花輪鉱山産鉱石鉱物とその共生組織について

山 岡 一 雄*

Features and Textures of Ore Minerals from Hanawa Mine, Northwest Japan

Kazuo YAMAOKO

The ore deposits of the Hanawa mine occurs within the Hanawa formation which is regarded to be equivalent in age to the Nishikurosawa formation of the Oga Peninsula. The ore deposits can be divided into two types, namely; the stratiform black ore deposit of Akedoshi and the massive gypsum-pyrite deposits of Motoyama, Sandaira and Aziro. The Akedoshi black ore deposit locally overlies the gypsum ore body. The Motoyama, Sandaira and Aziro gypsum-pyrite deposits are often accompanied with small yellow ore bodies.

The hypogene metallic minerals from the Hanawa mine are pyrite, chalcopyrite, sphalerite (about 1.7~5.9mole% of Fe), galena, tetrahedrite, tennantite, bornite, chalcocite, digenite, an unnamed mineral of the system Cu-Fe-S [near $(\text{Cu}, \text{Fe})\text{S}_2$, $\text{Cu}/\text{Fe} \approx 3$], Magnetite, pyrrhotite (monoclinic type), hematite, and marcasite (probably secondary mineral).

The principal constituent minerals of ore from the gypsum-pyrite deposits are gypsum, anhydrite, barite, pyrite and a small amount of chalcopyrite. Those of the black ore deposit are sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrite, barite and small amounts of the minerals of the tetrahedrite series. In the black ore deposit, colloform textures of ore minerals are often recognized in pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galena. The same textures are also observed infrequently in pyrite, chalcopyrite and sphalerite from the yellow ore bodies. Colloform textures of sulfide minerals suggest that such sulfide minerals have been crystallized out from colloidal solutions.

Magnetite-pyrrhotite and/or magnetite-pyrrhotite-pyrite assemblages occur in the gypsum-pyrite ore bodies and in the pyroclastic sediments intruded by a dacite dike. Hematite sometimes coexists with magnetite and pyrrhotite. According to recent thermodynamical studies on the formation of iron minerals, hematite can not coexist with pyrrhotite in equilibrium under hydrothermal environments. Therefore, magnetite, pyrrhotite and hematite at the Hanawa mine must have been formed at unequilibrium conditions. It is interpreted that these three minerals have been formed later than the principal minerals of the gypsum-pyrite and the black ore deposits, and that they are closely related to the dacite intrusion.

1. 花輪鉱山の鉱床

花輪鉱山は、岩手・秋田両県境の標高420m付近にあり、同鉱山の鉱床には塊状～レンズ状の石膏硫化鉄鉱床と層状の黒鉄鉱床の両者がある。前者に属するものには本山(旭・楓・初音・高嶺・皐月の5単位鉱体からなる)・三平(単位鉱体, 4:山吹・万年・爛漫・若葉)・安代(単位鉱体, 5:安代・東安代・西安代・北七・北二)の各鉱床が、後者に属するものには明通・女平の両鉱床がある。これらの各鉱床はいずれも花輪層(男鹿半島の西黒沢層に対比される)中の下コウベ沢凝灰岩部層中に胚胎している(大沢等1965, 小熊洋逸日鉱未発表資料)。以上の各鉱床の規模並びに平均品位などについては既に石井(1963)の発表があるのでここには省略する。

2. 花輪鉱山からの産出鉱物

花輪鉱山において現在までに産出の知られている金属

鉱物には、黄銅鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・四面銅鉱・斑銅鉱・輝銅鉱・方輝銅鉱・銅藍・Cu-Fe-S系未知鉱物(梶原, 1966)・磁鉄鉱・磁硫鉄鉱・赤鉄鉱・白鉄鉱などがあり、粘土鉱物を除いた非金属鉱物には石膏(雪花石膏・透石膏・繊維石膏)・硬石膏・重晶石・石英・螢石などがある。

本山・三平・安代などの石膏硫化鉄鉱床はその鉱物組成により、さらに石膏鉱体・硫化鉄鉱体・黄鉄鉱体などに分けられるが、これらはそれぞれ石膏—硬石膏—黄鉄鉱、黄鉄鉱、黄鉄鉱—黄銅鉱などを主とする。鉱床辺縁部の一部には小規模ながら閃亜鉛鉱・方鉛鉱・四面銅鉱など黒鉄質鉱物の濃集することがある。また明通黒鉄鉱床では下盤側に石膏鉱体が存在するが、その上盤側には閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・重晶石を主とする黒鉄部が存在し、局部的に四面銅鉱が認められる。比較的低温の膠状溶液から晶出した鉱物にしばしば認められるコロフォーム組織は、黒鉄鉱床においては黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱などに見られ、その量の多少を問わな

* 理博 東北大学理学部 岩石鉱物鉱床学科

れば鉛床中ほとんど普遍的に認められるが、石膏硫化鉄鉛床では石膏鉛体中の微細黄鉄鉱と、黄鉄鉛体中の黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱に僅かに認められるにすぎない。四面銅鉱はコロフォーム構造をとることはほとんどない。

