

# 中甸普朗还原性斑岩型铜矿床:矿物组合与流体组成约束\*

刘江涛 杨立强\*\* 吕亮

LIU JiangTao, YANG LiQiang\*\* and LÜ Liang

中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京 100083

State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2013-04-11 收稿, 2013-07-05 改回.

Liu JT, Yang LQ and Lü L. 2013. Pulang reduced porphyry copper deposit in the Zhongdian area, Southwest China: Constrains by the mineral assemblages and the ore-forming fluid compositions. *Acta Petrologica Sinica*, 29(11):3914–3924

**Abstract** Porphyry Cu deposits are usually closely related to ore-forming fluid with high oxygen fugacity. The Pulang complex, parent rock of the Pulang copper deposit which has the largest single ore reserves in Asia, has oxidized magma characteristics, but the mineral assemblages and fluid compositions are consistent with those of reduced porphyry copper-gold deposits. The minerals in ores are characterized by large amount of pyrrhotite, the assemblages of chalcopyrite-pyrrhotite-pyrite, and there are lots of reducing compositions, such as  $\text{CO}_2$ , CO and  $\text{CH}_4$  in the ore-forming fluid, and with  $f_{\text{O}_2}$  values below the fayalite-magnetite-quartz oxygen buffer. These reduced compositions probably originates from the carbonaceous phyllite that surrounds the Pulang complex or the deep mafic magma. The copper solubility in reduced fluid is lower than that in the oxidized fluid, but the gold solubility is not affected by the redox conditions. The  $\text{CH}_4$  reduced the  $\text{SO}_2$  into  $\text{S}^{2-}$  which is the basic material of molybdenite. The reduced ore fluids are probably the main reason of low Cu grade mineralization but with massive Au, Mo mineralization. The discussion of reduced characteristic of the Pulang copper deposit benefits the further studies of the deposit genesis, and the metallogenic mechanism of regional porphyry deposits.

**Key words** Pulang porphyry copper deposit; Pyrrhotite; Oxygen fugacity; Reduced

**摘要** 成矿流体高氧逸度是斑岩铜矿床模式的一个基本原则。虽然亚洲单个矿体储量最大的普朗铜矿床的成矿母岩——普朗复式岩体具氧化性岩浆特点,但其矿物组合及流体成分却与还原性斑岩型铜金矿床一致:矿石中以发育大量磁黄铁矿为特征,构成黄铜矿-磁黄铁矿-黄铁矿为主的矿物组合,不发育表征高氧逸度的原生磁铁矿和硫酸盐(硬石膏等)矿物;成矿流体中含较多  $\text{CO}_2$ 、CO 和  $\text{CH}_4$  等还原性组分,氧逸度低于铁橄榄石-磁铁矿-石英缓冲剂。成矿流体中还原性组分可能来源于普朗复式岩体周围的含碳质千枚岩或深部铁镁质岩浆。还原性流体中铜元素的溶解度比氧化性流体中的低,但金元素的溶解度不受氧化还原条件的影响;而  $\text{CH}_4$  可使  $\text{SO}_2$  还原形成  $\text{S}^{2-}$ ,为辉钼矿的形成提供物质基础;可能是导致普朗铜矿床 Cu 品位偏低而伴生大量 Au、Mo 矿化的主要原因之一。普朗铜矿床还原性特征的厘定有益于深入研究其矿床成因、乃至区域斑岩型铜矿床成矿机制。

**关键词** 普朗斑岩铜矿;磁黄铁矿;氧逸度;还原性

中图法分类号 P618.41

\* 本文受国家重点基础研究发展计划项目(2009CB421008)、教育部新世纪优秀人才支持计划(NCET-09-0710)、北京市优秀博士学位论文指导老师科研项目(20111141501)和高等学校学科创新引智计划(B07011)联合资助。

第一作者简介:刘江涛,男,1982年生,博士生,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail:ljt\_020021@163.com

\*\* 通讯作者:杨立强,男,1971年生,教授,博士生导师,主要从事矿床学及矿产普查与勘探的教学和科研,E-mail:lqyang@cugb.edu.cn

# 1 引言

斑岩型矿床是世界上金属 Cu、Mo 的主要来源和 Au 的重要来源 (Kesler *et al.*, 2002; Cooke *et al.*, 2005; Patrick and Marco, 2010), 但对其成矿机制的认识却始终存在分歧 (Kerrich *et al.*, 2000; Richards *et al.*, 2001; Richards, 2012)。长期以来, 成矿流体氧化程度较高是斑岩铜矿床模式的一个基本原则 (Burnham and Ohmoto, 1980; Blevin and Chappell, 1995), 其证据主要来自于表征高氧逸度的原生磁铁矿、赤铁

矿和硬石膏的大量发育 (Sillitoe, 2010), 以及与氧化性 I 型花岗岩或磁铁矿系列花岗岩的共生关系 (Sillitoe, 2002, 2010; Ballard *et al.*, 2002; Mungall, 2002)。与这种高氧化性流体系统完全相反的是, 近年的研究发现一些“不同寻常”的还原性斑岩型铜-金矿床, 其成矿流体含较多的碳基等还原性物质, 氧逸度低于铁橄榄石-磁铁矿-石英氧缓冲剂, 矿石中深成磁黄铁矿的含量高, 而缺乏原生赤铁矿、磁铁矿和硬石膏, 在成因上与还原性 I 型花岗岩类有关 (Rowins, 1999, 2000)。

中甸普朗铜矿床是迄今亚洲单个矿体储量最大的斑岩铜矿, 其中铜约 160 万吨, 伴生金约 54 吨, 钼约 8.5 万吨 (Li

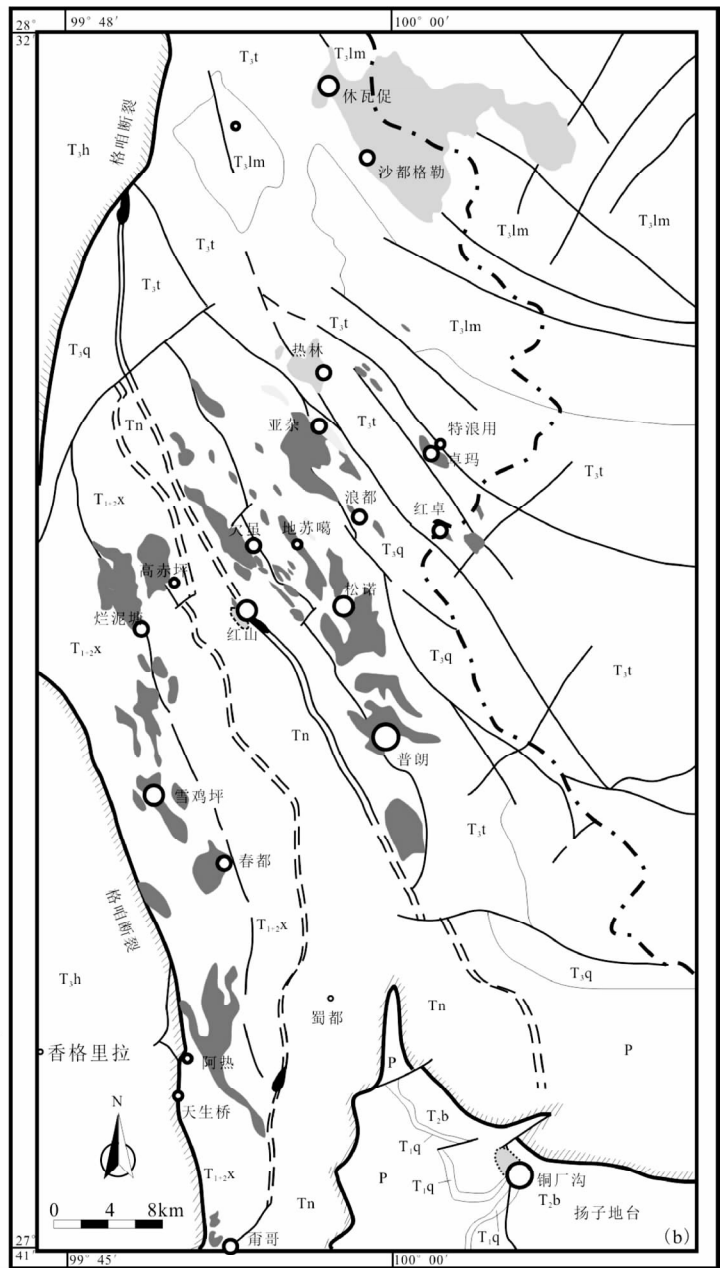
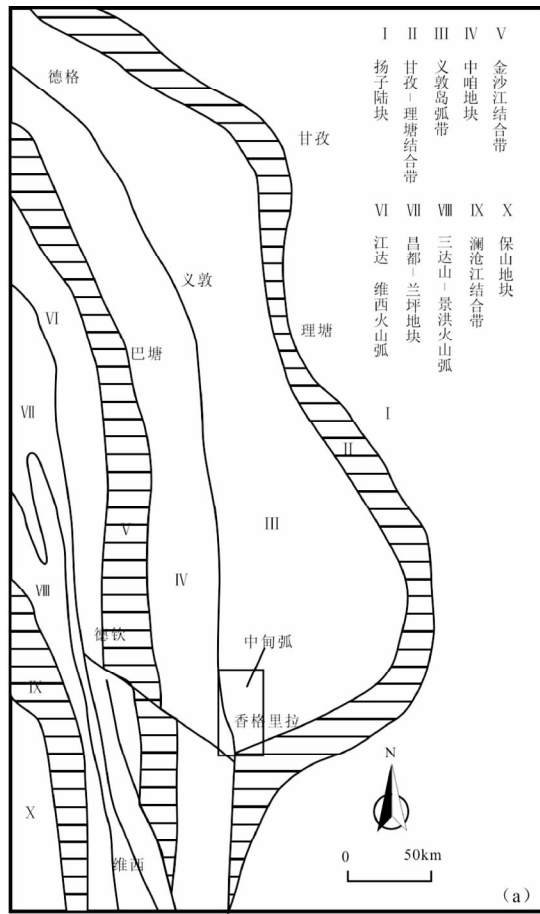


