

青海玉树多彩地玛铅锌矿 C-O、S 同位素组成及成矿物质来源分析

赵利¹⁾, 陈根¹⁾, 董彦龙²⁾, 尹行³⁾

1) 四川省核工业地质调查院, 成都, 610052; 2) 中国地质大学, 武汉, 430074;

3) 中化地质矿山总局山东地质勘察院, 济南, 250013

内容提要:多彩地玛铅锌矿位于青藏高原东北缘的青海玉树地区, 夹持于西金乌兰—金沙江缝合带与班公湖—怒江缝合带之间, 属于“三江”北段铜铅锌银多金属成矿带。结合区域地质调查及研究现状, 对矿区围岩碳酸盐岩和两期热液方解石脉开展了 C-O 同位素组成分析, 对硫化物矿石矿物和重晶石进行了 S 同位素组成分析。结果表明: 赋矿围岩中方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围分别为 $-1.6\text{‰} \sim +3.0\text{‰}$ 和 $+21.2\text{‰} \sim +27.6\text{‰}$, 属于正常海相碳酸盐岩沉积, C 和 O 来自海水; 方解石脉体的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的值范围分别为 $-1.5\text{‰} \sim +2.1\text{‰}$ 和 $+15.2\text{‰} \sim +20.3\text{‰}$, C 来自海相碳酸盐岩的溶解作用, ^{18}O 因热液蚀变碳酸盐岩在水/岩反应中同位素交换作用的影响而明显亏损; 硫酸盐重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围为 $+12.3\text{‰} \sim +15.7\text{‰}$, 硫化物方铅矿、闪锌矿和黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围为 $-8.2\text{‰} \sim +5.7\text{‰}$, 峰值为 $-2.0\text{‰} \sim -3.0\text{‰}$, 反映了总体富轻硫的特征, 硫源主要为盆地热卤水萃取地层蒸发岩中硫酸盐, 并通过有机质热分解反应还原为低价硫分馏而得到; 硫化物较宽的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围反映了成矿物质在盆地内流体活动期间与不同地层单元发生相互作用, 盆地内富有机质地层中沉积或生物成因 S 也有可能为成矿提供了部分硫源。

关键词: 多彩地玛; 铅锌矿; C-O 同位素; S 同位素; 碳酸盐岩

多彩地玛铅锌矿位于青海玉树治多县境内(东经 $95^{\circ}4' \sim 95^{\circ}8'$, 北纬 $33^{\circ}40' \sim 33^{\circ}44'$), 属“三江”成矿带北西段, 是世界上著名的特提斯—喜马拉雅成矿带由东西向转为南北向的关键部位。由于区内经历了从晚古生代到新生代的多次碰撞造山过程, 所以形成了现今独具特色的南北向陆内造山带及其各阶段相应的成矿时空分布特征(骆耀南, 2001)。复杂而漫长的构造演化伴随着广泛的铜、金、铅锌成矿作用, 使得区内成为现今青藏高原东、北缘找寻铅锌、铜、银等多金属矿产的热点区域。

多彩地玛铅锌矿所处的唐古拉山北缘, 因海拔高、地理条件恶劣, 矿产勘探开发起步时间较晚。早期的区域地质矿产调查和物化探工作对区内成矿类型、成矿规律、成矿潜力进行了初步的总结(青海省地质矿产局, 1982, 1991)。进入 2000 年后, 随着 1:5 万区域地质矿产调查工作的深入开展, 结合矿产资源综合评价(青海省有色地勘局矿产勘察院, 2003; 青海省地质矿产勘查开发局, 2003; 青海省

地质调查院, 2006; 潘彤等, 2006; 王富春等, 2006)、物探找矿(张文权等, 2007)、矿床地质研究(侯增谦等, 2006, 2008)等使区域基础地质工作和矿产勘查工作有了显著的进展。2008 年以来, 青海省地质调查院、中国地质科学院等单位对东莫扎抓、查曲帕查、莫海拉亨等重点矿区进行了铅锌矿产普查和相应的科研工作, 对区内地层、构造、岩浆岩、蚀变和矿化等特征有了进一步的认识(祁生胜, 2013), 尤其在矿床地球化学(刘英超等, 2009, 2010; 田世宏等, 2011a, 2011b; Zhao Yahui et al., 2016; Zhang Yan et al., 2016)、构造与成矿关系方面(王召林等, 2009; 张洪瑞等, 2011)开展了相应的工作, 取得了一系列的研究成果, 为深入认识“三江”北段铅锌矿床的类型和成因奠定了良好的理论基础。近年来, 持续地找矿工作在多彩地玛地区有了新的突破, 但是相应的研究工作却很少, 矿床地球化学研究方面仍然空白。为了更好地指导区内的矿产勘查工作, 探索区内铅锌成矿类型和矿床成因尤

注: 本文为青海省地勘基金项目(青国土资勘[2012]87)和四川省科技厅国际合作计划项目(2015HH0071)资助的成果。

收稿日期: 2016-02-10; 改回日期: 2016-12-20; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 赵利(1986—), 男, 四川人, 硕士, 工程师, 主要从事构造地质学和成矿规律研究。通讯作者: 289503178@qq.com。

显重要。C-O 和 S 同位素分别是研究矿床成矿流体和物质来源的重要手段,对多彩地玛铅锌矿开展同位素地球化学研究,能够更为深入地理解成矿流体和物质来源,为青海玉树地区铅锌矿床成因研究提供新的数据和参考。

1 区域地质背景

多彩地玛铅锌矿所在的玉树地区位于青藏高原碰撞造山带东北部,在大地构造上夹持于西金乌兰—金沙江缝合带与班公湖—怒江缝合带之间,其主

体位于北羌塘—昌都地块北缘(Yin An et al., 2000; Spurlin et al., 2005),北侧以西金乌兰—金沙江晚古生代—早中生代缝合带与巴颜喀拉三叠纪边缘前陆盆地相邻,南侧以班公湖—怒江中生代缝合带与拉萨地块相望(图 1a)。区内出露地层主要为上古生界—新生界地层,尤以中生界为主。上古生界主要包括二叠系开心岭群(CPK)九十道班组(P_{1-2j}),为一套富含生物化石的碳酸盐岩建造,分布于矿区南部;中生界地层在区内广泛出露,主要为沉积盆地内发育的碎屑岩—碳酸盐岩建造,包括上

