

## 北海道竜昇殿鉱山の水銀鉱床とその鉱石について (1)

岸 本 文 男\*

On the Mercury Ore Deposits and Ores of Ryūshōden Mine,  
Hokkaidō Japan (1)

By

Fumio KISHIMOTO

## Abstract

Ryūshōden mine, Hokkaidō, which has been exploited intermittently, is one of a few mercury-producing mines in Japan, and its production is higher than that of New Idrea mine, the largest mercury mine in U.S.A.

Geological successions of the mine and its surroundings are as follows:

*Alluvium and Diluvium*

*Olivine-basalt (of flow-out type)*

Tuffaceous liparite

Dark-colored mudstone with white tuff

Green sandstone and green clay.....Tertiary

*Dark-grey sandstone and sandy tuff*

Slate, sandstone, quartzite.....Hidaka groups (pre-Cretaceous formation)

According to the distribution of base rocks expressed on gravity map in this area, it is found that there is a deep N-S fault, whose direction and position are in good agreement with those deposits.

There are two types of deposits in the mine—one is a primary cinnabar deposit, and the other a placer deposit; the former being much larger than the latter. The primary deposit is embedded in dark-grey sandstone, which is very loose and high water-contents.

The primary mercury deposit can be divided into two types; one is a stratified (or stratiform)-disseminated cinnabar deposit and the other is a veinform-disseminated cinnabar deposit. The former occurs in dark-grey sandstone, which is overlaid by green sandstone. The green sandstone is considered to play a role of cap rocks. Underneath the former deposits, the vein type deposit develops, the two types of deposits being connected by several carbonates- or quartz- and cinnabar veinlets.

The present author discovered in this area an active fumarole and a few dead fumaroles, as well as some dead fumaroles which are associated with the veinform-disseminated cinnabar bodies developing under the stratiform-disseminated ore deposit.

On the basis of these data, the genesis of Ryūshōden mercury ore deposit is discussed.

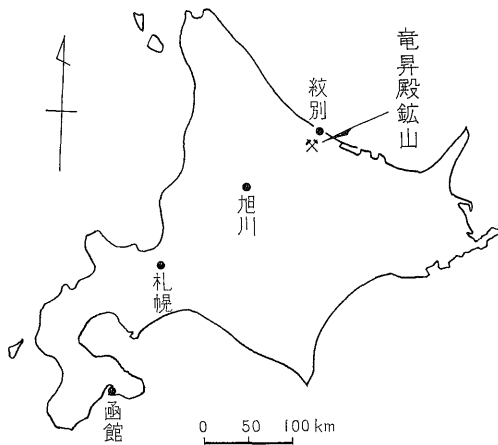
## 1. はじめに

竜昇殿鉱山 (1954年9月以前の北鎮鉱山) は北海道北見国紋別市上渚滑町中渚滑字豊盛にあり、紋別山 (標高334m) 南斜面の海拔150m付近に位置する。これは、1943年8月の水銀鉱転石の発見が端緒となって開発され

た水銀鉱山である (第1・2図・Plate 12の1)。

本鉱山は奈良県大和水銀鉱山とともに現在の日本における二大水銀鉱山を構成し、1969年における生産実績は採掘粗鉱量約24,000 t (Hg0.3%), 蒸溜水銀量約2,000 フラスコ (約69.5 t) であった。この数値は、世界最大のアルマーデン鉱山 (スペイン) の1969年における生産実績の約1/30、アメリカ最大のニュー・イドリア鉱山

\* 鉱床部



第 1 図 竜昇殿鉱山の位置

(カリフォルニア州) の場合よりも多い。

本鉱山の水銀鉱床については、堀純郎(1943)、原田準平(1945)、矢嶋澄策(1950)、番場猛夫・松村明(1956)、藤原哲夫・鯨井昭一郎(1968)、藤原哲夫(1970)の調査・報告・資料がある。

その中で、本鉱床を発見直後に調査した堀純郎は、本鉱床を新第三系砂岩中の網状および鉱染鉱床と漂砂鉱床からなるものとし、開発開始1年後に調査した原田準平は本鉱床を新第三系砂岩中に広く辰砂が鉱染したもので、低品位ではあるが交通が至便であること、鉱量が大きいこと、採掘が容易であることを挙げて将来性の大きな鉱床と述べている。前記アルマーデン鉱山の富鉱体の切羽平均品位 Hg 8% 前後に比肩し得る富鉱体を有する点で必ずしも低品位とはいえないが、しかし当時すでに将来性の大きいことを正しく指摘したのは今日立証済みのことである。矢嶋澄策は新第三系砂質岩の空隙を充填した辰砂鉱体で、礫質部の方がより高品位であるとし、基盤の先白亜系中にも辰砂が鉱染していることを報じ、さらに、N 70°E(30°NW) と N 40°W(65°SW) の2方向の断層交会部に鉱のう状富鉱体が形成されているものと考えた。本鉱床に自然水銀が存在することを報告したのは、矢嶋澄策が最初である。

番場猛夫らは、本鉱床西方 12km に位置するウツツ鉱山の水銀鉱床との関係を検討して、鉱床が先白亜系のほぼ南北性構造(深在断層)の構造支配を受けたことを初めて提起し、鉱化期を新第三系八十土層堆積後で、北見鉱床区の水銀鉱床と同一起源のものとしている。藤原哲夫らは構造支配の問題についてさらに検討を深め、鉱床賦存位置が基盤向斜褶曲構造翼部に相当すること、その部分は NS-NNE 系断層部と考えるべきだが、鉱液通路

(鉱液分配路)は NW 系ないし NE 系の 2 次構造線(現名称  $F_1 \cdot F_2 \cdot F_3 \dots$ )と思われること、鉱床は緑色砂岩層(藤原哲夫らはこれをセラドナイト砂岩層と呼んでいる)の下位に位置し、脈状-鉱染鉱体と層状鉱染鉱体の 2 種からなることを報告し、母岩の変質累帯を区分し、水銀を指示元素とした地表における地化学探査を本鉱山として初めて行なった。

そこで筆者は、調査時に発見・確認された噴気孔部(いずれも層状辰砂鉱床の下位に存在し、活動中のものは 1 カ所であるが、すでに活動を停止している噴気孔部は少なくない)と鉱体との関係をはじめ、今まで検討が深められてこなかった鉱石および水銀鉱物の沈殿・濃集・分散の条件を明らかにする目的で本鉱床を調査し、実験を併せ行なって幾つかの新しい知識を得た。この小論はそれを報告するものである。

なお、本研究に当たり、種々なる御高配を賜った北進鉱業株式会社本社渡辺誠一、竜昇殿鉱業所畑中央彰・鯨井昭一郎の諸氏および協力をいただいたすべての方々

## 2. 地質の概要



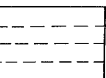
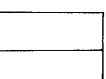


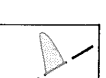

本鉱山およびその周辺区域は、わが国の地質構造単位からいえば、北見区(渡辺武男・岩生周一、1959)に属し、先白亜系を基盤として、その上位に新第三系が不整合に分布し、さらに凝灰質流紋岩が先白亜系を直接おって賦存し、それらを玄武岩が被覆・分布する地域である(第 2 図)。

