

西藏山南努日矽卡岩型铜钼钨矿床黑云母花岗岩 锆石 U-Pb 定年及其成矿意义

王欣欣^{1,2)}, 丁俊³⁾, 闫国强¹⁾, 黄勇³⁾, 戴婕³⁾, 李光明³⁾,
钟康惠¹⁾, 白景国⁴⁾, 李秋平⁵⁾, 张凯⁵⁾

1) 成都理工大学地球科学学院, 成都, 610059; 2) 山西地勘局 217 地质队, 山西大同, 037008;
3) 中国地质调查局成都地质调查中心, 成都, 610081; 4) 四川省冶金地勘院, 成都, 610066;
5) 中国冶金地质总局第二地质勘查院, 福建莆田, 351111

内容提要:西藏努日矽卡岩型铜钼钨矿床是冈底斯成矿带东段南缘的大型矿床,也是近年来靠近雅鲁藏布江缝合带发现的首例大型白钨矿矿床。笔者对采自矿区北矿段与白钨矿化矽卡岩有密切关系的黑云母花岗岩进行了锆石 LA-ICP-MS 的 U-Pb 定年研究。分析锆石具有明显的振荡环带、Th/U 比值大于 0.1 等典型岩浆成因锆石的特点。22 个测点数据²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄可分为 3 组,799Ma、55.6 Ma、45.6~52.7 Ma,分别对应为拉萨地块形成年龄、捕获锆石的年龄、黑云母花岗岩形成年龄。在锆石原岩判别图解 U-Y、Nb-Ta-Y 中,所有点都很好的落入了花岗岩类的范围内,暗示黑云母花岗岩可能来源于新元古代的拉萨地块,测年数据表明,岩体成岩时代为始新世,可能系印度板块向欧亚板块北向俯冲碰撞阶段中晚期岩浆活动事件,该年龄早于矿区辉钼矿形成年龄。结合矿区第一期黄铜矿 Re-Os 年龄其与岩体形成年龄基本一致,指示矿区内存在两期成矿事件即早期白钨矿化、黄铜矿化和晚期黄铜矿、辉钼矿矿化。这也是首次在冈底斯成矿带南缘发现的与主碰撞期岩浆活动有关的成矿事件,同时也丰富了冈底斯带岩浆岩侵入序列与成矿事件的耦合关系,对于研究区域找矿具有十分重要的理论指导意义。

关键词: 锆石 U-Pb 定年;黑云母花岗岩;矽卡岩型;成矿事件;努日铜钼钨矿床;西藏

努日铜钼钨矿床是西藏冈底斯成矿带东段近年来发现的大型矽卡岩型矿床,也是目前西藏境内首例达到大型的白钨矿矿床,同时该矿床也是首例在雅鲁藏布江缝合带发现的大型矿床。近年来,引起众多学者的关注,对矿区辉钼矿 Re-Os 年龄(张松等,2012),矽卡岩矿物石榴子石(陈雷等,2011,2012),以及流体等做过部分研究工作(Chen L et al., 2012),矿区白钨矿化以及成矿时代目前仍为空白,笔者自 2010 年始在努日矿区做了大量详细的野外工作及室内研究,对该矿床的主成矿时代、控矿构造及地质特征有了新的认识,否定了前人的喷流沉积型的成矿模式(姚鹏等,2002),同时首次提出与白钨矿化有密切的黑云母花岗岩体的锆石 U-Pb 年龄为 50.46±0.56Ma,属于印度—欧亚大陆碰撞造山主碰撞中晚期阶段。我们的工作为下一步在缝合

带及附近寻找在板块主碰撞中晚时期由于新特提斯洋板片回卷断离诱发的壳幔混源的岩浆上涌形成的斑岩型矿化系统提供了理论支持,也为进一步约束印度大陆—欧亚大陆主碰撞带及其周缘地壳增厚阶段的成矿响应提供了重要的依据(郭利果等,2006)。

1 矿区地质

西藏大地构造位于欧亚板块—印度板块结合部位,为特提斯构造域组成部分。构造格局为以数条对接带为特征的板块缝合结构(马冠卿,1998)。冈底斯成矿带位于西藏陆—陆碰撞造山带拉萨地体南缘冈底斯火山—岩浆弧内,平行于雅鲁藏布缝合带,该带是青藏高原上白垩纪以来岩浆活动期次最多、规模最大、岩浆岩类型最复杂的一个构造岩浆岩带(李廷栋,2002)。带内近年发现了众多大型—超大

注:本文为西藏大型矿床成矿专属性研究(编号:1212011221073);青藏高原南部矿床勘查模型与定位预测技术(编号:2011CB403105)项目联合项目的成果。
收稿日期:2014-10-16;改回日期:2014-12-23;责任编辑:黄敏。
作者简介:王欣欣:女,1984 年生,山西大同人,矿物学,岩石学,矿床学专业,在读博士研究生。Email:369627478@qq.com。通讯作者:丁俊,男,1956 年生,博士生导师,研究员。主要从事地层古生物、区域地质、构造地质、矿产地质研究。Email: cddjun@163.com。

型的斑岩型、矽卡岩型矿床,而努日矿区位于雅鲁藏布缝合带北缘,矿区分分为南矿段、中矿段、北矿段 3 部分。矿化分带基本呈南铜钼—北钨铜钼。中矿段整体矿化均较弱。矿区出露地层为比马组(K_1b),从下至上,依次为比马组一段(K_1b^1)厚层灰岩、比马组二段(K_1b^2)薄层灰岩、比马组三段(K_1b^3)为薄层灰岩大理岩与中—薄层变质粉砂岩互层和比马组四段(K_1b^4)砾岩。比马组一段(K_1b^1)几乎未发生大理岩化,矽卡岩化,含粒径 0.5~5cm 的内碎屑,偶见晶型较好的星点状黄铁矿化,在努日矿区主要出露在北矿段低处以及在中矿段出露一部分。比马组二段(K_1b^2)薄层灰岩单层厚约 10~20cm 左右,总体沉积厚度约 20m,在矿区主要在出露范围较广,已全部发生石榴子石矽卡岩化,是矿区主要的赋矿层位。比马组三段(K_1b^3)为薄层灰岩大理岩与中—薄层变质粉砂岩互层,在矿区北矿段可见明显的露头出露。该层内可见顺灰岩与砂岩层面贯入的含矿热液与二者发生接触交代,呈层状、似层状,与喷水沉积型的矿化特征相似。同时,在变质粉砂岩可见高角度贯入的石英—黄铁矿脉、石英—黄铜矿脉、辉钼矿脉等矿化细脉,该层矿化较弱,为下伏比马组三段(K_1b^3)的充分矽卡岩矿化提供了良好的顶盖遮挡效应。比马组四段(K_1b^4)砾岩分布在中矿段顶部,出露面积约 20m²,主要出露在南矿段低处,砾石粒径最大可达 10cm,磨圆度较高,成分主要以硅质为主,胶结物为淡绿色安山质。

