第 89 卷 第 3 期
2015年3月 522～533

地 质 学 报 ACTA GEOLOGICA SINICA

Vol. 89 No. 3 2015
Mar. 522～533

西藏邦铺斑岩矽卡岩矿床二长花岗斑岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素及闪锌矿黄铁矿 Rb-Sr 等时线年龄研究

赵晓燕[1,2)]，杨竹森[2)]，刘英超[3)]，裴英茹[1)]

1）中国地质大学地球科学与资源学院，北京，100083；2）中国地质科学院矿产资源研究所，北京，100037；3）中国地质科学院地质研究所研究所，北京，100037

内容提要：邦铺钼多金属矿是形成于印亚板块碰撞后碰撞伸展环境中的大型富 Mo（～0.09%）、贫 Cu（～0.32%），并且伴生 Pb-Zn 的斑岩-矽卡岩矿床。邦铺矿床位于冈底斯斑岩成矿带东段北侧，其成矿年代（～15.32 Ma）与冈底斯斑岩成矿带内其它典型的斑岩矿床具有一致性（12～18Ma）。邦铺矿床除了富 Mo（Cu），还含有大量的 Pb-Zn 矿石，其中 Mo（Cu）以斑岩型矿化为特征，而 Pb-Zn 则主要赋存于矽卡岩之中。本文立足邦铺矿床两大问题：矿床富 Mo 原因和斑岩-矽卡岩两期矿化的关系，借助含矿岩体二长花岗斑岩 Sr-Nd-Pb 和锆石 Hf 同位素及共生闪锌矿和黄铁矿的 Rb-Sr 等时线年龄研究，为更好地了解矿床成因和冈底斯斑岩成矿带成矿规律提供依据。对矽卡岩矿区共生的黄铁矿闪锌矿进行 Rb-Sr 定年，$^{87}Rb/^{87}Sr=0.2351～7.903$，$^{87}Sr/^{86}Sr=0.714011～0.715539$，闪锌矿和黄铁矿的 Rb-Sr 等时线年龄为 13.93±0.87 Ma，其成矿时间与斑岩成矿时间（辉钼矿 Re-Os 年龄 15.32Ma）近于一致；同时，在空间上，随着距离二长花岗斑岩距离的增大，石榴子石减少，方解石及其它碳酸盐矿物增多，矽卡岩矿物组合由高温向低温转变，闪锌矿颜色由不透明向半透明过渡，暗示了温度连续下降的过程；所以无论时间还是空间上，邦铺斑岩矿化和矽卡岩矿化都属于同一成矿系统。邦铺二长花岗斑岩 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值介于 0.707504～0.710012 之间，变化范围较小；$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 −3.96～−3.56，T_{DM2} 为 1020～1050Ma；$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 分别为 18.304～18.439、15.744～15.793、38.842～38.904；锆石 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 为 0.282826～0.283009，平均值为 0.282916，$\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为 2.2～8.7，平均值为 5.4；全岩 Sr-Nd-Pb 及锆石 Hf 同位素特征指示邦铺二长花岗斑岩为壳幔源岩浆混合作用的产物，其壳源组分的含量相对于冈底斯斑岩成矿带典型的含矿斑岩更高。幔源物质来源于上涌的软流圈地幔而壳源物质为加入大量古老地壳成分的新生下地壳；由于 Mo、Pb、Zn 主要来自于古老的下地壳，含有大量古老地壳物质的新生下地壳源区解释了邦铺 Mo（Cu）-Pb-Zn 的金属元素组合。

关键词：Sr-Nd-Pb 同位素；锆石 Hf 同位素；Rb-Sr 等时线年龄；斑岩-矽卡岩；邦铺；西藏

斑岩 Cu-Mo 矿床埋深较浅，距离地表多小于 4km（Sillitoe et al.，2003），一般产在火山岩浆弧、岛弧（Cooke et al.，2005）及大陆碰撞造山带（Hou Z Q et al.，2009a，2011）。这些斑岩 Cu-Mo 矿床绝大多数与钙碱性岩浆密切相关，是俯冲活动带变质地幔楔（Richards，2003，2009）或大陆碰撞造山带新生镁铁质地壳部分熔融的产物（Hou Z Q et al.，2004）。然而，越来越多的证据表明，在大陆碰撞造山带，除了可产出大型的斑岩 Cu 矿床之外，还发育着一些大型的斑岩 Mo 矿床（秦克章等，2008；王保弟等，2010）。邦铺就是在冈底斯斑岩成矿带、后碰撞伸展环境下形成的大型斑岩 Mo-Cu 矿床（图 1a），它被认为是迄今为止在冈底斯斑岩成矿带后碰撞环境下发现的最大的斑岩 Mo 矿床。虽然邦铺斑岩 Mo-Cu 矿床与冈底斯斑岩成矿带上其它典型的斑岩 Cu-Mo 矿床（如驱龙，甲马，冲江等）具有很大的相似性，但仍存在一些差别：比如斑岩-矽卡岩成矿系统的出现，不同的金属元素组合（Mo-Cu-Pb-Zn）等，这些都说明邦铺矿床在成矿作用上具有自身的独特性。相对于冈底斯斑岩成矿带内其他以 Cu 为主的斑岩矿床，邦铺斑岩 Mo-Cu 矿床的研究还十分薄弱。

邦铺矿床由两种矿化类型组成：斑岩 Mo-Cu 及矽卡岩 Pb-Zn。从 2000 年开始，主要是针对矽卡岩 Pb-Zn 矿种进行开采。而从 2007 年开始，经过 3 年的普查、详查、勘探工作，2009 年正式确立了以 Mo

注：本文为青藏高原南部大陆聚合与成矿作用项目（编号：2011CB403104）及 IGCP/SIDA-600 联合资助成果。

收稿日期：2014-10-27；改回日期：2014-12-11；责任编辑：黄敏。

作者简介：赵晓燕，女，1989 年生，博士。专业：矿物学岩石学矿床学。Email：zxy19890926@163.com。

为主的斑岩型矿床,并且获得了邦铺矿床 Mo、Cu 矿石量分别大于 80×10^4t 及 20×10^4t,二者的平均品位分别为 0.089% 和 0.32%。邦铺矿床的 Mo 金属储量占到了西藏整个 Mo 金属储量的 60%(张学全等, 2009)。以往针对邦铺矿床的研究表明邦铺斑岩 Mo-Cu 成矿作用集中发生在 14～15Ma 之间(Hou Z Q et al., 2009a, 2011;Yang Z M et al., 2009),与冈底斯斑岩成矿带内其它的斑岩 Cu-Mo 矿床一致;而对于邦铺斑岩-矽卡岩整个成矿演化过程则涉及很少,如矿床富 Mo 的原因,斑岩、矽卡岩两类成矿作用是否属于同一成矿系统,二者在成矿物质来源、流体演化上是否具有连续性等。本文借助含矿岩体二长花岗斑岩 Sr-Nd-Pb 及锆石 Hf 同位素及共生闪锌矿和黄铁矿的 Rb-Sr 同位素研究,为探讨邦铺矿床两个基本问题:矿床富 Mo 原因和斑岩-矽卡岩两种矿化的关系提供可信依据,从而为建立斑岩-矽卡岩成矿模型、探讨陆陆碰撞环境下地壳结构和地球化学属性对成矿金属元素分布的控制作用以及丰富和完善陆陆碰撞造山成矿理论提供原始资料。

1　成矿地质背景

1.1　区域地质

青藏高原碰撞造山带以金沙江缝合带(JS)、班公湖-怒江缝合带(BNS)和雅鲁藏布江缝合带(YTS)为界,从北向南依次分为:松潘甘孜地体、羌塘地体、拉萨地体和喜马拉雅地体(Yin A et al., 2000; Hou Z Q et al., 2009a)。拉萨地体位于班公

