

# 我国大火成岩省和地幔柱研究进展与展望

徐义刚, 何 斌, 罗震宇, 刘海泉

中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640

**摘 要:** 本文简要阐明大火成岩省和地幔柱研究的关键科学问题及研究方法, 然后对新世纪以来我国中晚二叠纪峨眉山大火成岩省和早二叠纪塔里木大火成岩省的研究进展进行了回顾和总结。通过不同学科的地质观察与地幔柱理论预测的对比研究发现, 峨眉山玄武岩喷发前的地壳隆升, 高温原始岩浆, 极短的岩浆作用持续时间以及不同类型岩浆的空间分布特征等均支持地幔柱模型。为了解释塔里木大火成岩省的岩浆演化, 提出了一个两阶段的动力学模型。最后对大火成岩省和地幔柱领域研究进行了展望。

**关 键 词:** 二叠纪; 大火成岩省; 地幔柱; 峨眉山; 塔里木

中图分类号: P588.14 文献标识码: A 文章编号: 1007-2802(2013)01-0025-15

## Study on Mantle Plume and Large Igneous Provinces in China: An Overview and Perspectives

XU Yi-Gang, HE Bin, LUO Zhen-Yu, LIU Hai-Quan

State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry,  
Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

**Abstract:** This review paper starts with outlining some key research topics and methods in the field of Large Igneous Provinces (LIP) and mantle plumes. It is followed by an overview of the recent achievements and debates in the late Permian Emeishan continental flood basalt province in southwest China and early Permian Tarim traps in SW China. Data of various disciplines are evaluated by comparing observation against prediction of the plume hypothesis. It is shown that 7 out of 9 most convincing arguments in support of mantle plumes are met in the Emeishan LIP. In particular, sedimentologic data show unequivocal evidence for a lithospheric doming event prior to the Emeishan volcanism. These observations, the presence of high temperature magmas, emplacement of immense volume of magmas over a short time span and the spatial variation in basalt geochemistry, are all consistent with predictions of plume modeling, thus providing strong support for the validity of the mantle plume hypothesis. In the Tarim case, a two-stage dynamic model is proposed to account for the geochemical trend displayed by Tarim basalts. Finally some perspectives are made for the future studies in this field.

**Key words:** Permian Large Igneous Province; mantle plume; progress; perspective; Emeishan; Tarim

大火成岩省(Large Igneous Province, LIPs)是指规模巨大(覆盖面积通常超过  $10^6$  km<sup>2</sup>)、岩性主要为镁铁质喷出岩和侵入岩<sup>[1]</sup>。它包括大陆溢流玄武岩(CFB)和相伴生的侵入岩, 被动火山边缘, 洋脊高地, 大洋盆地溢流玄武岩以及火山链。LIPs 具有极高的喷发速率<sup>[2]</sup>, 如德干高原玄武岩的喷发时限

小于 1 Ma<sup>[3]</sup>, 尽管 LIPs 的岩石种类很多, 如苦橄岩、霞石岩、流纹岩等, 但以玄武质熔岩为主导地位, 大多数 CFB 为 SO<sub>2</sub> 含量较高的石英拉斑玄武岩。在一些地区具有双峰式分布特征。

作为地球上所知最大的火山作用, LIPs 记录了地球在某一特定历史时期物质和能量由地球内部向

收稿日期: 2012-05-03 收到, 07-12 改回

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(2011CB808906); 国家自然科学基金资助项目(40721063); 中国科学院海外创新团队项目  
第一作者简介: 徐义刚(1966-), 男, 研究员, 研究方向: 岩石地球化学. E-mail: yigangxu@gig.ac.cn.

外迁移,其成因显然不同于“正常”洋底扩张过程,也难以用传统的板块构造理论来解释,而与特殊的地幔动力学过程有关。在很短的时间内形成巨大的岩浆喷出量要求地幔深部有巨大的热异常的存在,地幔热柱学说是目前解释这一热异常最流行的模型<sup>[4~6]</sup>。地幔柱假说弥补了板块构造学说重于水平运动、忽略垂向运动的不足,两者同时构成了全球构造理论中相互补充、不可或缺的两个内容。然而,近十年来质疑地幔柱学说的声音此起彼伏,在学术界掀起了一场关于地幔柱存在与否的激烈争论<sup>[7~9]</sup>(<http://www.mantleplumes.org>)。争论的焦点也就成为大火成岩省和地幔柱研究的重要内容。

我国关于大火成岩省的研究正是在这样的国际学术背景下展开的。本文首先简要阐明大火成岩省和地幔柱研究的关键科学问题及研究方法,然后总结新世纪十年来中晚二叠纪峨眉山大火成岩省和早二叠塔里木大火成岩省的主要研究进展。

## 1 大火成岩省和地幔柱研究的关键科学问题及研究方法

### 1.1 大火成岩省和地幔柱研究的关键科学问题

大火成岩省研究的关键科学问题主要涉及大火成岩省的形成时代,分布范围,岩石类型,原始岩浆,地幔组分等。涉及 LIP 动力学研究的另一个最基本问题是地幔柱是岩浆源区还是作为热源导致上覆岩石圈的熔融。越来越多的证据说明地幔热柱在不同区域担当着截然不同的角色<sup>[10]</sup>。Turner 等<sup>[10]</sup>根据理论模拟计算分出两种 CFB 形成模式。一种为德干型,岩石圈减薄程度大,岩浆喷发速率高,大部分岩浆来自于热柱的减压绝热熔融,岩浆的地球化学特征类似于 OIB。另一种为巴哈纳型,即岩石圈相对较厚,岩浆的形成主要机制是因热柱烘烤,含挥发份岩石圈发生熔融,岩浆以富集强不相容元素(高<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 和低<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)为特征。

地幔热柱是地球内部热量与物质的重要载体,但是这一对流体系的运行效率因与冷而硬的岩石圈相碰而受到限制。如热传递机制由原先的对流传递转变为传导传递。岩石圈盖层通过限制热柱头的埋深来控制熔融程度和熔融深度。当岩石圈较厚(>125 km)时,地幔柱不能轻易穿透岩石圈的机械力学层<sup>[11]</sup>。在这种情形下,地幔柱就潜伏在岩石圈之下,以机械和热侵蚀的方式影响上覆岩石圈。潜伏的时间尺度可能超过 10 Ma<sup>[12]</sup>。在潜伏早期,地幔柱不会发生熔融,在地表局部出现与穹隆有关的裂谷作用和以热柱为中心的放射状水系。随着岩石圈

因侵蚀而逐渐变薄,地幔柱上升至一定部位就会产生少量碱性岩浆(碱性玄武岩、富钾岩和碳酸岩)。这些岩浆作用与拉斑玄武岩主体喷发之间的时间间隔可达数百万年。长期的潜伏也可导致岩石圈地幔的局部熔融,从而混染地幔柱来源岩浆。这一机制可以解释大陆和大洋溢流玄武岩十分不同的同位素和微量元素组成<sup>[13]</sup>。

### 1.2 古老地幔柱的识别方法

如果说地球物理是鉴别现代地幔柱的主要方法,那对发生在地质历史中古老地幔柱事件的鉴别则注重地质记录并需要多学科综合的配合,而不再主要依靠地球物理手段,这是因为古老地幔柱活动区深部热异常结构因时间的流逝而不复存在,而板块运动也使地表构造与深部结构之间不再存在空间上的对应关系。古老地幔柱的识别方法,主要依据地幔柱理论的预测和地质观察之间的吻合与否,主要针对地幔柱活动留下的各种地质印记。鉴别古老地幔柱可从五个方面入手<sup>[9,14]</sup>:①大规模火山作用前的地壳抬升;②放射状岩墙群;③火山作用的物理特征;④火山链的年代学变化或短时限火山作用;⑤地幔柱产出岩浆的化学组成。

在实际工作中获得可信的证据并不容易,常常出现不同学科证据之间的不吻合,甚至相互矛盾。这一方面与复杂的自然系统有关,多期地质过程的叠加和改造掩盖了原先由地幔柱活动导致的地质现象,这要求更加细致、综合的工作和创新的研究思路才能达到揭开现象看本质的目的;另一方面需要在不同证据或观察事实之间权衡,强调重点,对地幔柱本质的了解是研究地幔柱的关键和基础。经验告诉我们,就一个特定的地区和事件来说,如能找到其中 3 个以上的证据那么提出地幔柱活动模式是较为可信的。另一方面,上述五个鉴别标志大多基于简单、理想情形下理论和实验模拟结果而提出的,但自然边界条件可能比模拟的边界条件来得复杂,因此有必要研究地幔柱鉴别标志的普适性。

## 2 峨眉山大火成岩省

传统意义上的峨眉山玄武岩是指分布于扬子克拉通西缘,云南、四川和贵州三省境内的晚二叠纪玄武岩,主要由亚碱性及偏碱性的基性火山熔岩及火山碎屑岩组成<sup>[19]</sup>,出露面积  $2.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ ,其西界以哀牢山-红河断裂为界,西北则以龙门山-小菁河断裂为界。该区紧邻三江构造带,复杂的地质历史使该火山岩省遭受强烈的变形和破坏,从而掩盖了原有的玄武岩分布特征。峨眉山玄武岩的喷发与羌

塘板块和扬子板块的离散基本同时<sup>[20]</sup>,所以玄武岩“飘洋过海”分布于其它陆块的可能性也是存在的。峨眉山 LIPs 的西延部分也因中生代复杂的构造事件而被“支解”。在云南西南部和越南境内发现的二叠纪玄武岩就是印支板块沿哀牢山—红河断裂带的大规模侧向挤出的结果<sup>[21,22]</sup>。另外,钻孔发现在成都和昆明以东均有与峨眉山玄武岩同期的隐伏玄武岩。除大规模玄武岩之外,区内还伴生有超镁铁质和镁铁质岩体,正长岩,花岗岩。其中超镁铁质和镁铁质岩体产有大型矽钛磁铁矿。

关于峨眉山玄武岩的研究可追溯到上世纪的 70 年代<sup>[19, 20, 23~27]</sup>。进入新世纪,兴起了研究峨眉山玄武岩的新高潮。主要进展包括以下几个方面。

