

老挝沙耶武里玄武岩的地球化学特征、成因及其地质意义

高建华,范文玉,王宏,吴振波,刘书生,朱华平
中国地质调查局成都地质调查中心,成都,610081

内容提要: 哀牢山古特提斯洋东南分支洋盆-斯雷博海洋在构造演化上存在俯冲极性问题,沙耶武里地区大片玄武岩的构造属性是对斯雷博海洋俯冲方向的重要制约。沙耶武里玄武岩 SiO_2 含量为 49.48%~51.35%, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 含量为 5.30%~6.18%,在化学成分上属于钙碱性岩石;其稀土元素的总量为 $57.65\times 10^{-6}\sim 64.69\times 10^{-6}$, $\text{LREE}/\text{HREE}=3.69\sim 3.84$,表明在其形成过程中发生过一定程度的岩浆分异作用。基于此,对沙耶武里玄武岩进行了成因分析、构造环境和可能的形成机制探讨,认为沙耶武里玄武岩形成于岛弧环境之中,是在晚石炭世哀牢山-斯雷博海洋向西俯冲消减形成,其岩浆来源于受大洋岩石圈混染的亏损地幔楔,形成过程之中有地壳物质参与。

关键词: 玄武岩;地球化学;构造环境;沙耶武里;老挝

老挝位于特提斯构造域,是东特提斯印支地块的重要组成部分(林方成等,2011;卢映祥等,2009;陈永清等,2010),处于太平洋板块和印度板块挟持地带,地质构造和岩浆活动强烈,境内分布着大量的玄武岩。玄武质岩浆直接来源于上地幔,并可产于多种构造环境中,所以研究玄武岩对于反演地幔物质成分、分析构造环境和地球的深部动力学均具有重大意义(杨斌等,2012)。老挝境内地质研究程度低,尤其是关于玄武岩地球化学特征方面的研究主要集中在老挝南部(杨社锋等,2005,2007;李连廷,2010;胡静波等,2012;刘书生等,2014)。本文拟从老挝北部沙耶武里玄武岩的岩石学、地球化学方面研究岩浆成因及演化历史,进一步探讨其形成环境和构造意义,以期对老挝境内玄武岩的研究进行补充。

1 地质概况及岩石学特征

研究区在大地构造上处于印支地块西缘,属墨江-黎府-罗文真火山弧带(图 1)。该火山弧带与东侧哀牢山-斯雷博海洋缝合带老挝段近平行展布,发育一套从基性(玄武岩)、中性(安山岩)到酸性(流纹岩)的晚石炭世一中三叠世岛弧型钙碱性火山岩系列(Phajuy et al., 2005)。

沙耶武里玄武岩位于墨江-黎府-罗文真火山弧带中段(图 2),根据野外地质填图调查成果^①,其上覆地层为上石炭统一下二叠统的灰—灰白色厚—块状藻屑灰岩、藻团块微晶灰岩、生物屑砂屑灰岩等,顶部为块状白云岩、白云质灰岩,其时代推测为晚石炭世。该玄武岩分布于沙耶武里省东侧至湄公河一带,平面形态近似长条形,呈北东向产出,分布面积大于 146 km²。其岩性主要为(枕状)玄武岩、中基性(含安山质)熔结火山角砾岩(含集块岩)。玄武岩多呈暗灰绿色,具斑状结构,气孔状构造、杏仁状构造以及枕状构造;斑晶主要为辉石和斜长石,杏仁体多由方解石、石英及绿帘石组成。

2 样品采集与数据处理

样品取自老挝沙耶武里地区的玄武岩,采样过程中注意避开岩石变质程度较高的地带。岩石样品的主微量元素均在国家测试中心完成。主量元素用 X 射线荧光光谱(XRF)方法分析完成,误差小于 2.5%。 FeO 用湿化学法单独测定,微量元素和稀土元素采用 ICP-MS 法分析测定,分析精度优于 5%。老挝沙耶武里玄武岩主量元素的分析结果见表 1,样品烧失量 3.08%~3.69%,烧失量偏大,为了确保数据的真实准确性,将各样品的分析结果除

注:本文为国土资源大调查项目(编号 12120114018701)资助成果。

收稿日期:2015-05-09;改回日期:2015-07-14 责任编辑:周健。

作者简介:高建华,男,1980 年生。工程师,从事矿产勘查及成矿规律研究。Email: 21394450@qq.com。通信作者:范文玉,男,1962 年生。教授级高级工程师,从事矿产勘查评价与研究。Email:fwenyu@cgs.cn。

