

新疆萨瓦亚尔顿金矿床成矿的物理化学条件

Physicochemical Conditions of Metallogenesis for
Sawaya'erdun Gold Deposit, Xinjiang郑明华¹ 刘家军² 阳正熙¹ 张寿庭³ 龙训荣¹

(1 成都理工大学, 四川 成都 610059; 2 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002;

3 中国地质大学, 北京 100083)

Zheng Minghua¹, Liu Jiajun², Yang Zhengxi¹, Zhang Shouting³, Long Xunrong¹

(1 Institute of Geosciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China; 3 China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

摘 要 金矿床赋存于中—上石炭统浊积岩系地层中。矿体受北东—南西向构造破碎带控制。金矿体呈似层状和透镜状。矿石矿物成分复杂。金主要以银金矿形式产出。金矿床的形成经历 5 个成矿阶段。成矿温度为 140~200℃, 成矿压力为 7.0~35 MPa。根据实测和理论计算获得的成矿主阶段和晚阶段流体各种物理化学参数表明, 萨瓦亚尔顿金矿床成矿溶液具碱性、低温、还原性、中等盐度和中等密度等性质。金在溶液中主要以 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 形式迁移。沸腾减压和温度下降是成矿溶液发生卸载的主要机制。

关键词 金矿床 物理化学条件 萨瓦亚尔顿 新疆

萨瓦亚尔顿金矿床是近年来我国发现的最具影响的金矿床之一。有关矿床的产出地质特征、控矿构造条件、成矿地球化学、成矿机制等方面已有专文论述(李新生等, 1997; 郑明华等, 1998; 叶锦华等, 1998; 刘家齐等, 1999; 叶锦华等, 1999)。本文拟就萨瓦亚尔顿金矿床成矿物理化学条件进行初步讨论。

1 矿床地质概况

萨瓦亚尔顿金矿床位于南天山褶皱带费尔干纳大断裂西侧的东阿赖山复背斜中, 其北部紧邻吉尔吉斯斯坦共和国。赋矿地层为中、上石炭统浅变质、含高碳质的碎屑岩夹碳酸盐岩组成的复理石建造, 具典型的浊流沉积特征, 属穆龙套型金矿床(郑明华等, 1998; 叶锦华等, 1998; 刘家齐等, 1999; 叶锦华等, 1999)。

在近 30 km²的矿区范围内, 展布着众多呈北东—南西向的构造破碎带, 其态势犹如过江之鲫。其中以 IV 号构造破碎带规模最大, 长 4200 m, 宽 15~48 m, 其余构造破碎带略小(图 1)。业经证明(郑明华等, 2001), 矿区内构造破碎带均遭受不同程度的矿化, 因而均属矿化破碎带。金矿体无例外地赋存于矿化破碎带内。按 $\text{Au}>1.0 \text{ g/t}$ 圈定出的金矿体最大者长 3870 m, 平均厚 16.8 m; 按 $\text{Au}>3.0 \text{ g/t}$ 圈定出的金矿体, 最大者长 960 m, 平均厚 5.6m。矿体两侧围岩蚀变强烈, 主要为硅化、绢云母化、碳酸盐化。矿化形式表现为: ① 含矿石英细(网)脉; ② 含矿石英-菱铁矿细(网)脉; ③ 细脉浸染和尘状浸染; ④ 团块状体和硫化物脉。矿石成分复杂, 迄今已鉴定出的金属矿物近 30 种, 最常见和量较多者为毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿、辉锑矿、脆硫锑铅矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等。金以银金矿为主、自然金次之的显微状金形式产出, 与毒砂、黄铁矿、黄铜矿等紧密共生。

2 成矿阶段

萨瓦亚尔顿地区经历了地下水热液的长期多次活动, 最终导致金矿床的形成(郑明华等, 2001)。根据矿化脉的相互穿插关系和矿石的组构, 可将萨瓦亚尔顿金矿床的形成划分出以下阶段。

