

香格里拉洛吉晚二叠系玄武岩的元素地球化学及其成因研究

王 涛^{1,2}, 肖渊甫¹, 邓江红¹, 吕劲松¹, 于海军¹

1. 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059;
2. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002

【摘 要】 从矿物学和主微量元素地球化学的角度对香格里拉洛吉玄武岩进行研究。该玄武岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 为 45.08%~50.50%, $w(\text{MgO})$ 为 2.86%~14.73%, $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 为 1.78%~6.34%, 且 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, 属于碱性玄武岩系列; 相对富集轻稀土而亏损重稀土 ($\text{LREE}/\text{HREE}=1.88\sim 9.61$), 轻重稀土发生了一定程度的分异, 没有明显的 Eu 异常 ($\delta\text{Eu}=0.91\sim 1.10$), 富集大离子亲石元素 (Rb, Ba, Sr, Pb), 相对亏损高场强元素 (Nb, Ta, Zr, Hf), 且表现出 Pb 的强烈富集, Ba 和 Sr 元素有明显的波动。研究表明, 该玄武岩为富集岩石圈地幔石榴石+尖晶石二辉橄榄岩 5%~20% 部分熔融的产物, 形成于板块汇聚边缘的构造环境, 在成岩的过程中不存在明显的地壳混染, 并且发生了橄榄石、单斜辉石、磷灰石、金红石的分离结晶作用。

【关键词】 地球化学; 岩石成因; 玄武岩; 晚二叠系; 洛吉; 香格里拉

中图分类号: P581; P595 文献标识码: A

文章编号: 1001-6872(2012)04-0041-11

幔源基性岩是深部地球动力作用在地表的主要表现形式^[1], 其作为区域性地壳拉张运动的产物, 对深部地幔性质和地球动力学演化具有重要的研究意义^[2]。云南省香格里拉县洛吉晚二叠系玄武岩是三江口基性火山岩带的重要组成部分, 该带为甘孜-理

塘洋脊型火山岩-蛇绿岩带的南延部分^[3]。1:25×10⁴ 中甸县、贡山县幅(2003)区域地质调查报告中对三江口基性火山岩带的火山喷发旋回、岩石特征、岩浆活动时期进行过较为详细的介绍^[4]。俞赛赢和杨仕潘(2005)仅对其中的超基性岩进行了初步的岩

收稿日期: 2012-09-18; 改回日期: 2012-11-15

基金项目: 中国地调局(1212011120587); 国家自然科学基金(41103017); 四川省重点学科基金(SZD0407); 矿床地球化学国家重点实验室开放基金(201105)

作者简介: 王 涛, 男, 33 岁, 讲师, 岩石地球化学专业, 研究方向: 岩石学和元素地球化学. E-mail: wangt1117@163.com

石化学和简单的成因研究^[5],但关于香格里拉洛吉二叠系玄武岩的岩石成因和构造背景的研究尚待深入。研究区位居三江巨型复合造山带的中段,沉积作用、岩浆活动、变质作用和构造运动表现均十分复杂,为区内矿产的形成创造了有利的条件,与基性岩浆活动有关形成了一定的铜矿和相关的热液成矿作用形成了区内发现较好的铜、铅、锌、银等矿产。洛吉玄武岩是EW向展布的洛吉蛇绿-混杂岩的重要组成部分,而该蛇绿-混杂岩是中甸岛弧带与扬子地台的构造分界线。因此洛吉玄武岩的形成机制的研究对阐明该区岩浆活动规律及其对成矿作用的关系有着重要的意义,并为探讨该地区二叠系区域伸展事件的动力学背景和研究古特提斯洋拉张和闭合的过程提供岩石学方面的证据。研究选择云南省香格里拉县九龙地区的峨眉山玄武岩为对象,拟从矿物学和主微量元素地球化学方面对其进行测试分析,以期对其成因和形成时构造背景作合理的解释。

1 地质背景和岩石学特征

中甸岛弧是西南三江构造-岩浆-成矿带的重要组成部分,位于西南三江义敦岛弧的南部,东部和南部是甘孜-理塘板块结合带(图1A)。中甸岛弧经历了洋壳俯冲(235 Ma~210 Ma)、陆陆碰撞(88 Ma~

80 Ma)和陆内汇聚(53 Ma~28 Ma)三大造山阶段^[6]。区内北北西向的断裂和褶皱构造发育,对区内地层和岩浆活动起着重要的控制作用。研究区构造单元地处中甸微地块与扬子地块相接的部位,又是扬子地块北缘与松潘-甘孜再生盆地的交接部位,地质构造十分复杂,表现了稳定地块分解裂离、条块间隔的复杂构造格局。总体上,该区是在古生代台地/块边缘过渡带的基础上,在二叠纪和三叠纪伴随着大规模的基性火山喷发活动强烈裂陷而发展起来的裂陷带,于晚三叠末消减闭合而结束盆地演化,加之喜马拉雅期构造作用的再次改造而使该区呈现一种沉积混杂与构造混杂并存,稳定台块与活动型沉积共处,新老火山岩相混的复杂格局。该区最显著的特点是自早二叠开始的基性火山岩与深水相的浊流沉积相随,枕状熔岩发育。火山岩中尚见众多不同时代岩块。至早三叠世依然存在盆地相的深水沉积及基性火山活动,表现了与两侧构造单元间的明显差别。研究区位于香格里拉县洛吉乡附近,出露的地层以三叠系为主,其下、中统为一套碎屑岩夹碳酸岩和硅质岩,火山岩以二叠系玄武岩为主。

研究样品产自香格里拉县洛吉乡的上二叠统洛吉组(P_2lj)的基性火山岩建造的玄武岩(图1B)。上二叠统洛吉组(P_2lj)大致相当于 $1:20 \times 10^4$ 永宁

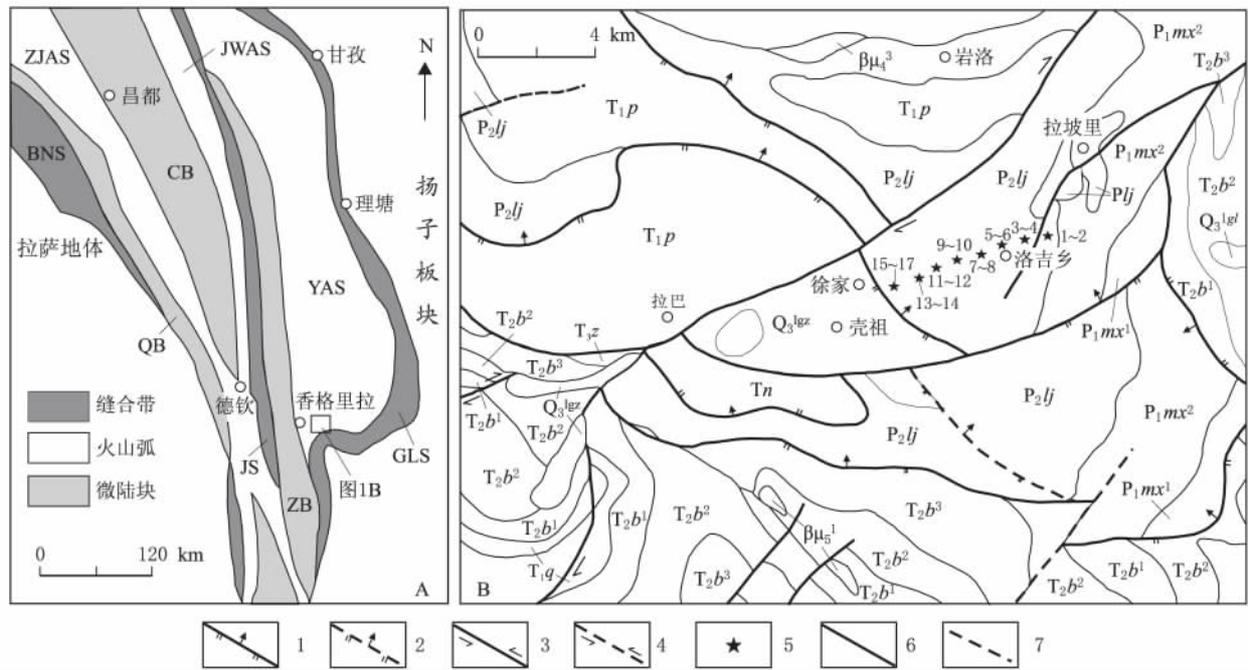


图1 香格里拉大地构造位置图(A)(据莫宣学,1993^[3]修改)及洛吉地质简图(B)