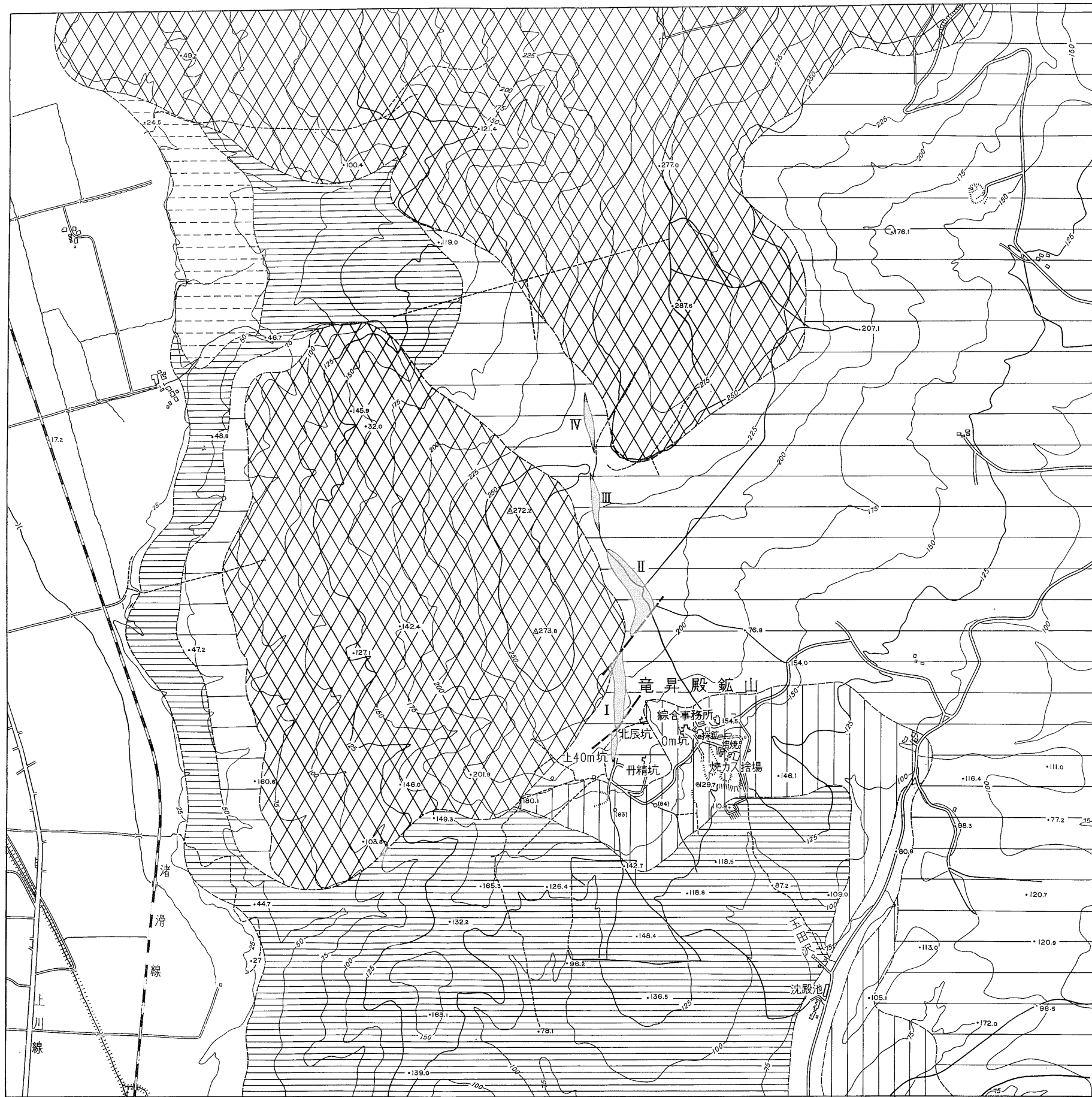
これら各岩系ないし岩層の一般的な産状は次のとおりである。

先白亜系: 粘板岩・硬質砂岩・珪岩で構成された緻密、かつ部分的に擾乱の激しい岩層である。

この岩層はいわゆる「日高層群」あるいは「日高系」に属するものとされ(竹内嘉助、1938、1942; 藤原哲夫・鯨井昭一郎、1968)、現在とくに異説も出されていない。これが「日高層群」のものとされる理由は、その岩質が日高山脈の模式地における岩質と酷似し、擾乱など構造運動による変化状況が似ていることにある。また、これが先白亜系とされる理由は、下部白亜紀を示す三角介 *Trigonia pocilliformis* Yok を産する地層に不整合におおわれた西方の岩層と対比できるという点にある。

坑内(-100m 坑北押奥-直進坑)にみられる単斜状の擾乱された堅硬な岩層(Plate 12 の 2)は、一般走向 N 40°E、傾斜 65~80°W を示し、豊盛部落西方の日高層群の露頭における岩質と擾乱状況によく似ているだけでなく、鏡下における構成鉱物の組成・組織(Plate 13 の 1・

-  冲積層
-  玄武岩
-  凝灰質流紋岩
-  頁岩
-  砂岩・凝灰質砂岩
-  先白堊系(日高層)
-  鉱体と断層(先鉱化性)
- 
-  44.7 標高



(原図：鉱山側資料による)

0 100 200 300 400 500 1000 m

第2図 竜昇殿鉱山付近の地質図

2) も非常によく似ている。第2図に示した分布からみても、この Plate 12の2 に示す岩層は「日高層群」のものであって、したがって-100m坑地並注1)に基盤岩が現われているということになるだろう。

新第三系：本地域の新第三系は泥岩・暗灰色砂岩・緑色砂岩・砂質凝灰岩からなり、高橋哲弥ら(1936)が紋別市モベツ川支流ヤツシュウツナイ川中流の新第三系に対して命名した八十士層に属し、現在のところ追分階に対比されている注2)。当地域を研究した人々は、一般にこれを中新世ないし中新世らしいとしているが、地層名辞典(日本地質学会編, 1962)によれば、八十士層は鮮新世古期のものとなっている。

各岩層間のどの部分にも不整合を示す証拠は認められず、傾斜は全般的に緩くて10~20°、部分的に30~35°に達する所もある。走向は同一坑準面および上下坑準間で必ずしも一定せず、おおむねN20°W~N20°Eの範囲で変化し、基盤の褶曲構造に影響されて緩やかな波状~半ドーム状褶曲を繰り返しているものと思われる。

この新第三系の各岩石はいずれも固結度が低く、一般に含水率が高い。とくに暗灰色砂岩の場合には含水率が通常10%を越え、ときには20%に達することも少なくない。たとえば、筆者が含水率の大きいものと推定して採取した第1鉱床上40m坑西押引立の暗灰色砂岩の場合、その含水率は18.3%であったが、鉱山側の話によると、もっと高い部分が少なくないとのことである。

この新第三系中の暗灰色砂岩と砂質凝灰岩は鉱体を胚胎する岩層として重要な意味を有し、緑色砂岩は鉱体の上盤側に直接するか、あるいは数mないしそれ以上はなれて常に存在する岩層として注目しなくてはならない岩石である。

暗灰色砂岩：本新第三系最下部の岩層を構成する岩石で、灰色ないし暗灰色を呈し、小礫質・粗粒質・中粒質・細粒質のもの互層をなす。その中でもっとも多く発達しているのは中粒質および細粒質のものであり、岩層の上下部分で粒度別にとくに分布上の規則性は認められない。この砂岩は、前にも触れたようにルーズで含水率が高く、粒度による含水率の差は顕著でない注3)。

この岩石が鉱体のおもな母岩であり、それがルーズなこと、鉱石の大部分(75~80%程度)が緩傾斜・層

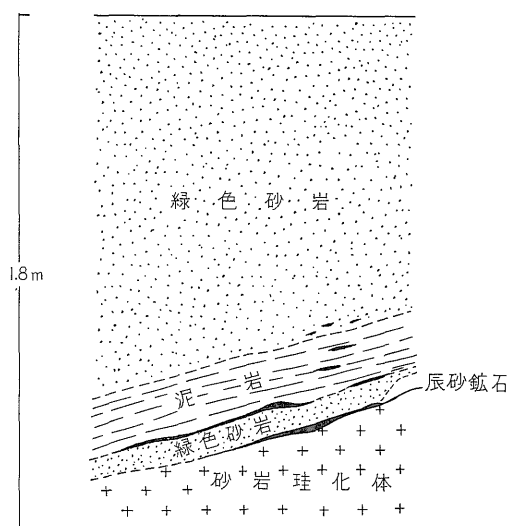
状の鉱染鉱体を形作り、本岩層が同方向に緩傾斜するというの間には、重要な因果関係が示唆されている(後述)。

典型的な暗灰質砂岩は、Plate 14の1に示すように、少量の石英粒と多量のガラス質・等方性の砂粒からなる注4)。

砂質凝灰岩：これは前記暗灰色砂岩層中に存在し、砂岩との境界は不明瞭で漸移関係を示す。傾向としては、暗灰色砂岩層分布区域の南部に向かってしだいに凝灰質となるようである。前記暗灰色砂岩そのものが肉眼的にも触感からも、また鏡下においても凝灰質の場合が多く、凝灰質砂岩と呼ぶべきものが少なくない。したがって、この砂質凝灰岩も鉱体の母岩となっている(第1鉱床上15m坑南1号など)。

