

西藏冈底斯朱诺斑岩铜矿床成岩成矿时代约束

郑有业 张刚阳* 许荣科 高顺宝 庞迎春 曹亮 杜安道 石玉若

(中国地质大学(武汉)资源学院, 武汉 430074; 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074; 西藏地勘局第二地质大队, 拉萨 850003; 中国地质科学院国家地质实验测试中心, 北京 100037; 中国地质科学院北京离子探针中心, 北京 100037)

*联系人, E-mail: zhanggangyang@163.com

摘要 冈底斯成矿带西部最近发现的朱诺大型斑岩铜矿床, 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄明显可分为新、老两组, 记录了4次以上的主要构造岩浆事件: 残留锆石中(62.5 ± 2.5) Ma 可能与印-亚大陆碰撞不久形成的林子宗群火山岩有关; (50.1 ± 3.6) Ma 可能代表了冈底斯地区地幔镁铁质岩浆底侵事件; 岩浆锆石中(15.6 ± 0.6) Ma 代表了朱诺含斑岩的成岩年龄; 而矿石中获得的辉钼矿 Re-Os 等时线年龄(13.72 ± 0.62) Ma 与锆石中(13.3 ± 0.2) Ma 的年龄相当, 代表了朱诺的成矿年龄。冈底斯带斑岩铜矿的成岩成矿年龄具有从东往西逐渐变新的趋势。朱诺斑岩铜矿床与冈底斯东、中部其他斑岩铜矿床属同一构造演化阶段的产物, 此为该斑岩铜矿带向西继续部署找矿工作提供了重要依据。

关键词 冈底斯西部 朱诺 斑岩铜矿 成岩成矿时代

朱诺斑岩铜矿床位于西藏自治区昂仁县亚模乡境内, 距离日喀则市约 300 km, 经初步工程验证表明矿石质量好、找矿前景大, 它的发现“使冈底斯成矿带铜矿勘查区域向西扩大了数百千米, 有望发展成为巨型斑岩铜矿带”^[1]。众所周知, 冈底斯成矿带以当雄-白朗深大走滑断裂为界, 东西两侧成矿特征、类型、矿种、时代等存在巨大差异。而近年来在冈底斯东、中部相继发现的驱龙、冲江、厅宫、白容、达布、吹败子等斑岩铜矿床均与分布于雅江北岸 35~65 km 范围内的高侵位复式杂岩体有关。成岩年龄集中发生在 15.6~17.8 Ma, 成矿发生在 14.85~15.99 Ma, 形成于陆内后碰撞造山向伸展走滑转换的过渡环境^[2,3]。问题在于冈底斯东中部斑岩成矿带向西还能延伸多远? 冈底斯西部的朱诺斑岩铜矿与东、中部的斑岩铜矿属同时代成矿吗? 因此, 搞清这一问题对促进冈底斯斑岩铜矿带继续向西部找矿、扩大斑岩成矿带规模等具有重大的理论及现实意义。

本文在野外工作和镜下岩相学研究的基础上, 采用锆石 SHRIMP U-Pb 法和辉钼矿 Re-Os 法对朱诺斑岩铜矿床的成岩、成矿时代提供约束, 并进而探讨青藏高原晚新生代构造演化过程与成矿作用, 以及冈底斯斑岩成矿的时代演化规律。

1 矿区地质概况

矿区出露地层主体表现为北倾的单斜构造, 局部由于断裂构造影响而倒转, 主要为古新统-始新统的林子宗群年波组与帕那组的一套英安质-安山质-流纹质火山碎屑岩及砂砾岩等(图1)。年波组年龄为 56.5 Ma, 帕那组为 43.93~53.52 Ma^[4,5](均为斜长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄)。断裂构造主要有北东向和北西向两组, 其中北东向构造控制了斑岩体和矿体的就位。侵入岩分布于矿区西北部和南部, 主要有白翁普曲岩体和弄桑岩体, 岩性分别为斑状角闪二长花岗岩、中细粒黑云母花岗斑岩等, 形成时代为晚白垩世, 呈岩基状产出, 它是冈底斯安第斯型花岗岩基组成部分, 是新特提斯大洋板块向北俯冲的产物。晚期的花岗斑岩、石英斑岩和闪长玢岩等呈小岩株、岩脉形式产于早期形成的花岗岩基和林子宗群火山岩中, 构成了一个复杂的火山-岩浆成矿系统。

在朱诺矿区共发现了3个斑岩体和3个矿体, 成矿意义最大的是 号斑岩体。号斑岩以花岗斑岩为主, 呈灰-灰白色, 地表呈不规则岩株陡立产出。具有块状构造、斑状结构。斑晶主要为石英、斜长石及少量黑云母, 其中斑晶石英和斜长石的含量约占 25%左右; 基质主要由微粒-霏细结构的石英和长石组成, 约占岩石的 70%左右。副矿物主要为磷灰石、

2007-04-28 收稿, 2007-08-15 接受

国家重点基础研究发展计划(编号: 2002CB412610)、国家“新一轮国土资源大调查”重大项目(批准号: 200210200001)和国家“九七三”预研究项目(编号: 2005CCA05600)资助

