第 53 卷 第 1 期
2020 年(总 215 期)

西 北 地 质
NORTHWESTERN GEOLOGY

Vol. 53 No. 1
2020(Sum215)

DOI:10.19751/j.cnki.61－1149/p.2020.01.011

新疆喀喇昆仑多宝山铅锌矿床矿物学、地球化学及成因

高永宝,赵辛敏,赵晓健*,李侃,滕家欣,燕洲泉,金谋顺,赵慧博

(中国地质调查局西安地质调查中心,自然资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室/西北地质科技创新中心,陕西 西安 710054)

摘 要:新疆喀喇昆仑多宝山铅锌矿床赋存于上白垩统铁隆滩组灰岩段中,明显受构造控制,矿体形态呈不规则囊状、脉状、透镜状等。成矿阶段可分为 3 期:早期硫化物成矿阶段(方铅矿、闪锌矿、方解石)、中期交代成矿阶段(菱锌矿、铁氧化物、白铅矿、石膏)与晚期氧化阶段(水锌矿)。硫化物阶段方铅矿的 $\delta^{34}S$ 为－14‰～－0.6‰,表明 S 可能来源于海相硫酸盐岩的还原。Pb 同位素组成集中,具有地壳来源特征,二叠系—白垩系可能提供了金属成矿物质。方解石的 $\delta^{18}C_{PDB}$ 为 3.5‰～5.7‰,$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 22.1‰～27.1‰,来源于碳酸盐岩地层的溶解作用。交代成矿阶段菱锌矿的 $\delta^{18}C_{PDB}$ 为 2.9‰～3.8‰,$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 16.9‰～20.3‰;白铅矿的 $\delta^{18}C_{PDB}$ 为 2.7‰～4.4‰,$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 15.8‰～20.3‰,C、O 同位素漂移可能是与大气降水的混入有关。硫化物成矿阶段方解石流体包裹体的 $^3He/^4He$ 值为 0.72～0.93R/Ra,$^{40}Ar/^{36}Ar$ 值为 302.1～350.7,方铅矿流体包裹体的 $^3He/^4He$ 值为 1.17R/Ra,$^{40}Ar/^{36}Ar$ 值为 298.1,交代成矿阶段菱锌矿流体包裹体的 $^3He/^4He$ 值为 0.22～0.46R/Ra,$^{40}Ar/^{36}Ar$ 值为 292.6～295.8,白铅矿流体包裹体的 $^3He/^4He$ 值为 0.40～0.59R/Ra,$^{40}Ar/^{36}Ar$ 值为 292.9～295.4,两个阶段成矿流体均为地壳流体与大气降水混合流体。综上所述,多宝山铅锌矿床是盆地边缘褶皱逆冲＋构造流体＋次生交代成矿系统的产物,硫化物成矿阶段为构造热液成因,交代成矿阶段为直接交代成因,后期发生叠加氧化作用。

关键词:矿物学;地球化学;矿床成因;多宝山铅锌矿床;喀喇昆仑

中图分类号:P611,P597 **文献标志码**:A **文章编号**:1009-6248(2020)01-0122-16

Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Duobaoshan Zn-Pb Deposit, in Karakoram, Xinjiang

GAO Yongbao, ZHAO Xinmin, ZHAO Xiaojian, LI Kan, TENG Jiaxin, YAN Zhouquan, JIN Moushun, ZHAO Huibo

(Key Laboratory for the Study of Focused Magmatism and Giant Ore Deposits, MNR, Xi'an Center of China Geological Survey/Northwest China Center for Geoscience Innovation, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

Abstract: Located in Karakoram of Xinjiang, the Duobaoshan lead-zinc deposit was formed in

收稿日期:2019-12-20;**修回日期**:2019-12-25

基金项目:第二次青藏高原综合科学考察研究专题(2019QZKK0807－02),陕西省自然科学基础研究计划项目(2018JM4030),国家重点研发计划课题(2019YFC0605201),陕西省青年科技新星项目(2015KJXX－71),中国地质调查局地质调查项目(DD20160004、DD20160346、DD20190143),国家留学基金联合资助

作者简介:高永宝(1982-),男,博士,副研究员,主要从事矿床学及矿床地球化学研究。E-mail: gaoyongbao2006@126.com

*通讯作者:赵晓健(1986-),男,硕士,工程师,主要从事矿床学研究。E-mail: zxj@live.com

the limestones of the Cretaceous Tielongtan Formation, and was obviously controlled by structural fracture zones. The ore bodies are irregularly sac-like, vein-like, and lenticular-shape-like. It can be divided into three metallogenic stages: the early sulfide mineralization stage, the intermediate replacement mineralization stage and the late oxidation stage. The first stage is characterized by galena, sphalerite and calcite; the second stage is represented by smithsonite, iron oxide, cerussite, and gypsum; the last stage is characterized by hydrozincite. The $\delta^{34}S$ values of the galena in the first stage range from −14‰ to −0.6‰, which shows a feature of reduced sulfur source. The lead isotope compositions are concentrated and show a crustal source feature, and the Permian-Cretaceous sedimentary rocks may be the sources of metals. The $\delta^{18}C_{PDB}$ values of calcite are from 3.5‰ to 5.7‰ and the $\delta^{18}O_{SMOW}$, from 22.1‰ to 27.1‰ are which indicate the dissolution of carbonate. The $\delta^{18}C_{PDB}$ and $\delta^{18}O_{SMOW}$ values of the smithsonite are from 2.9‰ to 3.8‰ and 16.9‰ to 20.3‰, respectively. The $\delta^{18}C_{PDB}$ and $\delta^{18}O_{SMOW}$ values of the cerussite are from 2.7‰ to 4.4‰ and 15.8‰ to 20.3‰, respectively. All these values indicate the mixing of atmospheric precipitation. The $^{3}He/^{4}He$ and $^{40}Ar/^{36}Ar$ ratios of the fluid inclusions in the calcite are from 0.72 R/Ra to 0.93 R/Ra and 302.1 to 350.7, respectively; and the $^{3}He/^{4}He$ and $^{40}Ar/^{36}Ar$ ratios of the fluid inclusions in the galena are 1.17 R/Ra and 298.1, respectively. The $^{3}He/^{4}He$ and $^{40}Ar/^{36}Ar$ ratios of fluid inclusions in the smithsonite are from 0.22R/Ra to 0.46R/Ra and 292.6 to 295.8, respectively; the $^{3}He/^{4}He$ and $^{40}Ar/^{36}Ar$ ratios of fluid inclusions in cerussite are from 0.40R/Ra to 0.59R/Ra and 292.9 to 295.4, respectively. Thus, the ore-forming fluid may be the crustal fluid mixed with atmospheric precipitation. In summary, the Duobaoshan zinc-lead deposit is the product of fold thrust in the edge of the basin, structural fluids and secondary replacement system. The sulfides are formed of structural fluids, and the nonsulfides are the result of direct replacement, with oxidation occurring and hydrozincites formed at the last stage.

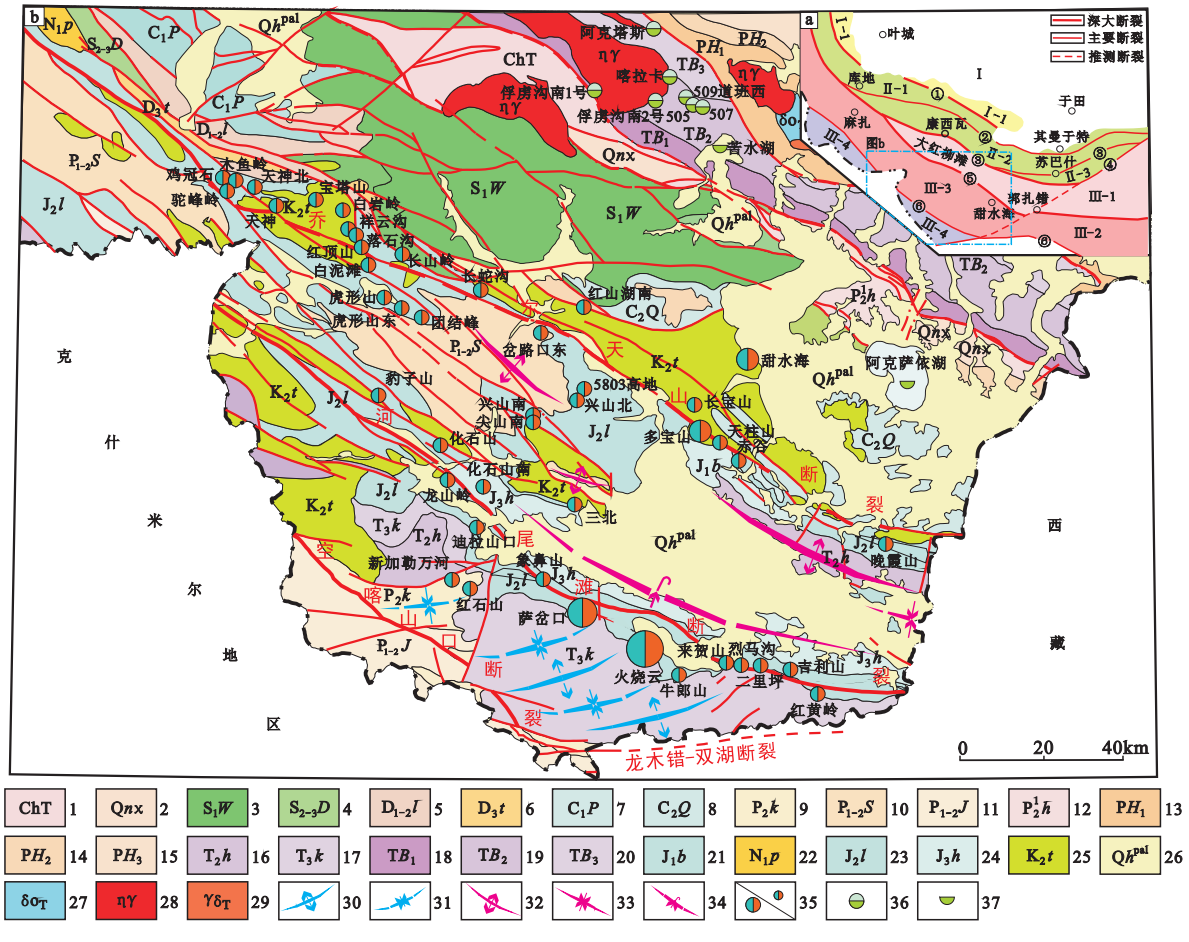
Keywords: mineralogy; geochemistry; genesis; Duobaoshan Pb-Zn deposit; Karakoram

