

峨眉山苦橄岩原始岩浆成分反演及 对地幔熔融条件的评估

于宋月¹ 蓝江波¹ 陈琦^{1,2}

1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室 贵阳 550081; 2. 中国科学院大学 北京 100049

摘要: 为厘清峨眉山大火成岩省高钛、中钛和低钛岩浆的原始岩浆组成,定量评估地幔熔融的温度、压力及部分熔融程度,采用 PRIMELT3 软件反演了峨眉山苦橄岩的原始岩浆成分,定量计算了地幔潜能温度(t_p)、起始压力(p_i)、终止压力(p_t)和熔体量。结果表明,高钛苦橄岩、低钛苦橄岩的原始岩浆组分分别表现为低 Al_2O_3 、 Na/Ti 和高 Al_2O_3 、 Na/Ti 的特征。高钛苦橄岩原始熔体的地幔潜能温度较高(1 525~1 620 °C),低钛和中钛苦橄岩原始熔体的地幔潜能温度相对较低(1 500~1 550 °C)。高钛苦橄岩岩浆的熔融终止压力较高(>3 GPa),低钛和中钛苦橄岩岩浆的熔融终止压力相对较低(2~3 GPa)。

关键词: 原始岩浆;峨眉山大火成岩省;苦橄岩;地幔熔融;地幔柱

中图分类号: P581 文章编号: 1007-2802(2020)06-1240-16 doi: 10.19658/j.issn.1007-2802.2020.39.068

The Compositional Inversion and Evaluation of Melting Conditions for Primary Melt of the Emeishan Picrites

YU Song-yue¹, LAN Jiang-bo¹, CHEN Qi^{1,2}

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: Although a large amount of research works on the genesis of the Emeishan large igneous province have been done previously, there are still some weak points in those research works. For example, there is a lack of clear understanding on primary compositions of the high-, medium- and low-Ti magmas, and a lack of quantitative evaluation on the temperature, pressure, and degrees of partial melting of the mantle. In this study, PRIMELT3 software was used to calculate compositions of the primary melts of the Emeishan picrites, and to quantitatively calculate their mantle potential temperatures, initial melting pressures, final melting pressures, and melt fractions. The calculated results show that the primary magma compositions of the Emeishan high-Ti picrites are characterized with low Al_2O_3 contents and Na/Ti ratios, whereas those of the low-Ti picrites are characterized with high Al_2O_3 contents and Na/Ti ratios. The calculated results show that the mantle potential temperatures for the primary melts of high-Ti picrites are slightly higher (1 525–1 620 °C) than those for the primary melts of low-Ti picrites (1 500–1 550 °C). The final melting pressures of the high-Ti melts (> 3 GPa) are higher than those of the low- and intermediate-Ti melts (2–3 GPa).

Key words: primary melt; the Emeishan large igneous province; picrite; mantle melting; mantle plume

0 引言

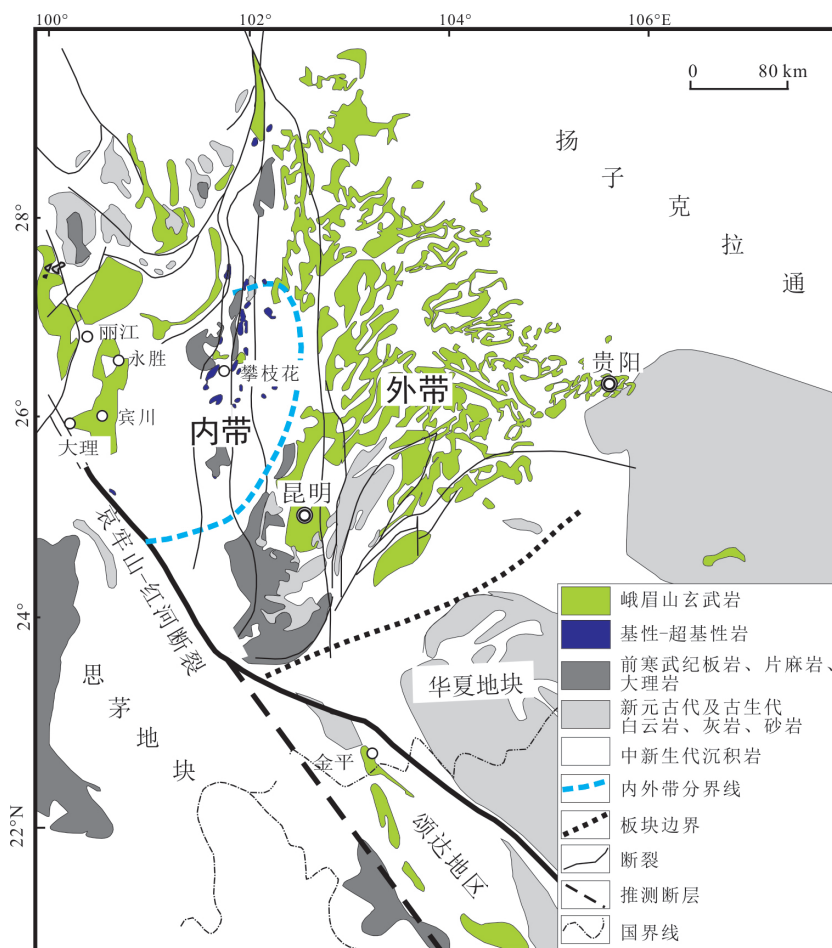
二叠纪峨眉山大火成岩省主要分布于华南陆块西部的云、贵、川三省,面积超过 50 万 km^2 ,主要

由峨眉山玄武岩及基性-超基性侵入岩、花岗岩和碱性岩组成。三者空间上紧密共生,在形成时代上密切相关,具有“三位一体”的特征(图 1)(张云湘等, 1988; 张招崇等, 2005; 徐义刚等, 2013,

收稿编号: 2020-075 2020-05-31 收到 2020-06-30 改回

基金项目: 国家重点研发计划重点专项(2016YFC0600502); 南方海洋科学与工程广东省实验室重大专项项目(GML2019ZD0202); 国家自然科学基金项目(41573009); 中国科学院西部青年学者 A 类项目; 贵州省科学技术基金项目(黔科合 J 字[2010]2033 号)

第一作者简介: 于宋月(1979-),男,研究员,博士生导师,研究方向: 基性-超基性岩。E-mail: yusongyue@mail.gyig.ac.cn.



苦橄岩主要分布于丽江-永胜-大理-宾川和金平-颂达地区
 图 1 二叠纪峨眉山玄武岩及基性-超基性岩体分布图

Fig.1 The distribution of Permian Emeishan flood basalts and related mafic-ultramafic intrusions

2017; 王涛等, 2013; 王焰和邢长明, 2018)。前人就峨眉山地幔柱活动的证据进行了系统论证, 包括峨眉山玄武岩短期内的(2~3 Ma) 巨量喷发 (Ali et al., 2002; Xu et al., 2010; Zhong et al., 2014)、喷发前扬子地壳西缘曾发生快速、公里级别的穹状隆升 (He et al., 2003)、异常热的地幔 (>1 500 °C) 和高温熔岩 (苦橄岩) 的存在 (Chung and Jahn, 1995; Hanski et al., 2004, 2010; Zhang et al., 2006; Kamenetsky et al., 2012; Ren et al., 2017; Yu et al., 2017)。这些证据与地幔柱活动的判别指标相吻合, 从而为峨眉山地幔柱的存在提供了确凿证据 (Campbell, 2001, 2007)。另外, 前人根据 TiO₂ 含量和 Ti/Y 值将峨眉山玄武岩分为高钛型和低钛型两个系列, 并指出低钛玄武岩主要分布在大火成岩省的内带 (图 1), 高钛玄武岩主要分布在大火成岩省的内带和外带 (Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004; He et al., 2010)。

峨眉山苦橄岩主要分布在峨眉山大火成岩省

的内带 (图 1), 已报道的产地有云南丽江、永胜、大理、宾川、四川攀枝花、木里地区及金平、越南颂达 (Song-Da) 地区, 这些苦橄岩的地球化学成分变化范围较大, 而且不同产地的苦橄岩成分差异大 (Hanski et al., 2004; Zhang et al., 2006; Li et al., 2010, 2012; Yu et al., 2017)。这些苦橄岩通常呈夹层产于峨眉山玄武岩系的下部和底部, 体积大多较小, 是早期火山作用的产物。苦橄岩通常呈斑状结构, 斑晶矿物主要为橄榄石和极少量的透辉石、铬尖晶石 (Zhang et al., 2006; Yu et al., 2017)。Wu 等 (2018) 发现大理苦橄岩斑晶除橄榄石外, 还有较多的单斜辉石堆晶, 反映其结晶自演化程度较高的岩浆。综合前人发表的苦橄岩的主、微量数据, 发现其 Ti/Y 和 Gd_N/Yb_N 有良好的正相关关系 (图 2)。前人根据 Ti/Y 值将峨眉山大火成岩省内不同地区的苦橄岩分为低钛型 (Ti/Y < 300)、中钛型 (300 < Ti/Y < 600) 和高钛型 (Ti/Y > 600) (Kamenetsky et al., 2012)。其中, 丽江-大理苦橄

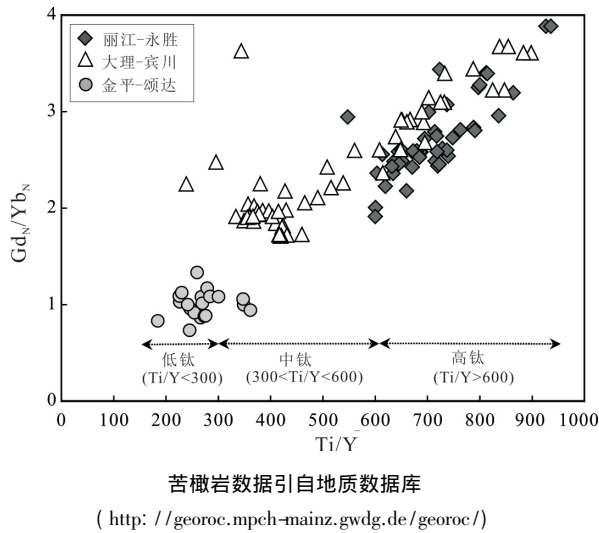


图2 据 $Ti/Y-Gd_N/Yb_N$ 值区分峨眉山大火成岩省内不同类型的苦橄岩

Fig.2 Classification of the Emeishan picrites using the plot of Ti/Y vs. Gd_N/Yb_N

