

内蒙古甲生盘铅锌硫矿床铅同位素组成 及其对成矿物质来源的示踪意义

付 超^{1,2} 王建平^{1,2} 彭润民^{1,2} 刘家军^{1,2} 柳振江^{1,2}

(1 中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京 100083;2. 天津地质矿产研究所,天津 300170)

提要:甲生盘铅锌硫矿床位于华北地台北缘狼山—渣尔泰山成矿带内,赋矿地层为中元古代渣尔泰山群的一套黑色岩系。铅同位素测试结果表明,甲生盘矿床铅同位素组成为两组:A 组以低放射性成因铅为特征,其同位素组成 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.889~16.257, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.158~15.455, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 35.112~36.271; B 组以相对高放射性成因铅为特征,其同位素组成 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 17.871~18.990, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.509~15.672, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 37.525~38.770。矿石硫化物明显分为早期沉积的层纹状、浸染状细粒硫化物和后期脉状产出的粗粒硫化物,均含有 A、B 两组铅特征,前者以 A 组特征为主,后者以 B 组特征为主。根据铅构造模式图解及 μ 值等铅同位素参数综合分析:A 组铅来自上地壳中的造山带,并且有幔源铅的补偿,成矿物质来自于古老的基底地层;B 组铅主要来源于上地壳,部分受矿体北翼花岗岩侵入体的影响,成矿物质主要来自赋矿围岩;矿床铅具有多来源混合铅结构特征。

关 键 词:铅同位素;成矿物质来源;甲生盘铅锌硫矿;内蒙古

中图分类号:P611 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2010)06-1690-09

铅同位素测试分析是同位素地球化学应用中常见的方法,主要用来示踪矿床中成矿物质的来源;通过研究矿床的铅同位素组成来判断铅及成矿金属物质的来源(壳源、幔源或壳—幔混合来源),弄清铅同位素的演化历史和影响其变化的地质因素,进而探讨矿床的形成过程,是铅同位素应用的主要思路^[1-7]。

狼山—渣尔泰山成矿带位于华北陆块北缘西段,区内广泛发育中元古代贱金属矿床(彭润民等^[8-9]),矿化范围广,资源潜力大,具有良好的找矿前景。甲生盘大型铅锌硫矿床为该成矿带内的典型矿床,多家单位在该区开展过工作,取得了许多研究成果,但对其成矿模式的描述不一^[8-12]。近年来,随着甲生盘矿床成矿机制研究的深入,学者们多将其归入 SEDEX 成矿系统^[8-9,13]。在此背景下,笔者主要以甲生盘矿床硫化物为研究对象,分析铅同位素组成特征,探讨其

成矿物质来源,进而深化对甲生盘矿床成因的认识。

1 矿床地质特征

1.1 地层

矿区主要出露地层为中元古界渣尔泰山群,由下而上可划分为书记沟组、增隆昌组、阿古鲁沟组和刘洪湾组(图 1);其中在矿区分布最广,出露面积最大,与矿体有直接关系的为阿古鲁沟组,主要由炭质粉砂质板岩、结晶泥质白云岩、结晶砂质白云岩、绢云母粉砂质板岩、粉砂质绢云母板岩夹薄层变质石英杂砂岩组成^①;根据岩性该组又可分为 3 个岩段,甲生盘矿体即赋存于阿古鲁沟组的第二岩性段。

1.2 构造

矿区位于渣尔泰山复式背斜北翼,经历了多次构造运动,褶皱和断裂构造比较发育,其中褶皱起主

收稿日期:2009-12-26;改回日期:2010-07-28

基金项目:国家重点基础研究发展计划项目(2006CB403503)、矿产资源调查评价专项“覆盖率矿产综合预测”高等学校学科创新引智计划项目(B07011)、国家自然科学基金及中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室开放基金项目(GPMR0737)联合资助。

