

文章编号: 1000-4734(2010)03-0311-08

西藏纳如松多银铅矿 S、Pb 同位素组成: 对成矿物质来源的指示

杨勇^{1,2}, 罗泰义^{1*}, 黄智龙¹, 杨竹森³, 田世洪³, 钱志宽^{1,2}

(1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049; 3. 中国地质科学院 矿产资源研究所, 北京 100037)

摘要: 纳如松多银铅矿是西藏陆陆碰撞主碰撞时期形成的特殊的隐爆角砾岩型富银富铅矿床。对该银铅矿的主要金属硫化物和矿区的斑岩进行了 S、Pb 同位素组成的分析和示踪讨论, 结果显示矿床的金属硫化物和斑岩(细斑和粗斑)具有一致的铅同位素组成, 以富集放射性成因铅为特征, 表明成矿物质中的铅主要来源于矿区斑岩。方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 2.5‰~4.7‰, 与之成对的闪锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为 4.5‰~5.5‰, 皆大于相对应的方铅矿, 表明成矿期的 S 同位素基本达到了平衡。矿石硫化物硫同位素与粗斑斑岩硫同位素组成更为接近, 结合 Pb 同位素的特征, 认为银铅矿的成矿与粗斑斑岩的关系更为密切。

关键词: 冈底斯; 斑岩; 银铅矿; 硫同位素; 铅同位素; 纳如松多

中图分类号: P597; P611; P618.42; P618.52 **文献标识码:** A

作者简介: 杨勇, 男, 1981 年生, 博士, 矿床地球化学专业。E-mail: yttmm1021@163.com

近年来, 在西藏冈底斯中东段发现了长达 350 km、宽 40 km 的斑岩铜矿带^[1-2], 初步评价显示有冈底斯带的甲马、驱龙、冲江、宫厅等大型矿床, 以及一系列的中、小型矿床和矿化点^[3]。冈底斯带已经成为中国重要的斑岩铜矿带, 斑岩主要形成于中新世, 集中于冈底斯带南缘, 以发育铜、钼、金矿化为主, 成矿背景明显不同于岛弧带与大陆边缘带, 但其矿化特征与岛弧、大陆边缘的斑岩铜矿相似。目前, 众多学者对斑岩的地球化学特征^[4-8]、成岩及成矿年代^[9-12]、成岩构造环境和成矿作用^[13-17]已进行了较为深入的研究, 认为斑岩主要形成于中新世, 集中分布于冈底斯带南部, 以发育铜、钼、金矿化为主, 成矿背景为印度-亚洲大陆碰撞后期的伸展环境, 明显不同于岛弧带与大陆边缘带。

随后, 在冈底斯成矿带的北缘发现了较多的以银铅锌矿化为主的矿床(矿化点), 如纳如松多、帮浦、新嘎果、夏龙等^[17-18], 它们构成了一条与南缘的斑岩铜矿带平行分布的银铅锌多金属成

矿带, 到目前为止, 对该带的成矿作用及成矿背景还缺乏深入的研究。纳如松多银铅锌矿床位于冈底斯北缘的银铅锌多金属矿带中段(图 1), 是该带的典型矿床之一, 其中 I 号矿区为隐爆角砾岩型银铅矿, 最新的年代学资料表明该矿床形成于印亚大陆大规模碰撞中期 57.8 Ma(热液蚀变绢云母的 Ar-Ar 年龄, 孟祥金, 未刊资料), 其成矿年代明显早于银铅锌多金属成矿带上的其他矿床; III 号矿区则发育夕卡岩型铅锌矿, 并出露有斑岩。目前尚无资料对纳如松多银铅锌矿床进行研究, 本文拟通过对典型的纳如松多 I 号矿区的 S、Pb 地球化学研究, 分析银铅矿床成矿物质来源, 为冈底斯银铅锌矿带成因研究和找矿勘探提供一些基础性的资料。

1 地质背景

纳如松多铅锌矿位于西藏日喀则地区谢通门县境内, 处于西藏陆陆碰撞造山带拉萨地体南缘冈底斯岩基内。拉萨地体自晚三叠世从印度板块分离以来^[20], 相继经历了侏罗纪岛弧造山、白垩纪陆缘弧叠加、古近纪碰撞造山、新近纪岩浆-变形等构造、岩浆事件, 形成了现今厚达 70~80 km 的巨厚地壳和长达 1500 km 的冈底斯岩浆带^[21]。

