

西北海道, 小樽—赤井川地域に分布する新第三系火山岩層序と鉱化作用

Neogene volcanostratigraphy and ore mineralization in the Otaru-Akaigawa area, West Hokkaido, Japan

八幡 正弘・黒沢 邦彦・岡村 聡*
Masahiro Yahata, Kunihiro Kurosawa and Satoshi Okamura*

Abstract

The Otaru-Akaigawa area in the northern part of West Hokkaido, which belongs to the Northeast Japan (Honshu) Arc, is characterized by the extensive distribution of Miocene to Quarternary volcanic rocks associated with Cu, Pb, Zn, Ba, Au, and Ag ore deposits. Four stages of the Late Cenozoic volcanism in the Otaru-Akaigawa area can be recognized based on volcanostratigraphy and radiometric age.

(1) Late Paleogene to Early Miocene volcanism (25-19Ma) is characterized by a volcanic on-land product of dacite to andesite in composition.

(2) Early to Middle Miocene volcanism (16-12Ma) produced submarine rhyolite and basalt bimodal volcanic rocks in a regional transgressional environment. The volcanic sequences of this age are interfingering with shallow marine sediments, and are accompanied by the Meiji Kuroko deposit (12.5-12.6Ma).

(3) Middle to Late Miocene volcanism (12-8Ma) produced shallow marine andesite to rhyolite, in which the Yamato, Otaru-matsukura and Otaru-akaiwa deposits characterized by a vein- and massive- types Cu, Pb, Zn, Ba ores (9.5Ma) were formed.

(4) Plio-Pleistocene volcanism (5-1Ma) is characterized by andesitic on-land product. The Todoroki Au-Ag vein type deposit (3.1-2.1Ma) has a genetical relationship to this volcanism.

キーワード: 新第三系, 火山岩層序, 金属鉱床, 北海道

Key words: Neogene, volcanostratigraphy, metallic ore deposit, Hokkaido

I はじめに

西北海道北部地域には, 銅鉛亜鉛(パライト)鉱床, 金銀鉱床, マンガン鉱床などの有用金属鉱物資源が広く分布し(第1図, 第2図), これまでに多くの鉱山で採掘が進められてきており, 現在も豊羽鉱山(鉛亜鉛銀), 光竜鉱山(金銀)で生産が続けられている。

これらの鉱床が賦存する地質層序については金属鉱物探鉱促進事業団による広域地質構造調査(国富地域: 通商産業省; 以下, 通産省と略記; 1970など, 定山溪地域: 通産省, 1972など)により詳しく検討され, その総括として長谷川・小山内(1978)の報告がある。これらの資料によれば, 本地域の地質は中生界の薄別層, 寒別変成岩(ホルンフェルス)および花崗岩類を基盤岩として, 中新統の定山溪層群(下位から白水川層, 右股川層, ペーペナイ川層), 古平層群(下位から然別川層, 国富層, 大和層, 小沢層), 倶知安層群, 西野層, および鮮新—更新統の新时期火山噴出物からなる。金属鉱床は主に小沢層以下の地層に胚胎し, それより新期の地層が未変質のことが多いことから, 鉱床の形成時期は国富層～大和層堆積時であると解釈されていた。たとえば, 黒鉱鉱床の国富鉱床は国富層堆積末期, その他の豊羽鉱床をはじめとする鉱脈鉱床の多くは大和層堆積時の形成と考えられていた(小倉・鈴木, 1971;

長谷川・小山内, 1978など)。なお, 硫黄や硫化鉄の鉱化作用は鮮新世以降とされていた(長谷川・小山内, 1978など)。

近年, これらの鉱床から採取された脈石鉱物や変質鉱物のK-Ar年代が多数測定され, 鉱化作用や変質作用の年代が15Ma～1Maとかなり幅の広いものであることが明らかとなり, さらに熱水活動と火山活動の関連性についても詳しく検討されるようになった(Sawai et al., 1989; 沢井ほか, 1992 など)。

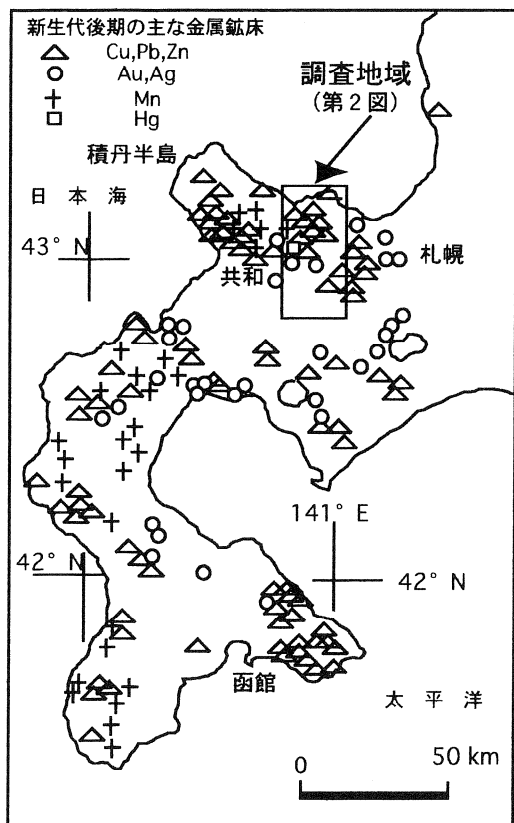
一方, これらの鉱床が胚胎する火山噴出物は陸成層と海成層からなり, 各地域毎に火山噴出物の岩相は著しく変化する。従って, 従来用いられてきた長谷川・小山内(1978)により示された国富地域の層序名を西北海道北部地域の広い範囲に適用させることには無理がある。

そこで筆者らは小樽—赤井川地域のうち, 主として小樽南部の小樽松倉鉱床・大和鉱床周辺と, 赤井川南東部の轟鉱床周辺の地質層序の検討を行い, 鉱床の胚胎層準および鉱化作用の時期について考察を行ったので, ここに報告する。

II 地質概説

西北海道北部の小樽—赤井川地域には, 第三紀～第四紀の陸成～海成の火山噴出物が広く分布し, 下位よ

*北海道教育大学札幌校



第1図 西北海道における新生代後期の金属鉱床分布
Fig. 1 Distribution map of Late Cenozoic metallic mineral deposits in West Hokkaido (after Hasegawa et al., 1983).