緑色砂岩：前記の暗灰色砂岩・暗灰色砂質凝灰岩を整合におおって分布する緑色砂岩は特異な緑色を呈する岩石で、部分的には緑色の凝灰岩であり、それが変質して緑色粘土となっている。

鉱体上位に直接して緑色砂岩層が鉱体の上盤を形作る場合もあるが、それよりも上盤側に数m(ときにはそれ以上)へだたてて分布する場合の方がどちらかといえば多い。しかし、鉱体が賦存する部分の上位には必ずこの緑色砂岩が分布しているので、鉱体を探索する場合に1つの指標となる。ただし、緑色砂岩層の分布範囲は、坑外からの試錐調査の結果からみると、鉱体の分布範囲よ



第3図 第1鉱床+15m坑北6号  
切羽の天盤スケッチからの模式図

注1) -80m坑地並にも同様な産状の岩層が認められる。

注2) 新第三系上部層として泥岩が卓越する岩層を八十士層とし、下部層として緑色砂岩、暗灰色砂岩、砂質凝灰岩からなる岩層をモベツ層と推定した論文(藤原哲夫ら, 1968)もあるが、その根拠は示されていない。

注3) 本岩層の上位にあるものよりも下位にあるものの方が含水率は低下する(続成作用によって)と想像できるが、坑内で認められる限りでは上下による含水率の変化を指摘することは難しい。

注4) 緑色砂岩に接するか、それに近い部分(数m程度)では、緑色鉱物を含んで「緑化」していることがある。

りもはるかに広い。そのため、緑色砂岩層の下位に必ず鉱体が胚胎されていることにはならないが、坑内での錘押しや試錐探査の際にはよい指標となる。厚さは一般に1.5~5m, 最大15m前後で、通常1層であるが、ときに泥岩を挟在することがある。たとえば、第1鉱床+15m坑北6号では第3図に示すような産状を呈し、下位の緑色砂岩層の上下層面には層状の、上位緑色砂岩層と挟在された泥岩中には鉱染状の辰砂鉱石が分布する注5)。

この緑色砂岩が緑色を呈する原因は本砂岩を構成する鉱物の中に鮮緑色の鉱物が比較的多量に存在するため(Plate 14の2)である。この緑色鉱物を分離してX線回折に供した結果は第1表のとおりであった。また、顕微鏡下においては一般に青緑色を呈し、緑色~青緑色の多色性を有し、その複屈折は0.025程度で、2Vは-である。産状は、いわゆる green sand 状である。以上からすれば、当緑色鉱物は海緑石と思われる注6)。

第1表 緑色砂岩中の緑色鉱物に対するX線回折の結果

d	I	d	I
10.6	50	3.09	50
4.54	100	2.58	100
4.38	50	2.40	65
3.34	60	1.51	60

泥岩：緑色砂岩層の上位に整合する厚い岩層(150m以上)で、黒色~灰色を呈し、比較的にもろく、比較的ルーズである。凝灰岩層を2~3層挟在し、その凝灰岩は白色ないし灰色で、泥岩との境界は明瞭だが、泥岩自身も多少凝灰質である場合が多い。この泥岩層(凝灰岩層を含めて)中には鉱体が認められない。

凝灰質流紋岩：本鉱床地域の北西部(第2図)に分布する淡緑色を帯びた灰白色・無流理・緻密・堅硬な岩石で、多く転石として存在し、他の岩石との関係を教えるデータはみいだせなかった。転石の分布範囲と分布状態からいえば、泥岩層をおおい、玄武岩におおわれる関係にあるものと推定できる。調査・検討した限りでは、辰砂の鉱染を受けたものは認められない。

鏡下においては、自形・半自形を呈する小型の石英斑晶と褐鉄鉱化した黄鉄鉱(?)の斑晶が分布し、石基は凝灰質の玻璃と石英の隠微晶からなる。しばしば正長石の微晶を伴い、褐色の微晶で汚染されていることが少なくない。

注5) 緑色凝灰岩層中に辰砂が鉱染していることもある。とくに鉱体と直接する場合にその例が多い(Plate 16の1など)

注6) 定量分析の結果は、Al 4.62%, Fe 12.07%, Ba 0.005%で、海緑石の中でも成分上セラドナイトに近い(分析：化学課 加藤甲王)

全体として、玄武岩体の1岩相とも、泥岩の変質体とも考え難い。

玄武岩：この岩石は、紋別市の紋別公園の丘から紋別山、さらに下渚滑にかけて広く分布する熔岩である。一般に灰黒色ないし暗灰色の、板状節理が発達した玄武岩で、紋別山玄武岩と呼ばれている。紋別山山頂付近では、赤色ないし赤褐色の土壌化がいちじるしい。第2図の範囲外に当たる紋別公園の丘に新鮮な露出があり(Plate 15の1)、その新鮮な部分は、0.5~1mmの自形および半自形のかんらん石の斑晶と紫蘇輝石・普通輝石の小斑晶、および紫蘇輝石・普通輝石・斜長石を主とする石基で構成されたかんらん石玄武岩(Plate 15の2)である。紋別山の南側登山道の中腹には、揮発物の抜けた空洞に富むものが分布していて、これが陸上溢流熔岩であることを教えている。

第2図に示すように、これは鉱床区域の北部および西南部に分布するが、この範囲には新鮮な露出がなく、すべて「ガレ」状の崩落堆積物として認められるだけである。

また、この区域内でもっとも新期の岩石で(沖積層を除くと)、上記のすべての岩層を被覆した関係にある。本玄武岩中には、水銀鉱体は認められていない。

沖積層：渚滑川をはじめ、霧立川(あるいは二十線沢ともいう)など各河川の河川敷と沿岸に沖積層が分布する。

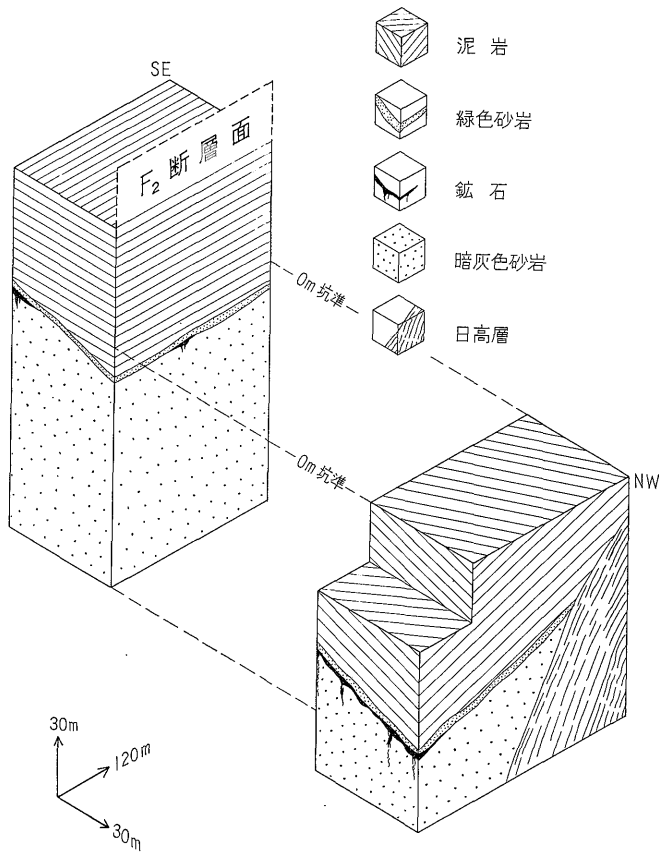
この沖積層中に、とくに本鉱床の露頭部に近い沖積層中に辰砂からなる漂砂が含有され、したがって本層は探査・稼行上注目されている。

### 3. 地質構造の概要

鉱業所が実施した重力分布測定の結果によると、本鉱床区域の基盤をなす先白亜系は鉱体群が配列する位置(第2図)の西南西約300mに長軸性背斜軸を、東北東約1050mに短軸性背斜軸を、東北東約450mに向斜軸を有する褶曲構造を呈し、そのうちの西南西方の長軸性背斜東側の勾配は急であり、東北東方の短軸性背斜西側の勾配は緩やかである。

