内蒙古额仁陶勒盖银矿床氢、氧、硫、铅同位素研究

陈 祥
（武警黄金地质研究所，河北廊坊）

提 要： 额仁陶勒盖银矿床是次火山热液作用产物。燕山晚期本区受太平洋板块的边缘影响，额尔古纳断裂带复活，产生壳幔混合作用形成花岗质岩浆。石英斑岩是花岗质岩浆成岩期的最后产物，分异作用导致银在成岩后期及期后成矿热液中富集。因此，石英斑岩是矿床的直接母岩。地表大气水参与了成岩和成矿作用的全过程。

关键词： 银矿床 氢、氧、硫、铅同位素研究 石英斑岩 内蒙古

1 区域地质与矿区地质

矿床位于内蒙古满洲里海拉尔盆地西南新巴尔虎右旗（简称西旗）的西南部，大地构造地处额尔古纳兴凯褶皱带和大兴安岭海西褶皱带的交接部位。矿区内出露地层主要为上侏罗统塔木兰沟组地层（J_3t），为本矿床的直接围岩，其主要岩性为安山岩，局部含沉积岩夹层。在矿区西部见有上侏罗统上库力组地层（J_3s^1），为一套火山岩、火山碎屑岩建造

位于矿区西北部距主矿体（Ⅱ、Ⅲ矿带）约 1.5 km 的花岗岩岩株（γ_5^{2-3}）及其派生物——呈岩脉状产出的石英斑岩（$\lambda\pi$），均与地层呈侵入接触关系，侵入界面明显。两者系同源产物。两者成岩 Rb-Sr 等时线年龄为（120±6）×10^6 a，属燕山晚期产物。$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值为 0.7075，在 G Faure（1972）地球锶演化图上位于地壳范围内，但明显靠近地幔演化线。与最后一次造山运动各构造层相比较，位于上地壳和造山带内[1]。与同熔型花岗岩相当[2]。岩体中岩石类型复杂，主要有黑云母钾长花岗岩、黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩。位于矿区与Ⅰ号石英脉型矿体伴生的石英斑岩，具斑状结构、块状构造。副矿物种类同花岗岩体中各类型岩石。研究表明，石英斑岩是成岩期的最后产物，花岗岩岩浆形成岩体经历过强烈的结晶分异作用。

矿床受Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ号断裂带控制，与Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ号矿带相对应。

2 矿床稳定同位素研究

2.1 氢、氧同位素

采取不同类型岩石样品 3 件，不同标高不同成矿阶段的石英样品 7 件，方解石样品 1 件，分别进行氢氧同位素测试，结果列于表 1 中，利用公式[13]：

$1000\ln\alpha_{石英-水}=\delta^{18}O_{石英}-\delta^{18}O_{水}=3.38\times10^6\times T^{-2}-3.40$ 和 $1000\ln\alpha_{方解石-水}=\delta^{18}O_{石英}-\delta^{18}O_{水}=2.78\times10^6\times T^{-2}-3.40$

计算出 $\delta^{18}O_{水}$ 列于表 1 中，分析表中数据，得出如下结论。

（1）石英斑岩是花岗质岩浆强烈结晶分异作用的产物，故它的 $\delta^{18}O$ 值应高于花岗岩[4]。经验表明，石英斑晶的 $\delta^{18}O$ 值比新鲜全岩高出约 1.2‰[14]，即石英斑岩全岩的 $\delta^{18}O$ 值为 −1.3‰，大大低于花岗岩的 $\delta^{18}O$ 值，出现这样低的值，只能是大气水作用的结果。石英斑晶出现这样低的氧同位素值，应作如下分析：镜下鉴定表明斑晶中无其他含氧矿物，说明即便有，量也是很少的。因此石英斑晶中的氧同位素主要有两部分组成，即石英晶格中的氧和气液包裹体中水的氧，显然后者比前者少许多。

