

文章编号: 0258-7106 (2023) 05-0907-20

Doi: 10.16111/j.0258-7106.2023.05.004

桂西隆或金矿床流体包裹体与 C-H-O-He-Ar 同位素对成矿流体来源的制约

安 鹏¹, 陈懋弘^{2**}, 孔志岗^{1**}, 陈 港², 王 显¹

(1 昆明理工大学 国土资源工程学院, 云南 昆明 650093; 2 中国地质科学院矿产资源研究所 自然资源部成矿作用和资源评价重点实验室, 北京 100037)

摘要 广西隆或金矿床位于右江盆地隆或孤立碳酸盐岩台地内部, 为一产于C/D不整合面上的层状卡林型矿床。为了查明隆或金矿的成矿流体来源, 探讨矿床成因, 本次工作对其开展了详细的野外地质考察, 对不同成矿阶段石英、方解石进行了系统的包裹体岩相学观察、显微测温及C-H-O-He-Ar同位素分析。包裹体岩相学及测温结果显示, 石英、方解石中主要发育富液相气液两相水溶液包裹体, 含有少量CO₂三相包裹体。其中石英中包裹体均一温度集中在170.4~282.6°C, 盐度w(NaCl_{eq})集中在2.57%~8.41%, 密度为0.774~0.938 g/cm³; 方解石中包裹体的均一温度集中在178.5~237°C, 盐度w(NaCl_{eq})集中在2.9%~7.17%, 密度为0.845~0.935 g/cm³, 为中低温、低盐度、低密度的H₂O-NaCl体系。通过计算得出成矿流体的成矿压力为45.83~74.17 MPa, 成矿深度为1.611~2.472 km。石英的δ¹⁸O_{V-SMOW}值为25.5‰~28.7‰, 对应的δ¹⁸O_{H2O}为14.10‰~17.18‰, δD_{V-SMOW}值为-79‰~-51‰, 两个阶段石英H、O同位素投点虽位于变质水区域及附近, 但II阶段石英具有向岩浆水漂移的趋势。方解石的δ¹³C_{PDB}集中在-6.5‰~-4.6‰, δ¹⁸O_{V-SMOW}分布在19.9‰~21.1‰, 其投点靠近海相碳酸盐岩区域, 表明方解石的形成主要来源于碳酸盐的溶解。石英包裹体中³He/⁴He的值为0.351~0.744 Ra, 位于地幔氦和地壳氦之间, 带源He(%)值为5.11%~11.17%, 说明地壳流体占主导地位; 方解石中³He/⁴He值为0.038~0.073 Ra, 位于地壳氦附近。石英、方解石的⁴⁰Ar/³⁶Ar值为303.1~436.4, 经计算得成矿流体中大气⁴⁰Ar贡献介于67.71%~97.49%, 表明了成矿流体具有壳幔混合的特征, 并且有大量大气水的参与。综上分析, 文章推测隆或金矿床中原始成矿流体来自深部岩浆流体, 原始成矿流体在上升过程中与盆地建造水发生混合, 形成了多流体混合的成矿流体, 并且随着成矿的进行, 大量的大气降水或地下水的渗入。结合构造环境、矿化蚀变等特征, 文章认为隆或金矿床为中低温低压浅成热液卡林型金矿床。

关键词 流体包裹体; C-H-O-He-Ar 同位素; 矿床成因; 隆或金矿; 桂西孤立台地

中图分类号:P618.51

文献标志码:A

Restriction of source of ore-forming fluid by fluid inclusions and C-H-O-He-Ar isotopes of Longhuo gold deposit in western Guangxi

AN Peng¹, CHEN MaoHong², KONG ZhiGang¹, CHEN Gang² and WANG Yu¹

(1 Faculty of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China;

2 MNR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assesment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

The Longhuo gold deposit in Guangxi is a layered Carlin-type deposit located in the interior of the Longhuo

* 本文得到国家自然科学基金面上资助项目《桂西孤立台地内部寒武系中卡林型金矿成矿机理研究》(编号:42072110)和广西找矿突破战略行动地质矿产勘查项目《桂西隆林孤立台地卡林型金矿的“梯式”结构模型及找矿前景》(编号:桂国土资函[2018]377号)联合资助

第一作者简介 安 鹏,男,1996年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:ap483645400@163.com

* * 通讯作者 陈懋弘,男,1971年生,博士,研究员,从事矿床学方面研究。Email:mhchen666@163.com

* * 通讯作者 孔志岗,男,1980年生,博士,副教授,从事区域成矿学研究。Email:zhigangkong@kust.edu.cn

收稿日期 2023-03-29; 改回日期 2023-08-15。秦思婷编辑。

isolated carbonate platform on the C/D unconformity surface of the Youjiang Basin. A detailed field geological investigation was carried out in this work to investigate the source of ore-forming fluid of the Longhuo gold deposit and discuss its genesis, and systematic petrographic observation, microscopic temperature measurement, and C-H-O-He-Ar isotope analysis were carried out for fluid inclusions in quartz and calcite formed in different metallogenetic stages. Petrography and inclusion temperature measurements revealed that liquid-rich gas-liquid two-phase aqueous solution inclusions developed primarily in quartz and calcite, with a tiny amount of CO₂ three-phase inclusions. The homogenous temperature of the inclusions in quartz is between 170.4~282.6°C, the salinity $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ is between 2.57%~8.41%, and the density is 0.77~0.93 g/cm³. The homogenous temperature of the inclusions in calcite is between 178.5~237°C, the salinity $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ is between 2.9%~7.17%, and the density is 0.845~0.935 g/cm³, which are H₂O-NaCl system with medium-low temperature, low salinity, low density. It is calculated that the ore-forming fluid's metallogenetic pressure is in the range of 45.83~74.17 MPa, and the metallogenetic depth is 1.611~2.472 km. Quartz has an ¹⁸O_{V-SMOW} value of 25.2‰~28.7‰, a matching ¹⁸O_{H₂O} value is 14.10‰~17.18‰, and the δD_{V-SMOW} value is -79‰~-51‰. Although the H and O isotope plotting sites of the two stages of quartz are in or near the metamorphic water region, but stage II quartz tends to shift to the magma water. The calcites $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{V-SMOW}$ values are concentrated in the range of -6.5‰~-4.6‰ and 19.9‰~21.1‰, respectively. The plotting points are close to the marine carbonate area, indicating that the formation of calcite is mainly from the dissolution of carbonate rocks. The ³He/⁴He values of fluid inclusions in quartz range between 0.351~0.744 Ra, which is placed between mantle helium and crustal helium, the values of mantle-derived He(%) is 5.11%~11.17%, indicating the domination of crustal fluid. The ³He/⁴He values of fluid inclusions in calcite are 0.038~0.073 Ra, which is located near crustal helium. The ⁴⁰Ar/³⁶Ar values of quartz and calcite are 303.1~436.4. The calculated contribution of atmospheric ⁴⁰Ar ranges between 67.71%~97.49%, indicating that the ore-forming fluid possesses crust and mantle mixing features, and there's a significant amount of atmospheric water involved. Based on the above analysis, it is deduced that the original ore-forming fluid in Longhuo gold deposit comes from deep magmatic fluid, and the original ore-forming fluid mixes with basin formation water during the ascent process, forming a multi-fluid mixed ore-forming fluid, and there is a large amount of atmospheric precipitation or groundwater infiltration with the progress of mineralization. Combining the characteristics of tectonic environment and mineralization alteration, it is ascertain that the Longhuo gold deposit is a medium-low temperature and low-pressure epithermal Carlin-type gold deposit.

Key words: fluid inclusion, C-H-O-He-Ar isotope, ore genesis, Longhuo gold deposit, isolated platform in western Guangxi

滇黔桂“金三角”是世界著名的卡林型金矿矿区之一(Hu et al., 2002; Cline et al., 2013),该区累计探明金资源储量已逾1200 t(韦启锋, 2022)。自20世纪80年代在区内发现此类矿床以来,已有众多地质工作者对该区卡林型金矿的矿床地质特征、地球化学特征、成矿年代、矿床成因及成矿规律等进行了系统的研究(Su et al., 2009; 刘建中等, 2014; Tan et al., 2015; 谭亲平等, 2017; Su et al., 2018),并获得了大量的成果。但由于不同的矿床具有不同的流体来源,导致区内卡林型金矿床的成矿流体的来源研究存在较大的争议,使得该区卡林型金矿床的成矿模式及成因并未有统一的观点。前人研究总结的卡林

型金矿床主要成因模式有:① 渗流热卤水成矿模式(Zhuo et al., 2019);② 油气运移-构造成矿模式(Ge et al., 2021; He et al., 2023);③ 盆地流体成矿模式(Yan et al., 2018; Li et al., 2021);④ 花岗岩浆热液成矿模式(Tan et al., 2015; Song et al., 2022);⑤ 深部变质流体模式(Zhang et al., 2003; Lin et al., 2021);⑥ 漫源岩浆成矿模式(Zheng et al., 2016; 郑禄林等, 2019),因此,矿床成因模式仍有较大的争议,而流体来源的不确定是导致矿床成因存在争论的主要原因之一。

广西隆或金矿位于滇黔桂“金三角”矿集区内,产于滇黔桂晚古生代裂谷拗陷区中的隆或穹窿孤立

碳酸盐岩台地内部,是桂西地区典型的层状卡林型金矿之一(庞保成, 2004; 唐松华, 2006)。迄今为止,该矿床的研究程度较低,仅张辰光等(2022)通过对其实质特征和地球化学特征进行了研究,初步推测该矿床的成矿流体来源于深部幔源流体。

惰性气体因其地球化学惰性,使其在参与各种地质作用过程中能保持化学性质不变;同时,由于 He 同位素在地壳与地幔中的分布比值相差较大,通过对其含量的分析可以较好地识别出流体中是否有幔源物质的加入,因此,对于惰性气体的研究可以有效地示踪成矿流体的来源(Stuart et al., 1995; Winckler et al., 2001; Hu et al., 2004; 蔡明海等, 2021),其中,He-Ar 同位素也成为用来判断成矿流体中是否有幔源流体参与的重要手段之一。近年来,国内众多学者通过利用 He-Ar 同位素在示踪幔源流体是否参与成矿方面取得了大量成果,例如在胶东、粤北、桂西北丹池地区、扬子克拉通西缘及鄂东地区的 W-Sn-Cu-Fe-Au 等矿床中通过 He-Ar 同位素的示踪均识别出了有幔源流体的参与(Zhang et al., 2002; Hu, 2004; 翟伟等, 2012; Xie et al., 2016; 蔡明海等, 2021)。而对于滇黔桂地区的一系列卡林型金矿床,He-Ar 同位素的研究还鲜有报道。

本文选取隆或金矿床中不同成矿阶段的石英、方解石脉开展流体包裹体、C-H-O 同位素及稀有气体 He-Ar 同位素的研究分析,从而探讨隆或金矿床的成矿流体来源和演化,分析矿床的成因,为进一步的深部找矿工作提供理论依据,同时也补充了滇黔桂地区对 He-Ar 同位素的研究,为该地区的壳幔作用与成矿关系的研究提供借鉴。

1 区域地质特征

右江盆地位于扬子克拉通的西南侧,该区构造演化与特提斯洋的开闭及太平洋板块的俯冲有着密切关系,区内经历了多期次的“开”、“合”、“升”、“降”、“扭”等运动(马杏垣, 1982; 曾允孚, 1995; Li et al., 2007),最终演变成了在广阔的三叠系陆源碎屑岩盆地中“漂浮”着数十个大小不等的孤立碳酸盐岩台地的古地理格局(图 1)(陈懋弘等, 2021),盆地内岩浆活动较发育,主要 3 期岩浆活动分别为海西期、印支期和燕山期岩浆活动(吴松洋, 2017)。右江盆地遭受了燕山期强烈的构造岩浆活动的影响,在盆地边缘形成了与花岗岩活动有关的锡多金属矿床,

并且在盆地内部形成了一系列大-中型卡林型金矿床(陈懋弘等, 2008)。

桂西隆林地区位于右江盆地的西北缘,区域上主要分布有西林、德峨、马雄、坡陇 4 个大型背斜和隆或、大瑶寨 2 个穹窿,均属于晚古生代的孤立碳酸盐岩台地(陈懋弘等, 2021)。这些背斜和穹窿构造主要由泥盆系至二叠系的碳酸盐岩组成,其中核部出露主要为寒武系白云岩和泥盆系砂泥岩。众多地质工作者研究发现,这些背斜和穹窿内部均发育了一系列大小不等的金矿床(点),例如马雄、德峨、隆或等。

隆或穹窿位于隆林地区的东部,整体呈椭圆状,长约 20 km,宽约 15 km。穹窿核部为泥盆系,向外依次为石炭系和二叠系。穹窿内断裂发育,其中以北东向断裂为主,北西向为辅,隆或穹窿东翼地层由于受到断裂构造影响较大,导致该地层被破坏而残缺不全,西翼地层受影响较小而相对较完整(刘显凡等, 1998)。隆或穹窿从晚泥盆世至晚二叠世,期间台地经历了多次间隙抬升并形成了多个平行不整合(陈懋弘等, 2018),这为后期的形成似层状矿体提供了构造薄弱面。

2 矿床地质特征

隆或金矿位于隆或穹窿(孤立碳酸盐岩台地)内部。矿区范围内地层由古至新依次为上泥盆统融县组、下石炭统英塘组、中-下石炭统都安组和中石炭统黄龙组、马平组,穹窿四周主要为深水盆地相三叠系砂泥岩(图 2a)。泥盆系融县组以碳酸盐岩台地相的厚层灰岩为主。石炭系主要为浅海相的碳酸盐岩和碎屑岩。其中,上部的都安组、黄龙组和马平组均为孤立台地相的碳酸盐岩,下部英塘组为台沟相的硅质岩、粉砂岩、碳质泥岩和凝灰岩等,与下伏泥盆系融县组呈平行不整合接触,该不整合面为隆或金矿的主要含矿层位。

