

岩手県土畑鉱山の黒鉱式(網状型)銅鉱床群について

第2報 土畑鉱床群賦存の機構

関根良弘* 大津秀夫* 広渡文利*

原田久光** 種村光郎**

**Study on the Kurokō-like Stockwork Copper Deposits of the Tsuchihata
Mine, Iwate Prefecture**

Part 2. Emplacement of Ore Deposits

by

Yoshihiro Sekine, Hideo Otsu, Fumitoshi Hirowatari,

Hisamitsu Harada & Mitsuo Tanemura

Abstract

Besides the stockwork copper deposits which have been described already by one of the authors (H. O.), there are distributed several ore deposits within the property of the Tsuchihata mine, which comprise stockwork and vein deposits. In this paper the Uenono and Washinosu deposits are described with special consideration laid on the mechanism and emplacement of many ore bodies.

Geological formations of the region concerned are divided lithostratigraphically into the followings. The Oarasawa formation, the lower Neogene formation of the region, which covers unconformably the Paleozoic formation and granodiorite of the basement, is composed of propylite and pyroclastic rocks of basic to intermediate composition. Upon this formation lies conformably the Oishi formation of pyroclastics and lavas of andesitic rocks with abundant interstratified beds of shale and tuffaceous sediments. The uppermost part is distinguished from the other part of this formation by the petrochemical composition being composed exclusively of plagioclase-rhyolite lavas and pyroclastic rocks, thus being named the Kawashiri Tuff Member. The Kotsunagizawa formation covers with local unconformity the Kawashiri Tuff Member mentioned above, and consists of mudstone, sandstone and tuffaceous marine sediments. The Kurosawa and Hanayama formations are successively younger formations of shallow sea sediments of the Upper Miocene age, having considerable tuffaceous materials, and each formation covers the preceding older formation with basal conglomerate. Hornblende-biotite quartz-diorites intrude the Oarasawa formation with marginal facies of granite porphyry and quartz porphyry. A considerable mass of hornblende diorite-porphyrite is also found in the Oishi formation.

In the Uenono area, the northwestern part of the mine, five inclined cylindrical ore bodies of stockwork type are found in beds of plagioclase-rhyolite, auto-brecciated rhyolitic lavas, perlite, tuff-breccias and other pyroclastic rocks. Plagioclase-rhyolite lava beds are especially favorable to the formation of stockwork bodies in preference to pyroclastic rocks. In the western part of the area, similar stockwork deposits and small Kurokō ore bodies occur in overlying mudstone and shale of the Kotsunagizawa formation. Some ore bodies were formed being controlled also by a bed-

* 鉱床部

** 元所員

ding-slip fault. Statistical analysis of the direction of the ore-bearing veinlets of each ore body shows the prevalence of the direction ranging from NNE to NNW, on which direction the five ore bodies arrange together (Fig. 3).

In the Washinosu area, about 3 km east of the mine office, stockwork and vein deposits occur in intimate mutual association. Two ore bodies of stockwork type are localized especially in small dome-shaped plagioclase lavas interstratified in pyroclastic formations. Three others are found in the arcuate ring dike of plagioclase cutting the pyroclastic and lava formation. Several small veins striking north and northeast occur in the lower horizon below the stockwork ore bodies, thus playing an important role as the channel way of stockwork-forming ore solutions. Fault fissures, now being the vein deposits, and the dome structures just mentioned above may have been taken place by the disturbance of the pyrogenic formation effected by the extrusion of the arcuate ring dike. The pattern of ore-bearing veinlets of the stockwork deposits in the dike suggests a contribution by cooling cracks of the dike, while those in dome-shaped plagioclase lavas imply a conjugate system of fissures corresponding to the structural movement within the inside area of the arcuate dike. Analysis of the structural elements of the ore-bearing area suggests that the stress seems to have affected the fissure system of shear veins and tension cracks.

As seen clearly in the veins No. 1 and No. 3, the vein fissures were favorably formed in plagioclase lava beds, and did not extend into the overlying fine tuff and tuff-breccia beds dipping gently southward, namely the fine tuff has remarkably played a role as a cap rock, and just below the fine tuff bed, mantos-like ore shoots of the veins, whose cross-section shows a mushroom shape, plunge very gently southward (Figs. 6 and 7).

Constituent ore minerals of the ore-bearing veinlets in the stockwork deposits are pyrite, chalcopyrite and a small amount of sphalerite, galena and bornite with a little quartz. In rich parts of the stockwork deposits, the plagioclase is strongly silicified and disseminated by pyrite and chalcopyrite. These parts are surrounded successively by silicification and sericitization zones. Gypsum and barite occur sometimes also in stockwork ore bodies. The mineralogy of the vein type deposits is just the same as that of the stockwork type with slight difference that gangue minerals are much abundant in vein type deposits. In the veins, amethyst, chlorite and hematite are characteristically found, and in argillized walls abundant dendritic masses of native copper and cuprite are formed closely associated with halloysite.

Many ore deposits of the wider region as a whole have a very similar mineral association regardless of the type of ore deposits, namely the chemistry of the mineralizations has same characters, and the fact suggests the similar or same nature at the source of ore-forming solutions over the wide region.

The geological situation of deposits indicates that the mineralizations may have taken place later than the Middle Miocene age with intimate relation to the subvolcanic magmatic activity.

要 旨

1. 緒 言

岩手県和賀郡土畑鉱山の鉱床群は、中新世台島階相当の大石層から女川階相当の小繫沢層にわたる火山岩・火山碎屑岩・泥岩ないし砂岩中に賦存する鉱床で、網状・脈状型の鉱床は、賦存の場所の条件に応じて、顕著な構造規制を示す。上野々鉱床・鷺の巣鉱床について鉱床賦存の機構を論じ、とくに網状鉱床の割れ目の問題に言及し、地質構造と鉱床賦存との関係を明らかにした。

本研究報告は、1955年から1957年にかけて実施してきた土畑鉱山の網状型銅鉱床群の研究の第2報にあたり、第1報では白土鉱床の構造について論じたが(大津他1959)、本篇では1956年10月に実施した上野々鉱床と、1957年8~9月に行なった鷺の巣地区風倉鉱床との坑内地質調査、およびその後の室内作業の結果をとりまとめ、これらの鉱床群の賦存状態と地質構造との関係

および鉾床形成の機構を論述した。土畑鉾山の各鉾床群は本質的には同じ鉾化作用によって形成されたものであるが、相互に比較検討すると、形態と産状とにおいて若干の差異が認められ、この点を考察することは、一方では鉾脈型鉾床、他方では塊状黒鉾鉾床との関連において、漸移中間型に相当する網状型銅鉾床の成因解明に役立つものと考えられる。

本篇の執筆は関根が担当した。なお鉾石・鉾化作用、母岩の変質などについては次報にて詳論される。本研究に際して野外ならびに室内研究に関して服部富雄・岡野武雄・大町北一郎・島崎吉彦らの有益な助言と討論を得た。現地調査に関して多くの便宜を与えられた田中鉾業土畑鉾業所長三好正治氏、探査課長黒瀬信虎氏、時津孝人氏ならびに鉾山職員各位の御好意に深く感謝の意を表するものである。

2. 地質構造

2.1 和賀南西部の地質

土畑鉾床地域の位置する岩手県和賀郡南西部地方（黒線南部で和賀仙人から西方へ県境に至る地帯）の一般地質は、すでに多数の研究者によって明らかにされてきた（村山賢一 1937, 井尻正二 1941, 早川典久 1954, 北村信 1959）。また鉾床地質に関しても、坪谷幸六(1926), 早川(1950), 舟山裕士(1954), 菊池徹(1952), 岩生周一(未発表)らの調査研究報告がある。また最近この地方の鉾床地域調査が服部富雄・物部長進・岡野武雄らによって行なわれ、鉾床地質に関する詳細が判明しつつあり、広範囲にわたる北村(1959)の研究をもとにし、上述の調査・研究の結果ならびに筆者らの知見をとりまとめると、当地方の地質は次のように要約される。

