

高知県高岩鉱山の地質と磁硫鉄鉱床

Geology and Pyrrhotite Deposit of Takaiwa Mine, Kochi Prefecture.

沢村 武雄・鈴木 堯士
青野 千秋*・鶴田 一好**

(文理学部地質学鉱物学教室)

〔 緒 言 〕

高知県高岩鉱山は、上八川—池川構造線に沿って貫入した酸性火成岩類に伴う磁硫鉄鉱床である。本鉱山の調査は、沢村が1955年11月に、地質調査所脇田成次郎、四国通商産業局の数馬千里・塩田一郎・柴野照博、高知県商工課小松重敏と共に調査を行ない、その結果を、通商産業省編未利用鉄質源第2輯に公表したが、その後、新坑の開発があり、また、周囲の地質構造および鉱床の状況・性質などに意を尽し得ない点があり、再調査を実施することにした。沢村・鶴田は、小松重敏の案内で、1962年9月に新坑の予備調査を行ない、鈴木・青野・鶴田は、1962年7月～9月に延べ約60日間にわたり徹底的調査を行なった。なお、本研究の費用の一部は文部省科学研究費によるものである。

〔1〕 位置・交通・沿革

本鉱山は、国土地理院発行の5万分の1地形図「伊野」に属し、高知県吾川郡伊野町より仁淀川沿いに出来地・下八川を経て、吾川郡吾北村高岩に至る。高岩三叉路を西へ県道約2 kmで標高150 mのところ調査鉱区がある。調査区域としては、図1に示すように、東西6.5 km、南北6 kmにわたる地域である。

交通は、高知市より高知県定期バスの定期便が1日20便あり、便利である。高知市内よりの所要時間は、約2時間である。

本鉱山は40～50年前、銅鉱として採鉱したことに始まる。1939年3月、北村米次郎が銅鉱を目的に採鉱したが、その結果は思わしくなかった。翌1940年2月、高知市の大原祐一が共同鉱業権者となり、磯野愛太郎と共に採鉱したが、硫化鉄鉱2 tを出すにとどまった。その間いきさつがあったが、1952年浜田宗三が鉱業権者となり、その後岡山県の和田元次が租鉱権を得て、1960年2月採鉱に着手し、同年中に約1,000 tを生産、以後月200～300 tを生産したが、翌1961年7月200 tを生産して休山した。

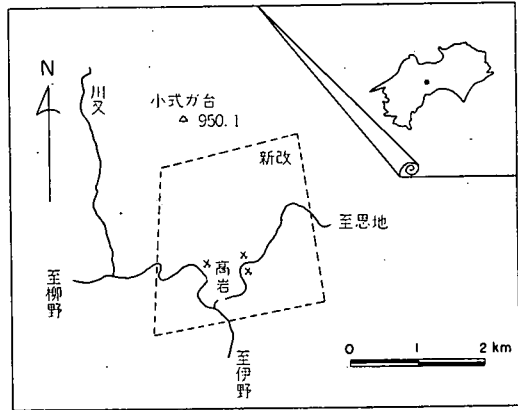


図1 位置図

* 愛媛県丹原高等学校

** 奈良県天理高等学校

Fe 40~55%, S 30~35%, Cu 1~1.5%の品位の鉱石を同和鉱業(株)岡山製錬所へ送った。塊状鉱体を掘り尽し、1964年3月現在も休山中である。

〔2〕 地形・地質・岩石

高岩から北に小式ガ台へ延びる尾根を、仁淀川の上流が高岩で分岐してはさみ、両支流はほぼ構造線に沿って東および西に向かう。

谷平野は見られず、山腹斜面は満壮年期の地形である。谷は断層などの地層の弱線に沿うものが多く、深く刻まれ、鉱床付近では酸性火成岩類が垂直に近い崖を形成している。また、新改・南越では珪質片岩が、これと接する砂質片岩より風化に対する抵抗が大であるため、突出して特異な地形を示している。

高岩西方の石灰岩レンズには、小規模な石灰洞が見られる。

本地域の地質の概略をまずのべる(PL. III)。北側の三波川南縁帯は約50°~60°の傾斜をもって単斜状に北方に傾くが、南側の秩父帯北帯は約40°~50°の傾斜をもって南方に単斜状に傾き、両帯はほぼ背斜的構造を示している。この構造のほぼ背斜軸の位置に断層が存在し、この断層に沿って酸性火成岩類が貫入している。この断層線は石井ら⁽¹⁾によって上八川—池川構造線と名づけられた。

本地域における上八川—池川構造線は、単に1本の線として地質図上に表現できるものではなく、高岩地域の岩株状岩体をはじめ、地層の走向にほぼ平行なものが何条にも酸性火成岩脈として貫入しており、複雑な形態を示している(PL. III)。

三波川南縁帯の層序は、筆者らの1人鈴木⁽²⁾によって本地域の東部および思地地域において3つの層に区分された。すなわち、下部より唐越層・思地層および葛川層である。そのうち、本地域においては唐越層および思地層が分布している。唐越層は唐越付近に分布する緑色片岩より下位の層に相当する。しかし、本地域においてはこの緑色片岩より下位の岩相は上八川—池川構造線によって断ち切られ、さらに、西部地域においては本層は構造線の影響で分布していない。したがって、唐越層の層厚は不明である。思地層は砂質片岩を主として、黒色片岩・珪質片岩・緑色片岩の薄層を夾在し、石灰質片岩の小レンズも下部には見られる。層厚は、約900mである。

本地域における秩父帯北帯は従来の上八川累層に相当する。この北辺部は三波川変成作用の影響が漸移的になっており、準片岩化しているが、南部ほど変成度が低くなる傾向がある。構成岩類は本地域においてはほぼ三波川南縁帯と同じであり、唐越相当層および思地相当層が分布している。唐越相当層は唐越南部において分布している緑色片岩より下位に相当する。その他、黒色片岩および薄い砂質片岩も存在する。唐越層同様下位が構造線によって断ち切られているため層厚は不明であり、また、西部地域においては本層は分布していない。思地相当層は本地域の上八川累層の大半を占め、砂質変岩を主体とし、一部珪質片岩ないしチャート・黒色片岩ないし粘板岩の薄層を夾在し、さらに比較的下位の砂質片岩中に石灰岩レンズをはさんでいる。この弱変成の石灰岩とほぼ同じ層準のもの(上八川村寺野・内野)から、橋本清美⁽³⁾は *Neoschwagerina* sp. を発見した。このことより本累層はペルム系中部統に属することが判明した。

また、本累層は従来岩質の相違から三波川南縁帯との対比は困難とされていた。しかしながら、すでに筆者らの1人鈴木⁽²⁾は、本地域の西部および思地地域において層序的に三波川南縁帯との対比が可能であることを立証した。

本地域においても多少の同時異相の地層は認められるが、三波川南縁帯と秩父帯上八川累層の対比は可能である。すなわち、最下位に唐越層および唐越相当層の緑色片岩が分布し、その上位に思地層および思地相当層の砂質片岩が広く分布している。この両層の下部は砂質片岩に3枚ないし4

枚の黒色片岩ないしは粘板岩の薄層を夾在し、上部では3枚の石英片岩ないしチャートおよび2枚ないし3枚の黒色片岩ないし粘板岩の薄層を夾在している (PL. III)。

ただし、三波川南緑帯の思地層中部に緑色片岩の薄層を夾在する点と秩父帯の思地相当層下部および中部に石灰岩レンズが認められる点に多少の相異はある。

したがって筆者らは上八川—池川構造線を軸とする背斜構造を考えるのであって、三波川帯と秩父帯の古生層 (一部変成) は層位的に上下関係があるわけではなく、地向斜の堆積相の側方変化であると考える。

