

奈良県神生水銀鉱山の鉱床について

岸本文男*

On the Mercury Deposit of the Kamio Mine, Nara Prefecture

by

Fumio Kishimoto

Abstract

Kamio mercury mine, situated at Komagaeri, Udano-chō, is producing about 1.2 tons of mercury for a month.

The ore deposits are of epithermal cinnabar-quartz-carbonate veins arranged en échelon, most of which are tabular or thinly lenticular.

From the results of observation under the microscope, and of chemical analyses of major and minor elements, the author could clarify the structural controls, and horizontal and vertical changes of characters of these veins.

He found some regularities, for example, in the variations of some minor elements-Ba, Sr, Fe etc, and he also gave some suggestions for prospecting blind ore bodies.

要 旨

奈良県宇陀郡菟田野町駒帰にある本鉱山は水銀 1.2 t/月を生産している。鉱床は、西南日本内帯の黒雲母石英閃緑岩中の雁行する裂かを充填する浅熱水性辰石石英炭酸塩鉱脈で、主として板状鉱脈群を形成する。この報告は辰砂の産状・鉱脈の地質構造支配・鉱脈群の水平および垂直変化等から深部の鉱化作用を知るために、地質構造図・鏡下における観察・化学分析・分光分析・特殊な微量分析等の結果を纏めたものである。その結果、垂直変化に幾らかの規則性と、とくに下部に Ba, Sr, Fe等の変化を認め、また、探鉱上の着目点をも指摘した。

1. 緒 言

本邦の水銀資源は、主として北海道のイトムカ鉱山を中心とする地域に集中（本邦の全水銀鉱量の約75%以上と推定される）し、これについて奈良県中部の水銀帯（本邦全体の約15%程度）がある。すでに報告した大和水銀鉱山²⁾とここに報告する神生水銀鉱山は後者の主要な稼行鉱山である。

本鉱山は終戦後長く水没したままにおかれて、隣接する大和水銀鉱山が比較的早く再開され、鉱床学的な検討が重ねられていつたのに反し、神生水銀鉱山の鉱床の産状は全く明らかでなかつた。今回、再開されたので

* 鉱床部

の精査を行なつた。

本鉱山については一般的に記載した堀純郎¹⁾による調査(1953)と、筆者による報告²⁾(1957)以外にみるべきものはない。筆者は本鉱山の調査に当つて、とくに鉱床と地質構造との関係・鉱石の化学成分等について注意した。

なお、本鉱山の調査に際して、便宜を与えられた神生水銀鉱山各位に深く謝意を表する次第である。

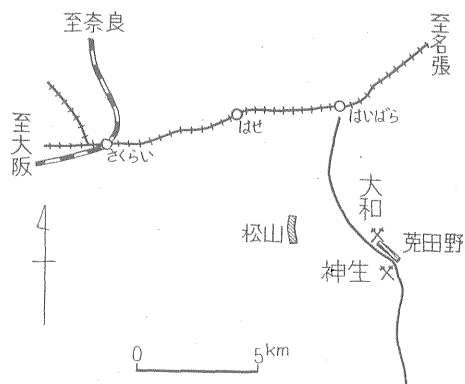
2. 位置・交通および鉱区

神生水銀鉱山は奈良県宇陀郡^{うだの}菟田野町駒帰にあつて前述の大和水銀鉱山の東に当り、鉱山前まで近畿日本鉄道^{はいばら}榛原駅からバス(8km)を通じている(第1図)。

鉱区番号 奈良県探登 76号
鉱業権者 奈良県宇智郡五條町大字二見1108
小松 実
鉱 種 水銀
鉱区所在 奈良県宇陀郡菟田野町駒帰

3. 沿 革

本鉱山地域が水銀産地として歴史に現われたのは天平17年²⁾であつて、当時の仏教の興隆と関係が深い。神生水銀鉱山の水銀鉱床の名が記録されたのは1900年、農商務省鉱山局から出版された日本鉱産誌が始めてで、その



第1図 位置図

なかに“大和国宇陀郡宇賀志村駒帰・ヒヤケ畑外六字”と記されたのがそれであり、当時宇賀志鉱山と呼ばれたものである。

1919年には現在の斜坑口の南南東約250mの宇賀志川右岸において、ドイツ人某の指導の下で前田一郎が稼行していた。

鉱山側の記録によれば、現権者の実父小松兼松が1940年頃から2坑の一部以下の坑道を掘進し、月平均1tの製品を得たという。しかし、鉱山側以外の統計資料には記載されていない。

1957年に現権者が再開して以来、月平均1.2~1.3tの水銀を山元で製錬しており、1958年の本邦の水銀粗鉱生産量に対する割合は8.8%で水銀の精製量からみれば、4%に相当する。

すでに使用しているレトルトに加えて、1959年11月からロータリーキルンが設置されて稼働していて、和製ロータリーキルンでも有用であることを実証しつつある。

第1表 1958年の期別生産量

	粗鉱量 (t)	品位 (%)	精鉱量 (t)	品位 (%)	精錬生産量 (kg)
1~3月	540	0.6	105	2.2	2,217
4~6月	675	0.9	282	2.0	3,698
7~9月	408	1.1	255	2.0	4,191
10~12月	508	1.2	346	1.6	4,973
計	2,131	1.0	988	1.9	15,079

4. 地形

本鉱区の中央部は海拔400m前後の沖積平野で、主として水田となり、北部は、この平野に続く比高110m前

後の準平原となり、南部は、比高90m以上の丘陵となつてそれぞれ雑木ないし杉林を形成している。

沖積平野の南から北流する宇賀志川は中央部で芳野川の本流と合して西流し、これに沿つて西方に菟田野町の市街地がある。

5. 地質

本鉱山付近を構成する岩石は、いわゆる領家変成岩類に接する深成岩類の一部からなり、さらにこれを芳野川両岸において河成堆積物が広く覆っている。

深成岩類は、黒雲母石英閃緑岩・優白質斑状黒雲母花崗岩・黒雲母花崗岩および半花崗岩質黒雲母花崗岩等からなる。これらの諸岩類について鉱床に深く関連すると思われる事項註1)を以下に略述する。

5.1 黒雲母石英閃緑岩

本鉱山付近に広く分布し、水銀鉱床の母岩となる。本岩と他の深成岩類との主要な相違点は、

(1)本岩は奈良県中部の水銀鉱床地域における基性深成岩類を代表する基性岩体であること。

(2)中央構造線にほぼ平行して帯状に分布すること。

(3)他の深成岩類(半花崗岩質黒雲母花崗岩を除く)中に捕獲され、この地域の深成岩類中最も古期の岩体であること、等である。

なお、本岩体中には中央構造線に斜交する擾乱の激しい断層群と、さらにその断層に斜交して中央構造線にほぼ直交する断層(割れ目)群が発達し、それぞれの群では数本ないしそれ以上の断層がほぼ平行して発達している。しかし、5坑準(-75m)まで地表から掘進された本岩体とほとんど坑道のない他の岩体における断層についての比較は困難である。

5.2 黒雲母花崗岩

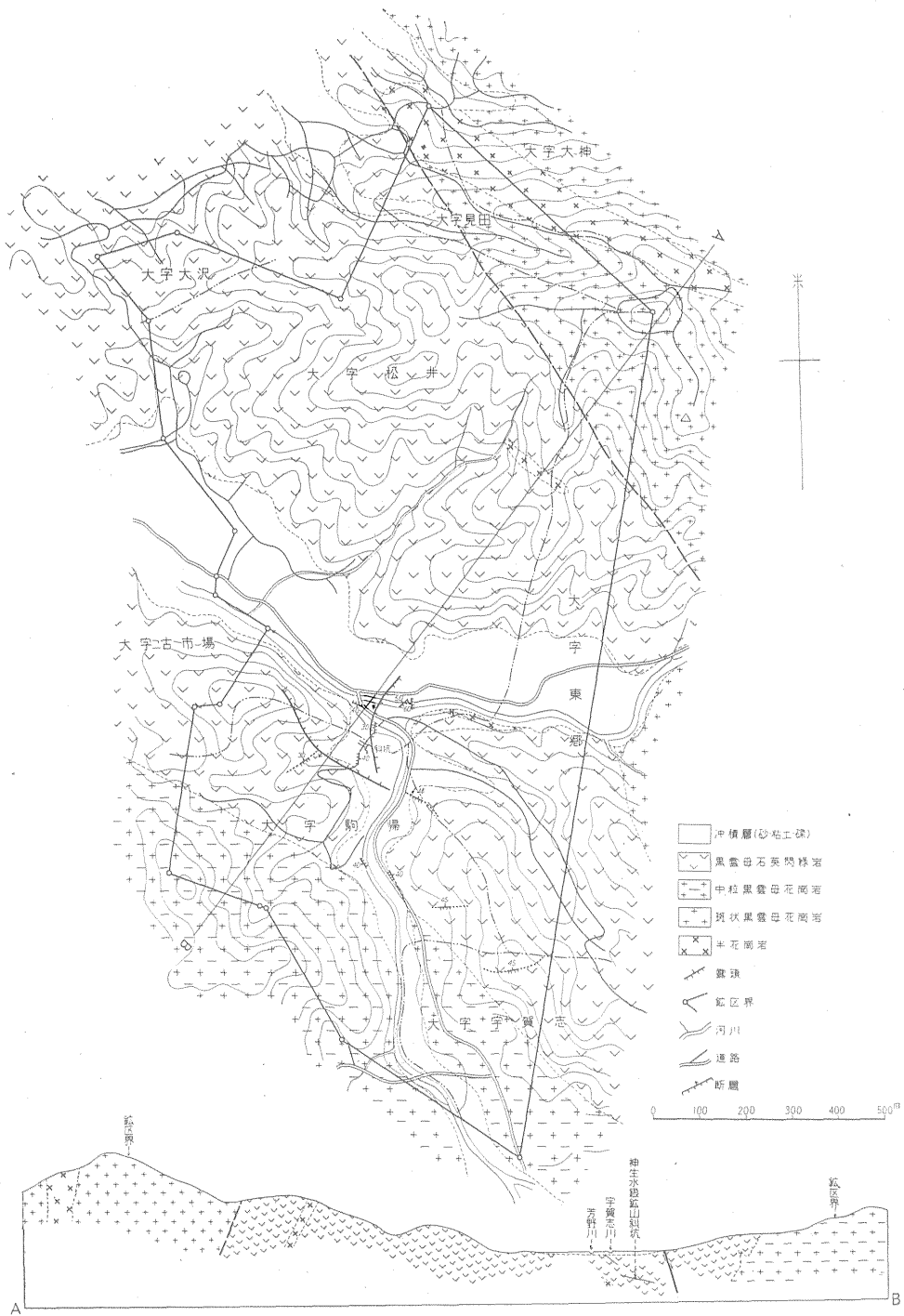
本岩体中には粘土脈は決して少なくないが、稼行できる水銀鉱床は発見されていない。肉眼的にも、また化学分析の結果からも水銀は認め難い(第2表)。