岩为高钛型,大理-宾川苦橄岩主要为中钛和高钛型,金平-颂达苦橄岩主要为低钛型,样品成分连续变化的,无明显成分间断。有关峨眉山玄武岩及苦橄岩的地幔源区组成一直存在较大争议,Xu等(2001)和Xiao等(2004)认为,高钛和低钛岩浆的源区都为橄榄岩地幔,其中高钛岩浆来自地幔柱本身熔融,而低钛岩浆有岩石圈物质的加入。Yu等(2017)及Yao等(2019)对乌龙坝、乌龟菁、螳螂河、牦牛坪及玉门苦橄岩中橄榄石氧同位素的分析研究,进一步支持了上述结论。除乌龙坝橄榄石的高 $\delta^{18}O$ 特征来自俯冲交代岩石圈地幔外,其余地区橄榄石的 $\delta^{18}O$ 均正常,反映了地幔柱本身物质的熔融特征。Kamenetsky等(2012)认为,宾川和永胜的苦橄岩分别代表了高钛和低钛两个端元, Ti/Y 值的连续变化则反映了具有不同该值的母岩浆混合的结果,低钛型岩浆来自橄榄岩地幔源区,高钛型岩浆则来自石榴子石辉石岩地幔或榴辉岩地幔源区。Ren等(2017)认为,大理苦橄岩的全岩和熔体包裹体中Ti含量的变化反映了地幔在不同深度下部分熔融的程度,高钛和低钛岩浆都来自辉石岩源区,高钛岩浆由辉石岩在深部低程度熔融形成,低钛型岩浆由辉石岩在浅部高程度熔融形成。Zhang等(2019)认为,高钛和低钛岩浆都来自相同的混合地幔源区,该源区包括约84%的橄榄岩、15%的循环洋壳和1%的大洋沉积物,混合源区在不同深度发生不同程度熔融,最终形成 Ti/Y 值连续变化的苦橄岩。

前人对峨眉山苦橄岩和玄武岩的原始岩浆组

成和部分熔融条件进行了估算。Xu等(2001)通过玄武岩REE数据反演的方法,估算出形成大理-宾川低钛玄武岩地幔潜能温度(t_p)较高($>1550^\circ C$),而高钛玄武岩的则较低($<1500^\circ C$),初始、终止熔融深度分别为140、60 km和100、75 km。Zhang等(2006)估算出丽江地区苦橄岩原始岩浆的MgO含量(质量分数,下同)约为22%,初始熔融温度、压力分别为1630~1690 $^\circ C$ 和4.2~5.0 GPa。Li等(2012)估算了大营苦橄岩原始岩浆的所有主量元素成分,获得其 t_p 为1590 $^\circ C$ 。Zhang等(2019)通过向高MgO($>10\%$)熔体包裹体逐步添加平衡橄榄石的方法,获得大理地区苦橄岩的原始岩浆微量元素组成,并通过微量元素正演方法模拟了混合地幔源区(橄榄岩、循环洋壳及大洋沉积物)在不同压力(3~7 GPa)、不同熔融程度(4%~26%)条件下微量元素含量的变化,并认为该源区在7 GPa发生低程度熔融(4%~8%)形成高钛端元组分(Ti/Y 为1000~1200),在3 GPa发生高程度熔融(10%~26%)形成低钛端元组分(Ti/Y 为200~400)。然而,上述研究更多针对的是局部地区样品的原始岩浆成分反演及部分熔融条件估算,缺乏对峨眉山大火成岩省不同地区、不同类型苦橄岩的原始岩浆主、微量元素含量的准确估计,对不同地区、不同类型苦橄岩形成的 t_p 、部分熔融的起始(p_i)及终止(p_f)压力、部分熔融程度等方面缺乏系统全面的评估。另外,前人对原始岩浆成分的反演是通过选取高镁、无斑晶玄武岩的全岩组分为起始熔体(MgO $>8\%$),并假设这种玄武岩只经历了橄榄石的分离结晶,逐步加入与熔体平衡的橄榄石,直到最后加入的橄榄石的Fo值与地幔橄榄岩中的橄榄石类似(90~91)或者与样品中具有最高Fo的橄榄石斑晶成分类似,得到的熔体成分才被认为是代表了地幔的原始岩浆成分(McKenzie and Bickle, 1988; Langmuir et al., 1992; Eggins, 1992)。这种方法不适合峨眉山苦橄岩的原始岩浆成分估算,一是因缺乏地幔包体而导致无法获知二叠纪峨眉山地幔柱活动期间岩石圈底部的地幔橄榄岩成分;二是具有最高Fo的橄榄石斑晶也不能代表与原始岩浆平衡的橄榄石,因而无法判断何时停止加入橄榄石,即何种情况下估算的熔体可代表原始岩浆成分。Zhang等(2019)通过向高MgO($>10\%$)熔体包裹体逐步添加平衡橄榄石的方法来反演原始岩浆,此方法的问题一方面在于无法判断何时停止加入橄榄石,另一方面熔体包裹体的FeO含量测量不准确(熔体包裹体在冷却结晶和与寄主橄榄石再平衡过程中普遍发生“Fe丢失”现象,导致

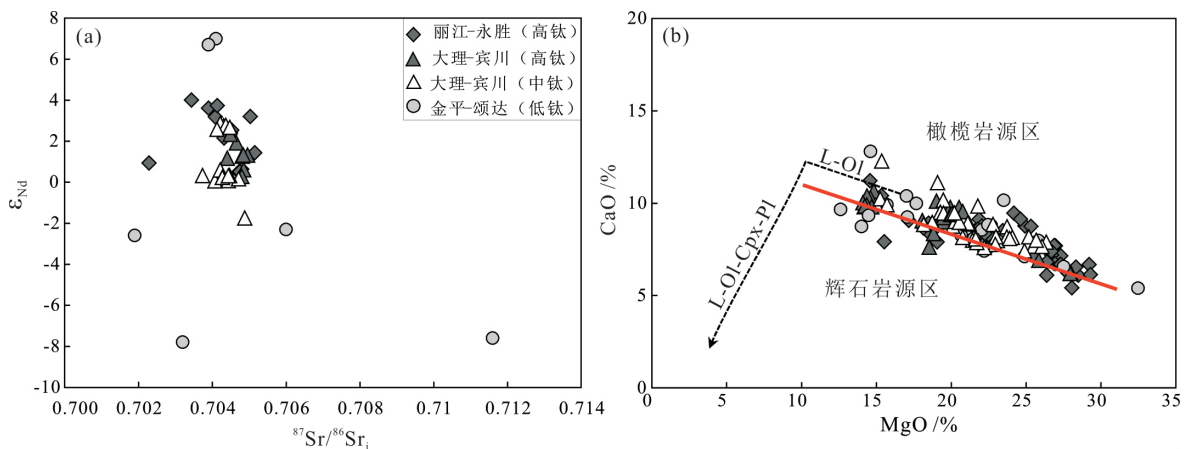
熔体包裹体 MgO 升高, TFeO 降低), 只能通过全岩 TFeO 的演化趋势设定熔体包裹体的初始 TFeO 含量 (Danyushevsky et al., 2000, 2002; Ren et al., 2017)。Zhang 等(2019) 用假设的混合地幔源区在不同压力下发生分离熔融来拟合熔体包裹体的微量元素含量, 这只是提供了熔体包裹体微量元素特征的一种可能解释, 而并非对苦橄岩浆形成的部分熔融条件的直接约束。

PRIMELT3 软件是 PRIMELT2 和 PRIMELT 软件的升级版 (Herzberg and O'Hara, 2002; Herzberg and Asimow, 2008, 2015), 可用来估算原始岩浆的成分, 定量计算不同类型岩浆的 t_p 、部分熔融的 p_i 和 p_f 以及部分熔融程度。该软件使用了一个质量平衡解决方案, 将实验获得的熔体成分参数化, 并将原始岩浆校准到与橄榄岩 KR-4003 平衡 (Walter, 1998; Herzberg and O'Hara, 2002; Herzberg, 2004, 2006), 同时使用正演和反演模拟方法来约束原始岩浆组成, 将增加或扣减橄榄石后的熔体成分与橄榄岩熔融实验的多元成分相图 (Ol-An-QZ)、MgO-FeO 投影区间进行比对, 当得到一个一致的成分时, 该熔体则代表原始岩浆成分 (Herzberg and Asimow, 2008, 2015)。此方法明显不同于其他传统的用橄榄石成分来限制原始岩浆成分的方法 (Courtier et al., 2007; Putirka et al., 2007; Putirka, 2008)。使用 PRIMELT3 的前提条件是, 熔体在结晶分异过程中橄榄石是唯一的液相线矿物, 原始熔体必须来自橄榄岩地幔源区。因此需要对反演样品进行筛选, 要剔除具有明显辉石斑晶的样品, 只选择含橄榄石斑晶的样品。另外, 该软件也可以自动识别辉石结

晶或来自辉石岩源区, 并将不符合标准的样品剔除。最后, 根据 MgO 和 CaO 的相关性也能辅助识别经历辉石结晶或来自辉石岩熔融的熔体, 因为一方面普通辉石结晶导致 CaO 显著降低, 而普通辉石堆晶作用可导致 CaO 含量异常升高 (Herzberg and Asimow, 2008)。另一方面, 在相同 MgO 含量情况下, 橄榄岩地幔来源的熔体的 CaO 含量明显高于辉石岩地幔来源的熔体 (Herzberg, 2006)。本文在地质数据库中选择已发表的数据, 首先筛选出合适的峨眉山苦橄岩样品, 用 PRIMELT3 软件恢复峨眉山大火成岩省不同地区苦橄岩的原始岩浆的主、微量元素成分, 定量计算不同类型岩浆的地幔 t_p 、部分熔融的 p_i 和 p_f 以及部分熔融程度, 并重新评估峨眉山高钛和低钛岩浆成分变化的主导控制因素。

1 峨眉山苦橄岩地球化学数据的筛选及原始岩浆成分的恢复

综合前人发表的峨眉山苦橄岩地球化学数据 (样品全部来自大火成岩省内带, 包括丽江、永胜、大理、宾川、颂达、木里等地区), 发现全岩烧失量的质量分数 (下同) 变化很大 (1.7% ~ 10.3%), 反映其受不同程度低温热液蚀变作用的影响, 为了尽可能减小热液蚀变对苦橄岩全岩主、微量成分的影响, 本文选择烧失量为 1.7% ~ 4% 的样品。另外, 虽然前人研究认为地壳混染对峨眉山苦橄岩的影响很小 (Zhang et al., 2006; Li et al., 2012), 但部分样品的 Sr-Nd 同位素组成 (图 3a) 和 Nb/Th 值 (1.5 ~ 14.3) 仍表现出较大变化范围, 为了最大程度减小地壳混染的影响, 进一步筛选了 $\epsilon_{Nd} > 0$ 且

