

# 広島大学学術情報リポジトリ

## Hiroshima University Institutional Repository

Title	中国地方のろう石鉱床概論
Author(s)	木野崎, 吉郎
Citation	広島大学地学研究报告, 12 : 1 - 35
Issue Date	1963-03-30
DOI	
Self DOI	<a href="https://doi.org/10.15027/52518">10.15027/52518</a>
URL	<a href="https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052518">https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052518</a>
Right	
Relation	



# 中国地方のろう石鉍床概論

木野崎 吉郎

## The Pyrophyllite Deposits in the Chugoku Province, West Japan.

By

Yoshio KINOSAKI

**ABSTRACT:** In the world Japan and U.S.A. are the most productive countries of pyrophyllite. By far the greater part of the pyrophyllite production in Japan is produced in Chugoku Province, West Japan. Numerous deposits of pyrophyllite are found in the province, among which Mitsuishi district in Okayama prefecture and Shokozan district in Hiroshima prefecture are excellent. The deposits are all conceived in a volcanic complex. The complex consists of andesite, dacite, rhyolite, and their tuffs and occasionally intercalates thin layers of shale and sandstone, among which the tuffaceous rocks exclusively predominate.

The deposits are lenticular or layer shaped and almost concordantly contained in the definite horizons of the rhyolitic tuffs.

A roughly symmetrical zonal arrangement of minerals are found in the deposits. The main aluminous minerals in the deposits are pyrophyllite, diaspore, corundum, andalusite, dickite (kaolinite), boehmite, and sericite. Quartz, pyrite, hematite, and chlorite are almost always present. Except pyrite and hematite associated ore minerals are very scanty, and are stibnite and cinnabar.

The deposits are formed in the near surface environment, replacing rhyolitic tuffaceous rocks, by the post volcanic hydrothermal or exhalative action related to the volcanic activities of the volcanic complex. Some high temperature aluminous minerals in the deposits may be produced in high temperature exhalative conditions.

The geological age of the mineralization is considered almost contemporaneous to that of the volcanic complex. According to many Japanese geologists, the age of the volcanic complex is considered to be the Cretaceous.

The Upper Cretaceous ~ Lower Tertiary intrusive granitic rocks associating numerous heavy ore mineral deposits is broadly distributed in the province. Although some lower grade of thermal metamorphism are sporadically observed in the volcanic complex, not only the accurate thermal metamorphic effects by these plutonics are not ascertained in the pyrophyllite deposits, but also any relation between the mineralizations of the heavy ore minerals and the pyrophyllite deposits is not ascertained.

### 目 次

I	序 論
II	本 論
A	構造支配
B	带状構造
C	鉍床層準
1	岡山県の鉍床層準
2	広島県の鉍床層準
3	山口県の鉍床層準

- D 鉱物
- E 側岩とその変質
- F 鉱床の成因
- G 鉱床形成の時代
- H ろう石鉱床と金属鉱床との関係
- I ろう石鉱床の探査開発
- III 要約その他
  - A 要約
  - B 文献
  - C 図版説明

#### 付図および写真目次

- 第1図 中国地方流紋岩類およびろう石鉱床分布図
- 第2図 三石地方ろう石鉱床分布図
- 第3図 台山大平鉱山坑道断面図
- 第4図 鉱床の図式綜合断面図
- 第5図 五反田粘土鉱山地質図
- 第6図 勝光山地方地質図
- 第7図 釜ヶ峯鉱山地質図
- 第8図 豊ろう鉱山地質図
- 第9図 須佐鉱山地質図
- 第10図 X線回析図

図版 I, 鉱床写真 II, 鉱床, 化石, 球顆状ろう石鉱写真 III-X, 顕微鏡写真 (III, IV, 勝光山 V, 三金 VI, 豊ろう VII, 豊ろう, 明光山 VIII, 明光山, 熊野IX, 熊野, 釜ヶ峯 X, 台山, 東備, 八木, 神ノ上, 須佐)

## I. 序 論

### 1. 前 書

著者は先に日本地質学会第69年総会の特別講演として中国地方のろう石鉱床について述べたが、その概要は既に地質学雑誌第802号に掲載されている。本論文は先に講演した内容を補遺し更に多少の新知見を追加したものである。この研究は中国地方に在住する多数の研究者の協力によって成立ったものであるが、主な研究協力者を列記すると次の如くである。広島大学吉田博直、添田晶、永富精、三浦三郎、岡山県庁大森尙泰、広島通産局神谷雅晴、竹本昭一、田坂朋一、三田村信雄、谷山徹雄、田島清允、海田市高校空本敏三、勝光山鉱業松本寛造、篠原俊憲、昭和勝光山鉱業岩本昇海、三金興業富田保弘、西川定夫、大平鉱業津島精一、大東鉱業山本豊穂、等。又広島大学今村外治、長谷晃よりは多くの助言を受け、資料の蒐集、現地の調査その他に関しては、広島大学、岡山大学、広島通産局、広島・岡山・山口の各県庁、各鉱山から多大の協力を得た。顕微鏡写真には広島大学添田晶、中川正男、竹野節夫を煩わし、又製図は広島大学田原鈴子、薄片製作は広島大学高橋秀夫、広島大学地質学・鉱物学教室の学生諸君の手を煩わした。ここに厚く感謝の意を表する。

### 2. ろう石鉱床の定義

本論文ではろう石は鉱物名としてはパイロフィライトを、ろう石鉱床としてはパイロフィライトを含む鉱床を意味することとする。但し山口県下に現出する数鉱床では鉱床中に殆んどパイロフィライトを含んでいない。しかしこれらの鉱床はパイロフィライトを含む他の

鉱床に種々の点で著しい類似性を示しているのでもう石鉱床として取扱った。

### 3. ろう石の産地と産額

世界に於けるろう石の主産国は日本および米国である。日本は年間数十万トンのろう石を産し、その大部分は中国地方から産出する。(第1表) 中国地方では岡山県三石地方、吉永板屋地方、広島県勝光山地方、山口県奈古・須佐地方が主産地であり、古くから開発されているが、近年この他に多数の産地が明らかになり所々で開発されている。

中国地方の主要ろう石産地名は第2表に示す通りである。(第1図)

第1表 ろう石産額表 (1962年 単位t)

岡 山 県	広 島 県	山 口 県	中国地方 (a)	全 国 (b)	a/b %
440,986	115,358	16,097	572,441	778,058	73.6

第2表 中国地方主要ろう石産地名<sup>1)</sup>

#### 岡山県

三石地方 (和気郡三石町)

大平, 品川三石, 加藤, 坪田, 元山, 野谷, 岡村, 協和, 五反田粘土, 八木, 梅谷, 平山, 昭和兄坂, 兄坂, 大平新田

板屋地方 (和気郡吉永町)

大盛, 大和, 中石, 浅岡, 則次, 大栄, 共栄, 大阪兵部, 兵部

三國地方 (和気郡吉永町)

三国, 東備

その他の地方

杉谷 (浅口郡鳴方町), 木谷 (和気郡備前町), 妙法 (和気郡備前町), 神ノ上 (和気郡和気町), 和気水銀 (和気郡和気町), 石生 (和気郡和気町・佐伯町), 大豊 (和気郡和気町・佐伯町), 上建部 (御津郡建部町), 吉原 (赤磐郡熊山町)

#### 広島県

勝光山地方

矢野勝光山, 昭和勝光山, 品川勝光山 (以上庄原市), 三金大津恵, 矢野大屋, 黒崎大津恵, 大戸 (以上庄原市・比婆郡西城町), 釜ヶ峯, 正栄 (以上比婆郡口和村)

その他の地方

豊巖, 豊栄, 矢野豊栄 (以上賀茂郡豊栄町), 吉舎 (双三郡吉舎町), 熊野ろう石 (安芸郡熊野町), 明光山, 春木, 三次ろう石 (以上三次市)

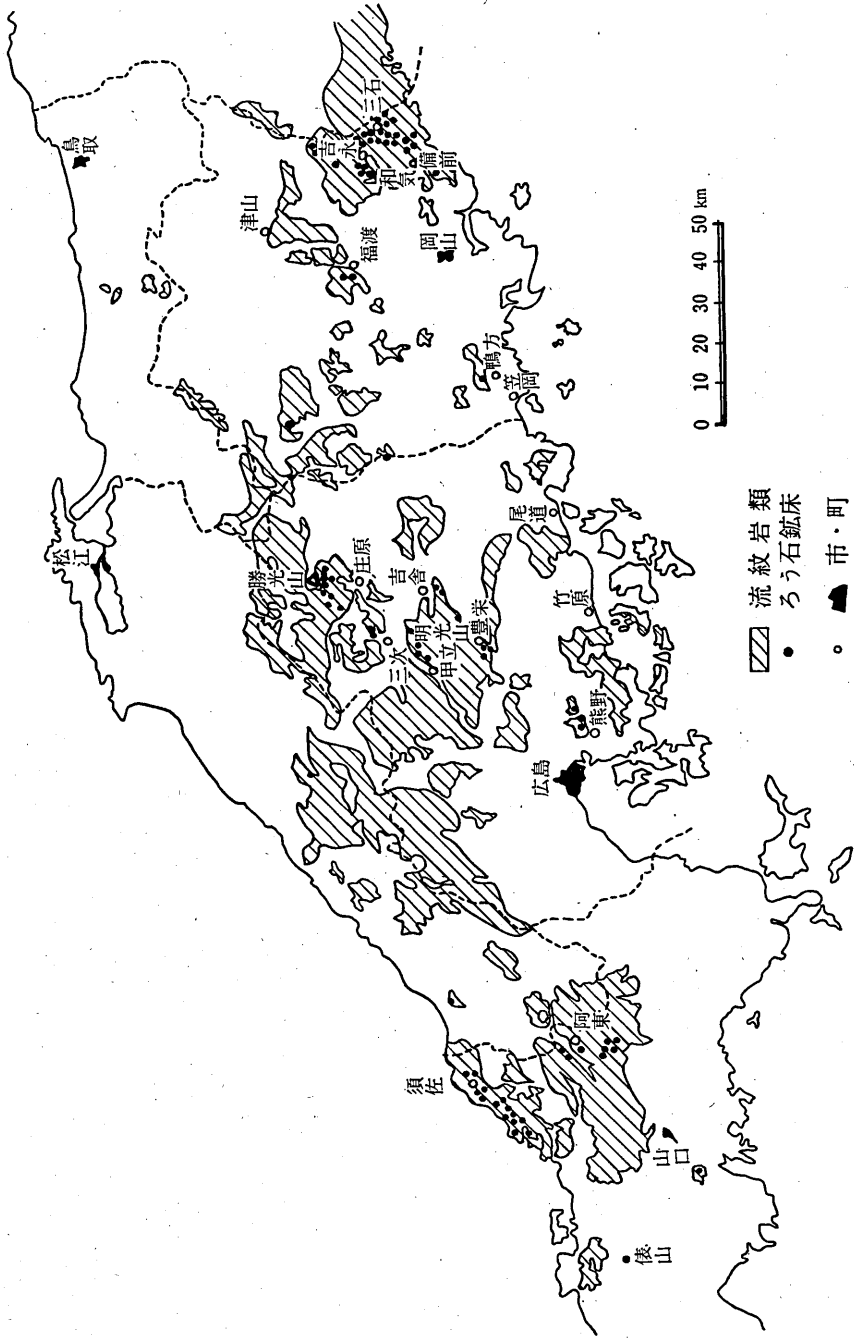
#### 山口県

日産宇久, 大平, 木与, 奈古ろう石 (以上阿武郡阿武町), 須佐 (阿武郡須佐町), 徳佐, 倉田, 鍋倉 (以上阿武郡阿東町)

1) 主として鉱山名を示す。著者の実地踏査産地名は太字で示した。

### 4. ろう石鉱床と黒鉱々床の類似性

ろう石鉱床が流紋岩質ないし安山岩質の火山岩又はそれらの凝灰岩に伴なって産することは一般に知られている如くであるが、著者は鉱床の形は従来多くの研究者によって認められている如く、貫入火成岩の形、または断層に支配されて塊状を呈すると考えるよりはむしろ、地層の層理に支配され、不規則ではあるが層状を呈し、鉱床はある特定の層準に産し、その有様は近年問題にされている黒鉱々床に幾分の類似性を示すと考えている。勿論中国地方のろう石鉱床を胚胎する火山岩類 (著者はそれを主に凝灰岩類と考えている) は陸成であるの



第 1 図 中国地方流紋岩類およびろう石鉱床分布図

で、黒鉱々床で問題となっている海底沈澱鉱床の考えは問題とならない。

## 5. 論文の取扱った範囲

論文内容は著者の実地に踏査した鉱床を主体として中国地方のろう石鉱床全般についての概論をのべる。概論の基礎となった各論は本論文中には記載しない。しかし中国地方ろう石鉱床の主体をなす岡山県三石、板屋地方および広島県勝光山についてはそれぞれ大森尙泰(1963)、松本寛造(1963)によって広島大学地学研究報告中に独立の論文として掲載される予定である。大森および松本の取扱っていないその他の鉱床については特に鉱床層準の項その他に於いて多少詳細に記載した。

## II. 本 論

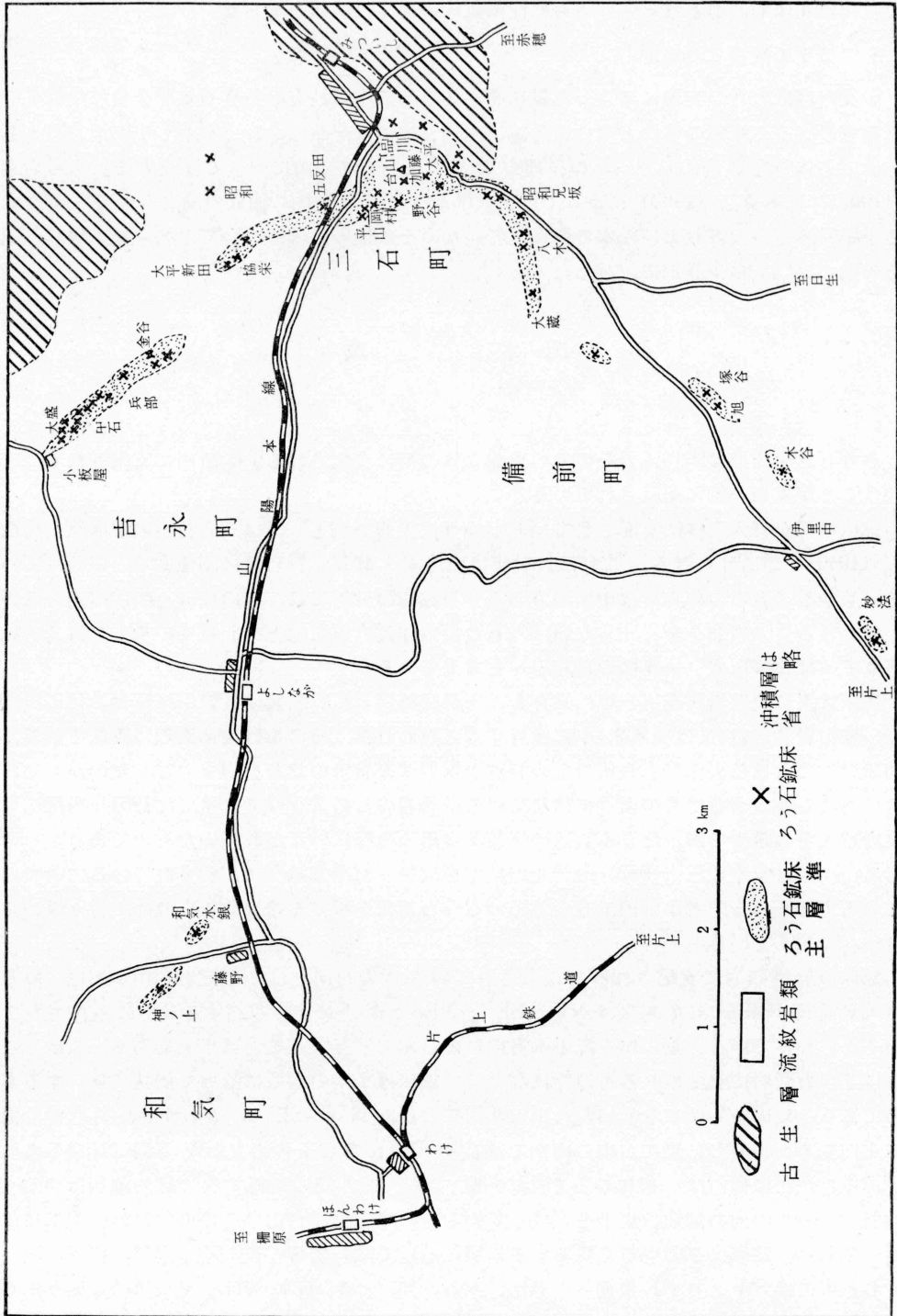
### A. 構 造 支 配

ろう石鉱床の形は(1)貫入岩その他の火成岩体の形に支配される。(2)断層に支配される、ということが従来一般に記載されている。

鉱床の形が貫入岩体に支配されているという代表的一例としては三石台山の鉱床(大島敬義(1949))があげられる。これは放射状に発達する珪長岩質岩脈に関係あるといわれている。しかし著者等の研究では中国地方のろう石鉱床の付近には、その成因と特に関連の深いと思われる貫入岩類を全く知らない。三石台山の珪長岩質岩脈といわれているものは著者の研究では珪化凝灰岩(第4図の珪化岩)と考えている。

鉱床は主に流紋岩質凝灰岩中に賦存し、一部は凝灰岩質頁岩又は頁岩中に賦存し稀に流紋岩、安山岩質熔岩(又は凝灰岩)中に賦存すると思われる。その形は主に層理に支配される。勿論野外における火山岩と凝灰岩との判別の困難が著者等の誤りを引きおこしたのかも知れないが、しかし著者はこのように信じている。著者のこのような考えは既に1951年当時広島文理科大学の学生であった空本敏三の卒業論文指導の際にいだかれていたものであり、その考えの一端は空本敏三(1952)の勝光山地方を取扱った卒業論文に記載されている。著者のこの考えはその後著者が中国地方の各地のろう石鉱床を数多く踏査するに及んで益々深められ現在に及んでいる。

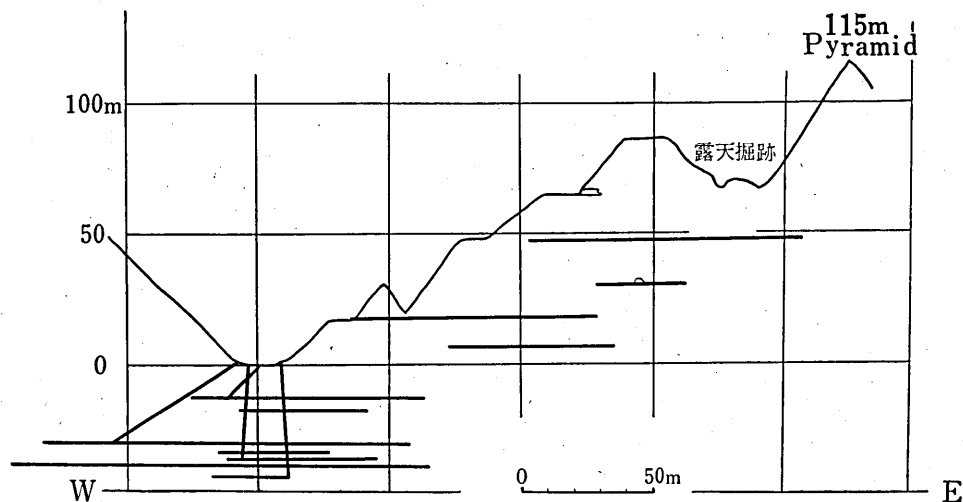
鉱床の形が断層に支配されると記載されている代表的例としても三石台山があげられる(大島敬義 1949)。この鉱床はNW~SEとNE~SWとに走り急斜する2線に支配されていると言われている。鉱床が上記の両方向にならんで賦存することは事実である。しかしこれは2つの断層に支配されるものではなくて、鉱床は1つの層準に沿って層状に賦存するものであり、鉱床を胚胎する地層が台山の北西では走向NW~SEで、これが台山付近で急激に走向をNSに変じ、更に台山の南西で走向をSWに変じそのままSW方向に延びるものである。地層の傾斜は一般にゆるく15°~30°であって西側に傾斜する。即ち地層はゆるく傾斜する一つの向斜盆地の東半を形成しているものであり、台山はこの向斜盆地の東端に位置しており、鉱床はこのゆるく傾斜する地層に沿って賦存する(第2図)。向斜の南翼に賦存する鉱床にはSWよりNEに向って妙法、木谷、旭、大蔵、八木、梅谷、兄坂等の鉱床があり、向斜の東縁台山には大平、品川、加藤等の鉱床があり、その北西即ち向斜の北翼に平山、岡



