# 新疆包古图斑岩铜矿磁黄铁矿和毒砂成因及其成矿指示意义

李文广[1, 2, 3)],申萍[1, 2, 3)],潘鸿迪[4)],李昌昊[1, 2, 3)],马阁[1, 2, 3)],曹冲[1, 2, 3)]

1)中国科学院矿产资源研究重点实验室,中国科学院地质与地球物理研究所,北京,100029;
2)中国科学院地球科学研究院,北京, 100029;3)中国科学院大学,北京,100049;
4) 长安大学地球科学与资源学院,西安,710054

**内容提要**: 新疆准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿是中亚成矿域内首例确认的还原性斑岩铜矿,具有区别于氧化性斑岩铜矿的矿物学特征。包古图斑岩铜矿的成矿闪长岩发育钾硅酸盐蚀变和绢英岩化蚀变及少量青磐岩化蚀变,铜矿化主要集中在钾硅酸盐蚀变阶段和绢英岩化蚀变阶段。钾硅酸盐蚀变和绢英岩化蚀变两阶段发育不同的金属矿物共生组合:前者发育磁黄铁矿,具有黄铜矿+辉钼矿+黄铁矿+磁黄铁矿+钛铁矿+闪锌矿±毒砂组合,黄铁矿主要呈细粒—粗粒五角十二面体,富集 Cu 而亏损 As;后者发育毒砂和碲铋矿物,出现与毒砂共结晶的碲化铋以及不含其他硫化物的独立毒砂脉体,具有辉钼矿+黄铜矿+黄铁矿+毒砂+闪锌矿±碲铋矿物组合,黄铁矿主要呈粗粒立方体,黄铁矿和毒砂中均富集 Au+Ag+Te+Bi。钾硅酸盐蚀变和绢英岩化蚀变阶段的硫化物具有不同的组成、结构和成分,反映了绢英岩化蚀变阶段 As—Au—Ag—Te—Bi 矿化和钾硅酸盐蚀变阶段 Cu—Mo—Au—Ag 矿化叠加的关系。利用磁黄铁矿和毒砂成分反演了其形成温度和硫逸度,钾化蚀变阶段的温度和硫逸度分别为 267~600℃和-1.5~-9.5;绢英岩化蚀变阶段的温度和硫逸度分别为 209~325℃和-15.8~-9.7,同时构建了不同阶段的矿物组合相图,结果显示磁黄铁矿的形成和早期低氧逸度流体相关,毒砂的形成与流体温度降低和硫逸度降低相关。同时推断在早阶段 Cu—Mo—Au—Ag 矿化期和晚阶段 As—Au—Ag—Te—Bi 矿化期,由于温度和硫逸度存在差异,Cu 和 As 经历了不同的反应沉淀过程。

**关键词**:还原性斑岩铜矿;磁黄铁矿;毒砂;硫逸度;包古图斑岩铜矿

世界大多数斑岩铜矿在成因和空间上表现出与高氧逸度、磁铁矿系列的 I 型花岗岩相关(Hedenquist and Lowenstern, 1994; Audétat et al., 2004; Sillitoe, 2010 ),表现为发育大量硬石膏、赤铁矿和磁铁矿,基本不发育磁黄铁矿,流体气相成分主要为 $H_2O$,例如智利的 El Teniente 斑岩铜矿(Stern et al., 2007)、哈萨克斯坦的努尔卡斯甘(Nurkazgan,又称 Samarsk 或 Samarka)斑岩铜—金矿(冯浩轩等, 2018)和西藏的驱龙斑岩铜—钼矿(Xiao Bo et al., 2012)。前人通过实验岩石学和地球化学研究认为岩浆源区的高氧逸度特征保证了 S 以 $SO_4^{2-}$ 形式存在(Carroll and Rutherford, 1988; Sun Weidong et al., 2004; Jugo, 2009),富含亲铜元素(Au、Cu)的硫化物在源区不稳定的熔融过程中优先进入熔体相(Jugo et al., 2005a, 2005b),高氧化条件也增加了 S 在岩浆中的溶解度(Jugo et al., 2005a, 2005b, 2009)。这种高氧逸度、富含亲铜元素(Au、Cu)的原始岩浆在后期分异演化过程中更易形成大型—超大型斑岩型铜矿。Rowins(2000)提出了还原性斑岩铜矿的概念,其特点主要表现为:① 与钛铁矿系列的 I 型花岗岩相关;② 发育深成磁黄铁矿和钛铁矿,缺少原生磁铁矿和硬石膏;③ 流体中大量发育 $CH_4$;④ 矿床规模小,矿化蚀变简单。

包古图斑岩铜矿位于准噶尔盆地西部石炭纪岛弧中(图 1a)(申萍等, 2009; Shen Ping et al., 2010a, 2013; Shen Ping and Pan Hongdi et al., 2018; Tang Gongjian et al., 2010),是在中亚成矿域中确立的首例还原性斑岩铜矿 ( 申萍等[1];Shen

注: 本文为国家重点研发计划(编号: 2017YFC0601206)、国家自然科学基金资助项目(编号:41390442、41272109、U1303293)和国家支撑计划重点项目(编号:2011BAB06B01)的成果。
收稿日期:2018-06-13;改回日期:2018-10-06;责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2018.06.010
作者简介: 李文广,男,1993 年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业;Email:13080685226@163.com; 通讯作者: 申萍,女,1964 年,博士,研究员;主要从事成矿理论与成矿预测研究。Email:pshen@mail.iggcas.ac.cn。

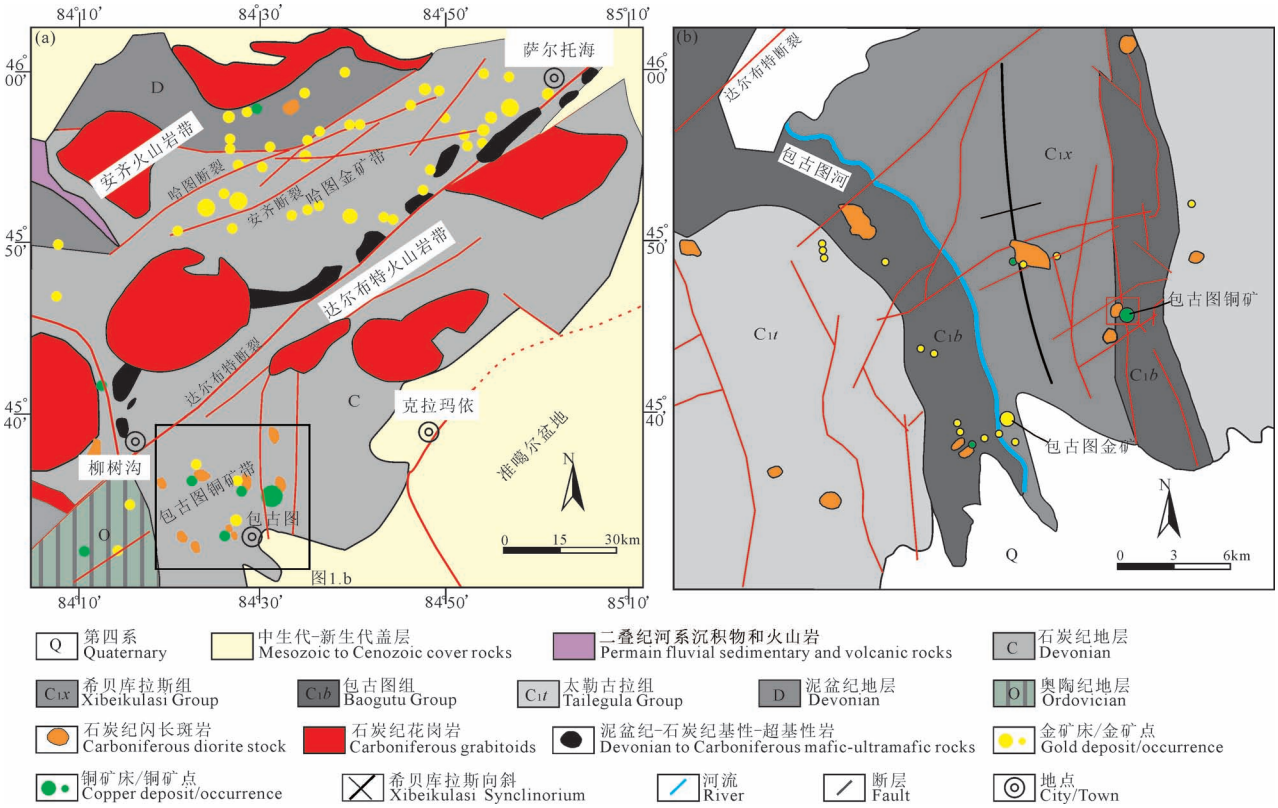



图 1（a）西准噶尔哈图—包古图铜金矿带区域地质图；（b）包古图铜矿带区域地质图

（据文献 Shen Ping et al., 2010b 修改）

Fig. 1 (a) Regional geological map of the Baogutu porphyry copper belt and the Hatu gold belt in the Western Junggar; (b) Geological map of the Baogutu porphyry copper belt in the West Junggar (Modified from Shen Ping et al., 2010b)

Ping et al., 2010b, 2013, 2015; Cao Mingjian et al., 2014a, 2014b)。前人运用不同方法，从矿床地球化学、矿物学、流体包裹体等方面对成矿流体性质进行了研究(Shen Ping et al., 2010b, 2012; Cao Mingjian et al., 2014b; Shen Ping and Pan Hongdi, 2015; Cao Mingjian et al., 2015)，同时也对与成矿相关的岩浆岩进行了研究(Shen Ping et al., 2009, 2012, 2013; Shen Ping and Pan Hongdi, 2013; Cao Mingjian et al., 2014a, 2014b, 2016)。结果表明，与经典的氧化性斑岩铜矿不同，包古图还原性斑岩铜矿主要具有以下几个特征：① 原始岩浆为氧化性岩浆，闪长岩中发育磁铁矿、钛铁矿、榍石、镁角闪石和镁黑云母等(Shen Ping and Pan Hongdi, 2013, 2015)；② 岩浆侵位过程遭受含碳质围岩的混染，岩浆转变为还原性岩浆，

**表 1 新疆准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿测试矿物与对应位置、蚀变阶段**

**Table 1 Minerals and its corresponding position and hydrothermal alteration stage in Baogutu porphyry deposit, west Junggar, Xinjiang**

| 矿化蚀变期次 | 蚀变阶段 | 阶段 | 脉系 | 测试样品号 | 测试矿物 |
|---|---|---|---|---|---|
| 1B | 钾化蚀变 | 早阶段 | 浸染状 | 203-157 | 磁黄铁矿+黄铜矿 |
| | | | | 203-271 | 黄铁矿+黄铜矿+闪锌矿 |
| | | 中阶段 | B1 脉 | 203-271 | 黄铁矿+黄铜矿 |
| | | | | 203-108 | 磁黄铁矿+黄铜矿+闪锌矿 |
| | | 晚阶段 | B2 脉 | 203-153 | 黄铁矿+黄铜矿+毒砂 |
| | | | | 203-208 | 黄铜矿 |
| 1C | 绢英岩化蚀变 | 早阶段 | 岩体中 C1 脉 | 211-526 | 黄铁矿+黄铜矿+毒砂 |
| | | | | 102-536 | 黄铁矿+黄铜矿 |
| | | 早阶段 | 围岩中 C1 脉 | 106-230 | 黄铁矿+黄铜矿 |
| | | | | 106-310 | 黄铁矿+黄铜矿 |
| | | 中阶段 | C2 脉 | 106-72 | 黄铁矿+黄铜矿+毒砂 |
| | | | | 106-608 | 黄铁矿 |
| | | 晚阶段 | C3 脉 | 211-196 | 毒砂 |

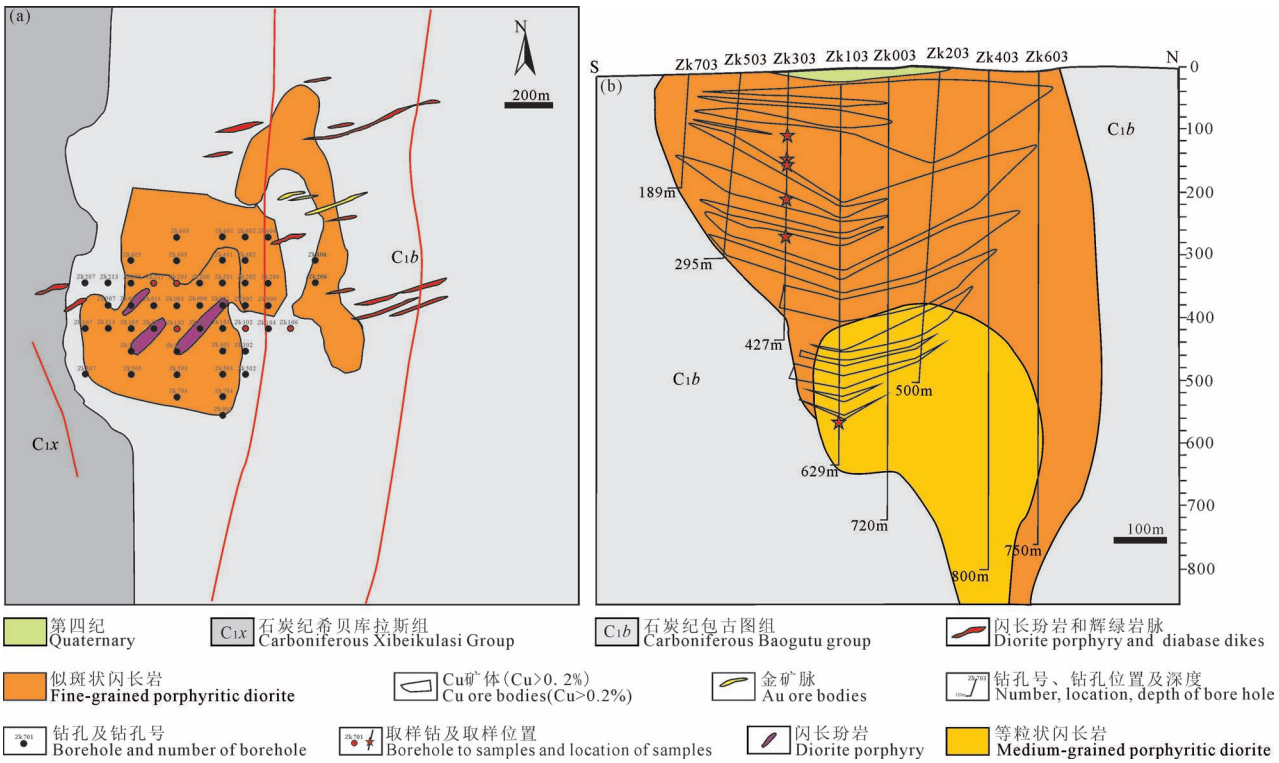



图 2 (a) 包古图斑岩铜矿地质图;(b) NS03 勘探线剖面图(据申萍等, 2009 和 Shen Ping et al., 2010b 修改)

Fig. 2 (a) Geologic map of the Baogutu porphyry Cu—Mo—Au deposit; (b) Geologic cross sections along NS03 (Modified after reference Shen Ping et al., 2009& and reference Shen Ping et al., 2010b)

岩浆晚期及热液期发育钛铁矿和磁黄铁矿(Shen Ping and Pan Hongdi, 2013, 2015); ③ 成矿流体中发育 $CH_4$、$C_2H_6$、$N_2$等还原性气体(Shen Ping et al., 2010b)。

本次研究发现,包古图还原性斑岩铜矿蚀变早晚阶段具有不同的硫化物组合:钾硅酸盐蚀变阶段发育黄铜矿+黄铁矿+辉钼矿+磁黄铁矿+钛铁矿+闪锌矿±毒砂组合,绢英岩化阶段发育辉钼矿+黄铜矿+黄铁矿+毒砂+闪锌矿+斑铜矿±碲铋矿物组合。经典斑岩铜矿中的硫化物组合为黄铜矿+黄铁矿+辉钼矿+斑铜矿(+闪锌矿+方铅矿)(Sillitoe, 2010),磁黄铁矿和毒砂基本不会发育。磁黄铁矿 $Fe_{1-x}S$($0 \leqslant x \leqslant 0.125$)是一种具有 NiAs 基本结构的非化学计量矿物,在岩浆型铜镍硫化物矿床中,磁黄铁矿是含量最多的硫化物之一(郗爱华等, 2006; Becker, 2010)。毒砂 $FeAs_{1.12}S_{1-x}$($0 \leqslant x \leqslant 0.13$)具有白铁矿衍生结构,在卡林型、浅成低温、造山型等中低温热液矿床中,毒砂是主要的载金矿物之一(陈懋弘等, 2009; 卢焕章等, 2012; 陈翠华等, 2013)。虽然前人对包古图斑岩铜矿进行了矿物学研究,包括利用岩浆成因斜长石、黑云母、角闪石、辉石、磷灰石、榍石、磁铁矿、钛铁矿(Shen Ping and Pan Hongdi, 2013, 2015; 潘鸿迪和申萍, 2014)限定母岩浆性质,反应岩浆演化过程和解释热液成因榍石、绿帘石、碲化物等所蕴含的热液流体性质及演化信息(Cao Mingjian et al., 2014a, 2014b, 2016)。但是前人尚未对包古图斑岩铜矿中广泛发育的磁黄铁矿和毒砂等还原性矿物进行系统研究。磁黄铁矿和毒砂在包古图斑岩铜矿中的成因及两者对流体成矿过程的物理化学条件变化有何特殊指示等问题都尚未解决。本文对磁黄铁矿、毒砂以及相共生的黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿进行矿物学和矿物化学研究,并以此为依据探讨了磁黄铁矿和毒砂的成因及流体演化特征。

## 1　矿床地质特征

包古图斑岩铜矿位于达拉布特断裂以南(图 1a、b),矿区出露的地层主要为石炭系包古图组和希贝库拉斯组(图 1a、b)。包古图组下部为薄层凝灰质粉砂岩—细砂岩、沉凝灰岩、安山岩,上部为凝灰质细粒砂岩、厚层块状含砾凝灰质中粗粒砂岩、凝灰质粉砂岩与沉凝灰岩,希贝库拉斯组为厚层凝灰