图 1 中甸弧大地构造位置(a)和地质简图(b) (据 Li *et al.*, 2011)

Fig. 1 Simplified geological map of Zhongdian island arc (after Li *et al.*, 2011)

et al., 2011)。自 1999 年被发现以来,对该矿床已开展了大量研究,积累了丰富资料。其中,对普朗复式岩体的研究表明其具有高的 Sr 含量、富集大离子亲石元素、亏损高场强元素(Nb、Ta、Ti)等特征(冷成彪等, 2007; 任江波等, 2011),为岛弧成分特征的板片熔融形成的埃达克质熔体侵位形成,氧逸度较高,具氧化性斑岩型铜矿床相关侵入体的典型特征。然而,我们最近的研究发现其矿物组合及流体成分与还原性斑岩型铜金矿床的特征一致,而明显不同于氧化性斑岩型铜金矿床。可见,普朗铜矿床为探讨还原性成矿流体与氧化性含矿岩体的关系提供了天然的实验室,其矿床类型与成矿机制仍需深入研究。为此,本文在系统阐述普朗铜矿床的矿石矿物组合和成矿流体成分的基础上,对比分析其与还原性及氧化性斑岩型铜矿床的异同,探讨还原性成矿流体与氧化性含矿岩体的关系、以及 Cu 品位偏低而伴生富 Au 矿化的可能原因,为深入研究普朗铜矿床、乃至区域斑岩铜矿床的成因类型与成矿机制提供借鉴。

## 2 区域及矿床地质

普朗铜矿床位于义敦岛弧南端的中甸弧,该区是三江特提斯成矿域最重要的斑岩-矽卡岩型铜多金属矿产地之一(邓军等, 2011, 2012),其东部和南部是甘孜-理塘板块结合带,西部是格咱断裂(图 1)。

矿区内主要出露三叠系图姆沟组碎屑岩夹碳酸岩夹火山岩,为一套火山-沉积建造(图 2)。普朗复式岩体侵入于图姆沟组的砂板岩和安山岩中,不规则产出, NW 向展布。其主要岩石类型为中酸性的石英二长斑岩、石英闪长玢岩、花岗闪长斑岩,是多阶段岩浆的产物(李文昌等, 2009, 2011; 王守旭等, 2008; 尹静等, 2010)。最早为大面积分布的石英闪长玢岩,之后是复式岩体中心的石英二长斑岩及少量花岗闪长斑岩;其单颗粒锆石 U-Pb 法年龄分别为  $221.0 \pm 1.0\text{Ma}$ 、 $211.8 \pm 0.5\text{Ma}$  和  $206.3 \pm 0.7\text{Ma}$ (庞振山等, 2009)。

矿体顶、底板主要为石英二长斑岩,其次为石英闪长玢岩、花岗闪长斑岩。矿体出露标高 3843 ~ 4293m,平面上呈不规则 NWW 向“多节葫芦”状展布(图 2)。围岩蚀变主要有钾化、硅化、绢云母化、青磐岩化和泥化,其中绢英岩化蚀变较弱,延深和延长均较小,未形成大范围的蚀变带。硅化、钾化、青磐岩化交替出现或钾化呈脉状发育于青磐岩化、绢英岩化蚀变岩中形成叠加蚀变。

主要成矿元素为 Cu,伴生 Mo、Au、Ag、Pt、Pd 等多种有益组分。矿体中 Cu 品位总体较贫(品位 0.2% ~ 0.4% 占 46.2%,大于 2% 的占 0.8%),且由中部(Cu 品位 0.7% ~ 1.0%)向四周逐渐变低。矿石中含金 0.01 ~ 0.57g/t,平均 0.13g/t。钼主要赋存于辉钼矿中,多产于 KT1 矿体的南、北两侧(云南省地质调查院, 2010)。

## 3 矿物组合

矿石结构、构造较为简单,以细脉状和浸染状构造为主,角砾状构造、团块状构造仅局部可见。金属硫化物以黄铜矿、黄铁矿和磁黄铁矿为主,以磁黄铁矿大量发育为特征,少量辉钼矿、闪锌矿和方铅矿,极少量辉铜矿及斑铜矿(图 3)。非金属矿物有石英、长石、黑云母、角闪石、绢云母、绿泥石、绿帘石和方解石等。依据野外及镜下观测结果,矿石中矿物组合主要包括:①石英-(方解石)-黄铜矿-磁黄铁矿-黄铁矿组合(图 3b),分布较广泛。黄铁矿一般量较少,大多情况下(尤其是钾硅酸盐蚀变岩中)仅见黄铜矿-磁黄铁矿组合(图 3a, d, g)。一些品位较高的矿石中可见方解石发育(图 3c),晶形较好,与黄铜矿-磁黄铁矿共生;②石英-黄铜矿-黄铁矿组合,主要充填于各类裂隙-脉中,在矿体内亦较为常见,在钾化、绢英岩化蚀变带中主要见黄铜矿、黄铁矿浸染状共生;③石英-(方解石)-黄铁矿-辉钼矿组合,矿体内发育较少,局部可见少量黄铜矿;④方解石-黄铁矿组合,充填于一些较小的矿化裂隙中,图 3f 中可见黄铁矿交代磁黄铁矿及充填其裂隙。

## 4 流体组成及其氧逸度

### 4.1 样品及测试方法

研究样品主要采自普朗铜矿床最大、最具代表性的 KT1 号矿体中的平硐 3900 至向外围延伸的钻孔 ZK0104、ZK0403,采集了铜品位较好的黄铜矿-磁黄铁矿-石英脉(部分含黄铁矿)矿石。

显微测温分析样品为石英脉包裹体片,在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室流体包裹体实验室英国 Linkam THMS 600 型冷热台上完成。仪器在 120 ~ -70℃ 测试精度为  $\pm 0.5^\circ\text{C}$ , -70 ~ +100℃ 范围的测试精度为  $\pm 0.2^\circ\text{C}$ ,大于 100℃ 时测试精度为  $\pm 2^\circ\text{C}$ 。测试过程中采用 Wilkinson(2001)总结的冷冻-加热法来记录相变温度点,升温速率为 0.2 ~ 5℃/min,含 CO<sub>2</sub> 包裹体相转变点附近的升温速率为 0.2℃/min,水溶液包裹体相变点附近的升温速率为 0.2 ~ 0.5℃/min。

群体包裹体成分测试的样品为人工挑选的纯度大于 99% 的石英、方解石颗粒,粒度在 0.3 ~ 0.8mm。样品挑选工作由河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成,包裹体中气液相成分分析在中国科学院地质与地球物理研究所流体包裹体研究实验室进行。气相成分测试仪器由日本 RG202 和瑞士安维公司生产的 Prisma TM QMS200 型四极质谱仪完成,分析室真空度小于  $6 \times 10^{-8}$  mba,测试质量范围为 1 ~ 200amu。液相成分测试仪器为日本岛津公司 Shimadzu HIC-SP Super 离子色谱仪完成,最低检出限阴离子为  $1 \times 10^{-9}$ ,阳离子为  $1 \times 10^{-6}$ 。

