

# 峨眉山大火成岩省高低Ti玄武岩成因研究

罗阳阳

桂林理工大学地球科学学院, 广西 桂林

收稿日期: 2025年3月17日; 录用日期: 2025年5月7日; 发布日期: 2025年5月16日

---

## 摘要

峨眉山大火成岩省(ELIP)位于扬子板块西缘, 其主要组成部分为大陆溢流玄武岩。峨眉山玄武岩根据Ti含量被分为低钛玄武岩和高钛玄武岩, 前人已经对峨眉山高低钛玄武岩地球化学和同位素特征进行了系统的研究, 然而对高低钛玄武岩的成因机制还存在争议。文章对峨眉山高低钛玄武岩的地球化学、Sr-Nd同位素组成数据进行整理分析, 以约束峨眉山高低钛玄武岩成因。研究结果表明: 峨眉山低钛玄武岩和高钛玄武岩都来自于地幔柱熔融。峨眉山高钛玄武岩没有受到明显的地壳和岩石圈地幔物质污染, 而峨眉山内带低钛玄武岩遭受到明显的地壳物质和岩石圈地幔物质污染。低钛玄武岩为尖晶石橄榄岩地幔熔融, 高钛玄武岩为石榴石橄榄岩地幔熔融。峨眉山高低钛玄武岩成因的研究为深入理解峨眉山大火成岩省的形成机制及地幔柱-岩石圈相互作用过程提供了重要约束。

## 关键词

峨眉山大火成岩省, 高低钛玄武岩, 岩石成因

---

# Research on the Genesis of High-Low Ti Basalt in ELIP

Yangyang Luo

College of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin Guangxi

Received: Mar. 17<sup>th</sup>, 2025; accepted: May 7<sup>th</sup>, 2025; published: May 16<sup>th</sup>, 2025

---

## Abstract

The Emeishan Large Igneous Province (ELIP) is located on the western margin of the Yangtze Block, with its main component being continental flood basalts. The Emeishan basalts are classified into Low-Ti and High-Ti types based on Ti content. Previous studies have systematically investigated the geochemical and isotopic characteristics of these High-Ti and Low-Ti basalts, yet controversies remain regarding their genetic mechanisms. This paper compiles and analyzes geochemical data and

**Sr-Nd isotopic compositions of the Emeishan High-Ti and Low-Ti basalts to constrain their petrogenesis. The results indicate that both the Low-Ti basalts and High-Ti basalts of the Emeishan originated from mantle plume melting. The High-Ti basalts show no significant contamination by crustal or lithospheric mantle materials, whereas the inner-zone Low-Ti basalts exhibit evident contamination by both crustal and lithospheric mantle components. The Low-Ti basalts were derived from melting of spinel-bearing peridotite mantle, while the High-Ti basalts originated from garnet-bearing peridotite mantle. This study on the genesis of Emeishan basalts provides important constraints for understanding the formation mechanism of the ELIP and the interaction processes between mantle plumes and the lithosphere.**

