

木里县梭罗沟金矿床赋矿围岩凝灰熔岩年代学、地球化学特征及矿床成因

魏永峰^{1,2,3}, 罗巍^{4,5}, 王莫理^{1,3}, 廖炳勇^{1,3}, 庞俊琪^{1,3}, 周福箴^{4,5}, 赵京^{4,5}

(1. 四川黄金股份有限公司; 2. 成都理工大学地球与行星科学学院;

3. 自然资源部四川木里难选冶金矿野外科学观测研究站; 4. 四川省地质矿产勘查开发局区域地质调查队;

5. 四川黄金集团有限公司)

摘要:梭罗沟金矿床作为甘孜—理塘结合带内的大型金矿床,其赋矿围岩凝灰熔岩研究比较薄弱。以凝灰熔岩作为研究对象,开展了岩相学、地球化学、锆石U-Pb定年研究,厘定岩石形成时代,揭示岩石成因及其形成的构造环境,以深化对梭罗沟金矿床成矿条件的认识。锆石U-Pb定年结果显示,凝灰熔岩结晶年龄为 $246.5\text{ Ma}\pm 1.6\text{ Ma}$,形成时代为中三叠世早期;地球化学特征表明,凝灰熔岩具有较高Mg、Fe、Ti特征, $w(\text{La})/w(\text{Yb})_{\text{N}}$ 值为 $10.71\sim 17.75$, δEu 为 $0.88\sim 0.97$,富集Rb、Th等大离子亲石元素及Nb、Ta、Ce、Zr、Hf、Ti等高场强元素,暗示凝灰熔岩为具有裂谷背景的OIB钾玄质系列碱性铁质玄武岩。凝灰熔岩的形成与含石榴石、尖晶石二辉橄榄岩部分熔融有关,显示出岩石圈地幔物质的印记。凝灰熔岩成因可以解释为受地幔热柱或热点诱导的软流圈物源上涌至岩石圈地幔后发生一定程度的物质混合,混合岩浆受岩石圈伸展减压而发生较低程度的部分熔融,岩浆在侵位过程中未遭受明显的中上地壳混染。在甘孜—理塘洋盆关闭和陆弧碰撞过程中,分散金活化、运移形成了凝灰熔岩矿源层,伴随着陆内造山,受地下热液和热变质作用驱动,深部初始矿源层及凝灰熔岩矿源层中的金、铜等成矿元素进一步活化、运移、富集或叠加富集,形成了梭罗沟金矿床。

关键词:凝灰熔岩; 锆石U-Pb定年; 地球化学; 梭罗沟; 金矿床; 木里县; 赋矿围岩

中图分类号:TD11 P618.51

文献标志码:A

文章编号:1001-1277(2025)06-0076-10

doi:10.11792/hj20250615

引言

甘孜—理塘结合带位于一系列相间发育结合带、弧盆系和地块的北羌塘—三江造山系最东缘。该结合带先后经历了晚古生代—中生代多岛弧盆系、弧后扩张、弧—弧碰撞、弧—陆碰撞的特提斯构造演化历史和新生代印度欧亚板块碰撞造山的叠加和改造,是全球最为复杂的造山带之一^[1-3]。岩浆活动强烈、成矿流体活跃、成矿作用复杂多样且贯穿于特提斯构造演化的始终,形成了以铜、铅、锌、银、金、锡、铁等为主的金属矿产资源,是全球特提斯—喜马拉雅巨型成矿域的重要组成部分,是中国金属矿产资源的重要基地之一^[3]。

梭罗沟金矿床为甘孜—理塘结合带内的大型金矿床,从发现至今,对矿床地质特征、成矿时代、矿物蚀变、成矿流体来源与演化、地球动力学背景,以及成矿物质来源等方面进行了大量研究^[4-16]。范晓等^[17]

从地层、构造、原岩、容矿构造等方面进行研究,认为梭罗沟金矿床具有成矿专属性,然而赋矿岩石的研究还十分欠缺,亟待进一步精细厘定。本文以赋矿围岩凝灰熔岩为研究对象,开展了岩相学、地球化学、锆石U-Pb定年研究,厘定岩石形成时代,揭示岩石成因及其形成构造环境,以深化对梭罗沟金矿床成矿条件的认识,为区域找矿突破提供理论支撑。

1 区域地质背景

梭罗沟金矿床处于北西向甘孜—理塘结合带,夹持于义敦—沙鲁里弧盆系与巴颜喀拉地块(见图1-A),由于成矿作用重复发生,成矿期次反复叠加,矿源被多次活化富集,矿床具有“多期成矿、大器晚成”的特征^[18]。区域内发育由远洋硅—灰—泥和基性—超基性岩、基性岩墙、层状熔岩、放射虫硅质岩及前二叠纪碎屑岩、碳酸盐岩等构成的蛇绿构造混杂堆积体^[1]。不同构造背景(扩张、消减、碰撞)、不同时代

收稿日期:2025-01-10; 修回日期:2025-03-13

基金项目:四川省自然资源厅科技项目(Kj-2022-(27))

作者简介:魏永峰(1974—),男,正高级工程师,博士研究生,从事区域地质矿产调查与矿产勘查工作;E-mail:39387530@qq.com

(古生代—中生代)的各类蛇绿岩残片、洋岛残块、深海一半深海浊积建造、生物碎屑灰岩地层或残块及外来火山弧残块、陆壳残片等岩性组合代表了甘孜—理塘洋盆现今残余^[19]。由于受多期构造活动的变形改

造及后期的碰撞造山影响,岩片(块)的侧向与垂向迁移、错位拼贴现象十分普遍,其走向差异较大,多呈混杂岩产出^[20],属于整体无序、局部有序的非史密斯地层^[21]。

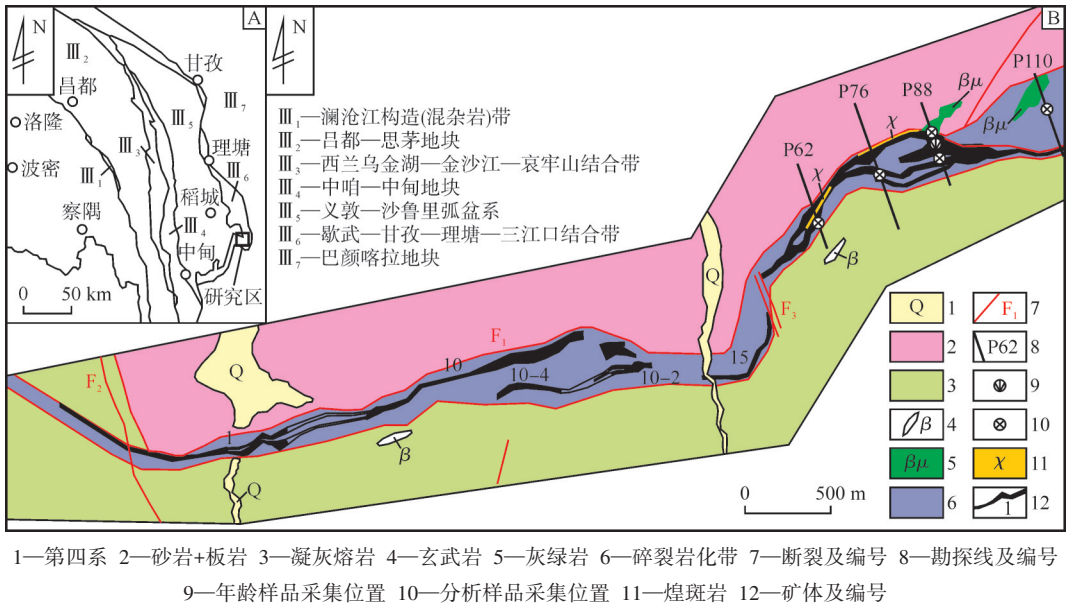


图1 西南三江大地构造分区略图(A)和梭罗沟金矿区地质图(B)

