

https://doi.org/10.3799/dqkx.2021.068



黔西南紫木函金矿床成矿物质来源：S-C-O-Pb-Sr 同位素制约

蔡应雄^{1,2}, 杨红梅^{1,2}, 卢山松^{1,2}, 曾飞³, 杨文武^{1,2}, 刘重芄^{1,2}, 童喜润^{1,2},
张利国^{1,2}, 何波^{1,2}

1. 中国地质调查局武汉地质调查中心, 中南地质科技创新中心, 湖北武汉 430205
2. 中国地质调查局花岗岩成岩成矿地质研究中心, 湖北武汉 430205
3. 贵州金兴黄金矿业有限责任公司, 贵州兴仁 562300

摘要: 紫木函金矿床是黔西南卡林型金矿区一个重要的大型金矿床, 其成矿物质来源尚不明确. 对紫木函金矿床不同类型矿石和赋矿围岩进行了 S、C、O、Pb 和 Sr 同位素组成对比研究. 矿石中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -13.49% ~ 17.91% (主要为 -0.99% ~ 3.58%), 赋矿围岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -26.23% ~ -19.63% , 矿床成矿期硫主要来源于岩浆, 部分来源于赋矿地层中成矿前黄铁矿. 热液期方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为 -9.10% ~ 0.59% 和 15.65% ~ 23.82% , 与赋矿围岩、区域地层的碳、氧同位素组成差别较大, 成矿流体的碳、氧部分来源于碳酸盐岩溶解, 部分可能来源于岩浆. 矿石中硫化物的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别为 $18.064\sim 18.973$ 、 $15.585\sim 15.670$ 和 $38.219\sim 39.054$, 赋矿围岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别为 $18.136\sim 18.650$ 、 $15.574\sim 15.656$ 和 $38.423\sim 38.812$, 矿石铅的来源较复杂, 赋矿地层和岩浆可能都为其提供了部分铅. 矿石中石英和方解石 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 比值为 $0.70726\sim 0.70811$, 赋矿围岩的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 比值为 $0.70728\sim 0.70731$, 成矿流体中的锶主要来源于赋矿地层. 紫木函金矿床成矿物质具壳幔混合来源特征, 成矿物质主要来自矿床深部隐伏岩浆岩, 部分来自二叠系—三叠系赋矿地层.

关键词: 紫木函金矿; 卡林型金矿; 黔西南; 同位素; 成矿物质来源; 地球化学.

中图分类号: P597

文章编号: 1000-2383(2021)12-4316-18

收稿日期: 2021-03-08

Sources of Ore-Forming Materials of Zimudang Gold Deposit in Southwest Guizhou, China: Constraints from S-C-O-Pb-Sr Isotope Geochemistry

Cai Yingxiong^{1,2}, Yang Hongmei^{1,2}, Lu Shansong^{1,2}, Zeng Fei³, Yang Wenwu^{1,2}, Liu Chongpeng^{1,2},
Tong Xirun^{1,2}, Zhang Liguo^{1,2}, He Bo^{1,2}

1. Wuhan Center of China Geological Survey, Central South China Innovation Center for Geosciences, Wuhan 430205, China
2. Research Center of Petrogenesis and Mineralization of Granitoid Rock, China Geological Survey, Wuhan 430205, China
3. Guizhou Jinxing Gold Mining Industry Co., Ltd., Xingren 562300, China

Abstract: The Zimudang gold deposit, part of the Southwest Guizhou Au metallogenic province, is an important large-size Carlin-type Au deposit. However, the sources of ore-forming materials of this deposit are still unclear. In this study, it systematically evaluated the S, C, O, Pb, and Sr isotopic compositions for various orebodies and host rocks of this deposit. $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides from orebodies range from -13.49% to 17.91% , with peaks ranging from -0.99% to 3.58% , while those of host rocks

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(No. DD20160029).

作者简介: 蔡应雄(1981-), 男, 高级工程师, 主要从事同位素地球化学研究. ORCID: 0000-0001-9402-7199. E-mail: whcyx0226@126.com

引用格式: 蔡应雄, 杨红梅, 卢山松, 等, 2021. 黔西南紫木函金矿床成矿物质来源: S-C-O-Pb-Sr 同位素制约. 地球科学, 46(12): 4316-4333.

range from -26.23% to -19.63% , which indicates that the sulfur in the ore-forming period mainly derived from magma and partially from pre-mineralization pyrites in the host-strata. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of hydrothermal calcites range from -9.10% to 0.59% and 15.65% to 23.82% , respectively, which are different from those of host rocks and regional strata, suggesting that the C and O in ore-forming fluids were partially from carbonate rocks (via dissolution) and might be partially from magma. Pb isotopic ratios of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for sulfide minerals from orebodies are 18.064 to 18.973, 15.585 to 15.670 and 38.219 to 39.054, respectively, and those for host rocks are 18.136 to 18.650, 15.574 to 15.656 and 38.423 to 38.812, respectively. These Pb isotopic ratios show that the Pb in orebodies was not from a single source, but might be a combination source of host-strata and magma. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of quartzes and carbonates from orebodies and the host rocks are in ranges of 0.707 26–0.708 11 and 0.707 28–0.707 31, respectively, which illustrate that the Sr in ore-forming fluids was mainly from host-strata. These S, C, O, Pb, and Sr isotopic studies for the Zimudang Au deposit demonstrate that the ore-forming materials have a mantle-crust mixed origin—a main source of deep concealed mantle magma with a minor input from the Permian-Triassic host-strata.

Key words: Zimudang gold deposit; Carlin-type Au deposit; Southwest Guizhou; isotope geochemistry; sources of ore-forming material; geochemistry.

0 引言

卡林型金矿主要是指赋存于沉积岩或极低变质沉积岩(岩性以不纯碳酸盐岩为主)中,以发育低温热液蚀变为特征的微细浸染型金矿床(Cline *et al.*, 2005; Muntean *et al.*, 2011),是全球重要的金矿类型之一.在我国卡林型金矿主要分布在“滇—黔—桂”和“陕—甘—川”地区,其中滇黔桂“金三角”的黔西南地区分布有水银洞、烂泥沟、紫木函、泥堡、丫他等众多大型、超大型卡林型金矿床(Hu *et al.*, 2002),金储量超过 1 000 t.

紫木函金矿床位于黔西南地区灰家堡背斜西端,前人已对该矿床的地质特征(郭振春, 1988)、控矿构造(邱小平等, 2013)、地球化学特征(邹长毅和李应桂, 2003; 王泽鹏等, 2013)、流体来源与演化(Hu *et al.*, 2002; 彭义伟等, 2014)、成矿时代(王泽鹏, 2013)等开展了较多研究.但对成矿物质来源的认识还存在较大争议:(1)成矿物质主要来源于赋矿的沉积地层,与岩浆作用没有直接联系(郭振春, 1988; 彭义伟等, 2014);(2)成矿物质具壳、幔混合来源特点,深源流体和赋矿地层都提供了成矿物质(王泽鹏等, 2013);(3)矿床有两次矿化,印支期矿化由盆地卤水淋滤沉积地层促使成矿物质富集,燕山期矿化岩浆和赋矿地层都提供了成矿物质(Hu *et al.*, 2017).

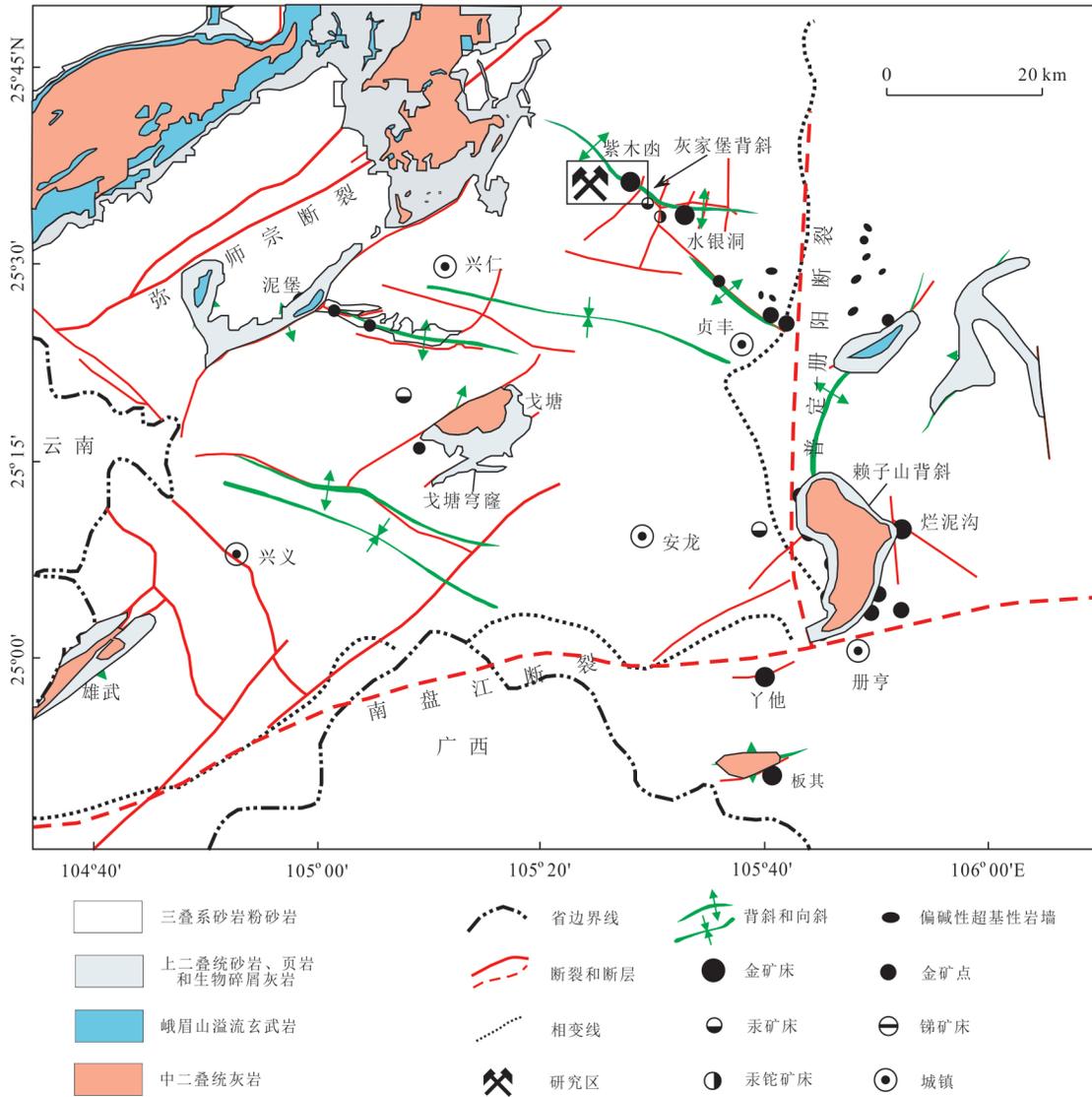
导致这种认识分歧的原因主要是紫木函金矿床矿物组合简单,缺少有效的物源示踪方法.此外,用作同位素示踪研究的 S、C、O、Pb 同位素数据相对

较少,也可能造成了成矿物质来源分析的不确定性.本文在前人研究基础上,通过对不同类型矿石和矿区围岩的 S、C、O、Pb 和 Sr 同位素组成对比分析,探讨紫木函金矿床成矿物质来源,为矿床成因提供地球化学依据.

