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*

Neogene volcanism and tectonics in the Monbetsu-Engaru district in the northeastern part of Central Hokkaido, Japan*

Abstract

八幡正弘** 西戸裕嗣***

Masahiro Yahata**
and Hirotugu Nishido***

1994年11月1日受付.
1995年7月17日受理.

** 北海道立地下資源調査所.
Geological Survey of Hokkaido, N19W12,
Kita-ku Sapporo 060, Japan

*** 岡山理科大学自然科学研究所蒜山分室.
Hiruzen Branch, Institute of Natural
Science, Okayama University of Science,
Kawakami-son, Maniwa-gun, Okayama
717-06, Japan

The Monbetsu-Engaru district in the northeastern part of Central Hokkaido, which belongs to the Kuril Inner Arc, is characterized by the extensive distribution of Middle-Upper Miocene submarine deposits and terrestrial volcanic rocks. Based on some unconformities, the Miocene formations are divided into the Kohnomai, Mobetsu, Tomeoka and Shanafuchi Formations in ascending order. The K-Ar ages of nine volcanic rocks from the Miocene formations range from 12.8 Ma to 6.3 Ma.

From 13.5 to 11.5 Ma (the Kohnomai stage), the Kohnomai Formation which is composed of shale, mudstone and sandstone associated with andesitic hyaloclastite and subaqueous dacitic tuff, was deposited in a shallow sea area. The uplifting began in this sedimentary province at the end of the Kohnomai stage, and the N-S trending Kohnomai Tectonic Zone which is characterized by dike rocks and faults was formed. Terrestrial rhyolite-basalt bimodal volcanism from 11.5 to 8.0 Ma (the Mobetsu-Tomeoka stage) took place in the N-S trending graben on the eastern side of the tectonic zone. The Mobetsu and Tomeoka Formations which are represented by terrestrial volcanic products and lacustrine deposits were piled into the graben. From 8.0 to 6.0 Ma, the Shanafuchi Formation which consists of lacustrine deposits and terrestrial and subaqueous volcanic rocks accumulated in a shallow lake and/or on the land which was in an inland basin (the Shanafuchi Basin) in the graben. These volcanic rocks of the three stages belong to tholeiitic and calc alkalic serieses.

The Middle Miocene uplifting which is characterized by the rapid change of the sedimentary environment in this district (11.5 Ma) appears to result from the Miocene E-W compressional stress of Central Hokkaido.

Key words : Hokkaido, Kuril Arc, Neogene volcanism, Kohnomai Tectonic Zone, graben, bimodal volcanism, K-Ar dating

はじめに

千島弧内帯に属する中央北海道北東部には、主として中期中新世の海成層と中～後期中新世および鮮新世の陸成の火山岩類が広く分布する。近年これらの火山岩類について放射年代が多く測定され、火山活動のステージ区分とステージごとの特徴を明らかにすることが試みられている(興水・金, 1986a, b, 1987; 渡辺・山口, 1988; 渡辺ほか, 1991; 国分ほか, 1994)。このうち国分ほか(1994)は岩石学的な検討から千島弧方向の火成活動が鮮新世以降明瞭になったとした。

一方、中央北海道中央部の日高変成帯とその延長部の上昇開始時期は北部では中期中新世(長谷川・松井, 1961; 宮坂ほか, 1984)、南部では後期中新世とされている(宮坂・

菊池, 1978; 宮坂ほか, 1986)。北部の上昇過程はユーラシアプレートと中央北海道との衝突によって説明されており(宮坂・松井, 1986)、また、南部の上昇過程は千島弧外帯の西進により説明されている(木村ほか, 1982)。また、前田ほか(1986)は千島弧の西進に伴う断層帯(上支湧別構造帯: 木村ほか, 1982)に活動した10 Ma以降の上支湧別火成活動が、第四紀に引き継ぐ千島弧火成活動の先駆的活動であると

した。
このように、中央北海道北東部の火成活動は中央北海道の上昇過程および千島弧の形成過程との関係で重要な意義をもつ。しかし、これらのテクトニクスに関する報告の中で火山活動域の古環境や盆地の形成過程についての解析に基づく議論は見られない。

本論では中央北海道北東部の紋別-遠軽地域の新第三系に

* 日本地質学会第96年学術大会(水戸, 1989)にて講演。

Fig. 1. Simplified geological map of the Monbetsu-Engaru district.

ついて、とくに火山岩層序と火山噴出物の産状について検討し、堆積盆地の形成過程とそのテクニクス上の意義について述べる。

地 質

1. 層 序

紋別-遠軽地域には白亜系(日高累層群・湧別層群)および第三紀花崗岩類を不整合におおい、新第三系中新統が広く分布している(Fig. 1)。以下に、紋別-遠軽地域の層序の概略について八幡ほか(1988)に基づき述べる。なお、紋別-遠軽地域は北から紋別地区、鴻之舞地区、遠軽地区に区分される。

本地域の新第三系は、下位より鴻之舞層・藻別層・留岡層・杜名淵層が重なる。また、本地域北部の紋別付近では鴻之舞層の上位に御西層と紋別玄武岩が重なる(Fig. 2)。

〔鴻之舞層〕北は紋別から南は丸瀬布にかけて南北40km、東西15kmにわたって分布し、上下2部層に区分される。下部層は日高累層群を不整合におおって藻別以南に分布し

(Fig. 3)、層厚100~470mの頁岩と基底部の層厚35~40mの砂岩・礫岩からなる。

上部層は藻別以北と以南でやや層相を異にする。藻別以北では主に礫岩・砂岩および軽石凝灰岩が分布し、日高累層群を不整合におおう。礫岩は層厚約40mで、礫岩中には植物化石を含有する泥岩や砂岩の薄層が多数介在する。砂岩の層厚は190m以上である。軽石凝灰岩(K3)には粗~細粒凝灰岩が多数介在する。K3の最大層厚は160mである。

藻別以南では泥岩は砂岩や凝灰岩との互層となり、安山岩質火山噴出物や石英安山岩質火山噴出物を伴う。安山岩質火山噴出物(K4, K5)は主として凝灰角礫岩や粗粒凝灰岩からなり、最大層厚170mに達する。石英安山岩質火山噴出物(K1, K2, K3, K6, K7)は軽石凝灰岩と粗粒凝灰岩からなる。本地域南端部の丸瀬布付近では上部層が白亜系を不整合におおい、その基底部には層厚30~75mの礫岩・砂岩を伴う。上部層の全層厚は70~480mである。

本層からは中期中新世を示す放散虫化石や植物化石および

Fig. 2. Summary of stratigraphy of the Monbetsu-Engaru district.

浅海性貝化石が産出する（竹内, 1942; 鈴木, 1967; 通産省, 1969; 八幡ほか, 1988）。

〔藻別層〕 鴻之舞層を不整合におおひ、鴻之舞の西側と東側にわかれて分布する。東部の上モベツ川流域などでは流紋岩・黒曜石溶岩（上モベツ川流紋岩部層）を主とし、酸性火砕岩（シブノツナイ川火砕岩部層）を伴い、その全層厚は約 500 m である。上モベツ川上流域には鴻之舞層を不整合におおひ露頭が見られる。また、富美では石英安山岩質火山噴出物（富美石英安山岩部層）が分布し、その層厚は 120 m 以上である。さらに、東側の北縁には層厚 50~60 m の玄武岩溶岩（弘道玄武岩）が分布する。

西側では酸性火砕岩（白樺峠火砕岩部層）を主とし、基底に礫岩（上古丹四号川礫岩部層）を伴い、それらの全層厚は約 200 m である。

〔留岡層〕 湧別層群を不整合におおひ本地域東縁の遠軽町留岡に分布し、主に玄武岩質火砕岩からなる。下部では泥岩・砂岩を伴う。本層の層厚は 580 m 以上である。

〔御西層〕 日高累層群および鴻之舞層を不整合におおひ紋別山周辺に分布する。主に石英安山岩質軽石凝灰岩・粗粒凝灰岩と砂岩・泥岩からなる。層厚は 60 m 以上である（長尾, 1968）。

〔紋別玄武岩〕 御西層に整合に重なり、紋別山付近に分布する。主に塊状溶岩と同質の火砕岩からなり、層厚は 200 m 以上である。K-Ar 年代は 8.82 ± 0.56 Ma である（通産省,

1990）。

〔社名淵層〕 下位層を不整合におおひ、社名淵川流域などに広く分布する。上中下の 3 部層に区分される。下部層はその主体をなす朝日の沢川砂岩礫岩とこれに介在するフミ川泥岩からなり、主に湖沼性堆積物からなる。朝日の沢川砂岩礫岩は最大 200 m の層厚がある。フミ川泥岩の層厚は 1~10 m で、シルト岩と砂岩の細互層、泥岩およびシルト岩などからなる。シルト岩からは多数の植物化石（社名淵植物化石群：竹内, 1942; Tanai, 1961; 八幡ほか, 1988）を産するほか、淡水性の珪藻化石が産する（通産省, 1969）。

中部層は酸性の火砕岩（若松火砕岩、手ぬぐい山火砕岩、上富美火砕岩）を主体とし、これに玄武岩質火砕岩（隠沢玄武岩）・安山岩質火砕岩（栄野安山岩）が介在する。これらの全層厚は約 200 m である。

上部層は主に陸域で噴火・堆積した酸性火山噴出物（谷本川火砕岩、三沢川流紋岩）・玄武岩溶岩（南ノ沢玄武岩、千代田玄武岩、二林班川玄武岩）・安山岩溶岩（背谷牛山安山岩）からなる。これらの全層厚は約 150 m である。

2. 火山噴出物の特徴

火山噴出物の産状とその堆積環境について、各層ごとに以下に述べる。なお、各火山噴出物の岩石記載を Fig. 4 に示した。

A. 鴻之舞層

本層上部層中には多くの火山噴出物が介在し、その主な火

Fig. 3. Geological map of Kohnomai.

1: Quaternary, 2: Basalt of the Shanafuchi Formation, 3: Mobetsu Formation, 4-8: Upper Member of the Kohnomai Formation, 9: Sandstone, 10: Dacitic volcanic rock, 11: Andesitic volcanic rock, 12: Alternating mudstone and sandstone, 13: Conglomerate and sandstone, 14-16: Lower Member of the Kohnomai Formation, 17: Shale, 18: Conglomerate and sandstone, 19-21: Dike rocks, 22: basalt, 23: Andesite, 24: Dacite and quartz porphyry, 25: Rhyolite, 26: Granodiorite, 27: Hidaka Supergroup. ① and ② show sample number of K-Ar dating.

山噴出物を下位から K1, K2, K3, K4, K5, K6, K7 と呼ぶ (八幡ほか, 1988). これらのうち K4, K5 は安山岩質火山噴出物からなり, K1, K2, K3, K6, K7 は石英安山岩質火山噴出物からなる (Fig. 3).

安山岩質火山噴出物 (K4, K5): (層厚 K4; 100~190 m, K5; 150 m+) K4 は鴻之舞南方の南鴻林道より南側に分布し, 安山岩溶岩と同質火砕岩からなる. 溶岩は発泡した自破砕状部と塊状部からなる. 火砕岩は下位から粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩が順に重なり, 上方粗粒化を示す. 粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩は一部水流の影響を受けたと思われるラミナの発達が認められる. 凝灰角礫岩は一般に塊状を呈し, 水冷破砕を受けた径 2~10 cm の安山岩角礫と火山ガラス細片からなる基質よりなる. その上位では流紋岩などの異質円礫を含む火山円礫岩に移化する.