GLS. 甘孜-理塘缝合带; JS. 金沙江缝合带; BNS. 怒江缝合带; YAS. 义敦火山弧; JWAS. 江达-维西火山弧; ZJAS. 左项-景洪火山弧; ZB. 中甸微陆块; CB. 昌都陆块; QB. 羌塘陆块; Q_3^{lgz} . 丽江冰期; T_3z . 中窝组; T_2b^3 . 北衙组上端; T_2b^2 . 北衙组中段; T_2b^1 . 北衙组下端; T_1p . 坪子组; T_1q . 青天堡组; P_2lj . 洛吉组; P_1mx^2 . 木里土组二岩段; P_1mx^1 . 木里土组一岩段; $\beta\mu_5^1$. 辉绿岩; $\beta\mu_5^3$. 辉绿岩脉; 1. 逆断层; 2. 推测逆断层; 3. 平移断层; 4. 推测平移断层; 5. 采样点及样号; 6. 地层界限; 7. 推测地层界限

Fig. 1 Simplified map showing tectonic location and geology in the Luoji and Shangri-la area

幅(1980)中之聂耳堂刀组(P_2n),该组下部以致密状玄武岩为主,夹泥岩、凝灰岩、硅质岩,中上部以枕状玄武岩、球颗玄武岩为主,夹硅质条纹状灰岩、凝灰岩、硅质岩,顶部以致密状斜斑玄武岩为主,夹砂砾屑灰岩、泥岩、长石石英砂岩;厚度 $>2\ 444\ m$;与下伏木星土岩组(P_1mx)整合接触;下部含蜓 *Parafusulina okuboensis* Ozawa, *P. elliptica* Sheng, *Pseudofusulina ellipoidalis* Yang 等;中部产蜓 *Nankinella discodes* Lee, 珊瑚 *Huayunophyllum yunnanensis* Sung;顶部含蜓 *Codonofusiella chejiabaensis* Yang 等。另在回头湾一带,本组上部还含蜓 *Palaeofusulina sinensis* Sheng。该组具沉积混杂或构造混杂现象。在三江口剖面,该组下部的灰岩夹层中含早石炭世的牙形刺 *Pseudopolygnathus* sp. nov., *Polygnathus communis* Bransonet-Mehl, *Ozarkodina* sp., *Spathognathodus* sp. 在中甸县洛吉玄武岩中之硅质条带灰岩中获晚石炭世的蜓 *Triticitesacutu* sJ. R. Chen。

所采岩石呈深灰色—灰黑色,洛吉玄武岩具块状、斑状、杏仁状构造,另发育大量的枕状构造,表明了部分玄武岩水下喷发的特点。基质多具显晶结构。组成玄武岩的矿物成分有橄榄石、单斜辉石、斜长石、玄武玻璃、绿泥石、Ti-Fe 氧化物(磁铁矿和金红石)和磷灰石等,斜长石多为偏中性的斜长石,辉石主要为普通辉石。斑晶主要为橄榄石、普通辉石和斜长石,橄榄石斑晶多被熔蚀,普通辉石斑晶呈短柱粒状,斜长石斑晶可见聚片双晶发育;基质由普通辉石、基性斜长石、玄武玻璃、绿泥石、磁铁矿和金红石等组成。气孔多被绿泥石和石英等杏仁体充填,杏仁以绿泥石为主,多呈浑圆状。玄武岩热液蚀

变程度不强,主要以绿泥石化和绿帘石化等为主。岩石中斜长石部分存在钠黝帘石化、绢云母化,暗色矿物部分纤闪石化、绿泥石化,部分玻璃质脱玻化为绿泥石、钠长石、帘石类微粒集合体,至使岩石的结构、构造受到不同程度的改造。

2 分析方法

在矿物学和岩相学的基础上,选取比较新鲜和蚀变较弱的样品进行主微量元素地球化学分析。主量元素、稀土和微量元素均在四川冶金地质岩矿测试中心完成。主量元素采用电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)分析完成,分析重现性可达5%;稀土和其他微量元素采用电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)分析完成,分析精度优于10%。

3 主微量元素地球化学特征

洛吉玄武岩的主量元素分析数据见表1。在分析的样品中, $w(\text{SiO}_2)$ 为45.08%~50.50%,为基性火山熔岩。 $w(\text{TiO}_2)$ 为0.80%~4.52%,洛吉玄武岩可分为高钛玄武岩($w_{\text{TiO}_2} > 2.10\%$ ^[7])和低钛玄武岩。 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 为1.46%~4.52%, $w(\text{FeO})$ 为6.59%~10.44%, $w(\text{MgO})$ 为2.86%~14.73%, $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 为1.78%~6.34%且 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为9.98%~17.94%, $w(\text{CaO})$ 为7.65%~11.82%变化大;而 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 为0.08%~0.59%, $w(\text{MnO})$ 为0.13%~0.22%变化范围较小。 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 的平均值(0.36%)明显高于洋脊玄武岩的平均值(0.14%)。在TAS分类图解中(图

表1 洛吉玄武岩的主元素组成. $w(\text{B})/\%$

Table 1 Major element compositions of the basalts from Luoji (in percentage)

样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total	Mg [#]
P1-01	49.40	0.80	12.95	1.95	7.15	0.17	9.70	10.31	3.58	0.17	0.08	2.40	0.45	99.11	0.51
P1-02	46.32	1.61	9.98	4.52	6.97	0.16	14.73	8.50	1.35	0.43	0.18	5.27	1.46	101.49	0.62
P1-03	50.44	1.26	15.79	1.46	7.09	0.18	6.33	8.12	4.40	0.84	0.31	2.77	0.27	99.27	0.41
P1-04	47.46	1.99	14.30	3.69	7.61	0.22	5.71	9.74	4.30	0.14	0.29	3.11	0.64	99.20	0.37
P1-05	47.94	1.43	17.94	2.21	6.59	0.13	3.77	9.49	3.69	1.92	0.13	3.05	0.67	98.95	0.31
P1-06	48.02	1.19	14.93	2.49	7.10	0.17	6.79	11.82	2.61	1.06	0.25	2.71	0.52	99.65	0.43
P1-07	47.68	0.89	13.87	3.02	7.22	0.18	9.55	10.06	2.23	1.57	0.08	2.75	0.55	99.64	0.51
P1-08	50.50	1.15	14.32	1.62	7.61	0.16	7.75	7.65	3.99	1.39	0.13	2.93	0.51	99.72	0.44
P1-09	48.74	3.92	13.74	2.52	8.26	0.19	5.17	8.32	4.07	2.27	0.47	2.38	0.42	100.46	0.33
P1-10	46.48	4.52	13.63	3.46	8.64	0.17	4.91	10.39	2.68	1.86	0.58	2.14	0.41	99.87	0.31
P1-11	48.06	4.45	13.27	2.93	8.90	0.18	5.01	9.62	2.43	2.10	0.56	2.65	0.44	100.61	0.30
P1-12	46.16	4.28	13.63	3.93	8.39	0.18	4.63	10.31	2.19	1.79	0.57	3.14	0.91	100.10	0.30
P1-13	47.60	4.46	13.36	3.18	9.17	0.19	4.62	10.21	2.47	1.91	0.59	2.57	0.72	101.06	0.28
P1-14	47.92	4.31	13.23	4.34	7.86	0.17	4.99	7.91	3.01	2.49	0.57	2.72	0.82	100.33	0.33
P1-15	45.08	3.23	11.65	3.93	9.16	0.21	9.37	11.34	1.24	1.11	0.37	3.26	0.71	100.65	0.44
P1-16	49.26	3.59	13.00	1.98	11.44	0.21	2.86	9.12	2.69	2.35	0.43	2.45	0.55	99.93	0.16
P1-17	48.60	4.25	13.19	3.36	8.23	0.15	4.56	9.17	3.06	1.53	0.56	2.93	0.86	100.43	0.30

