仙台市, 黒鼻山玄武岩の層準 —— 後期中新世～前期鮮新世に噴出した ピジョン輝石玄武岩 ——

Stratigraphy of Kurohana-Yama basalt, Sendai :
Pigeonite bearing basalts erupted in the period
between late Miocene and early Pliocene

大 場 司 (Tsukasa OHBA)*
伴 雅 雄 (Masao BAN)**

Detailed stratigraphical investigation revealed that pigeonite-phyric basalts from Kurohana-Yama, Sendai, Japan erupted at late Miocene or early Pliocene, with the age of the eruption is younger than 8 Ma. It is because K-Ar ages of dikes which are stratigraphically older than Kurohana-Yama lavas are about 8 Ma (Tsunakawa *et al.* 1983).

The pigeonite basalts from Kurohana-Yama are chemically divided into two types; type A basalts contain higher MgO (7 wt%) and lower Al_2O_3 (17-18 wt%) than type B basalts (MgO 5.2-5.5 wt% and Al_2O_3 19-20 wt%). All these basalts contain plagioclase and olivine phenocrysts. Assemblages of phenocryst pyroxenes are various and most of the basalts contain large pigeonite phenocrysts.

Keywords: Kurohana-Yama, Pigeonite basalt, Late Miocene, Early Pliocene

I. はじめに

東北日本那須帯北部第四紀火山に産する玄武岩中での斑晶鉱物の晶出順序は、かんらん石→斜長石→斜方輝石→普通輝石の順が一般的であり、まれにかんらん石→斜長石→普通輝石→斜方輝石の順に晶出するものがみられる(青木, 1989)。ところが青木(1961)は、仙台市北西部の黒鼻山周辺には、それらのいずれとも異なる晶出順序である、かんらん石→斜長石→斜方輝石→ピジョン輝石→普通輝石の順の玄武岩(以下黒鼻山玄武岩と称す)が産することを報告した。この玄武岩は大型のピジョン輝石斑晶を含む極めて希な岩石である。青木(1961)の研究に対し、藤縄(1982)はEPMAによる鉱物化学組成分析を用いた再検討を行い、黒鼻

山玄武岩の結晶化過程を定量的に論じた。

以上のように黒鼻山玄武岩は岩石学的に重要であることが認められているにもかかわらず、その噴出時代は明らかではない。黒鼻山玄武岩は従来より第四紀船形火山群の一部として扱われてきた。Wada (1981)は船形火山群の地質学・岩石学的研究を行い、船形火山群を船形山火山、後白髪山火山、および北泉ヶ岳火山の三つに大別した。彼は、北泉ヶ岳火山噴出物で最も下位に黒鼻山噴出物を位置付けた。今田・大場(1989)、今田ら(1989)は船形火山群の地質学的・年代学的研究を行い、船形火山群を下位より黒鼻山・泉ヶ岳・船形山の三つに大別し、泉ヶ岳噴出物では 1.14 ± 0.06 Ma, 船形山噴出物では $0.85 \sim 0.56$ MaのK-Ar年代測定結果を示した。しかしながら、黒鼻山については、泉

(平成8年9月20日受付, 平成9年1月20日受理)

* 東北大学理学部地球物質科学科, 〒980-77 仙台市青葉区荒巻字青葉

** 山形大学理学部地球環境学科, 〒990 山形市小白川町1-4-12

* Institute of Mineralogy, Petrology, and Economic Geology, Tohoku University, Sendai 980-77, Japan

** Department of Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science, Yamagata University, Yamagata 990, Japan

第1図 黒鼻山山頂から黒鼻山南麓部にかけての地質図。

ヶ岳より古いことは明らかであるとしたものの、年代の詳細については明らかにしていない。

本研究では黒鼻山山頂からその南麓部にかけての地質調査を行い、更に層序の再検討を行なったところ、黒鼻山南麓部に分布する新第三系中に玄武岩溶岩が含まれていることを見出した。更にこの玄武岩は、黒鼻山山頂付近に分布する、従来より黒鼻山玄武岩として知られる大型のピジョン輝石斑晶を含む玄武岩と岩石学的特徴が酷似し、また層位学的にも同層準と考えられる。従って、第四紀船形火山の噴出物と考えられていた黒鼻山玄武岩は、実は新第三紀の火山噴出物であることが明らかとなったのでここに報告する。

II. 黒鼻山玄武岩の層準

1. 黒鼻山山頂から南麓部にかけての地質概略

黒鼻山山頂から南麓部にかけての地質図を第1図に示す。この地域には上～中部中新統の七北田層および上部中新統の白沢層が分布する。白沢層の中部に玄武岩層が認められ、これが今回黒鼻山玄武岩相当層と判断されるものである。黒鼻山の南斜面には東北東から西南西方向に延びる断層がみられ、断層の北側が南側に対して隆起している。このため断層の北側に位置す

