

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

Title	南越鉱山の地質と鉱床の形成
Author(s)	佐々木, 伝一
Citation	広島大学地学研究报告, 17 : 1 - 25
Issue Date	1968-03-30
DOI	
Self DOI	10.15027/52876
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052876
Right	
Relation	



南越鉱山の地質と鉱床の形成

佐々木 伝 一

The Geology and Vein Formation of the Nan-etsu Mine, Niigata Prefecture

By

Den-ichi SASAKI

ABSTRACT : The Nan-etsu Mine is situated about 12 km west of Muika-machi in the southern part of Niigata Prefecture.

The prevailing rocks in the environs of the mine are composed of a part of the Palaeozoic formations including clayslate, sandstone, chert and pyroclastic basic rocks, as well as of an older intrusive, i.e. hornblende-gabbro, intruding the former.

Both the Palaeozoic formation and hornblende-gabbro are converted to hornfels by intrusion of stocks of the younger biotite granite named Daikura granite and Kuromata granite.

Dyke rocks of porphyrite, quartz-porphry and dacite distributing in the district are assumed to have been derived from the source similar to that of the younger intrusive.

The principal ore deposits are classifiable into a sort of hypo- or mesothermal fissure-filling veins, developing along the faults with ENE trend and fissures accompanied.

The related ores consist mainly of sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrrhotite, pyrite and arsenopyrite, associated with small amount of magnetite, cubanite, tetrahedrite and marcasite.

In many deposits such as Daikura, Mikagura, Hinata, Arayama, Hinokigura, Matagoro and Kōgai distributing widely around the stocks of the Daikura and Kuromata granites, the principal veins are found running along the dykes, especially of dacite or quartz-porphry, pointing to their formation during the latest stage of younger igneous activity.

目 次

- I 緒 言
- II 位置, 交通, 地形
- III 地 質
 - A 地質の概要
 - B 岩 石
 - 1 古期岩類
 - 2 新期火成岩類
- IV 鉱 床
 - A 鉱床の分布
 - B 鉱床の構成鉱物
 - C 母岩の変質作用
 - D 鉱石鉱物の帯状分布
 - E 切羽, 露頭における鉱石の産状と胚胎の機構

- F 各鉱床地区の断層裂罅と鉱床との関係
- V 新期火成活動と鉱床形成との関係
 - A 新期火成岩類の貫入様式
 - B 石英安山岩と鉱脈との関係
 - C 新期火成活動と鉱床の形成についての考察
- VI 結 語
- 文 献

I. 結 言

南越鉱山は、著しい積雪地、きわめて峻嶮な地形という立地条件に妨げられて、近年まで全く未開発の状態に残されていたが、探査作業は、昭和31年緒に着いて以来、開発を前提として計画的にしかも組織的に実施された。昭和35年には地表調査を主体とする作業はほぼ一段落となり、その後本格的な企業化が進展し、現在にいたっている。

主要開発進入路である城内第一通洞（延長3,800m）は昭和35年5月に完成し、それに引続いて各鉱床地区で本格的探鉱開発作業を実施中である。また昭和38年6月より銅、鉛、亜鉛、硫化鉄鉱を採取する試験選鉱場が建設され、試験操業を実施終了し、昭和40年春より粗鉱毎月5,000tの生産を開始するにいった。

なお新潟県と群馬県の境界をなすこの山岳地域には、ほかにもこれと同種と目される鉱脈鉱床の存在が知られている。

筆者は当初より現地調査を担当したが、第一段階の調査を終了したので、ここにその結果をまとめ、かつ地質環境と鉱床賦存の状態より鉱床形成についての考察を試みた。

謝 辞

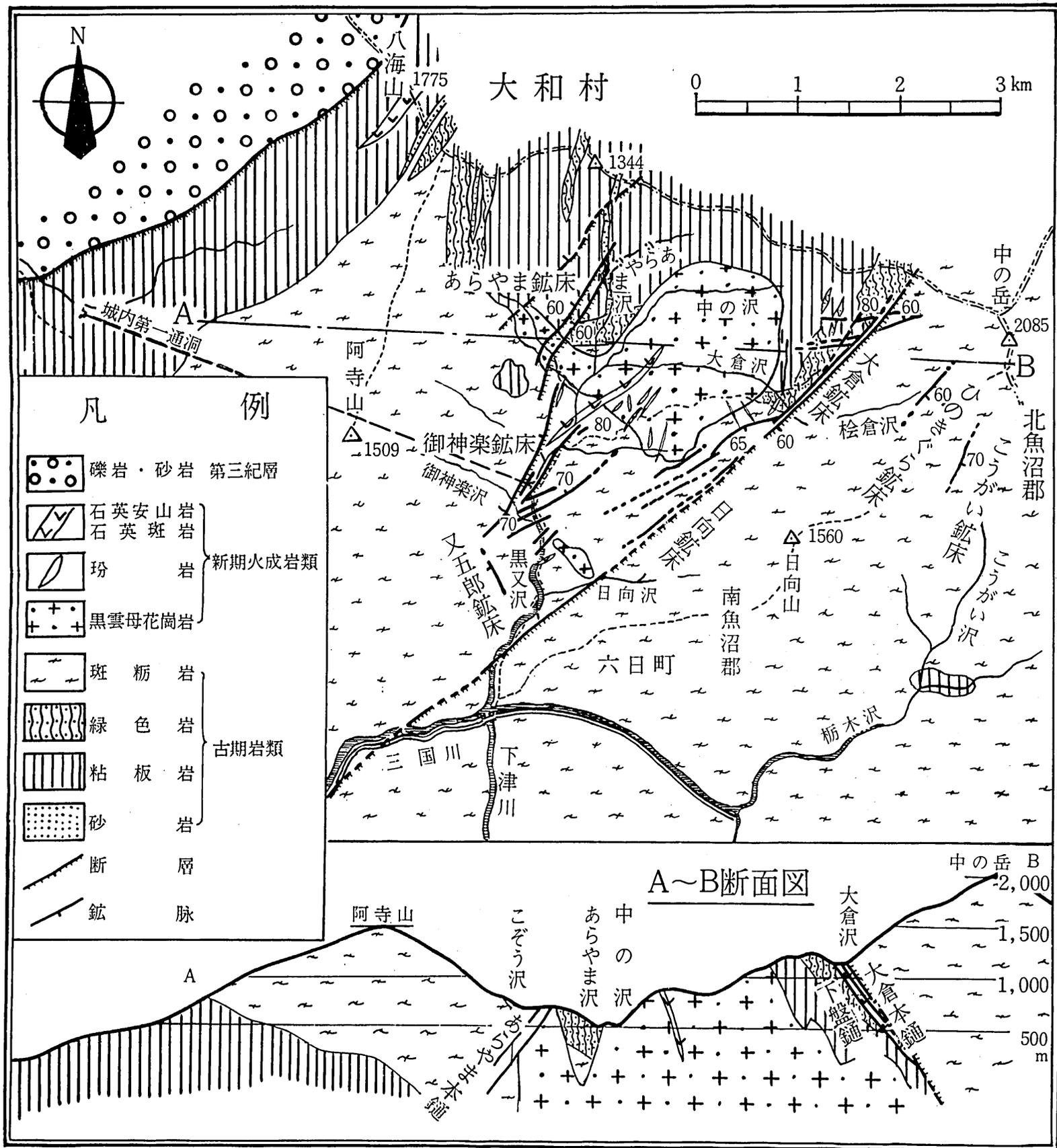
昭和32年7月～8月木野崎吉郎教授は、当地域が前述のようにきわめて峻嶮であり、その調査は困難を伴うものであったが、ほとんど主要鉱床地区全般を調査され、現地で貴重な御教示を賜わり、その後も引続き御指導を仰いだ。

また今井秀喜教授、梅垣嘉治教授、秀敬博士、竹田英夫博士、添田晶博士にも御懇切な御教示をいただいた。

本鉱山の調査にあたって、当初より積極的開発推進の方針を堅持された東邦亜鉛株式会社に対して敬意を表するとともに、開発初期の鈴木豊氏、白木只儀氏、前根文治氏、近くは古賀松二氏、荒木靖博氏、吉田寛氏には現地において調査作業の実施に深い理解と温かい配慮を賜わった。また調査作業には、西原元男氏、遠藤英夫氏、矢野勝美氏、入江巖氏はその労を共にされた。ここに厚く謝意を表する。

II. 位置、交通、地形

南越鉱山は新潟県南魚沼郡六日町宇山口にあり、上越線五日町駅より12km、または六日町駅より15kmの距離にある。鉱床の分布する地域は、新潟県と群馬県との県境に近い山



第2図 南越鉱山地質鉱床図

いずれも鉾脈胚胎の場となっている。

鉾床地域に分布する諸岩類相互の関係は第1表のようにまとめられる。

B. 岩 石

1. 古期岩類

粘板岩

この地域の古生層のうち最も卓越して分布するもので、一般に明瞭な層理を示し、暗灰色ないし暗黒色を呈する。その一部では、城内第一通洞広堀坑口に近い部分でみられるように砂岩と縞状の互層をなすもの、大倉沢地区でみられるように緑色岩と細かい互層をなすものなどがあり、また緑色岩質粘板岩ともいえるものや砂質粘板岩もある。一般にその成層は追跡できる。水無川（鉾床地域の北部）では、背斜の軸部にあたる部分で微褶曲の発達したものが、既述のように微弱ながら広区域変成作用を受け、他の古生層岩類および斑斨岩とともに準片岩質となっている。また主要鉾床の分布地域である大倉花崗岩の周辺地区においては、さらにその貫入に伴う熱変成作用を受け、ホルンフェルス化している。熱変成作用を受けた岩石には、鏡下では炭質物、黒雲母、石英、斜長石、時にはさらに白雲母、少量のカリ長石、ザクロ石、電気石が認められる。まれに緑簾石や陽起石の認められることもある。

珪岩

珪岩は緑色岩に伴われて小規模に産出する。緑色岩の緑辺部に存在するものと成層した緑色岩中に混在するものがある。この場合、緑色岩とは漸移する関係をもっている。その組成鉱物は、熱変成作用を受けた岩石では、石英の他、黒雲母、透輝石、普通角閃石、斜長石、ザクロ石、その他緑簾石、緑泥石等がみられる。これら鉾物の種類や量は場所や縞によって異なる。

砂岩

全般にその分布が少なく、あらやま沢地区および北部水無川地区と城内第一通洞の広堀坑口に近い部分にみられる。灰白色で前二地区では層厚数 m を示すが、後者では粘板岩と薄く互層している。