り下部中新統の定山溪層群, 下~中部中新統の白井川層, 上部中新統の勝納川層(新称)・余市川層・船取山層, 鮮新-更新統の阿女鱒岳安山岩・於古発山溶岩・丸山溶岩などが分布する(第2図)。

定山溪層群は主として陸成の火山噴出物からなり, 白井川層は海成の火山噴出物および砂岩・泥岩からなる。勝納川層・余市川層・船取山層は主に海成の火山噴出物と砂岩, 泥岩からなる。鮮新-更新統の阿女鱒岳安山岩・於古発山溶岩・丸山溶岩は陸成の溶岩類からなる。

金属鉱床は銅鉛亜鉛鉱床(明治, 大和, 鵬富, 鯛保など), バライト鉛亜鉛鉱床(小樽松倉, 小樽赤岩)や, 金銀鉱床(轟, 中ノ沢), マンガン鉱床(国興), 水銀鉱床(明治)からなる。

以下に, 小樽南部地区と赤井川南東部地区の地質について述べる。

III 小樽南部地区の地質・鉱床

小樽南部地区には中新世~更新世の火山噴出物が広く分布する。太田ほか(1954)によると, 本地区には中新世の小樽集塊岩が広く分布し, 本地区北部の於古発山周辺に第四紀の於古発山溶岩が分布する。このうち赤井川村と小樽市の境界付近に分布する小樽集塊岩は

著しく珪化ないし粘土化し, この変質帯の中心部に小樽松倉鉱床(Ba, Pb, Zn)と大和鉱床(Cu, Pb, Zn)が分布する。

また, 山岸ほか(1997)は小樽集塊岩のうち変質の少ない部分を忍路層, 変質の著しい部分を小樽内川層と区分したが, 筆者らの調査結果では, 変質の程度の差は累層の区分を必要とするものではなく, ひとつの累層として一括されるべきものと判断した。なお, 後述するように本層は各種の岩相から構成され, 累層名に集塊岩という岩相名を用いることは好ましくないと判断し, あらたにその地層名を勝納川層と命名した。

以下に, 小樽南部地区の地質と鉱床について述べる。

III. 1 地質層序

本地区の地質は下位より勝納川層, 於古発山溶岩からなり, 両者は不整合関係にある(第3図)。

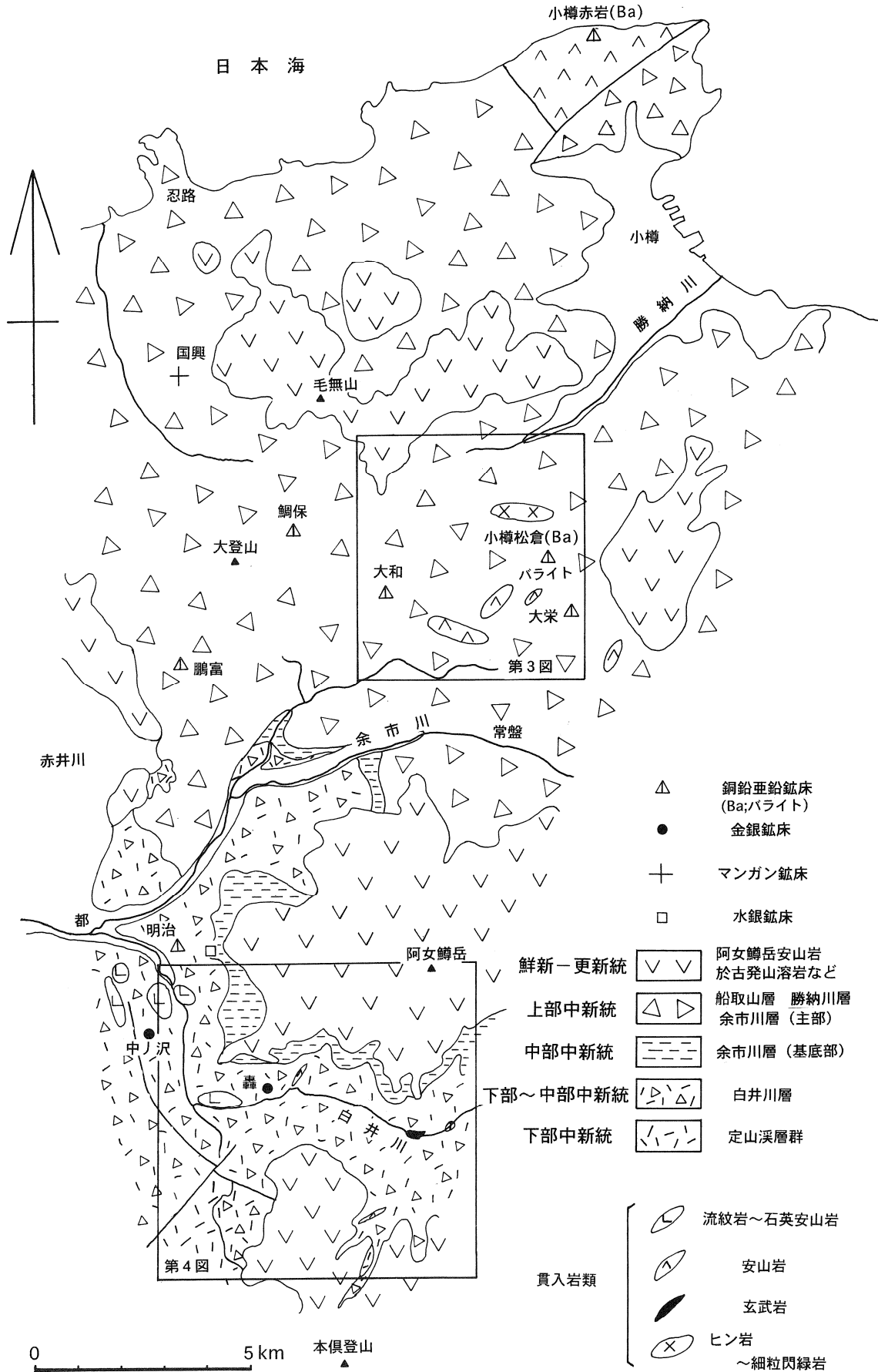
III. 1. 1 勝納川層(新称)

