

文章编号: 0258-7106(2012)05-1014-11

新疆库尔尕生铅锌矿床地质、流体包裹体和同位素地球化学*

段士刚¹, 薛春纪², 李 野², 石海岗³, 贾志业⁴

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

2 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学, 北京 100083; 3 核工业航测遥感中心,

河北 石家庄 050002; 4 中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083)

摘 要 新疆西天山赛里木地块中部的库尔尕生铅锌矿床受 NW 向断裂构造的控制, 矿体呈脉状、透镜状, 矿石呈网脉状、块状、浸染状、角砾状和斑杂状构造, 矿石的矿物组成简单, 金属矿物主要有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿, 脉石矿物主要为石英和方解石。脉石石英中发育纯液体包裹体和气液两相包裹体, 均一温度为 135.4~158.8℃。脉石石英和方解石的 H、O、C 同位素研究显示, 成矿流体的 δD 值主要为 $-96.8\text{‰} \sim -84.3\text{‰}$, $\delta^{18}O$ 值为 $-10.92\text{‰} \sim -6.11\text{‰}$, 反映出成矿流体来自岩浆水与大气水的混合水; 方铅矿的 $\delta^{34}S$ 值为 $4.1\text{‰} \sim 8.4\text{‰}$, 与区域上晚石炭世的斑岩体来源硫范围(如达巴特流纹斑岩体硫化物的 $\delta^{34}S$ 值为 $4.9\text{‰} \sim 7.9\text{‰}$, 平均 6.3‰)相似, 揭示其硫可能为斑岩来源; 方铅矿的铅同位素组成为 $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.207 \sim 18.291$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.595 \sim 15.654$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.085 \sim 38.291$, 在 $\Delta\beta\text{-}\Delta\gamma$ 成因分类图解上投影于“化学沉积型铅”与“海底热水作用铅”界线附近, 可能反映出有相当一部分成矿金属物质来源于围岩。综合分析认为, 库尔尕生铅锌矿床可能是与斑岩有关的远源低温热液型矿床。

关键词 地球化学 流体包裹体 H、O、C、S、Pb 同位素 库尔尕生铅锌矿床 新疆

中图分类号: P618.42; P618.43

文献标志码: A

Geology, fluid inclusions and isotopic geochemistry of Kuergasheng lead-zinc deposit in western Tianshan, Xinjiang

DUAN ShiGang¹, XUE ChunJi², LI Ye², SHI HaiGang³ and JIA ZhiYe⁴

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;

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

3 Airborne Survey and Remote Sensing Center of Nuclear Industry, Shijiazhuang 050002, Hebei, China; 4 China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China)

Abstract

The Kuergasheng lead-zinc deposit, which is located in the middle of the Sailimu massif within western Tianshan of Xinjiang, is hosted in NW-trending faults and has veinlike and lenticular ore bodies. The ores are of stockwork, massive, disseminated, brecciated and taxitic structure and consist of rather simple mineral composition comprising metallic minerals of galena, sphalerite and pyrite as well as gangue minerals of quartz and calcite. The primary fluid inclusions trapped in quartz include pure liquid inclusions and gas-liquid two-phase inclusions. Thermometry of two-phase inclusions gives a range of homogenization temperatures between 135.4℃ and 158.8℃. δD_{V-SMOW} values of fluid inclusion water in gangue mineral quartz vary from -96.8‰ to -84.3‰ ,

* 本文得到中央科研院所基本科研业务费项目(编号: K1202)及中央高校基本科研业务费项目(编号: 2009PY04)资助

第一作者简介 段士刚, 男, 1983 年生, 博士, 助理研究员, 研究方向为矿床学与矿床地球化学。Email: dsq1102231@163.com

收稿日期 2012-08-12; 改回日期 2012-08-28。许德焕编辑。

and calculated $\delta^{18}\text{O}$ values of ore-forming water using homogenization temperature method vary from -10.92% to -6.11% , indicating that the ore-forming fluid is a mixture of magmatic water and meteoric water. $\delta^{34}\text{S}$ values of galena vary from 4.1% to 8.4% , very close to the values of sulfides from the porphyry type copper-molybdenum deposits in this region ($\delta^{34}\text{S}$ of sulfides from the Dabate copper-molybdenum porphyry deposit are from 4.9% to 7.9%), implying a magmatic sulfur origin. These galena samples also have $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios from 18.207 to 18.291, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios from 15.595 to 15.654, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios from 38.085 to 38.291, and are projected near the boundaries of "chemical deposit lead" and "submarine hydrothermal lead" in the $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ diagram. It is thus inferred that these data may suggest that a considerable part of the ore-forming metals might have come from the surrounding rocks. In summary, the Kuergasheng lead-zinc deposit may be a distal epithermal ore deposit related to porphyry.

Key words: geochemistry, fluid inclusion, H-O-C-S-Pb isotope, Kuergasheng lead-zinc deposit, Xinjiang

新疆西天山赛里木地区以往地质工作程度较低,缺乏典型矿床的深入研究。随着近年来找矿勘查工作的不断投入,急需总结区域成矿规律以指导勘查工作,因此,需要更多、更全面的典型矿床研究。铅、锌是赛里木地块的优势矿种(段士刚,2011),在中国境内已发现有库尔尕生铅锌矿、哈尔达坂铅锌矿、托克赛铅锌矿(成勇等,2011)等,在邻国哈萨克斯坦境内亦发现了捷克利超大型铅锌矿,及大乌谢克、雅布洛诺沃耶等一系列大-中型铅锌矿^{①②}。

库尔尕生铅锌矿由中苏金属公司伊宁地质考察团于1952年发现^③,是新疆西天山地区发现较早、并具有典型意义的一处小型铅锌矿床。前人曾对其开展过初步研究,如戴玉林(1994)认为,该矿床的矿质来源于火山活动,属沉积改造成因;刘凤鸣(2007)则认为,该矿床的矿质和成矿流体均来源于围岩地层,属层控热液型矿床。本文通过对该矿床地质特征、脉石矿物流体包裹体及H-O同位素组成和硫化物S-Pb同位素组成等方面的系统研究,认为其成矿流体可能来自岩浆水与大气水的混合水,硫可能为斑岩来源,矿质可能来源于围岩,并在此基础上提出了该铅锌矿床可能是与斑岩有关的远源低温热液型矿床。

1 区域地质背景

库尔尕生铅锌矿床在大地构造上位于中亚造山带赛里木地块的中部(图1)。赛里木地块是由北侧

的博尔塔拉河大断裂、南侧的博罗科努山北坡断裂和东侧的天山北缘主干断裂所围限的一个三角形微陆块(何国琦等,2004)(图1),其东部属于中国,西部属于哈萨克斯坦。在该地块的中国部分,出露的地层由古至新包括:下元古界温泉群,是一套原岩为碎屑岩-碳酸盐岩建造的中-深程度变质岩;长城系哈尔达坂群,为浅变质的碎屑岩夹碳酸盐岩建造;蓟县系库松木切克群,为浅海-滨海相碳酸盐岩夹少量砂、泥及碳质;青白口系凯尔塔斯群,以碳酸盐岩为主;中泥盆统汗吉杂组,为浅海相钙质碎屑岩夹碳酸盐岩、火山岩;上泥盆统托斯库尔他乌组,为海陆交互相碎屑岩夹少量火山岩;下石炭统大哈拉军山组,是一套基性-中-酸性火山岩、火山碎屑岩建造,夹少量碎屑岩、碳酸盐岩;下石炭统阿克萨克组,为浅海陆棚相碳酸盐岩和陆源碎屑岩;下二叠统乌郎组,以紫色安山岩为主,夹流纹岩、石英斑岩、砂岩、凝灰砾岩(蔡士赐等,1999)。