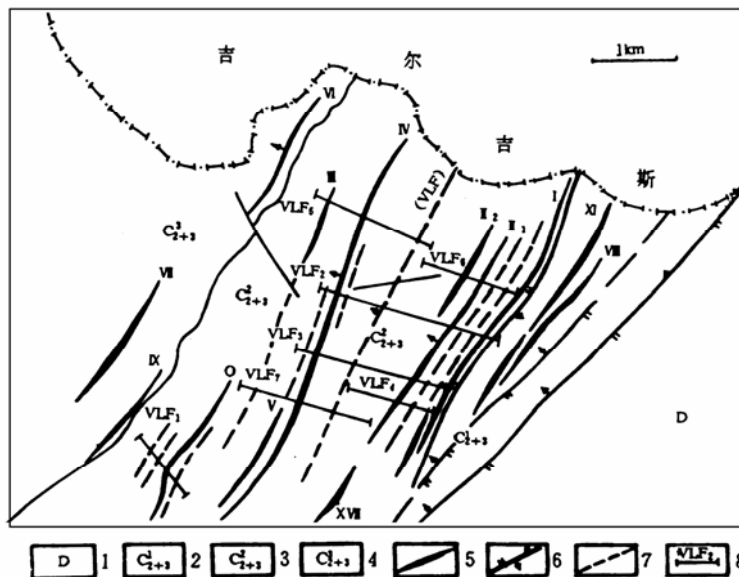


图1 萨瓦亚尔顿金矿区地质略图

1—石灰岩; 2—容矿碎屑岩系下段; 3—容矿碎屑岩系中段; 4—容矿碎屑岩系上段;
5—矿化破碎带; 6—大断层; 7—预测矿化破碎带; 8—物探甚低频剖面

(1) 无矿石英阶段(早阶段): 以产出大量短而粗的石英脉和扁豆体为特征, 石英脉内基本不含金属矿物。

(2) 金-黄铁矿-毒砂-石英阶段(主阶段 I): 以含黄铁矿、毒砂等硫化物的石英细(网)脉为特征, 毒砂的含金性极佳。可见显微金。

(3) 金-多硫化物-石英-(菱铁矿)阶段(主阶段 II): 石英-菱铁矿细(网)脉中含种类众多的金属矿物, 除毒砂、黄铁矿外, 常见有方铅矿、黄铜矿、闪锌矿、脆硫锑铅矿、辉锑矿、黝铜矿、硫铋铅矿、自然铋、自然砷等 20 余种金属矿物。此阶段是金析出的最主要阶段, 少量脉体中可见到银金矿的细网脉。

(4) 锑-石英阶段: 以脆硫锑铅矿、辉锑矿脉(一般数厘米至数十厘米厚), 或伴生少量石英形式产出, 脉体内一般不含金, 且分布较局限, 仅在少数矿化破碎带内见及。

(5) 石英-菱铁矿阶段(晚阶段): 以脉状和团块状石英-菱铁矿为特征, 石英与菱铁矿常构成“假文象构造”, 有些脉体中可见到晶形完整、粒度较粗的黄铁矿, 不含金。

3 成矿的物理化学条件

(1) 温度和压力: 作者对石英、菱铁矿内流体包裹体应用均一法进行温度测定(龙训荣等, 1998), 根据测定数据绘成的温度频率变化直方图上, 主温度出现在 180~200℃之间, 倘若详加分解, 峰态进一步可分出 >220℃, 220~200℃, 200~170℃, 170~140℃ 和 <140℃ 5 个区间。5 个区间的温度与上述 5 个成矿阶段大体吻合。采用 CO₂ 密度法, 测得成矿时的压力为 7~35 MPa, 换算结果大体相当于 1 km 左右的深度(郑明华等, 2001)。

(2) 溶液的盐度和密度: 兹将成矿主阶段和晚阶段石英、菱铁矿的流体包裹体成分列于表 1。按表 1

中数值可计算出流体的盐度和密度（表 2），由表 2 可见，成矿主阶段含盐度（尤其主阶段 II）远高于晚阶段，显然表明溶液含盐度的高低对矿质的迁移具有密切关系。

表 1 流体包裹体成分 ($w_B/10^{-6}$)