矿区出露的岩浆岩主要有闪长(玢)岩脉、花岗闪长岩、黑云母花岗岩和煌斑岩脉,以及出露南矿段南缘的淡绿色安山岩、安山质砾岩。闪长(玢)岩脉以宽约 1m 的岩枝侵入到早期花岗闪长岩体中,花岗闪长岩出露在南矿段中部,岩体节理发育,沿节理面孔雀石化较好,但其新鲜面未见明显矿化,局部可见其与比马组三段接触呈弱矽卡岩化,岩体也沿接触带发生褪色蚀变,通过野外 X 荧光光谱仪对其不同部位进行新鲜面快速测定显示,其未有 Cu、Mo、W 等元素的强烈富集,其含量反而很低,否定了前人认为矿区的矿化与该岩体的有关的观点。出露在北矿段的黑云母花岗岩岩体与白钨矿矿化有密切成因联系,通过野外观察及后期采样测试发现,靠近岩体的内矽卡岩带内白钨矿平均品位达到 20 倍工业品位。而矿区煌斑岩仅呈近东西向宽约 5m 的岩脉出于北矿段垭口。安山岩、安山质砾岩主要分布在南矿段南缘,偶见细粒长石被风化后形成的蜂窝状,其呈角度不整合于比马组四段(K_1b^4)顶部。

矿区断裂不发育,控矿构造主要为构造控矿,即呈“M”型的褶皱系统,矿化较好的北矿段正好位于背斜的转折端以及破碎系统(图 1)。

2 样品采集及分析测试方法

文中用于测试分析的黑云母花岗岩样品采自西藏山南地区泽当县努日铜钼钨矿区努日山垭口北坡。作者在岩体出露的不同位置总计采集超过 20kg 的新鲜无蚀变岩石样品 3 件,细粒斑状结构,块状构造。浅色矿物以斜长石、石英为主,暗色矿物主要为黑云母和角闪石,副矿物有锆石、磷灰石。沿垭口向北路线观察发现,样品中长石、石英斑晶呈逐渐变小趋势。岩体裂隙中发育细脉状孔雀石化,并可见星点状黄铜矿化和黄铁矿化,同时岩体中可见宽约 1.5m,长约 5m 的石榴子矽卡岩捕掳体,指示其与矿区矽卡岩矿化有密切联系。

2.1 分析方法

首先将测试样品碎至 80~100 目后,经重砂和磁选出约 2000 颗锆石。在双目镜下精心挑选晶型完好和透明度较好的颗粒,将锆石固定在样品靶上。样品靶表面经抛光直至锆石内部近晶体中心截面。对靶上锆石进行镜下透射光、反射光照相后,对锆石靶镀膜后进行阴极发光(CL)分析。锆石的阴极发光照相在北京铅年领航科技有限公司实验室完成。根据 CL 图像及透射光、反射光照相结果,选择具有清晰震荡环带,内部无裂纹及包裹体的锆石进行 U-Pb 定年分析。

锆石年龄测定在中国科学院青藏高原研究所大陆碰撞与高原隆升重点实验室采用 LA-ICP-MS(激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪)完成。激光剥蚀系统为美国 Newwave 公司生产的 UP193FX 型 193nmArF 准分子系统,激光器来自于德国 ATL 公司,ICP-MS 型号为 Agilent7500a。实验中采用 He 气作为剥蚀物质的载气。此次样品分析为了得到稳定的信号,测试选择激光斑束直径 25 μ m,剥蚀深度约 15 μ m。锆石年龄计算采用标准锆石 Plesovice(年龄为 337 $\pm$ 0.37Ma)作为外标(Pearce et al., 1997),用美国国家标准技术研究院研制人工合成硅酸盐玻璃标准参考物 NIST SRM612 进行仪器最佳化,²⁹Si 作为内标元素进行校正。采样方式为单点剥蚀,测试过程中,每测试 5 个未知锆石样品 U-Pb 同位素测定点,插入 1 次标样和 1 次 NIST SRM612 分析,保证标样和样品的仪器条件一致。ICP-MS 的分析数据通过分析软件 GLITTER 计算获得同位

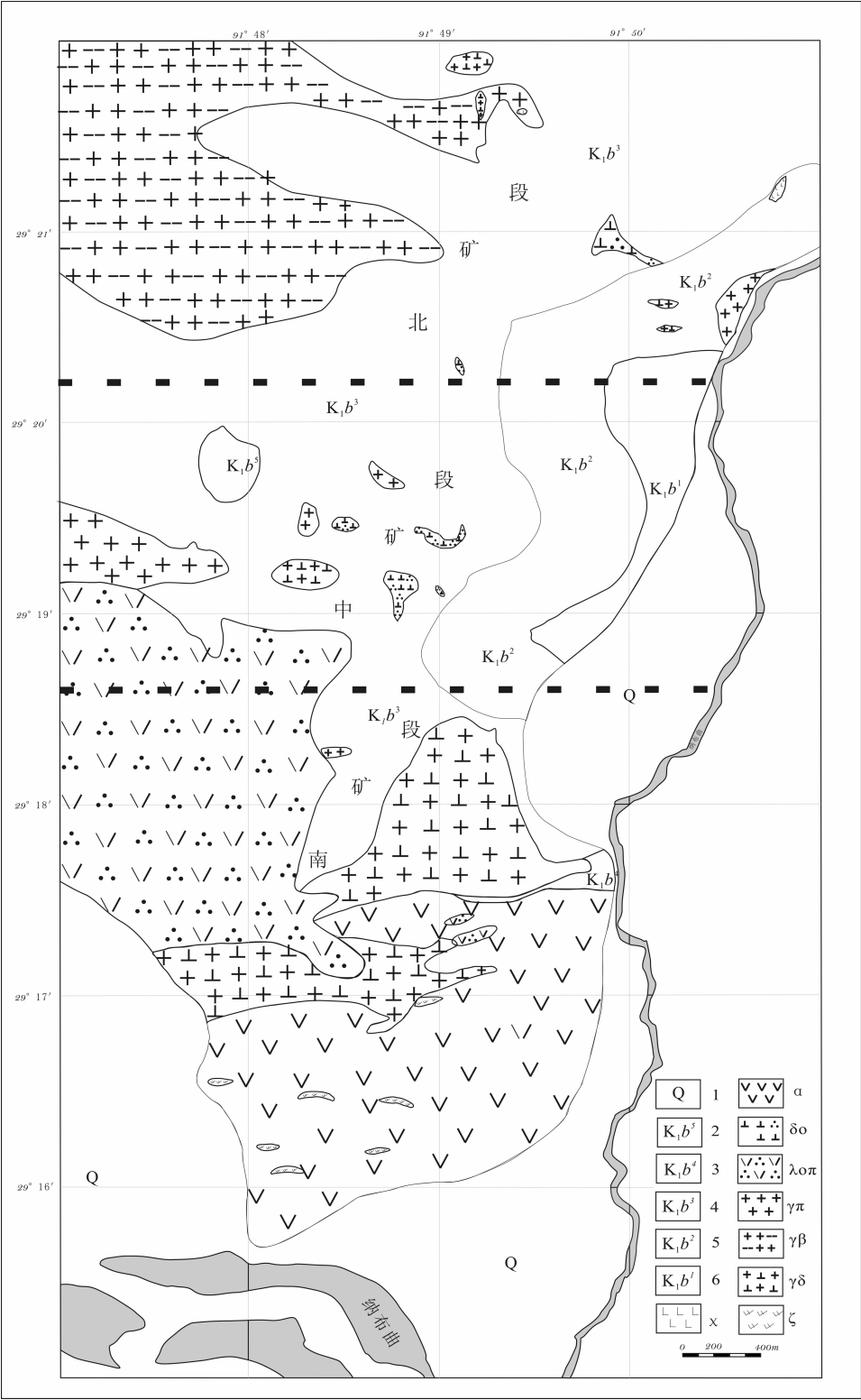


图 1 西藏山南努日矽卡岩型铜钼钨矿区地质图

Fig. 1 The geological skech map of Nuri skarn Cu-Mo-W deposit in Shannan, Tibet

Q—第四系;K₁b⁵—下白垩统比马组五段安山岩、英安岩夹砂粉岩;K₁b⁴—下白垩统比马组四段砂、砾岩;K₁b³—下白垩统比马组三段碎屑岩与薄层碳酸盐岩互层;K₁b²—下白垩统比马组二段薄层灰岩;K₁b¹—下白垩统比马组一段厚层块状灰岩;χ—煌斑岩;α—安山岩;δo—石英闪长岩;γ—花岗岩;γδ—花岗闪长岩;δ—闪长岩;ζ—英安岩