作者简介:付超,男,1986 年生,硕士生,主要从事固体矿产资源勘查与评价方面的研究工作;E-mail: fuchaocugb@163.com。

通信作者:王建平,男,1972 年生,副教授,主要从事矿床成因与找矿规律的研究与教学工作;E-mail: jpwang@cugb.edu.cn。

①内蒙古自治区 105 地质队,内蒙古自治区乌拉特中旗甲生盘铅锌硫矿区详细普查地质报告,1983。

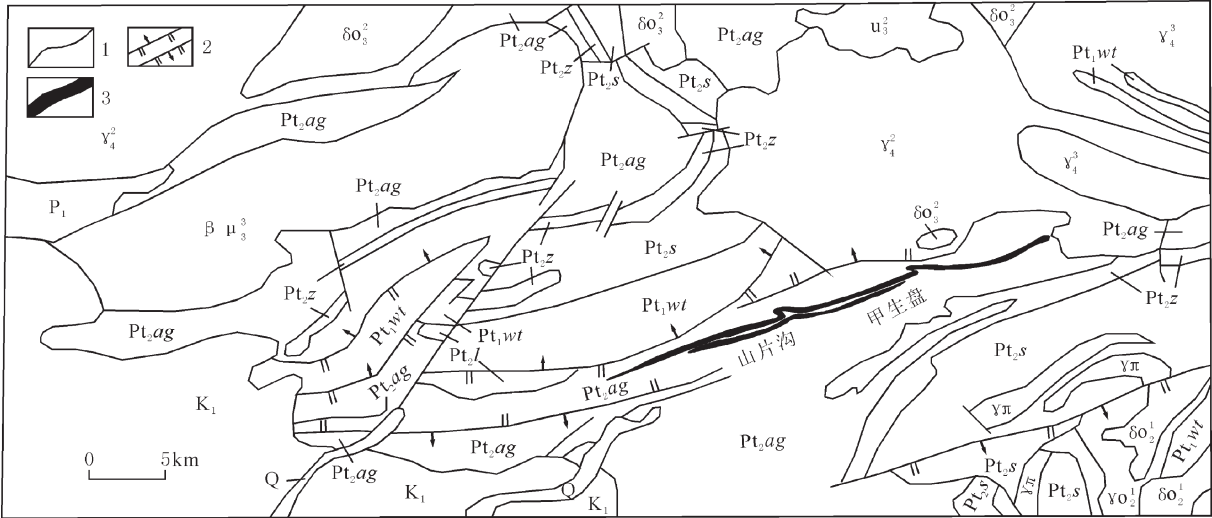


图 1 甲生盘铅锌硫矿床矿区地质略图(据郎殿有等^[1],1987 修编)

Q—第四系;K₁—下白垩统;P₁—下二叠统;Pt_{1l}—刘洪湾组;Pt_{2ag}—阿古鲁沟组;Pt_{2z}—增隆昌组;Pt_{2s}—书记沟组;Pt_{1wt}—古元古界五台群;γ₄—粗粒花岗岩;γ₂—黑云母花岗岩;βμ₃—辉长辉绿岩;δo₃—石英闪长岩;u₃—闪长辉长岩;γo₁—片理化花岗岩;δo₂—层理化闪长岩;γπ—花岗岩斑岩脉;1—地质界线;2—断层;3—矿体

Fig.1 Simplified geological map of the Jiashengpan lead-zinc-sulfur deposit

Q—Quaternary; K₁—Lower Cretaceous; P₁—Lower Permian; Pt_{1l}—Liuhongwan Formation; Pt_{2ag}—Agulugou Formation; Pt_{2z}—Zenglongchang Formation; Pt_{2s}—Shujigou Formation; Pt_{1wt}—Wutai Group; γ₄—Coarse-grained granite; γ₂—Biotite granite; βμ₃—Gabbro diabase; δo₃—Quartz diorite; u₃—Diorite gabbro; γo₁—Schistositized granite; δo₂—Bedding diorite; γπ—Granite-porphyry vein; 1— Geological boundary; 2—Fault; 3—Ore body

导作用,断裂是伴随褶皱而形成的。矿区由西向东分为山片沟矿段、西矿段、主矿段和东矿段,每一处矿段的构造形态各不相同;其中山片沟矿段以线形褶皱为主,西矿段以单斜构造为主,主矿段以短轴褶皱、扭曲褶皱和断块构造为主,东矿段以断块构造为主^①。

1.3 岩浆岩与变质岩

矿体北翼大面积发育海西期黑云母钾长花岗岩及少量中酸性岩脉。该区变质作用以区域变质作用为主,一般变质程度较低,属沸石-绿片岩相,局部变质程度稍高,可达片岩相^[8-10]。矿区接触变质作用也较发育,野外地质调查发现,岩体与矿体接触带附近岩石的矿物颗粒重结晶程度较高,随着离岩体远去,重结晶程度逐渐降低。此外,主矿段东侧有脉岩出露。

1.4 矿体与矿石特征

矿体总体呈北东向展布,西起董大沟 28 线,东至两眼井 X X IX 线,全长 4 km,矿体断续延长 2.8 km^①。矿体产状与地层相似,层控特征明显,以单斜构

造为主,受断裂构造影响较大。矿区共有矿体 67 个,其中硫矿体 40 个,平均品位 22.96%;锌矿体 29 个,平均品位 3.95%;铅矿体 29 个,平均品位 1.35%^①。

甲生盘矿床的矿石组构比较简单,矿石矿物主要有黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿和方铅矿;脉石矿物主要有透辉石、长石、石英、方解石和白云石等;围岩主要是一些炭质粉砂质板岩和结晶泥质白云岩。矿石以他形粒状聚粒或散粒结构为主,次为交代、碎裂和填隙结构,具斑杂条带状、残余层纹状、浸染状构造。

2 样品的采集与测试

本文样品采自 11 个矿井的各个生产中段,矿体北翼靠近花岗岩体的五矿一井和五矿三井采集的样品较多,其中黄铁矿 9 件,磁黄铁矿 1 件,方铅矿 3 件,闪锌矿 4 件。铅同位素样品的制备与测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心进行。首先称取适量样品放入聚四氟乙烯坩埚中,加入纯化的 HF + HClO₄ 酸溶解;之后使用强碱性阴离子交换树脂,依次加入纯化的 HBr 和 HCl 酸对铅进行分

①内蒙古自治区 105 地质队,内蒙古自治区乌拉特中旗甲生盘铅锌硫矿区详细普查地质报告,1983。

离;最后在室温 21℃,相对湿度 20%的条件下,根据标准 GB/T17672-1999《岩石中铅锶钨同位素测定方法》,由 ISOPROBE-T 热电离质谱仪完成铅同位素比值的测定,误差以 2σ 计。此外,本文还参考了内蒙古 105 地质队 1984 年《内蒙古自治区巴盟甲生盘地区层控多金属矿成矿规律研究报告》中的部分铅同位素数据。

