

文章编号: 0258-7106(2014)02-0307-16

云南普朗超大型斑岩铜矿床含矿斑岩成因及其成矿意义*

曹康^{1,2}, 许继峰^{1*}, 陈建林¹, 黄肖潇^{1,2}, 任江波³

(1 中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2 中国科学院大学, 北京 100049; 3 广州海洋地质调查局, 广东 广州 510075)

摘要 普朗超大型斑岩铜矿床位于三江特提斯构造域义敦弧南部的中甸弧内, 形成于晚三叠世甘孜-理塘大洋板片向西俯冲的消减带上。与成矿作用密切相关的石英闪长岩和石英二长岩具有相似的化学组成 ($w(\text{SiO}_2) > 61\%$, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 11.28%~19.12%, $w(\text{MgO})$ 为 1.98%~4.04%, $n\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值介于 0.3~2.4 (平均 0.8); 富集大离子亲石元素 (Rb, Sr, Ba) 而亏损高场强元素 (Nb, Ta, Zr), 具有较高的 Sr/Y (27~63) 和 La/Y (14~31) 比值, 较明显的负 Eu 异常, 在 Y-Sr/Y 和 Yb-La/Yb 图解中, 部分样品落入埃达克岩范围内, 另一些样品则落入正常弧钙碱性岩石范围。普朗含矿斑岩部分样品的埃达克岩地球化学属性可能与以下地质-地球化学过程有关: 晚三叠世甘孜-理塘大洋板片向西俯冲时发生脱挥发分作用导致上覆地幔楔遭受流体交代, 被流体交代的地幔楔随后发生部分熔融形成正常拉斑玄武质-钙碱性岩浆, 这种钙碱性岩浆在岩浆房中或侵位过程中发生角闪石、斜长石和磷灰石等矿物的分离结晶作用形成埃达克质石英闪长岩或石英二长岩。普朗含矿斑岩中黑云母和角闪石斑晶的广泛发育表明原始岩浆是富水的, 这种富水环境促进角闪石的大量结晶而抑制部分斜长石的结晶, 导致残余岩浆的 Sr/Y 比值增加, 从而使部分岩石样品具有埃达克岩的地球化学特征。这种富水的原始岩浆有利于后期岩浆热液体系的形成及铜等金属元素向流体相中分配转移, 并最终形成普朗超大型斑岩铜矿床。

关键词 地球化学; 分离结晶; 斑岩铜矿; 部分熔融; 埃达克岩; 普朗

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Origin of porphyry intrusions hosting superlarge Pulang porphyry copper deposit in Yunnan Province: Implications for metallogenesis

CAO Kang^{1,2}, XU JiFeng¹, CHEN JianLin¹, HUANG XiaoXiao^{1,2} and REN JiangBo³

(1 Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3 Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou 510075, Guangdong, China)

Abstract

The superlarge Pulang porphyry copper deposit is located in northwestern Yunnan Province. Tectonically, it lies in Zhongdian arc in the southern part of the Yidun arc that was formed as a result of the westward subduction of the Garze-Litang ocean crust in Late Triassic. Ore-related quartz diorite and quartz monzonite from the Pulang porphyritic intrusive complex are characterized by $w(\text{SiO}_2) > 61\%$, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ ranging from 11.28% to

* 本文得到国家重点基础研究发展计划“973”项目(编号 2009CB421004)的资助

第一作者简介 曹康, 男, 1989年生, 硕士研究生, 地球化学专业, 矿床学研究方向。Email: cugcaokang@163.com

** 通讯作者 许继峰, 男, 1963年生, 研究员, 主要从事特提斯地质和成矿、青藏高原中-新生代火山岩等研究。Email: jifengxu@gig.

19.12%, $w(\text{MgO})$ from 1.98% to 4.04% (higher in quartz diorite), enrichment of large ion lithophile elements (e.g., Rb, Sr, Ba) and depletion of high field-strength elements (e.g., Nb, Ta, Zr) as well as relatively high Sr/Y (27~63) and La/Yb ratios (14~31), with distinct negative Eu anomalies. Some samples fall into the adakite field whereas the others into the normal arc magmas field in the Y-Sr/Y and Yb-La/Yb diagrams. The adakitic affinity of the Pulang ore-bearing porphyries can be interpreted as follows: in late Triassic, dehydration of the westward subducting Garze-Litang ocean crust produced solute-rich aqueous fluids resulting in metasomatization of the overlying mantle wedge, and its partial melting formed basaltic magmas that had experienced fractionation and crystallization of an assemblage consisting of amphibole, plagioclase and apatite in the magma chamber or during their ascent to generate the Pulang ore-bearing porphyries. The abundance of biotite and amphibole phenocrysts in the ore-bearing porphyries indicates that the primitive magmas were hydrous and facilitated fractionation of amphibole and suppression of plagioclase crystallization, a process well explaining the high Sr/Y ratios observed in some samples. The hydrous primitive magmas contributed to the formation of the magmatic-hydrothermal system and the transport of metal elements (e.g., Cu, Au) into the fluid phase. Further ascending of such magmas led to the exsolution of vast ore-forming fluids that finally produced the Pulang porphyry copper deposit at the shallow crust level.

Key words: geochemistry, fractionation and crystallization, porphyry copper deposit, partial melting, adakite, Pulang

斑岩铜矿床是世界上最重要的铜矿床类型,全球70%左右的铜来自斑岩铜矿床及与斑岩有关的矽卡岩型铜矿床(Sillitoe, 2010)。斑岩铜矿床可以形成于多种构造背景,除岛弧及陆缘弧环境外,还可产于碰撞造山带(如青藏高原, Hou et al., 2003)和陆内环境(如长江中下游成矿带的铜山口矿床, Li et al., 2008)。由于一些大型-超大型斑岩铜矿床的含矿斑岩常具有埃达克岩的地球化学特征,埃达克岩与斑岩铜矿床之间的成因联系备受关注(Thiéblemont et al., 1997; Oyarzun et al., 2001; Wang et al., 2006; Richards et al., 2007; Sun et al., 2011; Richards, 2011)。目前对埃达克岩或埃达克质侵入岩的成因主要有5种观点:①俯冲洋壳的部分熔融(Thiéblemont et al., 1997; Oyarzun et al., 2001; Mungall, 2002);②拆沉下地壳的部分熔融(Xu et al., 2002; Wang et al., 2006);③俯冲板片物质改造的岩石圈地幔熔融(Gao et al., 2007; 2010);④加厚下地壳的熔融(Chung et al., 2003; Hou et al., 2004);⑤正常弧环境钙碱性岩浆的AFC过程(Castillo et al., 1999; Richards et al., 2007; Li et al., 2009)。但随着研究的深入,发现一些埃达克岩并不形成矿床(Chiaradia et al., 2004; Huang et al., 2008),而另一些没有明显埃达克质地球化学特征的岩石却含矿,如厄瓜多尔以及菲律宾西部吕宋岛的一些斑岩铜矿,其容矿岩石均为正常

的钙碱性岩浆岩(Chiaradia et al., 2004; Imai, 2002)。有学者指出,由交代地幔楔部分熔融产生的富水、高氧逸度的正常弧岩浆,通过一些矿物组合的分离结晶,如角闪石±石榴子石±榍石,最终可演化为具有部分埃达克质地球化学特征的岩石(Castillo et al., 1999; Macpherson et al., 2006; Chiaradia et al., 2009; Li et al., 2009; Richards, 2011; Richards et al., 2007; 2012)。

普朗超大型斑岩铜矿床形成于俯冲消减背景,其含矿岩体具有埃达克岩的地球化学特征,多数人认为这些含矿斑岩是一套与甘孜-理塘大洋板片部分熔融有关的埃达克岩(冷成彪等, 2007; 任江波等, 2011a, 2011b; Wang et al., 2011)。本文通过普朗含矿斑岩岩石地球化学数据及前人资料的综合分析,对其成因提出了新的看法,认为普朗含矿斑岩的形成与富集地幔的部分熔融及幔源玄武岩浆的分离结晶作用有关。

1 区域地质背景

三江特提斯构造域的义敦弧是在古特提斯时期形成的一个火山弧,分布在羌塘板块和松潘-甘孜板块之间(图1),与印支晚期甘孜-理塘洋盆的大规模俯冲和火山弧造山作用有关(Hou, 1993)。义敦弧具有明显的分段性,北段为昌台弧,俯冲角度较陡,有

