

青藏高原凯蒙蛇绿混杂岩中碱性火山岩的发现及意义

潘政^{1,3}, 史仁灯^{1,2}, 黄启帅¹, 陈生生¹, 龚小晗⁴, 吴钊^{1,3}, 杨可⁴

(1. 中国科学院青藏高原研究所 大陆碰撞与高原隆升实验室, 北京 100101; 2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101; 3. 中国科学院大学, 北京 100049; 4. 中国地质大学, 北京 100083)

摘要: 班公湖-怒江洋的关闭时间直接制约青藏高原早期构造演化的认识。最近, 在班公湖-怒江缝合带南侧凯蒙蛇绿混杂岩中发现一碱性火山岩, 岩性主要是橄榄粗安岩, 具粗面结构, 斑晶主要是更长石和少量普通辉石, 基质主要由更长石、普通辉石和少量填隙的碱性长石组成, 有的具辉绿结构。岩石化学成分较一致, SiO_2 含量介于51.34%~53.91%之间, TiO_2 含量为1.02%~1.55%, 具有高 Al_2O_3 (17.06%~18.46%) 和 Na_2O (4.90%~6.36%)、低 K_2O (0.05%~0.88%) 含量特点, 大多数 $\text{Mg}^\#$ 大于60, 最高68.62, 里特曼指数(σ)介于3.65~4.47之间, 为碱性系列火山岩; 富集 Sr、Rb、Ba 等大离子亲石元素, 亏损 Nb、Y、Yb 等高场强元素, 相对富集 Zr、Ti、Nb/U、Zr/Nb、La/Yb 等比值稳定, 分别为7.45~8.51、15.92~17.26和7.26~8.06; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值变化范围较小, 介于0.706~0.707之间, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 值在0.512368~0.512548之间, 说明源区较为一致, 结合 Ce/Pb-SiO₂ 图解判断结果, 认为凯蒙碱性火山岩具有原始地幔、陆壳和深海沉积物源区混合特征。锆石 U-Pb 同位素定年结果表明该火山岩年龄为 101.8 ± 1.1 Ma, 可能形成于洋壳俯冲阶段末期, 由大陆边缘陆壳与俯冲洋壳板片断离导致软流圈地幔上涌诱发部分熔融所致, 推测班公湖-怒江洋大约在早白垩世晚期关闭。

关键词: 橄榄粗安岩; 碱性火山岩; 班公湖-怒江洋; 凯蒙; 青藏高原

中图分类号: P588.14; P595; P597

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2020)01-0018-17

The discovery of alkaline volcanic rocks in the Kaimeng ophiolite mélangé, Tibet, and its implications

PAN Zheng^{1,3}, SHI Ren-deng^{1,2}, HUANG Qi-shuai¹, CHEN Sheng-sheng¹, GONG Xiao-han⁴, WU Kang^{1,3} and YANG Ke⁴

(1. Key Laboratory of Continental Collision and Plateau Uplift, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 2. GAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The closure time of the Bangong Co-Nujiang Tethys Ocean (BNTO) between Lhasa terrane and Qiangtang terrane directly constrains the early tectonic evolution of the Tibetan Plateau. Recently, alkaline volcanic rocks have been recognized from the Kaimeng ophiolitic mélangé, a southern sector of Bangong Co-Nujiang suture zone. These rocks are mainly fresh mugearite with trachytic structure. The phenocrysts are mainly oligoclase with minor augite, and the groundmass is mainly composed of oligoclase, pyroxene and trace alkaline feldspar filling other minerals. The chemical compositions of the mugearite are fairly uniform, with the abundances of SiO_2 and TiO_2 ranging from 51.34% to 53.91% and from 1.02% to 1.55%, respectively, suggesting alkaline series volcanic rocks with high Na_2O content (4.90%~6.36%), low K_2O content (0.05%~0.88%) and intermediate Rittman index ($\sigma=3.65\sim$

收稿日期: 2019-09-06; 接受日期: 2019-10-31; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41672054, 41972052)

作者简介: 潘政(1994-), 硕士生, 构造地质学专业, E-mail: panzheng@itpcas.ac.cn; 通讯作者: 史仁灯(1969-), 研究员, 主要从事青藏高原蛇绿岩及其相关矿产的岩石学、地球化学和 Re-Os 同位素示踪研究, E-mail: shirendeng@itpcas.ac.cn.

4.47). The most of $Mg^{\#}$ values are higher than 60, even up to 68.62. The trace elements of the mugearite are characterized by relative enrichment of large ion lithophile elements (LILE) Sr, Rb, Ba, Th and U and depletion of high field strength elements (HFSE), with negative Nb and Ta anomalies. The stable Nb/U, Zr/Nb and La/Yb ratios (7.45 ~ 8.51, 15.92 ~ 17.26 and 7.26 ~ 8.06, respectively), the initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (0.706 ~ 0.707) and the $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ ratios (0.512 368 ~ 0.512 548) as well as the Ce/Pb - SiO_2 diagram suggest that the source of the mugearite was probably mixed primitive mantle (PM) and lower continental crust and abyssal sediments. The zircon U-Pb isotopic dating shows that the age of the mugearite is 101.8 ± 1.1 Ma, indicating that it was likely produced by the partial melting of asthenospheric mantle upwelled by the slab break-off at the end of oceanic crust subduction, which implies that the BNTO was closed at the late stage of early Cretaceous period.

Key words: mugearite; alkaline volcanic rocks; Bangong Co-Nujiang Ocean; Kaimeng; Tibetan Plateau

Fund support: National Natural Sciences Foundation of China (41672054, 41972052)

一般认为青藏高原是由不同地块在不同时期依次拼贴增生到欧亚大陆南缘、最后由印度-欧亚地块陆陆碰撞而成(常承法等, 1973; Allègre *et al.*, 1984; Yin and Harrison, 2000), 其中在拉萨地块和羌塘地块之间曾经存在班公湖-怒江洋, 简称班怒洋(王希斌, 1987; Sengor, 1987; 李才, 1995; 任纪舜等, 2004; 潘桂棠等, 2004), 该洋盆的关闭时间直接制约青藏高原地块拼贴过程。但是根据不同方法得到的班怒洋关闭时间并不相同, 如有部分学者通过古地磁研究认为晚侏罗世-早白垩世拉萨地块和羌塘地块就已经发生了碰撞(Meng *et al.*, 2017; Ma *et al.*, 2018), 也有古地磁数据支持班怒洋可能在晚白垩世早期完全闭合(Chen *et al.*, 2017b), 而沉积学资料又支持关闭时间为晚侏罗世-早白垩世(Li *et al.*, 2019), 还有证据表明关闭时间为晚白垩世(Zhang *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2017b)。最近, Liu等(2017a)研究羌塘块体南部岩浆活动后认为班怒洋从 185 Ma 开始俯冲, 到约 100 Ma 关闭。这也就是说, 不同方法得出的关闭时间前后相差 70 ~ 80 Ma, 可见班怒洋关闭时间仍然是值得商榷的科学问题。

碱性火山岩一般形成于大陆板内构造环境, 如中国东部新生代火山岩(樊祺诚等, 1999), 与洋岛玄武岩(OIB)也具有相似的地球化学特征(Hole *et al.*, 1991)。最近认为在俯冲环境(Losantos *et al.*, 2017)和陆-陆碰撞初期(Tatsumi *et al.*, 2006)也可以形成碱性系列火山岩。

青藏高原广泛分布着新生代钾质-超钾质碱性岩浆岩, 被认为是高原碰撞造山快速隆升过程中形成的(Turner *et al.*, 1996; Miller *et al.*, 1999; Williams *et al.*, 2001, 2004; Hou *et al.*, 2004; Chung *et*

al., 2005; 赵志丹等, 2006; 丁林等, 2006; Guo *et al.*, 2006, 2013, 2014), 但对该区的钠质火山岩的研究相对较少, 而与蛇绿岩伴生的钠质碱性火山岩尚未见报道。

本文对班公湖-怒江缝合带(班怒带)南侧凯蒙蛇绿混杂岩中首次厘定的碱性火山岩开展了岩相学、岩石地球化学和 Sr-Nd 同位素特征研究, 运用锆石 U-Pb 同位素年龄界定火成岩形成时代, 探讨其成因构造背景, 约束该区班怒洋关闭时限。

1 区域地质背景和样品

班怒带是青藏高原腹地一条重要的板块对接带, 内含多条蛇绿岩带, 代表班公湖-怒江特提斯洋关闭的遗迹, 是古、新特提斯域构造置换的重要场所, 其南、北分别是拉萨地块和羌塘地块。该带东西向延伸超过 2 000 km, 西起班公湖, 向东经改则、东巧、安多和丁青, 南向转入怒江河谷延出西藏(常承法等, 1973; 常承法, 1978; Girardeau *et al.*, 1984; 王希斌, 1987)。该带南北宽窄不一, 两端较窄, 中段较宽, 带内蛇绿岩块出露丰富, 组成两条重要蛇绿岩带, 北侧为班公湖-怒江蛇绿岩带, 主要由班公湖、改则、东巧、安多和丁青等蛇绿岩组成; 南侧为狮泉河-永珠-嘉黎蛇绿岩带, 包括狮泉河、永珠、色林错和嘉黎凯蒙等蛇绿岩。在这两条蛇绿岩带中段之间还分布有蓬错、那曲和色林错等蛇绿岩(图 1a)。已有研究表明这些蛇绿岩类型丰富, 至少包含形成于俯冲带上构造背景的 SSZ 型、扩张脊的 MOR 型(Shi *et al.*, 2008)、洋内高原的 PLUME 型(Zhang *et al.*, 2014a)等蛇绿岩。

凯蒙蛇绿岩出露于班怒带南侧, 紧邻拉萨地块

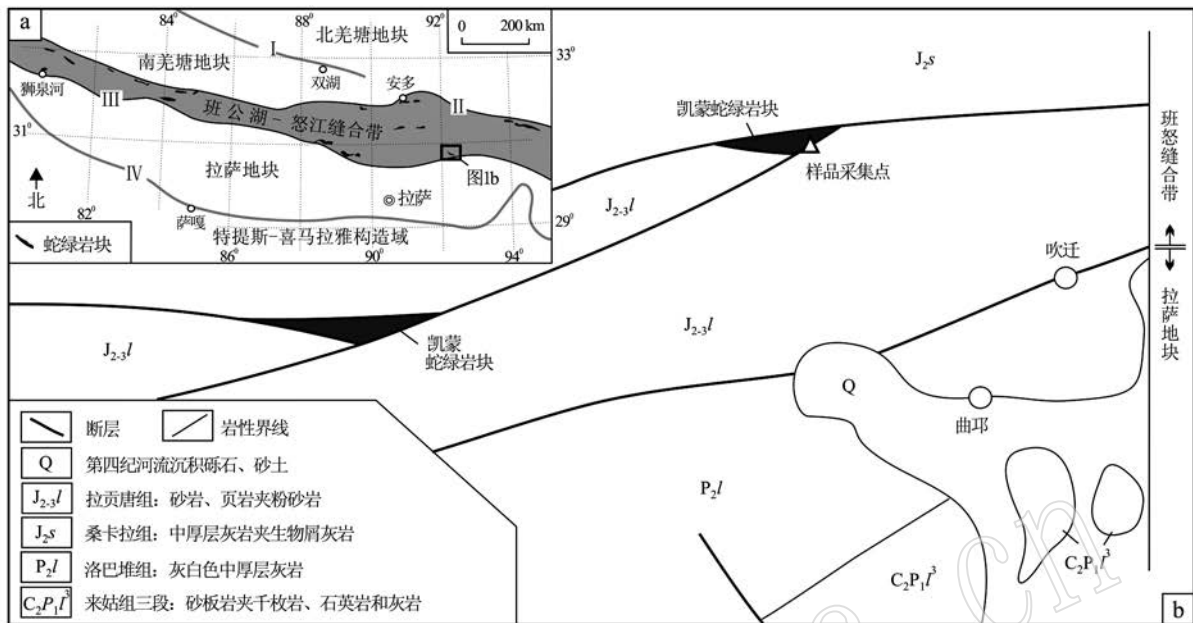


图1 青藏高原主体构造单元(a)和凯蒙碱性火山岩出露位置及地质背景(b)简图

Fig. 1 Schematic map of the main tectonic units of the Tibetan Plateau (a) and geological background of Kaimeng alkaline volcanic rock, showing location of sampling (b)

