

滇西南澜沧带晚三叠世富钾火山岩地球化学特征及成因

张彩华^{1,2}, 刘继顺^{1,2}, 张洪培^{1,2}, 刘卫明^{1,2}, 吴自成^{1,2}

(1. 中南大学 有色金属成矿预测教育部重点实验室, 长沙 410083;

2. 中南大学 地球科学与信息物理学院, 长沙 410083)

摘要: 对滇西南澜沧江带晚三叠世富钾火山岩的主量元素、微量元素、稀土元素以及 Sr-Nd 同位素进行测试。结果表明: 岩石以低硅(SiO_2 含量为 50.47%~52.99%)、富钾高碱($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 为 5.66%~9.39%, K_2O 的平均值为 2.8%) 为特征, 属于高钾钙碱性玄武岩-钾玄岩系列。岩石富集大离子亲石元素、轻稀土元素、亏损高场强元素, 无 Eu 或弱的负 Eu 异常($\delta(\text{Eu})=0.85\sim 1.09$)。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值变化范围分别为 0.707 01~0.710 56 和 0.512 511~0.512 569, 所有样品的 $\epsilon(\text{Nd})$ 均为负值, $\epsilon(\text{Nd})$ 介于 -2.48~-1.27 之间(平均值为 -1.94)。岩石的微量元素特征及 Nd 和 Sr 同位素组成与 EM II 富集地幔来源一致, 表明源区具有壳幔混源性质。EM II 型地幔的形成与古特提斯澜沧江洋向东俯冲消减相关, 也与该区火山岩起源于陆缘弧的构造背景相一致。利用微量元素地球化学原理, 推断富钾火山岩应来源于受古特提期俯冲带流体交代富集的金云母相尖晶石方辉橄榄岩的部分熔融。

关键词: 南澜沧江带; 三叠世; 富钾火山岩; Sr-Nd 同位素; 滇西

中图分类号: P581

文献标志码: A

Geochemistry characteristics of late Triassic potash-rich volcanic rocks and their origins in southern Lancangjiang belt, western Yunnan Province, China

ZHANG Cai-hua^{1,2}, LIU Ji-shun^{1,2}, ZHANG Hong-pei^{1,2}, LIU Wei-ming^{1,2}, WU Zi-cheng^{1,2}

(1. Key Laboratory of Metallogenic Prediction of Nonferrous Metals, Ministry of Education, Central South University, Changsha 410083, China;

2. School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, China)

Abstract: The late Triassic potash-rich volcanic rocks in the southern Lancangjiang belt are characterized by low-Si (SiO_2 50.47%~52.99%), high-alkali ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 5.66%~9.39%) and high-K (K_2O 2.8% on average), and belong to potassium-high calc-alkali basalt-shoshonite series. The rocks are also enriched in large ion lithophile element (LILE), light rare earth elements (LREE), and depleted in high field strength elements (HFES), non or slightly negative Eu anomaly ($\delta(\text{Eu})=0.85\sim 1.09$) in the abundance. The results show that the rocks have relatively low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios (0.512 511~0.512 569) and relatively high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.707 01~0.710 56), as well as negative $\epsilon(\text{Nd})$ values of -2.48~-1.27 (-1.94 on average). Their characteristics of trace elements and Sr-Nd isotopic composition are consistent with EM II, indicating that the source consists of crust-mantle mixed material, which is inevitably related to the subduction eastward of Tethyan Lancangjiang oceanic plate. Based on the geochemistry, it is suggested that the primary magma was likely generated from partial melting of spinel harzburgitic source metasomatized by Paleo-Tethyan subduction-related fluids.

Key words: southern Lancangjiang belt; Triassic; potash-rich volcanic rocks; Sr-Nd isotopes; western Yunnan

澜沧江构造岩浆带位于滇西地洼区^[1], 系指古特提斯东缘存在于早泥盆世-早三叠世的一个弧盆体

系, 主要由近南北走向的昌宁-孟连晚古生代洋脊/洋岛火山岩蛇绿岩带、临沧-勐海花岗岩带和南澜沧

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40072032); 云南省省院省校合作项目(2003UDBEA00Q021)

收稿日期: 2011-12-01; 修订日期: 2012-01-04

通信作者: 张彩华, 博士; 电话: 0731-88877706; E-mail: zhangcai_hua@163.com

江二叠纪-三叠纪弧火山岩带组成。昌宁-孟连带的洋脊/洋岛型火山岩、蛇绿岩与南澜沧江弧火山岩带及临沧-勐海花岗岩带,构成了成对分布的洋脊火山岩-蛇绿岩-弧火山岩浆带,昌宁-孟连带是古特提斯主洋盆残迹,南澜沧江弧火山岩带是该洋盆向东俯冲消减陆内造山运动的产物^[2-3]。

南澜沧江带二叠纪-三叠纪弧火山岩分布在昌宁-孟连结合带和临沧-勐海花岗岩带东侧,北起云县,经官房、文玉和民乐向南延至景洪一带,沿澜沧江两岸展布(见图1)。南澜沧江弧火山岩带是一个复合的火山弧^[3]。其中:南段(民乐以南)岩石富钠,属低钾拉斑-中钾钙碱系列;而其北段(民乐以北,包括官房、文玉、小定西等)火山岩富钾,属高钾钙碱系列-钾玄岩系列,尤以晚三叠世小定西组(T_3x)基性火山岩最具特征。

富钾火山岩是一套具特殊成因指示意义的火成岩

组合。这套岩石多发育于岛弧区,是形成时间较晚、空间上远离海沟的岛弧火山岩系列之一,也常见于活动大陆边缘和地缝合线两侧,少数出现在裂谷带^[4-6]。这类岩石的研究对于恢复古构造环境,了解地幔的组成与演化及地幔化学和物理性质上的不均一性等均具有重要的意义。另一方面,这套火成岩组合还与许多重要的浅成低温热液金矿床、斑岩型铜(金)矿床和热液脉状矿床有着密切的成因联系^[6-10]。因此,富钾岩浆作用研究一直是备受关注的热点课题。

前人先后对南澜沧江段北段富钾火山岩的地球化学特征、构造环境和成因等进行了研究^[2-3,11],而其研究手段局限于岩石学、矿物学和元素地球化学,尚缺乏系统的同位素地球化学信息。本文作者将以晚三叠世小定西组(T_3x)富钾基性火山岩为研究对象,并根据元素地球化学资料以及 Sr 和 Nd 同位素组成对该火山岩的成因和壳幔演化进行探讨。