矿区内构造断裂较发育,主要由 2 组断裂组成:一组为北西向;另一组为北东向。矿区内整体构造样式为北西向单斜构造,地层整体倾向南西,在隆或穹窿西南翼的泥盆系—石炭系碳酸盐岩中形成有北西向磨毫次级背斜,并且在磨毫次级背斜翼部发育大量北西向的连续不对称褶皱。北东向大断层(F_0 断层)位于隆或金矿东部。详细的构造解析表明,矿区内靠近 F_0 断层的部位构造变形和矿化蚀变最为

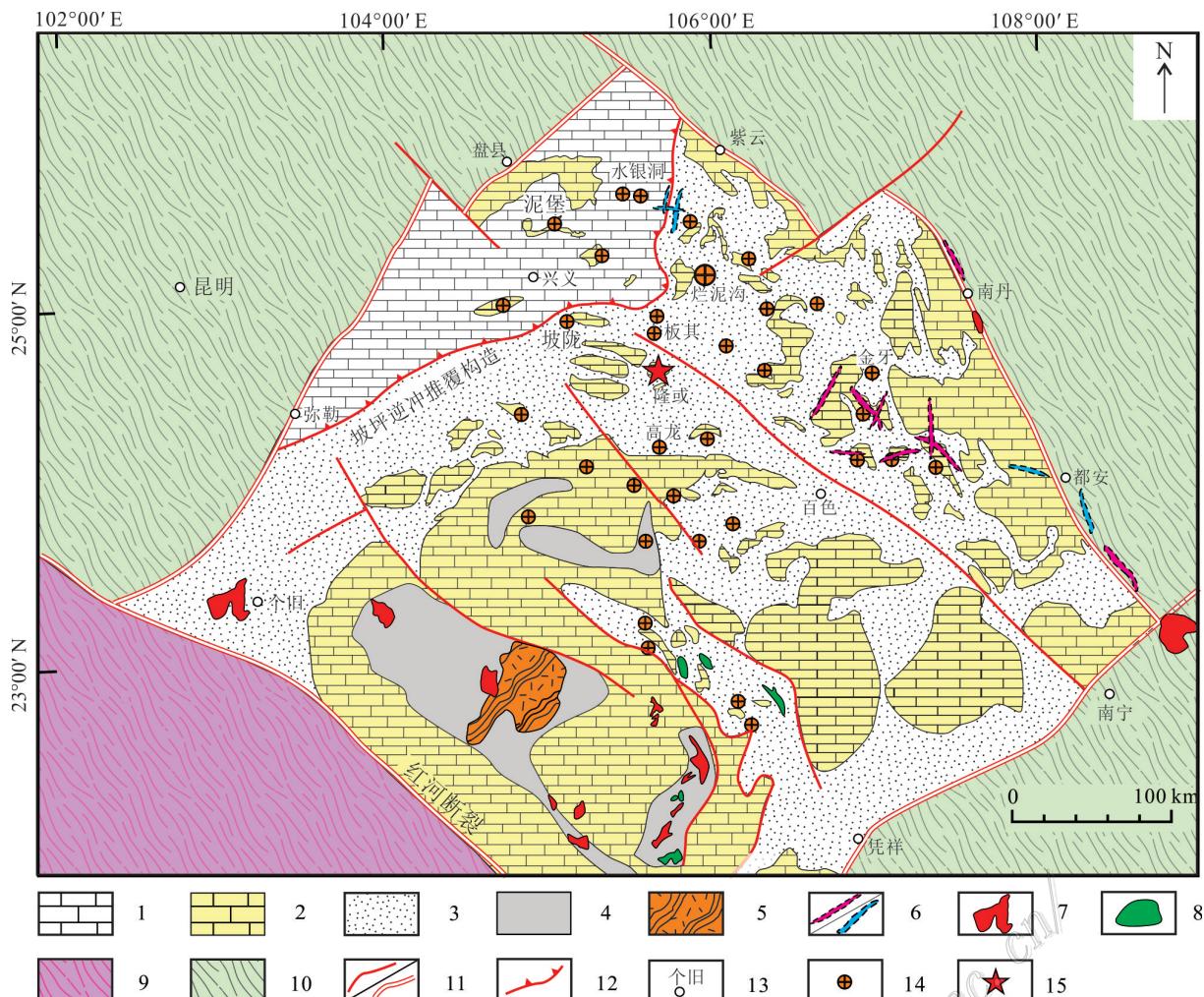


图1 右江盆地区域地质图(据陈懋弘等, 2018修改)

1—三叠系碳酸盐岩台地;2—晚古生代孤立碳酸盐岩台地;3—三叠系陆源碎屑岩;4—早古生代;5—新元古代Song Chay片麻岩;6—晚白垩世石英斑岩脉/超基性-基性岩脉;7—晚白垩世花岗岩;8—二叠系基性-超基性岩;9—印支地块;10—华南板块;11—大断裂/区域断裂;12—逆冲推覆构造;13—城市;14—卡林型金矿;15—隆或金矿

Fig.1 Regional geological map of the Youjiang Basin (modified after Chen et al., 2018)

1—Triassic carbonate platform; 2—Late Paleozoic isolated carbonate platform; 3—Triassic terrigenous clastic rock; 4—Early Paleozoic; 5—Neoproterozoic Song Chay Gneiss; 6—Late Cretaceous Quartz porphyry dyke/Mafic-ultramafic dyke; 7—Late Cretaceous granite; 8—Permian Mafic-ultramafic; 9—Indosinian Terrane; 10—South China block; 11—Major fault/Regional fault; 12—Nappe structure; 13—City; 14—Carlin-type gold deposit; 15—Longhuo gold deposit

强烈,向西逐渐减弱,证明了F₀断层是该矿床主要的导矿构造。同时,F₀断层上盘(断层西盘)发育大量平行的次级小断层,向西逐渐减弱为节理和劈理。这些次级小断层-节理-劈理带为成矿流体的侧向迁移提供了通道,属于配矿构造(安鹏, 2023)。

隆或金矿主要发育严格受地层和岩性控制的似层状矿体(图2b),其中包括浅部已开采完毕的氧化矿及未进行开采的深部原生矿,通过分析表明原生矿体的品位主要为(3.17~5.41)×10⁻⁶,其中次生淋滤

的氧化矿体较富集,局部可达(5~30)×10⁻⁶。区内矿化蚀变较明显,但蚀变规模较小,以中低温蚀变类型为主,主要包括黄铁矿化、毒砂化、硅化、碳酸盐化及绢云母化等。金矿化主要赋存在含硫化物的硅质岩、凝灰岩、碳质泥岩中,矿床中金属矿物主要有黄铁矿、毒砂、闪锌矿和后期黄铁矿被氧化形成的褐铁矿等;非金属矿物主要为石英、方解石和绢云母等。其矿物组合与卡林型金矿床中矿物共生组合相类似,载金矿物以黄铁矿为主,毒砂为辅,金主要以“不

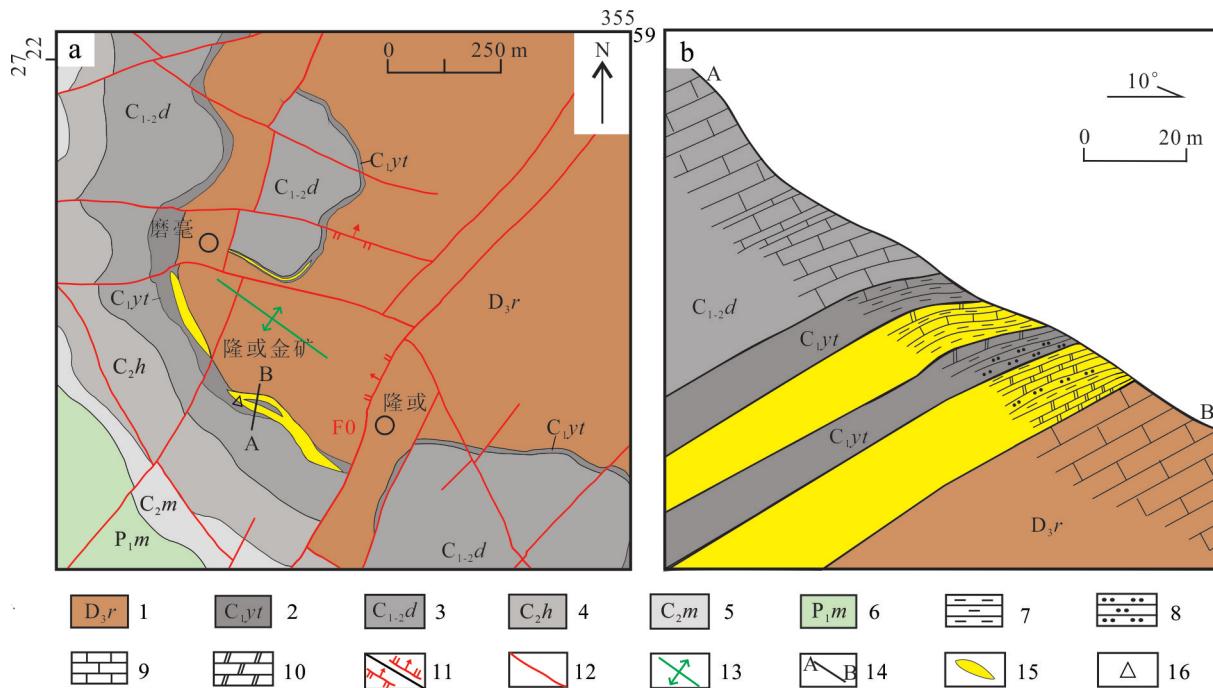


图2 隆或金矿矿体分布图(a)和隆或金矿勘探线剖面图(b)(据蒋柏昌等,2013修改)

1—上泥盆统融县组;2—下石炭统英塘组;3—石炭系都安组;4—上石炭统黄龙组;5—上石炭统马平组;6—上二叠统茅口组;7—泥岩;
8—粉砂岩;9—灰岩;10—硅质岩;11—正/逆断层;12—限制不明断层;13—次级背斜;14—剖面线;15—金矿体;16—采样位置

Fig. 2 Longhuo gold ore body distribution map(a) and cross section on exploration line A-B through the Longhuo gold deposit(b)
(modified after Jiang et al., 2013)

1—Devonian Rongxian Formation; 2—Carboniferous Yingtang Formation; 3—Carboniferous Du'an Formation; 4—Carboniferous Huanglong Formation; 5—Carboniferous Maping Formation; 6—Permian Maokou Formation; 7—Mudstones; 8—Siltstone; 9—Limestone; 10—Siliceous rock; 11—Normal/Reverse fault; 12—Unknown Fault; 13—Secondary anticline; 14—Section line; 15—Gold orebody; 16—Sample location

可见金”的形式分布在黄铁矿、毒砂中。黄铁矿主要呈立方体状、五角十二面体和他形粒状,主要呈浸染状和细脉状,其后期氧化后形成褐铁矿;毒砂主要呈自形菱形状、矛状,分布在黄铁矿边部。

基于矿床中脉体之间的穿切关系、矿物共生组合、矿石组构及显微镜下矿物共生关系等特征,本文初步将隆或金矿的热液成矿过程划分为3个阶段(图3a~f):

(1) I阶段(石英-绢云母-黄铁矿阶段):该阶段为成矿早阶段,金矿化较少或不含金,该阶段石英主要表现为硅质和隐晶质(图3c,f),出现绢云母化蚀变以及少量他形粒状黄铁矿;

(2) II阶段(石英-黄铁矿阶段):为成矿主阶段,表现为石英-黄铁矿呈网脉状穿切到早期形成的硅化岩石中(图3a,d,e)中。本阶段多见呈星散状-浸染状分布的自形粗粒黄铁矿及呈脉状分布的大颗粒自形-半自形粗粒黄铁矿,自形黄铁矿环带较发育,金以“不可见金”分布在黄铁矿环带中,此外可见有少量毒砂

呈菱形状、矛状自形晶与黄铁矿共生。多见有石英呈细脉状沿裂隙穿切早期硅质、隐晶质石英;

(3) III阶段(石英-方解石-多金属硫化物阶段):该阶段为成矿晚阶段,不含金矿化,其中金属硫化物种类较多,含量较少,出现闪锌矿、辉锑矿及少量自形细粒黄铁矿。石英-方解石穿II阶段的石英-黄铁矿脉,该阶段石英-方解石矿物粒度较大,以自形-半自形为主,石英可见明显环带结构(图3b,f)。

3 样品采集与测试方法

研究所用样品均采集于采坑主矿体及其附近,样品以成矿II阶段和III阶段的石英-方解石脉为主,样品新鲜,共采样6件(表1)。

本次工作在矿石中采取了II阶段和III阶段的石英-方解石脉进行测试,由于第I阶段石英粒度细小,因此并未对其进行测试,本文所有实验测试均在中国地质科学院矿产资源研究所完成。