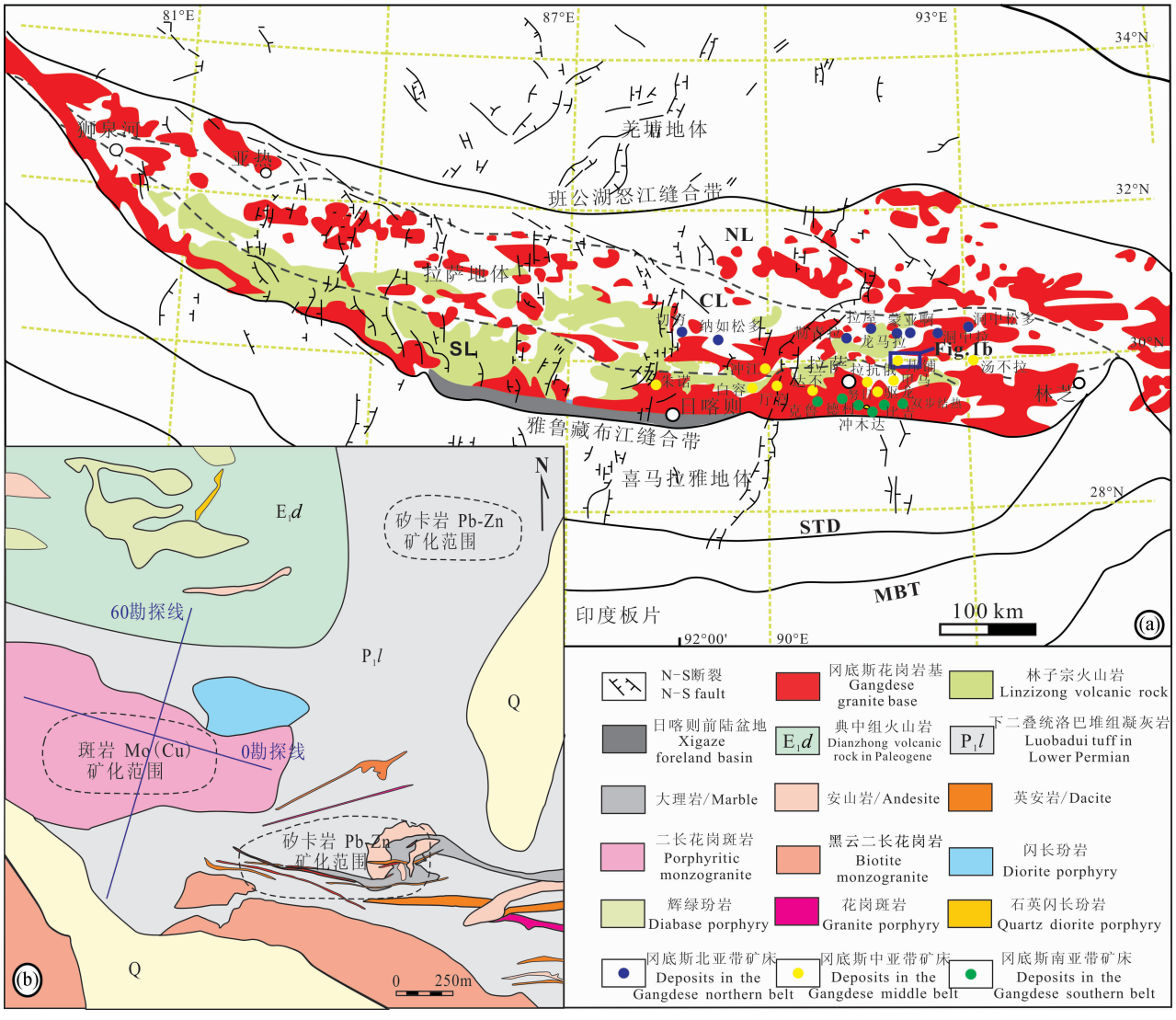

图 1　青藏高原造山带成矿区带图(a)(据 Zheng Y C et al., 2012 修改)和邦铺矿区地质简图(b)(底图据周雄,2012)

Fig. 1　Geological maps of metallogenic belts within the Tibetan orogenic belt (a; adapted from Zheng Y C et al., 2012) and the Bangpu deposit (b; modified after Zhou Xiong, 2012)

湖-怒江缝合带和雅江缝合带之间(图 1a),主要由中元古代-早寒武世基底和古生代-中生代的沉积盖层组成,沉积盖层以奥陶系-三叠系浅海碎屑沉积为主。

拉萨地体自晚三叠世从印度板块分离以来(Yin A et al.,2000),相继经历了侏罗纪岛弧造山、白垩纪陆缘弧叠加、古近纪碰撞造山及碰撞后地壳变形等构造事件,形成了现今厚达 70～80km 的巨厚地壳和长达 1500km 的冈底斯岩浆带(侯增谦等,2005)。其中古近纪印度地体与拉萨地体的碰撞造山及碰撞后地壳变形等事件与冈底斯成矿带的形成密切相关(Harrison et al., 1992; Blisniuk et al., 2001; Willliams et al., 2001; Ding L et al., 2003)。冈底斯成矿带自碰撞以来可以识别出两次岩浆活动高峰:一是 65～40Ma 的岩浆活动,形成如今大面积分布的林子宗火山岩和冈底斯花岗岩基;二是 25～10Ma 的后碰撞岩浆活动,以钾质超钾质火山岩及埃达克质斑岩岩浆活动为代表(莫宣学等,2006)。

冈底斯成矿带进一步可以划分为 3 个亚带(图 1a):北部的勒青拉-洞中松多铅锌银多金属成矿带,中部的驱龙-厅宫-邦铺斑岩铜钼成矿带(冈底斯斑岩成矿带)和南部的克鲁-冲木达斑岩-矽卡岩铜钼金成矿带(李光明等,2006)。冈底斯斑岩成矿带,长达 350km,宽约 50km(侯增谦等,2001),其带内各矿床的矿化特征与岛弧、大陆边缘的斑岩铜矿相似(杨勇等,2010; Hou Z Q et al., 2011; Richards, 2003)。众多学者对冈底斯斑岩成矿带进行的详细研究(Yang Z M et al., 2009; Hou Z Q et al., 2009a, 2009b, 2011; 孟祥金等,2005, 2006; 侯增谦等,2007; 杨志明等,2008a, 2008b, 2009, 2011; 唐菊兴等,2010; 王焕等,2011)表明,区内矿床形成于后碰撞伸展的环境中,成岩成矿年龄集中于 12～18Ma。矿化类型以斑岩 Cu(Mo)为主,矿化形式主要为脉状、细脉浸染状或角砾状,蚀变类型包括钾硅酸盐化、青磐岩化、绢英岩化及粘土化。含矿斑岩岩性变化于花岗闪长斑岩-二长花岗斑岩之间,结合其岩石地球化学和同位素地球化学(曲晓明等,2001; Hou Z Q et al.,2012a,2012b)的研究发现,冈底斯斑岩成矿带的成矿斑岩为碱性斑岩,具有埃达克质岩的性质,属加厚的新生下地壳部分熔融的产物(侯增谦等,2003,2012; Qu X M et al.,2004,2007)。

1.2 矿区地质

邦铺矿床位于拉萨市墨竹工卡县(29°53′28″N, 91°55′37″E),位于拉萨地体内冈底斯斑岩成矿带的东侧北段(周雄,2009,2012)。矿区内主要发育有 3 套岩石单元(图 1b):①下二叠统洛巴堆组岩石(P_1l),主要分布在邦铺矿区的中东部,是邦铺矿区出露最广的围岩,岩性为凝灰岩、凝灰质角砾岩、变质火山角砾岩等,为矽卡岩 Pb-Zn 矿化的赋矿围岩;②古近纪岩石,包括矿区北侧的典中组火山岩(64.43～61.45 Ma,董国臣等, 2005)和矿区西南侧的黑云二长花岗岩(62.24 Ma, 数据未发表);③中新世侵入岩,包括二长花岗斑岩, 辉绿玢岩及细粒闪长岩。其中二长花岗斑岩分布在矿区中部,锆石 U-Pb 年龄为 14.63Ma(Zhao X Y et al., 204),是 Mo-Cu 矿化的含矿斑岩,也是成矿母岩;辉绿玢岩分布在矿区的偏东北侧,其成岩年龄为 14.46Ma(赵晓燕等,2013);细粒闪长岩仅在钻孔中少量出现,作为一种成矿后的脉体产出。此外,在二长花岗斑岩周围还发育一些辉长岩,仅钻孔中可见,由于蚀变较严重且缺少锆石,很难确定其成岩年代和岩石地球化学特征。辉长岩及二长花岗斑岩中可见黄铜矿化,Cu 矿化范围与 Mo 矿化范围大体一致,但能达到工业品位的却很少。

笔者通过对 0 勘探线和 60 勘探线一个垂直的十字剖面中 11 个钻孔进行详细的编录发现,邦铺矿床具有斑岩型矿床典型的环状蚀变分带特征,但也存在不同。邦铺矿床的钾长石化分布范围较小且较弥散,很难勾勒出其范围。蚀变由内而外依次为:黑云母化-硅化-绢云母化-青磐岩化(图 2),泥化呈“补丁状”无规则分布在绢云母化和青磐岩化之上。典型的斑岩型铜矿的环状蚀变分带模式(Lowell et al., 1970; Sillitoe, 1973)从中心向外依次表现为:钾硅酸盐化-石英绢云母化-青磐岩化,泥化带常呈补丁状产出,但多受构造控制。当绢英岩化与泥化在空间上难以区分开来时,常合并称之为长石破坏分解蚀变(Ulrich et al., 2001; 杨志明等,2009)。邦铺矽卡岩矿体呈似层状或脉状,分布在斑岩体外围的下二叠统洛巴堆组围岩中(图 1b),矿石呈块状或脉状;矽卡岩化蚀变以一系列矽卡岩矿物的出现为特征,如石榴子石,透辉石,阳起石,绿泥石,绿帘石等。

