

doi:10.3969/j.issn.2097-0013.2024.04.003

贵州百地金矿床石英微量元素和 H-O 同位素地球化学特征及其矿床成因意义

吴波¹, 吴治君^{1*}, 赵明峰¹, 彭慈刚¹, 斯恩智¹,
周克林^{1,2}, 杨恩林³, 潘有良¹, 陆建宝¹

WU Bo¹, WU Zhi-Jun^{1*}, ZHAO Ming-Feng¹, PENG Ci-Gang¹, SI En-Zhi¹,
ZHOU Ke-Lin^{1,2}, YANG En-Lin³, PAN You-Liang¹, LU Jian-Bao¹

1. 贵州省地质矿产勘查开发局 117 地质大队, 贵州 贵阳 550018; 2. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550081;
3. 贵州师范大学, 贵州 贵阳 550025

1. No.117 Geological Team, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Guiyang 550018, Guizhou, China;
2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, Guizhou, China;
3. Guizhou Normal University, Guiyang 550025, Guizhou, China

摘要: 贵州百地金矿床位于右江盆地中部, 是以细碎屑岩为赋矿围岩、受陡倾斜断褶带构造系统控制的典型中型金锑共生矿床。本文以该矿床各热液阶段石英为研究对象, 分析其微量、稀土元素含量和 H-O 同位素特征, 探讨成矿流体来源及其演化过程。结果显示: 各阶段石英均富集 Sb、As、Cd、Ge、W、Li, 强烈亏损 Be、Nb、Zr、Hf; 各阶段石英稀土含量及配分曲线差别较大: I 阶段石英稀土配分曲线呈较明显右倾, LREE 富集, Ce 异常不明显, 具弱 Eu 负异常; II 阶段石英稀土配分曲线呈较平缓右倾, Ce 和 Eu 异常不明显; III 阶段稀土配分曲线呈“上凸型”, MREE 富集, 具有微弱 Ce 正异常和明显 Eu 正异常。研究表明: 成矿流体具有明显的混合成因, 为以地层建造水为主, 含少量深部岩浆流体与基底变质水的混合流体; I 阶段流体具还原、酸性特征; II 阶段流体继承了 I 阶段流体特征, 环境向氧化、碱性转变, 使 Au 等元素发生沉淀, REE 和 Y 进入 III 阶段流体; III 阶段流体处于氧化、碱性环境, 造成 Sb 的沉淀和围岩 Sr 等元素的进入; II 阶段到 III 阶段流体环境转变和深部基底变质水减少, 说明百地金矿床热液成矿作用是多期次的, 深部岩浆流体和基底变质水在成矿流体中的参与度随成矿过程的演进而逐渐降低。

关键词: 石英; 微量元素; 稀土元素; 地球化学特征; 成矿流体来源及演化; 贵州百地金矿床

中图分类号: P611; P618.45

文献标识码: A

文章编号: 2097-0013(2024)-04-0633-13

Wu B, Wu Z J, Zhao M F, Peng C G, Si E Z, Zhou K L, Yang E L, Pan Y L and Lu J B. 2024. Geochemical Characteristics and Genetic Indications of Trace Elements and H-O Isotopes in Quartz of Baidi Gold Deposit, Guizhou Province. *South China Geology*, 40(4): 633–645.

Abstract: The Baidi gold deposit of Guizhou Province is a typical gold-antimony co-occurrence medium deposit located in the middle of Youjiang Basin, with fine elastic rock as its host rock and controlled by the tectonic system of steep inclined fault-fold belt. In this paper, the contents of trace and rare earth elements and

收稿日期: 2024-10-18; 修回日期: 2024-11-07

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(DD20190159-30)、贵州省地矿局地质科研项目(黔地矿科合[2015]06号、黔地矿科合[2022]08号、黔地矿科合[2023]3号、黔地矿科合[2023]12号)

第一作者: 吴波(1978—), 男, 高级工程师, 从事金矿找矿勘查及研究工作, E-mail: 763231192@qq.com

通讯作者: 吴治君(1978—), 男, 正高级工程师, 从事金矿找矿勘查及研究工作, E-mail: 16111585@qq.com

H-O isotope of quartz in different hydrothermal mineralization stages are tested and analyzed, and the source and evolution of ore-forming fluid are discussed. The results show that quartz from at each hydrothermal mineralization stage, Sb, As, Cd, Ge, W, Li are enriched, and Be, Nb, Zr, Hf are strongly depleted, the rare earth content and partition curves of quartz from different hydrothermal mineralization stages vary greatly, the rare earth content and partition curve from quartz in different stages are quite different. The first hydrothermal mineralization stage is more obvious to the right, LREE is enriched, Ce anomaly is not obvious, and Eu negative anomaly is weak. The rare earth partition curve from quartz in the second hydrothermal mineralization stage is gently to the right, and the Ce and Eu anomalies are not obvious. The rare earth partition curve from quartz in the third hydrothermal mineralization stage is "upconvex", with MREE enrichment, weak positive Ce anomaly and obvious positive Eu anomaly. The results show that the ore-forming fluid of Baidi gold deposit has obvious mixed origin, mainly composed of formation water and a small amount of deep magmatic fluid mixed with basement metamorphic water. The fluid environment in the I stage is reductive and acidic. The II stage fluid inherited the characteristics of the I stage fluid, and the environment changed to oxidation, alkaline, so that Au and other elements precipitated, and REE and Y entered the III stage fluid. In the III stage, the fluid environment is oxidized and alkaline, resulting in the precipitation of Sb and the entry of surrounding rock Sr. From stage II to stage III, the changes of fluid environment and the reduction of metamorphic water in deep basement indicate that the hydrothermal mineralization process of Baidi gold deposit is multi-stage, and the participation of deep magmatic fluid and basement metamorphic water in the ore-forming fluid gradually decreases.

Key words: quartz; trace elements; rare earth elements; source and evolution of ore-forming fluid; geochemical characteristics; Baidi gold deposit, Guizhou Province

矿床中热液矿物的微量和稀土元素地球化学特征可为成矿流体的来源、演化提供重要信息 (Zhao Z H and Zhou L D, 1997; 倪师军等, 1999; Li L X et al., 2009; Sun W L et al., 2015; 赵振华, 2018)。石英广泛存在于各类地质作用过程中, 其微量元素的变化能够反映不同的地质作用过程 (陈小丹等, 2011; 卞玉冰等, 2022; 李玉钊等, 2024)。石英是热液矿床成矿过程中形成的主要脉石矿物, 其微量元素组成与流体的来源、化学成分、pH 值等有密切的关系 (Whitney and Olmsted, 1998; Terakado and Fujitani, 1998; Huang Z L et al., 2000)。众多学者运用热液矿床中与成矿密切相关的石英的微量和稀土元素特征, 有效地示踪了热液金属矿床的成矿流体演化及物质来源 (Bi X W and Hu R Z, 1998; 陈懋弘等, 2007; 胡瑛等, 2009)。

贵州百地金矿位于右江盆地中部, 矿体赋存于三叠系细碎屑岩中, 是受陡倾斜断褶构造体系

控制, 金锑共生的中型矿床; 石英是百地金矿床的主要脉石矿物, 与成矿作用密切相关。目前, 在 400 m 深度内探获金金属量 8 吨, 锑金属量 6000 余吨, 深部矿体及矿化蚀变体尚未圈边 (季国松等, 2018), 深部找矿勘查亟待突破。前人从矿床地质特征、矿石特征、地球化学特征及矿石微量 (稀土) 元素特征等, 初步探讨了其容矿构造形成机制、流体性质、成矿物质来源、矿床成因 (方策等, 2013; 季国松, 2014; 季国松等, 2018; 吴治君等, 2020); 从矿物学及原位微量元素、S 同位素地球化学, 详细划分各成矿阶段矿物生成顺序, 探讨各期矿物的含 Au、Sb 性及成矿物质来源, 进而分析矿床成因 (闫俊等, 2021; Yan J et al., 2024)。然而, 成矿流体的来源还缺乏同位素和微量元素地球化学的制约, 对不同阶段成矿流体特征和演化过程的讨论也不够深入。因此, 本文选择百地金矿床中各热液成矿阶段的石英, 测试其微量元素、稀土元素和 H-O 同位素组成, 分析成矿流体的可

能来源,揭示不同阶段成矿流体的微量元素特征和地球化学行为,探讨成矿流体演化过程,为深部找矿工作提供理论依据。

1 地质背景

右江盆地位于特提斯构造域与濒太平洋构造域的接合部位,是仅次于美国内华达地区的第二大卡林型金矿集区(高伟等,2024),分布有烂泥沟、水银洞、丫他、泥堡、戈塘、金牙、高龙等大型-超大型金矿床,百地、板其、大观等中型金矿床,金常与锑、砷、汞等共生(刘建中等,2023),是华南中低温成矿域的重要组成部分(胡瑞忠等,2024)(图1)。