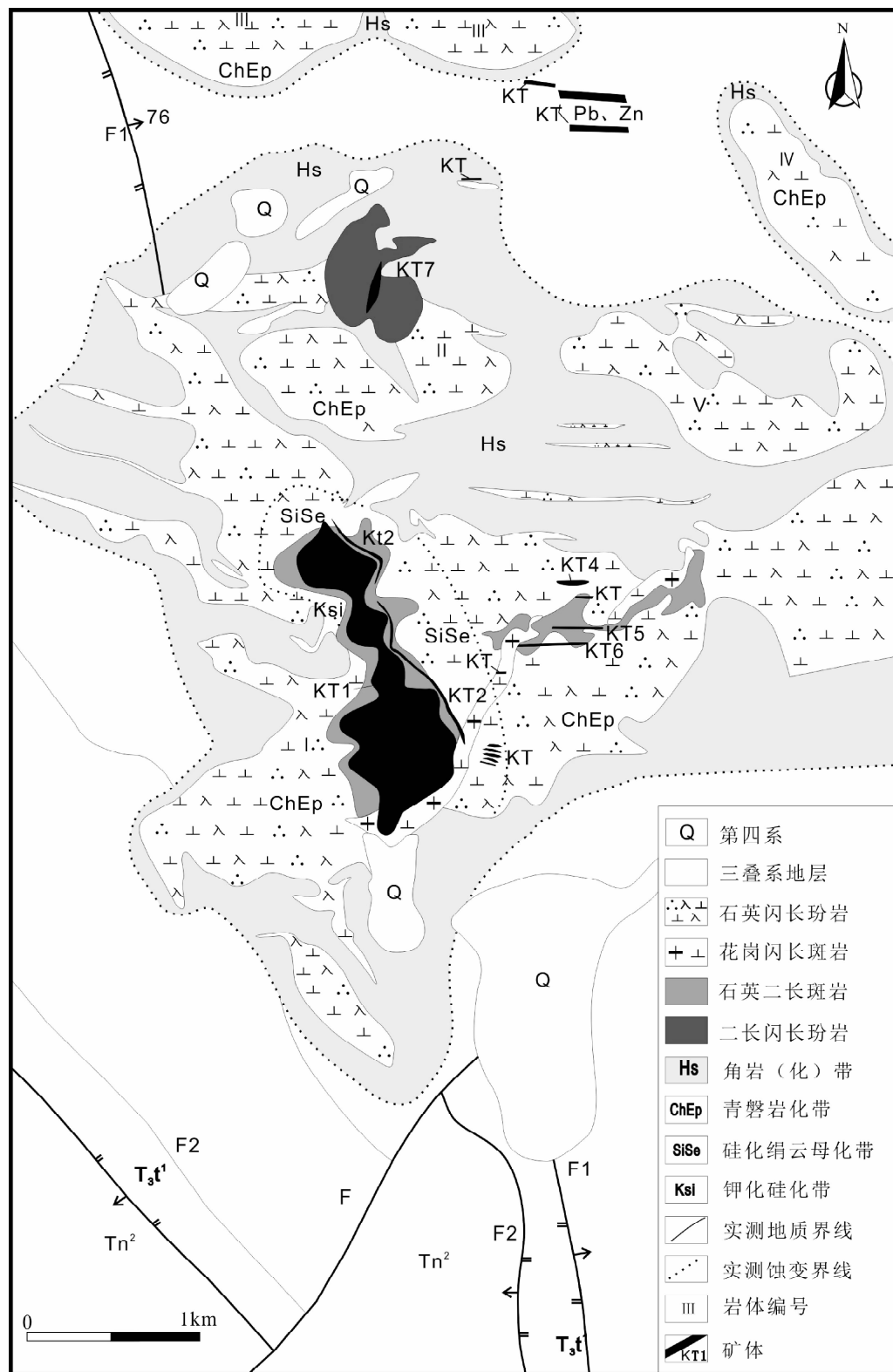


图2 普朗铜矿地质简图(据云南省地质调查院,2010<sup>①</sup>)  
 Fig.2 Geological sketch map of the Pulang copper deposit

① 云南省地质调查院. 2010. 云南省迪庆普朗铜矿区勘探地质报告

表1 普朗铜矿床流体包裹体的气相成分分析结果(mol%)

Table 1 Gas contents in fluid inclusions from Pulang copper deposit(mol%)

样品号	矿物	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> + C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>
PD3900-B07	石英	17.019	0.003	17.944	54.012	0.417	2.766	9.540	0.013
PD3900-B13	方解石	1.014	0.002	13.067	75.413	0.574	10.792	0.358	微量
PD3900-B29	石英	18.748	0.011	13.467	59.652	0.133	1.874	7.321	0.014
ZK0104-B05	石英	23.472	微量	11.152	52.215	0.032	5.766	9.868	0.017
ZK0403-B02	石英	0.712	0.003	25.044	68.487	0.423	4.763	1.410	0.008
ZK0403-B07	石英	10.837	0.008	9.693	71.343	0.059	6.791	3.033	0.031

表2 普朗铜矿床流体包裹体液相成分测试结果( $\times 10^{-6}$ )Table 2 Ion contents in fluid inclusions from Pulang copper deposit( $\times 10^{-6}$ )

样品号	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
PD3900-B07	2.344	3.532	0.675	1.330	0.415	4.197	0.000	1.436	1.962
PD3900-B13	3.441	2.217	0.043	27.640	0.497	22.641	0.000	2.421	1.920
PD3900-B29	5.764	4.693	0.776	3.475	0.329	11.875	0.000	0.000	1.254
ZK0104-B05	2.019	2.819	1.078	2.602	0.362	5.958	0.133	2.073	0.339
ZK0403-B02	4.697	5.159	0.841	6.039	0.238	13.384	0.000	1.931	1.154
ZK0403-B07	3.416	5.564	2.041	4.491	0.201	12.669	0.000	2.446	0.632

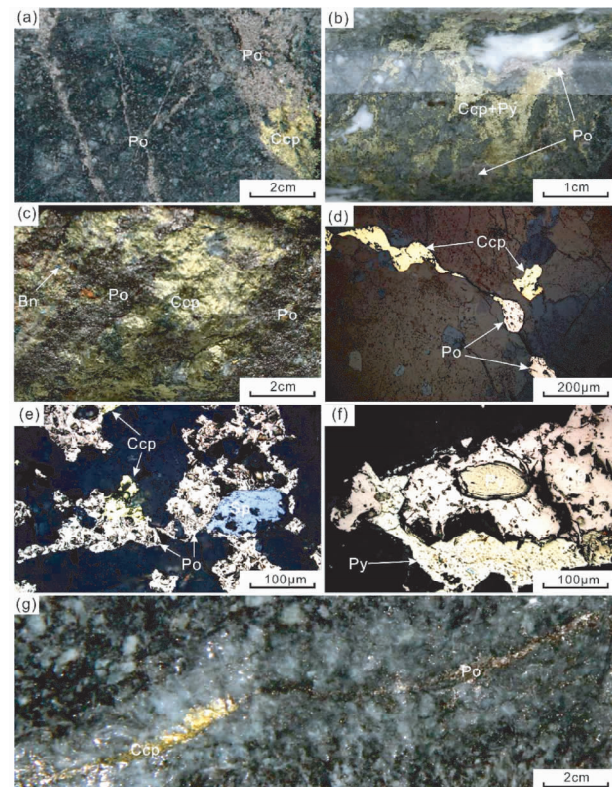


图3 普朗铜矿床金属矿物组合

(a)-黄铜矿-磁黄铁矿脉;(b)-团块状石英-黄铁矿-磁黄铁矿-黄铜矿矿化;(c)-斑铜矿-黄铜矿-磁黄铁矿矿石;(d)-黄铜矿与磁黄铁矿共生,并充填于裂隙中;(e)-黄铜矿与磁黄铁矿共生,边部发育较晚形成的闪锌矿;(f)-磁黄铁矿与黄铁矿共生,可见早期形成的近圆状黄铁矿溶蚀残余;(g)-磁黄铁矿-黄铜矿脉

