北海道光竜鉱山金銀石英脈の流体包有物

Fluid inclusions in gold-silver-quartz veins from
the Koryu mine, Hokkaido, Japan

小 野 修 司 (Shuji ONO)*
佐 藤 壽 一 (Juichi SATO)*

The Koryu gold-silver mine is located approximately at 141°19' of east longitude and 42°51' of north latitude in southwestern Hokkaido. The ore deposits are of epithermal gold-silver-quartz vein type, and they are composed of the No. 1-No. 7 veins hosted by the Miocene black mudstone.

In this study, we have determined homogenization and ice melting temperatures of fluid inclusions in quartz, and chemical compositions of some ore minerals by microprobe analyses for the interpretation of mechanism of gold-silver deposition in the two veins (No. 1 and No. 3).

Three stages of mineralization are discriminated on the basis of brecciation and cross-cutting relations in the vein, and gold-silver deposition occurred predominantly during the middle stage. The ores ordinarily exhibit banded structure composed of quartz, $\pm$ adularia, $\pm$ clay minerals, $\pm$ carbonates, and gold-silver and other metallic minerals (*ginguro*).

The ore minerals are electrum (44-74 atom.% Ag), agularite (Se/(S+Se) atomic ratio: 0.25-0.51), pyrrargyrite-proustite, pearceite-polybasite, miargyrite, Ag-bearing tetrahedrite (22-24 wt.% Ag), galena, sphalerite (0.6-1.2 mole% FeS), chalcopyrite and pyrite etc. Ag content of electrum tends to decrease slightly toward the upper levels in the No. 3 vein, whereas FeS content of sphalerite is invariable between the upper and lower levels.

Fluid inclusions observed in quartz of the middle stage are two-phase and liquid-rich type. Homogenization temperatures for the No. 1 vein are mainly 220°-270°C with high frequency in the range 250°-260°C. The temperatures for the No. 3 vein are about the same as those for the No. 1 vein, but show higher values (250°-280°C) at 30 mL. Ice melting temperatures of inclusion fluids for the No. 1 and No. 3 veins are from -0.4°C to -1.3°C, and from -0.5°C to -1.4°C, respectively.

Spatial variations of these homogenization and ice melting temperatures, together with the data previously reported, would indicate that the relatively CO₂-rich ore fluids had boiled on the way to form ore shoots.

Keywords: Koryu mine, Gold-silver-quartz vein, Fluid inclusion, Homogenization temperature, Ice melting temperature, Salinity, Boiling, Electrum

I. ま え が き

光竜鉱山はおよそ北緯 42°51', 東経 141°19' に位置し, 札幌市から南南西約 24 km の恵庭市にある (Fig. 1)。本鉱山の南西約 5 km には同型の恵庭鉱山, 約 16 km には千歳鉱山があるほか, 北方約 30 km には金・銅鉱床として知られる手稲鉱山があり, 本鉱山地域に

は数多くの金銀鉱床が分布している。光竜鉱床は古く 1899 年頃発見され, 1930 年代に金銀鉱石が採掘されて後, 幾多の変遷を経ているが, 最近では合同資源産業 (株) によって 1980 年から採掘が再開され, 1989 年からは野田玉川鉱発 (株) の経営により, 現在, 年間約 3,000 t の鉱石を出鉱している。

光竜鉱床は新第三紀中新世漁川層の黒色硬質泥岩中

(平成 6 年 2 月 21 日受付, 平成 7 年 5 月 8 日受理)

* 北海道大学工学部資源開発工学科, 〒060 札幌市北区北 13 条西 8 丁目

* Department of Mineral Resources Development Engineering, Faculty of Engineering, Hokkaido University, Sapporo 060, Japan

Fig. 1. Location map (A) and distribution of the veins (B) of the Koryu mine.

に胚胎する浅熱水性金銀石英脈型鉱床で、1号鍾、2号鍾、3号鍾をはじめとして、7号鍾までが知られている。これらの鉱脈は、走向がおおよそ $N80^{\circ}\sim 70^{\circ}E$ 、傾斜が $70^{\circ}\sim 80^{\circ}N$ あるいは S であり、最大で走向延長 500 m、傾斜延長 150 m、脈幅 2 m の規模を有する (Fig. 1)。母岩の変質は、珪化作用、緑泥石化・絹雲母化などの粘土化作用、黄鉄鉱化作用や炭酸塩化作用が認められるが、極めて微弱で肉眼では識別し難い程度である。

鉱山付近の地質および鉱床、あるいは金銀鉱化作用

の特徴については、古くは福富 (1950)、斉藤 (1952) など、最近では荻木ら (1984)、長谷川ら (1987)、茨木ら (1992)、Shimizu and Matsueda (1992, 1993)、K-Ar 年代については荻木・磯部 (1985) などの報告がなされている。

