

西藏尼木地区岗讲斑岩铜-钼矿床地质特征及锆石 U-Pb 年龄

冷成彪^{1,2}, 张兴春¹, 周维德³

1. 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

3. 四川省冶金地质勘查院, 四川 成都 610051

Leng Chengbiao^{1,2}, Zhang Xingchun¹, Zhou Weide³

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guizhou 550002, China

2. Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Sichuan Institute of Metallurgical Geology and Exploration, Chengdu 610051, China

Leng Chengbiao, Zhang Xingchun, Zhou Weide. A primary study of the geological characteristics and the zircon U-Pb age of the Gangjiang porphyry copper-molybdenum deposit in Nimu, Tibet. *Earth Science Frontiers*, 2010, 17(2):185-197

Abstract: Gangjiang copper-molybdenum deposit is located in the Nimu ore field in the middle section of the Gangdese porphyry copper belt. It is a typical porphyry-type deposit discovered in recent years, with more than half million tons of contained copper and molybdenum resources. The Gangjiang complex is composed of biotite quartz monzonite, quartz monzonite porphyry, rhyodacite and dacite. There are many types of hydrothermal alteration including potassic, silicific, phyllic, propylitic, chloritic and argillic alterations. There are obvious potassic and phyllic alteration zones from the central to the outward part of the complex. The copper and molybdenum mineralization occurs mainly in the overlapped part of the potassic and phyllic alteration zones. The supergene oxidation enrichment zone is developed in the top part of the ore bodies. In this paper, the zircon U-Pb dating method by secondary ion microprobe mass spectrometer (SIMS) is applied to study the intrusion ages of the main ore-bearing porphyries. The zircon U-Pb dating ages of the biotite quartz monzonite and rhyodacite are (14.73 ± 0.13) Ma (MSWD=1.3, N=16), and (12.01 ± 0.29) Ma (MSWD=2.3, N=8), respectively. They are in accordance with the ages of ore-bearing porphyry from other porphyry copper-molybdenum deposits in the Nimu ore field, so the Gangjiang porphyry copper-molybdenum deposit was formed in the extensional tectonic setting posterior to the collision between the Indian and Eurasian plates. On account of the missing of large propylitic alteration zone and the exposure of the main potassic zone, it is inferred that the depth of erosion in the Gangjiang area could be 2-3 km. This is similar to the estimation based on the published denudation rate (0.13-0.23 mm/a) of the Tibetan Plateau.

Key words: ore deposit; SIMS zircon U-Pb age; denudation; Gangjiang porphyry copper-molybdenum deposit; Nimu; Tibet

收稿日期:2010-02-05;修回日期:2010-03-04

基金项目:国家自然科学基金项目(40873039);矿床地球化学国家重点实验室专项基金项目

作者简介:冷成彪(1982—),男,博士,助理研究员,主要从事斑岩铜矿床研究。E-mail: lcb8207@163.com

摘要: 岗讲铜-钼矿床位于冈底斯中段尼木矿田之中,是近年新发现的一个储量在大型以上的典型斑岩型铜-钼矿床。含矿岩体为复式岩体,其中铜、钼矿化主要产于黑云石英二长岩、石英二长斑岩和流纹-英安斑岩之中。热液蚀变类型有钾化、硅化、绢英岩化、绿泥石化和局部泥化,从岩体中心向外主要发育钾化带和绢英岩化带。矿体主要分布在钾化带与绢英岩化带叠加部位,矿区次生氧化富集带也比较发育。文中利用二次离子探针质谱(SIMS)对主要含矿岩体进行了锆石 U-Pb 定年研究,获得黑云石英二长岩和流纹-英安斑岩的结晶年龄分别为(14.73±0.13) Ma(MSWD=1.3, N=16)和(12.01±0.29) Ma(MSWD=2.3, N=8),与尼木矿田其他斑岩铜(钼)矿床含矿岩体的形成年龄基本一致,表明岗讲铜-钼矿床形成于印度-欧亚大陆板块碰撞后的伸展阶段。鉴于矿区缺失青磐岩化带,且钾化带主体已出露地表,因此该区的剥蚀深度至少应该在 2~3 km,这与结合青藏高原的剥蚀速率(0.13~0.23 mm/a)估算的剥蚀深度一致。

关键词: 矿床地质;SIMS 锆石 U-Pb 年龄;剥蚀程度;岗讲斑岩铜-钼矿床;尼木;西藏

中图分类号: P618.41;P618.65;P597.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 1005-2321(2010)02-0185-13

0 引言

冈底斯斑岩铜矿带的发现是近年来我国地质工作者在斑岩铜矿勘探找矿过程中的一个重大突破^[1-7]。随着冈底斯斑岩铜矿带的发现与理论研究的不断深入,人们逐渐认识到斑岩型铜矿床不仅限于洋壳俯冲形成的岩浆岛弧环境^[8-9],也可以产在大洋板块俯冲无关的大陆或者陆内环境^[10-14],并初步建立了大陆型斑岩铜矿的新模型^[12, 14-15]。

冈底斯斑岩铜矿带位于雅鲁藏布江北岸,东起墨竹工卡县甲马,西至谢通门县洞嘎,东西长约 400 km,南北宽约 50 km^[3]。大地构造位于冈底斯—念青唐古拉板片次级构造单元冈底斯陆缘火山-岩浆

弧之东段,南北界于雅鲁藏布江结合带和班公湖—怒江结合带之间。东西两侧分别与西南“三江”构造带和帕米尔—喀喇昆仑构造带相连^[16]。目前,该矿带中至少包括了一个超大型铜矿(驱龙)、3 个大型铜矿(甲马、冲江和厅宫)和 3 个中小型铜矿(白容、南木和拉抗俄)(图 1),其铜资源总量在 2 000 万 t 以上^[14]。

尼木矿田位于冈底斯斑岩铜矿带的中段,厅宫、冲江和白容 3 个大、中型斑岩铜矿床即位于该矿田之中^[6, 18](图 1,2)。最近四川冶金地质勘查院又在其外围发现了岗讲、总训、夏庆、绒岗蒙和渡布曲等斑岩铜-钼矿床(点),因此该区有望形成一个超大型斑岩铜矿集中区^[6, 19-20]。2007—2008 年,英国 CCG 公司(China Central Goldfields, PLC.)与四川冶金

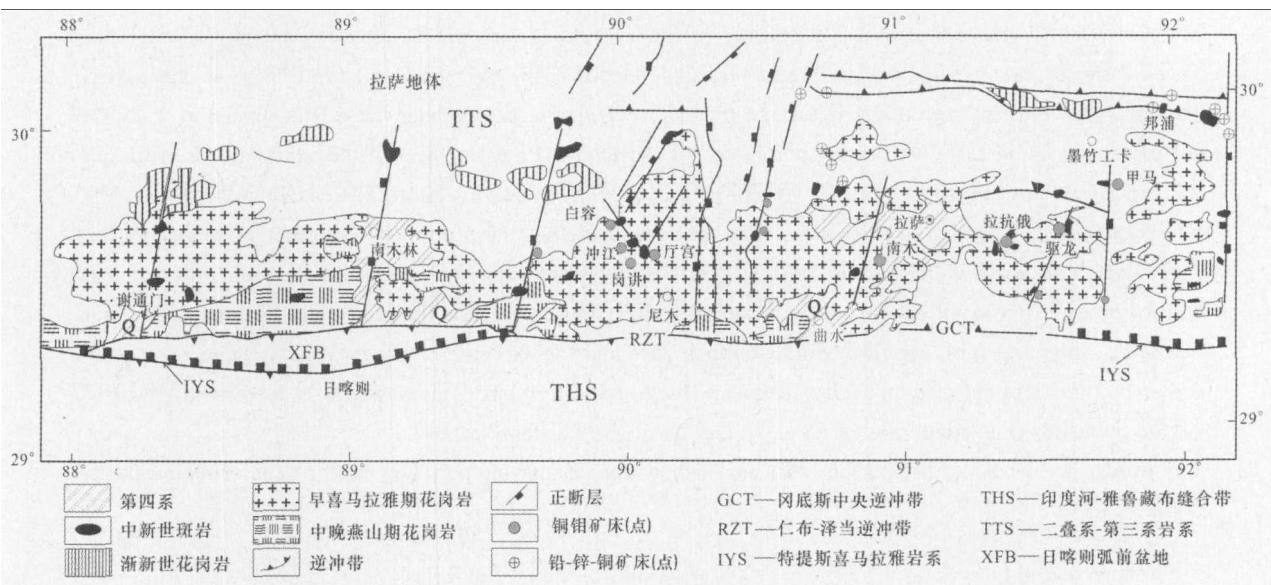


图 1 冈底斯碰撞造山带岩浆岩与斑岩铜(钼-金)矿床分布图
(据曲晓明等,2001^[3]和 Hou 等,2009^[17])