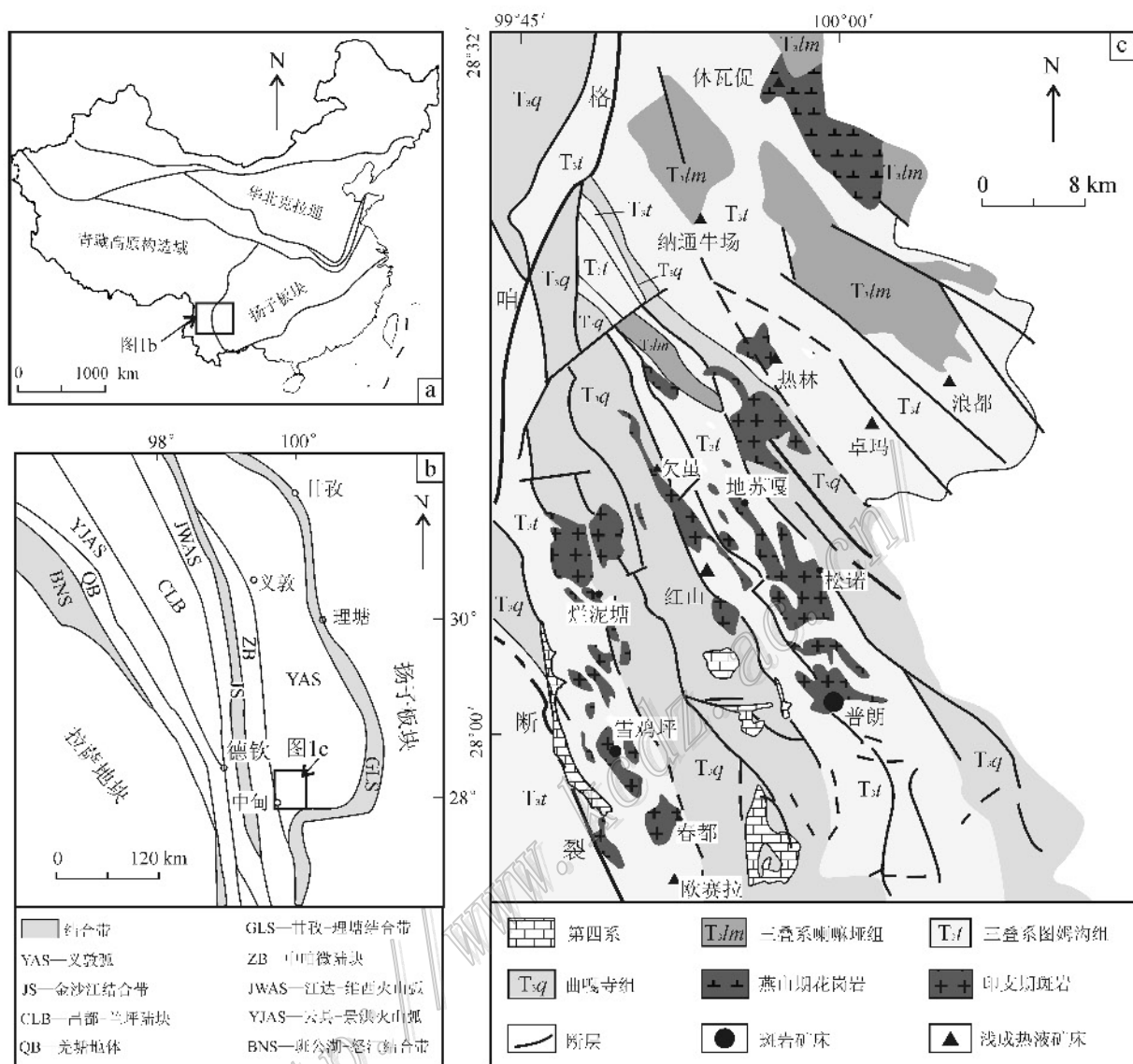


图 1 中国大陆板块构造格局(a)、三江特提斯构造格架(b)和中甸弧地质构造简图(c, 据 Leng et al., 2012 修改)

Fig. 1 Tectonic outline of China (a), tectonic outline of Sanjiang terrain (b) and simplified geological map of Zhongdian arc belt (c, modified after Leng et al., 2012)

弧间裂谷存在, 形成与张性构造背景有关的呷村式黑矿型块状硫化物矿床(VMS)(侯增谦等, 2003), 南段为中甸弧, 俯冲角度相对较缓, 形成与压性构造背景有关的斑岩型铜矿床(曾普胜等, 2003)。义敦火山弧带西侧是近 SN 向的乡城-格咱深大断裂, 南延至土官村一带与甘孜-理塘结合带相接(曾普胜等, 2006)。

中甸弧的时空演化基本保留了义敦弧的特征, 在中三叠世末—晚三叠世初, 随着甘孜-理塘小洋盆的西向消减俯冲, 区内发育以钙碱性安山岩系为主的弧火山岩, 并伴有少量与 Cu-Mo-Au 矿化有关的

中酸性浅成岩侵位(侯增谦等, 2003); 弧火山岩形成了区内巨厚的三叠系碎屑岩-碳酸盐岩-火山岩组合, 岩性主要为砂岩夹灰岩、安山玄武岩-安山岩、英安岩等, 是含 Cu-Mo-Au 矿化中酸性斑岩的直接围岩。前人对区域内的含矿斑岩进行了大量的年代学和地球化学研究(曾普胜等, 2003; 2006; 王守旭等, 2008; 庞振山等, 2009), 认为中甸弧内含矿斑岩形成于不同的时间, 并将其划分为东、西斑岩带, 即以普朗-松诺-欠虽为代表的晚三叠世东斑岩带和以春都-雪鸡坪-烂泥塘为代表的早三叠世斑岩带(曾普胜等, 2003; 2004; 李文昌等, 2010)。但最近任江波等

(2011a)对东、西斑岩带含矿斑岩的锆石 U-Pb 年代学研究表明,2个构造带的斑岩体形成时代没有明显差异,均集中在 223~211 Ma,应属于同一构造岩浆事件的产物。

受甘孜-理塘洋南西向俯冲的影响,区内构造格架总体呈 NW-SE 向,由一系列 NW 向、NNW 向紧密线性褶皱和同向断裂组成。其中,NNW 向断裂控制了印支期中-基性火山岩及同源的基性-中基性侵入岩的侵位,而 NW 向及近 EW 向断裂控制了印支晚期钙碱性钾质中-酸性火山岩,以及同源的大量中酸性浅成-超浅成斑岩及次火山岩的分布(范玉华等,2006)。

2 矿区地质特征

普朗斑岩铜矿床地处甘孜-理塘结合带西侧德格-中甸陆块东缘,距香格里拉县城东北方向约 36 km,出露地层为上三叠统图姆沟组(T_{3t}) (相当于诺利阶),厚度大于 1000 m,为火山碎屑岩建造,岩性为灰色-深灰色板岩、绢云板岩、安山岩、变质砂岩,局部夹薄层灰岩。区内构造主要为 NW 向黑水塘断裂及近 EW 向全干力达断裂,这些断裂构造控制了斑

岩体及有关矿床的产出(范玉华等,2006)。普朗斑岩铜矿区由南、北 2 个矿段组成,含矿岩体均为由印支期石英闪长岩和石英二长岩组成的复式岩体,总出露面积约 9 km²(曾普胜等 2006)。普朗复式岩体是多阶段岩浆作用的产物,早期的石英闪长岩(局部有闪长岩)被晚期的石英二长岩和少量花岗闪长岩穿切,总体上可划分为 3 次岩浆侵入活动:最早的为闪长岩((217.9±1.8) Ma; Wang et al., 2011)和大面积分布的石英闪长岩((217.2±1.4) Ma,任江波,未发表数据),出露面积占整个复式岩体的 80% 左右;之后是复式岩体中心的石英二长岩((215.3±1.4) Ma,任江波,未发表数据)及少量花岗闪长岩的侵位;最后侵位的为脉状闪长岩((211.8±1.9) Ma,任江波,未发表数据;王守旭等,2008)(图 2a)。本文研究的普朗含矿斑岩包括闪长岩(Wang et al., 2011)、石英闪长岩和石英二长岩,石英闪长岩即前人所指的石英闪长玢岩,而石英二长岩则为前人所指的石英二长斑岩(王守旭等,2008;任江波等,2011b; Li et al., 2011)。

闪长岩具似斑状结构或斑状结构,斑晶含量 5%~20%,由斜长石、少量角闪石和黑云母构成;基质具细粒微粒结构,含量 80%~95%,以斜长石

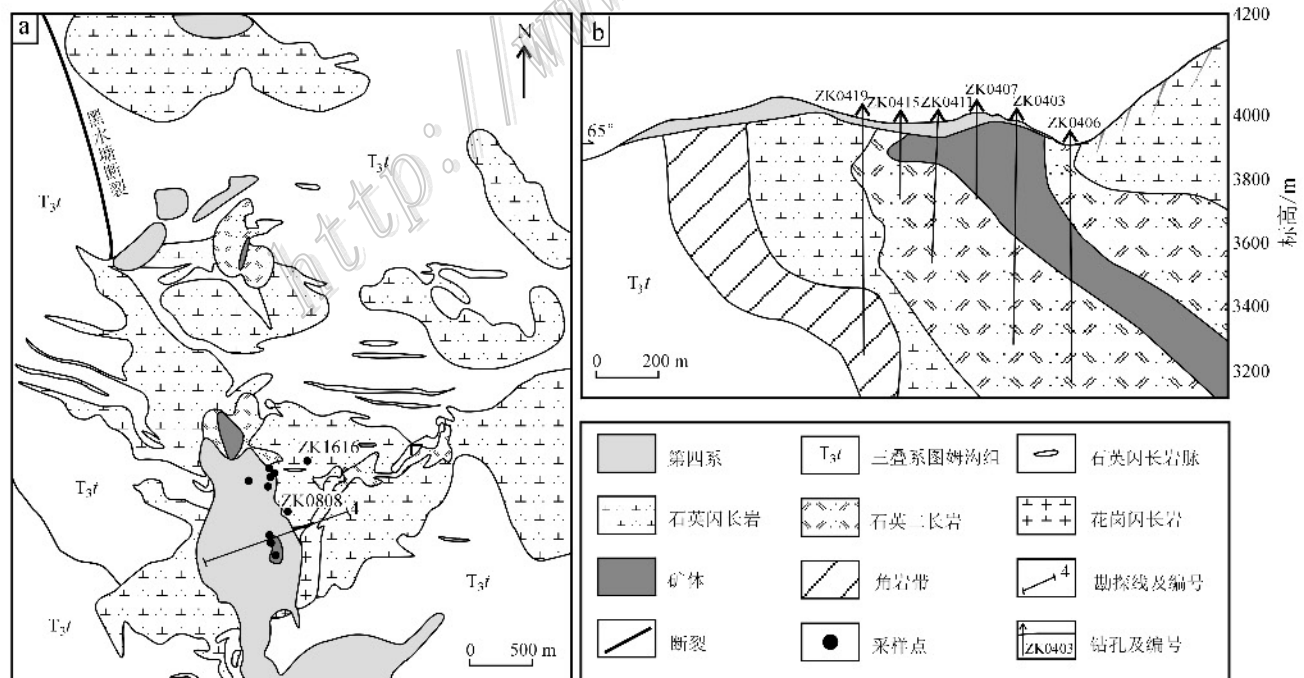


图 2 普朗斑岩铜矿床矿区地质图(a, 据李文昌等, 2013 修改)和 4 号勘探线剖面图(b, 据 Li et al., 2011 修改)
Fig. 2 Geological map of the Pulang porphyry copper deposit(a, modified after Li et al., 2013) and geological section along No. 4 exploration line (b, modified after Li et al., 2011)