2A), 样品主要落在粗面玄武岩和玄武岩区域, 且大部分属于碱性系列; 由于蚀变过程中 K, Na 等碱金属元素较活泼, 用 TAS 图解可能会产生偏差^[8], 所以采用不活泼元素组成的 Nb/Y 与他 Zr/TiO₂ 图解(图 2B)做进一步判别, 结果与 TAS 判别一致, 样品绝大部分落在碱性玄武岩系列。在 Harker 图解中(图 3), 除个别样品外, MgO 与 SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅ 与 SiO₂ 呈负相关关系。Mg[#] 的范围为 0.16~0.62, 小于原始岩浆的 Mg[#] (0.67~0.70), 表明九龙玄武岩属于演化程度较高的岩浆。

洛吉玄武岩的微量元素数据见表 2。选择其中代表性元素作与 MgO 的协变图(图 3), 随着 MgO 含量的升高, Ni 和 Cr 含量升高而 Zr, Th 含量降低。所有样品的稀土总量变化较大 ($\Sigma\text{REE} = 31.34 \times 10^{-6} \sim 314.87 \times 10^{-6}$), 平均为 192.27×10^{-6} , 富集轻稀土而相对亏损重稀土 (LREE/HREE = 1.88 ~

9.61)。(La/Yb)_N = 1.38~14.19, 说明轻重稀土发生了一定程度的分异。(Gd/Yb)_N = 0.83~2.49, (La/Sm)_N = 1.47~3.65, 无明显的 Eu 异常 ($\delta\text{Eu} = 0.91 \sim 1.10$)。在稀土元素球粒陨石标准化图解中(图 4A)^[9], 洛吉玄武岩总体表现出轻稀土略富集的右倾型特征; 这与板块汇聚边缘玄武岩相似(轻稀土元素配分曲线普遍向右倾, 重稀土元素配分曲线相对平坦^[10])。在微量元素原始地幔标准化图解(图 4B)^[9]中, 绝大部分岩石富集大离子亲石元素 (Rb, Ba, Sr 和 Pb), 相对亏损高场强元素 (Nb, Ta, Zr 和 Hf), 且表现出 Pb 的强烈富集, Ba 和 Sr 元素有明显的波动, 暗示可能受到混染作用或者流体交代作用的影响。从表 2 中可看出, 相容元素 Cr, Ni 的含量分别为 $25 \times 10^{-6} \sim 950 \times 10^{-6}$ 、 $31.5 \times 10^{-6} \sim 534 \times 10^{-6}$ 。在过渡元素球粒陨石标准化图解中(图 5), 岩石配分曲线呈现明显的“W”型, Cr 和 Ni 明显亏损, 表明岩浆形成过程中经历了橄榄石和单斜辉

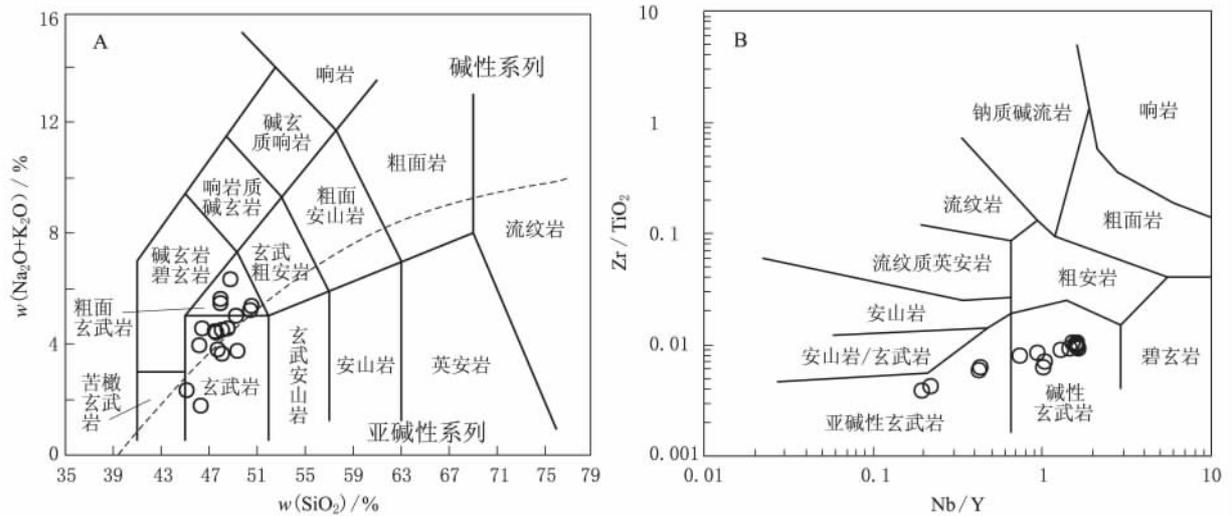


图 2 洛吉玄武岩的 TAS(A)和 Nb/Y-Zr/TiO₂ (B) 图解

Fig. 2 TAS(A) and Zr/TiO₂-Nb/Y(B) diagrams for the Luoji basalts

石的分离结晶作用。

4 岩石成因及构造意义

4.1 源区性质和部分熔融

洛吉玄武岩 $w(\text{SiO}_2)$ 为 45.08%~50.50% 较低, 而任何地壳物质部分熔融形成的熔体都具有较高的 SiO₂ 含量^[11], 说明其来源于地幔而非地壳。玄武岩 Mg[#] (0.16~0.62) 值明显小于原始岩浆的 Mg[#] (0.67~0.70) 值, 表明九龙玄武岩属于演化程度较高的岩浆。稀土元素在地幔橄榄岩的熔融过程中属于中等不相容元素^[12], 所以其含量及比值不会受到地幔性质的转变和流体混入的明显影响^[13]。

全岩稀土含量主要受地幔组成及其部分熔融程度的制约, 因此全岩的稀土元素的丰度以及比值能广泛用于判定幔源岩石源区的特征和地幔熔融的程度^[14]。初始熔体中的 Yb 的含量在地幔橄榄岩熔融过程中主要受制于残留的石榴子石^[12], 因此由地幔橄榄岩部分熔融并伴有石榴子石残留相而形成的熔体具有低的 Yb 含量和高的 LREE(如 La 和 Sm)/Yb 比值。由于尖晶石中 La ($D_{\text{spinel/melt}} = 0.01$)、Sm ($D_{\text{spinel/melt}} = 0.01$) 和 Yb ($D_{\text{spinel/melt}} = 0.01$)^[15] 的分配系数相似, 所以尖晶石-二辉橄榄岩源区部分熔融会形成相对平坦的熔融趋势。在 $w(\text{Sm})$ -Sm/Yb 图解中(图 6), 洛吉玄武岩的 Sm/Yb 比值与石榴子石-尖晶石-二辉橄榄岩熔融曲线较一致, 从而说明其来

表 2 洛吉玄武岩的微量元素组成. $w(B)/10^{-6}$
Table 2 Trace element compositions of the basalts from Luoji (in $\times 10^{-6}$)