I—龙木错-双湖蛇绿岩带; II—班公湖-怒江蛇绿岩带; III—狮泉河-永珠-阿索蛇绿岩带; IV—印度-雅鲁藏布蛇绿岩带
I—Longmu Co-Shuanghu ophiolitic belt; II—Bangong Co-Nujiang ophiolitic belt; III—Shiquanhe-Yongzhu-Asuo ophiolitic belt;
IV—Indo-Yarlungzangbu ophiolitic belt

北缘, 主要分布于嘉黎县凯蒙沟和查给一带的山脊上, 出露面积约 1 km^2 , 沿嘉黎断裂带呈线状断续分布, 是狮泉河-永珠-嘉黎蛇绿岩带的重要组成部分。凯蒙蛇绿岩各岩性组成单元以构造岩块形式产出, 出露厚度不一, 其中地幔橄榄岩最厚, 达数百米, 薄者以熔岩为代表, 区内仅数米。地幔橄榄岩出露在蛇绿岩剖面的最南侧, 与中上侏罗统拉贡塘组 ($J_{2-3}l$) 断层接触。拉贡塘组主要由以滨海台地、台坡相为主的浅灰、灰黑色夹有紫红色岩屑砂岩、含砾长石石英砂岩、石英砂岩夹粉砂岩及泥晶灰岩、生屑泥质灰岩与生屑灰岩组成, 其顶部被中二叠统洛巴堆组 (P_2l) 逆冲推覆。研究区内洛巴堆组与上石炭-下二叠统来姑组 (C_2P_1l) 及下石炭统诺错组 (C_1n) 为晚古生代沉积的一套碎屑岩和碳酸盐岩, 反映了冈瓦纳大陆北缘的浅海陆棚沉积环境。熔岩与硅质岩夹层出露在剖面北段, 与研究区内中侏罗统桑卡拉组 (J_{2s}) 断层接触。桑卡拉组为一套由灰、灰黄至深灰色的泥灰岩、砾屑灰岩、泥质灰岩夹生物碎屑灰岩组成的碳酸盐岩地层体, 在没有蛇绿岩块出露的区域, 桑卡拉组整合于下伏的马里组和上覆的拉贡塘组之间, 为一套滨、浅海碳酸盐台地和斜坡相等浅水环境下的沉积物 (图 1b)。紧邻地幔橄榄岩出露堆晶橄

长岩和辉长岩, 再向北断层接触一套夹薄层碳酸盐岩的砂板岩地层体, 厚约 200 多米, 砂板岩北侧断层接触熔岩和硅质岩夹层, 未见席状岩墙群, 属贫岩浆型蛇绿岩。本文新厘定的碱性火山岩即产在这套蛇绿岩上部的熔岩、硅质岩序列中 (图 2a), 与硅质岩互层产出 (图 2b)。

碱性火山岩样品呈灰绿色, 全晶质, 块状构造, 粗面结构, 主要由更长石 (60%)、透辉石 (30%)、少量磁铁矿和钛铁矿 (5%) 及微量填隙正长石组成。斑晶主要是更长石和少量普通辉石, 可见更长石聚斑晶 (图 3a), 板状, 粒度在 $1 \sim 2 \text{ mm}$ 左右, 单偏光下无色透明, 正交偏光下干涉色一级灰白, 常见钠长石-卡斯巴律双晶, 斜消光, 消光角 10° 左右, 少数更长石斑晶具有港湾状溶蚀结构 (图 3b)。基质主要包含更长石和普通辉石, 更长石和普通辉石颗粒大小相差不多, 更长石长约 0.3 mm , 光学性质与斑晶更长石一致; 普通辉石颗粒直径大者 0.3 mm , 小者小于 0.1 mm , 短柱状, 单偏光下无色, 正高突起, 正交偏光下具二级黄、红及之间过渡颜色; 大多数更长石近于平行排列, 形成粗面结构, 也可见自形晶较好的长柱状更长石之间形成三角空隙, 其中填充单个的它形普通辉石颗粒, 形成似辉绿结构 (图 3)。

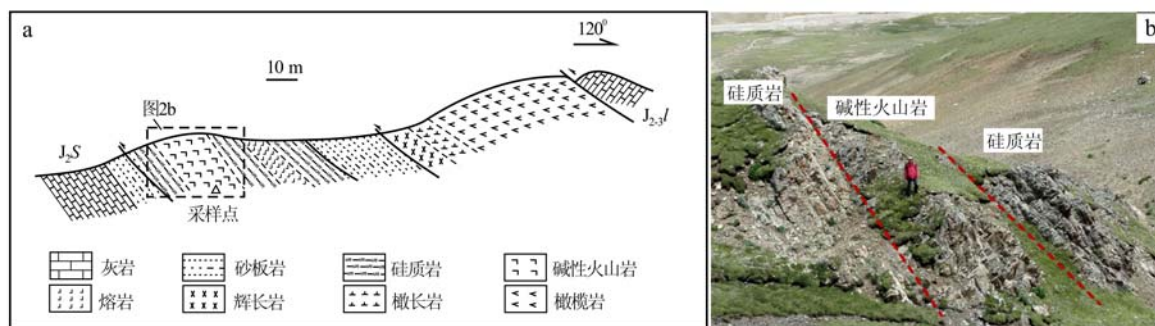


图 2 凯蒙蛇绿混杂岩剖面图(a)和碱性火山岩野外产出照片(b)

Fig. 2 Section of Kaimeng ophiolitic mélangé showing the relationships between the alkaline volcanic rock and the other ophiolitic blocks (a) and the photo of volcanic rocks and cherts (b)

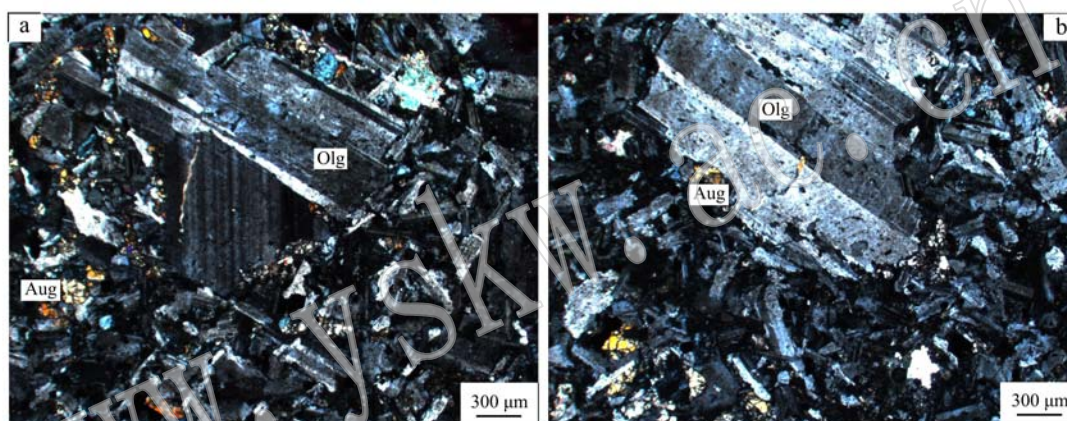


图 3 凯蒙碱性火山岩岩相特征(正交偏光)

Fig. 3 Field photos of Kaimeng alkaline volcanic rock and the petrological features under microscope

Olg—更长石(奥长石); Aug—普通辉石(矿物缩写据沈其韩, 2009)

Olg—oligoclase; Aug—augite(mineral abbreviation after Shen, 2009)

2 分析方法

样品的主微量元素成分测试在中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所完成, 主量元素采用溶片法-X 射线荧光光谱(XRF)和容量法(VOL)完成, 并用等离子光谱和化学法进行检验; 微量元素测试采用 ICP-MS 完成, 其中的 Nb、Ta、Zr、Hf 用碱溶法沉淀酸提取, 等离子质谱法测定。锆石 U-Pb 年代学和 Sr、Nd 同位素测试工作在中国科学院青藏高原研究所大陆碰撞与高原隆升重点实验室的激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)上完成, 采用 Plešovice 锆石年龄 337 ± 0.37 Ma (Sláma *et al.*, 2008) 作为外标进行基体校正。样品的同位素比值及元素含量计算采用 GLITTER_ver 4.0 程序, 普通

铅校正采用 Anderson(2002) 提出的 ComPbCorr#3.17 校正程序, U-Pb 谐和图、年龄分布频率图绘制和年龄权重平均计算采用 Isoplot/Ex_ver 3 (Ludwig, 2003) 程序完成。

3 岩石地球化学特征

3.1 主量元素特征

凯蒙碱性火山岩化学成分分析结果见表 1。由表 1 可见, 样品 SiO_2 含量较为一致, 介于 51.34% 和 53.91% 之间, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量较高, 为 5.59% ~ 6.70%, 其中 Na_2O 含量(4.90% ~ 6.36%)明显高于 K_2O (0.05% ~ 0.88%), 里特曼指数(σ)为 3.65 ~ 4.47, 为钠质碱性系列火山岩。在全碱-二氧化硅(TAS)图解(图4a)上, 样品均落在碱性系列玄武粗

表1 凯蒙碱性火山岩主量($w_B/\%$)和微量元素($w_B/10^{-6}$)分析结果Table 1 Major ($w_B/\%$) and trace element ($w_B/10^{-6}$) data for Kaimeng alkaline volcanic rocks

