

# 试论峨眉山玄武岩的地球动力学含义

刘成英, 朱日祥\*

中国科学院 地质与地球物理研究所 岩石圈演化重点实验室, 北京 100029

Liu Chengying, Zhu Rixiang\*

State Key Laboratory of Lithosphere Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Liu Chengying, Zhu Rixiang. Discussion on geodynamic significance of the Emeishan basalts. *Earth Science Frontiers*, 2009, 16 (2): 052-069

**Abstract:** It had been accepted that the Emeishan large igneous province was generated by the mantle plume, yet the plume formation is still hotly debated. Radiometric datings showed that the main phase of the Emeishan basalts is ~260 Ma, corresponding to the end-Guadalupian mass extinction. Recent numerical modeling suggested that the mantle plume activity was closely linked to both superchron and the mass extinction. Therefore, probing into the age and duration of Emeishan basalts is of significance to the understanding of the relationships among Emeishan mantle plume activity, the end-Guadalupian mass extinction and the genesis of the Kiaman reverse superchron (KRS). Important progresses on these topics are reviewed in this paper. Besides, on the basis of new paleomagnetic work, the relationships between the Emeishan basalts and the end-Guadalupian mass extinction were discussed, as well as their geodynamic significance.

**Key words:** Emeishan basalts; mantle plume; effusion age and duration; mass extinction; paleomagnetism

**摘要:**峨眉山大陆溢流玄武岩是中国唯一被国际学术界认可的、地幔柱成因的大火成岩省。峨眉山玄武岩的主相喷发时间约为 260 Ma, 与二叠纪晚瓜德鲁普期生物灭绝事件的时间相当。地球动力学模拟结果显示, 地幔柱活动不仅与超静磁带的产生和结束有密切联系, 而且地幔柱活动可能引发生物大灭绝。文中讨论了前人对峨眉山玄武岩的来源、成因以及喷发与持续时间等重要研究进展, 并基于新的古地磁研究结果, 探讨了峨眉山玄武岩与 Kiaman 负极性超静磁带 (KRS) 和二叠纪晚瓜德鲁普期生物灭绝事件的联系以及相应的地球动力学含义。

**关键词:**峨眉山玄武岩; 地幔柱; 喷发与持续时间; 生物灭绝; 古地磁

**中图分类号:**P588.145 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2009)02-0052-18

峨眉山玄武岩由赵亚曾于 1929 年命名, 特指覆盖于四川西南峨眉山区含 *Neoschwagerina* 鲕化石茅口组之上的玄武岩<sup>[1-3]</sup>。现作为一个岩石单位广泛使用<sup>[3]</sup>, 指分布于云、贵、川三省、出露面积约 2.5 × 10<sup>5</sup> km<sup>2</sup> 的晚二叠世大陆溢流玄武岩<sup>[4-5]</sup>, 称广义峨眉山玄武岩(本文简称峨眉山玄武岩)。峨眉山玄武岩是目前我国境内唯一被国际学术界认可的大火成岩省。

收稿日期: 2008-05-21; 修回日期: 2008-11-26

基金项目: 国家自然科学基金优秀群体资助项目(40221402); 国家自然科学基金重点项目(40523003)

作者简介: 刘成英(1984—), 女, 硕士研究生, 固体地球物理学专业。

\* 通讯作者简介: 朱日祥, 男, 研究员, 中国科学院院士。E-mail: rxzhu@mail.igcas.ac.cn

二叠纪末的两次生物灭绝事件在时间上和两次大火成岩省活动相关<sup>[6-12]</sup>。一般认为,大火成岩省起因于地幔柱,超静磁带起因于核幔边界(CMB)热交换变化<sup>[13]</sup>。峨眉山玄武岩对应 Kiaman 负极性超静磁期(KRS)的结束<sup>[11-14]</sup>,对研究地磁场起源和演化有重要意义<sup>[15-16]</sup>。扬子地块在晚二叠世所处的古地理位置对 Pangea 泛大陆的重建很重要<sup>[17-18]</sup>。峨眉山玄武岩位于扬子地块西缘,为用古地磁方法研究扬子地块在二叠纪末的演化和运动提供了材料<sup>[19-23]</sup>。另外,峨眉山玄武岩与地幔岩浆活动和壳幔相互作用等地球深部动力学过程有密切联系,具有重要的动力学意义<sup>[24-25]</sup>。

近年来,与峨眉山玄武岩相联系的地球深部动力学过程成为国内外学者关注的热点<sup>[4]</sup>,通过研究,加深了对峨眉山玄武岩空间分布特征<sup>[1,26-30]</sup>、喷发和持续时间<sup>[31-43]</sup>以及生物灭绝事件相关性的认识<sup>[33]</sup>;探讨了峨眉山玄武岩成因和相关的地球深部动力学过程<sup>[44-47]</sup>。

本文拟对峨眉山玄武岩的喷发和持续时间、岩浆来源和磁学性质等方面的研究成果进行综合评述。基于古地磁的新研究结果,探讨峨眉山玄武岩与晚二叠世瓜德鲁普期(Guadalupian)生物灭绝事件的关系和相应的地球动力学含义。

## 1 地质背景

峨眉山玄武岩通常分为西、中、东三大岩区(图1)<sup>[48]</sup>,自西向东厚度呈减薄趋势,变化幅度可由大于5000 m(西部)到小于100 m(东部)<sup>[4-5]</sup>。一般认为西界为哀牢山—红河断裂,往北至龙门山—小箐河断裂<sup>[4-5]</sup>。

峨眉山玄武岩上覆地层为宣威组砾岩及粉砂岩,含植物化石和煤砂页岩。宣威组与峨眉山玄武岩假整合接触,厚度一般为几十至100 m<sup>①</sup>。峨眉山玄武岩的下伏地层为茅口组灰岩,常与栖霞组相伴出现,分布广泛,与峨眉山玄武岩假整合接触<sup>②</sup>,厚度与沉积环境和剥蚀程度有关,一般大于100 m,差异剥蚀的范围及分带同峨眉山玄武岩的分布基本一致<sup>[49-50]</sup>。

早期研究者按峨眉山玄武岩出露情况和岩性差异,将峨眉山玄武岩三分<sup>①</sup>或四分<sup>②</sup>。每个熔岩流下部一般为致密状玄武岩,往上渐变为少杏仁-杏仁状玄武岩,顶部则一般为褐灰微带紫色杏仁状玄武岩,

