・流紋岩のバイモーダルな活動を示す地域が認められる。9-5 Ma, 5-1.7 Ma には, 玄武岩～デイサイトの比較的ユニモーダルな組成頻度分布を持つ

Fig. 10. SiO₂ - frequency diagram for late Cenozoic major volcanic fields in Central and Eastern Hokkaido. Axes for each histogram are, horizontal: SiO₂ wt.%, vertical: frequency of data.

地域がほとんどであり、オホーツク海側の地域にバイモーダルな組成頻度分布が見られる。これに対し 1.7-0 Ma にはほとんどの地域が安山岩～デイサイトの卓越するユニモーダルな頻度分布を示すようになり、1.7 Ma 以前のようなバイモーダルな頻度分布は認められない。

2. 各時階の火山岩の岩石学的性質

北海道中央部～東部新生代火山岩類の K₂O, Na₂O + K₂O のハーカー図 (Fig. 11) と TiO₂, Nb のハーカー図 (Fig. 12), FeO*/MgO-SiO₂ 図 (Fig. 13) を示す。1.7-1 Ma, 1-0 Ma の火山岩の組成領域も同時に示す。

19-14 Ma の岩石は、SiO₂-Na₂O + K₂O 図では、Kuno (1966) の高アルミナ玄武岩～アルカリ玄武岩系列、SiO₂-K₂O 図では安山岩は Gill (1981) による Medium-K～High-K に属する。玄武岩～玄武岩質安山岩では、TiO₂ は 1.5%～3% 前後と著しく高く、Nb では 10～25 ppm へと増加するグループと 10 ppm 前後のグループが認められる。一方、デイサイト～流紋岩組成では TiO₂ は 1% 以下であり、アルカリ元素と Nb に富むデイサイトと、アルカリ元素、Nb の比較的乏しい流紋岩に分かれる多様な組成を示す。

14 Ma 以降の火山岩類は、一般に玄武岩～流紋岩まで広い組成範囲を持ち、安山岩～デイサイトが卓越する。各ステージでの全岩化学組成上の大きな変化は認められない。14-9 Ma の火山岩は、Kuno (1966) の低アルカリソレライト～高アルミナ玄武岩系列、Low-K～High-K に属し、Medium-K が卓越する。TiO₂, Nb はそれぞれ一般に 1.3% 以下、10 ppm 以下と乏しいが、一部の玄武岩～デイサイトでは TiO₂ が 1.5% を越えるグループが認められる (High-Ti タイプと呼ぶ)。また、SiO₂=60% 以上で非常に FeO/MgO 比が高い安山岩～デイサイトが認められる (アイスラングイトタイプと呼ぶ)。一方、9-5 Ma のステージでは、K₂O が 3% 前後に達する粗面安山岩が (Yamagishi and Goto, 1991)、5-1.7 Ma には K₂O に富む玄武岩 (SiO₂=50.6～52.0%, K₂O=1.1～1.9%) が出現する。この時期にはアイスラングイトタイプの安山岩～デイサイトも同様に認められる。

第四紀前半 (1.7-1 Ma) の火山岩の全岩化学組成は 14 Ma 以降の新第三紀火山岩と類似し、TiO₂ が 1.5% を越える High-Ti タイプの安山岩～デイサイト、アイスラングイトタイプのデイサイトも認められる。それに対し 1-0 Ma ではそれ以前の High-Ti タイプやアイスラングイトタイプの岩石の産出は認められず、カルクアルカリ安山岩が卓越する。

3. 火山岩組成の広域変化様式

北海道中央部～東部の第四紀火山活動では、海溝側 (南部) から背弧側 (中央部・北部) へ化学組成が変化することが知られている (Katsui et al., 1978; 中川ほか, 1995)。北海道の新生代火山岩についてもすでに国分ほか (1994)、後藤ほか (1995)、岡村ほか (1995) が特定の地域・特定の時代と同様の検討を行っている。本研究では、新たに分析した大量の化学分析値を加え、最も卓越している安山岩組成について火山岩組成の規格化を行い、火山岩組成の広域変化の検討を行った。手法は中川ほか (1995) に従った。19-14 Ma の火山岩はバイモーダルな組成をとるため検討を行わない。

K₂O についての結果を Fig. 14 に示す。14-9 Ma には日本海側に規格化値の低い地域が認められるが、他の地域では日本海側に比べやや高い値・顕著に高い値が混在し、系統的な広域変化は認められない。一方、9～1.7 Ma になると、火山岩組成は現在の海溝側 (南側) から背弧側 (北部) へむけて系統的に増加するようになる。ただし 9-5 Ma の東部における粗面岩安山岩の活動域、5-1.7 Ma の中央部の海溝側では K₂O 規格化値が周辺より高く、目玉状のコンターを成す。

火山活動様式・火山岩組成時空変化と解釈

1. ステージ区分と各パラメータの時空変化

本論で提案するステージ区分に基づいた火山学的および岩石学的パラメータの時間変化をまとめる (Fig. 15)。北海道中～東部での火山活動の分布域の変遷は Fig. 5 でまとめられるが、北海道中～東部では火山活動は 500 万年を越えて継続する地域はなく、数百万年程度の活動期間を持つ火山地域が 19 Ma 以降移動し、特にその移動が顕著なのが 14, 9 Ma であると結論づけられる。

活動域の移動とともに、当地域では 14 Ma を挟んで噴出

Fig. 11. (a) SiO_2 - K_2O , and (b) SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) diagram for the Neogene to Quaternary volcanic rocks from Central and Eastern Hokkaido. Fields of TH (Tholeiite), HA (High Almina basalt), AB (Alkali olivine basalt) and Low-K, Medium-K, High-K are from Kuno (1966) and Gill (1981) respectively. Solid line indicates range of the chemical composition of 1.7-1 Ma, broken line indicates those for 1-0 Ma volcanic rocks.

Fig. 12. (a) SiO_2 - TiO_2 and (b) SiO_2 -Nb diagram for the Neogene to Quaternary volcanic rocks from Central and Eastern Hokkaido. Solid Lines indicate range of the chemical composition of 1.7-1 Ma, broken lines indicates those for 1-0 Ma volcanic rocks.