### 2.1 峨眉山玄武岩的主要岩石类型

徐义刚等<sup>[28,29]</sup>发现峨眉山玄武岩的  $Mg^{\#}$  (岩浆分异指数),  $Sm/Yb$  (重稀土分异指数,即岩浆起源深度)和  $\epsilon_{Nd}$  (岩浆源区特征或岩石圈混染程度)均与  $TiO_2$  含量呈很好的相关关系,因而提出用  $TiO_2$  和  $Ti/Y$  将峨眉山玄武岩分成高钛和低钛玄武岩。详细的元素和同位素地球化学研究表明,高钛和低钛玄武岩不可能是同一原始岩浆的结晶分异作用的产物,而是来自不同的源区,且具有不同的熔融机制<sup>[29]</sup>。近年来对此分类方案也有一些不同声音<sup>[30,31]</sup>。一些学者认为  $Ti/Y > 500$  以及  $TiO_2 > 2.5\%$  的划分界线是不清楚的,这个问题可能与各地的岩浆演化趋势与程度不同有关,因此岩石类型划分应该根据实际情况(特别是  $Ti/Y$  与  $MgO$  的协变关系)来确定,而不是教条地套用原有划分方案。对原有划分方案的质疑还来自于峨眉山大火成岩省  $TiO_2$  和  $Ti/Y$  值都是连续变化的,从而认为低钛玄武岩和高钛玄武岩是同一母岩浆分离结晶的产物<sup>[32]</sup>,但前者有地壳物质的混染。但是,宾川玄武岩在相同镁指数的前提下,具有明显不同的  $Ti/Y$  值和  $TiO_2$  含量,难以用结晶分异来解释。Shellnutt 和 Jahn<sup>[31]</sup>认为低钛玄武岩和高钛玄武岩的差异是地壳混染造成的,虽然作者也同意部分低钛玄武岩经历了地壳混染作用<sup>[29]</sup>,但地壳混染作用在增加岩浆中不相容元素含量的同时,也会导致 Nb-Ta 的亏损,而实际情况是,不相容元素含量低的低钛玄武岩亏损 Nb-Ta,而不相容元素含量高的高钛玄武岩不亏损 Nb-Ta。显然地壳混染作用不是导致低钛玄武岩和高钛玄武岩成分差异的主要原因。

郝艳丽等<sup>[32]</sup>根据岩相学和主要元素变化特征认为,高钛和低钛玄武岩是分离结晶作用的结果。

张招崇<sup>[33]</sup>通过薄片观察发现,高钛玄武岩均存在大量的磁铁矿,有的甚至可达  $5\% \sim 10\%$ ,而低钛玄武岩的磁铁矿含量往往较低,认为铁钛氧化物的分离结晶对  $Ti/Y$  值具有控制作用。 $Ti/Y$  值或许不能完全反映源区的特征,但由于铁钛氧化物的分离结晶均发生在岩浆演化的晚期(一般  $MgO$  为  $4\%$  左右时才发生铁钛氧化物的分离结晶),因此  $Mg^{\#}$  较高的样品的  $Ti/Y$  值依然是岩石类型划分的重要指标。无论如何,铁钛氧化物的结晶不是出现低钛玄武岩和高钛玄武岩成分的原因,这是因为,①铁钛氧化物不是富稀土和其他微量元素的矿物,因此其分异结晶不会显著影响残留岩浆中其他微量元素的含量;②低钛玄武岩演化趋势并没有指示铁钛氧化物的分离结晶;③光是铁钛氧化物的分离结晶或堆积作用难以解释高钛和低钛玄武岩之间不同的元素和同位素地球化学特征<sup>[22,29]</sup>;④Hou 等<sup>[30]</sup>认为低钛和高钛玄武岩是可以互相演化的,只不过受到氧逸度控制。但是宾川苦橄岩中熔融包裹体的研究揭示存在高镁、低钛原始岩浆,但熔体计算显示该原始的分异难以形成高  $Ti$  玄武岩。因此,高钛和低钛玄武岩可能来自于不同的母岩浆,因此两者的结晶分异过程也是不同的,不同的磁铁矿含量恰恰是反映两者成因的不同。

### 2.2 原始岩浆

大部分峨眉山玄武岩的  $Mg^{\#}$  变化在  $0.33 \sim 0.63$ <sup>[29]</sup>,显然不代表与橄榄岩平衡的原始岩浆 ( $Mg^{\#} > 0.7$ ),而是原始岩浆经不同程度分异结晶后的残余熔体。在峨眉山 LIPs 的西部(宾川、永胜、丽江等地)有少量苦橄岩产出<sup>[27,28,34~37]</sup>。这些岩石  $MgO$  含量为  $15\% \sim 25\%$ ,因而记录了峨眉山玄武岩原始岩浆的信息。但苦橄岩中通常含有数量不等的橄榄石斑晶 ( $10\% \sim 40\%$ ),因此,鉴别这些高镁岩石是液相熔体还是含有外来或堆晶橄榄石对于苦橄岩的成因探讨和原始岩浆性质的确定至关重要。

约束峨眉山玄武岩原始岩浆的性质有两种方法。①对比苦橄岩中橄榄石斑晶的镁橄榄石 (Fo) 含量的变化范围与全岩  $MgO$  含量。如果苦橄岩是高镁岩浆部分结晶作用形成的,那么其中最富 Fo 的橄榄石应该投影在相应曲线上;而堆晶橄榄石和从分异岩浆中晶出的橄榄石应位于曲线的下方。至于捕虏晶与平衡曲线的相对关系则视其源区的性质而定。徐义刚和钟孙霖<sup>[28]</sup>采用这种方法对宾川苦橄岩确定的原始岩浆成分 ( $MgO = 16\% \sim 18\%$ )。而 Zhang 等<sup>[36]</sup>对大具苦橄岩的研究表明,与岩浆平衡的 Fo 高达 91,对应原始岩浆的  $MgO$  含量达

21%。②通过橄榄石斑晶中的熔体包裹体组成来确定原始岩浆的性质。一般来说,包裹体中熔体的  $Mg^{\#}$  与寄主橄榄石 Fo 组成之间显示了良好的线性关系,即 Fo 含量高的橄榄石捕获的熔体的  $Mg^{\#}$  也高,反之亦然。根据橄榄石和包裹体熔体组成计算的 Fe-Mg 平衡常数为  $0.34 \pm 0.01$ ,与实验测定的  $K_d$  值<sup>[38]</sup>相吻合。这充分说明研究样品中的橄榄石斑晶大多是原始高镁岩浆的结晶产物,每一阶段晶出的橄榄石均捕获了与之平衡的熔体。所以,橄榄石及其中熔体包裹体记录了原始岩浆冷却结晶过程中残余岩浆的演化历程。据此获得峨眉山玄武岩原始岩浆的 MgO 含量达 21%<sup>[36,37]</sup>。

### 2.3 地幔潜能温度和熔融条件

高镁原始岩浆的确认对探讨峨眉山玄武岩形成条件和岩浆演化有重要的指示意义。实验岩石学研究表明,原始岩浆的 MgO 和 FeO 含量随熔融温度和压力的增高而增高<sup>[39]</sup>。将原始岩浆成分和橄榄岩熔融实验结果的对比,可以估计出峨眉山玄武岩熔融压力为  $\sim 30$  MPa,温度高于  $1550^{\circ}\text{C}$ ,高于正常软流圈的潜能温度( $1280^{\circ}\text{C}$ )。Xu 等<sup>[29]</sup>采用分异熔融反演模型<sup>[40]</sup>,对两类玄武岩(未污染或污染程度小, MgO 含量  $> 6\%$  的样品)的稀土(REE)组成分别进行了反演计算。结果表明,形成低钛玄武岩的地幔熔融始于 140 km 深处,终于 60 km。最大熔融程度为 16.5%,产出熔体的总厚度为 5 km。熔体分布曲线同理想的地幔减压熔融对比表明,形成低钛玄武岩的地幔温度大于  $1550^{\circ}\text{C}$ 。这一异常高温显然与地幔热柱活动有关。高钛玄武岩的形成条件与低钛岩石截然不同。地幔熔融始于 100 km,终于 70 km,熔融程度较低(1.5%),产出熔体的总厚度仅为 500 m。与高钛玄武岩形成有关的地幔的潜能温度也相对较低( $< 1500^{\circ}\text{C}$ )。

### 2.4 高钛和低钛玄武岩的成因

峨眉山大火成岩省的高钛和低钛玄武岩具有不同的地球化学性质,前者具有低的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值(0.7049~0.7064)和高的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值(-0.71~1.5),而后者具有高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值(0.7063~0.7078)和低的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值(-6.74~-0.34)<sup>[29,34,41]</sup>。对两者的成因有不同的看法。

Xu 等<sup>[29,42]</sup>认为高钛和低钛玄武岩均来自于地幔柱,但形成条件不同。Shellnutt 和 Jahn<sup>[31]</sup>也有相同的认识。低钛玄武岩可能是地幔柱头的熔融产物。由于地幔柱头温度高,所以地温线与地幔固相线在很深位置(石榴子石稳定区)就相交,即地幔开始熔融的深度大。此外,在地幔柱轴部上覆岩石圈

厚度小,因此热柱减压熔融作用可一直延续到很浅部位(尖晶石稳定区),较长的熔融区间保证了较大的部分熔融程度。高钛玄武岩则是地幔热柱边缘的熔融产物,或者代表了热柱消亡阶段的产物。由于远离地幔柱轴部或地幔柱活动强度减弱,地幔温度相对较低,致使地温线与地幔固相线在较浅部位才相交,即起始熔融深度较浅。由于上覆岩石圈较厚,地幔减压熔融因而被阻止于较深位置,导致地幔熔融区间较短(局限于石榴石稳定区),部分熔融程度较低,从而形成分异程度较高的 REE 分布模式。

Xu 等<sup>[29,42]</sup>认为高钛和低钛玄武岩的同位素组成差异是由地壳混染程度不同造成的。低钛玄武岩中单斜辉石  $\delta^{18}\text{O}$  变化范围为 6.2‰~7.86‰,高于洋岛拉斑玄武岩的平均值 5.4‰<sup>[41]</sup>,研究样品较地幔岩石偏高的  $\delta^{18}\text{O}$  值说明在其形成和演化过程中有壳源物质的参与。但 Xiao 等<sup>[41]</sup>提出壳源物质可能主要来自于新元古代富集的扬子西缘次大陆岩石圈地幔,认为峨眉山火成岩省形成早(主)期地幔柱头卷入并熔融了较多交代富集的次大陆岩石圈物质,晚期则有较少的壳源物质参与。但宾川剖面中的低钛玄武岩(LT2)具有与 OIB 类似的微量元素配分模式,说明部分低钛玄武岩来自于对流地幔。而对高钛和低钛玄武岩的 Re-Os 同位素研究给出了不同的认识<sup>[43]</sup>:①峨眉山低钛玄武岩很可能起源于一个地幔柱源区;②峨眉山高钛玄武岩肯定含有相当数量的大陆岩石圈地幔组分。Li 等<sup>[44]</sup>根据四川木里苦橄岩的 Os-Sr-Nd 同位素组成揭示这些苦橄岩来自一个 Nd 同位素亏损的地幔源区,比峨眉山大火成岩省的其它苦橄岩和玄武岩更亏损,并与 Gorgona 和 Curacao 大火成岩省的苦橄岩类似。这反映出峨眉山地幔柱化学结构的不均匀性。

### 2.5 酸性岩浆的成因

峨眉山大火成岩省岩浆活动晚期零星出露有少量酸性火山岩,它们与基性火山岩共生,表现出双峰式的特征,为研究峨眉山地幔柱晚期岩浆活动提供了重要的窗口<sup>[45]</sup>。酸性火山岩主要由粗面岩和流纹岩组成。相对玄武岩而言,粗面岩中 MgO、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{TiO}_2$ 、CaO 含量明显降低。粗面岩与玄武岩具有相互平行的 REE 配分模式,但粗面岩出现明显的 Eu 负异常,以及 Sr、Ti 等元素的强烈亏损。两者具有均一的、与高 Ti 玄武岩一样的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  组成和不相容元素比值(Zr/Nb),因此具有与玄武岩同源的特征。通过稀土元素模拟计算表明粗面岩可以由玄武质岩浆经过 80% 分离结晶作用(辉石、斜长石和 Fe-Ti 氧化物)而形成。在峨眉山大火成岩