因此，石英斑晶中氧同位素主要由石英晶格中的氧决定，而它形成于石英斑岩中其他矿物之前，表明

表 1 矿区地质体氧、氢同位素组成

序 号	产 状	$\delta^{18}O$/‰	$\delta^{18}O_{H_2O}$/‰	δD_{H_2O}/‰
1	花岗岩中的原生石英	10.4		
2	石英斑岩中的石英斑晶	-0.1		
3	上侏罗统塔木兰沟组安山岩	9.6		
4	ZK68 中与硫化物共生的石英	1.7	-7.7	
5	Ⅰ号矿带石英脉中的石英	4.8	-1.1②	
6	Ⅱ号矿带与锰氧化物共生的石英	-2.7	-14.2	
7	Ⅱ号矿带、ZK36、168 m 含矿石英脉中的石英	-0.8①	-8.9	
8	Ⅱ号矿带、ZK19、188 m 含矿石英脉中的石英	-4.7①	-12.8	-147
9	Ⅱ号矿带、ZK19、242 m 含矿石英脉中的石英	-5.7①	-13.8	-155
10	Ⅱ号矿带、ZK36，234 m 梳状石英脉	-7.3①	-15.6	
11	Ⅱ号矿带、ZK36，462 m 方解石石英脉	5.4 (Ca)①	-1.8③	-141

① 据张理刚，1995，其余均由长春地质学院地质系测试，1990；② 按 330 ℃计算；③ 按 240 ℃计算，其余按 270 ℃计算所得

在石英斑岩岩浆开始结晶以前，岩浆与大气水发生了交换作用。在这交换作用过程中，可能发生了 OH^- 与 Cl^- 置换反应，使得岩浆后期及期后的热液中 Cl^- 含量增高，从而有利于萃取岩浆中的 Ag^+，导致成矿热液中银的富集。

(2) 安山岩的 $\delta^{18}O$ 值为 9.6‰，比正常值（5.4‰～7.5‰[4]）高，可能是其在上升过程中同化了壳源中富 ^{18}O 的成分[4]。但在矿区的断裂带及其两侧的蚀变安山岩的 $\delta^{18}O$ 大都在 -1.2‰～0.8‰[6] 之间，表明在围岩蚀变过程中大气水的作用是十分强烈的。

(3) 不同标高的含矿石英脉中 $\delta^{18}O_{水}$ 的不同，自下而上有降低趋势，说明愈近地表，大气降水介入愈多。

(4) 不同成矿阶段与矿物共生的平衡水的 $\delta^{18}O$ 值显示从早到晚有降低的走势，表明成矿晚期大气水的作用明显。

(5) 与矿物共生平衡水的 δD 实测值与中生代该地的大气水比较接近[7]，也支持了上述观点。

2.2 硫同位素

采集不同标高矿物中硫化物单矿物进行硫同位素测试，结果（表 2）说明：① 各硫化物的 $\delta^{34}S$ 值变动

表 2 矿石矿物硫同位素组成（‰）

序号	矿石类型	黄铁矿	闪锌矿	方铅矿
1	硫化物蚀变岩型矿石		4.1	
2	硫化物蚀变岩型矿石		3.0	1.9
3	硫化物蚀变岩型矿石		3.7	
4	硫化物蚀变岩型矿石	3.0		1.7
5	硫化物蚀变岩型矿石	4.5		
6	硫化物蚀变岩型矿石	3.3	1.3	4.0
7	硫化物蚀变岩型矿石	3.5		
8	硫化物蚀变岩型矿石		3.0	1.1

注：由长春地质学院地质系测试，1990

范围在 -4.0‰～4.5‰之间，大多数样品在 1‰～3‰之间摆动。表明 $\delta^{34}S$ 离散度小，具呈塔式分布的岩浆硫特征；② 各硫化物的 $\delta^{34}S$ 极差为 8.41‰，大量研究表明，矿床 $\delta^{34}S$ 变动范围小于 10‰，其硫源单

http://www.kcdz.ac.cn/

一[8]；$\delta^{34}S$ 的平均值 2.29‰，与深源岩浆来源的全硫值相近[12]，说明矿床中的硫来自深部岩浆；③ 其中 4、6 两个样品的黄铁矿、闪锌矿、方铅矿的硫同位素数据符合它们平衡共生的条件[1]。因而利用测温公式计算平衡温度为 360℃，与石英包裹体均一法测定结果相一致。

2.3 铅同位素

测定矿石中方铅矿 3 个样品，结果列于表 3 中，数据表明：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.42～18.57，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.53～15.88，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.39～39.16，变化范围较大。其中，有两件样品的 H-H 法[10]单阶段模式年龄为负值。上述情况表明，矿石中的方铅矿铅同位素组成特征明显其应属异常铅。与最后一次造山运动各储集层铅同位素组成[1]相比较，上述铅来自于地壳深部及上地幔，又明显受到上地壳铅的混染。