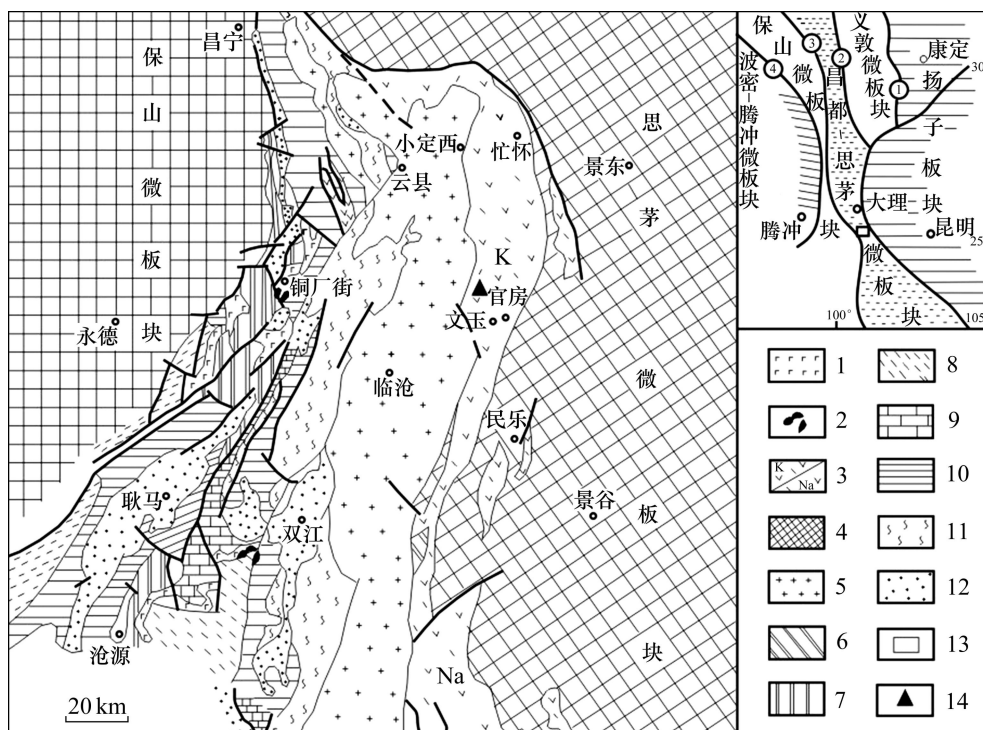


图1 南澜沧江带区域地质简图: 1—洋脊/洋岛型玄武岩; 2—超镁铁岩; 3—钾质/钠质弧火山岩; 4—花岗岩; 5—被动边缘半深水-深水相; 6—主动边缘(浊积岩)弧前斜坡相; 7—洋盆深水相; 8—半深水-深水相; 9—浅水碳酸盐台地; 10—前泥盆系地层; 11—前寒武系基底; 12— T_3 -Q 地层; 13—研究区; 14—采样点位置; ①—甘孜—理塘板块结合带; ②—金沙江—哀牢山板块结合带; ③—澜沧江板块结合带; ④—怒江板块结合带

Fig. 1 Regional geological sketch map of south Lancangjiang belt: 1—Ridge basalts/oceanic-island basalts; 2—Ultramafites; 3—Potassic/sodic arc volcanics; 4—Granite; 5—Passive edge of semi-deep water-deep water facies; 6—Active edge (turbidite) forearc slope facies; 7—Deep ocean basin facies; 8—Semi-deep water-deep water facies; 9—Shallow-water carbonate platform; 10—Pre-Devonian strata; 11—Pre-Cambrian basement; 12— T_3 -Q stratigraphy; 13—Studied area; 14—Sampling points; ①—Ganzi—Litang plate suture zone; ②—Jinshajiang—Ailaoshan plate suture zone; ③—Lancangjiang plate suture zone; ④—Nujiang plate suture zone

1 地质背景

研究区位于滇西南澜沧江火山弧(云县—景洪)北段富钾火山岩区^[2-3], 夹持于印支期临沧花岗岩与澜沧江深大断裂之间(见图 1)。该区晚三叠世小定西组(T_3x)基性火山岩极为发育, 切割严重, 局部有中三叠世忙怀组(T_2m)出露。小定西组火山岩系地层在研究区内厚达 2 190 m(未见顶), 共有 5 个喷发旋回, 主要为一套高钾玄武岩—钾质粗玄岩—钾玄岩组合。岩石类型较复杂, 主要有以陆相为主的钾玄岩、辉斑玄武岩、钾质粗玄岩、玄武质岩屑凝灰岩、玄武质角砾凝灰岩及少量安山玄武质集块岩和角砾岩, 以溢流相为主。忙怀组为一套碰撞型高钾流纹岩及其火山碎屑岩组合, 其中夹多层厚度不大的泥页岩和硅质岩, 与小定西组火山岩呈假整合或断层接触, 同位素锆石 U-Pb 年龄为 231 Ma^[12]。总体上忙怀组的巨厚酸性火山岩和小定西组巨厚的基性火山岩构成两个大的喷发旋回。除此之外, 在中晚三叠世火山岩中还分布着许多的小岩体, 岩性以黑云母花岗岩、二长花岗岩和花岗闪长岩为主, 形成时代主要为侏罗纪—早白垩世^[13], 大致平行于澜沧江深断裂带呈南北向展布。

2 样品采集和分析方法

研究区内样品采集全部来自澜沧江畔实测的小定西组(T_3x)火山岩向阳山地质剖面, 为坑道内新鲜无蚀变岩石, 样品编号代表采样标高, 具体采样位置如图 1 所示。

本研究的火山岩样品采用镜下鉴定和 TAS 图(见图 2)结合命名, 岩石呈紫红色或青灰色, 块状构造, 在岩相上具斑状结构, 基质为间隐结构和粗玄结构。斑晶主要为斜长石和普通辉石, 在钾玄岩中可见橄榄石。斜长石斑晶 An 为 40~53, 未见环带, 占样品含量的 14%~20%; 普通辉石斑晶呈粒柱状, 约占样品含量的 2%。基质由斜长石(50%~56%)、辉石(5%~8%)和玻璃质(10%~15%)组成。

主量元素、微量元素、稀土元素和 Sr-Nd 同位素分析测试均在国土资源部宜昌地质矿产研究所测试中心完成。主量元素采用 XRF 法, 分析精度优于 1%。稀土元素和微量元素分别采用 ICP-AES 和 ICP-MS 法检测, 分析精度优于 3%。Sr-Nd 同位素分析测试采用 MC-ICPMS 法, 测试仪器为 MAT262。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和

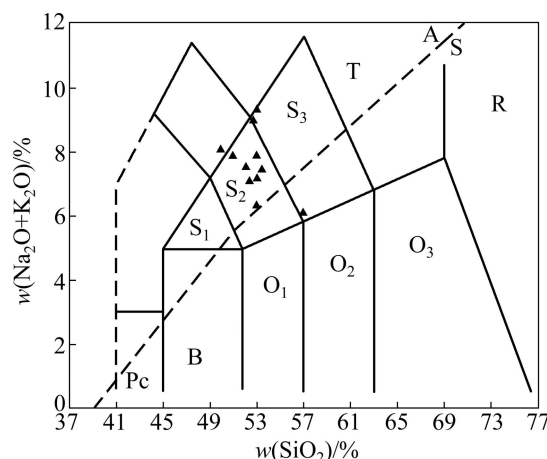


图 2 南澜沧江带富钾火山 TAS 图解^[19]

Fig. 2 TAS diagram for potassium-rich volcanic rocks in south Lancangjiang belt^[19]

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值分别用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.01194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 校正, 在本文样品的分析过程中, 该仪器测定的国际 Sr 同位素标准 NBS987 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 $0.710243\pm14(2\sigma)$, Nd 同位素标准 Shin Etou 的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为 $0.512124\pm11(2\sigma)$ 。

