

云南铺台山花岗斑岩的地球化学特征、锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义

吴凯¹, 张丽鹏^{2,3}, 江小燕⁴, 张玉泉⁴, 孙卫东^{2,3,5}, 袁洪林¹

(1.西北大学 地质学系, 大陆动力学国家重点实验室, 陕西 西安 710069; 2.青岛海洋科学与技术国家实验室 海洋地质过程与环境功能实验室, 山东 青岛 266061; 3.中国科学院 海洋研究所 深海研究中心, 山东 青岛 266071; 4.中国科学院 广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 5.中国科学院 青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101)

摘要: 云南省鹤庆县铺台山花岗斑岩是哀牢山-金沙江碱性岩带北衙-六合地区的一个钾质碱性侵入体。本文对该岩体进行了全岩主、微量元素和锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析。结果显示铺台山花岗斑岩显示出高钾、富碱的特征, 同时具有低全岩 $Mg^\#$ 值(0.20~0.32), 低母岩浆温度和岩浆氧逸度, 以及较浅的岩浆起源深度。锆石定年结果为~34 Ma, 指示岩体侵位时代为始新世。结合前人对该区域碱性侵入岩 Pb 同位素研究结果和花岗斑岩锆石核部年龄(218~541 Ma), 认为哀牢山-金沙江地区发生强烈剪切-走滑的过程中, 哀牢山-金沙江新生代富碱侵入岩带中的氧化性富钾斑岩体可能与古俯冲带下被扰动的碳酸盐地幔橄榄岩的部分熔融有关; 同时印度板块和欧亚板块碰撞造成哀牢山-金沙江地区的强烈伸展和剪切作用诱发地幔上涌, 地幔上涌带来的热量使得深部地壳脱水并产生还原性流体, 铺台山花岗斑岩可能就是富钾地壳物质在这些还原性流体的参与下发生减压熔融的产物。

关键词: 碱性侵入岩; 铺台山; 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄; 哀牢山-金沙江碱性岩带

中图分类号: P67 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2020)05-0986-012

0 引言

碱性岩最初是指 SiO_2 不饱和, 并含有霞石、方钠石和白榴石等碱性暗色矿物和似长石矿物的岩石(Shand, 1922)。根据矿物组成上的差异, 前人将碱性岩分为含碱性铁镁矿物(霓石、霓辉石和钠质闪石)的钠质碱性岩和含透辉石、普通辉石和钙质闪石的钾质碱性岩(Rittmann, 1957)。随后, 一些研究者虽然承认碱性岩是一个岩相学概念, 但他们主要通过岩石的化学成分来判断其碱性程度, 而并不过分强调必须出现碱性铁镁质矿物和似长石类矿物(Peacock,

1931; Rittmann, 1957, 1962; 邱家骧等, 1993; 曾广策和邱家骧, 1996)。常见的碱性程度划分指标包括里特曼指数(σ)和钙碱指数(CA)(Rittman, 1957, 1962)。根据这一指标, 邱家骧等(1993)将碱性岩分为超基性碱性岩、基性碱性岩、中性碱性岩和酸性碱性岩, 这也是目前使用最为广泛的分类方法。此外, 涂光炽等(1982)指出碱性岩是指硅不饱和的碱性系列岩石, 而碱性花岗岩则是硅饱和的岩石(如 A 型花岗岩), 二者被统称为富碱侵入岩。从成因上讲, 硅不饱和的富碱侵入岩大多被认为与富集地幔有关, 但是对于硅饱和的碱性岩(如 A 型花岗岩)的成因还

存在争议: 部分学者认为它们起源于 A 型花岗岩的源区或形成于早期花岗质岩石的部分熔融(Collins et al., 1982; Creaser et al., 1991), 也有人认为 A 型花岗岩与地幔源区的部分熔融和后期的岩浆演化有关(Fitton, 1987; Jiang et al., 2018; Zhang et al., 2018)。最新研究认为碱性岩与碳酸岩熔体(碳酸盐化的硅酸盐熔体)有关(Zhang et al., 2017; Foley and Fischer, 2017)。富碱侵入岩通常伴生有稀土和铜铅锌金银等矿床(袁忠信和白鸽, 1997; 张玉泉和钟孙霖, 1997; 侯增谦等, 2004; 梁华英等, 2009; Zhang et al., 2014; Huang et al., 2017), 因此深受国内外地质工作者们的关注。

富碱侵入岩通常呈带状分布, 并受控于区域性大断裂。哀牢山-金沙江-昆仑碱性岩和浙闽沿海碱性岩带是我国南方最早被识别出的两条大型富碱侵入岩带, 其中哀牢山-金沙江-昆仑碱性岩带东西延伸达 3700 km(涂光炽等, 1982)。张玉泉等(1987)发现哀牢山-金沙江-昆仑碱性岩带是一条喜马拉雅期的钾质富碱侵入岩带。鹤庆县铺台山花岗斑岩体是其中一个重要的钾质碱性侵入体, 前人已经对其开展了一定的岩石地球化学研究(邓万明等, 1998a; 吕伯西等, 2000)。最近 Gao et al. (2017)发现铺台山斑岩体比带内其他成矿碱性斑岩体的氧逸度低。因此, 有必要对铺台山碱性斑岩体的成因做更为详细的研究, 这对于理解三江地区的岩浆演化历史和成矿背景也具有重要意义。本文在前人研究工作的基础上, 着重

于铺台山花岗斑岩元素地球化学和锆石 U-Pb 定年研究, 以约束其成因和地质意义。

1 地质概况和样品特征

铺台山岩体位于鹤庆县松桂镇南侧, 扬子地台西缘丽江-剑川-洱海弧形断裂带东侧的北东向断陷盆地中。该地区早期受到古特提斯洋俯冲作用影响, 随后印度板块和欧亚板块碰撞诱发了走滑剪切, 从而形成了哀牢山-红河剪切带。古新世以来, 该地区发生了强烈的岩石圈伸展作用, 并形成了一系列 NNW 向次级走滑断裂, 同时发育大量碱性花岗质岩石(Tapponnier et al., 1990; Leloup et al., 1995; 莫宣学等, 2001; 邓军等, 2013; He et al., 2015; Gao et al., 2017)。北衙-六合地区发育了十余个呈小岩株、岩筒和岩墙状产出的斑岩体。这些碱性花岗质岩石的围岩有下三叠统泸沽组砂页岩夹白云岩、灰岩, 中三叠统北衙组灰岩、泥灰岩、白云岩、页岩, 上三叠统松桂组泥岩、粉砂岩夹煤系地层, 中二叠统上部碳酸盐岩, 中部砂岩、砂砾岩、泥岩夹煤层, 下部为基性火山岩, 中下二叠统基性火山岩。铺台山花岗斑岩体是其中规模较大者(邓万明等, 1998a; Gao et al., 2017), 出露面积约 15 km², 岩体侵入于松桂组中, 呈小岩株产出(图 1)。岩石为灰白色, 似斑状结构, 斑晶主要由钾长石、斜长石、石英、黑云母和角闪石等组成。