世界上具有重要工业价值的铅锌矿床多以沉积岩为主岩,占铅锌储量的 80%;根据矿石类型可以分为硫化物和非硫化物 2 类。近年来,新疆喀喇昆仑甜水海地区取得了铅锌重大找矿突破,共发现 40 余处矿床(点),包括火烧云超大型、萨岔口大型及以多宝山为代表的多处中型铅锌矿床,并已经成为中国最大的铅锌资源基地。其中火烧云矿床主要以菱锌矿、白铅矿、水锌矿等铅锌非硫化物为主(高永宝等, 2019),但萨岔口、多宝山等矿床成矿特征与火烧云存在一定差异,矿体明显受构造控制,可见大量铅锌硫化物,也存在菱锌矿、白铅矿、水锌矿等铅锌非硫化物。部分学者对区内火烧云铅锌矿开展了成矿时代、矿床成因、成矿潜力等方面的研究工作(杜红星等, 2012; 晋红展等, 2012; 董连慧等, 2015; 范廷宾等, 2017, 2018; 彭玉旋等, 2018; 高永宝等, 2019),存在喷流沉积成矿作用(董连慧等, 2015; 范廷宾等, 2017, 2018)和热液-交代成矿作用(GAO, 2016; 高永宝等, 2017, 2019)等不同认识;而对于多宝山铅锌矿床也存在 MVT 型矿床(杜红星等, 2012; 任广利等, 2017)和构造热液-交代成矿作用(高永宝等, 2017, 2019)认识,对铅锌矿床成因及区域成矿规律研究仍较薄弱。基于此,笔者在多宝山铅锌矿床地质特征及矿物学研究基础上,结合 S、Pb、C-O、He-Ar 同位素研究,对成矿物质来源、成矿流体性质以及矿床成因进行探讨,以期为成矿规律研究和区域找矿提供借鉴。

1　区域地质背景

多宝山铅锌矿床位于和田县城 197°方向,沿新藏公路叶城至甜水海兵站 586 km,向西至矿区 50 km。区域大地构造属塔什库尔干-甜水海地块

(Ⅲ级)的乔尔天山-红南山前陆盆地(Ⅳ级)中(图1)。区域地层从古元古界长城系至中生界白垩系均有出露,与铅锌成矿相关的地层主要有中侏罗统龙山组和上白垩统铁隆滩组,次为中三叠统河尾滩组及上三叠统克勒清河组。中侏罗统龙山组为陆棚→台地→局限台地相沉积,发育一套浅海相碳酸盐岩或碳酸盐岩夹碎屑岩,局部夹火山岩、石膏层,主要为灰岩、生物灰岩、泥质灰岩、杂色砂岩、砾岩,底部与克勒青河组不整合接触;上白垩统铁隆滩组下部为河流、湖泊相沉积紫红色陆相碎屑岩,有砾岩、钙质砂岩夹砾岩,上部为浅海碳酸盐台地相沉积,浅灰色-褐红色生屑灰岩夹泥灰岩。区域上火烧云、萨岔口、化石山南、兴山北、豹子山、团结峰等铅锌矿赋存于中侏罗统龙山组中,多宝山、天柱山等铅锌矿赋存于上白垩统铁隆滩组中,新近在中三叠统河尾滩组破碎细晶灰岩中发现了红石山铅锌矿(表1)。



a:Ⅰ. 塔里木陆块;Ⅰ-1. 铁克里克断隆带;Ⅱ-1. 北昆仑晚古生代岩浆弧带;Ⅱ-2. 中昆仑微陆块;Ⅱ-3. 南昆仑晚古生代残弧带;Ⅲ-1. 可可西里-巴颜喀拉褶皱带;Ⅲ-2. 北羌塘-唐古拉地块;Ⅲ-3. 塔什库尔干-甜水海地块;Ⅲ-4. 南羌塘地块;①. 柯岗断裂;②. 其曼于特-祁漫塔格古生代蛇绿构造混杂岩带;③. 柳什塔格-岩碧山-向阳泉中昆仑断裂带;④. 苏巴什-木孜塔格晚古生代蛇绿构造混杂岩带;⑤. 郭扎错-西金乌兰湖-金沙江结合带;⑥. 龙木错-双湖结合带;b:1. 甜水海岩群;2. 肖尔克谷地组;3. 温泉沟群;4. 达坂沟群;5. 落石沟组;6. 天神达坂组;7. 帕斯群;8. 恰提尔群;9. 空喀山口群组;10. 神仙湾群;11. 加温达坂群;12. 红山湖组;13. 黄羊岭群下组;14. 黄羊岭群中组;15. 黄羊岭群上组;16. 河尾滩组;17. 克勒青河组;18. 巴彦喀拉山群下组;19. 巴彦喀拉山群中组;20. 巴彦喀拉山群上组;21. 巴工布兰莎组;22. 帕长布拉克组;23. 龙山组;24. 红其拉甫组;25. 铁隆滩组;26. 第四系;27. 黑云母角闪石英闪长岩;28. 黑云母二长花岗岩;29. 花岗闪长岩;30. 印支期背斜褶皱;31. 印支期向斜褶皱;32. 燕山期背斜褶皱;33. 燕山期向斜褶皱;34. 燕山期倒转向斜褶皱;35. 铅锌矿床/铅锌矿点;36. 伟晶岩型锂矿床;37. 盐湖型锂矿床

图1 新疆喀喇昆仑多宝山一带区域地质矿产图(据高永宝等,2019)

Fig. 1 Regional geological map of the Duobaoshan lead and zinc belt, Karakoram, Xinjiang province(After GAO et al., 2019)

表 1　甜水海地区主要铅锌矿床成矿特征表

Tab. 1　Main characteristics of the zinc-lead deposits in Tianshuihai area, Karakoram, Xinjiang province

序号	矿区名称	规模	赋矿地层及岩性	矿体地质特征	主要金属矿物	主矿体品位(%)
1	火烧云	超大型	中侏罗统龙山组细晶灰岩、白云质灰岩	2 个矿化层，12 个工业矿体，走向以北西向为主，呈层状、透镜状，主矿体长 2280 m，宽 624 m，厚 15.3 m	主要为菱锌矿、白铅矿、水锌矿，少量方铅矿	Pb：4.9，Zn：25.8
2	萨岔口	大型	中侏罗统龙山组硅化灰岩、硅质岩、构造角砾岩	38 个矿体，走向近东西向，呈似层状、透镜状，主矿体长 50～1800 m，宽 5～200 m，厚 1.9～23.8 m	主要为菱锌矿、方铅矿，次为白铅矿、辉锑矿、闪锌矿	Pb：0.5～7.7，Zn：0.3～7.3
3	化石山南	中型	中侏罗统龙山组细晶灰岩	5 个矿体，走向北西向，呈似层状，主矿体长 1300 m，厚 9.6～18.1 m	主要为菱锌矿，少量锰铅矿、方铅矿、闪锌矿	Pb：2.7，Zn：5.1
4	兴山北	中型	中侏罗统龙山组蚀变微晶灰岩	7 个矿体，走向北北东向，呈脉状、透镜状，主矿体长 780 m，厚 5.8 m	主要为方铅矿、闪锌矿，次为黄铁矿、黄铜矿	Pb：1.1～2.1，Zn：0.9～25.3
5	金鱼山	中型	中侏罗统龙山组细晶灰岩	12 个矿体，走向北东及东西向为主，呈似层状，主矿体长 750 m，厚 7.9 m	主要为菱锌矿，少量方铅矿、白铅矿，极少量闪锌矿、黄铁矿	Pb：1.9，Zn：7.3
6	豹子山	中型	中侏罗统龙山组细晶灰岩、白云质灰岩	6 个矿体，走向北西向及北北东主，呈脉状、透镜状，主矿体长 1500 m，厚 1.7～6.5 m	主要为白铅矿、方铅矿、菱锌矿、赤铁矿、褐铁矿，少量铅钒	Pb：4.0，Zn：12.6
7	团结峰	中型	中侏罗统龙山组细晶灰岩、白云质灰岩	8 个矿体，走向北西向，呈层状、透镜状，主矿体长 780 m，厚 5.9 m	主要为方铅矿、白铅矿，次为闪锌矿、菱锌矿、褐铁矿、赤铁矿	Pb：2.9，Zn：2.8
8	甜水海	中型	上白垩统铁隆滩组复成分砾岩、碳酸质角砾岩	4 个矿体，走向北东，呈层状、透镜状，主矿体长 600 m，宽 135 m，厚 13.1～17.5 m	主要为砷铅矿、白铅矿，次为方铅矿、赤铁矿、褐铁矿、针铁矿	Pb：0.7～1.3
9	多宝山	中型	上白垩统铁隆滩组灰岩	3 个矿体，走向北北西，呈透镜状，主矿体长 300 m，厚 3.3～13.4 m	主要为方铅矿，次为闪锌矿、白铅矿，少量菱锌矿、铅矾	Pb：2.3，Zn：3.1
10	天柱山	中型	上白垩统铁隆滩组微晶灰岩、泥晶灰岩	1 个矿体，走向北西，呈透镜状，主矿体长 250 m，宽64～76 m	主要为方铅矿，次为白铅矿、闪锌矿，少量黄铁矿	Pb：1.5～2.8，Zn：0.3～3.7
11	红山湖南	中型	上白垩统铁隆滩组构造角砾岩、碎裂岩	7 个矿体，走向北西向，呈似层状、透镜状，主矿体长 2800 m，厚 1.7～29.9 m	主要为方铅矿，次为菱锌矿、闪锌矿、水锌矿，少量黄铁矿	Pb：0.3～9.0，Zn：0.1～6.0
12	红石山	小型	中三叠统河尾滩组破碎状细晶灰岩	1 个矿体，走向北西向，呈似层状，主矿体长 120 m，宽 40 m，厚 5.3～9.9 m	主要为菱锌矿，少量锰铅矿，极少量褐铁矿	Pb：2.6，Zn：16.2