收稿日期: 2009-12-20

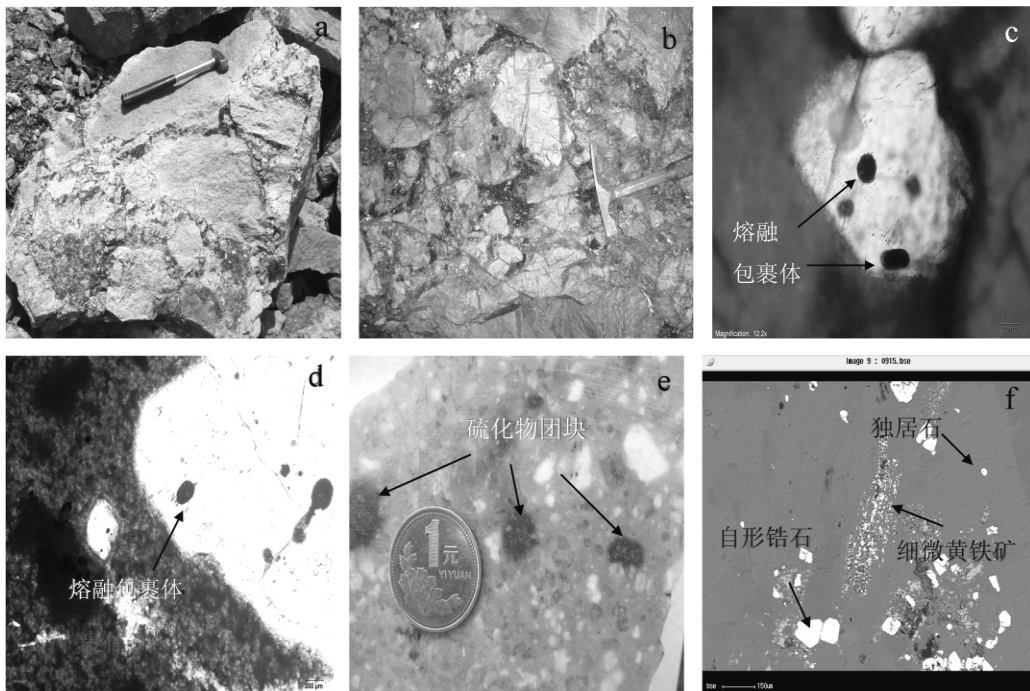
基金项目: 国家科技支撑计划项目(编号: 2006BAB01A00)

* 通讯作者, E-mail: luotaiyi@vip.gyig.ac.cn

被溶蚀呈浑圆状和港湾状,斑晶中可见大量熔融包裹体及矿物包裹体(图3c)。钾长石呈半自形到自形,部分呈板状、柱状;大部分发生泥化,局部有较粗晶的绢云母化。

粗斑斑岩: 岩石呈浅灰色、浅肉红色,斑状结构。斑晶主要为石英、钾长石,斑晶粒度一般大于5 mm,常见1~2厘米级的斑晶,基质为细晶质。岩石主要矿物含量: 斑晶石英15%~20%,钾长石斑晶10%~20%,黄铁矿5%~10%,其余为具有细晶结构的长英质基质。斑晶结构与细斑斑岩

基本相似,但与前者相比较,主要差别是: ①斑晶粒度明显增大; ②石英斑晶中的熔融包裹体及矿物包裹体明显稀少(图3d); ③粗晶斑岩中常见不均一的团斑状富含细晶黄铁矿的团块约占10%~20%(图3e),电子探针显示团块中除黄铁矿外还含有TiO₂以及锆石和独居石等矿物(图3f)。根据上述结构判断,粗斑斑岩可能是细斑斑岩进一步演化的产物,并经历了富硫化物流体的不混溶分异,与成矿关系极为密切。



a. 纳如松多银铅矿矿石野外照片; b. 纳如松多银铅矿矿脉照片; c. 细斑斑岩石英斑晶中熔融包裹体(单偏光); d. 粗斑斑岩石英斑晶中熔融包裹体(单偏光); e. 纳如松多粗晶斑岩中的硫化物团块; f. 粗晶斑岩中硫化物团块的背散射照片

图3 纳如松多银铅矿床斑岩和矿石特点与镜下照片特征

Fig. 3. Photos of ore and minerals in Narusongduo Silver Zinc-Lead Deposit.

2.2 样品分析方法

Pb 同位素组成测试在宜昌地质矿产研究所完成。称取10~100 mg的岩石矿物样品(样品类型不同其称样量亦不同)于聚四氟乙烯烧杯中,加入HF+HNO₃混合酸分解样品,蒸干,加入6 mol/L HCl 除去溶样时带进的其他酸根离子,最后转化成HBr:HCl为1:2混合酸介质,离心,然后通过AG-1×8(200~400目)阴离子交换柱,用5~8 mL的0.3 mol/L HBr淋洗杂质,再用5 mL