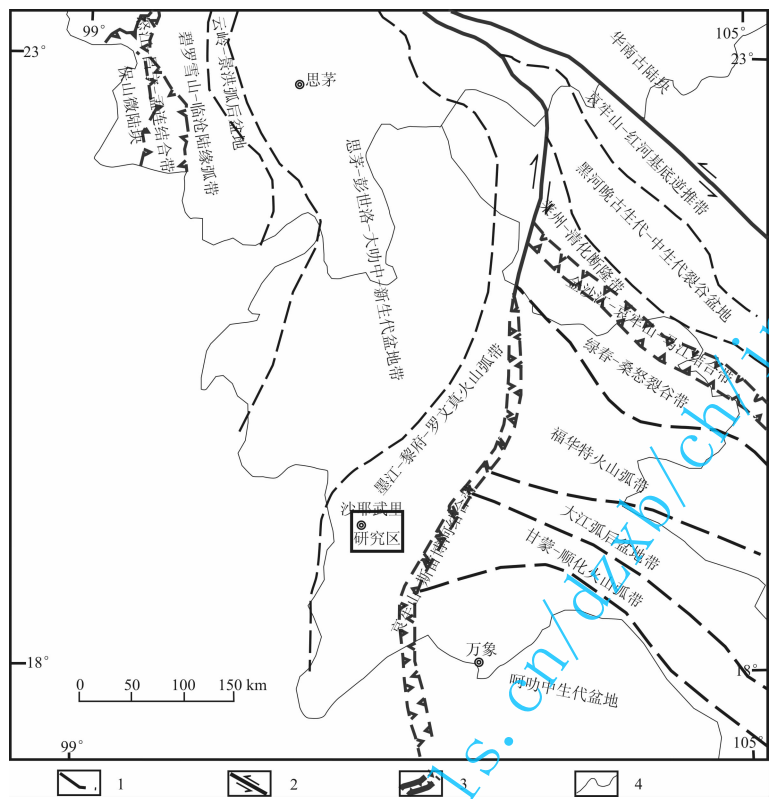


图 1 老挝沙耶武里地区大地构造略图(据林方成等,2011^②,有改动)

Fig. 1 Tectonic outline of Xaignabouri area in Laos (modified from Lin et al., 2011^②)

1—构造单元界线;2—走滑断裂;3—缝合带

1—Boundaries of tectonic units;2—strike-slip fault;3—suture zone

去烧失量后重新换算百分比。

3 岩石地球化学

3.1 主量元素特征

由于样品的地球化学组分中烧失量(3.08%~3.69%)较高,必然会影响岩石的地球化学分类,扣除烧失量重新换算百分比后,老挝沙耶武里玄武岩的主量元素数据具有以下几个特征:SiO₂与Al₂O₃含量分别为49.43%~51.35%和18.94%~19.88%,平均为50.38%和19.32%,均高于中国玄武岩和世界玄武岩平均值;Fe₂O₃含量为4.46%~5.69%,平均5.21%,高于中国玄武岩和世界玄武岩平均值;FeO为3.73%~4.85%,平均4.24%,低于中国玄武岩和世界玄武岩平均值;TF_{FeO}为8.85%~9.19%,低于中国玄武岩(10.71%)和世界玄武岩(10.54%)平均值;CaO为7.18%~9.15%,平均8.1%,高于中国玄武岩平均值而低于世界玄武岩平均值;MgO为4.05%~4.43%,平均4.18%,低于中国玄武岩和世界玄武岩平均值。K₂O+Na₂O为5.30%~6.18%,大于5%,具富碱

的特点;(K₂O/Na₂O)为0.41~0.59,小于0.6;TiO₂为0.84%~0.87%,平均0.85%,低于中国玄武岩和世界玄武岩平均值;P₂O₅为0.24%~0.25%,TiO₂和P₂O₅含量较为稳定,MnO为0.17%~0.23%。在TAS岩石分类图上(图3),样品投点在粗面玄武岩(S1)和玄武质粗面安山岩(S2)区域内,表现出碱性特征。在K₂O-Na₂O图解上(图4),投点主体落在钙碱性系列中。玄武岩平均碱度率(AR)为1.54;平均固结指数(SI)为21.70,表明岩浆发生过分异。从岩石化学特征指标看沙耶武里玄武岩属于钙碱性岩石系列。

3.2 微量和稀土元素特征

老挝沙耶武里玄武岩微量和稀土的分析数据见表1。样品稀土元素总量为57.65×10⁻⁶~64.69×10⁻⁶(均值61.68×10⁻⁶),稀土总量偏低且变化小,其中ΣLREE为45.36×10⁻⁶~50.90×10⁻⁶,ΣHREE为12.29×10⁻⁶~13.79×10⁻⁶,LREE/HREE为3.69~3.84(均值3.75),说明轻重稀土发生过分异作用,(La/Yb)_n为2.88~3.20(均值3.02),(La/Sm)_n为1.61~1.70(均值1.65)。Y/

