

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

冈底斯铜矿带埃达克质含矿斑岩的源区组成与地壳混染：Nd、Sr、Pb、O 同位素约束

曲晓明¹⁾ 侯增谦¹⁾ 国连杰²⁾ 徐文艺¹⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029

内容提要 本文通过对冈底斯铜矿带甲马、拉抗俄、南木、厅官、冲江及洞嘎6个矿区含矿斑岩的全岩Nd、Sr、Pb、O同位素分析,发现它们具有比较清楚的变化规律。Sr、Pb同位素组成总体上表现为放射成因组份自西向东逐渐增高, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化范围分别为0.704635~0.707920, 18.315~18.661, 15.501~16.626和38.175~38.960;Nd同位素比值自西向东则逐渐降低($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512313\sim 0.512931$)。综合分析显示这些含矿斑岩主要产生于俯冲到深部的雅鲁藏布江洋壳在榴辉岩相条件下的部分熔融,同时有少量俯冲沉积物参与了源区混合。上述同位素比值的区域变化与沉积物混入量沿成矿带自西向东不断增多有关,大体的比例是西段洞嘎矿区<1%;中段冲江、厅官、南木和拉抗俄各矿区在1%~5%之间;东段甲马矿区为10%~15%。与Nd、Sr、Pb同位素不同,氧同位素缺少上述变化规律。它们的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在整个成矿带上都比较稳定,从5.5‰~9.8‰,平均为7.7‰(冲江和厅官矿区以石英斑晶为准),明显高于亏损MORB源区的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(5.70‰)。这说明在沉积物源区混合很少的情况下,成矿带中段和西段的含矿斑岩在上升侵位过程中受到了更多的地壳浅部物质的混染。成矿带局部(冲江和厅官矿区)全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值急剧降低(-1.8‰~0.5‰,平均-0.5‰)与斑岩体固结后不久大气水的交代有关,反映当时该地区存在一个大气水下渗的“漏斗”。

关键词 冈底斯铜矿带 含矿埃达克岩 同位素 源区组成 地壳混染

位于青藏高原南部、雅鲁藏布江缝合带北侧的冈底斯斑岩铜矿带作为印度与欧亚大陆大规模碰撞的直接产物,近年来已引起了人们的广泛关注(曲晓明等,2001;侯增谦等,2002)。特别是造成该带大规模铜多金属矿化的花岗质斑岩体由于具有埃达克岩的基本特征,使它们同时又具备了探索高原深部构造的价值(曲晓明等,2002a,2003)。过去十多年来,埃达克岩作为俯冲造山带中发现的一种新的岩石类型,由于对造山带深部构造和热体制具有指示意义,因而倍受岩石学家和造山带动力学研究者的关注(Defant et al., 1990;张旗等,2001)。至于埃达克岩与斑岩铜矿的关系只是近年来才为人们所认识(曲晓明等,2002b; Reich et al., 2003; Bissing et al., 2003)。然而,近年来人们在研究中逐步发现,埃达克岩作为从地球化学上划分出来的一种新的岩石类型,它们不仅产生于俯冲的洋壳板片在榴辉岩相条件下的部分熔融(Kay, 1978; Defant et al., 1990; Peacock et al., 1994),增厚下地壳在低侵岩浆的作

用下也可以形成(Atherton et al., 1993;张旗等,2001;王强等,2001;熊小林等,2001)。对于冈底斯铜矿带埃达克质含矿斑岩来说,它们是产生于俯冲的雅鲁藏布江洋壳还是产生于增厚的高原下地壳,这个问题迄今还没有得到明确的解答。这个问题不仅关系到青藏高原南部印度与欧亚大陆主碰撞带之下的深部构造体制,而且也直接关系到冈底斯铜矿带以埃达克质岩为母岩的斑岩铜矿成矿新理论和成矿模型。笔者在比较系统地研究了冈底斯铜矿带,阐明其成矿构造环境、含矿斑岩特征、蚀变矿化分带,并精确测定了成岩成矿时代的基础上,本文主要根据Nd、Sr、Pb、O同位素资料,通过联合示踪,阐明这些含矿埃达克质岩的岩浆源区特征和端元组成,并对含矿岩浆上升侵位过程中与地壳浅部物质的相互作用情况进行探讨。

1 区域构造环境

冈底斯斑岩铜矿带位于雅鲁藏布江缝合带北

注:本文为国家重点基础研究项目(编号2002CB412605)资助的成果。

收稿日期:2004-03-21;改回日期:2004-09-08;责任编辑:郝梓国。

作者简介:曲晓明,男,1960年生。地球化学专业,博士,研究员,主要从事造山带贵金属和有色金属成矿学研究。通讯地址:100037,北京百万庄26号,中国地质科学院矿产资源研究所;电话:010-68999055;Email: Xiaominqu@163.com。

侧、拉萨地体南缘的冈底斯岩浆弧中(图1)。地体东南缘分布的上三叠统火山—沉积序列被认为是地体与印度板块裂离和雅鲁藏布江洋盆开启的产物(Pierce et al, 1988; Gaetani et al, 1991)。王希斌等(1987)根据雅鲁藏布江蛇绿岩中钠长花岗岩的锆石U-Pb年龄(139 Ma)确定蛇绿岩的形成时代为早白垩世。自中晚白垩世开始雅鲁藏布江洋壳板片向北俯冲、导致了冈底斯岩浆弧的发育和日喀则弧前盆地的形成(Auegre et al, 1984; Harrison et al, 1992; Durr, 1996)。

冈底斯铜矿带的含矿斑岩形成于造山带演化晚期的碰撞后陆壳伸展阶段。一般认为雅鲁藏布江缝合带大规模陆-陆碰撞发生于55~45 Ma之间(Beck

et al, 1995; Lefort, 1996)。含矿斑岩的侵位时间发生在18~14 Ma之间(曲晓明等, 2003; 芮宗瑶等, 2003), 大规模的铜多金属成矿作用则集中发生在14 Ma前后(侯增谦等, 2003; 曲晓明等, 2001; 孟祥金等, 2003)。重要的是这一时期也正是青藏高原快速隆升的阶段21~8 Ma, (Williams, 2001; Harrison et al., 1992)。含矿斑岩岩性上以花岗闪长斑岩为主, 部分地段出现二长花岗斑岩和石英闪长玢岩。它们多数侵位于燕山晚期—喜山早期的花岗岩基内, 部分侵位于侏罗—白垩系火山—沉积岩系中。岩相学特征在曲晓明等(2001, 2002)的文章中已做了较详细的描述, 在此不再重复。