る黒鼻山では標高700～800 mに玄武岩溶岩が分布するのに対し、南麓部では同一層準と考えられる溶岩が標高400～600 mに分布することになる。断層の北側は硬い玄武岩が侵食に耐え、地形的な高まり(メサ)を成している。それが従来より第四紀とされていた大きな原因であろう。

黒鼻山の南東を流れるヒザ川沿いに、白沢層と七北田層の層序が観察できる。その柱状図を第2図に示す。

2. 七北田層

命名: Hanzawa *et al.* (1953)。中部～上部中新統である。調査地域内では七北田川、ヒザ川、および黒鼻山山頂から南南西にのびる小沢沿いに分布する。大部分が塊状の細粒～粗粒砂岩からなり、礫岩や軽石質凝灰岩を伴う。本層の模式地は黒鼻山より約20 km 東南東に位置する仙台市七北田付近であり、本地域まで追跡できる。層厚は本地域では確認できるだけで80 m、模式地付近では90-150 mである(北村ら, 1983)。本層中から海生貝化石、有孔虫および珪藻化石を産することが報告されており(増田, 1957; 北村ら, 1983)、本調査ではサンドパイプなどの生痕化石を見出した。

3. 白沢層

命名: 岩井(1949)。上部中新統とされてきた。ヒザ

第2図 ヒザ川で観察される七北田層, 白沢層の層序。

川上流域から黒鼻山にかけて分布する。本層は七北田層を被覆する。凝灰質シルト岩, 軽石質凝灰岩, 細粒凝灰岩などの互層からなる。白沢層の模式地は本地域より南方約10 kmに位置する仙台市白沢付近である。模式地での層厚は300 mであるが, 本調査地域では約200 mである。

本調査地域内の白沢層は, 軽石質凝灰角礫岩と成層したシルト岩を主体とした下部, 玄武岩溶岩と塊状軽石質凝灰岩などからなる中部, 成層した軽石質凝灰岩, 礫岩, シルト岩からなる上部の三つに岩相上細分できる。模式地付近では層序および岩相から, 「白坂峠シルト岩部層」・「馬場凝灰岩部層」・「板嵐峠シルト岩部層」に細分されている。また北村ら(1983)は本調査地域の東に隣接する吉岡地域に分布する白沢層を, 「蒜

但木凝灰岩部層」・「白坂峠シルト岩部層」・「主部」および「板嵐峠シルト岩部層」に細分した。岩相と層序の類似性から, 本調査地域における白沢層下部は北村ら(1983)による「蒜但木凝灰岩部層」と「白坂峠シルト岩部層」に, 中部は「主部」, 上部は「板嵐峠シルト岩部層」にそれぞれ相当すると考えられる。

(1) 白沢層下部 成層したシルト岩と砂岩を主とし, 最下部に火山角礫岩を伴う。火山角礫岩は七北田層を削り込むように被覆している。北村ら(1983)は, 白沢層と七北田層の関係は整合であるとしており, それにもかかわらず削り込むような重なり方をするのは, 白沢層最下部が火砕流堆積物であるためと考えている。成層したシルト岩, 砂岩中にしばしば薄い軽石質凝灰岩を挟む。上位の玄武岩, 凝灰岩の直下のシルト岩中からは植物化石が見出され, とりわけ *Fagus palaeocrenata* OKUTSU および *Acer pictum* THUNBERG (Okutsu, 1955) が多量に産出する。

(2) 白沢層中部 軽石質凝灰岩, スコリア質凝灰岩, 玄武岩溶岩, および火山岩屑からなる。中部の下半部は軽石質凝灰岩, 上半部は玄武岩溶岩が主体を成す。軽石質凝灰岩は白色塊状の軽石流堆積物である。玄武岩溶岩はヒザ川沿いでは3枚確認でき, 溶岩の間にスコリア質凝灰岩や軽石質凝灰岩を挟む。溶岩は, それぞれ塊状部分とクリンカー部分からなり, その一部には水冷破碎構造も見られる。また, この溶岩と同質の岩塊および基質からなる岩屑流堆積物も見られる。本層中の玄武岩は, ピジョン輝石を斑晶に持つ特徴的な玄武岩である。これは, 青木(1961)や藤縄(1982)による黒鼻山玄武岩と酷似している。また, 後述のようにその全岩組成および岩質から2種類に大別できる。これら2種類の玄武岩は黒鼻山山頂付近でもみられる。