第2表は、0.001%以上の水銀について金アマルガム法によつて定量分析した結果で、0.001%以下の水銀については検出されていない。なお、第2表には黒雲母石英閃緑岩中の粘土脈の分析資料も加えて参考に供した。

これらの粘土脈は、黒雲母石英閃緑岩中の粘土脈に較べて、一般的な傾向としては炭酸塩鉱物および緑泥石に乏しく、カオリンに富み、沸石を伴うことがある。

本岩は主として鉱区の最南部に分布し、坑内においてみられるところでは、黒雲母石英閃緑岩中に貫入するが、

註1) 岩石の一般的記載は、すでに文献4)で報告したから、それを参照されたい。



第2図 神生水銀鉱山地質および鉱床図

第2表

試料番号	Hg(%)	採取場所	上盤岩石	下盤岩石
58	0.000	南3坑	黒雲母花崗岩	黒雲母花崗岩
59	0.000	"	"	"
62	0.000	"	"	黒雲母石英閃緑岩
68	0.000	"	擾乱粘土	擾乱粘土化岩石
81	0.000	4坑	"	"
83	0.000	"	"	"
85	0.002	"	黒雲母石英閃緑岩	黒雲母石英閃緑岩
86	0.004	"	"	"
88	0.004	1中段坑	"	"
102	0.001	2坑	"	"
103	0.000	"	擾乱粘土	黒雲母花崗岩
107	0.004	1坑	黒雲母石英閃緑岩	黒雲母石英閃緑岩
108	0.000	"	"	珪化著しい岩石
109	0.000	"	擾乱粘土	黒雲母石英閃緑岩
110	0.000	"	"	擾乱粘土
111	0.000	"	黒雲母花崗岩	"
112	0.000	"	"	"
113	0.000	"	黒雲母石英閃緑岩	黒雲母石英閃緑岩
115	0.000	1坑東上り	"	"
118	0.001	1坑	"	"

分析: 藤貫正

鉱床の生成に先立つ熱水変質作用を蒙つて、境界部が不明瞭になっている。

なお、南西の山口等においてみられる本岩中の粘土脈には水銀鉱物が認められたことがあるとの話であるが、詳細は不明である。

5.3 優白質斑状黒雲母花崗岩

本岩は鉱区の東部から北部にかけて分布し、鉱区外に拡がっている。ひばり山でみられるように⁴⁾、黒雲母花崗岩に捕獲され、またざくろ石^{註2)}を含むのを特徴とする。本岩中には、かつて辰砂を採掘した旧坑が少なくとも3カ所あり、しかも品位は0.002%Hg以上の粘土脈を認めることができる。しかし、稼行されたものはない。最近になって、本岩中の粘土質石英脈から肉眼的に辰砂を認め、椀掛け法によつて0.05%以上の水銀(辰砂)を検出した由であるが、もちろん稼行できる鉱脈ではない。

5.4 半花崗岩質黒雲母花崗岩

本鉱山の稼行鉱体の東方約60m付近から東に露出する。本岩は岩脈状を呈し、緻密質で粘土脈を伴っていない。また、石英脈もまれであり、鉱床の母岩とはなっていない。また、坑道内には本岩は分布していない。

本岩中には黒雲母石英閃緑岩等の捕獲岩は認められな^{註2) 文獻4)}においては、明らかにしえなかつたので、本稿で新たに報告する。

い。本岩体と全く岩相の酷似する岩脈が西方の高取山その他で黒雲母花崗岩中に貫入している。

6. 地質構造

岩石相互の地質構造上の関係については、すでに発表された⁴⁾ので、ここでは断層の発達について述べることにする。

西南日本の内帯と外帯との境界である中央構造線は、本鉱山の南方約7kmの鷲家神社付近を通る⁴⁾。一方、本鉱山付近には東西性の大きな断層があつて、中央構造線(ほぼN80°E)に35~60°斜交し、広い擾乱帯を伴っている。擾乱帯(幅3m前後)は現在採掘中の鉱化帯の南限に1本と、これにほぼ平行するものが2本存在する。前者はすべり面が明瞭で南に80°前後傾斜し、後者はすべり面が明瞭でなく北に(あるいは南に)40~70°傾斜し、また鉱体を胚胎することもない。第3図に明らかのように、前者は走向方向にはきわめて直線的な構造線で傾斜方向には小規模に屈曲(この屈曲部に鉱体が賦存している)しているが、後者は(北に位置するものほど)走向方向にだけ湾曲する傾向がみられる。

これらの東西性断層の北部では、南北性の断層が弧状を示し、走向はN10°W~N45°E、西に20~55°傾斜する。擾乱帯は発達していない。

主としてこの南北性断層の下盤側に裂かが発達し、その走向はほぼN20~60°Eで西に16~36°傾斜している。これらの裂かは、一般的な傾向として、断層の湾曲部に集中し、その走向は断層と20~45°斜交する。裂かの相互の関係は明らかに雁行性を示し(鉱床の項参照)、もちろん、断層よりは緩い傾斜を示し、断層と裂かとの交角(傾斜角)は通常10~20°である。

裂かとして東西性の断層に伴われるものは少なく、かつ、南北性の断層に伴われる裂かのような規則性は認められない。したがつて、南端の東西性の断層の破碎帯中に胚胎される鉱体(落しN75°W・50°で延長24m以上)の構造的な解析は難しい。

この東西性の大きな断層の東および西の延長は、ともに露出不良または花崗岩体(風化作用を著しく受けている)中であるために確認できないが、大和水銀鉱山の坑内でみられる同様な断層¹⁴⁾と関連させて考えれば、これらは南東から北西に向かつて雁行するものと考えられることができる。

したがつて、本鉱山の北西側には大和水銀鉱山において認められる断層の延長部ないし両鉱山の両断層の中間に位置する断層が存在するものと考えられるが、これを確認することは富鉱体の探査上きわめて重要である。



第3図 地質構造および鉱床分布図

とくに南北性の断層群もそれらに伴なわれる裂か群も、それぞれ、水平方向にも垂直方向にも雁行し、それらの生成はいわゆる中央構造線にあらわされた衝上運動に帰せられるだろう。

これら構造線については、比企忠⁹⁾によつて概略的に論ぜられているし、また最近では、隣接する大和水銀鉱山の場合について矢島澄策ら⁹⁾は北西—南東系の剪裂帯を鉱床生成前に行なわれた広範な衝上断層運動による剪裂帯とし、また北西系の破碎帯をこの運動による張力裂かとしている。筆者は、神生水銀鉱山で考察できる範囲内の断層・裂かについてすでに述べてきた諸事実に基づき、構造帯の形成はもつと複雑な内容をもっているものと考えている(本章の後半に述べる)。

その後、矢島澄策は前述の大和水銀鉱山の鉱床を生成した場としての断層と裂かについて論じ⁹⁾、断層の波状湾曲の凹部と凸部と裂かとの関係に言及している。

以下、神生水銀鉱山におけるその構造形成機構について若干記述したい。

本鉱山の1坑と3坑・4坑の南端で確認している東西性の断層を初めとする周辺の構造線は、いわゆる中央構造線の形成に関係した衝上断層運動に起因すると考える。この考えを基準にするならば、東西性および南北性の断層は剪裂帯⁹⁾の一部をなす。Mckinstry⁹⁾によれば、断層運動の方向が剪裂作用の働いた方向と考えられ(他に外力を求めることは難かしい)前述の雁行する裂かはいわゆる張力裂かである。

これらは主として鉱床生成前に形成されたものと考えられ、鉱床生成期は、したがつて、江原真伍によれば⁹⁾ post Oligocene~post Miocene となる。一方、室生石英安山岩類の貫入が裂か形成に関係をもち、その鉱床生成の時期が裂か形成に引続くものと考えられることからみると、その時期は松本隆¹⁰⁾によると lower Pliocene となる。

加えて、南端の東西性断層の擾乱帯中には辰砂を含む角礫が捕獲されており、また東西性の断層の北のものが一部の裂かを切つている(第3図)ことから、鉱床の生成前と生成後ないし現在認めている鉱床を生成する前の断層運動を2回は考え得ることとなる。なお、本鉱山の裂かはいわゆる南北性断層の下盤にあつて、その上盤には少なくとも鉱脈を胚胎する裂かは存在していないようにみえる。

以上に述べてきたように、本鉱山において考察できる断層運動(裂か形成運動)は決して単純なものではない。したがつて、本鉱山を含む水銀鉱床帯についても同様な複雑な内容をもつた裂か形成の過程をさらに詳細に検討

してみる必要があると考えている。その理由としては本鉱山の北北東約1.5kmにある入谷岳石英安山岩類と同じく北北西2kmにある伊那佐山石英安山岩類の貫入とが裂か形成とどのように関連しているのか、また繰り返し運動したと考えられている中央構造線の構造運動とどのように結びつくかという点が、まだ十分に明らかになっていないからである。