Fig. 1 A simplified map of the distribution of igneous rocks and porphyry Cu-Mo-Au belt in the Tibetan Gangdese collisional orogen

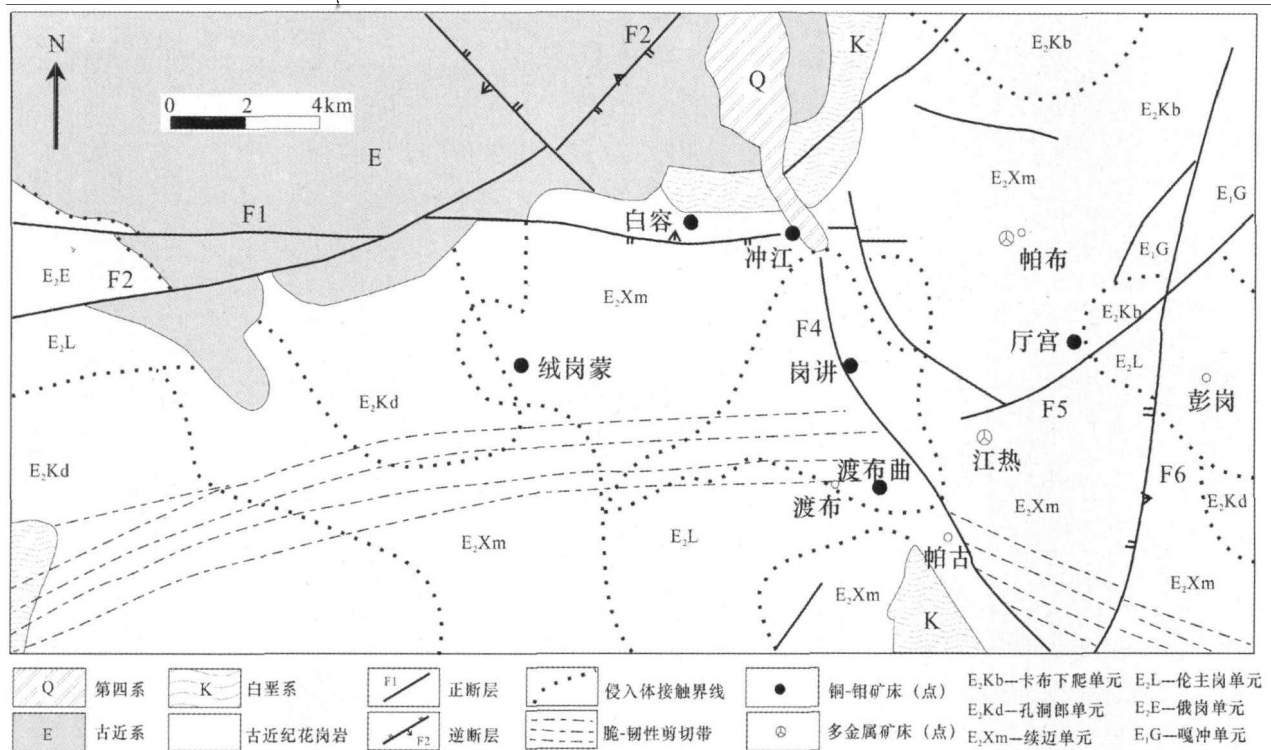


图2 尼木矿田区域地质和矿床分布图

(据王小春等,2002^[6],简化)

Fig.2 A sketch map showing the distribution of deposits and regional geology in the Nimu ore field

地质勘查院合作(合资企业为拉萨天利矿业有限公司)又对该区进行了大量的勘探工作。其中,笔者有幸参加了岗讲铜-铅矿床的勘探过程,并对大量岩心样品进行了地质编录。本文主要基于野外地质现象观察,结合室内研究,首先简单介绍该矿床的基本矿床地质特征,然后报道主要含矿岩体的锆石 U-Pb 年龄,最后讨论一下该矿床的成矿地质背景与剥蚀情况,以期为该区进一步勘探找矿提供参考意见。

1 区域地质

本区出露地层主要为白垩系(设兴组、比马组)、古近系(帕那组、年波组和典中组)和第四系(图2),其中白垩系主要为一套陆源细碎屑岩建造,古近系主要为一套陆相火山岩-火山碎屑岩(即林子宗火山岩^[21-22]),由早至晚,火山岩建造具有由中基性、中性至中酸性的演化趋势。火山活动表现出由南向北迁移和基性-中性-酸性-偏碱性演化的特点^[6]。

区内断裂发育,主要断裂呈现 EW 向,次级 SN 向、NE 向等(图2),岩石节理发育,密度达每米十数条,走向呈 NE 向、NW 向,部分近 SN 向、近 EW 向,性质以共轭压剪性为主,这种构造特点使得区内

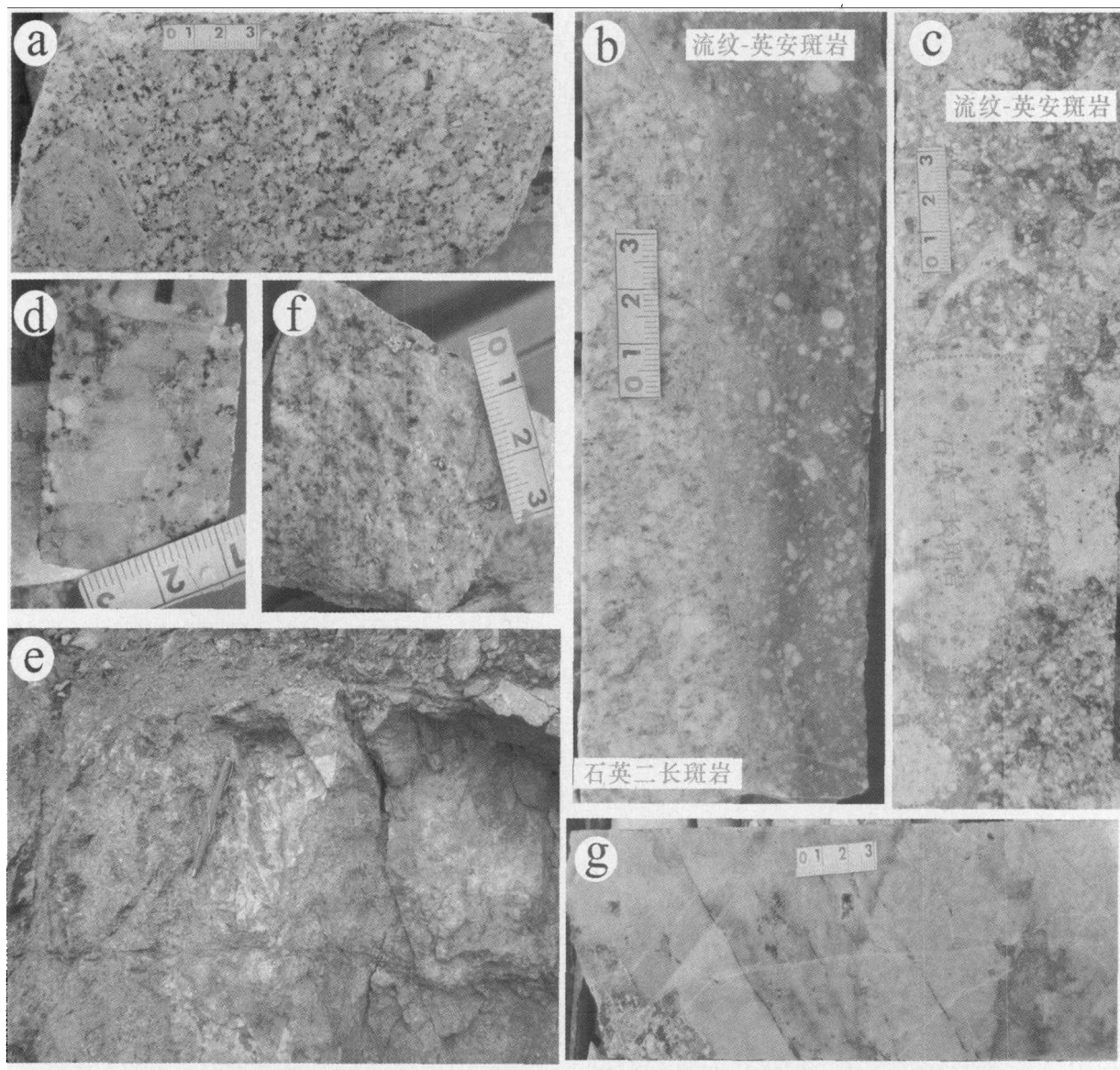
岩石破碎、且垂向破碎厚度大。因断层挤压、推覆作用,断层带岩石强烈碎裂、糜棱岩化,见断层泥与构造角砾岩^[6, 20]。