3 铅同位素组成特征

甲生盘矿床硫化物铅同位素组成如表 1 所示。很明显甲生盘矿区范围内存在两组不同的铅同位素组成:A 组以低放射性铅为特征,其铅同位素组成 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.889~16.257 (平均值 15.995), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.158~15.455(平均值 15.365), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 35.112~36.271 (平均值 35.839);B 组以相对高放射性铅为特征,其铅同位素组成 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 17.871~18.990 (平均值 18.303), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.509~15.672 (平均值 15.587), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 37.525~38.770 (平均值 38.142)。甲生盘矿床硫化物矿石分为早期沉积的层纹状、浸染状细粒硫化物和后期脉状产出的粗粒硫化物(图 2),两组产状矿石均含有 A、B 两组铅特征,前者以 A 组特征为主,后者以 B 组特征为主。由上看出,甲生盘矿床的铅同位素变化范围较大,组成较为复杂,但在 A 组和 B 组内部铅同位素组成的线性关系较好(图 3),表明矿床主要经过两次成矿时间较为集中的成矿作用。从硫化物种类上看,黄铁矿样品 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 15.946~18.633,平均为 16.967;

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 15.235~15.644,平均为 15.451; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 35.383~38.77,平均为 36.799。磁黄铁矿样品 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 17.871~18.906,平均为 18.379; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 15.555~15.625,平均为 15.590; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 37.776~38.622,平均 38.129。方铅矿样品 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 15.889~16.081,平均为 15.969; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 15.158~15.455,平均为 15.367; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 35.112~36.271,平均为 35.840。闪锌矿 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 15.947~18.990,平均为 16.718; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 15.378~15.672,平均为 15.460; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 35.858~38.748,平均为 36.609。铅同位素比值以磁黄铁矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿的次序递减,其中磁黄铁矿的铅同位素比值明显高于其他硫化物,这与其在近岩体附近比较发育的地质特征相吻合,矿体北翼海西期花岗岩体的侵入,为磁黄铁矿中混入高放射性铅提供了来源。

4 成矿物质来源探讨

将甲生盘矿床铅数据投影于 Zartman 铅构造模式图解^[14]中(图 3),A 组和 B 组的投影点大部分落于上地壳铅演化线和造山带铅演化线之间,少量位于上地幔和下地壳附近,可见矿床铅主要来源于上地壳中的造山带,其次是幔源铅,具多来源混合铅结构特征。但是铅构造模式图解中造山带的铅包括了高 μ 值的整合铅、俯冲带的壳幔混合铅、海底热水作用铅和部分沉积与变质作用铅,在这种环境中进行着沉积作用、火山作用、深成作用、变质作用和迅速

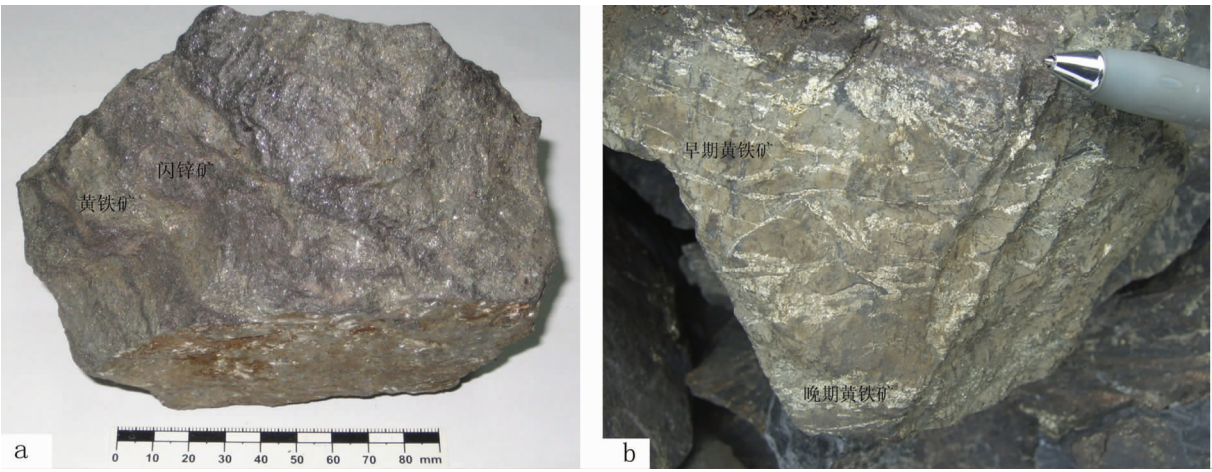


图 2 甲生盘矿床中早、晚两期矿石特征
Fig.2 Ore features of the two stages in the Jiashengpan ore deposit

表 1 甲生盘铅锌硫矿床硫化物铅同位素组成

Table 1 Lead isotope compositions of sulfides from the Jiashengpan lead–zinc–sulfur deposit

