

文章编号: 0258-7106(2012)04-0727-18

西藏弄如日金矿床侵入岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄与地球化学特征*

刘云飞^{1,2}, 杨志明¹, 谢玉玲³, 周平⁴, 杜等虎², 李应栩³,
李秋耘², 曲焕春², 许博²

(1 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;
3 北京科技大学土木与环境工程学院, 北京 100083; 4 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037)

摘 要 弄如日金矿床位于青藏高原南部冈底斯-喜马拉雅构造区的冈底斯构造-岩浆带东段的中部, 是该成矿带内首次发现并评价的浅成低温热液型金锆矿床。文章对该矿区出露的钾长花岗岩和二长花岗斑岩进行了锆石 SHRIMP U-Pb 测年, 并对岩石的主量元素、微量元素进行了分析。测试结果显示, 钾长花岗岩的加权平均年龄为 $(66.6 \pm 0.7) \text{ Ma}$, 属晚白垩世; 岩石富硅 ($w(\text{SiO}_2)$ 平均为 76.74%)、富碱 (ALK 平均为 8.21%), A/CNK 均大于 1.0, 属过铝质高钾钙碱性岩石; 稀土元素球粒陨石配分模式图表现为右倾型, LREE 富集、HREE 亏损, ΣREE 平均为 66.31×10^{-6} , 并且具有明显的 Eu 负异常 (δEu 平均为 0.40); 微量元素原始地幔蛛网图表现出 LILE 富集、HFSE 相对亏损的特征, 暗示其可能为弧岩浆作用的产物。二长花岗斑岩的加权平均年龄为 $(18.8 \pm 0.3) \text{ Ma}$, 属中新世; 岩石富硅 ($w(\text{SiO}_2)$ 平均为 72.69%)、富碱 (ALK 平均为 6.73%), A/CNK 大于 1.0, 属过铝质高钾钙碱性岩石; 稀土元素球粒陨石配分模式图表现为右倾型, LREE 富集、HREE 亏损, ΣREE 平均为 77.33×10^{-6} , Eu 异常不明显 (δEu 平均为 1.03); 在微量元素原始地幔蛛网图上, 具有 LILE 富集、HFSE 相对亏损的特征; 同时, 该岩石还具有较高的 La/Yb 比值 ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ 平均为 18.53), 显示出一定的埃达克岩亲和性。结合区域地质背景表明, 弄如日金矿床形成于陆-陆碰撞后伸展环境, 与区域上近 SN 向正断层系统及裂谷裂隙带有关的冈底斯含矿斑岩的侵位时代相一致, 是区域内中新世岩浆活动所形成的斑岩系统外围的浅成低温热液系统的产物。

关键词 地球化学; 锆石 SHRIMP 年龄; 弧岩浆; 中新世斑岩; 弄如日金矿; 冈底斯; 西藏

中图分类号: P618.51; P597

文献标志码: A

Zircon SHRIMP U-Pb age and geochemistry of intrusive rocks from Nongruri gold deposit, Gangdese, Tibet

LIU YunFei^{1,2}, YANG ZhiMing¹, XIE YuLing³, ZHOU Ping⁴, DU DengHu², LI YingXu³,
LI QiuYun², QU HuanChun² and XU Bo²

(1 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3 School of Civil and Environmental Engineering, University of Science and Technology Beijing, Beijing 100083, China; 4 Development Research Center, China Geological Survey, Beijing 100037, China)

Abstract

Located in the Riduo town, Maizhokunggar County of Tibet, the Nongruri gold deposit is an epithermal

* 本文得到行业基金项目“中国大陆环境典型斑岩型矿床成矿规律和找矿模式”(编号: 2010011011)、国家重点基础研究发展计划(973 计划)“青藏高原南部大陆聚合和成矿作用”(编号: 2011CB403100)和中国地质调查局地质调查项目“青藏高原碰撞造山及成矿地质背景研究”(编号: 1212011121253)的联合资助

第一作者简介 刘云飞, 男, 1985 年生, 博士研究生, 矿床学专业。Email: liu-yun-fei@yeah.net

收稿日期 2012-05-15; 改回日期 2012-06-18。许德焕编辑。

Au-Sb deposit discovered for the first time in the eastern part of southern Gangdese metallogenic belt. In this study, zircon SHRIMP U-Pb age, whole-rock major and trace elements of K-feldspar granite and monzogranite porphyry of this deposit were analyzed. The zircon SHRIMP U-Pb dating of K-feldspar granite shows that the crystallization age is (66.6 ± 0.7) Ma. The major element analyses show that the rock is enriched in silica and alkali (with the average SiO_2 being 76.74%, ALK being 8.21% and $\text{A/CNK} > 1.0$), and can be classified as high-K calc-alkaline granite with peraluminous. Chondrite-normalized REE patterns are of the rightly-oblique type. The rock is enriched in LREE and LILE and depleted in HREE and HFSE in the primitive mantle normalized multi-element diagram, its ΣREE is 66.31×10^{-6} , exhibiting obvious negative Eu anomalies and showing some characteristics of arc magmatic rocks. The crystallization age of monzogranite porphyry is (18.8 ± 0.3) Ma. The major element analyses of the rock shows the enrichment of silica and alkali (with the average SiO_2 being 72.69%, ALK being 6.73% and $\text{A/CNK} > 1.0$), and can be classified as high-K calc-alkaline peraluminous granite. Chondrite-normalized REE patterns are of the rightly-oblique type. In the primitive mantle normalized multi-element diagram, the rock is enriched in LREE and LILE and depleted in HREE and HFSE, its ΣREE is 77.33×10^{-6} and its La/Yb ratios are high (the average of $(\text{La}/\text{Yb})_N$ being 18.53), thus showing some typical geochemical characteristics of adakite. Combined with regional geological characteristics, the authors hold that the Nongruri gold deposit was formed in post-collisional extension setting simultaneously with the ore-bearing porphyry intrusive event related to the south-north fault system and rift zone in Gangdese, thus being a product of epithermal system in the periphery of the PCDs (porphyry Cu deposits) system.

Key words: geochemistry, zircon SHRIMP age, arc magmatic rock, Miocene porphyry, Nongruri gold deposit, Gangdese, Tibet

青藏高原是全球规模最宏大的大陆碰撞造山带,为研究大陆成矿作用提供了得天独厚的条件。青藏高原大陆碰撞过程通常被认为经历了3个阶段:主碰撞期(65~41 Ma),印度陆壳的陡深俯冲与折返;晚碰撞期(40~26 Ma),印度陆壳的低角度俯冲和青藏高原地壳加厚;后碰撞期(25~0 Ma),青藏高原岩石圈折沉和地壳伸展(Kay et al., 1994; Leech et al., 2005; 侯增谦等, 2006a; 2006b; 2006c; 2006d; 2006e)。同时,该过程还伴随大规模的火山活动、岩浆侵入和成矿作用(莫宣学等, 2003; 侯增谦等, 2003a; 2006a; 2006b; 2006c; 2006d; 2006e; 孟祥金等, 2003; 杨竹森等, 2006),并形成了一系列大陆碰撞环境下的矿床。

弄如日金矿位于青藏高原冈底斯构造-岩浆带东段的中部。该地区自晚三叠世与印度板块分离以来(Yin et al., 2000),相继经历了印支期岛弧造山、白垩纪陆缘弧叠加、古近纪碰撞造山、新近纪岩浆-变形等4起构造-岩浆事件,形成了现今达70~80 km的巨地壳和长达1 500 km的冈底斯岩浆带(侯增谦等, 2005; 2006b; 2006c; 2006d; 2006e)。该带内展布有大量后碰撞期形成的斑岩型矿床,其中著名的有驱龙、甲玛、雄村、厅宫、冲江等大型-超大型的

斑岩铜/铜多金属矿床(侯增谦等, 2004; 曲晓明等, 2001; 2003; 杨志明等, 2005a; 2005b; 2006; 2008a; 2008b; 2008c; 2011)。同时,学者们还发现,此时所形成的含矿斑岩除具有LILE(如Rb、Ba、K)富集、HSFE(如Nb、Ta、Ti)亏损等与典型弧花岗岩相似的地球化学特征外,还具有高Sr、低Y、高La/Yb比值、Eu负异常不明显等特征。曲晓明等(2002)首次提出了该类岩石所显示的这种埃达克岩亲和性,并被后来的研究所证实(侯增谦, 2003b; 2004; 2005; Gao et al., 2003; 2007; Chung et al., 2003; Hou et al., 2004; Qu et al., 2004; Guo et al., 2007; 杨志明等, 2008d)。

关于冈底斯带内岩金矿床的报道并不多见(杜光树等, 1993; 冯孝良等, 1999),而有关浅成低温热液型金矿床的报道(李光明等, 2005)亦仅弄如日金矿一处,其成矿背景尚不清楚。该矿床的形成严格受区内近SN向张性断裂的控制,金产于矿化二长花岗斑岩的内部以及控矿裂隙构造的附近。因此,准确厘定岩体的年龄不仅可以揭示矿区内岩浆岩侵位的先后顺序,还可以从岩浆与成矿关系的角度来间接厘定矿床形成的时限,从而克服浅成低温热液矿床年龄测定手段单一、测试结果误差范围较大的难

题。前人对该矿床主要进行了矿床地质特征(李光明等 2005,董随亮等 2010)、围岩蚀变特征(黄瀚霄等 2009)、成矿流体特征及演化(刘云飞等 2011)和矿石矿物组成(谢玉玲等 2010)等方面的研究。其中,李光明等(2005)对矿区内两类岩浆岩进行了黑云母 K-Ar 法定年,获得中-粗粒钾长花岗岩的年龄为 (75.7 ± 2.5) Ma,属于晚白垩世;中-细粒二长花岗斑岩的年龄为 (25.6 ± 1.5) Ma,属于渐新世。但是,由于同位素年龄与封闭温度关系密切,使用不同的同位素定年方法所获得的年龄往往存在偏差,而弄如日金矿床又地处青藏高原这个世界最年轻的高原系统,后期地质活动频繁,岩浆岩侵位后可能受到晚期钾质蚀变或者构造热扰动时间的影响,从而导致岩体的 K-Ar 同位素改变而影响其 K-Ar 年龄。通常认为,锆石 U-Pb 体系具有较高的封闭温度($>700^{\circ}\text{C}$)和相对稳定的性质,使用其他方法测得的同位素年龄往往只能代表侵入体的冷却年龄或蚀变年龄,而锆石 U-Pb 年龄则能代表最接近岩体侵位结晶的年龄。因此,使用岩浆锆石 SHRIMP U-Pb 测年法来确定更为可靠的成岩年龄势在必行。