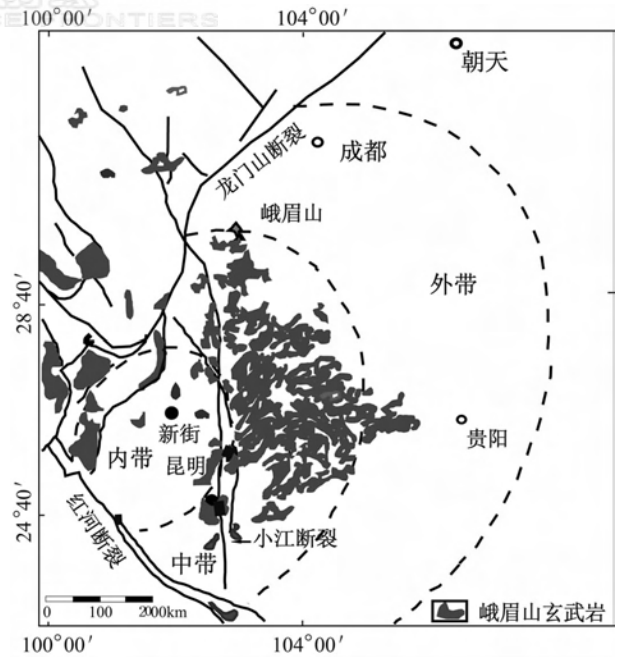


图1 峨眉山玄武岩地区地质略图

(修改自 He 等, 2007)

Fig. 1 Geological map showing the distribution of the Emeishan basalts

往往风化较严重。以往普遍认为峨眉山玄武岩的熔岩流期次较少,最多为8~12个熔岩流<sup>[46,51]</sup>。实际上,在云南昭通地区可以清晰辨识的熔岩流个数至少有30个,单个熔岩流厚度一般为4~15 m。

### 1.1 峨眉山玄武岩的出露面积和体积

与其他的大火成岩省相比,峨眉山玄武岩的出露面积较小<sup>[51]</sup>。Xu等<sup>[45]</sup>估计峨眉山玄武岩体积约为 $0.3 \times 10^6 \text{ km}^3$ ;但Wignall<sup>[6]</sup>、Courtilot和Renne<sup>[52]</sup>认为,峨眉山玄武岩的体积小于 $10^6 \text{ km}^3$ 。值得注意的是,Xiao等对比了红河断裂两侧云南宾川和金平(两地距离500 km)的二叠纪玄武岩,发现两者具有很好的可比性,推测峨眉山玄武岩的西界应为哀牢山—马江(越南境内)缝合带<sup>[28]</sup>。Hanski等认为,越南西北部Song Da地区的科马提岩属于峨眉山大火成岩省的一部分<sup>[29]</sup>。Fan等<sup>[42]</sup>发现,广西西部的部分玄武岩与峨眉山玄武岩时空上相关,推测也属于峨眉山玄武岩。这些研究说明,初始峨眉山玄武岩的出露面积和体积均大于现今观测到的峨眉山玄武岩。

近来,Xu等<sup>[30]</sup>通过分析横穿峨眉山玄武岩内

① 云南省地质局. 区域地质调查报告,昭通幅. 1978.

② 云南省地质局. 区域地质调查报告,鲁甸幅. 1978.

带、中带和外带布置的 4 条地震测深 (DSS) 剖面资料, 重新计算峨眉山玄武岩的体积为  $3.8 \times 10^6 \text{ km}^3$ , 具有典型地幔柱成因大火成岩省的特征。

## 1.2 峨眉山玄武岩的物性空间分布

Xu 等根据峨眉山玄武岩的地球化学特征将峨眉山玄武岩分为低钛 ( $\text{Ti}/\text{Y} < 500$ ) 和高钛 ( $\text{Ti}/\text{Y} > 500$ ) 两大类<sup>[45]</sup> (图 2); 东区主要为高钛玄武岩, 西区下部为低钛玄武岩, 岩层上部含高钛玄武岩和酸性火山岩<sup>[50]</sup>。与此相反, 郝艳丽等<sup>[53]</sup>认为, 峨眉山玄武岩的  $\text{TiO}_2$  含量连续变化, 不存在明显的时空分带特征。

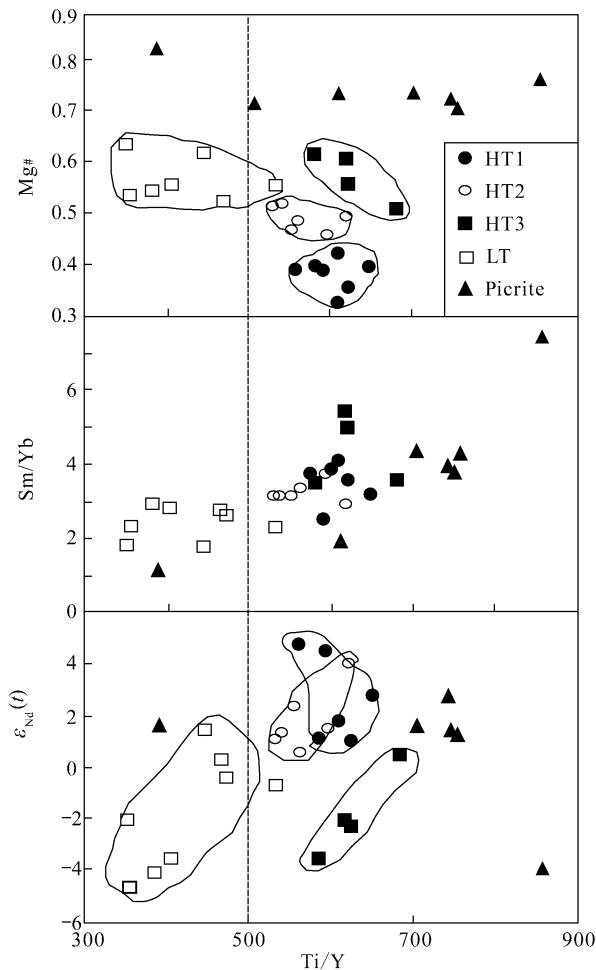


图 2 峨眉山玄武岩分类  
(引自 Xu 等, 2001)

Fig. 2 Map showing the classification of the Emeishan basalts

不同研究者所得结论的差异可能是由于讨论的地球化学参数不同所致。Ti/Y 在结晶分异过程中变化很小, 而  $\text{TiO}_2$  含量会随着结晶分异程度增加而变大<sup>[54]</sup>, 因此 Ti/Y 分类被广泛接受。