样号	16KM2	16KM3	16KM4	16KM5	16KM6	16KM7	16KM8	16KM9	16KM10
SiO ₂	52.22	52.22	53.91	52.10	53.05	52.93	52.05	51.34	51.71
TiO ₂	1.20	1.51	1.21	1.11	1.51	1.31	1.55	1.14	1.02
Al ₂ O ₃	17.30	17.38	17.50	18.11	17.06	17.62	17.13	17.94	18.46
Fe ₂ O ₃	1.73	2.29	1.95	1.47	2.70	2.08	3.01	1.73	1.42
FeO	5.09	5.29	4.85	5.18	5.09	5.35	4.47	5.08	4.92
MnO	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12
MgO	5.70	5.64	5.24	5.79	4.64	5.31	3.62	6.07	6.74
CaO	6.96	5.16	5.25	6.09	6.15	5.04	8.62	7.20	6.46
Na ₂ O	5.60	5.93	6.36	5.39	6.23	5.99	5.85	4.90	4.90
K ₂ O	0.20	0.49	0.34	0.79	0.21	0.60	0.05	0.69	0.88
P ₂ O ₅	0.27	0.34	0.27	0.25	0.33	0.29	0.37	0.24	0.21
LOI	3.11	2.82	2.56	2.83	2.29	2.54	3.04	3.06	3.38
总和	99.51	99.20	99.56	99.24	99.39	99.19	99.87	99.52	100.22
Mg [#]	63.70	61.79	62.34	64.11	57.21	60.44	53.17	65.17	68.62
σ	3.65	4.47	4.11	4.20	4.13	4.37	3.85	3.75	3.84
CIPW 标准矿物计算结果									
An	22.27	20.07	18.75	23.72	18.49	20.08	20.99	25.81	26.59
Ab	49.13	52.03	55.44	47.27	54.26	54.41	48.94	42.95	42.78
Or	1.23	3.00	2.07	4.84	1.28	3.67	0.31	4.22	5.37
Ol	11.32	11.75	10.55	13.95	8.54	11.33	3.45	12.15	14.31
Ne							1.17		
Hy	0.83	2.35	2.00	0.22	0.86	2.83		1.51	2.00
Cr	120	70	110	130	60	110	30	140	180
Ni	24.20	16.00	22.20	26.90	13.60	22.00	9.20	27.80	32.50
Cu	15.20	13.60	12.90	13.80	11.90	9.50	10.80	16.80	15.00
Rb	8.40	22.20	15.30	35.00	9.40	27.70	1.10	29.60	34.09
Ba	127.50	126.00	92.10	163.00	79.20	114.50	46.80	130.00	144.00
Th	5.31	6.24	6.33	5.35	7.53	6.25	8.09	4.63	4.14
U	1.27	1.65	1.57	1.37	1.87	1.44	1.93	1.16	1.01
Nb	10.60	13.00	12.00	10.20	15.00	11.70	14.80	9.60	8.60
Ta	0.70	0.90	0.80	0.70	0.90	0.80	1.10	0.60	0.50
La	18.30	22.00	20.00	17.40	23.50	20.70	25.00	16.20	15.00
Ce	39.80	47.80	42.80	37.50	50.70	44.30	54.10	35.90	31.90
Pb	9.30	9.70	10.30	7.90	14.20	6.60	16.20	5.90	5.80
Pr	4.81	5.56	5.11	4.42	6.00	5.31	6.57	4.31	3.90
Sr	418	528	525	626	462	543	219	636	718
Nd	19.90	23.90	21.60	18.40	24.90	21.90	27.40	18.20	17.00
Zr	179	207	201	170	251	202	251	160	141
Hf	3.90	4.30	4.20	3.70	5.10	4.40	5.40	3.40	3.00
Sm	4.27	5.14	4.61	4.01	5.35	4.88	5.75	4.04	3.64
Eu	1.36	1.58	1.46	1.32	1.63	1.53	1.83	1.35	1.23
Gd	4.41	5.44	4.75	4.35	5.62	4.94	6.24	4.14	3.94
Tb	0.72	0.90	0.77	0.74	0.89	0.83	0.99	0.70	0.62
Dy	4.61	5.35	4.62	4.32	5.69	5.16	6.38	4.33	3.97
Y	24.80	30.40	27.50	24.60	32.90	28.10	33.10	23.60	21.80
Ho	0.86	1.03	0.93	0.83	1.12	0.99	1.24	0.81	0.74
Er	2.72	3.04	2.77	2.65	3.30	2.97	3.67	2.42	2.27
Tm	0.38	0.46	0.40	0.38	0.47	0.44	0.53	0.35	0.33
Yb	2.37	2.73	2.54	2.28	3.01	2.66	3.27	2.23	2.04
Lu	0.38	0.43	0.40	0.37	0.48	0.41	0.51	0.33	0.31
Nb/U	8.35	7.88	7.64	7.45	8.02	8.13	7.67	8.28	8.51
Zr/Nb	16.89	15.92	16.75	16.67	16.73	17.26	16.96	16.67	16.40
La/Yb	7.72	8.06	7.87	7.63	7.81	7.78	7.65	7.26	7.35

LOI—烧失量; $Mg^{\#} = 100 \times Mg / (Mg + TFe^{2+})$; $\sigma = (Na_2O + K_2O)^2 / (SiO_2 - 43)$; An—钙长石; Ab—钠长石; Or—钾长石; Ol—橄榄石; Hy—紫苏辉石; Ne—霞石; 矿物缩写据沈其韩(2009)。

安岩区域, 由于 Na_2O - 2.0 明显大于 K_2O 含量, 结合 CIPW 计算结果(表 1), 进一步将其命名为橄榄粗安岩(mugearite)(Le Bas *et al.*, 1986), 属 Na 质系列碱性火山岩(图 4b)。大部分样品含标准矿物紫苏辉石, 少数含标准矿物霞石, 这与根据苏格兰斯凯岛的 Mugeary 命名的火山岩相似。

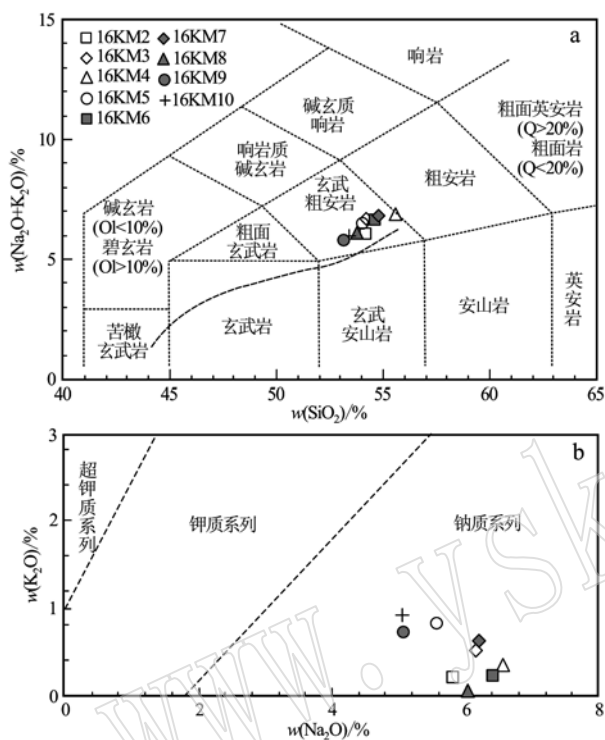


图 4 凯蒙碱性火山岩硅碱图(a, 底图据 Le Bas *et al.*, 1986)和 K_2O - Na_2O 图解(b, 底图据 Middlemost, 1975)
Fig. 4 TAS (SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) classification (a, after Le Bas *et al.*, 1986) and K_2O - Na_2O diagrams (b, after Middlemost, 1975) of Kaimeng alkaline volcanic rocks

全岩 Al_2O_3 含量较高, 为 17.06% ~ 18.46%, 明显高于洋中脊玄武岩(N-MORB)的 14.86% ~ 15.60%、洋岛拉斑玄武岩(OIT)的 13.45%、岛弧拉斑玄武岩(IAT)的 16.0% 和大陆溢流玄武岩(CFB)的 17.08% (Rollinson, 1993); 全岩 TiO_2 含量为 1.02% ~ 1.55%, 高于 IAT 的 0.80% 和 CFB 的 1.00%, 低于 OIT 的 2.63%, 介于 MORB 的 1.19% ~ 1.77% 范围内; 相比较其它主量元素特征, 样品的 $\text{Mg}^\#$ 值变化范围较大, 为 53.17 ~ 68.62。大部分样品的主、微量元素与 SiO_2 含量具有较好的线性关系(图 5), 如 MgO 、 Al_2O_3 、 CaO 、 K_2O 等含量随 SiO_2 升高而下降, Na_2O 和全铁(FeO^T)含量升高, TiO_2 和 P_2O_5 含量升高趋势较弱; 大离子亲石元素, 如 Sr、Ba

等随 SiO_2 含量升高明显下降, Ba-Sr 相关性图解(图 6)显示 Sr 和 Ba 明显受控于钾长石的分离结晶, 这与 K_2O 、Sr 和 Ba 随 SiO_2 含量变化特征是一致的。 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 含量随 SiO_2 变化特征主要受控于样品中富钠长石含量, 这与岩石富含更长石是一致的, 一般认为暗色矿物如橄榄石、辉石的分离结晶会导致残余岩浆中 MgO 和 FeO^T 含量降低, 本研究样品中 MgO 符合这一特征, 而 FeO^T 和 TiO_2 含量略升高, 可能与岩浆分离结晶后期铁钛氧化物等矿物的结晶有关。

3.2 微量元素特征

原始地幔标准化稀土元素配分特征见图 7a。图中所有样品的稀土元素配分特征基本一致, 均为轻稀土元素(LREE)富集型, LREE 总量是原始地幔的 70 ~ 100 倍, 与上地壳(UC)接近, 低于洋岛玄武岩(OIB), 高于洋中脊玄武岩(N-MORB); 重稀土元素(HREE)总量约是原始地幔的 10 倍, 与上地壳、OIB 和 N-MORB 接近, 但比 OIB 平坦, $(\text{La}/\text{Lu})_N$ 值介于 4.38 至 5.31 之间, 具有较强的轻、重稀土元素分异现象。样品均没有明显的 Ce 异常, δCe 值变化范围都非常小, 为 0.98 ~ 1.02, 均值 1.00; 元素 Eu 表现为弱负异常, δEu 值 0.91 ~ 0.99, 只有一个值为 1.01, 均值为 0.95, 说明可能没有斜长石的分离结晶或堆晶作用, 其成分接近母岩浆成分。样品均具轻稀土元素富集的右倾斜型配分模式, 倾斜率与 OIB 相似, 但总量低于 OIB, 明显不同于正常 N-MORB 的 LREE 亏损型; 样品重稀土元素(HREE)平坦, 与 N-MORB 相似, 但不同于 OIB 的右倾斜型, 显示样品稀土元素特征可能受 N-MORB 和 OIB 源区混合控制。

凯蒙碱性火山岩微量元素原始地幔标准化的蛛网图(图 7b)显示, 大部分样品的微量元素分布特征较为一致(样品 16KM8 的 Rb、K 和 Sr 具明显负异常), 总量介于 OIB 和 N-MORB 之间, 相对富集部分大离子亲石元素, 如 Rb、Th、Sr 等, 亏损部分高场强元素, 如 Nb、Ta 和 Ti, 而 Zr 和 Hf 相对富集, 不同于典型岛弧火山岩; 所有样品的 Nb/U 和 Zr/Nb 值变化范围较小, 分别为 7.45 ~ 8.51 和 15.92 ~ 17.26, 显示样品源区较为相似; 相对不活动元素如 Ta、Nb, 以及部分主量元素如 K 等含量介于 N-MORB 和 UC 之间, 活动性较弱的元素如 La、Ce、Nd、Zr、Hf、Sm 等含量介于 OIB 和 N-MORB 之间, 与稀土元素特征相似, 说明其可能受控于 OIB、N-MORB 源区, 并受到地壳混染。