わが国の浅熱水性金銀鉱床の流体包有物に関する研究、とくに均質化温度については以前より多くのデータが蓄積され、円城寺・武内 (1976) によって総括されている。その後も北海道の千歳 (Yajima, 1979; Sato *et al.*, 1981)、光竜 (荻木ら, 1984; 茨木ら, 1992; Shimizu and Matsueda, 1992, 1993)、珊瑚 (佐藤ら, 1988)、九州の串木野 (Izawa *et al.*, 1981; Takeuchi and Shikazono, 1984)、春日・岩戸 (武内, 1983)、菱刈 (Izawa *et al.*, 1990; Shikazono and Nagayama, 1993)、群馬県根羽沢 (落合, 1981) などの研究報告がなされ、鉱床生成時の熱水の性質がより具体的に明らかになってきた。しかしながら、この型の鉱床における流体包有物の研究は、一般に研究に適した試料を得ることが必ずしも容易でないことや流体包有物が微小であることが多く、さらに鉱液の性質変化を知る上で重要な均質化温度と解凍温度の鉱床内における空間的な変化については、相当数の試料および測定数が必要とされることもあって、検討された例は比較的限られている。

この報告では、光竜鉱山で現在稼行の対象となっている 1 号鍾、3 号鍾の金銀石英脈について、流体包有物の均質化温度と解凍温度、並びに金銀鉱物と閃亜鉛鉱の化学組成の鉱床内での空間的な変化を検討し、富鉱部形成の条件について得られた結果を述べる。さらに、これらと他の同型鉱床との比較を行う。

II. 鉱石と鉱物

1. 鉱石の産状と組織・鉱物組成

光竜鉱床は、黒色硬質泥岩中の裂隙を充填した石英を主とする鉱脈であり、通常幅 1 m 前後の脈状をなして連続するが、内部は幅数 cm の石英脈の網状集合体を主とする (Fig. 2, A and B)。また、脈幅は膨縮に富み、品位・鉱物組成もかなり変化する傾向がある。

鉱化期は大別して早期、中期、晩期の 3 期からなる¹⁾。鉱脈はほとんどが主要鉱化期である中期生成の鉱石によって占められ、単一鉱化期生成の観を呈する。

早期の鉱石は、中期の鉱石中に角礫状に取り込まれ

¹⁾ 茨木ら (1992)、Shimizu and Matsueda (1992, 1993) は、3 号鍾 30 mL における観察から鉱化ステージを I 期～VII 期に区分している。

Fig. 2. Photographs of gold-silver-quartz vein and high-grade ore, and photomicrographs showing the mode of occurrence of ore minerals.

A, No. 1 vein, 45 mL; B, No. 3 vein, 90 mL; C, Banded quartz and *ginguro* ore (No. 1 vein, 60 mL+7 m, No. 80101417); D, Banded quartz and sulfide rich *ginguro* (arrow) ore (No. 1 vein, 90 mL, No. 80101411). E, Electrum (El), chalcopyrite (Cp) and sphalerite (Sp) in quartz (Qtz) (No. 3 vein, 90 mL+15 m, No. 80101407); F, Electrum (El) associated with sphalerite (Sp), chalcopyrite (Cp), aguilarite (Agl) and quartz (Qtz) (No. 1 vein, 90 mL, No. 80101411).

て産し、鉱石鉱物として黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱とごく微量の金銀鉱物が晶出している。晶出順序は一般に早い順に、石英、上述の鉱石鉱物・粘土鉱物、石英である。

中期生成の鉱石鉱物は、黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・

黄鉄鉱・金銀鉱物で、しばしば氷長石・緑泥石/サポナイト混合層鉱物を伴うほか、マンガン方解石・菱マンガン鉱を随伴することがある。鉱石はこれらの鉱物と石英が繰り返し晶出した結果、累被縞状 (Fig. 2, C) や輪状を呈するほか、幅約 5 mm 程度の硫化物・金銀鉱

Fig. 3. Histogram of Ag content in electrum.

物が濃集している銀黒縞 (Fig. 2, D) がみられる。金銀鉱物をはじめ黄銅鉱・方鉛鉱は中期後半に特に濃集している。一方、閃亜鉛鉱と黄鉄鉱は中期生成の鉱石全体に普遍的に認められる。中期の末期には晶洞が発達して櫛形状や粉状を呈する石英がみられる。

晩期生成の不毛石英は、幅数 cm 程度の細脈をなして早・中期の鉱石とその上下盤の母岩を切り、ときには黄鉄鉱や方解石を伴う。

光竜鉱山から産出が知られている金銀鉱物は、エレクトラム、自然銀、アグイラ鉱、ピアス鉱、ポリバス鉱、濃紅銀鉱—淡紅銀鉱、輝安銀鉱、含銀四面銅鉱、Ag-Sb-As-S 系鉱物のほか、ジャルパイト・Ag-Te-Se-S 系鉱物・マッキンストリー鉱 (茨木ら, 1992; Shimizu and Matsueda, 1992, 1993) であり、他の鉱物としては輝蒼鉛鉱・赤鉄鉱・銅藍のほか、明ばん石 (斉藤, 1952)、鶏冠石・硬マンガン鉱・軟マンガン鉱 (岡部ら, 1971)、磁鉄鉱・ヨハンセンナイト・パーミキュライト・カオリン (荻木ら, 1984) がある。