3 岩石地球化学和 Sr-Nd 同位素特征

3.1 主量元素

小定西组富钾火山岩的主量元素分析结果见表 1。岩石的 SiO_2 含量变化范围为 50.47%~52.99%, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 为 5.66%~9.39%, 在 TAS 图解上基本上处在 Irvine 分界线的上方, 大部分样品落在钾玄岩区。在 $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{SiO}_2)$ 图解(见图 3)中样品落在高钾钙碱性—钾玄岩系列范围内。大多数样品的 $\text{Na}_2\text{O}-2<\text{K}_2\text{O}$, K_2O 平均值为 2.8%, 具有富钾特征。里特曼指数 σ 在 2.23~9.24 之间(平均值为 6.27)。化学成分与火山弧玄武岩中的钾玄岩相似, 与大陆裂谷拉斑玄武岩化学成分比较(平均值 TiO_2 2.23%、 CaO 9.7%、 Al_2O_3 14.3%、 MgO 5.9%), 则 TiO_2 、 CaO 和 MgO 的含量偏低, Al_2O_3 的含量偏高; 与大洋中脊拉斑玄武岩(平均值 TiO_2 1.44%、 Al_2O_3 16.0%、 CaO 11.2%、 Na_2O 2.75%、 K_2O 0.14%)^[14]比较, 二者化学成分较近似, 但 K_2O 偏高, CaO 偏低, 具有高 K_2O 、中等 TiO_2 和 Al_2O_3 等特征。

李昌年等^[15]认为, 当玄武质岩石的 $^*\text{[Mg]}$ 在 0.65~0.75 范围时代代表原生岩浆的成分。小定西组基性火山岩的 $^*\text{[Mg]}$ 值为 0.42~0.60, 平均值为 0.51, 较原生岩浆的要低, 表明该岩浆属演化的岩浆。

表 1 南澜沧江带富钾火山岩主量元素(%)、稀土元素(10^{-6})和微量元素(10^{-6})分析结果及有关比值Table 1 Major element(%), REE(10^{-6}) and trace element(10^{-6}) data for potassium-rich volcanic rocks in southern Lancangjiang belt

样品号	935-2	1286-1	1286-2	1300-3	1420-1	1530-1	1576-1	1600-1	1600-2	1626-1	1626-3
SiO ₂	52.99	48.99	50.47	57.33	52.01	52.66	53.45	52.93	53.07	53.35	51.31
Al ₂ O ₃	16.60	16.95	16.33	17.20	16.93	16.53	16.48	16.27	16.35	16.05	14.58
Fe ₂ O ₃	5.62	4.18	5.49	2.46	3.61	6.08	4.97	6.36	5.62	4.65	6.60
FeO	2.57	5.19	3.68	4.48	4.22	3.14	4.15	3.26	3.78	4.14	2.65
CaO	2.84	3.28	3.26	5.76	2.47	2.40	7.34	6.24	3.79	4.92	6.46
MgO	4.93	6.15	6.43	3.46	6.36	5.13	4.45	4.27	4.71	4.42	3.45
K ₂ O	5.46	2.96	3.06	2.16	4.14	2.06	1.58	2.58	2.71	2.50	1.55
Na ₂ O	3.93	4.48	4.96	3.72	4.19	6.02	3.25	3.65	4.50	4.97	6.25
TiO ₂	1.09	1.57	1.19	1.00	1.08	1.30	1.34	1.28	1.30	1.25	1.13
P ₂ O ₅	0.395	0.550	0.406	0.243	0.293	0.464	0.554	0.536	0.541	0.540	0.474
MnO	0.293	0.501	0.510	0.108	0.199	0.111	0.150	0.320	0.257	0.210	0.200
LOS	2.80	4.00	3.50	2.20	4.34	3.57	2.65	2.38	2.84	2.94	3.88
CO ₂	0.267	0.209	0.883	0.098	0.790	0.348	0.052	0.186	0.058	0.441	1.700
Total	99.8	99.0	100.2	100.2	100.6	99.8	100.4	100.3	99.5	100.4	100.2
ALK	9.39	7.44	8.02	5.88	8.33	8.08	4.83	6.23	7.21	7.47	7.8
*[Mg]	0.54	0.55	0.57	0.48	0.60	0.52	0.48	0.46	0.49	0.49	0.42
La	34.4	32.1	26.3	29.5	32.6	30.6	38.6	42.3	37.4	37.9	43.7
Ce	55.3	49.9	42.9	48.0	47.6	59.8	67.8	61.6	60.0	57.3	63.3
Pr	6.37	6.68	6.09	5.26	6.62	7.83	8.34	8.50	8.73	6.76	7.24
Nd	26.1	30.1	25.6	21.6	25.8	31.4	33.2	35.5	31.3	32.9	30.4
Sm	6.27	6.62	5.63	5.05	5.50	7.29	7.76	7.73	7.75	6.77	6.69
Eu	1.50	1.64	1.64	1.33	1.51	1.73	1.76	1.88	1.93	1.90	1.71
Gd	4.52	5.34	4.47	3.93	4.14	5.68	6.02	5.71	5.66	5.25	4.91
Tb	0.68	0.86	0.68	0.62	0.67	0.88	0.94	0.91	0.91	0.79	0.79
Dy	4.34	5.47	4.40	3.59	4.14	5.02	5.34	5.88	5.50	5.27	4.63
Ho	0.85	1.01	0.76	0.59	0.74	1.0	1.09	1.06	0.99	0.94	0.92
Er	2.35	2.84	2.24	1.81	2.12	2.66	3.11	3.10	2.99	2.90	2.52
Tm	0.36	0.39	0.33	0.26	0.32	0.41	0.48	0.48	0.41	0.41	0.37
Yb	2.11	2.49	2.15	1.60	1.84	2.50	2.83	2.79	2.76	2.43	2.23
Lu	0.29	0.35	0.31	0.20	0.27	0.34	0.39	0.37	0.35	0.36	0.30
Y	18.4	18.5	18.5	15.1	14.6	25.2	27.8	24.5	28.5	23.9	18.3
ΣREE	163.8	164.3	142.0	138.4	148.5	182.3	205.5	202.3	195.2	185.8	188.0
LREE/HREE	3.83	3.41	3.20	4.00	4.15	3.17	3.28	3.52	3.06	3.40	4.38
δ(Eu)	0.92	0.92	1.09	0.99	1.04	0.89	0.85	0.93	0.96	1.06	0.98
δ(Ce)	0.78	0.73	0.74	0.80	0.69	0.85	0.81	0.69	0.72	0.75	0.73
(La/Yb) _N	9.24	7.31	6.93	10.45	10.04	6.94	7.73	8.59	7.68	8.84	11.10
(La/Sm) _N	3.84	3.39	3.27	4.09	4.15	2.94	3.48	3.83	3.38	3.92	4.57
(Gd/Yb) _N	1.14	1.14	1.10	1.30	1.20	1.21	1.13	1.09	1.09	1.15	1.17
Co	22.9	22.1	26.3	18.9	27.3	24.9	24.8	26.0	21.6	22.6	20.1
Rb	166	75.1	61.4	68.9	174	43.8	37.9	91.9	84.7	95.4	31.3
Sr	263	380	277	507	366	301	456	513	409	360	219
Ba	1110	1290	913	359	812	308	358	580	536	379	192
V	155	194	189	154	183	261	201	192	181	208	105
Nb	13.7	17.9	15.2	9.12	10.3	11.4	15.3	14.4	15.3	14.3	13.4
Ta	0.60	1.60	1.22	0.45	0.40	0.38	0.74	1.47	0.45	0.30	0.62
Zr	171	183	177	139	142	153	200	186	191	200	190
Hf	4.54	5.75	5.23	4.08	4.39	4.11	5.30	5.25	4.95	5.35	5.66
U	0.98	1.25	1.25	0.98	0.98	0.98	1.32	0.98	0.98	0.98	0.98
Th	8.40	5.68	5.45	4.48	6.67	5.79	6.52	4.84	11.60	8.46	8.23
Zr/Nb	12.48	10.22	11.64	15.24	13.79	13.42	13.07	12.92	12.48	13.99	14.18
Zr/Y	9.29	9.89	9.57	9.21	9.73	6.07	7.19	7.59	6.70	8.37	10.38
Nb/La	0.40	0.56	0.58	0.31	0.32	0.37	0.40	0.34	0.41	0.38	0.31
Nb*	0.17	0.36	0.32	0.23	0.16	0.29	0.41	0.28	0.31	0.30	0.34

ALK=Na₂O+K₂O, *[Mg]=Mg/Mg+Fe²⁺, Fe₂O₃/FeO=0.15.