## Keywords

**ELIP, High-Low Ti Basalt, Rock Genesis**

Copyright © 2025 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

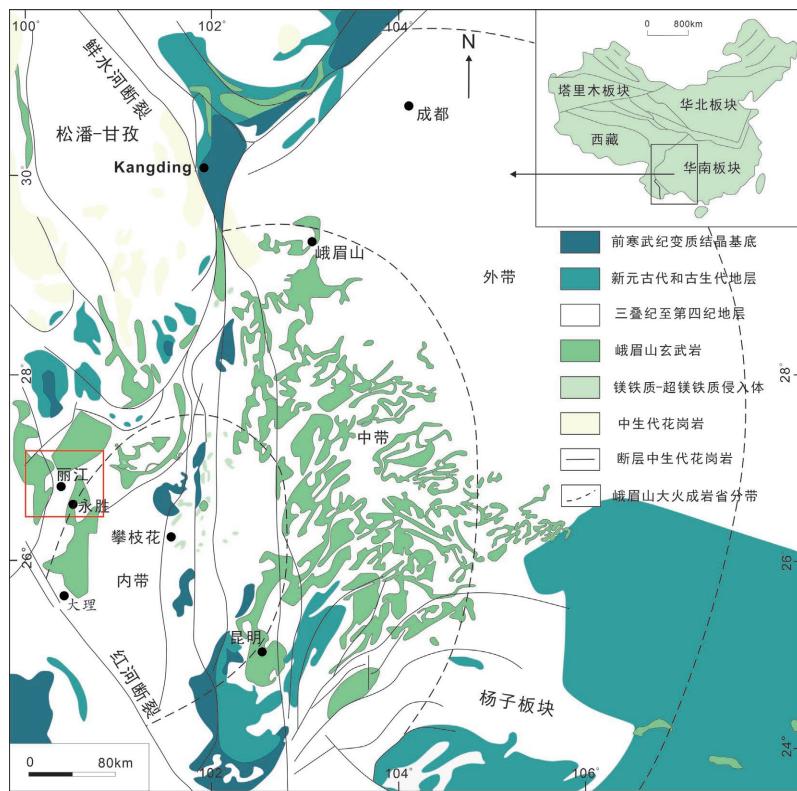
## 1. 引言

峨眉山大火成岩省(large igneous provinces, 简称 ELIP)位于中国西南的云南、贵州和四川等地(图 1), 主要由晚二叠纪溢流玄武岩、镁铁质 - 超镁铁质侵入体以及少量长英质火山岩、火山碎屑岩和碱性岩组成[1]-[6]。近年来, 众多学者通过地层学、年代学、地球化学和地球物理等多学科综合研究, 普遍认为 ELIP 的形成与地幔柱活动密切相关[1]-[5] [7]-[10]。峨眉山玄武岩 Ti 含量存在明显差异, 众多学者根据 Ti 含量将峨眉山玄武岩分为低钛玄武岩和高钛玄武岩[1] [3] [4] [7] [9] [11]。Xu 等(2001)将峨眉山大火成岩省溢流玄武岩分为低钛玄武岩和高钛玄武岩, 低钛玄武岩  $TiO_2 < 2.5 \text{ wt\%}$ ,  $Ti/Y < 500$ , 高钛玄武岩  $TiO_2 > 2.5 \text{ wt\%}$ ,  $Ti/Y > 500$ 。根据岩石地球化学、沉积学和生物地层学特征, ELIP 被分为内带、中带和外带[1] [9] [10]。高钛和低钛玄武岩在内带的宾川、丽江、大理等地区均有出露, 中带和外带如四川、贵州和桂西等地区则以高钛玄武岩为主[1] [3] [8] [9]。这种峨眉山高低钛玄武岩系统的空间分布特征暗示了 ELIP 形成过程中可能存在复杂的岩浆演化机制和地幔柱 - 岩石圈相互作用过程。

ELIP 低钛玄武岩与高钛玄武岩在地球化学和同位素组成上表现出显著差异[1] [3] [8] [9], 这一特征引发了广泛的地质学者的关注, 前人对峨眉山高钛玄武岩和低钛玄武岩成因进行了系统的研究, 并提出了多个岩石成因模型: 1) 低钛玄武岩和高钛玄武岩都为地幔柱熔融形成, 低钛玄武岩为地幔柱高程度部分熔融产生, 岩浆过程中遭受了显著的地壳和岩石圈地幔物质混染, 而高钛玄武岩为地幔柱低程度部分熔融产生, 岩浆过程中未遭受明显的地壳物质污染[1] [3] [8] [9]。2) 低钛玄武岩为地幔柱作为热源使大陆岩石圈地幔熔融形成[5] [12]。3) 高钛玄武岩来源于大陆岩石圈地幔熔融或岩浆上升过程中与大陆岩石圈地幔物质混合[13]。4) 低钛和高钛玄武岩可能源自同一地幔源区, 但经历了不同程度的部分熔融、分离结晶和地壳混染过程[7] [14] [15]。因此, 关于峨眉山高低钛玄武岩成因, 以及 ELIP 地幔柱羽流与岩石圈相互作用关系还有待讨论, 本文基于前人研究, 对 ELIP 低钛玄武岩和高钛玄武岩地球化学和 Sr-Nd 同位素组成数据进行系统的收集和处理, 以约束峨眉山低钛玄武岩和高钛玄武岩岩石成因, 评估大陆岩石圈地幔和地壳物质对 ELIP 玄武岩成因的影响。

## 2. 地质背景

ELIP 位于扬子板块西缘, 分布面积约  $2.5 \times 10^5 \text{ km}^2$  [3] [9] [11], 岩浆岩主要出露于云南、贵州和



**Figure 1.** Distribution map of volcanic rocks and intrusions in the ELIP (modified after [5])

**图 1. ELIP 火山岩和侵入体分布图(据[5]修改)**

四川等地区，最近研究发现，峨眉山玄武岩在桂西[16]、越南北部(Song-Da)等地区也有出露[17]。ELIP 的岩浆活动主要集中于 257~260 Ma [8] [18] [19]。ELIP 东部以都匀—瓮安一线为界，西北部以龙门山—金河断裂带为界，西南部以哀牢山—红河断裂带为界，南部延伸至越南北部[8]。峨眉山玄武岩不整合覆盖在茅口组灰岩之上，并被晚二叠世龙潭组或上三叠纪沉积岩所覆盖[10]。ELIP 区域基底由前寒武纪变质结晶岩系组成，上覆前震旦纪至新生代沉积地层[20] [21]。ELIP 玄武岩厚度呈现显著的空间变化特征：西部宾川、丽江等内带地区岩浆厚度可达 5000 m，而东部贵州、四川等外带地区岩浆厚度仅约 200 m [1] [8] [9] [22] [23]。

### 3. 数据收集

针对峨眉山大火成岩省高低钛玄武岩，前人已经取得了比较丰富的地球化学和 Sr-Nd 同位素数据，本文对这些数据进行系统的收集和整合。为确保数据的准确和精确度，本文对收集的样品数据进行筛选。采用的样品数据烧蚀量(LOI)低于 2%，以减少风化蚀变作用对样品数据的影响。本研究的低钛玄武岩数据为 19 个，来自 ELIP 内带宾川、丽江、永胜地区[1] [3] [9] [22]，高钛玄武岩数据为 18 个，来自 ELIP 内带宾川、丽江、香格里拉和外带四川盆地地区[1] [6] [22] [24]，碱性玄武岩数据为 5 个，来自 ELIP 内带东川地区[12]。样品主量元素数据通过 X 射线荧光光谱仪(XRF)和波长色散 X 射线荧光光谱法分析得出，数据分析精度在  $\pm 1\sim 3$  以内。样品微量元素数据通过电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)分析，数据分析精度优于 10%。样品全岩 Sr-Nd 同位素数据通过 ICP-MS 进行分析，Sr-Nd 同位素数据均使用 260 Ma 效准。主微量元素和 Sr-Nd 同位素分析均在重点实验室完成[1] [6] [9]。