样号	组别	矿 物	产 状	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	资料来源
08J2-2-1	A 组	黄铁矿 ⁺	胶状	16.257±0.001	15.404±0.001	36.178±0.002	本文
08J3-3-5		黄铁矿 ⁺	角砾状	15.973±0.001	15.394±0.001	35.906±0.002	
08J5-1-2		方铅矿 ⁺	浸染状	15.95±0.001	15.387±0.001	35.885±0.002	
08J5-2-4		方铅矿 ⁺	浸染状	15.941±0.001	15.376±0.001	35.857±0.003	
08J5-3-3		方铅矿 ⁺	浸染状	15.929±0.002	15.357±0.001	35.822±0.003	
4-3-3		黄铁矿 ⁺	胶状	15.969±0.001	15.388±0.001	35.893±0.002	
08J4-2-2		黄铁矿 ⁺	脉状	15.963±0.000	15.389±0.001	35.889±0.001	
08J5-1-2		闪锌矿 ⁺	浸染状	15.947±0.001	15.378±0.001	35.858±0.002	
08J5-3-3		闪锌矿 ⁺	浸染状	15.98±0.001	15.397±0.001	35.916±0.002	
5-1-2		闪锌矿 ⁺	浸染状	15.954±0.000	15.393±0.001	35.914±0.001	
5-2-5		黄铁矿 ⁺	胶状	15.97±0.001	15.389±0.001	35.889±0.002	
ZK809-2		黄铁矿 ⁺	细粒块状	16.224	15.34	35.788	
ZK407-5		黄铁矿 ⁺	细粒块状	15.964	15.331	35.733	
ZK202-30		黄铁矿 ⁺	细粒块状	15.946	15.324	35.712	
ZK809-4		黄铁矿 ⁺	粗粒脉状	15.996	15.235	35.383	105 地质 队 (1984)
ZK72-2	B 组	方铅矿 ⁺	浸染状	16.004	15.454	36.082	
ZK46-6		方铅矿 ⁺	浸染状	15.965	15.329	35.734	
ZK75-1		方铅矿 ⁺	浸染状	15.889	15.158	35.112	
ZK75-2		方铅矿 ⁺	浸染状	16.081	15.455	35.958	
QK9		方铅矿 ⁺	浸染状	15.989	15.419	36.271	
08J4-2-2		磁黄铁矿 ⁺	层纹状	18.906±0.002	15.625±0.002	38.622±0.004	本文
08J3-1-3		黄铁矿 ⁺	脉状	17.891±0.005	15.581±0.003	37.697±0.008	
5-1-2		黄铁矿 ⁺	角砾状	18.028±0.001	15.571±0.001	37.974±0.002	
5-2-5		黄铁矿 ⁺	脉状	18.633±0.002	15.644±0.002	38.77±0.004	
08J3-1-3		黄铁矿 ⁺	胶状	17.914±0.002	15.565±0.002	37.979±0.005	
08J3-3-5		闪锌矿 ⁺	浸染状	18.99±0.003	15.672±0.002	38.748±0.005	
4-3-3		黄铁矿 ⁺	脉状	18.438±0.003	15.631±0.003	38.556±0.006	
ZK408-5		黄铁矿 ⁺	粗粒脉状	18.163	15.514	37.525	
ZK201-9		黄铁矿 ⁺	粗粒脉状	18.139	15.509	37.921	
ZK28-33		磁黄铁矿 ⁺	浸染状	17.871	15.555	37.776	
ZK408-5		磁黄铁矿 ⁺	浸染状	18.36	15.589	37.99	

注:本文数据由核工业北京地质研究院分析测试研究中心测试,测试仪器 ISOPROBE-T 热电离质谱仪,误差以 2σ 计。

的侵蚀旋回的有效的均匀化作用,可以消除在地幔、上部地壳和下部地壳中自然增长的许多同位素的差异^[3-5]。因此,仅依靠铅的构造模式图解并不能很好地解释甲生盘矿床中铅的来源,需要通过其他参数条件综合分析判断。

前人研究表明,高 μ 值反映了高 U/Pb 比值的

壳源成因;低 μ 值反映了低 U/Pb 比值的幔源地球化学历史^[15]。如表 2 所示,甲生盘矿床中 A 组铅 μ 值为 9.05~9.72 (均值 9.50),B 组铅 μ 值为 9.31~9.55(均值 9.45),两组 μ 值均较高,反映了高放射性成因的壳源铅特征。A 组铅 Th/U 比值为 3.40~4.06 (均值 3.80),B 组铅 Th/U 比值为 3.46~3.79 (均值

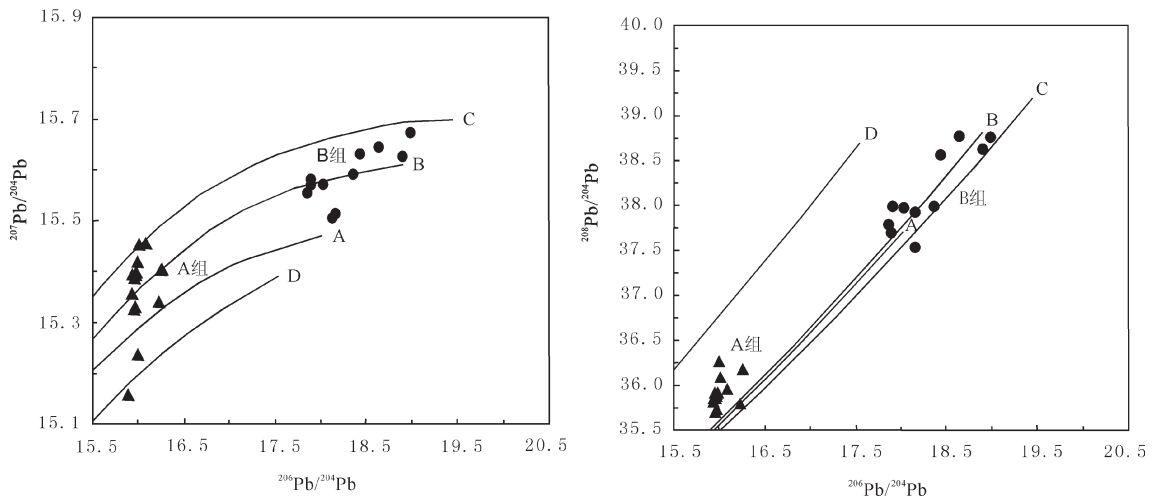


图 3 甲生盘铅锌硫矿床铅同位素构造模式图(底图据 Zartman 和 Doe)