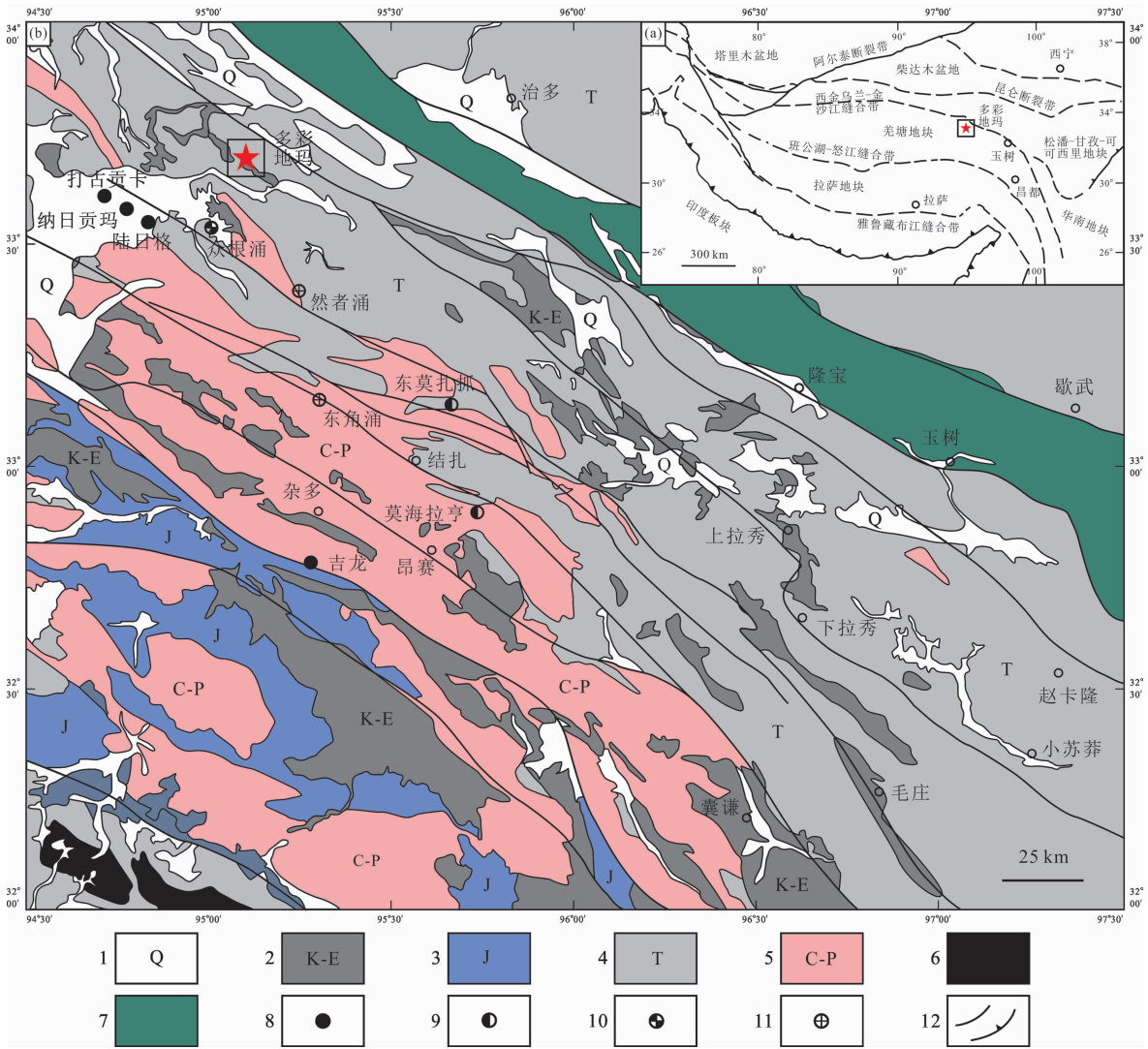


图 1 “三江”北西段地质矿产图及多彩地玛铅锌矿位置(据 Spurlin et al., 2005; 侯增谦等, 2008)
Fig. 1 Geology and mineral resources of Northern “Sanjiang” and location of Duocaidima Pb-Zn deposit
(after Spurlin et al., 2005; Hou Zengqian et al., 2008)

- 1—第四系; 2—白垩系—古近系; 3—侏罗系; 4—三叠系; 5—石炭系—二叠系; 6—中元古代变质杂岩; 7—蛇绿混杂岩带;
8—铜钼矿; 9—铅锌矿; 10—铜铅锌银矿; 11—铅锌银矿; 12—断层及逆断层
1—Quaternary; 2—Cretaceous—Paleogene; 3—Jurassic; 4—Triassic; 5—Carboniferous—Permian;
6—Mesoproterozoic metamorphic complex; 7—Ophiolitic melange belt; 8—Cu-Mo deposit;
9—Pb-Zn deposit; 10—Cu-Pb-Zn-Ag deposit; 11—Pb-Zn-Ag deposit; 12—Fault and thrust fault

三叠统巴塘群(T_3Bt)、上三叠统结扎群(T_3J)甲丕拉组(T_3jp)和波里拉组(T_3b)、侏罗系雁石坪群($J_{2-3}Ys$)布曲组(J_2b);新生界主要为陆相盆地沉积的碎屑岩建造,包括古—渐新统沱沱河组(Et)、中—始新统查保玛组(ENc)、上新统曲果组(Nq)和第四系(Q),主要分布于矿区西南部。

“三江”北段的构造演化主要经历了印支期古特提斯洋演化和中生代及其后的陆内演化两个阶段(张洪瑞等, 2011)。作为青藏高原碰撞造山带的组成部分,“三江”北段以发育新生代大规模走滑断裂系统、逆冲推覆构造系统以及相伴产生的第三纪前陆盆地为典型特征(侯增谦等, 2008)。玉树地区的逆冲推覆构造是羌塘地块东北缘最具特色的构造样式,其推覆带呈 NW 向向西延至风火山地区(Wang Chengshan et al., 2002; Spurlin et al., 2005; 李亚林等, 2006)。卷入逆冲推覆系统的地层主要为中生界地层,以逆冲断片推覆或叠置于新生界古近系地层之上。大规模的新生代挤压和走滑构造控制了玉树地区第三纪沉积盆地的时空分布格局和青藏高原东、北缘多金属硫化物矿床的形成与分布(图 1b)。

2 矿区地质特征

多彩地玛铅锌矿区构造活动复杂,构造变形强烈,主要表现为 NW—SE 向脆性断裂构造和挤压复式褶皱构造的组合。脆性断裂构造主要为早期的区域性逆冲断裂及其伴生的次级断裂,其次为后期的张性正断裂和走滑断裂;褶皱构造主要为大型复式褶皱及其伴生的次级褶皱。矿区出露地层主要为上三叠统结扎群甲丕拉组和波里拉组,古近系古—渐新统沱沱河组及第四系(图 2);岩浆岩和变质岩极少发育。甲丕拉组主要为一套紫红色碎屑岩夹浅灰色白云质灰岩、生物碎屑灰岩,局部含凝灰岩;波里拉组为一套中厚层块状碳酸盐岩建造,岩性主要为灰白色微晶中层及块状白云岩、白云质灰岩,局部夹薄层状岩屑长石砂岩;沱沱河组分布在矿区南部,主要出露紫红色砾岩、砂砾岩。

矿区目前已发现多条铅锌矿化蚀变带,主要赋存于甲丕拉组碎裂状白云质灰岩中。其中 I 号矿化带最具规模,位于 F_3 断裂附近,呈 NW—SE 向延伸,NW 端被 F_2 断裂截切(图 2)。I 号矿化带内矿体主要为铅锌矿体和铅矿体,呈似层状或透镜状产出。其中 I-1 号铅锌矿体规模最大,平均厚度 3.03 m,长约 710 m,呈 NW—SE 向展布,可见局部膨大