(3) 白沢層上部 白沢層上部は成層した軽石質凝灰岩, 礫岩, シルト岩などで構成される。下位の玄武岩類の直上に重なる軽石質凝灰岩中には, 最大5 m程度のシルト岩塊が含まれる。軽石質凝灰岩, 黒色砂岩, シルト岩層などが各々0.5~2 cm程度の厚さで細互層を成す部分や, 径1~10 cm程度の玄武岩礫を含む成層した砂岩および礫岩は, 上部に特徴的な岩相である。

4. 岩脈

本地域内では数多くの玄武岩質岩脈が七北田層を貫く。後述するように, 岩脈を構成する玄武岩は白沢層中部の玄武岩とは岩質が全く異なる。また, 白沢層下部を岩脈が貫いていないことから, 岩脈を構成する玄武岩と白沢層中部の玄武岩は噴出時期の離れたものと

考えられる。

5. 地質構造

全体に北東方向に傾斜し、より上位の地層が北東側に見られる。白沢層下部分布域には北西—南東方向に軸を持つ小規模の褶曲構造が存在する。黒鼻山山頂の南に断層が西南西から東北東に延び、断層の南側に対して北側が約 150 m 隆起している。この断層は黒鼻山山頂のすぐ南へ延びる小沢の標高約 600 m の地点で観察できる。地層全体の北東への傾斜傾向は、断層の南北で変化しない。断層の南側では、七北田層→白沢層下部→白沢層中部→白沢層上部と累重する層序が認められる。特にヒザ川およびその支流沿いではほぼ連続的にこの層序が確認できる。断層の北側では七北田層の上に白沢層下部が整合的に重なる層序が認められる。その上位に黒鼻山山頂付近を構成する玄武岩（黒鼻山玄武岩）が載るが、露出が悪く、直接の境界はみられない。

6. 黒鼻山玄武岩の噴出時代

前節で述べたように、断層の南側で白沢層中部に黒鼻山山頂付近に産するものと岩質的に同様のビジョン輝石玄武岩が認められる。さらに、層序関係は、断層を隔ててその南側では七北田層→白沢層下部→白沢層中部→白沢層上部、北側では七北田層→白沢層下部→黒鼻山玄武岩であった。これらの事実から、黒鼻山玄武岩は白沢層中部に対比されると考えられる。白沢層については、 10.4 ± 3.8 Ma, 11.6 ± 3.9 Ma, 8.8 ± 3.3 Ma (F.T. 法, Tamanyu, 1974), 6.9 Ma (K-Ar 法, 今田・植田, 1980), 9.4 ± 0.8 Ma, 6.9 ± 0.7 Ma (F.T. 法, 北村ら, 1986) などが得られており、大きくばらつく。それぞれが白沢層のどの層準からの試料であるかが明らかではなく、本調査での下部、中部、上部との対比はできない。白沢層と同時異相とされる三滝層については宇都ら (1989) により 7.9 ± 2.2 Ma, 7.7 ± 0.5 Ma, 8.2 ± 1.1 Ma の K-Ar 年代値が得られている。Tsunakawa *et al.* (1983) は仙台市西方下倉の岩脈群（以降では下倉岩脈群と称す）について 7.7~8.2 Ma の K-Ar 年代値を得ている。年代値が一致することや岩質が類似していることから、三滝層と下倉岩脈群は対比される。下倉岩脈群の分布域は本調査域までおよび、七北田層を貫く岩脈がこれに相当する。従って、七北田層中に岩脈が貫入した時期は約 8 Ma と考えられる。

七北田層の極めて近傍に露出しているにもかかわらず、上記の岩脈は白沢層下部には貫入していない。このことから、白沢層下部は 8 Ma より後に堆積したと考えられる。黒鼻山玄武岩、白沢層中部の玄武岩は、さ

らに新しい時代に噴出したといえる。前述したように、白沢層中部の火山岩類の直下のシルト岩より中新統上部～鮮新統下部の *Fagus palaeocrenata* が産する。また、本地域より東方仙台市付近において、古地磁気などから前期鮮新世であるとされている亀岡層が白沢層を被覆する（北村ら, 1986）ことから、少なくとも白沢層は前期鮮新世以前に堆積したと考えられる。以上のことから、黒鼻山玄武岩の噴出時期は中新世後期～鮮新世前期であり、8 Ma より新しいと考えられる。

III. 黒鼻山山頂～南麓部の岩石

この地域では白沢層中部の溶岩流（以降、断層の南北両側に分布する同層準の玄武岩について黒鼻山玄武岩と総称する）および七北田層を貫く岩脈として玄武岩を産する。本研究では黒鼻山玄武岩から 15 試料（うち南麓ヒザ川より 12 試料、黒鼻山山頂周辺より 3 試料）、七北田層中の岩脈より 3 試料を採取した。

