西南三江义敦岛弧南端地壳抬升历史 及资源评价意义

刘学龙1),李文昌1,2),张娜1)

1) 昆明理工大学,昆明,650093; 2) 云南省地质调查局,昆明,650051

内容提要:云南格咱岛弧成矿带是西南"三江"(怒江、澜沧江、金沙江)多岛弧盆系中一个重要的地质构造单 元,位于甘孜一理塘结合带西侧德格一中甸陆块的东缘,印支期义敦岛弧带南端。它始于晚三叠世甘孜一理塘洋 壳的向西俯冲,燕山期经历了陆内汇聚和造山后伸展作用阶段,喜山期受青藏高原碰撞隆起效应的影响,本区表现 为强烈的逆冲-推覆构造和大规模走滑平移活动。区内岩浆活动强烈,成矿地质条件优越,是近年来新发现的重要 铜多金属成矿带,其中以印支期产出于普朗复式岩体的斑岩型铜矿床最为典型。本文通过格咱岛弧岩浆岩带主要 成矿斑岩体的磷灰石裂变径迹热年代学的研究表明,裂变径迹年龄分布于 12~68Ma,均小于成岩成矿时代,区内 主要成矿斑岩体的剥蚀速率为 0.046~0.236mm/a,剥蚀程度约为 1473~2904m。通过岩体的剥蚀程度与铜多金 属矿床的形成深度来分析,各成矿岩体的剥蚀深度基本上小于侵位深度,这对矿床形成后的保存情况较为有利。 根据区内主要斑岩型矿床剥蚀资源量的定量计算,将矿床剥蚀情况划分为 3 个数量级:I级为矿床轻度剥蚀、II级 为矿床中等剥蚀、II级为矿床严重剥蚀,为该区斑岩成矿系统资源潜力评价和深部找矿提供了理论依据。

关键词: 斑岩型铜矿;斑岩体隆升与剥蚀;矿床变化与保存;印支期;格咱岛弧;三江地区

矿床形成于一定的地质历史阶段和特定的地质 环境,是复杂地球巨系统的一个重要组成部分,是各 种有利成矿条件耦合作用的结果。矿床的形成一般 经过源、运、储、变、保等基本过程,大部分矿床在其 形成后都经历了漫长的演化过程(翟裕生等,2010)。 但是,以往的研究工作中,多集中于矿床成因及成矿 作用过程的探讨,而对矿床形成后的变化与保存缺 乏系统的认识和研究。近年来,由于地质找矿难度 的加大,矿床学研究中矿床形成后的变化与保存问 题已引起国内外地质学者的重视。自此,国内外诸 多地质工作者也开始了对矿床变化与保存条件的研 究及讨论(张华峰等,2006;张新钰等,2006;胡建等, 2006; 龚松林, 2004; 王建平等, 2008)。成矿后含矿 岩体的剥露程度与矿体的保存关系是矿床学研究的 疑难问题之一,近年来已有学者将裂变径迹法用于 研究区域隆升与剥蚀并探讨了剥蚀程度与矿床变化 保存之间的关系。通过裂变径迹法对剥蚀速率和剥 蚀量的定量计算,加之与成矿深度的对比研究,能更 好地了解矿床形成后的变化与保存情况(王建平等, 2008)。随着裂变径迹热年代学方法的日臻成熟,也 越来越多的运用于成矿花岗岩体隆升与剥蚀作用的 研究,并借此探讨岩体形成后的演化特征及成矿过 程,从而揭示矿床形成后的剥蚀程度并对资源潜力 和找矿方向做出评价(Maksaev et al.,2009;柳振江 等,2010;陈正乐等,2012;张万良,2012)。

本文研究以格咱岛弧带地壳的隆升演化历史为 主,利用磷灰石裂变径迹(AFT)法恢复格咱岛弧花 岗质杂岩体的隆升演化历史,以求取岩体剥蚀程度 和剥蚀速率的定量数据。通过成矿深度与成矿后剥 蚀量的对比研究,分析区域中矿床形成后变化与保 存情况;并结合岩石探针、地球化学示踪和同位素年 代学的研究成果,探讨格咱岛弧内的成岩(矿)的深 部岩浆作用过程及动力学背景,研究构造-岩浆事件 与成矿事件的耦合和演化历史,为该地区斑岩铜矿 成矿系统成矿的潜力评价和深部找矿提供理论 依据。

注:本文为中国博士后科学基金项目(2014M552547XB)、云南省香格里拉县格咱地区铜多金属矿整装勘查区关键基础地质研究项目(12120114013701)、云南省科技领军人才培养计划项目(2013HA001)项目联合资助的成果。

收稿日期:2014-06-09;改回日期:2014-12-22;责任编辑:黄敏。

作者简介:刘学龙,男,1983年生,博士后,讲师,主要从事西南三江地区的地质矿产研究及矿床学的教学工作,Email:xuelongliu@foxmail.com。通讯作者:李文昌,男,1962年生,教授,博士生导师,主要从事云南省地质矿产勘查与研究工作,Email:Lwenchangynddy@163.com。

1 地质背景

格咱岛弧是西南"三江"(怒江、澜沧江、金沙江) 多岛弧盆系中一个重要的地质构造单元,位于甘孜-理塘结合带西侧德格-中甸陆块的东缘,印支期义敦 岛弧带的南端,是晚三叠世甘孜-理塘洋壳向西俯冲 形成的火山岩浆弧(图 1a)。格咱岛弧与义敦岛弧 的北部(昌台弧)相接,但在构造环境、应力场状态、 矿床的产出类型上存在较大的差异。北部发育了弧 间裂谷和弧后盆地为特征的张性弧,南端形成了压 性的格咱岛弧(侯增谦等,2004;李文昌,2007, 2009)。该区特殊的地质构造背景造就了广泛的构 造-岩浆-成矿活动,其构造演化必然受到义敦岛弧 构造环境与演化的制约。二叠纪一早三叠世随着甘 孜-理塘小洋盆的发育该区转变为被动大陆边缘,中 三叠世末一晚三叠世初随着洋壳向西发生俯冲形成 了主动大陆边缘(侯增谦等,2004;李文昌等,2010, 2011;刘学龙等,2012)。晚三叠世为岩浆弧的发展



图 1 云南格咱岛弧大地构造位置(a)及构造-岩浆分布图(b)(据云南省地质调查局[●]修改) Fig. 1 Distribution diagram of tectonic setting (a)and tectonics and magmatic rocks of the Geza arc (b)in Yunnan (after Yunnan Geological Survey[●])

阶段,该区发育了一套巨厚的碎屑岩一碳酸盐岩一 火山岩建造,岩性为砂板岩夹灰岩、安山玄武岩-安 山岩、英安岩,划分为曲嘎寺组(T₃q)、图姆沟组 $(T_{a}t)$ 、喇嘛哑组 $(T_{a}lm)$,印支期发生浅成中酸性岩 浆侵入活动,与区域构造展布方向相一致,呈北北西 向展布(图 1b)。区内北北西向断裂属早期拉张型 断裂,北西向断裂及北东向断裂控制了印支晚期中 酸性火山岩及大量同源浅成斑(玢)岩体的分布。区 内岩浆活动强烈,物化探异常显著,成矿地质条件优 越,金属矿床众多,是近年来新发现的重要铜多金属 成矿带,其中以印支期产出的普朗斑岩型铜矿床最 为典型。

磷灰石裂变径迹热年代学分析 2

2.1 样品采样与分析

32

雪鸡坪矿区(露头采坑)

磷灰石裂变径迹研究所需的岩石样品主要采自 格咱岛弧成矿带典型的成矿斑岩体,样品的采集范 围为东经 99°43′34″~100°13′58″,北纬 27°41′00″~ 28°32′00″。样品的采集方法按区域剖面方法采集, 以间隔 100~200m 的不同高度进行系统采集,所有 样品需采自新鲜的岩石地表露头,矿物充分结晶,或 钻孔中开孔处的新鲜岩(矿)石样品;采样位置及高 程使用 GPS 接收机标定。单个样品的质量大于 2kg,样品量足以保证选出几十个矿物颗粒,送磷灰 石单矿物 100~500 颗。样品采集的范围涵盖了格 咱岛弧成矿带主要的成矿斑(玢)岩体。采样位置及 描述详见表1所示。