测定矿物	成矿阶段	液相成分									气相成分			
		Li ⁺	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	H ₂	CO ₂	CH ₄	H ₂ O
石英	主阶段 I	0.02	1.24	56.60	20.1	7.62	0.10	80.5	30.0	143.0	0.50	209.3	11.9	1333.3
石英	主阶段 II	0.00	0.50	15.62	5.11	2.09	0.00	21.0	10.0	100.0	0.40	100.0	6.67	1200.0
菱铁矿	晚阶段	0.01	0.45	1.71	0.00	0.22	0.30	2.25	2.00	0.00	0.10	60.0	0.00	300.0

分析者：国土资源部宜昌地质研究所，1998

表 2 成矿流体盐度和密度值

成矿阶段	主阶段 I	主阶段 II	晚阶段
盐度校正值 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}}) / \%$	8.79~4.22	21.78~7.57	3.69~3.35
密度值 $\rho / \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	0.05~0.93	1.12~1.00	1.01~0.99

根据盐度值和均一温度值，查对 S N Almad (1980) 的 s - t 相图图解，获得的各阶段的流体密度值（表 2），大体上可认定属中等密度的溶液。

(3) 逸度和活度：按流体成分采用化学反应式 (1) 进行计算，可获得成矿流体的氧逸度 (f_{O_2}) 值：



据主要共生矿物特征，采用化学式 (2) 和 (3)，可计算出硫逸度值 (f_{S_2})：



计算结果列于表 3 中。由表 3 可知，成矿溶液的 f_{O_2} 值相当低， f_{S_2} 值远高于 f_{O_2} 值。按设定的化学反应式 (Baranova N N et al., 1981)，对各种离子团的活度进行计算，结果列于表 4 中。由表 4 可见，成矿溶液中以含硫离子团为主体，其中 HS^- 形式者占总硫活度的 89.79%~98.66%， $\text{H}_2\text{S}_{(\text{aq})}$ 形式者占总硫活度的 1.16%~10.19%。

表 3 f_{O_2} 值和 f_{S_2} 值

成矿阶段	主阶段 I	主阶段 II	晚阶段
$\lg f_{\text{O}_2}$	-49.61	-54.7~-53.6	-55.52
$\lg f_{\text{S}_2}$	-16.58~-18.79	-19.35~-21.86	-19.73~-22.24

表 4 含金络离子及金离子活度理论计算值 ($\lg a_i / \%$)

离子类型	主阶段 I	主阶段 II	晚阶段
Au^+	-24.152	-26.13~-24.88	-26.02
Au^{3+}	-73.578	-78.8~-75.04	-78.38
AuHS^-	-56.194	-61.82~-56.54	-60.80
$\text{Au}(\text{HS})_2^-$	-5.715	-7.17~-8.84	-7.90
$\text{Au}_2\text{S}(\text{HS})_2^{2-}$	-8.075	-9.46~-12.34	-10.63

(4) pH值和 E_h 值：实测石英、菱铁矿流体包裹体得 pH 值为 6.6~7.1；根据方解石法计算，获得 pH 值为 7.53~8.51，相差不大（龙训荣等，1998）。鉴于萨瓦亚尔顿金矿床按其成矿温度计算的中性 (pH) 值

为 5.73~5.91, 因而无论按实测值抑或理论计算值, 均可认定为碱性溶液。

根据流体包裹体成分, 按化学反应式(4)计算, 获得 E_h 值为-0.272~0.349, 显然属还原性溶液。这一性质与前述的低氧逸度特征相吻合。



4 矿质的迁移与沉淀的讨论

由上可知, 萨瓦亚尔顿金矿床成矿溶液具碱性, 较低温, 含盐度较高, 中等密度, 还原性以及 S^{2-} 和 Cl^- 浓度中等诸特点。在此种性质的溶液中金的各种氯络合物均不起明显作用, 一些研究者曾经得出类似的结论(Baranova N N et al., 1981)。Au在溶液中主要当以 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 形式迁移, 少数为 $\text{Au}_2\text{S}(\text{HS})_2^{2-}$ 和 AuS^- 形式。