既知鉱体群は、この先白亜系が形作った長軸性背斜東側の急勾配の脚部分、すなわち向斜西翼の部分に向斜軸とはほぼ平行(南北性)して配列する形となっている。

この西南西方の背斜東側の部分が急勾配の重力異常を示すことはこの部分に深在断層(deep fault)を推定する根拠となり得る。この深在断層の走向方向はほぼN-S(重力異常の配列から)と推定されるが、この方向は鉱体の配列方向に一致するため、巨視的には推定深在断層と鉱体との間に何らかの関係があるものといえ得よう



第 4 図 F<sub>2</sub>断層の模式ブロック・ダイアグラム

(後述)。

さらに、坑内で認められる断層擾乱帯は少なくとも 4 帯あって、いずれも NE 系の方向性を示し、擾乱帯を伴い、鉱体と鉱体の間に位置する。これらの断層は前記の推定深在断層と方向を異にし、下底はなお未確認であるが、先の推定深在断層を 1 次構造線と考え、これを 2 次構造線と考えることができる。このうち、もっとも規模が大きい F<sub>2</sub> 断層に例をとってみると、第 4 図に示すように、これは蝶番断層であり、脈状鉱石を胚胎している。

さらにまた、坑内には、通常この 2 次構造線から離れて、噴気活動を現在も行っている割れ目 (たとえば、第 2 鉱床—80m 坑北 2 号切羽の場合には 2 次構造線からの最短距離が約 25m、噴気温度最高 48°C)、あるいは噴気沈殿物を留めてかつての噴気活動を証明している割れ目 (たとえば、第 2 鉱床—100m 坑 4 号下盤立入の場合には 2 次構造線からの最短距離が約 45m) が少なからず分布している。この種の割れ目は 3 次構造線と考えるのが至当であろう。

部分的には 2 次構造線そのもの的一部分にもかつての噴気沈殿物 (炭酸塩・硫酸塩・水酸化鉄・硫化鉄・石英など) が沈殿・濃集していることがあり (たとえば、F<sub>2</sub> 断層に関連して、第 2 鉱床—60m 坑 1 号立入の掘上り斜坑左壁部)、この例を含めて、いずれの活噴気部・死噴気部の場合にもその上位 10m 以内、通常 1~3m の位置に層状の高品位辰砂鉱体が常に存在しているということは本鉱床のきわめて大きな特徴である。加えて、この噴気部そのものが脈状の辰砂鉱体を形作っている例 (第 1 鉱床上 30m 坑北 2 号採など) もある。

以上の 1 次・2 次・3 次各構造線の相対的特徴は、存在深度からいえば、1 次から 3 次のものに向かってより浅所であること、存在数からいえば、同じく 1 本から 4 本、そして多数となること、規模からいえば、大型から小型化することであるといえる。

これら各構造線と鉱石の存否とを単純に結びつけてみると、深在断層は鉱石供給路、2 次構造線は鉱石分配路、3 次構造線は鉱石分配・胚胎路と考えることができる

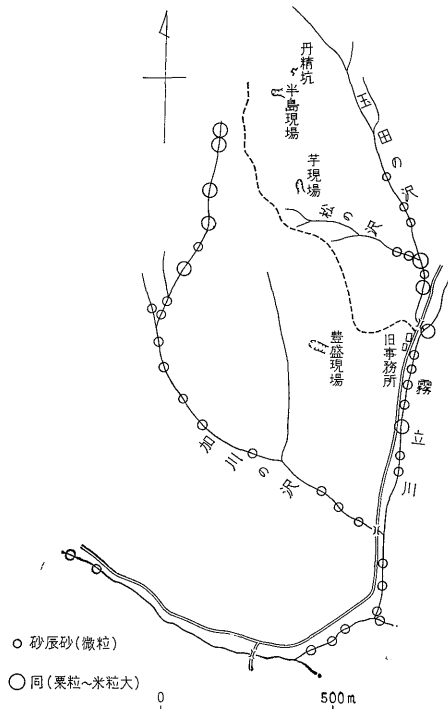
(V.I. SMIRNOV, 1968).

なお、層状鉱体が胚胎されている部分については、これを断層系として扱わねばならないような証拠はない。同鉱体が一定走向・傾斜をもって配列することが特徴的であるために、層状鉱体位置に断層性割れ目を示す現象が、ほとんど、認められないことを無視して、断層系が経験的に推定されていただけのことである。

4. 鉱床の概要

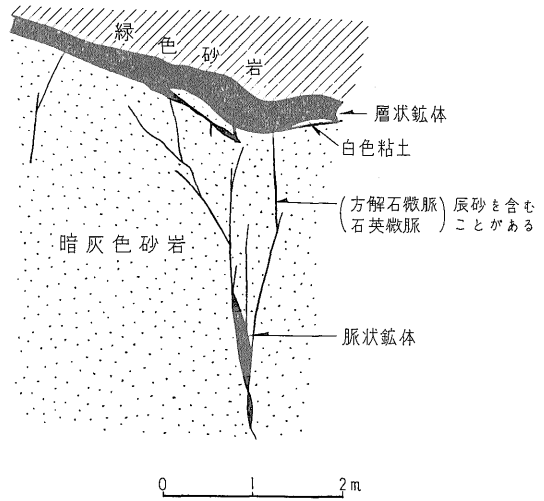
鉱床は初成鉱床と漂砂鉱床からなる。そのうちの初成鉱床は、主として暗灰色砂岩を、一部では暗灰色砂質凝灰岩を母岩とした水銀鉱床で、第2図に示すように、F<sub>2</sub>断層を境としてその南側に2鉱体群(F<sub>1</sub>断層をはさんでその北側と南側にそれぞれ1鉱体群)が分布し、これを鉱業所では一括して第1鉱床と呼び、さらにF<sub>2</sub>断層の北側に3鉱体群があって北に向かいそれぞれ第2鉱床、第3鉱床、第4鉱床と呼ばれている注7)。

漂砂鉱床、すなわちいわゆる「芋辰砂」鉱床は前記初成鉱床の南側、松ノ沢・玉田ノ沢・加川ノ沢・霧立川(二十線沢)にかけて、主に初成鉱床の露頭が賦存する



第5図 漂砂鉱旧探掘場および挽かけ分析図 (原図：番場猛夫・松村明, 1956)

注7) 第1鉱床は1944年、第2鉱床は1961年、第3鉱床は1968年、第4鉱床は1970年にそれぞれ発見された。



第6図 初成鉱体の形態

第1鉱床上40m坑々口から南の斜面に点在する。とくに、松ノ沢上流左岸と加川ノ沢支流左岸の斜面など3カ所であつて採掘されていたことがある(第5図)。

初成鉱床：既知鉱床全体の配列はほぼ南北性で、F<sub>2</sub>断層から北側のもの(第2・3・4各鉱床)はNNW—SSEに、同断層から南側のもの(第1鉱床)はN—Sに配列する(第2図)。

この初成鉱床は、第6図に示すように、2種の形態のものからなり、全体としてその大部分(75~80%程度)を占めるのが層状鉱染辰砂鉱体であり、残る部分が脈状鉱染辰砂鉱体である。

前者は落し方向に長く伸びた、比較的幅のせまい帯状を呈して分布し、後者は前者の下位に位置した、前者の「根」のような産状で散在する(第6図)。両者それぞれの規模・品位等の諸元は、第2・3表に示すとおりである。

母岩との関係でいえば、前者は母岩の層理にほぼ平行して胚胎されているが、後者は母岩の層理を切って分布している。したがって、これら2種の鉱体の拡がり、前者が水平的であり、後者が垂直的である。

層状鉱染鉱体の周辺、とくにその富鉱部の周辺に認められるおもな地質現象には、次のものがある。すなわち、

- 1) 上盤側に直接するか、あるいは上盤側数m程度以内に緑色岩層が分布し(Plate 16の1),
- 2) この緑色砂岩層が層状鉱染鉱体と直接する場合には、同岩層中にしばしば少量の辰砂が鉱染し(Plate 16の1),
- 3) 鉱体と直接する場合の緑色砂岩層下面は波状の湾曲ないし比較的急傾斜化し(Plate 16の2),