7. 鉱 床

鉱床はすでに述べたように黒雲母石英閃緑岩を母岩とし、主要な金属鉱物として辰砂、主要な脈石鉱物として石英および炭酸塩鉱物からなる浅熱水性裂か充填鉱床であり、各鉱体は雁行性を示す。この型の鉱床は奈良県中部に分布する水銀鉱床帯にみられる一般的な特徴^{註3)}である。

鉱床は、明治以後に稼行された南部鉱化帯と現在採掘中の中央鉱化帯とがあるが、これらのほかに、中央鉱化帯の北西方、大和水銀鉱山との間に1鉱化帯の存在が推定できる^{註4)}。

ここでは、上記のうち中央鉱化帯について報告する。

7.1 形 態

本鉱床は、東西性の断層に沿う南の鉱体と南北性の断層に規制される北の鉱体とで形態を異にしている。すなわち、前者は落しの方向N75°W・50°傾斜を示す鉱体であつて、その外形は鉱のう状を示すのに対し、後者は少し膨縮している板状鉱体である(第4・6図)。

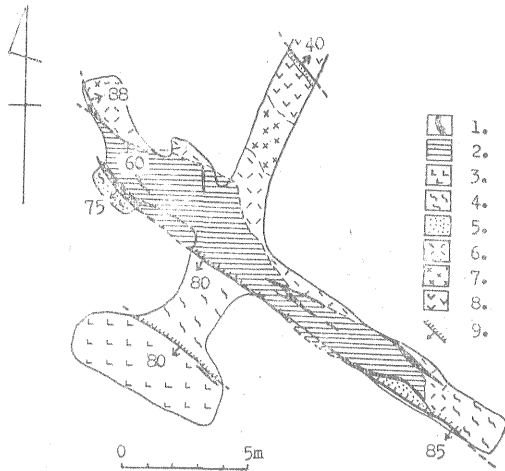
7.1.1 鉱のう状鉱体

この鉱体は、1坑では主として東西性断層の擾乱帯の下盤に、3坑では擾乱帯中およびその下盤に位置する(第4図)。

すなわち、1坑では明白な擾乱帯中には辰砂を沈殿せず、南の鉱体の一部で断層すべり面に幅1cm以下の辰砂が細脈として断続するにすぎない。大部分の辰砂は擾乱帯下盤のすべり面に平行な割れ目と、それに45°前後ならびに135°前後斜行する割れ目等を充填しているだけでなく、鉱染して鉱のう状を呈するに至つている。これら3方向の割れ目のうち、すべり面にほぼ平行するもの

註3) 水銀鉱床の分類については文献1)を、本地域の水銀鉱床については文献2)4)5)を参照されたい。

註4) 大戦中に試錐で確認したといわれているが、その試錐位置に関する確実な記録は残っていない。ごく最近に大和水銀鉱山東部において着脈した新鉱脈が、この北部鉱化帯の西端部分かもしれない。今後の検討が待たれる。

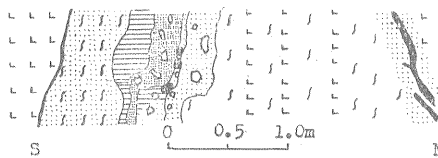


1. 辰砂の濃集部
2. 辰砂鉱染部
3. 黒雲母石英閃緑岩
4. 擾乱の著しい部分
5. 灰白色粘土
6. 炭酸塩鉱物 (カオリン・石英を伴う) を主とする部分
7. 炭酸塩鉱物と石英からなる部分
8. 珪化した黒雲母石英閃緑岩
9. 断層すべり面 (黒色粘土を伴う)

第4図 IL南押, 鉱のう状鉱体図 (平面)

は幅 5~15cm を示すのに対し, 他の2方向のものはその $1/10$ 程度をでない (第4図)。

南3坑における鉱のう状鉱体は擾乱帯中にも見られ, 多くの辰砂を沈殿し, かつ, 辰砂鉱石の角礫をも混えている註5) (第5図)。



1. 黒雲母石英閃緑岩
2. すべり面の黒色粘土
3. 断層破砕帯の粘土
4. 辰砂の鉱染部
5. 有機物を含む黒色粘土
6. 断層角礫
7. 角礫状の鉱石
8. 破砕構造部
9. 不規則な脈状鉱石
10. 弱いすべり面による境界

第5図 南3L切上り, 鉱体のスケッチ

いままでに確認された本鉱体の最大の幅は 3.0m, 走

註5) 第6章後半参照

向延長18m, 傾斜延長24mに及ぶ。鉱床はなお下部に連続しているが, 下部に向かうにつれて擾乱帯中に胚胎され, 漸次まとまらなくなる傾向がすでに認められつつある。

7.1.2 板状鉱体

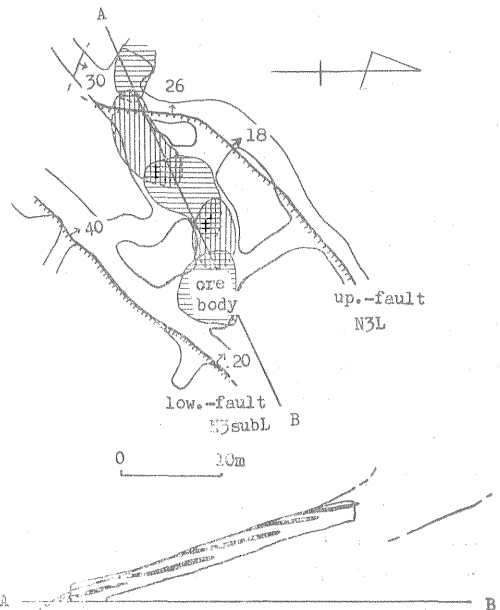
本鉱体群は, 鉱のう状鉱体の雁行性が明瞭になつていないのに対し, 南北性断層によつて支配された雁行性の明らかな裂かを充填した鉱脈群で, その特徴は下記のとおりである。

(1) 鉱床は膨縮する板状鉱体が3~6脈接近・雁行して集団を形成し, 少なくとも3集団に区別できる (第3・6・7図)。

(2) 1集団内での各鉱脈の配列は, 下部に向かつて落し方向にずれて重なり合っている。集団としての配列は, 上部から下部に向かつて漸次相互の間隔を開き, 露頭部で南北端の距離が水平的に55m, 3坑では75mそして4坑では105m (推定) に及んでいる。

(3) 鉱脈相互の間隔は 0.4~1.8m, 平均 1.2m 前後で, その間に辰砂を鉱染する場合はまれである。

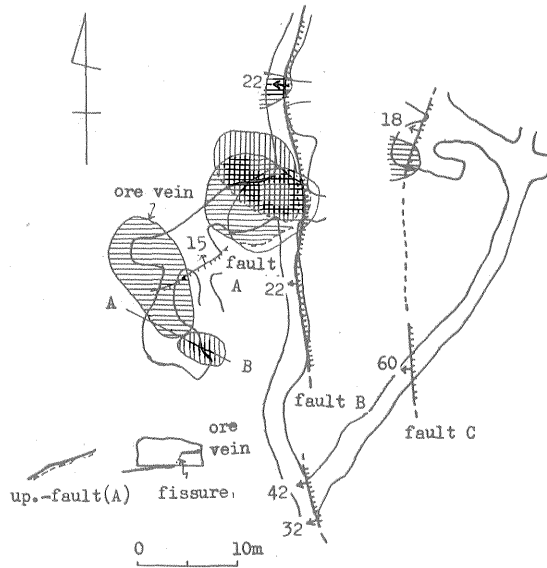
(4) 鉱体が最大の脈幅 (0.5m 前後) を示すのは, 南北性断層と鉱脈裂かの接している部分よりも鉱脈の中心部である場合の方が普通で, その部分は南北性断層面よりも少なくとも 0.5m 以上離れている。ただし, その間



第6図 北3L~北3中L間の北部における単位鉱体関係図 (概略図)

隔は鉱脈裂かの規模によつてさまざまな値を示す。

(5) 単位鉱脈の規模は, 走向延長約 5~15m, 傾斜延長約 8~20m, 水銀含有量 5% 土, 厚さ平均 0.2m のも



第7図 4L北部における単位鉱体関係図(模式図)

のが多い。このような鉱脈は現在までに確認されたものが総数30以上に達している。

鉱体の深さは、現在鉱のう状鉱体は地表下垂直41m、斜距離56mまで確認されているのに対して板状鉱体群は垂直70m、斜距離165mまで確かめられているだけでなく、さらに下部にも賦存している鉱体が調査後に次々と明らかにされつつある。

本調査によって導きだした探鉱上の一つの問題点は、板状鉱体群の1集団の下盤側に別に他の集団群の存在を推定したことにあつた。すなわち3集団を確認したけれども、それらの各集団のそれぞれの下盤側には別に板状鉱体群がそれぞれ1つの集団として賦存し得るという推定である。その論拠としては、上部にある板状鉱体群は下部に向かって水平的にみて扇状に広がることと、下部に賦存する板状鉱体群の集まり方が上部のように厚くまとまっていなかったことにあつた。この推定を裏づけるデータとしては、第7章7.6および7.7の各項で述べるように鉱体の水平的および垂直的な変化があまり認められないこと、換言すれば、鉱化帯内で上部と下部における沈澱の条件に大きな差はないことが推定されることである。したがって、辰砂の胚胎される量は徐々に変化はあるとしても、それほど大きい変化はしていないと考えたい。鉱体群のうち下部にあるものは上部の板状鉱体の最も上位のものながれということも第3図上で読みとつた結果から、いわゆる各集団の下盤側をまず鉱床賦存の有力な場と推定したのである。