磁鉄鉱・磁硫鉄鉱・赤鉄鉱は鉛床あるいは母岩が石英安山岩脈に切られる付近にのみ認められ、石膏硫化鉄鉛床あるいは黒鉄鉛床とはその生成期を異にするものと考ええる。

3. 本山・三平・安代各石膏硫化鉄鉛床産鉛鉄鉱物について

本山・三平・安代の各鉛床は塊状～レンズ状の石膏硫化鉄鉛床で、石膏鉛体と硫化鉄鉛体（一部に黄鉄鉛体を伴う）に区分される。硫化鉄鉛体は石膏鉛体中に塊状・芽状・パイプ状に存在するか、あるいは石膏鉛体の上盤側にレンズ状に認められるが両者はかなり複雑に交錯する。これは層状～レンズ状に累重していた石膏鉛体と黄鉄鉛体が母岩を急斜せしめるような構造運動と、鉛床内部の褶曲作用（例えば層間褶曲のような）によつて現在のような状態を呈するに至つたものか、もしくは母岩が石膏鉛体と硫化鉄鉛体により交代されて現在のような石膏硫化鉄鉛床が生成するに至つたものかは明らかでないが、むしろ後者の傾向が強いように感じられる。黒鉄質部は鉛床辺縁部の一部に局部的に認められるにすぎない。これら本山・三平・安代3鉛床における石膏（含硬石膏）：硫化鉄（黄鉄を含む）：黒鉄の量比はほぼ6：3.5～4：0.5以下と推定される。

石膏鉛体は石膏・硬石膏を主とし、これに少量の黄鉄鉱を伴うが、ここに見られる黄鉄鉱は自形のものもあるが多くの微細粒状であり、またしばしば framboidal 構造を呈するものも認められる。これに反し硫化鉄鉛体中の黄鉄鉱は細粒部では0.1～1.0mm、粗粒部では1.0～3.0mm、ときには結晶軸方向で5mmを超えるものもあるが、一般にこれらは mosaic 状に集合し、またしばしば結晶粒間には少量の黄銅鉱が存在する。黄鉄鉱の結晶内部には数 μ ～数10 μ の微細な黄銅鉱・閃亜鉛鉱などが包有され、稀には黄鉄鉱結晶中に更に pellet 状黄鉄鉱が包有されていることもあるが、石膏鉛体中に認められたような framboidal 構造を有する黄鉄鉱は見られない。黄鉄鉛体はその分岐脈が石膏鉛体を貫ぬくことから、石膏鉛体より若干遅れて生成したものと考えられ、また石膏鉛体中に認められる六面体・八面体・五角十二面体などの晶相を有する比較的大型の自形黄鉄鉱*（軸方向で1～2cm に達するものもある）も花輪鉱山では多くの場

合石膏鉛体生成より若干遅れて晶出したものであろう。

三平鉛床の西欄漫鉛体は70°～80°の急傾斜で北西に落している石膏硫化鉄鉛体であるが、この鉛体の見掛上の最上部付近の硫化鉄鉛体は黄銅鉱に富み黄鉄質となる。この黄鉄部の黄鉄鉱は粒状あるいは外形不規則のものほかに、pellet 状（大きさ0.01～0.03mm）を呈するものや framboidal 構造（大きさ0.03～0.05mm）を有するものも極めて普通に認められ、また黄銅鉱や閃亜鉛鉱中にも黄鉄鉱と同様な pellet 状構造を示すものがあり、ここでは、これらの鉛物がほとんど同時に多成分膠状溶液から晶出したことを示している。

安代鉛床の一部には四面銅鉱がかなり濃集する部分がある。例えば西安代～45mL では鉛体の上盤側において閃亜鉛鉱・重晶石などとともに四面銅鉱が見られるが、鏡下ではこのほかに少量且つ微細の黄銅鉱・黄鉄鉱・方鉛鉱なども認められる。この場合四面銅鉱は閃亜鉛鉱に対し他形を示す。この四面銅鉱を EPMA によりその構成元素を検討した。分析した元素は Ag, As, Sb, Zn, Hg の5元素であるが、その結果は Ag 0.6%, As 18.8%, Sb 0.4%, Zn 5%±, Hg tr. であつた（標準試料として純度99.99%の Ag, As, Sb, Zn を用い、特性X線の強度比によつて試料の定量を行なつた。補正計算は行なっていない）。

また安代鉛体の～30mL 北四鉛体に産した四面銅鉱に著しく富んだ鉛石の分析結果はつぎのように報告されている（日立鉱業所分析課分析、昭和36・10・19）。

	Cu%	Pb%	Zn%	As%	Sb%	Fe%	BaSO ₄
粉状鉛石	27.81	0.19	2.02	10.07	4.06	2.82	14.01
塊状鉛石	37.69	0.11	2.78	12.09	6.60	4.03	1.89

S %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	CaO%	MgO%	Mn%	Aug/t	Ag g/t
19.42	13.96	2.47	0.06	0.14	0.06	1.5	362
25.28	5.24	1.05	<0.06	0.15	0.12	-	-