Q—Quaternary;K₁b⁵—andesite, dacite interbedded with siltstone; K₁b⁴—sandstone, conglomerate; K₁b³—detrital interbedded with thin carbonate rocks; K₁b²—thin limestone; K₁b¹—thick massive limestone; χ—lamprophyre; α—andesite; δo—quartz diorite; γ—granite; γδ—granodiorite; δ—diorite; ζ—dacite

素比值、年龄和误差。普通铅校正采用 Andersen 的 ComPbCorr# 校正软件(Andersen et al., 2002), 结果通过 ISOPLLOT3.0 软件完成加权平均年龄计算和谐和图的绘制(Ludwig., 2003)。具体的实验原理和详细的测试方法见(陈熠等, 2012)。

2.2 锆石 CL 图像特征

不同地质环境中形成的锆石具有不同的结构类型, 岩浆锆石具有典型的振荡环带和/或扇形分带结构, 岩浆锆石其复杂的内部结构记录了该地区复杂的演化历史等重要信息(吴元保等, 2004; 移根旺, 2008; 李长明, 2009)。因此, 对锆石内部结构的分析、锆石成因类型的准确判断是正确理解锆石 U-Pb 年龄意义的关键(移根旺, 2008)。目前, 应用阴极发光(CL)揭露锆石内部结构是最为有效的方法(钱焯等, 2013)。能清楚反映出不同成因锆石的内部结构(唐勇等, 2012; 孙景贵等, 2009; Corfu et al., 2003)。

选自努日铜钼钨矿区的黑云母花岗斑岩的锆石颗粒其 CL 图像如图 2, 大致可分为两类。颜色以浅灰白色为主且比较均一, 反映出其微量元素组成、U 和 Th 含量较低且分布比较均一的特征。个别锆石颗粒边部因较强的 CL 发光特征而呈白色, 无生长环带, 可能与后期热事件改造有关(张华峰等, 2009)。第一类为长板状锆石长宽比范围 2~3.5 且长度普遍在 100~200 μm , 最大可达 350 μm , 如图 2 中 1、2、7、12 等测点锆石。第二类为浑圆和次圆状, 如图 2 中 6、10、16、20 等测点锆石。CL 图像显示锆石有清晰的内部结构和典型的岩浆生长纹路及振荡

环带结构, 这是典型的岩浆结晶的产物。在 20 号点的锆石中可见其核部与幔部为明显的不连续的环带, 可能暗示其核部为岩浆捕获的老锆石。本文同时分析部分锆石的核部与边部, 了解物质源区特征(张永清, 2012; 钟玉芳等 2006)。

3 分析结果

3.1 测试结果

25 颗锆石的 25 个测点得到的数据见表 1。锆石 Th 含量变化范围为 $52\times 10^{-6}\sim 427\times 10^{-6}$ 、U 含量变化范围在 $84\times 10^{-6}\sim 1047\times 10^{-6}$ 。Th/U 比值变化范围较大, 在 0.1~1.23 之间, 均大于 0.1(点 18 除外), 且大部分测点的 Th/U 比值在 0.5 以上, 显示其为典型的捕获性变质锆石。总体表明这些锆石为典型的岩浆成因锆石(Belousova et al., 2002)。19 个测点的 U-Pb 同位素组成在误差范围内谐和度较高, 数据均分布在谐和线附近, 数据质量高(图 3、表 1)。仅 2-2 测点数据存在稍偏离谐和线, 结合 CL 图像来看, 可能与锆石破碎, 锆石中包裹体发育致使普通铅丢失缘故, 造成 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的不谐和(卿敏等, 2012)。

本文在年龄选取上根据 Compston 等(1992)提出的由于 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄误差较大, 对于年轻锆石使用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄, 这样结果更可靠。

对努日铜钼钨矿区的黑云母花岗斑岩锆石的 25 个点 U-Pb 定年数据分析, 锆石 U-Pb 年龄可分为 3 组: 799Ma, 55.6Ma, 45.6~52.7Ma。

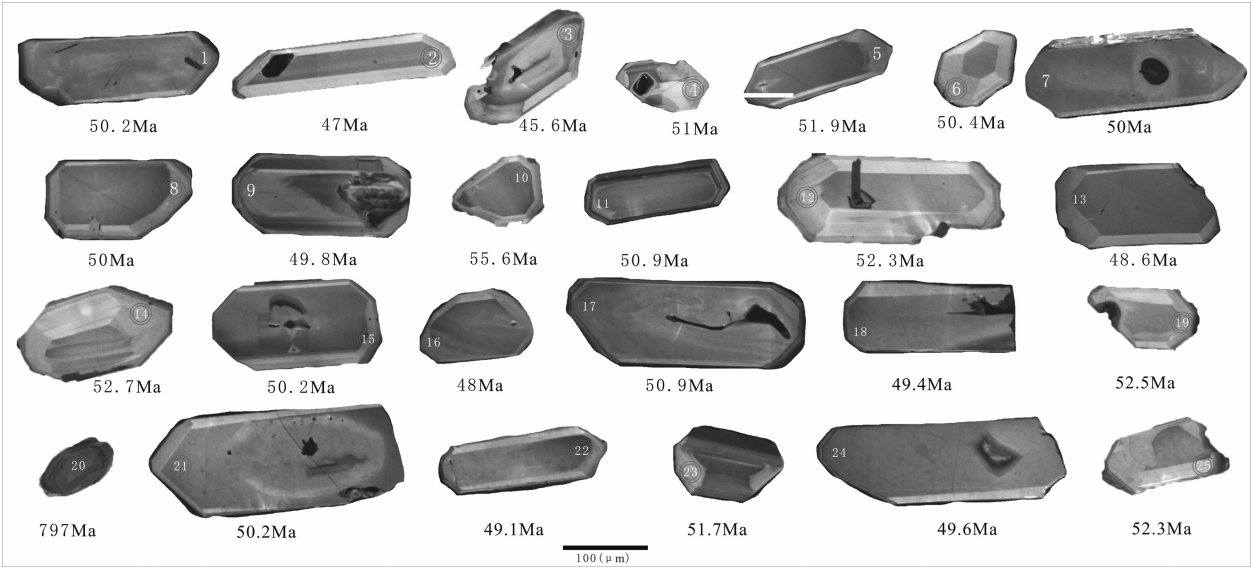


图 2 西藏努日矿区黑云母花岗斑岩锆石阴极发光(CL)图像及测点
Fig. 2 CL images and dating points of zircons from biotite granite in Nuri deposit, Tibet