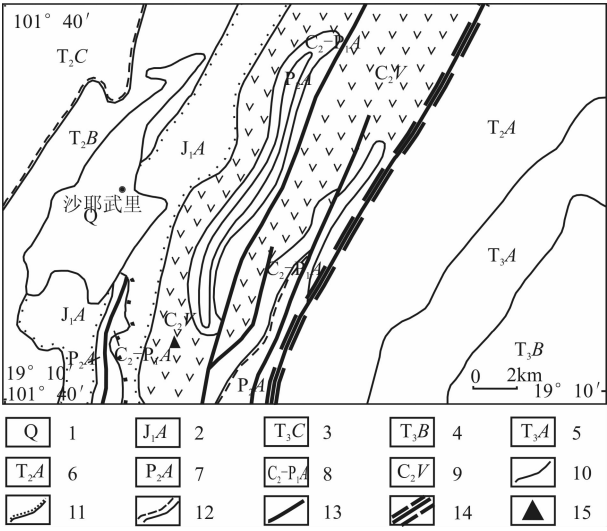


图 2 老挝沙耶武里地区地质图

Fig. 2 Sketch map of Xaignabouri area in Laos
1—第四系;2—下侏罗统 A 组;3—上三叠统 C 组;4—上三叠统 B 组;5—上三叠统 A 组;6—中三叠统 A 组;7—中二叠统 A 组;8—上石炭统—下二叠统 A 组;9—上石炭统火山岩;10—实测地质界线;11—角度不整合;12—平行不整合;13—断层;14—脆韧性断层;15—采样位置
1—Quaternary;2—Lower Jurassic A formation;3—Upper Triassic C formation;4—Upper Triassic B formation;5—Upper Triassic A formation;6—Middle Triassic A formation;7—Middle Permian A formation;8—Upper Carboniferous—lower Permian A formation;9—Upper Carboniferous volcanics; 10—observed geologic boundary; 11—angular unconformity; 12—disconformity; 13—fault;14—ductile brittle fracture;15—sampling location

Nb 为 1.33~1.46,据 Pearce 等(1982)提出的,当 Y/Nb 小于 1 时为碱性系列火山岩,当 Y/Nb 大于 1 时为拉斑玄武岩及钙碱性系列火山岩,结合上述特征看,该区玄武岩应属钙碱性系列火山岩。在稀土元素的球粒陨石标准化图解中,总体呈轻稀土(LREE)富集的右倾曲线(图 5), $\delta\text{Eu} = 0.90 \sim 0.96$,具铕弱的负异常,反应存在不明显的斜长石的分离结晶。

在微量元素原始地幔标准化图上(图 6),表现出富集特征的元素有 Ba、K、Sr,亏损的有 Th、Ta、Nb,基本出现了富集大离子亲石元素(LILE),亏损高场强元素(HFSE)的特点,且 Ti 具弱的负异常。这一特征与洋壳俯冲-消减作用有关,通常被解释为消减洋壳板片变质脱水后形成的富含 LILE 的流体进入楔形地幔源区,导致地幔源区中的 LILE/HFSE 比值升高的缘故(Davis et al.,1992),也导致其后发生部分熔融时所形成的岛弧岩浆中的相应比值升高。与 Pearce(1982)不同构造背景下形成的各

表 1 沙耶武里玄武岩的主量元素(%)、微量元素和稀土元素含量($\times 10^{-6}$)

Table 1 Concentration of major elements (%), trace elements and REEs ($\times 10^{-6}$) for the basalts in Xaignabouri

样号	LWD-1	LWD-2	LWD-3	LWD-4	LWD-5	LWD-6	LWD-7
SiO ₂	48.2	49.77	48.45	48.85	48.64	49.47	47.61
TiO ₂	0.82	0.83	0.81	0.82	0.82	0.82	0.84
Al ₂ O ₃	18.68	18.36	18.81	18.61	18.75	18.42	19.15
Fe ₂ O ₃	4.76	5.5	4.31	4.95	4.91	5.51	5.35
FeO	4.29	3.68	4.69	4.22	4.15	3.61	4.04
MnO	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.22
MgO	3.91	4.07	4.04	4.06	4.04	3.92	4.27
CaO	8.83	6.96	8.06	7.68	8.23	7.28	7.77
Na ₂ O	3.62	4.2	3.44	3.76	3.47	4.11	4.12
K ₂ O	1.5	1.79	2.02	1.88	1.94	1.81	1.46
P ₂ O ₅	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.24	0.23
烧失量	3.48	3.08	3.32	3.22	3.24	3.18	3.69
Total	98.48	98.63	98.35	98.45	98.59	98.53	98.75
SI	21.77	21.34	21.92	21.66	21.98	20.87	22.38
AR	1.46	1.62	1.51	1.55	1.5	1.6	1.52
Mg#	25.97	26.62	26.62	26.47	26.62	26.03	27.06
La	8.55	8.79	7.83	8.65	8.65	8.47	8.4
Ce	20	20.2	18.3	20.6	19.6	19.7	19.5
Pr	2.94	2.94	2.63	3.01	2.89	2.87	2.85
Nd	13.2	13.6	12.5	14.1	13.2	13	13.4
Sm	3.29	3.34	3.14	3.47	3.31	3.26	3.37
Eu	1.04	1.08	0.96	1.07	1.03	1.03	1.03
Gd	3.43	3.46	3.2	3.68	3.29	3.4	3.56
Tb	0.57	0.58	0.52	0.58	0.54	0.56	0.56
Dy	3.5	3.53	3.28	3.63	3.43	3.33	3.4
Ho	0.75	0.74	0.67	0.77	0.73	0.69	0.73
Er	2.25	2.25	2.09	2.35	2.16	2.11	2.22
Tm	0.31	0.31	0.29	0.31	0.29	0.29	0.31
Yb	2.09	2.03	1.95	2.14	1.94	1.91	2.03
Lu	18.4	18.4	18.2	18.8	18.1	18.2	18.5
Y	0.32	0.31	0.29	0.33	0.31	0.32	0.32
Sc	23.2	24	25.1	24.1	24.8	24.4	25.2
V	279	265	278	277	278	270	272
Cr	52.4	54.3	57.1	56.5	55.6	56.6	55.3
Co	25.7	25.4	26.6	26.2	25.2	25.9	25.6
Ni	29.3	26.8	30	36.2	28.4	28	28.4
Ga	18.9	16.6	19.5	18.5	19.3	18	17
Rb	18	24.1	26.3	25.6	25.8	23.7	14
Sr	1171	1067	1099	1112	1071	1049	694
Zr	73	71.7	70.3	73.5	71.6	72.7	72.4
Nb	1.78	1.77	1.73	1.86	1.79	1.8	1.77
Ba	402	512	583	547	546	476	471
Hf	1.97	1.94	1.82	1.99	1.95	1.88	1.89
Ta	0.15	0.14	0.13	0.17	0.15	0.15	0.14
Th	1.62	1.67	1.58	1.66	1.67	1.66	1.62
U	0.59	0.5	0.62	0.59	0.65	0.49	0.26