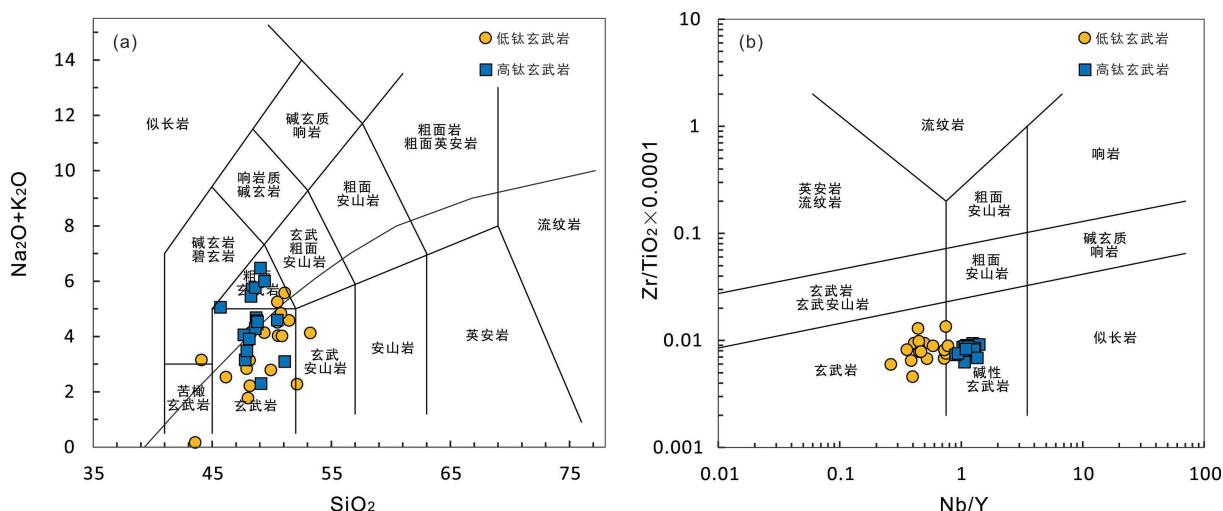
#### 4. 岩相学特征

峨眉山玄武岩分为致密块状玄武岩、辉斑玄武岩、斜斑玄武岩、气孔状玄武岩、杏仁状玄武岩等，呈斑状结构[1] [9] [24]。斑晶主要由辉石、斜长石，和少量橄榄石组成，斑晶占 5%~15%，粒径大小在 0.5~5 mm 之间[9] [24] [25]。基质呈间粒结构、间隐结构、填间结构、辉绿结构等，主要由微晶斜长石、细小的他型粒状辉石和少量的磁铁矿组成[9] [18] [24]。橄榄石普遍蚀变为绿泥石、蛇纹石假晶，斜长石多绢云母化、黝帘石化、绿帘石化、碳酸盐化[9] [23] [24]。少量玄武岩基质中或矿物边部和裂隙见细小的尖晶石。

## 5. 高低钛玄武岩化学特征

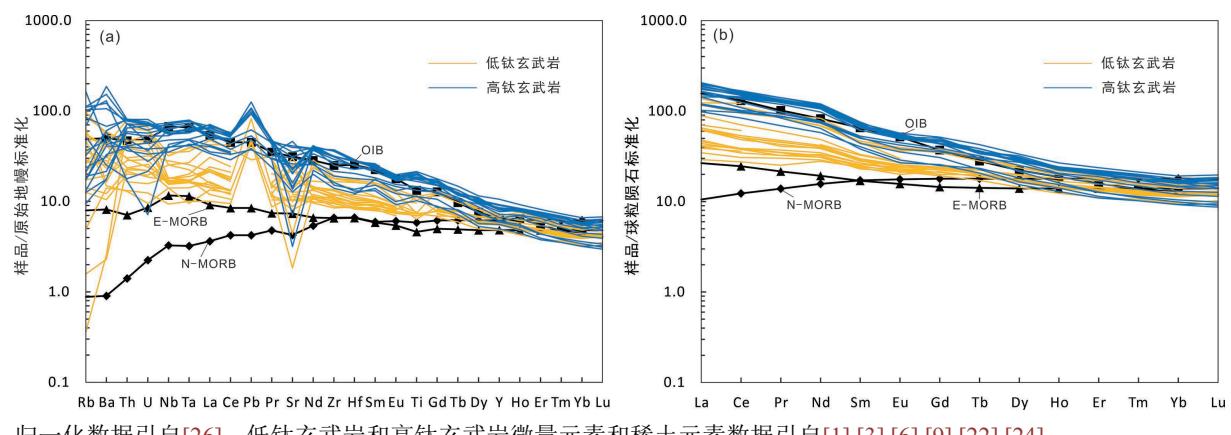
通过 TAS 和 Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub>0.0001 图解分类(图 2), 峨眉山低钛玄武岩样品主要为拉斑玄武岩, 和少量的碱性玄武岩。MgO 含量在 4.78%~8.21%, Mg<sup>#</sup>值在 0.46~0.64 之间。峨眉山低钛玄武岩微量元素配分形式与洋岛玄武岩(OIB)相似(图 3), 表现为大离子亲石元素(LILE)和高场强元素(HFSE)富集, Nb、Ta 轻微亏损, Th、U、Ba、Rb、Pb 富集, Sr 亏损, 低钛玄武岩样品活泼元素含量明显波动。低钛玄武岩稀土元素(REE)配分形式与洋岛玄武岩(OIB)相似(图 3), 轻稀土元素(LREE)富集, 重稀土(HREE)元素亏损, 低钛玄武岩的  $\Sigma$  REE =  $53.78 \times 10^{-6}$ ~ $179.98 \times 10^{-6}$ 。低钛玄武岩微量元素和稀土元素含量明显低于高钛玄武岩。低钛玄武岩 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>t</sub> 变化范围在 0.704590~0.706668 之间, ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>t</sub> 变化范围在 0.512097~0.512389 之间,  $\varepsilon_{\text{Nd(t)}}$  在 -4.7~+1.3 之间。