右江盆地发育于古生代,定形于中生代,主要由南东侧的深水盆地相陆源碎屑岩夹碳酸盐岩和北西侧孤立台地相碳酸盐岩及被动大陆边缘相碳酸盐岩夹碎屑岩组成(陈懋弘等,2007)。广西都龙、南秧田一带出露印支期的超基性-基性岩脉,

贵州贞丰-镇宁一带出露燕山期超基性-基性岩脉,广西田林-巴马一带分布有石英斑岩脉,南部、东部边缘有燕山期花岗岩出露(吴松洋,2019)。构造以NW向、NE向及近EW向为主,NW向与NE向等方向的断裂相互切割交错,NW侧的台地相碳酸盐区以开阔宽缓褶皱为主;SE侧的盆地相碎屑岩区以紧闭线性复式褶皱为主。通过地球物理的解释推断存在多条隐伏基底断裂,代表性有近NS向的贞丰-富宁断裂和近EW向的南盘江断裂(周余国,2009)。

百地金矿床位于贵州省西南部册亨县境内,矿区出露中三叠统许满组陆源碎屑岩,主要岩性为韵律性的砂岩与钙质泥岩、泥晶灰岩。砂岩主要为长石岩屑砂岩和岩屑石英砂岩,分选性差,成熟度较低;许满组总厚约1550 m,其第二、三段为金锑矿赋存层位。构造总体呈NW-SE向展布,主要为褶皱,次为断裂(图2);背斜较紧闭、向斜较宽缓;断裂构造以NW、EW向高角度压性断层和张扭性断层为主。紧闭线状复式褶皱与断层构成

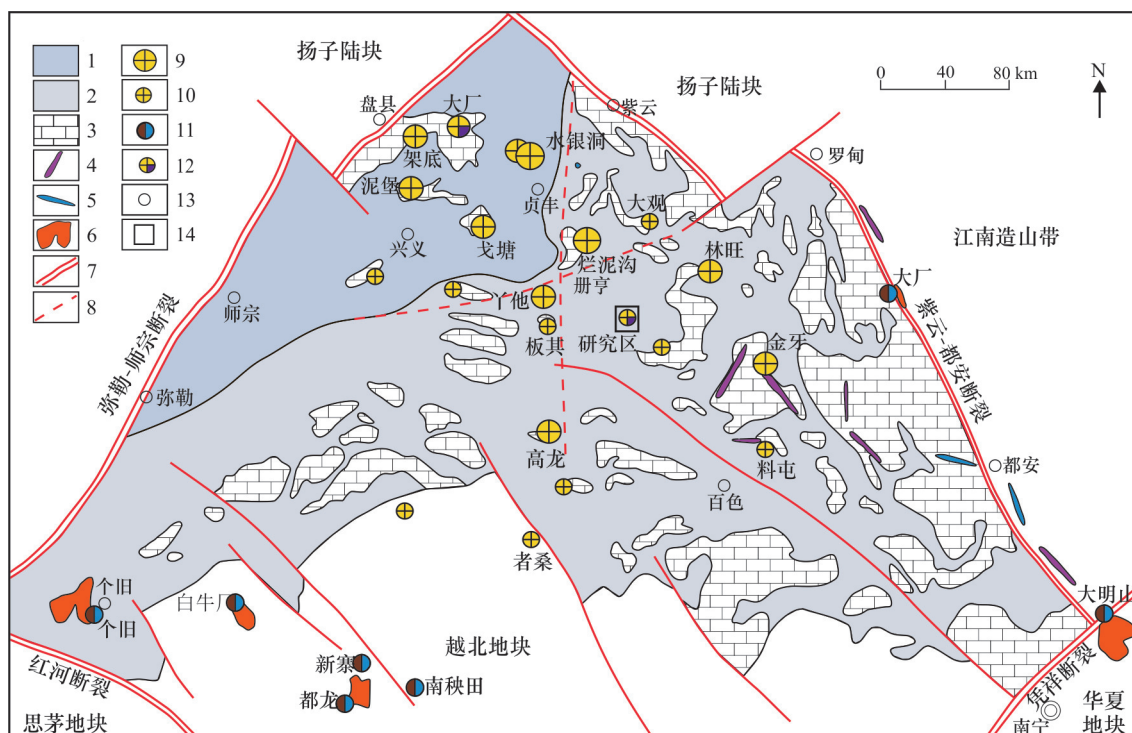


图1 右江盆地卡林型金矿集区区域地质略图

Fig. 1 Regional geological sketch map of Youjiang basin Carlin-type gold deposit concentration area

1. 三叠系台地相区碳酸盐岩; 2. 三叠系盆地相区碎屑岩; 3. 古生代碳酸盐岩; 4. 燕山晚期石英斑岩脉; 5. 印支-燕山晚期超基性-基性岩脉; 6. 燕山晚期花岗岩; 7. 区域断裂; 8. 推断隐伏基底断裂; 9. 大型、特大型金矿床; 10. 中小型金矿床; 11. 钨锡矿床; 12. 金锑矿床; 13. 地名; 14. 研究区。据靳晓野(2017)修改。

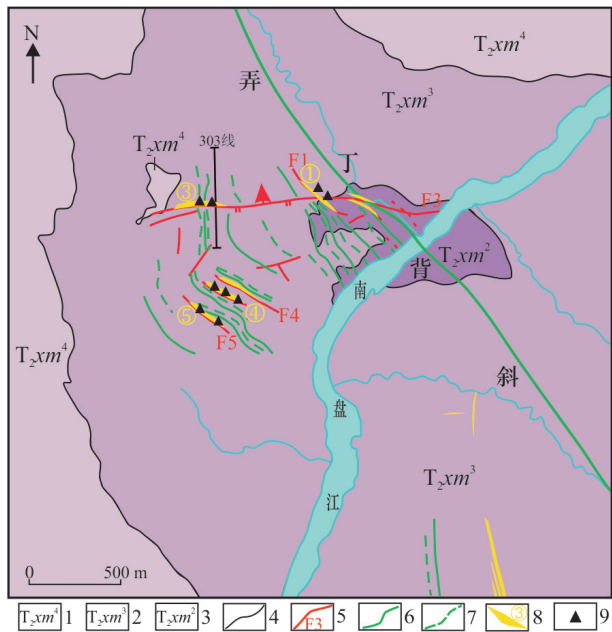


图 2 百地金矿床地质图

Fig. 2 Geological map of Baidi gold deposit

1. 许满组第四段; 2. 许满组第三段; 3. 许满组第二段;
4. 地层界线; 5. 断层及编号; 6. 背斜轴线; 7. 向斜轴线;
8. 金矿体及编号; 9. 采样位置

的褶皱构造系统控制金矿体产出, 各组断裂均发育金锑矿化。

矿床由 8 个金矿体和 11 个锑矿体组成, 矿体均呈陡倾斜的透镜状产于 NW、EW 向断层破碎蚀变带及裂隙中(图 3), 容矿岩石为钙质细砂岩、粉砂岩、含粉砂白云质绢云母黏土岩等。矿体倾角 $55^{\circ} \sim 85^{\circ}$, 走向延伸 $140 \sim 460$ m, 倾向控制 $40 \sim 340$ m, 矿体厚 $2.28 \sim 5.78$ m, Au 品位 $1.92 \times 10^{-6} \sim 6.87 \times 10^{-6}$, Sb 品位 $0.51\% \sim 11.50\%$ 。矿石多为浸染状、角砾状、团块状和网脉状构造(季国松等, 2018)。矿石中金属矿物以毒砂、黄铁矿、辉锑矿为主; 非金属矿物以石英、方解石、白云石为主(图 4)。金以微细粒状赋存于毒砂和黄铁矿等载金矿物中, 含锑矿物主要为辉锑矿; 毒砂、黄铁矿和辉锑矿常具自形、半自形、它形粒状、楔状结构(季国松等, 2018; 闫俊等, 2021; Yan J et al., 2024); 蚀变主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化及黏土化等。据矿石结构构造和矿物共生组合, 热液成矿期分为 3 个阶段, I 阶段主要生成石英、黄铁矿等; II 阶段主要有石英、黄铁矿、毒砂等矿物生成, 为成金阶段, III 阶段主要生成辉锑矿、石