1 地质背景

1.1 区域地质背景

弄如日金矿床地处青藏高原冈底斯山脉中段东部的恩玛日-错弄朗 EW 向向斜的南翼,在大地构造位置上处于冈瓦纳北缘,冈底斯-喜马拉雅构造区的冈底斯构造复合岩浆带东段的中部。目前,对冈底斯带岩浆年代学演化格架和地球动力学背景的研究表明,其岩浆活动主要包括 3 个时期(纪伟强等, 2009):中生代时期(晚三叠世—白垩纪),发育有连续的岩浆活动,是新特提斯洋板片连续向北斜向俯冲所造成,存在晚侏罗世和早白垩世 2 个岩浆作用峰期;古新世—始新世时期($65 \sim 41$ Ma),是冈底斯带内岩浆活动最为剧烈的时期,该时期的岩浆作用是新特提斯洋板片继续俯冲、板片回转和板片断离等多个地球动力学过程的反映;渐新世—中新世时期($33 \sim 13$ Ma),此期岩浆活动是碰撞后 EW 向伸展环境下,增厚岩石圈发生对流减薄的产物。在该地区内,晚白垩世花岗岩出露较为广泛,也是最早识别出的岩浆活动之一(Scharer et al., 1984),与该期岩浆侵入活动相伴随的火山喷发作用也非常剧烈, $65 \sim 41$ Ma 期间,在拉萨地块南缘形成了著名的林子

宗群火山岩(莫宣学等, 2003;周肃等, 2004;Mo et al., 2008)。渐新世—中新世也是区内岩浆活动的重要时期,此时,印度-欧亚大陆碰撞以及新特斯洋板片的俯冲已经结束,形成了碰撞后的伸展环境。此时,EW 向的逆冲带和 SN 向的正断层相互交汇,为岩浆迅速上升、就位提供了必要的通道。在这期间,发生了冈底斯带内最年轻的一期岩浆作用,与此相伴的是散布在冈底斯岩带中数量众多的斑岩铜/铜多金属矿床的形成。

弄如日矿区及周邻地区受新特提斯演化的影响强烈,特别是雅鲁藏布洋壳向北俯冲、消减以及印度大陆与古亚洲大陆的碰撞等一系列重大构造事件,导致区内地质构造复杂,多期次变形强烈。该地区的基本构造格架受 EW 向区域构造的控制,发育大量 EW 向-近 EW 向大断裂、褶皱、层间滑动破碎带和剪切带等脆塑性构造变形,以及 NE 向、NW 向共轭断裂和叠加于 EW 向构造之上的近 SN 向构造。区域内主要出露晚中生代和早新生代的地层,分布较广的岩石地层单元由古到新依次为:中侏罗统叶巴组,上侏罗统-下白垩统林布宗组,下白垩统楚木龙组、塔克拉组,古近系林子宗群,其次是前奥陶系松多群(米拉山以北)和上侏罗统多底沟组。

1.2 矿区地质背景

1.2.1 地层

弄如日金矿区内出露的地层主要为上侏罗统-下白垩统林布宗组和第四系(图 1)。

林布宗组广泛出露于 NWW 向日多大断裂以南至冈底斯主脊之间的区域,总体呈近 EW 向展布,在矿区内的出露面积为 2.5 km^2 ,约占该矿区总面积的 69.2%。该组为一套富集 Au、As、Sb、Hg 等元素的灰色-黑色碎屑岩类,岩性为灰黑色板岩、砂泥质板岩、千枚岩、变质长石石英砂岩、石英砂岩及少量绿泥石片岩、绢母片岩与石墨片岩夹层等,属潮坪-陆棚环境沉积,是区域低温动热变质作用的产物,其主体的变质程度属板岩-千枚岩级。在南矿段,由于二长花岗岩、钾长花岗岩及二长花岗斑岩的先后侵位,林布宗组遭受到热接触变质作用的叠加,形成了红柱石角岩、红柱石黑云母角岩、黑云母碳质斑点角岩和红柱石长英质角岩等。

因该矿区属于高山地貌,第四系分布有限,主要见于山间河谷及其两侧,呈条带状展布。在矿区内仅发育全新统,分布面积约 0.77 km^2 ,约占该矿区总面积的 20.82%,其成因类型主要包括坡残积、冲洪

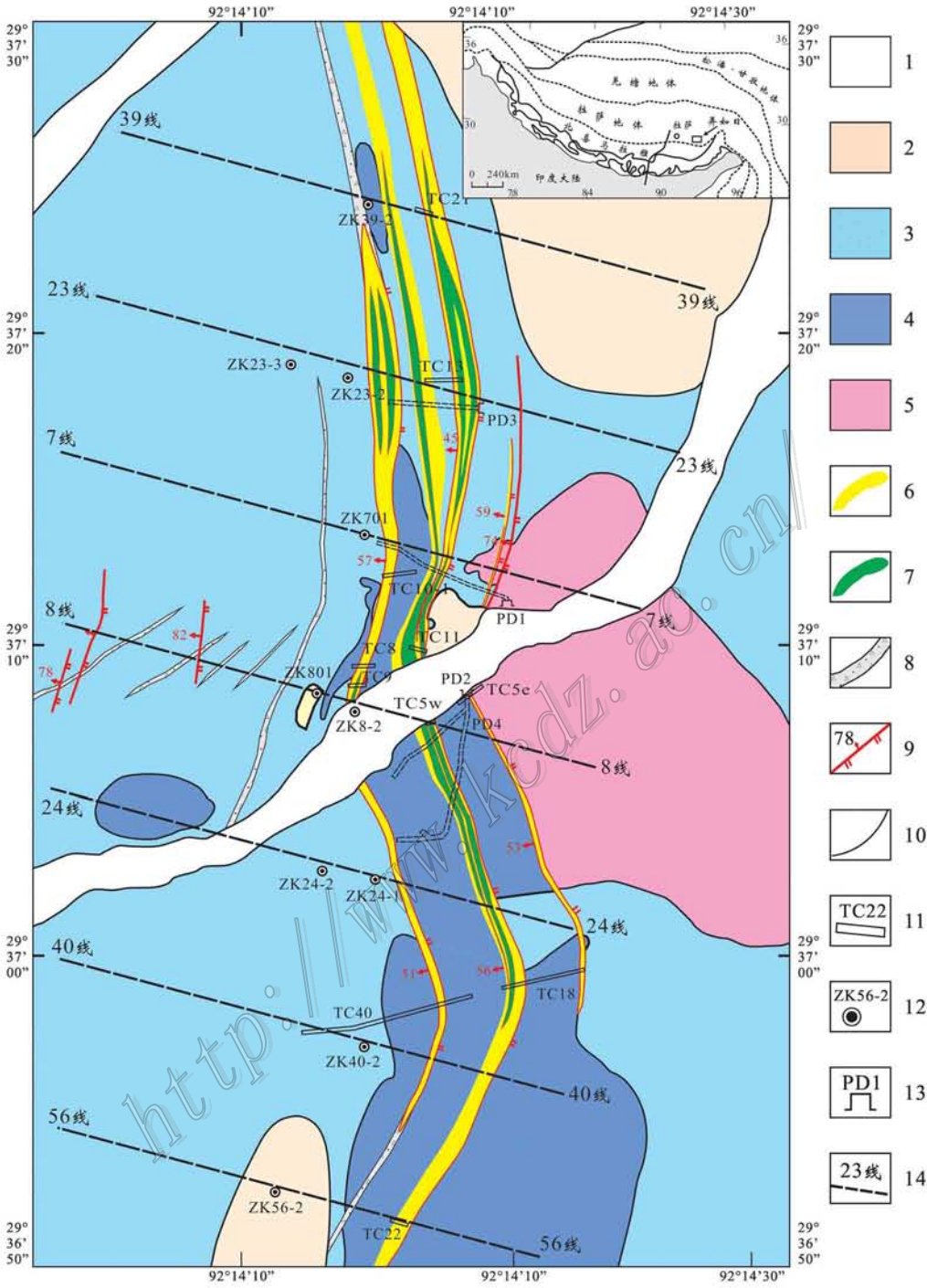


图 1 弄如日金矿区地质略图(据成都地质矿产研究所, 2009^①修绘)

1—第四系全新统冲洪积物; 2—第四系全新统残坡积物; 3—上侏罗统-下白垩统林布宗组红柱石角岩; 4—中新世二长花岗斑岩;
5—晚白垩世钾长花岗岩; 6—金矿化带; 7—金矿体; 8—构造破碎带; 9—断层及产状; 10—地质界线; 11—探槽及编号;
12—钻孔及编号; 13—平硐及编号; 14—勘探线及编号

Fig. 1 Simplified geological map of the Nongruri gold ore district
(modified after Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, 2009)

1—Quaternary alluvium; 2—Quaternary residue; 3—Upper Jurassic-Lower Cretaceous Linbuzong Formation; 4—Miocene monzogranite porphyry; 5—Late Cretaceous moyite; 6—Limits of Au mineralization; 7—Au ore body; 8—Fracture zone; 9—Faults; 10—Geological boundary; 11—Trench and its serial number; 12—Drill hole and its serial number; 13—Adit and its serial number; 14—Exploration lines and its serial number

① 成都地质矿产研究所. 2009. 西藏自治区墨竹工卡县弄如日矿区岩金矿详查地质报告. 内部资料.