0.5 mol/L HCl 将树脂转型,最后用5 mL 6 mol/L的HCl 解吸Pb。Pb同位素比值的测定在MAT-261可调多接收质谱计上完成。同位素分析样品的制备均在超净化工作柜内完成,所用试剂和水均经聚四氟乙烯对瓶或高纯石英亚沸蒸馏器亚沸蒸馏。监控Pb同位素比值测定的NBS981国际标准物质的测定值:²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb为0.9142±5, NBS981证书值:²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb为0.9146±3。

岩石及金属硫化物的S同位素样品分析分别由宜昌地质矿产研究所和国家地质测试中心完

成。首先将矿石样品粉碎到40~80目,在双目镜下挑选闪锌矿和方铅矿等金属硫化物,纯度在95以上,再磨至200目。斑岩等全岩样品直接粉碎至200目。其中21件样品硫同位素的分析测试是在国家地质测试中心完成的,测定数据采用以国际硫同位素CDT标准标定的国家硫同位素标准(硫化银)GBW-4414($\delta^{34}\text{S} = -0.07\text{‰}$)和GBW-4415($\delta^{34}\text{S} = 22.15\text{‰}$)校正,测量误差小于 $\pm 0.2\text{‰}$ 。其余6件岩石样品是在国土资源部同位素地质开放研究实验室和宜昌地质矿产研究所国土资源部中南矿产资源监督测试中心分析的,采用了传统的分析测试流程,即样品按比例加入 Cu_2O ,然后置于马弗炉内,在1050~1060℃真空条件下反应制备 SO_2 ,最后上质谱仪进行测试,测试误差均小于 $\pm 0.2\text{‰}$ 。同一样品在不同实验室的测试结果在误差范围内基本一致。 $\delta^{34}\text{S}$ 的相对标准为V-CDT。

3 S、Pb同位素组成

3.1 Pb同位素组成

纳如松多斑岩及硫化物铅同位素组成见表1,细斑斑岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 范围为18.602~18.708, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于15.671~15.784之间, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为38.053~39.481;粗斑斑岩具有与细斑斑岩一致的铅同位素组成,粗斑斑岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 范围为18.620~18.807, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于15.644~15.715之间, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为38.055~39.608之间。纳如松多细斑斑岩与粗斑斑岩具有相似的常量和微量元素组成(未刊资料),并且两者铅同位素较为一致,这可能说明二者来源于相同的岩浆源区或者是同一岩浆活动不同阶段的产物。方铅矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为18.571~18.692, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为15.665~15.773, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为39.021~39.421。

表1 纳如松多银铅矿金属硫化物与斑岩铅同位素组成

Table 1. Pb isotopic data of porphyry rocks and sulfide from Narusongduo deposit

编号	样品	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
E-2	细斑斑岩	18.602 ± 0.002	15.672 ± 0.002	39.053 ± 0.007	18.509	15.668	38.934	22.03	41.66
E-3	细斑斑岩	18.612 ± 0.002	15.671 ± 0.002	39.070 ± 0.007	18.519	15.667	38.951	21.97	42.11
E-4	细斑斑岩	18.708 ± 0.006	15.784 ± 0.002	39.481 ± 0.013	18.613	15.780	39.355	29.34	52.92
E-11	粗斑斑岩	18.807 ± 0.004	15.715 ± 0.005	39.608 ± 0.010	18.714	15.711	39.485	24.84	56.4
E-12	粗斑斑岩	18.620 ± 0.005	15.644 ± 0.006	39.055 ± 0.013	18.528	15.640	38.937	20.21	41.74
E-14	粗斑斑岩	18.727 ± 0.006	15.654 ± 0.005	39.292 ± 0.013	18.635	15.650	39.181	20.86	48.27
08NDZ-5	方铅矿	18.667 ± 0.005	15.746 ± 0.006	39.200 ± 0.015				27.24	56.11
08NDZ-1	方铅矿	18.571 ± 0.003	15.655 ± 0.002	39.021 ± 0.009				27.55	55.77
08ND-4	方铅矿	18.692 ± 0.007	15.773 ± 0.004	39.421 ± 0.009				21.42	46.57
08ND1-5	方铅矿	18.663 ± 0.004	15.760 ± 0.002	39.356 ± 0.004				29.38	59.92

注: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{实测}} \mu (e^{\lambda t} - 1)$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{实测}} \mu / 137.88 (e^{\lambda t} - 1)$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{实测}} \omega (e^{\lambda t} - 1)$; $\lambda (^{238}\text{U}) = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda (^{235}\text{U}) = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda (^{232}\text{Th}) = 4.9455 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$; $\Delta\beta = [\beta/\beta_M(t) - 1] \times 10000$, $\Delta\gamma = [\gamma/\gamma_M(t) - 1] \times 10000$, β, γ 为测定值, $\beta_M(t), \gamma_M(t)$ 为t时的地幔值。