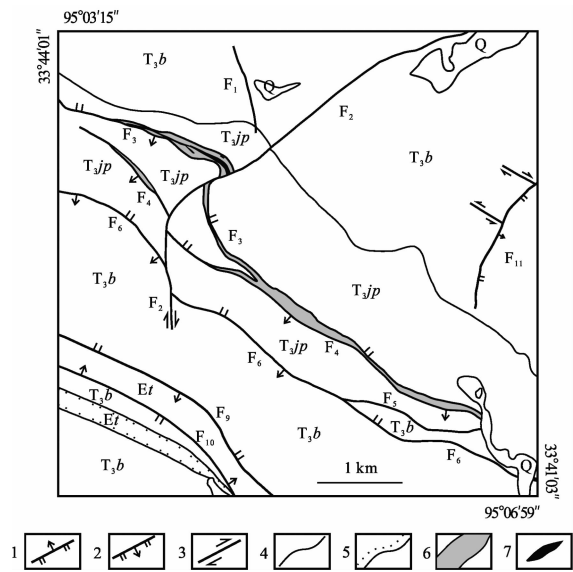


图 2 青海玉树多彩地玛铅锌矿区地质简图
Fig. 2 Sketch geological map of the Duocaidima Pb-Zn deposit, Qinghai Yushu

1—逆断层;2—正断层;3—走滑断层;4—地层界线;5—角度不整合;
6—矿化蚀变带;7—矿体; T_3jp —上三叠统结扎群甲丕拉组; T_3b —
上三叠统结扎群波里拉组; Et —古近系沱沱河组; Q —第四系
1—thrust fault; 2—normal fault; 3—strike-slip fault; 4—
lithostratigraphic boundary; 5—angular unconformity; 6—
mineralized zone; 7—ore bodies; T_3jp —Upper Triassic Jiapila
Formation; T_3b —Upper Triassic Bolila Formation; Et —Eocene
Tuotuohe Formation; Q —Quaternary

缩小现象,产状沿走向变化不大,深部渐变陡。矿区热液蚀变强烈,主要有白云石化、重晶石化、硅化、黄铁矿化和方解石化等。矿物组合相对简单,矿石矿物主要为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿和雌黄铁矿;脉石矿物主要有方解石、白云石、重晶石、萤石、石英等。矿石结构主要有胶状结构、粒状结构和交代结构等;矿石构造以浸染状、脉状、团块状和角砾状为主。野外槽探、钻探以及室内分析显示多彩地玛铅锌矿热液蚀变具有多期性;区内普遍发育的白云石化应为早阶段围岩蚀变,铅锌矿石多产于板状或团块状重晶石脉体内说明重晶石化早于硫化物生成,两期方解石脉体内不含有硫化物矿物表明方解石化晚于硫化物成矿阶段。硫化物矿物的组合特征显示,方铅矿、闪锌矿、黄铁矿和雌黄铁矿为共生组合关系(图 3)。

3 样品分析及结果

3.1 分析方法

方解石和硫化物单矿物挑选在河北省廊坊市欣航测绘院岩矿实验室完成。首先将样品清洗干净烘

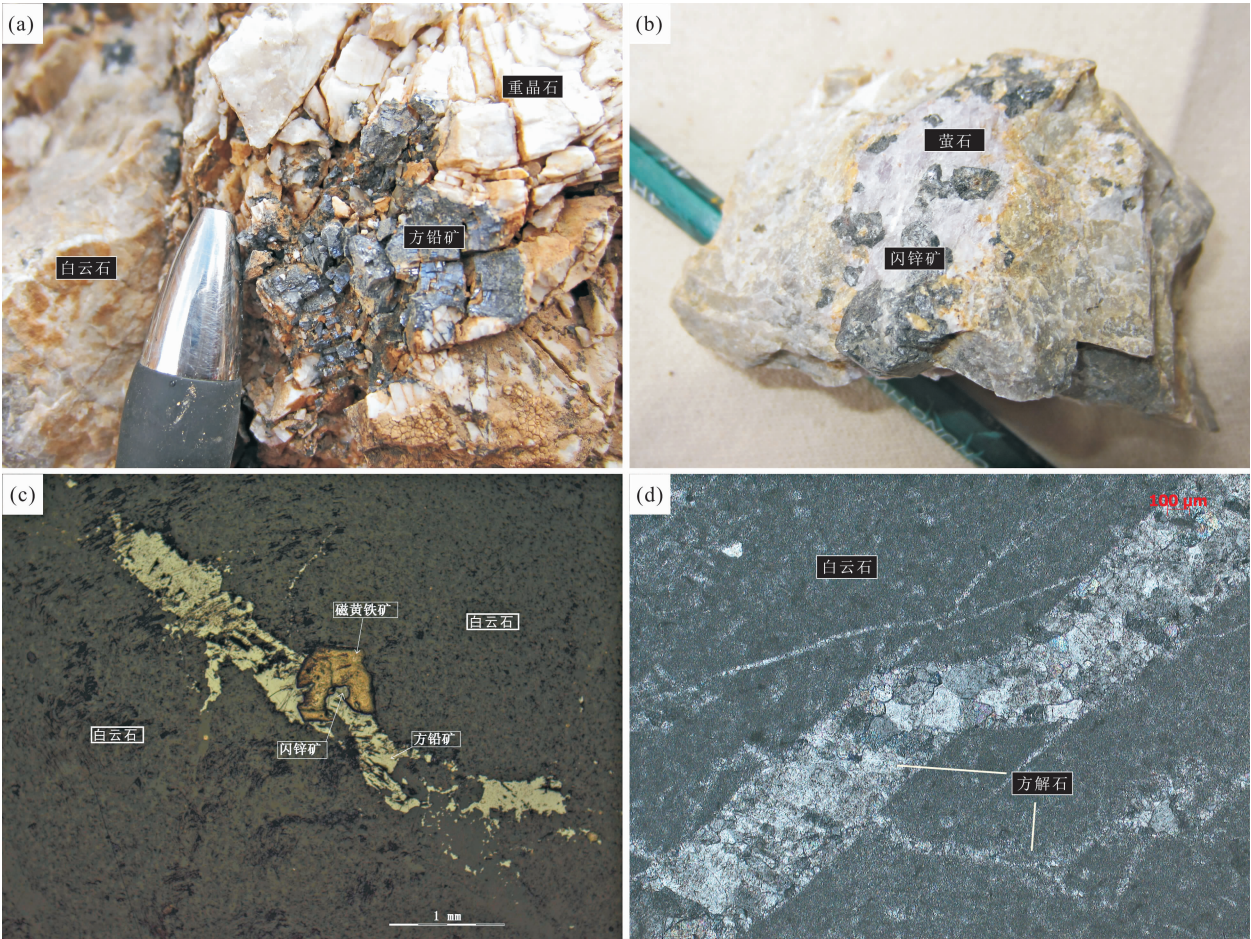


图 3 青海玉树多彩地玛铅锌矿区矿化蚀变现象

Fig. 3 The metallogenic features of Duocaidima Pb-Zn deposit, Qinghai Yushu

(a)—硫化物矿物的形成晚于白云石化和重晶石化；(b)—产于萤石中的闪锌矿；(c)—产于白云质灰岩中的硫化物矿物；
(d)—晚期细晶方解石脉体截切早期粗晶方解石脉体

(a)—The formation of sulphides after dolomitization and baritization; (b)—the sphalerite formed in fluorite; (c)—the sulphides formed in dolomitic limestone; (d)—the earlier macrocrystalline calcite vein was penetrated by later microcrystalline calcite veins

干；然后粉碎到 40~80 目，在双目镜下挑选出所需单矿物（一般 1~20 g 不等）；最后将单矿物提纯（纯度达 99% 以上），用蒸馏水清洗，低温蒸干封装待测。