区内侵入岩十分发育,主要有古新世的嘎冲单元、始新世的安岗超单元(包括俄岗、伦主岗、续迈、孔洞郎等单元)、彭岗超单元(山岗和卡布下爬单元)、渐新世的列顶单元以及中新世的雪古拉单元。岩石类型复杂,主要岩性有黑云二长花岗岩、黑云花岗斑岩、石英二长岩、石英二长闪长岩、花岗闪长岩和英云闪长岩等^[6]。其中与成矿有关的浅成侵入岩主要为续迈单元、伦主岗单元的斑岩体和卡布下爬单元的细粒钾长花岗(斑)岩^[20]。

2 矿床地质

2.1 含矿岩体的岩石学特征

岗讲矿区出露的侵入岩主要有4种,按形成顺序依次为黑云石英二长岩(图版 I a)、石英二长斑岩(图版 I b)、流纹-英安斑岩和英安斑岩。其中黑云石英二长岩是一个花岗岩基(四川冶金地质勘查院将其定名为黑云石英二长花岗岩),东西长 3 000 m,南北宽 100~1 200 m,向西倾伏,区域上属于续



图版 I 岗讲斑岩铜-钼矿床岩心样品与地表露头照片

Plate I The photographs of the representative specimens from the drill holes and outcrops in the Gangjiang porphyry copper-molybdenum deposit

a—钾化的黑云石英二长岩;b—流纹-英安斑岩侵入到石英二长斑岩之中;c—侵入角砾岩(角砾成分为石英二长斑岩,基质主要为流纹-英安斑岩);d—钾化黑云石英二长岩中的石英-辉钼矿-黄铜矿细脉;e—地表孔雀石露头;f—钾化黑云石英二长岩中的黄铜矿斑团;g—粗大的石英-辉钼矿-黄铜脉。

迈单元的组成部分,而流纹-英安斑岩呈岩株状,石英二长斑岩和英安斑岩呈岩脉状侵入于花岗岩基之中(图3,4)。各岩体、岩脉的接触关系主要为脉动和涌动两种类型。

此外,矿区还广泛发育角砾岩,按照成因,可分为热液角砾岩和侵入角砾岩(图版I c)。其中,热液角砾岩最常见,角砾成分以流纹-英安斑岩和英安斑岩(钻孔深部定名为英云闪长岩)为主,少数为石英二长斑岩,未见到黑云石英二长岩的角砾。该类角砾岩中通常还含有一些辉钼矿、黄铜矿、方铅矿和闪锌矿等硫化物。侵入角砾岩也很常见,被包裹的角

砾成分主要为石英二长斑岩,而寄主岩石通常为流纹-英安斑岩和英安斑岩,这表明英安斑岩和流纹-英安斑岩的侵位晚于石英二长斑岩(图版I c),侵入角砾岩中矿化也较好。

后期岩脉(主要为英云闪长岩)的贯入,在破坏矿体的同时,对矿化也起了微弱的富集作用。

2.2 热液蚀变类型与蚀变分带

矿区主要热液蚀变类型有钾化、硅化、绢英岩化、绿泥石化、局部青磐岩化和泥化等,从岩体中心向外主要发育钾化带和绢英岩化带,缺失泥化带和青磐岩化带(图4)。

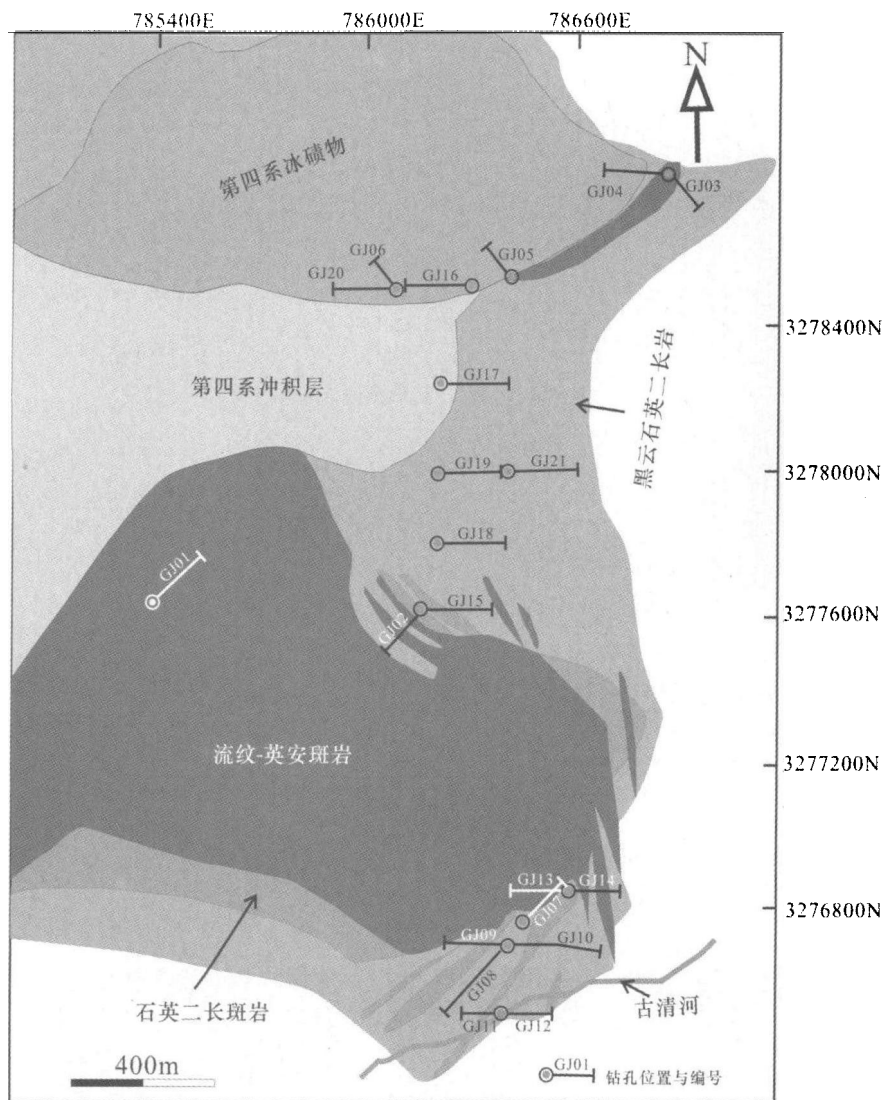


图3 岗讲矿区地质简图

(据 CCG^①, 2008)

Fig. 3 A geological map of the Gangjiang porphyry Cu-Mo deposit

岩体顶部边缘往往还发育次生石英岩化,在次生石英岩中通常还可见辉钼矿团块。

钾化主要见于黑云石英二长岩和石英二长斑岩之中,其他类型岩石中非常少见,表现为次生黑云母的广泛发育和钾长石的次生加大。

硅化主要见于角砾岩和黑云石英二长岩中,表现形式有交代和充填两种。其中角砾岩中的硅化主要为交代作用形成的,而黑云石英二长岩中的硅化是充填作用的结果。石英脉中还常见到辉钼矿、黄铜矿和黄铁矿等(图版I d),偶见少量闪锌矿与方铅矿。

绢英岩化几乎见于所有类型岩石之中,但主要发育在石英二长斑岩和流纹-英安斑岩之中,黑云石

英二长岩中通常以钾化为主,叠加了绢英岩化,而英安斑岩中常见到绿泥石化。单一的绢英化带中矿化通常很弱,铜品位普遍小于0.3%,而当钾化叠加了绢英岩化时矿化就大大加强。

泥化主要分布在断层破碎带之中,其中铜、钼矿化都很弱。

2.3 矿石矿物与矿化类型

矿区硫化矿(原生矿)中的矿石矿物主要为黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿和黄铁矿,其中黄铜矿和黄铁矿最常见,而斑铜矿最少见,仅在少数几段样品中见到,辉钼矿主要分布在石英脉中、裂隙面上和次生石英岩中,偶尔在裂隙中可以见到方解石和石膏。

① CCG. Hole GJ20 at Gelong-east Nading project extends mineralization further to the west. [2008-11-11]. <http://www.ccgoldfields.com>.