种玄武岩的微量元素蛛网图比较,具岛弧钙碱性系列配分型式特征。陆缘岛弧、陆缘火山弧玄武岩的 $\text{La} \times \text{Nb} / \text{Zr}^2 > 0.002$ (武莉娜等,2003),本区玄武岩

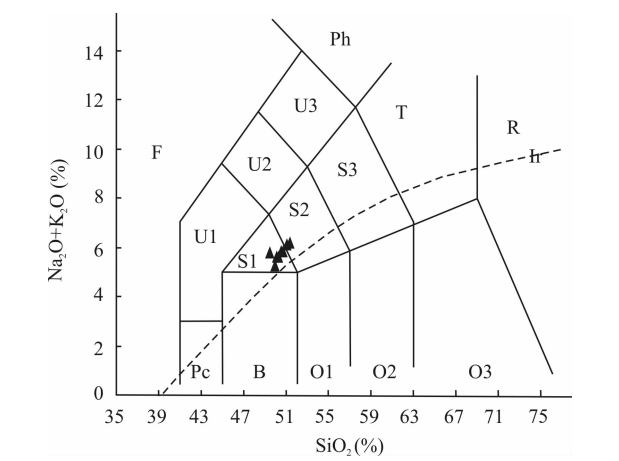


图 3 沙耶武里玄武岩的 TAS 图解

Fig. 3 TAS diagram of Xaignabouri basalt
Pc—苦橄玄武岩;B—玄武岩;O1—玄武安山岩;O2—安山岩;O3—英安岩;R—流纹岩;S1—粗面玄武岩;S2—玄武质粗面安山岩;S3—粗面安山岩;T—粗面岩、粗面英安岩;F—副长石岩;U1—碱玄岩、碧玄岩;U2—响岩质碱玄岩;U3—碱玄质响岩;Ph—响岩;Ir—Irvine 分界线,上方为碱性,下方为亚碱性
Pc—Hillhouse basalt; B—basalt; O1—basaltic andesite; O2—andesite; O3—dacite; R—rhyolite; S1—trachybasalt; S2—basaltic trachyandesite; S3—trachyandesite; T—trachyte, trachydacite; F—feldspathoidite; U1—tephrite, Basanite; U2—phonolitic tephrite; U3—tephritic phonolite; Ph—phonolite; Ir—Irvine boundary, above for alkaline, below for sub-alkaline

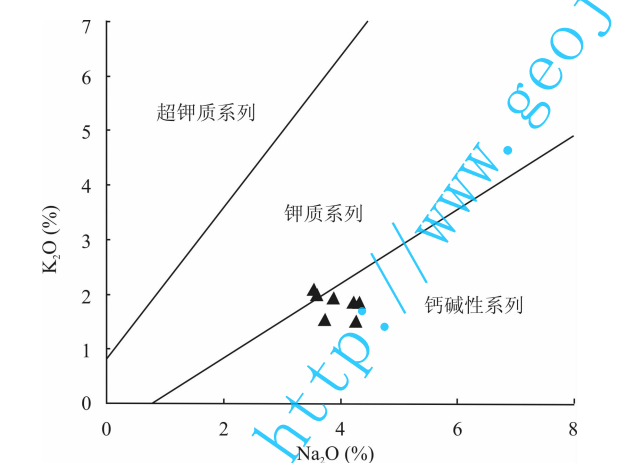


图 4 沙耶武里玄武岩 K₂O-Na₂O 判别图解

Fig. 4 K₂O-Na₂O diagrams of Xaignabouri basalt
 $La \times Nb / Zr^2 > 0.002$ ($0.0027 \sim 0.0030$), 反映具有陆源岛弧的特性。陆缘岛弧、陆缘火山弧玄武岩的 $Th \times Ta / Hf^2 > 0.035$ (汪云亮等, 2001), 该区玄武岩的 $Th \times Ta / Hf^2$ 值为 $0.062 \sim 0.071$, 大于 0.035 , 与典型的岛弧火山岩具相似性。
岩石中微量元素 Ta/Yb 为 $0.07 \sim 0.08$, Ce/Yb 为 $9.38 \sim 10.31$, 在 Ta/Yb-Ce/Yb 图解中 (图 7),