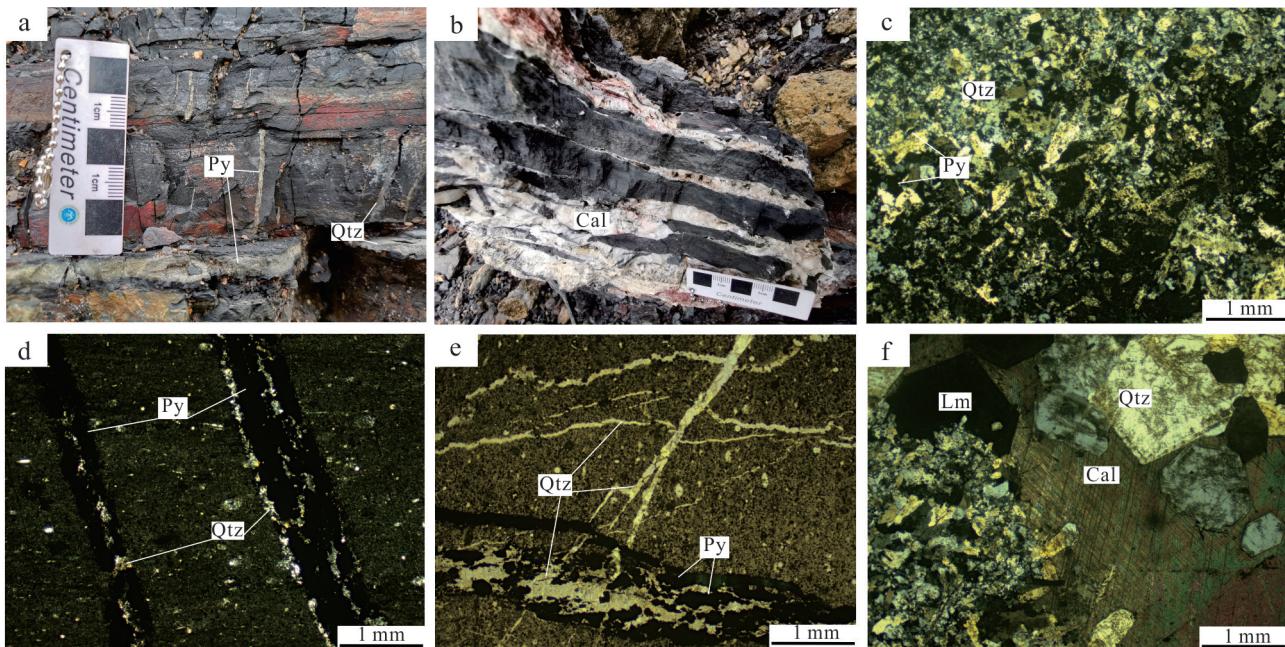


图3 隆或金矿床野外及矿物镜下照片

a. II阶段的顺层的和切层的黄铁矿-石英脉; b. III阶段的方解石脉;c. I阶段的硅化石英,局部可见有细粒他形黄铁矿;d. II阶段的石英-黄铁矿脉;e. III阶段石英细脉切割第II阶段的石英脉-黄铁矿脉;f. 右侧为III阶段大颗粒石英-方解石脉,石英可见环带结构,左侧被切割的为I阶段呈硅化的石英岩,III阶段石英-方解石脉中出现黄铁矿后期被氧化形成的褐铁矿

Qtz—石英; Cal—方解石; Py—黄铁矿; Lm—褐铁矿

Fig.3 Field and microscopic photographs of minerals from the Longhuo gold deposit

a. Stage II phased and cut pyrite-quartz veins; b. Stage III calcite veins; c. Silicified quartz of stage I, locally visible with fine-grained pyrite; d. Quartz-pyrite veins of stage II; e. Stage III quartz fine vein cutting stage II quartz vein-pyrite vein; f. On the right side is the large-grained quartz-calcite vein in stage III, with visible ring structure of quartz. On the left is the silicified quartz rock in stage I, and limonite formed by oxidation of pyrite in the later stage appears in the quartz-calcite vein in stage III

Qtz—Quartz; Cal—Calcite; Py—Pyrite; Lm—Limonite

表1 隆或金矿样品特征表

Table 1 The characteristics of samples from the Longhuo gold deposit

样品编号	成矿阶段	样品名称	样品特征
LH01	II阶段(石英-黄铁矿阶段)	石英脉	矿石中石英细脉
LH06-1		石英脉	矿石中石英脉被晚期方解石脉切断
LH06-1		方解石脉	方解石脉切断II阶段中石英细脉
LH08	III阶段(石英-方解石-硫化物阶段)	石英-方解石脉	石英方解石脉
LH13		石英-方解石脉	石英方解石脉

石英、方解石的流体包裹体显微测温工作使用的仪器为德国产ZEISS冷热台,可直接观察在加温或者冷冻过程中流体包裹体相态连续变化过程,温度范围-196~600°C,可控的冷冻或者加热速率范围1~50°C/min,精确性及稳定性在0.1°C之内。为保护仪器的测试精度,并防止升温过高导致样品中包裹体大规模爆裂,实际测试温度上限一般为300~

400°C;测试过程中,升温和降温的速率一般保持在5.0~30.0°C/min,相变点附近控制温度变化速率为0.1~1.0°C/min。

石英、方解石的C-H-O同位素分析测试仪器为Finnigan MAT253型质谱仪,H-O同位素分析精度分别为±2‰和±0.2‰,分析结果均以SMOW为标准。C同位素测定结果以PDB为标准,精度优于±0.2‰。

石英的He-Ar同位素分析测试仪器为Helix SFT稀有气体质谱仪,将采集的样品手工破碎至40~60目,经过淘洗、烘干后在显微镜下挑选出纯净的石英。

He、Ar分析采用压碎法(蔡明海,2021):①将高纯度40~60目样品清洗、烘干,取0.5~1.0 g装入不锈钢再移到压碎装置中,密封并加热去气、抽真空;②压碎样品,多级纯化包裹体气,分离出纯He和Ar;③He测试:He模式下,He信号用法拉第杯接收,³He用离子倍增器接收,离子源电压4.5 kV,电流1218 μA,trap电压15.56 V,电流450 μA;Ar测试:Ar模式下,⁴⁰Ar和³⁶Ar用法拉第杯接收,³⁸Ar用倍增器接收,离子源电压4.5 kV,电流454 μA,trap电压15.02 V,电流200 μA;④同位素比值结果校正,利用当天空气标准的测试结果和空气标准值校正样品测试结果,空气的³He/⁴He标准值采用 1.4×10^{-6} ,⁴⁰Ar/³⁶Ar和³⁶Ar/³⁸Ar标准值采用295.5和5.35;⑤⁴He和⁴⁰Ar含量(cm³SPT/g)结果,利用0.1 ml标准气⁴He(52.3×10^{-8} cm³SPT)和⁴⁰Ar(4.472×10^{-8} cm³SPT)含量、标准气和样品的同位素信号强度以及样品压碎后过筛100目以下的质量标定样品中⁴He和⁴⁰Ar含量。测试在高真空中完成,压碎和纯化系统真空在 $n \times 10^{-9}$ mbar,质谱系统真空在 $n \times 10^{-10}$ mbar。质谱离子源采用Nier,灵敏度对He在800 μA阱电流时好于 2×10^{-4} amps/Torr,对Ar在200 μA阱电流时好于 1×10^{-3} amps/Torr。⁴⁰Ar静态上升率小于 1×10^{-12} cm³SPT/min,³⁶Ar本底小于 5×10^{-14} cm³SPT。法拉第杯分辨率>400,离子计数器分辨率>700,可将³He与⁴He、HD+H₂;与³He峰完全分开。

4 测试结果

4.1 流体包裹体岩相学

流体包裹体的研究可以为探讨矿床成因提供成矿过程中流体的温度、压力以及盐度等证据,不同矿床中流体包裹体具有不同的形态、特征和性质。隆或金矿的流体包裹体以呈透明无色-浅灰色的富液相两相包裹体为主,其中,石英脉中流体包裹体主要呈带状分布,少部分成群分布或零散分布,方解石中流体包裹体主要为成群分布,部分为带状或零散分布。两者中包裹体体积均较小,整体大小集中在3~6 μm,仅少部分零散分布的包裹体可达到15 μm以上。

Roedder(1984)和卢焕章等(2004)将流体包裹体主要划分为4类:富液相两相包裹体(I a型)、富气相

两相包裹体(I b型)、含CO₂的气液三相包裹体(II型)和含子晶的三相包裹体(III型)。隆或金矿流体包裹体显微镜下照片如图4a~i所示。其中,I a型包裹体比较发育(约占包裹体数量的95%以上),I b型和II型包裹体含量较少,仅在个别样品中偶尔发现,由于数量较少,不具有代表性,并未对其进行测试,样品中未发现III型包裹体。

I a型包裹体(L+V):富液相两相水溶液包裹体,包裹体颜色较浅,透明度高,加热后均一至液相,大小2~10 μm,液相充填度较大,一般为75%~90%。此类包裹体在方解石中分布较孤立或随机成群,形态主要为长条状/不规则状(图4a,b),部分样品中表现为呈长条状定向排列(图4d);石英中此类包裹体体积较方解石中包裹体小,分布较集中,孤立分布较少,形态主要为不规则状,椭圆状(图4e~h)。

I b型包裹体(L+V):富气相两相水溶液包裹体,包裹体颜色较浅,透明度高,加热后均一至液相,体积小于10 μm,气相充填度较大,一般为70%~85%,表现为不规则状/椭圆状呈带状分布,主要分布在石英中(图4i)。

II型包裹体:含CO₂三相包裹体,包裹体颜色较浅,透明度高,数量极少,仅个别样品中偶尔可见,形态主要为椭圆状(图4e)。

4.2 流体包裹体显微测温

本次共对II阶段和III阶段的石英方解石脉进行了包裹体显微测温,实验数据显示(表2),II阶段石英脉中流体包裹体的均一温度为207.5~282.6°C,平均为244.6°C(图5a),冰点温度为-5.4~-2.3°C,平均-3.8°C;经计算该阶段石英中流体包裹体盐度w(NaCl_{eq})为3.71%~8.41%(图5b),平均6.13%。

III阶段石英脉中流体包裹体的均一温度为170.4~230.4°C,平均为203.7°C(图5a),冰点温度为-3.8~-1.5°C,平均-2.6°C;方解石脉中流体包裹体的均一温度为178.5~237°C,平均为213.4°C(图5c),冰点温度为-4.5~-1.7°C,平均-3.0°C。计算得出该阶段石英中流体包裹体w(NaCl_{eq})为2.57%~6.16%(图5b),平均4.29%;方解石中包裹体w(NaCl_{eq})为2.9%~7.17%,平均4.99%(图5d)

以上数据可判断出,石英-方解石中流体包裹体均为H₂O-NaCl体系,通过对石英、方解石流体包裹体的测温显示,流体整体表现为中低温、低盐度的特征。

4.3 成矿流体密度、压力和深度

前人研究表明,流体包裹体的均一温度可近似

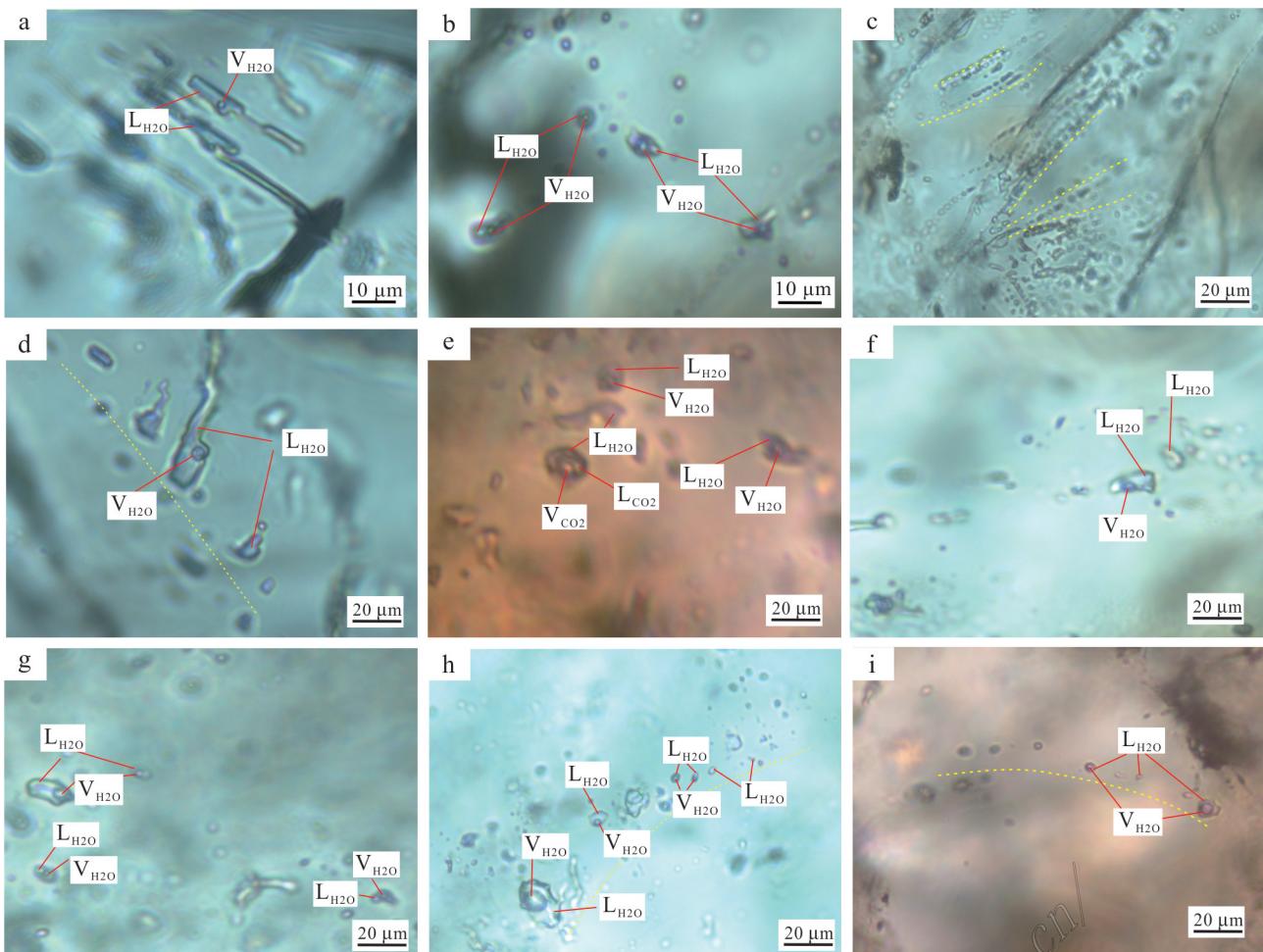


图4 隆或金矿床流体包裹体显微照片

a. 方解石中长条状两相包裹体; b. 方解石中不规则/椭圆状两相包裹体; c. 方解石中次生包裹体带; d. 方解石中定向排列的两相包裹体; e. 石英中CO₂三相包裹体; f. 石英中纯液相-两相包裹体; g. 石英中椭圆状/不规则两相包裹体; h. 石英中定向排列的两相包裹体; i. 石英中富气相包裹体带

