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 δ D 值主要为 – 96.8‰~ – 84.3‰, δ ¹⁸O 值为 – 10.92‰~ – 6.11‰,反映出成矿流体来自岩浆水与大气水的混合水;方铅矿的 δ ³⁴S 值为 4.1‰~8.4‰,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 δ ³⁴S 值为 4.9‰~7.9‰,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²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.207~18.291,²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.595~15.654,²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.085~ 38.291,在 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 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 cosist 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°C and 158.8°C. 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:dsg1102231@163.com 收稿日期 2012-08-12;改回日期 2012-08-28。许德焕编辑。

and calculated δ^{18} 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. δ^{34} S values of galena vary from 4.1‰ to 8.4‰, very close to the values of sulfides from the porphyry type coppermolybdenum deposits in this region (δ^{34} 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 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratios from 18.207 to 18.291, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb ratios from 15.595 to 15.654, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 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

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⁶,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) ⑧ 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 ; 中泥盆统汗吉尕组 ,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 (蔡土赐等,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,

[●] 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.

❷ 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.

❸ 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○五项目报告. 53-71. 内部资料.



(据何国琦等 2004 新疆地质矿产勘查开发局 2005 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 吉尕组;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—Caboniferous 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, 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尕山,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 斜。

2 矿床地质

库尔尕生铅锌矿床位于赛里木湖东北的汗吉尕 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





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—无矿石英脉

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(Pb) 25.3%,w(Zn) 7.14%,w(Pb + Zn)32.44%;最低品位:w(Pb) 0.27%,w(Zn)0.22%,w(Pb+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一方解石; Gal一方铅矿; Py一黄铁矿; Qtz一石英 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℃ ~+600℃;测试精度: 0~-196℃温度区间为 ±0.5℃,0~+600℃温度区间为±2℃。

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2~6 μm,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 135.4~158.8℃,峰值集中于140~150℃(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

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

| in qualitz from the Kuergasheng FD-Zh deposit | | | | | | | |
|---|-----|-------------|--------|--------------------------|--|--|--|
| 编号 | 类型 | 大小/ μm | 气相分数/% | <i>t</i> _h /℃ | | | |
| 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±0.2‰。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‰。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 μ g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, δ^{18} O_{V-SMOW} = 1.03086 δ^{18} O_{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 δD_{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‰ ~ – 84.3‰;石 英的 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值为 7.55‰ ~ 10.3‰。一件方解石 样品的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值为 – 1.9‰ $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 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 δ^{34} S 值 为 4.1‰ ~ 8.4‰,平均 6.3‰,变化范围狭窄;其 $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.207 ~ 18.291$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.595$ ~ 15.654, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.085 ~ 38.291$ (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 δD_{V-SMOW} 分析值,O 同 位素则由石英和方解石的 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值根据氧同位 素平衡分馏理论方程: $10^{3}\ln\alpha_{\Xi,-N} = 4.48 \times 10^{6}/T^{2}$ $-4.77 \times 10^{3}/T + 1.71$ 和 $10^{3}\ln\alpha_{\Xi,-N} = 4.01 \times$ $10^{6}/T^{2} - 4.66 \times 10^{3}/T + 1.71$ (0~1 200°C,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°C)。 由表2可见,成矿流体水的\deltaD值主要变化于 - 96.8‰

| | Table 2 I | H, O, C isotope co | mpositions of quartz | and calcite from the | he Kuergasheng Pb | -Zn deposit | t |
|-----------------------|-------------|-------------------------|----------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------------|-----------|
| 样品号 | 矿物 | δD _{V-SMOW} ∕‰ | $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ /‰ | $\delta^{13}C_{V-PDB}$ /% | $\delta^{18}O_{water}$ /‰ | <i>t</i> _h /℃ | 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 |
| TC33-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 |

库尔尕生铅锌矿床内石英和方解石的氢、氧、碳同位素组成 表 2

注:103/Ina云英.水=4.48×106/T²-4.77×103/T+1.71;103/Ina云辉石.水=4.01×106/T²-4.66×103/T+1.71(0℃~1200℃,郑永飞等, 2000); t_h 为包裹体均一温度平均值。