质中细粒砂岩、中厚层状含砾凝灰质粗砂岩、凝灰质中粗粒砂岩、凝灰质粉砂岩。与成矿相关的闪长岩侵位于石炭系的包古图组和希贝库拉斯组中,岩体位于希贝库拉斯向斜核部东侧,希贝库拉斯向斜为一南北向褶皱。矿区发育早阶段与南北向褶皱同期的近南北向断裂(图 1a、b),是矿区的主要断裂,岩体周边和围岩接触带附近发育近东西向和北东向小断裂,晚期小规模的南北向断裂切穿岩体和矿体。矿体主要与 313~312Ma 左右的复式闪长岩体相关(Shen Ping et al., 2012),从内到外、从下到上依次划分为中心相、主体相和边缘相,中心相为中粒闪长岩和中粗粒闪长岩,主体相为中粒似斑状闪长岩和细粒似斑状闪长岩,边缘相为中粒闪长玢岩和微晶闪长玢岩(Shen Ping et al., 2010a)。成矿后有闪长玢岩、辉绿岩、花岗斑岩和角闪闪长斑岩岩脉侵入(图 1b 和图 2 a, 2b)。

前人(申萍等, 2009; Shen Ping et al., 2010b)对包古图斑岩铜矿的热液蚀变类型进行了详细的划分。从早到晚依次发育 Ca—Na 蚀变,钾硅酸盐化、青磐岩化、绢英岩化和泥化,Ca—Na 硅酸盐化、青磐岩化和泥化蚀变较弱。Ca—Na 硅酸盐化位于岩体核部,主要矿物组合为阳起石+钠长石+钛铁矿,基本不含矿。钾硅酸盐化和绢英岩化位于岩体中,两种蚀变相互叠加未见分带特征,含有主要的铜钼矿

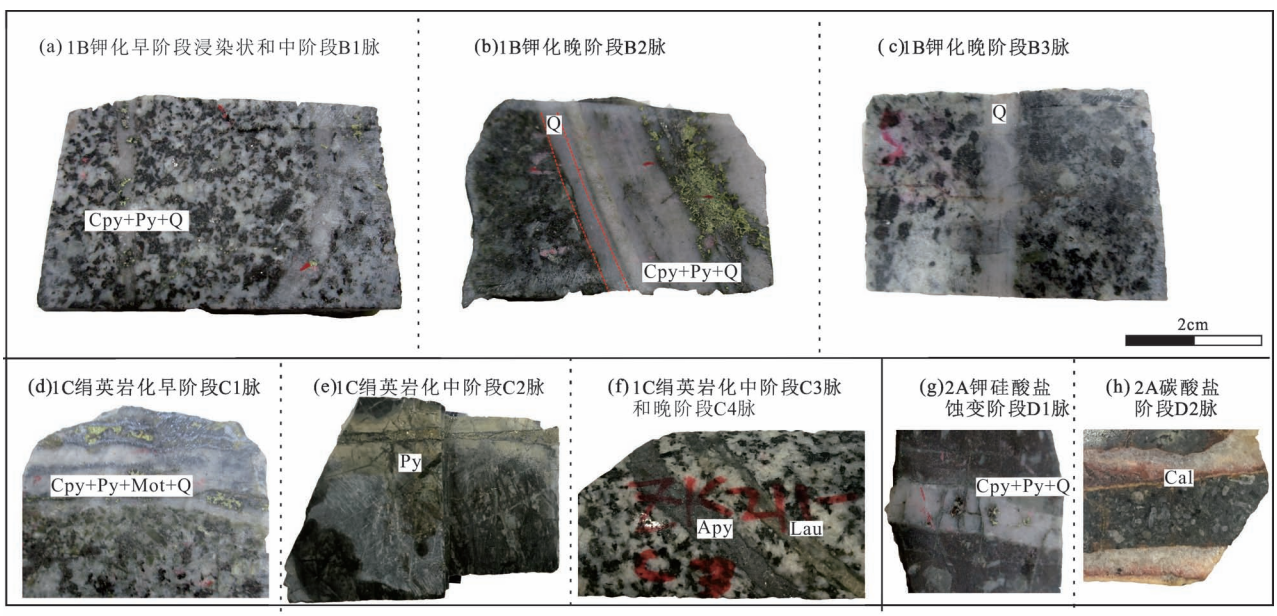



图 3 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿手标本上不同阶段的脉系及矿化特征:(a) 闪长岩发生黑云母化蚀变,发育浸染状硫化物矿化,同时被弯曲的石英硫化物细脉(B1 脉)切穿;(b) 闪长岩发生黑云母化蚀变,规则的 Q+Py+Cpy+Mot 粗脉(B2 脉)穿插;(c) 不含硫化物的 Q 规则细脉(B3 脉)穿插黑云母化闪长岩;(d) 不规则的 Q+Py+Cpy+Mot 粗脉穿插绢英岩(C1 脉);(e) 规则的黄铁矿细脉穿插围岩(C2 脉);(f) 高级泥化叠加在黑云母化之上,弯曲的毒砂细脉(C3 脉)和沸石脉(C4 脉)平行穿插蚀变;(g) 平直 Q+Py+Cpy 细脉(D1 脉)穿插新鲜的闪长玢岩;(h) 铁质碳酸盐(D2 脉)穿插新鲜的闪长玢岩

Fig. 3 Vein types and mineralization characristics of different hydrothermation alteration stages on the hand samples from the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang: (a) Diorite alterated by biotite, showing the disseminated ore and cutted by curved quartz—sulfide veinlet (B1 vein); (b) Diorite alterated by biotite, cutted by quartz—pyrite—chalcopyrite—molybdenite vein (B2 vein); (c) Diorite alterated by biotite, cutted by regular sulfide free quartz vein (B3); (d) Phyllic diorite cutted by coarse irregular quartz—pyrite—chalcopyrite—molybdenite vein(C1 vein); (e) Wall rock cutted by regular pyrite veinlet(C2 vein); (f) Argillization overlying in the biotite alteration, cutted by paralleled arsenopyrite vein(C3 vein) and zeolite vein(C4 vein); (g) Wall rock cutted by curved calcite—pyrite veinlet; (h) Fresh diorite cutted by straight quartz—pyrite—chalcopyrite vein(D1 vein); (i) Fresh diorite porphyry cutted by ferric carbonate vein(D2 vein)

各子图比例尺均为 2cm; 脉系或矿化所在阶段依据 Shen Ping et al., 2010b; Shen Ping and Pan Hongdi , 2015 文献述及的特征确定 The scale in all sugraphs is 2cm; stages of vein types and mineralization are based on the chararistics from reference Shen Ping et al., 2010b and Shen Ping and Pan Hongdi , 2005

化。青磐岩化位于岩体远端和外围围岩,含轻微矿化。我们研究识别了泥化蚀变,该蚀变主要位于地表、浅地表,主要矿物为高岭石、石膏、伊利石等,不含矿。

## 2　样品采集和测试方法

笔者通过仔细观察 211、203、106、103 等多个钻孔,结合 Shen Ping 等(2010b)的研究成果,依据热液蚀变、热液脉系及其矿物组合特征,选择了不同钻孔不同标高上的典型样品进行分析。其中,选自钾硅酸盐早阶段的样品为浸染状矿石,其余样品则为含硫化物热液脉,具体的样品采集位置如表 1 所示,例如 211-526 代表取自 211 钻孔 526 m 标高位置,取样钻孔及代表性 203 钻孔取样位置如图 2 所示。

所用样品经处理加工成薄片,经光学显微镜鉴定研究后,选取具有典型矿物组合的探针片进行硫化物电子探针的常量元素分析,电子探针分析在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针实验室完成。仪器型号为日本电子 JXA-8100 电子探针分析仪,测试条件为加速电压 20.0kV,束流 20 nA,束斑直径 1 μm,元素接收时间为 20~40 s,定量分析经 ZAF 校正。所采用标样为天然矿物和人工合成物。

光学显微镜下部分矿物粒度小、经历蚀变叠加而难以分辨。利用扫描电子显微镜鉴定出了钾化阶段寄主在黑云母孔洞中和榍石、黄铁矿共生的金红石(图 4c)、绢英岩化阶段和毒砂共生的碲化铋(图 5g)。实验观测在中国科学院地质与地球物理研究所扫面电镜实验室完成。应用配备英国牛津 Aztec 能谱仪 EBSD 一体化系统的 NovaNanoSEM450 场发射扫面电子显微镜(由美国 FEI 公司生产)对经过镀碳处理的目标样品探针薄片进行高分辨率微区形貌学观察和高精度化学成分分析。扫描电镜工作条件为:加速电压 15.0 kV,低真空模式,分辨率达 1.5 nm。X 射线能谱仪(型号 XMAXN80)在 MnKα 处仪器分辨率优于 127 eV,检测元素范围 Be—U,最大计数率为 50000 cps。

本文另选取近地表位置高级泥化样品进行了全波段光谱测试以分析矿物种类、组成,光谱测试在北京裕德成科贸有限公司完成。使用仪器为:全波段 TerraSpec Halo 光谱仪,测量可见光和短波红外区(350~2500 nm)。仪器分辨率为:光谱采样间隔在 700 nm 谱段为 3 nm,在 1400 nm 为 9.8 nm,在 2100 nm 为 8.1 nm,扫描速率 100 ms,测试窗为直径 1 cm 的圆,浅色样品完成一个测点在 5 s 左右,深色样品完成一个测点在 10 s 左右。代表性样品测试分析结果见图 16。

## 3　不同阶段脉系中硫化物组合及结构特征

根据脉体所在的蚀变、金属—非金属矿物组合(图 4 和图 5)及脉体形态特征,对照依据 Shen Ping (2010a, 2010b)等人对成矿阶段的划分,包古图铜矿热液成矿过程可以划分为 5 个阶段,Ca—Na 硅酸盐蚀变(1A)、钾硅酸盐化和青磐岩化蚀变(1B)、绢英岩化(1C)、泥化(1D)、钾硅酸盐蚀变和碳酸盐(2A)等 5 个蚀变阶段(见表 2)。同时本次研究中新发现了穿插闪长玢岩的石英硫化物脉和碳酸盐脉,本文也对晚期闪长玢岩产生的少量蚀变和脉系进行了划分(表 2)。因此,本文对这类蚀变和脉系在前人的划分基础上给予了补充和修订。由于包古图铜矿主要发育钾硅酸盐化和绢英岩化,且其与铜矿化密切相关,因此,本文的研究重点集中于这两个蚀变矿化阶段。

不同蚀变带,不同矿化阶段发育不同类型脉体和不同金属—非金属矿物组合。在 1B 钾化早阶段和中阶段中,发育磁黄铁矿,而晚阶段(B2 脉)中则缺乏磁黄铁矿(图 4a、d、e)。毒砂在 1B 钾化晚阶段 B2 脉中开始发育(图 3h、i),在 1C 绢英岩化的早中阶段大量发育(图 5d、g、l),在 1C 绢英岩化晚阶段还发育不含黄铁矿、黄铜矿等其他硫化物的毒砂脉(图 5j、k、l)。黄铜矿主要发育在 1B 钾化阶段(图 4b、d、h)和 1C 绢英岩化早阶段(图 5d、e),辉钼矿在 1B 钾化晚阶段开始发育(图 4g),在 1C 绢英岩化大量发育,此外在 1C 绢英岩化中阶段还发育有和毒砂共生的碲化铋(图 5g)。宋会侠(2007)还发现了晚期丰富的 Au—Bi—Te 矿物,这些独立的 Au—Bi—Te 矿物叠加在早阶段的 Cu 矿化之上。具体特征见表 2。

同时,不同阶段蚀变矿化阶段的黄铁矿在粒度和结构上具有较大差异。1B 钾化早阶段浸染状矿化和中阶段 B1 脉中的黄铁矿呈细粒的不规则他形—半自形结构(图 4b、e),1B 钾化晚阶段 B2 脉中黄铁矿呈中粒五角十二面体结构(图 4g、h);1C 绢英岩化早阶段和中阶段,黄铁矿呈粗粒立方体结构(图 5f、h、i)。从早到晚,黄铁矿的自行程度增强,粒度变粗,早期主要为五角十二面体结构,晚期主要为立方体结构。详细的蚀变、矿化和脉系划分如表 2 所示。

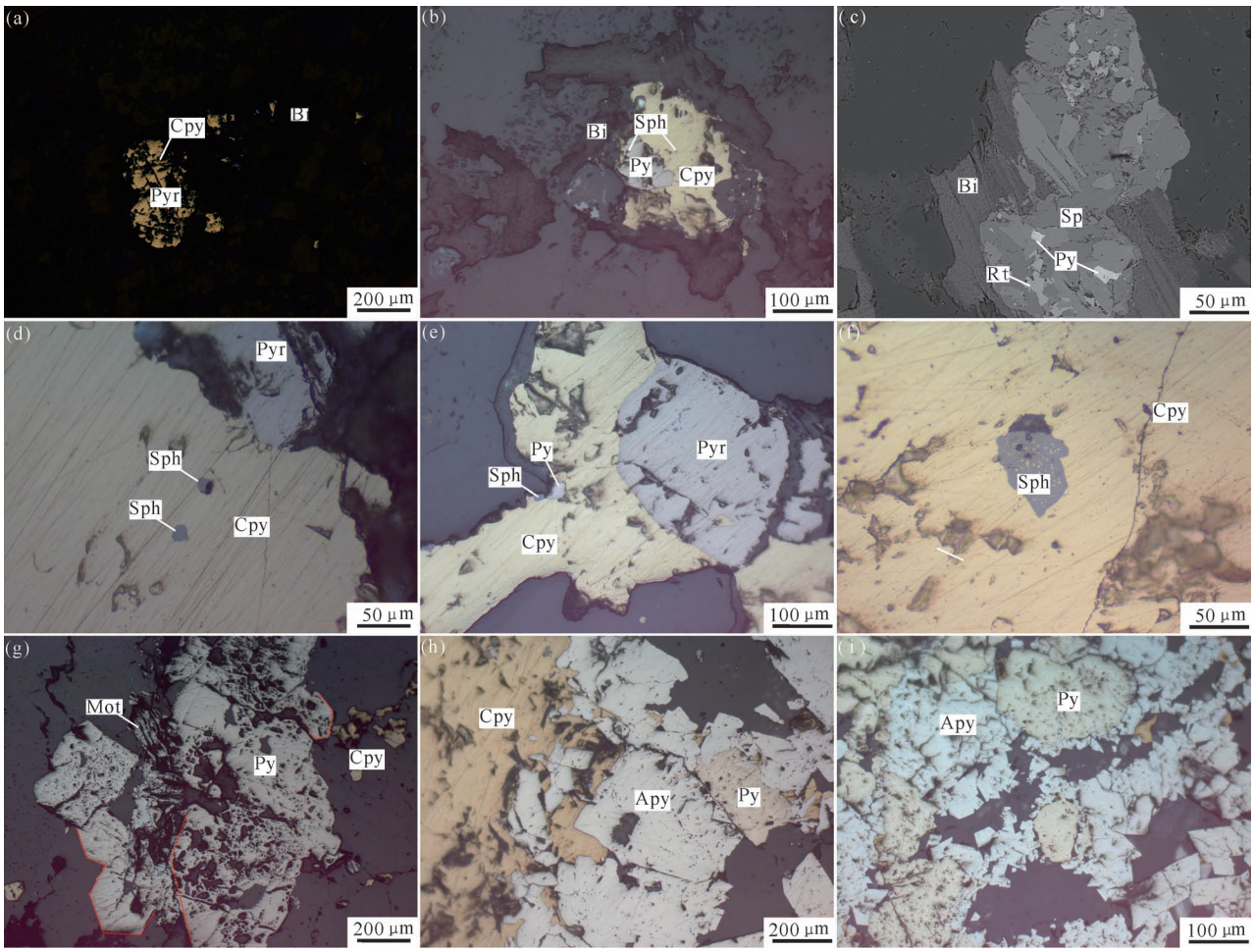



图 4 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿钾化阶段不同期次脉体中的金属矿物组合:(a)、(b)、(c),早阶段浸染状;(a) 黑云母、黄铜矿和磁黄铁矿共生,黄铜矿在磁黄铁矿解理间隙中充填;(b) 共生的黑云母、黄铁矿和黄铜矿;(c) 发育在蚀变黑云母孔洞中的榍石、金红石和黄铁矿组合。(d)、(e)、(f),中阶段 B1 脉;(d) 和黄铜矿共结的磁黄铁矿,发育在黄铜矿中被包裹的闪锌矿;(e) 共生的磁黄铁矿、黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿组合;(f) 黄铜矿中被包裹的闪锌矿,闪锌矿黄铜矿病毒结构。(g)、(h)、(i)晚阶段 B2 脉;(g) 共生的辉钼矿、黄铁矿、黄铜矿组合;(h) 共生的毒砂、黄铁矿、黄铜矿组合;(i) 共生的毒砂黄铁矿组合

Fig. 4 Metallic mineral assemblages in different veins of potassic stage of the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang: (a), (b), (c) samples in disseminated mineralization stage; (a) biotite—chalcopyrite—pyrrhotite assemblage, chalcopyrite filling in the pyrrhotite cleavage; (b) biotite—pyrite—chalcopyrite assemblage; (c) sphene—rutile—pyrite in alterated biotite holes. (d), (e), (f) samples in B1 veins of middle stage; (d) pyrrhotite co—growing with chalcopyrite and sphalerite enwrapped in chalcopyrite; (e) pyrrhotite—chalcopyrite—pyrite—sphalerite assemblage; (f) sphalerite enwrapped in chalcopyrite and chalcopyrite virus structurein the enwrapped sphalerite. (g), (h), (i) samples in B2 veins of late stage; (g) molybdenite—pyrite—chalpyrite assemblage; (h) arsenopyrite—pyrite—chalcopyrite assemblage; (i) arsenopyrite—pyrite assemblage

## 4 不同阶段硫化物地球化学特征

本次研究对不同阶段中的黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、毒砂和闪锌矿进行了系统的矿物化学测试。为了保证数据的有效性,对质量总量小于 98.000% 和大于 102.000%的数据进行了剔除。获得数据分别如表 3。

### 4.1 黄铁矿地球化学特征

对黄铁矿进行电子探针分析,获得有效数据 86 个(见表 3),由于 1B 钾化晚阶段仅测试了 203-153 一个样品,同时元素含量上和 1B 钾化中阶段 203-271、203-108 样品获得数据具有一致性,为使得图解