1. 全岩化学組成

(1) 分析方法 採取した 18 試料について蛍光 X 線法による全岩化学組成分析を行った。分析には東北大学理学部地球物質科学科の理学電機工業社製 System 3080 蛍光 X 線分析装置を用いた。主成分、微量元素 (Ni, Cr, Sr, Rb, Ba, Nb, Zr, Y) とともにガラスビード法 ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$: 試料=5:1) を用い、主成分は検量線法、微量元素はバックグラウンド散乱補正を用いた検量線法により分析を行なった。検量線試料は主に地質調査所標準試料火成岩シリーズを用いた。主成分元素については、東北大学地球物質科学科で独自に湿式分析を用いた分析値が得られている試料を検量線試料として加えた。Rb については、東北大学地球物質科学科の FinniganMAT 社製 MAT261 質量分析計を用いて同位体希釈法分析を行なった幾つかの低 K_2O ソレアイト質岩（日高オピラルカオマップはんれい岩、丹沢深成岩、八丈島玄武岩、八幡平玄武岩、および本研究の No. 2 と No. 10）と JP-1, JB-2, および JGb-1 のみを検量線試料とした。測定条件はすべて 50 kV, 50 mA である。

(2) 結果 分析結果を第 1 表に示す。黒鼻山玄武岩は全て $\text{SiO}_2 = 50 \sim 52$ wt% の低アルカリソレアイト玄武岩より構成され、それらは MgO 含有量および Al_2O_3 含有量を基に 2 種類に分けられる（第 3 図）。一つは MgO 含有量が 7 wt% 前後、 Al_2O_3 含有量が 17~18 wt% のグループで、もう一つは MgO 含有量が 5.2~5.5 wt%, Al_2O_3 含有量が 19~20 wt% のグループである（以下、前者を type A、後者を type B と呼

第1表 黒鼻山山頂付近および南麓部に分布する玄武岩類の蛍光 X 線分析による全岩化学組成分析値

Sp.No.	黒鼻山玄武岩 type A			黒鼻山玄武岩 type B										七北田層を貫く岩脈				
	ヒザ川		黒鼻山					ヒザ川						黒鼻山		ヒザ川		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂ wt%	51.25	51.23	50.97	51.28	51.91	50.42	51.13	51.71	51.61	51.54	51.60	51.41	50.94	51.76	51.71	50.19	51.01	51.56
TiO ₂	0.68	0.68	0.64	0.58	0.62	0.66	0.58	0.59	0.63	0.57	0.58	0.57	0.60	0.66	0.67	0.74	0.68	0.73
Al ₂ O ₃	17.39	17.80	17.94	19.55	18.85	19.49	19.85	19.34	18.91	19.03	19.45	19.32	19.15	19.25	19.19	19.82	20.45	19.81
FeOt	10.28	10.20	9.93	9.21	9.68	9.75	9.07	8.99	9.60	9.23	8.98	9.06	9.24	9.61	9.63	9.89	8.80	9.46
MnO	0.177	0.172	0.170	0.157	0.165	0.167	0.164	0.167	0.172	0.164	0.165	0.164	0.176	0.170	0.174	0.169	0.200	0.155
MgO	6.74	7.04	6.85	5.14	5.19	5.24	5.33	5.49	5.50	5.55	5.55	5.56	5.64	5.18	5.23	4.78	4.52	4.42
CaO	11.58	11.09	11.58	12.23	11.70	12.31	12.20	11.92	11.70	12.08	11.92	11.99	12.43	11.65	11.69	12.31	12.20	11.70
Na ₂ O	1.64	1.61	1.74	1.64	1.67	1.82	1.50	1.61	1.67	1.61	1.59	1.71	1.65	1.56	1.55	1.87	1.83	1.84
K ₂ O	0.21	0.13	0.14	0.16	0.17	0.09	0.13	0.12	0.14	0.18	0.12	0.16	0.12	0.11	0.11	0.16	0.23	0.25
P ₂ O ₅	0.056	0.053	0.048	0.051	0.051	0.061	0.054	0.054	0.053	0.048	0.051	0.049	0.049	0.056	0.055	0.073	0.071	0.076
Ni ppm	30	30	31	15	15	17	17	14	15	18	16	13	15	14	15	16	18	16
Cr	143	127	122	88	77	82	97	108	139	90	117	77	84	65	86	54	65	66
Zr	33	32	32	33	35	34	29	34	35	32	33	31	32	38	38	35	36	37
Y	16	15	17	16	17	18	17	19	20	15	16	15	16	20	20	18	20	18
Nb	2.1	1.9	2.1	1.9	2.4	2.1	2.5	2.4	2.5	1.9	1.7	1.1	1.8	2.6	2.6	2.8	3.0	2.6
Rb	4.4	1.7	1.7	2.0	1.8	0.3	1.1	N.D.	0.1	1.1	0.4	1.0	1.8	N.D.	0.7	3.7	3.0	2.0
Sr	168	165	167	173	171	180	182	169	167	172	172	172	176	188	186	217	214	205
Ba	71	72	64	73	100	62	67	84	77	72	85	84	86	78	107	75	65	80