Fig. 1 Simplified map for tectonic divisions of Sanjiang in Southwest China (A) and geological map of the Suoluogou Gold Mining District (B)

2 矿区地质特征与样品

矿区内发育三叠系瓦能蛇绿岩组和第四系(见图1-B)。瓦能蛇绿岩组为初始洋盆消亡过程中和后期构造掺合作用下形成的蛇绿岩建造、深灰色放射虫硅质岩复理石建造,可划分为下部碎屑岩段(砂岩+板岩,ss+sl)和上部基性火岩段(凝灰熔岩+玄武岩,tf+β)。其中,基性火山岩段为矿区主要赋矿岩性段,岩石类型主要为凝灰熔岩(前人定为基性凝灰岩)及玄武岩,构造上受弧-陆碰撞引起的东西向挤压、松弛和北部唐央穹隆隆升造成南北向挤压作用,F₁断裂内变形强烈。第四系主要分布于河谷、洼地及平缓山顶、山坡地带,按地貌类型、成因类型可划分为冲积物、冲洪积物、残坡积物及沼泽堆积物。

矿化带呈近东西向平行于F₁断裂展布,长约4 360 m。矿化主要发生于F₁断裂南盘及断裂破碎带内,共圈定6个矿体,与金矿化关系密切的蚀变主要有碳酸盐化、硅化、黄铁矿化、毒砂化等,黄铁矿、毒砂是主要的赋金硫化物,另可见少量的方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、辉锑矿等金属矿物,为高硫含砷难选冶矿石^[22-24]。

本文样品采自P62、P76、P88、P110勘探线15号矿体。主量元素、微量元素、稀土元素等化学分析样品10件、锆石U-Pb定年样品1件,样品岩性均为凝灰熔岩。凝灰熔岩呈灰绿色,具凝灰熔岩结构,流动构

造、褶皱构造,由晶屑、浆屑、玻屑及火山灰胶结物组成。晶屑主要为斜长石,少量为钛普通辉石。浆屑可见塑性流动构造边界及流动的铁质边缘。玻屑界线清晰,部分呈六边形。岩石蚀变强烈,主要有绢云母化、绿黝帘石化、绿泥石化、碳酸岩化等。钛磁铁矿呈点状分布。岩石中普遍发育碳酸盐-石英脉。

3 测试方法

本次采集的样品新鲜,无污染,满足采样测试要求。主量元素、稀土元素及微量元素的测试由中国冶金地质总局山东局测试中心完成,测试设备为ARL 9900XP型X射线荧光光谱仪、CP124S电子天平、MSI105DU电子天平。

锆石单矿物分选、阴极发光(CL)图像采集及锆石U-Pb定年均由中国冶金地质总局山东局测试中心完成。测试采用GeoLasPro 193nm ArF准分子系统(美国Conherent公司)及电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS, Thermo Fisher公司)。激光剥蚀采样过程以氦气作为载气,氮气作为辅助气。激光电压30 kV,激光能量10.4 J/cm²,载气流速740 mL/min,激光频率6 Hz,束斑直径30 μm。测试时样品采样方式为单点剥蚀、跳峰采集;单点采集时间模式为20 s气体空白+50 s样品剥蚀+20 s冲洗;每5个测点插入1组标样,锆石成分标样为NIST610。同位素比值采用标准锆石91500进行校正。样品的同位素比值及元素含量计

算采用ICPMSDATAAL数据处理程序,U-Pb谐和图、年龄权重平均计算采用Isoplot 3.0程序完成。具体测试方法与流程见文献[25]。

4 分析结果与讨论

4.1 锆石U-Pb定年

选取样品P88(19)的30颗锆石进行U-Pb定年,分析锆石均为无色—浅黄色,颗粒形状以较规则为主,多为长柱状—板状自形晶,少量为椭圆状,粒径多为50~100 μm,长宽比为1~2。CL图像多表现出典型的岩浆韵律环带和明暗相间的条带结构。 $w(\text{Th})/$

$w(\text{U})$ 值为0.24~2.02,大于0.1,Th、U具良好正相关性,说明锆石的形成与岩浆结晶作用有关,属典型的岩浆成因锆石,可代表岩石成岩年龄。样品P88(19)锆石U-Pb定年分析结果见表1。由表1可知:25个测点(03~20,23~27,29~30) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为(240±4.7)~(252±4.1) Ma,均落在谐和曲线上或附近(见图2-a)),其给出的加权平均年龄为246.5 Ma±1.6 Ma(见图2-b)),代表凝灰熔岩的结晶年龄,形成时代为中三叠世早期。测点22,28的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为116 Ma±1.6 Ma、25 Ma±0.6 Ma,明显小于凝灰熔岩的结晶时代,可能与成岩后构造事件有关。

表1 样品P88(19)锆石U-Pb定年分析结果
Table 1 Analysis results of zircon U-Pb dating for Sample P88(19)

测点 编号	$w/\times 10^{-6}$			$w(\text{Th})/w(\text{U})$	同位素比值						年龄/Ma						谐和 度/%
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	
01	6	128	141	0.91	0.066 74	0.006 08	0.278 42	0.021 85	0.032 20	0.001 13	831	190.7	249	17.4	204	7.1	80
02	15	280	336	0.83	0.059 86	0.002 25	0.263 48	0.008 83	0.032 35	0.000 48	598	81.5	237	7.1	205	3.0	85
03	4	50	67	0.74	0.053 37	0.003 35	0.278 28	0.015 05	0.039 17	0.000 80	346	142.6	249	12.0	248	5.0	99
04	25	556	436	1.28	0.052 15	0.001 61	0.281 51	0.007 96	0.038 50	0.000 48	300	70.4	252	6.3	243	3.0	96
05	12	216	216	1.00	0.050 00	0.001 94	0.272 27	0.010 50	0.039 52	0.000 66	195	90.7	245	8.4	250	4.1	97
06	13	284	221	1.29	0.054 99	0.002 01	0.285 10	0.009 55	0.037 96	0.000 55	413	86.1	255	7.5	240	3.4	94
07	22	289	416	0.69	0.053 47	0.001 45	0.289 75	0.007 78	0.039 23	0.000 49	350	61.1	258	6.1	248	3.0	95
08	5	72	104	0.70	0.050 52	0.002 76	0.272 35	0.014 51	0.039 47	0.000 77	220	125.9	245	11.6	250	4.8	97
09	5	73	107	0.69	0.056 97	0.003 26	0.292 23	0.014 85	0.038 16	0.000 78	500	123.1	260	11.7	241	4.8	92
10	6	76	122	0.62	0.051 67	0.002 72	0.282 85	0.014 24	0.039 89	0.000 67	333	120.4	253	11.3	252	4.1	99
11	16	301	259	1.16	0.049 08	0.002 70	0.268 72	0.015 63	0.039 56	0.000 86	150	129.6	242	12.5	250	5.3	96
12	18	519	257	2.02	0.052 44	0.002 11	0.284 56	0.010 62	0.039 68	0.000 81	306	92.6	254	8.4	251	5.0	98
13	6	112	99	1.13	0.055 45	0.002 92	0.284 39	0.013 96	0.038 00	0.000 76	432	116.7	254	11.0	240	4.7	94
14	3	53	53	0.99	0.057 73	0.004 40	0.299 36	0.018 32	0.039 32	0.001 00	520	168.5	266	14.3	249	6.2	93
15	12	240	210	1.14	0.052 14	0.002 85	0.276 49	0.013 05	0.038 33	0.000 67	300	125.9	248	10.4	242	4.2	97
16	12	259	210	1.23	0.051 26	0.002 09	0.280 29	0.011 16	0.039 82	0.000 61	254	88.0	251	8.9	252	3.8	99
17	9	197	149	1.33	0.049 22	0.002 49	0.261 03	0.011 77	0.038 10	0.000 62	167	118.5	235	9.5	241	3.8	97
18	16	303	288	1.05	0.051 04	0.002 01	0.272 05	0.009 39	0.038 36	0.000 63	243	90.7	244	7.5	243	3.9	99
19	11	196	199	0.99	0.053 74	0.002 16	0.294 58	0.011 92	0.039 80	0.000 69	361	58.3	262	9.4	252	4.3	95
20	16	305	287	1.06	0.055 17	0.002 46	0.297 49	0.010 79	0.039 42	0.000 66	420	100.0	264	8.4	249	4.1	94
21	4	73	81	0.90	0.046 62	0.003 02	0.247 77	0.013 28	0.040 45	0.000 86	32	157.4	225	10.8	256	5.3	87
22	15	166	693	0.24	0.049 73	0.001 88	0.124 91	0.004 74	0.018 20	0.000 25	189	116.7	120	4.3	116	1.6	97
23	5	87	96	0.91	0.054 08	0.003 02	0.286 51	0.014 73	0.039 14	0.000 69	376	125.9	256	11.6	248	4.3	96
24	8	146	159	0.92	0.052 48	0.002 30	0.274 54	0.011 78	0.038 62	0.000 75	306	127.8	246	9.4	244	4.7	99
25	9	168	163	1.03	0.055 74	0.002 34	0.298 44	0.012 33	0.039 12	0.000 62	443	92.6	265	9.6	247	3.9	93
26	6	93	114	0.81	0.050 42	0.002 71	0.263 34	0.011 73	0.038 61	0.000 66	213	130.5	237	9.4	244	4.1	97
27	7	113	134	0.85	0.051 56	0.002 39	0.275 85	0.013 25	0.038 97	0.000 66	265	100.9	247	10.5	246	4.1	99
28	3	417	478	0.87	0.048 49	0.004 49	0.023 92	0.001 74	0.003 94	0.000 10	124	203.7	24	1.7	25	0.6	94
29	7	116	123	0.95	0.052 48	0.002 32	0.283 75	0.012 46	0.039 50	0.000 66	306	127.8	254	9.9	250	4.1	98
30	4	59	75	0.79	0.054 34	0.004 23	0.275 57	0.016 18	0.039 21	0.001 01	387	169.4	247	12.9	248	6.3	99