2 分析方法简介

2.1 Sr-Nd-Pb 同位素

用于 Sr-Nd-Pb 同位素测试的样品均为钻孔中较新鲜的二长花岗斑岩。同位素分离、测试均在南京大学现代分析中心同位素分析室完成。为了使 Rb/Sr 和 Sm/Nd 的比值能有所分开,用磁选的方

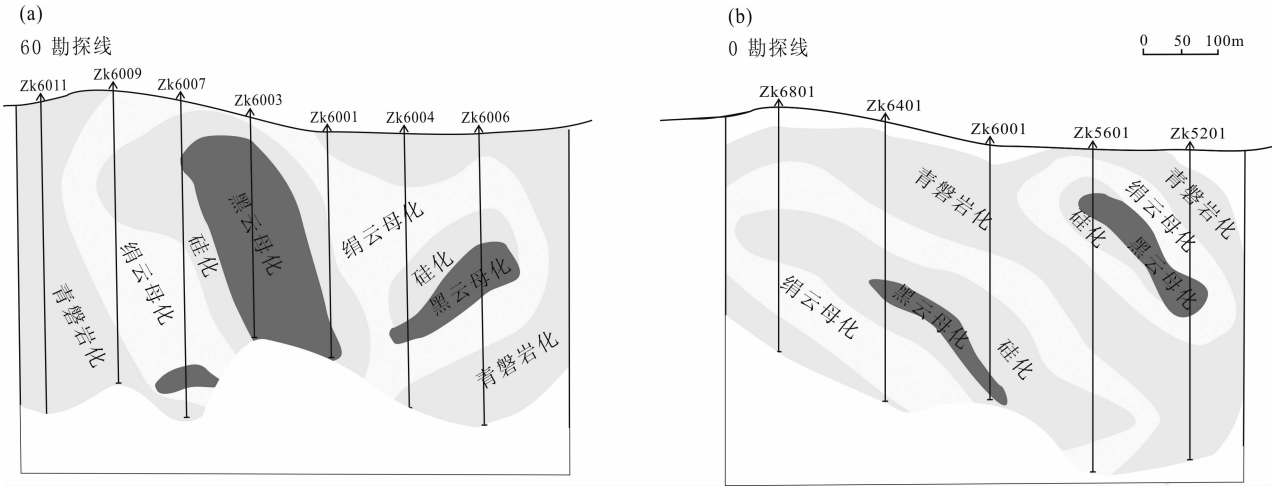

图 2　西藏邦铺斑岩矽卡岩矿床 60 勘探线(a)及 0 勘探线(b)蚀变分带图,由中心向外依次为:黑云母化-硅化-绢云母化-青磐岩化

Fig. 2　The distribution of alteration along the 60 (a) and 0 (b) prospecting lines in the Bangpu porphyry-skarn deposit, Tibet, outlining concentric alteration zoning from an inner biotite alteration zone, through silicification and phyllic alteration zones to an outer propylitic alteration zone

法从部分样品中分离出轻富集物和重富集物。测试仪器为英国制造的 VG354 多接收质谱计(TIMS)。实验测定美国 NBS987Sr 同位素标准:以 $^{86}Sr/^{88}Sr=0.1194$ 为标准化值,测得 $^{87}Sr/^{86}Sr=0.710224\pm8$,$n=10$;对美国 La Jolla Nd 同位素标准样中 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 的测定值为 0.511860 ± 8,$n=8$,标准化值采用 $^{146}Nd/^{144}Nd=0.7219$ 校正。全岩 Pb 的化学分离是通过分析级的阳离子交换树脂和阴离子交换树脂进行的。Pb 的同位素质谱分析是采用硅胶-磷酸发射技术和单铼带单接受技术。测定 NBS981 Pb 同位素标准为:$^{206}Pb/^{204}Pb=16.939\pm0.006$,$^{207}Pb/^{204}Pb=15.489\pm0.009$,$^{208}Pb/^{204}Pb=36.698\pm0.029$($n=20$),测定值都用 NBS 981 标样进行标准化校正(王银喜等,2007)。

2.2　锆石 Hf 同位素

锆石样品的分离和挑选由廊坊市地岩矿物分选有限公司完成。锆石制靶及阴极发光图像由北京锆石领航科技有限公司完成。将待测锆石置于玻璃板上,用无色透明环氧树脂固定,待环氧树脂充分固化后,将靶上的锆石粗磨、细磨至约一半使锆石中心部位暴露并抛光;样品经反射光和透射光照相后,用阴极发光(CL)扫描电镜进行图像分析,然后清洗镀金待测。根据阴极发光图像分析确定单颗粒锆石的成因类型,选择待测点。测定时选择颗粒较大、较自形、清晰的锆石,尽量避开裂纹和包裹体。

锆石 Hf 同位素测试是在中国地质科学院矿产资源研究所 MC-ICP-MS 实验室进行。所用仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 及与之配套的 Newwave UP 213 激光剥蚀系统,分析时激光束斑直径为 55μm,分析点为已经打过 U-Pb 年龄并且粒径较大的锆石,相关分析流程见侯可军等(2007)。Hf 亏损地幔模式年龄(T_{DM2})的计算采用现今的亏损地幔 $^{176}Hf/^{177}Hf=0.28325$ 和 $^{176}Lu/^{177}Hf=0.0384$(Vervoot et al.,1999)。

2.3　Rb-Sr 同位素

用于 Rb-Sr 等时线年龄测定的样品采自矽卡岩矿化石英硫化物阶段的块状铅锌矿石,均为平硐样品,硫化物矿物包括共生的闪锌矿及黄铁矿,除此之外,还可见方铅矿、磁黄铁矿、黄铜矿及团块状石英及方解石(图 3)。

Rb-Sr 同位素测试在南京大学现代分析中心同位素分析室进行。由于闪锌矿、黄铁矿等金属矿物的 Rb、Sr 含量较低,为了 Rb-Sr 同位素定年的可行性,笔者先对样品进行了进行了 Rb、Sr 含量草测,并从中挑选适合定年的样品进行同位素测试,测试方法为:原粉末样品用混合酸溶解,取清液上离子交换柱分离和提纯,然后用英国产的 VG354 质谱仪测定,详细测试方法见文献(方维萱等,2002;王银喜等,2007)。

3　分析结果

3.1　Sr-Nd-Pb 同位素

含矿二长花岗斑岩全岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成

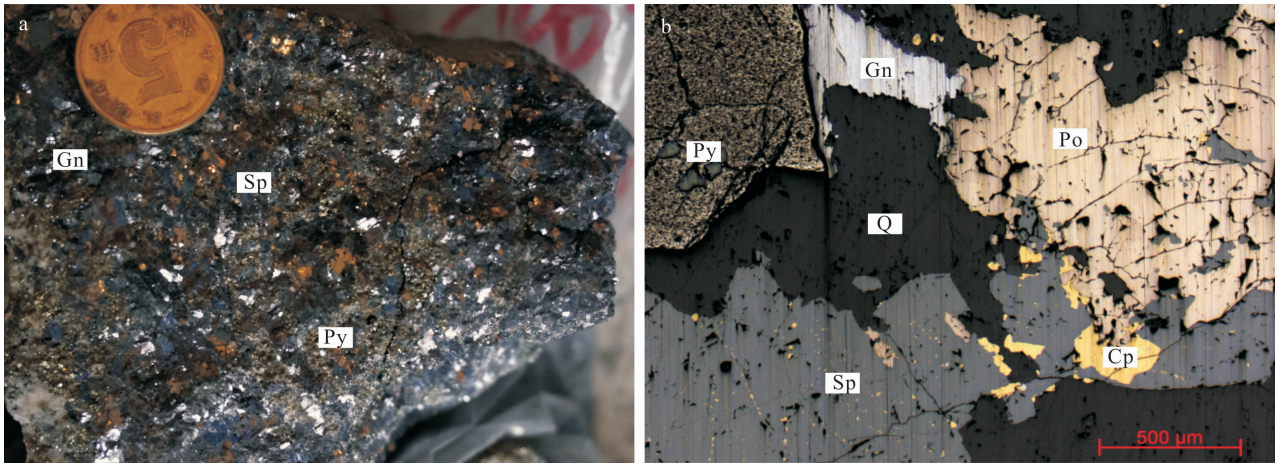

图 3 西藏邦铺斑岩矽卡岩矿床块状铅锌矿石手标本(a)及显微镜(b)下照片

Fig. 3 Hand-specimen photograph(a) and photomicrograph(b) of the lead-zinc ore in the Bangpu porphyry-skarn deposit, Tibet

