

秋田県北鹿地域中央部宝倉鉾山周辺の地質および構造

藤井 敬三* 坂巻 幸雄** 上村 不二雄***

Geology and Structural Interpretations in the Vicinity of Takarakura Mine,
Central Hokuroku District, Akita Prefecture

Keizo FUJII, Yukio SAKAMAKI and Fujio UEMURA

Abstract

Through the detail geologic survey in the vicinity of Takarakura mine, relations among geologic structure, igneous activities and the stage of base metal mineralization in the Miocene age have been confirmed.

The stratigraphy in the area consists of the Yukisawa (Nishikurosawa Stage, lower-middle Miocene), Kagoya (Nishikurosawa-Onnagawa Stage, middle Miocene) and Shigenai (Onnagawa Stage, middle-upper Miocene) Formations in ascending order. Their rock facies are rhyolitic or andesitic tuff, tuff-breccia or lava intercalating with mudstone.

Several copper-lead-zinc ore deposits have been found in the area. Among them, vein or network deposits such as Takarakura and Saruma mines had been already mined out. The area, however, still seems to be one of the most productive field in the Hokuroku district owing to the new discovery of concealed Kurokō deposits in 1970 at Fukazawa mine.

Generally, there are some differences on the stage of mineralization between Kurokō and vein. Kurokō deposits are formed mainly in the uppermost of the Yukisawa Formation and partly in the Kagoya and lower Shigenai Formations, although vein or network deposits are found chiefly in the Shigenai Formation and occasionally in the Kagoya Formation. Both types of the mineralizations, as well as the intrusion of volcanic rocks, tend to be taking places along the margin of the basement blocks.

Such a localized layout of ore deposits and the pulsation of mineralization stage suggest that ore solution might be concentrated in the magma reservoirs through the Nishikurosawa to Onnagawa Stage of middle Miocene age, and derived to surface sporadically through the fractures of basement. According to the viewpoint of this hypothesis, several targets for prospecting of Kurokō deposits would still remain under or in the neighborhoods of the abandoned vein type deposits in the area.

要 旨

秋田県北鹿^く地域中央部の宝倉鉾山周辺を精査し、従来の層序区分を再検討した結果、黒鉾胎層準より下位の雪沢層とされていた同鉾山の鉾脈型鉾床胎層準は、それよりも上位の茂内層に対比されることが判明した。一方、北鹿地域の地質構造の大局的な特徴を反映して、宝倉鉾山周辺でも南北系・東西系構造線で分断されたブロックの縁辺部に鉾床が分布する傾向があり、黒鉾胎層準の上位層準にも鉾脈型鉾床がみられるなど、同一マグマ留りから時間を置いて鉾液の供給が繰返された可能性が強い。これらの諸事実は鉾床胎層準を規制するおもな要

因の一つが基盤の深部断裂系にあることを意味し、そこから導かれる作業仮説は、さらに潜頭黒鉾胎層準の新たな探鉾余地を示唆するものとなっている。

1. はじめに

1950年代に入って、秋田県北鹿地域¹⁾では潜頭黒鉾胎層準に対する探査の気運が急速に高まり、その結果、1960年代初頭以降、小坂内ノ岱^の・釈迦内^の・松峯・深沢などの大規模な鉾床が相次いで発見されるにいたった。

これらの成果は、多くの研究者と現場技術者とが、鉾床形成の「場」の問題を、それ以前の微視的な見方だけ

1) 北秋田郡・鹿角郡一帯の通称。ここでは大館盆地西方の二井田隆起帯を西限、花輪盆地東方の岩手県境脊梁を東限、青森県境付近の遠部層堆積盆地の南縁を北限、米代川南方大葛川流域の門前階安山岩の分布域をもって南限と、それぞれ定めた地域をさす(鈴木ほか、1971参照)。

* 燃料部
** 鉾床部
*** 地質部

にたよらず、層序学・構造地質学的手法を用いて広域的に解析していったことからもたらされたものといえる。

この、黒鉱鉱床形成の「場」の問題については多くの研究がある。

まず、木下(1944)は、黒鉱・黒鉱式鉱床の分布が本州弧内帯側に限られ、特に東北脊梁山脈の西方に、それとほぼ平行に走る中央窪地帯とその付近に鉱床が多いこと、および、鹿角盆地は東西両縁を断層で切られた地溝帯で、黒鉱鉱床は盆地内ないし盆地周辺の断層帯内に発達することを示した。

戦後、榊原(1958)は、鉱床群の分布や累帯配列、鉱石鉱物の共生関係等をくわしくしらべ、それらの特徴を通じて「場」の問題の議論に鉱床区概念を導入した。

次いで、堀越(1960)は、小坂一花岡地域で、鉱床が一定の層準に限って分布すること、それらが、基盤岩類の背斜帯で第三紀層の薄くなる部分に集中する傾向があることに注目している。

1960年代以降は、大潜頭鉱床の発見に力づけられて、各企業や金属鉱物探鉱促進事業団などの探査活動が一段と活発になり、地質構造や鉱化作用に関する情報は質・量両面で飛躍的に増した。坂崎ら(1965)や太田垣(1966)は、これらの知見をもとに「北鹿ベースン構造」を提唱、さらにこれを大館・花輪の2つの「局部ベースン」に区分して、鉱床がこれら局部ベースンの周辺に位置することをのべている。