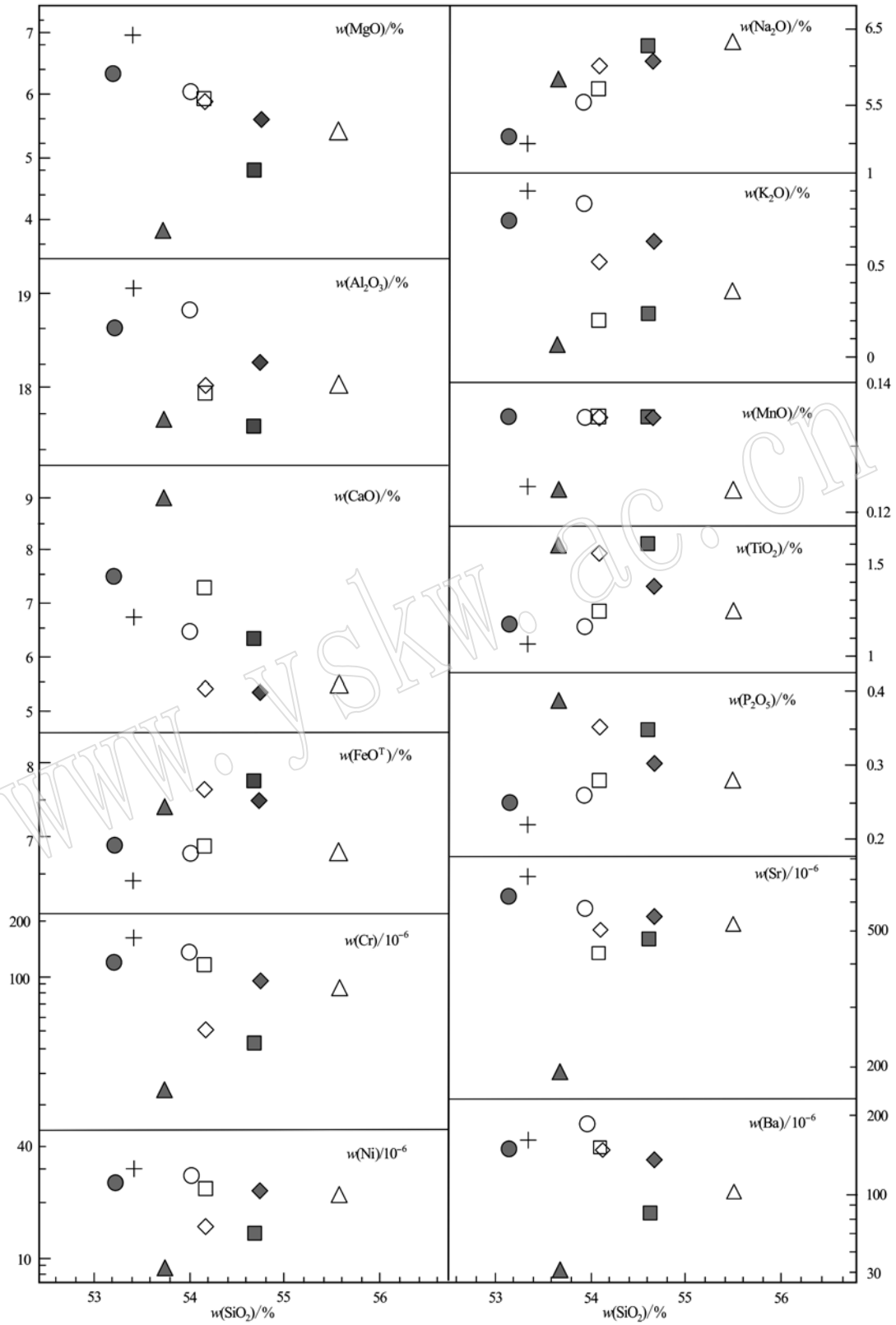


图5 凯蒙碱性火山岩主、微量元素 Harker 图解(图例同图4a)

Fig. 5 The Harker diagrams of major and trace elements of Kaimeng alkaline volcanic rocks (legends as for Fig. 4a)

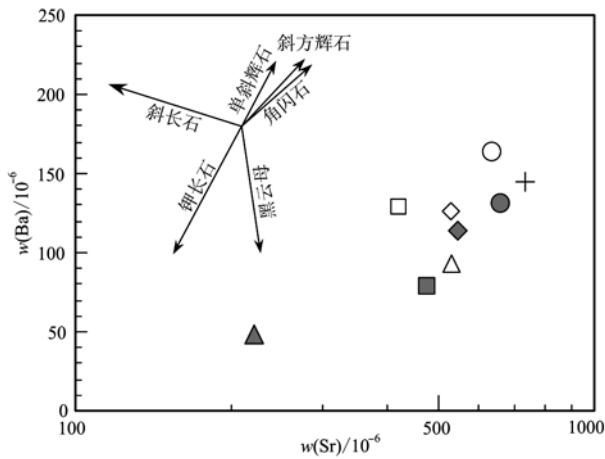


图 6 凯蒙碱性火山岩 Ba-Sr 图解(图例同图 4a)
Fig. 6 Sr-Ba diagram of Kaimeng alkaline volcanic rocks
(legends as for Fig. 4a)

3.3 Sr-Nd 同位素特征

凯蒙碱性火山岩的 Sr-Nd 同位素分析结果见表 2。由表 2 可见样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 测量值变化范围较小, 具较好的一致性。根据样品形成时代(101.8 Ma, 见下文)计算的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始值分别为 0.706 729 ~ 0.707 070 和 0.512 368 ~ 0.512 555, 对应的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 为 -2.68 ~ +0.96, 低于亏损地幔, 高于富集型地幔, 在 Sr-Nd 同位素图解(图 8)上, 样品落在地幔演化区域内, 呈现弱负相关, 分布在亏损地幔(DM)和 II 型富集地幔(EM II)2:1 混合曲线上。

4 锆石 U-Pb 同位素年龄

采用 LA-ICP-MS 方法对凯蒙碱性火山岩中的锆

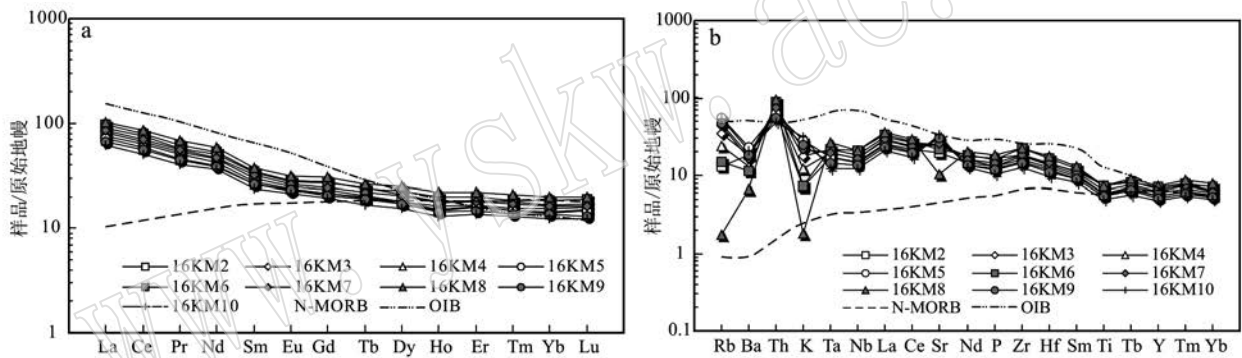


图 7 凯蒙碱性火山岩稀土元素配分模式图(a)和微量元素蛛网图(b)(N-MORB、OIB 和原始地幔数据源于 McDonough and Sun, 1995)

Fig. 7 Primitive mantle-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace elements spider diagram (b) of Kaimeng alkaline volcanic rocks (data of primitive mantle after McDonough and Sun, 1995)

表 2 凯蒙火山岩 Sr-Nd 同位素测试结果

Table 2 Sr-Nd isotope data for Kaimeng alkaline volcanic rocks

样号	16KM3	16KM4	16KM5	16KM6	16KM7	16KM9	16KM10
$w(\text{Rb})/10^{-6}$	22.2	15.3	35.0	9.4	27.7	29.6	34.9
$w(\text{Sr})/10^{-6}$	528	525	626	462	543	636	718
$w(\text{Sm})/10^{-6}$	5.14	4.61	4.01	5.35	4.88	4.04	3.64
$w(\text{Nd})/10^{-6}$	23.9	21.6	18.4	24.9	21.9	18.2	17.0
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.117 394	0.081 369	0.156 107	0.056 809	0.142 432	0.129 946	0.135 715
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.707 071	0.707 157	0.707 298	0.707 011	0.706 967	0.706 944	0.706 928
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.706 900	0.707 038	0.707 070	0.706 927	0.706 759	0.706 754	0.706 729
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.132 234	0.131 228	0.134 000	0.132 109	0.137 010	0.136 486	0.131 653
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512 625	0.512 636	0.512 458	0.512 625	0.512 646	0.512 628	0.512 578
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.512 536	0.512 548	0.512 368	0.512 536	0.512 555	0.512 536	0.512 489
ϵNd	-0.26	-0.03	-3.50	-0.26	0.17	-0.20	-1.17
$\epsilon\text{Nd}(t)$	0.59	0.83	-2.68	0.59	0.96	0.60	-0.31

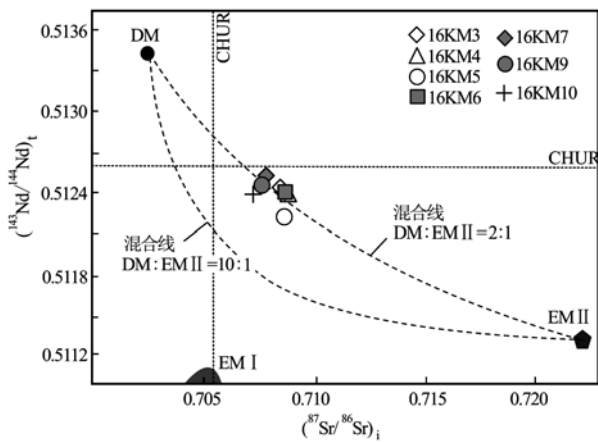


图8 凯蒙碱性火山岩 Sr-Nd 同位素图解(底图据 McCulloch *et al.*, 1983)

Fig. 8 Sr-Nd correlation diagram showing the data of Kaimeng alkaline volcanic rocks located in the mixing line between DM and EM II (after McCulloch *et al.*, 1983)

石进行了 U-Pb 同位素定年。用于测试分析的锆石形态呈短柱状到长柱状,为半自形晶,长度 30 ~ 120 μm ,长宽比为 1:1 到 2:1 左右,在阴极发光图像 (CL) 中,大部分锆石都发育典型岩浆成因锆石的韵律振荡环带和扇形分带结构(图 9),锆石 Th/U 值介于 0.81 ~ 2.86 之间,明显大于 0.1,为岩浆成因锆石 (Hoskin and Black, 2000)。

在锆石靶中挑选 16 颗锆石进行了 29 个点的定年分析,有效结果见表 3,其中 21 个测点的 U-Pb 同位素比值谐和度较高,均大于 90%,数据均集中在谐和线附近, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄值为 $101.8 \pm 1.1 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.5)(图 10)。用于加权平均的测点同位素校正曲线集中分布于谐和线两侧,没有离散的数据,这表明用于测试的锆石 U-Pb 同位素体系保持封闭状态,未受后期热事件影响,所以,该加权平均年龄可以代表凯蒙碱性火山岩的成岩时代。