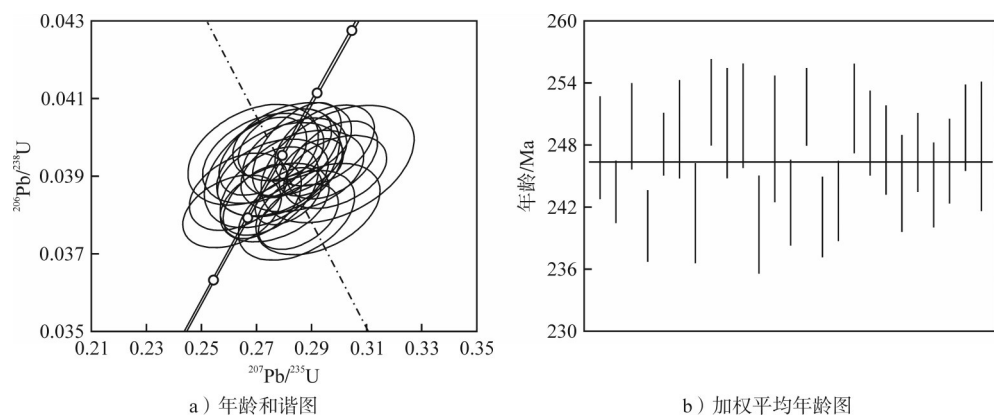


图2 样品P88(19)锆石U-Pb年龄谐和图及加权平均年龄图

Fig. 2 Zircon U-Pb age concordia diagram and weighted average age diagram of Sample P88(19)

4.2 地球化学特征

果见表2。

凝灰熔岩主量元素、稀土元素和微量元素测试结

由表2可知:凝灰熔岩SiO₂质量分数为44.54 % ~

表2 凝灰熔岩主量元素、微量元素及稀土元素测试结果

Table 2 Analysis results of major elements, rare earth elements and trace elements in tuff lava

元素及特征值	P88(16)	P88(19)	P88(20)	P88(21)	P110	P62-1	P62-2	P62-3	P76-3	P76-4
SiO ₂	44.57	44.54	51.86	50.73	46.67	47.57	45.10	47.15	45.40	46.20
TiO ₂	2.37	1.60	2.73	2.66	2.17	2.58	2.77	2.89	2.60	3.21
Al ₂ O ₃	9.13	8.76	8.86	8.78	9.44	6.36	10.20	7.16	8.11	9.78
Fe ₂ O ₃	1.95	1.68	2.40	2.47	2.70	2.85	3.04	1.93	2.86	2.82
FeO	11.89	10.88	9.67	10.14	11.08	11.04	12.20	12.41	11.41	11.30
MnO	0.20	0.20	0.16	0.19	0.19	0.20	0.18	0.21	0.20	0.17
MgO	18.12	17.90	12.83	13.26	18.58	18.27	17.54	17.80	17.16	14.80
CaO	8.78	10.73	9.07	9.61	7.86	8.73	7.32	7.95	11.15	7.89
Na ₂ O	0.24	0.27	2.01	0.84	1.04	0.32	1.35	0.25	0.54	0.95
K ₂ O	2.50	3.26	0.13	1.02	0.04	1.74	0.07	1.87	0.15	2.43
P ₂ O ₅	0.26	0.19	0.27	0.29	0.22	0.33	0.23	0.39	0.42	0.46
TFeO	13.65	12.38	11.83	12.36	13.51	13.60	14.94	14.15	13.98	13.84
Mg [#]	72.80	74.31	69.82	69.53	74.52	74.25	71.48	71.61	72.39	69.53
DI	16.81	16.73	20.52	16.03	9.06	12.96	11.87	13.14	5.45	22.37
SI	52.21	52.68	47.45	47.80	55.56	53.41	51.28	51.96	53.43	45.82
La	20.0	18.5	26.9	23.2	26.3	25.4	32.5	28.5	34.2	42.8
Ce	43.5	39.3	60.6	53.0	52.6	56.4	71.7	64.0	69.2	91.0
Pr	5.51	4.73	7.65	6.79	6.83	7.01	8.83	8.00	8.31	11.00
Nd	23.2	19.1	32.9	29.5	28.6	29.5	36.4	33.5	34.1	44.2
Sm	4.82	3.66	6.79	6.21	5.80	5.96	7.07	6.77	6.72	8.48
Eu	1.44	1.10	2.04	1.82	1.69	1.76	2.05	2.03	2.12	2.37
Gd	4.65	3.62	6.60	5.96	5.78	5.55	6.79	6.32	6.69	8.05
Tb	0.66	0.51	0.93	0.83	0.80	0.72	0.94	0.82	0.85	1.05
Dy	3.43	2.72	4.87	4.32	4.21	3.53	4.78	3.95	4.20	5.13
Ho	0.63	0.52	0.87	0.79	0.79	0.61	0.87	0.69	0.75	0.90
Er	1.68	1.38	2.30	2.03	2.08	1.55	2.32	1.77	1.95	2.37
Tm	0.22	0.19	0.29	0.27	0.27	0.18	0.30	0.21	0.24	0.29
Yb	1.34	1.17	1.78	1.55	1.65	1.12	1.82	1.26	1.47	1.73
Lu	0.19	0.17	0.25	0.22	0.24	0.15	0.25	0.17	0.20	0.24
ΣREE	111.27	96.67	154.77	136.49	137.64	139.44	176.62	157.99	171.00	219.61
w(LREE)/w(HREE)	7.69	8.40	7.65	7.55	7.70	9.40	8.77	9.40	9.46	10.11
δEu	0.93	0.92	0.93	0.91	0.89	0.94	0.90	0.95	0.97	0.88
δCe	1.02	1.03	1.04	1.04	0.96	1.04	1.04	1.04	1.01	1.03
w(La) _N /w(Yb) _N	10.71	11.34	10.84	10.74	11.43	16.27	12.81	16.22	16.69	17.75
Sc	29.0	23.5	24.8	23.9	34.8	20.1	33.0	20.8	27.1	22.6