A—上地幔;B—造山带;C—上地壳;D—下地壳

Fig.3 Tectonic pattern diagrams of lead isotope from the Jiashengpan lead-zinc-sulfur deposit

A— Upper mantle;B—Orogen;C—Upper crust;D—Lower crust

3.66),除了一个异常值(3.40)外,两者的 Th/U 比值均处于中国陆地上地壳 Th/U 平均值(3.47)^[15-16]附近,说明两组铅来源于上地壳的可能性较高。此外,A 组铅同位素矢量特征值 V_1 为 17.75~66.20,平均 50.34; V_2 为 30.78~48.91,平均 41.76;B 组铅同位素矢量特征值 V_1 为 38.99~72.12,平均 58.89; V_2 为 48.99~72.87,平均 56.81。在铅同位素矢量特征值的投点图中(图 4),A 组明显小于 B 组,两组数值的线性模拟方程斜率相近,反映了良好的线性正相关关系。将甲生盘矿床铅同位素的特征参数值 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 和 $\Delta\gamma$ 投影于 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 成因分类图解中(图 5),大部分投影点落在上地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用铅范围内;结合矿床地质特征,甲生盘矿床沉积特征显著,含矿岩层及其上下盘岩层中没有火山岩夹层产出,区内无同沉积期火山岩出露,因此甲生盘矿床成矿过程中受岩浆作用影响的可能性甚小;此外还有小部分投影点落于地幔源铅范围内,这部分铅同位素是受矿体北翼花岗岩侵入体的影响,混入了花岗岩高放射性铅的结果。

将甲生盘矿床 A、B 两组铅同位素的模式年龄分别以单阶段演化模式 H-H 法^[19]处理(表 2):A 组的模式年龄为 1431~1685 Ma,B 组的模式年龄为 185~517 Ma;其中 A 组模式年龄与赋矿地层的年龄^[10]相近,表明 A 组铅来自同沉积期成矿作用的可能性较大;B 组模式年龄也具有一定的实际地质意

义,结合矿体产有后期脉状粗粒硫化物矿石的地质特征,暗示在该年龄段内发生过大规模的后期热液改造活动;此外还有 3 个样品给出了未来的模式年龄(负值)或不合理的模式年龄(极小正值),具有异常铅的特征。需要说明的是,尽管单阶段年龄模式能够较好地揭示本区铅同位素演化过程,但事实上作为独立的 U-Pb 体系,A、B 两组铅同位素发生了相互混染,只是双方的混染程度较低,没有改变各自体系的封闭性和独立性。

对于层状和层控矿床,铅同位素组成主要有 3 种类型^[18]:(1)铅同位素组成稳定,放射性成因铅的含量很低,模式年龄和围岩的年龄基本一致;(2)放射性成因铅的含量很高, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18.8$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 38.8$,常常给出未来的模式年龄;(3)含有少量的放射性成因铅, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值接近于或高于远洋沉积物的铅同位素组成,这类矿床具有上地壳铅的特征,但是有缺铀的下地壳铅的补偿。综合上述特征,作为典型层控矿床的甲生盘矿床比较符合第三种情况:A 组铅同位素主要来源于上地壳中的造山带,有幔源铅的补偿,成矿物质来自同沉积期古老的基底地层;B 组铅同位素由后期热液活动从上地壳中带来,部分受矿体北翼花岗岩侵入体的影响,成矿物质主要来自赋矿围岩;A、B 两组发生了低程度的混染;总体来看,矿床铅具有多来源混合铅的结构特征。

表 2 甲生盘铅锌硫矿床硫化物铅同位素参数

Table 2 Lead isotope parameters of sulfides from the Jiashengpan lead-zinc-sulfur deposit

