

贵州省三都—丹寨成矿带中卡林型金矿 地球化学特征及成矿物质来源初探

谢卓君^{1,2}, 夏 勇¹, 闫宝文³, 王泽鹏⁴, 谭亲平^{1,2}, 伍守荣⁵, 范二川⁵

1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002; 2. 中国科学院大学, 北京 100039;
3. 紫金矿业集团西北有限公司 矿产地质勘察院, 乌鲁木齐 830026; 4. 贵州省地质矿产勘查开发局
105 地质大队, 贵阳 550018; 5. 贵州省有色地质勘查局一总队, 贵阳 551400

摘 要:为探讨三都—丹寨成矿带中卡林型金矿地球化学特征及成矿物质来源,总结了最近的研究成果以及相关数据,结果表明,三都—丹寨卡林型金矿中与成矿相关的方解石、萤石呈现中稀土富集型,方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -1.61 \sim -5.82\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 13.97 \sim 19.24\%$, 辉锑矿和雄黄 $\delta^{34}\text{S} = 14.5\% \sim 22.37\%$, 辉锑矿和辰砂 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.160 \sim 40.330$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.351 \sim 16.330$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.101 \sim 20.080$, 表明三都—丹寨卡林型金矿成矿物质(碳、氧、硫、铅)可能主要来自该区地层,与黔西南卡林型金矿(成矿物质可能主要来自深部岩浆)有明显区别。其 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值显示成矿流体可能主要为卤水和变质流体组成的混合流体,并且到达浅部时混入了大气降水,成矿流体在其演化过程中,可能与有机质发生了同位素交换,或者发生过多期成矿作用。

关 键 词:卡林型金矿;地球化学特征;卡林型金矿对比;排庭金矿床;苗龙金矿床

中图分类号:P618.51 文献标志码:A 文章编号:1007-2802(2014)03-0326-08 doi:10.3969/j.issn.1007-2802.2014.03.006

Geochemical Characteristics and Metallogenic Materials Source of Carlin-Type Gold Deposits in the Sandu-Danzhai Metallogenic Zone, Guizhou

XIE Zhuo-jun^{1,2}, XIA Yong¹, YAN Bao-wen³, WANG Ze-peng⁴, TAN Qin-ping^{1,2},
WU Shou-rong⁵, FAN Er-chuan⁵

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China; 3. Zijin Mining Group Northwest Co., LTD, Urumqi 830026, China; 4. No.105 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration & Development, Guiyang 550018, China; 5. No.1 General Party, Guizhou Bureau of Non-ferrous Geological Exploration, Guiyang 551400, China

Abstract: To discuss geochemical characteristics and the source of ore-forming material of Sandu-Danzhai Carlin-type gold deposits, we collected data of Carlin-type gold deposits in the Sandu-Danzhai area, compared with deposits in the southwestern Guizhou province, and systematically summarized results of prior researches. It indicated that metallogenesis related calcite and fluorite in the Sandu-Danzhai ore belt are MREE enriched. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values in calcites are $-1.61\% \sim -5.82\%$ and $13.97\% \sim 19.24\%$, respectively. The $\delta^{34}\text{S}$ values of stibnite and realgar are $14.5\% \sim 22.37\%$ with an average of 18.05% . The lead isotope ratios, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, of stibnite and cinnabar are $37.160 \sim 40.330$, $15.351 \sim 16.330$ and $17.101 \sim 20.080$, respectively, indicating that the metallogenic materials (C, O, S and Pb) may mainly come from the strata, which is obviously different from the Carlin-type gold deposits in southwestern Guizhou Province (whose might mainly come from

收稿日期:2013-04-10 收到,2013-08-06 改回

基金项目:矿床地球化学国家重点实验室“十二五”项目群课题(SKLOGD-ZY125-01)

第一作者简介:谢卓君(1987—),男,硕士研究生,研究方向:矿床地球化学. E-mail: chdxiezhuojun@126.com.

通讯作者简介:夏勇(1960—),男,研究员,博士生导师,研究方向:矿床地球化学. E-mail: xiayong@vip.gyig.ac.cn.

the deep magma). The δD and $\delta^{18}O$ results indicates that the ore-forming fluids were primarily mixed brine-metamorphic fluids and atmospheric water might have infiltrated in at the shallow. The isotopes of the ore-forming fluid might have exchanged with organic matter during its evolution, or mutiperiodic mineralization happened.

Key words: Carlin-type gold deposit; geochemical characteristics; comparison of Carlin-type gold deposit; paiting gold deposit; Miaolong gold deposit

贵州的卡林型金矿床主要赋存在晚古生代至早中生代(贵州西南)和早古生代(贵州东南)沉积岩中,沿着扬子克拉通西南缘分布。它们与美国内华达州卡林型金矿床具有相似的特征:赋矿岩石为不纯碳酸盐岩、钙质和碳质细碎屑岩;富集 Au、As、Sb、Hg、Tl 等元素;金以次显微自然金颗粒或者呈不可见金固溶体分布在含砷黄铁矿环带和毒砂中,黄铁矿和毒砂呈微细粒浸染状分布;热液蚀变包括去碳酸盐化、硅化、黏土化等;成矿晚期普遍发育辉锑矿、雄黄和雌黄(Hofstra and Cline, 2000; Hu *et al.*, 2002; Archart, 1996; Su *et al.*, 2008)。

近些年,对贵州西南(黔西南)卡林型金矿床研究较多,而对贵州东南卡林型金矿床研究较少。一些初步的研究结果显示,三都-丹寨成矿带中卡林型金矿床成矿流体盐度较高,具有卤水性质(李红阳等,2002),成矿流体的形成可能与古油藏的形成与演化有很大关系,显示出与黔西南卡林型金矿床不同的地球化学特征(陈庆年等,1998;邵树勋等,1999);丹寨宏发厂矿石全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 400 ± 29 Ma 和 114 ± 6 Ma(贾荣芬等,1993),排庭和羊勇矿床石英裂变径迹测年为 66.7 Ma 和 65.4 Ma(李红阳等,2002),现有的年代学数据范围变化较大,可靠性值得考虑,但是该成矿带中与汞、金矿有关的控矿构造主要形成于燕山运动(严钧平等,1989),因此,笔者认为该成矿带中卡林型金矿可能形成于燕山运动期间。

