

老柞山金矿床地质特征 及同位素地球化学特征^①

张红军^②

(中国地质大学(武汉)研究生院, 武汉, 430074)

摘要 通过对赋存于麻山群老地层且与岩浆热液有关的老柞山金矿床的矿床地质及稳定同位素地球化学特征的研究分析, 得出老柞山金矿床与岩浆岩、构造和麻山群密切相关, 岩浆热液提供主要的物源和热源。区内成矿物质具有深源性且来源单一的特点。

关键词 金矿床, 同位素地球化学, 老柞山

1 矿区地质概况

老柞山金矿床位于佳木斯隆起带中部, 具有多来源复合成因的特点, 其矿床地质特征及成因研究对指导找矿及资源预测具有十分重要的意义。

1.1 地层

矿区地层主要为下元古界麻山群柳毛组, 中生界也有部分出露, 新生界第四系分布广泛。柳毛组岩性主要为各种混合岩, 为成矿的初始矿源层, 仅局部出露, 近NW向分布, 倾向NE, 倾角 $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$ (图1)。中生界分布在矿区NW部, 主要为砂页岩、碳质页岩, 呈不整合覆盖于柳毛组和华力西期混合花岗岩之上。新生界第三系平岗玄武岩, 呈NS向断续分布, 覆盖于混合花岗岩之上。此外区内有广泛分布的第四系松散沉积层, 是找砂金的有利部位。

1.2 构造

区内的构造活动极其发育, 具复杂性和多期性的特点。柳毛组在区内呈现NW走向、向NE倾的陡倾斜的单斜构造。区内华力西期和燕山期构造活动(以断裂构造为主)剧烈, 断裂的叠加使区内构造进一步复杂化。广发育的断裂构造主要以NW和NE两组为主, NW向的西大川断裂和NE向的七星河断裂, 控制着老柞山金矿田的形成。NW向断裂较为发育, 等间距分布, 从而控制了老柞山金矿等间距产出, 并构成东、西、中三个矿带(图1), 是控矿及容矿构造。

① 收稿日期 1999-01-22

② 第一作者简介: 张红军, 男, 1972年2月生。学士, 现为中国地质大学(武汉)研究生院硕士研究生, 研究方向为矿床地球化学。

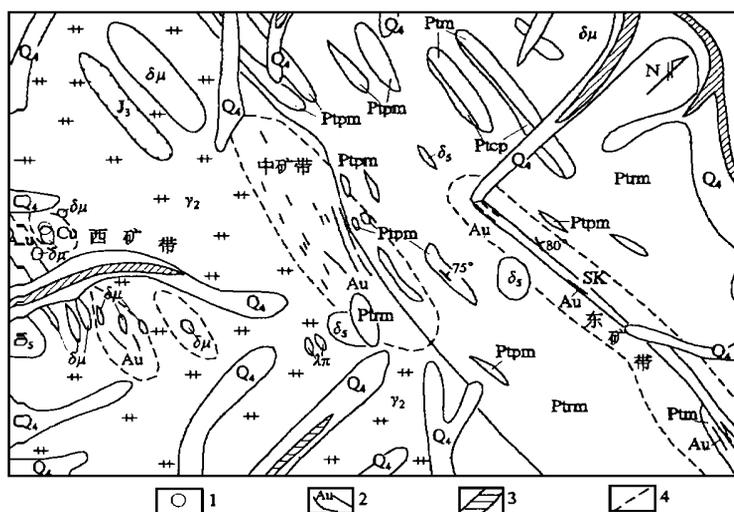


图1 老柞山矿床地质图

Fig 1 Geological map of Laozuoshan gold deposit

1. 铜矿点 2. 金矿体 3. 砂金矿体 4. 推测矿带界线 Q₄. 冲积层 J₃. 砂页岩
Ptln. 大理岩 Ptpm. 片麻岩 Ptecp. 石墨片岩 Ptrm. 混合岩 γ₂. 混合花岗岩
δ₁. 闪长岩 δ₀. 闪长玢岩 λ_π. 霏细岩 SK. 砂卡岩化带

1.3 岩浆岩

矿区内岩浆岩十分发育,主要有华力西期混合花岗岩和燕山期闪长玢岩、花岗斑岩、斜长花岗岩和霏细岩的岩株(脉)。华力西早中期混合花岗岩、闪长玢岩和本区内金矿成矿关系极其密切,不仅为金矿成矿提供热源,而且提供成矿物质。