率・岩石学的性質が大きく変わる。すなわち 19-14 Ma のステージでは、北海道中軸部でそれ以降と比べると極端に小さい火山活動を行った（噴出率は 1/30 以下）。岩石学的性質はそれ以降と全く異なり、パイモダル、アルカリ岩の出現、高 TiO_2 および高 Nb 質の火山岩が広範囲で普遍的に産することで特徴づけられる。14 Ma 以降では噴出率が 100～数 100 km^3/My のオーダーに跳ね上がり、オーダーとしては現在まで変化はない。14 Ma 以降は一部の地域を除いて安山岩

主体のユニモーダルな活動になり、一部地域で高 TiO_2 あるいはアイスラングイト様の岩石が分布するものの、それらをふくめて全ての火山岩の Nb 量は極端に低い。

火山活動様式および岩石学的性質は 14 Ma 以降では第四紀の途中（1 Ma 頃）で比較的顕著に変化している。すなわち、1 Ma 以降は High-Ti タイプあるいはアイスラングイトタイプの岩石は出現しない。火山活動様式でも、14-1.7（あるいは 1 Ma）Ma では安山岩質の盾状火山と単成火山群の存在

Fig. 13. FeO*/MgO - SiO₂ diagram for the Neogene to Quaternary volcanic rocks from Central and Eastern Hokkaido. TH: tholeiitic rock-series; CA: calc-alkalic rock-series. The boundary is taken from Miyashiro (1974). Solid line indicates range of the chemical composition of 1.7-1 Ma, broken line indicates those for 1-0 Ma volcanic rocks.

で特徴づけられるのに対して、1 Ma 以降は全岩化学組成はほとんど変化しないが安山岩質の火山体はより急峻な山体となり、複成火山がほとんどである。

2. 火山活動様式の時間変化の解釈

14-1 Ma の火山活動の特徴づける安山岩質の盾状火山体は、我々が第四紀火山として意識する東北日本弧-千島弧の比較的新しい火山ではまれであるが、世界的に見るとその産出例は多い。それらはメキシコ中部 (Hasenaka, 1995) やカスケード (Wood and Kienle, 1990), 北部九州 (永尾ほか, 1995), カナダ北部 Wrangell 火山地域 (Richter et al., 1990, 1994) など、比較的引張応力場におかれた島弧-陸弧域で活動することが多い。一般に、大規模な溶岩流は著しく大きい噴出率により形成される (Walker, 1973)。安山岩質の大規模な溶岩流を形成するためには、著しく高い噴出率で大量の安山岩が噴出しなければならない。こうした噴出様式は圧縮応力場よりは差応力の小さい状態-引張応力場で達成でき得るろう。

安山岩質盾状火山と同時期に 14-1.7 Ma では玄武岩質-安山岩質の単成火山群が共存する。単成火山群は差応力が小さいあるいは引張応力場を特徴づける活動様式である (Nakamura, 1977)。よって、盾状火山の存在から推定される応力場と調和的である。14 Ma 以降の新第三紀の北海道中-東部と同様に、メキシコ、カスケードあるいは北部九州では、安山岩質の盾状火山と独立単成火山群とが時空的に密接に伴って活動していることも、盾状火山と単成火山群がともに差応力が小さいあるいは引張応力場のもとで生成されたことを支持する。

これに対し、第四紀千島弧では盾状火山や独立単成火山群はなく、逆断層でかこまれた隆起山脈上に小型で急斜面を持つ成層火山群や溶岩ドーム群が活動している (高橋, 1995)。こうした活動様式は、東北日本弧の第四紀火山活動と類似し、第四紀後期の千島弧南西部が顕著な圧縮応力場にあることを示す。

3. 岩石学的タイプとその活動場の復元

現在の火山岩組成にはテクトニクスを反映したと考えられる地域ごとの多様性が存在することは従来から議論されており、逆に放射年代の明らかな火山岩組成は過去のテクトニクス場の指標とみなされている。ここで議論する岩石学的特徴としては、1) 火山岩の SiO₂ の組成頻度、2) Nb に代表される HFS 元素の枯渇度、3) High-Ti タイプ・アイスランドイトタイプ、4) 粗面安山岩、5) 火山岩組成の広域変化、がある。

火山岩の SiO₂ の頻度がバイモーダルな火山活動は一般にアイスランドやニュージーランドのタウポ火山地域 (Graham et al., 1995; Cole et al., 1995) や Yellowstone 火山地域 (Christiansen, 1984; Hildreth et al., 1991 など) など、顕著な引張応力場において認められる。一方、沈み込み帯あるいは造山帯では安山岩の卓越するユニモーダルな組成分布を示す。東北日本弧でも、背弧海盆の拡大が行われたとされる中期中新世に、背弧域で活動したグラーベンの周辺でこうしたバイモーダル火山活動が知られ (今田, 1974; 周藤ほか, 1997 など)、背弧海盆の拡大に伴う引張応力場での火山活動であると考えられている (周藤ほか, 1997 など)。本地域の場合には、19-14 Ma のバイモーダルな活動は、この時期が引張応力場にあったことを示している。

島弧火山岩の最大の特徴は Nb に代表される HFS 元素に乏しく、高い LIL/HFS 元素比を示すことである (Gill, 1981 など)。この観点からは、19-14 Ma の火山岩、特に玄武岩は、TiO₂ や Nb がともに第四紀火山岩よりも著しく高く、また LIL/HFS 比も Rb/Nb=1.79 (平均値) と低く、第四紀火山岩とは異なる非島弧的性質を有する。Nb-Zr-Y 図 (Fig. 16) によっても島弧的性質を示さず、プレート内玄武岩領域に図示される。14 Ma 以降の火山岩では玄武岩-流紋岩まで Nb は 10 ppm 以下であり、TiO₂ 量も 19-14 Ma の火山岩と比べると低い。LIL/HFS 元素比も Rb/Nb=8.9~12.8 (平均値) と高くなり、島弧火山岩の性質を持つ。

Nb の枯渇度からは違いは認められないが、14-1 Ma の火山岩は 1-0 Ma のそれらと比べると、High-Ti タイプ安山

Fig. 14. Spatial and temporal variation in K₂O content (SiO₂=60 wt.%) of Neogene to Quaternary volcanic rocks in Central and Eastern Hokkaido. Southern area and 19–14 Ma volcanic rocks are abbreviated because of their few chemical composition data or bi-modal compositions. 1.7–0 Ma is after Nakagawa et al. (1995)

Stage	Shapes of volcanic edifice			Scale of volcanism		SiO ₂ frequency distribution	SiO ₂ -Alkali element content	magma			rock type*	stress field	related tectonics
	Shield volcano	MVG	LPFI	eruptive volume (km ³)	eruption rate (km ³ /My)			Hi-Nb	Hi-TiO ₂	icelandite-like dacite			
1.0-0 Ma	—	—	○	160 (250)	410	uni-modal	LK-HAB	Low- Nb	Low-TiO ₂	—	arc-compression	compression	Jump of Eurasian-North American Plate boundary
1.7-1 Ma	○	—	○	190 (100)	410	uni-modal	LK-HAB	Low- Nb	Low-TiO ₂ (partly High TiO ₂)	○	arc-extension	neutral - extension	
5-1.7 Ma	○	○	○	691 (270)	300	uni-modal (partly bi-modal)	LK-HAB	Low- Nb	Low-TiO ₂ (partly High TiO ₂)	○	arc-extension	neutral - extension	
9-5 Ma	○	○	○	458 (140)	150	uni-modal (partly bi-modal)	LK-HAB	Low- Nb	Low-TiO ₂ (partly High TiO ₂)	○	arc-extension	neutral - extension	
12-9 Ma	○	○	○	612 (130)	250	uni-modal (partly bi-modal)	LK-HAB	Low- Nb	Low-TiO ₂ (partly High TiO ₂)	○	arc-extension	neutral - extension	
14-12 Ma	○	○	○	390 (80)	235	uni-modal	LK-HAB	Low- Nb	Low-TiO ₂ (partly High TiO ₂)	○	arc-extension	neutral - extension	
19-14 Ma	—	○	○	35 (3)	7.6	bi-modal	HAB-AB	Hi- Nb	Hi-TiO ₂	—	non-arc	extension	Formation of Back arc basin