(45%~55%)、黑云母(30%~35%)、角闪石(2%~5%)及少量石英(<5%)为主。石英闪长岩也发育似斑状结构,斑晶含量15%~25%,以斜长石和少量黑云母为主;基质为中细粒结构,含量75%~85%,以斜长石(50%~55%)、黑云母(15%~20%)、石英(5%~10%)及微量角闪石为主。石英二长岩具似斑状结构,斑晶含量30%~35%,以斜长石和钾长石为主,两者各占一半;基质为中细粒结构,含量65%~70%,以斜长石(20%~25%)、钾长石(25%~30%)、石英(10%~15%)和黑云母(约5%)为主。

同世界典型斑岩铜矿床类似(Lowell et al., 1970; Gustafson et al., 1975),普朗斑岩铜矿床也显示出早期钾硅酸盐化蚀变(钾长石-黑云母化)、青磐岩化蚀变(绿帘石-绿泥石化)以及随后的长石分解蚀变(石英-绢云母-绿泥石-黏土化),晚期长石分解蚀变强烈叠加在早期钾硅酸盐化蚀变与青磐岩化蚀变之间。钾硅酸盐化产于斑岩体中心或附近,位于蚀变分带的最内部,以发育钾长石和黑云母等含钾矿物为特征,产出形式以细脉状为主,也见少量弥漫状蚀变,青磐岩化远离斑岩体中心产出,以发育绿帘石和绿泥石等矿物为特征,产出形式以脉状和弥漫状为主,长石分解蚀变叠加在早期蚀变组合之上,以发育绢云母、石英、绿泥石、高岭土、黄铁矿及少量的硬石膏和方解石等矿物为特征,产出形式以弥漫状和脉体晕为主,也见细脉状蚀变。矿化与热液蚀变密切相关,主要发育黄铜矿、辉钼矿、黄铁矿以及磁黄铁矿等金属矿物,在岩体中心形成由细脉浸染状矿石组成的筒状矿体,岩体边部产出脉状矿体(范玉华等 2006; 王守旭等 2008)(图 2b)。其中,铜矿化主要发育在石英二长岩体内,闪长岩、石英闪长岩和花岗闪长岩也有部分矿化。

3 样品处理及分析方法

本文所选样品均采自普朗含矿斑岩体中蚀变相对较弱或新鲜的地表露头 and 钻孔岩芯(采样点见图 2, 钻孔样品以 ZK0808 和 ZK1616 为主),包括与矿化密切相关的石英二长岩(8 件)和石英闪长岩(6 件)。样品测试均在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。主量元素采用碱容玻璃片 XRF 法分析,所用测试仪器为 Rigaku RIX2000 型荧光光谱仪(XRF),分析精度优于 2%~5%,微量元素采用酸溶法在高温高压下消

解,然后在 Perjub-Ekmer Sciex Elan 6000 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)上完成,分析精度优于 10%,分析方法和程序参见 Chen 等(2010)。

4 分析结果

普朗超大型斑岩铜矿床中与矿化密切相关的 8 件石英二长岩和 6 件石英闪长岩的全岩地球化学分析结果如表 1 所示。

石英闪长岩 $w(\text{SiO}_2)$ 为 61.41%~64.13%(平均 62.74%),石英二长岩 $w(\text{SiO}_2)$ 为 62.11%~72.11%(平均 65.43%)。14 个样品的 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 为 5.24%~9.32%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 11.28%~19.12%(平均 14.89%), $w(\text{MgO})$ 为 1.98%~4.04%,其中,石英闪长岩略高; $\text{Mg}^\#$ 相对较高,石英闪长岩为 55.1~73.2,而石英二长岩为 49.9~67.4; $w(\text{Na}_2\text{O})$ 和 $w(\text{K}_2\text{O})$ 的变化较大,分别为 1.20%~5.27%(平均 2.96%)和 2.16%~6.61%(平均 4.48%), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值介于 0.3~2.4(平均 0.8),以相对富钾、低钠为特征,表明岩石是偏钾质的。本文及近期已发表数据(Li et al., 2011; Wang et al., 2011)表明,普朗含矿斑岩的不同侵入体具有相似的地球化学组分。在 TAS 硅碱图(图 3)中,除个别样品属于碱性系列外,其余样品均落在钙碱性区域内,且大多数样品落在石英二长岩和石英闪长岩区域,少数落在二长岩区域内。其中,闪长岩(Wang et al., 2011)的 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 变化很大,介于 3.1%~9.2%之间,可能与部分岩石遭受后期热液蚀变有关。

在 SiO_2 - K_2O 图解(图 4)中,绝大多数样品属于高钾钙碱性系列和橄榄安粗岩系列,个别样品落入低钾区域,可能是受热液蚀变的影响所致。在 SiO_2 与主量元素的 Harker 图(图 5)中,随着 $w(\text{SiO}_2)$ 的增加, $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}})$ 和 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{CaO})$ 和 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 均呈逐渐降低的趋势。

在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 6a)中,普朗含矿斑岩的 14 个样品均呈现出典型的弧岩浆成分特征,具体表现为富集 $w(\text{Ba})$ 445×10^{-6} ~ 2484×10^{-6} 和 $w(\text{Sr})$ 327×10^{-6} ~ 984×10^{-6} 等大离子亲石元素(LILE),而相对亏损 $w(\text{Nb})$ 9.9×10^{-6} ~ 17.5×10^{-6} 、 $w(\text{Ta})$ 0.81×10^{-6} ~ 1.47×10^{-6} 、 $w(\text{Ti})$ 明显的负 Ti 异常)和 $w(\text{Zr})$ 160×10^{-6} ~ 214×10^{-6} 等高场强元素(HFSE)(表 1)。

表 1 普朗含矿斑岩主要元素和微量元素分析结果
Table 1 Analytical results of major and trace elements of ore-bearing porphyries in the Pulang copper deposit

组分	石英二长岩										石英闪长岩									
	FLD-42	FLD-255	FLD-300	1601-530	0808-45	0808-74	0808-138	0808-210	FL-11	FL-13	PL-15	PL-16	1616-84	1616-390						
SiO ₂	64.98	64.73	72.11	69.21	62.37	64.14	62.11	63.78	61.41	63.14	63.09	64.13	62.02	62.62						
TiO ₂	0.67	0.68	0.50	0.53	0.73	0.86	0.92	0.83	0.71	0.94	0.91	0.84	0.78	0.84						
Al ₂ O ₃	13.84	14.85	11.28	12.93	14.73	14.97	14.72	13.83	14.47	19.12	18.21	15.87	15.08	14.55						
FeO ₃ ^T	4.79	4.08	2.85	2.33	6.37	3.38	5.24	5.82	5.76	1.73	1.78	2.97	4.90	4.94						
MgO	2.78	2.63	1.98	2.08	3.16	3.50	3.98	4.04	3.54	2.36	2.42	3.38	3.29	3.29						
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.04	0.06	0.01	0.01	0.03	0.05	0.05						
CaO	2.14	1.56	1.06	1.99	2.82	2.60	3.11	2.81	4.26	3.62	2.56	4.45	4.70	3.45						
Na ₂ O	2.51	2.18	1.99	2.49	1.20	2.94	3.20	1.90	3.30	5.27	3.96	3.55	3.35	3.62						
K ₂ O	5.78	6.13	5.78	6.61	4.04	4.37	3.52	3.62	4.61	2.16	5.37	2.37	3.78	4.55						
P ₂ O ₅	0.36	0.34	0.25	0.17	0.33	0.25	0.36	0.32	0.34	0.13	0.12	0.40	0.34	0.25						
LOI	1.55	2.24	1.61	1.05	3.80	2.43	2.28	2.48	0.95	0.93	0.98	1.43	1.13	1.26						
总和	99.42	99.44	99.43	99.42	99.57	99.45	99.47	99.47	99.41	99.41	99.41	99.42	99.42	99.42						
Na ₂ O+K ₂ O	8.28	8.31	7.77	9.10	5.24	7.30	6.72	5.52	7.91	7.42	9.32	5.92	7.13	8.16						
Mg [#]	53.7	56.3	58.1	64.2	49.9	67.4	60.3	58.1	55.1	73.2	73.1	69.4	57.3	57.1						
Na ₂ O/K ₂ O*	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3	0.7	0.9	0.5	0.7	2.4	0.7	1.5	0.9	0.8						
							$w(B)/10^{-6}$													
Sc	13.7	16.9	9.3	10.8	18.0	22.1	27.4	20.4	18.7	15.9	16.3	18.5	14.6	17.9						
V	120	134	78	106	162	172	197	172	150	174	183	168	143	148						
Cr	42.6	50.5	32.8	40.5	57.8	64.8	84.3	56.9	58.8	188.5	184.0	54.7	45.0	61.7						
Co	13.4	13.8	8.3	5.1	30.5	11.2	24.9	15.4	34.3	5.5	4.6	36.0	15.8	15.3						
Ni	17.9	19.7	10.7	9.9	21.1	25.2	24.8	19.5	21.4	41.8	21.8	22.1	19.3	30.5						
Cu	6405	3004	4459	2872	1606	4922	1894	947	14	280	2975	3069	107	60						
Rb	206	230	194	159	172	135	160	182	157	142	153	94	101	125						
Sr	599	327	336	573	501	544	665	540	745	853	624	955	984	623						
Y	14.3	12.0	7.9	9.2	15.5	18.0	19.3	16.3	17.4	21.9	21.5	17.5	17.0	15.7						
Zr	201	213	178	214	186	198	160	183	168	169	163	181	186	184						
Nb	12.7	13.2	9.9	11.1	10.5	13.2	13.6	11.1	10.6	17.5	17.5	12.5	11.3	11.9						
Ba	1603	1024	951	1282	1574	2124	1376	1520	2120	445	982	1000	2232	2484						