2. 鉱物の産状と化学組成

(1) エレクトラム エレクトラムは、幅 1 mm 程度の銀黒縞では普通 20 μm 以下の粒径で石英中に単独

Table 1. Microprobe analyses of aguilarite

Location	wt. %					number of atoms ($\Sigma=3$)			
	Ag	Cu	S	Se	Total	Ag	Cu	S	Se
No. 1 Vein									
90 mL	82.1	0.0	5.6	11.7	99.4	2.11	0.00	0.48	0.41
	80.7	0.0	5.9	11.7	98.3	2.08	0.00	0.51	0.41
	81.7	0.0	5.8	12.0	99.5	2.09	0.00	0.50	0.42
	80.1	1.7	5.2	13.3	100.3	2.03	0.07	0.44	0.46
	80.7	1.4	6.1	11.9	100.1	2.07	0.00	0.53	0.41
	80.5	0.7	5.7	12.4	99.3	2.05	0.03	0.49	0.43
No. 3 vein									
30 mL	80.5	0.1	8.9	8.6	98.1	1.97	0.00	0.73	0.29
	81.3	0.1	9.3	7.7	98.4	1.98	0.00	0.76	0.26
	83.0	0.1	9.3	7.6	100.0	2.00	0.00	0.75	0.25

で散在するほか、黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱に伴って産する (Fig. 2, E)。一方、幅 5 mm 前後の硫化物に富む銀黒縞では、黄銅鉱・閃亜鉛鉱・アグイラ鉱などと共生して産する。硫化物に比較的乏しい銀黒に比べて、粗粒なものも多く、ときに 100 μm を越える場合もある (Fig. 2, F)。

EPMA 分析によるエレクトラムの含銀量は、1 号鍾で 53.3~56.0 atom.%, 3 号鍾で 44.3~74.4 atom.% であり、とくに 40~50 atom.% の範囲に集中している (Fig. 3)。また、単一粒子内での組成変動は一部で 28.5 atom.% に達するものがあるが、多くは 2% 未満であり、非常に均質な性質を有する。3 号鍾の下部 (30 mL) から上部 (90 mL) への含銀量の変化をみると、わずかながら下部から上部に向かって含銀量が低下する傾向が認められる。

(2) アグイラ鉱 アグイラ鉱は最も主要な銀鉱物であり、銀黒縞中の石英の粒間を単独で埋めたり、方鉛鉱と共生して、あるいは黄銅鉱・エレクトラム・閃亜鉛鉱とともに産する (Fig. 2, F)。一般に 50 μm 以下、ときに 100 μm 前後の粒径を有する。

EPMA 分析によると、アグイラ鉱は最大 1.7 wt.% の Cu を含有している。Se/(S+Se) は原子比で 1 号鍾 90 mL 産のものが 0.44~0.51、3 号鍾 30 mL 産のものが 0.25~0.28 であり、前者で高い値を示す (Table 1)。

(3) 濃紅銀鉱—淡紅銀鉱 本鉱物は、硫化物に富む銀黒の石英中に約 200 μm の粒径で、やや丸みを帯びた不規則な形状を呈して単独でみられるほか、方鉛鉱・黄銅鉱などとともに産する。前者の中には、クロスニコル下で異方性が波動様に変化する粒子があり、EPMA 分析によるとその色調の変化に応じて As-Sb 間で著しい組成変動が認められる。EPMA 分析結果の

Table 2. Microprobe analyses of pyrargyrite-proustite, miargyrite and tetrahedrite from 30 mL of the No. 3 vein