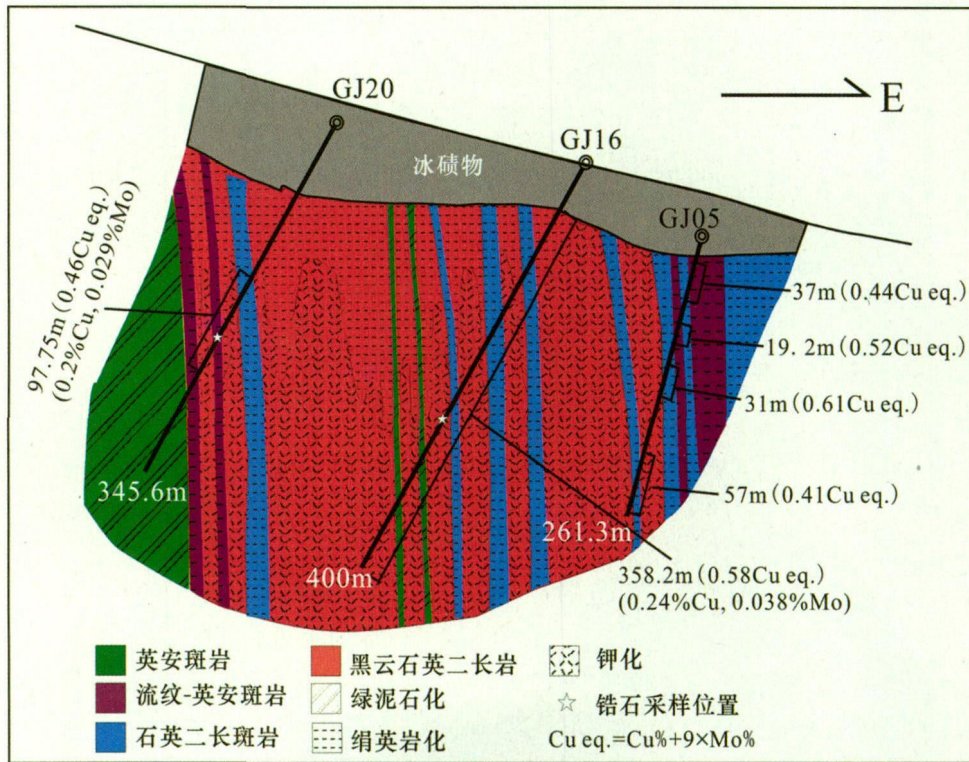


图4 GJ16、GJ20 和 GJ05 号钻孔剖面图
(据 CCG^①, 2008)

Fig. 4 The profile along drill holes of GJ16, GJ20 and GJ05 of the Gangjiang porphyry Cu-Mo deposit
钻孔位置见图3。

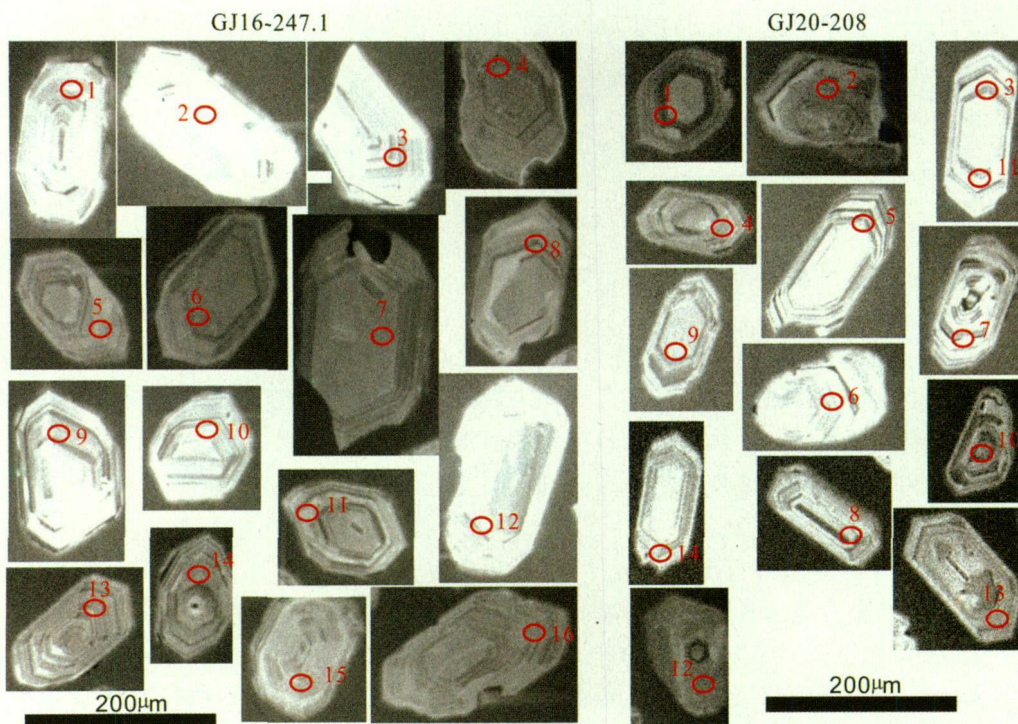


图5 岗讲铜-钼矿床含矿岩体的锆石阴极发光图像

Fig. 5 Cathodoluminescence images of zircon grains from the ore-bearing porphyries of the Gangjiang Cu-Mo deposit
红色椭圆表示测点位置,数字对应表1中测点。

① CCG. Hole GJ20 at Gelong-east Nading project extends mineralization further to the west. [2008-11-11]. <http://www.ccgoldfields.com>.

氧化带的矿石矿物主要为孔雀石、蓝铜矿和硅锰矿,其中尤以孔雀石最为常见。这些铜的氧化物在地表露头随处可见,表明勘探区具有良好的找矿前景(图版 I e)。勘探区氧化矿体可以分为两种:一种和寄生的岩石没有成因关系,所寄生的岩石本身没有矿化,或者矿化很弱(以 GJ13、14 两个钻孔为代表),矿化主要来自寄生岩石上部的含矿岩石,成矿物质(Cu)被风化、淋滤带出,并在寄生岩石裂隙面上沉淀形成孔雀石和蓝铜矿,这种类型的氧化矿体矿化比较均匀,但厚度不大,垂直厚度约为 60~80 m,产状和现在地表近于一致;另一种氧化矿体(或者混合型矿体)与寄主岩石密切相关(以 GJ19、21 两个钻孔为代表),应属于典型的次生氧化富集带。两种类型的氧化矿中除铜品位较高(0.5%~1.0%)外,钼品位也很高(0.01%~0.04%),局部位置 Ag 含量高达 $(5\sim 30)\times 10^{-6}$ 。

矿化类型主要有浸染状矿化、斑团状矿化、网脉状矿化和粗大的石英-辉钼矿-黄铜矿脉 4 种。其中浸染状矿化是矿区最主要的矿化类型,根据矿区的钻孔资料与分析数据统计,单纯浸染状矿化中的铜品位通常较低(绝大多数小于 0.3%),很难达到工业品位要求。而高品位的铜、钼矿化,往往在有后期大量网脉状矿化叠加的位置。斑团状矿化主要见于氧化矿带和混合矿带中,其中黄铜矿斑团分散在黑云石英二长岩中(图版 I f),这种类型矿化的铜品位通常在 0.5% 左右,钼也能达到 0.03%。网脉状矿化可以进一步划分为 3 种类型:简单石英-硫化物细脉、石英-硫化物网脉和席状石英-硫化物脉。简单石英-硫化物细脉按照形成期次又可细分为“A”型脉(石英-钾长石-硫化物细脉,形成于钾化阶段)、“B”型脉(石英-硫化物脉,形成于钾化晚期)和“D”型脉(石英-绢云母-硫化物脉,形成于绢英岩化阶段,常切穿“A”、“B”型脉)等。石英-硫化物网脉在矿区极不发育,席状石英-硫化物脉中黄铁矿的含量远远大于黄铜矿,这种矿化类型对矿区 Cu、Mo 品位的提高贡献不大。粗大的石英-辉钼矿-黄铜矿脉仅见于斑岩铜矿体系核部钾硅化核内(图版 I g)。分析数据表明其中的 Cu、Mo 含量均达到数千 g/t 以上,并且在硅化核上、下部的矿化亦较好,但这种脉的厚度很薄,通常小于 5 m。