L_{H2O}—液相水; V_{H2O}—气相水; L_{CO2}—液相二氧化碳; V_{CO2}—气相二氧化碳

Fig.4 Micrographs of fluid inclusions in quartz and calcite from the Longhuo gold deposit

a. Medium long strips of two-phase inclusions in calcite; b. Irregular/elliptical two-phase inclusions in calcite; c. Secondary inclusion bands in calcite; d. Directionally arranged two-phase inclusions in calcite; e. CO₂ three-phase inclusions in quartz; f. Pure liquid-two-phase inclusions in quartz; g. Irregular/Elliptical two-phase inclusions in quartz; h. Directionally arranged two-phase inclusions in quartz; i. Gas-rich inclusion band in quartz

L_{H2O}—Liquid phase water; V_{H2O}—Vapour phase water; L_{CO2}—Liquid phase carbon dioxide; V_{CO2}—Vapour phase carbon dioxide

地看作为包裹体的捕获温度,则流体包裹体的均一温度可近似代替成矿温度(卢焕章, 2004)。笔者通过对隆或金矿不同成矿阶段的石英、方解石中流体包裹体均一温度和盐度的相关测试数据进行分析处理,运用盐水溶液包裹体的密度计算经验公式计算流体密度(刘斌, 1999)。其中,Ⅱ阶段石英流体包裹体的密度为0.774~0.910 g/cm³,平均密度0.854 g/cm³;Ⅲ阶段石英流体包裹体的密度为0.845~0.938 g/cm³,

平均密度0.892 g/cm³,方解石流体包裹体的密度为0.845~0.935 g/cm³,平均密度0.885 g/cm³(表3)。由此可见,这两个阶段的石英、方解石包裹体的密度虽略有差异,但整体均为低密度流体。

将石英、方解石流体包裹体的均一温度、盐度代入邵洁莲提出的流体压力、成矿深度计算公式(邵洁莲, 1999),通过计算可得隆或金矿流体的密度、成矿时的压力及成矿深度,结果显示,Ⅱ阶段石英流体包

表2 隆或金矿流体包裹体测温数据

Table 2 Microthermometry data of fluid inclusions quartz and calcite from the Longhuo gold deposit

成矿阶段及寄主矿物	均一类型	冰点温度/℃	均一温度/℃	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$
Ⅱ阶段 石英	液相	-5.4~-2.3	207.5~282.6	3.71~8.41
		平均-3.8	平均244.6	平均6.13
Ⅲ阶段 石英	液相	-3.8~-1.5	170.4~230.4	2.57~6.16
		平均-2.6	平均203.7	平均4.29
Ⅲ阶段 方解石	液相	-4.5~-1.7	178.5~237	2.9~7.17
		平均-3.0	平均213.4	平均4.99

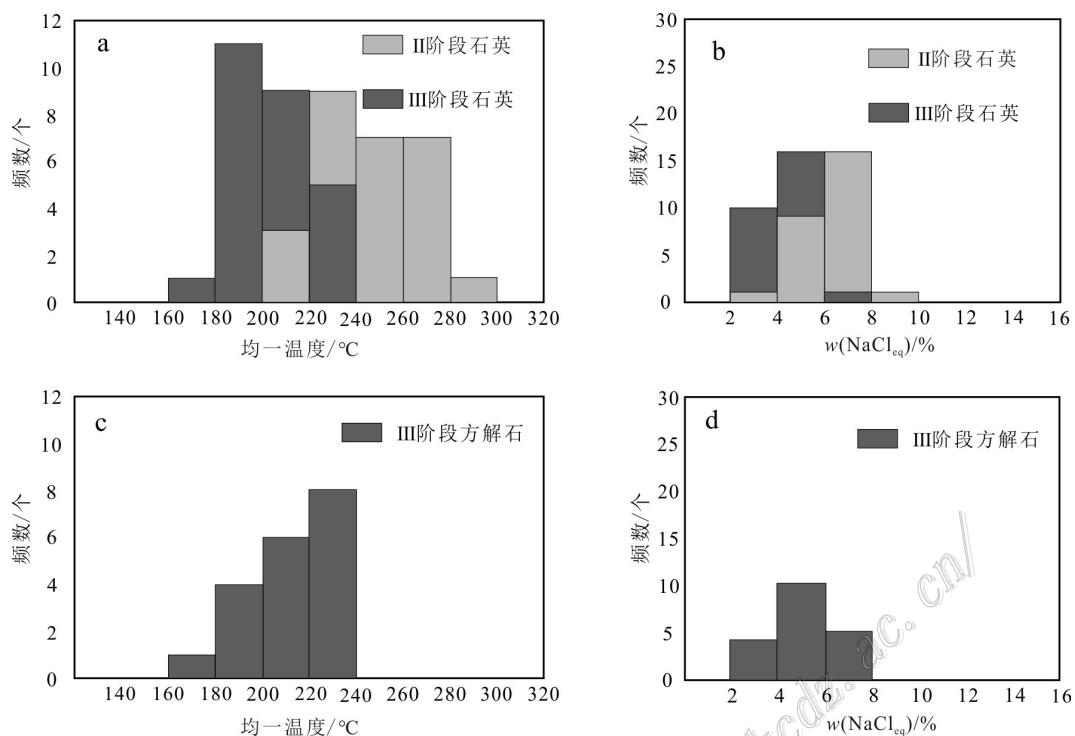


图5 隆或金矿石英-方解石流体包裹体均一温度、盐度频率直方图
a、b. 石英流体包裹体均一温度和盐度直方图; c、d. 方解石流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig.5 Histogram of homogenization temperature and salinity frequency of fluid inclusions in quartz and calcite from the Longhuo gold deposit

a, b. Homogenization temperature and salinity histogram of fluid inclusions in quartz; c, d. Homogenization temperature and salinity histogram of fluid inclusions in calcite

包裹体显示成矿压力范围56.574~74.166 MPa, 平均压
力66.049 MPa, 成矿深度为1.886~2.472 km, 平均深
度2.202 km; Ⅲ阶段石英流体包裹体成矿压力范围
45.83~59.798 MPa, 平均压力53.844 MPa, 成矿深度
为1.622~2.020 km, 平均深度1.795 km; 方解石流体
包裹体成矿压力范围48.334~63.408 MPa, 平均压力
56.903 MPa, 成矿深度为1.611~2.114 km, 平均深度
1.897 km(表3), 表明该矿床成矿压力和成矿深度
较低、较浅, 说明了隆或金矿为浅成低压成矿。

4.4 C-H-O同位素分析结果

H-O同位素测试分析结果见表4。由表4可
以看出, Ⅲ阶段石英包裹体中的水的 $\delta D_{\text{V-SMOW}}$ 值
介于-58‰~-51‰, 平均-54.5‰, Ⅱ阶段的石英
包裹体中的水的 $\delta D_{\text{V-SMOW}}$ 值为-79‰~-73‰, 平
均-75.3‰, $\delta D_{\text{V-SMOW}}$ 值包含于Taylor(1974)有关岩
浆水的 $\delta D_{\text{V-SMOW}}$ (-50‰~-80‰)值域范围。Ⅱ阶段
石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值介于25.5‰~26.6‰, 平均25.93‰,
Ⅲ阶段石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值介于25.8‰~28.7‰, 平均

表3 隆或金矿流体包裹体密度和成矿压力、深度

Table 3 Density, trapping pressure and depth data of fluid inclusions in quartz and calcite from the Longhuo gold deposit

成矿阶段及测试矿物类型		密度/(g/cm ³)	成矿压力/MPa	成矿深度/km
Ⅱ阶段	石英	0.774~0.910	56.574~74.166	1.886~2.472
		平均0.854	平均66.049	平均2.202
Ⅲ阶段	石英	0.845~0.938	45.833~59.798	1.622~2.020
		平均0.892	平均53.844	平均1.795
	方解石	0.845~0.935	48.334~63.408	1.611~2.114
		平均0.885	平均56.903	平均1.897

表4 隆或金矿石英H-O同位素测试结果

Table 4 H-O isotopic composition of quartz from the Longhuo gold deposit

成矿阶段	样品号	$\delta D_{v-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{v-SMOW}/\text{‰}$	均一温度/°C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$
Ⅱ阶段	LH01-1	-79	25.5		16.09
	LH01-2	-73	26.6	244.6	17.18
	LH06-1-2	-74	25.7		16.29
Ⅲ阶段	LH08-1	-58	28.4		16.67
	LH08-2	-55	28.7	203.7	16.96
	LH13-1	-51	25.9		14.20
	LH13-2	-54	25.8		14.10

27.2‰, 根据石英中流体包裹体的均一温度和矿物-水的O同位素分馏方程, 计算出流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值, 流体的均一温度取其平均值, 石英与水的O同位素平衡公式采用以下公式: $1000\ln\alpha_{\text{石英}-\text{水}}=3.38\times10^6/T^2-3.4$ (Clayton et al., 1972), $T=273+t$, t 为均一温度。经计算, Ⅱ阶段石英平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为16.09‰~17.18‰, 平均16.52‰, Ⅲ阶段石英平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为14.10‰~16.96‰, 平均15.48‰。

方解石C-O同位素分析结果见表5。其中, Ⅲ阶段方解石矿物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为-6.5‰~-4.6‰, 平均值-5.38‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为19.9‰~21.1‰, 平均值20.62‰。根据方解石-水之间的转化方程: $1000\ln\alpha_{\text{方解石}-\text{水}}=2.78\times10^6/T^2-3.39$ (O'Neil et al., 1969), $T=273+t$, t 为均一温度, 计算得出不同成矿阶段方

解石形成时的流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 分布在11.41‰~12.60‰。

4.5 He-Ar同位素

本次选取的石英He-Ar同位素分析结果见表6, 由测试结果可得隆或金矿石英中流体包裹体的He和Ar的浓度变化幅度较窄。其中, Ⅱ阶段石英 $w(^4\text{He})$ 为 0.13×10^{-8} ~ 0.2×10^{-8} cm³STP/g, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的值集中在0.351~0.55 Ra, 平均值0.466 Ra (Ra为空气的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的值, 取 1.4×10^{-6}), ^{40}Ar 的浓度集中在 0.8405×10^{-6} ~ 1.3321×10^{-6} , $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 为307.2~334.3; Ⅲ阶段中石英 $w(^4\text{He})$ 集中在 0.16×10^{-8} ~ 0.22×10^{-8} cm³STP/g, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值集中在0.522~0.744 Ra, 平均值0.6155 Ra, ^{40}Ar 的浓度集中在 0.9097×10^{-6} ~ 2.0708×10^{-6} , $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值集中在303.1~436.4。

表5 隆或金矿方解石的C-O同位素分析结果

Table 5 The C-O isotopic analysis results of calcite from the Longhuo gold deposit

成矿阶段	原样号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	均一温度/°C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$
Ⅲ阶段	LH06-1-1	-4.6	19.9		11.41
	LH06-1-2	-4.9	21.1		12.60
	LH08-1	-5.0	21.0	213.4	12.50
	LH08-2	-5.2	20.2		11.71
	LH13-1	-6.1	20.8		12.30
	LH13-2	-6.5	20.7		12.20

表6 隆或金矿床中石英样品的He-Ar同位素测试结果
Table 6 He-Ar isotopic data of quartz samples from the Longhuo gold deposit

成矿阶段	样品号	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$w(^3\text{He}/^4\text{He})/10^{-7}$	$w(^{40}\text{Ar})/10^{-8}$	$w(^4\text{He})/10^{-8}$	$w(^{40}\text{Ar}^*)/\%$	$w(\text{幔源He})/\%$	$F^4\text{He}$	R/Ra
II阶段	LH01-1	329.1 ± 0.4	7.59 ± 10.48	93.54	0.14	10.21	8.06	2.98	0.542
	LH01-2	334.3 ± 0.6	4.92 ± 4.09	84.05	0.13	11.61	5.11	3.12	0.351
	LH06-1-1	307.2 ± 0.3	5.88 ± 6.51	112.53	0.19	3.81	6.17	3.13	0.42
	LH06-1-2	308.9 ± 0.5	7.7 ± 8.06	133.21	0.2	4.34	8.18	2.8	0.55
III阶段	LH08-1	307.5 ± 0.3	7.31 ± 6.22	90.97	0.16	3.9	7.75	3.27	0.522
	LH08-2	303.1 ± 0.7	8.08 ± 3.6	124.45	0.21	2.51	8.6	3.09	0.577
	LH13-1	436.4 ± 0.8	10.41 ± 5.35	161.13	0.19	32.29	11.17	3.11	0.744
	LH13-2	417.8 ± 1.2	8.67 ± 6.9	207.08	0.22	29.27	9.25	2.68	0.619

