

西藏努日、程巴铜-钼-钨矿床硫铅同位素地球化学

王立强^{1, 2)}, 唐菊兴^{1)*}, 陈 伟^{1, 3)}, 罗茂澄²⁾, 江化寨⁴⁾, 张 凯⁴⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

2) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083; 3) 中国地质大学(武汉), 湖北武汉 430074;

4) 中国冶金地质总局第二地质勘查院, 福建莆田 351111

摘 要: 努日、程巴矿床是冈底斯成矿带东段南缘紧邻雅鲁藏布江缝合带产出的两个斑岩-矽卡岩矿床, 两矿床矿化元素组合分别为 Cu-Mo-W 和 Mo-Cu。文章以努日和程巴矿床中主要金属硫化物为研究对象, 采用 S、Pb 同位素研究方法对矿床成矿物质来源进行探讨。硫同位素研究结果表明, 两矿床硫同位素组成 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围均较窄, 具明显塔式分布特征, 矿床硫主要来自于深源岩浆; 努日矿床硫同位素组成在空间上具有一定的变化规律, 指示矿区 41 线附近存在隐伏岩体。矿石铅同位素组成表明, 两矿床成矿物质中均有幔源和壳源物质的参与, 不同的是壳源物质源区存在差异, 努日矿床壳源物质源区为拉萨地块结晶基底, 而程巴矿床壳源物质则可能来源于印度—亚洲大陆碰撞过程中的印度大陆岩石圈物质。努日和程巴矿床的矿化元素组合与其成矿物质源区特征是相对应的, 冈底斯成矿带矿化元素组合由南向北的分带性系不同的壳源物质基础加之不同程度的幔源物质混染造成的。

关键词: 硫同位素; 铅同位素; 矿化元素组合; 成矿物质来源; 努日; 程巴

中图分类号: P597; P618 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2014.01.06

Sulfur and Lead Isotopic Geochemistry of the Nuri and Chengba Cu-Mo-W Deposits in Tibet

WANG Li-qiang^{1, 2)}, TANG Ju-xing^{1)*}, CHEN Wei^{1, 3)}, LUO Mao-cheng²⁾,
JIANG Hua-zhai⁴⁾, ZHANG Kai⁴⁾

1) MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Resource Assessment,

Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037;

2) School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083;

3) China University of Geosciences(Wuhan), Wuhan, Hubei 430074;

4) The Second Geological Institute of China Metallurgical Geology Bureau, Putian, Fujian 351111

Abstract: The Nuri and Chengba deposits adjacent to the Yarlung Zangbo suture zone are two porphyry-skarn deposits occurring at the southern edge of the eastern Gangdise metallogenic belt. The metallogenic element combinations in these two deposits are Cu-Mo-W and Mo-Cu, respectively. In this paper, S and Pb isotopic compositions in main metal sulfides from the Nuri and Chengba deposits were studied to investigate the source of the ore-forming materials. The sulfur isotopic characteristics show that the $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides from these two deposits vary in a narrow range and have obvious characteristics of tower-type distribution, which implies that the sulfur in the two deposits was mainly derived from the deep-seated magma; however, the sulfur isotopic composition of the Nuri mineral deposit shows a certain degree of variation in space, indicating that the buried magmatic rock mass occurred in an area near No.41 exploration line in this mining area. Ore lead isotopic composition indicates that the ore-forming metal materials of these two deposits were derived from both the mantle and the crust, but they were different in the crust-derived material source. The crust-derived materials in

本文由国家 973 项目(编号: 2011CB403103)和中国地质调查局青藏高原专项项目(编号: 1212010012005)联合资助。

收稿日期: 2013-04-28; 改回日期: 2013-10-09。责任编辑: 魏乐军。

第一作者简介: 王立强, 男, 1984 年生。助理研究员。主要从事矿床学研究。E-mail: wlq060301@163.com。

*通讯作者: 唐菊兴, 男, 1964 年生。研究员。主要从事矿床学及矿产勘查研究。通讯地址: 100037, 北京市西城区百万庄大街 26 号。

电话: 010-68999070。E-mail: tangjuxing@126.com。

the Nuri ore deposit came from the crystalline basement of Lhasa block, while those in the Chengba ore deposit might have been derived from the substances of the Indian continental lithosphere during the continental collision between the India and the Asian continent. The ore-forming element combinations of the Nuri and Chengba deposits are consistent with their source features of ore-forming materials. Therefore, from south to north in the Gangdise metallogenic belt, the zonation of mineralization was caused by the different sources of crust-derived materials and different degrees of mantle-derived material contamination.

Key words: sulfur isotope; lead isotope; metallogenic element association; source of ore-forming materials; Nuri; Chengba

努日和程巴矿床系冈底斯成矿带东段南缘毗邻雅鲁藏布江缝合带产出的两个斑岩-矽卡岩型矿床(图 1)。其中, 努日矿床以矽卡岩-斑岩型铜钼钨矿化为主; 程巴矿床以斑岩型钼铜矿化为主, 并伴有少量矽卡岩型铜矿化。前人对努日矿床成岩-成矿时代、矽卡岩矿物学、同位素及流体包裹体地球化学等方面进行了初步的研究(闫学义等, 2010; 张松等, 2012; 陈雷等, 2011, 2012; Chen et al., 2011; Li et al., 2006)。程巴矿床的研究较为薄弱, 仅停留在对矿床地质特征总结及成矿时代厘定等方面(闫学义等, 2010; 范新等, 2011; 陈玉水等, 2011), 而关于两矿床成矿物质来源方面系统的研究至今尚未开展。努日、程巴矿床紧邻雅鲁藏布江缝合带产出, 所处大地构造位置及矿化元素组合与冈底斯斑岩成矿带上其他矿床相比有其独特之处, 其成矿物质来源的研究对于明确矿床成矿元素组合形成机制、全面地把握冈底斯带成矿规律具有不可或缺的意义。因此, 本文以努日、程巴矿床矿石金属硫化物为测试对象, 采用 S-Pb 同位素方法对两个矿床成矿物质来源进行系统的厘定, 从而进一步明确矿床成矿物质

源区特征, 提升矿床综合研究程度, 完善区域成矿规律。

1 矿床地质特征

1.1 努日铜钼钨矿床

矿区地层主要为下白垩统比马组(K_1b)、上白垩统—古近系旦师庭组($(K_2-E)d$)及第四系风成砂(图 2)。比马组区域上可划分为 5 个岩性段, 矿区范围内仅出露 3 个岩性段分别为 K_1b^3 、 K_1b^4 和 K_1b^5 。 K_1b^3 岩性以泥晶灰岩、变质粉砂岩、砂岩为主; K_1b^4 为矽卡岩型矿体的主要赋矿层位, 岩性以大理岩及泥质灰岩为主, 夹少量砂岩、凝灰岩, 发育矽卡岩化; K_1b^5 岩性以角岩化凝灰岩为主, 夹安山质熔岩。旦师庭组($(K_2-E)d$)岩性主要为安山岩、安山质凝灰岩、安山质火山角砾岩等, 夹砂岩。矿区发育 4 组断裂构造, 分别为 NWW 向 F_1 断层、近 EW 向 F_2 断层、NNW 向 F_3 断层及 NE 向 F_4 断层。矿区侵入岩岩性较复杂、出露面积较大, 主要包括石英闪长(玢)岩、花岗闪长岩、石英斑岩以及少量的二长花岗岩、花岗闪长斑岩和花岗斑岩。矿区侵入岩

