

老挝班康姆铜金矿床成矿作用研究及其指示意义*

卢见昆, 赵延朋**, 陈晓锋, 康铁锁, 莫江平

(中国有色桂林矿产地质研究院有限公司, 广西 桂林 541004)

摘要 班康姆铜金矿床位于墨江-黎俯火山弧带的中段, 成矿条件优越, 区内中性侵入杂岩具有岛弧钙碱性火山岩的地球化学特征, 属火山岛弧环境。氢、氧同位素特征及黄铁矿流体包裹体的 He、Ar 同位素特征均指示流体为岩浆流体与大气雨水型地下水的混合流体, 晚期经历了开放系统的持续瑞利去气过程。硫同位素组成表明成矿系统的硫源主要为深源地幔硫, 推断 Au、Cu 应来自地幔源区, 在俯冲消减的构造背景下, 携带大量 Cu、Au 等成矿金属构成富矿初始岩浆流体。热液成矿作用经历了高温矽卡岩蚀变阶段、中温青磐岩热液蚀变矿化阶段、低中温金矿化阶段和超低温热液碳酸盐矿化阶段 4 个阶段, 中低温阶段为主要的矿化阶段, 而北东-北北东向次级断裂带成为浅部重要的容矿空间。流体包裹体及稀土元素特征指示了矿床深部存在隐伏的岩体, 很可能为含矿的斑岩体, 这对班康姆矿床乃至成矿带的研究及勘查具有重大的意义。

关键词 地质学; 成矿作用; 矿床成因; 指示意义; 铜金矿; 班康姆; 老挝

中图分类号: P618.67

文献标志码: A

A study of mineralization in Pangkuam copper-gold deposit of Laos and its indicating significance

LU JianKun, ZHAO YanPeng, CHEN XiaoFeng, KANG TieSuo and MO JiangPing

(China Nonferrous Metals (Guilin) Geology and Mining Co., Ltd., Guilin 541004, Guangxi, China)

Abstract

The Pangkuam copper-gold deposit is located in the middle region of the Luang Prabang-Loei volcanic arc zone with favorable minerogenetic conditions. The andesite intrusive complex in this region with the geochemical characteristics of island arc calc-alkaline volcanic rocks belongs to the environment of the volcanic island arc. Hydrogen-oxygen isotopes and He and Ar isotopes of pyrite fluid inclusions all indicate that the magma source of the fluid was a mixed fluid of magma fluid and atmospheric rainwater groundwater. The late stage experienced a continuous Rayleigh degassing process of open system. Sulfur isotope composition indicates that the sulfur source of the metallogenic system was mainly deep mantle sulfur. It is inferred that Au and Cu should have come from the mantle source region. Under the tectonic background of subduction and subduction, they carried a large amount of Cu, Au and other metallogenetic metals to form rich ore initial magma fluid. Hydrothermal mineralization experienced four stages: High temperature skarnization alteration stage, medium temperature propylite hydrothermal alteration mineralization stage, low temperature gold mineralization stage, and ultra-low temperature liquid carbonation stage. The medium and low temperature stage was the main mineralization stage, while the NE-NNE-trending secondary fault zone became an important ore-hosting space in the shallow part. The characteristics of fluid inclusions and rare earth elements indicate the existence of concealed rock bodies in the deep part of

* 本文得到广西科技基地和人才专项项目(编号:桂科 AD17195022)资助

第一作者简介 卢见昆,男,1987年生,工程师,长期从事东南亚地质科研、找矿勘查工作。Email:angelfreesky@qq.com

** 通讯作者 赵延朋,男,1981年生,教授级高级工程师,从事地质矿产研究工作。Email:575707720@qq.com

收稿日期 2020-01-07;改回日期 2020-09-21。张绮玲编辑。

the deposit, which are probably porphyry bodies containing ore. The results obtained by the authors are of great significance to the study and exploration of the Pangkuam deposit and even the study of the metallogenic belt.

Key words: geology, mineralization, genesis of deposit, indicating significance, copper-gold deposit, Pangkuam, Laos

琅勃拉邦-黎府成矿带贯穿老挝西部和泰国北部,大地构造位置处于印支陆块西部,是中南半岛铜、金、银、铅、锌、铋等金属的重要资源基地(赵延朋等,2015)。国内外学者对该成矿带在构造演化(Metcalf, 2002; Salam, 2014; 王宏等, 2015)、成矿年代学(聂飞等, 2019)、成矿动力背景(周文敏, 2017; 钟维敷等, 2012)等方面进行了大量的研究,研究表明该成矿带经历了古特提斯洋的俯冲、碰撞、增生与变形的复杂历史,认为该成矿带的弧火山岩应形成于难河弧后盆地向印支板块西缘的俯冲过程(杨文强, 2010; 钱鑫, 2016),年代学识别出晚二叠世—中三叠世俯冲有关的岩浆岩(聂飞等, 2019)。该成矿带铜金矿床大地构造背景为陆缘弧-碰撞造山,主要分为斑岩型铜矿、矽卡岩型铜金矿、石英脉型铜金矿及浅成低温热液型铜金矿床4类。矽卡岩型铜金矿主要包括Phu Lon铜金矿床(中型),斑岩型铜金矿包括普桐达埃铜矿床(大型)、PUTI铜矿床(中型);石英脉型铜金矿包括嘎西铜金矿(小型);浅成低温热液型铜金矿主要包括班康姆铜金矿(大型)、Chatree金银矿(中型)、帕奔金矿(大型)。其中,Phu Lon铜金矿床、普桐达埃铜矿床、PUTI铜矿床、嘎西铜金矿主要受浅成侵入岩控制,班康姆铜金矿、Chatree金银矿、帕奔金矿的成矿作用与火山岩有关;总的来说,古生代—早中生代酸性火山岩系及同成分的浅成侵入岩体控制着该成矿带的矿床(Lepvrier et al., 2008)。

班康姆铜金矿床位于琅勃拉邦-黎府成矿带中南段(图1),金矿达大型矿床规模(Au、Cu金属量分别是20.5吨、3.7万吨,平均品位分别为2.41 g/t、0.69%),形成于火山弧背景(赵延朋等, 2017),具有优越的成矿环境。但该地区地质工作尤其是研究工作程度相对较低,与其相关的研究主要集中在班康姆铜金矿地质特征(康铁锁等, 2016; 王晓曼等, 2016)、成矿规律、构造特征(赵延朋等, 2015; 2017)等方面。康铁锁等(2016)认为,该矿床为火山岩-侵入岩有关的构造充填型、矽卡岩型的多成因铜金多金属矿床;赵延朋等(2017)通过岩石地球化学证据认为,该区安山质-侵入杂岩具有岛弧钙碱性火山岩的地球化学特征,构造环境判别图显示该套岩石属

于大洋弧环境。该矿床有关成矿流体来源、成矿作用等方面还缺乏研究,本文旨在通过流体包裹体、与成矿流体的氢、氧同位素和He-Ar同位素及成矿金属来源有关的硫、铅同位素等方面研究,探讨铜、金等成矿物质的源—运—积—储条件及成矿作用,总结成矿地质条件和成矿富集规律,建立班康姆铜金矿成矿模式,为班康姆地区及琅勃拉邦-黎府构造岩浆成矿带的铜金找矿勘查、研究提供指导。

1 成矿地质背景及矿床地质特征

1.1 成矿地质背景

琅勃拉邦-黎府多金属成矿带位于中南半岛中部,北接哀牢山成矿带,中北段呈北北东走向,经老挝琅勃拉邦、泰国黎府,南北长逾800 km,东西宽可达100 km(图1)。该成矿带属于三级构造单元中的思茅-彭世洛地块,该地块为二级构造单元印支陆块的次级构造单元,进一步可划分为墨江-黎府火山弧带及思茅-彭世洛中生代盆地2个四级构造单元(王宏等, 2015)。

思茅-彭世洛中生代盆地位于普雷山断裂(F_4)西侧,是在中晚二叠世—早三叠世期间难河-程逸缝合带形成后,盆山转换过程中形成的陆内盆地(王宏等, 2015; Pham et al., 1991)。该盆地出露的地层主要由古生代无量山群变质岩、石炭系—二叠系火山沉积岩、中-上三叠统碎屑岩和碳酸盐岩、中侏罗世红色碎屑岩。其中,碎屑岩主要由砾岩、砂岩、粉砂岩和泥灰岩组成。

墨江-黎府火山弧带与东部奠边府-黎府缝合带近平行展布,带内基性(玄武岩)-中酸性岩浆活动较为强烈(Chongpan et al., 2001),主要侵入岩为花岗岩、二长花岗岩、闪长岩和花岗闪长岩,在研究区附近发育三叠世的小花岗闪长岩侵入体。带内主要地层为三叠系—白垩系的陆相碎屑岩和石炭系—二叠系的陆源碎屑-碳酸盐岩,二者呈不整合接触。该带内构造主要表现为晚古生代岩层形成向东的逆冲断裂及向东倒转的同斜褶皱(Altermann, 1991)。

成矿带构造演化表现为早古生代—中三叠世

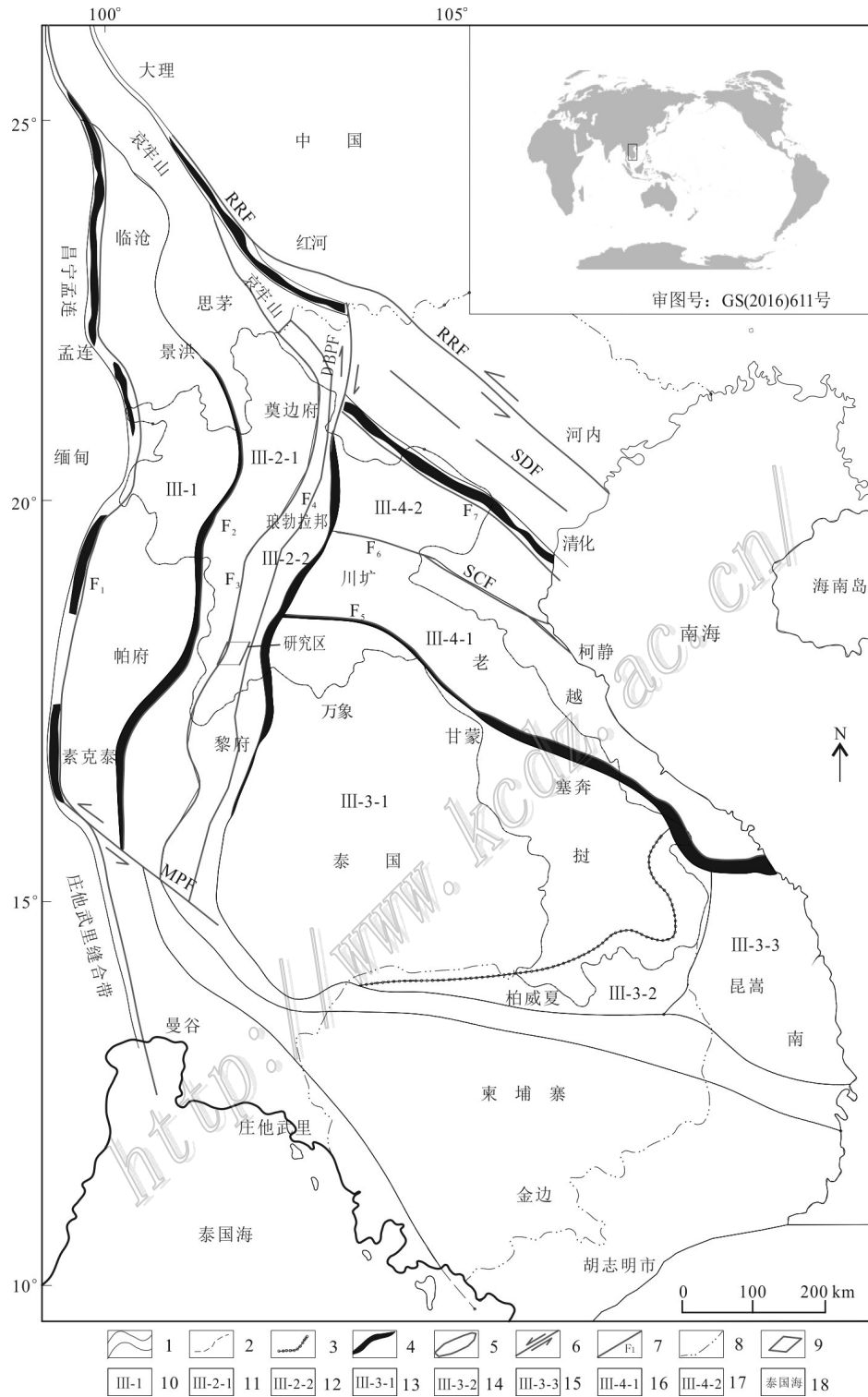


图1 区域构造简图(示意图)(据 Lepvrier et al., 2004; 2008; 王宏等, 2015 等改编)