续表 1
Comnt. Table 1

组分	石英二长岩										石英闪长岩				
	PLD-42	PLD-255	FLD-300	1601-530	0808-45	0808-74	0808-138	0808-210	FL-11	FL-13	PL-15	PL-16	1616-84	1616-390	
La	22.9	23.9	12.3	14.2	32.5	51.3	43.3	37.4	35.3	31.9	32.2	33.2	37.8	33.7	
Ce	47.5	46.3	24.7	28.9	62.4	96.1	83.9	72.9	65.6	63.9	64.5	64.3	71.9	63.6	
Pr	5.82	5.47	2.98	3.58	7.16	11.12	9.90	8.42	7.74	7.47	7.35	7.72	8.40	7.41	
Nd	22.2	21.0	11.7	13.6	25.8	41.8	38.5	30.3	28.1	26.3	25.6	28.4	30.6	27.1	
Sm	4.45	3.87	2.39	2.76	5.09	7.52	7.03	5.77	5.59	5.07	5.01	5.44	5.87	5.38	
Eu	0.90	0.77	0.45	0.65	1.14	1.61	1.71	1.26	1.40	0.87	0.93	1.45	1.38	1.02	
Gd	3.48	2.95	1.86	2.21	4.10	5.82	5.63	4.48	4.78	4.30	4.37	4.71	4.75	4.34	
Tb	0.50	0.42	0.27	0.30	0.58	0.78	0.75	0.60	0.64	0.66	0.67	0.64	0.62	0.58	
Dy	2.69	2.35	1.42	1.75	3.01	4.02	4.13	3.30	3.24	3.92	3.83	3.35	3.27	3.09	
Ho	0.50	0.46	0.28	0.33	0.56	0.76	0.77	0.60	0.59	0.78	0.79	0.61	0.60	0.58	
Er	1.39	1.17	0.76	0.93	1.46	1.92	2.00	1.53	1.58	2.14	2.21	1.65	1.55	1.53	
Tm	0.20	0.17	0.11	0.14	0.22	0.27	0.29	0.23	0.23	0.33	0.33	0.24	0.22	0.23	
Yb	1.4	1.0	0.8	0.9	1.4	1.7	1.8	1.5	1.5	2.3	2.2	1.5	1.4	1.5	
Lu	0.21	0.18	0.12	0.16	0.22	0.28	0.29	0.23	0.22	0.37	0.35	0.23	0.23	0.22	
Hf	5.8	5.4	5.1	6.2	5.1	5.1	4.2	5.2	4.5	4.8	4.7	4.8	4.9	5.2	
Ta	1.07	1.06	0.88	0.96	0.84	0.97	0.96	0.81	0.85	1.47	1.43	1.02	0.81	0.89	
Pb	13.0	40.6	11.7	6.2	3.7	10.2	7.4	6.9	8.2	7.63	10.8	4.7	8.7	4.7	
Th	15.5	16.6	13.2	13.9	14.6	14.0	14.2	13.7	13.4	19.5	18.6	9.6	14.1	13.4	
U	2.80	4.97	2.7	2.6	4.3	3.55	4.32	4.1	3	2.799	3.176	2.321	3.4	3.21	
δEu^*	0.70	0.70	0.65	0.80	0.76	0.75	0.83	0.76	0.83	0.57	0.61	0.88	0.80	0.65	
Sr/Y*	42	27	43	63	32	30	34	33	43	39	29	54	58	40	
La/Yb^*	17	24	16	15	23	31	25	25	24	14	15	22	27	23	

注: * 单位为 1。

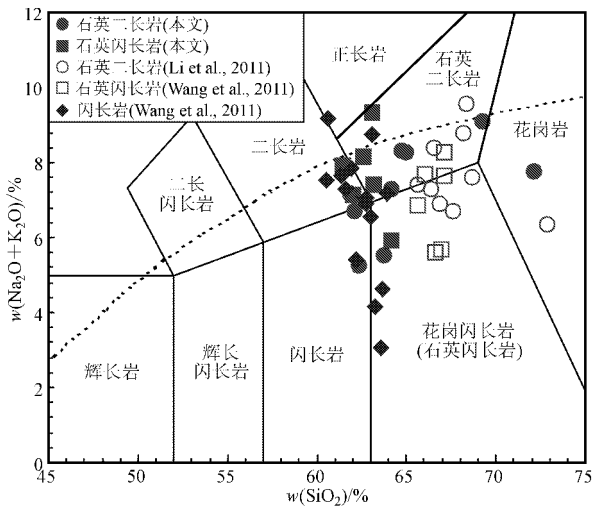


图3 普朗含矿斑岩 TAS图解(据 Wilson, 1989)

Fig. 3 Total alkalis versus silica content diagram for the Pulang ore-bearing porphyries (after Wilson, 1989)

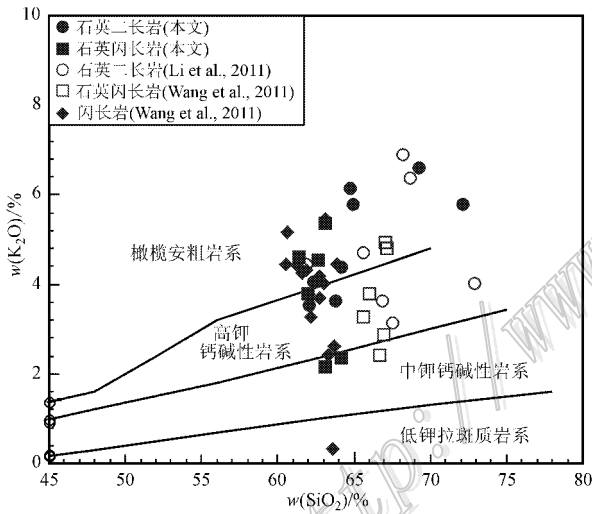


图4 普朗含矿斑岩的 SiO₂-K₂O 图解

(据 Peccerillo et al., 1976)

Fig. 4 SiO₂ versus K₂O diagram for the Pulang ore-bearing porphyries (after Peccerillo et al., 1976)

在球粒陨石标准化 REE 配分模式图(图 6b)中, 石英二长岩和石英闪长岩均具有右倾的配分曲线, LREE 和 MREE 分异明显, 石英二长岩的 $(La/Sm)_N = 3.3 \sim 4.4$, 石英闪长岩的 $(La/Sm)_N = 3.9 \sim 4.2$; 但 MREE 和 HREE 分异不明显, 呈平缓状, 石英二长岩的 $(Dy/Yb)_N = 1.2 \sim 1.6$, 石英闪长岩的 $(Dy/Yb)_N = 1.1 \sim 1.5$; 石英二长岩的 $\delta Eu = 0.65 \sim 0.83$, 石英闪长岩的 $\delta Eu = 0.57 \sim 0.88$, 闪长岩的 $\delta Eu = 0.79 \sim 0.94$ (Wang et al., 2011), 从闪长岩、石英闪

长岩到石英二长岩, 负 Eu 异常逐次增强(图 6b)

5 讨论

5.1 岩石成因

普朗含矿斑岩(闪长岩、石英闪长岩和石英二长岩)整体 $w(SiO_2) > 61\%$, $w(Al_2O_3)$ 较高, 为 $11.28\% \sim 19.12\%$ (平均 14.89%), $w(MgO)$ 为 $1.98\% \sim 4.04\%$ (平均 3.03%); 亏损重稀土元素(如 $w(Yb)$ 为 $0.8 \times 10^{-6} \sim 2.3 \times 10^{-6}$) 和 $w(Y)$ $7.9 \times 10^{-6} \sim 21.9 \times 10^{-6}$), 较高 $w(Sr)$ $327 \times 10^{-6} \sim 984 \times 10^{-6}$, 高 Sr/Y ($27 \sim 63$) 和 La/Yb ($14 \sim 31$) 比值(表 1), 有较明显的负 Eu 异常, 贫高场强元素。闪长岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_\lambda = 0.7070 \sim 0.7073$, $\epsilon_{Nd}(t) = -2.51 \sim -2.22$ (Wang et al., 2011); 石英闪长岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_\lambda = 0.7056 \sim 0.7057$, $\epsilon_{Nd}(t) = -2.29 \sim -2.22$ (任江波等, 2011b); 石英二长岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_\lambda = 0.7056 \sim 0.7058$, $\epsilon_{Nd}(t) = -2.85 \sim -2.80$ (任江波等, 2011b)。从以上数据可见, 普朗含矿斑岩的部分地球化学特征与埃达克岩(任江波等, 2011b; Wang et al., 2011)相似。由于甘孜-理塘洋盆的俯冲时限为 $237 \sim 206$ Ma(侯增谦等, 2004), 普朗含矿斑岩的形成时代介于其间, 因此, 许多学者将含矿斑岩的埃达克岩亲和性成因归结于甘孜-理塘洋向西俯冲过程中板片部分熔融的结果(冷成彪等, 2007; 任江波等, 2011a, 2011b; Wang et al., 2011)。

然而, 普朗含矿斑岩在 Y-Sr/Y 和 Yb-La/Yb 图解(图 7a, d)中, 并非完全位于典型的埃达克岩范围, 而是分布于正常弧岩浆系列与埃达克岩的过渡区域。另外, 普朗含矿斑岩的其他地球化学指标也与埃达克岩存在较大差异(表 2)。板片熔融的埃达克岩应符合 Richards 等(2007)列出的地球化学特征, 而普朗含矿斑岩部分样品的 $w(Al_2O_3) < 15\%$, $w(Sr) < 400 \times 10^{-6}$, $w(Y) > 18 \times 10^{-6}$, $w(Yb) > 1.9 \times 10^{-6}$, La/Yb 比值 < 20 , 且 $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.7056$ (任江波等, 2011b; Wang et al., 2011), 这些都不符合典型埃达克岩的地球化学特征(Defant et al., 1990)。此外, 普朗含矿斑岩的 $w(Na_2O)$ (平均 2.96%) 和 $w(K_2O)$ (平均 4.48%) K_2O/Na_2O 比值(平均 1.3) 及 $w(Rb) > 94 \times 10^{-6}$ 等都与由板片熔融形成的埃达克岩(Richards et al., 2007)有很大差异(表 2)。