积、冰积和崩积等4种,以坡残积和冲洪积为主。

1.2.2 构造

弄如日矿区处在恩玛日-错弄朗EW向向斜的南翼,受到近SN向构造的叠加。矿区内的褶皱主要由岩层在近EW向挤压应力场中发生塑性变形而形成,它们与近SN向断裂一起组成重要的SN向构造。

矿区内的金矿化受近SN向断裂的控制,因而,这些断裂是重要的导矿和容矿构造(图2b)。该组断裂的断层面呈波状起伏,倾向大致为 $260^{\circ}\sim 295^{\circ}$,倾角为 $45^{\circ}\sim 65^{\circ}$,个别位置接近直立,局部地段变缓至 $35^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 。该组断裂具有明显的多期活动和性质转变的特征,早期发育张性断裂,构造角砾岩较为发育;晚期转变为压扭性断裂,断面波状起伏且光滑,擦痕近于直立,沿断面有断层泥和糜棱岩,将早期的断层面角砾岩切割或将角砾挤压成为扁豆状。由于该组断裂不仅切穿了林布宗组,还切穿了晚白垩世钾长花岗岩和中新世二长花岗斑岩(图2c),所以,其活动时期较晚,应不早于新近纪中新世。

1.2.3 岩浆岩

该矿区主要发育晚白垩世中-粗粒钾长花岗岩和中新世中-细粒二长花岗斑岩,还有少量细晶岩脉

集中分布在矿区的中部和西部。

中-粗粒钾长花岗岩 主要出露于南矿段I号金矿化蚀变带的东侧,呈岩株状产出,共有大小4个岩体。该套岩体侵位于上侏罗统-下白垩统林布宗组,在地表和平洞内均可见其呈岩枝状穿入围岩,岩体边部多见围岩捕虏体,在岩体外部与林布宗组的接触带内,形成了红柱石长英质角岩带。该套岩体是矿区围岩热接触变质的主要热源。岩石呈灰白色、浅肉红色,发育中-粗粒似斑状花岗结构,常见文象结构和蠕虫结构,块状构造(图2d)。组成矿物主要为钾长石、斜长石、石英和黑云母。石英呈自形粒状,粒径 $3\sim 8\text{ mm}$,含量 $25\%\sim 30\%$;钾长石呈半自形粒状,粒径 $5\sim 10\text{ mm}$,含量 $50\%\sim 70\%$;斜长石呈半自形粒状,粒径 $2\sim 6\text{ mm}$,含量 $5\%\sim 10\%$;黑云母的粒径 $1\sim 3\text{ mm}$,含量约 $1\%\sim 5\%$ 。副矿物有锆石、磁铁矿和榍石等。在断裂带及节理密集带,钾长花岗岩往往具有高岭土化、绢云母化、碳酸盐化、黏土化、绿泥石化和绿帘石化等蚀变现象。

中-细粒二长花岗斑岩 主要分布于南矿段的中东部和西部,侵入于林布宗组,呈岩株和岩脉产出,共有大小11个岩体,有2组走向,一组是近SN

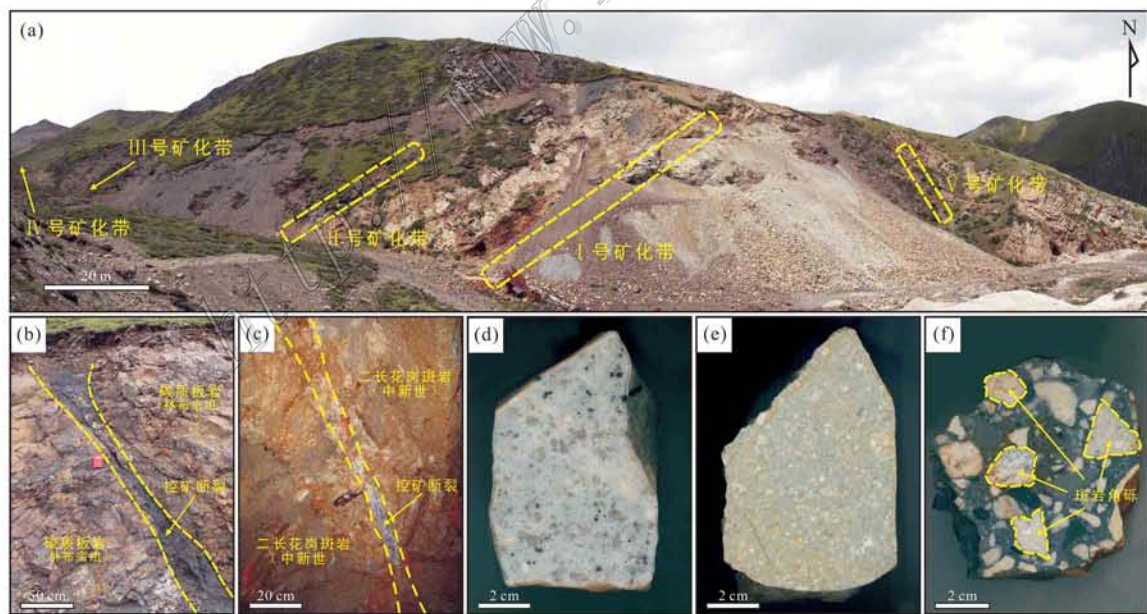


图2 弄如日金矿控矿构造及标本照片

- a. 南矿段全景及矿化带位置; b. 地表控矿断裂的露头; c. 切穿二长花岗斑岩的控矿断裂; d. 钾长花岗岩;
e. 二长花岗斑岩; f. 矿化角砾岩及其内部斑岩角砾

Fig. 2 Photographs showing the ore-bearing structure and intrusions samples in the Nongruri Au deposit

- a. Field photograph of the southern ore block and the location of Au ore body; b. Fault on the surface; c. Fault cutting through monzogranite porphyry; d. Moyite; e. Monzogranite porphyry; f. Monzogranite porphyry in mineralized breccia

向(或 NNE 向),倾向西(或 NWW);另一组为 NW 向,倾向 NE。岩石呈浅肉红色,斑状结构,块状构造(图 2e)。组成矿物主要为斜长石、钾长石、石英和黑云母。石英呈自形粒状,粒径 1~2 mm,含量 25%~30%;斜长石和钾长石呈半自形粒状,粒径 1~3 mm,前者含量 30%~40%,后者含量 25%~35%;黑云母的粒径小于 1 mm,含量约 0.5%~1%。副矿物有锆石、独居石、金红石、褐帘石和磷灰石等。断裂带附近的二长花岗斑岩蚀变较强,长石普遍发生绢云母化、高岭土化及碳酸盐化,形成了醒目的白色蚀变带,与金矿化关系密切,是矿区内主要矿化体之一。

细晶岩脉 侵入于林布宗组,岩石呈浅肉红色,粒径 0.1~0.5 mm,细晶结构,块状构造。岩石发生强烈绢云母化、碳酸盐化蚀变后呈灰白色。

1.2.4 金矿化

目前,在该矿区已发现了 5 条金矿化带(图 1、图 2a),矿化类型主要有 3 类,即含金硫化物型、含金细脉浸染型和含金石英脉型。具经济价值的矿石类型主要有破碎蚀变角岩型、破碎蚀变斑岩型(图 2e)和硅化角砾岩型(图 2f)3 种。矿石结构有自形-半自形晶粒状结构、交代结构、交代残余结构、假象结构、包含结构、填隙结构、共边结构、压碎结构等,矿石构造以脉状、网脉状、浸染状和角砾状构造为主。矿物组合主要为石英-黄铁矿-毒砂、石英-辉锑矿-雄黄。矿石矿物主要为自然金、自然银和辉锑矿,其他金属矿物还有黄铁矿、毒砂、辉铋矿、铜锌矿、黄铜矿、脆砷铁矿、胶黄铁矿、金红石、方铅矿和闪锌矿等,脉石矿物有石英、长石、雄黄、红柱石、褐帘石、锆石、独居石、磷灰石、绢云母、黄钾铁矾、黏土矿物及少量碳酸盐矿物等。主要载金矿物为黄铁矿(富砷黄铁矿),其次为毒砂等。

2 样品制备及测试方法

2.1 样品采集及镜下特征

锆石年龄测定所用样品 PD 2-12 的岩性为中-粗粒钾长花岗岩(图 2d),采自弄如日矿区 2 号平硐内距洞口 125 m 处,采样位置的坐标为 29°37′8″N 92°14′17″E。样品 PD 1-1 的岩性为中-细粒二长花岗斑岩(图 2e),采自该矿区 1 号平硐底部距洞口 150 m 处,采样位置的坐标为 29°37′14″N 92°14′15″E。

岩石地球化学测试所需样品采自该矿区内及附

近,采样时避开了蚀变带及构造破碎带,尽可能保证所采样品无明显的变质和变形现象。但在采样过程中发现,矿区内的中-细粒二长花岗斑岩都受到了不同程度的蚀变和矿化作用,对岩石地球化学测试数据可能会有一定的影响。

2.2 样品加工及制备

用于定年的锆石单矿物的分选由河北省廊坊市诚信地质服务有限公司完成。首先,将原岩样品破碎至 80~100 目以下,经淘洗后,用电磁选和重液浮选方法选出重矿物,再在双目镜下挑选出晶形及透明度较好、无明显裂痕的单锆石颗粒作为测定对象。将挑选出的锆石样品及数粒 RSES 锆石标样 TEM (417 Ma)分别均匀地粘贴在环氧树脂表面,保证 TEM 标样数量与测试样品数量的比例约为 1:4。待环氧树脂充分固化后,将其上的锆石打磨抛光至一半,使锆石内部暴露,制成环氧树脂样品靶(宋彪等,2002,2006)。对制作好的样品靶进行透射光、反射光和阴极发光(CL)显微照相。根据透射光、反射光和 CL 图像来分析锆石颗粒内部的显微结构特征,选择锆石晶形完好且自形程度高、内部无包裹体及裂纹、CL 图像下结构均匀且振荡环带规则的部位作为微区分析靶位。

岩石地球化学样品的处理是,首先去除风化表面和外部污物,然后,在低温(50℃)下烘干 24 h,人工剔除样品中的脉体,最后,将小块样品研磨至 200 目,备测试用。

2.3 测试方法

锆石阴极发光(CL)照相在中国科学院地质与地球物理研究所完成。所使用的电子光学显微系统为德国的 LEO1450VP 型,阴极发光装置采用 Gatan 公司生产的 Mini CL。

SHRIMP U-Pb 同位素年龄测定在中国地质科学院北京离子探针中心完成。测试仪器:SHRIMP-II 型高分辨率离子探针仪,测试条件:一次离子流强度约 3~5 nA,加速电压约 10 kV,样品靶上的离子束斑直径约 30 μm ,质量分辨率约 5 000(1%峰高),使用产自斯里兰卡的宝石级标准锆石 SL13 校正待测锆石的 $w(\text{U})$;使用 RSES 标准锆石 TEM(417 Ma)(Black et al., 2003)进行元素间的分馏校正。测试过程中,先将束斑在 120 μm 范围内扫描 35 min 以降低锆石表面的普通 Pb 和镀金过程中的污染,每测试 3 个样品点测试一次 TEM 标样。数据处理和谐和图绘制采用 Ludwig SQUID 1.0 及 ISOPLOT 3.0