峨眉山高钛玄武岩样品以碱性玄武岩为主,含少数的亚碱性玄武岩(图2)。MgO含量在4.33%~12.25%,Mg<sup>#</sup>值在0.33~0.69之间。高钛玄武岩的微量元素配分形式与洋岛玄武岩(OIB)相似,也与峨眉山低钛玄武岩的微量元素配分形式相似(图3),表现为大离子亲石元素(LILE)和高场强元素(HFSE)富集,无Nb、Ta亏损,Th、U、Ba、Rb、Pb富集,且变化范围小于低钛玄武岩,Sr亏损。高钛玄武岩的稀土元素(REE)配分形式与洋岛玄武岩(OIB)相似(图3),但轻重稀土(REE)元素分馏程度大于低钛玄武岩轻重稀土元素分馏。高钛玄武岩的ΣREE=131.83×10<sup>-6</sup>~262.05×10<sup>-6</sup>,稀土元素(REE)含量大于低钛玄武岩稀土元素含量。高钛玄武岩(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>t</sub>变化范围在0.702879~0.706931之间,(<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>t</sub>变化范围在0.512277~0.5125065之间,ε<sub>Nd(t)</sub>在-0.6~+4.0之间。



低钛玄武岩和高钛玄武岩数据引自[1][3][6][9][22][24]。

**Figure 2.** Classification map of Low-Ti basalt and High-Ti basalt  
**图 2. 低钛玄武岩-高钛玄武岩岩石分类图**



归一化数据引自[26]。低钛玄武岩和高钛玄武岩微量元素和稀土元素数据引自[1][3][6][9][22][24]。

**Figure 3.** Normalized trace element spider web diagram of the original mantle of Low-Ti basalt and High-Ti basalt (a); Standarized rare earth element distribution diagram (b)

**图3.** 高低钛玄武岩原始地幔归一化微量元素蛛网图(a); 球粒陨石归一化稀土元素(b)

## 6. 讨论

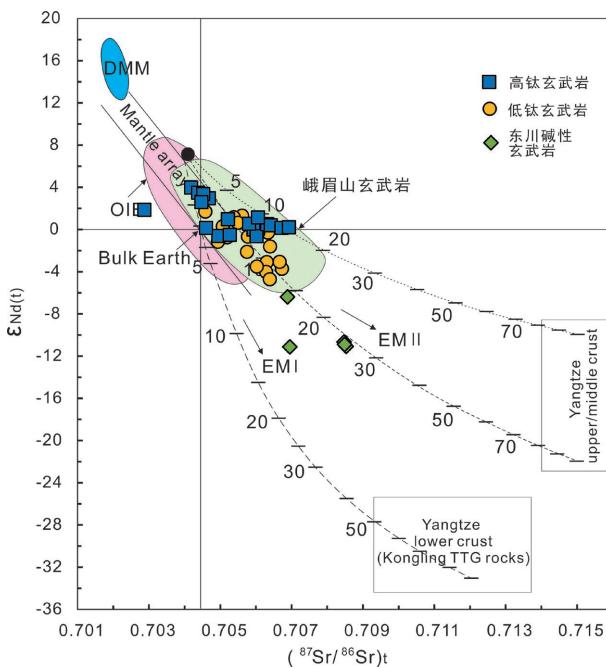
### 6.1. 地壳混染

不相容元素比值是示踪岩浆过程中地壳混染作用的重要工具[1][9]。由于总分配系数相近的不相容元素比值在岩浆过程中不会改变发生明显改变，但同时对地壳物质的添加敏感，因此可以有效识别岩浆的同化混染[1][9]。通常情况下，原始地幔 Nb/U 值约为 34，地壳 Nb/U 值约为 9.7[27][28]。峨眉山低钛玄武岩 Nb/U 值在 12.86~50.0 之间，高钛玄武岩 Nb/U 值在 24.85~63.11 之间，高钛玄武岩 Nb/U 值接近于原始地幔，低钛玄武岩 Nb/U 值较高钛玄武岩更接近于地壳 Nb/U 值。原始岩浆具有较低的 Th/Nb、Th/Ta 值和较高 Ta/La 的值，当岩浆过程中有地壳物质的加入时，岩浆 Th/Nb 值通常 > 5、Th/Ta 值 > 10[29]，Ta/La 值 < 0.04 [25] [30]。峨眉山低钛玄武岩 Th/Nb 值在 0.11~0.49 之间，Th/Ta 值在 1.85~7.56 之间，Ta/La 值在 0.04~0.09 之间，峨眉山高钛玄武岩 Th/Nb 值在 0.05~0.17 之间，Th/Ta 值在 0.73~2.90 之间，Ta/La 值在 0.05~0.08 之间。

Sr-Nd 同位素通常是识别地壳污染的常用方法，遭受地壳组分污染的玄武岩放射性同位素( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>t</sub> 同位素比值升高，( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>t</sub> 同位素比值降低， $\varepsilon_{\text{Nd(t)}}$  通常为负值[1][9][12]。峨眉山高钛玄武岩具有较低的( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>t</sub>，和较高的( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>t</sub> 同位素比值， $\varepsilon_{\text{Nd(t)}}$  在 -0.6~+4.0 之间，峨眉山低钛玄武岩较高钛玄武岩具有更高的( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>t</sub> 和更低的( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>t</sub> 同位素比值， $\varepsilon_{\text{Nd(t)}}$  在 -4.7~+1.3 之间，且低钛玄武岩微量元素特征显示出轻微的 Nb、Ta 亏损(图 3)。如图 4 所示，峨眉山高低钛玄武岩与扬子板块上/下地壳同位素端元混合模拟表明，峨眉山低钛玄武岩较高钛玄武岩含更多地壳物质的添加，低钛玄武岩约含 5%~10% 的地壳组分的添加，而高钛玄武岩约含 2%~5% 的地壳组分的添加。综上所述，本文认为峨眉山高钛玄武岩没有遭受到明显的地壳物质污染，低钛玄武岩含更多地壳物质的添加。

