

# 安第斯与冈底斯成矿带斑岩铜矿床矿物学和成矿斑岩地球化学特征对比

朱小三<sup>1</sup>, 卢民杰<sup>1</sup>, 程文景<sup>2</sup>, 宋玉财<sup>1</sup>, 张超<sup>2</sup>

ZHU Xiaosan<sup>1</sup>, LU Minjie<sup>1</sup>, CHENG Wenjing<sup>2</sup>, SONG Yucan<sup>1</sup>, ZHANG Chao<sup>2</sup>

1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

2. 中国地质大学(北京), 北京 100083

1. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;*

2. *China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China*

**摘要:**在总结安第斯和冈底斯斑岩铜矿床地质矿物学特征的基础上,通过对2个成矿带与斑岩铜矿床有关的岩浆岩地球化学特征的对比分析,探讨了2种构造环境下形成的斑岩铜矿床含矿斑岩与成矿过程的异同点。安第斯成矿带的斑岩铜矿床形成于洋壳俯冲陆缘弧环境,成矿时代主要集中在始新世晚期—渐新世(43~31Ma)和中新世中期—上新世(12~4Ma),金属组合包括Cu—Mo和Cu—Au,含矿斑岩的SiO<sub>2</sub>含量变化范围较大,岩性从中性到酸性,以钙碱性—高钾钙碱性系列为主,少部分具有典型埃达克岩地球化学特征,而大多数安第斯含矿斑岩具有正常岛弧系列火山岩的地球化学特征。冈底斯成矿带斑岩铜矿床主要发育于陆—陆碰撞环境,成矿时代为中新世(20~12Ma),金属组合为Cu—Mo,缺乏Cu—Au组合,含矿斑岩岩性以酸性为主,且主要为高钾钙碱性—钾玄质系列岩浆岩,具有典型埃达克岩的地球化学特征。安第斯成矿带含矿斑岩的形成很可能是板片释放流体交代楔形地幔,经部分熔融与MASH过程的产物,并不是直接源于洋壳的部分熔融;而冈底斯成矿带含矿斑岩成因可能是早期洋壳多次俯冲形成俯冲增生弧,之后在陆陆碰撞过程中经历缩短加厚,与深部构造动力学机制发生变化时的部分熔融有关。

**关键词:**安第斯;冈底斯;斑岩铜矿床;成矿斑岩;地球化学特征

中图分类号:P595;P618.41 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2017)12-2143-11

Zhu X S, Lu M J, Cheng W J, Song Y C, Zhang C. Comparison of geological mineralogy and geochemical characteristics between ore-bearing porphyries of porphyry deposits in the Andean and the Gandise metallogenic belts. *Geological Bulletin of China*, 2017, 36(12):2143-2153

**Abstract:** In this paper, the authors analyzed and compared the geochemical characteristics of the magmatites related to porphyry copper deposits between the Andean and Gangdise metallogenic belts based on the summarizing of the geological mineralogical differences of both the ore-bearing porphyries and the mineralization mechanisms between the porphyry copper ores formed in two different tectonic backgrounds. The porphyry copper deposits in the Andean metallogenic belt were developed during the subduction process of oceanic crust, and they were mainly formed in the late Eocene—Oligocene (43~31Ma) and the middle Miocene—Pliocene (12~4Ma). Their metal combinations include Cu—Mo and Cu—Au. The components of SiO<sub>2</sub> in the ore-bearing porphyries vary in a large range, and the lithologies of these porphyries change from intermediate to acidic, dominated by the series of calcium alkaline—high

收稿日期:2017-03-20;修订日期:2017-09-19

资助项目:国家自然科学基金项目《基于深反射地震资料探讨扬子古陆块和华夏古陆块元古代碰撞造山带》(批准号:41404070)、中国地质调查局项目《安第斯成矿带区域地球物理特征与优势矿产资源潜力分析》(编号:DD20160102-2)、《内蒙古东南部三维建模区地球物理数据采集与解释》(编号:DD20160125-03)和《海上丝绸之路大洋洲和南美洲矿产资源潜力评价》(编号:DD210160110)

作者简介:朱小三(1980-),男,博士,副研究员,从事重、磁、电和地震数据的采集、处理和解译及矿床学研究。E-mail: zhuxiaosan@yahoo.com

通讯作者:卢民杰(1955-),男,博士,研究员,从事矿产地质学、矿床学研究。E-mail: luminjie55@aliyun.com

potassium calcium alkaline rocks. Only a small part of the ore-bearing porphyries has typical adakite geochemical characteristics, whereas most of ore-bearing porphyries in the Andean metallogenic belt have the volcanic rock geochemical characteristics of normal arc series. The porphyry copper deposits in the Gangdise metallogenic belt were mainly developed during the continental collision process, and they were mainly formed in the Miocene (20~12Ma). Their metal combination is Cu-Mo with the lack of the combination of Cu-Au. The lithologies of ore-bearing porphyries are mainly acid, the porphyries are dominated by magmatic rocks with high potassium calcium alkali, and the ore-bearing porphyries have typical adakite geochemical characteristics. The ore-bearing porphyries in the Andean metallogenic belt might have been formed during the partial melting process of the wedge mantle material metasomatized by the fluid which was released from the crust plate and the MASH procedure. They were not developed directly from the partial melted oceanic crust. The ore-bearing porphyries in the Gangdise metallogenic belt might have been formed during the partial melting process of the subduction accretion arc with the change of deep tectonic dynamic mechanism, which was caused by the multi-subduction of ocean crust and was shortened and thickened during the continental collision process.

**Key words:** Andes; Gangdise; porphyry copper deposit; ore-bearing porphyry; geochemical characteristics

斑岩型铜矿床主要产出于2种环境,即岛弧陆缘弧环境和碰撞造山环境。岛弧陆缘弧环境主要以环太平洋成矿带为代表,可进一步分为岛弧环境和陆缘弧环境,陆缘弧环境的经典成矿区包括安第斯(如阿根廷 Bajo de la Alumbrera、Marte 等矿床)、美国西部(如 Bingham 和 Dos Pobers 矿床)和巴布亚新几内亚西部(如 Frieda River 矿床等),岛弧环境的斑岩型矿床则以西太平洋为代表,如印尼的 Batu Hijau 矿床、菲律宾的 Lepanto-FSE 矿床等。碰撞造山环境的典型成矿带以青藏高原的玉龙斑岩铜矿带和冈底斯斑岩铜矿带为代表<sup>[1-3]</sup>。

由于这2种不同构造环境下形成的斑岩铜矿床在成矿环境、含矿斑岩、岩浆岩地球化学特征等方面有诸多的异同点,所以开展2种不同构造环境下的斑岩铜矿床岩浆岩地球化学对比研究,对分析斑岩铜矿床的成矿机制和成矿条件,总结成矿特征和区域成矿规律有重要的意义,可以为今后国内外斑岩铜矿床的研究与资源勘查和开发提供基础性信息。

## 1 斑岩铜矿床时空分布和矿物分带特征

### 1.1 安第斯成矿带斑岩铜矿床时空分布和矿物分带特征

在安第斯成矿带(图1),斑岩型矿床主要分布在中安第斯成矿省,特别是在该成矿省西科迪勒拉成矿带中北段的秘鲁南部、智利北部,以及玻利维亚西部和阿根廷西北部一带,大型-超大型斑岩铜矿、铜金矿床集中产出,形成世界著名的斑岩铜矿床集中区。按矿化金属类型可分为斑岩铜矿、斑岩铜钼、斑岩铜金矿等。

在安第斯成矿带,斑岩铜矿床成矿期大体可分

为6个成矿期,其中,晚古生代冈瓦纳旋回2期,分别是310~250Ma(晚石炭世—二叠纪)和250~190Ma(三叠纪—早侏罗世);安第斯旋回4期,分别是白垩纪(132~73Ma)、古新世—始新世(65~50Ma)、始新世晚期—渐新世(43~31Ma)和中新世中期—上新世(12~4Ma)。