表 2(续)
Table 2 (continued)

元素及特征值	P88(16)	P88(19)	P88(20)	P88(21)	P110	P62-1	P62-2	P62-3	P76-3	P76-4
Ti	10 755	9 410	14 510	13 467	12 901	11 818	15 674	13 580	12 881	15 451
V	226	170	254	218	315	178	326	199	236	224
Co	60.8	62.7	59.6	66.6	75.3	59.8	82.9	75.0	68.0	61.0
Ni	606	658	529	655	803	586	716	732	638	559
Rb	80.5	120.0	7.4	31.7	0.8	39.7	2.3	42.7	6.3	99.0
Sr	248	194	266	271	35.4	710	172	602	544	247
Y	14.9	12.2	20.7	18.3	19.7	14.0	20.2	15.8	17.5	21.5
Zr	124	94.3	203	173	146	163	193	185	169	239
Nb	19.7	22.7	25.5	25.8	23.4	25.8	27.8	29.3	31.9	33.4
Mo	0.39	0.53	0.78	0.69	0.19	0.23	0.12	0.17	0.93	1.25
Cs	2.60	2.43	2.29	3.20	0.41	2.04	1.30	2.21	4.62	4.11
Ba	200	89	61	49	17	90	28	97	1 030	168
Hf	3.52	2.58	5.70	4.88	4.13	4.49	5.73	5.32	4.91	6.61
Ta	1.42	1.70	1.79	1.75	1.66	1.71	1.94	1.95	2.06	2.09
Pb	3.96	2.95	2.20	3.18	2.45	4.03	2.64	4.99	5.76	5.66
Th	2.30	1.88	3.24	2.93	2.45	3.16	3.58	3.73	4.03	4.43
U	0.48	0.48	0.70	0.70	0.47	0.68	0.75	0.79	0.95	0.92
Cr	1 931	1 455	973	1 209	2 081	956	2 012	1 249	1 201	942

注:主量元素单位为%;微量元素及稀土元素单位为10⁻⁶。

51.86%, 平均值为 46.98%; MgO (质量分数为 12.83%~18.58%, 平均值为 16.63%)、K₂O+Na₂O (质量分数为 0.69%~3.53%, 平均值为 2.10%)、TFeO (质量分数为 11.83%~14.94%, 平均值为 13.42%) 测试结果显示,凝灰熔岩具有明显的高 Mg、Fe、Ti 特征。镁指数(*Mg[#]*)为 69.53~74.52, 平均值为 72.02, 近似于原生岩浆范围(*Mg[#]*=68~75)^[26-29], 岩石固结指数

(*SI*)为 45.82~55.56, 平均值为 51.16, 岩浆分异指数(*DI*)为 5.45~22.37, 平均值为 14.49, 表明凝灰熔岩基本能代表幔源原始岩浆成分, 且未经历较高度度的结晶分异。凝灰熔岩 *w*(Nb)/*w*(Y)-*w*(Zr)/*w*(TiO₂) 分类图解和 *w*(Ta)/*w*(Yb)-*w*(Ce)/*w*(Yb) 图解见图 3。由图 3 可知:凝灰熔岩属碱性玄武岩, 样品点落入钾玄质系列范围。

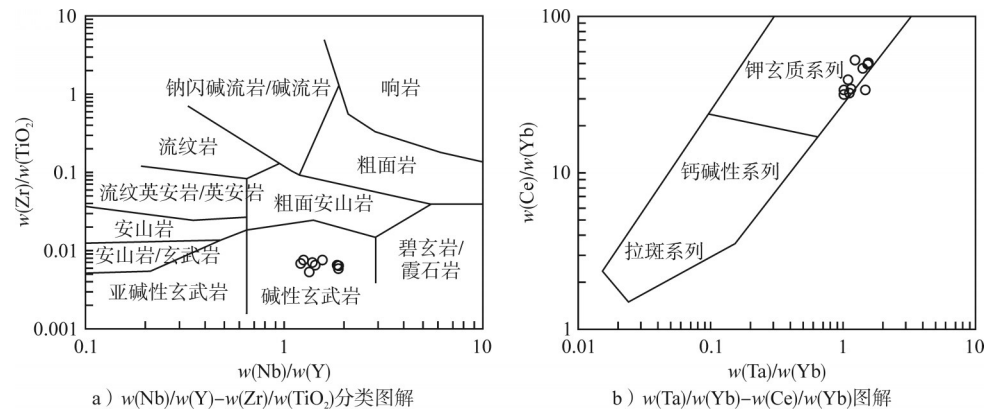


图 3 凝灰熔岩 *w*(Nb)/*w*(Y)-*w*(Zr)/*w*(TiO₂) 分类图解(底图据文献[28])和 *w*(Ta)/*w*(Yb)-*w*(Ce)/*w*(Yb) 图解(底图据文献[29])

Fig. 3 Classification diagram of *w*(Nb)/*w*(Y)-*w*(Zr)/*w*(TiO₂) in tuff lava and *w*(Ta)/*w*(Yb)-*w*(Ce)/*w*(Yb) diagram

凝灰熔岩稀土元素总量偏高, 为 96.67×10⁻⁶~219.61×10⁻⁶, 平均值为 150.15×10⁻⁶; δEu 为 0.88~0.97, 平均值为 0.92, 铕异常不明显。*w*(LREE)/*w*(HREE) 值为 7.55~10.11, 平均值为 8.61; *w*(La)_N/*w*(Yb)_N 值为 10.71~17.75, 平均值为 13.48; 表明轻稀土元素明显富集, 重稀土元素亏损, 轻重稀土元素分异明显。在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(见图 4-a))上, 凝灰熔岩具有明显右倾轻稀土富集模式, 与 OIB(洋岛)玄武岩、夏威夷碱性玄武岩、丽江苦橄

岩和丽江玄武岩具有相似性。微量元素显示出与稀土元素相类似的特征, 在微量元素原始地幔标准化蛛网图(见图 4-b))上, 凝灰熔岩富集 Rb、Th 等大离子亲石元素及 Nb、Ta、Ce、Zr、Hf、Ti 等高场强元素, 显示出与 OIB 玄武岩、夏威夷碱性玄武岩、峨眉山高钛玄武岩相似的不平滑锯齿状特征。