1 区域地质背景

黔西南地区为滇—黔—桂“金三角”的重要组成部分,大地构造上位于扬子地台西南缘与华南褶皱系右江褶皱带交汇部位.区域内沉积构造格局定型于印支晚期,主要经历了被动陆缘裂谷盆地、弧后裂陷盆地和前陆盆地三个演化阶段,其主体是从扬子板块南缘早古生代基底上发育的晚古生代—中生代沉积盆地,印支运动导致的区域隆升致使海水退去最终定型为如今盆—台相间的沉积构造格局(曾允孚等, 1995).区域内构造变形以宽缓的穹窿构造及断裂构造为主,早期断裂构造和背/向斜构造主要受控于前期区域深大断裂的影响和制约,后期构造对早期构造的叠加复合作用明显.区域出露地层主要为二叠系和三叠系,泥盆系和石炭系仅见于少数背斜核部(图 1),沿关岭、贞丰、安龙及云南罗平一线可分为台地相和盆地相.台地相区上二叠统为潮坪相含煤细碎屑岩系,三叠系主要为碳酸盐岩;盆地相区上二叠统为碳酸盐岩,三叠系则以细碎屑岩为主,盆地边缘的斜坡相带发育有钙屑重力流及浊流沉积.

区域内岩浆岩不发育,除二叠纪峨眉山地幔柱

图1 黔西南区域地质简图(据 Tan *et al.*, 2015)Fig.1 Regional geological sketch map of Southwest Guizhou Province (modified from Tan *et al.*, 2015)

喷发形成部分大陆溢流拉斑玄武岩和火成碎屑沉积岩外,仅有少量晚中生代长英质和偏碱性基性岩脉.矿产资源丰富,金属矿产主要有金、汞、锑、砷和铊等,已发现水银洞、烂泥沟、紫木凼、泥堡和丫他等大型及特大型矿床7处,中小型矿床及矿化点数十个,是目前除美国以外全球最大的卡林型金矿集中区.金、砷、汞、锑、铊等矿物相和元素富集组合特征与美国内华达卡林型金矿床的矿物相和元素富集组合形式非常相似.

2 矿床地质特征

紫木凼金矿床位于黔西南灰家堡背斜西端,矿区出露地层自下而上分为二叠系龙潭组、长兴组、大

隆组、下三叠统夜郎组和永宁镇组.龙潭组为粘土质粉砂岩、炭质页岩、粉砂质粘土岩及煤层等,泥质和炭质含量较高,是金矿的次要赋矿层位.长兴组主要为生物灰岩、泥灰岩,大隆组为薄层钙质粘土岩.夜郎组可分为三段,第一段由粘土岩、白云质灰岩及泥质岩互层组成,第二段主要为鲕粒灰岩、白云质灰岩、泥质粉砂岩,第三段为粉砂质粘土岩、钙质粉砂岩、鲕粒灰岩、泥质灰岩等,是金矿的主要赋矿层位.永宁镇组为灰岩夹钙质粉砂岩,几乎不含矿.

矿区断裂构造发育,EW向灰家堡背斜为紫木凼金矿床的主体构造,受后期构造影响,局部地段偏转为NW向.控制金矿体产出的构造主要有:(1)斜切背斜的缓倾角逆断层(F1),断层走向大于2000 m,倾角25°~30°,控制矿床最主要的金矿体;

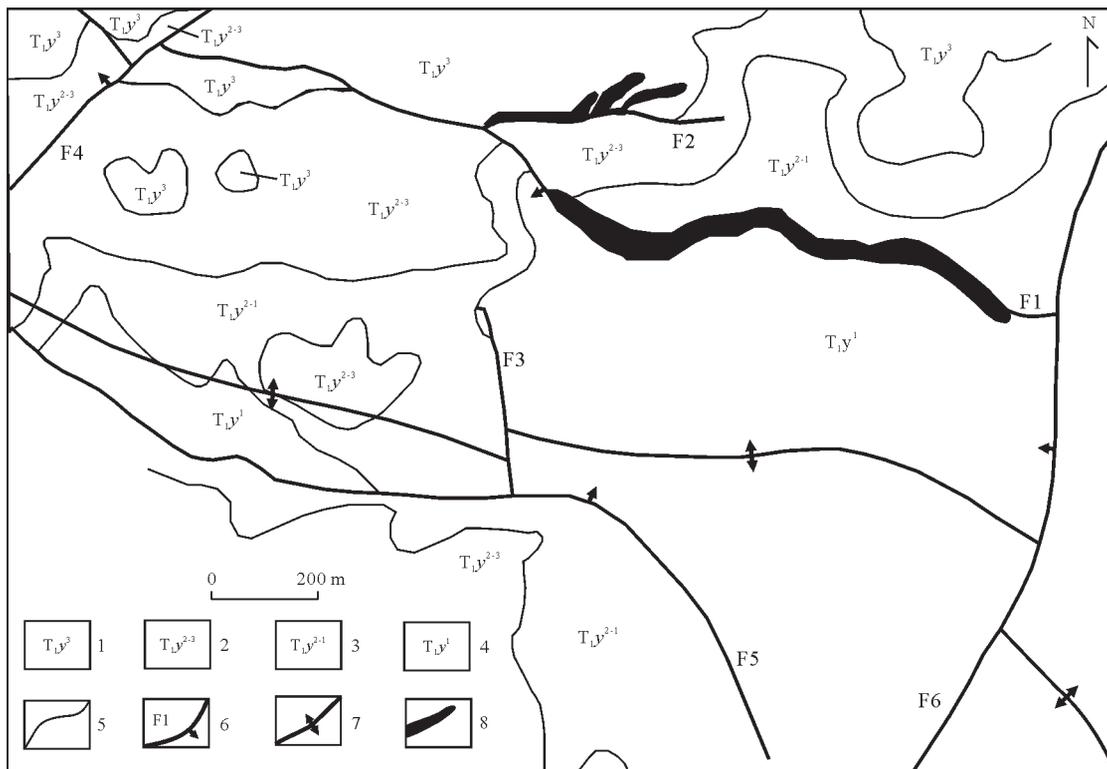


图 2 紫木函金矿床地质略图(据郭振春,1988修改)

Fig.2 Geological map of the Zimudang Au deposit (modified from Guo, 1988)

1. 夜郎组第三段; 2. 夜郎组第二段第三层; 3. 夜郎组第二段第一层; 4. 夜郎组第一段; 5. 地层界线; 6. 断层及编号; 7. 背斜轴; 8. 金矿体

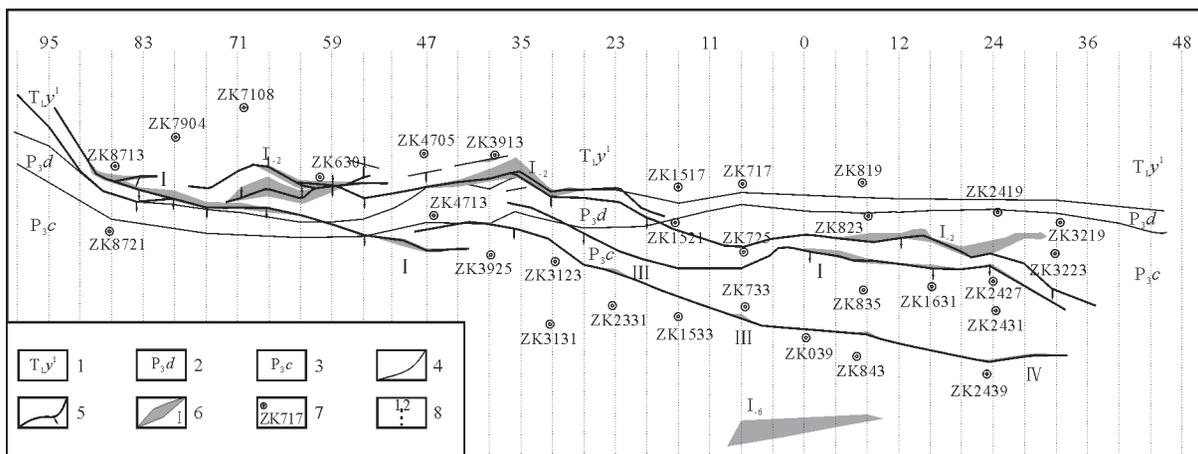


图 3 紫木函金矿床 1365 中段地质平面图

Fig.3 Plane geological map of the middle section 1365 of the Zimudang Au deposit

1. 夜郎组第一段; 2. 大隆组; 3. 长兴组; 4. 地层界线; 5. 断层; 6. 矿体及编号; 7. 钻孔及编号; 8. 勘探线及编号

(2)与背斜轴平行的陡倾角正断层(F2),控制不规则透镜状金矿体;(3)背斜转折端的层间断层,控制着小的透镜状金矿体(图2).

矿区具工业价值矿体 17 条,已探明金金属储量约 25 t,平均品位 4.98×10^{-6} .矿体可分为“断控型”和“层控型”两类.断控型矿体产于三叠统夜郎组地层中,严格受 F1 断层控制,呈似板状、透镜状产于破

碎蚀变带的中心部位,并随破碎蚀变带的发育程度而出现膨大缩小、分枝复合的特点.在 F1 断裂含金蚀变带中共圈出金矿体 11 个,其中 I 号矿体规模最大(占总探明储量的 97.6%),为紫木函矿段的主要开采对象(图 3),矿体长约 1 700 m,平均垂厚 3.97 m,Au 平均品位为 5.99×10^{-6} .层控型矿体主要产于龙潭组地层中,受地层层位或层间破碎带控

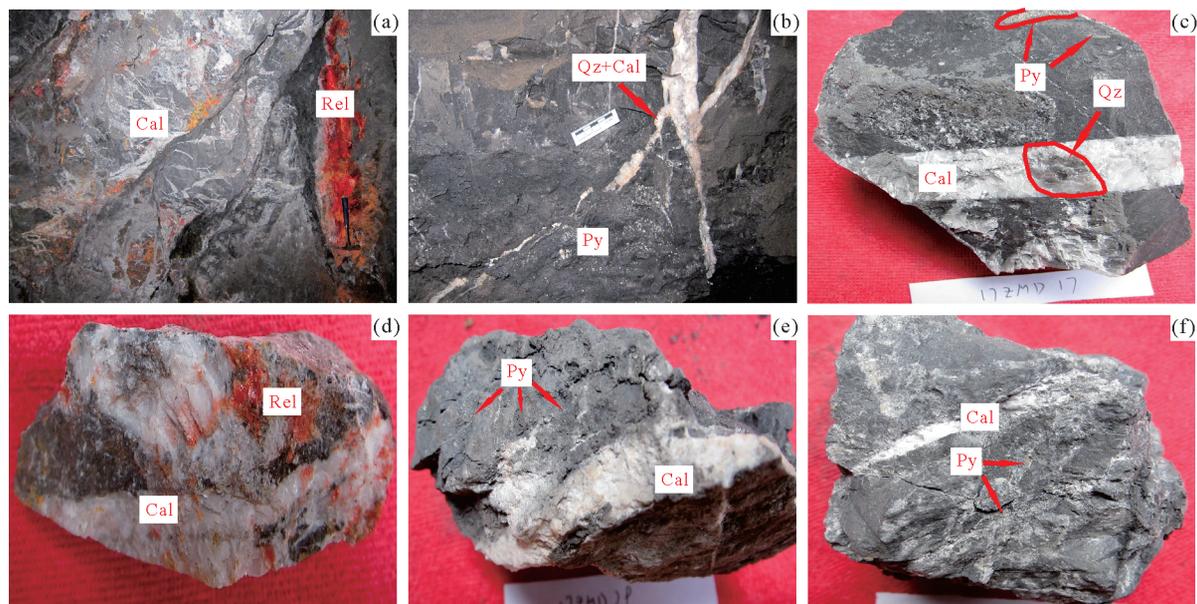


图4 紫木函金矿床矿体和矿石照片

Fig.4 Photographs of the orebodies and ores from the Zimudang Au deposit.

a.“断控型”矿体中雄黄-方解石脉;b.“断控型”矿体中石英-方解石脉;c.脉状方解石中石英晶洞;d.方解石-雄黄共生;e.含浸染状黄铁矿黏土岩中脉状方解石;f.方解石穿插硅化、硫化角砾岩;Rel.雄黄;Py.黄铁矿;Qz.石英;Cal.方解石

制,矿体呈似层状、鞍状或透镜状产于背斜轴部、近轴部的有利岩性、层间破碎带中.矿区围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿化、白云石化,次为毒砂化、雄黄化、碳酸盐化和辉锑矿化等,其中硅化、黄铁矿化、毒砂化、白云石化与金矿化关系最为密切.