1969-70年には北鹿ベースンのほぼ中央に深沢鉱床が発見され、その探査を担当した谷村ほか(1972)は、基盤の断裂と鉱化作用との関係を特に強調して論じた。引続いて谷村(1973)は、LEHMANNの沈下現象理論をベースンの発達機構にあてはめ、まず、マグマの噴出に伴う陥没の生成を想定した上で、鉱床の形成が陥没に伴う断層運動と関係づけられることを指摘している。

上記の所論を通観すると、北鹿地域の一般的な探鉱指針としては、「特定層準の追跡」と「ベースン周辺等の構造帯の精査」との2点が有用であることがわかる。事実、これまでの潜頭鉱床発見の経緯をたどると、それぞれの段階に応じた認識程度の深淺こそあるが、これらの指針にもとづく作業仮説が、実際の探鉱作業にあたって、有効に機能していたことは明らかである。

これらの経緯のなかで、筆者らのうち藤井と上村は、地質調査所で行った「金属鉱床密集地域の広域調査事業」に従事し、1963年から3カ年にわたって北鹿地域の地質調査に参画した。その際の結論もまた前述の諸見解とほぼ相応していて、(1)黒鉱鉱床の位置は、層準と地質

構造によって支配されている。(2)北鹿地域のおもな火成活動と鉱化作用は、地塊化した基盤相互間に発達した深部断裂にそって生じた。とするものであった(藤井ほか、1967; 藤井ほか、1968)。

この報文は、上記の結論を基礎に、地域中央部の宝倉鉱山²⁾とその周辺部とを対象として、筆者らのうち藤井・坂巻が1974年5月に行った補完調査の結果をまとめたものであって、この地区内での従来の層序区分(藤井ほか、1968)を一部修正すると共に、ベースン構造と地塊・深部断裂・鉱床胚胎の場などの相互関係について、再吟味をこころみたまものである。

なお、この研究にあたって、地質調査所の山田敬一・黒田和男・平山次郎・永井茂の各技官からは、従来の調査研究成果にもとづく適切な助言や、水文地質学・地球化学的側面からする技術的な援助をうけた。同和鉱業(株)花岡鉱業所の谷村昭二郎・伊藤俊彌両氏からは、現地での討論を通じて多くの教示にあずかった。宝倉鉱山の現鉱業権者である卯根倉業株の五十嵐省一郎・鳥瀧哲二両氏をはじめとする多くの方々からは、坑内外の調査に関して便宜を与えられた。これらの方々から心から感謝する。

2. 層 序

宝倉鉱山周辺の地質図を第1図に、標準的な層序を第1表に示し、そのうち地表で観察できる雪沢層から上位の地層について記載する。

2.1 雪 沢 層

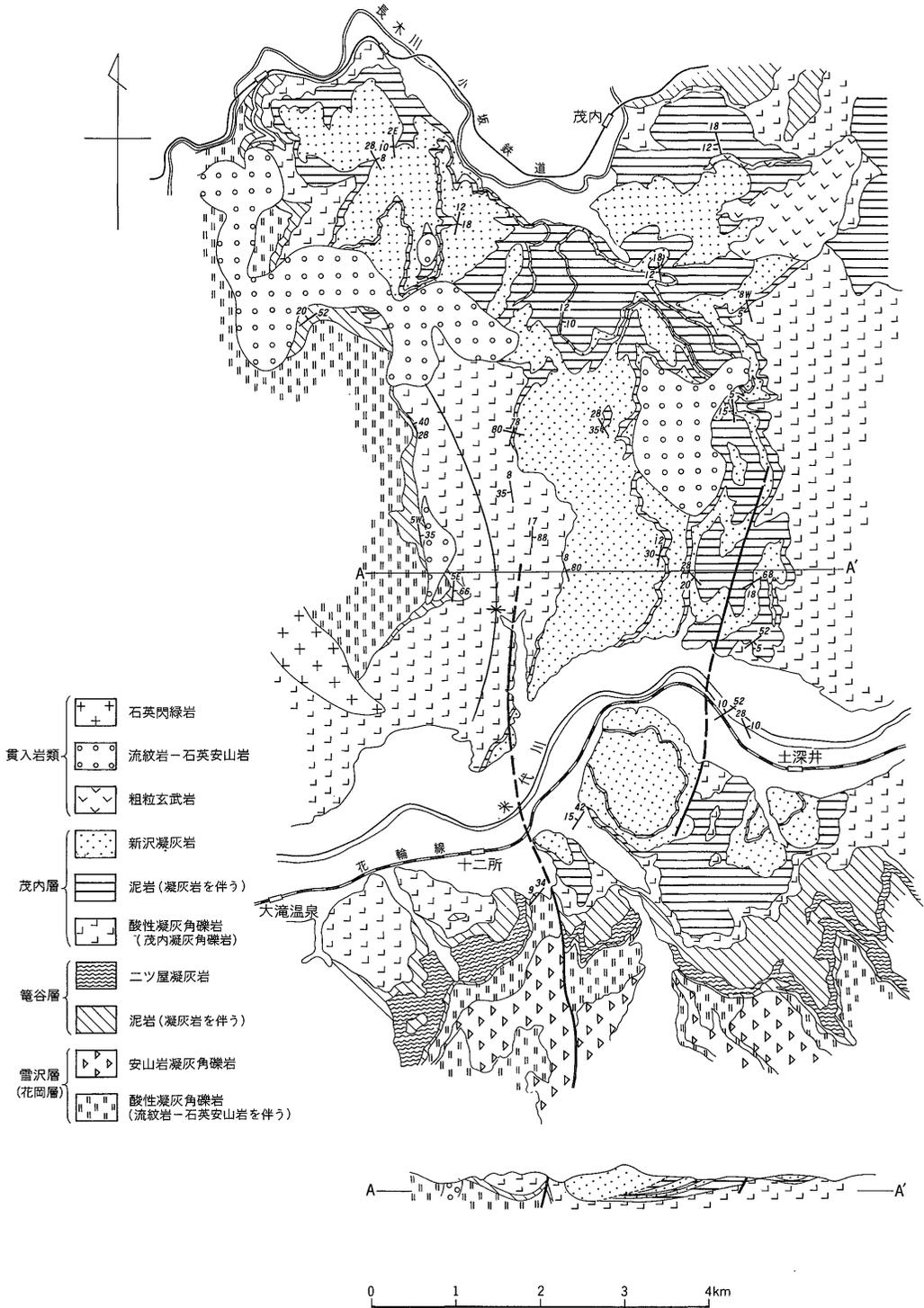
流紋岩および同質凝灰角礫岩・軽石凝灰岩・安山岩および同質凝灰角礫岩などからなる。