4.3 讨论

4.3.1 地壳混染及岩浆源区性质

在 *w*(Ce)-*w*(Nb)/*w*(Th) 图解(见图 5-a)中, 凝灰

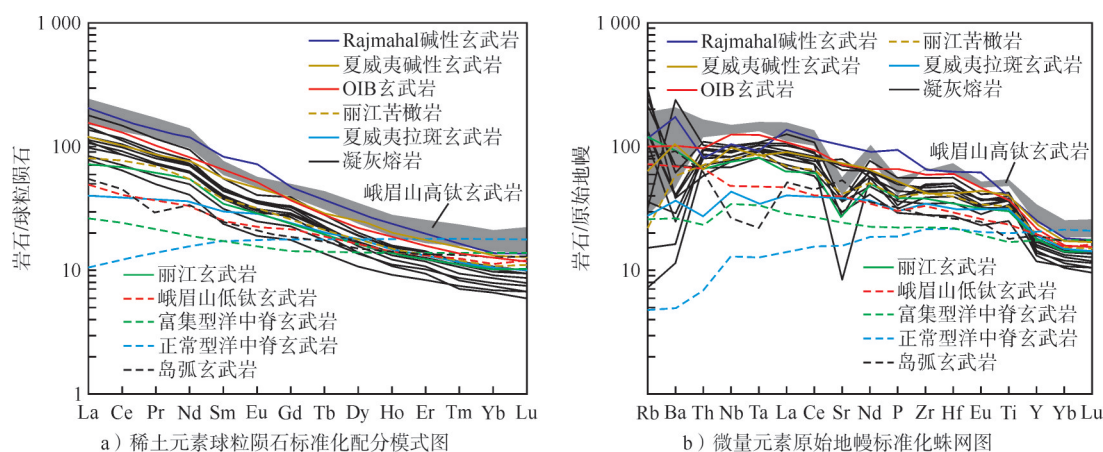


图4 凝灰熔岩稀土元素和微量元素模式图(部分数据收集自文献[27,30-33])

Fig. 4 Patterns of rare earth elements and trace elements in tuff lava

熔岩有一定的线性趋势,说明其遭受了一定程度的地壳混染^[34-35]。起源于地幔热柱、没有或很少受到岩石圈地幔或地壳物质混染的玄武岩,其 $w(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$ 值、 $w(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 值均小于1^[36]。凝灰熔岩主要分布于原始地幔与下地壳之间,未受地壳混染(URB)的Rajmahal碱性玄武岩^[33]范围内,且明显远离中上地壳物质分布区(见图5-b),少量样品分布于没有或很少受到岩石圈地幔或地壳物质混染的丽江玄武岩范围^[32],其 $w(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$ 值为0.53~1.02、 $w(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 值为0.85~1.33,暗示凝灰熔岩可能存在岩石圈地幔或下地壳物质混染。在 $w(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}-w(\text{Nb})/w(\text{U})$ 图解(见图5-c)

中,凝灰熔岩主要分布于OIB玄武岩、原始地幔和岩石圈地幔之间,且明显远离下、中、上地壳,进一步暗示混染可能主要源于岩石圈地幔物质。 $w(\text{Nb})/w(\text{Th})$ 值与 $w(\text{Ti})/w(\text{Yb})$ 值可有效识别出玄武岩中的地壳物质和陆下岩石圈地幔物质的贡献^[37]。凝灰熔岩的 $w(\text{Nb})/w(\text{Th})$ 值多为7.9~9.6(1件为12.1),集中于峨眉山高钛玄武岩区(见图5-d),峨眉山高钛玄武岩很可能与地幔热柱-岩石圈相互作用有关^[38-50],同样说明矿区凝灰熔岩存在源自岩石圈地幔物质的贡献。

不相容元素在地幔物质部分熔融过程中变化范

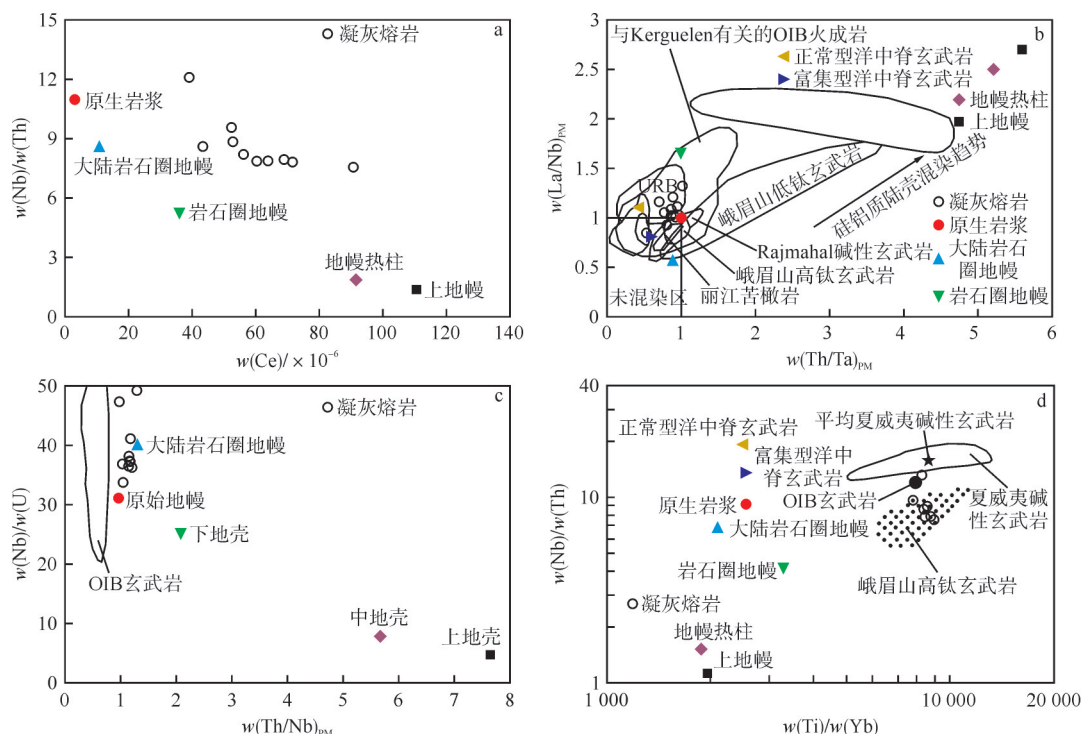


图5 凝灰熔岩地壳混染判别图解(底图据文献[51-53])

Fig. 5 Discrimination diagram of crustal mixing in tuff lava

围小,常用来指示源区特征^[44]。 $w(\text{Lu})/w(\text{Yb})$ 值在幔源岩浆中为0.14~0.15,在与陆壳相关的岩浆中为

0.16~0.18^[43]。凝灰熔岩 $w(\text{Lu})/w(\text{Yb})$ 值为0.13~0.15,暗示其起源于地幔源区; $w(\text{La})/w(\text{Nb})$ 值为0.81~

1.28, 小于 2.5; $w(\text{La})/w(\text{Ta})$ 值为 10.9 ~ 20.5, 小于 30; 表明其源区只可能为深部地幔^[45-46]。王登红^[47]研究指出, 与地幔热柱有关的玄武岩(如 OIB) Nb 丰度一般 $> 10 \times 10^{-6}$, $w(\text{Ti})/w(\text{V})$ 值为 50 ~ 100。本文凝灰熔岩高 Nb 丰度 ($19.7 \times 10^{-6} \sim 33.4 \times 10^{-6}$, 平均值为 26.5×10^{-6})、高 $w(\text{Ti})/w(\text{V})$ 值 (41 ~ 69, 平均值为 57), 以及稀土元素球粒陨石标准化配分模式图和微量元素原始地幔标准化蛛网图与地幔热柱或热点产物(如峨眉山高钛玄武岩等)之间的相似地球化学特征, 均暗示矿区凝灰熔岩与 OIB 玄武岩具有明显的亲缘性, 也暗示其源区存在与 OIB 玄武岩来源有关的软流圈地幔物质。