3.2 S同位素组成

纳如松多银铅矿金属矿物与斑岩硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 组成见表2。纳如松多银铅矿床方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为2.5‰~4.7‰,均值为3.42‰;与之成对的闪锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为4.5‰~5.5‰,均值为4.9‰。纳如松多斑岩及硫化物的S同位素组成均表现为均一的正值,方铅矿和闪锌矿的S同位素组成比较均一、变化较小,矿石硫化物的 ^{34}S 具有明显的“塔式效应”(图4),说明矿石硫来源单一。矿区细斑斑岩的硫同位素组成较高, $\delta^{34}\text{S}$ 为14.5‰~18.7‰,矿区粗斑斑岩较细斑斑岩低, $\delta^{34}\text{S}$ 为7.0‰~7.4‰。

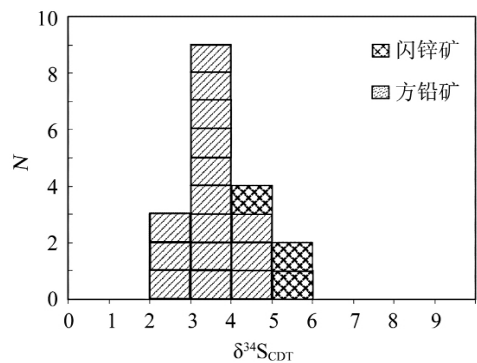


图4 纳如松多银铅矿硫同位素组成直方图
Fig. 4. Sulfur isotope histogram of the Narusongduo Silver Zinc-Lead Deposit.

表 2 纳如松多银铅矿金属矿物与斑岩硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 组成
Table 2. S isotope compositions of the porphyry rocks and sulfide minerals from the Naruogduo Ag-Pb deposit in Tibet

样号	矿物	$\delta^{34}\text{S}$	样号	矿物	$\delta^{34}\text{S}$
ND13-1	方铅矿	3.0	ND13-1	闪锌矿	4.6
ND13-2	方铅矿	3.4	ND13-2	闪锌矿	4.9
ND13-3	方铅矿	3.2			
ND13-4	方铅矿	3.6	ND13-4	闪锌矿	5.5
ND13-7	方铅矿	4.7			
ND13-8	方铅矿	3.1	ND13-8	闪锌矿	5.1
ND13-11	方铅矿	2.8			
ND13-12	方铅矿	3.9	ND13-12	闪锌矿	4.9
ND13-13	方铅矿	2.5	ND13-13	闪锌矿	4.5
NDC-2	方铅矿	4.2	E-2	细斑斑岩	14.8
NDC-3	方铅矿	3.4	E-3	细斑斑岩	15.5
NDC-4	方铅矿	2.9	E-6	细斑斑岩	18.7
NDC-5	方铅矿	3.2	E-12	粗斑斑岩	7.4
NDC-6	方铅矿	3.0	E-14	粗斑斑岩	7.0
NDC-7	方铅矿	4.4	E-16	粗斑斑岩	7.4

4 讨论

4.1 铅同位素特征

由于岩石一般含有一定量的 U、Th，结晶以后 U、Th 所产生的放射性成因铅会对岩石的铅同位素组成产生一定的影响，故需要对其进行铅同位素组成校正。首先根据样品的 U、Th、Pb 含量计算出样品的 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ 比值；然后根据二阶段铅演化模式计算出样品中的放射性成因铅，并从实测结果中予以扣除（计算方法见表 1）。目前尚未有纳如松多斑岩的年代数据，根据纳如松多斑岩侵入典中组火山岩的地质事实结合该矿床的成矿年代，推测斑岩的成岩年龄处于 61.7 ~ 57.8 Ma 之间，本文取 60 Ma 作为斑岩的成岩年龄。

矿石铅是指在各种热液环境中沉淀出的不含 U、Th 的金属矿物，如方铅矿、黄铁矿等中的铅。因为矿物中不含 U、Th，或者 U、Th 含量极低，与矿物中的铅含量相比可以忽略不计，矿物形成后不再有放射性成因铅的明显加入，可反映原始热液中金属物质源区的 U-Th-Pb 体系及其初始铅同位素组成特征。如果矿石铅与某种岩石中的铅同位素组成相似，而与区域内其他岩石的铅同位素组成相差较大，则矿石可能与这种岩石同源或矿物质来自这种岩石^[26]。