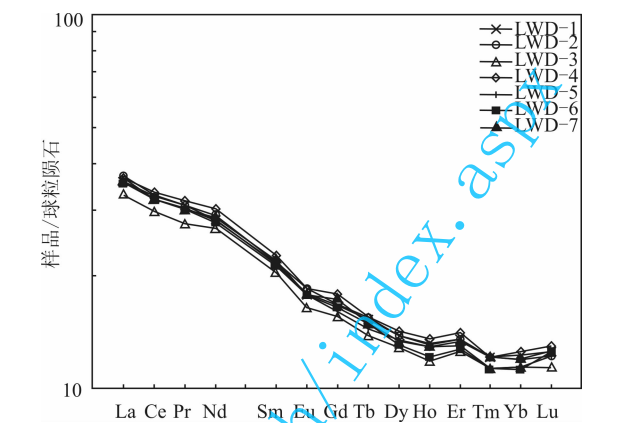


图 5 沙耶武里玄武岩的稀土元素
球粒陨石标准化配分图 (据 Boynton, 1984)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution patterns for Xaignabouri basalt (from Boynton, 1984)

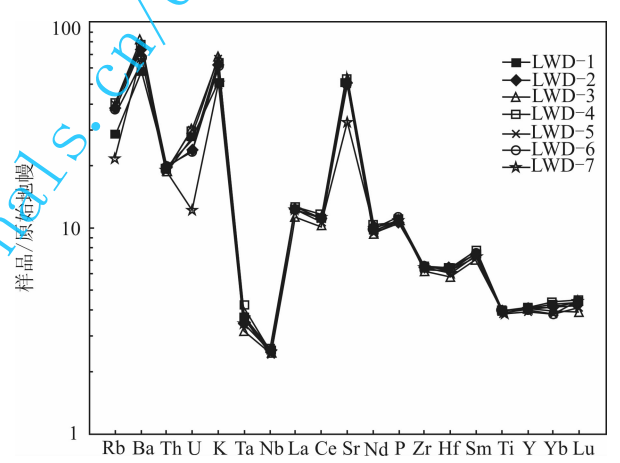


图 6 沙耶武里玄武岩的微量元素
地幔标准化配分图 (据 Sun 等, 1989)

Fig. 6 Primitive mantle-normalized trace element spider diagram for Xaignabouri basalt (from Sun et al., 1989)

样品点落入钙碱性区域,与前面的岩石系列判别图解投点结果一致。

4 讨论

4.1 玄武岩成因

本区玄武岩 $Mg^\#$ 值为 $25.97 \sim 27.06$, 低于原始岩浆参数 65 ; Cr 含量为 $52.4 \times 10^{-6} \sim 57.1 \times 10^{-6}$, Ni 含量为 $26.8 \times 10^{-6} \sim 36.2 \times 10^{-6}$, 分别低于原始岩浆值 (300×10^{-6} , 250×10^{-6}) (汪云亮等, 2001), 表明该区玄武岩是原始岩浆经分异演化后的结晶产物 (王银喜等, 2006)。它们具有轻稀土 (LREE) 富集, Ba、K 等强烈富集, Nb、Ta 具有强的负异常, Ti 弱亏损, 说明地幔楔受到来自沉降且脱

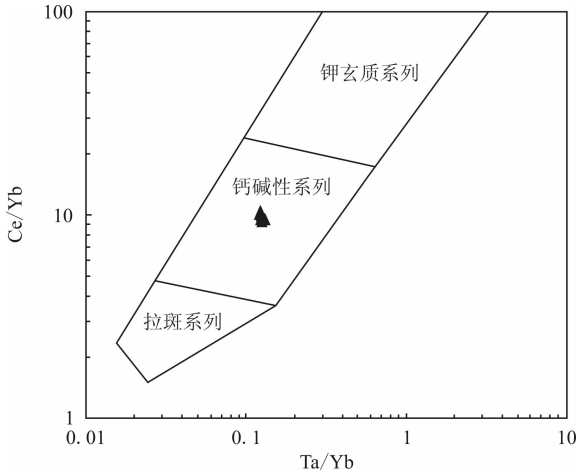


图 7 沙耶武里玄武岩的 Ta/Yb-Ce/Yb 图解
Fig. 7 Ta/Yb-Ce/Yb diagram for the basalt in Xaignabouri