この考え方はその後4坑鉱体の下盤側に新鉱体を発見

することによって裏づけられている。

以下、4坑下盤の新鉱体について略報する。

この鉱体の特徴は、鉱体の南縁部に辰砂が黒雲母石英閃緑岩の節理を薄く充填して縦横に賦存し、かつ、単一鉱脈の明瞭なものもなく、したがって鉱体の雁行性が既存の板状鉱体群に較べて不明瞭な点にある。比較的辰砂の濃集した部分は分岐の著しい最大幅0.2~0.3mを示しているが、全体の傾斜はむしろ南東できわめて緩傾斜(開発が進んでいないので全体としては明白に示さない)を示している。

最近の鉱山側の話によると、水銀0.4%ですでに4,000t以上を出鉱し、なお採掘を続けている由であるが、これについては開発の進行をまつて別に報告する予定である。

7.2 鉱石概説

鉱石はその構造と辰砂の集合状態からみて、(1)脈状鉱、(2)鉱染鉱、(3)角礫鉱に区別することができる。

(1) 脈状鉱

いわゆる板状鉱体の主要な部分で、辰砂が微粒の石英(部分的に蛋白石・玉髓)および炭酸塩鉱物(主として菱鉄鉱・鉄白雲石・方解石)とともに集中する脈状鉱石で、一般に品位が高い。

この脈状鉱の配列は母岩の構造裂かに完全に支配されて雁行配列を知る基線となつている。

(2) 鉱染鉱

辰砂が変質した母岩の構成鉱物粒の間に不連続に散在する鉱石である。主として1坑南端の鉱のう状鉱体中に、

また一部は板状鉱体の周辺相として存在することもある。しかし、その脈状鉱相互の間を充すことは少ない。

(3) 角礫鉱

鉱石は角礫化した母岩の破片を多量に含み、全体として角礫構造が著しいものである。脈状鉱と連結し、単位板状鉱体の中心部は主としてこれからなる場合が多い。脈状鉱と同様に品位は高いが、むしろ脈状鉱よりも鍾幅の大きい点の特徴である。

7.3 構成鉱物

鉱石の構成鉱物のうちで水銀鉱物としては辰砂が最も多い。しかし、他の報告によると¹⁷⁾、辰砂のほかに少量のメタ辰砂とごく少量の自然水銀も記載されている。

その他の金属鉱物は、黄鉄鉱・白鉄鉱・黄銅鉱・褐鉄鉱等があり、そのほかにきわめて少量の鶏冠石類似および方鉛鉱類似の鉱物等が認められる。

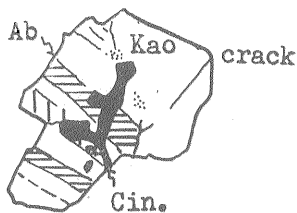
脈石は、石英・方解石・菱鉄鉱・鉄白雲石・絹雲母・緑泥石・モンモリロナイト・カオリン等からなる。

7.3.1 辰砂

辰砂の形状には、(1)アミーバ状、(2)リボン状、(3)点滴状および(4)輪状等がみられる。

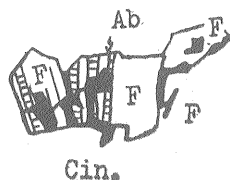
(1) アミーバ状辰砂 (第10図)

本鉱山産の辰砂中としては最も多く認められる形である。この辰砂は必ず微粒 (0.01~0.02mm) の石英に縁どられていて、一見辰砂が断続し鉱染状にみえる場合でも石英がそれを包んでいて、含辰砂石英脈を形成しているのが普通である。



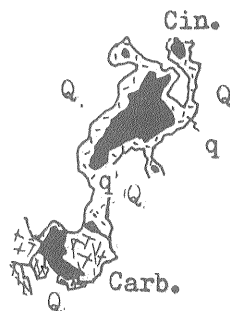
Ab: アルバイト双晶面
Cin.: 辰砂 (輝赤色)
Kao: カオリン化の部分

第8図 辰砂の産状 (I) (×150)



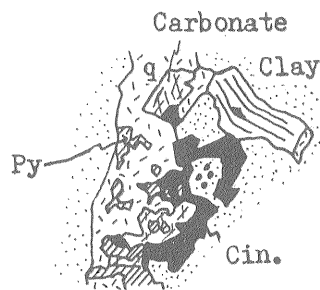
Ab: アルバイト双晶面
Cin.: 辰砂 (輝赤色)
F: 斜長石

第9図 辰砂の産状 (II)



Cin.: 辰砂
Q: 初成石英
q: 二次石英 (微粒)
Carb.: 菱鉄鉱

第10図 辰砂の産状 (III)



Cin.: 辰砂
Py: 黄鉄鉱 (部分的に針鉄鉱化)
q: 二次石英
Carbonate: 菱鉄鉱を主とする炭酸塩鉱物
Clay: カオリンを主体とする粘土

第11図 辰砂の産状 (IV) ×100



Cin.: 辰砂
q: 二次石英
Carb.: 菱鉄鉱
l: 辰砂中の菱鉄鉱包有物

第12図 辰砂の産状 (V) ×100

ここでいう辰砂は単結晶ではなく、小結晶の集合体として晶出することが多く、鏡下でも単結晶からなるものは見当たらない。この場合の粒度は径0.2~2.0mmを普通とするが、最大の集合体は6.5mmに達している。

このアミーバ状辰砂を包んでいるものの大半は微粒の石英であるが、ときに黄鉄鉱または炭酸塩鉱物からなる場合もある。

(2) リボン状辰砂 (第8・9・11・12図)

辰砂が斜長石のアルバイト双晶面に沿い、または黄鉄鉱の割れ目に晶出したものまたカオリン等の粘土や炭酸塩鉱物に接して晶出していることもあるが、決して微粒石英に取り囲まれることはない。この辰砂の産状は辰砂の交代作用に関する1つの示唆となるだろう(後述)。

黒雲母から熱水変質して生成した緑泥石中の辰砂はリボン形に類似し、その幅は1mmを超えない。延長方向は主として双晶面や剥理面であるが、それだけでなくそれらと直角の方向にも発達している。

(3) 点滴状辰砂

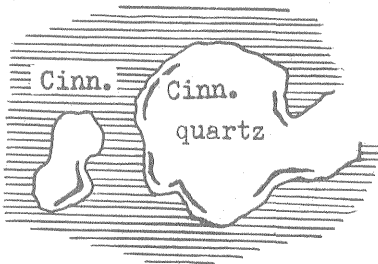
粒度が小さく(0.01mm以下)、鉍染状を呈する辰砂を一括したものである。

この種の辰砂はその外縁部に微粒の石英を伴っているとは限らない(明らかに石英に取り囲まれて晶出している辰砂は(1)に分類した)。その大半は炭酸塩鉱物中に、一部は黄鉄鉱中にも含有されている。

さきに述べたアミーバ状辰砂は、石英・辰砂脈として炭酸塩鉱物を切っているもので、明らかに後者より後の晶出である。しかし時には、方解石脈の中央に石英を伴わない辰砂が晶出していることもある。これは炭酸塩鉱物中に石英・辰砂脈より早期生成の点滴状辰砂があることを示す。したがって、筆者は辰砂の鉍化期には少なくとも2期あつて、本鉍床は両者の組合せからなるものと考えられる。

(4) 輪鉍(第13図)

辰砂が石英とともに輪状ないし半輪状に生成しているもので、例は少ないが、きわめて特徴的である。



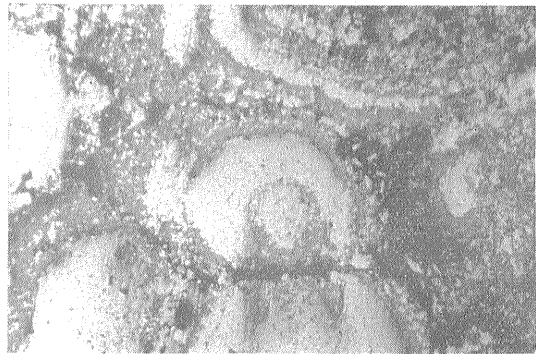
第13図 辰砂の産状(VI) 輪鉍 ×120

輪鉍の生成については、石英部を辰砂が交代したものか、逆に石英が辰砂を取り込んで沈殿したものか、あるいは辰砂が後から石英部の割れ目を充填したものかなどといろいろ考えることができる。しかし、この石英と辰砂が微粒であり、本鉍山のアミーバ状辰砂における微粒の石英と辰砂とがほぼ同時に晶出したものであることから、筆者は石英と辰砂のほぼ同時の晶出によるものと考えている。とくに、北海道中興鉍山において筆者が認め

たコロイド状に生成した辰砂と石英(図版1)に酷似するので、この辰砂と石英もコロイド沈殿の型式のものではないかと考えている。

本鉍山より産出する辰砂の大部分は、すでに説明したような産状を示すが、それだけではなく第8・9・11・12・14図のような産状を示すものもある。これはそれぞれ斜長石・石英・黄鉄鉱(そのほか黒雲母等)を交代したことを示すものである。

水銀鉍物の交代作用については、諸外国および本邦の研究者によつてすでに討論され、交代作用を認める説とこれを全く否定する説とに明瞭に分かれ、まだ解決され

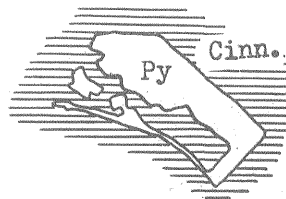


黒~灰色部:石英
白色部:辰砂(コロイド性)
左上の白色平滑部:大晶質辰砂

図版1 北海道中興鉍山産辰砂にみられるコロイド沈殿
反射による顕微鏡写真 ×235

てはいない。前者の代表には F. L. Ransome¹³⁾、後者には W. H. Emmons¹⁴⁾がいる。

筆者は本鉍山産辰砂の観察の結果から、その例は少ないけれども、水銀鉍物(辰砂)の一部には交代作用による晶出と思われるもののあることを認めている。たとえば、斜長石の双晶面(第8・9図)に見られる辰砂についてその相互関係をみると、辰砂が双晶面に沿つて単純に晶出した形を示していないし、また斜長石中には、現在観察される辰砂の形がその晶出以前から孔隙として存在していたとは考えられないからである。