本文主要就贵州东南部三都-丹寨成矿带中排庭金矿床和苗龙金锑矿床从矿石矿物和脉石矿物的稀土元素和同位素等进行研究以及对比黔西南卡林型金矿,探讨该区卡林型金矿的地球化学特征及成矿物质来源。

1 矿床地质特征

贵州三都-丹寨成矿带处于华南褶皱系西缘与扬子准地台黔南台陷交界处,成矿带中分布有宏发厂、四相厂、苗龙、排和、排庭、羊勇、高洞等一系列卡林型金(汞、锑)矿床、矿点,构成了三都-丹寨汞-金-锑矿化带(图 1)(高振敏等,2002)。

排庭金矿床位于丹寨县城南东方向约 10 km 处,是继苗龙锑-金矿、四相厂-宏发厂汞-金矿后首次发现的产于中下寒武统地层中的微细浸染型金矿床。主矿体金平均品位 4.05×10^{-6} g/t,矿床规模已达中型(董光贵,2007;伍守荣,2008)。矿区出露地层有:前震旦系下江群隆里组(Pt_{xj1})中至厚层细至中粒变余砂岩、震旦系上统陡山沱组($Zbds$)薄至中厚层灰岩及泥灰岩,留茶坡组($Zblc$)薄至中厚层硅质岩、含磷块岩结核,下寒武统九门冲组(ϵ_1j)黑色页岩和泥质灰岩,变马冲

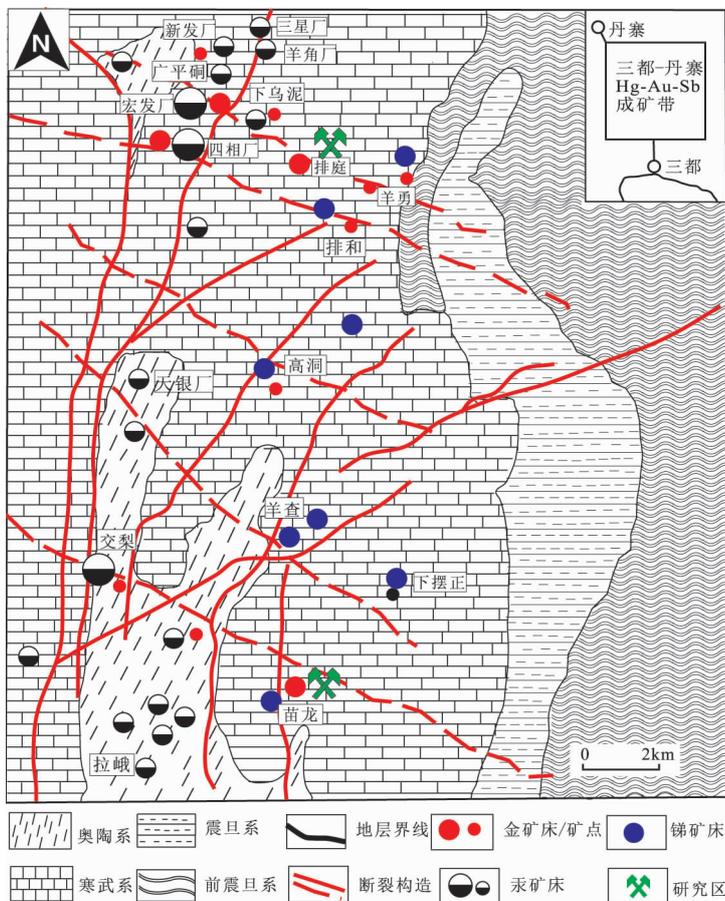


图 1 贵州三都-丹寨汞-金-锑矿化带地质构造简图(据高振敏等,2002 修改)

Fig. 1 Sketch map showing the geological structure of the Sandu-Danzhai Hg-Au-Sb mineralization zone in the Guizhou Province (modified after Gao *et al.*, 2002)

组(ϵ_1b)黑色碳质页岩和泥质灰岩,乌训组(ϵ_1w)砂质泥岩、粉沙质泥岩、碳质泥岩,中寒武统都柳江组(ϵ_2d)中厚层泥岩、泥质灰岩、白云岩。其中变马冲组(ϵ_1b)、乌训组(ϵ_1w)、都柳江组(ϵ_2d)为主要的赋矿层位。区内断层主要有北北东、北东及北东东向三组。按断层规模可分为三级,一级有巫湾断层,二级有雄期断层,共同构成矿区基本构造格架。三级断裂有北东东向、北东及南北向、北西向等,多为赋矿断裂(图2)。

苗龙金-锑矿床位于三都县之北约7 km处,金平均品位 5.32×10^{-6} g/t,矿床规模已达中型(李红

阳等,2002;王尚彦等,2006)。矿床位于苗龙复向斜内,断裂有近南北、东西、北西和北东向四组,其中 F_2 断裂(图3)对该区金矿化起控制作用(董光贵,2007)。主要赋矿层位为寒武系三都组(ϵ_3S)和奥陶系锅塘组营上坡段(Ogt^y),岩性为薄层条带状灰岩、层纹状泥灰岩、厚层砾屑灰岩等。