本層は小樽市勝納川流域に模式的に分布する他, 赤井川村小樽川流域にも広く分布する。南部の小樽川流域で最下部が分布し, 北部の勝納川流域で最上部が分布する。

小樽川およびその支流の青木沢川や長谷沢川では流紋岩質軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩・粗粒凝灰岩が分布する。これらの凝灰岩類中には安山岩質火山礫凝灰岩やスコリア凝灰岩が介在し, 長谷沢川最上部では流紋岩溶岩や同質の火山角礫岩を伴うことがある。これらの凝灰岩類の全層厚は約30mである。

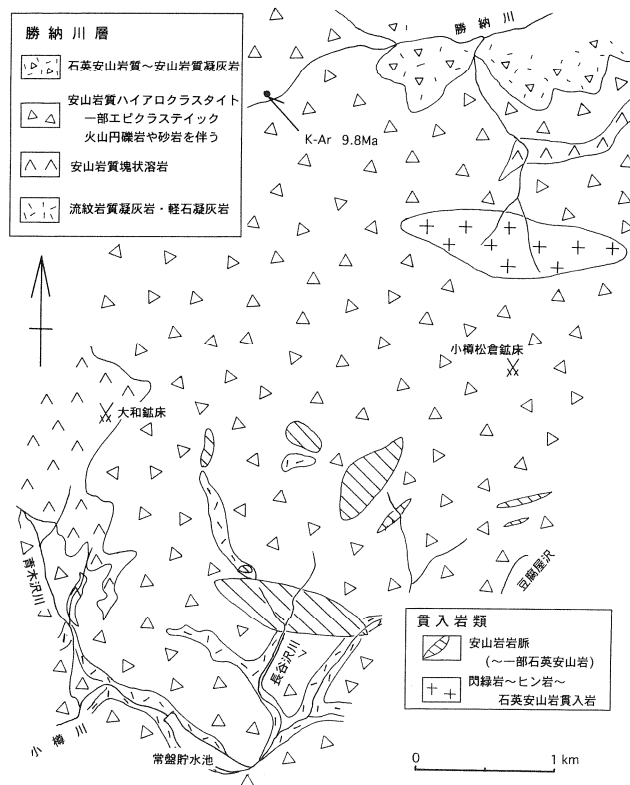
上記の凝灰岩類の上位には安山岩質ハイアロクラスタイト・安山岩質塊状溶岩・エピクラスティック火山円礫岩・砂岩が重なる。本調査地域南西部の青木沢川では安山岩質塊状溶岩が広く分布し, 大和鉱床はこの溶岩中に賦存する。安山岩中には局部的にスコリア凝灰岩の薄層(約50cm)が介在する。安山岩溶岩は青木沢川から東にむかってその層厚を減じ, 安山岩質ハイアロクラスタイト・玄武岩質集塊岩・安山岩質エピクラスティック火山円礫岩や火山礫凝灰岩と指交関係となる。

安山岩質ハイアロクラスタイトは径2~20cmの輝石安山岩の角礫からなり, 一部にスコリアを伴う。青木沢川流域では径3~20cmの水冷火山弾を含む玄武岩質集塊岩が介在する。ハイアロクラスタイト中には頻繁にエピクラスティック火山円礫岩や火山礫凝灰岩または砂岩が介在する。豆腐屋沢川では全般に新鮮な安山岩質ハイアロクラスタイトが分布する。これらの安山岩質ハイアロクラスタイトを主とする火山噴出物は小樽松倉鉱床分布域あるいはその北方にも広く分布する。勝納川およびその支流ではハイアロクラスタイトが広く分布し, 一部に安山岩質塊状溶岩(層厚20-30m)が介在する。これらの上位に石英安山岩質~安山岩質軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩・粗粒凝灰岩が重なる。



第2図 小樽-赤井川地域の地質概略図

Fig. 2 Simplified geological map of the Otaru-Akaigawa area (after Ohta et al., 1954 and Hasegawa and Yahata, 1986).



第3図 小樽南部地区の地質図

Fig. 3 Geological map of the southern part of Otaru area.

本層は青木沢川上流に安山岩質塊状溶岩が分布することから一部陸域環境であったと推定されるが、その他の多くはハイアロクラスタイトで示されるように水域、おそらく浅海域で噴火・堆積したと推定される。

なお、渡辺・渡辺(1992)は小樽川の常盤貯水地右岸において中期中新世の不整合露頭があるとしたが、この露頭は上記の勝納川層最下部の流紋岩質軽石凝灰岩とその上位の安山岩質ハイアロクラスタイトの境界部にあたり、部分的な削り込み現象は認められるものの不整合を示すものではない。

本層は東あるいは北東に10-30°傾斜しており、全層厚は600mで以上ある。

なお、勝納川上流から採取した安山岩質ハイアロクラスタイト中の新鮮な安山岩角礫のK-Ar年代は9.8±0.5Maであった(第1表)。この値は余市町フゴッペ川上流に広く分布する水中火山岩類(小樽層: K-Ar年代; 9.6Ma: 渡辺・渡辺, 1992)と同時期の堆積物であることを示している。また、小樽市忍路海岸に分布する水中火山岩類(忍路層)はK-Ar年代が6.6Ma(Matsuda and Yamagishi, 1997)であり、勝納川層の最上部か、それより上位の層準に相当する。

本層中に認められる貫入岩類は細粒閃緑岩～ヒン岩～石英安山岩と安山岩(一部石英安山岩)である。前者は勝納川南方支流にE-W方向の伸長性をもって分布し、全般に著しく変質している。後者は長谷沢川、豆腐屋沢流域に分布し、E-WまたはNE-SW方向の伸長性を

もって分布し、全般に未変質である。

III. 1. 2 於古発山溶岩(太田ほか, 1954)

本溶岩は毛無山からその東方の於古発山にかけて広く分布し、勝納川層を不整合に覆っている。塊状を呈し、陸域環境下で堆積した安山岩溶岩である。この溶岩は新鮮で、山岸ほか(1997)により小樽天狗山溶岩と呼ばれ、4.8±0.2MaのK-Ar年代値が報告されている(Matsuda and Yamagishi, 1997)。

III. 2 金属鉱床

本地区には小樽松倉鉱床(Ba, Pb, Zn)と大和鉱床(Cu, Pb, Zn)が分布し、さらに他に本地区東方に大栄鉱床(Cu, Pb, Zn)が、また、長谷沢川には少量の白鉄鉱を伴う変質帯が報告されている(杉本, 1962)。