赛里木地块内的岩浆作用比较发育。侵入活动始于古元古代晚期至新元古代早期,活动极其微弱,主要产出少量二长花岗岩、斜长花岗岩和钾长花岗岩的岩枝和岩脉。大规模的岩浆侵入活动发生于海西期,尤其是海西中期,以花岗岩类为主。海西早期,侵入岩较少,主要为一些辉长闪长玢岩脉和斜长花岗斑岩、花岗闪长斑岩小岩体;海西中期,花岗岩是区内的主要侵入岩,分布广,出露面积大,分4次侵入于早古生代和晚古生代不同地层中(王核,

① 成守德,董连慧,王庆明. 2002. 中国新疆及周边邻国毗邻地区成矿带对比研究专题报告. 新疆维吾尔自治区地质调查院. 16-80. 内部资料.

② 吕志成,戴自希,芮宗瑶. 2004. 国内外铅锌矿床成矿理论与找矿方法. 北京:中国地质调查局发展研究中心. 355-385.

③ 关明珍,曾宪仁,戴玉林,魏金太,王核,段尚志,朱渊. 1990. 喇嘛苏铜多金属地区地物化综合研究及靶区优选. 国家三〇五项目报告. 53-71. 内部资料.

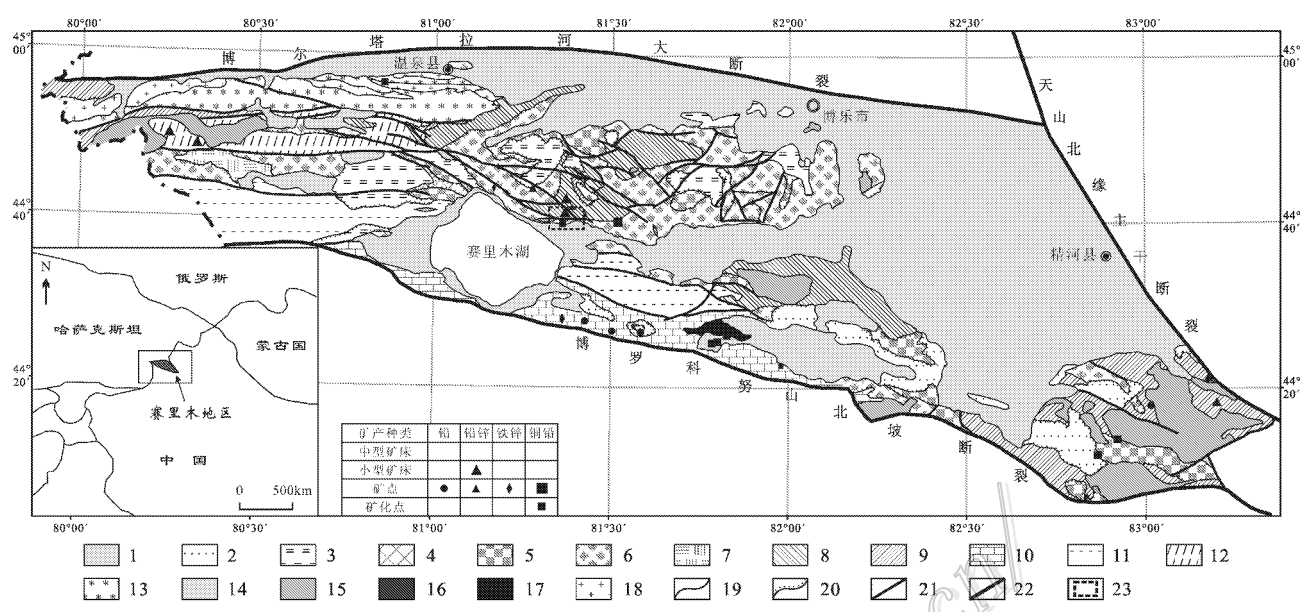


图 1 西天山赛里木地块区域地质及铅锌矿床和矿点分布图

(据何国琦等 2004 新疆地质矿产勘查开发局 2005^①修改)

1—第四系;2—独山子组;3—乌郎组;4—科古琴山组;5—东图津河组;6—阿克萨克组;7—大哈拉军山组;8—托斯库尔他乌组;9—汗吉尔组;10—凯尔塔斯群;11—库松木切克群;12—哈尔达坂群;13—温泉群;14—二叠纪侵入岩;15—石炭纪侵入岩;16—泥盆纪侵入岩;17—青白口纪侵入岩;18—早元古代侵入岩;19—地质界线;20—不整合接触界线;21—断层;22—深大断裂;23—库尔尕生铅锌矿床

Fig. 1 Regional geological map showing the distribution of Pb-Zn ore deposits and ore spots in Sailimu micro-massif , Western Tianshan (modified after He et al. , 2004 ; Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources Development , 2005)

1—Quaternary ; 2—Dushanzi Formation ; 3—Wulang Formation ; 4—Keguqinshan Formation ; 5—Dongtujinhe Formation ; 6—Akesake Formation ; 7—Dahalajunshan Formation ; 8—Tuosikuertawu Formation ; 9—Hanjiga Formation ; 10—Kaiertasi Group ; 11—Kusongmuqieke Group ; 12—Haerdaban Group ; 13—Wenquan Group ; 14—Permian intrusion ; 15—Carboniferous intrusion ; 16—Devonian intrusion ; 17—Intrusion of Qingbaikou system ; 18—Early Proterozoic intrusion ; 19—Geological boundary ; 20—Unconformity ; 21—Fault ; 22—Deep fault ; 23—Kuergasheng lead-zinc deposit

2001) ,该期浅成花岗岩类斑岩体与成矿关系密切 , 斜。如区内的达巴特铜钼矿床、科克赛铜钼矿床均与该期斑岩有关 ;海西晚期 ,侵入岩以高钾花岗岩类为主 ,主要分布于赛里木湖西岸和汗吉尔山 ,呈岩株、岩脉、岩枝侵入于下二叠统乌郎组。

赛里木地块内的构造主要表现为断裂作用。围限赛里木地块的 3 条深大断裂均是长期活动的区域性断裂 ,具有推覆性质。其中 ,博尔塔拉河大断裂和天山北缘主干断裂均为超岩石圈断裂(新疆维吾尔自治区地质矿产局 ,1982) ,断层面南倾 ,倾角 50~80° ,博罗科努山北坡大断裂 ,宽度大于 1 km ,其西段断面倾向北 ,东段断面倾向南 ,倾角较陡 ,为 60~80°。赛里木地块内的断裂总体呈近 EW 向、NWW 向 ,少数为 NE 向 ;褶皱表现为较缓的大型背斜和向

2 矿床地质

库尔尕生铅锌矿床位于赛里木湖东北的汗吉尔山。矿区内发育上泥盆统托斯库尔他乌组 ,其下亚组为底砾岩、岩屑砂岩、沉凝灰岩和凝灰质砂岩夹中酸性、基性火山碎屑岩和熔岩 ;上亚组为矿体围岩 ,其下段以灰褐色、黄褐色中-细粒岩屑杂砂岩为主 ,中段以青灰色泥质粉砂岩为主 ,上段以黄褐色中-粗粒砂岩、泥质粉砂岩与岩屑砂岩互层、岩屑砂岩为主 (图 2)。

矿体周围未见明显侵入岩 ,但在矿区东北部见有宽 1~3 m、长 30~50 m 的 3 条正长斑岩小脉。该

① 新疆维吾尔自治区地质矿产勘查开发局. 2005. 西天山地区 1:500 000 地质图. 内部资料.