矿石矿物主要有黄铁矿、雄黄、毒砂、白铁矿,及少量雌黄、辉锑矿、辰砂等,脉石矿物主要有石英、方解石、白云石、萤石、黏土矿物等.矿石构造有浸染状构造、块状构造、脉状构造、网脉状构造和角砾状构造(图4c~4f).黄铁矿、毒砂为主要载金矿物,黏土矿物、雄黄及白铁矿含金次之.黄铁矿可分为成矿前黄铁矿和成矿期黄铁矿,成矿前黄铁矿包括草莓状黄铁矿、粗粒浸染状黄铁矿,成矿期黄铁矿包括微细浸染状含砷黄铁矿、生物碎屑黄铁矿和沿成矿前黄铁矿边缘生长的含砷黄铁矿环带.黄铁矿镜下多呈自形一半自形结构(图5a、5d和5e),在一些生物碎屑灰岩中,黄铁矿常常交代生物残骸并保留生物形貌结构特征(图5c).在金高品位矿段,可见由低砷核部和高砷增生边组成的大颗粒黄铁矿(图5i).局部弱矿化地段可见大量莓球状黄铁矿(图5a).毒砂粒度较小且在矿床中含量少,多与黄铁矿等相伴呈浸染状分布或围绕黄铁矿呈放射状产出,镜下常呈自形针状结构(图5b).雄黄可分为早、晚两期,早期主要呈脉状产出,晚期一般与方解

石等矿物共生.晚期雄黄常呈交代结构、包含结构产出或围绕黄铁矿生长,或局部交代黄铁矿(图5f~5h).

方解石 Sm-Nd 同位素定年表明,矿床成矿时代为晚侏罗世(方解石 Sm-Nd 等时线年龄为 148.4 ± 4.8 Ma)(王泽鹏,2013),与同属灰家堡背斜的水银洞金矿床成矿时代相当(方解石 Sm-Nd 等时线年龄为 146.5 Ma)(靳晓野,2017).

根据矿脉穿插关系和矿物共生组合特点,热液期成矿过程大致分为 3 个成矿阶段:(I)石英±黄铁矿阶段,石英多呈细(网)脉产出,含少量粗粒、半自形或自形黄铁矿;(II)石英-含砷黄铁矿-毒砂阶段,金的主要成矿阶段,发育大量微细浸染状黄铁矿、具有环带结构的含砷黄铁矿以及自形程度较高的毒砂,石英主要呈弥散状或斑点状产出;(III)方解石-雄黄-石英±雌黄±黄铁矿±辉锑矿阶段,发育大量脉状方解石、雄(雌)黄等,伴有晶簇状石英,常充填于构造裂隙及溶蚀孔洞中.

3 样品采集与分析方法

本文分析用矿石和围岩采自紫木函金矿床井下,样品采样位置及描述见表 1.岩石样品挑选新鲜部分经破碎后直接碾磨至 200 目.矿石破碎至 60 目后,双目镜下挑选硫化物、石英及方解石单矿物,挑

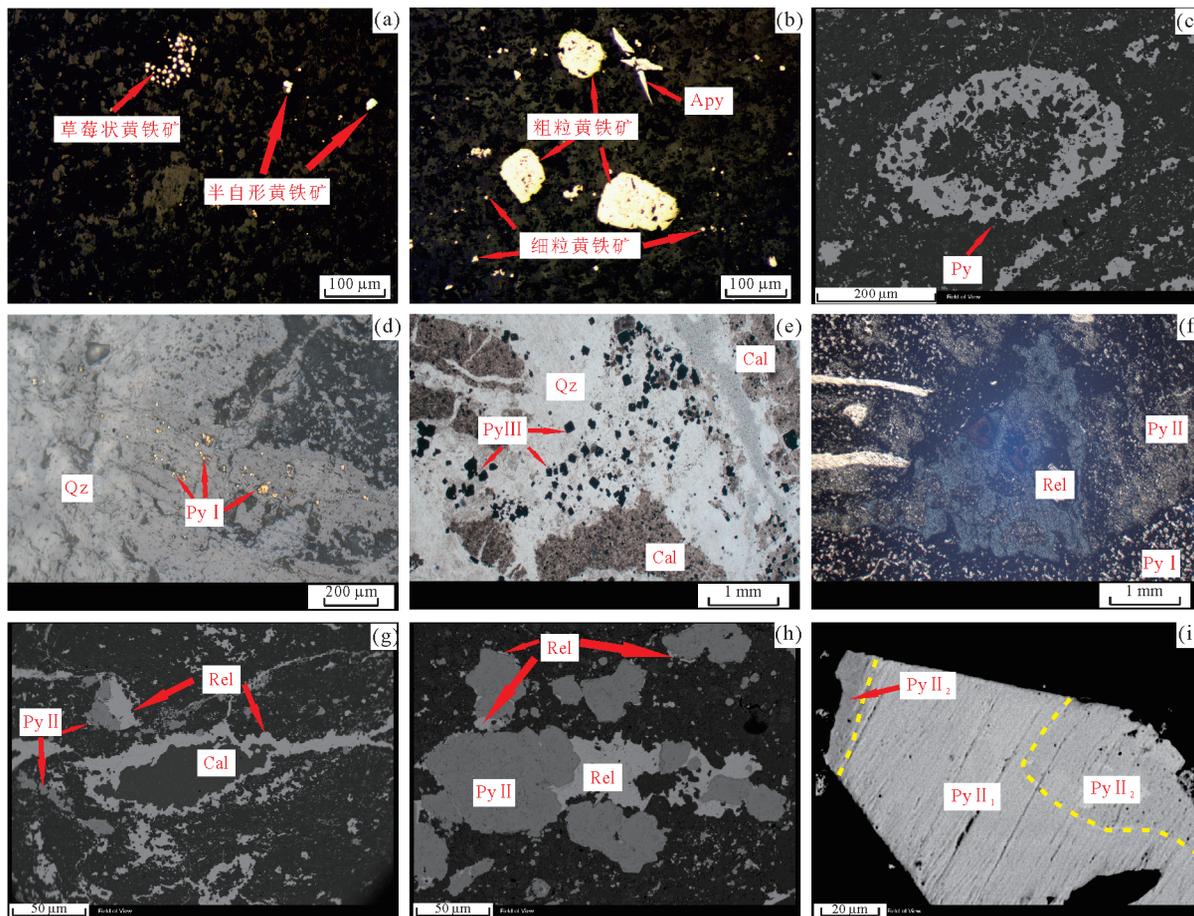


图 5 紫木函金矿床矿物镜下照片

Fig.5 Microscopic photographs of minerals in the Zimudang gold deposit

a. 草莓状黄铁矿和半自形黄铁矿(反射光); b. 毒砂和粗、细粒黄铁矿共生(反射光); c. 交代生物残骸的黄铁矿(背散射); d. 石英中自形一半自形黄铁矿(反射光); e. 方解石-石英裂隙内填充自形黄铁矿(透射单偏光); f. 含砷黄铁矿(Py II)穿插早阶段黄铁矿(Py I),后被晚阶段雄黄交代(反射光); g. 方解石和含砷黄铁矿被雄黄交代(背散射); h. 含砷黄铁矿被雄黄交代(背散射); i. 由低核部(Py II₁)和高核增生边组成(Py II₂)的大颗粒黄铁矿(背散射); Apy. 毒砂; Rel. 雄黄; Py. 黄铁矿; Qz. 石英; Cal. 方解石

选后纯度大于 99%。样品的硫、碳、氧、铅、锶同位素分析均在中国地质调查局武汉地质调查中心同位素实验室完成。

硫同位素分析:采用元素分析仪与气体同位素质谱仪联机分析(EA IsoLink-Delta V Advantage)的方法测定硫同位素,硫化物单矿物研磨至 200 目,装入锡杯包裹紧实,通过固体进样器进入元素分析仪反应炉,1 020 °C 高温下与氧气反应产生二氧化硫,经 240 °C 色谱柱分离、水阱干燥后,导入质谱仪测定硫同位素组成,结果以相对 V-CDT 的值给出。分析过程采用标准 LTB-2、NBS127 和 IAEA-S-3 进行质量监控,分析误差范围为 ±0.15‰。

碳、氧同位素分析:采用 GasBench II-MAT253 联机分析的方法测定碳、氧同位素组成,烘干后的样品在 GasBench II 恒温槽 72 °C 恒温反应 4 h 后,通

过载气经 70 °C 的色谱柱分离后进入 MAT253 测定碳和氧同位素组成,结果以相对 V-PDB 的值给出。分析过程采用标准 GBW04405、GBW04406 和 NBS19 进行质量监控,分析误差范围为 ±0.1‰。

铅同位素分析:硫化物样品经 HCl+HNO₃ 溶解(全岩样品经 HF+HNO₃ 混合酸溶解)后,转换至 HCl+HBr 介质,将上层清液经加入 AG-1×8 阴离子交换柱,依次用 0.3 mol/L 氢溴酸(HBr)和 0.5 mol/L 盐酸(HCl)淋洗杂质,用 8 mL 的 6 mol/L 盐酸解吸铅,蒸干后加入 0.5 mL 的 6 mol/L 硝酸并蒸干。最后,加入 2% 硝酸溶液 4 mL,并加入 10 μL 的 10 μg/g Tl 标准溶液。Pb 同位素组成质谱分析在多接收电感耦合等离子体质谱仪 Neptune Plus 上完成,采用标准物质 NBS981 进行质量监控,其 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 测定结果平均值为 0.914 837±

表 1 黔西南紫木幽金矿床样品采样位置及样品描述

Table 1 Localities and descriptions of the samples from the Zimudang Au deposit, southwestern Guizhou