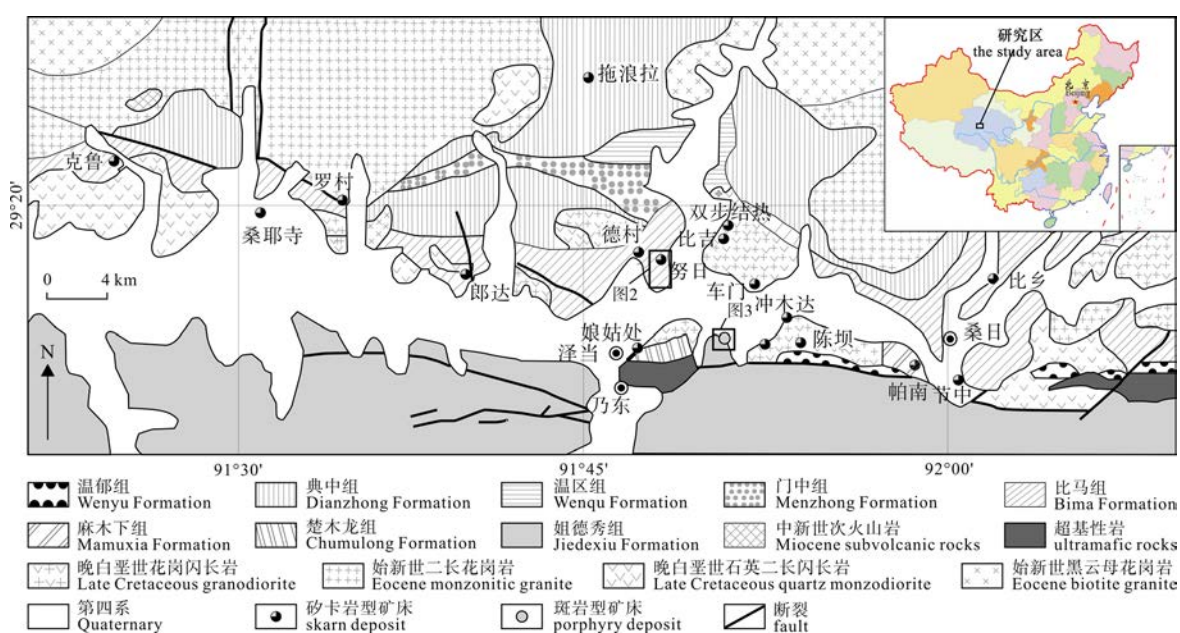


图 1 冈底斯东段山南地区地质简图及矿产分布图(据陈雷等, 2012 修改)

Fig. 1 Geological map of Shannan area in the eastern section of Gangdise, showing distribution of ore deposits (modified after CHEN et al., 2012)

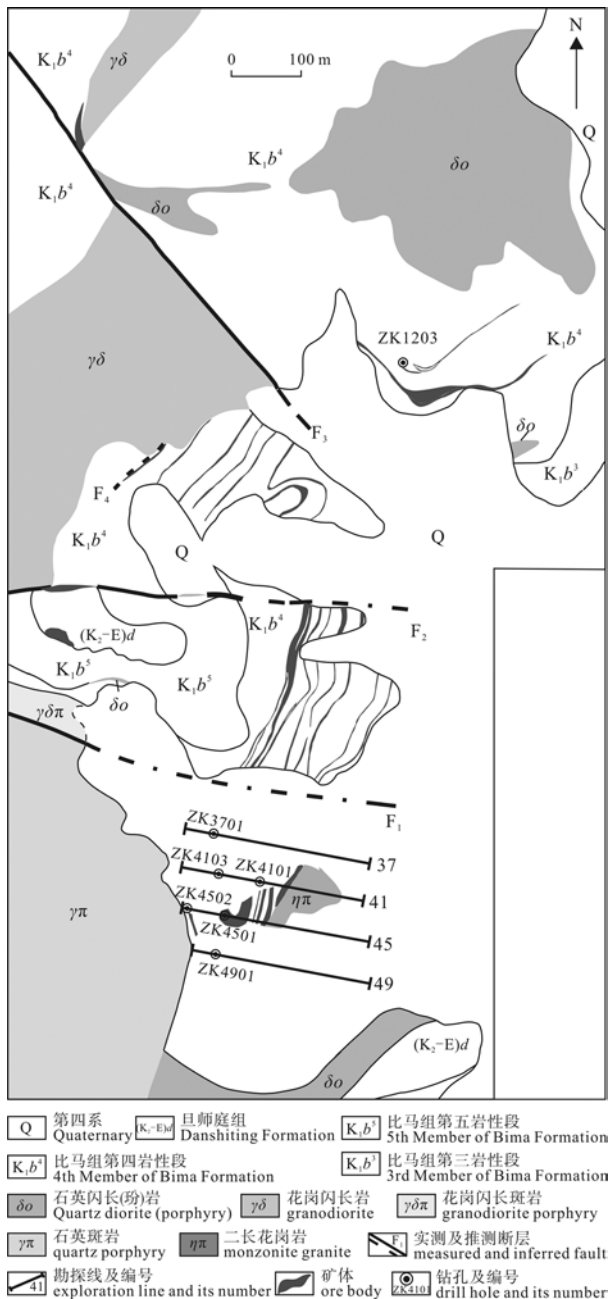


图2 西藏努日矿床地质简图(据陈雷等, 2012 修改)
Fig. 2 Simplified geological map of the Nuri deposit, Tibet (modified after CHEN et al., 2012)

体侵位时代与矿床辉钼矿的成矿时代相差很大, 矿区内已发现的侵入岩体可能并非成矿岩体(王立强等, 2012)。

矿区范围内主要围岩蚀变有矽卡岩化、角岩化、青磐岩化、钾化、碳酸盐化等。其中, 矽卡岩化和碳酸盐化主要发育于灰岩和大理岩中, 角岩化、青磐岩化主要发育于比马组变质粉砂岩中, 钾化除以黑云母和钾长石化发育于比马组变质粉砂岩中外, 也以绢云母化形式发育于岩体中。角岩化是努日矿区围岩中最主要的蚀变类型之一, 致密坚硬、断面棱角发育, 集中产出于矿区 37 线到 45 线之间且厚度较大; 角岩中青磐岩化往往较为发育;

钾化是角岩体中含黄铜矿或辉钼矿脉体边部最主要的蚀变类型, 表现为脉体中部为硅化石英脉体, 向外侧为黑云母化细脉或者黑云母、钾长石的强烈的蚀变晕。此外, 矿区角岩体中发育大量的硬石膏化和萤石脉体。

金属矿物主要有黄铜矿、辉钼矿、白钨矿、黄铁矿, 少量斑铜矿、黝铜矿、闪锌矿、孔雀石、蓝铜矿、自然铜、磁铁矿和磁黄铁矿等; 脉石矿物种类较多, 主要有矽卡岩矿物(石榴子石、透辉石、硅灰石、绿帘石、角闪石等)、黑云母、绢云母、石英、方解石、硬石膏、萤石等。矿石构造主要有浸染状构造、脉状-网脉状、细脉浸染状构造, 次为团块状、角砾状、条带状构造等。矿石结构以他形晶、半自形-自形晶等结晶结构为主, 次为交代结构、固溶体分离结构、包含结构等。