矿体产状为主体向西倾,倾角较陡,一般大于 50°。矿体和围岩为过渡关系,矿体界线根据元素分析结果圈定。矿区主要共生和伴生的可以综合利用

的元素为银和铯。

3 含矿岩体锆石 SIMS U-Pb 定年

3.1 分析方法

本文对 1 件黑云石英二长岩样品和 1 件流纹-英安斑岩样品中的锆石进行了 U-Pb 定年研究,其中用于定年的黑云石英二长岩样品采自 GJ16 号孔 247.1 m 处,而流纹-英安斑岩样品采自 GJ20 号孔 208 m 处(采样位置见图 3 和图 4),锆石按照常规方法进行分选。

锆石 U-Pb 定年在中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室的 Cameca IMS-1280 型二次离子质谱仪(SIMS)上完成,将样品锆石和标准锆石(TEM、Qinghu)一起在玻璃板上用环氧树脂固定,抛光到暴露出锆石的中心面,用反光、透光和阴极发光(CL)照相,然后镀金,根据锆石的成因类型,确定要测试的点,测试时尽量避开裂纹和包裹体。详细的分析流程与工作条件参见文献[23-24]。锆石样品的 Pb/U 比值用标准锆石 TEMORA2(417 Ma)^[25]的 $\ln(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ 与 $\ln(^{238}\text{U}^{16}\text{O}_2/^{238}\text{U})$ 之间的线性关系校正;Th 和 U 含量用标准锆石 91500 (Th= 29×10^{-6} , U= 80×10^{-6})计算^[26];普通 Pb 用测量的²⁰⁴Pb 进行校正。由于测得的普通 Pb 含量非常低,可以认为普通 Pb 主要来源于制样过程中带入的表面 Pb 污染^[27],因此用现代地壳的平均 Pb 同位素组成^[28]作为普通 Pb 组成进行校正。单点分析的同位素比值及年龄误差为 1 σ , U-Pb 平均年龄误差为 95% 置信度,数据结果处理采用 ISOPLOT 3.0 软件^[29]。

3.2 分析结果

黑云石英二长岩(GJ16-247.1)中的锆石均呈柱状自形晶,晶棱晶面清晰,长轴约 100~200 μm ,长宽比一般为 3:2 至 2:1,阴极发光(CL)图像显示很好的韵律环带(图 5),内部结构单一,属于典型的岩浆锆石。本次研究对 GJ16-247.1 样品中的 16 个锆石颗粒进行了 U-Pb 同位素分析,每颗锆石各分析一个测点,共获得 16 组测值(表 1,图 5)。这些锆石的 U 含量为 $(296\sim 943)\times 10^{-6}$,平均 509×10^{-6} ,Th 含量为 $(230\sim 872)\times 10^{-6}$,平均 462×10^{-6} ,Th/U 比值为 0.77~1.08,亦表现出典型岩浆锆石的 Th/U 比值特征(一般 >0.5)^[30]。锆石的普通 Pb 含量非常低($f_{206}=0.00\%\sim 1.04\%$),U-Pb 同位素年

表 1 岗讲铜-钼矿床含矿岩体的 SIMS 锆石 U-Pb 年龄分析结果

Table 1 SIMS zircon U-Pb data for the ore-bearing porphyry from the Nimu porphyry copper-molybdenum deposit

测点	U/10 ⁻⁶	Th/10 ⁻⁶	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ/%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ/%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ/%	<i>t</i> _{207/235} /Ma	±1σ	<i>t</i> _{206/238} /Ma	±1σ	<i>f</i> ₂₀₆ /%			
GJ16-247.1(黑云石英二长岩)																	
1	439	421	0.958	0.046	83	6.59	0.014	27	6.90	0.002	2	2.03	14.4	1.0	14.2	0.3	0.33
2	394	315	0.799	0.049	71	6.19	0.015	19	6.41	0.002	2	1.67	15.3	1.0	14.3	0.2	0.22
3	463	378	0.817	0.050	80	4.43	0.016	25	4.77	0.002	3	1.77	16.4	0.8	14.9	0.3	—
4	425	341	0.801	0.046	54	6.73	0.014	64	6.97	0.002	3	1.81	14.8	1.0	14.7	0.3	0.35
5	296	230	0.776	0.044	65	7.84	0.014	01	8.10	0.002	3	2.04	14.1	1.1	14.7	0.3	0.49
6	752	810	1.077	0.045	60	3.70	0.014	39	4.02	0.002	3	1.59	14.5	0.6	14.7	0.2	0.53
7	376	290	0.773	0.047	78	7.91	0.015	02	8.09	0.002	3	1.70	15.1	1.2	14.7	0.2	1.04
8	478	483	1.012	0.046	99	6.08	0.014	86	6.35	0.002	3	1.85	15.0	0.9	14.8	0.3	0.30
9	494	413	0.837	0.046	79	8.02	0.014	50	8.23	0.002	2	1.84	14.6	1.2	14.5	0.3	0.65
10	535	522	0.976	0.048	93	4.22	0.015	52	4.57	0.002	3	1.75	15.6	0.7	14.8	0.3	—
11	864	872	1.010	0.047	69	3.75	0.015	40	4.10	0.002	3	1.64	15.5	0.6	15.1	0.2	0.26
12	359	285	0.793	0.046	62	4.77	0.014	67	5.17	0.002	3	1.98	14.8	0.8	14.7	0.3	0.00
13	943	835	0.886	0.047	81	3.25	0.015	74	3.62	0.002	4	1.59	15.9	0.6	15.4	0.2	0.12
14	491	455	0.925	0.045	07	4.15	0.014	48	4.61	0.002	3	2.00	14.6	0.7	15.0	0.3	0.14
15	343	270	0.787	0.048	61	6.04	0.015	11	6.37	0.002	3	2.03	15.2	1.0	14.5	0.3	0.21
16	495	474	0.957	0.047	63	4.56	0.014	88	4.88	0.002	3	1.74	15.0	0.7	14.6	0.3	0.25
GJ20-208(流纹-英安斑岩)																	
1	668	610	0.913	0.046	33	8.81	0.011	65	9.01	0.001	8	1.89	11.8	1.1	11.7	0.2	0.80
2	445	286	0.642	0.047	78	5.56	0.014	91	5.92	0.002	3	2.04	15.0	0.9	14.6	0.3	0.71
3	1 027	617	0.601	0.048	12	3.83	0.013	66	4.19	0.002	1	1.71	13.8	0.6	13.3	0.2	0.13
4	526	296	0.563	0.048	56	5.12	0.014	91	5.56	0.002	2	2.15	15.0	0.8	14.3	0.3	0.21
5	1 062	772	0.727	0.046	35	6.23	0.011	71	6.46	0.001	8	1.74	11.8	0.8	11.8	0.2	1.42
6	456	346	0.758	0.043	66	21.08	0.013	62	21.18	0.002	3	2.04	13.7	2.9	14.6	0.3	3.17
7	1 165	1 912	1.642	0.051	35	3.76	0.013	79	4.12	0.001	9	1.68	13.9	0.6	12.5	0.2	1.68
8	559	592	1.059	0.042	87	10.76	0.010	82	10.93	0.001	8	1.92	10.9	1.2	11.8	0.2	0.91
9	384	330	0.860	0.053	63	6.27	0.013	53	6.72	0.001	8	2.43	13.7	0.9	11.8	0.3	3.89
10	872	1 032	1.184	0.048	78	4.32	0.012	56	4.65	0.001	9	1.72	12.7	0.6	12.0	0.2	0.00
11	365	209	0.573	0.043	51	12.85	0.011	72	13.01	0.002	0	2.01	11.8	1.5	12.6	0.3	0.98
12	289	499	1.726	0.045	60	6.07	0.054	41	6.33	0.008	7	1.82	53.8	3.3	55.5	1.0	0.39
13	478	647	1.355	0.049	91	8.96	0.012	63	9.18	0.001	8	2.00	12.7	1.2	11.8	0.2	1.38
14	331	227	0.685	0.048	08	7.13	0.014	83	7.41	0.002	2	2.01	15.0	1.1	14.4	0.3	0.96

注： f_{206} 为普通铅²⁰⁶Pb占总²⁰⁶Pb的比例，—表示未检测出结果。

龄在误差范围内谐和(图 6a), 所获得²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄的加权平均值为(14.73±0.13) Ma(MSWD=1.3, 2σ), 代表了黑云石英二长岩的结晶年龄。