(1)冈瓦纳旋回的2期矿化规模较小且分布局限,其中,310~250Ma(晚石炭世—二叠纪)斑岩铜矿床仅发育在智利东部和阿根廷西北部,250~190Ma(三叠纪—早侏罗世)斑岩铜矿床仅发育在智利东部。该阶段表现出弱的矿化体系,可能是因为好的矿化被剥蚀或目前还没有揭露到好的铜矿化。早期矿化系统(310~250Ma)发生在冈瓦纳古陆俯冲阶段,克拉通周边岩浆弧初始建立时期。最晚一组(250~190Ma)矿化发生在圣拉斐尔(270~252Ma)挤压阶段,标志着冈瓦纳古陆俯冲的结束。这2组斑岩主体呈SN走向,由花岗闪长岩基和/或钙碱性安山岩—流纹质火山岩序列组成。代表性矿床有 Lila 矿床(190Ma)、Alcaparrosa 矿床(267Ma)、La Voluntad 矿床(281Ma)等。

(2)安第斯旋回期是本区斑岩铜矿床形成的主要时期,带内所有大型-超大型的斑岩铜矿床几乎都形成于该旋回期,其中最主要的是始新世晚期—渐新世(43~31Ma)和晚新世中期—早上新世(12~4Ma)。据美国地质调查局的统计资料(表1),安第斯成矿带已发现的铜资源量为  $5.9 \times 10^8$ t,其中,始新世晚期—渐新世形成的斑岩铜矿床为  $2.69 \times 10^8$ t,约占已发现铜资源量的45.59%;中新世中期—上新世的为  $2.42 \times 10^8$ t,约占已发现铜资源量的41.01%。此旋回期形成的斑岩铜矿床主要与中生代以来太平洋纳斯卡板块向南美大陆的俯冲有关,俯

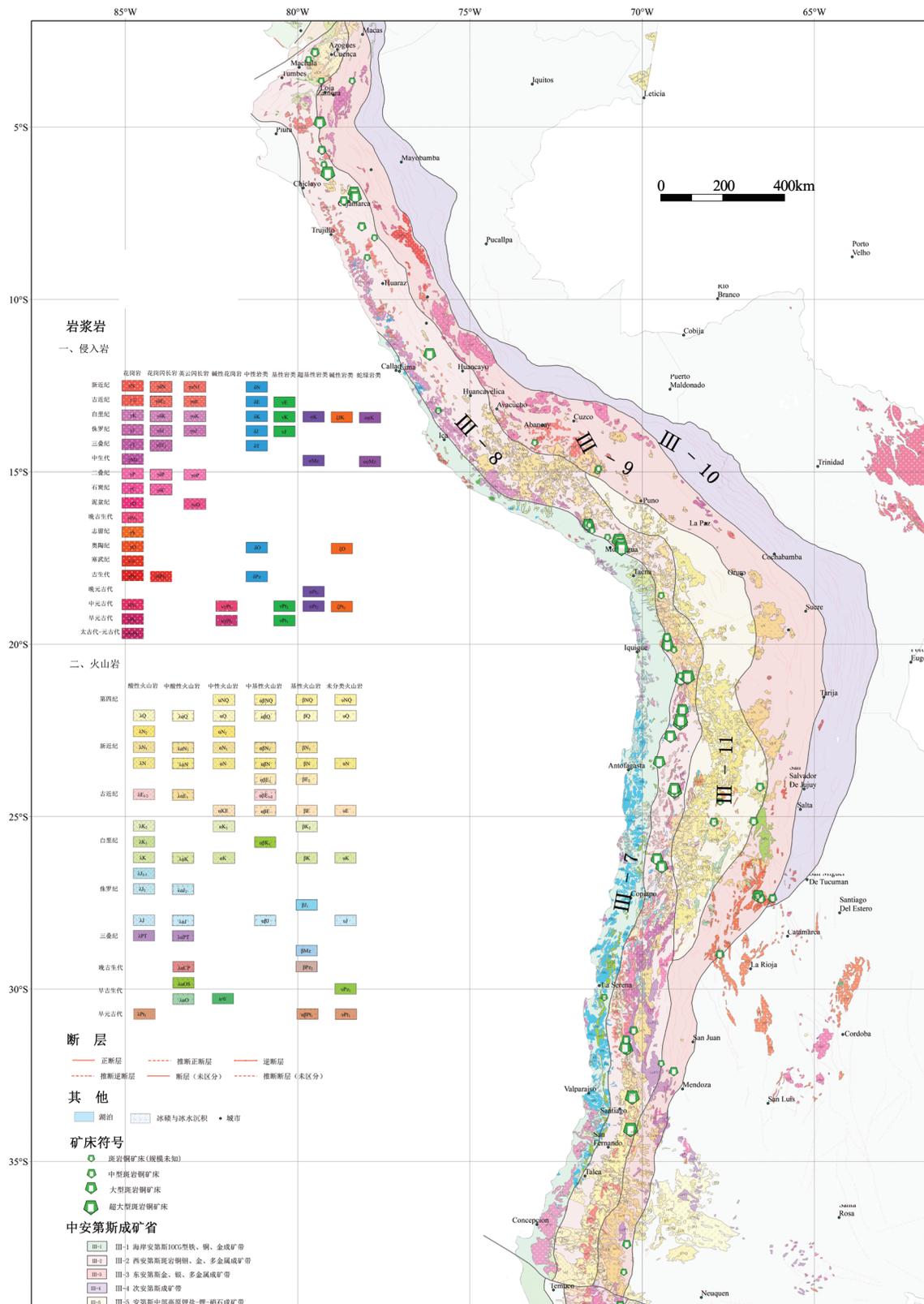


图1 中安第斯成矿省主要斑岩铜矿床分布<sup>[4]</sup>

Fig. 1 Distribution of porphyry copper deposits in middle Andean metallogenic province

表1 安第斯成矿带各斑岩铜矿床成矿期已发现的铜资源量<sup>1)</sup>

Table 1 Porphyry copper resources discovered in the Andean metallogenic belt

围岩年龄	铜储量和资源量/10 <sup>4</sup> t	占已发现资源量的比例/%
晚中新世—早上新世	16600	28.0
中新世—上新世	2890	4.9
中新世中晚期	4700	7.9
中新世	410	0.7
始新世—渐新世	26900	45.4
古新世—始新世	6500	11.0
晚白垩世—中始新世	95	0.2
白垩纪	60	0.1
侏罗纪	900	1.5
二叠纪	200	0.3
合计	59255	100

冲作用使南美大陆西缘遭受强烈构造变形,形成褶皱山系,并向西增生,形成增生型大陆边缘。伴随俯冲作用,产生强烈而广泛的中酸性岩浆—火山活动,同时,也为铜、金、多金属矿化创造了良好的成矿构造环境。代表性矿床有塞罗贝尔德(Cerro Verde)(59~58Ma)、夸霍内(Cuajone)(52Ma)、埃斯康迪达(Escondida)(37.9Ma)、丘基卡玛塔(Chuquicamata)(34~31Ma)、拉格兰哈(La Granja)(10Ma)、厄尔特尼恩特(El Teniente)(4.8Ma)等<sup>[5]</sup>。

与成矿有关的岩体大多是中生代—新生代古近纪—新近纪浅成—超浅成小侵入体,其形成与区内广泛发育的同时期火山—岩浆构造活动密切相关。是在早期闪长岩、花岗闪长岩及花岗岩基侵入后,补充侵入而成的,主要为石英闪长斑岩、花岗闪长斑岩、二长斑岩、石英二长斑岩、石英斑岩、英安斑岩、粗安斑岩等各类浅成—超浅成的中—酸性钙碱系列的小侵入体(岩株)。斑岩铜矿床产在大面积出露的中—新生代火山岩的基础上,矿体多呈等轴状、筒状产于斑岩小岩体内部及其接触带附近。