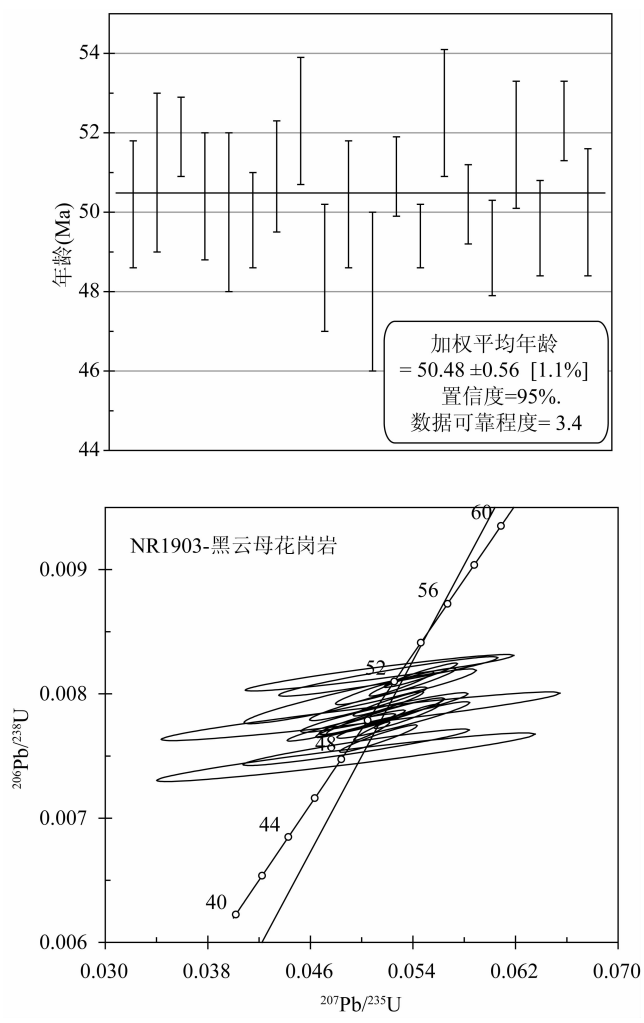


图 3 西藏努日矽卡岩型铜钼钨矿床黑云母花岗岩 NR 西垭口样品的锆石 U-Pb 年龄图及谐和图
Fig. 3 Zircon U-Pb concordia diagram for biotite granite from Nuri skarn type Cu-Mo-W deposit, Tibet

第一组:以 20 号测点锆石得到的 U-Pb 年龄为 $799 \pm 6\text{Ma}$, CL 图像显示其为核一边结构,但核部明显与幔部呈不均匀过渡,且呈次圆状,暗示其为捕获性锆石。测点位于锆石核部。 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 $799 \pm 6\text{Ma}$ 可能是继承锆石。念青唐古拉岩群被认为是西藏拉萨地块最古老的变质基底,其下限由 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 $787 \pm 9\text{Ma}$,与笔者发现的捕获锆石 U-Pb 年龄 $799 \pm 6\text{Ma}$ 基本相同,指示在努日矿区与矽卡岩矿化密切有关的黑云母花岗岩源区可能为新元古代拉萨地体(胡道功等,2005)。

第二组:以 10 号测点锆石得到的 U-Pb 年龄为 $55.6 \pm 0.6\text{Ma}$, CL 图像灰白色,呈不规则粒状,大小约 $100\mu\text{m}$,其幔部较窄,测试点位于核幔过渡带而更靠近核部,指示其核部可能为一年龄稍老的捕获锆石。

第三组:该组年龄包括 23 个测点,在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图中所有点都基本落在谐和线上或其附近,只有点 2 号、3 号、13 号、16 号测点稍偏离谐和线,但其分布模式与典型的铅丢失模式图有着明显不同,如前文所述,这 4 个测点的锆石与典型的岩浆锆石特征一致,偏离谐和线这种不一致性。可能是由于后期不精确的 ^{207}Pb 数据计算造成的,但其 ^{207}Pb 的测试结果并不影响其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值,因此,其年龄值具有较大的可靠性。同时,23 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分布在 $47 \sim 52.7\text{Ma}$,锆石年龄的相对集中分布表明锆石均为新生岩浆锆石,通过计算加权平均年龄得到了其谐和年龄值 $50.46 \pm 0.56\text{Ma}$,代表了本次测试的黑云母花岗斑岩的形成时代。

3.2 锆石微量元素地球化学

稀土元素是限定源岩性质和形成过程最重要的指示剂之一,锆石中的离子扩散慢,因此锆石中的稀土元素分析结果可为它们的形成过程提供重要的地球化学信息。但是不同类型岩石中锆石的稀土元素含量存在一定的变化,但由于重稀土的离子半径较小,更接近于 Zr 的离子半径,从而使锆石具有具有轻稀土亏损、重稀土富集的稀土配分模式,同时多具有明显的 Ce 正异常和 Eu 负异常(袁洪林等,2003),这一特征与本文研究的努日矿区黑云母花岗岩中锆石的特点一致。

本文中锆石测点的稀土元素组成及球粒陨石标准化稀土配分模式图如表 2 和图 4 所示,在 25 个测

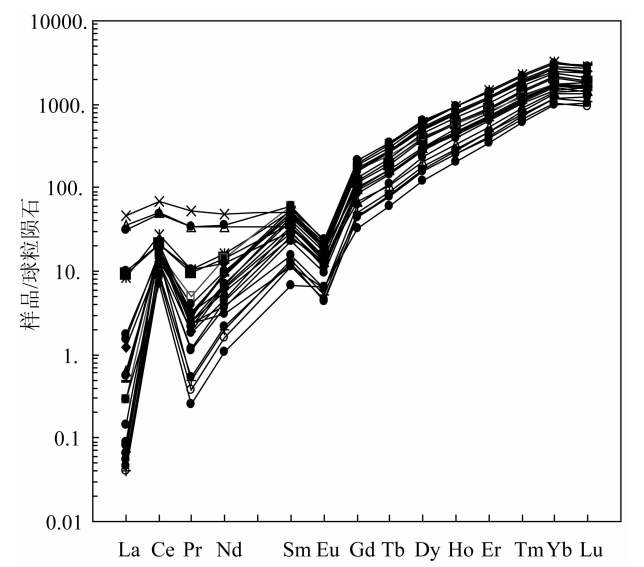


图 4 西藏努日矽卡岩型铜钼钨矿床黑云母花岗岩锆石稀土配分模式图
Fig. 4 The distribution mode of REE for zircons from biotite granite in Nuri skarn type Cu-Mo-W deposit, Tibet

表 1 西藏努日矽卡岩型铜钼钨矿床黑云母花岗岩 NR 西垭口样品的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

Table 1 U-Pb isotopic compositions of zircon from biotite granite in the Nuri Cu-Mo-W skarn type deposit, Tibet