次に本地域の構造の概略をのべる。

上八川—池川構造線以北の三波川南緑帯では地層の走向・傾斜が $N60^{\circ}\sim 70^{\circ}E$, $50^{\circ}\sim 60^{\circ}N$ で北斜し、以南の秩父帯では $N70^{\circ}\sim 80^{\circ}E$, $40^{\circ}\sim 50^{\circ}S$ で南斜しており、部分的には両帯の境界付近で緩傾斜をなし、またほとんど水平になる部分さえある。思地付近では地層が水平で軸面が垂直になる傾向が著しい。すなわち、上八川—池川構造線は背斜構造の軸部にあたり、軸と平行な断層群を形成する。

さらに興味ある問題は線構造である。すなわち、三波川南緑帯では方位 $N50^{\circ}\sim 60^{\circ}E$, 落とし $10^{\circ}E$, 秩父帯では方位 $N70^{\circ}\sim 80^{\circ}E$, 落とし $10^{\circ}W$ で、落としが両帯で反対方向を示している。このことは最初水平であったと考えられる線構造が、構造線形成に伴って両帯において逆方向に回転したことを物語るものであり、したがって、この構造線はちょうつがい断層 (hinge fault) であると解することができる。すなわち、この断層の回転軸は $NNW-SSE$ 方向であって、本地域より東部の岩層の分布状態をも考慮に入れると、唐越付近がその軸部と考えられる。

また、この構造線に沿っての断層角礫岩がいたるところに観察されるが、本地域においては唐越付近に顕著にあらわれている。

上八川—池川構造線に貫入した酸性火成岩類は土佐村相川、上八川村連行・思地・高岩を経て池川町西谷までほぼ連続的に追跡され、その東西分布延長は約40kmに達する。

酸性火成岩類は石英斑岩類と花崗斑岩に大別される。

花崗斑岩は高岩北方の石英斑岩体中に現われ、周囲の石英斑岩類および結晶片岩類に熱的影響を与えていること、石英斑岩を捕獲していること、さらに本岩体の周辺部に急冷相を形成していること (PL. I, 図1) から考えて石英斑岩よりも後期の貫入岩であると思われる。石井ら⁽¹⁾はこれら岩類をその岩質、貫入順序、随伴関係などから、石鎚山付近の中新世火成岩類と同時代の貫入岩と考えている。

また、酸性火成岩類 (主として石英斑岩類) の分布からわかるように、本地域における断層群は地層の走向・傾斜に平行なものが多く (PL. I, 図2)、鉾床付近では密集している。

すなわち、本鉾床は主として tension crack に原因する構造線の断層群に貫入した酸性火成岩類の“後火成作用”によるものと考えられる。

次に岩石記載を行なう。

a) 石英斑岩類: 上八川—池川構造線に沿って貫入した酸性火成岩類の大半を占め、一般に淡褐色を呈している。本岩類は流紋岩・リソイダイトおよび石英斑岩に大別される。流紋岩は淡褐色を呈し、細粒で流理構造の顕著な岩石である。また一部はん晶をほとんど欠き、隠微晶質の珪長岩質のものもある。リソイダイトは白色を呈し、細粒でち密な岩石である。石英斑岩は淡褐色を呈し、肉眼的にも石英のはん晶が認められる。本岩類の構成鉱物は一定しており、黒雲母・石英・斜長石およびカリ長石からなり、石英は著しく融しよくされ (PL. I, 図3)、斜長石は累帯構造が著しい。この石英・斜長石・正長石と周縁部が虫食い状になった黒雲母をはん晶鉱物とし、石基に多量の石英・黒雲母および斜長石の小粒が認められる。また、花崗斑岩の熱変成のために長石類が絹雲母に

置換され黒雲母はクロット状の集合体を形成し、赤鉄鉱・方解石も多い。流紋岩質のものは短ざく状の斜長石結晶が流理構造に支配されて配列している。また、一部電気石およびざくろ石を含むものもある。本岩はまわりの結晶片岩類にほとんど熱的膨脹を与えていない。

b) 花崗斑岩：高岩北方の石英斑岩類を貫いて、小岩体としてあらわれている。肉眼的には石英斑岩質よりやや暗色を呈し、はん状組織が著しい。鉱物構成は斜長石・カリ長石・石英および黒雲母で、まれに普通角閃石・ざくろ石およびくさび石を含むことがある。はん晶鉱物としては累帯構造の著しい斜長石、へき開面が湾曲し波動消光を示す黒雲母(PL. I, 図4)、融しよくされた石英が認められる。黒雲母はその軸色に特徴があり、Xは淡黄色、YおよびZは赤褐色を呈する。また、一部は赤鉄鉱に変化している。石基は細粒の石英・黒雲母および斜長石よりなる。前述したように石英斑岩類よりは後期に貫入した岩石であるが、両岩は構成鉱物から判断して、一連の火成活動の結果生じたものと考えられる。

なお、本岩は種々の捕獲岩を有している。この中で結晶片岩類および石英斑岩類が多いが、まれに片麻状岩が含まれていることは注目し値する。片麻状岩は肉眼的には暗灰色の部分と白色の部分の縞状になり、全体としては比較的暗色を呈している。構成鉱物は黒雲母・石英・カリ長石およびざくろ石で、このほか少量の赤鉄鉱および絹雲母を含んでいる。暗色の縞の部分はほとんど黒雲母からなり、赤鉄鉱を一部含んでいる。そうして、PL. I, 図5に示すように片状構造に支配されて配列している。白色の縞の部分は石英およびカリ長石からなり石英が量的に多い。ざくろ石は各所に点在している。本岩はしたがって、banded gneiss と呼ぶのが正しいと考える。

c) 黒色片岩：一般に砂質片岩中に薄層として分布し、構成鉱物は石英・絹雲母・石墨質物質が主で、斜長石・方解石も認められる。三波川南緑帯と秩父帯における本岩の鉱物構成を比較してみるとほとんど変りなく、三波川南緑帯のものがやや再結晶作用の程度が強く、はく離性に富んでいる。花崗斑岩に近づくとホルンフェルス化し、石英の糖晶状構造が目立ち、二次的に黒雲母・絹雲母を生じている。

d) 砂質片岩：本岩は本調査地域の大半を占め、構成鉱物は、残せつ鉱物としての石英・斜長石およびカリ長石が認められ、このほか石墨質物質・絹雲母・黄鉄鉱・くさび石・スティルプノメレインである。本地域全般にわたってその構成鉱物にはほとんど変化が認められない。しかし、残せつ鉱物の平均粒径はさまざまで、平均径が約0.2~0.6mmの範囲内のものがある。また、黒色片岩に移化する場合もある。

e) 緑色片岩：本岩は緑色ないし暗緑色を呈し、構成鉱物は陽起石・緑簾石・緑泥石・石英・方解石・曹長石で、少量のスティルプノメレイン・藍閃石・赤鉄鉱および残存鉱物としての普通輝石が認められる。また、唐越東部の三波川南緑帯の緑色片岩には、一部方解石がきわめて多量に含まれていることがある。三波川南緑帯では陽起石が、秩父帯北帯では赤鉄鉱および普通輝石の残晶が量的に増加する傾向があるが、鉱物構成からも両帯の間に著しい不連続があるとは考えられない。

f) 珪質片岩：本岩は砂質岩源の岩石中に帯状に分布し、肉眼的には白色ないし赤褐色を呈している。構成鉱物は石英がその大半を占め、その程度はさまざまで細粒の場合には所々に粗粒の石英のプールを作っている。そのほか石墨質物質・スティルプノメレインおよび赤鉄鉱が薄く縞状に入っており、絹雲母・緑泥石および方解石を伴うこともある。三波川南緑帯のものに比べて、秩父帯のものは再結晶作用の程度が低くしゅう曲もきわめて弱い。

g) 石灰岩：本岩は秩父帯では高岩西方と弘瀬に分布し、いずれもレンズ状岩体である。高岩西方の本岩は黒色で、化石が発見された寺野・内野のものとはほぼ同一の層順である。しかし、本地域

