

青海西南三江北段早古新世成岩、成矿事件： 陆日格斑岩钼矿 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 定年

郝金华^{1,2)}, 陈建平^{1,2)}, 董庆吉²⁾, 王涛³⁾, 罗志忠³⁾, 张永涛³⁾

1) 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学(北京)科学研究院, 北京, 100083;

2) 中国地质大学北京市国土资源信息开发研究重点实验室, 北京, 100083;

3) 青海省地质调查院, 西宁, 810012

内容提要:对青海南部西南三江多金属成矿带北段陆日格斑岩钼矿床开展了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 同位素定年研究。研究表明, 陆日格黑云母花岗岩斑岩、细粒花岗岩斑岩的锆石 LA-ICP-MS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄分别为 $62.1 \pm 0.4\text{Ma}$ 、 $61.7 \pm 0.3\text{Ma}$, 所测锆石均显示岩浆成因特点, 锆石 U-Pb 年龄可代表斑岩的结晶年龄; 5 件辉钼矿的 Re-Os 加权平均模式年龄为 $60.7 \pm 1.5\text{Ma}$, 锆石 U-Pb 同位素年龄与辉钼矿的 Re-Os 年龄非常吻合, 所获年龄准确厘定了陆日格矿床的岩浆活动与矿化时限为早古新世。陆日格与三江带中北段主要斑岩型矿床成岩成矿年龄相差近 20Ma, 表明三江北段自古新世起, 区域内至少有两期较大规模的斑岩成矿作用, 作为目前已知新生代三江成矿带最早的一次岩浆成矿事件, 陆日格斑岩钼矿具有非常重要的理论与找矿工作意义。

关键词: 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年; 辉钼矿 Re-Os 定年; 斑岩钼矿; 陆日格; 三江成矿带北段

西南三江地区为中国乃至世界上具有重要地位的新生代多金属成矿带, 跨越滇、川西、藏东并延伸至青海南部, 发育一系列大型、超大型的铜、钼、金、铅锌等多金属矿床, 为我国青藏高原 3 条巨型斑岩铜矿带之一。国内外地质学家对三江地区中南段斑岩铜钼金矿带特别是玉龙斑岩铜矿带的成岩成矿年代学进行了大量的研究, 并对其构造背景、岩浆演化、成矿模式等方面进行了广泛探讨(Wang J H et al., 2001; Hou Z Q et al., 2003; 侯增谦等, 2006a; 姜耀辉等, 2006a, 2006b; 郭利果等, 2006; 王登红等, 2006; 侯增谦等, 2008), 研究认为三江斑岩型铜多金属矿床形成于印度—欧亚大陆碰撞造山背景下, 受新生代陆内走滑断裂系统控制, 含矿斑岩属于高钾钙碱性-钾玄岩系列(张玉泉等, 2000; 邓万明等, 2001; Jiang Y H et al., 2006)。

随着地质矿产工作的深入, 在青海南部金沙江缝合带以南, 发现了以纳日贡玛含矿斑岩体为中心的又一大型斑岩-矽卡岩型铜钼矿带, 被认为是玉龙铜矿带的北延(王召林等, 2008), 并对纳日贡玛矿床

形成的地质背景、岩石地球化学及成矿年龄等方面进行了初步研究(Richards, 1995; 王召林等, 2008; 杨志明等, 2008; 陈建平等, 2008)。陆日格为新近在纳日贡玛附近发现的又一斑岩钼铜矿床(点), 经初步勘探已显示出较大的成矿潜力(郝金华等, 2010a, 2010b)。本次研究利用锆石 LA-ICP-MS U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 同位素定年方法, 对矿床的成岩成矿形成年龄进行了测定, 为探讨构造-岩浆-成矿作用研究提供了可靠的年代学依据。

1 区域地质背景

陆日格斑岩钼矿床位于青海省玉树藏族自治州杂多县西北方向, 距县城约 175km, 位于纳日贡玛东南约 10km, 矿区面积约为 6km^2 。构造上处于金沙江缝合带与班公湖-怒江缝合带所夹持的羌塘地体北缘, 位于三江成矿构造带的囊谦-昌都-兰坪-思茅成矿带中的纳日贡玛-妥坝铜多金属成矿带的西北端, 该区是吸纳和调节印度-欧亚大陆碰撞应力应变的构造转换带(图 1a)。

注: 本文为地质过程与矿产资源国家重点实验室开放课题基金项目(编号 GPMR2011)、中央高校基本科研预研项目(编号 2-9-2012-21)、中国地质调查局地质调查资助项目(编号 1212010630804、1212011121215)资助的成果。

收稿日期: 2011-12-15; 改回日期: 2012-11-12; 责任编辑: 郝梓国, 黄敏。

作者简介: 郝金华, 男, 1978 年生。博士, 讲师, 矿产普查与勘探专业。通讯地址: 北京市海淀区学院路 29 号中国地质大学(北京)科学研究院。Email: haojh@cugb.edu.cn。

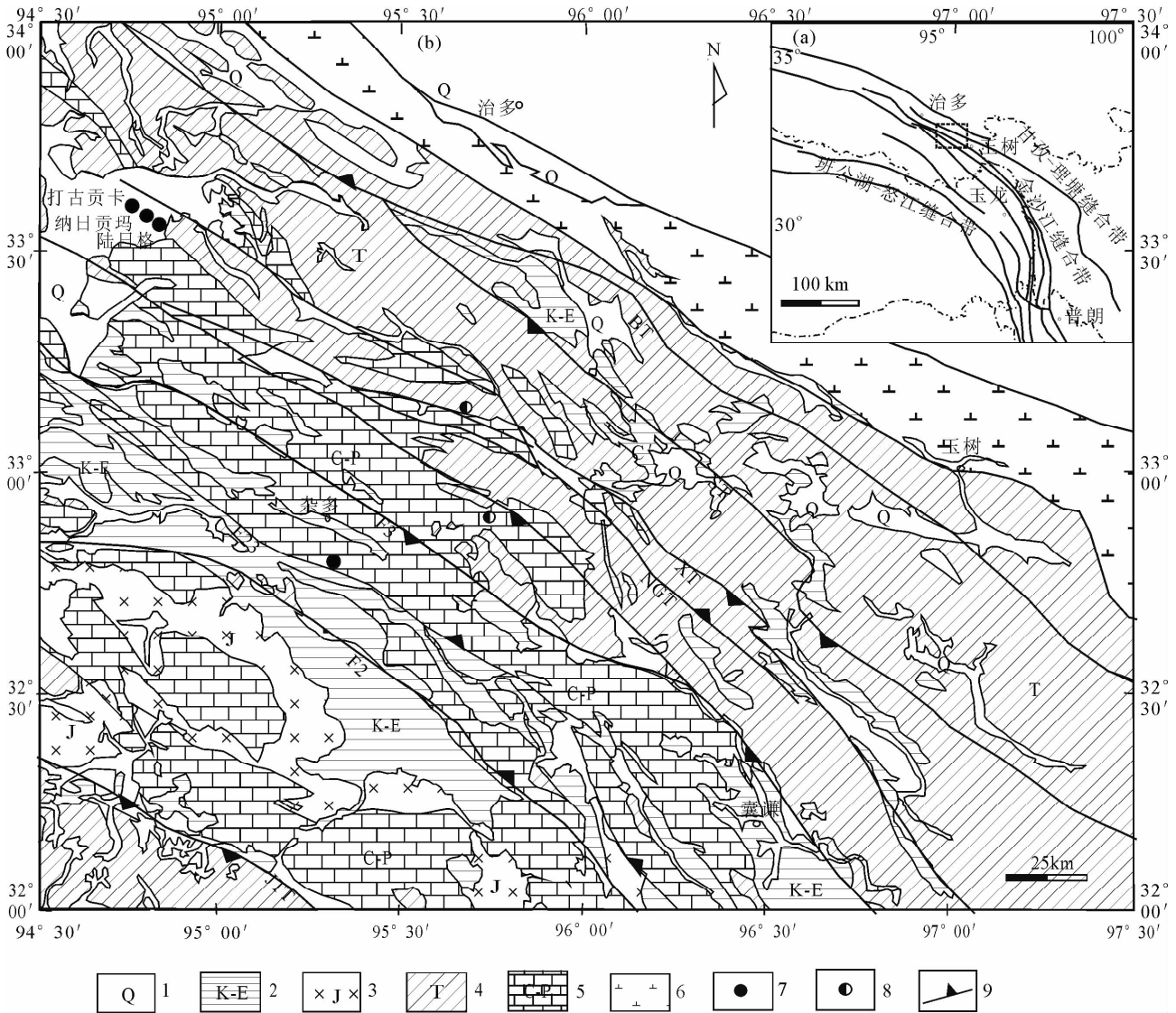


图 1 青海南部三江北段构造地质图(据侯增谦等,2008;王召林等,2009 修改)
Fig. 1 Geological map of Sanjiang molybdenite-copper deposit belt in Southern Qinghai
(revised after Hou Zenqian et al., 2008; Wang Zhaolin et al., 2009)

1—第四系;2—白垩系;3—侏罗系;4—三叠系;5—石炭系—二叠系;6—蛇绿混杂岩带;7—铜钼矿;8—铅锌矿;9—逆断层
1—Quaternary;2—Cretaceous;3—Jurassic;4—Triassic;5—Carboniferous to Permian;6—ophiolitic mélangé belt;
7—copper-molybdenum deposit;8—lead-zinc deposit;9—reverse fault