K5 は鴻之舞北方に広く分布し, 主に安山岩質凝灰角礫岩・火山角礫岩・軽石質粗粒凝灰岩よりなる. 上藻別北方の道路沿いでは安山岩質火山礫凝灰岩から水冷破砕を受けた自破砕状溶岩を経て発泡した塊状溶岩に移化する様子が認められる.

K4, K5 の安山岩質火山噴出物は水冷破砕を受けた溶岩や角礫岩と異質礫を含むエピクラスティック火山円礫岩などを伴うこと, 溶岩の一部に自破砕状溶岩を伴うことから, 浅い水域で堆積したと推定される. このことは鴻之舞層が浅海性の貝化石を産することと調和的である.

石英安山岩質火山噴出物 (K1, K2, K3, K6, K7): (層厚 K1; 55 m, K2; 10~18 m, K3; 160 m, K6; 12~13 m, K7; 120 m) 石英安山岩質火山噴出物の中で最も厚く, かつ, 広く分布する K3 は, 藻別以北に広く分布し, 主に軽石凝灰岩・細~粗粒凝灰岩からなる (Fig. 3). 藻別東方の林道において, K3 は下部では頁岩や安山岩などの異質岩塊を多数含有する軽石質火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩, 中部では 1~7 mm の発泡した軽石により特徴づけられる軽石凝灰岩, 上部ではやや砂質になり葉片状の軽石の葉理状配列が見られる軽石凝灰岩と平行葉理の発達した粗~細粒凝灰岩からなる. これらの上位には貝化石を産する砂岩が漸移して重なる. K3 は南方の鴻之舞付近では, 軽石凝灰岩・粗~細粒凝灰岩からなり, 結晶片として石英・斜長石のほか, アルカリ長石を含有することを特徴とし, まれに黒雲母を含有する. また, 鴻之舞付近において, K1 は下部では葉片状軽石と径 1~5 cm の頁岩や砂岩の岩片が卓越する軽石凝灰岩, 中部では発泡した軽石が主体の軽石凝灰岩, さらに上部では粗粒凝灰岩からなる. さらに最上部では火山ガラスの卓越した粗~細粒凝灰岩からなる. K1 と K3 は全体にラミナの発達が良く, 中部は主に軽石から構成される凝灰岩類からなること, 泥岩や砂岩が介在すること, 径 1~5 cm の頁岩・砂岩・安山岩・石英安山岩などの異質岩片に富むことなどから, 水中火砕流堆積物とその再堆積相よりなると判断され, 北ほか (1969) の酸性水中火砕流堆積物や Fiske (1969) の compound type の軽石凝灰岩に類似している.

B. 藻別層

本層の火山噴出物は酸性火山噴出物 (上モベツ流紋岩溶岩

			rock type		phenocryst	texture and constituent minerals of groundmass
Shanafuchi Formation	Upper Member	Setaniushiyama Andesite	St	cpx-opx andesite	pl, cpx, opx, opa*	pliotaxitic, flow, pl, opa, mi, gl
		Nirinpangawa Basalt	Sn	porphyritic ol basalt	ol, pl, opa*	intergranular, pl, cpx, ol, opa
		Chiyoda Basalt	Sc	porphyritic ol basalt	ol, pl, opa*	intergranular, pl, cpx, ol, opa
		Minamiosawa Basalt	Sm	ol-cpx basalt	pl, cpx, ol, opx*, qz*, opa*	intergranular, pl, cpx, opx, opa
		Misawagawa Rhyolite	Sr	rhyolite	pl*, qz*	vitrophyric, flow
	Middle Member	Sakaeno Andesite	Ss	cpx-opx andesite	pl, cpx, opx, opa	hyalopilitic, pl, cpx, opx, opa, gl
		Kakurezawa Basalt	Sk	porphyritic ol basalt	ol, pl, opa*, qz*, cpx*, opx*	intersertal, pl, cpx, opx, opa, gl
		Wakamatsu Pyroclastic Rock	Sw ₁ Sw ₂ Sw ₃	porphyritic bi-hb dacite cpx-opx rhyolite perlite	pl, qz, bi, hb, opa* pl, cpx, opx, opa pl, bi, opa*	vitrophyric cryptocrystalline—vitrophyric, pl, gl perlitic
		Tenuguiyama Pyroclastic Rock	Sp	perlite		flow, perlitic, mi
Monbetsu Basalt Formation			Mb	porphyritic ol-cpx basalt	ol, cpx, opa*	intersertal, ol, cpx, pl, opa
Tomeoka Formation			Tm	porphyritic ol basalt	ol, opa*	intersertal, ol, cpx, pl, opa, gl
Mobetsu Formation	Kohdo Basalt Member		Mk	porphyritic ol basalt	ol, pl	intergranular, pl, ol, cpx, gl, opa
	Fumi Dacite Member		Mf ₁ Mf ₂	porphyritic dacite porphyritic dacite	qz, pl, cpx, opx, bi*, opa* pl, cpx, opx, hb, opa*	hyalopilitic, gl, mi, pl*, cpx*, opa* hyalopilitic, gl, mi, pl, hb, cpx*, opa*
	Kamimobetsu Rhyolite lava Member		Mm ₁ Mm ₂ Mm ₃	porphyritic obsidian & perlite porphyritic dacite rhyolite	qz, pl, bi*, rh*, opa* pl, qz qz, pl, bi, rh*	hyalopilitic, gl, mi hyalopilitic, gl, pl, cpx vitrophyric, flow
Kohnomai Formation	Upper Member		Ku ₁ Ku ₂ Ku ₃	porphyritic andesite porphyritic andesite glassy andesite	pl, opx, cpx, hb*, opa* pl, opx, cpx, opa* pl, opx*(cpx rim), cpx*, opa*	pliotaxitic, pl, cpx, gl* pliotaxitic, pl, cpx, gl* trachytic, gl, pl, cpx, opa*
Dike rocks	Basalt		b ₁ b ₂	porphyritic ol-cpx basalt cpx-opx basalt	pl, ol, cpx, opa* pl, cpx, opx*, opa*	intergranular, pl, cpx, opa*, gl* pliotaxitic, pl, cpx, opa*, gl*
	Andesite	a ₁	porphyritic cpx-opx andesite	pl, cpx, opx, opa*	hyalopilitic—pliotaxitic, pl, cpx*, opx*, opa*, gl, cr	
		a ₂ a ₃	porphyritic cpx-opx andesite glassy andesite	pl, qz, cpx, opx, opa pl*, cpx*	pliotaxitic, pl, cpx, opx, opa, gl* hyalopilitic, pl, gl, cpx*, opa*	
	Dacite	d ₁ d ₂ d ₃	porphyritic dacite porphyritic dacite porphyritic dacite	qz, pl, cpx* qz, pl, an, bi* pl, qz*	vitrophyric, qz, pl, gl* vitrophyric, qz, pl, gl* vitrophyric, gl, pl*, opa*	
		Rhyolite	r ₁ r ₂ r ₃ r ₄	rhyolite obsidian—glassy rhyolite an-bi rhyolite an rhyolite	pl, qz* qz, pl, opx* qz, pl, bi, an* pl, an*	vitrophyric, flow, gl, mi vitrophyric, gl, mi vitrophyric, qz, an, cpx, opx, opa*, gl* vitrophyric, qz, an, tr, gl

pl:plagioclase, an:anorthoclase, qz:quartz, ol:olivine, cpx:clinopyroxene, opx:orthopyroxene, hb:common hornblende, rh:reddish brown hornblende, bi:biotite, opa:opaque minerals, gl:glass, mi:microlite, tr:tridymite, cr:cristobalite, * :rare

Fig. 4. Petrography of Miocene volcanic rocks.

部層・富美石英安山岩部層・シブノツナイ火砕岩部層・白樺峠火砕岩部層)と玄武岩質火山噴出物(弘道玄武岩部層)からなる (Fig. 5).

上モベツ流紋岩溶岩部層:(層厚 350 m) 上モベツ川およびその東方に広く分布し、下位より溶岩Ⅰ, Ⅱ, Ⅲに区分される。溶岩ⅠおよびⅢは流紋岩から、溶岩Ⅱは黒曜石および真珠岩よりなる。各溶岩の層厚は溶岩ⅠおよびⅡが北側で厚く、溶岩Ⅲが南側で厚い。これらの溶岩類は主に塊状部と流理構造の発達した部分からなる。溶岩Ⅰは上モベツ川中流とその北方に分布し、流理構造が発達し、基底部には黒曜石を伴う。主に上モベツ川に分布する溶岩Ⅱの黒曜石・真珠岩は塊状を呈し、一部発泡孔や流理構造が発達する。溶岩Ⅲの流紋岩溶岩は上モベツ川東方支流で溶岩Ⅱの上位に重なる。溶岩Ⅲは下部では黒雲母斑晶を多く含有し流理構造が発達しており、上部では球顆構造を有し変質した溶岩が多い。

上モベツ川上流および支流では黒曜石・真珠岩中に厚さ数 m の流紋岩・石英安山岩溶岩が介在したり、含黒雲母角閃石凝灰岩の局所的な介在がある。溶岩流は北側では鴻之舞層の上位に直接、またはわずかの礫岩や凝灰岩の介在部を経て重なる。この部分では流理構造の発達が良いが、南側の溶岩の末端部では flow foot breccia に相当する自破砕溶岩や火

山角礫岩が卓越する。

富美石英安山岩部層:(層厚 120 m 以上) 富美北方に分布し、石英安山岩溶岩と同質の火山角礫岩・凝灰角礫岩からなる。溶岩は塊状を呈し、部分的に自破砕化し、末端部では弱い流理構造が認められる。全般に新鮮で暗灰色を呈することが多いが、風化部や弱い熱水変質作用を受けた部分では淡褐色または緑色を呈している。火山角礫岩・凝灰角礫岩は礫径 2~60 cm の石英安山岩質溶岩と同質の角礫からなる。

シブノツナイ火砕岩部層:(層厚 150 m 以上) シブノツナイ川流域に模式的に広く分布する。流紋岩質〜石英安山岩質軽石凝灰岩・粗粒凝灰岩・凝灰角礫岩からなる。一般に塊状で淡緑色を呈し、やや粘土化変質を受けている。これらの火砕流堆積物は軽石の発泡が著しく、本質岩片が卓越することから、陸域での爆発的噴火活動によるものと考えられる。また、部分的な砂岩・シルト岩の介在や破片状の植物化石の含有は、一部湖沼の環境があったことを示す。

白樺峠火砕岩部層:(層厚 60~130 m+) 鴻之舞西方に広く分布し、石英安山岩〜流紋岩質溶結凝灰岩および軽石凝灰岩からなる。全般に塊状を呈する。一部、粗粒凝灰岩・砂岩・シルト岩が介在する。本質レンズはガラスを主とし、少量の斜長石を含むものの全般的に斑晶鉱物に乏しい。基質の斑晶

Fig. 5. Geological map of the eastern part of Kohnomai.

1: Quaternary, 2: Shanafuchi Formation, 3-8: Mobetsu Formation, 3: Kohdo Basalt Member, 4-5: Kamimobetsu Rhyolite Member, 6: Shibunotsunai Pyroclastic Rock Member, 7-8: Fumi Dacite Member, 9: Kohnomai Formation, 10-13: Dike rocks, 10: Basalt, 11: Andsite, 12: Dacite, 13: Rhyolite, 14: Yubetsu Group. ③ and ④ show sample number of K-Ar dating.