软件(Ludwig, 2001; 2003)。单个数据点的误差为 1σ 应用实测 ^{204}Pb 校正锆石中的普通铅, 加权平均年龄误差为 95% 置信度。测试结果见表 1, 采用年龄为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄, 其加权平均值的误差为 2σ 。详细的测试流程及原理请参见文献(Williams, 1998; 宋彪等, 2002, 2006)。

岩石地球化学分析在国家地质实验测试中心完成。主量元素分析采用 PW-4400 型 X 射线荧光光谱仪。将测试样品按 1:5 的比例放入 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 溶液中, 在 $1\ 050\sim 1\ 250^\circ\text{C}$ 下熔化, 再将熔化样品制成玻璃薄片进行分析, 分析精度优于 1%。微量元素和稀土元素分析采用 VG 公司生产的 PQ2 Turbo 型 ICP-MS 等离子体质谱仪。将 50 mg 的 200 目全岩粉末样品分别用 HNO_3 和 HF 溶解后, 加入 HClO_4 进一步溶解, 蒸干后, 用 5% 的 HNO_3 溶液将样品稀释到 50 ml 待测, 相对标准偏差小于 5%。

3 锆石 SHRIMP U-Pb 定年

3.1 锆石 CL 特征

阴极发光 (CL) 作为目前探测锆石内部结构、反映其振荡环带最有效的方法(Poller et al., 2001), 已被研究者们广泛采用。

样品 PD 2-12(中-粗粒钾长花岗岩) 内的锆石自形程度较高, 多为自形短柱状(图 3)。粒径一般为 $150\sim 300\ \mu\text{m}$, 长宽比范围变化不大, 通常大于 1.5:1, 多数集中在 2:1 左右。该组锆石的阴极发光图像 (CL) 显示, 发育细密的振荡环带, 多数锆石在最外层具有较宽的黑色环带, 部分锆石内部出现裂纹。同时, 通过 CL 图像发现部分样品的核部具有残留锆石, 如图 3 中的 1.1、6.1、9.1、11.1、14.1 样品等, 这些核部颜色较黑, 很容易与后期形成的岩浆锆石区分。个别样品还出现部分熔蚀再生长现象, 表现为早期形成的致密环带经部分融蚀后被晚期生长的锆石填充, 部分环带被切断, 如图 3 中的 5.1 和 10.1 样品。

样品 PD 1-1(中-细粒二长花岗斑岩) 内的锆石多为自形-半自形短柱状(图 4)。粒径一般为 $100\sim 400\ \mu\text{m}$, 长宽比大于 1:1。在阴极发光图像 (CL) 中, 除样品 1.1 具有较宽台部外, 其他样品均具有清晰的振荡环带结构(图 4), 说明其 Th、U 含量不同。少数锆石具有核幔结构, 残留核呈自形-半自形状, 多为灰白色, 幔部发育较好的韵律振荡环带, 如图 4 中

的 2.1 和 6.1 样品。

3.2 锆石 U-Pb 年龄

弄如日矿区钾长花岗岩和二长花岗斑岩的锆石 SHRIMP U-Pb 测年数据见表 1。

钾长花岗岩样品(PD 2-12) 共有 15 个测点(图 3), 除去点位 $2.1[(70.9\pm 1.1)\text{Ma}]$ 、 $10.1[(70.9\pm 1.3)\text{Ma}]$ 、 $14.1[(72.3\pm 1.3)\text{Ma}]$ 后, 其余 12 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围在 $(63.6\pm 1.4)\sim(69.0\pm 1.3)\text{Ma}$ 之间(表 1), 其加权平均年龄为 $(66.6\pm 0.7)\text{Ma}$ (95% 可信度, $\text{MSWD}=1.2$, $n=12$), 属于晚白垩世。在 U-Pb 年龄谐和图上, 其分析点都分布在谐和线上或其附近(图 5a), 显示出良好的谐和性, 表明锆石形成后 U-Pb 同位素体系基本封闭, 无明显的 U、Pb 同位素交换。测试结果显示: $\epsilon(\text{Th})$ 的变化范围为 $(162\sim 1\ 592)\times 10^{-6}$; $\epsilon(\text{U})$ 的变化范围为 $(291\sim 2\ 197)\times 10^{-6}$; Th/U 比值变化范围为 0.51~0.89, 所有测试点的 Th/U 比值均大于 0.1(表 1)。

二长花岗斑岩样品(PD 1-1) 共有 16 个测点(图 4), 除去点位 $3.1[(16.2\pm 1.7)\text{Ma}]$ 后, 其余 15 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围在 $(18.1\pm 0.3)\sim(19.3\pm 0.4)\text{Ma}$ 之间(表 1), 其加权平均年龄为 $(18.8\pm 0.3)\text{Ma}$ (95% 可信度, $\text{MSWD}=2.0$, $n=15$), 属于中新世。在 U-Pb 年龄谐和图上, 其分析点都分布在谐和线上或其附近(图 5b), 显示出良好的谐和性, 表明锆石形成后 U-Pb 同位素体系基本封闭, 无明显的 U、Pb 同位素交换。测试结果显示: $\epsilon(\text{Th})$ 的变化范围为 $(129\sim 2\ 246)\times 10^{-6}$; $\epsilon(\text{U})$ 的变化范围为 $(111\sim 2\ 148)\times 10^{-6}$; Th/U 比值变化范围为 0.63~1.22, 所有测试点的 Th/U 比值均大于 0.1, 且 $\epsilon(\text{Th})$ 与 $\epsilon(\text{U})$ 具有较好的正相关性。

4 岩石地球化学特征

4.1 主量元素特征

弄如日矿区钾长花岗岩和二长花岗斑岩的主量元素分析结果见表 2。

钾长花岗岩的 $\omega(\text{SiO}_2)$ 为 76.24%~77.26%, 平均为 76.74%; 全碱含量较高, $\omega(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 为 8.12%~8.29%, 平均为 8.21%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值为 1.20~1.29, 平均为 1.26, 属钾玄岩系列(图 6b)。在 TAS 分类图解(图 6a)中, 样品均落入流纹岩/花岗岩区域内; 在 $\omega(\text{K}_2\text{O})$ - $\omega(\text{SiO}_2)$ 图解(图 6c)中, 表

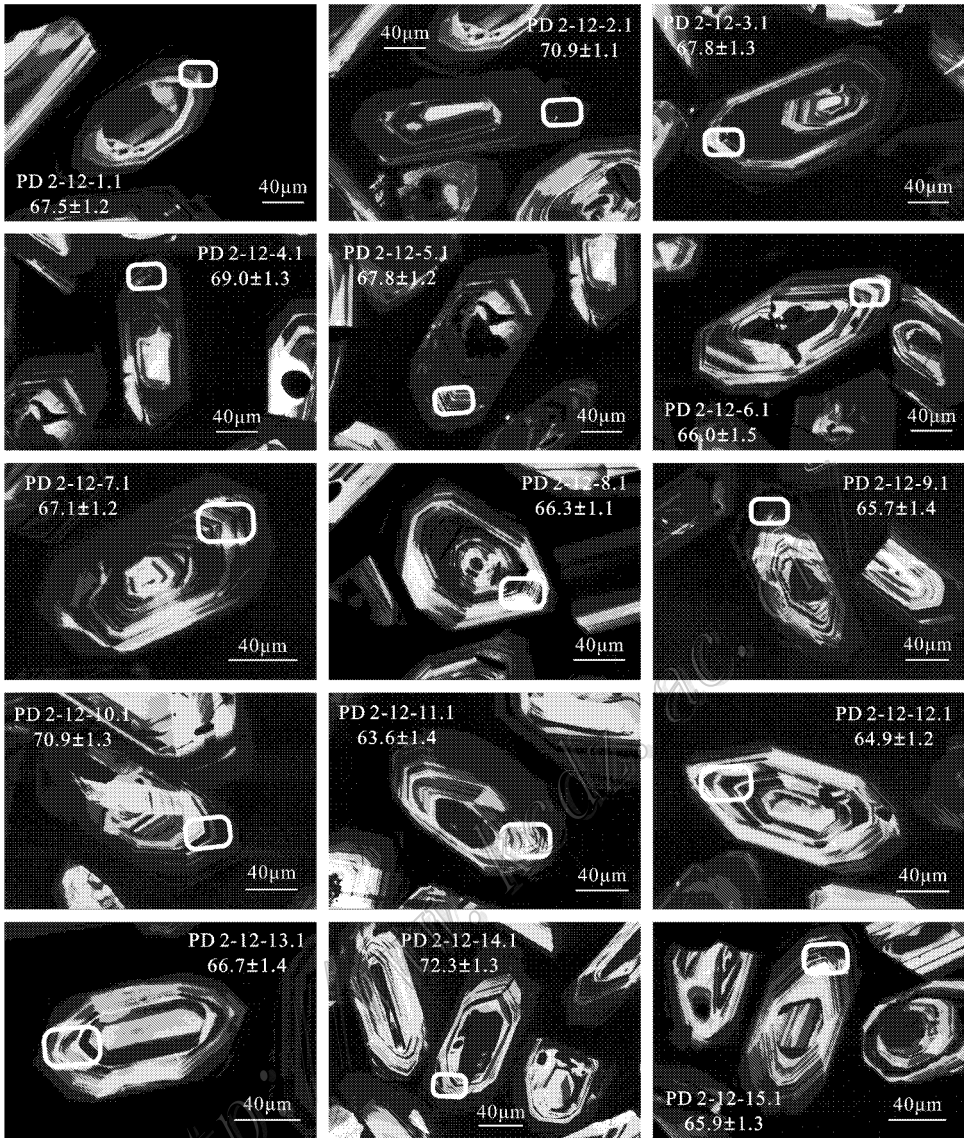


图 3 弄如日金矿钾长花岗岩中锆石的阴极发光 (CL) 图像及测试位置 (样品 PD 2-12)

Fig. 3 Cathodoluminescence (CL) images of representative zircons from moyite in the Nongruri gold deposit (sample PD 2-12)