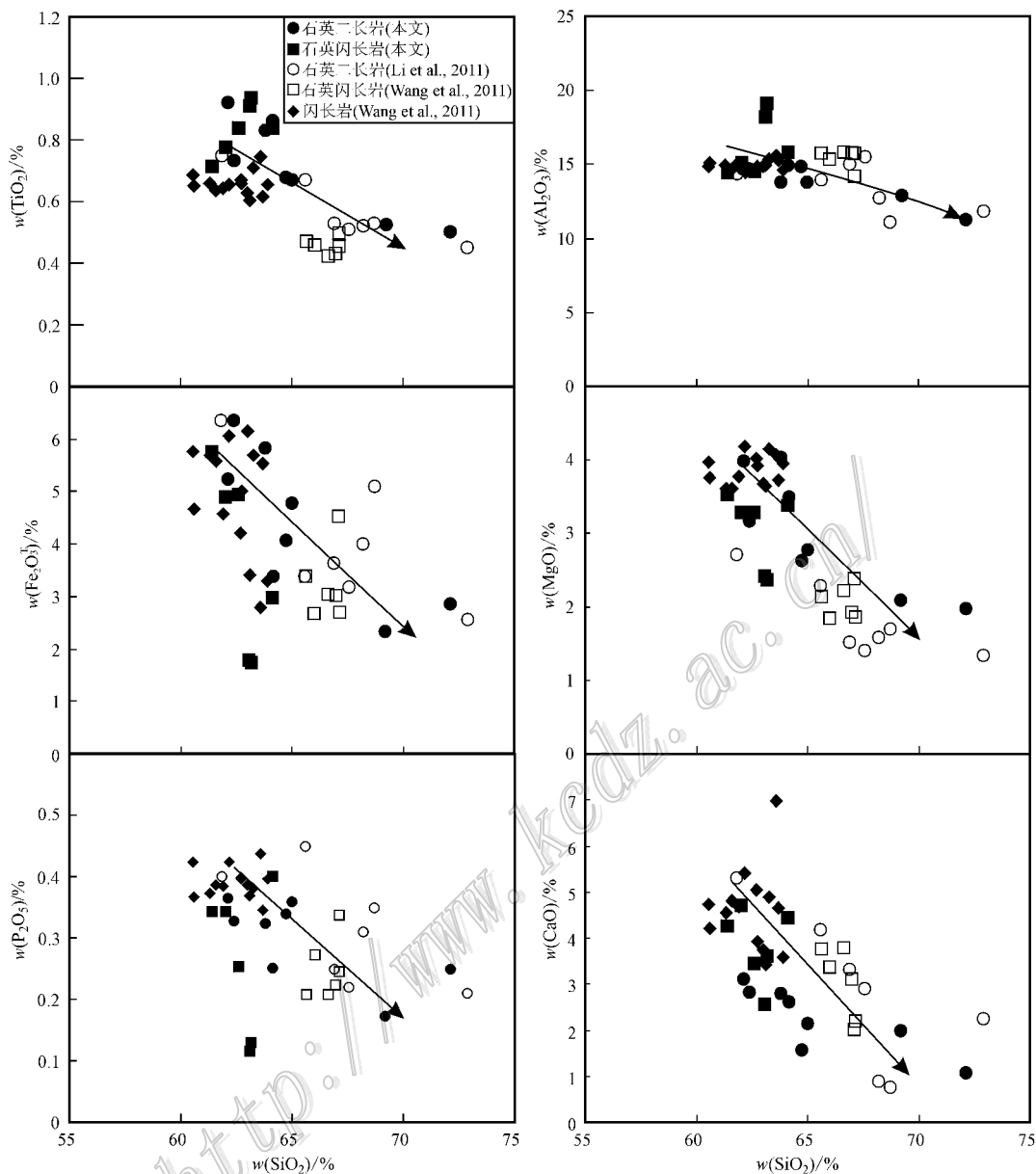


图 5 普朗含矿斑岩的 Harker 图解

Fig. 5 Harker diagrams of selected major oxides for the Pulang ore-bearing porphyries

在稀土元素中, La、Sm、Dy 和 Yb 通常用来指示轻稀土元素(LREE, La) 中稀土元素(MREE、Sm 和 Dy)以及重稀土元素(HREE、Yb)的地球化学行为。由于 HREE 和 MREE 在石榴子石和角闪石中的分配系数不同, 岩浆中石榴子石的分离结晶或岩浆源区的石榴子石残留将导致 LREE/MREE [(La/Sm)_N] 和 MREE/HREE [(Dy/Yb)_N] 比值的增加, 而角闪石的分离结晶将导致 LREE/MREE 比值不断增加, 但 MREE/HREE 比值将保持稳定或仅略微下降 [(Dy/Yb)_N ≈ 或 < 1]。因此, 角闪石的分离结晶

可以导致平缓状或铲状的 REE 配分模式, 而石榴子石的分离结晶则会形成具有一定斜率的 REE 配分模式 (Castillo et al., 1999; Rooney et al., 2011)。普朗含矿斑岩的 LREE 和 MREE 分异明显, 但 MREE 和 HREE 的分异不明显, 表现出与角闪石而非石榴子石分离结晶有关的平缓状或铲状 REE 配分模式 (图 6b)。同样, 在 SiO₂-(La/Sm)_N 和 SiO₂-(Dy/Yb)_N 关系图 (图 8) 中, 随着 w(SiO₂) 的增加, 普朗含矿斑岩的 (La/Sm)_N 从 ≈ 2 增加到 ≈ 5.5, 而 (Dy/Yb)_N 保持稳定或略有下降 (≈ 1), 这与角闪石

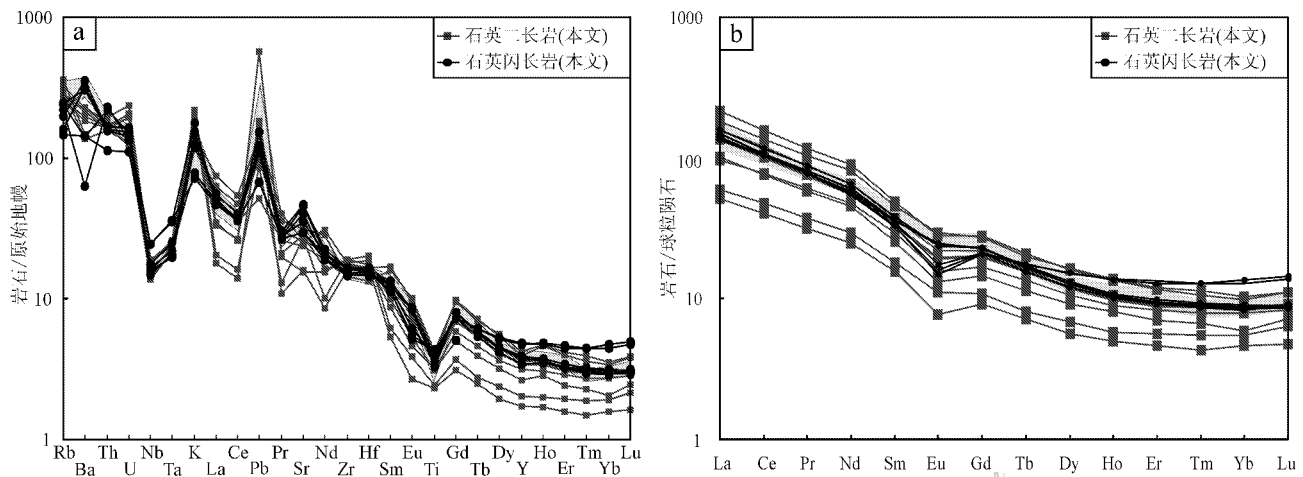


图6 原始地幔标准化微量元素蛛网图(a)和球粒陨石标准化稀土元素配分图(b)

标准化数据引自 Sun et al., 1989; 灰色区域为闪长岩, 引自 Wang et al., 2011

Fig. 6 Primitive mantle normalized trace-element spider diagrams (a) and chondrite-normalized rare earth element patterns (b)

Standardized data after Sun et al., 1989; gray area representing diorite after Wang et al., 2011

分离结晶所造成的残留岩浆的地球化学行为趋势是一致的,而且后期可能还伴随有强烈富集 LREE 的副矿物(如独居石、褐帘石、少量磷灰石和榍石等)的分离结晶(Miller et al., 1982)。

前已述及,普朗含矿斑岩可能与角闪石的分离结晶有关,而通常情况下,正常弧岩浆中相对富集 MREE 和 HREE 的角闪石 ± 榍石 ± 锆石等矿物的分离结晶,将使岩浆向高 Sr/Y 和 La/Yb 比值的方向演化(Castillo et al., 1999; Li et al., 2009)。图 7 显示,普朗含矿斑岩 Sr/Y 比值与岩石中 $w(\text{SiO}_2)$ 呈微弱的正相关性(图 7b), $w(\text{Y})$ 随岩石中 $w(\text{SiO}_2)$ 的增加呈逐渐减小的趋势,表现出明显的负相关性,且 $w(\text{Y})$ 呈现出从非埃达克岩区域逐渐演化到埃达克岩区域的趋势(图 7c), $w(\text{Sr})$ 与 $w(\text{SiO}_2)$ 之间没有明显关系,且总体含量较低(图 7i),可能与后期斜长石的分离结晶有关(后文述及); La/Yb 比值与 $w(\text{SiO}_2)$ 之间关系不明确(图 7e), $w(\text{Yb})$ 与 $w(\text{SiO}_2)$ 表现出良好的负相关性(图 7f)。因此,角闪石的分离结晶可以很好地解释普朗含矿斑岩部分样品较高的 Sr/Y 和 La/Yb 比值。同时, SiO_2 与 Rb、Zr/Sm 之间表现出一定的正相关性(图 9c、e),而与 Dy/Yb 比值具有明显负相关性(图 9d)的特征也反映出角闪石的分离结晶在普朗含矿斑岩演化过程中具有重要作用。

Eu 通常有 Eu^{3+} 和 Eu^{2+} 两种价态,而 Eu^{2+} 有时呈类质同象取代斜长石中的 Ca^{2+} ,且 Eu 在斜长石

中的分配系数远远大于其他 REE,因此,明显的负 Eu 异常通常指示岩浆演化过程中斜长石的分离结晶或源区有斜长石的残留;而不明显的负 Eu 异常 ($\delta\text{Eu} \approx 1$) 通常表明:① 初始岩浆中斜长石结晶较少;② 高岩浆水含量抑制了斜长石的结晶;③ 岩浆具有较高的氧逸度,导致 Eu 主要呈 Eu^{3+} 形式存在,而很少以 Eu^{2+} 进入斜长石结晶相中(Frey et al., 1978)。Rb/Sr、Rb/Ba 比值与 δEu 之间存在明显的负相关性(图 9a、b)表明普朗含矿斑岩的负 Eu 异常为后期斜长石分离结晶而非源区斜长石残留所致。同时,斜长石的分离结晶也能较好地解释含矿斑岩中 Sr 含量相对于典型的埃达克岩并不是很高的特征。总体而言,斜长石的分离结晶也可能是普朗含矿斑岩形成的一个关键因素。