鉱物は主に石英・斜長石からなる。軽石凝灰岩のうち異質岩片に乏しい部分では発泡した軽石とこれを充填する繊維状ガラス・石英・少量の斜長石からなる基質よりなる。これらの火砕岩は陸成であるが、基底部には多くの異質岩片や円礫を伴ったり、シルト岩の介在があったりするなど、湖沼性の堆積相を伴う。

弘道玄武岩部層：(層厚 50~60 m) 弘道付近に分布し、塊状の玄武岩溶岩からなる。岩体南東端の旧採石場跡では火道部が認められる。Fig. 6 に示したようにこの火道部では鴻之舞層上部層の泥岩と藻別層シブノツナイ火砕岩部層の軽石凝灰岩が破碎され、これに玄武岩が貫入している。火道部の岩体縁辺部では流理構造をもつ、やや発泡したガラス質玄武岩が幅 50~150 cm にわたり認められ、その外側では軽石凝灰岩中に玄武岩岩片が散在し、全体に攪乱された状態にある。また、火道の中心部は柱状節理のよく発達した玄武岩を主とするが、上方で流理構造の発達した溶岩や角礫岩および火山

Fig. 6. Geologic sketch of the locality where the Kohdo Basalt Member flowed out of the volcanic vent in the southern part of Kohdo.

1: Basalt with columnar joint, 2: Basaltic volcanic breccia, 3: Basaltic tuff breccia and lapilli tuff, 4: Glassy basalt, 5-6: Shibunotsunai Pyroclastic Rock Member, 5: Pumice tuff including basaltic breccias, 6: Pumice tuff, 7: Mudstone (the Upper Member of the Kohnomai Formation), 8: Mudstone blocks of the Kohnomai Formation origin. ④ shows sample number of K-Ar dating.

礫凝灰岩に移化する。この旧採石場付近の丘陵地には火道部の溶岩や角礫岩をおおって、塊状の玄武岩溶岩が広く分布する。これらのことは、まだ未固結のシブノツナイ火砕岩部層の軽石凝灰岩中に玄武岩が貫入・流動し、上方の乾陸部に溢流したことを示す。

C. 留岡層

遠軽西方の社名淵川下流に分布する (Fig. 7)。玄武岩溶岩と同質の火山碎屑岩 (層厚 580 m 以上) からなる。溶岩は塊状部と自破碎状部からなり、一部に弱い流理構造が認められる。また、長径 20~50 cm のピローや径 1~10 cm の急冷周縁相をもつ玄武岩の角礫とこれらを充填する玄武岩質火山ガラス細片からなるハイアロクラスタイトが認められる。これらの溶岩は変質し、赤褐色を呈することが多く、多孔質である。

火山碎屑岩は火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・粗~細粒凝灰岩からなり、その一部にエピクラスティック火山角礫岩が介在する。火山礫凝灰岩は凝灰角礫岩中に頻繁に介在し、火山礫は玄武岩を主としスコリアを多く含む。これらの産状は留岡層の堆積環境が浅い水域や陸域であったことを示す。

D. 御西層

紋別山および紋別公園周辺に分布する御西層 (層厚 60 m 以上) には石英安山岩質軽石凝灰岩や粗粒凝灰岩が介在する (Fig. 8)。軽石凝灰岩はよく発泡した径 1~5 cm の軽石の集合体からなり、たびたび粗粒凝灰岩の介在がある。紋別公園北方では砂岩が多数介在し、軽石凝灰岩の層厚は 10 cm 程度まで薄化する。上位の紋別玄武岩との境界部では凝灰質砂岩を伴い、浅い水域であったことを示している。

E. 紋別玄武岩

紋別山および紋別公園に分布する紋別玄武岩 (層厚 200 m 以上) は主に玄武岩溶岩からなる (Fig. 8)。紋別公園では御

Fig. 7. Geological map of Shanafuchi.

1: Quaternary, 2-12: Shanafuchi Formation, 2: Tanimotogawa Pyroclastic Rock, 3: Setaniushiyama Andesite, 4: Chiyoda, Minaminosawa and Nirinpagawa Basalts, 5: Misawagawa Rhyolite, 6: Kamifumi, Tenuguiyama and Wakamatsu Pyroclastic Rocks, 7: Kakurezawa Basalt, 8-9: Sakaeno Andesite, 8: Andesite lava, 9: Lapilli tuff, 10: Rhyolite, dacite and perlite lava of the Kamifumi, Tenuguiyama and Wakamatsu Pyroclastic Rocks, 11: Fumi Mudstone, 12: Asahinosawagawa Sandstone and Conglomerate, 13-14: Tomeoka Formation, 13: Basalt lava, tuff breccia and lapilli tuff, 14: Mudstone and sandstone, 15: Mobetsu Formation, 16: Kohnomai Formation, 17-20: Dike rocks, 17: Basalt, 18: Andesite, 19: Dacite, 20: Rhyolite, 21: Hidaka Supergroup and Yubetsu Group. ⑤ to ⑨ show sample number of K-Ar dating.

Fig. 8. Geologic map and sketches of the Monbetsu Basalt.

A: Geological map of around Mt. Monbetsuyama, B: Geologic sketch of the locality where the Monbetsu Basalt covers the Onishi Formation in the Monbetsu park, C: Geologic sketch of the Monbetsu Basalt, D: Geologic sketch of hyaloclastite.

西層の上位に整合に重なる。下部より凝灰角礫岩、柱状節理の発達した塊状溶岩、角礫岩が重なる。この塊状溶岩を東側に追跡すると、溶岩は次第に自破砕化し、一部にハイアロクラスタイトを伴うようになる (Fig. 8-C, D)。これらのことから紋別玄武岩は御西層の堆積に引き続き、部分的な乾陸部とその周辺の浅い水域で噴火・堆積したものと判断される。

F. 社名淵層

中部層および上部層を構成する火山噴出物とその堆積環境について述べる。地質図を Fig. 7 に示した。

1) 中部層の火山噴出物

手ぬぐい山火砕岩: (層厚最大 150 m) 主に富美西方に分布し、真珠岩溶岩と同質の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・粗～細粒凝灰岩からなる。真珠岩溶岩は不規則な形態を示す幅 1～3 mm の流理構造を有し、部分的に厚さ 1～5 mm の流紋岩が介在する。溶岩の上部は流理が発達し、側方では水冷破砕により角礫化し、一部ガラスの細片との混合物になっている。また南側では火山角礫岩や粗粒凝灰岩に移化する (Fig. 9)。真珠岩は岩体北縁部では下位の藻別層中に貫入していることから、これが火道部にあたると考えられる。これらの産状は Pichler (1965) が示した酸性ハイアロクラスタイトと類似し、浅い水域で真珠岩マグマの貫入・流出が起こり、その南側でこれに伴う火砕岩が噴出・堆積したものと判断される。上富美火砕岩: (層厚最大 80 m) 富美南東に分布し、石英安

山岩質凝灰角礫岩・火山角礫岩・軽石凝灰岩からなる。凝灰角礫岩や火山角礫岩は長径 2～7 cm の石英安山岩の角礫の他、玄武岩・真珠岩・溶結凝灰岩などの異質岩片を多く含み、基質は著しく発泡した火山ガラスからなることから、陸域での爆発的な噴火によるものと判断される。軽石凝灰岩はラミナの発達した粗粒凝灰岩と互層をなし、水域での堆積相を示す。

若松火砕岩: (層厚 50～160 m) 社名淵南部に模式的に分布し、流紋岩 (一部石英安山岩) 質軽石凝灰岩・粗～細粒凝灰岩を主とし、流紋岩溶岩・凝灰角礫岩が介在する。粗～細粒凝灰岩の中にはラミナの発達が良く、円磨度の良い軽石を多く含むものがあることから再堆積相を多く含むものと考えられる。軽石凝灰岩・細～粗粒凝灰岩は淡黄灰色を呈し、発泡した長径 1～3 mm の軽石を多く含有する。火山岩片は石英安山岩や安山岩の細片 (長径 1～5 mm) と真珠岩 (長径 0.5～1.5 cm) からなり、基質は軽石の細片や火山ガラスを主とし、角閃石を特徴的に含有する。

社名淵南方には層厚 30 m の真珠岩質軽石まじり凝灰角礫岩と軽石凝灰岩が分布する。火山岩片はすべて真珠岩からなり、軽石は長径 1～20 cm で発泡が良い。上部で粗粒凝灰岩に移化し、これらは軽石流堆積物と考えられる。

以上の産状は、若松火砕岩が陸上～浅い水域での爆発的な噴火と水中での再堆積により形成されたことを示す。

Fig. 9. Relationship of perlite lava and breccia in the Tenuguiyama Pyroclastic Rock.

隠沢玄武岩：(最大 70 m) 栄野北方に分布し、玄武岩溶岩と火砕岩類より構成される。4 枚の溶岩は暗灰色塊状で、最上部の溶岩は柱状節理の発達や角礫化が認められる。火砕岩の主体をなす玄武岩質火山角礫岩は多孔質で、一部に径 30～50 cm のピロープレッシャーを含有し、ハイアロクラスタイトと認定されるところがある。また、一部に軽石や異質岩片を含有する部分がある。さらに、最上部の溶岩の周辺には、降下スコリアと考えられる多孔質で、淘汰の良いスコリア凝灰岩が分布する。また、この岩体の北東側の遠軽付近ではブロック状溶岩や火山弾を含有する玄武岩質集塊岩が分布する。

これらのことから隠沢玄武岩は浅い水域で溶岩の流出が繰り返り、一部では水面の上に火山体が形成され、降下スコリアや火山弾など陸成の火山噴出物を伴ったと判断される。

栄野安山岩：(層厚 70 m) 栄野西方に分布し、安山岩溶岩と安山岩質火砕岩からなる。安山岩溶岩は最大層厚 70 m に達し、柱状節理の発達が良好。この溶岩は若松火砕岩の軽石

質火山礫凝灰岩・細粒凝灰岩の上に重なる。栄野西方のダム脇の露頭では基底に厚さ 5～20 cm の急冷ガラス層が形成され、また、近接した基底の一部には、急冷周縁相をもつ径 2～30 cm の安山岩礫の集合からなる層厚 1.5 m の部分が認められることから、溶岩基底の一部は水冷破碎を受けたものと判断される。

この溶岩の北東の遠軽付近では安山岩質火山礫凝灰岩が分布し、その岩相の一部は径 1～3 cm の火山礫を主として、一部では多孔質なラピリーストーンとなっている。また、軽石を含有し、一部で軽石層との互層部を形成していることから、浅い水域で堆積したものと判断される。

2) 上部層の火山噴出物

上部層の火山噴出物は酸性火砕流堆積物である谷本川火砕岩といくつかの溶岩類からなる。

谷本川火砕岩：(層厚 150 m) 社名淵川中流域で模式的に観察され、主として石英安山岩質火砕岩類から構成される。火砕岩類は凝灰角礫岩・火山角礫岩・火山礫凝灰岩・溶結凝灰

岩からなる。本火砕岩類の主体をなす凝灰角礫岩は径1~6 cmの各種火山岩片と多孔質で斜長石・石英・黒雲母を含む基質からなる。火山岩片は斜長石に富む石英安山岩を主とし、他に溶結凝灰岩や白亜系から由来した砂岩や頁岩を含む。また、遠軽地区の本層基底部に認められる溶結凝灰岩は5~10 mの層厚を有し、本質レンズの大きさは1×5 mm~5×30 cmと変化に富み、ガラス質で、少量の斜長石を含有する。基質ガラスは斜長石・石英・黒雲母を多数含有する。含有岩片は径1~5 cmの安山岩・石英安山岩・流紋岩が主で、白亜系から由来した砂岩や頁岩をも含む。