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

| 样品号 | 测定对象 | $\delta^{34}S_{mineral}/\%$ | $^{206}\mathrm{Pb}/^{204}\mathrm{Pb}$ | $^{207}\mathrm{Pb}/^{204}\mathrm{Pb}$ | ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb | MO | 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 | |
| KE-2 | 方铅矿 | 5.6 | 18.276 | 15.61 | 38.125 | 9.48 | 35.65 | 3.76 | 本文 |
| KE-3 | 方铅矿 | 5.3 | 18.269 | 15.607 | 38,127 🕥 | 9.47 | 35.66 | 3.77 | |
| LD _{t-2} | 方铅矿 | 8.4 | 18.2905 | 15.6221 | 38.2236 | 9.5 | 36.15 | 3.81 | 关昍珍等 |
| 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 | 1990 |

注:Pb 同位素特征值计算采用 Stacev 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 δ¹⁸O-δD 图解 Fig. 6 Plot of δD versus $\delta^{18}O$ for ore-forming

fluids from the Kuergasheng Pb-Zn deposit

 $\sim -84.3\%$, $\delta^{18}O_{water}$ 值为 $-10.92\% \sim -6.11\%$ 。 在自然界不同性质水的 δ¹⁸O-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 δ¹³ C_{V-PDB} 值为 − 1.9‰。在 自然界中,有机物质的 δ¹³C 平均值为 - 27‰ (Schidlowski,1998);火成岩/岩浆系统的 δ¹³C 值为 -3‰ ~ - 30‰(Hoefs, 1997);地幔的 δ¹³C 值为 - 5‰ ~ -7‰ (Hoefs,1997);陆壳的 δ¹³ C 平均值为 - 7‰ (Faure 1986)) 典型海相石灰岩的 δ^{13} C 值为 $0 \pm 2\%$ (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 δ¹³C 值与海相石 灰岩的 δ¹³C 值相一致 ,而不同于其他几种来源的 ∂13C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尕组内的碳 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 δ¹⁸Ο 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 δ^{34} S值为4.1‰ ~8.4‰,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 δ³⁴S 值约为 0





±3‰ Chaussidon et al., 1989) 强烈还原(沉积的) 硫 834S 为大的负值,郑永飞等,2000)和现代海水硫 (δ³⁴S值为+20‰),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 ³⁴S 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 如达巴特流纹 斑岩〔锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(315.9±5.9) Ma 张作衡等 2008 J和花岗斑岩[锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(278.7±5.7) Ma ,张作衡等,2008 认科克 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 认汗吉尕花岗岩 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🗅 纹斑岩中发育有铜钼矿床 测得其6件黄铁矿、黄铜 矿样品的 δ³⁴S 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 8³⁴S 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 Pb/²⁰⁴ Pb = 18.207~18.291,²⁰⁷ Pb/²⁰⁴ Pb = 15.595~15.654,²⁰⁸ Pb/²⁰⁴ Pb = 38.085~38.291。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 μ = 9.38~ 9.50,平均9.46 ω = 35.44~36.51,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 Δβ-Δγ 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铅同位素组成 Δβ-Δγ 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 Δβ-Δγ 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 135.4~158.8℃ 峰值集中于140~150℃,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、 ○同位素研究显示,库尔尕生铅锌矿床成矿流体水 的 ôD 值主要为 - 96.8‰ ~ - 84.3‰ , δ^{18} O_{water}值为 -10.92‰~-6.11‰ 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 δ³⁴S 值为 4.1‰~8.4‰ 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 δ³⁴S 值为 4.9‰~7.9‰ 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

- 蔡土赐,孙巧缡,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, & 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 DA.,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 22(1):11-30.

- 张作衡,毛景文,王志良,杜安道,左国朝,王龙生,王见雄,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,5次5):683-689.
- 张作衡,王志良,左国朝,刘敏,王龙生,王见雄.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,8%(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,戴権谟. 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[M]. 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 , Albarede F and Sheppard S M F. 1989. Sulphur isotope variation in the mantle from ion microprobe analysis of micro-sulphide inclusion J J. Earth Plnet. 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]. Tictonophysics , 287 : 213-231.
- Hoefs J. 1997. Stable isotope geochemistry M J. Forth 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 mode[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.