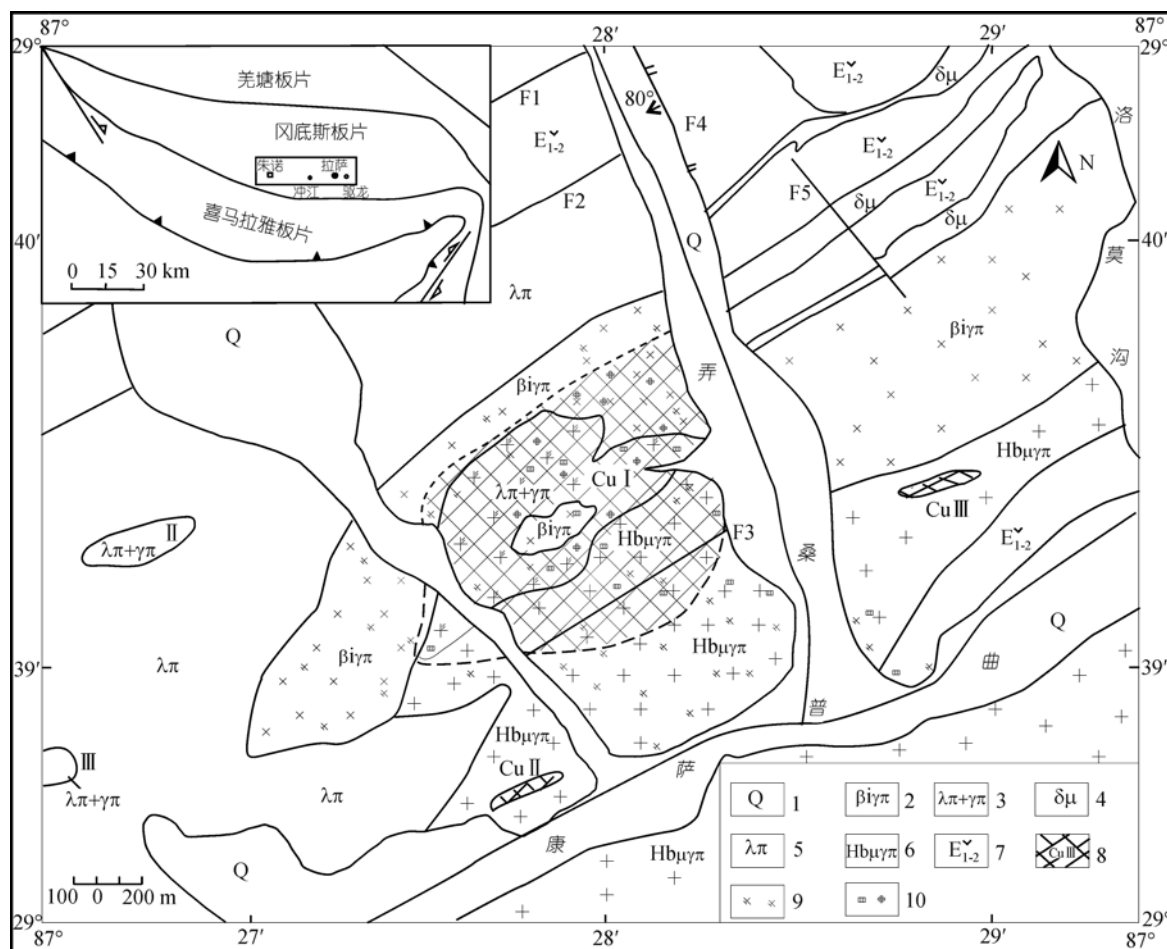


图 1 西藏朱诺斑岩铜矿地质简图

1, 第四系; 2, 黑云母花岗岩; 3, 石英斑岩、花岗岩; 4, 闪长玢岩; 5, 流纹斑岩; 6, 斑状角闪二长花岗岩; 7, 林子宗群火山岩; 8, 铜矿(化)体及编号; 9, 高岭土化; 10, 黄铁绢英岩化

磁铁矿、锆石、榍石、金红石等。矿体主要赋存于斑岩体及其外接触带的斑状角闪二长花岗岩和黑云母花岗岩中。矿石矿物主要为孔雀石、蓝铜矿、赤铜矿、自然铜、黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿。矿区蚀变类型主要有钾化、黄铁绢英岩化、青磐岩化、硅化、泥化及碳酸盐化等，黄铁绢英岩化、硅化与矿化密切相关。由斑岩体向外，蚀变类型由钾化、黄铁绢英岩化、碳酸盐化、高岭土化→青磐岩化、铁碳酸岩化等。

2 样品采集和分析方法

锆石样品采自矿区 号斑岩体(Cu 矿体)中平硐(PD1)开口处不同位置。岩性为花岗斑岩，为矿区含矿斑岩。由于斑岩体发生过大面积的热液活动，样品不可避免地存在不同程度的蚀变，主要为弱的高岭土化，绢云母化。岩石中无脉体穿插。