区域铅锌矿床主要受构造控制，乔尔天山断裂和河尾滩断裂两侧铅锌矿床最为发育，其间断裂系也发育较多铅锌矿床，其中多宝山、天柱山等沿乔尔天山断裂分布，火烧云、萨岔口等沿河尾滩断裂分布(图 1)。区内断裂呈北西向、北东向、近南北向 3 组，主要为龙木错-双湖断裂、乔尔天山断裂及其之间的断裂系。乔尔天山断裂是区内重要的区域性大断裂，从龙木错附近，向西经麻扎达拉，可延至塔什库尔干断裂区被覆为止，全长约 650 km。该断层在卫片上线状构造影像特征十分醒目，地貌上显示一系列的凹陷及断层三角面，断裂带宽 500～1 000 m，倾向北东，倾角为 50°～65°，发育糜棱岩化砂岩、断层角砾岩、碎裂岩等。据大地电磁测深结果，其走向由地表的北东东 80°变到深部 50°，断裂深度约 50 km。据构造岩变形特征分析，该断层具有 2 期活动特征，其早期主要表现为脆韧性剪切伸展-走滑性质，晚期表现为脆性逆冲走滑特征。近期构造活动依然活跃，在红山湖—岔路口一带有新生代火山岩沿此断裂成串分布，可见清晰的破火山口及火山颈，向东可与黑石北湖、羊湖等地新生代火山岩联成一条巨大的火山活动带。河尾滩断裂的走向约 300°，倾角 30°，早期为逆冲性质，晚期明显叠加张性活动特征(图 1)。

区域褶皱发育，主要有北东东向印支期褶皱、北西向燕山期褶皱(图 1)。印支期构造活动导致本区三叠系及其以下地层广泛形成北东东—东西向褶皱。区域上广泛存在的三叠系与侏罗系之间角度不整合就是印支运动的直接证据。区内燕山期以来逆冲推覆活动强烈，变形作用强烈。燕山期以脆韧性剪切-走滑为主，白垩系及以下地层卷入该期构造变形，主要表现为一系列的北西西—南东东向背、向斜构造，少量大型倒转向斜构造，同时发育北西—南东向北倾逆冲断裂构造。晚燕山期还形成 2 组脆性次级断裂，一组为北东向左行平移断层，另一组为南北向脆性断层，右行为主。喜山期对于燕山期构造继承性非常明显，继燕山期之后再次被强烈改造，经历了更加强烈的逆冲推覆和走滑断裂活动，最终形成现今地层构造格局及盆山面貌，也形成了较多的碳酸盐岩构造圈闭。

区域岩浆活动极弱，仅局部可见基性岩脉零星出露，宽十余米至几十米，多呈北西—南东向延伸，与区域断裂相一致。

2 矿床地质特征

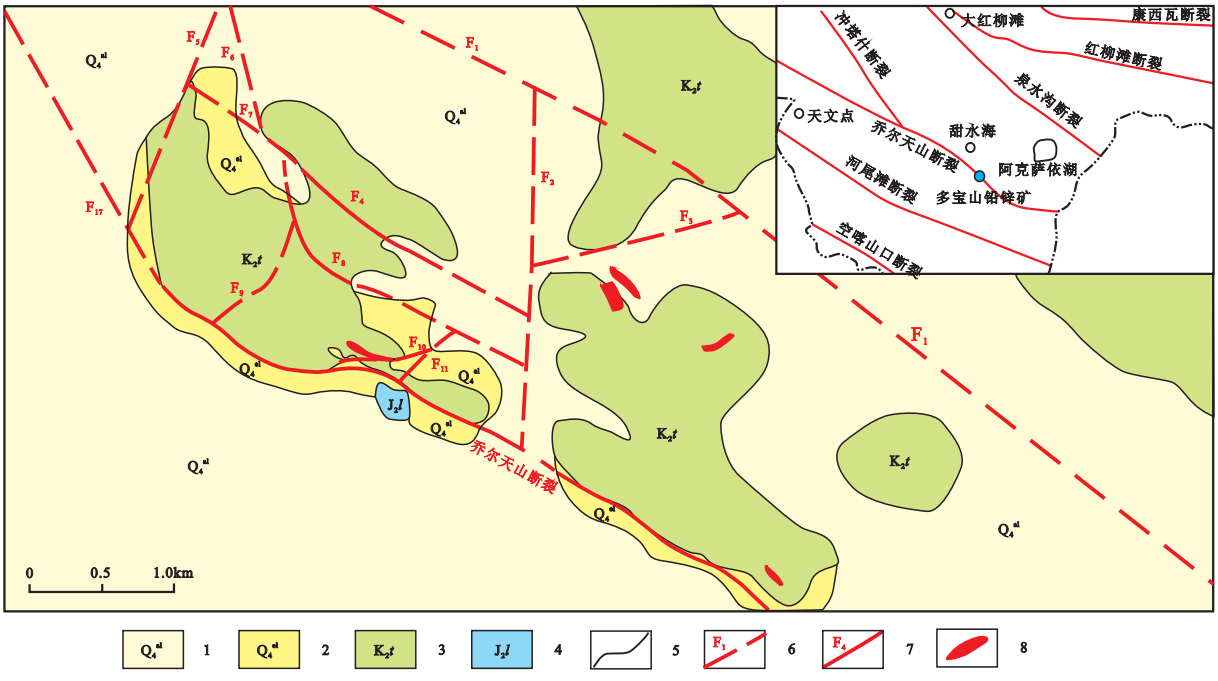
2.1 矿区地质

多宝山铅锌矿区出露的地层有中侏罗统龙山组、上白垩统铁隆滩组、第四系(图 2)。中侏罗统龙山组仅分布矿区的西南部，主要为灰黑色生物灰岩、红色砂岩，厚 100～200m。上白垩统铁隆滩组为矿区主要出露地层，铅锌矿体赋存于该地层中，大面积被第四系残坡积物、洪冲积物、冰碛物覆盖；岩性为灰白-深灰色灰岩，含生物碎屑灰岩，灰白-灰黑色、红色砾岩，砖红-棕红色泥岩，砂质泥岩。灰岩位于砾岩、泥岩上部，灰岩厚 50～1 500 m，宽 10～2 000 m；砾岩、泥岩抗风化能力较弱，地表大部分被风化成红土、黄土、砾石。岩层整体产状倾向为 10°～110°，倾角为 25°～55°。受断裂构造影响，岩层产状变化大，与中侏罗统龙山组呈断层接触。据基岩光谱分析结果，矿区灰岩地层的 Pb 含量为 388×10^{-6}，Zn 含量为 117×10^{-6}，Ag 含量为 421×10^{-6}，As 含量为 20×10^{-6}，远大于地壳平均值。第四系主要在山间洼地分布，主要为残坡积物、洪冲积物及现代冰川冰碛物，成分主要有岩块、砾石、砂土。

矿区断裂构造十分发育，区内成矿与断裂构造关系密切。乔尔天山断裂从矿区南部穿过，矿区内长度大于 6 km，走向北西—南东向，倾向为北东向，倾角为 35°～70°。次级断裂构造仍较为发育，规模较小。沿断裂带分布脆性变形形成的碎裂化岩石，在断裂带两侧形成宽窄不一的动力变质岩带，主要为构造角砾岩、碎裂岩，次生节理、劈理较发育。矿区内未见岩浆岩出露，外围的北西、南东部位可见少量辉绿岩、辉长岩脉，呈透镜状产出。

2.2 矿体特征

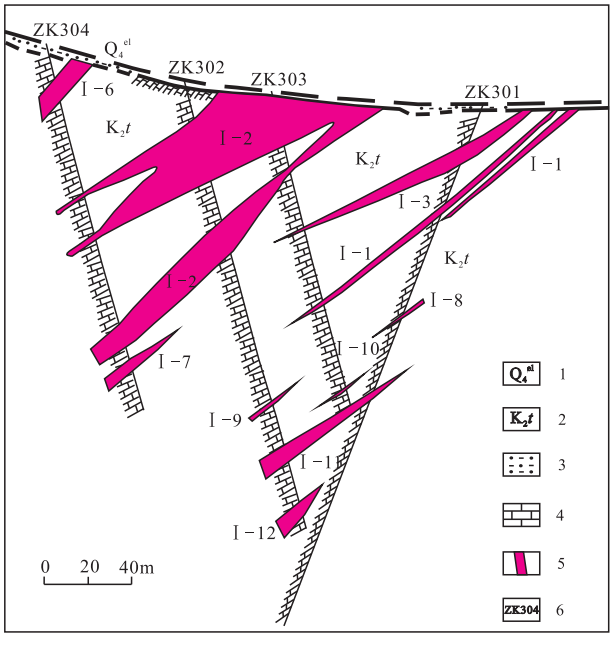
矿体赋存于上白垩统铁隆滩组中，顶、底板围岩以灰岩为主，部分为碎屑岩，受构造破碎带控制明显(图 3)。目前，共圈定地表 8 个矿体，隐伏(盲)矿体 11 个，呈不规则囊状、脉状、透镜状等(图 4a)，产状变化较大，表现为膨胀、收缩、分枝的现象，形态较为复杂。Pb 品位为 0.54%～5.89%，Zn 品位为 0.28%～3.13%，Pb 含量明显高于 Zn 含量。



1. 第四系全新统冲积砂质粘土、砾石、砂;2. 第四系全新统残坡积岩块、碎石;3. 上白垩统铁隆滩组;4. 中侏罗统龙山组;5. 地质界线;6. 推测断层及编号;7. 实测断层及编号;8. 铅锌矿体