FeOt は全鉄。主成分の単位は wt%，微量成分単位は ppm。検出できなかったものについては N.D. とした。生データの総和は 98~100 wt% の範囲内にあり，H₂O 分が不足する分 100% よりもやや低くなること，約 1 wt% の総和の誤差が検量線正確度から見込まれることに対して調和的な結果である。表には主成分を 100% に規格化した値を示す。

1. 古銅輝石含有ピジョン輝石かんらん石玄武岩。ヒザ川支流。溶岩。2. 古銅輝石ピジョン輝石かんらん石玄武岩。ヒザ川。溶岩。3. 古銅輝石ピジョン輝石かんらん石玄武岩。黒鼻山山頂東部。溶岩。4. ピジョン輝石古銅輝石かんらん石玄武岩。ヒザ川支流。溶岩。5. かんらん石玄武岩。ヒザ川支流。溶岩。6. 普通輝石古銅輝石ピジョン輝石かんらん石玄武岩。ヒザ川。溶岩。7. ピジョン輝石含有かんらん石玄武岩。ヒザ川支流。溶岩。8. ピジョン輝石含有かんらん石玄武岩。ヒザ川。溶岩。9. かんらん石玄武岩。ヒザ川。溶岩。10. 普通輝石古銅輝石ピジョン輝石かんらん石玄武岩。ヒザ川。溶岩。11. ピジョン輝石含有かんらん石玄武岩。ヒザ川。溶岩。12. 普通輝石古銅輝石ピジョン輝石かんらん石玄武岩。ヒザ川。溶岩。13. 普通輝石ピジョン輝石古銅輝石かんらん石玄武岩。ヒザ川支流。溶岩。14. 普通輝石古銅輝石ピジョン輝石かんらん石玄武岩。黒鼻山東部。溶岩。15. 普通輝石古銅輝石ピジョン輝石かんらん石玄武岩。黒鼻山山頂。転石。16. 普通輝石古銅輝石かんらん石玄武岩。ヒザ川。岩脈。17. 古銅輝石かんらん石玄武岩。ヒザ川。岩脈。18. 古銅輝石かんらん石玄武岩。ヒザ川。岩脈。

度であるのに対し, type B では 13~18 ppm である。Cr 含有量は, type A がやや高い傾向がある。インコンパティブル元素は type A と type B の間に明瞭な違いは認められない。 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{FeOt}-\text{MgO}$ 三角図(第 4 図)上では, type A $\rightarrow$ type B $\rightarrow$ 岩脈の順に MgO 側から FeOt 側へ向かい, ソレライト系列の分化トレンドを示す。

2. 記載岩石学的特徴

18 試料全てが玄武岩である。どの試料も石基の結晶度が高く, 斜長石, ピジョン輝石, 普通輝石, 磁鉄鉱, およびごく少量のガラスなどが石基を構成している。全ての試料中に斜長石とかんらん石が斑晶として含まれる。輝石斑晶の組み合わせは多様である。しかし, 以下に述べるとおり, タイプによる苦鉄質斑晶組み合わせに系統的な変化は見られず, type A から, 青木(1961)が述べたような晶出順序に従う結晶分化作用によって, type B が生成され得るかどうかが即断できない。今後, 詳細な検討が必要と思われる。また, 青木(1961)や藤縄(1982)は黒鼻山周辺の岩石について斑晶鉱物組み合わせを重視した研究を行ったのに対し, 本研究では全岩組成を基に 2 つのタイプに分類した。しかし, 斑晶鉱物組み合わせと全岩化学組成が一对一対応していないため, 斑晶鉱物組み合わせを基準に type A と type B を分類することはできない。また, type A については青木(1961)と藤縄(1982)が記載した黒鼻山玄武岩と対比することが可能だが, type B については対比できない。