Fig. 3 Ore minerals and its association in the Pulang copper deposit

## 4.2 流体包裹体组成

从普朗铜矿床典型代表性样品的流体包裹体气相成分分析结果(表1)中可以看出,该矿床的气相成分以H<sub>2</sub>O、CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>和CO为主。H<sub>2</sub>O含量最高者可达75.413mol%,平均含量为63.354mol%;CO<sub>2</sub>含量最高为25.044 $\times 10^{-6}$ mol%,平均含量为15.061mol%;CH<sub>4</sub>含量亦相对较高,最高为23.472mol%,平均为11.800mol%;CO平均含量为5.422mol%;均含有少量C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>+C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>。液相成分(表2)中阴离子以Cl<sup>-</sup>为主,含量为4.197 $\times 10^{-6}$ ~22.641 $\times 10^{-6}$ ,平均为11.787 $\times 10^{-6}$ ,集中于11.875 $\times 10^{-6}$ ~13.384 $\times 10^{-6}$ 之间;其次为NO<sub>3</sub><sup>-</sup>和极少量SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>,前者集中于1.931 $\times 10^{-6}$ ~2.446 $\times 10^{-6}$ 之间,平均值为2.061 $\times 10^{-6}$ ,后者集中于0.632 $\times 10^{-6}$ ~1.962 $\times 10^{-6}$ 之间,平均值为1.210 $\times 10^{-6}$ 。阳离子以K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>为主,含少量的Mg<sup>2+</sup>。其中K<sup>+</sup>含量为2.217 $\times 10^{-6}$ ~5.564 $\times 10^{-6}$ ,平均为5.331 $\times 10^{-6}$ ,Na<sup>+</sup>含量为2.019 $\times 10^{-6}$ ~5.764 $\times 10^{-6}$ ,平均为3.614 $\times 10^{-6}$ 。其中Na<sup>+</sup>/K<sup>+</sup>大多小于1。

## 4.3 氧逸度的计算

由上述数据可知,普朗铜矿床成矿流体中含较多的CO<sub>2</sub>、CO和CH<sub>4</sub>等碳基成分,属H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>体系,且满足以下两个条件:在成岩成矿过程中,流体处于斑岩岩浆-流体系统的封闭体系,气、液、固态建立了动态平衡;在高温高压下,包裹体中主要成分为氢、氧、碳及其化合物和含盐的水溶液,这些物质相互反应而建立了化学平衡。符合NET 2.0C<sup>#</sup>的流体包裹体成分、物理化学参数计算程序的地球化学热力学计算原理(王真光和王莉娟,2011)。根据冷热台上

表 3 普朗铜矿床流体包裹体的氧逸度计算结果

Table 3 Oxygen fugacity of fluid inclusions in Pulang copper deposit

样品号	矿物	均一温度 (°C)	均一压力 (10 <sup>5</sup> Pa)	f <sub>O<sub>2</sub></sub>
PD3900-B07	石英	342	215	10 <sup>-34</sup>
PD3900-B13	方解石	223	150	10 <sup>-43</sup>
PD3900-B29	石英	400	283	10 <sup>-35</sup>
ZK0104-B05	石英	325	274	10 <sup>-39</sup>
ZK0403-B02	石英	248	144	10 <sup>-48</sup>
ZK0403-B07	石英	353	235	10 <sup>-39</sup>

表 4 普朗铜矿床与氧化性斑岩型矿床及还原性斑岩型矿床特征对比

Table 4 Comparison between the Pulang copper deposit and oxidized porphyry deposits and reduced porphyry deposits

类型	相关侵入体	矿化样式	蚀变类型	金属矿物及金属组合	成矿流体 P-T-X
氧化性斑岩型矿床	氧化的 I 型花岗岩或磁铁矿系列花岗岩	脉状、网脉状、角砾状, 硫化物裂隙充填浸染	钾化, 绢英岩化, 青磐岩化(硅化、泥化、碳酸盐化)	黄铜矿、黄铁矿(磁铁矿、辉钼矿、闪锌矿、方铅矿、自然金) Cu-Mo-Au (Ag-Pb-Zn Bi-Te-W)	H <sub>2</sub> O-NaCl-KCl 200 ~ 700°C
还原性斑岩型矿床	含钛铁矿还原性 I 型	脉状、网脉状、角砾状, 硫化物裂隙充填浸染, 磁黄铁矿脉	钾化, 绢英岩化, 青磐岩化(泥化、碳酸盐化)	黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿(辉钼矿、闪锌矿、方铅矿、自然金) Cu-Mo-Au (Ag-Pb-Zn Bi-Te-W)	H <sub>2</sub> O-NaCl-CO <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub> 140 ~ 610°C 50 ~ 200MPa
普朗斑岩型铜矿床	氧化性 I 型	脉状、网脉状, 硫化物裂隙充填浸染, 磁黄铁矿脉	钾化, 硅化, 绢英岩化, 青磐岩化、泥化	黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿(闪锌矿、方铅矿、自然金) Cu-(Mo-Au)	H <sub>2</sub> O-NaCl-CO <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub> 150 ~ 460°C

## 5 讨论

### 5.1 普朗铜矿床的还原性特征

#### 5.1.1 矿物组合

与当今大陆边缘、西南太平洋岛弧带产出的一系列氧化性斑岩型矿床如菲律宾宾马林杜克岛的锡帕莱矿床、巴布亚新

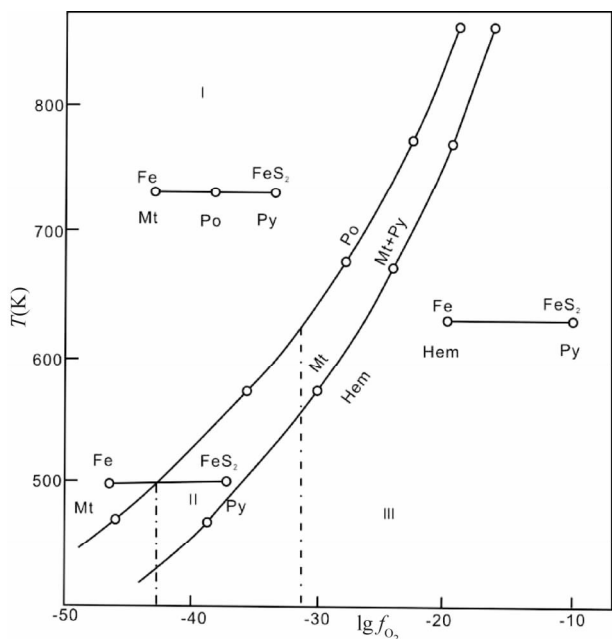


图 4 硫化铁和氧化铁在 T-lg f<sub>O<sub>2</sub></sub> 图上的平衡关系 (据黄民智等, 1983)

区间 I、II、III 分别代表了不同温度、氧逸度条件下的矿物组合; 两条虚线指示普朗铜矿床中磁黄铁矿-黄铁矿的组合(区间 I)在其形成温度范围内(x 轴)对应的氧逸度对数值(y 轴)区间  
Fig. 4 The balance between ferric the sulphide and ferric oxide on the T-lgf<sub>O<sub>2</sub></sub> diagram (after Huang et al., 1983)

几内亚的奥科特迪矿床等相比(Williams et al., 2005; Kirsch, 2007), 还原性斑岩型矿床中磁黄铁矿与其它金属硫化物的共生组合是区别于氧化性斑岩型矿床的重要地质特征 (Rowins, 2000)。

普朗铜矿床中金属矿物以黄铜矿-磁黄铁矿-黄铁矿为主, 与还原性斑岩型矿床一致(表 4), 而不发育在相对较高的氧化性含矿流体作用下形成的表征高氧逸度的原生磁铁矿和硫酸盐(硬石膏等)矿物。图 4 为根据磁黄铁矿与黄铁矿 + 磁铁矿以及磁铁矿与赤铁矿两组平衡热力学关系制成的温度-氧逸度图解(黄民智等, 1983), 其中区间 I、II、III 分别代表了不同矿物组合的温度区间。对普朗铜矿床中大量发育的磁黄铁矿而言, 其形成绝对温度集中于 223 ~ 400°C (表 3), 对应稳定区间在 I 区, lgf<sub>O<sub>2</sub></sub> 值集中于 -43 ~ -32, 并随温度的增高而加大, 反映了成矿时的还原环境(杨立强等, 2011a, b; 邓军等, 2010a, b, 2013)。

在 Cu-Fe-S-O 组合变化的逸度-pH 图解中可见(图 5), 普朗铜矿床中发育的磁黄铁矿-黄铁矿-黄铜矿的组合分布在 VI 区域, 对应氧逸度的对数值约为 -41 ~ -39, 与图 4 中 T-lgf<sub>O<sub>2</sub></sub> 图解所得出的氧逸度对数值(-43 ~ -32) 较为吻合, 表明普朗铜矿成矿流体的还原性特征。而还原性斑岩型矿床中成矿流体较低的氧逸度使得 Cu 的搬运较高氧逸度条件下更为困难 (Rowins, 2000), 在中等含盐度(5% NaCleqv)、相对还原、单相热液流体在 300 ~ 700°C 之间和 0.5 ~ 2kbar 下, 铜的