構成鉱物には、残留鉾物として主に石英と斜長石が認められ、熱変成作用を受けた部分の変成鉾物には石英、長石、緑色普通角閃石、黒雲母、チタン石が認められる。

緑色岩

この地域の古生層中で粘板岩について多く分布し、輝緑凝灰岩質のものと輝緑岩質のものがある。前者では一般に層理が発達し、粘板岩と互層しているもので、後者では粘板岩などの層理方向にそって舌状にのび、岩床に近い形態を呈する。細かくみると、粘板岩の層理を切っているので貫入岩体と考えられる。緑色岩の分布は大倉沢、あらやま沢等斑斨岩の周辺部に卓越しているが、珪岩層と混在して成層したものは、主要斑斨岩体の北側に広く分布している。大倉沢鍛冶場尾根の対岸にみられる緑色岩（輝緑岩質）は、少なくとも肉眼的には細粒の斑斨岩に漸移するかに見える。輝緑岩質のものはその分布と漸移関係から斑斨岩の周辺相とみなされる。その構成鉱物は陽起石、斜長石（曹長石質）、緑泥石、石英であり、パンペリー石の認められる部分もある。熱変成作用を受けた部分では、普通角閃石と斜長石が主要構成鉱物となる。一部では透輝石、緑簾石、緑泥石あるいは黒雲母が多少形成されている場合もある。貫入状緑色岩と成層状緑色岩の分布には親近性があり、またいずれも珪岩を伴

っていることから同一火成活動によるものと考えられる。

斑 斨 岩

斑斨岩は広い分布を示し、その下底に緩傾斜の部分がみられることは、本岩体の貫入形式を考える上に注目すべき事実である。本岩体は岩相の変化に富み、細粒のものから斑斨岩質ペグマタイトといえる粗粒のものまであり、一部には流理構造が認められる。また岩質は閃緑岩質、角閃石岩質、一部には橄欖岩質の部分もあり、非常に複雑な岩体である。貫入に伴う壁岩への熱変成作用の形跡は認められない。本岩体は古生層堆積岩とともに軽度の広区域変成作用のほか、花崗岩貫入による熱変成作用を被っている。

主要な構成鉱物は緑色角閃石と斜長石で、時に普通輝石の残留が認められる。斜長石は一般に曹長石質化している。少量の緑泥石、緑簾石の生じているものもある。岩質的には変斑斨岩である。熱変成作用を被ったものの中には一部で細粒黒雲母の形成が認められる。

本岩体は既述のように巨晶質部の含まれる貫入岩体と考えられる。しかし一般に中粒、細粒の部分が多く、壁岩には熱変成作用を及ぼしていないこと、また緑色岩が本岩体周縁部の大倉沢やあらやま沢に多く分布すること、本岩体の縁辺部で緑色岩に漸移するようにみえることなどから、本岩体は古生層中に介在する緑色岩と同一の火成活動の所産で、古生層の堆積時に引続いた時期に浅処に貫入したものと推定される。

西南日本に分布する“夜久野塩基性岩類”は、中沢圭二 (1958)、光野千春 (1959) らによると、主に三郡変成帯の南縁に沿って分布し、その一部は変成帯の内部にも分布している。この地域の斑斨岩はその“夜久野塩基性岩類”に対比されるものではないかと考えられる。

蛇 紋 岩

大倉沢の大倉断層の剪断帯にそって分布している。構成鉱物には板温石のほか滑石、炭酸塩鉱物、磁鉄鉱が認められる。

このほか、斑斨岩中の橄欖岩質部が断層などの剪断作用によって蛇紋岩化したものがある。この種のもは剪断現象を伴うもので、その一部に斑斨岩の組織の残留する部分が含まれていることがある。

2. 新期火成岩類

黒雲母花崗岩

古期岩類中に貫入した比較的小規模な岩体で、大倉沢、黒又沢、三国川上流、三国川先の淵、水無川地区など数箇所に分布する。これら全般の分布については方向性のある配列は見出せない。

大倉花崗岩は、現在開発中の鉱床地区の中心地区に貫入しているもので、露出面積は約 2 平方 km である。その形態についてはこの種岩体のうち最もよく解明されている。大倉花崗岩岩体の東側貫入壁は、大倉沢の北岸の断崖では高さ 300m にわたって追跡されるが、その貫入壁は東へ 64° の傾斜で岩体の外側に傾斜している。南側貫入壁は、もちば沢では地表で南へ約 80° の急傾斜であり、その下部はもちば 310m 坑立入および地表下約 500m の第二通洞で確かめられ、65° 以上の急傾斜で岩体の外側に傾斜している。したがって大倉花崗岩体は、少なくとも東側の大倉沢より南側のもちば沢地区においては緩傾斜の裾広がりではなく、急傾斜の貫入壁をもった岩株である。また壁岩との境界は比較的明瞭単純なもので

あること、周辺部に著しい混成岩の発達もなく、周辺の岩石に与えた熱変成作用も比較的軽微であること、花崗岩体の一部には花崗斑岩質の部分も認められることなどより、この岩体は比較的浅処に貫入した深成岩体であると判断される。この地区北方の水無川地区（大倉鉾山北部）の同種花崗岩は八海山より水無川地区に分布する第三紀層の基底礫岩とみなされる礫岩中に貫入している。よってその貫入の時代は第三紀と考えられる。

この種の花崗岩は一般に中粒の灰白色を呈し、大倉花崗岩はその東部および西部地区の突起部分や周縁部近くではやや普通角閃石が多く認められる（部分的に花崗閃緑岩質となる）もので、主要構成鉱物は石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、普通角閃石である。これら黒雲母花崗岩は、その貫入体の分布形状より鐘状貫入体と考えられる。

玢岩

玢岩は他の岩脈に比べて最もその数が多く、広い範囲にわたって岩脈状に分布している。大倉沢中部西岸のものはむしろ安山岩質なものであるが、花崗岩貫入による熱変成作用を受けている。しかし大部分の玢岩は花崗岩貫入後のもので、花崗岩体中およびその周辺地区に多く貫入している。とくに花崗岩体中のものには、閃緑玢岩といえる結晶度の高いものが多い傾向がある。玢岩岩脈は石英安山岩の岩脈に切断されている関係もみられ、花崗岩に伴われたとみなされる諸岩脈中最も早期に貫入したものである。岩脈は一般に規模が小さく、その幅は数m以下で、また連続性に乏しい。明瞭な貫入壁を有する。完晶質斑状組織を呈し、主要構成鉱物は斑晶石基とともに普通角閃石と斜長石で、少量の黒雲母の含まれる場合もある。石基の細隙に石英とカリ長石の生じている場合も認められる。

石英斑岩

黒又沢地区および大倉沢地区の鉾床地域で岩脈状の貫入がみられる。新期火成岩類の岩脈の中では石英斑岩脈の数が最も少ない。城内第一通洞の黒又沢側坑口付近から黒又沢に斜交してENEに走り、大倉花崗岩中に延長し、中の沢に達するものは、最も大きい岩脈で、岩脈幅は10~15m、延長は1.5km以上に達する。構成鉱物では、斑晶は石英、斜長石、少量のカリ長石よりなり、石基は微細な石英、カリ長石と少量の斜長石よりなる。熱水変質を受けた部分には緑泥石、緑簾石、絹雲母、炭酸塩鉱物が生じている。

石英安山岩

大倉花崗岩体の周辺地区にあたる大倉沢、もちば沢、黒又沢の各地区に岩脈状に貫入分布している。大倉花崗岩体の中と大倉花崗岩などの花崗岩体よりはなれた地域にはその貫入が認められない。小規模の岩脈ではあるが延長するものが多く、後述するように鉾脈胚胎の断層・裂隙にそい、鉾脈に先駆貫入している。斑晶はほとんど存在せず、まれに斜長石の微斑晶が認められる場合がある。一般に熱水変質を受けたものが多く、構成鉱物は微粒のアルカリ長石（斜長石）、石英の外に、場所により緑簾石、緑泥石、絹雲母などが認められる。

以上の玢岩、石英斑岩および石英安山岩の貫入の性状についてはさらに後述する。

付記 本文中の黒雲母花崗岩の時代に関しては、その後、河野義礼・植田良夫（1961）が南越鉾山第二通洞 1870m 地点の大倉花崗岩について K—A 法により年代測定し、その結果は 57×10^6 年で、かつこの標本は熱水変質作用が認められるので年代値が若かえったと思われるとの見解を述べている。この測定値は古第三紀始新世に入る。この値から考えると、水無川地区に分布する礫岩の時代はこの値よりも古いはずであり、魚野川の東側に分布する

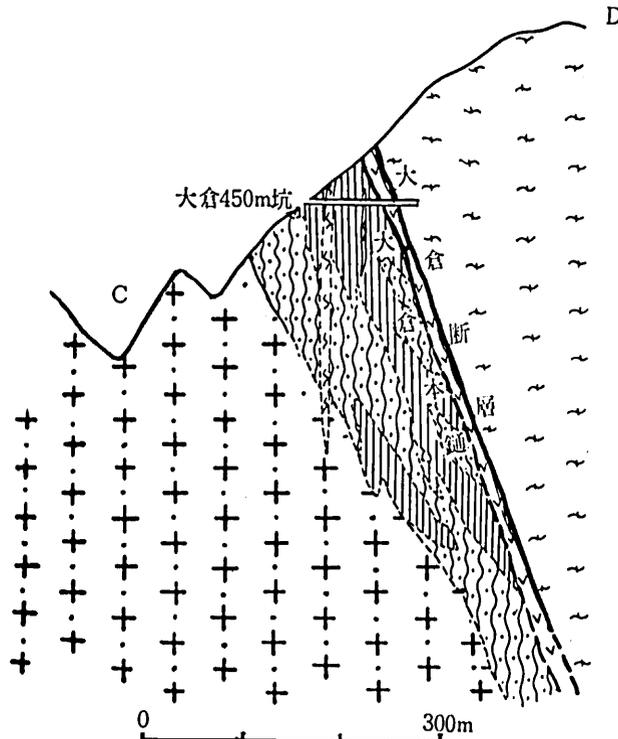
第三紀とされている地層の時代については再検討を要する。

河野義礼・植田良夫 (1961) : 本邦産火成岩の K—A dating (IV)—東北日本の花崗岩類一。岩鉱, 56, (2), 41~55.