区内地层主要为古生界和中生界,其次为新生界。古生界包括早石炭世杂多群、早二叠世开心岭群,多呈逆冲断片出露。杂多群为被动大陆边缘陆棚碎屑岩-碳酸盐岩沉积建造,开心岭群为弧后拉张环境下的碎屑岩-火山岩-碳酸盐岩建造。中生界包括晚三叠世巴塘群、结扎群,侏罗纪雁石坪群和白垩纪风火山群,为中生代盆地内发育的碎屑岩-碳酸盐岩建造。新生界主要为陆相盆地沉积的沱沱河组、雅西错组及第四系碎屑岩^①。

研究区先后经历了晚古生代—中生代古、新特提斯洋盆扩张-俯冲造山作用及新生代大规模陆内

变形的地质演化过程。晚古生代—中生代古特提斯洋扩张、俯冲造山主要表现为金沙江-澜沧江古特提斯洋盆的发育及其随后的俯冲消减和江达-维西弧发育(莫宣学等, 2006);新生代受印度-亚洲大陆斜向碰撞事件的影响,该区构造变形异常复杂,至少经历了两次逆冲和 4 次走滑事件,形成了一系列 NW—SE 走向的逆冲断裂系统、走滑断裂系统以及引发的褶皱、走滑拉分盆地等(Yin A et al., 2000; Hou Z Q et al., 2003;李亚林等,2006)。

区内断裂及节理裂隙相当发育,按展布方向可分为北西向、北东向、近东西向和近南北向 4 组断

裂,各断裂彼此交错切割;其中北西西向断裂为区内的主干断裂,控制了本区的沉积建造、岩浆活动、后期的变质改造及矿产分布。区内呈 NW—SE 向展布一系列燕山期、喜马拉雅期岩浆活动岩体,具钼铜矿化的岩体主要为喜马拉雅期侵位的高钾钙碱性花岗斑岩,整体呈 NW—SE 向产出,受 NW—SE 向深大断裂控制明显。区域自 NW 向 SE 依次分布有打古贡卡、纳日贡玛、陆日格等斑岩钼矿床(点)(图 1b)。

2 矿区地质特征

矿区出露地层主要为石炭纪杂多群下部碎屑岩组、二叠纪开心岭群九十道班组、诺日巴尕日保组和尕笛考组、古近纪—新近纪的中新世查保玛组及第四纪地层。区内岩浆活动主要为喜马拉雅山期岩浆侵入,岩性主要为黑云母二长花岗斑岩、浅色细粒花岗斑岩及少量的斜长花岗斑岩,岩体为脉状,呈北北西—南南东向、北北东—南南西向分布,长 200~1000m 不等,宽度小于 100m;燕山期火山岩主要为玄武岩、玄武安山岩及火山角砾岩(图 2)。

陆日格矿床 Mo、Cu 矿化主要分布于斑岩接触带及石英脉中。其中斑岩体中以辉钼矿化为主,内外接触带的青磐岩化带以黄铜矿化为主,远离斑岩体的安山玄武岩以黄铁矿化为主。矿区圈定 Cu 矿体 3 条,其中 MⅡ号 Cu 矿体规模最大,宽 20m,平均品位 4.77%,最大值 6.19%;MⅠ矿体 Cu 矿体宽 2.9m,铜品位 0.45%,含矿岩石为花岗斑岩;MⅡMo 矿体钼品位为 0.01%~0.1%,并见到宽 2.0m 钼矿体,钼品位 0.067%。MⅢ矿体厚 4.5m,铜品位 1.19%,含矿岩石为玄武岩^②。

斑岩及围岩蚀变明显,围岩玄武岩普遍蚀变为黄铁矿化、硅化、绢云母化、绿帘石化、青磐岩化、矽卡岩化等。矿石矿物组成较简单,主要为辉钼矿、黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、方铅矿、闪锌矿等。矿石结构构造以浸染状、细脉状构造为主,具有自形—半自形结构、包含结构、交代溶蚀结构等。

3 斑岩特征

本次研究选取钻孔(ZK801、ZK2401)中较新鲜的斑岩挑选锆石进行 U-Pb 同位素测试分析,岩性分别为与矿化关系密切的黑云母二长花岗斑岩、浅色细粒花岗斑岩。

斑岩呈灰色、浅灰色、浅黄色,具斑状到不等粒结构。斑晶主要为石英、斜长石、钾长石和黑云母,

及含少量的角闪石(表 1),斑晶含量大于 30%,基质具有微晶结构,由石英、斜长石、正长石、黑云母以及少量黄铁矿组成,含有锆石、金红石、钛铁矿、榍石、磷灰石等副矿物。金属硫化物辉钼矿、黄铁矿、黄铜矿等以稀疏的浸染状、脉状构造分布于斑岩中,矿化主要与黑云母花岗斑岩相关。

斑岩中斑晶石英为它形粒状,粒度变化比较大,可见较明显的熔蚀现象,颗粒边部常呈港湾状,为细粒基质石英颗粒充填,局部微裂隙发育并被绢云母所充填。一般较洁净,含细小的气液包裹体。钾长石斑晶多为短柱状,粒度变化较大,大者可达 10mm×20mm,也见有部分小斑晶长石(0.5~20mm);表面较为新鲜,少量见灰色细小土状质点(泥化)。主要为单个斑晶,少见聚斑晶,但可见有卡斯巴双晶;部分颗粒有熔蚀再生长现象,并在边缘环带中常包含基质中的细粒石英或/和钾长石;钾长石斑晶中还包裹早期结晶的矿物,如斜长石、黑云母以及磷灰石、锆石等;钾长石大斑晶还可包含小的钾长石斑晶,后者常表现为熔蚀的椭圆形,反映了岩浆热液成分具有周期性变化特征。斜长石斑晶的粒度大小不一,为自形到它形板状。由电子探针测试数据可知陆日格斑晶斜长石主要为中长石、更长石和钠长石等($An=0.13\sim33.37$)(表 1)。斜长石双晶发育,表现为聚片双晶和卡氏复合双晶;斜长石斑晶环带发育,化学成分表明多为正环带,但在后期再生长的部分则表现为反环带(图 3);普遍具有熔蚀再生长现象;斑晶斜长石较为新鲜,部分绿泥石化、绢云母化、绿帘石化、高岭土化等蚀变强烈。黑云母斑晶粒度变化也较大,主要以较自形板状为主,具明显的多色性,解理发育,沿解理缝常被绿泥石交代并析出铁质及金红石颗粒。依据 Foster(1960)云母分类,陆日格斑晶黑云母种属为富镁黑云母、镁铁黑云母(表 1)。

岩石地球化学特征表明,陆日格斑岩表现为过铝质的高钾钙碱性—钾玄岩系列。陆日格斑岩稀土元素显示出较明显的右倾型,大离子亲石元素(LILE)相对于高场强(HFSE)和轻稀土元素(LREE)明显富集,与玉龙矿带含矿斑岩较为相似(郝金华等,2011)。