水的大洋岩石圈的富集 LILE 元素的含水流体(也许还有沉积物)的选择性混染;岛弧玄武岩是以具有较低的 Zr 含量($<130 \times 10^{-6}$)和 Zr/Y 值(<4)为特征,区别于大陆玄武岩的较高的 Zr 含量($>70 \times 10^{-6}$)和 Zr/Y 值(>3)(夏林圻等,2007)。老挝沙耶武里玄武岩 Zr 为 $70.3 \times 10^{-6} \sim 73 \times 10^{-6}$, 平均 72.17×10^{-6} , Zr/Y 值 $3.86 \sim 3.99$, 显示了岛弧玄武岩和大陆玄武岩的特点,说明地壳(或岩石圈地幔)卷入了玄武岩的形成(Lightfoot et al., 1990)。因此,本区玄武岩起源于受到大洋岩石圈混染的亏损地幔楔,在上涌过程中与壳源物质发生混染作用。

4.2 形成的构造环境

在 TiO_2 -TFeO/MgO 图解中(图 8),老挝沙耶武里玄武岩样品全部落在 IAT 范围内,这说明老挝玄武岩至少在成分上与岛弧拉斑玄武岩较为接近,显示出岛弧特征。

关于玄武岩的形成构造环境的研究,除了通过确定岩石系列外,通过研究玄武岩微量元素特征也是一个确定构造环境极为有效的途径,微量元素由于其含量较少,所以在地质历史时期对于地质活动的反应比较灵敏和准确(杨斌等,2012)。部分微量元素性质稳定,不易受岩石圈组分的混染影响,可以很好地反映岩石形成时的初始构造环境,因此基于微量元素的构造环境判别图也得到了广泛的应用。在 Hf/3-Th-Ta 构造判别图中(图 9),所有样品投点均落入了 ICA 中,为岛弧钙碱性玄武岩;在玄武岩 Ta/Hf-Th/Hf 构造环境判别图上(图 10),投影点落在陆缘岛弧及陆缘火山玄武岩区。因此,可以判定本区玄武岩形成于岛弧环境,且为陆缘岛弧环境。

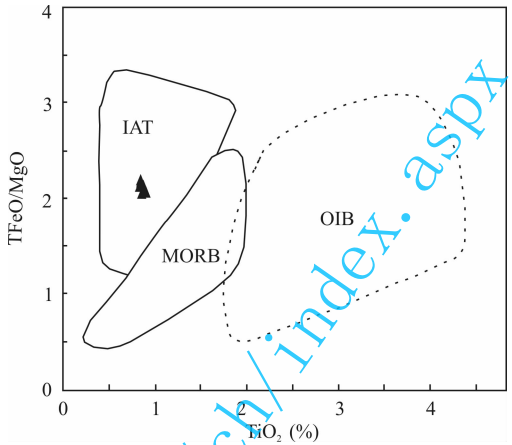


图 8 沙耶武里玄武岩形成构造环境图解
Fig. 8 Discrimination diagrams for magma series of Xaignabouri basalt

OIB—洋岛拉斑玄武岩;MORB—洋中脊拉斑玄武岩;
IAT—岛弧拉斑玄武岩
OIB—Oceanic island tholeiite;MORB—mid-ocean ridge tholeiite;IAT—Island-arc tholeiite

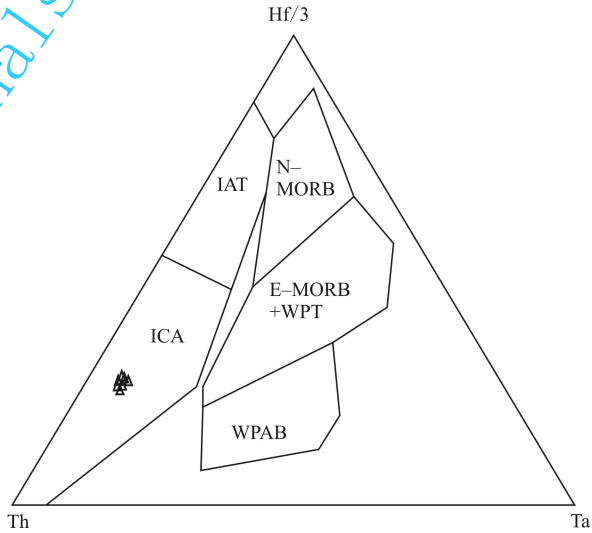


图 9 沙耶武里玄武岩 Hf-Th-Ta 图解
Fig. 9 Hf/3-Th-Ta diagrams for the basalt in Xaignabouri
IAT—岛弧拉斑玄武岩;ICA—岛弧玄武岩;N-MORB—正常洋中脊玄武岩;E-MORB+WPT—异常洋中脊玄武岩和板内拉斑玄武岩及其分异产物;WPAB—板内碱性玄武岩及其分异产物
IAT—Island-arc tholeiite; ICA—Island-arc basalt; N-MORB—normal mid-ocean ridge basalt; E-MORB + WPT—abnormal mid-ocean ridge basalt and intraplate tholeiite; WPAB—interplate alkali basalt

墨江-黎府-罗文真火山弧带地层和断裂构造整体走向大多为北东—南西向,而其南东侧的哀牢山-斯雷博河结合带及长山成矿带的地层和断裂整体走向为北西—南东向,针对该现象,林方成等^①认为牢