当成矿溶液向压力低的方向流动并进入扩容减压带——构造破碎带后, 其各项物理化学参数随之发生急剧变化。众所熟知, 在较高温度状态下流体的密度受控于压力, 而流体的密度则是控制组分溶解度和电离度的必要因素。当密度小(压力低)时, 溶解度和电离度亦低, 其离子活度亦较小。流体的pH值和溶解度大小, 主要取决于压力条件更甚于温度(Helgeson H C et al., 1968)。 SiO_2 在水中的溶解度, 当在较低温度条件下受压力的影响较小, 但在较高温度时其溶解度则取决于压力(Barnes H L, 1979)。萨瓦亚尔顿金矿床中, 早阶段无石英大量发育, 显然是早阶段温度较高, 进入构造破碎带后矿液中的 SiO_2 因压力骤降使然。

一些研究者的实验指出, 沸腾会使溶液中的溶解物直接沉淀, 其沉淀率与沸腾速度成正相关(Sandergold C H et al., 1979)。根据包裹体研究表明, 萨瓦亚尔顿金矿床成矿时, 溶液曾发生过多次沸腾(龙训荣等, 1998; 郑明华等, 2001), 因而在成矿过程中, 伴有沸腾的减压过程和温度的下降, 是成矿溶液发生卸载的主要机制。

此外, 在绢云母化过程中, 由于 H^+ 的消耗可促使成矿溶液pH值增大; 矿体围岩的高含碳量则可降低矿液的氧逸度, 从而使金和其他金属组分的聚集成为可能; 由于成矿环境处于地壳浅部, 上升的含矿热液很大程度上不可避免会与下渗的大气降水发生混合, 使温度迅即下降, 也可促进硫氢络合物的沉淀。以上种种作用则是萨瓦亚尔顿金矿床成矿的辅助机制。

综上所述, 除了地质地球化学条件外, 物理化学条件及其适时的变化, 是控制萨瓦亚尔顿金矿床形成的必要因素。

参 考 文 献

- 李新生, 罗卫东. 1997. 中国首例穆龙套型金矿——新疆萨瓦亚尔顿金矿地质特征[J]. 甘肃地质, 6(1): 62~66.
- 刘家军, 郑明华, 龙训荣, 等. 1999. 新疆萨瓦亚尔顿金矿床赋矿地层时代的重新厘定[J]. 科学通报, 44(6): 653~656.
- 龙训荣, 郑明华, 张寿庭, 等. 1998. 萨瓦亚尔顿穆龙套型金矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 17(增刊): 381~384.
- 叶锦华, 叶庆同, 孟祥金, 等. 1998. 中国西南天山地区穆龙套型金矿成矿地质条件和找矿远景[J]. 矿床地质, 17(增刊): 41~42.
- 叶锦华, 叶庆同, 王 进, 等. 1999. 萨瓦亚尔顿金(铜)矿床地球化学特征与成矿机制探讨[J]. 矿床地质, 18(1): 63~72.
- 张寿庭, 郑明华, 龙训荣, 等. 1998. 萨瓦亚尔顿穆龙套型金矿床构造控矿特征[J]. 矿床地质, 17(增刊): 961~964.
- 郑明华, 刘家军, 龙训荣, 等. 1998. 我国首例穆龙套型金矿床的发现[J]. 矿床地质, 17(增刊): 973~976.
- 郑明华, 张寿庭, 刘家军, 等. 2001. 西南天山穆龙套型金矿床产出地质背景及成矿机制[M]. 北京: 地质出版社.
- Baranova N N, Ryzhenko B N. 1981. Computer simulation of the $\text{Cl-S-Na-H}_2\text{O}$ system in relation to the transpon and deposition of gold in hydrothermal process. *Ceochn. Inter.* 36~40.
- Barnes H L. 1979. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (2nd ed). New York: Wiley.
- Helgeson H C and Garrels R M. 1968. Hydrothermal transport and deposition gold. *Econ Geol.*, 63: 622~635.
- Sandergold C H and Turcoffe D L. 1979. A Laboratory study of mineral deposition in boiling environment[J]. *Econ. Geol.*, 74: 156~165.