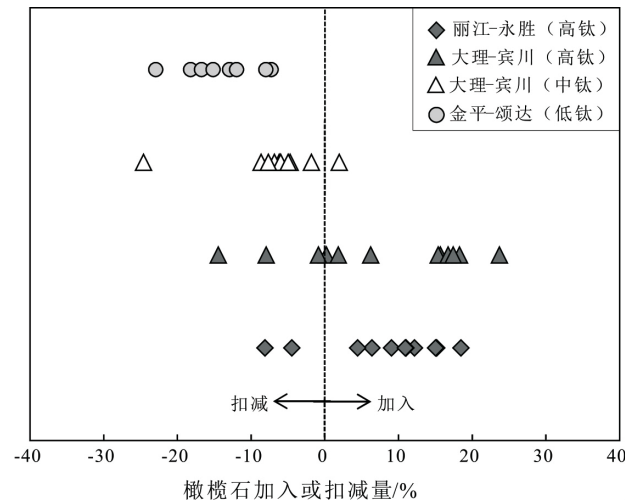


(a) 大部分峨眉山苦橄岩表现为亏损的 Sr-Nd 同位素组成; (b) 红色粗实线区分橄榄岩源区和辉石岩源区 (CaO = 13.81 - 0.274MgO), 虚线箭头指示分离结晶趋势, 大部分峨眉山苦橄岩落入橄榄岩地幔源区。底图据 Herzberg 和 Asimow (2008)

图 3 峨眉山苦橄岩全岩成分变化特征

Nb/Th>6 的苦橄岩样品。部分苦橄岩样品存在明显的普通辉石斑晶(Wu et al., 2018), 这种样品在相关计算时也被剔除。再有, 采用 PRIMELT3 软件识别辉石结晶或来自辉石岩源区, 将这部分样品剔除。最后, 根据 MgO 和 CaO 的相关性来辅助识别经历辉石结晶或来自辉石岩熔融的熔体。最终筛选出符合条件的峨眉山苦橄岩地球化学数据 45 个(表 1)。

原始岩浆成分计算设定苦橄岩全岩的 Fe^{2+}/Fe (全铁) 为 0.9, 橄榄石与熔体之间的 Fe-Mg 配分系数 K_D 为 0.3 (Putirka, 2005), 并假定苦橄岩浆为无水和 CO_2 的地幔熔融产物。因为含碳酸盐地幔熔融产生的富 CO_2 原始熔体具有低 SiO_2 、高 CaO 特征 (Dasgupta et al., 2007; Herzberg and Asimow, 2008), 而明显不同于峨眉山苦橄岩的成分。另外, 苦橄岩样品薄片中也未发现含有含水矿物(Li et al., 2012; Yu et al., 2017), 峨眉山高钛和低钛玄武岩也没有含水矿物出现(Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004), 攀西地区层状岩体(如攀枝花、红格)只在晶间发现少量非自形的角闪石, 代表了晶间残余熔体结晶的产物(Zhou et al., 2005; Luan et al., 2014)。这些观察结果说明峨眉山玄武岩及苦橄岩应该来自贫挥发分的地幔源区熔融。值得注意的是, Liu 等(2017)估计大理苦橄岩的含水量高达 3.4%, 但如此富水的岩浆与缺乏含水矿物的观察事实存在明显的矛盾。最后, 在增加/扣减橄榄石时, 设定压力为 0.1 MPa (Herzberg and Asimow, 2008)。PRIMELT3 计算得到的峨眉山原始岩浆成分计算结果表明(图 4), 反演不同地区峨眉山苦橄岩的原始岩浆成分过程中, 低钛和中钛苦橄岩样品需要不同程度扣减额外的堆晶橄榄石(-24%~0%), 而高钛苦橄岩样品有的需要增加与熔体平衡的橄榄石, 有的则需要扣除堆晶橄榄石(-14%~24%)。该计算结果进一步支持近年来对峨眉山苦橄岩的成因认识, 即苦橄岩样品尽管具有高镁特征, 但不代表真正的苦橄质岩浆, 而是橄榄石与熔体不同程度的混合(Li et al., 2012; Kamenetsky et al., 2012; Ren et al., 2017; Yu et al., 2017; Wu et al., 2018; Zhang et al., 2019)。由表 1 可见, 与原始岩浆平衡的橄榄石的 Fo 变化范围较小(91~92)。PRIMELT3 软件进一步给出了与苦橄岩浆最后平衡的地幔橄榄石的矿物相, 其中与高钛苦橄岩浆最后平衡的地幔岩为石榴子石橄榄岩和方辉橄榄岩, 而与低钛及中钛苦橄岩浆最后平衡的地幔岩主要为尖晶石橄榄岩



低钛和中钛苦橄岩需要扣减额外的堆晶橄榄石, 高钛苦橄岩有的需要增加与熔体平衡的橄榄石, 有的需要扣除堆晶橄榄石

图 4 反演不同地区峨眉山苦橄岩的原始岩浆成分过程中加入/扣减的橄榄石量

Fig.4 During calculation of primary magma of the Emeishan picrites, variable amounts of olivine were added or subtracted

和方辉橄榄岩(表 1)。考虑到石榴子石橄榄岩的稳定区比尖晶石橄榄岩的稳定区要深, 该计算结果暗示高钛苦橄岩形成的平均深度应大于低钛及中钛苦橄岩的形成深度, 这和前人的认识一致(Xu et al., 2001; Ren et al., 2017; Zhang et al., 2019)。值得注意的是, 在减压熔融模式下, 不同深度熔融产生的小体积熔体会在浮力作用下上升并最终汇集于岩石圈底部, 因此计算所得的原始岩浆成分应代表来自不同深度的小体积熔体的混合(McKenzie and Bickle, 1988; Langmuir et al., 1992)。本文根据 PRIMELT3 软件在估算原始岩浆成分过程中加入或扣减的橄榄石量, 以及 REE、Th、Nb、Zr 等不相容元素在橄榄石与熔体之间的分配系数(Stracke et al., 2003)进一步校正了苦橄岩微量元素含量(表 2)。橄榄石的加入导致不相容元素含量被不同程度地稀释。由表 2 可见, 不同类型苦橄岩的原始岩浆成分具有较大差异, 高钛苦橄岩的原始岩浆组分表现出低铝、低 Na/Ti 和高 LREE, La/Yb 和 Gd/Yb 的特征, 而低钛苦橄岩的原始岩浆组分则表现为高铝、高 Na/Ti 和低 LREE、La/Yb 和 Gd/Yb 的特征(图 5)。在高压下, 含石榴子石地幔熔融产生的熔体表现为低铝、低 Na/Ti、高 Gd/Yb 特征(Walter, 1998; Putirka, 1999)。熔融程度较低时, 熔体则表现为 LREE 富集和高 La/Yb 特征(Stracke et al., 2003)。这暗示高钛苦橄岩浆来自深部含石榴子石地幔的低程度部分熔融, 低钛岩浆则相反, 这和人

表 1 峨眉山苦橄岩原始岩浆主要元素成分及熔融温度、残留相组成、熔体量的计算结果

Table 1 Primary melt major element compositions of the Emeishan picrites and calculated melting temperatures, residue phases and melt fractions

样品号	产地	类型	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	t ₀₁	t _p	熔体量 Fo/%	橄辉石加入或扣减量/%	残留相组成	参考文献	
EM55			45.77	2.35	6.93	1.21	11.04	21.83	7.90	0.88	1.34	0.24	1478	1609	0.31	0.92	15	GP	
EM57	丽江-永胜	高钛	46.03	2.24	6.93	1.25	10.96	22.21	7.72	0.73	1.51	0.22	1480	1619	0.34	0.92	11	GP	Kamenetsky 等 (2012)
EM58			46.41	2.28	7.11	1.22	10.80	21.99	7.78	0.60	1.41	0.22	1472	1613	0.35	0.92	12	Har	
XL14			46.33	2.23	7.02	1.24	10.73	21.31	8.23	1.40	0.79	0.20	1469	1596	0.32	0.92	9	Har	
XL11-3	丽江-永胜	高钛	45.26	1.80	9.19	1.31	11.14	21.19	7.51	1.48	0.69	0.25	1469	1593	0.23	0.92	6	GP	Li 等 (2012)
YY13-121			45.68	1.94	8.91	1.37	10.49	19.48	9.42	1.16	0.69	0.25	1436	1550	0.23	0.92	-8	GP	
DL13-45			45.63	1.92	8.83	1.39	10.60	19.66	9.99	0.95	0.59	0.27	1432	1555	0.21	0.92	-8	GP	
YS18-1			45.83	1.75	7.39	1.18	11.07	21.83	8.79	1.12	0.33	0.12	1473	1609	0.30	0.92	18	GP	
YS18-2			46.16	1.80	7.81	1.17	10.72	20.84	9.06	1.29	0.42	0.13	1457	1585	0.30	0.92	15	GP	
YS18-4	丽江-永胜	高钛	46.00	2.12	8.07	1.16	10.68	20.27	9.23	1.34	0.44	0.15	1447	1570	0.26	0.92	15	GP	Yu 等 (2017)
SR17-18			45.82	1.98	7.85	1.23	10.89	20.56	9.18	1.36	0.43	0.14	1454	1578	0.24	0.92	11	GP	
YS17-19			45.44	1.80	8.65	1.40	10.94	19.89	8.88	1.62	0.59	0.22	1450	1561	0.18	0.92	-4	GP	
YS18-3			46.64	1.73	8.06	1.21	10.70	21.37	7.49	1.62	0.74	0.22	1471	1598	0.33	0.92	11	Har	
SR17-22			45.02	1.88	9.35	1.32	11.04	19.34	8.78	1.70	0.81	0.24	1444	1547	0.11	0.91	4	GP	
YY13-10			46.06	1.18	10.47	1.33	10.13	18.60	9.76	1.44	0.30	0.16	1420	1528	0.23	0.92	-9	GP	
YY13-09			46.24	1.21	10.65	1.28	9.98	18.15	9.97	1.53	0.32	0.17	1412	1516	0.21	0.92	-5	SP	
YY13-11			46.21	1.19	10.66	1.29	9.99	18.16	10.02	1.50	0.30	0.17	1412	1517	0.21	0.92	-6	SP	
YY13-104	宾川-大理	中钛	45.59	0.95	10.53	1.50	10.28	18.11	10.46	1.35	0.39	0.21	1414	1515	0.13	0.91	-25	GP	Yu 等 (2017)
YY13-105			46.13	1.19	10.60	1.31	10.04	18.07	10.16	1.54	0.29	0.17	1410	1514	0.19	0.91	-7	GP	
YY13-106			46.28	1.18	10.50	1.30	10.03	18.84	9.56	1.35	0.27	0.17	1422	1534	0.27	0.92	-6	SP	
YY13-108			46.17	1.18	10.67	1.31	9.97	17.94	10.27	1.48	0.30	0.16	1407	1511	0.20	0.91	-8	GP	
DL15-22			46.35	1.63	10.44	1.25	9.96	18.30	9.17	1.64	0.63	0.19	1417	1520	0.23	0.92	-2	SP	