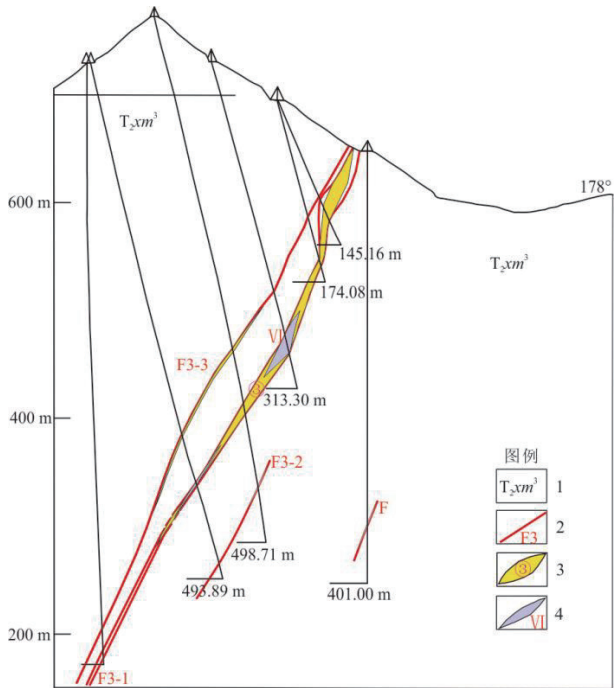


图 3 百地金矿床 303 线剖面图

Fig. 3 Section graph of line 303 of Baidi gold deposit

1. 许满组第三段; 2. 断层及编号; 3. 金矿体及编号; 4. 锑矿体及编号

英、方解石等, 为成锑阶段; 石英形成于整个热液期。I、II 阶段以热液交代作用为主, III 阶段以热液充填作用为主。

2 样品采集及分析测试

样品采集于①、③、④号矿体的钻孔及老硐中矿石。I 阶段和 II 阶段石英(分别为 3 件、6 件)呈灰白色细脉-网脉状、不规则状(图 4a), 与黄铁矿、毒砂等伴生; III 阶段石英(8 件)呈较粗的自形粒状或半自形柱状, 呈网状或脉状沿裂隙产出(图 4b)。样品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测试分析。样品研磨后再挑选纯净的石英颗粒。微量和稀土元素测试采用 HF 溶解法, 取粉末样品 50 mg 置于特氟龙坩埚中, 加入溶剂 5 ml, 密闭置于马弗炉中, 恒温 160°C , 48 小时后降温取出, 蒸干后加入硝酸溶解, 配成 10 ml 5% 稀硝酸溶液待测。采用等离子质谱法(ICP-MS)分析, 仪器为安捷伦 7700 等离子质谱仪, 分析误差优于 5%。氧同位素采用 BrF_3 氧化法获得 O_2 , 经过高温石墨转化为 CO_2 , 冷冻收集封装在玻璃管中, 采用 MAT253 气

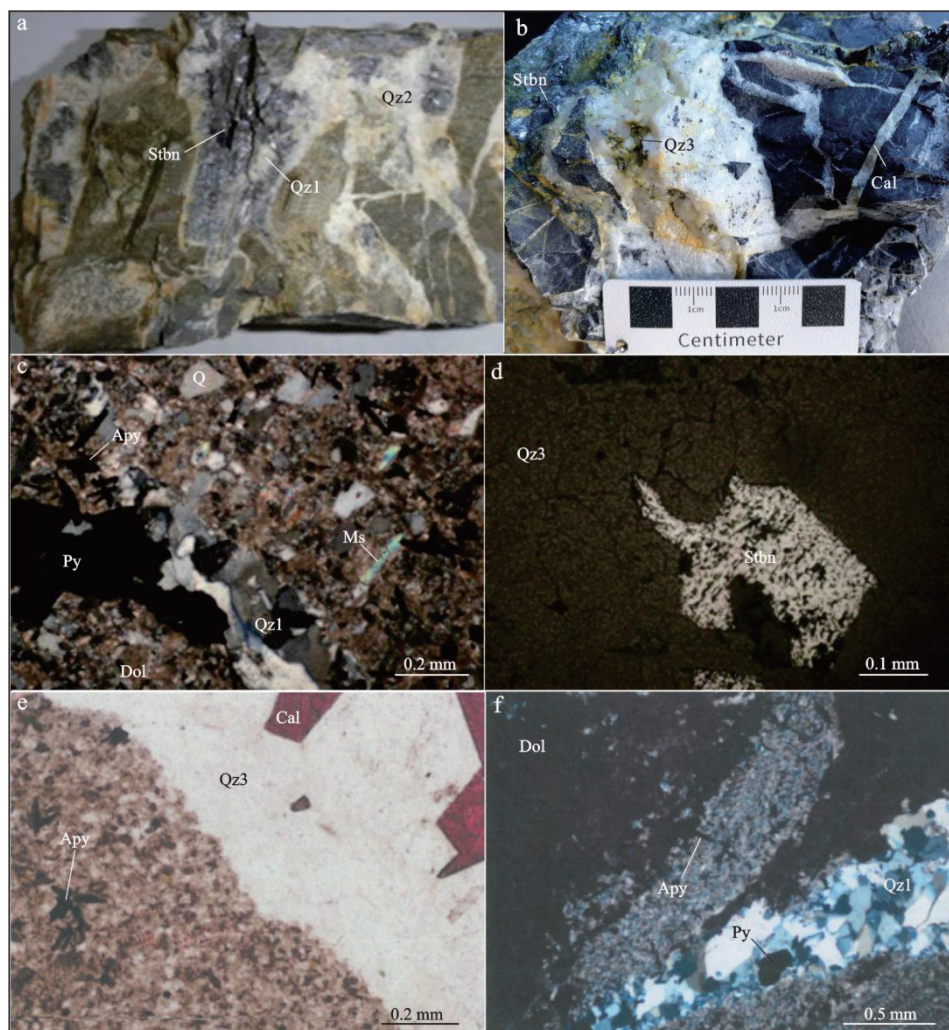


图 4 百地金矿床矿石特征照片

Fig. 4 Ore characteristic photograph of Baidi gold deposit

a. 团块状矿石; b. 角砾状矿石; c-f. 脉状矿石(c-透射光; d-反射光; e-透射光, 染色薄片; f-透射光) Apy-毒砂; Cal-方解石; Dol-白云石; Ms-白云母; Py-黄铁矿; Qz-石英; Qz1-Ⅰ阶段石英; Qz2-Ⅱ阶段石英; Qz3-Ⅲ阶段石英; Stbn-辉锑矿

体同位素质谱仪分析; 误差为 $\leq 0.05\%$ 。石英与水之间氧同位素分馏方程采用 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6/T^2 - 3.4$ (Clayton et al., 1972), $T=273+t$, t 为均一温度, 取流体包裹体均一温度峰值 190°C (另文报道)。氢同位素采用加热爆裂法释放流体包裹体中的水, 经过纯化后经过高温金属还原为氢气, 冷冻收集在样品管中, 采用 MAT253 气体同位素质谱仪分析, 误差为 $\leq 5\%$ 。

3 分析结果

各阶段石英的微量和稀土元素测试结果及相关参数见表 1、表 2。微量元素与中国上地壳丰度

(黎彤, 1984) 标准化图解见图 5, 采用球粒陨石 (Sun S S and McDonough, 1989) 标准化的稀土元素配分模式见图 6。

3.1 微量元素

各阶段石英的微量元素具有一定的差异, 但其配分模式基本一致。各阶段石英均富集亲硫元素 Sb、As、Cd、Ge、W 和亲石元素 Li, Sb 富集最为明显(Ⅰ、Ⅱ阶段富集系数分别为 945 和 1620); 亲硫元素 Cu、Pb、Zn、Ag、Cd、Tl、Sn、Mo、Bi 与中国大陆地壳丰度相当, 强烈亏损 Be、Nb、Zr、Hf 等。除了 Sr, 其它元素均表现Ⅰ、Ⅱ阶段石英的微量元素含量大致相当, Ⅲ阶段石英微量元素含量均小于Ⅰ、Ⅱ阶段, 且呈数量级差别。但Ⅲ阶

表 1 百地金矿床各成矿阶段石英微量元素含量 ($\times 10^{-6}$) 及特征值
Table 1 Trace element contents($\times 10^{-6}$) and characteristic values of quartz in different hydrothermal mineralization stages of Baidi gold deposit