4 样品处理及分析方法

4.1 锆石 U-Pb LA-ICP-MS 测试

锆石的分选工作在河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成,分离采用常规方法:先将岩石样品

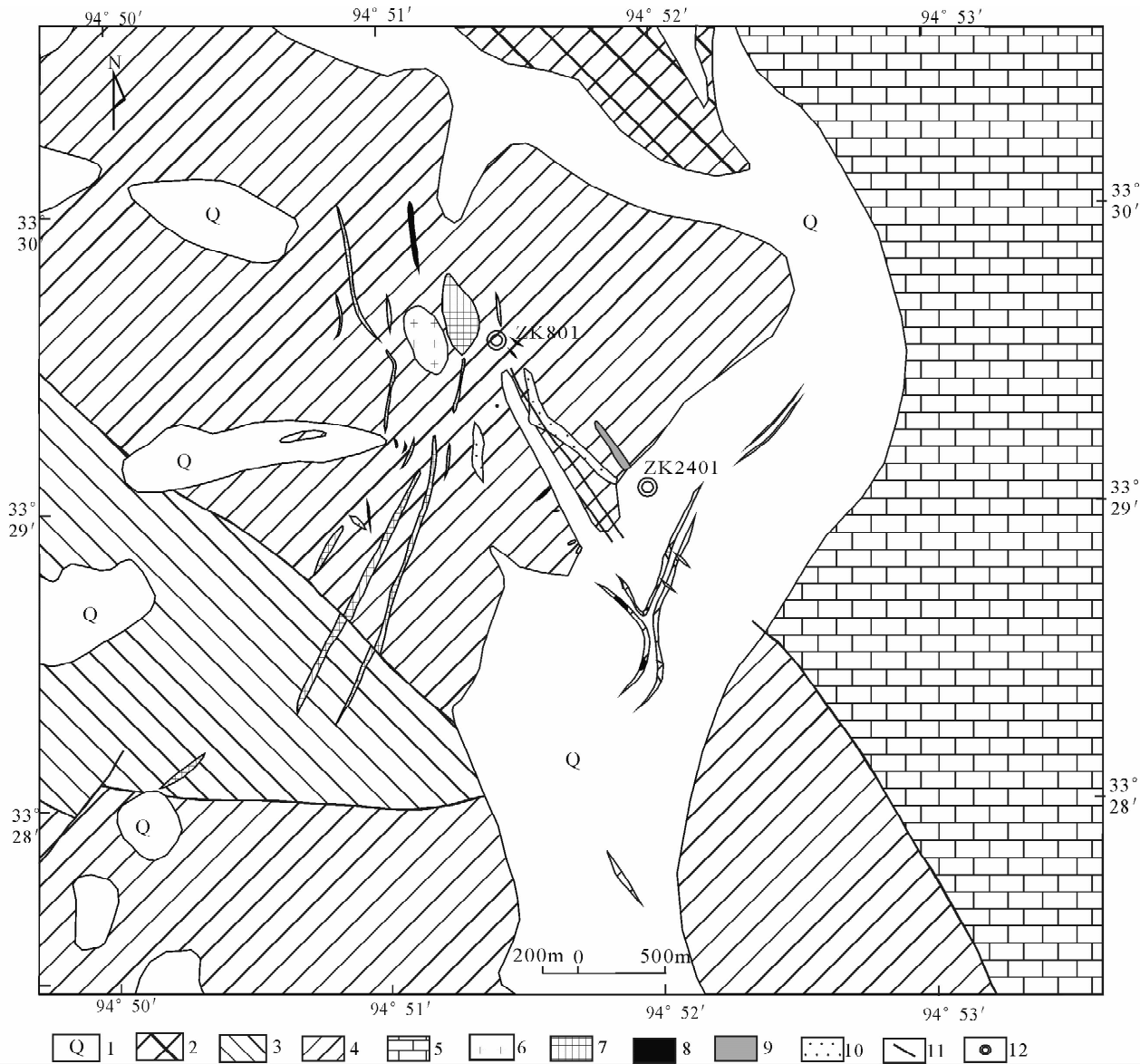


图 2 青海玉树陆日格斑岩钼矿床地质简图(据青海省地质调查研究院修改^①)

Fig. 2 Geological map of Lurige porphyry molybdenite-copper deposit in Yushu, Qinghai (revised after Qinghai Geological Survey Institute^①)

1—第四系;2—二叠纪九十道班组;3—二叠纪诺日巴尕日保组;4—二叠纪尕笛考组;5—石炭纪杂多群;
6—花岗岩;7—花岗斑岩;8—黑云二长花岗斑岩;9—斜长花岗斑岩;10—矿体;11—断裂;12—钻孔

1—Quaternary; 2—Permian Jiushidaoban Formation; 3—Permian Nuoribagaribao Formation; 4—Permian Gadikao Formation; 5—Carboniferous Zaduo Group; 6—granite; 7—granite porphyry; 8—biotite monzonitic granite; 9—plagiogranite; 10—ore body; 11—fault; 12—drill hole

粉碎至 300 μ m,再用浮选和电磁选方法进行分离,最后进行双目镜下单颗粒锆石挑选。靶样由中国地质科学院离子探针中心制作。在中国地质大学(北京)电子探针实验室完成透射光、反射光显微照相,在北京大学电子显微镜室完成锆石阴极发光(CL)显微照相。锆石 U-Pb LA-ICP-MS 测试在中国地质大学(北京)激光等离子体质谱实验室完成,分析仪器为由美国 New Wave Research Inc. 公司生产

的 193nm 激光剥蚀进样系统(UP 193SS)和美国 AGILENT 科技有限公司生产的 Agilent 7500a 型四级杆等离子体质谱仪联合构成的激光等离子体质谱仪(LA-ICP-4MS)。测试点束斑直径为 36mm,剥蚀采样时间为 45s,普通铅校正依据 Andersen 等(2002)。详细的仪器操作条件和数据处理方法见参考文献(Ludwig et al., 2003;胡培远等,2010)。

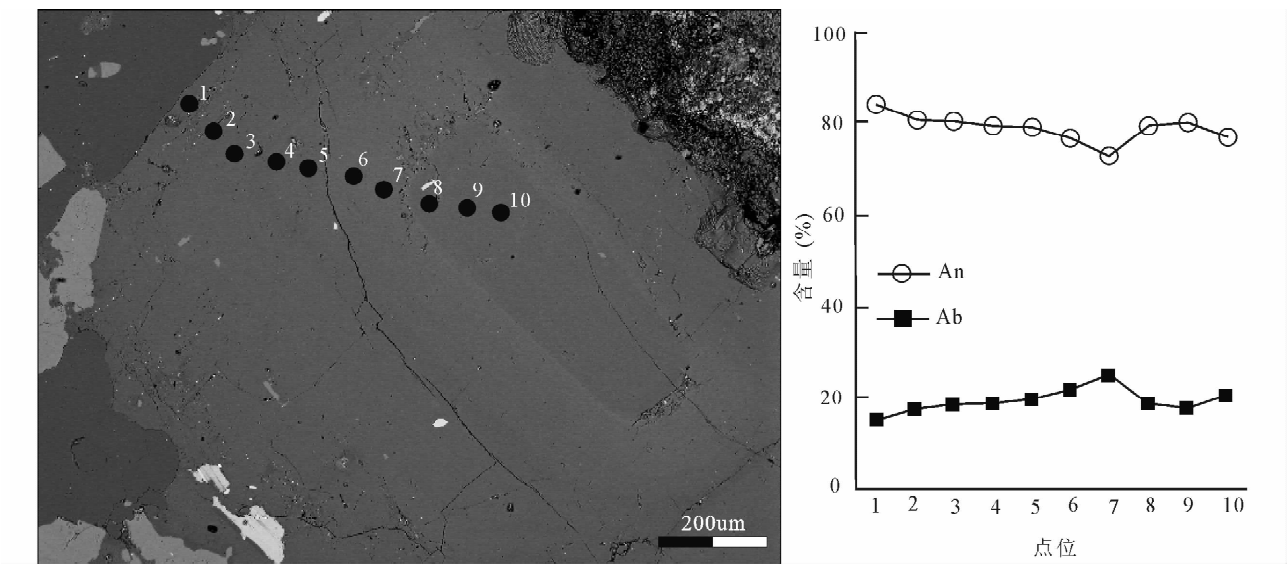


图 3 青海玉树陆日格含矿斑岩斜长石环带(BSE)及成分

Fig. 3 Plagioclase zoning(BSE)and its compositons from Lurige porphyry in Yushu,Qinghai

4.2 辉钼矿 Re-Os 测试

陆日格斑岩钼矿床中辉钼矿基本以鳞片状集合体、颗粒状与绢云母、黄铁矿、黄铜矿等赋存于斑岩和围岩中的石英脉中,少量以细脉浸染状分布于花岗斑岩中,此次研究沿着矿区矿化带及钻孔中采取 5 件辉钼矿矿石样品,辉钼矿全部为以多金属硫化物石英脉产出,辉钼矿脉宽一般 0.3~1cm,辉钼矿呈鳞片状、颗粒状产出,颗粒大小多为 0.2cm×0.3cm。

将野外采集的矿石样品在双目镜下手工挑选出辉钼矿单矿物,辉钼矿质纯、无氧化、无污染,纯度达 98%以上。辉钼矿 Re-Os 同位素测试在中国科学

院广州地化所同位素年代学实验室进行,采用 Carius 管封闭溶样分解样品,测试仪器型号为 X7 型 ICP-MS,Re-Os 同位素分析的化学分离过程和分析方法详见有关文献(Shirey et al., 1995;杜安道等,2001)。

5 分析结果

5.1 锆石 U-Pb LA-ICP-MS 定年

光学显微镜观察及 CL 图表明,所挑选锆石晶形较完好,主要呈四方双锥状、长柱状、板柱状,个别为短柱状,锆石具典型的岩浆振荡环带结构,多数具

表 1 青海玉树陆日格斑岩中成岩矿物电子探针分析数据(%)

Table 1 EPMA data of rock mineral from Lurige porphyry deposit in Yushu,Qinghai (%)												
矿物	样品号	点数	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总和
Pl	2401-220	7	68.04	0.10	19.14	0.38	0.17		1.12	11.02	0.19	100.16
	2401-251	4	66.81	0.07	19.33	0.24	0.02		0.52	12.40	0.22	99.60
	2401-142	3	66.74	0.07	20.39	0.17	0.11		0.63	11.60	0.17	99.88
	801-266-1	4	59.87	0.05	23.50	0.22			5.39	10.48	0.18	99.68
	801-266-2	10	61.29	0.04	23.11	0.23			4.44	10.33	0.42	99.85
	801-266-3	15	60.65	0.07	23.44	0.20	0.10		4.74	9.81	0.64	99.65
Kf	2401-220	8	64.73	0.01	18.14	0.37	0.07		0.37	0.96	15.40	100.05
	2401-251	13	64.66	0.14	18.51	0.20	0.07		0.06	2.64	13.61	99.90
	2401-154	2	64.78		18.57	0.20				1.12	15.10	99.76
	2401-267	2	64.80	0.05	18.59	0.14			0.05	1.14	15.03	99.78
	2401-142	4	64.03	0.37	18.43	0.60	0.08			1.36	14.45	99.32
	801-266	2	64.10	0.04	18.63	0.27				1.79	15.06	99.89
Bi	2401-251	2	36.46	4.12	12.95	20.76	0.26	10.84	0.05	0.57	9.23	95.22
	801-266-1	3	36.06	4.03	13.41	21.19	0.42	10.27	0.04	0.51	9.18	95.11
	801-266-2	10	36.57	3.85	13.31	20.36	0.33	11.31		0.29	9.29	95.31
Am	2401-105	1	49.31	0.36	4.44	16.35	0.62	13.97	10.85	1.36	0.44	97.70