* is defined in this study. ○ : present, — : none

Fig. 15. Summary of late Cenozoic volcanic activity and simultaneous tectonics of Central and Eastern Hokkaido. MVG : monogenetic volcanic group, LPFI : large scale pyroclastic flow, LK : Low-K tholeiite, HAB : high almina basalt, AB : alkali basalt. Number in parenthesis of eruptive volume at scale of volcanism are volume of large scale pyroclastic flow deposits.

Fig. 16. Nb*2-Zr/4-Y diagram for Neogene to Quaternary volcanic rocks in Central and Eastern Hokkaido. Solid Lines indicates range of the chemical composition of 1.7-1 Ma, broken lines are 1-0 Ma volcanic rocks. Fields are from Meschede (1986), a: within-plate alkali basalt and within plate tholeiite, b: P-MORB, c: within-plate tholeiite and volcanic arc basalt, d: volcanic arc basalt and N-MORB.

岩・アイスラングタイプ安山岩～デイサイトが多産する。これらは我々が特に典型的島弧と意識する現在の東北日本弧あるいは千島弧では見いだされない岩石タイプであるので、これらの産出は非島弧的火山活動の証拠として挙げられた(高橋, 1986; 周藤・八島, 1985; 後藤ほか, 1995; 岡村ほか, 1995)。実際にこれらの岩石タイプは東太平洋海膨やアイスランドの新第三紀火山活動 (Carmichael, 1964), ハワイ島・ガラパゴス諸島, Columbia River Basalt Group や Snake River Plain など, MORB やプレート内玄武岩の活動する非沈み込み帯で, 玄武岩に伴って少量産することが多い (Gill, 1981; McBirney, 1993; Lambert et al., 1995 など)。しかし, こうした火山岩類は, 産出頻度・噴出量は決して多くはないものの, 実際には多数の第四紀沈み込み帯で認められる (例えば, Shimazu et al., 1985; Gerlach et al., 1988; Blake et al., 1992; Hasenaka et al., 1994; López-Escobar et al., 1995)。これらの島弧では, TiO_2 や Nb などの HFS 元素に乏しい”典型的島弧火山岩”と同時に High-Ti タイプのソレイト質安山岩・アイスラングタイプデイサイトもまた, 火山フロントおよびその近傍で一つの火山で時空的に

密接に共存して活動している。これらの火山岩類は, その低い Nb 量も合わせて考えると, “非島弧的火山活動”の産物ととらえるべきではない。これらの火山岩が島弧に産する場合は, 背弧海盆やリフトの発達する場合が多く, 引張応力場での島弧火山活動を特徴づける岩石タイプであると考えられる。

また, 14-1 Ma では, 9~6 Ma 前後に網走地域で著しく K_2O に富んだ粗面安山岩が産する地域がある (Yamagishi and Goto, 1991)。この岩石タイプも現在の東北日本弧あるいは千島弧では見いだされない岩石タイプではあるが, 例えば, スンダ・パンダ弧などで背弧側に shoshonite が産するので (例えば, Whitford et al., 1979 など), アルカリ量だけから非島弧的火山岩とはいえない。実際に網走地域の粗面安山岩の Nb 量は 3.5~7.8 ppm と低い島弧的性質を示す。

最後に, 島弧火山活動の特徴とされている火山岩組成の島弧横断方向の変化 (以下, 水平変化と呼ぶ) を考察する。東北日本弧および千島弧の水平変化は明瞭であり (中川ほか, 1988, 1995), 他の島弧火山活動でも同様の水平変化が成立すると考えられることが多い。しかしながら水平変化が東北日本弧のように明瞭に成立することはまれで, その様式は島弧によってさまざまで場合によっては水平変化がほとんど存在しないこともある (Gill, 1981; 中川ほか, 1995)。よって現在の千島弧あるいは東北日本弧と同じ水平変化が認められない場合でも, そのことが島弧火山活動を否定する根拠とはなり得ない。

4. 19 Ma 以降の火山活動場

Fig. 15 でまとめたように, テクトニクス場は火山活動様式からは 14-1 Ma までは水平差応力が小さいあるいは引張応力場である。19-14 Ma については活動様式からは単成火山であるということから 14-1.7 Ma と同様であると推定でき, さらに火山岩の SiO_2 組成分布において, 19-14 Ma が全域にわたって明瞭なバイモーダルを示すことから, 14 Ma 以降よりも強い引張応力場であった可能性が高い。上記の新第三紀の応力場は 1.0 Ma 以降に現在の強い圧縮応力場に変化する。

マグマタイプは 14 Ma 以前が非島弧的で, 14 Ma 以降現在まで Nb に注目すると島弧的に変化する。14 Ma 以降 1.7-1 Ma までの島弧タイプの火山活動では, High-Ti タイプのソレイト質安山岩・アイスラングタイプデイサイト, 高 K_2O デイサイト, そして一部の地域では弱いバイモーダルな SiO_2 頻度分布を示すことなど, 現在のような圧縮応力場の東北日本弧や千島弧で認められない岩石タイプも認められるので, 島弧-引張タイプと仮に命名する。それに対してカルクアルカリ岩が卓越する 1-0 Ma の火山岩を島弧-圧縮タイプと呼ぶ。

議 論

1. 従来の新第三紀火山活動モデルの検討

これまで北海道中～東部の新第三紀火山活動とテクトニクスの関係を評価する試みはいくつか行われてきた (国分ほか, 1994; 渡辺, 1994; 後藤ほか, 1995; 岡村ほか, 1995)。