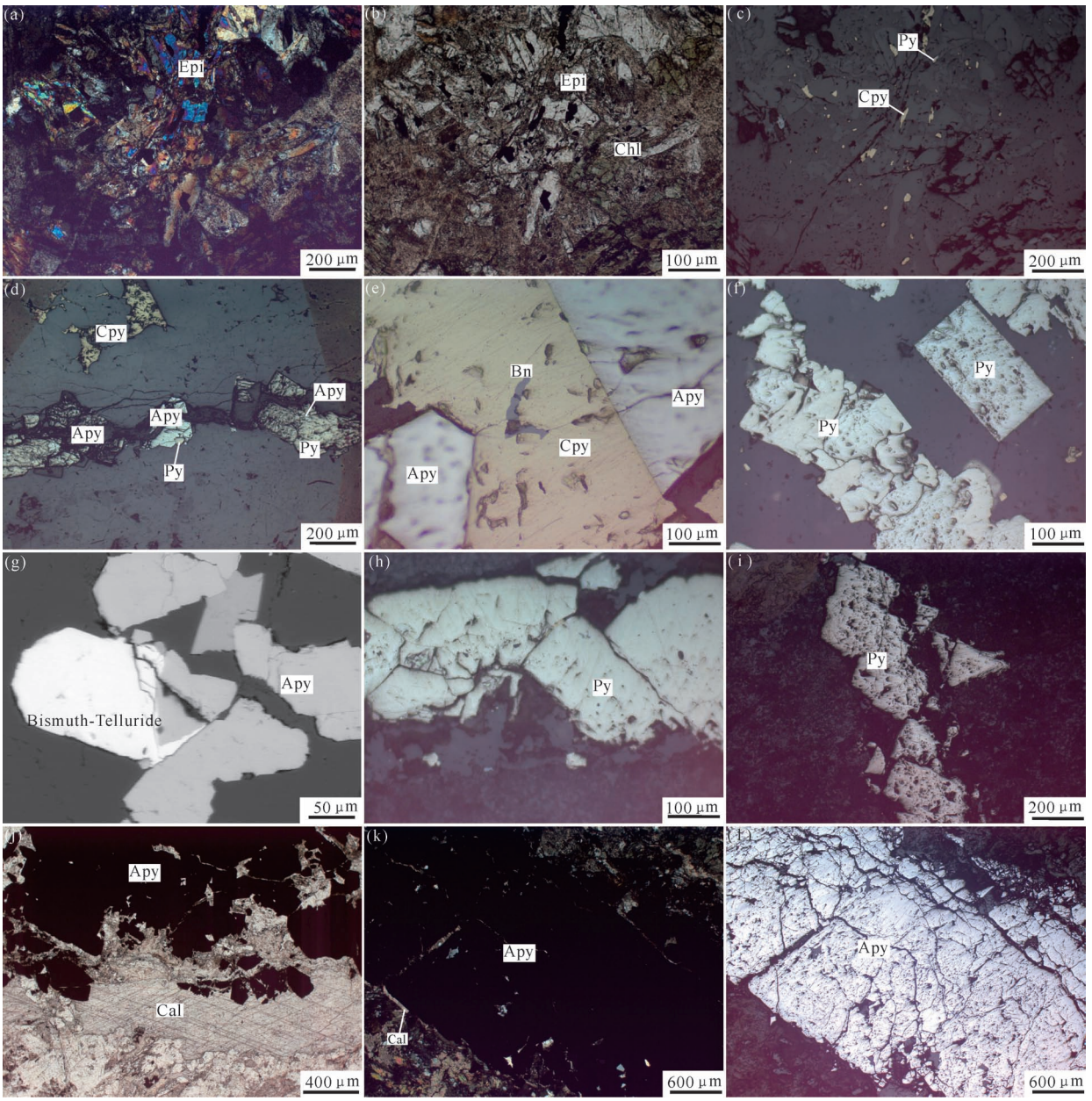



图 5 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿青磐岩化阶段金属矿物组合和绢英岩化阶段不同期次脉体中的金属矿物组合:(a)、(b)、(c) 青磐岩化蚀变;(a)、(b) 正交镜和单偏光镜下的 Epi+Chl+硫化物组合;(c) 绿帘石中包裹的 Py 和 Cpy。(d)、(e)、(f) 绢英岩化早阶段 C1 脉;(d) 石英脉中的 Apy+Py+Cpy 组合;(e) 石英脉中的 Apy+Cpy+Bn 组合,斑铜矿被黄铜矿包裹;(f) 自形的黄铁矿发育在石英粗脉中。(g)、(h)、(i) 绢英岩化中阶段 C2 脉;(g) 碲化铋与毒砂共生;(h)、(i) 自形的黄铁矿;(j)、(k)、(l) 绢英岩化晚阶段 C3 脉;(j)、(k) 单偏光和正交镜下毒砂粗脉边部发育的方解石细脉;(l) 毒砂脉

Fig. 5 Metallic mineral assemblage in propylitization stage and metallic mineral assemblage in different veins of sericite alteration stage of the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang: (a), (b), (c) samples in propylitization stage; (a) (b) epidote—chlorite—sulfide assemblage under plane polarized light and perpendicular polarized light; (c) pyrite and chalcopyrite enwrapped in epidote. (d), (e), (f) samples in C1 veins of early sericite alteration stage; (d) arsenpyrite—pyrite—chalcopyrite in quartz vein; (e) pyrite—chalcopyrite in quartz vein; (f) euhedral pyrite in coarse quartz vein. (g), (h), (i) samples in C2 veins of middle sericite alteration stage; (g) arsenpyrite—bismuth telluride assemblage; (h), (i) euhedral pyrite. (j), (k), (l) Samples in C3 veins of middle seritite alteration stage; (j), (k) calcite veinlet within the edge of coarse arsenpyrite vein under plane polarized light and perpendicular polarized light; (l) arsenpyrite vein

**表 2 包古图斑岩铜矿中不同阶段蚀变、脉系特征(按照时间顺序,上部为早阶段)(据 Shen Ping et al., 2010b 修改)**

**Table 2 Characteristics of alteration and veins in different stages of the Baogutu porphyry copper deposit (in relative age sequence, oldest at top) (Modified from Shen Ping et al., 2010b&)**

| 矿化期次 | 蚀变阶段 | 阶段 | 矿物组合 | 脉系 | 蚀变晕 | 结构 | 发育程度 | 脉系/矿化特点 | 黄铁矿结构 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1A | Ca—Na 硅酸盐蚀变 | | 金属矿物 Ilm;非金属矿物 Act+Alb | | | 浸染状 | 少量 | | 无 |
| 1B | 钾化蚀变 | 早阶段 | 金属矿物:Cpy+Py+Pyr+Ilm;非金属矿物:Bi+Sp+Rt | | | 浸染状 | | 再平衡黑云母或热液黑云母面状分布在蚀变岩中,呈半自形—他形的粒状、片状结构,和半自形—他形细粒黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿等硫化物密切共生 | 细粒,他形—半自形不规则状 |
| | | 中阶段 | 金属矿物:Cpy+Py+Pyr+Sph;非金属矿物:Q+Sp | B1 脉 | 黑云母 | 平直中细脉(脉宽 0.5~1cm) | 丰富 | 脉体较规则,两壁近平行,硫化物在脉体中间浸染状分布,主要金属矿物组合为 Cpy+Py+Sph+Pyr,黄铜矿和黄铁矿呈细粒他形—半自形分布,可见闪锌矿被黄铜矿包裹 | 细粒,他形—半自形不规则状 |
| | | 晚阶段 | 金属矿物:Cpy+Py+Mot+Apy;非金属矿物:Q±Sp | B2 脉 | 无 | 平直粗脉(脉宽 >5cm) | 丰富 | 脉体规则平直,两壁平行,硫化物在脉体中团状或沿碎裂隙填充,主要金属矿物组合为中粒半自形—自形 Cpy+Py+Mot+Apy | 中粒,半自形五角十二面体 |
| | | | Q | B3 脉 | 无 | 平直粗脉(脉宽 0.5~5cm 不等) | 中等 | 脉体规则平直,两壁平行,不含硫化物,偶见黑云母呈浸染状分布在脉体中 | 无 |
| | 青磐岩化蚀变 | | 金属矿物:Cpy+Py+Ilm;非金属矿物:Epi+Chl | | 无 | 浸染状 | 较少 | 岩浆黑云母蚀变为绿泥石,粒状、柱状的绿帘石与绿泥石共生,同时半自形细粒状黄铜矿和黄铁矿在绿帘石中呈浸染状分布,偶与钛铁矿共生 | 细粒,他形—半不规则状 |
| 1C | 绢英岩化蚀变 | 早阶段 | 岩体中:金属矿物:Cpy+Bn+Py+Apy+Mot+Sph;非金属矿物:Q+Ser+Sp±Rt<br>围岩中:金属矿物:Cpy+Bn+Py+Apy+Ilm;非金属矿物:Q+Ser+Rt±Sp | C1 脉 | 绢英岩化蚀变 | C1 岩体中:弯曲粗脉(脉宽 0.5~5cm 不等);C1 围岩中:平直细脉(脉宽在 0.1~0.5cm 左右) | 较丰富 | C1 岩体:脉体不规则,脉壁弯曲,硫化物在脉体中央呈脉状展布,硫化物主要为 Cpy+Py+Apy+Mot 以及在黄铜矿中出溶的乳浊状闪锌矿<br>C1 围岩:脉体较规则平直,两壁基本平行,主要金属矿物组合为 Cpy+Py+Apy+Rt+Ilm ,手标本上脉体基本被黄铁矿充填,镜下可见到脉体中发育绢云母及少量石英 | 粗粒,自形立方体 |
| | | 中阶段 | 金属矿物:Py+Apy(±Cpy±Bn);非金属矿物:Q+Ser±Rt | C2 脉 | 绢英岩化蚀变 | 弯曲中细脉—平行细脉(脉宽 0.2~1.2cm 不等) | 丰富;围岩中脉体发育程度高于闪长岩 | 在岩体和近岩体围岩中呈不规则的脉状,在浅地表较远位置表现为平行笔直细脉,硫化物为黄铁矿,自形立方体结构,基本不含黄铜矿,主要的非金属矿物为方解石 | 粗粒,自形立方体 |
| | | 晚阶段 | 金属矿物:Apy;非金属矿物:Cal | C3 脉 | 绢英岩化蚀变 | 弯曲中粗脉(脉宽 0.5~0.8cm 不等) | 较少 | 脉壁弯曲不规则,主要发育在闪长岩中,手标本上脉体被毒砂充填,镜下观察除毒砂外,脉体中含少量的方解石等非金属矿物,不含黄铁矿、黄铜矿等其他硫化物 | 无 |
| | | | Lau+Q | C4 脉 | 无 | 平直中细脉(脉宽 0.3~0.5cm 不等) | 较少 | 脉壁规则较平直,主要发育在闪长岩中,不含硫化物 | 无 |

| 矿化期次 | 蚀变阶段 | 阶段 | 矿物组合 | 脉系 | 蚀变晕 | 结构 | 发育程度 | 脉系/矿化特点 | 黄铁矿结构 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1D | 泥化蚀变 | | 块状 | | | | 中等;多发于近地表附近 | | 无 |
| 2A | 钾硅酸盐蚀变 | | 金属矿物:Apy+Py(±Cpy);非金属矿物:Q | D1 脉 | 无 | 平直中粗脉(脉宽 0.7~1.2cm 不等) | 较少 | 脉壁平直,两壁平行,切穿闪长玢岩,黄铁矿等硫化物在脉体中间呈浸染状分布,主要为黄铜矿和黄铁矿 | 粗粒,他形脉状 |
| | 碳酸盐阶段 | | Cal | D2 脉 | 无 | 平直粗脉(脉宽 0.7~1.5cm 不等) | 中等 | 脉壁平直,两壁平行,切穿闪长岩和闪长玢岩,方解石自形程度高,不含硫化物 | 无 |

直观表达,将 1B 钾化中晚阶段合并投图。与理论黄铁矿(Fe:46.55%,S:53.45%)化学成分进行对比,计算出包古图不同阶段黄铁矿与理论黄铁矿成分上的相对值($\triangle S = S_{测} - 53.45\%$;$\triangle Fe = Fe_{测} - 46.55\%$)并进行投图。1B 钾化阶段早阶段浸染状黄铁矿获得的数据较少,但结果均显示出浸染状黄铁矿具有富铁亏硫(Fe:45.074%~45.7%,S:53.766%~54.728%)的特征(图 6a);1B 钾化阶段中晚阶段 B1 和 B2 脉具有亏铁亏硫(1B 钾化中阶段 B1 Fe:44.734%~46.347%,S:51.959%~54.014%;1B 钾化晚阶段 B2 Fe:45.011%~46.524%,S:51.049%~52.908%;)的特征(图 6a);1C 绢英岩化 C1 脉中的黄铁矿具有富 Fe(Fe:45.82%~47.109%)的特征,而 C2 脉中的黄铁矿具有亏 Fe(Fe:45.259%~46.637%)的特征,C2 脉中的黄铁矿也具有向富 S 方向过渡的趋势(S:52.2%~54.353%)(图 6a)。与 1B 钾化阶段的黄铁矿相比,1C 绢英岩化阶段的黄铁矿具有较高的 As 含量(C1 As:0.011%~1.347%;C2 As:0.158~1.32),Fe 与 As 之间存在较弱的线性相关关系(图 6b),1C 绢英岩化阶段的黄铁矿具有较低的 Cu 含量(多数低于检出限)(C1 Cu:0.011%~0.05%;C2 Cu:0.011%~0.23%)和 Ni 含量(C1 Ni:0.022%~0.306%;C2 Ni:0.022%~0.035%)(图 6c,6d),而不同阶段黄铁矿中其他元素含量上并未显示出明显差异。

### 4.2　黄铜矿地球化学特征

对黄铜矿进行电子探针分析,获得有效数据 34 个(见表 3)。相比于 1B 钾化阶段的黄铜矿,1C 绢英岩化早阶段 C1 脉和中阶段 C2 脉中的黄铜矿具有较高的 Cu 含量(C1 Cu:33.799%~35.512%;C2 Cu:33.24%~34.049%)(图 7a),而 Pb、Zn、Co、Ni、Au、Ag、Te、Se、Bi 等元素并未表现出差异富集特征(图 7b、7c)。同时,元素与元素之间并未表现出明显的线性相关关系。

### 4.3　毒砂地球化学特征

对毒砂进行电子探针分析,获得有效数据 30 个(见表 3)。可以看出在毒砂 Fe—S—As 三种元素之间具有明显的线性相关关系,相比于 1B 钾化晚阶段 B2 脉和 2A 钾硅酸盐阶段 D1 脉中的毒砂,1C 早中晚 C1—C3 脉中的毒砂具有略高的 Bi+Te+Ag+Au 元素总含量,而在不同脉中 Pb+Cu+Ni+Zn 元素总含量并未表现出明显的差异。值得注意的是,最晚产出的毒砂——1C 晚阶段 C3 毒砂独立脉体的样品数据(图 8b,c 圈中)偏离了线性相关趋势,表明在最晚 1C 晚阶段毒砂独立脉体形成时期,金属元素 Cu 大量消耗,As 元素成为主要的阳离子和 S 进行配位沉淀。

从图 9 可以看出,Fe 与 As+S 的原子比值大约在 2 左右(<2),而不同阶段毒砂的 As—Fe—S 原子比都大致落在相邻区域(As:0.271%~0.315%;Fe:0.331%~0.352%;S:0.331%~0.384%)。

### 4.4　磁黄铁矿和闪锌矿地球化学特征

对磁黄铁矿进行电子探针分析,获得有效数据 32 个(见表 3),磁黄铁矿成分较为均一。相比于 1B 钾化中阶段 B1 脉中的磁黄铁矿,1B 钾化早阶段浸染状磁黄铁矿具有较均一的 S 含量(1B 浸染状 S:39.205%~39.464%;B1 S:38.267%~39.605%)(图 10a),Fe 和 Pb+Ni+Cu+Zn 值之间存在一定的线性相关性,可能存在不同程度的替代。计算 Fe 的物质的量比后,发现 1B 钾化早阶段浸染状和 1B 钾化中阶段 B1 脉中的磁黄铁矿具有不同大小范围的 Fe

表 3 包古图斑岩铜矿黄铁矿、黄铜矿、毒砂、磁黄铁矿、闪锌矿电子探针分析数据(%)