	wt. %								
	Ag	Cu	Fe	Zn	Sb	As	S	Se	Total
pyrargyrite-proustite									
1	58.3	0.4	0.0	0.1	21.9	1.0	18.0	0.9	100.6
2	67.7	0.1	0.0	0.0	0.0	15.2	19.2	0.0	102.2
3	61.5	0.1	0.0	0.0	13.6	6.3	16.8	3.1	101.4
4	63.6	0.1	0.0	0.0	9.3	8.1	16.8	2.4	100.3
miargyrite									
5	34.6	0.3	0.0	0.1	42.9	0.5	21.5	0.5	100.4
6	35.7	0.3	0.1	0.0	43.1	0.4	21.0	1.8	102.4
7	36.6	0.3	0.0	0.0	42.9	0.3	20.9	1.3	102.3
8	36.2	0.2	0.1	0.0	42.0	0.7	20.5	2.0	101.7
9	34.4	0.1	0.1	0.0	40.4	1.6	21.0	2.0	99.6
tetrahedrite									
10	22.8	21.4	4.8	2.0	27.1	0.8	23.0	0.7	102.6
11	21.7	21.8	4.5	2.3	26.9	0.2	22.9	0.5	100.8
12	24.3	21.0	4.0	2.5	26.2	0.5	22.3	0.4	101.2
13	23.3	21.2	4.1	2.4	27.2	0.6	22.7	0.5	102.0
number of atoms									
	Ag	Cu	Fe	Zn	Sb	As	S	Se	Σ
1	2.88	0.04	0.00	0.01	0.96	0.07	2.99	0.06	7
2	3.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.99	2.93	0.00	7
3	3.00	0.01	0.00	0.00	0.59	0.44	2.76	0.21	7
4	3.10	0.01	0.00	0.00	0.40	0.57	2.76	0.16	7
5	0.94	0.01	0.00	0.00	1.04	0.02	1.97	0.02	4
6	0.96	0.01	0.00	0.00	1.03	0.02	1.90	0.07	4
7	0.99	0.01	0.00	0.00	1.03	0.01	1.90	0.05	4
8	0.99	0.01	0.00	0.00	1.02	0.03	1.88	0.08	4
9	0.94	0.00	0.00	0.00	0.98	0.06	1.93	0.08	4
10	3.77	6.03	1.54	0.52	3.97	0.17	12.82	0.17	29
11	3.63	6.21	1.45	0.64	4.00	0.06	12.93	0.12	29
12	4.12	6.03	1.31	0.70	3.92	0.12	12.70	0.12	29
13	3.89	6.03	1.33	0.67	4.03	0.15	12.79	0.12	29

一例を Table 2 に示す。

(4) 輝安銀鉱 輝安銀鉱は晶洞質石英に伴って、100 μm 以下の不規則な形状を呈して黄銅鉱・黄鉄鉱とともに認められるほか、石英の割れ目を細脈ないし網状に埋めて産することもある。EPMA 分析によると、0.1~0.3 wt.% の Cu、0.1 wt.% の Fe、0.3~1.6 wt.% の As、0.5~2.0 wt.% の Se を含有するが、理想式 AgSbS_2 にほぼ一致している (Table 2)。

(5) 四面銅鉱 四面銅鉱は、石英中に黄銅鉱・黄鉄

Table 3. Microprobe analyses of sphalerite

Location	wt. %							mol. %
	Zn	Fe	Cu	Mn	Cd	S	Total	FeS
No. 1 Vein								
90 mL	65.8	0.5	0.2	0.1	0.3	32.7	99.6	0.8
	65.2	0.6	0.1	0.1	0.3	33.1	99.4	1.0
	65.0	0.5	0.1	0.2	0.3	32.8	98.9	0.8
	64.7	0.5	0.2	0.2	0.3	32.8	98.7	0.8
	64.6	0.5	0.2	0.1	0.3	33.7	99.4	0.8
45 mL	65.9	0.6	0.2	0.1	0.5	33.3	100.6	1.0
	65.6	0.7	0.2	0.1	0.5	33.6	100.7	1.2
	65.9	0.7	0.3	0.1	0.6	32.9	100.5	1.2
No.3 vein								
90 mL	65.0	0.5	0.1	0.0	0.5	32.7	98.8	0.8
30 mL	64.3	0.6	0.4	0.1	0.3	33.5	99.2	1.0
	65.1	0.4	0.1	0.1	0.3	33.5	99.5	0.8
	65.1	0.3	0.1	0.1	0.3	33.2	99.1	0.6
	66.2	0.6	0.5	0.1	0.3	33.6	101.3	1.0
	65.6	0.4	0.2	0.1	0.4	33.4	100.1	0.6

鉱・方鉛鉱・エレクトラムとともに 100 μm 以下の粒径で認められる。EPMA 分析によると、3 号鍾 30 mL 産四面銅鉱は 21.7~24.3 wt.% の Ag を含み、 $\text{Sb} > \text{As}$ の含銀四面安銅鉱である (Table 2)。Se は 0.5~0.7 wt.% 含まれている。また、 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Zn})$ は原子比で 0.65~0.75 である。本鉱床産四面銅鉱の化学組成については、Shimizu and Matsueda (1993)、荻木ら (1984) の報告があるが、それらの含銀量と $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Zn})$ 原子比は、それぞれ前者が 1.35~1.91 wt.% と 0.01~0.05、後者が 24.1~25.3 wt.% と 0.98~1.00 であり、今回得られた分析値を含めると、光竜鉱床の四面銅鉱は Cu-Ag 間、Fe-Zn 間で著しい組成変動を有するものと考えられる。

(6) 閃亜鉛鉱 閃亜鉛鉱は、通常 100 μm 以下で、他の硫化鉱物や金銀鉱物とともに認められる。Cd を 0.3~0.5 wt.% 含有するが、Mn は 0.2 wt.% 以下である。FeS 量は全体で 0.6~1.2 mole% であり (Table 3)、1 号鍾と 3 号鍾とで、また、脈の下部と上部とで差異は認められない。

III. 流体包有物

1. 試料および測定方法

流体包有物の実験に使用した試料は、すべて中期生成の鉱石を構成する石英であり、1 号鍾 (0 mL~90 mL) 22 個、2 号鍾 (20 mL) 1 個、3 号鍾 (20 mL~120 mL) 46 個の合計 69 の鉱石試料である。採取位置を Fig. 4 に示す。なお、この図に示していないが、流体包

Fig. 4. Sampling location for fluid inclusion study.