IV. 鉾 床

A. 鉾床の分布

鉾床は大倉花崗岩体の周辺地域に主として分布し、前述の古期岩類および新期火成岩類中に存在する裂隙に胚胎した鉾脈鉾床である。

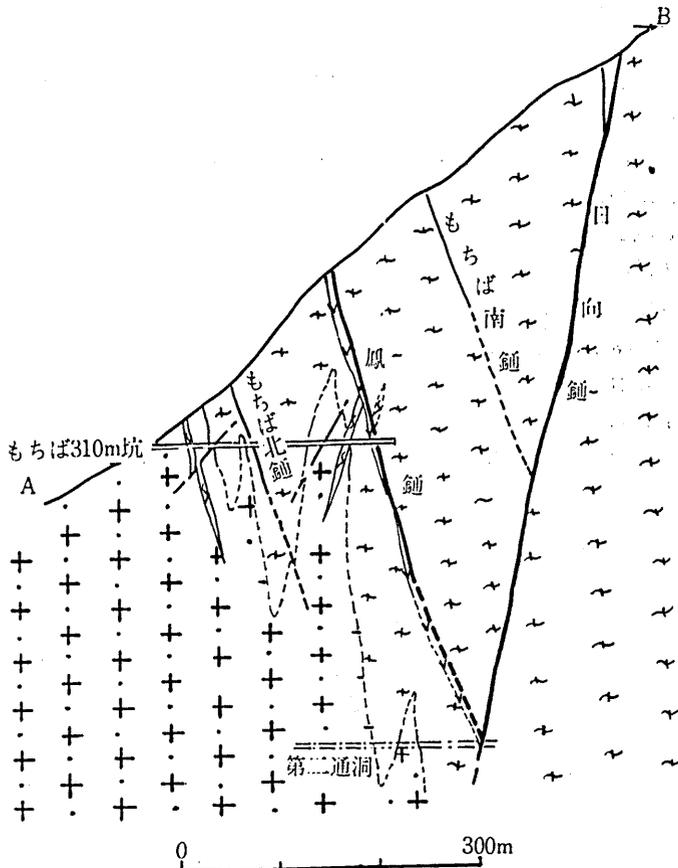


第3-2図 大倉本鉾南部C—D断面図

これらの鉾床の露頭は、中之岳と八海山を結ぶ稜線付近より南側の黒又沢およびその枝沢にかけて広範に分布している(第1図および第2図参照)。露頭の高さは標高 1,700m の高所より標高 450m の低所にわたっている。南越鉾山の鉾床は、分布する地域ごとに大倉鉾床、御神楽鉾床、もちば鉾床、日向鉾床、あらやま鉾床、ひのきぐら鉾床、こうがい鉾床および八衛門沢鉾床などと呼んでいる。

これら鉾床は、ENE—WSW に並走する大倉断層、あらやま断層、日向断層などの主要断層とこれらに付随する多くの断層裂隙に胚胎する。

諸鉾床の中で、比較的優勢な露頭が数多く存在する大倉鉾床、御神楽鉾床、もちば鉾床、



第3-3図 もちば鉾床地区A—B断面図

日向鉾床およびあらやま鉾床は、大倉花崗岩株をとりまいて、その貫入壁より500m以内に分布し、これらの鉾床の露頭の全延長は既知鉾床露頭のほぼ80%にあたる。

またこれらの鉾床の賦存する地域は、多くの玢岩、石英斑岩および石英安山岩の貫入地域であり、主要鉾脈の多くは石英斑岩および石英安山岩の岩脈と密接な関係をもって分布している。

現在当面の開発対象となっている鉾床は御神楽鉾床、もちば鉾床、日向鉾床および大倉床であって、それらの地表調査による鉾床別の主要鉾脈数と露頭延長の集計は第2表の如くである。

第2表 各鉾床における主要鉾脈数と露頭延長の集計表

鉾床別	主要鉾脈数	露頭延長の集計
大倉 鉾床	9	1,270m
御神楽鉾床	8	980m
日向 鉾床	1	700m
もちば鉾床	2	410m
合計	20	3,360m

B. 鉱床の構成鉱物

鉱石の主要な構成鉱物は閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱および硫砒鉄鉱であり、脈石は石英および方解石である。

現在開発中の大倉鉱床大倉本鍾北部および御神楽鉱床東五号鍾の鉱物構成とそれらの品出順序は、鏡下では次のようである。

まず、磁鉄鉱、黄鉄鉱 (I)、硫砒鉄鉱、次いで、磁硫鉄鉱、閃亜鉛鉱、キューバ鉱、黄銅鉱等の比較的高温の鉱物が品出し、引きつづいてやや低温の方鉛鉱、四面銅鉱の品出が行なわれた。大倉銅沢本鍾や御神楽東五号鍾の一部の鉱石には、磁鉄鉱や星型閃亜鉛鉱 (黄銅鉱中に認められる)、さらに閃亜鉛鉱中には高温の離溶組織とみなされる懸滴状黄銅鉱、キューバ鉱が観察される。これらの鉱物構成および組織により、本鉱山の鉱床は比較的高温の条件下で形成されたいわゆる深一中熱水性の鉱床であると判断される。各鉱床の各鉱脈において上記の鉱物構成は、それらの量比には変化があるが、全鉱床を通じてほぼ一様である。

第3表 鉱石鉱物の品出順序

鉱物 \ 品出期	早期品出	後期品出
磁鉄鉱		
黄鉄鉱 (I)		
硫砒鉄鉱		
磁硫鉄鉱		
閃亜鉛鉱		
黄銅鉱		
キューバ鉱		
方鉛鉱		
四面銅鉱		
白鉄鉱		
黄鉄鉱 (II)		

C. 母岩の変質作用

鉱液の上昇に伴う母岩の変質作用は一般に微弱であり、かつ鉱脈の優勢度に比例している傾向がある。また鉱脈の下部および上部とみなされる部分では、母岩の変質作用が比較的顕著である。大倉本鍾の脈勢の優勢な部分で母岩の緑色岩および石英安山岩の変質をみると、外側より鉱脈に近接するにつれて滑石化作用、絹雲母化作用から脱色作用、珪化作用、緑泥石化作用へと主体となる変質作用に変化が認められる。また滑石化作用、脱色作用は、蛇紋岩、斑斕岩、緑色岩の地域に多く見られるようである。そして多くの場合、上記の各変質作用

のうち 2~3 種の変質作用が認められることが多い。なお滑石化作用には、上記のように鉍化作用に伴われたもののほか、黒又沢枝沢の小僧沢でみられるように花崗岩貫入壁に近接した斑柘岩中に数 10m にわたって認められるものもあるので、一概に鉍液上昇に伴われたもののみではない。

御神楽断層の北方延長部にあたる小僧沢においては、方鉛鉍を主とし少量の閃亜鉛鉍を伴う細脈がある。その細脈には磁硫鉄鉍などの比較的高温で形成されたと考えられる鉍物は認められないので、鉍脈の上部末端と考えられる。この部分では、鉍脈を胚胎した断層の両盤には顕著な粘土化作用が幅数 m にわたっている。また中の沢上流部には顕著な粘土化を伴った裂罅群があり、それらの一部には連続性に乏しい磁硫鉄鉍と黄銅鉍の混在する鉍脈がある。この地域は大倉花崗岩体内にあたるもので、一般的に鉍床の下部が露現しているものと判断される。また傾向として、石英の多い鉍脈の場合には珪化作用が比較的顕著であり、硫黄鉍物特に磁硫鉄鉍の多い鉍脈の場合には緑泥石化作用が顕著である。

このように、母岩の変質には母岩の種類、鉍床の優勢度、鉍脈の組成、鉍脈の深度等によって差異が認められる傾向がある。

D. 鉍石鉍物の帯状分布

鉍床は主に大倉花崗岩の周辺地域に分布しており、岩体内では、北縁の貧弱なものを除くと、まとまった鉍床の分布はみられない。すなわち岩体内には少数の不毛石英脈が認められるが、小規模のものであり、かつ岩体の中心に近い部分ではほとんど認められない。これらの石英脈にはまれに硫砒鉄鉍の小粒が介在することがある。前述の中の沢地区にみられるように、顕著な粘土化作用・黄鉄鉍化作用を伴い、磁硫鉄鉍・黄銅鉍を鉍染している裂罅群は、本花崗岩体の北縁部に近く存在するものである。そしてそれは前記の城内第一通洞黒又坑口付近より中の沢へのびる ENE 方向の石英斑岩岩脈の西側にあたる位置にある。このように花崗岩の内部と周辺部では鉍脈の鉍物構成に差異が認められる。

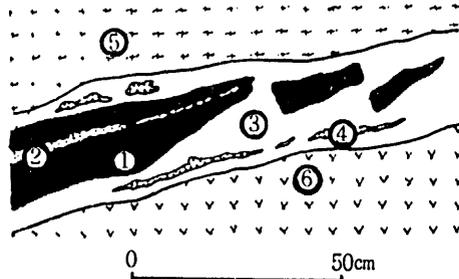
しかし本岩体周辺に分布する各鉍床の鉍物構成を検討してみると、それらの各鉍脈は本岩体よりの距離に応じて高温型より低温型への変化を示しているとは見なされない。例えば、本岩体の南東側において、貫入壁よりほぼ等距離に分布しているもちば鉍床鳳上盤鍾の場合、同上裂罅中に磁硫鉄鉍の卓越する鉍脈と方鉛鉍・閃亜鉛鉍に富み、少量の磁硫鉄鉍の混在する鉍脈とが近接して胚胎しているのが認められる。このように鉍物の共生関係より比較的高温形成とみなされる鉍物組成の鉍脈と比較的低温形成と考えられる鉍脈とが近距離にあるものや、さらに同一裂罅に重複して胚胎している例も多く、その帯状分布は明瞭でない。

一方、西一号鍾においては、各鉍体とも上位では方鉛鉍に富み、閃亜鉛鉍は比較的少ないのに対して、下部坑道にいたるにつれて方鉛鉍が減少、閃亜鉛鉍の増加と磁硫鉄鉍の混在も認められる。

このように鉍脈には、磁硫鉄鉍の多い鉍体と、それに比較して低温形成の方鉛鉍、閃亜鉛鉍の卓越した鉍体とが共存する複合鉍脈が多いが、単一鉍体について鉍物組成の分布をみると、低温形成の鉍物組成より高温形成のそれへと変化する傾向が認められる。このように鉍脈が重複胚胎していることは、この地域の鉍床の帯状分布を複雑なものとしている。

E. 切羽、露頭における鉱石の産状と胚胎の機構

本鉱山の鉱床は、後述するように、新期火成活動に伴われて形成されたと考えられるが、各鉱床の鉱脈についてみると、帯状分布は明瞭でないことが多く、また切羽において観察される鉱脈は多くの場合複合脈で、単上昇鉱化作用 (mono-ascending mineralization) によって形成されたものではないことを示している。

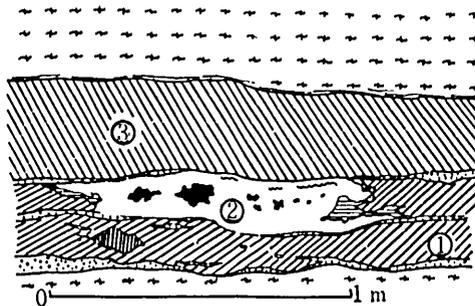


- | | |
|---------------|-------------|
| ① 方鉛鉱，閃亜鉛鉱の鉱塊 | ② ①鉱塊中の石英質部 |
| ③ 不毛方解石 | ④ ③の中の晶洞 |
| ⑤ 粉斑岩（壁岩） | ⑥ 石英安山岩（壁岩） |