Table 3 Representative composition of pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite, pyrrhonite and sphalerite in Baogutu porphyry deposit (%)

| 矿物 | 蚀变 | 阶段 | 样品号 | 矿物 | 蚀变 | 阶段 | 样品号 | 矿物 | 蚀变 | 阶段 | 样品号 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 黄铁矿 | 1B 钾化蚀变 | 早阶段浸染状 | 203-271 | 黄铜矿 | 1B 钾化蚀变 | 早阶段浸染状 | 203-157 | 毒砂 | 1B 钾化蚀变 | 晚阶段 B2 脉 | 203-153 |
| | | 中阶段 B1 脉 | 203-271 | | | 早阶段浸染状 | 203-271 | | 1C 绢英岩化蚀变 | 早阶段 C1 脉 | 211-526 |
| | | 中阶段 B1 脉 | 203-108 | | | 中阶段 B1 脉 | 203-271 | | | 中阶段 C2 脉 | 106-72 |
| | | 晚阶段 B2 脉 | 203-153 | | | 中阶段 B1 脉 | 203-108 | | | 晚阶段 C3 脉 | 211-196 |
| | 1C 绢英岩化蚀变 | 早阶段 C1 脉 | 211-526 | | | 晚阶段 B2 脉 | 203-208 | 磁黄铁矿 | 1B 钾化蚀变 | 早阶段浸染状 | 203-157 |
| | | 早阶段 C1 脉 | 102-536 | | | 晚阶段 B2 脉 | 203-153 | | | 中阶段 B1 脉 | 203-108 |
| | | 早阶段 C1 脉 | 106-230 | | 1C 绢英岩化蚀变 | 早阶段 C1 脉 | 211-526 | 闪锌矿 | 1B 钾化蚀变 | 早阶段浸染状 | 203-271 |
| | | 早阶段 C1 脉 | 106-310 | | | 早阶段 C1 脉 | 102-536 | | | 中阶段 B1 脉 | 203-108 |
| | | 中阶段 C2 脉 | 106-608 | | | 早阶段 C1 脉 | 106-230 | | | | |
| | | 中阶段 C2 脉 | 106-72 | | | 早阶段 C1 脉 | 106-310 | | | | |
| | | | | | | 中阶段 C2 脉 | 106-72 | | | | |

| 样品号 | N(点) | 总和 | As | Fe | S | Se | Co | Pb | Ni | Bi | Cu | Ag | Zn | Au | Sb | Te |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 检出限 | | | 0.01 | 0.0001 | 0.0006 | 0.01 | 0.0026 | 0.0035 | 0.0191 | 0.0058 | 0.01 | 0.007 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.0136 |
| 203-271 | 4 | 99.999~100.693 | 0 | 45.074~45.7 | 53.929~54.728 | 0~0.066 | 0 | 0.366~0.392 | 0~0.213 | 0.112~0.246 | 0~0.023 | 0 | 0~0.033 | 0 | 0 | 0 |
| 203-271 | 3 | 99.006~99.734 | 0 | 44.734~45.358 | 52.887~54.014 | 0~0.107 | 0 | 0.287~0.356 | 0.026~0.099 | 0.162~0.250 | 0.017~0.023 | 0~0.044 | 0~0.014 | 0~0.113 | 0 | 0 |
| 203-108 | 9 | 98.212~100.301 | 0 | 45.575~46.524 | 51.447~53.192 | 0~0.075 | 0~0.032 | 0.291~0.584 | 0~0.395 | 0.119~0.383 | 0~0.024 | 0~0.016 | 0~0.028 | 0~0.102 | 0 | 0~0.034 |
| 203-153 | 13 | 98.025~99.747 | 0~2.011 | 45.011~46.368 | 51.049~52.908 | 0~0.093 | 0 | 0.219~0.510 | 0~0.889 | 0.046~0.273 | 0~0.215 | 0~0.013 | 0~0.049 | 0~0.068 | 0 | 0~0.053 |
| 211-526 | 6 | 98.733~101.479 | 0.013~1.347 | 45.820~46.285 | 50.944~53.204 | 0~0.085 | 0 | 0.161~0.491 | 0~0.035 | 0~0.217 | 0~0.013 | 0~0.042 | 0~0.015 | 0~0.073 | 0 | 0~0.055 |
| 102-536 | 5 | 100.193~101.630 | 0 | 46.016~46.957 | 53.097~54.72 | 0~0.064 | 0 | 0.208~0.537 | 0~0.306 | 0.128~0.251 | 0~0.027 | 0~0.026 | 0~0.034 | 0~0.126 | 0 | 0~0.041 |
| 106-230 | 8 | 98.544~100.577 | 0 | 46.197~46.694 | 51.706~53.575 | 0~0.111 | 0 | 0.248~0.457 | 0~0.031 | 0.144~0.303 | 0~0.050 | 0~0.035 | 0~0.022 | 0~0.064 | 0 | 0~0.053 |
| 106-310 | 14 | 98.541~100.414 | 0~0.011 | 46.386~47.109 | 51.082~52.896 | 0~0.159 | 0~0.332 | 0.225~0.564 | 0~0.035 | 0.023~0.251 | 0~0.014 | 0~0.062 | 0~0.025 | 0~0.114 | 0 | 0~0.050 |

| 样品号 | N（点） | 总和 | As | Fe | S | Se | Co | Pb | Ni | Bi | Cu | Ag | Zn | Au | Sb | Te |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 106-608 | 19 | 98.744~100.747 | 0 | 45.259~46.586 | 53.349~53.961 | 0~0.172 | 0~0.017 | 0.285~0.578 | 0~0.030 | 0.076~0.252 | 0~0.023 | 0~0.072 | 0~0.062 | 0~0.150 | 0 | 0~0.029 |
| 106-72 | 9 | 99.993~101.331 | 0~1.32 | 45.674~46.49 | 52.2~54.353 | 0~0.048 | 0 | 0.310~0.605 | 0~0.035 | 0.073~0.356 | 0~0.017 | 0~0.045 | 0~0.018 | 0~0.124 | 0 | 0~0.031 |
| 203~157 | 3 | 100.302~101.042 | 0 | 30.87~31.507 | 34.005~34.978 | 0.047~0.177 | 0 | 0.066~0.435 | 0 | 0.021~0.232 | 34.102~34.373 | 0~0.047 | 0.012~0.064 | 0~0.033 | 0 | 0~0.055 |
| 203-271 | 2 | 98.792~98.951 | 0 | 29.854~29.929 | 34.572~34.863 | 0.023~0.205 | 0 | 0.262~0.273 | 0~0.025 | 0.049~0.110 | 33.527~33.721 | 0~0.022 | 0.051~0.066 | 0.065~0.126 | 0 | 0 |
| 203-271 | 6 | 98.576~100.015 | 0 | 29.917~30.085 | 34.481~35.338 | 0~0.127 | 0 | 0.21900.437 | 0 | 0.019~0.175 | 33.702~33.868 | 0~0.047 | 0.013~0.091 | 0~0.173 | 0 | 0~0.041 |
| 203-108 | 2 | 99.047~99.567 | 0 | 30.140~30.600 | 34.174~34.652 | 0~0.134 | 0 | 0.158~0.573 | 0 | 0~0.352 | 33.658~33.898 | 0~0.046 | 0.015~0.085 | 0~0.178 | 0~0.062 | 0~0.065 |
| 203-208 | 2 | 99.654~100.155 | 0 | 30.130~30.190 | 34.376~35.211 | 0 | 0 | 0.326~0.365 | 0 | 0.102~0.221 | 34.256~34.401 | 0 | 0.031~0.096 | 0~0.054 | 0 | 0~0.045 |
| 203-153 | 6 | 98.729~100.816 | 0 | 29.635~30.611 | 34.071~35.145 | 0~0.170 | 0 | 0.196~0.389 | 0 | 0~0.158 | 33.630~34.602 | 0~0.034 | 0.037~0.369 | 0~0.113 | 0 | 0~0.046 |
| 211-526 | 5 | 99.749~101.104 | 0 | 30.260~30.465 | 34.610~35.371 | 0~0.104 | 0 | 0.117~0.381 | 0 | 0.060~0.167 | 34.463~34.853 | 0~0.014 | 0.012~0.083 | 0~0.127 | 0 | 0~0.037 |
| 102-536 | 4 | 100.504~101.188 | 0 | 30.316~30.536 | 34.768~35.283 | 0~0.176 | 0 | 0.159~0.458 | 0 | 0.081~0.241 | 34.762~35.512 | 0~0.033 | 0.022~0.121 | 0~0.036 | 0 | 0~0.017 |
| 106-230 | 4 | 100.162~100.717 | 0 | 30.295~30.578 | 34.662~35.214 | 0~0.088 | 0 | 0.015~0.266 | 0 | 0.092~0.144 | 34.693~34.925 | 0~0.049 | 0~0.073 | 0~0.176 | 0 | 0~0.034 |
| 106-310 | 2 | 99.305~99.885 | 0 | 30.822~30.644 | 34.029~34.602 | 0~0.024 | 0 | 0.052~0.364 | 0 | 0.220~0.240 | 33.942~34.092 | 0 | 0.033 | 0 | 0 | 0~0.073 |
| 106-72 | 4 | 99.567~100.132 | 0 | 30.923~31.069 | 33.771~34.924 | 0 |  | 0.084~0.334 | 0 | 0~0.258 | 33.240~34.049 | 0~0.042 | 0.034~0.071 | 0 | 0 | 0~0.030 |
| 203-153 | 5 | 98.094~100.351 | 39.775~41.928 | 34.999~36.016 | 21.360~22.144 | 0~0.095 | 0 | 0.168~0.339 | 0~0.041 | 0~0.169 | 0~1.153 | 0~0.012 | 0~0.304 | 0~0.143 | 0~0.019 | 0 |
| 211-526 | 16 | 98.023~100.189 | 38.485~42.735 | 35.452~36.438 | 21.308~23.178 | 0 | 0 | 0.133~0.529 | 0~0.121 | 0~0.406 | 0~0.070 | 0~0.062 | 0~0.023 | 0~0.141 | 0 | 0~0.167 |
| 106-72 | 5 | 98.537~100.515 | 39.489~41.101 | 35.085~36.173 | 22.088~23.608 | 0 | 0~0.691 | 0.091~0.432 | 0~0.250 | 0.047~0.222 | 0 | 0~0.073 | 0~0.008 | 0~0.111 | 0 | 0 |
| 211-196 | 4 | 98.055~98.796 | 42.044~42.963 | 35.233~35.588 | 19.302~19.937 | 0 | 0 | 0.108~0.461 | 0~0.042 | 0~0.230 | 0~0.062 | 0 | 0~0.028 | 0~0.061 | 0 | 0~0.049 |
| 203-157 | 10 | 98.014~100.383 | 0 | 58.248~60.295 | 39.205~39.464 | 0~0.185 | 0 | 0.200~0.531 | 0.160~0.263 | 0~0.292 | 0~0.136 | 0~0.033 | 0~0.051 | 0~0.064 | 0 | 0~0.035 |

| 样品号 | N（点） | 总和 | As | Fe | S | Se | Co | Pb | Ni | Bi | Cu | Ag | Zn | Au | Sb | Te |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 203-108 | 21 | 98.234～100.302 | 0 | 58.372～60.243 | 38.250～39.605 | 0～0.162 | 0 | 0.109～0.558 | 0～0.269 | 0～0.295 | 0～1.308 | 0～0.049 | 0～0.164 | 0～0.087 | 0 | 0～0.069 |
| 203-271 | 6 | 98.193～199.458 | 0 | 8.889～28.61 | 32.832～36.519 | 0～0.196 | 0～0.008 | 0.101～0.471 | 0～0.103 | 0.099～0.194 | 0～6.239 | 0～0.023 | 36.772～55.860 | 0 | 0 | 0～0.039 |
| 203-108 | 3 | 98.184～98.574 | 0 | 4.431～7.776 | 32.858～33.146 | 0～0.168 | 0～0.16 | 0.213～0.373 | 0～0.038 | 0.008～0.150 | 2.595～6.321 | 0.016～0.039 | 50.816～57.735 | 0 | 0 | 0～0.023 |

注：数据值分别代表质量分数最大和最小值，*N* 为测点数，0 值代表低于检出限。

Note: data is the maximum and minimum in weight respectively; *N* is the number for text; 0 means lower than detection limit.

物质的量比值，相对于 1B 钾化早阶段浸染状的磁黄铁矿，1B 钾化中阶段 B1 脉中的磁黄铁矿具有更高的 Fe 原子数相对百分数 M（1B 钾化早阶段 M：0.457～0.466；1B 钾化中阶段 M：0.462～0.473）{M= $n(Fe)/[n(S)+n(Pb)+n(Ni)+n(Se)+n(Co)+n(Bi)+n(Cu)+n(Ag)+n(Zn)+n(Sb)+n(Au)+n(Te)]$}。

对闪锌矿进行电子探针测试，获得有效数据 9 个（见表 3）。闪锌矿通常<5 μm，呈包裹体的形式赋存于黄铁矿中。在对这些包裹体闪锌矿进行测试时，很多数据点受寄主矿物影响，获得数据中元素质量总量不足 98%，因此有效数据较少。但是仍不难看出，相比于 1B 钾化早阶段浸染状的闪锌矿，1B 钾化中阶段 B1 脉中的闪锌矿具有较高的 Fe 含量和 Cu 含量（1B 浸染状 Fe：8.889%～28.61%；B1 Fe：4.431%～5.163%；1B 浸染状 Cu：0.024%～6.239%；B1 Cu：2.595%～6.321%）。

## 5 讨论

通过对硫化物的结构观察和成分分析，发现包古图斑岩铜矿热液成矿过程从早到晚，元素在不同硫化物、不同阶段的同种矿物之间显示了差异性亏损和富集的趋势，同时毒砂、磁黄铁矿地质温度计和硫逸度计对不同成矿阶段成热液流体的温度和硫逸度变化给予了指示。此外，通过构建不同阶段矿物组合相图，发现不同阶段的流体性质控制了磁黄铁矿和毒砂的形成。

### 5.1 矿物学指示

在包古图铜矿，1B 钾化阶段的黄铁矿相对于 1C 绢英岩化阶段的黄铁矿富集 Cu 而亏损 As，这和 Reich（2013）对德兴斑岩铜矿的研究结果相似，As—Cu 之间出现脱耦或者差异富集的现象，Reich（2013）认为这种解耦可能和斑岩型铜矿 As—Cu 元素的迁移方式相关，反映了 As—Cu 成矿时间上的差异。观察脉体发现，毒砂主要发育在 1B 钾化晚阶段和整个 1C 阶段，尤其在 1C 绢英岩化晚阶段（金属矿物最末生成阶段）还出现了不含其它硫化物的毒砂脉，说明在包古图铜矿，As 的沉淀主要发生在较晚阶段，要晚于 Cu 的矿化。同时 1B 钾化阶段的黄铁矿具有较高的 Ni 含量，而 1C 绢英岩化阶段的黄铁矿中的 Ni 大部分都低于检出限，前人（Brill, 1989）认为高温下 Ni 更易进入黄铁矿中，与 Fe 进行类质同像替代，因此本文认为由于 1B 钾化阶段较高的温度导致了 Ni 更倾向于在早期的黄铁矿中富集。在图 7 中，黄铜矿中的 Cu 和 Pb+Zn+Co+Ni 之间没有线性相关关系：随 Pb+Zn+Co+Ni 质量总量的升高黄铜矿中的 Cu 含量稳定在一定水平；而 Fe 和这些元素之间显示出了弱线性相关关系：随 Pb+Zn+Co+Ni 质量总量的升高黄铜矿中的 Fe 含量呈下降趋势，表明了在包古图铜矿黄铜矿中 Pb+Zn+Co+Ni 可以和 Fe 发生类质同象替代，占据黄铜矿中 Fe 的晶格位置，引起黄铜矿中的 Fe 含量的降低。

本次测试的早阶段闪锌矿均为铁闪锌矿，图 4f 1B 钾化 B1 脉中的闪锌矿发育黄铜矿病毒结构，结合岩相学特征——“病毒”黄铜矿的寄主矿物呈包裹体矿物，被包裹于黄铜矿之中，而非出溶的固溶体矿物相（Wiggins and Graig, 1980; Kojima and Sugaki, 1985; Bortnikov et al., 1991），以及闪锌矿的化学特征——富铁闪锌矿，我们认为在包古图铜

矿,黄铜矿的病毒结构可能是富 Cu 热液交代稍早形成的铁闪锌矿的结果(Barton, 1987; Sugaki et al., 1987; Bortnikov et al., 1991; Kojima, 1992; 胡文宣等, 2000)。

包古图铜矿中的毒砂主要落在(As:0.271% ~ 0.315%; Fe: 0.331% ~ 0.352%; S: 0.331% ~ 0.384%)范围内,Fe 与 As+S 之间显示出良好的线性相关关系,大致落在斜率 1.8~2.0 的线上。图 8b 和图 8c 中 1C 晚阶段 C3 脉中毒砂成分明显偏离线性相关趋势,暗示在最晚 1C 晚阶段毒砂独立脉体

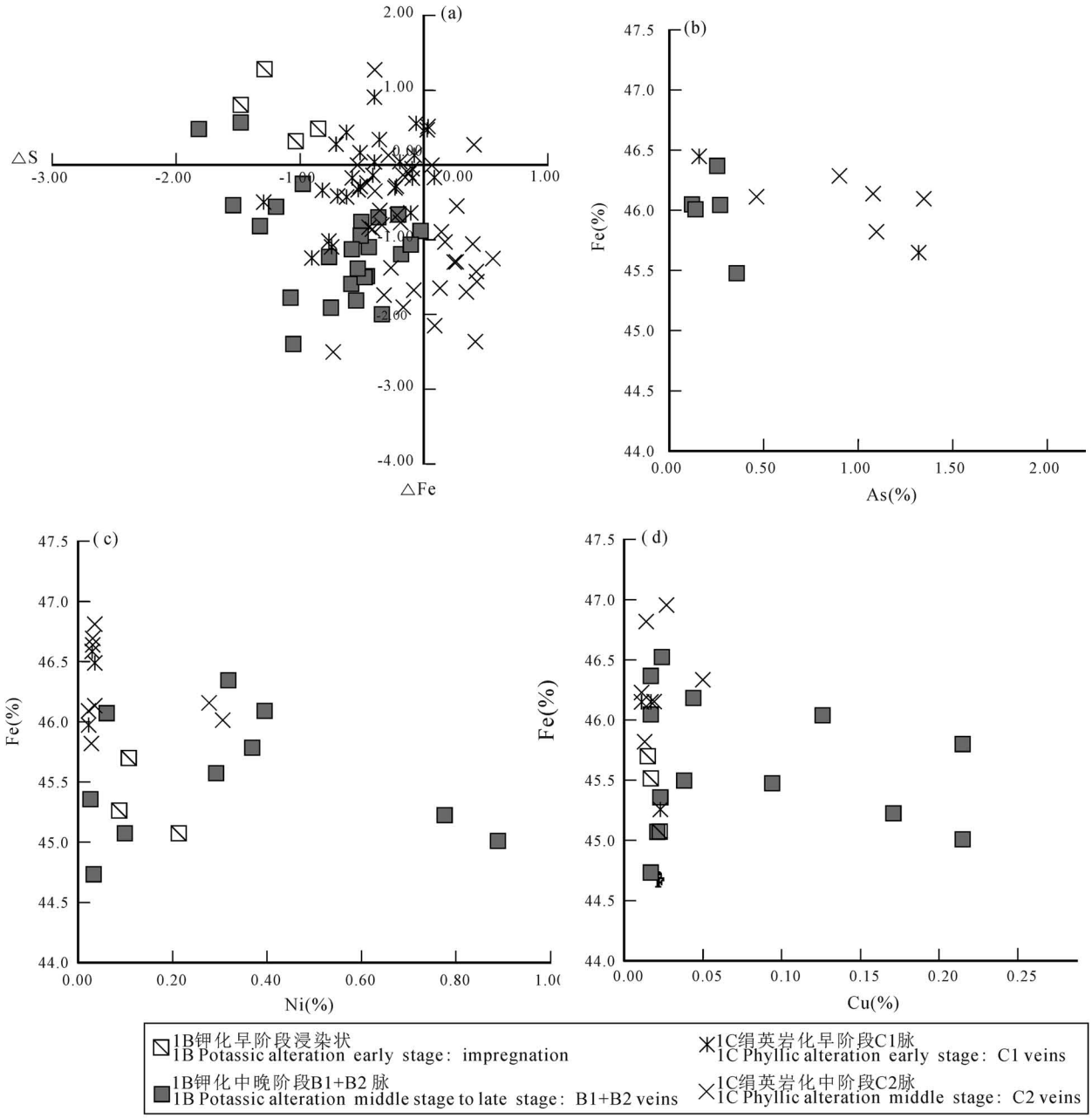



图 6 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿不同阶段黄铁矿中元素相关关系图

Fig. 6 Elements correlativity of pyrite in different stages of the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang

△S 和△Fe 为所测 S、Fe 与理论 S、Fe 偏离值; $\triangle S=S_{测}-53.45\%$, $\triangle Fe=Fe_{测}-46.55\%$