1—二级构造界线; 2—三级构造界线; 3—四级构造界线; 4—蛇绿岩带; 5—成矿带; 6—走滑断裂; 7—断裂及编号; 8—国界线; 9—研究区;
 10—景洪-素可泰火山弧带; 11—思茅-彭世洛中生代盆地; 12—墨江-黎府火山岛弧带; 13—万象-呵叻中生代盆地; 14—公河褶皱带;
 15—昆嵩地块; 16—南长山褶皱带; 17—北长山褶皱带; 18—海域

RRF—红河断裂; DBPF—奠边府断裂; SCF—大江断裂; SDF—达江断裂; MPF—梅平断裂; ①—难河-程逸缝合带; ②—奠边府-黎府缝合带;
 ③—塞奔-三岐缝合带; F₁—澜沧江-班南坎断裂; F₂—南本河断裂; F₃—黎府-琅勃拉邦断裂; F₄—普雷山断裂; F₅—长山-岷港断裂;
 F₆—蓝江断裂; F₇—马江断裂

Fig. 1 Regional structure map (modified after Lepvrier et al., 2004; 2008; Wang et al., 2015)

1—Second grade structural boundary; 2—Third grade structural boundary; 3—Fourth grade structural boundary; 4—Ophiolite belt; 5—Metallogenic belt; 6—Strike-slip fault; 7—Fault and its serial number; 8—Border; 9—Research area; 10—Jinghong suketai volcanic island arc; 11—Meso-Cenozoic basin of Simao Pengshiluo; 12—Mojiang Lifu volcanic arc zone; 13—Vientiane-Hetao Meso-Cenozoic Basin; 14—Gonghe fold belt; 15—Kontum massif; 16—South of changshan volcanic arc zone; 17—North of changshan volcanic arc zone; 18—Sea area
RRF—Red River fault; DBPF—Dien Bien Phu fault; SCF—Song Ca fault; SDF—Song Da fault; MPF—Meiping fault; ①—Nan-Uttaradit suture; ②—Dien Bien Phu-Loei suture zone; ③—Saiben-Sanqu suture zone; F₁—Lancangjiang-Bananan fault; F₂—Nanben River fault; F₃—Loei-Luang Prabang fault; F₄—Poley Mountain fault; F₅—Changshan-Da Nang fault; F₆—Blue River fault; F₇—Majiang fault

(Pz₁—T₃)莫边府-黎府洋消退及东印支板块向西俯冲,并伴随着强烈的基性-中酸性火山活动(Salam, 2014),侵入岩主要为闪长玢岩、闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩,侵入体呈岩枝、岩株状产出,直径1~10 km不等。据K-Ar法同位素测年结果,二长岩年龄为(225±10)Ma,花岗闪长岩年龄为(264±10)Ma,属于中二叠世—晚二叠世(聂飞等,2019);在早三叠世—中三叠纪以酸性岩浆侵入为主,属岛弧环境的产物(杨文强,2010; Aghazadeh et al., 2015; Davidson et al., 2011; Foley, 1992; Green, 1980; McCulloch et al., 1991; Jakeš et al., 1997; Kay, 1978; Saunders et al., 1980)。成矿带分布一套以安山岩、玄武岩及英安岩组成的火山杂岩,成矿带中主要铜金矿床常赋存在这些火成杂岩中。年代学研究揭示了与金成矿作用相关的火成杂岩年龄为250~230 Ma,确定了琅勃拉邦-黎府成矿带岩浆成矿事件主要发生在早三叠世至晚三叠世(Tangwattananukul et al., 2009; Zaw, 2006; Zaw et al., 2014)。

1.2 矿床地质特征

研究区地层主要为一套由灰岩、泥质粉砂岩、大理岩及少量火山碎屑岩组成的石炭系—二叠系(C—P)陆相-浅海相沉积地层(赵延朋等,2015),出露面积约0.7 km²,倾向NW-NWW,倾角较陡,多在45°~80°之间。该套地层从西至东依次为灰白色泥灰岩→灰白色灰岩→土黄色泥质粉砂岩→灰黑色含生物化石灰岩夹碳质泥岩。纯白色的大理岩局部出露于火山岩与灰岩的接触带(图2a)。区内主要构造为NNE向断裂和轴向为NE向的背斜褶皱,其中NNE向断裂(F₃)贯穿整个研究区,F₃为琅勃拉邦深大断裂的次级断裂,控制研究区的成矿作用及提供成矿空间(康铁锁等,2016),研究区内3条近平行的断裂F₁、F₂、F₃组成了NNE向断裂组,其中F₃断裂长度达8.5 km,向南西进入泰国与程逸断裂相接,向北东经琅勃拉邦与越南的莫边府断裂相接,该断裂为黑江-黎府岛火山弧带与思茅-彭世洛中生代盆地的分

界断裂,该区大地构造演化为早二叠世—中三叠世板块活动阶段(聂飞等,2019)。F₁断裂为F₃同向次级断裂,其性质为逆冲断裂,是研究区的主要容矿构造,其走向NNE向,倾向北西,倾角60°~80°,上、下盘均为安山岩,蚀变主要为青磐岩化、硅化等。F₂断裂紧邻F₃断裂,走向与F₁一致,倾向西,倾角50°~80°。研究区的岩浆岩主要为安山岩、少量斜长斑岩及花岗闪长岩。安山岩大面积分布于研究区的中东部,同时亦穿插在研究区西部的灰岩及泥质岩中,总体呈NE方向展布。在与地层接触的安山岩中常发育浸染状或星点状黄铁矿化,钻孔中的安山岩常见石英-硫化物脉(王晓曼等,2016)。

班康姆铜金矿床由12条规模不等的铜金矿(化)体组成,其中以I、II号铜金矿体为主要矿体(图2a),其中I号矿体:主要赋存于安山岩内部断裂带,呈似层状或脉状产出,常表现出分支复合的形态特征(赵延朋等,2015)。矿体走向为NE-NNE,走向延长约1300 m;倾向为W-NWW,倾角为29°~89°。矿体围岩蚀变主要有矽卡岩化、青磐岩化、硅化及碳酸盐化。I号矿体由Au矿体、Cu-Au矿体及Cu矿体3种不同类型的矿体构成,其中Au矿体(包括Cu-Au矿体)平均厚度为6.89 m;Au平均品位为2.69 g/t,Cu平均品位为0.69%。在钻孔剖面图(图2b)中,I号矿体总体表现出上部Au矿体、下部Cu矿体的分带特征(康铁锁等,2016)。II号矿体主要赋存于安山岩内部断裂带中,呈似层状、脉状产出,具有分支复合的特征。矿体走向为NE,走向延长约1050 m,倾向W-NW,倾角29°~85.57°。矿体围岩蚀变主要为青磐岩化、硅化及碳酸盐化,次为矽卡岩化、钾化等。同I号矿体类似,II号矿体仍表现出下Cu上Au的空间分布特征,而且II号矿体的下部Cu矿体更加发育(王晓曼等,2016)。

沿倾向,矿化体铜、金、磁铁等矿物组合具有一定的分带性(康铁锁等,2016),上部为磁铁矿-褐铁矿-金组合,中部为磁铁矿-黄铁矿-镜铁矿-金-黄铜矿

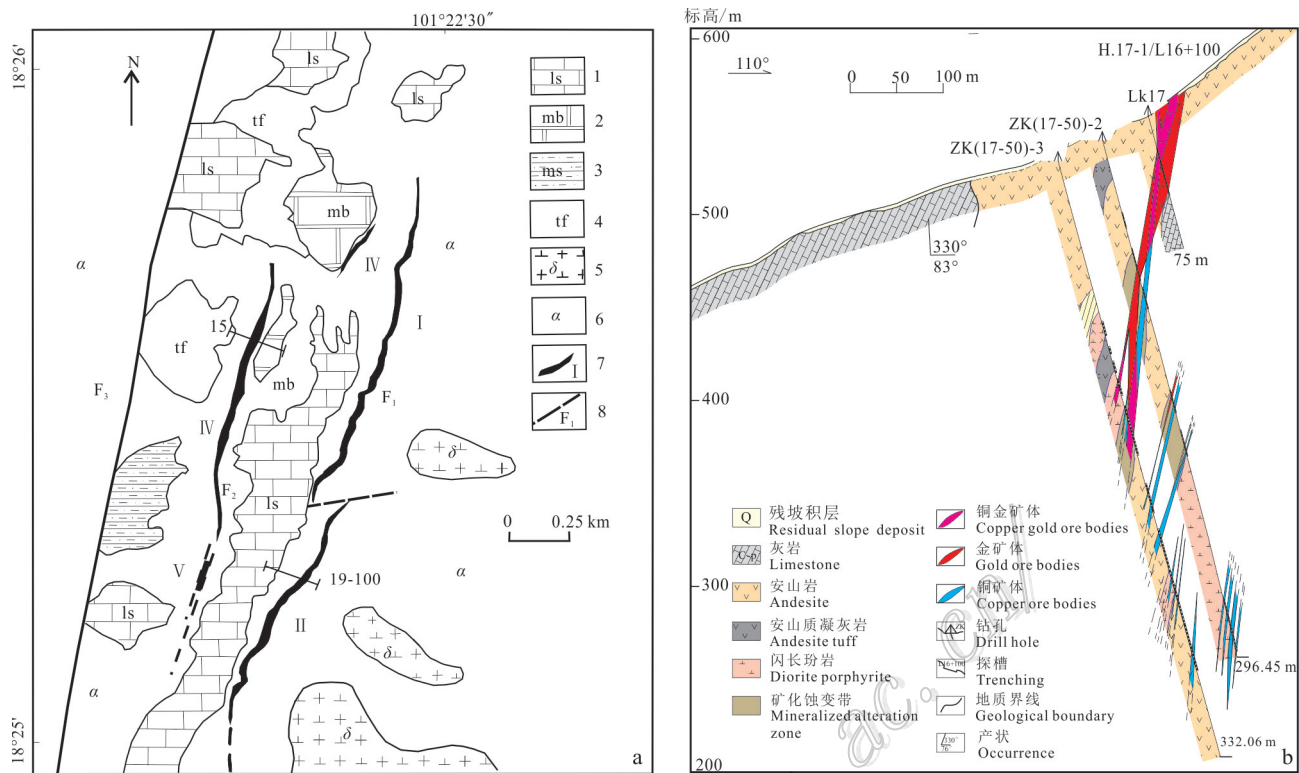


图2 班康姆铜金矿床地质图(a)及I号矿体17线剖面图(b)

1—石炭系—二叠系灰岩;2—二叠系矽卡岩化大理岩;3—石炭系—二叠系泥质砂岩;4—安山质凝灰岩;5—花岗闪长岩;6—安山岩;
7—铜金矿体及编号;8—断层及编号

Fig. 2 Geological sketch map of the Pangkuam copper-gold deposit (a) and geological section along No.17 line of the orebody I (b)
1—Carboniferous, Permian limestone; 2—Permian skarnized marble; 3—Carboniferous, Permian shaly sandstone; 4—Anshanitic tuff;
5—Granodiorite; 6—Permian volcanic rocks: andesite; 7—Copper gold orebody and its serial number; 8—Fault and its serial number

组合,下部为磁铁矿-黄铁矿-黄铜矿组合,整个矿带均伴随着青磐岩化。矿石类型为上部蜂窝状、浸染状矿石,中部为致密块状(图3c)、团块状矿石(图3a),下部多为细脉状矿石(图3b)。矿化类型以蚀变安山岩型为主,伴有金-石英脉、磁铁矿矽卡岩。矿体的围岩蚀变有大理岩化、高温的矽卡岩化及中-低温的青磐岩化、硅化、云英岩化、钾化、绢云母化等(王晓曼等,2016)。矽卡岩多发育在安山岩与灰岩或大理岩的接触带,以石榴石型简单矽卡岩为主,石榴子石被晚期的绿泥石及绿帘石所交代(图3d、e);青磐岩化在矿化与未矿化的安山岩中广泛发育,主要表现为绿帘石化、绿泥石化、碳酸盐化及星点状的黄铁矿化。