北海道竜昇殿鉱山の水銀鉱床とその鉱石について(1) (岸本文男)

第 2 表 層状鉱染辰砂鉱体の諸元

鉱床名	走 向		傾 斜		落 し			厚さ平均 (m)	平均品位 (Hg%)
	方 向	延 長 (m)	角 度	延 長 (m)	方 向	角 度	延 長 (m)		
第 一	N40~50°W	30~40	20~30°	—	N	30°	250	4	0.3
第 二	N60~70°W	25~35	15~20°	—	NW30°	20°	200	5	0.4
第 三	N50~60°W	20~30	10~15°	—	NW15°	15°	160	5	0.5
第 四	N50~60°W	20~30	10~15°	—	NW10°	15°	160	5	0.5

第 3 表 2・3の脈状鉱染辰砂鉱体の諸元例

鉱体の位置	走 向		落 し			平均の幅	平均品位
	方 向	延 長 (m)	方 向	落し角度	延 長 (m)		
第 1 鉱床北 6 号	N60° E	35	N E 20°	70°	25	3	0.3
第 1 鉱床北 3 号	N50° E	30	N E 30°	60°	20	3	0.2
第 2 鉱床 1 号	N70° E	20+	N E 10°	70°	10+	2	0.2

4) 下盤側 1~3 m (通常) に局部的ではあるが、しばしば新旧噴気部が存在し (ときには脈状鉱染辰砂鉱体を形成していることがあり) (Plate 17 の 1),

5) 鉱体の上盤・下盤側ないし鉱体中に断層を伴う場合はまれで、

6) 鉱体下面が小陥穴状に凹んでいる部分には Hg50% をこえる辰砂の濃集が認められ (第 7 図),

7) 辰砂を胚胎する部分の暗灰色砂岩は、小礫質である場合も細粒質である場合もあるが、どちらかといえば

小礫質の場合が多く、逆に小礫質の砂岩部分に必ず辰砂が沈殿しているとはいえず、

8) 母岩の変質は微弱で、変質鉱物として比較的少量のカオリン・モンモリロン石が、ごくまれに微脈状の方解石・石英 (ときには辰砂を随伴することがある) が認められる程度である。

脈状鉱染鉱体の富鉱部は第 8 図に示すような分布状況であり、その各富鉱部の周辺に認められるおもな地質現象は次のとおりである。すなわち、

1) 上盤側に直接するか、もしくは通常その数 m 以内に層状鉱染辰砂鉱体が分布し (第 6 図),

2) 鉱体の部分は緻密で固いか、あるいは固くても割れ目に富むために割れやすく、それが暗灰色砂岩に比較的急激に移過し (第 9 図 A・B),

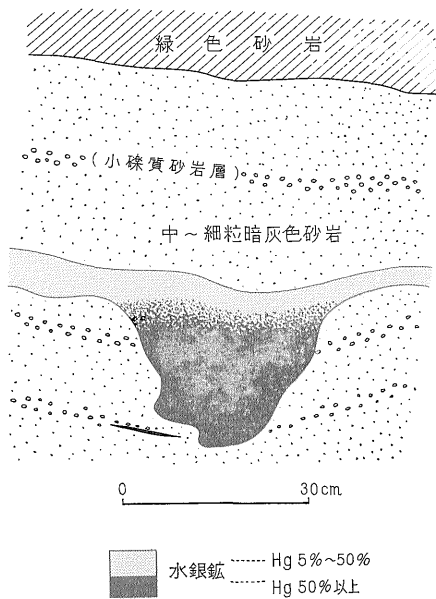
3) 鉱体自身が空隙・空洞・割れ目に富み (Plate 17 の 2),

4) 比較的急傾斜の断層ないし断層破碎帯を伴い (第 9 図 A),

5) 母岩の変質がいちじるしく (後述),

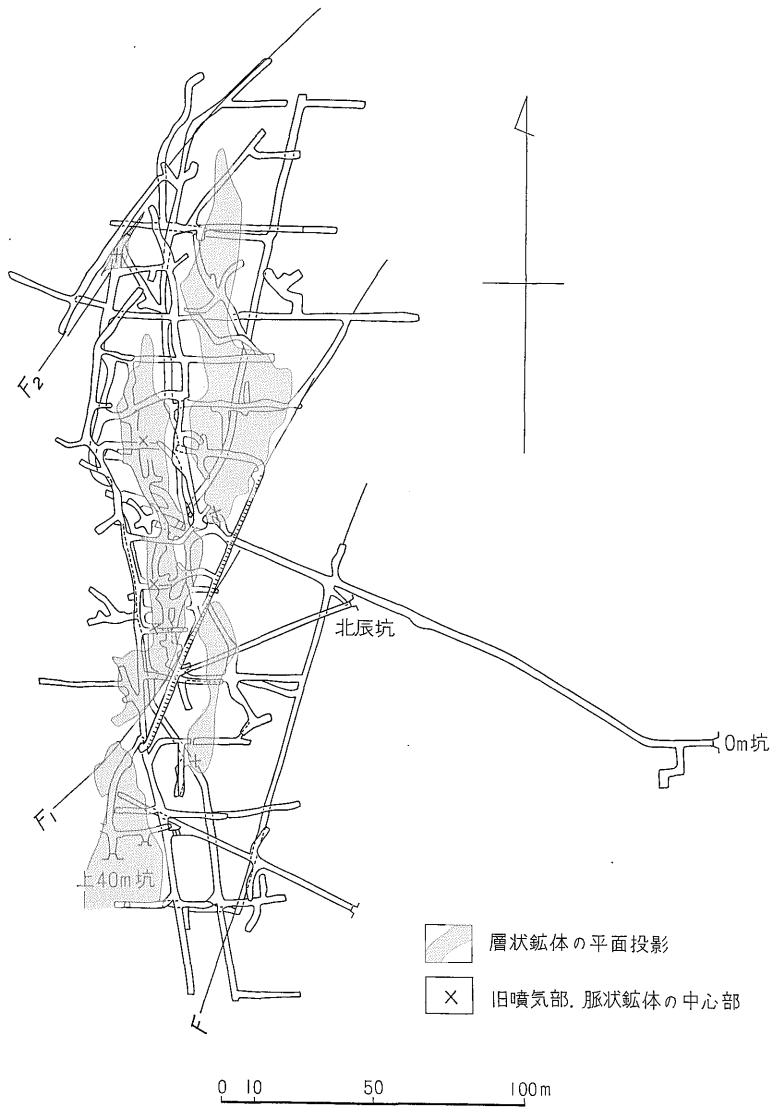
6) 脈状鉱染鉱体の下部に 5~10 m 前後の不毛な石英脈が認められ (第 10 図),

7) ときに偏平レンズ状~筒状鉱体として産出し、その場合、鉱体をとりまいて珪化など強く変質した部分が存在し、この外套部にはしばしば噴気孔様の小空洞が残存するが、同鉱体が確認ずみの場合で噴気を現在も続けているものは知られていない (現在噴気している第 2 鉱床-80 m 坑 2 号の場合は、まだ外套部が露出しているだけで、脈状鉱体は未確認である、Plate 18 の 1)。

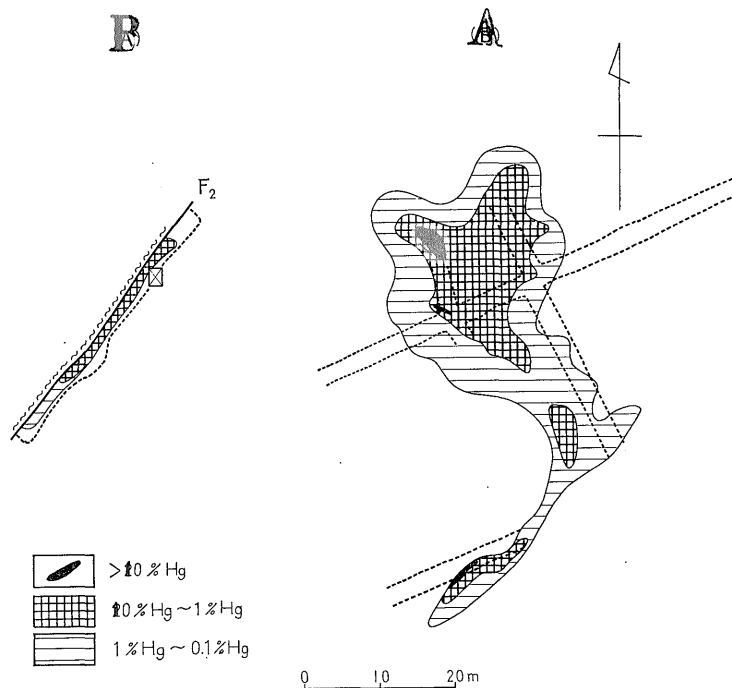


第 7 図 層状鉱石の小陥穴状高品位部 (第 2 鉱床-80 m 坑 2 号) ;