## 2 峨眉山玄武岩喷发和持续时间

在与峨眉山玄武岩互层的海相灰岩中发现的 fusulinid foraminifera 化石表明, 峨眉山玄武岩的喷发时代相当于晚 Guadalupian 期<sup>[55]</sup>。从宣威组底部得到的年龄 ( $(260 \pm 5) \text{ Ma}$ ,  $(257 \pm 4) \text{ Ma}$ , 见表 1) 可知, 峨眉山玄武岩的结束时间离主相喷发时间很近, 也就是说峨眉山玄武岩的喷发持续时间很短<sup>[5, 37]</sup>。这和从磁性地层学角度得到的对峨眉山玄武岩持续时间的估计相符<sup>[46, 56]</sup>。存在的问题是由于后期构造变形和蚀变等影响, 使得已发表的关于峨眉山玄武岩的同位素年龄可信度较低, 这可能是造成时代分布范围较宽的主要原因 (表 1)。此外, 因峨眉山玄武岩主要是基性岩, 寻找基性岩中的锆石并不容易。因此峨眉山玄武岩的定年成为一大难题。目前多通过测定相关侵入岩年龄来探讨峨眉山玄武岩的年龄。由于侵入岩的年龄和喷出岩的年龄有差异, 故而造成关于峨眉山玄武岩喷发和持续时间的争议颇多。早期对峨眉山玄武岩的  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  定年结果为  $219 \sim 237 \text{ Ma}$ <sup>[57-59]</sup>, 袁海华等得出米易二滩剖面顶部的粗面岩的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为  $211 \text{ Ma}$ <sup>[48]</sup>。

Lo 等<sup>[60]</sup>对峨眉山玄武岩及相关岩系的  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  定年得出峨眉山玄武岩的主相喷发时间是  $251 \sim 253 \text{ Ma}$ , 但对于这个年龄有争议<sup>[4, 52]</sup>。Boven 等也曾试图用  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  法为峨眉山玄武岩定年<sup>[61]</sup>。目前比较受到认可的有关峨眉山玄武岩年龄是在新街基性/超基性侵入岩中的辉长岩内分离出的锆石用离子探针 (SHRIMP) 测定的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $(259 \pm 3) \text{ Ma}$ <sup>[33]</sup>。

从表 1 可以看出, 大部分利用 SHRIMP 锆石定年得到的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄都在  $260 \text{ Ma}$  附近, 与中一晚二叠世的界限事件一致 (见图 3)。从图 3 可见, 峨眉山玄武岩从内带到外带的年龄都在  $260 \text{ Ma}$  附近。这在一定程度上说明峨眉山玄武岩自喷发到岩浆流动覆盖整个大火成岩省经历的时间较短。但也有不同观点, 比如 Shellnutt 等认为峨眉山玄武岩的持续时间可能为  $18 \text{ Ma}$  或者更长<sup>[62]</sup>。但是由于对  $242 \text{ Ma}$  年龄的解释不唯一, 峨眉山玄武岩是否真正持续了  $18 \text{ Ma}$  有待进一步研究。

表 1 峨眉山玄武岩相关年龄

Table 1 Ages related to Emeishan basalts using SHRIMP U-Pb date method and other methods

方法	样品描述	采样层位/地点	年龄/Ma	误差 2 sd	n	MSWD	资料来源
	锆石	宣威组最底层,峨眉山村	260	5	14	6.5	He 等,2007 <sup>[5]</sup>
	岩屑锆石	宣威组最底层;上覆约 1 000 m 峨眉山玄武岩,贵州威宁县哲觉镇	257	4	16	2.2	He 等,2007 <sup>[5]</sup>
	辉石黑花岗岩	黄草黑花岗岩体;侵入上部辉长岩区域	266.5	5.1	8	0.34	Xu 等,2008 <sup>[32]</sup>
	辉长岩	立马河侵入岩	263	3	10		Zhou 等,2007 <sup>[35]</sup>
	无色辉长岩	攀枝花辉长岩侵入岩上部;侵入晚 Neoproterozoic 含白云石石灰岩	263	3	13		Zhou 等,2005 <sup>[34]</sup>
	熔结凝灰岩	峨眉山玄武岩最上层,云南洱源县内	263	4	13	7.5	He 等,2007 <sup>[5]</sup>
	黑花岗岩	白马黑花岗岩深成侵入岩	262	2	21		Zhou 等,2007 <sup>[35]</sup>
	辉绿岩	川西盐源基性/超基性侵入岩;侵入下泥盆世灰岩	262	3	12	5.7	Guo 等,2004 <sup>[37]</sup>
	霞石黑花岗岩	猫猫沟侵入岩;侵入峨眉山玄武岩	261.6	4.4	13	1.07	Xu 等,2008 <sup>[32]</sup>
	A 型花岗岩	四川太和酸性深成侵入岩;侵入峨眉山玄武岩和 Neoproterozoic 花岗岩	261.4	2.3	15	1.6	Xu 等,2008 <sup>[32]</sup>
	闪长岩	Zhubu 侵入岩	261	2	9		Zhou 等,2007 <sup>[35]</sup>
	钠闪石花岗岩	Cida A 型似花岗岩体;侵入白马基性岩体西北部之中	261	4	13	0.29	Zhong 等,2007 <sup>[38]</sup>
	闪长岩	四川撒莲侵入岩	260.4	3.6	12	1.7	Xu 等,2008 <sup>[32]</sup>
	辉绿岩	云南砂头侵入岩;侵入石炭纪地层	260	3	18	0.98	Zhou 等,2006 <sup>[43]</sup>
	粘土	中一晚二叠世界限,朝天	260	4	16	2.2	He 等,2007 <sup>[5]</sup>
	石英黑花岗岩	米易深成侵入岩;与峨眉山玄武岩接触	259.8	3.5	15	0.79	Xu 等,2008 <sup>[32]</sup>
	辉长岩	新街基性/超基性侵入岩;侵入峨眉山玄武岩	259	3	10		Zhou 等,2002 <sup>[33]</sup>
	闪长岩	安定基性成层侵入岩;侵入石炭纪地层	258	3	8	1.6	Zhou 等,2006 <sup>[43]</sup>
	过铝质花岗岩	矮郎河花岗岩体;侵入红格基性/超基性侵入岩和附近的峨眉山玄武岩	255.2	3.6	14	0.37	Xu 等,2008 <sup>[32]</sup>
	玄武岩	广西阳圩剖面上部;上覆早三叠世碎屑岩,下伏茅口组灰岩	253.7	6.1	23	2.8	Fan 等,2004 <sup>[36]</sup>
	钾长石花岗岩	矮郎河 I 型花岗岩体;侵入红格基性/超基性侵入岩和附近的峨眉山玄武岩	251	6	11	1.18	Zhong 等,2007 <sup>[38]</sup>
	流纹质凝灰岩	靠近宾川的峨眉山玄武岩之上	238.4	3.4	13	2.7	Xu 等,2008 <sup>[32]</sup>
	斑状玄武岩	广西西部阳圩剖面;下伏二叠/石炭纪灰岩,上覆砾石层和煤层,推测为宣威组	259.1	4.0	7	0.85	Fan 等,2008 <sup>[42]</sup>
	斑状玄武岩	广西西部巴马村;下伏茅口组灰岩,上覆龙潭组/宣威组地层或早三叠世沉积岩	259.6	5.9	14	1.3	Fan 等,2008 <sup>[42]</sup>