### 6.2. 分离结晶

喷出地表的玄武岩多为演化岩浆结晶形成的，岩浆过程中经历了矿物的分离结晶[1][9]。众多学者提出鉴别原生岩浆的判别方法，通常认为原生岩浆具有较高的 MgO 和 Mg<sup>#</sup>，Mg<sup>#</sup> 常大于 75[1][3][22][31]。Green (1975) 和姜常义等(2007)认为原生岩浆 MgO ≈ 12%，Ni =  $235 \times 10^{-6}$ ~ $400 \times 10^{-6}$ ，Mg<sup>#</sup> = 0.63~0.73，可以作为鉴别原生岩浆的判别标准[32]。峨眉山低钛玄武岩和高钛玄武岩具有低的 MgO、Ni 含量和 Mg<sup>#</sup>，表明峨眉山低钛玄武岩和高钛玄武岩都为演化岩浆结晶形成的。峨眉山低钛玄武岩和高钛玄武岩 MgO 与



低钛玄武岩、高铁玄武岩和碱性玄武岩 Sr-Nd 同位素数据引自[1] [3] [6] [12] [22] [24]。

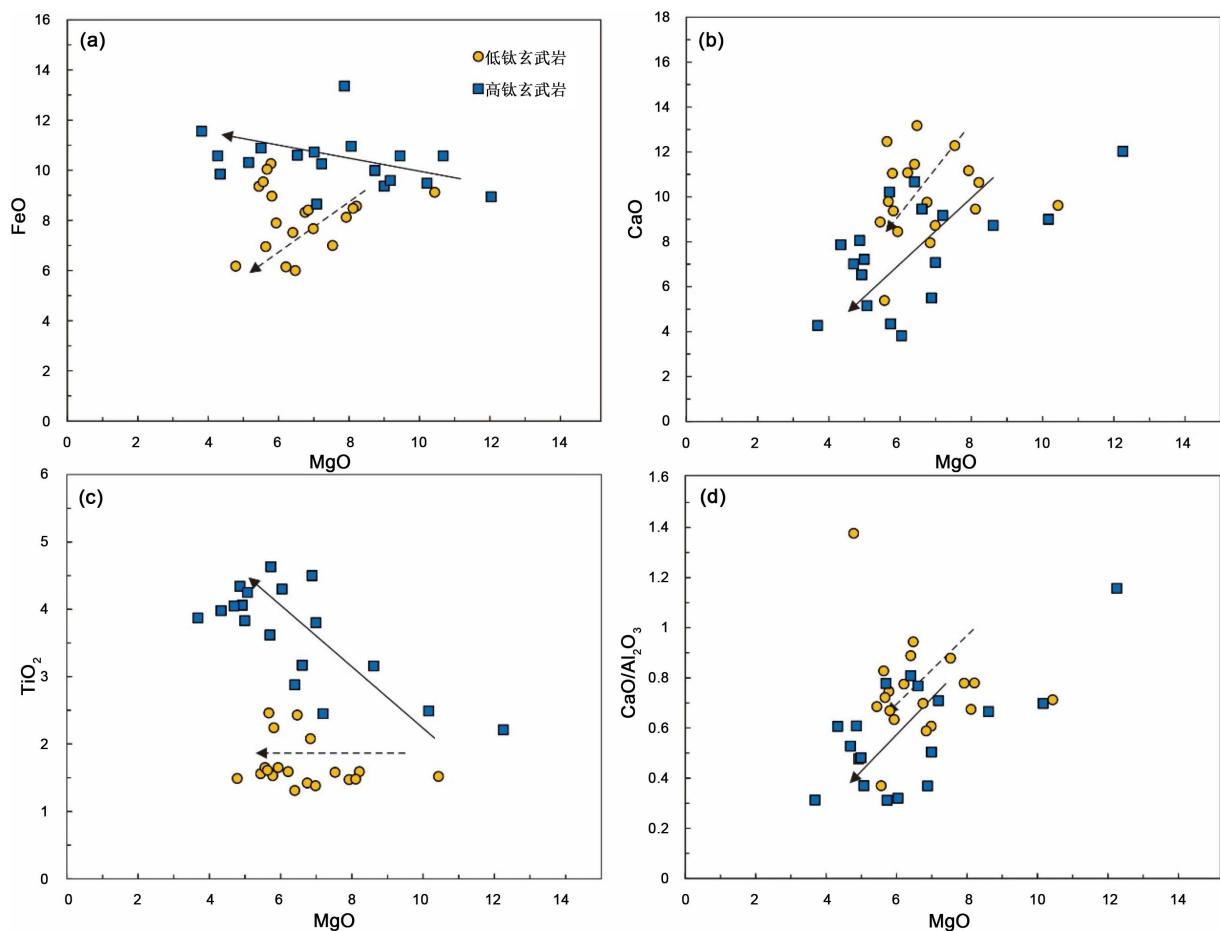
**Figure 4.** Lijiang High-Ti and Low-Ti basalt and peridotite ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) $t$ - $\varepsilon\text{Nd}(t)$  diagram

**图 4.** 丽江高低钛玄武岩 - 苦橄岩( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) $t$ - $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 图