样品号	采样位置	样品描述	同位素分析
ZMD01	1365 中段 12 线穿脉 I ₋₂ # 矿体	方解石—硫化物矿石	S、C、O、Pb
ZMD05	1365 中段 12 线穿脉 I ₋₂ # 矿体	脉状方解石矿石	S
ZMD11	1365 中段 12 线穿脉 I ₋₂ # 矿体	脉状方解石矿石	C、O
ZMD12	1365 中段 12 线穿脉 I ₋₂ # 矿体	脉状方解石矿石	C、O
ZMD13	1365 中段 12 线穿脉 I ₋₂ # 矿体	脉状方解石矿石	C、O
ZMD14	1365 中段 16 线东沿脉 I ₋₂ # 矿体	脉状方解石矿石	C、O
ZMD15	1365 中段 16 线东沿脉 I ₋₂ # 矿体	脉状方解石矿石	C、O
ZMD16	1365 中段 16 线东沿脉 I ₋₂ # 矿体	含浸染状黄铁矿方解石矿石	S、C、O、Sr
ZMD17	1365 中段 16 线东沿脉 I ₋₂ # 矿体	含浸染状黄铁矿方解石矿石	C、O、Pb
ZMD18	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	含粗粒黄铁矿黏土矿石	S
ZMD19	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	浸染状黄铁矿矿石	S
ZMD20	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	角砾岩中黄铁矿矿石	S、Pb
ZMD21	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	角砾岩中黄铁矿矿石	S、Pb
ZMD22	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	浸染状黄铁矿, 被方解石细脉穿插	S
ZMD24	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	脉状石英—方解石矿石	C、O
ZMD25	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	脉状方解石—石英矿石, 含细粒黄铁矿	S、C、O
ZMD26	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	脉状方解石—石英矿石, 含细粒黄铁矿	S、C、O、Sr
ZMD27	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	脉状方解石—石英矿石	C、O、Sr
ZMD28	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	脉状方解石—石英矿石	C、O、Sr
ZMD29	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	粗粒黄铁矿, 被方解石脉穿插	S、C、O、Pb
ZMD31	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	浸染状黄铁矿	S、Pb
ZMD32	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	浸染状黄铁矿	S
ZMD33	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	浸染状黄铁矿	S、Pb
ZMD34	1365 中段 47 线西沿脉 I # 矿体	团块状硫化物矿石, 表面弱氧化	S、Pb
ZMD35	选厂矿石堆	脉状方解石矿石	C、O、Sr
ZMD36	选厂矿石堆	含稀疏浸染状黄铁矿方解石矿石	S、C、O
18ZMD01	1365 中段 47 线 I # 矿体	脉状方解石矿石	C、O、Sr
18ZMD02	1365 中段 27 线 I # 矿体	脉状方解石矿石	C、O
18ZMD03	1365 中段 27 线 I # 矿体	脉状方解石—石英矿石	C、O、Sr
18ZMD04	1365 中段 55 线 I # 矿体	脉状方解石矿石	C、O、Sr、
18ZMD05	1365 中段 55 线 I # 矿体	脉状方解石矿石	C、O
18ZMD06	1365 中段 55 线 I # 矿体	含稀疏浸染状黄铁矿石英矿石	S、Pb、Sr
18ZMD07	1340 中段 3 线 I # 矿体	脉状方解石矿石	C、O、Sr
赋矿围岩			
ZMD03	1365 中段 12 线穿脉 I ₋₂ 矿体顶板	泥晶灰岩	S、C、O、Pb、Sr
ZMD23	1365 中段 47 线 I # 矿体围岩	含浸染状黄铁矿粉砂质灰岩	S、C、O、Pb、Sr

0.000 032(2 σ), 与其推荐值 0.914 65 \pm 0.000 28 在误差范围内一致。

铯同位素分析: 石英样品先高温爆裂去除次生包裹体, 再依次使用超纯盐酸、硝酸、超声波超纯水清洗, 烘干后(方解石、岩石样品只需先烘干)称取适量样品, 加入 $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$ 混合稀释剂, 用氢氟酸和高氯酸溶解, 阳离子树脂(Dowex50 \times 8)分离和纯化 Rb、Sr; Rb、Sr 同位素组成由质谱仪 TRITON 测定,

Rb、Sr 含量及同位素比值采用同位素稀释法计算, 分析流程分别用 NBS987、NBS607 和 GBW04411 进行监控, 其中 NBS987 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值测定值为 0.710 22 \pm 0.000 05(2 σ), NBS607 的 Rb、Sr 含量与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值测定值分别为 524.33、65.44、1.200 45 \pm 0.000 05(2 σ), GBW04411 的 Rb、Sr 含量与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分别为 249.6、159.2 和 0.759 92 \pm 0.000 08(2 σ); 与样品同时测定的 Rb、Sr 全流程空白

分别为 1×10^{-10} g 和 2×10^{-10} g, 样品 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 分析误差 不超过 0.03%。

4 同位素特征

4.1 硫同位素组成

测试紫木函金矿床 19 件矿石、2 件赋矿围岩的硫化物单矿物硫同位素, 并统计前人发表的硫同位素数据, 分析及统计结果列于表 2。矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 $-13.49\% \sim 17.91\%$, 平均值 1.17% , 极差 31.40% 。矿石中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $-13.49\% \sim 7.47\%$, 平均值 -0.46% ; 毒砂 $\delta^{34}\text{S}$ 为 1.95% ; 雄黄 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $0.80\% \sim 2.73\%$, 平均值 1.96% ; 白铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $2.46\% \sim 17.91\%$, 平均值 7.10% 。赋矿围岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 $-26.23\% \sim -19.63\%$, 平均

值 -22.93% , 极差 6.60% 。矿石 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大, 但除少量黄铁矿、白铁矿数据外, 集中在 $-0.99\% \sim 3.58\%$ 范围内; 赋矿围岩 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围相对较小, 但更富集 ^{32}S (表 2)。

4.2 碳、氧同位素组成

测试了 23 件热液期方解石和 2 件赋矿围岩的碳、氧同位素数据, 并引用 10 件方解石和 1 件区域地层的碳、氧同位素数据列于表 3。方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为 $-9.10\% \sim 0.59\%$, 平均值 -4.89% , 极差 9.69% ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $15.65\% \sim 23.82\%$, 平均值 21.15% , 极差 8.17% 。赋矿围岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为 $-2.17\% \sim -0.66\%$, 平均值 -1.42% , 极差 1.51% ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $20.82\% \sim 21.09\%$, 平均值 20.96% , 极差 0.27% 。区域地层的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为

表 2 紫木函金矿床矿石、岩石的硫同位素组成

Table 2 Sulfur isotopic compositions of the ores and host rocks from the Zimudang Au deposit.

样品编号	测试对象	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$	数据来源	样品编号	测试对象	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$	数据来源	
ZMD01Py	黄铁矿	7.47		Z-12	黄铁矿	2.60		
ZMD01Rar	雄黄	2.11		Z-13-①	黄铁矿	2.02		
ZMD05	黄铁矿	-0.24		Z-14-②	黄铁矿	1.58		
ZMD16	黄铁矿	-5.27		Z-1	白铁矿	12.66	郭振春, 1988	
ZMD18	黄铁矿	-5.02		Z-3	白铁矿	17.91		
ZMD19	黄铁矿	3.36		Z-15	雄黄	2.42		
ZMD20	黄铁矿	1.82		Z-16	雄黄	2.27		
ZMD21	黄铁矿	1.34		Z-17	雄黄	2.73		
ZMD22	黄铁矿	-0.99		ZMD-01	雄黄	1.18		王泽鹏等, 2013
ZMD25	黄铁矿	-12.31	本文	ZMD-02	雄黄	1.57		
ZMD26	黄铁矿	-13.49		ZMD-02-02	雄黄	1.81		
ZMD29	黄铁矿	-10.21		ZMD03	雄黄	1.55		
ZMD31	黄铁矿	2.58		ZMD13	雄黄	1.09		
ZMD32	黄铁矿	0.23		ZMD26	雄黄	1.81		
ZMD33	黄铁矿	2.42		ZMD34	雄黄	2.25		
ZMD34Py	黄铁矿	2.61		ZMD-5	黄铁矿	-2.4	彭义伟等, 2014	
ZMD34Apy	毒砂	1.95		ZMD-7	黄铁矿	-1.6		
ZMD36	黄铁矿	-5.00		ZMD-11	黄铁矿	1.4		
18ZMD06	黄铁矿	0.43		ZMD-12	黄铁矿	2.1		
Z-7	黄铁矿	3.58		ZMD-13	黄铁矿	1.3		
Z-19	黄铁矿	1.64		ZMD-22	黄铁矿	1.8		
Z-8	白铁矿	4.26	郭振春, 1988	ZMD-18	雄黄	1.3		
Z-9	白铁矿	2.46		ZMD-23	雄黄	2.8		
Z-10	白铁矿	2.50		ZMD-26	雄黄	2.6		
Z-11	白铁矿	2.83		ZMD-27	雄黄	3.1		
Z-5	黄铁矿	2.18		ZMD-PD2-2	雄黄	0.8		
Z-6	黄铁矿	0.16						
赋矿围岩								
ZMD03	黄铁矿	-26.23	本文	ZMD23	黄铁矿	-19.63	本文	

表 3 紫木函金矿床碳、氧同位素组成

Table 3 Carbon and oxygen isotopic compositions of the Zimudang Au deposit

样品编号	测试对象	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (‰)	资料来源	
ZMD01	方解石	-5.51	-8.77	21.87	本文	
ZMD07	方解石	-5.41	-8.40	22.25		
ZMD11	方解石	-3.65	-7.73	22.94		
ZMD12	方解石	-4.37	-8.40	22.25		
ZMD13	方解石	-3.86	-6.88	23.82		
ZMD14	方解石	-5.21	-7.29	23.39		
ZMD15	方解石	-6.26	-7.59	23.09		
ZMD16	方解石	-5.36	-7.28	23.40		
ZMD17	方解石	-7.02	-8.86	21.78		
ZMD24	方解石	-1.87	-14.80	15.65		
ZMD25	方解石	-4.77	-9.71	20.90		
ZMD26	方解石	-4.43	-9.88	20.72		
ZMD27	方解石	-5.41	-8.33	22.32		
ZMD28	方解石	-4.65	-10.07	20.53		
ZMD29	方解石	-2.83	-13.07	17.44		
ZMD35	方解石	-8.52	-9.66	20.95		
ZMD36	方解石	-8.34	-9.47	21.15		
18ZMD01	方解石	-0.70	-13.16	17.34		
18ZMD02	方解石	-6.19	-8.66	21.98		
18ZMD03	方解石	-1.26	-10.64	19.94		
18ZMD04	方解石	0.59	-10.04	20.56		
18ZMD05	方解石	0.18	-10.50	20.09		
18ZMD07	方解石	0.17	-10.73	19.85		
Z-21	方解石	-5.67	-8.87	20.94		郭振春, 1988
Z-22	方解石	-8.55	-9.76	20.02		
Z-23	方解石	-6.39	-7.86	21.98		
Z-17-②	方解石	-4.92	-7.33	22.52		
ZMD-P1-b	方解石	-7.7	-9.1	21.5	彭义伟等, 2014	
ZMD-P2-2	方解石	-9.1	-10.4	20.2		
ZMD-27	方解石	-2.7	-7.5	23.2		
ZMD-2	方解石	-7.8	-9.8	20.8		
ZMD-3	方解石	-7.5	-9.4	21.2		
ZMD-31-d	方解石	-6.5	-9.2	21.4		
赋矿围岩						
ZMD03	全岩	-0.66	-9.53	21.09		
ZMD23	全岩	-2.17	-9.79	20.82		
区域地层						
ZMD-9	灰岩	1.7	-8.5	22.1	彭义伟等, 2014	

1.70, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 22.10. 方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围较大, 赋矿围岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对

集中, 绝大多数方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为负值.

4.3 铅同位素组成

测试了 10 件矿石单矿物和 2 件赋矿围岩的铅同位素数据, 同时引用王泽鹏等 (2013) 7 件雄黄的铅同位素数据, 列于表 4 和表 5. 矿石铅的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别为 18.064~18.973、15.585~15.670 和 38.219~39.054, 极差分别为 0.909、0.085 和 0.835; 赋矿围岩铅的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别为 18.136~18.650、15.574~15.656 和 38.423~38.812, 极差分别为 0.514、0.082 和 0.389; 矿石铅和赋矿围岩铅的 μ 值分别为 9.45~9.58 和 9.44~9.55. 矿石铅和赋矿围岩铅同位素组成变化范围较大且基本一致, μ 值较高, 都富含放射成因铅.

4.4 锶同位素组成

测定 6 件石英流体包裹体、8 件方解石和 2 件赋矿围岩的锶同位素数据列于表 6. 采用 Geokit 软件 (路远发, 2004) 对石英和赋矿围岩进行了初始锶同位素计算. 方解石的 Rb/Sr 比值很小, ^{87}Rb 原地衰变产生的放射成因 ^{87}Sr 对 Sr 同位素组成影响甚小, 初始锶 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 用 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测试值代替. 石英流体包裹体的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 比值为 0.707 63~0.708 11, 方解石的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 比值为 0.707 26~0.708 01, 赋矿围岩的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 比值为 0.707 28~0.707 31. 矿石 (石英和方解石) 和赋矿围岩的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 比值变化范围较小且基本一致, 但赋矿围岩的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 比值变化范围相对更小.