2.2 实验方法

将采集的岩石样品粉碎,通常大约60目,首先 经过传统方法粗选后,然后通过重液分离和磁选分 洗出磷灰石,然后在双目显微镜下经人工挑选出纯 度在 99% 以上的磷灰石颗粒。然后,将磷灰石样品 用环氧树脂固定,再将表面经研磨抛光,直至新鲜截 面露出,制成样片备用。利用 KOH+NaOH 溶液

₹ I	云甯俗咱岛弧成矿	帘 忡	

	Table 1 Geology and location of samples in Geza metallogenic belts							
序号	采样位置	样品编号	X	Y	高程(m)	样品岩性		
1	普朗矿区	PL-001	17597687	3103857	4140	石英闪长玢岩		
2	普朗矿区	PL-002	17597613	3103936	4250	石英闪长玢岩		
3	普朗矿区(PD03)	PL-003	17597392	3103367	4041	石英二长斑岩		
4	普朗矿区(PLD01)	PL-005	17597314	3103092	3968	石英二长斑岩		
5	普朗矿区(ZK1101)	PL-010	17597249	3102719	3954	花岗闪长岩斑		
6	普朗矿区	PL-016	17597107	3103101	3911	含矿石英二长斑岩		
7	普朗矿区	PL-032	17597107	3103101	3911	含矿石英二长斑岩		
8	普朗矿区	PL-033	17596136	3102382	3720	含矿石英二长斑岩		
9	普朗矿区	PL-035	17595911	3102212	3675	含矿石英二长斑岩		
10	普朗矿区	PL-036	17597314	3103092	3968	石英二长斑岩		
11	普朗矿区(ZK001)	PL-041	17598080	3103980	4320	石英闪长玢岩		
12	普朗矿区(ZK002)	PL-053	17598093	3103991	4220	石英闪长玢岩		
13	亚杂岩体	WDC-01	17593620	3126522	4172	英安斑岩		
14	亚杂岩体	WDC-03	17593850	3126798	4123	英安斑岩		
15	亚杂岩体	YZ-01	17593054	3126412	4350	英安斑岩		
16	亚杂岩体	YZ-02	17593052	3126302	4269	英安斑岩		
17	卓玛矿区(1 # 平洞)	ZM-01	17602539	3125085	3694	含矿石英二长斑岩		
18	浪都矿区(4075 中段)	LD-01	17595224	3120741	4077	石英二长斑岩		
19	浪都矿区(3964 中段)	LD-03	17595513	3121087	3994	石英二长斑岩		
20	浪都矿区	LD-05	1754848	3120867	4050	石英二长斑岩		
21	地苏嘎岩体	DSG-01	17592420	3118899	4674	石英闪长玢岩		
22	地苏嘎岩体	DSG-02	17592402	3119013	4658	石英闪长玢岩		
23	地苏嘎岩体	DSG-03	17592119	3119231	4572	石英闪长玢岩		
24	地苏嘎岩体	DSG-04	1759178	3118790	4530	含矿石英闪长玢岩		
25	松诺岩体	SN-01	17594988	311327	4299	石英闪长玢岩		
26	高赤坪岩体	GCP-01	17580744	3115917	4370	石英闪长玢岩		
27	烂泥塘矿区	LNT-01	17578818	3111992	3493	含矿石英闪长玢岩		
28	春都矿区	CD-01	17585437	3094135	3822	石英闪长玢岩		
29	春都矿区	CD-03	17585358	3094069	3814	石英闪长玢岩		
30	雪鸡坪矿区(3580平洞)	XJP-01	17579961	3099385	3585	石英闪长玢岩		
31	雪鸡坪矿区	XJP-02	17579597	3099859	3557	含矿石英二长斑岩		

17579647

3099983

3517

含矿石英二长斑岩

XJP-06

在 210℃条件下, 蚀刻约 25h 揭示自发径迹。在 25℃条件下,用 7%的 HNO。蚀刻 30s 揭示自发径迹,将低铀白云母外探测器与矿物一并放入反应 堆辐射; 然后在 25℃下 40% HF 蚀刻 20s 揭发诱发径迹,中子注量利用 N5 铀玻璃标定。利用澳大利亚进口的自动测量装置,选择平行 c 轴的柱面测 出自发径迹和诱发径迹的密度,水平封闭径迹长度依照程序测定,根据 IUGS 推荐的常数法和标准 裂变径迹年龄方程计算年龄值(详见袁万明等, 2011)。

2.3 实验结果分析

磷灰石裂变径迹年龄和裂变径迹长度分析数据 见表 2 所示,本次研究工作共有 32 件样品均获得了 有效的测试数据。

每件样品的池年龄和中值年龄基本一致,磷灰 14.0μm,均小于磷灰石 表2 云南格咱岛弧成矿斑岩体磷灰石裂变径迹分析结果

石裂变径迹年龄远远小于成岩/变质年龄,且所有样 品的成岩/变质温度远大于磷灰石裂变径迹的重置 温度(110℃),这表明在成岩成矿和变质作用过程中 裂变径迹被重置(林秀斌等,2010)。在获得裂变径 迹年龄的 32 件样品中,大部分样品的 $P(\chi^2)$ 都远大 于 5%,表明均属于同组年龄,说明其年龄值有确切 的地质意义,在磷灰石单颗粒年龄直方图中表现为 单峰式的分布形式,说明受单一的构造热事件控制; 有 9 件样品没有通过 $P(\chi^2)$ 的检验值小于 5%,但 是从磷灰石单颗粒年龄直方图上看(图 2),年龄的 分布较为集中,且中值年龄与池年龄在误差范围也 基本一致。所以,样品不存在退火不完全的问题,磷 灰石裂变径迹结果反映的是成岩/变质之后的构造热 事件。磷灰石封闭径迹的长度变化范围为 12.2~ 14.0 μ m,均小于磷灰石的标准径迹长度(16.3 μ m),

Table 2	Theapatite fission	track analysis of	the mineralization	porphyry in Gez	a Arc, Yunnan
	r			P P J J	