续表1

样品号	产地	类型	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	t ₀₁	t _p	熔体量	F ₀ /%	橄榄石加入或扣减量/%	残留相组成	参考文献
DL13-24	宾川-大理	中钛	46.55	1.68	10.19	1.21	9.95	18.90	8.74	1.47	0.62	0.21	1426	1536	0.29	0.92	2	Har	Yu 等(2017)
WFL0	宾川-大理	中钛	47.12	1.09	10.56	1.26	9.82	18.69	9.26	1.27	0.25	0.20	1417	1530	0.30	0.92	-5	Har	Hou 等(2006)
DL13-15			45.74	2.15	8.81	1.15	10.65	19.67	8.93	1.38	0.85	0.26	1441	1555	0.21	0.92	16	GP	
DL13-16			45.70	2.15	8.85	1.15	10.65	19.35	9.02	1.47	0.90	0.26	1439	1547	0.18	0.92	15	GP	
DL13-18			45.81	2.15	8.81	1.12	10.65	19.99	8.48	1.39	0.90	0.27	1448	1563	0.24	0.92	18	GP	
DL15-19	宾川-大理	高钛	45.92	2.12	8.83	1.13	10.59	20.07	8.41	1.42	0.82	0.27	1449	1565	0.26	0.92	17	GP	Yu 等(2017)
DL15-20			45.86	2.15	8.80	1.13	10.64	19.97	8.44	1.50	0.80	0.27	1448	1563	0.24	0.92	17	GP	
DL15-21			46.09	1.86	8.72	1.29	10.48	19.71	9.05	1.42	0.69	0.25	1442	1556	0.25	0.92	0	GP	
DL15-25			46.07	1.77	8.95	1.28	10.28	18.91	10.27	1.06	0.73	0.24	1422	1536	0.22	0.92	-1	GP	
DY4-1			45.39	1.82	8.62	1.41	10.74	18.50	10.38	1.26	1.08	0.31	1424	1525	0.09	0.91	-8	GP	
DY6-1	宾川-大理	高钛	44.56	1.64	7.97	1.57	11.64	22.13	8.00	1.06	0.53	0.22	1488	1617	0.23	0.92	-14	GP	Li 等(2012)
BH15			45.97	2.11	8.67	1.23	10.50	20.12	8.59	1.38	0.69	0.31	1448	1566	0.28	0.92	6	SP	
BH17	宾川-大理	高钛	46.28	1.90	7.67	1.09	10.77	21.61	7.89	1.12	0.90	0.27	1473	1604	0.34	0.92	24	Har	Hou 等(2006)
BH19			45.97	1.85	8.51	1.29	10.57	20.19	9.13	1.19	0.60	0.25	1446	1568	0.28	0.92	2	GP	
B6889			46.30	0.65	11.42	1.34	9.90	18.66	9.94	1.15	0.02	0.05	1414	1529	0.29	0.92	-13	SP	
B6865			46.79	0.48	11.75	1.34	9.49	17.70	10.78	0.95	0.01	0.02	1393	1505	0.28	0.92	-18	Har	
G1456			45.79	0.58	11.71	1.33	10.20	19.57	9.18	0.96	0.03	0.05	1431	1553	0.30	0.92	-7	Har	
B6891	金平-镇达	低钛	44.72	0.68	13.06	1.43	10.27	17.81	10.11	1.22	0.05	0.06	1404	1508	0.12	0.91	-17	GP	Hanski 等(2004)
B6892			44.56	0.65	11.82	1.46	10.66	18.80	10.64	0.74	0.05	0.05	1417	1533	0.13	0.92	-15	GP	
P4689			47.30	0.55	11.56	1.31	9.73	18.53	9.38	0.90	0.11	0.04	1410	1526	0.31	0.92	-12	Har	
G946			45.78	0.65	11.41	1.45	10.11	19.39	10.02	0.39	0.05	0.05	1421	1548	0.30	0.92	-23	Har	
G1448			46.39	0.66	11.38	1.31	10.02	19.19	9.33	0.93	0.09	0.06	1423	1543	0.30	0.92	-8	Har	

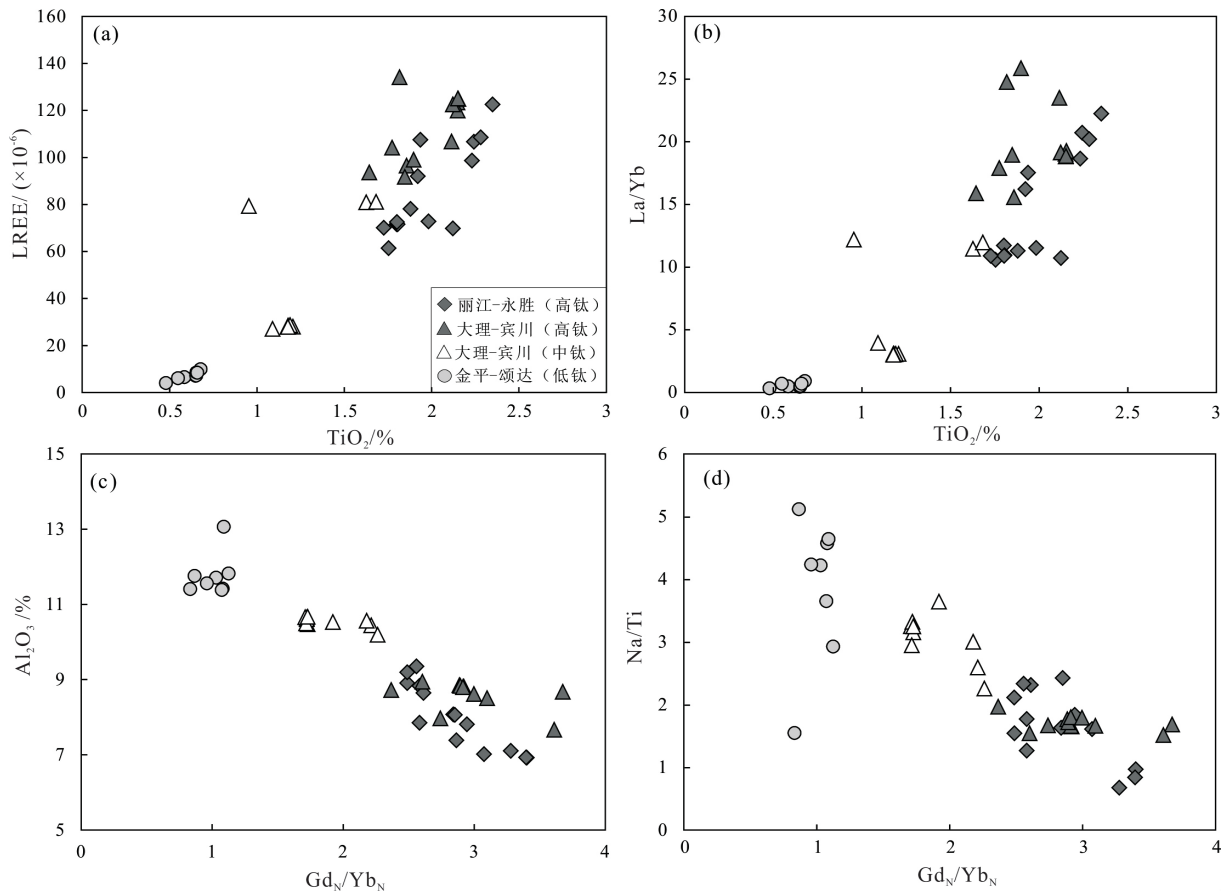
注: 重量元素含量为质量分数(%); t₀₁ 为橄榄石液相线温度(°C); t_p 为地幔潜能温度(°C)。残留相组成: SP-尖晶石橄榄岩; Har-方辉橄榄岩; GP-石榴子石橄榄岩。

表 2 峨眉山苦橄岩原始岩浆代表性微量元素成分计算结果

样证号	产地	类型	Th	Nb	La	Ce	Nd	Zr	Hf	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Y	($\times 10^{-6}$)	参考文献
EM55			3.36	28.65	28.16	58.65	29.87	162.3	4.11	5.90	1.87	5.21	3.90	1.79	1.27	0.18	17.25		
EM57	丽江-永胜	高钛	2.65	24.34	24.02	50.93	26.21	148.7	3.73	5.50	1.70	4.76	3.57	1.66	1.16	0.17			Kamenetsky 等(2012)
EM58			2.92	25.61	24.56	51.50	26.84	157.0	3.89	5.67	1.74	4.81	3.67	1.68	1.21	0.17			
XI14	丽江-永胜	高钛	2.73	24.59	22.24	47.18	24.05	169.6	3.57	5.17	1.67	4.43	3.59	1.69	1.19	0.17	17.99		Li 等(2012)
XI11-3			1.80	19.93	15.32	32.71	19.46	110.0	2.87	4.08	1.33	3.93	3.45	1.62	1.31	0.20			
YY13-121			2.63	24.82	24.82	52.68	25.14	144.8	3.71	4.87	1.47	4.26	3.45	1.75	1.41	0.20	16.22		
DI35-45			2.51	22.69	22.18	44.49	20.76	141.1	3.60	4.63	1.42	4.27	3.35	1.67	1.37	0.21	16.65		
YS18-1			1.28	12.15	12.24	28.19	16.88	117.3	2.94	4.08	1.30	4.00	3.26	1.49	1.16	0.17	15.87		
YS18-2			1.44	11.46	13.98	33.00	19.89	142.4	3.54	4.69	1.48	4.54	3.61	1.63	1.28	0.18	17.45		
YS18-4	丽江-永胜	高钛	1.54	13.65	14.00	32.17	19.04	131.3	3.32	4.58	1.45	4.48	3.66	1.64	1.30	0.19	17.48		Yu 等(2017)
SR17-18			1.95	20.81	15.58	34.14	18.82	120.7	2.99	4.28	1.35	4.22	3.52	1.66	1.35	0.19	17.65		
YS17-19			1.87	19.58	15.18	33.92	19.05	123.5	3.11	4.40	1.40	4.40	3.65	1.74	1.39	0.20	18.32		
YS18-3			1.65	13.34	14.07	32.28	19.21	131.6	3.32	4.53	1.44	4.45	3.62	1.66	1.29	0.18			
SR17-22			2.08	22.50	16.56	36.67	20.30	131.2	3.26	4.61	1.46	4.53	3.79	1.80	1.46	0.21	19.15		
YY13-10			0.71	5.27	4.97	12.04	8.72	70.0	1.94	2.73	0.97	3.36	3.37	1.85	1.61	0.23	16.97		
YY13-09			0.68	5.16	4.86	11.86	8.56	68.5	1.89	2.68	0.95	3.27	3.28	1.80	1.57	0.22	16.68		
YY13-11			0.69	5.15	4.90	12.05	8.71	69.0	1.91	2.71	0.97	3.33	3.39	1.85	1.61	0.23	16.95		
YY13-104			2.39	15.12	19.10	38.73	17.77	69.8	1.79	3.75	1.18	3.63	3.30	1.83	1.57	0.23	16.45		
YY13-105	宾川-大理	中钛	0.69	5.26	4.97	12.13	8.80	69.6	1.98	2.77	0.97	3.35	3.40	1.87	1.61	0.23	17.07		Yu 等(2017)
YY13-106			0.69	5.21	4.89	11.91	8.57	68.7	1.91	2.69	0.96	3.29	3.33	1.85	1.58	0.23	16.70		
YY13-108			0.66	5.18	4.80	11.81	8.57	69.1	1.94	2.74	0.97	3.33	3.37	1.86	1.59	0.23	16.90		
DI35-22			2.64	19.18	18.52	37.46	20.32	144.0	3.50	4.62	1.36	4.32	3.70	1.92	1.61	0.24	18.76		