将纳如松多斑岩、矿石以及围岩（典中组火山岩）的铅数据投影在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上观察分析各自的分布特征及相关关系，由图 5 可见矿石铅的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 略高于围岩典中组火山岩，而与矿区侵入的斑岩（细斑和粗斑）的铅同位素组成较为一致。纳如松多斑岩（细斑和粗斑）落在上地壳演化趋势线附近，部分落入造山带铅和上地壳铅演化线之间。说明斑岩中具有壳源铅的来源，可能有少量造山带铅的加入。朱炳泉^[28]利用铅同位素参数 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ （计算方法见表 1）对铅同位素进行示踪，由于 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 消除了时间的影响，所以示踪效果更好。将纳如松多斑岩及方铅矿、典中组火山岩、冈底斯铜矿带斑岩投影在图 6 中，纳如松多斑岩（细斑和粗斑）和硫化物矿石一致，落在上地壳源铅的区域中，纳如松多斑岩大部分落入上地壳铅源区域，但部分落入上地壳与地幔混合的俯冲带铅靠近上地壳铅源区域。围岩（典中组火山岩）落入上地壳与地幔混合的俯冲带铅区域。结合该矿区的成矿年代，暗示斑岩可能起源于碰撞时期的上地壳，在形成过程中有部分俯冲铅的加入。在图 5 与图 6 中，纳如松多矿石硫化物的铅同位素表现出与矿区侵入斑岩一致的铅同位素组成，而与其围岩（典中组火山岩）具有较明显的区别，说明矿区斑岩提供了成矿物质。

图 5 展示了纳如松多银铅斑岩和矿石硫化物铅同位素构造模式图。该图包含两个子图，分别展示了 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的分布。图中显示了不同地质单元的演化趋势线，包括下地壳、造山带和上地壳。数据点包括细斑斑岩（▲）、粗斑斑岩（●）、方铅矿（◆）和典中组火山岩（□）。图例和趋势线标注如下：

- ▲ 细斑斑岩
- 粗斑斑岩
- ◆ 方铅矿
- 典中组火山岩
- 下地壳
- 造山带
- 上地壳

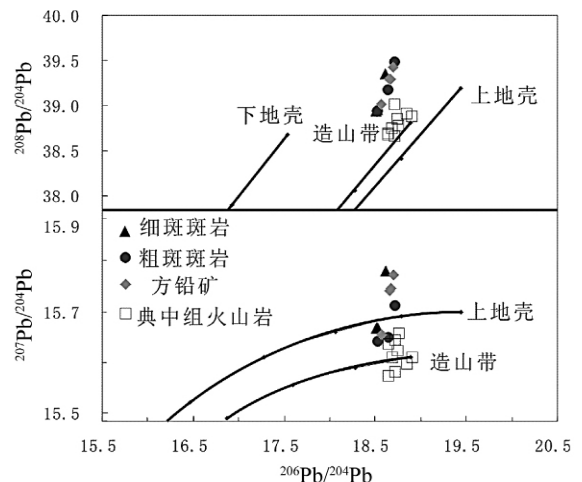
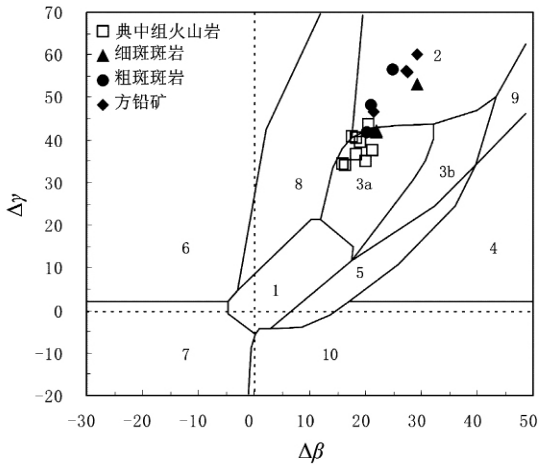


图 5 纳如松多银铅斑岩和矿石硫化物铅同位素构造模式图(典中组火山岩数据引自文献[25])

Fig. 5. Plumbotectonic framework diagrams of porphyry and ore sulfides in the Narusongduo Silver Zinc-Lead Deposit.

4.2 S 同位素特征

在应用硫同位素组成示踪成矿物质来源时，重要的是如何确定矿源的总硫同位素组成。由于



1. 地幔铅源 2. 上地壳铅源 3. 上地壳与上地幔混合的俯冲带铅 (3a. 岩浆作用 3b. 沉积作用) 4. 化学沉积型铅 5. 海底热水作用铅 6. 中深变质作用铅 7. 深变质下地壳铅 8. 造山带铅 9. 古老页岩上地壳铅 10. 退变质铅 (冈底斯铜矿带斑岩数据引自文献 [27])

图6 纳如松多银铅矿床铅同位素 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 成因分类图解 (底图据朱炳泉等 [28])

Fig. 6. Plumbotectonic $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ diagrams of porphyry and ore sulfides in the Narusongduo Silver Zinc-Lead Deposit (after Zhu, 1998).