注:Ra为空气的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值(取 1.40×10^{-6});R/Ra表示样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与空气的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值;F⁴He=($^4\text{He}/^{36}\text{Ar}$)_{样品}/ $(^4\text{He}/^{36}\text{Ar})_{\text{大气}}$ 。其中, $(^4\text{He}/^{36}\text{Ar})_{\text{大气}}=0.1655$;He(%)为地幔成因的He同位素,He(%)=($R_{\text{样品}}-R_{\text{地壳}})/(R_{\text{地幔}}-R_{\text{地壳}})$,其中, $R_{\text{地幔}}$ 取大陆岩石圈地幔的平均值6.5 Ra, $R_{\text{地壳}}$ 取地壳岩石的平均值0.02 Ra; $^{40}\text{Ar}^*/\%=[(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{样品}}-295.5]/(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{样品}} \times 100$ (Stuart et al., 1995)。

5 讨 论

5.1 成矿流体性质

通过详细的岩相学观察表明,隆或金矿发育多阶段的石英和方解石,显示出了多期热液活动的特点。其中,主成矿阶段和成矿晚阶段的包裹体均以发育 H_2O 溶液富液相两相包裹体为特征,仅发现极少量的富气相两相包裹体和含 CO_2 三相包裹体,表明了隆或金矿的成矿体系主要属于 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系。

根据隆或金矿中石英-方解石脉流体包裹体显微测温结果显示,两个阶段的石英脉中流体包裹体的完全均一温度介于 $170.4\sim 282.6^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为2.57%~8.41%;方解石脉中流体包裹体的完全均一温度介于 $178.5\sim 237^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为2.9%~7.17%。由石英、方解石包裹体均一温度-盐度图解(图6)可以看出,两个阶段包裹体的流体分布特征均表现为盐度随均一温度的升高而降低,即呈负相关关系,其中,III阶段包裹体的均一温度与盐度相对于II阶段明显降低,表明了随着成矿作用的进行,温度及盐度逐渐降低。通过对结果分析处理得出隆或金矿床中不同成矿阶段的气液水溶液包裹体的密度为 $0.774\sim 0.938\text{ g/cm}^3$,成矿压力为 $45.833\sim 74.166\text{ MPa}$,成矿深度为 $1.611\sim 2.472\text{ km}$,指示了隆或金矿床成矿流体为中低温、低盐度、低密度和低压浅成矿的特征。

不同来源成矿流体的同位素组成具有明显的差

异,因此通过研究成矿流体的同位素组成可以判断成矿流体的来源(张锦让等,2011),把成矿流体的同位素组成与区域上已知源区的同位素组成进行对比是判断流体来源的有效方法之一(宋国学等,2010)。本文通过收集区域上相类似矿床的成矿流体的同位素组成,统一采用Clayton等(1972)石英与水之间的O同位素分馏方程计算流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值,通过在同位素图解上进行对比,对判断隆或金矿的成矿流体来源和矿床成因具有一定的指示意义。隆或金矿矿体产出部位为隆或孤立碳酸盐岩台地内部,赋矿层位为石炭系,其虽与区域上相类似的金矿床存在一定的区别,但其在矿化蚀变、流体包裹体特征、C-H-O同位素等方面却具有大致相同的特征。综合前人研究表明,滇黔桂“金三角”地区卡林型金矿在成矿流体方面与隆或金矿具有相似的特点(表7),流体包裹体均表现为中低温、低盐度的特征,成矿流体具有岩浆流体的特征。

当成矿流体在成矿过程中发生不混溶作用时,则会导致同阶段捕获的包裹体中的 CO_2 偏高(卢焕章,2008),而隆或金矿床中石英-方解石包裹体中 CO_2 含量较少,说明了在成矿过程中各流体与成矿流体之间发生了混溶,表现出混合流体的特征。

5.2 成矿流体来源

C-H-O同位素研究是常被用于示踪热液矿床中成矿流体来源的有效方法之一(Pirajno, 2009)。隆或金矿的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $-79\text{\textperthousand}\sim -51\text{\textperthousand}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $14.1\text{\textperthousand}\sim 19.26\text{\textperthousand}$,其与变质流体($\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}=-65\text{\textperthousand}\sim$

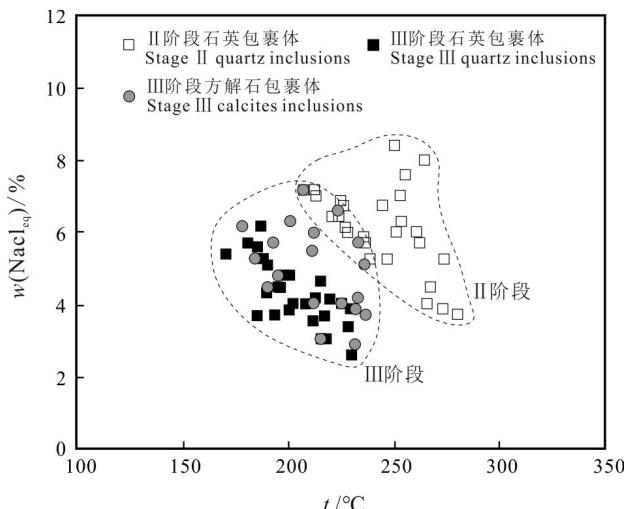


图 6 隆或金矿流体包裹体均一温度-盐度图解

Fig. 6 Homogenization temperatures versus salinities of fluid inclusions in quartz and calcite from the Longhuo gold deposit

$-20\text{\textperthousand}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=5\text{\textperthousand}\sim25\text{\textperthousand}$) 和岩浆流体 ($\delta D_{\text{V-SMOW}}=-50\text{\textperthousand}\sim-85\text{\textperthousand}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=5.5\text{\textperthousand}\sim10.0\text{\textperthousand}$) 组成相似 (Taylor et al., 1974)。在 $\delta D_{\text{V-SMOW}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解 (图 7) 中, II 阶段及 III 阶段石英 H-O 同位素投影点主要落在变质水区域及附近, 其中, II 阶段石英 H-O 同位素投影点位于变质水下方, 靠近高岭石风化曲线, 并且具有向岩浆水漂移的趋势; III 阶段石英投影点则位于变质水范围内, 整体偏向水岩反应演化曲线。结合张辰光等 (2022) 对隆或金矿地球化学特征的研究, 推测隆或金矿床的原始成矿流体可能来源于深岩浆流体, 深源岩浆流体在上升过程中与变质水 (即地层建造水和埋藏变质水与天水相互作用产生的变质水) 发生混合, 由表 3 可以看出 II 阶段成矿深度相对于 III 阶段较深, 即 III 阶段成矿流体运移位移较长, 表明 III 阶段成矿流体受到变质水的影响较大, 体现了隆或金矿的成矿流体具有多流体混合的特征。

主要地质体或碳储库的 C 同位素组成之间 $\delta^{13}\text{C}$ 值差别较大, 使 C 同位素能够成为示踪流体来源的重要手段之一。热液矿床中 C 的来源主要有 3 种形式: ① 海相碳酸盐岩 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}=\pm4\text{\textperthousand}$); ② 沉积有机物 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}=-10\text{\textperthousand}\sim35\text{\textperthousand}$); ③ 地幔射气或岩浆来源 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 $-5\text{\textperthousand}\sim-2\text{\textperthousand}$ 或 $-9\text{\textperthousand}\sim-3\text{\textperthousand}$) (Cao et al., 2017)。通过对 C 同位素组成的研究是示踪成矿流体中 C 来源的有效方法之一 (Spangenberg et al.,

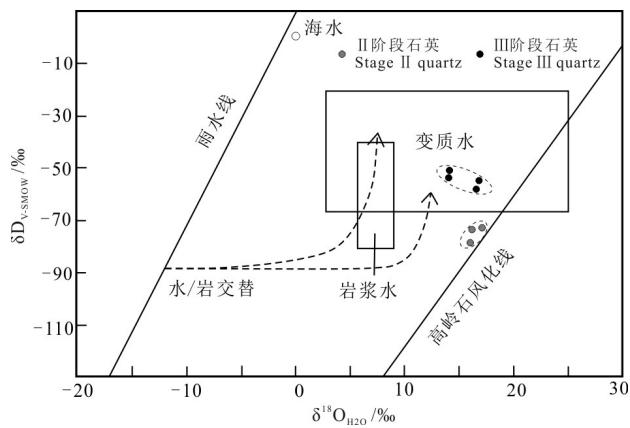


图 7 隆或金矿石英 H-O 同位素组成图解(底图据 Taylor., 1974)

Fig. 7 H-O isotopic composition diagram of quartz from the Longhuo gold deposit(base map after Taylor., 1974)

1996)。Faure (1986) 提出, 热液系统中流体包裹体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值一般为 $-12\text{\textperthousand}\sim-4\text{\textperthousand}$, 并且碳酸盐矿物中的低 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值也间接表明 C 来自深源。隆或金矿方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值介于 $-6.5\text{\textperthousand}\sim-4.6\text{\textperthousand}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为 $19.9\text{\textperthousand}\sim21.1\text{\textperthousand}$ 。其中, C 同位素的变化范围不大, 与岩浆系统 ($-9\text{\textperthousand}\sim-3\text{\textperthousand}$) 或大陆地壳的 C 同位素组成相似 (图 8), O 同位素变化范围较大, 其来源较复杂。在 C-O 同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 图解 (图 9) 中, 方解石的投影点主要位于海相碳酸盐岩附近, 表明了方解石的形成主要来源于海相碳酸盐岩的溶解。计算得出, 方解石平衡的流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $11.41\text{\textperthousand}\sim12.60\text{\textperthousand}$, 该阶段方解石 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值主要位于变质水范围内, 靠近岩浆水区域, 整体与石英中流体由变质水向岩浆水漂移的趋势相符合, 推测方解石中原始成矿流体中可能来自深部的岩浆流体, 其在上升过程中与变质水发生一定程度混合, 形成多种流体混合的成矿流体。

稀有气体因其具有化学惰性, 能够很好地保留成矿过程中成矿流体的原始信息, 故近年来有较多学者利用 He-Ar 同位素用于示踪金矿床中成矿流体来源 (Jea-Baptiste et al., 1996; Mao et al., 2003), 本文通过测定石英-方解石中包裹体的 He-Ar 同位素, 通过与 C-H-O 同位素进行比较分析, 从而能够更好地判断成矿流体的来源。热液流体中稀有气体主要有 3 种来源: ① 大气饱和水 (${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=1 \text{ Ra}$): 包括天水、海水及沉积建造水; ② 地幔流体 (${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=6\sim9 \text{ Ra}$):

表7 滇黔桂地区卡林型金矿床成矿流体特征对比表

Table 7 Comparison of ore forming fluid characteristics of Carlin-type gold deposits in Yunnan-Guizhou-Guangxi area

矿床名称	流体包裹体特征	H-O同位素	C-O同位素	赋矿层位及岩性	矿化蚀变	资料来源
孤立碳酸盐岩台地	均一温度170.4~282.6°C; $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为2.57%~8.41%	$\delta D_{\text{V-SMOW}} = -79\text{\textperthousand} \sim -51\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 14.1\text{\textperthousand} \sim 17.18\text{\textperthousand}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -6.5\text{\textperthousand} \sim -4.6\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 19.9\text{\textperthousand} \sim 21.1\text{\textperthousand}$	石炭系; 硅质岩-泥岩-凝灰岩	硅化、碳酸盐化、黄铁矿化	本文
内部卡林型金矿	均一温度182~296°C; 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为0.53%~8.81%	$\delta D_{\text{V-SMOW}} = -71.2\text{\textperthousand} \sim -62.9\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 12.13\text{\textperthousand} \sim 14.72\text{\textperthousand}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -11.4\text{\textperthousand} \sim -10.0\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 18.2\text{\textperthousand} \sim 20.6\text{\textperthousand}$	寒武系; 白云岩	黄铁矿化、硅化、去碳酸盐化、	陈懋弘等, 2021
烂泥沟金矿	均一温度183~272°C; $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为4.0%~8.7%	$\delta D_{\text{V-SMOW}} = -79\text{\textperthousand} \sim -67.4\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.10\text{\textperthousand} \sim 12.6\text{\textperthousand}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -5.4\text{\textperthousand} \sim -1\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 9.4\text{\textperthousand} \sim 24.4\text{\textperthousand}$	三叠系; 砂岩、泥岩	黄铁矿化、硅化、碳酸盐化、伊利石化	郑禄璟, 2022
碳酸盐岩台地边缘	均一温度134~394°C; $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为1.05%~10.98%	$\delta D_{\text{V-SMOW}} = -71\text{\textperthousand} \sim -57\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 11.7\text{\textperthousand} \sim 16.5\text{\textperthousand}$		三叠系; 含钙细中粒石英杂砂岩, 粉砂岩	硅化、黄铁矿化、黏土化、去碳酸盐化	罗薇, 2019
金牙金矿	均一温度120~240°C; $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为0.18%~8.54%	$\delta D_{\text{V-SMOW}} = -70\text{\textperthousand} \sim -56.83\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 13.41\text{\textperthousand} \sim 16.25\text{\textperthousand}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -3.25\text{\textperthousand} \sim -2.12\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 4.28\text{\textperthousand} \sim 10.17\text{\textperthousand}$	三叠系; 粉砂质泥岩	黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化、硅化	李欣航, 2023
黔西南碳酸盐岩台地相大型背斜核部	水银洞金矿 均一温度210~240°C; $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为2.6%~5.7%	$\delta D_{\text{V-SMOW}} = -90.9\text{\textperthousand} \sim -73.5\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 0.79\text{\textperthousand} \sim 9.19\text{\textperthousand}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -3.7\text{\textperthousand} \sim -0.5\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 20.6\text{\textperthousand} \sim 22.4\text{\textperthousand}$	二叠系; 生物碎屑灰岩	去碳酸盐化、硅化、黄铁矿化、黏土化	Tan et al., 2015; 2017
泥堡金矿	均一温度125~305°C; $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为0.35%~7.81%	$\delta D_{\text{V-SMOW}} = -85\text{\textperthousand} \sim -62\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 9.8\text{\textperthousand} \sim 13.5\text{\textperthousand}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -7.0\text{\textperthousand} \sim 1.6\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 19.8\text{\textperthousand} \sim 22.7\text{\textperthousand}$	二叠系; 火山角砾凝灰岩	去碳酸盐化、硅化、黄铁矿化、黏土化	谢贤洋, 2016