第 2 図 三石地方ろう石鉱床分布図

村等の鉱床がある (Pl. I, 1)。その北西延長は一時山陽線路の沖積層下に没するが、その北側に五反田鉱床があり、その北西に協栄、大平新田の鉱床が続く。大平新田の北西端には小断層があり一時鉱床の連続が不明であるが、更に北西走向延長上には板屋の鉱床群が連なる。木谷鉱床は流紋岩質凝灰岩よりなる台地の頂部を占めて位置するが、ここでは鉱床が凝灰岩の層理に平行に賦存する有様が美事に観察される。鉱床および凝灰岩の走向  $N65^{\circ}E$ 、傾斜  $N20^{\circ}$ 、鉱床の厚さ  $10m+$  である。同様に大蔵、兄坂の鉱床でも凝灰岩中に層状に鉱床が賦存するのがよく観察される。大蔵、八木、兄坂の鉱床付近には走向  $NS$ 、と走向  $ENE$  の断層があり鉱床相互の連続はこの断層でたたれている場合がある。

台山の大平、品川、加藤の鉱床は採掘の歴史が古く採掘跡が大きく且乱掘されており、鉱床の規模が大きいため鉱床の全貌を簡単に観察し難いが、大勢に於いて台山の山頂部に鉱床上盤の珪化岩をいただき鉱床は地層に平行して西に緩斜することが覗かれるが、その有様は大平鉱山の坑道によく表われる (第3図)。しかし坑道の掘下り部では地層に逆傾斜の部分もあり多少擾乱を示している。台山北西の平山、岡村では鉱床が地層に平行して西側に緩斜する有様がよく見られる。



第3図 台山大平鉱山坑道断面図

五反田、協栄、大平新田の鉱床は走向  $NNW$  の直線上に並び各鉱床に於いて地層と鉱床との関係がよく観察される。

板屋の鉱床群は多数の鉱床よりなるが、何れも走向  $NNW$ 、傾斜  $W20^{\circ} \pm$  で略地層に平行に介在し同一層準に位置するものの様である。

以上述べたように三石地方の鉱床賦存の大勢を支配するものは断層ではなくて層理である。しかし断層又は節理が鉱床を支配する例が全くないわけではなく、鉱化作用が割目に沿って進められたと思われる例もあるが、大局的にみるとこれは従属的の現象である。

鉱化作用が割目に沿って進められた例は多数あるが、その二三の例として次のものがあげられる。



八木鉍山の主鉍床は走向略 EW, 傾斜  $N \pm 25^\circ$  で流紋岩質凝灰岩中に略地層に調和的に賦存するが、鉍床の北側は走向 WNW 略直立する断層を隔てて巨大な珪化岩に接している (Pl. I, 2), (Pl. X, 5)。この断層は鉍化作用前の形成であり、鉍床はこの断層に沿って発達しているかの様に見える。又鉍床中にもこの断層に平走する小断層があり断層に沿って鉍化作用が特に進んでいる部分がある。

五反田鉍床の下盤中にも断層に沿って鉍化作用が進んだと思われるのがみられる。

東備鉍山の鉍床は主鉍床層準をはなれた流紋岩質凝灰岩が弱い鉍化作用を受けて生じた珪質の鉍床 (第 4 図 2 変質凝灰岩) であって、各採掘地に見られる鉍床を全般的に総合してみると鉍床は大略凝灰岩の層理に沿って賦存しているが、各箇の鉍床の中には層理を横切る断層又は割目に沿って鉍化作用が進んでいるのが認められる。

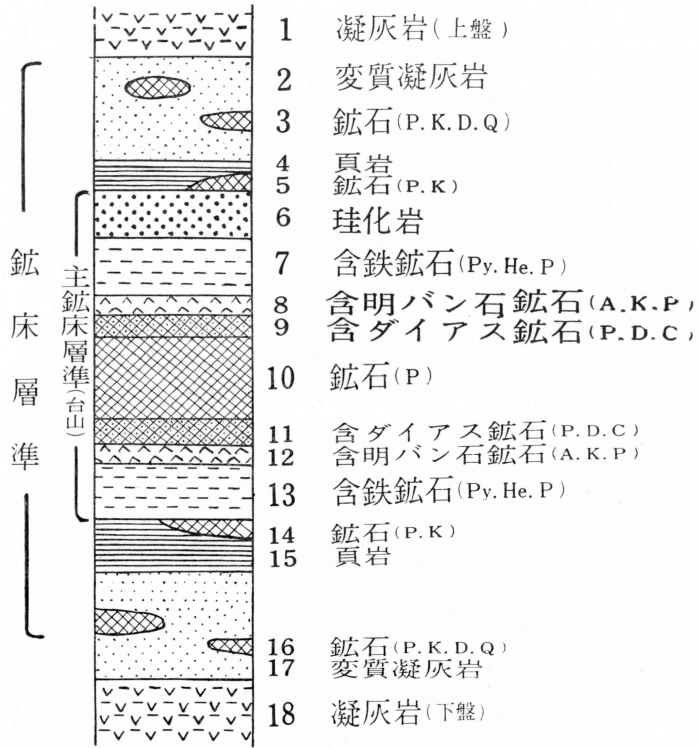
広島県明光山の鉍床は走向略東西、南又は北にゆるく傾斜する流紋岩質凝灰岩、一部凝灰岩質頁岩中に賦存し、鉍床は全体としては略地層の層理に平行して賦存し走向略東西緩傾斜で地表の分布は東西に延長するものであるが、局部的に見ると走向東西で急斜する割目に沿って鉍化作用が特に進められたと思われる部分がある。

広島県吉舎鉍山の鉍床は流紋岩質凝灰岩中に賦存する鉍床であり、主要鉍床は凝灰岩と互層する流紋岩の薄層の下盤の凝灰岩中に位置し、鉍床は地層に平行であって走向  $N70^\circ E$ , 傾斜  $N20^\circ$ , 厚さ  $10m \pm$  であるが、鉍床および下盤凝灰岩中には走向  $N70^\circ E$ , 傾斜  $S80^\circ$  の割目が多数発達し鉍化作用は鉍床中のこの割目に沿って特に進んでおり一部分は下盤にまでびている部分がある (Pl. II, 5)。

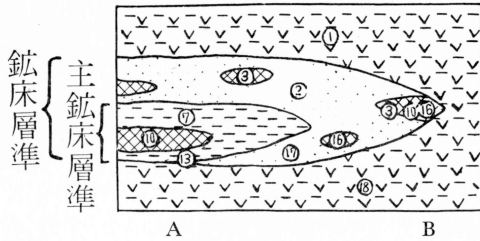
## B. 帯状構造

鉍床の主要なものは後述の如く鉍床層準中に賦存する。鉍床の形は従来上拡がりと言われているが、その様な事実は明らかにし難い。鉍床は帯状に分帯されて帯状構造を示すことが多い。しかし鉍床の細部の形は一般に甚だ不規則で変化に富み又各部分は漸移的に移り変ることが多いので帯状構造も概念的に認識されるにすぎないのが普通である。帯状構造の様式は母岩の性質、特に頁岩の存否、鉍化作用の強弱等の差異により一様ではない。中国地方の各鉍床に見られる総ての帯を 1 本の柱状図にまとめて図式的に示すと第 4 図の如くなると考える。勿論図示した総ての帯が各箇の鉍床に発達するわけではなく、各箇の鉍床にはいくつかの帯を欠くのが普通である。図示した各帯は中央の鉍石 (10) を中心として上下に対称的になっているが、各箇の鉍床についてみると上下帯の発達には差があって上下に非対称的に見える場合が少なくない。鉍床は一般に凝灰岩層を上下盤としてその中に賦存し、広く発達する変質凝灰岩 (2), (17) につままれて産出する。変質凝灰岩は一般に白色で石英に富んでいる。変質凝灰岩中には普遍的に小鉍床 (3), (16) が発達する。小鉍床は葉ろう石、カオリン、石英などよりなりダイアスポーア、紅柱石等を含むことがある。含鉄は多くないのが普通であるが時には含鉄が多いこともある。三石地方五反田鉍床の一部、五反田鉍床の北方昭と鉍山の鉍床は下盤変質凝灰岩中の鉍床 (16) に相当し、尙疑問もあるが三国、東備等の鉍床は上盤変質凝灰岩中の鉍床 (2), (3) に相当すると思われる。鉍化作用の勢力の弱い鉍床又は鉍化作用の末端部にある鉍床は小規模であるが、又それに伴う変質凝灰岩の発達も少なくなるのが普通である。この様な場合に指準層 (多くは頁岩) の欠如する時はその

( 1 )

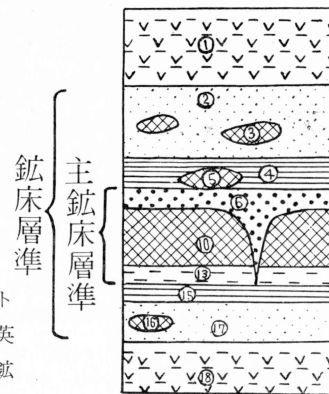


( 2 )



P=パイロフィライト K=カオリナイト  
 D=ダイアスポーア Q=石英  
 Py=黄鉄鉍 He=赤鉄鉍  
 C=コランダム A=明バン石

( 3 )



第 4 図 鉍床の図式綜合断面図

鉱床が上盤中の鉱床 (3) であるか下盤中の鉱床 (16) であるか、又は主鉱床帯の小さい鉱床 (10') であるか不明である。(第4図(2)B部) この様な鉱床は未採掘の探鉱中の鉱床の露頭部に普遍的に見られる。この場合一般にはこれを(3)型の鉱床と見做し、その下層準に(10)型の鉱床の伏在を予想する楽観的の結論を導き易いが、実際にはそれは(10')型又は(16)型の鉱床であってその下層準には(10)型の主鉱床は賦存しないかも知れないのである。広島県釜ヶ峯鉱山の鉱床、豊栄の鉱床は(10')型である疑いが強く、後者は比較的多量の鉄分を伴っている。

変質凝灰岩は鉱床(10)の上下盤に発達するが、鉱床の上下盤に頁岩層(4)(15)の発達しない場合には、上盤側の変質凝灰岩(2)の発達が下盤側のもの(15)に比してよく発達し、主鉱床(10)は変質凝灰岩の下盤寄りに賦存することが少なくない。この場合下盤変質凝灰岩は一般に薄層であるが、上盤変質凝灰岩の厚さは不定である。この有様は豊ろう鉱床によく観察される(第8図)。又勝光山地方でも主要鉱床は変質凝灰岩の下盤寄りに集中して産する傾向があるようである(第6図)。

次に変質凝灰岩(2)、(17)につつまれてその中央に主鉱床が賦存するが、三石、板屋地方では主鉱床帯の上下盤に頁岩又は頁岩質凝灰岩(4)、(15)が発達することが多いが、広島県の鉱床ではこれを欠くか、又はその発育が頗る不完全なことが多い。主鉱床(10)の上下盤には含鉄鉱石(7)、(13)が発達することが普通であるが、特に下盤付(13)に黄鉄鉱、赤鉄鉱の細粒が濃縮して産することが少なくない。勝光山の滝の谷の鉱床、三金興業の元山本坑鉱床の下盤に厚い黄鉄鉱葉ろう石帯の発達するのはこの例であり(Pl. III, 7)、三次鉱床、須佐鉱床、八木鉱床などでも主鉱床の下盤に黄鉄鉱又は赤鉄鉱を濃集している。

主鉱床(10)の上下盤に含明バン石鉱石(8)、(12)、(Pl. III, 5, 6)含ダイアス鉱石(9)(11)が帯状に発達することは松本寛造(1963)により勝光山の滝の谷鉱床に於いて指摘せられている。主鉱床の上下盤に明バン石、ダイアスポア等の発達することはしばしばみとめられるところであるが、滝の谷の鉱床の如く明らかな帯状構造を示すことが確認されるのはむしろ稀であって、普通は帯状配列は不完全であり(8)(9)(11)(12)中のある帯を欠く場合が多い。又コランダム・ダイアスポアはむしろ葉ろう石(10)中に小結晶として不規則に分散し、又は小結晶の濃縮する部分が不規則のパッチ状をなして任意に分散的に賦存する場合が少なくない。

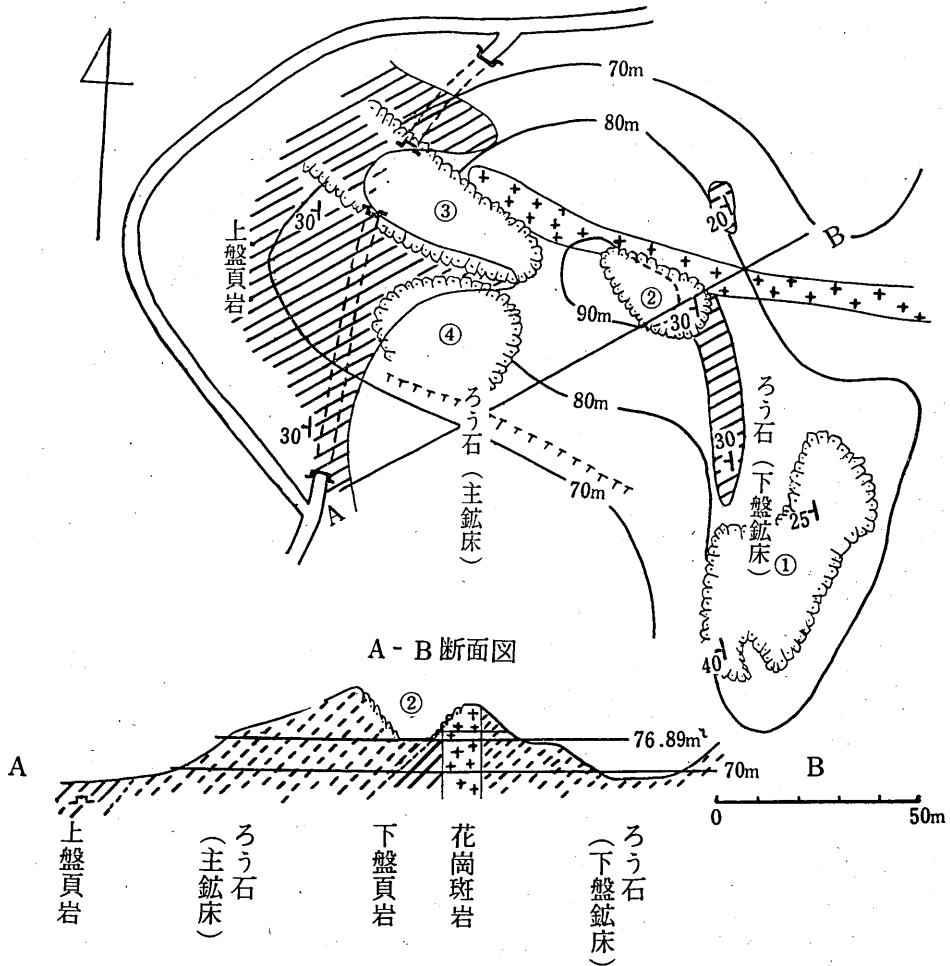
三石、板屋地方では主鉱床(10)の上下盤又は片盤に頁岩又は頁岩質凝灰岩(4)(15)が発達するが、時としてはそれがカオリン又はパイロフィライトにより交代されて良質の鉱石(5)(14)となることがある。(五反田、神ノ上)

珪化岩(6)は著しく珪化作用が進み主として石英よりなる岩石であるが、三石地方では主に鉱床の上盤、頁岩(4)の下部に発達し、時としては鉱化作用前の割目に沿って板状に下部に延長する場合がある。(八木、台山)(第4図(3))(Pl. I, 2, Pl. X, 5)

### C. 鉱床層準

#### 1. 岡山県の鉱床層準

台山および五反田地方においては主要鉱床は上下盤に頁岩または凝灰岩質頁岩層を伴わない(Pl. I, 3, Pl. X, 1)、両層間の流紋岩質凝灰岩を交代して賦存する(第5図)。この鉱床の賦



第5図 五反田粘土鉱山地質図

存する層準を主鉱床層準とよぶ。上下盤の頁岩または凝灰岩質頁岩層の上下には厚い流紋岩質凝灰岩層が発達する。この凝灰岩層は甚だ広い範囲にわたって弱い珪化作用を受け、パイロフィライトがその中に分散的に発達し、またパイロフィライトの小鉱床が分散的に賦存する。この層準を変質凝灰岩とよんだ。上下盤の頁岩または凝灰岩質頁岩は発達不完全でこれを欠く場合もある。大森尙泰 (1962, 1963) は岡山県南東部の地質およびろう石鉱床の調査研究に際してろう石鉱床を胚胎する流紋岩質凝灰岩層の岩相層序を確立し、主鉱床層準が台山にあっては流紋岩質凝灰岩の基底上約 400m に、また板屋地区にあっては約 300m にあることを明らかにした。

板屋地区には多数のろう石鉱床が賦存する。鉱床は小板屋から兵部峠にわたり北北西に延びる線上に排列し分布区域の延長1400mに及んでいる、(上野三義, 井上秀雄 (1953), 大森尙泰 (1962, 1963) この地域には大盛, 大和, 中石, 浅岡, 則次, 大栄, 共栄, 大阪兵部,

兵部等多数の鉾山が相接して位置している。鉾床を胚胎する凝灰岩層の走向 NNW, 傾斜  $W20^{\circ} \pm$  で、主要鉾床は凝灰岩層中に介在する 2 枚の頁岩または凝灰岩質頁岩層にはさまれて賦存すること台山におけると同様である。板屋地区の鉾床層準は台山地方の鉾床層準の走向延長上に位置し、層序、構造も相類似しており両鉾床層準は同一層準上にあるものと信ずる。

**神ノ上鉾床** (木野崎吉郎等 (1962e), 高島清 (1956), 高島清・原田久光 (1957) (1961)) は頁岩または凝灰岩質頁岩層に伴ない流紋岩質凝灰岩層中に産す。主要鉾床は上下両盤の頁岩層にはさまれて産するが、分散的の鉾床は頁岩層の上下盤の凝灰岩層中にも産すること台山地方と同様である。頁岩層の一部は主としてカオリンよりなる暗灰色の高純度のろう石鉾床となるのは特異の現象である。鉾床を含み地層は走向 NNW, 傾斜  $W20^{\circ} \pm$  であり、主鉾床を胚胎する層準は台山、板屋地方の層準より上位にあるものの如くである。

**大豊, 石生** (木野崎吉郎等 (1962f)) の鉾床は凝灰岩質頁岩層およびその上下盤をなす流紋岩質凝灰岩を交代して賦存し、これら全体の下位には集塊岩が横たわる。鉾床を含めて地層の走向は NE で傾斜  $SE20^{\circ} \pm$  である。本鉾床の層準も台山地方の鉾床層準よりは上位にあるものの如くである。

**吉原** (木野崎吉郎等 (1962g)) の鉾床は流紋岩質凝灰岩層中にあり鉾床の上盤は流理構造を示す流紋岩よりなっている。鉾床を含めて地層の走向 NS, 傾斜  $E10^{\circ} \pm$ , 鉾床層準は台山地方の鉾床層準より上位にあるものの如くである。