奥羽背梁山中央の和賀仙人付近に分布する古生層と、これを貫く角閃石黒雲母花崗閃緑岩・変成古生層を基盤として、その上に不整合に新第三系が西方にわたって広く分布する。これらの新第三系は本地方の中央南部において第四紀(?)の紫蘇輝石安山岩および両輝石安山岩によって貫かれ、または被覆される。

当地方の新第三系は、岩相から区分すれば、下部から中新統の大荒沢層・大石層・川尻凝灰岩部層・小繫沢層・黒沢層と最上部中新統～鮮新統の花山層に区分され、これら各地層の分布状態を概観すると、本地方の東部および北東部から西部および南西部に向かって、漸次新期の地層が、比較的緩い傾斜をもって累重しながら分布している。

大荒沢層は基盤岩類を不整合に覆う基底礫岩・砂岩をもって始まり、おもに塩基性ないし中性の変朽安山岩・凝灰集塊岩・玄武岩質安山岩熔岩・凝灰岩・凝灰角礫岩

から構成され、上部に浮石質凝灰岩・凝灰質泥岩を伴なう。大荒沢層は下部中新世赤島・門前階に相当する。

大石層は、主として中性ないし一部酸性の緑色凝灰角礫岩・緻密な緑色凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩・硬質頁岩などの種々の厚さの互層からなり、一部に角閃石安山岩・変朽安山岩・玄武岩の熔岩・岩株を伴なう。最下位の頁岩層から最上位の頁岩層にわたる層序部分を大石層と称し、大荒沢層を整合的に覆う。

川尻凝灰岩部層は大石層の最上部に相当する同時異相で分布範囲が限られ、主として斜長流紋岩熔岩・同質凝灰角礫岩・浮石質凝灰岩から構成され、比較的上位に真珠岩ならびに頁岩や凝灰質頁岩・凝灰質砂岩の互層を挟み、南部の甲子南西方では同時異相の両輝石安山岩に移化する。川尻凝灰岩部層の下部には、直径 10 数 cm 以下の花崗閃緑岩の亜角礫を含む凝灰角礫岩層があり、火山碎屑物とともに基盤岩の一部が放出されたことを示している。鶯の巣鉾床第 1 風倉鉾床内において本部層の流紋岩質凝灰岩から蛋白石化した *Fagus* *cf.* *palaeocrenata* OKUTSU^{註1)} その他の植物化石が発見された。川尻凝灰岩部層はその下位の太石層を整合関係をもって覆う。大石層・川尻凝灰岩部層は中・下部中新世の台島・西黒沢階に相当する。

小繫沢層は、当地方の西部に分布し、小繫沢付近において認められるように、花崗閃緑岩・チャート・酸性火山岩などの円礫からなる礫岩を有する川尻凝灰岩部層の最上部を部分的不整合をもって被覆し、おもに暗灰色泥岩・凝灰質砂岩・凝灰質頁岩・緑色凝灰岩・黒色硬質頁岩から構成され、中位に玄武岩質凝灰岩を伴なう。小繫沢層は中部中新世女川階に相当する。

黒沢層は、基底礫岩をもって小繫沢層を不整合に被覆し、暗灰色凝灰質砂岩・凝灰質泥岩・砂岩・礫岩・凝灰岩および砂岩—頁岩互層からなり、その中上部に数層の花山安山岩熔岩・同質凝灰岩を挟み、上部中新世船川階に相当する。本層は、凝灰質頁岩・砂岩から構成され、亜炭層を伴なう最上部中新世～鮮新世の花山層に不整合に被覆される。

これら中新統中に産出する完晶質火成岩としては、土畑鉾山地域外にあたるが、以前より井尻(1941), 石井清彦・植田良夫(1955), 石井・千藤・植田・島津(1956)らによってその岩石学的性質および産状が明らかにされてきた。これらの研究者によって問題にされている岩体のうち、和賀仙人・大荒沢北方県道・竹荒沢付近における岩体は基盤岩に属するものとの見解があるが、本内川支流小又川および無地内沢では、明らかに大

註1) 燃料部尾上亨の鑑定による。

ヶ瀬川岸などの露出地において観察すると、斜長流紋岩熔岩とその上下盤をなす凝灰角礫岩・流紋岩熔岩層との間にあって、数 cm 以下の角礫状流紋岩片（しばしば流理構造を有する）、ガラス質岩石片と、これらの角礫片の間を充すガラス質（部分的に凝灰質）の基地部からなる。角礫には異質の岩石片はほとんど認められない。ガラス質の基地部には明らかに石英の斑晶が認められるが、角礫中の石英斑晶よりも一般に細粒である。自破碎熔岩と角礫凝灰岩との境界は一般に明瞭であるが、流紋岩熔岩との境界は明らかでなく漸移する場合がある。また自破碎熔岩層自身が不鮮明な層状構造を有し、基地部のガラス質岩の色・様相を異にする場合がある。熔岩をなす斜長流紋岩は自破碎熔岩のほか真珠岩相に変化し、あるいは真珠岩層を伴ない、またしばしば凝灰角礫岩・凝灰岩の薄層を挟むが、広範囲の熱水変質作用のために原岩の識別困難な場合が少なくなく、第1図には包含して示した。鶯の巣坑においては川尻凝灰岩部層を貫く大規模な流紋岩岩脈が認められるが、一般的に熔岩層をなす流紋岩と岩石学的な差異は認められない。

斜長流紋岩は、淡紫色・淡褐色・黄灰色・淡緑灰色を呈し、径 1~2 mm の石英・斜長石および時に微細な黒雲母の斑晶類と、ガラス質・隠微晶質の石基からなる。

本地域の西方および南方には、小繫沢層が川尻凝灰岩部層を覆って分布している。水平・垂直方向ともに岩相変化の激しい川尻凝灰岩部層に比較して、小繫沢層は比較的整然と層序関係を保ち、鉱山地域近傍では、黒色・暗灰色泥岩・凝灰岩などからなり、平和街道小繫沢付近においては、既述のとおり川尻凝灰岩部層の最上層を不整合に覆うが、他の地区では境界部の礫岩層を伴わず、凝灰角礫岩上に黒色泥岩が整合的に重なり、また白土鉱床上部においては、数枚の泥岩の薄層を挟み、厚さ数 m の凝灰角礫岩の漸移帯が認められる。また甲子南西方では本層の下部は甲子安山岩部層の上部とも同時異相の関係を示すとされている。

2.3 鉱山付近の地質構造

本地域内では、地層はおおむね NNE ないし NNW の走向を有し、西方ないし南西方に新期岩層が重なる傾斜 30° 以下の緩い単斜構造を示すが、畑平—中湯川および白土—檜峠を通り、NNE-SSW 方向で南方へ緩く沈む褶曲軸を有する背斜構造と、無地内—白土沢を通り、同様方向の軸を有する緩い向斜構造が認められる。流紋岩熔岩の流理構造は変化に富み、熔岩層を含む地層の走向・傾斜とも必ずしも一致しない。また鶯の巣地区風倉鉱床においては、後述するとおり凝灰角礫岩・斜長流紋岩熔岩層に小規模のドーム構造が認められる。これらの背斜構造は、後述するように、網状鉱床形成の場所

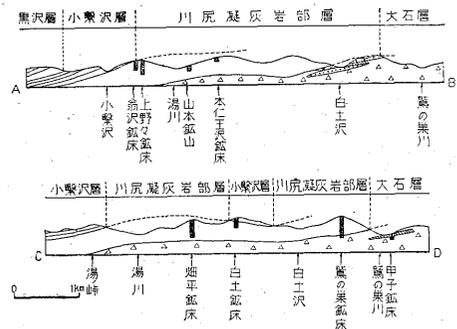
を規制する1つの重要な因子と考えられる。第1報にて論じたとおり、白土鉱床においては白土湾曲断層の西側の背斜構造の頂部付近に各鉱体がほぼ南北に並び、上野々鉱床においても鉱体が南北に並んでいる。また鶯の巣鉱床においても鉱床の構造的要素、地質構造に N-S ないし NNE 方向が卓越していることは、基盤の構造・火山活動の影響と、新第三紀における構造運動の影響とが密接な関係を有するものと考えられる。