1.2 程巴钼铜矿床

矿区出露地层较为简单, 主要有第四系冲洪积物; 古近系罗布莎群(Rlb)杂色砾岩夹砂岩和泥岩; 下白垩统比马组(K₁b)变质粉砂岩、凝灰岩、角岩夹大理岩(整体发生矽卡岩化); 以及上三叠统姐德秀组(T₃j)砂质板岩、长石石英砂岩等。矿区构造以近东西向发育的断层构造为主。矿区内发育大面积的中、酸性侵入岩, 其中地表出露有黑云角闪二长花岗岩、花岗闪长岩、闪长玢岩及少量细晶岩脉体, 花岗闪长岩和黑云角闪二长花岗岩中发育大量暗色包体; 在钻孔岩心编录过程可见大量花岗斑岩及二长花岗斑岩, 与成矿关系密切。另外, 矿区南部出露部分基性-超基性岩, 为雅江缝合带蛇绿岩的组成部分(图 3)。

围岩蚀变以矽卡岩化、钾化为主, 局部发育少量青磐岩化、泥化和萤石化。矽卡岩化主要发育于比马组地层中, 以石榴子石和绿帘石矽卡岩为主; 钾化主要发育于二长花岗斑岩体中, 以脉状和弥散状钾长石化为主, 次为脉状黑云母化, 绢云母化常叠加于钾化之上; 青磐岩化发育程度较为微弱, 主要发育于地层中; 泥化往往伴随绢云母化产出, 但并不十分发育。另外, 矿床二长花岗斑岩体中还可可见少量的萤石化。与典型的斑岩矿床相比, 本矿床的蚀变分带特征并不十分清晰。

矿床由浅部矽卡岩型铜矿化体和深部斑岩型钼(铜)矿化体组成。其中, 矽卡岩型矿体发育受比马组岩性及断层破碎带共同制约, 主要发育于矽卡岩中; 斑岩型铜矿体主要发育于花岗闪长岩中; 斑岩型钼矿体则主要赋存于二长花岗斑岩和花岗斑岩中。矽卡岩铜矿中矿石矿物以黄铜矿为主, 少量斑铜矿、黝铜矿、赤铜矿、蓝铜矿、孔雀石等; 非金属矿物主要为石榴子石、透辉石、硅灰石、绿帘石、

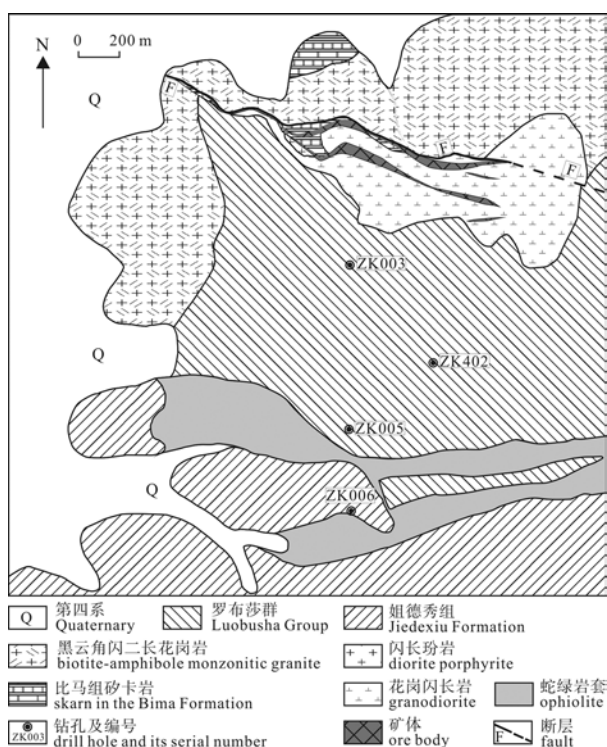


图3 西藏程巴矿床地质简图(据范新等, 2011 修改)
Fig. 3 Simplified geological map of the Chengba deposit, Tibet (modified after FAN et al., 2011)

石英、方解石、绿泥石等。矿石结构以半自形-他形结晶粒状结构为主, 次为交代结构; 矿石构造以团块状、条带状、浸染状构造为主。斑岩型钼(铜)矿中金属矿物主要为辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿, 伴有少量斑铜矿、辉铜矿、磁铁矿、孔雀石、蓝铜矿等; 脉石矿物主要有石英、钾长石、斜长石、黑云母、方解石、绢云母、萤石等, 而石膏几乎未见。矿石结构以半自形-他形结晶结构为主, 次为自形结晶结构、交代结构、溶蚀结构、固溶体分离结构等; 矿石构造以浸染状、细脉浸染状、网脉状构造为主。

2 样品采集与分析方法

用于分析测试的样品均采自于努日(南矿段和中矿段)、程巴矿区钻孔岩心中的原生金属硫化物矿石, 采样的钻孔位置如图2和图3所示。矿石经破碎、过筛, 在双目镜下挑选40~60目、纯度大于99%的金属硫化物单矿物并研磨至200目以下, 送实验室进行分析测试。

硫、铅同位素分析测试均在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。其中, 硫同位素测试是将金属硫化物单矿物与氧化亚铜按一定比例研磨、混合均匀后进行氧化反应, 生成 SO_2 并用冷冻法收集, 然后用MAT251气体同位素质谱仪分析硫同位素组成, 测量结果以V-CDT为标准, 分析精度优于 $\pm 0.2\text{‰}$; 铅同位素样品先用混合酸分解, 然后用树脂交换法分离出铅, 蒸干后用热表面电离质谱

法进行铅同位素测量, 仪器型号为ISOPROBE-T, 测量精度为对1 μg 铅, 其 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 一般不大于0.005%。

3 测试结果

3.1 硫同位素组成

努日和程巴矿床金属硫化物硫同位素组成测试结果及文献中报道的硫同位素数据一并列于表1中。努日矿床35件金属硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 -2.9‰ ~ 1.8‰ , 极差为4.7‰, 平均值为0.03‰。其中, 8件辉钼矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -0.4‰ ~ 0.6‰ , 极差为1.0‰, 平均值为0.1‰; 15件黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -1.0‰ ~ 1.8‰ , 极差为2.8‰, 平均值为0.5‰; 12件黄铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -2.9‰ ~ 1.0‰ , 极差为3.9‰, 平均值为 -0.7‰ 。程巴矿床11件金属硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 -3.4‰ ~ -0.5‰ , 极差为2.9‰, 平均值为 -1.4‰ 。其中, 6件辉钼矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -1.7‰ ~ -0.5‰ , 极差为1.2‰, 平均值为 -1.1‰ ; 3件黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -1.3‰ ~ -0.9‰ , 极差为0.4‰, 平均值为 -1.2‰ ; 2件斑铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -3.4‰ ~ -1.5‰ , 极差为1.9‰, 平均值为 -2.5‰ 。两矿床硫同位素组成变化范围均较窄, 其峰值分别介于 -1.5‰ ~ 1.0‰ 和 -1.5‰ ~ -0.5‰ 之间(图4), 表明两矿床硫源均较为单一且具深源岩浆硫组成特征。