成矿阶段			I										II										III										中国陆壳丰度 (×10 ⁻⁶)
矿体号 样号	④号		①号	富集 系数		④号		①号		③号		均值	富集 系数		④号		①号		B18		B19		B23		B29		B30		均值	富集系数			
	B04	B05	B12	B02	B03	B11	B13	B14	B25	B06	B15	B17	B18	B19	B23	B29	B30																
V	8.73	6.86	7.82	7.80	0.08	3.50	3.23	1.02	2.83	1.50	1.27	2.23	0.02					6.98		0.26	0.37	0.02	0.70	1.67	0.02						99		
Cr	798	503	384	562	8.92	214	447	233	612	595	765	478	7.58						0.113					0.113	0						63		
Co	3.71	2.64	7.66	4.67	0.15	0.78	1.59	1.24	1.70	5.86	1.86	2.17	0.07			0.134	22.480	1.196	0.419	0.250	0.272	0.164	0.430	3.168	0.10						32		
Ni	484	284	222	330	5.79	123	276	130	338	334	419	270	4.74			2.97	81.20	14.44	8.74	3.36	3.78	2.30	2.60	14.92	0.26						57		
Cu	4.50	3.53	2.94	3.66	0.10	2.17	8.85	1.71	2.77	3.25	3.43	3.70	0.10					1.362	0.382	0.328	0.283		0.034	0.478	0.01						38		
Pb	0.72	0.67	5.76	2.38	0.16	0.76	3.58	0.56	1.44	4.56	1.57	2.08	0.14			17.040	1.462	0.051	0.346	5.620	0.668	1.450	3.805	0.25							15		
Zn	28.74	10.95	10.30	16.66	0.19	88.62	84.10	6.84	5.10	7.83	3.95	32.74	0.38			13.96	3.52			0.78			6.09	0.07							86		
Ag	0.013	0.001	0.041	0.018	0.37	0.017	0.021	0.061	0.097	0.021	0.024	0.040	0.81					0.020					0.020	0.40							0.05		
As	136.3	522.2	111.4	256.6	135	329.2	354.6	28.5	49.3	63.7	53.7	146.5	77			2.263	53.11	3.093	1.069	46.95	44.90	0.011	0.086	18.935	10.0							1.9	
Sb	74.7	63.9	286.8	141.8	945	89.7	83.0	201.1	634.8	93.2	355.8	242.9	1620			0.176	10.49	2.405	0.401	0.292	4.524	0.155	0.159	2.325	15.5							0.15	
Sr	32.61	37.82	85.60	52.01	0.08	54.75	17.23	40	62.1	62.1	31.4	44.60	0.06			306	784	944	813	1230	1050	1020	1540	961	1393							690	
Ba	20.2	23.7	21.7	21.9	0.04	11.5	11.3	13.9	19.4	15.5	34.8	17.7	0.03			0.265	17.000	5.860	0.566	1.640	1.730	0.974	3.780	3.977	0.01							610	
Cd	0.070	0.020	0.041	0.043	0.79	0.113	7.772	0.392	0.608	0.334	0.044	1.544	28.07			0.082			0.003				0.043	0.78								0.055	
Ga	1.78	1.29	2.39	1.82	0.09	0.831	1.040	0.310	0.793	0.316	1.590	0.813	0.04					0.056	0.015	0.039	0.015	0.026	0.030	0							20		
In	0.034	0.018	0.002	0.018	0.43	0.013	1.747	0.067	0.112	0.051		0.398	9.48						0.014	0.014	0.001		0.010	0.23								0.042	
Tl	0.125	0.095	0.055	0.092	0.15	0.082	0.111	0.010	0.014	0.048	0.009	0.046	0.07																			0.61	
Ge	13.43	13.74	24.00	17.06	14.21	22.01	31.52	21.3	11.9	15.8	12.7	19.21	16.00																			1.2	
W	10.20	6.56	5.20	7.32	3.05	3.55	6.03	3.93	6.4	8.34	9.34	6.27	2.61			0.341	43.200	22.60	0.056	0.560	0.461	0.358	0.274	8.481	3.53							2.4	
Sn	1.379	1.014	1.331	1.241	0.30	1.144	32.3	20.2	36	15.9		21.11	5.15																			4.1	
Mo	1.86	1.09	0.91	1.29	0.64	0.359	1.260	0.302	1.190	1.160	1.420	0.949	0.47			0.001	0.247	0.772	0.033		0.019	0.005	0.020	0.157	0.08							2	
Bi	0.049	0.023	0.048	0.040	0.21	0.020	0.023	0.022	0.025	0.093	0.273	0.076	0.40			0.005	0.318	0.510		0.002	0.039	0.000	0.004	0.126	0.66							0.19	
Li	653	542	260	485	11	518	584	222	164	188	343	337	7.65			0.046	1.680	10.980	0.022	0.029	0.050	0.106	0.044	1.620	0.04							44	
Be	0.399	0.231	0.570	0.400	0.09	0.223	0.415	0.293	0.863	0.178	0.867	0.473	0.11			0.022	0.003	1.458		0.071	0.013	0.056	0.155	0.254	0.06							4.4	
Rb	7.48	5.85	4.32	5.88	0.04	3.05	4.51	0.89	1.00	1.25	1.27	1.99	0.01				5.400			0.053	0.157	0.027	0.022	1.132	0.01							150	
Zr	10.70	11.60	4.50	8.93	0.06	1.61	1.74	0.46	1.33	1.23	0.63	1.17	0.01			0.010	4.200	0.108	0.041	0.100	0.229	0.018	0.031	0.592								160	
Hf	0.275	0.287	0.131	0.231	0.05	0.024	0.029	0.023	0.037	0.041	0.016	0.028	0.01			0.017	0.198	0.236	0.018	0.012	0.013	0.016	0.009	0.065	0.01							5.1	
Zr/Hf	38.91	40.42	34.35	37.89		67.08	59.79	20.17	36.14	29.78	40.06	42.17				0.57	21.21	0.46	2.26	8.47	17.62	1.12	3.56	24.82									

注: 中国陆壳丰度数据引自黎彤(1984); 富集系数=元素平均含量/中国陆壳丰度.

表 2 百地金矿床各成矿阶段石英稀土元素含量 ($\times 10^{-6}$) 及特征值
Table 2 Rare earth element contents ($\times 10^{-6}$) and characteristic values of quartz in different hydrothermal mineralization stages of Baidi gold deposit

成矿阶段			II										III																											
I					II										III																									
矿体号		④号		①号		④号					①号					③号					④号					①号					③号					均值				
样品编号		B04	B05	B12	均值	B02	B03	B11	B13	B14	B25	均值	B06	B15	B17	B18	B19	B23	B29	B30																				
La		1.600	1.870	1.190	1.553	0.258	0.265	0.174	0.170	0.326	0.130	0.221	0.305	1.348	0.094	0.424	0.431	0.694	0.517	0.323																				
Ce		3.330	3.550	2.340	3.073	0.595	0.527	0.273	0.296	0.694	0.269	0.442	0.893	2.148	0.384	1.230	1.160	1.870	1.720	0.937																				
Pr		0.348	0.382	0.265	0.332	0.068	0.061	0.041	0.031	0.079	0.028	0.051	0.140	0.374	0.050	0.160	0.189	0.322	0.299	0.160																				
Nd		1.590	1.590	1.340	1.507	0.319	0.286	0.188	0.174	0.344	0.134	0.241	0.731	2.980	0.490	0.854	1.290	2.060	1.890	1.110																				
Sm		0.460	0.417	0.636	0.504	0.163	0.180	0.074	0.037	0.106	0.034	0.099	0.732	1.820	0.734	0.786	1.170	2.070	1.140	0.930																				
Eu		0.141	0.106	0.228	0.158	0.072	0.073	0.029	0.025	0.049	0.020	0.045	0.689	1.091	0.875	0.640	0.905	1.257	1.265	1.559																				
Gd		0.631	0.451	1.223	0.768	0.332	0.369	0.144	0.070	0.197	0.110	0.204	2.272	4.548	3.816	2.672	2.213	4.156	2.501	2.085																				
Tb		0.088	0.056	0.142	0.095	0.037	0.037	0.019	0.009	0.027	0.019	0.025	0.379	0.568	0.610	0.407	0.311	0.658	0.407	0.327																				
Dy		0.492	0.315	0.587	0.465	0.162	0.154	0.101	0.062	0.183	0.124	0.131	2.100	2.856	3.460	2.310	1.710	3.900	2.370	2.010																				
Ho		0.088	0.057	0.083	0.076	0.029	0.023	0.021	0.014	0.036	0.023	0.024	0.362	0.496	0.584	0.380	0.319	0.665	0.445	0.377																				
Er		0.251	0.161	0.159	0.190	0.065	0.043	0.071	0.049	0.108	0.079	0.069	0.938	1.556	1.498	1.010	0.814	1.880	1.230	0.854																				
Tm		0.031	0.022	0.018	0.024	0.007	0.006	0.009	0.010	0.015	0.009	0.009	0.124	0.177	0.161	0.132	0.107	0.241	0.148	0.099																				
Yb		0.212	0.162	0.099	0.158	0.050	0.036	0.064	0.047	0.096	0.062	0.059	0.809	1.424	0.922	0.816	0.583	1.480	0.908	0.575																				
Lu		0.031	0.022	0.012	0.021	0.009	0.005	0.008	0.008	0.015	0.010	0.009	0.115	0.175	0.145	0.102	0.075	0.184	0.117	0.064																				
Y		2.380	1.530	1.880	1.930	0.841	0.523	0.758	0.590	1.370	0.706	0.798	10.710	16.680	16.880	13.920	10.730	21.900	13.140	11.750																				
ΣREE		9.293	9.160	8.322	8.925	2.166	2.065	1.216	1.002	2.275	1.050	1.629	10.589	21.560	13.824	11.923	11.278	21.437	14.957	11.411																				
ΣLREE		7.469	7.915	5.999	7.128	1.475	1.392	0.780	0.732	1.598	0.615	1.099	3.490	9.761	2.628	4.094	5.145	8.273	6.831	5.019																				
ΣHREE		1.825	1.245	2.323	1.797	0.691	0.673	0.436	0.269	0.677	0.435	0.530	7.099	11.80	11.196	7.829	6.132	13.164	8.126	6.392																				
ΣLREE/ΣHREE		4.09	6.36	2.58	4.35	2.13	2.07	1.79	2.72	2.36	1.41	2.08	0.49	0.83	0.23	0.52	0.84	0.63	0.84	0.79																				
δEu		0.80	0.75	0.78	0.77	0.93	0.84	0.85	1.48	1.03	0.90	1.00	1.50	1.11	1.29	1.22	1.70	1.28	2.22	3.31																				
δCe		1.04	0.97	0.98	1.00	1.08	0.98	0.76	0.93	1.03	1.04	0.97	1.06	0.73	1.35	1.16	1.00	0.97	1.05	1.00																				
(La/Yb) _N		5.41	8.28	8.67	7.45	3.70	5.31	1.94	2.57	2.43	1.50	2.91	0.27	0.68	0.07	0.37	0.53	0.34	0.41	0.40																				
(La/Sm) _N		2.25	2.90	1.21	2.12	1.02	0.95	1.51	3.01	1.99	2.49	1.83	0.27	0.48	0.08	0.35	0.24	0.22	0.29	0.22																				
(Gd/Yb) _N		2.46	2.30	10.27	5.01	5.49	8.53	1.85	1.22	1.69	1.46	3.37	2.32	2.64	3.42	2.71	3.14	2.32	2.28	3.00																				
La/Nd		1.01	1.18	0.89	1.02	0.81	0.93	0.93	0.98	0.95	0.97	0.93	0.42	0.45	0.19	0.50	0.33	0.34	0.27	0.29																				