においてはまだ化石は発見されていない。一方、三波川南縁帯においては唐越付近の唐越層の緑色片岩中およびその周辺にレンズ状の石灰岩が認められるが、地質図には記入できないほどのきわめて小規模なものである。構成鉱物は大半が細粒の方解石で再結晶作用は弱く、部分的に双晶をもった粗粒の再結晶したものが認められる程度である。そのほか、石英が点在し、絹雲母および石墨質物質が伴われる。

(3) 鉾 床

高岩鉾山の鉾床は、上記酸性火成岩類の“後火成作用”によって生成された深熱水性鉾床と考えられ、東西約800m、南北400mの全域にわたって、黒色片岩・石英片岩および火成岩体自身が至るところ鉾染を受け、小規模な焼けが点在している。鉾床は火成岩体の間縁に限られている。

鉾床は、1号坑～7号坑のほかに新坑があるが、1964年3月現在入坑可能なものは、1号坑・6号坑・新坑のみで、2・3・4・5号坑の各坑はそれぞれ埋没し、坑口の位置さえ不明である。上記各坑のうち、1～5号坑および新坑は、火成岩体の西側斜面に、6・7号坑は東側に賦存する。7号坑は坑口が1m程残っているばかりである。各坑は、ほぼ北東の向きに延び、塊状・鉾脈状・鉾染状およびレンズ状を呈し、小規模であるにもかかわらず、その形態は変化に富んでいる。

A. 各坑の形態・構造およびその地質

a) 新 坑

高岩のバス停留所から西方へ県道より120mの高さにあり、大部分を掘り尽しているが、レンズ状鉾体をなしたものと思われる。坑口より2～3mやや下りきみに進み、これよりN64°Eの方向に、20°の登り勾配で新坑上段斜坑となり、10.7m掘進し、5.2mの水平坑がこれにつづく。斜坑から水平坑に移る箇所は、天盤・側壁も崩落し、床も幅いっぱい中段に抜けおちている。坑口から2mで中段になり、N70°Eの方向に6°の登り勾配で、鍾幅1.4mで15.8m掘進している。下段斜坑はN74°Eの方向に26°の下り勾配をなし、坑道引立てから6m手前まで水没している。

上段斜坑・中段水平坑および下段斜坑は、いずれも鉾体を追って掘進したもので、下段斜坑はすでに鉾体の下底に当たり、その延長はN70°～75°Eの方向に約15m、落とし約70°S、厚さ最大1～1.5mのレンズ状鉾体をなし、その過半を掘り尽したが、一部残鉾が認められる。

中段における掘り跡を観察すれば、N75°E、67°S、幅150cmの断層帯をなし、鉾床はこの断層帯に胚胎したものと思われる。中段引立てにはN5°E、72°Wの小断層、引立てより2m手前の北側 wall rock には、N27°E、72°Wの小断層が観察される。

上段斜坑より4mで地表に焼けが認められ、採鉾した跡があるが、延長がきかず、1.2mで中断している。正に新坑鉾体の上部に当たる。地表にもこの断層帯は観察され、新坑の3坑道はこの断層帯を掘進したものである。

中段坑道の引立てより手前2mのところに、N6°W、垂直に貫く厚さ20cmの石英斑岩の脈があり、これは上部斜坑の引立てにあらわれている。また、中段引立てには石英斑岩類の岩株が顔を出し、鉾床は消滅している。鉾床の上下盤共黒色片岩であるが、変質を受けてホルンフェルス化している。その変成度は下盤側の方がはるかに大で、特に珪化が強く堅硬であるが、よく黒色片岩の構造を残している。鉾石鉾物は磁硫鉄鉾が主で、黄鉄鉾・黄銅鉾などである。

b) 1 号 坑

掘進延長22.8mの鍾押坑道で、坑口付近では、鉾脈の幅約10cmである。1955年調査の際は、坑口より12.7mの掘進であった。その後1960年に再開され、約1年半採掘された。