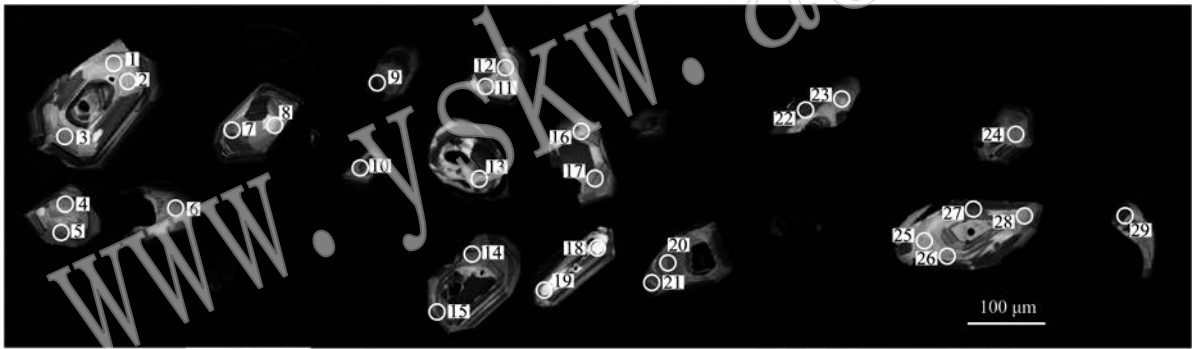


图9 凯蒙碱性火山岩中锆石阴极发光图像

Fig. 9 Cathodoluminescence (CL) photograph of zircons from Kaimeng alkaline volcanic rocks

5 成因

5.1 源区特点

凯蒙碱性火山岩的主、微量元素和 Sr-Nd 同位素组成变化范围小,特别是不相容元素具有相似的分配系数,样品的微量元素比值变化均不大,表现为稀土元素配分模式和微量元素蛛网图曲线均基本一致,表明源区相对较为均一。主量元素如 Al_2O_3 含量明显高于离散板块边界的洋中脊玄武岩、汇聚板块边界俯冲成因岛弧火山岩和板内洋岛玄武岩,微量元素总量介于 OIB 和 N-MORB 之间,暗示源区可能具有相似比例多元混合特征, Sr-Nd 同位素特征揭示源区至少由 DM 和 EM II 混合而成。Weaver

(1991)认为 EM I 和 EM II 都可能由 HIMU 地幔与俯冲的大洋沉积物混合而成,而 EM II 也可能与大陆下地壳、蚀变洋壳或洋岛物质再循环到亏损地幔有关 (Rollinson, 1993),这也就是说,不论哪一类富集地幔都是由亏损地幔经过类似洋壳或陆壳沉积物再循环富集的产物。

已有研究表明微量元素 Ce/Pb 值可以示踪火山岩地幔源区和地壳混染程度 (Losantos *et al.*, 2017),如 OIB 和 DM 的 Ce/Pb 值约为 25 (Hofmann *et al.*, 1986),原始地幔的该值约为 9.65 (Palme and O'Neill, 2003),而上、中、下地壳的该值分别为 5、3.5 和 3.7 (Rudnick and Gao, 2003),现代深海沉积物的该值为 2.7 (Plank, 2014),所以根据 Ce/Pb 值以及不同源区主要成分的 SiO_2 含量可以较好地示踪

表 3 凯蒙碱性火山岩中锆石 U-Pb 同位素年龄分析结果
Table 3 U-Pb isotope ages of zircons from Kaimeng alkaline volcanic rocks

点号	$w_B/10^{-6}$		Th/U	同位素比值				年龄/Ma					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ				
NI706-01	119.67	149.13	0.80	0.048 94	0.007 66	0.109 36	0.016 91	0.016 24	0.000 40	0.004 94	0.000 34	104.0	3.0
NI706-02	239.25	236.21	1.01	0.050 10	0.010 70	0.108 49	0.023 08	0.015 74	0.000 27	0.005 18	0.000 33	101.0	2.0
NI706-03	202.77	210.58	0.96	0.049 92	0.004 22	0.108 91	0.009 06	0.015 86	0.000 23	0.005 19	0.000 28	101.0	1.0
NI706-04	131.14	182.56	0.72	0.048 86	0.006 11	0.106 55	0.013 20	0.015 85	0.000 26	0.006 15	0.000 36	101.0	2.0
NI706-05	153.35	194.71	0.79	0.050 31	0.016 73	0.116 23	0.038 54	0.016 79	0.000 42	0.006 63	0.000 43	107.0	3.0
NI706-07	282.42	310.82	0.91	0.049 67	0.004 99	0.111 82	0.011 04	0.016 36	0.000 30	0.004 67	0.000 29	105.0	2.0
NI706-09	155.70	172.93	0.90	0.046 05	0.007 48	0.097 51	0.015 76	0.015 36	0.000 24	0.005 26	0.000 47	98.0	2.0
NI706-10	275.99	291.78	0.95	0.046 05	0.014 79	0.109 92	0.035 24	0.017 31	0.000 34	0.007 61	0.001 95	111.0	2.0
NI706-11	221.90	288.50	0.77	0.050 18	0.007 89	0.108 85	0.017 02	0.015 76	0.000 23	0.006 28	0.000 40	101.0	1.0
NI706-12	165.81	182.50	0.91	0.050 83	0.010 10	0.109 61	0.021 67	0.015 67	0.000 33	0.005 82	0.000 42	100.0	2.0
NI706-14	240.23	209.86	1.14	0.049 07	0.013 48	0.108 01	0.029 52	0.015 99	0.000 46	0.005 42	0.000 46	102.0	3.0
NI706-15	263.20	260.09	1.01	0.047 36	0.009 18	0.109 26	0.021 03	0.016 76	0.000 39	0.005 48	0.000 41	107.0	2.0
NI706-16	199.73	209.73	0.95	0.051 72	0.009 04	0.117 33	0.020 28	0.016 48	0.000 44	0.005 20	0.000 41	105.0	3.0
NI706-17	142.77	149.27	0.96	0.049 49	0.010 23	0.110 09	0.022 52	0.016 16	0.000 50	0.005 24	0.000 43	103.0	3.0
NI706-18	114.34	95.47	1.20	0.046 05	0.008 25	0.114 43	0.020 44	0.018 02	0.000 25	0.011 28	0.002 44	115.0	2.0
NI706-20	365.87	382.10	0.96	0.049 22	0.008 42	0.110 11	0.018 71	0.016 25	0.000 31	0.005 25	0.000 43	104.0	2.0
NI706-23	147.56	167.51	0.88	0.049 30	0.012 27	0.108 22	0.026 83	0.015 94	0.000 33	0.006 10	0.000 53	102.0	2.0
NI706-24	168.01	155.95	1.08	0.047 88	0.008 51	0.106 48	0.018 79	0.016 15	0.000 36	0.005 83	0.000 49	103.0	2.0
NI706-25	93.08	96.98	0.96	0.047 06	0.017 08	0.102 20	0.036 86	0.015 77	0.000 67	0.006 02	0.000 64	101.0	4.0
NI706-27	111.06	100.34	1.11	0.049 83	0.007 79	0.111 54	0.017 28	0.016 25	0.000 35	0.006 46	0.000 59	104.0	2.0
NI706-28	438.07	203.20	2.16	0.047 09	0.017 65	0.102 13	0.038 05	0.015 75	0.000 66	0.005 06	0.000 62	101.0	4.0

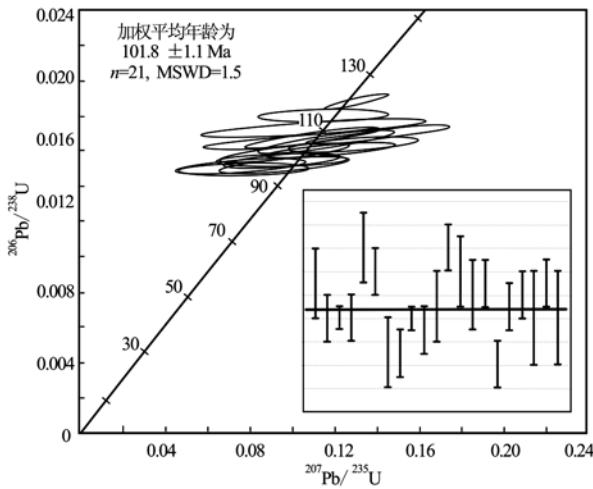


图 10 凯蒙碱性火山岩中锆石 U-Pb 同位素年龄谱和加权平均年龄图解

Fig. 10 Concordia diagram for the zircons from Kaimeng alkaline volcanic rocks and weighted mean age

岩浆岩物质源区。凯蒙碱性火山岩的 Ce/Pb 值变化范围介于 3.3 与 6.7 之间。由于 OIB 和 DM 的 Ce/Pb 值远远高于研究样品, 对样品源区贡献非常小, 故考虑原始地幔和不同地壳以及现代深海沉积物可能为样品的潜在源区。如图 11 所示, 由于上地壳和中地壳的 SiO_2 含量较高, 故样品点远离由原始地幔和中、上地壳构成的二元混合线, 但靠近下地壳和原始地幔的二元混合线, 但是部分样品点的 Ce/Pb 值低于下地壳值, 故推测应该有具更低 Ce/Pb 值和较高 SiO_2 含量的源区作为样品的贡献源区。运用 6 份下地壳和 4 份深海沉积物混合物作为一个端员与原始地幔构成一条二元混合线(图 11 中的实线), 大多数样品基本沿着这条混合线分布, 说明凯蒙碱性火山岩的源区很可能是原始地幔和下地壳以及深海沉积物的混合源, 经质量平衡计算三者比例约为 1:5:4, 也就是说凯蒙碱性火山岩的源区由 1 份原始地幔、5 份下地壳和 4 份深海沉积物混合而成。

凯蒙碱性火山岩的微量元素除总量略低于 OIB 外, 稀土元素配分模式(图 7a)和微量元素分布特征(图 7b)与 OIB 相似, 那么它是否与 OIB 具有相似的源区或成因机制? 利用不同稀土元素的地球化学行为可以进行简单的对比工作。相对于中稀土元素(如 Sm), 轻稀土元素 La 在石榴石相和尖晶石相地幔橄榄岩发生部分熔融时的地球化学行为较为一致, 即在石榴石和尖晶石中都是不相容的, 而中稀土元素相对于重稀土元素(如 Yb)的富集程度则取

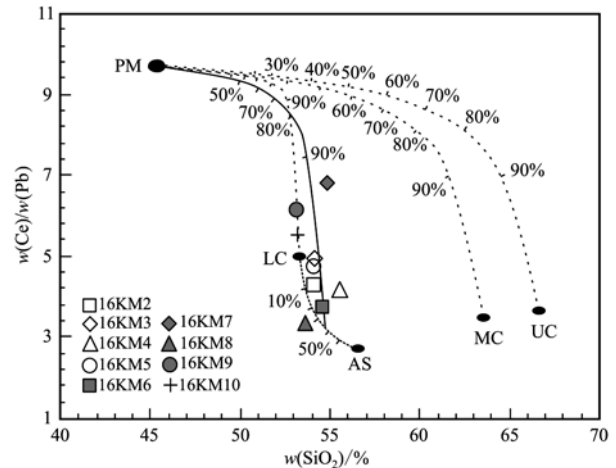


图 11 凯蒙碱性火山岩源区 $Ce/Pb - SiO_2$ 判断图

Fig. 11 $Ce/Pb - SiO_2$ diagram for the source of Kaimeng alkaline volcanic rocks