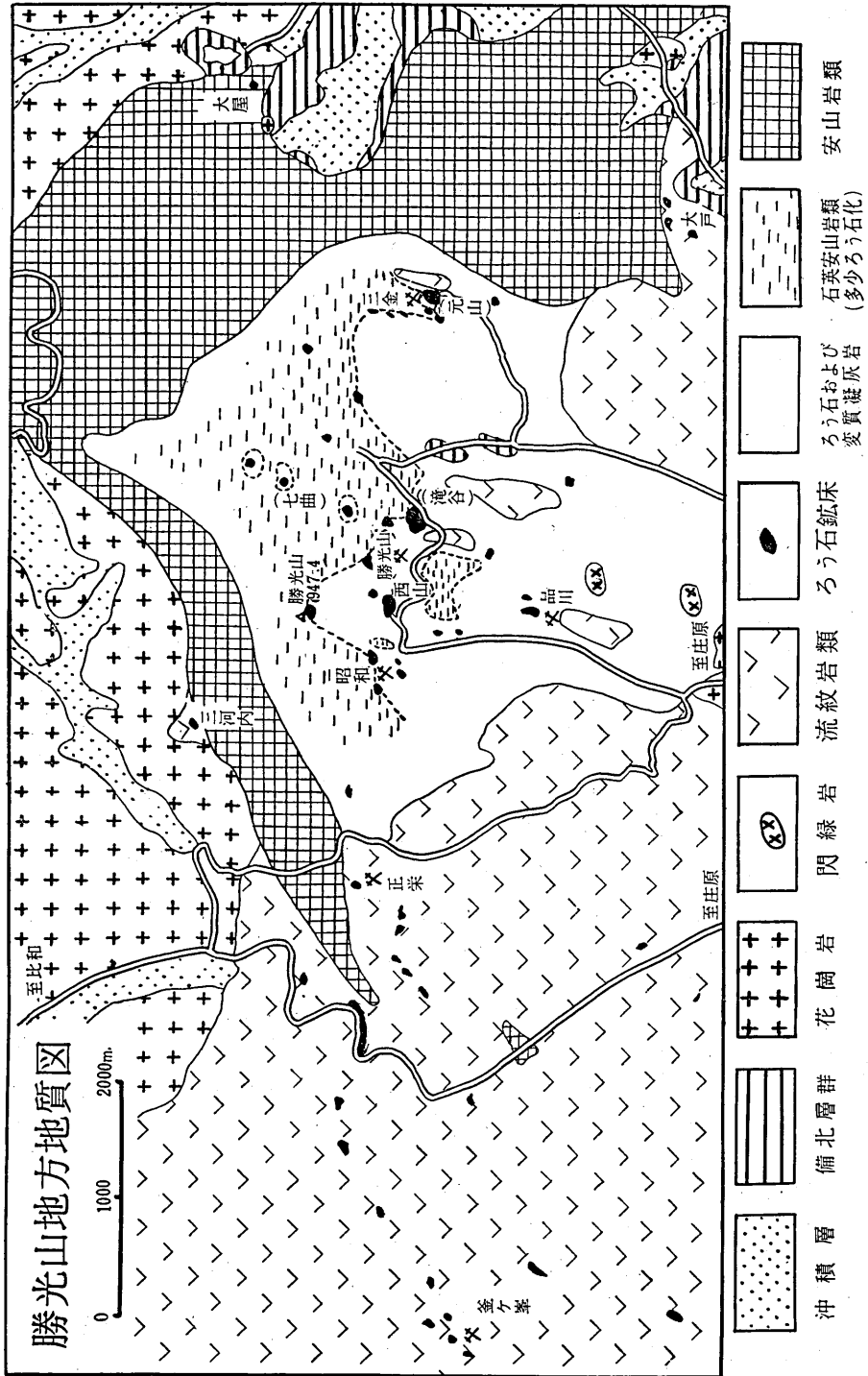
**三国** (木野崎吉郎等 (1961a)), **東備** (木野崎吉郎等 (1962b)), 和意谷, 日笠等の鉾床は一般にろう石化作用が弱いか、又は小規模の鉾床であり、何れも流紋岩質凝灰岩層中に産し、頁岩または凝灰岩質頁岩層を伴わない。鉾床を胚胎する凝灰岩層は台山地方の鉾床層準の上下盤の何れかの凝灰岩層に相当する。上下何れであるかは判断しがたいが上位である可能性が大である。

## 2. 広島県の鉾床層準

**勝光山** (第 6 図) は広島県庄原市の北部に聳える標高 947.4m に達する山である。勝光山は古くから知られているろう石鉾床の産地であり、鉾床の数は頗る多いが、それらは主に勝光山の南側及び東方に賦存する。

南側鉾床群の中央の大部分は当地方の鉾床の開発者である矢野傑氏の経営する勝光山鉾業所の鉾区に属しその中には滝ノ谷 (Pl. I, 4, 5, 6), 西山等の大鉾床をはじめとして多数の鉾床がある。勝光山鉾業所の鉾区の西隣は昭和鉾業会社系の昭和勝光山の鉾区に属し、ここには長野山, 狼岩等の鉾床がある。勝光山鉾業所鉾区の南および東隣は品川白煉瓦の鉾区に属し、南隣には茅野の鉾床, 東隣には七曲の鉾床等がある。勝光山の東方には界谷の谷をへだてて勝光山東方の鉾床群がある。ここには三金興業会社の天津恵鉾業所の鉾区がありその中には三金元山本坑, 同二坑その他の多数の鉾床がある。以上の諸鉾床は東西約 3 km, 南北約 2 km の比較的狭小の地域に密集賦存し勝光山の鉾床群をなしている。勝光山の鉾床群の東方には大屋の鉾床, 南東には大戸の鉾床がある。勝光山の西方 8 km には釜ヶ峯 (788m) があるが、勝光山釜ヶ峯間には釜ヶ峯鉾山, 正栄鉾山その他に属する鉾床が多数賦存する。

勝光山付近の地質 (空本敏三 (1952), 松本寛造 (1951), (1963), 木野崎吉郎等 (1958a), (1958b), (1960b), (1961c), 上野三義 (1958)), は安山岩類, 流紋岩類, 花崗岩類, 閃緑



第6図 勝光山地方地質図

岩類、岩脈類、第三紀層、沖積層等からなる。安山岩類は熔岩流及び凝灰岩などからなり、吉田博直の吉舎安山岩類に当り、勝光山の北側に広く分布する。地層の走向傾斜は一般に明らかでないが大略に於いて東西走し南側に緩斜するものの様である。流紋岩類は主として流紋岩質凝灰岩よりなり流紋岩々流、頁岩又は凝灰岩質頁岩の薄層を介在する。吉田博直の高田流紋岩類に相当し、勝光山の山頂部および南側を占めて広く分布する。地層はゆるく波状に褶曲するが大勢としては走向略東西、傾斜南側に $10\sim 30^\circ$ である。

吉舎安山岩類との関係は大きくみるとそれを略整合的に被覆するが、両者の細かい関係については不明である。流紋岩類は前述の如く主として流紋岩質凝灰岩よりなるが、その下底部即ち安山岩類に接する部分には石英安山岩質凝灰岩が卓越し、少量の安山岩質凝灰岩、流紋岩質凝灰岩、凝灰岩質頁岩等を挟在する。この部分の流紋岩質凝灰岩中には球顆状構造を示すものが多く、又顕著な流理構造を示すものがあり、それらの中の或物には溶岩流に属するものがあるかも知れない。この部分には地層間に屢々小さい不整合が存在する。即ち安山岩類よりその上位の流紋岩類に移る部分の地層は、岩漿的にも構造的にも稍不安定の条件下に形成せられたことを示すものの如くである。

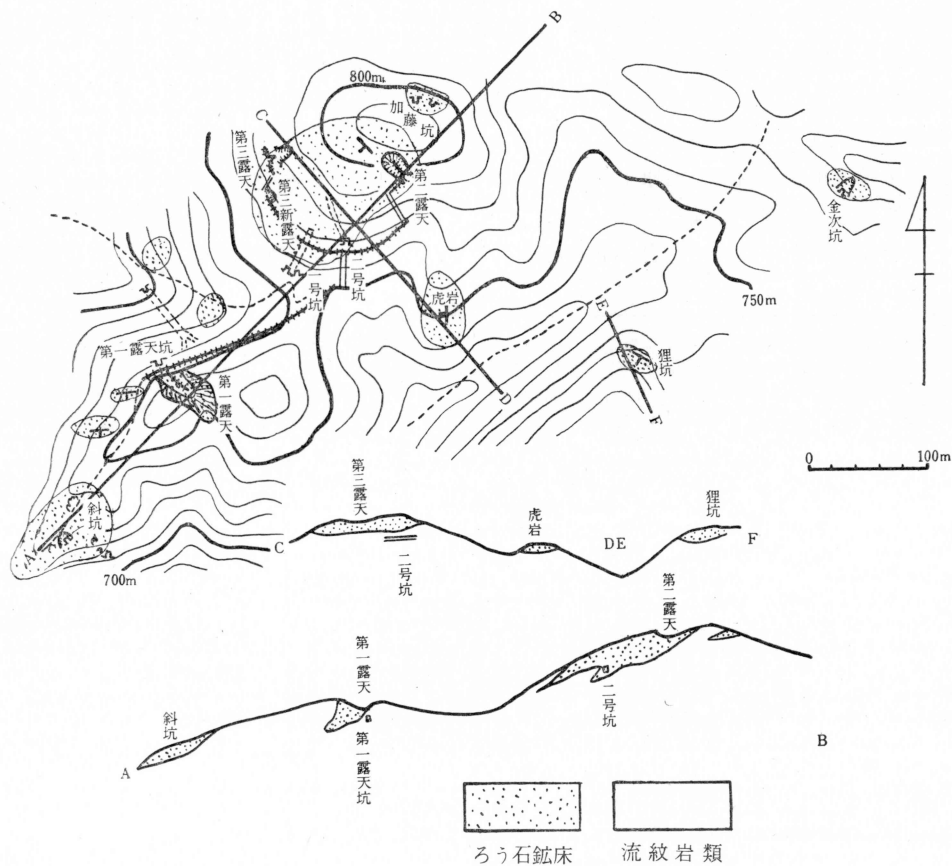
ろう石鉱床の主要部分はこの不安定な層準中に産す。これは主として石英安山岩質凝灰岩よりなる累層の上半分に当り、この部分は第6図には変質凝灰岩として示した。石英安山岩類の下半部は変質を受けること比較的少なく、第6図にはこれを石英安山岩類として示したがその中には分散的な鉱床を賦存する。この層準(主として変質凝灰岩として図示した層準)を鉱床層準と仮称さる。この層準の厚さは略 $100\sim 150\text{m}$ であると思われる。鉱床層準内にある鉱床は白色に変質した変質岩(変質凝灰岩)につつまれてその中に賦存する。鉱床層準はその中に変質凝灰岩をふくめて、勝光山の山頂より南側山腹に露出分布する。地層は波状に小褶曲するが、全体としての傾斜角は南方に $10\sim 30^\circ$ であり勝光山の山頂及び中腹では地表の傾斜と地層の傾斜が略等しく地層は地表に沿って分布するが、南方山麓では地層の傾斜の方が急で地層は上盤の不変質流紋岩類の被覆下に没する。又勝光山の南側腹部でも地形上の高位置には上盤の不変質流紋岩類が、又地形上の低位置即ち谷の底部には下盤の不変質流紋岩類(主に石英安山岩質凝灰岩よりなるもので、第6図では石英安山岩類として示した)が露出する。変質凝灰岩と下盤(石英安山岩類)との境は西方長野山、狼岩鉱床の下盤境より東に向って勝光山山頂、西山鉱床、滝の谷の鉱床の下盤境を経て界谷に達し、更に東に進んで豊子丸、片上、三金3号、同2坑、三金元山2坑、同本坑の各鉱床の下盤境に連なる。この境は比較的明らかであり大体に於いて層理に沿っており、地表に於けるその trace は大体地層の一般走向に一致する。変質凝灰岩はこの境界面以上の層準に発達するが、変質凝灰岩とその上盤の不変質流紋岩類との境界線は地表では、勝光山の南方で南方へ著しい張り出しを示し、変質凝灰岩とその上盤との関係が不整合に見える。変質凝灰岩とその上盤の不変質流紋岩類との間の関係が不整合であるか否かはにわかに決定し難いが、仮りに不整合であると考へた場合に鉱化作用が不整合面の形成後におこって、不整合面の下位の地層のみを鉱化したか、又は鉱化作用を受けた地層の上に、上位の層が不整合を以ってこれを被覆したかの問題が残る。これについては鉱床形成の時代の項で論ずる。勝光山の東側の品川白煉瓦の水無し、および七曲の鉱床は高位置を占めて、断片状に分布する鉱床層準中に賦存する鉱床であるかも知れないが、界谷の宮崎氏の鉱床、豊子丸北方の鉱床等は変質凝灰岩類の下層準

にある石英安山岩類中に賦存する鉱床である疑いがある。

勝光山地方では上記の流紋岩類を貫いて花崗岩類および閃緑岩類の小貫入岩体、小岩脈類が発達し、それらは備北層群により不整合を以って被覆される。花崗岩類は所により流紋岩類に弱い熱変成作用を与えており、岩脈類には弱いろう石化作用を受けているものがある。

大屋の鉱床は安山岩類中に賦存する。

**釜ヶ峯鉱山** (木野崎吉郎等 1956) (第7図) の鉱床は釜ヶ峯の東方約1.5kmにある。流紋岩類中に賦存する数ヶのレンズ状鉱床よりなり、一部には鉱床の上盤に頁岩を戴くものがある。鉱床は何れも地表付近に位置し地層に略調和的に賦存する。地層及び鉱床の走向WNW一般に南方に $10\sim 30^\circ$ を以って緩斜する。釜ヶ峯と勝光山の中間の地域には多数のろう石鉱床の露頭がある。それ等は幅約2kmを以ってENEに延長する地帯間に分布している。又この地帯の流紋岩類中にはENE方向にのびる安山岩類の小分布があり、その付近には石英安山岩類が発達するが、調査不十分であるので第6図にはこれらの岩類が省略されている。安山岩類と流紋岩類の走向はENEであるが傾斜は南及び北の場合がある。勝光山の北西約1200m ミツガイチ三河内では安山岩類と流紋岩類との境界は走向ENE、傾斜は勝光山の他の部分と反



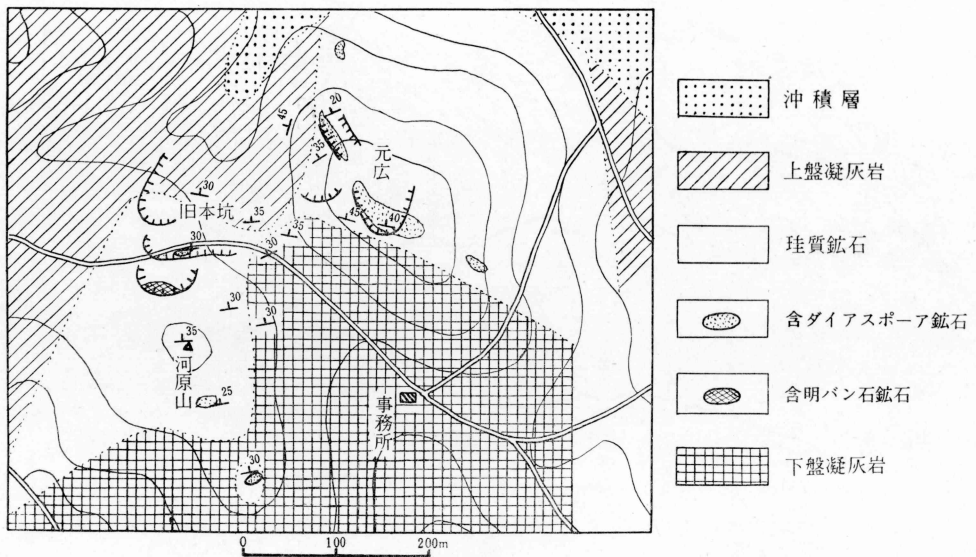
第7図 釜ヶ峯鉱山地質図



対にNで、その付近の流紋岩類中にろう石の鉱床を胚胎している。以上のことからこの付近即ち勝光山の西方地区の地質及び鉱床の調査は不十分であるが、鉱床を含む層準は安山岩類に近接する流紋岩類中にあり、それが走向ENEでゆるやかに波状褶曲をしている疑いがある。

**豊ろう鉱山の鉱床** (木野崎吉郎等 1960a, 1962i) (第8図) は賀茂郡豊栄町乃美の北方直距4 kmにある。本鉱床付近の地質は流紋岩類よりなる。流紋岩類は全般的には走向ENE、傾斜N30°±であり鉱床は略流紋岩類の層理に調和的に賦存する不規則レンズ状の鉱床である。本鉱床の走向の東延長上約1 km先には豊栄鉱山の鉱床があり、西南西延長上約2 km先(米山谷西方)にはろう石鉱床の露頭(矢野豊栄鉱床)がある。豊栄の鉱床及び米山谷の露頭はともに流紋岩類中に調和的に賦存し走向東西に近く傾斜Nに20~30°、鉱床の厚さ10~20mである。以上の鉱床を胚胎する流紋岩類の南方には頁岩、砂岩、流紋岩質凝灰岩、安山岩及び安山岩質凝灰岩等よりなる地層が発達し、これらは流紋岩類の下層位に位置すると思われる。豊ろう鉱山の鉱床は東部の元広の鉱床(Pl. II, 1)と西部の河原山の鉱床(旧本坑)とよりなる。両鉱床とも流紋岩質凝灰岩中に介在するレンズ状の鉱床であるが、鉱床の上下盤の凝灰岩はその性質を異にする。即ち下盤凝灰岩は鉱床付近では多少の鉱化作用を受け変質しており、一般に層理は明らかでない。しかし所によっては鉱床との境界面に平行に近い不完全な縞状を示すことがありこれは鉱化作用による後成の構造である疑いがある。鉱床上盤の凝灰岩は比較的新鮮で、所によっては頗る明瞭な層理を示す(Pl. II, 2)。この場合層理は鉱床との境界面に平行である。上盤凝灰岩中には急傾斜のメタハロサイトの多数の細脈で貫かれる部分がある。

東部の元広鉱床と西部の河原山の鉱床とは何れも中央ふくらのレンズ状を呈し、両鉱床はレンズの末端のうすくなった部分で連絡する。この形は下盤凝灰岩層と鉱床との間、又鉱床と上盤凝灰岩層との間に不整合の存在を暗示する。この場合上盤凝灰岩は変質を受けること



第8図 豊ろう鉱山地質図

少なく層理が比較的明らかであるので下盤（即ち鉱床）との不整合関係をみとめ易いが (PL. II, 2), 鉱床の部分は鉱化作用によって変質しており, 初成の層理構造が少なからず失なわれているので鉱床の内部に存在していたであろう不整合も又その下盤との間に存在する不整合も認識が困難になっている。現在鉱床となっている部分の母岩に嘗て不整合が存在していたであろうことは鉱床内に往々礫が層状に存在することによって示される。以上のことから鉱床の上下盤の境がともに不整合面であるとともに, 鉱床内部にも鉱化前に不整合面が存在しており, 鉱化作用はこの小さい不整合の繰り返されている層準に形成されたものと思われる。尙河原山に於ける鉱床下盤の不整合面は傾斜が頗る緩く北方に  $10^{\circ} \pm$  でありその上の鉱床乃至変質凝灰岩層中の層理は北傾斜  $20 \sim 30^{\circ}$  であり, この不整合面と考えられるものが小さい衝上断層である疑いもある。鉱床を賦存し, 小不整合の繰りかえされた層準は勝光山地方では流紋岩類の下底部に当たり岩質上石英安山岩質凝灰岩, 球顆状流紋岩質凝灰岩が多く現出する層準であると考え。鉱化作用の時期については後でのべる。豊ろう鉱床では鉱床層準に石英安山岩質凝灰岩, 球顆状流紋岩質凝灰岩層の卓越することは確かめられていないが, 鉱床層準の下位に頁岩, 砂岩, 安山岩質凝灰岩層のあることは既に述べた。

明光山 (木野崎吉郎等 (1961h)) の鉱床は芸備線志和地駅の東方直距約 1 km 明光山 (394m) 付近にある。鉱床付近の地質は主として流紋岩類よりなり, 鉱床はその中に賦存する。流紋岩類は主として流紋岩質凝灰岩類よりなり凝灰岩質頁岩の薄層をはさむ。地層の層理不鮮明であるが, 大体に於いて地層は走向略東西, 南又は北に緩斜するものの如くである。鉱床は白色変質凝灰岩中につつまれて産す。白色変質凝灰岩は珪化及びろう石化作用を受けた凝灰岩類で主に石英よりなりパイロフィライトを伴うものである。白色変質凝灰岩の地表の露出地は明光山を過り略東西にのび西端は芸備線の鉄道付近, 東は隣接鉱区の春木鉱床に及び東西の延長約 3 km に達す。鉱床の小露頭はこの間所々に点在するが, 現在知られている主鉱床は明光山の東約 800m に位置するものである。本鉱床は白色変質凝灰岩の局部に高耐火性の鉱石 (高品位鉱石という) を濃縮するものである。高品位鉱石は主にパイロフィライトと紅柱石とよりなりダイアスポーアを伴う。紅柱石には淡紅色を呈し放射状に集合し見事なものがある。高品位鉱石が白色変質凝灰岩中に賦存する有様は不規則であるが, 略東西走し南に急斜する面に沿って多く現出する疑いがある。鉱床の一部に高品位鉱石の上盤をなしてろう石化された凝灰岩質頁岩があり, その中に植物化石<sup>1)</sup> *Ptilophyllum* cf. *Pecten* (PHILLIPS) が発見された (PL. II, 3)。該頁岩は南方にゆるく傾斜している (PL. II, 4)。本鉱床では鉱床中の高品位鉱石は割目に支配されて現出する疑いがあるが, 鉱床全体としてはその形が地層の層理に支配されているものの如くである。吉舎安山岩類は本地区の東方に略東西にのびて賦存するので本地区の流紋岩類の下には鉱床に近接して安山岩類の伏在が無いとは考えられない。

三次ろう石鉱山 (木野崎吉郎等 1961d) の鉱床は三次駅の北東 3 km 強に位置する。鉱床は安山岩類に近接する流紋岩類中に賦存する。安山岩類は三次市より東に細長くのび地図上, 願万地, 畠敷から後山方面に及ぶ。主な鉱床は畠敷の北方にあり安山岩類分布の北縁に沿って略東西にのびて分布し, 一部は安山岩類分布の南縁にも賦存する。鉱床を胚胎する流紋岩類中には球顆状を示すものが多い。