排庭金矿床和苗龙金-锑矿床的矿石矿物组合主要有毒砂、黄铁矿、辉锑矿,伴生有少量的闪锌矿和磁黄铁矿等。毒砂和黄铁矿是主要的载金矿物,呈微细粒浸染状分布在矿化岩石中。脉石矿物主要有石英、白云石、方解石,次为重晶石、萤石等。其中,苗龙金矿萤石较为发育,有白色、浅绿色,形成于矿化晚期,而排庭金矿尚未见到。围岩蚀变有硅化、方解石化、白云石化、重晶石化、黄铁矿化、毒砂化等,其中金矿化主要位于以硅化、黄铁矿化、毒砂化为主的多种蚀变叠加的部位,而且金矿化中一般有机碳含量较高。

2 样品及测试方法

排庭金矿样品采自岩心和平硐(样品代号 ZK 和 PD),苗龙金锑矿样品采自坑道(样品代号 ML),在系统的野外和岩矿鉴定的基础上,进行样品处理,所有单矿物先统一碎样,然后在双目镜下剔除杂质,使其纯度达到99%以上,最后用玛瑙研钵研磨至200目。

(1) 稀土元素分析:方解石和萤石的稀土元素测定在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成,稀土元素分析采用 Finnigan MAT 公司 ELEMENT 型高分辨等离子体质谱仪(ICP-MS)测定,微量元素重复性测试相对标准偏差小于10%。

(2) 碳-氧分析:方解石的碳、氧同位素比值测定在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室完成,分析采用100%磷酸法,使用的质谱计型号为 MAT252, $\delta^{13}C$ 以 PDB 为标准, $\delta^{18}O$ 分别以 PDB 和 SMOW 为标准,分析精度为 $\pm 0.2\%$ 。

(3) 硫同位素分析:辉锑矿的硫同位素比值测定在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室完成,采用 Cu_2O 作为氧化剂制备 SO_2 ,然后将制备 SO_2 通入 MAT-252 型质谱仪,测定其硫同位素组成,硫同位素相对标准选用 V-CDT,分析精度为 $\pm 0.2\%$ 。

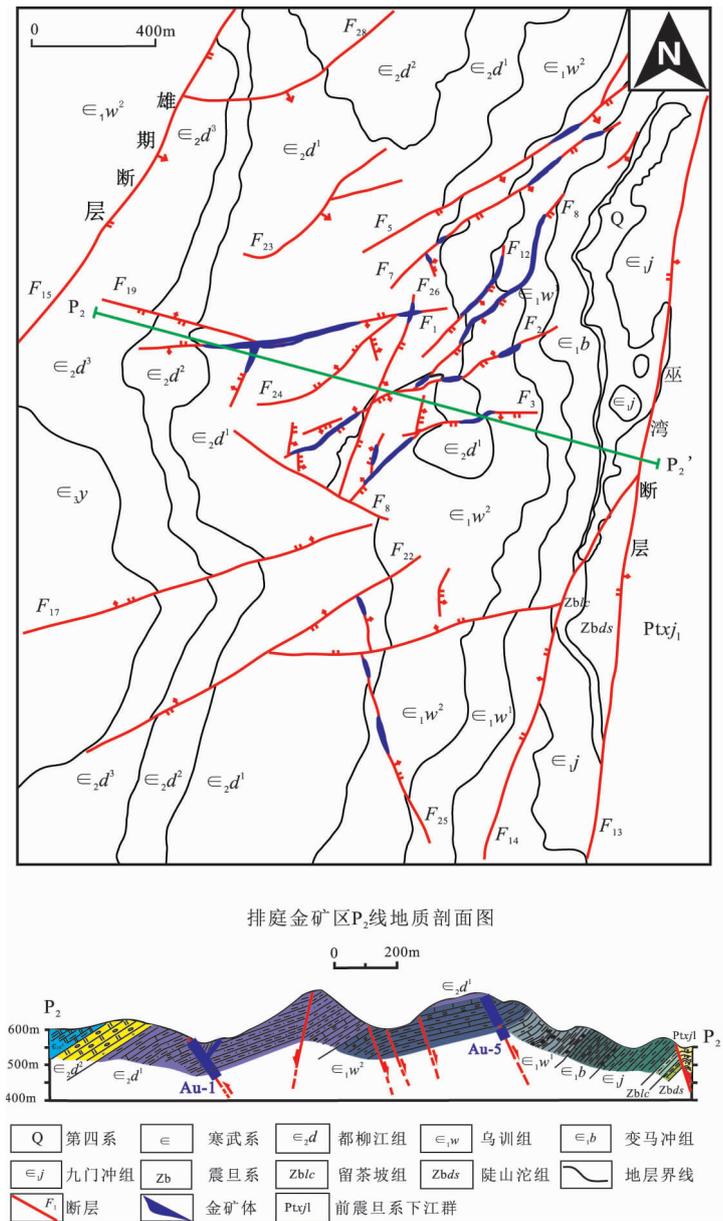


图2 排庭金矿床地质简图(据范二川,2010 修改)
Fig. 2 Geological sketch map of the Paiting gold deposit (modified after Fan, 2010)