表 3 矿石中方铅矿铅同位素特征

序号	样品号	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	H-H 年龄	μ	ω	Th/U
1	$ZK36S_1$	18.4234	15.6678	38.5315	负值			
2	$ZK36S_2$	18.5548	15.8853	39.1587	162×10^6 a	9.127	9.46	1.0025
3	$ZK36S_3$	18.5676	15.5676	38.3944	负值			

注：由长春地质学院同位素实验室测试，1990

在 Doe 和 Zartman 的铅同位素演化曲线 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 坐标图上[11]（图 1）各样品呈线性分布说明矿石铅与石英斑岩的铅源一致。另外，矿石铅与岩石铅的分布范围一致，均位于地幔和上地壳之间。而且岩石的分布范围大，说明它们铅源相同，均属壳幔混合产物。银和铅是自然界最重要的亲硫元素（当然还有铜）。铅在热液中以氯络合物形式迁移[9]，氯化银不溶于水，但银氯络合物的溶解度很大，考虑到成矿热液中氯含量较高，因此，银和铅均主要呈氯络合物迁移。故一定程度上，铅源即为银源。

通过上面的分析说明，Ag（至少可以说大部分银）来自石英斑岩。

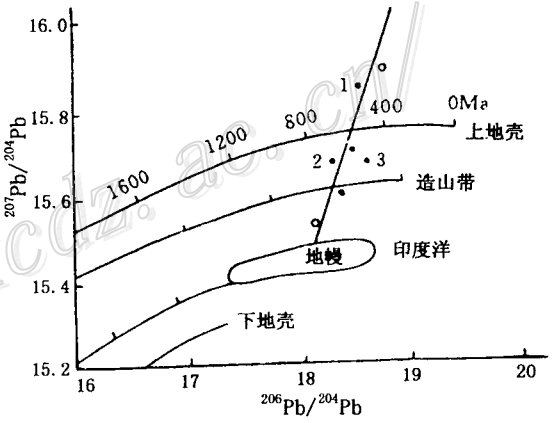

图 1 额仁陶勒盖银矿床岩矿石铅同位素组成图解

（1～3 三个点为本文，其余据孙恩守[3]）

●—方铅矿；○—石英斑岩

3 矿床成因探讨

3.1 石英斑岩成矿因素讨论

(1) 石英斑岩是岩浆演化的最后产物，随着结晶分异作用的进行，在岩浆演化晚期，银含量明显升高（表 4）。而与之同时迁移的 Pb、Cl、S 等明显低于花岗岩，表明它们进入成矿热液中。事实上，Cl 和 S，尤其是 Cl 对银的迁移起重要作用。是导致银在石英斑岩和成矿热液中富集的原因。

(2) 不仅银在石英斑岩中富集，而且分布愈加不均，其含量的标准差及变异系数均很大，后者最大达 165%，一般说来，岩体中成矿元素含量愈不均，对矿化也越有利[5]。

(3) 前已述及，石英斑岩中斑晶的 $\delta^{18}O$ 很低，显然是由于其在结晶过程中，天水的加入造成的。天水的加入还可引起 OH^- 置换岩浆中 Cl^- 的作用，因为两者的电价相同而半径相近（两者离子半径相差 28%[1]），作用后成矿演化的 Cl^- 含量增高，从而更加有利于萃取岩浆中的 Ag^+，这是岩浆成矿的一个重要条件。

3.2 石英斑岩与银矿床之间的成因联系

表 4 矿区岩矿石化学组成 (10^{-6})

样品名称	样品数	Pb	Ag	Cl	S	K/Rb	资料来源
花岗岩	6	30.79	0.32	580.70	561.55	190～303	本文
石英斑岩	3	13.86	1.95	183.17	203.23	91～105	本文
石英脉	9	11.78	6.01	13.97	159.68		本文
世界花岗岩		20	0.05	240	400	167	维诺格拉多夫，1962[1]