3. 鉱床

3.1 鉱床概説

土畑鉱山の鉱床群は、畑平鉱床・白土鉱床・上野々鉱床・鶯の巣風倉鉱床・同赤倉鉱床・本仁王沢鉱床・甲子鉱床・翁沢鉱床および最近探査されている鶯の巣鉱床南西方に賦存する石膏鉱床からなり、さらに本地域内には上野々鉱床の東方湯川対岸に山本鉱山があり、第1図に示した位置に分布している。鶯の巣鉱床の一部および甲子鉱床の鉱脈型鉱床を除けば、他の鉱床は、鉱石細脈の複雑な集合からなり、細脈間に鉱染を伴う全体として塊状の形態を有する網状鉱床であって、白土鉱床の上部や翁沢鉱床のように、一部に黒鉱と称すべき様相を呈する鉱石を伴う場合がある。

以上の鉱床群は、狭義の大石層最上部から小繫沢層最下部にわたる地層中に賦存しているが、主として川尻凝灰岩部層中に多く、各鉱床の賦存層準についてみると、白土鉱床・翁沢鉱床・上野々鉱床・本仁王沢鉱床は小繫沢層最下部~川尻凝灰岩部層上部に（大津，他 1959）、畑平鉱床は川尻凝灰岩部層全層準にわたり、山本鉱山は中部に、鶯の巣風倉・赤倉鉱床は川尻凝灰岩部層中部~大石層最上部に、甲子鉱床は大石層上部中に賦存している。鉱床賦存の層準を模式的に示せば第2図のとおりである。



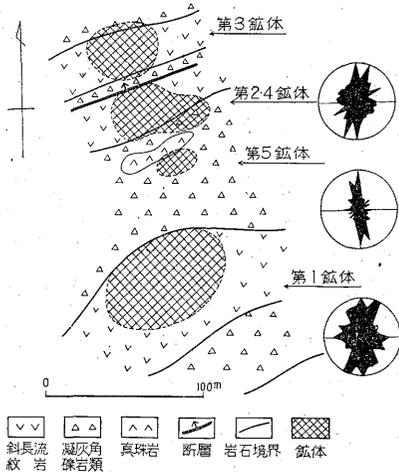
第2図 鉱床賦存の層準概観断面図

白土鉱床の構造については大津ら（1959）によってすでに詳報されたので、以下には主として上野々鉱床・鶯の巣風倉鉱床について他の鉱床群を考慮しながら述べ

る。

3.2 上野々地区鉱床

上野々鉱床は、第3図に示すとおり、第1・第2・第3・第4・第5鉱体から構成される。いずれの鉱体も大部分は斜長流紋岩熔岩中に賦存し、自破砕熔岩・凝灰集塊岩・凝灰角礫岩中にも部分的に賦存する。各鉱体(註2)は強珪化部を中心に、その外側に弱珪化・弱粘土化、さらに強粘土化帯によって不規則に取り囲まれるが、各帯の境界は必ずしも明瞭でない。網状集合をなす鉱石細脈の現出密度は、珪化帯中で一般に高く、富鉱部では坑道内で鉱体断面1m²当り1~2条の割合で密集し、母岩部の鉱染も著しいが、粘土帯では現出密度は漸次低くなり、強粘土化帯では稀に認められる程度になる。



第3図 上野々鉱床賦存関係図

鉱石細脈は、上野々鉱床では一般に1~5cm程度の幅を有し、見掛けの延長は2~3mないし数m程度で、10mを超えるものは稀である。これらの細脈は一般に網状鉱体内において一見したところ方向性を示す傾向が少ないようであるが、統計的に検討すると後述のように、多少の方向性が認められ、母岩の構造との関係を暗示している。また鉱石細脈は通常、断面で直線状を示すが、しばしば湾曲することがある。鉱石細脈と母岩との境界は明瞭であり、細脈が交差する場合には軽微な落合直りを示すことが多く、細脈相互間における鉱物沈殿の時間的前後関係を示す事実は認められない。

細脈を構成する鉱物は、黄銅鉱・黄鉄鉱を主とし、少量の閃亜鉛鉱を含み、稀に硫砒銅鉱・方鉛鉱を伴う。これらの初成鉱物のほかに上野々鉱床ではとくに二次銅

註2) 第1鉱体では-100~190尺間の坑道、第2・4鉱体では第2坑道~-100尺間の坑道が入坑可能であった。

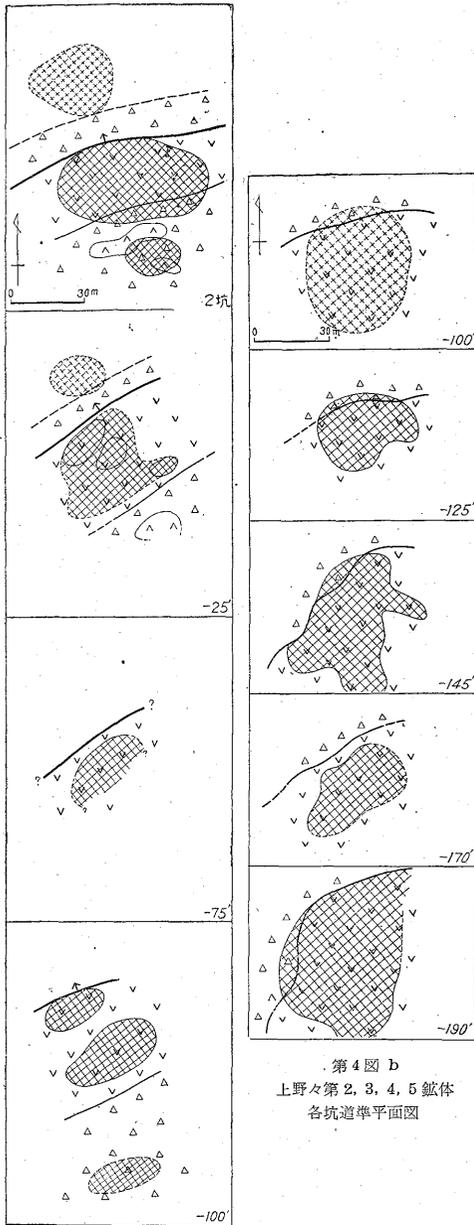
鉱物が多く、輝銅鉱・斑銅鉱・銅藍・方銅鉱が産出し、初成鉱物を交代している。土畑鉱山の他の網状鉱床の場合と同様に、細脈中の脈石鉱物の大部分は石英で占められ、稀に絹雲母を伴う。その量は金属鉱物量に比較して少なく、時には脈石鉱物の欠除する場合も少ない。珪化帯中の富鉱部においては細脈間の母岩に黄銅鉱・黄鉄鉱の鉱染が認められ、この鉱染鉱が鉱体の含有金属量の中で占める量は少ない。

既述のように、ケービング法による可採部は珪化帯の細脈密集・鉱染部であって、珪化帯の外側の粘土化帯が採掘される場合は稀である。粘土化帯は鉱体周囲のみならず広範囲に及んでおり、広義の珪化作用(広範囲の熱水変質粘土化作用から金属鉱物の沈殿まで)の及んでいる範囲は、当然鉱体の稼行限界とは一致せず、その境界を確かめることは容易でない。各変質帯の境界は漸移関係を示すのが普通で、諸種の岩石の性質の差によって変質帯の範囲も不規則で、各変質帯の発達規模・変質の強弱は、鉱体ごとおよび深さによっても著しく異なる。上野々鉱床地区は他の鉱床に較べて、とくに広範囲の熱水変質作用を蒙っており、原岩を識別することがしばしば困難である。

3.2.1 上野々第1鉱体

第1鉱体は本地区最大の鉱床で、不規則な外形を有する斜槽円筒状をなし、第4図aに示すとおり、その規模は各坑道準で異なるが、水平断面でENE方向にやゝ延び、長径約50~60m、短径約40m、落し延長は露頭部より最下底坑道準まで約200mである。露頭部より第2坑道準以下-100尺坑準までは undercut cutting 法により採掘済であって、この部分では鉱体はほぼ直立しており、-100尺坑準以下では鉱体の北西部境界はN40°W方向に約50~70°のplungeをもって傾斜している。