この鉛石を鏡下に検すれば2種の四面銅鉱を識別することができる。すなわち1は微かに褐色味を帯びた灰色種であり、他はオリーブ緑色をまじえた灰色種である。前者はすなわち安四面銅鉱であり、後者は砒四面銅鉱であるが、両者はそれぞれ単独にも現出するがまた相接しても認められる。この鉛石中には硫砒銅鉱や、As・Sbをとくに多量に含むその他の鉛物は認められない。一般に秋田県北鹿地域の黒鉄鉛床産の四面銅鉱の As : Sb の量比は同一鉛山より産した四面銅鉱でも著しく相違し、また Ag・Zn の含有量にも著しい差異が認められるが（山岡、未発表）、花輪鉱山産の四面銅鉱も恐らくは他の黒鉄鉛床産四面銅鉱と同様、その構成元素の含有量にはかなりの変動があるものと考えられる。

花輪鉱山産の Cu-Fe-S 系未知鉛物は本山鉛床初音鉛体および皐月鉛体（いずれも145mL）の石膏硬石膏鉛体

* 福島県黒沢鉱山の石膏鉛体中の黄鉄鉱の熱起電力はN型を示す（鈴木光郎、1966）というが、黒鉄鉛床の石膏鉛体中から産する黄鉄鉱の諸性質（例えば化学組成の偏倚・微量成分・熱起電力など）については未だ系統的な研究はなされていない。

中に、2~5mm 程度の、ときには更に大きな暗灰褐色の斑点として現われる。このような斑点部を鏡下に検すれば極めて微細な無数の黄鉄鉱(1~2 μ)と、その間隙をみたす帯桃褐色の鉱物とからなる。この帯桃褐色の未知鉱物は梶原(1965, 1966)により研究され、ほぼ(Cu, Fe)S₂(ただし Cu/Fe $\approx$ 3)なる組成が推定されているが空気中では極めて酸化されやすい。この鉱物の存在するところはほとんど常に微細脈状あるいは放射葉状をなして2次成と考えられる銅藍が存在する。このような部分では粒状の黄鉄鉱(大きさ通常 0.07~0.40mm)などとともに球状黄鉄鉱や framboidal 黄鉄鉱なども見られその生成温度はかなり低温のものと推定される。

4. 明通鉱床産鉱石鉱物について

明通鉱床は流紋岩・石膏化した緑色凝灰岩(黄鉄鉱の鉱染かなり顕著)もしくは石膏鉱体などを下盤とし、粘土化作用を蒙った凝灰岩を上盤とする緩傾斜(30°~40°SE)の層状~レンズ状鉱床で、例えば同鉱床-35mL では下位より石膏帯・緻密黒鉱帯・礫状黒鉱帯と順次上位に累重する。同坑準あるいは-50mL 坑準では、緻密黒鉱帯と石膏帯の間にはしばしば粘土層が、また礫状黒鉱帯と上盤の粘土化凝灰岩の間には局部的に黄鉄鉱帯が挟まれることがある。

石膏帯はその厚さ最大15m程度、白色~灰色の雪花石膏を主とし、繊維石膏の網目状脈により貫ぬかれる。石膏帯では豆状~芋状石膏(大きさ1~5cm程度)の発達が著しい。石膏帯のSO₃平均品位はほぼ32~33%程度、明通鉱床における石膏:黒鉄鉱の量比はほぼ3:7と推定されている。

緻密黒鉱帯は黒色緻密の黒鉄鉱石からなる。緻密黒鉄鉱は閃亜鉛鉱を主とし、黄鉄鉱・方鉛鉱・黄銅鉱(ときには少量の四面銅鉱)などの金属鉱物と、柱状~放射柱状の重晶石、波動消光を示す石英、微細な鱗片状~葉片状の絹雲母などの脈石鉱物などから構成されるが、局部的には鉄石は小坂鉱山内の岱鉄床などで見られる半黒半黄鉄と称されている鉄石に類似し、また“獅子の眼”と称する黄銅鉱・黄鉄鉱(しばしば少量の四面銅鉱を伴う)からなる亜角礫状黄鉄を含むこともある。緻密黒鉄鉱帯に見られる金属鉱物の組織・構造はつぎに述べる礫状黒鉄帯中の礫状鉄石中に見られるそれらと全く同様である。

礫状黒鉄帯はその厚さ最厚部で6~7m、礫状部と充填部からなる。礫状部は黒鉄や黄鉄などの礫状鉄と、珪化シルト岩や流紋岩質岩などの角礫からなり、充填部は礫状部と同質の微細な碎屑状鉄石・碎屑状珪化岩や、さらにそれらの間隙をみたす石英・絹雲母・緑泥石・重晶石・石膏などからなる。

黒鉄の礫状鉄(以下礫状黒鉄と呼ぶ)の大きさは通常

5~40cm, その大なるものは1mに近く、大小不ぞろいであり、そのおのおのは比較的角のとれた丸味を帯びている。礫状黒鉄の中にはその一部に縞状構造の顕著なもの、“獅子の眼”状に主として黄銅鉱・黄鉄鉱からなる黄鉄を有するもの、あるいは小孔隙に富み小孔隙中には重晶石・石英などの自形小結晶を簇生せしめたものなど種々である。これらの礫状鉄にはなんらの淘汰作用を蒙ったあとが認められず、また礫状鉄そのものの配列にも方向性を認めることができない。