第4図 重複して胚胎した鉱脈(1)

(西一号鍾0m坑22号上向探掘切羽天盤)

第4図は御神楽鉱床西一号鍾0m坑22号探掘切羽における天盤のスケッチである。ここでは方鉛鉱，閃亜鉛鉱の鉱脈がblock化し，その後の方解石脈によってとりこまれていることを示している。



磁硫鉄鉱	黄銅鉱	方鉛鉱
------	-----	-----

母岩塊	閃亜鉛鉱	石英
-----	------	----

上記の細粒な各鉱物が混合した鉱脈

- | |
|-------------------------|
| ① 磁硫鉄鉱部（少量の黄銅鉱，閃亜鉛鉱が混在） |
| ② 石英中に閃亜鉛鉱が斑状に混在する部分 |
| ③ 石英，磁硫鉄鉱，閃亜鉛鉱が混在する細粒部 |

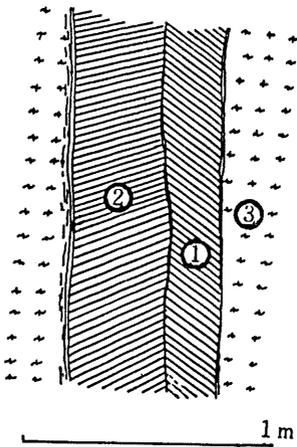
第5図 重複して胚胎した鉱脈(2)

(西一号鍾0m坑20号探掘切羽天盤)

第5図は同坑20号探掘切羽における天盤スケッチである。図の下半部（上盤側）では磁硫

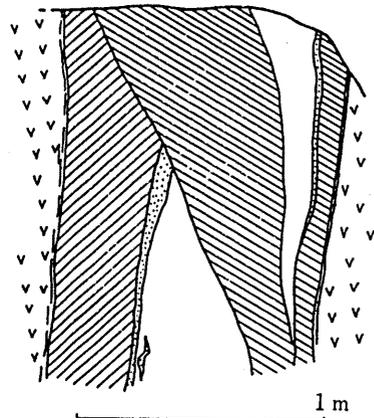
鉄鉾とその周辺部に閃亜鉛鉾，黄銅鉾，石英が順次品出し，その間隙部を方鉛鉾の細脈が晶出充填しているが，上半部（下盤側）では比較的細粒な磁硫鉄鉾，閃亜鉛鉾，黄銅鉾，方鉛鉾および石英が混り合っている。両者間には鉾物の種類および量比に大差は認められないが，明瞭な境界をもって鉾物の粒度，集合状態に差があるので，おそらく両者の形成時期に若干の差があり，かつその間に裂隙の開裂があったと推定される。

第6図は東五号鉾東部0m坑の鉾押引立のスケッチである。図上で鉾脈には右半部と左半部で構成鉾物の量比に差異があり，両者の間には明瞭な境界がある。すなわち左半部では磁硫鉄鉾から変化したと考えられる白鉄鉾中に閃亜鉛鉾が斑状に混在しているのに対して，右半部は方鉛鉾，閃亜鉛鉾よりなり，少量の磁硫鉄鉾を混在するもので，その結晶粒度も前者に比較して大きい。両者の境界は明瞭であるが断層とは認められない。よって両者は胚胎後の断層による転移によって重複したのではなく，一方の鉾脈胚胎後その盤きわが開裂し，別に鉾液の上昇沈澱があったものと解釈される。



- ① 方鉛鉾，閃亜鉛鉾を主とする鉾脈
- ② 白鉄鉾中に閃亜鉛鉾が斑点状に混在する鉾脈
- ③ 壁岩（斑岩）

第6図 重複して胚胎した鉾脈(3)
(東五号鉾東部0m坑引立図)



- 暗褐色 赤褐色 白色粘土 石英 石英安山岩
- 褐鉄鉾 褐鉄鉾

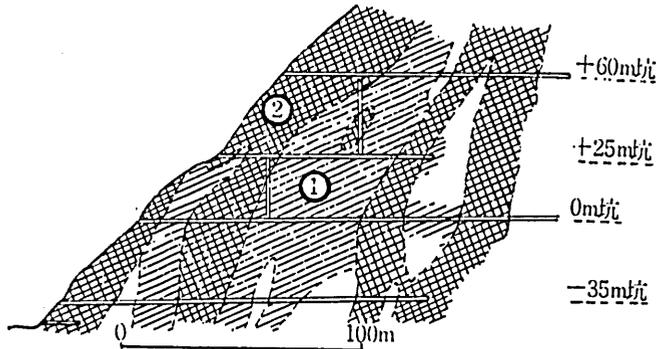
第7図 重複して胚胎した鉾脈(4)
(鳳鉾かけす沢1号掘割側壁)

第7図はもちば鉾床鳳鉾^{おおとり}かけす沢1号掘割の側壁スケッチである。この場合は露頭部であるため鉾脈は酸化溶脱されて褐鉄鉾となり，以前の状態を識別することはできないが，褐鉄鉾は部分的色調を異にしており，酸化溶脱前の鉾物構成の差異を示すものかもしれない。この場合石英脈および赤褐色褐鉄鉾鉾脈形成の後，裂隙の開裂があり，暗褐色の褐鉄鉾鉾脈の胚胎があったものと解される。

第8図は現在比較的開発の進展している御神楽鉾床東五号鉾の走向方向の断面図である。①（斜線部）は磁硫鉄鉾を主とし，閃亜鉛鉾と少量の方鉛鉾が混在する鉾脈の部分であり，多くは断層破砕礫を混在するいわゆるガリ鉾脈からなる。②（格子模様部）は方鉛鉾，閃亜鉛鉾，黄銅鉾，磁硫鉄鉾および硫砒鉄鉾よりなる緻密鉾脈部で，両者の境界は第6図で示し

た如くであり、両者は量比を異にする。

このような現象から、鉍液の上昇沈澱はそれ以前に開裂していた裂隙に連続的に進行したのではなく、その上昇中においても裂隙の開裂および再開裂を伴いながら、間けつ的に行なわれたと推定される。



- ① 磁硫鉄鉍を主とし、閃亜鉛鉍を混在する低品位鉍部
 ② 方鉛鉍、閃亜鉛鉍、黄銅鉍、磁硫鉍よりなる高品位鉍部
- 第8図 御神楽鉍床東五号鍾における鉍脈の胚胎区分

KUTINA(1957)は、Pribram 鉍山の Ethelbelt vein の調査結果に基づいて、従来 W. H. EMMONS (1936) の普遍的鉍液による帯状分布の理論に反論し、むしろ帯状分布の不完全な場合の例が多いのは鉍液の多上昇 (poly-ascending) によるものと説明している。また SMIRNOV (1960) は、鉍液は裂隙の開裂および再開裂を伴って断続的上昇 (interrupted ascending) をするものとし、それは鉍液溜 (ore-giving basin) の脈搏活動 (pulsing activity) によるものと推定している。

南越鉍山における帯状分布については、露頭および坑内で断片的にしか把握されていないが、きわめて複雑なようである。上述したように、本鉍床の形成は、概括的には一元的に考えられるにもかかわらず、各脈については、重複して胚胎した形跡が多く認められる。すなわち本鉍床の帯状分布は、KUTINA (1957) の主張するように、鉍液の多上昇によって形成されたものと考えている。

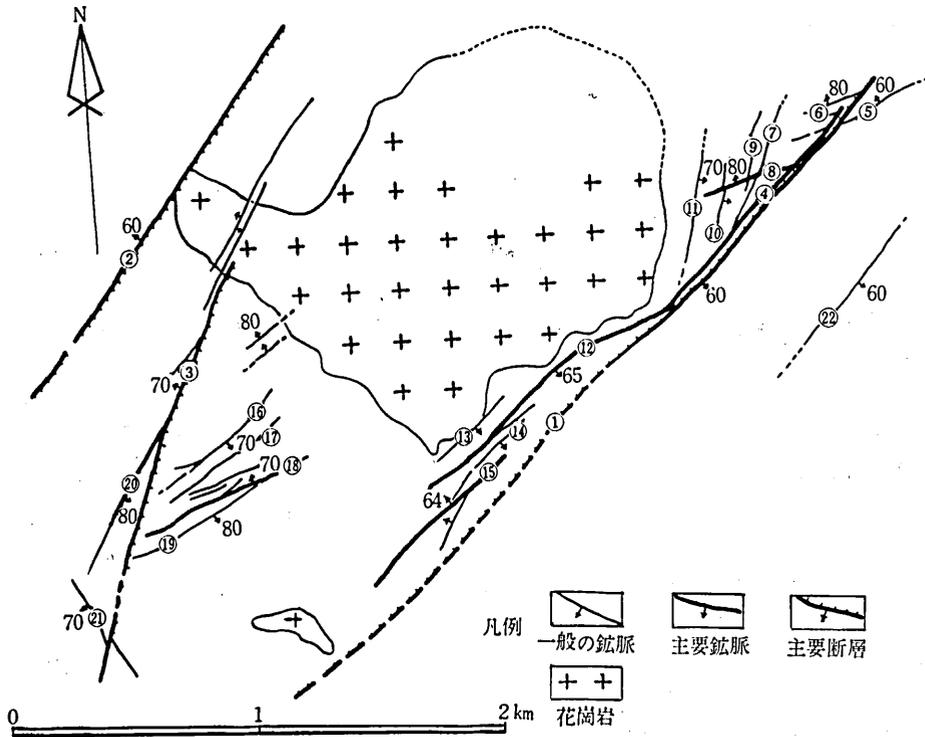
F. 各鉍床地区の断層裂隙と鉍床との関係

主要鉍床は大倉花崗岩体の周辺地域に分布し、各鉍床を胚胎する断層裂隙もまた同岩体の周辺地区で発達している。その主要なものは ENE—WSW にのびるもので、花崗岩体の東側には大倉断層、ひのきぐら断層が並走し、南側には鳳鍾断層、西側には御神楽断層、あらかや断層がある。これらの断層には随伴裂隙がみられ、各断層とともに鉍脈胚胎の場となっている。

だいくら
大倉鉍床地区

大倉断層は、大倉花崗岩体の南東側にあり、走向 N60°E、傾斜 60°~70° SE で、本地区に

において最も顕著なものである。延長 1,500m 以上にわたり、その上盤側には斑岩、下盤側には古生層が分布し、ほぼその境界となっている。その剪断帯の幅は 20~30 m におよぶ部分もあり、これにそって蛇紋岩が断続的に貫入分布し、その断絶部には著しい剪断帯（早期大倉断層）が認められる。またこの剪断帯にそって、蛇紋岩体の一部を切る石英安山岩脈の貫入があり、さらにこれら岩脈の貫入した剪断帯の上盤を画して最後期のもとのみなされる幅 1~3m の優勢な断層（後期大倉断層）が走っている。これは断層角礫や断層粘土をもつ