以上の火砕岩は著しく発泡した軽石と異質岩片を多く含有するなど、陸域での爆発的噴火の特徴を示している。

溶岩類：溶岩類は玄武岩溶岩（南ノ沢玄武岩；層厚60~70 m・千代田玄武岩；層厚50~60 m・二林班川玄武岩；層厚40 m）と流紋岩溶岩（三沢川流紋岩；層厚80 m）、安山岩溶岩（背谷牛山溶岩；層厚100 m以上）からなる。

玄武岩溶岩は富美南方、社名淵西方、栄野南方の山地部に広く分布する。南ノ沢玄武岩・千代田玄武岩・二林班川玄武岩は主に柱状節理の発達した塊状溶岩からなる。南ノ沢玄武岩にはわずかに火山凝灰岩やラピリーストーンやスコリア凝灰岩が認められる。火山凝灰岩は径1~3 cmの玄武岩岩片を主とし、スコリア質である。また、火山凝灰岩中や溶岩基底部の一部には玄武岩の円礫と凝灰質物質から構成される泥流堆積物が伴われることから、陸域での溶岩流の流下の際後に山麓での泥流の発生があったと判断される。

三沢川流紋岩は三沢川流域に分布する。流理の発達した塊状の流紋岩溶岩からなり、水冷破碎部を伴わないことから、乾陸域での噴火作用によるものと判断される。

背谷牛山安山岩は主に栄野南方に広く分布する。塊状部、平板状節理の発達した部分、自破碎状部（一部火山角礫岩）などを含む溶岩からなり、水冷破碎部を伴わない。また、平板状節理の発達した溶岩には流理構造が認められ、その構造は溶岩基底面の構造と調和的である。

3. 貫入岩類

本地域に分布する貫入岩類は玄武岩・安山岩・石英安山岩・流紋岩よりなる（Fig. 10）。造岩鉱物組み合わせより玄武岩はb1, b2に、安山岩はa1, a2, a3に、石英安山岩はd1, d2, d3に、流紋岩はr1, r2, r3, r4に区分される（Fig. 4）。

玄武岩b1は社名淵や富美で社名淵層や藻別層中に、b2は鴻之舞西方で藻別層中に貫入している。安山岩a1は、鴻之舞鉾床群^{くちやんない}（^{きんぱちとうげ}）安内五号鉾床の母岩の一部を構成している。a2は鴻之舞西方に、a3は金八峠断層沿いに分布する。石英安山岩のうちd1は五号断層と金八峠断層に挟まれた地域に多く分布する。d2は五号断層以西と金八峠断層以東に、d3は富美東方に分布する。流紋岩のうちr1は主に藻鱈川流域に分布し、r2, r3, r4は五号断層以西と社名淵から遠軽にいたる地域に分布する。

これらの貫入岩類の多くは貫入関係より鴻之舞層堆積末期から藻別層堆積時に貫入したものと判断されるが、一部に社名淵層堆積時~堆積後の貫入岩も認められる。たとえば、

a1, a3やr1, r3は社名淵層堆積前から社名淵層堆積後の長期間にわたって貫入したと考えられるが、b1とr4は社名淵層堆積後に貫入したと判断される。それ以外の貫入岩は社名淵層堆積前に貫入を終了している。

以上の貫入岩類の一部は鴻之舞層・藻別層とともに鴻之舞鉾床群（通産省、1990）の母岩となっている。

4. 地質構造

本地域の地質構造はNE-SW系とN-S系の断層により規制されている（Fig. 10）。

断層系はNE-SW系、N-S~NNE-SSW系が主体で、これにNNW-SSE~NW-SE系が加わる。

NE-SW系の断層の五号断層（高橋ほか、1936）、金八峠断層・前田の沢川断層（八幡ほか、1988）などは80~90°の傾斜をもつ正断層で、その垂直変位量は100~500 m程度である。

N-S~NNE-SSW系の断層の上古丹断層・上鴻之舞断層・富美断層（八幡ほか、1988）・八号断層・モベツ川断層（高橋ほか、1936）などは80~90°の傾斜をもつ正断層で、その垂直変位量は200~500 m程度である。これらの断層の傾斜方向は、五号断層が南東落ち、金八峠断層・前田の沢断層が北西落ち、上古丹断層・モベツ川断層が東落ち、上鴻之舞断層・富美断層・八号断層が西落ちである。これらのうち五号断層や八号断層沿いには鴻之舞鉾床群の金銀石英脈が断層とほぼ平行に形成されている。

本地域の中新統のうち鴻之舞層はNE-SW系とN-S系の断層系に支配された分布や構造を示し、地層の走向はNE-SW~N-S系が多い。これに対し、藻別層は鴻之舞東方では東西に分布する溶岩に挟まれた盆状の構造を埋積し、鴻之舞西方や南方では基盤岩や鴻之舞層上にほぼ水平に重なり、一部NE-SW系およびNW-SE系の断層に境されて分布する。社名淵層の多くは盆状の構造を埋積するが、社名淵断層・瀬戸瀬断層と遠軽断層の間の地塁では社名淵層はほぼ水平に分布する。

一方、貫入岩類はモベツ川断層以西に多く分布する。貫入岩類にはN-S~NNE-SSW方向の伸長性を有するものと、特定の伸長性を有しないものとがある。また、モベツ川断層以東ではシブノツナイ川西方にやや広く分布する流紋岩（r1）以外は小規模な貫入岩体が少数認められるだけである。ただし、富美断層沿いにはNNE-SSWの伸長性を有する貫入岩がわずかに分布する。

火山岩の全岩化学組成

鴻之舞層から6試料、藻別層から12試料、留岡層および紋別玄武岩から各2試料、さらに社名淵層から16試料を選び、これらについて全岩主化学分析を実施した。試料はいずれも新鮮なものについて行った。分析は新潟大学の蛍光X線分析装置（理学電機製ガイガーフレックスIKF）により実施した。分析結果をTable 1とFigs. 11, 12に示した。

鴻之舞層の安山岩はSiO₂が60.03~65.56 wt.%で、SiO₂含有量から見ると一部石英安山岩の組成を示し、SiO₂-FeO*/MgO図（Miyashiro, 1974）ではソレライト質系列・カルクアルカリ質系列に属する。藻別層の酸性岩はSiO₂が65.11~

Fig. 10. Geotectonic map of the Monbetsu-Engaru district.

Table 1. Chemical compositions of Miocene volcanic rocks.

Sample No.	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)
Rock type	KV-192	071013	KV-148	KV-484	KV-649	KV-624	KV-029	KV-057	KV-648	KV-055	KV-030	KV-041	KV-179	KV-284	KV-266	KV-414	KV-635	KV-632	KV-132
	Ku ₁	Ku ₂	Ku ₂	Ku ₃	Ku ₁	Ku ₃	Mm ₂	Mm ₂	Mm ₁	Mm ₃	Mm ₃	Mm ₁	Mm ₁	Mf ₁	Mf ₂	Mf ₂	Mk	Mk	Tm
SiO ₂	63.61	62.13	60.03	61.33	65.56	64.47	74.03	73.48	72.12	76.44	78.47	71.33	74.64	74.93	65.11	72.11	52.06	54.20	50.87
TiO ₂	0.51	1.53	1.45	0.70	0.48	0.99	0.12	0.12	0.23	0.13	0.12	0.10	0.11	0.25	0.41	0.27	1.26	1.18	1.27
Al ₂ O ₃	17.41	14.77	14.20	16.04	16.30	14.94	12.60	12.80	12.13	12.83	11.84	12.31	13.04	10.75	12.19	12.65	17.61	17.16	16.95
FeO*	2.67	8.39	8.09	6.32	3.09	6.51	1.14	1.05	1.84	0.72	0.50	0.82	0.78	1.78	4.82	2.16	7.71	7.20	8.83
MnO	0.07	0.18	0.15	0.12	0.08	0.16	0.07	0.07	0.10	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.10	0.07	0.13	0.13	0.13
MgO	1.61	1.71	1.58	2.76	2.13	0.70	0.18	0.17	0.30	0.21	0.17	0.17	0.18	0.99	4.97	1.05	6.84	6.41	5.91
CaO	4.06	5.78	5.69	6.55	4.86	4.47	1.05	0.99	1.35	0.78	1.01	0.98	0.85	2.11	6.89	2.46	8.66	7.88	9.40
Na ₂ O	2.68	3.00	2.70	2.86	3.05	3.60	3.13	2.98	2.65	2.86	3.21	2.64	3.04	1.50	1.92	3.09	3.13	3.22	2.82
K ₂ O	2.11	1.04	0.90	1.92	1.81	1.73	3.39	3.72	2.55	3.56	3.23	3.68	3.85	1.20	0.89	1.91	0.78	1.12	0.58
P ₂ O ₅	0.11	0.16	0.14	0.11	0.11	0.18	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.16	0.04	0.27	0.24	0.30
ig. loss	4.82	1.56	4.74	2.21	2.54	2.01	3.91	4.31	7.30	1.53	1.08	7.59	3.06	6.13	3.57	4.08	1.84	1.16	2.40
total	99.66	100.26	99.65	100.12	100.01	99.76	99.84	99.23	100.60	99.11	99.71	99.68	99.63	99.72	100.83	99.89	100.29	99.90	99.46

Sample No.	(20)	(21)	(22)	(23)	(24)	(25)	(26)	(27)	(28)	(29)	(30)	(31)	(32)	(33)	(34)	(35)	(36)	(37)
Rock type	Tm	Mb	Mb	Sn	Sk	Sk	Sc	Sm	Sm	Sm	Ss	Ss	St	Sw ₁	Sw ₂	Sp	Sp	Sr
SiO ₂	52.24	51.78	54.21	50.31	54.48	53.03	50.19	51.17	50.87	50.49	67.93	63.11	56.90	68.62	74.56	73.79	73.38	74.41
TiO ₂	1.32	1.15	1.24	1.11	1.14	1.22	1.23	1.28	1.34	1.14	0.61	1.04	1.86	0.55	0.15	0.12	0.12	0.23
Al ₂ O ₃	17.42	17.57	17.44	17.21	16.64	17.43	17.62	17.66	17.81	16.57	14.69	15.36	15.60	14.76	12.90	12.70	12.95	13.81
FeO*	8.53	7.56	8.03	8.88	8.21	8.09	8.32	8.02	8.25	8.72	3.99	5.58	9.66	3.75	1.17	1.04	1.05	1.80
MnO	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.09	0.15	0.16	0.11	0.06	0.07	0.07	0.10
MgO	6.21	7.03	6.35	8.90	6.77	5.19	7.62	6.89	6.43	8.41	2.05	1.50	3.16	0.73	0.27	0.17	0.19	0.17
CaO	9.22	8.67	7.88	9.84	8.29	9.17	10.16	10.81	11.16	9.56	1.41	4.34	6.80	2.54	1.23	0.99	1.00	0.91
Na ₂ O	2.85	2.99	3.43	2.60	2.88	2.83	2.63	2.61	2.72	2.41	3.21	3.88	3.38	4.06	2.94	2.88	2.84	4.11
K ₂ O	0.65	0.60	1.23	0.71	1.08	0.84	0.54	0.41	0.36	0.67	2.85	2.47	1.36	2.33	3.63	3.39	3.44	4.11
P ₂ O ₅	0.33	0.26	0.30	0.21	0.21	0.31	0.21	0.13	0.14	0.20	0.15	0.29	0.28	0.11	0.03	0.02	0.02	0.03
ig. loss	1.16	2.09	0.30	0.66	0.76	1.67	1.84	0.91	0.75	1.50	3.06	2.29	0.45	3.02	4.28	4.51	4.21	0.79
total	100.07	99.83	100.54	100.57	100.60	99.92	100.50	100.02	99.96	99.80	100.04	100.01	99.61	100.58	101.07	99.68	99.27	100.47

(1)–(6): Andesites of the Kohnomai Formation, (7)–(18): Volcanic rocks of the Mobetsu Formation, (7)–(13): Kamimobetsu Rhyolite Member, (7): Obsidian, (8) and (9): Perlites, (10) and (11): Rhyolites, (12) and (13): Perlites, (14)–(16): Dacites of the Fumi Dacite Member, (17) and (18): Basalts of the Kohdo Basalt Member, (19) and (20): Basalts of the Tomeoka Formation, (21) and (22): Basalts of the Monbetsu Basalt, (23)–(37): Volcanic rocks of the Shanafuchi Formation, (23): Basalt of the Nirinpagawa Basalt, (24) and (25): Basalts of the Kakurezawa Basalts, (26): Basalt of the Chiyoda Basalt, (27)–(29): Basalts of the Minaminosawa Basalt, (30) and (31): Andesites of the Sakaeno Andesite, (32): Andesite of the Setaniushiyama Andesite, (33) and (34): Dacite and perlite of the Wakamatsu Pyroclastic Rock, (35) and (36): Perlites of the Tenuguiyama Pyroclastic Rock, (37): Rhyolite of the Misawagawa Rhyolite. Rock types are listed in Fig. 4.