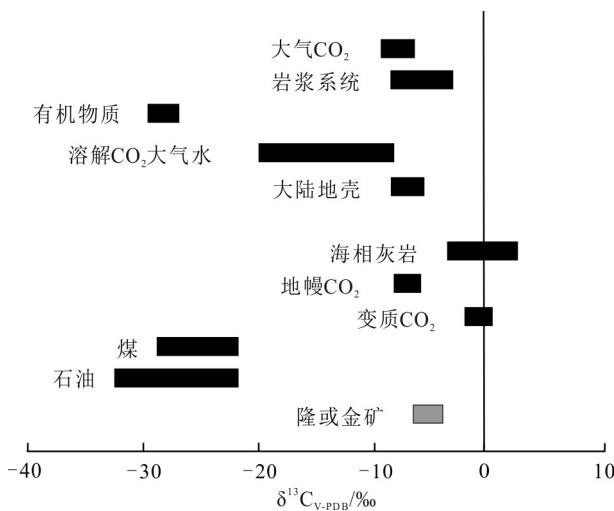


图8 隆或金矿方解石C同位素组成(底图据Hoefs, 2008)
Fig. 8 C isotope composition of calcite from the Longhuo gold deposit(base map after Hoefs, 2008)

大洋岩石圈地幔中 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=7\text{--}9\text{ Ra}$, 大陆岩石圈中 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=6\text{--}8\text{ Ra}$, 幕源成因的 ${}^{40}\text{Ar}$ 以放射性成因

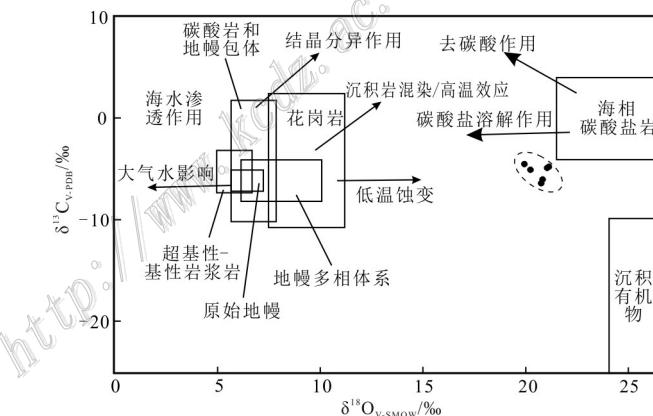


图9 隆或金矿方解石C-O同位素组成图解(底图据刘建明等, 1997)
Fig. 9 C-O isotopic composition diagram of calcites from the Longhuo gold deposit(base map after Liu et al., 1997)

为主, ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}>40\,000$ (Burnard et al., 1999; Gautheron et al., 2002); ③ 地壳流体(${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=0.01\text{--}0.05\text{ Ra}$): He-Ar同位素体系以放射性成因为主, 其

中, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \geq 45\,000$ (Stuart et al., 1995)。

隆或金矿石英包裹体中 $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ 的值为 0.351~0.744 Ra, 平均 0.541 Ra。其中, II 阶段石英包裹体中 $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ 的值为 0.351~0.550 Ra, III 阶段石英包裹体中 $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ 的值为 0.522~0.744 Ra, III 阶段石英包裹体中 $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ 的值稍高于 II 阶段, 两个阶段 $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ 值均接近于大气饱和水 (ASW) (图 10), 且处于幔源成因与壳源成因区域之间, 经计算得 II 阶段石英中幔源 He(%) 值为 5.11%~8.18%, III 阶段石英中幔源 He(%) 值为 7.75%~11.17%, 其中, 由 II 阶段到 III 阶段 $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ 与幔源 He 值均上升了, 反映了有幔源 He 的加入, 幔源流体参与了该矿床的成矿作用。在 $^{3}\text{He}-^{4}\text{He}$ 图解 (图 11) 中, 石英样品投点位于地幔端员与地壳端员中间, 偏向壳源 He, 投点与 $^{3}\text{He}-^{4}\text{He}/\text{Ra}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 图解 (图 10) 相符, 结合表 6 表明了隆或金矿成矿流体中的 He 主要以地壳放射性成因为主, 并且有深部流体的参与, 具有壳幔混合的特征。

由表 7 可得, 隆或金矿石英包裹体中 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值域为 303.1~436.4, 平均 331.7。其中, II 阶段石英包裹体 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值域为 307.2~334.3; III 阶段石英包裹体 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值域为 303.1~436.4。两个阶段的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值变化不大, 从 Ar 同位素组成特征可以

看出, 所有样品的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值都高于饱和大气水的特征值 (295.5), 表明了大部分流体中存在地壳放射性成因 Ar ($^{40}\text{Ar}^*$), 上述特征说明了成矿流体中含有一定放射性成因 Ar 的饱和大气水。经计算得到, 成矿流体中 $^{40}\text{Ar}^*$ 比例介于 2.51%~32.29%, 大气 ^{40}Ar 贡献介于 67.71%~97.49%, II 阶段石英中大气 ^{40}Ar 贡献介于 88.39%~96.19%, III 阶段石英中大气 ^{40}Ar 贡献介于 67.71%~97.49%。由此可看出两个阶段石英包裹体中的大气 ^{40}Ar 贡献值均大于 60%, 表明成矿流体中 Ar 主要为大气来源, 即随着成矿作用的进行与大气平衡的饱和大气水参与了成矿。

综上分析, 隆或金矿成床中成矿流体以中低温、低盐度、低密度和浅成低压为主, 成矿流体具有壳幔混合的特征值, 推测原始流体可能来源于深部岩浆流体, 混合有部分幔源物质的参与, 上升过程中与变质水发生了混合, 表现出了多流体混合的特征, 并且随着成矿作用的进行, 有大量的大气降水或地下水的渗入。

5.3 矿床成因浅析

Hausen 等 (1968) 研究表明, 美国的卡林型金矿主要形成于低温热液条件下, 所处的地质环境与热泉系统较为相似, 岩浆为热液提供热源, 热水中不能排除有少量或一定的岩浆水加入的可能性。Kesler

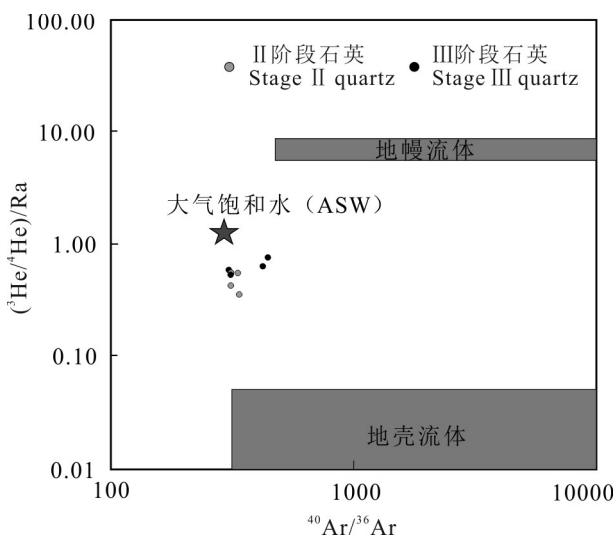


图 10 隆或金矿石英流体包裹体($^{3}\text{He}-^{4}\text{He}$)/Ra- $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 图解
(据 Winckler et al., 2001 修改)

Fig.10 ($^{3}\text{He}-^{4}\text{He}$)/Ra- $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ diagram of fluid inclusions in quartz from the Longhuo gold deposit(modified after Winckler et al., 2001)

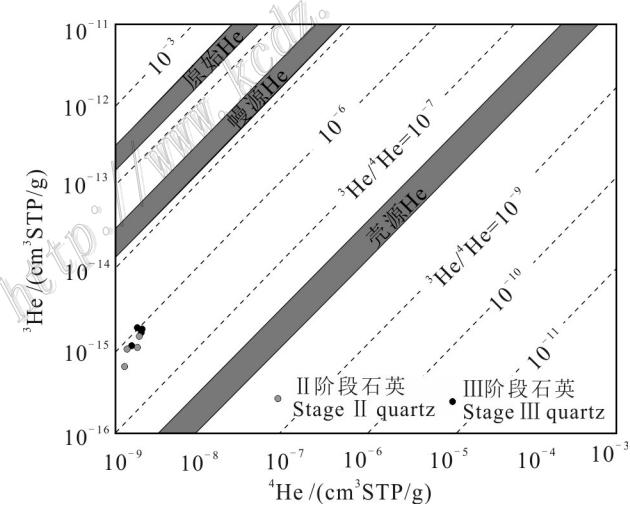


图 11 隆或金矿石英流体包裹体 $^{3}\text{He}-^{4}\text{He}$ 图(据 Mamyrin et al., 1984 修改)

Fig.11 $^{3}\text{He}-^{4}\text{He}$ diagram of fluid inclusions in quartz from the Longhuo gold deposit(modified after Mamyrin et al., 1984)

等(2005)通过对 Betze-Post-Screamer 矿床硫同位素的研究,表明了该矿床为岩浆成因,Muntean 等(2011)通过对内达华州内一系列卡林型金矿床中载金矿物的微观分析及相关的同位素研究,证明了内达华州卡林型金矿的形成与岩浆热液密切相关。与内达华州卡林型金矿床相比,右江盆地的卡林型金矿床与其有着一定的相似性(Wang et al., 2018);Tan 等(2015)通过对水银洞金矿床的成矿流体研究,得出了该矿床的成矿流体主要来源于岩浆;陈懋弘等(2021)通过对桂西地区孤立碳酸盐岩台地内部德峨金矿的研究,也表明了该矿床的形成与岩浆热液相关。

隆或金矿矿体就位严格受地层和岩性的控制,成矿流体沿着导矿构造在磨毫次级背斜核部的下石炭统英塘组硅质岩-碳酸泥岩-凝灰岩中交代、充填形成似层状矿体(安鹏等,2023),由于这些赋矿岩层厚度不大,往往只有几米到数十米,因此,不具备作为层控矿床矿源层的条件(庞保成,2004),而矿床中金属矿物组成简单,有黄铁矿、毒砂、闪锌矿和辉锑矿等,非金属矿物主要为石英、方解石和绢云母。矿石的结构主要有骸晶结构及碎屑结构,构造主要有浸染状构造,角砾状构造和脉状构造等,并且存在具有指示开放空间的梳状构造。矿床中矿体附近蚀变现象明显,主要有黄铁矿化、毒砂化、硅化、碳酸盐化及绢云母化等,通过对比可以发现,隆或金矿床的地质特征与区域上已知的热液卡林型金矿床具有一定的相似性。这些特征均间接地表明了隆或金矿为一个热液矿床。

隆或金矿成矿流体主要为中低温、低盐度、低密度和浅成低压的 $H_2O-NaCl$ 体系,C-H-O 同位素的研究显示了原始成矿流体来源于深部岩浆流体,并且具有与变质水混合的多流体特征,稀有气体 He-Ar 同位素研究表明了流体具有壳幔混合的特征,并且有大气饱和水参与了成矿。

根据区域地质演化历史,在早泥盆世晚期滇黔桂地区并开始形成台沟相间的古地理格局(广西壮族自治区地质矿产局,1985),隆或地区则在早石炭世—晚二叠世沉积了一套硅质岩-泥岩-凝灰岩,中晚三叠世开始的印支运动,导致滇黔桂地区造山,隆或孤立碳酸盐岩台地形成宽缓的背斜,台缘的三叠系陆源碎屑岩则形成逆冲断层和紧闭倒转褶皱,轴面倒向穹隆核部。在隆或穹隆西南翼的泥盆系—石炭系碳酸盐岩中形成磨毫次级褶

皱,以及翼部更次一级的连续不对称褶皱及配套的逆冲断层,为成矿提供了构造准备。而后开始的燕山运动使得整个滇黔桂地区构造叠加和构造复合普遍,而隆或地区自海西期形成以来的北东向 F_0 断层则成为了深部成矿流体的主要导矿构造(安鹏等,2023)。

结合陈懋弘等(2018)对隆林地区卡林型金矿床研究提出的“梯式”成矿模型及本次研究结果,提出了如下成矿模型(图 12):印支期—燕山期,伴随着右江盆地强烈的构造岩浆活动,并且整个华南板块岩石圈发生大规模的运动,导致深部的幔源物质上涌,并携带着地壳深部岩石熔融形成的含矿热液沿着区内一系列的导矿构造向上运移,在地壳浅部与沉积建造水、大气降水发生混合,形成了具有多流体特征的混合流体,当流体运移到 C/D 不整合面上的有利赋矿层位(硅质岩-泥岩-凝灰岩夹层)时,与围岩发生水岩反应,从而导致了金富集成矿。

6 结 论

(1) 隆或金矿包裹体类型主要为气液两相的水溶液包裹体,少见有 CO_2-H_2O 三相包裹体,石英中发育有纯液相包裹体。包裹体测温数据显示,2 个阶段的成矿流体均属于中低温($170.4\sim282.6^{\circ}C$)、低盐度 $w(NaCl_{eq})$ ($2.57\%\sim8.41\%$)、低密度($0.774\sim0.938\text{ g/cm}^3$)的流体,并且矿床为低压浅成矿。

(2) 根据 C-H-O 同位素组成特征推测成矿阶段的原始成矿流体来源于深部岩浆流体,流体在上升过程中与变质水发生了混合;而 He-Ar 同位素表明了流体具有壳幔混合的特征,但主要由地壳放射性成因 He 同位素与大气降水成因 Ar 同位素组成,而幔源 He 贡献较小。说明原始成矿流体来自深部岩浆流体,原始成矿流体在上升过程中与盆地建造水和大气降水发生混合,形成了多流体混合的变质流体,并且随着成矿的进行,有大量大气降水或地下水的渗入。