これらのうち小樽松倉鉱床は変質した安山岩と珪化した集塊岩(おそらくハイアロクラスタイト)との間に高品位の重晶石鉱体が層状に賦存するとされる(杉本, 1962)。鉱床およびその周辺は珪化変質帯が広く分布し、その周囲を緑泥石帯やスメクタイト帯が取り囲んでいる。これに対し、大和鉱床分布域では鉱床近傍のみ粘土化変質帯(主に緑泥石-スメクタイト)が認められ、その外側は全般に未変質であることが多い。

上記の鉱床に含まれる粘土鉱物(セリサイト)のK-Ar年代は小樽松倉鉱床で9.5Ma(沢井・板谷, 1993)、大和鉱床で9.5Ma(Hasegawa, 1992)を示し、母岩年代と極めて近い値である。

Sample No.	Rock type	K-Ar age (Ma)	K (Wt %)	^{40}Ar (scc/gm $\times 10^{-5}$)	^{40}Ar (%)
Otm-24-1	andesite	9.8 \pm 0.5	0.92 0.91	0.035 0.035	41.3 39.3
		$\lambda \beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ $\lambda \epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$	Analyzed by Teledyne Isotopes Co., Ltd. $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-2} \text{ atom\%}$		

第1表 安山岩のK-Ar年代
Table 1 K-Ar age of andesite.

IV 赤井川南東部地区の地質・鉱床

赤井川南東部地区には中新世～更新世の火山噴出物が広く分布する。太田ほか(1954)によると、本地区では中新世の白井川層・余市川層、更新世の阿女鱒火山噴出物・青井川火山噴出物からなる。一方、長谷川ほか(1976)は新第三系を定山溪層群・中の川層・母の沢層・玄武岩溶岩・石英安山岩溶岩および同質角礫岩・溶結凝灰岩・轟層・熊の沢層・大石沢層・本俱登山溶岩・阿女鱒岳溶岩に区分した。長谷川・小山内(1978)はさらにこれらを整理して定山溪層群・然別川層・国富層・俱知安層群に区分した。

今回、筆者らは白井川流域の主なルートの層序を再検討し、上記の地質層序の整理を行った。その結果、下位から定山溪層群・白井川層・余市川層・阿女鱒岳安山岩に区分する(第4図)ことが妥当と判断した。ここではとくに前2者について詳しく述べる。

IV. 1 地質層序

IV. 1. 1 定山溪層群(通産省, 1971)

本層群は札幌市定山溪地域で命名され、西北海道北部地域で広く用いられており、豊羽鉱床の胚胎層準である。本地区では轟中の沢にわずかに分布することが知られていた。今回新たに轟ガロー沢川でその分布を確認した。轟ガロー沢川流域の火山噴出物については、土居・長谷川(1956)により春日層と命名され、前期中新世末～中期中新世の訓縫統に対比された。その後、長谷川ほか(1976)は轟ガロー沢川流域の火山噴出物について中の川層、轟層およびこれら両層に挟まれた溶結凝灰岩層に区分し、これらを中部中新統と一括した。さらに、長谷川・小山内(1978)はこれらの火山噴出物を中期中新世の国富層の一部であるとした。一方、上記の溶結凝灰岩からは24.7 \pm 1.2Maのフィッシュトラック(FT)年代が報告されている(Otofujii et al., 1994)。

今回の調査では、轟ガロー沢川に分布する火山噴出物は不整合を挟んで上下2つの累層に区分されることが明らかとなった。周辺地域の層序関係から、下位層を定山溪層群右股川層と、上位の地層を白井川層とす

る。

右股川層は轟ガロー沢川上流域に分布し、3つの部分に区分される(第5図)。最下部は石英安山岩質～安山岩質凝灰角礫岩と流紋岩質凝灰岩からなる。全体に無層理であるが、細粒～粗粒凝灰岩にはラミナが認められる。また、粘土化変質作用を受けている。下限は不明で、層厚は195m+である。中位部は安山岩溶岩からなり、塊状部と自破碎状部とがある。安山岩は斜長石斑晶がめだち、斑晶鉱物および石基は方解石・緑泥石・セリサイトなどの変質鉱物により交代されている。また、溶岩は部分的に発泡し、方解石が充填している。全層厚は225mである。最上部は石英安山岩質～安山岩質凝灰角礫岩と火山角礫岩からなり、中部にエピクラスティック火山円礫岩が介在する。また、凝灰角礫岩中には一部溶結構造が認められる。凝灰角礫岩と火山角礫岩には安山岩・石英安山岩・玄武岩などの多数の岩片が含まれる部分がある。溶結凝灰岩は石英・斜長石・カリ長石・角閃石・黒雲母・輝石(仮像)を多く含み、極少量の玄武岩や安山岩の岩片を含む。

右股川層はNE-SW系とNW-SE系の2本の断層を境に白井川層と接している。NW-SE系の断層はN65°W70°N落ちの正断層である。また、ガロー沢川南東支流では白井川層の軽石凝灰岩が不整合関係で右股川層を覆っている。不整合面直上の軽石凝灰岩中には砂岩の薄層や円礫の配列が認められ、その走向傾斜は下位の右股川層の全体の構造を切っていることを示している。

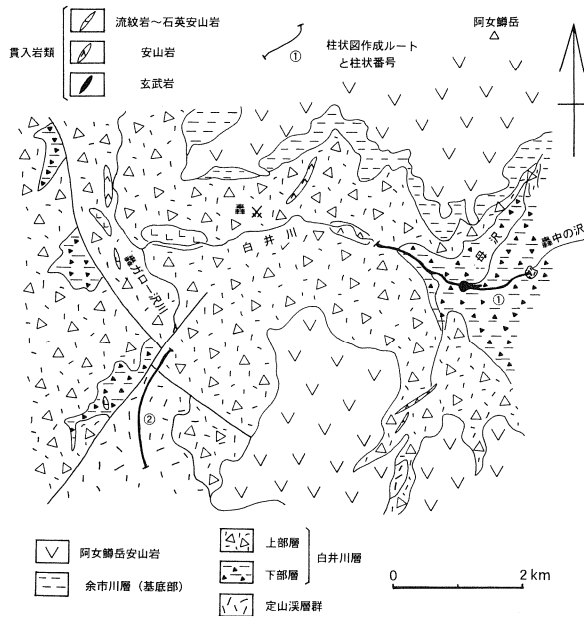
IV. 1. 2 白井川層(太田ほか, 1954)

本層は本地区内を流れる白井川流域に模式的に分布し、轟中の沢で定山溪層群の赤褐色安山岩質凝灰角礫岩～火山角礫岩を不整合に覆う。ここでは白井川流域に分布する本層を下部層と上部層に区分した。なお、本地区の白井川層は本地区東方の定山溪地域の白井川流域の白井川層(土居, 1953)と同時期の堆積物である。

[下部層]

下部層は白井川上流の轟中の沢や母沢で模式的に分布する。下部層は下位より、砂岩・礫岩と火山噴出物の互層を主とする下部、泥岩を主とする中部、玄武岩溶岩を主とする上部に区分される。

下部層下部の砂岩・礫岩は淘汰不良で、これらに介



第4図 赤井川南東部地区の地質

Fig. 4 Geological map of the southeastern part of Akaigawa area.