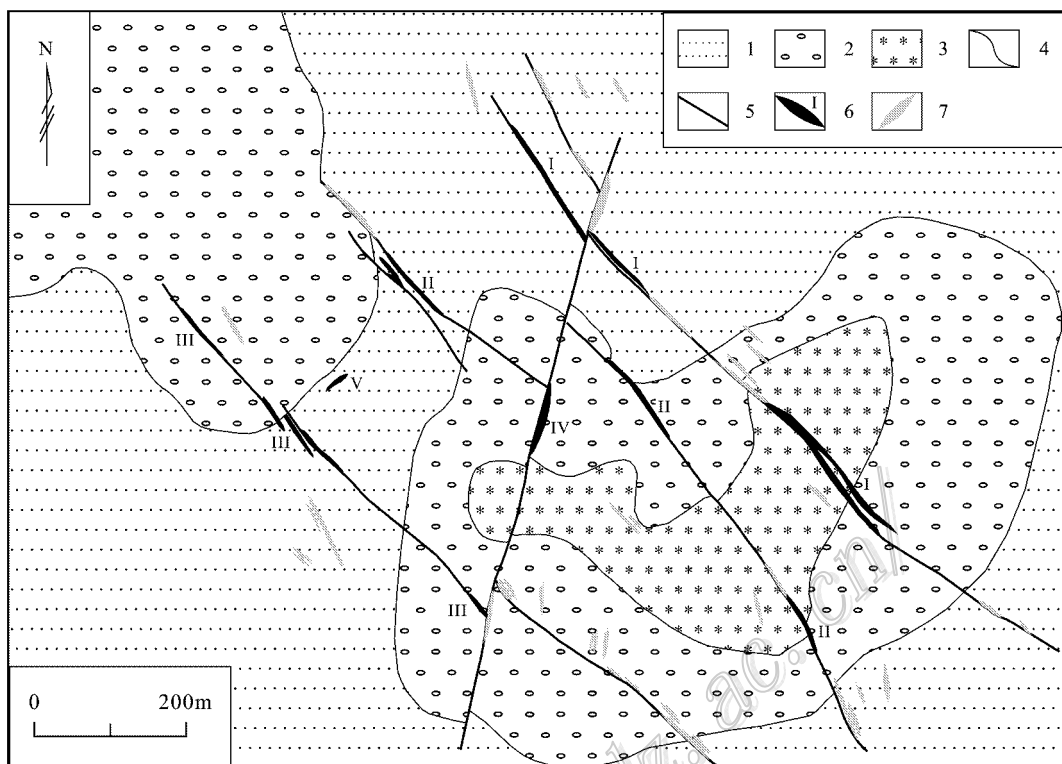


图 2 库尔尕生 Pb-Zn 矿床地质图(据戴玉林,1994;刘凤鸣,2007 修改)

1—上泥盆统托斯库尔他乌组上亚组上段,黄褐色中粗粒砂岩夹粉砂岩;2—上亚组中段,青灰色泥质粉砂岩;3—上亚组下段,灰褐色、黄褐色中-细粒砂岩;4—地质界线;5—断层;6—矿体及编号;7—无石英英脉

Fig. 2 Geological map of the Kuergasheng Pb-Zn deposit (modified after Dai, 1994; Liu, 2007)

1—Yellow-brown medium to coarse grained sandstone intercalated with siltstone layers of upper member of Upper Subformation of Upper Devonian Tuosikuertawu Formation; 2—Gray muddy siltstone of middle member of Upper Subformation; 3—Gray brown-yellow brown medium-fine grained sandstone of lower member of Upper Subformation; 4—Geological boundary; 5—Fault; 6—Ore body and its serial number; 7—Barren quartz vein

矿区东北部 7 km 处产有达巴特斑岩型铜钼矿床(张作衡等,2006,2009),与成矿有关的侵入岩为流纹斑岩和花岗斑岩,其岩石分异演化程度较高,并与流纹质角砾熔结凝灰岩组成一个椭圆形火山机构(张作衡等,2008)。

矿区内断裂构造发育,主要为 NW 向,少数为 NNE 向,均为压扭性控矿断裂。NW 向断裂在平面上呈平行排列,在剖面上呈放射状展布,向上散开,向下收聚,规模不大,延伸 110~700 m,断距较小,为几米至几十米,倾向 SW 或 NE,倾角较陡,为 66~90°。NNE 向断裂穿切 NW 向断裂,产状近于直立。沿断裂断续有石英脉充填,并常形成铜铅锌等多金属矿(化)体。断裂带两侧常见规模不等的硅化蚀变退色带,宽 1~20 m。矿区内褶皱作用较弱,主要表现为几个轴向 NW 的小型背斜和向斜。从区域上看,库尔尕生矿区位于新沟-库尔尕生布拉克背斜的

南翼,地层总体向南倾斜。

铅锌矿体受断裂构造的控制,呈透镜状、脉状产出。以 NW 向矿脉为主,在平面上近于平行排列,在剖面上呈放射状展布,向上撒开,向下收聚。矿体地表出露长度为 50~400 m,厚 1~7 m,产状与断裂一致,总体走向 300°左右,倾向 NE、SW 均有,倾角较陡,为 48~90°,一般为 75~80°。沿走向和倾向有膨大缩小、分枝复合、尖灭再现等现象(各矿体具体情况见戴玉林,1994;刘凤鸣,2007)。

矿石以原生硫化物矿石为主,矿物组成简单,金属矿物主要为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿,其次是黄铜矿及少量辉铜矿、蓝铜矿等。脉石矿物以石英为主(图 3),其次是方解石。矿化以方铅矿为主,富矿段的方铅矿紧密堆积,颗粒粗大,可构成纯方铅矿脉(图 3b)。矿石构造主要为网脉状(图 3a)、块状、浸染状、角砾状和斑杂状。矿石结构以中-细粒他形粒

状(图 3c)、自形粒状(图 3d)为主。矿石最高品位： $w(\text{Pb})$ 25.3%， $w(\text{Zn})$ 7.14%， $w(\text{Pb} + \text{Zn})$ 32.44%；最低品位： $w(\text{Pb})$ 0.27%， $w(\text{Zn})$ 0.22%， $w(\text{Pb} + \text{Zn})$ 0.49%。个别矿体向下有变宽变富的趋势。铅锌密切共生，铜、银可综合利用。