图 2　多宝山铅锌矿区地质略图

Fig. 2　Geologic map of the Duobaoshan lead-zinc deposit



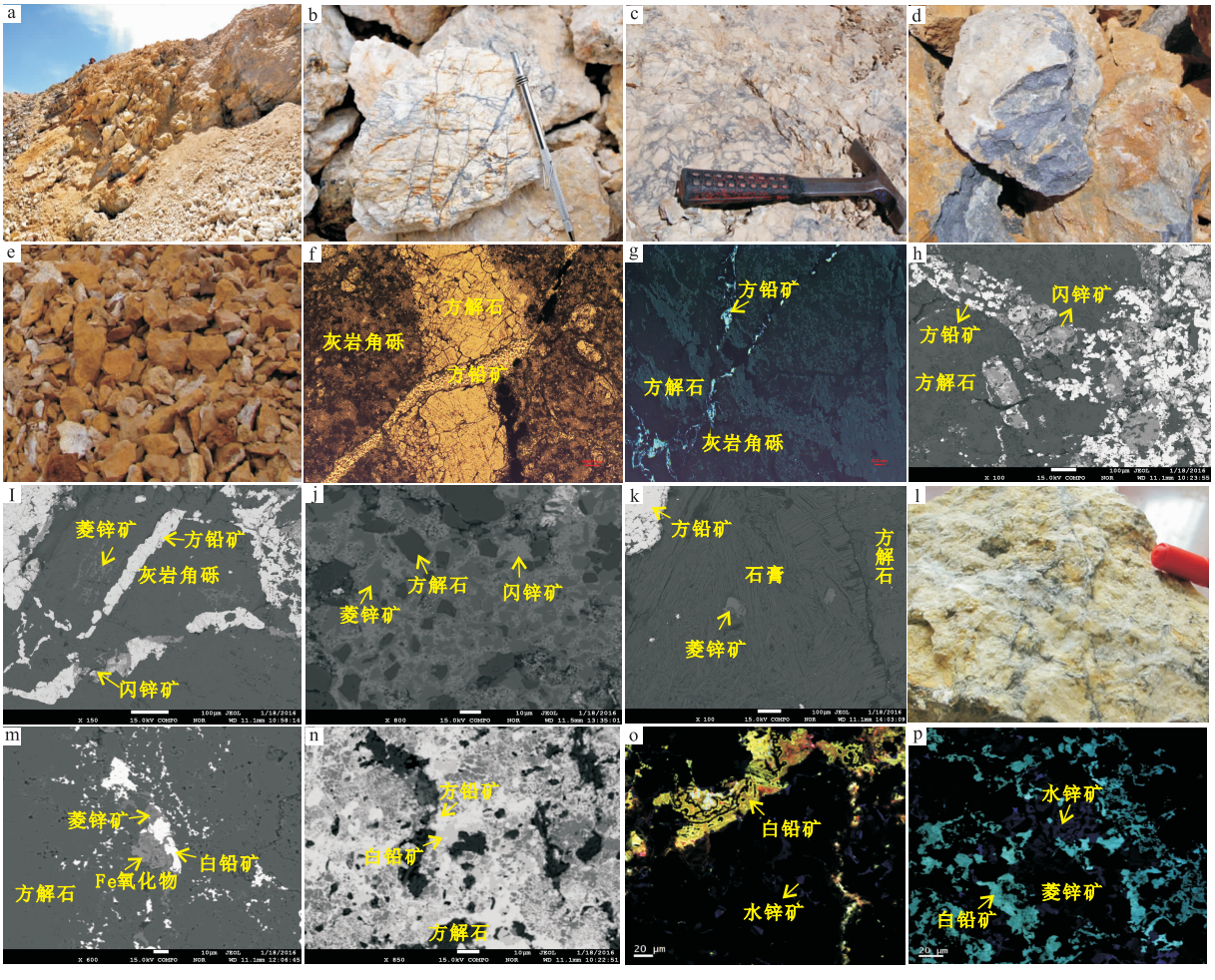
1. 第四系残坡积;2. 上白垩统铁隆滩组;3. 泥、砂、砾岩块;4. 灰岩;5. 矿体;6. 钻孔编号

图 3　多宝山铅锌矿体剖面图

Fig. 3　Geological section of the Duobaoshan lead-zinc deposit

2.3　矿石及矿物组合特征

矿石类型为混合型铅锌矿,块状矿石为主。矿石中金属硫化物分布极不均匀,主要呈块状构造、网脉状构造、脉状构造、浸染状构造(图 4b、图 4c、图 4d、图 4e)。围岩与矿(化)体呈渐变、断层接触关系,围岩蚀变主要有硅化,沿裂隙、断层带及两侧岩石中分布。矿石矿物主要为方铅矿,次为闪锌矿、白铅矿,同时发育少量菱锌矿及铅矾;脉石矿物主要有方解石、白云石、石膏等。方铅矿在矿石中分布比较广泛,不均匀分布,含量变化大(5%～20%),主要为他形不规则粒状,少部分呈自形-半自形粒状,粒度大小不一,可见方铅矿被白铅矿或铅矾沿边缘或裂隙交代,部分呈残留体存在(图 4f、图 4g、图 4h)。灰岩围岩或灰岩角砾被交代可形成菱锌矿,与方解石、石膏等密切共生,次生形成水锌矿(图 4i、图 4j、图 4k)。矿区内地表硫化物铅锌矿石局部氧化后,呈黄色、黄褐色,褐铁矿化较强(图 4a),方铅矿多被氧化,矿物边部多见白铅矿,以白铅矿、菱锌矿及水锌矿为主,与方解石共生(图 4m、图 4n、图 4o、图 4p)。



a. 囊状、似层状矿体；b、c. 细脉浸染状、网脉状矿石；d. 块状铅矿石；e. 块状铅锌共生矿石；f. 硫化物矿石显微照片(单偏光)；g. 硫化物矿石显微照片(反射光)；h、i、j、k. 硫化物矿石背散射照片；l. 非硫化物矿石手标本；m、n. 氧化型矿石背散射照片；o、p. 氧化型矿石阴极发光照片

图 4 多宝山铅锌矿区矿石及矿物照片

Fig. 4 Photos of mineralization feature of Duobaoduo Pb－Zn deposit

2.4 成矿阶段划分

根据多宝山铅锌矿床的矿物共生顺序，结合矿体赋存位置及其相互关系，分为 3 个成矿阶段：早期硫化物成矿阶段、中期交代成矿阶段与晚期氧化阶段，表现出方铅矿、闪锌矿、方解石→菱锌矿、铁氧化物、白铅矿、石膏→水锌矿(晚)的矿物组合变化(表 2)。

表 2 多宝山矿区矿物共生组合及生成顺序表

Tab. 2 Mineral assemblage and formation sequence of the Duobaoshan zinc－lead deposit

矿物	硫化物成矿阶段	交代成矿阶段	氧化阶段
方铅矿	—		
闪锌矿	—		
方解石	—		
菱锌矿		—	
铁氧化物		—	
白铅矿		—	
石膏		—	
水锌矿			—

3 样品及分析方法

笔者主要采集了多宝山矿区铅锌矿石以及地层中的方解石等样品，DBS 系列样品采集于地表露头，ZK 系列样品采集于矿区钻孔，分别进行了 S、Pb、C－O 以及 He－Ar 同位素测试工作。

S 同位素分析在中国地质科学院矿产资源研究

所同位素地球化学实验室完成。仪器设备为美国热电公司的 253plus、Flash EA 元素分析仪和 Conflo IV 多用途接口。将含有不超过 100 μg 硫的样品和 3 倍于样品的 V_2O_5 包在一个小锡舟里,自动进样系统每次投入燃烧反应器中一个锡舟,通入 5 mL 的纯氧气,使样品在 1 020℃下燃烧,产生的所有气体在氦载气流下带入并通过分层充填 WO_3、CuO 和 Cu 丝的氧化还原反应器,使所有气体充分氧化,同时使生成的少量 SO_3 通过 Cu 丝层时还原为 SO_2。气体通过一根色谱柱(美国热电)将 SO_2 和其他杂质气体分开后进入质谱仪测试,采用 IAEA-SO-5、IAEA-SO-6 和 NBS 127 三种国际标准物质,标样的分析精度可达到 0.2‰。

Pb 同位素分析在核工业北京地质研究院实验测试中心完成。将矿石样品粉碎至 60 目,经浮选等方法挑选出单颗粒矿物,然后在双目镜下挑纯。Pb 同位素分析步骤是:首先用混合酸($HF+HClO_4$)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 Pb 同位素测试,仪器为 Phoenix 热表面电离质谱仪,对于 1μg 的 $^{208}Pb/^{206}Pb$ 分析精度优于 0.005%。

C、O 同位素测试在中国地质科学院矿产资源研究所同位素地球化学实验室完成。采用的是 GasBench II 连续流法,质谱仪为 MAT253。称量约 100μg 样品加入到 12 mL 反应瓶中,每次最多测量样品数为 88 个,其中 18 个为标准样品(分别为 GBW04416、GBW04417、GBW04405 和 GBW04406)。使用高纯氦气(99.999%,流速 100 mL/min)进行 600 s 的排空处理。排空后加入 5 滴 100%无水磷酸后,置于 72℃加热盘中反应并平衡(方解石反应及平衡时间大于 4 h)。样品与磷酸反应且平衡后的 CO_2 气体经过 70℃的熔硅毛细管柱(规格为 Poraplot Q, 25 m×0.32 mm)而与其他杂质气体分离进入到 MAT253 质谱仪进行测定。一般 18 个标样的测试结果的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 测试精度均高于 0.1‰。PDB 与 SMOW 之间的转换采用以下公式:$\delta^{18}O_{(V\text{-}PDB)} = (\delta^{18}O_{(V\text{-}SMOW)} - 30.91)/1.0309$(GONFIANTINI et al., 1995)。

He-Ar 同位素测试在自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成。样品采用 IIelix SFT 稀有气体质谱仪测试,由压碎、纯化和质谱系统组成。测试在高真空下完成,压碎和纯化系统真空 $n\times10^{-7}$ Pa,质谱系统真空在 $n\times10^{-8}$ Pa。质谱离子源采用 Nier,灵敏度对 He 在 800 μA 阱电流时好于 2×10^{-4} amps/Torr,对 Ar 在 200 μA 阱电流时好于 1×10^{-3} amps/Torr。^{40}Ar 静态上升率小于 1×10^{-12} cm^3 SPT/min,^{36}Ar 本底小于 5×10^{-14} cm^3 SPT。法拉第杯分辨率>400,离子计数器分辨率>700,可将 ^3He 与 ^4He、$HD+H_3$ 与 ^3He 峰完全分开。实验过程中首先将高纯度 40~60 目样品清洗、烘干,取 0.5~1.0 g 装入不锈钢坩埚再移到压碎装置中,密封并加热去气、抽真空。随后压碎样品,多级纯化包裹体气,分离出纯 He 和 Ar。He 模式下,^4He 信号用法拉第杯接收,^3He 用离子倍增器接收。离子源电压 4.5 kV,电流 1 218 μA,trap 电压 15.56 V,电流 450 μA。Ar 模式下,^{40}Ar 和 ^{36}Ar 用法拉第杯接收,^{38}Ar 用倍增器接收。离子源电压 4.5 kV,电流 454 μA,trap 电压 15.02 V,电流 200 μA。利用当天空气标准的测试结果和空气标准值校正样品测试结果。空气的 $^3He/^4He$ 标准值采用 1.4×10^{-6},$^{40}Ar/^{36}Ar$ 和 $^{36}Ar/^{38}Ar$ 标准值采用 295.5 和 5.35。利用 0.1 mL 标准气 ^4He(52.3×10^{-8} cm^3 SPT)和 ^{40}Ar(4.472×10^{-8} cm^3 SPT)含量、标准气和样品的同位素信号强度以及样品压碎后过筛 100 目以下的质量标定样品中 ^4He 和 ^{40}Ar 含量。