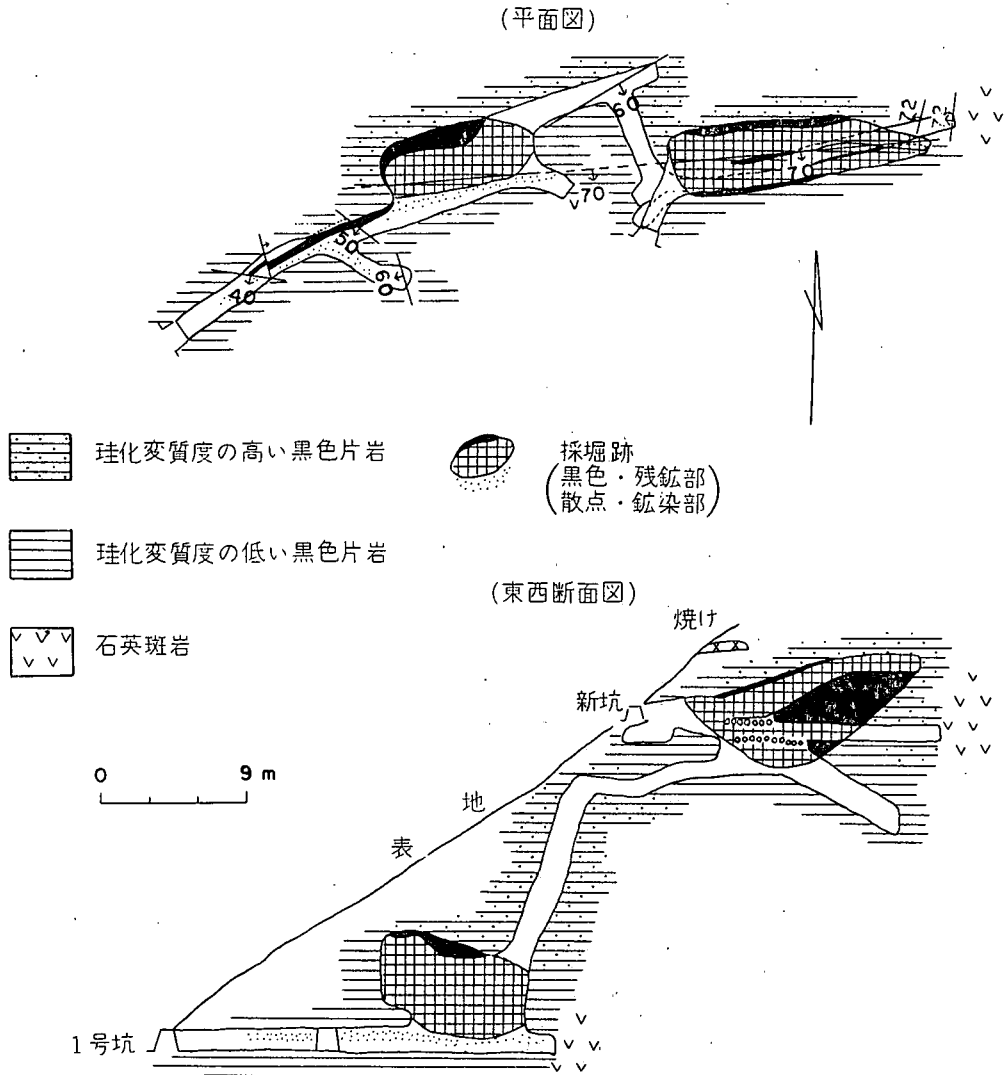


図2 新坑・1号坑坑内地質図

再開時、主坑道の延長だけでなく、坑口より11mの箇所にてSEの方向に約5mの枝坑道を掘進しているが、引立てにN20°W, 62°Wの小断層があり、この部分は、磁体の上盤側の磁染部に当たるが、母岩の黒色片岩が変質を受け多少珪化し、磁石磁物が片理に沿い1~2mmの間隔で平行な細脈をなし、あるいは、片理をcrossして幅数mmの磁石磁物がdepositしている。鏡下で観察すると、微褶曲をなす黒色片岩の片理に沿い、あるいはこれをcrossして、珪化作用による石英の極微粒子が検出され、時に1/25mm程度の石英脈の微細脈が観察される。磁石磁物は、磁硫鉄磁・黄鉄磁・黄銅磁などで、主としてこれらの石英に伴うが、低品位のため稼行の対象とならず、磁石磁物は時に緑泥石がこれを取り囲んでいる。

坑口より主坑道15.7mの場所から北側で、磁床は塊状の主磁体となり、塊状部はN70°Eの方向に約9m延長し、その富磁部を幅60~120cm、傾斜60~70°Sで、1号坑レベルより6~7.5m切り上がっている。切り上がりの西部引立てには残磁がある。この磁体の東端を切り上げて新坑に抜けているが、磁体の直接のつながりはない。

本鉱体の錘を押して約4m掘進し、その引立てにはなお鉱石は認められるが、著しく変質を受けた石英斑岩類があらわれて、鉱体はもはや延長しないものと思われる。なお、石英斑岩類に著しく変質を与えたものは、後の花崗斑岩の進入によるものと思われ、このことは鉱床の成因とも関連を持つ問題である。

新坑のレンズ状～塊状鉱体と1号坑の塊状鉱体とは、直接はつながらないが、同様の性質を持つものと判断され、上下盤の関係も同様で、これらの鉱体は、既述のように、1960年2月から翌年7月までに約2,500～2,600tを採鉱し、多少の残鉱はあるが、過半を掘り尽したものである。この数字は高岩鉱山の採鉱実績として最大である。

c) 6号坑

高岩より東方、徒歩で20分、宮ノ瀬バス停留所より登ること、県道より50mの高さにあり、坑口は北向きで、坑道は坑口より、N55°Eの方向に掘進延長32.6mで、ほとんど真直ぐである。N65°E、70°Sの断層に沿って掘進され、坑道は坑口より7.6mで13°北に向きを変え、3mで元の方向に帰っている。この付近までは石英斑岩類中を掘進しているが、それより東は引立てまで高度に珪化変質された黒色片岩となる。断層は坑口より23mまで直線に伸び、ここで向きは変わらないが、約15cm北に寄り、坑内引立てから7m手前まで北側の壁には石英斑岩類があらわれ、引立てより手前8～12mの坑道には、南北両壁に石英斑岩類があらわれている。この断層は、新坑および1号坑の断層帯の正に延長に当たる。坑口より北西に約1.5m掘進したところは、黒色片岩が観察される。鉱床は磁硫鉄鉱の鉱染鉱床で、鉱染の度合は、珪化された黒色片岩の方が大であるが低品位で稼行の対象にならない。

d) 7号坑

高岩より宮ノ瀬への途中、上八川川が東へ向きを変える箇所の上左岸に位置する。本坑は3本の露頭脈より成り、砂質黒色片岩中に胚胎し、脈幅は10～15cmで、走向N46°E、傾斜50°Sである。鉱石鉱物は磁硫鉄鉱を主とし、黄鉄鉱・黄銅鉱などである。本坑は1955年調査の際も坑口が1mばかり残っていただけで、詳細は不明である。

e) 2号坑・3号坑・4号坑・5号坑

これらの各坑は、既述のように、1964年4月現在いずれも埋没して、坑口の位置さえ発見し得ない状態であるが、2号坑・3号坑および5号坑は、沢村らの1955年調査の際には入坑可能であった。従ってここでは、冒頭に述べたようにすでに公表済⁽⁴⁾ではあるが、沢村ほか脇田・数馬・塩田・柴野・小松らの報告を一部訂正して略述する(図3参照、巻末)。

2号坑は、N27°Eの方向に11.5mを掘進している。石英斑岩類にはさまれる珪化変質した黒色片岩に磁硫鉄鉱のピリ錘が見られる。

3号坑は、北に7.5mを掘進し、さらにN25°Eに方向を転じて6mを掘進している。珪化変質を受けた黒色片岩を磁硫鉄鉱が鉱染している。坑口付近に相当大規模の露頭が見られるが、坑内で急に衰微している。

5号坑は、北に5m掘進し、さらにN35°Eに方向を転じて2mを掘進している。珪化された黒色片岩を母岩とする石英脈中に磁硫鉄鉱がわずかに鉱染している。

B. 母岩の変質

鉱床の母岩は上下盤共に変質した黒色片岩が大部分である。上下盤の変成度が著しく異なるのは、新坑および1号坑である。既述のように、下盤は特に珪化作用が烈しく、岩質堅硬である。観察される変質作用としては、珪化作用・絹雲母化作用・緑泥石化作用・炭酸塩化作用などで、いずれも熱水性鉱床特有のものである。

a) 珪化作用

新坑および1号坑内において観察すると、珪化作用は初期珪化作用と後期珪化作用に分けられる。初期珪化作用によるものと思われる多量の極微粒石英が、元の黑色片岩の構造に支配されて流状をなし、ある程度その構造を乱しているが、その度合は下盤の方がはるかに著しい。極微粒石英の流状に沿い、微粒の硫化鉍物が認められるが、これは初期珪化作用につづく諸変質作用の熱水液滲透に伴って deposit したものであろう。

その後の鉍化作用につづく後期珪化作用による石英脈が、前期珪化作用による石英および鉍石を切っているが、一部鉍化作用に先き立つ徴候がうかがわれる。しかも、この珪化作用は比較的鉍体付近に限られるというところから見れば、明らかに鉍化作用と密接なつながりを持つものと思われる。

炭酸塩化作用も前期と後期に分けることができる。前期炭酸塩化作用による方解石脈中へ、後期珪化作用による石英脈が交代あるいは滲染している。後期珪化作用の規模は前期のそれ程大きくはないが、鉍化作用の始まる前から行なわれ、鉍化作用終了後にもおよんだごとくである。また、諸変質作用による二次的生成鉍物を後期の石英脈が切るところから、これら諸作用の後に後期珪化作用が行なわれた。

b) 絹雲母化作用

絹雲母は、鏡下で観察すると、その微結晶が、母岩の黑色片岩の構造と関連して波状に配列し、その間を波状に沿い、あるいはこれを切る如き方向に鉍石鉍物が配列している。鉍石鉍物に直接接して緑泥石の認められるものがある。これは新坑・1号坑において観察された。

c) 緑泥石化作用

鉍体あるいは黑色片岩と接して広い範囲が緑泥石化され、母岩が暗緑色の色調を呈し、あるいは、黑色片岩の片理に沿い平行する方解石脈の両側に緑泥石の観察されるものがある。この緑泥石は絹雲母を取り囲む形をとり、その情況から絹雲母化作用は緑泥石化作用の先に行なわれたものと思われる。

d) 炭酸塩化作用

炭酸塩化作用は、珪化作用と同様、前後期に分けられる。前期炭酸塩化作用と後期珪化作用との関係についてはすでに述べた。後期炭酸塩化作用による方解石脈は緑泥石を切っており、細脈であるが延長がきいている。また、これは石英脈をも切っているため、変質作用としては最後のものである。