$\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 等元素系统相关，表明峨眉山低钛玄武岩和高铁玄武岩都经历了分离结晶作用[1] [8] [9]。如图 5 所示，低钛玄武岩  $\text{MgO}$  与  $\text{FeO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  正相关，与  $\text{TiO}_2$  无明显相关，高铁玄武岩  $\text{MgO}$  与  $\text{FeO}$ 、 $\text{TiO}_2$  负相关，与  $\text{CaO}$ 、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  正相关，表明峨眉山低钛玄武岩和高铁玄武岩经历了不同的岩浆演化过程。斜辉石的分离结晶会导致岩浆  $\text{CaO}$  含量和  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  比值降低，而随着橄榄石的分离结晶岩浆  $\text{CaO}$  含量会逐渐增加， $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  比值不变。Ti 不相容于斜辉石，Ti 元素与  $\text{MgO}$  负相关不利于铁钛氧化物的分离结晶。由  $\text{MgO}$  与  $\text{FeO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{TiO}_2$  元素和  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  比值之间的相关关系(图 5)，认为峨眉山低钛玄武岩岩浆主要经历了斜辉石的分离结晶作用，并有铁钛氧化物的分离结晶。而高铁玄武岩主要经历了斜辉石的分离结晶作用，没有经历过铁钛氧化物的分离结晶。斜辉石是峨眉山玄武岩主要的结晶相，多数低钛玄武岩和高铁玄武岩无 Eu 负异常，表明低钛玄武岩和高铁玄武岩岩浆过程中没有经历过强烈的斜长石的分离结晶或堆晶作用[1] [3] [9] [22] [24]。通过岩相学观察，峨眉山玄武岩斑晶主要为斜辉石、橄榄石和斜长石，其中斜辉石占斑晶含量大于 50%，橄榄石占斑晶含量在 5%~10% 之间，基质由微晶斜长石、他型粒状斜辉石、玄武岩玻璃和少量钛铁氧化物组成[1] [3] [9] [22] [24]。综上所述，本文认为峨眉山低钛玄武岩主要经历了斜辉石 + 少量橄榄石的分离结晶作用，伴有铁钛氧化物的分离结晶，斜长石并非控制低钛玄武岩岩浆分离结晶过程的主要因素，高铁玄武岩主要经历了斜辉石 + 少量橄榄石的分离结晶作用，未经历过铁钛氧化物的分离结晶作用。

### 6.3. 岩浆源区

同位素特征显示，大部分峨眉山低钛玄武岩和高铁玄武岩落入典型的峨眉山玄武岩和洋岛玄武岩(OIB)同位素范围(图 4)，区别于典型的 MORB(洋中脊玄武岩)同位素特征，表明峨眉山低钛玄武岩和高铁



低钛玄武岩和高钛玄武岩数据引自[1] [3] [6] [9] [22] [24]。

**Figure 5.** Diagram of magmatic fractional crystallization process  
**图 5.** 岩浆分离结晶过程图

玄武岩成因与软流圈岩浆上侵无关。岩石圈地幔熔融成因岩浆，或幔源岩浆上升过程中有大量岩石圈地幔物质的混合，则形成的岩浆会携带岩石圈地幔印迹，即 Nd、Ta 亏损，Sr-Nd 放射性同位素极端富集[12]。峨眉山内带东川地区出露碱性玄武岩，位于峨眉山火山岩层序底部，具有极低的  $\varepsilon_{\text{Nd}(0)}$ (在-11.13~6.38之间)，研究认为东川碱性玄武岩为早期地幔柱加热岩石圈地幔熔融形成的[12]。峨眉山低钛玄武岩有轻微的 Nd、Ta 亏损，高钛玄武岩无 Nd、Ta 亏损(图 3)，且低钛玄武岩和高钛玄武岩 Sr-Nd 放射性同位素仍然落入典型 OIB 和峨眉山玄武岩同位素范围，远离东川碱性玄武岩同位素组成范围(图 4)。这些证据表明峨眉山低钛玄武岩和高钛玄武岩都为地幔柱熔融成因，而非岩石圈地幔熔融成因，而低钛玄武岩岩浆在上升过程中有地壳物质或岩石圈地幔物质的添加。

#### 6.4. 源区部分熔融

众多研究认为，峨眉山低钛玄武岩和高钛玄武岩岩浆熔融深度不同，高钛玄武岩相较于低钛玄武岩岩浆熔融深度更深[1] [3] [9] [22]。通常情况下，重稀土元素(HREE)倾向于赋存在石榴石中，当岩浆为石榴石橄榄岩地幔熔融时，产生的岩浆轻重稀土(LREE/HREE)分馏[33] [34]。并且玄武岩不相容微量元素比值特征在岩浆过程中不发生变化，可以用于判别岩浆熔融过程[1] [8]。因此，La/Sm、La/Yb、Sm/Yb、Gd/Yb、Ce/Yb、Ce/Y、Tb/Yb 和 Dy/Yb 比值常用于约束岩浆熔融深度和部分熔融程度[1] [8] [22]。La/Yb 和 Dy/Yb

比值也可以用来判断岩浆源区熔融程度和深度[35]。源区熔融程度越小，形成的岩浆 La/Yb 比值越大，Dy/Yb 比值与岩浆熔融深度及矿物相熔融比例相关，岩浆熔融深度越深，石榴石在橄榄岩地幔中比例越大，Dy/Yb 比值越大[35]。峨眉山高钛玄武岩较低钛玄武岩具有较高的 La/Sm、La/Yb、Sm/Yb、Gd/Yb、Ce/Yb、Ce/Y、Tb/Yb 和 Dy/Yb 比值(表 1)。通常认为，石榴石橄榄岩地幔熔融的岩浆 La/Sm 比值  $> 3$ ，Sm/Yb  $> 2$  [1] [25]，峨眉山高钛玄武岩 La/Sm 比值通常大于 3，Sm/Yb 通常大于 2，而低钛玄武岩 La/Sm 比值和 Sm/Yb 比值较低(表 1)。表明峨眉山高钛玄武岩形成于石榴石橄榄岩地幔的低程度熔融，低钛玄武岩形成于尖晶石橄榄岩地幔的高程度熔融[1] [8] [9]，这一结论得到众多学者的支持[1] [3] [9]。

**Table 1.** Fractionation of rare earth elements in ELIP Low-Ti basalt and High-Ti basalt**表 1.** 峨眉山低钛玄武岩-高钛玄武岩稀土元素分馏

	La/Sm	La/Yb	Sm/Yb	Gd/Yb	Ce/Yb	Ce/Y	Tb/Yb	Dy/Yb
低钛玄 武岩	1.86~4.23	3.34~13.21	1.48~3.21	1.82~3.17	8.0~30.61	0.66~2.41	0.31~0.47	1.92~2.25
高钛玄 武岩	3.10~5.73	11.01~24.59	3.45~4.65	2.90~4.33	26.95~48.92	1.83~2.96	0.47~0.68	2.46~3.24