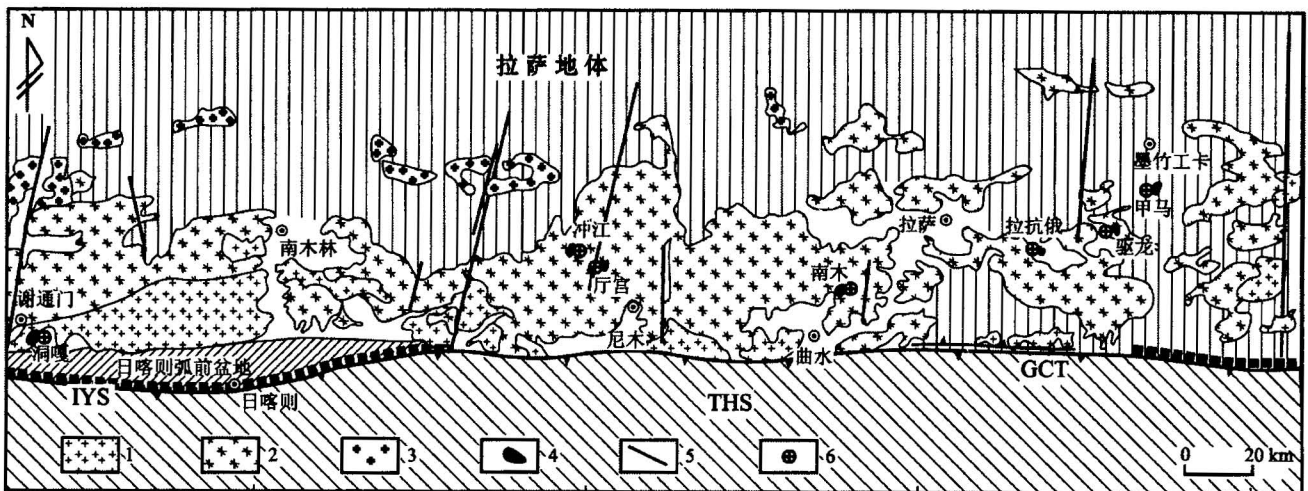


图1 冈底斯碰撞造山带岩浆岩与斑岩铜矿床分布图(据中国地质调查局1:50万数字化地质图修改)

Fig. 1 Distribution of magmatic rocks and porphyry Cu deposits in the Gangdese collision-orogenic belt (modified from the 1:500000 Digitalized Geological Map by the Geological Survey of China)

GCT—大反向逆冲断裂; THS—被动大陆边缘沉积; IYS—印度河—雅鲁藏布江缝合带; 1—中—晚燕山期花岗岩; 2—早喜马拉雅期花岗岩; 3—中新世小体积花岗岩; 4—含矿斑岩; 5—断层; 6—铜矿床

GCT—Great reverse overthrust; THS—passive continental margin sediments; IYS—Indian river—Yalu Zangbo suture 1—middle-late Yanshan granite; 2—early Himalaya granite; 3—Miocene small-volume granite; 4—ore-bearing porphyries; 5—faults; 6—copper deposits

2 分析方法

冈底斯铜矿带含矿斑岩的样品取自甲马、拉抗俄、南木、厅宫、冲江及洞嘎6个矿区(图1)。为了避免蚀变矿化对斑岩原生特性的影响, 对采自各矿区的样品都做了仔细的显微镜研究, 最后选出22个蚀变最轻的样品做了全岩岩石地球化学和Nd、Sr、Pb、O同位素的系统分析。岩石化学分析结果表明, 尽管有的矿区(如冲江、厅宫)含矿斑岩仍有一些蚀变(如绢云母化、绿泥石化等), 但整体上它们并没有对岩石的原始化学造成明显影响(曲晓明等, 2002; Qu

Xiaoming et al, 2004)。

Nd和Sr同位素分析是在中国地质科学院地质研究所同位素实验室完成的, 所用仪器是MAT-261固体同位素质谱仪。样品(200目粉末)先用HF+HNO₃完全溶解, 蒸干后再用HCl溶解。样品中的Nd、Sr采用常规的离子交换技术分离。Nd同位素测定用¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219进行质量分馏校正。标样J.M. Nd₂O₃测定结果¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.511125±8(2σ), GBW04419测定结果¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512725±10(2σ), Sm、Nd流程空白为5×10⁻¹¹g。Sr同位素测定用⁸⁸Sr/⁸⁶Sr=8.37521进行质量分馏校正。标

样 NBS987 SrCO_3 测定结果为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71025 \pm (2\sigma)$; Rb、Sr 流程空白为 $10^{-9} \sim 10^{-11} \text{ g}$ 。

样品的 Pb 同位素分析由核工业地质分析测试研究中心完成。样品用三酸分解后用离子交换树脂分离出铅, 蒸干后进行同位素测定, 所用仪器为 MAT-261 型质谱仪。分析精度对 $1 \mu\text{g}$ 铅含量 $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 低于 0.05% , $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 一般不大于 0.005% 。对国际标样 NBS981 的测试结果为: $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=2.162189$, 误差为 0.0027% ; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.913626$, 误差为 0.0059% ; $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.059201$, 误差为 0.0015% 。

样品的氧同位素分析是在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成的, O 的提取按照 Clayton 等(1963)的常用方法进行。经过去气和氟化处理后, 使样品在 650°C 条件下与 BrF_5 反应, 释放出的 O 通过与热石墨反应转换成 CO_2 , 最后用 VG 质谱仪测定 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, 分析精度 ($\delta^{18}\text{O}$) 好于 $\pm 0.2\%$; 参考物质 NBS-28 给出的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $+9.7\% \pm 0.3 (2\sigma)$ 。