流紋岩は、灰白色-紫灰色の溶岩で、塊状の部分、柱状-板状節理を有する部分、気泡や球類に富んだ部分などがある。なお一部自破砕状を呈したり、水中溶岩と思われる箇所もある。ところによって流理構造が発達している。斑晶は、融食をうけた石英、これに次いで角のとれた斜長石が多い。石基は、ガラス質で一部脱ハリ作用を受け、斜長石や石英を生じている。

流紋岩質凝灰角礫岩は、塊状無層理で、全体として淡青色を呈する。火山角礫には、こぶし大から人頭大の青緑色・紫灰色・灰色などを呈する流紋岩礫が多く、一方、方解石の否仁に富んだ玄武岩礫も点在する。

軽石質凝灰岩は、一般に本層の上部に多く、深沢鉱山周辺では上向型凝灰角礫岩と呼ばれている(谷村ほか、

2) 所在地：秋田県大館市雪沢新沢、同市十二所窪間および黒滝一帯。市町村コード 05204(3)。2.5万分の1地形図小坂(NK54-24-7-1)および十二所(NK54-24-7-2)、調査時は休山中。



第1図 北鹿地域中央部地質図

Geological map of the central Hokuroku district.

(この地質図は、上村・平山・藤井 (1965) 未公表資料を一部修正したものである)

第1表 宝倉鉱山周辺(高森隆起帯)の標準層序

地質時代	地層名	岩相・(層厚)	備考
中世	女川階	茂内層 酸性凝灰岩・泥岩 (400-600m)	上部層: 新沢凝灰岩 中部層: 泥岩凝灰岩互層 下部層: 茂内凝灰角礫岩
	新世	箆谷層	泥岩・酸性凝灰岩 (20-300m)
西黒沢階—台島階		雪沢層 (花岡層) 酸性凝灰角礫岩・流紋岩・安山岩 (400-600m)	最上部: 上向型凝灰角礫岩 (深沢鉱山黒鉱胎胎層準)
保滝沢層		玄武岩 (200-250m)	砂子洩玄武岩
門前階	目名市沢層	安山岩 (200-300m)	

1972). その岩相は、石英安山岩由来の岩片の集合からなる火山礫凝灰岩ないし凝灰角礫岩と軽石凝灰岩との互層からなる。

安山岩および同質凝灰角礫岩は、一般に十二所安山岩と呼ばれ、黒色-黒灰色-青灰色の凝灰角礫岩・溶岩からなる。凝灰角礫岩は20-30 cm大のハリ質安山岩角礫から構成され、基質は暗黄緑色の火山灰で充填されている。礫が多くなると雑然とした感じを与える。溶岩はハリ質で、肉眼的には新鮮な斜長石斑晶がわずかに認められるが、石英を含まず、あまり変質していない。

2.2 箆谷層

主として泥岩と酸性凝灰岩との互層からなり、上部層、下部層に2分される。

下部層は、泥岩と凝灰岩との互層およびニツ屋鍵層(F鍵層もしくは箆谷タフとも呼ばれる)からなる。この下部層に属する泥岩は野外で“M₁”と呼ばれている。泥岩凝灰岩互層は、厚さ10-50 cmの泥岩と、10 cm-約2 mの凝灰岩との細互層からなっている。泥岩は灰-黒褐色、かなり堅硬で、角割れ状になったり、貝殻状の破面を呈するものもある。風化すると淡褐色ないし黄白色に変化する。

この泥岩は、豊富な有孔虫を含み、その群集は“ニツ屋鍵層”を境として明瞭な差異が認められる。すなわち、“鍵層”から上位の層準では女川階の泥岩に多産する砂質有孔虫類が多い。“鍵層”から下位の泥岩中には石灰質有孔虫類を多産し、とくに西黒沢階に特有な *Globorotalia fohsi barisanensis* などの浮遊性種を含んでいる。