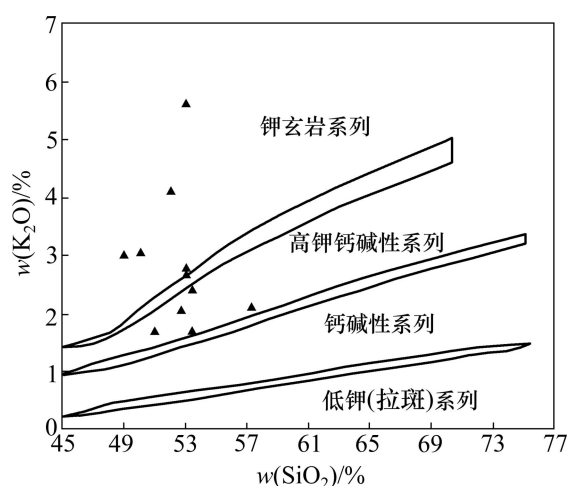


图 3 南澜沧江带富钾玄武岩 $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ 图解^[20]

Fig. 3 $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ diagram for potassium-rich volcanic rocks in southern Lancangjiang belt^[20]

3.2 稀土和微量元素

稀土和微量元素分析结果和相关参数见表 1。

晚三叠世小定西组富钾火山岩球粒陨石标准化后的稀土元素配分图解(见图 4)表明,所有样品具有比较一致的 REE 含量和配分型式,即都呈轻稀土元素(LREE)相对富集、重稀土元素(HREE)比较平坦的右倾型分配型式。 ΣREE 为 $142.0\sim 205.5 \times 10^{-6}$ (平均值为 174.19×10^{-6}), LREE/HREE 为 $3.06\sim 4.38 \times 10^{-6}$ (平均值为 3.58×10^{-6}), $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 $7.31\sim 11.1$ (平均值为 8.62), $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 为 $2.94\sim 4.57$ 。 $\delta(\text{Eu})$ 为 $0.85\sim 1.09$ (平均值为 0.97), Eu 异常不明显(见图 4),表明没有斜长石的分离结晶。

小定西组基性火山岩的不相容元素 K、Rb、Hf、Nb 等及 Ba/Rb、Ba/Sr 比值与陆缘弧非常接近,仅 Sr、Ba 略低, Zr 略高。在微量元素洋脊玄武岩标准化图解上(见图 5),微量元素配分分布型式为大离子亲石元

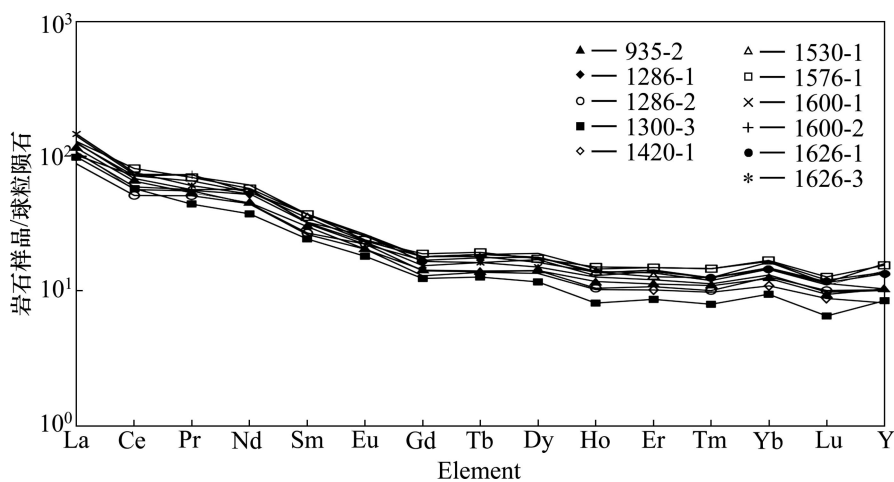


图 4 南澜沧江带富钾玄武岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式图^[24]

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns for potassium-rich basalts in southern Lancangjiang belt^[24]

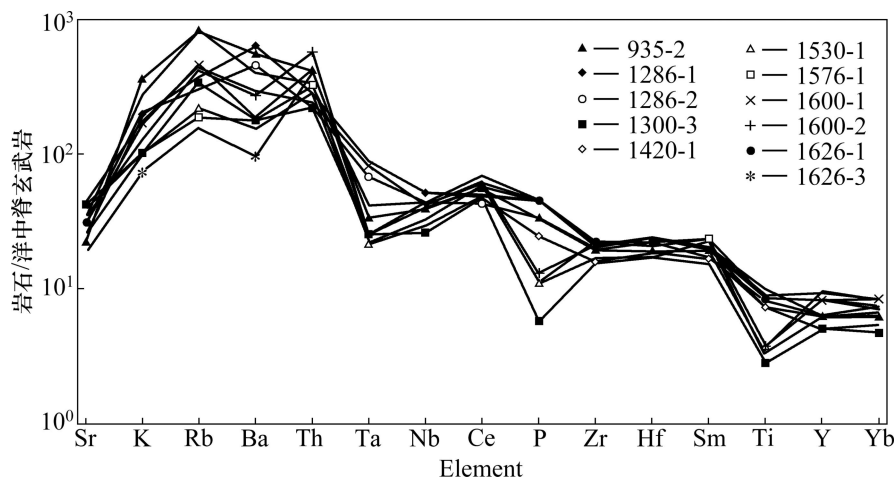


图 5 南澜沧江带富钾玄武岩微量元素标准化蛛网图^[14]

Fig. 5 Trace element normalized spider diagrams for potassium-rich basalts in southern Lancangjiang belt^[14]

素(LILE)K、Rb 和 Ba 强烈富集, Ta、Ce、P、Zr、Hf 和 Sm 中等程度富集, 而 Ti、Y 和 Yb 则明显亏损, 呈 Rb、Ba、Th 隆起的右倾斜型式, 具有弧火山岩的特征(见图 5)。Ta 的平均值小于 1×10^{-6} , Nb 的平均值为 13.34×10^{-6} , Sr 的平均值为 355.5×10^{-6} , Cr 的平均值为 90.3×10^{-6} , 均远小于板内碱性玄武岩的丰度值(板内碱性玄武岩 Ta、Nb、Sr 和 Cr 的丰度分别为 5.9×10^{-6} 、 84×10^{-6} 、 842×10^{-6} 和 536×10^{-6})^[16]。特征参数 Nb*值($2\text{Nb}_N/(\text{K}_N+\text{La}_N)$)为 0.16~0.43, Zr/Nb 为 10.21~15.24, Zr/Y 为 5.51~10.38, Nb/La 为 0.27~0.58, 均小于 1, 表明玄武岩在一定程度上受到了硅铝质地壳物质的混染^[17]。