斑岩铜矿床通常具有带状分布、成群集中的特点<sup>[6]</sup>。已发现的斑岩铜矿床,特别是超大型斑岩铜矿床主要集中分布在中安第斯成矿省的西安第斯成矿带,尤其是秘鲁南部—智利北部一带,在长逾3000km的范围内,断续分布数十个大型—超大型斑岩铜矿床。矿床的成群集中尤为突出,如在秘鲁南部莫盖瓜省附近约400km<sup>2</sup>范围内,就有托克帕拉(Toquepala)、夸霍内(Cuajone)及盖亚维科

(Quellaveco)3个超大型铜矿床,构成一个大的矿田。往北有塞罗贝尔德(Cerro Verde)、圣塔罗萨(Santa Rosa)、恰帕(Chapi)等矿床。在智利丘基卡玛塔铜矿集中区,除丘基卡玛塔矿床(Chuquicamata)外,其北6km有拉多米罗托米克(Radomiro Tomi)铜矿,其南4km有米纳苏尔(Mina Sur)铜矿,往东北约40km有阿布拉(El Abra)斑岩铜矿床,构成了巨大的丘基卡玛塔矿田。

斑岩矿床的具体产出位置受构造控制明显<sup>[7]</sup>。一种是位于2组断裂的交会处,如秘鲁夸霍内铜矿产于NW向及近EW向2组断裂的交会处。这里构造破碎岩石蚀变强烈,矿化发育,是形成铜矿的有利部位。另一种是位于一组大断裂的旁侧,如丘基卡玛塔矿床产在西部近SN走向的断层(即菲什尔断层)的东侧,含矿斑岩沿断层侵入,矿体产在断层东部的小破碎带中,构成典型的网脉型斑岩铜矿床。沿菲什尔断层向北,受该断层控制的还有拉多米罗托米克、阿布拉、魁北雷德布兰卡等铜矿床。

斑岩铜矿床通常具有良好的蚀变分带和矿化分带。蚀变分带呈环带状,由内向外依次为钾长石化(或黑云母化)—黄铁绢英岩化—青磐岩化。金属矿物在水平和垂直方向上大致分布规律是:①水平分带:金属矿物及其含量由矿体的中心向两侧呈环形分布。在矿体中间部分有黄铜矿、斑铜矿、硫砷铜矿、辉钼矿,往外有黄铁矿、辉铜矿,矿体边缘则有赤铁矿(镜铁矿)和少量方铅矿、闪锌矿。黄铜矿和黄铁矿的含量比例也有类似的变化。由中心向外,黄铁矿含量增加,黄铜矿的含量相对降低。从金属元素看,由矿体中心向外侧,大致按Mo—Cu—Zn—Pb的次序分布,最外边还可见含锰矿物。②垂直分带:由于南秘鲁斑岩铜矿带及智利斑岩铜矿带地处南半球热带地区,气候炎热干燥,所以后期的次生淋滤作用比较强烈,矿体大多数具有典型的垂直分带。一般在矿体上部普遍可见红帽(即铁帽,大部分为黄铁矿或赤铁矿氧化淋滤而成的褐铁矿帽)及绿帽(有铜的硫化物被淋滤氧化而成的孔雀石、硅孔雀石带)。前者是良好的找矿标志,后者是斑岩铜矿体最上部较富的氧化矿体,含铜一般为1%~2%。

## 1.2 冈底斯成矿带斑岩铜矿床时空分布和矿物分带特征

冈底斯成矿带总体上呈近东西向分布,东起墨竹

工卡县甲马,西至谢通门县洞嘎,东西长约400km,南北宽约50km,产出于拉萨地体南缘的火山-岩浆弧中。目前在冈底斯斑岩铜矿带中已经发现了甲马、驱龙、厅宫、南木、冲江、洞嘎、拉抗俄等斑岩型铜矿床,具有世界级成矿带的远景潜力区<sup>[8-10]</sup>。

冈底斯成矿带区域构造总体格局受控于印度板片沿雅鲁藏布江结合带向北俯冲形成的构造组合,构造线以EW向为主,NE向、SW向、SN向次之。构造样式以复式褶皱和逆冲断裂为主要特征,同时发育紧密倒转褶皱、推覆构造和韧性剪切带<sup>[11]</sup>。EW向断裂构造控制着本区岩浆活动和变质作用,为侵入岩、火山岩形成的主要通道,NE向、SW向和SN向断裂为主要容矿构造,许多斑岩型铜、金矿都产于这几组断裂带中<sup>[12-16]</sup>。

冈底斯成矿带内岩浆岩主要为中酸性侵入岩与火山岩,主要形成时代为燕山期和喜马拉雅期。其中,斑岩铜矿化与中-酸性钙碱-高钾钙碱性系列的岩株或复式岩体有关。岩体规模通常小于1km<sup>2</sup>,零星孤立分布或形成众多呈SN向延伸的小岩株群,侵位于古新世-渐新世末同碰撞花岗岩基中。在整个冈底斯斑岩铜矿带中,含矿斑岩体剥蚀普遍很浅,出露范围小,尤其在驱龙、拉抗俄和南木矿区,含矿斑岩体仅在沟谷中剥露<sup>[10,17]</sup>(表2)。其年龄主要集中在45~65Ma和13~20Ma之间<sup>[13-16,32]</sup>。

冈底斯成矿带含矿斑岩主要为花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩、石英二长斑岩、花岗斑岩,少数为碱性花岗斑岩。斑岩体出露规模不大,多为复式岩

体,主要侵位于碰撞期花岗岩基和白垩系-新近系火山沉积岩系中。岩石具斑状结构,块状构造。斑晶体积分数为15%~50%,多由斜长石、钾长石、石英和黑云母组成,部分斑岩斑晶中出现角闪石。

已有研究表明,冈底斯成矿带主要存在4套成矿系统(图2):①与洋壳俯冲有关的早侏罗世雄村斑岩铜矿床成矿系统,位于冈底斯成矿带南缘,规模较小;②印-亚大陆主碰撞期(65~41Ma)矽卡岩型铅-锌成矿系统,位于冈底斯北缘,但发育于具有老基底的拉萨地块中部<sup>[33]</sup>。与成矿作用有关的岩浆岩以花岗闪长岩、似斑状二长花岗岩、花岗斑岩、石英正长斑岩为主,属中钾钙碱性系列过铝质花岗岩,侵位于石炭系-二叠系、下白垩统碎屑岩、灰岩和古近系火山岩中,成岩、成矿年龄为68~51Ma;③晚碰撞期(40~26Ma)矽卡岩型铜-钼-钨-金成矿系统,位于冈底斯拉萨地块南缘,与成矿有关的岩浆岩为渐新世中酸性岩,侵位于晚侏罗世-早白垩世碎屑岩、碳酸盐岩夹火山岩地层中,形成以斑岩型铜、矽卡岩型铜-钨-钼和矽卡岩铜-金为主要类型的矿床;④中部的后碰撞(25~0Ma)斑岩铜-钼成矿系统,位于冈底斯拉萨地块南部的冈底斯-下察隅火山-岩浆岩带内,成矿与中新世斑岩侵入密切相关,岩体富K,具有高Sr、低Y的埃达克质岩石特征,形成以斑岩型铜-钼为主要类型的矿床,成岩成矿时代集中于18~11Ma。