采用SHRIMP锆石定年获得的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U加权平均年龄

定年方法	样品描述	采样层位/地点	年龄/Ma	误差	n	MSWD	年龄类型	资料来源
<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar	全岩 隐晶质-细晶质玄武岩	阳圩剖面上部;上覆早三叠世碎屑岩,下伏茅口组灰岩	253.6	0.4			<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar 坪年龄	Fan 等,2004 <sup>[36]</sup>
<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar	全岩 隐晶质-细晶质玄武岩	阳圩剖面下部;上覆晚二叠世硅质碎屑岩,下伏中一晚石炭世灰岩	255.4	0.4			<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar 坪年龄	Fan 等,2004 <sup>[36]</sup>
<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar	全岩 隐晶质-细晶质玄武岩	Min'an 剖面下部;上覆晚二叠世硅质碎屑岩,下伏茅口组灰岩	256.2	0.8			<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar 坪年龄	Fan 等,2004 <sup>[36]</sup>
<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar 分析	玄武岩	渡口剖面,攀西地区;上覆辉石到玄武岩序列,下伏粗面岩和流纹岩	258.9	3.4			正等时线年龄	Hou 等,2006 <sup>[39]</sup>
<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar 同位素分析	片状黑云母	攀枝花露天采场 IX 号矿带韵律条带状磁铁矿辉长辉石岩	256.85	2.69			<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar 坪年龄	王登红等,2007 <sup>[40]</sup>
<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar 同位素分析	大片状(片径 4 mm)金云母	四川西北丹巴杨柳坪铜镍硫化矿床残坡积层中碱性基性岩和苦橄质辉石岩	250.2	1.9			<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar 坪年龄	王登红等,2007 <sup>[40]</sup>
Rb-Sr 古混合线分析	硅质页岩	威宁县张四沟一带宣威组底部;下伏峨眉山玄武岩	255	12	6	0.17	Rb-Sr 古混合线年龄	许连忠等,2006 <sup>[41]</sup>
Re-Os 同位素分析	铜镍硫化物 矿石	白马寨硫化镍矿床矿区 800 m 中段	249	32		1.4	Re-Os 等时线年龄	王登红等,2007 <sup>[40]</sup>

注:n 表示所采用的锆石或样品数;MSWD 代表平均标准权重方差。

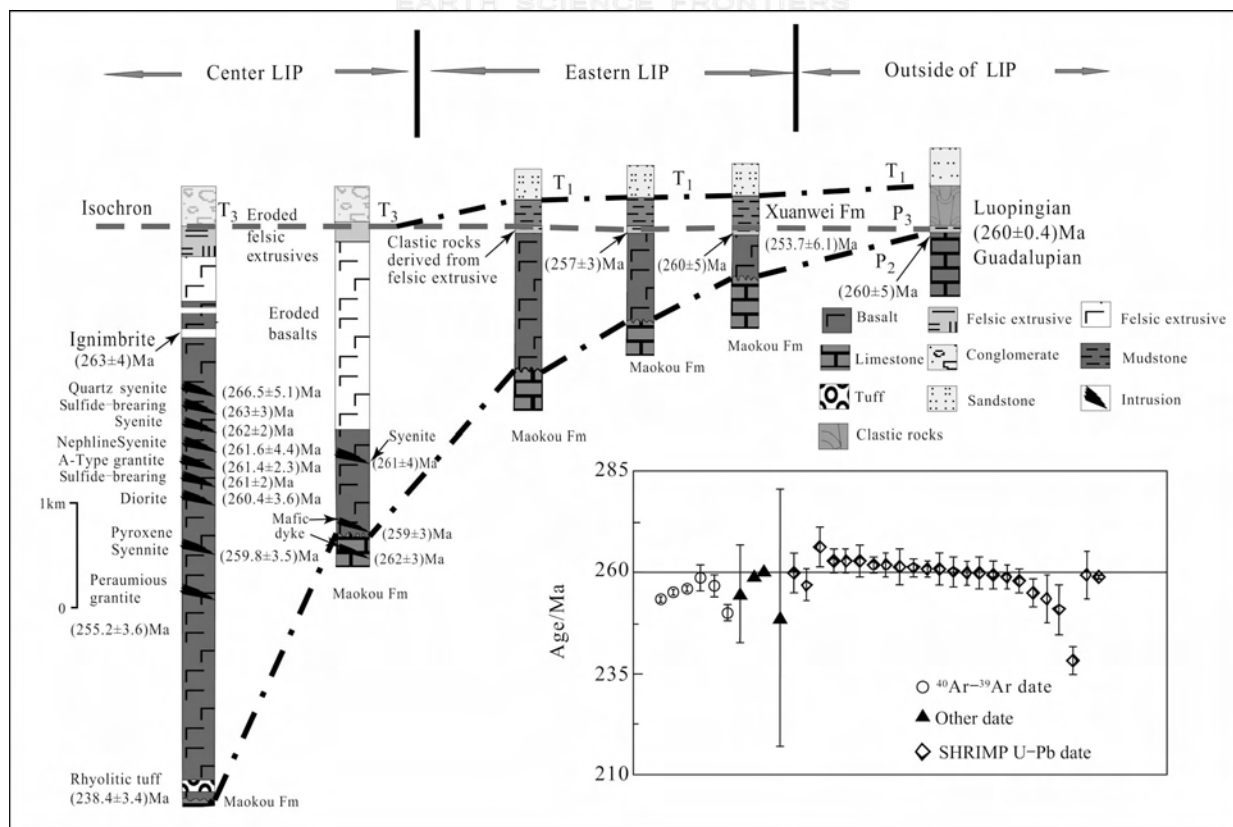


图3 峨眉山玄武岩相关年龄统计

Fig. 3 Distribution of the ages related to Emeishan basalts

表1中 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法得到的6个年龄,范围为259~250 Ma。Fan等<sup>[36]</sup>得到3个来自玄武岩的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄,分别是 $(253.6\pm 0.4)$  Ma,  $(255.4\pm 0.4)$  Ma和 $(256.2\pm 0.8)$  Ma。同时,Fan等<sup>[36]</sup>还从 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄为 $(253.6\pm 0.4)$  Ma相同层位的玄武岩中分离出23颗锆石,得到 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(253.7\pm 6.1)$  Ma。结合前人的定年结果,他们认为两种同位素年龄的一致性说明,峨眉山火山活动开始于260 Ma,经历了256~253 Ma的快速大体积喷发期,结束于253~251 Ma。也就是说,峨眉山大火成岩省自形成始(260 Ma)到消亡(251 Ma)持续了约10 Ma。王登红等<sup>[40]</sup>基于从白马寨硫化镍矿床矿区中段的铜镍硫化物矿石中得到的 $(249\pm 32)$  Ma的Re-Os等时线年龄,认为峨眉山玄武岩在250 Ma有强烈的活动。但王登红等<sup>[40]</sup>的测年结果显然误差太大。