Py:辰砂
Cinn.:黄鉄鉍

第14図 辰砂の産状(VII)×120

黄鉄鉱と辰砂の関係についてはその例を第14図に示す。この辰砂が黄鉄鉱中に食い込んでいる形は、まず交代したものとみなすべきものであるが、それだけでなく黄鉄鉱に食い込んでいる部分の辰砂は比較的の青色の強い反射色を示し、かつ異方性が一般の辰砂よりもやや著しい。ただし、通常の光学性を示す辰砂との境界は明瞭ではない。この光学性の相違は、交代作用による影響のあらわれと推定しているが、具体的には今後検討することとしたい。

要するに、水銀鉱物の交代力の問題は水銀鉱床を研究する者にとって大切な問題の一つであるが、筆者は鉱物の晶出に関する一般概念からいつて、水銀鉱物（この場合は辰砂）が交代作用を示すのは、鉱化作用のきわめて初期の段階だけに限られるために、その例が少ないのであろうと考えている。

7.3.2 自然水銀

自然水銀の存在はすでに他の研究者によつて報告されているが³⁾、産状については全く明らかにされていない。

筆者はまだ坑内では確認していないけれども、標本室にある自然水銀を伴う鉱石のサンプルによると、粒の大きさは1.5mm以下で、生成場所は炭酸塩鉱物を含む粘土化の部分の凹みであり、辰砂と直接していない。

かつて、イトムカ鉱山で発見された³⁾辰砂中の核として存在した自然水銀に相当するものがないので、本鉱山の自然水銀は辰砂から熱的に分離した二次性のものと考えられる。

7.3.3 黄鉄鉱および白鉄鉱

一般的に認められる硫化鉄鉱は黄鉄鉱であつて、白鉄鉱は少ない。

黄鉄鉱は鉱石中および変質した母岩中にも少量ずつ鉱染し、地表近くでは酸化して針鉄鉱化している。石英脈中の黄鉄鉱は、とくに明瞭な自形を呈するが、辰砂中のものはしばしばその結晶の割れ目を辰砂が充填し、あるいは辰砂に交代されている。また、この辰砂・黄鉄鉱は前記の石英・黄鉄鉱脈に切られているものもある。

黄鉄鉱の比較的濃集するものは、南3坑南端の断層角礫の一部にみられる。

白鉄鉱は、黄鉄鉱と intergrowth するか、あるいは黄鉄鉱中に内包されるほか、方解石脈および石英脈にも晶出していることがある(3中坑)。またごくまれではあるが、辰砂の包有物として見られることもある。しかし、量的には辰砂脈を切っている方解石や石英の脈の中のものが多いので、白鉄鉱の大半は辰砂の晶出後に生成したものである。

7.3.4 その他

一部には、石英脈中に自形を呈する鶏冠石および方鉛鉱にそれぞれよく似た鉱物がきわめて少量産出するけれども、これらはいずれも今後その光学性ならびに産状を検討する必要がある。

メタ辰砂といわれているものについては、まだ真性のものかどうか明らかでない。しかし、その大半は辰砂であつて、原因は明らかでないけれども、その色が少し黒ずんでいるだけである。

7.4 脈石鉱物

7.4.1 石英

辰砂に伴なわれる石英は径0.01~0.02mm程度の細粒からなり、脈はきわめて不規則に曲りつつ連続する。ほとんどつねに辰砂を伴ない、その産状の例を第10図に示した。辰砂を伴わない場合には、このような石英は認め難く、いわば辰砂の指示鉱物ともいうべきものである。

また、鉱石中に玉髄質石英がほぼ球形をなして生成していることもある。この玉髄質石英は粒度がきわめて小さいだけでなく、岩石・鉱物の割れ目をみだし、鉱物粒子の間隙に生成しただけのもので、低温、かつ低圧性の石英と推定される。

この石英と母岩の黒雲母石英閃緑岩を構成する粗粒の石英に含まれる微量成分は第3表に示すとおりである。最も特徴のある点は、Hg が鉱脈石英に多く含まれていることであり、その他はBaとSrが母岩中の石英中に多くみられることである。

7.4.2 炭酸塩鉱物

本鉱物は脈石として産し、方解石と菱鉄鉱(および脈白雲石)によつて代表される。

これらは、しばしば、明瞭な微細脈を形成し、ときに方解石脈が菱鉄鉱脈部を切っている場合と、また前者が後者の内側に晶出して脈を形成する場合とが認められる。

これら炭酸塩鉱物のうち、菱鉄鉱は辰砂に交代されているのに対し、方解石は辰砂・方解石脈を形成し、交代されているものは認め難い。しかも、この種の方解石脈は辰砂・石英脈を切ることはない。

上記の硫化鉄鉱・炭酸塩鉱物・石英および辰砂などの相互の晶出時期をみると、早期のものから黄鉄鉱・炭酸塩鉱物(菱鉄鉱を主とする)——方解石・辰砂——石英・辰砂——方解石・石英・白鉄鉱——自然水銀の順序に概括できるように思われる。

7.4.3 その他の脈石

その他の脈石としては、モンモリロナイト・カオリン・絹雲母・緑泥石等が認められる。

これらは、いずれも長石・黒雲母などから変質したものであり、微細脈を形造ることはない。

第 3 表

	I	II	III	IV
Ag	—	—	?	—
Al	6 《	6 《	6 《	6
As	—	—	—	—
Au	—	—	—	—
B	tr ⁻	tr	1 ⁺	tr ⁻
Ba	3 ⁻	5 ⁻	?	1 ⁺
Be	—	—	—	—
Bi	2 ⁻	3 ⁻	5	tr ⁺
Ca	6 <<<以上	6 <<<以上	6	6 <<<
Cd	—	—	—	—
Co	—	?	tr	?
Cr	—	tr	1	—
Cu	3	5	4 ⁻	4 ⁻
Fe	5 ⁻	4 ⁻	6 ⁻	3
Ga	1	1 ⁺	2 ⁻	?
Ge	?	?	tr ⁻	—
Hg	?(66 ppm)	?(40 ppm)	1(1150 ppm)	3 ⁻ (10000 ppm)
Li	—	—	tr ⁺	tr
Mg	3 ⁺	2	6 ⁻	2 ⁻
Mn	3	2 ⁺	3 ⁺	2 ⁻
Mo	tr ⁻	tr	1 ⁺	—
Ni	—	tr ⁺	tr ⁺	tr ⁺
P	—	—	—	—
Pb	tr	tr ⁺	—	tr ⁻
Pd	—	—	—	—
Pt	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—
Si	6 <<<以上	6 <<<以上	6 <<<以上	6 <<<以上
Sn	—	?	?	—
Sr	5 ⁺	5 ⁺	1 ⁻	3 ⁻
Ta	—	—	—	—
Te	—	—	—	—
Th	—	—	—	—
Ti	tr ⁺	tr	1 ⁺	tr
Tl	—	—	—	—
V	?	?	1	?
W	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—
Zr	—	—	—	—
In	—	—	—	—

I, II: 黒雲母石英閃緑岩中の石英 III, IV: 辰砂石英脈中の石英
(化学課: 金子博祐の分光分析による。濃度指示法は第8表と同じ)

7.5 鉍化作用

水銀の鉍化作用については、すでにふれたが、ここでさらに詳細に述べたい。

辰砂の晶出については、脈石との共生状況からみても2種類に分けることができる。1つは細粒石英と共生する場合であり、他は炭酸塩鉍物と共生する場合とである。

7.5.1 細粒石英とともに晶出する辰砂

本鉍脈群の大半の鉍石は、いわゆるアミーバ状辰砂からなっていて、すべてこの種の低温型細粒石英(前述)を伴なう。

この晶出時期は菱鉄鉍・方解石等の生成後であり、また多くの黄鉄鉍の生成後でもある。一部の黄鉄鉍は辰砂・石英脈中の石英に囲まれて晶出し、また一部では黄鉄鉍・石英脈として辰砂・石英脈を切つていることもある。

そのほかに、上部では、いわゆるコロイド状に沈殿したと思われる辰砂が認められ、またさらに、第15図に示すように中央の細粒石英に取り囲まれた辰砂の大晶がさ



C₁ : 比較的大晶の辰砂
黒色部: 細粒石英
C₂ : 細粒辰砂
第 15 図 ×120

らにその外側を辰砂の細粒集合体によつて囲まれて特徴のある組織を形造つていることがある。

このように、細粒石英とともに晶出した辰砂の産状は多様で、コロイド沈殿から比較的に大きな結晶を示すものまで1つの鉍化帯の中に含有されている。

これは要するに、すでに行なわれてきた各種の辰砂の晶出に関する室内実験の諸結果¹⁷⁾と結びつけて考えることができる。すなわち、中和・希釈・酸化の硫化水銀晶出に関する三大条件がいろいろと組合つたために生じた晶出の多様性であり、それらの三大条件が一回だけ反映したものでないことをも示している。これは辰砂の生成に関する化学的な条件であるが、一方物理的な条件として裂かの存在が鉍化作用を支配する大きな要因であることも強調したい。

7.5.2 方解石とともに晶出する辰砂

一部の辰砂は方解石の粒間に、あるいは方解石脈の中央部に晶出し、その外縁を方解石が脈状に取りまいてい

これは、明らかに辰砂が方解石と同時に晶出したことを示すものと思われるが、さらに辰砂・方解石脈が、しばしば細粒石英・辰砂脈に切れ、あるいは方解石粒の間隙を細粒石英を伴った辰砂で埋めていることなどを見れば、辰砂・方解石脈の晶出期は前記の石英・辰砂のそれよりも前のものと思われる。