区域内矿产资源单一,主要为老柞山岩金矿及其矿区附近的西大川、鸡爪沟和七星河上游小型金矿及一些砂金矿床。

2 矿床地质特征

2.1 矿带(体)特征

老柞山金矿区包括西矿带、中矿带和东矿带三个矿带,共有200多条矿体(脉)。

(1)、东矿带:分布于矿区东部的混合岩残留体中,受SK岩带控制,由北西段,南东段和东部段三个矿段组成(图1)。矿体受NW向张扭性断裂的控制,厚度变化较大(如401[#]、608[#]矿体),沿走向及延伸方向具串珠状膨缩的规律。载金矿物以磁黄铁矿为主,次为黄铜矿和毒砂。成矿时代为两期:华力西期早期和燕山晚期。

(2)、中矿带:位于矿区中部的元古代混合花岗岩和混合岩的接触带处,矿体受叠加在韧形剪切带之上的NWW及NW向断裂的控制,并沿走向厚度变化较大(如1[#]、32[#]矿体)。载金矿

物以磁黄铁矿和毒砂为主,成矿时代为华力西早期和燕山晚期。

(3)、西矿带:产于矿区西部混合花岗岩内,矿体受控于向NW压扭性断裂,延深及延长很大,呈细长脉状,厚度较小,产状稳定。载金矿物以毒砂为主,次为黄铜矿。成矿时代与燕山晚期小岩体(脉)关系密切。

2.2 矿石组构特征

区内常见矿物共生组合(即矿石类型)主要有以下几种:a. 石英脉型;b. 毒砂-磁黄铁矿-方解石-石英脉型;c. 黄铁砂-磁黄铁矿-毒砂-石英脉型;d. 黄铁矿-黄铜矿-毒砂-方铅矿-方解石-石英脉型;e. 黄铁矿-方解石-石英脉型。其中b、c和d为主要含金石英脉。矿石结构主要为它形-半自形晶粒结构、交代结构、压碎结构等,矿石构造主要为稠密浸染状、致密块状构造、脉状构造,其中浸染状构造为区内主要的矿石类型。

2.3 围岩蚀变

区内围岩蚀变主要有硅化、绢云母化、钾化、碳酸盐化、绿泥石化等,以前三者与矿化关系最为密切。

3 矿床地球化学特征

3.1 同位素地球化学特征

3.1.1 硫同位素 Ohomoto(1972)指出,成矿流体中硫同位素组成受流体中物理化学条件变化控制,是成矿流体物理化学条件(pH, Eh, T, P, I, f_{O_2} ...)的函数: $\delta^{34}S_{\Sigma} = f(\text{pH, Eh, T, P, I, } f_{O_2} \dots)$,且从热液中沉积出来的硫化物的同位素组成不等于成矿热液的总硫同位素^[2]。热液体系中总硫同位素近似等于:

$$\delta^{34}S_{\Sigma} = \delta^4S_i + X_{\Sigma SO_4^{2-}} \cdot \Delta_{H_2S^{SO_4^{2-}}}^{SO_4^{2-}} - \Delta_{H_2S^-}^i$$

式中 $\Delta_{H_2S^-}^i$ 为第i类含硫原子团和 H_2S 之间的同位素相对富集系数, δ^4S_i 为第i类硫原子团的同位素组成。由于在区内成矿热液体系pH值、Eh值较低,矿物组合为黄铁矿、毒砂、磁黄铁矿和黄铜矿等,未见重晶石等的出现,推测区内硫化物在较低的 f_{O_2} 条件下形成,因此 $X_{\Sigma SO_4^{2-}} \cdot \Delta_{H_2S^{SO_4^{2-}}}^{SO_4^{2-}} \approx 0$,而 $\Delta_{H_2S^-}^i \approx 1000 \ln H_2S$,其绝对值 $|\Delta_{H_2S^-}^i| < 0.4$,故热液中的 $\delta^{34}S_{\Sigma}$ 可近似于金属硫化物中的 δS^{34} 。在老柞山金矿床中,通过对采集的108个样品分析可知:矿区内的硫同位素组成全为正值, $\delta^{34}S$ (2.6~6.5)‰,变化范围窄,硫同位素频率直方图呈尖塔式分布,且具有正向偏离陨硫特征,在(4~5)‰范围之内,集中了75%以上的样品,反映了成矿过程中没有引起硫同位素强烈分馏仍保持着高度均一、分布集中的特点。大量研究表明,矿床 $\delta^{34}S$ 变化范围小于10%,说明其硫源比较单一^[8],显示了在成矿过程中有一个稳定的硫源。据Ohomoto等^[3]的意见,岩浆硫具有 $\delta^{34}S$ 值为4.0‰的特点,初步推测区内成矿热液的硫是“就地取材”,即从混合岩类中淋取,但同时有少量其它硫源的混入,结合矿区地质特征分析,认为区内硫以幔源为主,且有少量壳源硫的混入,即区内的硫源是以幔源为主的壳幔混源型。