围岩蚀变以硅化、碳酸盐化为主，局部可见绿泥石化。蚀变主要沿矿体、断裂两侧分布，宽几米到几

十米，矿体两侧蚀变常见矿化。蚀变的强弱与矿化富集程度关系密切，蚀变较强的部位矿化较好。

3 流体包裹体

3.1 样品和测试仪器

用于流体包裹体测温的样品直接采自PD-2平

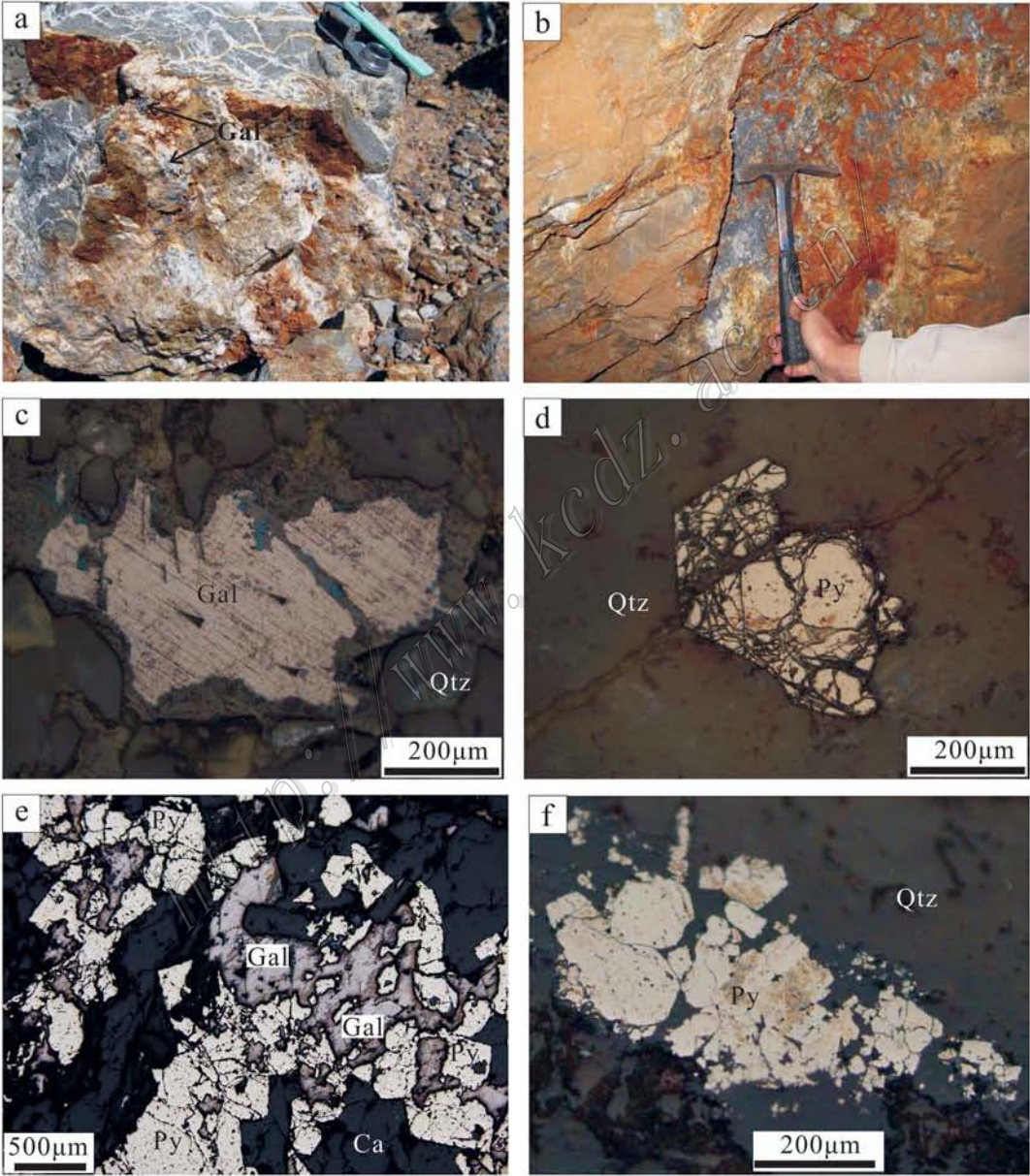


图 3 库尔尕生铅锌矿床矿体、矿石、矿相照片(图 3c、d、e 和 f 为反射光下显微照片)

a. 细砂岩中石英-方解石-方铅矿网脉；b. 矿体局部的富方铅矿段；c. 他形方铅矿；d. 局部被溶蚀的自形黄铁矿；e. 方铅矿交代黄铁矿成港湾状边缘；f. 他形黄铁矿集合体。Ca—方解石；Gal—方铅矿；Py—黄铁矿；Qtz—石英

Fig. 3 Photographs from the Kuergasheng Pb-Zn deposit

a. Stockwork of quartz-calcite-galena in fine-grained sandstone; b. Local rich galena segment in ore body; c. Anhedral galena; d. Locally metasomatized euhedral pyrite; e. Harbor-like edge of pyrite metasomatized by galena; f. Aggregate of anhedral pyrite
Ca—Calcite; Gal—Galena; Py—Pyrite; Qtz—Quartz

硐内, 矿石类型包括块状方铅矿-石英-黄铁矿矿石和含浸染状方铅矿的石英-方解石脉。矿相学观察表明, 黄铁矿常呈破碎的自形晶, 边部被溶蚀, 反映其形成较早; 方铅矿呈他形, 与石英和方解石之间为舒缓波状接触, 无相互穿插或溶蚀, 为共生关系。将样品磨制成双面抛光的厚度为 0.3 mm 的包裹体片, 以供冷热台观察和显微测温使用。

流体包裹体显微测温在中国地质大学(北京)矿床教研室流体包裹体实验室完成。测试仪器: Linkam THMSG-600 型冷热台; 测温范围: $-196^{\circ}\text{C} \sim +600^{\circ}\text{C}$; 测试精度: $0 \sim -196^{\circ}\text{C}$ 温度区间为 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$, $0 \sim +600^{\circ}\text{C}$ 温度区间为 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 。

3.2 流体包裹体岩相学与显微测温结果

库尔尕生铅锌矿床内, 脉石方解石中流体包裹体不发育。在脉石石英中则见有大量流体包裹体, 但包裹体细小, 大小多在 $2 \sim 6 \mu\text{m}$, 有 2 种类型, 即纯液体包裹体和气液两相包裹体(图 4)。流体包裹体以原生的为主, 在晶体中多呈不规则状杂乱分布, 仅少数呈环带状, 与矿物中的微裂隙无关, 其形态多呈

次圆状、椭圆状、三角形, 偶见呈石英的负晶形。

气液两相包裹体的气相分数为 5% 左右, 在各样品中均有发育, 加热后均一为液相, 是主要测试对象。由于包裹体细小, 仅能获得其均一温度, 测试结果见表 1。由表 1 可见, 流体包裹体的均一温度为 $135.4 \sim 158.8^{\circ}\text{C}$, 峰值集中于 $140 \sim 150^{\circ}\text{C}$ (图 5), 成矿温度较低。

4 H、O、C、S、Pb 同位素

4.1 样品及分析方法

用于稳定同位素组成分析的样品均直接采自 PD-2 平硐内。样品 KE-1 和 KE-2 为块状方铅矿-石英-黄铁矿矿石, KE-3 为含浸染状方铅矿的石英脉, KE-5 为含浸染状方铅矿的方解石脉, KE-7 为无矿石英脉。将样品粉碎至 60 目, 在双目镜下挑选出方铅矿、石英和方解石等单矿物, 重复挑选 2 次, 确保其纯度高于 98%。将部分挑选的石英用于 H 同位素分析; 将其余石英及其他单矿物样品置于研钵中