注: *球粒陨石数据据Sun S S and McDonough (1989)

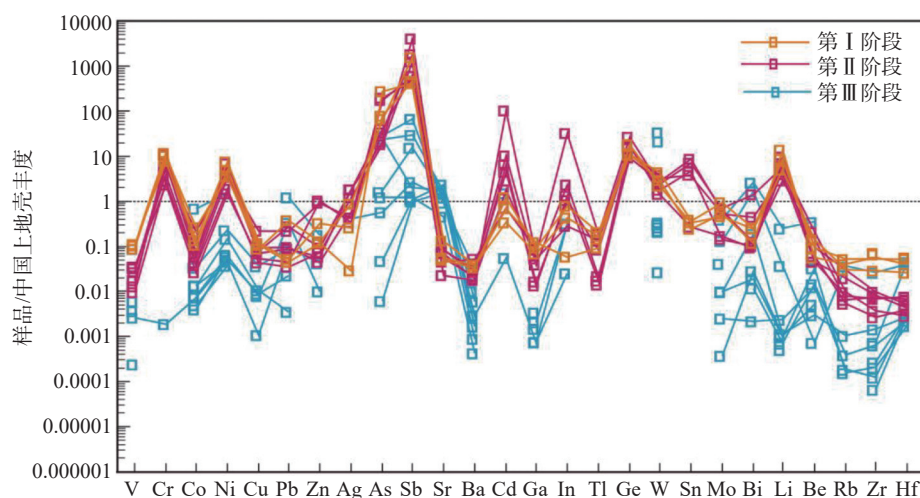


图5 百地金矿床各阶段石英微量元素蛛网图

Fig. 5 Spider diagram of trace elements in quartz at different hydrothermal mineralization stages of Baidi gold deposit

中国上地壳丰度数据引自黎彤(1984)

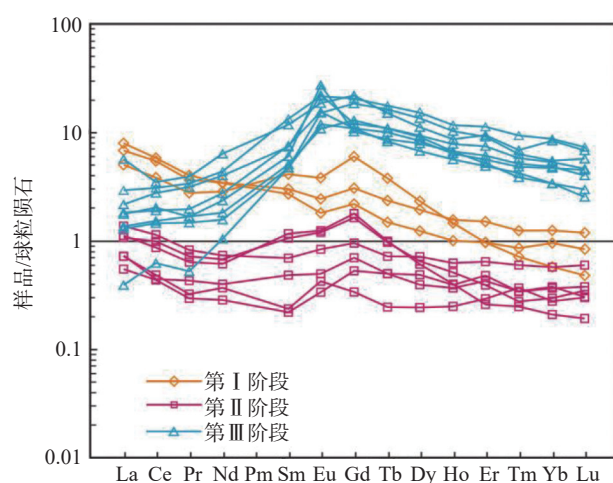


图6 百地金矿床各阶段石英稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of quartz at different hydrothermal mineralization stages of Baidi gold deposit

段样品 B15、B17 的 Co、Ni、Cu、Pb、Zn、W、Mo、Li 等元素含量与 I、II 阶段的样品相当, Co、Pb、W 最高含量出现在样品 B15 中。

3.2 稀土元素

I 阶段石英的 ΣREE 在 $8.322 \times 10^{-6} \sim 9.293 \times 10^{-6}$ 之间, 平均 8.925×10^{-6} 。 ΣLREE 在 $5.999 \times 10^{-6} \sim 7.915 \times 10^{-6}$ 之间, 平均 7.128×10^{-6} ; ΣHREE 范围为 $1.245 \times 10^{-6} \sim 2.323 \times 10^{-6}$, 平均 1.797×10^{-6} ; $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 为 2.58 ~ 6.36, 平均 4.35; $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 变化范围为 5.41 ~ 8.67, 平均 7.45; 配分曲线呈较明显的右倾模式, 表明 LREE、HREE 分异明显, LREE

富集、HREE 亏损。 $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 在 1.21 ~ 2.90 之间, 平均 2.12, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 变化范围 2.30 ~ 10.27, 平均 5.01, 指示 LREE 和 HREE 内部分异较大。 δCe 变化范围 0.97 ~ 1.04, 平均 1.00, Ce 异常不明显; δEu 值变化范围为 0.75 ~ 0.80, 平均 0.77, 具有弱的 Eu 负异常。

II 阶段石英的 ΣREE 在 $1.002 \times 10^{-6} \sim 2.275 \times 10^{-6}$ 之间, 平均 1.629×10^{-6} 。 ΣLREE 在 $0.615 \times 10^{-6} \sim 1.598 \times 10^{-6}$ 之间, 均值 1.099×10^{-6} ; ΣHREE 范围 $0.269 \times 10^{-6} \sim 0.691 \times 10^{-6}$, 平均值 0.530×10^{-6} ; $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 为 1.41 ~ 2.72, 平均 2.08; $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 变化范围为 1.50 ~ 5.31, 平均 2.91; 配分曲线整体呈较平缓的右倾模式; 表明 LREE、HREE 分异较弱, LREE 较 HREE 轻微富集。 $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 变化范围 0.95 ~ 3.01, 平均 1.83, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 变化范围 1.22 ~ 8.53, 平均 3.37, 指示 LREE 和 HREE 内部分异较弱。 δCe 为 0.76 ~ 1.08, 平均 0.97, Ce 异常不明显或具轻微 Ce 负异常; δEu 值变化范围为 0.84 ~ 1.48, 平均 1.00, Eu 异常不明显。

III 阶段石英的 ΣREE 在 $10.589 \times 10^{-6} \sim 21.560 \times 10^{-6}$ 之间, 平均 14.622×10^{-6} 。 ΣLREE 在 $2.628 \times 10^{-6} \sim 9.761 \times 10^{-6}$ 之间, 平均 5.655×10^{-6} ; ΣHREE 范围 $6.132 \times 10^{-6} \sim 13.164 \times 10^{-6}$, 平均 8.967×10^{-6} ; $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 为 0.23 ~ 0.84, 平均 0.65; $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 变化范围为 0.07 ~ 0.68, 平均 0.38, 表明 LREE、

