

峨眉山大火成岩省岩石成因与空间差异性研究

——基于全区高Ti玄武岩地球化学数据分析与模拟

田雨露¹, 李 亚², 孟凡超¹, 赵立可², 吴智平¹, 杜 青¹

(1. 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 山东 青岛 266580; 2. 中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院, 四川 成都 610041)

摘要: 高Ti玄武岩成因是峨眉山大火成岩省(ELIP)研究的热点问题。由于高Ti玄武岩地球化学特征在空间上存在差异,其岩石成因尚未达成共识。本文系统收集了峨眉山大火成岩省中高Ti玄武岩地球化学数据以及锆石ID-TIMS U-Pb测年结果,并进行统一处理分析与模拟。研究结果显示,峨眉山大火成岩省形成于约259~258 Ma,高Ti玄武岩在大火成岩省全区均有出露。自西向东,岩石年龄无明显变化规律,厚度逐渐变薄。高Ti玄武岩起源于具有富集地幔特征的地幔柱源区,几乎没有遭受地壳混染,经历了低程度部分熔融作用并可能混入了少量岩石圈地幔物质,发生了以单斜辉石为主的分离结晶作用。峨眉山大火成岩省深部存在一个非对称式的地幔柱,自西向东,高Ti玄武质岩浆起源深度变浅,温度降低,熔融深度和压力随之降低,熔融程度相对增大。模拟表明,源区石榴石相和尖晶石相的熔融程度分别为0.5%~2%和5%,石榴石相熔融比例自西向东由90%减小至40%,而尖晶石相熔融比例由10%增大至60%。

关键词: 峨眉山大火成岩省; 高Ti玄武岩; 非对称式地幔柱; 地球化学特征; 岩石成因

中图分类号: P588.14⁺5

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2021)04-0687-17

A study of the petrogenesis and spatial difference of the Emeishan large igneous province: Based on geochemical analysis and simulation of the high Ti basalts in the whole region

TIAN Yu-lu¹, LI Ya², MENG Fan-chao¹, ZHAO Li-ke², WU Zhi-ping¹ and DU Qing¹

(1. School of Geosciences, China University of Petroleum (East China), Qingdao 266580, China; 2. Exploration and Development Research Institute of Southwest Oil and Gas Field Company, PetroChina, Chengdu 610041, China)

Abstract: The petrogenesis of high Ti basalts is a hot issue in the study of the Emeishan large igneous province (ELIP). Due to the spatial differences in geochemical characteristics of high Ti basalts, there is no consensus on the petrogenesis. In this paper, the authors systematically collected geochemical data of high Ti basalts and CA-ID-TIMS U-Pb dating results of zircons in the ELIP, respectively, and subsequently carried out integrated data processing, analysis and simulation. The research results show that the ELIP was formed in 259~258 Ma and the Emeishan high Ti basalts are distributed all over the ELIP. From west to east, the age of rocks shows no remarkable change, and the distribution of rocks changes from thick to thin. The high Ti basalts with little crustal contamination originated from mantle plume with the characteristics of enriched mantle. They experienced a low degree of partial

收稿日期: 2020-10-25; 接受日期: 2021-05-17; 编辑: 尹淑苹

基金项目: 中国石油西南油气田(高校)盆地研究中心项目(XNS 勘研院 JS2020-059); 国家自然科学基金面上项目(42072169)

作者简介: 田雨露(1998-), 女, 硕士研究生, 地质学专业, E-mail: 947570029@qq.com; 通讯作者: 孟凡超(1982-), 男, 副教授, 主要从事岩石学与岩石地球化学研究, E-mail: mfc1982@126.com。

melting with the possibility of the mixture of some lithospheric mantle components, and fractional crystallization was dominated by clinopyroxene. There was an asymmetric mantle plume at the depth of the ELIP. From west to east, the original depth and temperature of high Ti basaltic magma decreased, the melting depth and pressure decreased, resulting in the increase in melting degree. Simulation shows that the melting degree of garnet phase and spinel phase in the source area is 0.5%~2% and 5% respectively, the melting ratio of garnet phase decreases from 90% to 40% and that of spinel phase increases from 10% to 60% from west to east.

Key words: Emeishan large igneous province; high Ti basalt; asymmetric mantle plume; geochemical characteristics; petrogenesis

Fund support: Southwest Oil and Gas Field, PetroChina (University) Basin Research Center Project (XNS Exploration and Development Research Institute JS2020-059); General Project of the National Natural Science Foundation of China (42072169)

大火成岩省 (large igneous provinces, 简称 LIPs) 在地球上分布十分广泛 (Coffin and Eldholm, 1994; Ernst *et al.*, 2005; Coffin *et al.*, 2006)。峨眉山大火成岩省位于我国四川、云南、贵州 3 省, 是我国最早得到国际学术界认可的大火成岩省。基于对地球化学、生物地层及地球物理等方面的研究成果, 前人普遍认为峨眉山火山序列形成于地幔柱构造背景下 (Xu *et al.*, 2001, 2004, 2008; Xiao *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2006, 2008; Li *et al.*, 2015), 岩性以玄武岩为主。依据 TiO_2 含量和 Ti/Y 值, 目前普遍认为峨眉山大部分玄武岩可分为高 Ti ($\text{TiO}_2 > 2.5\%$ 且 $\text{Ti/Y} > 500$) 和低 Ti ($\text{TiO}_2 < 2.5\%$ 且 $\text{Ti/Y} < 500$) 两个系列 (Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2003, 2004; He *et al.*, 2003, 2007; Song *et al.*, 2008; 李永生, 2012; Li *et al.*, 2016b, 2017b; Liu *et al.*, 2017)。

高 Ti 玄武岩自地幔柱的中心至地幔柱的外围均有分布, 不同地区高 Ti 玄武岩地球化学特征不同, 尤其在微量元素上有较大差异, 从而导致前人对起源也存在 3 种不同的认识: ① 高 Ti 玄武岩起源于地幔柱源区低程度部分熔融作用, 没有经历地壳和岩石圈地幔的混染作用 (Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2007); ② 高 Ti 玄武岩起源于地幔柱, 但岩浆在上升过程中混染了少量岩石圈地幔物质 (He *et al.*, 2010b); ③ 高 Ti 玄武岩起源于被深部地幔柱加热并抬升的大陆岩石圈地幔 (Xu *et al.*, 2007)。

前人对高 Ti 玄武岩成因认识的分歧可能主要由两种原因导致: 首先, 高 Ti 玄武岩成因认识是基于一个或几个相邻地区的岩石地球化学研究, 缺少峨眉山大火成岩省全区的整体性分析; 其次, 前人采用的地球化学指标不同, 不同的地球化学方法得出

的结论有所差异。因此, 本文基于前人研究, 对峨眉山大火成岩省全区高 Ti 玄武岩的年龄、主量元素、微量元素以及 Sr-Nd-Pb 同位素数据进行全面系统地收集并统一处理, 以期理清高 Ti 玄武岩的空间分布、喷发时限及地球化学特征, 揭示高 Ti 玄武岩区域差异性的原因。

1 区域地质概况与数据收集

1.1 研究区地质概况

峨眉山大火成岩省分布于扬子板块西缘及青藏高原东缘, 区域发育安宁河断裂带 (ANHF)、小江断裂带 (XJF) 和鲜水河断裂带 (XSHF) 等多条断裂带 (Song *et al.*, 2001) (图 1)。峨眉山大火成岩省基底以中元古代变质岩为主 (翟明国等, 1986), 出露的地层横跨前震旦系—新生界。

峨眉山玄武岩分布广泛, 出露面积达 $2.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ (Chung *et al.*, 1998; Xu *et al.*, 2001), 主要喷发时限约为 260 Ma, 与生物大灭绝时间吻合 (Zhou *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2010)。峨眉山大火成岩省东部以贵阳以东的都匀—瓮安一线为界, 西北部 and 西南部分别以龙门山—金河断裂带、哀牢山—红河断裂带相隔, 南部界线为云南宝山—昆明一带, 北部界线为道孚—小金—理县一线 (宋谢炎等, 1998; 魏杰, 2018)。峨眉山玄武岩的主要岩石类型为碱性玄武岩和拉斑玄武岩 (张云湘, 1988; Thompson *et al.*, 2001), 包括低 Ti 和高 Ti 玄武岩两种类型 (Xu *et al.*, 2001)。其中, 低 Ti 玄武岩主要集中分布于大火成岩省西部, 高 Ti 玄武岩在整个大火成岩省内均有出露, 是峨眉山大火成岩省区域构造差异研究的良好载体。

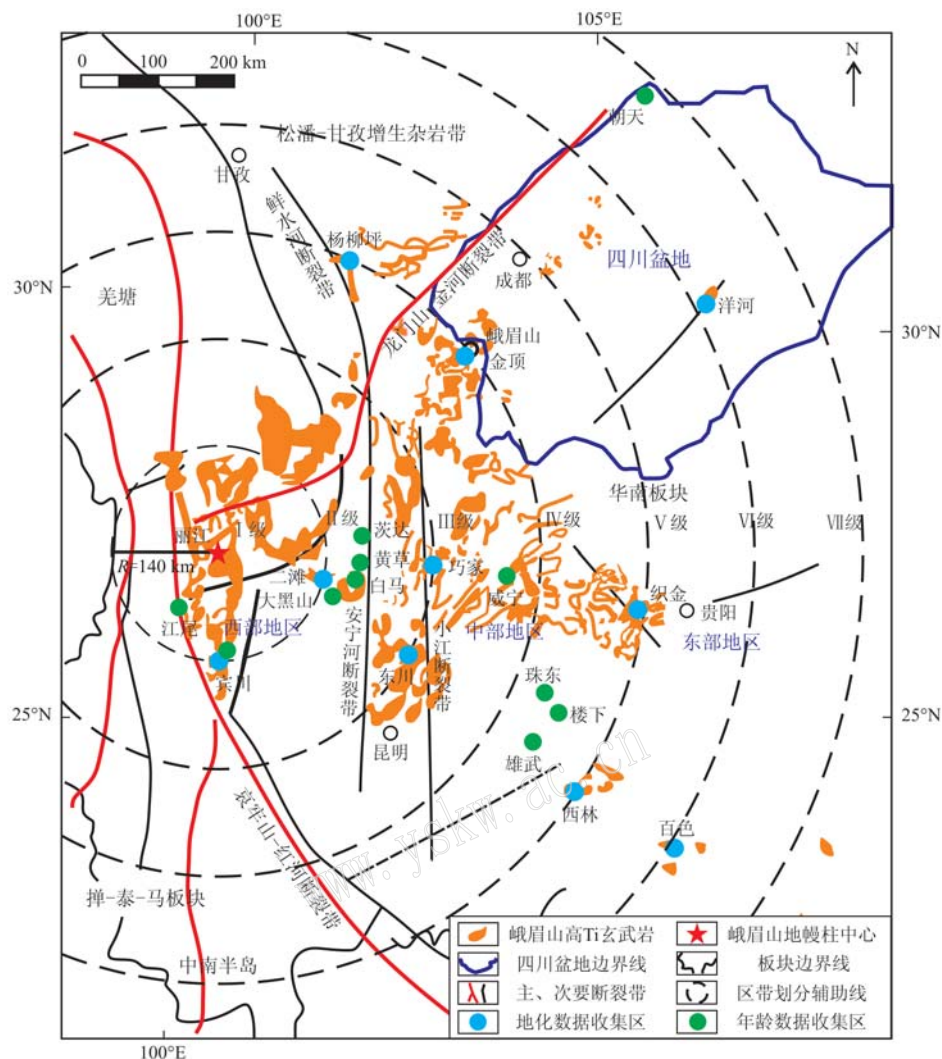


图 1 峨眉山大火成岩省区域地质图[据 Xu Yigang 等(2001)、Song 等(2001,2008)、Xiao 等(2004)、Zhang 等(2006)、Xu Jifeng 等(2007)、He 等(2010b)、Lai 等(2012)、Li 等(2017a)修改]