1) 今村外治の同定による。

吉舎鉾床 (木野崎吉郎等 1962b) は吉舎駅の南方約 5 km にある。鉾床は安山岩類に近接して分布する流紋岩類中にあり、鉾床は流紋岩類中の層理に略平行に賦存する層状の珪質パイロフィライト鉾床である。鉾床の一部には流理状を示す流紋岩を帽岩とし、一部分は地層を横ぎる割目に沿って発達する部分もある (Pl. II, 5)。

熊野鉾山の鉾床は山陽本線安芸中野駅の東方直距約 4 km、熊野町にある。鉾床は花崗岩の貫入を受けフォルンフェルス化する流紋岩類中に賦存する。流紋岩類の一般走向略東西傾斜南  $30^{\circ} \pm$  である。鉾床は流紋岩類の層理に略平行に賦存するものの如くである。鉾中には多量の紅柱石の含まれる部分、多量の粗粒のセリサイトを含む部分がある。本鉾床の東方 4 km 戸坂峠付近にも流紋岩類にろう石鉾床の賦存が知られている。本地方の流紋岩類は主として流紋岩質凝灰岩よりなるが、その分布地の一部には頁岩質、安山岩質岩石が現出し、構造稍複雑である。

金平鉾山 (磁鉄鉾および磁硫鉄鉾の鉾山) は広島県と岡山県との県境にある。鉾山付近では安山岩類を被覆して流紋岩類が発達するが、両岩類の境界部で両岩類が弱いろう石化作用を受けており、又流紋岩類は所々でろう石化作用を受けている所がある。

以上のべた広島県下のろう石鉾床の産出する層準を通覧すると鉾床は吉舎安山岩類と高田流紋岩類の境界付近、主として高田流紋岩類中に産することがわかる。

即ち勝光山東方の大屋の鉾床は広島県下のろう石鉾床中最下層準に産する鉾床であって吉舎安山岩類の上層準に産し、金平鉾山付近のろう石鉾床は吉舎安山岩類とそれを被覆する流紋岩類の境界付近の両岩類中に産す。広島県下の最大鉾床をなす勝光山の鉾床、即ち昭和勝光山、勝光山鉾業所 (矢野)、三金大津恵の鉾床は吉舎安山岩類直上の主として石英安山岩類よりなる層準中、主にその上半部に産する。勝光山の西方勝光山と釜ヶ峯間の鉾床、釜ヶ峯の鉾床、三次鉾山の鉾床、明光山付近の鉾床、豊ろう地方の鉾床、熊野の鉾床、吉舎の鉾床等は何れも吉舎安山岩類に近接する高田流紋岩類下部中に産するが、その層準は勝光山の鉾床層準に比べ或物は夫れと同層準、又他のものは僅かにそれより上位の層準に産すると思われる。吉舎安山岩類と高田流紋岩類との関係は吉田博直 (1961, 1962) によると大きくみると整合であるといわれている。しかし両岩類とも陸成であるので、その形成の間に小さい侵食を伴っていても決して不自然ではない。ろう石鉾床を胚胎する地方の観察では吉舎安山岩類と高田流紋岩類の境界付近に流紋岩質凝灰岩、凝灰岩質頁岩、頁岩、砂岩等の薄層が繰り返され、それに伴って小さい侵食即ち不整合も伴なわれる如くである。この境界付近の地層を高田流紋岩類中に入れるか、吉舎安山岩類中に入れるかについては問題が残されている。著者は一応この部分を高田流紋岩類の下底として取扱った。松本寛造 (1963) は勝光山鉾床上盤の不整合面を重視して鉾床層準を含めてこの不整合面以下を吉舎安山岩類としている。鉾床層準より上位にあるこの不整合面は一般に明らかなので松本寛造のこの考えは支持される。しかし岩漿活動に重点をおけば、この石英安山岩類は吉舎火山類の火山活動の末期の所産とみなし、松本寛造の考えと同様にこれを吉舎火山岩類に包括せしむべきであり、堆積環境の変化に重点をおけば高田流紋岩類の下底と見做して差支えないものであるかも知れない。

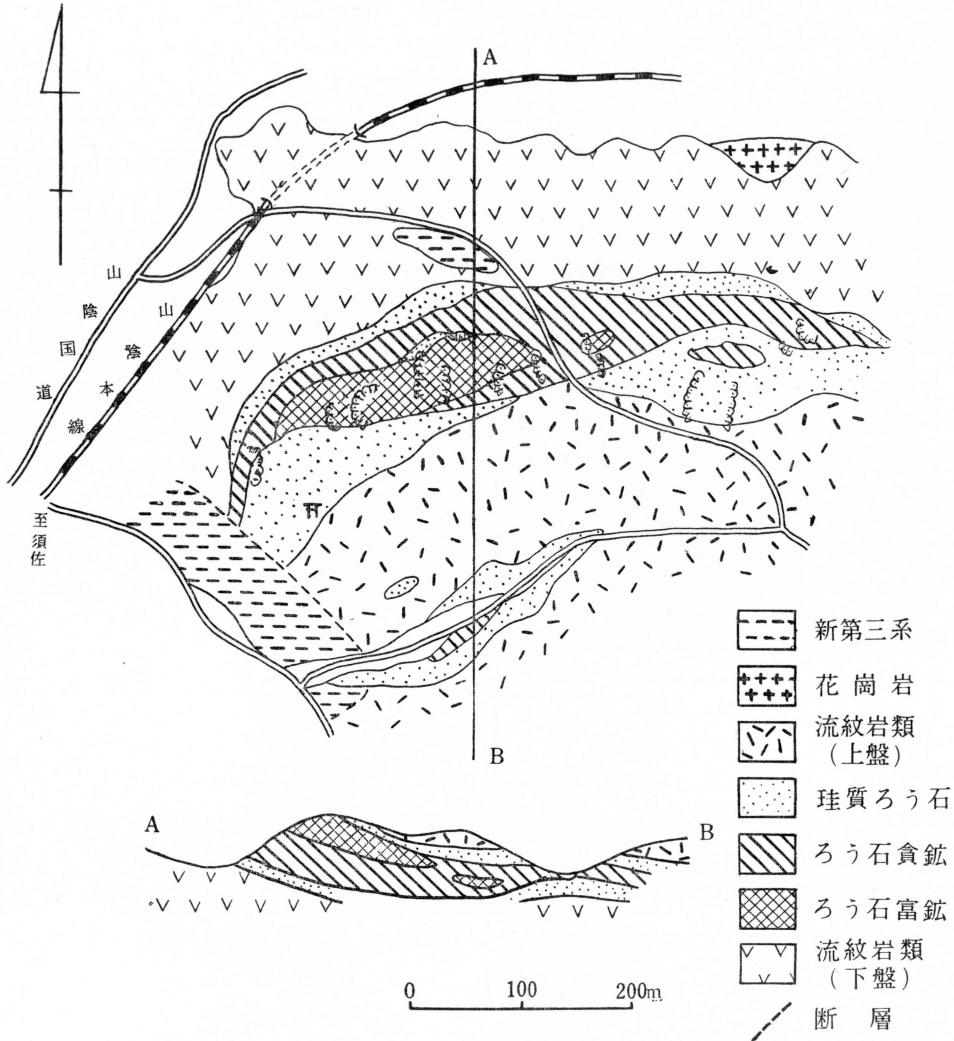
### 3. 山口県の鉾床層準

山口県のろう石鉾床については時津孝人・上野三義 (1958) によって広範に調査されてい

るが、著者は僅かに須佐、大平、木与の鉱床について短時間の踏査を行ったにすぎず県下全般の鉱床の胚胎する層準についての知識は不足している。調査した鉱床は村上允英（1953, 1962）によりKIIとされている流紋岩類中に産し、鉱床は地層に調和的に胚胎する如くであるが、流紋岩類中での層準は不明である。各鉱床の大様は次の如くである。

大平鉱山及び木与鉱山（木野崎吉郎等 1962c）の鉱床は花崗岩に貫入されて、その上にルーフペンダント状をなす流紋岩類中に産し、その中に調和的に産するものの如くである。

須佐鉱山（木野崎吉郎等 1962d）の鉱床（第9図）は主としてディッカイトおよび石英よりなる鉱床である。この鉱床は珪質ろう石（珪化凝灰岩）につつまれて流紋岩類中に調和的に賦存する層状乃至レンズ状の鉱床である。流紋岩類および鉱床の走向略EW、傾斜S10



第9図 須佐鉱山地質図

~20°で珪質ろう石の走向延長約600m, 地表の幅100mに達している。流紋岩類は主として流紋岩質凝灰岩よりなり, その中には角礫状, 球顆状の部分がある。

#### D. 鉍物

ろう石鉍床に産する有用鉍物はパイロフィライト, ダイアスポーアが主であり, 次いでコランダム, 紅柱石, ディッカイト (またはカオリナイト), ベーム石, 明礬石であり, 石英, セリサイト, 緑泥石を伴う。X線的研究を多く行っていないので, セリサイトとパイロフィライトとの識別が困難で一般に両者を区別していないので単にパイロフィライトとして記載したのは残念である。不透明鉍物としては黄鉄鉍, 赤鉄鉍, 輝安鉍, 辰砂, 水銀等が存在するが黄鉄鉍, 赤鉄鉍以外はその量は多くない。原岩の残留鉍物としてはルチール, ジルコン, 長石, 石英等が存在する。尙鉍床形成時またはその後形成されたと思われる鉍物で顕微鏡下に決定できない数種の鉍物があることも残念である。パイロフィライトは最も普通に産し, 山口県のディッカイトを主とする数鉍床を除き全鉍床に産し, ダイアスポーアはこれに次いで分布広く, コランダムの分布はやや少なく紅柱石の分布は少ない。鉍石鉍物として好ましからぬ石英, 黄鉄鉍および赤鉄鉍は殆んど常に存在する。主要鉍床に於ける現出有用鉍物の組合せは次の如くである。

##### 紅柱石を含む鉍床

明光山	<sup>(1)</sup> And, Cor, Dias, Pyro
熊野	And, Cor, Dias, Pyro, Seri, (Alun)
豊ろう	And, Cor, Dias, Pyro, Alun, Dick
大平(山口)	And, Dias, Pyro, Seri
木与	And, Cor, Dias, Pyro

##### コランダムを含む鉍床 (紅柱石を含まぬ)

勝光山	Cor, Dias, Dick, Alun, Boeh
三金	Cor, Dias, Dick
ダイアスポーアを含む鉍床 (紅柱石, コランダムを含まぬ)	
三石	Dias, Dick, (Alun), Boeh
板屋	Dias, Dick, Alun
神ノ上	Dias, Dick
釜ヶ峯	Dias, Dick

##### パイロフィライトを含まぬ鉍床

須佐	Dick, Dias
----	------------

コランダムは往々肉眼で藍色を呈する。藍色のコランダムの小結晶が白色のパイロフィライト中に縞状に排列されるものは見事であり, 勝光山地方で虎石といわれている。コランダムは顕微鏡下では<sup>(2)</sup>柱状の結晶 (勝光山等) (Pl. III, 5 Pl. VI, 1, 2, 3, 4, 5, 6 Pl. VIII, 8, Pl. IX, 1) を示すものがあるが結晶形不定のものが多い。柱状結晶を示すものをも含めて一

(1) And=紅柱石 Cor=コランダム Dias=ダイアスポーア Pyro=パイロフィライト  
Ser=セリサイト Alun=明ばん石 Dick (ディッカイト) Boeh=ベーム石  
( ) は甚だ少量を示す

(2) 薄板状結晶の板面に直交する断面の疑がある。

般にc軸に直角の方向に延長し、又c軸に直角に著しいpartingに富む。(七曲産の球状集合体をなすもののみはc軸の方向に延長する。(Pl. IV, 1~6)) 一般に汚染しているが透明なものもあり、かかるものは無色~淡藍色の多色性を示す。ダイアスポーア、パイロフィライトに交代される。豊ろう鉱床の目玉石では小粒の集合体をなし、その中央がディッカイト、パイロフィライトになっているものがある(Pl. VI, 5, 6)。

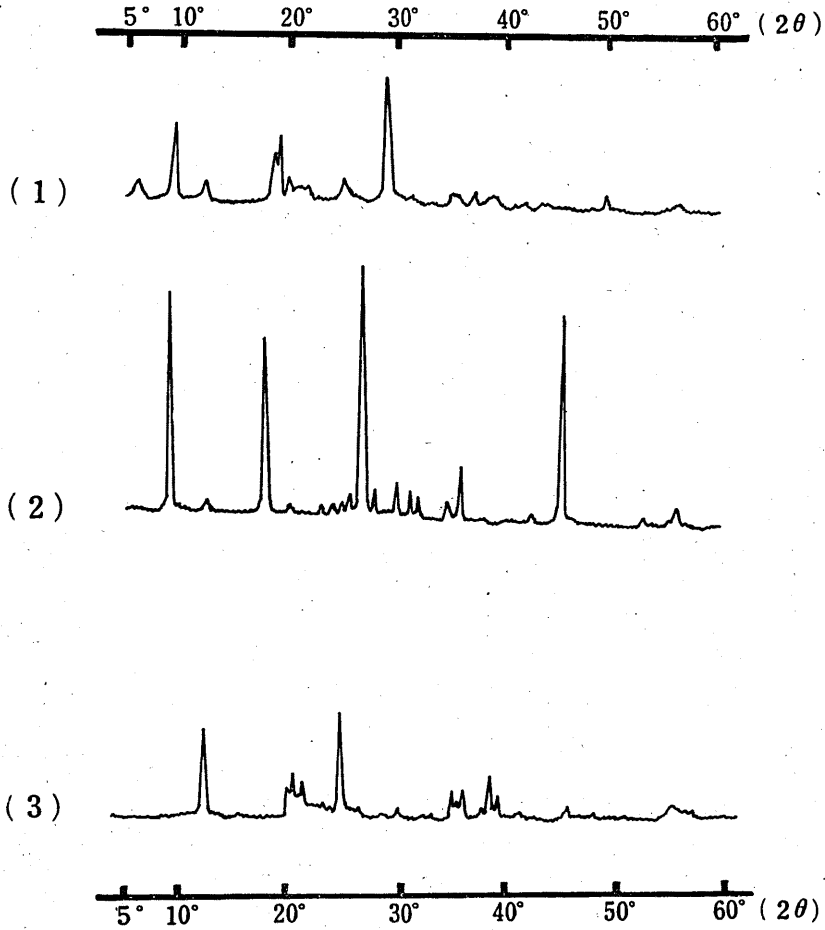
紅柱石は4角柱状、塊状をなし、柱状のものは放射状に集合することが多い(Pl. VI, 2, 7, 8, Pl. VII, 3, 4, 5, 6, 7, Pl. VIII, 4, 5)。緑泥石、パイロフィライト、ダイアスポーア、ディッカイトに交代される。往々柱状の結晶形を残して非晶質(または等方?)の鉱物に変質するものがある。肉眼で一般に無色であるが、地表下稍深部に産するものには淡紅色を示すものがあり、明光山産の紅色放射状集合体は見事である。又明光山産の化石を構成するものは炭質物を含み肉眼で暗灰色である(Pl. VIII, 2, 3)。

ダイアスポーアは、肉眼で無色のものが多いが、又淡紅、淡紫色を示すものがある。淡緑色パイロフィライト中に紫色のダイアスポーアの大粒が散点するものは見事であり、勝光山地方で藤石といわれている。又豆大乃至拳大の無色の球状体をなしてパイロフィライト又はディッカイト中に産するものがあり、三石台山、勝光山等に主に産し眼玉石と称され高級耐火材として尊重される。ダイアスポーアは顕微鏡下には、塊状又は柱状であり、柱状のものは往々放射状に集合する(Pl. III, 1, 2, Pl. IV, 2, 3, Pl. V, 1, 2, Pl. VI, 1, 6, Pl. VII, 4, Pl. VIII, 6, 7, Pl. IX, 6, 7)。眼玉石を構成するものは一般に微小柱状結晶よりなる。又勝光山地方で白ろう、小紋といわれるものでは小粒状結晶が縞状に排列する(Pl. III, 3, 4)。一般に無色透明であるが、多少汚染するものがある。パイロフィライト、ディッカイトにより交代される。

パイロフィライトは肉眼で白色乃至淡緑色、緻密で、全体としては塊状である。三金大津恵産のものには豆大の見事な球状体が集合して全体として外観球顆流紋岩質岩に類似するものがある(Pl. II, 6)。本試料は顕微鏡下では微細結晶のパイロフィライトと石英とが同心的殻状に累帯する(Pl. V, 3)。その他のパイロフィライトは顕微鏡下では一般に無色細鱗片状又は甚だ微小で外形不明の結晶よりなる(Pl. X, 4, 6)。一般にセリサイトとの識別困難である。大鱗片状をなすものは往々放射状に集合する(Pl. X, 2)。往々カオリナイトにより交代される。中石鉱山産の一試料中のパイロフィライト中には顕微鏡下で甚だ微細の無色、低複屈折、高屈折率の緑泥石に類する鉱物を多量に混在する(第10図)。

ディッカイト(カオリナイト)は肉眼では無色であり、顕微鏡下では小鱗片状、又は頗る微小結晶を示す。一般にろう石鉱物中最後の生成物であり他鉱物を交代するが、神ノ上産暗色(肉眼にて)ディッカイトはパイロフィライトで交代されている(Pl. X, 6, 7)。神ノ上産の暗色ディッカイトは肉眼で暗灰色で鉱山では黒ろうといわれている。顕微鏡下单ニコルでは見事な碎屑構造を示すが十字ニコル下では全部暗色であり、甚だ微晶であるか非晶質であるか識別不能である。X線回析(第10図)及び化学分析(第3表)によると略完全なディッカイトである。須佐鉱山産のディッカイト中には細脈をなし、横断セニイ状に発達しているものがある(Pl. X, 8)。

セリサイトは顕微鏡下ではパイロフィライトと識別困難であるので、本文では一般に両者を混同して取扱っている。熊野鉱山の白色大鱗状結晶の集合体はX線的にセリサイトであることを確認した(第10図)。



- (1) 岡山県和気郡中石鉾山産 パイロフィライト, 緑泥石等  
 (2) 広島県安芸郡熊野鉾山産 セリサイト  
 (3) 岡山県和気郡神ノ上鉾山産 ディッカイト

第10図 X線回析図

第3表 神ノ上八坑産黒ろう石化学分析表  
 (110°C乾燥試料, 矢野勝光山研究部分析 1962. 10. 1)

SiO <sub>2</sub>	43.77	K <sub>2</sub> O	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38.75	Ig. loss.	15.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08		
TiO <sub>2</sub>	0.30	合計	98.41
CaO	0.18		
Na <sub>2</sub> O	0.19		

## E. 側岩とその変質

鉱床の側岩は僅かに存在する岩脈類を除き総て吉舎安山岩類と高田流紋岩類とよりなる。これらは主に堆積岩類に属するが、それ等は何れも陸上又は陸水中の形成物と考えられる。鉱床の側岩は広く熱変成作用を受けてホルンフェルス化していることがある。熱変成源としては広島地方では高田流紋岩類とほぼ同時期と考えられる井原市深成岩類、それより後期に属する口羽深成岩類又広島花崗岩類がある(吉田博直 1961)。所によってはこれらによる変成作用が重複しているかも知れない。しかし調査の範囲内では広島花崗岩に直接貫入される熊野鉱床に於いて側岩のホルンフェルス化が最も顕著である。ホルンフェルス化した流紋岩類は一般に褐色乃至暗褐色を呈し、薄片でみると細粒の濃色の黒雲母片を多量に生じているのが認められるのみで、その他には鉱物組成、組織に著しい変化は認められず、熱変成は強度でないのが普通である(Pl. III, 8, Pl. VII, 8)。ろう石鉱床の形成後、その側岩が熱変成作用を受けたとすると鉱床も側岩とともに必然的に熱変成作用を受けたはずであるが、観察された範囲内では鉱床が熱変成作用を受けたと断定する資料は甚だ稀である。僅かに熊野鉱山産の一資料中に石英パイロフィライトよりなる鉱石中に柘榴石を生じておのがあり(Pl. IX, 5)、又鉱石中に後成の黒雲母小鱗片を生じているものがある(Pl. IX, 2, 3)。流紋岩類の石基の部分はホルンフェルスにあっても一般に細粒である。これに対して鉱石を構成する石英粒は一般に粗粒であることが少なくなく(Pl. VII, 6, Pl. VIII, 7, Pl. IX, 4, Pl. X, 3, 4)、往々モザイクの組織を示しているが、これは流紋岩ホルンフェルスの組織と考え合わせると熱変成作用とは無関係の所産であると思われる。ただ紅柱石、石英よりなる鉱石は粗粒状で一見ホルンフェルスに類似する組織を示し熱変成物の疑をもたせる。(Pl. VIII, 4)、特に山口県木与鉱床の石英・紅柱石鉱<sup>(1)</sup>は熱変成物である疑が大である。ろう石鉱床中には紅柱石の外にも高温で安定な鉱物が現出するが、鉱床に見られる最後の鉱化作用は殆んど常にパイロフィライトを除けば低温熱水性である。又パイロフィライトを除けば低温熱水性の鉱物生成後再度高温鉱物を形成した鉱化作用がくりかえしたと見られる事実も殆んど存在しない。以上のことからろう石鉱床中に産する高温性鉱物の大部分は鉱床形成時に形成された鉱物であって一部の紅柱石、石英石を除けば、形成後の熱変成作用による変成鉱物ではない。ろう石鉱床はその形成後熱変成作用を受けたとしても、その影響は一般に認識困難である。広島花崗岩による最も強度の熱変成作用を受けた疑いのある熊野のろう石鉱床に於いても鉱床形成後に熱変成作用により甚だ局部的に紅柱石、柘榴石、黒雲母小鱗片を生じた疑いがあるにすぎない。