第1鉱体の存在する流紋岩熔岩の一般走向はN60~80°E、傾斜は60~70°NWで、この熔岩層の上盤側境界はNW方向に凸面を向けた湾曲構造を示しこの構造は、深部の坑準において顕著となる。鉱床はこの流紋岩層上盤面の湾曲構造の凸部の上盤側に賦存し、鉱体上部ではさらに上盤の自破砕熔岩・凝灰角礫岩中にも入り込んでいる。富鉱部をなす強珪化部は流紋岩中のみ位置し、鉱体内の比較的北西部を占めているが、-145尺坑準では南部に位置し強粘土化帯にとりまかれていることは、熱水変質帯の形成が、珪化作用、とくに metallization の位置を規制することを示している。しかしこのような富鉱部は上下方向に長く連続する単一のものであるよりも、むしろ不規則に分岐するものと考えられる。この強珪化部は-145尺坑準以上では規模も大きく変質作用の



第4図 b
上野々第2, 3, 4, 5 鉱体
各坑道準平面図

第4図 a
上野々第1 鉱体各坑道準平面図

程度も著しく、ほとんど石英粒のみの集合に黄鉄鉱・黄銅鉱を鉱染するものであるが、-170 尺坑準以深では規模も小さくなり、珪化の程度も弱まり、鉱石品位・鉱況も悪くなる。

3.2.2 上野々第2・第4 鉱体

第2 鉱体は第1 鉱体の北方に約 70m 離れて位置し、その東側に第4 鉱体が隣接する（第3 図）。第2 坑道準では、両鉱体はほぼ東西に並んで接し、一般走向 N 70-80°E、傾斜 40-50°N で、長径方向では両者を含めて約

45m、短径方向で約 30m の規模を有する。-25 尺坑準では第2 鉱体の珪化富鉱部は分岐し、第4 鉱体の富鉱部もともに規模が小さくなる。-100 尺坑準では第2 鉱体の両富鉱部は肥大し、第4 鉱体は消滅している（第4 図 b）。第2・4 鉱体の落し延長は露頭部より既開発、-100 尺坑準まで約 150m である。

第2・4 鉱体は、一般走向 N 60-70°E、傾斜 40-60°NW、厚さ約 35-40m の斜長流紋岩熔岩層中に賦存し、鉱体中における鉱化作用はこの熔岩層の上盤側に比較的に顕著に認められる。この熔岩層の下盤には凝灰角礫岩があり、第2 坑道および -25 尺坑準では、この中に真珠岩熔岩層が含まれるが、上盤には走向 N 60-80°E、傾斜 40-60°N、幅 0.5m の断層が、上盤の凝灰角礫岩との境界を示し、かつ第2 鉱体の上限となっている。断層帯は著しく粘土化しており、その中にも鉱石細脈が存在していて、鉱化作用以前の運動による断層と考えられ、鉱床の形成はこの断層によって規制されている。

3.2.3 上野々第3 鉱体

第3 鉱体は上述の断層から約 20~25m 離れて北方に位置し、第2 坑道および -25 尺坑準において開発されたが、入坑不能のため他の坑道における地質構造と資料から類推すれば、本鉱体も斜長流紋岩熔岩中に賦存するもので、規模は N 70-80°E 方向に 20~30m、N 10-20°W 方向に 15~20m で、斜楕円筒状の形態を有するものと思われる。

3.2.4 上野々第5 鉱体

第2・第4 鉱体の下盤側の凝灰角礫岩・凝灰集塊岩中に真珠岩質熔岩層があり、さらにその下盤側に軽度の変質部があり、その中に小規模な鉱体が位置する。珪化作用は微弱で細脈密度も低く、第2 坑道と -100 尺坑準でその賦存が把握されるのみで、詳細は不明であるが、変質真珠岩の下盤側の構造に規制されて賦存すると考えられる。

3.2.5 上野々地区鉱床の総括

以上に述べたように、坑内地質の観察から、本地区の鉱床を賦存する斜長流紋岩は少なくとも3層あり、それらの上盤・下盤にしばしば自破砕熔岩を伴ない、種々の火山碎屑岩と重なり、一部に真珠岩を伴なう。

本地区の諸岩石は広範囲にわたって著しい熱水変質・粘土化作用を受けているが、珪化帯の規模は他の鉱床に比較して大きくない。主要鉱体の大部分は斜長流紋岩熔岩中に賦存し、第1 鉱体は熔岩の上盤面の形態に支配されてその凸部に、第2・4 鉱体は走向断層により鉱液の移動が抑制されて形成されたものと見ることができる。各鉱体がほぼ南北に直線上に配列していることは注目し値する。

上野々鉱床の鉱石は、鉱床下部に至るまで強い二次変質作用を受けて残留初成鉱物と二次成銅鉱物の集合に変化しており、二次変質(硫化富化)作用の程度は、他の鉱床群に較べて著しい。本鉱床の北西に位置する翁沢鉱床では、小繫沢層下部に賦存する塊状黒鉄鉱と川尻凝灰岩部層中の網状鉄鉱とがあり(木下 1929, 1944)、地表における小繫沢層の分布、上野々鉱床の鉱体内における鉱況の変化からみて、小繫沢層が帽岩としての役割を果たしたことは明らかであり、かゝる部分では、白土鉱床上部におけるように、上野々網状鉄体内にも黒鉄様鉱石も形成されたものと考えられる。

3.3 鷺の巣地区風倉鉱床

鷺の巣地区の鉱床は、畑平地区の東南東方約 3 km に位置し、南北に連なる双頂の風倉山体中に賦存する。南半部にある赤倉鉱床は調査当時全く入坑不能であったので、北半部にある風倉鉱床群について調査した。

本地区東側の鷺の巣川岸には、大石層の緑色凝灰角礫岩・凝灰質頁岩・凝灰岩・頁岩が NNE~NNW の走向と 15~20°W の傾斜をもって分布し、鉱床を賦存する風倉山は、大石層と整合関係を保ちその上位に重なる川尻凝灰岩部層の斜長流紋岩質凝灰角礫岩・流紋岩熔岩・凝灰岩とこれらを貫く斜長流紋岩岩脈から構成されている。この地区に賦存する風倉鉱床は、1号鑛・3号鑛・八千代鑛の鉄脈型鉱床と、松蔓鉱床・昌盛鉱床・第1風

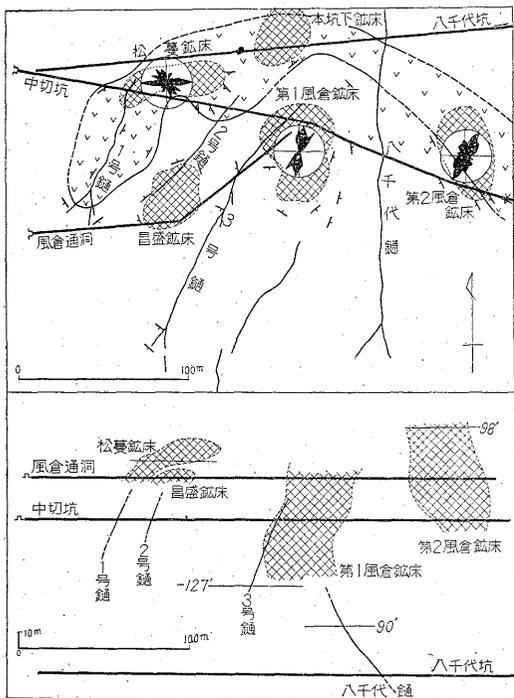
倉鉱床・第2風倉鉱床の網状型鉱床とで、第5図に示す如き空間的相互関係を有する(註3)。これらの鉱床は、風倉山西方に開口し山頂より約 130 m 下位にある中切坑、その上 25 m の風倉通洞および中切坑準以下約 90 m の東方に開口する八千代坑と、中切坑・八千代坑間の斜坑ならびに3号鑛立坑によって開発されている。