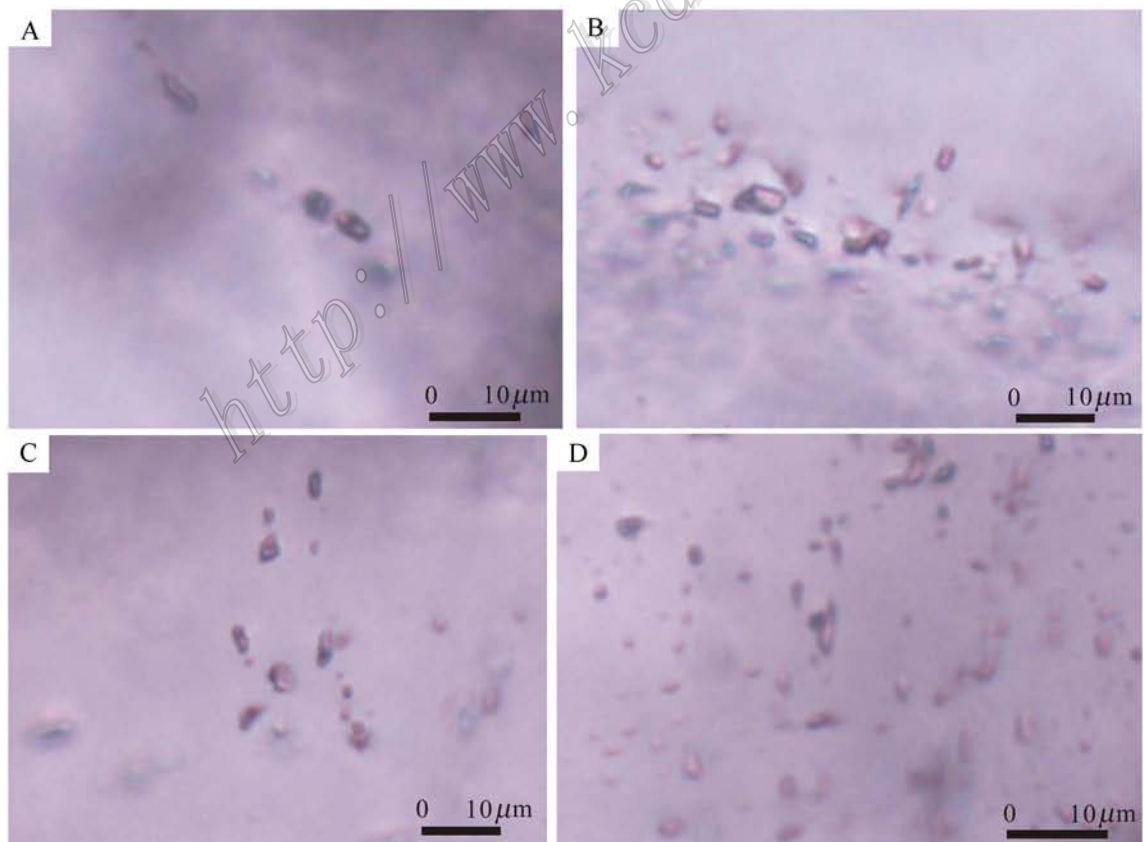


图 4 库尔尕生铅锌矿床脉石矿物石英中的流体包裹体显微照片

Fig 4 Microphotographs of typical fluid-inclusions in quartz from the Kuergasheng Pb-Zn deposit

表 1 库尔尕生铅锌矿床流体包裹体测温结果
Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions
in quartz from the Kuergasheng Pb-Zn deposit

编号	类型	大小/ μm	气相分数/%	$t_{\text{h}}/^\circ\text{C}$
1	F-G	3	5	137.5
2	F-G	4	5	139.6
3	F-G	6	5	143.9
4	F-G	4	5	141.5
5	F-G	5	5	144.3
6	F-G	4	5	147.7
7	F-G	6	5	145.1
8	F-G	6	5	146.7
9	F-G	7	5	158.8
10	F-G	3	5	135.4
11	F-G	4	5	145.4
12	F-G	6	5	145.3
13	F-G	5	5	145.4
14	F-G	3	5	143.7
15	F-G	3	5	142.6
16	F-G	4	5	142.3
17	F-G	7	5	142.6
18	F-G	4	5	141.5
19	F-G	5	5	142.4

注：F-G 为气液两相包裹体。

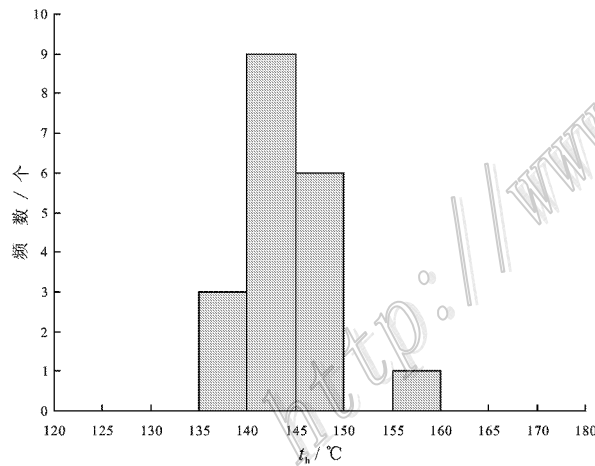


图 5 库尔尕生铅锌矿床流体包裹体均一温度直方图

Fig. 5 Homogenization temperatures of quartz from the Kuergasheng Pb-Zn deposit

研磨至 200 目以下,以备用于其他同位素分析。

H、O、S、Pb 同位素分析在核工业北京地质研究院测试研究中心完成。H 同位素分析采用爆裂法取水,锌法制氢。O 同位素分析采用 BrF₅ 法制氧。H、O 同位素分析所用仪器为 MAT-253 型质谱仪,分析结果采用 SMOW 表达,分析误差范围为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。S 同位素分析是以 Cu₂O 做氧化剂制备测试样品,仪器型号为 Finnigan MAT-251 型质谱仪,分析结果采用

国际标准 CDT 表达,分析精度优于 $\pm 0.2\text{‰}$ 。Pb 同位素分析,先用混合酸(HF + HClO₄)溶样,然后用树脂交换法分离出铅,蒸干后用热表面电离质谱法进行铅同位素测试,仪器型号为 ISOPROBE-T,对于 1 μg 的 ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb 分析精度优于 0.005%。

方解石 C、O 同位素分析在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。先将烘干的方解石单矿物粉末在真空系统中于 25℃ 下与 100% 的正磷酸反应 24 h,然后,将所获得的 CO₂ 气体在 IRMS(Isoprime)质谱仪上测试 C、O 同位素组成。分析结果采用 PDB 标准表示,精度为 0.2‰。为便于比较,氧同位素采用 Friedman 等(1977)的平衡方程, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 1.03086\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} + 30.86$, 转换成以 SMOW 标准表示。

4.2 H、O、C 同位素组成

库尔尕生铅锌矿床内脉石矿物石英的 H-O 同位素和方解石的 C-O 同位素分析结果见表 2。

由表 2 可见,除戴玉林(1994)给出一件石英样品的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 -56.7‰ 外,其余石英样品具有相似的 δD 值,变化范围为 $-96.8\text{‰} \sim -84.3\text{‰}$;石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $7.55\text{‰} \sim 10.3\text{‰}$ 。一件方解石样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为 -1.9‰ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 3.0‰ 。