C-O、S 同位素分析在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。C-O 同位素分析方法：选取 180~200 目方解石样品，采用连续流动质谱 100% 正磷酸法 (McCrea, 1950)；在 25℃ 时方解石与 100% 的稍过量磷酸反应，产生 CO₂；CO₂ 被高纯氦气带入气体同位素质谱仪 MAT 253 中测试 C、O 同位素组成；测量结果 δ¹³C 以国际标准 V-PDB 为标准，δ¹⁸O 以国际标准 V-SMOW 为标准；样品的分析精度 (2σ) 为 ±0.2‰。S 同位素分析方法：选取 180~200 目的纯净样品，重晶石样品先用碳酸钠和氧化锌半熔法提纯为纯净的 BaSO₄，再用 V₂O₅ 氧化

剂制备 SO₂（硫化物样品直接以 Cu₂O 作氧化剂制备 SO₂）；用液氮冷冻剂收集并提纯 SO₂；用气体同位素质谱仪 Delta V Plus 分析 SO₂ 中硫同位素组成；测量结果 δ³⁴S 以国际标准 V-CDT 为标准；样品的分析精度 (2σ) 为 ±0.2‰。

3.2 C-O 同位素组成

对采自矿区的 3 件碳酸盐岩围岩样品（波里拉组和甲丕拉组灰岩）、2 件不含硫化物矿物的粗晶方解石脉体（早期）和 5 件不含硫化物矿物的细晶方解石脉体（晚期）的 C-O 同位素进行分析，结果如表 1 所示，可以看出：

对于未发生蚀变的波里拉组和甲丕拉组灰岩，δ¹³C_{V-PDB} 值分别为 +3.0‰、-1.4‰ 和 -1.6‰，极差 4.8‰，平均值 0‰；对应的 δ¹⁸O_{V-SMOW} 值分别为 +27.6‰、+21.6‰ 和 +21.2‰，极差 6.4‰，平均

值+23.5‰,属正常海相灰岩的 C-O 同位素组成范围($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}=-4\text{‰}\sim+4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}=+20\text{‰}\sim+24\text{‰}$)(Hoefs, 2009)。在方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 图解中,其投点全部落入“海相碳酸盐岩”中(图 3),与矿区赋矿围岩为三叠系碳酸盐岩的地质背景相符。

对于两期热液方解石脉的 C-O 同位素组成, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值变化范围为 $-1.5\text{‰}\sim+2.1\text{‰}$,极差 3.6‰,平均值 $+0.4\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围为 $+15.2\text{‰}\sim+20.3\text{‰}$,极差 5.1‰,平均值 $+18.6\text{‰}$ 。方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 投点中,两期热液方解石介于原生碳酸岩和海相碳酸盐岩之间,2 个粗晶方解石脉体投点略偏向左,而 5 个细晶方解石脉体投点较为集中略偏向海相碳酸盐岩区(图 3)。

方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 图解中,围岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值近水平分布, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值略高于两期热液方解石,而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值却远远高于热液方解石。两期热液方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值未显示明显的水平分布特征,早期方解石脉显示亏 ^{18}O 和弱富 $\delta^{13}\text{C}$ 。

表 1 青海玉树多彩地玛铅锌矿碳酸盐岩围岩和热液方解石脉的 C-O 同位素组成

Table 1 C-O isotope compositions of wall rocks and barite and hydrothermal calcite veins from Duocaidima Pb-Zn ore area, Qinghai Yushu

序号	样品编号	岩石/矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (‰)
1	DC1401-1	粗晶方解石脉	0.6	-14.3	16.1
2	DC1401-2	细晶方解石脉	0.7	-11.8	18.8
3	DC1402-2	波里拉组灰岩	3.0	-3.2	27.6
4	DC1404-2	细晶方解石脉	1.1	-10.7	19.8
5	DC1407-6	细晶方解石脉	0.6	-11.3	19.3
6	DC1408-4	甲丕拉组灰岩	3.4	-5.1	25.6
7	DC1411-11	甲丕拉组灰岩	3.6	-5.5	25.2
8	DC1412	粗晶方解石脉	2.1	-15.2	15.2
9	DC1413-1	细晶方解石脉	-1.5	-10.3	20.3
10	DC1414-2	细晶方解石脉	-0.9	-11.8	18.8

注: $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}=1.03086\times\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}+30.86$ (Friedman et al., 1977)

3.3 S 同位素组成

在矿区地表和探槽中采取的 16 件铅锌矿、5 件黄铁矿、4 件重晶石和 3 件闪锌矿的 S 同位素测试分析结果见表 2 和图 4 所示,从中可以看出:

重晶石富含 ^{34}S ,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值主要为正值,集中于 $+12.3\text{‰}\sim+15.7\text{‰}$,极差 3.4‰,平均值 $+14.2\text{‰}$ 。硫化物矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值主要为负值,变化

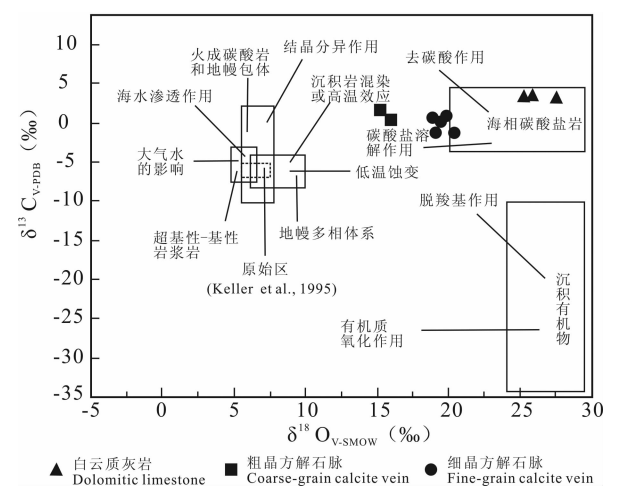


图 4 青海玉树多彩地玛铅锌矿 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 图解(底图据刘建明等, 1997, 1998; 毛景文等, 2002)
Fig. 4 Diagram of $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ for the Duocaidima Pb-Zn deposit, Qinghai Yushu (after Liu Jianming et al., 1997, 1998; Mao Jingwen et al., 2002)

范围为 $-8.2\text{‰}\sim+5.7\text{‰}$,极差 13.9‰,平均值 -1.2‰ 。其中,方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 $-8.2\text{‰}\sim+2.9\text{‰}$,极差 11.1‰,平均值 -2.5‰ ; 闪锌矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围为 $-2.1\text{‰}\sim-4.2\text{‰}$,极差 2.1‰,平均值 -3.0‰ ; 黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化为 $+1.1\text{‰}\sim+5.7\text{‰}$,极差 4.6‰,平均值 $+3.8\text{‰}$ 。

图 4 的 S 同位素直方图显示,方铅矿、闪锌矿和黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值总体上显示塔式分布特征,具有单峰性质,较宽的分布范围反映了硫化物矿物的结晶沉淀可能在一个相对较长的时期内。硫化物矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值显示 $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}}>\delta^{34}\text{S}_{\text{方铅矿}}>\delta^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿}}$,并未表现出 $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}}>\delta^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿}}>\delta^{34}\text{S}_{\text{方铅矿}}$ 的硫同位素平衡分馏趋势,说明成矿流体中的 S 同位素分馏不平衡。