3 结果

冈底斯铜矿带含矿斑岩的 Nd、Sr、Pb、O 同位素分析结果列于表 1。

3.1 Sr、Nd 同位素

冈底斯铜矿带含矿斑岩沿走向分布范围达 400 余千米(图 1), 但它们的 Sr 同位素比值 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相当接近, 在 $0.704635 \sim 0.707920$ 之间, 并且位于成矿带东西两端的两个矿区(甲马和洞嘎)分别具有最高值($0.707358 \sim 0.707920$, 平均 0.707625)和最低值($0.704635 \sim 0.705517$, 平均 0.705076)。位于成矿带中部的 4 个矿区其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值也在上述两个矿区的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值范围内变化。相对而言, 偏西部的两个矿区(冲江和厅宫)其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值($0.705558 \sim 0.706424$, 平均 0.70592)比偏东部的两个矿区(拉抗俄和南木, $0.704907 \sim 0.705444$, 平均 0.705170)还要偏高些。与 Sr 同位素相比, Nd 同位素比值 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 除变化范围明显增大外($0.512313 \sim 0.512931$), 其变化趋势正好相反, 即位于成矿带东西两端的两个矿区(甲马和洞嘎)分别具有最低值($0.512313 \sim 0.512559$, 平均 0.512461)和最高值($0.512897 \sim 0.412931$, 平均 0.512914)。位于成矿带中部 4 个矿区的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值也是在上述两个矿区的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值范围内变化, 并且也是偏西部的两个矿区(冲江和厅宫)比东部的两个矿区(拉抗

俄和南木) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值偏低(分别为: $0.512529 \sim 0.512679$, 平均 0.512587 和 $0.512459 \sim 0.512920$, 平均 0.512699), 这样它们在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图上(图 2a, b)形成了明显的负相关。

3.2 Pb 同位素

同 Nd、Sr 同位素一样, 冈底斯铜矿带含矿斑岩的 Pb 同位素也表现出清楚的规律性变化。它们的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值范围分别为 $18.315 \sim 18.661$ 、 $15.501 \sim 16.626$ 和 $38.175 \sim 38.960$, 沿成矿带走向放射成因铅自东到西逐步递减。在 Zartman 等(1981)的铅构造模式图上(图略)由东段的平均地壳铅经中段的造山带铅向西段的地幔铅演化, 构成一条相关性甚好的混合线。

3.3 氧同位素

与 Nd、Sr、Pb 同位素相比, 冈底斯铜矿带含矿斑岩的氧同位素组成变化最大, 并且缺少区域变化规律。代之以出现的是成矿带整体上(包括甲马、拉抗俄、南木、洞嘎矿区)具有比较稳定的氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}$ 从 $5.5\% \sim 9.8\%$, 平均 7.7%), 局部(冲江和厅宫矿区)形成氧同位素“漏斗”($\delta^{18}\text{O}$ 从 $-1.8\% \sim 0.5\%$, 平均 -0.5%)。必须注意, 在冲江和厅宫矿区含矿斑岩全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 显著降低的情况下, 两个矿区中斑岩石英斑晶的 $\delta^{18}\text{O}$ 值却与整个成矿带的氧同位素组成一致(分别为 8.2% 和 7.8%), 反映出这一地区可能存在一个有利于大气水下渗的“漏斗”。

4 讨论

4.1 增厚的下地壳还是俯冲洋壳?

冈底斯铜矿带的含矿斑岩具有埃达克质岩的基本特征, 它们的大离子不相容元素 Rb、K、U、Th 和 Pb 高度富集, 高场强元素 Nb、Ta、Ti 和重稀土元素 Yb 强烈亏损, 缺少 Eu 负异常, 说明它们是形成于石榴子石稳定的榴辉岩相或石榴子石-斜长角闪岩相的源区, 石榴子石在岩浆源区大量残留(曲晓明等, 2002; Qu Xiaoming et al, 2003)。然而, 这样的源区条件即可以发生在增厚的下地壳, 也可以发生在俯冲到深部的洋壳上。冈底斯铜矿带的这些含矿斑岩究竟属于哪种情况, 这不仅关系到该铜矿带以埃达克岩为母岩的斑岩铜矿成矿理论和成矿模型的建立, 而且还关系到我们对青藏高原南部快速隆起期间深部过程的理解。从 Nd、Sr 同位素组成看, 这些含矿斑岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在 $0.704635 \sim 0.707920$ 之间。若以 0.7060 为壳幔岩浆的分界, 它们基本反映幔源岩浆特征。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值在 $0.512313 \sim$

表 1 冈底斯斑岩铜矿带含矿埃达克岩 Nd、Sr、Pb、O 同位素组成
Table 1 Nd, Sr, Pb, O isotopic compositions of the ore-bearing adakites in the Gangdese copper belt