目前对峨眉山玄武岩的定年主要应用U-Pb同位素体系和 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 同位素体系。从表1还可以看出,由SHRIMP锆石定年和 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法得出的

年龄整体上有约5 Ma的差异。5 Ma的年龄误差相对于峨眉山玄武岩的持续时间来讲是不可接受的。而由Fan等<sup>[36]</sup>获得的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 和SHRIMP锆石定年结果可知,这两种定年方法差异不会太大。但这仅是个例,而且Fan等<sup>[36]</sup>由SHRIMP锆石获得的年龄相对误差也较大( $(253.7\pm 6.1)$  Ma),因此尚不能定论。Ali等<sup>[63]</sup>从峨眉山玄武岩中还得到了175、142.98和42 Ma的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄,他们认为这是受扬子地块中生代到新生代构造活动影响所致。

另外,一些研究者试图利用其他同位素体系来定年,如Re-Os同位素分析<sup>[41]</sup>和Rb-Sr同位素分析<sup>[40]</sup>,但遗憾的是目前得到的年龄误差都较大。

尽管已有近40个与峨眉山玄武岩喷发时代相关的同位素年龄数据,但多数来自对侵入岩的间接定年,缺少对峨眉山玄武岩的直接定年结果。要进一步探讨与峨眉山玄武岩相联系的地球深部过程,就必须有可靠的定年结果,特别是对玄武岩时代的直接测定。我们认为,同位素定年与磁性地层学相结合可能会得到更好的年龄约束。

### 3 峨眉山玄武岩的来源

目前对峨眉山玄武岩物质来源的认识,基本来自地球化学研究结果。这些研究普遍认为,峨眉山玄武岩是岩石圈与地幔柱相互作用的结果<sup>[44-45,64-66]</sup>,但是对于岩石圈参与峨眉山地幔柱中混染的程度,大家存在较大的争议:一部分学者认为峨眉山地幔柱在上升过程中受到了较严重的大陆地壳混染作用<sup>[28,67]</sup>;而另一部分学者则持相反观点<sup>[68-69]</sup>。

在高钛玄武岩和低钛玄武岩的来源上,也存在很大的争议。有的学者<sup>[45,70-71]</sup>认为高钛岩浆为更深的幔源物质;而低钛岩浆形成深度较浅,且受地壳混染作用较大。也就是说,高钛和低钛玄武岩分别是地幔在不同条件下熔融的产物。根据高钛和低钛玄武岩的时空分布特征,Xu等<sup>[70]</sup>认为低钛玄武岩是地幔柱头熔融的产物,而高钛玄武岩是地幔柱边缘的产物,或者代表了地幔柱活动的尾声。Xiao等<sup>[71]</sup>则倾向于认为低钛玄武岩是经特提斯改造的岩石圈地幔熔融的产物。Xu等<sup>[67]</sup>根据 Re-Os 同位素提出,低钛玄武岩来源于地幔柱驱动的岩浆,而高钛玄武岩包含更多次大陆地壳成分,但这一解释与高钛和低钛玄武岩的微量元素地球化学特征相矛盾,因为低钛玄武岩通常显示 HFSE 的亏损暗示富集岩石圈地幔或者地壳组分的参与,而高钛玄武岩的微量元素地球化学特征与洋岛玄武岩(OIB)相似,暗示地壳组分的贡献不大。还有的学者认为,低钛岩浆和高钛岩浆都来自幔源,只是来自不同的幔源组成部分<sup>[35,72]</sup>。Zhang等<sup>[73]</sup>提出,峨眉山玄武岩富含“Ni-Cu-PGE”,是地幔柱和古老克拉通岩石圈地幔相互作用的产物。Song等<sup>[65]</sup>则认为,东川剖面的碱性玄武岩和上覆的拉斑玄武岩不能用结晶分异或者地壳混染来解释,从而提出拉斑玄武岩在石榴子石的稳定温度(大于 80 km)处由部分熔融的峨眉山地幔柱产生,而碱性玄武岩产生于已被上升地幔柱加热发生过交代作用的次大陆岩石圈地幔。

虽然对峨眉山玄武岩的分类已有较一致的认识,但是由于地球化学对于岩浆来源只能提供定性约束,目前两大类岩浆的来源和岩石圈在峨眉山玄武岩形成过程中的参与程度还莫衷一是。需要用地质、地球物理和地球化学综合研究的手段来认识峨眉山玄武岩来源。

### 4 峨眉山玄武岩的成因探讨

峨眉山玄武岩是地球深部动力学过程和状态在地表的表现,认识和探讨峨眉山玄武岩成因对探讨地球壳-幔-核相互作用和地球深部状态,乃至地球的演化都具有重要意义。但是由于问题的复杂性,长期以来峨眉山玄武岩的成因颇有争议。在 20 世纪八九十年代,峨眉山玄武岩的裂谷成因占主导;随着研究的深入,地幔柱成因逐渐成为主流观点。

#### 4.1 裂谷成因

在 20 世纪 80 年代初,骆耀南等人提出攀西裂谷的概念<sup>[48]</sup>,随后众多学者开展了对攀西裂谷的详细信息研究。当时一些研究者认为峨眉山大火成岩省是由攀西裂谷作用形成<sup>[74]</sup>。Huang等<sup>[75]</sup>则认为,由于羌塘块体与扬子克拉通在早二叠世的分离造成了峨眉山玄武岩的喷出。Courtillot等<sup>[76]</sup>指出,峨眉山玄武岩的喷发时代与冈瓦纳大陆北缘和中国板块的裂解具有同时性。Thompson等<sup>[51]</sup>在对峨眉山玄武岩进行的地层学和地质环境考察后提出,峨眉山玄武岩的裂谷成因能合理解释所见到的地质现象。