在 Harker 图解(图 5)中,普朗含矿斑岩主要氧化物 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}})$ 、 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{CaO})$ 、 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 随着 $w(\text{SiO}_2)$ 增加而逐渐降低的趋势,反映了角闪石、斜长石、磷灰石和 Fe-Ti 氧化物等矿物的分离结晶(Li et al., 2009)。另外,普朗含矿斑岩的 MgO、 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 与 SiO_2 呈现出良好的负相关性(图 7g),相容元素 Ni、Cr 与 SiO_2 之间的负相关性也很明显,并且 $w(\text{Ni})$ 随着 $w(\text{SiO}_2)$ 的增加,逐渐从埃达克岩区域过渡到非埃达克岩区域(图 7h)。La-La/Sm 图解(图 9f)进一步说明,岩浆分离结晶在普朗含矿斑岩演化过程中占主导地位。

本文选取区域内同时代的成分最为基性的安

表2 埃达克岩与普朗含矿斑岩对比

Table 2 Discrimination between adakite and the Pulang ore-bearing porphyries

埃达克岩

组分	Defant 等 (1990)	Defant 等 (1993)	Sajona 等 (1993)	Drummond 等 (1996)	Castillo 等 (1999)	Martin (1999)	Defant 等 (2001)	Martin 等 (2005)	Richards 等 (2007)	普朗含矿斑岩 (本文)
SiO ₂	≥56				>56	>56	>56	>56	≥56	>61
Al ₂ O ₃	≥15	≥15 ^a	>14.5	>15 ^a			>15		≥15	11.3~19.1(平均14.9)
MgO	<3,少量>6		<3						一般<3	2.0~4.0
Mg [#]						~51		~51	~50	49.9~73.2
Na ₂ O			3.0~7.4			3.5~7.5	>3.5	3.5~7.5	≥3.5	1.2~5.3(平均3.0)
K ₂ O									≤3	2.2~6.6(平均4.4)
K ₂ O/Na ₂ O*				≤3		~0.42		~0.42	~0.42	~1.3
						w(B)/10 ⁻⁶				
Rb				<65						
Sr	≥400		≥350			300~2000	>400		≤65	94~230
Y	≤18	≤18	≤14		<15~18	≤18	≤18	≤18	≤18	327~984
Yb	≤1.9	≤1.9	≤1.4		<1~1.5	≤1.8	≤1.9	≤1.8	≤1.9	7.9~21.9
Ni			9~45			20~40		24	≥20	10~42
Cr			14~66			30~50		36	≥30	33~189
Sr/Y*		≥20	≥32		>40		≥40		≥20	27~63
La _d /Yb*		≥~8	≥8		>20		≥20	≥15	≥20	14~31
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr*	<0.7040			<0.7045					≤0.7045	≥0.7056
俯冲板片年龄(Ma)	≤25		~55	≤25					≤25	>25

注: *单位为1:表中15^a的a代表当w(SiO₂)≥70%时。

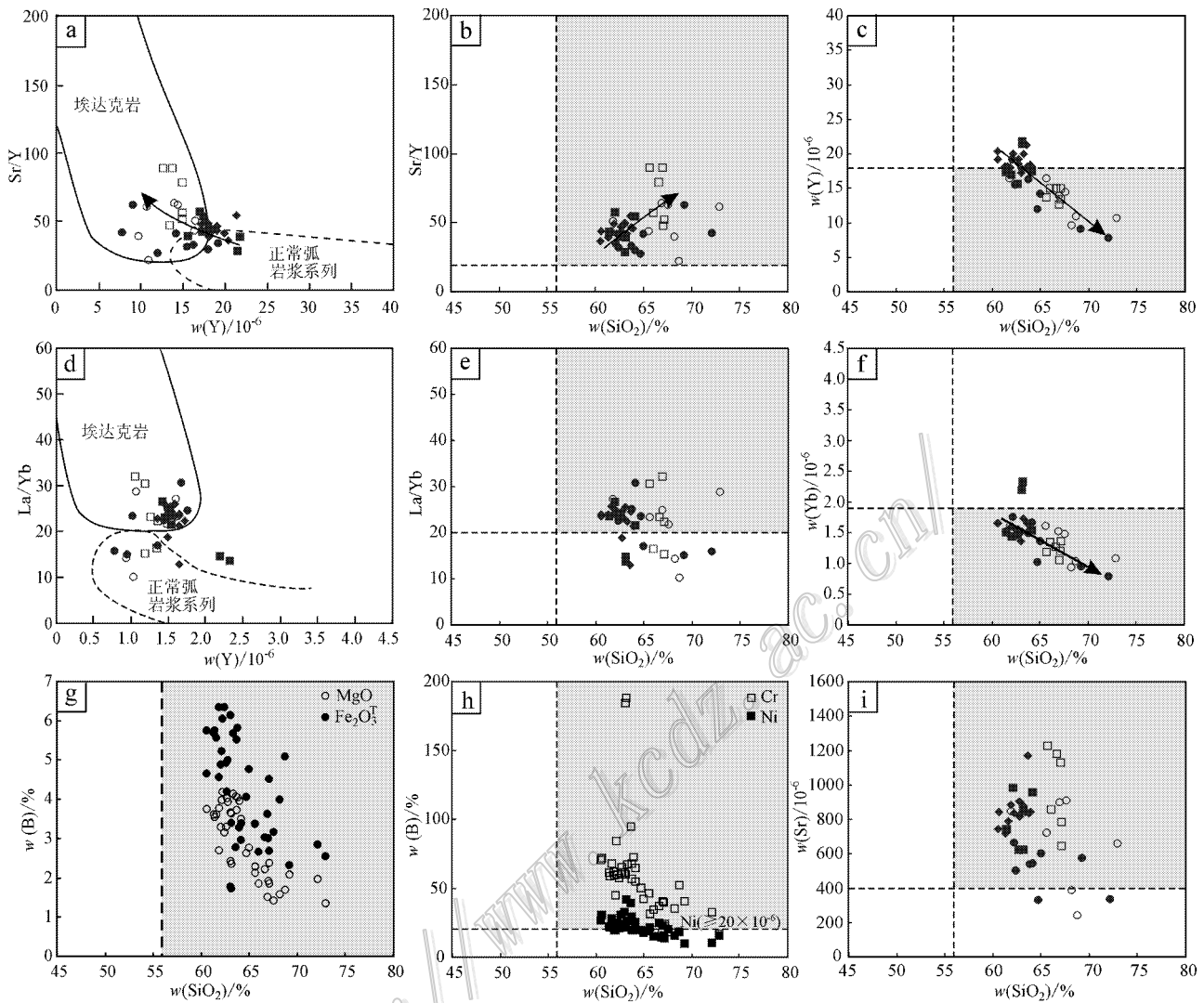


图7 Sr/Y-Y(a)和La/Yb-Yb(d)图解及相关地球化学参数与SiO₂之间的变化关系(b, c, e~i, 据 Richards et al., 2007) 灰色区域代表埃达克岩组成范围; a~f和i数据来源和图例同图5

Fig. 7 Sr/Y-Y (a) and La/Yb-Yb (d) diagrams along with variation between SiO₂ and other elements (b, c, e~i, after Richards et al., 2007)

The gray areas indicate adakitic compositions as defined; a~f and i data source and legends as for Fig. 5

山岩样品 HST1 ($w(\text{SiO}_2)$ 为 56.8%, $w(\text{La})$, $w(\text{Ce})$, $w(\text{Nd})$, $w(\text{Sm})$, $w(\text{Eu})$, $w(\text{Gd})$, $w(\text{Dy})$, $w(\text{Yb})$ 和 $w(\text{Lu})$ 分别为 67.01×10^{-6} , 121.7×10^{-6} , 45.87×10^{-6} , 7.48×10^{-6} , 1.58×10^{-6} , 5.04×10^{-6} , 3.65×10^{-6} , 1.67×10^{-6} 和 0.27×10^{-6} , 黄肖潇, 未发表数据) 作为初始岩浆, REE 总含量最低的样品 PLD-300 作为最终产物进行地球化学模拟, 发现当初始岩浆发生“65%角闪石 + 20%斜长石 + 15%磷灰石”的分离结晶且岩浆结晶程度达 90% 时, 其 REE 配分模式与最终产物非常吻合(图 10)。

在正常钙碱性岩浆演化的 AFC(混染-分离-结

晶)过程中, 地壳物质的混染及镁铁质矿物的分离结晶必然导致最终形成岩浆的 $\text{Mg}^\#$ 降低。虽然普朗含矿斑岩部分样品的 $\text{Mg}^\#$ 很高, 与分离结晶的模式不一致, 但笔者认为, 造成这些样品 $\text{Mg}^\#$ 很高的原因可能是样品受到热液蚀变的影响。表 1 显示, 部分样品的 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^T)$ 很低, 有 5 个样品甚至 < 3%, 而正常弧岩浆的 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^T)$ 通常在 5% 左右或以上。镜下观察表明, 在这些 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^T)$ 很低的样品中, 角闪石和黑云母蚀变强烈。因此, 造成 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^T)$ 很低的原因可能是这些富铁矿物在蚀变为绿泥石等矿物的过程中 Fe 发生了强烈的迁移丢

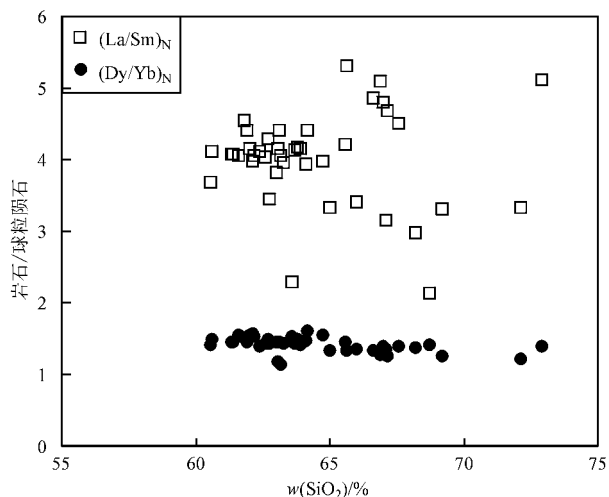


图 8 普朗含矿斑岩 SiO_2 - $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 和 SiO_2 - $(\text{Dy}/\text{Yb})_N$ 图
(据 Richards et al., 2007)
标准化数据引自 Sun et al., 1989