78.47 wt. % で、カルクアルカリ質系列を主として、一部ソレライト質系列に属する (Fig. 11). 社名淵層の安山岩～流紋岩は SiO₂ が 56.90～74.56 wt. % で、ソレライト質系列が主で、一部カルクアルカリ質系列の領域にプロットされる。また、玄武岩は SiO₂ が 50.19～54.48 wt. % で、その多くはカルクアルカリ質系列の領域にプロットされるが、一部はカルクアルカリ質系列とソレライト質系列の境界領域にプロットされる。

一方、Na₂O+K₂O–SiO₂ 図 (Fig. 12) では鴻之舞層の安山岩は Kuno (1966) のソレライト系列の領域に、また、K₂O–SiO₂ 図 (Fig. 12) では Gill (1978) の中間カリ質の領域に入る。藻別層の酸性岩は Kuno (1966) のソレライト系列の領域に、また、Gill (1978) の低カリ質～中間カリ質 (富美石英安山岩部層) と高カリ質 (上モベツ流紋岩溶岩部層) の 2 つの領域に分かれてプロットされる。これに対し、藻別層および留岡層の玄武岩と紋別玄武岩は高アルミナ玄武岩系列、および、中間カリ質の領域に入る。

社名淵層の玄武岩と安山岩は Na₂O+K₂O–SiO₂ 図では、Kuno (1966) の高アルミナ玄武岩系列の領域に、酸性岩は高アルミナ玄武岩系列～ソレライト系列の領域にプロットされる。このうち玄武岩は高アルミナ玄武岩系列の領域の中でもややアルカリの少ない部分に、また、K₂O–SiO₂ 図では Gill (1978) の中間カリ質の領域にプロットされる。これらの玄武岩は藻別層相当層の玄武岩よりアルカリに乏しい傾向にある。安山岩は鴻之舞層の安山岩よりアルカリ、とくに K₂O に富む傾向にあり、Gill (1978) の中間カリ質～高カリ質の領域

に落ちる。

以上の火山岩のうち、鴻之舞層は安山岩質～石英安山岩質であるのに対し、藻別層は流紋岩質～石英安山岩質と玄武岩質のバイモーダルな火山岩組成を有する。また、藻別層よりやや遅れて堆積した留岡層や紋別玄武岩は玄武岩質な火山岩からなる。さらに、社名淵層はバイモーダルな火山岩を主としながらも、少量の安山岩を伴う。

なお、鴻之舞層の安山岩には Fe に富むアイスランド石様の岩石が認められるが、これについては別に詳しく報告する予定である。

火山岩の K–Ar 年代

鴻之舞層上部層の安山岩 2 試料 (Fig. 3)、藻別層の上モベツ流紋岩溶岩部層の黒曜石 1 試料と弘道玄武岩部層の玄武岩 1 試料 (Fig. 5)、留岡層の玄武岩 1 試料 (Fig. 7) および社名淵層中部層の玄武岩 1 試料、上部層の玄武岩と安山岩各 1 試料と玄武岩貫入岩 1 試料 (Fig. 7) について K–Ar 年代を測定した。

1. 測定方法

K–Ar 年代測定はすべて全岩試料について行った。採取した岩石試料から新鮮な部分を約 50 g 切り出して砕き、粒度を 60～80 メッシュに揃え、アセトンと純水で洗浄後、これを 2 分して一方を Ar 同位体比測定に、他方を 200 メッシュ以下に粉碎して K 定量に供した。

K 定量は試料約 200 mg を H₂SO₄・HF で分解・処理し、共存元素のイオン化干渉を抑制するため Cs イオンを添加し

て炎光分光分析法により行った。各試料2回ずつ測定し平均値をとった。分析精度はいずれも相対誤差で2%程度である。K定量は岡山理科大学において行った。

Ar同位体比は試料約500mgを用い、同位体希釈法により岡山理科大学設置の高精度Ar専用質量分析計で測定した。分析操作および測定精度については長尾ほか(1984), Itaya et al. (1984)に準ずる。

2. 測定試料

今回測定した9試料について産状や顕微鏡下の特徴を述べる。

試料番号1 (KY-624) ; 鴻之舞層上部層安山岩溶岩 (44°12'54"N, 143°20'56"E)

藻別南方約2kmの道路沿いの露頭では、下位から安山岩質凝灰角礫岩・火山角礫岩、安山岩質ハイアロクラスタイト、安山岩溶岩が重なっている。測定に供した安山岩溶岩は基底部分で一部自破碎化しているが、多くは塊状を呈する。安山岩は斜長石と輝石が集斑晶をなす複輝石安山岩である。斑晶の量比は斜長石>単斜輝石>斜方輝石>不透明鉱物の順である。斜長石は短柱状自形をなし、長径0.2~0.6mmで、新鮮である。弱い累帯構造を示す。単斜輝石は無色で、短柱状半自形の長径0.2~0.5mmで、新鮮である。斜方輝石は短柱状自形をなし、長径0.1~0.3mmで、淡褐色~無色の弱い多色性を示す。石基は新鮮なガラスが多く、長柱状の斜長石とマイクロライトおよび不透明鉱物の微粒が認められる。

試料番号2 (KY-484) ; 鴻之舞層上部層安山岩溶岩 (44°04'24"N, 143°21'59"E)

丸瀬布北方約4kmの白龍断層付近の林道沿いの露頭から測定試料を採取した。試料の安山岩溶岩はハイアロクラスタイト中に介在する塊状溶岩である。斑状組織をなす複輝石安山岩であり、斑晶の量比は斜長石>単斜輝石>斜方輝石の順である。斜長石は短柱状半自形~自形を呈し、長径0.5~5mmで、新鮮である。斜長石は累帯構造が著しく、内側には褐色のガラスや少量の単斜輝石を含有している。単斜輝石は短柱状または粒状の半自形~他形を呈し、長径0.1~0.5mmで、無色である。斜方輝石は長柱状の半自形~自形をなし、長径0.1~0.3mmで、褐色~無色の多色性を示す。石基は褐色のガラスが主で、斜長石、マイクロライトと微粒の不透明鉱物が認められる。

試料番号3 (KY-29) ; 藻別層黒曜石溶岩 (44°13'14"N, 143°23'10"E)

鴻之舞北北東約8kmのモベツ川断層沿い(シマラギ川河床)の藻別層基底部の黒曜石溶岩を測定試料とした。黒曜石は弱い流理構造を呈し、鏡下では一部に弱い真珠岩構造が認められる程度で、まったく変質していない。無色のガラスを主とし、長径0.05~0.01mm程度のマイクロライト・斜長石・不透明鉱物がわずかに認められる。

試料番号4 (KD-Ba) ; 弘道玄武岩の溶岩 (44°14'36"N, 143°26'56"E)

コムケ湖南東3kmに位置する弘道の採石場に認められる玄武岩の火道部から試料を採取した。玄武岩は斑状組織をなし、かんらん石斑晶と斜長石の微斑晶を含む。かんらん石斑

Fig. 11. SiO_2 versus FeO^*/MgO diagram for Miocene volcanic rocks from the Monbetsu-Engaru district. Broken line shows boundary between calc-alkali (CA) and tholeiite (TH) series (Miyashiro, 1974).

Fig. 12. K_2O versus SiO_2 and $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus SiO_2 diagrams for Miocene volcanic rocks from the Monbetsu-Engaru district. High-K (HK)/Medium-K (MK)/Low-K (LK) from Gill (1978). Alkali rock series (AB)/High alumina basalt series (HB)/Tholeiite series (T) from Kuno (1966). Symbols as for Fig. 11.

晶は長径0.5~1.5mmで、新鮮である。斜長石は短柱状自形を呈し、長径0.1~0.3mmで、弱い累帯構造を示す。石基はインターグラニューラー組織を呈し、斜長石>かんらん石>単斜輝石>ガラスよりなる。全般に新鮮である。

試料番号5 (KY-132) ; 留岡層玄武岩溶岩 (44°03'26"N, 143°29'03"E)

遠軽西方約3kmの社名淵川沿いの玄武岩質塊状溶岩から測定試料を採取した。鏡下ではかんらん石斑晶を多量に含む

Table 2. K-Ar ages of Miocene volcanic rocks.

No.	Sample Name	K-Ar Age (Ma)	Air Ar (%)	^{40}Ar rad (10^{-8}cm^3 STP/g)	K (wt%)
Kohnomai Formation					
1	KY-624 andesite	12.8±0.7	66.6	75.0±1.8	1.51
2	KY-484 andesite	11.4±0.7	81.8	51.4±2.7	1.16
Mobetsu Formation					
3	KY-29 obsidian	11.8±0.6	19.3	156.6±1.2	3.42
4	KD-Ba basalt	11.0±0.5	73.3	34.0±1.2	0.80
Tomeoka Formation					
5	KY-132 basalt	8.7±0.7	86.3	16.8±1.3	0.50
Shanafuchi Formation					
6	KY-134 basalt	6.3±0.6	87.0	10.1±0.8	0.41
7	KY-318 basalt	7.3±0.4	45.3	24.8±0.6	0.87
8	KY-143 andesite	7.2±0.4	20.7	33.1±0.3	1.18
9	KY-611 basalt	8.2±0.4	53.7	15.3±0.3	0.48

$$^{40}\text{K}/\text{K}=1.167\times 10^{-4}, \lambda_{\beta}=4.962\times 10^{-10}\text{yr}^{-1}, \lambda_{\epsilon}=0.581\times 10^{-10}\text{yr}^{-1}$$

斑状組織を呈する。かんらん石斑晶は径0.2~1.3mmで、多くは新鮮であるが、一部にサポナイトが生成している部分がある。石基はインターサタル組織を呈し、その構成鉱物はかんらん石>単斜輝石>斜長石>不透明鉱物の順である。ガラスの量は少ないが、一部に赤褐色に変質している部分がある。

試料番号6 (KY-134) ; 社名淵層を貫く玄武岩岩脈 (44°03'47"N, 143°28'07"E)