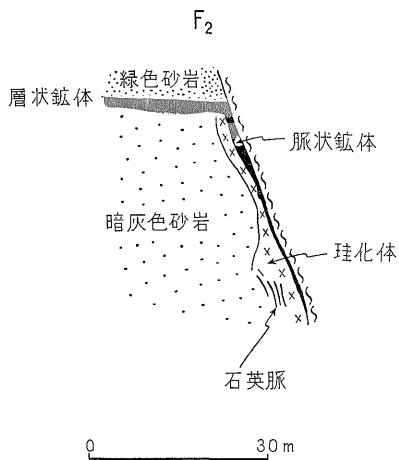


第 8 図 第 1 鉱床関係の脈状鉱体部



第9図 品位分布例

(A) 脈状鉛染鉛体 (第1鉛床+15m北6号) (B) 層状鉛染鉛体 (第1鉛床+15m北3号)



(第1鉛床-15m坑北3号の石英脈)

第10図 第1鉛床最下底に分布する不毛石英細脈群と鉛体との位置的関係 (縦断面)

これら2種の鉛体は、第6図に示したように、微細な割れ目(通常、幅5mm以下)やその中に沈殿した微細な辰砂あるいは黄鉄鉛・方解石・石英・重晶石・石膏などの鉛物でつながっていることが多く、したがってこれら2種

の鉛体は一連の鉛化作用によるもので、辰砂が沈殿した場所の性質とそれに伴った沈殿様式、沈殿を規制した要素(後述)が異なるために産状を異にしたものと思われる。両者の発達量からみると、あまり明確ではないが、後者が発達する部分の上位に胚胎されている場合の層状鉛染鉛体の規模・品位は、後者が劣弱かあるいは旧噴気沈殿物だけを留めている場合に較べて、劣るようである。

漂砂鉛床: 本鉛山の初成鉛床発見の端緒となった辰砂の砂鉛は、番場猛夫ら(1956)の調査によると、第5図のように分布していた。現在も霧立川(二十線沢)の河床砂礫中に砂辰砂を見出すことができるが、1956年当時と異なり、研の流出の影響が大きく、第5図の再現は不可能となっている。

かつて採掘された漂砂鉛床の切羽4カ所も埋没して、その跡さえ定かでない。

この漂砂鉛床の採掘当時に各切羽を調査した番場猛夫ら(1956)は、そのうちの「芋現場」(第5図)について、「ここではN30°W方向に、幅10m、延長45m、深さ5mの塹壕掘りをおこない、基盤と表土の間に、やや多量の拳大ないし小豆大の芋辰砂を採掘した。またこの付近の土砂には、1mm内外の辰砂粒がかなり含有されている。ここに産する芋辰砂は、あまり円味をおびておらず、美しい唇紅色を呈する。……」と述べ、さらにその成因

に言及して、「この芋辰砂とともに産する漂礫は、珪質岩・粘板岩・硬砂岩の礫で、いずれもが先白亜系の岩類である。またこの礫層の下盤には、先白亜系の黒色粘板岩が基盤をなしており、一部に少量の辰砂脈が認められる。……この芋辰砂は、……残留鉱床とみることが適当のようである」と報告している。

1方、第2図および第5図にあらわされているように、本鉱山のいわゆる「芋辰砂」鉱床の分布範囲およびその富鉱部の配列上の特徴は、

1) 既知鉱体露頭位置(第1鉱床)の以南に分布範囲が限られていること、

2) その分布範囲の南限は山麓最低部に位置した霧立川(二十線沢)で、さらにその南側の丘陵には及んでいないこと、

3) 「芋辰砂」鉱床の旧露天切羽がほぼ南北方向(山麓傾斜方向)に配列し、超鋭角の逆三角形の範囲を示すこと、

4) それぞれの鉱量・品位が既知露頭位置に近いほど大きく、離れるほど小さいこと、などの諸点である。

さらに、山腹南側の各沢の砂礫中に賦存する「芋辰砂」・砂辰砂の粒度は、加川ノ沢では既知露頭に近いほど大きく、松ノ沢では「芋現場」に近いほど大きい、という傾向を示している(第5図)。

以上の諸点ならびに「芋辰砂」の組織・構造・構成鉱物が第1鉱床など初成鉱体の1部の鉱石の場合に酷似すること(後述)から考えると、先白亜系中の辰砂脈を起源とした残留鉱床と考えることは第三系中の初成鉱床を起源とした漂砂鉱床と説明することよりも難しい。

なお、大牟田化学工業株式会社が経営していた当時の資料によると、この「芋辰砂」鉱床の鉱量は1956年1月現在で46,000 t、同品位Hg 0.05%となっている。

### 5. 中間的考察

以上に列挙した地質および地質構造に関する諸事実と鉱床の産状をあらわすデータのうち、とくに注目すべきことは、本鉱床の初成鉱床が2つのタイプの鉱体群からなり、その間に脈絡があることであり、緻密・粘稠な緑色砂岩を頭にした含水率の比較的高い、ルーズな暗灰色砂岩中にほとんど変質作用を伴うことなく層状鉱染辰砂鉱体が、その下位に炭酸塩鉱物化作用と硫酸塩鉱物化作用およびいちじるしい珪化を伴った脈状鉱染鉱体が賦存することであり、前者の下位に現在も活動を続ける噴気孔群が炭酸塩・硫酸塩のトラパーチンを形作りながら存在することである。

このような鉱床の産状にしぼって考えてみても、本鉱

床は典型的な辰砂鉱脈からなるイトムカ鉱山(塚田文男, 1959)大和水銀鉱山(塚田文男ら, 1960), 神生水銀鉱山(岸本文男, 1962), 日吉水銀鉱山(岸本文男, 1962)などの鉱床とも、典型的な鉱染辰砂鉱体からなる和気水銀鉱山(高島清, 1956)や網状-鉱染辰砂鉱体からなる由岐水銀鉱山(岸本文男, 1962)などの鉱床とも生成機構を相当異にしているように思われる。

現在の段階で推定できることは、噴気孔群に代表される温泉作用と辰砂鉱の生成が直接的な因果関係を有し、辰砂の沈殿・濃集が砂岩中に豊富に存在した地下水によってひきおこされたものではないかということである。すなわち、IdahoのBoiling Springsで観察されているような含水銀鉱液(G. TUNELL, 1964)が温泉として湧出する現象が想定でき、その鉱液が硫化水銀ソーダ溶液の形であれば(KRAUSKOPF, 1951)、地下水に稀釈され、その中の酸素によって硫化ソーダが酸化されて硫酸ソーダになることなどによってHgSが沈殿するということは十分に可能と思われる。

このような推定は、鉱石鉱物・脈石鉱物の産状と共生関係の観察および室内条件下におけるHgSの沈殿データの測定などによって、是非が明瞭になるものと思われる(以下次章)。