锆石分选在中国地质大学(武汉)选矿实验室完成。在测试之前，在中国地质科学院进行透射、反射光拍照，在北京大学物理学院电子显微镜实验室对锆石晶体进行阴极发光(CL)照相。锆石 U-Pb 同位素分析在中国地质科学院离子探针中心的 SHRIMP-离子探针上采用标准测定程序进行，测试条件及流程见文献[6~8]，数据处理采用 Ludwig SQUID 1.0 及 ISOPLOT 程序[9]。由于年轻的锆石 ^{204}Pb 丰度太低的原因，采用实测 ^{204}Pb 校正普通铅将导致极大的分析误差，不适合用于校正普通铅，我们在数据处理时采用实测 ^{208}Pb 来校正，相应地采用这种方法校正得到的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄[10,11]。为了有效进行监控，获得高质量年龄数据，大约每测定 3 个样品点测定 1 个 TEM 标准样，共测定 8 个标准样。

辉钼矿样品采自朱诺矿区 Cu 矿体 PD1 中洞深 153.5, 158.6, 165.8 和 195.8 m 的位置, 共采集辉钼矿矿石样 4 块. 样品岩性均为黄铁矿化、黄铜矿化、辉钼矿化黑云母二长花岗斑岩, 其中辉钼矿主要呈辉钼矿-石英脉产出, 脉宽 0.5~4.5 cm, 一般 2 cm 左右; 石英脉较松散, 辉钼矿呈晶形较好的鳞片状产出. 将野外采集的矿石样品在双目镜下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 同位素年龄测试在国家地质试验测试中心由杜安道研究员测试完成, Re-Os 同位素分析的化学分离过程和分析方法见文献[12, 13]. 模式年龄 t 按下式计算:

$$t = \frac{1}{\lambda} \left[\ln \left(1 + \frac{{}^{187}\text{Os}}{{}^{187}\text{Re}} \right) \right],$$

其中 λ (${}^{187}\text{Re}$ 衰变常数) = $1.666 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

3 分析结果

3.1 含矿斑岩中的锆石

朱诺矿床含矿斑岩(花岗斑岩)中的锆石大部分具有完好晶形, 多为半自形到自形, 长宽比在 1.5~2 之间, 无色或浅黄色, 透明, 粒径一般在 100~200 μm 之间. 锆石的 CL 阴极发光照片(图 2)揭示大部分锆石具有清晰的岩浆振荡环带, 为典型的岩浆锆石[14~16]. 样品中某些锆石的核部还存在继承的岩浆核或具有补丁结构的残余锆石, 保留着核幔边套合非常好的结构, 如 8 号锆石核幔边三组年龄分别对应为 60.3,

23.5, 13.4 Ma. 另一个具有补丁结构的 7 号锆石, 内部为 48.1, 22.3 Ma, 外围为 12.6 Ma. 记录了该区多次的构造岩浆事件, 较好地保存了冈底斯造山带演化过程中的构造事件. 还有部分锆石颗粒内部为特征性的岩浆振荡环带, 而边部具有窄且不规则的无环带结构或弱环带区域, 个别锆石具有扇形分带. 总体与冈底斯斑岩铜矿带其他斑岩体内发现的残留或继承锆石具有部分可对比性[17].

锆石测试结果见表 1, 锆石 U-Pb 一致曲线见图 3. 可明显分为新、老两组年龄, 并至少记录了 4 次以上的构造岩浆事件. 具体描述如下:

有 9 个测试点位于具有继承锆石或残留锆石特征的位置, Th 和 U 含量变化于 $(169 \sim 1266) \times 10^{-6}$ 和 $(272 \sim 2229) \times 10^{-6}$, 对应的 Th/U 比值为 0.3951~1.3976. 其 ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ 年龄变化于 $(48.1 \pm 0.9) \sim (68.5 \pm 2.4) \text{ Ma}$, 分布范围宽而连续, 反映了一个持续时间较长的岩浆活动. 根据锆石结构的不同和年龄值出现的频次, 明显有两次主要的构造岩浆活动事件: 第一次发生在 $(62.5 \pm 2.5) \text{ Ma}$ (MSWD = 2.1, $n = 5$), 残留锆石均为不规则棱角状, 具补丁状结构(颗粒 2), 颜色深浅不一但年龄很相近; 第二次发生在 $(50.1 \pm 3.6) \text{ Ma}$ (MSWD = 4.7, $n = 4$), 锆石形态均为浑圆状, 反映其形成后遭受过熔融过程.

5 颗岩浆环带清楚的锆石, 其 Th 和 U 含量变化于 $(333 \sim 1479) \times 10^{-6}$ 和 $(490 \sim 1095) \times 10^{-6}$, 对应的 Th/U 比值为 0.5186~1.7745, 均大于 0.3. 相对于锆石