礫状黒鉄を構成している金属鉱物は閃亜鉛鉱・方鉛鉱を主とし、少量の黄銅鉱・黄鉄鉱・四面銅鉱が見られ、脈石鉱物としては重晶石が著しく、ほかに少量の波動消光を示す石英・微細な絹雲母などがある。これらの金属鉱物は多くは相互に不規則な境界をもつて結合するが、また膠状溶液からの晶出を暗示するコロフォーム構造をとるものも稀でない。コロフォーム構造の認められる金属鉱物は、黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱などで、とくに黄鉄鉱では顕著である。黄鉄鉱は研摩面では、四角形・不規則多角形・粒状のものもあるが、コロフォーム構造をとるものではペレット状や環状のものが多い。方鉛鉱・黄銅鉱でもコロフォーム構造としてはペレット状のものが最も普通であり、両者はしばしばペレット状黄鉄鉱と同心輪状構造を示す。閃亜鉛鉱は薄片として検すれば累帯構造をとるものが多いが、研摩面ではモザイク集合を示すもののほか、ペレット状や腎臓状形態を示すものが認められる。閃亜鉛鉱中には懸滴状黄銅鉱(大きさ0.002~0.01mm)の認められることがしばしばであり、コロフォーム構造を示す閃亜鉛鉱中にも尚この懸滴状黄銅鉱の認められることが少なくない。明通鉱床産の閃亜鉛鉱中の懸滴状黄銅鉱の分布には(イ)累帯的に分布する場合、(ロ)中心部にとくに濃集する場合、(ハ)周辺部に多い場合、(ニ)局部的に偏在する場合などがあり、また黄銅鉱粒子の大きさも、中心部から外部に向つて次第に小さくなる場合や大きさ不変の場合など種々である。懸滴状黄銅鉱は高温性鉄床に産する閃亜鉛鉱から離溶によつても析出し、この場合は黄銅鉱は閃亜鉛鉱の結晶学的方向にそつて析出するが、黒鉄鉱床産閃亜鉛鉱中の黄銅鉱は恐らくはコロイド溶液から閃亜鉛鉱が晶出途次、微細な黄銅鉱粒子を吸着して生じたものと考えられる。

礫状黒鉄帯中の礫状黄鉄は礫状黒鉄より量的に遙かに少なく、またその大きさも最大のものでも20cm程度までで、礫状黒鉄と同様ななんらの淘汰作用が見られない。礫状黄鉄は黄銅鉱を主とし、少量の黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・四面銅鉱と微量の方鉛鉱が存在し、脈石鉱物には重晶石・石英が認められる。黄鉄鉱は研摩片においてはその断面が四角形のものや不規則外形を示すもののほか、環状

のコロフォーム構造を示すものが見られ、また閃亜鉛鉱中には懸滴状黄銅鉱が見られることは礫状黒鉛の場合と同様である。

角礫状シルト岩や流紋岩質岩は大きさ 3~10cm 程度で、珪化作用を著しく蒙っており、鏡下では玉髓質石英脈の微脈も観察される。また角礫状岩の周辺部は脱色されて白色岩化しているものがあり、これは角礫生成後の熱水作用により変質したものと考えられる。

以上の角礫状鉛や角礫状岩の充填物については既に述べたが、充填物中の微細の碎屑状鉛石・碎屑状岩片をさらに充填するように石英・絹雲母・緑泥石・重晶石・稀には螢石なども見られ、しかもこれらの石英や重晶石はしばしば脈状に連続し、明らかに礫状黒鉛より後期の生成物であることを示している。このことは礫状黒鉛帯およびその上盤の粘土化した流紋岩質凝灰角礫岩を貫いて閃亜鉛鉛重晶石脈（閃亜鉛鉛は淡褐色種）や重晶石脈が認められること、また礫状黒鉛帯中の充填物中にも現位置で生成したと考えられるコロフォーム構造をとる微細な黄鉄鉱が存在することなどとともに少なくとも鉛化作用は礫状黒鉛帯生成後においても行なわれたことを示している。

5. 明通鉱体産閃亜鉛鉛の格子恒数と閃亜鉛鉛中の FeS mol %

明通鉱体の閃亜鉛鉛はその産状から 3 大別される。すなわち 1 は緻密黒鉛・礫状黒鉛などの主要構成鉱物となつている暗黒褐色閃亜鉛鉛で、その 2 は塊状黒鉛鉛石中に見られる繊維状構造を有する黒色閃亜鉛鉛、その 3 は緻密黒鉛中の黒鉛鉛石を脈状に貫ぬく淡黄褐色閃亜鉛鉛である。これらの閃亜鉛鉛中の FeS mol% について検討する。

1 の緻密黒鉛・礫状黒鉛中の暗黒褐色閃亜鉛鉛はすでに述べたように、累帯構造を示すものが多く、薄片下では中心部が褐色、外套部が淡黄褐色をとるもの、あるいは累帯的に褐色の層の見えるもの、累帯構造は示しているが、中心部・外套部ともに淡黄褐色のものなど種々である。累帯構造を示す閃亜鉛鉛の各帯を分離したものを X 線試料とすることが困難であつたため、ここではその全体を粉末試料として用いた。したがって求められた格子恒数 a_0 の値は閃亜鉛鉛の bulk の成分を示すものである。

2 の黒色の繊維状閃亜鉛鉛はその外観上は繊維亜鉛鉛(wurtzite)に類するが、これを薄片として鏡下に検すれば直交ニコル下で完全に消光し、また X 線的に検しても等軸晶系の閃亜鉛鉛のみで、六方晶系に属する繊維亜鉛鉛は認められない。この繊維状閃亜鉛鉛はしばしば黄銅鉛と密に共生する。これを薄片として鏡下に検すれば、