样品是 N	$ ho_{\rm s}(10^5/{ m cm}^2)$	$ ho_{\rm i}(10^5/{\rm cm}^2)$	$ ho_{ m d}$ ($10^5/{ m cm}^2$)	$P(n^2)(0/2)$	中值年龄(Ma)	组合年龄(Ma)	$L(\mu m)$	
竹田夕	1 V C	(N_s)	(N_i)	(N_d)	Ι (χ)(/ 0)	$(\pm 1\sigma)$	$(\pm 1\sigma)$	(N)
PL-001	30	1.745(459)	14.1(3709)	21.108(9117)	0	48 ± 5	46 ± 3	12.6±1.9(92)
PL-002	28	1.064(238)	9.565(2139)	20.753(9117)	75.0	41 ± 4	41 ± 4	12.3±1.8(50)
PL-003	28	2.088(456)	11.977(2616)	20.397(9117)	4.87	62 ± 5	63 ± 5	12.8±2.0(102)
PL-005	28	1.711(462)	10.154(2742)	20.041(9117)	0.9	60 ± 5	59 ± 4	13.2±1.7(100)
PL-010	28	1.621(420)	10.536(2730)	19.685(9117)	13.9	53 ± 4	53 ± 4	13.1±1.6(100)
PL-016	28	3.572(705	17.838(3521)	19.33(9117)	17.0	68 ± 5	68 ± 5	13.3±1.9(109)
PL-032	28	4.077(713)	21.547(3768)	18.974(9117)	0.1	62 ± 5	63 ± 4	13.4±1.9(100)
PL-033	28	1.953(431)	10.322(2278)	18.796(9117)	32.1	62 ± 5	63 ± 5	13.2±1.6(104)
PL-035	28	1.499(269)	9.365(1681)	19.152(9117)	94.3	54 ± 5	54 ± 5	12.9±1.6(80)
PL-036	28	1.086(585)	7.825(4216)	19.507(9117)	1.5	49 ± 4	48 ± 3	13.2±1.6(103)
PL-041	35	0.645(161)	7.576(1890)	19.863(9117)	89.1	30 ± 3	30 ± 3	14.0±1.5(9)
PL-053	34	0.692(218)	8.019(2528)	20.219(9117)	33.6	31 ± 3	31 ± 3	12.2±2.1(69)
WDC-01	32	0.64(193)	13.557(4086)	20.664(9117)	4.0	17 ± 2	17 ± 2	12.8±2.0(44)
WDC-03	34	0.641(125)	12.61(2458)	21.019(9117)	10.0	19 ± 2	19 ± 2	12.8±1.8(81)
YZ-01	28	1.256(391)	13.922(4334)	21.286(9117)	47.2	34 ± 3	34 ± 3	12.7±1.9(97)
YZ-02	30	1.159(234)	11.307(2283)	21.375(9117)	12.9	39 ± 4	39 ± 3	13.4±1.3(48)
ZM-01	33	1.499(191)	12.598(1605)	21.375(9117)	88.1	45 ± 4	45 ± 4	12.9±1.7(31)
LD-01	28	2.513(414)	16.977(2797)	21.286(9117)	7.2	56 ± 5	55 ± 4	14.0±2.1(106)
LD-03	30	0.777(170)	17.238(3772)	20.753(9117)	1.3	16 ± 2	17 ± 2	13.2±1.8(103)
LD-05	30	0.336(81)	10.434(2514)	20.397(9117)	91.8	12 ± 1	12 ± 1	13.7±1.6(58)
DSG-01	35	1.988(265)	10.443(1392)	20.041(9117)	0.7	58 ± 7	67 ± 6	12.9±1.9(60)
DSG-02	30	0.461(114)	10.023(2481)	19.774(9117)	17.9	16 ± 2	16 ± 2	13.4±1.5(20)
DSG-03	30	0.624(158)	9.443(2392)	19.507(9117)	2.5	21 ± 3	23 ± 2	13.6±1.7(86)
DSG-04	35	0.478(76)	10.01(1593)	19.152(9117)	94.6	16 ± 2	16 ± 2	
SN-01	30	1.141(288)	11.501(2902)	18.796(9117)	26.1	33 ± 3	33 ± 3	13.6±1.5(101)
GCP-01	30	0.723(207)	6.855(1963)	18.974(9117)	37.4	35 ± 3	35 ± 3	13.6±1.8(58)
LNT-02	7	0.9(70)	10.572(822)	19.596(9117)	40.7	29 ± 4	29 ± 4	
CD-03	28	2.538(569)	15.159(3399)	20.219(9117)	11.9	60 ± 4	60 ± 4	13.4±2.1(108)
XJP-01	4	2.68(54)	23.522(474)	20.486(9117)	31.9	$41\!\pm\!6$	41 ± 6	
XJP-02	12	1.07(67)	15.587(976)	20.664(9117)	0	27 ± 7	25 ± 3	
XJP-06	3	0.842(12)	11.436(163)	20.93(9117)	28.6	27 ± 8	27 ± 8	
注. No 为国	而約粉.。	为白发刻亦经述	宓 度,N 为 白 发 3	过 应 径 流 首 粉	为诱发刻亦纪	。 密度·Ni 为诱发烈力	5公家 度物 . 。 为标准	主动速的诱发刻应公

注:Nc 为颗粒数; ρ_s 为自发裂变径迹密度;N_s为自发裂变径迹总数; ρ_i 为诱发裂变径密度;Ni 为诱发裂变径密度数; ρ_d 为标准玻璃的诱发裂变径密度;N_d为标准玻璃的诱发裂变径密度;N_d为标准玻璃的诱发裂变径密度;P(γ^2)为 γ^2 统计; $L(\mu m)$ 为径迹长度。



图 2 云南格咱岛弧成矿带磷灰石样品裂变径迹单颗粒年龄直方图及其频率曲线 Fig. 2 The age histogram of apatite fission track single particle and its frequency curve in Geza Arc, Yunnans

说明与之对应的裂变径迹年龄相对较大,在经历一次较高温的构造热事件后,磷灰石在部分退火带温 度范围(60~90℃)经历时间较长,使得径迹缩短(袁

万明等,2000);这也表明样品中既有较新生成的径迹,也存在较老的径迹。裂变径迹长度分布多峰形式不明显,表明样品在径迹重置之后并没有经历多

次构造热事件。

格咱岛弧成矿带内主要成矿岩体的磷灰石裂变 径迹年龄分布于 12~68Ma,从不同岩体的裂变径 迹年龄分布来看,其裂变径迹年龄明显要小于其岩 体的形成时代,同样也小于区内铜多金属矿床的成 矿时代(图 3)。格咱岛弧带内铜多金属矿床的形成 温度变化范围为 120~459℃,而磷灰石的封闭温度 为 110℃,也远低于花岗岩体的形成温度(一般不低 于 800℃)。因此,区内磷灰石的封闭温度受到成岩 成矿之后的构造热事件的影响,其裂变径迹年龄年龄值纪录了花岗岩体及铜多金属矿床形成以来的构造-岩浆活动事件。

3 成矿岩体的冷却与剥露历史

近年来,随着磷灰石裂变径迹热年代学方法和 研究的不断深入,使得利用磷灰石裂变径迹年龄和长 度数据进行构造热史模拟成为了可能,进而揭示和探 讨岩体隆升的 *T*-*t* 演化过程(林秀斌等,2010)。以往



图 3 云南格咱岛弧成矿带磷灰石裂变径迹年龄及成岩成矿年龄分布直方图

Fig. 3 The distribution histogram of apatite fission track age and age of diagenesis and mineralization in Geza Arc, Yunnan

的研究表明,金属热液矿床自形成以后,矿体会因失 去热源供给或热源供给逐渐减弱而经历冷却降温过 程,当温度下降至矿体所处深度的正常地温梯度时和 正常地温保持一致。本文基于 Ketcham 等(2007)的 实验退火模型,根据磷灰石裂变径迹年龄、径迹长度 和部分样品的实测 Dpar 数据,综合磷灰石裂变径迹 开始冷却年龄、成岩成矿的锆石 U-Pb 年龄、Ar-Ar 年龄和样品位置的实测高程等约束条件,确定热史 模拟的初始条件。模拟的温度从高于裂变径迹退火 带的 130℃至现今的地表温度(平均为 15℃),时间 从三叠纪晚期 220Ma 至现今 0Ma。热史模拟的质 量根据磷灰石裂变径迹年龄和径迹长度的 GOF 检 验值来判断。本文热史模拟选用的软件为 HeFTy 1.7.3,磷灰石开始冷却年龄的计算采用 Davidx Belton 开发的 TASC 软件(Belton et al.,2004)。

普朗斑岩型铜矿磷灰石裂变径迹样品共12件, 大部分的岩石样品取自普朗复式岩体的地表露头 (矿体露头),岩性为石英闪长玢岩、石英二长斑岩、 花岗闪长斑岩,均位于主成矿岩体内,矿化类型主要 呈浸染状、细脉浸染状、网脉状分布。由于斑岩铜矿 中磷灰石为主成矿阶段的产物,且磷灰石与黄铜矿 等金属矿物共生,磷灰石裂变径迹所反映出的退火、 冷却均为成岩成矿期之后发生的,成岩成矿年龄可 以作为热历史开始的时间。流体包裹体测温结果表 明,普朗斑岩型铜矿的成矿温度为215~287℃,平 均为250℃²,为中温热液矿床,因此磷灰石的形成 温度远高于裂变径迹的退火温度(90~120℃),由于 磷灰石裂变径迹温度高于 130℃时将会发生重置, 所以不能反映其完全退火之前的热史演化信息。为 了便于热史模拟,取流体包裹体的均一温度作为样 品模拟的开始温度。

每件样品所分析的磷灰石单颗粒数为 35~40 颗,磷灰石裂变径迹(AFT)年龄为 31±3~68± 5Ma,年龄属新生代,这些年龄均小于成岩成矿时 代。利用 TASC 软件所获得磷灰石开始冷却的年 龄为 77~127 Ma,由于成岩成矿作用结束后,成矿 岩体开始进入迅速降温阶段。因此,这两个年龄均 反应了磷灰石形成后的热史信息。磷灰石裂变径迹 的长度分布主要呈单峰模式,裂变径迹的长度分布 范围为 12.2±2.1~14.0±1.5 μ m,热史模拟选取 P (χ^2)值较大的(PL-002、PL-035、PL-041、PL-053)样 品进行,其中样品 PL-041 由于获得的裂变径迹长 度数据较少,因而模拟结果仅供参考。根据成岩成 矿年龄及其封闭温度,对所测样品进行热史模拟,模 拟结束的条件为 Good Paths=200,四件样品均获得了较好的模拟结果如(图 4)。