有物の観察が不可能な試料も少なからずあった。

石英中で観察される流体包有物は、一般に $30\ \mu\text{m}$ 以下で、見かけの充填度がおよそ $0.7\sim 0.8$ 程度の気液 2 相包有物であるが、晶洞質な石英では希に気相が卓越する包有物も観察されることがある。このうち Roedder (1979, 1984) の規準に従って、産状から初成包有物と考えられるものを 1 鉱石試料から $5\sim 20$ 個程度選び、均質化温度を測定した。また、これらの中で比較的粒径が大きく、氷の解凍温度の測定が可能なものについて冷却実験を行った。測定には Linkam 社製 TH600PM 型加熱冷却ステージ、および Leitz 社製 350 型加熱ステージを使用した。均質化温度の測定の際には錫 (232°C)、ビスマス (271°C)、カドミウム (321°C) の融点でステージの補正を行い、解凍温度測定では蒸留水と $5.2\ \text{wt.}\%$ NaCl 水溶液 (解凍温度 -3.2°C) を用いた。測定誤差はそれぞれ $\pm 3^\circ\text{C}$ 、 $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 以内と考えられる。なお、均質化温度の際の最終昇温率は $1^\circ\text{C}/\text{min.}$ 、解凍温度の測定では $-10^\circ\sim -5^\circ\text{C}$ 間で $0.3^\circ\text{C}/\text{min.}$ 、 $-5^\circ\sim -3^\circ\text{C}$ 間で $0.2^\circ\text{C}/\text{min.}$ 、 -3°C 以上で $0.1^\circ\text{C}/\text{min.}$ の条件で行った。

2. 均質化温度

1 号鍾・2 号鍾から得られた均質化温度を Fig. 5 に、3 号鍾の測定結果を Fig. 6 に示す。1 号鍾の石英では全体で $220^\circ\sim 270^\circ\text{C}$ の範囲に大部分が含まれ、いずれのレベルにおいても $250^\circ\sim 260^\circ\text{C}$ にもっとも集中している。平均値でみると、脈の下部から上部に向かって明瞭な変化は認められないが、60 mL と 90 mL で $220^\circ\sim 250^\circ\text{C}$ の範囲に分布する割合が増加し、平均値もやや低い値を示している。また、90 mL で金銀鉱物が顕微鏡下で多量に認められる試料とそうでない試料とでは、均質化温度の差異はとくに認められない。2 号鍾 20 mL の晶洞質石英では、 $250^\circ\sim 270^\circ\text{C}$ の比較的狭い温度分布範囲にある。なお、1 号鍾 45 mL の均質化温度が

荳木ら (1984) によって報告されているが、今回得られた結果はそれと良く一致している。

一方、3 号鍾の値は 1 号鍾とほぼ同様であるが、測定値の分布幅は 1 号鍾よりもやや大きい傾向がある。レベルごとにとみると、30 mL で $250^\circ\sim 280^\circ\text{C}$ の範囲にとくに集中しており、平均値も 267°C と最も高く、そのほかのレベルでは約 $220^\circ\sim 260^\circ\text{C}$ の範囲に多く分布しており、90 mL 以浅での平均値はおよそ $240^\circ\sim 250^\circ\text{C}$ の値を示す。晶洞質石英から得られた値は、90 mL 以外では低い傾向がある。3 号鍾の均質化温度については、60 mL と 30 mL のデータがそれぞれ荳木ら (1984)、荳木ら (1992) および Shimizu and Matsueda (1992, 1993) によって報告されているが、60 mL で $230^\circ\sim 250^\circ\text{C}$ の範囲に集中していること、30 mL でやや高い値を示すことの点で本結果と良く対応している。

3. 解凍温度

解凍温度の測定結果を Fig. 7 に示す。1 号鍾 (測定数 14) では、全体として $-0.4^\circ\sim -1.3^\circ\text{C}$ の範囲にあり、解凍温度と NaCl 濃度との関係 (Bodnar, 1993) から塩濃度を求めると、 $0.7\sim 2.2\ \text{wt.}\%$ である。この値は荳木ら (1984) の 45 mL における測定値 ($0.4\sim 1.0\ \text{wt.}\%$) に比べて若干高い。