Fig. 1 Regional geological map of the Emeishan large igneous province (modified after Xu Yigang *et al.*, 2001; Song *et al.*, 2001, 2008; Xiao *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2006; Xu Jifeng *et al.*, 2007; He *et al.*, 2010b; Lai *et al.*, 2012; Li *et al.*, 2017a)

1.2 区带划分与数据收集

前人根据生物地层学、沉积学和地球化学特征,结合研究需要对峨眉山大火成岩省进行了各种区带划分(张云湘, 1988; 侯增谦等, 1999; He *et al.*, 2003, 2010b)。本文在前人基础上,结合玄武岩出露区域,将大火成岩省自西向东依次分为西部地区、中部地区和东部地区(图 1)。针对峨眉山大火成岩省高 Ti 玄武岩,前人积累了比较丰富的岩石年代学及地球化学数据,在对数据进行系统整合及分析过程中,为最大程度上保证数据的统一与精确,确保样品采集区出露较好且岩样新鲜,主微量元素数据分

别出自 X 荧光质谱仪(XRF)和电子耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)的分析结果,实验分析均在重点实验室完成。

根据 PRIMELT2 计算结果(He *et al.*, 2010b),峨眉山地幔柱中心接近于丽江地区。本文假定丽江为峨眉山地幔柱出露中心,对峨眉山大火成岩省 10 个地区、94 件高 Ti 玄武岩样品的地球化学数据以及 11 个地区、12 件岩石样品的锆石 ID-TIMS 年龄数据进行了收集整理。把丽江作为大火成岩省 I 级区域,以 140 km 长作为级间距,完成峨眉山大火成岩省自西向东共计 7 级区域的划分。其中, I、II 级区

域属于西部地区,涉及丽江、宾川、二滩3个地球化学数据收集区和大理、宾川、攀西地区共6个年龄数据收集区;Ⅲ、Ⅳ级区域位于中部地区,包括东川、巧家、杨柳坪、金顶4个地球化学数据收集区和贵州威宁、盘县珠东、兴义雄武、普安楼下4个年龄数据收集区;Ⅴ、Ⅵ、Ⅶ级区域属于东部地区,包括织金、洋河、百色3个地球化学数据收集区和广元朝天年龄数据收集区(图1)。为保证分析结果的准确,本文筛选掉了烧失量过高的样品数据($\text{LOI} > 5\%$),并对其余数据进行了归一化处理。

2 时空分布与地球化学特征

2.1 年代学特征

峨眉山玄武岩出露于茅口组灰岩与上覆吴家坪阶地层之间,根据地层年代的制约,峨眉山玄武岩形成于259~254 Ma(徐义刚等, 2017)。玄武岩的磁性地层研究表明,在峨眉山大火成岩省玄武岩剖面中,正极性磁性带厚度较大(图2),指示大量玄武岩形成于正常极性周期内,很多学者因此提出峨眉

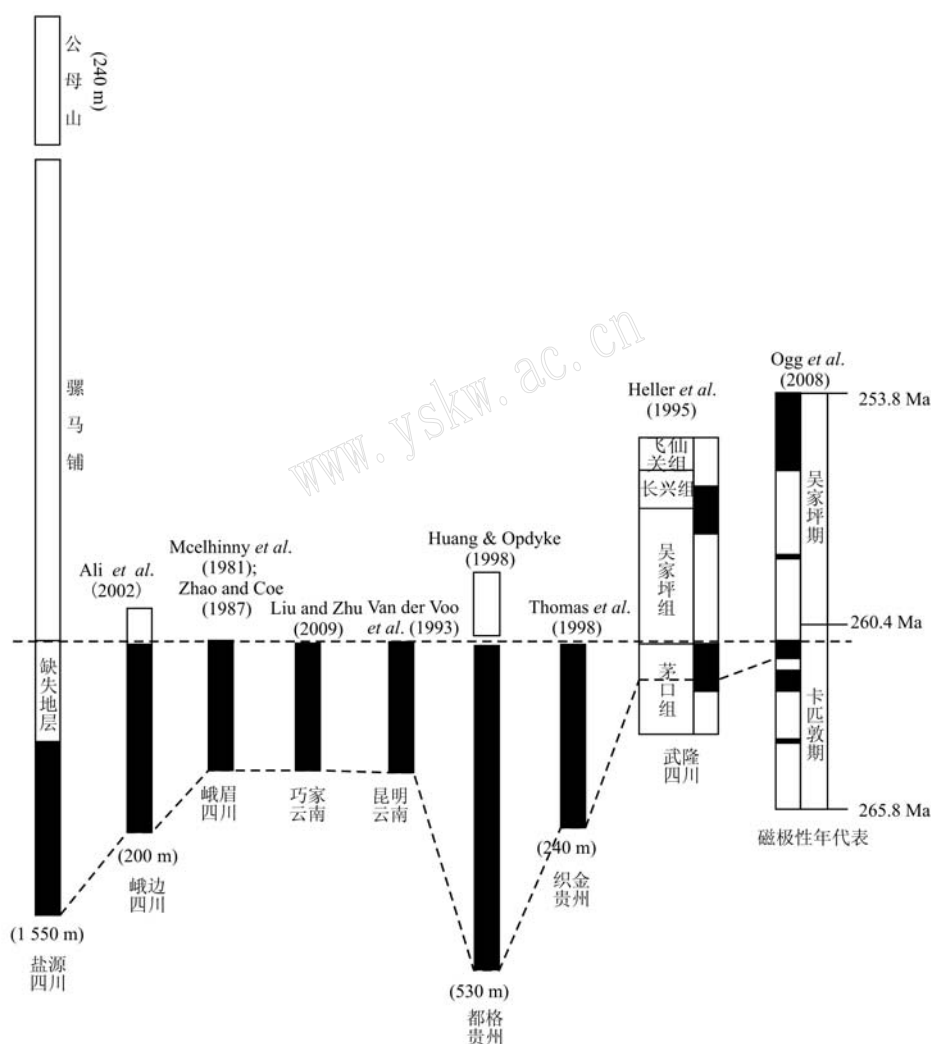


图2 峨眉山大火成岩省玄武岩磁性地层学关系[黑色表示正常极性,白色表示反转极性;据 Zheng 等(2010)修改]

Fig. 2 Correlation of magnetostratigraphic results obtained from basalts in the ELIP (black indicates normal polarity, white indicates reversed polarity; modified after Zheng *et al.*, 2010)

山玄武岩在约1~2 Ma内完成主要喷发(Huang and Opdyke, 1998; Thomas *et al.*, 1998; Ali *et al.*, 2002; Zheng *et al.*, 2010);也有学者认为峨眉山地

幔柱主喷发期的持续时间<1 Ma(徐义刚等, 2013, 2017; Zhong *et al.*, 2014; 朱江, 2019)。

由于峨眉山大火成岩省受到后期热事件的改

造,传统的 Ar-Ar 法测年结果并不能反映峨眉山玄武岩的喷发时间 (Boven *et al.*, 2002; Lo *et al.*, 2002; Ali *et al.*, 2004, 2005)。峨眉山玄武岩的锆石 U-Pb 定年结果相对准确,指示火山喷发时限在 259.6 ~ 256.2 Ma (Fan *et al.*, 2008; Lai *et al.*, 2012; Li *et al.*, 2016a)。但相比于火山喷发持续时间,这一结果仍存在较大误差 (>1%)。单颗锆石 ID-TIMS U-Pb 高精度定年方法的引入,更精准地约束了峨眉山大火成岩省的形成时间。Shellnutt 等 (2012) 对攀西地区大黑山、白马、黄草、茨达出露的侵入岩进行了锆石 ID-TIMS 测年,得到的年龄数据分别为 259.1±0.5 Ma、259.2±0.4 Ma、258.9±0.7 Ma 和 258.4±0.6 Ma。西部地区大理、宾川的酸性火山岩测年结果分别为 258.9±0.5 Ma、259.1±0.5 Ma (徐义刚等, 2013; Zhong *et al.*, 2014),与攀西地区的大规模岩浆活动期吻合。珠东、雄武、楼下凝灰岩的 ID-TIMS 测年结果指示大火成岩省中部地区形成于 258.5±0.9 Ma ~ 258.1±1.1 Ma (朱江, 2019)。中晚二叠世 GLB 界线 (即瓜德鲁普统-乐平统界线) 粘土岩是峨眉山火山岩风化剥蚀再沉积的产物 (He *et al.*, 2007, 2010a),因此界线粘土岩的年龄可以指示峨眉山大火成岩省的形成时间。中部威宁和东部朝天剖面界线粘土岩的年龄表明中东部火山岩的主喷发期为 259.2±0.3 Ma ~ 258.6±1.4 Ma (徐义刚等, 2013; Zhong *et al.*, 2014) (表 1)。

表 1 峨眉山大火成岩省单颗锆石 ID-TIMS U-Pb 测年结果汇总

Table 1 ID-TIMS U-Pb dating results of single grain zircons in the Emeishan large igneous province

| 地区 | 岩性 | 年龄/Ma | 数据来源 |
|------|--------|-----------|--------------------|
| 西部地区 | 大理-江尾 | 258.9±0.5 | 徐义刚等 (2013) |
| | 宾川 | 259.1±0.5 | Zhong 等 (2014) |
| | 攀西-大黑山 | 259.1±0.5 | Shellnutt 等 (2012) |
| | 攀西-白马 | 259.2±0.4 | |
| | 攀西-黄草 | 258.9±0.7 | |
| 中部地区 | 攀西-茨达 | 258.4±0.6 | 徐义刚等 (2013) |
| | 贵州-威宁 | 258.1±0.6 | |
| | 盘县-珠东 | 258.3±1.4 | |
| | 兴义-雄武 | 258.5±0.9 | |
| 东部地区 | 普安-楼下 | 258.1±1.1 | 朱江 (2019) |
| | 广元-朝天 | 258.6±1.4 | |
| 东部地区 | 广元-朝天 | 259.2±0.3 | 徐义刚等 (2013) |
| | | 259.2±0.3 | Zhong 等 (2014) |

综上,根据锆石 ID-TIMS 年龄汇总结果 (表 1),结合玄武岩的磁性地层学研究 (图 2),认为峨眉山

主喷发期约为 259 ~ 258 Ma。ID-TIMS 测年结果显示,峨眉山大火成岩省不同地区岩石年龄相差不大,且没有明显的区域变化规律。这说明峨眉山火山岩浆几乎在同时期喷发,与地幔柱活动规律相符。