硫是变价元素,它在热液中可呈多种价态形式出现,电价高的(即氧化形式)倾向富集重同位素。在热液体系条件下,S的多种价态形式之间同位素有可能达到平衡,也有可能没有达到平衡^[29]。因此,不能简单地用某种矿物的硫同位素组成来代表热液的组成,并以此对矿床的硫同位素来源进行推测,特别是在具有复杂的矿物共生组合的矿床中,个别矿物的硫同位素组成更不能代表成矿热液硫同位素组成。事实上,确定矿床溶液的总硫同位素平均组成($\Sigma^{34}\text{S}$)是判断硫源的主要依据^[30-31]。从表2数据可以看出,纳如松多银铅矿同一样品中共生矿物的 ^{34}S 值的关系,即闪锌矿 > 方铅矿,并且通过闪锌矿和方铅矿的平衡方程计算出的分馏温度与通过包裹体测出的峰值温度(另文讨论)较为接近,表明这些硫化物沉淀时S同位素基本达到了平衡。因此可以采用 Pinckney^[32]的方法求解总硫同位素。如图7所示,根据闪锌矿、方铅矿S同位素数值及其分馏系数所作的图解,指示纳入松多铅锌矿成矿热液总硫同位素($\Sigma^{34}\text{S}$)值为4.7‰,即闪锌矿、方铅矿S同位素数值点的两条拟合线交于 ^{34}S 轴的数值点。

根据野外和镜下观察,粗斑斑岩中含有大量

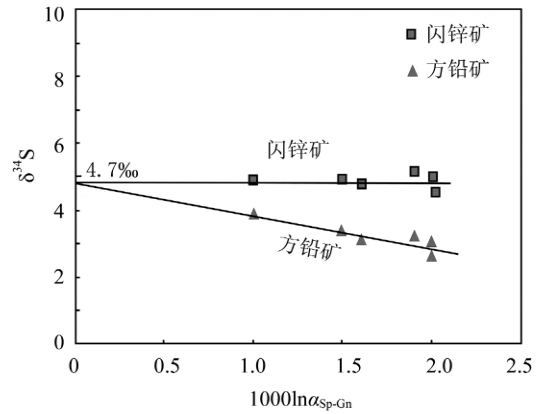


图7 纳如松多银铅矿 $\delta^{34}\text{S}$ - $1000\ln\alpha_{\text{Sp-Gn}}$ 图解

Fig. 7. Sulfur isotope $\delta^{34}\text{S}$ - $1000\ln\alpha_{\text{Sp-Gn}}$ diagrams of porphyry and ore sulfides in the Narusongduo Silver Zinc-Lead Deposit.

的黄铁矿,其 $\delta^{34}\text{S}$ 反映的应主要为斑岩中黄铁矿的 ^{34}S 的组成。在平衡体系中,硫化物硫同位素组成应表现为黄铁矿 > 闪锌矿 > 方铅矿,纳如松多银铅矿的硫化物也满足这一特征,即 $\delta^{34}\text{S}$ 黄铁矿(粗斑斑岩) > $\delta^{34}\text{S}$ 闪锌矿 > $\delta^{34}\text{S}$ 方铅矿,表明了粗斑斑岩中黄铁矿与银铅矿的S是同一演化体系的产物,即粗斑斑岩与银铅矿之间具有更为直接和紧密的关系。

细斑斑岩具有较高的 $\delta^{34}\text{S}$,造成细斑斑岩具有如此高 $\delta^{34}\text{S}$ 的原因可能有2个:①地壳硫的混染作用^[33]:岩浆上升过程中穿过膏盐层,由于膏盐层具有较高 ^{34}S 组成,混染的结果使岩体的 ^{34}S 组成升高。例如:前苏联西伯利亚诺利尔斯克Cu-Ni硫化物矿区中,岩浆上升时穿过巨厚的泥盆系石膏层,其中硬石膏的 $\delta^{34}\text{S}$ 为+16.4‰,混染使岩体的 $\delta^{34}\text{S}$ 为6‰~16‰。^[34]②岩浆去气作用:岩浆上升过程中的去气作用不仅会影响残留熔体中的元素含量,而且会导致保留在熔体中物质的硫同位素组成显著偏离初始岩浆值。由于 H_2S 相对亏损 ^{34}S , H_2S 去气能够引起熔体富集 ^{34}S ,强烈的 H_2S 去气可能导致细斑斑岩中的硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 增大^[33]。矿区细斑斑岩具有极高的S同位素组成,并且在细斑斑岩与粗斑斑岩中S含量和 $\delta^{34}\text{S}$ 之间具有良好的对数相关性(图8),我们倾向于斑岩演化过程中存在强烈的 H_2S 去气,具体的演化与S同位素分馏过程将另文讨论。