班康姆矿床矿石XRD分析揭示矿石的金属矿物主要为黄铁矿、黄铜矿及磁铁矿,脉石矿物主要为石英、方解石及硅酸盐矿物,根据岩矿鉴定及X射线电子能谱测试结果(图4),将班康姆矿床矿石中的金属元素化学组成可以分为4类,以原生金属硫化物

为主,其次为金属氧化物,少量自然元素类矿物及银硫盐矿物(康铁锁等,2016)。金属硫化物主要为黄铁矿、黄铜矿,及微量闪锌矿、方铅矿、辉钼矿、斑铜矿、毒砂,其中黄铁矿在显微镜下为浅黄白色(图3f),具有高反射率,晶体形态以五角三八面体为主,黄铜矿在显微镜下为铜黄色(图3g),反射率较高,主要以不规则粒状、尖角状沿微裂隙充填、交代于黄铁矿晶面、矿物颗粒之间及构造裂隙中;金属氧化物以磁铁矿为主,少量赤铁矿等;银硫盐矿物根据其X射线电子能谱测试结果推测可能为含镍硫砷铜银矿和硫砷铜银矿(图5);自然元素类矿物主要为金银矿,其次为金银矿(康铁锁等,2016)。黄铁矿化、硅化、钾化、黄铜矿化与金矿化关系密切,金品位与黄铁矿含量呈正相关关系(图6),金主要赋存于黄铁矿裂隙之中或包裹于黄铁矿、黄铁矿、石英之中(图3h、i)。成矿前主要形成了石英、石榴子石、透辉石、钾长石、阳起石、绿帘石、绿泥石、绢云母、黄铁矿,成矿期主

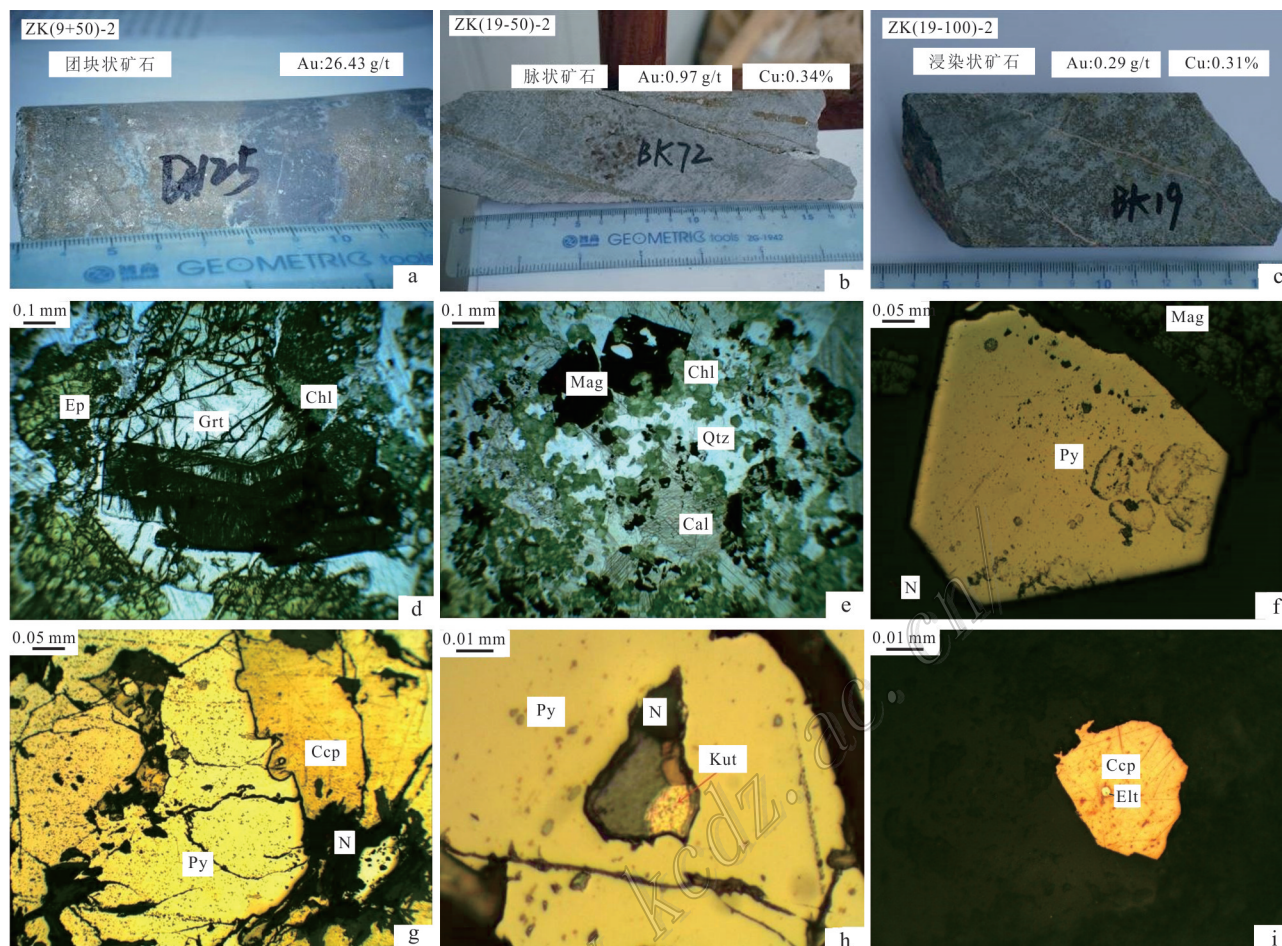


图3 班康姆矿床典型矿石特征及显微镜下照片

a. 脉状矿石; b. 团块状矿石; c. 浸染状矿石; d. 含绿帘石、石榴子石矽卡岩(正交偏光); e. 绿泥石、方解石矽卡岩(单偏光); f. 黄铁矿自形晶体(单偏光); g. 黄铜矿侵蚀交代黄铁矿(单偏光); h. 产于脉石中的金银矿(单偏光); i. 银金矿包裹于黄铜矿中(单偏光)
Ep—绿帘石; Grt—石榴子石; Chl—绿泥石; Cal—方解石; Qtz—石英; Mag—磁铁矿; Py—黄铁矿; N—脉石矿物; Ccp—黄铜矿;
Kut—金银矿; Elt—银金矿

Fig. 3 Typical ore characteristics and microphotographs of of the Pangkuam deposit

a. Vein ore; b. Agglomerate ore; c. Disseminated ore; d. Epidote, garnet skarn (crossed nicols); e. Chlorite, calcite skarn (plainlight); f. Pyrite auto-morphic crystal (plainlight); g. Chalcopyrite erosion metasomatic pyrite (plainlight); h. Gold and silver deposits in Gangue (plainlight); i. Silver gold enclosed in chalcopyrite (plainlight)

Ep—Epidote; Grt—Garnet; Chl—Chlorite; Cal—Calcite; Qtz—Quartz; Mag—Magnetite; Py—Pyrite; N—Gangue minerals;
Ccp—Chalcopyrite; Kut—Gold silver ore; Elt—Silver gold ore

要形成了黄铁矿、磁铁矿、镜铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、自然金,成矿后期主要为石英、方解石,并穿插于各类矿石中(图7)(王晓曼等,2016)。

2 样品采集及分析测试

对班康姆铜金矿矿床地质特征进行系统研究的基础上,本次流体包裹体样品共采集8件样品,分别采自I、II号铜金矿体不同矿化蚀变阶段的矿石及

蚀变岩。测试工作在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成,仪器名称为LINKAM THMS600型冷热台,显微测温采用标准物质(KNO_3 、 CCL_4)及人工配制的NaCl标准溶液对仪器进行温度标定,测定温度范围为 $-196\sim 600^\circ\text{C}$,测试环境保持在 25°C 左右。包裹体测定时选用的显微镜倍数为500倍,首先利用液氮对包裹体进行降温,并观察包裹体的变化,包裹体被冷冻后,缓慢升温,当接近相变点时,减慢升温速率至 $0.1^\circ\text{C}/\text{min}$,记录冰点温度;继续升温,

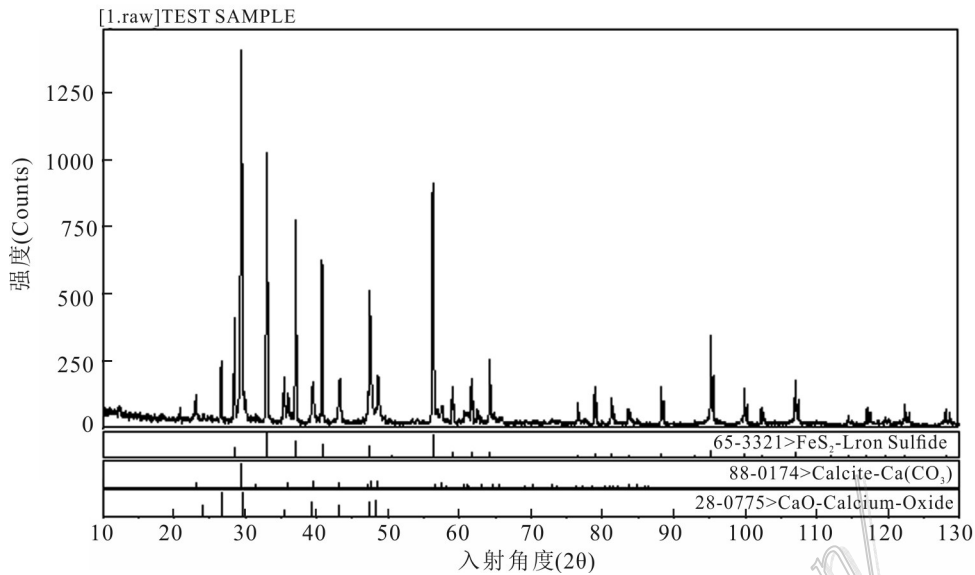


图4 I号矿体Au矿石X射线衍射图谱
Fig. 4 X-ray diffraction pattern of Au ore in orebody I

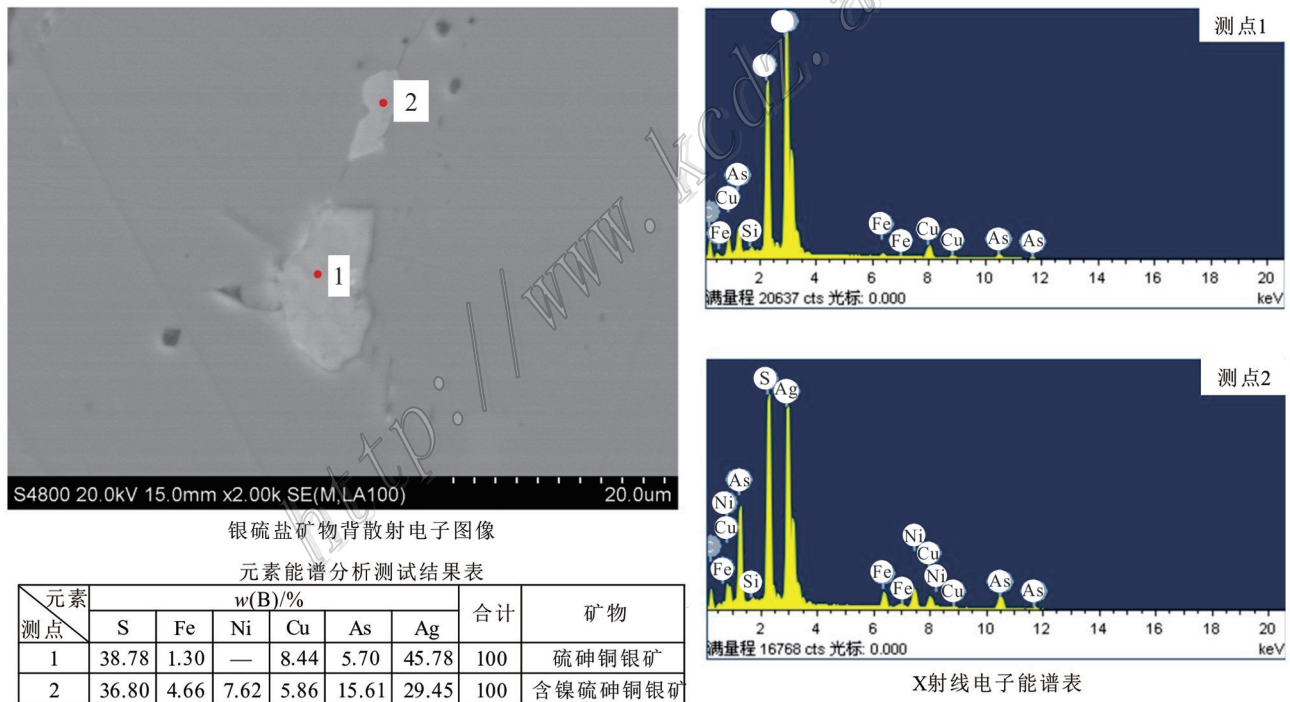


图5 充填于黄铁矿晶面裂隙的银硫化物
Fig. 5 Silver sulfide minerals filled in the cracks of pyrite crystal surface