模拟结果显示热史演化模式具有 3 个阶段:①大 约 220Ma→80Ma,温度较高,总体上处于磷灰石裂变 径迹退火带的底部,温度总体上高于 100℃;②80 Ma →30Ma,表现为一个缓慢冷却的降温过程,温度由 80℃→60℃;③30Ma→现今(0Ma),温度由 60℃降至 现今的地表温度(15℃),为快速冷却降温阶段。在第 1 阶段,自 220Ma 普朗复式岩体开始形成以来至燕山 晚期 80Ma 期间,共计降温幅度为 130℃,为岩体形成 以来的主体降温阶段,冷却速率为 0.93℃/Ma;第 2 阶段的时间跨度为 50Ma,降温幅度为 15℃,冷却速 率为 0.3℃/Ma;第 3 阶段的时间跨度为 30Ma,温 度变化幅度为 50℃,冷却速率达 1.67℃/Ma。

岩体隆升速率的推导需要结合地壳的地温梯度 与磷灰石裂变径迹冷却速率(Raab et al.,2005)。 大陆地壳的地温梯度变化于 10~40℃/km,但是花 岗岩岩基的热导率要明显高于沉积岩地区,地温梯 度一般要低于地壳的平均值。由于滇西地区为高地 热流地区,剑川一丽江地区的地温梯度为 23.8~ 24.3℃/km(周真恒等,1997),格咱岛弧地区地处岛 弧造山带,地壳的地温梯度一般大于 20℃/km,即 使在 100~1000km 的超级大陆裂谷环境地温梯度 也不会大于 40℃/km(Gleadow et al.,2002),因此 我们认为该区的地温梯度值取 30℃/km 较为合理。

根据磷灰石裂变径迹的热史模拟结果,可以计 算出普朗复式岩体不同阶段的隆升速率与隆升幅 度。第1阶段的时间跨度为140Ma,共计降温为 130℃,计算得到隆升速率和隆升幅度为0.03mm/a 和4.3km;第2阶段的时间差和温度差分别为 50Ma、15℃,计算得到隆升速率和隆升幅度为 0.01mm/a和0.5km;第3阶段的时间差和温度差 为30Ma、50℃,计算得到其隆升速率和隆升幅度为 0.06mm/a和1.7km。由此,获得普朗复式斑岩体 三阶段总的视平均隆升量为6.5km。

同样,本文对区内其他典型成矿斑岩体的热史 演化也进行了研究计算,结果表明地苏嘎岩体的热 史模拟演化可分为三个阶段,第1阶段为成矿结束 后岩体冷却至与围岩相平衡的状态,总体温度较高, 持续时间较长,隆升速率与隆升幅度为:0.02mm/a、 4.17km;第2阶段为较快速的抬升冷却阶段,隆升 速率为0.04mm/a、隆升幅度为1.6km;第3阶段为 持续快速冷却降温过程,隆升速率为0.03 mm/a、 隆升幅度为0.9km。



图 4 云南格咱岛弧成矿带普朗复式斑岩体磷灰石裂变径迹(AFT)热史模拟曲线

Fig. 4 The AFT thermal history modeling curve in Pulang duplex porphyry in Geza arc, Yunnan 浅灰色曲线部分为可接受的热史演化曲线(GOF 大于 5%);深灰色曲线部分为高质量的热史演化曲线(GOF 大于 50%)
The light gray curve is an acceptable part of the the evolution curve of thermal history (GOF than 5%); the dark gray part of the curve is high-quality evolution curve of thermal history (GOF greater than 50%)

浪都岩体的热史演化可分为4个阶段:第1阶 段为 220 Ma→80Ma,时间跨度为 140Ma,温度变化 为 $190 \degree$ → $95 \degree$,降温幅度为 $95 \degree$,降温速率为 0.68℃/Ma,为成矿岩体形成以来的主体降温阶段, 处于磷灰石裂变径迹退火带底部,温度较高;第2 阶段时间变化为 80 Ma→60 Ma, 跨度为 20Ma, 温 度变化为 95℃→90℃,降温幅度为 5℃,降温速率为 0.25℃/Ma,为岩体形成以来的缓慢抬升冷却降温 阶段;第3阶段为60Ma→42Ma,温度变化为90℃ →25℃,降温速率为 3.6℃/Ma,为中期较快速的抬 升冷却过程;第4阶段,时间从40Ma→0Ma,温度从 $25 C \rightarrow 15 C$,降温速率为 0.25 C/Ma,为后期的缓 慢冷却过程。卓玛岩体热史演化结果显示,可分为 三个阶段:第1阶段,220Ma \rightarrow 80Ma时间跨度为 140Ma,温度变化为 190℃→80℃,降温幅度为 110℃,降温速率为 0.79℃/Ma;第 2 阶段,80Ma→ 30Ma,时间跨度 50Ma,温度变化范围为 80℃→ 40℃,降温幅度达40℃,降温速率为0.8℃/Ma;第3 阶段,40Ma→0Ma,温度变化为40℃→15℃,降温幅 度达 25℃,降温速率为 0.63℃/Ma。80Ma 以来,岩 体的冷却降温幅度较大。亚杂岩体从热史演化的情 况来看,两件样品均表现出相似的热史演化阶段,可 分为3个阶段:第1阶段为,220Ma→80Ma时间跨度 为140Ma,为成矿结束后的主要降温阶段,总体温度 变化范围高于 100℃;第 2 阶段,80Ma→45~40Ma, 时间变化范围为 35~40Ma,降温幅度为 90℃→ 40℃,降温速率为 1.25~1.42℃/Ma;第 3 阶段为 40Ma→0Ma,温度变化于 40℃→15℃,降温幅度为 25℃,降温速率为 0.63℃/Ma。岩体自 80Ma 以来, 其降温速率较大,为持续快速的冷却过程。

综上所述,本区主要成矿斑岩体(矿床)主要形成于晚三叠世的甘孜一理塘洋壳俯冲造山作用过程,而磷灰石裂变径迹(AFT)年龄(12±1~68± 5Ma)则代表铜多金属矿床的剥露年龄。本文根据格咱岛弧岩浆岩带主要成矿斑岩体的磷灰石裂变径 迹热年代学年龄数据及成岩成矿的同位素年龄约束,给出了区内主要斑岩型铜矿床含矿岩体的岩浆 侵入作用与冷却过程的时限(图 5),从而限定了斑 岩型铜矿成矿作用的时代与剥露历史。

4 矿床变化与保存条件分析

4.1 印支期以来的隆升剥蚀作用

早古近纪的印度大陆与亚洲大陆的碰撞引起青 藏高原的整体隆升,其远程效应在义敦岛弧碰撞造





Fig. 5 The temperature-time graphic of porphyry Cu deposit mineralization and deposit erosion process in Geza Arc, Yunnan 矿物的封闭温度参照陈宣华等(2012), a, b, c, d 分别为冷却速率达 0.1℃/Ma、1℃/Ma、10℃/Ma和100℃/Ma线。粗虚线及其阴影部分为推测的冷却曲线。磷灰石热史模拟曲线:①为普朗岩体 PL-002;②为亚杂岩体 YZ-02;③为卓玛岩体 ZM-01;④为地苏嘎岩体 DSG-002;⑤为浪都岩体 LD-03。矿物代号:Zr-锆石;Hb-角闪石;Bi-黑云母

The minerals closure temperature after Chen Xuanhua et al., 2012, a, b, c, d, respectively for the cooling rate of 0. 1 °C/Ma, 1 °C/ Ma, 10 °C/Ma and 100 °C/Ma line. The thick dashed line and shaded are putative cooling curve. Apatite thermal history modeling curve: ① to Pulang porphyry PL-002; ② to Yaza porphyry YZ-02; ③ to Zhuoma porphyry ZM-01; ④ to Disuga porphyry DSG-002; ⑤ to Langdu porphyry LD-03. Mineral Code: Zr—zircon; Hb hornblende; Bi—biotite