4.3.2 岩石成因

现代大洋岛屿玄武岩的研究表明, 地幔热柱构造条件和软流圈地幔上涌是形成 OIB 地幔源区的主要

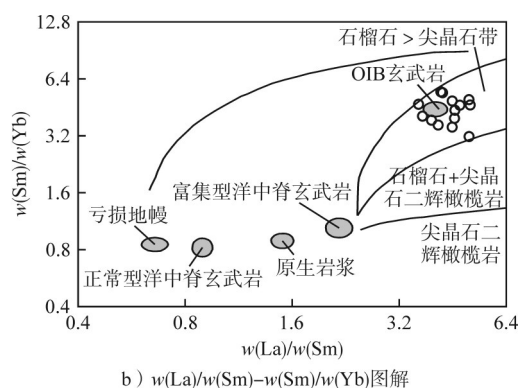
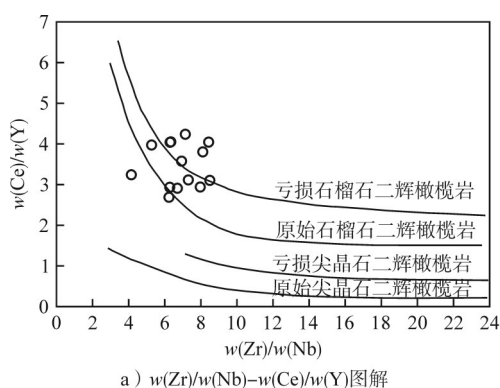


图6 凝灰熔岩 $w(\text{Zr})/w(\text{Nb})-w(\text{Ce})/w(\text{Y})$ 图解(a, 底图据文献^[49])和 $w(\text{La})/w(\text{Sm})-w(\text{Sm})/w(\text{Yb})$ 图解(b, 底图据文献^[50])

Fig. 6 Diagrams of $w(\text{Zr})/w(\text{Nb})-w(\text{Ce})/w(\text{Y})$ and $w(\text{La})/w(\text{Sm})-w(\text{Sm})/w(\text{Yb})$ (b) in tuff lava

4.3.3 构造环境与成矿

在 $w(\text{Ta})/w(\text{Hf})-w(\text{Th})/w(\text{Hf})$ 图解(见图 7-a)中, 样品主要落入陆内裂谷碱性玄武岩区, 少量落入地幔热柱玄武岩区。在 $w(\text{TiO}_2)/10-w(\text{MnO})-10w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 判别图解(见图 7-b)中, 样品统一落入洋岛碱性玄武岩范围。不相容元素 Nb、La、Ba、Th 分配系数相近, 在部分熔融和分离结晶过程中 $w(\text{Ba})/w(\text{Nb})$ 值、 $w(\text{Th})/w(\text{Nb})$ 值和 $w(\text{La})/w(\text{Nb})$ 值保持不变^[29], 可有效地指示源区(洋脊、洋岛、岛弧)特征, 判别构造环境^[51-53]。在 $w(\text{La})-w(\text{La})/w(\text{Nb})$ 图解(见图 7-c)和 $w(\text{Nb})-w(\text{Nb})/w(\text{Th})$ 图解(见图 7-d)中, 矿区凝灰熔岩样品均落入洋岛玄武岩范围。至于落入地幔热柱玄武岩区的样品, 可能与来自地幔热柱成因的洋岛碱性玄武岩有关, 而且地幔热柱除了形成洋岛外, 还可能引起大陆的裂解, 控制新的洋中脊形成位置及时间, 因此, 认为矿区凝灰熔岩为甘孜—理塘洋盆裂谷发育阶段的产物。

矿区凝灰熔岩形成年龄为 $246.5 \text{ Ma} \pm 1.6 \text{ Ma}$, 依据地球化学特征, 认为其形成于洋岛环境。综合已有研究资料^[19,54-58], 认为甘孜—理塘洋盆在中泥盆之前开

制约因素^[48-50]。由上文讨论可知, 矿区凝灰熔岩形成于洋岛环境, 其玄武岩浆中叠加岩石圈组分。在 $w(\text{Zr})/w(\text{Nb})-w(\text{Ce})/w(\text{Y})$ 图解(见图 6-a))上, 矿区凝灰熔岩样品点落于亏损石榴石二辉橄榄岩、原始石榴石二辉橄榄岩范围, 且更集中于亏损石榴石二辉橄榄岩低程度部分熔融线, 表明矿区凝灰熔岩主要为亏损石榴石二辉橄榄岩。在 $w(\text{La})/w(\text{Sm})-w(\text{Sm})/w(\text{Yb})$ 图解(见图 6-b)), 上矿区凝灰熔岩集中于 OIB 玄武岩附近, 同样显示出其起源于含石榴石、尖晶石二辉橄榄岩部分熔融^[49-50]。综合分析, 矿区凝灰熔岩成因可以解释为, 受地幔热柱或热点诱导的软流圈物质上涌至岩石圈地幔后发生一定程度的物质混合, 混合岩浆受岩石圈伸展减压而发生较低程度的部分熔融, 岩浆在侵位过程中未遭受明显的中上地壳混染。

始的伸展裂隙作用, 一直持续到中三叠世洋盆扩张达到顶峰, 中三叠晚期开始向西俯冲消减于中咱地块之下。在此构造背景下, 持续受洋壳伸展减薄影响, 地幔热柱热流诱导软流圈物质上涌, 上涌软流圈物质为具有富碱、富 Nb、Ta 特征的幔源玄武质岩浆, 幔源玄武质岩浆与岩石圈地幔以某一特定比例混合/混染形成矿区的基性火山岩。在甘孜—理塘洋盆关闭和陆弧碰撞过程中, 火山岩建造中的金、铜等成矿元素为其后期活化、迁徙、再富集提供了物质基础^[59-60], 即初始矿源层和矿源层^[3]。晚三叠世末俯冲结束, 除部分地段外, 甘孜—理塘洋盆整体闭合消亡^[61-62], 随后在陆内造山等内外驱动力作用下, 深部初始矿源层及矿源层中金、铜等成矿元素的活化、运移、富集或叠加富集^[63-64], 形成了梭罗沟等金矿床。