省晚期出现双峰式火山岩,可能与地幔柱活动晚期岩浆供给少,在地壳岩浆房中停留时间长,岩浆发生强烈分离结晶作用有关<sup>[44]</sup>。

峨眉山大火成岩省还产出三期酸性侵入岩岩浆<sup>[46]</sup>。第一期发生于~260 Ma左右,主要代表性岩石为霞石正长岩和A型花岗岩。第二期活动以I型花岗岩为代表,发生于255~251 Ma。最晚一期发生于238 Ma左右,以宾川流纹质凝灰岩为代表,比第一期岩浆活动晚了整整20 Ma。如果认为太和A型花岗岩来源于地壳熔融,那么三期酸性岩浆事件中除米易正长岩来源于玄武质岩浆在上地壳浅部的结晶分异外,其它类型岩石的形成都与地壳熔融有关,这记录了峨眉山地幔柱对岩石圈的贡献在物质和能量传递方式上发生的三次变化。~260 Ma霞石正长岩和太和A型花岗岩的锆石Hf同位素变化较大 $[\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -1.4 \sim 13.4]$ ,对应模式年龄为400~900 Ma。最高的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值仅仅略低于同时代的亏损地幔值,其模式年龄也仅略高于锆石结晶年龄,暗示其熔融源区可能以峨眉山火山作用时底侵的新生下地壳为主,并有少量新元古代古老地壳卷入。幔源岩浆底侵引发的对流性加热为这期新生下地壳的熔融提供了热能。第二期I型花岗岩(255~251 Ma)具有较低的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-1.7~-4.4)和~1400 Ma的 $t_{\text{DM2}}$ 年龄,表明下地壳中元古代岩石可能是其主要物质来源,地幔柱对岩石圈的贡献开始从提供物质和能量转变为仅提供传导性加热。238 Ma的凝灰岩具有极低的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-9~-13)和最老的模式年龄(1794~2237 Ma),暗示其来源于古元古代古老地壳的部分熔融,地幔柱传导性加热仍是这次熔融事件的热量来源。

三次熔融事件涉及的岩浆源区越来越古老,暗示峨眉山大火成岩省的地壳可能存在反转的层状构造,即下地壳最底部是由峨眉山地幔柱底侵形成的新生地壳,上覆古老的新元古代地壳,再往上则被更古老的中、早元古代地壳覆盖。这种反转的层状构造指示该地区曾发生过多次向下的地壳增生事件,其中有两事件分别与新元古代地幔柱和晚二叠系峨眉山地幔柱有关。

Shellnutt等<sup>[47]</sup>同样发现三期岩浆作用,认为260 Ma左右代表了地幔柱活动时间,252 Ma可能是镁铁质岩浆底侵作用时期,而晚期的242 Ma则是华南和华北板块碰撞后松弛阶段的产物。

## 2.6 峨眉山玄武岩的喷发年龄与持续时间

大火成岩省活动的持续时间是判断其形成动力学的重要指标。与地幔柱有关的溢流玄武岩的喷发

时间往往局限在几个百万年之内<sup>[2]</sup>。峨眉山玄武岩覆盖在茅口灰岩之上,又被吴家坪阶的宣威组或龙潭组所覆盖。对比地层年代约束峨眉山玄武岩的年龄为254~258 Ma。遗憾的是,由于峨眉山大火成岩省受到了中-新生代复杂构造-热事件的影响,其Ar-Ar体系遭到破坏,因此,峨眉山玄武岩Ar-Ar年龄通常小于由地层关系限定的喷发时代<sup>[48~50]</sup>。这一现象使得多数研究人员转向与峨眉山大火成岩省相关岩石(如基性-超基性层状岩体,碱性岩等)的SHRIMP锆石U-Pb定年研究<sup>[46,51~54]</sup>。但这些研究也存在两方面的不足:①基性-超基性层状岩体的年龄并不真正代表玄武岩喷发的年龄,更无法获得火山作用的喷发时限。②SHRIMP锆石U-Pb定年误差较大(>1%,如 $260 \pm 4.0$  Ma),分析误差可能大于火山活动的持续时间,因而在地幔柱识别时难以提供有力的判断依据。

为了克服这些问题,He等<sup>[55]</sup>选择了三个定年对象:①由于宣威组的形成与峨眉山玄武岩的剥蚀产物的沉积有关<sup>[54]</sup>,宣威组底部地层中锆石主要来自于峨眉山大火成岩省顶部的酸性组分,从而制约了峨眉山玄武岩的最终喷发年龄。②西南地区中晚二叠世(Guadalupian-Luopingian)界线粘土岩中的锆石。通过对这些粘土岩的矿物学和地球化学的研究,认为它不是前人普遍认为的空降火山灰,而是峨眉山大火成岩省风化剥蚀再沉积的粘土岩<sup>[55~56]</sup>。该界线粘土岩分为上下两层,下层来源于峨眉山玄武岩顶部的酸性火山岩;上层来源于峨眉山玄武岩。这一地球化学层序与区域上峨眉山玄武岩上部的宣威组完全一致<sup>[55~56]</sup>,且其中的锆石U-Pb年龄和Hf同位素也与峨眉山大火成岩省酸性侵入岩基本吻合<sup>[46]</sup>,表明峨眉山大火成岩省顶部的酸性火山岩、宣威组底部碎屑岩和界线粘土岩下层近似为一层区域等时线,因此它们代表了一个等时地质界面,这一界面与华南中晚二叠世界线完全重合<sup>[55]</sup>。因此峨眉山玄武岩喷发不是传统观点上的晚二叠世,而在中晚二叠世界线之上<sup>[55]</sup>。③各种层状岩体中锆石。假定这些层状岩体代表了峨眉山玄武岩的供给岩墙,其年龄应与峨眉山玄武岩一致。

用SHRIMP对这些锆石进行了定年,得到了258~260±3 Ma,与G-LB的界限年龄即峨眉山玄武岩的起始年龄在误差范围内一致,暗示火山喷发的时限很短(<3 Ma)。不过SHRIMP年龄还不足以解决峨眉山玄武岩喷发的持续时间,因为SHRIMP年龄的误差(2~3 Ma)很可能大于火山喷发的持续时间(<1 Ma),而且现有的SHRIMP年

龄之间也存在相互矛盾的地方,如覆盖在峨眉山玄武岩之上的二叠纪宣威组底部的碎屑岩年龄为  $257 \pm 3$  Ma,而厚层峨眉山玄武岩顶部的熔结凝灰岩年龄为  $263 \pm 5$  Ma<sup>[55]</sup>。因此用更高精度的年代学分析技术(ID-TIMS)是解决这一问题的关键。作者课题组(未刊资料)对单颗粒锆石进行了高温愈合和氢氟酸漂洗的前处理,减少锆石 Pb 丢失的影响,然后用 ID-TIMS 进行了年龄测定。结果表明,采自云南大理江尾县峨眉山玄武岩顶部的酸性火山岩夹层、贵州威宁县和四川广元朝天剖面的界线粘土岩,锆石 U-Pb 定年给出的年龄为分别为  $258.9 \pm 0.5$  Ma 和  $258.1 \pm 0.6$  Ma 和  $258.6 \pm 1.4$  Ma。有关基性-超基性、花岗岩侵入体所获得的高精度 ID-TIMS 数据  $258 \sim 259$  Ma,表明峨眉山玄武岩喷发时限在  $258 \sim 259$  Ma 之间。

## 2.7 峨眉山大火成岩省的空间范围

传统意义上的峨眉山玄武岩是指分布于扬子克拉通西缘,其西界以哀牢山-红河断裂,西北则以龙门山-小菁河断裂为界。该区紧邻三江构造带,复杂的地质历史使该火山岩省遭受强烈的变形和破坏,从而掩盖了原有的玄武岩分布特征。恢复峨眉山大火成岩省的原貌是重要的任务之一。

根据峨眉山高钛和低钛玄武岩的分类, Xiao 等<sup>[22]</sup>对红河断裂两侧的峨眉山玄武岩进行了火山化学地层的时空对比发现,在峨眉山大火成岩省的西区,岩性自下而上的总体变化趋势为:低钛-高钛玄武岩,这一化学地层演化趋势在距峨眉山大火成岩省 500 km 的金平一带也观察到,由此认为金平玄武岩属于峨眉山大火成岩省的一部分,同为峨眉山地幔柱早期活动的产物。在越南北部的 Song-Da 地区发育与峨眉山玄武岩同时代和地球化学性质相似的苦橄岩、玄武岩和基性-超基性岩<sup>[57~59]</sup>。因此,新生代哀牢山-红河断裂的左滑剪切运动导致了宾川与金平玄武岩的错位,哀牢山-红河断裂不是峨眉山大火成岩省的西界,该大火成岩省的初始面积远大于现在的观察面积。

在传统意义上的峨眉山玄武岩分布区之外,在松潘甘孜、桂西地区和富宁地区也发育二叠纪火山岩、基性岩脉和超基性岩体。松潘甘孜的大石包组 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄在  $260 \sim 262$  Ma 地球化学类似于 OIB 型玄武岩微量元素地球化学特征,类似于受地壳混染低的峨眉山高钛玄武岩。桂西地区基性岩长期被认为是晚古生代海相玄武岩,代表特提斯洋盆产物。针对桂西地区玄武岩系的年代学和

地球化学研究表明:桂西玄武岩形成于  $259.6 \pm 5.9$  Ma 和  $259.1 \pm 4.0$  Ma<sup>[60]</sup>。所有岩石并非辉长质岩石,而是海相玄武岩。其地球化学特征为玄武岩或橄辉玄武岩,其元素-同位素地球化学特征表明其为地幔柱组分(HIMU)和 EMI 岩石圈组分相互作用的产物,可对比于峨眉山高钛玄武岩。同样的岩石在富宁地区也有发现<sup>[61]</sup>。

因此,峨眉山大火成岩省的时空分布可能向东至少已经波及桂西地区,向西至少已达松潘甘孜丹巴地区一带。其分布区域位于贵州-四川-云南等地峨眉山大火成岩省外部带及其外侧,其岩石地球化学及区域分布特征暗示上述岩石能被归属为峨眉山 LIPs 的一部分,是峨眉山地幔柱作用的产物,而与特提斯东延无关。

综上,峨眉山玄武岩的分布范围远超过原先认定的范围,至少达到  $50 \text{ km}^2$ 。

## 2.8 峨眉山地幔柱模型的建立

峨眉山地幔柱目前已被国际学术界广为接受<sup>[27,36,42,62~63]</sup>。取得这一进展的关键是在研究策略上重点考察了地幔柱理论的预测和地质观察之间的吻合与否,在方法上采取了多学科相互配合、印证。