社名淵東方約2kmの社名淵川沿いには社名淵層上部層の石英安山岩質凝灰角礫岩を貫く玄武岩岩脈が認められる。測定試料とした玄武岩はかんらん石と斜長石斑晶を多量に含む斑状組織を呈する。かんらん石斑晶に比して斜長石斑晶の量が多い。斜長石斑晶は新鮮で、短柱状自形を呈し、長径0.2~0.5mmで累帯構造が著しい。かんらん石は長径0.5~0.8mmで、すべてサポナイトに交代されている。石基はインターサタル組織を示し、構成鉱物の量比は斜長石>単斜輝石>かんらん石>不透明鉱物の順である。ガラスは少なく、全般に新鮮である。

試料番号7 (KY-318) ; 社名淵層中部層隠沢玄武岩 (44°01'41"N, 143°27'16"E)

瀬戸瀬北東方のカクレ沢下流には玄武岩質のハイアロクラストタイトと塊状溶岩が認められる。測定試料に用いた玄武岩溶岩はかんらん石と斜長石斑晶が多い斑状組織を呈し、少量の虫食い状の石英を含有する特徴がある。斑晶鉱物の量比はかんらん石>斜長石>単斜輝石>斜方輝石>石英の順である。かんらん石斑晶は半自形~他形で、長径0.3~1.5mmであり、一部がサポナイトに交代されている他は新鮮である。斜長石斑晶は短柱状自形を呈し、長径0.3~1.2mmで、全般に新鮮であるが、結晶中央部に一部虫食い状に汚染されたり、あるいはガラスが生成している場合がある。単斜輝石・斜方輝石とも長径0.1~0.2mmの微斑晶でまったく新鮮である。石英は長径0.3~0.8mmで、周縁部で虫食い状を呈し、ガラスやマイクロライトが生成している。石基は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物とガラスよりなる。全般に新鮮である。

試料番号8 (KY-143) ; 社名淵層上部層背谷牛山溶岩 (44°00'42"N, 143°29'56"E)

遠軽南方約3kmのスキー場の山頂付近に露出する安山岩溶岩を測定試料とした。安山岩はピロタキシティック組織を示す複輝石安山岩で、斑晶鉱物の量比は斜長石>単斜輝石>斜方輝石の順である。斜長石斑晶は短柱状自形結晶で、長径0.1~0.3mmである。単斜輝石は短柱状半自形~他形で、長径0.05~0.2mmで無色である。斜方輝石は短柱状半自形~他形を呈し、長径0.05~0.2mmで、淡褐色の弱い多色性を示す。石基は長径0.05mm以下の長柱状の斜長石の配列による流理を示し、0.01mm以下の微粒の不透明鉱物が散点している。他はガラスとマイクロライトである。全般に新鮮である。

試料番号9 (KY-611) ; 社名淵層上部層二林班川玄武岩 (44°00'04"N, 143°28'20"E)

栄野南方の二林班川流域には背谷牛山溶岩の直下に二林班川玄武岩が分布する。測定試料とした玄武岩溶岩は塊状を呈し、一部発泡している。玄武岩はかんらん石と斜長石の斑晶を含み、その量比はかんらん石>斜長石の順である。かんらん石斑晶は半自形で長径0.1~1.0mmである。斜長石斑晶は短柱状自形~半自形を呈し、長径0.2~0.7mmで、累帯構造が著しい。いずれの斑晶鉱物も新鮮である。石基はインターグラニューラー組織を示し、少量のガラスを含み、構成鉱物の量比は斜長石>単斜輝石>かんらん石>不透明鉱物である。全般に新鮮である。

3. 測定結果

Table 2に測定結果を示した。測定の結果、鴻之舞層上部層は12.8±0.7Maと11.4±0.7Maであり、鴻之舞層下部層の放散虫化石が中期中新世を示すことと調和的である。藻別層は11.8±0.6Maと11.0±0.5Maであり、鴻之舞層と極めて近い年代を示すが、年代値の誤差を考慮すると、鴻之舞層と藻別層の間の不整合は11.5Ma頃の短時間の内に形成されたものと判断される。留岡層は8.7±0.7Maを示し、藻別層より若い年代が得られた。

社名淵層のK-Ar年代は、中部層の玄武岩 (隠沢玄武岩) が7.3±0.4Ma、上部層の安山岩 (背谷牛山安山岩) と玄武岩 (二林班川玄武岩) がそれぞれ7.2±0.4Ma, 8.2±0.4Maで、上部の玄武岩がやや古いという矛盾した結果となっているが、誤差を考慮すると中部層と上部層はほぼ7~8Maの間と言える。また、上部層を貫く玄武岩は6.3±0.6Maと中部層と上部層よりやや若い値を示し、野外の産状と調和的である。

これらの結果と層位関係より、各層の堆積年代を推定する。鴻之舞層の下部層と上部層から11~13Maの生存期間を示す*Cyrtocapsella japonica*などの放散虫化石が産する (八幡ほか, 1988) ことと、今回のK-Ar年代値を考慮すると、鴻之舞層の堆積期間 (鴻之舞期) はほぼ13.5~11.5Maと結論される。さらに、藻別層と留岡層の堆積期間 (藻別-留岡期) はほぼ11.5~8.0Maと、また、社名淵層下部層の植物化石が後期中新世の三徳型植物化石群 (Tanai, 1961) であることから、社名淵層の堆積期間 (社名淵期) はほぼ8~6Maと結論される。

11.5 Ma の不整合と鴻之舞構造帯

本地域に分布する火山噴出物の産状と各層に含まれる化石や堆積相の特徴から、藻別層基底の不整合は、海域から陸域への変換を示していると考えられる。すなわち、鴻之舞層は浅海性の貝化石を産出するほか、火山噴出物の産状は浅い水域での噴火と堆積作用を示しているのに対して、藻別層・留岡層・社名淵層は陸域で噴火・堆積した溶岩や火砕流堆積物および湖沼性堆積物よりなる。

藻別層堆積前の隆起・削剝現象について、藻別層と下位の鴻之舞層との関係から推定する。Fig. 3 に示したように、藻別層はモベツ川断層付近や八号断層東方では鴻之舞層上部層を不整合におおう。これに対し、八号断層と上古丹断層の間では鴻之舞層上部層だけでなく下部層を直接不整合におおう。さらに、五号断層の北西側では鴻之舞層上部層のほか、日高累層群をおおう。これらのことは八号断層以西で、とくに隆起・削剝量が大きかったことを示す。

さらに、藻別層基底の不整合の形態を詳しく検討するため Fig. 13 に鴻之舞層の走向線と藻別層の分布を示した。これによると、鴻之舞層東部のモベツ川断層付近では鴻之舞層上部層の走向線を切って藻別層が重なっているが、その交差角は約 20° ~ 50° である。これに対し、鴻之舞南部や南西部の八号断層から上古丹断層にかけての地区では藻別層基底部は鴻之舞層下部層・上部層の走向線との交差角は 10° から 90° と場所によって異なるが、とくに藻別層が鴻之舞層と接する付近では大きい交差角をなしている。さらに、鴻之舞西部においても同様に、鴻之舞層の走向線と藻別層基底線の交差角は大きい。また、モベツ川断層以西では走向線の間隔が狭くなり、地層の傾斜が急になったり、あるいは小規模な背斜構造や向斜構造が認められる。これらのことは藻別層堆積前の隆起運動がモベツ川断層以西、中でも八号断層以西で顕著であったことを示している。

また、モベツ川断層以西には安山岩、石英安山岩、流紋岩などの貫入岩が多数分布し、その貫入方向や各岩体の配列方向は N-S~NE-SW 系である。この貫入岩のうち安山岩 al は鴻之舞層上部層に貫入しているが、その一部には鴻之舞鉾床群の俱知安内五号鉾床の石英脈群が発達しているものがあるので石英脈よりも前に貫入したと判断される。俱知安内五号鉾床の石英脈中の氷長石の K-Ar 年代は 12.9 Ma, 13.0 Ma (前田, 1989; 久保田, 1988) である。鴻之舞層の堆積年代が 13.5~11.5 Ma であることから、al の貫入時期は鴻之舞層堆積期末か、その直後と考えられる。さらに、俱知安内五号鉾床や俱知安内八号鉾床の石英脈群の一部が五号断層や八号断層に沿って発達していることから、岩脈の貫入、断層群の形成、そして石英脈群の形成がほぼ同時期に行われたと判断される。

このモベツ川断層の西側の地域で、主に N-S~NNE-SSW 方向と NE-SW 方向の 2 系統の断層群と貫入岩類により特徴づけられる地域を鴻之舞構造帯と呼ぶ (八幡・岡村, 1992)。鴻之舞構造帯の東限はモベツ川断層、西限は上古丹断層であるが、五号断層北西側にも貫入岩および藻別層が分布

Fig. 13. Strike-line map of the Kohnomai Formation.
1: Quaternary, 2: Shanafuchi Formation, 3: Mobetsu Formation, 4: Strike-line of the Kohnomai Formation, 5: Dike rocks, 6: Granodiorite, 7: Hidaka Supergroup, 8: Fault, 9: Anticlinal axis, 10: Synclinal axis.

することから、この NE-SW 方向の断層の形成もこの構造帯の形成に関与したと考えられる。また、構造帯の北限・南限は断層、貫入岩の発達が不明瞭になる藻別付近、および丸瀬布西方である。

鴻之舞構造帯では鴻之舞層堆積末期に隆起運動が開始し、

貫入岩体の貫入と断層群および金銀石英脈の形成、そして鴻之舞層の削剝が 11.5 Ma の藻別層堆積開始直前の短期間に行われた。すなわち、鴻之舞構造帯は隆起帯であり、その幅は約 6~7 km である。また、断層群は次に述べるように藻別層の堆積域を規制しているとともに藻別層を切っていることから藻別層堆積後も引き続き活動したと考えられる。

地溝帯の形成

11.5 Ma 以降に堆積した藻別層の分布の主体はモベツ川断層と富美断層に挟まれた東西 8~10 km の地域である。前述の鴻之舞構造帯の形成時期から判断して、藻別層堆積時にはモベツ川断層はすでに形成されていたことは明らかである。また、富美断層は藻別層と白亜系を隔する断層で、富美断層以西には藻別層は広くかつ厚く分布するが、富美断層以东には藻別層は分布しないことから、モベツ川断層と同様に藻別層堆積時にはすでに形成されていたと判断される。したがって、モベツ川断層と富美断層に挟まれた地域は藻別層堆積時には地溝帯を形成していたことになる。これらをさらに裏づけるものとして火山噴出物の分布や配列がある。

モベツ川断層と富美断層沿いには、流紋岩や真珠岩溶岩（上モベツ流紋岩溶岩部層）が分布する。とくに、モベツ川断層沿いには溶岩が南北に配列している。これらの溶岩と溶岩の間には、酸性火砕岩（シブノツナイ火砕岩部層）が堆積している。この火砕岩は陸域での爆発的な噴火活動により形成された軽石凝灰岩を主体とするが、植物化石を伴う泥岩が介在することから、地溝帯内には一部湖沼域があったと判断される。また、弘道玄武岩の火道部に見られるように、玄武岩の貫入と噴火は下位のシブノツナイ火砕岩部層が未固結状態の時に行われ、乾陸部へ溶岩が溢流した。このことは地溝帯内に湖沼が形成されてもすぐに火山噴出物により埋積され、乾陸化したことを示している。さらに、富美断層沿いの一部には石英安山岩や玄武岩の岩脈が、また、モベツ川断層沿いの一部では安山岩岩脈がそれぞれ断層の走向にほぼ平行に貫入していることは、前述の溶岩の分布ともあわせて断層沿いの局地的な引張裂かの発生がマグマの上昇を誘因したと判断される。