5 讨论

5.1 硫的来源

同位素示踪是研究成矿物质来源的重要手段之一, 已被广泛应用于各类金属矿床成因和形成过程研究 (Ohmoto, 1986; Hoefs, 1997). 硫作为矿化剂是绝大多数矿床中重要的成矿元素之一, 在热液矿床成矿流体中, 硫可以呈 S^{2-} 、 HS^- 、 SO_4^{2-} 以及多种络阴离子存在, 对矿质的运移和沉淀起着重要作用. 对硫同位素组成的研究有助于判断矿床成矿物质来源及其成矿过程 (Ohmoto, 1986). 热液矿床中硫的来源主要分为 3 种: (1) 幔源或地壳深部硫, $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}} \approx 0 \pm 3\%$, 硫同位素平均组成与陨石接近, 变化范围小, 具明显塔式效应; (2) 来自大洋水和海水蒸发盐硫, $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}} \approx 20\%$; (3) 来自开放沉积条件下的细菌还原成因硫 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 为较大的负值 (Rollison,

表 4 紫木函金矿床矿石铅同位素组成及相关参数

Table 4 Lead isotopic compositions of the ores from the Zimudang Au deposit

样号	测试对象	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	μ	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$	资料来源
ZMD01	黄铁矿	18.577	15.624	38.895	9.49	81.70	19.52	44.47	本文
ZMD17	黄铁矿	18.739	15.607	39.028	9.45	91.13	18.41	48.04	
ZMD20	黄铁矿	18.515	15.646	38.930	9.54	78.09	20.96	45.41	
ZMD21	黄铁矿	18.315	15.638	38.764	9.55	66.45	20.44	40.95	
ZMD29	黄铁矿	18.601	15.652	38.884	9.55	83.1	21.35	44.17	
ZMD31	黄铁矿	18.651	15.652	39.015	9.54	86.01	21.35	47.69	
ZMD33	黄铁矿	18.428	15.607	38.947	9.48	73.02	18.41	45.86	
ZMD34	黄铁矿	18.434	15.602	38.937	9.47	73.37	18.09	45.60	
ZMD34	毒砂	18.499	15.614	39.003	9.48	77.16	18.87	47.37	
18ZMD06	黄铁矿	18.623	15.669	38.951	9.58	84.38	22.46	45.97	
ZMD-01	雄黄	18.973	15.670	39.054	9.55	104.80	22.53	48.74	
ZMD-02	雄黄	18.967	15.669	39.051	9.55	104.40	22.46	48.66	
ZMD-02-02	雄黄	18.961	15.662	39.032	9.53	104.10	22.00	48.15	
ZMD-03	雄黄	18.963	15.664	39.038	9.54	104.20	22.13	48.31	
ZMD-13	雄黄	18.300	15.585	38.455	9.45	65.57	16.98	32.65	
ZMD-26	雄黄	18.534	15.629	38.666	9.51	79.20	19.85	38.32	
ZMD-34	雄黄	18.064	15.596	38.219	9.50	51.83	17.70	26.31	

注:相关参数 μ 、 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ 由路远发(2004)研发的 Geokit 软件计算得到。

表 5 紫木函金矿床岩石铅同位素组成及相关参数

Table 5 Lead isotopic compositions of the host rocks from the Zimudang Au deposit

样号	测试对象	测定值			U (10 ⁻⁶)	Th (10 ⁻⁶)	Pb (10 ⁻⁶)	初始比值			μ	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb				
ZMD03	赋矿围岩	18.321	15.583	38.746	1.73	9.23	13.8	18.136	15.574	38.423	9.44	66.79	16.85	40.47
ZMD23	赋矿围岩	18.780	15.662	39.046	1.50	8.22	17.2	18.650	15.656	38.812	9.55	93.52	22.00	48.52

注:U、Th、Pb 含量在武汉地质调查中心中南监督检测中心用 ICP-MS 测定,²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb,²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 初始比值计算年龄取 148 Ma (王泽鹏, 2013); 相关参数 μ 、 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ 由路远发(2004)研发的 Geokit 软件计算得到。

1993; Seal, 2006).

紫木函金矿床矿石硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值主要为 $-0.99\text{‰} \sim 3.58\text{‰}$, 与幔源或地壳深部硫同位素变化范围 ($0 \pm 3\text{‰}$) 一致 (Rollison, 1993), 暗示矿石硫可能主要来源深部岩浆 (图 6, 图 7). 但热液矿床硫化物的硫同位素组成, 不仅取决于其源区物质的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 值, 而且与成矿流体演化的物理化学条件有关, 它是成矿溶液中总硫同位素组成 ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$)、氧逸度 (f_{O_2})、pH 值、离子强度和温度的函数 (Ohmoto, 1972). 在讨论热液矿床中硫的来源时, 必须根据硫化物沉淀期间热液的总硫同位素 ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$) 组成加以分析. 紫木函金矿床金属矿物组合主要为黄铁矿、毒砂、白铁矿等, 缺少硫酸盐矿物, 矿床热液中总硫值大致与金属硫化物的硫值相当 (Ohmoto, 1972).

在硫同位素频数图中 $\delta^{34}\text{S}$ 值主要呈塔式分布, 峰值出现在 2‰ 左右 (图 6), 估计矿床热液中总硫 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 值大概为 2‰ , 与岩浆岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 ($0 \pm 5\text{‰}$) 相同 (高顺宝等, 2020).

区域内卡林型金矿床的矿石硫同位素组成变化较大, 大多数金矿床矿石硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值集中在 $0 \pm 5\text{‰}$ 范围内 (图 7), 早期研究认为该类型金矿床硫主要来自地层中沉积黄铁矿的溶解. 最近通过黄铁矿硫同位素原位分析, 认为黔西南卡林型金矿床成矿期硫主要来源岩浆. 其中, Hou *et al.* (2016) 对水银洞、太平洞和纳秧金矿床的黄铁矿和毒砂进行了微区硫同位素分析, 测得黄铁矿核部 (成岩期) 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-7.5\text{‰} \sim 7.9\text{‰}$, 环带 (成矿期) 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-2.6\text{‰} \sim 1.5\text{‰}$, 毒砂的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-0.9\text{‰} \sim 0.9\text{‰}$;

表 6 紫木函金矿床锶同位素组成

Table 6 Strontium isotopic compositions of the Zimudang Au deposit

样品号	测试对象	Rb (10^{-6})	Sr (10^{-6})	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}(1\sigma)$	$\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_i$
ZMD25	石英	0.074 87	0.953 7	0.226 3	0.708 19 (3)	0.707 71
ZMD26	石英	0.027 56	0.280 7	0.283 1	0.708 71 (1)	0.708 11
ZMD27	石英	0.027 11	0.315 2	0.248 0	0.708 42 (2)	0.707 90
ZMD28	石英	0.012 99	0.212 1	0.176 6	0.708 11 (1)	0.707 74
18ZMD03	石英	0.036 49	0.667 7	0.157 6	0.707 96 (3)	0.707 63
18ZMD06	石英	0.021 12	0.275 4	0.221 0	0.708 21 (1)	0.707 75
ZMD16	方解石				0.707 77 (2)	0.707 77
ZMD26	方解石				0.707 26 (1)	0.707 26
ZMD27	方解石				0.707 59 (2)	0.707 59
ZMD35	方解石				0.708 01 (1)	0.708 01
18ZMD01	方解石				0.707 57 (2)	0.707 57
18ZMD04	方解石				0.707 55 (1)	0.707 55
18ZMD03	方解石				0.707 40 (2)	0.707 40
18ZMD07	方解石				0.707 52 (2)	0.707 52
赋矿围岩						
17ZMD03	全岩	80.8	944.3	0.246 7	0.707 83(2)	0.707 31
17ZMD23	全岩	52.4	728.1	0.207 5	0.707 72(1)	0.707 28

注: $\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_i$ 计算年龄取 148 Ma (王泽鹏, 2013), 由路远发 (2004) 研发的 Geokit 软件计算得到。

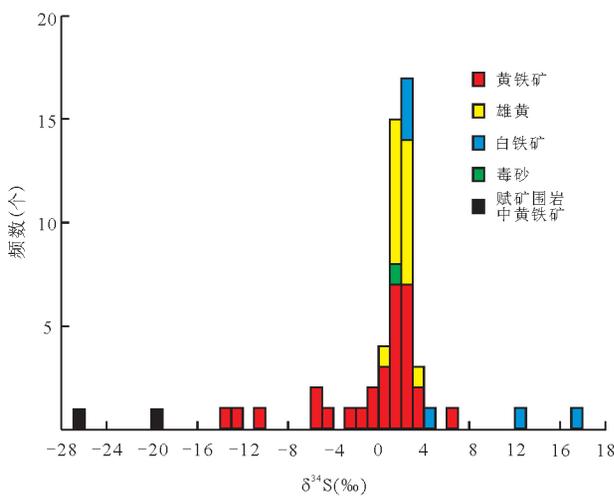


图 6 紫木函金矿床硫同位素频数图

Fig.6 Histogram of the S isotopic compositions of the Zimudang Au deposit

除本文外,其他数据引自郭振春(1988);王泽鹏等(2013);彭义伟等(2014)

靳晓野(2017)测得泥堡金矿床龙潭组地层中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-49.59\text{‰} \sim -4.12\text{‰}$ 、下伏凝灰质火山碎屑沉积岩中自形粒状黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $14.30\text{‰} \sim 16.85\text{‰}$ 、成矿期黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值

为 $-1.48\text{‰} \sim 1.32\text{‰}$ 、水银洞金矿床多孔状低砷黄铁矿核部 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-41.59\text{‰} \sim -18.15\text{‰}$ 、成矿期高砷黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-0.78\text{‰} \sim 5.35\text{‰}$ 、成矿后期低砷黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $4.11\text{‰} \sim 9.64\text{‰}$ 、其他金矿床成矿前黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值主要为 $5.86\text{‰} \sim 8.16\text{‰}$ 、成矿期黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $5.61\text{‰} \sim 9.95\text{‰}$;赵静等(2018)测得水银洞金矿床黄铁矿核部 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $1.3\text{‰} \sim 6.5\text{‰}$ 、环带的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-3.5\text{‰} \sim 7.4\text{‰}$;郑禄林等(2019)测得泥堡金矿床黄铁矿核部的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-5.35\text{‰} \sim 13.40\text{‰}$ 、环带的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-5.24\text{‰} \sim 8.48\text{‰}$ 、毒砂的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-4.17\text{‰} \sim -2.74\text{‰}$;赵静等(2019)测得太平洞金矿床黄铁矿核部的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-14.1\text{‰} \sim 5.9\text{‰}$ 、环带的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-1.6\text{‰} \sim 4.7\text{‰}$ 。这些数据表明,黔西南地区不同金矿床成矿前黄铁矿(核部)和成矿期黄铁矿(环带)的硫同位素组成差别较大,同一矿床成矿前黄铁矿(核部)和成矿期黄铁矿(环带)的硫同位素组成也存在差异,但总体而言,成矿前黄铁矿的硫同位素变化范围更大,成矿期黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值多集中在 0 附近。