低钛玄武岩和高钛玄武岩不相容元素比值数据引自[1] [3] [6] [9] [22] [24]。

## 7. 结论

通过对峨眉山低钛玄武岩和高钛玄武岩的地球化学特征和 Sr-Nd 同位素组成进行系统地分析，揭示了峨眉山大火成岩省高低钛玄武岩的成因机制及其对地幔柱 - 岩石圈相互作用过程的指示意义，主要取得以下结论：

- 1) 峨眉山低钛玄武岩多数属拉斑玄武岩系列，少数属于碱性玄武岩系列，高钛玄武岩多数为碱性玄武岩，少数属亚碱性玄武岩。低钛玄武岩和高钛玄武岩均表现出与典型洋岛玄武岩相似的地球化学和同位素组成特征，指示其来源于地幔柱熔融。
- 2) 低钛玄武岩明显遭受到地壳物质的污染，而高钛玄武岩未遭受到明显的地壳物质污染，主要表现出地幔柱化学特征。
- 3) 低钛玄武岩和高钛玄武岩均为演化岩浆结晶形成，低钛玄武岩和高钛玄武岩都主要经历了斜辉石 + 少量橄榄石的分离结晶作用，低钛玄武岩经历了铁钛氧化物的分离结晶，而高钛玄武岩没有经历过铁钛氧化物的分离结晶，峨眉山低钛玄武岩和高钛玄武岩斜长石的分离结晶和堆晶都不明显。
- 4) 低钛玄武岩和高钛玄武岩具有不同的岩浆源区，低钛玄武岩岩浆产生于尖晶石橄榄岩地幔的高程度熔融，高钛玄武岩岩浆产生于石榴石橄榄岩地幔的低程度熔融。

这些发现为深入理解峨眉山高低钛玄武岩形成机制、地幔柱 - 岩石圈相互作用过程以及峨眉山大火成岩省成因提供了重要约束。

## 参考文献

- [1] Xiao, L., Xu, Y.G., Mei, H.J., Zheng, Y.F., He, B. and Pirajno, F. (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. *Earth and Planetary Science Letters*, **228**, 525-546. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.002>
- [2] 张招崇, 王福生. 峨眉山玄武岩 Sr、Nd、Pb 同位素特征及其物源探讨[J]. 地球科学, 2003, 28(4): 431-439.
- [3] Xu, Y., Chung, S., Jahn, B. and Wu, G. (2001) Petrologic and Geochemical Constraints on the Petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan Flood Basalts in Southwestern China. *Lithos*, **58**, 145-168. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(01\)00055-x](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(01)00055-x)