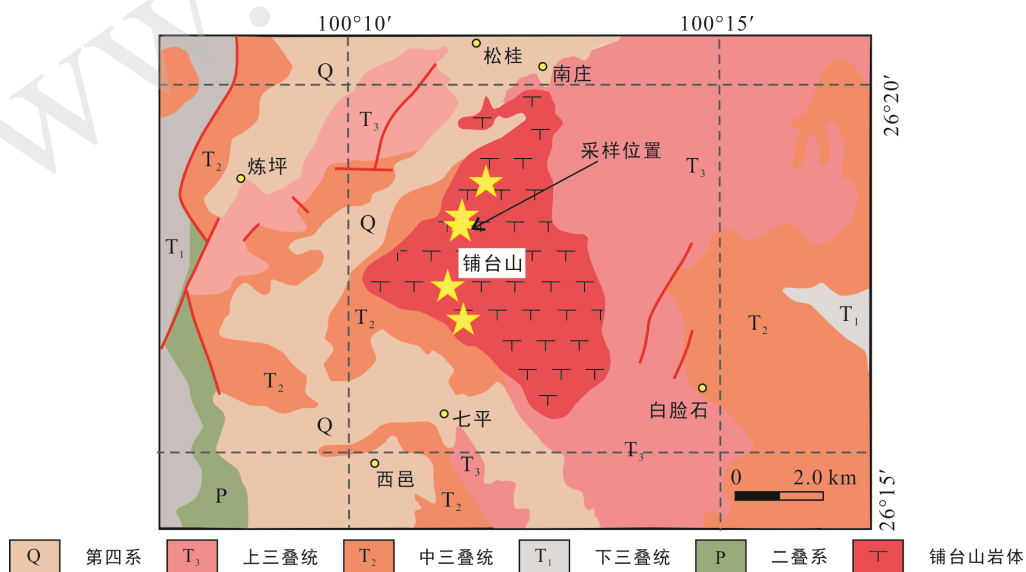


图 1 云南省铺台山地区地质简图(修改自云南省地矿局区域地质测量大队, 1966)

Fig.1 Simplified geological map of the Putaishan region, Yunnan province

2 分析方法

全岩主、微量元素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成, 主量元素使用 Varian Vista-PRO 型 ICP-AES (CCD 全谱直读 ICP-AES) 测定, 所有氧化物分析误差 (RSD) 小于 5%; 微量元素使用 PE-Elan 6000 型 ICP-MS 进行测试, 所有元素误差小于 10% (刘颖等, 1996)。

锆石的分选工作在中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室完成。首先, 将 0.5 kg 左右的新鲜样品破碎成约 1 cm³ 的小块, 放入直径为 20 cm 的不锈钢钵中, 在 XZW100 型振动样机中 (1.1/0.75 kw) 研磨 3~5 s 后取出, 此过程反复进行到样品全部通过 0.3 mm 孔径筛; 然后, 洗去粉尘, 经铝制淘砂盘淘洗并烘干, 再通过磁选、电磁选; 最后, 把非电磁性部分进行淘洗, 并在双目镜下挑选出用

于定年的锆石。

将锆石与标样 (TEM=417 Ma) 置于玻璃板上, 用环氧树脂固定制成样品靶, 然后磨至锆石内部暴露出晶体的最大截面, 抛光后喷碳照阴极发光图像 (CL)。锆石 SHRIMP U-Pb 年代学分析在北京离子探针中心的 SHRIMP II 上完成, 应用实测 ²⁰⁴Pb 校正锆石中的普通铅。详细实验流程和数据处理见刘敦一等 (2003)。单个数据点的误差为 1σ, 采用年龄为 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄, 其加权平均值为 95% 的置信度。

3 结果

3.1 主量元素

本文选取了 6 件代表性样品进行化学组成分析, 分析结果见表 1。铺台山花岗斑岩整体表现出高硅、富碱和高钾的特点, SiO₂=69.08%~69.51%, Na₂O=4.30%~4.65%, K₂O=5.10%~5.69%, Na₂O/K₂O=0.76~0.85,

表 1 铺台山花岗斑岩主量 (%) 和微量 (μg/g) 元素组成
Table 1 Major (%) and trace (μg/g) element compositions of the Putaishan granite porphyry

样品号	83-760	83-761	83-762	92-52	92-54	92-60	样品号	83-760	83-761	83-762	92-52	92-54	92-60
SiO ₂	69.12	69.51	69.08	69.09	69.23	69.51	Cs	10.5	9.62	19.3	14.6	9.73	9.12
TiO ₂	0.28	0.23	0.25	0.25	0.24	0.23	Ba	1598	1460	1628	1577	1504	1453
Al ₂ O ₃	14.18	15.11	15.03	15.95	16.22	15.07	Hf	5.07	2.23	3.67	4.04	3.68	3.75
Fe ₂ O ₃	2.03	1.93	1.78	1.68	1.70	2.07	Ta	0.66	0.57	0.57	0.60	0.61	0.60
MnO	0.13	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	Pb	53.6	50.0	49.2	50.6	51.3	50.3
MgO	0.26	0.31	0.34	0.39	0.40	0.33	Th	12.6	11.3	12.7	12.4	11.9	11.8
CaO	1.94	1.47	1.71	1.99	2.00	1.52	U	2.60	2.01	2.19	2.56	2.62	3.27
Na ₂ O	4.30	4.34	4.65	4.47	4.30	4.34	La	51.3	38.3	42.0	43.0	42.1	36.7
K ₂ O	5.61	5.69	5.65	5.23	5.10	5.68	Ce	97.8	75.7	79.4	81.8	81.4	70.6
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.09	0.14	0.15	0.09	Pr	11.7	8.91	8.64	9.31	9.62	8.26
LOI	1.30	0.75	0.78	0.58	0.50	0.75	Nd	49.2	36.7	33.7	37.5	39.8	33.5
Total	99.44	99.5	99.29	99.62	99.8	99.65	Sm	9.44	7.16	6.32	7.12	7.67	6.41
Sc	2.96	2.54	2.85	2.79	2.73	2.69	Eu	2.73	2.16	1.98	2.28	2.44	2.44
V	20.0	16.8	19.3	19.0	18.7	19.4	Gd	10.2	7.66	6.25	7.92	8.94	8.94
Cr	12.5	10.4	65.4	66.2	12.0	12.9	Tb	1.44	1.17	0.85	1.10	1.30	1.30
Co	3.82	3.51	10.1	10.2	3.75	3.93	Dy	7.41	5.97	4.31	5.35	6.25	5.38
Ni	4.89	4.56	21.7	21.7	4.72	4.72	Ho	1.39	1.12	0.83	1.00	1.15	0.94
Cu	7.50	5.44	9.95	10.5	6.44	6.40	Er	3.30	2.68	2.00	2.39	2.74	2.26
Zn	76.6	70.6	91.1	92.6	73.6	73.6	Tm	0.41	0.34	0.26	0.3	0.34	0.29
Ga	20.5	18.6	20.1	19.9	19.7	20.1	Yb	2.5	2.08	1.53	1.85	2.13	1.81
Ge	1.49	1.21	1.43	1.4	1.36	1.4	Lu	0.34	0.27	0.63	0.45	0.28	0.24
Rb	190	175	214	196	177	166	REE	249.16	190.22	188.7	201.37	206.16	179.07
Sr	842	787	865	868	843	900	Nb/U	3.67	4.47	4.47	3.70	3.47	2.67
Y	52.4	42.3	28.0	39.0	47.3	47.3	Ce/Pb	1.82	1.51	1.61	1.62	1.59	1.41
Zr	161	58.8	130	134	112	116	Nb/Ta	14.5	15.8	17.2	15.8	14.9	14.5
Nb	9.55	8.99	9.78	9.46	9.08	8.72	Zr/Hf	31.8	26.4	35.4	33.2	30.4	30.9