4 讨论

4.1 C-O 同位素

成矿流体作为成矿元素迁移的介质,是研究矿床成因的关键。研究表明,热液方解石的 C、O 同位素组成是示踪成矿流体中 C、O 来源的有效方法 (Spangenberg et al., 1996; 郑永飞, 2000; 彭建堂等, 2001; Huang Zhilong et al., 2003, 2010; 黄智龙等, 2004a, 2004b)。图 3 中给出了成矿热液系统中 C 的三大主要来源:①岩浆源或深部源,它们的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围分别为 $-9\text{‰}\sim-3\text{‰}$ 和 $-5\text{‰}\sim-2\text{‰}$ (Taylor, 1986); ②沉积碳酸盐岩, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围为 $-2\text{‰}\sim+3\text{‰}$,海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值多在 0‰左右 (Veizer et al., 1980); ③各类岩石中

表 2 青海玉树多彩地玛铅锌矿区重晶石及
矿石矿物中 S 同位素组成

Table 2 S isotope compositions of barite and sulfide minerals
from the Duocaidima Pb-Zn ore area, Qinghai Yushu

序号	样品编号	岩石/矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}(\text{‰})$
1	DC1405-2	方铅矿	-2.5
2	DC1405-3	方铅矿	-4.7
3	DC1405-4	方铅矿	-4.7
4	DC1405-5	方铅矿	-3.5
5	DC1407-3	方铅矿	-2.9
6	DC1407-4	方铅矿	-1.6
7	DC1408-2	方铅矿	-8.2
8	DC1409-2	方铅矿	-1.1
9	DC1409-3	方铅矿	-1.4
10	DC1409-4	方铅矿	-0.6
11	DC1410-2	方铅矿	0.5
12	DC1410-3	方铅矿	2.9
13	DC1411-6	方铅矿	-1.9
14	DC1411-7	方铅矿	-2.9
15	DC1411-8	方铅矿	-4.3
16	DC1411-9	方铅矿	-2.3
17	DC1405-6	闪锌矿	-2.8
18	DC1405-7	闪锌矿	-4.2
19	DC1405-8	闪锌矿	-2.1
20	DC1406-1	黄铁矿	3.6
21	DC1406-2	黄铁矿	4.0
22	DC1407-1	黄铁矿	4.7
23	DC1407-2	黄铁矿	5.7
24	DC1413-2	黄铁矿	1.1
25	DC1407-5	重晶石	14.5
26	DC1409-5	重晶石	12.3
27	DC1410-4	重晶石	15.7
28	DC1411-10	重晶石	14.4

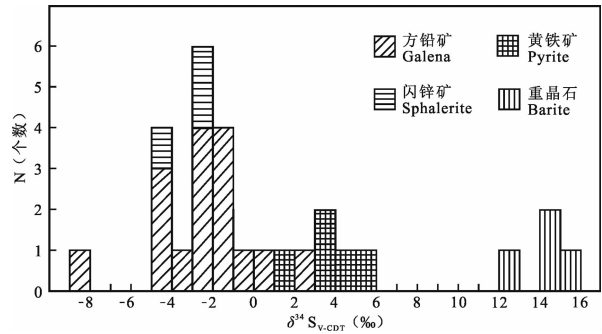


图 5 青海玉树多彩地玛铅锌矿区重晶石及矿石
矿物中 S 同位素组成直方图

Fig. 5 Histogram of S isotope compositions of barite and sulfide
minerals from the Duocaidima Pb-Zn ore area, Qinghai Yushu

的有机碳(还原碳), $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围 $-30\text{‰} \sim -15\text{‰}$,平均 -22‰ (Ohmoto, 1972)。图 3 还给出了上述三类物源经过 9 种主要过程产生 C 时,其同位素组成的变化范围(刘家军等, 2004)。从地幔多相体系中通过沉积岩混染或高温效应形成 C 时,其

$\delta^{13}\text{C}$ 值将高于其源区, $\delta^{18}\text{O}$ 值变化不明显;海相碳酸盐岩的溶解作用,可能使海相碳酸盐岩的氧同位素发生亏损,而其碳同位素不发生明显变化(周家喜等, 2012)。

由表 1 和图 3 可见多彩地玛铅锌矿的赋矿围岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值全部落入海相碳酸盐岩范围内, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 的平均值 0‰ 与海相碳酸盐岩的平均值 $+0.56\text{‰} \pm 1.55\text{‰}$ (Keith et al., 1964) 一致, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 的平均值 $+23.5\text{‰}$ 属于海相碳酸盐岩的范围 $+20\text{‰} \sim +30\text{‰}$ (陈骏等, 2004),说明围岩为沉积成因碳酸盐岩,其 C 和 O 主要由海水提供。而热液方解石的 C-O 同位素组成范围总体上较窄,位于原生碳酸岩与海相碳酸盐岩之间,且粗晶方解石脉的 C、O 值较靠近原始区,细晶方解石脉 C、O 值更靠近海相碳酸盐岩区,表明多彩地玛铅锌矿热液方解石并非直接来源于围岩,而是在成矿热液中结晶而形成。成矿流体中的 C 可能有两个来源:粗晶方解石脉中的 C 可能来源于地幔多相体系的沉积岩混染或高温效应,细晶方解石脉中的 C 可能来源于海相碳酸盐岩的溶解作用。如果 C、O 同位素组成的线性关系是由沉积岩混染作用或高温效应所致,那么流体中 O 同位素组成变化应该不明显,而 C 同位素组成变化则显著 (Zheng Yongfei, 1990; Zheng Yongfei et al., 1993; 郑永飞, 2001)。但是,图 3 热液方解石脉的投点结果显示 O 同位素和 C 同位素组成均在较小的范围内变化,所以沉积岩混染和高温分异作用的影响应该很小,主要为海相碳酸盐岩的溶解作用。

海相碳酸盐岩的溶解作用是通过流体与围岩之间的水/岩反应,造成 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 呈相关趋势 (Zheng Yongfei, 1990; Zheng et al., 1993; 郑永飞, 2001)。在热液流体中,方解石的溶解度随温度的降低而升高(任何给定的压力下),随气相中 CO_2 压力的增加而升高(直至 $\text{mCO}_2 \approx 1 \text{ mol/kg}$) (Holland et al., 1979; Barnes, 1997),因此在封闭体系中的单纯冷却作用不能使方解石从热液流体中沉淀。当高温热液流体与冷的围岩之间发生相互作用时, H^+ 的丢失和 Ca^{+2} 、 Mg^{+2} 、 Fe^{+2} 等阳离子的获得使热液流体逐渐成为碳酸盐饱和和流体,从而导致方解石的沉淀(武丽艳等, 2009),这一过程中成矿流体与赋矿围岩之间发生不同程度的水/岩交换作用。因此,多彩地玛铅锌矿热液方解石的沉淀应该主要是由水/岩反应和温度降低耦合等作用所致,流体中的 C 可能来源于围岩地层的碳酸盐岩溶解作

用; $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值明显低于沉积碳酸盐岩的值,可能反映了热液蚀变碳酸盐岩在水/岩交换作用过程中释放出大量亏损 ^{18}O 的流体(郑永飞等, 1999),与成矿流体发生 O 同位素交换,导致成矿流体本身不同程度地亏损 ^{18}O 。