山带表现为逆冲-推覆构造和大规模走滑平移活动, 以及拉分盆地的形成和喜山期花岗岩的侵位(李文 昌,2007)。因此,喜山期构造运动使得格咱岛弧地 区发生地壳隆升,造成斑岩体表层的沉积岩系发生 剥蚀作用,但是高度十分有限,起初的海拔高度并不 大,总体高度在 1000m 以下,为开阔的山间盆地与 低山丘陵地貌。以往研究表明,在中新世时期,整个 滇西地区山间盆地星罗密布,以湖泊相沉积为特征, 植被茂盛,以乔本阔叶林为主,并分布有大量的哺乳 动物,其当时的海拔高度为700~800m(云南省地质 矿产局,1990)。由于古新世印亚大陆碰撞造山作用 的影响,本区持续发生地壳隆升,地形地貌经历了由 开阔的山间盆地、低山丘陵→准平原→高原地貌的 演化过程(张绪教等,1996)。

基于上述研究,对于磷灰石裂变径迹年龄较大的古近系样品(大于 35Ma),取古海拔高度为500m,对于年龄较小的古近系样品(PL-41、PL-53) 古海拔取700~800m,平均取750m。对于岩石隆升 的计算本文参照袁万明等(2011)对黄山花岗岩体隆 升与剥蚀的计算方法, $U = D + \Delta H + \Delta s.$ l,其中 U 为岩石的隆升量,D为剥蚀量, ΔH 为现今地表的高 程与古海拔高度的高程差, $\Delta s.$ l. 代表海平面的变 化幅度。对于磷灰石裂变径迹, $D + \Delta s.$ l. 等于磷灰 石裂变径迹封闭温度对应的埋藏深度。取磷灰石的 裂变径迹平均封闭温度 100°C,地温梯度为 30°C/ km,得到埋深为 3330m,因此得到 $D + \Delta s.$ l. = 3330m,由此岩石的隆升可表述为, $U = \Delta H + 3330$ 。

由于每件样品取自不同的海拔高度,对应的高 程差(ΔH)也不尽相同,由此计算得到格咱岛弧主 要成矿斑岩体的岩石的隆升幅度,但是这里获得的 隆升幅度应该是样品实测年龄以来(从磷灰石裂变 径迹封闭温度发生冷却以来)的隆升量,计算结果见 表 3。结果表明,隆升幅度变化于 6073~7504m,总 体可以分为几个不同的数量级,6073~6415m,6506 ~6900m,7080~7238m,7504m,这表明该区地壳演 化经历了差异隆升的过程。由隆升幅度计算得到各 成矿斑(玢)岩体的隆升速率,隆升速率的结果同样 反映出该区差异隆升的特点,但不同的成矿岩体有 所差异。区内各成矿岩体的隆升速率与年龄值呈显 负相关,表明随着时间的推移,隆升越来越强烈的变 化趋势,这与热历史的模拟结果相符合。不同成矿 岩体中,不同的取样位置其隆升速率和隆升幅度也 不尽相同,有的甚至存在较大的差异,地表的隆升与 现今的海拔高度成正比,其可能的原因是,初始的地 形特征为较为平坦和开阔的丘陵,经过强烈的隆升 一剥蚀作用后形成了现今高山峡谷深切割的地貌。 对于剥蚀量的计算依据 Brown(1991)提出的计算公 式, $\Delta E = (110 \pm 10 - T_s)/G + d$,其中 Ts 为古地表 温度,G为古地温梯度,d为裂变径迹底部退火带高 程与现今地表的海拔高程的差值。Ts 的取值参照 张绪教等(2012),利用新近系煤的镜质反射率获得 的中甸尼西的古地温 62℃。由上述公式,计算获得

表 3 云南格咱岛弧典型成矿斑岩体隆升剥蚀作用特征参数表

Table 3 The uplift and erosion characteristic parameter of the typical mineralization porphyry in Geza Arc, Yunnan

样品编号	X	Y	岩(矿)体	隆升速率(mm/a)	隆升幅度(m)	剥蚀速率(mm/a)	剥蚀程度(m)
PL-001	17597687	3103857	普朗	0.14	6870	0.059	2270
PL-002	17597613	3103936	普朗	0.17	7080	0.069	2480
PL-003	17597392	3103367	普朗	0.11	6871	0.046	2271
PL-005	17597314	3103092	普朗	0.11	6798	0.047	2198
PL-010	17597249	3102719	普朗	0.13	6784	0.053	2184
PL-016	17597107	3103101	普朗	0.10	6741	0.042	2141
PL-032	17597107	3103101	普朗	0.11	6741	0.046	2141
PL-033	17596136	3102382	普朗	0.11	6550	0.046	1950
PL-035	17595911	3102212	普朗	0.12	6505	0.052	1905
PL-036	17597314	3103092	普朗	0.14	6798	0.058	2198
PL-041	17598080	3103980	普朗	0.22	6900	0.094	2300
PL-053	17598093	3103991	普朗	0.21	6800	0.091	2200
WDC-01	17593620	3126522	亚杂	0.40	6752	0.167	2152
WDC-03	17593850	3126798	亚杂	0.35	6703	0.149	2103
YZ-01	17593054	3126412	亚杂	0.21	7180	0.083	2580
YZ-02	17593052	3126302	亚杂	0.18	7099	0.073	2499
ZM-01	17602539	3125085	卓玛	0.14	6524	0.063	1924
LD-01	17595224	3120741	浪都	0.12	6907	0.051	2307
LD-03	17595513	3121087	浪都	0.41	6574	0.177	1974
LD-05	17548480	3120867	浪都	0.55	6630	0.236	2030
DSG-01	17592420	3118899	地苏嘎	0.13	7504	0.049	2904
DSG-02	17592402	3119013	地苏嘎	0.45	7238	0.049	2638
DSG-03	17592119	3119231	地苏嘎	0.34	7152	0.135	2552
DSG-04	17591780	3118790	地苏嘎	0.44	7110	0.177	2510
SN-01	17594988	3113270	松诺	0.22	7129	0.086	2529
GCP-01	17580744	3115917	高赤坪	0.21	7200	0.081	2600
LNT-02	17578818	3111992	烂泥塘	0.21	6073	0.098	1473
CD-03	17585358	3094069	春都	0.11	6644	0.047	2044
XJP-01	17579961	3099385	雪鸡坪	0.16	6415	0.069	1815
XJP-02	17579597	3099859	雪鸡坪	0.23	6137	0.105	1537
XJP-06	17579647	3099983	雪鸡坪	0.23	6097	0.105	1497

了格咱岛弧地区主要成矿斑岩体的剥蚀程度,结果见表3所示。上述计算结果表明随着海拔高度的增加,成矿岩体的剥蚀作用也越强,其剥蚀量也越大。

构造热年代学研究依据不同矿物同位素封闭温 度的不同,进行不同矿物冷却、剥蚀速率的定量计算 可以研究成矿岩体的冷却历史,而冷却速率与剥蚀 速率的定量计算又直接与古地温梯度有关(柳振江 等,2010)。由年龄-封闭温度法:剥露速率×年龄值 =(封闭温度-现今地表温度)/地温梯度(刘海涛 等,2012),计算可以获得岩体的平均视剥露速率。 本次研究分析所获得的磷灰石裂变径迹年龄为样品 经历封闭温度至今的时间。以格咱岛弧地区的地温 梯度 30℃/km,计算得到剥蚀速率。本文对于剥蚀 速率的计算也充分考虑了古地温梯度的影响,由磷 灰石裂变径迹测试所计算得出的剥蚀速率也更为精 确和可靠,剥蚀速率的结果见表3所示。剥蚀速率 的计算表明,在不同的斑岩亚带,剥蚀程度表现出一 定的差异性。格咱-雪鸡坪斑岩带(西带)的剥蚀程 度最小,且剥蚀速率变化较小,欠虽-普朗斑岩带(中 带)的剥蚀程度在区内中等,亚杂-卓玛斑岩带(东 带)各成矿斑岩体的剥蚀速率普遍较高,为区内最 大;同时也表现出随着海拔高度越高,岩体的剥蚀速 率也越大的特点。由剥蚀速率获得的剥蚀程度等值 线图见图6所示。