### 2.8.1 火山作用前的地壳快速穹状抬升

He 等<sup>[62]</sup>考察了扬子西缘峨眉山玄武岩下伏茅口灰岩,并进行了区域生物地层对比,发现茅口灰岩在玄武岩喷发前存在差异剥蚀,而且茅口灰岩等厚层呈似圆状分布(图 1)。剥蚀程度在空间上呈有规律的变化,自西到东可分为深度剥蚀带(内带)、部分剥蚀带(中带)、古风化壳或短暂沉积间断带(外带)和连续沉积带<sup>[63~65]</sup>;整个剥蚀区的范围同峨眉山玄武岩分布区基本一致。通过剥蚀地层的厚度和热带环境下灰岩剥蚀速率估计地壳抬升发生的时限小于 3 Ma。通过川滇古陆东北缘的冲积扇和茅口灰岩的剥蚀特征确定地壳抬升高度大于 1 km<sup>[62]</sup>。由此可见,在峨眉山玄武岩喷发之前,扬子西缘有过一次快速的、公里级的穹状隆起,这与地幔柱上升导致地表抬升的理论模型<sup>[15~16]</sup>十分吻合,从而为峨眉山大火成岩省形成的地幔柱撞击的成因模式提供了强有力的证据。值得一提的是,这是在大陆大火成岩省中首次提供了火山喷发前的穹状隆起的关键地质证据,也为地幔柱大辩论提供了独立的判断依据。李宏博等<sup>[66]</sup>的工作也基本支持这一观点。

但是, Ukstins-Peate 和 Bryan<sup>[67]</sup>对火山作用前的地壳快速穹状抬升提出了质疑,他们的主要依据是在会东大桥剖面发现的基性水下岩浆喷发沉积

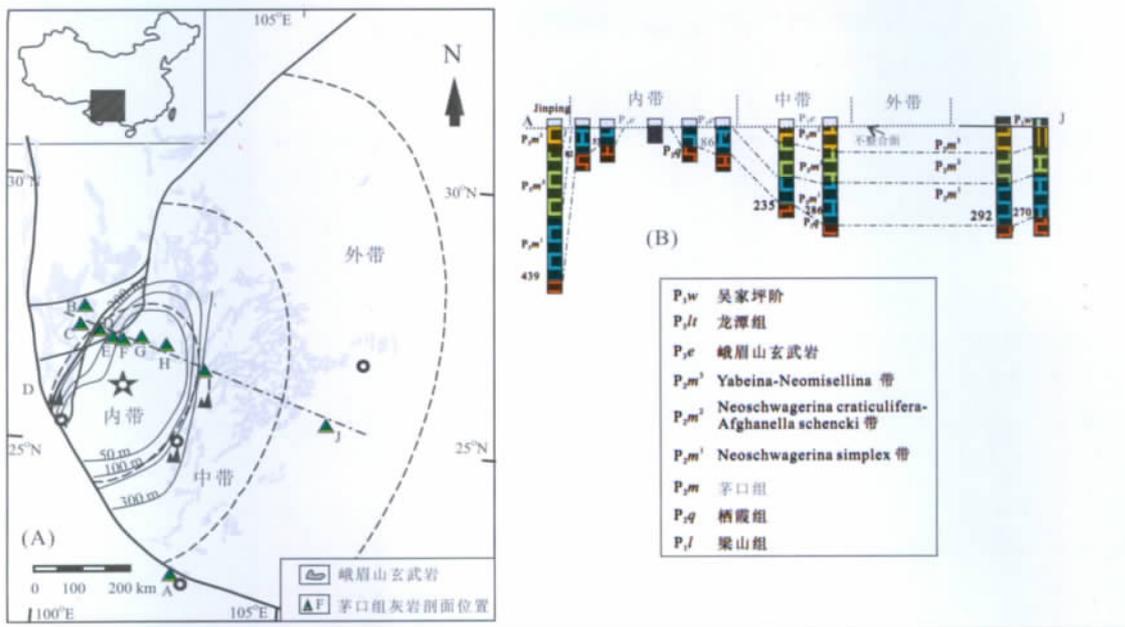


图 1 A-峨眉山玄武岩的分布简图、茅口组灰岩等厚图及内带、中带和外带分区;B-沿 A 中 A-J 剖面茅口组灰岩生物地层及其厚度对比(据[29, 62, 63]修改)

Fig. 1 A-Schematic geological map showing distribution of the Emeishan basalts, iso-thickness contours of the Maokou Formation and separation of inner, intermediate and the outer zone; B-Biostratigraphic correlation and variation in thickness of the Maokou Formation along the A-J profile(modified after ref. [29, 62, 63])

(mafic hydromagmatic deposits, MHD), 因为这与地壳抬升要求的陆相喷发相矛盾。但是必须注意的是, MHD 发育在峨眉山火山地层的内部, 而非在茅口灰岩之上。显然用 MHD 来讨论喷发前的抬升是不合适的, 因为在火山地层中的现象只能用于说明火山喷发过程中, 而不是喷发之前的地质现象。峨眉山玄武岩都为海相喷发的认识也与峨眉山玄武岩与茅口灰岩之间广泛发育的不整合面相矛盾<sup>[68]</sup>。Ukstins-Peate 等<sup>[69]</sup> 因此也质疑这一不整合面的存在。但根据我们以及前人的观察, 茅口灰岩顶部广泛发育了古喀斯特, 是东吴运动的产物。Ukstins-Peate 和 Bryan<sup>[67]</sup> 还认为茅口灰岩的减薄是喜马拉雅运动导致的, 但是众所周知, 喜马拉雅运动发生在 65 Ma 之后, 怎么可能是二叠纪峨眉山玄武岩之下的茅口灰岩的穹状减薄! 如图 1 所示, 野外地层接触关系要求穹状隆起是在峨眉山玄武岩喷发之前, 因此与喜马拉雅运动无关<sup>[68]</sup>。

2.8.2 异常高温地幔 根据前面所述的峨眉山玄武岩原始岩浆成分, 并与橄榄岩熔融实验结果的对比可以估计峨眉山地幔柱的潜能温度大于 1550°C, 高于正常软流圈的潜能温度(1280°C)。

2.8.3 峨眉山火山作用的时间和时限 如前所述, 峨眉山玄武岩覆盖在中二叠纪茅口组灰岩之上, 其上又被吴家坪阶的宣威组和龙潭组所覆盖, 可见峨

眉山玄武岩位于 P<sub>2</sub>/P<sub>3</sub> 的界线。P<sub>2</sub>/P<sub>3</sub> 的界线年龄为 260.4 ± 0.4 Ma<sup>[70]</sup>, 但这是根据二叠纪年龄外推的。我们对 P<sub>2-3</sub> 火山灰中的锆石进行了 ID-TIMS 年龄测定, 结果表明 P<sub>2-3</sub> 的界线年龄应修正为 258.8 ± 0.5 Ma。考虑到峨眉山玄武岩顶部的酸性火山岩年龄为 258.1~258.6 Ma, 因此判断峨眉山玄武岩喷发时限在 258~259 Ma 之间, 持续时间小于 1 Ma。

2.8.4 地幔柱参与峨眉山玄武岩浆作用的地球化学证据 峨眉山玄武岩具有非常复杂的元素和同位素地球化学组成, 反映了不同的地幔熔融条件, 源区不均一性和程度各异的热柱-岩石圈相互作用<sup>[29, 34, 41]</sup>。正是岩石圈组分的加入, 掩盖了原始岩浆及其源区的地球化学性质。不过, 我们仍能从中鉴别出地幔热柱参与峨眉山玄武岩浆作用的地球化学证据。如一些未受污染的(或污染程度较小)高钛和低钛玄武岩以及苦橄岩的微量元素分布模式与洋岛玄武岩(OIB)的微量元素分布模式十分相似。同时未受污染的高钛和低钛玄武岩的 ε<sub>Nd</sub>(t) 分别为 5 和 -2, 落在 OIB 的同位素组成范围, 因而可能记录了地幔热柱的地球化学信息。

2.8.5 峨眉山火山作用的特征, 放射状岩墙群和火山链 峨眉山大火成岩省中主要以陆相溢流玄武岩为主, 火山碎屑岩占的比重不大。这些特征不同于

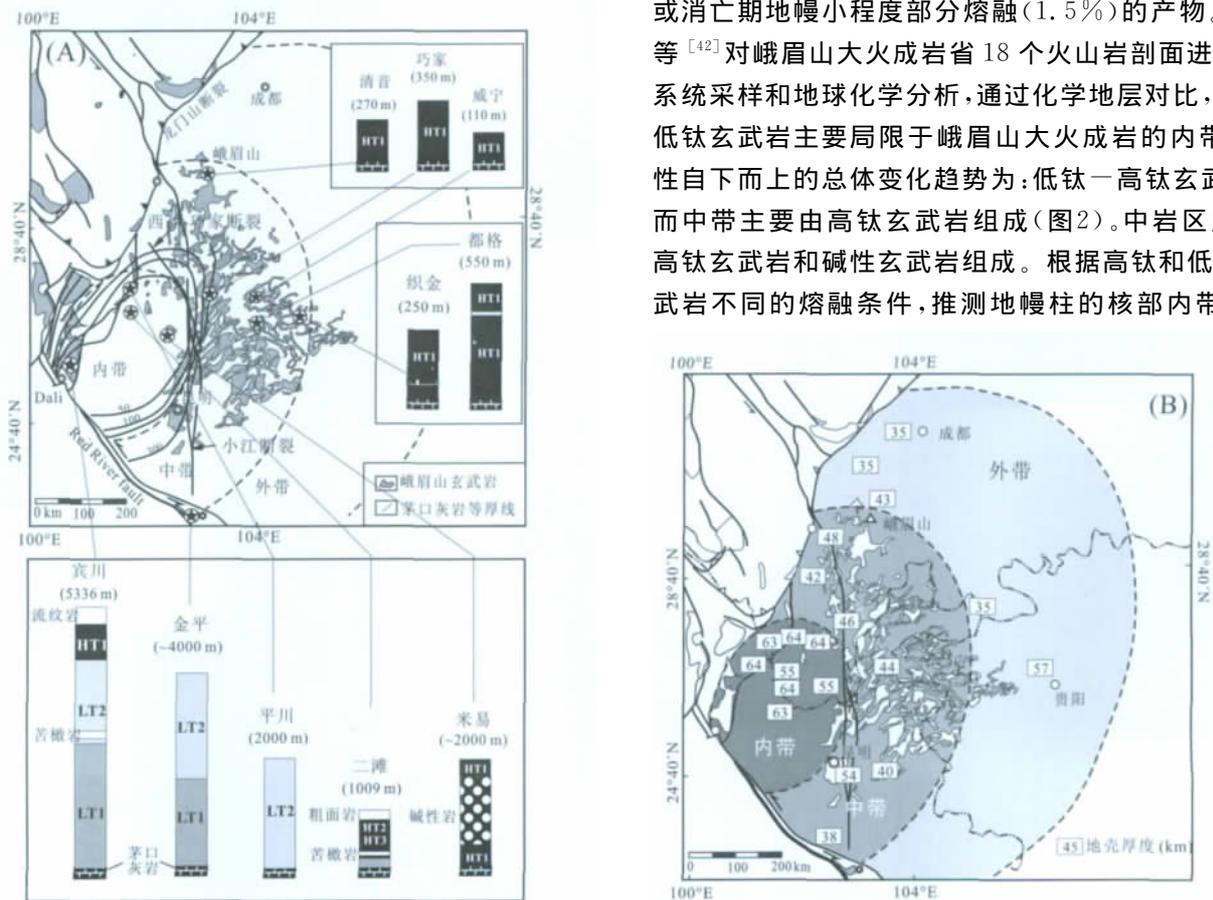
俯冲带火山岩,而与前面总结的与地幔柱有关的火山岩物理特征相似。李宏博等<sup>[66]</sup>以区调资料为基础,结合野外观察发现峨眉山大火成岩省主要分布区内的基性(辉绿岩)岩墙群的几何学特征为中心放射状,由6条巨型岩墙群组成,辐射角度近200°,其中心收敛于永仁一带,与地层学指示的最大隆起位置吻合,指示了二叠纪峨眉山玄武岩事件的地幔柱中心位置。岩墙群分布呈中东部较多而西部少的特点,这可能与不同的剥蚀程度有关。