繊維状閃亜鉛鉛は葉状外形を示し、黄銅鉛はあたかも葉状閃亜鉛鉛の葉脈部を形成するがごとくに存在している。この繊維状閃亜鉛鉛に随伴する脈石鉱物は波動消光を示す石英（ときには重晶石）である。

3 の緻密黒鉛を貫く脈状の淡黄褐色の閃亜鉛鉛は脈石として石英を伴い、石英・閃亜鉛鉛脈を形成する。この脈中の小晶洞中には自形閃亜鉛鉛と、錐面・柱面の明らかな水晶、(111) 面の明瞭な黄鉄鉱や、稀に微細な方鉛鉛の立方体結晶などが認められる。

上述の 1・2・3 の閃亜鉛鉛の格子恒数 a_0 を X 線粉末回折法* によつて求めた。すなわち回折線 (111) (220) (311) (400) (331) (422) (511) (440) のおのおのについて a_0 値を算出した後、 $\frac{1}{2} \left(\frac{\cos^2 \theta}{\sin \theta} + \frac{\cos^2 \theta}{\theta} \right)$ を横軸、 a_0 値を縦軸とした図にこれを投影、外挿法によつて求められた a_0 値をその閃亜鉛鉛の格子恒数とした。この値を Skinner, Barton and Kullerud (1959) により与えられた式 $a_0 = 5.4093 + 0.000456x$ (ただし、 x は ZnS 中の FeS mol%) に代入し、それより閃亜鉛鉛中の FeS mol% を算出した。その値を第 1 表に掲げる。

第 1 表 閃亜鉛鉛の a_0 および FeS mol %

試料番号	鉱体名	閃亜鉛鉛の色・特長	格子恒数 a_0	閃亜鉛鉛中の FeS mol%
72615	明通-50mL	緻密黒鉛中の黒褐色塊状閃亜鉛鉛	5.410 ₈	3.29
72615	明通-50mL	脈状淡黄褐色閃亜鉛鉛	5.410 ₁	1.75
72612	明通-50mL	繊維状黒色閃亜鉛鉛	5.412 ₀	5.91 ₉

実験に供した試料数が少なく、明通鉱体産閃亜鉛鉛を総覧するには不適當ではあるが、表からは閃亜鉛鉛中の FeS 量は繊維状閃亜鉛鉛でもつとも高く (5.92%)、脈状淡黄褐色種でもつとも低い (1.75%)。一般に閃亜鉛鉛中の微量元素としては Fe のほか Cd, Mn などの存在が知られており、その量の多少により格子恒数にも変動が見られる。すでに発表された黒鉛鉛床中の閃亜鉛鉛の微量元素としては Fe, Cd, Mn のほかに比較的多く含まれるものとしては、Ge, Ga, Mo, Ag などが知られている (高橋 1963) が、その含有量は格子恒数に影響をもたらすほどには含有されていない。実験に供した明通鉱体産閃亜鉛鉛中の微量元素については、まだ分析が行なわれていないが、他の北鹿地域の黒鉛鉛床産閃亜鉛鉛のそれと同様、 a_0 値を著しく変ずるほどには含有されていないものと考えられる。

6. 磁鉄鉛・磁硫鉄鉛の産状とその性質

花輪鉱山において磁鉄鉛あるいは磁硫鉄鉛の産出する

* 条件, X-ray Diffractometer Model ADX-103B, Tokyo Shibaura, Electric Co. Ltd. 25kV, 15mA radiation: CoK α , filter: Fe, Scale factor: 1, time-constant: 4 seconds, multiplier: 0.8, divergence slit: 2°, receiving slit: 0.1mm, scattering slit: 2° scanning speed: 1/4°/min

個所は、本山鉱床中の旭鉱体・楓鉱体・大崎鉱体などでその産出する位置は凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩などの母岩や、石膏黄鉄鉱からなる鉱体が幅50~70mの石英安山岩脈に貫かれる付近で、しかも石英安山岩脈のほとんど上盤側に限られる。その生成範囲は例えば旭鉱体 115mL では石英安山岩より 40m 以内、それより約 115m 下部の大崎 0mL の黒滝向立入では岩脈より 5m 以内に限られる。この石英安山岩は柱状節理の発達著しい灰青色~灰褐色を呈する岩石で、鏡下では felsitic texture を示す石基中に、斑晶として斜長石・石英・角閃石・少量の紫蘇輝石が認められる無変質岩で、この岩脈の下盤側に接してはさらに含角閃石複輝石安山岩が進入している。

母岩中に生じた磁鉄鉱・磁硫鉄鉱は、0mL 黒滝向立入あるいはそれより約 100m 上部の 100mL 第3立入などで見られる。ここでは石英安山岩脈の上盤側の流紋岩質凝灰角礫岩あるいは同質火山礫凝灰岩は著しい珪化作用と緑泥石化作用を蒙っており、またその一部には石英安山岩脈に並走する sheared zone も見られるが、磁鉄鉱は 0mL では岩脈からほぼ 5m 以内、100mL では約 15m 以内の範囲にわたって母岩の割れ目に微脈状に、あるいは母岩中に小斑点状に生成している。この磁鉄鉱の研磨片を鏡下に検すれば多孔質の海綿状構造を示し、8面体晶などの自形をとるものは認められない。硫化鉱物としては少量の磁硫鉄鉱・黄鉄鉱などが見られるが、ときには黄鉄鉱の辺縁部を取り囲んで磁鉄鉱の生成していることがあり、両鉱物の生成過程を知る上に注目される。