鉱床中に稀に存在する岩脈類は岩脈の外側周囲が高品位のろう石鉱床であっても岩脈の部分は一般にろう石化作用を受けることが少なく、変質作用を受けても微弱であって少量のパイロフィライト、緑泥石を生ずるにすぎず、決してコランダム、紅柱石等を生じていることはない。高品位鉱床中に貫入し、しかも変質作用を受けることの少ない花崗斑岩岩脈中にメタハロサイトの細脈が多数存在するものが五反田鉱床で観察される。又滝の谷の鉱床、豊嶺鉱床に於いてはろう石鉱床の上盤を不整合状に被覆する殆んど不変質の上盤流紋岩質凝灰

(1) パイロフィライトの様に含水の高い鉱物はその側岩より熱変成作用を受け易くこの様な組織を示したと考える。



岩中 (PL. VII, 1, 2) にメタハロイサイトの細脈が多数存在する部分がある。この様に鉍床の上盤岩石、又は鉍床中の岩脈が鉍化作用を受け難いのは岩質の差によるものとして説明されることが多いが、岩質の差の外に岩脈又は上盤の形成が主鉍化作用後の形成であるという疑いも残される。鉍床を胚胎する岩石、即ちろう石による交代作用を受けた岩石は一般に流紋岩乃至安山岩質凝灰岩または頁岩であるが、これ等が完全に交代された場合には鉍石は全部パイロフィライト、ディッカイト、ダイアスポーア等の後成の鉍物の集合体となり原岩の組織を残さないことがあるが、交代完全な場合であっても交代作用を受けた原岩の組織を残存する場合が甚だ普通である。神ノ上鉍山の暗色ディッカイト鉍は十字ニコル下で殆んど暗色であり、甚だ微粒のディッカイトのみよりなるが単ニコルでは見事な碎屑組織を示す如きは著しい例である。この他に殆んどパイロフィライトからなる鉍石が碎屑組織を示す多くの例がある。原岩が凝灰岩である場合には最も交代され易い部分は一般的にはガラス質部、細粒珪長質部次いで長石、最後に粗粒の石英、石英斑晶である (PL. IX, 8)。ガラス質部には球顆状組織を示す場合が少なくない (PL. V, 6, 7)。従ってガラス質球顆状部がパイロフィライト化されて、その構造が残存する例も多い (PL. IV, 8, PL. V, 3, 4, 5)。反対に球顆状部が珪化され、その基地がパイロフィライト化される場合もある (PL. IV, 7)。以上の交代の有様は交代不完全な側岩又は鉍石中に明らかに認められる (PL. VIII, 1, PL. IX, 8)。石英は交代を受け難いので鉍石中に原岩の斑晶状石英が残存することは稀ではない (PL. X, 3)。しかし高品位鉍には斑状石英が全く存在しないものが普通である。このことからろう石化された原岩を石英を含まない安山岩質岩石と見做すことが考えられる。しかし又一方鉍床側岩中には石英斑晶の少ない球顆状岩石、石英斑晶の少ない溶結凝灰岩 (PL. VII, 1) 細粒の灰凝灰岩が多量に存在することより考え、又それらが最も変質され易い事と考え合わせるとこの種高品位鉍石の原岩をこの様な石英斑晶を含まない岩石と考える方がより適当であると思われる。雲母、特に角閃石等の鉄苦土鉍物は原岩中に多量には存在しなかったものの如くであって不完全交代岩中にもその残物が認められる場合が甚だ少ない。この事もまた原岩が安山岩質でなかったことの参考資料となる。ジルコン、ルチールは交代をまぬがれて完全に残存する。磁鉄鉍の残存は明らかでない。凝灰岩が碎屑性で他岩石の破片を含むものでは、破片状他岩石が交代残物として残存するもの、又選択的にろう石化されるものがある。この場合交代不完全であれば原岩石の性質が判定され得ることもあるが、交代完全の場合には判定困難である。殆んど不変質の碎屑性凝灰岩中の碎屑物がろう石片又はろう石塊でできている場合に、これが選択交代物であるか、既成のろう石鉍床の破片であるかは問題であるが、顕微鏡観察によるとろう石鉍床の破片である疑いは少ない。原岩石が頁岩又は凝灰岩質頁岩である場合には一般に原岩の層理又は層理に平行にパイロフィライトがならぶ組織がよく現われる。

## F. 鉍床の成因

鉍床は主として流紋岩質凝灰岩の交代により形成され、交代不十分のものには凝灰岩の構造を残すのを常とする。鉍床を構成する主要鉍物は、主にアルミナ、珪酸、水分を主成分とする鉍物であるが、それらには比較的高温で安定な鉍物から低温で安定な鉍物までがある。従ってこの様な鉍床を形成した作用は甚だ温度勾配の著しい条件下にあったことを示し鉍床は恐らくは地表下浅所で噴気作用によって形成された交代鉍床であると考えられる。しかし

一方には又特に高温成の鉱物を含まないろう石鉱床が広く存在するのでこの様な鉱床は、所謂浅熱水成の鉱床と考えても差支えないと思われる。交代作用に関する化学組成の変化については化学分析を行っていないので明らかではないが、鉱床の原岩の化学組成として流紋岩を考えると低品位のろう石鉱床は原岩に比して一般にアルミナ、珪酸の量に著しい差異がなく、アルカリ、マグネシア、鉄分が減少し水分が増加している。従って交代作用は化学的にはアルカリ、カルシウム、マグネシウム、鉄分の除去と水分の添加を主とするものであった。富鉱床では更に珪酸分の除去とアルミナの添加がおこっている。富鉱床では鉱体中には鉄分が減少しているが、鉱体の周辺に多量の鉄鉱物を濃縮する傾向がある如くである。

鉱床を形成する主要鉱石鉱物はコランダム、紅柱石、ダイアスポーア、パイロフィライト、ディッカイトである。これ等は同時形成の共生関係を示すものがあるが、多くは同一鉱床内にあって形成期を異にしている。その場合の形成順序は一般的には高温→低温であり、次の様な順序を示すのが普通である。

コランダム    ダイアスポーア  
                →                    ↑  
                →                    → 緑泥石 → パイロフィライト  
紅柱石        →                    →パイロフィライト → ディッカイト

この鉱化作用の中ではパイロフィライトの形成が最も盛んであり、普遍的であり鉱化期間の初期より末期までつづいた。同一鉱床内で鉱物の形成がパイロフィライトを除けば普通高温より低温に移るが、この作用が同一鉱床内で繰り返して何回も行なわれた例は殆んど見られない。このことからこの鉱床をつくった鉱化作用の期間、特に高温であった期間は短かく且比較的局所的に行なわれたものと考えられる。鉱床は台山地方その他では頁岩質頁石にはさまれて特定の層準に産し、鉱床形成に際し頁岩が鉱液の遮断層として働いたかに見える、勝光山、豊蠟鉱床では吉舎安山岩類より高田流紋岩類に移る不安定な層準が鉱床形成の場を与えたかに見える。しかしこの様な層準が鉱床形成に対して単に構造的な場を供給したにすぎないか、又はその様な層準の形成期が鉱床をもたらした主要鉱化作用の活動期と重複して鉱床を形成したかには問題が残される。

鉱床に伴う鉄鉱物は黄鉄鉱と赤鉄鉱であり何れも噴気乃至熱水成である疑いがある。全般的にみて赤鉄鉱が地表に近い部分に黄鉄鉱は深部に産する傾向がある。赤鉄鉱中には鉱床の晶洞に光輝ある板状結晶として産しその産状昇華に類するものがある。明らかに二次的褐鉄鉱と思われるものは研究不十分であるが地表にきり産出しない様である。鉱床に伴なわれる鉄鉱以外の金属鉱物の量は甚だ少なく、局所的に輝安鉱（大平新田）、水銀、辰砂（和気水銀、神ノ上）を産するにすぎず、これらの鉱物は一般的に噴気成鉱床に好んで随伴されることが少なくないものである。

鉱床の側岩である流紋岩質凝灰岩中にはしばしば種々の時代の貫入岩が接触し、凝灰岩に熱変成作用を与えている。しかし鉱床はこれ等の貫入岩類の分布とは全く無関係に広く分布し、鉱床層準をはなれた上下盤の凝灰岩中には微弱なろう石化作用がはなはだ広範囲に分布していることを考えると、ろう石化作用はこれらの貫入岩類とは無関係に、凝灰岩をつくった火山岩の活動に伴った噴気乃至熱水作用によって比較的浅所で形成され、その時期は凝灰岩の形成と略同時期であると考えられる。つまり凝灰岩の堆積、鉱化作用、地層の局地的侵食作用が相接して起った場合があり得ると考える。勝光山、豊蠟鉱山に於いて鉱床上盤に不整

合に乗る流紋岩類又鉍床を貫く岩脈類が殆んどろう石化作用を受けていないことは、これ等の岩石の岩質の差異に原因することよりも、主鉍化作用、特に高温性の高アルミナ鉍物をつくる鉍化作用（高温噴気）の時期が短期であって、上盤の岩石はかかる高温鉍化作用の時期の終結した後に鉍床の上に不整合を以って堆積した、岩脈の貫入も亦主要鉍化作用の時期の後に貫入したのでこれ等は主要鉍化作用後に引きつづいて働いた比較的長期にわたるろう石化作用又はメタハロサイト化作用のみを受けたとも考えられる。岩脈がろう石鉍床中に貫入した場合に、岩脈に近接するろう石鉍中に新鮮な緑泥石がパイロフィライトを交代して生じているが、その緑泥石が後成のパイロフィライトの細脈で貫かれている場合がある。緑泥石は主ろう石化作用後に岩脈の影響で生じたものであり、その緑泥石が更に後続の弱いろう石化作用でパイロフィライトの細脈で貫かれるに至ったものと考えられる (Pl. V, 8)。かく考えると勝光山や豊ろうの鉍床は地層の形成とほぼ同時に地表直下で形成されたものであって、鉍床形成の全過程を通してパイロフィライト化作用が進行し、経済的に重要な高温又は高品位のアルミナ鉍物の鉍化作用、又岩脈による低温緑泥石化作用はパイロフィライト作用の間にはさまれて起ったエピソード的の現象と考える。

#### G. 鉍床形成の時代

広島地方の流紋岩類および安山岩類は吉田博直 (1961, 1962) により高田流紋岩類および吉舎火山岩類とよばれ、その時代は有田世一宮古世 (下部白亜紀) とされた。ろう石鉍床はこれ等の岩類中に産し既述の如く側岩とほぼ同時に形成されたと考えられるので、吉田に従えば鉍床形成の時期は下部白亜紀となる。最近明光山鉍山において鉍床の上盤寄りのろう石化凝灰岩質頁岩中に植物化石を産した。この化石を含む岩石は顕微鏡下には主にパイロフィライトおよび石英よりなり、その中に黒色を呈し、炭質物に富むと思われる部分が層状のパッチをなして存在する。この黒色パッチに多量の紅柱石を含む。紅柱石は肉眼では柱状を呈し、放射状に集合することもあるが全体として植物化石の形を保存している (Pl. VIII, 2, 3, Pl. II, 3)。今村教授によると本化石は *Ptilophyllum* cf. *Pecten* (PHILLIPS) であり上部ジュラ乃至下部白亜に多く産するものであるという。

村上允英 (1953, 1962) は山口県のろう石鉍床を胚胎する流紋岩類を KII 期 D<sub>2</sub> (浦川世一上部白亜紀) のものとし八幡層相当層 (KIIA) の上位においた。

一方、市川浩一郎等 (1962) は兵庫県下の所々に分布する凝灰岩層を主とする流紋岩類を白亜紀上部のものに見做している。特にその中の有馬累層、生野累層 (何れも(III)) 中には著しいろう石鉍床が賦存する。

南朝鮮には安山岩類を主とする新羅統とその上位にある仏国寺統があり、それぞれ下部及び上部白亜系と考えられている。全羅南道海岸地方には流紋岩類および流紋岩質凝灰岩よりなり頁岩を挟在する仏国寺統があり、その中に明礬石およびディッカイトの鉍床を胚胎する。又慶尙南道地方に発達する新羅統の安山岩類中には多数のパイロフィライトの鉍床を胚胎する。

以上を総合するところろ石鉍床を胚胎する火山岩類は吉田博直によると広島県下のものは下部白亜紀となり村上允英、市川浩一郎によれば山口県、兵庫県の上は上部白亜紀となり朝鮮のディッカイトを主とする鉍床は上部白亜、パイロフィライトを主とする鉍床は下部白亜

系に賦存する。村上允英が上部白亜紀と考えた須佐地方のろう石鉱床を含む層準は広島県下の主要ろう石鉱床を含む層準より上位にある可能性もあると思われる。この層準にディッカイトを主とするろう石鉱床が胚胎され、朝鮮に於いても上層準の仏国寺統にディッカイト鉱床が多く、下層準の新羅統中にパイロフィライト鉱床の多く産することも何等かの意義を有するのかも知れないが研究下十分である。以上を要するにこれ等のろう石鉱床を胚胎する地層の対比又はその時代の決定については将来の研究にまつことが少なくない。

尙広島県その他に於いて流紋岩類より新期の花崗岩類又は火山岩類中にカオリン鉱床を産し、その中には殆んどパイロフィライトを伴わないといわれている。。本論文ではこれについてはふれない。

#### H. ろう石鉱床と金属鉱床との関係

中国地方の火成活動と鉱床との関係または中国地方の鉱床生成区については従来多数の研究がある。最近に発表せられた日本鉱産誌総論（渡辺武男・岩生周一1959）はこれらの従来の研究をとりまとめ、これに最近の知見を加えたことに於いて優れた文献である。その中で中国地方のろう石鉱床区に関し渡辺武男、岩生周一の両氏はその生成時代は問題が多いが恐らく第三紀初期の酸性火成岩の活動に関係深いものとし、他の金属鉱床、例えば山陰地方のモリブデン鉱床、山陽タングステンまたスカルン鉱床の形成と成因的關係をもつものではないかとのべている。勿論渡辺、岩生両氏が第三紀としたのは酸性火成活動の時代を第三紀であるとした前提によるものである。著者は中国地方の前述の主要金属鉱床は吉田博直により白亜紀末乃至第三紀初期の活動とされた、深成岩活動に関係しておるものと考え。同深成岩は一般的傾向としては塩基性岩より酸性岩へと進展し、閃緑岩質活動にはじまり花崗閃緑岩、アダメロ岩質花崗岩を経て最後に広島型の花崗岩の活動となった。初期に活動した閃緑岩質岩石は一般に小岩体として現出し、それ自身は著しい鉱化作用を伴わず（添田晶1961, 1962, 木野崎吉郎 1959）、山陰地方のモリブデン鉱床の側岩、広島地方の井原市深成岩又岡山県下の小閃緑岩体等に見る如く鉱床形成の場を供給した。花崗閃緑岩乃至アダメロ岩質花崗岩は主に岡山、広島県下の中央帯に分布し、岡山県下（木野崎吉郎1959）では小貫入岩体に伴って多数の銅、亜鉛の鉱床を形成し、山陰地方では山砂鉄の原岩をなし、更にそれより新期のものはモリブデン鉱床の形成をひきおこしたが、タングステン鉱床を供給するには至らなかった。最後の最も酸性の広島花崗岩は主に中国地方の南縁に拡がりスカルン鉱床の外にタングステン、錫鉱床の供給者となった。これ等の貫入深成岩は一般に比較的浅所の貫入岩体であるが山陰のモリブデン鉱床等は特に hochplutonische Lagerstätten の様相を呈している。これ等の花崗閃緑岩乃至花崗岩の貫入岩類が流紋岩類に貫入した場合には流紋岩類中に銅、鉛、亜鉛の比較的小鉱床を形成することがありその例は山口県に甚だ多い。又この火成活動に伴ってカオリン鉱床が岡山県下神目、奥津、その他に於いて形成されているが、以上の鉱床は鉱床の様式、形態、組成鉱物に於いて本論文に記載したろう石鉱床とは全くその様相を異にしている。

本論文に記載したろう石鉱床は上記の諸鉱床形成に関与した貫入岩類の貫入接触を受け、その生成時期は貫入岩体貫入前であり上部白亜～下部白亜紀であると考え。又鉱床に伴なう重金属鉱物は黄鉄鉱、赤鉄鉱、輝安鉱、辰砂、水銀等であり鉄鉱をのぞきその量が甚だ少

なく、前記深成岩に関連する金属鉱床が山口県下の流紋岩類中の鉱床を含めて何れも中～深成鉱床であるに対して、本文記載のろう石鉱床に産する重金属鉱物はむしろ噴気性乃至浅熱水性に特有な鉱物である点に於いても異なっている。以上のことから本論文に取扱った中国地方のろう石鉱床は中国地方に広く分布する金属鉱床とは成因的に直接の関係はもたないものであると考える。

### I. ろう石鉱床の探査開発

中国地方のろう石鉱床が従来の考えのもののように塊状のものでなく、又それは貫入岩の分布に支配されてきまみに分布するものでもなくて層状を呈し、ある一定の層準に産するという考えは、中国地方の地質調査の進展と相まって、将来の本地方のろう石鉱床の探査開発に重要な指針を与える。またこの考えはろう石鉱床が現在の地表付近にのみ賦存する上拡がりのものでなく、層理に沿って深部にも連続する可能性を示す。中国地方にはろう石鉱床を賦存する可能性に富む流紋岩質凝灰岩層が広く分布し、その中には未調査の部分がすこぶる多いので斯る地方の地質調査と層序の確立は新鉱床の発見開発に大きい望みをもたせる。只従来ろう石鉱床の帽岩として珪質岩または珪化凝灰岩が重要視され、その下底にろう石鉱床の伏在が予想されていることが多いが、珪質岩の下底に富鉱床が伏在する事実はあっても、それには必然性のないことは既述の通りであり注意を必要とするものと考え。

### III. 要約その他

#### A. 要 約

中国地方には多数のろう石鉱床が賦存し、本邦のろう石鉱の大部分を産出している。従来本地方のろう石鉱床の主要賦存地は岡山県三石、吉永地方、広島県勝光山地方、山口県須佐地方などであるが、近年この外にも多数の産地が知られるに至った。

鉱床は主として安山岩乃至流紋岩質岩類中に産するが、それは主として陸成の凝灰岩の累層であり、少量の頁岩質岩石を挟在する。

鉱床を賦存する凝灰岩累層の中広島県下に発達するものは吉田博直によりその下層を吉舎安山岩類上層を高田流紋岩類と命名せられ、両者は整合関係にあり硯石統と対比せられ、その時代は前期白亜紀とされた。主要ろう石鉱床を賦存する山口県及び兵庫県下の凝灰岩累層はそれぞれ村上允英、市川浩一郎等により後期白亜紀とされた。

中国地方のろう石鉱床はこれらの凝灰岩累層中の特定の層準に主として産し、鉱床の形は略レンズ状又は層状をなして大体に於いて地層に調和的に産する。鉱床は鉱床の中心部を中心とする帯状分帯を示すことが普通である。主要鉱床の産する層準は三石、吉永地方にあっては流紋岩質凝灰岩層の下底に近く位置する2枚の頁岩質岩層間にある。広島県下では上位の高田流紋岩類と下位の吉舎火山岩類との境界付近にある。山口県須佐地方の鉱床層準は確証はないが、上記のものより稍上位にある疑いがある。鉱床の産する層準は各地方ごとに岩相上類似するが、岩相の類似は必ずしも同一層準であることは意味しないものの如くである。

鉱床は地表直下で凝灰岩累層を交代して形成せられた噴気乃至浅熱水性のパイロフィライ

ト化を主とする鉱床であって比較的局部的に産する高温鉱物は局部的の高温噴気によるものの如くである。鉱床は鉱床を胚胎する凝灰岩類の堆積と略同時に凝灰岩を形成した火成活動にともなって形成された。従ってその時代は鉱床を胚胎する凝灰岩類と同時期であって、後期白亜乃至前期白亜である。

中国地方に数多く賦存する花崗岩類の貫入と関連する中～深成の金属鉱床は後期白亜乃至第三紀の形成によるものであって、ろう石鉱床とは形成時期を異にし鉱床の形式、組成鉱物にも類似性なくその間に直接の関連性はみとめられない。