2.2 空间分布

在峨眉山玄武岩空间分布研究基础上 (Xu Yigang *et al.*, 2001; Song *et al.*, 2001, 2008; Xiao *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2006; Xu Jifeng *et al.*, 2007; He *et al.*, 2010b; Lai *et al.*, 2012; Li *et al.*, 2017a),结合高 Ti 玄武岩的地球化学特征,对各地区玄武岩进行统一划分,参考各地区地质图件以及前人对各地区玄武岩出露面积、分布密度、展布形状等方面的具体描述 (Xu *et al.*, 2001; He *et al.*, 2010b; Lai *et al.*, 2012),并根据经纬度对各地区进行平面定点,系统绘制峨眉山高 Ti 玄武岩分布图 (图 1)。高 Ti 玄武岩在整个峨眉山大火成岩省内均有分布,呈现出以丽江地区为中心点,向四周延展的趋势。虽然普遍认为大火成岩省西部以低 Ti 玄武岩为主,但根据前人关于综合地层学的研究成果,西部地区 (如宾川、二滩等) 的玄武岩厚度约 2 000 ~ 5 000 m,高 Ti 玄武岩厚度明显 >500 m (Chung and Jahn, 1995; Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2006; He *et al.*, 2010b)。东部地区中虽然高 Ti 玄武岩的出露具有显著优势,但玄武岩整体厚度较小 (张云湘, 1988),高 Ti 玄武岩的厚度 <500 m (He *et al.*, 2003; Xiao *et al.*, 2003)。总体上来看,自西向东,高 Ti 玄武岩由厚变薄,这可能与峨眉山地幔柱中心活动强、外围活动弱有关 (徐义刚等, 2001; 李宏博, 2012)。

2.3 地球化学特征

根据 10 个地区 94 件高 Ti 玄武岩样品的统计结果 (Xu Yigang *et al.*, 2001; Song *et al.*, 2001, 2006, 2008; Xiao *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2006; Xu Jifeng *et al.*, 2007; Fan *et al.*, 2008; Li *et al.*, 2017a; Tian *et al.*, 2017),峨眉山高 Ti 玄武岩 SiO₂、TiO₂、Al₂O₃、TFe₂O₃、MnO、CaO 和 P₂O₅ 含量平均值分别为 49.71%、3.55%、13.74%、14.58%、0.21%、9.01% 和 0.42%。TAS 图解显示 (图 3a),峨眉山高 Ti 玄武岩样品主要分布于玄武质岩石范围内,碱性和亚碱性两种类型均有涉及。在 SiO₂-K₂O 图解上 (图 3b),高 Ti 玄武岩散落在钾玄系列、高钾钙碱性系列、钙碱性系列和低钾 (拉斑) 玄武岩系列中,其中钙碱性和高钾钙碱性火山岩占主导。MgO 含

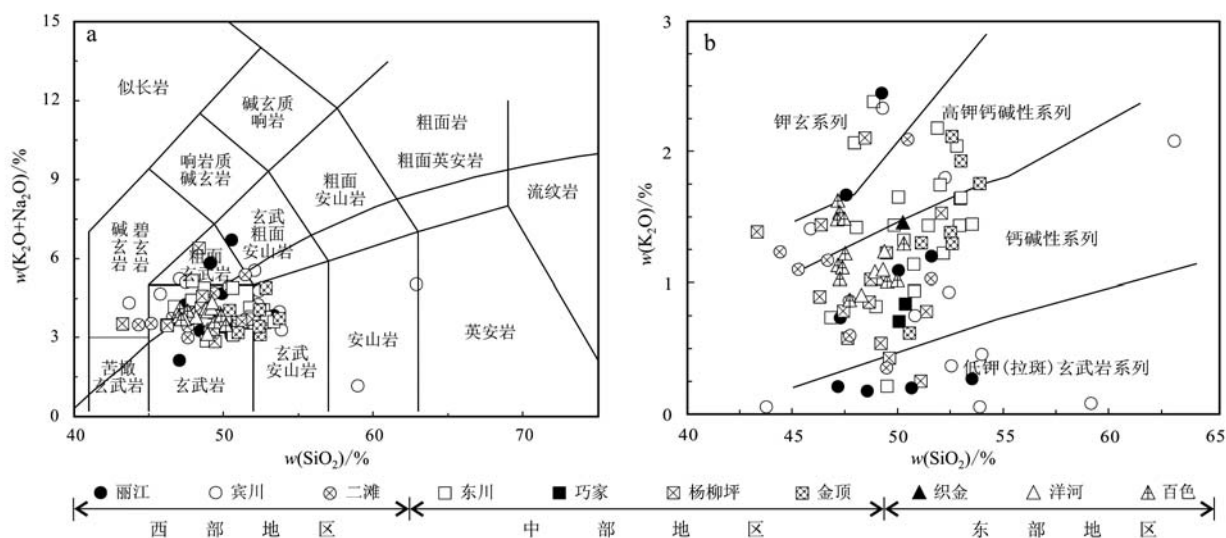


图3 峨眉山高 Ti 玄武岩地球化学分类图

Fig. 3 Geochemical classification diagrams of the Emeishan high Ti basalts

丽江数据引自 Song 等(2001)、Zhang 等(2006); 宾川数据引自 Song 等(2001)、Xiao 等(2004); 二滩数据引自 Song 等(2001)、Xu 等(2001); 东川数据引自 Song 等(2008); 巧家数据引自 Tian 等(2017); 杨柳坪数据引自 Song 等(2006); 金顶和织金数据引自 Xu 等(2007); 洋河数据引自 Li 等(2017a); 百色数据引自 Fan 等(2008)

data of Lijiang after Song *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2006; data of Binchuan after Song *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004; data of Ertan after Song *et al.*, 2001; Xu *et al.*, 2001; data of Dongchuan after Song *et al.*, 2008; data of Qiaojia after Tian *et al.*, 2017; data of Yangliuping after Song *et al.*, 2006; data of Jinding and Zhijin after Xu *et al.*, 2007; data of Yanghe after Li *et al.*, 2017a; data of Baize after Fan *et al.*, 2008

量(2.32%~8.30%) 和 $Mg^\#$ 值(31.00~53.00) 均低于原始岩浆 ($MgO \approx 12.00\%$, $Mg^\# = 63.00 \sim 73.00$) (Green and Ringwood, 1967), 结合 MgO 与 Al_2O_3 、 MnO 、 CaO 、 Na_2O 、 TFe_2O_3 之间呈正相关, 与 K_2O 、 TiO_2 、 P_2O_5 之间呈负相关(图4), 说明峨眉山高 Ti 玄武岩经历了分离结晶作用(魏杰, 2018)。在碱度上, 高 Ti 玄武岩全碱(Na_2O+K_2O) 含量为 1.17%~6.69%, 平均值为 3.97%; Na_2O/K_2O 值为 0.78~19.07, 平均值为 5.48。

峨眉山高 Ti 玄武岩稀土元素丰度变化较大, ΣREE 介于 $129.73 \times 10^{-6} \sim 394.97 \times 10^{-6}$ 之间, 平均值为 244.08×10^{-6} 。轻稀土元素与重稀土元素间存在显著分异($LREE/HREE \approx 3.28$), 轻稀土元素相对富集($LREE \approx 186.75 \times 10^{-6}$), 重稀土元素相对亏损($HREE \approx 57.33 \times 10^{-6}$)。在稀土元素球粒陨石标准化配分图中(图5a), 各地区高 Ti 玄武岩稀土配分形式相似且表现为 OIB(洋岛玄武岩)型特征, 为右倾型曲线, 表明各地区高 Ti 玄武岩的源区性质相同, 起源与演化过程相似。根据微量元素原始地幔标准化蛛网图(图5b), 高 Ti 玄武岩样品 Rb、Ba、K、Sr 变化范围大, 这可能与不同地区岩浆演化过程存在差

异有关。

不同地区高 Ti 玄武岩 Sr、Nd 同位素变化不大, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 和 $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ 的平均值分别为 0.705 418 和 0.512 407, $\epsilon Nd(t)$ 介于 -2.38~4.00 之间, 平均值为 1.59。 $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ 和 $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ 波动范围较大, $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ 为 17.786 00~18.875 00, 平均值为 18.290 00, $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ 为 37.983 00~39.190 00, 平均值为 38.589 00; $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ 变化较小, 介于 15.530 00~15.632 00 之间, 平均值为 15.578 00。

3 讨论

3.1 地壳混染与分离结晶

一般情况下, 原始地幔的 Nb/U 值约为 34, 地壳数值(≈ 9.7) 远低于原始地幔值(Morgan, 1990)。峨眉山高 Ti 玄武岩 Nb/U 值约为 36.21, 接近于原始地幔, 说明高 Ti 玄武岩岩浆没有遭受地壳混染作用或受到的地壳混染程度很低。原始地幔中 Nb/La 值约为 1.06, 地壳中 Nb/La 值约为 0.45(Weaver, 1991; Song *et al.*, 2006)。而高 Ti 玄武岩 Nb/La 值介于 0.66~1.50 之间且不随 SiO_2 含量的变化而变化

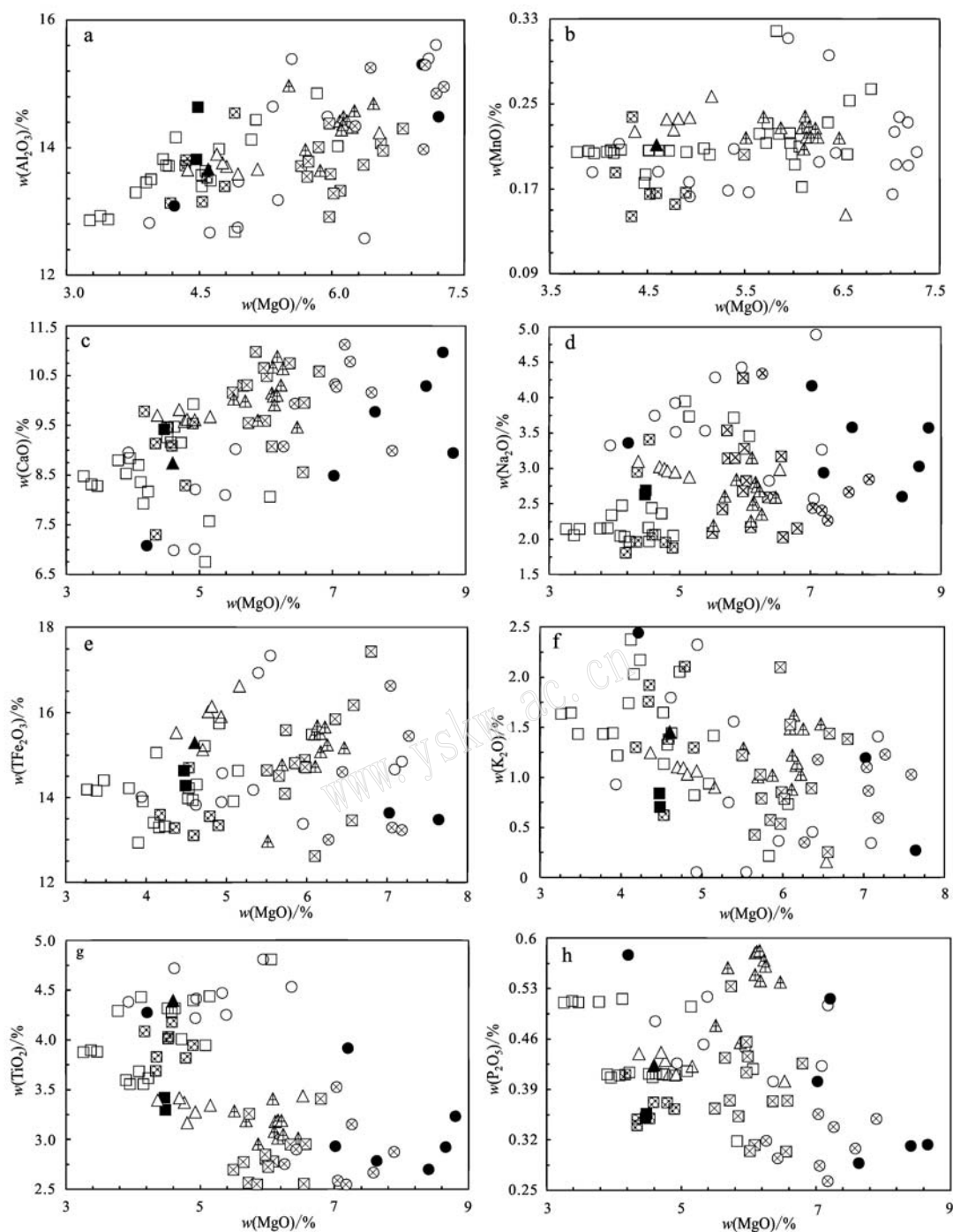


图4 峨眉山高 Ti 玄武岩 MgO 与主量氧化物协变图(地球化学数据来源和图例同图3)