CaO=1.47%~2.00%。岩石的 MgO 含量较低(MgO=0.26%~0.40%), 对应的镁指数(Mg[#])为 0.20~0.32。在 (Na₂O+K₂O)-SiO₂ 图上, 所有样品数据都落入石英二长岩范围内(图 2a)。同时, 铺台山花岗斑岩具有较高 Al₂O₃ 含量(14.18%~16.20%), 其 A/CNK= 0.85~1.00, 在 A/NK-A/CNK 图解中落在偏铝质范围内(图 2b); 里特曼指数(σ)为 3.37~4.07, 在 K₂O-SiO₂ 图和 SiO₂-AR 图中, 铺台山花岗斑岩的数据点分别落入钾玄岩系列和碱性区域(图 2c、d), 表明铺台山花岗斑岩属于钾质碱性花岗岩。

3.2 微量元素

微量元素的分析结果见表 1。铺台山花岗斑岩富集 Rb(166~214 $\mu\text{g/g}$)、Ba(1453~1628 $\mu\text{g/g}$)、Th(11.3~12.7 $\mu\text{g/g}$)、U(2.01~3.27 $\mu\text{g/g}$)、Sr(787~900 $\mu\text{g/g}$)、Pb(49.2~53.6 $\mu\text{g/g}$)等大离子亲石元素, 亏损 Nb(8.72~9.78 $\mu\text{g/g}$)、Ta(0.57~0.66 $\mu\text{g/g}$)、Zr(58.8~161 $\mu\text{g/g}$)、Hf(2.23~5.07 $\mu\text{g/g}$)等高场强元素(图 3a)。稀土元素总量较高($\Sigma\text{REE}=179.07\sim 249.16 \mu\text{g/g}$), 富集轻稀土元素, 在球粒陨石标准化图上呈现出右倾的配分模

式(图 3b), 轻重稀土元素分馏明显, (La/Yb)_N 为 3.83~19.7。样品 Eu 异常不明显, $\delta\text{Eu}=0.85\sim 0.99$ 。此外, 铺台山花岗斑岩 Nb/Ta 值为 14.5~17.2, 高于平均大陆地壳值(12.4), 而 Zr/Hf 值为 26.4~35.3, 低于平均大陆地壳值(35.5)。

3.3 锆石 U-Pb 年龄

铺台山花岗斑岩样品中的锆石均为柱状(图 4a), 长宽比在 2 : 1~5 : 1 之间。在阴极发光(CL)图像中, 大多数锆石都具有核-边结构: 锆石的边部显示出明显的韵律环带, 而核部则较为复杂。有的锆石核部较亮, 且具有一定的振荡环带; 而另一些锆石核部则呈现斑杂状结构。具有明显韵律环带的锆石边部的 Th 含量为 111~1326 $\mu\text{g/g}$, U 含量为 144~1405 $\mu\text{g/g}$, Th/U 值为 0.16~1.58, 10 个分析点获得的年龄为 31.2~37.5 Ma, 加权平均年龄为 $33.6\pm 1.1 \text{ Ma}$ (MSWD= 7.4)(图 4b)。4 个具有振荡环带、亮锆石核部的 Th 含量为 31~138 $\mu\text{g/g}$, U 含量为 86~521 $\mu\text{g/g}$, Th/U 值为 0.26~0.62, 这 4 个点给出的核部年龄分别为 218.0 Ma、293.8 Ma、297.1 Ma 和 541.2 Ma(表 2)。