しかし、この両鉱化作用が多くの場合伴われており、方解石・辰砂による鉱化作用のみからなることは全くない(ただし、石英・辰砂脈は単独に存在することが少なくない。これは鉱化作用の強さと化学的および物理的な条件の差異によつて起こるものと思われるが、今後の筆者の課題である)。

なお、全く辰砂を伴わない方解石だけの微細脈が認められるが、辰砂を伴う方解石脈との関係は鏡下では詳らかでない。

以上の事実はずぎのことを示唆している。鉱液はアルカリ性の状態で上昇し、まず初めに菱鉄鉱・黄鉄鉱・鉄白雲石を、引続いて方解石を沈殿しているが、辰砂はこの方解石期の末期に少量の沈殿を行なっている。これに伴ない、漸次(ないし急激に)鉱液は微酸性となつて大量の石英と辰砂を生成し、引続いて石英の沈殿を生じている。

交代作用を示す辰砂は、鉱化作用のきわめて初期相を示し、コロイド沈殿になる辰砂はきわめて後期相を示す部分と考えられる。

7.6 鉱体の水平的変化

板状を示す単一鉱体(前述)の同一坑準でみられる変化について記述する。

7.6.1 形態

1 鉱体の水平断面は弧状ないし細長いS字状を示し、傾斜は鉱体の中心部で緩くなり末端部ではやや急となる傾向がみられる。その角度の差は、ほぼ、 $10\sim 20^\circ$ 程度の場合が最も多い。

変化量は、走向・傾斜の差よりも脈幅のそれの方が大きい。たとえば、鉱体の中心部付近では脈幅(4坑西押の断層性角礫部を辰砂が充填している部分)が0.5m以上を示すのに対し、これより約15m離れば数mm程度に減ずる。また、鉱体の末端部では辰砂が少量鉱染状に散在するだけのこともある。

この鉱体の先端延長は石英を混える粘土脈(灰白色ないし褐色のもの、炭質物を含む褐黒色のもの等)ないし石英-炭酸塩鉱物脈に移化し、幅は最大5cmを超えず、やがてわずかな割れ目となつて母岩中に消失する。この鉱体末端から母岩中に割れ目が消失するまでの距離は8mを超えない。

これら辰砂脈部は母岩と明瞭に境され、その母岩中には辰砂はほとんど認められない。したがつて、本鉱山の板状鉱体は鉱液が裂かを充填しただけで、これに伴つて周囲に対して交代作用を与え、または鉱染部を形成することはほとんどなかつたものと考えられる。

7.6.2 鉱物分布

鉱体内の大部分において、辰砂は鮮紅色の集合体からなるが、末端部の周辺ではいわゆる「ペンキ状」の朱色辰砂からなることが少なくない(この色の相違の原因はシチエロフ¹⁰⁾によれば、前者は微量成分としてBaとSrを含むためであり、Galagher¹⁹⁾によれば石英等の微細な機械的夾雑物のために色が変わることを述べているが、実際には両説による原因のものが組合つていると思われる。筆者のテストによれば、結晶が小さくなるほど朱色を呈してくる)。

つぎに脈石鉱物のその単位鉱体内での分布の特徴は、鉱体の中心部付近に方解石・菱鉄鉱(および鉄白雲石)が、末端に向かつて石英・カオリン・絹雲母・緑泥石が比較的多く分布する傾向をもっていることである(第4表)。

組成鉱物の粒度は、中心の膨大部では大きくなる傾向(著しいものではない)をもっている。辰砂の場合は結晶粒子が大きくなるだけでなく、その光学的な異方性(anisotropism)も増す一般的な傾向を示している。

化学成分上の変化についてみると、北3中坑と4坑においては、鉱体中心相と末端相との間に若干の傾向をみいだすことができる(第4表)。

第4表によれば、MgOとCaOおよびCO₂については末端相のそれは中心相に較べて小さく、Na₂OとK₂OおよびSiO₂とFeはやや大きいことである。これらは鏡下で認める鉱物相の変化とはほぼ一致する傾向であるが、分析試料が少ないので、なお、吟味の余地がある。

つぎに、分光分析法による微量成分について検討してみたが、著しい水平的な変化は認められなかつた(第8表)。

7.7 鉱体の垂直的变化

垂直的变化については、単位鉱体の群を対象として、最上部鉱体から最下部4坑までの範囲を取り扱つた。なお、調査後に着鉱した5坑の鉱体については別に山元から送付を受けた鉱石試料を検討し参考にした。4坑下新鉱体はここでは試料がないのでふれることができない。

7.7.1 形態

板状鉱体の配列状況は、全体としてみれば、上部から下部に向かつて扇状に散開しているが、いずれも帽岩に相当する岩体は認められず、外形もほとんど変わらず、上

第 4 表

	化学分析値 (%)				HgSを取除いた上での左からの換算値 (%)			
	中心相		末端相		中心相		末端相	
	A ₁	B ₁	A ₂	B ₂	A ₁	B ₁	A ₂	B ₂
SiO ₂	53.10	58.12	65.37	65.28	57.27	71.27	64.10	72.36
TiO ₂	0.71	0.10	0.50	0.20	0.77	0.12	0.57	0.22
Al ₂ O ₃	16.41	5.50	13.45	9.12	17.70	6.75	15.30	10.11
Total Fe	3.98	1.54	3.34	1.65	4.29	1.89	3.80	1.83
Hg	6.28	15.96	10.40	8.44	—	—	—	—
MgO	2.43	2.16	1.38	1.27	2.62	2.65	1.57	1.41
CaO	1.81	4.55	0.68	2.26	1.95	5.58	0.77	2.51
Na ₂ O	0.00	0.16	0.41	0.23	0.00	0.20	0.47	0.26
K ₂ O	1.26	0.34	1.45	0.83	1.36	0.42	1.67	0.92
S	1.00	2.49	1.71	1.52	—	—	0.06	0.19
CO ₂	5.60	6.54	3.67	3.86	6.04	8.02	4.17	4.28
-H ₂ O	0.50	0.20	0.45	0.51	0.54	0.25	0.51	0.57
⑩ 計	93.08	97.64	93.81	95.17	92.54	97.15	92.97	94.46
⑨ Ig. loss	17.94	26.54	20.84	17.82	11.50	9.92	9.07	8.90
⑧ -Hg CO ₂	6.06	2.04	6.77	5.52	5.46	1.90	4.90	4.62
⑦ + ⑧ {CO ₂ Hg}	99.14	99.68	100.58	100.69	98.00	99.05	97.87	99.08

分析：川野昌樹，換算：筆者，A鉱体とB鉱体について4個のサンプル

部に向かつてまとまっている。このことは、坑内南端の東西性断層と鉱体を胚胎する裂かが交わる部分に大きな富鉱体を形成したことを暗示する。

7.7.2 組成鉱物

いわゆる“ペンキ状”辰砂は、鮮紅色辰砂に較べて上部に多く、下部には少ない。このことは風化作用によって辰砂が細粒化されたためと考えているが、化学成分上の検討を加えなければならない問題でもある。

黄鉄鉱と白鉄鉱は、4坑では1中坑よりも増加し3中坑に最も多く認められる。その粒度ないし集合状態は4坑では著しい斑状集合体をなして鉱石中に産出する。このうち、白鉄鉱は黄鉄鉱に較べてはるかに少ないが、少ないながらも3中坑に比較的集まる傾向がある。

褐鉄鉱（主として針鉄鉱）は硫化鉄鉱からの二次生成物で、1中坑以上には多量にみられるが、1坑地並以下で急減し、4坑・5坑にはほとんど認められない。

方解石を主とする炭酸塩鉱物は上部（最上部の露頭ではほとんど溶解し流れ去って残留していない）に多いが、一般に不規則に分布する粘土鉱物としては、中部から下部にかけて絹雲母（とくに3中坑）が生成され、また3中坑には緑泥石が比較的集中して分布する傾向がみられる。

7.7.3 化学成分

概括的な傾向を知るために、1坑から5坑にいたる各鉱体について、それぞれの高品位部の試料を採取して化学分析を行なった。次にそのデータと、そのデータ中のHgとSとをHgSの形で取り除いて換算した値とを示せば、第5表および第6表のとおりである。（分析：川野昌樹，換算：筆者）

第5表において、3中坑では1坑と4坑に較べてAl₂O₃、K₂O、Na₂Oが多くてCaOが少ないことが特徴であり、これは鏡下の観察によっても頷くことができる。また、5坑の試料にも部分的に同様な傾向（Al₂O₃とCaO）が認められる。これは3中坑、4坑の場合と同様に（第3・6・7図）、5坑とその下部の鉱体でも同様な傾向をもつことを示唆するものであろう。

南部の鉱体のう状鉱体では、板状鉱体群に較べて部分的に差異がある（第6表）が、板状鉱体群にみられるような（4坑および5坑）変化は認められない。したがって、南部鉱体の下部については板状鉱体群の下部にみられるような鉱体の賦存状況とは異なるものと思われる。

参考までに、最上部に位置する鉱石（1中坑の河成礫に直接する鉱石）と最上部の5坑の鉱石（いずれも板状鉱体）との化学成分を比較してみる（第7表）。一目して、差異のほとんどないことに気付かれよう。両試料の採集箇所は垂直距離は、約70mである。

分光分析法によつて微量成分を比較してみると、上部から下部へ大きな変化はみられないが、ただCuの漸増と5坑におけるBa, Fe, Srの減少が認められる(第9表)。

7.7.4. 帽岩について

水銀鉱床の垂直変化に関連して、世界の主要な鉱床のほとんどには鉱液をせき止めた帽岩が存在している。その帽岩となる岩体はすべて不透水性岩体で、たとえば、粘板岩その他の粘土質岩石等がその働きをしている。

神生水銀鉱山の鉱床には、明瞭に帽岩となつていていると思われる岩体は見当らない。したがつて、富鉄体が世界の例のように帽岩の下に直接して存在するようなことはないので、急激な垂直変化は現われてこない。