矿区	样品编号	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\pm 2\sigma)$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\pm 2\sigma)$	$I_{(\text{Sr})}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T(\text{Nd})_{\text{DM}}$
甲马	JM-16	7.7	18.628±0.009	15.626±0.009	38.930±0.020	4.206	0.707920(±14)	0.09424	0.512559(±10)	0.70696	-1.3	754
	JMY-01	8.6	18.639±0.010	15.620±0.009	38.924±0.020	2.238	0.707358(±11)	0.09115	0.512511(±06)	0.70685	-2.3	797
	JMY-04	8.6	18.661±0.008	15.618±0.007	38.960±0.018	4.403	0.707536(±12)	0.09272	0.512313(±10)	0.70654	-6.1	707
拉抗俄	DZL-01	5.5	18.409±0.012	15.535±0.010	38.478±0.026	1.030	0.705444(±10)	0.09987	0.512662(±09)	0.70521	0.7	654
	DZL-05	7.5	18.369±0.013	15.502±0.011	38.389±0.027	0.3897	0.705146(±12)	0.09520	0.512728(±06)	0.70506	2.0	544
	DZL-06	7.6	18.469±0.011	15.582±0.009	38.587±0.023	0.4402	0.705163(±12)	0.09825	0.512680(±07)	0.70516	1.0	621
	DZL-07	7.7	18.461±0.009	15.590±0.008	38.640±0.019	2.031	0.705201(±10)	0.09498	0.512733(±06)	0.70474	2.1	536
南木	NMY-01	7.3	18.569±0.004	15.618±0.003	38.717±0.007	0.5608	0.705275(±10)	0.09606	0.512742(±12)	0.70515	2.2	529
	NMY-07	7.7	18.381±0.010	15.552±0.009	38.434±0.021	0.7601	0.705044(±12)	0.1029	0.512920(±10)	0.70487	5.7	317
	NG-16	8.9	18.408±0.017	15.575±0.015	38.546±0.036	0.1944	0.705162(±12)	0.08179	0.512459(±08)	0.70512	-3.3	799
	NG-18	9.8	18.424±0.011	15.586±0.009	38.520±0.022	0.2362	0.704907(±12)	0.09399	0.512702(±08)	0.70485	1.5	571
	PI-18	7.3	18.423±0.020	15.593±0.017	38.567±0.043	0.2986	0.705064(±12)	0.09453	0.512716(±08)	0.70500	1.7	556
	PI-28	7.5	18.432±0.015	15.612±0.013	38.648±0.031	0.6219	0.705316(±10)	0.09260	0.512651(±08)	0.70517	0.5	629
厅官	NT-03	0.5	18.408±0.019	15.567±0.016	38.609±0.040	0.5655	0.705558(±10)	0.1100	0.512630(±08)	0.70543	0.0	765
	NT-08	-0.3(7.8)	18.437±0.007	15.581±0.006	38.620±0.014	0.5977	0.705802(±14)	0.09672	0.512529(±06)	0.70567	-1.9	810
	NT-10	-0.1	18.446±0.011	15.605±0.010	38.695±0.024	1.383	0.706255(±13)	0.09718	0.512563(±07)	0.70594	-1.3	768
冲江	CJ-02	0.2	18.475±0.009	15.606±0.008	38.726±0.019	5.849	0.706424(±09)	0.09176	0.512679(±08)	0.70509	1.0	589
	CJ-09	-0.5	18.414±0.011	15.561±0.010	38.554±0.023	3.174	0.706128(±14)	0.09774	0.512610(±08)	0.70541	-0.3	710
	CJ-20	-1.8(8.2)	18.447±0.017	15.575±0.014	38.561±0.036	1.586	0.705598(±16)	0.09698	0.512529(±08)	0.70524	-1.9	811
	CJ-22	-1.7	18.423±0.020	15.563±0.017	38.543±0.043	0.7499	0.705764(±10)	0.09519	0.512568(±08)	0.70559	1.2	749
洞嘎	DG-15	7.1	18.372±0.020	15.528±0.017	38.307±0.042	0.4756	0.705517(±13)	0.1288	0.512931(±08)	0.70541	5.9	394
	DG-21	7.1	18.315±0.008	15.501±0.007	38.175±0.017	0.1341	0.704635(±13)	0.1396	0.512897(±07)	0.70460	4.8	492

注: 冲江和厅官矿区(CJ-20和NT-08)括号中的氧同位素组成取自石英斑晶, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值按球粒陨石储库 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$ 和 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ 计算, t 取16 Ma; T_{DM} 按亏损地幔($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.513151$ 和($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.2137$ 计算。

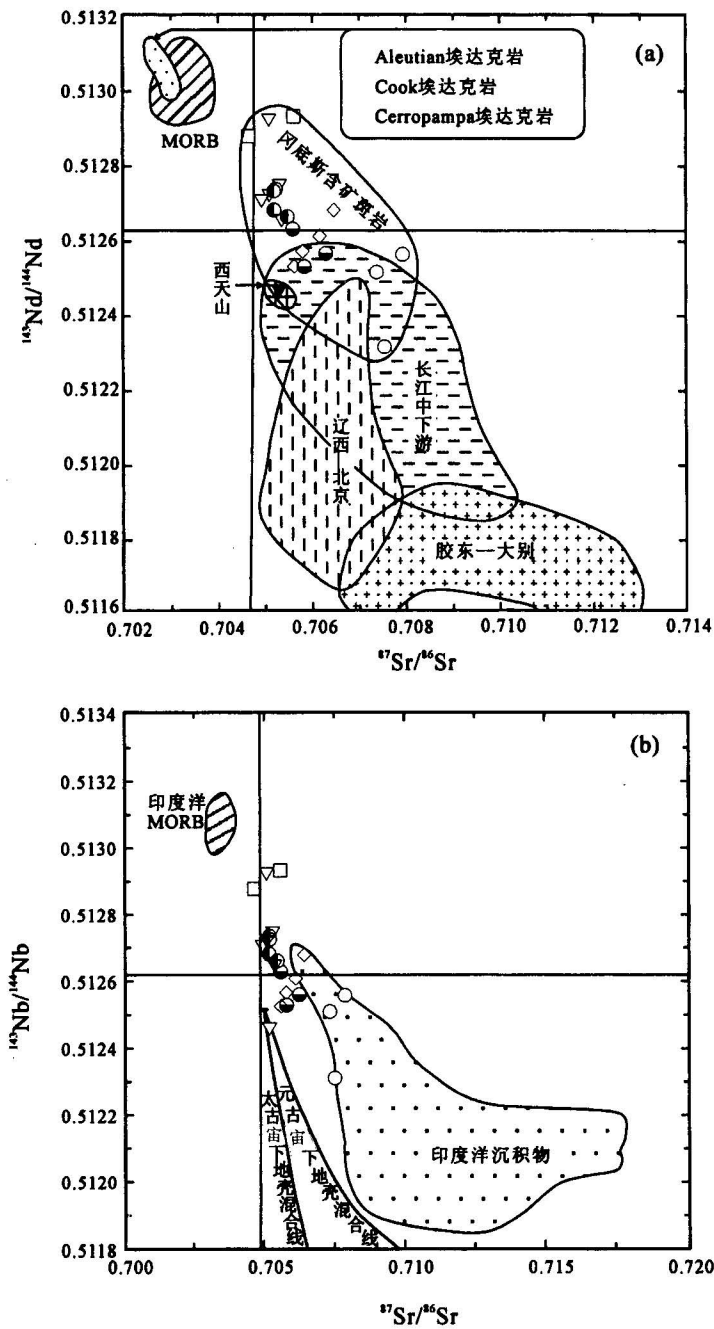


图 2 冈底斯斑岩铜矿带含矿斑岩¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 图
 Fig. 2 The ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr diagrams of the ore-bearing porphyries in the Gangdese porphyry copper belt