3.2 铅同位素组成

努日和程巴矿床金属硫化物铅同位素组成测试结果及其以H-H单阶段增长模式(Holmes, 1946, 1947)计算的 μ 值和模式年龄见表2。

努日矿床17件金属硫化物铅同位素组成中, 除1个样品的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值较小, 为17.525之外, 其余16件样品 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于18.414~18.581之间, 平均值为18.530, 极差为0.167; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于15.549~15.661之间, 平均值为15.629, 极差为0.112; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于37.524~38.929之间, 平均值为38.765, 极差为1.405。矿石硫化物铅同位素上述各比值变化范围不大, 显示出普通铅特征, 矿床铅来自较为稳定的铅源。17件金属硫化物铅同位素组成特征值 μ 普遍较小, 变化范围为9.48~9.57, 平均值为9.52; 模式年龄除个别值较大(739 Ma)或偏小(86 Ma和87.6 Ma)以外, 其余值多分布于105~140 Ma之间。

程巴矿床10件金属硫化物铅同位素组成中 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于18.783~20.591之间, 平均值为19.522, 极差为1.808; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于15.631~15.726之间, 平均值为15.673, 极差为0.095; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于39.085~39.700之间, 平均值为39.268, 极差为0.615。金属硫化物铅同位素上述各

表 1 努日、程巴矿床金属硫化物 S 同位素组成
Table 1 Sulfur isotopic composition of ore sulfides from the Nuri, Chengba deposit

矿床名称	样品编号	测试对象	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$	数据来源	样品编号	测试对象	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$	数据来源
努日铜钼钨矿床	ZK4501-124.8	黄铜矿	-1.2	本文	ZK4103-506	黄铁矿	0.8	Chen et al., 2011
	ZK4103-258.6	辉钼矿	-0.3		ZK4103-461	黄铁矿	0.9	
	ZK4103-310.4	黄铁矿	-0.5		ZK4103-254	黄铁矿	0.7	
	ZK4103-310.6	黄铜矿	-1.2		ZK4103-304	黄铁矿	-0.3	
	ZK4103-311.4	辉钼矿	0.6		ZK4103-471	黄铁矿	0.8	
	ZK4103-317.4	辉钼矿	0.3		ZK1203-198	黄铁矿	1.1	
	ZK4103-473.8	黄铜矿	-0.6		ZK4501-194	黄铁矿	0.7	
	ZK4103-474.9	黄铁矿	0.1		ZK1203-258	黄铜矿	-0.3	
	ZK4901-130.9	黄铁矿	-0.1		ZK4501-215	黄铜矿	0.6	
	ZK4901-153.35	黄铜矿	-0.8		ZK4103-306	黄铜矿	-0.2	
	ZK3701-213.5	黄铜矿	-2.9		ZK4501-126	黄铜矿	-0.3	Li et al., 2006
	ZK3701-355.2	黄铁矿	-1.0		ZK4502-306	辉钼矿	0.4	
	ZK3701-358.31	辉钼矿	-0.1		ZK4501-194	辉钼矿	-0.4	
	ZK3701-399.2	辉钼矿	0.0		ZK1203-362	辉钼矿	0.3	
	ZK3701-447.7	辉钼矿	-0.1		LB4101-194	黄铜矿	1	
	ZK3701-513	黄铜矿	-1.4		LB4101-194-1	黄铁矿	1.8	
	ZK3701-513.4	黄铁矿	-0.3		LB4101-67.6	黄铁矿	1.3	
					LB4101-159	黄铁矿	1.7	
程巴钼铜矿床	ZK003-78	黄铜矿	-0.9	本文	ZK003-124.25	黄铜矿	-1.3	本文
	ZK003-190.1	辉钼矿	-1.7		ZK003-291.7	黄铜矿	-1.3	
	ZK005-136.8	辉钼矿	-1.2		ZK005-295.9	斑铜矿	-1.5	
	ZK005-350	辉钼矿	-1.2		ZK005-420	辉钼矿	-0.8	
	ZK005-470	斑铜矿	-3.4		ZK006-146.9	辉钼矿	-1.2	
	ZK402-171.3	辉钼矿	-0.5					

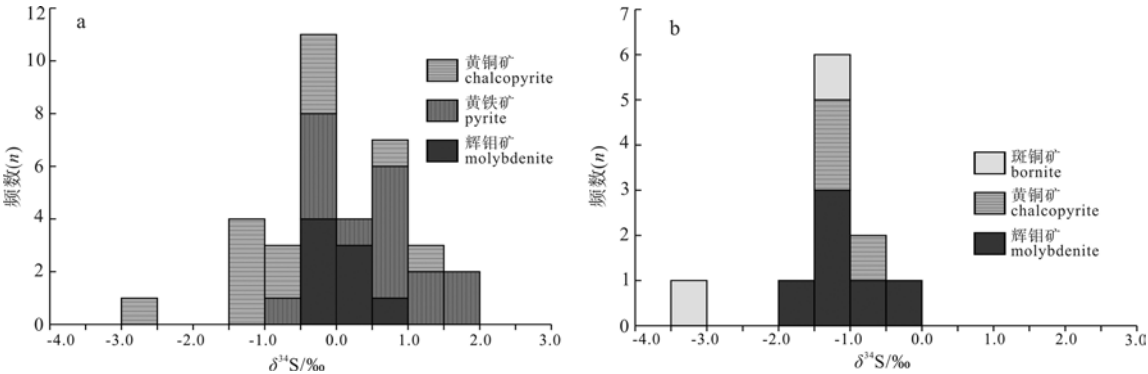


图 4 努日(a)、程巴(b)矿床矿石硫化物硫同位素组成频率直方图
Fig. 4 $\delta^{34}\text{S}$ histogram for sulfide ore minerals from the Nuri(a), Chengba(b) deposit

比值中 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围较大, 显示出放射性成因铅特征。10 件金属硫化物铅同位素组成特征值 μ 普遍较大, 其变化范围为 9.48~9.97, 平均值为 9.64; 模式年龄值变化范围较大, 且均为负值, 属于放射性成因的异常铅(Faure et al., 2005)。

4 讨论

4.1 硫的来源

努日和程巴矿床金属硫化物的硫同位素组成均较为集中, 显示出岩浆硫的特征, 但两矿床硫同位素组成又各具特征。

在硫同位素分馏达到平衡的条件下, 共生硫化物(包括硫酸盐)的 $\delta^{34}\text{S}$ 值按硫酸盐—辉钼矿—黄铁矿—磁黄铁矿—闪锌矿—黄铜矿—方铅矿的顺序递减(郑永飞等, 2000)。努日矿床金属硫化物硫同位素组成并未表现出明显的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{辉钼矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{黄铜矿}}$ 富集规律, 与正常的平衡交换顺序不尽一致, 表明矿床含硫流体在成矿过程中未达到硫同位素分馏平衡。努日矿床同一钻孔中同种金属硫化物由深到浅其 $\delta^{34}\text{S}$ 值普遍具变小的趋势(图 5a、b、c), 且平面上以 41 线钻孔 ZK4103 和 LB4101 为中心分别向南北两侧的 37 线和 49 线其金属硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值也具有

表 2 努日、程巴矿床矿石硫化物 Pb 同位素组成
Table 2 Lead isotopic composition of ore sulfides in the Nuri, Chengba deposit