样号	组别	<i>t</i> /Ma	μ	ω	Th/U	<i>V</i> ₁	<i>V</i> ₂	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
08J2-2-1	A 组	1469	9.49	37.58	3.83	53.44	42.28	58.45	16.77	30.84
08J3-3-5		1654	9.58	38.18	3.86	55.25	43.60	59.66	19.35	32.27
08J5-1-2		1663	9.58	38.17	3.86	54.93	43.15	59.18	19.06	32.14
08J5-2-4		1660	9.55	37.95	3.85	53.59	42.43	58.17	18.26	31.15
08J5-3-3		1651	9.51	37.64	3.83	51.52	41.06	56.41	16.84	29.70
4-3-3		1651	9.57	38.07	3.85	54.56	43.19	59.11	18.90	31.76
08J4-2-2		1656	9.57	38.10	3.85	54.75	43.32	59.26	19.06	31.90
08J5-1-2		1657	9.55	37.93	3.84	53.58	42.62	58.32	18.35	31.06
08J5-3-3		1651.8	9.59	38.21	3.86	55.52	43.77	59.89	19.5	32.45
5-1-2		1666	9.59	38.37	3.87	56.04	43.37	59.73	19.51	33.1
5-2-5		1651.5	9.57	38.05	3.85	54.5	43.33	59.2	18.97	31.66
ZK809-2		1431.1	9.35	35	3.62	39.16	40.87	52.4	11.96	17.9
ZK407-5		1603.2	9.43	36.56	3.75	45.83	39.77	53.54	14.23	24.77
ZK202-30		1609.2	9.42	36.5	3.75	45.32	39.32	53	13.88	24.46
ZK809-4		1490.8	9.19	33.34	3.51	27.59	35.08	43.75	5.97	9.25
ZK72-2		1685.9	9.72	39.62	3.94	63.72	47.15	65.26	23.94	38.94
ZK46-6		1600.7	9.43	36.54	3.75	45.65	39.58	53.34	14.05	24.67
ZK75-1		1492.8	9.05	31.83	3.4	17.75	30.78	36.97	0.91	1.62
ZK75-2		1634.8	9.68	38.25	3.82	57.96	48.91	64.72	23.02	32.8
QK9		1665.2	9.64	40.49	4.06	66.2	41.61	61.97	21.22	43.33
08J4-2-2	B 组	-167.9	9.47	34.91	3.57	66.96	69.13	89.37	19	30.73
08J3-1-3		517.4	9.49	36.09	3.68	56.89	54.56	71.11	18.63	28.47
5-1-2		408.1	9.45	36.42	3.73	58.87	52.26	70.21	17.33	31.12
5-2-5		59.8	9.53	37.07	3.76	67.89	57.49	78.15	20.47	37.26
08J3-1-3		482.5	9.45	37.04	3.79	61.7	50.3	69.57	17.37	34.59
08J3-3-5		-167.4	9.55	35.4	3.59	72.12	72.87	94.21	22.06	34.09
4-3-3		185.4	9.52	37.14	3.78	66.93	56.11	76.52	20.14	37
ZK408-5		240.7	9.32	33.3	3.46	38.99	54.14	64.76	12.76	11.64
ZK201-9		252.1	9.31	35.02	3.64	48.79	48.99	64.25	12.49	22.81
ZK28-33		501.6	9.44	36.31	3.72	57.08	51.22	68.59	16.83	29.91
ZK408-5		189.9	9.45	34.86	3.57	51.59	57.84	72.32	17.42	21.97

注:铅同位素参数由 Geokit 软件^[19]计算所得。

5 结 论

(1)甲生盘铅锌硫矿床铅同位素变化范围比较大,组成较为复杂,并且分为 A、B 两组,A 组以低放射性成因铅为特征,B 组以相对高放射性成因铅为特征;甲生盘矿床硫化物矿石明显分为早期沉积的层纹状、浸染状细粒硫化物和后期脉状产出的粗粒

硫化物,两组产状矿石均含有 A、B 两组铅特征,前者以 A 组特征为主,后者以 B 组特征为主;两组铅同位素发生过低程度的混染作用,但保持了各自 U-Pb 体系的封闭性和独立性。

(2)结合矿床地质特征及铅同位素组成特征分析,A 组铅主要来源于上地壳中的造山带,有幔源铅的补偿,成矿物质来自同沉积期古老的基底地层;B

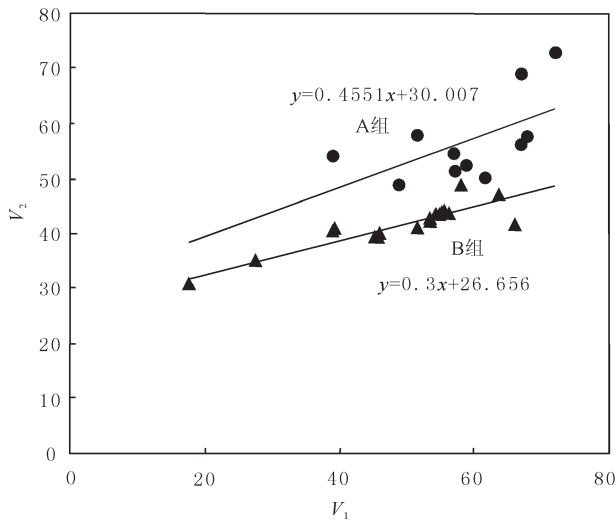


图 4 甲生盘铅锌硫矿床硫化物铅同位素矢量特征值 V_1 和 V_2 图解

Fig.4 Diagram of characteristic V_1 and V_2 values of lead isotopic composition of sulfides from the Jiashengpan lead-zinc-sulfur deposit

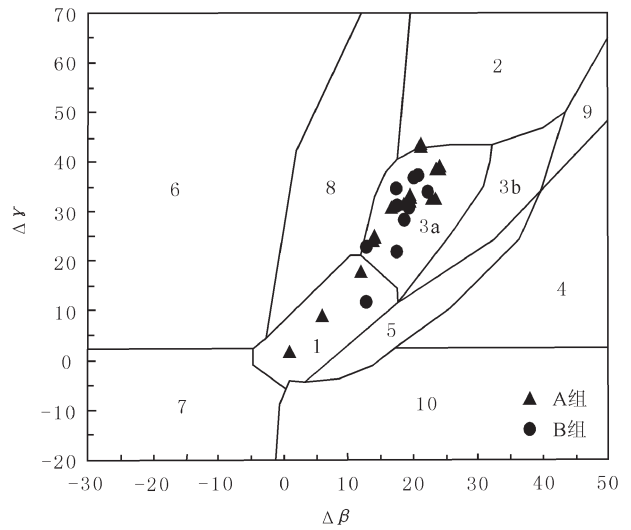


图 5 甲生盘铅锌硫矿床硫化物铅同位素 $\Delta\gamma - \Delta\beta$ 成因分类图解(底图据朱炳泉等^[20])