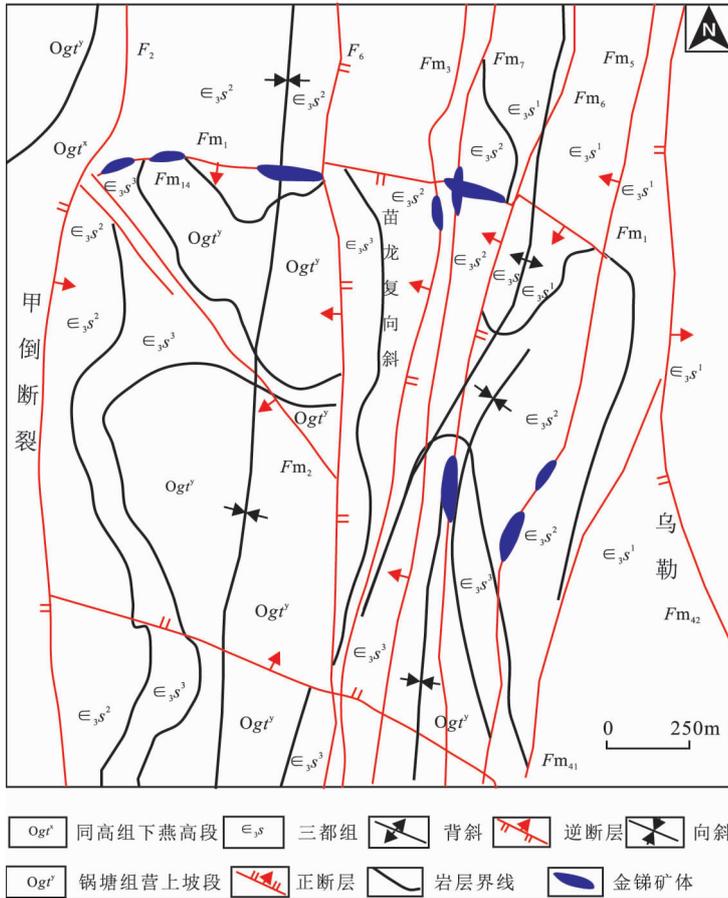


图 3 苗龙金锑矿床地质构造简图(据王尚彦等,2006)

Fig. 3 Sketch map showing the geological structure of the Miaolong Au-Sb deposit (modified after Wang *et al.*, 2006)

(4) 铅同位素分析: 辉锑矿的铅同位素分析在核工业北京地质研究院完成, 采用 ISOPROBE-T 热电质谱仪, 检测方法和依据 GB/T17672-1999《岩石中铅锶钨同位素测定方法》, 相对湿度 20%, 温度 20°C, 标样 NBS981 的分析结果为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.924$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.477$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.652$; 铅同位素的比值误差以 2σ 计, 绝对误差 $2\sigma \leq 0.005$ 。

3 矿床地球化学特征

3.1 稀土元素特征

稀土元素(REE)地球化学性质相似, 在地质作用过程中往往作为一个整体迁移, 因而广泛用于矿床成矿流体来源与演化的示踪研究(彭建堂等, 2002, 2004)。本文整理了排庭和苗龙与矿化蚀变有关的方解石、萤石稀土元素数据(表 1)以及对比黔西南水银洞与矿化蚀变有关的方解石稀土元素数据(夏勇等, 2009), 稀土元素标准化据 Sun 和 McDonough(1989)。

由图 4 可知, 排庭和苗龙与成矿相关的方解石、萤石呈现中稀土富集型, 总体呈现微弱的负 Eu 异常($\delta\text{Eu} = 0.74 \sim 0.93$), 弱的负 Ce 异常($\delta\text{Ce} = 0.70 \sim 0.98$)。这与黔西南卡林型金矿中方解石(图 4)及锑矿床中方解石、萤石呈现中稀土富集型相一致(夏勇等, 2009; 张瑜等, 2010; Yan *et al.*, 2012), 目前我们只是发现了这样一种现象, 并认为这可能跟成矿热液的性质有关, 但具体形成机制有待进一步研究。

3.2 硫同位素特征

硫同位素组成是示踪成矿流体中硫来源最直接、最有效的方法。辉锑矿、雄黄是卡林型金矿成矿晚期矿物, 它们的硫同位素组成能够有效地指示成矿流体中硫的来源。本文整理了关于三都—丹寨卡林型金矿中辉锑矿和雄黄的硫同位素数据以及对比黔西南大厂、灰家堡金矿田辉锑矿、雄黄硫同位素数据(表 2, 图 5)。图 5 表明: 三都—丹寨卡林型金矿 $\delta^{34}\text{S}$ 的变化范围在 14.5‰ ~ 22.37‰, 均值 18.05‰。这与黔西南大厂锑矿、灰家堡金矿田中辉锑矿、雄黄差别较大(-4.88‰ ~

表 1 排庭和苗龙方解石、萤石稀土元素组成

Table 1 REE contents of calcite and fluorite in relation to mineralization at Paiting and Miaolong (10^{-6})

样品编号	样品名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
ZK5-7-1		0.58	2.23	0.75	7.38	10.7	3.51	18.23	2.64	14.5	2.81	6.83	0.92	5.34	0.7
ZK5-7-2		0.66	2.22	0.7	7.22	10.4	3.46	18.96	2.52	14	2.8	6.69	0.88	5.19	0.71
ZK7-7-1	排庭	1.11	4.52	0.88	5.33	2.77	1.44	4.05	0.65	3.6	0.75	1.88	0.23	1.27	0.16
ZK7-7-2	方解石	0.12	0.43	0.11	0.7	0.27	0.15	0.4	0.05	0.29	0.07	0.16	0.02	0.1	0.01
PD-2-3-1		0.33	1.28	0.3	2.44	2.44	1.04	3.52	0.54	2.76	0.52	1.27	0.17	0.93	0.12
ML-28-3-1	苗龙萤石	0.32	1.04	0.26	2.12	1.2	0.47	2.32	0.29	1.53	0.3	0.6	0.04	0.14	0.02
ML-28-3-2		0.31	0.96	0.23	2.03	1.12	0.43	2.1	0.27	1.35	0.27	0.5	0.03	0.14	0.01
ML-28-1	苗龙	2.38	11.3	2.65	18	8.11	2.38	8.63	1.47	8.62	1.87	4.63	0.56	3.14	0.4
ML-28-5	方解石	3.71	14.3	2.72	15.8	5.92	1.79	5.64	0.83	3.97	0.77	1.79	0.22	1.24	0.15
ML-28-6		3.38	15.5	3.55	23.4	9.89	2.9	10.35	1.72	10.2	2.18	5.39	0.69	3.95	0.49