C. 鉍石鉍物・脈石鉍物とその生成順序

高岩鉍山の鉍石鉍物は磁硫鉄鉍が主で、他に少量の黄鉄鉍・黄銅鉍がある。また、脈石鉍物としては、石英・方解石・斜長石・緑泥石・緑廉石がある。

a) 磁硫鉄鉍：磁硫鉄鉍は本鉍床の主要鉍石鉍物で、その鉍体としての形態は、主坑である1号坑および新坑では塊状ないしレンズ状をなす。1号坑では一部珪化黑色片岩の構造に支配され、片理に沿って薄層の鉍脈をなす。その他の坑道では細脈ないし鉍染状を呈する。

新坑における鉍床の母岩に接する部分および上方の焼けには、鏡下に、鉍石中にしばしば自形の石英が認められる(PL. II, 図1)。また、新坑の磁硫鉄鉍は多分に自形あるいは半自形を呈し(PL. II, 図2)、これは新坑以外の鉍石では観測し得なかったが、その存在は期待される。このことは、新坑付近においては、後期珪化作用がまず開始され、母岩に近く、石英は自形を呈し、引きつづき鉍液が注入され、中心部においては両作用相前後して、時に磁硫鉄鉍の自形結晶を生ぜしめ

たものと思われる。珪化作用は鉱化作用終了後もつづけられ、磁硫鉄鉱を脈状に貫いている (PL. II, 図 3~4)。

本鉱山からは、新坑・1号坑の塊状鉱床を採鉱するまでに、数tの出鉱を見たのみであったが、その後の両坑の開発で約2,500tを採掘したことは既述の通りである。筆者らが6試料について行った分析結果を次に示す (表1)。

表1. 分析結果 (鶴田)

No.	試料	Fe %	Cu %	S %	Fe _n Sn _{n+1} (FeS _{1+x})
1	新坑上段斜坑	38.51	0.63	26.37	Fe ₄ S ₅ (Fe S _{1.25})
2	1号坑塊状部	41.09	0.86	29.19	Fe ₄ S ₅ (Fe S _{1.25})
3	新坑上部焼け	28.16	0.55	20.16	Fe ₄ S ₅ (Fe S _{1.25})
4	新坑口下	43.32	0.91	33.26	Fe ₃ S ₄ (Fe S _{1.33})
5	新坑引立て	42.38	0.86	32.42	Fe ₃ S ₄ (Fe S _{1.32})
6	7号坑焼け	35.85	0.57	28.35	Fe ₃ S ₄ (Fe S _{1.32})

本鉱床の磁硫鉄鉱の Fe_nSn_{n+1} における n の値を求め、Fe と S との関係性を求め、同時に示した。郷原範造⁽⁵⁾ によれば、熱磁気分析の結果では FeS_{1+x} において、x が 0.1 の付近のものは 220°C 付近で帯磁率の鋭いピークがあらわれ、0.1 < x < 0.94 であらわれず、そのため前者をピーク型、後者をワイス型と呼ばれている。故に本鉱床における磁硫鉄鉱は表1に見るようにワイス型に属する。しかして、新坑・1号坑の塊状鉱体主部が Fe₄S₅、鉱体周縁部が Fe₃S₄ の成分を持つことは興味がある。

なお、本鉱床の磁硫鉄鉱の鉱物学的研究は別途実施の予定である。

b) 黄鉄鉱：反射顕微鏡による観察では、極く一部に認められるもので、磁硫鉄鉱の析出につづき、小規模に析出したものである。自形結晶は認められない。

c) 黄銅鉱：磁硫鉄鉱の鉱化作用につづき、後期珪化作用の直前に析出したものである (PL. II, 図 3~5)。高知県下の秩父帯・四万十帯において、著者らの1人沢村が、従来調査研究を行なったあらゆる硫化鉄鉱の鉱床において認められた現象で、黄銅鉱の細脈が既晶出の硫化鉄鉱を貫き、時には既晶出の黄銅鉱自身をさらに黄銅鉱の細脈が貫いて銅の品位を上げている。本鉱床のように、上八川一池川構造線に貫入した酸性火成岩類と関係を持つ磁硫鉄鉱鉱床において全く同様の状態を示すことは、高知県下硫化鉄床の成因論の立場からも興味がある。

d) 石英：初期珪化作用による石英は、母岩の黒色片岩の構造に支配されながら、極微粒石英が大量の全面的珪化を行ない、後期珪化作用は、磁硫鉄鉱の鉱化作用の始まる以前からすでに開始され、磁硫鉄鉱に次いで黄鉄鉱・黄銅鉱の鉱化作用中も継続し、さらに全鉱化作用終了後も継続して、これら硫化鉱物やその他の脈石鉱物をも脈状に貫いている。新坑の塊状鉱床周縁部および上部露頭には、石英の自形結晶が認められたこともすでに述べた。

e) 緑簾石：塊状鉱体に近接して見出される。鉱体に直接接するものは柱状結晶をなし、一部鉱石によって交代されている。熱水性鉱床に特有な母岩の変質作用に支配される本鉱床に緑簾石の認められることから、本鉱床は深熱水性鉱床と見なすべきであろう。

f) 方解石：前後期の炭酸塩化作用による方解石は、石英と混在するものと、方解石脈をなすものがある。前期の方解石の脈壁に絹雲母を伴っているものもあるが、後期方解石脈を切るものは無く、鉱物生成の最後のものである。

g) 斜長石：1号坑においては認められないが、新坑においては、特に黑色片岩と鉍石との接触部において、その間に斜長石が鱗片状に認められる。一部鉍石に交代され、特有のアルバイト双晶をなす。

h) 緑泥石：主要脈石で、鉍体あるいは黑色片岩に接して広い範囲に認められる。色は淡緑色ないし緑色で、微晶で色の濃淡の移り変わりが烈しいが、干渉色は第1次の灰～黄色を示す。

以上述べた鉍石鉍物および脈石鉍物の産状および組織、ならびに前項の母岩の変質状況から推論される生成順序を模式的に示せば、図4が得られる。すなわち、まず初期珪化作用によって母岩の

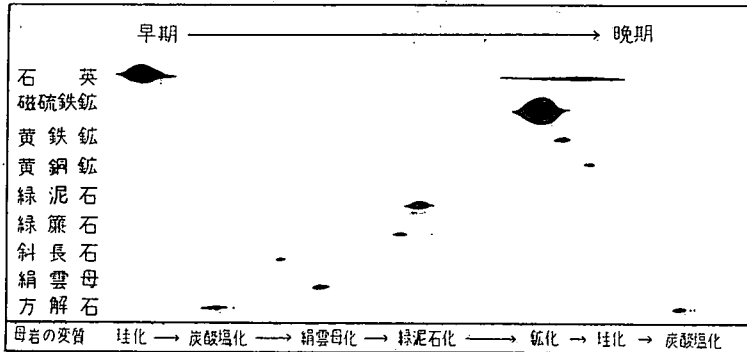


図4 鉍石鉍物・脈石鉍物の晶出順序

黑色片岩が全面的に珪化され、主要鉍床である1号坑・新坑において見ると、特に下盤側が著しく堅硬となる。つづいて初期の炭酸塩化作用・絹雲母化作用・緑泥石化作用の順序に母岩の変質が行なわれた。次に後期の珪化作用が始まり、間もなく本格的磁硫鉄鉍の鉍化作用によって塊状・レンズ状の主鉍床を形成した。新坑・1号坑以外においてばピリ鈍ないし鉍染の程度にとどまっている。鉍化作用の末期に近くわずかの黄鉄鉍が析出し、さらに黄銅鉍が脈状に鉍石を貫いて、鉍石に1%未満のCu分を供給している。