注：由长春地质学院岩化系测试

(1) 成岩成矿的时间和空间：岩体和矿体同侵位于上侏罗统塔木兰沟组地层中，岩体形成于燕山晚期，与银矿床在空间上紧密伴生。另外，矿体分布以石英斑岩为中心，向东呈明显的水平分带。

(2) 岩体与银矿床之间存在着明显的物源联系：石英是本矿床中含量最丰富的脉石矿物，占有绝对重要的地位。特别是成矿早期形成的石英脉（Ⅰ号脉）保留了较多的岩浆岩的信息。石英中稀土元素配分曲线与石英斑岩完全一致，尽管两者在稀土总量上有差别，但Ⅰ号矿带石英与石英斑岩的 δEu 值均为 0.48，表明两者有明显的成因联系。

(3) 同位素证据：花岗岩和石英斑岩的锶同位素以及矿石铅同位素特征表明它们都是壳幔混合作用的产物。另外，在图 1 铅构造模式图上，矿石铅和岩石铅呈线性排列，表明它们来自同一个源区。矿石硫同位素表明它来自花岗岩岩浆，氢氧同位素更是表明它们是在大气水连续作用条件下的产物。

4 矿床成因

本区在燕山期受太平洋板块的边缘影响，先存的 NE 向额尔古纳-呼伦湖断裂复活，并诱发强烈岩浆活动，岩浆的形成及岩体与矿带的分布受该断裂控制。NW 与 NE 向的断裂交汇处控制着矿田和矿床的分布和就位。形成于地壳深部及上地幔处的岩浆在上侵过程中与壳源物质发生同化混染作用或使之间发生部分熔融而形成矿区的花岗质岩浆。该岩浆在岩浆房中发生强烈的结晶分异作用形成花岗岩浆及其派生物石英斑岩岩浆和大量的富含 Cl、S、Pb、Ag 的高盐度矿液，天水的加入使矿液量大增，而且水与岩浆作用，可能发生 OH^- 取代 Cl^-，使得岩浆中的 Cl^- 转移入高盐度矿液中，增强了萃取岩浆中 Ag^+ 的能力，矿液上侵后沿裂隙充填成矿。

从上面的讨论中，我们可以看出花岗岩在成矿中的作用不可低估。然而，Ag 及矿化剂 Cl 在其中的含量尚不足于形成矿床（当然还要考虑其他条件），尤其是天水无明显地作用于岩浆；况且，形成矿床所需的成矿热液在岩浆后期及期后形成。因此，稍晚于花岗岩形成的石英斑岩是成矿直接母岩。作为成矿早期形成的白色石英脉（如Ⅰ号矿带），其中的微量元素和稀土元素含量及其分布特征及同位素研究表明它与石英斑岩和花岗岩有成因联系，且与前者更为接近。大气水成岩成矿过程中起重要作用，成岩和成矿是一个接近连续的过程。

参 考 文 献

1 赵伦山等编著．地球化学．北京：地质出版社，1988，40～208．
2 孙鼐主编．火成岩岩石学．北京：地质出版社，1985，258～259．
3 孙恩守．内蒙满洲里—新巴尔虎右旗成矿带银的成矿规律．有色金属矿产与勘查，1995，4 (1)：23～29．
4 魏菊英等主编．同位素地球化学．北京：地质出版社，1991，112～139．
5 刘英俊等编著．勘查地球化学．北京：科学出版社，1987，22～43．
6 张理刚等著．两阶段水—岩同位素交换理论及其勘查应用．北京：地质出版社，1995，130．
7 张理刚等著．成岩成矿理论与找矿．北京：北京工业大学出版社，1989，121．
8 申浩澈编．同位素地质学．长春：长春地质学院，1986，166．
9 刘英俊等编著．元素地球化学．北京：科学出版社，1984，295～304．
10 G 福尔著．同位素地质学原理．潘曙兰等译．北京：科学出版社，1986，181～196．
11 Zartman R E. Doe B R Plumbotectonics the model, Tectonophysics, 1981, 75: 136～162.
12 Rye R O, Ohmoto H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis. A review, Econ Geo, 1974, 96 (4): 862～841.
13 Clayton R N. Oxygen isotope between exchange quartz and water Geophys Res, 1972, 77: 3057～3067.
14 Talor H P. Oxygen hydrogen isotope studies of plutonitc granite rocks. Earth Planet Sci Letter, 1978, 38: 177～210.