4.2 S 同位素

根据矿床中硫同位素组成,分析硫的来源,可以探讨矿床成因(韩吟文等, 2003)。热液矿床中硫的来源大致可以分为 3 类:①地幔硫, ^{34}S 值接近 0‰,变化范围较小;②地壳硫,来自地壳岩石,硫同位素组成变化范围大;③混合硫,地幔来源的岩浆在上升侵位过程中污染了地壳物质,各种硫源的同位素混合。热液体系中各种硫化物与硫酸盐的形成条件严格地受体系的物理化学环境控制,这些矿物沉淀时与热液之间按一定的分配关系产生同位素分馏(陈道公等, 2009)。研究表明,硫同位素的分馏受热液总硫浓度和同位素组成($\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$)、温度(T)、酸碱度(pH)、氧逸度(f_{O_2})、离子强度(I)、硫逸度(f_{S_2})等物理化学条件的影响(Ohmoto et al., 1979; Ohmoto et al., 1997; Hoefs, 2009),因此不能简单地根据某些硫化物的硫同位素组成特征来判断硫的来源。

在封闭体系条件下,含硫矿物的沉淀导致成矿溶液中溶解硫含量降低,发生储库同位素效应。在高温($T>400^\circ\text{C}$)条件下,热液体系中硫主要为 H_2S 和 SO_2 ;在中低温($T<350^\circ\text{C}$)条件下,热液体系中硫以硫酸盐和 H_2S 为主(陈骏等, 2004)。Ohmoto (1972)总结了热液体系中矿物沉淀的化学环境与热

液矿物的硫和碳同位素组成的关系(表 3),称为“大本模式”,根据其图解和表 3 的理论估计:在较高氧逸度条件下,当硫主要以 SO_4^{2-} 存在时,可能的矿物组合为重晶石+方解石,硫酸盐重晶石 $\delta^{34}\text{S}$ 约等于或略大于热液 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 值,而硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值则远远低于热液 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 值,此时硫源主要为盆地热卤水萃取地层蒸发岩中硫酸盐,并通过有机质热分解反应还原为低价硫分馏得到(陕亮等, 2009);在中等氧逸度条件下,当硫化物与硫酸盐共存时,硫酸盐重晶石 $\delta^{34}\text{S}$ 明显大于热液 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 值,而硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值明显小于热液 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 值;当氧逸度较低时,硫酸盐不存在,可能的矿物组合为黄铁矿+雌黄铁矿+方铅矿+闪锌矿,硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值相当于热液 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 值(Ohmoto, 1972; Ohmoto et al., 1979)。

野外宏观和室内显微研究表明,多彩地玛铅锌矿区重晶石的形成早于硫化物矿物,两者之间不容易形成同位素的平衡分馏,所以只能根据表 3 定性地估计各阶段热液总硫 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 值和 $\delta^{34}\text{S}$ 值的关系。多彩地玛铅锌矿重晶石化阶段,矿物组合主要为重晶石+方解石,没有硫化物的生成,反应了较高的氧逸度,所以重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 与 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 相接近,估计为 $+12.3\text{‰}\sim+15.7\text{‰}$ 。硫化物矿物生成阶段,矿物组合主要为黄铁矿+雌黄铁矿+方铅矿+闪锌矿,没有重晶石的生成,反应较低的氧逸度,此时硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 与 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 相接近,估计成矿流体的总硫 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围为 $-8.2\text{‰}\sim+5.7\text{‰}$,峰值为 $-2.0\text{‰}\sim-3.0\text{‰}$,反映了总体富轻硫的特征。

表 3 热液矿床的硫、碳同位素组成与成矿物理化学环境关系(Ohmoto, 1972)

Table 3 The relationship between S-C isotope compositions and metallogenic conditions for hydrothermal deposits (Ohmoto, 1972)

f_{O_2}	可能的矿物组合	矿物的同位素组成与热液的对比		f_{O_2} 和 pH 改变引起的同位素组成变化	
		$\delta^{34}\text{S}_i$	$\delta^{13}\text{C}_i$	$\delta^{34}\text{S}_i$	$\delta^{13}\text{C}_i$
高 ↑ 低	重晶石+方解石	$\delta^{34}\text{S}_{\text{重晶石}}\approx\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}\approx\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$	单一	单一
	重晶石+黄铁矿+方解石	$\delta^{34}\text{S}_{\text{重晶石}}>\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}\approx\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$	变化	单一
		$\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}}<\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$			
	黄铁矿+雌黄铁矿+方解石	$\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}}\approx\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}\approx\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$	单一	单一
	黄铁矿+雌黄铁矿+方解石+石墨	$\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}}\approx\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}>\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$	单一	变化
			$\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}<\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$		
	雌黄铁矿	$\delta^{34}\text{S}_{\text{雌黄铁矿}}\approx\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$		单一	

一般海相硫酸盐的还原机制主要有两种:细菌还原作用和热化学还原作用。前者主要发生在温度低于 110°C 的环境下,其还原硫 $\delta^{34}\text{S}$ 值比较分散(Jørgensen et al., 1992; Dixon et al., 1996; Basuki et al., 2008; Zhou Jiayi et al., 2010);后者一般发生在温度高于 $100\sim135^\circ\text{C}$ (Machel, 1989),可产生大量的还原态硫,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值比较集中

(Kiyosu et al., 1990; Machel et al., 1995)。多彩地玛铅锌矿硫酸盐和硫化物的 S 同位素组成特征(表 2 和图 4)、矿区地质特征和矿物共生组合特征,反映了成矿物质中的 S 可能主要为盆地卤水萃取围岩地层中的蒸发岩硫酸盐,并通过有机质热分解反应还原为低价 $\text{S}(\text{H}_2\text{S})$ 分馏而得到,反映 S 来自沉积盆地。由于成矿系统中不同部位的封闭性不一

致,使硫酸盐的细菌还原即可造成硫同位素组成变化范围很大(Leach et al. , 2005)。多彩地玛铅锌矿区较宽的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围,可能反映了成矿物质在盆地内流体活动期间与不同地层单元发生相互作用,继承了不同物质单元的 S 同位素特点(田世宏等, 2011b),因此,不能排除盆地内富有机质地层中沉积或生物成因 S 也有可能为成矿提供了部分硫源。

5 结论

(1)多彩地玛铅锌矿赋矿围岩属于沉积成因的海相碳酸盐岩,C 和 O 来源于海水;两期热液方解石脉中的 C 主要来自于围岩碳酸盐岩的溶解作用,热液蚀变碳酸盐岩在水/岩交换作用过程中释放出的大量亏损¹⁸O 的流体与成矿流体发生 O 同位素交换,导致成矿流体不同程度地亏损¹⁸O。

(2)矿区重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围为 +12.3‰~+15.7‰,硫化物矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 值的范围为 -8.2‰~+5.7‰,峰值 -2.0‰~-3.0‰,反应总体富轻硫的特征。成矿物质中的 S 主要为盆地卤水萃取围岩地层中的蒸发岩硫酸盐,并通过有机质热分解反应还原为低价 S(H₂S)分馏而得到,反映 S 来自沉积盆地。同时,多彩地玛铅锌矿区较宽的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围,反映了盆地富有机质地层中沉积或生物成因 S 也有可能为成矿提供了部分硫源。

References

Barnes H L. 1997. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (3rd ed). New York: John Wiley and Sons, 1~972.

Basuki N I, Taylor B E, Spooner E T C. 2008. Sulfur isotope evidence for thermochemical reduction of dissolved sulfate in Mississippi Valley-type zinc-lead mineralization, Bongara area, northern Peru. *Economic Geology*, 783~799.