Fig. 4 Covariance diagrams between MgO and major oxides for the Emeishan high Ti basalts (sources of geochemical data and legends as for Fig. 3)

(图 6a), 说明在峨眉山高 Ti 玄武岩形成过程中分离结晶作用占主导, 地壳混染程度低 (Xiao *et al.*, 2004)。相比于原始岩浆, 地壳混染后的岩浆具有较高的 Th/Nb 值 (>5)、Th/Ta 值 (>10) (Wooden *et al.*, 2006)。地壳混染后, 放射性同位素 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值和 Pb 同位素比值通常升高, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值降低 (Pearce, 2008)。峨眉山高 Ti 玄武岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值

玄武岩中 Th/Nb 值 (0.02~0.25) 和 Th/Ta 值 (<3.3) 较低 (图 6b), Ta/La 值 (≈ 0.06) (图 6c) 较高, 没有表现出地壳混染的特征 (Neal *et al.*, 2002; Song *et al.*, 2006)。地壳混染后, 放射性同位素 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值和 Pb 同位素比值通常升高, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值降低 (Pearce, 2008)。峨眉山高 Ti 玄武岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值

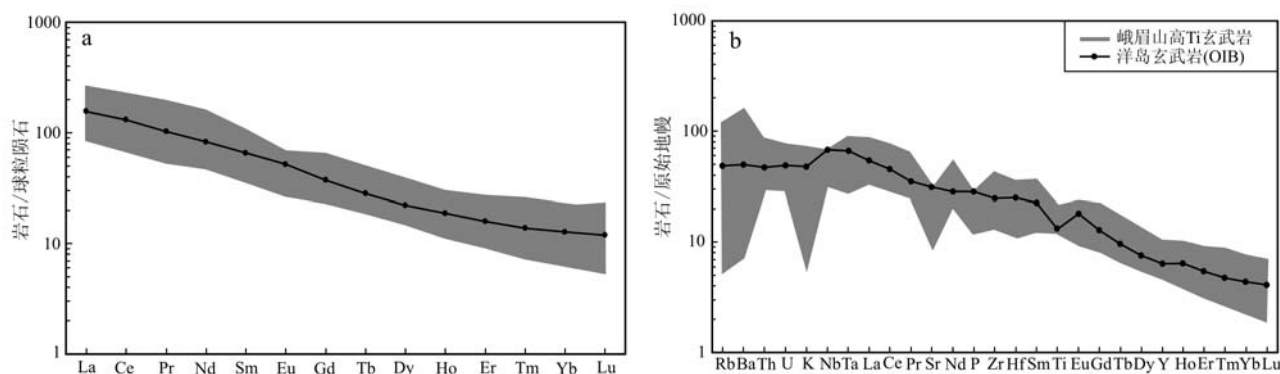


图5 峨眉山高Ti玄武岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b) [球粒陨石、原始地幔和OIB数据引自Sun和McDonough(1989);地球化学数据来源同图3]

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized multi-element patterns (b) for the Emeishan high Ti basalts (data of chondrite, primitive mantle and OIB after Sun and McDonough, 1989; sources of geochemical data as for Fig. 3)

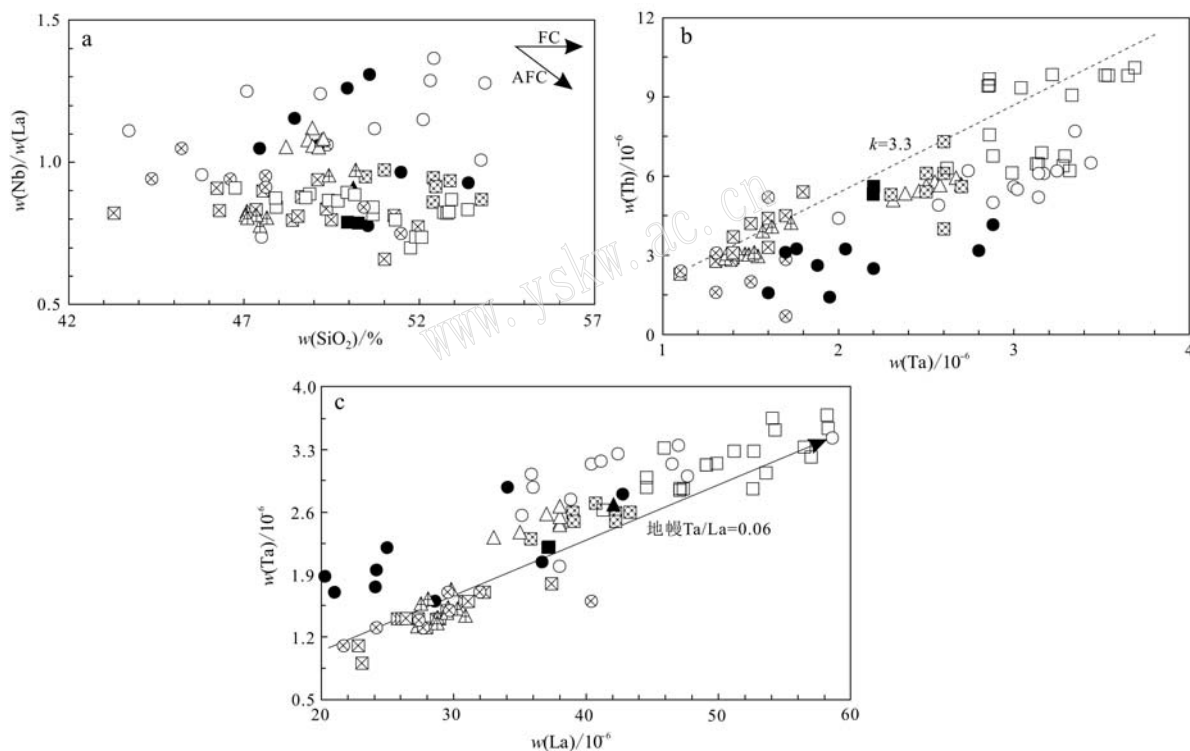


图6 峨眉山高Ti玄武岩混染情况判别图 [原始地幔数据引自Sun和McDonough(1989);地球化学数据来源和图例同图3; FC(分离结晶)、AFC(同化分离结晶)趋势线据Xiao等(2004)]

Fig. 6 Diagrams for discriminating contamination of the Emeishan high Ti basalts [data of primitive mantle after Sun and McDonough, 1989; sources of geochemical data and legends as for Fig. 3; FC and AFC trend lines after Xiao *et al.*, 2004]

(0.704 160 ~ 0.706 900) 和 Pb 同位素比值较低; $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 平均值为 1.59, 也表明峨眉山高 Ti 玄武岩没有经历明显的地壳混染。

由于高 Ti 玄武岩几乎没有经历地壳混染作用, 所以岩石地球化学特征完全受控于岩浆演化过程。岩石固结指数(SI)是判别岩浆演化过程的地球化学

指标。通常情况下, 原始岩浆的 SI 值约为 40 (Green and Ringwood, 1967)。与原始岩浆相比, 峨眉山高 Ti 玄武岩中 SI 值(12.70 ~ 32.80)较低, 表明高 Ti 玄武岩岩浆在喷发之前经历了分离结晶作用。高 Ti 玄武岩部分熔融和分离结晶作用拟合结果表明(图 7a), 高 Ti 玄武岩更多受分离结晶作用控制。

斜长石、辉石和橄榄石通常是玄武岩斑晶的主要矿物类型。由于单斜辉石、斜方辉石和橄榄石中 Sm 和 Eu 的分配系数相差不大, Sr 表现为不相容特征, 因此辉石和橄榄石的分离结晶不会引起 Sm/Eu 值发生强烈波动, Sr 趋向于在岩浆中富集, 岩石中 Sr 呈负异常现象。而在斜长石中 Sm 的分配系数明显大于 Eu 的分配系数, Sr 呈现为相容元素特征, 因此

在斜长石的分离结晶作用下, Eu 为负异常, Sm/Eu 值增大, Sr 趋向于在岩石中富集(杨辉等, 2018)。峨眉山高 Ti 玄武岩 Sm/Eu 值(2.80~4.65)相对稳定(图 7b), 基本不随 Sr 的变化而变化, Sr 存在明显的负异常现象(图 5b), 说明峨眉山高 Ti 玄武岩主要经历了辉石和橄榄石的分离结晶, 斜长石的分离结晶作用比较微弱。

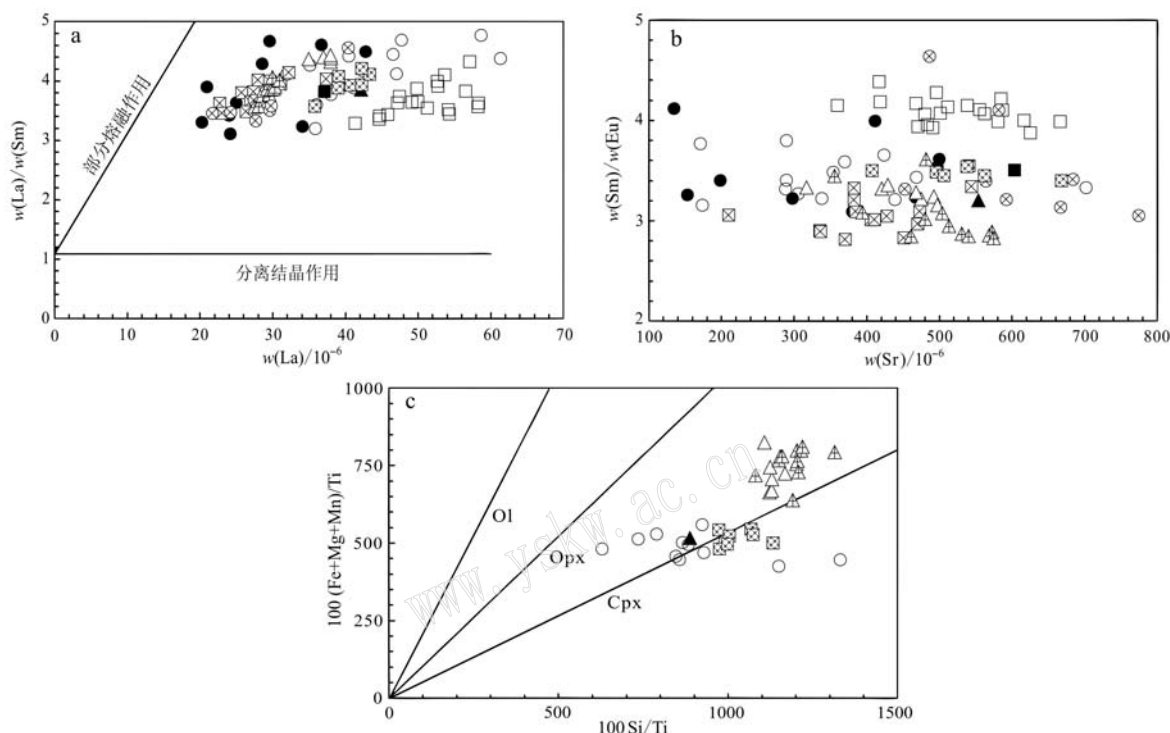


图 7 峨眉山高 Ti 玄武岩 La/Sm - La、Sm/Eu - Sr 和 100 (Fe+Mg+Mn)/Ti - 100 Si/Ti 图解[地球化学数据来源和图例同图 3; a, 部分熔融与分离结晶线的拟合方法据万渝生(1990); c, Ol(橄榄石)、Opx(斜方辉石)和 Cpx(单斜辉石)的分离结晶线据 Stanley 和 Russel(1989)]

