

萨瓦亚尔顿金(锑)矿床地质地球化学 特征与成矿机理探讨*

叶锦华¹ 叶庆同² 王 进³ 吴益平³ 杨富全⁴ 傅旭杰²

(1 中国地质科学院区划室, 北京 2 中国地质科学院矿床地质研究所, 北京
3 新疆地矿局地质 2 队, 喀什 4 中国地质科学院 562 综合研究队, 燕郊)

提 要: 新疆萨瓦亚尔顿金(锑)矿床是 90 年代初在我国南天山西段发现的大型金矿, 其成矿地质背景、矿床地质特征与乌兹别克斯坦穆龙套金矿床具有类似的特点。通过对该矿床地质地球化学特征进行研究分析, 指出成矿与含碳浊积岩有关, 矿体受一组早期为韧性、中晚期为脆性的剪切带控制。成矿与深部的热源的驱动有关, 成矿流体成分具有深部来源与浅部来源混合特点, 主成矿期为海西晚期—印支期。

关键词: 金(锑)矿床 矿床地球化学特点 成矿机理 萨瓦亚尔顿

萨瓦亚尔顿金(锑)矿床地处我国天山西段东阿赖山山脉萨瓦亚尔顿河流域, 北部紧临吉尔吉斯斯坦共和国。矿区位于乌恰县老乌恰北北西方向 28 km 处。海拔 3400~4300 m。矿床于 90 年代初被发现。近年来的勘查评价工作表明, 该矿床金具有大的远景。其成矿地质背景、矿床地质特征与乌兹别克斯坦穆龙套金矿床^[4~6]类似。

作者通过近年来在该地区开展了有关专题研究, 对该矿床取得了一些初步认识。本文着重对萨瓦亚尔顿金(锑)矿床的地球化学特征和成矿机理作一初步探讨。

1 成矿地质背景

1.1 区域地质

区域大地构造隶属南天山大陆边缘非火山型活动带阿赖山复背斜。区域地层出露比较齐全, 下元古界为一套结晶片岩、石英岩、夹大理岩, 下古生界为经中等程度变质的碳酸盐岩—碎屑岩建造和碎屑岩—碳质细碎屑岩(浊积岩)建造, 上古生界泥盆系—石炭系为碳酸盐岩—(细)碎屑岩建造。前中生代地层基本上遭受了低—中等绿片岩相变质。中生界和下第三系为陆相盆地沉积, 含煤, 局部含膏岩层。区域地层中金的背景值一般较低, 仅部分地层(C_{2-3} 、 C_3 、 S_3ld 、 S_2w)接近或大于克拉克值。上志留统和石炭系是锑、银的高背景区。其中, 富集系数一般 Sb 为 2.5~4, Ag 为 1.5~2。Au、Ag、Sb 的富集特性具有一定程度的正相关关系。

区域断裂和褶皱构造比较发育, 构造线总体走向为 NE-SW。NE—NNE 及近 SN 向的逆掩断裂发育, 其延伸可达几十至百余公里。从断裂的分布特征分析, 其形成于华里西期, 具

* 国家 305 项目和地矿部定向科研项目资助

第一作者简介: 叶锦华, 男, 1959 年生, 副研究员, 从事区域成矿规律研究。邮政编码: 100037
1998-06-08 收稿, 1998-10-26 修改回

有多期次活动特点,有些断裂至喜山期仍有活动^[1]。这些断裂不但控制了区内地层发育和展布,而且对区域上的成矿作用亦产生重要影响。

区域岩浆活动微弱,未见较大的侵入体活动。但在志留系和泥盆系的浅变质岩中有少量的中、基性和超基性岩脉侵入。

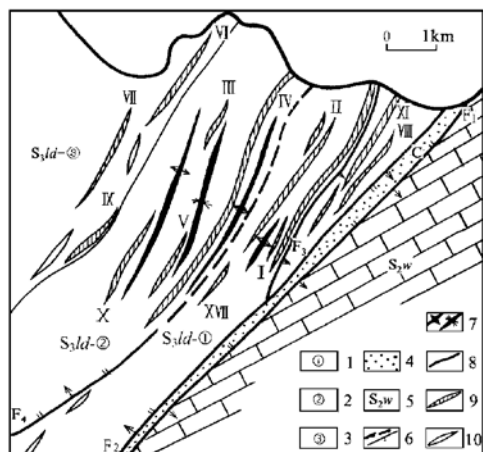


图1 萨瓦亚尔顿金(锑)矿床地质略图
(根据新疆地矿局地质2队资料野外实地修编)

1~3—上志留统罗德洛阶及其岩性段编号;4—石炭系;
5—中志留统温德洛阶;6—断裂及编号;7—褶皱;8—
地质界限;9—矿带及编号(宽度夸大表示);10—基性
岩脉(宽度夸大表示)

Fig. 1. Diagrammatic geological map of the
Sawayaerdun gold (antimony) deposit.