(a) 由增厚下地壳形成的埃达克岩参照区,引自张旗等(2001)和熊小林等(2001);完全由俯冲洋壳形成的 Aleutian、Cook、Cerropampa 埃达克岩参照区,分别引自 Kay (1978), Stern 等(1996) 和 Kay 等(1993)。(b) 原图据 Gertisser 等(2003),图中太古宙和元古宙下地壳混合线据 Housh 等(2000)。○—甲马矿区;●—拉抗俄矿区;●—厅宫矿区;▽—南木矿区;◇—冲江矿区;□—洞嘎矿区
 (a)—Adakite originated from the lower crust (after Zhang Qi et al., 2001; Xiong Xiaolin et al., 2001); Aleutian (after Kay, 1978), Cook (after Stern et al., 1996), Cerropampa (after Kay et al., 1993) adakite originated from the oceanic crust; (b)—the Archaean and Proterozoic mixed lines of the lower crust (after Housh et al., 2000); ○—Jiama deposit; ●—Lakang'e deposit; ●—Tinggong deposit; ▽—Nanmu deposit; □—Dongga deposit; ◇—Chongjiang deposit

0.512931 之间; $\epsilon Nd(t)$ 值在 $-6.1 \sim +5.9$ 之间。在¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 图中(图 2),它们与我国其他几个典型地区由增厚下地壳熔融形成的埃达克质岩石明显不同(图 2a),明显高于下地壳演化线而靠近 MORB 源区(图 2b),表明它们的成因与 MORB 有关,很可能是由俯冲到地壳深部的新特提斯洋壳转换成榴辉岩相或石榴子石-斜长角闪岩相之后经部分熔融形成的。同时也应注意到,它们与完全由俯冲洋壳熔融形成的埃达克质岩也存在差异,说明造成高原南部大规模铜多金属矿化的这些埃达克质岩在成因上还有它们自己的独特之处。从图 2b 看,造成这些差异的原因很可能在于俯冲的新特提斯洋壳在榴辉岩相条件下发生熔融时,少量印度洋型沉积物也参与了源区岩浆作用(图 2b)。

4.2 源区混合端元

海洋沉积物由于 Pb 含量普遍较高,使得岩浆生成过程中少量沉积物的混入即可造成岩石 Pb 同位素组成的明显变化 (Gertisser et al., 2003),因而 Pb 同位素成为沉积物参与岩浆作用的灵敏示踪剂。这一点在冈底斯铜矿带的这些埃达克质含矿斑岩上再次得到验证。从图 3a, b 中可以清楚地看出,冈底斯铜矿带来自 6 个矿区的 22 个斑岩样品在 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 和 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 图上,均位于在印度洋 MORB 和印度洋沉积物两个端元之间,构成很好的规律性排列,反映了清楚的混合关系。并且在区域分布上存在着沿成矿带由西(洞嘎矿区)往东(甲马矿区)含矿母岩浆中沉积物组份不断增多的趋势。Nd-Pb 和 Sr-Pb 同位素的联合示踪(图 3 c, d)表明在冈底斯铜矿带含矿斑岩的源区陆源生物成因沉积物的混入量并不多,成矿带东段甲马矿区沉积物混合最多,大体在 10%~15% 之间;西段洞嘎矿区混入的沉积物很少,约 1%;中段几个矿区大体在 1%~5% 之间。

4.3 地壳物质混染

Nd、Sr、Pb 同位素组成表明,冈底斯铜矿带的含矿斑岩主要产生于俯冲洋壳的部分熔融,并在岩浆源区混入了少量俯冲沉积

物。然而,氧同位素组成表明,含矿岩浆在上升侵位途中还受到了地壳物质的混染。从表1可以看出,整个成矿带6个矿区含矿斑岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于5.5‰~9.8‰之间(冲江和厅宫两个矿区以石英斑晶的 $\delta^{18}\text{O}$ 为准),明显高于亏损MORB源区的 $\delta^{18}\text{O}$ 值5.7‰(Harmon et al., 1995),并且缺少沿成矿带走向自西而东随着沉积物组分不断增加 $\delta^{18}\text{O}$ 也相应增高的规律,说明除了俯冲沉积物在岩浆源区混

入外,岩浆在上升侵位过程中还受到了地壳物质的混染。研究表明,侵入岩的氧同位素组成对地壳物质混染反应十分敏感(Gertisser et al., 2003; Seghedi et al., 2001);相反,少量沉积物若在源区混入,主要改变的是Pb、Sr同位素组成,对氧同位素组成影响很小(Gertisser et al., 2003)。这些关系在 $\delta^{18}\text{O}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图中(图4)得到了清晰的反映。在图4中,冈底斯铜矿带的含矿斑岩总体上受印度洋MORB