样品号	PI-01	PI-02	PI-03	PI-04	PI-05	PI-06	PI-07	PI-08	PI-09	PI-10	PI-11	PI-12	PI-13	PI-14	PI-15	PI-16	PI-17
La	3.76	20.92	21.24	30.97	16.65	22.86	3.84	12.80	49.54	64.90	60.95	61.81	65.44	65.93	43.06	44.34	64.74
Ce	8.35	42.69	43.26	62.99	33.42	43.73	8.30	24.77	112.9	147.6	143.7	149.9	147.5	144.6	89.70	105.4	142.3
Pr	1.13	5.21	5.07	7.93	4.08	5.07	1.08	2.96	12.61	15.86	15.07	15.22	15.90	15.96	11.01	12.46	16.08
Nd	5.28	20.90	19.79	32.06	16.72	19.70	4.92	12.14	33.36	40.09	38.24	37.84	40.96	41.59	28.45	34.25	39.28
Sm	1.65	4.40	4.12	6.39	4.19	4.13	1.63	3.13	9.96	11.61	11.27	11.34	11.65	11.91	8.40	9.77	11.46
Eu	0.59	1.34	1.23	2.04	1.44	1.44	0.66	1.07	2.91	3.33	3.24	3.28	3.38	3.48	2.43	2.76	3.22
Gd	1.96	4.12	4.14	6.06	4.11	4.18	2.07	3.37	8.40	9.90	9.52	9.75	9.96	10.01	7.33	8.49	9.81
Tb	0.43	0.69	0.74	1.01	0.75	0.73	0.43	0.64	1.32	1.55	1.47	1.48	1.55	1.55	1.17	1.34	1.52
Dy	3.09	4.04	4.68	6.08	4.55	4.63	3.15	4.13	7.30	8.49	8.09	8.14	8.54	8.50	6.42	7.28	8.43
Ho	0.67	0.74	0.92	1.14	0.88	0.91	0.66	0.82	1.31	1.50	1.43	1.45	1.50	1.52	1.15	1.30	1.49
Er	1.93	2.02	2.58	3.17	2.45	2.62	1.99	2.23	3.40	3.97	3.85	3.93	4.03	4.00	3.06	3.45	3.95
Tm	0.32	0.30	0.41	0.48	0.38	0.41	0.32	0.36	0.48	0.58	0.56	0.57	0.57	0.45	0.45	0.50	0.57
Yb	1.96	1.79	2.53	2.88	2.33	2.54	1.96	2.12	2.83	3.39	3.22	3.24	3.39	3.33	2.63	2.95	3.31
Lu	0.31	0.27	0.41	0.45	0.36	0.40	0.32	0.35	0.43	0.52	0.49	0.51	0.53	0.52	0.41	0.46	0.52
(La/Yb) _N	1.38	8.39	6.03	7.72	5.14	6.46	1.41	4.33	12.55	13.75	13.56	13.67	13.83	14.19	11.74	10.77	14.04
(La/Sm) _N	1.47	3.07	3.33	3.13	2.57	3.57	1.52	2.64	3.21	3.61	3.49	3.52	3.63	3.57	3.31	2.93	3.65
(Gd/Yb) _N	0.83	1.90	1.35	1.74	1.46	1.36	0.87	1.31	2.45	2.42	2.44	2.49	2.43	2.48	2.30	2.38	2.45
(Gd/Sm) _N	1.01	0.96	0.91	1.00	1.06	1.06	1.10	1.00	0.97	0.95	0.96	0.95	0.96	0.97	0.95	0.93	0.93
dEu	31.44	109.42	111.11	163.65	92.31	113.36	31.34	70.89	246.77	313.32	301.08	308.45	314.87	313.42	205.69	234.78	306.66
ΣREE	297	280	294	313	350	286	279	277	390	409	418	391	405	390	380	443	382
V	3.8	3.9	11	3.7	63	35	40	40	31	23	27	28	24	27	12	48	19
Rb	13	15	19	18	24	36	24	23	20	13	14	18	11	12	9.0	11	11
B	105	99	88	140	15	97	116	83	262	317	289	287	309	294	208	236	302
Cu	159	139	155	184	348	206	456	328	638	514	365	346	445	451	656	459	600
Sr	0.44	1.20	0.89	1.48	0.60	0.98	0.34	0.83	2.55	2.98	2.76	2.84	2.99	2.80	1.90	2.56	3.00
Sn	0.26	0.26	0.42	0.59	0.31	0.38	0.12	0.71	0.73	0.53	0.61	0.56	0.68	0.47	0.37	0.55	0.67
W	0.32	0.16	8.70	1.02	0.27	0.82	0.22	0.48	0.75	1.66	1.62	1.40	1.39	1.66	0.83	1.17	1.32
Mo	0.84	1.40	1.30	1.00	2.10	15.0	3.40	0.76	2.10	5.40	1.10	4.10	5.40	5.50	2.30	2.10	2.90
Au	15	4.6	12	8.9	5.7	17	9.4	11	10	12	10	9.1	17	8.0	8.2	12	8.8
Pb	77	83	88	111	77	86	129	82	115	127	123	124	134	135	114	148	125
Zn	211	534	102	86.9	31.5	84.5	273	126	63.6	67.2	57.4	60.1	58.6	62.4	270	63.6	60.1
Ni	51.8	65.1	47.3	43.0	34.4	43.7	58.8	50.5	41.1	39.5	36.3	37.6	39.0	36.6	61.6	46.0	37.5
Co	0.18	0.70	0.87	0.72	0.65	0.67	0.15	0.66	1.55	1.63	1.50	1.55	1.61	1.55	0.99	1.30	1.57
U	0.03	0.02	0.10	0.04	0.02	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.06	0.04	0.04	0.03	0.04
Bi	1.3	1.0	14.0	1.7	1.7	1.6	1.5	2.2	2.3	2.0	1.8	1.6	1.8	2.2	1.5	2.1	1.5
As	0.19	0.09	0.22	0.13	0.05	0.18	0.09	0.09	0.16	0.13	0.14	0.09	0.24	0.11	0.10	0.14	0.10
Sb	54	182	204	65	487	291	217	358	833	552	601	535	647	768	352	614	283
Ba	571	950	178	115	25	161	642	290	54	51	49	49	51	51	500	74	52
Cr	1.341	1.398	1.403	1.802	1.036	1.383	1.526	1.394	1.556	1.453	1.475	1.511	1.663	1.484	1.950	1.640	1.376
Mn	12.0	7.2	12.0	17.0	13.0	12.0	18.0	14.0	7.1	5.2	4.8	5.2	15.0	9.2	5.5	8.7	7.2
Hg	359	788	1.355	1.260	547	1.109	357	569	2.058	2.522	2.458	2.478	2.566	2.471	1.596	1.858	2.430
P	5.70	23.03	11.20	31.22	22.98	32.54	42.06	42.04	36.23	31.71	30.54	31.30	32.68	32.52	40.78	4.98	32.72
Sc	15.26	20.25	19.94	29.25	23.38	24.30	18.47	23.40	34.82	39.85	38.68	39.31	40.72	42.13	32.04	28.87	40.07
Y	1.32	3.78	3.60	4.45	3.18	3.14	1.26	2.55	8.48	9.92	9.58	9.70	10.1	10.0	6.80	8.63	10.0
Hf	3.3	20.7	18.8	29.9	9.9	17.9	3.6	10.2	50.6	63.0	61.5	62.2	64.3	63.1	41.4	47.6	64.5
Nb	0.45	3.4	2.1	3.7	3.4	3.4	0.76	3.3	6.1	7.8	7.4	7.6	7.8	7.7	4.9	3.0	7.7
Th	34	114	106	124	86	96	34	72	361	439	426	430	446	445	294	338	445
Zr	1.96	1.79	2.53	2.88	2.33	2.54	1.96	2.12	2.83	3.39	3.22	3.24	3.39	3.33	2.63	2.95	3.31
Yb																	