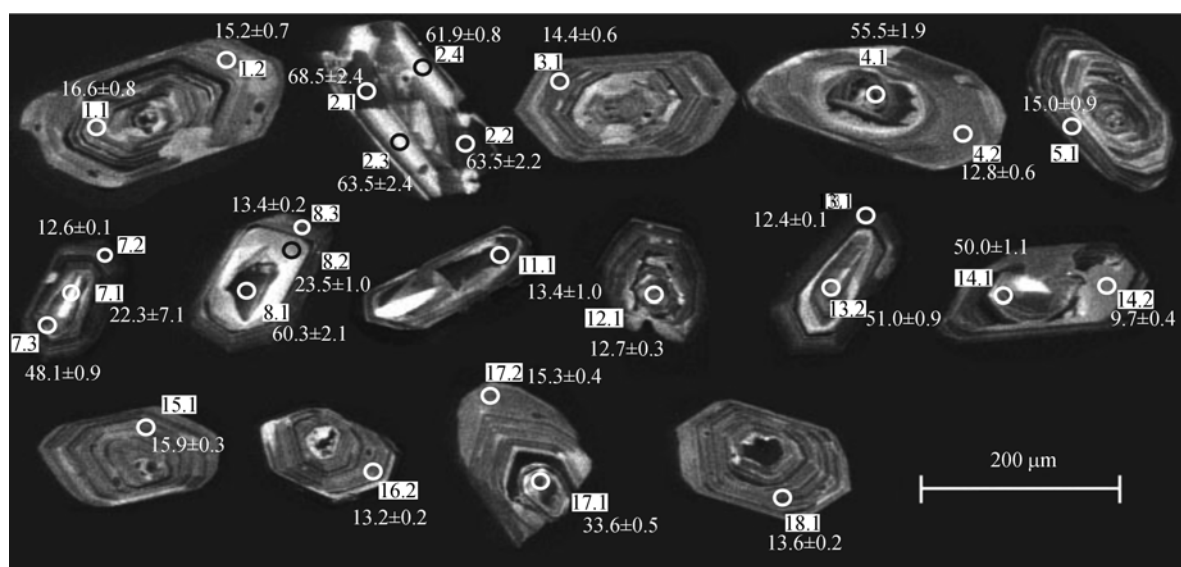


图 2 西藏朱诺矿床含矿斑岩锆石的阴极发光图像

表 1 西藏朱诺矿床含矿斑岩锆石 SHRIMP 测年结果表^{a)}

样品编号	²⁰⁶ Pb _c /‰	U/10 ⁻⁶	Th/10 ⁻⁶	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*/10 ⁻⁶	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± σ/Ma	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	误差相关性
ZL01-2.1	0.00	1776	789	0.4591	16.30	68.5 ± 2.4	0.0107	0.81
ZL01-2.2	0.00	1250	614	0.5078	10.70	63.5 ± 2.2	0.0099	0.77
ZL01-2.3	0.00	359	190	0.5461	3.10	63.5 ± 2.4	0.0099	0.53
ZL01-2.4	2.13	442	169	0.3951	3.75	61.9 ± 0.8	0.0097	0.25
ZL01-8.1	0.00	2229	1266	0.5870	17.70	60.3 ± 2.1	0.0094	0.90
ZL01-4.1	0.00	2058	981	0.4927	15.40	55.5 ± 1.9	0.0087	0.83
ZL01-7.3	1.74	272	233	0.8867	1.78	48.1 ± 0.9	0.0075	0.19
ZL01-13.2	1.62	332	365	1.1371	2.30	51.0 ± 0.9	0.0079	0.24
ZL01-14.1	1.47	286	387	1.3976	1.94	50.0 ± 1.1	0.0078	0.23
ZL01-1.1	0.00	827	844	1.0542	1.88	16.6 ± 0.8	0.0026	0.44
ZL01-1.2	0.00	581	444	0.7905	1.24	15.2 ± 0.7	0.0024	0.20
ZL01-3.1	0.00	1095	550	0.5186	2.17	14.4 ± 0.6	0.0022	0.33
ZL01-5.1	0.00	861	1479	1.7745	1.83	15.0 ± 0.9	0.0023	0.27
ZL01-15.1	1.36	775	471	0.6285	1.67	15.9 ± 0.3	0.0025	0.23
ZL01-17.2	1.95	490	333	0.7029	1.02	15.3 ± 0.4	0.0024	0.26
ZL01-4.2	0.00	754	383	0.5248	1.33	12.8 ± 0.6	0.0020	0.38
ZL01-7.2	0.94	5301	980	0.1910	8.97	12.6 ± 0.1	0.0020	0.31
ZL01-8.3	2.03	2110	1019	0.4991	3.85	13.4 ± 0.2	0.0021	0.23
ZL01-11.1	1.51	2517	773	0.3175	4.51	13.4 ± 1.0	0.0021	0.47
ZL01-12.1	2.19	1865	1621	0.8980	3.24	12.7 ± 0.3	0.0020	0.36
ZL01-13.1	1.61	2430	1013	0.4308	4.08	12.4 ± 0.1	0.0019	0.24
ZL01-16.2	1.35	1735	584	0.3481	3.09	13.2 ± 0.2	0.0020	0.24
ZL01-18.1	1.12	878	332	0.3912	1.61	13.6 ± 0.2	0.0021	0.25
ZL01-17.1	0.50	733	853	1.2022	3.31	33.6 ± 0.5	0.0052	0.29
ZL01-8.2	0.00	802	588	0.7566	2.40	23.5 ± 1.0	0.0037	0.37
ZL01-7.1	0.00	288	262	0.9419	0.86	22.3 ± 7.1	0.0035	0.882
ZL01-14.2	6.50	553	83	0.1548	0.77	9.7 ± 0.4	0.0015	0.06