1~3—Upper Silurian Luodeluo Stage and serial
number of lithologic member; 4—Carboniferous; 5—
Middle Silurian Wendeluo Stage; 6—Fault and serial
number; 7—Fold; 8—Geological boundary; 9—Ore zone
(with exaggerated width) and serial number; 10—Basic
dike
(with exaggerated width).

石炭系位于矿区的东部,夹于温德洛阶(S_2w)和罗德洛阶(S_3ld)之间,与后者为断层接触。岩性为薄层含碳质绢云千枚岩、千枚状板岩、含钙质变砂岩互层,夹数层厚1~8 m中灰—深灰色碎屑灰岩、泥灰岩和结晶灰岩。底部为中厚层灰岩,夹薄层碳质钙质板岩。岩石变质相对较浅。该层含石炭纪腕足类化石(郑明华,1996)。

已知金矿(化)体全部位于罗德洛阶浅变质碎屑岩系中。该地层中有关元素的平均含量为(10^{-6}): Au 0.6×10^{-9} , As 14.5, Sb 2.2, Bi 0.35, Hg 10×10^{-9} , Ag 74×10^{-9} , Cu 17.4, Pb 13.3, Zn 67.9。与区域同层位背景值相比, Au、Ag、Hg、Cu、Pb 具有降低场, As、Sb、Bi 相近, Zn 略高。上述特征反映了 Au、Ag、Hg、Cu、Pb 在成矿过程中可能发生了自地层

1.2 矿区地质概况

矿区出露的地层为中上志留统温德洛阶和罗德洛阶和部分石炭系碳质板岩、千枚岩。温德洛阶(S_2w)出露于矿区东南部,由灰白色厚层状白云质灰岩、大理岩化灰岩夹碳质千枚岩组成(图1)。

罗德洛阶(S_3ld)为含矿层位,其由一套含碳浊积岩系组成,广泛发育韵律层理,具递变层理、水平层理、包卷层理和典型的浊积层——鲍马层序(郑明华,1996)。稀土配分特点和微量元素组成特点显示,地层沉积环境具有活动陆缘和陆缘弧(成熟弧)特征。作者对其中的后期无矿石英脉所作的 Rb-Sr 等时线的分析结果,表明地层时代早于下泥盆世[小于 $(440 \pm 52) \times 10^6$ a]。

罗德洛阶(S_3ld)从下至上可分为3个岩性段:①以中—厚层状变质细砂岩、粉砂岩为主,夹碳质绢云千枚岩和薄层砂岩;②为薄层状变质细砂岩、粉砂岩与碳质绢云千枚岩互层,夹中厚状变砂岩。本段薄层变砂岩和碳质千枚岩中次级小褶皱非常发育,呈石香肠状小褶皱的顺层石英脉也较发育;③以中厚层状变杂砂岩和变粉砂岩为主,夹薄层硅质岩透镜体和厚—巨厚层状结晶灰岩、含硅质条带灰岩、砂屑灰岩(厚度可达10 m以上),中、下部具含碳质千枚状粉砂质板岩夹含碳绢云千枚岩。

向含矿蚀变带迁移。

矿区褶皱、断裂构造比较发育。特别是在罗德洛阶第二段, 由一些向 NE 倾伏、延伸不大的向斜和背斜组成。罗德洛阶第二段薄层变砂岩和碳质千枚岩中次级小褶曲非常发育, 顺层石英-碳酸盐脉在变质变形作用下, 常呈小褶曲状、肠状展布其中。

走向 NE、倾向 NW 的阿热克托如克逆掩断裂和依尔克什坦逆掩断裂分别从矿区东侧和西侧通过, 这二条逆掩断裂延伸 100 km 以上。萨瓦亚尔顿矿床位于二断裂的夹持部位。其中, 阿热克托如克逆掩断裂从矿区外围东南侧 3 km 处通过, 其派生的位于矿区南侧的次级反冲逆掩断层 (F_1) 使中志留统温德洛阶结晶灰岩、大理岩逆掩在石炭系浅变质碎屑岩、碳酸盐岩之上, 使下盘发生强烈的褶皱。

矿区内主要断裂为 NE—NNE 向, 具有多期次活动特征。已知矿带和矿体严格受 NNE 向断裂控制。控矿断裂早期具韧性剪切特征, 残留 S—C 面理和鞘褶皱。晚期叠加了压扭或扭性脆性变形, 从而为后期的矿床定位提供了有利的扩容空间。

矿区岩浆侵入活动不发育。仅在矿区的西侧和南侧有少量呈 NNE 或 N-S 向展布基性岩脉(辉绿岩和辉长岩)出露。

2 矿床地质特征

2.1 矿带及矿化蚀变的一般特点

矿区共发现的 24 条矿化带, 其中Ⅳ、Ⅰ、Ⅱ、Ⅺ等几条规模大, 矿化延续性较好, 其位于罗德洛阶①和②岩性段内。矿带受 $N25^{\circ}\sim 35^{\circ}E$ 、倾向 NW 的断裂破碎带所控制, 具有等距分布特点。矿带走向与矿区赋矿地层总体走向斜交。