测点 编号	含量($\times 10^{-6}$)		Th/U	同位素比值及误差						年龄及误差(Ma)	
	^{238}U	^{232}Th		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
1	208.19	175.67	0.84	0.04807	0.00354	0.05183	0.00373	0.00782	0.00012	50.2	0.8
2	239.08	196.58	0.82	0.05082	0.02422	0.0514	0.02444	0.00733	0.00025	47	2
3	185.9	185.27	1.00	0.0457	0.01169	0.04472	0.0114	0.0071	0.00014	45.6	0.9
4	140.96	101.35	0.72	0.04532	0.00679	0.04989	0.0074	0.00798	0.00018	51	1
5	365.28	427.65	1.17	0.04767	0.00191	0.0531	0.00205	0.00808	0.00008	51.9	0.5
6	84.48	52.18	0.62	0.04784	0.00499	0.05177	0.00533	0.00785	0.00013	50.4	0.8
7	144.27	157.59	1.09	0.0496	0.00401	0.05325	0.00423	0.00779	0.00012	50	0.8
8	508.86	374.68	0.74	0.04631	0.01183	0.04992	0.01271	0.00782	0.00016	50	1
9	184.69	163.22	0.88	0.04668	0.00273	0.04991	0.00285	0.00776	0.00009	49.8	0.6
10	458.11	378.81	0.83	0.04488	0.00511	0.05362	0.00608	0.00867	0.0001	55.6	0.6
11	288.57	307.39	1.07	0.04627	0.00348	0.05052	0.00374	0.00792	0.00011	50.9	0.7
12	174.15	153.4	0.88	0.0464	0.00626	0.05208	0.00698	0.00814	0.00013	52.3	0.8
13	123.08	105.02	0.85	0.04754	0.00696	0.04957	0.00721	0.00757	0.00012	48.6	0.8
14	378.78	143.3	0.38	0.0622	0.00377	0.07044	0.00421	0.00821	0.00008	52.7	0.5
15	306.32	358.55	1.17	0.04785	0.00378	0.05157	0.004	0.00782	0.00012	50.2	0.8
16	284.56	350.47	1.23	0.04725	0.01173	0.04878	0.01206	0.00749	0.00016	48	1
17	301.39	343.17	1.14	0.0477	0.00212	0.05209	0.00224	0.00792	0.00008	50.9	0.5
18	1047.91	94.35	0.09	0.04787	0.00115	0.05079	0.00114	0.0077	0.00006	49.4	0.4
19	280.37	195.96	0.70	0.04566	0.00763	0.0514	0.00856	0.00817	0.00012	52.5	0.8
20	95.32	54.58	0.57	0.06588	0.00168	1.19459	0.02885	0.13159	0.00113	797	6
21	308.23	337.68	1.10	0.04967	0.00201	0.05352	0.00209	0.00782	0.00008	50.2	0.5
22	293.59	295.49	1.01	0.04872	0.00241	0.05131	0.00247	0.00764	0.00009	49.1	0.6
23	217.03	234.05	1.08	0.04742	0.00352	0.05265	0.00383	0.00806	0.00012	51.7	0.8
24	265.55	298.42	1.12	0.04546	0.00328	0.04842	0.00345	0.00773	0.00009	49.6	0.6
25	320.66	148.56	0.46	0.04866	0.00214	0.05461	0.00234	0.00815	0.00008	52.3	0.5

点中 22 个测点的稀土配分模式表现为明显重稀土富集的左倾型,强烈的 Ce 正异常($\delta\text{Ce}=1.34\sim 53.32$),这是由于 Ce^{3+} 被氧化为 Ce^{4+} 后,其离子半径类似于 Zr 和 Hf,接近 Lu,与重稀土性质接近,所以较轻稀土更容易进入到锆石晶格中,以及较大的 Eu($\delta\text{Eu}=0.16\sim 0.33$)负异常,其往往则是和斜长石的结晶作用有关,但也有部分学者认为部分锆石可能在分析时混入了磷灰石等富轻稀土矿物。稀土总量(ΣREE)范围在 $479\times 10^{-6}\sim 1796\times 10^{-6}$ 之间,另外三个测点的稀土配分模式(测点 8,10,15)则相对平缓,与前者相比更富集轻稀土,是前者的 3~4 倍,指示三颗锆石可能受到后期地质事件的干扰。但重稀土配分模式与上述 22 个测点表现为很好的一致性。另外,18、20 号测点虽属捕获锆石,但其稀土元素组成及配分模式与其他锆石具有高度的相似性,暗示其与其他年轻锆石同属一个岩浆系统,但总体来说 25 个测点具有一致的稀土配分形式,其锆石为岩浆成因是明确的。

如果能利用岩浆锆石的微量元素含量和比值识别岩浆岩类型,这对捕获性锆石的溯源有着重要意义。Belousova 等(2002)年做了创新性的研究,利用

锆石的微量元素进行岩浆岩原岩判别,本文根据其底图进行的地球化学投点(图 5),所有点都很好的落入花岗岩类的范围内,这和本文测试对象黑云母花岗岩岩性吻合,可见该图解具有较高的可靠性。同时,它也很好的验证 18、20 号测点的捕获性锆石原岩也属花岗岩类。

4 讨论

努日铜钼钨矿区与矽卡岩化有密切关系的黑云母花岗岩其锆石阴极发光图像(CL)显示其具有典型清晰的岩浆锆石振荡环带,其稀土元素特征表现为轻稀土(LREE)明显亏损,重稀土(HREEE)相对富集的左倾型,同时,强烈的 Ce 正异常和 Eu 负异常,具有典型的花岗岩稀土元素配分模式,其 Th/U 比值变化范围较大,在 0.1~1.23 之间,均大于 0.1(点 18 除外),且大部分测点的 Th/U 比值在 0.5 以上,符合 Belousova 等(2002)研究的岩浆锆石的 Th/U 比值范围,为典型的岩浆成因锆石。利用锆石微量元素判别原岩图解,25 个测点(其中包括两粒捕获性锆石)的数据均很好的落入花岗岩类的范围内,与本文研究的样品岩性一致。

表 2 西藏努日矽卡岩型铜钼钨矿床黑云母花岗岩锆石稀土元素测试数据 ($\times 10^{-6}$) [$\delta\text{Eu}=2 * \text{Eu}_N/(\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)$; $\delta\text{Ce}=2 * \text{Ce}_N/(\text{La}_N + \text{Pr}_N)$]

Table 2 The REE results($\times 10^{-6}$) of zircon from biotite granite in Nuri skarn type Cu-Mo-W deposit , Tibet