国分ほか(1994)は、北海道中央部の火山活動について、11.5 Ma を境に紋別地域の火山活動域が陸化し、6 Ma までバイモダル火山活動やアイスランダイトの活動が行われること、11.5～6 Ma に存在した島弧横断方向の広域変化が6-2 Ma には消滅したことを指摘した。そして11.5～6 Ma 前後までの北海道中央部での火山活動を、東西性圧縮応力場によって生じた広域的隆起に伴う局所的引張応力場での火山活動であると考え、この時階には島弧火山活動と同時に非島弧的マントルの上昇もあったとした。このデータ解釈および議論は、次の点で問題がある。1) すでに述べたように14 Ma 以降の火山岩はNbに枯渇した島弧タイプであり、特にNb量がこの地域で11.5-6 Ma の間で系統的に高いという証拠はない。2) FeO^* に富んだアイスランダイトはすでに述べたようにそれだけでは非島弧的とはいえない。また同質のアイスランダイトは6 Ma 以降も活動を続け、実際には1 Ma 前後まで活動している。3) 島弧横断方向の広域変化は彼らが指摘した6 Ma 以前、9 Ma に成立し第四紀まで継続している。4) 圧縮応力場で生じた隆起帯では、頂部に局所的な引張応力場が発生することはあっても、安山岩を欠くバイモダル火山活動が起こるような地殻全域におよぶ引張応力場が達成されるとは考えにくい。例えば、北海道東部の知床半島の第四紀火山列は、圧縮に伴う隆起軸上で活動し、火山体には局所的引張応力場が形成されている(守屋, 1983)。しかし、これらの火山体は安山岩-デイサイト主体のユニモダルな組成を持っている(Fig. 10)。

後藤ほか(1995)は、火山岩の噴出量・非島弧的火山岩の分布などから、北海道北部の14-9 Ma の火山活動を千島海盆の形成に伴う火山活動によるものととらえた。大規模な火山活動域が12-9 Ma に南方へ拡大すること(Fig. 9)や、同様に千島海盆に近接したサハリン～北海道の新第三紀火山活動域が21 Ma 以降南下すること(竹内, 1997)から、この時階の火山活動が千島海盆の拡大に関連するものである可能性は高いかもしれない。しかしながら、彼らの議論で非島弧的火山岩としたHigh-Tiあるいはアイスランダイトタイプ岩石も、やはりNbに著しく枯渇した島弧タイプである。よって岩石学的性質からは必ずしも背弧海盆の生成を想定する必要はない。ただし、彼らも議論したように、9 Ma 前後で火山活動域が突然に移動したことは沈み込み帯を考えた場合には説明が困難である。

岡村ほか(1995)は、北海道北部の14-9 Ma の火山活動について、非島弧的火山岩の分布が必ずしもオホーツク海側に偏らず、極微量ながら他の地域にも認められること、アルカリ元素やSr同位体比に不明瞭ながら広域変化が認められることを指摘した。そしてこの火山活動の成因をユーラシアプレートとオホーツクプレートの衝突に千島弧西進が加わったことによるプレートの三重衝突により、ダイアピルが上昇して火山活動が生じたとした。しかしながら、後藤ほか(1995)の問題点と同様に、非島弧的とした岩石はやはりNbに乏しい島弧タイプである。さらに彼らのモデルの問題点は、大陸性地殻の3重衝突にともなうマントルダイアピルが上昇し火山活動が発生する具体的メカニズムや他の地域での具体例

が示されていないことである。さらに、彼らが3重点衝突に“関連する”としたHigh-Tiタイプ安山岩やアイスランダイトタイプの岩石も、先に示したように1 Ma 前後まで活動を続けている。よって、14-9 Ma に特殊なメカニズムを想定する必然性に欠ける。

渡辺(1994)は、中期中新世の北海道中～北部の火山活動場が次第に南下すると考え、アイスランダイトやバイモダル火山活動を伴う同地域の中期中新世火山活動を、太平洋プレートの見かけの沈み込み方向の変化により発生した“スラブギャップ”によるものと考えた。しかし実際には、1) 本地域の火山活動場は14-12 Ma にはすでに地域の大半に広がっており(Fig. 5, 6)、時間とともに南下する傾向は認められない、2) アイスランダイトはNbに乏しい島弧タイプである、など、渡辺(1994)による中期中新世の火山活動に関する指摘は、本研究による観察事実とは異なる。一方、渡辺(1994)のモデルが正しいとすれば、14～10.6 Ma には千島弧の火山フロントが150 km 南下(前進)すると同時に、隣接する東北日本弧でも同様の規模で火山フロントが移動(後退)するはずである(渡辺, 1994 の Figs. 6, 7)。しかし、実際には東北日本弧火山フロントは、16-13 Ma から8 Ma にかけて20～50 km 後退する(Ohki et al., 1993; 吉田ほか, 1995; 中嶋ほか, 1995)程度である。さらに渡辺(1994)は、中期中新世の火山活動において認められるアイスランダイトやバイモダル火山活動を、スラブギャップに伴うアセノスフェア物質の上昇に伴うものと解釈し、スラブギャップの根拠の一つとしたが、こうした火山活動はスラブギャップが終了する6 Ma 前後(渡辺, 1994 の Fig. 7)以降も1 Ma 前後まで認められる。すなわち、アイスランダイトやバイモダル火山活動は、中期中新世にスラブギャップのような特殊な現象を想定する根拠とはならない。10～9 Ma に北海道北部のほぼ全域で同時に火山活動が停止する(Fig. 6)ことも、太平洋プレートの斜め沈み込み角度の変化に伴って連続的に火成活動の時空分布が変化すると考える渡辺(1994)のモデルでは説明困難である。

2. 各ステージの火山活動と関連テクトニクス

ここでは主として北海道および周辺の構造地質学あるいは海洋底の地質学的研究から想定されているテクトニクスが今回の火山活動に関する検討と調和的かどうかを比較検討する。

19-14 Ma の時期で関連する周辺地域での最大のイベントは日本海の拡大がある。19-14 Ma は拡大の最盛期から最末期に相当し(Otofugu et al., 1994 など)、東北日本弧の背弧側では一時的かつ大規模な火山活動が行われた。したがって、この時期の北海道中軸部の火山活動の熱源としては背弧海盆形成に伴うPlumeの影響が考えられる。このことは、活動場が強い引張応力場でかつNbが高い非島弧的火山岩が産することと調和的である。しかしながらPlumeの上昇を想定するには、火山活動があまりにも微弱である(～1 km³/My のオーダー)。これは19-14 Ma の火山岩が分布する北海道中軸部は当時はプレート境界であり、それを挟んでの日本海盆および千島海盆の拡大軸の延長ではあるが拡大の中心からは遠