△S and △Fe is the deviation value of tested contents of S and Fe compared to the theoretical conternts of S and Fe; $\triangle S=S_{t}-53.45\%$, $\triangle Fe=Fe_{t}-46.55\%$

形成时期,金属元素 Cu 大量消耗,As 元素成为主要的阳离子和 S 进行配位沉淀。从 1B 钾化到 1C 绢英岩化中阶段,各个阶段中的黄铁矿和黄铜矿均含有一定量的不可见 Au—Ag(图 6,图 7)。在 1B 钾化阶段,毒砂并未大量发育,同时不发育独立的 Au—Ag—Te—Bi 矿物,Au—Ag 主要是以不可见的形式存在于黄铜矿、黄铁矿之中,这和宋会侠(2007)的研究结果相一致。在 1C 绢英岩化阶段,毒砂大量发育,毒砂中的 Au+Ag+Te+Bi 元素总含量上升,本次研究在 1C 绢英岩化中阶段的 C2 脉中还发现了和毒砂共生的碲化铋(图 5g),宋会侠(2007)还发现了晚期独立的 Au—Ag—Te—Bi 矿物,因此在 1C 绢英岩化阶段,Au—Ag—Te—Bi 既可以以不可见的形式大量进入毒砂,少部分进入黄铜矿、黄铁矿之中,还可以作为独立 Au—Ag—Te—Bi 矿物形式存在。在卡林型矿床等一些低温矿床中,毒砂是

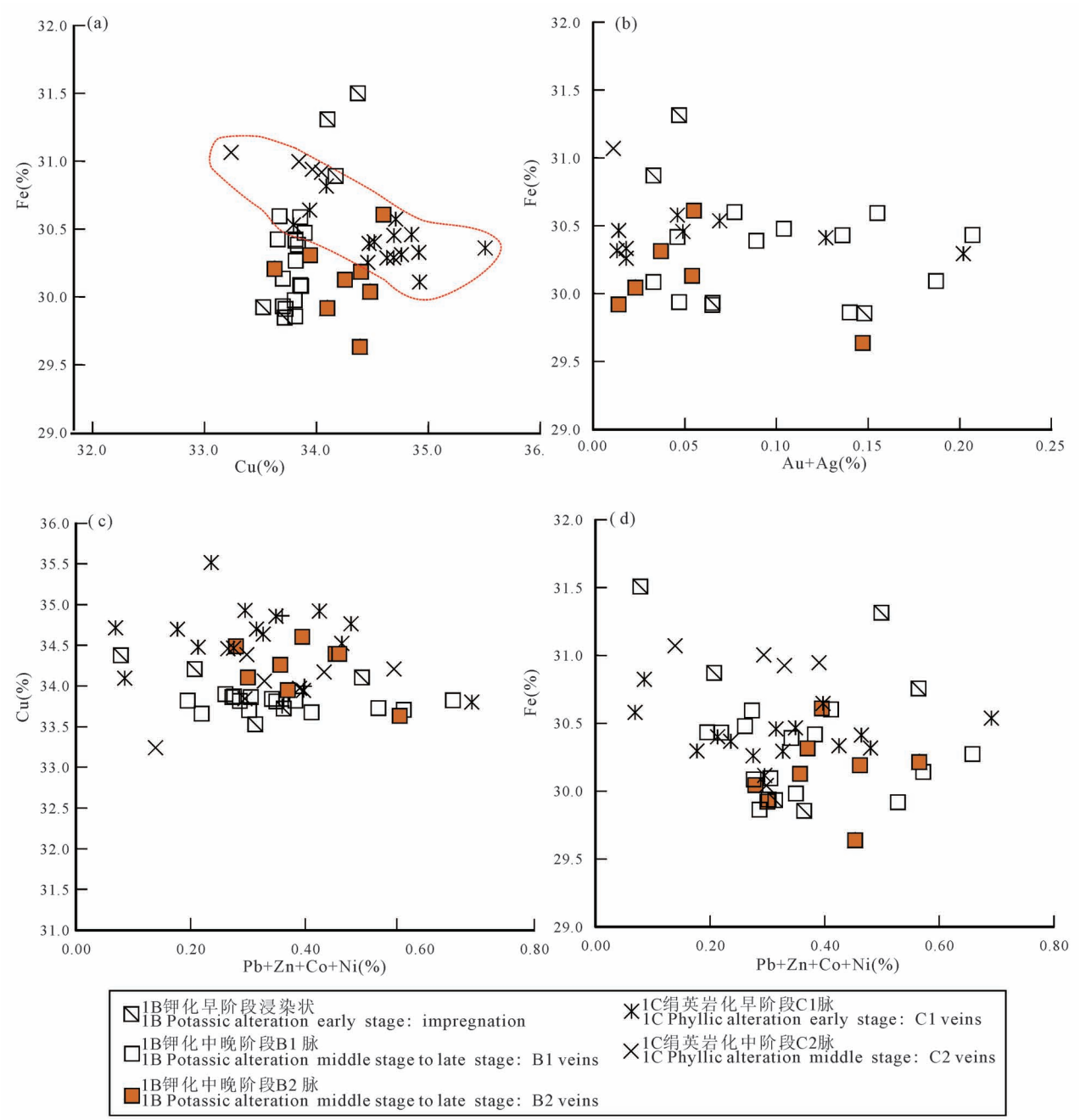



图 7 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿不同阶段黄铜矿中元素质量相关关系图

Fig. 7 Elements correlativity of chalcopyrite in different stages of the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang

常见的载金矿物,Au 可能以 $Au^+$ 的形式进入毒砂(Maddox et al., 1998; Arehart, 1993; Simon, 1999),结合下面 5.2 中对于毒砂形成的温度硫逸度推算,说明在 1C 阶段毒砂中大量的金是在低温条件下进入其中的。以上结果说明早阶段少量的 Au—Ag 主要是进入黄铜矿、黄铁矿中,以不可见的形式存在,构成了早阶段的 Cu—Mo—Au—Ag 矿化,而 Te、Bi、Au、Ag 的大量矿化沉淀主要发生在晚阶段,既可以呈 Te、Bi 等元素独立矿物的形式存在,也可以进入毒砂、黄铜矿、黄铁矿之中,形成晚阶段 As—Au—Ag—Te—Bi 矿化。

### 5.2　硫逸度和温度

前人(Toulmin and Barton, 1964; Kretschmar et al., 1976; Kissin and Scott, 1982; Sharp et al., 1985; Mengason et al., 2010)通过实验模拟和总结认为可以利用毒砂中的 As 原子比值和磁黄铁矿中的金属原子比值推算毒砂和磁黄铁矿形成时候温度和硫逸度。根据前人(Sugaki et al., 1987)提出的图解,结合 Mengason 在 2010 年的修正,根据包古图铜矿磁黄铁矿中的 $N$ 值,$N = 2[n(Fe) + n(Co) + n(Zn) + n(Mn) + n(Ni) + n(Cu) + n(Ag) + n(Au)]/[n(Fe) + n(Co) + n(Zn) + n(Mn) +$

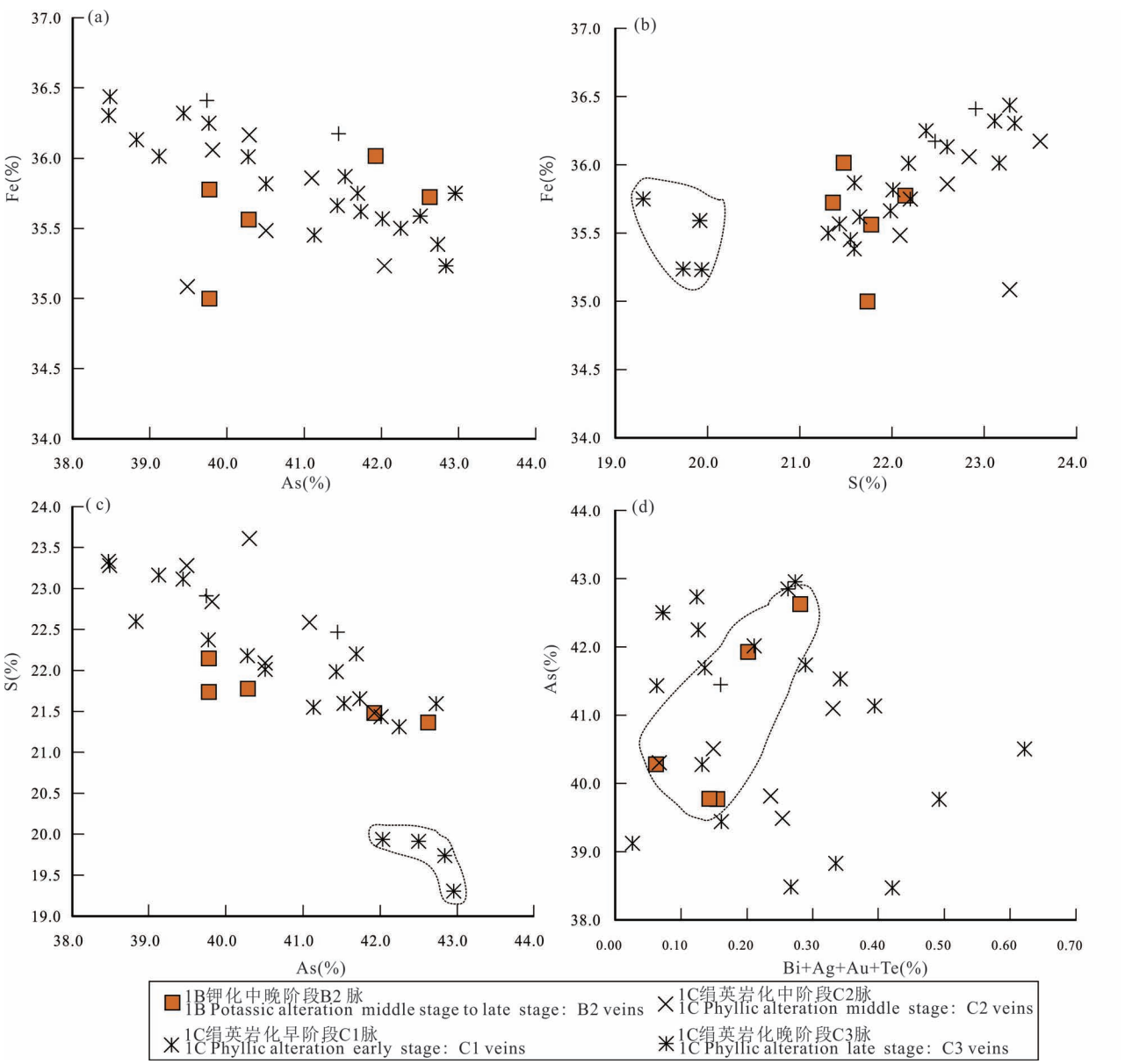



图 8 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿不同阶段毒砂中元素质量相关关系图

Fig. 8 Elements correlativity of arsenpyrite in different stages of the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang

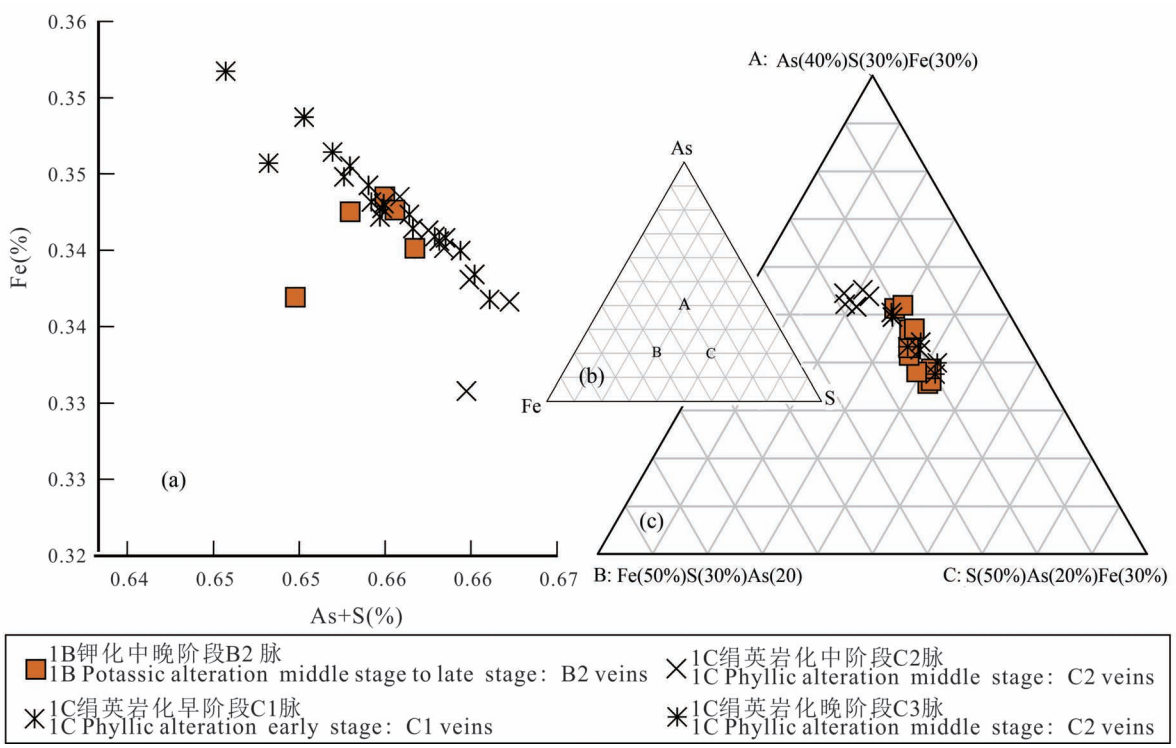



图 9 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿不同阶段毒砂中元素质量相关关系图

(a) Fe—(S+As) 相关图; (b)、(c)As—Fe—S 三角图, (c) 为 (b)的局部(即 A、B、C 为顶点的三角区)

Fig. 9 Elements correlativity of arsenpyrite in different stages of the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang

(a) Fe—(S+As) correlative diagram; (b), (c) As—Fe—S triangle diagram; fig. (c) is the triangle area with A, B, C as the vertexes in fig. (b)

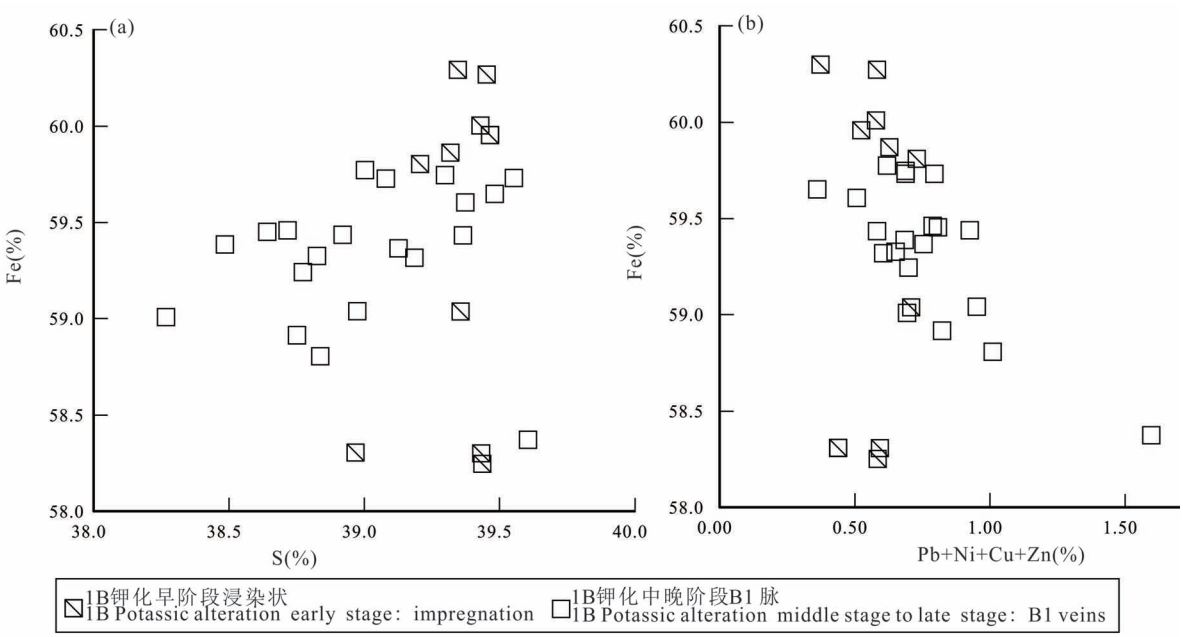



图 10 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿不同阶段磁黄铁矿中元素质量相关关系图

Fig. 10 Elements correlativity of pyrrhotite in different stages of the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang

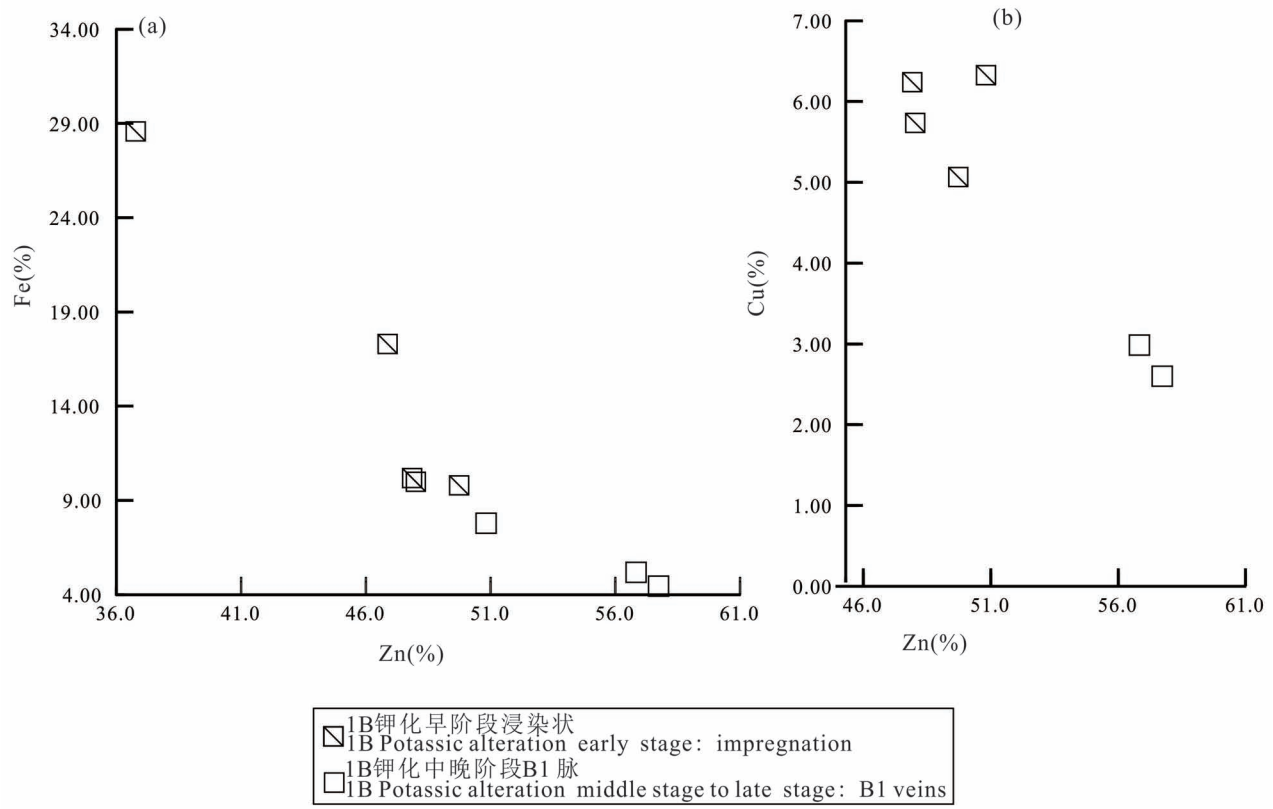



图 11 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿不同阶段闪锌矿中元素质量相关关系图

Fig. 11 Elements correlativity of sphalerite in different stages of the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang

$n$(Ni)+1.5$n$(Cu)+1.5$n$(Ag)+1.5$n$(Au)+$n$(S)],对 1B 钾化早阶段浸染状的磁黄铁矿和 1B 钾化中阶段 B1 脉中的磁黄铁矿进行投图发现,早阶段浸染状的磁黄铁矿具有较高的硫逸度和形成温度(1B 钾化早阶段浸染状 $t$:450~600℃, lg$f_{S_2}$: -5.9~-2.1; 1B 钾化中阶段 B1 脉 $t$:360~560℃, lg$f_{S_2}$: -8.8~-2.8; )。利用张术根(2011)年提出的拟合公式,$y$ = -201.22M + 9854.32,相关系数 $r$ = 0.9995,$y$ 为温度(℃),M 为铁原子数相对百分数 Fe(

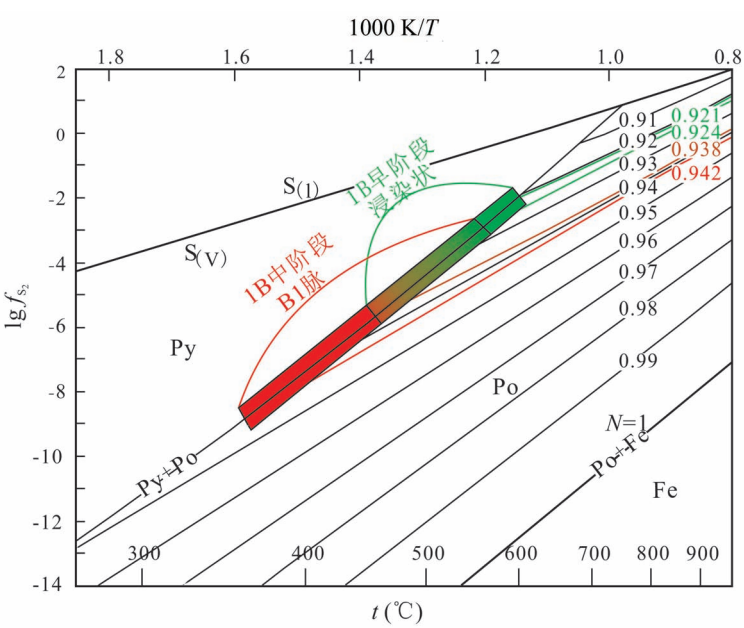



图 12 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿 1B 阶段从早阶段浸染状磁黄铁矿铁矿到中阶段 B1 脉中磁黄铁矿,硫逸度、温度不断降低(据文献 Toulmin and Barton, 1964 修改)

Fig. 12 The downturn trend of temperature and lg$f_{S_2}$ indicating by pyrrhotite from 1B early dissenminated mineralzation stage to 1B middle stage of B1 vein of the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang (Modified after reference Toulmin and Barton, 1964)

at.%)进行计算,显示出相似的变化趋势(1B 钾化早阶段浸染状 T:460~650℃, $\lg f_{S_2}$: -5.8~-1.5; 1B 钾化中阶段 B1 脉 T:330~550℃, $\lg f_{S_2}$: -9.5~-2.3),但是在具体数值范围内存在差异,这可能和斑岩铜矿热液过程中矿物快速降温过程相关(Deer et al., 1992)。

本文对 1B 钾化晚阶段 B2 脉和 1C 绢英岩化早阶段、中阶段的 C1 脉和 C2 脉中的毒砂进行投图,这些毒砂和黄铁矿、黄铜矿相共生,落在较窄的区域内,从 1B 钾化晚阶段到 1C 绢英岩化晚阶段,显示出了不同的温度、氧逸度变化。可以看出 1B 晚阶段的毒砂具有较高的温度和硫逸度(1B 钾化晚阶段 B2 T:267~325℃, $\lg f_{S_2}$: -12.2~-9.7),1C 绢英岩化早阶段 C1 脉中的毒砂形成在较宽的温度、硫逸度范围内(1C 绢英岩化早阶段 C1 T:209~325℃, $\lg f_{S_2}$: -15.8~-9.7),而 1C 绢英岩化中阶段 C2 脉中的毒砂形成于最低的温度、硫逸度范围内(1C 绢英岩化中阶段 C2 T:209~267℃, $\lg f_{S_2}$: -15.3~-12.2),从早到晚,毒砂形成的温度和硫逸度是不断降低的。此外在 1C 绢英岩化矿化的最晚期形成了不含其他硫化物的毒砂脉,说明 As 的矿化沉淀已经一直持续到最晚,但是由于 C3 脉中的毒砂不与其他硫化物相共生,因此并未进行温度氧逸度的估算。

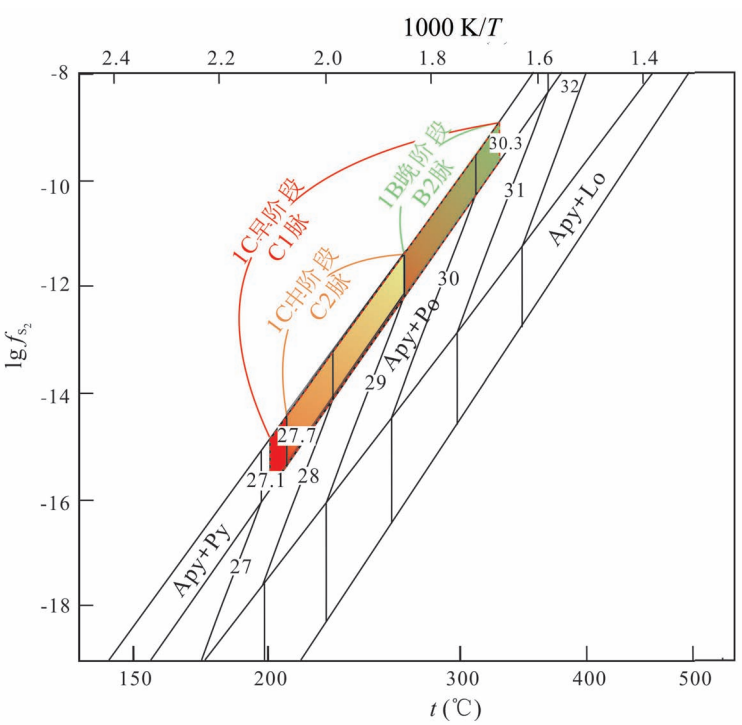



图 13 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿从 1B 晚阶段 B2 脉中的毒砂到 1C 中阶段 C2 脉中的毒砂、硫逸度和温度不断降低(据文献 Sharp et al., 1985 修改)

Fig. 13 The downturn trend of temperature and $\lg f_{S_2}$ indicating by pyrrhotite from 1B early stage of B2 vein to 1C middle stage of C2 vein in the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang (Modified after reference Sharp et al., 1985)

前人(陈光远等, 1987; Murowchick and Barnes, 1987; Butler and Rickard, 2000; 李楠等, 2012; 赵凯等, 2013)通过大量的实验岩石学和实例研究,发现在高温、元素过饱和度高、硫逸度高、物质供应充足的条件下,易于形成五角十二面体黄铁矿;在低温、元素过饱和度低,硫逸度低、物质供应不足的条件下,易于形成立方体黄铁矿。在包古图斑岩铜矿中,1B 钾化阶段主要发育五角十二面体的黄铁矿(图 4g),而在 1C 绢英岩化阶段,主要发育立方体的黄铁矿(图 5f),结合上述估算的同阶段硫化物形成温度和氧逸度,认为在高温—高硫逸度的 1B 钾化阶段形成了五角十二面体的黄铁矿,而在低温—低硫逸度的 1C 绢英岩化阶段形成了立方体的黄铁矿。

闪锌矿可以作为地质温压计来反应其形成的温度、压力(Martín and Gil, 2005; Scott and Barnes, 1971, 1972; Lusk and Ford, 1978)。Fe、Mn、In、Se、Te、Cd、Ga、Ge 等元素在不同温度条件下可以不同程度的进入闪锌矿中,高温下闪锌矿主要富集 Fe、Mn、In、Se、Te 等元素,低温条件下相对富集 Cd、Ga、Ge 等元素(叶霖等, 2012)。1B 钾化从早阶段到中阶段闪锌矿中的 Fe、Cu 含量呈下降趋势,也反映了温度下降的过程。

### 5.3 磁黄铁矿及毒砂成因

利用磁黄铁矿和毒砂推算出了 1B 和 1C 各个阶段金属矿物形成的温度、硫逸度范围,取前人(Shen Ping et al., 2010b; Shen Ping and Pan Hongdi, 2015)对相应阶段脉体石英中流体包裹体成分中 $CO_2$ 和 $CH_4$ 含量比值(1B:0.27~2.54;1C:0.91~2.71),根据 Takagi and Tsukimura(1997)给出的图解,我们估算成矿流体的氧逸度上限和下限分别为-27.9 和-44.3。

用 SUPCRT92 热力学数据(Johnson et al., 1992),估算出了从早到晚 1B 和 1C 阶段的氧逸度和 $H_2S$ 活度演化图解。其

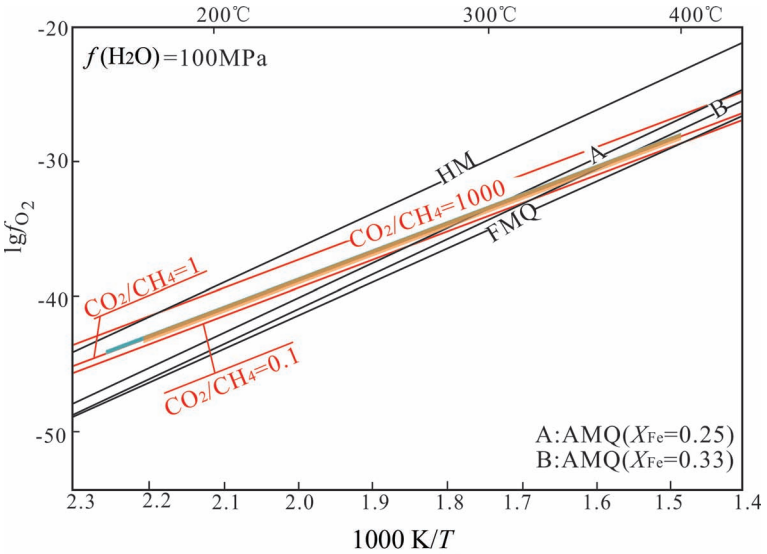



图 14 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿石英中流体包裹体气相组成对应的流体氧逸度和温度

Fig. 14 $lgf_{O_2}$ and temperature of the fluid based on the composition of fluid inclusions in quartz from the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang

HM—赤铁矿—磁铁矿缓冲线; FMQ—铁橄榄石—磁铁矿—石英缓冲线; AMQ—普通辉石—磁铁矿—石英缓冲线; 黄色版透明区域代表 1B 钾化阶段,蓝色区域代表 1C 绢英岩化阶段。$CO_2/CH_4$ 比值取自 Shen Ping et al., 2010b; 底图据文献 Takagi and Tsukimura, 1997

HM—Hemitite—Mgnetite buffer; FMQ—Fayalite—Magnetite—Quartz buffer; AMQ—Augite—Magnetite—Quartz buffer. The yellow transparent area represents 1B potassic alteration, and blue area represents 1C phyllic alteration. The ratio of $CO_2/CH_4$ is from reference Shen Ping et al., 2010b; modified after reference Takagi and Tsukimura, 1997

中 $H_2S$ 活度上限(图 15 中水平红线)用 Zhang Huichao 等(2016)提出的以下化学方程式限制:

$$2H_2S(aq)+O_2(g)=S_2+2H_2O$$

图 15 显示在包古图斑岩铜矿,共生的硫化物相随时间发生了差异性的演化。同时从 1B 钾化阶段到 1C 绢英岩化阶段,氧逸度大致落在同一范围,虽从早到晚氧逸度略有上升,在 1D 泥化阶段还出现石膏、磁铁矿等矿物(图 16),但氧逸度的变化幅度远不及硫逸度(图 10 和图 11)和温度(图 10 和图 11)的变化明显。综合以上,可以认为磁黄铁矿作为 1A 钾化阶段最早沉淀的硫化物之一,直接沉淀于较低氧逸度的还原性流体之中,而随后流体迁移,温度、硫逸度降低,氧逸度轻微上升,毒砂发生沉淀。

### 5.4　矿化指示意义

上已述及,包古图斑岩铜矿 Cu 矿化集中在早阶段(5.1),而 As—Au—Ag—Te—Bi 集中在晚阶段。我们研究表明,随蚀变矿化作用的进行,由早到晚 S 逸度和 $H_2S$ 活度不断下降,流体温度不断降低,同时发育不同的矿物组合(1B 早中阶段的硫化物组合为 Cpy+Pyr+(少量)Py; 1B 晚阶段的硫化物组合 Cpy+Py+Apy; 1C 早中阶段的硫化物组合为 Cpy+Bn+Py+Apy; 1C 晚阶段硫化物为 Apy)。同时根据 Shen Ping 等(2010b)及 Shen Ping and Pan Hongdi (2015)的研究,1B 钾化阶段流体成分主要为: $CH_4+H_2O$,仅含有极少量的 $CO_2$, $CO_2/CH_4$ 比值低,到 1C 绢英岩化阶段流体中 $CO_2$ 含量大量上升, $CO_2/CH_4$ 比值高, Shen Ping 等(2010b)及 Shen Ping and Pan Hongdi (2015)认为流体由还原转向氧化过程控制了以上流体特征,本文图 14 也显示出相似结论(由 1B 钾化黄色区域向 1C 绢英岩化呈向下趋势,但相对差别较小,可能需要更多流体包裹体成分测试证据)。综合以上,现将包古图还原性斑岩铜矿 1B 钾化和 1C 绢英岩化阶段特征总结如图 17。

在氧化性斑岩铜矿矿化最早阶段硫酸盐被还原释放出大量的 $S^{2-}$ 和 $H^+$, $Fe^{2+}$ 在该过程沉淀成磁铁矿或赤铁矿(Sun Weidong et al., 2014a, 2014b),但在包古图还原性斑岩铜矿,低氧逸度的还原性流体中 $Fe^{2+}$ 只沉淀出了钛铁矿($FeTiO_3$; $Fe^{2+}$)。由于还原性流体较低的氧逸度,在 1B 钾化阶段流体中发育大量的 $CH_4$ 而非 $CO_2$(Shen Ping et al., 2010b; Shen Ping and Pan Hongdi, 2015)。在 1C 绢英岩化阶段流体氧逸度升高(Shen Ping and Pan Hongdi, 2015),1B 钾化阶段形成的黑云母发生绿泥石化[方程式(1)],释放出的氧原子与 $CH_4$ 反应生成 $CO_2$ 和 $H_2O$[方程式(2)],同时不再能形成磁黄铁矿,表现为黄铁矿大量沉淀[方程式(3)]。早阶段在包古图铜矿,虽然硫逸度较高、温度较高、$S^{2-}$ 和 $H^+$ 大量释放,适合黄铁矿的形成[方程式(4)],但由于还原性流体低氧逸度的控制(Shen Ping et al., 2010b; Shen Ping and Pan Hongdi, 2015),磁黄铁矿取代黄铁矿大量沉淀[方程式(3)]。在 1B 钾化阶段黄铜矿的沉淀并不受氧逸度的影响,该阶段 S 逸度高、Cu 过饱和度高,因此黄铜矿开始发生大量沉淀[方程式(5)],形成了早阶段