样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	La _N /Yb _N	δEu	δCe
NR-01	3.34	20.11	1.31	9.93	8.50	1.29	36.02	11.04	141.16	49.40	218.23	49.88	519.81	69.97	13.90	1139.99	44.48	1095.51	0.04	0.00	0.19	2.25
NR-02	0.23	14.12	0.34	3.99	5.87	1.15	29.77	9.69	116.83	43.52	194.62	44.78	434.16	68.95	26.60	968.03	25.71	942.32	0.03	0.00	0.22	9.39
NR-03	0.45	12.31	0.44	4.44	6.71	1.09	28.09	8.55	110.78	39.40	175.43	40.62	413.31	57.92	23.00	899.54	25.44	874.10	0.03	0.00	0.21	5.77
NR-04	0.01	13.32	0.07	1.38	3.16	0.45	15.61	5.23	68.07	24.80	114.61	27.31	288.73	41.58	14.60	604.33	18.39	585.94	0.03	0.00	0.16	53.32
NR-05	3.03	26.13	1.40	11.27	11.93	1.74	59.21	18.77	234.00	81.38	356.27	80.00	802.85	108.97	24.00	1796.95	55.50	1741.45	0.03	0.00	0.16	2.95
NR-06	0.01	7.97	0.05	1.12	2.65	0.54	13.94	4.60	59.56	21.54	98.58	23.89	258.01	35.98	19.10	528.44	12.34	516.10	0.02	0.00	0.22	40.27
NR-07	0.11	15.51	0.69	10.08	13.97	1.48	50.93	14.22	157.60	49.94	205.17	44.59	427.63	57.86	17.70	1049.78	41.84	1007.94	0.04	0.00	0.15	6.11
NR-08	13.12	49.02	4.75	23.79	7.86	1.14	21.33	6.04	78.37	27.72	134.39	32.77	353.99	56.14	21.90	810.43	99.68	710.75	0.14	0.03	0.25	1.45
NR-09	0.03	12.14	0.26	4.58	7.83	1.27	37.05	11.76	146.86	51.32	227.40	51.26	528.07	70.80	24.10	1150.62	26.10	1124.52	0.02	0.00	0.19	13.09
NR-10	17.25	64.12	7.31	34.89	11.53	1.57	31.55	9.39	114.97	40.18	179.57	42.45	430.53	63.30	13.30	1048.61	136.67	911.94	0.15	0.03	0.24	1.34
NR-11	0.18	17.36	0.43	6.21	11.78	1.65	56.80	17.88	225.06	79.33	352.53	77.83	745.74	112.40	10.50	1705.18	37.61	1667.57	0.02	0.00	0.16	9.95
NR-12	3.64	20.14	1.41	8.98	6.98	0.96	28.39	8.70	110.92	39.19	175.33	40.78	424.17	59.83	12.30	929.42	42.11	887.31	0.05	0.01	0.18	2.08
NR-13	0.03	11.35	0.16	3.05	6.00	1.05	28.66	8.89	108.30	37.06	162.74	37.50	389.52	53.25	10.10	847.56	21.64	825.92	0.03	0.00	0.20	19.09
NR-14	0.63	14.89	0.32	2.23	2.67	0.40	13.47	4.73	63.22	24.10	117.03	29.73	330.90	50.52	13.50	654.84	21.14	633.70	0.03	0.00	0.17	7.67
NR-15	11.29	46.29	4.56	25.34	14.17	2.00	52.05	15.77	195.20	66.05	290.02	65.59	674.72	91.13	12.30	1554.18	103.65	1450.53	0.07	0.01	0.20	1.51
NR-16	0.56	16.32	0.25	3.28	7.46	1.24	40.62	13.04	170.78	58.26	256.40	59.43	589.59	79.76	13.20	1296.99	29.11	1267.88	0.02	0.00	0.17	10.16
NR-17	0.03	18.54	0.30	4.85	10.32	1.63	49.56	15.93	199.43	69.93	310.91	70.99	705.84	101.64	—	1559.91	35.68	1524.23	0.02	0.00	0.18	16.90
NR-18	0.02	8.77	0.07	1.51	2.85	0.39	13.54	4.53	58.61	21.54	102.80	25.70	291.62	47.74	—	579.69	13.61	566.08	0.02	0.00	0.16	30.77
NR-19	0.57	16.31	0.32	2.76	3.51	0.55	19.32	6.55	87.64	33.31	157.18	36.10	358.16	61.27	—	783.54	24.01	759.53	0.03	0.00	0.16	8.80
NR-20	0.11	6.85	0.04	0.75	1.59	0.56	9.89	3.43	45.94	17.75	87.83	21.92	242.78	39.69	—	479.12	9.89	469.23	0.02	0.00	0.33	26.17
NR-21	0.02	19.73	0.40	6.80	12.93	2.05	64.88	19.68	240.98	81.71	351.49	77.96	759.10	107.00	—	1744.73	41.93	1702.8	0.02	0.00	0.18	13.85
NR-22	0.20	17.37	0.34	5.03	9.51	1.47	47.82	15.15	186.30	65.46	288.99	66.76	672.73	95.29	—	1472.43	33.93	1438.5	0.02	0.00	0.17	11.95
NR-23	0.63	15.02	0.55	7.10	10.47	1.72	48.48	15.40	189.24	66.16	288.69	64.46	621.35	91.41	—	1420.68	35.49	1385.19	0.03	0.00	0.19	5.48
NR-24	0.05	15.90	0.38	6.49	11.84	1.92	60.07	18.94	230.89	79.56	345.84	77.18	755.44	105.83	—	1710.34	36.59	1673.75	0.02	0.00	0.18	11.33
NR-25	0.02	12.03	0.15	2.60	5.31	0.82	26.11	8.39	105.53	37.93	171.71	39.98	411.88	61.15	—	883.61	20.93	862.68	0.02	0.00	0.17	21.50

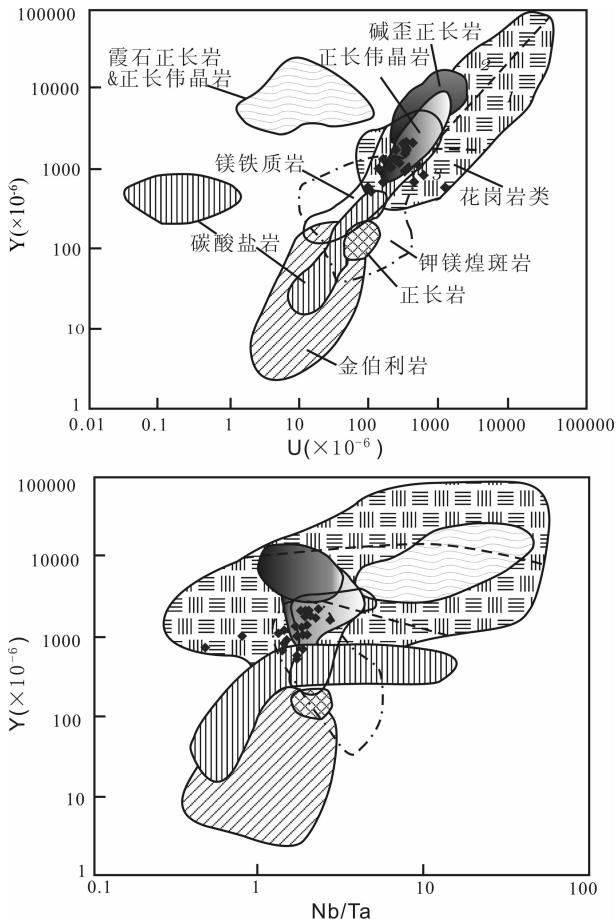


图5 西藏努日矽卡岩型铜钼钨矿床黑云母花岗岩锆石原岩判别图解(底图据 Belousova et al. , 2002)

Fig. 5 Discrimination figure of zircon trace element for the protolith of biotite granite in Nuri skarn type Cu-Mo-W deposit, Tibet(base map from Belousova et al. ,2002)

始新世黑云母花岗岩在矿区内分布范围主要在努日矿区北矿段,野外可见岩体与矿区赋矿地层比马组三段(K_1b^3)侵入接触。在岩体中可见石榴子石矽卡岩捕掳体,与北矿段的矽卡岩化关系密切。北矿段也是目前矿区内矿化尤其是白钨矿化最好的地段,前人在矿区做的辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 23.46~24.77Ma,另外,矿区南矿段出露的花岗闪长岩体锆石 U-Pb 年龄为 90Ma(作者未发表数据)。本文黑云母花岗岩锆石的 23 个测点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $50.46 \pm 0.56\text{Ma}$,代表了岩体的岩体形成年龄。另外有 2 个捕获性锆石年龄,分别为 $799 \pm 6\text{Ma}$ 和 $55.6 \pm 0.6\text{Ma}$,代表了矿区存在较老的变质基底,指示矿区的黑云母花岗岩源岩可能源于古老的新元古代拉萨地体。这些年龄与前人研究的矿区的成矿时代不一致,分析其原因:首先,前人所做辉钼矿年龄只能代表在 23.46~24.77Ma 时存