观察相态变化,当接近相变点时,减慢升温速率至0.5°C/min,记录笼形物消失温度、部分均一温度和完全均一温度。

同位素选取全岩及单矿物样品17件,Pb、C、H、O、S及He-Ar同位素分析均在中国地质科学院矿产

资源研究所完成。氢同位素分析采用热爆法。测试前挑选纯度大于99%、40~60目的石英单矿物约10 g,清洗并在150°C低温下真空去气4小时以上,以除去表面吸附水及次生包裹体水,然后在400°C高温下爆裂取水,并与Zn反应制取H₂,最后用

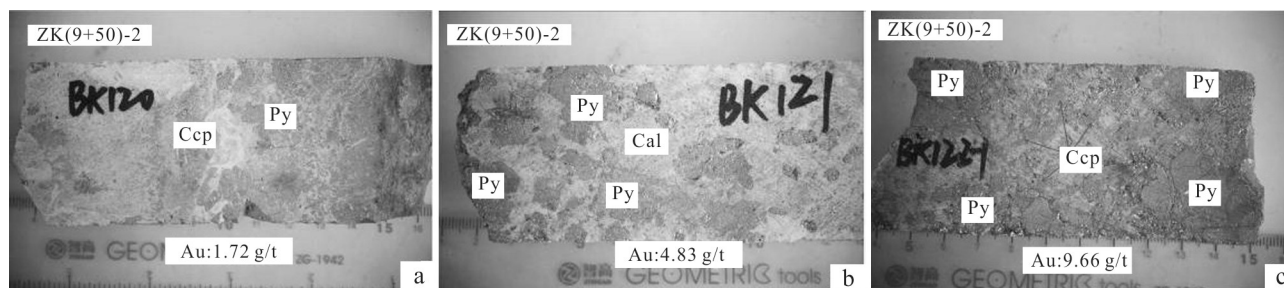


图 6 金品位与黄铁矿含量呈正相关关系

a. 低品位矿石; b. 工业品位矿石; c. 富矿石

Py—黄铁矿; Ccp—黄铜矿; Cal—方解石

Fig. 6 Positive correlation between gold grade and pyrite content

a. Low grade ore; b. Industrial grade ore; c. High-grade ore

Py—Pyrite; Ccp—Chalcopyrite; Cal—Calcite

阶段 矿物	热液蚀变阶段		成矿阶段			无矿阶段
	砂卡岩阶段	青磐岩化阶段	成矿早期	主成矿期	成矿晚期	
石榴石						
透辉石						
钾长石						
阳起石						
绿帘石						
绿泥石						
绢云母						
石英						
磁铁矿						
黄铁矿						
黄铜矿						
磁黄铁矿						
斑铜矿						
闪长岩						
银金矿						
毒砂						
镜铁矿						
方解石						

图 7 班康姆铜金矿床成矿阶段划分

Fig. 7 The division of metallogenic stages of the Pangkuam copper-gold deposit

MAT-253EM 质谱仪进行氢同位素组成测定。样品的氢同位素组成以 $\delta D(\text{‰})$ 表述, 参考标准 V-SMOW, 分析精度为 $\pm 2\text{‰}$ 。

氧同位素分析采用传统的 BF5 分析方法 (Clay-

ton et al., 1963)。用 BF5 与石英在真空和高温下反应提取矿物氧, 并与灼热电阻-石墨棒燃烧转化成 CO_2 , 然后送质谱分析, 详细测试流程见郑永飞等 (2000)。样品的氧同位素以 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ 表述, 参考标准为 V-

SMOW,分析精度为 $\pm 0.2\%$ 。

硫化物硫同位素分析采用 Cu_2O 氧化方法。在真空系统和高温条件下,硫化物与 Cu_2O 反应,硫全部转化为纯净的 SO_2 气体,然后在仪器MAT 253EM上测定其 ^{34}S 与 ^{32}S 的比值。硫同位素组成用 $\delta^{34}\text{S}$ 表述,参考标准为V-CDT,测试精度为 0.2% 。

铅同位素比值用多接收器等离子体质谱法(MC-ICPMS)测定,所用仪器为英国Nu Plasma HR,仪器的质量分馏以T1同位素外标校正(何学贤等,2005),样品中T1的加入量约为铅含量的1/2。

3 分析结果

3.1 氢、氧同位素

班康姆铜金矿床I、II号矿体脉石矿物石英及方解石的氧同位素组成、包裹体水的氢同位素组成,及计算的与石英、方解石包裹体水的氧同位素组成见表1。I、II号矿体石英矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 13.4% ~ 15.2% ,石英包裹体水具有较低的 δD 值(-110% ~ -90%),计算的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -1.5% ~ 6.3% ,矿化富集后晚阶段无矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 6.7% ~ 7.5% , δD 值为 -81% 。

II号矿体石英包裹体水的氧同位素组成根据实验石英-水平衡分馏方程 $10^3 \ln \alpha_{\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}} = 3.38(10^6/T^2) -$

3.40 (Clayton et al., 1972)及温度 270°C 求得;I号矿体石英及方解石包裹体水的氧同位素组成根据分馏方程 $10^3 \ln \alpha_{\text{SiO}_2/\text{CaCO}_3-\text{H}_2\text{O}} = A \times 1000000/T^2 + B \times 1000/T + C$ (据郑永飞等,2000)计算,石英和方解石的计算温度分别为 150°C , 90°C 。尽管I号矿体石英及方解石低的形成温度,Cole等(1986)研究表明在许多浅成热液矿床及地热系统,脉矿物和热液流体可以达到同位素平衡。

3.2 He-Ar同位素

由于黄铁矿是班康姆矿床的主要载金矿物之一,本次工作对I、II号矿体的5件黄铁矿样品进行了He、Ar同位素分析(表2)。班康姆矿床黄铁矿流体包裹体的 ^{40}Ar 、 ^4H 的含量分别为 $(3.32\sim 10.10) \times 10^{-8} \text{cm}^3 \text{STP/g}$, $(5.36\sim 20.53) \times 10^{-8} \text{cm}^3 \text{STP/g}$ 。 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 、 $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 分别为 $(314.8 \pm 0.5) \sim (362.4 \pm 0.3)$ 、 $0.1821 \sim 0.1883$,与大气饱和水(ASW)的值($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$, $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 0.1880$)比较接近,而与地壳及地幔的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值(Burnard et al., 1999)存在显著差异,表明成矿流体具有明显的雨水组分。

3.3 硫同位素

本次工作只对黄铜矿和黄铁矿进行硫同位素分析,结果见表3。除了1个黄铁矿样品具有相对较大的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(8.1%)外,班康姆矿床其余硫化物样品的

表1 班康姆矿床脉石石英及方解石包裹体水氢、氧同位素组成

Table 1 Water hydrogen and oxygen isotopic composition of gangue quartz and calcite inclusions in the Pangkuam deposit

样品号	样品名及位置	测试矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}/\%$	$\delta\text{D}_{\text{包裹体水}}/\%$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{包裹体水}}/\%$
BK62	II号矿体Cu-Au矿石	石英	14.4	-100	6.3
BK64	II号矿体Cu-Au矿石	石英	13.4	-110	5.3
BK120	I号矿体Cu-Au矿石	石英	14.0	-99	-1.5
BK121	I号矿体Cu-Au矿石	石英	15.0	-90	-0.5
BK122-1	I号矿体Cu-Au矿石	石英	15.2	-100	-0.3
BK33	I号矿体上部无矿碳酸盐	方解石	26.0	-81	6.7
BK34	I号矿体上部无矿碳酸盐	方解石	26.8	-81	7.5

表2 班康姆矿床黄铁矿包裹体He、Ar同位素组成

Table 2 He and Ar isotopic compositions of pyrite inclusions in the Pangkuam deposit

样品号	位置	$^{40}\text{Ar}/(10^{-8} \text{cm}^3 \text{STP/g})$	$^4\text{He}/(10^{-8} \text{cm}^3 \text{STP/g})$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^3\text{He}/^4\text{He}(10^{-7})$	$^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$
BK106-2	II号矿体	5.92	20.53	328.6 ± 0.8	0.1862	$5.77 \pm 0.59(0.42\text{Ra})$	0.00065752	0.029
BK120	I号矿体	4.50	16.34	326.9 ± 0.6	0.1821	$7.15 \pm 0.68(0.51\text{Ra})$	0.00084871	0.026
BK121-1	I号矿体	10.10	14.65	314.8 ± 0.5	0.1852	$8.95 \pm 0.89(0.64\text{Ra})$	0.00040867	0.042
BK122-1	I号矿体	3.32	6.02	362.4 ± 0.3	0.1880	$9.10 \pm 1.03(0.65\text{Ra})$	0.00059798	0.102
BK129	I号矿体	4.28	5.36	350.1 ± 0.3	0.1883	$48.08 \pm 2.58(3.46\text{Ra})$	0.00210803	0.125

注: $^3\text{He}/^4\text{He}$ 列括号的数值表示相对大气 $^3\text{H}/^4\text{H}(\text{Ra}=1.39 \times 10^{-6})$ 的比值; $^{40}\text{Ar}^*$ 为过量 ^{40}Ar , $^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar} - ^{36}\text{Ar} - 295.5$ 。

表 3 班康姆铜金矿床硫化物的硫同位素组成

Table 3 Sulfur isotopic composition of sulfide in the Pangkum copper-gold deposit

样品号	位置	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$		$\Delta^{34}\text{S}_{\text{Py-Cpy}}$
		黄铁矿	黄铜矿	
BK12	II 号矿体 Cu-Au 矿石	0.0	-0.9	0.9
BK63-2	II 号矿体 Cu-Au 矿石	-0.3	-0.8	0.5
BK64	II 号矿体 Cu-Au 矿石	8.1	0	8.1
BK72	II 号矿体 Cu-Au 矿石	1.4		
BK102-1	II 号矿体 Cu-Au 矿石	0.3	-0.5	0.8
BK120	I 号矿体 Cu-Au 矿石	1.5		
BK121	I 号矿体 Cu-Au 矿石	0.4		
BK125	I 号矿体 Au 矿石	0.5		
BK129	I 号矿体 Au 矿石	0.8		
BK199	I 号矿体 Au 矿石		-0.1	

注: $\Delta^{34}\text{S}_{\text{Py-Cpy}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{Py}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{Cpy}}$

$\delta^{34}\text{S}$ 分布相对较窄 ($-0.9\text{‰} \sim 1.5\text{‰}$), 且位于地幔硫的分布范围 ($0 \pm 2\text{‰}$)。其中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-0.3\text{‰} \sim 1.5\text{‰}$, 平均为 0.6‰ ; 黄铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-0.9\text{‰} \sim 0\text{‰}$, 平均为 -0.5‰ , 低于黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 。

3.4 Pb 同位素

对 I、II 号矿体的 5 件矿石样品进行了单矿物铅同位素比值测定, 结果见表 4, 黄铁矿的放射铅比值 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分布于 $17.928 \sim 18.776$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分布于 $15.534 \sim 15.665$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分布于 $37.913 \sim 38.809$ 。 $w(\text{Th})$ 、 $w(\text{U})$ 、 $w(\text{Pb})$ 分别为 $0.03 \times 10^{-6} \sim 0.192 \times 10^{-6}$ 、 $0.026 \times 10^{-6} \sim 0.289 \times 10^{-6}$ 、 $27.02 \times 10^{-6} \sim 127.7 \times 10^{-6}$, U/Pb 比值、Th/Pb 比值较低。