なお、削剥される以前の本鉱床上部にかつて帽岩の働きをした岩体があつたかどうかについては、現在それを立証するに足る資料はないが、筆者はおそらく帽岩の役割を果たした岩体は存在しないで、母岩の変質生成物が不透水性体の役割を果たすと推定している。

8. 母岩の変質概観

鉱化作用の主として前駆として、母岩は熱水変質作用を蒙り、鉱床は主としてその熱水変質岩体中に形成されているが、必ずしも変質した部分の全部にわたつて辰砂を沈殿しているとは限らない。

母岩にみられる著しい変質作用は、①炭酸塩化作用(菱鉄鉱・鉄白雲石・方解石等)と②珪化作用である。これらは、辰砂が晶出する場合には単独に、または双方が組合さつて必ずみられる現象である。

そのほかには、有色鉱物(黒雲母等)の緑泥石化、長石等の絹雲母化やカオリン化およびモンモリロナイト化等の作用がみられ、また黄鉄鉱・白鉄鉱の鉱染がある。このうちの白鉄鉱と前述の珪化作用の一部とは、鉱化作用のむしろ晩期の沈殿である。

これらの変質鉱物の配列を概観すると、およそ、母岩から鉱床に向かつて、緑泥石—菱鉄鉱帯、(鉄白雲石)—菱鉄鉱—方解石—黄鉄鉱帯、方解石—石英—黄鉄鉱(絹雲母)帯に大別できる。

また、カオリンは鉱床の近くにあつて石英—黄鉄鉱以後に生成したものと思われ、モンモリロナイトは緑泥石—菱鉄鉱帯に認められる。

第10表は母岩から鉱床近くまでの変質岩の化学分析表である。分析個数が少ないので1つの例にすぎないが、大体において、鉱床に向かつてのSiO₂の増加、CaOの減少とCO₂の変化およびFe₂O₃+FeOの変化が見られる。

9. 鉱床生成期

本地域の水銀鉱床の生成期を知るためには、関係する火成活動とその時期を知ることがまず第一である。

一般的に水銀鉱床の生成する場所は地角斜縁部に相当する。その地角斜が隆起し断層運動の時期になり終末期の火成活動による火成岩の侵入を生じ、それに伴つて水銀鉱床が生成している場合が多い¹⁸⁾。すなわち、地角斜様式を終え、地殻が隆起する際の擾乱帯発達最後の段階で水銀鉱床は生成せられたもので、その際貫入活動を徐々に停止しながらその活動によつて裂かの一部(あるいは大部)は形成され、拡大されて末期的な小貫入作用がみられるようになる。これらの貫入作用と水銀鉱床の生成とは結びつけて考えられる。

瀬戸内区における第三紀地角斜の過程は東北日本のそれとかなり異なつた特徴を示すが、その地背隆起の後の、貫入作用に相当する火山岩類の分布としては、本地域では、本鉱床の北北東約2kmに分布する入谷岳と北北西約3kmに分布する石英安山岩がある。この石英安山岩は室生火山岩類の一部である⁴⁾。また、この室生火山の活動以後には小貫入作用が認められない。

したがつて、この石英安山岩の貫入の時代が鉱床の生成期と直接的に関係していると考えられる。その火山活動の時期はすでに述べたように、松本隆によれば、下部鮮新世である。ゆえに、本鉱床の生成期は下部鮮新世と考えてよいだろう。

10. 結 論

本鉱床は黒雲母石英閃緑岩中の主として裂かと、一部断層破砕帯(下盤新鉄体の場合には、その一部は前記母岩の節理)とを充填した含辰砂鉄脈である。したがつて、本鉱床の探査に当つて注意すべきことは、本地域における鉱床生成前の断層と裂かの解析と、それらと鉱化作用との関係を知ることが先決である。

世界各国の水銀鉱床の例をみると、富鉄体の胚胎される場所にみられるいろいろな特徴が認められる。たとえば、鉱体が(1)衝上裂かとそれに伴われる裂か中に賦存すること、(2)不透水性の岩体を帽岩としてその下盤に発達すること、(3)鉱泉(とくにメタンを伴う)を伴うこと、(4)炭質岩と(5)超塩基性岩および(6)超塩基性岩から変質したいわゆるsilica-carbonate rockと(7)石灰岩等の有機質岩石の中にそれぞれ濃集する場合の多いこと、(8)付近に新期の火山岩類の活動を伴うことなどである。

これらの現象のうち、とくに重要なものは(1)と(8)で、諸外国の水銀鉱床にもみられる普遍性のある問題である。あらゆる水銀鉱床は(1)と(8)に他のどれか1ないしそれ以上の現象が組合わさつているものである。

第5表 板状鉍体群について

	化学分析値 (%)				換算値 (%)			
	1坑	3中坑	4坑	5坑	1坑	3中坑	4坑	5坑
SiO ₂	60.36	56.37	58.12	47.82	71.64	64.10	71.27	75.80
TiO ₂	0.27	0.50	0.10	0.26	0.32	0.56	0.12	0.41
Al ₂ O ₃	7.81	13.45	5.50	10.49	9.27	15.24	6.75	16.63
Total Fe	1.40	3.34	1.54	0.20	1.66	3.80	1.89	0.32
Hg	13.57	10.40	15.96	31.98	—	—	—	—
MgO	1.27	1.38	2.16	0.07	1.51	1.57	2.65	0.11
CaO	2.80	0.68	4.55	0.01	3.32	0.77	5.58	0.02
Na ₂ O	0.00	0.41	0.16	0.11	0.00	0.47	0.20	0.17
K ₂ O	0.31	1.45	0.34	0.16	0.37	1.65	0.42	0.25
S	2.35	1.71	2.49	4.93	0.21	0.06	—	—
-H ₂ O	0.43	0.45	0.20	0.49	0.51	0.51	0.25	0.78
P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
CO ₂	3.99	3.67	6.54	0.00	4.74	4.17	8.02	0.00
Ⓐ 計	94.58	93.81	97.66	96.52	93.57	92.90	97.05	94.49
Ⓑ Ig. loss	24.97	20.84	26.54	40.58	10.95	9.98	9.92	5.82
Ⓑ -Hg. CO ₂	7.41	6.77	4.04	8.60	6.21	5.81	1.90	0
Ⓐ+Ⓑ -Hg. CO ₂	101.99	100.58	101.70	105.12	99.78	98.71	98.95	100.31

第6表 鉍のう状鉍体

	化学分析値 (%)			換算値 (%)		
	南 1 坑		南 3 坑	南 1 坑		南 3 坑
	A	B		A	B	
SiO ₂	68.52	68.53	67.50	69.38	70.09	75.78
TiO ₂	0.21	0.23	0.12	0.21	0.21	0.13
Al ₂ O ₃	11.47	12.30	9.72	11.61	12.58	10.91
Total Fe	1.59	2.97	2.11	1.61	3.04	2.37
Hg	1.07	1.91	9.42	—	—	—
MgO	0.69	0.88	0.41	0.70	0.82	0.46
CaO	4.47	0.86	0.52	4.53	0.88	0.58
Na ₂ O	0.51	0.66	0.30	0.52	0.68	0.34
K ₂ O	2.69	3.50	1.85	2.72	3.12	2.08
S	0.17	0.50	1.67	—	0.19	0.18
-H ₂ O	0.42	0.43	0.24	0.43	0.44	0.27
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00
CO ₂	4.86	3.11	2.42	4.92	3.18	2.72
Ⓐ 計	96.70	95.37	96.28	96.66	95.25	95.82
Ⓑ Ig. loss	8.93	8.90	16.35	7.79	6.83	6.09
Ⓑ -Hg. CO ₂	3.00	3.88	4.51	2.87	3.65	3.37
Ⓐ+Ⓑ -Hg. CO ₂	99.70	99.25	100.69	99.53	98.90	99.19

A: 末端相, Bおよび南3坑: 中心相

第 7 表 最上部と最下部

	化学分析値 (%)		換 算 値 (%)	
	1中坑	5 坑	1中坑	5 坑
SiO ₂	46.34	47.82	74.31	75.80
TiO ₂	0.34	0.26	0.54	0.41
Al ₂ O ₃	8.32	10.49	13.34	16.63
Total Fe	1.48	0.20	2.37	0.32
Hg	32.45	31.98	—	—
MgO	0.07	0.07	0.11	0.11
CaO	0.01	0.01	0.02	0.02
Na ₂ O	0.10	0.11	0.16	0.17
K ₂ O	0.08	0.16	0.13	0.25
S	5.26	4.93	0.11	—
-H ₂ O	0.41	0.49	0.66	0.78
P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.03	0.00
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00
④ 計	92.88	96.52	91.78	94.49
⑤ Ig. loss	42.17	40.58	7.26	5.82
⑥ -Hg. CO ₂	9.72	8.60	0	0
④+⑥ -Hg. CO ₂	102.60	105.12	99.04	100.31

本鉱山においては、基調となる(1)と(8)のほか(6)の弱い現象としての黒雲母石英閃緑岩とその変質物を考えられるだけである。

10.1 最大鉱体の予想

最大鉱体は、大和水銀鉱山の東西性断層と本鉱山の調査地域の南端の東西性断層との間に推定できる東西断層と、板状鉱体群の落としとの交わる部分にあると考えられる。

この交差部は大小の空隙に富む破碎帯であり、いわゆる「直り」を形成するに適して、すでに大和水銀鉱山において実証された現象である。諸外国にもこのような例は多い⁽¹⁵⁾⁽¹⁸⁾。

10.2 鉱体群の各延長部

板状鉱体群の5坑以下の探鉱としては、4坑以上においてすでに確かめられた鉱床の落しの方向に押しつけてゆることが当面の問題である。ただし、南の鉱のう状鉱体は、その落とし(断層破碎帯とその下盤といつてよい)をたどつても下部では貧弱な鉱床となる可能性が大きい。鉱床の落とし延長に対する鉱床賦存の可能性については、現在確認されている南の鉱体下部の状況を知つたうえで今後なお検討を加える必要がある。