鉱体中の磁鉄鉱・磁硫鉄鉱は、例えば本山鉱床旭鉱体や 115mL や 160mL の石膏硫化鉄鉱中に見られる。ここでは磁鉄鉱と磁硫鉄鉱はしばしば密接に相伴つても産するが、また磁鉄鉱のみが、あるいは磁硫鉄鉱のみが濃集する場合も稀ではない。磁鉄鉱濃集部でも磁硫鉄鉱濃集部でも脈石鉱物はほとんど石膏のみからなるが、稀に硬石膏・重晶石も認められ、磁鉄鉱濃集部では石英の存在することもある。また旭鉱体のボーリングコアを研磨したものでは、石膏・硬石膏・重晶石などからなる脈石中に磁鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱のほか、赤鉄鉱や白鉄鉱までも同一研磨片中に存在する。熱水性の環境では、磁鉄

鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱、あるいは磁鉄鉱・黄鉄鉱・赤鉄鉱は平衡を保って共存し得ても、赤鉄鉱と磁硫鉄鉱とは平衡を保つては存在し得ないことはすでに幾つかの論文により指摘されている（例えば Holland 1959, 大津 1960, 由井 1966）が旭鉱体の磁鉄鉱—磁硫鉄鉱—黄鉄鉱—赤鉄鉱—白鉄鉱の 5 鉱物の共生も完全な平衡関係のもとで生成したとは到底考えられない。とくに白鉄鉱は 2 次成の可能性が強い。

つぎにこれらの磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の性質をそれぞれ磁気的・X 線的に検討してみる。すなわち鏡下で磁鉄鉱とした海綿状構造を有する鉱物を加熱装置を付置せしめた無定位磁力計によつてそのキュリー点を測定すれば約 580°C の値を得、これは明らかに磁鉄鉱のそれに一致する。また試料の大部分が磁鉄鉱からなる鉱物の磁気強度は $J = n \times 10^{-2} \text{emu/g}$ （ただし n は 1~6 程度）とかなり強い。

また上記鉱体産の磁硫鉄鉱を X 線的* に検すれば、 d (102) 相当の反射ピークは $2\theta = 55^\circ \sim 57^\circ$ において第 1 図のように、ピークの高さのほぼ等しい 2 重分裂形を示し、単斜型磁硫鉄鉱であることが知られる。念のため $25^\circ \sim 18^\circ$ の間を条件をかえて superstructure の模様をみると、 $2\theta = 19.40, 21.14, 23.66$ に弱いピークが見られる。これから求めた d 値はそれぞれ $d = 5.75, 5.28, 4.72$ に相当し、いずれも Carpenter と Desborough (1964) によつて与えられた 2B 4C type の単斜型磁硫鉄鉱のそれとほとんど一致している。単斜型磁硫鉄鉱と共存する六方型磁硫鉄鉱は一応 2A 5C type と考えられるが、2A 5C type では $2\theta = 19.06, 20.16$ による反射が見られるはずであるが、これが認められないので六方型は混入していないか、混入していてもごく微量であると考えられる。

秋田県北鹿地域の黒鉱鉱床から磁鉄鉱が現出することは、松峯・古遠部などにおいても知られているが、花輪鉱山の磁鉄鉱・磁硫鉄鉱の成因については 3 つの説が考えられる。すなわち 1 は石英安山岩岩脈進入を主原因とする黄鉄鉱の熱変成によるとの考えであり、2 は石英安山岩より放出された気体物質もしくは気体物質に富む熱水溶液による既存鉱物からの鉄の溶脱および再沈殿説であり、3 は黄鉄鉱鉱石生成とは別種の上昇熱水鉱液による生成説である。すでに述べたように磁鉄鉱・磁硫鉄鉱は、鉱床母岩である凝灰角礫岩もしくは火山礫凝灰岩や石膏・黄鉄鉱からなる鉱床が石英安山岩岩脈に貫かれる付近にのみ見出され、その他の場所では認められない。このことはその成因が 3 者のいずれであつても石英安山岩の進入がこれらの鉱物の生成に重要な役割を果していることが推定される。その成因が 3 者のいずれであるか