く離れていることが原因であろう。背弧海盆付近では浅所まで上昇した熱源の影響は北海道中軸部では小さく、マグマが発生したとしても背弧海盆より深所で小規模に発生するであろう。そのため 19-14 Ma の玄武岩はアルカリ岩も多く見られ、 SiO_2 の飽和度も低く深所でマントルから分離したと推定される。この時期の北海道中軸部は、日高山脈～北部日高帯の上昇、礫層や断層運動の解析に基づき、ユーラシアプレートと北アメリカプレートの右斜め横ずれ衝突に伴う圧縮応力場におかれていたと考えられており（宮坂ほか、1986 など）、単成火山の活動や極端なバイモダル火山活動などから推定される強い引張応力場とは一見矛盾する。しかし、著しい横ずれテクトニクス下においては、横ずれ断層周辺にしばしば局所的引張応力場が出現することが知られている（Burchfiel and Stewart, 1966 など）。19-14 Ma の北海道中軸部においてもまた顕著な右横ずれ断層運動が知られ（Kimura et al., 1983）、ブルアパート堆積盆的な小堆積盆が点在する（宮坂ほか、1986）ことから、この時期の北海道中軸部においても局所的に引張応力場が存在していた可能性がある。火山岩分布が北海道中軸部に限られること、14 Ma を境に火山活動様式が著しく転換することを考慮すると、火山活動が右横ずれ断層運動に伴う局所的引張応力場に規制されていた可能性は高い。

北海道中～東部が属する千島弧南部は、中期中新世以降は太平洋プレートの沈み込み帯であったと考えられている（例えば、Kimura, 1986 ; Watanabe, 1996）。よって千島弧南部では、島弧火山活動が行われることが期待される。我々のステージ区分では 9 Ma 以降は火山活動域の北限は現在の火山フロント側である太平洋側へ大きく南下し、いくつかの活動域が現在の千島海溝の伸びとほぼ平行に東西に並んでいる。さらに Nb に枯渇した火山岩が活動することから従来のテクトニクスモデルと調和的で、明らかに太平洋プレートの沈み込みに伴う島弧火山活動であると判断できる火山活動は、少なくとも 9 Ma まではさかのぼることができる。千島弧南部での中期中新世以降の沈み込み様式は、太平洋プレートの斜め沈み込みであり、前弧スリバーが西進して東北日本弧に衝突していたと考えられている（例えば、Kimura, 1986 ; Watanabe, 1996）。斜め沈み込みは多くの沈み込み帯で発達し（Kimura, 1996）、そこでは沈み込むプレートからの圧縮成分が、島弧横断方向だけでなく、島弧と平行な方向へも多く変換されるので、沈み込むプレートと島弧のカップリングは弱く、背弧側では圧縮成分が小さくなる（McCaffrey, 1992）。そのため斜め沈み込みが顕著な島弧では、前弧の衝突に伴う圧縮応力場が背弧側にも波及する一部の島弧を除き、背弧側ではしばしば引張応力場が発達し、グラーベンが形成されることもある（Kimura, 1986）。中期中新世以降斜め沈み込み帯となった千島弧南部では、弱い差応力あるいは引張応力場での島弧火山活動が 9 Ma 以降に発生し、島弧-引張タイプの火山岩を産出した。

Jackson et al. (1975) による太平洋プレートの運動方向を北海道周辺に適用すると、千島弧南部に対する太平洋プレートの斜め沈み込みの程度は新第三紀からしだいに減少してい

ることになる。実際に Demets (1992) によると現在の千島弧の横ずれ成分は非常に小さくなっている。この場合には千島背弧側と太平洋プレートのカップリングは強く、沈み込みは千島弧の水平圧縮成分に多く変換される。このため現在の千島弧は東北日本弧と同様に強い圧縮応力場におかれた島弧火山活動場になっていると考えられる。そのため、島弧-圧縮タイプの火山岩が産出する。その変化は我々の検討では 1 Ma 前後であると考えられる。ちょうどそのころは北海道中軸部-サハリンに位置していた北アメリカ-ユーラシアプレート境界が日本海東縁にジャンプした時期である（中村, 1983 ; 小林, 1983）。島弧-引張タイプから島弧-圧縮タイプの火山岩を産するような変化はプレート境界のジャンプと対応している可能性がある。このことを明瞭にするには、第四紀火山活動および火山岩の岩石学的性質の時空変遷を高精度で検討しなければならない。

14-9 Ma の火山活動のテクトニクス場についてはすでに述べたように数多くの解釈がある。しかしながら火山岩の岩石学的性質は、9-1 Ma と全く同様の島弧-引張タイプであり、大規模な非島弧的成分の関与は考えられない。島弧火山活動と考えると、後藤ほか（1995）も指摘しているとおり、なぜ 14 Ma から突然にかなりの規模の火山活動が始まり、9 Ma 前後でその活動が突然に終了するのかを説明できるモデルがない。さらに竹内（1997）が指摘するようにサハリンから北海道まで次第に火山活動域が南下することも、島弧火山活動で説明できるとは思えない。現時点では、9 Ma から始まる島弧火山活動とに挟まれた時期は、背弧海盆形成（日本海盆あるいは千島海盆）によって乱されたマントルウェッジの組成・温度・対流構造が、定常的な島弧のそれらに変化する漸移ステージなのかもしれない。あるいは後藤ほか（1995）がいうように千島海盆拡大の影響の方を強く受けているのかもしれない。Jackson et al. (1975) による太平洋プレートの運動方向によれば、この時期の太平洋プレートは千島弧に対し著しい斜め沈み込みを行っており、沈み込みの方向は島弧と平行に近い。こうした著しい斜め沈み込みテクトニクスが火山活動になんらかの影響を与えていた可能性もあるが、いずれにしても北海道中～東部の火山活動に顕著な影響を与えるのが明らかな千島海盆の形成時期およびそれに関連した火山岩の岩石学的性質が、千島海盆底の玄武岩そのもののデータから議論できない現時点では、後藤ほか（1995）や竹内（1997）も指摘したように、14-9 Ma の火山活動のテクトニクス場については明確な解答を与えることはできない。

ま と め

1. 北海道中央部～東部の新生代火成活動を、新たに求めた K-Ar 年代を含めた年代値と火山層序関係により、火山活動域の時空分布、さらに噴出量（率）・火山活動様式・火山体の形状などの火山学的データ、および火山岩の岩石学的性質の時間変化を検討した。
2. 本地域では数 100 万年以上の長期にわたり火山活動が連続して起こった地域はなく、火山活動域の移動が頻繁に認められる。

3. 火山活動域の変遷を基にして本地域の火山活動は、19–14 Ma, 14–9 Ma, 9–1.7 (1.0) Ma, 1.7 (1.0)–0 Ma の4つの主ステージに区分される。このうち14–9 Maと9–1.7 Maは12 Ma頃および5 Ma頃を境にした副ステージに区分される。

4. 火山活動は、19–14 Maの時期では噴出率は数 km³/My程度と微弱であり、14 Ma以降に数100 km³/Myと活発になり、その規模は第四紀までオーダーとしてはほぼ一定である。

5. 火山活動が起こった時期の応力場は、19–14 Maが最も引張応力場が強く、14–1.0 Maでは差応力が小さいあるいは引張応力場であり、1.0 Ma以降に強い圧縮応力場に変化したと推定できる。