以下、4坑以上の鉱床について今後に残された問題を述べる(確認された鉱体の連続延長を除く)。

第1坑：南端の東西性断層の西延長と擾乱帯西押(同断層の北約30m)の交差部の探鉱。これには擾乱帯から

第 8 表

	中心相		末端相	
	A ₁	B ₁	A ₂	B ₂
Ag	?	?	?	?
Al	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上
As	tr.	tr.	tr. -	tr.
Au	—	—	—	—
B	3-	3-	3-	3-
Ba	5	4	5	6+
Be	tr.	?	tr. -	tr.
Bi	—	—	—	—
Ca	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上
Cd	—	—	—	—
Co	tr.	—	tr. +	?
Cr	3-	?	3	tr. +
Cu	tr. +	2	1+	2+
Fe	6+	6+	6	6+
Ga	1	1	1	1+
Ge	tr.	tr. -	tr.	?
Li	?	?	?	?
Mg	6<<<以上	6<<<以上	6<<<	6<<<以上
Mn	4+	4	4	4
Mo	tr. -	tr. -	tr.	tr. -
Ni	tr. -	tr. -	tr.	tr. -
P	—	—	—	—
Pb	tr. -	1-	tr.	tr. -
Pd	—	—	—	—
Pt	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—
Si	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上
Sn	?	?	?	?
Sr	5	4+	4+	4+
Ta	—	—	—	—
Te	—	—	—	—
Th	—	—	—	—
Ti	4+	4-	4+	4
Tl	—	—	—	—
V	1	tr. -	1+	tr.
W	—	—	—	—
Zn	tr. +	tr. -	1	1-
Zr	?	tr. -	tr. -	tr. +
In	—	—	—	—

分光分析：金子博祐

線強度表示順位 弱—?・tr・tr・tr+・1-・1・1+・2-...
...6-・6・6+・6<・6<<・6<<<・6<<<<以上—強

第9表 微量成分

	板状鉱体群				鉱のう状鉱体		
	1坑	3中坑	4坑	5坑	南1坑A	南1坑B	南3坑
Ag	?	?	?	tr ⁻	?	?	tr.
Al	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上
As	tr.	tr. ⁻	tr.	tr. ⁻	tr.	tr.	tr.
Au	—	—	—	—	—	—	—
B	3	3 ⁻	3 ⁻	3	3 ⁻	2	2 ⁺
Ba	3	5	4	tr. ⁺	6 ⁺	6 ⁺	6 ⁺
Be	?	tr. ⁻	?	tr.	tr.	tr. ⁻	?
Bi	—	—	—	—	—	—	—
Ca	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上
Cd	—	—	—	—	—	—	—
Co	tr. ⁻	tr. ⁺	—	?	?	tr. ⁻	?
Cr	1	3	?	?	?	?	?
Cu	1 ⁺	1 ⁺	2	4	3	3 ⁻	3
Fe	6 ⁺	6<	6 ⁺	4	6 ⁺	6 ⁺	6<
Ga	1 ⁻	1	1	1	1 ⁺	2 ⁻	1 ⁺
Ge	tr. ⁻	tr.	tr. ⁻	tr. ⁻	tr. ⁺	tr ⁺	tr.
Li	?	?	?	—	?	?	tr.
Mg	6<<<以上	6<<<	6<<<以上	5	6<<<	6<<<	6<<<
Mn	4	4	4	2 ⁺	4 ⁺	4	4 ⁺
Mo	tr. ⁻	tr.	tr. ⁻	—	tr ⁻	tr.	tr. ⁻
Ni	tr. ⁻	tr.	tr. ⁻	tr ⁻	?	?	?
P	?	—	—	—	—	—	—
Pb	tr. ⁻	tr.	1 ⁻	1	1 ⁻	1	1
Pd	—	—	—	—	—	—	—
Pt	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—
Si	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上	6<<<以上
Sn	?	?	?	tr. ⁻	?	?	tr. ⁻
Sr	4 ⁻	4 ⁺	4 ⁺	tr	6	6	5 ⁺
Ta	—	—	—	—	—	—	—
Te	—	—	—	—	—	—	—
Th	—	—	—	—	—	—	—
Ti	4	4 ⁺	4 ⁻	4 ⁺	4	4	4
Tl	—	—	—	—	—	—	—
V	tr.	1 ⁺	tr. ⁻	tr.	tr.	tr. ⁻	tr.
W	—	—	—	—	—	—	—
Zn	tr ⁺	1	tr. ⁻	tr. ⁺	tr.	tr.	tr. ⁻
Zr	tr. ⁻	tr. ⁻	tr. ⁻	tr. ⁺	tr. ⁻	tr. ⁻	tr.
In	—	—	—	—	—	—	—

濃度表示法は第8表と同じ

分析：金子博祐

あろう。

(昭和34年2月, 3月調査)

第10表 変質岩の化学成分について

	変質岩 (%)	弱変質岩 (%)	比較的新鮮な閃緑岩 (%)
SiO ₂	70.26	56.34	65.68
TiO ₂	0.27	1.06	0.45
Al ₂ O ₃	13.53	15.47	15.49
Fe ₂ O ₃	0.40	2.76	2.40
FeO	1.84	4.86	1.98
MnO	0.06	0.15	0.07
MgO	1.53	2.30	1.12
CaO	1.50	3.72	3.59
Na ₂ O	2.48	2.95	2.86
K ₂ O	2.24	1.49	3.43
+H ₂ O	2.71	4.48	1.64
-H ₂ O	0.71	1.46	0.62
P ₂ O ₅	0.05	0.14	0.11
Hg	0.01	0.00	0.00
S	0.05	0.02	0.02
CO ₂	2.14	2.28	0.51
計	99.78	99.48	99.97

分析: 川野昌樹

の試錐が能率的であろう。

南3坑: 最北部鉱体(1鉱体を認めるのみ)の上・下盤に予想される単位鉱体の探査, 雁行性配列を考慮して, いずれも確認鉱体から直角の方向に3~4mを探ればよい。

北3坑および3中坑: 最北部鉱体群のうち, 最上部鉱体の上盤の探査。この探査は上盤に向かつて3~4mほど探りを入れれば充分であると考えられる。また, これに南接した3中坑準の鉱体についても同様である。

単位鉱体群が雁行配列することからも上盤ないし下盤側に板状鉱体が発見される可能性があるので, 一応探してみる必要がある。とくに, 3中坑鉱体下盤側に期待している。

この3坑-3中坑内にみられる東西性の擾乱帯には, しばしば辰砂を伴うことがあるが, 低品位で, 脈幅も狭く(4~5cm以下), 裂かとしても孔隙が少ないので富鉱体は望み難い。ただ, 水銀鉱床の例¹⁴⁾のうちにはときに断層の上盤に接して富化することもあるので, 今後探査上注意する必要があるであろう。

4坑: 北東端鉱体の上盤ないし下盤側の探査, 雁行性裂かの特性を利用して行なう探査である。

また, 4坑下盤側新鉱体と同様な産状を期待して, 5坑下盤側に対しても探鉱をすすめてみることは有望である。

その他細部の探査については, 将来探鉱・採掘の進展に伴い, それに応じた新しい方法が検討されるべきで

文 献

1. 引用文献

- 1) 堀 純郎: 本邦の水銀鉱床, 地質調査所報告, No. 154, 1953
- 2) 岸本文男: 奈良県大和水銀鉱山鉱床調査報告, 地質調査所月報, Vol. 4, No. 11, 1953
- 3) 矢島澄策: 北海道の水銀鉱床, 北海道地質要報, No. 17, 1951
- 4) 平山健・岸本文男: 5万分の1図幅 吉野山および同説明書, 地質調査所, 1957
- 5) 矢島澄策・塚田文男・石井英二: 大和水銀鉱床区に関する2, 3の知見について, 日本鉱業会誌, Vol. 72, No. 814, 1956
- 6) 比企 忠: 大和国辰砂鉱床, 日本鉱業会誌, Vol. 31, No. 368, 1915
- 7) 矢島澄策: 日本の水銀鉱床, 鈴木醇教授還暦記念論文集, p. 379~393, 1958
- 8) Mc Kinstry, H.E.: Structural Control of Ore Deposition in Fissure Veins, A. I. M. E. Technical Publication, No. 1267, 1940
- 9) Ebara, Shingo: Geotectonic Movements in the Pacific, under way since the Beginning of the Miocene, 1958
- 10) Д. чл А. П. Щеглов: О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых Месторождений забайкалья, записки Всесоюзного минералогического Общества, Ленинград, Вы. 1, стр. 48~59, 1959
- 11) Emmons, W.H.: The Enrichment of Ore Deposits, U. S. G. S. Bull., 625, 1917
- 12) ベローソフ: 構造地質学, (井尻正二・漢正雄訳), 1958
- 13) Ransome, F.L.: The Ore of the Almaden Mine, Economic Geology, Vol. 16, No. 4, 1921
- 14) 大西 淳: 鉱山地質学会における講演, 1959
- 15) Gallagher, D.: Geology of the Quicksilver Deposits of Canoas Zacateas, Mexico, U. S. G. S. Bull., 975-B, 1952
- 16) 松本 隆: 第14回地団研総会シンポジウムにお

ける講演より, 1960

289~301, 1958

17) Сауков, А. А : Геохимия ртути, 1946

2. 参考文献

18) Смирнов, В. И. и Рыженко, Л. М. : Некоторые Особенности Боразования и Размещения Ртутных Месторождений, Закономерности Размещения Полезных Ископаемых (I), стр.

19) Федорчук, В. П. : К вопросу о генезисе самородной ртути, Геохимия, No 3, 1958

20) Becker, G. F. : Geology of the Quicksilver Deposits of the Pacific Slope, with an Atlas, U. S. G. S., Mon. 13, 1888