矿床 名称	样品 编号	测试 对象	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	t/Ma	μ
努 日 铜 钼 矿 床	ZK4501-124.8	黄铜矿	18.441	15.619	38.617	168.3	9.50
	ZK4103-258.6	辉钼矿	18.513	15.629	38.839	128.4	9.51
	ZK4103-310.4	黄铁矿	17.525	15.549	37.524	739.0	9.48
	ZK4103-310.6	黄铜矿	18.578	15.633	38.836	86.0	9.51
	ZK4103-311.4	辉钼矿	18.533	15.635	38.871	121.4	9.52
	ZK4103-317.4	辉钼矿	18.555	15.621	38.827	87.6	9.49
	ZK4103-473.8	黄铜矿	18.568	15.642	38.863	104.7	9.53
	ZK4103-474.9	黄铁矿	18.555	15.642	38.909	114.2	9.53
	ZK4901-130.9	黄铁矿	18.539	15.63	38.871	110.7	9.51
	ZK4901-153.35	黄铜矿	18.518	15.624	38.811	118.5	9.50
	ZK3701-213.5	黄铜矿	18.414	15.619	38.695	187.9	9.50
	ZK3701-355.2	黄铁矿	18.548	15.643	38.916	120.5	9.53
	ZK3701-358.31	辉钼矿	18.539	15.631	38.879	112.0	9.51
	ZK3701-399.2	辉钼矿	18.555	15.643	38.918	115.5	9.53
	ZK3701-447.7	辉钼矿	18.581	15.661	38.929	119.2	9.57
	ZK3701-513	黄铜矿	18.499	15.63	38.802	139.9	9.51
	ZK3701-513.4	黄铁矿	18.545	15.64	38.895	119.0	9.53
程 巴 钼 铜 矿 床	ZK003-78	黄铜矿	20.591	15.723	39.585	-1000.0	9.97
	ZK003-190.1	辉钼矿	18.968	15.651	39.124	-179.3	9.51
	ZK003-291.7	黄铜矿	19.394	15.668	39.261	-480.2	9.52
	ZK005-136.8	辉钼矿	18.847	15.631	39.085	-115.5	9.48
	ZK005-295.9	斑铜矿	19.106	15.652	39.235	-282.1	9.5
	ZK005-350	辉钼矿	20.527	15.726	39.7	-1000.0	9.91
	ZK005-420	辉钼矿	19.582	15.673	39.22	-619.6	9.52
	ZK005-470	斑铜矿	18.783	15.667	39.163	-20.7	9.56
	ZK006-146.9	辉钼矿	20.556	15.71	39.154	-1000.0	9.94
	ZK402-171.3	辉钼矿	18.866	15.631	39.153	-129.8	9.48

变小的趋势(图 5d)。前人曾就矿石硫同位素在空间上的分带性及其与隐伏岩体之间的相互关系问题进行过研究,认为硫同位素的空间分带性可以用作指示隐伏岩体的标志(郎殿有等, 1998; 梁婷等, 2008)。因此,努日矿床硫同位素组成在空间上的变化规律可能指示矿区 41 线附近有隐伏斑岩体的存在。该点与王立强等(2012)研究得出矿区 37~41 线附近可能存在隐伏斑岩体的结论是相吻合的。经中国冶金地质总局第二地质勘查院在 41 线附近施工的钻孔证实,深部见到钼铜矿化较好的隐伏闪长玢岩体。因此,努日矿床金属硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值空间上的变化规律可能恰反映出了成矿物质由隐伏岩浆岩体向外围运移的过程。

程巴矿床金属硫化物硫同位素整体上显示 $\delta^{34}\text{S}_{\text{辉钼矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{黄铜矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{斑铜矿}}$ 的特征,但个别辉钼矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值小于黄铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值;另外,该矿床不具有努日矿床同一钻孔不同深度产出的金属硫化物硫同位素组成的规律性变化。对矿床中硫的来源的讨论必须根据硫化物沉淀期间热液的总硫同位素组成加以分析(息朝庄等, 2009)。由于热液成矿作用过程中硫同位素分馏效应取决于体系总硫同位素组成

($\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$)、氢离子浓度、离子强度、氧逸度及温度等多方面因素。因此,由热液成矿作用形成的硫化物和硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值一般不等于热液总的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(Ohmoto, 1972)。但是,在一定的条件下可以根据矿床的矿物共生组合关系估计成矿流体的硫同位素组成(王艳娟等, 2011)。根据 Ohmoto(1972)的理论计算,如果氧逸度较低体系中硫酸盐不能存在,矿物组合为简单金属硫化物时,硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值可大致代表热液的总硫同位素组成。程巴矿床主成矿期以金属硫化物的大量晶出为特征,极少见石膏等硫酸盐矿物出现。因此,可用矿床金属硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 的平均值 -1.4‰ 代表成矿流体中总硫同位素值,该值与幔源硫组成($0 \pm 1\text{‰}$)非常接近,矿床硫来源于深源岩浆。

4.2 铅的来源

努日矿床 17 件金属硫化物铅同位素数据中 ZK4103-310.4 的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值较小,在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中样品数据点恰位于造山带演化线上(该点在图中未标注);其余 16 个样品数据点分布较为集中,位于造山带和上地壳演化线之间,且均落入了 Gariépy 等(1985)所圈定的冈底斯岩基铅同位素组成范围内(图 6a)。在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中

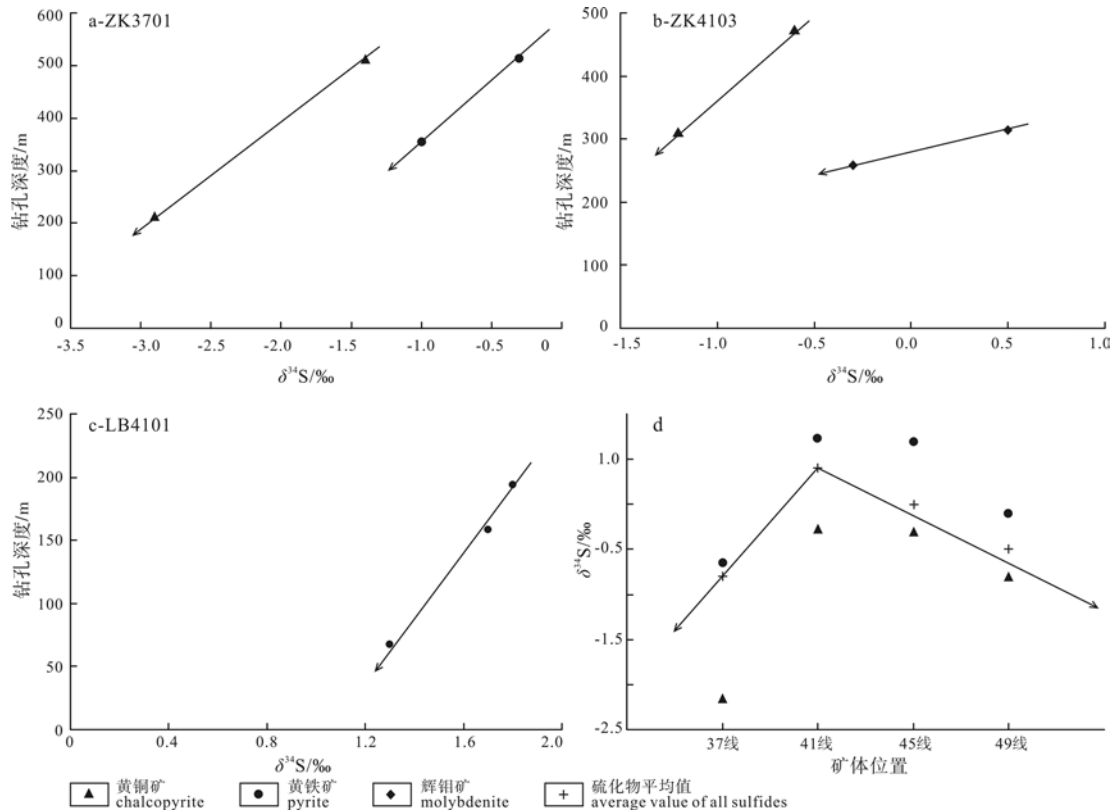


图5 努日矿床中矿石硫化物硫同位素组成随钻孔深度及钻孔位置的变化趋势
Fig. 5 Variation of $\delta^{34}\text{S}$ values of ore sulfides in the Nuri deposit with drill hole depth and position of drill holes