Fig. 8 Chondrite-normalized $(\text{La}/\text{Sm})_N$ and $(\text{Dy}/\text{Yb})_N$ versus SiO_2 for the Pulang ore-bearing porphyries (after Richards et al. 2007)

Normalizing values after Sun et al., 1989

失。这也很好地解释了 5 个样品的 $\text{Mg}^\#$ (有 2 个高于 70) 比其他样品 (大多在 60 以下) 高出很多的原因。

区域地质资料显示,东斑岩带的普朗、西斑岩带的雪鸡坪和春都 3 个斑岩铜矿床中,与矿化相关的石英闪长岩和石英二长岩空间上存在密切关系,石英闪长岩呈大面积的面状分布,通常包围中心矿化强烈的石英二长岩,且在普朗铜矿床的钻孔岩芯中,石英闪长岩和石英二长岩之间存在渐变过渡关系,表现为钾长石斑晶的逐渐增加或减少。最近的研究也表明,整个区域上东、西斑岩带与斑岩铜矿床成矿作用有关的石英闪长岩和石英二长岩是在同一构造背景下近同时形成的(任江波等, 2011a)。2 种岩石之间密切的时空演化关系也充分说明分离结晶在成矿斑岩演化过程中的主导地位。

因此,笔者认为普朗含矿斑岩可能是晚三叠世甘孜-理塘大洋板片向西俯冲时,发生脱挥发分作用,导致上覆地幔楔遭受流体交代,被流体交代的地幔楔进而发生部分熔融,形成正常拉斑玄武质-钙

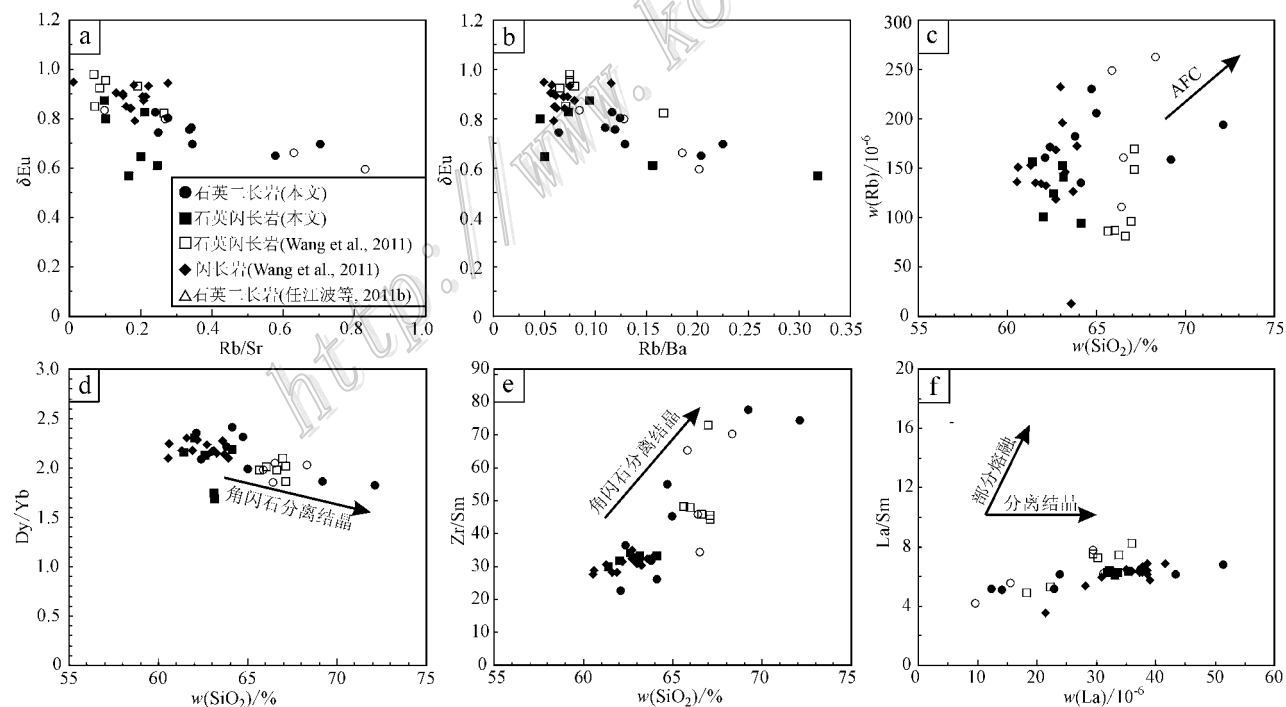


图 9 Rb/Sr - δEu 图 (a), Rb/Ba - δEu 图 (b), SiO_2 - Rb 图 (c, 据 Castillo et al., 1999), SiO_2 - Dy/Yb 图 (d, 据 Castillo et al., 1999), SiO_2 - Zr/Sm 图 (e, 据 Wang et al., 2008) 和 La - La/Sm 图 (f)

Fig. 9 Rb/Sr versus δEu (a), Rb/Ba versus δEu (b), SiO_2 versus Rb (c, after Castillo et al., 1999), SiO_2 versus Dy/Yb (d, after Castillo et al., 1999), SiO_2 versus Zr/Sm (e, after Wang et al., 2008) and La versus La/Sm (f) diagrams

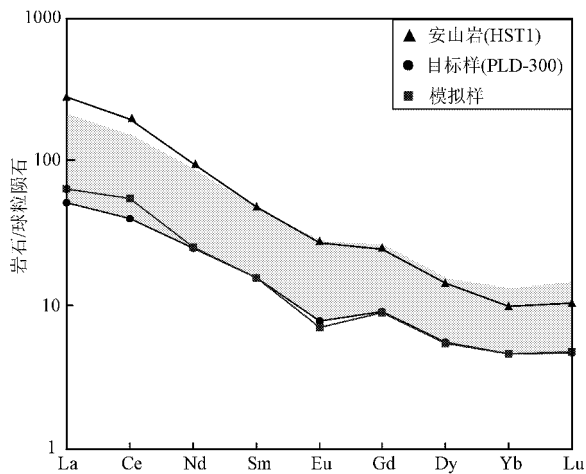


图 10 普朗含矿斑岩稀土元素配分模式模拟
灰色区域代表普朗含矿斑岩,安山岩样品 HST1 经矿物组合“65%角闪石+20%斜长石+15%磷灰石”90%的分馏结晶所达到的模拟样接近目标样 PLD-300,分馏系数引自 <http://earthref.org/GERM/>和 Barboni et al., 2011

Fig. 10 Petrogenetic modeling of the Pulang ore-bearing porphyries

The gray field represents Pulang porphyries, the modelling sample is for about 90% fractional crystallization of an assemblage consisting of 65% amphibole, 20% plagioclase, 15% apatite starting with the andesite sample HST1. The used REE partition coefficient (KD) values are from <http://earthref.org/GERM/> and Barboni et al., 2011

碱性弧岩浆,这种钙碱性岩浆在岩浆房中或侵位过程中发生“65%角闪石+20%斜长石+15%磷灰石”的分馏结晶,且岩浆结晶程度达90%时形成的一套具有一定埃达克岩亲和性的岩浆。

5.2 成矿意义

普朗含矿斑岩中黑云母和角闪石等含水矿物斑晶常见,表明原始岩浆具有很高的含水量,这是后期形成巨大岩浆热液成矿体系的必要条件。而甘孜-理塘大洋板片俯冲形成的挤压环境更有利于大型-超大型斑岩铜矿床的形成(Richards, 2003)。在相对挤压的环境下,形成于 MASH 区域的初始含矿岩浆因上覆压力的影响不易喷出地表,避免了金属元素和硫的大量逸散;同时,挤压环境也有利于含矿岩浆在上地壳形成较大的岩浆房,利于岩浆在封闭体系中的充分分异、气相饱和并形成大量的岩浆热液流体,并限制一些可能形成于岩浆房顶部的小岩体的形成,使更多的流体集中于单个的岩体中(Sillitoe, 1997)。中甸弧内的普朗、雪鸡坪和春都3个斑岩铜矿床野外资料显示,三者含矿斑岩的斑晶依次减小,且春都含矿斑岩中常发育较多岩石角砾,这表明3个斑岩铜矿床的含矿斑岩形成时的压力不同,即侵位深度可能各不相同。普朗含矿斑岩侵位相对

较深,有利于较大岩浆房的形成和成矿流体的充分分离和聚集,并最终形成超大型斑岩铜矿床;雪鸡坪含矿斑岩侵位较浅,不利于形成大的岩浆房,而易于在岩浆房顶部形成许多小的岩枝,这种情况不利于成矿流体的充分分离,因而形成中型斑岩铜矿床;而春都含矿斑岩侵位更浅,来不及分离出成矿流体就发生了引爆,故只能形成规模更小的斑岩铜矿床。

6 结论

(1) 普朗含矿斑岩的部分样品具有较高的 Sr/Y (27~63) 和 La/Yb (14~31) 比值,富集 LILE 而亏损 HREE 和 Y 及高场强元素(HFSE),具有一定的埃达克岩地球化学特征,而另外一些样品则与正常的弧钙碱性岩石相似。

(2) 普朗含矿斑岩部分样品的埃达克岩地球化学特征可以概括为:甘孜-理塘大洋板片向西俯冲过程中发生脱挥发分并对上覆地幔楔进行交代,被流体交代的地幔楔发生部分熔融形成拉斑玄武质-钙碱性弧岩浆,这种钙碱性岩浆在岩浆房或上升侵位过程中发生分离结晶作用形成埃达克质岩石。

(3) 甘孜-理塘大洋板片俯冲的挤压环境及原始岩浆富水的特征有利于普朗超大型斑岩铜矿床的形成,且区域上普朗、雪鸡坪和春都3个斑岩铜矿床含矿斑岩的侵位深度依次变浅。