La/Yb 比值高、重稀土元素丰度低及 Nb*特征值远小于 1, 说明玄武质火山岩的形成经历地壳物质的同化混染^[17]。BROWN 等^[18]认为, 产于消减带来自壳源的火山岩含较高的 Rb、Ba、K、La、Ce、Sm 和 Tb, 而贫 Ta、Nb 和 Ti; 产于消减带来自幔源的火山岩由于消减作用则选择性富集 Th 而非 Ta, 因此, Th 的含量高于 Ta 的含量表明有消减洋壳及流体的加入。区内小定西组玄武质火山岩的 Th 的含量远高于 Ta 的含量, 表明有消减带物质的加入。

3.3 Sr 和 Nd 同位素

小定西组富钾钾基性火山岩的 Sr 和 Nd 同位素分

析结果见表 2。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值介于 0.707 01~0.710 56 之间, 平均值为 0.708 66; $\varepsilon(\text{Sr})$ 值介于 111.74~165.52 之间, 平均值为 138.37, 比大陆溢流玄武岩的值(<80)高, 通常认为出现在再循环的地壳或被交代的地幔岩石中^[21]。火山岩具有相对较低的 Nd 同位素比值, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值变化范围为 0.512 511~0.512 569, 平均值为 0.512 593。所有样品的 $\varepsilon(\text{Nd})$ 均为负值, $\varepsilon(\text{Nd})$ 介于 -2.48~1.27 之间, 平均值为 -1.94。

Sr 同位素的初始比值可反映火山岩的源区特征。一般认为, 比值小于 0.706 的火山物质来源于地幔; 比值为 0.706~0.710 的物质来源于下地壳; 比值大于 0.710 的物质来源于上地壳。来源于上地幔且未被混染的现今大洋脊和大洋岛屿的火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值分别为 0.702 8 和 0.703 9^[22]。

从 Nd 同位素特征来看, 近代火山岩的 $\varepsilon(\text{Nd})$ 值因构造位置不同而有所不同, 现今上地幔的 $\varepsilon(\text{Nd})=+12$, 而大陆地壳的 $\varepsilon(\text{Nd})$ 的平均值约为 -15^[23]; 源自上地幔而未受到地壳物质混染的岩浆, 其 $\varepsilon(\text{Nd}) \geq 0$, 若 $\varepsilon(\text{Nd}) < 0$, 无疑与壳源物质的加入有关。

小定西组富钾玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的平均值为 0.708 66, 明显高于均一储集库的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{UR} 现代值 0.704 5^[23], 且 $\varepsilon(\text{Nd})$ 均为负值, 介于 -2.48~-1.21 之间; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值低, 平均值小于未分异的球粒陨石地幔值 0.512 638, 显然这已超出了习惯上认为的正常

表 2 南澜沧江带三叠纪富钾火山岩 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 2 Sr-Nd isotopic data of Triassic potassium-rich basalts in southern Lancangjiang belt

样品号	岩性	$w(\text{Nd})/10^{-6}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\varepsilon(\text{Nd}(t))$	$\varepsilon(\text{Nd})$
1286-2	钾玄岩	25.6	0.512 535	0.000 007	0.2	-2.01
1420-1	钾玄岩	25.8	0.512 520	0.000 005	0.1	-2.30
1286-1	钾玄岩	30.1	0.512 511	0.000 006	0.1	-2.48
1600-1	粗玄岩	35.5	0.512 569	0.000 006	0.9	-1.35
1600-2	辉斑玄武岩	31.3	0.512 573	0.000 005	0.9	-1.27
1626-3	辉斑玄武岩	30.4	0.512 523	0.000 007	0.2	-2.24

样品号	$w(\text{Rb})/10^{-6}$	$w(\text{Sr})/10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$\varepsilon(\text{Sr}(t))$	$\varepsilon(\text{Sr})$
1286-2	61.4	277	0.657 8	0.708 88	0.000 12	36.8	141.49
1420-1	174	366	1.316 0	0.710 56	0.000 05	31.5	165.52
1286-1	75.1	380	1.291 0	0.709 79	0.000 05	21.7	154.51
1600-1	91.9	513	0.501 8	0.707 45	0.000 06	23.4	121.03
1600-2	84.7	409	0.605 9	0.708 28	0.000 02	30.5	132.91
1626-3	31.3	219	0.359 6	0.707 01	0.000 02	23.4	114.74

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值的误差范围为 2σ ; Sr 和 Nd 的同位素年龄校正采用 $t=240 \text{ Ma}$; $\varepsilon(\text{Nd})=[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{Sample}}-(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}] \times 10^4 / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.512 638$ 。

地幔性质。小定西组富钾基性火山岩的微量元素特征及 Sr 和 Nd 同位素特点限制了其源区具有壳—幔物质混合的地幔性质。

4 讨论

4.1 火山岩源区性质

一般而言, 富钾岩石因快速喷出地表而很少受到地壳物质的混染^[25], 但南澜沧江带晚三叠世小定西组富钾玄武岩的主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素特征均显示出明显的壳源组分特征, 暗示岩浆混合作用过程的存在, 而壳幔过渡带很可能是地幔源区部分熔融后岩浆上升侵位、聚集并发生大量橄榄石结晶分离的场所^[26]。因此, 小定西组富钾玄武岩可能在地壳经历了较长时间的演化过程, 存在地壳物质同化混染作用的可能性。由于原始地幔及 MORB 与地壳物质在 Sr-Nd 同位素组成上存在巨大差别^[27], 地壳物质的混染作用必然会造成基性端元与酸性端元岩石在同位素组成上的明显差异, 但是小定西组富钾玄武岩的 Sr-Nd 同位素比值均非常接近, 也排除了大量地壳混染作用的可能性。因此, 澜沧江带晚三叠世富钾玄武岩的壳源组分特征在一定程度上反映了岩浆源区的特征。

HART^[28]根据岩石的不同同位素组成特征, 鉴别出 4 种地幔端元类型: 即亏损型地幔(DMM)、富集 I 型地幔(EM I)、富集 II 型地幔(EM II)和异常高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 型地幔(HIMU)。其中: DMM 为 MORB 的源区(亏损型), 具有较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 Pb 同位素组成及高的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值; EM I 的最显著的特点是在 4 种地幔类型中最接近于全球的同位素组成, 其特点是具有较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值, 通常认为是下地幔经过地幔对流与流体交代形成的; EM II 被普遍认为是俯冲和再循环的大陆物质与地幔岩发生混合作用的产物, 具有 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值高、Pb 同位素比值高和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值低的特点; HIMU 可能代表古老的变质洋壳, 具有高 Pb 同位素组成、低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值和中等 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值。大多数玄武岩的同位素组成可以用这 4 种地幔端元的混合模式来解释。

在 Th/Yb—Ta/Yb 图解上(见图 6(a)), 小定西组富钾火山岩样点大部分落在与板块汇聚有关的钾质岩范围内, 这类岩石一般来源于富钾的金云母相地幔源区^[17]。富钾玄武岩所有样品的 Rb/Sr 比值明显高于原始地幔值($\text{Rb}/\text{Sr}=0.03$)^[29], 并具有一定的变化; 而绝大部分样品的 Ba/Rb 比值低于原始地幔值($\text{Ba}/\text{Rb}=11$)(见