5 结论

1) 锆石 U-Pb 定年结果显示, 凝灰熔岩结晶年龄为 $246.5 \text{ Ma} \pm 1.6 \text{ Ma}$, 形成时代为中三叠世早期。

2) 凝灰熔岩为具有裂谷背景的 OIB 钾玄质系列碱性铁质玄武岩。岩石成因为受地幔热柱或热点诱

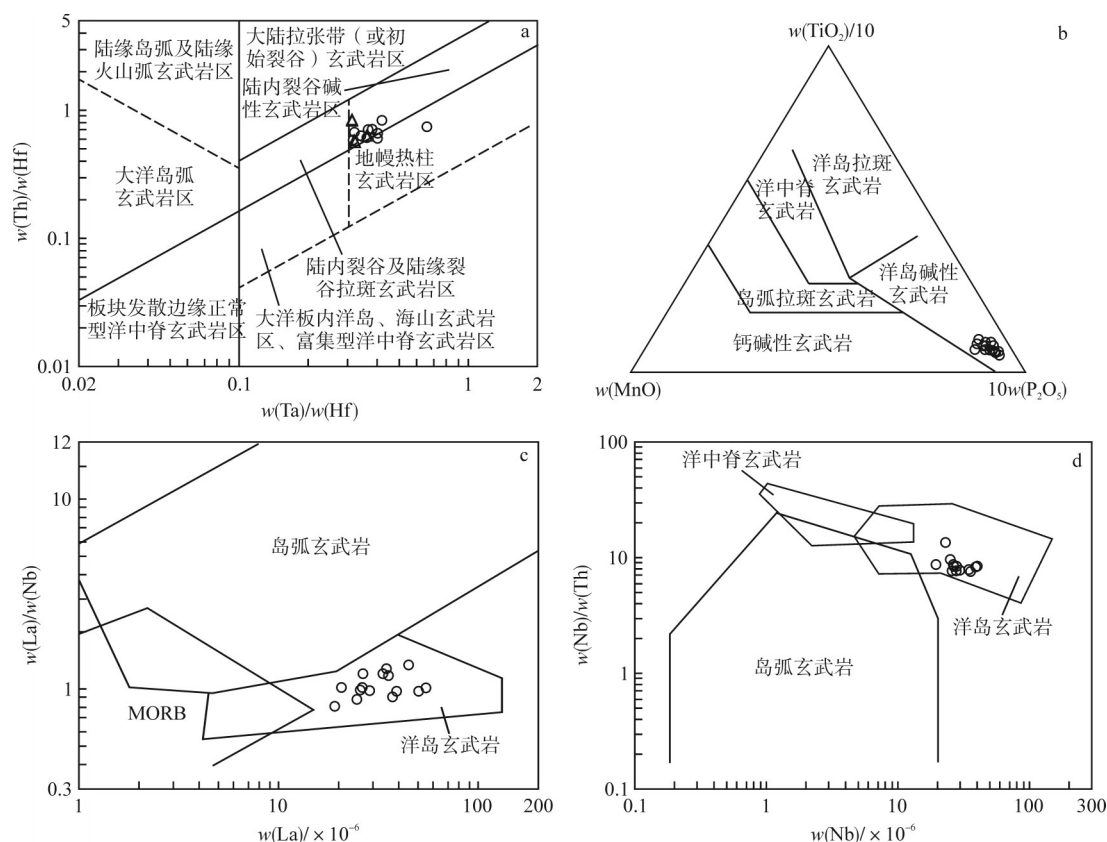


图7 凝灰熔岩构造环境判别图解(底图据文献[52],部分数据收集自文献[29,33,38-43])

Fig. 7 Discrimination diagram for tectonic settings of tuff lava

导的软流圈物源上涌至岩石圈地幔后发生一定程度的物质混合,混合岩浆受岩石圈伸展减压而发生较低程度的部分熔融,岩浆在侵位过程中未遭受明显的中上地壳混染。

3)在甘孜—理塘洋盆关闭和陆弧碰撞过程中,金、铜等成矿元素活化、运移、富集,凝灰熔岩矿源层形成,伴随着陆内造山,受地下热液和热变质作用驱动,深部初始矿源层及凝灰熔岩矿源层中金、铜等成矿元素的进一步活化、运移、富集或叠加富集,形成了梭罗沟金矿床。

参考文献

- [1] 四川省地质矿产局.四川省区域地质志[M].北京:地质出版社,1991.
- [2] 潘桂棠,王立全,张万平,等.青藏高原及邻区大地构造图及说明书(1:1 500 000)[M].北京:地质出版社,2013.
- [3] 尹福光,范文玉.西南三江成矿地质[M].武汉:中国地质大学出版社,2016.
- [4] 王兆成,勾永东,范晓,等.四川木里梭罗沟金矿黄铁矿标型特征及地质意义[J].物探化探计算技术,2012,34(6):729-734,624.
- [5] 张文林,席孝义,余旭辉,等.四川木里梭罗沟金矿床成因讨论:来自年代学和硫、铅同位素的约束[J].地球化学,2021,50(5):442-462.
- [6] 喻安光,卢玫瑰,宋晓华,等.四川木里梭罗沟金矿床特征[J].四川地质学报,2014,34(4):514-516.
- [7] 朱华平,刘书生,聂飞,等.四川木里地区新发现梭罗沟金矿床地质特征及矿床成因初探[J].矿床地质,2014,33(增刊1):71-72.
- [8] 刘书生,范文玉,聂飞,等.四川木里梭罗沟金矿床地质特征及控矿因素分析[J].黄金,2015,36(6):8-13.
- [9] 谭耕耕,张文林,席孝义,等.四川省梭罗沟金矿区蚀变矿物标志的近红外光谱异常提取研究[J].矿产与地质,2018,32(4):759-766.
- [10] 杨永飞,刘书生,聂飞,等.四川木里梭罗沟金矿床流体包裹体研究及矿床成因[J].矿床地质,2019,38(2):261-276.
- [11] 张文林.四川木里梭罗沟金矿地质特征及找矿方向研究[D].成都:成都理工大学,2019.
- [12] 张文林,文怀忠,林鑫,等.四川木里梭罗沟金矿床载金黄铁矿原位微量元素特征[J].沉积与特提斯地质,2023,43(1):77-86.
- [13] 张文林,席孝义,余旭辉,等.四川木里梭罗沟金矿床成矿流体特征:流体包裹体及C-H-O同位素的证据[J].矿物岩石,2020,40(3):80-91.
- [14] 周福钱,王兆成,杨俊伟,等.四川省金矿勘查开发形势及发展思路探索[J].四川地质学报,2021,41(2):254-258.
- [15] 周福钱.甘孜—理塘成矿带梭罗沟式金矿床找矿模型初探[J].黄金,2022,43(2):6-14.
- [16] 林鑫,张文林,赵波,等.四川省梭罗沟金矿床与日拉金矿床辉钨矿地质特征对比研究[J].黄金,2023,44(11):76-82.
- [17] 范晓,江元生,何虹,等.四川省木里县梭罗沟金矿普查—详查——四川省甘孜—理塘构造带梭罗沟式金矿成矿条件、成矿模式及远景预测研究[C]//中国地质学会.2008年度中国地质科技新进展和地质找矿新成果资料汇编.北京:中国地质学会,2008:118-121.
- [18] 何世平.西南“三江”成矿带北段成矿地质背景及成矿规律[M].北京:科学出版社,2019.
- [19] 严松涛,吴青松,李虎,等.甘孜—理塘蛇绿混杂岩带中段理塘