6. 活動したマグマタイプは、19–14 MaではNbに富み非島弧的性格が強いが、14 Ma以降はNbが極端に低い島弧形が現在まで活動している。このうち14–1.0 Maの火山岩は高TiO₂の安山岩やアイスラングイト様の著しくFeO*に富んだ安山岩からデイサイトを産することで特徴づけられ、島弧–引張タイプと呼んだ。1.0 Ma以降はそれらは認められず、カルクアルカリ岩が卓越する。このようなタイプを島弧–圧縮タイプと呼んだ。両タイプの成因論は今後の課題の一つである。

7. 火山活動に関連したテクトニクス場は14–9 Maを除いて次のように考えられる。

19–14 Ma: 背弧海盆の拡大(おそらく日本海盆)の影響が北海道に及んだ活動

9–1.7 (1.0) Ma: 太平洋プレートの斜め沈み込みによる島弧火山活動

1.7 (1.0)–0 Ma: 太平洋プレートの直交に近い沈み込みによる島弧火山活動。

8. 14–9 Maの火山活動は岩石学的性質からは9–1.7 Maと同じ島弧火山活動と考えられるが、その正しい解釈のためには千島海盆の拡大時期や海盆拡大に関連した岩石学的性質などのデータが必要である。

謝 辞

本研究は第1著者が北海道大学大学院理学研究科在学中に行われた。その際に北海道大学地鉱教室の荒牧重雄教授(現日本大学教授)・宇井忠英教授に御指導いただいた。また、後藤芳彦博士には知床半島の未公表データの引用を快諾いただき、合わせて有意義な議論をしていただいた。北海道大学におけるその他多くの共同研究者の方々には、未公表データの引用を許可していただいた。薄片製作にあたっては、北海道大学の桑島俊昭、野村秀彦両技官に、蛍光X線分析では北海道大学理学部の寺田省一技官にお世話になった。K–Ar年代測定においては、Kの定量では弘前大学の佐々木実博士・東北大学の石川賢一博士に、Arの定量では岡山大学地球内部研究センターの長尾敬介教授(現東京大学)・緒方亜津美技官にお世話になった。北海道大学のBarry Roser氏、北海道立地下資源調査所の山岸宏光博士には英文を校閲していただいた。査読者のコメントは、本論文を改善する上で非

常に有益であった。本研究の一部には文部省科学研究費(課題番号04402015:代表、荒牧重雄;課題番号05640523:代表、中川光弘)を使用した。以上の方々および当局に深く感謝する。

文 献

- 秋葉 力・藤江 力・松井 愈・岡部賢二・酒匂純俊・魚住 悟, 1966, 北海道西南部における火成活動と地質構造. 地団研専報, 12, 16–24.
- Blake, S., Wilson, C. J. N., Smith, I. E. M. and Walker, G. P. L., 1992, Petrology and dynamics of the Waimihia mixed magma eruption, Taupo Volcano, New Zealand. *Jour. Geol. Soc. London*, 149, 193–207.
- Burchfiel, B.C. and Stewart, J.H., 1966, “Pull-apart” origin of the central segment of Death Valley, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 77, 439–442.
- Carmichael, I. S. E., 1964, The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. *Jour. Petrol.*, 5, 435–460.
- Christiansen, R. L., 1984, Yellowstone magmatic evolution: Its bearing on understanding large volume explosive volcanism. In Boyd, F.R., ed., *Explosive volcanism, Its inception, evolution and hazards*, National Research Council Studies in Geophysics. National Academy Press, Washington D.C., 84–95.
- Cole, J. W., Darby, D. J. and Stern, T. A., 1995, Taupo Volcanic Zone and Central Volcanic region Backarc structures of north Island, New Zealand. In Taylor, B. R., ed., *Backarc basin–tectonics and magmatism*, Plenum Press, New York and London, 1–28.
- Demets, C., 1992, Oblique convergence and deformation along the Kuril and Japan trenches. *Jour. Geophys. Res.*, 97, 17615–17625.
- 藤林紀枝・渡辺 寧・加々美寛雄・川野良信, 1995, 東北日本弧北端、積丹半島–支笏湖地域における中新世後期～鮮新世火山岩類の化学組成の時空変遷. 地質学論集, no. 44, 181–195.
- 舟橋三男, 1966, グリーンタフ地域の火成活動. 地団研専報, 12, 138–145.
- 舟山 淳・中川光弘, 1991, 北海道東部、武佐火山の地質と岩石. 岩鉱, 86, 410–423.
- Gerlach, D. C., Frey, F. A., Moreno, H. and López-Escobar L., 1988, Recent volcanism in the Puyrhué–Cordon Caulle region, southern Andes, Chile (40.5° S). petrogenesis of evolved lavas. *Jour. Petrol.*, 29, 333–382.
- Gill, J.B., 1981, *Orogenic andesite and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 390p.
- Goto, Y., 1994, *Volcanic geology and tectonic evolution of the Shiretoko Peninsula, East Hokkaido, Japan*. Doctoral thesis of Hokkaido University, 211p.
- 後藤芳彦・合地信生, 1991, 北海道知床半島における海底火山体の復元. 火山, 第2集, 36, 37–50.
- Goto, Y. and Wada, K., 1991, The middle Miocene alkali dolerite from Rebun Island, northeastern Japan Sea. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 86, 375–378.
- 後藤芳彦・中川光弘・和田恵治, 1995, 北海道北部の中新世火山活動の活動場: K–Ar年代と主成分化学組成からの推定. 岩鉱, 90, 109–123.
- Graham, I. J., Cole, J. W., Briggs, R. M., Gamble, J. A. and Smith, I. E. M., 1995, Petrology and petrogenesis of volcanic rocks from the Taupo Volcanic Zone: a review. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 68, 59–87.
- Hasenaka, T., 1995, Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan–Guanajuato volcanic field, central Mexico. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 63, 13–31.
- Hasenaka, T., Ban, M. and Delgado–Granados, H., 1994, Contrasting volcanism in the Michoacan Guanajuato, central