Fig. 7 Diagrams of La/Sm - La, Sm/Eu - Sr, and 100 (Fe+Mg+Mn)/Ti - 100 Si/Ti for the Emeishan high Ti basalts [sources of geochemical data and legends as for Fig. 3; a, fitting method for partial melting and fractional crystallization lines after Wan Yusheng, 1990; c, fractional crystallization lines of Ol, Opx and Cpx after Stanley and Russel, 1989]

根据 100 (Fe+Mg+Mn)/Ti - 100 Si/Ti 图解, 峨眉山高 Ti 玄武岩样品数据主要分布于单斜辉石分离结晶线附近(图 7c), 表明高 Ti 玄武质岩浆在演化过程中, 主要发生了单斜辉石的分离结晶作用。通常情况下单斜辉石的结晶会伴随着 Mg 元素的消耗, 从而引起 $Mg^{\#}$ 值和 MgO 含量下降。峨眉山高 Ti 玄武岩的 $Mg^{\#}$ 值与 MgO 含量明显低于原始岩浆, 同样印证了高 Ti 玄武岩在形成过程中经历了大量单斜辉石的分离结晶。结合高 Ti 玄武岩中 MgO 与 Al_2O_3 、CaO、Na₂O 呈正相关(图 4), 进一步表明单斜辉石的分离结晶作用。一般认为斜长石的分离结晶作用会引起 Eu 的负异常, 而峨眉山高 Ti 玄武岩中

Eu 仅表现为微弱的负异常(图 5b), 指示斜长石分离结晶作用较弱。MgO 与 P_2O_5 、 TiO_2 之间的负相关特征(图 4)是磷灰石和钛铁氧化物分离结晶下的结果(魏杰, 2018)。

3.2 源区性质

峨眉山高 Ti 玄武岩的 Sr-Nd 同位素特征显示, 大部分岩石样品分布于地幔阵列和全球平均值区域附近, 接近于 OIB 型特征, 而与 MORB(洋中脊玄武岩)型特征明显不符(图 8a), 所以高 Ti 玄武岩不可能是软流圈岩浆喷发的产物。根据稀土元素配分图(图 5a)和微量元素蛛网图(图 5b), 峨眉山高 Ti 玄武岩富集 LILE(大离子亲石元素)和 HFSE(高场强

元素),与 OIB 型相似,说明高 Ti 玄武岩起源于地幔柱源区(Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004)。虽然原始地幔同位素特征与 OIB 源相似,但在 Zr/Nb、Ba/Th 等不相容元素比值上,原始地幔与 OIB 源存

在明显差异,峨眉山高 Ti 玄武岩不相容元素特征与富集地幔源的洋岛玄武岩(EM-OIB)更加吻合(表 2)。通常情况下,富集地幔 Zr/Y<18 且 Zr/Nb<18, Th/Yb 值和 Ta/Yb 值较高;亏损地幔 Zr/Y>18 且

表 2 峨眉山高 Ti 玄武岩、原始地幔与 OIB 端员组分的不相容元素比值表

Table 2 Ratio of incompatible elements for the Emeishan high Ti basalts, primitive mantle and end member component of OIB

| 比值 | 原始地幔 | HIMU 型 OIB | EM-I 型 OIB | EM-II 型 OIB | 高 Ti 玄武岩(平均值) |
|-------|-------|-------------|-------------|-------------|---------------------|
| Zr/Nb | 15.71 | 3.2~5.0 | 4.2~11.5 | 4.5~7.3 | 5.79~14.28(8.26) |
| Ba/Th | 82.22 | 49~77 | 103~154 | 67~84 | 2.68~842.86(113.92) |
| Rb/Nb | 0.89 | 0.35~0.38 | 0.88~1.17 | 0.59~0.85 | 0.01~2.38(0.86) |
| Th/Nb | 0.12 | 0.35~0.38 | 0.88~1.17 | 0.59~0.85 | 0.02~0.25(0.14) |
| Th/La | 0.12 | 0.080~0.101 | 0.105~0.122 | 0.111~0.157 | 0.02~0.20(0.13) |
| Ba/La | 10.17 | 6.8~8.7 | 13.2~16.9 | 8.3~11.3 | 0.31~52.38(12.59) |

注:原始地幔数据引自 Sun 和 McDonough(1989); OIB 数据引自 Weaver(1991)。

Zr/Nb>18, Th/Yb 值和 Ta/Yb 值较低(Le *et al.*, 1983; Xiao *et al.*, 2004)。峨眉山高 Ti 玄武岩 Zr/Y 值为 4.81~11.94, Zr/Nb 值为 5.79~14.28, Th/Yb 值和 Ta/Yb 值均较高,进一步表明高 Ti 玄武岩源区更接近于富集地幔特征(图 8b)。

通常认为再循环古洋壳、俯冲陆源沉积物和地幔交代作用是导致富集地幔形成的主要因素(牛耀龄, 2010; 褚志远, 2016)。由于峨眉山高 Ti 玄武岩明显富集不相容元素,且不相容性越强的元素富集特征越显著(图 5),不具有地壳特征,因此可以排除相当亏损的循环洋壳以及具有强烈陆壳特征的陆源沉积物的可能,高 Ti 玄武岩岩浆的富集特征很可能与来自地震波减速带(LVZ)的低程度熔融物质有关(牛耀龄, 2010)。在浮力作用下, LVZ 中富含挥发分和不相容元素的硅酸盐质熔体向顶部汇聚,之后在 LVZ 顶部与岩石圈底部的交界处与地幔柱熔体混合,不相容元素随之加入。

由于俯冲循环物质中 Th 元素富集, Yb 元素亏损,因此混入了循环陆壳或俯冲成分的岩浆 Th/Yb 值较高。峨眉山大火成岩省西部地区的高 Ti 玄武岩 Th/Yb 值较低,主要分布在 MORB-OIB 阵列之中近 OIB 处;中、东部地区高 Ti 玄武岩 Th/Yb 值较高,所有样品均分布在 MORB-OIB 阵列之上(图 8c),表明大火成岩省中、东部地区高 Ti 玄武岩在形成过程中,有循环地壳物质或岩石圈地幔成分的混入(He *et al.*, 2010b)。由于峨眉山高 Ti 玄武岩不具有地壳特征,说明中、东部地区高 Ti 玄武岩可能发生了少

量岩石圈地幔的混染,并且此时的岩石圈地幔已经在俯冲板块再循环作用下发生了改造(周名魁等, 1988; Song *et al.*, 2001);同时也可能指示地幔柱组分本身就与交代后的俯冲岩石圈有关(Niu and O'Hara, 2003; 牛耀龄, 2010)。

如果峨眉山高 Ti 玄武岩经历了岩石圈地幔的混染,那么除 LVZ-岩石圈交界处之外,岩石圈地幔也很可能是不相容元素富集的重要场所。一是在浮力作用下, LVZ 熔体持续上升至岩石圈,并在岩石圈地幔中结晶,形成富集不相容元素的交代岩脉(牛耀龄, 2010);二是在扬子克拉通俯冲作用下,岩石圈地幔被富含不相容元素和流体的沉积物改造(周名魁等, 1988)。这两方面的演化可能导致岩石圈地幔的富集,若存在地幔柱-岩石圈相互作用,混合熔体也随之富集。

3.3 源区部分熔融

地幔橄榄岩的主要矿物相是石榴石相与尖晶石相(郑中, 2006)。通常情况下, HREE 在石榴石相中更加富集, Y 和 Yb 的分配系数相似且明显高于 Ce、Gd 和 Tb。当源区以石榴石相为主或源区熔融程度较低时, Ce/Yb、Ce/Y、Gd/Yb 和 Tb/Yb 值均较高(段其发等, 2010)。峨眉山高 Ti 玄武岩 Ce/Yb 值介于 19.88~56.55 之间, Ce/Y 值介于 1.78~3.31 之间, Gd/Yb>2.0, 指示高 Ti 玄武岩形成于以石榴石相为主的深地幔源区的低程度熔融作用。高 Ti 玄武岩(Tb/Yb)_N>1.8, 样品数据主要分布在石榴石稳定区内, 同样表明了石榴石相源区特征(图 9a)(Xiao

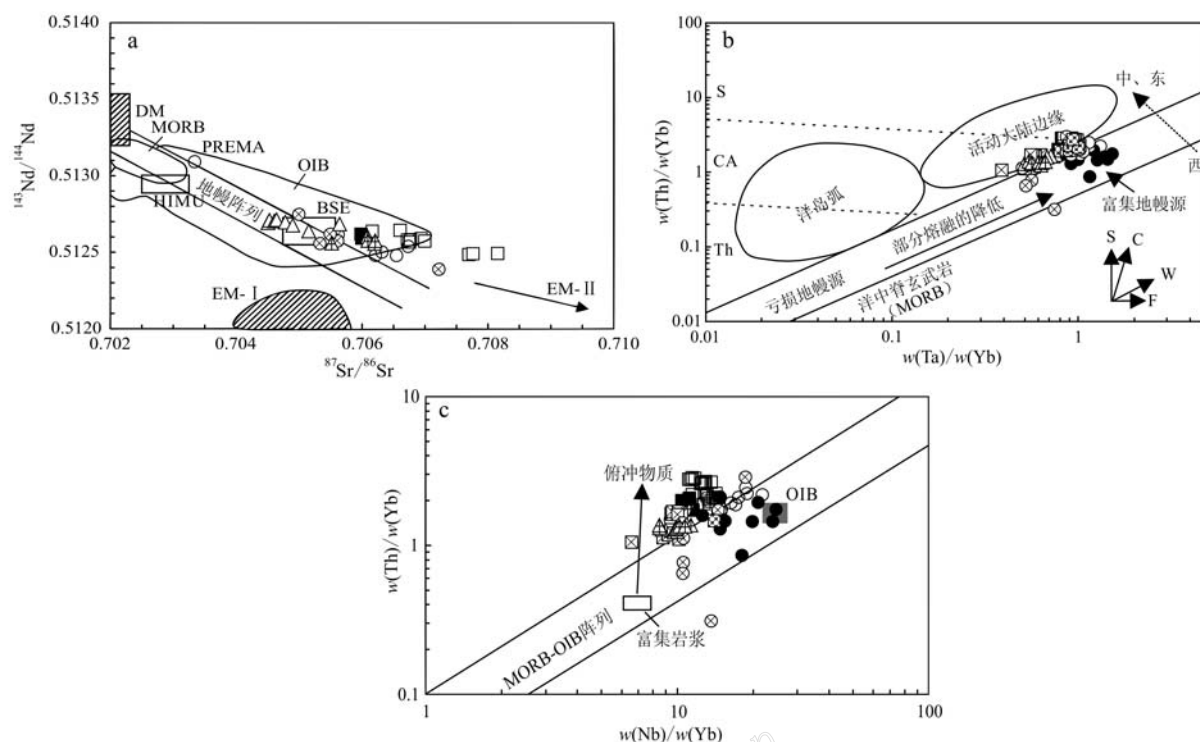


图 8 峨眉山高 Ti 玄武岩源区性质判别图 [地球化学数据来源和图例同图 3; a 据 Song 等(2001)修改; b 据 Xiao 等(2004); c 据 He 等(2010b)]