峨眉山玄武岩没有形成线状的火山链,而是大规模的溢流玄武岩,这是许多大陆大火成岩省的共同特征,可能是地幔柱柱头熔融的结果,而火山链则是地幔柱柱尾的熔融产物<sup>[14]</sup>。此外,较厚的大陆岩石圈也可能是难以形成火山链的原因之一。

2.8.6 不同识别标志之间的吻合(或一致性) 地壳快速穹状隆起为峨眉山大火成岩省提供了一个天然的分带方案。茅口组灰岩的剥蚀程度在空间上呈现了有规律的变化,其中内带的位置对应地壳抬升

幅度最大,应该是地幔柱柱头的位置。根据这样的分区,考察了现有的地球物理和地球化学资料,发现地壳厚度随隆起区的不同位置而有规律的变化。在内带地壳厚度为55~64 km,中带地壳厚度为38~54 km,外带35~43 km<sup>[71]</sup>。地震层析表明内带厚地壳包含有平均厚度为20 km左右的高速下地壳( $v_p=7.1\sim 7.8$  km/s)<sup>[72]</sup>。此外,在内带岩石圈地幔存在一个高速异常透镜体( $v_p=8.2\sim 8.6$  km/s),其东西两侧的地理位置与内带和中带分界位置相重叠。壳幔结构的空变化与地壳穹隆结构之间的协调关系暗示两者受同一动力学机制-地幔柱活动的影响。在内带,地幔柱头的熔融程度大,岩浆产出量大,一部分岩浆喷出到达地表,而另一部分则底侵至壳幔边界成为下地壳的一部分<sup>[42]</sup>。

如前所述,低钛玄武岩可能形成于温度最高、岩石圈最薄的地幔柱轴部。而高钛玄武岩的母岩浆是热柱( $\epsilon_{Nd}=5$ )在较大的深度(>80 km, *gt* 稳定区)经小程度部分熔融形成(<5%),可能代表了热柱边部或消亡期地幔小程度部分熔融(1.5%)的产物。Xu等<sup>[42]</sup>对峨眉山大火成岩省18个火山岩剖面进行了系统采样和地球化学分析,通过化学地层对比,发现低钛玄武岩主要局限于峨眉山大火成岩的内带,岩性自下而上的总体变化趋势为:低钛-高钛玄武岩;而中带主要由高钛玄武岩组成(图2)。中岩区则由高钛玄武岩和碱性玄武岩组成。根据高钛和低钛玄武岩不同的熔融条件,推测地幔柱的核部内带。值



注:内带和中带岩石类型的不同

图2 A-峨眉山玄武岩代表性岩石柱状剖面;B-峨眉山大火成岩省不同剥蚀带的地壳厚度(据文献<sup>[42, 71]</sup>修改)

Fig. 2 A-Stratigraphic variation of representative lava successions in the Emeishan large igneous province. Note the different rock types in the inner and intermediate zones; B-Crustal thickness in the different zones of the Emeishan LIP(modified after ref. <sup>[42, 71]</sup>)

得一提的是,据玄武岩岩类空间分布规律推测的地幔柱活动部位与据地层剥蚀程度推断的地幔柱核部位位置相吻合,暗示所获结论的可靠性<sup>[42]</sup>。

Shellnutt 和 Jahn<sup>[68]</sup>最近在攀枝花发现了高钛和低钛玄武岩,根据野外接触关系认为高钛玄武岩早于低钛玄武岩。这不同于前人关于峨眉山 LIP 内带高钛玄武岩晚于低钛玄武岩的认识<sup>[29,41,42]</sup>。这些作者因而质疑关于峨眉山 LIP 中关于高钛和低钛玄武岩空间分布特征的认识。其实,发现高钛玄武岩早于低钛玄武岩与现有的认识是不矛盾的。在西伯利亚大火成岩省和夏威夷,类似的现象也出现,反映地幔柱-岩石圈相互作用早期的特点。问题的关键是在高钛和低钛玄武岩的喷出量。如果在峨眉山 LIP 内带不同类型岩石的出现次序是:高钛玄武岩→低钛玄武岩→高钛玄武岩,那么这正反映了大火成岩省不同演化阶段岩浆生成的特点。

综上所述,在鉴别古老地幔柱的五个指标中,峨眉山大火成岩省满足其中的 3~4 个,加上其它独立参数之间的相互吻合,充分证明了二叠纪峨眉山地幔柱的存在。

### 3 塔里木大火成岩省

与峨眉山大火成岩省研究相比,对塔里木二叠纪岩浆作用的认识还处在资料积累阶段。但不可否认的是,这一地区存在二叠纪大规模岩浆活动,例如在塔里木、天山、阿尔泰以及分布在天山北缘的几个盆地(如吐哈盆地、三塘湖盆地、准噶尔盆地)分布了大量的二叠纪火山岩及侵入岩,甚至延伸到贝加尔地区。其中火山岩以玄武岩为主,包括少量的流纹岩、安山岩、凝灰岩等。依据野外露头调查以及大量的石油钻孔资料,塔里木盆地的二叠纪玄武岩分布面积达到 20~25 万 km<sup>2</sup><sup>[74~78]</sup>,厚度从几十米至几百米不等。如果再加上三塘湖、吐哈及准噶尔盆地分布的二叠纪玄武岩<sup>[79]</sup>,其总面积至少在 50 万 km<sup>2</sup><sup>[80]</sup>。综合近年来对阿勒泰、天山、塔里木以及周边的哈萨克斯坦地区二叠纪火成岩的年代学资料后发现,岩浆活动主要集中在 270~290 Ma 期间。显然,覆盖面积达 50 万 km<sup>2</sup> 的塔里木二叠纪岩浆作用是否具有地幔柱活动的特征是急需回答的问题。

#### 3.1 二叠纪岩浆作用的时代及其空间分布特征

由于塔里木盆地为塔克拉玛干沙漠覆盖,有关二叠纪岩浆的信息主要来自出露于塔里木盆地西北部的柯坪、巴楚和皮羌地区<sup>[74~75, 81~92]</sup>,以及油气勘探提供的塔里木盆地内部的岩芯资料<sup>[77,78, 93]</sup>。塔里木玄武岩位于康克林组之上,上覆沙井子组。根

据地层对比认为塔里木玄武岩为早中二叠世<sup>[94]</sup>。塔里木玄武岩出现在库普库兹满组和开派兹雷克组中,分别有 2 层和 6 层玄武岩岩流构成。库普库兹满组和开派兹雷克组均由互层的火山岩-砂泥岩构成,说明塔里木玄武岩具有较低的喷发速率。对塔里木玄武岩开展了大量的定年工作,但结果差别很大。总体而言,K-Ar 年龄为 248~292 Ma Ar-Ar 年龄为 278~283 Ma,锆石 U-Pb 年龄为 287~294 Ma。其中 Ar-Ar 年龄(280 Ma)远小于锆石 U-Pb 年龄(290 Ma),两者相差大于 10 Ma。研究表明,对快速冷却的岩石的高精度定年,Ar-Ar 年龄一般低估结晶年龄的 1%<sup>[95,96]</sup>。作者课题组对柯坪玄武岩进行了 Ar-Ar 测定,并对柯坪火山岩中的沉凝灰岩进行了锆石 U-Pb 年龄测定,分别获得了 288 Ma 和 291 Ma。综合考虑后认为柯坪玄武岩的年龄应在 290 Ma 左右<sup>[89]</sup>。Tian 等<sup>[77]</sup>对塔里木内部玄武岩和流纹岩钻孔样品的分析获得的锆石 U-Pb 年龄为 291~287 Ma,与本文的认识基本相同,但这些年龄的质量较低,尚需进一步更细致的工作。

由于能从侵入岩挑选出锆石,因此对塔里木二叠纪侵入岩的定年结果相对简单,所得结果也相对一致<sup>[87, 91]</sup>。其中正长岩的锆石 U-Pb 年龄为 275~284 Ma,基性岩墙为 272~283 Ma,花岗岩年龄为 275~278 Ma。这一岩浆的峰期在~280 Ma 左右。

由此可见,塔里木大火成岩省存在~290 Ma 和~280 Ma 两期岩浆作用(图 3)。其中~290 Ma 一期为由玄武岩和流纹岩构成的双峰式火山岩,主要出现在塔里木内部,而~280 Ma 一期为侵入岩和基性岩墙群,主要出现在塔里木盆地的边缘,部分已在中亚早造山带内部。因此,塔里木大火成岩省岩浆作用存在由克拉通内部向边缘迁移的现象。

#### 3.2 两期岩浆具有不同的地球化学性质和来源

塔里木 290 Ma 和 280 Ma 两期岩浆具有不同的地球化学性质,前者显示弱的 Nb-Ta 负异常和负  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值,而后者具有 Nb-Ta 正异常和正  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值(图 4)。

对~280 Ma 岩浆,多数学者认为直接来自于对流软流圈地幔,或由软流圈来源的岩浆分异和结晶的产物,或软流圈来源岩浆的二次熔融产物。但对~290 Ma 岩浆的成因有不同的看法。Zhou 等<sup>[92]</sup>认为柯坪玄武岩富集同位素组成是地幔柱来源的岩浆受地壳混染的结果,而姜常义等<sup>[74]</sup>和 Yu 等<sup>[89]</sup>则认为柯坪玄武岩来自于富集岩石圈地幔。本文较倾向后者的解释,主要依据为:①在  $\epsilon_{\text{Nd}}-\text{SiO}_2$  图解上,柯坪玄武岩与地壳混染趋势不同;②塔里木盆地现今岩石圈厚度为 150~180 km<sup>[97,98]</sup>,说明该地