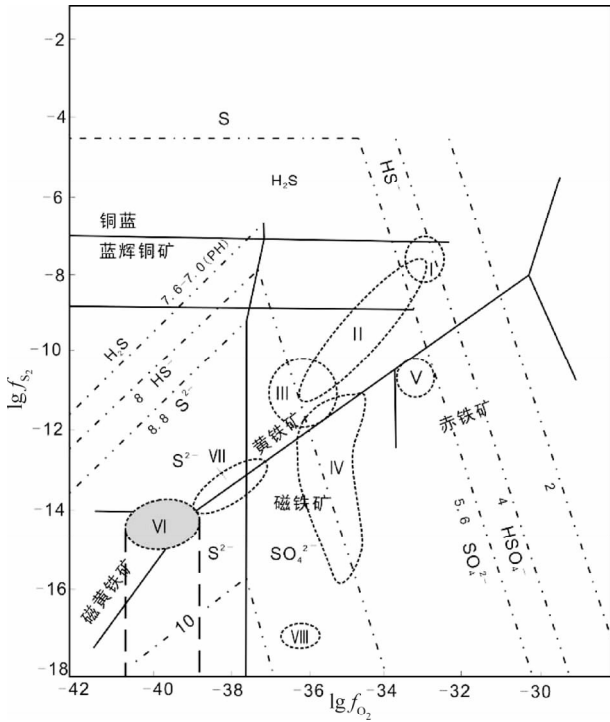


图5 Cu-Fe-S-O 组合变化的逸度-pH 图解 (据 Hemley and Meyer, 1967)

区域 I ~ VI 表征在一定的硫逸度、氧逸度及 pH 条件下所形成氧化物相、硫化物组合的关系; 区域 VI 表示了普朗铜矿床中发育的磁黄铁矿-黄铁矿-黄铜矿的组合, 虚线在 x 轴上的投影指示其氧逸度对数值范围

Fig. 5 Fugacity-pH diagram (after Hemley and Meyer, 1967)

溶解度低 1 ~ 2 个数量级 (Hemley, 1992), 而 Au 基本不受氧逸度的影响, 可能这是导致普朗铜矿中 Cu 平均品位较低而 Au 相对来说较高一些的原因。

### 5.1.2 流体组成

大量研究表明 (Sillitoe, 2002, 2010; Ballard *et al.*, 2002; Mungall, 2002), 斑岩型矿床成矿流体主要为高氧逸度、高盐度热液流体, 在合适的成矿温度下, 它们的氧逸度 ( $f_{O_2}$ ) 一般在镍-绿镍矿 (NNO) 和赤铁矿-磁铁矿 (HM) 氧缓冲剂之间变化。成矿流体挥发份物质主要为  $H_2O$ 、 $CO_2$ 、 $Cl^-$ 、 $F^-$  和 S (Deng *et al.*, 2010a, 2011), 这也正是绝大部分斑岩型矿床在热液演化后期阶段均可发现表征高氧逸度的磁铁矿化和赤铁矿化以及硬石膏化的原因。而还原性斑岩型矿床形成于相对还原的热液流体中, 氧逸度低于铁橄榄石-磁铁矿-石英缓冲剂 (FMQ) (Rowins, 2000)。

普朗铜矿床成矿流体中含大量  $CO_2$ 、CO 和  $CH_4$  等碳基成分, 属  $H_2O$ -NaCl- $CO_2$ - $CH_4$  体系 (表 1), 表明了其与传统氧化性斑岩型矿床不同的特征, 而与还原性斑岩型矿床的流体成分相似 (表 4)。根据测温及氧逸度计算结果 (表 3), 其  $lg f_{O_2}$  集中于 -34 ~ -48 之间, 与矿物组合推测结果几近一

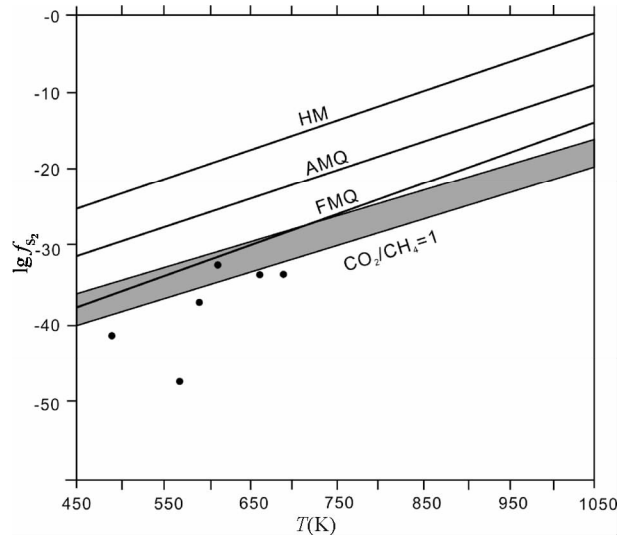


图6  $CO_2$ - $CH_4$  及常见矿物缓冲线氧逸度-温度图解 (据 Takagi and Tsukimura, 1997)

HM 为赤铁矿-磁铁矿缓冲线; FMQ 为铁橄欖石-磁铁矿-石英缓冲线; AMQ 为普通辉石-磁铁矿-石英缓冲线; 灰色区域为  $CO_2$ - $CH_4$  缓冲线分布区间; 黑点为测试及计算结果的投影

Fig. 6 The  $f_{O_2}$ -T diagram of  $CO_2$ - $CH_4$  and common minerals buffer lines (after Takagi and Tsukimura, 1997)

致。此外, 在  $CO_2$ - $CH_4$  及常见矿物缓冲线氧逸度-温度图解上 (图 6), 可以看到其氧逸度低于铁橄欖石-磁铁矿-石英 (FMQ) 缓冲剂, 与还原性斑岩型矿床一致。在成矿过程中,  $CH_4$  在特定化学物理阶段与  $SO_2$  发生反应, 形成  $H_2S$  和  $CO_2$ , 从而抑制了硫酸盐矿物的形成, 可以看出流体中的  $CH_4$  与  $SO_2$  反应形成的  $CO_2$  与  $S^{2-}$ , 前者使矿体中发育方解石, 后者则是形成辉钼矿的重要离子 (徐文刚和张德会, 2012; Deng *et al.*, 2006, 2010b), 这或许为普朗铜矿中伴生大量钼矿化的原因。

### 5.2 氧化性岩浆与还原性流体关系

岛弧带内俯冲板片熔融形成的埃达克质岩浆普遍具有高的氧逸度 (Mungall, 2002; 王强等, 2008), 岩浆上升进入富金属地幔楔时, 将会导致地幔橄欖岩氧逸度增高, 从而释放 Cu、Au 等元素到岩浆中, 以络合物的形式随着岩浆一起迁移 (Sun *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2007a, b, 2009; 唐功建等, 2009), 最终在地壳浅部有利位置形成矿床。通常认为在高氧逸度条件下, 岩浆中的硫绝大多数以  $SO_4^{2-}$  和  $SO_2$  形式溶解在硅酸盐熔体中, Cu 和 Au 为亲硫元素, 岩浆结晶分异过程中如果  $S^{2-}$  大量存在就会导致 Cu、Au 硫化物过饱和而过早沉淀, 不利于残余岩浆中二者的富集和晚阶段含矿岩浆流体的形成, 因而不利于矿床的形成 (Richards, 2003; Sun *et al.*, 2004)。

已有研究表明 (冷成彪等, 2007; 任江波等, 2011), 普朗

表 5 普朗复式岩体  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  与 Rb/Sr 数据Table 5 Data of  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  and Rb/Sr