在する火山噴出物は石英安山岩溶岩・軽石凝灰岩・凝灰岩・安山岩質自破砕状溶岩・ハイアロクラスタイト・玄武岩質凝灰岩などからなる。

中部は主に暗灰色泥岩～細粒砂岩から構成され、部分的に岩片を多く含む砂岩や細礫岩が介在する。これらの介在層は上方細粒化を示す。

上部は主に玄武岩質自破砕状溶岩から構成され、スコリア凝灰岩や安山岩溶岩(層厚6m)が一部介在する。玄武岩溶岩は緑泥石化し、部分的に方解石や沸石のアミグダルを有する。上記の玄武岩類は白井川の上流の他、轟ガロー沢南西支流や白井川下流西支流などにも分布する。

以上の各層のうち、下～中部は側方への岩相変化が著しく、浅い水域環境下で堆積したものと推定される。

[上部層]

上部層は流紋岩質～石英安山岩質溶岩(または自破砕状溶岩)や凝灰角礫岩・火山角礫岩、あるいは軽石凝灰岩からなる。轟ガロー沢では軽石凝灰岩や流紋岩溶岩が広く分布する。軽石凝灰岩中には径1-5cm大の発泡した軽石が多く含まれ、層理にそって配列している。全般に珪化変質作用や粘土化変質作用を被っている。

IV. 1. 3 余市川層・阿女鱒岳安山岩

両層は上記の定山溪層群と白井川層を不整合におおう。本地区の余市川層(太田ほか, 1954)は長谷川ほか(1976)により大石沢層とされたが、余市川層の基底層の特徴である砂岩・泥岩・凝灰岩を主体とすることから、余市川層に一括した。

阿女鱒岳安山岩(長谷川ほか, 1976)は阿女鱒岳およびその周辺に広く分布する主に陸成の安山岩溶岩や火山角礫岩からなり、そのK-Ar年代は3.1-3.0Ma(新エネ

ルギー・産業技術総合開発機構:NEDO, 1995)である。

IV. 2 金属鉱床

本地区には轟鉱床(Au, Ag)が分布する。長谷川ほか(1963, 1976)によると、轟鉱床は白井川層中に賦存する鉱脈型金銀鉱床で、主としてNE-SW系の走向を有する鉱脈群からなる。鉱脈の多くは白井川層上部層中に賦存するが、白井川上流部では一部下部層中にも賦存する。脈石鉱物の水長石とセリサイトのK-Ar年代は3.1-2.1Maである(沢井ほか, 1992)。鉱床周辺の変質帯は珪化帯と粘土化帯からなり、後者は石英(カオリン)ーモンモリロナイトから構成される(長谷川ほか, 1976)。