この地溝帯の南方延長部は伊奈牛断層と瀬戸断層に挟まれた地域にあたる。ここでも断層に平行な安山岩や流紋岩岩脈が認められる。

一方、社名淵断層以东では藻別層堆積末期以降に堆積した留岡層が分布している。留岡層はスコリアが卓越するなど陸域での噴火活動が主体であったと考えられるが、ハイアロクラスタイトのほかにエビクラスティック火山角礫岩や泥岩を伴うなど、その多くは湖沼中に堆積したことを示している。この湖沼域の東限は湧別川断層にあたる。

Fig. 1 と Fig. 10 から読み取れるように、地溝帯縁辺断層にあたるモベツ川断層、白龍断層、伊奈牛断層は雁行配列している。同様に、富美断層、社名淵断層、瀬戸断層、さらに東側の湧別川断層も雁行配列する地溝帯縁辺断層である。

この地溝帯の発達史を東西の模式断面で表したのが Fig. 14 である。鴻之舞構造帯の東側に隣接する地溝帯は、西側の

縁辺部をモベツ川断層により区切られており、東側の縁辺部を北部では富美断層により、南部では湧別川断層により区切られている。また、地層の層厚の変化や留岡層の多くを占める水中堆積物の分布を考慮すると、東側に沈降域が広がっていたことになる。さらに、次に述べる社名淵層の堆積域も地溝帯の南東部に位置し、地溝帯の発生から時間の経過とともに沈降量が東または南東側で多くなったことを示している。その結果、地溝帯はハーフグラベン様の形態を呈することとなった。

一方、地溝帯北西方の紋別地区には陸域〜水域で噴火・堆積した紋別玄武岩が分布する。さらに、地溝帯西方の鴻之舞西部には陸成の白樺峠火砕岩部層が分布している。これらの火山噴出物の分布域は狭く、地溝帯との間に鴻之舞構造帯が位置することから、地溝帯の外側には局所的な凹地が形成していたと推定される。

以上のことは、11.5 Ma の不整合を形成した隆起運動は広範な地域に及び、鴻之舞構造帯で隆起量を最大とし、地溝帯発生後も隆起運動が継続していたことを示す。そして、隆起帯の頂部付近の引張応力場で発生した地溝帯は、隆起運動の継続により沈降部が側方に拡大した。なお、この地溝帯は八幡・岡村 (1992) が示した紋別-上士幌地溝帯の最北端にあたる。

地溝帯内の内陸盆地

地溝帯は藻別-留岡期の多量の火山噴出物により埋積されたが、引き続き社名淵期には地溝帯の基本構造を維持しつつ、内陸部で山間盆地が形成された。社名淵層の堆積物や火山噴出物の産状はこの山間盆地での環境を良く保存している。以下にこの内陸部での山間盆地の発達史について述べる。

Fig. 15 に社名淵層の堆積域と火山活動域の変遷を示した。なお、社名淵層の堆積域（社名淵堆積盆地）は NW-SE 方向および NE-SW 方向の断層により区切られた 3 つの堆積域、すなわち、西より社名淵-上富美地区、留岡地区、遠軽-栄野地区に区分される。社名淵-上富美地区とは白龍断層と社名淵断層および富美断層との間の地区、留岡地区とは社名淵断層と遠軽断層との間の地区、遠軽-栄地区とは遠軽断層と湧別川断層との間の地区をさす。

湖沼性堆積物よりなる社名淵層下部層は社名淵-上富美地区に堆積している (Fig. 15-A)。Fig. 14 に示したように藻別層の酸性溶岩分布域と富美断層との間の谷間に位置する社名淵-上富美地区は藻別層堆積後の盆状の構造地形に規制されて発生した。

社名淵層中部層堆積域 (Fig. 15-B) は下部層堆積域より東側に拡大し、その東縁は遠軽付近を通る N-S~NNE-SSW 方向の断層（湧別川断層）である。そして、中部層は前述の 3 つの堆積域にまたがって堆積し、さらに湧別川断層西側の開盛や富美北東方にも局所的に堆積した。中部層の主体を占める若松火砕岩は流紋岩〜石英安山岩溶岩や火山角礫岩・軽石流堆積物を伴うが、凝灰岩類は多くの再堆積相を伴う。これらの再堆積相の供給源は社名淵西方の真珠岩および石英安

Fig. 14. Schematic profiles of the Monbetsu-Engaru district.

Fig. 15. Paleogeographic maps of the Shanafuchi Basin.

A : Stage of the Lower Member, B : Stage of the Middle Member, C : Stage of the Upper Member, 1 : Lacustrine deposit, 2 : Rhyolite, dacite and perlite lavas, 3 : Acidic pyroclastic rock, 4 : Andesite lava, 5 : Andesitic pyroclastic rock, 6 : Basalt lava, 7 : Basaltic pyroclastic rock, 8 : Dike rocks, 9 : Fault, 10 : Basal level (m) of basalt lavas of the Upper Member.

山岩溶岩，または南方の流紋岩溶岩や石英安山岩溶岩分布域であり，これらが噴出源の一部と考えられるが，最も大きな噴出源は社名淵堆積盆地北端の手ぬぐい山火砕岩中の真珠岩溶岩分布域である。

一方，遠軽-栄野地区では若松火砕岩の堆積中に，乾陸部あ

るいは湖水面付近で噴火・堆積したと見られる安山岩・玄武岩が分布する。栄野安山岩の溶岩基底部には乾陸域を示すガラス質部と水域を示す水冷破砕部が近接している。また，水中で堆積した火山礫凝灰岩や細～粗粒凝灰岩などからなる栄野安山岩の火砕岩は，溶岩の北東側と東側にそれぞれ帯状に

分布している。さらに、隠沢玄武岩の噴火域も水面上に形成された火山体と周辺の水域である。すなわち、これらの安山岩・玄武岩は留岡地区と遠軽・栄野地区の境界域の浅い水域で噴火し、溶岩卓越部ではドーム状の地形が形成され、隆起部となった。そして、ここから放出された火山噴出物は遠軽・栄野地区の低地に帯状に堆積した。

以上のように、中部層は社名淵堆積盆地を形成する湖沼をほとんど埋積しつくし、その乾陸部には上部層の酸性火砕流堆積物と玄武岩などの溶岩が噴火・堆積した。酸性火砕流堆積物よりなる谷本川火砕岩は社名淵・上富美地区と遠軽・栄野地区の両堆積域の中間隆起部にあたる留岡地区に広く堆積した (Fig. 15-C)。また、社名淵堆積盆地の縁辺部や前述の火砕流堆積物の基底あるいはその上位には玄武岩溶岩が分布する。溶岩は全般に塊状であるが、開成東方などでは溶岩の上下に泥流堆積物も認められる。Fig. 15-C にはこれら玄武岩の基底面標高を示したが、これによると、社名淵堆積盆地の縁辺部は標高 400~550 m であるが、中心に向かって低くなり、200~250 m となる。本地域における鮮新世以降の変位量が少ないと考えると、この基底面深度は当時の地形に近似していると考えられる。すなわち、玄武岩溶岩が盆地縁辺部や留岡地区東部ような地塁状の高まりで噴火し、堆積盆地の低地に向かって流下したと推定される。

火成活動の特徴とその背景

中央北海道北東部の火成活動について、奥水・金 (1986 a, b) はフィッシュトラック年代測定結果にもとづき、早期グリーンタフ (14.5 Ma~13.7 Ma) と後期グリーンタフ (7.2 Ma~6.8 Ma) に区分し、13.7 Ma から 7.2 Ma の期間には顕著な火山活動はないとした。しかし、今回の筆者らの層序の検討と K-Ar 年代測定から、紋別・遠軽地域に限ってみると、火山活動は 13.5 Ma から 6 Ma までほぼ連続的に認められることと、11.5 Ma に大規模な不整合が存在することが明らかとなった。すなわち、時間的には連続的であるものの、約 11.5 Ma に隆起と剝削が行われ、引き続き地溝帯の形成が行われた。その結果、海域から陸域への環境の急変があった。以下に、本地域における火成活動の特徴とその背景について述べる。

本地域の火成活動は、13.5~11.5 Ma の鴻之舞期、11.5~8.0 Ma の藻別・留岡期、8.0~6.0 Ma の社名淵期に区分され、それぞれのステージごとに火成活動の特徴に違いが認められる。まず、鴻之舞期には浅海域において安山岩および石英安山岩の爆発的な噴火が繰り返し行われ、水中火砕流が広範囲に堆積した。鴻之舞期の末期には鴻之舞構造帯の形成が開始し、安山岩などの貫入と断層運動、そして、鴻之舞鉾床群の形成が行われた。これは 11.5 Ma 前後の短期間に行われた。

藻別・留岡期には地溝帯とその周辺の乾陸部で酸性溶岩の流出と爆発的な噴火が行われた。玄武岩の噴火活動は弘道玄武岩や紋別玄武岩、そして留岡層に見られるように、乾陸域と水域で行われ、留岡層の場合はスコリアに卓越することなどから爆発的な噴火を伴ったと考えられる。

さらに、社名淵期では湖沼域や周辺の乾陸部において火山

活動が活発になり、とくに酸性火山活動は乾陸部や一部の水域で爆発的な噴火を繰り返した。社名淵層中部層に見られる玄武岩質および安山岩質火山活動は塊状溶岩の流出だけでなく、爆発的な噴火を示すスコリアや火山弾を伴っている。しかし、上部層の玄武岩や安山岩の活動は静穏な溶岩の流出と泥流の発生により特徴づけられる。

また、岩石種の比較をすると、地溝帯形成前の鴻之舞期では安山岩~石英安山岩が主体であったのに対し、地溝帯形成後の藻別・留岡期は流紋岩~石英安山岩と玄武岩のバイモダルな火山活動で特徴づけられる。さらに、社名淵層はバイモダルな火山活動を引き継ぎながらも少量の安山岩を伴っている。

さらに、化学組成で見ると、鴻之舞層はソレライト質系列とカルクアルカリ質系列、藻別層はカルクアルカリ質系列が主で一部ソレライト質系列、社名淵層はソレライト質系列が主で一部カルクアルカリ質系列である。なお、鴻之舞層中には鉄に富むアイスランドイト様の岩石が認められる。また、鴻之舞層の安山岩は社名淵層の安山岩に比し、全アルカリ、とくに K_2O に乏しい。

Oba (1975) は本地域とその周辺の玄武岩~安山岩について検討し、高アルミナ玄武岩系列が主体をなし、アルカリ量は北側で多く、南側で少ない傾向にあるとした。また、国分ほか (1994) は本地域を含む中央北海道東部から東北海道に分布する新第三紀の火山岩組成の広域的組成変化について検討し、13.5~6.0 Ma の期間は「島弧を特徴づけるカルクアルカリ火山岩の存在や島弧横断方向の規則的な組成変化に加え、非島弧的性格を示す火山岩や岩石構成が見られ、この時期は島弧性火成活動とともに非島弧的のマントル物質の上昇があったらしい」と述べ、6 Ma 以降の千島弧火山活動と区別されるとした。