#### 4.2 地幔柱成因

继 Wilson 提出热点假说<sup>[77]</sup>和 Morgan 提出地幔柱假说<sup>[78]</sup>后,Griffiths 和 Campbell<sup>[79]</sup>开始建立动态热柱模型。随后,Lason<sup>[80]</sup>提出超级地幔柱概念,认为在白垩纪中期有一次超级地幔柱活动,活动开始的时间与白垩纪超静磁期起始时间相吻合。Chung 和 Jahn<sup>[44]</sup>最早提出峨眉山玄武岩是地幔柱成因的观点。何斌等开展了一系列岩相学和沉积学的研究,论证了峨眉山玄武岩是地幔柱成因而非裂谷成因<sup>[1,5,28,49]</sup>。主要依据为:(1)由茅口组灰岩的剥蚀情况推断二叠纪的峨眉山玄武岩呈近圆状展布,而不是沿攀西裂谷呈线状分布。(2)峨眉山玄武岩的分布面积和体积的研究揭示了峨眉山玄武岩喷发事件与极其巨大的地球深部过程关联。如果是裂谷成因,则裂谷作用应该影响整个扬子克拉通,形成裂谷的规模应该比攀西裂谷的现今规模大得多。(3)地层学和沉积学的研究表明,峨眉山玄武岩在喷出地表之前曾有过大规模抬升(大于 1 300 m),且表现为穹窿状隆起,远超过岩石圈引张形成攀西裂谷的规模。另外,已有的古地磁学、地层学和年代学研究也显示,峨眉山玄武岩喷发持续时间很短<sup>[5,37,46,56]</sup>,这与裂谷成因不一致<sup>[24,81]</sup>。来自地震

测深的资料<sup>[30]</sup>进一步支持了峨眉山玄武岩的地幔柱成因。Peate 和 Bryan<sup>[27]</sup>的研究也支持峨眉山玄武岩的地幔柱成因,只是他们认为峨眉山玄武岩是海底喷发产物,喷出之前没有造成地面的大规模抬升,茅口组灰岩厚度区域不均一是正常的沉积地貌;他们提出岩浆作用和岩浆喷发时重力不稳定造成的地形上的沉降作用会同时发生,最终地表上不会显示出明显的抬升或者下降痕迹更符合峨眉山大火成岩省的情况。由此看来,对峨眉山玄武岩的成因已逐渐得到一致认识。对地幔柱头部所处的位置也有了一定的认识,比如 He 等<sup>[50]</sup>根据茅口组灰岩的剥蚀情况认为是在云南大理至四川米易一带,而张招崇等<sup>[69]</sup>通过对高温苦橄岩的研究则认为在云南丽江一带。考虑到一般地幔柱头直径可达 400 km,上述两个研究小组得出的结论并不矛盾。

另外,一些学者将超级地幔柱模型与峨眉山玄武岩相联系,如张招崇等<sup>[69]</sup>提出,峨眉山玄武岩和西伯利亚玄武岩可能来源于同一超级地幔柱;肖龙等<sup>[82]</sup>联系古特提斯的演化史,推断存在一个从 420 Ma 开始活动的特提斯超级地幔柱,在晚二叠世的活动形成了峨眉山大火成岩省。因此,虽然目前的研究多数肯定了峨眉山玄武岩是地幔柱成因,但是关于峨眉山地幔柱模型和峨眉山地幔柱是何种动力学机制触发等问题仍需进一步研究。

## 5 峨眉山玄武岩的古地磁研究

古地磁学作为板块构造理论的支柱之一,对于研究大陆漂移及漂移过程具有不可替代的作用。中国大陆是由若干个大小地块在不同地质时期对接、缝合形成的,其中最主要的有华北、扬子、塔里木和拉萨地块等<sup>[17]</sup>。扬子地块作为中国大陆重要组成部分,其大地构造演化是认识中国大陆乃至欧亚大陆形成的关键之一<sup>[18]</sup>,因而扬子地块的古地磁研究一直都活跃。峨眉山玄武岩位于扬子地块西缘,是理想的古地磁研究材料;20 世纪八九十年代围绕峨眉山玄武岩开展了很多以研究扬子地块构造为主要目的的工作<sup>[4]</sup>。但是不同的学者从峨眉山玄武岩得到的古地磁结果不尽相同,解释也有差异。

McElhinny 等<sup>[20]</sup>在对峨眉山玄武岩进行研究时得到了当时的磁偏角和磁倾角为: $D/I=18.4^\circ/-6.5^\circ$ ,对应的极位置为  $53.7^\circ\text{S}, 72.1^\circ\text{E}$ ;在一个单极性的基础上,在二叠纪之上有一个极性变换时

期,并认为这个极性变换时期对应了 Kiaman 负极性超静磁期(Kiaman Reverse Superchron, KRS)的结束。另外,结合中朝地块的古地磁资料,得出扬子地块自晚二叠开始相对中朝地块整体有  $120^\circ$  的旋转。Lin 等<sup>[83]</sup>从峨眉山玄武岩得到了  $29.3^\circ\text{N}, 235.3^\circ\text{E}$  的古地磁极位置;明显与 McElhinny 等<sup>[20]</sup>结果不一致。Lin 等<sup>[83]</sup>认为,McElhinny 等<sup>[20]</sup>的结果受到重磁化或者区域构造旋转的影响,不能代表峨眉山玄武岩原生剩磁的方向。McElhinny<sup>[84]</sup>重新考虑区域构造情况将他们 1981 年的结果解释为受到区域旋转的影响。但是林金录<sup>[59]</sup>依然质疑这一重新解释,认为 McElhinny 等<sup>[20]</sup>的样品受侏罗纪重磁化影响的可能性更大。

这一时期对峨眉山玄武岩的古地磁研究争论的焦点可以归结为:(1)由峨眉山玄武岩得到的特征剩磁方向是否为原生剩磁方向?(2)应该如何厘定峨眉山玄武岩的剩磁极性?(3)如何解释由峨眉山玄武岩获得的古地磁结果?

首先,峨眉山玄武岩重磁化现象普遍存在。如 McElhinny 等<sup>[20]</sup>发现 NW-SE 向的重磁化;Lin 等<sup>[83]</sup>分离出 4 个剩磁分量,认为其中 3 个很明显是次生剩磁。Ma 等<sup>[85]</sup>和 Zhao 与 Coe<sup>[86]</sup>也在峨眉山玄武岩发现了重磁化现象。其次,由峨眉山玄武岩结果得到的古地磁极性有正有负,不同地区的磁偏角差异很大。林金录<sup>[59]</sup>认为峨眉山玄武岩的正向磁化方向是重磁化的结果,只有负极性方向才代表原生剩磁方向。Wang 等<sup>[87]</sup>认为该解释的依据不充足。Van der Voo 等<sup>[23]</sup>结合扫描电镜的结果认为 NE-SW 方向(正磁化方向)代表峨眉山玄武岩的原生剩磁方向。黄开年<sup>[22,57]</sup>提出 3 种可能解释:(1)攀西裂谷区的某些地体自晚二叠世以来相对盐源断陷和滇黔断块顺时针旋转了  $140\sim 150^\circ$ ;(2)晚二叠世后重磁化影响;(3)不同地区峨眉山玄武岩喷发时间不同可能跨越 KRS。黄开年<sup>[22,57]</sup>认为第三种可能性比较大,即剩磁偏角的 NNE 代表正向磁化,剩磁偏角的 SSW 方向代表对应的反向磁化,两者都代表原生剩磁的方向。周焯秀等<sup>[58]</sup>也得出类似结论。