浪都岩体的剥蚀速率在区内最大,但是剥蚀量 属中等程度,这可能是岩体的形成与产出受到张性 断裂控制明显,加之剥蚀作用的持续时间较短所致。 地苏嘎岩体为区内海拔最高的成矿斑岩体,岩体大 面积出露地表,风化剥蚀作用强烈,剥蚀量在区内也 属最大,平均为 2.65km。亚杂岩体由于自身所处 的海拔高度较大,因而剥蚀速率的计算表现出海拔 越高其剥蚀速率越大,剥蚀程度也越大的特点。因 岩石蚀变作用的影响,红山岩体未能获得磷灰石裂 变径迹的有效数据,故采用黑云母矿物压力计方法 得到的剥蚀深度 2.1km,剥蚀速率 0.0055~0.0189 mm/a(刘学龙等,2012),剥蚀程度与同一斑岩带的 普朗岩体、松诺岩体基本一致。

4.2 矿床形成后的变化与保存情况

上已述及,区内中酸性斑岩体与铜多金属矿床 的形成密切相关,印支期以来岩体的剥蚀程度可以 代表本区斑岩型矿床自形成以来的剥蚀情况,可以 通过岩体的剥蚀与成矿岩体的形成深度来分析格咱 岛弧矿床形成后的变化保存情况。本文对云南格咱 岛弧成矿带内主要成矿斑岩体的岩浆侵位深度和剥 蚀程度进行了计算和对比分析,其结果见(表 4)所 示,各成矿岩体的平均剥蚀深度总体上小于平均侵 位深度,因此对区内主要斑岩型矿床形成后的保存 较为有利。

综上所述,格咱岛弧地区主要的成矿斑(玢)岩体自印支期(228~199Ma)以来形成以来,总体的剥 蚀幅度小于岩浆侵位的深度,从图 7 可以看出格咱 岛弧成矿带中分布的大型、超大型矿床如普朗铜矿、





表 4 云南格咱岛弧主要成矿斑岩体岩浆侵位深度 与剥蚀深度对比表

Table 4 The emplacement depth and erosion depth comparison

of the main mineralization porphyry in Geza Arc, Yunnan

山(龙)井	侵位深度	平均侵位	剥蚀深度	平均剥蚀
石(切)件	(km)	深度(km)	(km)	深度(km)
普朗铜矿	0.84~3.85	2.56	1.91~2.48	2.19
松诺铜矿	4.50~6.72	5.16	2.53	2.53
雪鸡坪铜矿	4.36~6.41	4.82	1.50~1.81	1.62
春都铜矿	2.18~2.82	2.59	2.04	2.04
红山铜矿	2.97~4.62	3.60	1.91~2.72	2.10

注:岩浆侵位深度的计算由黑云母矿物压力计获得,数据来源详见 刘学龙等,2013。

春都铜矿、红山铜矿等矿床剥蚀深度差异不大,处于 同一剥蚀水平;位于东斑岩带的亚杂多金属矿、卓玛 铜矿、浪都铜矿受高海拔和断层活动的影响和控制, 总体的剥蚀深度处于一个较高的水平;而松诺铜矿 和地苏嘎铜多金属矿床的剥蚀深度在区内最大,主 要是受海拔高度的影响;雪鸡坪铜矿由于海拔高程 较低加之矿区内也无大的断裂活动,构造活动相对 较为稳定,地表径流也不发育,因此剥蚀深度较小。

5 资源潜力评价

5.1 矿床资源储量的剥蚀情况

格咱岛弧主要成矿斑岩体自晚三叠世洋壳俯冲 发生隆升以来,燕山期受陆内伸展造山作用的影响, 发生了陆壳重熔型岩浆侵入活动,晚白垩世开始与 岩体主体同步缓慢冷却。但是受到局部热事件的影 响,一些岩体的冷却速率较快;自进入新生代以来, 由于受印度板块与亚洲板块碰撞及陆陆汇聚造山作 用远程效应的影响,岩体发生强烈的隆升-剥蚀作 用。但由于剥蚀时间相对较短的原因,剥蚀程度相 对较小,因而晚三叠纪形成的表层岩系(火山沉积建 造)仍然在地表大面积出露,接受剥蚀。区内中酸性 斑(玢)岩体则由于剥蚀条件各有差异,有的则表现 为表层沉积岩系剥蚀殆尽,岩体在地表大面积裸露 (如地苏嘎、亚杂、卓玛斑岩体);有的岩体大部分仍 被火山沉积盖层所覆盖,仅部分岩体出露地表(普 朗、雪鸡坪岩体、春都岩体);而还有一些岩体仍然埋 藏于地表以下,呈隐伏岩体(红山)。

矿床形成后,在内外动力地质作用下都会发生 变化,直到现今的产出状态。一般出露地表的矿床 或多或少的都受到了破坏改造,矿体的完整性已不 再存在,因此研究已被剥蚀的资源储量对于地质找 矿和资源评价具有重要的现实意义。本文对格咱岛 弧主要斑岩型铜多金属矿床剥蚀资源量的计算参照 王功文(2009)三江北段纳日贡玛斑岩型铜钼矿床剥 蚀资源量的计算方法:剥蚀资源量=总储量×剥蚀 速率×矿体地表的出露率(%)×矿体倾角/矿体的 平均厚度。

各矿床剥蚀资源量的计算见表 5 所示。普朗铜 矿剥蚀资源量的计算表明,铜资源的剥蚀量为 5.41



图 7 云南格咱岛弧典型斑岩型铜多金属矿床剥蚀程度 Fig. 7 The 3D modle for exhumation in Geza Arc since indosinian in Yunnan

矿庄	台ໄ法导	剥蚀速率	矿体地表	矿体価鱼	矿体的平均	制油资源量	
19 1/1	心阻里	(mm/a)	的出露率	並挫厥用	厚度(m)	利压贝证里	
	Cu:436.5×10 ⁴ t;					Cu:5.41×10 ⁴ t;	
普朗铜矿	Au:213.1t;	0.059	60%	57°	162.7	Au: 2.62t;	
	Ag:1503.5t					Ag:61.63t	
红山铜矿	Cu:46×10 ⁴ t	0.0097	30%	60°	7.3	Cu:1.10×10 ⁴ t	
雪鸡坪铜矿	Cu:28.73×10 ⁴ t	0.093	65%	$60^{\circ} \sim 70^{\circ}$	3.97~26.38	Cu: 7. 52×10^4 t	
春都铜矿	Cu:10×10 ⁴ t(推测)	0.047	60%	45°	11.98~31.59	Cu: 0. 4 \sim 1. 06 \times 10 ⁴ t	
亚去纽纹组名全属矿	PbZn:30×10 ⁴ t;	0.118	0. 118 80 % 77° 14. 68	77°	14 68	PbZn:14.85×10 ⁴ t;	
亚示山计议夕亚两可	Ag:300t	0.110		14.00	Ag:16t		
浪都铜矿	Cu: $10 \sim 15 \times 10^4 t$	0.155	50%	55°	1.0~19.7	Cu: 5. 54×104 t	
卓玛铜多	Cu:4×10 ⁴ t;	0.062	70%	80 a . 87°	4.0	Cu:3.06×10 ⁴ t;	
金属矿	属矿 PbZn:10×10 ⁴ t		7070	00,~01	4.9	PbZn:7.65×10 ⁴ t	
地苏嘎铜多金属矿	Cu:165.87×10 ⁴ t(推测)	0.134	90%	75°	$2 \sim 14$	Cu:107. 2×10^4 t	
松诺铜矿	Cu,116.36×10 ⁴ t(估賞)	0.086	85 %	60°	_	—	

表 5 格咱岛弧主要铜多金属矿床剥蚀量特征参数表

Table 5 The characteristic parameter of the deposit erosion of the main polymetallic copper deposits in Geza Arc