4　分析结果

4.1　S 同位素

S 同位素分析结果表明,多宝山矿区 5 件方铅矿样品的 $\delta^{34}S$ 值变化于-14.0‰~-0.6‰(表 3),与杜红星等(2012)的测试结果基本一致。

表 3　多宝山铅锌矿床硫同位素组成表

Tab. 3　Sulfur isotope compositions from the Duobaoshan lead-zinc deposit

样号	矿物	$\delta^{34}S$/‰	
15DBS01	方铅矿	-0.6	
15DBS07	方铅矿	-14.0	
15DBS09	方铅矿	-5.0	本文
15DBS23	方铅矿	-1.5	
ZK0702-4	方铅矿	-7.3	
Dwd2-3	方铅矿	-10.6	
Dwd4-4	方铅矿	-1.0	杜红星等, 2012
Dwd4-5	方铅矿	-1.6	

4.2 Pb 同位素

多宝山矿区 7 件白铅矿、方铅矿、菱锌矿的 Pb 同位素组成表明(表 4),Pb 同位素组成$^{206}Pb/^{204}Pb$为 18.775～18.852,平均值 18.817,极差 0.077;$^{207}Pb/^{204}Pb$为 15.739～15.821,平均值 15.778,极差 0.082;$^{208}Pb/^{204}Pb$为 39.22～39.508,平均值 39.360,极差 0.288。方铅矿、白铅矿、菱锌矿同位素比值变化范围小,表明矿床铅源较为单一(表 4)。

表 4 多宝山铅锌矿床矿石的铅同位素组成表

Tab. 4 Lead isotope compositions of ores from the Duobaoshan lead-zinc deposit

样号	名称	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ	ω	Th/U	$\triangle\alpha$	$\triangle\beta$	$\triangle\gamma$
15DBS01	方铅矿	18.775	15.738	39.220	9.70	38.98	3.89	87.58	26.66	49.99
15DBS07	方铅矿	18.852	15.821	39.508	9.85	40.52	3.98	95.74	32.27	59.81
15DBS14-2	白铅矿	18.819	15.778	39.345	9.77	39.63	3.93	91.54	29.34	54.14
15DBS16-2	白铅矿	18.788	15.739	39.232	9.70	38.97	3.89	87.71	26.69	49.96
15DBS18	白铅矿	18.84	15.803	39.446	9.82	40.16	3.96	93.99	31.04	57.55
15DBS14-1	菱锌矿	18.834	15.798	39.430	9.81	40.08	3.95	93.5	30.71	57.04
15DBS16-1	菱锌矿	18.814	15.768	39.336	9.75	39.52	3.92	90.56	28.66	53.51

注:$\mu=^{238}U/^{204}Pb$;$\omega=^{232}Th/^{204}Pb$。$\Delta\beta=1000\beta/(\beta_M-1)$,$\Delta\gamma=1000\gamma/(\gamma_M-1)$;$\beta$、$\gamma$ 和 β_M、γ_M 分别为样品和地幔的$^{207}Pb/^{204}Pb$和$^{208}Pb/^{204}Pb$。

4.3 C、O 同位素

多宝山矿区 10 件样品 C、O 同位素测试结果见表 5。5 件方解石 $\delta^{18}C_{PDB}$ 为 3.5‰～5.7‰,$\delta^{18}O_{SMOW}$为 22.1‰～27.1‰,与杜红星等(2012)的测试结果较为接近;2 件菱锌矿样品测试结果显示 $\delta^{18}C_{PDB}$ 为 2.9‰～3.8‰,$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 16.9‰～20.3‰;3 件白铅矿 $\delta^{18}C_{PDB}$ 为 2.7‰～4.4‰,$\delta^{18}O_{SMOW}$为 15.8‰～20.3‰。

表 5 多宝山铅锌矿床菱锌矿、白铅矿及围岩方解石的 C、O 同位素测试结果表

Tab. 5 Carbon and oxygen isotope data of smithsonites, cerussites from the Duobaoshan Pb-Zn deposit and calcite from the wall rocks

原样号	样品名称	$d^{13}C_{V\text{-}PDB}$‰	$d^{18}O_{V\text{-}SMOW}$‰	数据来源
15DBS01	方解石	5.7	23.7	本文
15DBS07	方解石	5.1	24.5	
15DBS14-3	方解石	3.5	22.2	
15DBS16-3	方解石	4.4	22.1	
15DBS23	方解石	4.1	27.1	
15DBS14-1	菱锌矿	2.9	16.9	
15DBS16-1	菱锌矿	3.8	20.3	
15DBS14-2	白铅矿	2.7	15.8	
15DBS16-2	白铅矿	3.6	20.3	
15DBS18	白铅矿	4.4	18.1	
Dwd-1-1	方解石	3.4	24.9	杜红星等,2012
Dwd-1-2	方解石	4.1	24.3	
Dwd-1-3	方解石	3.8	23.7	
Dwd-1-4	方解石	4.4	23.1	
Dwd-1-5	方解石	4.7	24.6	
Dwd-2-1	方解石	3.8	24.6	

4.4 He－Ar 同位素

方解石、方铅矿、白铅矿、菱锌矿是多宝山矿床的主要矿物,其中的流体包裹体可以在最大程度上反映成矿期成矿流体的原始信息。研究表明,与黄铁矿具有很低的氦扩散系数相比,尽管其他矿物中流体包裹体中的氦在流体包裹体被圈闭后发生一定的丢失,但在扩散丢失过程中,He 同位素并未产生明显的分馏,对其$^{3}He/^{4}He$值一般影响不大。因此,在以$^{3}He/^{4}He$值(而不是基于 He 的丰度)讨论问题时,可以不考虑扩散丢失的影响(胡瑞忠等,1999)。而大多数矿物中流体包裹体对 Ar 都有很好的保存能力(TRULL et al., 1991)。He 在大气中的含量极低,不足以对地壳流体中 He 的丰度和同位素组成产生明显影响(STUART et al., 1995)。因此,测试矿物的流体包裹体中的$^{3}He/^{4}He$值及 Ar 同位素组成能够代表流体包裹体被捕获时成矿流体的初始值。

由表 6 可知,方解石流体包裹体的$^{3}He/^{4}He$值为 0.72～0.93R/Ra,$^{40}Ar/^{36}Ar$值为 302.1～350.7,方铅矿流体包裹体的$^{3}He/^{4}He$值为 1.17R/Ra,$^{40}Ar/^{36}Ar$值为 298.1,白铅矿流体包裹体的$^{3}He/^{4}He$值为 0.40～0.59R/Ra,$^{40}Ar/^{36}Ar$值为 292.9～295.4,菱锌矿流体包裹体的$^{3}He/^{4}He$值为 0.22～0.46R/Ra,$^{40}Ar/^{36}Ar$值为 292.6～295.8。

表 6　多宝山矿床流体包裹体 He、Ar 同位素组成表

Tab. 6　He and Ar isotopic composition of fluid inclusions from the Duobaoshan deposit

样品号	样品名称	$^{40}Ar/^{36}Ar$	误差	$^{36}Ar/^{38}Ar$	误差	$^{3}He/^{4}He(10^{-7})$	误差	$^{40}Ar(10^{-8})$	$^{4}He(10^{-8})$	R/Ra
15DBS16－3	方解石	350.7	0.29	5.37	0.00	12.97	3.78	96.13	4.41	0.93
15DBS14－3	方解石	302.1	0.20	5.36	0.00	10.15	1.95	101.66	7.71	0.72
15DBS01	方铅矿	298.1	0.18	5.33	0.00	16.37	2.25	109.88	26.25	1.17
15DBS14－2	白铅矿	292.9	0.21	5.35	0.00	8.23	1.18	193.31	5.37	0.59
15DBS16－2	白铅矿	295.4	0.20	5.35	0.00	5.54	2.26	161.74	5.82	0.40
15DBS14－1	菱锌矿	292.6	0.09	5.37	0.01	6.49	1.99	223.75	4.46	0.46
15DBS16－1	菱锌矿	295.8	0.10	5.36	0.00	3.09	1.69	188.76	8.66	0.22

注:R 为样品的$^{3}He/^{4}He$值,Ra 为空气的$^{3}He/^{4}He$值(1.4×10^{-6})。

5　讨论

5.1 成矿物质来源

5.1.1　S 同位素示踪

硫化物矿床中硫的来源可分为 4 类(OHMOTO, 1972, 1979; 郑永飞等, 2000),分别为来自地幔和深部地壳($\delta^{34}S$值约为 0‰±3‰)、海水硫酸盐($\delta^{34}S$值一般在＋20‰左右)、沉积物中还原硫($\delta^{34}S$变化范围较大,以较大的负值为主)以及混合硫($\delta^{34}S$值常介于地幔硫和海水硫酸盐硫同位素组成之间)。Sedex 型和 MVT 型铅锌矿床中硫化物的$\delta^{34}S$变化范围较广,Sedex 型铅锌矿床中硫化物的$\delta^{34}S$主要集中在－5‰～15‰(SANGSTER, 1991),而 MVT 型铅锌矿床中硫化物的$\delta^{34}S$为－25‰～30‰,一般小于 15‰(LEACH et al., 2005)。

多宝山矿区 5 件方铅矿的$\delta^{34}S$值为－14‰～－0.6‰,杜红星等(2012)3 件方铅矿$\delta^{34}S$值为－10.6‰～－1.57‰,分布范围基本一致(图 5),与火烧云矿区方铅矿较为相似(高永宝等, 2019),明显区别于 Sedex 型铅锌矿床,可能来源于海相硫酸盐的还原。