样品号	岩体名称	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ (wt%)	FeO (wt%)	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	Rb ( $\times 10^{-6}$ )	Sr ( $\times 10^{-6}$ )	Rb/Sr	参考文献
YS1	石英二长斑岩	1.07	2.17	0.49	145	499	0.29	
YS2	石英二长斑岩	1.59	2.75	0.58	126	606	0.21	
YS3	石英二长斑岩	4.47	2.28	1.96	151	478	0.32	
YS4	石英二长斑岩	2.14	2.84	0.75	210	244	0.86	
YS5	石英二长斑岩	0.9	2.17	0.41	168	536	0.31	
YS10	花岗闪长斑岩	0.09	1.6	0.06	114	686	0.17	
YS11	花岗闪长斑岩	1.07	3.27	0.33	154	752	0.20	尹静等,2010
YS12	石英二长斑岩	0.54	3.36	0.16	149	606	0.25	
YS13	石英二长斑岩	0.01	0.72	0.01	63	801	0.08	
YS14	石英闪长玢岩	0.52	3.55	0.15	140	845	0.17	
YS15	石英闪长玢岩	1.32	3.95	0.33	75	714	0.11	
YS16	石英闪长玢岩	0.84	3.52	0.24	82	813	0.10	
D4	石英闪长玢岩	2.24	2.21	1.01	102.9	981.6	0.10	
D5	石英闪长玢岩	1.65	1.76	0.94	187.5	691.7	0.27	
D8	石英闪长玢岩	1.23	1.24	0.99	48.1	736.2	0.07	
D9	石英闪长玢岩	1.56	2.32	0.67	100.4	1176	0.09	庞振山等,2009
DYS21	石英二长斑岩	1.82	1.99	0.91	156.8	704.6	0.22	
DYS36	石英二长斑岩	1.77	1.76	1.01	149.9	464.1	0.32	

铜矿床的成矿母岩——普朗复式岩体产于岛弧环境,为埃达克质熔体侵位形成,具较高氧逸度,与氧化性斑岩型铜矿床的相关侵入体的特征相符,从而判定其成矿环境具氧化性。但根据对矿物组合及流体组成的分析,主要金属矿物形成时应为一个还原的环境。在还原性斑岩矿床中,亦有呈氧化性特征的磁铁矿系列岩体产出(加拿大 Madeleine 及 Rosslan; Rowins, 2000),氧化性的岩浆在成矿演化过程中亦可形成还原性的  $\text{HS}^-$ 、 $\text{S}^{3-}$  离子(Sun *et al.*, 2013),可见氧化性岩体与还原性斑岩型矿床的形成互不矛盾。

铁价态常被作为氧逸度高低的指标,从自然铁(Fe)、方铁矿(FeO)、磁铁矿( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )到赤铁矿( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ),其形成介质的氧逸度逐渐升高。在一定温压条件下的含水体系中,如果存在或形成含某元素不同价态的两种固体矿物,那么该体系的氧逸度就可由该两种固体矿物确定了(杨立强等,2010; Deng *et al.*, 2007, 2009)。对岩浆中  $\text{Fe}^{3+}$ - $\text{Fe}^{2+}$  平衡的研究,可以获得有关氧逸度变化的信息。将普朗复式岩体的  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、FeO、Rb、Sr 实验数据(表 5)投影到  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Rb/Sr 图解上(图 7),可见投影点大部分落于 Cu-Au 及 Cu-Mo 矿化重叠的区域,表明普朗铜矿床 Rb/Sr 集中于 0.1~0.5,岩体结晶分异程度中等; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  集中于 0.6~1.2,岩浆氧逸度倾向于中等偏高;表征普朗复式岩体总体呈氧化性岛弧型岩浆的特征。

普朗复式岩体的成岩母岩浆具氧化性,那么这种含  $\text{CH}_4$  的还原性成矿流体从何而来? 研究表明还原性 I 型花岗岩在其演化过程中经历了含碳沉积岩地层的混染,从含碳地层中萃取并获得了以碳质为主的还原性物质, $\text{CH}_4$  是外源的,而 S、Cu、Mo 和 Au 等成矿物质是由岩体自身携带的

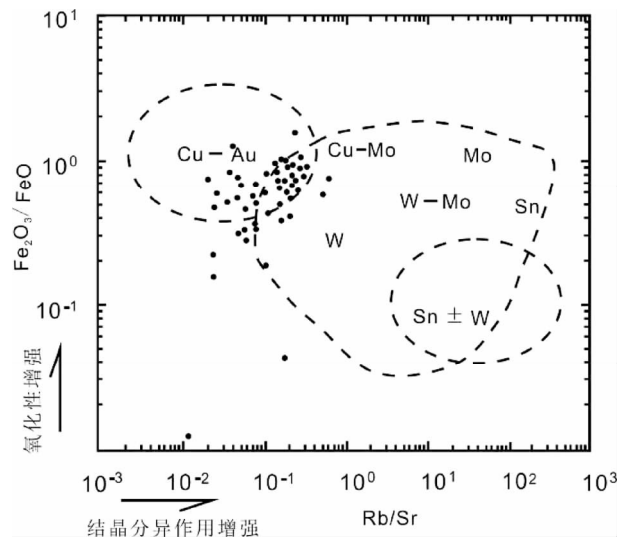


图 7 岩浆氧化性及结晶分异程度与矿化类型的关系(据 Blevin, 2004)

虚线区域代表了 Cu、Au、Mo、W、Sn 成矿元素组合;黑点为表 5 的投影

Fig. 7 The relationship between oxidation and fractionation in different deposits(after Blevin, 2004)

(Rowins, 1999, 2000; Ague and Brimhall, 1988)。大洋板块俯冲过程中由于  $\text{H}_2$  密度较低,在俯冲过程早期可能逸失,而  $\text{CH}_4$  得以保留下来;当俯冲的大洋地壳在深部发生脱水熔融时,橄榄石蛇纹石化产生的  $\text{CH}_4$  随部分熔融物质进入到地幔楔中,参与地幔楔的部分熔融以及后续岩浆过程,从而导致由这一过程形成的岩浆含有较多的  $\text{CH}_4$ ,既其来源于深部超



铁镁质熔体;同时  $\text{CH}_4$  作为还原剂,抑制了  $\text{SO}_2$  的歧化反应,使硬石膏等矿物难以形成(徐文刚等,2011)。普朗复式岩体与上三叠统图姆沟组接触带西南侧为英安质火山熔岩,东北侧为互层状产出的黑色粉砂质千枚岩、黑色泥质千枚岩和浅灰色砂泥质板岩,表明其有机质含量较高,可能为还原性流体提供了部分碳质成分。此外,岩体中存在大量微粒镁铁质包体,可能是岩浆混合作用的表现(曹殿华等,2009),暗示普朗复式岩体底部可能发育基性岩浆,具备为成矿岩浆提供  $\text{CH}_4$  的条件。

## 6 结论

普朗铜矿床中金属硫化物以黄铜矿-磁黄铁矿-黄铁矿为主,不发育表征高氧逸度的原生磁铁矿和硫酸盐(硬石膏等)矿物,成矿流体含  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CO}$  和  $\text{CH}_4$  等碳基成分,为还原性流体,氧逸度低于铁橄榄石-磁铁矿-石英(FMQ)缓冲剂,与还原性斑岩型铜矿特征相一致。但其成矿岩体并非还原性, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  表明其具氧逸度属中等偏高,其  $\text{CH}_4$  可能来自于普朗复式岩体周围含碳质的地层或深部铁镁质岩浆。 $\text{CH}_4$  作为一种还原性物质,可能使  $\text{SO}_2$  还原形成  $\text{S}^{2-}$ ,从而抑制了硬石膏等硫酸盐矿物的形成,同时使得  $\text{Cu}$  的运移较高氧逸度条件下更为困难,而对  $\text{Au}$  的搬运则影响不大, $\text{S}^{2-}$  则为形成辉钼矿的重要离子。普朗铜矿床这种特殊的还原性流体较好的解释了矿体中  $\text{Cu}$  品位偏低且伴生大量  $\text{Au}$ 、 $\text{Mo}$  的矿化特征,为深入研究其矿床成因和义敦岛弧带斑岩铜矿床的成矿机制提供了借鉴。

论文初步探讨了普朗铜矿床的还原性特征,但其岩浆侵入→流体出溶→元素富集的成矿作用过程及相应的动力学机制,以及这种还原性特征的成因、在矿化各个阶段的演化等仍有待于深入研究。

**致谢** 野外工作得到云南省地质调查局李文昌高级工程师、云南黄金股份有限公司和中华高级工程师、云南迪庆有色金属有限责任公司刘华武总工和刘建生高级工程师大力支持和帮助;室内工作得到了中国地质大学北京赵凯博士、孟健寅博士、孙诺博士、高雪本科生的帮助;测试工作得到了中国科学院地质与地球物理研究所流体包裹体研究实验室朱和平老师的指导和协助;谨此一并致谢。

## References

Ague JJ and Brimhall GH. 1988. Magmatic arc asymmetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California; Effects of assimilation, crustal thickness, and depth of crystallization. *Geological Society of America Bulletin*, 100(6): 912–927

Ballard JR, Palin JM and Campbell IH. 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from  $\text{Ce(IV)}/\text{Ce(III)}$  in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to*

*Mineralogy and Petrology*, 144(3): 347–364

Blevin PL and Chappell BW. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia: The metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology*, 90(6): 1604–1619