HREE 分异明显, HREE 较 LREE 富集。 $(La/Sm)_N$ 变化范围 0.08 ~ 0.48, 平均 0.27, $(Gd/Yb)_N$ 变化范围 2.28 ~ 3.42, 平均 2.73, 指示 LREE 和 HREE 分异明显。 δCe 变化范围 0.73 ~ 1.35, 平均 1.04, 具有微弱 Ce 正异常; δEu 值变化范围为 1.11 ~ 3.31, 平均 1.70, 表现明显 Eu 正异常。配分曲线呈“上凸型”, 以 Eu 元素为界, La-Gd 明显左倾, Tb-Lu 平缓右倾, 指示 MREE 富集。

表 3 百地金矿床Ⅱ、Ⅲ阶段石英氧-氢同位素分析结果

Table 3 Results of O-H isotope analysis of quartz from Ⅱ、Ⅲ hydrothermal mineralization stages of Baidi gold deposit

成矿阶段	矿体编号	样品编号	$\delta^{18}O_{SMOW}(\text{‰})$	$\delta^{18}O_{H_2O}(\text{‰})$	$\delta D_{SMOW}(\text{‰})$
Ⅱ	④	B01	13.1	12.1	-104
		B02	12.8	11.8	-106
Ⅲ	①	B16	12.4	11.4	-111
	③	B20	13.2	12.2	-108
	平均		12.9	11.9	-107

4 讨论

矿床中的热液成因石英是成矿流体活动的直接产物, 记录了成矿流体的许多信息(毕献武和胡瑞忠, 1998; 倪师军等, 1998, 1999; 滕彦国等, 1999), 石英对微量、稀土元素缺乏选择性, 其微量元素特征可近似代表热液流体沉淀时的微量元素组合特征(刘英俊等, 1984; 赵振华, 2018), 反映成矿流体的地球化学特征, 成为研究成矿流体来源与演化的重要对象。

4.1 成矿流体来源

在地质作用过程中, Sm-Nd 体系一般保持相对独立的封闭状态, 具有较强的抗干扰能力, 因此, Sm/Nd 值可反映成矿物源和成矿作用过程特征(杨占兴等, 1991)。在 Sm-Nd 双对数图解(图 7)上, 各阶段石英的 Sm、Nd 之间相关性较好, 呈线性分布, 指示各阶段热液可能是具有相似来源或经相同演化过程的、不同期次的流体。

石英主要由 Si 和 O 组成, 其 $\delta^{18}O$ 值受后期改造影响较小, 具有很好的稳定性, 可以根据 $\delta^{18}O$ 值判断石英的来源和形成条件(李铁军, 2013; 薛建玲等, 2018; 何丽佳等, 2024)。各阶段石英 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值在 11.4‰ ~ 12.2‰ 之间, δD_{SMOW} 值

3.3 H-O 同位素

百地金矿床中Ⅱ、Ⅲ阶段石英的 H-O 同位素分析结果见表 3。Ⅱ阶段石英的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值在 12.8‰ ~ 13.1‰ 之间变化, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 在 11.8‰ ~ 12.1‰ 之间, δD_{SMOW} 值 -106‰ ~ -104‰。Ⅲ阶段石英的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值在 12.4 ~ 13.2 ‰ 之间变化, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 在 11.4‰ ~ 12.2‰ 之间, δD_{SMOW} 值 -111‰ ~ -108‰。

在 -111‰ ~ -104‰ 之间; 在 δD_{SMOW} - $\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解中(图 8), 数据点分布于地层水和地层水与变质水之间的区域内, 指示流体以地层水为主, 可能混入深部基底变质水。W 主要来源于深部花岗质岩浆(胡瑞忠等, 2024), W 富集是岩浆热液参与的典型标志(杨瑞东等, 2009; 刘寅, 2015), 低温矿床中 W 富集暗示其成矿流体受过岩浆活动影响; I、Ⅱ阶段石英富含 W 元素(含量 3.55×10^{-6} ~

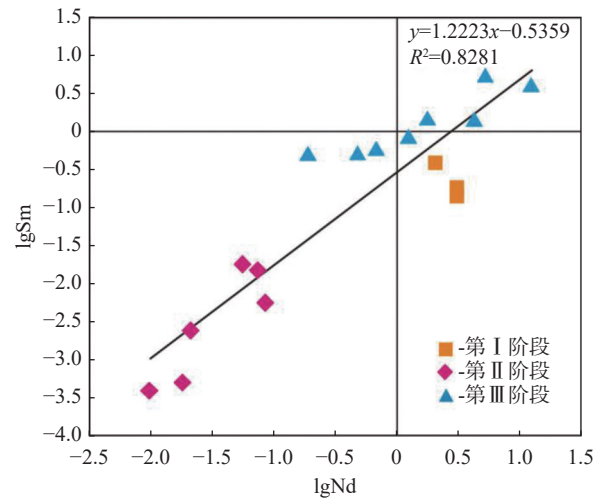


图 7 百地金矿床各成矿阶段石英 lgSm-lgNd 图解

Fig. 7 The lgSm-lgNd diagram of quartz in different mineralization stages of Baidi gold deposit

底图据宋昊等(2016)

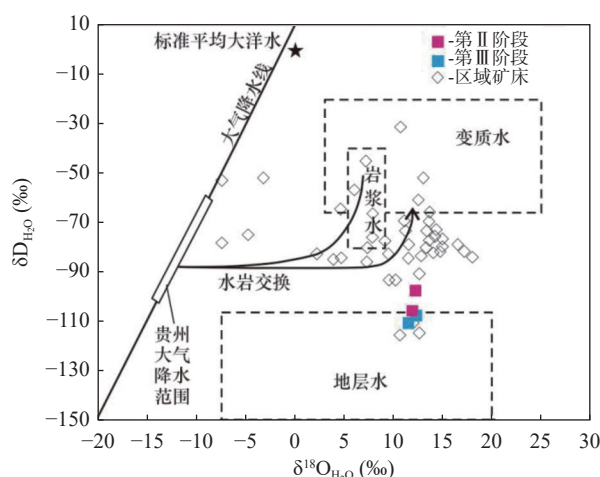


图8 百地金矿床各阶段石英 δD - $\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解

Fig. 8 The δD - $\delta^{18}O_{H_2O}$ diagram of quartz in different mineralization stages of Baidi gold deposit

底图据刘寅 (2015); 贵州大气降水范围、水岩交换趋势线及区域矿床数据来源于吴松洋 (2019)

10.20×10^{-6}), 说明 W 来源于深部岩浆, 指示流体受岩浆活动的影响。Li 是典型的亲石元素, 与层状硅酸盐矿物和伟晶岩关系密切, 在热液硫化物阶段 Li 并非特征元素, 与热液相关的硫化物金属矿床中 Li 的含量很低甚至缺失 (刘英俊等, 1984); I、II 阶段石英中 Li 含量高 ($164 \times 10^{-6} \sim 653 \times 10^{-6}$), 也暗示了可能存在岩浆流体和物质的参与。Sr 是地壳富集元素; 在内生作用中, Sr 含量随着 Ca 含量的增加而增加 (赵振华, 2018); III 阶段石英的 Sr 含量增大, 且生成方解石、白云石等含 Ca 矿物, 暗示着 III 阶段流体中 Sr、Ca 元素的富集, Sr 与 Ca 元素可能来自于地层中。

I 阶段的流体具有初始流体特征, 石英稀土模式具有 LREE 富集, 微弱的 Eu 负异常 Ce 异常不明显, 与烂泥沟金矿含砷黄铁矿和脉石英 (陈懋弘等, 2007)、石英流体包裹体 (苏文超等, 2001) 的稀土特征和配分曲线相似, 表明其流体可能是由碱性岩浆分异和地幔去气作用产生的富含挥发份的地幔流体 (王京彬和李朝阳, 1991; 毕献武和胡瑞忠, 1998)。II 阶段石英稀土配分模式与球粒陨石的相近, 暗示 II 阶段流体为与初始流体同源, 不同演化阶段的流体。III 阶段石英稀土呈现 LREE 亏损、MREE 显著富集等特征, 与矿床 (另文报道) 和右江盆地卡林型金矿 (王泽鹏等, 2012;