Fig. 8 Diagrams for discriminating source area characteristics of the Emeishan high Ti basalts [sources of geochemical data and legends as for Fig. 3; a modified after Song *et al.*, 2001; b after Xiao *et al.*, 2004; c after He *et al.*, 2010b]

DM—亏损地幔; BSE—全球平均值; EM- I 和 EM- II—富集地幔; HIMU—具有高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 、 U/Pb 和 Th/Pb 值的地幔; PREMA—流行地幔; MORB—洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; S—俯冲成分; W—板内富集; C—地壳混染; F—分离结晶; Th—拉斑玄武岩区域;

CA—钙碱性区域; S—钾质区域; MORB—洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩

DM—depleted mantle; BSE—bulk silicate earth; EM- I and EM- II—enriched mantle; HIMU—mantle with high $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, U/Pb and Th/Pb values; PREMA—prevalent mantle; MORB—mid-oceanic ridge basalt; OIB—oceanic island basalt; S—subduction component; W—within-plate enrichment; C—crustal contamination; F—fractional crystallization; Th—tholeiite field; CA—calc-alkaline field; S—shoshonitic field;

MORB—mid-oceanic ridge basalt; OIB—oceanic island basalt

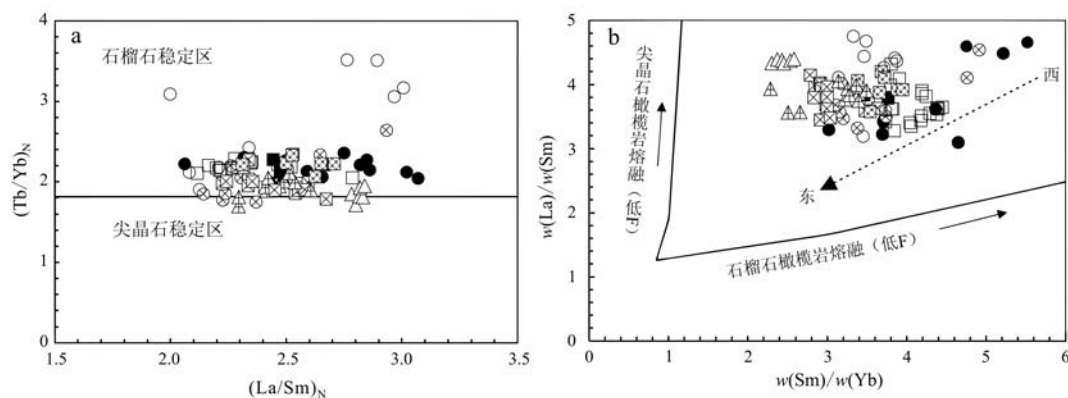


图 9 峨眉山高 Ti 玄武岩源区矿物相组成图解 [数据来源和图例同图 3; a 据 Xiao 等(2004); b 据 Lassiter 和 Depaolo (1997)]

Fig. 9 Mineral phase composition diagrams of source area for the Emeishan high Ti basalts [sources of geochemical data and legends as for Fig. 3; a after Xiao *et al.*, 2004; b after Lassiter and Depaolo, 1997]

et al., 2004)。结合 La/Sm - Sm/Yb 图(图 9b), 高 Ti 玄武岩的 La/Sm 值(>3)和 Sm/Yb 值(>2)均较高, 各地区样品数据均分布于石榴石橄榄岩-尖晶石橄榄岩熔融区域之间, 说明源区成分除了石榴石相以外, 也可能存在尖晶石相。

玄武岩微量元素比值特征可以判别岩浆的熔融过程。Gd/Yb、Th/Yb、La/Sm 值等很少受到分离结晶的影响, 能够作为部分熔融作用的地球化学指标(Lassiter and Depaolo, 1997; Xiao *et al.*, 2004; Song *et al.*, 2006)。从峨眉山大火成岩省西部到东部, Gd/Yb 值呈减小趋势, 表明由西到东石榴石相的熔融比例减小。在 La/Sm - Sm/Yb 图(图 9b)和 Th/Yb - Ta/Yb 图上(图 8b), 峨眉山大火成岩省自西向东, 高 Ti 玄武岩 Sm/Yb 值和 La/Sm 值减小; 与西部

地区相比, 中、东部地区高 Ti 玄武岩 Ta/Yb 值较小, Th/Yb 值较大。这些特征都表明自西向东地幔橄榄岩的熔融程度增大。

通常认为石榴石/尖晶石二辉橄榄岩是地幔柱和新生岩石圈的主要物质组成(张招崇等, 2005; 牛耀龄, 2010)。结合高 Ti 玄武岩源区具有富集特征, 本文以富集地幔代表峨眉山高 Ti 玄武岩源区组成, 以石榴石二辉橄榄岩和尖晶石二辉橄榄岩表示源区端员成分, 利用 Dy/Yb 值和 La/Yb 值定量模拟高 Ti 玄武岩的形成过程(图 10)。由于地幔橄榄岩的实际熔融过程与分离熔融更为相似(Norman, 1998), 并且各矿物的熔融比例可能与源区矿物占比并不一致, 因此本文采用非实比分离熔融模式, 熔融模拟参数如表 3 所示。

表 3 峨眉山高 Ti 玄武岩熔融模拟参数汇总表

Table 3 Parameters of the melting simulation for the Emeishan high Ti basalts

| | 熔融模拟参数 | 参考文献 |
|---------|---|--------------------------------|
| 熔融公式 | $C^{RS} = C^S / (1-F) \times (1-P \cdot F/D^S)^{(1/P)}$ $C^L = C^S / D^S \times (1-P \cdot F/D^S)^{(1/P-1)}$ | Shaw <i>et al.</i> , 1970 |
| 源区初始成分 | 富集地幔: 0.605×10 ⁻⁶ La, 0.555×10 ⁻⁶ Dy, 0.347×10 ⁻⁶ Yb | McKenzie and O'Nions, 1991 |
| 源区矿物相组成 | 石榴石相: 0.598Ol,0.211Opx,0.076Cpx,0.110Gt 尖晶石相: 0.578Ol,0.270Opx,0.190Cpx,0.033Sp | Thirlwall <i>et al.</i> , 1994 |
| 矿物熔融比例 | 石榴石相: 0.05Ol,0.200px,0.30Cpx,0.45Gt 尖晶石相:0.10Ol,0.270px,0.50Cpx,0.13Sp | Thirlwall <i>et al.</i> , 1994 |
| 分配系数 | 单斜辉石 (Cpx) : 0.054La, 0.33Dy, 0.28Yb 斜方辉石 (Opx) : 0.002La,0.022Dy,0.049Yb 橄榄石 (Ol) : 0.0004La,0.0017Dy,0.0015Yb 石榴石 (Grt) : 0.01La,1.06Dy,4.03Yb 尖晶石 (Spi) : 0.01La,0.01Dy,0.01Yb | McKenzie and O'Nions, 1991 |

注: C^S 为某元素的初始浓度 ($w_B/10^{-6}$); C^{RS} 和 C^L 分别为经过部分熔融程度为 F 的熔融后, 某元素所在的残留相和熔体相的浓度 ($w_B/10^{-6}$); D^S 和 P 分别为各元素初始相和部分熔融中进入熔体相的总分配系数。

通常认为, La/Yb 值指示源区熔融程度的大小, La/Yb 值越大表明熔融程度越小; Dy/Yb 值反映熔融深度及矿物相熔融比例的变化, Dy/Yb 值越大表明熔融深度越深, 石榴石相/尖晶石相的熔融比例越大。峨眉山高 Ti 玄武岩模拟结果显示(图 10), 石榴石相和尖晶石相的熔融程度分别为 0.5%~2% 和 5%, 源区石榴石相的熔融占比为 40%~90%, 其中大部分样品在 40%~70% 的石榴石相熔融比例下形成。从空间分布上来看, 各地区地幔橄榄岩的熔融作用呈现区域变化规律。峨眉山大火成岩省自西向东(距地幔柱中心由近到远)高 Ti 玄武岩 Dy/Yb 值和 La/Yb 值均减小, 表明距地幔柱越远地幔橄榄岩的熔融程度越大, 熔融深度越低, 石榴石相的熔融比例

减小, 尖晶石相的熔融比例增大。这种区域变化规律与 Lai 等(2012)、Li 等(2017a)分别通过对贵州、广西以及洋河地区进行地球化学模拟, 最终得到的结果吻合, 进一步验证了郑中(2006)提出的峨眉山大火成岩省孔隙度动力熔融模型。

3.4 岩石成因

通过定性分析与定量模拟, 结合高 Ti 玄武岩的分布情况, 峨眉山地幔柱可能是一个以丽江地区为中心(He *et al.*, 2010b), 呈“火炬状”不对称分布的地幔柱。地幔柱轴部以东的延展范围明显大于轴部以西(图 11)。峨眉山大火成岩省各地区高 Ti 玄武岩都是地幔柱柱头低程度部分熔融作用下的产物, 在 LVZ 顶部的熔体层内, 地幔柱熔体发生不相容元

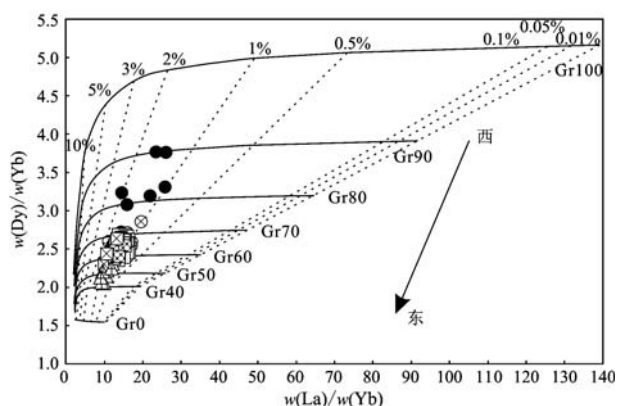


图10 峨眉山高Ti玄武岩La/Yb-Dy/Yb模拟图解

Fig. 10 Simulated image of La/Yb - Dy/Yb for the Emeishan high Ti basalts

Gr0~Gr100 反映石榴石相熔体与尖晶石相熔体不同的混合比例, 如 Gr100 代表 100% 的石榴石相熔体成分, Gr0 代表 100% 的尖晶石相熔体成分; 0.01%~10% 代表石榴石相不同的熔融程度; 数据来源和图例同图 3

Gr0~Gr100 reflects the different mixing ratio of garnet melt and spinel melt, for example, Gr100 represents 100% garnet melt composition, Gr0 represents 100% spinel melt composition; 0.01%~10% represents different melting degrees of garnet phase; sources of geochemical data and legends as for Fig. 3