一方、3 号鍾の各レベルにおける解凍温度 (NaCl 相当塩濃度) の範囲は、20 mL (測定数 5) : $-0.6^\circ\sim -0.7^\circ\text{C}$ ($1.1\sim 1.2\ \text{wt.}\%$)、30 mL (27, うち 5 ケは晶洞質石英) : $-0.8^\circ\sim -1.4^\circ\text{C}$ ($1.4\sim 2.4\ \text{wt.}\%$)、60 mL (4) : $-0.9^\circ\sim -1.1^\circ\text{C}$ ($1.6\sim 1.9\ \text{wt.}\%$)、90 mL (1) : -0.5°C ($0.9\ \text{wt.}\%$)、120 mL (5) : $-0.5^\circ\sim -0.7^\circ\text{C}$ ($0.9\sim 1.2\ \text{wt.}\%$) である。3 号鍾の塩濃度については、60 mL で $0.0\sim 0.9\ \text{wt.}\%$ (荳木ら, 1984)、また、30 mL では鉱化期の初期で $2.8\sim 6.1\ \text{wt.}\%$ と高いものの、大部分は $0.9\sim 2.4\ \text{wt.}\%$ (Shimizu and Matsueda, 1993) と

 HOMOGENIZATION TEMPERATURE ($^{\circ}\text{C}$)

Fig. 5. Histograms of homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz. Shaded part denotes high-grade ore. A, No. 1 vein; B, No. 2 vein.

 HOMOGENIZATION TEMPERATURE ($^{\circ}\text{C}$)

Fig. 6. Histograms of homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz from the No. 3 vein. Shaded part denotes high-grade ore.

Fig. 7. Plots of ice melting temperature vs. homogenization temperature for fluid inclusions in quartz.

の報告がある。これらに比べて、今回得られた値は、60 mL でやや高いが、30 mL ではほぼ一致した値といえる。

IV. 考察およびまとめ

1. 流体包有物の均質化温度と解凍温度

流体包有物の均質化温度と解凍温度との関係 (Fig. 7) について、1号鍾と3号鍾の特徴をあげると以下の通りである。

(1) 1号鍾においては、0 mL で非常に狭い均質化温度範囲内で解凍温度が大きく変動している。一方、60 mL および菅木ら (1984) による 45 mL の均質化温度—塩濃度のデータを見ると、均質化温度の分布幅が 0 mL よりも広いのに対し、解凍温度はより高く、しかも $-0.2^{\circ}\sim-0.7^{\circ}\text{C}$ と比較的狭い範囲に分布している。

(2) 3号鍾では、30 mL で均質化温度の多くは $250^{\circ}\sim 280^{\circ}\text{C}$ に集中しており、解凍温度は $-1.0^{\circ}\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ の

低い値を示すものが多い。60 mL の解凍温度は 30 mL と同様であるが、120 mL では $-0.5^{\circ}\sim-0.7^{\circ}\text{C}$ とやや高い値を示している。均質化温度は各レベルでオーバーラップしているが、平均値でみると、30 mL から 120 mL に向かって低下している (Fig. 6)。なお、菅木ら (1984) による 60 mL の塩濃度データから換算した解凍温度は $0.0^{\circ}\sim-0.5^{\circ}\text{C}$ の範囲にある。

鉱液の温度や化学組成は、低温の地下水との混合、伝導冷却、沸騰などによって多様に変化するが、それぞれの要因によって流体包有物の均質化温度と解凍温度は、特徴的な分布を示すと考えられる。上述の1号鍾・3号鍾における均質化温度と解凍温度の特徴は、Hedenquist and Henley (1985) が示している CO_2 を主とするガス濃度の高い熱水の沸騰現象によく類似している。流体包有物の解凍温度は NaCl 以外に CO_2 によっても低下するが、沸騰によって急激なガスロスが生じると解凍温度が上昇する。すなわち、1号鍾では 0

mLで沸騰によるCO₂の脱ガスが急速に進んでおり、45 mLではすでにCO₂の大部分が失われ、塩濃度およびガス濃度ともに低い沸騰熱水となっていた可能性が考えられる。また、3号鍾においても、30 mLから60 mLにかけて1号鍾と同様の変化が生じていたものと思われる。この両脈における解凍温度の変化は、それぞれの脈の富鉱部直下、あるいは富鉱部内にみられることから、沸騰が富鉱部形成の重要な要因であることを示唆している。