续表2

样号	产地	类型	Th	Nb	La	Ce	Nd	Zr	Hf	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Y	参考文献
DL15-24	宾川-大理	中钛	2.68	19.56	18.90	37.81	19.97	145.5	3.55	4.45	1.35	4.32	3.66	1.88	1.58	0.24	18.55	Yu 等 (2017)
WK10	宾川-大理	中钛	0.74	5.89	5.44	11.48	7.43	77.9	1.89	2.68	1.02	3.63	3.09	1.85	1.38	0.21	15.21	Hou 等 (2006)
DL15-15			3.99	29.94	29.46	59.38	28.51	191.6	4.72	6.09	1.79	5.46	4.05	1.94	1.55	0.23	19.21	
DL15-16			3.85	29.24	28.39	56.86	28.64	189.2	4.58	6.09	1.76	5.26	3.92	1.88	1.51	0.22	18.51	
DL15-18			4.05	31.16	30.18	60.24	28.43	198.4	4.75	6.00	1.82	5.52	4.06	1.96	1.57	0.23	19.77	
DL15-19	宾川-大理	高钛	4.04	29.90	29.45	58.97	28.16	192.7	4.67	5.99	1.75	5.38	4.00	1.91	1.54	0.23	19.17	Yu 等 (2017)
DL15-20			4.07	31.31	29.88	60.18	28.82	200.4	4.84	6.18	1.80	5.58	4.13	1.98	1.58	0.24	19.78	
DL15-21			3.46	25.51	23.57	46.28	21.72	157.9	3.86	4.99	1.49	4.33	3.68	1.82	1.51	0.23	17.95	
DL15-25			3.79	26.52	26.12	50.46	22.58	157.0	3.90	4.98	1.48	4.59	3.53	1.77	1.46	0.22	17.33	
DY4-1	宾川-大理	高钛	4.49	35.31	34.98	65.08	29.33	128.2	3.31	4.76	1.60	5.12	3.42	1.68	1.41	0.20	15.75	Li 等 (2012)
DY1-1			2.78	22.56	20.81	45.36	22.91	147.3	3.68	4.58	1.43	4.34	3.19	1.58	1.31	0.19	15.55	
BH15			3.48	27.30	27.00	49.26	24.82	156.3	4.05	5.75	1.72	5.10	3.43	1.63	1.15	0.13	14.69	
BH17	宾川-大理	高钛	3.07	25.87	25.31	45.74	22.82	142.3	3.72	5.15	1.57	4.27	3.13	1.50	0.98	0.12	12.94	Hou 等 (2006)
BH19			3.44	23.57	23.27	43.10	20.54	132.6	3.34	4.83	1.43	4.60	3.38	1.76	1.23	0.19	15.13	
B6889			0.09	0.73	0.73	2.35	2.72	25.1	0.77	1.27	0.55	2.11	2.68	1.78	1.62	0.24	14.35	
B6865			0.05	0.53	0.44	1.44	1.66	15.6	0.46	0.43	0.37	1.37	1.93	1.39	1.31	0.21	10.76	
G1456				0.74	0.75	2.24	2.43	23.0	0.84	1.07	0.41	1.92	2.58	1.60	1.54	0.25	14.99	
B6891	金平-澜达	低钛		0.72	1.49	3.84	3.24	25.1	0.77	1.30	0.56	2.15	2.68	1.73	1.63	0.23	17.05	Hanski 等 (2004)
B6892				0.67	0.80	2.39	2.76	26.3	0.75	1.26	0.53	2.27	2.77	1.77	1.67	0.24	16.62	
P46789				0.59	1.01	2.27	1.92	19.5	0.67	0.82	0.36	1.66	2.03	1.48	1.43	0.24	13.06	
G946				0.96	1.00	2.98	3.24	39.6	0.00	1.30	0.54	1.95	0.00	0.00	1.93	0.31	21.93	
G1448			0.43	0.00	0.99	3.15	3.04	0.0	0.74	1.20	0.51	1.85	0.00	0.00	1.42	0.22		



高钛苦橄岩的原始岩浆组分表现出低铝、低 Na/Ti 和高 LREE、La/Yb 和 Gd_N/Yb_N 的特征,低钛苦橄岩的原始岩浆组分表现为高铝、高 Na/Ti 和低 LREE、La/Yb 和 Gd/Yb 的特征。峨眉山苦橄岩的原始岩浆成分由软件计算获得(Herzberg and Asimow, 2015)

图5 峨眉山苦橄岩的原始岩浆的成分变化特征

Fig.5 Geochemical characteristics of compositional variations of primitive melts of the Emeishan picrites

的认识是一致的(Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004; Ren et al., 2017; Zhang et al., 2019)。

2 地幔潜能温度、熔融深度及程度估算

根据 $t_1^{O/L} (^\circ\text{C}) = 1020 + 24.4\text{MgO} - 0.161\text{MgO}^2$ 计算了原始熔体在 0.1 MPa 下橄榄石的液相线温度 ($t_1^{O/L}$), 该温度是评估原始熔体和演化熔体热状态的重要途径, (Herzberg and Asimow, 2015)。根据此公式 0.1 MPa 下橄榄石液相线温度取决于熔体的 MgO 含量。计算结果表明, 高钛苦橄岩原始熔体的橄榄石液相线温度较高 (1420~1490 °C), 低钛和中钛苦橄岩原始熔体的橄榄石液相线温度较低 (1390~1430 °C) (计算误差不超过±46 °C (软件计算过程中产生的系统误差))。

本文根据 PRIMELT3 计算的 t_p 与 0.1 MPa 下橄榄石液相线温度变化趋势类似, 形成高钛苦橄岩原始熔体的 t_p 较高 (1525~1620 °C), 形成低钛和中钛苦橄岩原始熔体的 t_p 较低 (1500~1550 °C)

(图6), 计算误差不超过±42 °C (软件计算过程中产生的系统误差)。值得注意的是, 形成峨眉山苦橄岩浆的 t_p 与夏威夷地幔柱的变化范围类似, 比形成

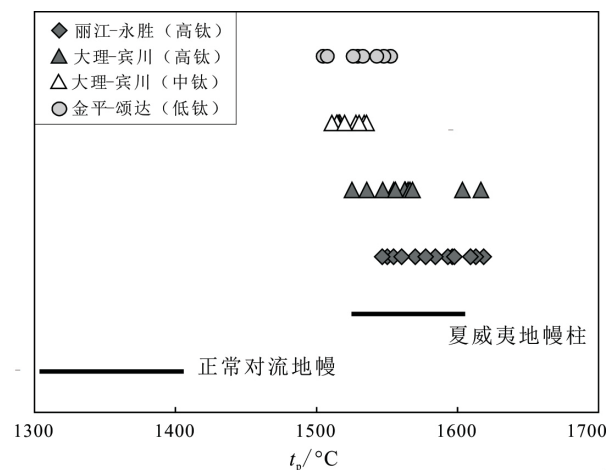


图6 用峨眉山苦橄岩原始岩浆成分计算得到的 t_p

Fig.6 t_p calculated using compositions of primitive

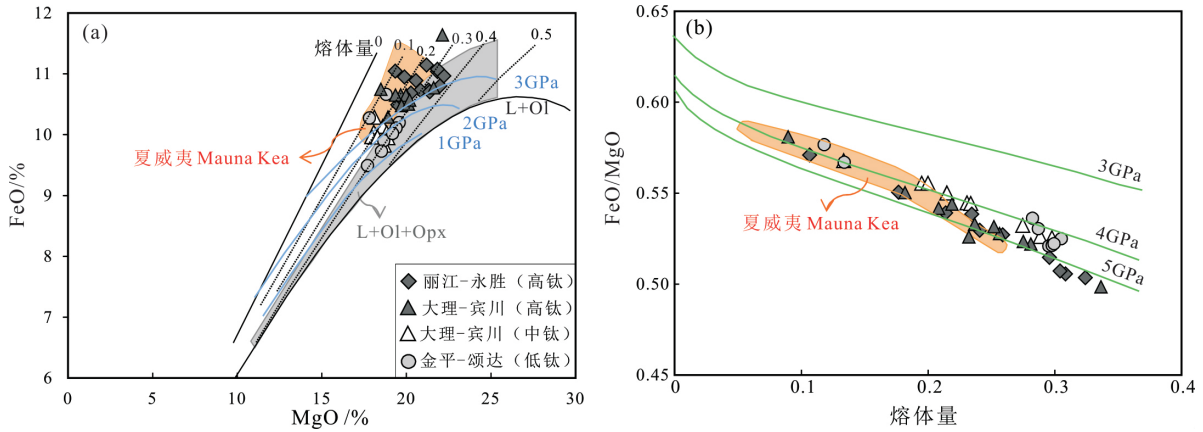
洋中脊玄武岩的正常对流地幔高(1 300~1 400 °C), 从而进一步支持了峨眉山大火成岩省的地幔热柱成因假说(Chung and Jahn, 1995; Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004; Zhang et al., 2006)。

橄榄石液相线温度与 t_p 都与熔体的 MgO 含量直接相关, 因为高镁原始熔体通常形成于高 t_p 的“热地幔”, 而在高液相线温度下结晶橄榄石(Herzberg and Asimow, 2015)。计算结果还表明, 形成峨眉山苦橄岩的 t_p 变化约为 100 °C, 这和夏威夷地幔柱 t_p 变化范围类似(图 6)。已有研究表明, 苦橄岩集中产出的丽江-永胜和大理-宾川地区可能位于峨眉山地幔柱的头部区域, 苦橄岩是地幔柱中心区域熔融的产物(Xu et al., 2001; Zhang et al., 2006) 据此推断, 本文给出的峨眉山地幔柱 t_p 的上限应不超过 1 620 °C, 略低于 Zhang 等(2006) 估算的丽江高钛苦橄岩的 t_p (1 630~1 680 °C)。