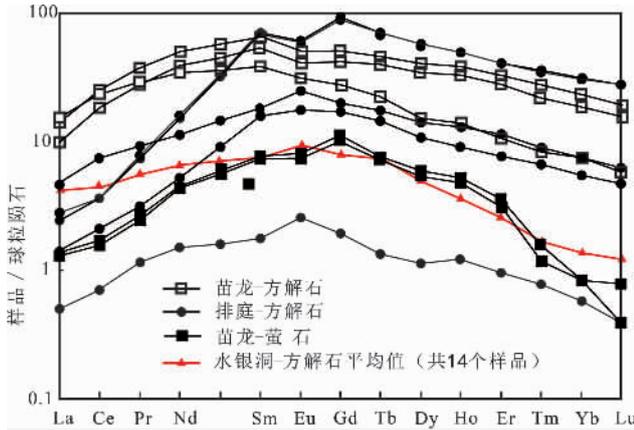


图4 与成矿有关的方解石、萤石稀土元素标准化配分模式图(水银洞数据据夏勇等,2009)

Fig. 4 REE distribution patterns of calcite and fluorite in relation to mineralization (Shuiyin Dong data are from Xia *et al.*, 2009)

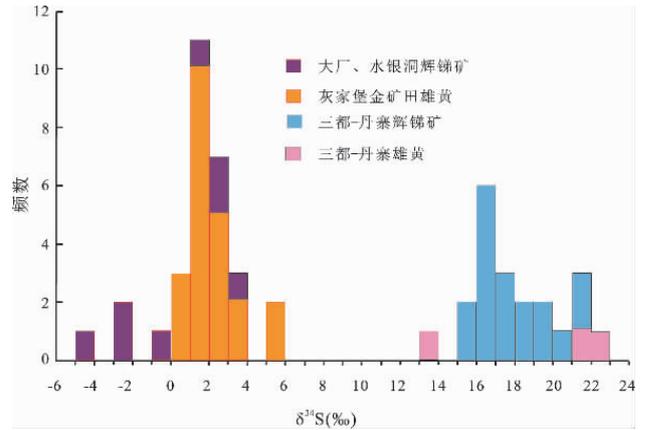
5.86‰,均值为 1.52‰)。前人在研究灰家堡金矿田时根据辉锑矿和雄黄的硫同位素组成认为其硫可能主要来自深部岩浆(张瑜等,2010)。三都—丹寨成矿带中主要的含硫矿物为硫化物,表明其成矿流体中氧逸度较低,因而其成矿流体中的 $\delta^{34}\text{S}$ 与辉锑矿、雄黄的均值 17.34‰相近,这与幔源储库($\delta^{34}\text{S}=0\sim 3\%$)(Chaussidon and Lorand, 1990)相差甚远,分布于海水硫($\delta^{34}\text{S}$ 具有较高的正值(张静等,2008))范围内,反映出三都—丹寨卡林型金矿成矿流体中的硫来源与黔西南卡林型金矿具有明显区别,三都—丹寨卡林型金矿成矿流体中的硫可能主要来自该区海相地层中。

表2 三都—丹寨卡林型金矿硫同位素值
Table 2 Sulfur isotopic compositions of the Carlin-type gold deposits in Sandu-Danzhai

样品位置	测定矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$
排庭		20.46
苗龙		21.65
苗龙	辉锑矿	21.68
苗龙		17.72
苗龙		18.47

3.3 碳、氧同位素特征

与成矿有关的方解石的 C、O 同位素可以有效地指示成矿流体中 C、O 来源。Hoefs(1980)研究热液系统的碳来源时,认为碳来源主要有 3 种:(1)海相碳酸盐岩中的碳,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 平均值在 0‰左右;(2)深部来源的碳, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 均值在 -5% ~ -8% ;(3)沉积岩中有机化合物、变质岩和岩浆岩中的石墨, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 普遍低于 -20% 。本文整理了关于三

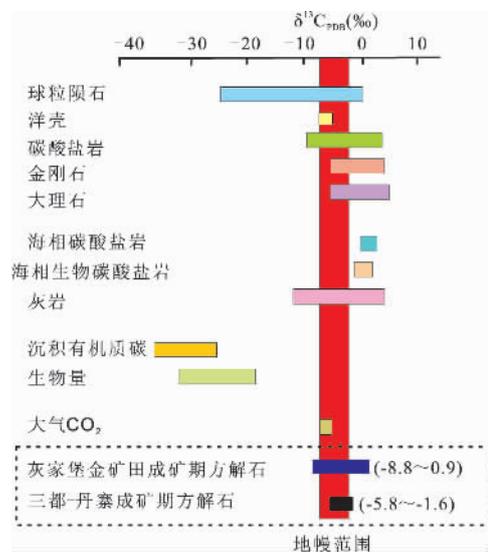


三都—丹寨雄黄和部分辉锑矿数据据陈庆年等(1998); 黔西南数据据张瑜等(2010)及部分未发表数据

图5 硫同位素组成对比图

Fig. 5 Comparison diagram of sulfur isotope compositions

都—丹寨成矿带卡林型金矿中与成矿有关的方解石的碳同位素数据(表3,图6)以及对比黔西南灰家堡金矿田中与成矿有关的方解石的碳同位素数据,从图6中可以看出排庭和苗龙金矿跟矿化有关的方解石碳($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}=-5.82\%$ ~ -1.61%)落在了黔西南灰家堡金矿田中与成矿有关的方解石的碳同位素组成范围内,同时落在了灰岩、碳酸盐岩、球粒陨石、金刚石、大理石的碳同位素组成范围内以及地幔碳同位素组成范围附近。结合该区地质资料(矿区范围内没有岩浆岩出露,主要出露大量碳酸盐岩),碳来自碳酸岩或球粒陨石或金刚石的可能性不大,我们认为碳可能主要来源于海相碳酸盐岩的溶解,但不能排除深部碳的加入。



灰家堡金矿田数据据王泽鹏等(2012)及部分未发表数据

图6 碳同位素组成对比图(底图据毛景文等,2003 修改)