流纹-英安斑岩(GJ20-208)中的锆石颗粒与石英二长斑岩中的锆石相比明显偏小, 可能与斑岩的快速结晶有关。锆石一般呈柱状自形-半自形晶, 长轴均小于 200 μm, 约为 50~150 μm, 长宽比约为 2:1 至 3:1, 阴极发光图像也显示较好的岩浆振荡环带(图 5)。本次研究对 GJ20-208 样品中的 13 个锆石颗粒进行了 U-Pb 同位素分析, 其中有一颗锆石分析了两个测点, 共计 14 组测值, 显示出 3 个年龄群(表 1, 图 6b), 其中测点 12 给出的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄为(55.5±1.0) Ma, 测点 2、3、4、6、14 的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄分布在(13.3~14.6) Ma(5 个测点的

加权平均年龄为(14.11±0.78) Ma, MSWD=5.1) (图 6c), 而其余 8 个测点的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄集中在(11.7~12.6) Ma(加权平均年龄为(12.01±0.29) Ma, MSWD=2.3)(图 6d), 这些锆石的 Th/U 比值为 0.56~1.73, 均为岩浆锆石^[30]。我们认为(12.01±0.29) Ma 代表了流纹-英安斑岩的形成年龄, 而前两组年龄可能代表了该期岩浆上升就位过程中捕获的早期围岩中锆石的年龄(详见下文讨论)。

4 讨论

4.1 矿区岩浆活动时限

前文已述矿区出露的侵入岩主要有 4 种, 根据野外产状与岩心样品观察厘定的侵入顺序为黑云石

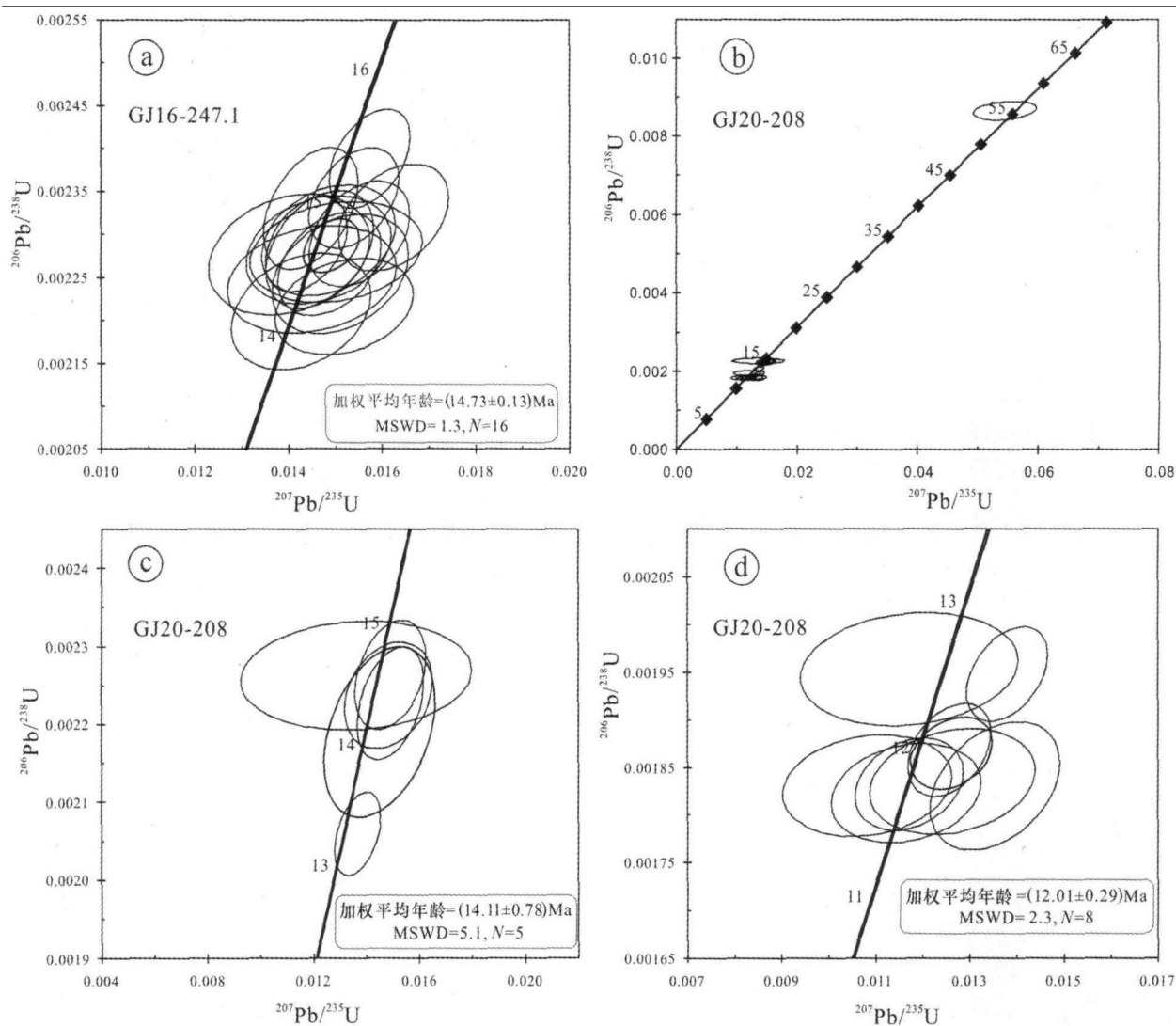


图6 岗讲铜-钼矿床含矿岩体的锆石 U-Pb 年龄谱和解

Fig. 6 Concordia diagrams of U-Pb dating results of zircon grains from the ore-bearing porphyries of the Gangjiang porphyry Cu-Mo deposit

英二长岩→石英二长斑岩→流纹-英安斑岩→英安斑岩(或英云闪长岩)。其中规模相对较大的岩体为黑云石英二长岩岩基和流纹-英安斑岩岩株(图3),因此本文分别对这两期岩体进行了锆石 U-Pb 定年研究。测试结果表明黑云石英二长岩中的锆石均为典型的岩浆锆石,16个锆石颗粒给出的加权平均年龄为 (14.73 ± 0.13) Ma (MSWD=1.3, 2σ),代表了该期岩体的形成年龄。

流纹-英安斑岩中的锆石似乎复杂一些,14个测点给出了3组年龄,分别为 (55.5 ± 1.0) Ma ($n=1$)、 $(13.3 \sim 14.6)$ Ma (加权平均值为 (14.11 ± 0.78) Ma, $n=5$)和 $(11.7 \sim 12.6)$ Ma (加权平均值为 (12.01 ± 0.29) Ma, $n=8$),我们认为最小的这组年龄才真正代表了该期岩体的结晶年龄,而最老

的这个年龄(55.5 Ma)与矿区始新统年波组火山岩(图2)的时代($(54.1 \sim 56.51)$ Ma)^[21, 31]完全吻合,可能代表了年波组火山岩的年龄。值得注意的是曲晓明等^[32]在冲江、拉抗俄和南木三个矿床中也发现了年龄在 $(41.5 \sim 62.5)$ Ma (平均为 (51.1 ± 4.8) Ma)的继承锆石,这些继承锆石被解释成来自林子宗火山岩^[32]。

中间这组年龄(14.11 Ma)介于黑云石英二长岩与流纹-英岩斑岩的形成年龄之间,可能代表了矿区石英二长斑岩的年龄。也就是说流纹-英安斑岩岩浆在快速侵位过程中很有可能捕获了早期火山岩和斑岩中的锆石颗粒,并且由于斑岩岩浆侵位较高,冷却速度快,没有充分的时间使这些继承锆石重熔,因此造成了同一个样品中出现3组锆石年龄的现

象。此外,在钻孔岩心样品中,可以见到流纹-英安斑岩呈涌动接触侵入至早期岩体(黑云石英二长岩、石英二长斑岩)之中(图版 I b),并且在侵入角砾中还常见到石英二长斑岩呈角砾状包裹在流纹-英安斑岩之中(图版 I c)。

此外,由于英安斑岩(或英云闪长岩)蚀变矿化都很微弱,仅见到绿泥石化与黄铁矿化现象,未发现黄铜矿与辉钼矿,并且在钻孔深部常见到英云闪长岩穿插矿体的现象,因此我们认为英安斑岩应该是矿化期后的产物。