一方、互層を構成する凝灰岩は大部分が級化層理を示し、上部はシルト-粘土サイズの淡緑ないし青灰色細粒凝灰岩からなる。この凝灰岩は、一般に塊状で、細角片に砕けやすい。単層の基底部付近における凝灰岩構成物質の粒度は、層厚が増すにつれて粗くなる傾向が認められる。すなわち、厚さ1 m以下の凝灰岩層の基底部は直径1 cm以下の扁平化した軽石からなり、板状葉理を示すことが多いが、それ以上の厚さになると、この板状葉理層の下位に、大きな軽石を含む無層理塊状の部分が発達するようになる。軽石は一般に脂肪光沢を示し、青緑色ないしオリブグリーンを呈する。

“ニツ屋鍵層”は上記の細互層を構成する級化層理を示す凝灰岩が特に発達したものと考えられ、一種の海底軽石流堆積物と推定される。この鍵層は、扁平化した軽石を多量に含む塊状の軽石凝灰岩を主体とし、上部にシルト-粘土サイズの細粒凝灰岩や板状層理をもつ凝灰岩が累重しており、前記の細互層の場合に類似している。軽石の大きさは下部ほど大きく、1 mをこえる長径をもつものもあり、暗緑色-淡緑色で脂肪光沢を呈し、粘土化のため繊維組織がやや不鮮明になっている。これら軽石の間は、石英や斜長石を含む灰白色細粒凝灰岩が充填し、全体として淡青緑ないし淡緑色のパッチが目立つ凝灰岩であるため、“グリーンパッチタフ”などと呼ばれることもある(鈴木ほか, 1971)。なお、この基底部付近には流紋岩や硬質泥岩の角礫(径約10-100 cm)が散在し、とくに泥岩角礫は周辺部が珪化してフリント状を呈するものが多い。

上部層は下部層と同じように、主として泥岩（野外名“M₂”）と酸性凝灰岩との互層からなり、そのほかに、特徴として厚さ10m程度の火山礫凝灰岩ないし凝灰角礫岩などの粗粒火山碎屑物層を数枚はさんでいる。

2.3 茂内層

茂内凝灰角礫岩、泥岩凝灰岩互層、新沢凝灰岩からなる。

茂内凝灰角礫岩は、主として緑色凝灰角礫岩および軽石凝灰岩からなり、一部、玄武岩・黒色頁岩をはさむ。特に本層基底部付近には、連続性とばしい数枚の黒色フリント質頁岩層をはさんでいる。凝灰角礫岩と軽石凝灰岩は、厚さ数m-数10mの互層を形成し、露頭を遠望した場合には層理の存在が観察される。

新鮮な軽石凝灰岩は鮮やかな空色を呈する。軽石の粒径は、1-3 cm程度であまりつぶれていない。ときおり点在する褐色の軽石は、空色のものにくらべるとベントナイト化が著しく、繊維状組織の保存も悪い。なおこの褐色の軽石粒はやや扁平化して、断面の形が細長くのびるため、遠望すると上記と同様にこれによる微弱な層理が認められる。

この軽石凝灰岩は、上位の新沢凝灰岩とよく似ているが、新沢凝灰岩の軽石が風化するとオリーブ色を呈するのに対し、本凝灰岩中の軽石はあまり変色せず、新鮮部の空色を保っている。基質は白色に変色するため、全体として白っぽい感じを受ける。また、新沢凝灰岩とくらべると基質と軽石粒の膠結度が高く、全体として珪化を強く受けている。

凝灰角礫岩は、緑色軽石凝灰岩を基質として種々の角礫を含む。角礫には、流紋岩、黒色泥岩ないしフリント質頁岩、青灰色細粒凝灰岩および玄武岩などがある。流紋岩角礫は、灰紫色や黒色を呈し、流紋組織の明瞭なものが多く、大きさは5-10 cmである。これらは雪沢層中の流紋岩にくらべると斑晶が少ない。斑晶は斜長石が大部分で、外形がよく保存されている。鏡下では、雪沢層のものよりガラス・二次的石英がともに少なく、石基中に斜長石晶子がピロタキシティックに配列している。黒色泥岩ないしフリント質頁岩は、最大径50 cm程度の角礫状ないし不規則レンズ状をなして取りこまれている。また、乱れた葉理をもつ青灰色細粒砂質凝灰岩のレンズも取りこまれている。これらの角礫やレンズの産状は、茂内凝灰角礫岩の堆積当時に大規模な海底火砕流によってまだ完全に固結していない下位の堆積物をまきこんだ可能性を強く暗示している。

泥岩凝灰岩互層は、下位の籠谷層中の泥岩酸性凝灰岩互層とよく似ているが、それよりは青緑色細粒凝灰岩の

はさみが多く、ところによって数mにおよぶ緑色軽石凝灰岩層が発達し、広く追跡することができる。

新沢凝灰岩は、大部分が塊状無層理の青緑色軽石凝灰岩からなるが、まれに、平均粒径1-2 cm、最大粒径5 cm程度の、あずき色または暗灰色の角ばった流紋岩質火山礫を含むことがある。軽石は粒径2-3 cm、角ばってほんとつぶれておらず、繊維状組織がよく保存されている。しかし、粘土化が進み、指頭でつぶすとべとつく。基質部には径1-3 mmの石英粒・斜長石粒が含まれる。この凝灰岩は、風化すると淡灰緑色に変化するが、その際軽石粒は基質にくらべて変色度が低く、オリーブ色を呈する。露頭は一般に小崖を形成するが、不規則な割れ目に沿って板状、鱗片状、あるいは塊状に剝離、崩壊する特徴がある。