现出高钾钙碱性系列岩石的特征。 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 12.96%~13.45%, 平均为 13.16%。铝饱和指数 A/CNK 值为 1.04~1.13, 在 $A/\text{NK}-A/\text{CNK}$ 分类图 (图 6d) 中, 钾长花岗岩样品落入过铝质范围内。

二长花岗斑岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 为 66.26%~76.94%, 平均为 72.69%; 全碱含量较高, $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 为 5.68%~7.78%, 平均为 6.73%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值为 1.20~1.70, 平均为 1.45, 属钾玄岩系列 (图 6b)。在 TAS 分类图解 (图 6a) 中, 样品均落入流

纹岩/花岗岩区域内, 在 $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ 图解 (图 6c) 中, 表现出高钾钙碱性系列岩石的特征。 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 12.39%~15.06%, 平均为 14.13%。 A/CNK 值为 1.02~3.18。在 $A/\text{NK}-A/\text{CNK}$ 分类图 (图 6d) 中, 二长花岗斑岩样品落入过铝质范围内 (个别样品发生了不同程度的矿化和蚀变, 导致其 Na_2O 丢失, 对测试结果有一定影响)。

4.2 微量元素特征

弄如日矿区钾长花岗岩和二长花岗斑岩的稀土



图 4 弄如日金矿二长花岗斑岩中锆石的阴极发光(CL)图像及测试位置(样品 PD 1-1)

Fig. 4 Cathodoluminescence(CL)images of representative zircons from monzograite porphyry in the Nongruri gold deposit(sample PD 1-1)

和微量元素分析结果(表 2)显示,两者的 ΣREE 分别为 $(50.08\sim79.33)\times10^{-6}$ (平均为 66.31×10^{-6})和 $(59.36\sim91.13)\times10^{-6}$ (平均为 77.33×10^{-6}),低于地壳岩浆平均值(164×10^{-6})。综合 Sun 等(1989)绘制的球粒陨石标准化稀土元素配分图解,这两种岩石的稀土元素配分曲线均明显右倾(图 7a),表现出 LREE 相对富集、HREE 相对亏损的特点。其 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值分别为 $3.49\sim3.83$ (平均为 3.72)和 $14.24\sim21.52$ (平均为 18.53)。钾长花岗岩具有明显的 Eu 负异常($\delta\text{Eu} = 0.32\sim0.48$,平均

为 0.40) ;二长花岗斑岩的 Eu 异常不明显($\delta\text{Eu} = 0.90\sim1.12$,平均为 1.03)。

弄如日矿区钾长花岗岩和二长花岗斑岩的原始地幔标准化微量元素蛛网图解(Sun et al., 1989;图 7b),显示出这两种岩石都强烈富集 Th、U、Pd 等大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE),相对亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素(HFSE),均具有弧岩浆作用的基本特征(Wilson, 1989),表明岩浆源区在熔融过程中残留有金红石、钛铁矿等富含高场强元素的矿物。

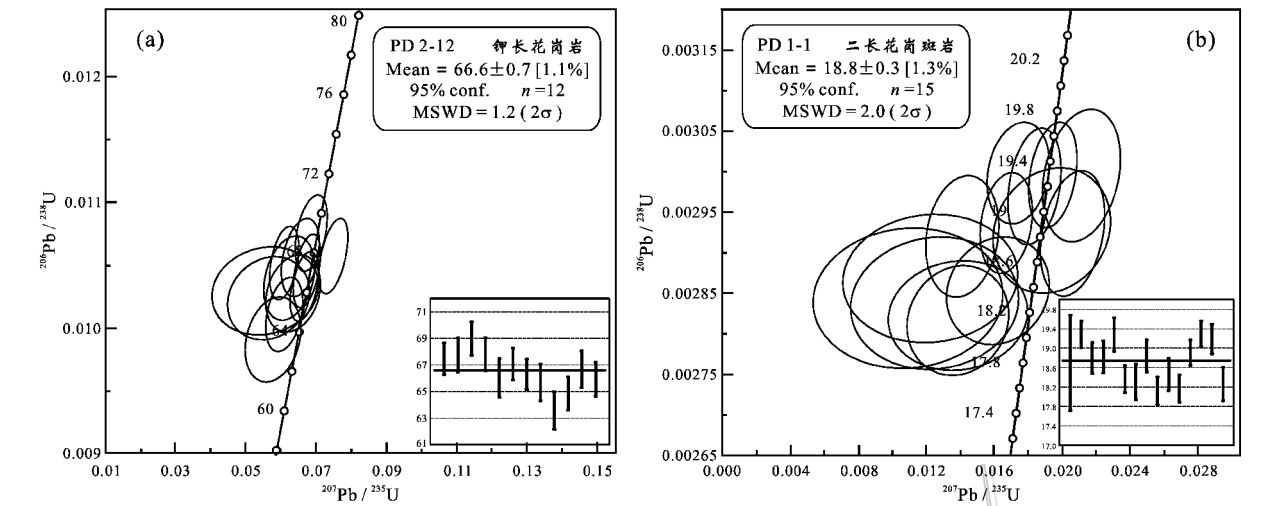


图 5 弄如日金矿钾长花岗岩 (a)和二长花岗斑岩 (b) 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图

Fig. 5 U-Pb concordia diagram of zircons from moyite (a) and monzogranite porphyry (b) in the Nongruri gold deposit

表 2 弄如日金矿钾长花岗岩和二长花岗斑岩主量元素、稀土元素和微量元素数据

Table 2 Major elements , REE and trace elements of moyite and monzogranite porphyry in the Nongruri gold deposit

	钾长花岗岩			二长花岗斑岩		
	PD 1-17	NR 10-29	YWS-7	PD 1-14	PD 2-9	YWS-16
年龄/Ma	66.6 ± 0.7			18.8 ± 0.3		
	wt(B) %					
SiO ₂	76.72	77.26	76.24	66.26	76.94	74.86
TiO ₂	0.09	0.08	0.12	0.35	0.10	0.49
Al ₂ O ₃	12.96	13.45	13.06	15.06	12.39	14.94
Fe ₂ O ₃	0.30	0.01	0.34	0.85	0.27	0.77
FeO	0.43	0.16	0.61	1.40	0.32	0.41
MnO	0.05	0.01	0.14	0.05	0.03	<0.01
MgO	0.16	0.11	0.17	0.98	0.21	0.39
CaO	0.91	0.54	0.25	3.14	1.16	0.20
Na ₂ O	3.54	3.61	3.77	2.58	2.88	<0.01
K ₂ O	4.58	4.62	4.52	3.10	4.90	3.99
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.03	0.13	0.02	0.04
H ₂ O ⁺	0.34	0.64	0.86	2.56	0.98	2.96
CO ₂	0.34	0.17	0.26	3.71	0.26	0.43
LOI	0.50	0.58	0.96	5.63	0.75	3.10
总和	100.44	100.69	100.37	100.17	100.46	99.50
A/CNK	1.04	1.13	1.13	1.13	1.02	3.18
	wt(B) 10 ⁻⁶					
Sc	2.67	1.90	3.05	3.62	2.39	2.30
V	3.33	0.46	3.51	39.80	6.93	41.20
Cr	4.98	3.95	4.45	4.96	2.79	5.54
CO	0.51	0.13	0.82	4.83	0.87	1.21
Ni	2.19	1.64	2.35	4.96	1.19	2.21
Cu	1.84	2.72	3.42	4.21	1.03	7.90
Zn	19.10	3.48	50.90	45.00	11.30	20.00
Ga	13.20	13.00	14.30	18.70	10.90	17.90
Rb	157.00	137.00	144.00	121.00	131.00	158.00

续表 2
Continued Table 2

	钾长花岗岩			二长花岗斑岩		
	PD 1-17	NR 10-29	YWS-7	PD 1-14	PD 2-9	YWS-16
年龄/Ma	66.6±0.7			18.8±0.3		
	ε(B)‰					
Sr	69.30	40.00	36.80	329.00	159.00	58.90
Y	24.10	16.80	21.50	7.20	6.89	6.24
Zr	63.80	44.30	69.00	112.00	39.50	107.00
Nb	12.40	9.23	11.10	4.54	3.97	4.34
Cs	5.97	5.24	7.97	75.50	7.00	42.60
Ba	278.00	436.00	550.00	499.00	686.00	91.90
La	15.00	9.54	13.50	20.40	13.50	18.80
Ce	29.50	17.40	25.50	40.40	26.10	35.40
Pr	3.56	2.33	3.24	4.49	2.89	4.10
Nd	13.10	8.21	11.10	16.90	9.91	15.20
Sm	3.07	2.06	2.52	2.69	1.67	2.30
Eu	0.34	0.28	0.41	0.69	0.56	0.73
Gd	3.35	2.32	2.76	2.04	1.50	1.73
Tb	0.61	0.40	0.53	0.28	0.23	0.24
Dy	3.86	2.70	3.54	1.39	1.20	1.23
Ho	0.77	0.53	0.76	0.25	0.24	0.24
Er	2.52	1.78	2.38	0.72	0.67	0.68
Tm	0.38	0.26	0.35	0.09	0.10	0.09
Yb	2.81	1.96	2.53	0.68	0.68	0.68
Lu	0.46	0.31	0.40	0.11	0.11	0.10
Hf	2.97	2.23	2.91	3.29	1.36	3.28
Ta	1.50	0.92	0.87	0.35	0.46	0.31
Pb	27.50	43.60	12.40	20.40	24.00	6.37
Th	19.60	16.70	9.56	9.31	10.40	8.01
U	4.05	4.05	3.28	1.50	2.20	1.64
(La/Yb) _N *	3.83	3.49	3.83	21.52	14.24	19.83
(La/Sm) _N *	3.15	2.99	3.46	4.90	5.22	5.28
(Gd/Lu) _N *	0.90	0.93	0.85	2.29	1.69	2.14
δEu*	0.32	0.39	0.48	0.90	1.08	1.12
ΣREE	79.33	50.08	69.52	91.13	59.36	81.52
LREE/HREE*	4.37	3.88	4.25	15.39	11.55	15.34

注：* 单位为 1。LOI 为烧失量；A/CNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O)；A/NK = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O)；(La/Yb)_N、(La/Sm)_N、(Gd/Lu)_N 为球粒陨石标准化 (Sun et al., 1989)；δEu = 2 × (Eu)_N/(Sm)_N + (Gd)_N；LREE/HREE = ΣCe/ΣY。