紫木函金矿床赋矿围岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-26.23\text{‰} \sim -19.63\text{‰}$,指示其可能是在开放沉积条件下细菌还原硫酸盐形成,偏负的 $\delta^{34}\text{S}$ 值与区域内水银洞和太平洞金矿床围岩地层中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 ($-25.73\text{‰} \sim -17.35\text{‰}$) 基本一致(王泽鹏等,2013),与靳晓野(2017)通过微区硫同位素分析得到的水银洞、泥堡地层中黄铁矿(核部)的 $\delta^{34}\text{S}$ 值相近,但与前人测得的紫木函金矿床成岩期黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值 ($0.31\text{‰} \sim 1.97\text{‰}$) 不同(郭振春,1988)。前人认为紫木函金矿床矿石硫主要来自赋矿地层(郭振春,1988;彭义伟等,2014),或来源于深部(王泽鹏等,2013),我们倾向于矿床成矿期硫可能主要来自岩浆。地球物理资料(重力及航磁异常)也证实,黔西南地区深部存在大量隐伏岩体(靳晓野等,2016)。部分矿石黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近赋矿围岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值,可能是因为这部分矿石成矿期黄铁矿叠加生长在成矿前黄铁矿表层,由于测试方法原因(对挑选的 60 目黄铁矿颗粒做硫同位素全分析),测得的是成矿期黄铁矿与成矿前黄铁矿混合的硫同位素。至于少量白铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为较大正值(图 6),可能是因其形成于成矿晚期,成矿流体经历较长时间演化后硫同位素发生分馏,从而导致其与其他硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值不同。模拟计算表明,当硫化物矿物从 H_2S 为主的热液中沉淀时,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值可以随着时间

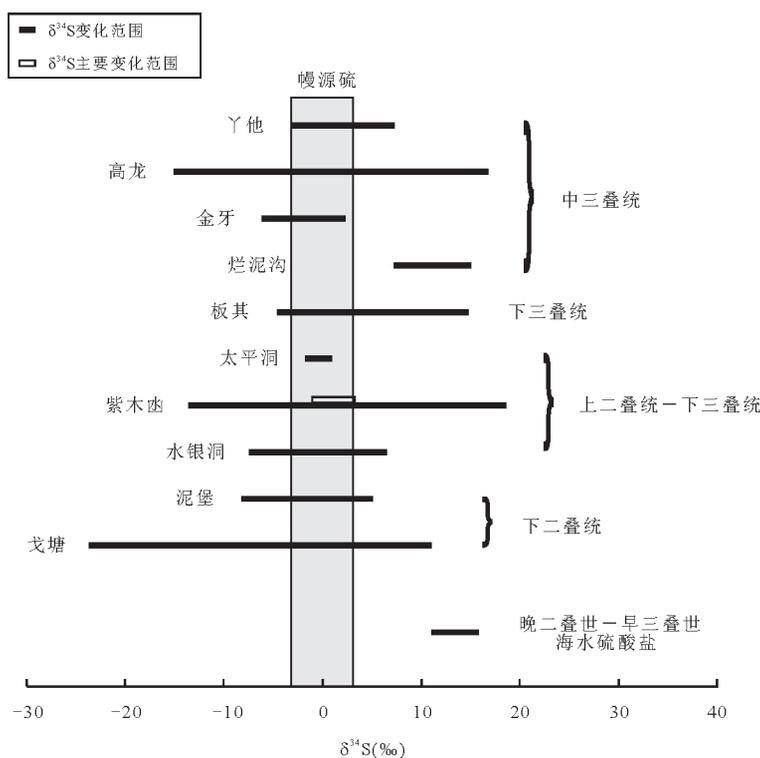


图7 黔西南区域金矿床矿石硫同位素组成

Fig.7 Range of S isotopic compositions of several Au deposits in Southwest Guizhou region

据 Hu *et al.* (2017); 除本文外, 部分数据引自彭义伟等(2014); 郑禄林等(2019)

从早阶段类似于初始溶液 $\delta^{34}\text{S}$ 值到晚阶段显著大于初始溶液 $\delta^{34}\text{S}$ 值(郑永飞和陈江峰, 2000). 汪在聪等(2010, 2021)认为, 硫同位素很容易因水岩反应、相分离、氧化作用、多种流体混合等过程发生同位素分馏, 从而使同一矿床具有不同产状矿脉, 甚至同一期黄铁矿的 S 同位素出现显著差异. 这表明, 硫同位素分馏也是紫木函金矿床成矿期硫同位素组成变化范围较大的可能因素.

5.2 碳、氧来源

热液矿床中碳的来源主要有 3 种: (1) 海相碳酸盐来源 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}=0\pm 2\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}=20\%\sim 24\%$); (2) 有机碳来源 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 $-30\%\sim -15\%$, 平均为 -20%); (3) 地幔射气或岩浆来源 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 $-5\%\sim -2\%$ 或 $-9\%\sim -3\%$) (Rollison, 1993; 马旺等, 2019). 紫木函金矿床方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为 $-9.10\%\sim 0.59\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $15.65\%\sim 23.82\%$, 变化范围较大, 表明热液期方解石—雄黄阶段(III)成矿流体中的碳和氧来源较复杂.

在碳、氧同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$) 源区及演化过程判别图解中(图 8): (1) 区域地层的碳、氧同位素在正常海相碳酸盐的碳、氧同位素变化范围内, 可作为区域地层碳、氧同位素背景值; (2) 赋矿

围岩的碳、氧同位素位于海相碳酸盐区域左边, 碳酸盐溶解趋势线附近, 表明赋矿围岩与成矿流体发生了较强水岩反应, 围岩的碳、氧同位素组成发生改变; (3) 紫木函金矿床热液期方解石的碳、氧同位素显现两种明显的演化趋势, (I) 自海相碳酸盐岩左向下 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值显著降低, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值降低), 指示地层碳酸盐与深部岩浆或地层有机物质之间的混合过程; (II) 自海相碳酸盐岩向左 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值降低), 指示赋矿围岩中碳酸盐岩溶解过程. 这表明方解石—雄黄阶段成矿流体中的碳和氧主要来源于海相碳酸盐岩的溶解, 但还有深源碳和/或地层有机碳的加入. 郭振春(1988)认为矿石中碳和氧仅来源于围岩, 而彭义伟等(2014)认为流体中的碳和氧来源于海相碳酸盐岩的溶解和围岩中的有机质受热分解. 靳晓野等(2016)对黔西南卡林型金矿床与区域古油藏的关系进行研究, 认为金矿的形成与有机质关系不密切, 成矿过程中不存在明显的有机质脱羧基作用. 紫木函金矿床部分方解石(图 8 中 I)的碳、氧同位素相关性 ($r=0.614$) 也表明成矿流体中碳和氧主要是两端元混合(图 9), 一个端元指向海相碳酸盐, 另一个端元指向岩浆, 基本可以排除地层有机碳.

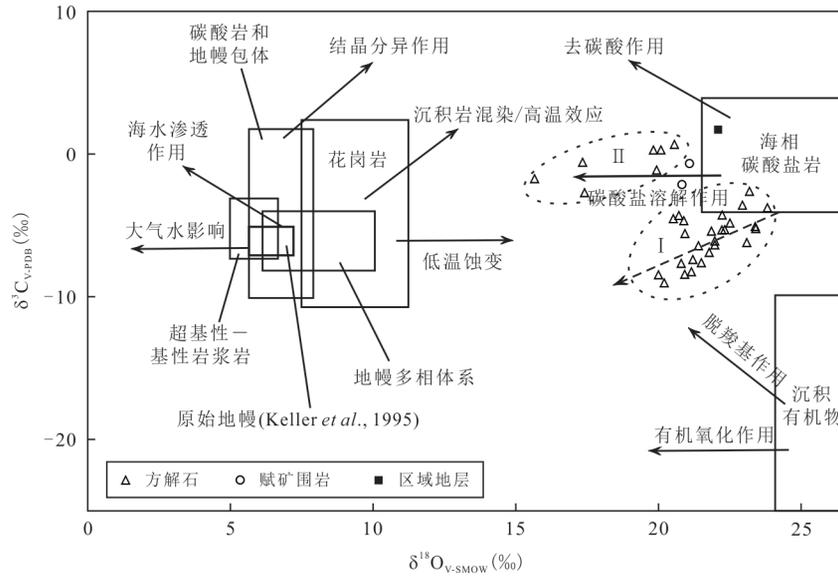


图 8 紫木函金矿床 $\delta^{13}C_{V-PDB} - \delta^{18}O_{V-SMOW}$ 图解

Fig.8 $\delta^{13}C_{V-PDB} - \delta^{18}O_{V-SMOW}$ diagram of the Zimudang Au deposit

底图据刘建明和刘家军(1997);刘家军等(2004)

5.3 铅的来源

铅同位素在浸取、转移和沉淀过程中,因物理化学条件变化而引起铅同位素组成的变化通常可忽略不计,因此铅同位素广泛应用于金属矿床成矿物质来源示踪(Zartman and Doe, 1981).紫木函金矿床矿石铅同位素组成变化范围较大,富含放射成因铅, μ 值为 9.45~9.58, 介于地幔铅或下地壳铅 (μ 值为 7.86~7.94)(Chase, 1981) 与上地壳铅 (μ 值为 9.81)(Stacey and Kramers, 1975). 在铅构造模式图中(图 10),呈线性分布于上地壳铅演化线与造山带铅演化线之间,其成因机制可能主要有二种:(1)放射性衰变作用,这种情况仅见于贫铅的硫化物矿床;(2)不同来源铅的混合作用(Gulson, 1986).紫木函金矿床矿石富含铅,其成因机制应是后者,主要由上地壳铅和造山带铅混合形成.

朱炳泉(1998)认为 $^{206}Pb / ^{204}Pb$ 对成矿时代有灵敏反映,但最能反映源区变化的是 $^{207}Pb / ^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb / ^{204}Pb$ 的变化,因此以 Pb 同位素与同时代地幔的相对偏差作 $\Delta\gamma - \Delta\beta$ 成因分类图解研究铅的来源.将计算获得的矿石的 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ 值投影在 $\Delta\beta - \Delta\gamma$ 成因分类图解上(图 11),紫木函金矿床矿石铅主要分布于上地壳铅、岩浆作用壳幔混合俯冲带铅范围内,矿石铅来源较复杂,地壳和地幔物质都参与成矿作用.

对紫木函金矿床矿石和赋矿围岩的铅同位素组成进行对比研究,由图 10 和图 11 可知,矿石和围

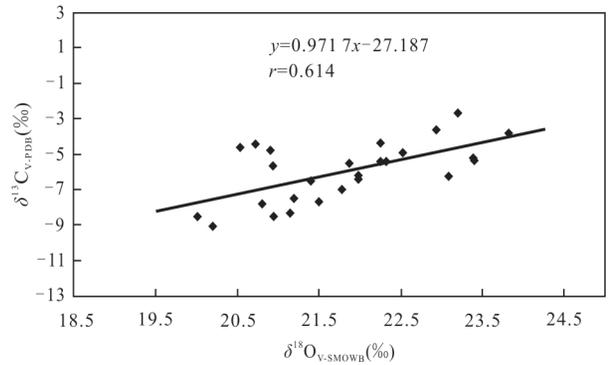


图 9 紫木函金矿床部分方解石(图 8 中 I)碳、氧同位素相关性

Fig.9 Plot of $\delta^{13}C_{V-PDB}$ vs. $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ for calcites (group I in Fig.8) of the Zimudang Au deposit

岩的铅同位素分布范围部分重叠,部分矿石铅同位素组成低于赋矿围岩,在图 11 中分布在岩浆作用壳幔混合俯冲带铅范围内.这表明矿石铅除来源于赋矿地层外,可能还有岩浆带入.前人通过雄黄的铅同位素研究也表明,矿石与地层岩石的铅同位素组成有一定差异,成矿流体中铅主要为具有低放射成因的深源铅,部分为具有高放射性成因的壳源铅(王泽鹏等,2013).