3. 地質構造

北鹿地域の地質構造を概観すると、第2図に示すように北北東-南南西方向の断層と、同方向の褶曲が卓越しており、次いで、これらの方向と直交、もしくは高角度で斜交する褶曲、断層が発達し、南北ないし北北東-南南西方向と、東西ないし西北西-東南東方向の隆起帯と沈降帯との組み合わせによって特徴づけられる（藤井ほか、1969）。

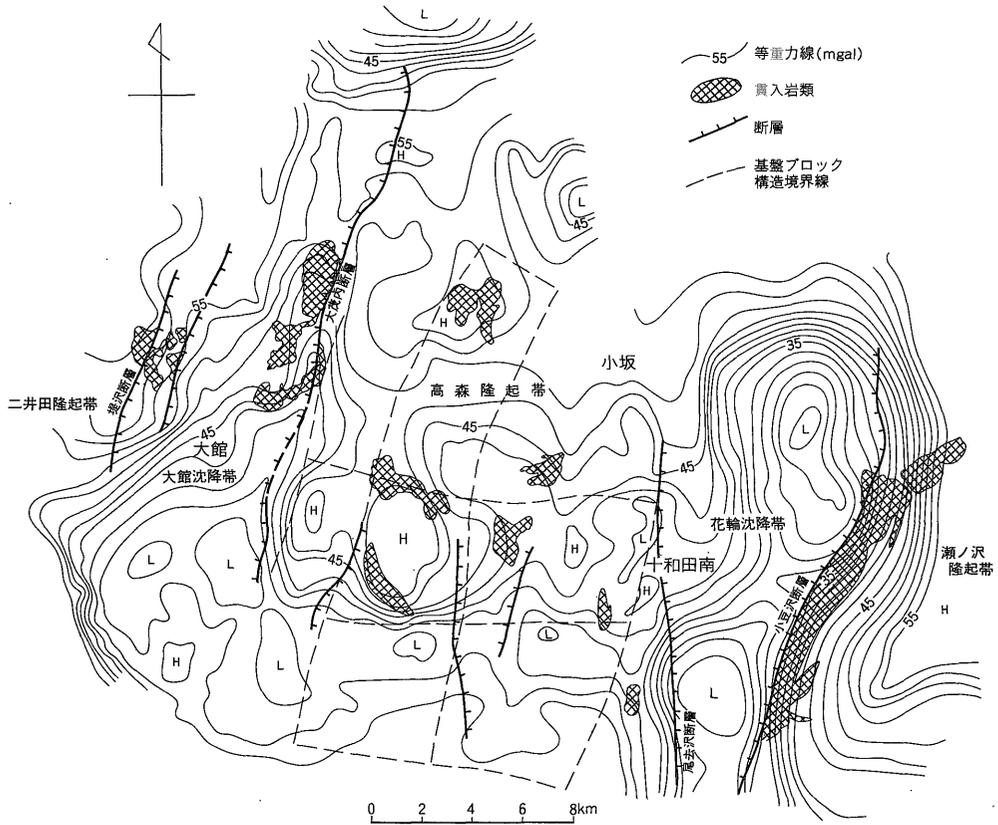
まず、南北系の大きな断層としては、東から西へむかって、小豆沢断層・尾去沢断層・大茂内断層および堤沢-二井田断層がほぼ平行に走り、これらを境にして、東から、瀬の沢隆起帯・花輪沈降帯・高森隆起帯・大館沈降帯および二井田隆起帯がそれぞれ区分される。

隆起帯はいずれも地形的には丘陵部を占め、10-15 kmの幅をもつ複背斜構造を形成している。一方、沈降帯は、地形的には盆地に位置し、その幅は5-7 km程度で隆起帯にくらべて狭い。地質調査所による重力測定の結果では、隆起帯は+45~+60 mg/程度、沈降帯は-25~-30 mg/程度の重力異常を示している（第3図参照）。

構造帯の境界をなす前述の南北系大断層はそれぞれ400m以上の落差をもち、重力差の著しい地帯に対応している。断層近傍には、しばしば流紋岩・粗粒玄武岩などの岩脈が侵入している。また、構造帯相互間では、同一層準の地層においても、岩相・層厚がいちじるしく変化している例が多い。

宝倉鉱山一帯は、高森隆起帯に含まれている。

高森隆起帯は、代野-毛馬内および曲田-高屋を結ぶ2本の東西線で3分され、便宜上おのおのを北帯・中帯・南帯と仮称する。各帯は、東西にやや長い長方形であって、全体として中帯がもっとも隆起し、北帯がこれに次ぎ、南帯の隆起量が最も小さい。各帯間に生じている層



第2図 基盤のブロック構造と貫入岩体の配列
Relation of various blocks to intrusive rocks.