顕微鏡下において認識できる type A と type B の相違点は, 石基鉱物の粒径の違いである。type A は例外なく石基が粗粒であり, 石基鉱物の粒径は 0.2~1 mm である。type B の石基はすべて細粒であり, 石基鉱物の粒径は 0.1~0.2 mm 程度である。type A の場合には, 石基が粗粒であり斑晶と石基の区別が難しい。ただし 1 mm を越える輝石は周囲の輝石と比べて際立って大きいことが多い。1 mm を越える斜長石, 輝石は, その外縁部を除いて累帯構造が顕著ではなく, それより小さい輝石と斜長石は累帯構造が顕著である。また, 自形のかんらん石は最小 1 mm 程度である。以上の理由により明らかに斑晶鉱物とみなせるのは 1 mm を越えるものである。type B は石基粒径が 0.1~0.2 mm にそろっているため, 斑晶と石基の区別は容易であり, 0.2 mm を越える結晶は斑晶とみなせる。よって本研究で斑晶として扱うのは, type A では 1 mm, type B では 0.2 mm を越える鉱物である。

type A の斑晶鉱物組み合わせはかんらん石+斜長

石+ピジョン輝石+古銅輝石である。黒鼻山山頂付近で採取した試料(No. 3)とヒザ川で採取した試料(No. 1, 2)との間で斑晶鉱物組み合わせに違いはみられない。石基組織も両試料とも粗粒であり, 共通している。また, 全岩化学組成もほぼ同一とみなすことができる(第 1 表中 No. 1-3)。これは青木(1961)による黒鼻山山頂の試料(藤縄, 1982 による type 1 と同一試料)とも鉱物組み合わせ, 石基組織, および全岩化学組成が極めて類似している。

type B にはかんらん石と斜長石斑晶は必ず含まれるが, 輝石斑晶を含まないものも希にある(No. 5, 9)。type B のうち, 輝石斑晶を含む試料には, ピジョン輝石のみ(No. 7, 8, 11), ピジョン輝石+古銅輝石(No. 4), およびピジョン輝石+古銅輝石+普通輝石(No. 6, 10, 12, 13, 14, 15)といった組み合わせが存在する。type B でかんらん石+斜長石+ピジョン輝石の組み合わせがみられる場合には, ピジョン輝石斑晶量は極めて少なく, その大きさは 0.3 mm 程度の微斑晶である。type B のうち, 黒鼻山山頂付近でみられるのは(No. 14, 15), 斑晶輝石の組み合わせが普通輝石+古銅輝石+ピジョン輝石のものである。この組み合わせを持つものはヒザ川沿いでも見出され, 全岩化学組成も互いに類似している(No. 6, 10, 12, 13)。青木(1961)による黒鼻山北部の玄武岩(藤縄, 1982 による type 2)も同一の鉱物組み合わせをもつ玄武岩であるが, 化学組成が異なる。

上記のとおり, 地質学的に同層準とされたヒザ川沿いの白沢層中の玄武岩溶岩と, 黒鼻山山頂付近に分布する玄武岩は, 全岩組成や記載岩石学的にも同一であることが明らかとなった。ところが, 本研究で採取した玄武岩は, 青木(1961)や藤縄(1982)の記載した黒鼻山玄武岩とは必ずしも一致しない。例えば本研究では斑晶苦鉄質鉱物の組み合わせが, かんらん石のみ, あるいはかんらん石+ピジョン輝石である玄武岩が見出されたが, 青木(1961)では報告されていない。また青木(1961)が報告したかんらん石斑晶を含まない古銅輝石普通輝石ピジョン輝石玄武岩は今回見出されなかった。これらのことから, 黒鼻山周辺には多様な玄武岩が分布していると考えられる。いずれにせよ, 青木(1961)が述べたとおり, 黒鼻山周辺に分布する玄武岩の多くが, 大型のピジョン輝石斑晶を含む極めて希な玄武岩であることには違いない。

七北田層を貫く岩脈を構成する玄武岩は古銅輝石かんらん石玄武岩または普通輝石古銅輝石かんらん石玄武岩であり, ピジョン輝石斑晶を含まない点が黒鼻山

玄武岩と異なる。この岩脈が属する下倉岩脈群や、これに対比される三滝層の玄武岩もピジョン輝石を含まず、古銅輝石斑晶を頻繁に含む玄武岩であることが報告されており(青木, 1967), 本岩脈の玄武岩と類似している。

代表的な岩石についての記載は付録に記す。

IV. 玄武岩の噴出順序

ヒザ川支流の連続露頭において、少なくとも3枚の玄武岩溶岩が観察される。その順序は下から type B (No. 13) → type A (No. 1) → type B (No. 4, 5, 7) である。下位の type B と上位の type B は極めて類似した化学組成をもつが、それぞれ異なった記載岩石学的特徴をもつ。上位の type B 中の苦鉄質斑晶鉱物は、大部分がかんらん石であり、ピジョン輝石と古銅輝石斑晶はごく少量含まれることがある程度である。これに対し、下位の type B は普通輝石、古銅輝石、およびピジョン輝石斑晶を多く含む。ここで観察される層序から、組成変化と鉱物組み合わせの時間変化が明らかとなるが、未分化組成から分化組成へ変化するというような単純な変化ではない。このことはマグマの化学組成変化を説明する上で大きな制約となる。