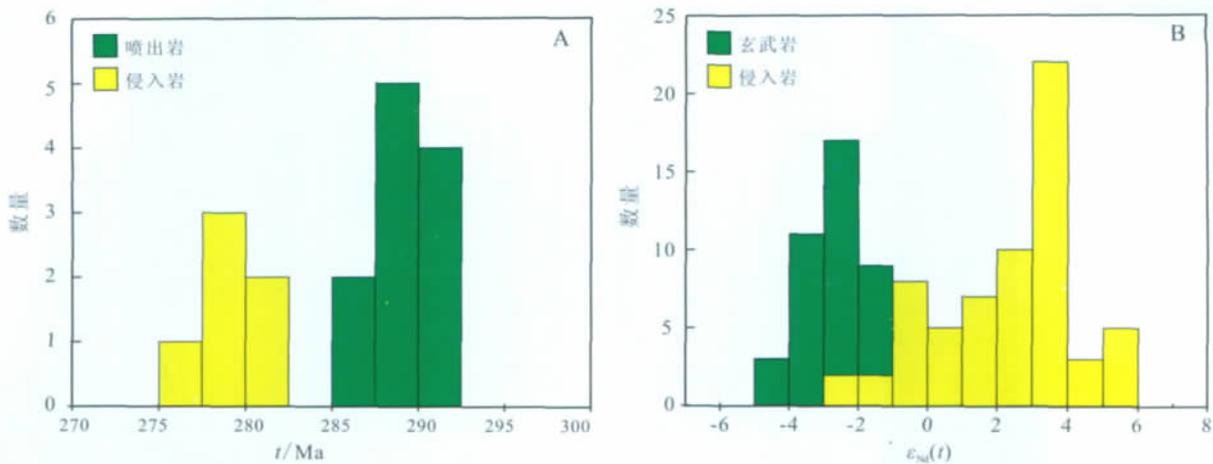


图3 A-塔里木二叠纪大火成岩省的年龄;B-Nd 同位素比值柱状图(数据来源于文献[74,76,78, 81,87,89~93])  
 Fig.3 A-Age and B-Nb isotope of the Tarim Permian Large Igneous Province date from ref. [74,76,78, 81,87,89~93]

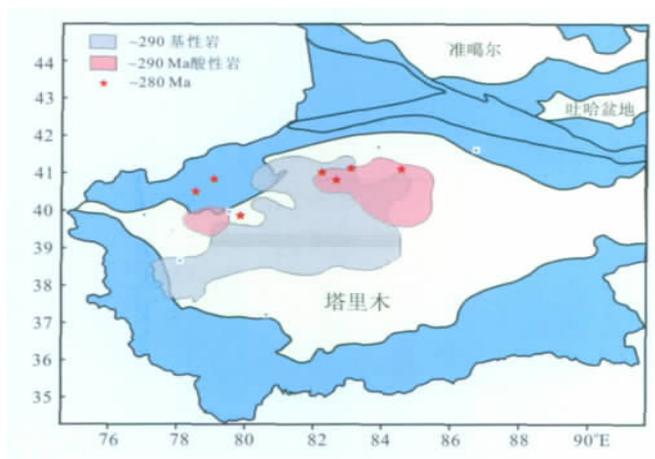


图4 塔里木二叠纪大火成岩省的时空分布  
 (据文献[77~89]修改)

Fig.4 Tempo-spatial distribution of the Tarim Permian large igneous province(modifieil after ref. [77~79])

区岩石圈并没有发生减薄作用。实验岩石学和理论模拟计算表明,对流软流圈只有上升到较浅的深度(<100 km)才会熔融<sup>[99]</sup>。因此在塔里木岩石圈条件下,对流软流圈是不会发生熔融的,所以~290 Ma 岩浆更可能是对流软流圈的热传导导致岩石圈地幔地温梯度的升高,岩石圈地幔中富集组分因此发生熔融而成的。

如果上述解释正确的话,随着二叠纪岩浆作用从克拉通内部向边缘的迁移,岩浆源区也从岩石圈地幔向软流圈转变。

3.3 塔里木大火成岩省的地幔柱模型

虽然多年前就有学者用地幔柱模型来解释塔里木大火成岩省的形成,但还没有就塔里木地幔柱模型的系统论证。塔里木大火成岩省面积达 20~30 万 km<sup>2</sup>,而塔里木下岩石圈厚度大于 150 km,要产生如此规模的岩石圈来源的岩浆,需要一个热异常。

塔里木~290 Ma 岩浆作用的形成机制类似于 Parana 大火成岩省的形成机制<sup>[10,100]</sup>。为了解释塔里木大火成岩省的时空演化特征,本文提出两个阶段地幔柱动力学演化模型(图 5)。塔里木岩石圈地幔在地幔柱的烘烤下,其中的富集组分发生熔融,形成~290 Ma 岩浆作用(图 5A)。当地幔柱上升至岩石圈底部而发生扁平化时,地幔柱流流向岩石圈较薄的区域或岩石圈薄弱带。塔里木克拉通与周边造山带的接触部位就是这样的薄弱带,由于岩石圈较薄,因此地幔柱有可能发生加压熔融。所以~280 Ma 岩浆作用主要出现在塔里木盆地的边缘和与造山带的交接部位(图 5B)。

3.4 塔里木地幔柱的影响范围

塔里木地幔柱的影响范围,特别是是否影响到中亚造山带是一个令人感兴趣的问题。中亚造山带是位于西伯利亚板块和塔里木-中朝板块之间的巨型造山带,发育了大量的二叠纪不同类型的火成岩,主要岩石类型包括大面积分布的玄武岩、基性岩墙、花岗岩(主要为 A 型)、超镁铁-镁铁杂岩及双峰式侵入杂岩等。对于中亚造山带二叠纪不同类型的火成岩形成的构造背景,绝大多数地质学家认为是造山后加厚山根的垮塌引起的伸展作用<sup>[96]</sup>,导致幔源玄武岩岩浆喷发和侵入形成超镁铁-镁铁杂岩、基性岩墙及玄武岩,而玄武岩岩浆的底侵,使“年轻的”基性下地壳发生重熔,形成了大量的花岗岩(A 型为主)。近几年另一个观点是二叠纪塔里木地幔柱作用于中亚造山带的结果。

Borisenko 等<sup>[102]</sup> 和 Yarmolyuk 和 Kozlovsky<sup>[103]</sup> 认为中亚造山带二叠纪含 Cu-Ni-(PGE)矿的基性和超基性岩体(如喀拉通克)的母岩浆是苦橄岩质的。质量平衡计算表明苦橄岩质岩浆的 MgO 含量达

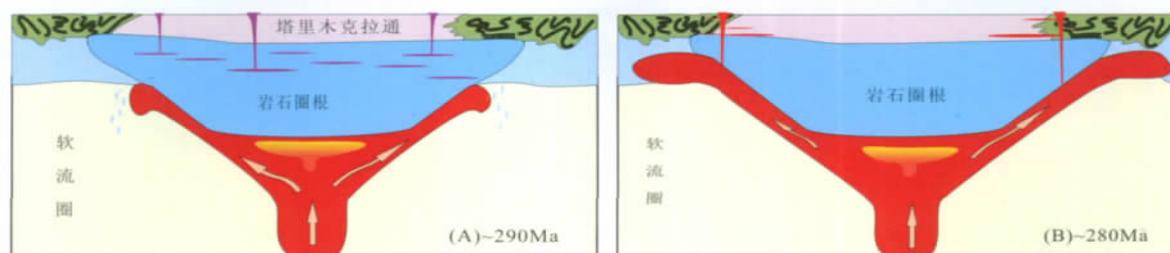


图5 塔里木二叠纪大火成岩省形成的动力学示意图

Fig. 5 A schematic illustration of dynamic processes which resulted in formation of the Tarim Permian large igneous province

18%~24%<sup>[104]</sup>,暗示二叠纪时中亚造山带存在深部热异常。Pirajno 等<sup>[105]</sup>进一步发现含矿的基性和超基性岩体通常与 A 型花岗岩共生,认为中亚造山带二叠纪岩浆作用形成于拉张环境,可能与二叠纪超级地幔柱有关。Qin 等<sup>[106]</sup>对东天山和北山的含 Ni-Cu-Ti-Fe 矿床的基性和超基性岩体进行了定年,获得的锆石 SIMS U-Pb 年龄集中在 278.6~284.0 Ma 之间,峰值在~280 Ma,与塔里木的第二期岩浆作用时间一致。Zhang 等<sup>[80]</sup>通过对塔里木及中亚造山带西段二叠纪火成岩分布特征、岩石类型、年代学及地球化学、成岩成矿作用的综合分析,提出塔里木及二叠纪构成一个分布面积达到 50 万 km<sup>2</sup> 的大火成岩省,这一大火成岩有两个重要岩浆活动峰期,分别是 290 Ma 和 275 Ma,并认为这一大火成岩省是塔里木二叠纪地幔柱引起。塔里木二叠纪地幔柱、西伯利亚地幔柱及峨眉山地幔柱,与全球性的超大陆演化有关,这一时期地幔柱的异常活跃,与环绕 Pangea 超大陆周缘的俯冲有关<sup>[80]</sup>。

虽然目前支持塔里木地幔柱影响到中亚造山带的研究人员逐渐增多,但不可否认的是这一模式目前只建立在岩浆作用的同时性的基础上,考虑到地幔柱识别的五大标准,还有很多工作需要进一步展开。例如,中亚造山带二叠纪岩浆均具有类似岛弧岩浆的微量元素组成,如何与地幔柱协调是一个需要回答的问题。中亚造山带具有长时间洋壳俯冲历史,因此水的作用在岩浆作用过程中的角色可能不容忽视。

## 4 展 望

过去十年来,我国的大火成岩省和地幔柱研究取得了长足进步,但仍有一些相关的关键问题有待在今后的研究中加以解决,包括:

(1) 现有研究主要集中在年代学和岩石地球化学,而对大规模岩浆作用的下地幔来源缺乏研究。应对合适的样品开展 He 同位素分析。

(2) 二叠纪是地球历史中岩浆活动最活跃的时期之一。除了~260 Ma 的峨眉山大火成岩省和~280~290 Ma 塔里木大火成岩省外,还有~250 Ma 的西伯利亚暗色岩系。这三个大火成岩省之间存在怎样的联系,是否是二叠纪超级地幔柱在地表的表现等问题在今后研究中也值得关注。

(3) 二叠纪除了发生大规模岩浆作用外,还发生了显生宙以来最大规模的生物灭绝事件,造成 95% 以上的海洋生物和 75% 以上的陆地生物灭绝<sup>[107]</sup>。二叠纪末生物大灭绝实际上由两幕组成(即所谓的晚二叠世双生物灭绝事件),一次发生在二叠纪最末期,另一次则发生在瓜德鲁普世末。如与瓜德鲁普世末生物灭绝事件相对应的是全球最大规模的海平面下降、地球磁场发生 Illawarra 反转事件以及发生在华南地区的峨眉山大规模火山喷发等,暗示地球系统的整体变化<sup>[108]</sup>。然而所有这些事件发生及其可能的联系迄今为止还缺乏系统研究,现有的一些代表陆壳火山活动地幔柱的研究证据与前乐平统事件所反映的以海洋生物灭绝为主的关系依然不明,特别是这一时期海水 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值大幅降低的起始时间(~290 Ma)远早于 260 Ma,却与中二叠塔里木一天山火成事件时间接近。因此,中-晚二叠纪三次大规模火山作用的统筹研究为揭示前述多种地质过程的关联性提供了契机。