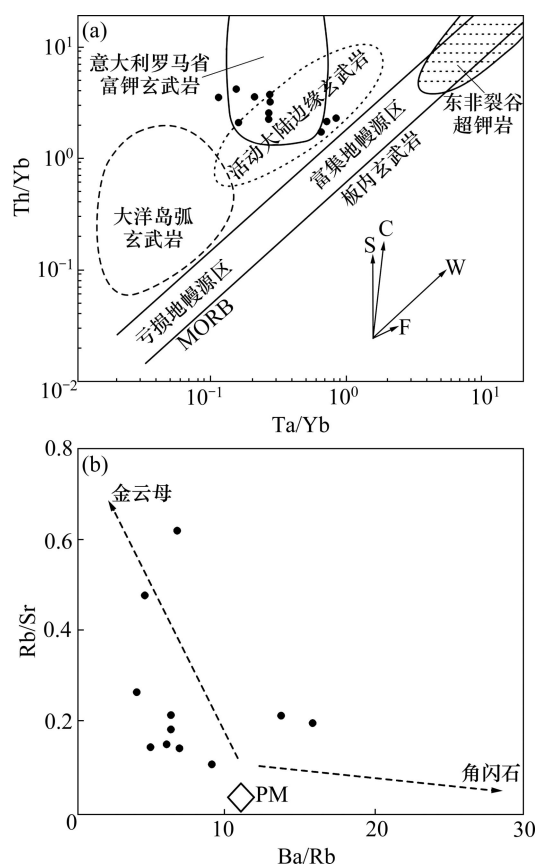


图 6 南澜沧江带富钾玄武岩 Th/Yb—Ta/Yb(a)和 Rb/Sr—Ba/Rb(b)协变图^[17] (右下边矢量分别代表俯冲带流体(S)、地壳混染(C)、板内富集(W)和分离结晶(F)的影响)

Fig. 6 Diagrams of Th/Yb—Ta/Yb (a) and Rb/Sr—Ba/Rb (b) for potassium-rich volcanic rocks in southern Lancangjiang belt^[17] (Vectors in right-below represent influence of subduction components(S), within-plate enrichment(W), crustal contamination(C) and fraction crystallization(F))

图 6(b)), 因此, 金云母为重要的源区特征。南澜沧江带晚三叠世小定西组富钾玄武岩应来源于富集交代的金云母相尖晶石方辉橄榄岩的部分熔融^[30], 而非主要来源于角闪石相橄榄岩的部分熔融。

南澜沧江带晚三叠世小定西组富钾玄武岩中的壳源组分特征暗示其源区曾经历了极强的富集过程。在 Th/Yb—Ta/Yb 协变图上(见图 6(a)), MORB 和未受混染的板内玄武岩构成了 Ta 和 Th 相等程度富集变化的趋势, 板内富集作用和结晶分异作用都不会造成这种变化趋势的改变, 但俯冲带流体交代作用以及地壳混染作用会造成 Th 的相对富集, 从而使得岛弧和活动大陆边缘的玄武岩均具有明显较高的 Th/Yb 比值^[31]; 小定西组富钾玄武岩具相对富集的 Ta/Yb 比值和明显偏高的 Th/Yb 比值, 其变化趋势与活动大陆边缘玄武

质火山岩(C-S 矢量)的成分变化一致,表明其地幔富集作用与俯冲消减作用密切相关^[17]。

晚三叠世小定西组富钾火山岩的 Sr 和 Nd 同位素组成均分布于地幔主趋势线的右侧并远离地幔主趋势线,低于地球总成分,处在典型的 EM II 范围之内(见图 7),与 EM II 型富集地幔源的趋势一致,而明显不同于 EM I 型地幔,且远离于亏损型和异常高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 型地幔区。其源区属于富集大离子亲石元素和轻稀土元素的一种壳-幔物质的混合地幔。EM II 型地幔的形成与古特提斯澜沧江洋向东俯冲消减相关,而俯冲带流体对岩石圈地幔的交代作用将强烈富集高度不相容元素和亏损高场强元素。

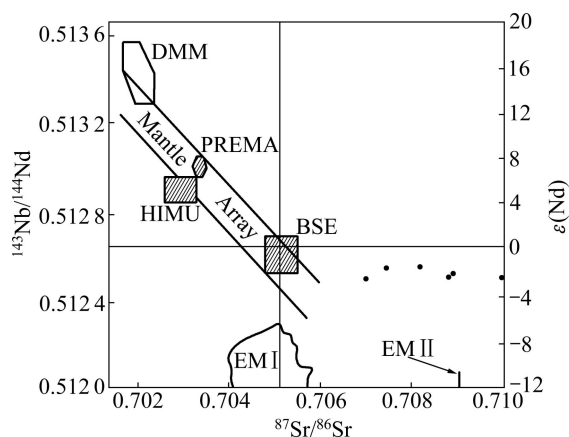


图 7 南澜沧江带富钾玄武岩 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关性图解^[27] (DMM—亏损型地幔; EM I—富集 I 型地幔; EM II—富集 II 型地幔; HIMU—异常高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 型地幔; BSE—地幔总成分; PREMA—普通地幔)

Fig. 7 Diagram of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for potassium-rich basalts in South Lancangjiang belt^[27] (DMM—Depleted mantle; EM I—I enrichment mantle; EM II—II enrichment mantle; HIMU—High $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ type mantle; BSE—Bulk silicate earth; PREMA—Prevalent mantle)

在小定西组富钾基性火山岩 $\epsilon(\text{Sr})$ — $\epsilon(\text{Nd})$ 变异图(见图 8)中,岩石样点都落在玄武岩和壳源混合区(B+C₃)并在大洋沉积物的延长线上,表明基性火山岩主要来源于地幔,但受到地壳物质的混染,并有大洋沉积物的加入,这与该区火山岩起源于陆缘弧的构造背景一致。

4.2 富钾火山岩的岩石成因

富钾火山岩的最主要岩石组合类型均可归属到钾玄武岩系(Shoshonite series),此外,这类岩石也包括部分中基性的高钾钙碱质火山岩和含白榴石的超钾质火山岩^[5-6]。MORRISON^[4]对钾玄武质火山岩的岩石学和地

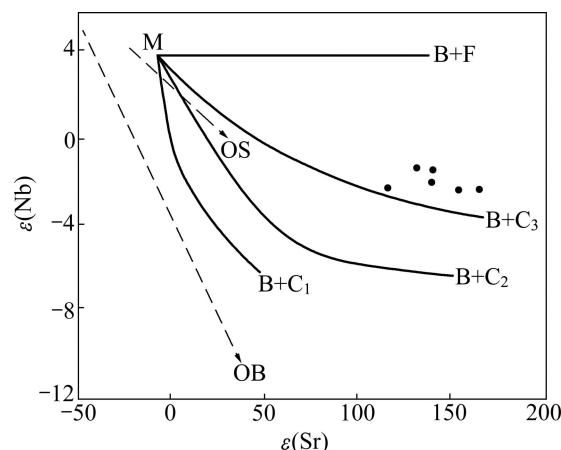


图 8 南澜沧江带富钾玄武岩 $\epsilon(\text{Nd})$ — $\epsilon(\text{Sr})$ 变异图^[32] (M—亏损的地幔源; B—玄武岩源区; C₁—亏损的下地壳; C₂—亏损的中地壳; C₃—上地壳; F—上地壳中的流体; OS—大洋沉积物; OB—大洋玄武岩)

Fig. 8 Diagram of $\epsilon(\text{Nd})$ — $\epsilon(\text{Sr})$ for potassium-rich basalts in southern Lancangjiang belt^[32] (M—Depleted mantle source; B—Basalt source area; C₁—Depleted lower crust; C₂—Depleted middle crust; C₃—Upper crust; F—Fluids in upper crust; OS—Oceanic sediments; OB—Oceanic basalt)