### 文 献

- 堀 純郎(1943): 本邦の水銀鉱床, 地質調査所報告, 第154号  
 矢嶋澄策(1950): 北海道の水銀鉱床, 北海道地下資源調査資料, 第5号  
 番場猛夫・松村明(1956): 紋別市竜昇殿鉱山の水銀鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, 第25号  
 原田準平(1945): 北鎮水銀鉱山調査報告(未公表)  
 藤原哲夫・鯨井昭一郎(1968): 竜昇殿鉱山における探査について, 金・銀・水銀鉱床研究会資料(日本鉱山地質学会北海道支部)  
 竹内嘉助(1938): 興部図幅説明書, 北工試地質調査報告, 第2号  
 竹内嘉助(1942): 鴻ノ舞図幅説明書, 北工試地質調査報告, 第6号  
 高橋哲弥・他3名(1936): 北海道有用鉱産物調査, 第6報, 北工試報告  
 日本地質学会編(1962): 地層名辞典, 日本新生界ノ部  
 塚田文男(1959): イトムカ鉱山の探査の特殊性, 日本鉱業会誌, 75巻, 855号  
 塚田文男・他2名(1960): 大和水銀鉱山の鉱床について, 鉱山地質, 第10巻, 第39号

北海道竜昇殿鉱山の水銀鉛床とその鉛石について(1) (岸本文男)

岸本文男(1962) : 奈良県神生水銀鉛山の鉛床について,  
地質調査所月報, 第13巻, 第3号

岸本文男(1962) : 四国地方における水銀鉛床, 地質調査  
所月報, vol. 13, no. 4

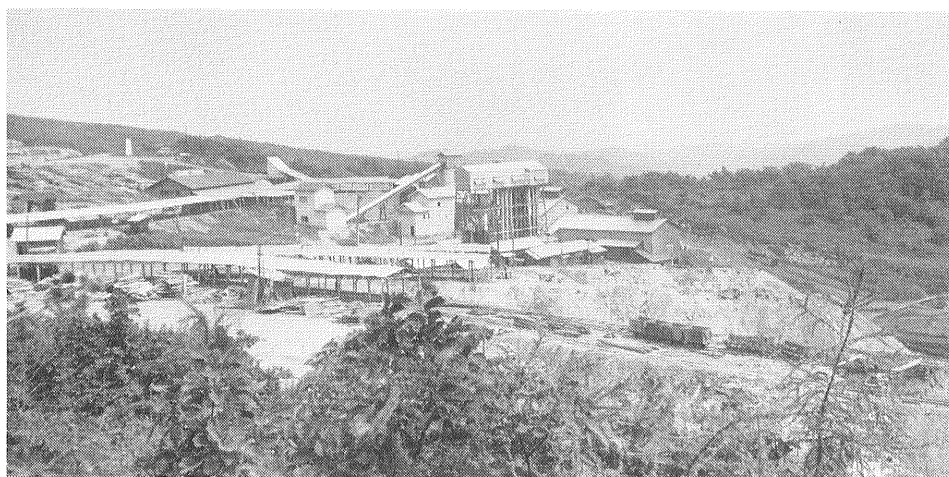
高島 清(1957) : 岡山県和気水銀鉛床概査報告, 地質調  
査所月報, vol. 8, no. 4

TUNELL, G. (1964) : Chemical processes in the for-

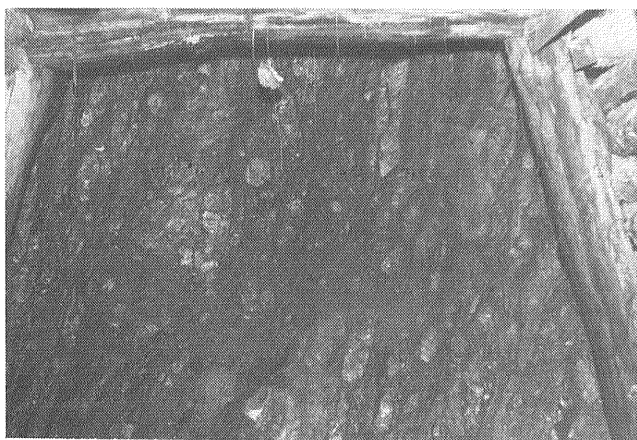
mation of mercury ores and ores of mercury  
and antimony, *Geochimica et Cosmochimica  
Acta*, vol. 28, no. 7.

KRAUSKOPF, K. B. (1951) : Chemistry of quicksilver  
transportation in vein fluids, *Economic Geo-  
logy*, vol. 46, no. 5.

藤原哲夫(1970) : 紋別市竜昇殿鉱山の水銀鉛床, 北海道  
地下資源調査資料, 第118号

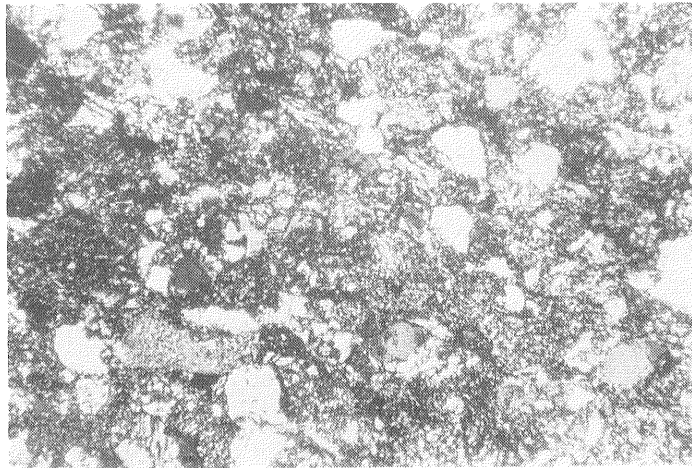


1. 竜昇殿鉱山を西南から望む



1.8 m

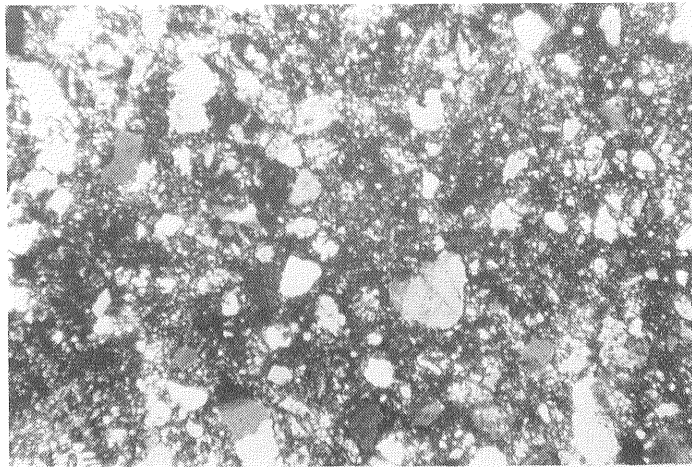
2. 一100m 坑北押引立  
地質：日高層



1 mm

(十字=コル)

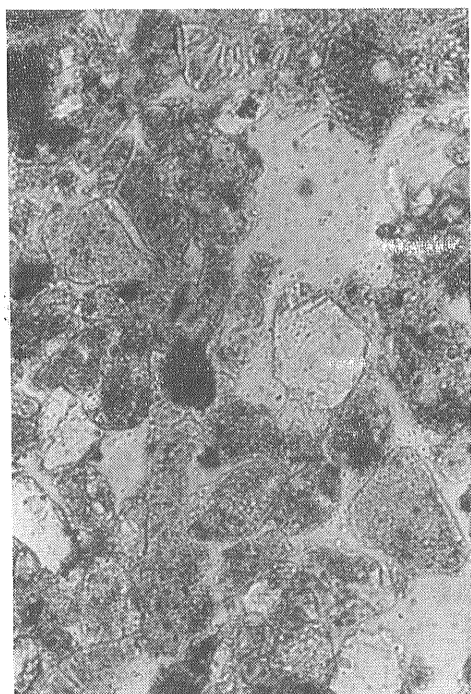
1. 豊盛部落西端カッティングの粘板岩顕微鏡写真



1 mm

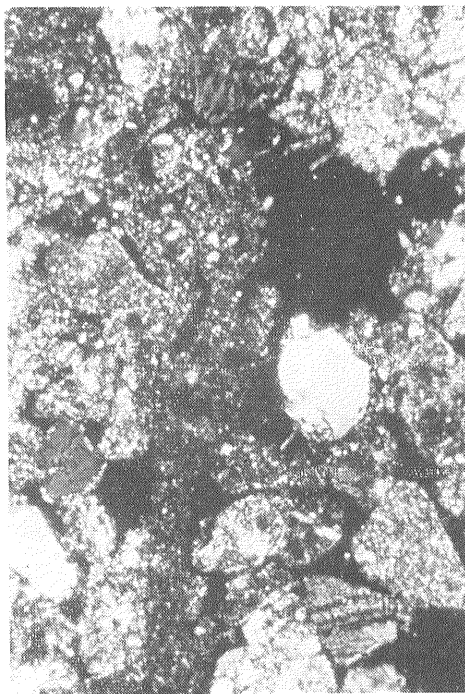
(十字=コル)