## 参考文献 (References):

- [1] Coffin M F, Eldholm O. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences[J]. Rev. Geophys., 1994, 32: 1-36.
- [2] Renne R P, Zhang Z C, Richards M A, Black M T, Basu A R. Synchrony and crustal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian volcanism[J]. Science, 1995, 269: 1413-1416.
- [3] Courtillot V, Feraud G, Maluski H, Vandamme D, Moreau M G, Besse J. Deccan flood basalts and Cretaceous/Tertiary boundary[J]. Nature, 1988, 333: 843-846.
- [4] Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle[J]. Na-

- ture, 1971, 230: 42-43.
- [5] Richards M A, Duncan R, Courtillot V. Flood basalts and hot-spot tracks: Plume heads and tails[J]. *Science*, 1989, 246: 103-107.
- [6] Campbell I H, Griffiths R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, 99: 79-93.
- [7] Depaolo D, Manga M. Deep origin of hotspots—Is only seeing believing?[J]. *Science*, 2003, 300: 920-921.
- [8] Foulger G R, Natland J H. Is “hotspot” volcanism a consequence of plate tectonics?[J]. *Science*, 2003, 300: 921-922.
- [9] 徐义刚, 何斌, 黄小龙, 罗震宇, 朱丹, 马金龙, 邵辉. 地幔柱大辩论及如何验证地幔柱假说[J]. *地学前缘*, 2007, 14: 1-9.
- [10] Turner S, Hawkesworth C J, Gallagher K, Stewart K, Peate D, Mantovani M. Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: Assessment of a conductive heating model and application to the Parana [J]. *J. Geophys. Res.*, 1996, 101: 11503-11518.
- [11] White R S, McKenzie D P. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts[J]. *J. Geophys. Res.*, 1989, 94: 7685-7729.
- [12] Kent R W, Storey M, Saunders A D. Large igneous provinces: sites of plume impact or plume incubation?[J]. *Geology*, 1992, 20: 891-894.
- [13] Wilson M. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: A key to mantle dynamics?[J]. *J. Geol. Soc. London*, 1993, 150: 977-990.
- [14] Campbell I H. Identification of ancient mantle plumes[A]. In: Ernst R E, Buchan K eds. *Mantle plumes: Their identification through time*[M]. *Geol. Soc. Am. Spec.*, 2001, 352: 5-22.
- [15] Griffiths R W, Campbell I H. On the dynamics of long-lived plume conduits in the convecting mantle[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, 103: 214-227.
- [16] Farnetani C, Richards M A. Numerical investigation of the mantle plume initiation model for flood basalt event[J]. *J. Geophys. Res.*, 1994, 99: 13813-13883.
- [17] Anderson D L. Look Again[J]. *Astron. Geophys.*, 2003, 44: 10-11.
- [18] Ernst R E, Head J W, Parfitt E, Grosfils E, Wilson L. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus[J]. *Earth Sci. Rev.*, 1995, 39: 1-59.
- [19] 梅厚钧. 西南暗色岩深渊分异两个系列的岩石化学特征与铁、镍矿化关系[J]. *地球化学*, 1973, 4: 126-150.
- [20] Huang K N, Opdyke N D, Peng X J. Paleomagnetic results from the Upper Permian of the eastern Qiangtang Terrane of Tibet and tectonic implications[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, 111: 1-10.
- [21] Chung S L, Lee T Y, Lo C H, Wang P L, Chen C Y, Yem N T, Hoa T T, Genyao W. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone [J]. *Geology*, 1997, 25: 311-314.
- [22] Xiao L, Xu Y G, Chung S L, He B, Mei H J. Chemostratigraphic correlation of upper Permian Lava Succession from Yunnan Province, China: Extent of the emeishan Large Igneous Province[J]. *Inter. Geol. Rev.*, 2003, 45: 753-766.
- [23] 黄开年. 我国西南地区峨眉山玄武岩的岩石地球化学特征及其大地构造意义[D]. 北京: 中国科学院地质研究所, 1986: 173.
- [24] 林建英. 中国西南三省二叠纪玄武岩系的时空分布及其地质特征[J]. *科学通报*, 1986, 12: 929-932.
- [25] 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 攀西裂谷[M]. 北京: 地质出版社, 1988: 466.
- [26] 从柏林. 攀西古裂谷的形成与演化[M]. 北京: 科学出版社, 1988: 217-249.
- [27] Chung S L, Jahn B M. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. *Geology*, 1995, 23: 889-892.
- [28] 徐义刚, 钟孙霖. 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*, 2001, 30: 1-9.
- [29] Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, Wu G Y. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 58: 145-168.
- [30] Hou T, Zhang Z C, Kusky T Du Y, Liu J, Zhao Z. 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 [J]. *Ore Geology Reviews*, 2011, 41: 133-143.
- [31] Shellnutt J G, Jahn B M. 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[J]. *J. Volcan. Geoth. Res.*, 2011, 199: 85-95.
- [32] 郝艳丽, 张招崇, 王福生, Mahoney J J. 峨眉山大火成岩省高钛和低钛玄武岩成因探讨[J]. *地质论评*, 2004, 50: 587-592.
- [33] 张招崇. 关于峨眉山大火成岩省一些重要问题的讨论[J]. *中国地质*, 2009, 36: 634-646.
- [34] Song X Y, Zhou M F, Hou Z Q, Cao Z M, Wang Y L, Li Y. Geochemical constraints on the mantle source of the upper Permian continental flood basalts, southwest China[J]. *Inter. Geol. Rev.*, 2001, 43: 213-225.
- [35] 张招崇, 王福生. 峨眉山大火成岩省中发现二叠纪苦橄质熔岩[J]. *地质论评*, 2002, 48: 448.
- [36] Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, Wang F S. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China[J]. *J. Petrol.*, 2006, 47: 1997-2019.
- [37] Hanski E., Kamenetsky V S, Luo Z Y, Xu Y G, Kuzmin D V. Primitive magmas in the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China and northern Vietnam[J]. *Lithos*, 2010, 119: 75-90.
- [38] Bickle M J. The magnesium contents of Komatiitic liquids [A]. in: Arndt N T, Nisbet E G, (eds). *Komatiites*[M].

- George Allen and Unwin, London, 1982, 479–494.
- [39] Takahashi E, Shimazaki T, Tsuzaki Y, Yoshida H. Melting study of a peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the origin of basaltic magmas[J]. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1993, A342: 105–120.
- [40] McKenzie D, O'Nions R K. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations[J]. *J. Petrol.*, 1991, 32: 1021–1091.
- [41] Xiao L, Xu Y G, Mei H J, Zheng Y F, He B, Pirajno F. 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 Planet. Sci. Lett.*, 2004, 228: 525–546.
- [42] Xu Y G, He B, Chung S L, Menzies M A, Frey F A. The geologic, geochemical and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood basalt province[J]. *Geology*, 2004, 30: 917–920.
- [43] Xu J F, K. Suzuki, Xu Y G, Mei H J, Li J. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan Continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, 71 (8): 2104–2119.
- [44] Li J, Xu J F, Suzuki K, He B, Xu Y G, Ren Z Y. 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*, 2010, 119: 108–122.
- [45] Xu Y G, Chung S L, Shao H, He B. Silicic magmas from the Emeishan large igneous province, Southwest China: Petrogenesis and their link with the end-Guadalupian biological crisis[J]. *Lithos*, 2010, 119: 47–60.
- [46] Xu Y G, Luo Z Y, Huang X L, He B, Xiao L, Xie L W, Shi Y R. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on crustal melting associated with the Emeishan mantle plume [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, 72: 3084–3104.
- [47] Shellnutt J G, Zhou M F, Yan D P, Wang Y B. Longevity of the Permian Emeishan mantle plume (SW China): 1Ma, 8Ma or 18Ma? [J]. *Geological Magazine*, 2008, 145: 373–388.
- [48] Boven A, Pasteels P, Punsalan L E, Liu J, Luo X, Zhang W, Guo Z, Hertogen J.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints on the age and evolution of the Permo-Triassic Emeishan volcanic province, southwestern China [J]. *J. Asian Earth Sci.*, 2002, 20: 157–175.
- [49] Ali J R, Lo C H, Thompson G M, Song X Y. Emeishan Basalts Ar-Ar overprint ages define several tectonic events that affected the western Yangtze craton in the Meso- and Cenozoic [J]. *Journal of Asian Earth Science*, 2004, 23: 163–178.
- [50] Lo C H, Chung S L, Lee T Y, Wu G Y. Age of the Emeishan flood magmatism and relationships to Permian-Triassic boundary events [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, 198: 449–458.
- [51] Zhou M F, Malpas J, Song X, Robinson P T, Sun M, Kennedy A K, Lesher C M, Keays R R. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, 196: 113–122.
- [52] Zhong H, Zhu W G, Chu Z Y, He D F, Song X Y. SHRIMP U-Pb zircon geochronology, geochemistry, and Nd-Sr isotopic study of contrasting granites in the Emeishan large igneous province, SW China [J]. *Chem. Geol.*, 2007, 236: 112–133.
- [53] Zhong H, Zhu W G, Hu R Z, Xie L W, He D F, Liu F, Chu Z Y. Zircon U-Pb age and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry of the Panzhihua A-type syenitic intrusion in the Emeishan large igneous province, southwest China and implications for growth of juvenile crust [J]. *Lithos*, 2009, 110: 109–128.
- [54] Zhong H, Campbell I H, Zhu W G, Allen C M, Hu R Z, Xie L W, He D F. Timing and source constraints on the relationship between mafic and felsic intrusions in the Emeishan large igneous province [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2011, 75: 1374–1395.
- [55] He B, Xu Y G, Huang X L, Shi Y R, Yang Q J, Yu S Y. 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 Planet. Sci. Lett.*, 2007, 255: 306–323.
- [56] He B, Xu Y G, Zhong Y T, Guan J P. The Guadalupian-Luopingian 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* 2010, 119: 10–19.
- [57] Hanski E, Walker R J, Huhma H, Polyakov G V, Balykin P A, Hoa T T, Phuong N T. Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2004, 147: 453–469.
- [58] Wang C Y, Zhou M F, Qi L. Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China) – Song Da (northern Vietnam) district: Mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation [J]. *Chem. Geol.*, 2007, 243: 317–343.
- [59] Anh T V, Pang K N, Chung S L, Lin H M, Hoa T T, Anh T T, Yang H J. The Song Da magmatic suite revisited: A petrologic, geochemical and Sr-Nd isotopic study on picrites, flood basalts and silicic volcanic rocks [J]. *J. Asian Earth Sci.*, 2011, 42 (6): 1341–1355.
- [60] Fan W M, Zhang C H, Wang Y J, Guo F, Peng T P. Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, Southwest China: Evidence for plume-lithosphere interaction [J]. *Lithos*, 2008, 102: 218–236.
- [61] Zhou M F, Zhao J H, Qi L, Su W C, Hu R Z. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr – Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2006, 151: 1–19.
- [62] He B, Xu Y G, Chung S L, Xiao L, Wang Y. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, 213: 391–405.