ところで、13.5 Ma 以前の中央北海道には顕著な火山活動はなく、15~13 Ma に南北性のトラフ状の堆積盆地が形成され、周辺から礫の供給を受けている。たとえば、鴻之舞西方 20 km の北見滝の土地域には中期中新世にトラフ状の堆積盆地が形成され、これを埋積した礫岩中には西隣の一の橋花崗岩から供給された花崗岩礫が含まれている (宮坂ほか, 1980)。このことから、宮坂ほか (1984) はトラフ状堆積盆地形成時にすでに日高帯北部では隆起運動が開始していたと考えた。また、保柳ほか (1986) は上述の北見滝の土地域 (紋別・十勝帯) や北海道北部の日本海側に位置する羽幌地域 (石狩・天塩帯) のトラフ状堆積盆地の形成とこれらの堆積盆地の中間域に位置する枝幸・日高帯の隆起剝削帯の形成はアムールプレートとオホーツクプレートの衝突によるものとした。

また、渡辺 (1986) や大槻 (1989) は北海道北東部の鉾床形成時の広域応力場について鉾床の方向から検討を行った。渡辺 (1986) によると、中新世の北海道北東部の広域応力場は NW-SE から WNW-ESE 方向の圧縮応力場であった。これに対し、大槻 (1989) は渡辺 (1986) の解析では「共役関係がある対がみあたらない鉾床についてせん断面角を大きく見積りすぎている」として、北海道北東部で共役関係がある対が認められる新第三紀の鉾床の解析から主圧力軸の方

向は E-W ~ ENE-WSW であるとした。解析に使用されたデータには鴻之舞鉾床群の多数の石英脈も含まれている。

以上の指摘は中央北海道は 15 Ma にはすでに東西圧縮応力場にあり, 隆起帯の形成がトラフ状堆積盆地の周辺で開始していたことを意味する。さらに, 北見滝の上地域では 13 Ma 以降の海成の堆積物が欠如し, その周辺地域では陸成の火山噴出物が広く分布していること (八幡・岡村, 1992) から, 東西圧縮応力場で形成した 15~13 Ma のトラフ状堆積盆地に見られる沈降帯を含め中央北海道は鴻之舞期末期 (11.5 Ma 頃) には急激な隆起運動を開始し, その結果, 広い範囲で陸域が形成されたと判断される。隆起帯頂部では引張応力場の発生により, 南北性の断層系が発生した。その結果, 鴻之舞構造帯や地溝帯が形成された。この急激な隆起運動は鴻之舞期末期の火山活動の時期とほぼ一致し, 隆起量の増大とともに火山活動が活発化することから, 東西圧縮応力場での急激な隆起運動がマグマの浅部への移動や火山噴火を促進した可能性がある。さらに, 地溝帯形成後の藻別-留岡期や社名淵期の各ステージごとの火成活動の特徴は, 地溝帯内の断層系の発達程度に応じて地表へのマグマ流出の仕方の違いを反映したものと考えられる。今後各ステージごとのマグマの性格をさらに検討する必要がある。

ま と め

(1) 中央北海道北東部の紋別-遠軽地域の第三系は下位より鴻之舞層, 藻別層, 留岡層, 社名淵層に区分される。層序区分と K-Ar 年代測定により区分された 3 つのステージの年代は, 鴻之舞期が 13.5~11.5 Ma, 藻別-留岡期が 11.5~8.0 Ma, 社名淵期が 8.0~6.0 Ma である。

(2) 鴻之舞期には浅海域が広がり, 安山岩質~石英安山岩質火山活動に伴い水中火砕流堆積物が堆積した。鴻之舞期末期には隆起運動が開始し, N-S ~ NNE-SSW 系と NE-SW 系の断層群の形成と岩脈の貫入が行われ, 幅 6~7 km の N-S 系の鴻之舞構造帯が形成した。この隆起運動により本地域は陸化し, 引き続き地溝帯が発生した。地溝帯は幅約 10 km で, 南北性の伸張性を有する。藻別-留岡期には地溝帯内とその外側で流紋岩~石英安山岩と玄武岩のバイモダル火山活動が進行した。社名淵期には地溝帯内に内陸盆地が発生し, 湖沼性堆積物の堆積と少量の安山岩を伴うバイモダル火山活動が進行した。

(3) 火山岩類は鴻之舞期にはソレライト質系列とカルクアルカリ質系列が, 藻別-留岡期にはカルクアルカリ質系列が主で一部ソレライト質系列を伴う。社名淵期にはソレライト質系列が主で一部カルクアルカリ質系列を伴う。

(4) 紋別-遠軽地域における 11.5 Ma の急激な隆起運動は中央北海道における 15 Ma 以降の東西性の圧縮応力が急激に高まったことに起因し, 隆起帯頂部で引張裂かを形成し, 南北性の地溝帯の発生と活発な火山活動をもたらした。

謝辞 北海道教育大学の岡村 聡助教授には北海道の火成活動とテクトニクスについて多くの議論をしていただいた。また, 新潟大学の周藤賢治教授には蛍光 X 線分析装置をわせていただき, かつ分析方法について教えていただいた。

さらに, 北海道立地下資源調査所の田近 淳, 黒沢邦彦, 松波武雄の各氏には調査の過程でご助力をいただいた。

以上の方々にここに記して感謝の意を表します。

文 献

- Fiske, R.S., 1969, Recognition and significance of pumice in marine pyroclastic rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **80**, 1-8.
- Gill, J.B., 1978, Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 709-724.
- 長谷川潔・松井公平, 1961, 北海道中央部に分布する礫岩層 (上支湧別層) について. 新生代の研究, no. 32, 1-4.
- 保柳康一・宮坂省吾・渡辺 寧・木村 学・松井 愈, 1986, 「衝突帯」のタービダイト相形成とテクトニクス-中新世・中央北海道の例-. 地団研専報, no. 31, 265-284.
- Itaya, T., Nagao, K., Nishido, H. and Ogata, K., 1984, K-Ar age determination of Late Pleistocene volcanic rocks. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **90**, 899-909.
- 木村 学・宮坂省吾・紺谷吉弘・宮下純夫・保柳康一・渡辺 寧, 1982, 日高変成帯の「山脈化」における上支湧別構造帯の意義. 構造研誌, no. 27, 167-177.
- 北 卓治・神保 真・本田康夫・田宮良一・加藤 啓・鈴木雅宏・高橋静夫・山田国洋, 1969, 山形~米沢盆地周辺の第三紀噴火活動. 日本地質学会第 76 年学術大会総合討論会資料「グリーンタフに関する諸問題」, 163-172.
- 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, 第三紀火山岩類の岩石学的性質の変遷. 地質雑, **100**, 658-674.
- 興水建司・金 結佑, 1986a, 北海道中~東部地域の新生界のフィッシュン・トラック年代 (その 1) -上支湧別・北見富士地域-. 地質雑, **92**, 477-487.
- 興水建司・金 結佑, 1986b, 北海道中~東部地域の新生界のフィッシュン・トラック年代 (その 2) -西部・中央部の「グリーン・タフ」岩層-. 地質雑, **92**, 559-568.
- 興水建司・金 結佑, 1987, 北海道中~東部地域の新生界のフィッシュン・トラック年代 (その 4) -陸上火山活動による火砕岩類-. 地質雑, **93**, 217-227.
- 久保田喜裕, 1988, 北海道東部における金鉾床の時空的変遷. 鉾山地質, **38**, 17.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basaltic magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, **29**, 195-222.
- 前田寛之, 1989, 北海道北東部の 2, 3 の浅熱水金銀鉾床の K-Ar 年代. 鉾山地質, **39**, 66.
- 前田仁一郎・末武晋一・池田保夫・戸村誠司・本吉洋一・岡本康成, 1986, 北海道中軸帯の第三紀深成岩類-分布・活動時代・主要元素組成・テクトニクス. 地団研専報, no. 31, 223-246.
- 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, no. 31, 285-294.
- 宮坂省吾・菊池昂哉, 1978, 第三紀における日高変成帯の上昇運動. 地団研専報, no. 21, 139-153.
- 宮坂省吾・紺谷吉弘・君波和雄・木村 学・保柳康一・高橋功二・山口昇一・松井 愈, 1984, 北部日高帯北見滝の上地域における中新世構造史. 地球科学, **38**, 119-131.
- 宮坂省吾・紺谷吉弘・木村 学・君波和雄・山口昇一・松井 愈, 1980, 北部日高帯の第三系-北見滝の上地域の中新統層序. 地球科学, **34**, 63-72.
- 宮坂省吾・松井 愈, 1986, 中央北海道の新生代末期テクトニクス. 地団研専報, no. 31, 333-344.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- 長尾捨一, 1968, 5 万分の 1 地質図幅「紋別」・同説明書. 北海道立地下資源調査所, 10 p.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一, 1984, K-Ar 法による年代測定. 岡山理大火山研究所研報, **9**, 19-38.
- Oba, Y., 1975, Late Neogene basaltic rocks from the Kitami-

- Monbetsu district, northeast Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, IV, 16, 501-510.
- 大槻憲四郎, 1989, 鉾脈による新第三紀東北日本弧の造構応力場復元. 地質学論集, no. 32, 281-304.
- Pichler, H., 1965, Acid hyaloclastites. *Bull. Volcanol.*, 28, 293-310.
- 鈴木順雄, 1967, 北海道の新第三紀後期植物群. 佐々保雄教授還暦記念論文集, 291-302.
- 高橋哲彌・相馬吉一・陸川正明・松田文男, 1936, 北海道有用鉾産物調査(網走支庁管内紋別郡中部(5万分の1)). 60, 北海道工業試験場, 50 p.
- 竹内嘉助, 1942, 鴻之舞図幅(10万分の1)説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, 6, 22p.
- Tanai, T., 1961, Neogene floral change in Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, IV, 11, 121-398.
- 通商産業省(MMAJ), 1969, 昭和44年度金鉾山の基礎的地質鉾床調査報告書—鴻之舞・沼の上地域. 22p.
- 通商産業省, 1990, 平成元年度広域地質構造調査報告書「北海道北部B地域」. 通産省, 265 p.
- 八幡正弘・岡村 聡, 1992, 北海道北部地域の新生代火山にみられる噴火・堆積環境. 地団研第46回総会(秋田)シンポジウム要旨集, 66-69.
- 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「丸瀬布北部」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 110 p.
- 渡辺 寧, 1986, 鉾脈の方向から推定された応力場—北海道における中期中新世以降の鉾脈の例—. 鉾山地質, 36, 209-218.
- 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・旭川間の中新世火山岩のK-Ar年代とその造構場. 地球科学, 42, 91-99.

(要 旨)

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. (Yahata, M. and Nishido, H., 1995, Neogene volcanism and tectonics in the Monbetsu-Engaru district in the northeastern part of Central Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 101, 685-704.)

中央北海道北東部の紋別-遠軽地域の新第三系について, 層序区分とK-Ar年代測定結果に基づき, 鴻之舞期(13.5-11.5 Ma), 藻別-留岡期(11.5-8.0 Ma), 社名淵期(8.0-6.0 Ma)の3つのステージに区分した. 鴻之舞期には浅海域での安山岩質～石英安山岩質火山活動が進行した. 鴻之舞期末期には隆起運動が開始し, N-S～NNE-SSW系とNE-SW系の断層群の形成と安山岩などの貫入が行われ, 幅6～7 kmのN-S系の鴻之舞構造帯が形成された. この隆起運動により本地域は陸化し, 隆起帯頂部での引張裂か formationにより, 幅約10 kmの南北性の地溝帯が発生した. 藻別-留岡期には地溝帯内とその外側で流紋岩～石英安山岩と玄武岩のバイモータル火山活動が進行した. 社名淵期には地溝帯内に内陸盆地が発生し, 湖沼性堆積物の堆積作用と少量の安山岩を伴うバイモータル火山活動が進行した. 11.5 Maの隆起運動は中央北海道における15 Ma以降の東西性の圧縮応力の急激な高まりに起因したと推定される.