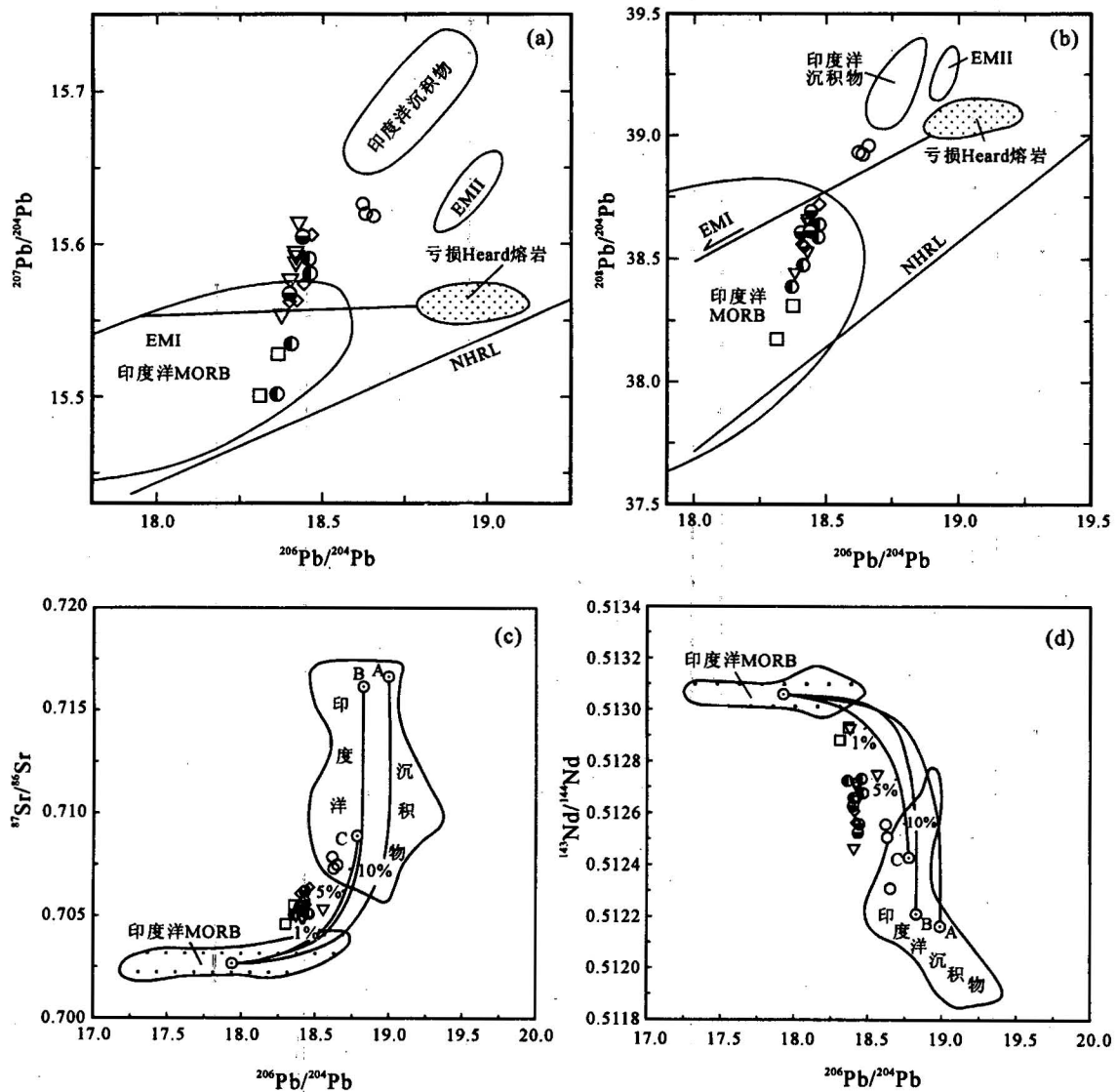


图3 冈底斯斑岩铜矿带含矿斑岩源区组成的同位素联合示踪图

Fig. 3 The polyisotopic tracing diagrams of the ore-bearing porphyries in the Gangdese porphyry copper belt (a), (b)图引自 Edwards 等(1994); (c), (d)图引自 Gertisser 等(2003); c, d 图中 A 代表平均沉积物, B 代表淤泥端元, C 代表陆源生物成因沉积物端元, 它们与印度洋 MORB 构成混合曲线, 混合线上所标数字代表沉积物所占的百分比。○—甲马矿区; ●—拉抗俄矿区; ⊙—厅宫矿区; ▽—南木矿区; ◇—冲江矿区; □—洞嘎矿区 (a), (b) after Edwards et al. (1994); (c), (d) after Gertisser et al. (2003); A—average sediments; B—siltng mud; C—terrigenous organic sediments; digits in the line are percent of the sedimengts. ○—Jiama deposit; ●—Lakang'e deposit; ⊙—Tinggong deposit; ▽—Nanmu deposit; □—Dongga deposit; ◇—Chongjiang deposit

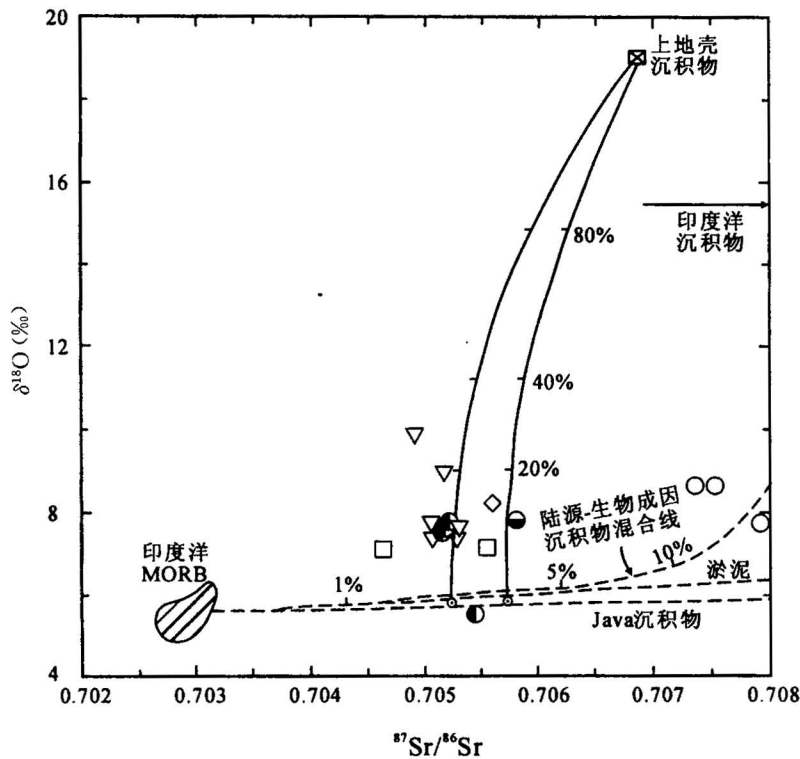


图 4 冈底斯斑岩铜矿带含矿斑岩 $\delta^{18}\text{O}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图(原图据 Gertisser 等, 2003)