杨成富等, 2021) 的方解石稀土元素特征及配分模式相似, 暗示有深部地壳流体或围岩物质加入。

因此, 百地金矿床成矿流体具有明显的混合成因, 是相似来源或相同演化过程的、不同期次的流体, 以地层建造水为主, 部分的深部岩浆流体与基底变质水的混合流体。

4.2 成矿流体演化

从表 1 和图 5 中可知, I、II 阶段石英的微量元素含量大致相当, 且配分模式是一致的, 这说明 II 阶段流体继承了 I 阶段流体特征。除了 Sr 元素 III 阶段石英中含量明显大于 I、II 阶段 (III 阶段: $306 \times 10^{-6} \sim 1540 \times 10^{-6}$ 、I 阶段: $32.61 \times 10^{-6} \sim 85.60 \times 10^{-6}$ 、II 阶段: $17.23 \times 10^{-6} \sim 62.1 \times 10^{-6}$), 其它元素 III 阶段石英中含量均小于 I、II 阶段, 以 Sb、As、Cr、Cd、Ge、Sn、Li 等元素尤为明显, 如 Sb, III 阶段石英中含量 (均值 2.325×10^{-6}) 远低于 I 阶段 (均值 141.8×10^{-6}) 和 II 阶段 (均值 242.9×10^{-6})。各阶段 ΣREE 、 $\Sigma HREE$ 含量变化大, 表现为 III 阶段 > I 阶段 > II 阶段; $\Sigma LREE$ 含量差别不大, I 阶段石英中 $\Sigma LREE$ 与 III 阶段相当, 大于 II 阶段; 说明经过成矿过程后, HREE 元素进入热液系统中, 造成 ΣREE 的增加和稀土标准化配分曲线的差异; Y 含量在 III 阶段石英中增高 (I 阶段: $1.530 \times 10^{-6} \sim 2.380 \times 10^{-6}$, II 阶段: $0.523 \times 10^{-6} \sim 1.370 \times 10^{-6}$, III 阶段: $10.710 \times 10^{-6} \sim 21.900 \times 10^{-6}$), 说明 Y 倾向于与阴离子结合而留在流体中 (黄从俊和李泽琴, 2015), 使得 III 阶段流体中 Y 含量相对较高。

Zr 和 Hf 在地质作用过程中, 地球化学特点非常相似, 二者密切相伴 (刘英俊等, 1984); 但在成矿流体作用过程中 Zr 和 Hf 的活动性不同, 从而导致 Zr 和 Hf 的分离; Zr/Hf 值反映了其分离的程度, 是流体作用过程的有效标志 (滕彦国等, 1999); La/Yb 值和 La/Nd 值的变化分别代表了流体成矿过程中轻重稀土、轻稀土的分异演化趋势 (滕彦国等, 1999)。各阶段石英 Zr、Hf 含量呈现逐渐降低的趋势, 而 I 阶段石英的 Zr/Hf 值 ($34.35 \sim 40.42$) 与 II 阶段 ($20.17 \sim 67.08$) 相当, III 阶段石英的 Zr/Hf ($0.46 \sim 21.21$) 剧烈下降; 从 I 阶段到 III 阶段, La/Yb 值和 La/Nd 值呈现下降趋势 (La/Yb 值: I 阶段样品介于 $5.41 \sim 8.67$, II 阶段样品介于

1.50~5.31, III阶段样品介于0.07~0.68; La/Nd值: I阶段样品介于0.89~1.18, II阶段样品介于0.81~0.98, III阶段样品介于0.19~0.50), 从II阶段到III阶段剧烈下降。Zr/Hf、La/Nd、La/Yb值的变化特征, 代表从II阶段到III阶段流体作用发生强烈的变化。

矿物的H-O同位素组成的变化可以指示成矿流体的演化过程(薛建玲等, 2018; 王璇等, 2018; 卫清等, 2015), 从 $\delta_{\text{DSMOW}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解(图8)中可知, II阶段、III除非数据点从地层水与变质水之间区域向地层水区域移动, 表示从II阶段到III阶段混入深部基底变质水逐渐减少。

Ce、Eu是具有重要意义的变价元素, Ce、Eu异常作为氧化还原条件的指示剂(赵振华, 2018)。与其它稀土元素相比, 流体中以 Eu^{2+} 存在的Eu相对活跃, 石英中Eu异常可以指示流体所处的氧化还原环境(陈华勇等, 2013)。各阶段石英 δCe 变化不大(I阶段: 0.97~1.04, II阶段: 0.76~1.08, III阶段: 0.73~1.35), 具有轻微增大趋势; δEu 也呈增大趋势(I阶段: 0.75~0.80, II阶段: 0.84~1.48, III阶段: 1.11~3.31), 代表初期到晚期流体环境从还原、酸性向氧化、碱性的转变。在碱性增高的条件下, REE可形成易溶的络合物, 能在热液中长时间保存和迁移(刘英俊等, 1984), 表现出III阶段石英的 ΣREE 和Y大于I、II阶段, 说明REE和Y元素进入III阶段流体。

I阶段以热液交代作用为主, δEu 呈负异常, 生成黄铁矿等矿物, 流体环境呈还原、酸性。II阶段以交代作用为主, δEu 0.84~1.48, 生成黄铁矿、毒砂等, 流体环境向氧化、碱性转变, 流体中HF、HCl、 H_2O 浓度的降低, 引起配合物解离, 使Au等元素发生沉淀(张德会, 2020); III处于张性、开放的应力条件下, 以充填作用为主, δEu 呈正异常, 生成黄铁矿、辉锑矿、方解石等, 流体处于氧化、碱性环境; 造成Sb的沉淀和围岩Sr等元素的进入。从微量(稀土)元素含量及特征值、H-O同位素的变化来看, 从I阶段到II阶段流体性质及流体作用变化不大; 从II阶段到III阶段流体性质及流体作用发生大规模变化, 深部基底变质水减少; 说明百地金矿床热液成矿过程是多期次的, 同时

这一过程中, 深部岩浆流体和基底变质水在成矿流体中的参与度逐渐降低, 这与矿床毒砂、黄铁矿及辉锑矿原位硫同位素变化所反映硫源的转变特征(Yan J et al, 2024)相一致。

5 结论

通过分析和研究百地金矿床各热液阶段石英的微量元素、稀土元素和H-O同位素地球化学特征及变化, 取得以下认识:

(1)各阶段石英的Sm、Nd相关性较好, 微量元素配分模式是一致的, 代表各阶段流体可能是具有相似来源或相同演化过程的、不同期次的流体; W、Li元素的富集和I、II阶段石英的稀土组成及配分模式, 指示流体和W等来源于深部岩浆; H-O同位素反映II、III阶段流体以地层水为主, 有基底变质水的加入; III阶段石英中的Sr可能来自于地层。百地金矿床成矿流体具有明显的混合成因, 以地层建造水为主, 部分的深部岩浆流体与基底变质水的混合流体。

(2)热液成矿期分为3个阶段, I阶段以热液交代作用为主, δEu 呈负异常, 生成黄铁矿等, 流体环境呈还原、酸性; II阶段以交代作用为主, δEu 为0.84~1.48, 生成黄铁矿、毒砂等, 流体环境向氧化、碱性转变, 引起配合物解离, 使Au等元素发生沉淀, REE和Y进入III阶段流体; III阶段处于张性、开放的应力条件下, 以充填作用为主, δEu 呈正异常, 生成黄铁矿、辉锑矿、方解石等, 流体处于氧化、碱性环境, 造成Sb的沉淀和围岩Sr等元素的进入。

(3)I与II阶段石英的微量元素含量大致相当, 说明II阶段流体继承了I阶段流体特征, 流体性质及流体作用变化不大。从II阶段到III阶段, 石英的Zr/Hf、La/Yb、La/Nd值和 ΣHREE 含量发生急剧变化, δCe 轻微增大; δEu 增大, 反映从II阶段到III阶段, 流体环境从还原、酸性向氧化、碱性的转变, 深部基底变质水减少; 说明百地金矿床热液成矿过程是多期次的, 深部岩浆流体和基底变质水在成矿流体中的参与度逐渐降低。

成文过程中得到贵州省地质矿产勘查开发

局 117 地质大队曾昭光研究员的精心指导, 匿名审稿人提出宝贵的意见, 特此致谢。

参考文献:

- 毕献武, 胡瑞忠. 1998. 哀牢山金矿带成矿流体稀土元素地球化学 [J]. 地质论评, 44(3): 264-269.
- 卞玉冰, 邹少浩, 许德如, 陈喜连, 邓腾, 万泰安, 李博. 2022. 石英的结构和微量元素特征研究进展及其在岩浆-热液矿床中的应用 [J]. 大地构造与成矿学, 47(2): 407-427.
- 陈华勇, 张莉, 李登峰, 张增杰. 2013. 南天山萨瓦亚尔顿金矿床稀土微量元素特征及其成因意义 [J]. 岩石学报, 29(1): 159-166.
- 陈懋弘, 吴六灵, Phillip J Uttley, Tony Norman, 郑建民, 秦运忠. 2007. 贵州锦丰 (烂泥沟) 金矿床含砷黄铁矿和脉石英及其包裹体的稀土元素特征 [J]. 岩石学报, 23(10): 2423-2433.
- 陈小丹, 陈振宇, 程彦博, 叶会寿, 汪欢. 2011. 热液石英中微量元素特征及应用: 认识与进展 [J]. 地质论评, 57(5): 707-717.
- 方策, 季国松, 吴道远, 吴治君, 先开, 张钟华. 2013. 贵州册亨县百地金矿地质特征及找矿方向探讨 [J]. 矿物学报, 33(3): 308-314.
- 高伟, 胡瑞忠, 李秋立, 刘建中, 李献华. 2024. 右江盆地卡林型金矿成矿年代学研究进展 [J]. 地学前缘, 31(1): 268-28.
- 何丽佳, 阮青锋, 邱志惠, 程诗渤, 周子涵. 2024. 桂西巴平石英矿床成因: 来自流体包裹体、C-H-O 同位素及稀土元素证据 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 43(2): 326-342.
- 胡瑞忠, 高伟, 付山岭, 苏文超, 彭建堂, 毕献武. 2024. 华南中生代陆内成矿作用 [J]. 地学前缘, 31(1): 226-238.
- 胡瑛, 陈懋弘, 董庆吉, 黄庆文. 2009. 贵州锦丰 (烂泥沟) 金矿床含砷黄铁矿和脉石英及其包裹体的微量元素特征 [J]. 高校地质学报, 15(4): 506-516.
- 黄从俊, 李泽琴. 2015. 拉拉 IOCG 矿床萤石的微量元素地球化学特征及其指示意义 [J]. 地球科学进展, 30(9): 1063-1073.
- 季国松, 吴治君, 彭慈刚, 陆建宝, 张钟华, 陈正山, 刘浩. 2018. 黔西南册亨百地金矿找矿模式初探 [J]. 矿产与地质, 32(3): 465-473.
- 季国松. 2014. 贵州册亨县百地金矿地球化学特征及成因探讨 [J]. 贵州地质, 31(1): 21-26.
- 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 [D]. 中国地质大学 (武汉) 博士学位论文.
- 黎彤. 1984. 大洋地壳和大陆地壳的元素丰度 [J]. 大地构造与成矿学, 8(1): 19-27.
- 李铁军. 2013. 氧同位素在岩石成因研究的新进展 [J]. 岩矿测试, 32(6): 841-849.
- 李玉钊, 李欢, 蔡恒安, 靳晓野. 2024. 石英的结构和化学组成对矿床成因和找矿勘查的指示及应用 [J]. 华东地质, 45(2): 135-157.
- 刘寅. 2015. 右江盆地卡林型金矿成矿流体性质与成矿模式研究 [D]. 南京大学博士学位论文.
- 刘建中, 徐良易, 宋威方, 王泽鹏, 王大福, 杨成富, 李俊海, 郑禄林, 李松涛, 谭亲平, 谢卓君, 刘婧珂, 杨毓红, 谭礼金, 陈发恩, 谭代卫, 汪小勇. 2023. 贵州卡林型金矿成矿系列及找矿方向 [J]. 地球学报, 44(5): 797-814.
- 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 王鹤年, 储同庆, 张景荣. 1984. 元素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社.
- 倪师军, 曹志敏, 张成江, 唐建武, 滕彦国. 1998. 成矿流体活动信息的三个示踪标志研究 [J]. 地球学报, 19(2): 166-169.
- 倪师军, 滕彦国, 张成江, 吴香尧. 1999. 成矿流体活动的地球化学示踪研究综述 [J]. 地球科学进展, 14(4): 346-352.
- 宋昊, 张成江, 李佑国, 钟文丽, 李家庆. 2016. 三江中段铜多金属矿床流体成矿作用: 微量元素地球化学证据 [J]. 岩石学报, 32(3): 804-814.
- 苏文超, 胡瑞忠, 漆亮, 方维董. 2001. 黔西南卡林型金矿床流体包裹体中微量元素研究 [J]. 地球化学, 30(6): 512-516.
- 滕彦国, 张成江, 倪师军. 1999. 阿西金矿床流体成矿的元素地球化学标志 [J]. 地质找矿论丛, 14(2): 36-42.
- 王璇, 杨林, 邓军, 李华健, 于华之, 董超一. 2018. 北衙金矿多期热液成矿作用识别: 来自地质、岩相学、流体包裹体和 H-O-S 同位素证据 [J]. 岩石学报, 34(5): 1299-1311.
- 王京彬, 李朝阳. 1991. 金顶超大型锌矿床 REE 地球化学研究 [J]. 地球化学 (4): 359-365.
- 王泽鹏, 夏勇, 宋谢炎, 游彬, 郑新华, 汪小勇. 2012. 太平洞-紫木幽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.
- 卫清, 范宏瑞, 蓝廷广, 刘玄, 姜晓辉, 文博杰. 2015. 胶东寺庄金矿床成因: 流体包裹体与石英溶解度证据 [J]. 岩石学报, 31(4): 1049-1062.
- 吴松洋. 2019. 黔西南卡林型金矿构造-岩浆-热液成矿模式研究 [D]. 中国地质大学 (北京) 博士学位论文.

- 吴治君,季国松,张钟华,赵明峰,陈正山.2020.贵州省册亨县百地金矿微量元素地球化学特征[J].现代矿业,36(8):30-33.
- 薛建玲,李胜荣,庞振山,陶文,孙文燕,陈辉,张运强.2018.胶东邓格庄金矿成矿流体、成矿物质来源与矿床成因[J].岩石学报,34(5):1453-1468.
- 闫俊,夏勇,季国松,谭亲平,谢卓君.2021.黔西南百地金矿床含铋化合物矿物学特征及金铋共生机制探讨[J].新疆有色金属,44(5):24-29+33.
- 杨成富,顾雪祥,刘建中,王泽鹏,陈发恩,王大福,徐良易,李俊海.2021.黔西南灰家堡金矿田热液方解石稀土元素与C-O-Sr同位素地球化学特征[J].矿物岩石地球化学通报,40(1):124-137.
- 杨瑞东,张晓东,刘玲,袁世婷,许利群.2009.贵州锦屏新元古界青白口系下江群稀土、微量元素分布特征-探讨金的来源问题[J].地质学报,83(4):505-514.
- 杨占兴,史益学,刘素英.1991.八家子多金属矿床岩石和矿石稀土元素特征[J].辽宁地质,(4):322-331.
- 张德会.2020.热液成矿作用地球化学[M].北京:地质出版社.
- 赵振华.2018.微量元素地球化学原理(第二版)[M].北京:科学出版社.
- 周余国.2009.滇东南卡林型金矿地质地球化学与成矿模式[D].中南大学博士学位论文.
- Bi X W, Hu R Z. 1998. REE geochemistry of primitive ore fluids in Ailaoshan gold belt, Southwest China[J]. Chinese Journal of Geochemistry, 17(1): 91-96.
- Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. Journal of Geophysical Research, 77(17): 3057-3067.
- Huang Z L, Liu C Q, Hu Y G, Zhu J M, Xiao H Y, Xu C. 2000. Rare-earth element geochemistry of eclogites from the ultrahigh pressure metamorphic belt in Central China[J]. Chinese Journal of Geochemistry, 19(1): 35-44.
- Li L X, Li H M, Wang D H, Zhang C Q. 2009. Trace elements and rare earth elements geochemistry and its metallogenic significance for Cu-Zn ore deposits in Tongbai Area, Henan Province, China[J]. Earth Science Frontiers, 16(6): 325-336.
- Sun S S, Mc Donough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for the mantle composition and process[J]. Geological Society of London Special Publication, 42: 313-345.
- Sun W L, Niu Y L, Ma Y X, Liu Y, Zhang G R, Hu Z X, Zhang Z W, Chen S, Li J Y, Wang X L, Gong H M. 2015. Petrogenesis of the Chagangnuoer deposit, NW China: A general model for submarine volcanichosted skarn iron deposits[J]. Science Bulletin, 60(3): 363-379.
- Terakado Y and Fujitani T. 1998. Behavior of the rare earth elements and other trace elements during interactions between acidic hydrothermal solutions and silicic volcanic rocks, southwestern Japan[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(11): 1903-1917.
- Whitney P R, Olmsted J F. 1998. Rare earth element metasomatism in hydrothermal systems: The Willsboro-Lewis wollastonite ores, New York, USA[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(17): 2965-2977.
- Yan J, Xia Y, Tan Q P, Xie Z J, Ji G S. 2024. Metallogenesis of the Baidi Au-Sb deposit, southwest Guizhou Province, China: mineralogical and geochemical evidence from sulfur-bearing minerals[J]. Acta Geochim, 43(2): 199-213.
- Zhao Z H, Zhou L D. 1997. REE geochemistry of some alkali-rich intrusive rocks in China[J]. Science in China(Series D), 40(2): 145-158.