Sp—闪锌矿;Gn—方铅矿;Py—黄铁矿;Cp—黄铜矿;Po—磁黄铁矿;Q—石英

Sp—Sphalerite;Gn—galena;Py—pyrite;Cp—chalcopyrite;Po—pyrrhotite;Q—quartz

列于表 1 中。从中可以看出,其$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值介于 0.707504～0.710012 之间,变化范围较小;$\varepsilon_{Nd}(t)$值介于－3.96～－3.56 之间,均为负值(图 4),Nd 同位素亏损地幔模式年龄 T_{DM2}集中于 1020～1050 之间。二长花岗斑岩的$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 分别介于 18.304～18.439、15.744～15.793、38.842～38.904 之间,分布于北半球平均线(NHRL)之上,地球演化线(Geochron)的右侧,处于 EMⅡ左上方(图 5),相比于冈底斯斑岩成矿带内其它含矿斑岩的 Pb 同位素组成,邦铺二长花岗斑岩更加靠近

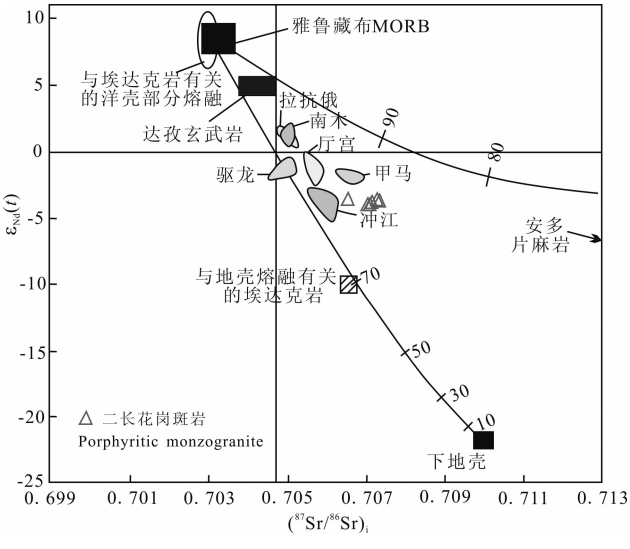

图 4 西藏邦铺矿床二长花岗斑岩$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$-$\varepsilon_{Nd}(t)$图解(底图据 Hou Z Q et al., 2004 修改)

Fig. 4 The $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$-$\varepsilon_{Nd}(t)$ diagram of the porphyritic monzogranite from the Bangpu deposit in Tibet (basemap is after Hou Z Q et al., 2004)

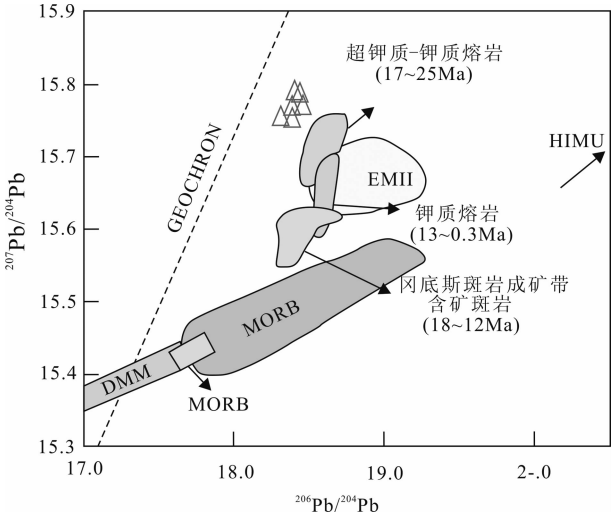

图 5 西藏邦铺矿床二长花岗斑岩$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$图解(底图据 Hou Z Q et al., 2004 修改)

Fig. 5 The $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ diagram of the porphyritic monzogranite from Bangpu deposit in Tibet (basemap is after Hou Z Q et al., 2004)

地球演化线,偏离雅鲁藏布江洋壳。

3.2 锆石 Hf 同位素

对邦铺含矿二长花岗斑岩中晶形较大的 14 颗已经进行了 U-Pb 定年的锆石进行 Lu-Hf 同位素分析(图 6a),分析结果如表 2 所示。14 个测点的$^{176}Lu/^{177}Hf$比值基本都小于 0.002,显示锆石在形成后具有极少的放射成因 Hf 的积累,因此所测定的$^{176}Hf/^{177}Hf$比值可以代表锆石结晶时体系的 Hf 同位素组成(Amelin et al., 1999)。$^{176}Hf/^{177}Hf$比值分布于 0.282826～0.283009 之间,平均值为 0.282916,$\varepsilon_{Hf}(t)$值为 2.2～8.7,平均值为 5.4,与冈

表 1　西藏邦铺含矿二长花岗斑岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果

Table 1　Analytic results of Sr-Nd-Pb isotopic compositions of ore-bearing porphyritic monzogranite at Bangpu in Tibet

样品号	岩性	Rb ($\times10^{-6}$)	Sr ($\times10^{-6}$)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sm ($\times10^{-6}$)	Nd ($\times10^{-6}$)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	$\varepsilon_{Nd}(t)$	T_{DM2}	U ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	Pb ($\times10^{-6}$)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ
ZK6007-28	二长花岗斑岩	246.1	315.4	2.306	0.708226	3.405	21.36	0.0968	0.512432	0.707348262	0.512415	−3.68	1050	7.294	27.51	23.25	18.304	15.758	38.842	9.79
ZK6007-29		242.7	205.6	3.483	0.708702	3.516	23.08	0.0924	0.512427	0.707376257	0.512411	−3.76	1030	7.851	28.36	19.24	18.352	15.763	38.851	9.79
ZK6007-30		317.8	104.3	8.994	0.710012	2.894	18.13	0.0962	0.512438	0.706588592	0.512421	−3.56	1030	7.817	26.25	27.81	18.349	15.744	38.849	9.76
ZK6007-66		170.5	486.7	1.032	0.707504	3.391	22.87	0.0897	0.512417	0.707111187	0.512401	−3.95	1040	7.903	31.03	23.25	18.387	15.752	38.856	9.77
ZK6007-70		263.1	336.4	2.317	0.708239	3.984	26.95	0.0893	0.512425	0.707357075	0.512409	−3.79	1020	8.514	30.47	18.53	18.371	15.769	38.882	9.80
ZK6007-77		251.2	452.6	1.639	0.707845	4.016	26.84	0.0905	0.512421	0.707221143	0.512405	−3.87	1030	8.792	31.29	16.19	18.396	15.793	38.876	9.85

底斯斑岩成矿带其它含矿斑岩组成近于一致(图 6b),二阶段 Hf 模式年龄 T_{DM}^{C} 为 752Ma,$f_{Lu/Hf}$ 平均值为−0.97。

3.3　Rb-Sr 同位素

本次测试样品共 10 件,包括 6 件黄铁矿和 4 件闪锌矿,测定结果见表 3。Rb 含量变化在 $0.1537\times10^{-6}\sim2.015\times10^{-6}$ 之间,Sr 含量变化在 $0.7416\times10^{-6}\sim6.147\times10^{-6}$ 之间;$^{87}Rb/^{87}Sr=0.2351\sim7.903$,$^{87}Sr/^{86}Sr=0.714011\sim0.715539$。利用 Isoplot 软件计算出共生矿物组合闪锌矿和黄铁矿的 Rb-Sr 等时线年龄为 13.93±0.87 Ma(图 7)。

4　讨论

4.1　岩浆源区及对地球动力学过程的暗示

邦铺二长花岗斑岩成岩年龄为 14.63±0.25Ma,轻重稀土分异明显,且中稀土相对于重稀土更加亏损,富集大离子亲石元素,亏损高场强元素,高的 Sr/Y 及 $(La/Yb)_N$ 比值指示了埃达克质岩石的属性(Zhao X Y et al., 2014);在 Sr-Nd 同位素图解中位于 MORB 与下地壳的混合线附近(图 4)。然而,这种中新世的埃达克岩形成于后碰撞环境而非火山岩浆弧环境,MORB 端元更多地代表了一种亏损地幔或软流圈地幔的组分而不是俯冲洋壳(杨志明,2008)。故二长花岗斑岩显示出壳幔混源的特征,但相对于冈底斯斑岩成矿带内其它含矿斑岩,地壳物质含量更多。在 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$\varepsilon_{Hf}(t)$ 图解(图 8)中,邦铺矿床位于西藏下地壳和亏损地幔的演化线上,相比于驱龙、甲马典型的斑岩型 Cu 矿床,邦铺矿床更靠近下地壳端元;这一特征也被 Pb 同位素结果验证,在 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ 图解中(图 6)可以看到,邦铺二长花岗斑岩位于地球平均演化线与 EMⅡ之间,更接近地球平均演化线,这进一步说明存在幔源岩浆与地壳物质之间的相互作用。所以综合 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素特征可以发现,邦铺二长花岗斑岩通过壳幔源岩浆的混合作用而形成,其壳源组分的含量相对于相对于冈底斯斑岩成矿带典型的含矿斑岩更高。