峨眉山玄武岩记录的剩磁倾角一般较浅<sup>[21,22,58,86]</sup>,这说明扬子地块在二叠纪末处于赤道低纬度<sup>[30]</sup>。但是在讨论扬子地块的归属上仍有差异;张正坤等<sup>[21]</sup>认为扬子块体在二叠纪晚期属于太平洋古陆的一部分,而朱日祥等<sup>[17]</sup>则认为与冈瓦纳

大陆关系密切,是否属于冈瓦纳的一部分尚不确定<sup>[18]</sup>。

峨眉山玄武岩天然剩磁比较强,一般为几个 A/m,变化范围为 0.08~15 A/m<sup>[46,56]</sup>。通过对峨眉山玄武岩样品进行系统退磁研究,周焯秀等<sup>[58]</sup>和黄开年等<sup>[22,46]</sup>认为热退磁效果较好,一般在 450~580 °C 可以分离得到特征剩磁方向。但是也有一些研究者<sup>[23,85-86]</sup>认为交变退磁和热退磁一样有效;一般在 <100 mT 可以将剩磁退到零。另外结合等温剩磁 (IRM) 获得曲线<sup>[23]</sup>,得到峨眉山玄武岩的主要载磁矿物为磁铁矿和含钛磁铁矿。次要磁性矿物有黄铁矿、赤铁矿、针铁矿等。

为了进一步认识峨眉山玄武岩的磁学性质和剩磁特征,2007 年和 2008 年笔者两次对云南昭通巧家剖面 (GPS: 27.07°N, 102.98°E) 的峨眉山玄武岩进行了研究。该剖面在野外可辨识 9 个熔岩流,每个熔岩流至少采集了 7 块独立定向的古地磁样品,在整个剖面共采样 126 块。利用可变场磁天平 (VFTB) 测定了样品的磁化强度随温度变化曲线 ( $J-T$  曲线,图 4 a)。从  $J-T$  曲线可以看出峨眉山玄武岩磁性矿物的居里温度为 580 °C 左右,表明样品中的磁性矿物以磁铁矿为主。另外,利用 VFTB 测得了样品的磁滞回线参数 (图 4b)。根据样品的矫顽力 ( $H_c$ )、剩磁矫顽力 ( $H_{cr}$ )、饱和磁化强度 ( $M_s$ ) 以及饱和和剩余磁化强度 ( $M_{rs}$ ), 求出样品的  $H_{cr}/H_c$  和  $M_{rs}/M_s$  值。将所有样品的  $H_{cr}/H_c$  和  $M_{rs}/M_s$  值投影到 Day 图<sup>[88]</sup>中,可以看出,巧家剖面峨眉山玄武岩样品中载磁矿物颗粒以 PSD 颗粒为主 (图 4c)。这说明玄武岩样品中除了单畴颗粒携带剩磁外,可能还有一部分剩磁为多畴颗粒所携带。同一熔岩流内部的物理化学性质也有可能差别很大<sup>[89]</sup>。从来自巧家剖面同一熔岩流底部到顶部的 3 个样品的磁化强度随温度变化曲线 (图 4d) 可以看出 (QJ3-1 来自熔岩流顶部, QJ3-3 来自中部, QJ3-5 来自底部), 从底到顶样品的岩石磁学性质有明显差别。因此野外采样时应注意同一熔岩流内部磁学性质差异问题。一般来说,单个熔岩流从底到顶部杏仁逐渐增大,含量增多,遭受的蚀变和风化也越严重。传统对火山岩按照一定间距采样的方法可以一定程度上平均地磁场长期变化的影响。但是由于单个熔岩流的形成时间较短,而熔岩流顶部的样品因受到氧化、蚀变被重磁化的程度增大,传统采样法反而可能给统计结果带来虚假信息。因此建议在野外采样时多采

熔岩流底部的新鲜样品,在单个熔岩流内忽略地磁场长期变化的影响;同时选取足够多的采样点利用采样点之间的平均来消除地磁场长期变化的影响。如果要详细研究同一熔岩流从顶到底的磁学性质变化,则需要视熔岩流厚度以合适间隔垂直于熔岩流向采样。

对野外钻取的直径为 25 mm 的样品在实验室切割成长度为 10 mm 的圆柱状样品,然后用固定台钻从样品中心钻取直径为 10 mm 小圆柱状样品作为古强度实验的样品,留下中空的环形样品用于逐步热退磁方向测量。剩磁测量利用 2G755 超导磁力仪完成。对所有样品作系统热退磁处理,退磁温度间隔为 25~50 °C,最高退磁温度为 585 °C;利用 ASC TD-48 热退磁炉加热样品,炉内残余场低于 10 nT。所有实验均在屏蔽屋内零磁环境 (残余场小于 300 nT) 完成。为了尽量消除粘滞剩磁的影响,在进行系统的退磁实验之前,将样品在屏蔽屋内放置两到三天。图 5 的热退磁正交矢量图表明,多数样品的剩磁含有 3 个分量,其中低温分量一般在 200 °C 之前被退去,中温分量在 200~450 °C,特征剩磁分量一般在 450~585 °C。

每块样品的系统退磁特征矢量方向计算采用主成分分析方法<sup>[90]</sup>,然后利用 Fish 统计方法对每个熔岩流的样品数据进行平均。对相邻熔岩流的平均特征剩磁方向进行 F 检验<sup>[91]</sup>,特征剩磁结果显示在表 2 中。如表所示,每个熔岩流内方向偏差较小。9 个熔岩流平均方向是  $D_s/I_s = 357.9^\circ / -10.6^\circ$  ( $\alpha_{95} = 7.4^\circ$ ),对应的虚地磁极为  $57.5^\circ\text{N}, 286.9^\circ\text{E}$ 。由这 9 个熔岩流计算的古地磁极位置为  $57.4^\circ\text{N}, 286.7^\circ\text{E}$ ;  $A_{95} = 6.0, k = 60.3, S = 10.4$ 。角偏差分析的结果显示<sup>[92]</sup>,该剖面采样基本消除了地磁场长期变化的影响。因此可以很好约束扬子板块在二叠纪末期的古地理位置,也就是说,峨眉山玄武岩在二叠纪末期位于南纬  $5.4^\circ$ 。从巧家剖面的初步研究来看,该剖面峨眉山玄武岩的主要磁性载体是磁铁矿,记录了地磁场的正极性和负极性,说明从峨眉山玄武岩中能够分离可靠的特征剩磁分量,进一步探讨扬子板块相关的构造问题。