减压熔融通常发生在某个起始压力(p_i) 地幔源区的温度越高, 减压熔融发生的起始压力就越大。而地幔熔融终止的压力(p_f) 则受控于某些界面, 如岩石圈-软流圈界面。当地幔熔融在垂向上发生时, 不同深度熔融产生的小体积熔体会在浮力作用下上升并最终汇集于岩石圈底部, 因此, 熔体量在岩石圈-软流圈界面深度达到最大值(McKenzie and Bickle, 1988; Langmuir et al., 1992; Herzberg and Asimow, 2008)。根据原始熔体的 MgO 和 FeO 含量计算得到的峨眉山苦橄岩浆的 p_i 为 4~5 GPa, 高钛苦橄岩浆的熔融 p_i 略高于低钛和中钛苦橄岩浆, 这与形成高钛苦橄岩原始熔体的 t_p 较高相吻合。此外, 高钛苦橄岩浆的熔融 p_f 较高(> 3 GPa), 而低钛和中钛苦橄岩浆的熔融 p_f 相对低些(2~3 GPa)。如果熔融 p_f 的大小取决于岩石圈的厚度, 就意味着不同类型苦橄岩所在地区的岩石圈厚度有差异。例如, 在峨眉山地幔柱活动期间, 丽江-永胜产出高钛苦橄岩, 金平-颂达则产出低钛苦橄岩, 这意味着丽江-永胜的岩石圈厚度可能大于金平-颂达。但是, 大理-宾川的峨眉山玄武岩剖面中产出中钛和高钛两类岩石, 高钛苦橄岩/玄武岩通常位于剖面上部, 中钛苦橄岩/玄武岩则位于剖面下部(Xiao et al., 2004; Yu et al., 2017) 考虑到峨眉山大火成岩省的喷发在短时间内结束(2~3 Ma)(Xu et al., 2010; Zhong et al., 2014) 在同一地区短时间内的岩石类型变化很难用岩石圈厚度的变化来解释。一种可能的解释是该区的岩石圈底部在地幔柱烘烤下发生熔融, 产生的熔体与地幔柱本身熔融的熔体混合, 最终形成位于大理-宾川玄

武岩剖面底部的中钛苦橄岩/玄武岩(Xiao et al., 2004; Yu et al., 2017), 因此计算获得的熔融终止压力并不反映岩石圈厚度。与之相比, 大理-宾川的高钛苦橄岩形成时间略晚于中钛苦橄岩, 高钛苦橄岩浆主要来自地幔柱本身的熔融, 其熔融 p_f 受控于岩石圈厚度。虽然高钛苦橄岩浆温度较高, 烘烤岩石圈底部的能力更强, 但岩石圈中的易熔组分已经被抽取, 形成了玄武岩剖面底部的中钛玄武岩和苦橄岩(Xiao et al., 2004; Yu et al., 2017) 或碧玄岩(Song et al., 2008) 此时的岩石圈变得贫瘠, 无法熔融产生新的岩浆。Yu 等(2017) 发现, 大理-宾川剖面底部的乌龙坝苦橄岩(Ti/Y=400) 中高 Fo 橄榄石具有异常高 $\delta^{18}\text{O}$ 值(5.6‰~5.7‰), 反映有俯冲交代岩石圈物质的加入, 而同地区玄武岩剖面上部的乌龟菁苦橄岩(Ti/Y 为 500~670) 中高 Fo 橄榄石则具有正常的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(5.1‰~5.4‰), 反映了地幔柱物质的熔融(Yu et al., 2017), 上述观点和本文的推测是一致的。根据地幔熔融 p_i 和 p_f 的估计, 高钛苦橄岩应形成于含石榴子石地幔源区(>3 GPa) 不同程度的部分熔融, 与之平衡的地幔残留为石榴子石橄榄岩或方辉橄榄岩(表 1), 其熔融压力和温度与夏威夷玄武岩类似(图 6、7)。低钛和中钛苦橄岩浆形成的平均压力相对较小, 与之平衡的地幔残留主要为尖晶石橄榄岩或方辉橄榄岩(表 1)。峨眉山苦橄岩原始岩浆的主、微量成分特征可以用熔融压力变化来解释, 高钛苦橄岩浆的低 Al_2O_3 、低 Na/Ti 及高 Gd/Yb 特征(图 5) 反映了深部(>3 GPa) 石榴子石地幔不同程度的熔融。与之相比, 低钛苦橄岩浆的高 Al_2O_3 、高 Na/Ti 及低 Gd/Yb 特征则反映了较浅处尖晶石和石榴子石过渡相橄榄岩地幔不同程度的熔融。另外, 为了验证部分熔融温度和压力计算的准确性, 本文还采用了 Lee 等(2009) 的计算方法来估算峨眉山苦橄岩形成的平均温度和压力, 计算参数同样假定苦橄岩全岩的 Fe^{2+}/Fe (全铁) 为 0.9, 苦橄岩浆为无水和 CO_2 条件下的地幔熔融产物, 橄榄石与熔体之间的 Fe-Mg 配分系数为 0.3。计算得到的峨眉山苦橄岩形成的平均温度和压力与用 PRIMELT3 计算的结果类似(图 8) 即高钛苦橄岩形成的平均压力为 3.3~4.5 GPa, 略高于低钛和中钛苦橄岩形成的平均压力(2.5~4.0 GPa)。

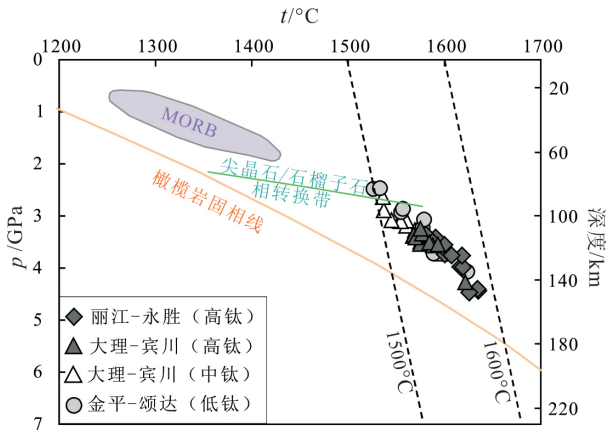
根据 PRIMELT3 软件计算得到的不同类型苦橄岩的熔融程度(即熔体量) 没有明显差别, 熔体量均为 0.1~0.3(表 1)。熔体量取决于熔体中 MgO 和 FeO 含量(图 7), 与熔融温度、压力无直接关系(Herzberg and O'Hara, 2002)。峨眉山高钛和低钛



(a) 黑色虚线代表熔体量的变化,蓝色实线为地幔熔融 p_f ,灰色扇形区域为熔体(L)与源区中橄榄石(Ol)和斜方辉石(Opx)共存区(Herzberg and Asimow, 2015)。(b) 绿色实线代表地幔熔融 p_i ,蓝线和绿线代表的 p_f 和 p_i 是实验数据的参数化结果(Walter, 1998; Herzberg and O' Hara, 2002; Herzberg, 2004); 橙色区域代表夏威夷 Mauna Kea 火山(Herzberg and Asimow, 2008)。峨眉山高钛比低钛苦橄岩浆的起始 p_i 略高,而高钛苦橄岩浆的压力 p_f 明显高于低钛岩浆。根据 Herzberg 和 Asimow(2015) 计算,误差小于 $\pm 42^\circ\text{C}$ 。夏威夷地幔柱和正常对流地幔的潜能温度变化范围引自 Herzberg 和 Gazel(2009)

图7 原始岩浆中 MgO-FeO (a) 及熔体量与 FeO/MgO 的相关图解(b)

Fig.7 Plot of MgO vs. FeO contents (a) and melt fractions vs. FeO/MgO ratios(b) for the Emeishan primitive melts



相关计算方法、橄榄岩固相线以及 MORB 的温压范围均引自 Lee 等(2009); 尖晶石/石榴子石相转换带引自 Klemme 和 O' Neill(2000)

图8 峨眉山苦橄岩形成的平均温度和压力

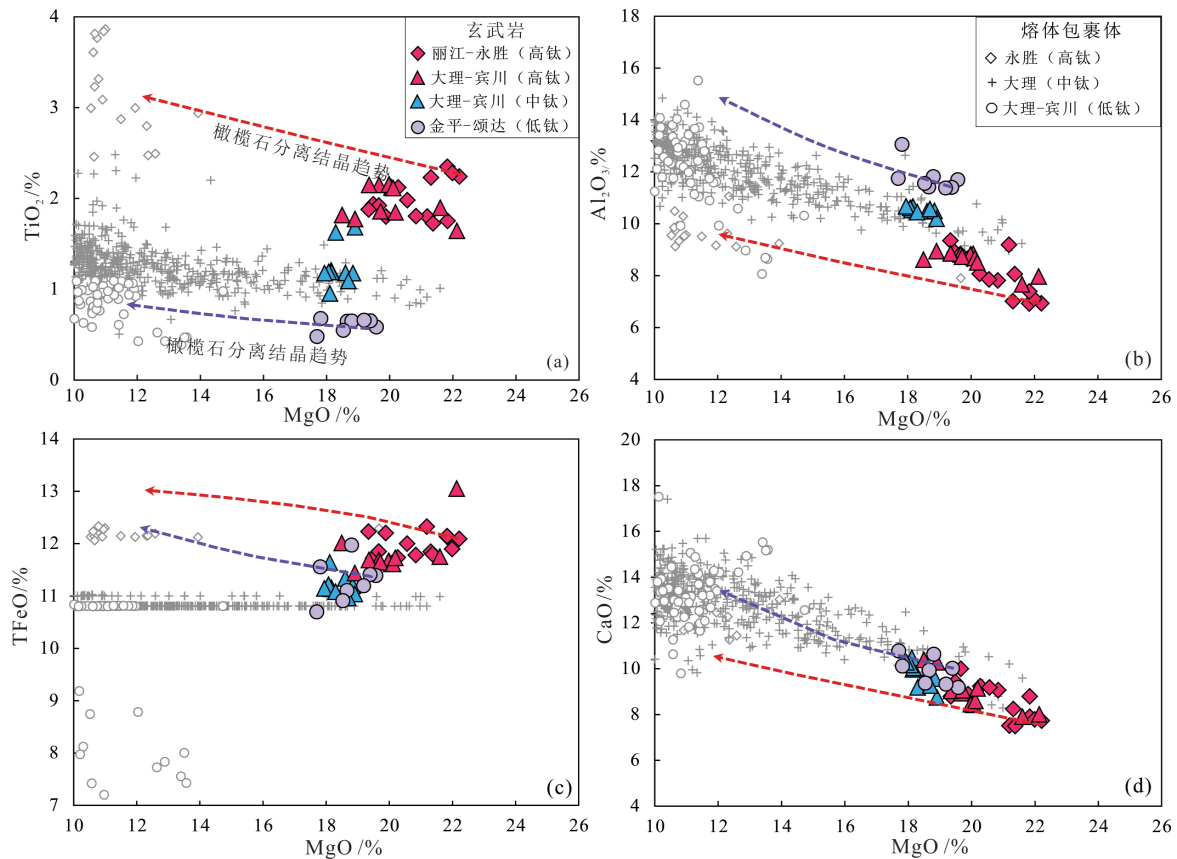
Fig.8 Average melting pressures and temperatures for the Emeishan picrites