考虑到二长花岗斑岩结晶分异程度较弱(Zhao X Y et al., 2014),而地幔岩浆分异一般不可能直接形成长英质岩浆岩,因此二长花岗斑岩很难直接起源于以地幔物质为主的壳幔混源岩浆的结晶分异(徐夕生等,2005;邱检生等,2008),而更可能是受地幔物质强烈改造的地壳物质的部分熔融。同冈底斯斑岩成矿带内的其它含矿斑岩一样,邦铺二长花岗

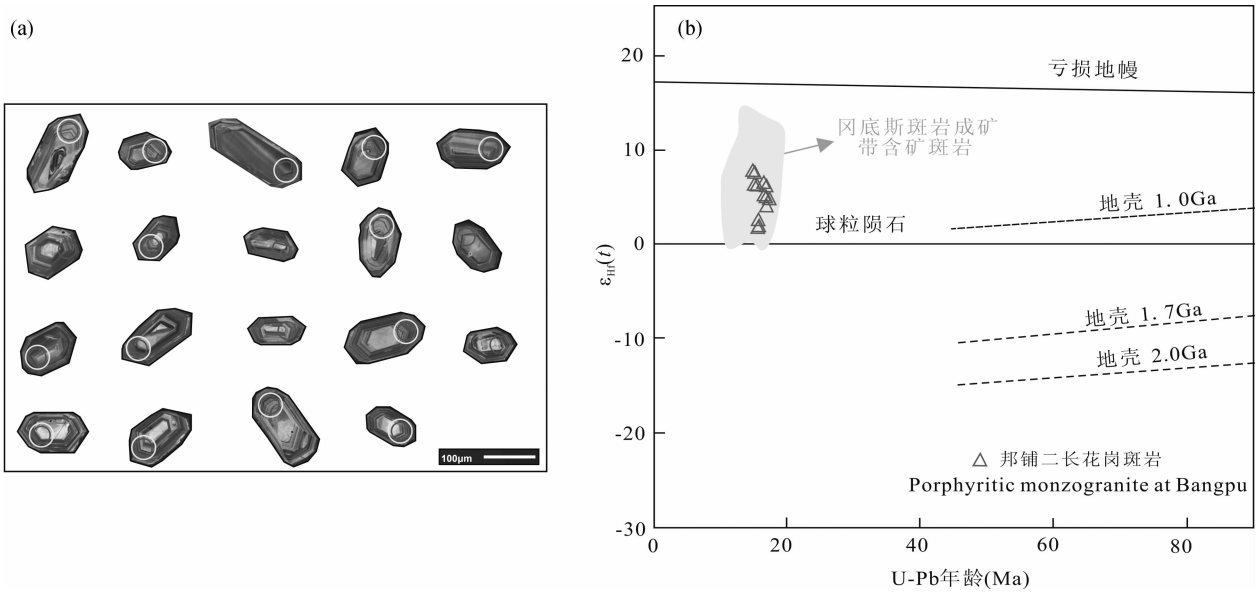

图 6 西藏邦铺二长花岗斑岩锆石 CL 图像(a)及 Hf 同位素图解,红色圈为锆石年龄测试点位置,黄色圈为 Hf 同位素测试点位置,Hf 同位素底图据杨志明(2008)

Fig. 6 CL images of the tested zircons and Hf isotopic compositions of the porphyritic monzogranite porphyry at Bangpu deposit in Tibet. Red circles are the testing positions of U-Pb dating while yellow circles are of Hf isotope analysis The basemap is after Yang Zhiming, 2008

表 2 西藏邦铺含矿二长花岗斑岩 LA-ICP-MS Lu-Hf 同位素分析结果

Table 2 Analytic results of LA-ICP-MS Lu-Hf isotopic compositions of ore-bearing porphyritic monzogranite at Bangpu in Tibet

点号	岩性	$^{176}Yb/^{177}Hf$	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf$	$\pm2\sigma$	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	T_{DM}(Ma)	T_{DM}^{C}(Ma)	$f_{Lu/Hf}$
BP12-6-1-2		0.069862	0.001346	0.282852	0.000018	2.8	3.1	573	898	−0.96
BP12-6-1-4		0.050915	0.000845	0.282894	0.000028	4.3	4.6	506	803	−0.97
BP12-6-1-5		0.066989	0.001136	0.282979	0.000026	7.3	7.6	388	609	−0.97
BP12-6-1-7		0.077316	0.001577	0.282957	0.000019	6.5	6.8	425	660	−0.95
BP12-6-1-8		0.046228	0.000885	0.282892	0.000024	4.3	4.6	508	806	−0.97
BP12-6-1-9		0.098922	0.001851	0.282887	0.000018	4.1	4.4	530	819	−0.94
BP12-6-1-10	二长花	0.068659	0.001363	0.282949	0.000019	6.2	6.6	434	678	−0.96
BP12-6-1-11	岗斑岩	0.035174	0.000738	0.282917	0.000025	5.1	5.4	472	751	−0.98
BP12-6-1-12		0.066825	0.001152	0.282914	0.000028	5.0	5.3	481	756	−0.97
BP12-6-1-13		0.063272	0.001022	0.283009	0.000032	8.4	8.7	344	541	−0.97
BP12-6-1-15		0.073865	0.001143	0.282963	0.000026	6.7	7.0	412	647	−0.97
BP12-6-1-16		0.068273	0.001117	0.282924	0.000021	5.4	5.7	466	734	−0.97
BP12-6-1-18		0.036658	0.000627	0.282864	0.000024	3.3	3.6	545	870	−0.98
BP12-6-1-19		0.045043	0.000705	0.282826	0.000027	1.9	2.2	599	955	−0.98

表 3 西藏邦铺矽卡岩矿区黄铁矿、闪锌矿 Rb-Sr 同位素分析结果

Table 3 Analytic results of Rb-Sr isotopic compositions of pyrite-sphalerite in the Bangpu skarn mining area, Tibet

样品号	矿物	Rb(×10⁻⁶)	Sr(×10⁻⁶)	$^{87}Rb/^{87}Sr$	σ	$^{87}Sr/^{86}Sr$	σ
BP12-20-1	黄铁矿	2.015	1.829	3.256	0.01	0.714663	0.00005
BP12-20-5	闪锌矿	0.1958	2.453	0.2351	0.01	0.714011	0.00005
BP12-21-3	黄铁矿	1.986	0.7416	7.903	0.01	0.715539	0.00005
BP12-21-7	闪锌矿	0.1537	0.8815	0.5146	0.01	0.714088	0.00005
BP12-21-8	黄铁矿	0.9714	1.212	2.357	0.01	0.714445	0.00005
BP12-22-1	闪锌矿	0.4835	1.593	0.8934	0.01	0.714093	0.00005
BP12-22-5	黄铁矿	1.527	0.9365	4.812	0.01	0.714996	0.00005
BP12-22-6	黄铁矿	1.896	5.703	5.703	0.01	0.715092	0.00005
BP12-23-4	闪锌矿	0.9432	1.825	1.825	0.01	0.714356	0.00005
BP12-23-5-2	黄铁矿	1.635	6.147	6.147	0.01	0.715127	0.00005

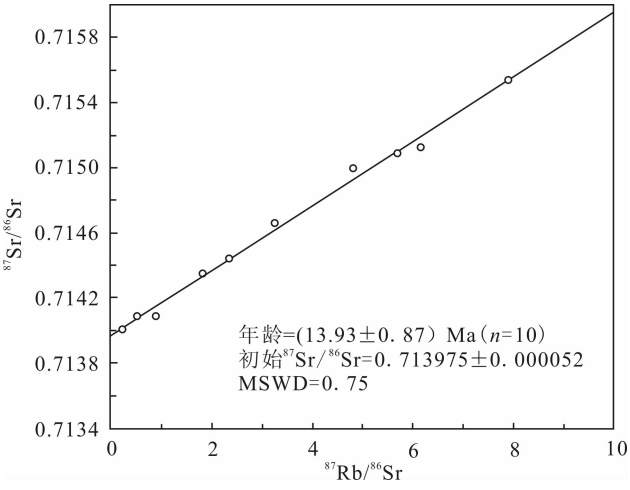

图 7　西藏邦铺矽卡岩矿区共生黄铁矿、闪锌矿 Rb-Sr 等时线年龄

Fig. 7　Isochron diagram for coprecipitated pyrite and sphalerite in the Bangpu skarn mining area in Tibet

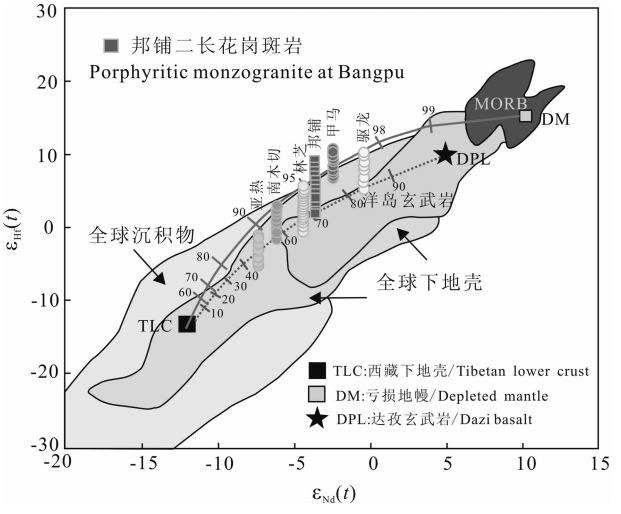

图 8　邦铺二长花岗斑岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$\varepsilon_{Hf}(t)$同位素图解(底图据 Hou Z Q et al., 2012a 修改)