图中 PM(原始地幔)数据来源于 Palme and O'Neill(2003); UC、MC、LC(上、中、下地壳)数据来源于 Rudnick & Gao(2003); AS(深海沉积物)数据来源于 Plank(2014)

data of PM after Palme and O'Neill(2003); UC, MC, LC after Rudnick and Gao(2003); AS after Plank(2014)

决于源区发生部分熔融时, 残留相是否有石榴子石, 因为重稀土元素倾向于残留在石榴子石中(Baker and Willey, 1992)。另外相比源区性质和部分熔融对不同稀土元素地球化学行为的控制作用, 分离结晶作用的影响较小, 也就是说诸如 La/Sm 和 Sm/Yb 的比值变化主要受控于源区性质和部分熔融程度, 所以根据 $La/Sm - Sm/Yb$ 图解可以探讨火山岩的源区性质和形成机制(Lassiter and Depaolo, 1997)。在图 12 中, 冰岛、夏威夷和留尼旺(Reunion)现代 3 个典型洋底热点成因的 OIB 具有较高的 Sm/Yb 值, 说明源区中有石榴子石的残留, 靠近石榴石橄榄岩低度部分熔融曲线, 而凯蒙碱性火山岩数据点比较集中, 变化范围较小, 靠近尖晶石橄榄岩组成的原始地幔(PM)或亏损地幔(DM)源区的低度部分熔融曲线, 远离石榴石橄榄岩曲线和大陆岩石圈地幔(CLM)橄榄岩, 并且靠近地壳(CC)和深海沉积物(AS)组成, 与图 11 判断一致, 说明受到地壳物质混染。

为了更好地限定部分熔融过程, 在用富集地幔作为源区的石榴子石和尖晶石相橄榄岩非批式部分熔融 $La/Yb - Yb$ 图解(图 13, Luhr *et al.*, 1995; Guivel *et al.*, 2006)上, 凯蒙碱性火山岩数据点沿着尖晶石相橄榄岩部分熔融曲线分布, 这与轻稀土元

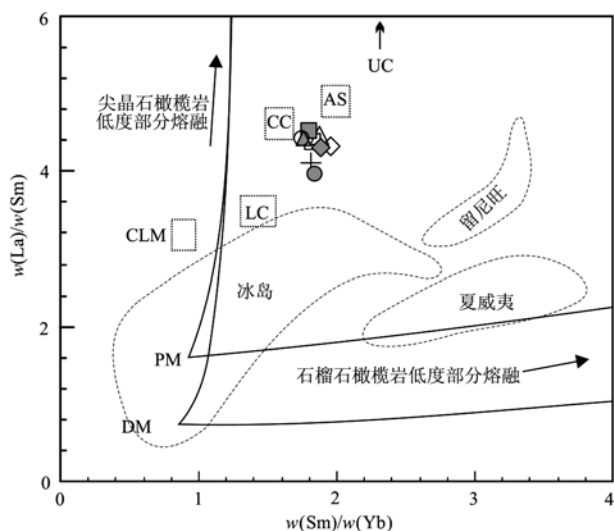


图 12 凯蒙碱性火山岩 La/Sm - Sm/Yb 图解
(底图据 Lassiter and Depaolo, 1997)

Fig. 12 La/Sm - Sm/Yb diagram of Kaimeng alkaline volcanic rocks (after Lassiter and Depaolo, 1997)

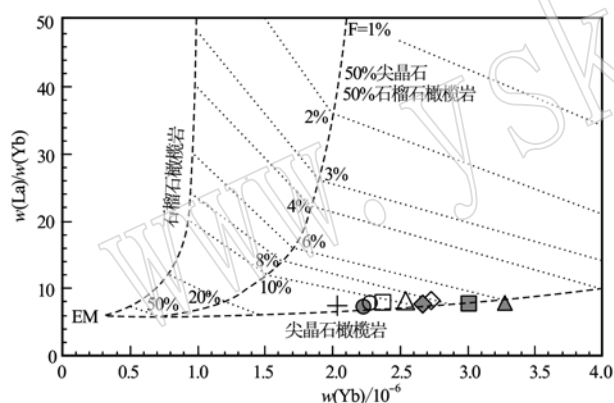


图 13 凯蒙碱性火山岩非批式部分熔融程度 La/Yb - Yb 模拟图解(底图据 Lühr *et al.*, 1995)

Fig. 13 La/Yb - Yb diagram of Kaimeng alkaline volcanic rocks showing non-modal patch melting of EM (after Lühr *et al.*, 1995)

素右倾斜而重稀土元素相对平坦、暗示源区没有石榴石参与部分熔融一致,推测可能与浅部软流圈地幔部分熔融有关(Giuseppe *et al.*, 2018),估算的最大部分熔融程度约为 6% ~ 12%。

微量元素蛛网图显示凯蒙碱性火山岩具有弱的 Nb、Ta 和 Ti 异常,但是 Zr、Hf 明显富集,与地壳较为相似,不同于岛弧岩浆岩。另外,样品元素 P 略亏损,说明源区亏损磷灰石或是源区在低度部分熔融过程中磷灰石残留,而 K 强烈亏损则说明源区缺乏金云母或角闪石,源区不是经过交代的富集挥发分

的岩石圈地幔,也不包含能释放出大量流体的俯冲板片,这与岩相观察不含挥发性矿物(如云母、角闪石和磷灰石等)的结果是一致的,说明凯蒙碱性火山岩母岩浆贫挥发分,推测岩浆应为来自非俯冲带的“干”岩浆。

5.2 构造背景

板块缝合带内这种富 Na 碱性火山岩的研究实例比较少,在青藏高原尚未有报道,因而其成因构造背景没有研究案例可借鉴和类比。在现代大洋 OIB 中有时可见到这种富 Na 碱性火山岩,如夏威夷群岛火山链、冰岛 1973 年喷发的火山岩(Smelle, 1987)中可见这种富 Na 的橄榄粗安岩-夏威夷岩组合,但是这类火山岩具有典型 OIB 地球化学特征,如 TiO₂ 含量高,一般都在 2.0% 以上,在 La/Sm - Sm/Yb 图解(图 12)上,由于源区及成因机制的差异,OIB 具有较高的 Sm/Yb 值,由石榴石相橄榄岩部分熔融形成,而凯蒙碱性火山岩与之相反,具有低的 Sm/Yb 值和较高的 La/Sm 值,由较浅的地幔源区(如尖晶石相橄榄岩)低度部分熔融并混染地壳而成,可见凯蒙碱性火山岩与 OIB 具有不同的成因构造背景。与班公湖-怒江缝合带同属特提斯构造域的东地中海地区土耳其中部缝合带中也出露富 Na 碱性火山岩,但与其与钙碱性火山岩共生,而且 TiO₂ 含量也很高,推测形成于陆块碰撞后构造背景(Giuseppe *et al.*, 2018)。凯蒙碱性火山岩在岩石组合、岩石地球化学特征上与以上实例既有相似性也存在明显差别,可能指示这些火山岩源区及成岩条件具有相似性。

在相对不活动元素 Th/Yb - Ta/Yb 构造环境图解(图 14)上,凯蒙碱性火山岩靠近非俯冲构造背景地幔趋势域而远离火山弧趋势线,样品分布趋势不同于俯冲带富集趋势方向(S),也不同于分离结晶趋势方向(F),与板块内部富集趋势方向(W)基本一致,并与陆壳混染趋势线(C)接近,可见凯蒙碱性火山岩不同于洋中脊、俯冲带成因的岩浆岩,而可能是多种源区混合的结果,这与岩相观察结果以及 Ce/Pb - SiO₂(图 11)和 La/Sm - Sm/Yb(图 12)等图解判断结果较为一致,对应的构造背景很可能是洋-陆过渡区,此处深海沉积物有可能直接覆盖或者接触下地壳,就如现在大西洋两岸伊比利亚半岛和纽芬兰洋陆过渡带。

在南美智利巴塔哥尼亚安第斯山脉里约穆尔塔(Rio Murta)出露一套富 Na 玄武岩,主量元素和微量元素与凯蒙碱性火山岩都具有相似性,如具有较高

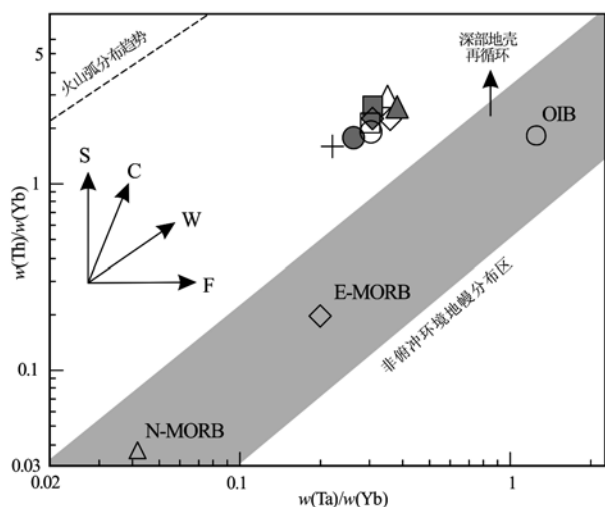


图 14 凯蒙碱性火山岩 Ta/Yb - Th/Yb 构造环境及源区判别图解(底图据 Pearce, 1982)

Fig. 14 Tectonic and source discrimination of Ta/Yb - Th/Yb of Kaimeng Alkaline volcanic rocks (after Pearce, 1982)

图中箭头 S 代表俯冲带富集趋势; C 代表陆壳混染趋势; W 代表板块内部富集趋势; F 代表分离结晶趋势

Vectors show trends of subduction zone enrichment (S), crustal contamination (C), within-plate enrichment (W) and fractional crystallization (F)

含量的 Al_2O_3 (17.6% ~ 21.3%)、中等的 TiO_2 (1.2% ~ 2.0%) 以及较高的 $\text{Mg}^\#$ 值 (60.8 ~ 67.5), 在 $\text{La}/\text{Yb} - \text{Yb}$ 图解上也沿着尖晶石相橄榄岩部分熔融曲线分布, 被认为是洋脊俯冲板片撕裂导致软流圈地幔上涌而致 (Guive *et al.*, 2006)。里约穆尔塔富 Na 玄武岩具有 K 强烈正异常和 P 的弱正异常, 暗示有俯冲流体参与, 而且模拟部分熔融程度在 10% ~ 20% 之间, 高于凯蒙碱性火山岩。里约穆尔塔玄武岩和凯蒙火山岩的相同之处是均需浅部软流圈地幔部分熔融并混染地壳, 不同之处在于前者需要流体参与, 而后者母岩浆可能是“干”岩浆。

已有研究表明拉萨和羌塘地块之间的班怒洋最晚于 110 Ma 即已关闭 (Zhu *et al.*, 2016), 羌塘南缘 I 型花岗岩记录了 125 ~ 110 Ma 由俯冲到碰撞的转换过程 (Liu *et al.*, 2014, 2017a), 也就是说班怒洋在 110 Ma 左右俯冲作用即已结束, 而凯蒙碱性火山岩的形成时代为 101.8 Ma 左右, 处于俯冲末期阶段, 由于俯冲洋壳密度大于与之接壤的陆壳, 在洋陆接触带存在的重力差异导致陆壳与洋壳板片脱离。这种构造背景与俯冲板片的撕裂具有相似性, 也可以促使软流圈地幔上涌发生部分熔融, 形成板内碱