本地区の鉱床の特徴は、鉄脈型鉱床と網状型鉱床とが狭い範囲内に賦存しており、両者間に鉱床生成に関する密接な関係が予想されることである。鉄脈型鉱床は相対的に下部に、網状型鉱床は上部に位置し、中切坑ないしそのやゝ下位の深さの部分が両者の漸移部となっている。一般的にみて網状鉄床は、後述の流紋岩岩脈または川尻凝灰岩部層中の中・下部の流紋岩熔岩・火山砕屑岩中に賦存する。珪化作用・粘土化作用の程度は上野々・白土などの鉱床に比較して弱い、細脈の幅はやゝ広く 10 数 cm~20 cm に達する場合が多くなり、かつ持続性が強くなる。しかし鉄細脈間の間隔は広くなり、網状鉄体内における鉄染状部分も少なく、主要細脈が鑛探採鉄されている場合が多い。このように鉄脈型の性質に近づく傾向は第2風倉、松蔓鉱床において著しい。

本地区において最も注目すべき地質構造上の事実は、第5図に示すように、斜長流紋岩の弧状岩脈である。この岩脈は、南方に凹面を向けた平面形をもち、SSW 方向に急斜する arcuate ring dike (Hills 1953, de Sitter 1956) であって、既開発坑道における観察から推察するこの弧状岩脈の内側境界は上方に over turn すると考えられる。この岩脈の湾曲の内部地域の複雑な地質構造が、鉄床賦存の場所を提供している。

3.3.1 1号鑛

1号鑛は弧状岩脈の西端舌状部に位置し流紋岩中に賦存する。一般走向は N20~30°E、傾斜は 60~70°W で、中切坑道準において開発され、その上部数 m まで採掘されている。走向延長約 90 m、幅 10~50 cm、傾斜延長は不明である。鉄脈は流紋岩脈中に形成された共やく割目系に支配されて賦存し、走向が頻繁に変化する。北部においては1号鑛は松蔓鉱床の下部にまで達し、第5図下図に示す如く、松蔓鉱床形成の鉄液通路となったものと思われる。南部においては、岩脈の尖端の外方を集塊状流紋岩熔岩と凝灰角礫岩層が 20~40° の傾斜をもって取巻き(註4)、この凝灰角礫岩層が帽岩として働き、1号鑛は2条に分岐するが鉄脈は凝灰角礫岩下盤際の絹雲母化薄層に抑えられて、その下に小規模の竿状の富鉄部



第5図 鷺の巣風倉鉄床賦存関係図、下図は透視図

註3) 以上のほかに最近開発されてきた網状型の本坑下鉱床、2号鑛その他の鉄脈などがある。

註4) この構造は弧状岩脈の貫入によって熔岩層が曳摺り上げられ形成されたものである。

を形成して緩く落している。主脈はしばしば分岐細脈および平行細脈を伴ない、網状脈をなし、脈勢の変化が著しい。

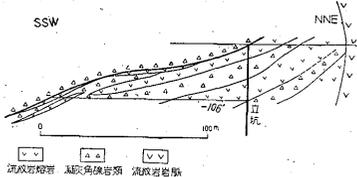
鉱脈の構成鉱物は、黄銅鉱・黄鉄鉱・石英を主とし緑泥石を伴なう。

3.3.2 3号鑛

3号鑛は、弧状岩脈内側地域の中央に位置し、火山碎屑岩・熔岩層中に賦存する。一般走向は N 25-35°E、傾斜は北部では 70-80°W、南部では 60-85°E で、中切坑以下 -106 尺坑準、南端部では -127 尺坑準まで坑道により開発されているが、脈勢は一般に弱く、鉱脈の可採部分の全鉱脈に対する比率は小さい。

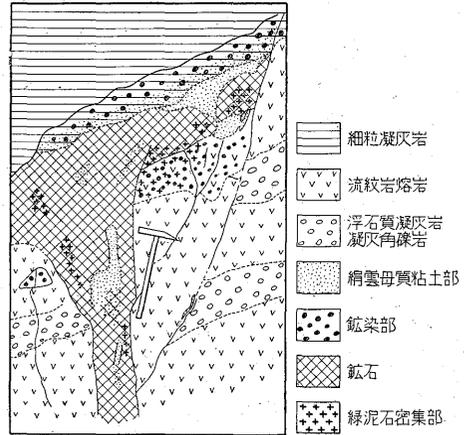
鉱脈を賦存する割れ目は小規模の正断層の連続する張力割れ目で、ほぼ平行する分岐細脈を伴なうことが多い。-106 尺坑準で延長約 100m 余が開発されているが、各坑道準とも、脈勢は劣勢である。

中切坑道準で立坑口付近を通り、南西方に 10~30° の傾斜で沈下する凝灰角礫岩層が帽岩として 3号鑛の上限をなしており、この層より上位では凝灰岩・凝灰角礫岩が多く、下位では斜長流紋岩熔岩・流紋岩質集塊岩・自破碎熔岩が主で、凝灰質岩石の量が少なくなる（第6図）。立坑より以北では 3号鑛は第1風倉鉱床の中に包含される網状細脈群の一部となる。上記凝灰岩層の下位には厚さ 1~2m ないし 10 数 m の斜長流紋岩熔岩があり、鉱脈の割れ目は、この熔岩層の部分に発達し、凝灰岩層およびそれ以上の地層中にまで達する場合は稀である。鉱脈割れ目は両盤の関係から正断層性の割れ目であるが、落差は少なく 10 数 cm ~ 数 m 以下であろう。立坑付近およびさらに北部においては、流紋岩熔岩・自破碎熔岩が多く、割れ目の形成に適し、第1風倉鉱床の網状鉱石細脈も同時に形成されている。



第6図 3号鑛にそう地質断面図

鉱液の上昇は、上記の帽岩をなす凝灰岩層の直下で押えられ、この部分に小規模の竿状富鉱部が形成され、南南西方に緩傾斜で落ちる。この富鉱部の横断面は、第7図のとおりで、薄い浮石質凝灰岩層を挟む流紋岩層を切る鉱脈は細粒凝灰岩層に押えられて、その下の層面に沿って鉱化作用が拡がり、富鉱部を形成している。すでに述べた1号鑛南端部におけると同様に、割れ目の形成と岩質の差異による構造規制の例である。



第7図 3号鑛の帽岩下の富銅部、-120' 南引立

3号鑛は、黄銅鉱・黄鉄鉱を主とし、少量の閃亜鉛鉱を伴なう緑泥石-石英脈であって、母岩をなす流紋岩・集塊岩は、網状鉱床に比較すれば弱い珪化作用と緑泥石化作用を蒙り、凝灰岩・凝灰角礫岩では緑泥石・絹雲母化作用が認められる。

鶯の巣鉱床に自然銅が豊富に産出することは古くから知られているが、おもに産出したのは 3号鑛であったが、最近では後述の八千代鑛北部においても豊富に産する。自然銅の結晶は、鉱脈中には認められず、むしろ脈際の母岩の変質粘土化帯中に径数 cm 以上に達する不規則な樹枝集合状・塊状をなしてハロイサイトなどの粘土とともに、あるいは母岩中の割れ目に産出する。自然銅の表面には濃赤色の赤銅鉱の微細な結晶が群生していることが多い。

また鉱脈中には少量の赤鉄鉱や部分的には紫石英・重晶石の随伴する場合がある。鉱脈は単純脈であって、粗い縞状構造・櫛歯構造を示す部分や、小規模な晶洞や中石・粘土を豊富に有する部分もあるが、鉱石の角礫構造は示さず、網状鉱床の鉱石細脈と本質的な差異は認められない。

3.3.3 八千代鑛

八千代鑛は、本地区の他の鉱床に較べてはるかに深所に賦存し（第5図）、一般走向は N-S、傾斜は 50-70°E で、中切坑道準より約 90m 下位の八千代坑とその上方 50 尺坑道、70 尺坑道、90 尺坑道で開発されている。八千代坑道準における走向延長は断続的に約 170m 以上に達するが、50 尺坑道準では約 100m、70 尺坑道準では約 50m で南北端は細脈となり、90 尺坑道準では約 90m で南端は細脈に分岐して西方に走向を転ずる。脈幅最大 70 cm に達するが平均 20~40 cm で膨縮が著しい。八千代鑛の鉱脈割れ目は、相対的に上盤が南方に