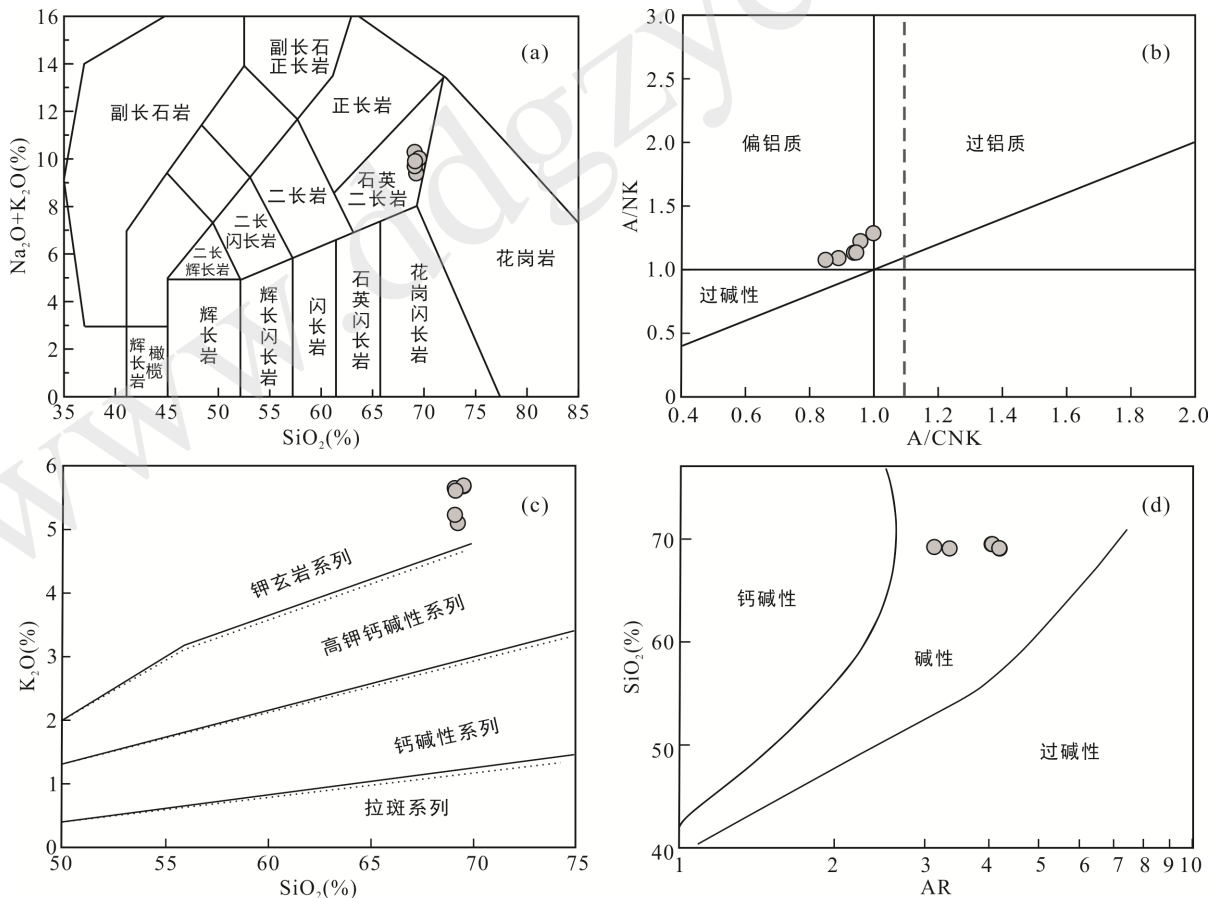


图 2 铺台山花岗斑岩的主要元素特征

Fig.2 Major element compositions of the Putaishan granite porphyry

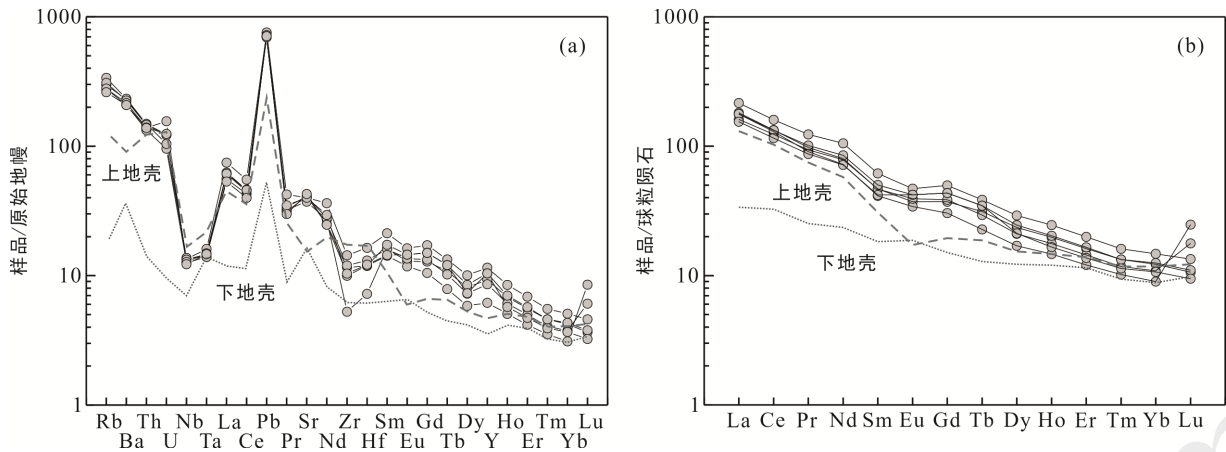


图 3 铺台山花岗斑岩原始地幔标准化微量元素蛛网图(a)和球粒陨石标准化稀土元素配分图(b)(原始地幔、球粒陨石标准化数据来自 Sun et al., 1989; 上地壳、下地壳值数据来自 Rudnick and Gao, 2003)

Fig.3 Primitive mantle normalized trace element spider diagrams (a) and chondrite normalized REE patterns (b) of the Putaishan granite porphyry

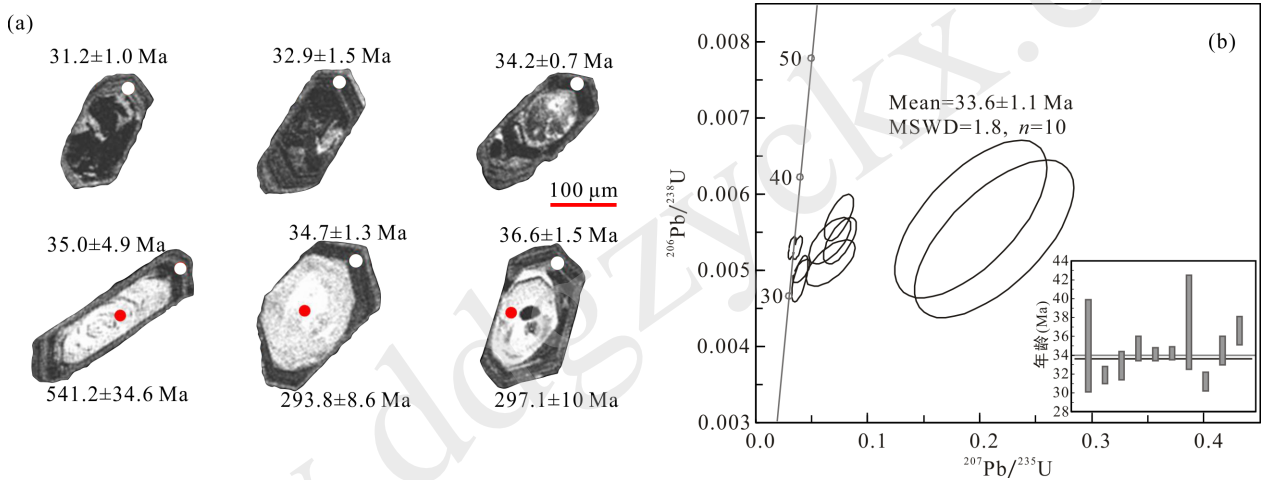


图 4 铺台山花岗斑岩锆石阴极发光图像(a)和锆石 U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig.4 Cathodoluminescence images (a) and U-Pb concordia diagram (b) for zircon crystals from the Putaishan granite porphyry

表 2 铺台山花岗斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄数据

Table 2 SHRIMP U-Pb results of zircon from the Putaishan granite porphyry

点号	含量(μg/g)		Th/ U	同位素比值						年龄(Ma)			
	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
1-2	138	521	0.26	0.0674	0.0132	0.2553	0.4840	0.0344	0.0014	232.9	4.0	218.0	8.5
2-2	113	182	0.62	0.0773	0.0114	0.8075	0.1494	0.0876	0.0058	606.3	142.4	541.2	34.6
5-2	31	86	0.36	0.1930	0.0173	1.2614	0.1170	0.0466	0.0014	835.8	113.2	293.8	8.6
11-2	33	90	0.37	0.1918	0.0162	1.2630	0.1115	0.0472	0.0016	836.5	108.2	297.1	10.0
2-1	111	144	0.77	0.1393	0.2461	0.2319	0.0549	0.0055	0.0008	213.6	54.4	35.0	4.9
3-1	214	1302	0.16	0.0578	0.0062	0.0410	0.0049	0.0050	0.0001	41.1	5.2	31.9	0.9
4-1	274	234	1.17	0.0911	0.0188	0.0670	0.0147	0.0051	0.0002	66.4	14.9	32.9	1.5
5-1	235	1193	0.20	0.1006	0.0127	0.0757	0.0096	0.0054	0.0002	74.7	9.8	34.7	1.3
6-1	1326	890	1.49	0.0450	0.0028	0.0327	0.0020	0.0053	0.0001	32.9	2.0	34.1	0.7
7-1	1179	746	1.58	0.0523	0.0038	0.0377	0.0026	0.0053	0.0001	37.9	2.6	34.2	0.7
8-1	111	244	0.45	0.0406	0.2637	0.2073	0.0525	0.0058	0.0008	192.9	52.1	37.5	5.0
9-1	222	1405	0.16	0.0571	0.0059	0.0396	0.0045	0.0049	0.0002	39.8	4.6	31.2	1.0
10-1	301	246	1.22	0.0888	0.0157	0.0663	0.0123	0.0054	0.0002	65.7	12.5	34.5	1.5
11-1	225	1151	0.20	0.0951	0.0111	0.0744	0.0085	0.0057	0.0002	73.5	8.7	36.6	1.5

4 讨论

4.1 铺台山花岗斑岩的形成时代

最早 K-Ar 法测定哀牢山-金沙江碱性岩带中的富碱钾质侵入岩侵位年龄为 33.0~38.4 Ma(张玉泉和谢应雯, 1997)。而对于铺台山花岗斑岩, 涂光炽等(1984)在 20 世纪八十年代初利用单颗粒锆石全溶方法获得的 U-Pb 年龄为 60 Ma。近期, Gao et al. (2017)利用 LA-ICP-MS 获得其锆石 U-Pb 年龄为 36.5 ± 0.6 Ma。本文采用 SHRIMP U-Pb 定年方法对具有明显韵律环带的铺台山花岗斑岩锆石的边部进行了 10 个有效点的分析, 得到的加权平均年龄为 33.6 ± 1.1 Ma。这些锆石具有岩浆锆石特征的韵律环带, 且 Th/U 值也较高, 因此这一年龄可以代表铺台山花岗斑岩的侵位年龄。值得注意的是, 本次定年给出的结果比 Gao et al. (2017)略微年轻。鉴于这些锆石的边部较窄(图 3), 而 SHRIMP 具有较高的空间分辨率, 所以本次定年结果应该是更为准确的。铺台山花岗斑岩锆石中的 4 个老核年龄分别为 541.2 Ma、297.1 Ma、293.8 Ma 和 218.0 Ma, 它们也具有明显振荡环带和较高的 Th/U 值, 反映深部可能存在早期岩浆活动物质。