1—地幔源铅;2—上地壳源铅;3—上地壳与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—深变质作用下地壳铅;8—造山带铅;9—古老页岩上地壳铅;10—退变质作用铅

Fig.5 $\Delta\gamma - \Delta\beta$ diagram for genetic classification of sulfides from the Jiashengpan lead-zinc-sulfur deposit
1—Mantle-derived lead; 2—Upper crust-derived lead; 3—Mixed upper crust-derived and mantle-derived lead in subduction zones (3a—Magmatism; 3b—Deposition); 4—Lead from chemical deposition; 5—Lead from submarine hydrothermalism; 6—Lead from medium-deep metamorphism; 7—Lower crust-derived metamorphism; 8—Orogenic lead; 9—Ancient shale upper crust-derived lead; 10—Retrograde metamorphism lead

组铅由后期热液活动从上地壳中带来,部分受矿体北翼花岗岩侵入体的影响,成矿物质主要来自赋矿围岩;甲生盘铅锌硫矿床的成矿物质是多来源的。

致谢:野外工作期间得到内蒙古自治区乌拉特中旗天宝矿业公司刘哲铭总工程师、崔江平工程师等领导和同志的大力支持和帮助,在此表示诚挚的谢意!

参考文献(References):

[1] 韩吟文, 马振东, 等. 地球化学[M]. 北京:地质出版社, 2003:231-239.
Han Yinwen, Ma Zhendong, et al. Geochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2003:231-239(in Chinese).
[2] 沈渭洲. 稳定同位素地球化学[M]. 北京:原子能出版社, 1987.
Shen Weizhou. Stable Isotope Geochemistry [M]. Beijing: Atomic Energy Press, 1987(in Chinese).
[3] Barnes H L. 热液矿床地球化学[M]. 陈浩疏, 译. 北京:地质出版社, 1985.
Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits [M]. Translated by Chen Haoliu. Beijing: Geological Publishing House, 1985(in Chinese).
[4] 张理刚. 铅同位素地质研究现状及展望[J]. 地质与勘探, 1992, 28 (4):21-29.
Zhang Ligang. The geology present and future of lead isotope [J]. Geology and Prospecting, 1992, 28 (4):21-29 (in Chinese with English Abstract).
[5] 沈能平. 湖北徐家山锑矿床铅同位素组成与成矿物质来源探讨[J]. 矿物学报, 2008, 28(2):169-176.

Shen Nengping. Lead isotope compositions and its significance for ore-forming material of the Xujiashan antimony deposit, Hubei Province [J]. Acta Mineralogica Sinica, 2008, 28 (2):169-176 (in Chinese with English Abstract).
[6] 朱华平, 李虹, 张汉成, 等. 陕西柞山地区穆家庄铜矿铅同位素地球化学与成矿物质来源[J]. 中国地质, 2005, 32(4):634-640.
Zhu Huaping, Li Hong, Zhang Hancheng, et al. Lead isotope geochemistry and source of ore materials of the Mujiashuang copper deposit, Zhashui-Shanyang area, Shaanxi [J]. Geology in China, 2005, 32(4):634-640(in Chinese with English abstract).
[7] 梁一鸣. 内蒙古十八顷壕金矿床铅同位素组成的构造学意义[J]. 中国地质, 2004, 31(1):91-95.
Liang Yiming. Structural significance of the lead isotopic composition of the Shibaqinghao gold deposit, central inner Mongolia [J]. Geology in China, 2004, 31(1):91-95(in Chinese with English abstract).
[8] 彭润民, 翟裕生, 王志刚. 内蒙古东升庙、甲生盘中元古代 SEDEX 矿床同生断裂活动及其控矿特征 [J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2000, 25(4):404-409.