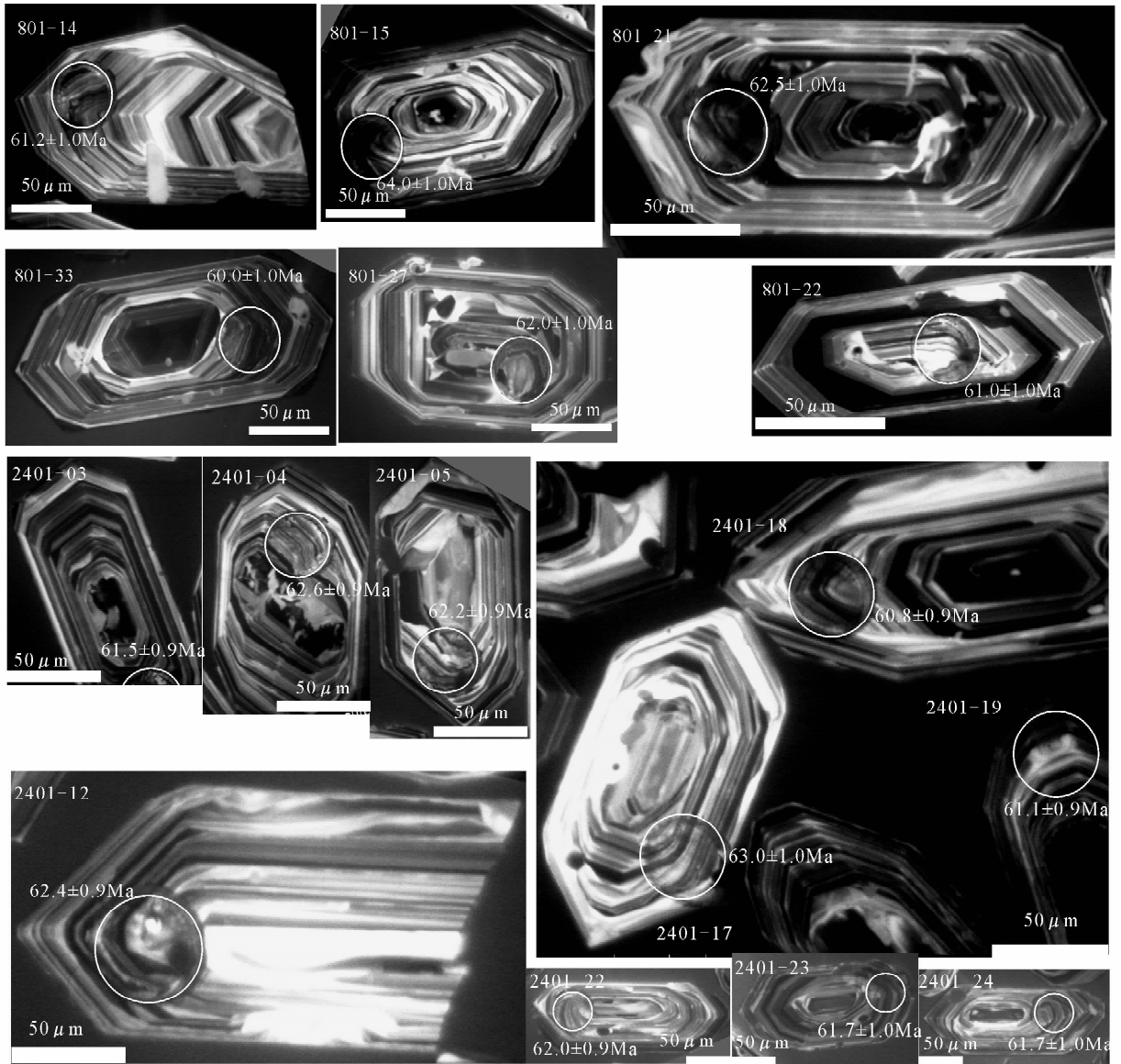


图 4 青海玉树陆日格铅矿含矿斑岩锆石(部分)CL 图

Fig. 4 CL image of zircons from Lurige deposit in Yushu, Qinghai

有典型单期生长的同心环带特征(图 4),因此,锆石 U-Pb 年龄可代表斑岩的结晶年龄。但少数锆石颗粒中见有不规则的内核,为继承的锆石核。

对黑云母二长花岗斑岩样品 ZK801-266 锆石样品总共进行了 32 个样品 33 个点的分析(表 2),锆石的 U 含量为 $213.49 \times 10^{-6} \sim 2572.94 \times 10^{-6}$, Th 含量为 $181.70 \times 10^{-6} \sim 2680.27 \times 10^{-6}$, 铀、钍含量基本存在一定的正相关关系;除 1、27、28、30 点 Th/U 比值为 0.3~0.5 外,其余锆石均大于 0.5,根据前人研究,锆石大部分为岩浆成因,但部分颗粒可能遭受一定程度热液流体活动影响(Claesson et al., 2000; Hoskin et al., 2000)。其中第 8 点锆石核

部的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 1852Ma,此应为继承的锆石年龄,代表了元古代的结晶基底;第 30、31 点锆石边部要比其他锆石年轻(为 57Ma、57.8Ma),后经显微镜及 CL 图检查,发现其存在细小裂隙,因此略低的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值可能与锆石边缘部位 U、Pb 含量受到后期地质作用调整有关。其余所测试的 30 个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄较为相近(60~66Ma),在谐和线上构成一致的年龄组,给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $62.1 \pm 0.4\text{Ma}$, $MSWD = 1.3$ (图 5)。