鉍床の母岩は珪化された黑色片岩が主であるが、石英斑岩類の鉍染されたものもある。後期珪化作用はなおつづき、石英脈として既晶出の鉍石鉍物・脈石鉍物を貫き、最後に後期炭酸塩化作用による方解石脈が析出して、本地域の酸性火成岩貫入の“後火成作用”を終わった。

D. 成因的考察

三波川南縁帯と秩父帯とを境する上八川一池川構造線をほぼ背斜軸とする1つの背斜構造が考えられ、このしゅう曲作用による tension crack が断層群を生じた。この断層群に、酸性火成岩が貫入して、その“後火成作用”として生成した鉍床が高岩鉍山の磁硫鉄鉍鉍床である。この酸性火成岩類は、岩株状の石英斑岩類を主体とし、さらにその後花崗斑岩が貫入している。上八川一池川構造線に貫入した石英斑岩類は、柳野西方・思地東方その他数箇所にも認められるが、石英斑岩類のみで花崗斑岩は認められず、また、磁硫鉄鉍も発見されていない。花崗斑岩の貫入は、母岩である黑色片岩を変質しただけでなく、石英斑岩自身をも変質し、または捕獲し、塊状ないしレンズ状の主鉍床は、変質した黑色片岩中の断層帯に胚胎するが、さらに鉍液は黑色片岩に鉍脈をつくり、また鉍染し、石英斑岩自身を鉍染している。従って運鉍岩は石英斑岩類でなく、花崗斑岩である。すなわち、本鉍床は花崗斑岩の“後火成作用”によるものである。

母岩の変質作用は、珪化作用・炭酸塩化作用・絹雲母化作用・緑泥石化作用などの如く熱水性鉍床を特徴づける作用である。また、脈石の緑簾石はスカルン鉍物ではあるが、熱水変質作用の結果

生ずることもきわめて多く、本鉾床は深熱水性鉾床と考えられる。

運鉾岩貫入の時期が、石鏡山付近の中新世火成岩類と同時代の貫入と石井らによって考えられていることは、地質の項において述べたが、沢村は従来公表した多くの秩父帯・四万十帯の金属鉾床の運鉾岩が塩基性の輝緑岩であり、その貫入の時期が古第三紀に求められる可能性について論じてきた。一方は酸性火成岩類であり、一方は塩基性火成岩類であるが、鉾床の性質において、例えば、銅鉾の後期脈状析出の如き類似点が認められ、酸性塩基性両火成岩類の貫入についての関連性の問題が考えられる。今後の研究にまちたい。

〔4〕 結 語

高岩鉾山は、土讃本線伊野駅の北西直距離約15kmの所にある磁硫鉄鉾床である。

本調査地域の北半は三波川南縁帯、南半は秩父帯北帯の地層から成り、両帯は断層（上八川一池川構造線）によって境されている。

三波川南縁帯は下位の唐越層および上位の思地層から成り、秩父帯北帯もこれらにほぼ対比される2層により構成されており、フズリナ化石から秩父帯北帯の唐越相当層はペルム系中部統に属することが判明した。また、塩基性起源の岩石中の鉾物構成から両帯の変成度は漸移であることを確めた。これらの事実から、この構造線は地質学的に大きな不連続線を示すものとは考えられない。したがって、この構造線は三波川南縁帯と秩父帯北帯をそれぞれ北翼、南翼とする背斜の軸部に沿って形成されたと考えられる。

この構造線に沿って、鉾床生成に密接な関係をもつ酸性火成岩類が分布している。これら岩体は石英斑岩類と花崗斑岩に大別され、中新世に背斜の軸部の tension crack に沿って貫入したものと思われる。花崗斑岩は石英斑岩中に貫入し、まわりの石英斑岩類および結晶片岩類に熱的影響を与えている。さらに、本岩は石英斑岩類の捕獲岩を含み、急冷相を形成していることから、石英斑岩類よりも後期の貫入岩である。

鉾床は、全体として上下盤とも黒色片岩であるが、いずれも珪化変質し、特に下盤は変質の度が烈しい。時には、石英斑岩自身が母岩となる。一般に不規則な形態の塊状・レンズ状・脈状・鉾染状をなす。

母岩の変質は、熱水性鉾床に特徴的なもので、初期珪化作用→初期炭酸塩化作用→絹雲母化作用→緑泥石化作用→鉾化作用→後期珪化作用→後期炭酸塩化作用の順序に行なわれた。

鉾石鉾物は、磁硫鉄鉾であるが、少量の黄鉄鉾および黄銅鉾がある。晶出の順序は、磁硫鉄鉾→黄銅鉾である。磁硫鉄鉾の主鉾体は Fe_4S_5 、周縁部は Fe_3S_4 の化学式を示す。

鉾床の成因は、上八川一池川構造線へ、まず石英斑岩が貫入し、その後さらに花崗斑岩が貫入して、その“後火成作用”で胚胎した深熱水性鉾床である。したがって、運鉾岩は花崗斑岩である。

(昭和39年9月28日受理)

SUMMARYGeology and Pyrrhotite Deposit of Takaiwa Mine,
Kochi Prefecture.

By

Takeo SAWAMURA, Takashi SUZUKI,
Chiaki AONO and Kazuyoshi TSURUTA*(Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Literature and Science, Kochi University)*

The Takaiwa mine is about 15 km NW of Ino station of Dosan line. The ore bodies of the mine are of pyrrhotite deposit.

This district is composed of the rocks of the Sambagawa southern marginal belt and the Chichibu northern zone. The Kamiyakawa-Ikegawa tectonic line in this district is a hinge fault which is distributed on the boundary between two zones. It was formed along the axial part of the anticline in which the Sambagawa southern marginal belt and the Chichibu northern zone form the northern and southern limbs respectively. The Sambagawa southern marginal belt of the district consists of the following two formations in ascending order; the Karakoshi and the Omoi formations. On the other hand, the Chichibu northern zone of the district consists of the two formations almost correlative to those of the Sambagawa southern marginal belt, and fusulinid fossils in the Karakoshi equivalent formation of the Chichibu northern zone suggest the age of the middle Permian. Basic rocks are characterized by the stable formation of actinolite-epidote-chlorite-quartz-albite and the Sambagawa southern marginal belt and the Chichibu northern zone are continuous with respect to metamorphic grade.

Acidic igneous rocks, which are composed of quartz-porphyrific rocks and granite-porphry, are conceivable to have intruded parallel to the tectonic line in the age of Miocene. Granite-porphry is exposed in quartz-porphyrific rocks and exerts thermal effect upon their surrounding quartz-porphyrific rocks and crystalline schists. Moreover, it holds xenoliths of quartz-porphyrific rocks and forms chilled marginal facies around its margin. So it is certain that it is the rocks which intruded later than quartz-porphyrific rocks.

The deposit of this mine occurs as massive, lenticular, veinlet and impregnative ore bodies. The hanging wall of the principal ore bodies is low grade metamorphosed black schist and the foot wall is high grade metamorphosed black schist. Impregnation took place not only in black schist but in quartz-porphyrific rock.