- Mexico : shield volcanoes vs. cinder cones. *Geof. Int.*, **33**(1), 125-138.
- Hildreth, W., Halliday, A. N. and Christiansen, R. L., 1991, Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone Plateau Volcanic Field. *Jour. Petrol.*, **32**, 63-138.
- 広瀬 亘・中川光弘・長尾敬介, 1993, 北海道東部, 上部中新統網走層の水中心火山活動. 日本火山学会 1993 年秋期大会講演予稿集, 17.
- Jackson, E. D., Shaw, H. R. and Bargar, K. E., 1975, Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 145-155.
- 勝井義雄, 1962, 5 万分の 1 地質図幅および同説明書「屈斜路湖」. 北海道開発庁, 42p.
- Katsui, Y., Oba, Y., Ando, S., Nishimura, S., Masuda, Y., Kurasawa, H. and Fujimaki, H., 1978, Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, north Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. IV*, **18**, 449-484.
- 木村 学, 1981, 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場. 地質雑, **87**, 757-768.
- Kimura, G., 1981, Abashiri tectonic line — with special reference to the tectonic significance of the southwestern margin of the Kurile Arc —. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, **20**, 95-111.
- Kimura, G., 1986, Oblique subduction and collision : Forearc tectonics of the Kuril arc. *Geology*, **14**, 404-407.
- Kimura, G., 1996, Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands. *The Island Arc*, **5**, 262-275.
- Kimura, G., Miyashita, S. and Miyasaka, S., 1983, Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*. Terra Scientific Pub. Co., Tokyo, 123-134.
- 木村 学・玉木賢策, 1985, 千島弧と千島海盆—上盤プレートの回転, 後退と背弧海盆の拡大—. 地学雑, **94**, 69-83.
- 小林洋二, 1983, プレート「沈み込み」の始まり. 月刊地球, **3**, 510-518.
- 国分公貴・岡村 聡・八幡正弘・古山勝彦・長尾敬介, 1994, 北海道東部, 新第三紀火山岩類の岩石学的性質の変遷. 地質雑, **100**, 658-674.
- 今田 正, 1974, 東北日本弧における Bimodal volcanism. 地質雑, **80**, 81-90.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, **20**, 195-222.
- Lambert, R. St. J., Chamberlain, V. E. and Holland J. G., 1995, Ferro-andesites in the Grande Ronde Basalt : their composition and significance in studies of the origin of the Columbia River Basalt Group. *Can. Jour. Earth Sci.*, **32**, 424-436.
- López-Escobar, L., Parada, M. A., Hickey-Vargas, R., Frey, F. A., Kempton, P. D. and Moreno, H., 1995, Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41-42) : contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **119**, 345-361.
- McBirney, A. R., 1993, Differentiated rocks of the Galapagos hotspot. In Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R., eds., *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Publ. London.*, **76**, 61-69.
- McCaffrey, R., 1992, Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Jour. Geophys. Res.*, **97**, 8905-8915.
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of Mid-Ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**, 207-218.
- 宮坂省吾・保柳康一・渡辺 寧・松井 愈, 1986, 礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代山地形成史. 地団研専報, **31**, 285-294.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- 守屋以智雄, 1983, 日本の火山地形. 東京大学出版会, 135p.
- 永尾隆志・長谷義隆・井川寿之・長峰 智・阪口和之・山元正継・周藤賢治・林田賢一, 1995, 九州の平坦面を形成する安山岩の地質学的・岩石学的特徴 : 「洪水安山岩」の提唱. 地質学論集, no. 44, 155-164.
- Nagao, K., Ogata, A., Miura, Y. N. and Yamaguchi, K., 1996, Ar isotope analysis for K-Ar dating using two modified-VG5400 Mass Spectrometers-I : Isotope dilution method. *Jour. Mass Spectrom. Soc. Jpn.*, **44**, 39-61.
- Nakagawa, M., 1992, Chemical zonation of volcanoes at the northern end of NE Japan arc : K-Ar ages and geochemistry of some Pliocene and Pleistocene basalts from the western region of Sapporo, southwestern Hokkaido. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **87**, 460-466.
- 中川光弘・後藤芳彦・新井計雄・和田恵治・板谷徹丸, 1993, 中部北海道, 滝川地域の中新世-鮮新世玄武岩の K-Ar 年代と主成分化学組成 : 東北日本弧-千島弧, 島弧会合部の玄武岩質単成火山群. 岩鉱, **88**, 390-401.
- 中川光弘・後藤芳彦・舟山 淳・荒牧重雄, 1994, XRF 分析法による地質標準資料火成岩シリーズの微量元素組成. 平成 4~5 年度科学研究補助金・一般研究 (A)「島弧会合部における新生代火成活動の時空変遷」, 研究成果報告書, 148-155.
- 中川光弘・霜鳥 洋・吉田武義, 1988, 東北日本弧, 第四紀玄武岩組成の水平変化. 岩鉱, **83**, 9-25.
- 中川光弘・丸山裕則・舟山 淳, 1995, 北海道第四紀火山の分布と主成分化学組成の広域変化. 火山, 第 2 集, **40**, 13-31.
- 中嶋聖子・周藤賢治・加々美寛雄・大木淳一・板谷徹丸, 1995, 東北日本弧, 後期中新世~鮮新世火山岩の島弧横断方向における化学組成および同位体組成変化. 地質学論集, no. 44, 197-226.
- Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**, 1-16.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研彙報, **58**, 711-722.
- Ohki, J., Shuto, K., Watanabe, N. and Itaya, T., 1993, K-Ar ages of the Miocene Ryozen basalts from the northern margin of the Abukuma Highland, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **88**, 313-319.
- Okamura, S., 1987, Geochemical variation with time in the Cenozoic volcanic rocks of southwest Hokkaido, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **32**, 161-176.
- 岡村 聡・菅原 誠・加々美寛雄, 1995, 北海道北部中新世火山岩の広域変化とその成因. 地質学論集, no. 44, 165-180.
- 小山内照・庄谷幸夫, 1965, 5 万分の 1 地質図幅「恩根内」および同説明書. 北海道開発庁, 32p.
- Otofujii, Y., Kambara, A., Matsuda, T. and Nohda, S., 1994, Counterclockwise rotation of Northeast Japan : Paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**, 503-518.
- Richter, D.H., Moll-Stalcup, E.J., Miller, T.P., Lanphere, M.A., Dalrymple, G.B. and Smith, R.L., 1994, Eruptive history and petrology of Mount Drum volcano, Wrangell Mountains, Alaska. *Bull. Volcanol.*, **56**, 29-46.
- Richter, D.H., Smith, J.G., Lanphere, M.A., Dalrymple, G.B., Reed, B.L. and Shew, N., 1990, Age and progression of volcanism, Wrangell volcanic field, Alaska. *Bull. Volcanol.*, **53**, 29-44.
- 酒匂純俊・浅井 宏・金山詰祐, 1964, 5 万分の 1 地質図幅および同説明書「北見富士」. 北海道開発庁, 31p.
- 島田忠夫, 1961, 5 万分の 1 地質図幅および同説明書「網走」. 地質調査所, 20p.
- Shimazu, M., Igarashi, S. and Ohashi, M., 1985, Tholeiitic andesite and dacite of early Pleistocene age in Shikumi area, Niigata Prefecture, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **80**, 119-127.
- 周藤賢治・加藤 進・大木淳一・加々美寛雄・荒戸裕之・アンドレイ レザノフ, 1997, 新潟油田・ガス田地域における中新世バイモータル火山活動—背弧海盆拡大との関連—. 石油技術誌, **62**, 45-58.