- ①大倉断層 ②あらやま断層 ③御神楽断層 ④大倉鍾本 ⑤大倉上盤鍾 ⑥大倉一~三号横鍾 ⑦大倉下盤鍾 ⑧銅沢本鍾 ⑨べんてん鍾 大黒鍾 ⑩恵比寿 ⑪北向沢鍾 ⑫鳳鍾 ⑬もちば北鍾 ⑭もちば南鍾 ⑮日向鍾 ⑯東一号鍾 ⑰東二号鍾 ⑱東五号鍾 ⑲東六号鍾 ⑳西一号鍾 ㉑又五郎鍾

第9図 大倉花崗岩体とその周辺における断層裂隙および鉾脈の分布

もので、一部には微弱ながら鉾体の胚胎が認められる。この後期大倉断層に付随して、その下盤側の石英安山岩岩脈中および岩脈の上下盤ぞいなどに数条の断層裂隙が発達し、主要な鉾脈胚胎の場となっている。

大倉断層は上記のように反復生起したものと考えられるが、本地区中部で大倉下盤鍾の胚胎する断層は下盤側に分岐し、走向 N50° E、傾斜70° SE にのびている。これとほぼ平行にその東部にも同様な分岐がみられ、大倉断層はこの地区では下盤側に分岐断層を派生する傾向がある。それは、本地区ではほぼ南北方向をとる花崗岩体の貫入壁から大倉断層が東への

びるにつれて遠ざかるため、貫入壁の側に分岐断層を派生しているもので、花崗岩の貫入による影響と考えられる。

本鉾床地区南部の北向沢にそってのびる北向沢鍾胚胎の断層は、走向 $N10^{\circ}E$ 、傾斜 $70^{\circ}E$ 、花崗岩体の東側貫入壁より約 100m に位置し、貫入壁とほぼ並走している。なお大倉断層と花崗岩体の中間にあたる古生層の分布地域には走向 $N30^{\circ}\sim 50^{\circ}E$ 、傾斜 $60^{\circ}\sim 70^{\circ}SE$ のほてい鍾、恵比寿鍾、大黒鍾などを胚胎した断層があるが、比較的連続性に乏しい。

このほか大倉沢の上流地区には、大倉断層の下盤側に走向 EW 、傾斜 $70^{\circ}\sim 80^{\circ}N$ 方向に並走する裂隙の発達がある。それらは大倉断層より遠ざかるにつれて劣化する。それらのうち、目ぼしいものは数 100m の延長を示し、最も優勢な銅沢本鍾胚胎の裂隙は大倉下盤鍾、べんてん鍾、大黒鍾、恵比寿鍾と交叉している。

もちば鉾床、日向鉾床地区

もちば鉾床地区には鳳鍾胚胎の断層を主体として、これに付随平行してもちば北鍾、もちば南鍾などを胚胎する断層裂隙が発達している。鳳鍾断層は、ひのきぐら沢で大倉断層より下盤側に分岐して WSW にのび、その延長は 1,200m におよぶ。ひのきぐら沢以南の大倉断層は弱勢化しているので、鳳鍾断層はむしろこの部分で僅かに走向をかえた大倉断層の延長と考えた方が妥当であろう。鳳鍾は露頭延長の各部で多少走向に変移がある。すなわちひのきぐら沢より南西へ約 200m の間では走向 $N80^{\circ}E-EW$ 、その他の地区ではほぼ走向 $N60^{\circ}E$ となっている。この曲折はこの部分の大倉花崗岩体の貫入壁の走向にほぼそっている。またその傾斜は $60^{\circ}\sim 80^{\circ}SE$ で、岩株状花崗岩体の貫入壁に対してほぼ平行に外側へ傾斜している。そして地表と第二通洞で確認された鳳鍾延長の中部では花崗岩体の貫入壁の傾斜が $64^{\circ}SE$ であるのに対して、鳳鍾の傾斜もまたほぼ $64^{\circ}SE$ となっており、鳳鍾延長の南西部では傾斜ほぼ $80^{\circ}SE$ の貫入壁に対してほぼ平行な傾斜をなすようである。もちば 310m 坑における鳳鍾の鍾押坑道でみると、鳳鍾胚胎の断層は部分的離合を伴いながらほぼ同一の面で繰返し生起しており、その中の比較的早期の断層にそって石英安山岩の岩脈の貫入が見られる。鳳鍾の南西延長末端部は花崗岩体の貫入壁が NW 方向に曲折して鳳鍾断層から遠ざかる部分にあたり、劣化した断層は、その延長方向にのびる数条の平行な小裂隙となって尖滅している。鉾脈は鳳鍾断層の後期に生起したと判断されるものに多く胚胎している。

日向鍾を胚胎する断層は鳳鍾の南西側に位置し、その走向延長は 1,200m 以上におよぶ。走向は $N70^{\circ}E$ でほぼ鳳鍾と平行、傾斜は逆に $60^{\circ}\sim 70^{\circ}NW$ で、鳳鍾断層と下部で交叉する形となるものであるが、両者形成の前後関係は確認されていない。しかし鳳鍾断層にはほとんどその全延長にわたって石英安山岩岩脈の貫入があるのに対して、日向鍾断層にはこのような状態は認められず、その形成は前者よりも後期のものと推定される。また日向鍾は、現段階では比較的緩傾斜のところ富鉾部をもつので、逆断層の可能性がある。

なお日向鍾の東部地域には走向 $N30^{\circ}\sim 40^{\circ}E$ 、傾斜 $60^{\circ}\sim 70^{\circ}NW$ の裂隙に日向盤鍾や日向下盤鍾を胚胎し、またこれらの裂隙にそって石英安山岩岩脈が貫入している。

御神楽鉦床地区

黒又沢の中流地区には下記の方向性をもった断層裂罅が互いに近接して発達し、いずれも鉦脈胚胎の場となっている。

(イ) 走向 $N30^{\circ}\sim 40^{\circ} E$, 傾斜 $60^{\circ}\sim 80^{\circ} NW$ または SE

(西一号鍾, 東一号鍾, 東二号鍾, 東三号鍾東部, 東四号鍾東部, 東五号鍾東部および中部の一部)

(ロ) 走向 $N60^{\circ}\sim 80^{\circ} E$, 傾斜 $70^{\circ}\sim 80^{\circ} NW$ または SE

(東四号鍾西部, 東五号鍾中西部, 東六号鍾)

(ハ) 走向 $N30^{\circ} W$, 傾斜 $70^{\circ} SW$ まれに NE

(又五郎鍾, 西一号鍾北西部の小裂罅)

東一号鍾付近より東六号鍾付近にかけては、この地域の斑岩中に(イ)の節理裂罅の発達があり、西一号鍾, 東三号鍾, 東四号鍾, 東五号鍾の一部はこの方向に開裂している。これらの鉦脈の分布する地域は大倉花崗岩体の南西方にあたり、それらの方向は花崗岩体の貫入壁に対してほぼ直角にのびている。

またこの地域の南部には黒又花崗岩の貫入があり、その岩体の伸長方向は $N30^{\circ} W$ である。(ハ)の又五郎鍾胚胎の断層は、黒又花崗岩体が北西方に潜頭した部分の南西側に位置し、岩体の外側に傾斜している。また(ロ)の東四号鍾西部, 東五号鍾中西部, 東六号鍾は黒又花崗岩体の伸長方向に直角に急傾斜で胚胎している。

(ニ) 走向 $N20^{\circ} E$, 傾斜 $70^{\circ} NW$

(御神楽断層)

御神楽断層はあらやま沢地区よりこの地域までのび、延長 1,500m にわたっている。

この地域の断層裂罅のうちもっとも優勢なもので、断層幅は最大 20m に達する。大倉花崗岩を一部(北西方への小突出部)で切断してはいるが、岩体の主体部の西側に位置し、その外側に傾斜している。

上記の(イ), (ロ), (ハ)にはその断層裂罅にそい多くの場合石英安山岩岩脈の貫入が認められるが、(ニ)にはこれを欠いている。

(ロ)の延長の一部で(イ)の方向に延長する部分があり、(ロ)の形成は(イ)の形成とほぼ同時か、または(イ)の形成後と考えられる。(ニ)の一部ではループを構成し、また反覆現象が認められる。(イ), (ロ), (ハ)との前後関係は不明で、御神楽断層に近接する部分では東一, 二, 三, 四, 五, 六号の各脈は劣勢化している。また御神楽沢口付近で御神楽断層に付随したと考えられる同一方向の小断層は、東五号鍾を僅かながら切断している。

あらやま鉦床地区

この地域でもっとも優勢なあらやま断層は、大倉花崗岩体の西側に位置し、その外側に傾斜する。その走向は $N60^{\circ} E$, 傾斜 $60^{\circ} NW$ で、あらやま沢流上では鉦脈の胚胎が見られる。

以上の各鉦床地区における断層裂罅はいずれも鉦脈胚胎の場となっている。しかし大倉断層および御神楽断層等の大断層には、鉦化作用による変質作用や一部に鉦体の形成が認められるにもかかわらず、胚胎する鉦床は貧弱で、むしろこれらに付随した裂罅が主要な鉦脈胚胎の場となっている。

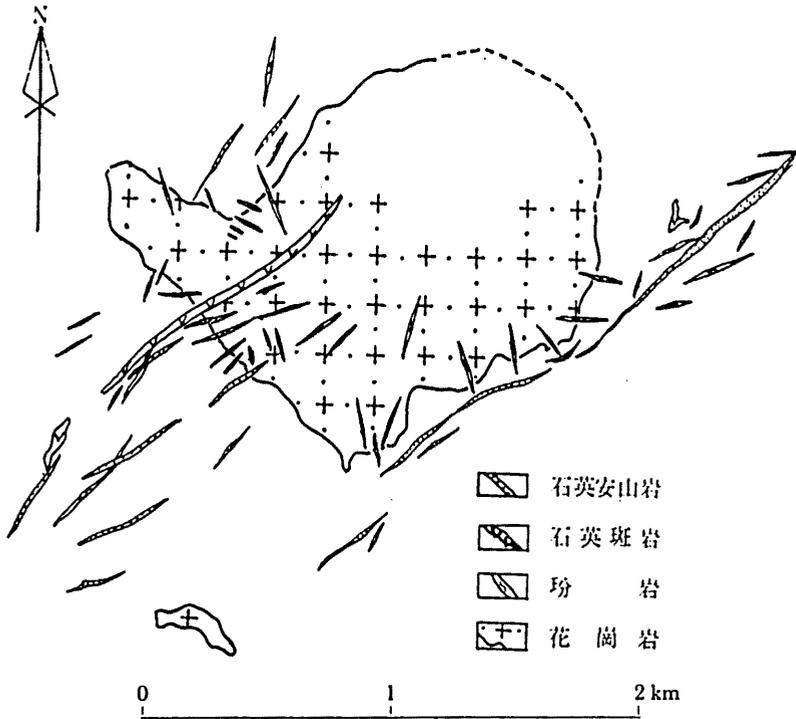
鉍脈形成後の断層裂罅

断層裂罅は、既述したように、何回かの開裂を繰り返し、鉍脈はそのほとんど最末期の開裂時に胚胎した。また断層裂罅相互の前後関係が識別されても、ほとんどの場合、それぞれ鉍化作用や鉍脈の胚胎が認められる。なお複合脈の形成が認められることより、鉍脈形成時にも断層裂罅の開裂は継続していたものと考えられるが、鉍脈を切断する断層裂罅は全般に少ない。鉍脈を切断する断層は主に脈内断層であり、鉍脈と交叉してこれを切断し転移させる断層はきわめてまれである。脈内のこの種の断層には、その後の鉍液の上昇によって複合脈を形成するもののほか、全く鉍化作用の認められないもので鏡肌を生じているものがある。これらは鉍脈にそう弱線を求めて滑動したものであり、また鉍脈と交叉して切断する断層にもまた鉍脈胚胎前の断層の再生したと考えられるものが多く、小規模のものである。これらことから、鉍脈形成後には新たな地殻変動と目されるものはほとんどなかったものと判断される。