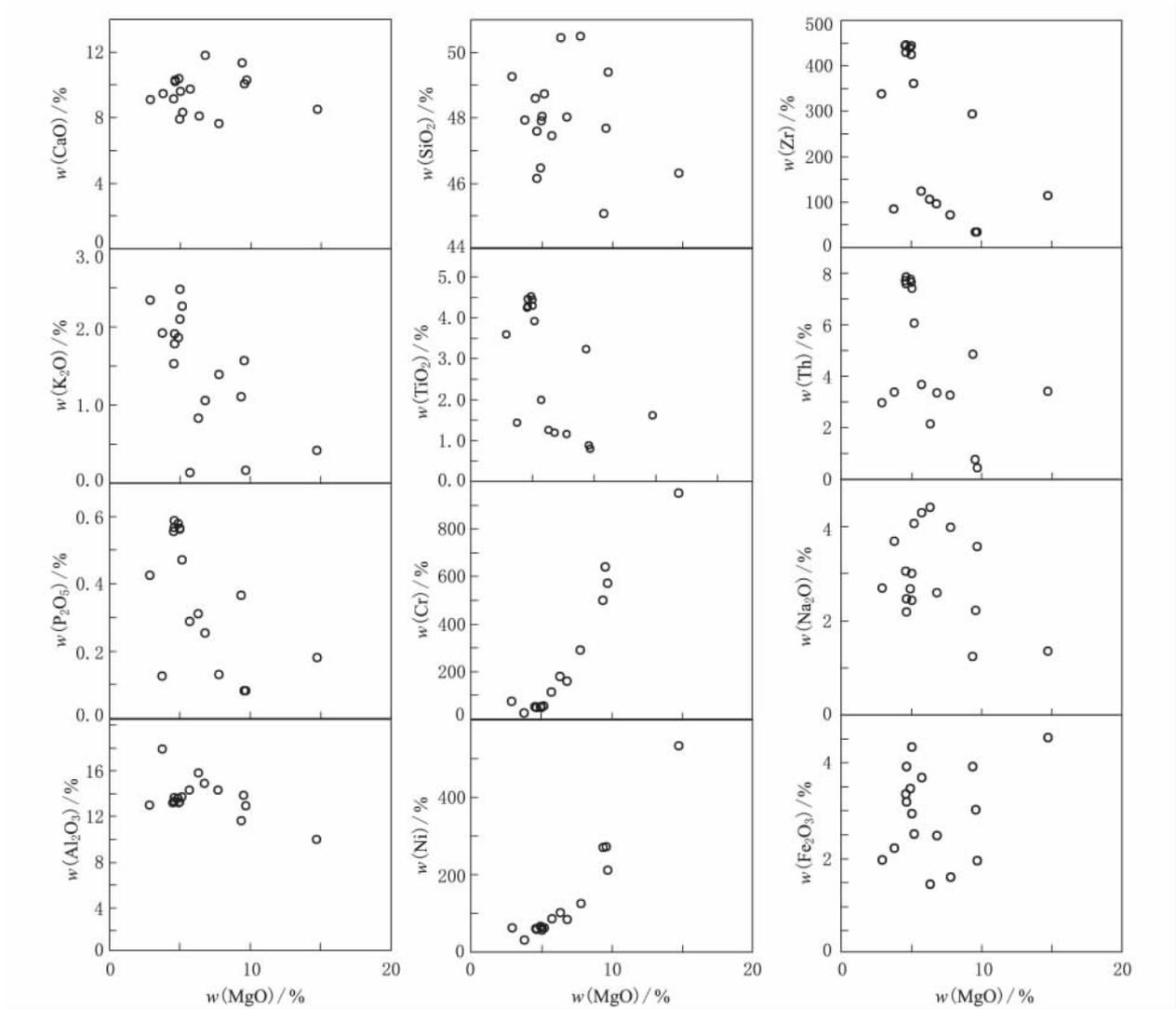


图3 洛吉玄武岩 Harker 图解

Fig. 3 Harker diagrams for the Luoji basalts

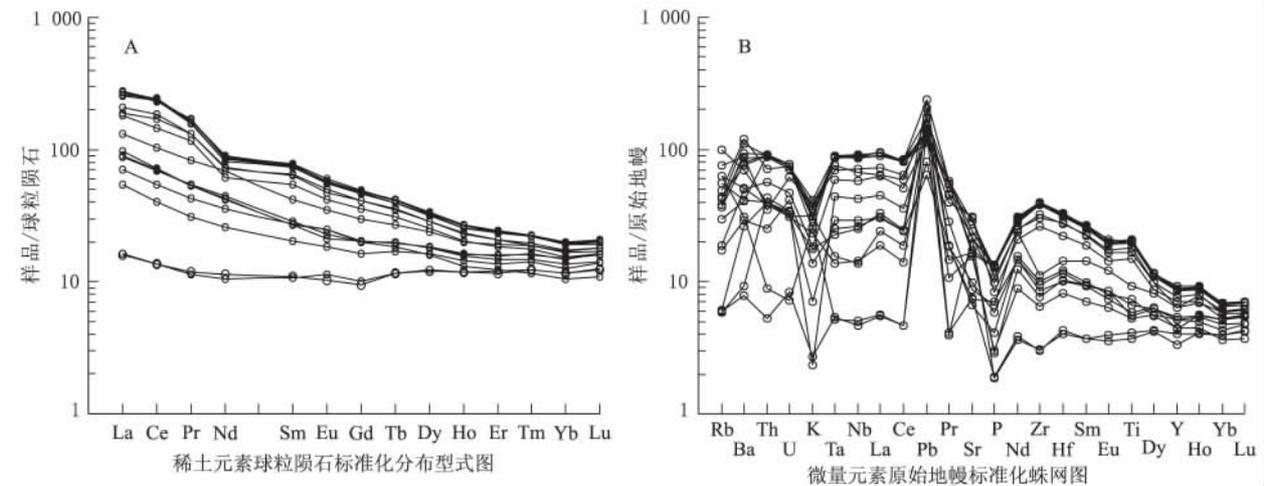


图4 洛吉玄武岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(A)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(B)(样品取自洛吉玄武岩岩体)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns and Primitive mantle-normalized trace elements spidergram for the Luoji basalts

源于石榴石+尖晶石二辉橄榄岩地幔源区。这点同样在 $(La/Sm)_N-(Tb/Yb)_N$ 的相关图解中(图7)得

到了验证。在 $Ta/Yb-Th/Yb$ 和 $w(Yb)-w(Nb)$ 相关图解中(图8),可以看出洛吉玄武岩的源区具有

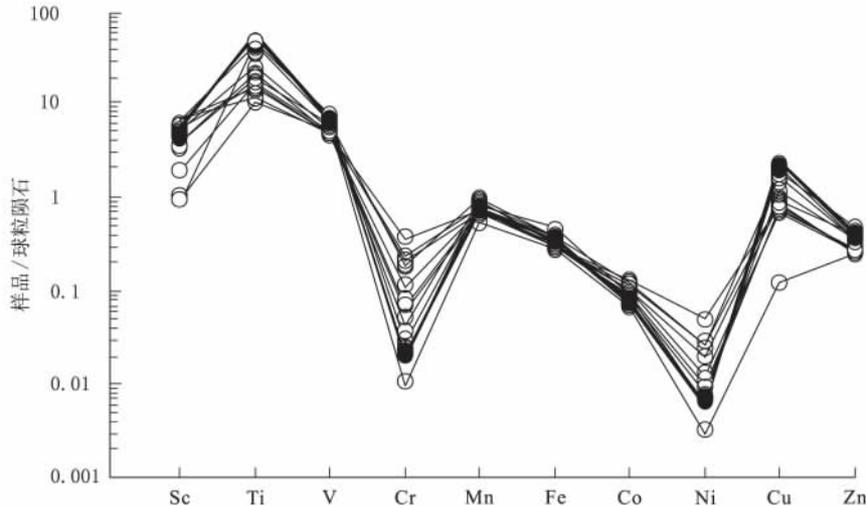


图 5 洛吉玄武岩过渡元素球粒陨石标准化图解(样品取自洛吉玄武岩岩体)
Fig. 5 Chondrite-normalized transitional elements diagram for the Luoji basalts

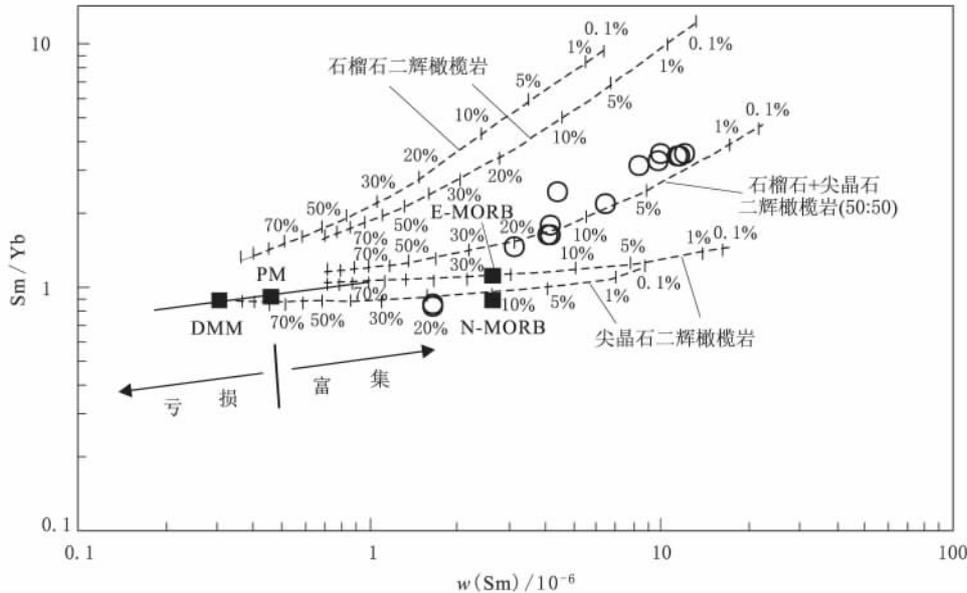


图 6 洛吉玄武岩 $w(Sm)$ - Sm/Yb 图解

熔融曲线为尖晶石二辉橄榄岩(模式及熔体模式: $ol_0.530 + opx_0.270 + cpx_0.170 + sp_0.030$ and $ol_0.060 + opx_0.280 + cpx_0.670 + sp_0.110$)^[16]和石榴石二辉橄榄岩(模式及熔体模式: $ol_0.600 + opx_0.200 + cpx_0.100 + gt_0.100$ and $ol_0.030 + opx_0.160 + cpx_0.880 + gt_0.090$)^[17]。矿物/基质分配系数以及 DMM 引自 McKenzie et al.^[15]; PM、N-MORB 和 E-MORB 组成引自 Sun et al.^[9]。每条曲线上的数字对应于给定地幔源区的部分熔融程度。PM, 原始地幔; DMM, 方地地幔; N-MORB, 正常的洋中脊玄武岩; E-MORB, 富集的洋中脊玄武岩