5 讨论

5.1 岩石成因

青藏高原花岗岩类分布广泛,尤其是沿印度河-雅鲁藏布江缝合带北侧展布的冈底斯构造-岩浆带 (Searle et al., 1987)。总体上看,冈底斯岩基是一个由多种类型侵入岩组成的大型复式岩基,从基性的辉长岩到酸性的花岗岩均有发现,基性岩浆来源于

含石榴子石的地幔,之后,经历分离结晶和地壳混染而形成了中-酸性花岗岩(涂光炽等,1981;Scharer et al.,1984;Harris et al.,1988)。

弄如日矿区钾长花岗岩的锆石 U-Pb 定年测得其年龄为(66.6±0.7)Ma,属于晚白垩世岩浆活动的产物,考虑到其与古新世-始新世花岗岩类的年龄段相近,故将其置于古新世-始新世岩浆活动来加以讨论。结合样品锆石的 CL 图像来看,反映岩浆结晶特征的振荡环带明显发育,可判断其为岩浆结晶产

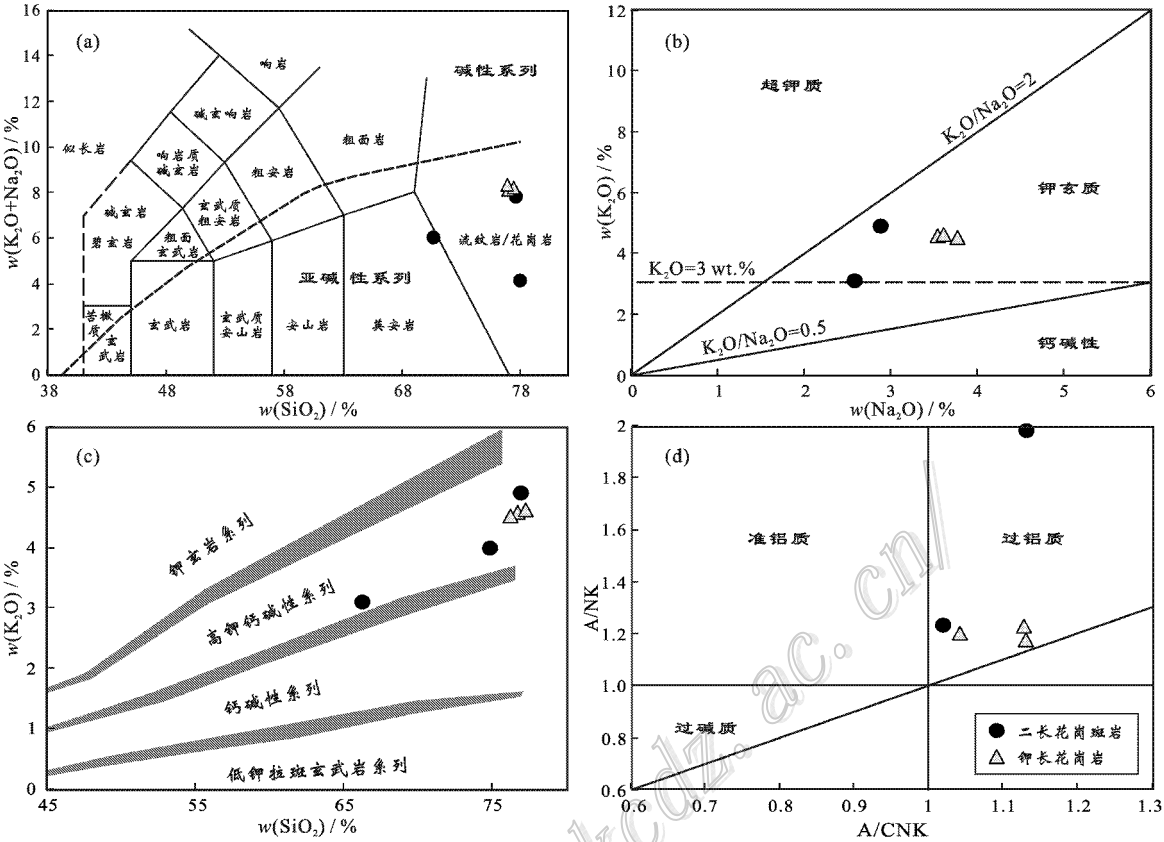


图 6 弄如日金矿钾长花岗岩和二长花岗斑岩的岩石分类图解

(a) TAS 分类图解(据 Le Maitre, 1989), 图中碱性与亚碱性系列岩石区域界线据 Irvine 等(1971); (b) K_2O-Na_2O 分类图解; (c) K_2O-SiO_2 分类图解(据 Rickwood, 1989); (d) $A/NK-A/CNK$ 分类图解

Fig. 6 Classification and series diagram of moyite and monzogranite porphyry in the Nongruri gold deposit

(a) TAS diagram(after Le Maitre, 1989), the line between alkaline and subalkalines series after Irine et al. (1971); (b) K_2O-Na_2O diagram; (c) K_2O-SiO_2 diagram(after Rickwood, 1989); (d) $A/NK-A/CNK$ diagram

物 均属典型的岩浆成因锆石(Williams et al., 1996; Hoskin et al., 2003),其年龄可代表岩浆结晶的年龄。CL 图像中,部分样品的核部出现大陆残留锆石,暗示该套岩浆在源区为 Zr 饱和,显然,加厚地壳直接熔融是解释这套岩石成因的较好的模型。同时,锆石在边部出现黑色生长边,说明岩浆性质发生过改变,推测可能是岩浆晚期结晶分异作用导致 U 含量升高。主量元素数据表明,钾长花岗岩属于钾玄岩系列,为过铝质高钾钙碱性岩石,暗示其岩浆来自壳源。从稀土元素球粒陨石配分图解和微量元素原始地幔蛛网图可以看出,该期岩浆岩 LREE 富集, HREE 亏损, Rb、Ba、Th、U、K 等大离子亲石元素(LILE)富集,而 Nb、Ta、Ti 等高场强元素(HSFE)亏损,表明其具有弧岩浆岩的微量元素特征。中稀土元素(MREE)表现出较 HREE 相对亏损。Wu 等

(2002)的研究表明,角闪石易富集 MREE,具有较大的 MREE 分配系数,岩浆源区应残留有角闪石。亏损 HSFE 表明,岩浆源区在熔融过程中残留有金红石、钛铁矿等富含高场强元素的矿物。此外,钾长花岗岩样品还具有明显的 Ba、Sr、P 和 Eu 负异常及 Pb 正异常。Ba、Sr 负异常表明,岩浆源区残留有钾长石、斜长石矿物组合,岩浆来源于上地壳;Eu 强烈亏损暗示出,岩浆源区或者岩浆在结晶分异时残留有斜长石;P 主要受磷灰石等矿物行为的制约,表明该岩石具有较高的演化程度。这些特点与冈底斯带内广泛分布的弧岩浆的地球化学特征相一致(纪伟强等 2009)。区域研究表明,青藏高原在古新世—始新世期间,岩浆侵入活动和火山喷发作用异常剧烈,火山作用略早于侵入作用,中-酸性岩浆侵入活动的高峰期为 60~30 Ma,形成了冈底斯岩基的主体,火山

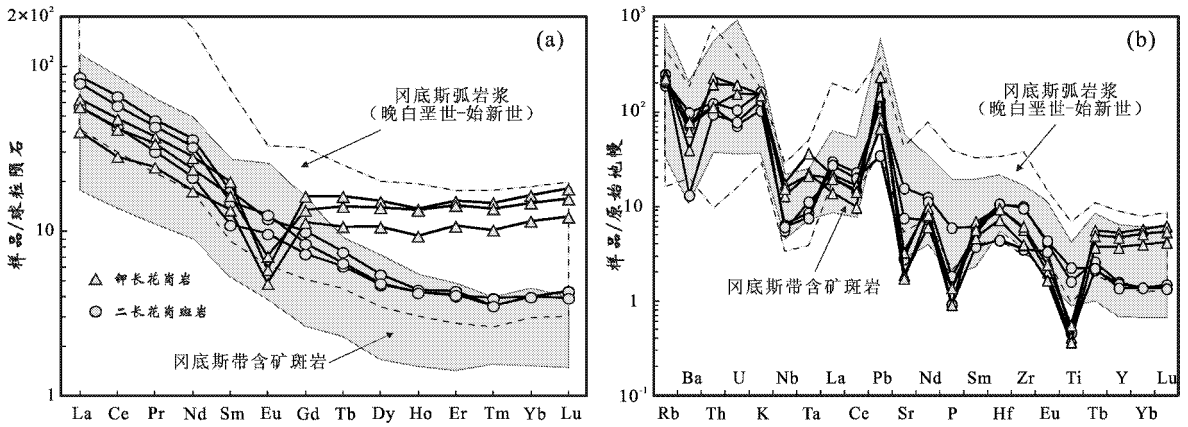


图 7 弄如日金矿钾长花岗岩和二长花岗斑岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图(a)和微量元素原始地幔标准化配分曲线图(b)

球粒陨石数据和原始地幔数据据 Sun 等(1989)。冈底斯带含矿斑岩数据引自 Hou et al., 2004; Gao et al., 2007; Guo et al., 2007; 杨志明等, 2008e; 杨志明等, 2009。冈底斯弧岩浆数据引自 Chung et al., 2003; Hou et al., 2004; Chu et al., 2006; Gao et al., 2007; Guo et al., 2007; Wen et al., 2008; 杨志明等, 2008a; 纪伟强等, 2009

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized multi-element diagrams (b) of moyite and monzogranite porphyry in the Nongruri gold deposit

Chondrite values and Primitive mantle after Sun et al. (1989). Data of Gangdese porphyry copper belt after Hou et al., 2004; Gao et al., 2007; Guo et al., 2007; Yang et al., 2008e; 2009. Data of Gangdese arc magma after Chung et al., 2003; Hou et al., 2004; Chu et al., 2006; Gao et al., 2007; Guo et al., 2007; Wen et al., 2008; Yang et al., 2008a; Ji et al., 2009