Ⅳ号带规模最大, 其赋存于罗德洛阶②岩性段内, 倾向 NW, 倾角 $53^{\circ}\sim 80^{\circ}$, 矿体与含矿围岩斜交, 有时可达 50° 以上。矿带长大于 4000 m, 宽 20 m 至近百米。矿体呈板状, 其中最大的Ⅳ号主矿体长 3870 m, 厚 1~48 m, 原生矿石 Au 的品位较低, 一般在 $(2\sim 4)\times 10^{-6}$ 。锑矿体位于主矿体的中上部顶板附近, 与金矿体共生, 长 180~340 m, 厚 2~10 m。Sb 品位为 1.09%~2.35%。

矿化带中发育铁、砷、铜等的硫化物和锑硫酸盐矿化。其约占矿石的 5%, 个别可达 40%。围岩蚀变多沿矿化破碎带呈线性分布, 主要为硅化、碳酸盐化、绢云母化和绿泥石化。与矿化最为密切的是硅化, 呈细脉-网脉或团块状产出。

2.2 矿石组成、结构构造特征

矿石分为金矿石和金锑共生矿石两种类型, 主要的矿石矿物为金属硫化物和锑硫酸盐, 以黄铁矿、毒砂、脆硫锑铅矿、黄铜矿为主, 有少量的辉锑矿、方铅矿和闪锌矿。矿物粒径为 $0.0n\sim 1$ mm。除毒砂和辉锑矿及部分早期黄铁矿以自形晶形态为主外, 大多数矿石矿物呈半自形—他形中、细粒状。脉石矿物主要为石英、方解石、菱铁矿、围岩岩屑、绢云母、绿泥石和碳质等。

矿石构造多呈细脉—网脉状或浸染状。局部可见斑杂状及块状构造。

2.3 原生金矿石金的赋存状态的研究

显微镜下常见银金矿, 偶见自然金。前者呈显微粒状与黄铜矿、黄铁矿、毒砂共生。另

部分金以机械杂质形式赋存于黄铁矿、黄铜矿、毒砂等矿石矿物的晶隙中。根据对矿石中毒砂、细粒黄铁矿、黄铜矿等硫化物的单矿物的 Au 的定量分析结果 (分别为 $2.06 \times 10^{-6} \sim 19.7 \times 10^{-6}$ 、 $2.5 \times 10^{-6} \sim 36.3 \times 10^{-6}$ 和 200×10^{-6})，其 Au 的含量皆很高。

3 矿床地球化学研究

3.1 流体包裹体研究

流体包裹体是矿物捕获的成矿流体，其特点反映了成矿流体的成分和性质以及成矿物理化学条件。矿区发育两期热液脉，即加里东期顺层石英-碳酸盐脉和海西-印支期蚀变矿化脉。比较两期热液脉中的矿物流体包裹体特点具有重要意义。

3.1.1 蚀变和矿化流体包裹体的一般特征

(1) 加里东期石英-碳酸盐脉沿地层顺层产出，延伸不远。脉体以石英为主，约占 80% 以上，碳酸盐矿物为菱铁矿和铁白云石。石英中的流体包裹体以液相为主，气液比一般 8%~15%，呈虫壳状、管状、三角形、不规则多边形，个体一般 4~8 μm 。可见少量富 CO_2 多相包裹体，气液比在 20% 以上。个别个体可达 30 μm ，其气液比很小，约 5%。碳酸盐矿物中包裹体少见。

(2) 与成矿热事件有关的矿带中矿化蚀变带中的透明矿物可见较多的成矿流体包裹体。其中，石英的流体包裹体呈管状、多边形、虫壳状等，多略呈负晶型。个体大小差异较大。早阶段仅 2~10 μm ，气液比 10% 左右，个别可达 20%。中、晚阶段石英中流体包裹体个体较大，一般 8~20 μm ，大者可达 30~40 μm ，气液比较小，一般 3%~10%。另在中晚阶段的石英流体包裹体中还可见部分富 CO_2 和含钠盐子晶的多相包裹体。方解石中流体包裹体个体一般 4~10 μm ，多呈菱形，气液比小，一般 3%~5%。

3.1.2 流体包裹体的成分特点

利用瞬间爆裂法采集矿石中共生石英的包裹体流体，分别分析其气、液相成分，以直接了解成矿流体的气、液相成分特点。

(1) 包裹体气相成分：矿床的气相成分分析结果如表 1。以 H_2O 为主，含一些 CO_2 、 CH_4 及微量的 CO 、 H_2 、 N_2 、 O_2 和 CO 。 CO/CO_2 很低，属 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 型。成矿流体 $\text{H}_2\text{O}/\Sigma_{\text{气相}}$ 高，一

表 1 萨瓦亚尔顿金锑矿区流体包裹体气相成分 (10^{-4}) 及其特征值
Table 1. Gas composition of fluid inclusions in the Sawayaerdun gold-antimony ore district