17 个样品点均位于造山带演化线附近, 且其中 15 个样品点位于冈底斯岩基和拉萨结晶基底铅同位素组成的叠合范围内(图 6b)。

努日矿床金属硫化物铅同位素组成总体反映出造山带铅特征; 同时, 其 U-Pb 系统具冈底斯岩基铅同位素组成特征, 而其 Th-Pb 系统具有冈底斯岩基铅同位素组成和拉萨地块结晶基底铅同位素组成的双重特征。通过对拉萨地块结晶基底和冈底斯岩基铅同位素组成的对比研究, Gariépy 等(1985)认为后者铅同位素组成可能是地幔来源铅与拉萨地块结晶基底古老放射成因铅混合而成的。努日矿床辉钼矿 Re-Os 同位素测年结果表明矿床成矿作用发生于 23 Ma 左右(闫学义等, 2010; 张松等, 2012), 属渐新世—中新世成矿。冈底斯岩基渐新世—中新世花岗岩 Sr-Nd 同位素组成研究也证实其岩浆源区或岩浆演化过程中既存在地幔物质的贡献又有不同程度古老地壳物质的混染(Hou et al., 2004; Guo et al., 2007; 纪伟强等, 2009)。纪伟强等(2009)通过中生代-新生代冈底斯岩基花岗岩中 Hf 同位素地球化学研究推测混入冈底斯岩基中的古老地壳物质可能为俯冲下插的印度陆壳物质。而努日矿床金属硫化物铅同位素组成研究结果证实矿床混染的地壳物质与之有所不同, 可能为拉萨地块结晶基底的古老地壳物质。

程巴矿床的 10 件金属硫化物在铅同位

素 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中构成一条相关系数 $R=0.94$ 的直线, 该直线方程为 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=0.044\times(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})+14.814$ 。铅同位素地球化学研究中, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 构成良好的线性关系通常有如下 3 种情况: (1)常规等时线(韩发, 2006); (2)混合线(Andrew et al., 1984); (3) ^{204}Pb 误差线(Franklin et al., 1983)。铅等时线主要由放射性成因铅所引起, 其最主要特征为铅同位素组成满足常规等时线要求(Faure et al., 2005); 铅混合线是矿化过程中, 两种不同源区铅同时活化并发生混合而成, 混合线不满足常规等时线方程的要求(Andrew et al., 1984); ^{204}Pb 误差线是由 ^{204}Pb 测量误差引起的, 样品数据点的分布趋势受 ^{204}Pb 误差线斜率 R' 及质量分辨率误差线斜率 R'' 联合控制, ^{204}Pb 误差线不满足等时线方程(Franklin et al., 1983)。假定程巴矿床金属硫化物样品数据点构成的为等时线, 那么按照两阶段铅连续增长模式年龄计算公式 $R=[(e^{\lambda_2 T}-e^{\lambda_2 t})/(e^{\lambda_1 T}-e^{\lambda_1 t})]/137.88$ (R 为等时线斜率, $\lambda_1=1.55125\times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_2=9.8485\times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$), 若已知成矿年龄 t , 可求得放射性成因铅源区年龄 T 。该矿床 8 件辉钼矿 Re-Os 等时线年龄 30.26 Ma(闫学义等, 2010), 代表了矿床成矿年龄 t , 求得源区年龄 T 为负值(-142.63 Ma), 可见此直线并非等时线。理论上, ^{204}Pb 误差线斜率 R' 为所有样品 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 平均值和

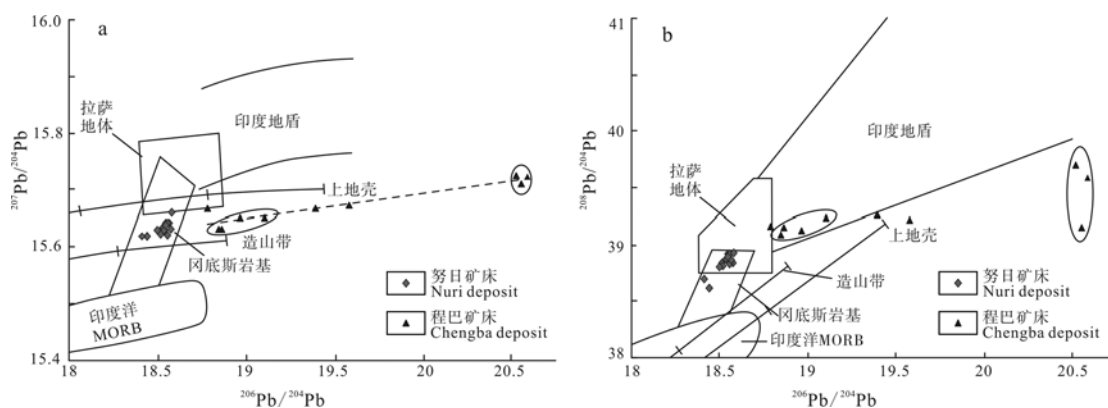


图6 努日、程巴矿床矿石硫化物铅同位素构造环境演化图解

(据 Zartman et al., 1981; Gariépy et al., 1985 修改)

Fig. 6 Diagram showing evolutionary tectonic settings of ore sulfides lead isotopes from the Nuri, Chengba deposit (modified after Zartman et al., 1981; Gariépy et al., 1985)

拉萨地体、冈底斯岩石基铅同位素数据引自文献 Gariépy et al., 1985; 印度洋 MORB 铅同位素数据引自文献 Sun, 1980 和 Cohen et al., 1982; 印度地盾铅同位素数据引自文献 Gariépy et al., 1985 和 Vidal et al., 1982

data of Lhasa Block and Trans Himalaya after Gariépy et al., 1985; data of Indian Ocean MORB after Sun, 1980 and Cohen et al., 1982; data of Indian Shield after Gariépy et al., 1985 and Vidal et al., 1982

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 平均值之比值, 质谱分馏造成的误差线斜率 R' 为 $1.5 \times (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$; 而实际中 ^{204}Pb 误差线斜率介于上述二者之间。据此, 求得程巴矿床样品测试数据 ^{204}Pb 误差线斜率 $R'=0.803$, 质量分辨率误差线斜率 $R''=1.204$ 。程巴矿床样品点构成的直线斜率(0.044)并非介于 R' 和 R'' 之间, 可见该直线亦非 ^{204}Pb 误差线, 而实际上该直线为一条混合线。