(3) 笔者在流体包裹体和 C-H-O-He-Ar 同位素等研究基础上,通过结合成矿环境、构造背景、矿化蚀变等特征,建立矿床成矿模型,并且与区域上碳酸盐岩台地内部及边缘的一系列卡林型金矿床进行对比,认为隆或金矿床为中低温低压浅成热液卡林型金矿床。

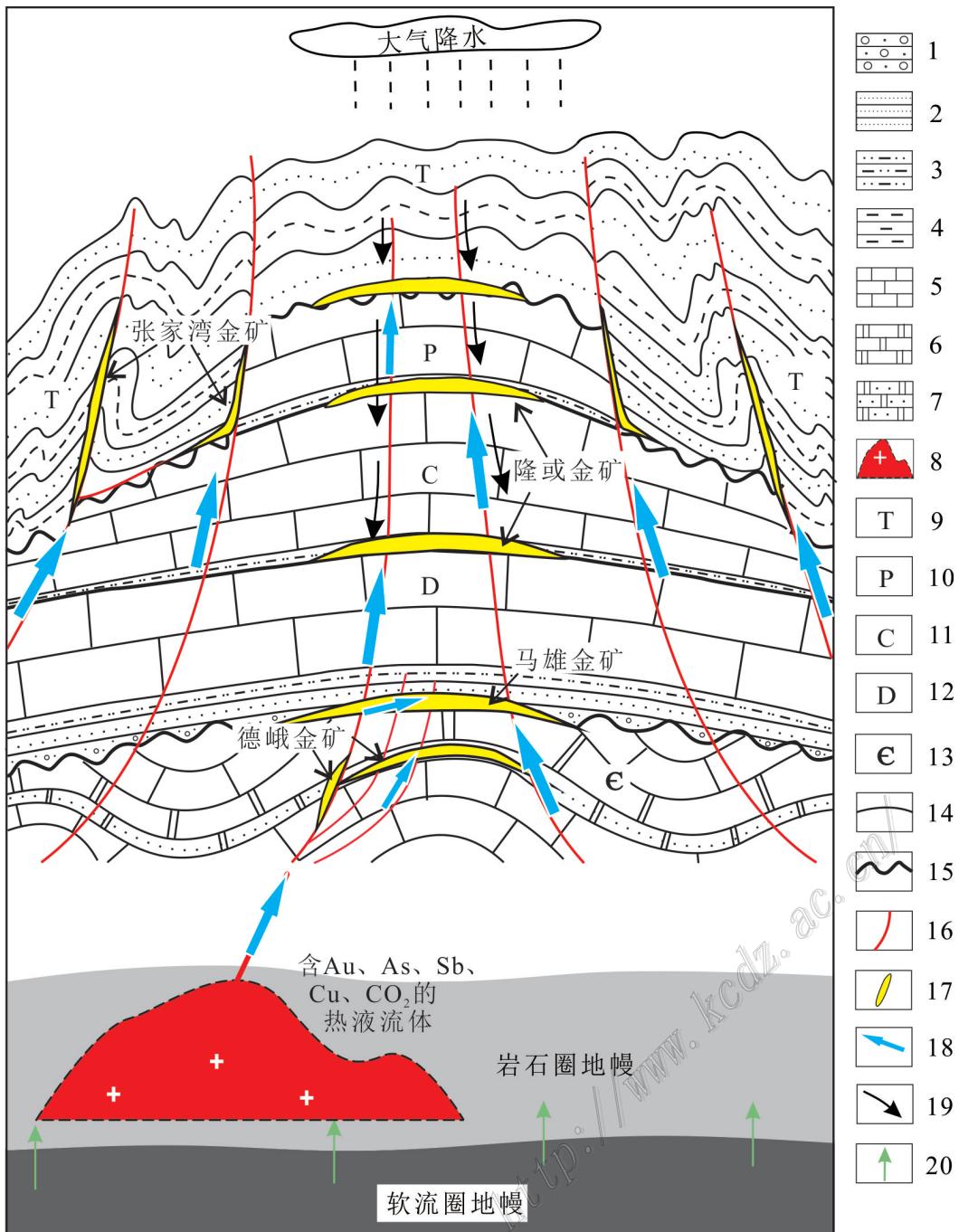


图12 桂西隆林地区孤立碳酸盐台地的“梯式”成矿模型(据陈懋弘等,2018修改)

1—砾岩;2—砂岩;3—泥质粉砂岩;4—泥岩;5—灰岩;6—白云岩;7—含砂泥质白云岩;8—推断隐伏岩体;9—三叠系;10—二叠系;11—石炭系;12—泥盆系;13—寒武系;14—整合地质界线;15—角度不整合地质界线;16—断层;17—金矿体;18—流体运移方向;19—大气降水渗透方向;20—软流圈地幔物质上涌

Fig.12 The "ladder" metallogenic model of isolated carbonate platform in Longlin area, western Guangxi
(modified after Chen et al.,2018)

1—Conglomerate; 2—Sandstone; 3—Argillaceous siltstone; 4—Mudstone; 5—Limestone; 6—Dolomite; 7—Sand and argillaceous dolomite;
8—Presumed concealed intrusion; 9—Triassic; 10—Permian; 11—Carboniferous; 12—Devonian; 13—Cambrian; 14—Conformity geological
boundary; 15—Angular unconformity geological boundary; 16—Fault; 17—Gold orebody; 18—Direction of fluid flow; 19—Infiltration
direction of atmospheric precipitation; 20—Asthenosphere mantle material upwells

References

- An P, Chen M H, Kong Z G, Chen G, Chen Z B and Le X W. 2023. Structural ore-controlling characteristics and metallogenic target of Longhuo gold deposit in the western Guangxi Province[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 45(1): 27-41(in Chinese with English abstract).
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangxi Zhuang Autonomous Region. 1985. Regional geology of Guangxi Zhuang Autonomous Region [M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Burnard P G. 1999. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan Province, China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(10):1595-1604.
- Cai M H, Li Y, Peng Z A, Hu Z S, Hu P F and Xiao J J. 2021. He and Ar isotope characteristics and their genetic implications for the Sn-polymetallic deposits in the Danchi metallogenic belt, northwestern Guangxi[J]. *Acta Geologica Sinica*, 95(12): 3758-3767(in Chinese with English abstract).
- Cao H W, Pei Q M, Zhang S T, Zhang L K, Tang L, Lin J Z and Zheng L. 2017. Geology, geochemistry and genesis of the Eocene Lailishan Sn deposit in the Sanjiang region, SW China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 137: 220-240.
- Chen M H, Cheng Y B, Zhang W, Yang Z X and Lu G. 2008. Preliminary study on Yanshanian magmatism and mineralization in Youjiang fold belt[C]. Proceedings of the 9th National Conference on Mineral Deposits. 241-242(in Chinese).
- Chen M H, Le X W, Li Z Y, Xie X Y, Ma K Z and Li X P. 2018. A "Ladder" model for Carlin-type gold deposits in Longlin isolated carbonate rock platform, western Guangxi and its prospecting potential[J]. *Geotectonica et Metallogenesis*, 42(5): 832-845(in Chinese with English abstract).
- Chen H M, Ma K Z, Chen G, Wang Y, Le X W, Li Z Y and Chen Z B. 2021. Carlin-type gold deposits hosted in Cambrian dolostone on isolated carbonate platform in western Guangxi, China: A case study from De'e gold deposit, Longlin[J]. *Mineral Deposits*, 40(5): 891-914(in Chinese with English abstract).
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *Journal of Geophysical Research*, 77(17): 3057-3067.
- Cline J S, Muntean J L, Gu X X and Xia Y. 2013. A comparison of Carlin-type gold deposits: Guizhou Province, golden triangle, Southwest China, and northern Nevada, USA[J]. *Earth Science Frontiers*, 20: 1-18.
- Faure G. 1986. Principles of isotope geology, 2nd ed[M]. New York: John Wiley & Sons.
- Gautheron C and Moreira M. 2002. Helium signature of the subcontinental lithospheric mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(1): 3947.
- Ge X, Selby D, Liu J J, Chen Y Z, Cheng G F and Shen C B. 2021. Genetic relationship between hydrocarbon system evolution and Carlin-type gold mineralization: Insights from Re-Os pyrobitumen and pyrite geochronology in the Nanpanjiang Basin, South China[J]. *Chemical Geology*, 559(1): 119953.
- Hausen D M and Kerr P F. 1968. Fine gold occurrence at Carlin, Nevada Ore deposits in the United States, 1933~1967, The Graton-Sales Volume[J]. *Metallurgical and Petroleum Engineers*, 1: 908-940.
- He P, Ge X, Shen C, Li S and Chen Y. 2023. The relationship between fluid evolution and hydrocarbon accumulation and metallization in the Nanpanjiang-Youjiang basin: Evidence from calcite petrography and fluid inclusions[J]. *Energies*, 16(1): 328.
- Hoefs J. 2008. Stable isotope geochemistry[M]. Springer-Verlag Berlin. 136-150.
- Hu R Z, Burnard P G, Bi X W, Zhou M F, Pen J T, Su W C and Wu K X. 2004. Helium and argon isotope geochemistry of alkaline intrusion-associated gold and copper deposits along the Red River-Jinshajiang fault belt, SW China[J]. *Chemical Geology*, 203(3-4): 305-317.
- Hu R Z, Su W C, Bi X W, Tu G Z and Hofstra A H. 2002. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China[J]. *Mineralium Deposita*, 37(3/4): 378-392.
- Jean-Baptiste P and Fouquet Y. 1996. Abundance and isotopic composition of helium in hydrothermal sulfides from the East Pacific Rise at 13°N[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(1): 8793.
- Jiang B C, Zhang X and Jiang Z L. 2013. Geological characteristics and ore-controlling factors of Longhuo gold deposit in Guangxi[J]. *Southern Land and Resources*, (7): 30-33(in Chinese).
- Kesler S E, Riciputi L C and Ye Z. 2005. Evidence for a magmatic origin for Carlin-type gold deposits: Isotopic composition of sulfur in the Betze-Post-Screamer deposit, Nevada, USA[J]. *Mineralium Deposita*, 40(2): 127-136.
- Li X, Bai L, Yue Z, Pang B and Wei D. 2021. Mineralization processes involved in the formation of the Jinya Carlin-type Au deposit, northwestern Guangxi, China: Evidence from in situ trace element and S isotope geochemistry of Au-bearing zoned pyrite[J]. *Ore Geology Reviews*, 138:104376.
- Li X H, Bai L A, Hu Q F, Xie L F, Pang B C and Yue Z H. 2023. Metallogenic fluid properties and mineralization mechanism of Jinya gold deposit in Northwest Guangxi[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 53(3): 840-852(in Chinese with English abstract).
- Li Z X and Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model[J]. *Geology*, 35(2): 179-182.
- Lin S, Hu K, Cao J, Bai J, Liu Y and Han S. 2021. An in situ sulfur isotope investigation of the origin of Carlin-type gold deposits in Youjiang Basin, Southwest China[J]. *Ore Geology Reviews*, 134: 104187.