2. 100m坑北押引立の粘板岩顕微鏡写真



1mm

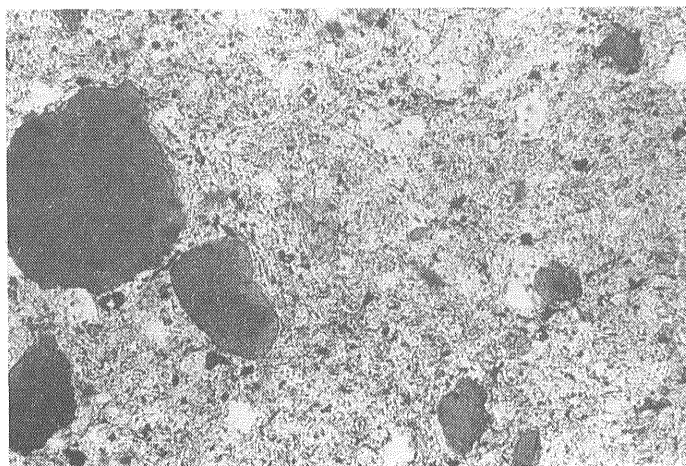
(平行=コル)



1mm

(十字=コル)

1. 暗灰色砂岩の顕微鏡写真



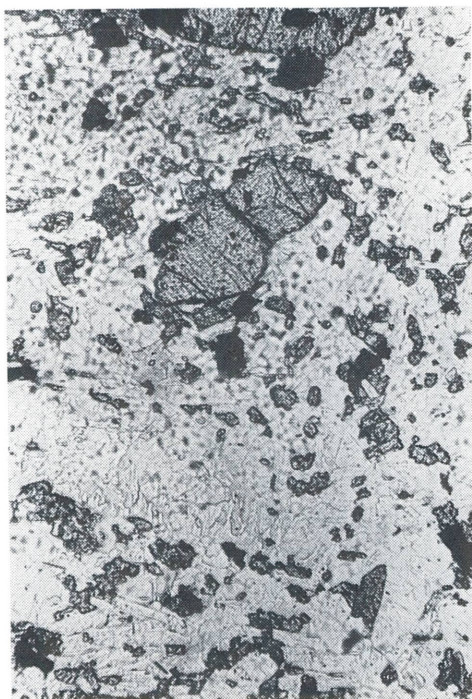
1mm

(平行=コル)

2. 緑色砂岩の顕微鏡写真

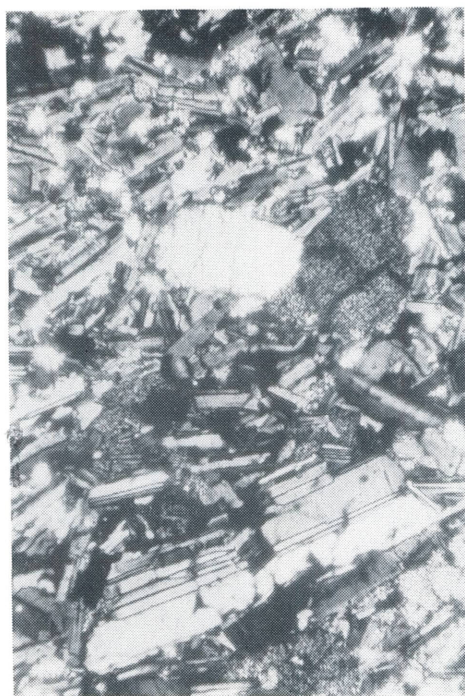


1. 紋別公園の丘の玄武岩（夕日を浴びる石切場跡）



1 mm

(平行ニコル)



1 mm

(十字ニコル)

2. いわゆる紋別山玄武岩（かんらん石玄武岩）の顕微鏡写真

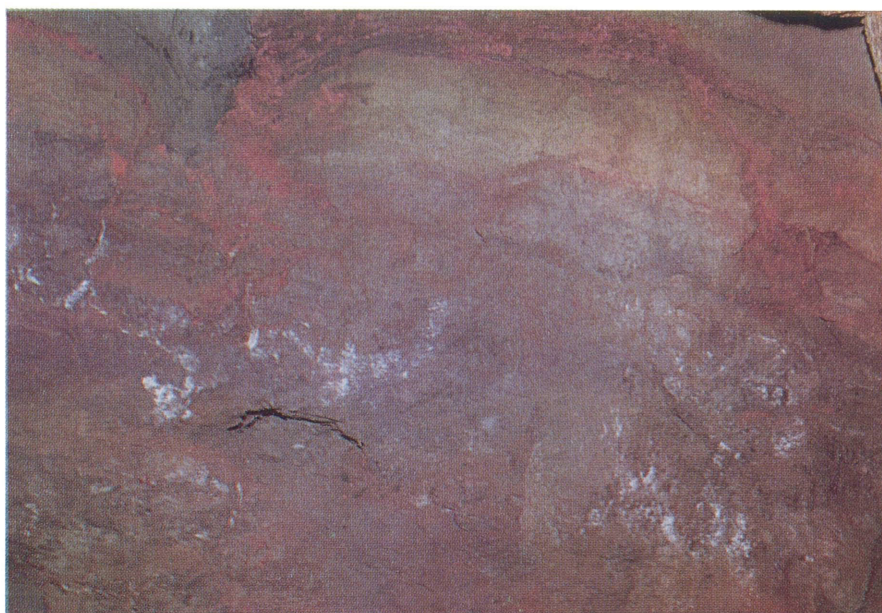




1. 第2 鉱床—80m 坑2号採における緑色砂岩（暗緑色の部分）・層状鉄体（朱色の部分）・暗灰色砂岩（灰色の部分）の産状

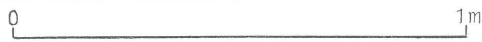
〔天盤を側壁沿いに見上げて撮映したもの〕  
緑色砂岩と暗灰色砂岩中に辰砂が浸染している状況も現わされている。

40cm

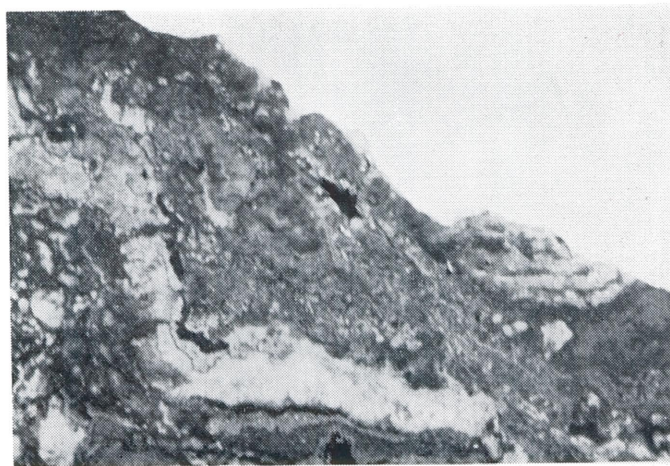


0 1m

2. 緑色砂岩（左上の暗緑色部分）湾曲部と層状鉄体（朱色の部分）  
白色の部分：方解石および粘土



1. 層状鋁体（朱色の部分）とその下位の旧噴気部  
（黄色・暗灰色の部分）



2. 脈状鋁石中の小空洞（中央上部の黒色部）（第1鋁床+30m坑北3号）



1 m

1. 第2 鉱床—80m 2 号において発見された噴気孔  
本噴気孔上方約 2 m に高品位の層状鉱体が、側  
方約 2 m に辰砂鉱石 ( $10 \times 4 \text{cm}^2$ ) が認められ  
る。  
この写真の左側の噴気孔の温度  $28^\circ\text{C}$ 、右下噴  
気孔の温度  $48^\circ\text{C}$   
黄色・白色のものは、すべて sinter である。