落下した剪断性の割れ目である。これは、N 15°W ないし N 40°E に変化する走向を有し、東傾斜の多数の小断層の連続からなり、この断層系に沿って鉍脈も走向方向を変え、富鉍部も三次元的に不規則に変化し、多数の分岐細脈を伴ない、さらに鉍化作用後の小断層によって変位している。八千代鍾の構成鉍物ならびに鉍脈の性質は3号鍾の場合とほぼ同様であるが、脈勢は3号鍾に較べて良好である。鉍石の性質は網状鉍床の鉍石細脈の場合と本質的に同様のもので、八千代鍾の上方延長には第1風倉鉍床ならびに本坑下鉍床が位置し、明らかに八千代鍾が鉍液通路として既述の3号鍾とともに重要な役割を果たしたと思われる。

3.3.4 松蔓鉍床

松蔓鉍床は弧状岩脈西部の屈曲部に賦存する網状鉍床であって、本坑ならびに上1番坑で開発されている。上1番坑では数条の鉍石細脈は幅 10~20 cm でやゝまとまって、ほぼ東西に走り、延長約 25 m、幅数 m の有勢な富鉍部を形成する。本坑準においては鉍石細脈は規則的な方向を示さず、細脈間の間隔も大きくなり富鉍部を形成していない。鉍床西端においては、下1・下2番坑で見られるように、NNW 方向の数条の細脈が賦存するのみである。

本鉍床は、弧状岩脈中に賦存しているが、各坑準において認められる流紋岩の流理方向は変化に富み、上1番坑では走向 N-S に近く、40~70°W の傾斜を示しているが、数 m 下の本坑地並では流理の走向・傾斜は不規則である。このことは、第5図に見られるように、岩脈割れ目の屈曲部に当り、流紋岩岩脈の複雑な動きを意味している。

3.3.5 昌盛鉍床

昌盛鉍床は、1号鍾の南東方に位置し、風倉通洞で開発されている。同通洞準ならびに中段坑道においては、NNE 方向にやゝ延びた長径 30 m、短径 20 m、のドーム構造をなす流紋岩熔岩が珪化作用を受け、この部分に鉍石細脈が疎らに賦存する。珪化帯は粘土化作用を受けた凝灰岩・凝灰角礫岩にとりまかれている。中切坑道準では凝灰角礫岩中に走向 NNE、傾斜 60°SE、幅 10 cm 余の2号鍾および数条の細脈が認められるのみで、明らかに流紋岩の方が細脈割れ目の形成に好ましいことを示している。

3.3.6 第1風倉鉍床

第1風倉鉍床は、斜長流紋岩熔岩・凝灰角礫岩層中の網状鉍床で、風倉通洞・中切坑・-31 尺坑・-70 尺坑において開発されている。風倉通洞地並では採掘済のため詳細は不明であるが、それ以下の坑道では、流紋岩中の珪化部が不規則な弱い粘土化帯にとりまかれ、この粘

土化部ならびに凝灰角礫岩中では鉍石細脈の密集度が著しく低下する。鉍体下部の西縁部には3号鍾が賦存し、この3号鍾は鉍体内部で分岐・細脈化し、他の鉍石細脈と全く同様な産状を呈している。鉍床内部では、通常の鉍石細脈よりもさらに微細な細脈が密集し、鉍染の程度 of 顕著な鉍巢状の小規模富鉍部が変質して柔らかくなった流紋岩中に賦存することがあり、また変質粘土化岩中には石膏の鉍染している場合が認められる。鉍体賦存と岩質との関係に関しては、明らかに流紋岩中に富鉍部が形成され、火山碎屑岩中では鉍石細脈の密集度は劣り、また鉍体上部の流紋岩中に富鉍部が形成され、下部では細脈の数も密集度も低下し、鉍脈型の性質が強くなる。既述のとおり、八千代鍾の上方延長は、本鉍床の下部に向かっており、脈液の通路を意味している。

3.3.7 第2風倉鉍床

第2風倉鉍床は、本地区の東端に位置する網状鉍床で、主として脈状岩脈中に賦存する。中切坑準下 10 m より風倉通洞上 98 尺の間が開発されており、鉍体中部では 30×50 m 程度の規模を有する鉍体上部および下部部では鉍石細脈が小規模に鍾押探鉍されているのみで、鉍体の実際の規模は不明である。鉍石細脈は既開発範囲内では、弧状岩脈中と、この岩脈の貫入に際して曳摺り上げられて SW 方向に傾斜するに至った流紋岩熔岩層中に賦存する。鉍床中部では、他地区の網状鉍床に比較して細脈の幅は広くなり、延長も 20 m 以上に達する場合もある。各坑道準によって富鉍部の位置は著しく異なり、熱水変質作用は他地区の網状鉍床に較べて著しくない。

本鉍床下部の南端部では、網状鉍石細脈のいくつかは、流紋岩熔岩層の上位の凝灰岩層に抑えられて微小な富鉍部を形成し、1号鍾・3号鍾南部で認められるものと全く同様な現象を呈する。

3.3.8 鷲の巣地区鉍床の総括

鷲の巣地域の大理石層上部ならびに川尻凝灰岩部層下部の地層は、一般に緩い傾斜の単斜構造を示しているが、鉍床賦存地区内ではこの整然たる構造が、小規模の褶曲・ドーム構造・岩脈・断層によって乱され、第5図に示したように、斜長流紋岩の弧状岩脈に囲まれる内部においてこの様相が著しい。松蔓ならびに第2風倉の網状鉍床は弧状岩脈中に、とくに前者はその屈曲部に賦存し、昌盛ならびに第1風倉鉍床はドーム構造をなす地層の中、とくに斜長流紋岩部に相対的に良好な鉍体を形成している。

網状鉍床の下方または近傍には1号鍾・2号鍾・3号鍾・八千代鍾などの鉍脈型鉍床が賦存し、これらの鉍脈は、網状鉍床の中またはそれに近接しているほど、網状

鉱脈の鉱石細脈に類似の様相を呈し、離れるほど、下方に位置するものほど、鉱脈としての様相が強くなり、まとまった割れ目の鉱脈を形成している。このような事実は、網状型鉱床と鉱脈型鉱床とがその形成の物理的機構の点で無関係のものでないことを意味する。

弧状岩脈の外側すなわち北側には、探鉱された範囲内では鉱床が発見されておらず、弧状岩脈の貫入と小規模なドーム構造で示される地質構造上の乱れが、鉱床形成の場を提供したことは明らかであるから、弧状岩脈の北方外側には有望な鉱床は期待できないであろう。

4. 鉱床の形成

4.1 網状鉱床の鉱石細脈の形成

網状鉱床の賦存を考察する場合に重要な問題の1つは、鉱体を形成している鉱石細脈をなす割れ目の成因に関する問題である。網状鉱床の割れ目の形成には一般に大別して2つの場合があり、第1の場合は、貫入深成・半深成岩体、とくに岩株などの頂部あるいは周縁部において火成岩体の冷却固結によって形成された収縮割れ目であり、第2の場合は、火成岩あるいは堆積岩層が構造運動による張力・剪断または換れ歪力を受けて形成された不規則な割れ目である。前者においては網状鉱体は貫入岩体内に位置するが、後者の場合には岩石種には直接の関係を示さず、岩石の物理的性質に關係を有し、大規模な断層に随伴し、または褶曲構造と相伴って形成され、鉱脈にもしばしば随伴する。

これらのいずれの場合にも鉱石細脈は一般に不定方向に走り、顕著な規則性を示さないのが普通であるが、詳細に検討すると、場合によっては、冷却収縮による節理の場合にも、歪力による割れ目の場合にも、規則性を示す場合が少なくない。網状鉱床の規模には種々のものがあり、一般に鉱床平均品位は低いが、大きな鉱量が期待され、世界的にみても多数の鉱種についての多くの例が知られている（Beyschlag, et al., 1914, Bateman 1950）。

土畑鉱山の上述各網状鉱床においても、一見すると鉱石細脈が不規則に鉱体内に賦存するかのように見えるが、統計的に取り扱ってみると、鉱石細脈には鉱体によって程度は異なるがかなりの方向性が認められる。最も簡単な表現方法である Kluffrosen (Adler, et al., 1959) で鉱石細脈の走向の現出頻度を示せば、上野々鉱床では第3図に示したように、第1・2・4・5 鉱体においてかなり明らかな NNE-SSW ないし NNW-SSE 系の方向性を示しており、異なった層準の流紋岩熔岩層中に賦存する鉱体群であるにもかかわらず、ほぼ N-S の直線上に位置しており、鉱石細脈は流紋岩層の収縮割れ目であるよりもむしろ、構造運動による力の作用が割れ目の形