本地区の中新統の多くは広く変質作用を受け、主に緑色～白色粘土化変質帯や珪化変質帯を形成している。

V 考察

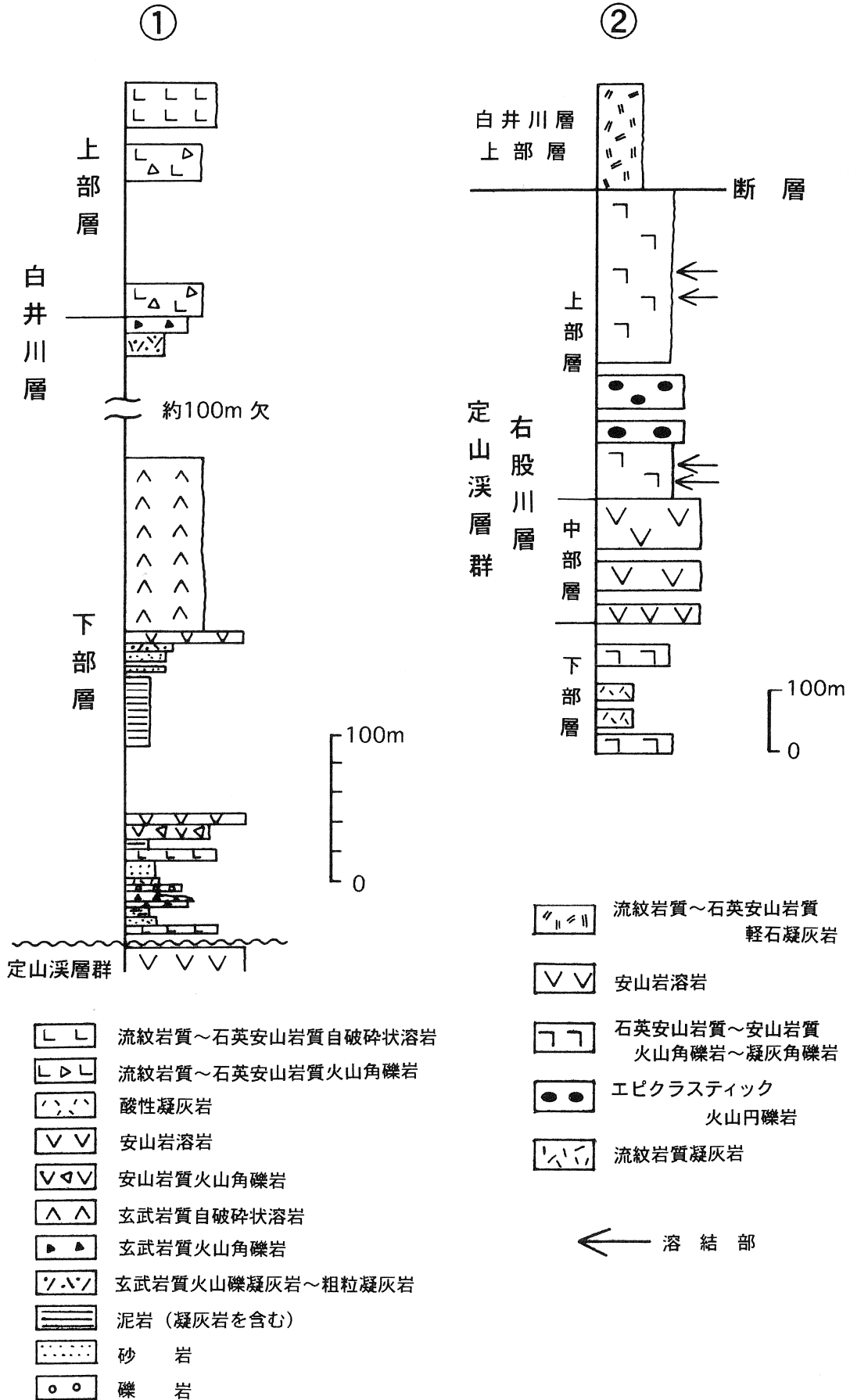
V. 1 周辺地域の第三系との対比

長谷川・小山内(1978)により示された国富一定山溪地域の第三系層序である定山溪層群、古平層群、俱知安層群はいずれも共和町国富から俱知安町大和および仁木町然別にかけての地域に分布し、これらの地域を模式地とする。従来、これらの地層名が国富一定山溪地域全域で用いられてきたが、西北海道北部地域の第三系は陸成層と海成層からなり、しかも岩相変化に富む火山噴出物が卓越する。従って、上記の層序で国富一定山溪地域全体を代表して説明する事には無理がある。

そこで、前述のように各地域毎の岩相を重視した層序を組むことが重要と判断される。たとえば、国富から大和にかけては長谷川・小山内(1978)により示された定山溪層群、古平層群(然別川層・国富層・大和層・小沢層)、俱知安層群を適用できるが、他の地域では赤井川南東部地区、小樽南部地区、定山溪地域、積丹半島地域などにわけてそれぞれの層序名を使用し、比較することが必要である。

第6図に各地区の地質層序対比図を示す。以下に、各地域の地質対比を行い、火山活動を4つのステージに区分した。

西北海道北部の古第三紀末から新第三紀最初期の火山噴出物(ステージ1; 25-19Ma)は、札幌南方の定山溪層群(F.T.年代; 23.9Ma: 沢井・雁沢, 1992)、赤井川西方の積丹半島の茅沼層(F.T.年代; 21.8-25.6Ma: 雁沢, 1982, 通産省, 1985)が知られており、赤井川南方約50kmの大滝村の花崗閃緑岩(K-Ar年代; 26.5Ma: 八幡・西戸, 1989)や阿女鱒岳地下の花崗閃緑岩(ボーリングコア; 25.2-23.8Ma; NEDO, 1993)を不整合に覆っている。これらの各層はいずれも陸成の火山噴出物で連続性に乏しく、また、各地区毎にその岩相や岩質に違いがある。



第5図 赤井川南東部地区の地質柱状図

Fig. 5 Geologic column of Neogene Formations in the southeastern part of Akaigawa area.

日本海形成後の前期中新世末の16Ma頃には, 東北日本弧では広域的な海進が行われた。西北海道の新第三系標準層序の訓縫層はこの時期の堆積物である(八幡, 1989)。西北海道北部においてもこの時期の堆積物は広く分布し, 前述の定山溪層群およびその相当層を不整合におおって分布する(ステージ 2; 16-12Ma)。赤井川の白井川層, 定山溪の白井川層, 豊羽の本山層・長門層, 国富の然別川層・国富層, 積丹半島の泊川層群下半部・古平層・古宇川層などである。これらの各層は基底部に一部石炭層の薄層が介在することがあるが, 多くの場合, *Mizuhopecten kimurai* などの浅海棲の貝化石を産し, 堆積相も浅い水域の堆積環境を示している。また, 火山噴出物の多くは水中での噴火・堆積環境を示している。なお, この時代の火山活動は多くの場合, 多量の流紋岩(〜石英安山岩)の噴火活動と少量の玄武岩の噴火活動により特徴づけられる。

白井川層の上位の余市川層や勝納川層およびそれらの相当層の多くは浅海〜深海の環境を示し, 泥岩・砂岩や水中火山噴出物からなる(ステージ 3; 12-8Ma)。たとえば, 定山溪の小樽内川層や夕日沢層, 豊羽のおしどり沢層, 余市-小樽の尾猿内層や小樽層, 国富の大和層や小沢層, 積丹半島のカプト火砕岩や尾根内層がこれにあたる。赤井川では余市川層は白井川層を不整合におおっている。この時代は勝納川層や小樽層のK-Ar年代の10-9Maを参考にすると, 約11Maの頃にあたる。八幡・西戸(1989)によると, この時期の不整合は西北海道東部, とくに洞爺湖東方地域に広く認められており, 不整合の形態は多くの場合, 傾斜不整合であるとされる。この不整合を形成させた運動については, まだ, 十分な検討が行われていないが, 西北海道西部と異なり, 浅海域での火山活動が西北海道東部で活発だったことに関係しているとも考えられる(八幡・西戸, 1989)。

西北海道北部は鮮新-更新世に浅海域の堆積環境から次第に陸域への環境へと変化した(ステージ 4; 5-1Ma)。浅海域の堆積物として船取山層・砥山層・西野層・俱知安層群・余別層・トーマル川層などがある。陸域の堆積物の多くは火山噴出物であり, 石倉山安山岩・天狗山安山岩・春香山安山岩・丸山溶岩・毛無山溶岩・阿女鱒岳安山岩・於古発山溶岩・長沢火山岩類・赤井川火山岩類などがこれにあたる。

V. 2 鉍化作用とその時代

小樽-赤井川地域には銅鉛亜鉛(バライト)鉍床, 金銀鉍床, マンガン鉍床, 水銀鉍床が分布しており, これらの形成年代について, 近年, 脈石鉍物や変質鉍物のK-Ar年代から推定されている。たとえば, 銅鉛亜鉛鉍床の明治鉍床中のセリサイトは12.5-12.6Ma(Hasegawa, 1992; 沢井・板谷, 1993), 大和鉍床中のセリサイトは9.5Ma(Hasegawa, 1992), 鉛亜鉛を伴う