浅色花岗斑岩 ZK2401-251 共测试 31 个颗粒 31 个点(表 3),除去第 6 点外,锆石 U 含量为 213.49

表 2 青海玉树陆日格锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素测试结果及计算

Table 2 LA-ICP-MS U-Pb data of zircons from Lurige porphyries in Yushu, Qinghai

测试点号	含量($\times 10^{-6}$)		Th/U	同位素比值								年龄(Ma)					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ
ZK801-01	617.04	1571.32	0.39	0.04728	0.00193	0.06204	0.00256	0.00952	0.00014	0.00281	0.00007	61.0	2.0	61.1	0.9	57.0	1.0
ZK801-02	1005.35	1694.84	0.59	0.04723	0.00163	0.06421	0.00226	0.00986	0.00015	0.00246	0.00005	63.0	2.0	63.3	1.0	50.0	1.0
ZK801-03	957.99	1782.96	0.54	0.04783	0.00266	0.06399	0.00358	0.0097	0.00015	0.00276	0.00007	63.0	3.0	62.2	1.0	56.0	1.0
ZK801-04	955.55	1264.42	0.76	0.04741	0.00245	0.063	0.00327	0.00964	0.00015	0.00268	0.00006	62.0	3.0	61.8	1.0	54.0	1.0
ZK801-05	913.35	1467.42	0.62	0.04746	0.00219	0.06604	0.00306	0.01009	0.00016	0.0028	0.00007	65.0	3.0	65.0	1.0	57.0	1.0
ZK801-06	558.14	960.48	0.58	0.04728	0.00302	0.06296	0.00403	0.00966	0.00016	0.00306	0.00008	62.0	4.0	62.0	1.0	62.0	2.0
ZK801-07	1092.99	1699.27	0.64	0.04805	0.00233	0.06318	0.00309	0.00953	0.00015	0.00278	0.00006	62.0	3.0	61.1	1.0	56.0	1.0
ZK801-08	186.45	213.49	0.87	0.11015	0.00273	5.04799	0.13089	0.33231	0.00495	0.09088	0.00171	1827.0	22.0	1850.0	24.0	1758.0	32.0
ZK801-09	960.21	1906.82	0.50	0.0473	0.0021	0.06348	0.00285	0.00973	0.00015	0.00261	0.00006	62.0	3.0	62.4	1.0	53.0	1.0
ZK801-10	470.53	766.44	0.61	0.0471	0.00298	0.06248	0.00397	0.00962	0.00016	0.00274	0.00008	62.0	4.0	62.0	1.0	55.0	2.0
ZK801-11	2680.27	2505.11	1.07	0.04744	0.00153	0.0632	0.00209	0.00966	0.00014	0.00277	0.00005	62.0	2.0	62.0	0.9	56.0	1.0
ZK801-12	1853.85	1424.13	1.30	0.04718	0.00242	0.06437	0.00332	0.00989	0.00015	0.00282	0.00006	63.0	3.0	63.4	1.0	57.0	1.0
ZK801-13	570.13	1097.26	0.52	0.04728	0.00198	0.06375	0.00269	0.00978	0.00015	0.00275	0.00007	63.0	3.0	62.7	1.0	56.0	1.0
ZK801-14	663.82	1067.45	0.62	0.04711	0.00327	0.06199	0.00432	0.00954	0.00015	0.00269	0.00008	61.0	4.0	61.2	1.0	54.0	2.0
ZK801-15	441.34	775.57	0.57	0.0471	0.00334	0.06523	0.00462	0.01004	0.00017	0.00267	0.0001	64.0	4.0	64.0	1.0	54.0	2.0
ZK801-16	732.75	1143.21	0.64	0.04725	0.00256	0.06253	0.0034	0.0096	0.00015	0.00219	0.00006	62.0	3.0	61.6	1.0	44.0	1.0
ZK801-17	756.54	1489.52	0.51	0.05165	0.00274	0.06932	0.00369	0.00973	0.00015	0.00261	0.00007	68.0	4.0	62.4	1.0	53.0	1.0
ZK801-18	656.13	1458.41	0.45	0.0484	0.00304	0.06349	0.004	0.00951	0.00015	0.00281	0.00008	63.0	4.0	61.0	1.0	57.0	2.0
ZK801-19	948.11	1735.6	0.55	0.0547	0.00305	0.07258	0.00405	0.00962	0.00016	0.00268	0.00007	71.0	4.0	62.0	1.0	54.0	1.0
ZK801-20	546.95	743.04	0.74	0.04749	0.00344	0.06227	0.00451	0.00951	0.00016	0.0027	0.00008	61.0	4.0	61.0	1.0	54.0	2.0
ZK801-21	2413.96	2572.94	0.94	0.04725	0.00199	0.06354	0.00271	0.00975	0.00015	0.00272	0.00006	63.0	3.0	62.5	1.0	55.0	1.0
ZK801-22	699.03	727.07	0.96	0.04727	0.00492	0.06245	0.00649	0.00958	0.00017	0.00271	0.00008	62.0	6.0	61.0	1.0	55.0	2.0
ZK801-23	1103.7	1173.2	0.94	0.04777	0.00291	0.06453	0.00395	0.00979	0.00015	0.00284	0.00007	63.0	4.0	62.8	1.0	57.0	1.0
ZK801-24	759.63	1453.41	0.52	0.04728	0.00182	0.06503	0.00254	0.00997	0.00015	0.00278	0.00007	64.0	2.0	64.0	1.0	56.0	1.0
ZK801-25	541.51	1013	0.53	0.04728	0.00207	0.06383	0.00281	0.00979	0.00015	0.00276	0.00007	63.0	3.0	62.8	1.0	56.0	1.0
ZK801-26	507.5	730.25	0.69	0.04755	0.00323	0.06242	0.00424	0.00952	0.00016	0.00292	0.00008	61.0	4.0	61.0	1.0	59.0	2.0
ZK801-27	227.31	618.08	0.37	0.04724	0.00472	0.0626	0.00625	0.00961	0.00016	0.00271	0.00015	62.0	6.0	62.0	1.0	55.0	3.0
ZK801-28	352.57	1105.22	0.32	0.04744	0.00297	0.06148	0.00386	0.0094	0.00015	0.00292	0.0001	61.0	4.0	60.3	1.0	59.0	2.0
ZK801-29	393.71	538.86	0.73	0.09345	0.00918	0.13466	0.013	0.01045	0.00026	0.00476	0.00022	67.0	11.0	63.0	2.0	63.0	3.0
ZK801-30	181.7	576.8	0.32	0.04684	0.00447	0.05734	0.00542	0.00888	0.00019	0.00285	0.00016	57.0	5.0	57.0	1.0	58.0	3.0
ZK801-31	913.68	1236.85	0.74	0.04707	0.00193	0.05846	0.00242	0.00901	0.00014	0.00266	0.00006	58.0	2.0	57.8	0.9	54.0	1.0
ZK801-32	894.94	1531.97	0.58	0.04731	0.00192	0.06717	0.00276	0.01029	0.00016	0.00293	0.00007	66.0	3.0	66.0	1.0	59.0	1.0
ZK801-33	372.01	698.65	0.53	0.04738	0.0028	0.06133	0.00362	0.00939	0.00016	0.00281	0.00009	60.0	3.0	60.0	1.0	57.0	2.0
ZK2401-01	1298.82	2121.36	0.61	0.04723	0.00189	0.06354	0.00258	0.00975	0.00014	0.00287	0.00005	63.0	2.0	62.5	0.9	58.0	1.0

续表 2

测试点号	含量($\times 10^{-6}$)		Th/U	同位素比值								年龄(Ma)					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ
ZK2401-02	1207.95	1960.08	0.62	0.04759	0.00153	0.06342	0.00209	0.00966	0.00014	0.00284	0.00005	62.0	2.0	62.0	0.9	57.0	1.0
ZK2401-03	1137.2	1987.47	0.57	0.04739	0.0013	0.06269	0.00178	0.00959	0.00014	0.00269	0.00005	62.0	2.0	61.5	0.9	54.0	1.0
ZK2401-04	719.47	1440.34	0.50	0.04733	0.00175	0.0637	0.00239	0.00976	0.00014	0.00279	0.00006	63.0	2.0	62.6	0.9	56.0	1.0
ZK2401-05	681.74	1160.07	0.59	0.04768	0.00196	0.06371	0.00265	0.00969	0.00014	0.00274	0.00006	63.0	3.0	62.2	0.9	55.0	1.0
ZK2401-06	5812.39	3483.25	1.67	0.04887	0.0014	0.05972	0.00177	0.00886	0.00013	0.00228	0.00003	59.0	2.0	56.9	0.8	46.0	0.6
ZK2401-07	1533	1828.37	0.84	0.05021	0.00217	0.06703	0.00294	0.00968	0.00014	0.0029	0.00005	66.0	3.0	62.1	0.9	59.0	1.0
ZK2401-08	1013.23	1344.10	0.75	0.04729	0.0017	0.06199	0.00226	0.00951	0.00014	0.00272	0.00005	61.0	2.0	61.0	0.9	55.0	1.0
ZK2401-09	1077.5	1434.19	0.75	0.04715	0.00183	0.06355	0.00249	0.00977	0.00015	0.00267	0.00005	63.0	2.0	62.7	1.0	54.0	1.0
ZK2401-10	1016.54	1793.47	0.57	0.04735	0.00163	0.06268	0.0022	0.0096	0.00014	0.00254	0.00005	62.0	2.0	61.6	0.9	51.0	1.0
ZK2401-11	984.31	1034.59	0.95	0.04727	0.00303	0.06198	0.00396	0.00951	0.00016	0.00282	0.00007	61.0	4.0	61.0	1.0	57.0	1.0
ZK2401-12	1288.2	2213.68	0.58	0.0473	0.00151	0.06337	0.00207	0.00972	0.00014	0.00219	0.00004	62.0	2.0	62.4	0.9	44.2	0.8
ZK2401-13	440.21	932.35	0.47	0.04792	0.00376	0.06354	0.00497	0.00961	0.00016	0.00282	0.0001	63.0	5.0	62.0	1.0	57.0	2.0
ZK2401-14	711.12	1606.04	0.44	0.04749	0.00167	0.06398	0.00229	0.00977	0.00014	0.00283	0.00006	63.0	2.0	62.7	0.9	57.0	1.0
ZK2401-15	569.66	986.61	0.58	0.04709	0.00299	0.0609	0.00386	0.00938	0.00016	0.00274	0.00008	60.0	4.0	60.0	1.0	55.0	2.0
ZK2401-16	919.04	1701.96	0.54	0.04719	0.0017	0.06193	0.00227	0.00952	0.00014	0.00282	0.00005	61.0	2.0	61.1	0.9	57.0	1.0
ZK2401-17	631.18	797.70	0.79	0.04795	0.00323	0.06517	0.00439	0.00986	0.00016	0.00261	0.00006	64.0	4.0	63.0	1.0	53.0	1.0
ZK2401-18	878.63	1267.12	0.69	0.04714	0.00201	0.0616	0.00265	0.00948	0.00014	0.00284	0.00006	61.0	3.0	60.8	0.9	57.0	1.0
ZK2401-19	1072.42	1566.02	0.68	0.04686	0.00232	0.06152	0.00307	0.00952	0.00014	0.00273	0.00005	61.0	3.0	61.1	0.9	55.0	1.0
ZK2401-20	762.35	1364.74	0.56	0.04728	0.00191	0.06217	0.00255	0.00953	0.00014	0.00261	0.00006	61.0	2.0	61.1	0.9	53.0	1.0
ZK2401-21	1067.09	1518.97	0.70	0.04751	0.0026	0.06257	0.00345	0.00955	0.00014	0.00278	0.00006	62.0	3.0	61.3	0.9	56.0	1.0
ZK2401-22	431.66	735.29	0.59	0.04732	0.00358	0.06271	0.00473	0.00961	0.00016	0.00304	0.00009	62.0	5.0	62.0	1.0	61.0	2.0
ZK2401-23	922.1	1343.55	0.69	0.04756	0.00182	0.06308	0.00244	0.00962	0.00015	0.00275	0.00006	62.0	2.0	61.7	1.0	56.0	1.0
ZK2401-24	1324.43	2076.73	0.64	0.04726	0.00158	0.06245	0.00214	0.00958	0.00014	0.00223	0.00005	62.0	2.0	61.5	0.9	45.0	1.0
ZK2401-25	2149.15	4155.00	0.52	0.04752	0.0015	0.06251	0.00203	0.00954	0.00014	0.00277	0.00005	62.0	2.0	61.2	0.9	56.0	1.0
ZK2401-26	1071.51	1845.32	0.58	0.04719	0.00149	0.06376	0.00206	0.0098	0.00014	0.00272	0.00005	63.0	2.0	62.9	0.9	55.0	1.0
ZK2401-27	699.75	1265.38	0.55	0.04714	0.0021	0.06288	0.0028	0.00967	0.00016	0.00269	0.00007	62.0	3.0	62.0	1.0	54.0	1.0
ZK2401-28	154.31	501.52	0.31	0.04746	0.00595	0.06179	0.00771	0.00944	0.00019	0.00346	0.00021	61.0	7.0	61.0	1.0	70.0	4.0
ZK2401-29	896.84	1410.76	0.64	0.04743	0.00204	0.06306	0.00273	0.00964	0.00015	0.00245	0.00006	62.0	3.0	61.8	1.0	49.0	1.0
ZK2401-30	994.32	1437.22	0.69	0.04741	0.00228	0.06271	0.00302	0.00959	0.00016	0.00195	0.00005	62.0	3.0	62.0	1.0	39.0	1.0
ZK2401-31	351.51	828.50	0.42	0.04767	0.00262	0.06204	0.00342	0.00944	0.00015	0.00263	0.00009	61.0	3.0	60.6	1.0	53.0	2.0