成にかなりの役割を演じたものと考えられる。

鶯の巣地区風倉鉱床について同様な考察を行なうと、既述のように、小規模な緩いドーム構造を示し凝灰角礫岩と重なる流紋岩・熔岩・集塊岩層中の網状鉱床と、この成層岩層を貫く弧状流紋岩岩脈中の網状鉱床との2型があるが、第5図に示したように、岩脈中に賦存する第2風倉鉱床の鉱石細脈の走向傾度は NNE~NE 方向に卓越し、流紋岩脈の流理構造とはほぼ直交する（ただし鉱体内には NW 方向の優勢な数条の persistent な鉱脈が認められる）。すなわちここでは細脈割れ目は岩脈の収縮節理としての性質をも帯びているものと解される。松蔓鉱床においては、鉱体賦存位置が弧状岩脈の湾曲部に当り、鉱石細脈は E-W の方向および NW 方向を示すものがやゝ多いが、単純な冷却収縮割れ目ではなく、歪力の加わった結果と考えられるが、この岩脈内にはさらに東方に最近開発された本坑下鉱床にまで引続いて低品位の鉱石細脈が散在しており、詳細なことは明らかでない。

弧状岩脈の湾曲凹面内部に賦存する網状鉱床に関しては、昌盛鉱床ではサンプル数が少なく、妥当な操作が行えないが、第1風倉鉱床においては NNE 方向と、NE 方向とに極大の分布を示す鉱石細脈が賦存している。鉱石細脈の賦存部分が、比較的 N-S に延びて、ドーム構造中の斜長流紋岩・同集塊岩・自破碎熔岩などの相対的に competent な部分に位置することから考えれば、鉱石細脈割れ目の形成はドーム構造の形成と相関連して形成されたものであろう。2号鑛・3号鑛および弧状岩脈を切る1号鑛などの NNE 系の張力性正断層性の鉱脈および剪断性の八千代鑛の割れ目も一連の運動の中で形成されたものであろう。網状鉱石細脈と鉱脈とは、斜長流紋岩の噴出や弧状岩脈の貫入によって示されるとおり、火山の噴出口付近における局所的な擾乱運動と、物理的に割れ目形成に好ましい岩質部分とが結びついて、これらの鉱床の割れ目が形成されたもので、第5図に見られるような鉱脈の分布のみで鉱脈系統の解析には不十分であるが、各鉱脈の方向・鉱脈割れ目の性質ならびに、網状鉱床の鉱石細脈の方向性および弧状岩脈の運動を総合して考察すると、八千代鑛などの NS 系および他の EW 系の割れ目は剪断割れ目、NNE 系の鉱脈群は張力割れ目として岩脈貫入に伴って働いた NNE-SSW 方向の力によって形成されたものと考えられ、相対的に鉱脈の上部にある網状鉱床の割れ目は、下部の鉱脈の割れ目を形成した同じ歪力が熔岩層または岩脈の個々の性質と結びついて形成されたものと考えられる。

土畑鉱床の網状鉱床の形成に関して、今井秀喜 (1959) によれば「地下における岩漿活動の影響の意義が認められ、地下に石英粗面岩が噴出し、その影響が上部に存在

する石英粗面岩中にとくに強く働き、網状の割れ目を惹起したものと解され」ているが、確かに岩漿活動の力学的影響は大きいであろう。しかし本地域のように小繫沢層泥岩類の堆積後に鉱化作用が起こったような場合には、地下の岩漿活動の影響は長期間に広範囲にわたって大規模な構造運動と結びついており、上述のような割れ目の形成と鉱化作用との時期の間にはかなりの時間が経過したものと考えられる。一般に貫入深成岩体内の収縮節理による気成ないし深熱水性網状鉱床(今井 1942)や断層性鉱脈に附随する網状鉱床の場合よりも、土畑鉱床においては、複雑な原因と機構、火山岩体内の潜在歪力と構造擾乱の歪力とが地表下の比較的浅所において作用して、深部に鉱脈型鉱床、浅部に網状型の鉱床割れ目が形成されたものであろう。

4.2 鉱床賦存の諸問題

以上に述べたように、土畑鉱山の銅鉱床群の主体は網状型鉱床であるが、相対的に下部は鉱脈型鉱床に移化していくつかの鉱床の上部、とくに小繫沢層の泥岩類が帽岩の働きをなし、その中にまで鉱化作用の及んでいる場所には黒鉱様の鉱石を伴っている。斜長流紋岩熔岩層および自破砕熔岩・集塊岩層中ならびに流紋岩岩脈中に賦存する網状鉱床は、それぞれの場所における構造に支配されて賦存しており、この場合、下部の鉱脈が鉱液通路としての役割をも果たしたことは明らかである。これらの鉱床の大部分は斜長流紋岩質岩相の川尻凝灰岩部層中に賦存している、他方下部の鉱脈型鉱床は大石層中に及び、さらに広地域にわたって考察すると、大石層および大荒沢層中には多数の鉱脈型鉱床が賦存している(早川 1950, 舟山 1954)。土畑鉱山においては網状鉱床が斜長流紋岩地域に分布することから、同鉱床の生成が斜長流紋岩の活動に成因的關係を結びつけて考察されてきた(坪谷 1925, 1926, 1934, 早川 1950)。鉱床の鉱物学的性質に関しては、本地方の網状鉱床・鉱脈型鉱床ならびに黒鉱様鉱石の間に本質的な差異が認められず、いずれも同種の鉱化作用により形成されたものと考えられ、また斜長流紋岩の分布と鉱床の分布とは必ずしも一致していないことも、本地域の鉱床成因を考察する際に重要なことである。土畑鉱山各地区の鉱体がほぼ南北に並ぶこと、広地域における流紋岩の分布からみて基盤におけるNS系およびNW系の構造線の運動が岩漿活動と鉱化作用の源に影響を与えたものと考えられる。本地方の各地層の分布地帯に形態の異なる鉱床群の賦存することは、地層の層準による鉱床形成の選択性によるよりも、各地層の岩石の物理的な性質の差による割れ目の形成に依存することの方がより大きな原因と考えられ、局所的にみて網状鉱体が凝灰角礫岩中よりも流紋岩中により多

く形成されていることもこの傍証と考えられる。

本地域の鉱床が、小繫沢層下部中にまで賦存していることは、明らかに斜長流紋岩の噴出活動よりもはるかに後の時期に鉱化作用が起こったことを意味し、また sub-volcanic magma chamber 内部における鉱液の分離と濃集の必然性をも考慮すれば、斜長流紋岩それ自身の活動に鉱化作用の起源を直接結びつけることは必ずしも当を得ていないと考えられる。したがって当鉱山地域における鉱化作用の時期に関しては小繫沢層堆積後、すなわち中部中新世以後と考えられ、鉱液の起源に関しては今後の問題である。

5. 結 論

(1) 土畑鉱山地域の地質は、中新統からなり、下部より主として変朽安山岩・中性～塩基性火山岩・火山碎屑岩からなる下部中新世赤島・門前階相当の大荒沢層・中性火山岩・火山碎屑岩からなり、砂岩・頁岩を挟む中部中新世台島・西黒沢階相当の大石層、およびその最上部の斜長流紋岩・火山碎屑岩からなる川尻凝灰岩部層、泥岩・凝灰岩・砂岩・頁岩などからなる中上部中新世女川階相当の小繫沢層、凝灰質頁岩・砂岩からなる上部中新世船川階相当の黒沢層が分布し、小繫沢層は一部不整合、黒沢層は不整合でそれぞれ下位の地層を覆う。

(2) 貫入岩としては地域東方に大荒沢層を貫く岩脈・岩株状の黒雲母角閃石英閃緑岩が、花崗斑岩・石英斑岩の周縁相を伴って現出し、また石英閃緑岩も分布する。

(3) 土畑鉱山の網状鉱床群の中で、上野々地区では5鉱体が斜長流紋岩熔岩層中に、鷲の巣地区では斜長流紋岩の弧状岩脈中に3鉱体、熔岩層と火山碎屑岩中に2鉱体が賦存し、相対的下部に鉱液通路の役割をも果たした数条の鉱脈型鉱床がある。