Fig. 8　The $\varepsilon_{Nd}(t)$-$\varepsilon_{Hf}(t)$ diagram of the porphyritic monzogranite from Bangpu deposit (basemap is after Hou Z Q et al., 2012a)

斑岩具有埃达克质岩的属性,源区深度较深,应该起源于含石榴子石角闪岩相下地壳的部分熔融(Zhao X Y et al., 2014)。

邦铺二长花岗斑岩锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为 2.2～8.7,具有年轻的 Hf 同位素模式年龄(541～955Ma)和 Nd 同位素模式年龄(1020～1050Ma),所以同冈底斯斑岩成矿带内的成矿斑岩一致,岩体源区为有地幔物质加入的新生下地壳;二长花岗斑岩具有高的放射成因 μ 值,介于 7.76～7.85 之间,暗示岩体中有大量的放射成因 Pb 积累,说明源区存在大量的古老地壳物质。所以二长花岗斑岩起源于含有大量古老地壳物质的新生下地壳的部分熔融,这也与邦铺矿床在空间地理位置上更靠近中拉萨地体相一致(图 1)。

显然,这种含有大量古老地壳物质的新生下地壳的部分熔融成因模式更能全面揭示二长花岗斑岩的岩石成因。矿区中同时期辉绿玢岩的出现说明在中新世存在着软流圈地幔的活动(赵晓燕等,2013),软流圈地幔物质的上涌为部分熔融作用提供了一定的物质来源和大量热能。

65Ma 以来,印度地体和拉萨地体的强烈碰撞,导致拉萨地体地壳增厚。印度板片持续向北俯冲,自 25Ma 以来,印度板片俯冲到冈底斯南亚带的位置,此时发生印度岩石圈板片的断离和软流圈物质的上涌。邦铺矿床位于中拉萨地体与南拉萨地体的交界处,中拉萨地体中广泛分布太古代-古元古代的结晶基底,而南拉萨地体则以新生地壳物质为主(Zhu D C et al., 2012)。当上涌的软流圈地幔部分熔融并喷出地表形成矿区的辉绿玢岩,而当软流圈物质提供热量导致新生地壳部分熔融则形成了冈底斯斑岩成矿带广泛分布的含矿斑岩,含有大量古老地壳物质的新生下地壳部分熔融形成了邦铺的二长花岗斑岩(图 9)(Zhao X Y et al., 2014)。

4.2　对矿床富 Mo 的指示

大多数斑岩型 Cu 矿床伴生 Mo 品位介于 0.005%～0.03%之间,相反,邦铺矿床成矿元素以 Mo 为主,伴生 Cu,Mo 的平均品位为～0.089%,Mo/Cu 比值约为 0.3。邦铺矿床的成矿时代与冈底斯斑岩成矿带上其它斑岩矿床一致(辉钼矿 Re-Os 年龄为 15.32±0.79Ma;孟祥金等,2003),说明这些矿床形成于相似的大地构造环境中(Hou Z Q et al.,2004,2011)。冈底斯斑岩成矿带中的斑岩矿床绝大多数以 Cu 为主要成矿元素,伴生少量 Mo。因此,对邦铺矿床富 Mo 成因的探讨有助于深化对整个冈底斯斑岩成矿带成因及成矿过程的认识,进一步指导该成矿带的找矿勘探工作。

当前国际上对富 Mo 的斑岩矿床有两种主流认识:①由于 Cu 主要来自于地幔而 Mo 主要来自于古老地壳,所以斑岩矿床富 Mo 可能是岩浆中加入了较多的古老地壳物质或岩浆直接起源于古老地壳;②相比与斑岩 Cu(Mo)矿床,斑岩 Mo(Cu)矿床具有更深的岩浆源区和较低的岩浆原始水含量(Robb, 2005;Ulrich et al.,2008)。含水量较低的岩浆要想达到水饱和需要经历充分的结晶分异作用(Candela et

al.,1986;Robb,2005)。Mo 是一种典型的不相容元素,Cu 是相容元素,因此在结晶分异过程中,Mo 就在残余熔体中不断富集而 Cu 优先进入到结晶的硫化物或氧化物中,这种作用使残余熔体具有高的 Mo/Cu 比值。当这些残余熔体饱和时就会形成具有富 Mo 贫 Cu 的岩浆热液,从而形成斑岩 Mo(Cu)矿床(Ulrich et al.,2008;Yang Z M et al.,2013)。

HouZ Q 等(2012a)通过对冈底斯斑岩成矿带与 Cu-Mo 矿化相关的成矿斑岩的地球化学研究发现:斑岩 Mo 矿床或相对富 Mo 的斑岩矿床成矿岩体的岩浆源区存在更多古老地壳物质的贡献。邦铺矿床富 Mo 的属性同样是受到了古老地壳物质的影响,而非岩浆结晶分异过程的控制,主要原因如下:①空间位置上,相比于冈底斯斑岩成矿带内的其它斑岩型 Cu 矿床,邦铺矿床更靠成矿带的北侧,接近于南拉萨地体与中拉萨地体的交界部位(图 1a);前人研究发现,南拉萨地体具有新生地壳的属性,中拉萨地体具有太古代-古元古代结晶基底的特征(Zhu D C et al.,2012),因而笔者认为邦铺矿床所处的位置肯定加入了大量的古老地壳物质;②邦铺含矿二长花岗斑岩并未表现出明显的结晶分异特征。全岩地球化学特征表明,邦铺二长花岗斑岩中稀土相对于重稀土更加亏损,暗示了源区主要为含少量石榴子石的角闪岩相。与该成矿带内其它斑岩矿床以石榴子石岩相为主的源区特征相比,邦铺二长花岗斑岩起源深度应更浅。所以,邦铺矿床富 Mo 不可能是更深的岩浆源区和充分的结晶分异作用所致(Zhao X Y et al.,2014);③从含矿岩体 Sr-Nd 同位素特征可以看出(图 4),相比与冈底斯斑岩成矿带上的其它含矿斑岩,地壳组分明显增多。Pb 同位素远离 MORB,更加靠近平均地球演化线(图 5),具有高的放射成因 μ 值。同时在 $\varepsilon_{Nd}(\varepsilon)$- $\varepsilon_{Hf}(t)$图解中(图 6),也显示了更多地壳物质的贡献。这些证据均表明邦铺矿床富 Mo 贫 Cu 是受到了古老地壳的控制而非岩浆结晶分异的影响。

4.3 斑岩成矿与矽卡岩成矿的关系

邦铺矿床由两类矿化事件组成,分别是与二长花岗斑岩相关的斑岩型 Mo(Cu)矿化及与洛巴堆组围岩相关的矽卡岩型 Pb-Zn 矿化。这两种矿化形式的时空分布特征表明二者在成因上是相关的,理由如下:

在空间上,通过对距离二长花岗斑岩不同远近的平硐进行编录发现:近岩体的矽卡岩矿物以石榴子石为主。石榴子石粒度较大、发育较好的晶型。随着距岩体距离的不断增加,石榴子石减少,粒度变小,矽卡岩矿物转变为以阳起石、绿帘石和绿泥石为主;方解石及其它的碳酸盐矿物随着距离岩体距离的增加而增多;闪锌矿由近岩体的不透明转变为远离岩体的半透明。这些都暗示了由侵入体向外一个温度连续下降的过程,也指示矽卡岩 Pb-Zn 矿化的成矿岩体同样为附近的二长花岗斑岩。

与 Pb-Zn 成矿有关的矽卡岩多为远端矽卡岩,携带成矿元素的岩浆热液经过较长距离的运移及与围岩的相互作用最终导致了 Pb-Zn 的沉淀。因而在邦铺矿区未发现与成矿相关岩体实属正常。铅锌矿床的定年一直是一个争议较大的问题。李志昌等(1994)认为,有色金属矿床中共生矿物可能更满足等时线的条件。地壳流体的运移可以使成矿溶液中