5.4 锶的来源

在不同地质环境条件下, $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 对热液蚀变和热液成矿作用非常灵敏,成矿流体中的锶是源区锶和流经途径锶的叠加(Brannon *et al.*, 1991),包含了源区和运移途径的信息.紫木函金矿床石英和方

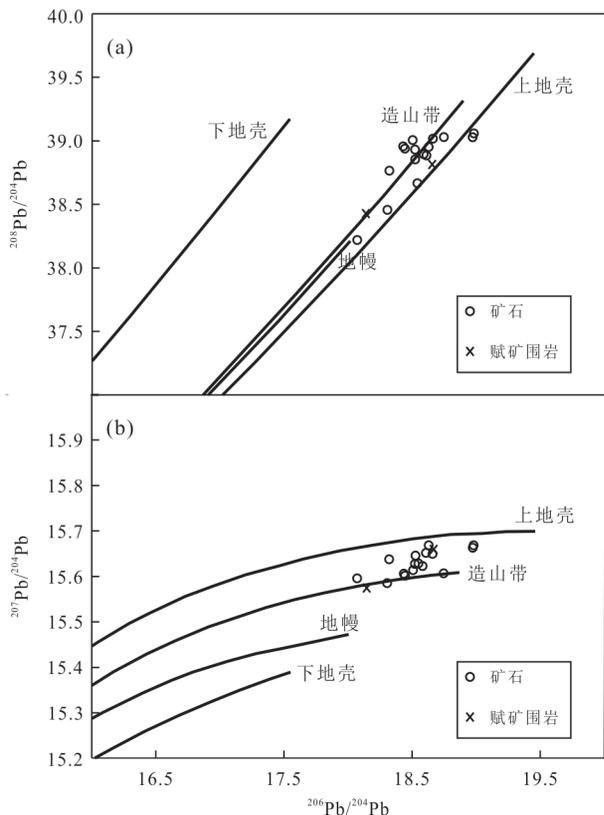


图 10 紫木函金矿床铅构造模式图

Fig.10 Tectonic model diagram for Pb isotopic compositions of the Zimudang Au deposits

a. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图; b. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图;底图据 Zartman and Doe(1981)

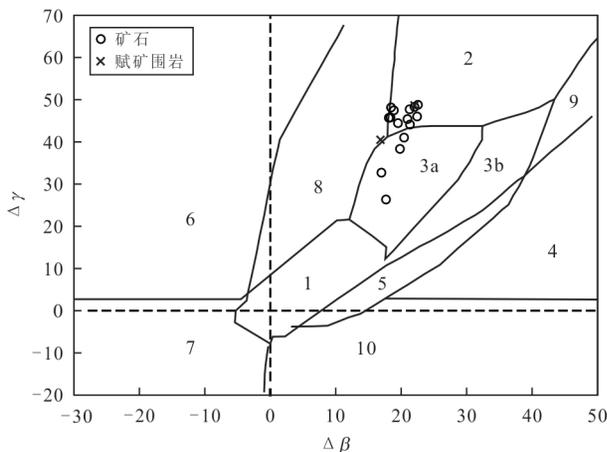


图 11 紫木函金矿床铅同位素 $\Delta\beta$ — $\Delta\gamma$ 成因分类图解

Fig.11 $\Delta\beta$ vs. $\Delta\gamma$ diagram for Pb isotopic compositions of the Zimudang Au deposit

底图据朱炳泉(1998);1.地幔源铅;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

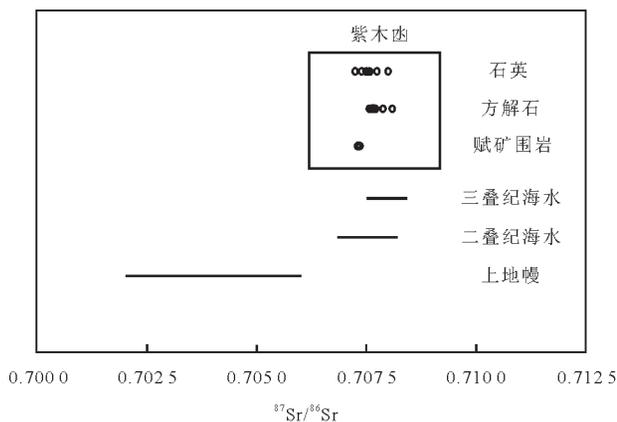


图 12 紫木函矿床锶同位素对比

Fig.12 Comparison of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios among the Zimudang Au deposit, Permian-Triassic seawater and upper mantle

除紫木函数据外,其他范围引自 Burke *et al.*(1982);黄思静等(2006);Zhou *et al.*(2018)

解石的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i高于上地幔的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,与二叠纪—三叠纪全球海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值相当(图12).由于海水中锶的滞留时间(约2~4 Ma)远远大于海水的混合时间(约 10^3 a),可以认为同一时代全球范围内海水中锶同位素组成均一,在海相碳酸盐岩成岩过程中没有明显的锶同位素分馏,其锶同位素组成与海水近于一致(Veizer, 1989).因此,紫木函金矿床矿石的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i比值与赋矿地层(二叠系—三叠系碳酸盐地层)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值基本相同. Sr属大离子亲石元素,在水—岩反应过程中更易从高Sr值的围岩中迁移出.矿石和赋矿围岩的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i相同,也表明成矿热液中的Sr可能主要来自赋矿地层.

5.5 金的来源

在卡林型金矿系统中 Au 主要是以 $\text{Au}(\text{HS})^0$ 或是 $\text{Au}(\text{HS})^{2-}$ 络合物形式运移(Cline *et al.*, 2005), 可通过硫同位素来源代表金的来源.前人通过电子探针成分分析(EPMA)、LA-ICP-MS微区成分分析及 Nano-SIMS 微量元素面扫描(mapping)等多种分析方法,证实黔西南卡林型金矿床 Au 主要赋存在富 As 黄铁矿和毒砂中(王泽鹏, 2013; Hou *et al.*, 2016; Hu *et al.*, 2017; 靳晓野, 2017; 赵静等, 2018, 2019), 而载金硫化物的硫主要来源岩浆, 指示金的来源可能与岩浆有关.美国卡林型金矿床的研究表明,矿床经历了成矿环境形成、高 Au/Cu 岩浆的形成与演化、产生成矿流体和金沉淀成矿 4 个阶段(Muntean *et al.*, 2011). Tan *et al.*(2015)通过分析

Au、As、Hg、Sb、Tl 等元素在宏观空间上的分布,证实灰家堡背斜轴部及不整合面是流体迁移的主要通道,为岩浆热液上升创造了有利的运移条件.因此,我们推测金的来源可能与岩浆有关.

5.6 矿床成因

黔西南及其外围滇黔桂“金三角”区莫霍面变化复杂,是一个起伏不一的界面,金矿床多处于该莫霍面隆起带或边缘,矿床的形成可能与深部地幔物质向上运移参与成矿有关(朱赖民等,1997).地球物理资料(重力及航磁异常)研究表明,黔西南地区深部存在大量隐伏岩体(靳晓野等,2016).区域内卡林型金矿床的成矿时代主要集中在 200~230 Ma 和 130~150 Ma 之间,分别对应于印支期和燕山期造山运动(Hu *et al.*, 2017),成矿流体主要为岩浆水、地层水以及变质水(吴松洋等,2016).这都表明黔西南卡林型金矿床的形成可能与岩浆活动密切相关,紫木函金矿床矿石 S、C、O 和 Pb 同位素数据也证实,岩浆确实参与了成矿作用.

综合以上分析,紫木函金矿床的形成可能为:燕山期,伴随着整个华南板块岩石圈大规模伸展作用,软流圈地幔物质上涌,地壳深部岩石熔融形成含 Au 岩浆热液并沿区域断裂向上运移,在地壳浅部与地层水、大气降水混合形成成矿流体,当流体运移至二叠系—三叠系赋矿地层中有利断裂构造时,与碳酸盐围岩发生水—岩反应(同时围岩中部分矿化剂、成矿金属进入成矿流体),从而导致 Au 的卸载和富集.

6 结论

(1)紫木函金矿床成矿期硫主要来自岩浆,部分可能来自赋矿地层中成矿前黄铁矿.

(2)成矿流体中的碳、氧部分来源于赋矿地层中碳酸盐岩溶解,部分来自岩浆,锶主要来自赋矿地层.

(3)矿石铅同位素组成变化较大,壳、幔混合特征明显,矿石铅部分来自赋矿地层,部分可能来自岩浆.

(4)紫木函金矿床成矿物质可能主要来自矿床深部隐伏岩浆岩,二叠系—三叠系赋矿地层也提供部分成矿物质.

致谢:野外工作期间得到贵州金兴黄金矿业有限责任公司李永胜总经理的大力帮助,中国地质调查局武汉地质调查中心夏金龙高工、谭靖高工完成

部分矿物鉴定与分析工作,两位审稿老师对本文修改提出建设性意见,在此表示衷心感谢!

References

- Brannon, J.C., Podosek, F.A., Viets, J.G., et al., 1991. Strontium Isotopic Constraints on the Origin of Ore-Forming Fluids of the Viburnum Trend, Southeast Missouri. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(5): 1407–1419. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90317-x](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90317-x)
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., et al., 1982. Variation of Seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic Time. *Geology*, 10(10): 516–519. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<516:vostp>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<516:vostp>2.0.co;2)
- Chase, C.G., 1981. Oceanic Island Pb: Two-Stage Histories and Mantle Evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2): 277–284. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(81\)90182-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(81)90182-5)
- Cline, J.S., Hofstra, A.H., Muntean, J.L., et al., 2005. Carlin-Type Gold Deposits in Nevada Critical Geologic Characteristics and Viable Models. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., et al., eds., Society of Economic Geologists, One Hundredth Anniversary Volume. <https://doi.org/10.5382/av100.15>
- Gao, S.B., Zheng, Y.Y., Jiang, X.J., et al., 2020. Discovery, Genesis and Significances of First Silver-Tin Polymetal Deposit in Western Gangdese Belt. *Earth Science*, 45(12): 4463–4480(in Chinese with English abstract).
- Gulson, B.L., 1986. Lead Isotopes in Mineral Exploration, in *Developments in Economic Geology*. Elsevier, Amsterdam.
- Guo, Z.C., 1988. The Geological Features and Origin of the Zimudang Gold Deposit in Xingren County, Guizhou Province. *Guizhou Geology*, 5(3): 201–218, 295(in Chinese with English abstract).
- Hoefs, J., 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03377-7>
- Hou, L., Peng, H.J., Ding, J., et al., 2016. Textures and In Situ Chemical and Isotopic Analyses of Pyrite, Huijiabao Trend, Youjiang Basin, China: Implications for Paragenesis and Source of Sulfur. *Economic Geology*, 111(2): 331–353. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.2.331>
- Hu, R.Z., Fu, S.L., Huang, Y., et al., 2017. The Giant South China Mesozoic Low-Temperature Metallogenic Domain: Reviews and a New Geodynamic Model. *Journal of Asian Earth Sciences*, 137: 9–34. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2016.10.016>