4 成矿作用及成矿模式

4.1 成矿流体来源

由于班康姆矿床位于火山岩分布区, 地层主要

为泥质粉砂岩及碳酸盐岩, 未见明显的碳质建造(赵延朋等, 2015), 且区域上也未见含煤地层(王宏, 2013), 因此有机水或有机物与水相互作用不是导致班康姆矿床低石英包裹体显著低 $\delta^{18}\text{D}$ 值的主要原因(Munoz et al., 1994); I 号矿体黄铁矿流体包裹体低的 $^{40}\text{Ar}^*/^{4}\text{He}$ 比值更可能产生于雨水与岩浆流体混合前的中高温阶段 ($300 \sim 450^\circ\text{C}$) 岩浆流体与安山岩之间的水岩交换作用(Martel et al., 1998), 因为在这一温度下流体与安山岩的相互作用会导致 ^4He 大量扩散到热液中而 ^{40}Ar 仍保留在矿物中。在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 联合图解(图 8)中均位于岩浆水区的左下方, 氢、氧同位素组成特征揭示成矿流体为来源于岩浆流体和雨水型地下水的混合, 且与地下水混合之前经历了不同比例的水岩相互作用(王宏, 2013; 郑永飞等, 2000), 混合热液在晚期经历了开放系统的瑞利去气过程。

通过惰性气体同位素 ($\text{He}-\text{Ar}$) 研究, 黄铁矿流体包裹体的 He、Ar 同位素组成在 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}-^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra) 关系图(图 9)中位于饱和大气水、地幔、地壳三端员之间, 指示着成矿流体可能来自于这三端员的混合(Hu et al., 2004), 其中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 高于大气饱和水 (ASW) 指示着成矿流体存在地幔 He, 而低于大气饱和水则表明成矿流体中地壳 He 的加入, He-Ar 同位素研究揭示: ① 成矿流体既有幔源岩浆流体组分, 又有地壳流体组分, 还有大气雨水组分; ② 成矿过程中, 岩浆流体或加热雨水与安山岩的水岩交换作用是很明显的(Hu et al., 2004); 其组成特征揭示成矿流体的岩浆源为幔源岩浆, 流体为幔源岩浆流体与大气雨水型地下水的混合流体(Burnard et al., 1999)。与研究区成矿地质背景为岛弧拉斑-钙碱过渡系列安山质构造岩浆活动环境相一致, 说明成矿作用与此岛弧岩浆活动有成因联系。

表 4 班康姆矿床黄铁矿铅同位素组成

Table 4 Lead isotopic composition of pyrites from the Pangkum deposit

样品号	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$	$w(\text{B})/10^{-6}$		
									Th	U	Pb
BK72	38.716	15.665	18.405	38.714	15.665	18.401	14	50	0.192	0.289	121.7
BK75	38.467	15.602	18.337	38.466	15.602	18.333	10	43	0.055	0.026	27.02
BK121	38.231	15.595	18.304	38.230	15.595	18.302	9	37	0.03	0.041	38.9
BK62	38.588	15.658	18.551				13	46			
BK64	38.809	15.641	18.776				12	52			
BK129	37.913	15.534	17.928				5	28			

注: $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 表示 240 Ma 时的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 。

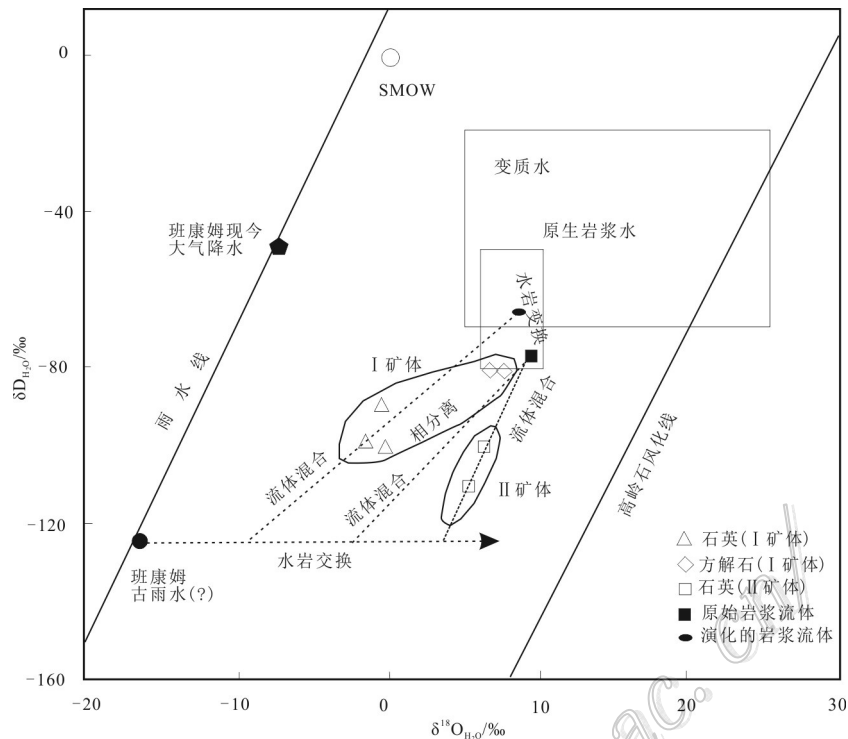


图8 班康姆矿床脉石英及方解石包裹体水 δD - $\delta^{18}O$ 图解(岩浆水和建造水的范围引自 Norton, 1979; 原生岩浆水引自 Sheppard, 1977; 雨水线引自 Epstein, 1970; 变质水的范围综合了 Norton, 1979 和 Sheppard, 1977 的资料)

Fig.8 δD - $\delta^{18}O$ diagram of fluid inclusions water from gangue quartz and calcite in the Pangkuam deposit(after Norton, 1979; Sheppard, 1977; Epstein, 1970; Norton, 1979; Sheppard, 1977)

4.2 成矿金属来源

硫同位素组成表明成矿系统的硫源主要为深源地幔硫(图10), 样品BK64黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值位于变质岩和沉积岩的硫同位素组成范围, 但是班康姆地区没有变质岩, 因此其S可能来自于沉积岩, 推测其来

自于沉积硫, 也可能反映了富集 ^{34}S 的沉积硫与岩浆硫的S同位素交换(Gregory et al., 1986); 班康姆矿床形成于浅成环境(≤ 2 km), 均一温度即使经过了压力校正, 也未达到理论硫同位素平衡温度(张文淮等, 1993), 特别是对于不同来源硫之间的同位素交换, 更难以达到平衡, 因此硫化物之间的硫同位素交换并未完全达到平衡。研究表明岩浆熔体中高含量的Au、Cu离不开高含量的S, S与Au、Cu从岩浆源区迁移至地表应是密切相关的(张元厚等, 2005)。矿床S同位素研究表明成矿流体的硫源主要是深地幔硫, 可推断Au、Cu应来自地幔源区; 另一方面矿床形成于俯冲消减的大地构造背景(赵延朋等, 2017), 岩浆源区为弧下地幔, 其岩浆通常含有较高的硫浓度(质量分数的500~2000 $\mu g/g$), 可携带大量Cu、Au等成矿金属, 构成富矿初始岩浆流体, 奠定了该区成矿物质基础(Zajacz et al., 2013)。

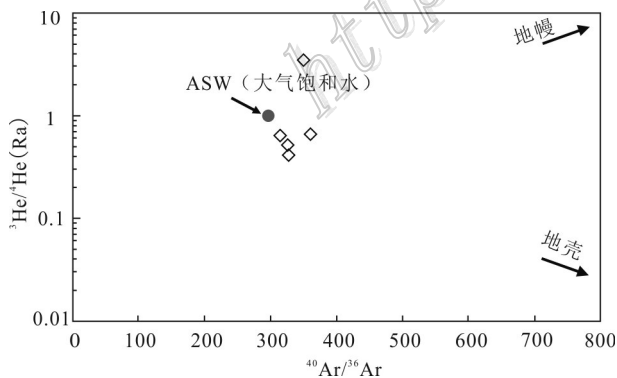


图9 班康姆铜金矿床黄铁矿流体包裹体 $^{40}Ar/^{36}Ar$ - $^3He/^4He$ (Ra)关系图(底图据 Hu et al., 2004)

Fig.9 The $^{40}Ar/^{36}Ar$ - $^3He/^4He$ (Ra) diagram of fluid inclusions from pyrites in the Pangkuam copper-gold deposit(base map after Hu et al., 2004)

在铅的构造模式图中, 铅位于造山带铅增长曲线附近(Zartman et al., 1981); 在铅的 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 的成因分类图解(图11)中, 黄铁矿样品点全部落入造山带的范围, 造山带铅是复杂多源型, 包括高 μ 值整合

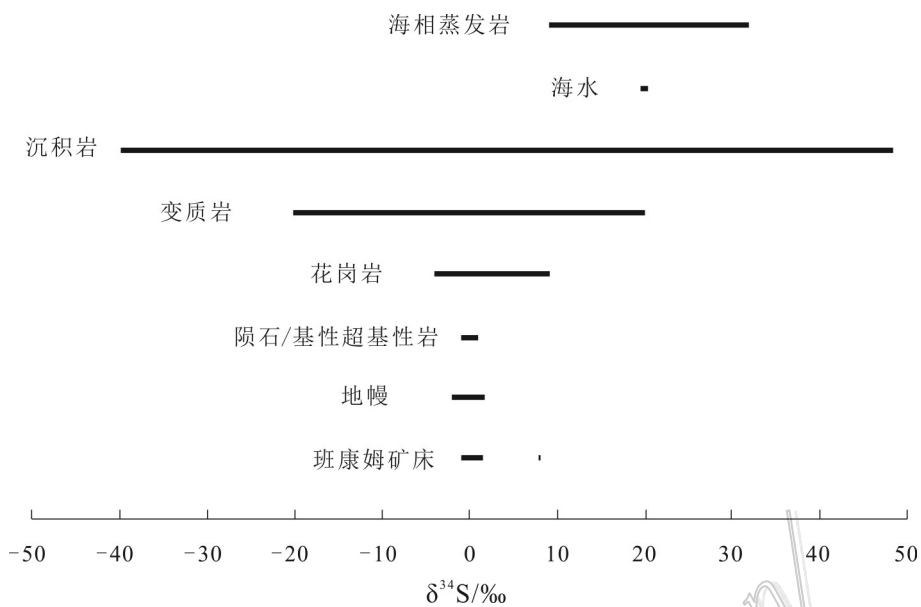


图 10 自然界不同储库硫同位素分布(据郑永飞等,2000;Hoefs,2009)

Fig.10 Sulfur isotope distribution in different reservoirs in nature (after Zheng et al., 2000; Hoefs, 2009)

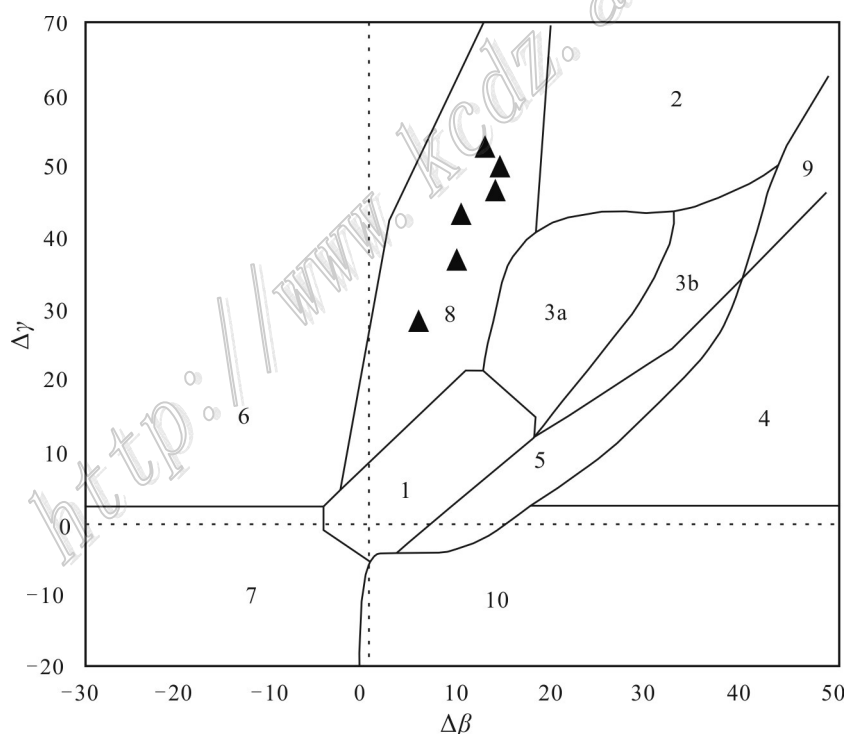


图 11 班康姆铜金矿床硫化物铅同位素 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 成因分类图解(底图据朱炳泉,1998)