注:春都铜矿资源量以保守估计中型铜矿 10×104t 计算。

×10⁴t,金资源量为 2.62t,银资源量为 61.63t,由此 可见矿床形成以来的剥蚀量较小,未对矿床的保存 造成较大破坏,但是矿床资源量仍有部分被剥蚀。 可能的原因是,晚白垩纪以末,普朗矿区构造变形强 烈,各级结构面发育,地层富水性较复杂,既有层状 裂隙水,也有构造裂隙水,这有利于化学溶蚀作用的 发育,从而造成成矿金属元素的剥蚀。另外,含矿斑 岩体在地壳隆升作用的影响下,发生抬升局部出露 地表接受由外动力地质作用主导的风化剥蚀作用, 因而也造成了一定的金属有用物质组分的流失。红 山铜矿的剥蚀量为 1.1×10⁴t,剥蚀量很小,这主要 得益于红山岩体在地表的出露面积很小,多呈隐伏 岩体产出。春都铜矿剥蚀资源量为 0.4×10⁴ ~ 1.06×10⁴t,占资源总储量的比例小于 10%,矿体的 大部分得以保存。

雪鸡坪铜矿的铜资源剥蚀量为7.52×10⁴t,剥 蚀量占资源储量的26.7%,虽然雪鸡坪岩体的剥蚀 深度较小,但是岩体出露面积大(0.98m²),岩体的 倾角较陡,再加之矿体的厚度变化不稳定,因而造成 了矿体的剥蚀。亚杂银铅锌多金属矿床和浪都铜矿 由于剥蚀水平大致相当,计算得出的剥蚀资源量所 占总储量的比重也都接近50%左右,一方面是受到 剥蚀速率大的控制,另外,两个矿床都分布在断裂带 及附近,因此造成了矿床的剥蚀。地苏嘎铜矿和松 诺铜矿,由于地质工作程度较低,尚无资源量的数据, 矿床剥蚀量特征参数的选择也很有限,但是所反映出 的矿床剥蚀量大、剥蚀严重的信息仍是值得参考。

综上所述,云南格咱岛弧岩浆成矿带斑岩型铜

多金属矿床形成后的保存情况,根据资源量的剥蚀 情况可划分为三个数量级:I级为矿床轻度剥蚀,剥 蚀的资源储量占资源储量的比较很小,一般小于 10%,如普朗铜矿、红山铜矿、春都铜矿;Ⅱ级为矿床 中等剥蚀,剥蚀的资源储量占资源储量的 50%±, 如亚杂银铅锌多金属矿、浪都铜矿;Ⅲ级为矿床严重 剥蚀,剥蚀的资源储量占资源储量的比重大于 60%,如地苏嘎铜多金属矿、卓玛铜多金属矿。

5.2 资源潜力分析

普朗斑岩型铜矿成矿斑岩体的形成深度平均为 2.56km,其剥蚀深度为 2.19km,剥蚀深度略小于形 成深度,剥蚀深度与矿床的形成深度大致相当,这对 于矿床目前的地质勘查和资源开发是较为有利的条 件,但是从岩浆的侵位深度来看,在矿床的不同部位 又存在较大的差异,最大的岩浆侵位深度达到 3.85km,这为矿床的深部找矿提供了可能。普朗成 矿斑岩体剥蚀较浅保存完好,为全岩矿化斑岩体。 岩体蚀变明显,具完整的"斑岩型"蚀变分带,由中心 向外可分为强硅化带→钾化硅化带→绢云岩化带→ 青磐岩化带。另外,对 KT1 号矿体的工程控制深度 最大为750m,深部石英二长斑岩体,发育良好,具有 较好的 Cu 矿化(500m 以下 Cu 晶位平均大于 0.2%),受勘探技术的限制,矿体仍未揭穿,且矿体 在空间上向南向北也未封边。结合矿物学特征和岩 石地球化学的资料,普朗成矿斑岩体侵位深度较浅, 可以推测深部仍然存在类似的斑岩型 Cu(Au)和矽 卡岩 矿化,具有良好的资源潜力。春都斑岩铜矿的 剥蚀深度与岩浆侵位深度对比和普朗铜矿较为相 似,剥蚀深度与岩浆侵位深度基本相当。但目前对 矿床的研究程度不如普朗高,矿床具有完整的蚀变 分带(钾化带→绢英岩化带→硅化带→硅化黑云母 化带→青磐岩化带→绢云母化及泥化带),目前矿床 以已达到中型以上,并显示出良好的地质找矿前景 (邹国富,2010;姜永果等,2011)。据 CDZK0703 工 程揭露的情况来看,1km 的深度范围内岩体仍有较 好的出露,并发育有强烈的黄铁矿矿化,部分地段的 Cu 品位也较高,但对于深部成矿条件的探讨仍缺乏 有效的约束。

雪鸡坪铜矿在区内开发的时间较早,对该矿床 资源潜力的评价目前也存在一些争议,尤其是矿山 企业对资源前景不容乐观。但是,从本次研究的情 况分析,岩浆的侵位深度平均在4.82km,而剥蚀深 度只有 1.62km,这远小于岩浆的侵位深度,属区内 剥蚀量最小的岩体。从目前矿山开采的情况来看, 大量被剥露的岩体仍属青磐岩化带的石英闪长玢 岩,再加之目前矿山以浅部小规模规模开采为主,采 矿的深度也不大,因此认为雪鸡坪斑岩型铜矿仍然 具有较好的资源前景。松诺铜矿是目前较为关注的 热点找矿靶区,岩浆侵位深度平均在 5.16km,其剥 蚀深度在 2.53km,但是松诺岩体处于高海拔的位 置,岩体顶部基岩裸露,风化剥蚀作用强烈,其剥蚀 量较大;岩石中多具绢云母化、碳酸盐化及弱黄铁矿 化蚀变现象,蚀变分带类型属于典型斑岩铜矿的青 磐岩化带,因此,地表出露的岩体并非主要的赋矿部 位,深部应该具有较好的矿化。红山铜矿为区内大 型斑岩-砂卡岩型铜多金属矿床,产于印支期石英闪 长玢岩及燕山期石英二长斑岩体内及其围岩地层 中,矿床的形成经历了多期次热液的叠加过程,是区 内叠加成矿作用的典型代表。近年来的地质勘查工 作表明,在地表分布有铜矿化石英二长斑岩及石英 闪长玢岩体出露,深部存在隐伏的含钼斑岩体。笔 者在红山矿区 ZK0906 钻孔中都获得了辉钼矿化花 岗闪长斑岩的锆石 U-Pb 年龄为 80±1.1 Ma(未发 表数据),属燕山晚期,这也说明红山深部具有较好 的成矿地质条件。另外,深部隐伏岩体产出良好,也 未见有大型断层穿过的痕迹,这对深部铜钼多金属 矿床的保存极为有利。

6 结论

(1)格咱岛弧成矿带内主要成矿岩体的磷灰石 裂变径迹年龄分布 12±1~68±5Ma,其裂变径迹 年龄明显要小于岩体的形成时代,同样也小于区内 铜多金属矿床的成矿时代。因此,区内磷灰石的裂 变径迹年龄年龄值纪录了花岗岩体及铜多金属矿床 形成以来的构造-岩浆活动事件,从而限定了区内斑 岩型铜多金属矿床的剥露历史。

(2)通过岩体的剥露程度与铜多金属矿床的形 成深度的对比分析,区内成矿岩体的剥蚀深度基本 上小于岩浆侵位深度,这对矿床形成后的保存较为 有利。

(3)深部含钼(铜)斑岩体的揭露表明,岩体深部 仍具有较好的成矿地质条件,结合近来的勘查工作 进展,说明本区深部找矿已显示出良好的找矿前景, 这为格咱岛弧斑岩成矿带地质找矿与勘查部署提供 了新的方向。

致谢:本文是综合多个项目的研究成果,在野外 工作中得到云南省地质调查院和迪庆有色、香格里 拉神川矿业等企业的支持帮助,样品的分析测试工 作得到中国地质大学(北京)袁万明教授的帮助,在 此表示感谢。感谢审稿专家对本文提出的宝贵 意见。

注 释

- 云南省地质调查院. 2009. 西南三江南段重大找矿疑难问题研究 报告.
- ●中国地质大学(北京). 2007. 云南省普朗铜矿成矿规律与成矿预 测研究.