Fig. 6 $w(Sm)$ vs Sm/Yb diagram of the basalts from Luoji

富集地幔的特点。

在 $w(La)$ - La/Sm 和 Ba/Ca - Sr/Ca 图解中(图 9), 可明显看出洛吉玄武岩为部分熔融的产物。在 $w(Sm)$ - Sm/Yb 图解中(图 6), 计算结果表明研究区玄武岩是由石榴石+尖晶石二辉橄榄岩经历了约 5%~20% 部分熔融而形成。在高场强元素判别图 $Yb-Nb$ 图解上(图 8B)^[18], 洛吉玄武岩也落在约 5%~20% 部分熔融区域内。

4.2 地壳混染和流体交代

玄武岩的 Th/U 值(2.28~5.20)变化较大, 岩浆混染会导致大离子亲石元素配分曲线的不规则波

动^[19], 图 4B 上可见, 大离子亲石元素配分曲线的不规则波动, 这些都表明了地壳混染的存在。地壳混染可以发生在岩浆上升的过程中, 也可以由地壳物质通过俯冲进入地幔源区(源区混合)发生交代作用引起。那么, 该地区地壳混染是以何种方式发生的呢? 洛吉玄武岩富集大离子亲石元素和 LREE, 亏损高场强元素, 而不同于 OIB, IAB 和 CFB; 这些地球化学特征表明在玄武岩浆上升喷出的过程中不存在明显地壳物质的混染, 因此它们的地球化学特征主要是从源区继承来的^[20]。洛吉玄武岩的 Nb/La 比值(0.59~1.07)随 SiO_2 含量的变化较小, 这也说

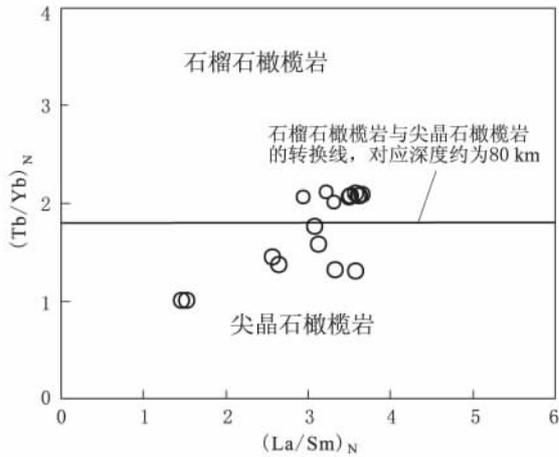


图 7 洛吉玄武岩 $(La/Sm)_N$ - $(Tb/Yb)_N$ 图解
Fig. 7 $(La/Sm)_N$ vs $(Tb/Yb)_N$ diagram of the basalts from Luoji

明岩浆在上升分异演化过程中受地壳混染的程度较低,反映的是源区的特点^[21]。玄武岩的 Nb/La 的比值大部分小于 1(1 为原始地幔值^[22]),说明源区有陆壳物质的加入,并与俯冲作用有关^[23]。通常认为,地壳物质具有低 Nb 高 Th 的特点,因而地壳物质的混染必然导致 Nb, Th 之间的负相关关系。洛吉玄武岩 Nb-Th 之间的正相关(图 10A)关系表明源区混染对微量元素的影响要远远大于地壳混染。任何一种基性岩浆在上升过程中都要遭受地壳物质的混染作用,只是程度有所差异。在 Nb/Ta-La/Yb 相关图解中(图 10B),该区玄武岩不呈现出明显地壳混染的负相关关系^[24]。综上所述,该区玄武岩呈现的主微量元素地球化学特征应该是主要由源区混染所引起的,而不存在明显的地壳混染情况。

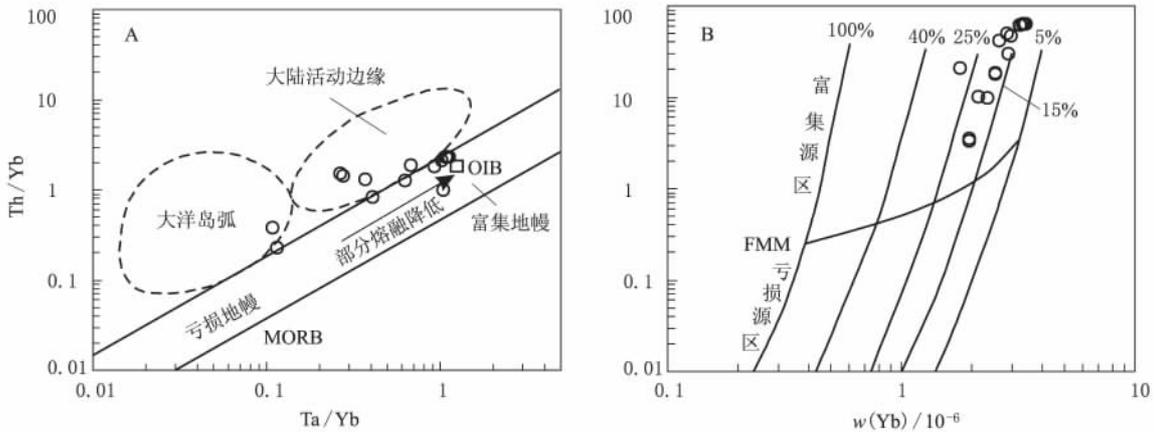


图 8 洛吉玄武岩 Ta/Yb-Th/Yb(A)和 $w(Yb)$ - $w(Nb)$ (B)图解
MORB. 洋中脊玄武岩; OIB. 洋岛玄武岩; FMM. 受孕的洋中脊玄武岩地幔
Fig. 8 Ta/Yb-Th/Yb(A) and $w(Yb)$ - $w(Nb)$ (B) diagrams of the basalts from Luoji

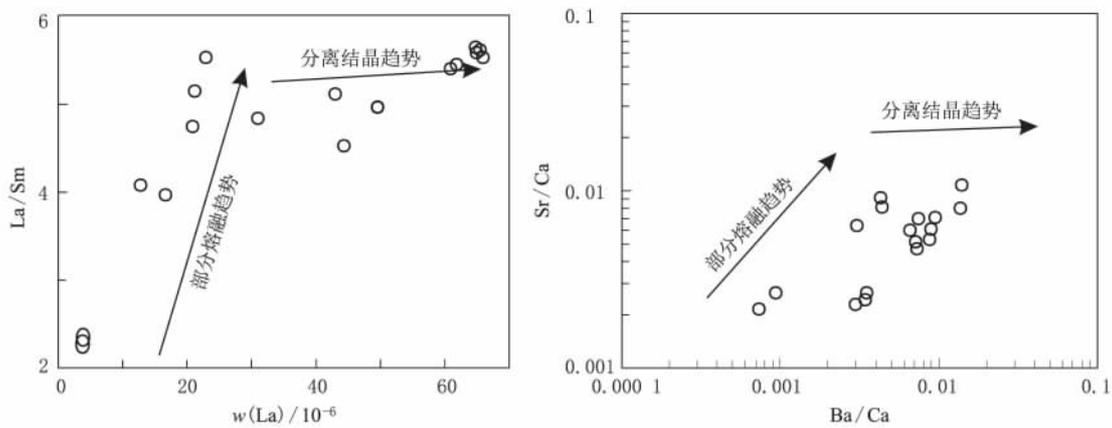


图 9 洛吉玄武岩 La-La/Sm 和 Ba/Ca-Sr/Ca 图解
Fig. 9 La-La/Sm and Ba/Ca-Sr/Ca diagrams of the basalts from Luoji