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—化学沉积铅;5—海底热水作用铅;
6—中深变质作用铅;7—深变质作用下地壳铅;8—造山带铅;9—古老页岩上地壳铅;10—退变质铅

Fig.11 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ genetic classification diagram showing lead isotopic distribution of sulfides from the Pangkum copper-gold deposit (base map after Zhu, 1998)

1—Mantle lead; 2—Upper crust lead; 3—Mantle and upper crust mixed subduction zone lead (3a—Magmatism; 3b—Sedimentation);
4—Chemical sediments lead; 5—Submarine hydrothermal sediments lead; 6—Middle to deep metamorphic lead; 7—Deep metamorphic lower crust
lead; 8—Orogenic belt lead; 9—Superacrustal ancient shale lead; 10—Retrograde metamorphic lead

铅,俯冲带的壳幔混合铅,海底热水作用铅,和部分沉积与变质铅(朱炳泉,1998),反映了地幔对金矿床Pb的重要贡献,同时成矿过程中的岩浆及热液作用贡献了部分壳源铅。

4.3 成矿演化过程

流体包裹体矿物学研究表明班康姆铜金矿床各阶段矿物流体包裹体较为发育,主要成群随机分布,局部在矿物晶内呈带状分布,表现了原生包裹体或假次生包裹体的分布特征,流体包裹体分为3类:①富液相包裹体(气相分数小于50%);②含子晶的三相包裹体;③富气体包裹体。结合矿物共生组合、流体包裹体测温研究(表5)表明,流体演化特征主要表现为从高温气液阶段到低温热液阶段,流体包裹体类型由气-液共存相包裹体向富液相包裹体转变,而在300°C、200°C及100°C左右流体盐度的显著增加则很可能与流体沸腾作用有关(图12)(刘斌等,1999)。主要热液成矿作用可分为4个阶段流体演化过程(图13):

I 高温矽卡岩蚀变阶段(394~450°C):在矿体上部安山岩与灰岩接触带形成石榴子石及透辉石等矽卡岩矿物。透辉石流体包裹体类型为气液包裹体,气相分数25%,均一温度为394~435°C,均一相态为液相,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 范围为5.26%~5.41%,流体密度范围为0.49~0.59 g/cm³(刘斌等,1999),表现为高温、低盐度及低密度的特征;

II 中温青磐岩青磐岩热液蚀变-矿化阶段(180~

340°C):主要表现为安山岩的青磐岩化蚀变,以及矽卡岩的退化蚀变,形成绿帘石、绿泥石、方解石等矿物,同时伴随着硫化物及金的沉淀。青磐岩中的绿帘石包裹体以富液包裹体和呈深灰色的纯气体包裹体为主,富液包裹体的气相分数变化于10%~20%,均一温度变化于138~297°C,集中于183~205°C,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化于6.16%~22.38%,集中于14.46%~22.38%,密度为0.78~1.09 g/cm³,表现为随温度降低,流体盐度密度显著增加;其中最低温的2个包裹体(62~63°C)的盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})=12.81%$)最高,而最高温的包裹体(92~95°C)盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})=0.53%$)最低。这种盐度与温度的变化关系可能反映了晚期的无矿化流体沿断裂迁移到近地表减压后的持续沸腾过程(张德会,1997)。子晶矿物出现说明减压导致了流体的沸腾,消耗了溶液的部分水(刘斌等,1999),从而导致中温溶液蚀变阶段晚期流体盐度的升高及饱和,减压沸腾导致了含矿热液硫化物和金的沉淀;

III 低温金矿化阶段(90~160°C)。为主矿化阶段,表现为硫化物(黄铁矿、黄铜矿)、含金矿物(银金矿、金银矿)、石英及方解石的沉淀。石英和方解石包裹体具有一致的相分数(5%)、均一温度(83~156°C)、盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为1.06%~12.86%)及密度(0.94~1.04 g/cm³),随着温度、压力减低,金等溶解度降低,金等沉淀作用导致流体盐度明显降低(曾健年等,2002);

表5 班康姆铜金矿床流体包裹体测温数据表

Table 5 The results of microthermometry of fluid inclusions in the Pangkuam copper-gold deposit

样品号	位置	岩性	寄主矿物	种类	气相分数/%	均一温度/°C	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ /%	密度/(g/cm ³)
17+100B154	I 矿体	石榴石透辉石矽卡岩	透辉石	V-L	25	394~435(5)	5.26~5.41(5)	
			方解石	V-L	15	175~239(13)	1.23~6.01(13)	
BK118	I 矿体	绿帘石化蚀变岩	绿帘石	V-L	10~20	183~297(5)	6.16~22.38(5)	0.78~0.99
			方解石	V-L	15~20	179~261(17)	5.71~7.59(17)	0.83~0.93
BK121-1	I 矿体	Cu-Au 矿石	石英	V-L	5	101~135(18)	1.06~5.86(18)	0.95~1.00
			方解石	V-L	5	112~156(2)	5.26~12.68(2)	0.95~1.04
BK122-1	I 矿体	Cu-Au 矿石	石英	V-L	5	74~109(13)	2.41~5.41(13)	
BK129	I 矿体	Au 矿石	石英	V-L	5~20	111~210(12)	6.16~6.59(12)	
			方解石	V-L	20	232~298(5)	7.02~7.17(5)	0.79~0.88
BK63-2	II 矿体	Cu 矿石	石英	V-L	5~20	94~298(7)	2.24~8.28(7)	0.49~0.59
			石英	V-L-S	10	180~327(2)	30.92~34.07(2)	0.85~0.94
			方解石	V-L	5	100~103(2)	4.18~4.34(2)	0.99
BK208	II 矿体	Cu-Au 矿石	方解石	V-L	5~10	97~218(12)	1.74~11.75(12)	0.88~1.04
BK34	II 矿体	碳酸岩	方解石	V-L	5	62~95(11)	0.53~12.81(11)	0.97~1.07

注:括号内为测试包裹体数目。

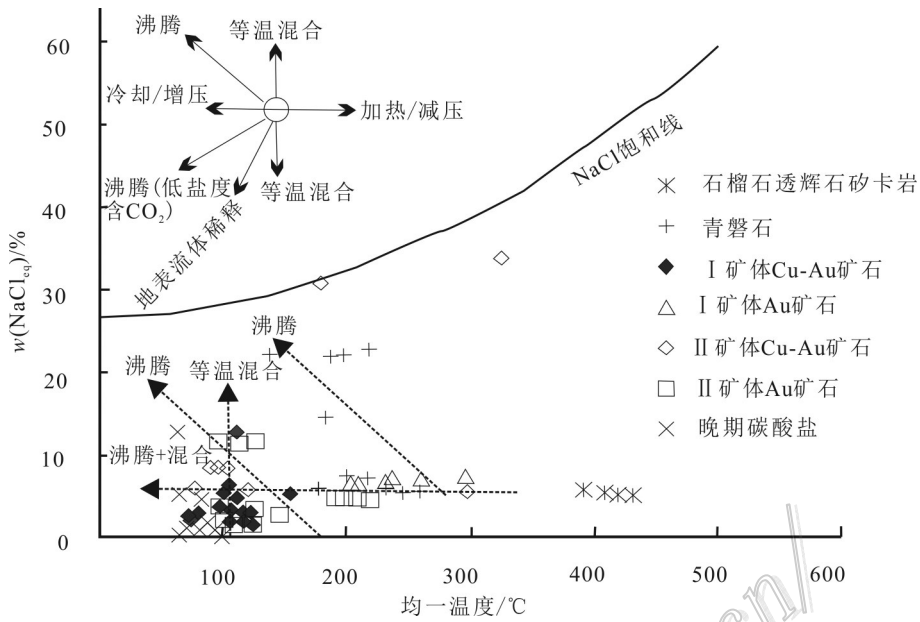


图 12 班康姆铜金矿床不同岩石样品流体包裹体的均一温度与盐度关系(底图据 Wilkinson,2001)

Fig.12 Homogenization temperature and salinity diagram of fluid inclusions from different rock samples in the Pangkuam copper-gold deposit(base map after Wilkinson,2001)

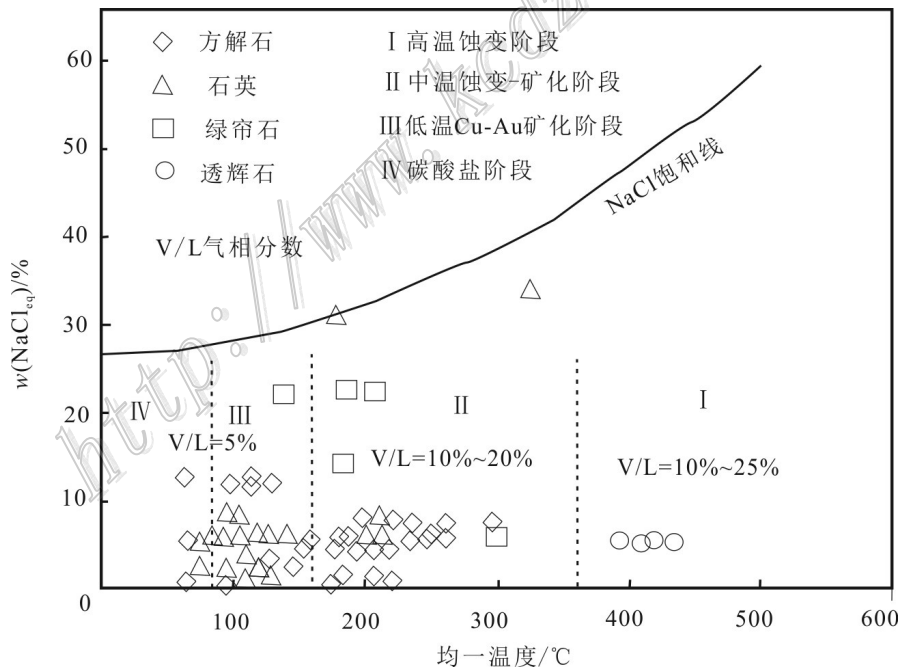


图 13 班康姆铜金矿床不同阶段流体包裹体均一温度与盐度关系图解(底图据 Wilkinson,2001)

Fig.13 Homogenization temperature and salinity diagram of fluid inclusions in different stages of Pangkuam copper-gold deposit (base map after Wilkinson,2001)

IV 超低温热液阶段(60~90°C)。表现为纯白色的碳酸盐团块或脉沉淀,少见硫化物。方解石流体包裹体为富液包裹体。气相分数为5%,均一温度变

化于62~95°C,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为0.53%~12.81%,集中于0.53%~1.91%,密度为0.97~1.07 g/cm³,表现为随着金沉淀富集,流体转变为高溶解度钙质为主的低

盐度流体(Cole et al., 1986)。

综上所述,在班康姆矿床首次进行了系统的包裹体矿相学、成分及测温研究,揭示出初始成矿流体具有低盐度特征($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})=5.34\%$);随着降温减压,开放系统流体沸腾作用而在中低温阶段成为高盐度流体($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})\geq 20\%$),随着温度进一步降低,金属溶解度减小而沉淀富集;在低温系统持续去气作用形成方解石平衡结晶作用(刘斌等,1999)。利用包裹体压力计来计算流体的捕获压力为 $(142\sim 572)\times 10^5 \text{ Ba}$,结合岩石静压力进而推断矿床的形成深度(卢焕章等,2004),结合研究区剥蚀推断矿床的成矿深度小于1.2 km,属于中低温浅成热液金矿床。