- Hu, R.Z., Su, W.C., Bi, X.W., et al., 2002. Geology and Geochemistry of Carlin-Type Gold Deposits in China. *Mineralium Deposita*, 37(3-4): 378-392. <https://doi.org/10.1007/s00126-001-0242-7>
- Huang, S.J., Sun, Z.L., Wu, S.J., et al., 2006. Strontium Isotope Composition and Control Factors of Global Seawater in Triassic. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 26(1):43-48(in Chinese with English abstract).
- Jin, X.Y., 2017. Geology, Mineralization and Genesis of the Nibao, Shuiyindong and Yata Gold Deposits in SW Guizhou Province, China (Dissertation). China University of Geosciences, Wuhan(in Chinese with English abstract).
- Jin, X.Y., Li, J.W., Albert, H., et al., 2016. Relationship between Carlin-Type Gold Deposits and Paleo-Petroleum Reservoirs in SW Guizhou, China: Evidence from Gas Compositions of Fluid Inclusions and Raman Spectroscopic Characteristics of Bitumen. *Acta Petrologica Sinica*, 32(11):3295-3311(in Chinese with English abstract).
- Liu, J.J., He, M.Q., Li, Z.M., et al., 2004. Oxygen and Carbon Isotopic Geochemistry of Baiyangping Silver-Copper Polymetallic Ore Concentration Area in Lanping Basin of Yunnan Province and Its Significance. *Mineral Deposits*, 23(1):1-10(in Chinese with English abstract).
- Liu, J.M., Liu, J.J., 1997. Basin Fluid Genetic Model of Sediment-Hosted Microdisseminated Gold Deposits in the Gold-Triangle Area between Guizhou, Guangxi and Yunnan. *Acta Mineralogica Sinica*, 17(4): 448-456(in Chinese with English abstract).
- Lu, Y.F., 2004. GeoKit: A Geochemical Toolkit for Microsoft Excel. *Geochimica*, 33(5):459-464(in Chinese with English abstract).
- Ma, W., Liu, Y.C., Yang, Z.S., et al., 2019. Characteristics of Ore-Forming Fluids of Lietinggang-Leqingla Pb-Zn-Fe-Cu-Mo Polymetallic Deposit in Tibetan: Evidence from Fluid Inclusions and Stable Isotope Compositions. *Earth Science*, 44(6): 1957-1973(in Chinese with English abstract).
- Muntean, J.L., Cline, J.S., Simon, A.C., et al., 2011. Magmatic-Hydrothermal Origin of Nevada's Carlin-Type Gold Deposits. *Nature Geoscience*, 4(2):122-127. <https://doi.org/10.1038/ngeo1064>
- Ohmoto, H., 1972. Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits. *Economic Geology*, 67(5): 551-578. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.5.551>
- Ohmoto, H., 1986. Stable Isotope Geochemistry of Ore Deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16(1): 491-559.
- Peng, Y.W., Gu, X.X., Zhang, Y.M., et al., 2014. Source and Evolution of Ore-Forming Fluid of the Huijiabao Gold Field, Southwestern Guizhou: Evidences from Fluid Inclusions and Stable Isotopes. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 33(5): 666-680(in Chinese with English abstract).
- Qiu, X.P., Meng, F.Q., Yu, B., et al., 2013. Research on Metallogenic Regulation of Gold-Rich Deposits and Features of Metallogenetic Structure in Huijiabao Gold Field, Southwest of Guizhou, China. *Mineral Deposits*, 32(4):784-794(in Chinese with English abstract).
- Rollison, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Harlow, London. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(95\)90001-2](https://doi.org/10.1016/0098-3004(95)90001-2)
- Seal, R.R., 2006. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61(1): 633-677. <https://doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12>
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2): 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821x(75)90088-6)
- Tan, Q.P., Xia, Y., Xie, Z.J., et al., 2015. Migration Paths and Precipitation Mechanisms of Ore-Forming Fluids at the Shuiyindong Carlin-Type Gold Deposit, Guizhou, China. *Ore Geology Reviews*, 69: 140-156. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.02.006>
- Veizer, J., 1989. Strontium Isotopes in Seawater through Time. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17(1): 141-167. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.17.050189.001041>
- Wang, Z.C., Liu, J.M., Liu, H.T., et al., 2010. Complexity and Uncertainty of Tracing Fluid Sources by Means of H-O, C, S, N Isotope Systems: A Case Study of Orogenic Lode Gold Deposits. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(5):577-590(in Chinese with English abstract).
- Wang, Z.C., Wang, C.Y., Wang, X., 2021. Metasomatized Lithospheric Mantle and Gold Mineralization. *Earth Science*, 46(12): 4197-4229 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Z.P., 2013. Genesis and Dynamic Mechanism of the Epithermal Ore Deposits, SW Guizhou, China: A Case Study of Gold and Antimony Deposits (Dissertation). Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 127-131(in Chinese with English abstract).
- Wang, Z.P., Xia, Y., Song, X.Y., et al., 2013. Sulfur and Lead

- Isotopic Composition of the Huijiabao Carlin-Type Gold Field and the Ore-Forming Material Sources in Southwest of Guizhou. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 32(6):746–752, 758(in Chinese with English abstract).
- Wu, S. Y., Hou, L., Ding, J., et al., 2016. Ore-Controlling Structure Types and Characteristics of Ore-Forming Fluid of the Carlin-Type Gold Orefield in Southwestern Guizhou, China. *Acta Petrologica Sinica*, 32(8):2407–2424 (in Chinese with English abstract).
- Zartman, R. E., Doe, B. R., 1981. Plumbotectonics: The Model. *Tectonophysics*, 75(1–2): 135–162. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90213-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90213-4)
- Zhao, J., Liang, J. L., Li, J., et al., 2018. Genesis and Metallogenic Model of the Shuiyindong Gold Deposit, Guizhou Province: Evidences from High-Resolution Multi-Element Mapping and in Situ Sulfur Isotopes of Au-Carrying Pyrites by NanoSIMS. *Earth Science Frontiers*, 25(1):157–167(in Chinese with English abstract).
- Zhao, J., Liang, J. L., Li, J., et al., 2019. Mineralogical Characteristics and In Situ Sulfur Isotopic Compositions of Au-Bearing Pyrites in the Taipingdong Gold Deposit, Guizhou Province. *Geotectonica et Metallogenia*, 43(2): 258–270(in Chinese with English abstract).
- Zeng, Y. F., Liu, W. J., Chen, H. D., et al., 1995. Evolution of Sedimentation and Tectonics of the Youjiang Composite Basin, South China. *Acta Geologica Sinica*, 69(2): 113–124(in Chinese with English abstract).
- Zheng, L. L., Yang, R. D., Liu, J. Z., et al., 2019. Geological-Geochemical Characteristics and Genesis of the Large Nibao Gold Deposit in Southwestern Guizhou. *Geological Review*, 65(6): 1363–1382(in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. F., Chen, J. F., 2000. Stable Isotope Geochemistry. Science Press, Beijing, 218–232(in Chinese).
- Zhou, J. X., Xiang, Z. Z., Zhou, M. F., et al., 2018. The Giant Upper Yangtze Pb-Zn Province in SW China: Reviews, New Advances and a New Genetic Model. *Journal of Asian Earth Sciences*, 154: 280–315. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.12.032>
- Zhu, B. Q., 1998. The Theory and Application of Isotopic System in Earth Sciences: Crustal and Mantle Evolution in China Continent. Science Press, Beijing(in Chinese).
- Zhu, L. M., Jin, J. F., He, M. Y., et al., 1997. A Discussion about the Genesis of Fine-Grained Disseminated Gold Deposits in Southwestern Guizhou Province. *Volcanology & Mineral Resources*, 18(2): 117–126(in Chinese with English abstract).
- Zou, C. Y., Li, Y. G., 2003. Geochemical Exploration Model of the Zimudang Gold Deposit in Xingren County, Guizhou Province. *Bulletin Geological of China*, 22(10):803–807 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 高顺宝, 郑有业, 姜晓佳, 等, 2020. 冈底斯西段首例银锡多金属矿床的发现、成因及意义. 地球科学, 45(12):4463–4480.
- 郭振春, 1988. 贵州兴仁紫木函金矿床地质特征及成因初探. 贵州地质, 5(3):201–218, 295.
- 黄思静, 孙治雷, 吴素娟, 等, 2006. 三叠纪全球海水的锶同位素组成及主要控制因素. 矿物岩石, 26(1):43–48.
- 靳晓野, 2017. 黔西南泥堡、水银洞和丫他金矿床的成矿作用特征与矿床成因研究(博士学位论文). 武汉:中国地质大学.
- 靳晓野, 李建威, Albert, H., 等, 2016. 黔西南卡林型金矿床与区域古油藏的关系:来自流体包裹体气相组成和沥青拉曼光谱特征的证据. 岩石学报, 32(11):3295–3311.
- 刘家军, 何明勤, 李志明, 等, 2004. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧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.
- 路远发, 2004. GeoKit:一个用VBA构建的地球化学工具软件包. 地球化学, 33(5):459–464.
- 马旺, 刘英超, 杨竹森, 等, 2019. 西藏列廷冈—勒青拉铅锌铁铜钼矿床成矿流体特征:来自流体包裹体及碳氢氧同位素的证据. 地球科学, 44(6):1957–1973.
- 彭义伟, 顾雪祥, 章永梅, 等, 2014. 黔西南灰家堡金矿田成矿流体来源及演化:流体包裹体和稳定同位素证据. 矿物岩石地球化学通报, 33(5):666–680.
- 邱小平, 孟凡强, 于波, 等, 2013. 黔西南灰家堡金矿田成矿构造特征研究. 矿床地质, 32(4):784–794.
- 汪在聪, 刘建明, 刘红涛, 等, 2010. 稳定同位素热液来源示踪的复杂性和多解性评述:以造山型金矿为例. 岩石矿物学杂志, 29(5):577–590.
- 汪在聪, 王焰, 汪翔, 等, 2021. 交代岩石圈地幔与金成矿作用. 地球科学, 46(12):4197–4229.
- 王泽鹏, 2013. 贵州省西南部低温矿床成因及动力学机制研究:以金、锑矿床为例(博士学位论文). 贵阳:中国科学院地球化学研究所, 127–131.
- 王泽鹏, 夏勇, 宋谢炎, 等, 2013. 黔西南灰家堡卡林型金矿田硫铅同位素组成及成矿物质来源研究. 矿物岩石地球化学通报, 32(6):746–752, 758.

吴松洋,侯林,丁俊,等,2016.黔西南卡林型金矿田控矿构造类型及成矿流体特征.岩石学报,32(8):2407-2424.

赵静,梁金龙,李军,等,2018.贵州贞丰水银洞金矿床成因与成矿模式:来自载金黄铁矿 NanoSIMS 多元素 Mapping 及原位微区硫同位素的证据.地学前缘,25(1):157-167.

赵静,梁金龙,李军,等,2019.贵州太平洞金矿床载金黄铁矿的矿物学特征及原位微区硫同位素分析.大地构造与成矿学,43(2):258-270.

曾允孚,刘文均,陈洪德,等,1995.华南右江复合盆地的沉积构造演化.地质学报,69(2):113-124.

郑禄林,杨瑞东,刘建中,等,2019.黔西南普安县泥堡大型金矿床地质地球化学特征与矿床成因探讨.地质论评,65(6):1363-1382.

郑永飞,陈江峰,2000.稳定同位素地球化学.北京:科学出版社,218-232.

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.北京:科学出版社.

朱赖民,金景福,何明友,等,1997.黔西南微细浸染型金矿床成因讨论:矿床时空分布及同位素证据.火山地质与矿产,18(2):117-126.

邹长毅,李应桂,2003.贵州省兴仁县紫木函金矿床地球化学勘查模型.地质通报,22(10):803-807.

《地球科学》

2022年1月 第47卷 第1期 要目预告

川东北天星桥构造寒武系深层卤水成因及其找钾意义.....王淑丽等

老挝万象凹陷钾盐矿床变形改造富集模式.....梁光河等

老挝万象盆地钾盐矿床成盐晚期沉积环境:来自硼酸盐矿物的证据.....唐启亮等

江陵凹陷新生代玄武岩水-岩反应模拟及其对富钾卤水成因的指示.....王春连等

川东北地区三叠系聚盐成钾机制及富集模式.....张兵等

西昆仑地区苦水湖富锂盐湖湖水化学特征及成盐元素来源.....李玉龙等

新疆库米什盆地硝酸盐矿床成矿离子迁移规律及成矿模型.....李长忠等

粤北长江铀矿田控矿构造解析.....陈柏林等