矿床蚀变与次生富集作用强烈,矿石可分为氧化矿石、混合矿石和硫化矿石3种(表2)。其中,氧化矿石的主要氧化矿物为孔雀石、蓝铜矿、褐铁矿

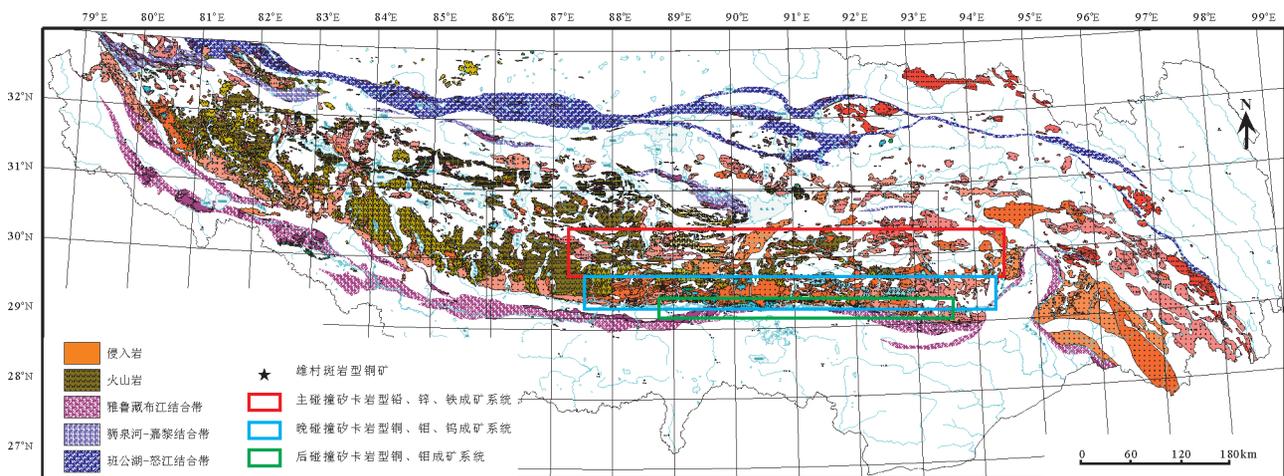


图2 西藏冈底斯主要成矿系统空间分布<sup>[13-15]</sup>

Fig. 2 Spatial distribution of the main metallogenic systems in Tibetan Gangdise

表2 安第斯与冈底斯斑岩铜矿床主要地质特征对比  
Table 2 Comparison of main geological features of the porphyry copper deposits in Andes and Gangdise

成矿带类型	矿床	金属	含矿斑岩	岩石组合	蚀变矿物	时代/Ma	参考文献
安第斯成矿带	El Teniente	铜-钼-金	安山玢岩	安山岩、煌斑岩岩脉	黑云母、钠-钾长石、绿泥石、绢云母、绿帘石、磁铁矿、粘土矿物、石英、石膏、硬石膏、重晶石、电气石、碳酸盐矿物	4.8	[18]
	Chuquicamata	铜-钼-金	二长花岗斑岩	花岗闪长岩	黑云母、钾长石、钠长石、石英、绢云母、黄铁矿	33.6	[18]
	Rio Blanco-Los Bronces	铜-钼	石英二长斑岩、长石斑岩	安山岩、石英二长闪长岩、	石英、绢云母、黑云母、钾长石、钠长石、黄铁矿	5.4	[18-19]
	La Escondida	铜-钼-金	安山岩、石英闪长斑岩	流纹岩、石英二长岩、英安岩	高岭土化、绢云母化、明矾石化、钾长石化、斜长石化、绿泥石化、绿帘石化、黄铁矿	38	[18]③
	Los Pelambres-El Pach	铜-钼	石英闪长斑岩	安山岩和细晶岩岩脉	黑云母、钾长石、石英、绢云母、粘土矿物	10	[18]
	Rosario	铜-钼	花岗闪长岩、石英二长斑岩	花岗闪长岩	黑云母、钠长石、磁铁矿、钾长石、黄铁矿、伊利石、绿泥石	34.1	[18]
	RadomiroTomic	铜-钼	花岗闪长岩	花岗闪长岩	钾长石、黑云母、石英、绢云母、黄铁矿	32.7	[18]④
	La Granja	铜-钼-金	黑云母花岗闪长斑岩、角闪石花岗闪长斑岩、长石石英斑岩	安山岩、流纹岩、斑状闪长岩	绢云母、石英、黑云母、粘土矿物、绿泥石	10	[20]③-⑤
	Escondida Norte	铜-钼	石英二长岩-花岗闪长斑岩	流纹岩;石英二长岩(成矿后)	黑云母、绿泥石、绢云母、黄铁矿、硅化	39-36	[20]
	El Salvador	铜-钼-金	流纹英安岩、玄武岩	玄武岩、安山质熔岩、英安岩、玄武质安山岩	赤铁矿、方解石、绿泥石、钠长石、微斜长石、绿帘石、榍石、金红石、石英、绢云母	41	[18]
Toki	铜	石英闪长岩、花岗闪长岩	闪长岩、二长闪长岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、英安岩	黄铁矿、绢云母、绿泥石、绿帘石、硅化	39-36	[21-22]	
冈底斯成矿带	雄村	铜±金-钼	角闪石英闪长玢岩	黑云母花岗闪长岩、斜长闪长玢岩、安山岩和煌斑岩	磁铁矿、石英、黑云母、绢云母、红柱石、石膏、绿泥石	183-177	[23]
	驱龙	铜-钼	花岗闪长岩	二长花岗斑岩、闪长玢岩	钾长石、斜长石、黑云母、绿帘石、绿泥石、绢云母、石英、硬石膏	16.8	[24-25]
	甲玛	铜-钼(-金)	二长花岗岩	花岗斑岩、闪长岩	石英、绢云母、角岩化、矽卡岩化	15	[24,26]②
	南木	铜-钼	花岗闪长岩、二长花岗岩	黑云母二长花岗岩、石英二长岩	钾长石、黑云母、绢云母、绿帘石、绿泥石、碳酸盐化	16.4	[24,26]②
	厅官	铜-钼	石英二长花岗岩	花岗岩	磁铁矿、硅化、绢云母化	14.3	[27]②
	冲江	铜-钼	二长花岗岩	花岗岩	黄铁矿、磁铁矿	15.6	[24,28]②
	白容	铜-钼	黑云二长花岗斑岩、英安斑岩	石英二长(闪长)岩、英云闪长岩	石英、长石、绢云母、石膏、方解石、绿泥石	12	[29]
	邦浦	钼-铜	二长花岗斑岩	凝灰岩	黄铁矿、辉钼矿、黄铜矿、方铅矿、石英、钾长石、斜长石、绢云母、方解石、绿泥石	14	[30-31]

等次生氧化矿物;混合矿石发育较弱,主要矿石矿物为黄铜矿,其次为孔雀石、辉铜矿、辉钼矿等;硫化矿石主要呈微细脉状和浸染状产出,主要金属矿物为黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿等。其中,黄铁矿大多呈星点状、细脉浸染状产出;黄铜矿以弥漫状、浸染状、脉状、细网脉状产出;

辉钼矿多呈浸染状分布于板状石英脉中;斑铜矿多与黄铜矿等矿物共生。

冈底斯斑岩成矿带热液蚀变总体上与典型岛弧斑岩型铜矿床相似,可以分为3个蚀变带:钾硅酸盐化带、石英绢云母化带及青磐岩化带,由内向外呈环带状分布<sup>[34]</sup>。钾硅酸盐化带位于含矿岩体中心