性火山岩。

6 地质意义

蛇绿混杂岩中这种富 Na 碱性火山岩在青藏高原缝合带中尚属首次发现, 由于其成因构造背景既不同于如 OIB 的板内热点或地幔柱, 也不同于汇聚板块边缘俯冲带, 很可能发生在洋壳俯冲末期洋壳与陆壳断裂阶段, 一般发生在洋壳俯冲最后阶段, 应晚于最后一期俯冲成因岩浆岩。该区最晚俯冲成因岩浆岩年龄为 110 Ma (Liu *et al.*, 2014, 2017a), 而碰撞加厚拆沉成因粗安岩年龄为 88 Ma (Chen *et al.*, 2017a), 据此推测洋壳与陆壳发生板片断裂的时间应该在 110 Ma 和 88 Ma 之间。凯蒙碱性火山岩的形成时代为 101.8 Ma, 这与本区其它地质事件是匹配的, 例如根据古地磁资料推测班怒洋在晚白垩世早期完全闭合 (Chen *et al.*, 2017b), 以及拉萨地块北缘下白垩统竟柱山组和美塘南缘下白垩统阿布山组广泛发育磨拉石沉积相, 均与下伏地层角度不整合接触, 时代为 100 ~ 93 Ma, 指示了其时碰撞已经发生 (潘桂棠等, 2006; Fan *et al.*, 2017)。虽然有研究认为班怒带存在 116 ~ 104 Ma 的 OIB, 认为此时尚存在洋壳 (Fan *et al.*, 2014), 但也有人认为是拉萨-羌塘地块碰撞岩石圈的拆沉作用所致 (Zhu *et al.*, 2016)。不管是哪一种情况, 101.8 Ma 的洋壳与陆壳断裂作用是可以匹配的。

洋壳-陆壳断裂作用形成的富 Na 碱性火山岩发育在班怒带南侧、拉萨地块北缘, 不仅可以帮助理解班怒洋存续的时间, 而且还可以帮助理解班怒带从北向南存在一系列由老到新的俯冲成因火山岩的现象。已有研究表明, 班怒洋可能于二叠纪开始裂解 (Shi *et al.*, 2007), 与 Suess (1893)、van der Voo (1993)、Stampfli 等 (1991, 2002) 有关特提斯的概念是一致的。最近发现, 班怒洋北向俯冲最早发生在 242 ~ 236 Ma, 主要依据是羌塘地块南缘雁石坪和唐古拉山洋陆俯冲成因火山岩 (Chen *et al.*, 2015a); 随后在 228 Ma 发生洋内俯冲作用, 形成确哈拉岛弧火山岩, 而后在大约 220 Ma 位于陆弧和洋内弧之间的安多弧后盆地开始扩张 (Chen *et al.*, 2015b), 由于洋壳的持续北向俯冲, 南侧安多微陆块在 191 Ma 发生俯冲、181 Ma 折返 (Zhang *et al.*, 2014b), 在折返之前, 安多微陆块南侧洋壳与其发生脱离, 诱发洋壳初始俯冲, 在 184 Ma 形成具 MORB 性质的那曲辉长

岩(Huang *et al.*, 2013);随着安多微陆块与拉萨地块之间洋壳的进一步俯冲,170~150 Ma 形成罗麦钙碱性火山岩(谢尧武等, 2005)^①,此时班怒洋尚未关闭,

在拉萨地块以北还存在持续北向俯冲的洋壳,这种南撤的北向俯冲作用可能一直持续到 101.8 Ma 之前,直至班怒洋壳与拉萨地块彻底脱离而结束(图 15)。

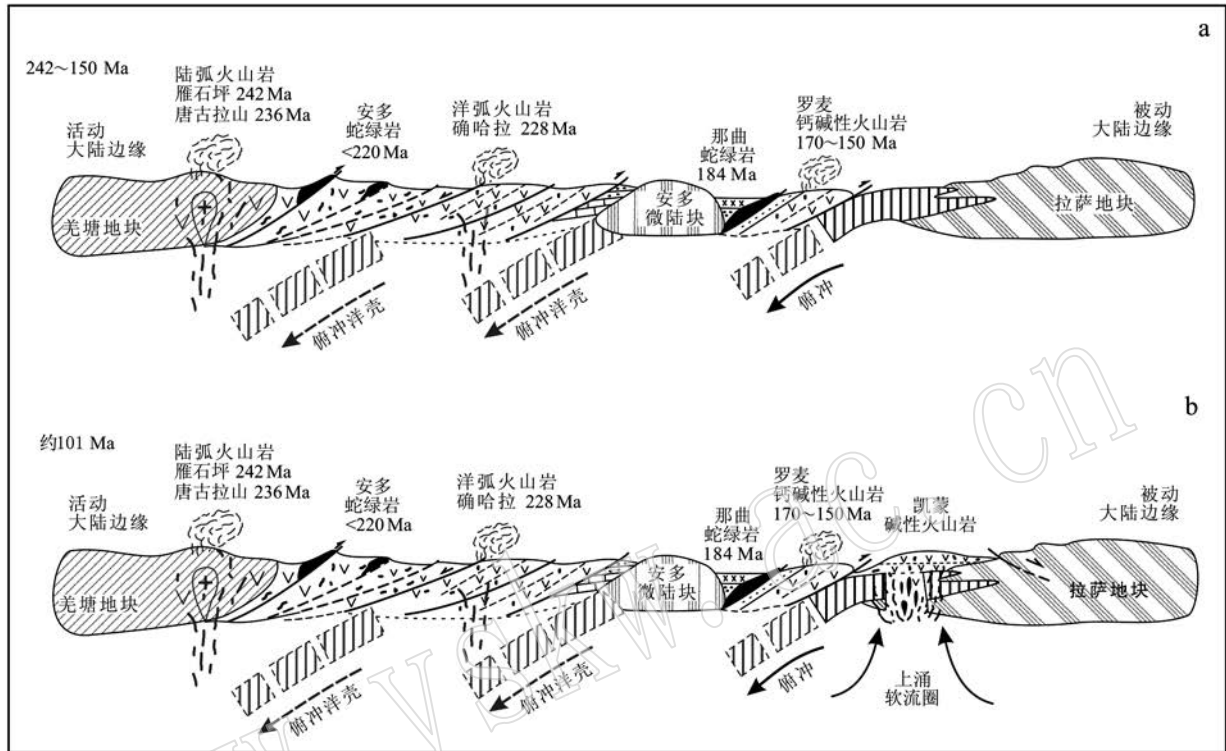


图 15 凯蒙碱性火山岩成因构造背景模型图

Fig. 15 Schematic illustration showing the tectonic setting of Kaimeng alkaline volcanic rocks

致谢 本文样品 U-Pb 测年和 Sr、Nd 同位素分析得到中国科学院青藏高原研究所孙亚莉研究员、岳雅慧博士的大力帮助, 评审专家提出了建设性的修改意见, 在此一并表示感谢。

References

- Allègre C J, Courtillot V, Mattauer M, *et al.* 1984. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt[J]. *Nature*, 307: 17~22.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb[J]. *Chemical Geology*, 192: 59~79.
- Baker D K and Willey P J. 1992. High pressure apatite solubility in carbonate-rich liquids: Implications for mantle metasomatism [J]. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 56: 3 409~3 422.

Chang Chengfa. 1978. Geological evolution history of Himalayas, outline of tectonic belt and discussing of upheaval cause[A]. *International Communion Geological Symposium (1)*, Tectonic and Geomechanics [C]. Beijing: Geological Publishing House, 198~211 (in Chinese).

Chang Chengfa and Zheng Xilan. 1973. Tectonic characteristics of Qomolangma area in the southern Tibet, China and discussing the formation of E-W extending mountains in Tibet Plateau[J]. *Geoscience*, 2: 82~93(in Chinese).

Chen S S, Shi R D, Gong X H, *et al.* 2017a. A syn-collisional model for Early Cretaceous magmatism in the northern and central Lhasa subterranean[J]. *Gondwana Research*, 230: 30~45.

Chen S S, Shi R D, Yi G D, *et al.* 2015a. Middle Triassic volcanic rocks in the Northern Qiangtang (Central Tibet): Geochronology, petrogenesis, and tectonic implications[J]. *Tectonophysics*, 666: 90~102.

① 谢尧武, 尼玛次仁, 强巴扎西, 等. 2005. 西藏那曲幅区域地质调查报告(H46C001002).

- Chen S S, Shi R D, Zou H B, *et al.* 2015b. Late Triassic island-arc-back-arc basin development along the Bangong-Nujiang suture zone (central Tibet): Geological, geochemical and chronological evidence from volcanic rocks[J]. *Lithos*, 230: 30 ~ 45.
- Chen W W, Zhang S H, Ding J K, *et al.* 2017b. Combined paleomagnetic and geochronological study on Cretaceous strata of the Qiangtang terrane, central Tibet[J]. *Gondwana Research*, 41: 373 ~ 389.
- Chung S, Chu M, Zhang Y, *et al.* 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism[J]. *Earth Science Reviews*, 68: 173 ~ 196.
- Ding Lin, Yue Yahui, Cai Fulong, *et al.* 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, geochemical and Sr-Nd-O isotopic characteristics of the high-Mg ultrapotassic rocks in Lhasa Block of Tibet: Implications in the onset time and depth of NS-striking rift system[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1 252 ~ 1 261 (in Chinese).
- Fan J J, Li C, Wang M, *et al.* 2017. Reconstructing in space and time the closure of the middle and western segments of the Bangong-Nujiang Tethyan Ocean in the Tibetan Plateau[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 107(1): 231 ~ 249.
- Fan J J, Li C, Xie C M, *et al.* 2014. Petrology, geochemistry, and geochronology of the Zhonggang ocean island, northern Tibet: Implications for the evolution of the Bangongco-Nujiang oceanic arc of the Neo-Tethys[J]. *International Geology Review*, 56(12): 1 504 ~ 1 520.
- Fan Qicheng, Liu Ruoxin and Sui Jianli. 1999. Petrology and geochemistry of rift Wusalianchi K-rich volcanic rock zone[J]. *Geological Review*, 45(7): 358 ~ 368 (in Chinese).
- Girardeau J, Marcoux J, Allègre C J, *et al.* 1984. Tectonic environment and geodynamic significance of the Neo-Cimmerian Dongqiao Ophiolite, Bangong-Nujiang suture zone, Tibet[J]. *Nature*, 307: 27 ~ 31.
- Giuseppe P D, Agostini S, Manetti P, *et al.* 2018. Sub-lithospheric origin of Na-alkaline and calc-alkaline magmas in a post-collisional tectonic regime: Sr-Nd-Pb isotopes in recent monogenetic volcanism of Cappadocia, Central Turkey[J]. *Lithos*, 316 ~ 317: 304 ~ 322.
- Guivel C, Morata D, Pelletier E, *et al.* 2006. Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46-478S): Geochronometric and geochemical evidence for slab tearing dueto active spreading ridge subduction[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149: 346 ~ 370.
- Guo Z F, Wilson M, Liu J Q, *et al.* 2006. Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau: Constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms[J]. *Journal of Petrology*, 47(6): 1 177 ~ 1 220.
- Guo Z F, Wilson M, Zhang M L, *et al.* 2013. Post-collisional, K-rich mafic magmatism in south Tibet: Constraints on Indian slab-to-wedge transport processes and plateau uplift[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165: 1 311 ~ 1 340.
- Guo Z F, Wilson M, Zhang L H, *et al.* 2014. The role of subduction channel mélanges and convergent subduction systems in the petrogenesis of post-collisional K-rich mafic magmatism in NW Tibet[J]. *Lithos*, 198 ~ 199: 184 ~ 201.
- Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, *et al.* 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 79: 33 ~ 45.
- Hole M, Rogers G, Saunders A D, *et al.* 1991. Relation between alkalic volcanism and slab-window formation[J]. *Geology*, 19: 657 ~ 660.
- Hoskin P W O and Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 423 ~ 439.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, *et al.* 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139 ~ 155.
- Huang Q S, Shi R D, Liu D L, *et al.* 2013. Os isotopic evidence for a carbonaceous chondritic mantle source for the Nagqu ophiolite from Tibet and its implications[J]. *Chinese Science Bulletin*, 58: 92 ~ 98.
- Lassiter J C and Depaolo D J. 1997. Plume/Lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotopic constraints[A]. Mahoney J. Large Igneous Province: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism[C]. *Geophysical Monograph 100*. American Geophysical Union, 335 ~ 355.
- Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, *et al.* 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram[J]. *Journal of Petrology*, 27: 745 ~ 750.
- Li Cai, Cheng Liren, Hu Ke, *et al.* 1995. Study on the Longmu Co-Shuanghu Paleo-Tethys Suture Zone in Tibet[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1 ~ 131 (in Chinese).
- Li S, Yin C Q, Guilmette C, *et al.* 2019. Birth and demise of the Bangong-Nujiang Tethyan Ocean: A review from the Gerze area of central Tibet[J]. *Earth Science Reviews*, 198: 1 ~ 25.
- Liu D L, Huang Q S, Fan S Q, *et al.* 2014. Subduction of the Bangong-Nujiang Ocean: Constraints from granites in the Bangong Co area, Tibet[J]. *Geological Journal*, 49: 188 ~ 206.
- Liu D L, Shi R D, Ding L, *et al.* 2017a. Zircon U-Pb age and Hf isotopic compositions of Mesozoic granitoids in southern Qiangtang, Tibet: Implications for the subduction of the Bangong-Nujiang Tethyan