Dixon G, Davidson G J. 1996. Stable isotope evidence for thermochemical sulfate reduction in the Dugald river (Australia) strata-bound shale-hosted zinc-lead deposit. *Chemical Geology*, 227~246.

Friedman I and O'Neil J R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Fleischer M. (ed.). *Data of geochemistry*, Sixth Edition. Geology Survey Professional Paper, 1~117.

Hoefs J. 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Berlin: Springer Berlin Heidelberg (6th ed), 123~136.

Holland H D, Malinin S D. 1979. The solubility and occurrence of non-ore minerals. Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (2nd ed). New York: John Wiley and Sons, 461~508.

Huang Zhilong, Li Xiaobiao, Zhou Meifu, Li Wenbo, Jin

Zhongguo. 2010. REE and C-O isotopic geochemistry of calcites from the world-class Huize Pb-Zn deposits, Yunnan, China: Implications for the ore genesis. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 84(3): 597~613.

Huang Zhilong, Li Wenbo, Chen Jin, Han Runsheng, Liu Congqiang, Xu Cheng, Guan Tao. 2003. Carbon and oxygen isotope constraints on mantle fluid involvement in the mineralization of the Huize super-large Pb-Zn deposits, Yunnan Province, China. *J Geochem Explor*, 78~79: 637~642.

Jørgensen B B, Isaksen M F, Jannasch H W. 1992. Bacterial sulfate reduction above 100°C in deep-sea hydrothermal vent sediments. *Science*, 1756~1757.

Keith M L, Weber J N. 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim, et Cosmochim. Acta*, 28: 1787~1816.

Keller J, Hoefs J. 1995. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai. Bell K, Keller J, Eds: *Carbonatite Volcanism*, 4: 113~123.

Kiyosu Y, Krouse H R. 1990. The role of organic acid in the abiogenic reduction of sulfate and the sulfur isotope effect. *Geochemical Journal*, 21~27.

Leach D L, Sangster D F, Kelley K D, Large R R, Garven G, Allen C, Gutzmer J, Walters S G. 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposit: A global perspective. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 531~627.

Machel H G. 1989. Relationships between sulphate reduction and oxidation of organic compounds to carbonate diagenesis, hydrocarbon accumulations, salt domes, and metal sulphide deposits. *Carbonates and Evaporites*, 137~151.

Machel H G, Krouse H R, Sassen R. 1995. Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied Geochemistry*, 373~389.

McCrea J M. 1950. On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Jour. Chem. Phys.*, 18: 849~857.

Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67: 551~578.

Ohmoto H and Goldhaber M B. 1997. Sulphur and carbon isotopes. In: Barnes, H. L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd Edition. Wiley: New York, 517~612.

Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H L (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Deposits*. 2nd Edition. New York: John Wiley and Sons, 509~567.

Spangenberg J, Fontbote L, Sharp Z D. 1996. Carbon and oxygen isotope study of hydrothermal carbonates in the zinc-lead deposits of the San Vicente district, central Peru: a quantitative modeling on mixing processes and CO₂ degassing. *Chem Geol*, 133(1~4): 289~315.

Spurlin M S, Yin An, Horton B K, Zhou Jiangyu, Wang Jianghai. 2005. Structural evolution of the Yushu-Nangqian region and its relationship to syncollisional igneous activity, east-central Tibet. *GSA Bulletin*, 117: 1293~1317.

Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles: Isotope variation of C, H and S reviews in mineralogy. In: Stable isotopes in high temperature geological proecess. Mineralogical Society of America, 16; 185~226.

Veizer J, Holser W T, Wilgus C K. 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 579~588.

Wang Chengshan, Liu Zhifei, Yi Haisheng, Liu Shun, Zhao Xixi. 2002. Tertiary crustal shortening and peneplanation in the Hoh Xil region: implications for the tectonic history of the northern Tibetan plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(3): 211~223.

Yin An and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.

Zhao Yahui, Tang Weiguo, Fu Qunhe, Qin Jingya. 2016. Simple analysis of genesis of mineral deposit in influence on dividing exploration types in Pb Zn eeposit. *Acta Geologica Sinica*, 90(10):2897~2907.

Zhang Yan, Han Runsheng, Wei Pingtang. 2016. Research overview on the migration and precipitation mechanisms of lead and zinc in ore forming fluid system for carbonate hosted lead-zinc deposits. *Geological Review*, 62(1):187~201.

Zhou Jiayi, Huang Zhilong, Zhou Guofu, Li Xiaobiao, Ding Wen, Bao Guangping. 2010. Sulfur isotopic composition of the Tianqiao Pb-Zn ore deposit, Northwest Guizhou Province, China; Implications for the source of sulfur in the ore-forming fluids. *Chinese Journal of Geochemistry*, 301~306.

Zheng Yongfei. 1990. Carbon-oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcite during degassing of CO_2 : A quantitative evaluation and application to the Kushikino gold mining area in Japan. *Mineralium Deposita*, 25: 246~250.

Zheng Yongfei and Hoefs J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. *Mineralium Deposita*, 28: 79~89.

超大型铅锌矿床 C、O 同位素地球化学. 大地构造与成矿学, 28(1): 53~59.

李亚林, 王成善, 伊海生, 刘志飞, 李勇. 2006. 西藏北部新生代大型逆冲推覆构造与唐古拉山的隆起. *地质学报*, 80(8): 1118~1130.

刘家军, 何明勤, 李志明. 2004. 云南白秧坪银铜多金属矿集区同位素组成及其意义. *矿床地质*, 23(1): 1~10.

刘建明, 刘家军. 1997. 滇黔桂金三角区微细浸染型金矿床的盆地流体成因模式. *矿物学报*, 17(4): 448~456.

刘建明, 刘家军. 1998. 盆地流体及成矿作用评述. 欧阳自远主编. 世纪之交矿物岩石地球化学的回顾与展望. 北京: 原子能出版社, 384~389.

刘英超, 侯增谦, 杨竹森, 田世洪, 宋玉财, 薛万文, 王富春, 张玉宝. 2010. 青海玉树东莫扎抓铅锌矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 26(6): 1805~1819.

刘英超, 杨竹森, 侯增谦, 田世洪, 王召林, 宋玉财, 薛万文, 鲁海峰, 王富春, 张玉宝, 朱田, 俞长捷, 苏媛娜, 李真真, 于玉帅. 2009. 青海玉树东莫扎抓铅锌矿床地质特征及碳氢氧同位素地球化学研究. *矿床地质*, 28(6): 770~784.

刘英超, 杨竹森, 侯增谦, 田世洪, 宋玉财, 张洪瑞, 于玉帅, 薛万文, 王富春, 张玉宝, 康继祖. 2011. 青海玉树东莫扎抓铅锌矿床围岩蚀变和黄铁矿-闪锌矿矿物学特征及意义. *岩石矿物学杂志*, 30(3): 490~506.

骆耀南. 2001. 西南三江地区造山演化过程及成矿时空分布. *岩石矿物*, 21(3): 153~159.

毛景文, 赫英, 丁悌平. 2002. 胶东金矿形成期间地幔流体参与成矿过程的碳氧氢同位素证据. *矿床地质*, 21(2): 12~127.

潘彤, 罗才让, 伊有昌, 钱明. 2006. 青海省金属矿产成矿规律及成矿预测. 北京: 地质出版社, 1~227.

彭建堂, 胡瑞忠. 2001. 湘中锡矿山超大型锑矿床的碳、氧同位素体系. *地质论评*, 7(2): 299~320.