中国地方の花崗岩を主とする貫入岩類はろう石鉱床を胚胎する凝灰岩累層に貫入接触し、これに低度の熱変成作用を与える。ろう石鉱床中には熱変成岩に類似する構造を示す部分があるが、石英・紅柱石よりなる無水の鉱床以外は鉱床形成後著しい熱変成を受けたという確証に乏しい。

ろう石鉱床を形成する主要鉱物はパイロフィライトでありコランダム、ダイアスポーア、紅柱石、ディッカイト、ベーム石等の高アルミナ鉱物の外に殆んど常に石英、黄鉄鉱、赤鉄鉱を含み、尙セリサイト、緑泥石を含む外、交代残留鉱物を含むことが少なくない。

## B. 参 考 文 献

- 天藤森雄 (1961) : 豊嶺鉱山産蠟石に見られる、「虎石」および「目玉石」の鉱物組成について。岩鉱, 45, 71~78.
- 原田準平・光田 武 (1957) : 蠟石中のベーム石について。鉱物学雑誌, 3, 314~321.
- 逸見吉之助 (1962) : 蠟石。耐火物協会中国四国支部。
- 市川浩一郎・岸田孝蔵・弘原海清・松本 隆・笠間太郎 (1962) : 近畿地方の白亜紀後半を中心とする火成活動。地質学雑誌, 68, 382~385.
- 池辺展生 (1961) : 兵庫県地質産図説明書。
- 岩生周一 (1950) : 山口県 名振鉱山の蠟石鉱床に見られる 累帯構造と チタン鉱物の産状について (要旨)。地質学雑誌, 57, 261.
- 岩生周一 (1961) : 非金属鉱床の開発の問題点。日本鉱業会誌, 77, 1099~1105.
- 君塚康次郎 (1939) : 三石蠟石鉱床。付眼玉石。窯業協会誌, 45集。
- 本村守弘 (1951) : 三石蠟石の研究。地質学雑誌, 57, 499.
- 木野崎吉郎等 (1956) : 釜ヶ峯鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎等 (1958a) : 矢野勝光山鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎等 (1958b) : 三金大津恵鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎 (1959) : 岡山県下の鉱床の形式。岡山地下資源報告書, 11.
- 木野崎吉郎等 (1960a) : 豊嶺鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎 (1960b) : 勝光山のろう石鉱床。地質学案内書。
- 木野崎吉郎等 (1961a) : 三石鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎等 (1961b) : 東備鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎等 (1961c) : 矢野勝光山鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎等 (1961d) : 三次ろう石鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎等 (1961e) : 八木鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎等 (1961f) : 五反田粘土鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎等 (1961g) : 大平新田鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎等 (1961h) : 明光山鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎 (1962a) : 中国地方のろう石鉱床。地質学雑誌, 68, 369~372.
- 木野崎吉郎等 (1962b) : 吉舎鉱山。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎等 (1962c) : 大平鉱山 (山口県)。広島通産局診断書。
- 木野崎吉郎等 (1962d) : 須佐鉱山。広島通産局診断書。

- 木野崎吉郎等 (1962e) : 神ノ上鉱山, 広島通産局診断書。  
 木野崎吉郎等 (1962f) : 大豊山, 広島通産局診断書。  
 木野崎吉郎等 (1962g) : 吉原鉱山, 広島通産局診断書。  
 木野崎吉郎等 (1962h) : 和意谷鉱山, 広島通産局診断書。  
 木野崎吉郎等 (1962i) : 豊嶺鉱山, 広島通産局診断書。  
 清島信之 (1954) : 山口県佐波郡滑地区蠟石鉱床調査報告, 地調月報, 5, 684~685。  
 小島丈児 (1954) : 山口県地質図説明書。  
 松本寛造 (1951) : 広島県勝光山一帯の蠟石鉱床及びその鉱物現出様式 (要旨), 地質学雑誌, 57, 261。  
 松本寛造 (1963) : 矢野勝光山の地質とろう石鉱床について, 広大地学研究報告, (掲載予定)。  
 村上允英 (1953) : 中国西部の酸性岩類 (I) (要旨), 地質学雑誌, 59, 342。  
 村上允英 (1962) : 中国西部における後期中生代火成活動, 地質学雑誌, 68, 376~379。  
 村上正郎・猪木幸男・山田直利・服部 仁 (1962) : 東中国地方の白亜紀 (~古第三紀) 火成活動 (2), 地質学雑誌, 68, 380~382。  
 大森尚泰 (1962) : 岡山県和気郡三石・吉永町付近の流紋岩類について, 西日本支部会報, 29号。  
 大森尚泰 (1963) : 岡山県東部ろう石鉱床と地質構造との関係, 広大地学研究報告, (掲載予定)。  
 大島敬義 (1947) : 本邦の蠟石鉱床, 窒業原料, 第1集。  
 大島敬義 (1949) : 葉蠟石・ヂアスポール・コランダム・ズニ石, 日本鉱産誌, III, 59~83。  
 太田太郎・山本 力 (1957) : 蠟石鉱床中のベーム石, 鉱物学雑誌, 3, 314~325。  
 添田 晶 (1961) : 広島県の金属鉱床, 広大地学研究報告, (掲載予定)。  
 添田 晶 (1962) : 中国地方中央地区における後期中生代の金属鉱床作用, 広大地学研究報告, 12, 39~71。  
 空本敏三 (1952) : 勝光山地方の地質と蠟石鉱床, 広島文理科大学卒業論文。  
 杉浦孝三・黒田泰行 (1955) : 山口県宇久鉱山産ろう石, 窒業協会誌, 63。  
 高島 清 (1956) : 岡山県和気水銀鉱床概査報告, 地調月報, 7, 219~222。  
 高島 清・原田久光 (1957) : 岡山県和気水銀鉱床調査報告, 地調月報, 8, 215。  
 高島 清・原田久光 (1961) : 岡山県和気水銀鉱床調査報告, 岡山県地下資源調査報告書, 12, 13~22。  
 武司秀夫 (1952) : 蠟石のX線の研究 (要旨), 地質学雑誌, 58, 245。  
 武司秀夫 (1958) : 蠟石中のカオリン鉱物について, 鉱物学雑誌, 3, 388~405。  
 時津孝人・上野三義 (1958) : 山口県阿武郡・佐波郡下ろう石鉱床調査報告, 地調月報, 9, 83~98。  
 塚脇祐次・尾崎次男 (1953) : 広島県勝光山 (加藤地区) 蠟石・明礬石鉱床調査報告, 地調月報, 4, 703~704。  
 上野三義・井上秀雄 (1953) : 岡山県和気郡神根村地域の葉蠟石鉱床調査報告, 岡山県地下資源報告, 7, 1~11。  
 上野三義 (1958) : 広島県比婆郡勝光山地域の葉蠟石鉱床調査報告, 地調月報, 9, 335~346。  
 上野三義 (1960) : 広島県豊嶺・釜ヶ峯鉱山の蠟石 (葉蠟石) 鉱床, 地調月報, 11, 195。  
 渡辺武男・岩生周一 (1959) : 日本の鉱床の成因, 日本鉱産誌総論, 150~250。  
 渡辺武男 (1962) : 西日本内帯の中生代火成活動と鉱床との関係について, 地質学雑誌, 68, 385~392。  
 山本 力 (1959) : 岡山県三石台山産のろう石, 鉱物学雑誌, 4, 277~292。  
 吉田博直 (1961) : 中国地方中部の後期中生代の火成活動, 広大地学研究報告, 8。  
 吉田博直 (1962) : 中国地方の白亜紀~古第三紀の火成活動 (1), 地質学雑誌, 68, 379~380。

### C. 図 版 説 明

#### Pl. I.

##### 1 台山露天掘

五反田粘土鉱山採掘地より南東方向に台山を望む。前方白色部は五反田粘土鉱山採掘地, 後方左の山は台山。台山の表面は山の傾斜に沿って右方に露天掘され, 鉱床は建物の多く見える谷の下を過ぎて図の右端平山鉱山の鉱床 (坑内掘) につづく。

##### 2 八木鉱山珪化岩

八木鉱山の北東側を画する珪化岩の大露頭, 北々東に望む。

##### 3 大平新田鉱山上盤岩石

地層は走向NNWでWに緩斜する。図の左下半部の層理明らかな部分は鉱床直上の頁岩層。右上半

部は流紋岩質凝灰岩層。

#### 4 勝光山滝ノ谷の鉱床 (1)

南西方より望む。図の白色部は露天掘部。露天掘部の中に、図の中央付近をすぎ左上より右下に点々として坑口が見える。(最上部50番坑口(0番坑口上50mを意味する)中央40番坑口,最下部30番坑口),坑口の位置は鉱床の厚さの略中央部についている。露天掘部の高距約100m。

#### 5 勝光山滝ノ谷の鉱床 (2)

滝ノ谷露天掘部の最高部(最高部は0番坑上90m)を示す。その背後のなだらかな山は東勝光山。東勝光山の中腹に小採掘地(764掘場)が見える。

#### 6 勝光山滝ノ谷の鉱床 (3)

勝光山滝ノ谷鉱床露天掘の西端(20番坑レベル),北方に望む。ろう石鉱床が原岩の層理を残し左方に緩斜するのが見られる。

### Pl. II.

#### 1 豊ろう鉱山元広鉱床露天掘

元広鉱床露天掘跡の最高部。東方に望む。掘跡は略鉱床と下盤との境界を示し,この部分では鉱床は北方に約40°傾斜する。図の大部分は鉱床下盤の凝灰岩層。図の左上方は未採掘の鉱床。

#### 2 豊ろう鉱山旧本坑

鉱床の採掘跡,北方に望む。図の中央人の立つ位置は鉱床の上部(上盤寄り),その上を上盤凝灰岩層が明らかな層理を示して被覆する。地層の走向略EW,傾斜N20°。

#### 3 明光山鉱山産,植物化石

岩石はろう石鉱床をなす。化石の部分は炭質物および暗色紅柱石小結晶の集合体よりなる。

*Ptilophyllum* cf. *pecten* (PHILLIPS) (×0.6)。

#### 4 明光山鉱山採掘場

A鉱床露天掘,東方より望む。白色部は露天掘部。露天掘部の上半,多少層理の明らかな部分より上記の化石を産した。

#### 5 吉舎鉱山採掘場

北方に望む。図の左上暗色部は上盤流紋岩,その直下はろう石鉱床で左方に緩斜するが,図の前には略直立する節理が観察され,それに沿ってもろう石化が進められている。

#### 6 三金大津恵鉱山元山二坑産,球顆状ろう石鉱

二坑のろう石鉱の大部分は球顆状を示す。主としてパイロフィライトと微小石英との集状集合体よりなる(×4)。

### Pl. III.

#### 1 勝光山滝ノ谷鉱床産,ろう石鉱

(1)(ウナ7)。十字ニコル,×25。パイロフィライトの小鱗片状結晶中に,ダイアスポーアの柱状結晶が放射状に集合する。

#### 2 勝光山滝ノ谷産,ろう石鉱

(ウナ1)。十字ニコル,×25。パイロフィライトの小鱗片状結晶(図では白色小鱗片状に見える)中に,粒状ダイアスポーアが散点する(図では径5~10mmの白,灰,黒の粒状体に見える)。ダイアスポーアは略等径粒状体で,集合する時はモザイク構造を呈するが,単体としてパイロフィライト中に存する時はその周縁はパイロフィライトの鱗片に交代され鋸歯状に凸凹する。無色透明であるが中央部は稍暗色(包有物によるか)である。

#### 3 勝光山滝ノ谷産,ろう石鉱(小紋)

(M66),単ニコル,×3。微小パイロフィライト結晶集合体中に,ダイアスポーアの小結晶の集合体が縞状に排列する。その模様が肉眼で小紋状を呈して美しいので小紋といわれる。

#### 4 勝光山滝ノ谷産,ろう石鉱(白ろう)

(27サミ10)。単ニコル,×25。パイロフィライトの小結晶集合体中に,ダイアスポーアの粒状結晶(図では暗色に見える)を散点する。ダイアスポーア小結晶は図に見る如く多少縞状に排列することが多い。

#### 5 勝光山産,ろう石鉱

(ロシウ12)。単ニコル,×25。パイロフィライト小結晶の集合体中に,コランダムの柱状結晶

(1) サンプル記号を示す(以下同様)。



(薄板状結晶の断面が柱状結晶に見えるものと思われる。)を散点する。コランダムは一般に結晶の延長方向が光学的にZで帯の性質普通と逆である。

6 勝光山鉾山滝ノ谷産, 明バン石鉾

(ロシウ20)。十字ニコル,  $\times 25$ 。殆んど明バン石粒状結晶の集合体よりなる。図では明らかでないが結晶は多少扁平で一方向に排列する。明バン石結晶中には低屈折の小包有物(図では小黑点に見える)が多い。

7 勝光山鉾山滝ノ谷産, 下盤付含鉄ろう石

(ロシオ10)。単ニコル,  $\times 25$ 。鉾床の下盤に産する含黄鉄鉾ろう石(黄鉄鉾が多いために鉾石として利用されていない)。図で黒色小点状に見えるのが黄鉄鉾, 白色粒状部(図では径2~3mm)は石英, その他の部分は主に微粒パイロフィライトの集合体。黄鉄鉾は略球状(恐らく小結晶の集合体)で, 高倍率では中央に穴のある環状のものが見られる。

8 勝光山産, 安山岩質凝灰岩

(51040302)。単ニコル,  $\times 25$ 。鉾床の下盤をなし吉舎安山岩類に属する安山岩質凝灰岩ホルンフェルス。図の黒色部は主として黒雲母小鱗片の集合体。その他の部分は破片状斜長石斑晶, 小結晶の集合体よりなる石基よりなる。

Pl. IV.

1 勝光山七曲産, ろう石鉾

(J-6)。単ニコル,  $\times 4.7$ 。主としてパイロフィライトの小鱗片状集合体中に, 高アルミナ鉾物(図では濃色)が球状集合体をなして散点する。

2 勝光山七曲産, ろう石鉾

1に示した試料の一部拡大図, 単ニコル,  $\times 25$ 。図の略中央部に1球状集合体(図では長径約4cm)がある。球状体の中央部および上半は主にダイアスポーア(図では暗色)よりなり下半部は主にコランダムよりなる。コランダムは柱状結晶よりなり放射状集合体をなす。

3 勝光山七曲産, ろう石鉾

2に示したもの。十字ニコル, 球状体上半部左の黒色に見える部分は恐らくディツカイト(殆んど光学的に等方に見える)。球状体の下半部のコランダムは放射状に集合するのがよく観察されるが, ここでも放射状体の外縁部, 図では特に左縁部がディツカイト(?)によって交代されている。

4 勝光山七曲産, ろう石鉾

(ロシウ8)。十字ニコル,  $\times 20$ 。パイロフィライトの小結晶集合体中のコランダム結晶の放射状球状集合体。放射状に見えるのはコランダム。球状体の右半部暗色に見える部分はコランダムより変化したディツカイト?, ディツカイト中にある白色微小鱗片はパイロフィライト?。

5 勝光山七曲産, ろう石鉾

4と同一試料, 単ニコル,  $\times 30$ 。図の暗色部はコランダム, その周縁の白色部はディツカイト。

6 勝光山七曲産, ろう石鉾

5に示したもの。十字ニコル,  $\times 26$ 。ディツカイトは略光学的に等方であるが, 放射状に集合し, コランダムの放射状集合体より交代されて生じたことを示す。コランダム球状体の周辺は凸凹が少ないがディツカイトの部分には周辺よりパイロフィライトが侵入して凸凹状に交代している。又ディツカイト結晶中にはパイロフィライトの小鱗片(図では白色斑点)がみられる。

7 勝光山西山鉾床産, ろう石鉾

(28サミ6)。西山三号南方地表産。僅かにろう石化された球顆状流紋岩質凝灰岩。十字ニコル,  $\times 27$ 。球状体(図の中央, 図では径約4cm)は主として石英粒のモザイク状集合体よりなる。球状体の外側は主に微粒の石英およびパイロフィライトよりなる。

8 勝光山西山第二露天掘産, ろう石鉾

(9クナ3)。十字ニコル,  $\times 25$ 。主として微粒の石英およびパイロフィライトよりなる。図ではパイロフィライトは白色, 石英は黒色。球顆状組織がパイロフィライトに交代されても見事に残存している。

Pl. V.

1 三金大津恵鉾山産, ろう石鉾

(M438)。十字ニコル,  $\times 25$ 。ディツカイトの細粒結晶間にダイアスポーアの粗晶を散点する。ダイアスポーアの結晶(D)は無色透明で一般に周縁が直線である(パイロフィライト中のダイアスポーアが一般に周縁が凸凹に富むのと対照的である)が汚染せられ周縁凸凹するものもある(D')。少量

のパイロフィライト (P) の粗大鱗片状結晶がある。

2 三金大津恵鉱山産, ろう石鉱

(23キシ31)。単ニコル,  $\times 25$ 。主としてパイロフィライトの細結晶よりなる基地 (図では白色) 中に柱状ダイアスポーア結晶を含む。ダイアスポーア結晶は多少放射状に集合する部分がある。

3 三金大津恵鉱山元山二坑産, ろう石鉱

(20サウ2)。十字ニコル,  $\times 25$ 。鉱石は主としてパイロフィライトの微晶よりなり比較的少量の石英の微晶を混在する。パイロフィライトと石英は時として球顆状組織を示す。図では白色部がパイロフィライト, 黒色部が石英で, 石英小結晶の集合が見事な球顆状を示している。本試料は Pl. II. 6 の写真と同一物である。

4 三金大津恵鉱山元山本坑産, ろう石鉱

(1 サフ13)。斜坑引立産, 十字ニコル,  $\times 25$ 。凝灰岩をパイロフィライトで交代した鉱石で, 原岩の組織が精明らかに保存されている。図の球顆状体は殆んどパイロフィライトよりなる。球顆状体の外側基地もその組織を残してパイロフィライト (図では白色) で交代されている。

5 三金大津恵鉱山産, ろう石鉱

(1 サフ14)。斜坑引立産, 岩脈に接する鉱石, 単ニコル,  $\times 2.3$ 。球顆状組織が明らかである。球顆の間は濃緑色緑泥石 (図では黒色)。球顆は細粒の石英とパイロフィライトよりなる。一般に岩脈に接する部分には鉱石中に新鮮な濃緑色緑泥石を生じている。緑泥石は新鮮であるが後成のパイロフィライトの細脈に貫かれる部分がある。

6 三金大津恵鉱山産, 球顆状岩

(1 サフ20)。元山本坑0番坑20m入り産。球顆構造をまじえる流紋岩質凝灰岩, 殆んど無変質。単ニコル,  $\times 25$ 。

7 三金大津恵鉱山産, 球顆状岩

6と同じ。十字ニコル。

8 三金大津恵鉱山産, 凝灰岩

元山本坑, 2号坑, 引立産。鉱化作用の甚だ弱い凝灰岩, 単ニコル,  $\times 90$ 。黒色部は鉱石鉱物 (黄鉄鉱?), 灰色部は緑泥石, 緑泥石中の白色円形粒は石英, その他の淡色部はパイロフィライト。

Pl. VI.

1 豊ろう鉱山産, ろう石鉱

(27コナ14)。元広上部旧露天掘産, 十字ニコル,  $\times 25$ 。鱗片状パイロフィライト中の細柱状ダイアスポーア。

2 豊ろう鉱山産, ろう石鉱

(27コナ9)。岩山頂上, 山神付近産, 平行ニコル,  $\times 25$ 。流紋岩質凝灰岩を不完全交代するろう石鉱。基地は主として細粒石英とパイロフィライトよりなる。図の中央左, 菱形の粗粒はコランダム。図の中央部を右上より左下に列をなして並ぶ柱状の小結晶は紅柱石。

3 豊ろう鉱山産, ろう石鉱

(28コナ10)。元広産, 平行ニコル,  $\times 25$ 。主として細粒のパイロフィライトよりなる基地中にコランダムおよび紅柱石を散点する。図中の濃色鉱物はコランダム。

4 豊ろう鉱山産, ろう石鉱

(28コナ8)。平行ニコル,  $\times 90$ 。主としてパイロフィライトの基地よりなり, その中に放射状のコランダム集合体を散点する。コランダムは周辺より低屈折率略等方の淡褐色鉱物に変わっている。

5 豊ろう鉱山産, 目玉鉱

(M611)。単ニコル,  $\times 2.5$ 。主として細粒パイロフィライトよりなる基地中に偏球状の高アルミナ鉱物を散点する。偏球体の周縁暗色部はコランダムよりなり, 内部は次第にパイロフィライトが多くなる。コランダムは十字ニコルで略黒色である。

6 豊ろう鉱山産, 目玉鉱

(M611)。5と同一試料, 平行ニコル,  $\times 25$ 。前述偏球体の縁辺部, 偏球体は図の下方図外にあり, 図の下部に縁辺の一部が見える。図の中央放射状体はダイアスポーア。

7 豊ろう鉱山産, ろう石鉱

(アコカ3)。平行ニコル,  $\times 25$ 。主としてパイロフィライトよりなる基地中に放射状紅柱石, 粒状コランダム (暗色) が散在する。

8 豊ろう鉱山産, ろう石鉱

7と同一物，十字ニコル。

Pl. VII.