4.2 铺台山花岗斑岩的类型和熔融条件

花岗岩可以按照不同分类标准划分为不同类别。按照 Chappell et al. (2001)提出的 I 型和 S 型花岗岩的分类方法, 铺台山花岗斑岩偏铝质($A/CNK=0.80\sim 1.00$)的特征与 I 型花岗岩相似。此外, 铺台山花岗斑岩的 P_2O_5 与 SiO_2 呈负相关, Th 和 Rb 呈正相关(图 5d、e), 也与 I 型花岗岩特征类似。因为在准铝质或弱过铝质岩浆中, 磷灰石的溶解度会随着温度降低和岩浆分异演化而逐渐降低, 但是在强过铝质岩浆中, 磷灰石的溶解度会随着 A/CNK 的升高而增加(Chappell and White, 1992; Sun et al., 2015; Wu et al., 2018); 另外, 由于富 Th 矿物通常结晶于过铝质岩浆演化的早期, 故 I 型花岗岩会比 S 型花岗岩具有更高的 Th 含量, 而长石的分离结晶会造成残余岩浆 Ba、Sr 含量的降低和 Rb 含量的升高, 所以 I 型花岗岩 Th 和 Rb 含量之间会呈现正相关。不过, 相比典型分异的 I 型花岗岩(Lachlan 地区分异的 I 型花岗岩: $Rb > 250 \mu\text{g/g}$), 铺台山花岗斑岩具有较低的 Rb 含量 ($166\sim 214 \mu\text{g/g}$); 在 $(K_2O+Na_2O)/CaO-(Zr+Nb+Ce+Yb)$ 图解中, 所有样品都落入为未分异花岗岩的范围内(图 5f); 在稀土元素配分图解上, 铺台山花岗斑岩

表现出轻微的 Eu 负异常(图 3b), 可能反映了源区有较少斜长石残留或岩浆分异过程中发生少量斜长石分离结晶。此外, SiO_2 与 Zr 和 Zr/Hf 呈现负相关(图 5c), 指示存在锆石的分离结晶。综上所述, 铺台山花岗斑岩属于弱分异的 I 型花岗岩。

诱发花岗质岩石源区发生部分熔融的因素主要包括: 升温、减压或挥发分的加入(吴福元等, 2007), 所以花岗岩形成的物理化学条件对于理解花岗岩成因具有重要意义(Jiang et al., 2018)。全岩 Zr 饱和温度计(Watson and Harrison, 1983)是估计初始岩浆温度的常用方法, 利用该方法获得铺台山花岗斑岩初始岩浆温度为 $773\sim 793$ °C。Boehnke et al. (2013)通过实验和理论模拟提出了计算全岩 Zr 饱和温度(T_{Zr})的改进公式, 利用该公式计算得到的 T_{Zr} 为 $713\sim 742$ °C。铺台山花岗斑岩中继承锆石的存在说明岩浆中的 Zr 是饱和的, 所以该温度可以代表岩浆的温度。Miller et al. (2003)根据锆石饱和温度提出的“冷”和“热”花岗岩分类, 铺台山花岗斑岩形成温度较低, 说明花岗质岩浆的产生与流体加入或减压熔融有关。另一方面, 鉴于铺台山花岗斑岩弱分异的特点, 可以利用实验岩石学结果来估计源区发生部分熔融的压力条件: 铺台山花岗斑岩的化学成分与 10 kbar 条件下基性岩部分熔融和 6 kbar 条件下的水饱和和熔融所得熔体的主量元素组成均具有一定相似性(图 5g), 同时较 1~7 kbar 条件下的熔融产物贫 FeO(图 5h), 而较水饱和熔融所产生的熔体贫 Al_2O_3 (图 5i)。此外, 铺台山花岗斑岩高 Sr 含量 ($787\sim 900 \mu\text{g/g}$)和 Ba 含量 ($1460\sim 1628 \mu\text{g/g}$)、弱 Eu 负异常说明源区可能有少量斜长石残留或少量斜长石发生分离结晶, 而弱分异的轻、重稀土元素以及高 Y 和 Yb 含量($Y=28.0\sim 52.4 \mu\text{g/g}$; $Yb=1.53\sim 2.50 \mu\text{g/g}$)说明源区可能并不存在石榴子石残留。实验岩石学表明, $700\sim 800$ °C 条件下, 石榴子石通常出现在 10 kbar 附近, 而含水条件下, 斜长石也在 10 kbar 附近消失(熊小林等, 2011)。因此, 可以推测岩浆源区的压力条件应在 10 kbar 以下, 且岩浆的形成与流体加入或减压熔融有关。

铺台山花岗斑岩另一个重要的特征就是富碱高钾($K_2O=5.10\%\sim 5.69\%$), 富集大离子亲石元素(Rb、Ba、Sr、Th、U 等)而亏损高场强元素(Nb、Ta、Zr、Hf 等), 同时具有高的 $FeO^T/(FeO^T+MgO)$ 值。这与很多有地幔物质贡献的碱性岩所表现出的大离子亲石元素和高场强元素的富集并不一致。实验岩石学研究