厚の差は200-300m程度で、岩相はほとんど類似している。

さらに、宝倉鉾山一帯での、細部にわたる地質構造の観察・検討結果は次の通りである。

これまで、宝倉鉾山の母岩は雪沢層中のいわゆる“(黒鉾鉾体) 下盤の dacite”に相当し、鉾脈の位置は背斜構造をなす隆起部に当たると考えられてきた(藤井ほか, 1968; 谷村ほか, 1972)。しかし、筆者らのうち藤井・坂巻による1974年の野外調査において、米代川と長木川の分水界にまたがって簗谷層の泥岩が連続することがたしかめられたことから(第1図参照)、鉾床の母岩はそれより上位の茂内凝灰角礫岩中の流紋岩・同質凝灰角礫岩に属する可能性が極めて濃くなった。すなわち、従来、背斜構造をなすと考えられてきたこの地域は、逆にゆるやかな向斜構造をとりながらもブロック全体としては隆起し、北部と東部に向かって十二所東方を通る急傾斜・非対称の背斜構造を境にして急激に沈降することが明らかになった(第1図参照)。したがって従来予想されていた

“宝倉・石ノ沢断層”(藤井ほか, 1968; 谷村ほか, 1972)の位置は、この非対称背斜の軸部に対応し、後述する深部基盤の構造に支配された“箱型褶曲”の縁辺部にあたっている。事実、坑内・地表を通じての観察では図上の断層(第1図断面図)の位置に現実に存在している断層は、破碎帯もほとんど発達しておらず、両側地塊の変位量が数100mに達するような大断層とは考えにくい。しかし、地層の急斜など、ここに一定の擾乱の証拠があることは、地下深部に落差をもった断裂が発達する可能性を示唆するものであろう。

また、上述の解釈に立つと、宝倉鉾山の鉾脈型銅鉾床は、これまで考えられてきたような「黒鉾鉾体下部に存在する網状脈」ではなく、反対に、黒鉾鉾胎層準よりも上位に位置することになる。換言すれば、これまでの主要な見解では、本地域における一般的な黒鉾鉾胎層準となっている雪沢層上部-簗谷層下部は、宝倉鉾山一帯ではすでに削剝しつくされていることになるが、今回の結果によると、これらの地層はなお鉾山の稼行地並より深部

第2表 宝倉鉱山周辺のおもな銅・鉛・亜鉛鉱床

鉱山名	位置*1	交通	層準 / 母岩	鉱床型式	主要鉱石鉱物*2	文献
堀内	鹿角郡小坂町堀内沢	小坂鉄道 NW 小坂駅 4 km	茂内層下部/(茂内) 凝灰岩・流紋岩	鉱脈	Cp. Py. Gal. Sph.	地質調査所 (1956)
長木	大館市長木鯉沢	" " NW 3 km	" / " . "	鉱脈・黒鉱式塊状石こう	Cp. Py. Gal. Sph. Tet. Bar. Gyps.	地質調査所 (1956) 堀越 (1960)
石倉 (旧大根森)	大館市二ツ屋	" 茂内駅 N 5 km	箆谷層上部/軽石質凝灰岩	黒鉱・鉱脈	Cp. Py. Sph. Gal.	地質調査所 (1956)
深沢	大館市雪沢深沢	" 深沢駅 S 1 km (坑口)	雪沢層上部/(上向) 凝灰角礫岩 (最上部)	黒鉱 (層状)	Sph. Gal. Bar. Py. Cp. Tet. Bor. Anhyd. Gyps.	谷村ほか (1972) 谷村 (1974)
宝倉	大館市雪沢新沢 " 猿間黒滝沢	" " S 2 km (坑口)	茂内層下部*3/(茂内) 流紋岩質凝灰角礫岩・流紋岩	鉱脈	Cp. Bor. Cc. Py. Gal. Sph.	藤井ほか (1968) 谷村ほか (1972)
新沢	大館市大新沢	" 新沢駅 SW 3 km	雪沢層上部~箆谷層最下部/泥岩	黒鉱	Cp. Sph. Py. Bar.	堀越 (1960)
猿間	大館市猿間石ノ沢	国鉄花輪線 N 十二所駅 4 km	茂内層/(新沢) 凝灰岩・流紋岩	鉱脈	Cp. Py. Cc. Bor.	地質調査所 (1956)
小真木	鹿角市十和田町瀬田石	" 末広駅 N 2 km	茂内層下部/(茂内) 流紋岩質凝灰角礫岩・流紋岩	黒鉱 (層状) 鉱脈	Cp. Bor. Cov. Py. Sph. Gal. Bism. Bar.	大町 (1953) 榑原 (1955)
岩神	大館市代野岩神山	小坂鉄道 S 代野駅 3 km	" / " (珪質凝灰岩)	鉱脈	Cp. Py. Sph.	地質調査所 (1956)
曲田	大館市曲田	国鉄花輪線 NW 大滝温泉駅 3 km	雪沢層上部 (?) / 凝灰岩・流紋岩	鉱脈	Gal. Cp. Py. Sph.	地質調査所 (1956)

*1 JIS による市町村コードは、大館市：05204(3)、鹿角市：05209(4)、小坂町：05303(1)

*2 Anhyd.: 硬石膏, Bar.: 重晶石, Bism.: 輝砒鉛鉱, Bor.: 斑銅鉱, Cov.: 銅藍, Cp.: 黄銅鉱, Gal.: 方鉛鉱, Gyps.: 石膏, Py.: 黄鉄鉱, Sph.: 閃亜鉛鉱, Tet.: 四面銅鉱