- 1 豊ろう鉱山産，凝灰岩  
(29コナ1)。旧本坑西方産，上盤熔結凝灰岩，平行ニコル，×25。白色角礫片は石英，長石。流状部はガラス質。
- 2 豊ろう鉱山産，凝灰岩  
(23シミ13)。旧本坑掘場南側，鉱床の上盤凝灰岩，単ニコル，×2.3。略不変質の凝灰岩 (Pl. II. 2の上盤凝灰岩)。
- 3 明光山鉱山産，ろう石鉱  
(8サン43)。単ニコル，×25。A掘場西方産，主としてパイロフィライトよりなる基地中に，柱状紅柱石が放射状集合体をなす。
- 4 明光山鉱山産，目玉石  
B掘場産，単ニコル，×25。柱状結晶はダイアスポーア。その基地は主に紅柱石。図左下および左上のぼやけた部分はパイロフィライト。
- 5 明光山鉱山産，ろう石鉱  
(25サヤ16)。単ニコル，×40。紅柱石の放射状集合体。
- 6 明光山産，ろう石鉱  
5と同一物，十字ニコル。紅柱石放射状体の基地は粒状モザイク状(?)を呈する石英よりなり，その中に微粒パイロフィライトを多量に散点する。粒状石英は紅柱石放射状体の周縁を交代する様な外見を示す。
- 7 明光山鉱山産，ろう石鉱  
(8サン52)。駅前鉱床産，ろう石鉱，十字ニコル，×25。微粒パイロフィライト中に四角柱状の紅柱石を散点する。
- 8 明光山鉱山北東産，凝灰岩  
(8サン31)。単ニコル，×3。凝灰岩ホルンフェルス，黒点は主に黒雲母。

Pl. VIII.

- 1 明光山鉱山産，ろう石鉱  
(8サン3)。B掘場鉱床の上盤付近産，単ニコル，×4。層状組織を示す鉱化凝灰岩。白色粒状鉱物は石英。暗色縞状部は主に石英よりなりその中に微小紅柱石を含むことがある。図の大部分は微粒パイロフィライトの集合体。本岩石はA掘場の化石を産した岩石に頗る類似する。
- 2 明光山鉱山産，ろう石鉱 (化石)  
A掘場産 (Pl. II, 3, 4参照)，単ニコル，×25。左上および右上白色部は石英。その他の淡色部はほぼ細粒石英よりなり少量のパイロフィライトを含む。暗色部は主に暗色紅柱石よりなる (この部分が肉眼では化石の形をしている)。紅柱石中には放射状集合体をなす部分がある。
- 3 明光山産，ろう石鉱 (化石)  
2と同一試料，十字ニコル，×240。放射状集合体をなす紅柱石。
- 4 熊野鉱山産，ろう石鉱  
(16コス15)。上鉱，十字ニコル，×25。主として柱状紅柱石の集合体よりなり，微量の石英，パイロフィライトを混在する。
- 5 熊野鉱山産，ろう石鉱  
(16コス14)。十字ニコル，×25。図の右上および右下の暗色部は紅柱石，右上の紅柱石を上下に貫く多数の黒線は緑泥石，右上下の紅柱石間の白色部 (図の右中央) はパイロフィライト。図の中央黒色部は緑泥石，左下半部白色部は主にパイロフィライト。
- 6 熊野鉱山産，ろう石鉱  
(16コス14)。南掘場産，単ニコル，×25。暗色粒状部は紅柱石，白色部は略石英。
- 7 熊野鉱山産，ろう石鉱  
6と同じ。十字ニコル。紅柱石以外の部は殆んど粒状石英よりなる。
- 8 熊野鉱山産，ろう石鉱  
(21サヤ22)。単ニコル，×90。紅柱石結晶中に散点する，コランダムの柱状結晶 (実は板状結晶断面?) (柱の延長方向はZ)。

## Pl. IX.

- 1 熊野鉱山産，ろう石鉱  
(16コス6)。単ニコル，×25。暗色部はコランダム，白色部は紅柱石。コランダムは薄片で淡褐色。(延長方向はZ)
- 2 熊野鉱山竜王産，ろう石鉱  
(22サカ3)。単ニコル，×25。黒色部は黒雲母。
- 3 熊野鉱山竜王産，ろう石鉱  
2と同じもの。十字ニコル，黒雲母以外の部は粒状石英と粒状パイロフィライトよりなる。図では明らかでないがパイロフィライト集合体中の黒雲母は新鮮で鉱化後の熱変成物を思わせる。
- 4 熊野鉱山産，ろう石鉱  
(21サカ14)。熊野鉱床坑道引立の手前産，十字ニコル，×25。ろう石化不十分の鉱石。主として粒状石英の集合体よりなる。その間を細粒パイロフィライトの集合体(図では径1cmの白色部)が交代する。
- 5 熊野鉱山産，ろう石鉱  
(21サカ7)。十字ニコル，×25。白色および黒色小粒状部は石英。図の大部分をしめる白色小鱗片状部はパイロフィライト。パイロフィライトは右上より左下方に略平行に排列する。中央左上の黒色丸味ある大粒は石榴石。
- 6 釜ヶ峯鉱山産，ろう石鉱  
(13カウ5)。第一露天坑産，単ニコル，×25。パイロフィライト中に散在する柱状ダイアスポア。ダイアスポアは結晶の外輪を残し内部がパイロフィライトとなっている。
- 7 釜ヶ峯鉱山産，ろう石鉱  
(12カウ12)。十字ニコル，×25。パイロフィライト中のダイアスポアの放射状集合体。
- 8 釜ヶ峯鉱山産，ろう石鉱  
(12カウ11)。十字ニコル，×25。第三露天東端産。主として白色細鱗片状パイロフィライトよりなり，その間に交代残物の石英等(黒色)を混在する。全体として上下方向に排列を示す。

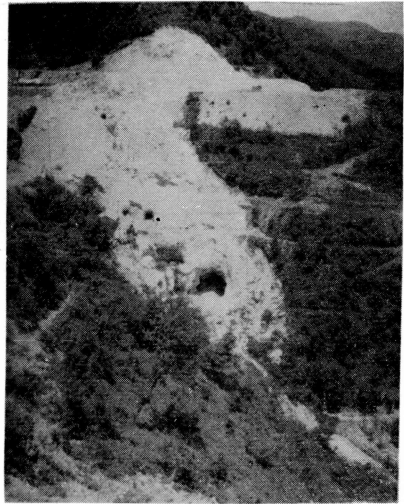
## Pl. X.

- 1 台山産，頁岩  
鉱床の下盤頁岩，十字ニコル，×100。
- 2 台山産，ろう石鉱  
白ろう。十字ニコル，×100。殆んどパイロフィライトの微晶よりなり部分的にパイロフィライトの粗晶が集合する(図の右半部)。
- 3 東備鉱山産，ろう石鉱  
(24サヤ18)。十字ニコル，×25。粒状石英の集合体よりなる。図では石英は白または黒色を示す。粒状石英間をパイロフィライトの微晶の集合体が交代する(図では灰色で細かい点紋を示す)。図の上部に石英の大晶があり大晶の外側に粒状石英が付着し大晶が成長したことを示す。
- 4 東備鉱山産，ろう石鉱  
上と同じ。十字ニコル，×50。粒状石英間を交代するパイロフィライトの小結晶の集合体の状態が明らかに観察される。
- 5 八木鉱山産，珪化岩  
(29サシ22)。十字ニコル，×30。殆んど全部石英よりなる。
- 6 神ノ上鉱山産，ろう石鉱  
(7シミ16)。8坑引立産，十字ニコル，×25。黒色部ディツカイト，白色部パイロフィライト。
- 7 神ノ上鉱山産，ろう石鉱  
同上。十字ニコル，×90。白色部パイロフィライト，黒色部ディツカイト。パイロフィライトがディツカイトを交代する。ディツカイトは十字ニコルで全く暗色で甚だ微晶よりなる。
- 8 須佐鉱山産，ろう石鉱  
(28サシ12)。西2号B産，十字ニコル，×90。細粒状石英をディツカイトが脈状に貫く。(図の右方)ディツカイトの結晶は脈に横断状に発達する。

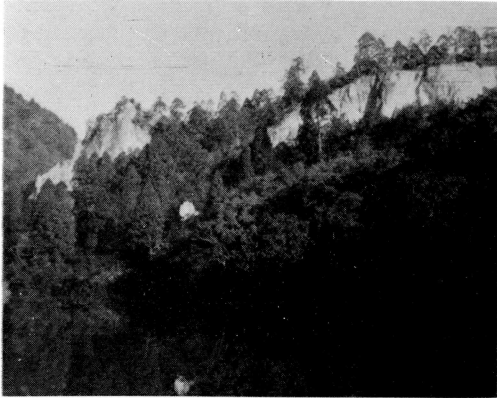




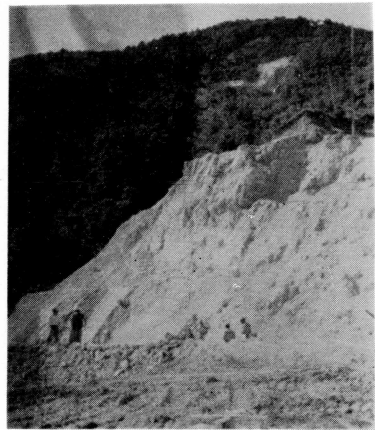
1 台山露天堀



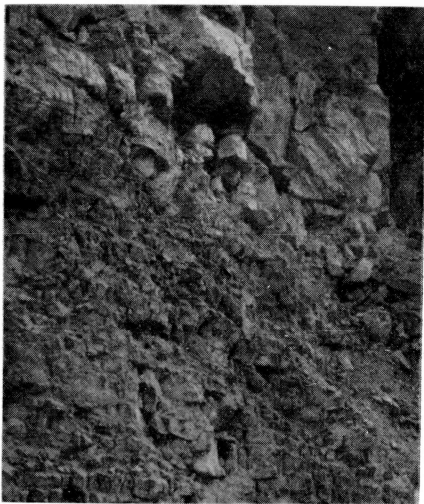
4 勝光山滝ノ谷の鉱床(1)



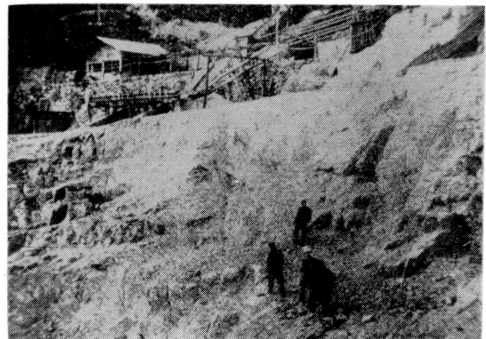
2 八木鉱山珪化岩



5 勝光山滝ノ谷の鉱床(2)



3 大平新田鉱山上盤岩石



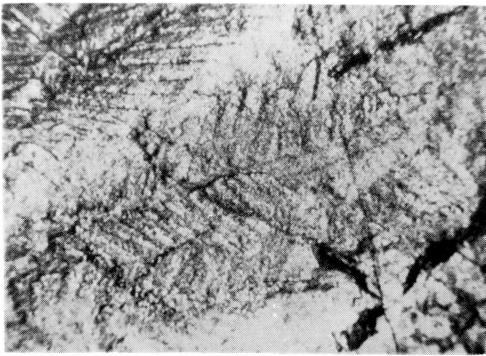
6 勝光山滝ノ谷の鉱床(3)