苦橄岩的 TiO_2 和 La/Yb 值差别显著(图5),但计算的熔体量和原始熔体的 TiO_2 含量、 La/Yb 值却无相关性,考虑到在橄榄岩地幔熔融过程中 TiO_2 和 La/Yb 值主要受控于部分熔融程度大小(即熔体大小)(Walter, 1998; Putirka, 1999),高钛苦橄岩浆的高 TiO_2 、LREE 含量和高 La/Yb 值用较低的部分熔融程度(低熔体量)解释,而低钛苦橄岩浆的低 TiO_2 、LREE 含量和低 La/Yb 值只能用较高的部分熔融程度(高熔体量)解释。这和根据 PRIMELT3 软件得到的熔体量变化范围相矛盾。熔体量计算

的前提是地幔源区橄榄岩的成分必须与饱满型橄榄岩 KR-4003 成分近似(Herzberg and O' Hara, 2002),如果实际参与地幔熔融的橄榄岩成分与 KR-4003 有明显差异,则计算结果就会有明显偏差。譬如,如果用亏损的深海橄榄岩(Al_2O_3 和 CaO 含量为 KR-4003 的一半)作为源区物质,计算所得的熔体量缩减为原来的一半(Herzberg and O' Hara, 2002)。我们推测,本文计算的峨眉山苦橄岩浆的熔体量与熔体中 TiO_2 、LREE 含量变化的矛盾可能是这种偏差造成的。然而,橄榄岩源区成分的变化对原始岩浆成分估算的影响非常小,Herzberg 和 O' Hara (2002) 采用亏损和饱满两种橄榄岩熔融估算得到的原始岩浆的 MgO 含量变化小于 1.0%,相应地,对部分熔融条件的估算影响也很小。

3 估算的原始岩浆成分与高镁熔体包裹体成分的对比

根据苦橄岩全岩数据估算得到的原始岩浆成分反映了峨眉山大火成岩省发现的高钛、中钛和低钛不同类型苦橄质岩浆的主、微量元素特征(图5、9):丽江-永胜以高钛型熔体为主,金平-颂达以低钛型熔体为主,大理-宾川是高钛和中钛岩浆并存。不同地区的高钛型岩浆成分类似,都表现出高 TiO_2 、 TFeO 以及低 Al_2O_3 的特征(在相同 MgO 情况下)。另外,绝大多数样品估算的原始岩浆 TFeO 含量低于 13%,不属于典型的铁质苦橄岩浆($\text{TFeO} > 13\%$)(Hanski and Smolkin, 1995; Gibson et al.,



熔体包裹体数据引自: Hanski 等 (2010), Kamenetsky 等 (2012), Ren 等 (2017)。紫色和褐色虚线分别代表 MELTS 软件模拟高钛 (EM55) 和低钛原始岩浆 (G946) 在浅部岩浆房 (500 MPa $f_{O_2} = QFM$) 的结晶分异演化趋势 (Ghiorso and Sack, 1995)

图 9 峨眉山苦橄岩原始岩浆成分与高镁熔体包裹体 ($MgO > 10\%$) 成分对比

Fig.9 Compositional comparison between calculated primary melts and high-Mg melt inclusions ($MgO > 10\%$) of the Emeishan picrites

2000) 因此本文不支持前人提出的峨眉山大火成岩省存在铁质苦橄岩浆的观点 (Zhang et al., 2009; Hou et al., 2011; Zhong et al., 2011)。受样品限制, 迄今为止已发表的高镁 ($MgO > 10\%$) 熔体包裹体的成分数据有限, 只有来自永胜的高钛型熔体包裹体数据、大理-宾川的中钛及低钛型熔体包裹体数据 (图 9) (Hanski et al., 2010; Kamenetsky et al., 2012; Ren et al., 2017)。另外, 熔体包裹体成分显示大理-宾川存在低钛型熔体包裹体, 且赋存于中钛苦橄岩样品中, 这一方面说明大理-宾川有低钛型原始熔体的存在, 另一方面也说明中钛型苦橄岩可能为低钛型岩浆和高钛型岩浆的混合 (Kamenetsky et al., 2012; Ren et al., 2017)。与估算的原始岩浆成分相比, 高钛和低钛型熔体包裹体的 MgO 含量较低 ($< 14\%$), 说明这两类熔体包裹体代表了演化程度相对较高的岩浆。MELTS 软件 (Ghiorso and Sack, 1995) 模拟计算表明, 永胜高钛原始岩浆 (EM55) 在压力为 500 MPa, 氧逸度 (f_{O_2})

为 QFM 条件下分离结晶可以解释永胜高钛熔体包裹体的成分变化特征 (TFeO 除外)。然而, 金平-颂达低钛原始岩浆 (G946) 在压力为 500 MPa, 氧逸度为 QFM 条件下分离结晶形成的演化岩浆比大理-宾川的低钛熔体包裹体的 Al_2O_3 含量更高 (MgO 含量相同) 这说明两地区的低钛型岩浆的成分有明显差异。另外, 部分中钛型熔体包裹体的 MgO 含量高于估算的中钛原始岩浆成分, 可能与本文选取的中钛型苦橄岩样品缺乏代表性有关 (缺失高 MgO 样品)。最后, 分离结晶导致 FeO (全铁) 含量逐渐升高, 然而在图 9c 中, 所有的熔体包裹体数据点分散, 无相关规律, 可能与熔体包裹体在冷却结晶和与寄主橄榄石再平衡过程中普遍发生的“Fe 丢失”有关 (Danyushevsky et al., 2000, 2002; Ren et al., 2017)。从这个角度来说, 高镁熔体包裹体成分不能通过添加平衡橄榄石的方式估算原始岩浆成分, 而用 PRIMELTS 软件进行原始岩浆成分反演是准确获得原始岩浆成分的有效手段。

4 高钛和低钛岩浆成分差异的主要控制因素

Zhang 等(2019)提出用混合源区(橄榄岩、俯冲洋壳和沉积物)的变压熔融模型来解释高钛和低钛岩浆的成因。高压、低程度部分熔融产生的熔体汇集形成高钛型岩浆,而低压高程度部分熔融产生的熔体汇集形成低钛型岩浆。不同深度产生的熔体混合造成峨眉山玄武岩及苦橄岩 Ti/Y 及 Gd/Yb 值的连续变化。该模型很好的解释了高钛和低钛岩浆的微量元素成分变化。但是该模型没有涉及对低钛和高钛型岩浆的空间分布情况及成因的解释。譬如,丽江-永胜地区岩浆以高钛型为主,而金平-颂达地区则以低钛型为主。本文认为地幔 t_p 及岩石圈厚度的差异是两地区产出不同类型岩浆的主要因素。在地幔源区性质类似的情况下,地幔 t_p 控制了熔融 p_i 的大小,而岩石圈的厚度则控制了熔融 p_f 的大小(McKenzie and Bickle, 1988)。如前所述,丽江-永胜高钛苦橄岩浆形成的地幔 t_p 较高(1540~1620 °C) 较“热”的地幔源区在更大的压力($p_i = 5$ GPa)下与橄榄岩固相线相交并开始熔融,而较厚的岩石圈导致部分熔融的 p_f 更大($p_f > 3$ GPa)。因此,丽江-永胜的苦橄岩浆形成于较深的石榴子石相地幔,石榴子石含量较高,而且部分熔融过程中石榴子石作为残留相导致岩浆具有高 Ti/Y、Gd/Yb 而及低铝、Na/Ti(图5)(Walter, 1998; Putirka, 1999)。相较之,金平-颂达低钛苦橄岩浆形成的地幔 t_p 则较低(1500~1550 °C) 相对较“冷”的地幔源区在更小的压力($p_i = 4$ GPa)下与橄榄岩固相线相交并开始熔融。当然,较薄的岩石圈导致部分熔融的 p_f 更小(2~3 GPa)。因此,金平-颂达地区的苦橄岩浆形成于较浅的尖晶石-石榴子石相过渡带地幔,这一过渡带地幔会发生固态相转变: $2\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (斜方辉石) + MgAl_2O_4 (尖晶石) = Mg_2SiO_4 (橄榄石) + $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (石榴子石),导致地幔源区中的石榴子石含量降低(Klemme and O'Neill, 2000)。在部分熔融过程中石榴子石全部进入熔体或只有少量作为残留相,这会导致岩浆的低 Ti/Y、Gd/Yb 和高铝、Na/Ti(图5)(Walter, 1998; Putirka, 1999)。我们推测,造成不同地区岩石圈厚度不均一的原因可能是由于地幔柱上升导致岩石圈发生不同程度的拉张减薄,但缺少相关的证据支持。如大理-宾川的玄武岩剖面下部产出中钛型岩浆,上部产出高钛型岩浆,虽然相关计算表明其地

幔 t_p 和熔融 p_i 、 p_f 有差别,但源区性质的不同可能是造成上述差异的一个重要因素,Yu 等(2017)指出大理-宾川地区的中钛苦橄岩浆(乌龙坝)有岩石圈物质的加入,高钛型苦橄岩浆(乌龟菁)则为地幔柱本身熔融的产物。Xiao 等(2004)也认为低钛型岩浆和高钛型岩浆来自不同的地幔源区。

5 结论

(1) 与原始岩浆平衡的橄榄石 Fo 值为 91~92。高钛和中低钛原始岩浆的 Fo 没有明显区别,但矿物相有差异,与高钛苦橄岩浆最后平衡的地幔岩为石榴子石橄榄岩和方辉橄岩,与低钛和中钛苦橄岩浆最后平衡的地幔岩主要为尖晶石橄榄岩和方辉橄岩。这说明高钛苦橄岩形成于较深的石榴子石相地幔,而低钛和中钛苦橄岩则形成于较浅的石榴子石-尖晶石相过渡带地幔。

(2) 丽江-永胜以高钛型熔体为主,金平-颂达以低钛型熔体为主,大理-宾川高钛和中钛岩浆并存。不同类型苦橄岩的原始岩浆成分具有较大差异,高钛苦橄岩的原始岩浆组分表现出低铝、低 Na/Ti 和高 Gd/Yb 的特征,低钛苦橄岩的原始岩浆组分表现为高铝、高 Na/Ti 和低 Gd/Yb 的特征。

(3) 形成高钛苦橄岩原始熔体的地幔 t_p 较高(1525~1620 °C),形成低钛和中钛苦橄岩原始熔体的地幔 t_p 较低(1500~1550 °C)。形成峨眉山苦橄岩浆的地幔 t_p 与夏威夷地幔柱的变化范围类似,比形成洋中脊玄武岩的正常对流地幔(1300~1400 °C) 约高 200 °C,从而进一步支持了峨眉山大火成岩省的地幔热柱成因假说。

(4) 峨眉山高钛苦橄岩浆的熔融 p_i 为 ~5 GPa,低钛和中钛苦橄岩浆的为 ~4 GPa,这可能与形成高钛苦橄岩原始熔体的地幔 t_p 较高有关。高钛苦橄岩浆的熔融 p_f 较高(>3 GPa),而低钛和中钛苦橄岩浆的熔融 p_f 则相对低些(2~3 GPa)。