4.4 成矿作用与成矿模式

班康姆铜金矿床是在早古生代—中三叠世莫边府-黎府洋消退及东印支板块向西俯冲消减作用的岛弧环境下,在晚二叠世至早三叠世(250~230 Ma)(Zaw et al., 2014)壳幔源分异岩浆的构造岩浆活动的产物。幔源岩浆出溶作用形成初始富硫富铜金矿质的岩浆流体,富成矿流体岩浆上侵过程岩浆成矿流体与安山质围岩发生普遍的水岩交互作用,然后与雨水型地下水混合形成高温(450°C以上)混合成矿流体(Roedder, 1977),高温低盐度低密度成矿流体沿断裂构造体系上升,广泛发生沸腾-混合-成矿(Berger et al., 1983);热液成矿作用经历了4阶段演化过程:即I 高温矽卡岩蚀变阶段(394~450°C)、II 中温青磐岩热液蚀变-矿化阶段(180~340°C)、III 低中温金矿化阶段(90~160°C)、IV 超低温热液碳酸盐阶段(60~90°C)。

首先在富钙环境,高温高压低盐度低密度成矿流体发生矽卡岩化(梁祥济等,2000),形成石榴子石简单矽卡岩,局部伴有磁铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、金;成矿流体继续沿断裂上升,在浅成低压条件下,发生普遍沸腾,消耗了溶液的部分水,成矿流体演变为中温高盐度流体,与安山质围岩发生普遍的青磐岩热液蚀变-矿化作用,以及矽卡岩的退化蚀变,形成绿帘石、绿泥石、方解石等矿物,同时伴随着硫化物及金的沉淀,铜沉淀富集;随着青磐岩化和温度减低,流体上升减压,继续发生沸腾作用,成矿流体演变为中、低、高盐度富金流体,发生金银沉淀富集,为金主要矿化富集阶段,表现为硫化物、含金矿物(金银矿、金银矿)、石英及方解石的共生组合;随着温度、压力进一步降低,金等沉淀作用导致流体盐度明显降低,流体演化为超低温富钙低盐度流体,伴随瑞

利去气作用(Norton et al., 1979),形成普遍的低温碳酸盐蚀变,表现为纯白色的碳酸盐团块或脉沉淀,少见硫化物。根据矿床形成的地质背景和成矿作用特征,认为班康姆矿床成因为富硫金铜幔源分异岩浆在板块俯冲消减作用环境上侵的浅成-超浅成中酸性侵入岩分异形成混合流体沿构造上升形成的中低温热液矿床,与侵入岩体附近矽卡岩型、斑岩型铜金多金属矿床同属于一个岩浆演化成矿系列,成矿模式见图14。

5 指示意义

(1) 琅勃拉邦-黎府成矿带断裂带的控矿作用十分明显(王宏等,2015)。断裂构造带是低压区,是成矿流体运移、沸腾、不同流体混合及矿石沉淀的理想场所(张德会,1997),这已为本次研究的H、O及He-Ar同位素研究所证明。另一方面,硫同位素研究表明矿床成矿流体的岩浆源为幔源岩浆,流体为幔源岩浆流体与大气雨水型地下水的混合流体。成矿物质铜、金来源于地幔,穿壳断裂是成矿物质从地幔上升至上地壳的通道(陈树盛,1976),因此区域断裂两侧的次级断裂是班康姆矿床及成矿带的重要找矿方向。对于班康姆矿床而言,其位于区域大断裂的东侧,那么西侧区域是否存在和班康姆矿床类似产状的次级断裂构造呢? 是否可能存在金铜多金属矿田?

(2) 琅勃拉邦-黎府成矿带具有十分优越的金铜多金属矿找矿前景。大量的研究表明,斑岩型铜(金)矿床是消减带火山弧区的一种十分典型的矿床类型,在其浅部常发育与斑岩系统成因相关的浅成热液型金矿床及矽卡岩型矿床(张元厚等,2005)。目前,琅勃拉邦-黎府成矿带老挝段的金矿类型主要为与斑岩相关的矽卡岩型及浅成热液型金矿(王宏等,2015),还未发现斑岩型铜(金)矿床。流体包裹体及稀土元素组分特征指示了班康姆矿床深部存在隐伏的岩体,如果这种隐伏的岩体为含矿的斑岩体,那么对于班康姆矿床乃至成矿带的找矿勘查将具有重大的意义。

(3) 琅勃拉邦-黎府成矿带金矿成矿具有多样性。班康姆铜金矿床与Chatree铜金矿床尽管在成矿深度及矿体赋存层位等方面相似,但是却发育不同的矿化类型。一方面可能与成矿岩浆源区有关,另一方面与围岩岩性有关。班康姆矿床除了发育大

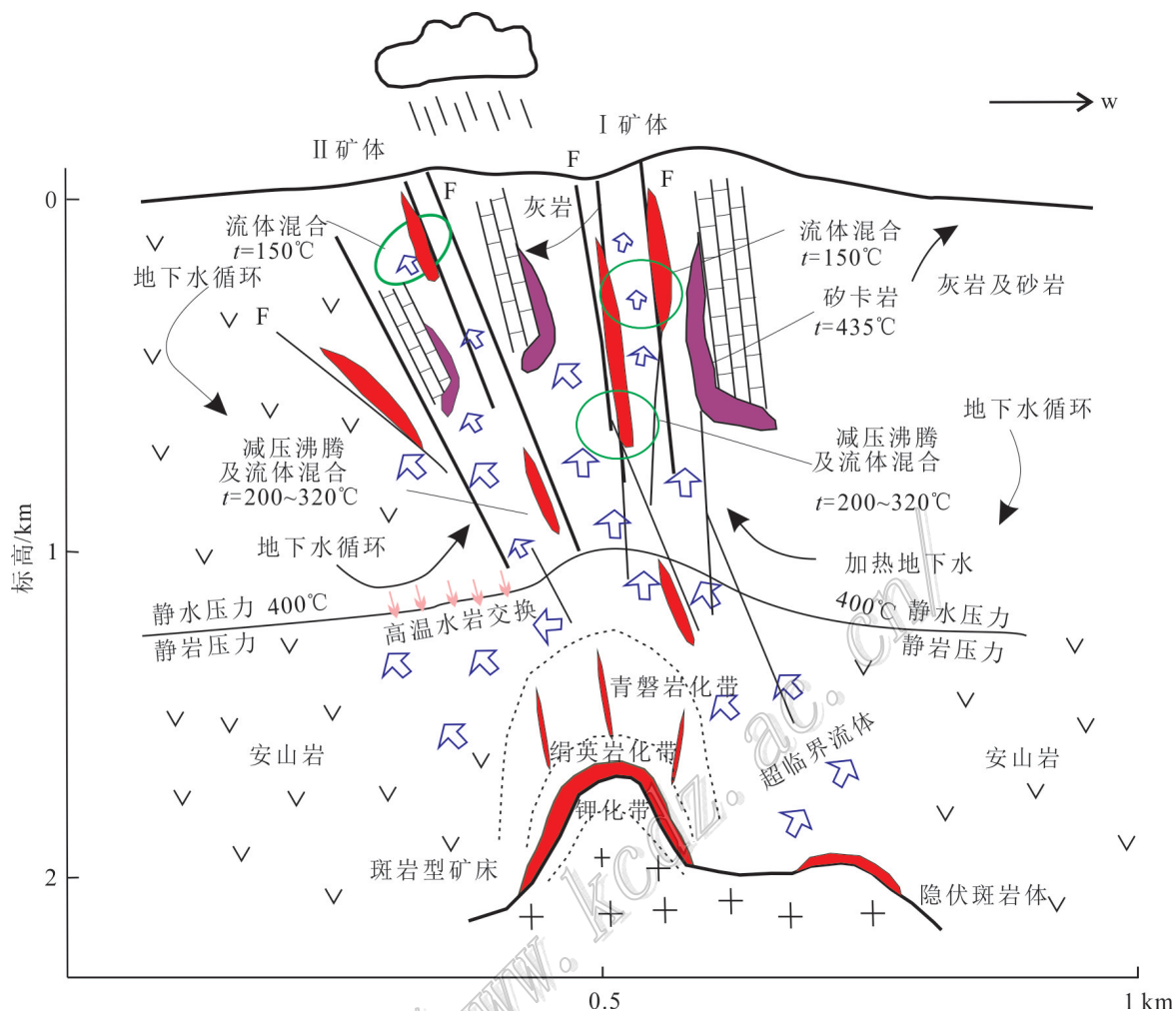


图14 班康姆铜金矿床成矿模式图

Fig.14 Metallogenic model of the Pangkuam copper-gold deposit

片火山岩,还出露有碳酸盐岩地层,因而形成了砂卡岩型矿床,尽管不是岩浆接触交代型(赵延朋等,2015)。因此,对于琅勃拉邦-黎府成矿带的找矿勘查,灰岩发育区主要寻找砂卡岩矿化,而火山岩覆盖区则主要的勘查目标是浅成热液型金矿床和斑岩型矿床。

6 结论

(1) 氢、氧同位素组成特征及黄铁矿流体包裹体的He、Ar同位素组成推断流体很可能为大气水、地幔、地壳三端员的混合,揭示成矿流体的岩浆源为幔源岩浆,流体为幔源岩浆流体与大气雨水型地下水的混合流体,晚期经历了开放系统的瑞利去气过程,与矿区成矿地质背景为岛弧拉斑-钙碱过渡系列

安山质构造岩浆活动环境相一致。硫同位素组成表明成矿系统的硫源主要为深源地幔硫,推断Au、Cu应来自地幔源区,在俯冲消减的大地构造背景,较高的硫浓度流体携带大量Cu、Au等成矿金属,构成富矿初始岩浆流体,奠定了该区成矿的物质基础。

(2) 热液成矿作用经历了4阶段演化过程,即I高温砂卡岩蚀变阶段(394~450°C)、II中温青磐岩热液蚀变-矿化阶段(180~340°C)、III低中温金矿化阶段(90~160°C)、IV超低温热液碳酸盐阶段(60~90°C),第III阶段为主要的矿化阶段,班康姆铜金矿床为中低温浅成热液型矿床。

致谢 此文的写作得到了陈晓锋博士后的大力支持和协助,同时审稿专家对此文提出了很多宝贵的意见,在此表示诚挚的谢意!