表 1 老柞山金矿床硫同位素组成表

Table 1 S-isotope composition of Lao Zuo Shan Au deposit

测定矿物	样品数	$\delta^{34}\text{S}$ 变化范围	均值	极差	均方差	矿体和围岩
磁黄铁矿	33	+ 3.5 ~ + 4.02	+ 4.02	1.7	0.42	混合岩、花岗岩、闪长玢岩
毒砂	31	+ 3.9 ~ + 5.3	+ 4.46	1.4	0.36	矿体、蚀变岩
黄铁矿	25	+ 3.8 ~ + 7.1	+ 4.56	3.7	0.89	混合岩
黄铜矿	18	+ 3.6 ~ + 4.2	4.2	1.4	0.43	含金铜矿体、混合花岗岩
辉钼矿	1		+ 6.6			花岗岩

3.1.2 铅同位素 通过对铅同位素组成的测定分析可知(表 2):老柞山金矿床铅同位素组成为 $w(^{206}\text{Pb})w(^{204}\text{Pb}) = 18.511\text{‰} \sim 18.367\text{‰}$, $w(^{207}\text{Pb})w(^{204}\text{Pb}) = 15.472\text{‰} \sim 15.643\text{‰}$, $w(^{208}\text{Pb})w(^{204}\text{Pb}) = 37.764\text{‰} \sim 38.131\text{‰}$, 变化范围小于 0.22‰, 具相对稳定的特点。据计算 $\mu = 9.35$, $\text{Th}/\text{U} = 3.71$ 。所有的相关比值都可落在 D_{oe} 的单阶段整合矿床铅的特征的增长曲线附近($\mu = 9.58$, $\text{Th}/\text{U} = 3.85$)^[4], 由此说明矿石铅和岩石铅具有相同的来源, 且具有单阶段的性质, 通过对 R. S. Cannon 演化三角图的投影, 铅同位素样品全部落入正常铅小三角形范围, 且从矿区内 $w(^{206}\text{Pb})w(^{204}\text{Pb})$ 的比值来看, 其比值的均值为 1.18, 属于正常铅(0.89 ~ 1.20)。Cannon(1962)认为, 正常铅来自地球内部深处或来自构造单元基本封闭的系统^[5]。这说明区内的矿质具有深源性:

表 2 老柞山金矿床矿石及围岩的铅同位素组成

Table 2 Pb-isotope composition of ore and the host rocks in Lao Zuo Shan Au deposit

样品编号	样品名称	矿物	$w(^{206}\text{Pb})w(^{204}\text{Pb})$	$w(^{207}\text{Pb})w(^{204}\text{Pb})$	$w(^{208}\text{Pb})w(^{204}\text{Pb})$
8334—62	花岗岩	钾长石	18.3453	15.5343	38.007
8208—192	黑云母花岗岩	钾长石	18.3655	15.5307	37.884
8358—266	斜长花岗岩	钾长石	18.367	15.5474	37.972
8239—113	浅色花岗岩	黄铁矿	18.328	15.472	38.050
8363—35	闪长花岗岩	磁黄铁矿	18.151	15.52265	37.994
5111	混合花岗岩	钾长石	18.229	15.5265	37.994
穿 32—1	矿石	毒砂	18.165	15.566	38.131
8343—48	矿石	黄铁矿	18.247	15.452	37.764

资料来源:黑龙江省有色冶勘 701 队

3.2 碳、氧同位素

老柞山金矿中,通过对与矿化共生的热液形成的方解石中碳同位素的测定(表 3)可知,老柞山金矿 $\delta^{13}\text{C} = -5.33\text{‰} \sim -2.64\text{‰}$, 由于矿物组合主要为方解石+石英+黄铁矿,故碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 可近似代表碳酸盐矿物沉淀时热液体系的 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}$ 值^[7], 另据研究,200 ℃ 时方解石较溶液的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值低 0.2‰, 因此确定区内矿床碳酸盐矿物沉淀时,溶液的 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}$ 值为 $-5.33\text{‰} \sim -2.64\text{‰}$, 在岩浆深源($-8\text{‰} \sim -5\text{‰}$) 和海相沉积源碳同位素(0‰) 变化范围之内, 说明成矿流体中碳的主要来源可能是深部地壳及上地幔且少部分来自于矿床围岩。在测定方解