1 豊ろう鋳山元広鋳床露天掘



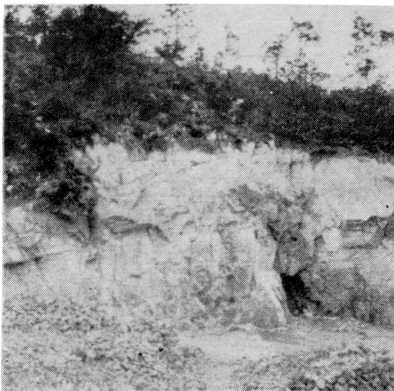
2 豊ろう鋳山旧本坑



3 明光山鋳山産，植物化石



5 吉舎鋳山採掘場



4 明光山鋳山採掘場

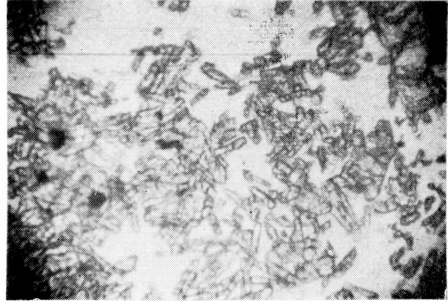


6 三金大津恵鋳山元山二坑産，球顆状ろう石鋳

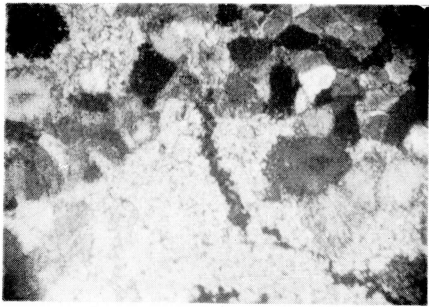
顕微鏡写真



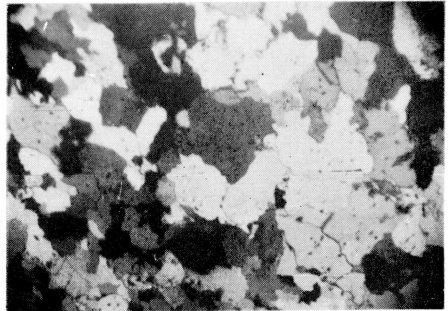
1 勝光山鉾山滝ノ谷鉾床産, ろう石鉾



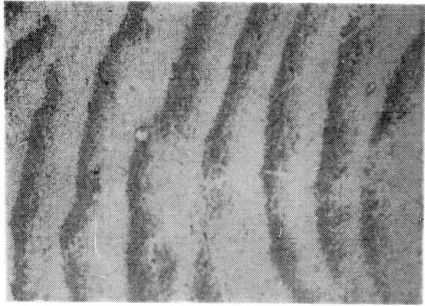
5 勝光山鉾山産, ろう石鉾



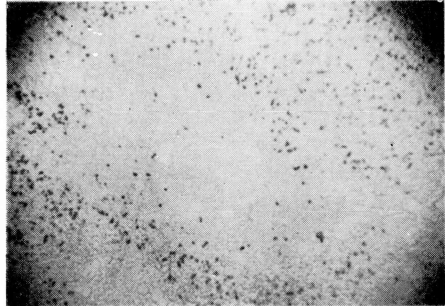
2 同 上



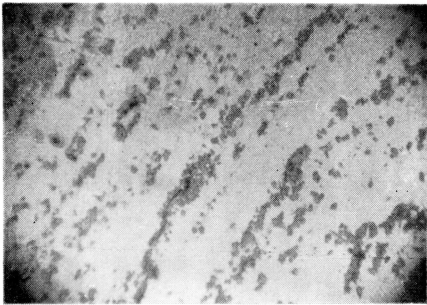
6 勝光山鉾山滝ノ谷産, 明バン石鉾



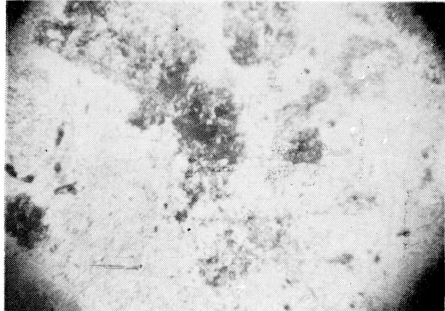
3 同 上



7 勝光山鉾山滝ノ谷産, 下盤付含鉄ろう石



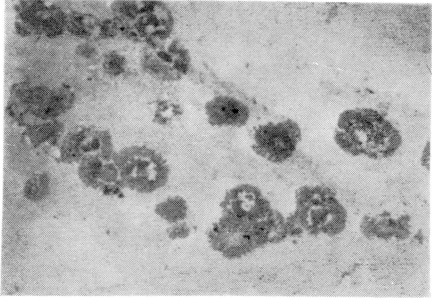
4 同 上



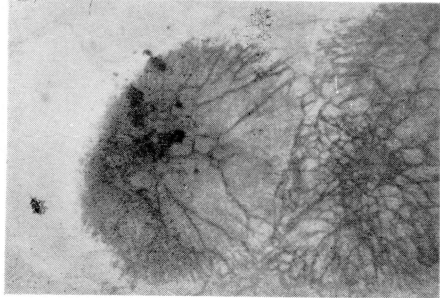
8 勝光山産, 安山岩質凝灰岩



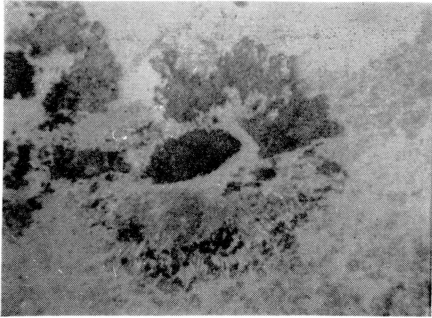
顯微鏡写真



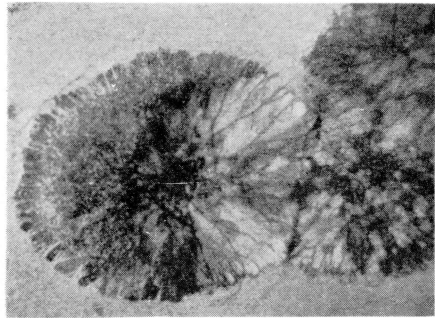
1 勝光山七曲産, ろう石鈇



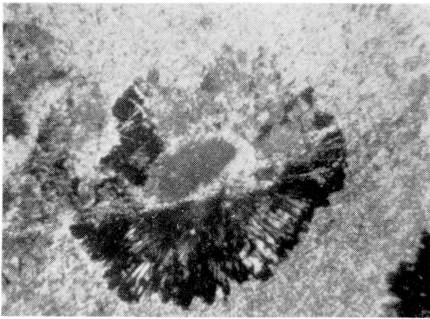
5 勝光山七曲産, ろう石鈇



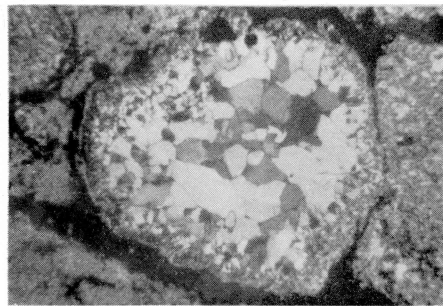
2 同 上



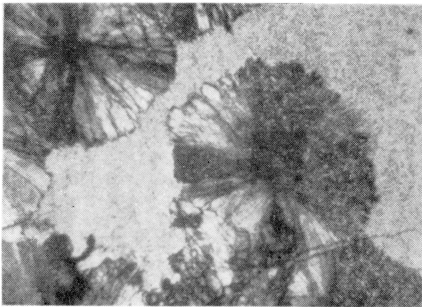
6 同 上



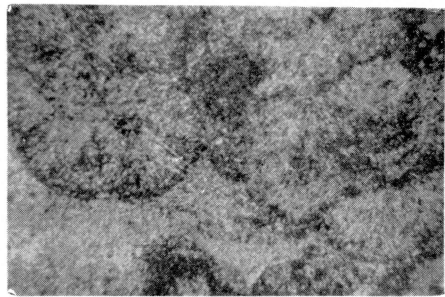
3 同 上



7 勝光山西山鈇床産, ろう石鈇

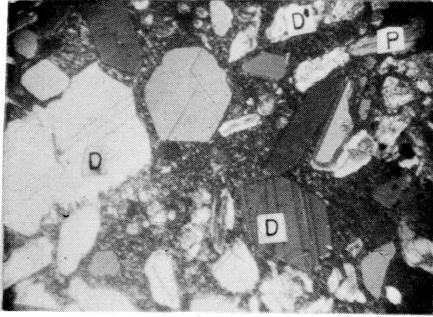


4 同 上

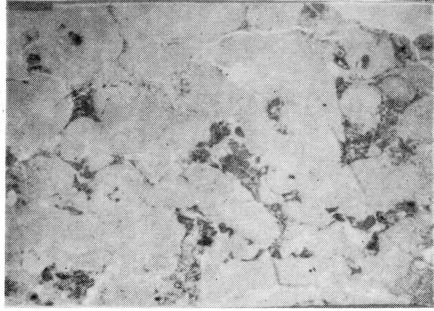


8 同 上

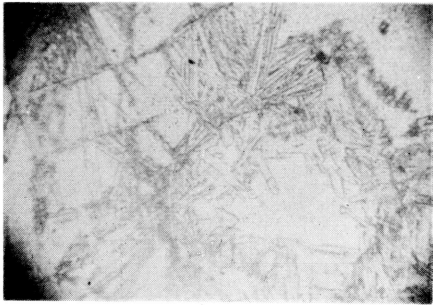
顕微鏡写真



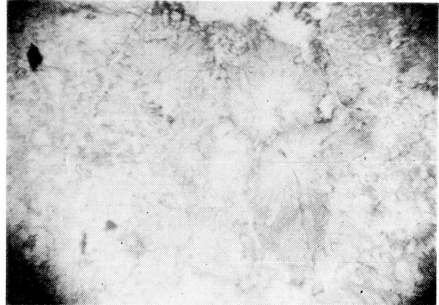
1 三金大津恵鉞山産，ろう石鉞



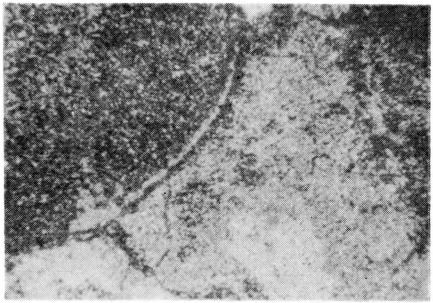
5 三金大津恵鉞山産，ろう石鉞



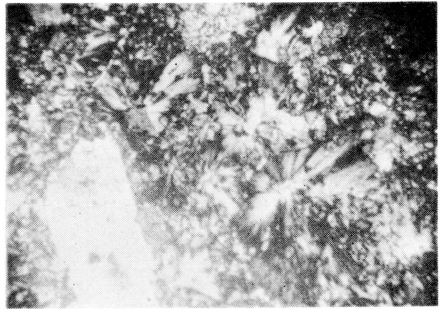
2 同 上



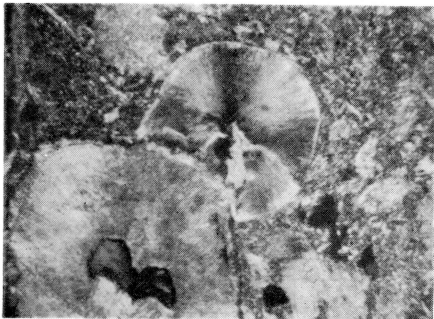
6 三金大津恵鉞山産，球顆状岩



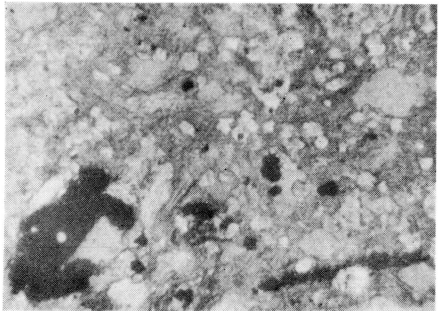
3 同 上



7 同 上

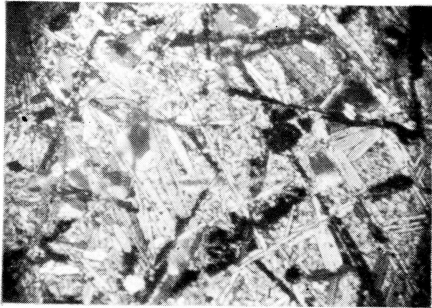


4 同 上



8 三金大津恵鉞山産，凝灰岩

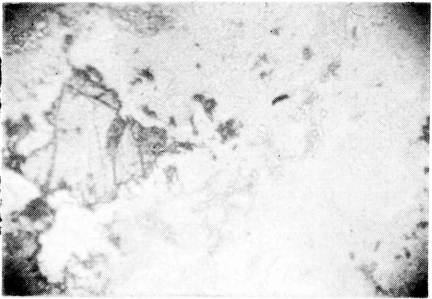
顕微鏡写真



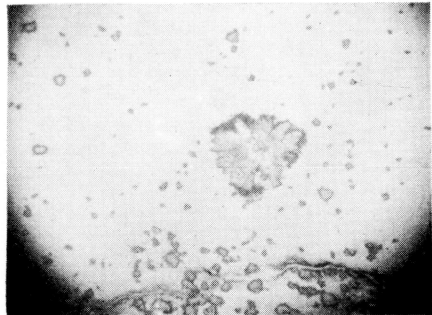
1 豊ろう鉱山産, ろう石鉱



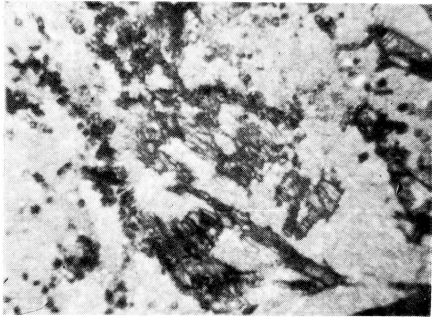
5 豊ろう鉱山産, 目玉鉱



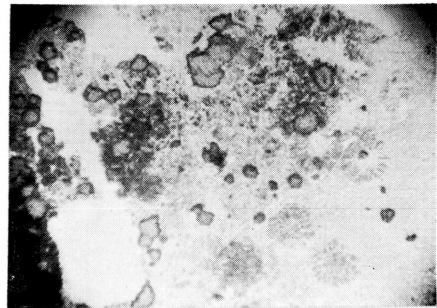
2 同 上



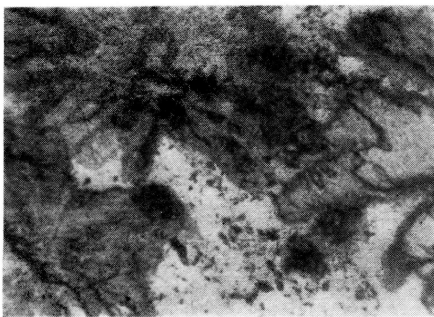
6 同 上



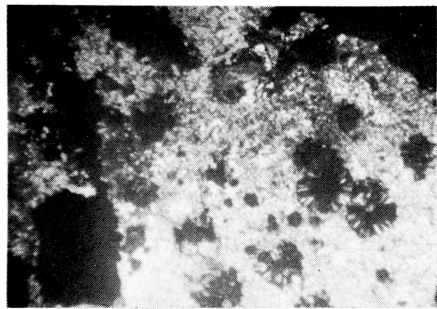
3 同 上



7 豊ろう鉱山産, ろう石鉱

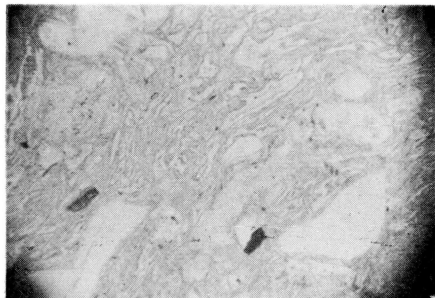


4 同 上

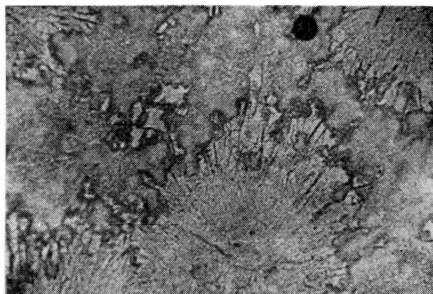


8 同 上

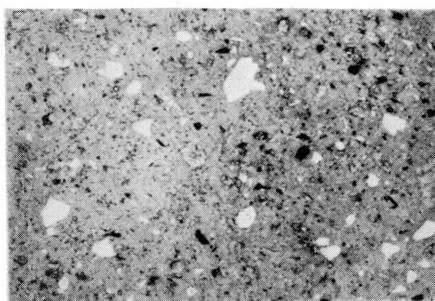
顯微鏡写真



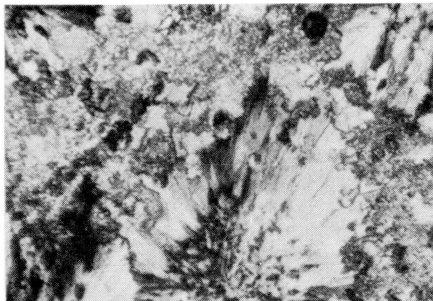
1 豊ろう鉾山産, 凝灰岩



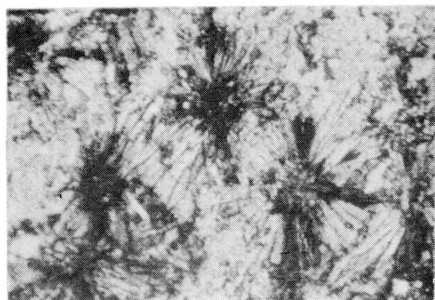
5 明光山鉾山産, ろう石鉾



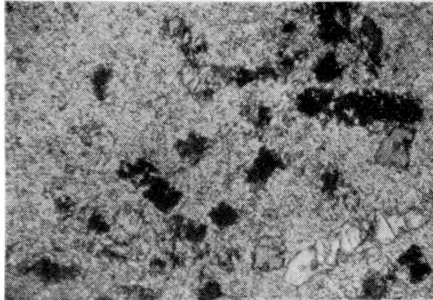
2 同 上



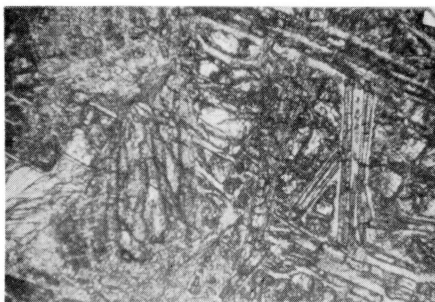
6 同 上



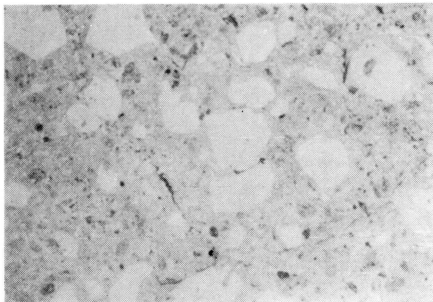
3 明光山鉾山産, ろう石鉾



7 同 上

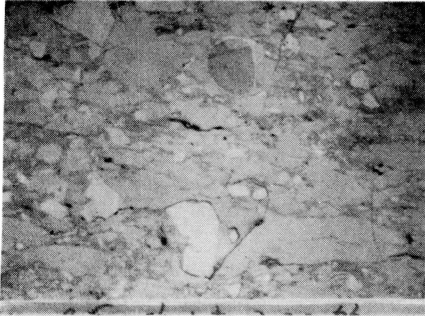


4 明光山鉾山産, 目玉石



8 明光山鉾山北東産, 凝灰岩

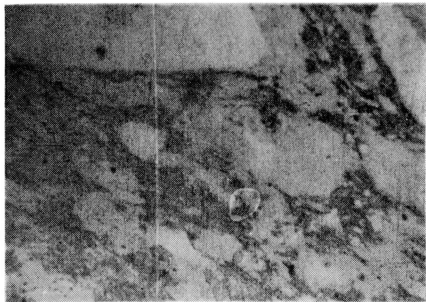
顕微鏡写真



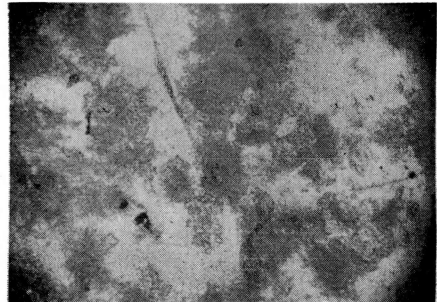
1 明光山鉾山産, ろう石鉾



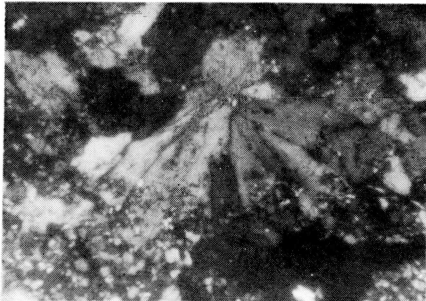
5 熊野鉾山産, ろう石鉾



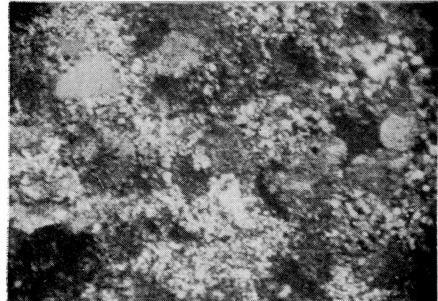
2 同 上 (化石)



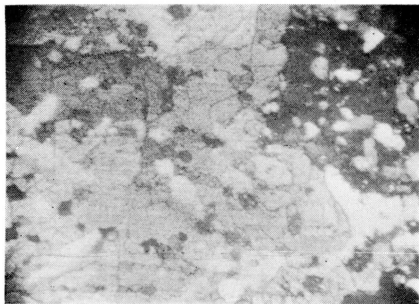
6 同 上



3 同 上 (化石)



7 同 上

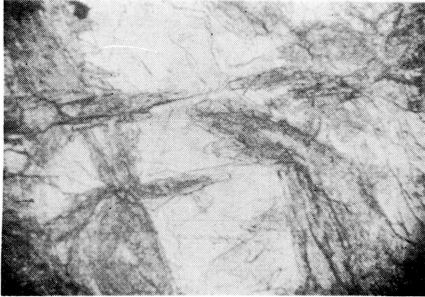


4 熊野鉾山産, ろう鉾

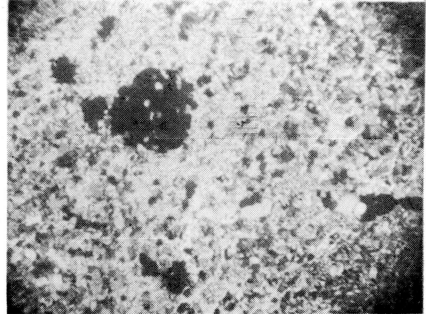


8 同 上

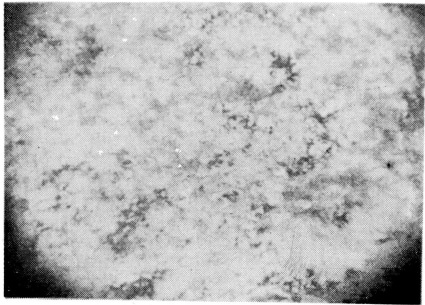
顕微鏡写真



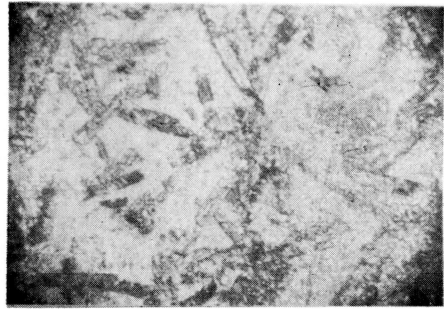
1 熊野鉾山産, ろう石鉾



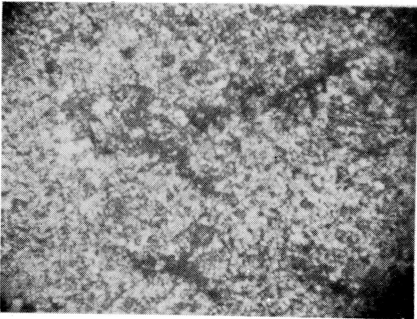
5 熊野鉾山産, ろう石鉾



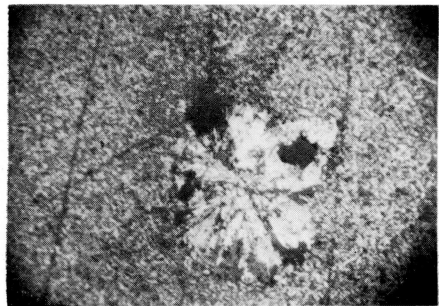
2 熊野鉾山竜王産, ろう石鉾



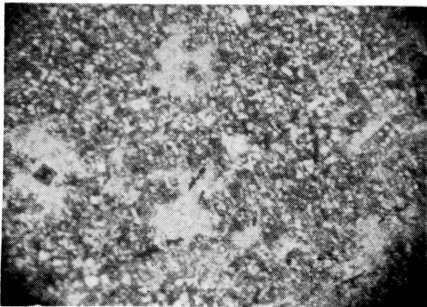
6 釜ヶ峯鉾山産, ろう石鉾



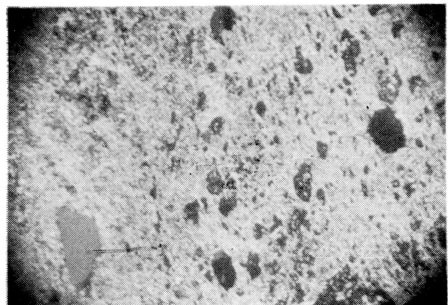
3 同 上



7 同 上

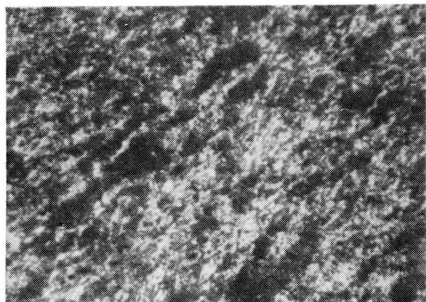


4 熊野鉾山産, ろう石鉾

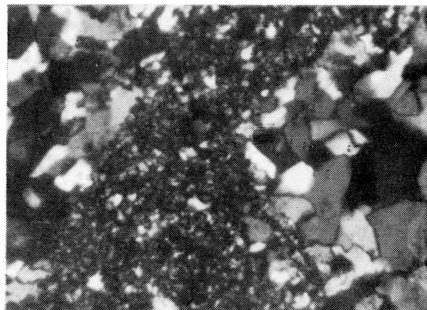


8 同 上

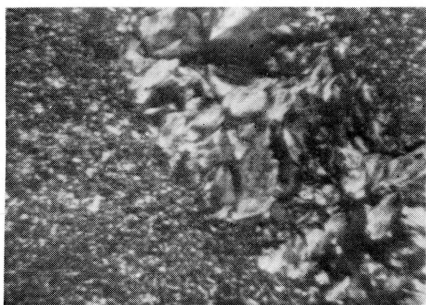
顕微鏡写真



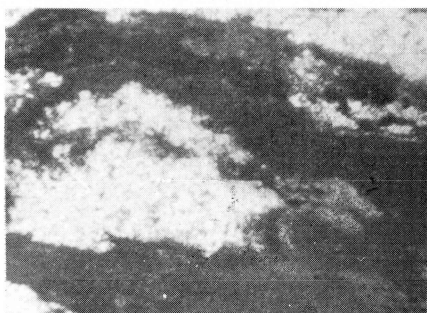
1 台山産，頁岩



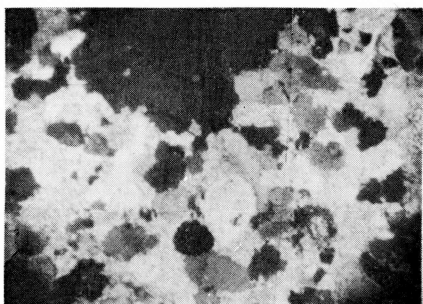
5 八木鋤山産，珪化岩



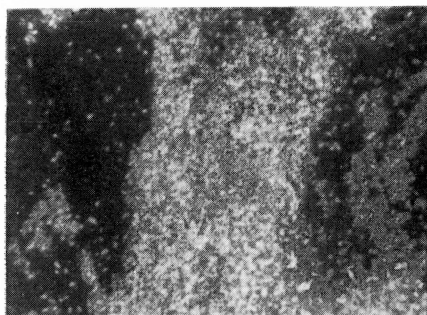
2 台山産，ろう石鋤



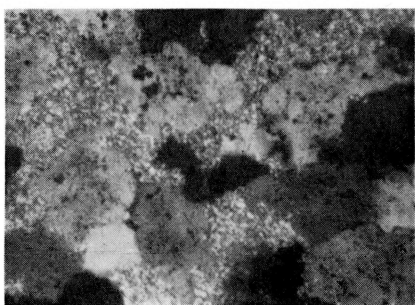
6 神ノ上鋤山産，ろう石鋤



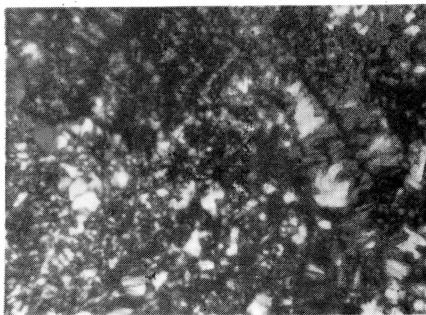
3 東備鋤山産，ろう石鋤



7 同 上



4 同 上



8 須佐鋤山産，ろう石鋤