第 1 図 本山鉱床旭鉱体産磁硫鉄鉱の回折図形

* 条件, 30kV, 10mA, radiation Fe, filter なし。

1. 礫状黒鉛, 礫状黒鉛(Bc)は一般に丸味を帯びた礫状を呈するが, このように長く伸びたものもある。下の大きな礫状黒鉛の一部は顕著な綫状構造を有する。
明通 -35mL.
2. 黒鉛帯の cavity に見られる蠕虫状閃亜鉛鉱。ほかに重晶石と少量の方鉛鉱が認められる。
大崎 0 mL.
3. 礫状黒鉛中に見られるベレット状方鉛鉱とそれを取りまく環状黄鉄鉱。ほかに閃亜鉛鉱と黄銅鉱が見られる。
明通 -35mL.
4. 礫状黄鉄鉱中の閃亜鉛鉱と黄銅鉱, 閃亜鉛鉱中には懸滴状黄銅鉱が見られる。
明通 -35mL.
5. 礫状黄鉄鉱中の閃亜鉛鉱・黄銅鉱・四面銅鉱。閃亜鉛鉱中には懸滴状黄銅鉱が存在する。
明通 -35mL.
6. 礫状黒鉛帯の充填部に見られる果帯構造を示す閃亜鉛鉱。岩石顕微鏡写真
明通 -35mL.
7. 繊維状閃亜鉛鉱。葉脈状の白色鉱物は黄銅鉱。
明通 -50mL.
8. 繊維状閃亜鉛鉱。閃亜鉛鉱中の葉脈状黒色鉱物は黄銅鉱。岩石顕微鏡写真。
明通 -50mL.
9. 同心果帯構造を示すコロフォーム黄銅鉱とコロフォーム黄鉄鉱。
明通 -20mL.
10. コロフォーム黄銅鉱の腐蝕模様。コロフォーム黄銅鉱の中心部では放射状構造, 辺縁部ではモザイク構造を示している。20% KCN+30% H₂O₂にて腐蝕。
明通 -20mL.
11. 石膏鉱体中に見られるframboidal 黄鉄鉱と自形黄鉄鉱。
本山旭 145mL.
12. モザイク状構造を示す黄鉄鉱。黄鉄鉱中には微細閃亜鉛鉱が著しく包有されている。(花輪鉱山では黄鉄鉱中に閃亜鉛鉱がこのように著しく含有されている例は余り多くない。)
万年 75mL.

第2図 坑内写真および顕微鏡写真

13. ベレット状黄銅鉱の集団。西燭漫50mL 8m上。
14. ベレット状黄銅鉱。このように黄銅鉱にも黄鉄鉱と同様のベレット状構造を示すものがある。西燭漫 50mL 8m上。
15. 黄銅鉱中に包有されている framboidal 黄鉄鉱。西燭漫50mL 8m上。
16. 黄銅鉱と framboidal 黄鉄鉱の集団。20% KCN+30% H₂O₂ にて腐蝕。西燭漫 50mL 8m上。
17. 黄銅鉱の腐蝕模様。粗粒結晶と細粒結晶の集合からなる。このような腐蝕模様は浅熱水性鉱床産黄銅鉱によく見られる。西燭漫 50mL 8m上。
18. ほほ (Cu, Fe)S₂ (梶原 1966) の化学組成を有する Cu-Fe-S 系未知鉱物と黄鉄鉱。銅藍の細脈により切られている。初音 143mL。
19. 自形閃亜鉛鉱とその周囲を取り囲む四面銅鉱。西安代 -45mL。
20. 閃亜鉛鉱の辺縁部に見られる四面銅鉱。この四面銅鉱は EPMA によりほぼ Ag 0.6%, As 18.8%, Sb 0.4%, Zn 5% と検量された。西安代 -45mL。
21. 磁硫鉄鉱と磁鉄鉱の共生。黄鉄鉱。赤鉄鉱も認められる。本山旭鉱体ボーリングコア。
22. 磁鉄鉱と黄鉄鉱の共生。本山旭鉱体 130mL。
23. 磁鉄鉱と赤鉄鉱の共生。本山旭鉱体 130mL。
24. 黄鉄鉱と白鉄鉱。写真 22, 23, 24 は同一研磨片中

鉱物名略号

- Ba: 重晶石
Cp: 黄銅鉱
Cv: 銅藍
Gg: 脈石
Gn: 方鉛鉱
Gy: 石膏
He: 赤鉄鉱
Mc: 白鉄鉱
Mt: 磁鉄鉱
Po: 磁硫鉄鉱
Py: 黄鉄鉱
Qz: 石英
Sp: 閃亜鉛鉱
Te: 四面銅鉱
X: ほほ (Cu, Fe)S₂ の化学組成を有する Cu-Fe-S 系鉱物

第3図 反射顕微鏡写真

をきめるにはなお資料に乏しい。しかし花輪鉱山の磁鉄鉱・磁硫鉄鉱のすべてが黄鉄鉱の熱変成によつてその位置において生成したものとするには、説明困難な点が多い。石英安山岩脈侵入に伴つて放出される H_2O , H_2 , H_2S , SO_2 , CO_2 , CO , CH_4 などの気体物質もしくはこれらの気体物質に富むアルカリ性熱水溶液は、母岩もしくは鉱床中の既存鉱物に作用し、その一部とくに鉄分などを溶脱させ（磁鉄鉱などの生成しているところでは母岩中の初生有色鉱物や斜長石は全く分解し、しばしば原岩不明となつている）、適当な環境の下にこれを再沈殿させたものかもしれない。この場合、熱水溶液の温度、pH-Eh 条件、溶液と共存する気体物質とくに酸素と硫黄の分圧は、磁鉄鉱や磁硫鉄鉱の生成に主導的な役割を果たしたものと考えられる。もちろん熱水溶液中に初生的に溶解鉄分が含有されていた場合も考えられるが、いずれにしても磁鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・赤鉄鉱の4鉱物の共生は既述のように完全な平衡関係にある条件下で生成したものとは考えられない。