Blevin PL. 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granulite metallogeny of eastern Australia: Implications for gold-rich ore systems. *Resource Geology*, 54(3): 241–252

Burnham CW and Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geology*, 8(Special Issue): 1–11

Cao DH, Wang AJ, Li WC, Wang GS, Li RP and Li YK. 2009. Magma mixing in the Pulang porphyry copper deposit: Evidence from petrology and element geochemistry. *Acta Geologica Sinica*, 83(2): 166–175 (in Chinese with English abstract)

Cooke DR, Hollings P and Walsh JL. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100(5): 801–818

Deng J, Yang LQ, Ge LS, Wang QF, Zhang J, Gao BF, Zhou YH and Jiang SQ. 2006. Research advances in the Mesozoic tectonic regimes during the formation of Jiaodong ore cluster area. *Progress in Natural Science*, 16(8): 777–784

Deng J, Wang QF, Yang LQ, Gao BF, Huang DH, Liu Y, Xu H and Jiang SQ. 2007. Reconstruction of ore-controlling structures resulting from magmatic intrusion into the Tongling ore cluster area during the Yanshanian Epoch. *Acta Geologica Sinica*, 81(2): 287–296

Deng J, Yang LQ, Gao BF, Sun ZS, Guo CY, Wang QF and Wang JP. 2009. Fluid evolution and metallogenic dynamics during tectonic regime transition: Example from the Jiapigou gold belt in Northeast China. *Resource Geology*, 59(2): 140–152

Deng J, Wang QF, Yang LQ, Wang YR, Gong QJ and Liu H. 2010a. Delineation and explanation of geochemical anomalies using fractal models in the Heqing area, Yunnan Province, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 105(3): 95–105

Deng J, Wang QF, Yang SJ, Liu XF, Zhang QZ, Yang LQ and Yang YC. 2010b. Genetic relationship between the Emeishan plume and the bauxite deposits in western Guangxi, China: Constraints from U-Pb and Lu-Hf isotopes of the detrital zircons in bauxite ores. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(5–6): 412–424

Deng J, Hou ZQ, Mo XX, Yang LQ, Wang QF and Wang CM. 2010a. Superimposed orogenesis and metallogenesis in Sanjiang Tethys. *Mineral Deposits*, 29(1): 37–42 (in Chinese with English abstract)

Deng J, Yang LQ, Ge LS, Yuan SS, Wang QF, Zhang J, Gong QJ and Wang CM. 2010b. Character and post-ore changes, modifications and preservation of Cenozoic alkali-rich porphyry gold metallogenic system in western Yunnan, China. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1633–1645 (in Chinese with English abstract)

Deng J, Wang QF, Xiao CH, Yang LQ, Liu H, Gong QJ and Zhang J. 2011. Tectonic-magmatic-metallogenic system, Tongling ore cluster region, Anhui Province, China. *International Geology Review*, 53(5–6): 449–476

Deng J, Yang LQ and Wang CM. 2011. Research advances of superimposed orogenesis and metallogenesis in the Sanjiang Tethys. *Acta Petrologica Sinica*, 27(9): 2501–2509 (in Chinese with English abstract)

Deng J, Wang CM and Li GJ. 2012. Style and process of the superimposed mineralization in the Sanjiang Tethys. *Acta Petrologica Sinica*, 28(5): 1349–1361 (in Chinese with English abstract)

Deng J, Ge LS and Yang LQ. 2013. Tectonic dynamic system and compound orogeny: Additionally discussing the temporal-spatial evolution of Sanjiang orogeny, Southwest China. *Acta Petrologica Sinica*, 29(4): 1099–1114 (in Chinese with English abstract)

Hemley JJ and Meyer C. 1967. Wall rock alteration. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 218–225

Hemley JJ, Cygan GL, Fein JB, Robinson GR and D' Angelo WM. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: I. Fe-Cu-Zn-Pb sulphide solubility relations.

- Economic Geology, 87: 1 – 22
- Huang MZ, Tang SH, Huang XC and Zhang SS. 1983. The genesis and evolution of pyrrhotite in some copper deposits in Tongling region. Bulletin Chinese Acad. Geol. Sci., 5: 49 – 70 (in Chinese with English abstract)
- Kerrich R, Goldfarb RJ, Groves DI and Garwin S. 2000. The geodynamics of world-class gold deposits; Characteristics, space-time distributions, and origins. Reviews in Economic Geology, 13: 501 – 551
- Kesler SE, Chryssoulis SL and Simon G. 2002. Gold in porphyry copper deposits; Its abundance and fate. Ore Geology Reviews, 21(1 – 2): 103 – 124
- Kirsch S. 2007. Indigenous movements and the risks of counter globalization; Tracking the campaign against Papua New Guinea's Ok Tedi mine. American Ethnologist, 34(2): 303 – 321
- Leng CB, Zhang XC, Wang SX, Qin JC and Gou TZ. 2007. Geochemical characteristics of porphyry copper deposits in the Zhongdian area, Yunnan as exemplified by the Xuejiping and Pulang porphyry copper deposits. Acta Mineralogica Sinica, 27(3 – 4): 414 – 422 (in Chinese with English abstract)
- Li Q. 2009. Porphyry Characteristics and metallogenic significance of Pulang porphyry copper deposit. Master Degree Thesis. Beijing: China University of Geosciences, 1 – 65 (in Chinese with English summary)
- Li WC, Yin GH, Lu YX, Liu XL, Xu D, Zhang SQ and Zhang N. 2009. The evolution and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic evidence of the Pulang complex in Zhongdian. Acta Geologica Sinica, 83(10): 1421 – 1429 (in Chinese with English abstract)
- Li WC, Zeng PS, Hou ZQ and White NC. 2011. The Pulang porphyry copper deposit and associated felsic intrusions in Yunnan province, southwest China. Economic Geology, 106(1): 79 – 92
- Li WC, Yin GH, Yu HJ, Lu YX and Liu XL. 2011. The porphyry metallogenesis of Geza volcanic magmatic arc in NW Yunnan. Acta Petrologica Sinica, 27(9): 2541 – 2550 (in Chinese with English abstract)
- Mungall JE. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. Geology, 30(10): 915 – 918
- Pang ZS, Du YS, Wang GW, Guo X, Cao Y and Li Q. 2009. Single-grain zircon U-Pb isotopic ages, geochemistry and its implication of the Pulang complex in Yunnan Province, China. Acta Petrologica Sinica, 25(1): 159 – 165 (in Chinese with English abstract)
- Patrick BR and Marco TE. 2010. The Bingham Canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit. I. Sequence of intrusions, vein formation, and Sulfide deposition. Economic Geology, 105(1): 43 – 68
- Ren JB, Xu JF, Chen JL, Zhang SQ and Liang HY. 2011. Geochemistry and petrogenesis of Pulang porphyries in Sanjiang region. Acta Petrologica et Mineralogica, 30(4): 581 – 592 (in Chinese with English abstract)
- Richards JP, Boyce AJ and Pringle MS. 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile; A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. Economic Geology, 96(2): 271 – 305
- Richards JP. 2003. Tectonic-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. Economic Geology, 98(8): 1515 – 1533
- Richards JP. 2012. Discussion of Sun *et al.* (2011); The genetic association of adakites and Cu-Au ore deposits. International Geology Review, 54(3): 368 – 369
- Rowins SM. 1999. Reduced porphyry copper-gold deposit; A newly recognized style of gold mineralization. Geological Society of America Abstracts with Programs, 31(7): A-92
- Rowins SM. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits; A new variation on an old theme. Geology, 28(6): 491 – 494
- Sillitoe RH. 2002. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration. Mineralium Deposita, 37(1): 4 – 13
- Sillitoe RH. 2010. Porphyry copper systems. Economic Geology, 105(1): 3 – 41
- Sun WD, Arculus RJ, Kamenetsky VS and Binns RA. 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization. Nature, 431(7011): 975 – 978
- Sun WD, Liang HY, Ling MX, Zhan MZ, Ding X, Zhang H, Yang XY, Li YL, Ireland TR, Wei QR and Fan WM. 2013. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 103: 263 – 275
- Takagi T and Tsukimura K. 1997. Genesis of oxidized- and reduced-type granites. Economic Geology, 92(1): 81 – 86
- Tang GJ, Wang Q, Zhao ZH, Wyman DA, Chen HH, Jia XH and Jiang ZQ. 2009. Geochronology and geochemistry of the ore-bearing porphyries in the Baogutu area (western Junggar); Petrogenesis and their implications for tectonics and Cu-Au mineralization. Earth Science, 34(1): 56 – 74 (in Chinese with English abstract)
- Wang Q, Tang GJ, Jia XH, Zi F, Jiang ZQ, Xu JF and Zhao ZH. 2008. The metalliferous mineralization associated with adakitic rocks. Geological Journal of China Universities, 14(3): 350 – 364 (in Chinese with English abstract)
- Wang SX, Zhang XC, Leng CB, Qin CJ, Ma DY and Wang WQ. 2008. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the Pulang porphyry copper deposit, northwestern Yunnan, China; The ore-forming time limitation and geological significance. Acta Petrologica Sinica, 24(10): 2313 – 2320 (in Chinese with English abstract)
- Wang ZG and Wang LJ. 2011. Computer program of NET 2.0C# for calculating physicochemical parameters from compositions of fluid inclusions. Mineral Deposits, 30(4): 754 – 758 (in Chinese with English abstract)
- Wilkinson JJ. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, 55(1 – 4): 229 – 272
- Williams PJ, Barton MD, Johnson DA, Fontboté L, de Haller A, Mark G, Oliver NHS and Robert M. 2005. Iron oxide copper-gold deposits; Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. Economic Geology, 100: 371 – 405
- Xu WG, Fan HR, Hu FF and Yang KF. 2011. Ore-forming fluids of the oxidized and reduced porphyry deposits. Earth Science Frontiers, 18(5): 103 – 120 (in Chinese with English abstract)
- Xu WG and Zhang DH. 2012. An interpretation of the role of reduced fluid in porphyry metallogenesis. Acta Geologica Sinica, 86(3): 495 – 502 (in Chinese with English abstract)
- Yang LQ, Deng J, Ge LS, Wang QF, Zhang J, Gao BF, Jiang SQ and Xu H. 2007a. Metallogenic epoch and genesis of the gold deposits in Jiaodong Peninsula, eastern China; A regional review. Progress in Natural Science, 17(2): 138 – 143
- Yang LQ, Deng J, Zhang J, Wang QF, Gao BF, Zhou YH, Guo CY and Jiang SQ. 2007b. Preliminary studies of fluid inclusions in Damoqujia gold deposit along Zhaoping fault zone, Shandong Province, China. Acta Petrologica Sinica, 23(1): 153 – 160
- Yang LQ, Deng J, Guo CY, Zhang J, Jiang SQ, Gao BF, Gong QJ and Wang QF. 2009. Ore-forming fluid characteristics of the Dayingezhuang gold deposit, Jiaodong gold province, China. Resource Geology, 59(2): 181 – 193
- Yang LQ, Liu JT, Zhang C, Wang QF, Ge LS, Wang ZL, Zhang J and Gong QJ. 2010. Superimposed orogenesis and metallogenesis; An example from the orogenic gold deposits in Ailaoshan gold belt, Southwest China. Acta Petrologica Sinica, 26(6): 1723 – 1739 (in Chinese with English abstract)
- Yang LQ, Deng J, Zhao K and Liu JT. 2011a. Tectono-thermochronology and gold mineralization events of orogenic gold deposits in Ailaoshan orogenic belt, Southwest China; Geochronological constraints. Acta Petrologica Sinica, 27(9): 2519 – 2532 (in Chinese with English abstract)
- Yang LQ, Deng J, Zhao K, Liu JT, Ge LS, Zhou DQ, Li SH and Cao BB. 2011b. Geological characteristics and genetic type of Daping gold deposit in the Ailaoshan orogenic belt, SW China. Acta Petrologica Sinica, 27(12): 3800 – 3810 (in Chinese with English abstract)
- Yin J, Qiu WL and Hu QH. 2010. The genesis in Yunnan of Zhongdian Pulang porphyry copper deposit. Journal of East China Institute of Technology (Natural Science Edition), 33(3): 219 – 230 (in