References

- Aghazadeh M, Prelević D and Badrzadeh Z. 2015. Geochemistry, Sr-Nd-Pb isotopes and geochronology of amphibole-and mica-bearing lamprophyres in northwestern Iran: Implications for mantle wedge heterogeneity in a palaeo-subduction zone[J]. Contents lists available at Science Direct, 216-217: 352-359.
- Altermann W. 1991. New Permo-Carboniferous geochemical data from central Thailand: Implication for a volcanic arc model[J]. *Palaeoecology*, 87: 191-210.
- Berger B R and Eimon P J. 1983. Conceptual models of epithermal precious metal deposits[A]. In: Shanlrs W C, ed. Cameron volume on unconventional mineral deposits[M]. New York: RIME Soc. Min. Eng. 191-205.
- Burnard P G, Hu R, Turner G and Bi X W. 1999. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan Province, China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (10): 1595-1604.
- Chen S S and Green K V. 1976. The fault through crust is the passage for minerals to rise from the mantle to the upper crust[J]. *Geology and Exploration*, (3): 74-76(in Chinese with English abstract).
- Chongpan C, Feng Q L, Dieter M, Ingavat-Helmcke R and Helmcke D. 2001. Correlation of ectono-stratigraphic units in northern Thailand with those of western Yunnan (China) [J]. *Journal of China University of Geosciences*, 12(3): 207-213.
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The user of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27: 43-52.
- 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.
- Cole D R and Drummond S E. 1986. The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: A preliminary assessment and possible implication for the formation of epithermal precious metal ore deposits[J]. *J. Geochem. Expl.*, 25(1): 45-79.
- Davidson J and Wilson M. 2011. Differentiation and source processes at Mt Pelee and the Quill: Active volcanoes in the Lesser Antilles Arc[J]. *Journal of Petrology*, 52(7-8): 1493-1531.
- Epstein S, Sharp R P and Gow A J. 1970. Antarctic ice sheet: stable isotope analyses of Byrd station cores and interhemispheric climatic implications[J]. *Science*, 168: 1570-1572.
- Foley S. 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas[J]. *Lithos*, 28(3-6): 435-453.
- Green M M. 1980. Transposable elements in *Drosophila* and other Diptera[J]. *Annual Review of Genetics*, 14(14): 109-120.
- Gregory R T and Criss R E. 1986. Isotopic exchange in open and closed systems[J]. *Rev Mineral*. 16:91-127.
- He X X, Zhu X K, Yang C and Tang S H. 2005. High-precision analysis of Pb isotope ratios using MC-ICP-MS[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 26: 19-22(in Chinese with English abstract).
- Hoefs J. 2009. Stable isotope geochemistry[M]. 4th Edition. New York: Springer-Verlag. 201p.
- Hu Y, Wang R H and Sun L. 2004. Polynomial regression model for duration prediction in Mandarin[J]. *Interspeech*, 769-772.
- Jakeš P and Gill J. 1997. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 9:17-28.
- Kang T S, Hu Y D, Ning G C, Wu D Y and Pan H. 2016. Geological characteristics and metallogenic regularity of Pangkuam Cu-Au deposit in Laos[J]. *Mineral Resources and Geology*, 5: 778-782, 788(in Chinese with English abstract).
- Kay R W. 1978. Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted-Pacific Ocean crust[J]. *Volcanol Geotherm Res*, 4:117-132.
- Lepvrier C, Maluski H, Vu V T, et al. 2004. The Early Triassic Indosinian orogeny in Vietnam (Truong Son Belt and Kontum Massif): Implications for the geodynamic evolution of Indochina[J]. *Tectonophysics*, 393: 87-118.
- Lepvrier C, Nguyen V V and Maluski H. 2008. Indosinian tectonics in Vietnam[J]. *C.R. Geoscience, Tectonics*, 340: 94-111.
- Liang X J and Wang F S. 2000. Experimental study on the formation mechanism of the contact metamorphic skarn gold deposits[J]. *Gold Geology*, (1): 1-14(in Chinese with English abstract).
- Liu B and Shen K. 1999. Fluid inclusion thermodynamics[M]. Beijing: Geological Publishing House. 49p(in Chinese with English abstract).
- Lu H Z, Fang H R, Nie P, Ou G X, Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusion[J]. Beijing: Science Press. 1-487(in Chinese with English abstract).
- Martel C, Pichavant M, Bourdier J L, Traineau H, Holtz F and Scaillet B. 1998. Magma storage conditions and control of eruption regime in silicic volcanoes: Experimental evidence from Mt. Pelee[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 156: 89-99.
- McCulloch M T and Gamble J A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 102: 358-374.
- Metcalfe I. 2002. Permian tectonic framework and palaeogeography of SE Asia[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20: 551-566.
- Munoz M, Boyce A J, Courjanult-Rade P, Fallick A E and Tollon F. 1994. Multi-fluid incursion in the Paleozoic basement-hosted Saint-salvy ore deposit (NW Montagne Noire, Southern France)[J]. *Appl. Geochem.*, 9: 609-626.
- Nie F, Liu S S, Yang Y F, Peng Z M and Guo L N. 2019. Zircon U-Pb dating and its geological implications for the diorites from the Phu Lon skarn-type copper-gold deposit in Thailand[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 39(4): 71-78(in Chinese with English abstract).
- Norton D and Taylor H P. 1979. Quantitative simulation of the hydrothermal systems of crystallizing magmas on the basis of transport theory and oxygen isotope data: An analysis of the Skaergaard Intrusion[J]. *Journal of Petrology*, 20: 421-486.

- Pham C T, Le D A and Le D B. 1991. Geology of Cambodia, Laos and Vietnam(Explanatory to the geological map Cambodia, Laos and Vietnam at 1: 100000 Scale)[M]. 2nd edition. Published by the Geological Survey of Vietnam. 1-158.
- Qian X. 2016. The Paleotethyan tectonic of the Loei and Luang Prabang tectonic zones in Laos(Dissertation for Doctor degree)[D]. Supervisor: Feng Q L. Wuhan: China University of Geosciences. 1-160(in Chinese with English abstract).
- Roedder E. 1977. Fluid inclusions as tool in mineral exploration[J]. *Econ. Geol.*, 72(3): 503-525.
- Saunders A D, Tarney J and Weaver S D. 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis of calc-alkaline magmas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 46: 344-360.
- Salam A, Zaw K and Meffre S. 2014. Geochemistry and geochronology of the Chatree epithermal gold-silver deposit: Implications for the tectonic setting of the Loei Fold Belt, central Thailand[J]. *Gondwana Research*, 26:198-217.
- Sheppard S M F. 1977. The Cornubian batholith, SW England: D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of kaolinite and other alteration minerals[J]. *Journal of the Geological Society*, 133(6):573-591.
- Tangwattananukul L, Ishiyama D, Matsubaya O and Mizuta T. 2009. Gold mineralization of Q prospect at Chatree deposit, Central Thailand[R]. Nmccannual Report 16.
- Wang H. 2013. Study on tectonic evolution and metallogenesis in Laos and its adjacent regions(Dissertation for Master degree)[D]. Supervisor: Lin F C. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences. 1-113(in Chinese with English abstract).
- Wang H, Lin F C, Li X Z and Shi M F. 2015. The division of tectonic units and tectonic evolution in Laos and its adjacent regions[J]. *Geology in China*, 42(1): 71-84(in Chinese with English abstract).
- Wang X M and Shi Y J. 2016. Geological characteristics and prospecting directions of lateritic gold deposits in Pangkuam Cu-Au mining area of Laos[J]. *Mineral Resources and Geology*, 2: 193-197 (in Chinese with English abstract).
- Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits[J]. *Lithos*, 55(1-4): 229-272.
- Yang W Q. 2010. Tectonic evolution of Nan-Uttaradit and Loeisuture zones, Thailand and Lao P.D.R.(Dissertation for Master degree)[D]. Supervisor: Feng Q L. Wuhan: China University of Geosciences. 1-114(in Chinese with English abstract).
- Zajacz Z, Candela P A, Piccoli P M, Sanchez-Valle C and Wälle M. 2013. Solubility and partitioning behavior of Au, Cu, Ag and reduced S in magmas[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 112: 288-304.
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. *Tectonophysics*, 75:135-162.
- Zaw K. 2006. Origin and genesis of Manaoke gold deposit, Sichuan Province, China: Evidence from fluid inclusion and stable isotope[A]. Program with Abstracts of the First Meeting Asia Current Research on Fluid Inclusion[C]. 168-170.
- Zaw K, Meffre S and Lai Chun K. 2014. Tectonics and metallogeny of mainland Southeast Asia-A review and contribution[J]. *Gondwana Research*, 26: 5-30.
- Zeng J N and Fan Y X. 2002. Experiments of mechanisms of gold precipitated by fluid-mixing function[J]. *Earth Science*, 27(1): 41-45 (in Chinese with English abstract).
- Zhang D H. 1997. Some new advances in ore-forming fluid geochemistry on boiling and mixing of fluids during the processes of hydrothermal deposits[J]. *Progress in Geosciences*, (6): 49-55(in Chinese with English abstract).
- Zhang W H and Chen Z Y. 1993. Fluid inclusion geology[M]. China University of Geosciences Press. 36-39(in Chinese with English abstract).
- Zhang Y H and Zhang S H. 2005. Development of study on magmatic hydrothermal gold metallogenic system[J]. *Gold*, (10): 14-18(in Chinese with English abstract).
- Zhao Y P, Mo J P and Wang X M. 2015. Prospecting criteria and metallogenic prediction of Pangkuam copper-gold, Laos[J]. *Mineral Resources and Geology*, 29(2): 178-183, 188(in Chinese with English abstract).
- Zhao Y P, Kang Y S, Ning G C, Ge H and Pan H. 2017. Geochemical characteristics of the volcanic intrusive complex in Pangkuam copper-gold deposit, Laos and its geological significance[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 36(3): 281-294(in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F, Xu B L and Zhou G T. 2000. Geochemical studies of stable isotopes in minerals[J]. *Earth Science Frontiers*, (2): 299-320(in Chinese with English abstract).
- Zhong W F, Feng Q L, Chongpan C, Denchok M and Zhang Z B. 2012. Permian-Triassic stratigraphic correlations between Laos and Yunnan and their tectonic significance[J]. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 37(S2): 73-80(in Chinese with English abstract).
- Zhou W M. 2017. Study on tectonic analysis and seismogenic dynamic environment of Dien Bien Phu Fault Zone in the adjacent area of China-Southeast Asia(Dissertation for Master degree)[D]. Supervisor: Zhang J G. Kunming: Yunnan University. 1-103(in Chinese with English abstract).
- Zhu B Q. 1998. Theory and application of the isotope system in earth science and evolution of the Crust and Mantle in China[M]. Beijing: Science Press. 224-226(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈树盛, K.V. 格林. 1976. 区分成矿物质来自地壳与地壳以下(上地幔)的可能标准[J]. *地质与勘探*, (3): 74-76.
- 何学贤, 朱祥坤, 杨淳, 唐索寒. 2005. 多接收器等离子体质谱(MC-ICPMS)测定Pb同位素高精度研究[J]. *地球学报*, 26: 19-22.
- 康铁锁, 胡远档, 宁庚陈, 吴栋彦, 潘汉. 2016. 老挝班康姆铜金矿床

- 地质特征及成矿规律[J]. 矿产与地质, 5:778-782, 788.
- 梁祥济, 王福生. 2000. 接触交代型夕卡岩矿床形成机理的实验研究[J]. 黄金地质, (1):1-14.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社. 49页.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 1-487.
- 聂飞, 刘书生, 杨永飞, 彭智敏, 郭林楠. 2019. 泰国普龙砂卡岩型铜金矿床闪长岩锆石 U-Pb 定年及意义[J]. 沉积与特提斯地质, 39(4): 71-78.
- 钱鑫. 2016. 老挝琅勃拉邦及黎府构造带古特提斯构造演化(博士学位论文)[D]. 导师: 冯庆来. 武汉: 中国地质大学. 1-160.
- 王宏. 2013. 老挝及邻区构造演化与成矿作用研究(硕士论文)[D]. 导师: 林方成. 北京: 中国地质科学院. 1-113.
- 王宏, 林方成, 李兴振, 施美凤. 2015. 老挝及邻区构造单元划分与构造演化[J]. 中国地质, 42(1): 71-84.
- 王晓曼, 施玉娇. 2016. 老挝班康姆铜金矿红土型金矿地质特征及找矿方向[J]. 矿产与地质, 2: 193-197.
- 杨文强. 2010. 泰国和老挝难河-程逸及黎府缝合带构造演化(博士学位论文)[D]. 导师: 冯庆来. 武汉: 中国地质大学. 1-114.
- 曾键年, 范永香. 2002. 流体混合作用导致金沉淀机理的实验研究[J]. 地球科学, 27(1): 41-45.
- 张德会. 1997. 流体的沸腾和混合在热液成矿中的意义[J]. 地球科学进展, (6):49-55.
- 张文淮, 陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学. 中国地质大学出版社. 36-39.
- 张元厚, 张世红. 2005. 岩浆热液系统金矿床研究进展[J]. 黄金, (10): 14-18.
- 赵延朋, 莫江平, 王晓曼. 2015. 老挝班康姆铜金矿床找矿标志及成矿预测研究[J]. 矿产与地质, 29(2):178-183, 188.
- 赵延朋, 康铁锁, 宁庚陈, 葛华, 潘汉. 2017. 老挝班康姆铜金矿床火山-侵入岩地球化学特征及地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 36(3): 281-294.
- 郑永飞, 徐宝龙, 周根陶. 2000. 矿物稳定同位素地球化学研究[J]. 地学前缘, (2): 299-320.
- 钟维敷, 冯庆来, Chongpan Chonglakmani, Denchok Monjai, 张志斌. 2012. 老挝与云南二叠纪三叠纪地层对比及其构造意义[J]. 地球科学(中国地质大学学报), 37(S2):73-80.
- 周文敏. 2017. 中国-东南亚毗邻区莫边府断裂带构造解析及孕震动力学环境研究(硕士论文)[D]. 导师: 张建国. 昆明: 云南大学. 1-103.
- 朱炳泉. 1998. 地球科学中同位素体系理论与应用:兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社. 224-226.