在成矿事件,并不能代表整个努日矿区的主成矿时代,通过南矿段勘探线剖面分析发现,白钨矿化可呈独立矿体产出,而并未与铜钼密切共生关系,矿区到目前仍未有发现该时代岩体;其次,努日矿区目前是西藏首例发现的达到大型的矽卡岩型白钨矿矿床,铜钼矿化仅为伴生元素,同时,而白钨矿化的成矿年龄目前仍未报道,但从野外线路及钻孔编录发现其与矿区大面积的、强烈的矽卡岩化密切关联,再者,越靠近岩体,矽卡岩中含水矿物如绿帘石等逐渐增多,这种现象在南矿段矽卡岩中即远离岩体时则刚好相反,这就说明白钨矿化最富的北矿段更靠近流体中心,也更靠近提供成矿物质来源的岩体。综上所述,矿区主成矿时代可能为 $50.46 \pm 0.56\text{Ma}$,即始新世的黑云母花岗岩体倾位时限,岩体倾位也带来了丰富的成矿物质,形成努日大型白钨矿矿床。

冈底斯成矿带已成为西藏发现的世界级的巨型成矿带,其位于雅鲁藏布江缝合带和班公湖-怒江缝合带之间,该成矿带分布着各种类型的众多矿床,矿点,为研究该成矿带成矿规律及构造演化历史提供了直接的证据。青藏高原也是目前全球重要的研究大陆碰撞的理想实验地(姚玉鹏等,2001),Lee (1995)等提出印度板块与欧亚板块在约 65Ma 开始初始的软碰撞,45Ma 时才发生真正的硬碰撞;Row 等(1996)提出碰撞过程始于 65Ma;Mo X X 等(2007)提出碰撞在 65Ma 左右开始对接,经过 20 Ma,约在 40Ma 左右结束碰撞,同时伴随着新特提斯洋的最终关闭。侯增谦等(2006a)则提出碰撞经历了主碰撞期(65~41Ma)印度陆壳的高角度俯冲与折返,此时特提斯板片的陡俯冲作用取代板片回卷成为汇聚的主要机制,形成了广泛分布的林子宗群火山岩的活动如(典中组和年波组),从 52Ma 开始特提斯板片发生断裂,形成断离窗,其利于深部地幔上涌并使得冈底斯新生地壳发生壳幔混源。研究表明:冈底斯带新生地壳此时有过短暂的 NS 向松弛(岳雅慧等,2006),同时特提斯板片的俯冲速率变慢。晚碰撞期(40~26Ma)印度陆壳的低角度俯冲和青藏高原的地壳加厚以及后碰撞期(25~0Ma)青藏高原的岩石圈拆沉和地壳伸展(侯增谦等,2006b,2006c,2006d,2006e)。

钨矿床的分布往往与超壳深断裂有关(应立娟等,2011),努日黑云母花岗岩形成和倾位时代为 $50.46 \pm 0.56\text{Ma}$,属于印度板块-欧亚板块碰撞造山主碰撞时期的中晚期,此时冈底斯造山带新生地壳因俯冲板片发生断离而引起 NS 向的伸展,俯冲

板片前缘撕裂使得冈底斯板块产生了水平方向的形变,形成了通达地壳的深部的断裂,这种断裂与“断离窗”处为软流圈地幔岩浆与上覆壳源岩浆发生部分混源提供了良好的通道,使原赋存在下地壳或上地幔中的钨等成矿物质,在活化、分异、浓集、驱动等作用影响下,上升到上部地壳。而这一过程即为努日白钨矿化提供丰富成矿物质来源的黑云母花岗岩的原始岩浆的成因,这一原始岩浆的可能起源于古老的拉萨地体,这与作者所测锆石年龄中存在捕获性较老的元古代年龄的事实符合。同时,在这短暂的伸展期内,由于此时地壳处在初始增生加厚阶段,新生地壳相对较薄,大量的壳源岩浆、壳幔混合岩浆有机会沿着深大伸展断裂上涌,此时携带大量钨的花岗质岩浆与碳酸盐岩围岩相互作用,形成矽卡岩型浸染状白钨矿。在努日矿区周边发育的车门、克鲁、明则等矿床,已初步厘定出一个矽卡岩型铜-钼-钨多金属成矿带,它们基本都位于冈底斯带中段南缘靠近雅鲁藏布江缝合带。这也首次为下一步在缝合带及附近寻找在板块主碰撞中晚时期由于新特提斯洋板片回卷断离诱发的壳幔混源的岩浆上涌形成的斑岩型矿化系统提供了理论依据。

5 结论

通过对努日矿区北矿段与成矿密切有关的黑云母花岗岩的锆石 LA-ICP-MS 定年,努日矿区北矿段黑云母花岗岩形成于 $50.46 \pm 0.56 \text{ Ma}$,属于印度—欧亚大陆碰撞造山主碰撞中晚期阶段。

(1)努日大型矽卡岩型铜钼钨矿床形成于主碰撞阶段中晚期,由新特提斯洋板片回卷导致俯冲速率增高而使板片发生断离,形成了通达地壳的深部的断裂及“断离窗”,使富含钨等成矿物质的上地幔及下地壳发生混合并沿着断裂上涌,与比马组三段(K_2b^3)薄层灰岩发生强烈的矽卡岩矿化。

(2)首次发现了代表新元古代拉萨地体的 U-Pb 年龄 $799 \pm 6 \text{ Ma}$,而矿区本次研究的黑云母花岗岩可能源于拉萨地体。

(3)努日大型铜钼钨矿床也是目前为止在冈底斯带东段南缘靠近雅鲁藏布江缝合带发现的首例矽卡岩型钨矿床,在该带继续寻找该时代斑岩型矿床大有前途。

致谢:野外工作得到了中国冶金地质总局第二地质勘查院李秋平高级工程师,穆小平、张凯、王国峰工程师的帮助,以及匿名的评审专家再次一并致谢。

参 考 文 献

陈雷,秦克章,李光明,肖波,李金祥,江化寨,陈金标,赵俊兴,范新,韩逢杰,黄树峰,据宜太. 2011. 西藏山南努日铜钼钨矿床矽卡岩地球化学特征及成因. 地质与勘探, 47(1): 78~88.

陈雷,秦克章,李光明,李金祥,肖波,江化寨,赵俊兴,范新,江善元. 2012. 西藏冈底斯南缘努日铜钼钨矿床地质特征与矽卡岩矿物学研究. 矿床地质, 31(3): 417~437.

陈烱,方小敏,宋春晖,孟庆泉. 2012. 准噶尔盆地南缘新生代沉积物碎屑锆石记录的天山隆升剥蚀过程. 地学前缘, 19(5): 225~233.

郭利果,刘玉平,徐伟. 2006. SHRIMP 锆石年代学对西藏玉龙斑岩铜矿成矿年龄的制约. 岩石学报, 22(4): 1009~1016.

侯增谦,莫宣学,杨志明,王安建,潘桂堂,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. 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,杨志明. 2006b. 青藏高原碰撞造山带:主碰撞造山成矿作用. 矿床地质, 25(4): 337~358.