在铅同位素构造环境演化图解中(图 6a), 程巴矿床金属硫化物数据点明显分为两个端元, 分别是上地壳和造山带。因此, 程巴钼(铜)矿床金属物质来源于上地壳和造山带两个储库物质不同比例的混合。其中, 上地壳物质组成与拉萨地体结晶基底物质铅同位素组成(Gariépy et al., 1985)相差甚远, 而与代表印度地盾的铅同位素组成的特提斯喜马拉雅和高喜马拉雅结晶基底铅同位素组成(Gariépy et al., 1985)略显相似, 均表现出较拉萨结晶基底放射性成因铅同位素含量高的特点, 矿床上地壳端元物质组成可能主要来自于印—亚大陆碰撞过程中的印度岩石圈古老物质。

程巴和努日矿床分别位于雅鲁藏布江的南北两岸, 相距仅数公里, 而其成矿物质来源上却存在着明显的差异, 反映出该带成矿作用是十分复杂的。

4.3 成矿物质来源与成矿元素分带

努日矿床成矿元素以 Cu、Mo、W 组合为特征, 程巴矿床成矿元素以 Mo 为主伴有少量 Cu。通常认为 Cu 多为地幔来源元素, 而 Mo、W 则主要来源于地壳物质。三种成矿元素共同出现于努日矿床中并各自形成矿化体说明该矿床成矿物质既有幔源组分

又不乏地壳来源物质组成, 这与矿床铅同位素研究所揭示的矿床金属物质来源的结果是相统一的; 程巴矿床 Mo-Cu 矿化组合的特征亦与其金属成矿物质来源有关。

冈底斯北缘形成以亚贵拉、蒙亚啊、洞中拉—洞中松多、龙玛拉、沙让等矿床为代表的 Pb-Zn-Ag-Mo 多金属成矿带; 中部形成以驱龙—甲玛—厅宫—拉抗俄等矿床为代表的斑岩铜矿带; 南部形成以努日—程巴—冲木达—帕南等以 Cu-Mo-W 为主的矿化, 显示出明显的成矿元素分带特征。冈底斯北缘具有广泛的前寒武纪结晶基底(朱弟成等, 2008; 胡道功等, 2005); 冈底斯中部则以新特提斯洋壳俯冲过程中幔源物质广泛加入而形成的新生下地壳物质为主; 冈底斯南缘努日和程巴矿床铅同位素研究结果显示该带既有幔源物质又不同程度的混染了拉萨地块结晶基底及印度岩石圈古老物质。因此, 可以清楚地发现不同的壳源物质基础加之不同程度的幔源物质混染造成了冈底斯成矿带由南到北不同成矿元素的分带特征。

5 结论

1) 努日和程巴矿床金属硫化物硫同位素组成均显示出塔式分布特征, 硫均来源于深源岩浆; 努日矿床硫同位素组成空间上的变化规律指示矿区存在隐伏岩体, 而隐伏岩体可能提供了成矿流体中的硫源;

2) 铅同位素研究结果表明, 努日和程巴矿床成矿金属物质中均有地幔和地壳物质的加入; 但两矿床所混入的壳源物质存在差异, 努日矿床壳源物质

可能来自于拉萨地块结晶基底而程巴矿床壳源物质则可能是印—亚大陆碰撞过程中古老的印度大陆岩石圈物质;

3)努日和程巴矿床成矿元素组合与两矿床成矿物质来源特征是相对应的;冈底斯成矿带由南向北成矿元素的分带特征系不同壳源物质基础加之不同程度幔源物质混染造成的。

致谢: 野外地质调查过程中得到中国冶金地质总局第二地质勘查院李秋平院长、林美龙院长、江善元、穆小平、王锦荣、曾海良等相关人员的热情帮助和大力支持;审稿过程中相关专家提出了宝贵的意见和建议,在此一并致谢。

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砂卡岩地球化学特征及成因[J]. 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砂卡岩矿物学研究[J]. 矿床地质, 31(3): 417-437.
- 陈玉水, 王成东, 杜庆安. 2011. 西藏山南明则矿区斑岩型钼矿地质特征及外围找矿预测[J]. 地质与勘探, 47(1): 31-35.
- 范新, 陈雷, 秦克章, 肖波, 李金祥, 李秋平, 陈玉水, 陈金标, 赵俊兴, 李光明, 黄树峰, 据宜太. 2011. 西藏山南地区明则斑岩钼矿床蚀变矿化特征与成矿时代[J]. 地质与勘探, 47(1): 89-98.
- 韩发. 2006. 如何解释陈家杖子金矿的铅同位素资料[J]. 矿床地质, 25(5): 582-589.
- 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[J]. 中国科学 D 辑, 35(1): 29-37.
- 纪伟强, 吴福元, 锤孙霖, 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.
- 郎殿有, 李伟. 1998. 内蒙古乌拉山金矿带硫同位素特征研究[J]. 内蒙古地质, (1): 24-34.
- 梁婷, 王登红, 蔡明海, 陈振宇, 郭春丽, 黄惠民. 2008. 广西大厂锡多金属矿床 S、Pb 同位素组成对成矿物质来源的示踪[J]. 地质学报, 82(7): 967-977.
- 王立强, 唐菊兴, 罗茂澄, 陈伟, 王焕. 2012. 西藏努日矿区隐伏斑岩型矿体的潜在性研究[J]. 金属矿山, (4): 109-113.
- 王艳娟, 胡援越, 申俊峰, 曲凯, 殷娜, 于洪军, 马广刚. 2011. 太行山南段北泓河铁矿 S、Pb 同位素组成及其对成矿物质来源的示踪[J]. 现代地质, 25(5): 846-852.
- 息朝庄, 戴塔根, 刘悟辉. 2009. 湖南黄沙坪铅锌多金属矿床硫同位素地球化学特征[J]. 地球学报, 30(1): 89-94.
- 闫学义, 黄树峰, 杜安道. 2010. 冈底斯泽当大型钨铜钼矿 Re-Os 年龄及陆缘走滑转换带成矿作用[J]. 地质学报, 84(3): 398-405.
- 张松, 郑元川, 黄克贤, 李为, 孙清钟, 李秋耘, 付强, 梁维. 2012. 西藏努日砂卡岩型铜钼钨矿辉钼矿 Re-Os 定年及其地质意义[J]. 矿床地质, 31(2): 337-346.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社.
- 朱弟成, 潘桂棠, 王立全, 莫宣学, 赵志丹, 周长勇, 廖忠礼, 董国臣, 袁四化. 2008. 西藏冈底斯带侏罗纪岩浆作用的时空分布及构造环境[J]. 地质通报, 27(4): 458-466.