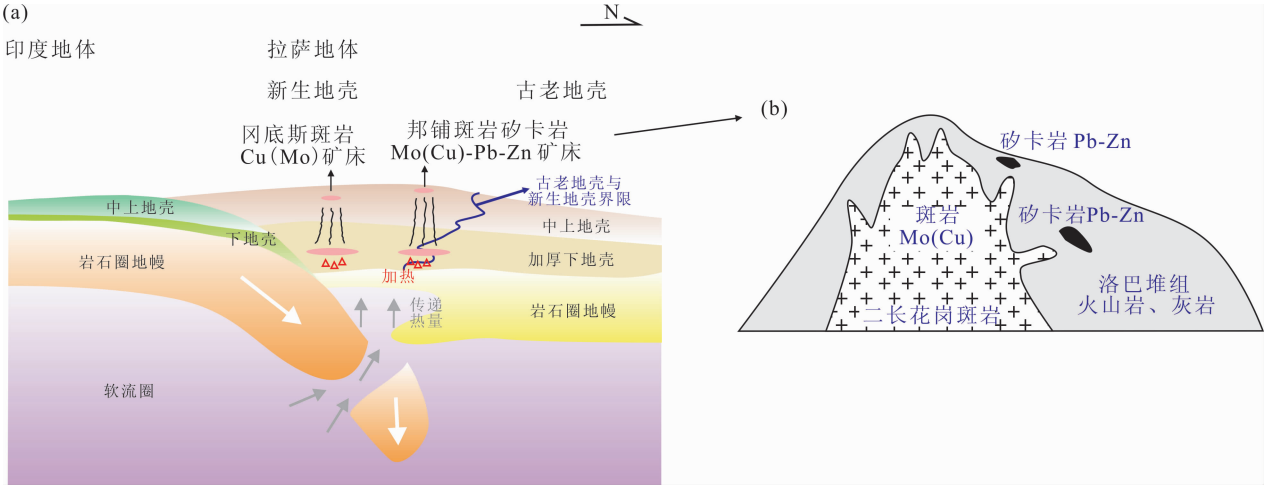

图 9 西藏邦铺斑岩矽卡岩矿床成矿模式图

Fig. 9 Sketch model outlining the processes involved in the formation of the Bangpu porphyry-skarn deposit in Tibet

的 Sr 同位素的初始组成趋向均一化,也可能由于成矿条件的变化和矿物晶体化学性质的差异会引起 Rb-Sr 体发生强烈的分异作用。基于此原理,我们对共生的黄铁矿闪锌矿进行 Rb-Sr 定年,得到了 13.93±0.87Ma 的成矿年龄;该年龄与邦铺二长花岗斑岩的锆石 U-Pb 年龄和辉钼矿 Re-Os 年龄(分别为 14.63±0.25Ma 与 15.32±0.97Ma)在误差范围内一致。相近的距离及相似的成矿年龄暗示斑岩矿化与矽卡岩矿化应属于同一成矿系统。因此,无论从空间上还是时间上,邦铺 Mo-Cu 与 Pb-Zn 矿化应属于统一的斑岩矽卡岩成矿系统。

5　结论

(1)邦铺矿床中发育两类矿化事件,分别为二长花岗斑岩内的斑岩 Mo-Cu 矿化和洛巴堆组围岩中的矽卡岩 Pb-Zn 矿化。邦铺矽卡岩铅锌矿体中共生的黄铁矿和闪锌矿的 Rb-Sr 年龄为 13.93±0.87Ma,与斑岩斑岩矿体辉钼矿 Re-Os 年龄(15.32Ma)一致,表明二者属于统一的斑岩矽卡岩成矿系统。

(2)邦铺矿床斑岩矿化以 Mo 为主,伴生少量 Cu,与冈底斯斑岩成矿带上其它斑岩矿床明显不同。全岩 Sr-Nd-Pb-及锆石 Hf 同位素研究表明,邦铺矿床这种富 Mo 的属性主要是受到了古老地壳的控制,含矿二长花岗斑岩起源于含有大量古老地壳物质的新生下地壳的部分熔融。

(3)邦铺矿床的形成可以解释为底侵的镁铁质岩浆(辉绿玢岩的出现)提供热量和物质并诱发含有古老地壳物质的新生下地壳部分熔融并发生壳幔二元混合的过程。

致谢: 在野外工作期间,得到天仁矿业公司吕经理、和矿长及金河矿业公司杨矿长、贠绍让工程师的帮助和支持,锆石 Hf 同位素测试得到中国地质科学院矿产资源研究所侯可军老师、郭春丽老师的大力帮助,在此一并表示感谢。

参　考　文　献

董国臣,莫宣学,赵志丹,王亮,周肃. 2005. 拉萨北部林周盆地林子宗火山岩层序新议. 地质通报,24(6):549～557.

方维萱,胡瑞忠,苏文超,肖加飞,蒋国豪,漆亮. 2002. 贵州镇远地区钾镁煌斑岩类的侵位时代. 科学通报,47(4):307～312.

侯可军,李延河,邹天人,曲晓明,石玉若,谢桂青. 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用. 岩石学报,23(10):2595～2604.

侯增谦,曲晓明,黄卫,高永丰. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条"玉龙"铜矿带. 中国地质,28(10):27～40.

侯增谦,莫宣学,高永丰,曲晓明,孟祥金. 2003. 埃达克岩:斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩-以西藏和智利斑岩铜矿为例. 矿床地质,22(1):1～121.

侯增谦,孟祥金,曲晓明,高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性:斑岩相态及深部过程约束. 矿床地质,24:108～121.

侯增谦,潘小菲,杨志明,曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿. 现代地质,21(2):332～351.

侯增谦,郑远川,杨志明,杨竹森. 2012. 大陆碰撞成矿作用:I. 冈底斯新生代斑岩铜矿系统. 矿床地质,31(4):647～670.

孟祥金,侯增谦,高永丰,黄卫,曲晓明,屈文俊. 2003. 西藏冈底斯东段斑岩铜钼铅锌成矿系统的发育时限:帮浦铜多金属矿床辉钼矿 Re-Os 年龄证据. 矿床地质,22(3): 246～252.

孟祥金,侯增谦,李振清. 2005. 西藏冈底斯三处斑岩铜矿床流体包裹体及成矿作用研究. 矿床地质,24(4):398～408.

孟祥金,侯增谦,李振清. 2006. 西藏驱龙铜矿 S、Pb 同位素组成:对含矿斑岩与成矿物质来源的指示. 地质学报,80(4):554～560.

李志昌,蔡红,朱家平. 1994. 矿石、沉积岩年龄的直接测定. 地质地球化学,(1):47～52.

李光明,刘波,佘宏全,丰成友,屈文俊. 2006. 西藏冈底斯成矿带南缘喜马拉雅早期成矿作用-来自冲木达铜金矿床的 Re-Os 同位素年龄证据. 地质通报,25(12):1481～1486.

莫宣学,赵志丹,DePaolo D J,周肃,董国臣. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示:Sr-Nd 同位素证据. 岩石学报,22(4):795～803.

秦克章,李光明,赵俊兴,李金祥,薛国强,严刚,粟登奎,肖波,陈雷,范新. 2008. 西藏首例独立钼矿-冈底斯沙让大型钼矿的发现及其意义. 中国地质,35(6):1101～1112.

邱检生,肖娥,胡建,徐夕生,蒋少涌,李真. 2008. 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩的成因:锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Nd-Hf 同位素制约. 岩石学报,24(11):2468～2484.

曲晓明,侯增谦,黄卫. 2001. 冈底斯斑岩矿(化)带:西藏第二条:"玉龙"铜矿带. 矿床地质,20(4):355～366.

唐菊兴,王登红,汪雄武,钟康惠,应立娟,郑文宝,黎枫佶,郭娜,秦志鹏,姚晓峰,李磊,王友,唐晓倩. 2010. 西藏甲玛铜多金属矿矿床地质特征及其矿床模型. 地球学报, 31(4):495～506.

王保弟,许继峰,陈建林,张兴国,王立全,夏抱本. 2010. 冈底斯东段汤不拉斑岩 Mo-Cu 矿床成岩成矿时代与成因研究. 岩石学报. 26(6):1820～1832.

王焕,唐菊兴,应立娟,王立强,秦志鹏. 2011. 西藏甲玛铜多金属矿床主要矿石矿物特征. 成都理工大学学报(自然科学版),38(1):103～112.

王银喜,顾连兴,张遵忠. 2007. 东天山晚石炭世大石头群流纹岩 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究. 岩石学报,23(7):1749～1755.

徐夕生,谢昕. 2005. 中国东南部晚中生代-新生代玄武岩与壳幔作用. 高校地质学报,11(3):318～334.

杨勇,罗泰义,黄智龙,杨竹森,田世洪,钱志宽. 2010. 西藏纳如松多银铅矿 S、Pb 同位素组成:对成矿物质来源的指示. 矿物学报,30(3):311～318.

杨志明. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床-岩浆作用与矿床成因. 中国地质科学院. 博士学位论文:1～154.

杨志明,侯增谦,夏代祥,宋玉财,李政. 2008a. 西藏驱龙铜矿西部斑岩与成矿关系的厘定:对矿床未来勘探方向的重要启示. 矿床地质,27(3):28～36.

杨志明,侯增谦,宋玉财,李振清,夏代祥,潘凤雏. 2008b. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床:地质、蚀变与矿化. 矿床地质,27(3:279～318.