综上所述,岗讲矿区的岩浆活动时间大致可以限定在 12.01~14.73 Ma,时限约为 2.7 Ma。

近年来,前人对尼木地区的厅宫、冲江、白容等斑岩铜矿床进行了大量的年代学工作^[18, 33-38],其中厅宫二长花岗斑岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (17.0 ± 0.6) Ma^[33]、全岩 K-Ar 年龄为 12.9~16.5 Ma,辉钼矿的 Re-Os 等时线年龄为 (15.5 ± 0.4) Ma^[33];冲江二长花岗斑岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 12.9~16.8 Ma^[36, 38-39]、而全岩的 K-Ar 年龄为 12.2~16.4 Ma^[34],辉钼矿的 Re-Os 等时线年龄为 14.0~14.8 Ma^[36-37];白容矿区含矿岩体的 K-Ar 和 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄在 11.5~16.9 Ma^[18]。李金祥等^[18]认为,尼木矿田中,厅宫岩浆-热液活动时限约为 4.0 Ma,冲江约为 4.5 Ma,而白容约为 0.5~5.0 Ma。通过对比不难发现,岗讲矿区含矿岩体的单颗粒锆石 U-Pb 年龄与该区其他斑岩铜-钼矿床含矿岩体的形成年龄基本一致。也就是说该矿床也形成于印度-欧亚大陆板块碰撞后的伸展阶段。至于岗讲铜-钼矿床更详尽的成矿年龄以及热液蚀变年龄还有待进一步研究。

4.2 矿床剥蚀程度

按照斑岩铜矿的经典蚀变分带模式^[40-41],青磐岩化带位于斑岩体系的最外围,且分布面积最广。尽管矿区绿泥石化十分常见,尤其是在英安斑岩中,几乎所有的英安斑岩中的黑云母均已绿泥石化,但是矿区绝大多数钻孔中均未看到成规模的青磐岩化带(绿帘石化+绿泥石化),仅在局部见到青磐岩化现象。为何该区缺失大面积分布的青磐岩化带?笔者认为,这肯定是被后期剥蚀掉了,既然矿区钾化带(黑云石英二长岩)已经出露地表,分布在其外围的青磐岩化带自然已经被剥蚀掉了。虽然目前我们还无法给出矿区黑云石英二长岩的准确就位深度,但是前人研究表明^[14],冈底斯带中新世含矿斑岩体就

位较浅(约为 1~3 km),因此我们推测本区的剥蚀程度非常严重,其剥蚀深度至少在 2~3 km 左右。我们还认为,斑岩铜矿体系顶部的网脉状矿化带(通常为品位较高的富矿体)也已经基本被剥蚀掉了,这可能是矿区缺乏富矿体的原因。

关于青藏高原的剥蚀速率,前人已进行了大量的研究,其中曾洪扬和曹珂^[42]根据日喀则弧前盆地中沉积物的厚度计算出物源区的剥蚀速率为 0.10~0.45 mm/a,而 Xu 等^[43]根据甲马、拉抗俄和南木三个矿床的锆石 U-Pb、(U-Th)/He 和磷灰石(U-Th)/He 综合定年研究,认为该区在 14 Ma 间至少剥蚀掉 2.7 km,并估算出青藏高原中新世以来的剥蚀速率为 0.13~0.23 mm/a。前文已述矿区黑云石英二长岩的结晶年龄为 14.73 Ma,若按照 Xu 等^[43]的剥蚀速率计算,尼木矿区的剥蚀深度为 1 900~3 400 m,这与根据斑岩铜矿蚀变分带模式估算的剥蚀深度基本一致。

5 结论

(1)岗讲铜-钼矿床位于冈底斯中段尼木矿田之中,是近年勘探新发现的一个远景储量在大型以上的典型斑岩型矿床,按照工业类型,矿体可以分成氧化型、混合型和原生硫化矿。

(2)含矿岩体为复式岩体,其中铜、钼矿化主要产于黑云石英二长岩、石英二长斑岩和流纹-英安斑岩之中。黑云石英二长岩和流纹-英安斑岩的形成年龄分别为 (14.73 ± 0.13) Ma (MSWD=1.3, N=16) 和 (12.01 ± 0.29) Ma (MSWD=2.3, N=8),表明该矿床形成于印度与欧亚大陆板块碰撞后的伸展阶段。

(3)依据斑岩铜矿床的热液蚀变分带模式,结合青藏高原的剥蚀速率(0.13~0.23 mm/a),我们认为岗讲矿区剥蚀深度至少在 2~3 km,属于中深程度剥蚀。

野外工作过程中得到了西藏拉萨天利公司 Ciceron Jun Angeles、Romeo S. Aquino、Jeffrey Malaihollo、兰东、王沐弘等地质师的指导和帮助,锆石 U-Pb 定年工作得到了中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室李献华研究员、李秋立博士以及金建、唐国强和马红霞等老师的帮助,笔者在此表示衷心的感谢!今年恰逢我国著名矿床学家、地球化学家涂光炽院士诞辰 90 周年,谨以此文纪念涂先生为我国地质事业做出的伟大贡献!

References

- [1] Hou Z Q, Qu X M, Huang W, et al. Gangdese porphyry copper belt: The second Yulong porphyry copper belt in Tibet[J]. *Geology in China*, 2001, 28(10): 27-29(in Chinese).
- [2] Li G M, Pan G T, Wang G M, et al. Evolution and prospecting value of mineral resources in Gangdese metallogenic belt, Tibet, China[J]. *Journal of Chengdu University of Technology: Science and Technology Edition*, 2004, 31(1): 22-27(in Chinese).
- [3] Qu X M, Hou Z Q, Huang W. Is Gangdese porphyry copper belt the second "Yulong" porphyry copper belt in Tibetan plateau[J]? *Mineral Deposits*, 2001, 20(4): 355-366(in Chinese).
- [4] Rui Z Y, Hou Z Q, Li G M, et al. A genetic model for the Gangdise porphyry copper deposits[J]. *Geological Review*, 2006, 52(4): 459-466(in Chinese).
- [5] Zheng Y Y, Duo J, Wang R J, et al. New advances in the study of the gigantic Gangdese porphyry copper metallogenic zone, Tibet[J]. *Geology in China*, 2007, 34(2): 324-334(in Chinese).
- [6] Wang X C, Yan Z G, Zhou W D, et al. Preliminary study on geological features of porphyry type copper deposits in the northwestern Nimu, middle section of Gangdese belt, Tibet [J]. *Geology and Prospecting*, 2002, 38(1): 5-8(in Chinese).
- [7] Zheng Y Y, Wang B S, Fan Z H, et al. Analysis of tectonic evolution in the eastern section of the Gangdese Mountains, Tibet and the metallogenic potentialities of copper gold polymetal belt[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2002, 21(2): 55-60(in Chinese).
- [8] Sillitoe R H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. *Economic Geology*, 1972, 67(2): 184-197.
- [9] Richards J P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation[J]. *Economic Geology*, 2003, 98(8): 1515-1533.
- [10] 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(1/2): 139-155.
- [11] Hou Z Q, Lü Q T, Wang A J, et al. Continental collision and related metallogeny: A case study of mineralization in Tibetan Orogen[J]. *Mineral Deposits*, 2003, 22(4): 319-333(in Chinese).
- [12] Hou Z Q, Pan X F, Yang Z M, et al. Porphyry Cu-(Mo-Au) deposits no related to oceanic-slab subduction: Examples from Chinese porphyry deposits in continental settings[J]. *Geo-science*, 2007, 21(2): 332-351(in Chinese).
- [13] Chen Y J. Collision and its metallogenic significance: The orotical inference and evidences from gold deposits, the eastern Qinling Mountains[J]. *Earth Science Frontiers*, 1996, 3(4): 282-289(in Chinese).
- [14] Hou Z Q, Yang Z M, Qu X M, et al. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen[J]. *Ore Geology Reviews*, 2009, 36: 25-51.
- [15] Yang Z M, Hou Z Q. Porphyry Cu deposits in collisional orogen setting: A preliminary genetic model[J]. *Mineral Deposits*, 2009, 28(5): 515-538(in Chinese).
- [16] Pan G T, Chen Z L, Li X Z, et al. The Tectonic Generation and Evolution of Eastern Tethys[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1997: 1-103(in Chinese).
- [17] Hou Z Q, Cook N J. Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: A review and introduction to the special issue[J]. *Ore Geology Reviews*, 2009, 36: 2-24.
- [18] Li J X, Qin K Z, Li G M, et al. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age dating of Nimu porphyry copper ore field in Central Gangdese: Constrains on magmatic-hydrothermal evolution and metallogenic tectonic setting[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23(5): 953-966(in Chinese).
- [19] Yan Z G, Li Z H. Geological features and ore guides of porphyry copper deposits in Nimu, Gangdise, Tibet[J]. *Journal of Sichuan Geology*, 2007, 27(2): 99-103(in Chinese).
- [20] Xu D Z. Problems about geology of copper deposits in Tinggong, Bairong ore districts, Nimu County, Tibet[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 2006, 21(Suppl): 15-19(in Chinese).
- [21] Dong G C, Mo X X, Zhao Z D, et al. A new understanding of the stratigraphic successions of the Linzizong volcanic rocks in the Linzhou basin, northern Lhasa, Tibet, China[J]. *Geological Bulletin of China*, 2005, 24(6): 549-557(in Chinese).
- [22] Mo X X, Zhao Z D, Deng J F, et al. Response of volcanism to the India-Asia collision[J]. *Earth Science Frontiers*, 2003, 10(3): 135-148(in Chinese).
- [23] Li X H, Liu Y, Li Q L, et al. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, doi:10.1029/2009GC002400.
- [24] Li X H, Li W X, Wang X C, et al. Role of mantle-derived magma in genesis of early Yanshanian granites in the Nanling Range, South China: In situ zircon Hf-O isotopic constraints