V. 新期火成活動と鉍床形成との関係

A. 新期火成岩類の貫入様式

南越鉍山の鉍床地域を構成する火成岩のうち、新期火成岩類は鉍床形成にあたって主要な役割を果たしたと考えられる。



第10図 大倉花崗岩体とその周辺における岩脈の分布

新期火成岩類は小規模な岩株状の花崗岩体と、これに付随する玢岩、石英斑岩および石英安山岩などの小岩脈よりなる。これら小岩脈群は花崗岩体の貫入地域に多く分布している。

既述したように、大倉花崗岩体は鉾床賦存地域の中心部で、古期岩類の複背斜軸部に貫入していると推定される。他の花崗岩体は大倉花崗岩体に比較してさらに小規模で、その分布地は水無川北岸、三国川上流、黒又沢(黒又花崗岩)などであるが、水無川北岸のものを除き、他はいずれも斑岩中に貫入しており、それら貫入部の地質構造上の特徴は把握できない。

大倉花崗岩およびこれに随伴したとみなされる諸岩脈の貫入形式は興味ある関係を示している。第10図は大倉花崗岩体とその周辺部における各種岩脈の分布および貫入の方向を示したものである。

大倉花崗岩体は北西部と南西部に突起のあるほぼ円形に近い形状をもって露出している。その岩株状の貫入側壁は $64^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の角度で外側に傾斜している。また本岩体が比較的新しい時代に浅処に貫入したと推定されることについては既述の通りである。

玢岩岩脈は上記花崗岩体内およびその周辺地域に広く普遍的に分布しているが、比較的遠隔の地域にも認められる。他の岩脈に比べて上記花崗岩体内にも多く貫入している点は注目される。

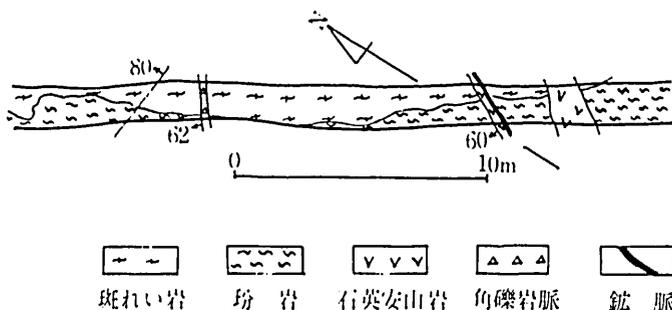
玢岩の貫入方向を上記花崗岩体内およびその周辺地区についてみると、同岩体の中心部より放射状を呈する傾向が認められる。またこれらの岩脈は一般に連続性に乏しく、脈幅は数 m 以下で、いずれも明瞭な境界をもって急傾斜で貫入している。このほか黒又沢御神楽鉾床地区においては、斑岩中の節理裂隙の方向に貫入しているが、これらもまた上記花崗岩体中心部よりの放射方向に一致するものである。

石英斑岩には、黒又沢地区より中の沢にのびる岩脈と、第二通洞坑口より 600m 地点、西一号鍾 0m 坑中部、大倉沢地区銅沢北岸などに貫入している岩脈とがある。その数は玢岩岩脈や石英安山岩岩脈に比べて少ない。黒又沢より中の沢にのびる石英斑岩岩脈は走向 $N 60^{\circ} E$ 、傾斜 $70^{\circ} NW$ で、脈幅は 10m 内外、その走向延長は 2km、その南西部は斑岩中、北東部は大倉花崗岩体内部に達して、この地方の石英斑岩岩脈中では最も規模が大きい。その貫入方向はあらやま断層に平行で、かつ大倉花崗岩体の北西部境界にほぼ平行に延長し、 NW に傾斜している。この岩脈の西南端は地表では一度尖滅するが、その延長方向にあたる御神楽沢と西一号鍾 0m 坑で再度みられる。第二通洞 600m 地点のものは走向 $N40^{\circ} E$ 、傾斜 $70^{\circ} NW$ で、大倉花崗岩体の南西方の位置にあたり、その方向は前述の放射方向にほぼ一致する。大倉沢地区銅沢北岸に分布する石英斑岩岩脈は古生層中に貫入しており、 EW 方向および $N20^{\circ} E$ 方向にのびる両部分よりなり、鉤形を呈している。これは EW 方向の大倉横鍾胚胎の裂隙と $N20^{\circ} E$ 方向の大黒鍾胚胎の裂隙とが交叉する位置にあたり、これら二つの裂隙に規制されて貫入したとみなされる。

石英安山岩の岩脈は、大倉花崗岩体周辺の主要鉾床地区においては、同花崗岩体の周辺に分布し、岩体内部やそれより遠隔の地域にはほとんど認められない。西一号鍾中部の石英斑岩は、石英安山岩によって切断貫入されている。また御神楽東六号鍾^{たていれ}向立入などでは、石英安山岩岩脈は玢岩岩脈を切って貫入している(第11図参照)。これらの関係から石英安山岩岩脈は新期火成岩類中最末期の貫入岩と判断される。

石英安山岩岩脈の主体をなすものは、大倉断層や鳳鍾断層など主要な断層裂隙にそって分

布しているものである。その岩脈幅は数m以下のものが多いが、断層裂隙にそって長く断続して分布する。玢岩岩脈が大倉花崗岩体およびその周辺部でその中心部より放射状に貫入しているのに対して、この石英安山岩岩脈は、それらにそって貫入しているとみなされるものも多少はあるが、多くは大倉花崗岩体の周辺にそって発達している断層裂隙に規制されて貫



第11図 御神楽鉍床東六号鉍向立入における玢岩岩脈と石英安山岩岩脈の貫入関係

入している。なお玢岩岩脈のほとんどは断層裂隙を伴わないのに対して、石英安山岩岩脈のほとんどおよび石英斑岩岩脈の一部は、それらの貫入を規制した断層裂隙を随伴している。これらの断層裂隙は再開裂し、鉍脈胚胎の場を与えている。

このように、大倉花崗岩体と密接な関係をもって分布している諸岩脈は、少なくとも同花崗岩体の地表に近い上部が団結した後に貫入したもので、玢岩が最も早期に貫入し、その後石英斑岩および石英安山岩が貫入したと考えられる。各岩脈の貫入様式の特徴は下表のように要約される。なおこの地域の同種の花崗岩の貫入体とこれに随伴する上記諸岩脈についても同様の関係があるものと推定される。

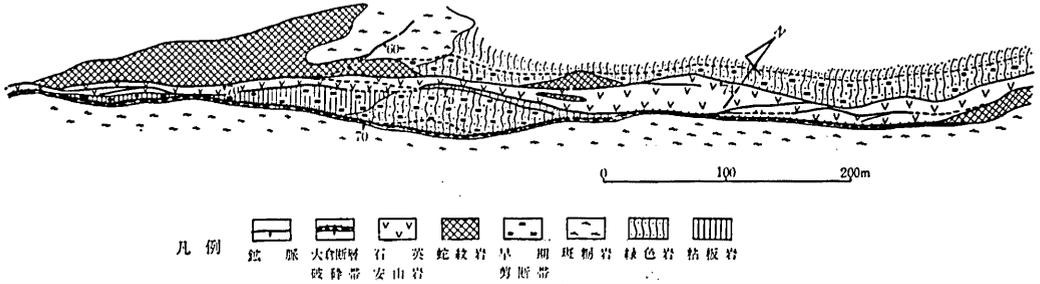
第4表 新期火成岩岩脈群貫入様式の特徴

区 分	分布位置および頻度	主体となる貫入方向	鉍脈との関連性	
後 期	石英安山岩	主に花崗岩体の周辺地域 やや多数	断層裂隙の方向に一致	強い親近性あり
	石英斑岩	花崗岩体内および周辺地域 少 数	断層裂隙にほぼ平行	やや親近性あり
早 期	玢 岩	花崗岩体内および周辺地域 普遍的, 多数	多くは花崗岩体の中心部 より放射状方向	疎 遠

B. 石英安山岩と鉍脈との関係

上述したように、石英安山岩と鉍脈とは分布上きわめて強い親近性をもち、大多数の石英安山岩岩脈は鉍脈胚胎の断層に随伴しているのが特徴的である。

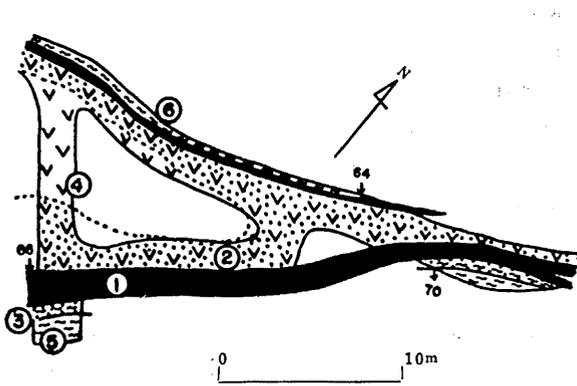
第12図は、大倉鉍床中部より北部にかけての大倉断層にそって貫入した蛇紋岩、石英安山岩および鉍脈の分布を示したものである。既述したように、早期に生じた大倉断層剪断帯にそって蛇紋岩の貫入があり、その後の剪断帯の開裂によって石英安山岩が貫入し、さらに引