杨志明,侯增谦. 2009. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿的成因:流体包裹体及 H、O 同位素证据. 地质学报,83(12):1838～1859.

杨志明,侯增谦,江迎飞,张洪瑞,宋玉财. 2011. 西藏驱龙矿区早侏罗世斑岩的 Sr-Nd-Pb 及锆石 Hf 同位素研究. 岩石学报,27(7):2003～2010.

张学全,胡先才,温春齐. 2009. 西藏自治区墨竹工卡县邦铺钼(铜)多金属矿详查报告. 拉萨:西藏地勘局地热地质大队.

赵晓燕,杨竹森,侯增谦,刘英超,田世洪,付强,费凡. 2013. 西藏邦铺矿区辉绿玢岩成因及对区域构造岩浆演化的指示. 岩石学报,29(11):3767～3778.

周雄. 2009. 西藏邦铺铜钼多金属矿床流体包裹体研究. 成都理工大学. 硕士学位论文:1～90.

周雄. 2012. 西藏邦铺铜钼多金属矿床成因研究. 成都理工大学. 博士学位论文:1～193.

Amelin Y, Lee D C, Halliday A N, Robert T P. 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. Nature, 399(6733):252～255.

Blisniuk P M, Hacker B, Glodny J. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5Myr ago. Nature, 412:628～632.

Candela P A, Holland H D. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: the origin of porphyry-type ore deposits. Economic Geology, 81:1～19.

Cooke D R, Hollings P, Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls. Economic Geology, 100, 801～818.

Ding L, Kapp P, Zhong D, Deng W. 2003. Cenezoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction. Journal of Petrology, 44:1883～1865.

Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, Yin A. 1992. Rising Tibet. Science 255:1663～1670.

Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y, Mo X X. 2004. Origin of adakite instrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. Earth and Planetary Science Letters. 220, 139～155.

Hou Z Q, Yang Z M, Qu X M, Meng X J, Li Z Q, G. Beaudoin, Rui Z Y, Gao Y F, Khin Zaw. 2009a. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen. Ore Geology Reviews, 36:25～51.

HouZ Q, Cook N J. 2009b. Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: A review and introduction to the special issue. Ore Geology Review, 36:2～24.

HouZ Q, Zhang H R, Pan X F, Yang Z M. 2011. Porphyry Cu(-Mo-Au) deposits related to melting of thickened ma？ c lower crust: Examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. Ore Geology Reviews, 39:21～45.

Hou Z Q, Zheng Y C, Yang Z M, Rui Z Y, Zhao Z D, Qu X M, Sun Q Z. 2012a. Contribution of mantle components within juvenile lower-crust to collisional zone porphyry Cu systems in Tibet. Mineralium Deposita, DOI: 10.1007/S00126-012-0415-6.

Hou Z Q, Zheng Y C, Zeng L S, Gao L E, Huang K X, Li W, Li Q Y, Liang W, Sun Q Z. 2012b. Eocene-Oligocene granitoids of southern Tibet: Constrains on crustal anatexis and tectonic evolution of the Himalayan orogen. Earth and Panletary Science Letters, 349～350:38-52.

Lowell J D, Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. Economic Geology, 65, 373～408.

Qu X M, Hou Z Q, Li Y G. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau. Lithos, 74:131～148.

Qu X M, Hou Z Q, Zaw K. 2007. Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan Plateau: Preliminary geochemical and geochronological results. Ore Geology Reviews, 31:205～223.

Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. Economic Geology, 98:1515～1533.

Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. Geology, 37(3):247～250.

Robb L. 2005. Introduction to ore-forming processes. Australia: Wiley-Blackwell Publishing, 373.

Sillitoe R H. 1973. Geology of the Los Pelambres porphyry copper deposit. Chile. Econ. Geol. 68, 1～10.

Sillitoe R H, Hedenquist J W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions and epithermal precious metal deposits. Special Publication-Society of Economic Geologists, 10:315～343.

Ulrich T, Heinrich C A. 2001. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina. Economic Geology, 96(8):1719～1742.

Ulrich T, Mavrogenes J. 2008. An experimental study of the solubility of molybdenum in H2O and KCl-H2O solutions from 500℃ to 800℃, and 150 to 300MPa. Geochimica et Cosmochimica Acta. 72, 2316～2330.

Vervoort J D, Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. Geochimica et Cosmochimica Acta. 63, 533～556.

Williams H, Turner S, Kelley S, Harris N. 2001. Age and compositions of dikes in Southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism. Geology, 29:339～342.

Yang Z M, Hou Z Q, White N C, Chang Z S, Li Z Q, Song Y C. 2009. Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet. Ore Geology Reviews, 36:133～159.

Yang Z M, Hou Z Q, Xu J F, Bian X F, Wang G R, Yang Z S, Tian S H, Liu Y C, Wang, Z L. 2013. Geology and origin of the post-collisional Narigongma porphyry Cu-Mo deposit, southern

Qinghai, Tibet. Gandwana Research, http://dx. doi. org/10. 1016/j. gr. 2013. 07. 012.

Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogrn. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 28, 211～280.

Zhao X Y, Hou Z Q, Yang Z S, Zheng Y C, Liu Y C, Tian S H. 2014. Geology and metallogenesis at Bangpu porphyry-skarn deposit, Tibet. Ore Geology Review. DOI: 10. 1016/j. oregeorev. 2014. 09. 014.

Zheng Y C, Hou Z Q, Li W, Liang W, Huang K X, Li Q Y, Sun Q Z, Fu Q, Zhang S. 2012. Petrogenesis and Geological Implications of the Oligocene Chongmuda-Mingze Adakite-Like Intrusions and their Mafic Enclaves, Southern Tibet. Chicago Journals, 120(6): 647～669.

Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, Dilek Y, Hou Z Q, Mo X X. 2012. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan. Gondwana Research, 23: 1429～1454.

Sr-Nd-Pb-Hf Isotope Compositions of Porphyritic Monzogranite and Rb-Sr Isochron Age of Sphalerite-Pyrite at the Bangpu Porphyry-Skarn Deposit

ZHAO Xiaoyan[1,2], YANG zhusen[2], LIU Yingchao[3], PEI Yingru[1]

1) *School of Geosciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing*, 100083;

2) *Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing*, 100037; 3) *Institute of Geology, CAGS, Beijing*, 100037

Abstract

Bangpu deposit in Tibet is a large but poorly studied Mo-rich (～0.089%), and Cu-poor (～0.32%) porphyry deposit that formed in a post-collisional tectonic setting. The deposit is located in the Gangdese porphyry copper belt, and formed (～15.32 Ma) at the same time as other deposits within the belt(12～18Ma), although it is located further to the north and has a different ore assemblage (Mo-Pb-Zn-Cu) compared to other porphyry deposits (Cu-Mo) in this belt. Two types of mineralization have been identified in the Bangpu deposit: porphyry Mo-(Cu) and skarn Pb-Zn mineralization. In this paper, based on the whole rock Sr-Nd-Pb and zircon Hf isotopic compositions of the ore-bearing porphyritic monzogranite and Rb-Sr isotopic research on the coprecipitated pyrite and sphalerite, we discuss the mechanism of Mo enrichment at Bangpu and the relationship between the two types of mineralization. Rb-Sr isotope dating of the paragenetic pyrite and sphalerite from the Bangpu Pb-Zn skarn deposit was carried out to figure out the relationship between porphyry and skarn mineralization events. We got a Rb-Sr isochron age yielded at 13.9±0.9 Ma, which is almost identical to the age of porphyry mineraliztion(～15 Ma). In addition, the account of garnet decreases and the account of both calcite and other carbonate minerals increase, the transformation from high temperature to low temperature skarn mineral compositions, the opaque to translucent sphalerite from the porphyritic monzogranite, suggesting the two types of mineralization in Bangpu deposit are formed in a signal porphyry-hydrothermal system. The $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ values of the monzogranitic porphyry are 0.707504～0.710012 with a small range. The $\varepsilon_{Nd}(t)$ are −3.96～−3.56 while the two stage depleted mantle model ages of Nd isotope are 883～938 Ma. The $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ values are 18.304～18.439, 15.744～15.793、38.842～38.904, respectively. Zircon $^{176}Hf/^{177}Hf$ are 0.282826～0.283009 with the mean data of 0.282916, while $\varepsilon_{Hf}(t)$= 2.2～8.7 averaging at 5.4. These data indicate that the ore-bearing monzogranitic porphyry was generated by the mixing process of crust-mantle while mantle component was directly derived from the upwelling asthenosphere and the crust was Lhasa juvenile lower continental crust with amounts of ancient crustal material, this also explains why the Bangpu deposit is enriched in Mo, Pb, Zn for Mo, Pb, Zn are dominately from the ancient crust.

Key words: Sr-Nd-Pb isotopes; zircon Hf isotope; Rb-Sr isochron age; porphyry-skarn; Bangpu; Tibet