球化学特征进行了较为系统的总结。对富钾火山岩的成因认识主要是基于较详细的元素同位素综合示踪研究提出的。众多的研究资料表明:富钾火山岩常具有较高的 $\epsilon(\text{Sr})$ 值、较低的 $\epsilon(\text{Nd})$ 值、含 LILE 和 LREE 及贫 HFSE 的特点,表明它们具有类似于地壳岩石的地球化学特征。但这类岩石的 SiO_2 含量偏低, $[\text{Mg}]$ 指数高、Cr 和 Ni 等过渡族元素含量高,特别是部分地区的富钾火山岩中含有幔源捕虏体或幔源捕虏晶等特征,又清楚地显示它们应起源于地幔。为此,这类具双重特征岩石成因的研究备受关注,先后提出过多种不同的假说,如地壳混染说^[33]和富集地幔的部分熔融说^[34-37]等。目前,普遍接受的观点是富钾火山岩不可能由正常的地幔橄榄岩通过部分熔融作用产生,在这类岩石的成岩过程中必须有地壳物质的参与。

富钾火山岩可形成于多种构造环境,但最主要见于与俯冲作用有关的构造背景。按地球化学特征的不同, MULLER 和 GROVE^[6]将富钾火山岩的产出构造环境划分为 5 类: 1) 陆弧(Continental arcs), 如意大利 Roman 岩省及地中海周围的 Aeolian 岛、Aegean 岛等; 2) 后碰撞弧(Postcollisional arcs), 如阿尔卑斯、巴布亚新几内亚、伊朗东北部和罗马尼亚等; 3) 初始洋弧(Initial oceanic arcs), 如西太平洋的马里亚纳群岛; 4) 晚期洋弧(Late oceanic arcs), 如西南太平洋的斐济、

Kuril 岛、Sunda 岛和 Vanuatu 岛等; 5)板内(Within-plate settings), 板内钾质火山岩成岩时无明显的俯冲作用, 岩石的形成主要受热点活动或伸展(特别是裂谷)构造运动的制约, 但岩浆源区应受到过古俯冲事件的影响。而其他 4 种构造环境富钾火山岩的形成均与俯冲作用存在密切联系。

HAWKESWORTH 和 VOLLMER^[38]研究 Roman 南部 Roccamonfia 地区富钾火山岩后, 认为火山岩是由交代富集事件过程中产生的具有较低 $\varepsilon(\text{Nd})$ 和较高的 $\varepsilon(\text{Sr})$ 的地幔储集库经部分熔融形成的。BECCALUVA 等^[34]认为意大利中部富钾火山岩起源于富集地幔的部分熔融, 这种源区地幔的富集主要由俯冲壳源沉积物引起。NELSON^[35]根据对富钾火山岩同位素组成的系统研究, 指出它们的岩浆源区受到过富大离子亲石元素的“交代”组分的混染, 这些交代组分来源于俯冲的岩石圈, 包括俯冲沉积物, 尤其是受到了随俯冲进入地幔的大洋沉积物(Marine sediments)的混染。

南澜沧江带晚三叠世小定西组富钾基性火山岩具有富大离子亲石元素、轻稀土元素、显著的 Nb 负异常、较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值和较低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值的特征, 表现出壳源岩石的特点, 但岩石地球化学又显示其具有幔源的特征, 这种具有双重特征的岩石与 EM II 富集地幔一致, 显示源区具有壳幔混源性质, 即沉积物和陆壳物质与地幔岩的深部混合作用。

从早二叠世开始, 古特提斯澜沧江洋板块在扩张的同时, 向东俯冲于思茅板块之下, 带入大量的地壳物质和大洋沉积物对地幔区进行混染和交代, 从而形成了强烈富集不相容元素和轻稀土元素的 EM II 型富集地幔。

已往研究表明, 岩石圈拆沉或板片断离及岩石圈对流减薄都将导致基性岩浆底侵和造山带的伸展垮塌作用, 而碰撞后板片断离的岩浆作用与岩石圈拆沉作用及岩石圈底部对流减薄存在明显差别, 前者的岩浆作用主要呈带状分布, 而后者则以面状分布为主^[39]。

由前面的讨论可知, 在晚三叠世南澜沧江带碰撞造山后由于加厚的造山带岩石圈去根作用(如板片断离或拆沉作用等机制), 并受后碰撞走滑拉分环境的影响^[40], EM II 型富集地幔部分熔融上侵, 从而形成了兼具壳幔双重地球化学特征的小定西组富钾火山岩。

5 结论

1) 南澜沧江带晚三叠世小定西组富钾火山岩具

有较低的 $\varepsilon(\text{Nd})$ 值(-2.48~-1.27)和较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(0.707 01~0.710 56)以及富大离子亲石元素(HILE)和轻稀土元素(LREE)等特征, 与 EM II 富集地幔来源一致, 表明源区具有壳幔混源性质。EM II 型地幔的形成与特提斯澜沧江洋向东俯冲消减相关, 这与该区火山岩起源于陆缘弧的构造背景一致。

2) 小定西组富钾火山岩属于高钾钙碱性-钾玄岩系列, 应来源于受古俯冲板块流体交代富集的金云母相尖晶石方辉橄辉岩的部分熔融, 形成机制可能与板片断离或拆沉作用相关。

REFERENCES

- [1] 陈国达. 中国大地构造概要[M]. 北京: 地震出版社, 1977: 8-70.
CHEN Guo-da. The outline of China's geotectonics [M]. Beijing: Seismological Press, 1977: 8-70.
- [2] 朱勤文. 滇西南澜沧江带云县三叠纪火山岩大地构造环境[J]. 岩石矿物学杂志, 1993, 12(2): 134-142.
ZHU Qin-wen. Tectonic setting of rocks from Yunxian along south Langcangjiang belt in western Yunnan [J]. Acta Petrological et Mineralogica, 1993, 12(2): 134-142.
- [3] 莫宣学, 沈上越, 朱勤文. 三江中南段火山岩—蛇绿岩与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1998: 5-46.
MO Xuan-xue, SHEN Shang-yue, ZHU Qin-wen. Volcanics-ophiolite and mineralization of middle southern part in Sanjiang area of southwestern China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1998: 5-46.
- [4] MORRISON G W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association [J]. Lithos, 1980, 13: 97-108.
- [5] FOLEY S, PECCERILLO A. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin [J]. Lithos, 1992, 28: 181-185.
- [6] MULLER D, GROVE D I. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization [M]. 3rd ed. Berlin: Springer-Verlag, 2000: 252.
- [7] 刘洪, 邱检生, 罗清华, 徐夕生. 安徽庐枞中生代富钾火山岩成因的地球化学制约[J]. 地球化学, 2002, 31(2): 129-138.
LIU Hong, QIU Jian-sheng, LUO Qing-hua, XU Xi-sheng. Petrogenesis of the mesozoic potash-rich volcanic rocks in the Luzong basin, Anhui province, geochemical constraints [J]. Geochimica, 2002, 31(2): 129-140.
- [8] 邱检生, 蒋少涌, 张晓琳, 胡建. 大别—苏鲁造山带南北两侧晚中生代富钾火山岩的成因: 微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素制约[J]. 地球学报, 2004, 25(2): 255-262.
QIU Jian-sheng, JIANG Shao-yong, ZHANG Xiao-lin, HU Jian. Petrogenesis of K-rich rocks on the northern and southern sides of the Dabie—Sulu orogenic belt, eastern China: Constraints from trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes [J]. Acta Geoscientia Sinica, 2004, 25(2): 255-262.