地质体	样号	矿物	H_2O	CO_2	CO	O_2	H_2	N_2	CH_4	$\text{H}_2\text{O}/\Sigma_{\text{气相}}$	CO/CO_2	资料来源
矿体	S-010	Q	37.0	2.4			0.17		0.42	0.925		据郑明华 资料 (计算)
	S-016	Q	74.1	4.8			0.25		1.16	0.923		
	S-026	Q	66.7	2.3			0.2		0.42	0.92		
	S-046	Sid	16.7	1.4			0.05		0	0.958		
	N-q1	Q	49.05	11.72	0.04	—	—	0.38	0.28	0.798	0.0	本文 ^①
	Q2	Q	31.81	4.33	0.03	—	—	0	0.32	0.92	0.01	
顺层	Sg-33	Q	76.00	2.71	0.02	—	—	0.13	0.16	0.798	0.01	
石英脉	Sg-39	Q	83.49	4.79	0.22	—	—	0.40	0.27	0.872	0.05	

注：矿物：Q—石英，Sid—菱铁矿；^①地矿部矿床地质研究所分析 (瞬间爆裂法采集)；“—”为含量低于检出线，空白者未分析

一般在 92% 以上，个别达 80%。与成矿流体相比，形成顺层石英-碳酸盐脉之流体的 $H_2O/\Sigma_{气相}$ 较低，但 $CO_2/\Sigma_{气相}$ 较高。

(2) 包裹体液相成分特征：矿床的流体包裹体液相离子成分分析结果表明（表 2），成矿流体液相离子成分比较复杂，为 $Na^+-K^+-Cl^-$ 型、 $Na^+-Ca^{2+}-Mg^{2+}-HCO_3^--Cl^--SO_4^{2-}$ 型， K^+/Na^+ 一般不高，可分二组：一组 0.02~0.07；另一组较高，为 0.18~0.21。 F^-/Cl^- 甚小，仅晚期阶段可达 0.18。另外，成矿流体矿化度变化大。

形成含矿地层中的石英-碳酸盐脉的流体与矿化流体比较，有明显的差异，其 SO_4^{2-} 和 K^+/Na^+ 较低，基本上属于典型的 Na^+-Cl^- 型。且矿化度较高，这与盐度测定结果一致。

表 2 萨瓦亚尔顿金锑矿区流体包裹体液相成分（ 10^{-4} ）及其特征值

Table 2. Liquid composition of fluid inclusions in the Sawayaerdun gold-antimony ore district

地质体	样号	矿物	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Li ⁺	F ⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	K ⁺ /Na ⁺	F ⁻ /Cl ⁻	资料来源
矿体	S-010	Q	0.66	3.64	0.43	0.46	0.00	0.00	8.00	0.00	0.00	0.18	0.0	据郑明华资料(计算) ^[2]
	S-016	Q	1.24	56.6	20.01	7.62	0.02	0.10	80.5	143	30.0	0.02	0.0	
	S-026	Q	0.5	15.62	5.11	2.09	0.00	0.00	21.0	0.00	10.0	0.03	0.0	
	S-046	Sid	0.45	1.71	0.00	0.22	0.01	0.30	2.25	0.00	0.0	0.26	0.13	
	N-q1	Q	3.96	19.14	—	0.20		0.06	28.9	—	1.99	0.21	0.0	本文 ^①
	Q2	Q	3.09	17.52	—	0.09		0.06	27.2	—	2.40	0.18	0.0	
顺层	Sg-33	Q	2.76	36.90	—	0.90		0.03	63.8	—	3.48	0.07	0.0	本文 ^①
石英脉	Sg-39	Q	2.58	61.65	—	0.36		0.08	98.8	—	2.15	0.04	0.0	

注：Q—石英，Sid—菱铁矿；①地矿部矿床地质研究所分析(瞬间爆裂法采集)；“—”含量低于检出线，空白者为未分析

对矿石和早期顺层石英-碳酸盐脉中包裹体内流体的 Au、Ag、Cu、Pb、Zn 等元素含量进行测定，表明 Au、Ag、Cu 在成矿流体中含量比早期石英-碳酸盐脉蚀变流体的含量高 1 个数量级，唯 Pb、Zn 相近。这说明了成矿流体不仅富集 Au，而且富集 Ag、Cu 等成矿元素。

3.1.3 成矿物理化学条件 利用矿物流体包裹体的均一温度、冰点和其他特征推测、估算萨瓦亚尔顿金（锑）矿床成矿流体的温度、压力、盐度、密度、酸碱度等成矿物理化学条件。

(1) 流体的均一温度：矿石共生透明矿物的包裹体流体均一温度变化在 100~300℃，其中共生石英均一温度大多数集中在 150~220℃ 和 260~290℃ 两组（图 2）。

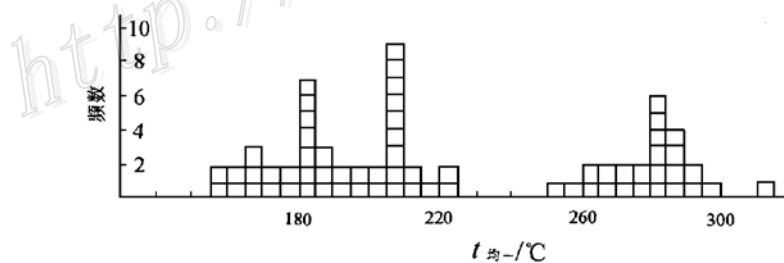


图 2 矿石中共生石英均一温度直方图
Fig. 2. Histogram showing homogenization temperature of quartz from ore.