第12図 大倉本鑛露頭部における大倉断層，蛇紋岩，石英安山岩と鉦脈の関係図

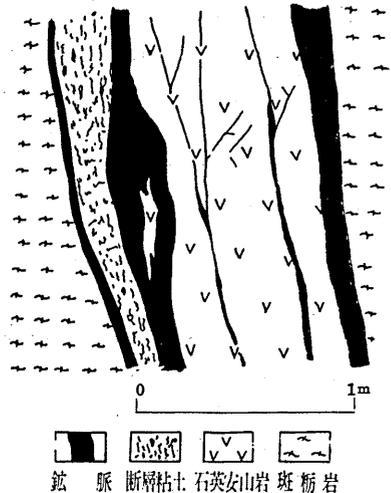
きつづいておこった断層はこれら貫入岩や早期形成の剪断帯の上盤を画している。同時にその断層の下盤に付随裂罅が形成され、これら付随裂罅が主要な鉦脈胚胎の場となっている。主要な付随裂罅は石英安山岩岩脈の下盤壁および上盤壁にそって生じ、一部は石英安山岩脈中にも認められる。

第13図は上記大倉本鑛の一部にあたるもので、大倉 700m 坑坑内の鉦脈と石英安山岩の関係を示す。石英安山岩岩脈の上盤ぎわにそって胚胎する鉦脈は、これと接する石英安山岩岩脈中に網状ないし鉦染状の微細鉦脈を伴っている。また石英安山岩岩脈の下盤ぎわにも裂罅があり、鉦脈が胚胎している。



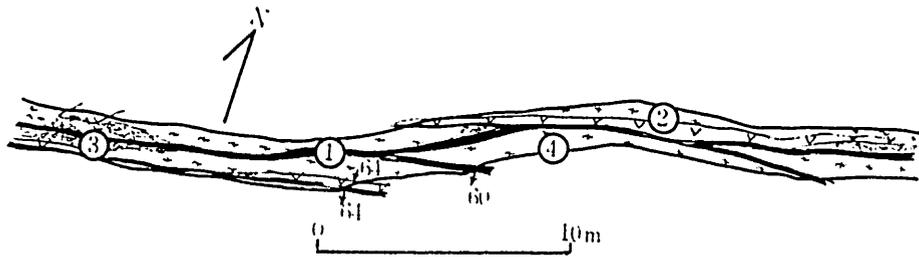
- ①鉦脈
- ②石英安山岩岩脈中に鉦染および微細鉦脈の発達している部分
- ③断層
- ④石英安山岩
- ⑤⑥緑色岩

第13図 大倉本鑛大倉 700m 坑における石英安山岩岩脈と鉦脈の関係



第14図 御神楽鉦床東六号鑛西部 0m 坑における石英安山岩岩脈と鉦脈の関係(鑛押引立面のスケッチ)

第14図は御神楽鉦床東六号鑛西部 0m 坑の鑛押坑道の引立におけるスケッチである。断層にそって貫入した石英安山岩岩脈の上下盤ぎわおよび石英安山岩岩脈中の裂罅に鉦脈の胚胎がみられるとともに、断層粘土下盤ぎわにも細脈の進入がみられる。



- ① 断層裂罅または鉍脈 ② 石英安山岩の岩脈
 ③ 断層に伴われた破砕帯 ④ 斑禿岩

第15図 もちば鉍床鳳鍾310m坑における石英安山岩岩脈と断層裂罅の関係

第15図はもちば鉍床鳳鍾310m坑鍾押坑道の坑内地質図の一部である。鉍脈はほぼ古期形成の断層にそいながらも、一部ではこれと離れる新期形成の断層裂罅に胚胎している。古期形成の断層による再開裂のなかった部分では、かなり癒着の状態がみられ、鉍脈胚胎の断層裂罅と区別できる場合もある。

以上のように、石英安山岩岩脈には大倉花崗岩体の周辺地域の断層裂罅に貫入しているものが多いが、これらの裂罅はその後ほとんど再開裂して、鉍脈胚胎の場となっている。このような関係は南越鉍山付近の地域における大倉花崗岩と同種の花崗岩の貫入地区に分布する各鉍床地区にも見られ、(1)石英安山岩岩脈の分布は地域的に鉍脈の分布範囲に限られている。(2)両者の貫入ないし胚胎はほとんど同じ断層裂罅にそっている。(3)鉍脈は石英安山岩岩脈の貫入後に開裂ないし再開裂した裂罅に胚胎している。

他方、前述のように玢岩もまた花崗岩に随伴して貫入した岩脈であるが、石英安山岩岩脈のように鉍脈と上記のような分布や方向性についての親近性は認められない。玢岩は鉍脈の壁岩となっている部分もあるが、その鉍脈との関係は、斑禿岩や古生層の諸岩類と比較して格別な親近性をもっている現象は認められない。

C. 新期火成活動と鉍床の形成についての考察

本鉍山の各主要鉍床は大倉花崗岩体の周辺地域に分布発達している。またこの地域の同種の花崗岩体の貫入地域にはそれぞれ鉍床の分布がみられる。すなわち、水無川地区における花崗岩体に近接して大倉鉍山の鉍床が分布し、三国川上流地区にも同種の花崗岩の露出があり、その周辺に鉍脈鉍床が分布している。

一般に金、銀、銅、鉛、亜鉛、錫、タングステン、モリブデンなどの鉍床と、酸性ないし中性の深成岩、特に花崗岩類との成因的關係が指摘されているが、南越鉍山の鉍床もまた、大倉花崗岩およびこれと同種の花崗岩と密接な成因關係を有するとみなされる。大倉花崗岩体やその他の花崗岩体はいずれも、岩株状を示すもので、(1)その規模は小さく、(2)一部に花崗斑岩質の部分があり、(3)周囲の諸岩石類には軽微な熱変成作用を与えているにすぎず、(4)花崗岩体の地域には多くの小岩脈の貫入があり、(5)花崗岩体の周辺にはその貫入によって形成されたとみなされる断層裂罅の発達を伴っていることなどから、この地域の花崗岩は、地殻の比較的浅処において固結したものと考えられ、また底盤の突起部に鉍床群が存在すると

する W. H. EMMONS (1933) の考えによると、本鉍床地域の花崗岩体は鉍床の形成上きわめて有意義な状態にあると判断される。

このようにして、花崗岩貫入体の分布は鉍床の分布地域を規制するが、この地域全般についてみると、それらの貫入位置に方向性は考えられない。しかし大倉花崗岩体の南西方に黒又花崗岩体の貫入があり、その中間部に御神楽鉍床が存在する。大倉花崗岩体が N—S 方向にのびる複背斜の軸部に貫入していることから、一応これらの貫入分布は N—S 方向とも考えられるが、大倉花崗岩体の南は広く斑礫岩の分布で占められているため、この地域の褶曲構造の詳細は不明である。しかし N—S 方向の複背斜東翼部は、大倉沢では走向 $N40^{\circ}\sim 50^{\circ} E$ を示し、大倉および黒又両花崗岩体の貫入方向に一致する。このようなことから花崗岩体の貫入方向は、潜頭のものをも含めて大倉花崗岩に関連し、NE—SW 方向あるいは NS 方向と考えられる。これに関連して、諸岩脈や断層裂罅の分布および方向性が貫入位置を推定する資料を提供している。

大倉花崗岩が貫入し、少なくともその周縁部が固結後、これに随伴した玢岩、石英斑岩および石英安山岩の各岩脈が貫入したものと考えられるが、これらの貫入方向の差異は、それぞれの貫入時期に生じた断層裂罅の分布や性状を示すものと推定される。すなわち大倉花崗岩体の貫入地域についてみると、玢岩岩脈の貫入時期には大倉花崗岩体の中心部より放射状に、急傾斜で、比較的連続性に乏しい裂罅が開裂し、その後石英斑岩、石英安山岩の岩脈が貫入した時期には花崗岩体の周辺部に岩体を取りまき、外側に傾斜する大倉断層、鳳鍾断層、あらやま断層など比較的優勢で連続性に富んだ断層の活動があったものと考えられる。これら岩脈の貫入、断層の形成と関連して、この期間中大倉花崗岩貫入による doming があったと考えられる。そして大倉花崗岩体の doming は石英安山岩岩脈の貫入後まで継続し、その末期に開裂または再開裂した断層裂罅中へ鉍液が上昇した。

WISSER (1960) は、多くの鉍床が doming により apex より放射方向の裂罅および同心円状の裂罅に胚胎していることを多くの例によって説き、かつ doming には鉍床の形成に関係のある岩株の貫入に起因したものが多いたことを述べている。

また今井秀喜 (1963) は火成岩の貫入に伴って doming が起こり、その貫入岩体の周縁部に外側に傾斜する断層を形成することを述べている。

STRINGHAM (1960) はアメリカの Basin and Range Province の Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, Hg, U などの鉍床と中性—酸性の潜晶質の斑岩岩脈との密接な分布関係を示し、また Pacific Coast Range などアメリカ西部の鉍床にも同様に Cretaceous またはより後期の貫入斑岩類と密接な関係のあることを述べている。そしてこれらの斑岩類中ほとんど鉍床と無関係なものを barren intrusion、密接な関係のあるものを productive intrusion と呼び、後者には passive intrusion の傾向があるとして両者における貫入構造の相違をあげた。

この区分によると、当地域の玢岩および石英斑岩は forceful intrusion、石英安山岩は passive intrusion に分類される傾向がある。また断層裂罅の開裂は、早期の玢岩岩脈の貫入時よりも、後期の石英安山岩岩脈の貫入時の方がより旺盛であったと推測される。しかしこれら岩脈の貫入時に開裂した断層裂罅が直接鉍脈胚胎の場となったものでなく、さらにその後、石英安山岩岩脈の貫入時とほとんど同じ環境のもとに、断層裂罅の再開裂があり、鉍脈胚胎の場となったもので、それら空隙の再生や裂罅の形成は、鉍床の形成期間継続し、断続して

上昇した鉍液の通路や鉍脈胚胎の場となった。そして鉍床の形成の終了後はほとんど終息したものとみなされる。

このような現象は、鉍化作用が火成活動に続いて起り、しばしば全く後になると述べている C. D. HULIN (1948) の考えと全く一致するものであり、南越鉍山における新期火成活動、断層裂罅の形成作用および鉍化作用の時間的關係は次のように要約される。

第5表 新期火成岩類の貫入と断層裂罅、鉍脈の形成期

区 分		早 期 ————— 後 期
新 期 火 成 活 動	花崗岩岩株の貫入	—————
	玢岩岩脈の貫入	====
	石英斑岩岩脈の貫入	—————
	石英安山岩岩脈の貫入	—————
地殻変動	断層裂罅の形成	====—
鉍化作用	鉍液の上昇胚胎	—————