*3 本報文で修正した層準。従来の見解は雪沢層中の、いわゆる“下盤の dacite”であった。

に伏在しているという解釈となる。

4. 鉱床賦存の場に関する考察

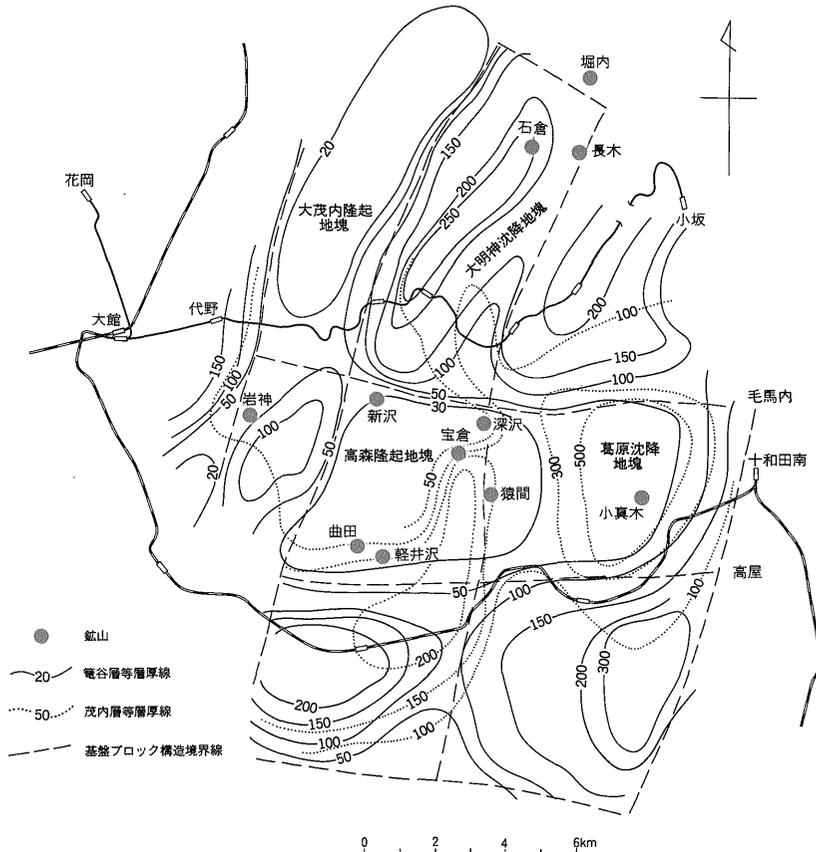
北鹿地域内での銅・鉛・亜鉛鉱床の分布は、決して一様ではなく、たとえば井上ほか (1974) の総括に示されるように、大館-白沢地区、小坂鉱山、深沢・宝倉鉱山、小真木鉱山、尾去沢鉱山および山館鉱山などの周辺部に集中する傾向がある。胚胎層準は雪沢層最上部から茂内層下部にわたっているが、層序的な分布もまた一様ではない。小真木鉱山周辺を除くと、鉱床胚胎層準は少なくとも 2 層準あって、それぞれ茂内層下部と、黒鉱鉱床の主要胚胎層準である雪沢層-簗谷層境界部付近への集中が目立つ。これらに関連して、宝倉鉱山周辺の鉱床についての概括的な記載を第 2 表に示す。

黒鉱鉱床の形成が同生的に行われ、鉱脈型鉱床の形成もまた母層の堆積後引きつづいて行われたとする見解に従えば、胚胎層準のちがいは鉱化作用の時間的間隙を表

現したものと見えよう。したがって、それぞれの鉱床生成期の構造運動と鉱床胚胎位置との関連を知る目的には、雪沢層・簗谷層および茂内層下部の層厚変化を調べることが有効である。

これらの層厚変化を地図上に表現した第 3 図で明らかに、前述の高森隆起帯内の北・中・南の 3 帯は、さらに南北性構造線で東部・中部・西部に分かれ、それぞれのブロック間では 100-200m 程度の層厚の変化がみられる。一般的にみて、層厚は沈降ブロックで厚く、隆起ブロックで薄い。ブロックの縁辺部に相当するところでは、地層はしばしば急斜ないし直立している。この部位には明らかに断層が存在するところもあるが、大局的には地層の断面形態はブロック単位の箱形褶曲をなし、ブロック境界部の基盤には BELOUSOV (1962) が述べたように深部断裂系の存在が予想される。

沈降・隆起両ブロックの境界付近では、しばしば流紋岩・粗粒玄武岩などの火山岩が認められる。これと同じ



第 3 図 基盤のブロック構造と鉱山の配列
Relation of various blocks to mines.