Fig. 4 $\delta^{18}\text{O}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram of the ore-bearing porphyries

in the Gangdese porphyry copper belt (after Gertisser et al., 2003)

○—甲马矿区; ●—拉抗俄矿区; ●—厅宫矿区; ▽—南木矿区; ◇—冲江矿区; □—洞嘎矿区
○—Jiama deposit; ●—Lakang'e deposit; ●—Tinggong deposit; ▽—Nanmu deposit; □—Dongga deposit; ◇—Chongjiang deposit

和印度洋沉积物的混合线控制,甲马矿区含矿斑岩混入的沉积物最多,在 15%左右,其他矿区在 1%~5%之间。同时,图中还反映出除甲马矿区外,其他几个矿区含矿斑岩的氧同位素组成沿上地壳混染曲线上发生了漂移,说明它们在上升侵位途中与地壳浅部物质发生过同化混染,混染量大体在 10%左右。

4.4 成矿带局部存在大气降水的下渗“漏斗”

冈底斯铜矿带含矿斑岩氧同位素组成的一个显著特点是在冲江和厅宫两个矿区全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值出现大“滑坡”,从正常的花岗岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值 5.5‰~9.8‰(平均 7.7‰)急剧降至 -1.8‰~0.5‰(平均 -0.5‰),同时它们的石英斑晶仍保持原来的氧同位素特征(冲江和厅宫矿区分别为 8.2‰和 7.8‰,表 1)。这种情况说明在这一地区存在一个大气降水的下渗“漏斗”。关于侵入岩体与大气降水相互作用造成前者 $\delta^{18}\text{O}$ 降低的问题 Taylor 等(1979)曾做过详细研究。他们指出热液蚀变可造成全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值

显著降低;然而,抗扰动性很强的石英却可以保持原来的氧同位素特征。在花岗质斑岩体中这一效应特别明显,细粒的基质部分和斜长石等组分容易与大气降水发生同位素交换从而造成全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 降低。促进大气降水下渗的有利条件是岩体附近发育断裂系统或韧性剪切带。大气降水由于含盐度低,与岩体作用后除了造成 $\delta^{18}\text{O}$ 降低外,对岩体的化学组成影响很小。冲江和厅宫矿区的含矿斑岩反映的确实是这种情况,除了氧同位素发生显著变化外($\delta^{18}\text{O}$ 降低),它们的岩石化学甚至 Nd、Sr、Pb 同位素几乎没有任何响应(曲晓明等, 2002b; Qu Xiaoming et al., 2004)。

5 结论

本文通过对冈底斯铜矿带甲马、拉抗俄、南木、厅宫、冲江、洞嘎 6 个矿区含矿斑岩 Nd、Sr、Pb、O 同位素的联合示踪分析,对岩浆源区组成及演化获得了一些新的认识,得出了以下初步结论:

(1) 冈底斯铜矿带这些具有埃达克岩地球化学特征的含矿斑岩主要产生于俯冲的新特提斯洋壳在榴辉岩相条件下的部分熔融,同时少量的俯冲沉积物参与了源区混合,并且沿成矿带走向自西向东混入的沉积物数量不断增多。西段洞嘎矿区最少,不到 1%;中段冲江、厅宫、南木、拉抗俄几个矿区大体在 1%~5%之间;东段甲马矿区混入最多,约在 10%~15%之间。

(2) 氧同位素显示含矿斑岩除了在岩浆源区有少量俯冲沉积物混入外,含矿岩浆在上升侵位途中还受到了浅部地壳物质的混染。混染程度尤其在成矿带中段冲江、厅宫、南木、拉抗俄几个矿区最为明显,其混染量大体在 10%左右。

(3) 成矿带偏西部冲江、厅宫一带存在一个大气水下渗的“漏斗”,使得这两个矿区的含矿斑岩全岩氧同位素组成显著降低($\delta^{18}\text{O}$ 在 -1.8‰~+0.5‰之间,平均 -0.5‰),同时其石英斑晶的 $\delta^{18}\text{O}$ 值仍保持正常(分别为 8.2‰和 7.8‰),是斑岩体侵

入后固结不久,在较高温度下斑岩基质和斜长石等与下渗的大气水优先发生氧同位素交换造成的。

参 考 文 献

- 王希斌,鲍佩声,邓万明,等. 1987. 西藏蛇绿岩. 北京:地质出版社.
- 侯增谦,莫宣学,高永峰,曲晓明,孟祥金. 2003a. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例. 矿床地质, 22(1): 1~12.
- 侯增谦,曲晓明,王淑贤,等. 2003b. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用. 中国科学(D 辑), 33(7): 609~619.
- 孟祥金,侯增谦,高永峰,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. 矿床地质, 22(3): 246~252.
- 曲晓明,侯增谦,黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带: 西藏第二条“玉龙”铜矿带? 矿床地质, 20(4): 355~366.
- 曲晓明,侯增谦,李佑国,等. 2002a. 冈底斯碰撞造山带发现含矿埃达克岩. 矿床地质, 21(增刊): 215~218.
- 曲晓明,侯增谦,李佑国,等. 2002b. S、P 同位素对冈底斯斑岩铜矿带成矿物质来源和造山带物质循环的指示. 地质通报, 21(11): 768~776.
- 曲晓明,侯增谦,李振清,等. 2003. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的年龄及地质意义. 地质学报, 77(2): 245~252.
- 芮宗瑶,侯增谦,曲晓明,张立生,王龙生,刘玉琳. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升. 矿床地质, 22(3): 217~225.
- 熊小林,赵振华,白正华,梅厚钧,许继峰,王强. 2001. 西天山阿吾拉勒埃达克岩成因: Nd 和 Sr 同位素组成的限制. 岩石学报, 17(4): 514~522.
- 张旗,王焰,王亢龙. 2001. 燕山期中国东部高原下地壳组成初探: 埃达克岩 Sr、Nd 同位素制约. 岩石学报, 17(4): 505~513.