NaCl相当濃度の最低値は、1号鍾で0.4 wt.%であり、また、3号鍾では0.0 wt.%であるが、多くは0.2 wt.%に集中している(荳木ら, 1984)。従って、これらが実際の塩濃度を示すと仮定して、CO₂濃度が解凍温度を低下させる割合、0.2°C/0.1 molal (Hedenquist and Henley, 1985)と1号鍾・3号鍾の解凍温度の最低値(それぞれ-1.3°C, -1.4°C)から、流体包有物中のCO₂濃度を推定してみると、1・3号鍾でそれぞれ0.55 molal, 0.65 molalとなる。Takenouchi(1992)は、光竜鉱床1号上盤鍾60 mL、および3号鍾120 mLから採取した石英中の流体包有物のガス分析を行っている。それによれば、CO₂濃度は0.06 molal以下であり、上述の推定値よりも非常に小さい。しかし、ガス分析された石英は鉱脈の比較的上部から採取されており、すでに大部分のCO₂が逃散していた可能性も否定できない。いずれにしても、流体包有物のガス分析を系統的に行うことが今後必要である。

2. 他の金銀鉱脈との比較

今回検討した光竜鉱床と北海道と九州の代表的金銀石英脈型鉱床である千歳鉱床および菱刈鉱床とを流体包有物データを中心に比較し、鉱床の生成環境について若干の考察を行う。

千歳鉱床の中で最大規模を有する福神沢鉱床の流体包有物の研究結果(Yajima, 1979)によると、流体包有物には気液2相包有物とともに気相包有物も認められ、鉱液は沸騰状態にあったと考えられる。均質化温度は全体で200~300°Cであり、主として、下部(-180 mL~-360 mL)で250~300°C、上部(+30 mL~-180 mL)で200~250°Cの温度分布を示す。また、均質化温度の等温線は富鉱部の存在する西部で比較的緩慢な温度降下を示している(高鳥・南野, 1985)。塩濃度は0.0~3.6 wt.%であり、均質化温度との関係を見ると、高品位鉱石で均質化温度変化に対する塩濃度の変化が著しく、両者に相関関係はみられない。さらに、Takenouchi(1992)の分析によると、大黒3号鍾の石英中の流体包有物から0.06~2.08 molalのCO₂

が検出されており、ガス濃度の高い鉱液が存在していたことを示している。また、エレクトラムの含銀量は一部の鉱脈や不均質な粒子を除くと、一般に40~50 atom.%の範囲にあり、閃亜鉛鉱のFeS量も1.0±0.4 mole% (山岡・根建, 1978; Sato *et al.*, 1981)と光竜鉱床とほぼ同様である。以上のように、光竜と千歳では鉱物の化学組成や流体包有物データに共通する点が多くみられ、これらは支笏湖付近における金銀鉱化作用のひとつの特徴を示すものと考えられる。

一方、菱刈鉱床の研究結果(Izawa *et al.*, 1990)によると、鉱液は下部では約250°Cの温度で沸騰状態にあり、上部で低温の地下水と混合して急激に約200°C、あるいはそれ以下に温度が降下したと考えられている。また、閃亜鉛鉱のFeS量は、上部に向かって5 mole%から0.02 mole%以下に大きく減少しており、鉱液と低温地下水との混合が金鉱化作用の大きな要因と考えられる点で、光竜・千歳鉱床の場合とは異なった条件下で生成したものと推察される。

3. まとめ

光竜鉱床の金銀石英脈について、鉱石の産状、金銀鉱物と閃亜鉛鉱の化学組成、流体包有物の均質化温度と解凍温度を検討した結果を要約すると、以下の通りである。

(1) 鉱化作用は大きく早期・中期・晩期に区分され、中期の銀黒に金銀鉱物が特に濃集している。

(2) エレクトラムの含銀量は、1号鍾で53.3~56.0 atom.%、3号鍾で44.3~74.4 atom.%であり、40~50 atom.%に集中している。また、大部分のエレクトラムはほぼ均質な組成を有し、下部(30 mL)から上部(90 mL)に向かってわずかながら含銀量が低下する傾向がある。閃亜鉛鉱のFeS量は1号鍾と3号鍾で差異は認められず、全体で0.6~1.2 mole%である。

(3) 中期生成の石英に含まれる流体包有物は気液2相包有物からなる。その均質化温度は、1号鍾では主として220~270°Cの範囲に分布し、250~260°Cに最も集中する。また、3号鍾では30 mLで250~280°Cの範囲に集中し、90 mLで浅での平均値240~250°Cよりも高い温度を示す。

(4) 流体包有物の解凍温度は、1号鍾で-0.4~-1.3°C、3号鍾で-0.5~-1.4°Cであり、1号鍾0 mLで大きな変動を示している。

(5) 今回得られた流体包有物の均質化温度・解凍温度と既存データを合わせると、富鉱部直下あるいは富鉱部内で鉱液の沸騰が生じており、CO₂等の脱ガスが急速に進んでいた可能性が考えられ、沸騰が富鉱部形

成の重要な要因であったことが示唆される。

(6) 光竜鉱床の流体包有物が示す特徴は、近接する千歳鉱床に類似しているが、鉱液の沸騰のほかに低温の地下水との混合があったと考えられる菱刈鉱床とは異なった性質を示している。

謝 辞 本研究にあたり、調査に際して種々御便宜を頂いた合同資源産業株式会社、並びに野田玉川鉱発株式会社の茨木誠一氏をはじめとする関係各位に対して厚くお礼を申し上げる。