Alteration of the wall rocks in the ore deposit took place in the following order: earlier silicification → earlier carbonitization → sericitization → chloritization → mineralization • later silicification → later carbonitization.

The ore minerals are pyrrhotite and a little amount of pyrite and chalcopyrite. And, the gangue minerals are quartz, calcite, epidote, chlorite, plagioclase etc. The order of crystallization of the ore minerals are as follows: pyrrhotite, pyrite and chalcopyrite.

The ore deposit of the mine is the katathermal deposit formed by the post-igneous action

of granit-porphyry into metamorphosed black schist. The ore bringer is granite-porphyry.

(Received September 28, 1964)

参 考 文 献

- 1) 石井健一・市川浩一郎・甲藤次郎・吉田博直・小島文児(1957) : 四国上八川—伊野間路線に沿う秩父累帯の地質(予土路線に沿う地質 そのII). 地質学雑誌, 63巻, 743号, p. 449~454.
- 2) 鈴木堯士(1964) : 高知県吾川郡地域における三波川帯と秩父帯の関係, 地質学雑誌, 70巻, 825号, p. 339~347.
- 3) 橋本清美(1955) : 四国島古生代地層の地質学的研究. 高知県教育委員会「教育月報」7巻, 11号, p. 25~26.
- 4) 沢村武雄・脇田咸次郎・数馬千里・塩田一郎・柴野照博・小松重敏(1955) : 高岩鉾山, 通商産業省, 未利用鉄質源, 第2輯, p. 387~391.
- 5) 郷原範造(1962) : 本邦産磁硫鉄鉾の研究(I). 岩石鉾物磁床学会誌, 48巻, 1号, p. 25.

and the Board of Regents shall have the honor to advise the Board of Education of the results of their deliberations.

Very respectfully,
J. B. H. [Signature]

Secretary of the Board of Education

Enclosed for the Board of Education are the following documents: [List of documents]

Very respectfully,
J. B. H. [Signature]

Secretary of the Board of Education

Very respectfully,
J. B. H. [Signature]

Secretary of the Board of Education

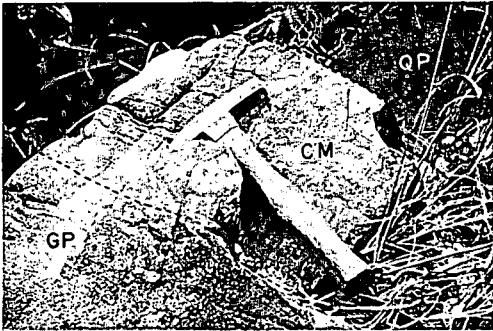


図 1. 石英斑岩と花崗斑岩の接触部



図 2. 砂質片岩中の石英斑岩々脈

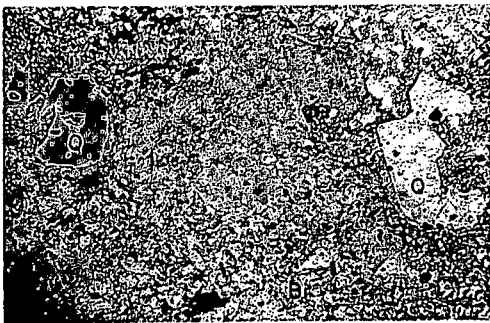


図 3. 石英斑岩 (平行ニコル) ×45



図 4. 花崗斑岩 (平行ニコル) ×45

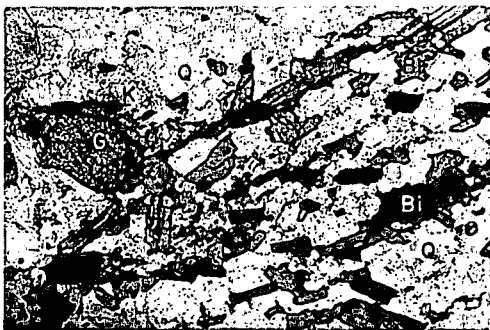


図 5. 花崗斑岩中の縞状片麻岩の捕獲岩 (平行ニコル) ×75

- QP 石英斑岩
- GP 花崗斑岩
- CM 花崗斑岩の急冷相
- SS 砂質片岩
- Q 石英
- K カリ長石
- Pl 斜長石
- Bi 黒雲母
- G ざくろ石