地层中的顺层石英-碳酸盐脉中石英的流体包裹体均一温度为 75~297℃，主体温度可分

两组: 1 组为 110~180℃; 另 1 组在 180~230℃。菱铁矿的流体包裹体均一温度为 70~130℃。

(2) 成矿压力: 利用多相包裹体的气相和食盐子晶消失温度, 通过有关 $p-t-V$ 图解估算, 得到成矿期的压力条件为 11~35 MPa, 与郑明华利用 CO_2 密度法, 测得成矿压力 (7.1~28.4 MPa) 基本一致^[3]。

(3) 成矿流体的盐度和密度: 利用包裹体的冰点估算成矿流体的盐度 (相当于 NaCl 的质量百分比, 下同) 一般为 2.5%~10%, 个别可达 17%。早期顺层石英-碳酸盐脉形成的流体盐度略高, 为 4%~16%。根据 NaCl-H₂O 体系中的 $\rho-t$ 的关系估算出成矿流体的密度为 0.885~0.926 g/cm³。

(4) 成矿流体的酸碱度: 实测矿石中石英和菱铁矿中包裹体内流体的 pH 为 6.6~7.1^[3], 温度 120~210℃时, 水的中性点为 5.7~5.9, 故成矿在弱碱性的条件下进行。

3.2 矿质和成矿介质来源讨论

3.2.1 硫同位素组成特征和硫的来源 无论矿石还是地层中的顺层石英脉, 其中的硫化物的硫同位素组成皆相近 (表 3), 其极差很小, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 为 0‰, 均一化特征很明显, 代表均一化的壳源硫, 推测矿区深部可能有岩浆房存在。矿石中硫化物之 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 为 (-3.0‰~+1.3‰), 其中 $\delta^{34}\text{S}_{\text{毒砂}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{辉锑矿}}$, 反映随着成矿温压的降低, 晚阶段流体及沉淀的硫化物 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 有降低趋势。

表 3 萨瓦亚尔顿金矿硫同位素组成特征

Table 3. Sulfur isotope composition of the Sawayaerdun gold-antimony deposit

样品名称	IV 号带矿石								I 号带矿石	顺层石英脉		
样号	N-1-06 Sk-01 4-27-02 27Kd-02 27Kd-03 Tc-01								tc24-qq1 tc24-qq2	Sg23-1	Sg-25	Sw-12
测定矿物	Ars Sti Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py Py	Py	Py	Py
$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}/\text{‰}$	1.3 -3.0 0.2	-1.9	-2.2	0.2	-0.9	0.2	-0.2	-0.9	0.4	1.1	0.5	-0.7
资料来源	郑明华, 1996								本文 ^①			

注: Ars—毒砂; Sti—辉锑矿; Py—黄铁矿; ①地矿部矿床地质研究所分析

3.2.2 铅同位素组成及铅的来源 萨瓦亚尔顿金 (锑) 矿床的铅同位素组成如表 4。矿石和地层中的顺层石英-碳酸盐脉的铅同位素比值极差皆很小, 其中, 黄铁矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化值为 18.012~18.203、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.57~15.621、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 38.210~38.522。毒砂变化范围稍大, 而碳质千枚岩中的分散铅变化最大。但上述样品的铅同位素组成皆属于卡农的正常铅范畴。从铅模式年龄来看, 其均属正值, 但变化大, 为 $42.7 \times 10^6 \sim 464 \times 10^6$ a, 反映了矿石铅具多阶段演化特点, 并有一些放射性成因铅的加入。

在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 演化模式图上 (图 3), 绝大多数样品投入 300×10^6 a 与 400×10^6 a 等时线之间, 并位于岛弧铅演化曲线的附近, 可能反映了围岩沉积前的原岩构造环境。而在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 演化模式图解上, 多数矿石硫化物样品落入克拉通化地壳源铅范围, 反映了矿石铅主要来源于深部。部分样品落入成熟岛弧铅范围, 与围岩铅特征相似。这与前面通过微量元素判别的结论基本一致。