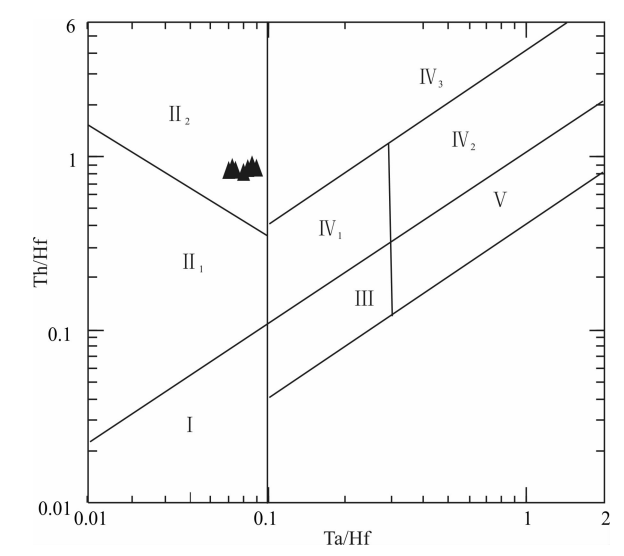


图 10 沙耶武里玄武岩的 Ta/Hf-Th/Hf 构造判别图解
Fig. 10 Ta/Hf-Th/Hf identification of tectonic setting of Xaignabouri basalt

I—板块发散边缘 N-MORB; II₁—大洋岛弧玄武岩区; II₂—陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区; III—大洋板内洋岛、海山玄武岩及 T-MORB、E-MORB 区; IV₁—陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区; IV₂—陆内裂谷碱性玄武岩区; IV₃—大陆拉张带(或初始裂谷)玄武岩区; V—地幔热柱玄武岩区

I—Divergence plate boundary N-MORB; II₁—oceanic island arc basalts; II₂—continental margin island arc and volcanic arc basalts; III—Oceanic intraplates (oceanic island and seamounts basalts, and T-MORB and E-MORB); IV₁—intracontinental and continental margin rift tholeiites; IV₂—intracontinental rift alkaline basalts; IV₃—continental extensinal zone or initial rift; V—mantle plume basalts

山-斯雷博河结合带的存在预示着印支陆块在古生代的解体和重新拼合,以及中生代以来沿着该带的右行走滑,导致其东侧和红河左行断裂带以南的陆壳(主体为越南中部,老挝和泰国东部)远距离的向南东迁移,形成现今东侧北西向构造与西侧南北向构造之间的极不协调现象。该火山弧带是一个与构造单元同名的岩浆岩带,带内岩浆活动较强烈,共同特点是石炭纪—三叠纪都有基性—中酸性火山活动,且以晚二叠世火山岩南北对应最好,侵入岩有花岗岩、花岗岩闪长岩、二长花岗岩和闪长岩。据 Phajuy 等(2005)报道,墨江-黎府-罗文真火山弧带发育一套从基性(玄武岩)、中性(安山岩)到酸性(流纹岩)的晚石炭世—中三叠世岛弧型钙碱性火山岩系列。沙耶武里玄武岩为钙碱性玄武岩,这与前人对区域的研究相符,说明沙耶武里玄武岩是墨江-黎府-罗文真火山弧带的一部分。

晚石炭世—中三叠世岛弧型钙碱性火山岩系列

的基性火山岩组成部分。其形成受制于晚石炭世以来哀牢山-斯雷博河洋的俯冲作用。古地理恢复资料表明(Takositkanon et al., 1997; 李兴振等, 2004),晚泥盆世—早石炭世之前,哀牢山地区存在两个古特提斯洋盆分支,马江洋和斯雷博河洋。晚石炭世开始,随着金沙江-哀牢山洋与东支洋盆马江洋在晚古生代相连,并统一的发展演化(侯增谦等, 1996;李兴振等,2004),作为其南支的哀牢山-斯雷博河洋俯冲消减作用进一步加剧。与哀牢山-斯雷博河洋向西俯冲相耦合,研究区转为活动大陆边缘-陆缘岛弧带。自湄公河西岸相间出现晚古生代弧岩浆岩带,在晚石炭世以基性枕状玄武岩喷溢为主,形成了沙耶武里地区的玄武岩。

5 结论

(1)老挝沙耶武里玄武岩的地球化学分析表明,本区玄武岩在化学成分上属于钙碱性玄武岩,在形成过程中发生过岩浆分异作用。

(2)对老挝沙耶武里玄武岩稀土、微量元素分析结果表明,该区玄武岩起源于受到大洋岩石圈污染的亏损地幔楔,在上涌过程中与壳源物质发生了混染作用。

(3)构造环境的图解揭示,老挝沙耶武里玄武岩形成于岛弧环境,为陆缘岛弧玄武岩,可能是晚石炭世哀牢山-斯雷博河洋向西俯冲消减形成。

注 释

- ① 林方成,施美凤,李兴振,等. 2011. 三江-湄公河成矿带地质背景和成矿规律对比研究专题成果报告. 成都:成都地质矿产研究所.
- ② 吴振波,高建华,张能,等. 2014. 中老合作老挝巴本(含老挝北部)地区地质地球化学调查成果报告. 成都:成都地质调查中心.