a) 测试单位为北京离子探针中心; Pb_c和 Pb*分别为普通铅和放射成因铅; 误差为 2σ, 采用 ²⁰⁸Pb 校正普通铅

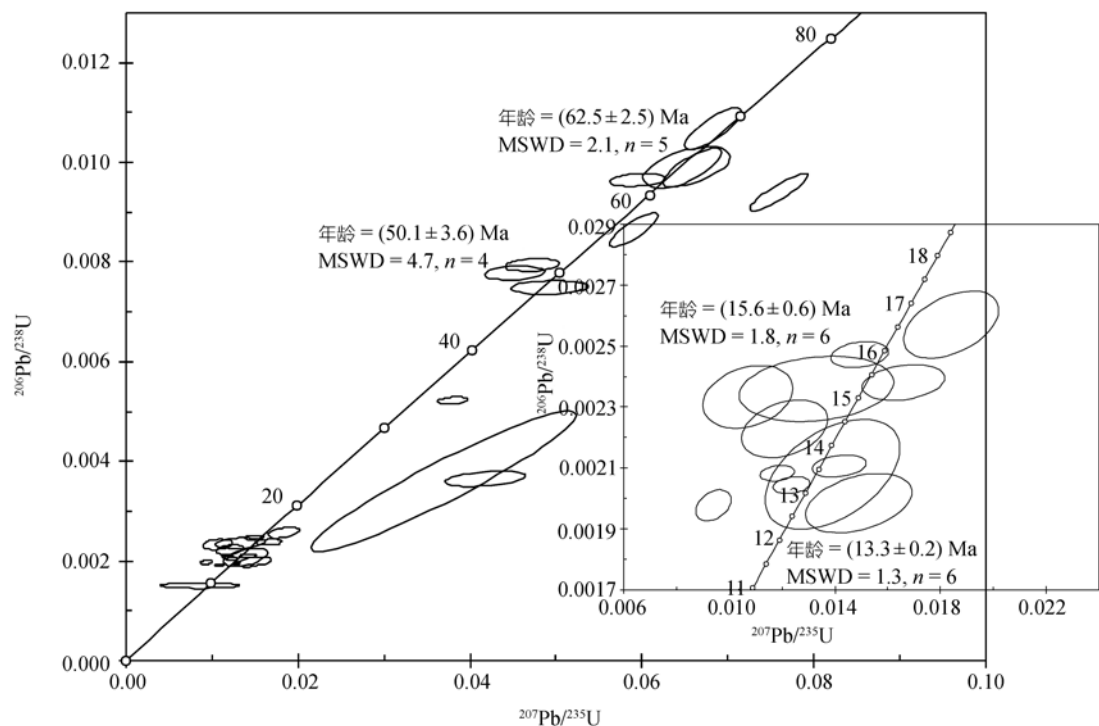


图 3 西藏朱诺矿床含矿斑岩锆石 U-Pb 一致曲线

的继承核,总体上岩浆锆石具有较高的 Th/U 比,而 Th 和 U 含量没有明显的变化趋势. 岩浆锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(14.4 \pm 0.6) \sim (16.6 \pm 0.8)$ Ma, 加权平均为 (15.6 ± 0.6) Ma(MSWD = 1.8, $n = 6$), 该值代表了第三次的构造岩浆活动事件.

位于残余岩浆核(颗粒 4, 8)或继承核(颗粒 7, 13, 14)外围的年轻锆石,其核部年龄分布在 48.1~68.5 Ma, 外围年龄集中在 $(12.4 \pm 0.1) \sim (13.4 \pm 1.0)$ Ma. 除了测试点 7.2 的 Th/U 比为 0.1910, U 含量高达 5301×10^{-6} 以外,其他测试点的 Th 和 U 含量变化于 $(332 \sim 1621) \times 10^{-6}$ 和 $(754 \sim 2517) \times 10^{-6}$, 对应的 Th/U 比值均变化于 0.3175~0.8980. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围在 $(12.4 \pm 0.1) \sim (13.6 \pm 0.2)$ Ma, 加权平均为 (13.3 ± 0.2) Ma (MSWD = 1.3, $n = 6$), 该值代表了第四次的构造岩浆活动事件. 根据锆石特点,位于补丁状构造区域的锆石测点(11.1),明显的是受到了热液流体的影响,CL 图像上表现为颜色加深、形态不规则、环带不明显,这与 U, Th, HREE 等元素的含量有关^[18~21]. 测点 4.2, 7.2, 8.3, 13.1 位于具有岩浆核的锆石外围,CL 图像上显示该区域颜色深浅不均匀,结晶环带模糊或者没有,可能是受到了热液流体不同程度改造或者直接从热液流体中结晶. 这些补丁状、模糊环带的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄值分布范围较为集中和一致,而且 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值均落在或靠近谐和曲线上,反映的可能是同一地质事件. 否则,若锆石结晶后 Pb 丢失严重,或所测数据明显存在继承性放射性成因 Pb 的影响,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄数据将可能分散^[22,23].