总之, 矿石铅为深部克拉通化的铅与围岩铅的混合结果。

表 4 萨瓦亚尔顿金矿区矿石中的矿物和围岩的铅同位素组成

Table 4. Lead isotope composition of the Sawayaerdun gold—antimony deposit

编号	样品名称	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	模式年龄 / (10^6a)	Φ	μ	Th/U	资料来源
27Kd-03	黄铁矿	18.203	15.58	38.427	42.7	0.594	8.91	3.86	本文 ^①
Sk-01	黄铁矿	18.123	15.609	38.442	142	0.603	8.97	3.92	
Tc24-qg2	黄铁矿	18.065	15.6	38.311	175	0.606	8.96	3.90	
Sg-23-1	黄铁矿	18.176	15.57	38.522	50.6	0.595	8.89	3.92	
Sg-25	黄铁矿	18.012	15.603	38.304	220	0.61	8.97	3.92	
Sg-24	碳质千枚岩	18.159	15.597	38.228	99.1	0.599	8.94	3.81	
Sg-29	碳质千枚岩	18.049	15.584	38.085	167	0.605	8.93	3.80	
Sw-11-1	砂板岩	18.144	15.629	38.26	152	0.604	9.00	3.84	
s-016-1	毒砂	18.165	15.639	38.597	375~464	0.603	9.57	3.94	郑明华 ^[3]
s-042-1	毒砂	18.108	15.638	38.452		0.607	9.58	3.91	
s-016-2	黄铁矿	18.116	15.621	38.464		0.605	9.54	3.91	
s-042-3	黄铁矿	18.054	15.559	38.210		0.602	9.42	3.82	
s-026	石英	18.299	15.470	38.062		0.584	9.37	3.62	
s-039	菱铁矿	18.002	15.603	38.227		0.611	9.52	3.86	
s-020	碳质千枚岩	18.382	15.637	38.752		0.589	9.54	3.89	

①由中国地质科学院宜昌同位素地质研究与测试中心分析

3. 2. 3 成矿流体稳定同位素成分与流体来源

(1) 流体包裹体氢氧同位素特点及其流体成因意义：流体包裹体氢氧同位素组成及其特点如表 5 和图 4，与矿石共生的石英的包裹体内流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 -1.1‰ ~ 5.7‰ ， δD 为 -84‰ ~ -59‰ ，除个别点落入岩浆水的区域外，大部分样品位于大气降水线的右侧，表明成矿流体主体部分既非岩浆水，亦非变质水，可能为深部岩浆水与大气降水的混合，并以大气降水为主。对比分析了地层中顺层石英-碳酸盐脉中的石英包裹体流体氢氧同位素比值。结果表明也不是变质水，而以大气降水为主。

(2) 包裹体碳氧同位素组成特点及其意义：从流体包裹体成分分析结果（表 1）可知，流体中 HCO_3^- 甚微，碳主要在气相中。由于 CO 和 CH_4 含量很少 ($\text{CO}_2/(\text{CO} + \text{CH}_4) > 4$ ，一般 > 6)，碳主要以 CO_2 形式存在。故流体中的气相碳同位素比值可

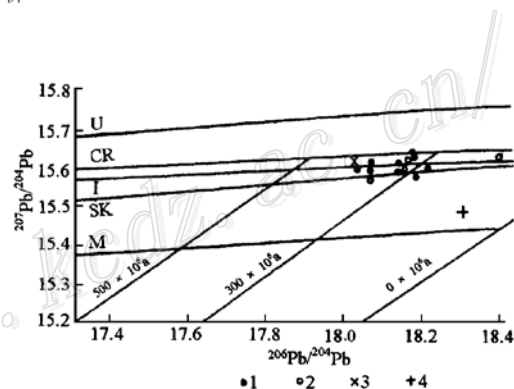


图 3 萨瓦亚尔顿矿床 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解
CR—Cumming-Richards 开放体系演化曲线；U—上地壳铅演化曲线；I—岛弧铅演化曲线；M—地幔铅演化曲线；SK—Stacey-Kramers 两阶段演化曲线；1—硫化物；2—碳质千枚岩和砂板岩；3—菱铁矿；4—石英

Fig. 3. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram of the Sawayaerdun gold deposit.

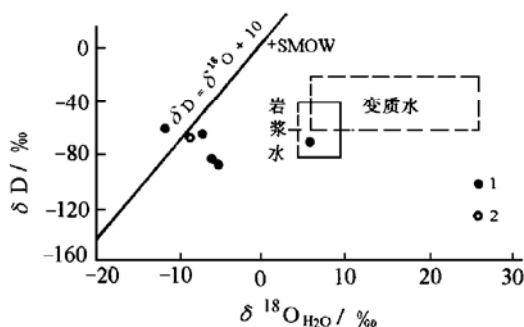
U—Evolution curve of upper crust lead; I—Evolution curve of island arc lead; M—Evolution curve of mantle lead; SK—Stacey-Kramers two stage evolution curve; 1—Sulfide; 2—Carbonaceous phyllite and sandy slate; 3—Siderite; 4—Quartz.