纳如松多银铅矿形成于印亚大陆主碰撞时期,结合矿区斑岩和矿石硫化物的S、Pb同位素特征,成矿物质主要来源于斑岩,其中粗斑斑岩与成

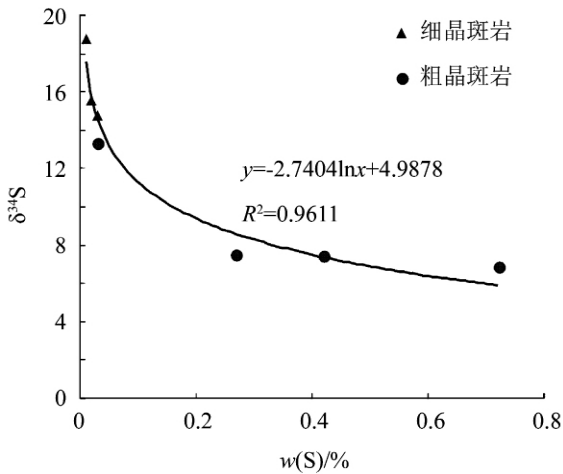


图8 纳如松多银铅矿斑岩 $\delta^{34}\text{S}$ -S 图解

Fig. 8. Sulfur isotope $\delta^{34}\text{S}$ -S diagrams of porphyry in the Narusongduo Silver Zinc-Lead Deposit.

矿具有更为直接的关系,结合该矿区的成矿年代,说明该矿区应为主碰撞期的与斑岩有关的铅锌矿床。

5 结论

(1) 纳如松多银铅矿金属硫化物与矿区斑岩(细斑和粗斑斑岩)具有一致的 Pb 同位素组成,

以富集放射性 Pb 为特征,表明成矿物质中的铅主要来源于矿区斑岩。斑岩的 Pb 同位素表现出地壳铅与造山带铅混合的特征,暗示斑岩可能起源于碰撞时期的上地壳。

(2) 纳如松多斑岩体系普遍具有较高的 $\delta^{34}\text{S}$,其中细斑斑岩相对粗斑斑岩具有更高的 $\delta^{34}\text{S}$,并且细斑-粗斑整个斑岩体系中 S 含量和 S 同位素之间具有良好的对数相关性,可能反映斑岩形成过程中可能发生了强烈的 H_2S 去气;粗斑斑岩的硫同位素主要反映了其中黄铁矿的硫同位素组成,其硫同位素与矿区硫化物所反映的成矿体系的总硫同位素($\Sigma^{34}\text{S}$)值较为接近,并基本达到了平衡,表明粗斑斑岩和银铅矿中的 S 是同一演化体系的产物。

(3) 综合矿区斑岩和金属硫化物的 S、Pb 同位素特征,表明斑岩是成矿物质的主要提供者,其中粗斑斑岩与成矿具有更为直接的关系;结合该矿区的成矿年代,该矿床应为主碰撞期与斑岩关系密切的隐爆角砾岩型型银铅矿床。

致谢:野外工作得到中国地质科学院矿产资源研究所的孟祥金研究员的大力帮助和指导,在此表示衷心感谢!

参 考 文 献:

- [1] 侯增谦,曲晓明,黄卫. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条玉龙铜矿带[J]. 中国地质, 2001, 28: 27-29.
- [2] 曲晓明,侯增谦,黄卫. 冈底斯斑岩(化)带:西藏第二条“玉龙”铜矿带[J]. 矿床地质, 2001, 20(4): 355-366.
- [3] 孟祥金. 西藏碰撞造山带冈底斯中新世斑岩铜矿成矿作用研究[D]. 北京: 中国地质科学院, 2004.
- [4] 曲晓明,侯增谦,李振清. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及地质意义[J]. 地质学报, 2003, 77(2): 245-252.
- [5] 侯增谦,莫宣学,高永峰. 埃达克岩:斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩[J]. 矿床地质, 2003, 22(1): 1-11.
- [6] Hou Zeng-qian, Yang Zhi-ming, Qu Xiao-ming. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan orogen [J]. *Ore Geology Reviews*, 2008, 36: 25-51.
- [7] Qu Xiao-ming, Hou Zeng-qian, Li You-guo. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau [J]. *Lithos*, 2004, 74: 131-148.
- [8] Qu Xiao-ming, Hou Zeng-qian, Zaw K. Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan Plateau: Preliminary geochemical and geochronological results [J]. *Ore Geology Reviews*, 2007, 31: 205-223.
- [9] 侯增谦,曲晓明,王淑贤. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄:成矿作用时限与动力学背景应用[J]. 中国科学(D)辑, 2003, 33: 609-618.
- [10] 李光明,芮宗瑶. 西藏冈底斯成矿带斑岩铜矿的成矿年龄[J]. 大地构造与成矿学, 2004, 28(2): 165-170.
- [11] 曲晓明,侯增谦,李振清. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及地质意义[J]. 地质学报, 2003, 77(2): 245-252.
- [12] 林武. 西藏冈底斯铜矿带冲江含矿斑岩地球化学特征及形成研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2005.
- [13] 芮宗瑶,侯增谦,曲晓明. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代与青藏高原隆升[J]. 矿床地质, 2003, 22: 217-225.
- [14] 芮宗瑶,李光明,张立生. 2004 西藏斑岩铜矿对重大地质事件的响应[J]. 地学前缘, 2003, 11(1): 145-151.
- [15] 王全海,王保生,李金高. 西藏冈底斯岛弧及其铜多金属矿带的基本特征与远景评估[J]. 地质通报, 2002, 21(1): 35-40.
- [16] 侯增谦,曲晓明,杨竹森. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用[J]. 矿床地质, 2006, 25(6): 629-651.
- [17] 侯增谦,莫宣学,杨志明. 青藏高原碰撞造山带成矿作用: 构造背景、时空分布和主要类型[J]. 中国地质, 2006, 33(3): 340-351.
- [18] 孟祥金,侯增谦,叶培盛. 西藏冈底斯银多金属矿化带的基本特征与成矿远景分析[J]. 矿床地质, 2007, 26(2): 153-162.
- [19] 臧文柱,孟祥金,杨竹森,叶培胜. 西藏冈底斯成矿带铅锌银矿床的 S、Pb 同位素组成及其地质意义[J]. 地质通报, 2007, 26(10): 1393-1397.