- Liu B and Shen K. 1999. Thermal mechanics of fluid inclusion[M]. Beijing: Geological Publishing House. 44-114(in Chinese).
- Liu J M, Liu J J and Gu X X. 1997. Basin fluids and their related ore deposits[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 16(4): 341-352(in Chinese with English abstract).
- Liu J M, Xia Y, Tao Y, Yang C F, Wang Z P, Tan Q P, Fu S H, Chen R and Wu W M. 2014. The relation between SBT and gold-antimony deposit metallogenesis and prospecting in Southwest Guizhou[J]. *Guizhou Geology*, 31(4): 267-272(in Chinese with English abstract).
- Liu X F, Yang K Y and Zhang X C. 1998. Preliminary discussion on the possible genesis of the Carlin-type gold deposits in terms of the geology and geochemistry of the Longhuo gold deposit, Northwest Guangxi[J]. *Geology and Geochemistry*, (4): 1-8(in Chinese with English abstract).
- Lu H Z. 2004. Fluid inclusions[M]. Beijing: Science Press. 200-210(in Chinese).
- Lu H Z. 2008. Role of CO₂ fluid in the formation of gold deposit: Fluid inclusion evidences[J]. *Geochimica*, 37(4): 321-328(in Chinese with English abstract).
- Luo W, Liang G H, Xie X Y and Ma K Z. 2019. Study on metallogenic fluid inclusions of Linwang gold deposit in Leye Country, Guangxi[J]. *Mineral Resources and Geology*, 33(4): 606-612(in Chinese with English abstract).
- Ma X Y. 1982. On extensional tectonics[J]. *Earth Science*, (3): 15-22 (in Chinese with English abstract).
- Mamyrin B A and Tolstikhin I N. 1984. Helium isotopes in nature[M]. Amsterdam: Elsevier. 273p.
- Mao J W, Kerrich R, Li H Y and Li Y H. 2002. High ³He/⁴He ratios in the Wangu gold deposit, Hunan Province, China: Implications for mantle fluids along the Tanlu deep fault zone[J]. *Geochemical Journal*, 36(3): 197-208.
- Muntean J L, Cline J S, Simon A C and Longo A A. 2011. Magmatic-hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits[J]. *Nature Geoscience*, 4(2): 122-127.
- O'Neil and James R. 1969. Oxygen isotope fractionation in Divalent metal carbonates[J]. *Journal of Chemical Physics*, 51(12): 5547-5558.
- Pang B C. 2004. Geological characteristics and genesis of Longhuo gold deposit in Guangxi[J]. *Southern Land and Resources*, (11): 74-75(in Chinese).
- Pirajno F. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems[M]. Germany: Springer.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions reviews in mineralogy[J]. *Mineralogical Society American*, 12: 1-646.
- Shao J L. 1999. Gold prospecting mineralogy[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press. 1-150(in Chinese).
- Song G X, Qin K Z and Li G M. 2010. Study on the fluid inclusions and S-H-O isotopic compositions of skarn-porphyry-type W-Mo deposit in Chizhou area in the Middle Lower Yangtze valley[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(9): 2768-2782(in Chinese with English abstract).
- Song W, Wu P, Liu J, Li J, Wang Z, Tan Q and Xie Z. 2022. Genesis of the Gaolong gold deposit in Northwest Guangxi Province, South China: Insights from in situ trace elements and sulfur isotopes of pyrite[J]. *Ore Geology Reviews*, 143: 104782.
- Spangenberg J, Fontboté L, Sharp Z D and Hunziker J. 1996. Carbon and oxygen isotope study of hydrothermal carbonates in the zinc-lead deposits of the San Vicente district, Central Peru: A quantitative modeling on mixing processes and CO₂ degassing[J]. *Chemical Geology*, 133(1): 289-315.
- Stuart F M, Burnard P G, Taylor R P and Turner G. 1995. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid in Clusions from Dae Hwa W-Mo mineralisation, South Korea[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (22): 4663-4673.
- Su W C, Dong W D, Zhang X C and Shen N P. 2018. Carlin-type gold deposits in the Dian-Qian-Gui "Golden Triangle" of Southwest China[J]. *Reviews in Economic Geology*, 20: 157-185.
- Su W C, Heinrich C A and Pettke T. 2009. Sediment-hosted gold deposits in Guizhou, China: Products of Wall-rock sulfidation by deep Crustal fluids[J]. *Econ. Geol.*, 104(1): 73-93.
- Tan Q P, Xia Y, Xie Z J, Yan J and Wei D T. 2015. S, C, O, H and Pb isotopic studies for the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Southwest Guizhou, China: Constraints for ore genesis[J]. *Chinese Journal of Geochemistry*, 34(4): 525-539.
- Tan Q P, Xia Y, Wang X Q, Xie Z J and Wei D T. 2017. Tectonic model and tectonic-geochemistry characteristics of the Huijiabao gold ore-field, Southwest Guizhou Province[J]. *Geotectonica et Metallogenesis*, 41(2): 291-304(in Chinese with English abstract).
- Tan Q P, Xia Y, Wang X Q, Zhou J X and Tian D. 2017. Carbon-oxygen isotopes and rare earth elements as an exploration vector for Carlin-type gold deposits: A case study of the Shuiyindong gold deposit, Guizhou Province, SW China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 148: 1-12.
- Tang S H and He X Q. 2006. Discussion on the relationship between mineralization and volcanic activity of Longhuo gold deposit in Guangxi[J]. *Guangxi Land and Resources*, (11): 31-33(in Chinese).
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition[J]. *Econ. Geol.*, 69(6): 843-883.
- Wang Q and Groves D. 2018. Carlin-style gold deposits, Youjiang Basin, China: Tectono-thermal and structural analogues of the Carlin-type gold deposits, Nevada, USA[J]. *Mineralium Deposita*, 53(7): 909-918.
- Wei Q F, Li C M and Zhang Z W. 2022. Spatio-temporal evolution and metallogenetic model of gold deposits in the Yunnan, Guizhou and Guangxi(golden triangle) area[J]. *Natural Resources in South China*, (3): 22-29+35(in Chinese).
- Winckler G, Aeschbach-Hertig W, Kipfer R, Reiner Botz R and Stoffers P. 2001. Constraints on origin and evolution of Red Sea brines from helium and argon isotopes[J]. *Earth and Planetary Sciences*

- ence Letters, 184(3-4): 671-683.
- Wu S Y, Hou L, Ding J, Zhang J R and Zhu S B. 2017. Deep magma evolution in the extensional Youjiang Basin in Late Yanshanian period: Evidence from geochemical characteristics of Baiceng ultramafic rock, Guizhou Province[J]. Geological Bulletin of China, 36(2/3): 445-458(in Chinese with English abstract).
- Xie G Q, Mao J W, Li W, Zhu Q Q, Liu H B, Jia G H, Li Y H, Li J J and Zhang J. 2016. Different proportion of mantle-derived noble gases in the Cu-Fe and Fe skarn deposits: He-Ar isotopic constraint in the Edong district, eastern China[J]. Ore Geology Reviews, 72: 343-354.
- Xie X Y, Feng D S, Chen M H, Guo S X, Kuang S D and Chen H S. 2016. Fluid inclusion and stable isotope geochemistry study of the Nibao gold deposit, Guizhou and insights into ore genesis[J]. Acta Petrologica Sinica, 32(11): 3360-3376(in Chinese with English abstract).
- Yan J, Hu R Z, Liu S, Lin Y T, Zhang J C and Fu S L. 2018. Nano SIMS element mapping and sulfur isotope analysis of Au-bearing pyrite from Lannigou Carlin-type Au deposit in SW China: New insights into the origin and evolution of Au-bearing fluids[J]. Ore Geology Reviews, 92: 29-41.
- Zeng Y F, Liu W J, Chen H D, Zheng R C, Zhang J Q, Li X Q and Jiang T C. 1995. Evolution of sedimentation and tectonics of the Youjiang composite basin, South China[J]. Acta Geologica Sinica, 69(2): 113-124(in Chinese with English abstract).
- Zhai W, Sun X M, Wu Y S, Sun Y Y, Hua R M and Ye X M. 2012. He-Ar isotope geochemistry of the Yaoling-Meiziwo tungsten deposit, North Guangdong Province: Constraints on Yanshanian crust-mantle interaction and metallogenesis in SE China[J]. Chinese Science Bulletin, 57: 1150-1159(in Chinese).
- Zhang C G, Li C M, Jiang J, Qin H F, Liu M H, Zhou H S and Shi X J. 2022. Geochemical characteristics of REE and trace elements compositions and geological significance of Longhuo gold-antimony deposit in Guangxi[J]. Journal of Xinyang Normal University(Natural Science Edition), 35(1): 103-107(in Chinese with English abstract).
- Zhang J R, Wen H J, Qin Z J and Wang J S. 2012. Fluid inclusion and stable isotopes study of Liancheng Cu-Mo polymetallic deposit in Lanping basin, Yunan Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 28(5): 1373-1386(in Chinese with English abstract).
- Zhang L C, Shen Y C, Li H M, Zeng Q D and Liu T B. 2002. Helium and argon isotopic compositions of fluid inclusions and tracing to the source of ore-forming fluids for Jiaodong gold deposits[J]. Acta Petrologica Sinica, 18(4): 559-565.
- Zhang X C, Spiro B, Halls C, Stanley C J and Yang K Y. 2003. Sediment-hosted disseminated gold deposits in Southwest Guizhou, PRC: Their geological setting and origin in relation to mineralogical, fluid inclusion, and stable-isotope characteristics[J]. International Geology Review, 45: 407-470.
- Zheng L J. 2022. Study on three-dimensional tectonic geochemistry and tectonic ore-controlling mechanism of the Lannigou gold deposit in Guizhou Province[D]. Guizhou: Guizhou University(in Chinese).
- Zheng L L, Yang R D, Gao J B, Chen J, Liu J Z and He Y N. 2016. Geochemical characteristics of the giant Nibao Carlin-type gold deposit(Guizhou, China) and their geological implications[J]. Arabian Journal of Geosciences, 9(2): 108-124.
- Zheng L L, Yang R D, Liu J Z, Gao J B, Chen J and Cheng W. 2019. Geological-geochemical characteristics and genesis of the large Nibao gold deposit in southwestern Guizhou[J]. Geological Review, 65(6): 1363-1382(in Chinese with English abstract).
- Zhuo Y Z, Hu R Z, Xiao J F, Zhao C H, Huang Y, Yan J, Li J W, Gao W and Li J X. 2019. Trace elements and C-O isotopes of calcite from Carlin-type gold deposits in the Youjiang Basin, SW China: Constraints on ore-forming fluid compositions and sources[J]. Ore Geology Reviews: Journal for Comprehensive Studies of Ore Genesis and Ore Exploration, 113: 103067.
- ### 附中文参考文献
- 安鹏,陈懋弘,孔志岗,陈港,陈忠斌,乐兴文. 2023. 桂西隆或金矿构造控矿模型及成矿预测[J]. 地球科学与环境学报, 45(1): 27-41.
- 蔡明海,李晔,彭振安,胡志成,胡鹏飞,肖俊杰. 2021. 桂西北丹池成矿带 He、Ar 同位素特征及其矿床成因指示[J]. 地质学报, 95(12): 3758-3767.
- 陈懋弘,程彦博,章伟,杨宗喜,陆刚. 2008. 右江褶皱带燕山期岩浆作用与成矿作用初步研究[A]. 第九届全国矿床会议论文集[C]. 241-242.
- 陈懋弘,乐兴文,李忠阳,谢贤洋,马克忠,李兴鹏. 2018. 桂西隆林孤立台地卡林型金矿的“梯式”结构模型及找矿前景[J]. 大地构造与成矿学, 42(5): 832-845.
- 陈懋弘,马克忠,陈港,王昱,乐兴文,李忠阳,陈忠斌. 2021. 桂西孤立台地寒武系白云岩中的卡林型金矿床——以隆林德峨金矿为例[J]. 矿床地质, 40(5): 891-914.
- 广西壮族自治区地质矿产局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.
- 蒋柏昌,张喜,蒋征林. 2013. 广西隆或金矿床地质特征及控矿因素分析[J]. 南方国土资源, (7): 30-33.
- 李欣航,白令安,胡乔帆,谢兰芳,庞保成,岳志恒. 2023. 桂西北金牙金矿床成矿流体性质与成矿机制[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 53(3): 840-852.
- 刘斌,沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社. 44-114.
- 刘建明,刘家军,顾雪祥. 1997. 沉积盆地中的流体活动及其成矿作用[J]. 岩石矿物学杂志, 16(4): 341-352.
- 刘建中,夏勇,陶瑛,杨成富,王泽鹏,谭亲平,付绍洪,陈睿,吴文明. 2014. 贵州西南部 SBT 与金锑矿成矿找矿要[J]. 贵州地质, 31(4): 267-272.
- 刘显凡,杨科佑,张兴春. 1998. 从桂西北隆或金矿的地质地球化学特征看微细粒浸染型金矿的可能成因[J]. 地质地球化学, (4): 1-8.

- 卢焕章. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 200-210.
- 卢焕章. 2008. CO₂流体与金矿化: 流体包裹体的证据[J]. 地球化学, 37(4): 321-328.
- 罗薇, 梁官华, 谢贤洋, 马克忠. 2019. 广西乐业林旺金矿床成矿流体包裹体研究[J]. 矿产与地质, 33(4): 606-612.
- 马杏垣. 1982. 论伸展构造[J]. 地球科学, (3): 15-22.
- 庞保成. 2004. 广西隆或金矿床地质特征与成因探讨[J]. 南方国土资源, (11): 74-75.
- 邵洁涟. 1999. 金矿找矿矿物学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1-150.
- 宋国学, 秦克章, 李光明. 2010. 长江中下游池州地区矽卡岩-斑岩型W-Mo矿床流体包裹体与H、O、S同位素研究[J]. 岩石学报, 26(9): 2768-2782.
- 谭亲平, 夏勇, 王学求, 谢卓君, 韦东田. 2017. 黔西南灰家堡金矿田成矿构造模式及构造地球化学研究[J]. 大地构造与成矿学, 41(2): 291-304.
- 唐松华, 何小强. 2006. 广西隆或金矿成矿作用与火山活动关系探讨[J]. 广西国土资源, (11): 31-33.
- 韦启锋, 李昌明, 张忠伟. 2022. 滇黔桂(金三角)地区金矿时空演化规律与成矿模式[J]. 南方自然资源, (3): 22-29+35.
- 吴松洋, 侯林, 丁俊, 张锦让, 朱斯豹. 2017. 贵州白层超基性岩对右江盆地燕山晚期拉张环境深源岩浆演化作用的启示——来自地球化学的证据[J]. 地质通报, 36(2/3): 445-458.
- 谢贤洋, 冯定素, 陈懋弘, 郭申详, 况顺达, 陈恨水. 2016. 贵州泥堡金矿床的流体包裹体和稳定同位素地球化学研究及其矿床成因意义[J]. 岩石学报, 32(11): 3360-3376.
- 曾允孚, 刘文均, 陈洪德, 郑荣才, 张锦泉, 李孝全, 蒋廷操. 1995. 华南右江复合盆地的沉积构造演化[J]. 地质学报, 69(2): 113-124.
- 翟伟, 孙晓明, 邬云山, 孙岩岩, 华仁民, 叶先仁. 2012. 粤北瑶岭-梅子窝钨矿He-Ar同位素地球化学: 对华南燕山期壳幔作用过程与成矿的制约[J]. 科学通报, 57(13): 1137-1146.
- 张辰光, 李昌明, 蒋剑, 覃洪峰, 刘明华, 周红军, 史兴俊. 2022. 广西隆或金锑矿床稀土、微量元素地球化学特征及其地质意义[J]. 信阳师范学院学报(自然科学版), 35(1): 103-107.
- 张锦让, 温汉捷, 秦朝建, 王加昇. 2012. 兰坪盆地连城Cu-Mo多金属矿床流体包裹体和稳定同位素地球化学研究[J]. 岩石学报, 28(5): 1373-1386.
- 郑禄璟. 2022. 贵州烂泥沟金矿三维构造地球化学与构造控矿机制研究[D]. 贵阳: 贵州大学.
- 郑禄林, 杨瑞东, 刘建中, 高军波, 陈军, 程伟. 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[J]. 地质论评, 65(6): 1363-1382.