V. ま と め

本研究により、以下のことが明らかとなった。

1. 黒鼻山玄武岩と周囲の新第三紀層との層位関係を検討した結果、その噴出時代は後期中新世～前期鮮新世であり、かつ 8 Ma より新しいことが判明した。
2. 従来第四紀とされてきた原因は、断層によって北側が相対的に上昇しており、硬い玄武岩の部分がメサを成していたためである。
3. 黒鼻山山頂から南麓にかけて分布する黒鼻山玄武岩には、全岩組成上 MgO 含有量が高く Al_2O_3 含有量の低いもの (type A) と、MgO 含有量が低く Al_2O_3 含有量の高いもの (type B) の、2 種類のピジョン輝石含有玄武岩が存在する。
4. 本研究で採取した試料の一部は、斑晶鉱物組み合わせが青木 (1961) が記載した黒鼻山玄武岩と一致せず、黒鼻山には記載岩石学的には多様なピジョン輝石玄武岩が分布していると考えられる。
5. 玄武岩は type B → type A → type B の順に噴出している。

本研究では、層序学的にみた黒鼻山玄武岩の噴出時代と、その記載岩石学的特徴を明らかにした。著者らは現在、黒鼻山玄武岩についての年代学的研究と岩石

学的研究をさらに進めている。その結果については別報で報告する予定である。

謝 辞 本研究を進めるにあたって、東北大学大学院理学研究科藤巻宏和教授、山形大学理学部大場与志男教授、大阪教育大学教育学部赤石和幸氏、東北大学大学院理学研究科本間 寿博士、同理学部北出優樹氏、同平松謙吾氏には大変お世話になった。以上の方々感謝申し上げます。

引用文献

- 青木謙一郎 (1961), 那須火山帯の早期玄武岩類. 岩鉱, 45, 54-65.
- 青木謙一郎 (1967), 東北日本の新第三紀塩基性火山岩類の岩石学. 1. 三滝ソレライト. 岩鉱, 58, 180-187.
- 青木謙一郎 (1989), 玄武岩. 日本の火成岩. (久城育夫, 荒牧重雄, 青木謙一郎編). 岩波書店, 25-53.
- 藤縄明彦 (1982), 那須火山帯, 島弧型ソレライト質マグマの早期結晶分化作用—船形火山ピジョン輝石玄武岩類の岩石学的研究—. 岩鉱, 77, 419-437.
- Hanzawa, S., Hatai, K., Iwai, J., Kitamura, N. and Shibata, T. (1953), The Geology of Sendai and its Environs. *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 2*, 25, 1-50.
- 岩井淳一 (1949), 仙台付近の新生代層序. 地球科学, 1, 1-5.
- 北村 信, 大沢 穠, 中川久夫 (1983), 吉岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 50 p.
- 北村 信, 石井武政, 寒川 旭, 中川久夫 (1986), 仙台地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 134 p.
- 今田 正, 大場与志男, 高岡宣雄 (1989) 船形火山溶岩の K-Ar 年代. 山形県総合学術調査会報告書「御所山」, 33-36.
- 今田 正, 大場与志男 (1989), 船形火山の火山地質. 山形県総合学術調査会報告書「御所山」, 15-32.
- 今田 正, 植田良夫 (1980), 東北地方の第三紀火山岩の K-Ar 年代. 岩鉱特別号, 2, 343-346.
- 増田孝一郎 (1957), 仙台北部, 七北田層下部についての一考察. 地質雑, 63, 704-710.
- Okutsu, H. (1955), On the stratigraphy and paleobotany of the Cenozoic plant beds of Sendai area. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 2*, 34, 239-301.
- Tamanyu, S. (1974), Fission-track age determination of accessory zircon from the Neogene-Tertiary tuff samples, around Sendai City, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, 81, 233-246.
- Tsunakawa, H., Takeuchi, A. and Amano, K.

(1983), K-Ar ages of dikes in Northeast Japan. *Geochem. J.* **17**, 269-275.

宇都浩三, 柴田 賢, 内海 茂 (1989), 東北日本新第三紀火山岩の K-Ar 年代—その 1. 県仙台地域三滝層および高館層—. 地質雑報, **95**, 865-872.

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.