- [4] Shellnutt, J.G. and Jahn, B.-M. (2011) Origin of Late Permian Emeishan Basaltic Rocks from the Panxi Region (SW China): Implications for the Ti-Classification and Spatial-Compositional Distribution of the Emeishan Flood Basalts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **199**, 85-95. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.10.009>
- [5] Kamenetsky, V.S., Chung, S., Kamenetsky, M.B. and Kuzmin, D.V. (2012) Picrites from the Emeishan Large Igneous Province, SW China: A Compositional Continuum in Primitive Magmas and Their Respective Mantle Sources. *Journal of Petrology*, **53**, 2095-2113. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs045>
- [6] Meng, F., Tian, Y., Kerr, A.C., Wang, W., Wu, Z., Xu, Q., et al. (2023) Geochemistry and Petrogenesis of Late Permian Basalts from the Sichuan Basin, SW China: Implications for the Geodynamics of the Emeishan Mantle Plume. *Journal of Asian Earth Sciences*, **241**, Article 105477. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2022.105477>
- [7] Ren, Z., Wu, Y., Zhang, L., Nichols, A.R.L., Hong, L., Zhang, Y., et al. (2017) Primary Magmas and Mantle Sources of Emeishan Basalts Constrained from Major Element, Trace Element and Pb Isotope Compositions of Olivine-Hosted Melt Inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **208**, 63-85. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.01.054>
- [8] 田雨露, 李亚, 孟凡超, 赵立可, 吴智平, 杜青. 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[J]. 岩石矿物学杂志, 2021, 40(4): 687-703.
- [9] 姜常义, 钱壮志, 姜寒冰, 唐冬梅, 张蓬勃, 朱士飞. 云南宾川-永胜-丽江地区低钛玄武岩和苦橄岩的岩石成因与源区性质[J]. 岩石学报, 2007, 23(4): 777-792.
- [10] He, B., Xu, Y., Chung, S., Xiao, L. and Wang, Y. (2003) Sedimentary Evidence for a Rapid, Kilometer-Scale Crustal Doming Prior to the Eruption of the Emeishan Flood Basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **213**, 391-405. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(03\)00323-6](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(03)00323-6)
- [11] Xiao, L., Xu, Y., Chung, S., He, B. and Mei, H. (2003) Chemostratigraphic Correlation of Upper Permian Lavas from Yunnan Province, China: Extent of the Emeishan Large Igneous Province. *International Geology Review*, **45**, 753-766. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.8.753>
- [12] Song, X., Qi, H., Robinson, P.T., Zhou, M., Cao, Z. and Chen, L. (2008) Melting of the Subcontinental Lithospheric Mantle by the Emeishan Mantle Plume; Evidence from the Basal Alkaline Basalts in Dongchuan, Yunnan, Southwestern China. *Lithos*, **100**, 93-111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.023>
- [13] Xu, J., Suzuki, K., Xu, Y., Mei, H. and Li, J. (2007) Os, Pb, and Nd Isotope Geochemistry of the Permian Emeishan Continental Flood Basalts: Insights into the Source of a Large Igneous Province. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, 2104-2119. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.01.027>
- [14] Hou, T., Zhang, Z., Kusky, T., Du, Y., Liu, J. and Zhao, Z. (2011) A Reappraisal of the High-Ti and Low-Ti Classification of Basalts and Petrogenetic Linkage between Basalts and Mafic-Ultramafic Intrusions in the Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Ore Geology Reviews*, **41**, 133-143. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.07.005>
- [15] Zhang, L., Ren, Z., Handler, M.R., Wu, Y., Zhang, L., Qian, S., et al. (2019) The Origins of High-Ti and Low-Ti Magmas in Large Igneous Provinces, Insights from Melt Inclusion Trace Elements and Sr-Pb Isotopes in the Emeishan Large Igneous Province. *Lithos*, **344**, 122-133. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.014>
- [16] 赵兵, 刘希军, 李政林, 等. 峨眉山大火成岩省外带岩浆作用:桂西地区辉绿岩年代学、Sr-Nd-Hf同位素及铂族元素研究[C]// 广西隐伏金属矿产勘查重点实验室;桂林理工大学有色金属矿产勘查与资源高效利用协同创新中心. 2021年中国地球科学联合学术年会论文集. 2021: 54-55.
- [17] Chung, S., Lee, T., Lo, C., Wang, P., Chen, C., Yem, N.T., et al. (1997) Intraplate Extension Prior to Continental Extrusion along the Ailao Shan-Red River Shear Zone. *Geology*, **25**, 311-314. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<311:iptce>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<311:iptce>2.3.co;2)
- [18] Shellnutt, J.G., Denysyn, S.W. and Mundil, R. (2012) Precise Age Determination of Mafic and Felsic Intrusive Rocks from the Permian Emeishan Large Igneous Province (SW China). *Gondwana Research*, **22**, 118-126. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.009>
- [19] He, B., Xu, Y., Huang, X., Luo, Z., Shi, Y., Yang, Q., et al. (2007) Age and Duration of the Emeishan Flood Volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP Zircon U-Pb Dating of Silicic Ichnimbrites, Post-Volcanic Xuanwei Formation and Clay Tuff at the Chaotian Section. *Earth and Planetary Science Letters*, **255**, 306-323. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.021>
- [20] Zhang, H., Gao, L., Zhang, C., et al. (2018) The Discovery of the 2.35 Ga Crystalline Basement in the Southwest of the Yangtze Block and Its Geological Significance. *Acta Geologica Sinica English Edition*, **92**, 2460-2461.
- [21] 翟明国, 杨瑞英. 攀西地区早前寒武纪片麻岩基底[J]. 岩石学报, 1986, 2(3): 22-38.
- [22] He, Q., Xiao, L., Balta, B., Gao, R. and Chen, J. (2010) Variety and Complexity of the Late-Permian Emeishan Basalts: Reappraisal of Plume-Lithosphere Interaction Processes. *Lithos*, **119**, 91-107. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.020>
- [23] Chung, S. and Jahn, B. (1995) Plume-Lithosphere Interaction in Generation of the Emeishan Flood Basalts at the

- Permian-Triassic Boundary. *Geology*, **23**, 889-892. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0889:pligo>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0889:pligo>2.3.co;2)
- [24] 张招崇, John J Mahoney, 王福生, 赵莉, 艾羽, 杨铁铮. 峨眉山大火成岩省西部苦橄岩及其共生玄武岩的地球化学:地幔柱头部熔融的证据[J]. 岩石学报, 2006, 22(6): 1538-1552.
- [25] Lassiter, J.C. and DePaolo, D.J. (2013) 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. Geo-Physical Monograph*, **100**, 335-355. <https://doi.org/10.1029/gm100p0335>
- [26] Sun, S.-S. and McDonough, W.F. (1989) Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, **42**, 313-345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- [27] Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M. (1986) Nb and Pb in Oceanic Basalts: New Constraints on Mantle Evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **79**, 33-45. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(86)90038-5)
- [28] Rudnick, R.L. and Gao, S. (2003) Composition of the Continental Crust. In: Holland, H.D. and Turekian, K.K., Eds., *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 1-64. <https://doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- [29] NEAL, C.R. (2002) Mantle Sources and the Highly Variable Role of Continental Lithosphere in Basalt Petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: Results from ODP Leg 183. *Journal of Petrology*, **43**, 1177-1205. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.7.1177>
- [30] Wooden, J.L., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Arndt, N.T., Chauvel, C., Bouse, R.M., et al. (1993) Isotopic and Trace-Element Constraints on Mantle and Crustal Contributions to Siberian Continental Flood Basalts, Noril'sk Area, Siberia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 3677-3704. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90149-q](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90149-q)
- [31] 张招崇, 王福生, 郝艳丽, 等. 峨眉山大火成岩省中苦橄岩与其共生岩石的地球化学特征及其对源区的约束[J]. 地质学报, 2004, 78(2): 171-180.
- [32] Green, D.H. (1975) Genesis of Archean Peridotitic Magmas and Constraints on Archean Geothermal Gradients and Tectonics. *Geology*, **3**, 15-18. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1975\)3<15:goapma>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1975)3<15:goapma>2.0.co;2)
- [33] Irving, A.J. and Frey, F.A. (1978) Distribution of Trace Elements between Garnet Megacrysts and Host Volcanic Liquids of Kimberlitic to Rhyolitic Composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 771-787. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90092-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90092-3)
- [34] Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G. (2000) Petrogenetic Evolution of Late Cenozoic, Post-Collision Volcanism in Western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **102**, 67-95. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(00)00182-7)
- [35] Yu, S., Chen, L., Lan, J., He, Y., Chen, Q. and Song, X. (2020) Controls of Mantle Source and Condition of Melt Extraction on Generation of the Picritic Lavas from the Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **203**, Article 104534. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2020.104534>