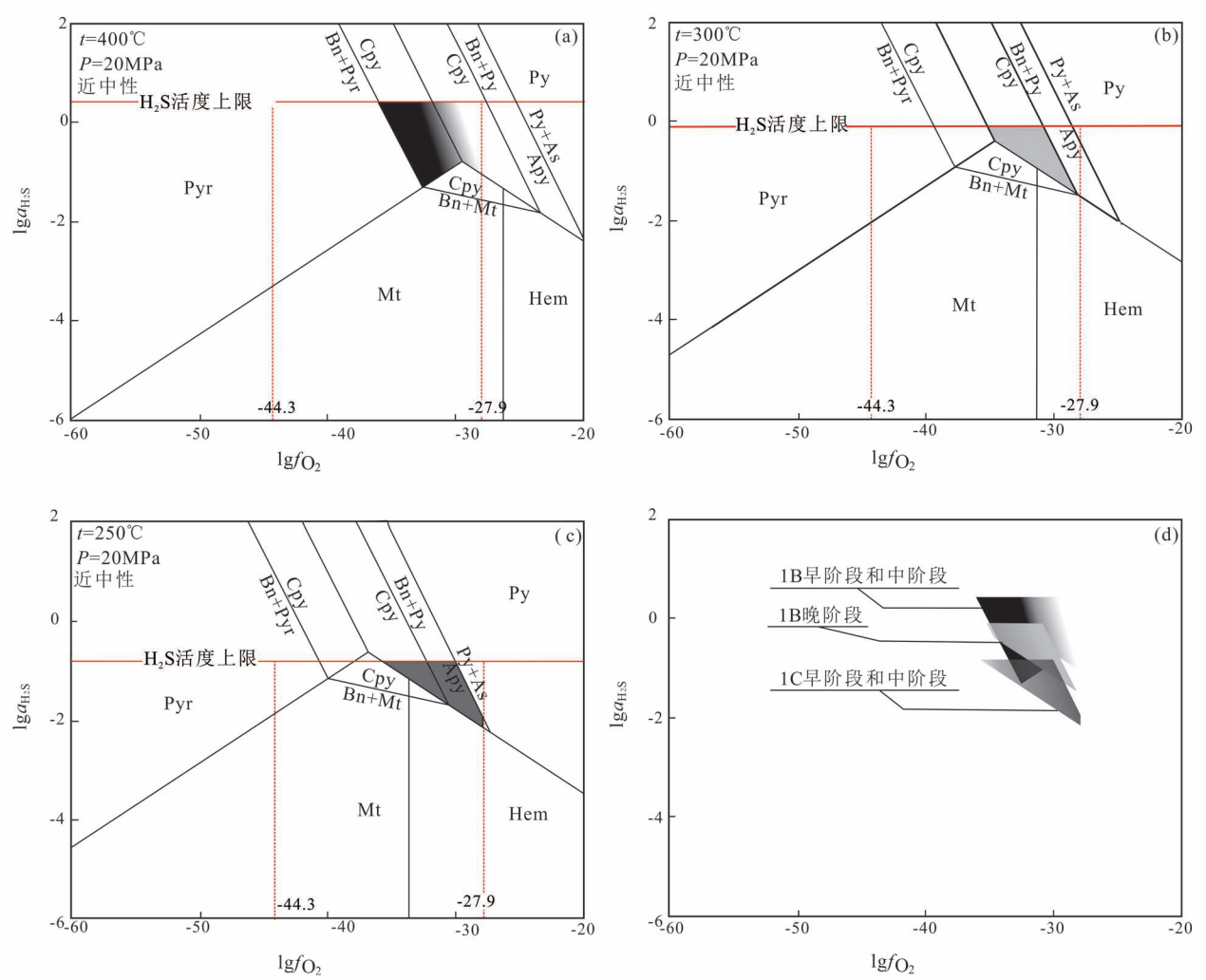



图 15 利用 SUPCRT92 软件推算的矿物相图和热液体系硫化氢活度—氧逸度演化关系图

Fig.15 Mineral assemblage and $lga_{H_2S}$— $lgf_{O_2}$ diagram in hydrothermal system calculated by SUPCRT92 software

采用 SUPCRT92 软件构建, Johnson, 1992,温度和压力条件假设据文献 Shen Ping et al., 2010b; 参考自文献 Zhang Huichao et al., 2016, 2017; 红色虚线代表氧逸度范围,由图 14 得到。1B 早中阶段的硫化物组合为 Cpy+Pyr+Py,相比于黄铜矿和磁黄铁矿,黄铁矿含量较少(图 4b、4c、4e),因此在构建 Fe—Cu—As—S 矿物相图时用过渡浅色表示相对较少的黄铁矿。1B 晚阶段的硫化物组合 Cpy+Py+Apy,1C 早中阶段的硫化物组合为 Cpy+Bn+Py+Apy 利用磁黄铁矿和毒砂拟合的形成温度,参考包裹体温度数据(Shen Ping et al., 2010b)。对 1B 早—中阶段假设温度为 400℃,对 1B 晚阶段假设温度 300℃,对 1C 早中阶段假设温度 250℃。1C 晚阶段毒砂并不与黄铜矿、黄铁矿相共生,因此并未进行投图

Constructed by SUPCRT92 software, Johnson, 1992; temperature and pressure is from the reference Shen Ping et al., 2010b; the red dash line represents for the range of $lgf_{O_2}$ and is based on Fig. 14. The sulfide assemblage in 1B early and middle stage is Cpy+Pyr+Py, and the light color is used in (a) and (b) to represent the low content of pyrite compared to chalcopyrite and pyrrhotite. The sulfide assemblage in 1B late stage is Cpy +Pyr+Apy, and in 1C early and middle stage is Cpy+Bn+Py+Apy. The temperature is based on the fitting temperature by pyrrhotite and arsenopyrite and the temperature by fluid inclusions by reference Shen Ping et al., 2010b. The supposed temperature is 400 ℃, 300 ℃ and 250 ℃ in 1B early and middle stage, 1B late stage and 1C early and middle stage respectively. In 1C late stage, arsenopyrite is not crystallized with chalcopyrite and pyrite, so the 1C late stage is absent in this diagram

的 Cu—Mo—Au—Ag 矿化,表现为 Cu 矿化集中在 1B 钾化阶段、高品位的铜矿脉(B1 脉和 B2 脉)出现在 1B 钾化阶段。

随着矿化反应进行,流体温度降低,Cu、S 被大量消耗,S 逸度和 $H_2S$ 活度不断降低,流体中的总 S 减少,不再能够满足黄铜矿沉淀的 S 逸度和 Cu 过

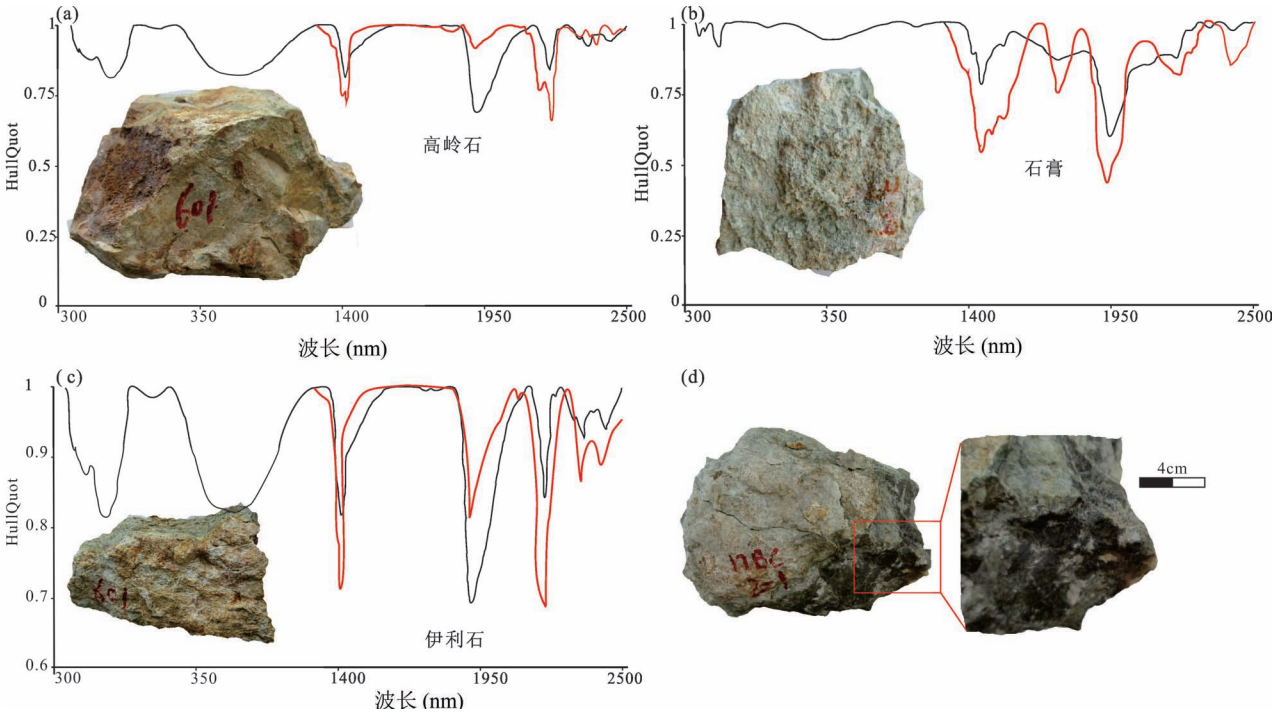



图 16 (a)、(b)、(c) 利用全波段 TerraSpec Halo 光谱仪获得的典型样品矿物 HullQuot 光谱曲线图并与标准矿物对比;(d) 手标本上观察到的磁铁矿(红线代表矿物标准谱线,黑色为实验获得谱线;对比分析方法据修连存等, 2009;各子图比例尺均为 4cm)

Fig.16 (a), (b), (c) the acquired HullQuot spectral line of representative samples by TerraSpec Halo and relative standard minerals's spectral line; (d) magnetite in hand sample(Red lines belong to standard minerals and black ones to tested samples; Analytical methods are from reference Xiu Lianchun et al., 2009&; The scale in all subgraphs is 2 cm)

饱和度条件,而毒砂沉淀所消耗的 $H_2S$ 相对更少[方程式(6)],因此在低温和低 S 逸度条件下反应(6)进行,毒砂发生沉淀,同时在该晚阶段,Au—Ag—Te—Bi 等元素和毒砂一起以不同形式发生沉淀。值得注意的是,在矿化最晚阶段-1C 绢英岩化晚阶段,温度和 S 逸度条件降到最低,除毒砂外其余硫化物不能沉淀,因此形成了不含其他硫化物的毒砂独立脉体(图 3f)。

## 6　结论

(1)早期钾硅酸盐蚀变阶段和晚期绢英岩化蚀变阶段具有不同的蚀变矿物和金属矿物组合,磁黄铁矿发育在钾硅酸盐蚀变早、中阶段,毒砂在钾硅酸盐蚀变晚阶段和整个绢英岩化蚀变中均有发育,绢英岩化蚀变最晚阶段还发育有独立的毒砂脉(C3 脉)。

(2)在钾硅酸盐蚀变和绢英岩化蚀变阶段中,不同元素在不同矿物、不同阶段同一矿物中表现出差异富集/亏损的趋势。相比于绢英岩化蚀变阶段的黄铁矿,钾硅酸盐蚀变阶段的黄铁矿富 Cu 而亏 As,同时绢英岩化的黄铁矿、毒砂中还有较高含量的 Au+Ag+Te+Bi,在绢英岩化晚阶段还出现了和毒砂共结晶的碲化铋,表明 As—Au—Ag—Te—Bi 等低温元素在晚阶段大量矿化,叠加在了较早的 Cu—Mo—Au—Ag 矿化之上。

(3)利用磁黄铁矿—黄铁矿、毒砂成分估算的各个阶段矿物形成硫逸度和温度,结果表明,从早到晚热液温度不断下降,硫逸度不断下降,氧逸度略有上升。通过模拟构建不同阶段矿物组合相图,认为包古图斑岩铜矿中的磁黄铁矿沉淀于早阶段还原性流体之中,其形成主要受控于较低的氧逸度,毒砂则沉淀于晚阶段低温低硫逸度流体之中,主要受控于温度和硫逸度。

(4)在早阶段低氧逸度高硫逸度高温的流体中 $Cu^{+}+Fe^{2+}+2H_2S=CuFeS_2+3H^{+}+H_2$ 反应大量进行,形成了主要的 Cu 矿化,晚阶段流体温度硫逸度降低,主要发生 $Fe^{2+}+As(OH)_3+H_2S=FeAsS+3H_2O+2H^{+}$ 反应,导致 As—Au—Ag—Te—Bi 矿化沉淀。

**致谢**:扫描电镜分析及电子探针测试得到了中国科学院地质与地球物理研究所电子探针与扫描电镜实验室闫欣高级工程师和张迪工程师的帮助指导,全波段红外光谱测试得到了北京裕德成科贸公司韩宝路和李俊娟工程师的悉心指导;冯浩轩博士协助完成了部分测试工作;再次一并表示衷心谢忱!

## 附:本文矿物代号

## Appendix: Mineral Code in this paper

Act— actinolite—阳起石;
Alb—albite—钠长石;
Apy— arsenopyrite—毒砂;
Bismuth—Telluride—碲化铋;
Bi—biotite—黑云母;
Bn—bornite—斑铜矿;
Cal—calcite—方解石;
Chl—chlorite—绿泥石;
Cpy—chalcopyrite—黄铜矿;
Epi—epidote—绿帘石;
Ilm—ilmenite—钛铁矿;
Lau—laumontite—浊沸石;
Mot—molybdenite—辉钼矿;
Pyr—pyrrhotite—磁黄铁矿;
Py—pyrite—黄铁矿;
Q—quartz—石英;
Rt—rutile—金红石;
Ser—sericite—绢云母;
Sph—sphalerite—闪锌矿;
Sp—sphene—榍石

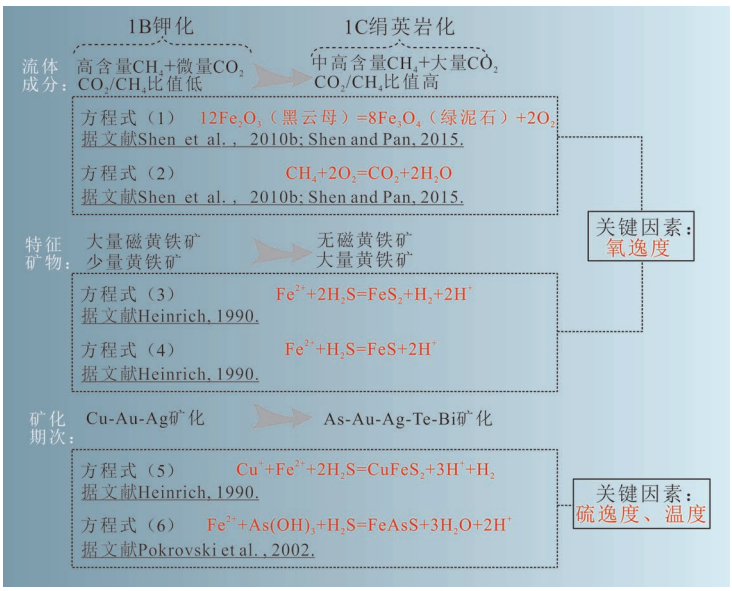



图 17 准噶尔盆地西缘包古图斑岩铜矿 1B 钾化和 1C 绢英岩化特征对比及反应方程

Fig. 17 Characristics of 1B potassic stage and 1C sericite alteration stage in the Baogutu porphyry copper deposit on western edge of the Junggar Basin, Xinjiang

方程式(1)、(2) 据 Shen Ping et al., 2010b; Shen Ping and Pan Hongdi , 2015; 方程式(3)、(4)、(5)据 Heinrich, 1990; 方程式(6)据 Pokrovski et al., 2002.流体成分特征引自 Shen Ping et al., 2010b; Shen Ping and Pan Hongdi , 2015

Chemical equation (1) and (2) are based on reference Shen Ping et al., 2010b; Shen Ping and Pan Hongdi , 2015. Chemical equation (3), (4) and (5) are based on reference Heinrich, 1990. Chemical equation (6) is based on reference Pokrovski et al., 2002. The fluid characristics are form reference Shen Ping et al., 2010b; Shen Ping and Pan Hongdi , 2015

## 注 释 / Notes

❶ 申萍,董连慧. 2010. "十一五"国家科技支撑计划"大型斑岩铜(钼、金)矿床预测和靶区评价技术与应用研究"(2006BAB07B01)课题报告,162~182.

## 参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

陈翠华, 张燕, 顾雪祥, 李保华, 代鸿章, 程文斌, 赵德坤, 何朝鑫. 2013. 贵州苗龙金矿床毒砂中金的赋存状态研究. 矿床地质, 32(5): 932~940.

陈光远, 孙岱生, 张立, 臧维生, 王健, 鲁安怀. 1987. 黄铁矿成因形态学. 现代地质, 6(3): 139~140.

陈懋弘, 毛景文, 陈振宇, 章伟. 2009. 滇黔桂"金三角"卡林型金矿含砷黄铁矿和毒砂的矿物学研究. 矿床地质, 28(5): 539~557.

冯浩轩, 申萍, 潘鸿迪, 曹冲, Eleonora S. 2017. 哈萨克斯坦努尔卡斯甘大型富金斑岩铜矿地质特征及金赋存状态. 岩石学报, 34(3): 763~784.

胡文宣, 张文兰, 胡受奚, 顾连兴. 2000. 闪锌矿交代黄铜矿形成的"黄铜矿病毒"结构. 矿物学报, 20(4): 331~336.

李楠, 杨立强, 张闯, 张静, 雷时斌, 王恒涛, 王宏伟, 高雪. 2012. 西秦岭阳山金矿带硫同位素特征:成矿环境与物质来源约束. 岩石学报, 28(5): 1577~587.

卢焕章, 朱笑青, 单强, 王中刚. 2012. 金矿床中金与黄铁矿和毒砂的关系. 矿床地质, 32(4): 823~842.

潘鸿迪和申萍. 2014. 新疆包古图斑岩铜矿中性复式岩体的同化混染作用. 地球科学与环境学报, 36(1): 80~97.

申萍, 沈远超, 刘铁兵, 张锐, 王京彬, 张云孝, 孟磊, 王丽娟, 王疆. 2009. 新疆包古图斑岩型铜钼矿床容矿岩石及蚀变特征. 岩石学报, 25(4): 67~82.

宋会侠, 郭国林, 焦学军, 刘玉琳. 2007. 新疆包古图斑岩铜矿伴生元素金和银赋存状态初步研究. 岩石矿物学杂志, 26(4): 37~42.

郗爱华, 葛玉辉, 蔡元峰, 张学. 2006. 红旗岭铜镍硫化物矿床磁性矿物学研究及矿床成因意义. 自然科学进展, 16(9): 1109~1115.

修连存, 郑志忠, 俞正奎, 黄俊杰, 陈春霞, 殷靓, 王弥建, 张秋宁, 黄宾, 修铁军, 吴萍. 2009. 近红外光谱仪测定岩石中蚀变矿物方法研究. 岩矿测试, 28(6): 519~523.

叶霖, 高伟, 杨玉龙, 刘铁庚, 彭绍松. 2012. 云南澜沧老厂铅锌多金属矿床闪锌矿微量元素组成. 岩石学报, 28(5): 16~26.

张术根, 石得凤, 韩世礼, 李桂秀. 2011. 福建丁家山铅锌矿区磁黄铁矿因矿物学特征研究. 矿物岩石, 31(3): 11~17.

赵凯,杨立强,李坡,熊伊曲.2013. 滇西老王寨金矿床黄铁矿形貌特征与化学组成.岩石学报,29( 11): 3937~3948.

Arehart G B. 1993. Gold and arsenic in iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits: implications for depositional processes. Economic Geology, 88(1): 171~185.

Audétat A, Pettke T, Dolejš D. 2004. Magmatic anhydrite and calcite in the ore-forming quartz-monzodiorite magma at Santa Rita, New Mexico (USA): genetic constraints on porphyry-Cu mineralization. Lithos, 72(3): 147~161.