要 約

以上を要約すればつぎのようになる。

1. 花輪鉱山には層状の黒鉄鉱床と、塊状～レンズ状の石膏硫化鉄鉱床とがある。前者に属する鉱床には明通鉄鉱があり、後者に属する鉱床には本山・三平・安代鉄鉱床がある。

2. 同鉱山から産出する金属鉱物には、黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・四面銅鉱・斑銅鉱・輝銅鉱・方輝銅鉱・銅藍（2次成）、Cu-Fe-S 系未知鉱物（ほぼ $(Cu-Fe)_2S_2$, $Cu/Fe \approx 3$ ）・磁鉄鉱・磁硫鉄鉱・赤鉄鉱・白鉄鉱などがあり、粘土鉱物を除いた非金属鉱物としては石膏・硬石膏・重晶石・石英・螢石などがある。

3. 黒鉄鉱床の黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱にはコロフォーム組織がしばしば認められ、また石膏硫化鉄鉱床でも石膏鉱体中の黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱にはコロフォーム組織が認められることがある。硫化鉱物に見られるコロフォーム組織は、これらの鉱物が比較的低温の多成分膠状溶液から晶出したことを暗示している。

4. 黒鉄鉱石中の閃亜鉛鉱の FeS 含有量はほぼ 1.7～6.0mol % であり、もつとも FeS 含有量の多いものは黒色の繊維状閃亜鉛鉱であり、もつとも少ないものは黒鉄を脈状に切る淡黄褐色の閃亜鉛鉱である。

5. 四面銅鉱には安四面銅鉱と砒四面銅鉱の両種が見

られる。西安代—45mL 産の砒四面銅鉱の As, Sb, Zn 含有量はそれぞれほぼ 18.8%, 0.4%, 5%± であるが花輪鉱山産四面銅鉱の As : Sb の量比, Ag・Zn の含有量にはかなりの変動が見られるものと考えられる。

6. 磁鉄鉱・磁硫鉄鉱・赤鉄鉱は石英安山岩脈が火山碎屑岩質の母岩、および石膏硫化鉄からなる鉄床を貫く付近にのみ認められ、その成因は石英安山岩脈の侵入に密接な関係があるものと考えられる。ここに見られる磁硫鉄鉱は単斜型の磁硫鉄鉱である。

謝 辞

花輪鉱業所前所長今村良司氏、現所長加賀谷悌蔵氏はじめ同鉱業所の各位からは調査中種々御便宜を頂いた。とくに探査部門の石井健祐・小熊洋逸・古川雄也の各氏は現地において案内の労をとられ有益な助言を与えられた。また山口大学島敏史助教授には磁硫鉄鉱の X 線回折につき種々御世話になった。以上の各位に対し深甚なる謝意を表する。

参 考 文 献

1. Carpenter, R. H. and Desborough, G. A. (1964): Range in solid solution and structure of naturally occurring troilite and pyrrhotite, *Am. Miner.*, **49**, p. 1350~1365.
2. Desborough, G. A., and Carpenter, R. H. (1965): Phase relations of pyrrhotite, *Econ. Geol.*, **60**, p. 1431~1450.
3. Holland, H. D. (1959): Some applications of thermo-chemical data to problems of ore deposits. I. Stability relations among the oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue metals, *Econ. Geol.*, **54**, p. 184~233.
4. 石井健祐 (1963): 花輪鉱山の地質鉄床について、*鉱山地質*, **13**, p. 71~77.
5. 梶原良道 (1965): 花輪鉱山の Cu-Fe-S 系未知鉱物、*鉱石研究連絡紙*第 2 号。
6. ——— (1966): 花輪鉱山産 Cu-Fe-S 系未知鉱物の産状と熱的安定関係に関する考察、*日本地質学会第73年総会講演*。
7. 松隈寿紀 (1965): 花岡鉱山松峰鉄床の黄鉄に産する磁鉄鉱の共生について、*鉱山地質*, **15**, p. 56~57.
8. ——— (1965): 古達部鉱山の黒鉄鉱床に産する磁性鉱物の産状と共生について、*鉱山地質*, **15**, p. 57.
9. 大沢穂・藤井敬三・平山次郎・沢村孝之助 (1965): 秋田県花輪町東方脊梁山脈地域、特に花輪鉱山付近の地質について、*地調月報*, **18**, p. 304~310.
10. 大津秀夫 (1960): 熱水性環境における鉄鉱物の生成に関する熱力学的研究、*地調月報*, **11**, p. 555~575.
11. Skinner, B. J., Barton, P. B. Jr., and Kullerud, G. (1959): Effect of FeS on the unit cell edge of sphalerite, *Arevison*, *Econ. Geol.*, **54**, p. 1040~1046.
12. 高橋清 (1963): 硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究——とくに東北日本内帯鉄床区の鉄床について——、*地調報告*, 第199号。
13. Tourmin, P., and Barton, P. B. (1964): A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite, *Geochem. et Cosmochim.*, **28**, p. 641~671.
14. Yui, S. (1966): A thermochemical interpretation of the mode of occurrence of pyrrhotite in the Yaguki mine, Japan and the possible role of graphite, *Jour. Min. College of Akita Univ.*, Ser. A, **4**, p. 21~34.