表 3 青海玉树陆日格辉钼矿 Re-Os 同位素数据

赋存状态	样品编号	$w(\text{Re})(\times 10^{-6})$	$w(^{187}\text{Re})(\times 10^{-6})$	$w(^{187}\text{Os})(\times 10^{-6})$	模式年龄 (Ma)
玄武岩中石英辉钼矿脉	TC1601-B11	109594 ± 99.1	6860.55 ± 6.20	7.18826 ± 0.02819	62.8 ± 0.6
花岗斑岩中石英辉钼矿黄铁矿脉	PD1-B18	87011 ± 88.85	5446.89 ± 5.56	5.39494 ± 0.01891	59.4 ± 0.6
花岗斑岩中石英辉钼矿黄铁矿脉	TC801	152084 ± 152.2	9520.48 ± 9.53	9.3963 ± 0.02876	59.2 ± 0.6
玄武岩中绢云母粗粒辉钼矿脉	ZK2401-B24	76579 ± 85.3	4793.82 ± 5.34	4.78788 ± 0.02638	59.9 ± 0.7
玄武岩中石英辉钼矿脉	ZK2401-B9	99856 ± 63.95	6251 ± 4.00	6.45452 ± 0.00845	61.9 ± 0.4

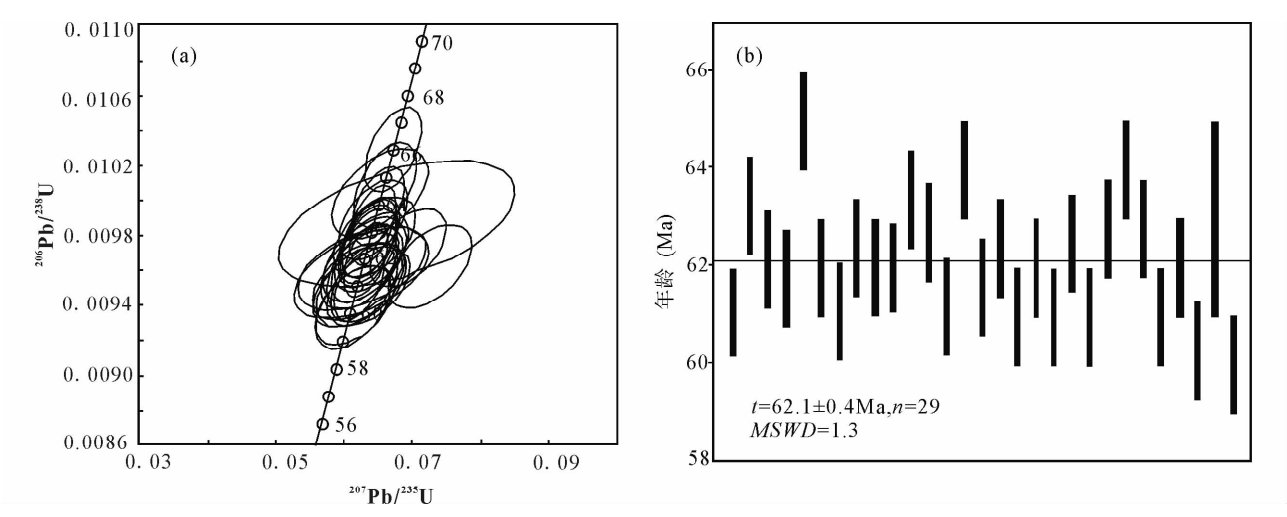


图 5 青海玉树陆日格钼矿含矿斑岩 ZK801-266 锆石谐和图

Fig. 5 The LA-ICP-MS zircon U-Pb concordian diagrams of ZK801-266 from Lurige porphyry deposit in Yushu, Qinghai

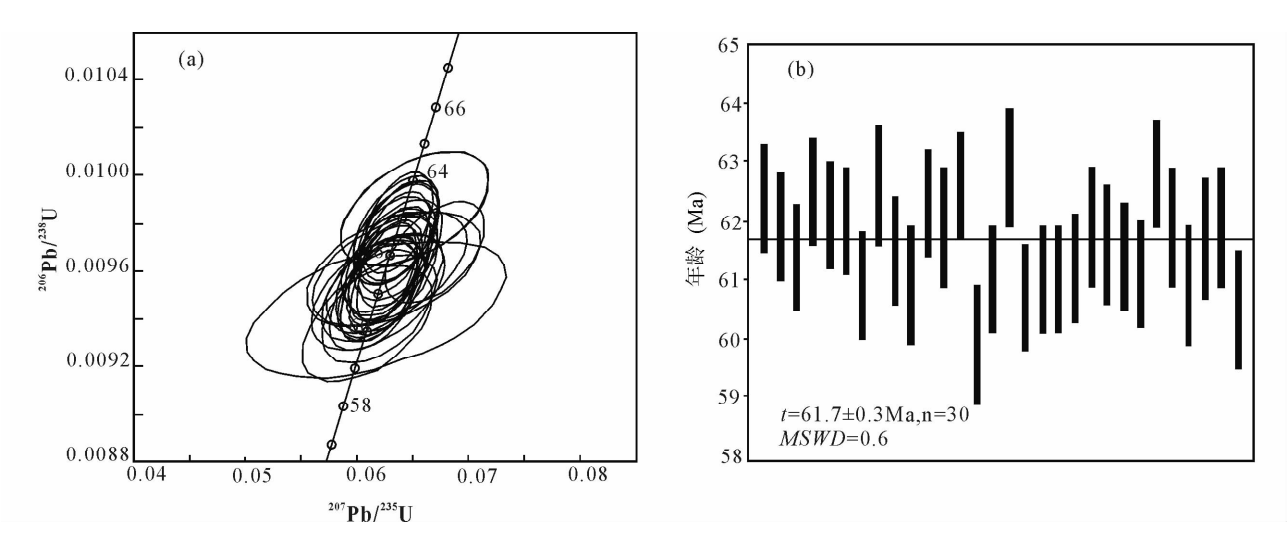


图 6 青海玉树陆日格钼矿含矿斑岩 ZK2401-251 锆石谐和图

Fig. 6 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordian diagrams of ZK2401-251 from Lurige porphyry deposit in Yushu, Qinghai

$\times 10^{-6} \sim 4155.0 \times 10^{-6}$, Th 含量为 $154.31 \times 10^{-6} \sim 2149.15 \times 10^{-6}$, 同样 ZK2401-251 锆石的铀、钍含量也基本存在一定的正相关关系, 其大部分 Th/U 比值也大于 0.5。第 6 点的 Th 的含量明显高于其他颗粒(5812.39×10^{-6}), 可能因为受到后期地质作用对其 Th 含量的调整。其余所测试的 30 个点

的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄较为相近($60 \sim 63\text{Ma}$), 在谐和线上构成一致的年龄组, 给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $61.7 \pm 0.3\text{Ma}$, $MSWD=0.61$ (图 6)。

5.2 辉钼矿 Re-Os 定年

辉钼矿 Re-Os 同位素测试结果见表 3, 陆日格辉钼矿 ^{187}Re 含量较稳定, 变化范围为 76579×10^{-6}

$\sim 109594 \times 10^{-6}$, 辉钼矿所计算的模式年龄变化范围较小(59.2~62.8Ma), 本次实验 ^{187}Os 初始值为 0.2 ± 1.3 , 接近于 0, 表明辉钼矿形成时几乎不含 ^{187}Os , 符合 Re-Os 同位素体系模式年龄计算条件(蒋少涌等, 2000); 利用 ISOPLOT3.6 软件将 5 个数据回归(Ludwig et al., 2003), 得到辉钼矿加权平均年龄为 $60.7 \pm 1.5\text{Ma}$, $MSWD=8.1$ 。但 5 个样品中 Re、Os 含量相当, 等时线没有拉开(图 7), 导致等时线年龄($59.0 \pm 11\text{Ma}$)误差较大(11 Ma), 因而本文采用模式年龄的加权值($60.7 \pm 1.5\text{Ma}$)作为辉钼矿的结晶时间, 也可代表矿床的形成年龄。