Barton P B J. 1987. Chalcopyrite disease insphalerite: pathology and epidemiology. American Mineralogist, 72(5): 451~467.

Becker M, Villiers J D, Bradshaw D. 2010. The mineralogy and crystallography of pyrrhotite from selectedNickel and PGE ore deposits. Economic Geology, 105(5): 1025~1037.

Bortnikov N S, Genkin A D, Dobrovol'Skaya M G, Muravitskaya G N, Filimonova A A. 1991. The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite: exsolution, coprecipitation, or "disease"?. Economic Geology, 86(5): 1070~1082.

Brill B A. 1989. Trace-element contents and partitioning of elements in ore minerals from the CSA Cu—Pb—Zn deposit, Australia. Canadian Mineralogist, 27(7): 263~274.

Butler I B and Rickard D. 2000. Framboidalpyrite formation by the oxidation of iron(II) monosulfide by hydrogen sulfide. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(15): 2665~2672.

Cao Mingjian, Qin Kezhang, Li Guangming, Jin Luying, Evans N J, Yang Xiangrong. 2014a. Baogutu: an example of reduced porphyry Cu deposit in Western Junggar. Ore Geology Reviews, 56(1): 159~180.

Cao Mingjian, Qin Kezhang, Li Guangming Evans N J, Jin Luying. 2014b. Abiogenic fischer-tropsch synthesis of methane at the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, Western Junggar, NW-China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 141: 179~198.

Cao Mingjian, Qin Kezhang, Li Guangming, Evans NJ, He Huaiyu, Jin Luying. 2015. A mixture of mantle and crustal derived He—Ar—C—S ore-forming fluids at the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, Western Junggar. Journal of Asian Earth Sciences, 98: 188~197.

Cao Mingjian, Qin Kezhang, Li Guangming, Evans N J, Hollings P, Jin Luying. 2016. Genesis of ilmenite-series I-type granitoids at the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, Western Junggar, NW-China. Lithos, 246~247: 13~30.

Carroll M R and Rutherford M J. 1988. Sulfur speciation in hydrous experimental glasses of varying oxidation state: results from measured wavelength shifts of sulfur x-rays. American Mineralogist, 73(7~8): 845~849.

Chen Cuihua, Zhang Yan, Gu Xuexiang, Li Baohua, Dai Hongzhang, Cheng Wenbin, Zhao Dekun, He Chaoxin. 2013&. Modes of occurrence of gold in arsenopyrite from Miaolong gold deposit in Sandu, Guizhou Province. Mineral Deposits, 32(5): 932~940.

Chen Guangyuan, Sun Daisheng, Zhang Li, Zang Weisheng, Wang Jian, Lu Anhuai. 1987&. Morphogenesis of pyrite. Geosciences, 6(3): 139~140.

Chen Maohong, Mao Jingwen, Chen Zhenyu, Zhang Wei. 2009&. Mineralogy of arsenian pyrites and arsenopyrites of Carlin-type gold deposits in Yunnan—Guizhou—Guangxi "golden triangle" mineral area, Southwestern China. Mineral Deposits, 28(5): 539~557.

Deer B A. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific & Technical.

Feng Haoxuan, Shen Ping, Pan Hongdi, Cao Chong, Seitmuratova E. 2018&. Geological chararistics and occurrence of gold in the large Nurkazgan gold-rich porphyry copper depposit, Kazakhstan. Acta Petrologica Sinica, 34(3): 763~784.

Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, 370(18): 519~527.

Heinrich C A. 1990. The Chemistry of Hydrothermal Tin (—Tungsten) Ore Deposition. Economic Geology, 85(3): 453~481.

Hu Wenxuan, Zhang Wenlan, Hu Shouxi, Gu Lianxing. 2000&. Study of "chalcopyrite disease" texture resulted from replacement of chalcopyrite by sphalerite. Acta Mineralogica Sinica, 20(4): 331~336.

Johnson J W, Oelkers E H, Helgeson H C. 1992. Supcrt92: a software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000℃. Computers & Geosciences, 18(7): 899~947.

Jugo P J, Luth R W, Richards J P. 2005a. Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts. Geochimicaet Cosmochimica Acta, 69(2): 497~503.

Jugo P J, Luth R W, Richards J P. 2005b. An experimental study of the sulfur content in basaltic melts saturated with immiscible sulfide or sulfate liquids at 1300℃ and 1.0 Gpa. Journal of Petrology, 46(4), 783~798.

Jugo P J. 2009. Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas. Geology, 37(5): 415~418.

Kissin SA and Scott D. 1982. Phase relations involving pyrrhotite below 350℃. Economic Geology, 77(7): 1739~1754.

Kojima S and Sugaki A. 1985. Phase relations in the Cu—Fe—Zn—S system between 500℃ and 300℃ under hydrothermal conditions. Economic Geology, 80(1): 158~171.

Kojima S. 1992. The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite; exsolution, coprecipitation, or "disease"? ; discussion. Economic Geology, 87(4): 1191~1192.

Kretschmar U and Scott S D. 1976. Phaserelations involving arsenopyrite in the system Fe—As—S and their application. Canadian Journal of Earth Sciences, 1976, 14(3): 364~386.

Li Nan, Yang Liqiang, Zhang Chuang, Zhang Jing, Lei Moshi, Wang Hengtao, Wang Hongwei, Gao Xue. 2012&. Sulfur isotope characteristics of the Yangshan gold belt, West Qinling: Constraints on ore-forming environment and material source. Acta Petrologica Sinica, 28(5): 1577~1587.

Lu Huanzhang, Zhu Xiaoqing, Shan Qiang, Wang Zhongqiang. 2012&. Hydrothermal evolution of gold-bearing pyrite and arsenopyrite from different types of gold deposits. Mineral Deposits, 32(4): 823~842.

Lusk J and Ford C E. 1978. Experimental extension of the sphalerite geobarometer to 10 kbar. American Mineralogist, 63(5~6): 516~19.

Maddox L M, Bancroft G M, Scaini M J, Lorimer J W. 1998. Invisible gold: comparison ofAu deposition on pyrite and arsenopyrite. American Mineralogist, 83(12): 1240~1245.

Martín J D. and Gil A S I. 2005. An integrated thermodynamic mixing model for sphalerite geobarometry from 300℃ to 850℃ and up to 1 GPa. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(4): 995~1006.

Mengason M J, Piccoli P M, Candela P. 2010. An evaluation of the effect of copper on the estimation of sulfur fugacity (fs2) from pyrrhotite composition. Economic Geology, 105(6): 1163~1169.

Murowchick J B and Barnes H L. 1987. Effects of temperature and degree of supersaturation on pyrite morphology. American Mineralogists, 72: 1241~1250.

Pan Hongdi and Shen Ping. 2014&. Containmination and assimilation of the intermediate complex in the Baogutu porphyry Cu deposit, Xinjiang. Journal of Earth Sciences and Environment, 36(1): 80~97.

Pokrovski G S, Kara S, Roux J. 2002. Stability and solubility of arsenopyrite, FeAsS, in crustal fluids. Geochimicaet Cosmochimica Acta, 66(13): 2361~2378.

Reich M, Deditius A, Chryssoulis S, Li JW, Ma CQ, Parada M A, Miguel A P, Fernando B, Florian M. 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: a SIMS/EMPA trace element study. Geochimica et Cosmochimica Acta, 104(1): 42~62.

Rowins S M. 2000. Reduced porphyry copper—gold deposits: a new variation on an old theme. Geology, 28(6): 491.

Scott S D and Barnes H L. 1971. Sphalerite geothermometry and geobarometry. Economic Geology, 66(4): 653~669.

Scott S D and Barnes H L. 1972. Sphalerite—wurtzite equilibria and stoichiometry. Geochimicaet Cosmochimica Acta, 36(11): 1275~1295.

Sharp Z D, Essene E J, Kelly W C. 1985. A re-examination of the arsenopyrite geothermometer geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. Canadian Mineralogist, 23: 517~534 .

Shen Ping, Shen Yuanchao, Liu Tiebing, Zhang Rui, Wang Jingbin, Zhang Yunxiao, Meng Lei, Wang Lijuan, Wang Jiang. 2009&. Host rocks and alteration charatistics of the Baogutu porphyry copper—molybdenum deposit in Xinjiang, NW China. Acta Petrologica Sinica, 25(4): 777~792.

Shen Ping, Shen Yuanchao, Liu Tiebing, Meng Lei, Dai Huawu, Yang Yueheng. 2009. Geochemical signature of porphyries in the Baogutu porphyry copper belt, western Junggar, NW China. Gondwana Research, 16(2): 227~242.

Shen Ping, Shen Yuanchao, Pan Hongdi, Wang Jingbin, Zhang Rui, Zhang Yunxiao. 2010a. Baogutu porphyry Cu—Mo—Au deposit, West Junggar, Northwest China: petrology, alteration, and mineralization. Economic Geology, 105(5): 947~970.

Shen Ping, Shen Yuanchao, Wang Jingbin, Zhu Heping, Wang Lijun, Meng Lei. 2010b. Methane-rich fluid evolution of the Baogutu porphyry Cu—Mo—Au deposit, Xinjiang, NW China. Chemical Geology, 275(1): 78~98.

Shen Ping, Shen Yuanchao, Pan Hongdi, Li Xianhua, Dong Lianhui, Wang Jingbin, Zhu Heping, Dai Huawu, Guan Weina. 2012. Geochronology and isotope geochemistry of the Baogutu porphyry copper deposit in the West Junggar region, Xinjiang, China. Journal of Asian Earth Sciences, 49(3): 99~115.

Shen Ping, Xiao Wenjiao, Pan Hongdi, Dong Lianhui, Li Chaofeng. 2013. Petrogenesis and tectonic settings of the late carboniferous jiamantieliek and Baogutu ore-bearing porphyry intrusions in the Southern West Junggar, NW China. Journal of Asian Earth Sciences, 75(8): 158~173.

Shen Ping and Pan Hongdi. 2013. Country-rock contamination of magmas associated with the Baogutu porphyry Cu deposit, Xinjiang, China. Lithos, 177(3): 451~469.

Shen Ping and Pan Hongdi. 2015. Methane origin and oxygen-fugacity evolution of the Baogutu reduced porphyry Cu deposit in the West Junggar terrain, China. Mineralium Deposita, 50(8): 967~986.

Shen Ping and Pan Hongdi, Hattori K, David C. 2018. Large Paleozoic and Mesozoic porphyry deposits in the Central Asian Orogenic Belt: Geodynamic settings, magmatic sources, and genetic models. Gondwana Research, 58:161~194

Sillitoe R H. 2010. Porphyry Copper Systems. Economic Geology, 105: 3~41.

Simon G. 1999. Geochemistarny and textures of gold-bearing arsenian pyrite, twin creeks, Nevada: implications for deposition of gold in carlin-type deposits. Economic Geology, 94(3): 405~421.

Song Huixia, Guo Guolin, Jiao Xuejun, Liu Yulin. 2007&. A preliminary study of the modes of occurrence of associated Au and Ag in the Baogutu porphyry copper deposit, Xinjiang Autonomous Region, China. Acta Petrologica et Mineralogica, 26(4): 37~42.

Stern C R, Funk J A, Skewes M A, Arevalo A. 2007. Magmatic anhydrite in plutonic rocks at theEl Teniente Cu—Mo deposit, Chile, and the role of sulfur and copper-rich magmas in its formation. Economic Geology, 102(7): 1335~1344.

Sugaki A, Kitakaze A, Kojima S. 1987. Bulk compositions of intimate intergrowths of chalcopyrite and sphalerite and their genetic implications. Mineralium Deposita, 22(1): 26~32.

Sun Weidong, Arculus R J, Kamenetsky V S, Binns R A. 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization. Nature, 431(7011): 975~8.

Sun Weidong, Huang Ruifang, Liang Huaying, Ling Mingxing, Li Congying, Ding Xing, Zhang Hong, Yang Xiaoyong, Ireland T, Fan Weiming. 2014a. Magnetite—hematite, oxygen fugacity, adakite and porphyry copper deposits: reply to Richards. Geochimica et Cosmochimica Acta, 126(2): 646~649.

Sun Weidong, Huang Ruifang, Liang Huaying, Ling Mingxing, Li Congying, Ding Xing, Zhang Hong, Yang Xiaoyong, Ireland T, Fan Weiming. 2014b. The genetic association between magnetite—hematite and porphyry copper deposits: reply to Pokrovski. Geochimica et Cosmochimica Acta, 126: 646~649.

Takagi T and Tsukimura K. 1997. Genesis of oxidized- and reduced type granites. Economic Geology, 92(1): 81~86.

Tang Gongjian, Wang Qiang, Derek A. Wyman, Li Zhengxiang, Zhao Zhenhua, Jia Xiaohui, Jiang Ziqi. 2010. Ridge subduction and crustal growth in the central Asian orogenic belt: evidence from late carboniferous adakites and high-Mg diorites in the Western Junggar Region, Northern Xinjiang (West China). Chemical Geology, 277(3): 281~300.

Toulmin P and Barton P B. 1964. A thermodynamic study of the pyriteand pyrrhotite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 28: 641~671.

Wiggins L B and Craig J R. 1980. Reconnaissance of the Cu—Fe—Zn—S system: sphalerite phase relationships. Economic Geology, 75(5): 742~751.

Xi Aihua, Ge Yuhui, Cai Yuanfeng, Zhang Xue. 2006#. A study of magnetic minerals and genesis in Hongqiling Cu—Ni sulfide deposit. Progress in Natural Science, 16( 9) : 1109~1115

Xiao Bo, Qin Kezhang, Li Guangming, Li Jingxiang, Xia Daixiang, Chen Lei, Zhao Junxing. 2012. Highly oxidized magma and fluid evolution of miocene qulong giant porphyryCu - Mo deposit, Southern Tibet, China. Resource Geology, 62(1): 4~18.

Xiu Liancun, Zheng Zhizhong, Yu Zhengkui, Huang Junjie, Chen Chunxia, Yin Liang, Wang Mijian, Zhang Qiuning, Huang Bin, Xiu Tiejun, Wu Ping. 2009&. Study on method of measuring altered minerals in rocks with near-infrared spectrometer. Rock and Mineral Analysis, 28(6): 519~523.

Ye Lin, Gao Wei, Yang Yulong, Liu Tiebing, Peng Shaosong. 2012&. Trace elements in sphalerite in Laochang Pb—Zn polymetallic deposit, Lancang, Yunnan Province. Acta Petrologica Sinica, 28(5): 1362~1372

Zhang Huichao, Zhu Yongfeng. 2016. Geology and geochemistry of the huilvshan gold deposit, Xinjiang, China: implications for mechanism of gold precipitation. Ore Geology Reviews, 79: 218~240.

Zhang Huichao, Zhu Yongfeng. 2017. Genesis of the mandongshan gold deposit (Xinjiang, NW China): $T$—$P$—$f_{S_2}$, and phase equilibria constraints from the Au—As—Fe—S system. Ore Geology Reviews, 83, 135~151.

Zhang Shugen, Shi Defeng, Han Shili, Li Guixiu. 2011&. Genetic mineralogical study of pyrrhotite in the Dingjiashan Pb—Zn ore district, Fujian province. J Mineral Petrol, 31(3): 11~17.

Zhao Kai, Yang Liqiang, Li Po, Xiong Yiqu. 2013&. Morphology characteristics and chemistry compositions of pyrites in the Laowangzhai gold deposit, Ailaoshan orogenic belt, SW China. Acta Petrologica Sinica, 29(11): 3937~3948.

# A Study on Genesis of Pyrrhotine and Arsenopyrite from Baogutu Porphyry Copper Deposit on Western Edge of the Junggar Basin, Xinjiang, and Its Geological Significance

LI Wenguang[1, 2, 3], SHEN Ping[1, 2, 3], PAN Hongdi[4], LI Changhao[1, 2, 3], MA Ge[1, 2, 3], CAO Chong[1, 2, 3]

1) *Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing*, 100029;

2) *Institute of Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing*, 100029;

3) *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing*, 100049;

4) *College of Earth Sciences, Chang'an University, Xi'an*, 710054

**Objectives**: Baogutu porphyry copper deposit is the first reduced porphyry copper deposit identified in central Asian metallogenic region, which shows different mineralogy characristics compared to oxidized porphyry copper deposit. Different metallic mineral assemblages are discovered in potassic alteration and phyllic alteration. With pyrrhotine, potassic alteration is characterized by chalcopyrite + molybedenite + pyrite + pyrrhotine + ilmentite + sphalerite ± arsenopyrite assemblage. phyllic alteration is characterized by molybedenite + chalcopyrite + pyrite + arsenopyrite+sphalerite±Te—Bi minerals assemblage. pyrrhotine and arsenopyrite are resulted from different effects and show varied geological genetics.

**Methods**: EPMA is employed to distinguish the chemical difference in sulfides. TerraSpec Halo is employed to identify minerals in advanced argillization. SEM is employed to identify the structural difference among sulfides in difference alteration stages.

**Results**: Pyrite in different alteration stages shows difference in morphylogy. The chemical composition of pyrrhotine and arsenopyrite predicts its formation temperature (potassic alteration: 267~600℃; phyllic alteration: 209~325℃) and sulfur fugacity (potassic alteration: −1.5~−9.5; phyllic alteration: −15.8~−9.7). Kaolinite, illite and Magnetite are founded in advanced argillization stage.

**Conclusions**: Combine the early research, we thought that there have different mineralization and sulfide assemblages in 1B potassic alteration stage and 1C sericite alteration stage. Pyrrhotine is precipatited in early reduced fluid. Arsenopyrite is resulted from the downturn of fS2 and temperature. 1B potassic alteration stage and 1C sericite alteration stage has experienced different chemical processes.

**Keywords**: reduced porphyry copper deposit; pyrrhotine; aresnopyrite; sulfur fugcity; Baogutu porphyry copper deposit

**Acknowledgements**: This study is supported by National Key R&D Program of China (No. 2017YFC0601206), Natural Sciences Foundation of China (No. 41390442, 41272109 and U1303293) and Key Projects in the National Science & Technology Pillar Program (No.2011BAB06B01).

**First author**: Li Wenguang, male, born in 1993. Master candidate in Institute of Geology and geophysics, Chinese Academy of Sciences. Email: 13080685226@163.com

**Corresponding author**: Shen Ping, female, born in 1964. Professor in Institute of Geology and geophysics, Chinese Academy of Sciences. Email: pshen@mail.iggcas.ac.cn

Manuscript received on: 2018-06-13; Accepted on: 2018-10-06; Edited by: ZHANG Yuxu

**Doi**: 10.16509/j.georeview.2018.06.010