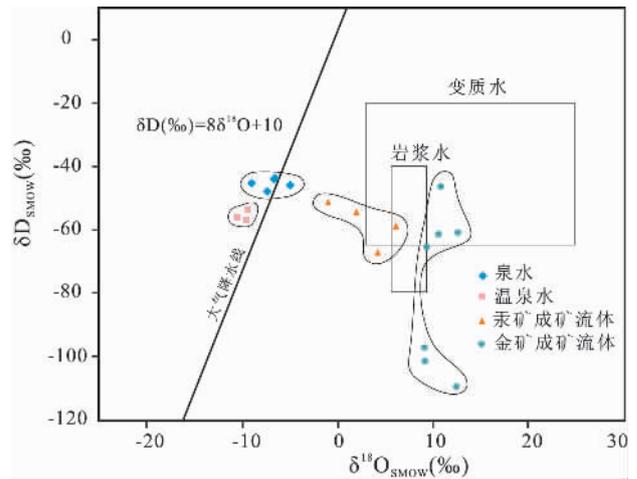
Fig. 6 Comparison diagram of carbon isotopic compositions (modified from Mao *et al.*, 2003)

表 3 排庭和苗龙与矿化有关的方解石碳氧同位素数值
Table 3 Carbon and oxygen isotopic compositions of calcite in relation to mineralization at Paiting and Miaolong

样品编号	样品来源	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
		(‰)	(‰)	(‰)
ZK5-7-2	排庭	-4.03	-11.64	18.91
ZK7-7-1		-3.08	-13.97	16.51
ZK7-7-2		-1.66	-16.43	13.97
PD-2-3-1		-5.82	-12.50	18.02
PD-2-3-2		-5.72	-12.29	18.24
ML-28-1	苗龙	-1.74	-11.32	19.24
ML-28-3		-1.98	-11.40	19.16
ML-28-5		-1.61	-11.44	19.12
ML-28-6		-1.79	-11.55	19.00

3.4 氢、氧同位素特征

三都一丹寨成矿带中汞矿是贵州汞矿重要组成部分之一,严钧平等(1989)通过对汞矿成矿流体和基本代表大气降水的泉水和坑道裂隙水氢氧同位素研究提出,贵州汞矿成矿流体水来自于大气降水或以大气降水为主的混合水。本文整理了关于研究区卡林型金矿成矿流体氢、氧同位素比值数据(图7),与汞矿研究数据进行对比发现,卡林型金矿成矿流体氢、氧同位素集中分布在两个区域内,第一个区域集中在变质水和岩浆水范围内(只有一个落在岩浆水范围内),第二个区域位于第一区域下方,与第一区域相比, δD 同位素发生强烈的向下漂移。陈衍景等(2003)研究认为,岩浆热液从 600°C 降至 375°C 或更低时,一旦发生矿物沉淀,流体的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 就进一步降低,三都一丹寨成矿带卡林型金矿成矿温度都小于 250°C ,因而,如果成矿流体是岩浆流体的话,那流体中的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 随着温度的降低将向左漂移,而与本区的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 大多位于岩浆流体 $\delta^{18}\text{O}_w$ 的右边不符,而且本区未出露岩浆岩,故岩浆热液的可能性不大。本区卡林型金矿成矿流体的氢氧同位素值与大气降水线相差甚远,故也排除了大气降水的可能。初步的流体包裹体研究表明成矿流体具有卤水特征,但是挥发分 H_2O , CO_2 和 CH_4 有一定富集(李红阳等,2002),可能有变质流体的加入,这也与本区发育大量的中低级变质岩(范二川,2010)相一致,因而我们认为成矿流体可能主要为卤水和变质流体的混合流体。从卡林型金矿到汞矿,氧同位素发生向左漂移现象,这可能是成矿流体携带着汞、金、锑等成矿物质在向上运移的过程中,由于元素的地球化学性质的差异,金先沉淀,此时,很少混入大气降水,因而其氧同位素保持其初始的成矿流体的氧同位素组成;汞由于其地球化学活动性较强,接着向上运移,在近地表处,大气降水沿着断裂下渗,此时,成矿流,



原始数据据陈庆年等,1998;高振敏等,2002;严钧平等,1989, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SWOM}}$ 是采用同位素平衡分馏方程计算而得出来的, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SWOM}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - A * 10^6 T^{-2} - B$ 。其中当测定矿物为石英时: $A=3.38, B=-3.4$;方解石: $A=2.78, B=-3.4$;白云石: $A=3.20, B=-3.4$

图 7 三都一丹寨成矿带金矿、汞矿成矿流体中氢、氧同位素组成投图(底图据 Taylor,1974 修改)

Fig. 7 Projection diagram of hydrogen and oxygen isotopic compositions of ore-forming fluids for Au and Hg deposits in the Sandu-Danzhai metallogenic zone (modified after Taylor, 1974)

体混入了大量大气降水,因而使得氧同位素发生向左漂移的现象,这也与矿带中深部金矿、浅部汞矿的汞-金垂直分带(范二川,2010)相对应。氢同位素发生了强烈的向下漂移现象,这可能是成矿流体与沉积岩有机质中氢同位素(原油相关有机质 δD 值为 $-85\text{‰} \sim -181\text{‰}$ (Hsueh and Samuel,1981))进行了同位素交换,也有可能是由于多期成矿成矿流体来源不同或环境影响造成的氢同位素组成变化范围大。