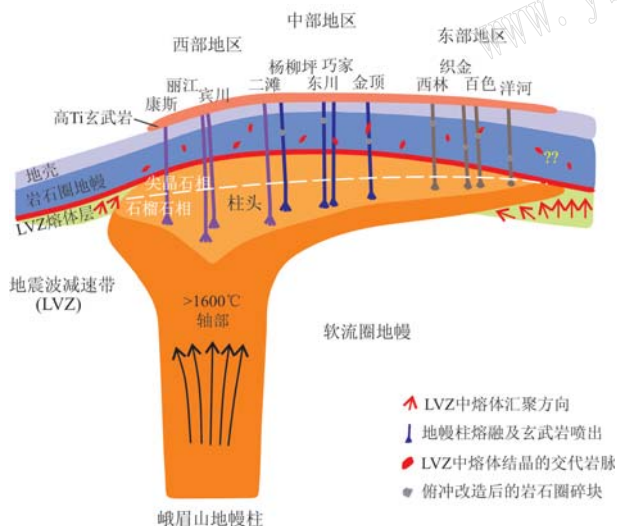


图11 峨眉山高Ti玄武岩地幔柱熔融示意图[据 He 等 (2010b)、牛耀龄 (2010)、李永生 (2012) 修改]

Fig. 11 Schematic diagram illustrating the mantle plume melting process for the Emeishan high Ti basalts (modified after He et al., 2010b; Niu Yaoling, 2010; Li Yongsheng, 2012)

素的富集。由于峨眉山地幔柱和岩石圈地幔具有非均质性, 并且各地区高Ti玄武岩的形成过程并不完全相同, 因此高Ti玄武岩的地球化学特征存在一定的空间差异。

峨眉山大火成岩省西部地区位于地幔柱轴部区域, 近于地幔柱喷发中心, 温度较高 ($>1600^{\circ}\text{C}$) (He et al., 2010b; 李永生, 2012), 柱头拱起明显且深度值较大。在地幔柱柱头深处, 石榴石相占比高, 尖晶石相占比低, 初始熔融压力高, 导致平均熔融程度低, 形成了 TiO_2 含量极高的高Ti玄武岩。而大火成岩省中、东部地区主要位于地幔柱边部区域, 是峨眉山地幔柱活动的减弱地带, 温度更低, 熔融总量更少, 高Ti玄武岩的产出量明显更少。与西部地区相比, 中、东部地区岩石圈覆盖更厚, 当地幔柱上升至岩石圈底部时, 岩石圈地幔可能发生部分熔融作用, 地幔柱熔体同化早期的交代岩脉, 继续富集不相容元素, 最终形成了 TiO_2 含量相对较低的玄武岩。但由于地幔柱边部整体温度较低, 岩石圈地幔的最大熔融程度有限, 因此中、东部地区高Ti玄武岩岩浆主要为地幔柱熔体, 总体呈现为 OIB 特征。峨眉山大火成岩省自西向东, 岩石圈逐渐由薄的特提斯洋盖层向厚的扬子克拉通盖层变化 (郑中, 2006; 李永生, 2012), 地幔柱源区深度和温度减小, 熔融压力和深度降低, 导致距地幔柱中心越远, 地幔橄榄岩的平均熔融程度越大 (郑中, 2006), 深部石榴石相熔融比例减小, 浅部尖晶石相熔融比例增大, 岩石圈地幔的混染可能性增大 (图 11)。

4 结论

(1) 峨眉山大火成岩省形成于约 259~258 Ma, 不同地区岩石年龄没有明显的区域变化规律。高Ti玄武岩在整个峨眉山大火成岩省均有出露, 自西向东高Ti玄武岩由厚变薄。

(2) 峨眉山高Ti玄武岩中 MgO 含量与其他主要元素氧化物间呈线性相关, 主要为钙碱性系列和高钾钙碱性系列。高Ti玄武岩富集 HFSE、LILE 和 LREE, 亏损 HREE, 具有 OIB 型特征。不同地区高Ti玄武岩 Sr、Nd 同位素比值相对稳定。

(3) 峨眉山高Ti玄武岩起源于具有富集地幔特征的地幔柱源区, 几乎没有经历地壳混染。在演化过程中, 高Ti玄武岩先后经历了部分熔融与以单斜辉石为主的分离结晶作用。当地幔柱上升至岩石圈地幔时, 岩石圈地幔可能发生少量部分熔融作用并混入地幔柱熔体中。源区石榴石相和尖晶石相的熔融程度分别为 0.5%~2% 和 5%, 石榴石相的熔融比例为 40%~90%。峨眉山大火成岩省自西向东, 地幔

柱源区深度和温度减小,熔融压力降低,导致源区熔融程度增大,熔融深度减小,石榴石相的熔融比例减小,尖晶石相的熔融比例增大。

References

- Ali J R, Lo C H, Thompson G M, *et al.* 2004. Emeishan Basalt Ar-Ar overprint ages define several tectonic events that affected the western Yangtze platform in the Mesozoic and Cenozoic[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(2): 163~178.
- Ali J R, Thompson G M, Song Xieyan, *et al.* 2002. Emeishan Basalts (SW China) and the “end-Guadalupian” crisis: Magnetobiostratigraphic constraints[J]. *Journal of the Geological Society*, 159(159): 21~29.
- Ali J R, Thompson G M, Zhou Meifu, *et al.* 2005. Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Lithos*, 79(3): 475~489.
- Boven A, Pasteels P, Punzalan L E, *et al.* 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the age and evolution of Permo-Triassic Emeishan volcanic province, southwest China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(2): 157~175.
- Chu Zhiyuan. 2016. Study on the heterogeneity of mantle[J]. *Journal of the Graduates Sun YAT-SEN University*, 37(3): 18 ~ 29(in Chinese).
- Chung S L and Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary [J]. *Geology*, 23(10): 889~892.
- Chung S L, Jahn B M, Wu Genyao, *et al.* 1998. The Emeishan flood basalt in SW China: A mantle plume initiation model and its connection with continental breakup and mass extinction at the Permian-Triassic boundary[J]. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. America Geophysical Union(AGU)*, 798(12): 47~58.
- Coffin M F, Duncan R A, Eldholm O, *et al.* 2006. Large igneous provinces and scientific ocean drilling: Status quo and a look ahead[J]. *Oceanography*, 19(4): 150~160.
- Coffin M F and Eldholm O. 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences [J]. *Reviews of Geophysics*, 32(1): 1~36.
- Duan Qifa, Wang Jianxiong, Bai Yunshan, *et al.* 2010. Geochemistry and mantle source characteristics of the Permian basalts in Moyun area, eastern Tanggula Range[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(2): 125~138(in Chinese with English abstract).
- Ernst R E, Buchan K L and Campbell I H. 2005. Frontiers in large igneous province research[J]. *Lithos*, 79(3): 271~297.
- Fan Weiming, Zhang Chunhong, Wang Yuejun, *et al.* 2008. Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, Southwest China: Evidence for plume-lithosphere interaction [J]. *Lithos*, 102: 218~236.
- Green D H and Ringwood A E. 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(5): 767~833.
- He Bin, Xu Yigang, Chung S L, *et al.* 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 213: 391~405.
- He Bin, Xu Yigang, Huang Xiaolong, *et al.* 2007. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section [J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 255(3~4): 306~323.
- He Bin, Xu Yigang, Zhong Yuting, *et al.* 2010a. The Guadalupian-Lopingian boundary mudstones at Chaotian (SW China) are clastic rocks rather than acidic tuffs: Implication for a temporal coincidence between the end-Guadalupian mass extinction and the Emeishan volcanism[J]. *Lithos*, 119(1~2): 10~19.
- He Qi, Xiao Long, Balta B, *et al.* 2010b. Variety and complexity of the Late-Permian Emeishan basalts: Reappraisal of plume-lithosphere interaction processes[J]. *Lithos*, 119: 91~107.
- Heller F, Chen Haihong, Dobson J, *et al.* 1995. Permian-Triassic magnetostratigraphy—New results from South China[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 89: 281~295.
- Hou Zengqian, Lu Jiren, Wang Yunliang, *et al.* 1999. The Emeishan Large Igneous Province: Structure, origin and characteristics [J]. *Geological Review*, 45(S1): 885~891(in Chinese).
- Huang Kainian and Opdyke N D. 1998. Magnetostratigraphic investigations on an Emeishan basalt section in western Guizhou province, China[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 163(1~4): 1~14.
- Lai Shaocong, Qin Jiangfeng, Li Yongfei, *et al.* 2012. Permian high Ti/Y basalts from the eastern part of the Emeishan Large Igneous Province, Southwestern China: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 47: 216~230.
- Lassiter J C and Depaolo D J. 1997. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: Chemical and isotopic constraints. Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism [J]. *Geophysical Monograph*, 100: 335~

- 355.
- Le R A P, Dick H J B, Erlank A J, *et al.* 1983. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the bouvet triple junction and 11 degrees east+[J]. *Journal of Petrology*, 24(3): 267~318.
- Li Chusi, Ripley E M, Tao Yan, *et al.* 2016a. The significance of PGE variations with Sr-Nd isotopes and lithophile elements in the Emeishan flood basalt province from SW China to northern Vietnam[J]. *Lithos*, 248~251: 1~11.
- Li Hongbo. 2012. Mantle Plume Geodynamic Significances of the Emeishan Large Igneous Province: Evidence from Mafic Dykes, Geochemistry and Stratigraphic Records[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing) (in Chinese with English abstract).
- Li Hongbo, Zhang Zhaochong, Ernst R, *et al.* 2015. Giant radiating mafic dyke swarm of the Emeishan Large Igneous Province: Identifying the mantle plume centre[J]. *Terra Nova*, 27(4): 247~257.
- Li Hongbo, Zhang Zhaochong, Santosh M, *et al.* 2016b. Late Permian basalts in the northwestern margin of the Emeishan Large Igneous Province: Implications for the origin of the Songpan-Ganzi terrane[J]. *Lithos*, 75~87.
- Li Hongbo, Zhang Zhaochong, Santosh M, *et al.* 2017a. Late Permian basalts in the Yanghe area, eastern Sichuan Province, SW China: Implications for the geodynamics of the Emeishan flood basalt province and Permian global mass extinction[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 134: 293~308.
- Li Jie, Xu Jifeng, Suzuki K, *et al.* 2010. Os, Nd and Sr isotope and trace element geochemistry of the Muli picrites: Insights into the mantle source of the Emeishan Large Igneous Province[J]. *Lithos*, 119: 108~122.
- Li Juan, Zhong Hong, Zhu Weiguang, *et al.* 2017b. Elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry of Permian Emeishan flood basalts in Zhaotong, Yunnan Province, SW China [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 106(2): 617~630.
- Li Yongsheng. 2012. Quantitative Modeling of the Emeishan Large Igneous Province Magmatism Processes[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing) (in Chinese with English abstract).
- Liu Chengying and Zhu Rixiang. 2009. Geodynamic significances of the Emeishan basalts[J]. *Earth Science Frontiers*, 16(2): 52~69.
- Liu Xijun, Liang Qiongdan, Li Zhenglin, *et al.* 2017. Origin of Permian extremely high Ti/Y mafic lavas and dykes from Western Guangxi, SW China: Implications for the Emeishan mantle plume magmatism[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 141: 97~111.
- Lo C H, Chung S L, Lee T Y, *et al.* 2002. Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian-Triassic boundary events [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 198: 449~458.
- McElhinny M W, Embleton B J J, Ma Xinghong, *et al.* 1981. Fragmentation of Asia in the Permian[J]. *Nature*, 293: 212~216.
- McKenzie D and O' Nions R K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations[J]. *Journal of Petrology*, 32(5): 1 021~1 091.
- Morgan D J. 1990. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements [J]. *Clay Minerals*, 25(4): 545.
- Neal C R, Mahoney J J and Chazey W J. 2002. Mantle sources and the highly variable role of the continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen Plateau and the Broken Ridge LIP: Results from ODP Leg 183[J]. *Journal of Petrology*, 43(7): 1 177~1 205.
- Niu Yaoling. 2010. Some basic concepts and problems on the petrogenesis of intra-plate ocean island basalts[J]. *Science Bulletin*, 55(2): 103~14 (in Chinese).
- Niu Yaoling and O' Hara M J. 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 108(B4): 2 209.
- Norman M D. 1998. Melting and metasomatism in the continental lithosphere: laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel lherzolites from eastern Australia[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130(3~4): 240~255.
- Ogg J G, Ogg G and Gradstein F M. 2008. The Concise Geologic Time Scale[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 85~93.
- Pearce J A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust[J]. *Lithos*, 100: 14~48.
- Shaw D M. 1970. Trace element fractionation during anatexis [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2): 237~243.
- Shellnutt J G, Denyszyn S W and Mundil R. 2012. Precise age determination of mafic and felsic intrusive rocks from the Permian Emeishan large igneous province (SW China) [J]. *Gondwana Research*, 22(1): 118~126.
- Song Xieyan, Qi Huawen, Robinson P T, *et al.* 2008. Melting of the subcontinental lithospheric mantle by the Emeishan mantle plume: evidence from the basal alkaline basalts in Dongchuan, Yunnan, Southwestern China[J]. *Lithos*, 100: 93~111.
- Song Xieyan, Wang Yulan, Cao Zhimin, *et al.* 1998. The Emeishan basalts, Emei taphrogeny and mantle plume[J]. *Geology-Geochemistry*,