与 N-MORB 相比,洛吉玄武岩中大离子亲石元素(Rb, Ba 和 Sr)存在不同程度的富集,且 Pb 质量分数($4.6 \times 10^{-6} \sim 17 \times 10^{-6}$, 平均 11×10^{-6})及 U 质量分数(平均 1.05×10^{-6})与 MORB($0.38 \times$

10^{-6} 和 0.23×10^{-6})^[25]相比较,表明源区可能受到了流体的交代作用。研究表明,在排除地壳物质混染的前提下,地幔楔中亲石元素(Rb, Ba, Sr, U 和 Pb 等)的富集最可能是由流体交代作用引起的^[26]。

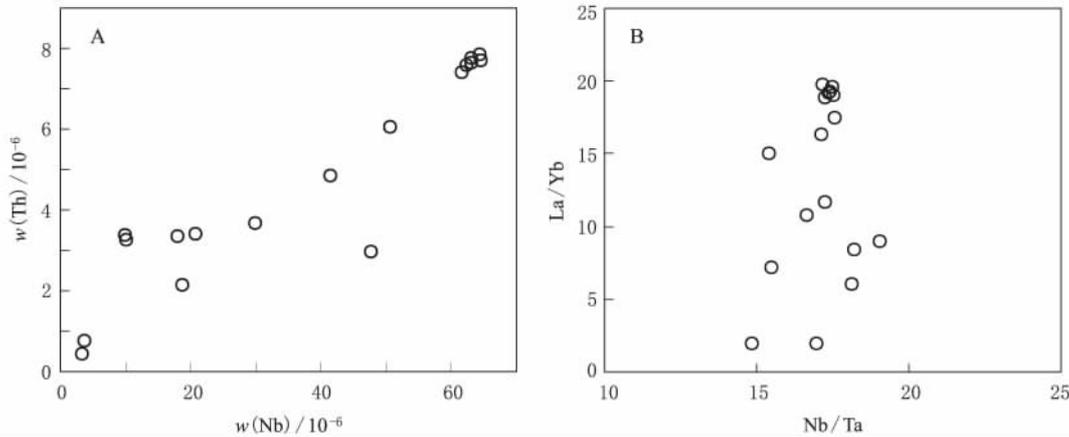


图 10 洛吉玄武岩 $w(\text{Nb})-w(\text{Th})$ (A)和 $\text{Nb}/\text{Ta}-\text{La}/\text{Yb}$ (B)图解

Fig. 10 $w(\text{Nb})-w(\text{Th})$ (A) and $\text{Nb}/\text{Ta}-\text{La}/\text{Yb}$ (B) diagrams of the basalts from Luoji

关于地幔流体的交代作用,目前多数人认为是洋壳俯冲过程中或之后脱水作用的结果^[20]。因此,结合研究区的构造演化历史,认为最可能的是古特提斯洋俯冲沉积物析出流体交代了地幔源区,并导致了富集地幔的形成。

4.3 分离结晶

分离结晶作用通常是岩浆分异演化的重要机制,特别是在岩浆作用过程的初期阶段和岩浆来源较深的情况下^[27]。在 Harker 图解(图 3)中, MgO 分别与 P_2O_5 , TiO_2 存在较明显的负相关,表明成岩的过程中存在着磷灰石和 Ti 氧化物(如金红石)的分离结晶。在 $100 \times \text{Si}/\text{Ti}-100 \times (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})/\text{Ti}$ 的分离结晶判别图解中(图 11),同样表明在成岩过程中存在以单斜辉石为主的分离结晶作用。因为单斜辉石的分离结晶将使岩浆的 Mg 大量消耗,所以导致样品的 MgO 值比较低。大多数样品的 δEu 接近于 1.0,有少数样品的 $\delta\text{Eu}=0.97 \sim 0.99$ 或 $1.0 \sim 1.13$ (表 2),证明有部分斜长石的分离结晶/堆晶

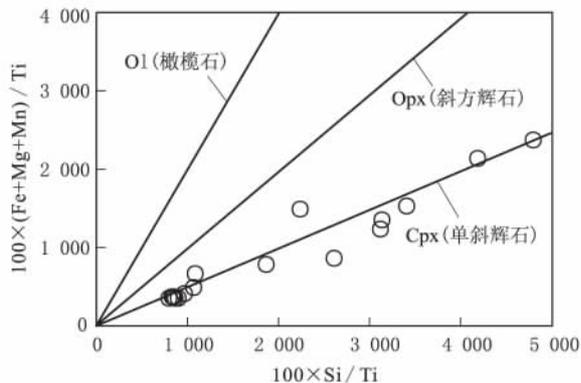


图 11 洛吉玄武岩 $100 \times \text{Si}/\text{Ti}-100 \times (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})/\text{Ti}$ 分离结晶判别图

Fig. 11 $100 \times \text{Si}/\text{Ti}-100 \times (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})/\text{Ti}$ discriminant diagram of fractional crystallization of the basalts from Luoji

作用存在。 Cr 与 MgO 含量呈正相关,反映在成岩的过程中存在橄榄石和铬尖晶石的分离结晶作用。 Ni 与 MgO 含量呈正相关,也反映在成岩的过程中存在橄榄石的分离结晶作用。过渡元素球粒陨石标准化图解也暗示成岩的过程中同时经历了橄榄石、单斜辉石的分离结晶作用。

4.4 构造背景及岩石成因

西南三江地区因受印度洋板块、太平洋板块和欧亚板块相互作用影响,在地质构造上显示出复杂性和多样性。三江地区位于古特提斯巨型构造域,其形成和演化经历了多期次的裂解、俯冲、碰撞、造山。复杂而独特的岩石圈结构,记录了地球各圈层相互作用的信息,三江地区地质条件独特,是研究古特提斯形成与演化、岩石圈组成与结构、青藏高原大陆动力学的关键地区之一。扬子陆块西缘自晋宁运动后的震旦纪以来,长期处于被动大陆边缘状态,早古生代初它属于原特提斯金沙江-哀牢山洋东侧被动边缘带,晚古生代中晚期即石炭纪—三叠纪,它属于古特提斯甘孜-理塘洋东侧的被动边缘带^[28]。甘孜-理塘洋壳向西俯冲式导致了义敦岛弧的形成发育^[29]。

古特提斯洋在中国西南地区即为金沙江洋盆,其向西俯冲发生于石炭纪—早三叠系,扬子西南缘在古生代具有被动大陆边缘特征^[30]。洛吉玄武岩稀土元素配分曲线变化较大(图 4A),具有板块汇聚边缘玄武岩的特点。 $\text{TFeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ 三元图(图 12)是判断基性火山岩形成构造背景的一个有效的图解。在该图中,洛吉玄武岩主要分布在洋底(脊)和大陆玄武岩区,反映了其形成的环境较复杂,即古特提斯洋与扬子板块汇聚的地带。结合主元素和微量元素研究我们认为洛吉玄武岩的岩浆源区为古特提斯洋板块俯冲沉积物析出的流体改造的富集岩石

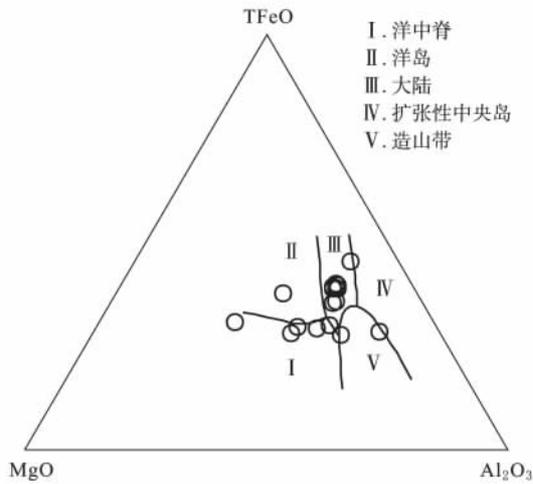


图 12 洛吉玄武岩 TFeO-MgO-Al₂O₃ 构造环境判别图解

Fig. 12 TFeO-MgO-Al₂O₃ discrimination diagrams for the tectonic setting of the basalts from Luoji