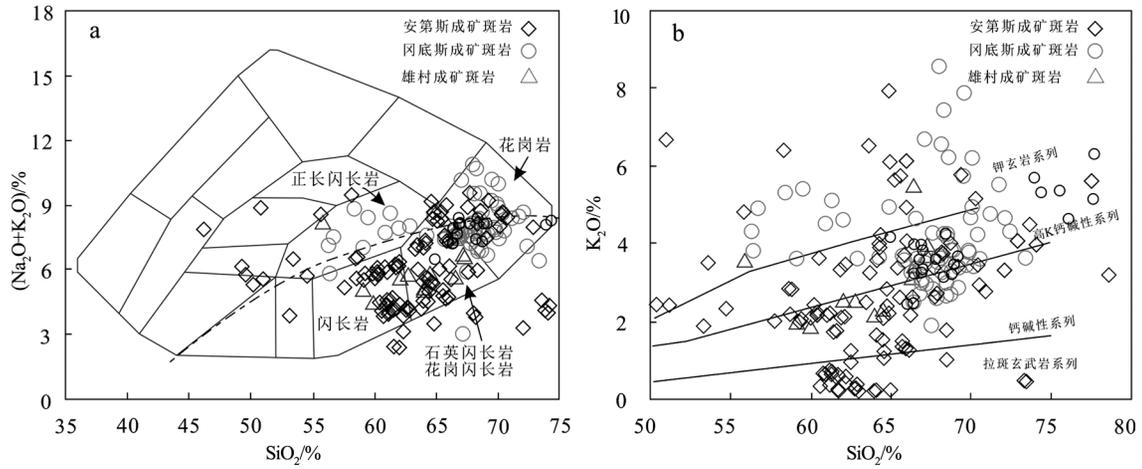


图 3 安第斯俯冲型、冈底斯碰撞型和雄村斑岩铜矿床成矿斑岩主量元素地球化学特征

Fig. 3 Major element geochemistry of ore-bearing porphyries in the Andean subduction type, the Gangdise collisional type and the Xiongcu copper deposit  
a—SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O +K<sub>2</sub>O)地球化学图;b—SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O地球化学图

部位,是最重要的成矿蚀变,蚀变矿物组合为钾长石+黑云母+石英±钠长石±硬石膏。石英绢云母化带主要位于含矿斑岩边缘及其与围岩的接触带上,环绕钾硅酸盐化带叠加分布,蚀变矿物组合为石英+绢云母+钾长石±绿泥石,钾长石与斜长石不同程度地被绢云母和石英交代。青磐岩化带的蚀变矿物主要为绿泥石、黄铁矿、绿帘石和碳酸盐矿物。在冈底斯斑岩铜矿床中无明显泥化带发育,以长石矿物粘土化和颗粒状石英为特征,蚀变矿物为石英+粘土矿物+黄铁矿±绢云母<sup>[9-10,16]</sup>。

## 2 安第斯与冈底斯成矿带含矿斑岩体地球化学特征对比

依据收集和采集样品测量的2个成矿带与斑岩铜矿床有关的岩浆岩体地球化学资料(表1、表2),通过对比得出如下几点认识。

(1)俯冲型含矿斑岩的SiO<sub>2</sub>含量较碰撞型变化大,表明岩性从中性到酸性变化,而碰撞型斑岩的SiO<sub>2</sub>含量高、变化相对小,指示岩性以酸性为主。两者均以钙碱性-高钾钙碱性系列为主,少量为钾玄质岩浆岩,

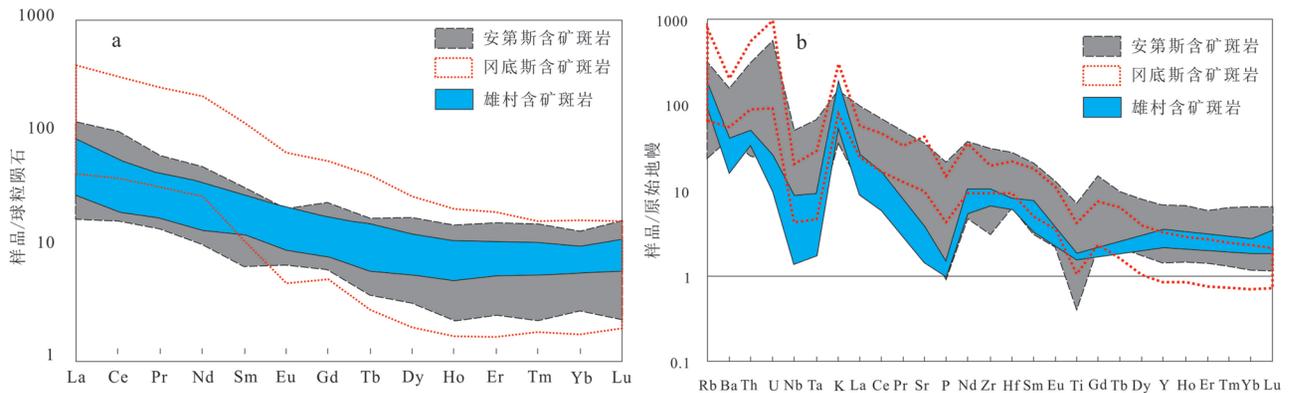


图 4 安第斯俯冲型、冈底斯碰撞型和雄村斑岩铜矿床成矿斑岩  
稀土元素配分模式(a)和微量元素蛛网图(b)

Fig. 4 REE patterns (a) and trace elements spider diagrams (b) of ore-bearing porphyries in the Andean subduction type, the Gangdese collisional type and the Xiongcu copper deposit

表3 冈底斯成矿带成矿斑岩样品主要地球化学特征测定结果  
Table 3 Major element geochemical analyses of the ore-bearing porphyries in the Gangdise metallogenic belt

样品号	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	K <sub>2</sub> O	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NaOK <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	A/NK	A/CNK	Mg <sup>a</sup>
NM1501	77.6	11.73	0.46	0.96	0.11	5.17	0.11	0.02	2.97	0.01	0.13	1.08	8.104	1.740741	1.117555	1.03494	3.535316
NM1502	66	15.89	2.86	2.94	0.32	2.47	1.39	0.03	4.82	0.19	0.48	3.292	7.29	0.512448	1.497659	1.004477	30.53952
NM1505	66.39	15.8	2.48	1.82	1.33	2.5	1.6	0.03	4.74	0.18	0.48	3.283	7.24	0.527426	1.503211	1.051373	35.95485
NM1508	69.16	14.93	1.19	2.06	0.18	3.7	0.97	0.01	4.47	0.14	0.34	2.258	8.17	0.82774	1.313247	1.102963	23.56176
NM1511	66.42	14.08	2.18	2.79	1.47	3.26	1.94	0.03	4.01	0.28	0.41	4.407	7.27	0.812968	1.389308	0.998209	38.843
NM1512	68.92	14.82	1.8	1.51	1.19	3.49	0.8	0.02	4.68	0.1	0.27	2.819	8.17	0.745726	1.290224	1.003729	20.2616
BR02	66.89	14.89	1.97	2.16	0.51	3.28	0.91	0.04	4.85	0.12	0.34	2.721	8.13	0.676289	1.290428	0.984372	23.24096
BR03	66.43	14.99	2.96	2.33	0.83	4.01	1.34	0.04	3.95	0.19	0.45	3.243	7.96	1.01519	1.38161	0.922967	30.9119
BR04	66.75	14.81	3.09	2.53	0.75	3.61	1.41	0.05	4.08	0.19	0.46	3.355	7.69	0.884804	1.393293	0.910953	32.65725
BR05	66.98	15.65	2.67	2.16	0.75	3.37	1.1	0.05	4.82	0.22	0.55	2.985	8.19	0.69917	1.350712	0.951385	27.53127
TG01	75.51	12.71	0.36	0.84	0.25	5.39	0.32	0.01	3.08	0.05	0.22	1.115	8.47	1.75	1.164365	1.098385	7.629514
TG02	66.98	14.83	2.17	2.03	0.09	3.85	1.12	0.05	4.31	0.16	0.39	3.02	8.16	0.893271	1.316081	0.974324	24.7885
TG03	77.67	11.1	0.12	0.63	0.4	6.33	0.11	0.01	1.95	0.03	0.14	1.07	8.28	3.246154	1.101541	1.078156	2.399426
TG07	67.78	14.94	2.21	2.87	0.25	3.63	0.93	0.08	4.54	0.13	0.39	3.145	8.17	0.799559	1.309611	0.968035	16.6694
JM1512	68.27	14.63	2.47	2.27	0.11	3.17	0.83	0.05	4.27	0.13	0.34	2.391	7.44	0.742389	1.398043	0.977709	17.5364
JM1513	68.78	14.43	2.56	1.3	1.04	3.24	0.85	0.04	4.09	0.12	0.35	2.444	7.33	0.792176	1.408567	0.967981	28.20625
Zk2412350	66.88	14.26	2.38	2.27	0.83	4	1.26	0.04	4.43	0.17	0.41	3.183	8.43	0.902935	1.226299	0.893288	28.46475
Zk2412368	68.4	14.28	1.77	1.15	1.4	4.28	1.26	0.03	4.14	0.16	0.4	2.69	8.42	1.033816	1.246593	0.972808	25.46758
Zk2413423	64.94	14.01	3.13	2.21	0.54	4.19	1.2	0.02	2.32	0.16	0.4	2.804	6.51	1.806034	1.675162	0.996129	23.92736
Zk2414402	74.36	13.1	0.47	0.83	0.32	5.34	0.34	0.01	2.96	0.13	0.23	1.182	8.3	1.804054	1.228415	1.137131	11.6702
Zk2415664	81.2	9.39	0.18	0.07	0.4	5.7	0.25	0	1.23	0.07	0.17	0.51	6.93	4.634146	1.143915	1.099981	7.078907
Zk2415684	73.93	12.4	1.15	0.89	0.32	5.72	0.56	0.01	2.39	0.09	0.24	1.242	8.11	2.393305	1.223031	1.01362	14.32496
Zk2415874	76.07	11.84	0.77	1.21	0.25	4.66	0.51	0.03	2.92	0.09	0.25	1.485	7.58	1.595890	1.2007545	1.0512328	11.601856