- 地区混杂岩物质组成及其洋盆演化史[J].中国地质,2021,48(6):1 875-1 895.
- [20] 魏永峰,罗森林.甘孜—理塘结合带中段蛇绿岩的地质特征[J].四川地质学报,2003,23(3):134-140.
- [21] 魏永峰,罗森林.甘孜理塘结合带中段非史密斯地层的划分及组分特征[J].沉积与特提斯地质,2004,24(4):21-30.
- [22] 刘慧,赵福财,王苹,等.某高硫含砷低品位金精矿选矿工艺研究[J].黄金,2024,45(1):47-51.
- [23] 余鹤雷,王闯,高起鹏,等.塔吉克斯坦某含砷金精矿两段焙烧—浸出试验研究[J].黄金,2024,45(2):47-50.
- [24] 李建华,孙小俊.某高硫含砷难处理金矿选冶试验研究[J].黄金,2024,45(2):51-56.
- [25] 李凤春,侯明兰,栾日坚,等.电感耦合等离子体质谱仪与激光器联用测量条件优化及其在锆石 U-Pb 定年中的应用[J].岩矿测试,2016,35(1):17-23.
- [26] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1):313-345.
- [27] WILSON M. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach [M]. London: Cambridge University Press, 2018.
- [28] WINCHESTER J A, FLOYD P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chemical Geology, 1977, 20:325-345.
- [29] COOK N J, CIOBANU C L, MAO J W. Textural control on gold distribution in As free pyrite from the Dongping, Huangtuliang and Hongou gold deposits, North China Craton (Hebei Province, China)[J]. Chemical Geology, 2009, 264(1/2/3/4):101-121.
- [30] 杨婧,王金荣,张旗,等.全球岛弧玄武岩数据挖掘——在玄武岩判别图上的表现及初步解释[J].地质通报,2016,35(12):1 937-1 949.
- [31] 肖龙,徐义刚,梅厚钧,等.云南宾川地区峨眉山玄武岩地球化学特征:岩石类型及随时间演化规律[J].地质科学,2003,38(4):478-494.
- [32] 张招崇,王福生,郝艳丽,等.峨眉山大火成岩省中苦橄岩与其共生岩石的地球化学特征及其对源区的约束[J].地质学报,2004,78(2):171-180.
- [33] KISKU P C, KUMAR H, PATTANAIK J K. Hydrogeochemical study of Morang river draining Rajmahal basalt: Implication to mineral equilibria and chemical weathering[J]. Proceedings of the Indian National Science Academy, 2020, 86(3):1 239-1 257.
- [34] TOMLINSON K Y, HUGHES D J, THURSTON P C, et al. Plume magmatism and crystal growth at 2.9 to 3.0 Ga in the Steep Rock and Lumby Lake area, western Superior Province[J]. Lithos, 1999, 46:103-136.
- [35] CONDIE K C, BONNIE A F, KERRICH R. The 1.75 Ga Iron King Volcanics in west-central Arizona: A remnant of an accreted oceanic plateau derived from a mantle plume with a deep depleted component[J]. Lithos, 2002, 64(1):49-62.
- [36] NEAL C R, MAHONEY J, CHAZEY W. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen Plateau and broken ridge LIP: Results from ODP Leg 183[J]. Journal of Petrology, 2002, 43(7):1 177-1 205.
- [37] LI X H, LI Z X, ZHOU H W, et al. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: Implications for the initial rifting of Rodinia[J]. Precambrian Research, 2002, 113(1):135-154.
- [38] XU Y G, CHUNG S L, JAHN B M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. Lithos, 2001, 58(3/4):145-168.
- [39] XIAO L, XU Y G, MEI H J, et al. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: Implications for plume-lithosphere interaction[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 228(3/4):525-546.
- [40] 赵军红,彭建堂,胡瑞忠,等.湖南板溪脉岩的年代学、岩石学、地球化学及其构造环境[J].地球学报,2005,26(6):525-534.
- [41] MCDONOUGH W F. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1990, 101:1-18.
- [42] RUDNICK R, GAO S. Composition of the continental crust [C]//RUDNICK R L. Treatise on geochemistry (Volume 3). Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003:1-64.
- [43] ZHU D C, PAN G T, MO X X, et al. Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume-lithosphere interaction [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2005, 29(2):320-335.
- [44] TAYLOR S R, MCCLENNAN S. The continental crust: Composition and evolution[J]. The Journal of Geology, 1985, 94(4):57-72.
- [45] WEAVER B L. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts[J]. Geology, 1991, 19(2):123-126.
- [46] WEAVER B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 104(2/3/4):381-397.
- [47] 王登红. 地幔柱及其成矿作用[M]. 北京:地震出版社,1998.
- [48] JIA D C, HU R Z, LU Y, et al. Characteristics of the mantle source region of sodium lamprophyres and petrogenetic tectonic setting in northeastern Hunan, China[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2004, 47(6):559-569.
- [49] DENIEL C. Geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence for plume-lithosphere interaction in the genesis of Grande Comore magmas (Indian Ocean)[J]. Chemical Geology, 1998, 144(3/4):281-303.
- [50] MAHONEY J J, COFFIN M F. Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism [M]. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 1997.
- [51] 李曙光. 蛇绿岩生成构造环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图[J]. 岩石学报,1993,9(2):146-157.
- [52] 汪云亮,张成江,修淑芝. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别[J]. 岩石学报,2001,17(3):413-421.
- [53] MULLEN E D. MnO/TiO₂P₂O₅: A minor element discriminate for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1983, 62(1):53-62.
- [54] 潘桂棠,陈智梁,李兴振,等.东特提斯地质构造形成演化[M]. 北京:地质出版社,1997.
- [55] 张世涛,冯庆来.中甸地区三叠系的沉积混杂作用[J]. 云南地

- 质, 2000(1): 1-7.
- [56] 杨文强, 冯庆来, 刘桂春. 滇西北甘孜-理塘构造带放射虫地层、硅质岩地球化学及其构造古地理意义[J]. 地质学报, 2010, 84(1): 78-89.
- [57] 刘国生. 郯庐断裂带(中南段)构造演化对区域矿产分布规律的控制与影响[M]. 合肥: 合肥工业大学出版社, 2016.
- [58] 任杰, 郝爱华, 郑江, 等. 川西南峨眉山玄武岩中蚀变绿泥石的成分特征及其地质意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2024, 54(3): 877-889.
- [59] 孙景贵, 刘阳, 徐智恺, 等. 试论中国东北部陆缘晚中生代浅成热液大规模成矿与深部地质过程对成矿制约[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2023, 53(3): 651-692.
- [60] 曾志刚. 海底热液硫化物中金属、非金属和稀有气体同位素组成的关系及其地质意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2024, 54(1): 1-19.
- [61] 莫宣学. 大型-超大型矿床成矿地球动力学背景、过程与定量评价[M]. 北京: 地质出版社, 2018.
- [62] 李文昌. 西南“三江”多岛弧盆碰撞造山成矿理论与勘查技术[M]. 北京: 地质出版社, 2010.
- [63] 李斌, 臧兴运, 王永胜, 等. 夹皮沟成矿带小北沟金矿床成矿流体特征及其地质意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2024, 54(5): 1 575-1 591.
- [64] 王存柱, 徐明芳, 刘长纯, 等. 吉林桦甸地区二道甸子金矿床成因与成矿背景[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2025, 55(1): 139-154.

Geochronological and geochemical characteristics of the host tuff lava and genesis of the Suoluogou Gold Deposit, Muli County

Wei Yongfeng^{1,2,3}, Luo Wei^{4,5}, Wang Moli^{1,3}, Liao Bingyong^{1,3}, Pang Junqi^{1,3}, Zhou Fujian^{4,5}, Zhao Jing^{4,5}

(1. *Sichuan Gold Co., Ltd.*; 2. *College of Earth and Planetary Sciences, Chengdu University of Technology*; 3. *Sichuan Muli Refractory Gold Ore Field Scientific Observation and Research Station, Ministry of Natural Resources*; 4. *Regional Geological Survey Brigade, Sichuan Bureau of Geological and Mineral Exploration and Development*; 5. *Sichuan Gold Group Co., Ltd.*)

Abstract: The Suoluogou Gold Deposit, a large-scale gold deposit within the Garze-Litang suture zone, has limited research on its host tuff lava. This study focuses on petrography, geochemistry, and zircon U-Pb dating of the tuff lava to determine the rock formation age, reveal its petrogenesis and tectonic setting, and enhance understanding of the metallogenic conditions of the Suoluogou Gold Deposit. Zircon U-Pb dating yields a tuff lava crystallization age of $246.5 \text{ Ma} \pm 1.6 \text{ Ma}$, indicating an Early Middle Triassic formation. Geochemical analyses show that the tuff lava is characterized by high Mg, Fe, and Ti contents, with $w(\text{La})_N/w(\text{Yb})_N$ values of 10.71-17.75, δEu values of 0.88-0.97, and enrichment in large-ion lithophile elements (e.g., Rb, Th) and high-field-strength elements (e.g., Nb, Ta, Ce, Zr, Hf, Ti). These features suggest that the tuff lava belongs to an OIB-type alkaline mafic basalt series formed in a rift-related setting. The tuff lava originated from partial melting of garnet- and spinel-bearing lherzolite, reflecting contributions from the lithospheric mantle. The petrogenesis can be attributed to upwelling of asthenospheric materials induced by mantle hot plumes or hotspots, which mixed with lithospheric mantle materials to some extent. The mixed lava underwent low-degree partial melting under lithospheric extension and decompression, without significant crustal contamination during emplacement. During the closure of the Garze-Litang oceanic basin and subsequent continent arc collision, dispersed gold was activated and migrated to form the gold-bearing tuff lava source layer. With later intracontinental orogeny, driven by hydrothermal and thermal metamorphism, Au and Cu from both the initial deep-source layer and the tuff lava source layer were further activated, mobilized, enriched, or superimposed enriched, ultimately forming the Suoluogou Gold Deposit.

Keywords: tuff lava; zircon U-Pb dating; geochemistry; Suoluogou; gold deposit; Muli County; host rock