バライト鉍床の小樽松倉鉍床中のセリサイトは9.5Ma(沢井・板谷, 1993), バライトを伴う鉛亜鉛鉍床の小樽赤岩鉍床中のセリサイトと明ばん石は10.0-9.7Ma(松枝ほか, 1994)のK-Ar年代を示す。金銀鉍床の轟鉍床の水長石とセリサイトのK-Ar年代は2.1-3.1Maである(沢井ほか, 1992)。

これらの鉍床のうち明治鉍床は黒鉍鉍床に属し, ステージ2の白井川層最上部に胚胎し(長谷川ほか, 1963, 1976), 変質鉍物のK-Ar年代は母岩年代と調和的である。小樽松倉鉍床や大和鉍床はステージ3の勝納川層中に胚胎し, 母岩年代(11-8Ma)と鉍化年代(9.5Ma)から両鉍床は勝納川層堆積中頃に形成したと判断される。これらの鉍床の形成過程についての詳しい検討が今後必要であるが, 両鉍床は勝納川層堆積時の浅海域あるいは海底直下で形成された可能性がある。

一方, 小樽赤岩鉍床については松枝ほか(1994)により詳しい検討が行われた。これによると, 10Ma頃に安山岩貫入岩または溶岩ドーム中とその上部において, 地表付近から約500m地下までの間で熱水活動が行われ, 地表部の環境は浅海域〜乾陸部であったと判断される。

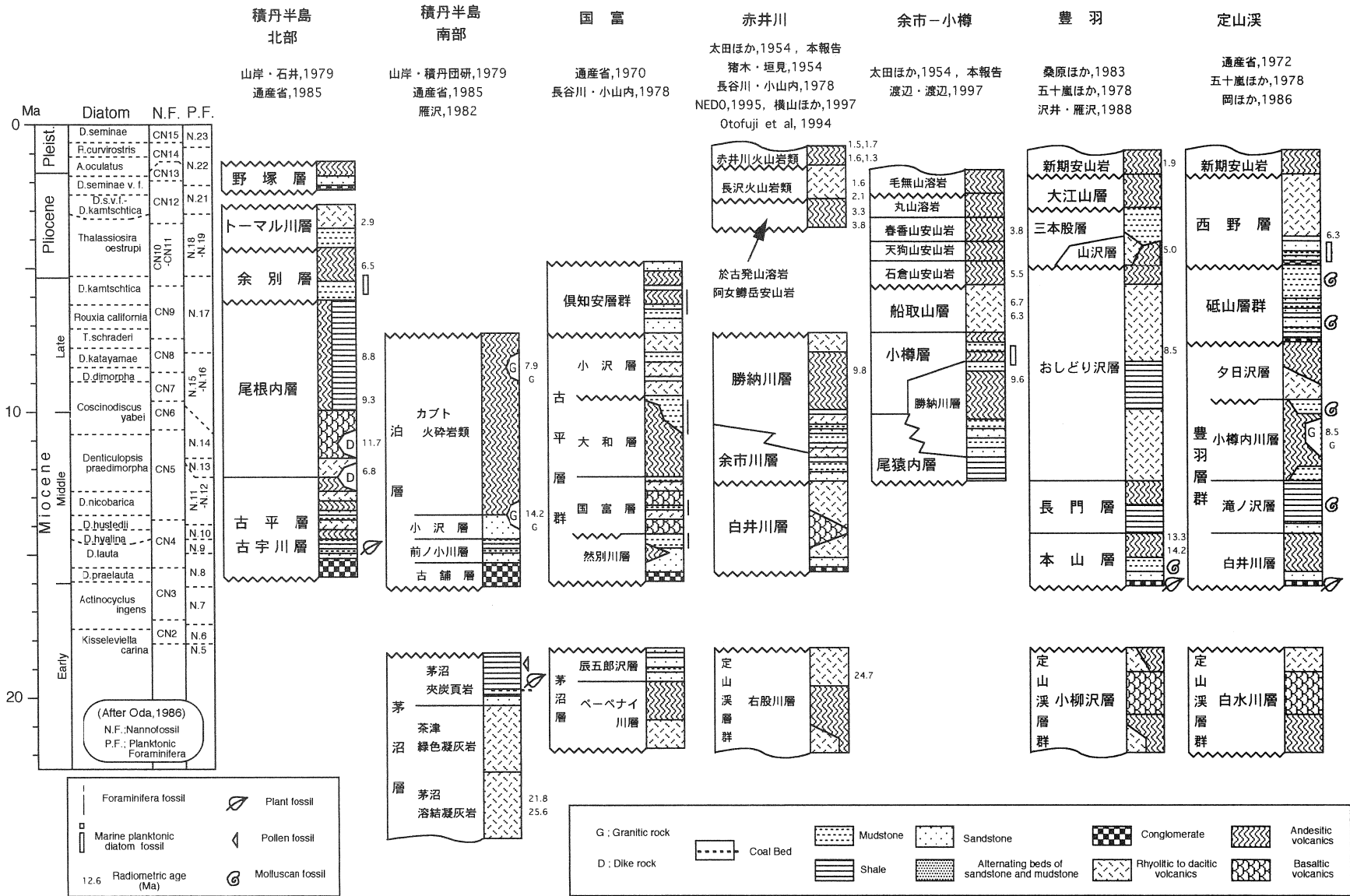
金銀鉍床のうち, 轟鉍床は白井川層に胚胎し, その脈石鉍物のK-Ar年代は3.1-2.1Maである。この時代の赤井川地域は陸域であったと考えられるので, 轟鉍床は陸域における熱水活動によって形成されたと判断される。熱水活動に関与した火山活動は年代値から判断すると鉍床北方に分布するステージ4の阿女鱒岳安山岩(K-Ar年代; 3.1-3.0; NEDO, 1995)と推定される。

VI まとめ

小樽-赤井川地域の鉍床胚胎層準の地質層序について検討を加え, 周辺地域の地質層序との比較および鉍床形成時期について考察を行った。その結果, 小樽-赤井川地域を含む西北海道は, (1)古第三紀末から前期中新世(ステージ1; 25-19Ma)の陸域での火山活動, (2)前期中新世末から中期中新世前半(ステージ2; 16-12Ma)の浅海域での火山活動および黒鉍鉍床(明治)の形成, (3)中期中新世末から後期中新世(ステージ3; 12-8Ma)の浅海域での火山活動とCu, Pb, Zn, Baなどの鉍脈型鉍床や塊状鉍床(大和, 小樽松倉, 小樽赤岩など)の形成, (4)鮮新-更新世(ステージ4; 5-1Ma)の陸域火山活動と火山体直下での鉍脈型金銀鉍床(轟)の形成が行われたことが明らかとなった。

文 献

- 土居繁雄(1953): 5万分の1地質図幅「定山溪」および同説明書。北海道開発庁, 88p。
土居繁雄・長谷川潔(1956): 5万分の1地質図幅「俱知安」および同説明書。北海道開発庁, 47p。



第6図 北海道北部地域の第三系対比図
 Fig. 6 Stratigraphic correlation in Tertiary System in the northern part of West Hokkaido.