碰撞型斑岩的K<sub>2</sub>O含量总体较俯冲型的高。雄村含矿斑岩的K<sub>2</sub>O含量与俯冲型的更接近,安第斯斑岩总体较高,指示以酸性为主,由于部分样品发生硅化作用,SiO<sub>2</sub>含量达80%以上;Na<sub>2</sub>O含量普遍较低,K<sub>2</sub>O含量总体较高,以高钾钙碱性系列为主(图3;表3)。

(2)俯冲型和碰撞型含矿斑岩的Sr/Y和La/Yb值差别明显,雄村含矿斑岩及安第斯含矿斑岩的Y、Yb含量高于碰撞型,但Sr/Y和La/Yb值明显低于碰撞型;碰撞型含矿斑岩主要处于埃达克质岩范围<sup>[35]</sup>,而俯冲型含矿斑岩主要位于正常的岛弧火山岩范围(表4)。

(3)俯冲型含矿斑岩的稀土元素总量较碰撞型高,轻/重稀土元素比值总体略低,雄村含矿斑岩及安第斯斑岩的稀土元素配分曲线与俯冲型更相似

(图4)。两者之间微量元素蛛网图的模式基本一致,都显示富集不相容元素、亏损高场强元素、无明显的负Sr异常特点(表4)。

(4)安第斯地区不同时代俯冲型含矿斑岩的Sr、Nd同位素组成差别较大,早期含矿斑岩具有较低的 $\epsilon_{Nd}$ 值和高的Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>值,晚期含矿斑岩具有高的 $\epsilon_{Nd}$ 值和低的Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>值,碰撞型含矿斑岩Sr和Nd同位素组成介于两者之间。雄村含矿斑岩的 $\epsilon_{Nd}$ 值和Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>值与晚期俯冲型的含矿斑岩更接近。安第斯铜矿Sr和Nd同位素与早期含矿斑岩相似,具有高的 $\epsilon_{Nd}$ 值和低的Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>值(图5;表4)。

### 3 安第斯和冈底斯含矿斑岩成因对比

安第斯和冈底斯2个成矿带与斑岩铜矿床有关

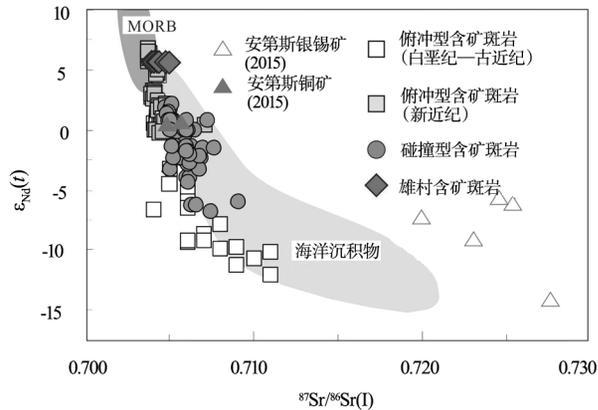


图 5 安第斯俯冲型、冈底斯碰撞型和雄村斑岩铜矿床成矿斑岩 Sr-Nd 同位素组成

Fig. 5 Sr-Nd isotopic composition diagram of ore-bearing porphyries in the Andean subduction type, the Gangdisse collisional type, and the Xiongcu copper deposit

的岩浆岩体地球化学的差异可能反映了成因环境的差异。

(1)图 6 显示,大多数安第斯含矿斑岩属于正常岛弧系列火山岩,仅有小部分含矿斑岩具有典型埃达克岩的地球化学特征。Richards 等<sup>[36]</sup>对比

研究了大量斑岩型矿床,认为含矿斑岩的形成很可能是板片释放流体交代楔形地幔经部分熔融与 MASH(均一)过程的产物,并不是直接源于洋壳的部分熔融。

在图 4 中,冈底斯含矿斑岩大多数分布在俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩区域,并具有壳源地球化学特征(如高 Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O、高 K<sub>2</sub>O),也有与早期洋壳俯冲有关的地球化学特征(如富集大离子亲石元素(LILE)、亏损高场强元素(HFSE)等特征)。因此,可以认为,冈底斯含矿斑岩成因可能与早期洋壳多次俯冲形成俯冲增生弧,之后在陆陆碰撞过程中经历缩短加厚,在深部构造动力学机制发生变化时(如板片断裂、下地壳拆沉等)的部分熔融有关。

(2)安第斯含矿斑岩无明显的 Sr、Eu 负异常及高的 HREE 含量(图 4-a),表明其物质源区为斜长石的不稳定区;而富集大离子亲石元素和亏损高场强元素特征很可能代表了同期或早期俯冲流体的特征。另外,安第斯含矿斑岩中(La/Yb)<sub>N</sub>值变化范围较大,反映了熔体形成的深度变化较大。

冈底斯含矿斑岩与陆陆碰撞导致的加厚下地壳的部分熔融作用有关<sup>[24,37-39]</sup>。冈底斯含矿斑岩

表 4 安第斯成矿带成矿斑岩样品主量、微量和稀土元素测定结果  
Table 4 Major, trace and rare earth elements analyses of ore-bearing porphyry samples in the Andean metallogenic belt