4.3 S、Pb 同位素组成

库尔尕生铅锌矿床内 6 件方铅矿样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $4.1\text{‰} \sim 8.4\text{‰}$,平均 6.3‰ ,变化范围狭窄;其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.207 \sim 18.291$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.595 \sim 15.654$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.085 \sim 38.291$ (表 3)。

5 讨 论

5.1 成矿物质来源

库尔尕生铅锌矿床成矿流体水的 H 同位素直接采用石英中流体包裹体水的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 分析值,O 同位素则由石英和方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值根据氧同位素平衡分馏理论方程: $10^3 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 4.48 \times 10^6 / T^2 - 4.77 \times 10^3 / T + 1.71$ 和 $10^3 \ln \alpha_{\text{方解石-水}} = 4.01 \times 10^6 / T^2 - 4.66 \times 10^3 / T + 1.71$ (0 ~ 1 200℃,郑永飞等,2000)计算获得。KE-1、KE-2、KE-3、KE-5、KE-7 等 5 件样品采用包裹体均一温度平均值,TC₁₇-(1)、TC₁₇-(2)、TC₁₆、TC₃₃ 等 4 件样品采用戴玉林(1994)给出的流体包裹体均一温度平均值(160℃)。由表 2 可见,成矿流体水的 δD 值主要变化于 -96.8‰

表 2 库尔尕生铅锌矿床内石英和方解石的氢、氧、碳同位素组成

Table 2 H, O, C isotope compositions of quartz and calcite from the Kuergasheng Pb-Zn deposit

样品号	矿物	$\delta D_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{13}C_{V-PDB}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{\text{water}}/\text{‰}$	$t_h/^\circ\text{C}$	数据来源
KE-1	石英	-96.8	10.1		-6.31	140	本文
KE-2	石英	-90.2	9.9		-6.51	140	本文
KE-3	石英	-84.3	10.3		-6.11	140	本文
KE-5	方解石		3.0	-1.9	-10.92	140	本文
KE-7	石英	-89.4	10.2		-6.21	140	本文
TC ₃₃ -b1	石英	-56.7					戴玉林,1994
TC ₁₇ (1)	石英		7.62		-6.96	160	戴玉林,1994
TC ₁₇ (2)	石英		7.86		-6.72	160	戴玉林,1994
TC ₁₆	石英		7.55		-7.03	160	戴玉林,1994
TC ₃₃	石英		8.05		-6.53	160	戴玉林,1994

注： $10^3\ln\alpha_{\text{石英-水}}=4.48\times10^6/T^2-4.77\times10^3/T+1.71$ ； $10^3\ln\alpha_{\text{方解石-水}}=4.01\times10^6/T^2-4.66\times10^3/T+1.71$ ($0^\circ\text{C}\sim1200^\circ\text{C}$ ，郑永飞等，2000)； t_h 为包裹体均一温度平均值。

表 3 库尔尕生铅锌矿床方铅矿 S、Pb 同位素组成

Table 3 Sulfur and lead isotope compositions of galena from the Kuergasheng Pb-Zn deposit

样品号	测定对象	$\delta^{34}S_{\text{mineral}}/\text{‰}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	M	ω	κ	数据来源
KE-1	方铅矿	4.1	18.264	15.597	38.085	9.46	35.44	3.75	本文
KE-2	方铅矿	5.6	18.276	15.61	38.125	9.48	35.65	3.76	
KE-3	方铅矿	5.3	18.269	15.607	38.127	9.47	35.66	3.77	
LD ₁₋₂	方铅矿	8.4	18.2905	15.6221	38.2236	9.5	36.15	3.81	关明珍等， 1990 ^①
LD ₃	方铅矿	8.4	18.2069	15.6538	38.2914	9.38	36.51	3.89	
TC ₁₆	方铅矿	6.2	18.2514	15.595	38.1322	9.44	35.68	3.78	

注：Pb 同位素特征值计算采用 Stacey et al.，1975 的两阶段模式，假定年龄为 300 Ma。

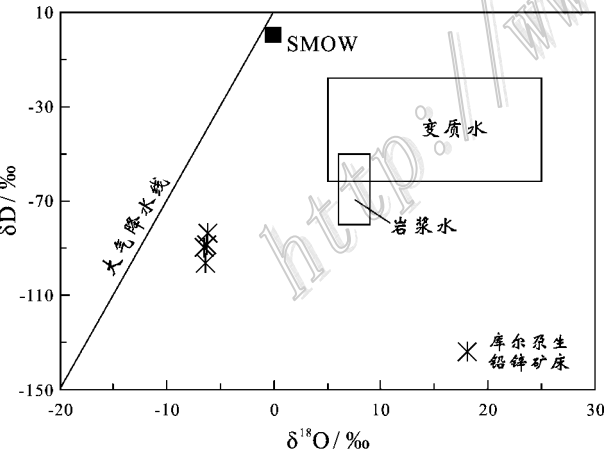


图 6 库尔尕生铅锌矿成矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图解

Fig. 6 Plot of δD versus $\delta^{18}\text{O}$ for ore-forming fluids from the Kuergasheng Pb-Zn deposit

$\sim -84.3\text{‰}$ ， $\delta^{18}O_{\text{water}}$ 值为 $-10.92\text{‰}\sim -6.11\text{‰}$ 。在自然界不同性质水的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图解(图 6)内，库尔尕生铅锌矿床的成矿流体水投落在岩浆水与大气水之间，可能反映出其成矿流体来自岩浆水与大气水

的混合水。

脉石方解石样品的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值为 -1.9‰ 。在自然界中，有机物质的 $\delta^{13}C$ 平均值为 -27‰ (Schidlowski, 1998)；火成岩/岩浆系统的 $\delta^{13}C$ 值为 $-3\text{‰}\sim -30\text{‰}$ (Hoefs, 1997)；地幔的 $\delta^{13}C$ 值为 $-5\text{‰}\sim -7\text{‰}$ (Hoefs, 1997)；陆壳的 $\delta^{13}C$ 平均值为 -7‰ (Faure, 1986)；典型海相石灰岩的 $\delta^{13}C$ 值为 $0\pm2\text{‰}$ (郑永飞等, 2000)。与自然界几个主要碳储库相比，库尔尕生铅锌矿床内脉石方解石的 $\delta^{13}C$ 值与海相石灰岩的 $\delta^{13}C$ 值相一致，而不同于其他几种来源的 $\delta^{13}C$ 组成，可能反映出流体中的碳同位素已与其流经地层中碳酸盐(如下伏的中泥盆统汗吉杂组内的碳酸盐岩层)的碳同位素取得平衡，或者流体溶解了地层中的碳酸盐而来。由于样品数目较少，尚需继续研究。由该样品对应计算出的成矿流体水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -10.40‰ ，同样反映出有大气水参与的特点。

库尔尕生铅锌矿床内方铅矿的 $\delta^{34}S$ 值为 $4.1\text{‰}\sim 8.4\text{‰}$ ，平均 6.3‰ ，变化范围狭窄(图 7)，暗示出硫的来源可能比较单一。该硫同位素组成范围显然不同于自然界现有硫储库中的幔源硫($\delta^{34}S$ 值约为 0