小樽-赤井川地域に分布する新第三系火山岩層序と鉍化作用 (八幡正弘・黒沢邦彦・岡村 聡)

- 雁沢好博(1982): フィッシュントラック法によるグリーンタフ変動の年代区分—その2—富山県太美山地域—地質雑, **89**, 271-286.
- Hasegawa, K. (1992): Neogene mineralization in the Kunitomi-Jozankei-Chitose area, Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Hokkaido*, **63**, 137-162.
- 長谷川潔・寺島克之・黒沢邦彦(1983): 北海道の金属鉱物資源. 北海道の地質と資源, III, 北海道立地下資源調査所, 62p.
- 長谷川潔・三谷勝利・杉本良也・二間瀬冽・早川福利(1976): 明治・轟地区の鉱床. 地下資源調査所報告, **48**, 33-60.
- 長谷川潔・岡部賢二・小田切敏夫(1963): 轟鉱山の金銀鉱床, 明治鉱山の銅・鉛・亜鉛鉱床および水銀鉱床. 北海道地下資源調査資料, **87**, 1-42.
- 長谷川潔・小山内熙(1978): 国富一定山溪地域の地質と鉱床—地質構造発達史を中心として—. 地下資源調査所調査研究報告, **5**, 37p.
- 長谷川潔・八幡正弘(1986): 北村信編「新生代東北日本弧地質試料集」第1巻, 島弧横断ルートNo.2(倶知安—小樽), 地質図・地質断面図および同説明書. 宝文堂, 6p.
- 五十嵐昭明・古川雄也・菅原一安・西村 進・岡部賢二(1978): 北海道札幌市豊羽地熱地域の熱水変質帯. 地質調査所報告, **259**, 9-42.
- 猪木幸男・垣見俊弘(1954): 5万分の1地質図幅「小樽西部」および同説明書. 北海道開発庁, 23p.
- 桑原利夫・宮崎敏男・藤谷吉郎・飯田幸平(1983): 豊羽鉱山本山鉱床地域の地質構造と品位・金属量分布からみた鉱化作用の特性. 鉱山地質, **33**, 115-129.
- 松枝大治・由井俊三・赤松和夫(1994): 西南北海道小樽市赤岩の酸性変質帯と金鉱化作用. 地質ニュース, **480**, 44-53.
- Matsuda, Y. and Yamagishi, H. (1997): The K-Ar dating of the volcanic rocks from the Otaru City area and the significance. *Rept. Geol. Surv. Hokkaido*, **68**, 103-111.
- 尾田太良(1986): 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点—中部および東北日本を中心として—. 北村信教授退官記念地質学論文集, 297-312.
- 小倉信雄・鈴木良一(1971): 国富鉱山付近の地質構造, 火成活動および鉱化作用について. 鉱山地質, **21**, 195-207.
- 岡 孝雄・高橋功二・興水達司(1986): 札幌市街下および西南山地の新第三系と年代. 地団研第40回札幌総会プレシンポジウム「千島弧—東北日本弧会合部の新生界」予稿集, 14-16.
- 太田良平・上村不二雄・大沢 農(1954): 5万分の1地質図幅「仁木」および同説明書. 北海道開発庁, 55p.
- 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.
- 沢井長雄・雁沢好博(1988): 札幌市豊羽鉱山周辺の新第三系酸性凝灰岩のフィッシュントラック年代. 鉱山地質, **38**, 517-525.
- 沢井長雄・雁沢好博(1988): 西南北海道豊羽鉱山周辺の小柳沢層のフィッシュントラック年代. 地質雑, **98**, 267-270.
- 沢井長雄・板谷徹丸(1993): 西南北海道積丹—洞爺地域の黒鉱型鉱床のK-Ar年代. 資源地質, **43**, 165-172.
- Sawai, O., Okada, T., and Itaya, T. (1989): K-Ar ages of sericite in hydrothermally altered rocks around the Toyoha deposits, Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, **39**, 191-204.
- 沢井長雄・米田哲朗・板谷徹丸(1992): 西南北海道千歳・轟・手稲金銀鉱脈鉱床のK-Ar年代. 鉱山地質, **42**, 323-330.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)(1995): 平成5年度地熱開発促進調査データ処理報告書. 36, 阿女罇岳地域, 1139p.
- 杉本良也(1962): 北海道の重晶石鉱体. 地下資源調査所報告, **26**, 1-66.
- 通商産業省(1970): 昭和43年度広域調査報告書「国富地域」. 40p.
- 通商産業省(1972): 昭和48年度広域調査報告書「定山溪地域」. 32p.
- 通商産業省(1985): 昭和59年度広域調査報告書「積丹地域」. 153p.
- 渡辺 寧・渡辺真人(1992): K-Ar年代および珪藻化石群集にもとづく西南北海道北部の火山砕屑岩類の層序と年代. 地球科学, **46**, 143-152.
- 八幡正弘(1989): 西南北海道北部の新生界とその特徴. 地質学論集, **32**, 7-28.
- 八幡正弘・西戸裕嗣(1989): 西南北海道東部, 西胆振地域の新生界のK-Ar年代について. 地質雑, **95**, 381-390.
- 山岸宏光・石井正之(1979): 5万分の1地質図幅「余別および積丹岬」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 49p.
- 山岸宏光・松田義章・嵯峨山積・濱田誠一・秋田藤夫・広田知保(1997): 小樽市の地質環境. 小樽市, 59p.
- 山岸宏光・積丹団研グループ(1979): 積丹半島西南部の地質と火成活動. 地質雑, **16**, 195-212.
- 横山 光・八幡正弘・岡村 聡・西戸裕嗣(1997): 西南北海道, 赤井川カルデラの火山地質とその形成年代. 日本地質学会北海道支部例会講演要旨集, 11-14.