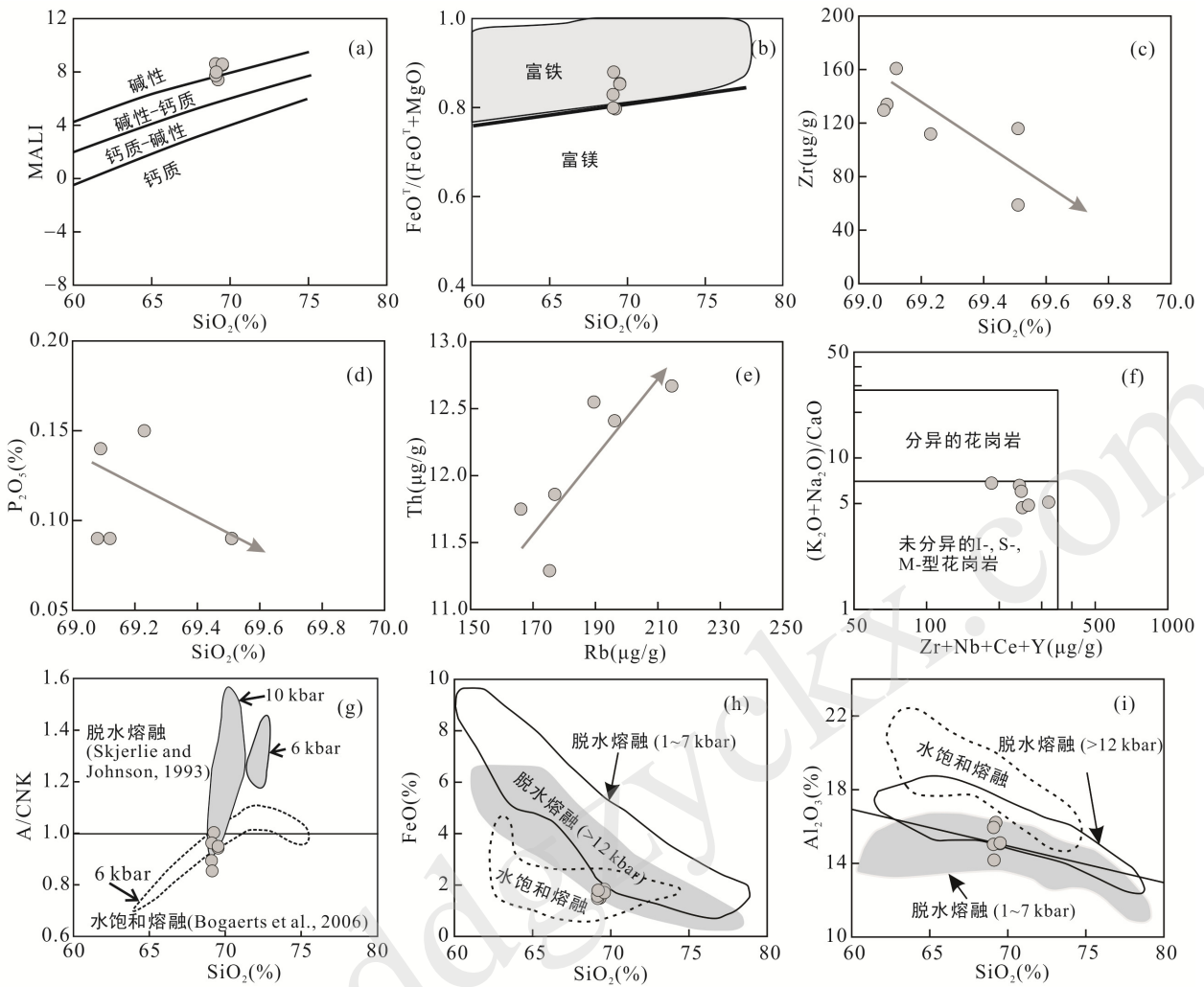


图 5 铺台山花岗斑岩主微量元素关系图(a, b, g, h, i 据 Frost and Frost, 2008; f 据 Whalen et al., 1987)

Fig.5 Major and trace element plots of the Putaishan granite porphyry

表明, 岩石中的钾含量通常与源区和部分熔融特征有关, 也并非所有的基性岩部分熔融都可以产生富钾岩浆(Patiño Douce and Beard, 1995; Rapp and Waston, 1995)。因此, 铺台山花岗斑岩的源区可能是中高钾的玄武质岩石。 $FeO^T/(FeO^T+MgO)$ 是示踪岩石分异历史的重要指标, 前人研究表明: 如果是还原性的岩浆, 那么分离结晶会使得最终的岩石更加富铁; 相反地, 如果岩浆相对氧化($\Delta FMQ+2$ 及以上), 磁铁矿的结晶会抑制残余岩浆中 Fe 的富集(Frost and Lindsley, 1992; Frost and Frost, 2008)。铺台山花岗斑岩落入富 Fe 的花岗岩一侧(图 5b), 指示岩浆具有低的氧逸度。Gao et al. (2017)对比金沙江-哀牢山富碱斑岩成矿带内斑岩体(35.5~36.5 Ma)和不成矿斑岩体锆石的 Ce^{4+}/Ce^{3+} 比值, 发现铺台山地区不含矿花岗斑岩具有比成矿斑岩体更低的氧逸

度, 与本次研究结论一致。

4.3 岩石成因与地质意义

实验岩石学结果表明, 玄武质下地壳部分熔融所产生的岩浆通常具有较低的 $Mg^{\#}$ 值(<0.4)(Rapp et al., 1999; 段友强等, 2015)。铺台山花岗斑岩的 $Mg^{\#}$ 值为 0.20~0.32, 并且全岩成分显示出弱分异的特征, 所以铺台山花岗斑岩应当为地壳岩石部分熔融的产物。前人研究表明, 下地壳的 Nb/U 和 Ce/Pb 值分别为 25 和 5, 上地壳为 4.4 和 3.71, 地壳平均值为 6.2 和 3.9(Rudnick and Gao, 2003), 而 MORB 和 OIB 的地幔源区的 Nb/U 和 Ce/Pb 值则分别为 47~52 和 20~30(Hofmann, 2003; Sun et al., 2008)。本次研究的铺台山花岗斑岩的 Nb/U 和 Ce/Pb 值分别为 2.67~4.47 和 1.41~1.82, 明显低于下地壳和全地壳平均值, 并且略低于上地壳平均值, 这一特征可能与

壳内分异过程有关。这些特征均说明铺台山花岗斑岩的源区主要来自地壳, 而略低的 Nb/U 和 Ce/Pb 值可能与壳内分异过程有关。另一方面, 铺台山花岗斑岩的 Nb/Ta 值(14.5~17.2)与大陆中地壳接近, 可能是继承了岩浆源区的特征; 而相对较弱的分异程度说明高钾富碱的特征在一定程度上也是其岩浆源区性质的反映。

哀牢山-金沙江碱性岩带位于三江褶皱系和扬子西南缘的结合部位, 与哀牢山-金沙江古缝合带重合。该缝合带与三叠纪末的特提斯洋闭合有关, 而区域的超基性、基性、中性的钾质碱性岩的同位素年龄集中在 40~30 Ma 之间(张玉泉和谢应雯, 1997; 王登红, 2001; 梁华英等, 2004; 葛良胜, 2007), 晚于印度板块和欧亚板块的碰撞时间(Patriat and Achache, 1984)。对于这些碱性富钾侵入岩的成因主要有以下几种观点: ①张玉泉和谢应雯(1997)根据带内一些碱性侵入岩之间相似的 Sr-Nd 同位素组成, 认为哀牢山-金沙江碱性钾质岩浆岩带与软流圈地幔的低程度部分熔融有关; ②邓万明等(1998b)认为滇西富碱斑岩及相关岩石的 Sr-Nd 同位素组成既不同于古老的大陆基底, 但也有别于典型的亏损地幔, 这些岩浆岩与壳-幔混合层的部分熔融有关; ③葛良胜(2007)也认为滇西富碱岩浆起源于壳幔混合源区, 并推测岩石中的富集组分可能与古俯冲带形成时带入的壳源物质有关; ④林清茶(2007)则认为这些岩石与含金云母的富集地幔的部分熔融有关。最新的研究进一步认为哀牢山-金沙江碱性岩带南段碱性岩浆岩形成于 EM II 型富集地幔的部分熔融和岩浆分异(Tran et al., 2014; 张超等, 2014)。此外, 丁慧霞等(2012)还认为滇西银厂坪高钾钙碱性花岗斑岩形成于壳-幔混合层; Xu et al. (2012)重点探究了哀牢山-金沙江-红河地区的 Cu-Mo 矿化和斑岩体的关系, 认为哀牢山-金沙江深大断裂的走滑伸展导致了岩石圈地幔减压和软流圈上涌, 从而产生了碱性岩浆; Foley and Fischer (2017)认为大陆裂谷作用使得岩石圈变薄, 在氧化条件下, 碳酸盐化的岩石圈地幔物质的固相线降低, 从而产生火成碳酸岩和碱性岩(例如霞石岩)。

前人对于俯冲带碱性岩的研究认为, 地幔楔内的碳酸盐化橄榄岩发生部分熔融也可以形成富钾的碱性岩(Yang et al., 2014, 2017)。鉴于哀牢山-金沙江富钾侵入岩带与哀牢山-金沙江古缝合带重合的地质事实, 推测哀牢山-金沙江深大断裂的走滑伸展作用与带内这些高氧逸度斑岩体的成因具有密切联