- [63] Xu Y G, He B, Huang X L, Luo Z Y, Chung S L, Xiao L, Zhu D, Shao H, Xu J F, Fan W M, Wang Y J. Testing plume hypothesis in the Emeishan large igneous province[J]. *Episodes*, 2007, 30: 32–42.
- [64] He B, Xu Y G, Wang Y M, Luo Z Y. Sedimentation and lithofacies paleogeography in SW China before and after the Emeishan flood volcanism: New insights into surface response to mantle plume activity[J]. *J. Geol.*, 2006, 114: 117–132.
- [65] He B, Xu Y G, Zhong Y T, Guan J P. Paleokarst on the top of the Maokou Formation: Further evidence for domal crustal uplift prior to the Emeishan flood volcanism[J]. *Lithos*, 2010, 119: 1–9.
- [66] 李宏博, 张招崇, 吕林素. 峨眉山大火成岩省基性岩墙群几何学研究及其对地幔柱中心的指示意义[J]. *岩石学报*, 2010, 26: 3142–3152.
- [67] Ukstins-Peate I, Bryan S E. Re-evaluating plume-induced uplift in the Emeishan large igneous province[J]. *Nature Geosciences*, 2008, 1: 625–629.
- [68] He B, Xu Y G, Campbell I. Pre-eruptive uplift in the Emeishan? [J]. *Nature Geosciences*, 2009, 2: 530–531.
- [69] Ukstins-Peate I, Bryan S E, Wignall P B, Jerram D A, Ali J R. Comment on 'Paleokarst on the top of the Maokou Formation: Further evidence for domal crustal uplift prior to the Emeishan flood volcanism' [J]. *Lithos*, 2011, 125: 1006–1008.
- [70] Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G, Bleeker W, Lourens L J. A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene[J]. *Episodes*, 2004, 27: 83–99.
- [71] Xu Y G, He B. Thick and high velocity crust in Emeishan large igneous province, SW China: Evidence for crustal growth by magmatic underplating/intraplating [A]. in: Foulger G, Jurdy D (eds). *The Origins of melting anomalies: Plates, plumes, and planetary processes*[M]. *Geology Society of America Special Publication*, 2007, 430: 841–858.
- [72] Liu J H, Liu F T, He J K, Chen H, You Q. Study of seismic tomography in Panxi paleorift area of Southwestern China-structural features of crust and mantle and their evolution [J]. *Science in China (D)*, 2001, 44: 277–288.
- [73] Shellnutt J G, Jahn B M. 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[J]. *J. Vol. Geotherm. Res.*, 2011, 199 (1-2): 85–95.
- [74] 姜常义, 张蓬勃, 卢登蓉, 白开寅, 王瑶培, 唐寒寒, 王进辉, 杨淳. 柯坪玄武岩的岩石学、地球化学、Nd、Sr、Pb 同位素组成与岩石成因[J]. *地质论评*, 2004, 50(5): 492–500.
- [75] 陈汉林, 杨树峰, 董传万, 贾承造, 魏国齐, 汪振国. 塔里木盆地二叠纪基性岩带的确定及大地构造意义[J]. *地球化学*, 1997, 26(6): 77–87.
- [76] 杨树峰, 陈汉林, 冀登武, 厉子龙, 董传万, 贾承造, 魏国齐. 早中二叠世岩浆作用过程及地球动力学意义[J]. *高校地质学报*, 2005, 11(4): 504–511.
- [77] Tian W, Campbell I H, Allen C M, Guan P, Pan W Q, Chen M M, Yu H J, Zhu W P. The Tarim picrite-basalt-rhyolite Suite, a Permian flood basalt from northwest China with contrasting rhyolites produced by fractional crystallization and anatexis [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2010, 160: 407–425.
- [78] Li Z L, Chen H L, Song B, Li Y Q, Yang S F, Yu X. Temporal evolution of the Permian large igneous province in Tarim Basin in northwestern China [J]. *J. Asian Earth Sci.*, 2011, 42: 917–927.
- [79] Zhou D W, Liu Y Q, Xin X J, Hao J R, Dong Y P, Ouyang Z J. Tracing and reconstruction of the palaeo-tectonic background of the Permian basalts in Tuha and Sangtanghu Basins, NW China [J]. *Science in China(D)*, 2006, 26: 143–153.
- [80] Zhang C L, Li Z X, Li X H, Xu Y G, Zhou G, Ye H M. A Permian large igneous province in Tarim and Central Asian Orogenic Belt (CAOB), NW China: Results of a ca. 275 Ma mantle plume? [J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 2010, 122: 2020–2040.
- [81] 姜常义, 姜寒冰, 叶书锋, 夏明哲, 逯东霞. 新疆库鲁克塔格地区二叠纪脉岩群岩石地球化学特征, Nd、Sr、Pb 同位素组成与岩石成因[J]. *地质学报*, 2005, 70(6): 823–833.
- [82] 杨树峰, 陈汉林, 董传万, 贾承造, 汪振国. 塔里木盆地二叠纪正长岩的发现及其地球动力学意义[J]. *地球化学*, 25(2): 121–128.
- [83] 杨树峰, 余星, 陈汉林, 厉子龙, 王清华, 罗俊成. 塔里木盆地巴楚小海子二叠纪超基性脉岩的地球化学特征及其成因探讨[J]. *岩石学报*, 2007, 23(5): 1087–1096.
- [84] 余星, 陈汉林, 杨树峰, 厉子龙, 王清华, 李兆恒. 新疆柯坪二叠纪层状玄武岩的发育特征及其地质意义[J]. *地层学杂志*, 2010, 34(2): 127–134.
- [85] 陈咪咪, 田伟, 张自力, 潘文清, 宋宇. 塔里木二叠纪基性-中性-酸性岩浆岩的年代学及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2010, 26(2): 559–572.
- [86] 厉子龙, 杨树峰, 陈汉林, Langmuir C H, 余星, 林秀彬, 励音骥. 塔西南玄武岩年代学和地球化学特征及其对二叠纪地幔柱岩浆演化的制约[J]. *岩石学报*, 2008, 24(5): 949–959.
- [87] 位荀, 徐义刚. 塔里木巴楚小海子正长岩杂岩体的岩石成因探讨[J]. *岩石学报*, 2011, 27: 2984–3004.
- [88] Yang S F, Li Z L, Chen H L, Santosh M, Dong C W, Yu X. Permian bimodal dyke of Tarim Basin, NW China: Geochemical characteristics and tectonic implications[J]. *Gondwana Research*, 2007, 12: 113–120.
- [89] Yu X, Yang S F, Chen H L, Chen Z Q, Li Z L, Batt G E, Li Y Q. Permian flood basalts from the Tarim Basin, Northwest China; SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemical characteristics[J]. *Gondwana Research*, 2011, 20: 485–497.
- [90] Zhang C L, Li X H, Li Z X, Ye H M, Li C N. A Permian layered intrusive complex in the western Tarim block, north-

- western China; Product of a ca. 275 Ma mantle plume?[J]. *J. Geol.*, 2008, 116: 269–287.
- [91] Zhang C L, Xu Y G, Li Z X, Wang H Y. Diverse Permian magmatism at the northern margin of the Tarim Block, NW China: genetically linked to the Permian Bachu mantle plume?[J]. *Lithos*, 2010, 119: 537–552.
- [92] Zhou M F, Zhao J H, Jiang C Y, Gao J F, Wang W, Yang S H. OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: Implications for a possible Permian large igneous province [J]. *Lithos*, 2009, 113: 583–594.
- [93] Zhang Y T, Liu J Q, Guo Z F. Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: Implications for plume-lithosphere interaction[J]. *Gondwana Research*, 2011, 18(4): 596–610.
- [94] 张师本. 塔里木盆地周缘地层考察指南[M]. 北京: 石油工业出版社, 2003.
- [95] Mundil R, Renne P R, Min K, Ludwig K R. Resolvable mis-calibration of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronometer[C]. *Eos Trans. AGU* 87, Fall Meet. Suppl., 2006: V21A–0543.
- [96] Renne P R, Mundil R, Balco G, Min K, Ludwig K R. Joint determination of 40K decay constants and  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, 74: 5349–5367.
- [97] Priestley K, McKenzie D. The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, 244: 97–112.
- [98] Lei J, Zhao D. Teleseismic P wave tomography and the upper mantle structure of the central Tien Shan orogenic belt [J]. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2007, 162: 165–185.
- [99] McKenzie D P, Bickle M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere[J]. *J. Petrol.*, 1988, 29: 625–679.
- [100] Gibson S A, Thompson R N, Day J A. Timescales and mechanisms of plume-lithosphere interactions:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná-Etendeka large igneous province[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, 251: 1–17.
- [101] Han B F, He G Q, Wang X C, Guo Z J. Late Carboniferous collision between the Tarim and Kazakhstan-Yili terranes in the western segment of the South Tian Shan Orogen, Central Asia, and implications for the Northern Xinjiang, western China[J]. *Earth Sci. Rev.*, 2011, 109: 74–93.
- [102] Borisenko A S, Sotnikov V I, Izokh A E, Polyakov G V, Obolensky A A. Permo-Triassic mineralization in Asia and its relation to plume magmatism[J]. *Russian Geology and Geophysics*, 2006, 47: 166–182.
- [103] Yarmolyuk V V, Kozlovsky A M. Late Carboniferous-Early Permian large igneous provinces in the Central Asian fold belt[A]. Abstracts of the International Symposium (6-9 August 2009)[C]. Novosibirsk, Sibprint, 2009, 395–398.
- [104] Zhou M F, Leshner C M, Yang Z X, Li J W, Sun M. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni-Cu-(PGE) sulfide-bearing mafic intrusions in the Huangshan district, eastern Xinjiang, northwest China: Implications for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt[J]. *Chem. Geol.*, 2004, 209: 233–257.
- [105] Pirajno F, Mao J W, Zhang Z C, Zhang Z H, Chai F M. The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tianshan and Altay orogens, NW China: implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits[J]. *J. Asian Earth Sci.*, 2008, 32: 165–183.
- [106] Qin K Z, Su B X, Sakyi P A, Tang D M, Li X H, Sun H, Xiao Q H, Liu P P. SIMS zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopes of Ni-Cu-bearing mafic-ultramafic intrusions in eastern Tianshan and Beishan in correlation with flood basalts in Tarim Basin (NW China): Constraints on a ca. 280 Ma mantle plume[J]. *Am J. Sci.*, 2011, 311: 237–260.
- [107] Sepkoski J, 1979. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity II. Early Phanerozoic families and multiple equilibria[J]. *Paleobio.*, 5: 222–252.
- [108] Isozaki Y. Illawarra Reversal: The fingerprint of a super-plume that triggered Pangean breakup and the end-Guadalupian (Permian) mass extinction[J]. *Gondwana Research*, 2009, 15: 421–432.