侯增谦,潘桂堂,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:晚碰撞转换成矿作用. 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:后碰撞伸展成矿作用. 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. 岩石学报, 22: 761~774. 胡道功,吴珍汉,江万,石玉若,叶培盛,刘琦胜. 2005. 西藏念青唐古拉岩群 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄和 Nd 同位素研究. 中国科学: D 辑, 35(1): 29~37.

李长明. 2009. 锆石成因矿物学与锆石微区定年综述. 地质调查与研究, 33(3): 1161~174.

李廷栋. 2002. 青藏高原地质科学研究的新进展. 地质通报, 21(7): 370~376.

马冠卿. 1998. 西藏区域地质基本特征. 中国区域地质, 17(1): 1~22.

钱烨,孙丰月,李碧乐,霍亮,张雅静. 2013. 变质重结晶锆石微量元素地球化学与 U-Pb 年代学:以辽宁红透山铜锌矿床赋矿片麻岩为例. 中南大学学报(自然科学版), 44(4): 1500~1509.

卿敏,唐明国,葛良胜,韩先菊,冯建兵,袁士松,赵玉锁. 2012. 内蒙古苏右旗毕力赫金矿区安山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄,元素地球化学特征及其形成的构造环境. 岩石学报, 28(2): 514~524.

应立娟,王登红,王焕,郑文宝,孙艳,钟婉婷,胡正华. 2011. 西藏甲玛铜多金属矿床中白钨矿的产出特征及其找矿意义. 矿床地质, 30(2): 318~326. 孙景贵,门兰静,陈冬,陈雷,逢伟,梁树能,常艳,张鹏,聂喜淘. 2009. 岩浆作用对岩浆热液金铜成矿制约的元素地球化学和锆石 CL 图像记录—以延边小西南岔富金铜矿床为例. 矿物岩石, 29(3): 43~52.

唐勇,张辉,吕正航. 2012. 不同成因锆石阴极发光及微量元素特征:以新疆阿尔泰地区花岗岩和伟晶岩为例. 矿物岩石, 32(1): 8~

- 15.
- 吴元保,郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16):1589~1604.
- 姚鹏,郑明华,彭勇民. 2002. 西藏冈底斯岛弧带甲马铜多金属矿床成矿物质来源及成因研究. 地质论评, 48(5):468~479.
- 姚玉鹏,蒋复初,王广才,刘羽,张志诚,赖兴运. 2001. 地质学 15 年回顾与总结. 地球科学进展, 16(6):852~857.
- 袁洪林,吴福元,高山,柳小明,徐平,孙德有. 2003. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报, 48(14):1511~1520.
- 移根旺. 2008. 锆石成因矿物学研究. 中国水运, 8(6):259~260.
- 岳雅慧,丁林. 2006. 西藏林周基性岩脉的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学, 地球化学及其成因. 岩石学报, 22(4):855~866.
- 张华锋,周志广,刘文灿,李真真,章永梅,柳长峰. 2009. 内蒙中部白乃庙地区格林威尔岩浆事件记录:石英二长闪长岩脉锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄证据. 岩石学报, 25(6):1512~1518.
- 张松,郑远川,黄克贤,李为,孙清钟,李秋耘,付强,梁维. 2012. 西藏努日矽卡岩型铜钨钼矿辉钼矿 Re-Os 定年及其地质意义. 矿床地质, 31(2):337~346.
- 张永清. 2012. 激光拉曼,阴极荧光研究对蛻晶化锆石及其 U-Pb 年龄解释的指示意义. 地质调查与研究, 35(3):224~228.
- 钟玉芳,马昌前,余振兵. 2006. 锆石地球化学特征及地质应用研究综述. 地质科技情报, 25(1):27~34.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . Chemical Geology, 192:59~79.
- Belousova E, Griffin W, Suzanne Y, O'Reilly, Fisher N. 2002. O'Reilly Y, et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143(5):602~622.
- Chen L, Qin K Z, Li J X, Li G M. 2012. Fluid Inclusions and Hydrogen, Oxygen, Sulfur Isotopes of Nuri Cu-W-Mo Deposit in the Southern Gangdese, Tibet. Resource Geology, 62(1): 42~62.
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. Journal of the Geological Society, 149(2):171~184.
- Lee T Y, Lawver L A. 1995. Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia. Tectonophysics, 251(1):85~138.
- Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot 3. 00. Ageochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4a.
- Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L, Dong G C, Qu X M, Zhao Z D, Yang Z M. 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet. Lithos, 96(1):225~242.
- Pearce N J G, Perkins W T, Westgate J A, Gorton M P, Jackson S E, Neal C R, Chenery S P. A. 1997. compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. Geostandards Newsletter, 21(1):115~144.
- Rowley D B. 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. Earth and Planetary Science Letters, 145(1):1~13.
- Corfu F, Hanchar J M, Hoskin P W O. 2003. Atlas of zircon textures. Reviews in mineralogy and geochemistry, 53(1):469~500.

Zircon U-Pb Age of the Biotite Granite of Nuri Skarn Type Cu-Mo-W Deposit in Shannan, Tibet and Its Metallogenic Significance

WANG Xinxin^{1,2)}, DING Jun³⁾, YAN Guoqiang¹⁾, HUANG Yong³⁾, DAI Jie³⁾, LI Guangming³⁾,
ZHONG Kanghui¹⁾, BAI Jingguo⁴⁾, LI Qiuping⁵⁾, ZHANG Kai⁵⁾

1) *Earth science college of Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059;*

2) *The 217 geological team of Bureau of geology and Investigation of Shanxi, Datong, Shanxi, 037008;*

3) *Chengdu Center of China Geological Survey, Sichuan, Chengdu, 610081;*

4) *Sichuan Institute of Metallurgical Geology and Exploration, Chengdu, 610066;*

5) *The No.2 Geological Exploration Institute of CMGB, Fujian, Putian, Fujina, 351111*

Abstract

The Nuri Cu-W-Mo deposit, located in the east-south gandise belt, is a large skarn deposit associated with the biotite granite, in the Northern yarlung zangbo suture zone. Zircon U-Pb dating and trace element of the biotite granite were studied to understand relationship with scheelite in north ore, based on the LA-ICP-MS U-Pb geochronological investigation of 18 zircon grains in biotite granite. The results shows that the growth zonal apparently, and Th/U ratio range between 0.1~1.23(except 18 point) more than 0.1, is the typical magmatic zircon. The U-Pb ages of zircon can be divided into three groups: 799Ma, 55.6 Ma and 45.6~52.7 Ma, representing the formation time of Lhasa block at neoproterozoic, the captured zircons age, the formation age of biotite granite. The U-Y、Nb/Ta-Y discrimination diagram of zircon trace element indicates that all of the points fall in granitoid rock range, indicating that the biotite granite derived from the Lhasa block. The dating data show that they formed during the Eocene epoch. This age is exactly the middle-late time at the main collision of the India-Eurasia, corresponding to the India plate subduction to Eurasia plate collision middle-late stage magma event, and the age is earlier than molybdenite formation age but same as the first stage of Re-Os age of chalcopyrite. The two phases in the metallogenic events are early stage such as scheelite and chalcopyrite mineralization and late stage such as molybdenite and chalcopyrite. This is the first study in the southern margin of the metallogenic belt, its enriched the magmatic intrusion sequence and metallogenic events and have a great theoretical guidance significance for regional prospecting.

Key words: zircon U-Pb dating; biotite granite; skarn type; metallogenic event; Nuri Cu-Mo-W deposit; Tibet