3.5 铅同位素特征

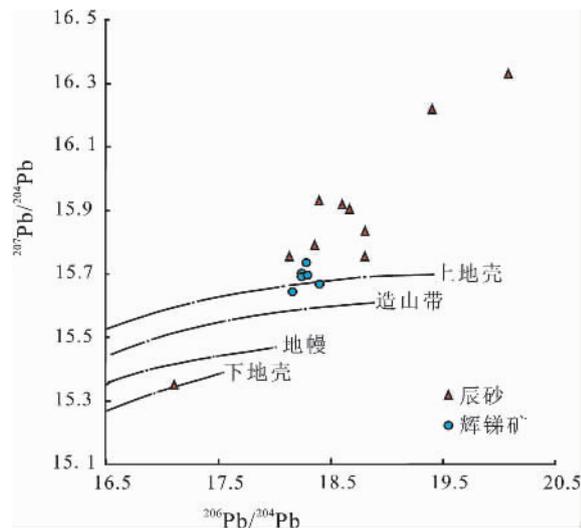
本文通过研究成矿晚阶段的辉锑矿和辰砂铅同位素组成来示踪成矿物质来源。硫化物中U和Th含量很低,因此硫化物形成之后U和Th衰变产生的放射成因铅可以忽略不计(张乾等,2000),而且认为矿物形成后没有其它铅的加入,故本次测试的辉锑矿的铅同位素组成以及收集的辰砂的铅同位素组成不需要经过校正,能代表它们形成时候的铅同位素的初始组成(表4)。

在Zartman铅构造模式图解(图8)上,辰砂和辉锑矿的铅同位素投点除1个数据落在下地壳铅演化线上外,其余都落在上地壳铅演化线上部或附近,说明矿石中的铅基本来自上地壳。为了进一步验证铅的来源,突出铅同位素组成之间的变化关系,本文采用朱炳泉(1998)的矿石铅同位素的 $\Delta\gamma-\Delta\beta$ 成因,

表 4 三都—丹寨成矿带辰砂、辉锑矿铅同位素组成

Table 4 Lead isotope composition of the stibnite in the Sandu-Danzhai metallogenic zone

样品编号	位置	样品名称	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	△β	△γ
PD-2-6	排庭	辉锑矿	18.278	15.737	38.440	28.27	44.54
ML-28-1	苗龙	辉锑矿	18.288	15.697	38.547	25.37	45.04
ML-28-2	苗龙	辉锑矿	18.237	15.693	38.510	25.28	45.44
ML-28-3	苗龙	辉锑矿	18.396	15.668	38.680	22.91	43.68
ML-28-4-2	苗龙	辉锑矿	18.154	15.646	38.380	22.23	42.08
ML-28-7	苗龙	辉锑矿	18.239	15.702	38.525	25.91	46.25



辰砂和部分辉锑矿数据据何立贤等(1993)

图 8 三都—丹寨成矿带辰砂、辉锑矿铅同位素组成(底图据 Zartman and Doe,1981 修改)

Fig. 8 Lead isotope composition of cinnabarite and stibnite in the Sandu-Danzhai metallogenic zone (modified from Zartman and Doe , 1981)

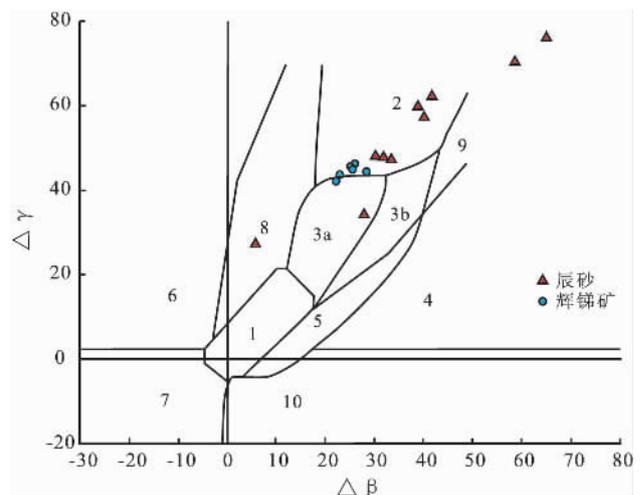
分类图解(图 9),从图解上可以看出,除一个数据落在造山带铅内,两个数据落在上地壳和地幔混合的俯冲带铅内,其它的都落在上地壳内,这与本区矿石铅在 Zartman 铅构造模式图解相对应,进一步说明铅主要来自上地壳。

4 结 论

综合三都—丹寨成矿带地质资料及地球化学数据以及对比黔西南卡林型金矿研究,得出以下结论:

(1)三都—丹寨卡林型金矿中与成矿相关的方解石、萤石呈现中稀土富集型,这与黔西南卡林型金矿与矿化相关方解石一致。

(2)综合硫、碳-氧、铅同位素数据表明,三都—丹寨卡林型金矿成矿物质(碳、氧、硫、铅)可能主要来自该区地层,这与黔西南卡林型金矿(成矿物质主要来自深部)有明显区别。



辰砂和部分辉锑矿数据据何立贤等(1993);1-地幔源铅;2-上地壳源铅;3-上地壳与地幔混合的俯冲带铅,3a-岩浆作用,3b-沉积作用;4-化学沉积型铅;5-海底热水作用铅;6-中深变质作用铅;7-深变质作用下地壳铅;8-造山带铅;9-古老页岩上地壳铅;10-退变质作用铅

图 9 三都—丹寨成矿带辰砂、辉锑矿铅同位素△γ-△β成因分类图解(底图据朱炳泉,1998 修改)

Fig. 9 △γ-△β diagram of genetic classification of lead isotope of cinnabarite and stibnite in the Sandu-Danzhai metallogenic zone (modified after Zhu, 1998)

(3)δD 和 δ¹⁸O 数据表明该区卡林型金矿成矿流体可能主要为卤水和变质流体组成的混合流体,并且到达浅部时混入了大气降水,成矿流体在其演化过程中,可能与有机质发生了同位素交换,或者发生过多期成矿作用。

致谢:成文过程得到贵州省地质矿产勘查开发局夏士钧研究员,中国科学院地球化学研究所张乾研究员以及贵州省有色地质勘查局一总队的帮助,在此一并致谢。

参考文献 (References):