第6表 大倉花崗岩貫入と裂罅鉍脈形成の關係

区 分	早 期 ————— 後 期
新期火成岩の貫入	←花崗岩—————玢岩—————石英斑岩 (主要貫入岩, 岩株) (花崗岩の貫入に付随した岩脈) 石英安山岩—————
地 殻 の 運 動	←————— 花崗岩貫入によるドーミング —————→ ← 花崗岩の冷却収縮による沈降 → ?
主要な 裂 罅 形 成	← 岩株のほぼ中心より放射方向の裂罅の形成 → ← 岩株の周辺をとりまく裂罅の形成 → ← 岩株の周縁をとりまく裂罅, その他
	岩株の中心より放射方向に急傾斜の玢岩の貫入が顕著。 岩株の周辺に延長し, その外方に傾斜する。 岩株の周辺部に延長し, 内方に傾斜する。
鉍液上昇, 鉍脈形成	大倉木鍾, 鳳鍾, 北向鍾 あらやま鍾 日向鍾, その他。

VI. 結 語

鉍床の形成に関しては次のように要約される。

鉍床は古生層、斑柘岩などの古期岩類および花崗岩、玢岩、石英斑岩、石英安山岩よりなる新期火成岩類中の断層裂罅にそい胚胎する深一中熱水性の鉍脈鉍床で、主要な鉍石鉍物は閃亜鉛鉍、方鉛鉍、黄銅鉍、磁硫鉄鉍、黄鉄鉍および硫砒鉄鉍である。鉍床はこの地域に広

範にわたって分布し、鉾脈は連続性に富むものが多く、その規模は比較的大きい。

鉾床は新期火成岩類中、最も主要な岩体である大倉花崗岩体およびこれと同種の花崗岩の周辺に集中分布しており、かつ各鉾床の主要鉾脈は新期火成岩類中最も後期の石英安山岩岩脈と分布範囲、分布方向、随伴関係の点で密接な親近性をもっている。鉾床地域に発達する裂隙は一部に新期火成岩類貫入前に形成されていたと考えられるものもあるが、その多くは大倉花崗岩の貫入に伴う doming によって生じたと解釈される断層裂隙である。そのうち鉾脈を胚胎する裂隙は比較的後期に花崗岩体周辺に生じた断層および付随裂隙で、それは新期火成活動末期の貫入岩である石英安山岩の貫入終了後開裂又は再開裂したとみなされる。このように南越鉾山の鉾床は、大倉花崗岩によって代表される花崗岩の貫入に始まる新期火成活動の末期に形成され、花崗岩は成因的に密接な関係を有するものと推定されるが、鉾床胚胎の場である断層裂隙の形成にあたってその貫入活動は主要な役割を演じたと考えられる。

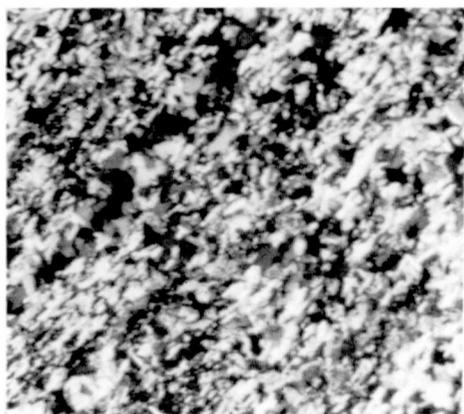
鉾床は一連の鉾化作用によるものであるが、切羽、露頭の観察から、多上昇的鉾化作用の性格を持っている。

文 献

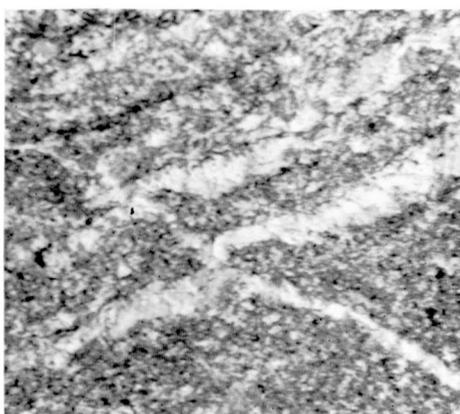
- BILLINGS, M. P. (1954): *Structural Geology*. New York.
- BUTLER, B. (1942): Some Inter-relations of Structure, Mineralogy, and Association with Intrusive Bodies in Ore Deposits. *Ore Deposits as Related to Structural Features*. Edited by NEWHOUSE, W. H., Princeton University Press. 3~5.
- CHIHARA, K. (1959): Geology and Petrology of Granitic Rocks and Gneisses in the Northern District of Niigata Prefecture. Part I. Granitic Rocks. *Jour. Fac. Sci. Niigata Univ.*, Ser. II, 3, (3), 111~169.
- Emmons, W.H. (1933): On the mechanism of the deposition of certain metalliferous lode systems associated with granitic batholiths. *Ore Deposits of the Western States (Lindgren Volume)*, 327~349.
- , (1936): Hypogene Zoning in Metalliferous Lodes. *Internat. Geol. Congress XVI Session (1933), Report 1*, 417~432.
- HULIN, C. D. (1948): Factors in the Localization of Mineralized Districts. *Am. Min. Eng., Trans.*, 178, 36~57.
- 今井秀喜 (1963): 進入火成岩体周辺部の鉾脈一衝き上げ割りに胚胎した鉾脈。鉾山地質, 13, (5), 253~260.
- KUTINA, J. (1957): A Contribution to the Classification of Zoning in Ore Vein. *Univ. Carolina Geologica*, 3, (3), 197~225.
- McKINSTRY, H. E. (1943): *Mining Geology*. New York.
- 光野千春 (1959): 中国地方東部の三群変成帯概報。地質学雑, 65, (761), 49~65.
- 中沢圭二 (1961): 夜久野地域のいわゆる夜久野貫入岩類 (舞鶴地帯の層序と構造その9)。槇山次郎教授記念論文集, 149~161.
- 柴田 勇 (1962): 鉾床と地殻変動。鉾山地質, 12, (53), 162~171.
- SMIRNOV, V. I. (1960): Type of Hypogene Zonality of Hydrothermal Ore Bodies. *Internat. Geol. Cong., Rep. 21st Sess., Norden, Pt. XVI, Genetic Problems of Ores*, 181~191.
- STRINGHAM, B. (1960): Differences between Barren and Productive Intrusive Porphyry. *Econ. Geology*, 55, 1622~1630.
- 杉山隆二 (1956): 第三紀火成活動と地殻運動—第三紀火成活動の調査研究。地学雑誌, 56, (701), 118~124.
- 武内寿久彌 (1962): 八総鉾山付近の地質と鉾脈の生成 (石英粗面岩脈との成因的關係について)。鉾山地質, 12, (52), 93~104.
- 竹内常彦 (1961): 東北地方における火成活動と金属鉾床。鉾山地質, 11, (45-46), 17~21.
- 渡辺武男編 (1956): 鉾床学の進歩。富山房。
- WISSER, E. (1960): Relation of Ore Deposition to Doming in the North American Cordillera. *Geol. Soc. Amer., Mem.* 77, 1~52.

図版 I 説明

1. 粘板岩 黒色準片岩化の後、ホルンフェルス化する。主に白雲母・黒雲母・斜長石・石英・炭質物(石墨)よりなり、僅かに電気石・柘榴石を含む。層面片理を反映した縞状構造が発達し、縞ごとに構成鉱物の種類・量比に差がある。
雲母類の底面の配列方向はしばしば縞状構造に斜交している。また石英・長石の結晶は粒状のものが多い。これは準片岩化の後、熱変成作用をうけたためであると考えられる。城内第一通洞坑内、広堀口より250m 地点、薄片番号2—3。直交ニコル。×80。
2. 緑色岩 緑色準片岩化後、弱い熱変成作用をうけている。主に斜長石・緑簾石(微粒)・青緑色角閃石よりなる。少量の不透明鉱物・黒雲母も部分的に含まれる。縞状構造(片理)とこれに斜交する細脈(斜長石・角閃石・緑泥石よりなる)が認められる。一般に角閃石はやや粒度大で長軸の配列方向は縞状構造と斜交したものが多い。これは熱変成作用をうけたためと考えられる。大倉鉦床地区大倉キャンプ南西60m。薄片番号C4。下方ニコル。×80。
3. 斑岩 主に斜長石(曹長石質)・淡緑色角閃石よりなる。波動消光などから剪断運動を受けたことが認められる。視野外には少量の緑簾石・方解石が含まれている。御神楽鉦床地区黒又沢(黒又鉄橋より300m 下流)。薄片番号M4。直交ニコル。×37。
4. 大倉花崗岩 主に淡緑色角閃石・黒雲母・カリ長石・石英よりなる。一部の黒雲母は周縁より劈開にそい緑泥石化している。視野外のカリ長石の一部は微斜長石構造・ペルト石構造を示す。斜長石は累帯構造を示す。微粒の絹雲母を多少生じたものも認められる。薄片の岩石は岩体の周(南)縁部で、花崗閃緑斑岩質。日向鉦床地区もちば210m 坑坑口。薄片番号T2。直交ニコル。×37。
5. 玢岩 完晶質斑状組織。斑晶: 緑褐色普通角閃石・斜長石・少量の黒雲母よりなる。斜長石は累帯構造を呈す。多少、微粒の絹雲母・緑簾石が生じている。石基: 黒雲母・普通角閃石・斜長石と interstitial な石英カリ長石よりなる。御神楽鉦床地区黒又鉄橋より100m 上流。薄片番号A2。直交ニコル。×80。
6. 石英安山岩 斑晶はほとんど認められない。変質作用をうけている。主に石英・斜長石・絹雲母・緑泥石よりなる。御神楽鉦床地区西六号鑛0m 坑坑内。薄片番号H2。直交ニコル。×80。



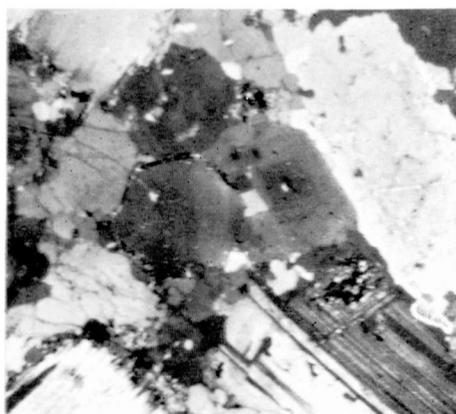
1



2



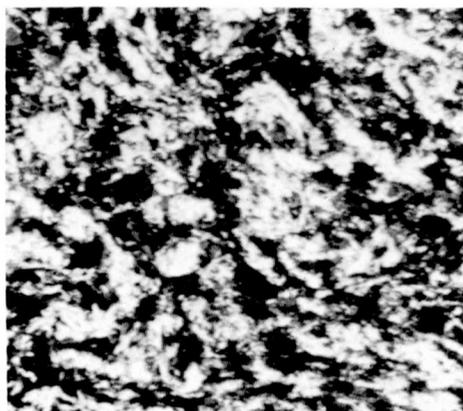
3



4



5



6