Chinese with English abstract)

## 附中文参考文献

- 曹殿华, 王安建, 李文昌, 王高尚, 李瑞萍, 李以科. 2009. 普朗斑岩铜矿岩浆混合作用: 岩石学及元素地球化学证据. 地质学报, 83(2): 166-175
- 邓军, 侯增谦, 莫宣学, 杨立强, 王庆飞, 王长明. 2010a. 三江特提斯复合造山与成矿作用. 矿床地质, 29(1): 37-42
- 邓军, 杨立强, 葛良胜, 袁士松, 王庆飞, 张静, 龚庆杰, 王长明. 2010b. 滇西富碱斑岩型金成矿系统特征与变化保存. 岩石学报, 26(6): 1633-1645
- 邓军, 杨立强, 王长明. 2011. 三江特提斯复合造山与成矿作用研究进展. 岩石学报, 27(9): 2501-2509
- 邓军, 王长明, 李龚建. 2012. 三江特提斯叠加成矿作用样式及过程. 岩石学报, 28(5): 1349-1361
- 邓军, 葛良胜, 杨立强. 2013. 构造动力体制与复合造山作用——兼论三江复合造山带时空演化. 岩石学报, 29(4): 1099-1114
- 黄民智, 唐绍华, 黄许陈, 张慎昭. 1983. 铜陵地区几个铜矿床中磁黄铁矿的成因和演化. 中国地质科学院院报, 5(1): 49-70
- 冷成彪, 张兴春, 王守旭, 秦朝建, 苟体忠. 2007. 云南中甸地区两个斑岩铜矿容矿斑岩的地球化学特征——以雪鸡坪和普朗斑岩铜矿床为例. 矿物学报, 27(3-4): 414-422
- 李青. 2009. 普朗斑岩铜矿床斑岩特征及成矿意义. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学, 1-65
- 李文昌, 尹光侯, 卢映祥, 刘学龙, 许东, 张世权, 张娜. 2009. 中甸普朗复式斑岩体演化及<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar同位素依据. 地质学报, 83(10): 1421-1429
- 李文昌, 尹光侯, 余海军, 卢映祥, 刘学龙. 2011. 滇西北格咱火山-岩浆弧斑岩成矿作用. 岩石学报, 27(9): 2541-2550
- 庞振山, 杜杨松, 王功文, 郭欣, 曹毅, 李青. 2009. 云南普朗复式岩体锆石 U-Pb 年龄和地球化学特征及其地质意义. 岩石学报, 25(1): 159-165
- 任江波, 许继峰, 陈建林, 张世权, 梁华英. 2011. 三江地区中甸弧普朗成矿斑岩地球化学特征及其成因. 岩石矿物学杂志, 30(4): 581-592
- 唐功建, 王强, 赵振华, Wyman DA, 陈海红, 贾小辉, 姜子琦. 2009. 西准噶尔包古图成矿斑岩年代学与地球化学: 岩石成因与构造、铜金成矿意义. 地球科学, 34(1): 56-74
- 王强, 唐功建, 贾小辉, 资锋, 姜子琦, 许继峰, 赵振华. 2008. 埃达克质岩的金属成矿作用. 高校地质学报, 14(3): 350-364
- 王守旭, 张兴春, 冷成彪, 秦朝建, 马德云, 王外全. 2008. 滇西北普朗斑岩铜矿锆石离子探针 U-Pb 年龄: 成矿时限及地质意义. 岩石学报, 24(10): 2313-2321
- 王真光, 王莉娟. 2011. 流体包裹体成分物理化学参数的 NET 2.0C# 语言计算程序. 矿床地质, 30(4): 754-758
- 徐文刚, 范宏瑞, 胡芳芳, 杨奎锋. 2011. 氧化性和还原性斑岩型矿床流体成矿特征分析. 地学前缘, 18(5): 103-120
- 徐文刚, 张德会. 2012. 还原性流体与斑岩型矿床成矿机制探讨. 地质学报, 86(3): 495-502
- 杨立强, 刘江涛, 张闯, 王庆飞, 葛良胜, 王中亮, 张静, 龚庆杰. 2010. 哀牢山造山型金成矿系统: 复合造山构造演化与成矿作用初探. 岩石学报, 26(6): 1723-1739
- 杨立强, 邓军, 赵凯, 刘江涛. 2011a. 哀牢山造山带金成矿时序及其动力学背景探讨. 岩石学报, 27(9): 2519-2532
- 杨立强, 邓军, 赵凯, 刘江涛, 葛良胜, 周道卿, 李士辉, 曹宝宝. 2011b. 滇西大坪金矿床地质特征及成因初探. 岩石学报, 27(12): 3800-3810
- 尹静, 邱文龙, 胡清华. 2010. 云南中甸普朗斑岩铜矿成因探讨. 东华理工大学学报(自然科学版), 33(3): 219-230