系。即哀牢山-金沙江深大断裂的走滑作用可能扰动了深部的碳酸盐化地幔橄榄岩, 同时也导致了岩石圈减薄和地幔上涌, 所以碳酸盐化地幔橄榄岩的部分熔融及之后的岩浆分异和壳-幔相互作用产生了这些新生代高氧逸度的斑岩体。这类碳酸盐化地幔橄榄岩源区因曾受到俯冲物质改造而保留了较高的氧逸度, 故而 Gao et al. (2017)根据这些高氧逸度斑岩体锆石的 Ce^{4+}/Ce^{3+} 所估算出的氧逸度达 FMQ+2。铺台山花岗斑岩较邻区其他成矿斑岩体具有低的氧逸度, 这一特征说明其与带内其他碱性岩石在源区上存在差异。铺台山花岗斑岩中的锆石具有核-边结构, 核部年龄为 218~541 Ma, 而 218 Ma 的年龄与三叠纪末的古特提斯洋闭合时间较为接近。此外, 前人对滇西富碱斑岩的 Pb 同位素研究表明, 一些斑岩体的源区形成于 220~250 Ma(邓万明等, 1998b)。铺台山花岗斑岩全岩 Zr 饱和温度计所计算出的岩浆温度小于 800 °C, 按照 Miller et al. (2003)的分类属于冷的花岗岩, 即与流体加入和减压熔融有关。结合继承核锆石的存在及对源区压力的估算, 铺台山花岗斑岩的源区压力不超过 10 kbar, 同时岩石的 SiO_2 含量较高(69.08%~69.51%), 且岩浆分异程度较低, 所以铺台山花岗斑岩不太可能是碳酸盐化地幔橄榄岩的分异和地壳混染的结果。这种低氧逸度并且形成温度也较低的花岗斑岩最可能的成因机制是: 拉张背景下, 地幔物质上涌带来的热量使得深部地壳富水矿物分解, 从而产生的壳源还原性流体, 这些流体又参与了稍浅部富钾地壳物质的减压熔融, 从而形成了铺台山花岗斑岩体。而且即使是还原性碱性花岗岩, 其源区也有约 2%~3%的水(Dall'Agnol and Oliveira, 2007)。因此, 铺台山低温还原性斑岩的形成可能与壳源流体参与下的减压熔融过程有关。

5 结 论

铺台山花岗斑岩的侵位年龄为~34 Ma, 为渐新世。岩石富碱、高钾, 具有类似于 I 型花岗岩的特征。岩石的 $Mg^{\#}$ 值较低, 并且母岩浆的温度和岩浆氧逸度均较低, 岩浆起源深度较浅, 为下地壳富钾的基性岩石部分熔融的产物。结合前人对哀牢山-金沙江钾质碱性岩的研究, 认为印度与欧亚大陆碰撞造成哀牢山-金沙江地区发生强烈剪切-走滑、拉伸的背景下, 哀牢山-金沙江新生代富碱侵入岩带中的氧化性富钾斑岩体可能与古俯冲带下被扰动的碳酸盐化地幔橄榄岩的部分熔融有关; 同时, 岩石圈减薄

和地幔上涌使得深部地壳脱水并产生还原性流体,壳源富钾岩石在这种还原性流体参与下发生减压熔融,从而形成了低温、低氧逸度的铺台山花岗斑岩。

致谢:中国科学院广州地球化学研究所梁华英研究员审阅本文,并提出建设性的修改意见。北京离子探针中心的刘敦一、万渝生、王彦斌等研究员在锆石 SHRIMP 定年实验过程中提供了帮助。在此一并致以感谢。

参考文献(References):

- 邓军. 2013. 构造动力体制与复合造山作用——兼论三江复合造山带时空演化. 岩石学报, 29(4): 1099–1114.
- 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 1998a. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因. 地质科学, 33(4): 412–425.
- 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 1998b. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系. 中国科学: 地球科学, 28(2): 111–117.
- 丁慧霞, 侯青叶, 曹铁宁, 刘东盛, 黄丁伶, 王新宇. 2012. 滇西银厂坪花岗斑岩岩体的地球化学及年代学特征. 地学前缘, 19(3): 240–251.
- 段友强, 张正伟, 杨晓勇. 2015. 华北克拉通南缘张士英岩体大陆动力学背景: 来自地球化学、锆石U-Pb年龄和Hf同位素的证据. 岩石学报, 31(7): 1995–2008.
- 葛良胜. 2007. 滇西北富碱岩浆活动与金多金属成矿系统. 北京: 中国地质大学(北京)博士学位论文: 1–96.
- 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, 78(1): 109–120.
- 梁华英, 莫济海, 孙卫东, 张玉泉, 曾提, 胡光黔. 2009. 玉龙铜矿带马拉松多斑岩体岩石学及成岩成矿系统年代学分析. 岩石学报, 25(2): 385–392.
- 梁华英, 谢应雯, 张玉泉. 2004. 富钾碱性岩体形成演化对铜矿成矿制约——以马厂菁铜矿为例. 自然科学进展, 14(1): 116–120.
- 林清茶. 2007. 哀牢山-金沙江钾质碱性岩带地球化学特征及构造意义. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所博士学位论文: 1–101.
- 刘敦一, 简平, 张旗, 张福勤, 石玉若, 施光海, 张光海, 张履桥, 陶华. 2003. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩SHRIMP测年: 早古生代洋壳消减的证据. 地质学报, 77(3): 317–327.
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用ICP-MS准确测定岩石样品中的40余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552–558.
- 吕伯西, 王增, 张能德. 1993. 三江地区花岗岩类及其成矿专属性. 北京: 地质出版社: 1–328.
- 莫宣学, 邓晋福, 董方浏, 喻学惠, 王勇, 周肃, 杨伟光. 2001. 西南三江造山带火山岩-构造组合及其意义. 高校地质学报, 7(2): 121–138.
- 邱家骧, 李昌年, 喻学惠, 曾广策, 王顺金. 1993. 秦巴碱性岩. 北京: 地质出版社.
- 涂光炽, 张玉泉, 王中刚. 1982. 西藏南部花岗岩类地球化学. 北京: 科学出版社.
- 涂光炽, 张玉泉, 赵振华. 1984. 华南两个富碱侵入岩带的初步研究. 花岗岩地质与成矿关系. 南京: 江苏科学技术出版社.
- 王登红. 2001. 地幔柱的概念、分类、演化与大规模成矿——对中国西南部的探讨. 地学前缘, 8(3): 67–72.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 23(6): 1217–1238.
- 熊小林, 刘星成, 朱志敏, 李元, 肖万生, 宋茂双, 张生, 吴金花. 2011. 华北埃达克质岩与克拉通破坏: 实验岩石学和地球化学依据. 中国科学: 地球科学, 41(5): 75–88.
- 袁忠信, 白鸽. 1997. 中国碱性侵入岩的空间分布及有关金属矿床. 地质与勘探, 33(1): 42–48.
- 云南省地矿局区域地质测量大队. 1966. 中华人民共和国矿产图——鹤庆幅(G-47-XVII).
- 曾广策, 邱家骧. 1996. 碱性岩的概念及其分类命名综述. 地质科技情报, 15(1): 31–37.
- 张超, 戚学祥, 唐冠宗, 赵宇浩, 吉凤宝. 2014. 滇西哀牢山构造带长安铜铅金矿集区碱性斑岩岩石地球化学、锆石U-Pb定年及其对成矿作用的约束. 岩石学报, 30(8): 2204–2216.
- 张玉泉, 谢应雯. 1997. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和Sr、Nd同位素组成. 中国科学(D辑), 27(4): 289–293.
- 张玉泉, 谢应雯, 涂光炽. 1987. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其与裂谷构造关系初步研究. 岩石学报, 3(1): 19–28.
- 张玉泉, 钟孙霖. 1997. 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩演化与成矿关系. 西藏地质, (2): 74–86.
- Boehnke P, Watson E B, Trail D, Harrison T M and Schmitt A K. 2013. Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*, 351: 324–334.
- Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 1–26.
- Chappell B W and White A J R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
- Collins W J, Beams S D, White A J R and Chappell B W.