活动的高峰期为 65~45 Ma(朱弟成等, 2002), 形成了遍布拉萨地块南缘的林子宗群火山岩(莫宣学等, 2003; 周肃等, 2004; Mo et al., 2008)。Mo 等(2008)通过对林子宗火山岩的研究, 认为古新世-始新世岩浆作用是同碰撞成因, 即印度-亚洲大陆的碰撞作用, 使连接在印度大陆前端的残留新特提斯洋壳俯冲速度减慢, 滞留在亚洲大陆之下, 有足够的时间与上覆热的岛弧岩石圈平衡, 获得大量热, 使残留的新特提斯洋壳大规模部分熔融, 熔融体经演化或直接就位形成了古新世-始新世林子宗火山岩和同期的侵入岩。通过对比区内已报道的花岗岩资料, 该套岩石可能与徐旺春(2010)描述的冈底斯带古新世-始新世日多贡巴岩体(约 29°42'33.3"N, 92°9'14.6"E)属于同一岩体。

弄如日金矿区二长花岗斑岩的锆石 U-Pb 年龄为 (18.8 ± 0.3) Ma, CL 图像显示出这些锆石为岩浆锆石。表明该种岩石属于中新世岩浆活动的产物。岩石地球化学数据显示, 二长花岗斑岩属于钾玄岩系列, 为过铝质高钾钙碱性岩石, 其地球化学特征显著区别于由大洋板片部分熔融所产生的埃达克岩, 而与区域上随着构造运动由北向南发展, 岩浆响应事件由超基性-基性向酸性和碱性方向演化, 最终在

后特提斯阶段变为以钾玄岩系列为主的岩石组合的特征相吻合(朱弟成等, 2002)。该岩石轻、重稀土元素分异强烈, LREE 富集、HREE 亏损, LILE(如 Rb、Ba、K)富集、HSFE(如 Nb、Ta、Ti)亏损, 显示出部分弧岩浆的特征。同时, 该岩石 Nb 和 Ta 亏损, 根据 Xiong(2006)的实验岩石学结果, 岩浆中亏损这 2 种元素要求源区必须有含 Ti 的金红石等矿物的稳定残留。该岩石具有低的 $\omega(Y)$ (平均为 6.78×10^{-6})和 $\omega(Yb)$ (平均为 0.68×10^{-6}), 表明其源区有较多的石榴子石矿物相残留; 较低的 $\omega(REE)$ 和 $\omega(Y)$ 意味着源区发生了较高级度的部分熔融; δEu 异常不明显(δEu 平均为 1.03)暗示源区不含斜长石或残留相内无斜长石; 较高的 $\omega(Sr)$ 最高为 329×10^{-6} 和 La/Yb 比值(平均为 18.53)表明, 源区直接或间接经历过板片流体交代, 且残留相为角闪石 + 石榴子石 + 辉石组合(侯增谦等, 2003b; Gao et al., 2003; Hou et al., 2004; Qu et al., 2004)。同时, 二长花岗斑岩样品还表现出相对较高的 Zr/Sm 比值和相对较低的 Nb/Ta 比值, 可与由角闪岩和石榴子石角闪岩熔融所产生的埃达克质熔体相类比(Thieblemont et al., 1997; Foley et al., 2002)。弄如日金矿区二长花岗斑岩的上述特征与冈底斯带内中新世埃达克岩的地球

化学特征非常类似。渐新世-中新世是冈底斯岩浆活动的重要时期,在此期间,印度板块持续向欧亚板块挤压并向北俯冲,在青藏高原地区,冈底斯岛弧快速隆起,在这种造山作用的碰撞后伸展环境中,EW 向的逆冲带和 SN 向的正断层相互交汇,为增厚陆壳下的由底侵玄武岩部分熔融所形成的埃达克岩迅速上升就位提供了必要的通道(侯增谦等,2005)。底侵玄武质岩浆与下地壳发生物质交换,来自亏损地幔的岩浆底侵于壳-幔界面,形成了新生的玄武质下地壳,或者底侵岩浆与下地壳交代混染,形成了特殊的“壳-幔过渡层”。因此,埃达克质岩浆在上升运移过程中,与地幔岩石发生熔体/岩石反应,或与幔源岩浆发生混合作用,从而导致埃达克质岩浆富集 Cu、Au 等成矿金属元素(侯增谦等,2003b;王强等,2004),形成了冈底斯带内数量众多的斑岩型矿床。与冈底斯成矿带斑岩铜矿成矿前斑岩、成矿期斑岩和成矿后斑岩(侯增谦等,2005)进行对比后可知,弄如日金矿区二长花岗斑岩的地球化学性质更接近于成矿前斑岩。

5.2 对成矿时代的约束

成矿时代的确定一直是完善浅成低温热液矿床成矿理论和建立矿床模型的关键地质问题之一。由于该类矿床的成矿温度偏低,大部分矿物的同位素体系在此过程中仍然保持封闭状态,或仅部分开放而未完全开放达到与外界交流。因此,其同位素时钟未清零,也就无法重启及记录成矿年龄。虽然,可通过石英、绢云母和冰长石等有限的几种矿物进行同位素测年实验,但是,这在很大程度上限制了该类矿床成矿时代测定的精确度和可靠性。浅成低温热液型金矿床的形成在很大程度上都与区域上的岩浆活动有关,这些岩浆活动要么为成矿提供物质来源(高硫型浅成低温热液矿床),要么为成矿提供热力,推动热液流体循环(低硫型浅成低温热液矿床)。如果能厘定与成矿有关的岩浆岩的成岩时代,那么,可从岩浆起源与演化的角度来佐证成矿时代,就能有效地限制矿床的形成年龄。

弄如日金矿床的金矿化主要受近 SN 向断裂构造破碎带的控制。矿区内已发现 5 条金矿化带,已评价了大小金矿体 9 个。矿区内的中-细粒二长花岗斑岩呈岩株、岩枝状侵位于 SN 向构造裂隙中,金矿化往往就发育在中新世二长花岗斑岩与上侏罗统-下白垩统林布宗组的接触裂隙中。这些部位具有优越的成矿条件,构造早期为张性活动,为成矿流体

的迁移、富集和金属沉淀提供了空间。晚期表现为压扭性,对矿体起到了叠加改造作用。野外调查发现,大部分控制金矿化的断裂破碎带和角砾岩带都切穿了二长花岗斑岩(图 2c)。通过对矿区内 $\alpha(\text{Au})$ 较高的角砾岩型矿石的分析得知,该类岩石的角砾中不仅包含了早期林布宗组的千枚岩、石英砂岩、泥质斑岩和由热接触变质形成的红柱石角岩,还含有大量的二长花岗斑岩的角砾(图 2f),这都说明金矿化应晚于二长花岗斑岩的侵位时代。同时,对该角砾岩的形貌研究表明,其内部的角砾均具有较高的磨圆度,部分二长花岗斑岩角砾呈现出浑圆状,推测这可能是由于构造晚期性质转换,由压扭性阶段的断层错动所造成。因此,通过锆石 U-Pb 定年测得二长花岗斑岩的年龄为 $(18.8 \pm 0.3) \text{ Ma}$,可将成矿时代限制在中新世同期或略晚,这与区域上近 SN 向正断层系统及裂谷裂陷带有关的冈底斯含矿斑岩的侵位时代 $(18 \sim 12 \text{ Ma})$ 相一致(Coleman et al., 1995; Hou et al., 2004; 莫宣学等, 2005; 侯增谦等, 2006d; 丁林等, 2006)。

6 结 论

(1) 弄如日金矿区内二长花岗斑岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $(18.8 \pm 0.3) \text{ Ma}$,属中新世;钾长花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $(66.6 \pm 0.7) \text{ Ma}$,属晚白垩世。

(2) 根据岩石地球化学数据分析,该矿区内的 2 种侵入岩均为过铝质的高钾钙碱性系列岩石,岩石富集大离子亲石元素(LILE),亏损高场强元素(HFSE)。二长花岗斑岩表现出埃达克质岩石的特征。

(3) 约束了弄如日金矿床的成矿年龄,应不早于中新世,即二长花岗斑岩的侵位时代。该矿床的形成时代与冈底斯成矿带内近 SN 向张性断裂带的发育时代以及区内大规模斑岩型铜多金属矿化的时代 $(18 \sim 12 \text{ Ma})$ 基本一致,在空间上,可能处于斑岩系统外围的浅成低温热液系统。

志 谢 野外工作期间得到了西藏昆仑矿业王龙玉工程师、中国地质科学院李振清副研究员和梁维博士、中国地质调查局成都地质矿产研究所李光明研究员的大力协助,实验工作得到国家地质实验测试中心王淑贤老师和北京离子探针中心董春艳老

师的耐心帮助,成文过程中得到中国地质大学于枫博士的悉心指导,在此致以衷心的感谢!

参考文献/References

丁林,岳雅慧,蔡福龙,徐晓霞,张清海,来庆洲. 2006. 西藏拉萨地块高镁超钾质火山岩及对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约[J]. 地质学报, 80(9):1252-1261.

杜光树,冯孝良,陈福忠. 1993. 西藏金矿地质[M]. 成都:西南交通大学出版社. 19-23.

董随亮,黄瀚霄,刘波,张丽,张晖. 2010. 西藏弄如日金矿地质特征及找矿方向[J]. 地质与勘探, 46(2):207-213.

冯孝良,杜光树. 1999. 西藏金矿资源分布规律、矿化类型及找矿方向[J]. 特提斯地质, 23:31-38.

纪伟强,吴福元,鍾孙霖,刘传周. 2009. 西藏南部冈底斯岩基花岗岩时代与岩石成因[J]. 中国科学(D辑), 39(7):849-871.

侯增谦,吕庆田,王安建,李晓波,王宗起,王二七. 2003a. 试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, 22:319-334.

侯增谦,莫宣学,高永丰,曲晓明,孟祥金. 2003b. 埃达克岩:斑岩铜矿的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例[J]. 矿床地质, 21:1-12.

侯增谦,高永丰,孟祥金,曲晓明,黄卫. 2004. 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, 20(2):239-248.

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型:源岩相变及深部过程约束[J]. 矿床地质, 24:108-121.

侯增谦,莫宣学,杨志明,王安建,潘桂棠,曲晓明,聂凤军. 2006a. 青藏高原碰撞造山带成矿作用:构造背景、时空分布和主要类型[J]. 中国地质, 33:348-359.

侯增谦,杨竹森,徐文艺,莫宣学,丁林,高永丰,董方浏,李光明,曲晓明,李光明,赵志丹,江思宏,孟祥金,李振清,秦克章. 2006b. 青藏高原碰撞造山带:I. 主碰撞造山成矿作用[J]. 矿床地质, 25(4):337-358.