付 録

黒鼻山玄武岩と七北田層を貫く岩脈を構成する玄武岩のうち, 代表的な試料の偏光顕微鏡下での記載を以下に示す。試料番号は第 1 表と同じである。

(1) 黒鼻山玄武岩 type A

No. 1

採取地: ヒザ川支流。 岩石名: 古銅輝石含有ビジョン輝石かんらん石玄武岩。産状: 溶岩流

石基は粗粒完晶質, インターグラニュラー組織を示す。斑晶量は少ない。斑晶鉱物は斜長石, かんらん石, ビジョン輝石, 古銅輝石である。斜長石斑晶は 2~5 mm で柱状自形である。多くの斜長石斑晶の内部では累帯構造が認められず, 外縁部 (20-50 μm) でのみ認められる。しばしば汚濁帯を持つ斜長石斑晶が認められる。かんらん石斑晶は 1.5~2 mm 程度の大きさで, 多面体自形であり, しばしばビジョン輝石反応縁に囲まれる。ビジョン輝石斑晶は最大 2 mm に達し, 長柱状自形である。古銅輝石斑晶は 1 mm 程度, 短柱状自形で, 周囲をビジョン輝石, 普通輝石が取り囲む。石基は粗粒な斜長石, ビジョン輝石, 普通輝石, チタン磁鉄鉱からなり, 粒間に極少量のクリストバライトやガラスが認められる。石基を構成する斜長石とビジョン輝石は長柱状であり, それらの長径は 0.2~1 mm である。普通輝石は長柱状ビジョン輝石の周囲を平行連晶状に囲んでいる。チタン磁鉄鉱は斜長石と輝石の間に粒状に点在する。

(2) 黒鼻山玄武岩 type B

No. 6

採取地: ヒザ川。 岩石名: 普通輝石古銅輝石ビジョン輝石かんらん石玄武岩。産状: 溶岩流

石基は細粒完晶質, インターグラニュラー組織を示す。多斑晶質である。斑晶鉱物は斜長石, かんらん石, ビジョン輝石, 古銅輝石, 普通輝石である。斜長石斑晶は 1~3 mm で柱状自形である。ほとんど累帯構造は認められず, 外縁部でわずかに認められる。かんらん石斑晶は大きさ 1 mm 程度で, 多面体もしくは骸晶

自形であり, しばしば 50 μm 程度のビジョン輝石反応縁に囲まれる。ビジョン輝石斑晶は 0.5~1 mm 程度の大きさで, 長柱状自形である。古銅輝石斑晶は 1 mm 前後の大きさで, 半自形である。50 μm 程度のビジョン輝石の反応縁によって取り囲まれている。普通輝石は 1 mm 前後の大きさで, 短柱状自形である。石基は斜長石, ビジョン輝石, 普通輝石, チタン磁鉄鉱からなり, 粒間に極少量のクリストバライトやガラスが認められる。石基を構成する斜長石, ビジョン輝石および普通輝石は長柱状であり, それらの長径は 0.1 mm 以下である。

No. 7

採取地: ヒザ川支流。 岩石名: ビジョン輝石含有かんらん石玄武岩。産状: 溶岩流

石基は細粒完晶質, インターグラニュラー組織を示す。多斑晶質である。主な斑晶鉱物は斜長石, かんらん石である。斜長石斑晶は 1~3 mm で柱状自形である。ほとんど累帯構造は認められない。かんらん石斑晶は大きさ 1 mm 程度で, 多面体もしくは骸晶自形であり, 輝石反応縁はみられない。ごく希に 0.3 mm 程度の集斑状ビジョン輝石が認められる。石基は斜長石, ビジョン輝石, 普通輝石, チタン磁鉄鉱からなり, 少量のガラスを含む。石基を構成する斜長石, ビジョン輝石および普通輝石は長柱状であり, それらの長径は 0.1 mm 程度である。

(2) 七北田層を貫く岩脈

No. 16

採取地: ヒザ川。 岩石名: 古銅輝石かんらん石玄武岩。産状: 岩脈

石基は粗粒完晶質, インターグラニュラー組織を示す。多斑晶質である。斑晶鉱物は斜長石, かんらん石, および古銅輝石である。斜長石斑晶は最大 4 mm に達し柱状自形である。石基の斜長石は最小 0.1 mm 程度であるが, 石基斜長石と斑晶斜長石はその大きさが連続的である。大型の斜長石にはほとんど累帯構造は認められない。かんらん石斑晶はすべて変質鉱物に変わっている。大きさ 1 mm 程度で, 多面体であり, 50 μm ~100 μm 程度のビジョン輝石反応縁に囲まれる。古銅輝石斑晶は 0.5 mm 前後の大きさで, 半自形である。50 μm 程度のビジョン輝石の反応縁によって取り囲まれている。石基は斜長石, ビジョン輝石, 普通輝石, チタン磁鉄鉱からなる。柱状斜長石の間を柱状輝石, 粒状もしくは不定形のチタン磁鉄鉱が埋める。斜長石の大きさが石基と斑晶で連続的であるのに対し, 石基を構成する輝石は 0.1~0.2 mm 程度で, 斑晶とは明瞭に大きさが異なる。