References

- Atherton M P, Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362: 144~146.
- Bissig T, Clark A H, Lee J K W. 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/Argentina. *Mineralium Deposita*, 38: 844~862.
- Clayton R N, Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 43~52.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662~665.
- Edwards C M, Menzies M A, Thirlwall M F, et al. 1994. The transition to potassic volcanism in island arcs: the Ringgit-Beser complex, east Jast Java, Indonesia. *J. Petrology*, 35: 1557~1595.
- Gertisser R, Keller J. 2003. trace element and Sr, Nd, Pb and O isotope variations in medium-K and high-K volcanic rocks from merapi volcano, central Java, Indonesia: evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda arc magma genesis. *J. Petrology*, 44: 457~489.
- Harmon R S, Hoefs J. 1995. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 120: 95~114.
- Harrison T M, Copeland P, Kid W S F, Yin A. 1992. Raising Tibet. *Science*, 255: 1663~1670.
- Housh T, McMahon T P. 2000. Ancient isotopic characteristics of Neogene potassic magmatism in western New Guinea (Irian Java, Indonesia). *Lithos*, 50: 217~239.
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Gao Yongfeng, Qu Xiaoming, Meng Xiangjin. 2003. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts in Tibetan plateau and in northern Chile. *Mineral Deposits*, 22(1): 1~11.
- Kay R W. 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted pacific ocean crust. *J. Volcanology and Geothermal Research*, 4: 117~132.
- Kay S M, Ramos V A, Marquez M. 1993. Evidence in Cerro pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *J. Geology*, 101: 703~714.
- Meng Xiangjin, Hou Zengqian, Gao Yongfeng, Hu Wei, Qu Xiaoming, Qu Wenjun. 2003. Development of porphyry copper-molybdenum-lead-zinc ore-forming system in east Gangdese belt, Tibet: evidence from Re-Os age of molybdenite in Bangpu copper polymetallic deposit. *Mineral deposits*, 22(3): 246~251.
- Peacock S M, Rushmer T, Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1321: 227~244.
- Qu Xiaoming, Hou Zengqian, Huang Wei. 2001. Gangdese porphyry copper belt: the second “Yulong” porphyry copper belt in Tibet? *Mineral deposits*, 20(4): 355~366.
- Qu Xiaoming, Hou Zengqian, Li Youguo. 2002b. Implications of S and Pb isotopic compositions of the Gangdese porphyry copper belt for the ore-bearing material source and material recycling within the orogenic belt. *Geological Bulletin of China*, 21(11): 768~776.
- Qu Xiaoming, Hou Zengqian, Li Zhenqing. 2003. ages of ore-bearing porphyry of the Gangdese porphyry copper belt and their geological significances. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 245~252.
- Wang Xibin, Bao Peisheng, Deng Wanming et al. 1987. *Xizang Ophiolites*. Beijing: Geological Publishing House.
- Reich M, Parada M A, Palacios C, Dietrich A, Schultz F, Lehmann B. 2003. Adakite-like signature of late Miocenr intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 38: 876~885.
- Rui Zongyao, Hou Zengqian, Qu Xiaoming, Zhanglisheng, Wang Longsheng, Liu Yulin. 2003. Metallogenetic epoch of Gangdese

- porphyry copper belt and uplift of Qinghai-Tibet plateau. *Mineral deposits*, 22(3): 217~225.
- Stern C R, Killian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral volcanic zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123: 263~281.
- Seghedi I, Downes H, Pecskey Z, Thirlwall M f, Szakacs A, Prychodko M, Matthey D. 2001. Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians. *Lithos*, 57: 237~262.
- Taylor H P, Forster R. 1979. An oxygen and hydrogen isotope study of the Skaergaard intrusion and its country rocks: a description of a 55My old fossil hydrothermal system. *J. Petrology*, 20: 355~419.

Source Compositions and Crustal Contaminations of Adakitic Ore-bearing Porphyries in the Gangdise Copper Belt: Nd, Sr, Pb and O Isotope Constraints

QU Xiaoming¹⁾, HOU Zengqian¹⁾, GUO Lianjie²⁾, XU Wenyi¹⁾

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

2) *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*

Abstract

Based on isotopic data of 6 copper deposits of Jiama, Lakang'e, Nanmu, Chongjiang, Tinggong and Dongga in the Gangdise copper belt, it is found that a good spatial variation regularity of Nd, Sr, Pb and O isotope compositions exists in the ore-bearing porphyries of the copper belt. Their Sr and Pb isotope compositions exhibit a radiogenic component increasing from the west to east along the belt. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ have a range of 0.704635~0.707920, 18.315~18.661, 15.501~16.626 and 38.175~38.960, respectively. At the same time, Nd isotopic composition displays a gradual decrease of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ from the west to east (with a range of 0.512313 to 0.512931). A comprehensive study demonstrates that these ore-bearing porphyries were mainly derived from partial melting of the subducted Yarlung Zangbo oceanic crust under eclogite facies condition with a minor mixing of subducted sediments in the magma source. These isotopic variations are related to such a gradual increase in mixing sediments from the west to east along the copper belt. The approximately mixing ratios in different portions of the copper belt are <1% of the Dongga deposit from the west segment, 1%~5% of the Chongjiang, Tinggong, Nanmu and Lakang'e deposits from the middle segment and 10%~15% of the Jiama deposit from the east segment. Unlike Nd, Sr and Pb isotopes, O isotope lacks the above regular variations. The $\delta^{18}\text{O}$ values of the ore-bearing porphyries are relatively stable along the whole copper belt (ranging from 5.5‰ to 9.8‰ with a mean of 7.7‰) and notably higher than that of depleted MORB (5.70‰). These variations indicate that the ore-bearing porphyries from the middle and west segments of the copper belt underwent more crustal contamination during their intrusion process in consideration of their less source mixing of subducted sediments. A local sharp decrease of $\delta^{18}\text{O}$ values in the copper belt (Chongjiang and Tinggong deposits with a range of -1.8‰ to 0.5‰ and a mean of -0.5‰) is probably related to meteoric water metasomatism immediately after the porphyry consolidation and suggest a penetrating-down "funnel" present in this area.

Key words: Gangdise copper belt; ore-bearing adakite; isotopes; source composition; crustal contamination