样品中还存在一个年龄为 33.6 Ma 的核部年龄,其外圈的年龄为 15.3 Ma,该年龄在一致曲线上靠近谐和曲线,其可能代表了区域上 33 Ma 左右的岩浆活动事件;另外 23.5, 22.3 Ma 的年龄可能代表了另一次岩浆活动事件;还有一个 9.7 Ma 的年龄,落在谐和曲线上,CL 图像显示其为浅色不规则的形态,穿插老的岩浆核(50 Ma),可能代表了成矿后更晚的地质

事件.

3.2 辉钼矿 Re-Os 年龄

辉钼矿 Re-Os 同位素年龄测试结果见表 2 和图 4. 4 件辉钼矿的 Re 含量比较接近,在 (227148 ± 1728) ng/g~ (312113 ± 2471) ng/g 之间,总体上 ^{187}Re 与 ^{187}Os 含量比较协调. 辉钼矿 Re-Os 模式年龄集中于 $(13.82 \pm 0.16) \sim (13.99 \pm 0.17)$ Ma(2σ 误差),变化不超过 0.2 Ma, 加权平均年龄为 (13.92 ± 0.08) Ma(MSWD = 0.79)(图 4(a)). 4 件辉钼矿的 ^{187}Re - ^{187}Os 值构成一条 MSWD 为 1.14 的等时线年龄 (13.72 ± 0.62) Ma (图 4(b)), 与单个辉钼矿模式年龄相差均小于 0.5 Ma. ^{187}Os 初始值为 (0.6 ± 1.8) ng/g(2σ 误差).

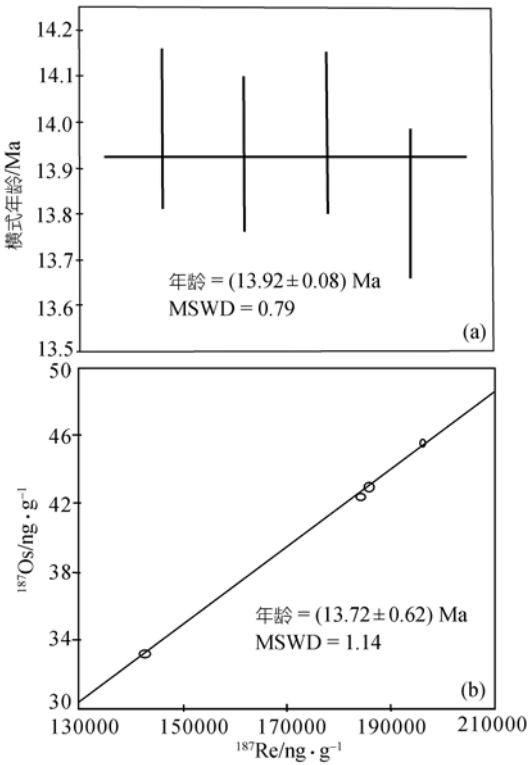


图 4 西藏朱诺矿床辉钼矿 Re-Os 年龄
(a) 辉钼矿 Re-Os 模式年龄加权平均; (b) 辉钼矿 Re-Os 等时线年龄

表 2 西藏朱诺矿床辉钼矿 Re-Os 同位素数据^{a)}

原样名	样重/g	Re/ng·g ⁻¹	¹⁸⁷ Re/ng·g ⁻¹	¹⁸⁷ Os/ng·g ⁻¹	模式年龄/Ma
ZLY01	0.00225	227148 ± 1728	142776 ± 1086	33.27 ± 0.30	13.99 ± 0.17
ZLY02	0.0022	294950 ± 2214	185394 ± 1392	43.03 ± 0.36	13.93 ± 0.17
ZLY03	0.0024	312113 ± 2471	196182 ± 1553	45.68 ± 0.41	13.98 ± 0.18
ZLY04	0.00521	292988 ± 2153	184160 ± 1353	42.42 ± 0.35	13.82 ± 0.16

a) 测试者为中国地质科学院国家地质测试中心杜安道; 表内误差为 2σ

4 讨论与结论

许多证据显示^[24~32], 印度-亚洲大陆起始碰撞时间在西藏不晚于 65 Ma, 完成碰撞的时间约在 40~45 Ma. 在碰撞期 50 Ma 左右发生了岩浆底侵与岩浆混合作用. 莫宣学等人^[4]认为冈底斯广泛分布的林子宗群火山岩底部年龄代表了印-亚大陆碰撞的开始时间, 为 65 Ma 左右. 本区获得的 (62.5 ± 2.5) Ma 的锆石年龄与印度板块和欧亚板块的主碰撞开始时间非常相近, 可能与林子宗群火山岩有成因联系, 但要得出比较肯定的结论有待地球化学方面进一步的工作. 本区获得年龄为 (50.1 ± 3.6) Ma 的锆石形态均为浑圆状, 年龄与介于 $(47.0 \sim 52.5)$ Ma 之间(大约 50 Ma 的始新世)的大陆碰撞期间冈底斯带一次大规模地幔镁铁质岩浆底侵事件相一致^[5,32]. 事实上冈底斯斑岩铜矿带其他斑岩体内也发现类似的残留或继承锆石^[17], 从区域斑岩中广泛发育这组锆石以及这组锆石的结构特征看, 它很可能代表了岩浆源区被熔融的产物, 如果这样, 很可能证明了大规模岩浆底侵形成的加厚的新生的下地壳部分熔融产生了含矿斑岩岩浆^[33].