5.1.2　Pb 同位素示踪

通常认为,Pb 同位素组成特征值(μ值)的变化能提供地质体所经历地质过程信息,反映成矿物质来源。研究表明,具有高μ值(＞9.58)的 Pb 被认为是来自 U、Th 相对富集的上部地壳物质(ZARTMAN et al., 1981),μ值相对低的 Pb 可能来自于下地壳或者上地幔。多宝山矿床矿物 Pb 同位素μ值变化范围为 9.7～9.85,均高于 9.58,显示 Pb 源主体具有上地壳源区物质特征;Th/U 值为 3.89～3.98,也与全球上地壳平均值 3.88 接近(TAYLOR et al., 1995)。据$^{207}Pb/^{204}Pb$－$^{208}Pb/^{204}Pb$图解(图 6)

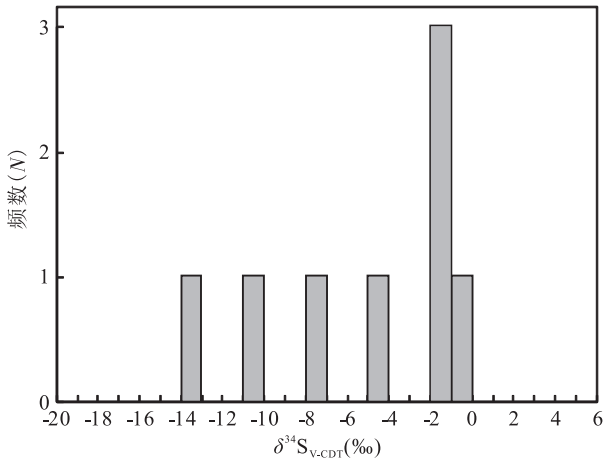


图 5 多宝山铅锌矿床硫同位素组成直方图

Fig. 5 Histogram for $\delta^{34}S$ values of sulfides isotope from the Duobaoshan lead-zinc deposit

显示,多宝山不同阶段矿石矿物均位于上地壳及造山带演化线附近,表明 Pb 均主要来源于上地壳物质。在 $\Delta\gamma-\Delta\beta$ 图解中(图 7)(朱炳泉等, 1998),各阶段矿石矿物 Pb 同位素也均落于上地壳 Pb 范围内。综上所述,多宝山矿床硫化物成矿阶段和交代成矿阶段成矿物质来源主要为上地壳,与火烧云矿床的特征也较为相似,Pb、Zn 等成矿元素可能主要来源于二叠系—白垩系(高永宝等, 2019)。

5.1.3 C、O 同位素示踪

近年来,利用方解石 C、O 同位素示踪成矿流体及其 C 来源作为一种有效手段而被广泛应用(赵振华, 1997; 黄智龙等, 2004; 彭建堂等, 2004; 沈能平等, 2007; 周家喜等, 2012; ZHOU *et al.*, 2013)。多宝山矿床硫化物成矿阶段的 5 件方解石

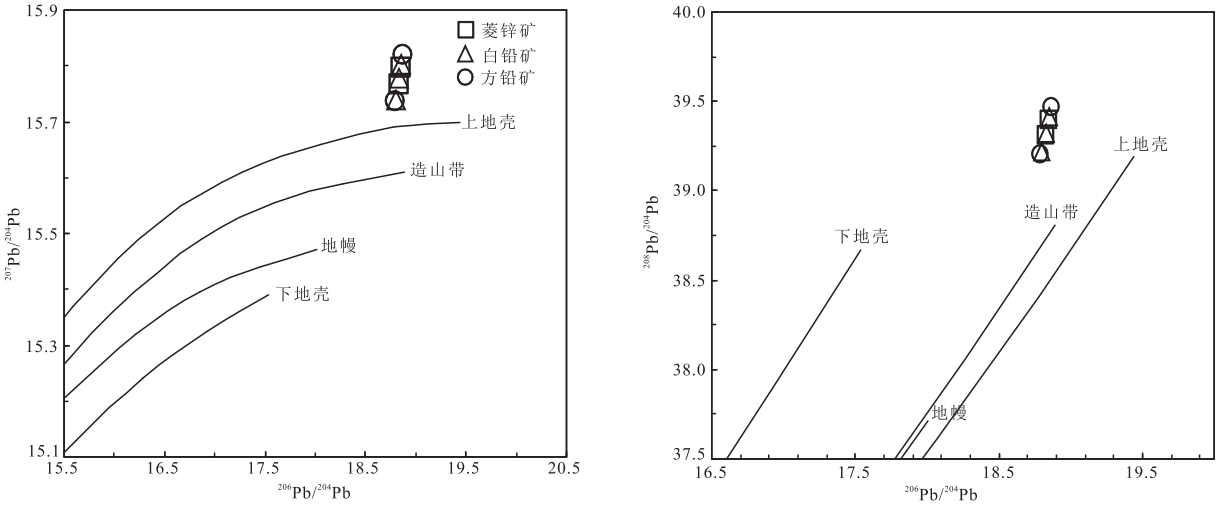


图 6 多宝山矿床矿石 Pb 同位素构造模式图(底图据 ZARTMAN et al. ,1981)

Fig. 6 Lead isotope tectonic diagram for ores from the Duobaoshan lead-zinc deposit

$\delta^{18}C_{PDB}$ 为 3.5‰～5.7‰,与海相碳酸盐岩特征相似($\delta^{13}C_{PDB}$ 值 0±4‰, VEIZER et al., 1976);交代成矿阶段的 2 件菱锌矿 $\delta^{18}C_{PDB}$ 分别为 2.9‰和 3.8‰,3 件白铅矿 $\delta^{18}C_{PDB}$ 为 2.7‰～4.4‰。

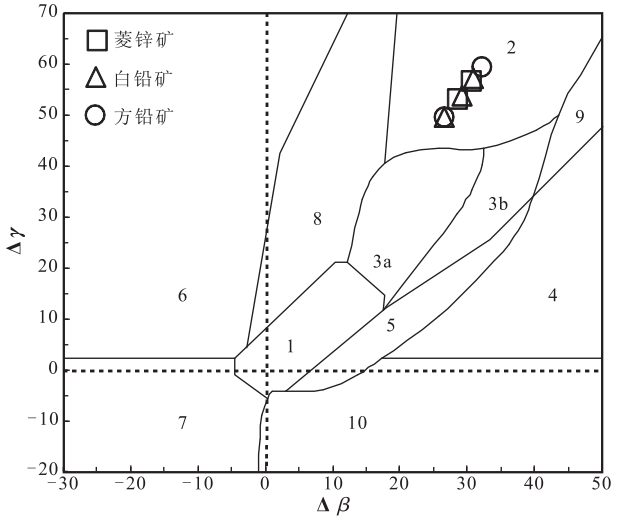
在 $\delta^{13}C_{PDB}-\delta^{18}O_{SMOW}$ 图解中(图 8),可见方解石位于海相碳酸盐岩范围,其 C、O 同位素来源于碳酸盐岩地层的溶解作用,继承了围岩的同位素特征。菱锌矿、白铅矿的 C、O 同位素产生了漂移,可能是与大气降水的混入有关。

5.2 成矿流体特征

BURNARD 等(1999)研究认为热液流体中的稀有气体有 4 种来源,不同来源气体的 He、Ar 同位素组成及其特征比值具有显著差别:①大气饱和水(ASW),包括大气降水和海水,其典型的同位素组成为 $^3He/^4He=1R/Ra$, $^{40}Ar/^{36}Ar=295.5$。②地幔流体,具有高含量 ^3He 的特征,$^3He/^4He$ 的特征值为 6～9R/Ra, $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值变化较大,Ar 以放射性成因为主,一般大于 40 000。③壳源流体,$^3He/^4He$ 的特征值为 0.01～0.05R/Ra, $^{40}Ar/^{36}Ar\geqslant$ 45 000。④大气,由于大气 He 含量很低,不足以对地壳流体中的 He 同位素组成产生影响,目前无法区别流体中是否有大气 Ar 的混入。

多宝山矿床硫化物成矿阶段方解石流体包裹体的 $^3He/^4He$ 值为 0.72～0.93R/Ra, $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值为

302.1～350.7,方铅矿流体包裹体的$^{3}He/^{4}He$值为1.17R/Ra,$^{40}Ar/^{36}Ar$值为298.1;交代成矿阶段菱锌矿流体包裹体的$^{3}He/^{4}He$值为0.22～0.46R/Ra,$^{40}Ar/^{36}Ar$值为292.6～295.8,白铅矿流体包裹体的$^{3}He/^{4}He$值为0.40～0.59R/Ra,$^{40}Ar/^{36}Ar$值为292.9～295.4,均明显区别于地幔流体,显示壳源流体与大气降水混合特征(图9)。



1. 上地幔铅;2. 上地壳铅;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. 深变质下地壳铅;8. 造山带铅;9. 古老页岩上地壳铅;10. 退变质铅

图 7　多宝山矿床矿石铅同位素 Δγ－Δβ 图解
(底图据朱炳泉等, 1998)

Fig. 7　Δγ－Δβ diagram for lead isotope of ores from the Duobaoshan lead-zinc deposit

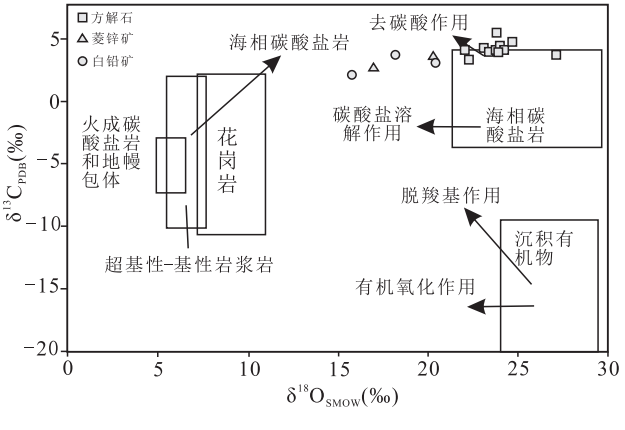
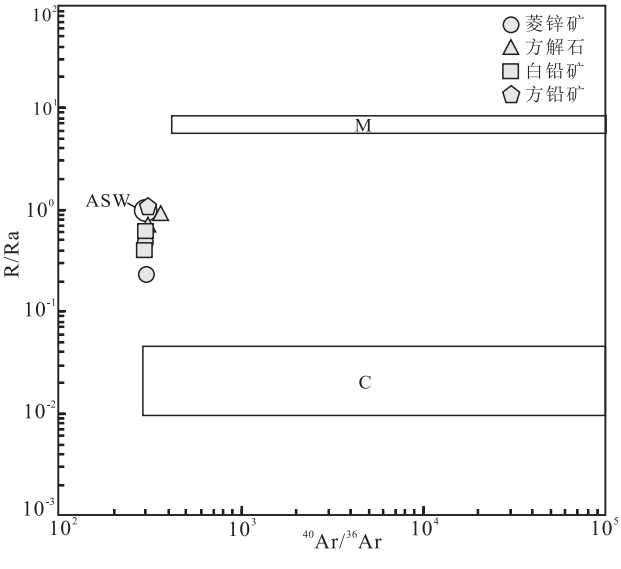