祁生胜. 2013. 青海省大地构造单元划分与成矿作用特征. *青海国土经略*, (5): 53~62.

青海省地质调查院. 2006. 1:25 万 I46 C 003004 (治多县幅)区域地质调查报告(内部资料).

青海省地质矿产局. 1982. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~668.

青海省地质矿产局. 1991. 青海省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~340.

青海省地质矿产勘查开发局. 2003. 青海省第三轮矿产资源成矿远景区划与找矿靶区预测.

青海省有色地勘局矿产勘查院. 2003. 青海省治多县多彩地区铜多金属矿普查(内部资料).

陕亮, 郑有业, 许荣科. 2009. 硫同位素示踪与热液成矿作用研究. *地质与资源*, 18(3): 197~203.

田世洪, 侯增谦, 杨竹森, 刘英超, 宋玉财, 王富春, 鲁海峰. 2011a. 青海玉树莫海拉亨铅锌矿床 S、Pb、Sr-Nd 同位素组成: 对成矿物质来源的指示——兼与东莫扎抓铅锌矿床的对比. *岩石学报*, 27(9): 2709~2720.

田世洪, 杨竹森, 侯增谦, 刘英超, 宋玉财, 王富春, 薛万文. 2011b. 青海玉树东莫扎抓铅锌矿床 S、Pb、Sr-Nd 同位素组成: 对成矿物质来源的指示. *岩石学报*, 27(7): 2173~2183.

参 考 文 献

陈道公, 支霞臣, 杨海涛. 2009. 地球化学. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 301~350.

陈骏, 王鹤年. 2004. 地球化学. 北京: 科学出版社, 106~137.

韩吟文, 马振东. 2003. 地球化学. 北京: 地质出版社, 213~266.

侯增谦, 莫宣学, 杨志明, 王安建, 潘桂荣, 曲晓明, 聂风军. 2006. 青藏高原碰撞造山带成矿作用: 构造背景, 时空分布和主要类型. *中国地质*, 33(2): 340~351.

侯增谦, 宋玉财, 李政, 王召林, 杨志明, 杨竹森, 刘英超, 田世洪, 何龙请, 陈开旭, 王富春, 赵呈祥, 薛万文, 鲁海峰. 2008. 青藏高原碰撞造山带 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床新类型: 成矿基本特征与构造控矿模型. *矿床地质*, 27(2): 123~144.

黄智龙, 陈进, 韩润生, 李文博, 刘丛强. 2004a. 云南会泽超大型铅锌矿床地球化学及成因——兼论峨眉山玄武岩与铅锌成矿的关系. 北京: 地质出版社, 28~58.

黄智龙, 李文博, 陈进, 许德如, 韩润生, 刘丛强. 2004b. 云南会泽

王富春, 王彦, 李宝强, 关有国. 2006. 三江成矿带北西段主要矿床特征研究. 西北地质, 39(2): 179~194.

王召林, 侯增谦, 杨竹森, 田世洪, 刘英超, 刘志明, 宋玉财, 刘焰, 张洪瑞, 王猛, 鲁海峰. 2009. 青海杂多地区新生代构造特征与两种类型矿床的关系. 矿床地质, 28(2): 157~169.

武丽艳, 胡瑞忠, 彭建堂, 毕献武, 陈宏伟, 王巧云, 刘桢颖. 2009. 湖南柿竹园矿田柴山铅锌矿床的 C、O 同位素组成及其研究意义. 地球化学, 38(3): 242~250.

张洪瑞, 杨天南, 侯增谦, 宋玉财, 汪元奎, 刘群. 2011. “三江”北段茶曲帕查矿区构造变形与铅锌矿化. 岩石矿物学杂志, 30(3): 463~474.

张文权, 王昌勇, 王生林, 范长安. 2007. 东莫扎抓矿区物探方法的综合应用效果. 青海国土经略, (4): 44~46.

赵亚辉, 唐卫国, 傅群和, 秦雅静. 2016. 矿床成因类型对铅锌矿床勘

查类型划分的影响. 地质学报, 90(10): 2897~2907.

张艳, 韩润生, 魏平堂. 2016. 碳酸盐岩型铅锌矿床成矿流体中铅锌元素运移与沉淀机制研究综述. 地质论评, 62(1): 187~201.

郑永飞. 2001. 稳定同位素体系理论模型及其矿床地球化学应用. 矿床地质, 20(1): 57~70.

郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 153~270.

郑永飞, 傅斌, 李一良, 肖益林, 龚冰. 1999. 大别山超高压变质作用期和期后水-岩相互作用的氢氧同位素证据. 中国科学(D)辑, 29(2): 113~121.

周家喜, 黄智龙, 周国富, 曾乔松. 2012. 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. 大地构造与成矿学, 36(1): 93~101.

C-O and S Isotopic Compositions of the Duocaidima Pb-Zn Deposits in the Yushu Area, Qinghai Province and Their Metallogenic Materials Sources Analysis

ZHAO Li¹⁾, CHEN Gen¹⁾, DONG Yanlong²⁾, YIN Hang³⁾

1) Sichuan Institute of Nuclear Geology, Chengdu, 610052;

2) China University of Geosciences, Wuhan, 430074;

3) China Chemical Geology and Mine Bureau Shandong Geological Prospecting Institute, Jinan, 250013

Abstract

Duocaidima lead-zinc ore deposit, located at the Yushu area of Qinghai, is tectonically situated in the northeastern margin of Tibetan Plateau. Bounded between the Xijir Ulan-Jinshajiang suture zone and Bangonghu-Nujiang suture zone, the deposit belongs to the Cu-Pb-Zn-Ag polymetallic mineralization belt in the northern part of the Sanjiang area. Combining with regional geological survey and research status, we carried out C-O isotope analysis of carbonatic rock in wall rocks and two-stage hydrothermal calcite veins, and S isotope analysis of sulfide minerals and barite. The results are given as follows. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ value ranges of calcites in wall rocks are $-1.6\text{‰} \sim +3.0\text{‰}$ and $+21.2\text{‰} \sim +27.6\text{‰}$ respectively, suggesting that calcites belong to normal marine carbonate deposition, with C and O deriving from seawater. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of calcite veins are $-1.5\text{‰} \sim +2.1\text{‰}$ and $+15.2\text{‰} \sim +20.3\text{‰}$ respectively, while the C derived from the dissolution of carbonate rocks, and the ^{18}O depleted during isotopic exchange of water-rock reaction. The $\delta^{34}\text{S}$ values of barite range from $+12.3\text{‰}$ to $+15.7\text{‰}$ and $\delta^{34}\text{S}$ values of galena, sphalerite and pyrite all range from -8.2‰ to $+5.7\text{‰}$ with a peak of $-2.0\text{‰} \sim -3.0\text{‰}$, which reflects a feature of rich light sulfur, and sulfur was derived from extraction of the thermal brine in basin, thermal decomposition and reduction of the organic matters and fractionation of low-valence sulfur. A relative wide range of $\delta^{34}\text{S}$ reflects the interaction of ore-forming material with wall rocks during the flowing of hydrothermal fluids in the basin. Sedimentary and biogenetic sulfur in organic matter-rich strata in the basin may provide partial sulfur source for the mineralization.

Key words: Duocaidima area; Pb-Zn deposit; C-O isotope; S isotope; carbonate rocks