表 5 萨瓦亚尔顿矿床共生脉石矿物和其中的流体包裹体稳定同位素 (‰) 分析结果表

Table 5. Stable isotope composition of the fluid inclusions in associated gangue minerals from the Sawayaerdun gold-antimony deposit

样号	地质体	测定矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{矿物}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	资料来源
s-010	矿 ⁺ 石	石英			24.2		-5.8	郑明华 ^[3]
s-016	矿 ⁺ 石	石英		5.7	14.5	-72	-5.2	
s-026	矿 ⁺ 石	石英			16.7	-59	-2.3	
s-046	矿 ⁺ 石	菱铁矿 ⁺		-11.6	4.4	-62	-10.5	
s-018	矿 ⁺ 石	菱铁矿 ⁺	-3.36					
N-1-9	矿 ⁺ 石	石英		-1.1		-65	-8.7	本文
Tc-01	矿 ⁺ 石	石英		-0.6		-82	-5.3	
Tc-02	矿 ⁺ 石	石英		-0.7		-84		
Sg-04	顺层石英脉	石英		-0.6		-67	-4.5	

注：中国地质科学院宜昌同位素地质测试研究中心分析，打开包裹体方法：瞬间爆裂（500~550℃）

图 4 流体包体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 关系图

1—矿⁺石；2—非矿⁺顺层石英脉

Fig. 4. $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ versus $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ diagram of fluid inclusions.

1—Ore; 2—Bedding barren quartz vein.

以保存在不含碳矿物——石英中的包裹体“化石”流体的 CO_2 作为代表。

对矿区主要脉石矿物——石英和菱铁矿的碳同位素比值测定(表 5)表明,成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 为 $-8.7\text{‰} \sim -2.4\text{‰}$, 平均值为 -5.5‰ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$ 为 $14.5\text{‰} \sim 24.2\text{‰}$ 。以上特征显示成矿流体中的碳来源主要不是围岩中的碳酸盐沉积物,而是来源于深部。成矿晚期形成的菱铁矿中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{矿物}}$ 为 -3.4‰ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$ 为 4.4‰ , 与沉积碳酸盐也有明显的区别。

3.2.4 金、锑的来源讨论:如前所述,萨瓦亚尔顿金锑矿外围赋矿地层具有很高的 Sb 背景值(2.4×10^{-6})和 Au 含量(1.3×10^{-9}),其中发育金的“捕虏体”——

浊积岩系中富集的有机碳质。其对金矿的预富集起了一定的作用。在主变质期前形成的早期石英-碳酸盐脉中已有金的初步富集(一般可达 $20 \times 10^{-9} \sim 80 \times 10^{-9}$)。其中黄铁矿含 Au 可达 1.80×10^{-6} 。

通过对区域和矿区上含矿岩系 Au 含量对比,我们可以明显看到,矿区 Au 的原生晕存在一定的降低场,从 2.4×10^{-9} 降到 0.6×10^{-9} (见前述)。经过成矿作用以后,含矿围岩中的 Au 贫化了 60% 以上。据此计,则在矿区 50 km^2 范围内,按 1000 m 的被淋滤矿源层计算,可以带出 Au 125 t。因此, Au 可能大部分来源于围岩本身,部分来自深部下地壳。Sb 在赋矿地层中的富集系数为 2.5,虽然浅部没有降低场,但很可能在较深部有降低场存在,故推测其来源类似。

4 矿床成矿机理探讨

4.1 金矿的成矿时代

为了研究和了解矿床形成和矿区其他主要热事件发生的年龄, 我们采集了一些矿石样品和地层中顺层石英-碳酸盐脉样品, 分别分析其 Rb、Sr 同位素组成。

根据其产出特点和其中石英流体包裹体成分特点和稳定同位素特征, 矿区的顺层石英-碳酸盐脉应是区域上发生主变质作用之前的产物。根据其中的石英包裹体内流体的 Rb、Sr 同位素成分数据, 可以拟合成 2 条较好的 Rb-Sr 等时线(具体资料另文待发), 年龄分别为 $(389 \pm 42) \times 10^6$ a 和 $(440 \pm 52) \times 10^6$ a。

矿石中的共生蚀变石英的包裹体内流体的 Rb-Sr 等时线年龄测定结果为 $(231 \pm 10) \times 10^6$ a ($r=0.9945$, 具体资料另文待发), 为华里西晚期—印支早期的产物。其可以代表矿床的平均定位年龄。

4.2 矿床形成机理讨论

从区域地质背景、矿床地质特征、矿床稳定同位素地球化学和同位素地质年代学研究结果等诸方面的资料综合分析, 萨瓦亚尔顿金矿经历了比较复杂的成矿演化历史。

总体上, Au、Sb、Hg 在区域地层中具高背景, 下部古生界特别是元古界, Au 的丰度更高。矿石铅的组成特点反映了成矿与基底和围岩二者都有关系。

虽然在矿区和外围没有较大规模的岩体侵入, 但仍可见少量的中基和中酸性岩脉出露。在邻近的吉尔吉斯斯坦阿赖山地区, 出露有二叠系的正长花岗岩岩株。萨瓦亚尔顿地区的遥感影象具有多环套合特点(据马建文面告)。说明有可能象穆龙套金矿区那样, 深部有岩浆房存在。矿石硫同位素组成特征(均近于 0‰) 支持了这一推断。