志谢 云南省地质调查局李文昌教授和张世权高级工程师在样品采集等野外工作中给予了大量指导与帮助,主量元素和微量元素分析得到了刘颖高级工程师和胡光黔高级工程师的热心帮助,两位评审专家对本文提出了宝贵的修改意见,笔者在此一并表示衷心的感谢。

参考文献/References

- 范玉华,李文昌. 2006. 云南普朗斑岩铜矿床地质特征[J]. 中国地质, 33(2): 352-362.
- 侯增谦,李荫清,张绮玲,曲晓明. 2003. 海底热水成矿系统中的流体端员与混合过程——来自白银厂和呷村 VMS 矿床的流体包裹体证据[J]. 岩石学报, 19(2): 221-234.
- 侯增谦,杨岳清,曲晓明,黄典豪,吕庆田,王海平,余金杰,唐绍华. 2004. 三江地区义敦岛弧造山带演化和成矿系统[J]. 地质学报, 78(1): 109-120.
- 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[J]. 矿物学报, 27(3): 414-422.
- 李文昌, 尹光侯, 卢映祥, 王彦斌, 余海军, 曹晓民, 张世权. 2010. 西南“三江”格咱火山-岩浆弧中红山-属都蛇绿混杂岩带的厘定及其意义[J]. 岩石学报, 26(6): 1661-1671.
- 李文昌, 尹光侯, 余海军, 薛顺荣, 王可勇, 王承洋, 王文旭. 2013. 云南普朗斑岩型铜矿床成矿流体特征及矿床成因[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 43(5): 1436-1447.
- 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[J]. 岩石学报, 25(1): 159-165.
- 任江波, 许继峰, 陈建林. 2011a. 中甸岛弧成矿斑岩的年代学及其意义[J]. 岩石学报, 27(9): 2591-2599.
- 任江波, 许继峰, 陈建林, 张世权, 梁华英. 2011b. “三江”地区中甸岛弧普朗成矿斑岩地球化学特征及其成因[J]. 岩石矿物学杂志, 30(4): 581-592.
- 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[J]. 岩石学报, 24(10): 2313-2321.
- 曾普胜, 莫宣学, 喻学惠, 侯增谦, 徐启东, 王海平, 李红, 杨朝志. 2003. 滇西北中甸斑岩及斑岩铜矿[J]. 矿床地质, 22(4): 393-400.
- 曾普胜, 李文昌, 王海平, 李体刚, 莫宣学, 李红, 喻学惠, 杨朝志. 2004. 中甸岛弧带构造格架及斑岩铜矿前景[J]. 地球学报, 25(5): 535-540.
- 曾普胜, 李文昌, 王海平, 李红. 2006. 云南普朗印支期超大型斑岩铜矿床: 岩石学及年代学特征[J]. 岩石学报, 22(4): 989-1000.
- Barboni M, Bussy F and Chiaradia M. 2011. Origin of Early Carboniferous pseudo-adakites in northern Brittany (France) through massive amphibole fractionation from hydrous basalts[J]. Terra Nova, 23(1): 1-10.
- Castillo P R, Janney P E and Solidum R U. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134(1): 33-51.
- Chen J L, Xu J F, Wang B D, Kang Z Q and Li J. 2010. Origin of Cenozoic alkaline potassic volcanic rocks at KonglongXiang, Lhasa terrane, Tibetan Plateau: Products of partial melting of a mafic lower-crustal source?[J]. Chemical Geology, 273(3-4): 286-299.
- Chiaradia M, Fontbote L and Beate B. 2004. Cenozoic continental arc magmatism and associated mineralization in Ecuador[J]. Mineralium Deposita, 39(2): 204-222.
- Chiaradia M, Merino D and Spikings R. 2009. Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru)[J]. Earth and Planetary Science Letters, 288(3): 505-515.
- Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, Chu M F, Lee H Y, Wen D J, Lo C H, Lee T Y, Qian Q and Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet[J]. Geology, 31(11): 1021-1024.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. Nature, 347(6294): 662-665.
- Defant M J and Drummond M S. 1993. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc[J]. Geology, 21(6): 547-550.
- Defant M J and Kepezhinskas P K. 2001. Evidence suggests slab melting in arc magma[J]. Eos, Transactions American Geophysical Union, 82(6): 65-69.
- Drummond M S, Defant M J and Kepezhinskas P K. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas[J]. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 87(1-2): 205-215.
- Frey F A, Chappell B W and Roy S D. 1978. Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California[J]. Geology, 6(4): 239-242.
- Gao Y F, Hou Z Q, Kamber B S, Wei R H, Meng X J and Zhao R S. 2007. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: Evidence for slab melt metasomatism[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 153(1): 105-120.
- Gao Y F, Yang Z S, Santosh M, Hou Z Q, Wei R H and Tian S H. 2010. Adakitic rocks from slab melt-modified mantle sources in the continental collision zone of southern Tibet[J]. Lithos, 119(3): 651-663.
- Gustafson L B and Hunt J P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile[J]. Econ. Geol., 70(5): 857-912.
- Hou Z Q. 1993. Tectono-magmatic evolution of the Yidun island-arc and geodynamic setting of kuroko-type sulfide deposits in Sanjiang region. China[J]. Resource Geology, 17: 336-350.
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, Zhang Y Q, Wang M J, Wang Z, Pan G T and Tang R L. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. Econ. Geol., 98(1): 125-145.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y and Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. Earth and Planetary Science Letters, 220(1): 139-155.
- [http://earthref.org/GERME\[S\]](http://earthref.org/GERME[S])
- Huang F, Li S, Dong F, He Y and Chen F. 2008. High-Mg adakitic rocks in the Dabie orogen, central China: Implications for founding mechanism of lower continental crust[J]. Chemical Geology, 255(1): 1-13.
- Imai A. 2002. Metallogensis of Porphyry Cu Deposits of the Western Luzon Arc, Philippines: K-Ar ages, SO₃ Contents of Microphenocrystic Apatite and Significance of Intrusive Rocks[J]. Resource Geology, 52(2): 147-161.
- Leng C B, Zhang X C, Hu R Z, Wang S X, Zhong H, Wang W Q and Bi X W. 2012. Zircon U-Pb and molybdenite Re-Os Geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on the genesis of the Xuejiping

- porphyry copper deposit in Zhongdian, Northwest Yunnan, China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 60: 31-48.
- Li J W, Zhao X F, Zhou M F, Ma C Q, Vasconcelos P M, Deng X D, Souza Z S and Zhao Y X. 2008. Origin of the Tongshankou porphyry and skarn copper-molybdenum deposit, Daye district, eastern Yangtze craton, eastern China: Geochronological, geochemical, and Sr-Nd-Hf isotopic constraints [J]. *Mineralium Deposita*, 43: 315-336.
- Li J W, Zhao X F, Zhou M F, Ma C Q, De Souza Z S and Vasconcelos P M. 2009. Late Mesozoic magmatism from the Daye region, eastern China: U-Pb ages, petrogenesis, and geodynamic implications [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(3): 383-409.
- Li W C, Zeng P S, Hou Z Q and White N C. 2011. The Pulang porphyry copper deposit and associated felsic intrusions in Yunnan Province, Southwest China [J]. *Econ. Geol.*, 106(1): 79-92.
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 65(4): 373-408.
- Macpherson C G, Dreher S T and Thirlwall M F. 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3): 581-593.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoid [J]. *Lithos*, 46(3): 411-429.
- Martin H, Smithies R, Rapp R, Moyen J F and Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution [J]. *Lithos*, 79(1): 1-24.
- Miller C F and Mittlefehldt D W. 1982. Depletion of light rare-earth elements in felsic magma [J]. *Geology*, 10(3): 129-133.
- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits [J]. *Geology*, 30(10): 915-918.
- Oyarzun R, Marquez A, Lillo J, Lopez I and Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism [J]. *Mineralium Deposita*, 36: 794.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation [J]. *Econ. Geol.*, 98(8): 1515-1533.
- Richards J P and Kerrich R. 2007. Special paper: Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis [J]. *Econ. Geol.*, 102(4): 537-576.
- Richards J P. 2011. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: Just add water [J]. *Econ. Geol.*, 106(7): 1075-1081.
- Richards J P, Spell T, Rameh E, Raziq A and Fletcher T. 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: Examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan [J]. *Econ. Geol.*, 107(2): 295-332.
- Rooney T O, Franceschi P and Hall C M. 2011. Water-saturated magmas in the Panama Canal region: A precursor to adakite-like magma generation? [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(3): 373-388.
- Sajona F G, Maury R C, Bellon H, Cotten J, Defant M J and Pubellier M. 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines [J]. *Geology*, 21(11): 1007-1010.
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44(3): 373-388.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems [J]. *Econ. Geol.*, 105(1): 3-41.
- Sun S S and McDonough W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345.
- Sun W D, Zhang H, Ling M X, Ding X, Chung S L, Zhou J B, Yang X Y and Fan W M. 2011. The genetic association of adakites and Cu-Au ore deposits [J]. *International Geology Review*, 53(5-6): 691-703.
- Thiéblemont D, Stein G and Lescuyer J L. 1997. Gisements épithermaux et porphyriques: La connexion adakite [J]. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 325(2): 103-109.
- Wang B Q, Zhou M F, Li J W and Yan D P. 2011. Late Triassic porphyritic intrusions and associated volcanic rocks from the Shangri-La region, Yidun terrane, Eastern Tibetan Plateau: Adakitic magmatism and porphyry copper mineralization [J]. *Lithos*, 127(1): 24-38.
- Wang Q, Wyman D A, Xu J F, Zhao Z H, Jian P, Xiong X L, Bao Z W, Li C F and Bai Z H. 2006. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu-Au mineralization [J]. *Lithos*, 89(3): 424-446.
- Wang Q, Wyman D A, Xu J F, Dong Y, Vasconcelos P M, Pearson N, Wan Y, Dong H, Li C and Yu Y. 2008. Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: Evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1): 158-171.
- Wilson B M. 1989. *Igneous petrogenesis* [M]. London: Unwin Hyman. 466p.
- Xu J F, Shinjo R, Defant M J, Wang Q and Rapp R P. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of East China: Partial melting of delaminated lower continental crust [J]. *Geology*, 30(12): 1111-1114.