(4) 上野々鉱床では、比較的急傾斜の熔岩層の形態と火山碎屑岩との岩質の差ならびに一部では層面断層によって鉱体の賦存が規制されており、鷲の巣風倉鉱床では、弧状岩脈内の収縮節理のみでなく、岩質の物理的性質の差と、弧状岩脈の貫入による潜在歪力ならびに湾曲内部地域の小規模ドーム構造と張力割れ目系、剪断割れ目系との組合せによる割れ目の形成が、後の鉱化作用の場所を提供した。

(5) 鷲の巣地区の鉱脈型鉱床の1号鍾・3号鍾において帽岩をなす細粒凝灰岩層に抑えられて、その直下の斜長流紋岩中で緩傾斜の細長い鉱竿状(mantos状)の富鉱部を形成した。

(6) 網状鉱床の鉱石細脈には、各鉱体賦存の場所に対応する微弱な方向性が認められる。この方向性は当該

場所の構造要素と調和を保っている。

(7) 網状鉱床の主要鉱石鉱物は、黄鉄鉱・黄銅鉱で少量の閃亜鉛鉱・方鉛鉱・斑銅鉱を伴ない、上野々鉱床ではとくに二次硫化富化作用が著しく輝銅鉱その他の二次銅鉱を伴なう。鷲の巣地区の鉱脈際の粘土化母岩中には自然銅・赤銅鉱の美晶を産する。

(8) 脈石鉱物は、石英・絹雲母を主とし、場所によって緑泥石・方解石・赤鉄鉱・紫石英・重晶石・石膏を伴なう。網状鉱床の鉱石細脈では僅かに少量の石英が脈石として随伴するほかは他の脈石鉱物に乏しい。

(9) 大荒沢層・大石層分布地区には多数の鉱脈型鉱床が分布しており、網状鉱床は斜長流紋岩質岩石の多い川尻凝灰岩部層中のみに限られて賦存している。これは鉱床割れ目の岩質による差異に基づくものである。

(10) 上記各地の鉱床の鉱物学的性質・鉱化作用の化学性に関しては、鉱床の形態如何にかかわらず本質的な差異は認められない。鉱化作用が、土畑鉱床群の母岩をなす川尻凝灰岩部層の堆積時の斜長流紋岩の活動よりも後期のものであることは、その上位の小繫沢層中にも鉱化作用が及んでいる事実より明らかであって、小繫沢層堆積より以後の岩漿活動にその源を発しているものであろう。

(昭和31年10月, 32年8月~9月調査)

文 献

- 1) Adler, R., W. Fenchel u. A. Pilger: Statistische Methoden in der Tektonik I. Clausthaler Tektonische Hefte, Nr. 2, 57 S 1959
- 2) Bateman, A. M.: Economic Mineral Deposits, 2nd ed., p. 124~125, 1950
- 3) Beyschlag, F., J.H.L. Vogt u. P. Krusch: The Ore Deposits of the Useful Minerals and Rocks, Vol. 1, 1914
- 4) 舟山裕士: 岩手県和賀地方の新第三系下部層に胚胎する金属鉱床の形式と地質構造, 斎藤学報, Vol. 23, p. 4~7, 1954
- 5) 早川典久: 岩手県奥羽山脈の第三系下部層中の鉱床(その1) 金属鉱床の形式に就いて, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 34, (4), p. 113~122, 1950
- 6) 早川典久・舟山裕士・斎藤邦三・北村 信: 北上山地西縁より脊梁山地に亘る地域の新第三系の地質, 岩手県地質説明書, I, p. 1~97, 1954
- 7) Hills, E. S.: Outlines of Structural Geology, 3rd ed. Methuen, p. 153, 1953
- 8) 平林 武: 鷲巣金山, 地質学雑誌, Vol. 12, (136), p. 14~17, 1905
- 9) 市村 毅: 陸中国土畑鉱山, 地質学雑誌, Vol. 23, (279), p. 488, 1916
- 10) 井尻正二: 本邦油田の地質構造の研究, (第1報) 横手・仙人峠間の新第三紀層, 石油技術協会誌, Vol. 9, (2), p. 106~133, 1941
- 11) 今井秀喜: 慶尚南道日光鉱山の地質鉱床, 地質学雑誌, Vol. 49, (586), p. 268~278, 1942
- 12) 今井秀喜: 鉱脈探査に関する二, 三の問題, 日鉱誌, Vol. 75, (855), p. 594~596, 1959
- 13) 石井清彦・植田良夫: 東北日本第三紀花崗岩類 I (和賀地帯横黒線沿線の花崗岩類), 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 39, (2), 43~58, 1955
- 14) 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫・島津光夫: 岩手県の火成岩, 岩手県地質説明書, II, p. 1~50, 1956
- 15) 加藤武夫: 土畑鉱山, 新篇鉱床地質学, p. 283, 1943
- 16) 河野義礼: 本邦産玻璃質岩石の研究, 地質調査所報告, No. 134, 1950
- 17) 菊池徹・岡野武雄・物部長進: 岩手県土畑鉱山銅鉱床調査報告, 地質調査所月報, Vol. 3, No. 3, p. 124~132, 1952
- 18) 菊池徹・物部長進: 岩手県山本鉱山銅鉱床調査報告, 地質調査所月報, Vol. 3, No. 3, p. 132~141, 1952
- 19) 菊池徹: Wall rock alteration の一形式(岩手県土畑鉱山及び山本鉱山付近の例), 地質学雑誌, Vol. 59, (694), p. 343, 1953
- 20) 木下亀城: 翁沢鉱山, 地学雑誌, Vol. 41, (481), p. 184~185, 1929
- 21) 木下亀城: On the "Kuroko" (black ore) deposits, Jap. Jour. Geol. Geogr., 8, (3-4), p. 281~352, 1930
- 22) 木下亀城: 岩手県和賀地方の黒鉱々床の現況, 九州鉱山, Vol. 13, 1941
- 23) 木下亀城: 本邦の金属鉱床, 3. 黒鉱鉱床, p. 1~263, 1944
- 24) 北村 信: 東北地方における第三紀造山運動について一奥羽脊梁山脈を中心として一, 東北大地古邦文報, 49号, p. 1~98, 1959
- 25) 黒瀬信虎: 土畑鉱山探査の現況, 日鉱誌, Vol. 75, (855), p. 659~663, 1959
- 26) 村山賢一: 7万5千分1地質図幅および説明書,

- 横手, 1937
- 27) 室住正義: 岩手県和賀郡土畑鉱山電気探鉱調査,
地質調査所月報, Vol. 1, No. 1, p. 52~
55, 1950
- 28) 西和田久学: 鷲の巣金山に就いて, 地質学雑誌,
Vol. 15, (174), p. 99~106, 1908
- 29) 大橋取司: 土畑鉱山に於ける電気探鉱結果——特
に地表自然電位分布の立体性について,
物理探鉱, Vol. 6, (2), p. 128, 1953
- 30) 大津秀夫・砂川一郎・高橋 清・種村光郎・郷原
範造: 岩手県土畑鉱山の黒鉱式(網状型)
銅鉱床群について, 第1報, 白土鉱床の
構造, 地質調査所月報, Vol. 10, No. 7,
p. 567~574, 1959
- 31) de Sitter, L. U.: Structural Geology, p. 263~
265, McGraw Hill, 1956
- 32) 坪谷幸六: 陸中国土畑鉱山付近の地質および鉱
床, 地質学雑誌, Vol. 32, (376), p. 4~
27, 1925; Vol. 33, (389), p. 33~55,
1926
- 33) 坪谷幸六: 東北日本に於て斜長流紋岩に関係ある
二, 三の鉱脈に就て, 地質学雑誌, Vol.
41, (489); p. 302~304, 1934
- 34) 渡辺万次郎: 岩手県土畑鉱山付近に於ける玻璃質
岩石の産状, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol.
20, (3), p. 137~138, 1938
- 35) 渡辺万次郎: 岩手県に於ける所謂黒鉱式鉱床につ
いて, 商工省鉱研報告, No. 2, 1949