成矿流体的成分具有深部来源与浅部来源混合特点, 矿物流体包裹体的氢氧同位素特点表明成矿水以大气降水为主。

矿体明显受一组早期为韧性、中晚期为脆性的剪切带控制。控矿剪切带的韧性阶段可能发育于区域的主变质期(石炭纪)的晚期阶段, 金可能已在其中得到初步富集。控矿剪切带后期的脆性变形叠加发生在华里西运动的最后一幕, 富含 CO_2 、 CH_4 和部分 H_2 的深部含矿流体沿剪切带和断层上升, 与被加热的下降大气水混合, 交代相对富集 Au、Sb 的围岩(浊积岩)并将其中的部分 Au、Sb 带入浅部脆性破碎带中成矿。

另外, 矿石中的黄铁矿的 $\text{Co}/\text{Ni} < 1$ ($0.12 \sim 0.56$), Se/Te 为 $0.38 \sim 6.28$, 与主要受中基性和中酸性岩浆活动所控制的热液矿床和沉积-改造矿床皆有明显差异。

萨瓦亚尔顿金锑矿与穆龙套金矿类比, 二者都产于早古生界经绿片岩相变质的含碳浊积岩中, 受不同尺度的剪切构造控制, 与深部的热流体的驱动有关。所不同的是, 萨瓦亚尔顿金锑矿位于相对浅层次的上部, 故 As、Sb 矿化更显著, Au 品位较低。

参 考 文 献

- 1 刘本培, 王自强等. 西南天山构造格局与演化. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996.
- 2 龙训荣, 郑明华, 张寿庭等. 萨瓦亚尔顿穆龙套型金矿床流体包裹体研究. 矿床地质, 1998, 17 (增刊): 973~976.

- 3 郑明华, 刘家军, 龙训荣. 我国首例穆龙套型金矿床的发现. 矿床地质, 1998, 17 (增刊): 381~384.
- 4 Drew I J, Berger B R, Kurbanov N K. Geology and Structural evolution of Muruntar gold deposit Kyzylkum Desert, Uzbekistan. Ore Geology Reviews. 1996, (11): 175~196.
- 5 Kostitsyn Yu A. Rb-Sr isotope studies on the Muruntar deposit; Mineralized metasomaite, Geochem. Int., 1994, 31 (11).
- 6 Zairi N M, Kurbanov N K. Isotopic-geochemical model of ore genesis in Muruntar ore field. Int. Geol. Rev., 1992, 34 (1): 88~96.

GEOCHEMISTRY AND METALLOGENIC MECHANISM OF THE SAWAYAERDUN GOLD-ANTIMONY DEPOSIT

Ye Jinhua¹, Ye Qingtong², Wang Jin³, Wu Yiping³, Yang Fuquan⁴ and Fu Xujie²

(1 Division of Minerogenic Regionalization, Chinese Academy of Geological Sciences,
Beijing 100037; 2 Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences;
3 No. 3 Geological Party, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources; 4 No. 562
Comprehensive Research Party, Chinese Academy of Geological Sciences)

Key words: Sawayaerdun gold-antimony deposit, fluid inclusion, geochemistry of mineral deposit, metallogenic mechanism

Abstract

Discovered at the beginning of 1990s, the Sawayaerdun gold-antimony deposit located in Alai Mountain in the west of South Tianshan Mountains of Xinjiang is a large gold deposit. Hosted in the carbonaceous turbidite enriched with Au, Sb, Ag, the deposit is similar to the Mulongtau gold deposit of Uzbekistan in regional geological setting and mineral deposit characteristics. It is controlled by a series of shear zones with early ductile and later brittle characteristics. Researches on mineral fluid inclusions show that ore-forming fluid components are complex, belonging to $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{Na}^+-\text{K}^+-\text{Cl}^-$ type or $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{Na}^+-\text{Ca}^{2+}-\text{Mg}^{2+}-\text{HCO}_3^--\text{Cl}^--\text{SO}_4^{2-}$ type. The Au, Sb, Ag content of ore-forming fluids was over 12 times higher than that of early quartz-carbonate veins. $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ of ore is close to 0‰, which represents the character of homogenized crust-derived sulfur. The lead isotope ratios of most ore sulfides show that they are of crustal origin and came mainly from the depth of the crust. Some samples are similar to enclosing rocks with their lead isotope ratios exhibiting features of mature island arc. The homogenization temperatures of the ore-forming fluids vary from 100 °C to 300 °C, mostly being 155~220 °C and 260~290 °C. $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ of ore-forming fluids varies from -8.7‰ to -2.4‰, averaging -5.5‰, and $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$ of ore-forming fluids varies from 14.5‰ to 24.2‰, implying that carbon was also derived from the depth of the crust. $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ in the quartz associated with ore varies from -1.1‰ to +5.7‰, and δD varies from -84‰ to -59‰. In the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ versus δD diagram, most samples are distributed on the right side of the meteoric water line, suggesting that the ore-forming waters are mixtures of water from the depth (probably magma) and meteoric water.

According to these geochemical characteristics, the authors consider that a magmatic chamber probably exists in the depth of the ore district, the metallogeny is related to the motion of the heat source in the depth and the ore-forming fluid composition is characterized by the mixture between material from the depth and that from the shallow part of the crust. In addition, the Rb-Sr isochron dating indicates that the main ore-forming process took place between Late Variscan and Indosinian.