引用文献

- Bodnar, R.J. (1993), Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O -NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 683-684.
- 円城寺守, 武内寿久禰 (1976), 鉱脈鉱床産流体包有物研究の現状と動向. 鉱山地質特別号, 第7号, 85-100.
- 福富忠男 (1950), 北海道の金鉱石. 北海道地下資源調査資料, No. 3, 1-184.
- 長谷川潔, 庄谷幸夫, 岡孝雄, 黒沢邦彦 (1987), 支笏湖北方地域の地質と鉱床. 地下資源調査所報告, No. 58, 23-29.
- Hedenquist, J.W. and Henley, R.W. (1985), The importance of CO_2 on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Econ. Geol.*, **80**, 1379-1406.
- 茨木誠一, 清水徹, 松枝大治, 由井俊三 (1992), 北海道光竜鉱山の金銀鉱化作用. 平成4年度資源・素材関係学協会合同秋季大会分科研究会資料 [D] 北海道の鉱物資源, 9-12.
- Izawa, E., Yoshida, T. and Sakai, T. (1981), Fluid inclusion studies on the gold-silver quartz veins at Kushikino, Kagoshima, Japan. *Mining Geol.*, Spec. Issue, No. 10, 25-34.
- Izawa, E., Urashima, Y., Ibaraki, K., Suzuki, R., Yokoyama, T., Kawasaki, K., Koga, A. and Taguchi, S. (1990), The Hishikari gold deposit: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan. *J. Geochem. Explor.*, **36**, 1-56.
- 落合毅 (1981), 群馬県根羽沢鉱床万才三号鍾のエレクトラムについて. 鉱山地質特別号, 第10号, 107-117.
- 岡部賢二, 矢島淳吉, 村瀬正 (1971), 胆振国支笏地区の金・銀・重晶石鉱床. 北海道地下資源調査資料, No. 121, 1-22.
- Roedder, E. (1979), Fluid inclusions as samples of ore fluids. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed. (H.L. Barnes, ed.), Wiley & Sons (New York), 684-737.
- Roedder, E. (1984), Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, vol. 12, Mineralogical Society of America, 1-644.
- 斉藤正雄 (1952), 北海道千歳郡光竜鉱山金銀床調査報告. 地調月報, **3**, 190-195.
- 佐藤壽一, 小野修司, 藤原哲夫 (1988), 珊瑚鉱山産鉱石鉱物の共生と流体包有物. 鉱石顕微鏡と鉱石組織 (荻木浅彦編), テラ学術図書出版, 429-443.
- Sato, J., Enjoji, M., Okeya, M. and Ono, S. (1981), Black-colored ore of the Pifue-Honpi vein, the Chitose mine, Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, Spec. Issue, No. 10, 127-142.
- Shikazono, N. and Nagayama, T. (1993), Origin and depositional mechanism of the Hishikari gold-quartz-adularia mineralization. *Resource Geol.*, Spec. Issue, No. 14, 47-56.
- Shimizu, T. and Matsueda, H. (1992), Gold and silver vein deposit of the Koryu mine, south-western Hokkaido. In *Mineral Deposits of Japan and the Philippines*. 29th IGC Field Trip Guide Book. vol. 6, 46-53.
- Shimizu, T. and Matsueda, H. (1993), Gold and silver mineralization of the No. 3 vein of the Koryu mine, Hokkaido. *Resource Geol.*, Spec. Issue, No. 15, 435-449.
- 荻木浅彦, 磯部清 (1985), 北海道珊瑚・光竜金銀鉱床の K-Ar 年代. 岩鉱, **80**, 537-540.
- 荻木浅彦, 北風嵐, 磯部清 (1984), 北海道光竜鉱山の金銀鉱床について. 岩鉱, **79**, 405-423.
- 高鳥薫朗, 南野正彦 (1985), 千歳鉱山福神沢鉱床の地化学的特性. 金銀鉱床探査指針確立のためのアプローチ. 日本の金銀鉱石第三集, 日本鉱業会, 19-60.
- 武内寿久禰 (1983), 南九州南薩型金銀鉱床の流体包有物の研究. 鉱山地質, **33**, 237-245.
- Takenouchi, S. (1992), Gas chromatographic analysis of fluid inclusions. *Mining Geol.*, **42**, 289-299.
- Takeuchi, K. and Shikazono, N. (1984), Mineralization of the Arakawa No. 4 vein of the Kushikino mine, Kagoshima Prefecture, Japan. *Mining Geol.*, **34**, 187-195.
- Yajima, J. (1979), Neogene mineralization of the Teine-Chitose district, west Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **30**, 645-674.
- 山岡一雄, 根建心具 (1978), 千歳・高玉両浅熱水性鉱床産金銀鉱物. 日本の金銀鉱石第二集, 日本鉱業会, 75-100.