已有成果表明^[34~36], 冈底斯斑岩铜矿带中东部与成矿相关的岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为驱龙 17.58 Ma、冲江 15.60 Ma、厅宫 17.00 Ma; 辉钼矿 Re-Os 年龄分别为驱龙 15.99 Ma、冲江 14.85 Ma、厅宫 15.49 Ma. 朱诺矿床 15.6 Ma 的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄代表了含矿斑岩的成岩年龄, 这与中部(厅宫、冲江)含矿斑岩的平均成岩年龄 16.14 Ma、东部地区(得明顶、驱龙)含矿斑岩的平均成岩年龄 17.8 Ma 较接近, 并具有从东往西冈底斯含矿斑岩成岩年龄逐渐变小的趋势. 本区获得的辉钼矿 Re-Os 同位素等时线年龄为 (13.72 ± 0.62) Ma, 代表了朱诺矿床较为确切的成矿年龄. 而 (13.3 ± 0.2) Ma 的锆石 SHRIMP 年龄略晚于矿床中辉钼矿 Re-Os 年龄, 可能恰好是成矿热液(蚀变)事件在锆石中的反映. 这也与中部(厅宫、冲江)平均成矿年龄 14.56 Ma、东部(吹败子、驱龙)平均成矿年龄 15.68 Ma 较接近, 也具有从东往西冈底斯含矿斑岩成矿年龄逐渐变小的规律性, 并且与雅江缝合带从东向西闭合时间越来越晚的规律也是一致的.

本区的 23.5, 22.3 Ma 这组年龄同样在冲江、南木矿区发育^[17,37], 说明 22 Ma 的地质事件具有一定的区域性, 并与冈底斯地区第二次侵位高峰和冈底斯

逆冲断裂活动时间(30~20 Ma)^[25,27,28]相近, 曲晓明等人^[17]提出约 21 Ma 前, 由于软流圈物质上涌, 同时造成了底侵镁铁质岩石部分熔融形成含矿岩浆和地壳快速隆升, 至于与哪一事件相关仍有待更深入的探索. 另外本区 33.6, 9.7 Ma 的单个年龄值所代表的意义这里就不一一讨论. 值得注意的是, 阴极发光照片上 13 Ma 锆石部分直接附着在 50~62 Ma 锆石的外围这一问题, 可能是由于测点有限造成的, 如颗粒 13 为 13 Ma 锆石直接附着在 51 Ma 锆石上, 但从其结构及与 8 号锆石对比, 其中间的白色区域, 很可能年龄就在 22 Ma 左右. 如锆石 7 核部存在 48 Ma 与 22.3 Ma 共存的年龄. 所以 13 Ma 锆石似乎不是直接附着在 50~62 Ma 锆石的外围, 多数情况下锆石可能具有三阶段的生长历史: 48~60, 22, 13 Ma. 当然也可能是其他成因.

可见, 朱诺含矿斑岩的锆石 SHRIMP 年龄记录了 4 次以上的主要构造岩浆演化事件, 其斑岩成岩成矿时间与冈底斯带成岩成矿时间总体是一致的, 均形成于陆内后碰撞造山向伸展走滑转换的过渡环境. 斑岩体侵位(斑岩成矿)具有相对集中爆发的特征(带内斑岩成岩或成矿从开始到结束之间的时差大约均在 2~3 Ma), 明显不同于东太平洋斑岩铜矿带所处的岛弧或活动大陆边缘造山环境(成岩或成矿之间的时差达 25 Ma). 显示朱诺斑岩铜矿床与冈底斯东、中部其他斑岩铜矿床具有相同的成矿背景和环境, 属于同一构造演化阶段的产物, 构成了一个统一的整体, 同时也说明冈底斯带西段斑岩铜矿找矿具有很大的资源潜力, 为冈底斯斑岩铜矿带向西部部署找矿工作提供了重要依据.

致谢 审稿专家提出了建设性的意见, 在测试和成文过程中得到了中国地质科学院离子探针中心的宋彪、闫全人研究员, 中国地质大学(武汉)吴元保教授的指导和帮助, 在此致以诚挚的谢意.

参 考 文 献

- 1 郑有业, 高顺宝, 张大全, 等. 西藏朱诺斑岩铜矿床发现的重大意义及启示. 地学前缘, 2006, 13(4): 233—239
- 2 郑有业, 高顺宝, 程力军, 等. 西藏冲江大型斑岩铜(钼金)矿床的发现及意义. 地球科学, 2004, 29(5): 333—339
- 3 Qin K Z, Tosdal R, Li G M, et al. Formation of the Miocene porphyry Cu(-Mo-Au) deposits in the Gangdese arc, southern Tibet, in a transitional tectonic setting. In: Zhao C S, Guo B J, eds. Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. China land publishing House, 2005. 44—47
- 4 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火