(5) 地幔 t_p 及岩石圈厚度的差异是丽江-永胜和金平-颂达分别产出高钛和低钛两种类型岩浆的主要控制因素。大理-宾川的玄武岩剖面下部产出中钛型岩浆,上部产出高钛型岩浆,源区性质的不同可能是造成上述差异的重要因素。

致谢:感谢胡君豪、周生华、康健在野外工作给予的帮助。

参考文献(References):

Ali J R, Thompson G M, Song X Y, Wang Y L. 2002. Emeishan basalts

- (SW China) and the 'end-Guadalupian' crisis: Magnetobiostratigraphic constraints. *Journal of the Geological Society*, 159(1): 21–29
- Campbell I H. 2001. Identification of ancient mantle plumes. In: Ernst R E, Buchan K L, eds. *Mantle Plumes: Their Identification Through Time*. Boulder: Geological Society America Inc., 5–21
- Campbell I H. 2007. Testing the plume theory. *Chemical Geology*, 241(3–4): 153–176
- Chauvel C, Hémond C. 2000. Melting of a complete section of recycled oceanic crust: Trace element and Pb isotopic evidence from Iceland. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(2): 1001
- Chung S L, Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 23(10): 889–892
- Courtney A M, Jackson M G, Lawrence J F, Wang Z R, Lee C T A, Halama R, Warren J M, Workman R, Xu W B, Hirschmann M M, Larson A M, Hart S R, Lithgow-Bertelloni C, Stixrude L, Chen W P. 2007. Correlation of seismic and petrologic thermometers suggests deep thermal anomalies beneath hotspots. *Earth and Planetary Science Letters*, 264(1–2): 308–316
- Danyushevsky L V, Della-Pasqua F N, Sokolov S. 2000. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: Petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(1): 68–83
- Danyushevsky L V, McNeill A W, Sobolev A V. 2002. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: An overview of techniques, advantages and complications. *Chemical Geology*, 183(1–4): 5–24
- Dasgupta R, Hirschmann M M, Smith N D. 2007. Partial melting experiments of peridotite + CO₂ at 3 GPa and genesis of Alkaline Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology*, 48(11): 2093–2124
- Eggins S M. 1992. Petrogenesis of Hawaiian tholeiites: I, phase equilibria constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2–3): 387–397
- Ghiorso M S, Sack R O. 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2–3): 197–212
- Gibson S A, Thompson R N, Dickin A P. 2000. Ferropicrites: Geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 174(3–4): 355–374
- Hanski E, Walker R J, Huhma H, Polyakov G V, Balykin P A, Hoa T T, Phuong N T. 2004. Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(4): 453–469
- Hanski E, Kamenetsky V S, Luo Z Y, Xu Y G, Kuzmin D V. 2010. Primitive magmas in the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China and northern Vietnam. *Lithos*, 119(1–2): 75–90
- Hanski E J, Smolkin V F. 1995. Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia. *Lithos*, 34(1–3): 107–125
- He B, Xu Y G, Chung S L, Xiao L, Wang Y M. 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(3–4): 391–405
- He Q, Xiao L, Balta B, Gao R, Chen J Y. 2010. Variety and complexity of the late-Permian Emeishan basalts: Reappraisal of plume-lithosphere interaction processes. *Lithos*, 119(1–2): 91–107
- Herzberg C, O'Hara M J. 2002. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age. *Journal of Petrology*, 43(10): 1857–1883
- Herzberg C. 2004. Geodynamic information in peridotite petrology. *Journal of Petrology*, 45(12): 2507–2530
- Herzberg C. 2006. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano. *Nature*, 444(7119): 605–609
- Herzberg C, Asimow P D. 2008. Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2. XLS software for primary magma calculation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(9): Q09001
- Herzberg C, Gazel E. 2009. Petrological evidence for secular cooling in mantle plumes. *Nature*, 458(7238): 619–622
- Herzberg C, Asimow P D. 2015. PRIMELT3 MEGA. XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(2): 563–578
- Hole M J. 2015. The generation of continental flood basalts by decompression melting of internally heated mantle. *Geology*, 43(4): 311–314
- Hole M J, Millett J M. 2016. Controls of mantle potential temperature and lithospheric thickness on magmatism in the North Atlantic Igneous Province. *Journal of Petrology*, 57(2): 417–436
- Hou T, Zhang Z C, Ye X R, Encarnacion J, Reichow M K. 2011. Noble gas isotopic systematics of Fe-Ti-V oxide ore-related mafic-ultramafic layered intrusions in the Panxi area, China: The role of recycled oceanic crust in their petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(22): 6727–6741
- Hou Z Q, Lu J R, Lin S Z. 2006. Heterogeneity of a plume axis: Bulk-rock geochemical evidence from picrites and basalts in the Emei large igneous province, southwest China. *International Geology Review*, 48(12): 1087–1112
- Kamenetsky V S, Chung S L, Kamenetsky M B, 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(10): 2095–2113
- Klemme S, O'Neill H S. 2000. The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(3): 237–248
- Langmuir C H, Klein E M, Plank T. 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan J P, Blackman D K, Sinton J M, eds. *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. Washington DC: Geophysical Monograph Series, 71: 81–180
- Lee C T A, Luffi P, Plank T, Dalton H, Leeman W P. 2009. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(1–2): 20–33
- Li C S, Tao Y, Qi L, Ripley E M. 2012. Controls on PGE fractionation in the Emeishan picrites and basalts: Constraints from integrated lithophile-siderophile elements and Sr-Nd isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 90: 12–32

- Li J, Xu J F, Suzuki K, He B, Xu Y G, Ren Z Y. 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. *Lithos*, 119(1-2): 108-122
- Liu J, Xia Q K, Kuritani T, Hanski E, Yu H R. 2017. Mantle hydration and the role of water in the generation of large igneous provinces. *Nature Communications*, 8(1): 1824
- Luan Y, Song X Y, Chen L M, Zheng W Q, Zhang X Q, Yu S Y, She Y W, Tian X L, Ran Q Y. 2014. Key factors controlling the accumulation of the Fe-Ti oxides in the Hongge layered intrusion in the Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Ore Geology Reviews*, 57: 518-538
- Putirka K. 1999. Melting depths and mantle heterogeneity beneath Hawaii and the East Pacific Rise: Constraints from Na/Ti and rare earth element ratios. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2): 2817-2829
- Putirka K. 2008. Excess temperatures at ocean islands: Implications for mantle layering and convection. *Geology*, 36(4): 283-286
- Putirka K D. 2005. Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(5): Q05L08
- Putirka K D, Perfit M, Ryerson F J, Jackson M G. 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology*, 241(3-4): 177-206
- Ren Z Y, Wu Y D, Zhang L, Nichols A R L, Hong L B, Zhang Y H, Zhang Y, Liu J Q, Xu Y G. 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
- Skovgaard A C, Storey M, Baker J, Blusztajn J, Hart S R. 2001. Osmium-oxygen isotopic evidence for a recycled and strongly depleted component in the Iceland mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 194(1-2): 259-275
- Stracke A, Bizimis M, Salters V J M. 2003. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3): 8003
- Walter M J. 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, 39(1): 29-60
- Wu Y D, Ren Z Y, Handler M R, Zhang L, Qian S P, Xu Y G, Wang C Y, Wang Y, Chen L L. 2018. Melt diversity and magmatic evolution in the Dali Picrites, Emeishan Large Igneous Province. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(11): 9635-9657
- Xiao L, Xu Y G, Mei H J, Zheng Y F, He B, 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(3-4): 525-546
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, Wu G Y. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58(3-4): 145-168
- Xu Y G, Chung S L, Shao H, He B. 2010. Silicic magmas from the Emeishan large igneous province, Southwest China: Petrogenesis and their link with the end-Guadalupian biological crisis. *Lithos*, 119(1-2): 47-60
- Yao J H, Zhu W G, Li C S, Zhong H, Yu S Y, Ripley E M, Bai Z J. 2019. Olivine O isotope and trace element constraints on source variation of picrites in the Emeishan flood basalt province, SW China. *Lithos*, 338-339: 87-98
- Yu S Y, Shen N P, Song X Y, Ripley E M, Li C S, Chen L M. 2017. An integrated chemical and oxygen isotopic study of primitive olivine grains in picrites from the Emeishan Large Igneous Province, SW China: Evidence for oxygen isotope heterogeneity in mantle sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 215: 263-276
- Zhang L, Ren Z Y, Handler M R, Wu Y D, Zhang L, Qian S P, Xia X P, Yang Q, Xu Y G. 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*, 344-345: 122-133
- Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, Wang F S. 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the Western Emeishan Flood Basalt Province, China. *Journal of Petrology*, 47(10): 1997-2019
- Zhang Z C, Mao J W, Saunders A D, Ai Y, Li Y, Zhao L. 2009. Petrogenetic modeling of three mafic-ultramafic layered intrusions in the Emeishan large igneous province, SW China, based on isotopic and bulk chemical constraints. *Lithos*, 113(3-4): 369-392
- Zhong H, Qi L, Hu R Z, Zhou M F, Gou T Z, Zhu W G, Liu B G, Chu Z Y. 2011. Rhenium-osmium isotope and platinum-group elements in the Xinjie layered intrusion, SW China: Implications for source mantle composition, mantle evolution, PGE fractionation and mineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(6): 1621-1641
- Zhong Y T, He B, Mundil R, Xu Y G. 2014. CA-TIMS zircon U-Pb dating of felsic ignimbrite from the Binchuan section: Implications for the termination age of Emeishan large igneous province. *Lithos*, 204: 14-19
- Zhou M F, Robinson P T, Leshner C M, Keays R R, Zhang C J, Malpas J. 2005. Geochemistry, Petrogenesis and Metallogenesis of the Pan-zhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China. *Journal of Petrology*, 46(11): 2253-2280
- 王涛, 邓江红, 肖渊甫, 吕劲松, 王明国. 2013. 香格里拉九龙二叠系峨眉山玄武岩的岩石成因研究. *矿物岩石地球化学通报*, 32(2): 269-278
- 王焰, 邢长明. 2018. 峨眉山大火成岩省二滩高钛玄武岩和白马层状岩体中单斜辉石的成分特征及其成因指示. *矿物岩石地球化学通报*, 37(6): 1019-1034
- 徐义刚, 何斌, 罗震宇, 刘海泉. 2013. 我国大火成岩省和地幔柱研究进展与展望. *矿物岩石地球化学通报*, 32(1): 25-39
- 徐义刚, 钟玉婷, 位荀, 陈军, 刘海泉, 颜炜, 罗震宇, 李洪颜, 何斌, 黄小龙, 王焰, 陈赞. 2017. 二叠纪地幔柱与地表系统演变. *矿物岩石地球化学通报*, 36(3): 358-373
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 1988. 攀西裂谷. 北京: 地质出版社, 1-325
- 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. *矿物岩石地球化学通报*, 24(1): 17-22