样品号	II-3	III-4	III-5	IV-2	IV-3	IV-6	样品号	II-3	III-4	III-5	IV-2	IV-3	IV-6	样品号	II-3	III-4	III-5	IV-2	IV-3	IV-6
SiO <sub>2</sub>	68.26	74.05	72.07	77.53	72.86	66.02	Zn	79.5	9.38	19.6	44.4	23.6	21.6	Ti	3989	3212	2923	900	1229	1787
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.38	15.79	16.28	11.33	13.87	17.28	Ga	16.9	34.7	42.1	12.1	16.3	35.8	W	2.89	4.79	3.56	0.60	0.43	33.0
CaO	0.07	0.12	0.04	0.08	1.68	0.19	Rb	384	418	357	179	226	249	As	34.6	1.44	29.8	1.62	1.93	23.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.46	0.28	1.39	1.21	1.10	3.23	Sr	19.3	208	76.2	39.4	234	31.6	V	57.1	48.4	41.5	9.00	21.8	76.0
FeO	0.90	0.68	0.47	0.25	0.61	0.32	Mo	1.38	2.27	1.70	1.30	1.18	189	La	56.8	88.6	76.6	30.5	17.8	30.8
K <sub>2</sub> O	3.73	3.97	3.31	5.59	4.04	6.12	Cd	<0.05	<0.05	<0.05	0.37	<0.05	1.11	Ce	111	160	145	56.3	28.4	56.8
MgO	0.83	0.39	0.39	0.30	0.53	1.00	In	0.61	0.31	0.43	<0.05	<0.05	0.19	Pr	13.2	18.4	16.0	6.47	2.83	6.19
MnO	0.05	0.01	0.01	0.11	0.08	0.04	Cs	30.1	12.0	23.0	1.91	19.5	2.22	Nd	49.7	67.7	53.9	23.5	10.1	21.3
Na <sub>2</sub> O	0.08	<0.01	<0.01	1.11	3.94	0.07	Ba	218	94.2	56.0	948	302	289	Sm	7.53	9.97	8.36	5.25	1.93	3.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.11	0.06	0.02	0.06	0.02	Tl	3.33	2.18	2.01	0.70	0.52	0.78	Eu	1.00	1.69	1.56	0.95	0.39	0.57
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.55	0.48	0.16	0.19	0.31	Pb	878	15.8	15.3	6.94	13.2	2.23	Gd	4.54	5.87	5.45	3.39	1.12	1.84
CO <sub>2</sub>	0.34	0.34	0.00	0.00	0.17	0.52	Bi	39.1	0.38	17.8	0.24	0.07	1.73	Tb	0.68	0.73	0.67	0.55	0.16	0.27
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.08	2.82	3.92	1.14	0.46	2.94	Th	18.7	33.8	32.0	7.60	29.2	4.27	Dy	3.42	3.53	3.34	3.12	0.93	1.38
烧失量	4.08	2.91	4.18	1.36	0.40	3.36	U	4.57	8.18	7.83	1.42	12.0	2.78	Ho	0.63	0.61	0.57	0.59	0.18	0.26
Li	206	37.9	59.2	15.5	42.5	29.9	Nb	27.3	36.4	34.7	7.07	8.86	7.59	Er	1.60	1.52	1.52	1.78	0.55	0.74
Be	3.74	4.56	5.53	0.69	3.22	2.38	Ta	2.10	2.46	2.33	0.56	0.79	0.63	Tm	0.24	0.22	0.23	0.26	0.09	0.12
Cr	25.7	26.0	25.1	5.82	7.89	3.50	Zr	210	288	232	147	62.6	109	Yb	1.69	1.48	1.50	1.70	0.71	0.87
Mn	407	79.2	80.6	891	632	299	Hf	5.75	7.34	6.34	4.37	2.99	3.42	Lu	0.28	0.22	0.22	0.28	0.14	0.14
Co	0.49	0.48	1.92	10.9	3.14	1.04	Sn	36.3	35.2	30.5	2.44	1.07	4.66	Sc	8.62	6.92	6.60	3.02	2.51	4.64
Ni	9.47	1.24	9.61	2.83	5.40	1.20	Sb	25.4	30.1	40.0	0.58	0.60	0.44	Y	15.3	15.0	14.0	16.7	5.23	7.34
Cu	11.1	19.2	206	2400	92.7	4447														

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素为 10<sup>-6</sup>

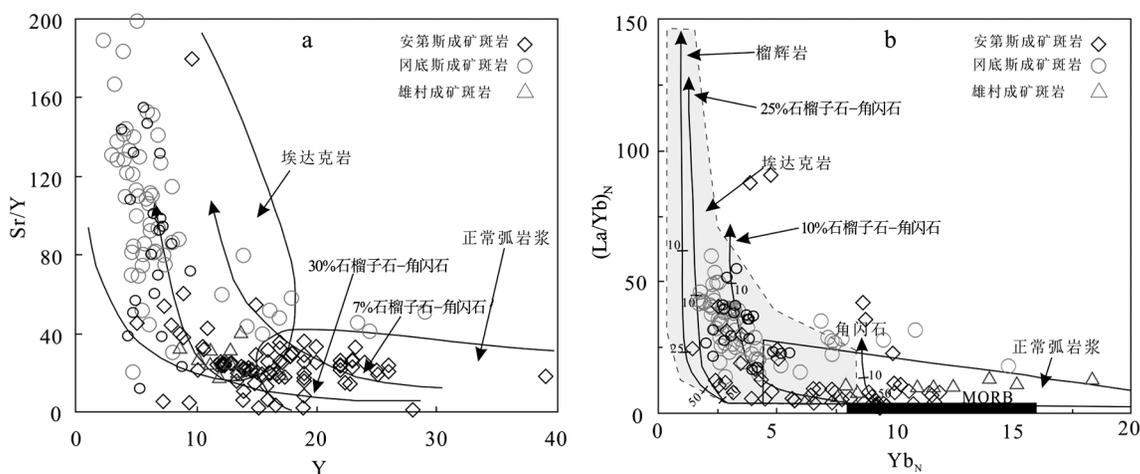


图6 安第斯俯冲型、冈底斯碰撞型和雄村斑岩铜矿床成矿斑岩  
Y-Sr/Y图解(a)和 $Yb_N$ -(La/Yb) $_N$ 图解(b)

Fig. 6 Diagrams of Y-Sr/Y(a) and  $Yb_N$ -(La/Yb) $_N$  (b) of ore-bearing porphyries in the Andean subduction type, the Gangdise collisional type and the Xiongcu copper deposit

具有高的Sr含量,无明显的负Eu异常,轻、重稀土元素分馏明显( $\Sigma LREE/\Sigma HREE$ 值较大),以及具有高的Sr/Y、(La/Yb) $_N$ 值,富集大离子亲石元素和亏损高场强元素特征,表明其物质源区为直接或间接经历过俯冲流体交代的角闪榴辉岩或石榴子石角闪岩<sup>[24,37,40-41]</sup>。此外,冈底斯含矿斑岩相比安第斯含矿斑岩具有明显高的(La/Yb) $_N$ 值,表明其形成的深度更深。

(3)安第斯俯冲型和冈底斯碰撞型含矿斑岩的地球化学差异可能反映了岩浆起源的下地壳过程不同,与安第斯铜矿有关的俯冲型岩浆起源于洋壳的直接熔融或交代地幔楔的熔融,在下地壳经历同化、混溶、均一(MASH)等作用后形成成矿岩浆;而冈底斯碰撞型岩浆起源于洋壳直接熔融或交代的地幔楔熔融的岩浆底侵下地壳后,地壳明显增厚并发生角闪岩相和榴辉岩-角闪岩相转变,加厚的下地壳物质再次熔融形成成矿岩浆。

#### 4 结论

在总结安第斯和冈底斯斑岩铜矿床特征的基础上,通过安第斯和冈底斯与斑岩铜矿床有关的岩浆岩地球化学特征对比分析,探讨了2种构造环境下斑岩铜矿床成矿系统的异同点。

(1)安第斯斑岩铜矿床主要形成于洋壳俯冲环境,而冈底斯斑岩铜矿床主要发育于陆-陆碰撞环

境;两者均发育斑岩铜-钼成矿系统,安第斯成矿带发育与斑岩岩浆活动相关的浅成低温金(-银)矿床和IOCG型铁铜金成矿系统和花岗岩锡矿成矿系统,而冈底斯成矿带发育有独立的、与斑岩铜矿床形成无关的矽卡岩型铅-锌成矿系统。