1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189–200.
- Creaser R A, Price R C and Wormald R J. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, 19: 163–166.
- Dall'Agnol R and Oliveira D C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93(3–4): 215–233
- Fitton J G. 1987. The Cameroon line, West Africa: A comparison between oceanic and continental alkaline volcanism // Fitton J G and Upton B G J. Alkaline Igneous Rocks. *Geological Society, London, Special Publication*, 30: 273–291.
- Foley S F and Fischer T P. 2017. An essential role for continental rifts and lithosphere in the deep carbon cycle. *Nature Geoscience*, 10(12): 897–902.
- Frost B R and Frost C D. 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11): 1955–1969.
- Frost B R and Lindsley D H. 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part II. Application. *American Mineralogist*, 77: 1004.
- Gao X Q, He W Y, Gao X, Bao X S and Yang Z. 2017. Constraints of magmatic oxidation state on mineralization in the Beiya alkali-rich porphyry gold deposit, western Yunnan, China. *Solid Earth Sciences*, 2(3): 65–78.
- He W Y, Mo X X, He Z H, White N C, Chen J B, Yang K H, Wang R, Yu X H, Dong G C and Huang X F. 2015. The geology and mineralogy of the Beiya skarn gold deposit in Yunnan, southwest China. *Economic Geology*, 110(6): 1625–1641.
- Hofmann A W. 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements // Holland H D and Turekian K K. *Treatise on Geochemistry*, 2: 61–101.
- Huang W T, Liang H Y, Wu J, Zou Y Q and Zhang J. 2017. Formation of porphyry Mo deposit in a deep fault zone, example from the Dabaoshan porphyry Mo deposit in northern Guangdong, South China. *Ore Geology Reviews*, 81(2): 940–952.
- Jiang X Y, Ling M X, Wu K, Zhang Z K, Sun W D, Sui Q L and Xia X P. 2018. Insights into the origin of coexisting A1- and A2-type granites: Implications from zircon Hf-O isotopes of the Huayangong intrusion in the Lower Yangtze River Belt, eastern China. *Lithos*, 318–319: 230–243.
- Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, Scharer U, Zhong D L, Liu X H, Zhang L S, Ji S C and Trinh P T. 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), tertiary transform boundary of Indo-China. *Tectonophysics*, 251(1–4): 13–84.
- Miller C F, McDowell S M and Mapes R W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6): 529–532.
- Patiño Douce A E and Beard J S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36(3): 707–738.
- Patriat P and Achache J. 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311(5987): 615–621.
- Peacock M A. 1931. Classification of igneous rock series. *The Journal of Geology*, 39: 54–67.
- Rapp R P, Shimizu N, Norman M D and Applegate G S. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160(4): 335–356.
- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891–931.
- Rittmann A. 1957. On the serial character of igneous rocks. *Egyptian Journal of Geology*, 1: 23–48.
- Rittmann A. 1962. Volcanoes and Their Activity. New York: Interscience Publishers.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the continental crust // Holland H D and Turekian K K. *Treatise on Geochemistry*, 3: 1–64.
- Shand S J. 1922. The problem of the alkaline rocks. *Proceeding of the Geological Society of South Africa*, 25: 19–33.
- Sun S S and McDonough W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313–345.
- Sun S J, Sun W D, Zhang L P, Zhang R Q, Li C Y, Zhang H, Hu Y B and Zhang Z R. 2015. Zircon U-Pb ages and geochemical characteristics of granitoids in Nagqu area,

- Tibet. *Lithos*, 231: 92–102.
- Sun W D, Hu Y H, Kamenetsky V S, Eggins S M, Chen M and Arculus R J. 2008. Constancy of Nb/U in the mantle revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(14): 3542–3549.
- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, Shharer U, Zhong D L, Wu H X, Liu X H, Ji S C, Zhang L S and Zhong J Y. 1990. The Ailaoshan-Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 343: 431–437.
- Tran M D, Liu J L, Nguyen Q L, Chen Y, Tang Y, Song Z J, Zhang Z C and Zhao Z D. 2014. Cenozoic high-K alkaline magmatism and associated Cu-Mo-Au mineralization in the Jinping-Fan Si Pan region, southeastern Ailaoshan-Red River shear zone, southwestern China-northwestern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79: 858–872.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295–304.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407–419.
- Wu K, Ling M X, Hu Y B, Guo J, Jiang X Y, Sun S J, Liang H Y, Liu X and Sun W D. 2018. Melt-fluxed melting of the heterogeneously mixed lower arc crust: A case study from the Qinling Orogenic Belt, Central China. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(6): 1767–1788.
- Xu L, Bi X W, Hu R Z, Zhang X C, Su W C, Qu W J, Hu Z C and Yang Y Y. 2012. Relationships between porphyry Cu-Mo mineralization in the Jinshajiang-Red River metallogenic belt and tectonic activity: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 48: 460–473.
- Yang W B, Niu H C, Hollings P, Zurevinski S E and Li N B. 2017. The role of recycled oceanic crust in the generation of alkaline A-type granites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(12): 9775–9783.
- Yang W B, Niu H C, Shan Q, Chen H Y, Hollings P, Li N B, Yan S and Zartman R E. 2014. Geochemistry of primary-carbonate bearing K-rich igneous rocks in the Awulale Mountains, western Tianshan: Implications for carbon-recycling in subduction zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 143: 143–164.
- Zhang G L, Chen L H, Jackson M G and Hofmann A W. 2017. Evolution of carbonated melt to alkali basalt in the South China Sea. *Nature Geoscience*, 10(3): 229–235.
- Zhang H, Li C Y, Yang X Y, Sun Y L, Deng J H, Liang H Y and Sun W D. 2014. Shapinggou: The largest climax-type porphyry Mo deposit in China. *International Geology Review*, 56(3): 313–331.
- Zhang L P, Zhang R Q, Wu K, Chen Y X, Li C Y, Hu Y B, He J J, Liang J L and Sun W D. 2018. Late Cretaceous granitic magmatism and mineralization in the Yingwuling W-Sn deposit, South China: Constraints from zircon and cassiterite U-Pb geochronology and whole-rock geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 96: 115–129.

Geochemical Characteristics and SHRIMP Zircon U-Pb Age of the Putaishan Granite Porphyry and Their Geological Implications

WU Kai¹, ZHANG Lipeng^{2,3}, JIANG Xiaoyan⁴, ZHANG Yuquan⁴,
SUN Weidong^{2,3,5} and YUAN Honglin¹

(1. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, Shanxi, China; 2. Laboratory for Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, Shandong, China; 3. Center of Deep Sea Research, Institute of Oceanography, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, Shandong, China; 4. CAS Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 5. CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

Abstract: The Putaishan granite porphyry is an alkali-rich intrusion in Heqin, Yunnan province. In this study, we conducted whole-rock major and trace element analyses and zircon SHRIMP U-Pb dating of the Putaishan granite porphyry. The Putaishan granite porphyry has high K₂O and Na₂O+K₂O contents, low Mg[#] (0.20–0.32), low magma temperature, oxygen fugacity and shallow melting depth. Zircon SHRIMP U-Pb dating yielded a crystallization age of ca.34 Ma, indicating that the Putaishan intrusion was emplaced in the Eocene epoch. Combined the obtained ages (218–541 Ma) of zircon cores and previous Pb isotope results on alkali intrusions in this region, we propose that the Cenozoic oxidized alkali-rich intrusions in the Ailaoshan-Jinshajiang belt are possibly resulted from partial melting of carbonated metasomatized mantle peridotite beneath the ancient subduction zone during the divergent strike-slip movements of the Ailaoshan-Jinshajiang faults. Meanwhile, the extension and shearing caused by the collision between the India and the Eura-Asia block in the Ailaoshan-Jinshajiang region triggered the upwelled mantle that supplied heat for dehydration of the deep crust which produced crust-derived reduced fluids, and the decompression melting of the lower crustal materials with the aid of such reductive fluids resulted in the formation of the Putaishan granite porphyry.

Keywords: alkaline intrusion; Putaishan; zircon SHRIMP U-Pb; Ailaoshan-Jinshajiang fault