- 山作用响应. 地学前缘, 2003, 10(3): 135—148
- 5 周肃, 方念乔, 董国臣, 等. 西藏林子宗群火山岩氩氦年代学研究. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 20(4): 317—319
 - 6 Williams I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe, Applications of micro analytical techniques to understanding mineralizing processes. In: Mickibben M A, Shanks III W C, Ridley W I, eds. *Rev Economic Geol*, 1998, 7: 1—35
 - 7 宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 2002, 48 (增刊): 26—30
 - 8 马昌前, 明厚利, 杨坤光. 大别山北麓的奥陶纪岩浆弧: 侵入岩年代学和地球化学证据. 岩石学报, 2004, 20(3): 393—402
 - 9 Ludwig K R. *Squid 1.02: A User Manual*. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Soecial Publication, 2001. 2—19
 - 10 Nutman A P, Green D H, Cook C A, et al. SHRIMP U-Pb zircon dating of exhumation of the Lizard peridotite and its emplacement over crustal rocks: Constraints for tectonic models. *J Geol Soc*, 2001, 158: 809—820
 - 11 简平, 刘敦一, 张旗艺, 等. 蛇绿岩及蛇绿岩中浅色岩的 SHRIMP U-Pb 测年. 地学前缘, 2001, 10: 439—456
 - 12 杜安道, 赵敦敏, 王淑贤, 等. Carius 管溶样和负离子热表面电离质谱准确测定辉钼矿-铋同位素地质年龄. 岩矿测试, 2001, 20(4): 247—252
 - 13 Mao J W, Yang J M, Qu W J, et al. Re-Os Age of Cu-Ni Ores from the Huangshandong Cu-Ni Sulfide Deposit in the East Tianshan Mountains and Its Implication for Geodynamic Process. *Acta Geol Sin*, 2003, 77(2): 220—226
 - 14 Rowley D B, Xue F, Tucker R D. Ages of ultra-high pressure metamorphic and source orthognisses from the eastern Dabie Shan: U/Th zircon geochronology. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 151: 191—203[DOI]
 - 15 Hacker B R, Ratshbacher L, Webb L, et al. U/Th Zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinlin-Dabie Orogen, China. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 161: 215—230[DOI]
 - 16 Crofu F, Hanchar J M, Hoskin P W, et al. Atlas of zircon textures. *Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 469—495[DOI]
 - 17 曲晓明, 侯增谦, 莫宣学, 等. 冈底斯斑岩铜矿与南部青藏高原隆升之关系-来自含矿斑岩中多阶段锆石的证据. 矿床地质, 2006, 25(4): 388—400
 - 18 Hanchar J M, Miller C F. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem Geol*, 1993, 110: 1—13[DOI]
 - 19 Hanchar J M, Rudnick R L. Revealing hidden structures: The application of cathodoluminescence and back-scatter electrical imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos*, 1995, 36: 289—303[DOI]
 - 20 Crofu F, Hanchar J M, Hoskin P W, et al. Atlas of zircon textures. *Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 469—495[DOI]
 - 21 吴元保, 郑永飞. 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, 2004, 49(16): 1589—1604
 - 22 Williams I S, Claesson S. Isotopic evidence for Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Ionmicroprobe zircon U-Th-Pb. Contrib Mineral Petrol*, 1987, 97: 205—207[DOI]
 - 23 李任伟, 万渝生, 陈振宇, 等. 根据碎屑锆石 SHRIMP U-Pb 测年恢复早侏罗世大别造山带源区特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(4): 320—328
 - 24 Gaetani M, Garzanti E. Multicyclic history of the northern India continental margin (northwestern Himalaya). *Am Ass Petrol Geol Bull*, 1991, 75: 1427—1446
 - 25 Yin A, Harrison T M, Ryerson F J, et al. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system, southeastern Tibet. *J Geophys Res*, 1994, 99(B9): 18175—18207[DOI]
 - 26 Willems H, Zhou Z, Zhang B, et al. Stratigraphy of the Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata in the Tethyan Himalayas of Tibet (Tingriarea, China). *Geol Rundsch*, 1996, 85: 723—754
 - 27 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibet. *Orogen Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211—280[DOI]
 - 28 尹安. 喜马拉雅-青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长. 地球学报, 2001, 22(3): 193—230
 - 29 Wan X, Jansa L F, Sarti M. Cretaceous and Tertiary boundary strata in southern Tibet and their implication for India Asia collision. *Lethaia*, 2002, 35(2): 131—146[DOI]
 - 30 Mo X, Zhao Z, Zhou S, et al. Evidence for timing of the initiation of India-Asia collision from igneous rocks in Tibet. *EOS Trans*, 2002, 83: 47
 - 31 莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 等. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息. 高校地质学报, 2005, 11(3): 281—290
 - 32 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等. 印度-欧亚大陆碰撞过程中冈底斯带岩浆底侵作用的年代学限定: SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄证据. 地质学报, 2005, 79(6): 756
 - 33 Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220: 139—155[DOI]
 - 34 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 等. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限及动力学背景应用. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(7): 609—618
 - 35 芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 等. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升. 矿床地质, 2003, 22(3): 217—225
 - 36 郑有业, 薛迎喜, 程力军, 等. 西藏驱龙超大型斑岩铜(钼)矿床: 发现、特征及意义. 地球科学, 2004, 29(1): 103—108
 - 37 林武, 梁华英, 张玉泉, 等. 冈底斯铜矿带冲江含矿斑岩的岩石化学及锆石 SHRIMP U-Pb 年龄特征. 地球化学, 2004, 33(6): 585—591