- (1): 47~52 (in Chinese).
- Song Xieyan, Zhou Meifu, Hou Zengqian, *et al.* 2001. Geochemical constraints on the mantle source of the Upper Permian Emeishan continental flood basalts, Southwestern China [J]. *International Geology Review*, 43(3): 213~225.
- Song Xieyan, Zhou Meifu, Keays R R, *et al.* 2006. Geochemistry of the Emeishan flood basalts at Yangliuping, Sichuan, SW China: Implications for sulfide segregation[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 53~74.
- Stanley C R and Russel J K. 1989. Petrologic hypothesis testing with pearce element ratio diagrams derivation of diagram axes[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103: 78~89.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society London Special Publications*, 42: 313~345.
- Thirlwall M F, Upton B G J and Jenkins C. 1994. Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume—Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland[J]. *Journal of Petrology*, 35(3): 839~879.
- Thomas D N, Rolph T C, Shaw J, *et al.* 1998. Palaeointensity studies of a late Permian lava succession from Guizhou Province, South China: implications for post-Kiaman dipole field behaviour[J]. *Geophysical Journal International*, (3): 3.
- Thompson G M, Ali J R, Song Xieyan, *et al.* 2001. Emeishan basalts, SW China: Reappraisal of the formation's type area stratigraphy and a discussion of its significance as a large igneous province[J]. *Journal of the Geological Society (London)*, 158: 593~599.
- Tian Hengei, Yang Wei, Li Shuguang, *et al.* 2017. Could sedimentary carbonates be recycled into the lower mantle? Constraints from Mg isotopic composition of Emeishan basalts[J]. *Lithos*, 292~293: 250~261.
- Van der Voo R, Fang Wu, Wang Zhongmin, *et al.* 1993. Paleomagnetism and electron microscopy of the Emeishan Basalts, Yunnan, China[J]. *Tectonophysics*, 221: 367~379.
- Wan Yusheng. 1990. Concerning the $C_1^{La}/C_1^{Sm}-C_1^{La}$ diagram[J]. *Geoscience*, 4(3): 81~88 (in Chinese).
- Wang C Y, Zhou Meifu and Qi Liang. 2007. Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China)-Song Da (northern Vietnam) district: Mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation[J]. *Chemical Geology*, 243: 317~343.
- Weaver B L. 1991. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts[J]. *Geology*, 19(2): 123~126.
- Wei Jie. 2018. The Petrology and Litho-Geochemistry and Geo-Dynamic Significance of Emeishan Basalt in Mts Emei of Sichuan Province[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology (in Chinese with English abstract).
- Wooden J L, Czamanske G K, Fedorenko V A, *et al.* 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(15): 3677~3704.
- Xiao Long, Xu Yigang, Chung S L, *et al.* 2003. Chemostratigraphic correlation of upper Permian lavas from Yunnan Province, China: Extent of the Emeishan Large Igneous Province[J]. *International Geology Review*, 45(8): 753~766.
- Xiao Long, Xu Yigang, Mei Houjun, *et al.* 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan Large Igneous Province, SW China: implications for plume-lithosphere interaction[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 228: 525~546.
- Xu Jifeng, Suzuki K, Xu Yigang, *et al.* 2007. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 2104~2119.
- Xu Yigang, Chung S L, Jahn B M, *et al.* 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in Southern China[J]. *Lithos*, 58: 145~168.
- Xu Yigang, He Bin, Chung S L, *et al.* 2004. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan Flood-Basalt Province[J]. *Geology*, 32(10): 917~920.
- Xu Yigang, He Bin, Luo Zhenyu, *et al.* 2013. Study on mantle plume and Large Igneous Provinces in China: An overview and perspectives[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 32(1): 25~39 (in Chinese with English abstract).
- Xu Yigang, Luo Zhenyu, Huang Xiaolong, *et al.* 2008. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on crustal melting associated with the Emeishan mantle plume[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(13): 3084~3104.
- Xu Yigang and Zhong Sunlin. 2001. The Emeishan Large Igneous Province: Evidence of mantle plume activity and its melting conditions[J]. *Geochimica*, 30(1): 1~9 (in Chinese).
- Xu Yigang, Zhong Yuting, Wei Xun, *et al.* 2017. Permian mantle plumes and earth's surface system evolution[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 36(3): 358, 359~373 (in Chinese with English abstract).
- Yang Hui, Ma Jiye, Zhu Bing, *et al.* 2018. Geochemical characteristics and genesis of Emeishan basalts in Mabian and Leibo area of Sichuan

- Province[J]. *Acta Geologica Sichuan*, 38(1): 27 ~ 33, 38(in Chinese).
- Zhai Mingguo and Yang Ruiying. 1986. Early Precambrian gneiss basement in Panxi area[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2(3): 22 ~ 37(in Chinese).
- Zhang Yunxiang. 1988. Panxi Rift[M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Zhang Zhaochong, Mahoney J J, Mao Jingwen, *et al.* 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan Flood Basalt Province, China[J]. *Journal of Petrology*, 47(10): 1 997 ~ 2 019.
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng and Hao Yanli. 2005. Picrites from the Emeishan Large Igneous Province: Evidence for mantle plume activity [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 24(1): 17 ~ 22(in Chinese).
- Zhang Zhaochong, Zhi Xiachen, Chen Lei, *et al.* 2008. Re-Os isotopic compositions of picrites from the Emeishan flood basalt province, China[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 276(1 ~ 2): 30 ~ 39.
- Zhao Xixi and Coe R S. 1987. Paleomagnetic constraints on the collision and rotation of north and south China[J]. *Nature*, 327: 141 ~ 144.
- Zheng Liandi, Yang Zhenyu, Tong Yabo, *et al.* 2010. Magnetostratigraphic constraints on two-stage eruptions of the Emeishan continental flood basalts[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(12): 1 ~ 19.
- Zheng Zhong. 2006. Geochemistry Features and Dynamics Fingerprints of Emeishan Large Igneous Province [D]. Guizhou: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences (in Chinese with English abstract).
- Zhong Yuting, He Bin, Mundil R, *et al.* 2014. CA-TIMS zircon U-Pb dating of felsic ignimbrite from the Binchuan section: Implications for the termination age of Emeishan large igneous province[J]. *Lithos*, 204: 14 ~ 19.
- Zhou Meifu, Malpas J, Song Xieyan, *et al.* 2002. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 196(3 ~ 4): 113 ~ 122.
- Zhou Mingkui and Liu Yanran. 1988. Geological Structure Characteristics and Geological History Evolution in Xichang-Central Yunnan Region [M]. Chongqing: Chongqing Press(in Chinese).
- Zhu Jiang. 2019. A Study of Mantle Plume Dynamics and Its Environmental Effect in the Emeishan Large Igneous Province[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing)(in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 褚志远. 2016. 对地幔不均一性的研究[J]. 中山大学研究生学刊, 37(3): 18 ~ 29.
- 段其发, 王建雄, 白云山, 等. 2010. 唐古拉山东段莫云地区二叠纪玄武岩地球化学特征及源区性质[J]. 岩石矿物学杂志, 29(2): 125 ~ 138.
- 侯增谦, 卢记仁, 汪云亮, 等. 1999. 峨眉山火成岩省: 结构、成因与特色[J]. 地质论评, 45(S1): 885 ~ 891.
- 李宏博. 2012. 峨眉山大火成岩省地幔柱动力学: 基性岩墙群、地球化学及沉积地层学证据[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 李永生. 2012. 峨眉山大火成岩省岩浆作用过程的定量模拟[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 牛耀龄. 2010. 板内洋岛玄武岩(OIB)成因的一些基本概念和存在的问题[J]. 科学通报, 55(2): 103 ~ 114.
- 宋谢炎, 王玉兰, 曹志敏, 等. 1998. 峨眉山玄武岩、峨眉山裂运动与幔热柱[J]. 地质地球化学, (1): 47 ~ 52.
- 万渝生. 1990. 论 $C_1^{La}/C_1^{Sm}-C_1^{La}$ 图解[J]. 现代地质, 4(3): 81 ~ 88.
- 魏杰. 2018. 峨眉山玄武岩岩石学、岩石地球化学及其地球动力学意义[D]. 成都: 成都理工大学.
- 徐义刚, 何斌, 罗震宇, 等. 2013. 我国大火成岩省和地幔柱研究进展与展望[J]. 矿物岩石地球化学通报, 32(1): 25 ~ 39.
- 徐义刚, 钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件[J]. 地球化学, 30(1): 1 ~ 9.
- 徐义刚, 钟玉婷, 位荀, 等. 2017. 二叠纪地幔柱与地表系统演变[J]. 矿物岩石地球化学通报, 36(3): 358, 359 ~ 373.
- 杨辉, 马继跃, 朱兵, 等. 2018. 四川马边、雷波地区峨眉山玄武岩地球化学特征及其成因[J]. 四川地质学报, 38(1): 27 ~ 33, 38.
- 翟明国, 杨瑞英. 1986. 攀西地区早前寒武纪片麻岩基底[J]. 岩石学报, 2(3): 22 ~ 37.
- 张云湘. 1988. 攀西裂谷[M]. 北京: 地质出版社.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽. 2005. 峨眉山大火成岩省中的苦橄岩: 地幔柱活动证据[J]. 矿物岩石地球化学通报, 24(1): 17 ~ 22.
- 郑中. 2006. 峨眉山大火成岩省的地球化学特征及其动力学指纹[D]. 贵州: 中国科学院地球化学研究所.
- 周名魁, 刘俨然. 1988. 西昌-滇中地区地质构造特征及地史演化[M]. 重庆: 重庆出版社.
- 朱江. 2019. 峨眉山大火成岩省地幔柱动力学及其环境效应研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京).