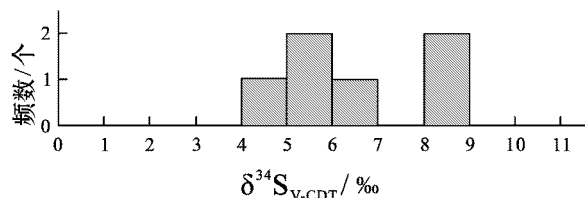


图7 库尔尕生铅锌矿方铅矿硫同位素组成直方图

Fig. 7 $\delta^{34}\text{S}$ histogram of galena from the Kuergasheng Pb-Zn deposit

$\pm 3\text{‰}$ (Chaussidon et al., 1989) 强烈还原(沉积的)硫($\delta^{34}\text{S}$ 为大的负值, 郑永飞等, 2000)和现代海水硫($\delta^{34}\text{S}$ 值为 $+20\text{‰}$), 而可能与酸性岩浆岩的硫同位素组成有关(自然界花岗岩类的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -13.4‰ ~ -26.7‰ , 郑永飞等, 2000)。在晚石炭世至早二叠世期间, 区域上有不少酸性斑岩侵入, 如达巴特纹斑岩[锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (315.9 ± 5.9) Ma, 张作衡等, 2008]和花岗斑岩[锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (278.7 ± 5.7) Ma, 张作衡等, 2008]。科克赛二长花岗斑岩[锆石 U-Pb LA-ICP-MS 年龄为 (301.9 ± 1.8) Ma, 朱明田等, 2011]、汗吉杂花岗岩等等, 可能成为库尔尕生铅锌矿床的潜在硫源。如距离库尔尕生铅锌矿床较近的达巴特斑岩体, 其流纹斑岩中发育有铜铅矿床, 测得其 6 件黄铁矿、黄铜矿样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 4.9‰ ~ 7.9‰ , 平均 6.3‰ (段士刚, 2011), 变化范围狭窄, 代表了赛里木微地块海西期斑岩的硫同位素组成特征。对比可见, 库尔尕生铅锌矿床内方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(4.1‰ ~ 8.4‰)与之接近, 反映出具有斑岩来源的特点。

库尔尕生铅锌矿床内方铅矿的铅同位素组成为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.207 \sim 18.291$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.595 \sim 15.654$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.085 \sim 38.291$ 。根据 Stacey 等(1975)的两阶段模式(假定铅锌矿床年龄为 300 Ma, 即接近于区域上大量斑岩的年龄)计算, 库尔尕生铅锌矿床内方铅矿铅的 $\mu = 9.38 \sim 9.50$, 平均 9.46 ; $\omega = 35.44 \sim 36.51$, 平均 35.85 , 均低于平均地壳铅的 μ 值(9.74)和 ω 值(36.84)。朱炳泉(1998)根据不同类型岩石铅的资料和已知成因的矿石铅的资料, 给出了不同类型矿石铅的 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 成因分类图解(图 8)。在图 8 中, 库尔尕生铅锌矿床内 6 个方铅矿样品的铅同位素数据投影于“化学沉积型铅”与“海底热水作用铅”的界线附近。据此推测, 该矿床的铅可能来源于围岩地层。戴玉林(1994)

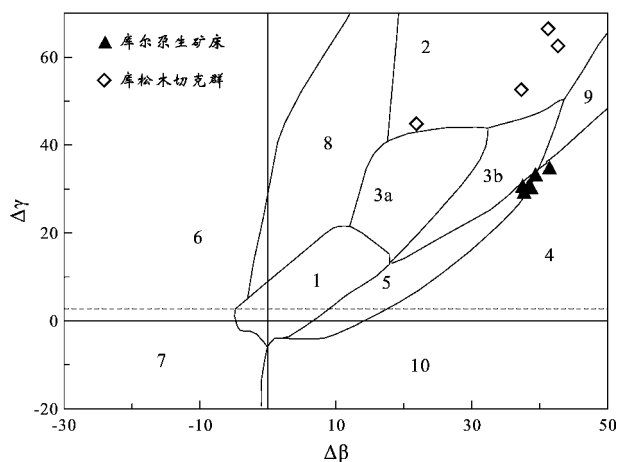


图8 库尔尕生铅锌矿床方铅矿同位素组成

$\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 分类图解(据朱炳泉等, 1998)

1—地幔源铅; 2—上地壳源铅; 3—上地壳与地幔混合的俯冲铅(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; 库松木切克群灰岩的铅同位素数据引自李华芹(2004)

Fig. 8 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ diagram of lead isotopes of galena from the Kuergasheng Pb-Zn deposit (after Zhu et al., 1998)

1—Mantle lead; 2—Supracrustal lead; 3—Subducted lead from mixing of supracrustal and mantle lead (3a—Magmatism; 3b—Sedimentation); 4—Chemical deposit lead; 5—Submarine hydrothermal lead; 6—Medium to deep metamorphism lead; 7—Deep metamorphic lower crust lead; 8—Orogenic belt lead; 9—Ancient shale upper crust lead; 10—Retrograde metamorphic lead; data for the limestone of Kusongmuqieke Group after Li, 2004

沿垂直于 NW 向矿脉的剖面对地层进行了取样分析, 据 14 件地层样品的微量元素分析发现, 元素 Cu、Pb、Zn 的平均丰度值分别为地壳丰度值的 1.1 倍、1.9 倍、4.9 倍, 与砂岩的丰度值相比, Pb、Zn 高出 4 倍和 19.8 倍, 说明赋矿地层本身就富含成矿元素 Cu、Pb、Zn。笔者据此认为, 库尔尕生铅锌矿床的成矿金属物质可能有相当一部分来源于围岩上泥盆统托斯库尔他乌组地层, 当然也不排除有一部分为斑岩来源。

5.2 矿床成因

库尔尕生铅锌矿床受构造的控制极为显著, 产在 NW 向断裂中, 矿体两侧围岩蚀变发育, 成矿以充填作用为主, 矿体呈脉状、透镜状, 矿石呈网脉状、块状、浸染状、角砾状和斑杂状, 矿石的矿物组成简单, 金属矿物主要有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿, 脉石矿物以石英为主, 其次是方解石, 脉石石英中的流体包裹

体为纯液体包裹体和气液两相包裹体,均一温度为 $135.4\sim 158.8^{\circ}\text{C}$,峰值集中于 $140\sim 150^{\circ}\text{C}$,成矿温度较低。以上特征显示出,库尔尕生铅锌矿床属于低温热液型矿床。

控矿断裂在平面上呈平行排列,在剖面上呈放射状展布,向上散开,向下收聚,具有压扭性力学性质。据推测,这些控矿断裂的形成可能与区域上石炭纪的俯冲消减-挤压环境有关,因为西天山北部地区在石炭纪可能处于岛弧环境(Gao et al., 1998; 朱永峰等, 2006; 王强等, 2006; Xiao et al., 2008; 左国朝等, 2008)。这种环境可能到晚石炭世结束,在经历了短时间的同碰撞造山后,于晚石炭世末至早二叠世初,实现了从碰撞造山到碰撞后伸展的转变。碰撞后的伸展环境致使紧闭的压扭性断裂张开而成为容矿空间。