- Ocean[J]. *Gondwana Research*, 41: 157 ~ 172.
- Liu Y M, Wang M, Li C, *et al.* 2017b. Cretaceous structures in the Duolong region of central Tibet: Evidence for an accretionary wedge and closure of the Bangong-Nujiang Neo-Tethys Ocean[J]. *Gondwana Research*, 48: 110 ~ 123.
- Losanto E, Cebría J M, Morán-Zenteno D J, *et al.* 2017. Petrogenesis of the alkaline and calcalkaline monogenetic volcanism in the northern sector of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Central Mexico) [J]. *Lithos*, 288 ~ 289: 295 ~ 310.
- Ludwig K J. 2003. ISOPLOT 3. 0 [A]. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4 [C]. 70.
- Luhr J F, Aranda-Gomez J J, Housh T B, *et al.* 1995. San Quintin volcanic field, Baja California: Geology, petrology, and geochemistry [J]. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7): 10 353 ~ 10 380.
- Ma Y M, Yang T S, Bian W W, *et al.* 2018. A stable southern margin of Asia during the Cretaceous: Paleomagnetic constraints on the Lhasa-Qiangtang collision and the maximum width of the Neo-Tethys [J]. *Tectonics*, 37: 3 853 ~ 3 876.
- McCulloch M T, Jaques A L, Nelson D R, *et al.* 1983. Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: An enriched mantle origin [J]. *Nature*, 302: 400 ~ 403.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology*, 120: 223 ~ 253.
- Meng J, Zhao J J, Wang C S, *et al.* 2017. Palaeomagnetism and detrital zircon U-Pb geochronology of Cretaceous red-beds from central Tibet and tectonic implications [J]. *Geological Journal*, 53: 2 315 ~ 2 333.
- Middlemost E A K. 1975. The basalt clan [J]. *Earth-Science Reviews*, 11(4): 337 ~ 364.
- Miller C, Schuster R, Klötzli U, *et al.* 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis [J]. *Journal of Petrology*, 40: 1 399 ~ 1 424.
- Palme H and O'Neill H St C. 2003. Cosmochemical estimates of mantle composition [J]. *Treatise on Geochemistry*, 2: 1 ~ 38.
- Pan Guitang, Mo Xuanxue, Hou Zengqian, *et al.* 2006. Spatial-temporal framework of the Gangdese Orogenic Belt and its evolution [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 521 ~ 533 (in Chinese with English abstract).
- Pan Guitang, Zhu Dicheng, Wang Liquan, *et al.* 2004. Bangong Lake-Nu River suture zone—The northern boundary of Gondwanaland: Evidence from geology and geophysics [J]. *Earth Science Frontiers*, 11(4): 371 ~ 382 (in Chinese).
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundary [A]. Thorpe R S. *Andesites* [C]. Wiley, Chichester, 525 ~ 548.
- Plank T. 2014. The chemical composition of subducting sediments [J]. *Treatise on Geochemistry*, 4: 607 ~ 629.
- Ren Jishun and Xiao Liwei. 2004. Lifting the mysterious veil of the tectonics of the Qinghai-Tibet Plateau by 1: 250000 geological mapping [J]. *Geological Bulletin of China*, 23(1): 1 ~ 11 (in Chinese).
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation [M]. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the Continental Crust [A]. Holland H D and Turekian K K. *Treatise on Geochemistry* [C]. Oxford: Pergamon, 1 ~ 64.
- Sengor A M C. 1987. Tectonics of the Tethysides: Orogenic Collage Development in a Collisional Setting [J]. *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, 15(1): 213.
- Shen Qihan. 2009. The recommendation of a systematic list of mineral abbreviations [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 28(5): 495 ~ 500 (in Chinese with English abstract).
- Shi R D, Alard O, Zhi X C, *et al.* 2007. Multiple events in the Neo-Tethyan Oceanic upper mantle: Evidence from Ru-Os-Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 261: 33 ~ 48.
- Shi R D, Yang J S, Xu Z Q, *et al.* 2008. The Bangong Lake ophiolite (NW Tibet) and its bearing on the tectonic evolution of the Bangong-Nujiang suture zone [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(5 ~ 6): 438 ~ 457.
- Sláma J, Košler J, Condon D J, *et al.* 2008. Plešovice zircon—A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis [J]. *Chemical Geology*, 249: 1 ~ 35.
- Smelle J L. 1987. Geochemistry and tectonic setting of alkaline volcanic rocks in the Antarctic peninsula: A review [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32: 269 ~ 285.
- Stampfli G & Borel G. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17 ~ 33.
- Stampfli G, Marcoux J and Baud A. 1991. Tethyan margins in space and time [A]. Channel J E T, Winterer E L and Jansa L F. *Paleogeography and Paleooceanography of Tethy* [C]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87: 373 ~ 410.
- Suess E. 1893. Are great ocean depths permanent? [J]. *Nat. Sci.*, 2: 180 ~ 187.
- Tatsumi Y, Kawabata H, Sato K, *et al.* 2006. The petrology and geo-

- chemistry of Oto-Zan composite lava flow on Shodo-Shima Island, SW Japan: Remelting of a solidified high-Mg andesite magma[J]. *Journal of Petrology*, 47: 595 ~ 629.
- Turner S, Arnaud N, Liu J, *et al.* 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts[J]. *Journal of Petrology*, 37: 45 ~ 71.
- van der Voo R. 1993. *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*[M]. Cambridge University Press, 411.
- Wang Xibin, Bao Peisheng, Deng Wanming, *et al.* 1987. *Tectonic Evolution of Himalayan Lithosphere—Tibet Ophiolite* [M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2~4): 381 ~ 397.
- Williams H M, Turner S P, Kelley S, *et al.* 2001. Age and composition of dikes in southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism[J]. *Geology*, 29: 339 ~ 342.
- Williams H M, Turner S P, Pearce J A, *et al.* 2004. Nature of the source regions for postcollisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modelling[J]. *Journal of Petrology*, 45: 555 ~ 607.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 28: 211 ~ 280.
- Zhang K J, Xia B, Wang G M, *et al.* 2004. Early Cretaceous stratigraphy, depositional environments, sandstone provenance, and tectonic setting of central Tibet, western China[J]. *GSA Bulletin*, 116(9/10): 1 202 ~ 1 222.
- Zhang K J, Xia B, Zhang Y X, *et al.* 2014a. Central Tibetan Mesozoic Tethyan oceanic plateau[J]. *Lithos*, 210: 278 ~ 288.
- Zhang X R, Shi R D, Huang Q S, *et al.* 2014b. Early Jurassic high-pressure metamorphism of the Amdo terrane, Tibet: Constraints from zircon U-Pb geochronology of mafic granulites[J]. *Gondwana Research*, 26: 975 ~ 985.
- Zhao Zhidan, Mo Xuanxue, Nomade S, *et al.* 2006. Post-collisional ultra-potassic rocks in Lhasa Block, Tibetan Plateau: Spatial and temporal distribution and its implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 787 ~ 794(in Chinese with English abstract).
- Zhu D C, Li S M, Cawood P A, *et al.* 2016. Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in Central Tibet by divergent double subduction[J]. *Lithos*, 245: 7 ~ 17.

附中文参考文献

- 常承法. 1978. 喜马拉雅地质发展史、构造带的划分和隆起原因探讨 [A]. 国际交流地质学术论文集(1)——区域构造、地质力学 [C]. 北京:地质出版社, 198 ~ 211.
- 常承法, 郑锡澜. 1973. 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区地质构造特征以及青藏高原东西向诸山系形成的探讨[J]. *中国科学*, (2): 82 ~ 93.
- 丁林, 岳雅慧, 蔡福龙, 等. 2006. 西藏拉萨地块高镁超钾质火山岩及对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约[J]. *地质学报*, 80(9): 1 252 ~ 1 261.
- 樊祺诚, 刘若新, 隋建立. 1999. 五大连池裂谷型富钾火山岩带的岩石学与地球化学[J]. *地质论评*, 45(7): 358 ~ 368.
- 李才, 程立人, 胡克, 等. 1995. 西藏龙木错-双湖古特提斯缝合带研究[M]. 北京:地质出版社, 1 ~ 131.
- 潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 等. 2006. 冈底斯造山带的时空结构及演化[J]. *岩石学报*, 22: 521 ~ 533.
- 潘桂棠, 朱弟成, 王立全, 等. 2004. 班公湖-怒江缝合带作为冈瓦纳大陆北界的地质地球物理证据[J]. *地学前缘*, 11(4): 371 ~ 382.
- 任纪舜, 肖黎薇. 2004. 1:25万地质填图进一步揭开了青藏高原大地构造的神秘面纱[J]. *地质通报*, 23(1): 1 ~ 11.
- 沈其韩. 2009. 推荐一个系统的矿物缩写表[J]. *岩石矿物学杂志*, 28(5): 495 ~ 500.
- 王希斌, 鲍佩声, 邓万明, 等. 1987. 喜马拉雅岩石圈构造演化: 西藏蛇绿岩[M]. 北京:地质出版社.
- 赵志丹, 莫宣学, Nomade S, 等. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞后超钾质岩石的时空分布及其意义[J]. *岩石学报*, 22(4): 787 ~ 794.