- Peng Runmin, Zhai Yusheng, Wang Zhigang. Ore -controlling synchronous faults of the Mesoproterozoic Dongshengmiao and Jiashengpan SEDEX-type ore deposits, Inner Mongolia [J]. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 2000, 25 (4):404-409(in Chinese with English abstract).
- [9] 彭润民, 翟裕生. 内蒙古狼山-渣尔泰山中元古代被动陆缘热水喷流成矿特征[J]. 地学前缘, 2004, 11(1):257-268.
- Peng Runmin, Zhai Yusheng. Hydrothermal Mineralization on the Mesoproterozoic passive continental margins of China: A case study in the Langshan -Zha'ertaishan belt, Inner Mongolia, China [J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11 (1):257-268 (in Chinese with English abstract).
- [10] 郎殿有, 张兴俊. 内蒙古甲生盘铅锌硫矿田成矿机制研究[J]. 矿产与地质, 1987, 1(3):1-10.
- Lang Dianyou, Zhang Xingjun. The ore-forming mechanism of the Jiashengpan Pb-Zn-S deposit, Inner Mongolia [J]. Ore Resources and Geology, 1987, 1(3):1-10(in Chinese).
- [11] 郎殿有, 张兴俊. 内蒙甲生盘铅锌硫矿地质特征及矿床成因[J]. 矿床地质, 1987, 6(2):39-53.
- Lang Dianyou, Zhang Xingjun. Geological setting and genesis of the Jiashengpan Pb-Zn-S ore belt, Inner Mongolia [J]. Mineral Deposits, 1987, 6(2):39-53(in Chinese with English abstract).
- [12] 张玉清. 内蒙古甲生盘铅锌硫矿床成因探讨 [J]. 内蒙古地质, 1998(3):6-15.
- Zhang Yuqing. A discussion on genesis of Jiashengpan lead, zinc and sulphur deposit in Inner Mongolia [J]. Geology in Inner Mongolia, 1998(3):6-15(in Chinese with English abstract).
- [13] 沈存利, 王守光, 苏新旭, 等. 内蒙古中元古界渣尔泰山群区域成矿特征研究[J]. 地学前缘, 2004, 11(1):279-286.
- Shen Cunli, Wang Shouguang, Su Xinxu, et al. Regional metallogenic characteristics in Proterozoic Zhaertaishan Group, Inner Mongolia [J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11(1):279-286 (in Chinese with English abstract).
- [14] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics the model [J]. Tectonophysics, 1981, 75:135-162.
- [15] 李龙, 郑永飞, 周建波. 中国大陆地壳铅同位素演化的动力学模型[J]. 岩石学报, 2001, 17 (1):61-68.
- Li Long, Zheng Yongfei, Zhou Jianbo. Dynamic model for Pb isotope evolution in the continental crust of China [J]. Acta Petrologica Sinica, 2001, 17 (1):61-68 (in Chinese with English abstract).
- [16] 陈毓蔚, 朱炳泉. 矿石铅同位素组成特征与中国大陆地壳的演化[J]. 中国科学(B 辑), 1984, 14 (3):269-277.
- Chen Yuwei, Zhu Bingquan. Pb isotopic composition of ore and evolution of the continental crust in China [J]. Science in China (Series B), 1984, 14 (3):269-277(in Chinese with English abstract).
- [17] Russell R D, Farquhar R M. Lead Isotopes Geology [M]. New York: Wiley Interscience, 1960.
- [18] 卢武长. 稳定同位素地球化学[M]. 成都: 成都地质学院, 1986: 262-282.
- Lu Wuchang. Stable Isotope Geochemistry [M]. Chengdu: Chengdu Institute of Geology, 1986:262-282(in Chinese).
- [19] 路远发. GeoKit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包[J]. 地球化学, 2004, 33(5):459-464.
- Lu Yuanfa. GeoKit: A geochemical toolkit for Microsoft excel [J]. Geochimica, 2004, 33 (5):459-464 (in Chinese with English abstract).
- [20] 朱炳泉, 李献华, 戴漠, 等. 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, 1998:1-330.
- Zhu Bingquan, Li Xianhua, Dai Mo, et al. The Theory and Application of Isotopic System in Earth Sciences [M]. Beijing: Science Press, 1998:1-330(in Chinese).

Lead isotope composition of the Jiashengpan lead–zinc–sulfur deposit in Inner Mongolia and its tracing significance for ore–forming materials

FU Chao^{1,2}, WANG Jian–ping^{1,2},
PENG Run–min^{1,2}, LIU Jia–jun^{1,2}, LIU Zhen–jiang^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin 300170, China)

Abstract: The Jiashengpan lead–zinc–sulfur deposit is located in the Langshan–Zhaertaishan mineralization belt on the northern margin of the North China Platform. Its ore bodies are hosted in black shale strata of the Mesoproterozoic Zhaertaishan Group. Lead isotopic composition of sulfides in ores can be classified into two groups (Group A and Group B). Group A is characterized by lower radiogenic lead with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ranging from 15.889 to 16.257, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ranging from 15.158 to 15.455, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ranging from 35.112 to 36.271, whereas Group B is characterized by higher radiogenic lead with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ranging from 17.871 to 18.990, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ranging from 15.509 to 15.672, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ranging from 37.525 to 38.770. It is evident that the sulfides in ores can be divided into the early depositional ones having fine–grained, layered and disseminated features and the later ones having coarse–grained and veinlike features. Both of them contain lead isotope compositions of Group A and Group B, but the former consists mainly of the features of Group A whereas the latter consists mainly of the features of Group B. Based on tectonic patterns of lead isotope and related parameters, it can be concluded that the lead of Group A was mainly derived from the upper crust and the orogenic belt with the participation of some mantle–derived lead. The ore–forming materials of Group A were derived from the old basement strata during the main ore–forming period, whereas the lead of Group B was mainly derived from the late hydrothermal event with some influence of the Varisian granite to the north of the ore bodies. The lead of the Jiashengpan ore deposit has a multi–source mixing structure.

Key words: lead isotope; origin of ore–forming materials; Jiashengpan lead–zinc–sulfur deposit; Inner Mongolia

About the first author: FU Chao, male, born in 1986, master candidate, mainly engages in the study of solid mineral resources exploration and evaluation; E–mail: fuchao@cugb@163.com.

About the corresponding author: WANG Jian–ping, male, born in 1972, associate professor, mainly engages in the teaching and study of mineral deposit genesis and ore–prospecting regularity; E–mail: jpwang@cugb.edu.cn.