(2)安第斯成矿带含矿斑岩的SiO<sub>2</sub>含量变化范围较大,岩性从中性变化到中性,以钙碱性-高钾钙碱性系列为主;而冈底斯成矿带含矿斑岩SiO<sub>2</sub>含量高,变化范围小,岩性以酸性为主,以高钾钙碱性-钾玄质系列岩浆岩为主。与冈底斯成矿带相比,安第斯成矿带含矿斑岩稀土元素总量较低,轻/重稀土元素比值总体略低。两者微量元素蛛网图的模式基本一致,但在部分微量元素上具有较大差异。

(3)大多数安第斯成矿带含矿斑岩具有正常岛弧系列火山岩地球化学特征,只有少部分具有典型埃达克岩地球化学特征,而冈底斯成矿带含矿斑岩具有典型埃达克岩的地球化学特征。本文为深化斑岩铜矿床成矿机制的认识提供了基础性信息。

**致谢:**对参与本文相关地质调查项目的所有人员表示诚挚的感谢。

#### 参考文献

- [1] 芮宗瑶, 李光明, 张立生, 等. 西藏斑岩铜矿对重大地质事件的响应[J]. 地学前缘, 2004, 11(1): 145-152.
- [2] 芮宗瑶, 侯增谦, 李光明, 等. 冈底斯斑岩铜矿成矿模式[J]. 地质论

- 评, 2006, 52: 459-466.
- [3]杨志明, 侯增谦, 江迎飞, 等. 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[J]. 岩石学报, 2011, 27(7): 2003-2010.
- [4]卢民杰, 朱小三, 郭维民. 南美安第斯地区成矿区带划分探讨[J]. 矿床地质, 2016, 35(5): 1073-1083.
- [5]Moreno T, Gibbons W. The geology of Chile[M]. London: Geological Society of London, 2007: 211-232.
- [6]Singer D A, Berger V I, Menzie W D, et al. Porphyry copper deposit density[J]. Economic Geology, 2005, 100: 491-514.
- [7]Sillitoe R H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. Economic Geology, 1972, 67: 184-197.
- [8]侯增谦, 曲晓明, 黄卫, 等. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条“玉龙”铜矿带[J]. 中国地质, 2001, 28(10): 27-30.
- [9]侯增谦, 高永丰, 孟祥金, 等. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制[J]. 岩石学报, 2004, 20(2): 239-248.
- [10]曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 冈底斯斑岩铜矿(化)带: 西藏的第二条玉龙铜矿带? [J]. 矿床地质, 2001, 20: 355-366.
- [11]Chung S L, Chu M F, Ji J Q, et al. The nature and timing of crustal thickening in Southern Tibet[J]. Tectonophysics, 2009, 477: 36-48.
- [12]Dong G, Mo X, Zhao Z, et al. Geochronologic constraints on the magmatic underplating of the Gangdese Belt in the India-Eurasia collision: evidence of SHRIMP II zircon U-Pb dating[J]. Acta Geologica Sinica, 2005, 79: 787-794.
- [13]侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 等. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用[J]. 矿床地质, 2006, 25: 337-358.
- [14]侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 等. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用[J]. 矿床地质, 2006, 25(5): 521-543.
- [15]侯增谦, 曲晓明, 杨竹森, 等. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用[J]. 矿床地质, 2006, 25(6): 629-651.
- [16]杨志明, 侯增谦, 宋玉财, 等. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床: 地质、蚀变与矿化[J]. 矿床地质, 2008, 27: 279-318.
- [17]孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 等. 碰撞造山型斑岩铜矿蚀变分带模式——以西藏冈底斯斑岩铜矿带为例[J]. 地学前缘, 2004, 11(1): 201-214.
- [18]Camus F. The Andean porphyry systems[M]. University of Tasmania, Centre for Ore Deposit Research Special Publication, 2002, 4: 5-22.
- [19]Deckart K, Silva W, Spröhnle C, et al. Timing and duration of hydrothermal activity at the Los Bronces porphyry cluster: an update[J]. Mineralium Deposita, 2014, 49(5): 535-546.
- [20]Schwartz M O. The porphyry copper deposit at La Granja, Peru[J]. Economic Geology, 1982, 77: 482-487.
- [21]Camus F. The Andean porphyry systems[C]//Porter T M. Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective. Linden Park, South Australia, Porter Geo Consultancy Publishing, 2005: 1-26.
- [22]Barra F, Alcota H, Rivera S, et al. Timing and formation of porphyry Cu-Mo mineralization in the Chuquicamata district, northern Chile: new constraints from the Toki cluster[J]. Mineralium Deposita, 2013, 48(5): 629-651.
- [23]郎兴海, 唐菊兴, 李志军, 等. 西藏冈底斯斑岩铜矿带雄村矿区侏罗纪成矿作用: 来自锆石U-Pb和辉钼矿Re-Os年龄的证据[J]. 矿物学报, 2013, S2: 328.
- [24]Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 220: 139-155.
- [25]Yang Z M, Hou Z Q, White N C, et al. Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet[J]. Ore Geology Review, 2009, 36: 133-159.
- [26]Chung S L, Liu D, Ji J, et al. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet[J]. Geology, 2003, 31: 1021-1024.
- [27]Xu W C, Zhang H F, Guo L, et al. Miocene high Sr/Y magmatism, south Tibet: Product of partial melting of subducted Indian continental crust and its tectonic implication[J]. Lithos, 2010, 114: 293-306.
- [28]郑有业, 高顺宝, 程力军, 等. 西藏冲江大型斑岩铜(钼)矿床的发现及意义[J]. 中国地质大学学报(地球科学版), 2004, 29(3): 333-339.
- [29]周维德, 张正伟, 袁盛朝, 等. 西藏尼木县白容斑岩型铜钼矿床特征及成矿期次[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2014, 33(2): 177-184.
- [30]周玉, 温春齐, 周雄, 等. 西藏邦浦铜钼多金属矿床稀土元素特征[J]. 矿物学报, 2009, 增刊: 363-364.
- [31]周雄, 温春齐, 费光春, 等. 西藏邦浦斑岩型铜钼矿床二长花岗斑岩地球化学特征及构造意义[J]. 矿物岩石, 2010, 30(4): 48-54.
- [32]杨志明. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床——岩浆作用及矿床成因[D]. 中国地质科学院博士学位论文, 2008: 1-145.
- [33]Mo X X, Dong G C, Zhao Z D, et al. Timing of magma mixing in Gangdise magmatic belt during the India-Asia collision: zircon-SHRIMP U-Pb dating[J]. Acta Geologica Sinica, 2005, 79(1): 66-76.
- [34]赵志丹, 莫宣学, Nomade S, 等. 青藏高原拉萨地块碰撞后超钾质岩石的时空分布及其意义[J]. 岩石学报, 2006, 22: 787-794.
- [35]Gao Y F, Hou Z Q, Wei R H. Post-collisional adakitic porphyries in Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constrains on partial melting of oceanic lithosphere and crust-mantle interaction[J]. Acta Geologica Sinica, 2003, 77: 123-135.
- [36]Richards P J, Kerrich R. Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis[J]. Economic Geology, 2007, 102(4): 537-576.
- [37]Qu X M, Hou Z Q, Li Y G. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau[J]. Lithos, 2004, 74: 131-148.
- [38]Guo Z F, Wilson M, Liu J Q. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust[J]. Lithos, 2007, 96: 205-224.
- [39]Gao Y F, Hou Z Q, Kamber B S, et al. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab meltmetasomatism[J]. Contribution to Mineral Petrology, 2007, 153: 105-120.
- [40]Willett S D, Beaumont C. Subduction of Asian lithospheric mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision[J]. Nature, 1994, 369: 642-645.
- [41]Hou Z Q, Zhang H R, Pan X F, et al. Porphyry Cu(-Mo-Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: Examples from the eastern Tethyan metallogenic domain[J]. Ore Geology Reviews, 2011, 39: 21-45.