- [J]. Science in China; Series D, 2009, 52(9): 1262-1278.
- [25] Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. Improved $^{206}\text{Pb}/\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards[J]. Chemical Geology, 2004, 205: 115-140.
- [26] Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses[J]. Geostandards Newsletter, 1995, 19(1): 1-23.
- [27] Ireland T R, Williams I S. Considerations in zircon geochronology by SIMS[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53(1): 215-241.
- [28] Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1975, 26(2): 207-221.
- [29] Ludwig K R. User's manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel[J]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003, 4: 1-70.
- [30] Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53(1): 27-62.
- [31] Lee H Y, Chung S L, Wang Y B, et al. Age, petrogenesis and geological significance of the Linzizong volcanic successions in the Linzhou Basin, Southern Tibet: Evidence from zircon U-Pb dates and Hf isotopes[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(2): 493-500(in Chinese).
- [32] Qu X M, Hou Z Q, Mo X X, et al. Relationship between Gangdese porphyry copper deposits and uplifting of Southern Tibetan Plateau: Evidence from multistage zircons of ore-bearing porphyries[J]. Mineral Deposits, 2006, 25(4): 388-400(in Chinese).
- [33] Rui Z Y, Li G M, Zhang L S, et al. The response of porphyry copper deposits to important geological events in Xizang (Tibet)[J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11(1): 145-152 (in Chinese).
- [34] Li G M, Rui Z Y. Diagenetic and mineralization ages for the porphyry copper deposits in the Gangdese metallogenic belt, Southern Tibet[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2004, 28(2): 165-170(in Chinese).
- [35] Qu X M, Hou Z Q, Li Z Q. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of porphyries from the Gangdese porphyry Cu belt in South Tibet and implication to geodynamic setting[J]. Acta Geologica Sinica, 2003, 77(2): 245-252(in Chinese).
- [36] Zheng Y Y, Gao S B, Cheng L J, et al. Finding and significances of Chongjiang porphyry copper (molybdenum, aurum) deposit, Tibet[J]. Earth Science: Journal of China University of Geosciences, 2004, 29(3): 333-339 (in Chinese).
- [37] Hou Z Q, Qu X M, Wang S X, et al. Re-Os age for molybdenites from the Gangdese porphyry copper belt on Tibetan Plateau: Implication for geodynamic setting and duration of the Cu mineralization[J]. Science in China; Series D, 2003, 33(7): 509-516(in Chinese).
- [38] Lin W, Liang H Y, Zhang Y Q, et al. Petrochemistry and SHRIMP U-Pb zircon age of the Chongjiang ore-bearing porphyry in the Gangdese porphyry copper belt[J]. Geochimica, 2004, 33(6): 585-592(in Chinese).
- [39] Rui Z Y, Hou Z Q, Qu X M, et al. Metallogenic epoch of Gangdese porphyry copper belt and uplift of Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Mineral Deposit, 2003, 22(3): 217-225(in Chinese).
- [40] Lowell J D, Guilbert J M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits[J]. Economic Geology, 1970, 65(4): 373-408.
- [41] Corbett G J, Leach T M. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: Structure, alteration, and mineralization[J]. Society of Economic Geologists, Special Publication, 1998(6): 1-237.
- [42] Zeng H Y, Cao K. The thickness, sedimentation and erosion rates of the Xigaze Group in Tibet, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology: Science and Technology Edition, 2007, 34(5): 548-552(in Chinese).
- [43] Xu J F, McInnes B I A, Evans N J, et al. Emplacement, uplift and exhumation histories of Tibetan porphyry Cu-Mo-Au deposits[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2006, 70(18): A713.

参考文献

- [1] 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): 27-29.
- [2] 李光明,潘桂棠,王高明,等. 西藏冈底斯成矿带矿产资源远景评价与展望[J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2004, 31(1): 22-27.
- [3] 曲晓明,侯增谦,黄卫. 冈底斯斑岩铜矿(化)带: 西藏第二条“玉龙”铜矿带[J]? 矿床地质, 2001, 20(4): 355-366.
- [4] 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(4): 459-466.
- [5] 郑有业,多吉,王瑞江,等. 西藏冈底斯巨型斑岩铜矿带勘查研究最新进展[J]. 中国地质, 2007, 34(2): 324-334.
- [6] 王小春,晏子贵,周维德,等. 初论西藏冈底斯中段尼木西北部斑岩铜矿地质特征[J]. 地质与勘探, 2002, 38(1): 5-8.
- [7] 郑有业,王保生,樊子琿,等. 西藏冈底斯东段构造演化及铜金多金属成矿潜力分析[J]. 地质科技情报, 2002, 21(2):

- 55-60.
- [11] 侯增谦, 吕庆田, 王安建, 等. 初论陆-陆碰撞与成矿作用: 以青藏高原造山带为例[J]. 矿床地质, 2003, 22(4): 319-333.
- [12] 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 等. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. 现代地质, 2007, 21(2): 332-351.
- [13] 陈衍景. 陆内碰撞体制的流体作用模式及与成矿的关系: 理论推导和东秦岭金矿床的研究[J]. 地学前缘, 1996, 3(4): 282-289.
- [15] 杨志明, 侯增谦. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型[J]. 矿床地质, 2009, 28(5): 515-538.
- [16] 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振, 等. 东特提斯地质构造形成演化[M]. 北京: 地质出版社, 1997: 1-103.
- [18] 李金祥, 秦克章, 李光明, 等. 冈底斯中段尼木斑岩铜矿田的 K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄: 对岩浆-热液系统演化和成矿构造背景的制约[J]. 岩石学报, 2007, 23(5): 953-966.
- [19] 晏子贵, 李作华. 西藏冈底斯尼木地区斑岩铜矿地质特征与找矿标志[J]. 四川地质学报, 2007, 27(2): 99-103.
- [20] 徐德章. 西藏尼木县厅官、白容铜矿区矿床地质的几个问题[J]. 地质找矿论丛, 2006, 21(增刊): 15-19.
- [21] 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等. 拉萨北部林周盆地林子宗火山岩层序新议[J]. 地质通报, 2005, 24(6): 549-557.
- [22] 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. 地学前缘, 2003, 10(3): 135-148.
- [31] 李皓扬, 锤孙霖, 王彦斌, 等. 藏南林周盆地林子宗火山岩的时代、成因及其地质意义: 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据[J]. 岩石学报, 2007, 23(2): 493-500.
- [32] 曲晓明, 侯增谦, 莫宣学, 等. 冈底斯斑岩铜矿与南部青藏高原隆升之关系: 来自含矿斑岩中多阶段锆石的证据[J]. 矿床地质, 2006, 25(4): 388-400.
- [33] 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.
- [34] 李光明, 芮宗瑶. 西藏冈底斯成矿带斑岩铜矿的成岩成矿年龄[J]. 大地构造与成矿学, 2004, 28(2): 165-170.
- [35] 曲晓明, 侯增谦, 李振清. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及地质意义[J]. 地质学报, 2003, 77(2): 245-252.
- [36] 郑有业, 高顺宝, 程力军, 等. 西藏冲江大型斑岩铜(钼金)矿床的发现及意义[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 2004, 29(3): 333-339.
- [37] 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 等. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用[J]. 中国科学: D 辑, 2003, 33(7): 609-618.
- [38] 林武, 梁华英, 张玉泉, 等. 冈底斯铜矿带冲江含矿斑岩的岩石化学及锆石 SHRIMP 年龄特征[J]. 地球化学, 2004, 33(6): 585-592.
- [39] 芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 等. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升[J]. 矿床地质, 2003, 22(3): 217-225.
- [42] 曾洪扬, 曹珂. 日喀则群沉积厚度、沉积速率及剥蚀速率[J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2007, 34(5): 548-552.