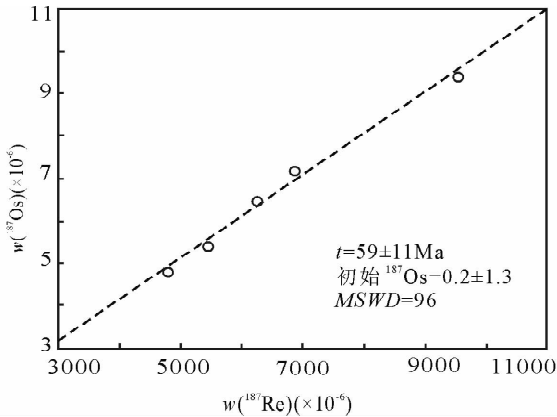


图 7 青海玉树陆日格钼矿床辉钼矿 Re-Os 等时线图

Fig. 7 Re-Os isochron age of molybdenite from Lurige porphyry deposit in Yushu, Qinghai

6 讨论

6.1 成岩成矿时代

三江地区斑岩型铜(钼-金)矿床的成岩成矿年龄, 特别是玉龙成矿带, 前人已经开展了大量的工作, 取得了许多宝贵的认识(马鸿文, 1990; 唐仁鲤等, 1995; Hou Z Q et al., 2003; Jiang Y H et al., 2006; 芮宗瑶等, 2006; 郭利果等, 2006; 王登红等, 2006)。但对青海南部三江北段的斑岩型矿床的研究还处于刚刚起步的阶段(王召林等, 2008; 杨志明等, 2008; 郝金华等, 2010a), 因此对斑岩型矿床的成岩成矿时代进行准确的厘定尤为重要。

本次研究表明, 陆日格黑云母花岗岩斑岩、细粒花岗岩斑岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素加权平均年龄分别为 $62.1 \pm 0.4\text{Ma}$ 、 $61.7 \pm 0.3\text{Ma}$, 锆石均显示岩浆成因特点, 因此锆石 U-Pb 年龄可代表斑岩的结晶年龄; 5 件辉钼矿的加权平均模式年龄为 $60.7 \pm 1.5\text{Ma}$, 锆石 U-Pb 同位素年龄与辉钼矿的 Re-Os 年龄非常吻合, 所获年龄准确地厘定了陆日格矿床的岩浆活动与矿化时限为早古新世。

6.2 构造背景

研究表明三江构造带主体发育于青藏高原的东缘, 在陆陆碰撞过程中其性质和功能类似于经典板块构造的转换断层, 调节和吸收印度-欧亚大陆碰撞所产生的构造应变(Dewey et al., 1988; Wang J H et al., 2001)。因此, 青海南部三江成矿带广泛发育新生代逆冲推覆构造、走滑断裂构造, 并导致数千千米的金沙江-红河走滑拉分带的形成(Spurlin et al., 2005; 李亚林等, 2006)。

Spurlin 等(2005)判定玉树-囊谦地区自新生代起发育 NE-SW 向地壳缩短, 缩短距离不少于 61km(Spurlin et al., 2005)。李亚林等(2006)测试表明发现于推覆构造前锋带中的择木乃岩体的单颗粒锆石的 U-Pb 年龄为 $67.1 \pm 2.7\text{Ma}$, 其可能代表了推覆构造活动的起始时限(李亚林等, 2006)。因此, 可以看出早在新代初期, 在藏北已广泛发育逆冲推覆构造。许志琴等(2011)总结认为金沙江-哀牢山-红河走滑断裂带是在金沙江-哀牢山缝合带的基础上于喜马拉雅期形成的, 并且认为制约青藏高原东部侧向地体群形成的走滑作用可能自西向东逐渐推进, 起始时间可能要早于 50Ma(许志琴等, 2011)。Spurlin 等(2005)也认为玉树地区的走滑断裂开始发育时间应不晚于 51Ma。因此, 三江北段古新世发育的逆冲断层可能同时具有走滑性质(Spurlin et al., 2005; 王召林等, 2009)。

三江构造带新生代岩浆作用的高峰期大致集中在 43~33Ma, Hou Z Q 等(2003)认为约 41Ma 在青藏高原东缘存在着一个应力集中释放, 发育走滑断裂并控制着三江带含矿斑岩体; 而 Spurlin 等(2005)则认为这一时期区域内走滑断裂经历了构造机制的转换, 由右行走滑转为左行走滑(Hou Z Q et al., 2003; Spurlin et al., 2005)。陆日格矿床的形成要明显早于三江带其他岩浆活动, 但其构造仍然与区域发育的走滑深大断裂有关, 因印-亚大陆碰撞所引起的青海南部古新世时同时具有走滑和逆冲性质的断层可能控制着陆日格岩浆侵位, 而走滑断层于 40Ma 左右引起更大一期的岩浆活动。

6.3 指示找矿意义

三江成矿带斑岩型铜钼成矿带自青海至云南近 3000km 沿金沙江-红河断裂带发育众多新生代的斑岩型铜(钼金)矿床, 其成岩年代集中于 43.3~34.6 Ma, 成矿年代集中于 40.8~33.9Ma, 单一矿床成岩成矿年龄具有很好的吻合规律, 其年龄差基本小于 2Ma; 普遍认为印度-亚洲大陆碰撞所诱发的走滑拉

分系统控制了三江新生代斑岩矿床的分布(Hou Z Q et al., 2003; 侯增谦等, 2006a, 2006b, 2006c)。同时三江成矿带钾质斑岩体的侵位及成矿年龄也表现出由北向南呈现逐渐变新的规律(Liang H Y et al., 2006; 王召林等, 2008), 其构造动力学背景与三江成矿带走滑断裂年龄由北向南逐渐变新有关(James, 1999; Yin A et al., 2000; Leloup et al., 2001), 这些认识对三江成矿带的斑岩型铜(钼-金)矿床形成了很好的成矿理论约束。

但研究表明陆日格与三江带其他斑岩矿床成岩成矿年龄相差近 20Ma, 因此之前普遍认为的陆日格与青海南部其他斑岩矿床是同一期岩浆活动的产物的认识是不妥的, 目前来看代表着两期成矿岩浆侵入、两期成矿作用, 表明三江北段自古新世起, 至少有两期较大规模的斑岩成矿作用。

陆日格斑岩钼矿精确成岩成矿时代的限定, 表明三江带不仅存在晚碰撞转换环境下的斑岩铜钼矿床(43~33Ma), 也存在与主碰撞环境相关的斑岩型钼铜矿床。高一鸣等(2010)在冈底斯带也发现了主碰撞环境下的斑岩钼矿床(沙让钼矿床, Re-Os 54.4 Ma)(高一鸣等, 2010), 因此, 作为目前已知三江新生代成矿带最早的一次岩浆成矿事件, 不仅拓宽了三江成矿带的找矿视野和找矿方向, 对青海三江北段斑岩型成矿带的找矿勘查部署以寻求进一步的找矿突破具有重大的经济意义, 也对完善青藏高原碰撞造山环境下斑岩型 Cu-Mo 矿床成矿理论具有重要的理论意义。

7 结论

(1) 陆日格黑云母花岗斑岩、浅色细粒花岗斑岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素加权平均年龄分别为 62.1 ± 0.4 Ma、 61.7 ± 0.3 Ma, 锆石均显示岩浆成因特点, 锆石 U-Pb 年龄可代表斑岩的结晶年龄; 5 件辉钼矿的加权平均模式年龄为 60.7 ± 1.5 Ma, 锆石 U-Pb 同位素年龄与辉钼矿的 Re-Os 年龄非常吻合, 所获年龄准确地厘定了陆日格矿床的岩浆活动与矿化时限为早古新世。

(2) 研究表明陆日格与三江带其他斑岩型矿床成岩成矿年龄相差近 20Ma, 表明三江北段自古新世起, 至少有两期较大规模的斑岩成矿作用。作为目前已知的三江新生代成矿带最早的一次岩浆成矿事件, 陆日格斑岩钼矿具有非常重要的理论与找矿工作意义。

致谢: 本次研究工作得到了中国地质大学(北

京)同位素实验室苏犁、于红, 中国科学院广州地球化学研究所孙亚莉、李晶, 北京大学电子显微镜室陈丽的指导和帮助; 野外工作得到了青海地质调查院王富春、王贵仁等高级工程师及其同仁的支持, 以及匿名审稿人提出评审修改意见, 在此一并致以诚挚的感谢。

注 释

- ① 青海省地质调查研究院. 2006. 治多县幅(146C003004)区域地质调查报告.
- ② 青海省地质调查研究院. 2008. 青海省杂多县陆日格地区铜多金属矿预查报告.