References:

- ANDREW A, GODWIN C I, SINCLAIR A J. 1984. Mixing Line Isochrons: A New Interpretation of Galena Lead Isotope Data from Southeastern British Columbia[J]. Economic Geology, 79: 919-932.
- CHEN Lei, QIN Ke-zhang, LIN Jin-xiang, XIAO Bo, LI Guang-ming, ZHAO Jun-xing, FAN Xin. 2011. Fluid Inclusions and Hydrogen, Oxygen, Sulfur Isotopes of Nuri Cu-W-Mo Deposit in the Southern Gangdese, Tibet[J]. Resource Geology, 62(1): 42-62.
- CHEN Lei, QIN Ke-zhang, LI Guang-ming, XIAO Bo, LI Jin-xiang, JIANG Hua-zhai, CHEN Jin-biao, ZHAO Jun-xing, FAN Xin, HAN Feng-jie, HUANG Shu-feng, JU Yi-tai. 2011. Geological Characteristics and Origin of Skarn Rocks in the Nuri Cu-Mo-W Deposit, Southern Tibet[J]. Geology and Exploration, 47(1): 78-88(in Chinese with English abstract).
- CHEN Lei, QIN Ke-zhang, LI Guang-ming, LI Jin-xiang, XIAO Bo, JIANG Hua-zhai, ZHAO Jun-xing, FAN Xin, JIANG Shan-yuan. 2012. Geological and Skarn Mineral Characteristics of Nuri Cu-W-Mo Deposit in Southeast Gangdese, Tibet[J]. Mineral Deposits, 31(3): 417-437(in Chinese with English abstract).
- CHEN Yu-shui, WANG Cheng-dong, DU Qing-an. 2011. Geological Characteristics of the Mingze Porphyry Molybdenum Deposit and Prospecting Prognosis in its Adjacent Area, Shannan, Tibet[J]. Geology and Exploration, 47(1): 31-35(in Chinese with English abstract).
- COHEN R S, O'NIONS R K. 1982. The Lead Neodymium and Strontium isotopic structure of Ocean Ridge Basalts[J]. Journal of Petrology, 23: 299-324.
- FAN Xin, CHEN Lei, QIN Ke-zhang, XIAO Bo, LI Jin-xiang, LI Qiu-ping, CHEN Yu-shui, CHEN Jin-biao, ZHAO Jun-xing, LI Guang-ming, HUANG Shu-feng, JU Yi-tai. 2011. Characteristics of Alteration and Mineralization and Chronology of the Mingze Porphyry Mo Deposit in the Shannan Area of Southern Tibet[J]. Geology and Exploration, 47(1): 89-98(in Chinese with English abstract).
- FAURE G, MENSING T M. 2005. Isotopes: Principles and Applications. 3rd ed[M]. New York: John Wiley & Sons: 256-283.
- FRANKLIN J M, ROSCOE S M, LOVERIDGE W D, SANGSTER D F. 1983. Lead isotope studies in superior and southern provinces[J]. Bulletin of Geological Survey of Canada, 351: 1-35.
- GARIÉPY C, ALLÈGRE C J, XU R H. 1985. The Pb-isotope geochemistry of granitoids from the Himalaya-Tibet collision

- zone implication for crustal evolution[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 220-234.
- GUO Zheng-fu, WILSON M, LIU Jia-qi. 2007. Psot-collisional adalotes in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust[J]. *Lithos*, 96: 205-224.
- HAN Fa. 2006. How to Explian Pb Isotope Data[J]. *Mineral Deposits*, 25(5): 582-589(in Chinese with English abstract).
- HOLMES A. 1946. An estimate of the age of the Earth[J]. *Nature*, 157: 680-684.
- HOLMES A. 1947. A revised of the age of the Earth[J]. *Nature*, 159: 127-128.
- HOU Zeng-qian, GAO Yong-feng, QU Xiao-ming, RUI Zong-yao, MO Xuan-xue. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139-155.
- HU Dao-gong, WU Zhen-han, JIANG Wan, SHI Yu-ruo, YE Pei-sheng, LIU Qi-sheng. 2005. Zircon U-Pb SHRIMP ages and Nd isotopes study on Nyainqentanglha Group, Tibet[J]. *Science in China (Series D)*, 35(1): 29-37(in Chinese).
- JI Wei-qiang, WU Fu-yuan, ZHONG Sun-lin, LIU Chuan-zhou. 2009. Geochronology and Petrogenesis of Granitic Rocks in Gangdese Batholith, Southern Tibet[J]. *Science in China(Series D)*, 39(7): 849-871(in Chinese).
- LANG Dian-you, LI Wei. 1998. Study Gold Ore Belt Sulfur Isotopic Characteristics in Wulashan, Inner Mongolia[J]. *Geology of Inner Mongolia*, 1: 24-34 (in Chinese with English abstract).
- LI Guang-ming, QIN Ke-zhang, DING Kui-shou, LIU Tie-bing, LI Jin-xiang, WANG Shao-huai, JIANG Shan-yuan, ZHANG Xing-chun. 2006. Geology, Ar-Ar Age and Mineral Assemblage of Eocene Skarn Cu-Au±Mo Deposits in the Southeastern Gangdese Arc, Southern Tibet: Implications for Deep Exploration[J]. *Resource Geology*, 56(3): 315-336.
- LIANG Ting, WANG Deng-hong, CAI Ming-hai, CHEN Zhen-yu, GUO Chun-li, HUANG Hui-min. 2008. Sulfur and Lead Isotope Composition Tracing for Sources of Ore-forming Material in Dachang Tin-polymetallic Orefield, Guangxi[J]. *Acta Geologica Sinica*, 82(7): 967-977(in Chinese with English abstract).
- OHMOTO H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. *Economic Geology*, 67: 551-578.
- SUN S S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs[J]. *Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. A*, 297: 409-445.
- VIDAL P, COCHERIE A, LEFORT P. 1982. Geochemical investigation of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal)[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 2279-2292.
- WANG Li-qiang, TANG Ju-xing, LUO Mao-cheng, CHEN Wei, WANG Huan. 2012. Study on the Existence of Blind Porphyry Ore-body in Nuri Ore District, Tibet[J]. *Metal Mine*, 4: 109-113(in Chinese with English abstract).
- WANG Yan-juan, HU Yuan-yue, SHEN Jun-feng, QU Kai, YIN Na, YU Hong-jun, MA Guang-gang. 2011. Sulfur and Lead Isotope Composition and Tracing for Sources of Ore-forming Materials in Beiming River Iron Deposits, Southern Taihang Mountains[J]. *Geoscience*, 25(5): 846-852 (in Chinese with English abstract).
- XI Chao-zhuang, DAI Ta-gen, LIU Wu-hui. 2009. Lead and Sulfur Isotope Geochemistry of the Huangshaping Lead-Zinc Deposit, Hunan Province[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 30(1): 89-94.
- YAN Xue-yi, HUANG Shu-feng, DU An-dao. 2010. Re-Os Ages of Large Tungsten, Copper and Molybdenum Deposit in the Zetang Orefield, Gangdise and Marginal Strike-slip Transforming Metallogenesis[J]. *Acta Geologica Sinica*, 84(3): 398-405(in Chinese with English abstract).
- ZARTMAN R E, DOE B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. *Tectonophysics*, 75: 135-162.
- ZHANG Song, ZHENG Yuan-chuan, HUANG Ke-xian LI Wei, SUN Qing-zhong, LI Qiu-yun, FU Qiang, LIANG Wei. 2012. Re-Os Dating of Molybdenite from Nuri Cu-W-Mo Deposit and its Geological Significance[J]. *Mineral Deposits*, 31(2): 337-346(in Chinese with English abstract).
- ZHENG Yong-fei, CHEN Jiang-feng. 2000. *Stable Isotopes*[M]. Beijing: Science Press(in Chinese).
- ZHU Di-cheng, PAN Gui-tang, WANG Li-quan, MO Xuan-xue, ZHAO Zhi-dan, ZHOU Chang-yong, LIAO Zhong-li, DONG Guo-chen, YUAN Si-hua. 2008. Spatial-temporal Distribution and Tectonic Setting of Jurassic Magmatism in the Gangdise Belt, Tibet, China[J]. *Geological Bulletin of China*, 27(4): 458-466(in Chinese with English abstract).