- [20] Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan Tibetan Orogen [J]. *Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211-280.
- [21] 侯增谦, 孟祥金, 曲晓明. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性: 源岩相变及深部过程约束[J]. *矿床地质*, 2005, 24(2): 108-121.
- [22] Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet [J]. *Lithos*, 2007, 96: 225-242.
- [23] Mo X X, Niu Y L, Dong G C. Contribution of syncollision felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the paleogene Linzong volcanic Succession in southern Tibet [J]. *Chemical Geology*, 2008, 250: 49-67.
- [24] 莫宣学, 赵志丹, DonJDEPAOLO. 青藏高原拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr-Nd 同位素证据[J]. *岩石学报*, 2006, 23(4): 795-803.
- [25] 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. *地学前缘*, 2003, 10(3): 135-148.
- [26] 吴开心, 胡瑞忠, 毕献武. 矿石铅同位素示踪成矿物质来源[J]. *地质地球化学*, 2002, 30(3): 73-81.
- [27] 曲晓明, 侯增谦, 李佑. S、Pb 同位素对冈底斯斑岩铜矿带成矿物质来源和造山带物质循环的指示[J]. *地质通报*, 2002, 21(11): 768-776.
- [28] 朱炳泉. 地球科学中同位素体系理论与应用-兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社, 1998.
- [29] 息朝庄, 戴塔根. 湖南黄沙坪铅锌多金属矿床铅-硫同位素地球化学特征[J]. *地球学报*, 2009, 30(1): 84-94.
- [30] Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposit [J]. *Econ Geol*, 1972, 67: 551-554.
- [31] Ohmoto H, Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon [A]. Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [M]. New York: Wiley, 1979: 509-567.
- [32] Pinckney D M, Rafter T A. Fractionation of sulfur isotopes during ore deposition in the Upper Mississippi valley zinc-lead district [J]. *Economic Geology*, 1972, 67: 315-328.
- [33] Zheng Yong-fei. Sulfur Isotope Fractionation in Magmatic Systems Models of Rayleigh Distillation and Selective Flux [J]. *Chinese Journal of Geochemistry*, 1990, 9(1): 27-45.
- [34] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 218-232

Sulfur and Lead Isotope Compositions of the Narusongduo Silver Zinc-Lead Deposit in Tibet: Implications for the Sources of Plutons and Metals in the Deposit

YANG Yong^{1,2}, LUO Tai-yi¹, HUANG Zhi-long¹, YANG Zhu-seng³,
TIAN Shi-Hong³, QIAN Zhi-kuan^{1,2}

(1. *The State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China*; 2. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*; 3. *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*)

Abstract: The Narusongduo deposit formed in the medium phase of the main Indian-Tibetan collision. In this paper, S and Pb isotopic data for porphyries and sulfide in the Narusongduo deposit were given. The uniform Pb isotope compositions for the porphyries and sulfide imply that the Pb isotopes may have the same origin, suggesting ore from porphyries in the deposit district. The ³⁴S values for galenite vary from 2.5‰ to 4.7‰ and the ³⁴S values for sphalerite vary from 4.5‰ to 5.5‰. The sulfur isotope fractionation in the ore fluid almost reaches equilibrium. The S isotope compositions from sulfide are similar to those from coarse-crystalline porphyries. The sulfur and lead isotopic features of porphyries and ore minerals from the Narusongduo Silver-Lead Deposit suggest that ore-forming materials are mainly from coarse-crystalline porphyries.

Key words: Gangdese; porphyry; Silver-Lead deposit; sulfur isotope; lead isotope; Narusongduo