石中碳同位素的同时还对其中的氧同位素进行了测定结果为 $\delta^{18}\text{O} = 10.27\text{‰} \sim 13.7\text{‰}$, 平均为 11.74‰ , 经过换算的 $\delta^{18}\text{O}(\text{水})$ 为 $3.73\text{‰} \sim 7.58\text{‰}$, 平均 5.4‰ 。由于在未被混染的幔源岩浆中, 全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值不可能超过 $7.0\text{‰} \sim 7.5\text{‰}$, 因此区内岩体在其形成过程中, 有地壳物质的混入^[5]。碳-氧同位素、硫同位素、矿区地质特征综合分析均表明成矿热液与岩浆水有关, 但有少量变质水的渗入。

综合区内 S, Pb, C, O 同位素资料和矿床地质特征, 可判定成矿热液主要为岩浆水, 但可能有少量地表水的混入, 成矿物质主要来自幔源或上地壳。

表3 老柞山金矿床碳酸盐矿物碳氧同位素组成

Table 1 C, O isotope composition of carbonate in Lao Zuo Shan Au deposit

样品编号	样品名称	矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$
8209—64	毒砂方解石脉	方解石	10.81	- 5.23
8460—14	磁黄铁矿方解石脉	方解石	12.21	- 5.33
8456—74	毒砂磁黄铁矿方解石脉	方解石	10.27	- 2.64
穿 32—3	方解石石英脉	方解石	13.70	- 3.88

资料来源: 黑龙江省有色冶勘 701 队

4 结论

同位素研究可以得到许多关于成矿方面的信息。根据矿区内的 S, Pb, C, O 等同位素并结合矿区地质特征的研究表明, 老柞山金矿床是热液型矿床, 成矿热液主要为岩浆水并混合少量的地表水, 金的活化与富集因素以岩浆热液活动的影响为主。岩浆热液的活动为金的成矿提供了一定的成矿物质, 并且在一定程度上活化和萃取了围岩中的部分金使之得以富集。区内岩浆热液不仅为成矿提供了必要的热源, 而且也成矿提供了一定数量的成矿物质。

参考文献

1. 刘玉民. 黑龙江省老柞山金矿区水化学及生物化学特征探讨. 有色金属矿产与勘查, 1994, (1): 47 ~ 50
2. Ohomoto H. Systematics of sulfur and carbon isotope in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol., 1972, (17): 551 ~ 578
3. Ohomoto H. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H I ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: John Wiley & Sons, 1979, 509 ~ 567
4. Doe B R and Stacey J S. The application of lead isotope to the problems of ore genesis and ore prospect evolution. Econ. Geol., 1974, (69): 757 ~ 776

(下转第 87 页)

布拉克金矿的 10 万 t 级堆浸提金试验生产中, 参股投资 130 万元, 当年即分利 400 万元。近年来, 金矿开发已带动了新疆各地勘单位的经济发展。青海地勘局, 近年所办金矿的年产量, 已占青海全省年矿产量的 50% 左右。目前, 青海地勘局已决定将走金矿探、采、选一体化的路子作为产业结构调整的方向^①。青海有色地勘单位, 近年来也比较重视金矿开发, 可能在近年内会取得较大进展。

西北地区属我国经济不发达地区, 金矿勘查开发在今后十年内仍将是该地区的热点。西北地区各地勘单位今后的优势产业, 仍将是矿业开发。

(上接第 52 页)

5. 魏菊英. 同位素地球化学. 北京: 地质出版社, 1988
6. Doe B R and Zartman R E Plumbotectonics The Phanerozoic 《Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits》2nd ed. 1979
7. 沈渭洲. 稳定同位素地质. 北京: 原子能出版社, 1987, 69 ~ 398
8. 葛良胜, 陈祥. 四川金台子金矿床地质地球化学特征. 地质找矿论丛, 1996, (11): 87 ~ 94
9. 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 陕西科学技术出版社, 1986, 23 ~ 234
10. 季克俭, 等. 热液矿床的矿源、水源和热源及矿床分布规律. 北京科学技术出版社, 1989: 77 ~ 111

STUDY ON THE GEOLOGY AND ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF LAOZHUOSHAN GOLD DEPOSIT

Zhang Hongjun

(China University of Geoscience, Graduate Scholl, 430074)

Abstract

Based on the studies of geology and isotope geochemistry of Laozhuoshan gold deposit, we can get important information about the deposit. It is concluded that magmatic hydrothermal fluid provides ore-forming material, and ore forming material has the character of deep and single source (derived from upper mantle and lower crust). The deposit is closely related to magmatic thermal fluid, structure and Mashan group (Pt_m). This is confirmed by regional geology and the characters of Pb, S, C and O stable isotopes.

Key words Gold deposit, isotope geochemistry, Laozhuoshan

^① 中国地质矿产报. 1998, 2, 7, 第 1 版