参 考 文 献

陈永清,刘俊来,冯庆来,等. 2010. 东南亚中南半岛地质及与花岗岩有关的矿床. 北京:北京地质出版社.

侯增谦,莫宣学,朱勤文,等. 1996. “三江”古特提斯地幔热柱. 地球学报, 17(4): 362~375.

胡静波,高光明. 2012. 老挝帕克松地区玄武岩特征及构造环境探讨. 现代矿业, (5): 47~49.

李兴振,刘朝基,丁俊. 2004. 大湄公河次地区构造单元划分. 沉积与特提斯地质, 2004, 24(4): 13~20.

李连廷. 2010. 老挝南部玄武岩区铁矿成因分析. 云南地质, 29(2): 165~167.

刘书生,范文玉,罗茂金等. 2014. 老挝南部帕莱通双峰式火山岩锆石 U-Pb 定年及岩石地球化学特征. 吉林大学学报(地球科学版), 44(2): 540~553.

卢映祥,刘洪光,黄静宁等. 2009. 东南亚中南半岛成矿带初步划分与

- 区域成矿特征. 地质通报, 28(2/3):314~325.
- 王银喜, 顾连兴, 张遵忠, 等. 2006. 博格达裂谷双峰式火山岩地质年代学与 Nd-Sr-Pb 同位素地球化学特征. 岩石学报, 22(5):1215~1224.
- 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 2001. 玄武岩形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别. 岩石学报, 17(3):413~421.
- 武莉娜, 王志畅, 汪云亮. 2003. 微量元素 La, Nb, Zr 在判别大地构造环境方面的应用. 华东地质学院学报, 26(4):343~348.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 2007. 利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩. 岩石矿物学杂志, 26(1):77~89.
- 杨斌, 周邦国, 郭阳等. 2012. 云南东川奚家坪玄武岩的地球化学特征、成因及其地质意义. 矿物岩石, 32(2):74~80.
- 杨社锋, 方维萱, 胡瑞忠等. 2005. 老挝南部波罗芬高原玄武岩砖红壤风化壳微量元素地球化学特征. 矿产与地质, 19(6):723~727.
- 杨社锋, 方维萱, 胡瑞忠等. 2007. 老挝 Boloven 高原玄武岩风化壳中稀土元素富集与主量元素关系. 中国稀土学报, 25(4):461~469.
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 63~114.
- Davis J H, Stevenson D J. 1992. Physical model of source region of subduction volcanics. Journal of Geophysical Research, 97: 2037~2070.
- Lightfoot P C, Naldrett A J, Gorbachev N S, et al. 1990. Geochemistry of the Siberian trap of the Noril's Kareia, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. Contrib. Mineral. Petrol., 104(6): 631~644.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R S, ed. Andesites. Chichester: Wiley, 525~548.
- Phajuy B, Panjasawatwong Y, Osataporn P. 2005. Preliminary geochemical study of volcanic rocks in the Pang Mayao area, Phrao, Chiang Mai, Northern Thailand: tectonic setting of formation. Journal of Asian Earth Sciences, 24(6):765~776.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313~345.
- Takositkanon C V, Hisada K, Ueno K, et al. 1997. New suture and terrane deduced from detrital chromian spinel in sandstone of the Nam Duk Formation, north-central Thailand: Preliminary report. In: Dheeradilok P et al., eds. Proceedings of the International conference on stratigraphy and tectonic evolution of Southeast Asia and the South Pacific.
- Wendlandt R F, Altherr R, Neumann E R, et al. 1995. Petrology, Geochemistry, Isotopes//Olson K H. Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics. Amsterdam: Elsevier, 47~60.

Geochemical Characteristics and Petrogenesis of the Basalts in Xaignabouri, Laos and Their Geological Significance

GAO Jianhua, FAN Wenyu, WANG Hong, WU Zhenbo, LIU Shusheng, ZHU Huaping

Chengdu Centre of China Geological Survey, Chengdu, 610081

Abstract

The dispute still occurs in the tectonic evolution of the Srepok River Ocean-the southeast branch of Paleotethys ocean in Ailaoshan. The structural properties of large basalt in the Xayaboury area can offer an important constraint on subduction direction of Srepok ocean. Geochemical analysis shows that basalts in the Xaignabouri area have SiO_2 of 49.43%~51.35% and $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ of 5.30%~6.18%, suggesting that it belongs to calcium-alkaline type. Total REE content of $7.65 \times 10^{-6} \sim 64.69 \times 10^{-6}$ and LREE/HREE ratio of 3.69~3.84 indicates a differentiation occurring in the formation of the basalt. Therefore, chemical composition of basalt can reflect the basic feature of chemical compositions of magmatic source and evolution. This study conducted an extensive study for tectonic environment and possible formation mechanism of the basalts in the Xaignabouri area. It is concluded that the basalt formed in the island-arc setting and resulted from the westward subduction of the Tethys sea in the late Carboniferous, and magma derived from the depleted mantle wedge, with involvement of also the oceanic lithosphere and crustal material during its formation.

Key words: basalt; geochemical characteristics; tectonic environment; Xaignabouri; Laos