图 8　多宝山铅锌矿床 $\delta^{13}C_{PDB}-\delta^{18}O_{SMOW}$ 图解

Fig. 8　$\delta^{13}C_{PDB}$ versus $\delta^{18}O_{SMOW}$ diagram of the Duobaoshan lead-zinc deposit



M. 地幔;C. 地壳;ASW. 大气饱和水

图 9　多宝山铅锌矿床$^{40}Ar/^{36}Ar-R/Ra$图解
(底图王旭东等, 2009)

Fig. 9　$^{40}Ar/^{36}Ar-R/Ra$ diagram of the Duobaoshan lead-zinc deposit

流体包裹体研究显示,多宝山硫化物成矿阶段方解石中流体包裹体的均一温度为270.3～329.3℃,盐度为0.22%～1.25%,密度为0.65～0.76 g/cm^3。成分中液相成分主要是水溶液,含有少量CO_2、CH_4,气相成分以CO_2、H_2S、CH_4和H_2为主。可能为中低温、低盐度、中低密度的还原性壳源流体与大气降水混合流体。白铅矿等矿物中流体包裹体较小,未测得均一温度等数据,参考火烧云等矿床(高永宝等, 2019),交代阶段成矿流体可能为中低温、低盐度、中密度的地壳流体与大气降水混合流体。

5.3　矿床成因

综上所述,多宝山铅锌矿床赋存于上白垩统铁隆滩组灰岩段的构造破碎带中,矿体呈不规则囊状、脉状、透镜状等;矿石矿物以方铅矿、闪锌矿以及白铅矿、菱锌矿为主;成矿流体主要为地壳流体与大气降水混合流体,与典型的MVT型铅锌矿床存在一定差异(LEACH et al., 2005)。硫化物阶段为与区域褶皱逆冲有关的构造热液成矿作用有关;交代阶段为硫化物矿体被原地氧化交代而成(BONI et al., 2015)。

结合区域火烧云铅锌矿床的成矿模式,多宝山

等矿床均应属于盆地边缘褶皱逆冲＋构造流体＋次生交代成矿系统的产物(高永宝等，2019)，成矿过程大致如下。

(1)二叠纪—白垩纪，岔路口一带在前陆盆地环境下形成碎屑岩与碳酸盐岩沉积岩系，形成了富含Pb、Zn的矿源层。

(2)晚白垩纪盆地边缘的韧性剪切走滑及新近纪大规模的脆性逆冲推覆，致使侏罗纪—白垩纪碳酸盐岩建造强烈变形，在前锋带乔尔天山断裂附近形成系列破碎带和层间滑脱带，在河尾滩等断裂系形成系列层间滑动带及有利的构造圈闭；持续挤压应力驱动盆地流体大规模侧向运移，同时在多宝山等地区存在大气降水的混入，流体淋滤地层中Pb、Zn等元素，形成富含Pb、Zn的中温还原性成矿流体，沿乔尔天山断裂等汇聚排泄，在碳酸盐岩变形构造圈闭形成地球化学障，地层中同时提供了充足的S源，最终卸载形成硫化物矿体。

(3)随着区域构造应力由挤压转为伸展，区域上沿着断裂系形成大量的开放空间，大量大气降水下渗，同时由于Zn元素极易溶解迁移，先成的硫化物矿体被直接交代而形成混合矿体。在火烧云地区，先成的硫化物矿体被氧化从而形成富Zn的氧化性流体，而还原性地壳流体持续上升至地表，当混合流体进入层间构造带，与围岩发生交代作用形成菱锌矿、热液石膏等(高永宝等，2019)。

(4)随着青藏高原隆升，菱锌矿等发生叠加氧化作用，形成大量水锌矿(图10)。

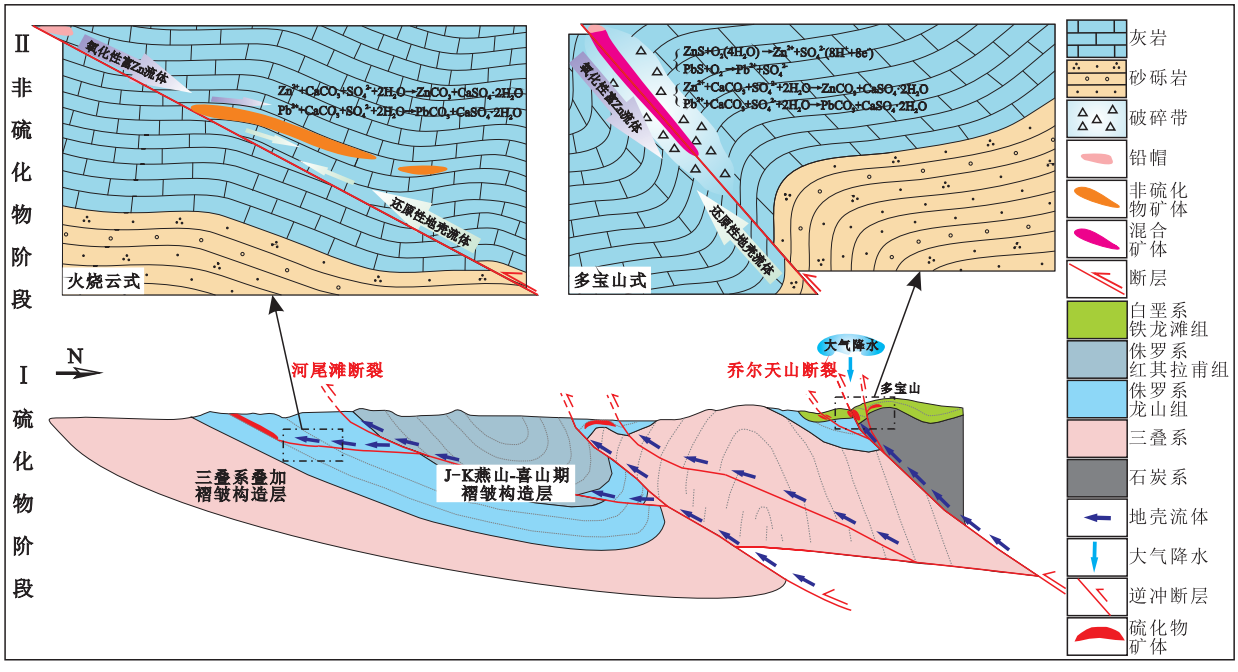


图10 多宝山一带区域铅锌成矿模式图(据高永宝等，2019)

Fig. 10 Metallogenic model of the Duobaoshan zinc－lead belt

6 结论

(1)多宝山铅锌矿床可分为3个成矿阶段：早期硫化物成矿阶段(方铅矿、闪锌矿、方解石)、中期交代成矿阶段(菱锌矿、铁氧化物、白铅矿、石膏)与晚期氧化阶段(水锌矿)。

(2)S同位素研究显示硫化物阶段的硫可能来源于海相硫酸盐岩的还原。Pb同位素组成集中，具有地壳来源特征，二叠系—白垩系可能提供了金属成矿物质。方解石、菱锌矿、白铅矿的C、O同位素均来源于碳酸盐岩地层的溶解作用，而菱锌矿、白铅矿的C、O同位素发生了漂移，可能是与大气降水的混入有关。

(3)He－Ar同位素组成结果表明，多宝山矿床硫化物成矿阶段和交代阶段均以地壳流体与大气降

水混合流体为主。

(4)多宝山铅锌矿床是盆地边缘褶皱逆冲+构造流体+次生交代成矿系统的产物,硫化物成矿阶段为构造热液成因,非硫化物成矿阶段为直接交代成因,后期发生叠加氧化作用。

致谢:野外地质工作得到新疆地矿局第八地质大队、新疆地矿局物化探大队、新疆地矿局第三地质大队、陕西省地质调查中心的帮助,在此表示诚挚的谢意!

参考文献(References):

董连慧,徐兴旺,范廷宾,等. 喀喇昆仑火烧云超大型喷流-沉积成因碳酸盐型 Pb-Zn 矿的发现及区域成矿学意义[J]. 新疆地质,2015,33(1):41-50.

DONG Lianhui, XU Xingwang, FAN Tingbin, et al. Discovery of the Huoshaoyun Super-Large Exhalative-Sedimentary Carbonate Pb-Zn Deposit in the Western Kunlun Area and its Great significance for Regional Metallogeny[J]. Xinjiang Geology, 2015, 33(1): 41-50.

杜红星,魏永峰,薛春纪,等. 多宝山铅锌矿床地质特征及地球化学研究[J]. 新疆地质,2012,30(01):52-57.

DU Hongxing, WEI Yongfeng, XUE Chunji, et al, Geological and Geochemiscal characteristics of Duobaoshan Pb-Zn Deposit in Hetian, Xinjiang[J]. Xinjiang Geology, 2012, 30(01):52-57.

范廷宾,余元军,夏明毅,等. 新疆和田县火烧云铅锌矿地质特征及其找矿[J]. 四川地质学报,2017,37(4):578-582.

FAN Tingbin, YU Yuanjun, XIA Mingyi, et al. Geological Features and Prospecting for the Huoshaoyun Pb-Zn Deposit in Hotan, Xinjiang[J]. Acta Geologica Sichuan, 2017,37(4): 578-582.

范廷宾,李昊,徐兴旺,等. 非硫化物型锌一铅矿床研究现状及其进展[J]. 西北地质,2018,51(2):147-159.

FAN Tingbin, LI Hao, XU Xingwang, et al. Research Status and Progress of Nosulfide Zinc-Lead Deposit[J]. Northwestern Geology, 2018, 51(2): 147-159.

高永宝,滕家欣,李侃. 喀喇昆仑火烧云超大型铅锌矿床成矿特征与成因[J]. 矿物学报,2017,(增刊):561-562.