く、前述の鉾床の水平分布の偏在性も、明らかにこのブロック界に規制されていて、石倉鉾山など2、3の例外を除けば、おもな鉾床はすべてこの境界部に位置している。たとえば、新沢鉾山・深沢鉾山・宝倉鉾山は大明神を中心とする沈降帯と大茂内を中心とする隆起帯との境界部に、猿間鉾山は高森隆起帯と葛原沈降帯との境に、また小真木鉾山は葛原沈降帯の南東縁部に、それぞれ位置している。

以上のように、北鹿地域における火成活動と鉾床分布の一般的な規則性は、宝倉鉾山周辺でも大きな矛盾なく成立していて、この地域の火成活動と鉾床形成の場を本質的に規定するのが基盤の地塊化(藤井, 1974)によって生じた深部断裂系であると推論される。

鉾床形成年代の上で、雪沢層ないし箆谷層対茂内層下部に象徴されるような時間間隙があることの一つの解釈としては、上記の特定の地域に形成されたマグマ留りがあって、そこから長期間火成活動がくり返されたのに対応して、重金属の鉾集-鉾液の形成・供給にもくりかえしが行われたという作業仮説が成り立つ。この仮説の検証は今後の課題として残されているが、その成立を一応の前提におけば、茂内層中に鉾脈が胚胎している宝倉・小真木・山館鉾山などの近傍で、下位の雪沢層-箆谷層の境界部を重点として、本来の黒鉾鉾床に対する探鉾余地が新たに生じるものと思われる。

5. ま と め

宝倉鉾山周辺の精査の結果、調査地域内での箆谷層泥岩の分布が明らかになり、下位の雪沢層、上位の茂内層の分布・層厚を一部修正して、基本的な地質構造を把握した。各層の層厚・岩相変化・褶曲等にあらわれた構造上の特徴は、その主要因を基盤内での深部断裂の発生とブロックごとの差別的な隆起・沈降に求めることによって統一的に説明でき、北鹿地域の大きな構造の解釈とも調和する。ブロック間の変位の影響は、落差の明瞭な断層の形だけでなく、いわゆる箱型褶曲の形をとる場合も多い。

火成活動と鉾化作用の場もまた深部断裂系に支配されるところが大きい。特に、鉾床の分布が構造帯の周辺部におおむね位置していることや、同一地区で2層準に分かれて鉾床の形成が行われている例がかなりみられることなどは、鉾液の形成や供給がこの断裂に沿ってくりかえして行われたことを推定させる。このことは、宝倉鉾山の母岩が雪沢層から茂内層下部に同定されたこととあわせて、同鉾山や、同一地質環境下の鉾脈型鉾床周辺の下位層準について、黒鉾鉾床に対する探鉾余地が生まれ

る場合もあり得ることを、あらためて示したものとしよう。

文 献

- Belousov, V. V. (= Белоусов, В. В.) (1962) Основные Вопросы Геотектоники (изд. Второе). Госгеотехиздат. Москва, стр. 200-202.
- 地質調査所編 (1956) 日本鉾産誌 B 1-b (鉾山別の表). p. 68-69.
- 藤井敬三 (1974) グリーンタフ地域における造構運動と鉾物資源との関係について. 鉾山地質, vol. 24, p. 223-235.
- ・平山次郎 (1967) 秋田県大館-花輪盆地間山地の地質構造について. 地質学雑誌, vol. 73, p. 555-561.
- ・吉田国夫 (1968) 秋田県北鹿地域中央部の地質構造と鉾床生成の場について. 鉾山地質, vol. 18, p. 206-217.
- ・平山次郎・上村不二雄・小川健三 (1969) 北秋田地域における新第三紀の造構運動. 日本地質学会第76年学術大会, 「グリーンタフに関する諸問題」, p. 85-94.
- 堀越 叡 (1960) 花岡-小坂地域におけるクロコアの層序的位置. 鉾山地質, vol. 10, p. 300-310.
- 井上 武・乗富一雄・上田良一・白田雅郎 (1974) 5万分の1 総合地質図幅説明書「大館」. 秋田県.
- 木下亀城 (1944) 本邦の黒鉾鉾床. 「本邦の金属鉾床」, vol. 3, p. 39-44. 日本学術振興会編.
- 大町北一郎 (1953) 秋田県宮田又鉾山, 小真木鉾山および北海道相泊鉾山の地質鉾床と輝蒼鉛鉾の産状について. 鉾山地質, vol. 3, p. 181-186.
- 太田垣 享 (1966) 釈迦内鉾山の探査について. 鉾山地質, vol. 16, p. 237-248.
- 榊原忠政 (1955), 秋田県小真木鉾山の地質と鉾床 (第1報). 鉾山地質, vol. 5, p. 13-32.
- (1958) 秋田県北部の鉾化作用. 鈴木醇教授選暦記念論文集, p. 473-481.
- 坂崎英生・太田垣 享・塚田 靖・平山晴彦・長田武司・鈴木英夫 (1965) 釈迦内鉾山の地質鉾床, とくに探鉾方針について. 鉾山地質, vol. 15, p. 95-108.

鈴木善照・谷村昭二郎・橋口博宣 (1971) 北鹿地域の地質および構造. 鉱山地質, vol. 21, p. 1-21.

谷村昭二郎 (1973) : 北鹿地域における堆積盆の発展と鉱床生成の場について. 鉱山地質, vol. 23, p. 237-243.

—— (1974) : 深沢鉱床の探査. 鉱山地質, vol. 24, p. 383-388.

——・下田 哲・沢口俊美 (1972) 北鹿地域深沢鉱床について——発見の経緯と地質的背景——. 鉱山地質, vol. 22, p. 108-120.

(受付: 1977年4月21日; 受理: 1977年5月11日)