参 考 文 献

- 陈建平, 唐菊兴, 陈勇, 李葆华, 尚北川. 2008. 西南三江北段纳日贡玛铜钼矿床地质特征与成矿模式. 现代地质, 22(1): 9~18.
- 邓万明, 孙宏娟, 张玉泉. 2001. 囊谦盆地新生代钾质火山岩成因岩石学研究. 地质科学, 36(3): 304~318.
- 杜安道, 赵敏敏, 王淑贤. 2001. Carius 管溶样和负离子热表面电离质谱准确测定辉钼矿铼钨同位素地质年龄. 岩矿测试, 20(4): 247~252.
- 高一鸣, 陈毓川, 唐菊兴. 2010. 西藏沙让斑岩钼矿床锆石 SHRIMP 定年和角闪石 Ar-Ar 定年及其地质意义. 矿床地质, 29(2): 323~331.
- 郭利果, 刘玉平, 徐伟, 张兴春, 秦克章, 李铁胜, 石玉若. 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.
- 郝金华, 陈建平, 董庆吉, 王涛, 罗志忠. 2010a. 青海三江北段陆日格含斑斑岩地球化学特征及其地质意义. 岩石矿物地球化学通报, 29(4): 328~339.
- 郝金华, 陈建平, 尹京武. 2010b. 青海陆日格矿床中铋碲赋存形式的电子探针研究. 电子显微学报, 29(6): 504~509.
- 郝金华, 陈建平, 董庆吉, 李玉龙, 王涛, 马继义. 2011. 青海三江北段斑岩钼铜矿带含斑斑岩地球化学、Sr-Nd-Pb 同位素特征及地质意义. 岩石矿物学杂志, 30(3): 427~437.
- 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. 中国地质, 33(2): 340~351.
- 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. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: Ⅲ. 后碰撞伸展成矿作用. 矿床地质, 25(6): 629~651.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 莫宣学, 丁林, 高永丰, 董方渊, 李光明, 曲晓明, 赵志丹, 江思宏, 孟祥金, 李振清, 秦克章, 杨志明. 2006c. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用. 矿床地质, 25(4): 337~357.
- 侯增谦, 宋玉财, 李政, 王召林, 杨志明, 杨竹森, 刘英超, 田世洪, 何龙清, 陈开旭, 王富春, 赵呈祥, 薛万文, 鲁海峰. 2008. 青藏高原碰撞造山带 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床新类型: 成矿基本特征与构造控矿模型. 矿床地质, 27(02): 123~144.
- 胡培远, 李才, 苏犁, 李春斌, 于红. 2010. 青藏高原羌塘中部蜈蚣山花岗岩片麻岩锆石 U-Pb 定年——泛非与印支事件的年代学记录.

- 中国地质, 37(4): 1050~1061.
- 姜耀辉, 蒋少涌, 戴宝章, 凌洪飞. 2006a. 玉龙斑岩铜矿含矿与非含矿斑岩元素和同位素地球化学对比研究. 岩石学报, 22(10): 2561~2566.
- 姜耀辉, 蒋少涌, 凌洪飞, 戴宝章. 2006b. 陆—陆碰撞造山环境下含铜斑岩岩石成因——以藏东玉龙斑岩铜矿带为例. 岩石学报, 22(3): 697~706.
- 蒋少涌, 杨竞红, 赵葵东, 于际民. 2000. 金属矿床 Re-Os 同位素示踪与定年研究. 南京大学学报(自然科学), 36(6): 669~677.
- 李亚林, 王成善, 伊海生, 刘志飞, 李勇. 2006. 西藏北部新生代大型逆冲推覆构造与唐古拉山的隆起. 地质学报, 80(8): 1118~1131.
- 马鸿文. 1990. 西藏玉龙斑岩铜矿带花岗岩类与成矿. 北京: 地质出版社.
- 莫宣学, 潘桂棠. 2006. 从提提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束. 地学前缘, 13(6): 43~51.
- 芮宗瑶, 侯增谦, 李光明, 张立生, 王龙生, 唐索寒. 2006. 俯冲、碰撞、深断裂和埃达克岩与斑岩铜矿. 地质与勘探, 1: 1~6.
- 唐仁鲤, 罗怀松. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质. 北京: 中国地质大学出版社, 320.
- 王登红, 应汉龙, 梁华英, 黄智龙, 骆耀南. 2006. 西南三江地区新生代大陆动力学过程与大规模成矿. 北京: 地质出版社.
- 王召林, 杨志明, 杨竹森, 田世洪, 刘英超, 马彦青, 王贵仁, 屈文俊. 2008. 纳日贡玛斑岩铜钼矿床: 玉龙铜矿带的北延——来自辉钼矿 Re-Os 同位素年龄的证据. 岩石学报, 24(3): 503~510.
- 王召林, 侯增谦, 杨竹森, 田世洪, 刘英超, 杨志明, 宋玉财. 2009. 青海杂多地区新生代构造特征与两种类型矿床的关系. 矿产地质, 28(2): 157~169.
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 嵇少丞, 张泽明, 刘焰. 2011. 印度-亚洲碰撞大地构造. 地质学报, 85(1): 1~32.
- 杨志明, 侯增谦, 杨竹林, 王淑贤, 王贵仁, 田世洪, 温德银, 王召林, 刘英超. 2008. 青海纳日贡玛斑岩铜(钼)矿床: 岩石成因衣构造控制. 岩石学报, 24(3): 489~502.
- 张玉泉, 谢应雯, 李献华, 邱华宁, 赵振华, 梁华英, 钟孙霖. 2000. 青藏高原东部钾玄岩系岩浆岩同位素特征: 岩石成因及其构造意义. 中国科学(D辑), 30(5): 493~499.
- Andersen T. 2002. Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . Chem Geol, 192: 59~79.
- Claesson S, Vetrin V, Bayanova T. 2000. U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola Peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archean to the Paleozoic. Lithos, 51: 95~108.
- Dewey J F, Shackleton R M, Chang C. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. London, Philosophical Transation of the Royal Society.
- Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. US Geol Survery Prof Paper, 354-B: 11~49.
- Hoskin P, Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, 18: 423~439.
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, Zhang Y Q, Wang M J, Wang Z, Pan G T, Tang R L. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: produced by large-scale strike-slip faulting at Eastern Tibet. Economic Geology, 98: 125~145.
- James D E, Sacks I S. 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical perspective. In: Skinner B J. Geology and Ore Deposits of the Central Andes. Special publication, Society of Economic Geologists, 1~25.
- Jiang Y H, Jiang S Y, Ling H F. 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyty, east Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints. Earth and Planetary Science Letters, 241: 617~633.
- Leloup P H, Arnaud N, Lacassin R, Kienast J R, Harrison T M, Trong T P, Replunaz A, Tapponnier P. 2001. New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan-Red river shear zone, SE Asia. Journal of Geophysical Research, 106: 6683~6732.
- Liang H Y, Yu H X, Mo C H, Zhang Y Q, Xie Y W. 2006. $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. Mineralium Deposita, 41: 152~159.
- Ludwig K R. 2003. Isoplot/Ex version 3. 00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication: 1~70.
- Richard J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-Mo-Au deposit formation. Economic Geology, 98: 1515~1533.
- Shirey S B, Walker R J. 1995. Carius tube digestion for low-blank Rhenium-Osmium analysis. Anal Chem, 67: 2136~2141.
- Spurlin M S, Yin A, Horton B K, Zhou J Y, Wang J H. 2005. Structural evolution of the Yushu-Nanggaian region and its relationship to syncollisional igneous activity, east-central Tibet. GSA bulletin, 117: 1293~1317.
- Wang J H, Yin A, Harrison T M, Grove M. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision Zone. Earth and Planetary Science Letters, 88: 123~133.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Earth Planet sci., 28: 211~280.

Early Paleocene Diagenetic and Metallogenic Events of the Lurige Porphyry Molybdenum-Copper Deposit in Southern Qinghai, China: Evidence from Zircon LA-ICP-MS U-Pb and Molybdenite Re-Os Dating

HAO Jinhua^{1,2)}, CHEN Jianping^{1,2)}, DONG Qingji²⁾, WANG Tao³⁾, LUO Zhizhong³⁾, ZHANG Yongtao³⁾

1) State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Institute of Earth Sciences, China University of Geosciences, Beijing, 100083; 2) Key Laboratory of Beijing Land Resources Information Development, China University of Geosciences, Beijing, 100083; 3) Qinghai Geological Survey Institute, Xining, 810012

Abstract

Zircon LA-ICPMS U-Pb and Molybdenite Re-Os Dating was conducted for the Lurige porphyry Mo-Cu deposit, which is located in the northern portion of Sanjiang polymetallic Ore belt, southern Qinghai. The results give two average weighted LA-ICP-MS ²⁰⁶Pb/²³⁸U ages of 62.1 ± 0.4Ma and 61.7 ± 0.3Ma for biotite granitic porphyry and fine-grained granitic porphyry. All the zircons tested show the characteristics of magmatic origin. The zircon U-Pb isotopic age may represent the crystallization age of porphyry. The ¹⁸⁷Re and ¹⁸⁷Os contents of five molybdenite samples from the Lurige deposit determined by ICP-MS show that the Re-Os model age ranges between 59.2~62.8Ma, with an average mean age of 60.7 ± 1.5 Ma. The zircon LA-ICP-MS U-Pb age is consistent with and molybdenite Re-Os dating, and both may constrain the magmatic activity and mineralization with early Paleocene. Mineralization of the Lurige deposit is about 20 Ma earlier than porphyry deposits in the northern Sanjiang, which indicates that at least two large-scale porphyry mineralization occurred in northern Sanjiang ore belt from Paleocene to oligocene. As the earliest Cenozoic magmatic mineralization in the Sanjiang metallogenic belt, the Lurige porphyry molybdenite-copper deposit is worth further studying.

Key words: LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; molybdenite Re-Os dating; porphyry molybdenite deposit; Lurige, Sanjiang polymetallic ore belt