GAO Yongbao, TENG Jiaxin, LI Kan. Metallogenic Characteristics and Genesis of Huoshaoyun Super-Large Lead-Zinc Deposit inKarakorum[J]. Journal of Minerals, 2017, (suppl.): 561-562.

高永宝,李侃,滕家欣,等. 新疆喀喇昆仑火烧云超大型铅锌矿床矿物学、地球化学及成因[J]. 西北地质,2019,52(4):168-185.

GAO Yongbao, LI Kan, TENG Jiaxin, et al. Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Giant Huoshaoyun Zn-Pb Deposit, Karakoram, Xinjiang Province, NW China[J]. Northwestern Geology, 2019, 52(4): 168-185.

胡瑞忠,毕献武,TURNER G,等. 哀牢山金矿带成矿流体 He 和 Ar 同位素地球化学[J]. 中国科学 D 辑:地球科学,1999,29:321-330.

HU Ruizhong, BI Xianwu, TUMER G, et al. Geochemistry of He and Ar isotopes of Gold-Forming fluids in Ailaoshan Gold Belt[J]. Science in China (Series D): Geosciences, 1999, 29: 321-330.

黄智龙,李文博,陈进,等. 云南会泽超大型铅锌矿床 C、O 同位素地球化学[J]. 大地构造与成矿学,2004,(01):53-59.

HUANG Zhilong, LI Wenbo, CHEN Jin, et al. Carbon and Oxygen isotope geochemistry of the Huize super large Pb—Zn ore deposits in Yunnanprovince[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2004,(01):53-59.

晋红展,万建领,李晓磊. 新疆和田县多宝山铅锌矿地质特征及找矿思路[J]. 新疆有色金属,2012,35(S2):71-73.

JIN Hongzhan, WAN jianling, LI Xiaolei. Geological characteristics and prospecting ideas of Duobaoshan lead-zinc deposit in Hetian County, Xinjiang[J]. Xinjiang Non-ferrous Metal, 2012, 35(S2):71-73.

彭建堂,胡瑞忠,漆亮,等. 锡矿山热液方解石的 REE 分配模式及其制约因素[J]. 地质论评,2004,50(1):25-32.

PENG Jiantang, HU Ruizhong, QI Liang, et al. REE Distribution Pattern far the Hydrothermal Calcites from the Xikuangshan Antimony Deposit and Its Constraining-Factors[J]. Geological Review, 2004, 50(1): 25-32.

彭玉旋,岳蕴辉,况守英,等. 新疆火烧云铅锌矿矿石特征研究[J]. 新疆地质,2018,36(03):353-356.

PENG Yuxuan, YUE Yunhui, KUANG Shouying, et al. Study on the Mineral Characteristics of Huoshaoyun Pb-Zn Deposit in Xinjiang[J]. Xinjiang Geology, 2018, 36(03): 353-356.

任广利,杨敏,杨军录. 喀喇昆仑甜水海-火烧云一带铅锌矿成矿系列研究[J]. 矿物学报,2017,(增刊):337-338.

REN Guangli, YANG Min, YANG Junlu. Series of lead-zinc deposits in the Tianshuihai-Huoshaoyun area of Karakoram[J]. Acta Mineralogica Sinica, 2017,

(suppl.): 337-338.

沈能平，彭建堂，袁顺达，等. 湖北徐家山锑矿床方解石C、O、Sr同位素地球化学[J]. 地球化学，2007，36(5)：479-485.

SHEN Nengping, PENG Jiantang, YUAN Shunda, et al. Carbon, oxygen and strontium isotope geochemistry of calcites from Xujiashan antimony deposit, Hubei Province[J]. Geochimica, 2007, 36(5): 479-485.

王松，丰成友，佘宏全，等. 粤东麻坑非硫化物型锌矿锌的赋存状态及成因讨论[J]. 地质学报，2008，82(11)：1547-1554.

WANG Song, FENG Chengyou, SHE Hongquan, et al. Zinc Occurrence and Genesis of Makeng Nonsulfide Zinc Deposits in the Eastern Guangdong Province[J]. Acta Geologica Sinica, 2008, 82(11): 1547-1554.

王旭东，倪培，蒋少涌，等. 江西漂塘钨矿成矿流体来源的He和Ar同位素证据[J]. 科学通报，2009，54(21)：3338-3344.

WANG Xudong, NI Pei, JIANG Shaoyong, et al. Origin of ore-forming fluid in the Piaotang tungsten deposit in Jiangxi Province: Evidence from Helium and argon isotopes[J]. Chinese Science Bulletin, 2009, 54(21): 3338-3344.

新疆地质矿产勘查开发局第八地质大队. 新疆和田县火烧云矿区铅锌矿勘探报告[R]. 乌鲁木齐：新疆维吾尔自治区地质勘查基金项目管理中心，2016.

杨永强，李丽. 非硫化物型锌矿床的地质特征和成因机制[J]. 世界地质，2010，29(1)：56-59.

YANG Yongqiang, LI Li. Geological characteristics and formation mechanism of nonsulfide zinc deposit[J]. Global Geology, 2010, 29(1): 56-59.

郑永飞，陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京：科学出版社，2000.

ZHENG Yongfei, CHEN Jiangfeng. Geochemistry of Stable isotope[M]. Beijing: Science Press, 2000.

周家喜，黄智龙，周国富，等. 黔西北天桥铅锌矿床热液方解石C、O同位素和REE地球化学[J]. 大地构造与成矿学，2012，36(1)：93-101.

ZHOU Jiaxi, HUANG Zhilong, ZHOU Guofu, et al. C, O Isotope and REE Geochemistry of the Hydrothermal Calcites from the Tianqiao Pb-Zn Ore Deposit in NW Guizhou Province, China[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2012, 36(1): 93-101.

朱炳泉，李献华. 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.

ZHU Bingquan, LI Xianhua. Isotopic systematic theory and application in Earth sciences: concurrently discussing crust-mantle evolution of Chinese continent[M]. Beijing: Science Press, 1998.

赵晓健，伍跃中，王泰山，等. 西昆仑乔尔天山—岔路口地区铅锌矿成矿特征及找矿标志[J]. 西北地质，2014，47(4)：245-255.

ZHAO Xiaojian, WU Yuezhong, WANG Taishan, et al. Metallogenic characteristics and Prospecting Criteria of Lead-zinc Deposits in Qiao'er Tianshan-Chalukou Region of west Kunlun[J]. Northwestern Geology, 2014, 47(4): 245-255.

赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京：科学出版社，1997.

ZHAO Zhenhua. Principles of Micro-element Geochemistry[M]. Beijing: Science Press, 1997.

BURNARD PG, HU R, TURNER G, et al. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan Province, China[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1999, 63: 1595-1604.

BONI M and MONDILLO N. The "Calamines" and the "Others": The Great Family of Supergene Nonsulfide Zinc Ores[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 67: 208-233.

GONFIANTINI R, STICHLER W, ROZANSKI K. Standards and Intercomparison Materials Distributed by the International Atomic Energy Agency for Stable Isotope Measurements. In Reference and Intercomparison Materials for Stable Isotopes of Light elements[M]. IAEA, Vienna, Austria: the Isotope Hydrology Section of the International Atomic Energy Agency. 1995, 13-29.

GAO Yongbao. The Giant HuoshaoyunNonsulfide Zinc Deposit in Karakorum, North Margin of Tibet Plateau[A]. In: Abstract Volume to the Thematic Session at the 52nd CCOP Annual Session[C]. 2016, 104.

HOEFS J. Stable Isotope Geochemistry[M]. 3rd Edition. Berlin: Springer-Verlag. 1987, 241.

LEACH D L, SANGSTER D F, KELLEY K D, et al. Sediment-hosted lead-Zink deposit: A global perspective[M]. Economic Geology, 100th Anniversary Volume, 2005, 561-607.

OHMOTO H, RYE RO. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes HL(ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits[M]. 2nd Edition. New York: J. Wiley and Sons, Inc. 1979, 798.

OHMOTO H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. Economic Geology,

1972, 67(5): 551-578.

STUART FM, BURNARD PG, TAYLOR RP, et al. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from DaeHwa W-Mo mineralization, S. Korea[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59: 4663-4673.

SANGSTER D F. Mississippi Valley-type and Sedex Lead-zinc Deposits: a Comparative Examination[J]. Transaction-Instiution of Mining and Metallurgy (Sect. B: Applied Earth Sciences), 1990, 99: 21-42.

TAYLOR HP. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition[J]. Economic Geology, 1986, 69: 843-883.

TAYLOR SR and MCLENNAN SM. The geochemical evolution of the continental crust[J]. Reviews of Geophysics, 1995, 33: 241-265.

TRULL TW, KURZ MD, JENKINS W J. Diffusion of cosmogenic ^{3}He in olivine and quartz: Implications for surface exposure dating[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 103: 241-256.

VEIZER J and HOEFS J. The nature of $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ secular trends in sedimentary carbonaterocks[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1976, 40: 1387-1395.

ZARTMAN R E and DOE B R. Plumbotectonics-The model[J]. Tectonophysics, 1981, 75: 135-162.

ZHOU Jiaxi, WANG Jingsong, YANG Dezhi, LIU Jinhai. H-O-S-Cu-Pb Isotopic Constraints on theOrigin of the Nage Cu-Pb Deposit, Southeast Guizhou Province, SW China[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2013, 87(05): 1334-1343.

新疆普昌岩浆型钒钛磁铁矿

成矿区带:塔里木陆块北缘成矿带(Ⅲ-13)。

建造构造:石炭纪基性侵入岩体,岩性主要为辉长岩,其次为斜长岩,并含少量橄榄辉长岩、苏长辉长岩、易剥辉长岩。

成矿时代:石炭纪。

成矿组分:Fe,(Ti,V)。

矿床实例:(新)阿图什市普昌钒钛磁铁矿床。

简要特征:钛磁铁矿呈似层状、囊状产于中粒辉长岩相中。矿石中金属氧化物主要有钛磁铁矿、钛磁赤铁矿、钛铁矿;金属硫化物主要为磁黄铁矿,次有黄铜矿、黄铁矿。矿石构造主要为条带状、浸染状构,次为块状。矿床平均品位 TFe 26.70%,TiO_2 4.17%,伴生 V_2O_5 0.17%。成因认识:晚古生代裂谷环境,富铁质基性岩浆分异成矿。

(中国地质调查局西安地质调查中心　杨合群)