参考文献

- 陈正乐,周永贵,韩凤彬,陈柏林,郝瑞祥,李松彬,刘增仁. 2012. 天 山山脉剥露程度与矿产保存关系初探. 地球科学-中国地质大 学学报,37(5):903~916.
- 陈宣华,王志宏,陈正乐,韩淑琴,Eleonora S,杨屹,叶宝莹,陈文. 2012. 中亚萨亚克大型铜矿田矽卡岩型铜成矿作用的年代学制 约. 岩石学报,28(7):1981~1994.
- 侯增谦,杨岳清,曲晓明,黄典豪,吕庆田,王海平,余金杰,唐绍华. 2004. 三江地区义敦岛弧造山带演化和成矿系统.地质学报, 13(1):109~120.
- 胡建,邱检生,王汝成,蒋少涌,凌洪飞,王孝磊. 2006. 广东龙窝和 白石冈岩体锆石 U-Pb 年代学、黑云母矿物化学及其成岩指示 意义. 岩石学报,22(10):2464~2474.
- 龚松林.角闪石全铝压力计对黄陵岩体古隆升速率的研究.东华理 工学院学报,2004,27(1):52~58.
- 姜永果,吴静,李峰,杨帆,邹国富,李建飞,赵向东,郭嵋. 2011. 云 南香格里拉春都斑岩铜矿区围岩蚀变及矿化特征. 地质与勘 探,47(6):1107~1113.
- 李文昌.义敦岛弧构造演化与普朗超大型斑岩铜矿成矿模型. 2007.中国地质大学(北京)博士学位论文,22~80.
- 李文昌, 尹光候, 刘学龙, 许东, 曹晓民, 张世权. 2009. 中甸普朗复 式斑岩体演化及⁴⁰ Ar-³⁹ Ar 同位素依据. 地质学报, 83(10): 1421 ~1429.

- 李文昌,潘桂棠,侯增谦,莫宣学,王立全著. 2010. 西南"三江"多岛 弧盆-碰撞造山成矿理论与勘查技术. 北京:地质出版社,2010, 42~46.
- 李文昌,刘学龙,曾普胜,尹光侯. 2011. 云南普朗斑岩型铜矿成矿 岩体的基本特征. 中国地质,38(2):403~414.
- 林秀斌,陈汉林,杨树峰, 厉子龙, 余星, 程晓敢. 2010. 阿尔泰早善待富蕴基性麻粒岩折返过程: 来自磷灰石裂变径迹年代学的限定. 岩石学报, 26(2): 413~420.
- 柳振江,王建平,郑德文,刘家军,刘俊,付超. 2010. 胶东西北部金 矿剥蚀程度及找矿潜力和方向-来自磷灰石裂变径迹热年代学 的证据. 岩石学报,26(12): 3597~3611.
- 刘学龙,李文昌,尹光侯. 2013. 云南格咱岛弧印支期地壳隆升与剥 蚀及其地质意义,现代地质,27(3):538~548.
- 刘学龙,李文昌,尹光侯. 2012. 格咱岛弧印支期岩浆演化及普朗斑 岩型铜矿成矿作用. 地质学报,86(12):1933~1945.
- 王建平,翟裕生,刘家军,柳振江,刘俊. 2008. 矿床变化与保存研究 的裂变径迹新途径. 地球科学进展,23(4):427~428.
- 刘海涛,袁万明,田朋飞,薛斌,宋高,赵文菊. 2012. 阿尔泰山南源 白垩纪以来的剥露历史和古地形恢复,地质学报,31(3):412 ~424.
- 王功文. 2009. 基于遥感与 GIS 的区域矿床保存条件研究-以青海三 江北段重点铜矿为例.中国地质大学(北京)博士学位论文,100 ~180.
- 袁万明,王世成,王兰芬. 2000. 东昆仑五龙沟金矿床成矿热历史的 裂变径迹热年代学证据. 地球学报,21(4):390~395.
- 袁万明,杨志强,张招崇,邓军. 2011. 安徽省黄山山体的隆升与剥 露. 中国科学:地球科学,41 (10):1435~1443.
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京:地质出版社, 20~160.
- 翟裕生,邓军,彭润明,王建平. 2010. 成矿系统论. 北京:地质出版 社,50~300.
- 张华锋,李胜荣,翟明国,郭敬辉. 2006. 胶东半岛早白垩世地壳隆 升剥蚀及其动力学意义. 岩石学报,22(2):285~295.
- 张新钰,季建清,韩宝福,陈建平,余绍立. 2006. 地表剥蚀、下地壳 流变与造山作用研究进展. 地球科学进展,21(5):521~531.

- 张万良. 2012. 相山铀矿田成矿后隆升剥露的磷灰石裂变径迹分析. 地质找矿论丛,27(1):23~28.
- 周真恒,向才英. 1997. 云南岩石圈地温分布. 地震地质,19(3):227 ~234.
- 张绪教,何科昭,周志广. 1996. 滇西地区新第三纪抱粉组合特征及 环境变迁.现代地质,1(2):187~201.
- 张绪教,何科昭.2012.利用新近系煤的镜质反射率计算滇西高原的隆升幅度.地质通报,31(2-3):235~240.
- 邹国富. 2011. 迪庆春都斑岩铜矿床地球化学及成岩成矿模式研究. 昆明理工大学博士学位论文,45~88.
- Belton D X, Brown R W, Kohn B P. 2004. Quantitative resolution of the debate over antiquity of the cental Australin landscape: implications for the tectonic and geomorphic stability of cratonic interiors. Earth and Planetary science Letters, $219(1-2): 21 \sim 34$.
- Brown R W. 1991. Blackstacking apatite fission-track "stratigraphy": A method for resolving the erosional and isostatic rebound components of tectonic upfit histories. Geology, 19:74~77.
- Gleadow A J W, Kohn B P, Brown R W, O Sullivan P B, Raza A. 2002. Fission track therm oteetonie imaging of the Australian continent. Tectonophysics, 349:5~21.
- Ketcham R A, Carter A, Donelick R A, Jocelyn B, Anthony H. 2007. Improved modeling of fission~track annealing in apatite. American Mineralogist, 92(5-6):799~798.
- Maksaev V, Munizaga F, Zentilli M, Reynaldo C. 2009. Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33~35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. Andean Geology, 36(2): 153~171.
- Rabb M J, Brown R W, Gallagher K, Weber K, Gleadow AJW. 2005. Denudational and thermal history of the Early Cretaceous Brandberg and Okenyenya igneous complexes on Namibia's Atlantic passive margin. Tectonics,24:1~15.

The Crustal Uplift History of the Southern Tip of Yidun Island Arc in Southwest Sanjiang Region and Significance of Resource Evaluation

LIU Xuelong¹⁾, LI Wenchang^{1,2)}, ZHANG Na¹⁾

1) Kunming University of Science and Technology, Kunming, 650093;2) Yunnan Geological Survey, Kunming, 650051

Abstract

Geza island arc belt is one of the important tectonic units in the archipelagic arc-basin system in the Sanjiang area (Jiasha River, Nujiang River, Lancang River), which is located in the eastern edge of the Dege-Zhongdian continental blocks Ganze-Litang and the southern of Yidun ia land arc. It began at Ganze-Litang oceanic crust westward subduction in the Late Triassic, experienced intracontinental convergence and post-orogenic extensional phase in Yanshanian, and shows a strong thrust-nappe structure and largescale strike-slip translation activities by the effect of the collision uplift of the Qinghai-Tibet Plateau in the Himalayan. In this area, there were strong magmatic activities, superior metallogenic geological conditions, the rich mineralization and a lot of deposits. It was a newly discovered copper polymetallic ore concentration area of China in recent years, in which the porphyry copper deposits in the pulang complex is a typical representative of Indosinian porphyry copper deposits. Through the study of apatite fission track, geochronology of the major mineralized porphyry indicates that fission track age distribution in $12 \sim 68$ Ma and less than the age of diagenesis and mineralization, the denudation rate of the major porphyry mineralization is 0.046 \sim 0.236 mm/a, denudation is about 1473 \sim 2904 m. The comparative studies of emplacement depth and denudation degree show that erosion depth of the ore-forming rocks was basically less than emplacement depth, which was more favorable to the preservation of deposit after it formed. According to the quantitative calculation of erosion amount of resources to mainly porphyry deposits, the denudation was divided into three orders of magnitude: Grade I for mild denudation of deposit, Grade I for medium denudation of deposit, Grade III for severe denudation of deposit, which provides the theory basises for evaluation of the metallogenic potential and deep prospecting of porphyry metallogenic system.

Key words: porphyry copper deposit; porphyry uplift and erosion; post-ore changes and preservation; indosinian; Geza arc; Sanjiang region