侯增谦,潘桂棠,王安建,莫宣学,田世洪,孙晓明,丁林,王二七,高永丰,谢玉玲,曾普胜,秦克章,许继峰,曲晓明,杨志明,杨竹森,费红彩,孟祥金,李振清. 2006c. 青藏高原碰撞造山带:II. 晚碰撞转换成矿作用[J]. 矿床地质, 25(5):521-543.

侯增谦,曲晓明,杨竹森,孟祥金,李振清,杨志明,郑绵平,郑有业,聂凤军,高永丰,江思宏,李光明. 2006d. 青藏高原碰撞造山带:III. 后碰撞伸展成矿作用[J]. 矿床地质, 25(6):629-651.

侯增谦,赵志丹,高永丰,杨志明,江万. 2006e. 印度大陆板片前缘撕裂与分段俯冲:来自冈底斯新生代火山岩浆作用证据[J]. 岩石学报, 22:761-774.

黄瀚霄,李光明,刘波,董随亮,张晖,张丽. 2009. 西藏弄如日金矿围岩蚀变特征与成矿机理[J]. 沉积与特提斯地质, 29(3):79-83.

李光明,曾庆贵,雍永源,高大发,王高明,刘波. 2005. 西藏冈底斯成矿带浅成低温热液型金锑矿床的发现及其意义[J]. 矿床地质, 24(6):595-602.

刘云飞,侯增谦,杨志明,谢玉玲,李应棚,杜登虎. 2011. 西藏弄如日金矿流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 27(7):2150-2158.

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[J]. 矿床地质, 22(3):246-252.

莫宣学,赵志丹,邓晋福,董国臣,周肃,郭铁鹰,张双全,王亮亮. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程与火山作用响应[J]. 地学前缘, 10:135-148.

莫宣学,董国臣,赵志丹,周肃,王亮亮,邱瑞照,张凤琴. 2005. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息[J]. 高校地质学报, 11(3):281-290.

曲晓明,侯增谦,黄卫. 2001. 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, 20:355-366.

曲晓明,侯增谦,李佑国. 2002. 冈底斯碰撞造山带中发现含矿艾达克岩[J]. 矿床地质, 21(增刊):215-218.

曲晓明,侯增谦,李振清. 2003. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄及地质意义[J]. 地质学报, 77(2):246-252.

宋彪,张玉海,万渝生. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论[J]. 地质论评, 48(增刊):26-30.

宋彪,张拴宏,王彦斌,赵越. 2006. 锆石 SHRIMP 年龄测定数据处理是系统偏差的避免-标准锆石分段校正的必要性[J]. 岩矿测试, 25(1):9-14.

涂光炽,张玉泉,赵振华,王中刚. 1981. 西藏南部花岗岩类的特征和演化[J]. 地球化学, 10(1):1-7.

王强,赵振华,许继峰,白正华,王建新,刘成新. 2004. 鄂东南铜山口、殷祖埃达克质(adakite)的侵入岩地球化学特征对比(拆沉)下地壳熔融与斑岩铜矿的成因[J]. 岩石学报, 20(2):351-360.

谢玉玲,陈伟,李腊梅,李应棚,王化军,王爱国,谢向阳,许兴祥. 2010. 西藏弄如日金矿矿石矿物组成、金银赋存状态及工艺特性[J]. 北京科技大学学报, 32(5):543-551.

徐旺春. 2010. 西藏冈底斯花岗岩类锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成的空间变化及其地质意义[博士学位论文][D]. 导师:张宏飞. 北京:中国地质大学. 170 页.

杨志明,谢玉玲,李光明,徐九华. 2005a. 西藏冈底斯斑岩铜矿带驱龙铜矿成矿流体特征及其演化[J]. 地质与勘探, 41:21-26.

杨志明,谢玉玲,李光明,徐九华,王葆华. 2005b. 西藏冈底斯斑岩铜矿带厅宫铜矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 24(6):584-594.

杨志明,谢玉玲,李光明,徐九华. 2006. 西藏冈底斯斑岩铜矿带成矿流体的扫描电镜(能谱)约束——以驱龙和厅宫矿床为例[J]. 矿

- 床地质, 25: 147-154.
- 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[J]. 矿床地质, 27: 28-36.
- 杨志明, 侯增谦, 宋玉财, 李振清, 夏代祥, 潘凤维. 2008b. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床: 地质、蚀变与矿化[J]. 矿床地质, 27: 279-318.
- 杨志明, 侯增谦, 李振清, 宋玉财, 谢玉玲. 2008c. 西藏驱龙斑岩铜钼矿床中 UST 石英的发现: 初始岩浆流体的直接记录[J]. 矿床地质, 27: 188-199.
- 杨志明, 侯增谦, 杨竹森, 王淑贤, 王贵仁, 田世洪, 温德银, 王召林, 刘英超. 2008d. 青海纳日贡玛斑岩(钼)矿床: 岩石成因及构造控制[J]. 岩石学报, 24: 489-502.
- 杨志明. 2008e. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床-岩浆作用及矿床成因(博士论文)[D]. 导师: 侯增谦. 北京: 中国地质科学院. 145 页.
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型[J]. 矿床地质, 28(5): 515-538.
- 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[J]. 岩石学报, 27: 2003-2010.
- 杨竹森, 侯增谦, 高伟, 王海平, 李振清, 孟祥金, 曲晓明. 2006. 藏南拆离系锦金成矿特征与成因模式[J]. 地质学报, 80: 1377-1391.
- 周肃, 莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 邱瑞照, 王亮亮, 郭铁鹰. 2004. 西藏林周盆地林子火火山岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代格架[J]. 科学通报, 49(20): 2095-2103.
- 朱弟成, 段丽萍, 潘桂棠, 廖忠礼, 熊永柱. 2002. 对青藏地区有重大影响的构造运动与岩浆响应事件[J]. 成都理工学院学报, 29(4): 405-409.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, Aleinikoff J K, Davis D W, Korsch R J and Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology[J]. Chemical Geology, 200: 155-170.
- Chu M F, Chung S L, Song B, Liu D Y, O'Reilly S Y, Pearson N J, Ji J Q and Wen D J. 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of Southern Tibet[J]. Geology, 34(9): 745-748.
- Chung S L, Liu D, Ji J, 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.
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension[J]. Nature, 374: 49-52.
- Foley S and Tiepolo M. 2002. Trace element partitioning evidence for growth of early continental crust from amphibolites, metagabbros, and eclogites[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66(15A): 238.
- Gao Y F, Hou Z Q and Wei R H. 2003. Post-collisional adakitic porphyries in Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on partial melting of oceanic lithosphere and crust-mantle interaction[J]. Acta Geologica Sinica, 77: 123-135.
- 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]. Contrib. Mineral. Petrol., 153: 105-120.
- Guo Z F, Wilson M, Liu J Q and Liu J Q. 2007. Post-collisional, adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust[J]. Lithos, 96: 205-224.
- Harris N B W, Xu R H, Lewis C L and Jin C W. 1988. Plutonic Rocks of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud[J]. Phil. Trans. R Soc. Lond., A, 327(1594): 145-146.
- Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. Reviews of Mineralogy and Geochemistry, 53: 27-62.
- 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 Planet Sci. Lett., 220: 139-155.
- Irvine T N and Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks[J]. Canadian Journal of Earth Science, 8: 523-548.
- Kay R W and Kay S M. 1994. Delamination and delamination magmatism[J]. Tectonophysics, 219: 177-189.
- Le Maitre R W. 1989. A classification of igneous rock and glossary of Terms[M]. Oxford: Blackwell Science Publication.
- Leech M, Singh S, Jain A K, Klemperer S L and Manickavasagam R M. 2005. The onset of India-Asia continental collision: Early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya[J]. Earth Planet Sci. Lett., 234: 83-97.
- Ludwig K R. 2001. Squid 1.02: A Users Manual[A]. Berkeley Geochronology Center Special Publication[C]. 2: 19.
- Ludwig K R. 2003. User's manual for isoplot 3.1, a geochronological tool kit for Microsoft Excel[M]. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 4: 25-32.
- Mo X X, Niu Y L, Dong G C, Zhao Z D, Hou Z Q, Zhou S and Ke S. 2008. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet[J]. Chemical Geology, 250: 49-67.
- Poller U, Huth J, Hoppe P and Williams I S. 2001. REE, U, Th and Hf distribution in zircon from western Carpathian Variscan granitoids: A combined cathodoluminescence and ion microprobe study[J]. American Sci., 301: 858-876.

- Qu X M , Hou Z Q and 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[J]. *Lithos* , 74 : 131-148.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos* , 22 : 247-263.
- Scharer U , Xu R H and Allegre C J. 1984. U-Pb geochronology of Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaxe region , Tibe[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.* , 69 : 311-320.
- Searle M P , Windley B F , Coward M P , Cooper D J W , Rex A J , Rex D , Li T D , Xiao X C , Jan M Q , Thakue V C and Kumar S. 1987. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya[J]. *Geol. Soc. Am. Bull.* , 98(6) : 678-701.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : Implications for mantle composition and processes [A]. In : Saunders A D and Norry M J , eds. *Magmatism in Ocean Basins*[C]. London : Geol. Soc. Spec. Publication. 42 : 313-345.
- Thieblemont D , Stein G and Lescuyer J L. 1997. Gisements epithermaux et porphyriques : la connexion adakite[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.* , 325 : 103-109.
- Wen D R , Chung S L , Song B , Iizuku Y , Yang H J , Ji J Q , Liu D Y and Sylvain G. 2008. Late Cretaceous Gangdese intrusions of adakitic geochemical characteristics , SE Tibet : Petrogenesis and tectonic implication[J]. *Lithos* , 105 : 1-11.
- Williams I S , Buick A and Cartwright I. 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynold Region , central Australia[J]. *Metamorphic Geol.* , 14 : 29-47.
- Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe[A]. In : McKibben M A , Shanks W C and Ridley W I , eds. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* [C]. *Reviews in Economic Geology* , 7 : 1-35.
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis*[M]. London : Unwin Hyman.
- Wu F Y , Sun D Y , Li H M , Jahn B and Wilde S. 2002. A-type granites in northeastern China : Age and geochemical constraints on their petrogenesis[J]. *Chemical Geology* , 187 : 143-173.
- Xiong X L. 2006. Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite[J]. *Geology* , 34 (11) : 945-948.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* , 28 : 211-280.