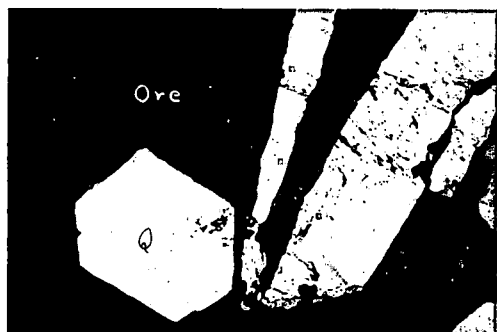


図 1. 平行ニコル ×68



図 2. 平行ニコル ×68

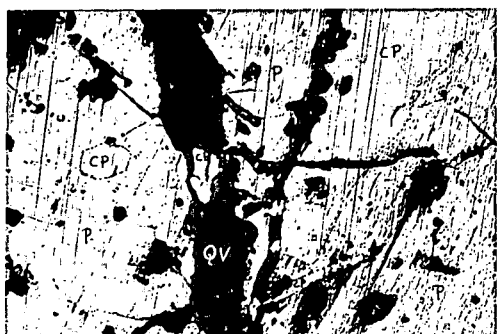


図 3. 反射顕微鏡 ×80

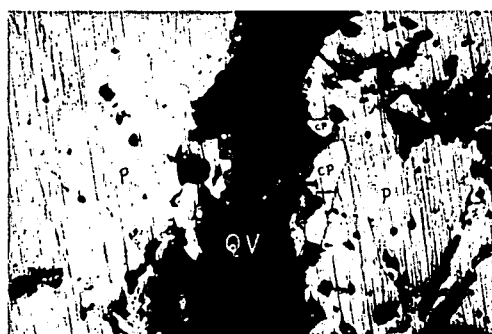


図 4. 反射顕微鏡 ×80

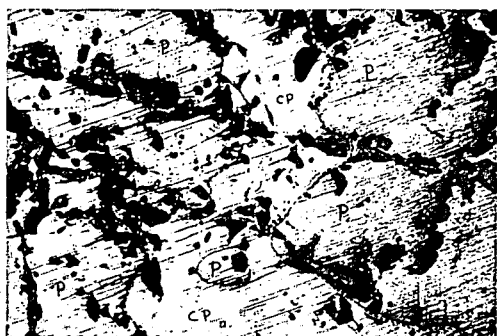
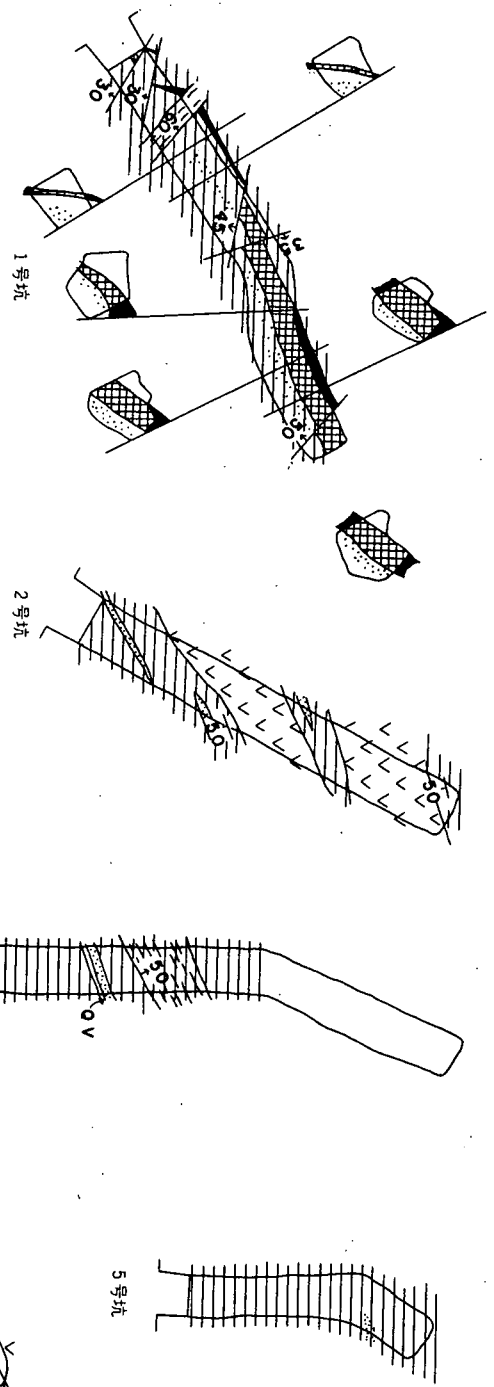







図 5. 反射顕微鏡 ×80

- Q 石 英
- QV 石 英 脈
- P 磁 硫 鉄 鉱
- CP 黄 銅 鉱



凡例

-  黑色片岩 (硅化页岩)
-  石英斑岩
-  探槽跡 黑色板点 碎纹部 磁染部
-  断層带
-  石英脈

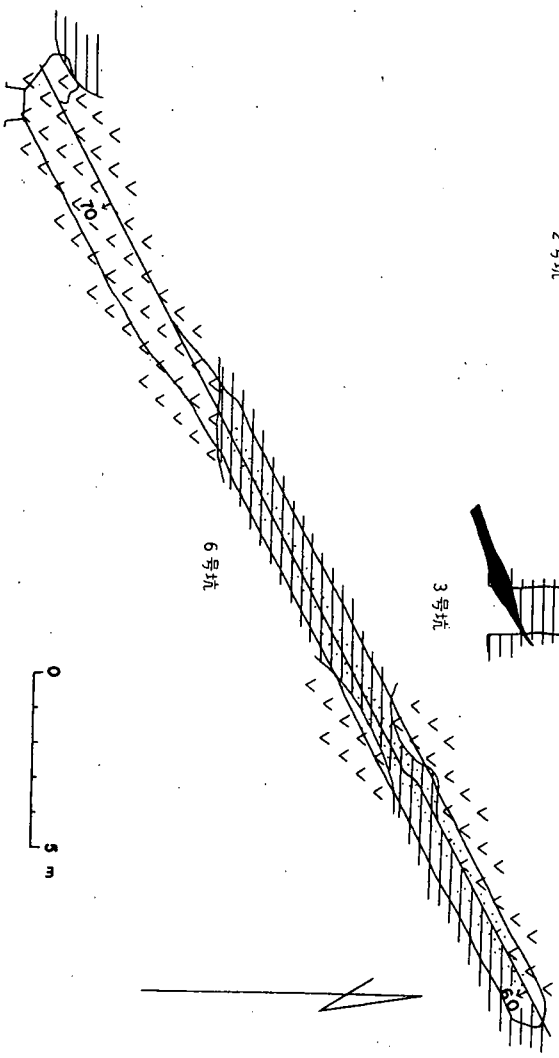
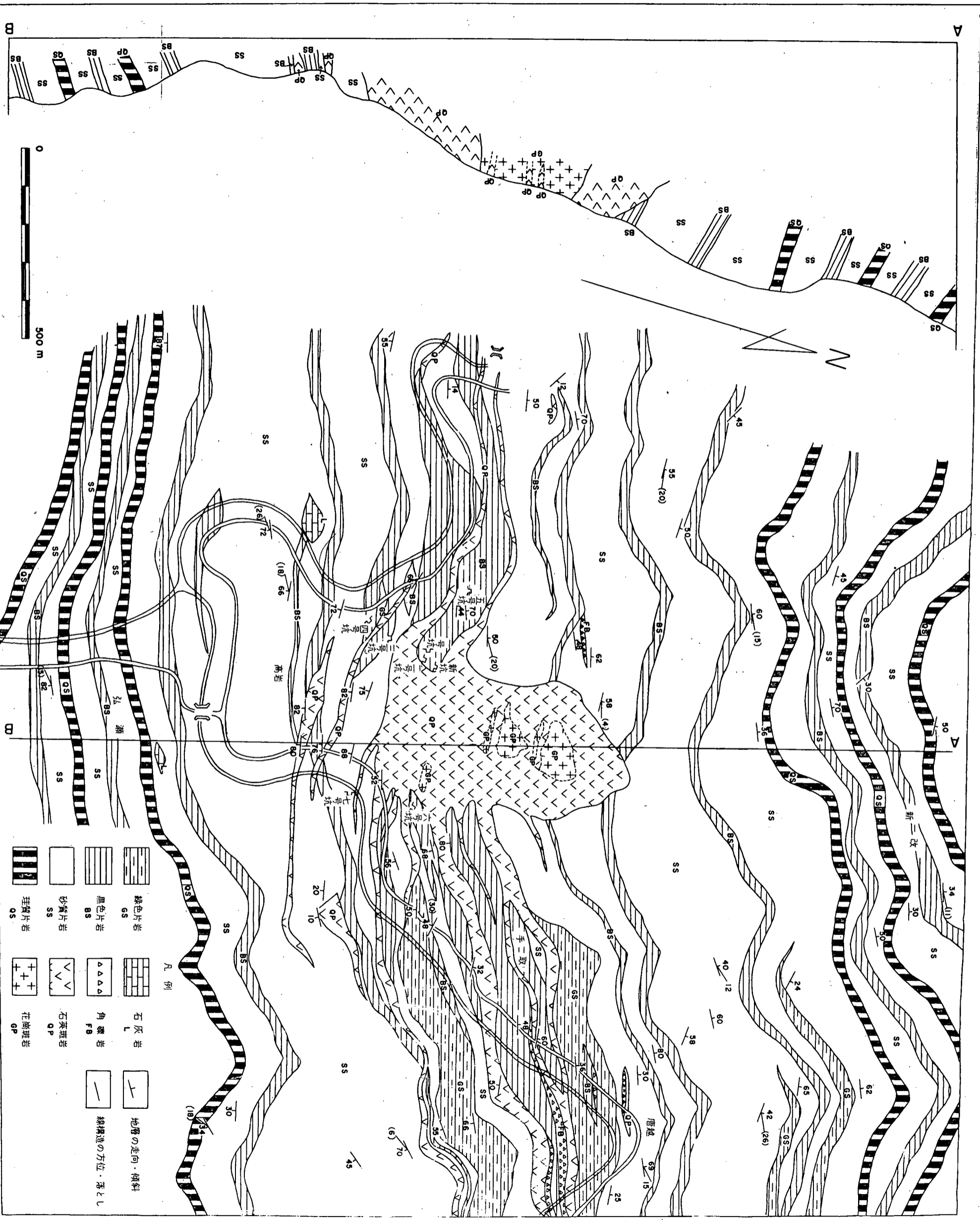


图3. 諸坑坑內地質磁床圖



PL. III 高岩鉾山付近地質図