对脉石矿物石英的H、O同位素和方解石的C、O同位素研究显示,库尔尕生铅锌矿床成矿流体水的 δD 值主要为 $-96.8\text{‰}\sim -84.3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ 值为 $-10.92\text{‰}\sim -6.11\text{‰}$,反映出成矿流体来自岩浆水与大气水的混合水。该矿床内方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $4.1\text{‰}\sim 8.4\text{‰}$,与区域上晚石炭世的斑岩体来源硫的范围(如达巴特流纹斑岩体内硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $4.9\text{‰}\sim 7.9\text{‰}$,平均 6.3‰ ,段士刚, 2011)相似,揭示其硫可能为斑岩来源。该矿床内方铅矿的铅同位素组成可能反映出其成矿金属物质有相当一部分来源于围岩上泥盆统托斯库尔他乌组地层。因此,成矿流体、硫和金属物质的来源研究表明,库尔尕生铅锌矿床的成矿机制可能是,斑岩体侵位后派生出岩浆热液,并且,由于其侵位加热了周围岩石,使得岩石中断裂内的大气水开始循环流动并萃取了地层内的金属物质,而后,岩浆热液与循环的大气水在远离斑岩体的断裂内相遇,方铅矿、黄铁矿、闪锌矿等金属硫化物沉淀成矿。与斑岩有关的脉型铅锌矿床在不少地区都有发现,如东秦岭的冷水北沟铅锌矿床(王长明等, 2007)、百炉沟铅锌矿床(段士刚等, 2010)、赤土店铅锌矿床(段士刚等, 2011)和辽宁青城子榛子沟铅锌矿床(马玉波等, 2012)等。

综上所述,库尔尕生铅锌矿床可能是与斑岩有关的远源低温热液型矿床。

6 结 论

通过对库尔尕生铅锌矿床所进行的地质、流体

包裹体和H、O、C、S、Pb同位素地球化学研究,认为该矿床的成矿流体水可能来自岩浆水与大气水的混合水,硫可能来源于斑岩,成矿金属物质可能有相当一部分来源于围岩上泥盆统托斯库尔他乌组地层。该矿床是一个受断裂构造控制、与斑岩有关的远源低温热液型矿床。

志 谢 野外工作期间,得到了新疆地质矿产勘查开发局第一区调大队杨屹、穆利修工程师的大力支持,实验过程中得到了中国地质大学(北京)矿床教研室流体包裹体实验室刘丽的大力协助,在此表示诚挚的感谢!

参考文献/References

- 蔡士赐,孙巧缙,缪长泉,等. 1999. 新疆维吾尔自治区岩石地层[M]. 武汉:中国地质大学出版社. 143-317.
- 成 勇,闫存兴,俞彦龙,朱生善. 2011. 新疆温泉县托克赛铅锌矿地质特征及找矿前景分析[J]. 矿产与地质, 25(6): 481-485.
- 戴玉林. 1994. 库尔尕生布拉克铅锌矿床地质特征及成因探讨[J]. 矿产与地质, 8(5): 326-329.
- 段士刚,薛春纪,刘国印,燕长海,冯启伟,宋要武,高炳宇. 2010. 河南栾川百炉沟铅锌矿床地质、流体包裹体和稳定同位素地球化学[J]. 矿床地质, 29(5): 810-826.
- 段士刚,薛春纪,冯启伟,高炳宇,刘国印,燕长海,宋要武. 2011. 豫西南赤土店铅锌矿床地质、流体包裹体和S、Pb同位素地球化学特征[J]. 中国地质, 38(2): 427-441.
- 段士刚. 2011. 新疆西天山赛里木微地块区域成矿规律与找矿方向[D]. 中国地质大学(北京). 192页.
- 何国琦,成守德,徐 新,李锦轶,郝 杰. 2004. 中国新疆及邻区大地构造图说明书 1:2 500 000[M]. 北京:地质出版社. 48页.
- 李华芹. 2004. 中国新疆区域成矿作用年代学[M]. 北京:地质出版社. 169-205.
- 刘凤鸣. 2007. 库尔尕生铅锌矿床地质特征及成因浅析[J]. 新疆有色金属, (3): 4-6.
- 马玉波,邢树文,张增杰,孙景贵. 2012. 辽宁青城子榛子沟脉状铅锌矿成矿流体地球化学初探[J]. 矿床地质, 31(3): 569-578.
- 王长明,张寿庭,邓 军,孙艳霞,燕长海,叶会寿. 2007. 河南冷水北沟铅锌矿地质地球化学特征及成因探讨[J]. 矿床地质, 26(4): 175-183.
- 王 核. 2001. 西天山北部地区铜、金等多金属成矿学研究及矿床定位预测[D]. 长沙:中南大学. 60页.
- 王 强,赵振华,许继峰, Wyman D A., 熊小林,资 峰,白正华. 2006. 天山北部石炭纪埃达克岩-高镁安山岩-富Nb岛弧玄武质

- 岩:对中亚造山带显生宙地壳增生与铜金成矿的意义[J]. 岩石学报, 25(1):11-30.
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1982. 新疆维吾尔自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社. 762 页.
- 张作衡,毛景文,王志良,杜安道,左国朝,王龙生,王见维,屈文俊. 2006. 新疆西天山达巴特铜矿床地质特征和成矿时代研究[J]. 地质论评, 55(5):683-689.
- 张作衡,王志良,左国朝,刘敏,王龙生,王见维. 2008. 西天山达巴特矿区火山岩的形成时代、构造背景及对斑岩型矿化的制约[J]. 地质学报, 82(11):1494-1503.
- 张作衡,王志良,陈伟十,左国朝,刘敏. 2009. 西天山达巴特斑岩型铜矿床流体地球化学特征和成矿作用[J]. 岩石学报, 25(6):1310-1318.
- 郑永飞,陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社. 50-58, 193-247.
- 朱炳泉,李献华,戴檀谟. 1998. 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[J]. 北京:科学出版社. 224-226.
- 朱明田,武广,解洪晶,刘军,张连昌. 2011. 新疆西天山科克赛岩体年代学、地球化学及地质意义[J]. 岩石学报, 27(10):3041-3054.
- 朱永峰,周晶,郭漩. 2006. 西天山石炭纪火山岩岩石学及 Sr-Nd 同位素地球化学研究[J]. 岩石学报, 22(5):1341-1350.
- 左国朝,张作衡,王志良,刘敏,王龙生. 2008. 新疆西天山地区构造单元划分、地层系统及其构造演化[J]. 地质论评, 54(6):748-767.
- Chaussidon M, Albaredo F and Sheppard S M F. 1989. Sulphur isotope variation in the mantle from ion microprobe analysis of micro-sulphide inclusions[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 92:144-156.
- Faure G. 1986. Principles of isotope geology (Second Edition)[M]. New York:John Wiley & Sons. 589p.
- Friedman I, O'Neil J R and Fleischer M. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[J]. U. S. Geological Survey Professional Paper.
- Gao J, Li M S, Xiao X C, Tang Y Q and He G Q. 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China[J]. Tectonophysics, 287:213-231.
- Hoefs J. 1997. Stable isotope geochemistry[M]. Fourth Edition. Berlin:Springer-Verlag. 201p.
- Schidlowski M. 1998. Beginning of terrestrial life:Problems of the early record and implications for extraterrestrial scenarios[J]. Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology, SPIE, 3441:149-157.
- Stacey J S and Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 26:207-221.
- Xiao W J, Han C M, Yuan C, Sun M, Lin S F, Chen H L, Li Z L, Li J-L and Sun S. 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 32:102-117.