- 周藤賢治・八島隆一, 1985, 茨城県大子地域に産するホルトノライト安山岩. 岩鉱, **80**, 398-405.
- Steiger, R. and Jäger, E., 1977, Subcommition on geochronology : convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- 高橋功二・三谷勝利, 1970, 5 万分の 1 地質図幅および同説明書「芽登温泉」. 北海道開発庁, 29p.
- 高橋正樹, 1986, 日本海拡大前後の“島弧”マグマ活動. 科学, **56**, 103-111.
- 高橋正樹, 1995, 大規模珪長質火山活動と地殻歪み速度. 火山, 第 2 集, **40**, 33-42.
- 竹内 徹, 1997, 南サハリンの第三紀火山岩類の K-Ar 年代とそのテクトニックな意義. 地質雑, **103**, 67-79.
- Tsuchiya, N., Shibata, T., Koide, Y., Owada, M., Takazawa, E., Goto, Y., Choi, J. H., Terada, S. and Hariya, Y., 1989, Major element analysis of rock samples by X-Ray fluorescence spectrometry using scandium anode tube. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, **22**, 489-502.
- 和田恵治, 1988, 雄阿寒火山カルクアルカリ岩のマグマ混合. 岩鉱, **83**, 273-288.
- Wada, K., 1989, Whole-rock chemical composition of the Akan volcanic field, eastern Hokkaido, Japan : Characterization of magmatism beneath the region. *Jour. Hokkaido Univ. of Education (Section II B)*, **39**, 37-48.
- Walker, G. P. L., 1973, Lengths of lava flows. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, **274**, 107-118.
- 渡辺 寧, 1994, 北海道北東部の中新世火山活動とテクトニクス—なぜ火山活動は南下したか?—. 地質ニュース, **483**, 6-14.
- Watanabe, Y., 1996, Genesis of vein-hosting fractures in the Kitami region, Hokkaido, Japan. *Res. Geol.*, **46**, 151-166.
- 渡辺 寧・内海 茂・宇都浩三, 1991, 北海道北東部北見グリーンタフ地域の新生代玄武岩の K-Ar 年代. 地質雑, **97**, 61-64.
- 渡辺 寧・山口昇一, 1988, 北部北海道名寄—旭川地域の中新世火山岩の K-Ar 年代とその造構場. 地球科学, **42**, 91-99.
- Whitford, D. J., Nicholls, I. A. and Taylor, S. R., 1979, Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 341-356.
- Whitford-Stark, J. L., 1975, Shield volcanoes. In Fielder, G. and Wilson, L., eds., *Volcanoes of the Earth, Moon, and Mars*, St. Martins Press, New York, 66-74.
- Wood, C. A. and Kienle, J., 1990 eds., *Volcanoes of North America*. Cambridge University Press, 354p.
- 八幡正弘・西戸裕嗣, 1995, 中央北海道北東部, 紋別—遠軽地域の新

- 第三紀火山活動と構造運動. 地質雑, **101**, 685-704.
- 八幡正弘・田近 淳・黒沢邦彦・松波武雄, 1988, 5 万分の 1 地質図幅および同説明書「丸瀬布北部」. 北海道立地下資源調査所, 110p.
- Yamagishi, H. and Goto, Y., 1991, Trachyandesite pillow lava from the Abashiri area, northeast Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2*, **36**, 177-181.
- Yamagishi, H., Kawachi, S., Goto, Y., Miyasaka, S. and Koitabashi, S., 1989, A Miocene Submarine Volcano —The Rekifune Volcanic Rocks in Southern Tokachi, Hokkaido—. *Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2*, **34**, 251-261.
- 吉田武義・大口健志・阿部智彦, 1995, 新生代東北日本弧の地殻・マントル構造とマグマ起源物質の変遷. 地質学論集, no. 44, 263-308.

付 記

本稿執筆中に周藤ほか (1997), 投稿後に Ikeda (1998) により, 本地域の新第三紀玄武岩類に関する研究発表が行われた. Ikeda (1998) は北海道中央部の中期～後期中新世玄武岩類の一部について, それらがやや Nb など HFS 元素にやや富むことを示した. 周藤ほか (1997) の分析値の詳細は明らかではないが, 彼らの対象地域の一部は Ikeda (1998) の対象地域と重複するため結果はほぼ同様であると考え. 本研究による 19-14 Ma 火山岩と比べれば, これらの岩石の HFS 元素濃集の程度は本研究の 14 Ma 以降のそれと同様に低く, やはり島弧的な性質を持っている. しかし, 14 Ma 以降の火山活動においても, 地域的には若干の多様性が存在することがこれらの研究から明らかとなった. 今後, こうした局所的な火山活動についても, 本研究と同様な大量の火山地質学的・岩石学的データに基づく, より詳細な検討が必要となろう.

文 献

- 周藤賢治・青木 淳・垣原康之, 1997, 北部北海道の中新世玄武岩の地球科学的特徴. 日本岩石鉱物鉱床学会 1997 年度秋期学術講演会講演要旨集, 187.
- Ikeda, Y., 1998, Geochemistry of Miocene back-arc basin basalts from northeast Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 99-106.

(要 旨)

広瀬 亘・中川光弘, 1999, 北海道中央部～東部の新第三紀火山活動 : 火山学的データおよび全岩化学組成からみた島弧火山活動の成立と変遷. 地質雑, **105**, 247-265. (Hirose, W. and Nakagawa, M., 1999, Neogene volcanism in Central-Eastern Hokkaido : Beginning and evolution of arc volcanism inferred from volcanological parameters and geochemistry. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **105**, 247-265.)

北海道中央部～東部の中新世以降の火山活動を, 火山岩の時空分布に基づいて, 19-14 Ma, 14-9 Ma (14-12 Ma, 12-9 Ma), 9-1.7 Ma (9-5 Ma, 5-1.7 Ma), 1.7-0 M の各ステージ・サブステージに区分した. 19-14 Ma には引張応力場で非島弧的な火山活動が行われた. 14-9 Ma 以降は一部に高 TiO_2 安山岩～アイスランダイト様デイサイトを伴う, 引張～差応力の小さい応力場での島弧火山活動へ移行し, 9-1.7 (1.0) Ma にはより沈み込みの影響が明瞭になった. この火山活動は 1.0 Ma 前後に低 TiO_2 カルクアルカリ岩からなる圧縮応力場での島弧火山活動へ移行した. 19 Ma 以降の火山活動の変化は, 背弧海盆の拡大 (19-14 Ma), 太平洋プレートの顕著な斜め沈み込み (9-1.7 Ma), プレート境界のジャンプ (1 Ma 前後) といった, テクトニクス場の変化を反映していると考えられる.