- Arehart G B. 1996. Characteristics and origin of sediment-hosted gold deposits: A review [J]. *Ore Geology Reviews*, 11: 383–403.
- Chaussidon M, Lorand J P. 1990. Sulphur isotope composition of orogenic spinel lherzolite massifs from Ariège (North-Eastern Pyrenees, France): An ion microprobe study [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(10): 2835–2846.
- Hoefs J. 1980. Stable isotope geochemistry[M]. 2nd ed. Berlin, Heidelberg, New York; Springer-Verlag, 1–200.
- Hofstra A H, Cline J S. 2000. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits [J]. *Reviews in Economic Geology*, 13: 163–220.
- Hsueh W Y, Epstein S. 1981. Hydrogen and carbon isotopes of petroleum and related organic matter [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(5): 753–762.
- Hu R Z, Su W C, Bi X W, Tu G Z, Hofstra A H. 2002. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China [J]. *Mineralium Deposita*, 37: 378–392.
- Su W C, Xia B, Zhang H T, Zhang X C, Hu R Z. 2008. Visible gold in arsenian pyrite at the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China: Implications for the environment and processes of ore formation[J]. *Ore Geology Reviews*, 33: 667–679.
- Sun S S, McDonough W R. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for the mantle composition and process[J]. Saunderson A D, Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basin*[M]. London: Geological Society Special Publication, 42: 313–345.
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. *Economic geology*, 42: 108–121.
- Yan B W, Xia Y, Wang Z P, Tan Q P, Wu S R, Fan E C. 2012. Geochemical characteristics and metallogenesis of carlin-type gold deposits in the Sandu-Danzhai metallogenic zone, Guizhou province, China[J]. *Chinese Journal of Geochemistry*, 31: 209–220.
- Zartman R E, Doe B R. 1981. Plumbotectonics—the model[J]. *Tectonophysics*, 75: 135–162.
- 陈庆年, 周丕康, 夏勇, 贾荣芬, 刘德汉. 1998. 贵州丹寨水银厂矿田微细粒浸染型金矿地质地球化学研究[R]. 贵阳: 贵州工业大学, 1–67.
- 陈衍景, 隋颖慧, Franco Pirajno. 2003. CMF模式的排他性依据和造山型银矿实例: 东秦岭铁炉坪银矿同位素地球化学[J]. *岩石学报*, 19(3): 551–568.
- 董光贵. 2007. 黔东南排庭金矿地质特征[J]. *矿物学报*, 27(增刊): 96–97.
- 范二川. 2010. 贵州省丹寨县排庭金矿地质调查设计报告[R]. 1–57.
- 高振敏, 李红阳, 杨竹森, 陶琰, 罗泰义, 刘显凡, 夏勇, 饶文波. 2002. 滇黔地区主要类型金矿的成矿与找矿[M]. 北京: 地质出版社, 1–230.
- 何立贤, 曾若兰, 林立青. 1993. 贵州金矿地质[M]. 北京: 地质出版社, 1–130.
- 贾荣芬, 陈庆年, 周丕康, 夏勇, 吴学益. 1993. 贵州丹寨卡林型金矿中金的富集阶段与有机质演化关系[J]. *地质找矿论丛*, 8(4): 69–81.
- 李红阳, 高振敏, 杨竹森, 罗泰义, 饶文波. 2002. 贵州丹寨卡林型金矿床地球化学特征[J]. *地质科学*, 37(1): 1–7.
- 毛景文, 王志良, 李厚民, 王成玉, 陈毓川. 2003. 云南鲁甸地区二叠纪玄武岩中铜矿床的碳氧同位素对成矿过程的指示[J]. *地质论评*, 49(6): 610–615.
- 彭建堂, 胡瑞忠, 漆亮, 蒋国豪. 2002. 晴隆锑矿床中萤石的稀土元素特征及其指示意义[J]. *地质科学*, 37(3): 277–287.
- 彭建堂, 胡瑞忠, 漆亮, 赵军红, 符亚洲. 2004. 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*, 50(1): 25–32.
- 邵树勋, 张乾, 潘家永. 1999. 丹寨汞金矿床卤素元素与古油藏关系探讨[J]. *地质地球化学*, 27(4): 23–27.
- 王尚彦, 陶平, 戴传固, 况顺达. 2006. 贵州东部金矿[M]. 北京: 地质出版社, 1–179.
- 王泽鹏, 夏勇, 宋谢炎, 游彬, 郑新华, 汪小勇. 2012. 太平洞-紫木凶金矿区同位素和稀土元素特征及成矿物质来源探讨[J]. *矿物学报*, 32(1): 93–100.
- 伍守荣. 2008. 贵州省排庭金矿地质特征与成因分析[J]. *矿产与地质*, 22(1): 55–61.
- 夏勇, 张瑜, 苏文超, 陶琰, 张兴春, 刘建中, 邓一明. 2009. 黔西南水银洞层控超大型卡林型金矿床成矿模式及成矿预测研究[J]. *地质学报*, 83(10): 1473–1482.
- 严钧平, 杨科伍, 王华云, 曾若兰, 丁龙骧, 李强, 李良玉, 向茂木, 黄成林. 1989. 贵州汞矿地质[M]. 北京: 地质出版社, 1–366.
- 张静, 陈衍景, 陈华勇, 张冠, 杨艳. 2008. 河南桐柏围山城层控金银成矿带同位素地球化学[J]. *地学前缘*, 15(4): 108–124.
- 张乾, 潘家永, 邵树勋. 2000. 中国某些金属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释[J]. *地球化学*, 29(3): 231–238.
- 张瑜, 夏勇, 王泽鹏, 闫宝文, 付芝康, 陈明. 2010. 贵州簸箕田金矿床矿物稀土元素和同位素地球化学特征[J]. *地学前缘*, 17(2): 385–395.
- 朱炳泉. 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, 1–330.