- [9] 陈建林, 许继峰, 王保弟, 康志强. “三江”地区与青藏高原内部早第三纪高镁钾质岩地球化学对比: 地幔源区的差异及其意义[J]. 岩石学报, 2010, 26(6): 1856–1869.
CHEN Jian-lin, XU Ji-feng, WANG Bao-di, KANG Zhi-qiang. Geochemical comparison of paleogene high-Mg potassic volcanic rocks in Sanjiang area and interior Tibetan plateau: Compositional difference of the mantle sources [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2010, 26(6): 1856–1870.
- [10] 杨高学, 李永军, 佟丽莉, 刘晓宇, 闫存兴, 杨宝凯, 吴宏恩. 新疆东准噶尔卡拉麦里钾质玄武岩的地球化学特征、成因及其构造意义[J]. 岩石学报, 2010, 26(8): 2345–2356.
YANG Gao-xue, LI Yong-jun, TONG Li-li, LIU Xiao-yu, YAN Cun-xing, YANG Bao-kai, WU Hong-en. Genesis and geochemical characteristics of the Kalamaili potassic basalt in the East Junggar, Xinjiang and tectonic implication [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2010, 26(8): 2345–2356.
- [11] 张彩华, 刘继顺, 刘德利. 滇西南澜沧江带官房地区三叠纪火山岩地质地球化学特征及其构造环境[J]. 岩石矿物学杂志, 2006, 25(5): 377–386.
ZHANG Cai-hua, LIU Ji-shun, LIU De-li. Geological and geochemical characteristics and tectonic setting of Triassic volcanic suite in Guanfang area along southern Lancangjiang belt [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2006, 25(5): 377–386.
- [12] 彭头平, 王岳军, 范蔚茗, 刘敦一. 澜沧江南段早中生代酸性火成岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及构造意义[J]. 中国科学: D 辑, 2006, 36(2): 123–132.
PENG Tou-ping, WANG Yue-jun, FAN Wei-ming, LIU Dun-yi. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the early Mesozoic acidic volcanic in the southern section of Lancangjiang belt [J]. *Science in China: Series D*, 2006, 36(2): 123–132.
- [13] 陈吉琛. 滇西花岗岩形成的构造环境及岩石特征[J]. 云南地质, 1989, 8(3): 1–14.
CHEN Ji-chen. Tectonic setting and rock characteristics of granites in western Yunnan Province [J]. *Yunnan Geology*, 1989, 8(3): 1–14.
- [14] PEARCE J A, HARRIS N B W, TINDLE A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rock [J]. *Petrol*, 1984, 25: 956–983.
- [15] 李昌年, 王方正, 钟称生. 广西北海涠洲岛(含斜阳岛)第四纪玄武质火山岩的地球化学性质及其源区特征[J]. 岩石矿物学杂志, 2005, 24(1): 1–10.
LI Chang-nian, WANG Fang-zheng, ZHONG Cheng-sheng. Geochemistry of Quaternary basaltic volcanic rocks of Weizhou Island in Beihai City of Guangxi and a discussion on characteristics of their source [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2005, 24(1): 1–10.
- [16] PEARCE J A. Trace element characteristics of Lavas from destructive plate boundaries [C]// *Andesite: Orogenic Andesites and Related Rocks* [J]. Chichester: Wiley, 1982: 525–548.
- [17] WILSON M. Igneous petrogenesis: A globe tectonic approach [M]. London: Unwin Hyman, 1989: 65–287.
- [18] BROWN G C, THORPE R S, WEBB P C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources [M]. London: Blackwell Scientific, 1984: 413–426.
- [19] LEMAITRE R W, BATEMAN P, DUDEK A. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendation of the international union of the geological subcommission on the systematic of igneous rocks [M]. Oxford: Blackwell Scientific, 1989: 1–28.
- [20] RICKWOOD P C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements [J]. *Lithos*, 1989, 22: 247–263.
- [21] KYSER T K. Stable isotope variations in the mantle [C]// *Stable Isotope in High Temperature Geological Processes, Reviews in Mineralogy* 16. New York: Mineralogy of Society of America, 1986: 141–163.
- [22] 李志昌, 路远发, 黄圭成. 放射性同位素地质学方法与进展 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 2004: 17–145.
LI Zhi-chang, LU Yuan-fa, HUANG Gui-cheng. Methodology and progress in radioactivity isotope geology [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 2004: 17–145.
- [23] DEPAOLO D J. Crustal growth and mantle evolution: Inference from models of element transport and Nd isotopes [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1980, 44: 1185–1196.
- [24] BOYNTON W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies [C]// *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier Science, 1984: 63–114.
- [25] MILLER C, SCHUSTER R, KLOETZLI U S. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis [J]. *Petrol*, 1999, 40(9): 1399–1424.
- [26] 黄小龙, 徐义刚, 杨高军, 邱华宁. 滇西晚始新世高镁富钾火山岩的地球化学特征及其岩石成因机制探讨[J]. 地球化学, 2007, 36(2): 120–138.
HUANG Xiao-long, XU Yi-gang, YANG Gao-jun, QIU Hua-ning. Geochemistry of late Eocene high-Mg ultrapotassic lavas from western Yunnan, China: Constraints on petrogenesis [J]. *Geochimica*, 2007, 36(2): 120–138.
- [27] ZINDLE A, HART S R. Chemical geodynamics [J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1986, 14: 493–573.
- [28] HART S R. A large-scale isotope anomaly in the southern Hemisphere mantle [J]. *Nature*, 1984, 309: 753–757.
- [29] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes [M]. London: Geological Society Special Publication, 1989, 42: 313–345.
- [30] FURMAN T, GRAHAM D. Erosion of lithospheric mantle

- beneath the east African rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province [J]. *Lithos*, 1999, 48: 237–262.
- [31] PEARCE J A. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins [C]// *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich: Shiva, 1983: 230–249.
- [32] NEUMANN E R, ANDERSEN T, MEARNES E W. Olivine clinopyroxene xenoliths in the Oslo rift, SE Norway [J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1988, 98: 184–193.
- [33] TURIB M, TALOR H P J. Oxygen isotope studies of potassic volcanic rocks of the Roman Province, Central Italy [J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1976, 59: 1–33.
- [34] BECCALUVA L, DIGIROLAM O P, SERRI G. Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Province [J]. *Lithos*, 1991, 26: 191–261.
- [35] NELSON D R. Isotopic characteristics of potassic rocks: Evidence for the involvement of subducted sediments in the magma genesis [J]. *Lithos*, 1992, 28: 403–420.
- [36] GREGOIRE M, MCINNE B I A, O'REILLY S Y. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea. Part 2: Trace element characteristics of slab-derived fluids [J]. *Lithos*, 2001, 59: 91–108.
- [37] MULLER D, FRANZ L, HERZIG P M. Potassic igneous rocks from the vicinity of epithermal gold mineralization, Lihir Island, Papua New Guinea [J]. *Lithos*, 2001, 57: 163–186.
- [38] HAWKESWORTH C J, VOLLMER R. Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics [J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1979, 69: 151–165.
- [39] KAY R W, KAY S M. Delamination and delamination magmatism [J]. *Tectonophysics*, 1994, 219: 177–189.
- [40] 王建, 李建平, 王江海. 滇西大理—剑川地区钾玄质岩浆作用: 后碰撞走滑拉分环境岛弧型岩解剖学作用的地球化学研究[J]. *岩石学报*, 2003, 19(1): 61–70.
- WANG Jian, LI Jian-ping, WANG Jiang-hai. Shoshonitic magmatism in Dali—Jiangchuan area, western Yunnan: A geochemical study of arc magmatism in a post-collisional strike-slip extensional setting [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2003, 19(1): 61–70.

(编辑 陈卫萍)