圈地幔,玄武岩浆在上升过程中未明显受到地壳混染影响。其岩浆演化的过程可能为:由于古特提斯洋的俯冲挤压而导致岩石圈的加厚,随后因重力不稳定而发生拆沉作用,下地壳和岩石圈地幔的拆沉作用将造成山根的垮塌、伸展作用和盆地的形成。

在岩石圈减薄的情况下,造山带下的富集地幔(已受流体的交代影响)发生部分熔融形成玄武质岩浆,岩浆沿着破碎和断裂带快速上涌,在上升喷出地表的过程中经历了橄榄石和单斜辉石等矿物的分离结晶,最终形成研究区的玄武岩。

5 结 论

5.1 主微量元素地球化学研究表明,香格里拉洛吉晚二叠系玄武岩以碱性玄武岩为主,分为高钛和低钛玄武岩系列。

5.2 香格里拉洛吉玄武岩可能为石榴石+尖晶石二辉橄榄岩 5%~20%部分熔融的产物。

5.3 香格里拉洛吉玄武岩形成于板块汇聚边缘的构造背景,在成岩的过程中不存在明显地壳混染作用,而存在古特提斯洋板片俯冲沉积物析出的流体对源区的交代作用,富集地幔发生部分熔融形成玄武质岩浆,岩浆沿着破碎和断裂带快速上涌,在上升喷出地表的过程中经历了橄榄石和单斜辉石等矿物的分离结晶,最终形成研究区的玄武岩。

参考文献

- [1] 邵济安,张履桥.华北北部中生代岩墙群[J].岩石学报,2002,18(3):312-318.
- [2] 张贵山,温汉捷,胡瑞忠,等.闽东南基性脉岩成因及动力学背景研究: Sr-Nd 同位素、元素地球化学[J].岩石学报,2007,23(4):793-804.
- [3] 莫宣学,路凤香,沈上越.三江特提斯火山作用与成矿[M].北京:地质出版社,1993,1-267.
- [4] 云南省地质矿产局区域地质矿产调查大队.1:25×10⁴中甸县幅、贡山县幅区域地质调查报告[M].北京:地质出版社,2003.
- [5] 俞赛赢,杨仕潘.云南三江口地区超基性岩岩石化学及成因[J].云南地质,2005,24(1):83-88.
- [6] 杨岳清,侯增谦,黄典豪,等.中甸弧碰撞造山作用和岩浆成矿系统[J].地球学报,2002,23(1):17-24.
- [7] 张招崇,王福生,范蔚茗,等.峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论[J].岩石矿物学杂志,2001,20(3):239-246.
- [8] 李献华,胡瑞忠,饶冰.粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学[J].地球化学,1997,26(2):14-31.
- [9] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes// Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean basins[J]. London: Geological Society Special Publication, 1989, 42: 313-347.
- [10] Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry[M]. New York: Elsevier Science Publications BV, 1984, 1-510.
- [11] Yang Jianjun, Godard G, Kienast J R, et al. Ultrahigh-pressure (60 kbar) magnesite-bearing garnet peridotites from northeastern Jiangsu, China[J]. J Geol, 1993, 101(5): 541-554.
- [12] Johnson K T M. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressure[J]. Contrib Mineral Petrol, 1998, 133(1/2): 60-68.
- [13] Pearce J A, Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas[J]. Annu Rev Earth Planet Sci, 1995, 23: 251-285.
- [14] Gurenko A A, Chaussidon M. Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: Origin by continuous melting of a single mantle column[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1995, 59(14): 2905-2917.
- [15] McKenzie D, O'Nions R K. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations[J]. J Petrol, 1991, 32(5): 1021-1091.
- [16] Kinzler R J. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis[J]. J Geophys Res, 1997, 102(B1): 853-874.
- [17] Walter M J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere[J]. J Petrol, 1998, 39(1): 29-60.
- [18] Peate D W, Pearce J A, Hawkesworth C J, et al. Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition[J]. Journal of Petrology, 1997, 38(10): 1331-1358.
- [19] 姜常义,钱壮志,姜寒冰,等.云南宾川-永胜-丽江地区低钛玄武岩和苦橄岩的岩石成因与源区性质[J].岩石学报,2007,23(4):777-792.
- [20] 刘 燊,胡瑞忠,赵红军,等.鲁西晚中生代基性脉岩的成因和源区性质: 岩石学和地球化学[J].地质论评,2004,50(6):577-586.
- [21] 胡国辉,胡俊良,陈 伟,等.华北克拉通南缘中条山-嵩山地区 1.78 Ga 基性岩墙群的地球化学特征及构造环境[J].岩石学报,2010,26(5):1563-1576.
- [22] Weaver B L. The origin of oceanic basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints[J]. Earth and Planetary Science

- Letters, 1991, 104: 381-397.
- [23] Hong D W, Zhang J S, Wang T, *et al.* Continental crustal growth and the supercontinental cycle: evidence from the Central Asian Orogenic Belt[J]. *JAsianEarthSci*, 2004, 23: 799-813.
- [24] Münter C. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques[J]. *ChemicalGeology*, 1998, 144: 23-45.
- [25] Kelemen P B, Hanghøj K, Greene A R. **One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust**[M]// Holland H D, Turekian K K. *Treatise on Geochemistry Volume 3: The Crust*. New York: Elsevier, 2003: 593-659.
- [26] Regelous M, Collerson K D, Ewart A, *et al.* Trace element transport rates in subduction zones: Evidence from Th, Sr and Pb isotope data for Tonga-Kermadec Arc lavas[J]. *Earth Planet SciLett*, 1997, 150(3/4): 291-302.
- [27] Hawkesworth C J, Blake S, Evans P, *et al.* Time scales of crystal fraction in magmas chamber integrating physical isotopic and geochemical perspective[J]. *Journal of Petrology*, 2000, 41: 991-1 006.
- [28] 李兴振, 汪新盛, 孙志明. 西南三江地区碰撞造山过程[M]. 北京: 地质出版社, 2000, 190-200.
- [29] 徐志琴, 侯立玮, 王宗秀. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
- [30] 朱士飞, 秦 勇, 钱壮志, 等. 云南省丽江-宾川地区二叠纪玄武岩地球化学特征及其构造背景研[J]. *矿物岩石*, 2008, 28(1): 64-71.

ELEMENTAL GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF PERMIAN BASALTS IN LUOJI, SHANGRI-LA

WANG Tao^{1,2}, XIAO Yuan-fu¹, DENG Jiang-hong¹,
LV Jin-song¹, YU Hai-jun¹

1. *College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China;*
2. *State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China*

Abstract: The basalt occurred in the Luoji area of Shangri-la County is studied in the aspects of their petrology and geochemistry and its petrological genesis is discussed. It is showed that the $w(\text{SiO}_2)$ contents of the basalts vary from 45.08% to 50.50%, and characterized by high $w(\text{MgO})$ (2.86%~14.73%) and $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ contents 1.78%~6.34% ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$), suggesting that these rocks belong to alkaline basalt series. Chondrite-normalized patterns for the basalts exhibit flat but moderate depletion in HREE ($\text{LREE}/\text{HREE} = 1.88 \sim 9.61$) without Eu anomalies ($\delta\text{Eu} = 0.91 \sim 1.10$), and the primitive mantle-normalized spidergrams show relatively enrichment in the LILE (Rb, Ba, Sr, and Pb), but depletion in the HSF (Nb, Ta, Zr and Hf), with obvious wave of Ba and Sr. Based on the above geochemical features, it is proposed that these basalts were derived from partial melting (5%~20%) of the enriched lithospheric mantle of the garnet-spinel mantle peridotites in the tectonic setting of convergent plates. Meanwhile, the parental magma experienced intense mineral fractional crystallization, including olivine, clinopyroxene, apatite and rutile. Meanwhile, weak crustal contamination occurred during magma ascent.

Keywords: geochemistry; petrological genesis; basalts; Late Permian; Luoji; Shangri-la

ISSN1001-6872(2012)04-0041-11; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Wang Tao, male, 33 years old, a lecturer of geochemistry. Now he is engaged in the research of petrology and element geochemistry.