随着峨眉山玄武岩古地磁研究的深入和古地磁学技术的发展,峨眉山玄武岩的古地磁研究开始关注峨眉山玄武岩的成因以及相联系的深部地球动力学过程。Huang 等<sup>[46]</sup>通过在贵州西部的磁性地层工作推断峨眉山玄武岩喷发持续时间 <2 Ma,并认

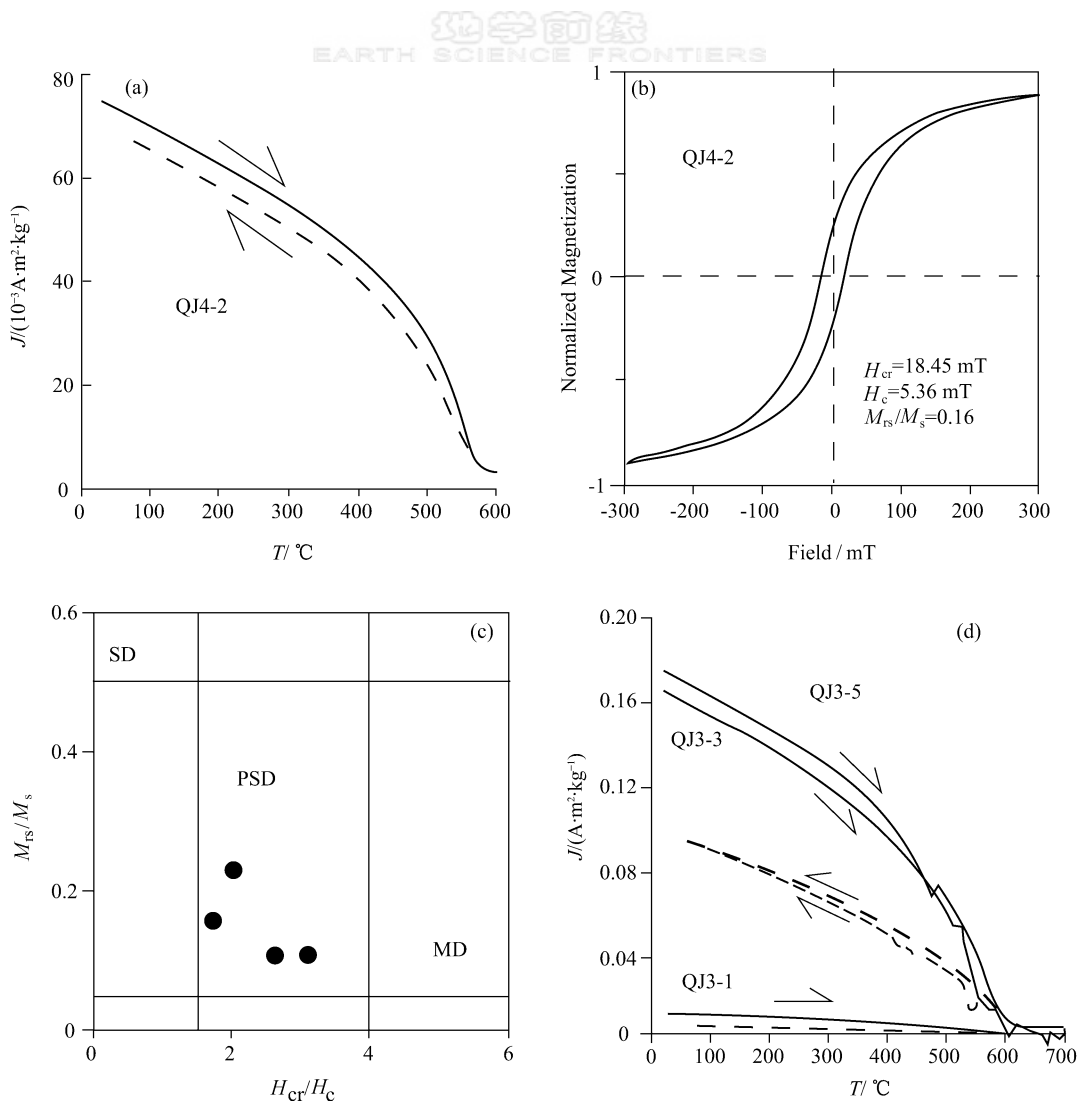


图4 典型样品的磁化强度随温度变化曲线( $J-T$ ) (a)、磁滞回线(测量的饱和场为 1T)(b)、磁滞参数在 Day 图上的投影(c)和同一熔岩流从底到顶典型样品的  $J-T$  曲线(d)

Fig.4 Temperature dependence of the magnetization ( $J-T$  curve) of typical sample (a), hysteresis loop of typical sample measured in room temperature with the 1 Tesla saturation field (b), hysteresis ratios of representative samples of Qiaojia section plotted on a Day-plot (c) and  $J-T$  curves of a typical lava flow from bottom to top (d)

为因为峨眉山玄武岩持续时间短造成了目前得到负极性方向数据少。

晚古生代地磁场的的一个重要特征是经历了从石炭统 Westphalian 阶到下二叠统 Tatarian 阶,约 60 Ma 的 Kiaman 负极性超静磁期(KRS)<sup>[93]</sup>。KRS 的上限、下限及持续时间目前尚未有统一的认识。Haag 和 Heller<sup>[12]</sup>认为, KRS 结束的时间在早晚二叠世之间(约 261 Ma); Roberts 等<sup>[14]</sup>推断 KRS 结束于 263 Ma。一些学者认为,在超静磁时期,地球外核和核幔边界处于较低能量状态<sup>[15-16]</sup>;而另一些学者则认为,超静磁时期的地球外核和核幔边界能量处于较高状态<sup>[94-95]</sup>。因此研究超静磁期地球磁场

的变化特征,对于认识地球内部动力学机制是非常重要的。如前讨论,目前还缺乏对 KRS 精确的年代约束<sup>[96]</sup>, KRS 期间地磁场强度的研究在各地得到的结果也不一致<sup>[97]</sup>。Bolshakov 等<sup>[98]</sup>和 Solodovnikov<sup>[99-100]</sup>得到 KRS 时期的地磁场强度接近或者略高于现今地磁场的强度。但是,来自欧洲西部<sup>[101-103]</sup>的研究表明 KRS 超静磁期对应地磁偶极子场的低能态。因此, KRS 作为目前发现的持续时间最长的超静磁期,相关的古地磁研究尤为重要: KRS 起始时间如果能得到准确限定的话,可以为全球地质事件对比提供重要的时代参考点<sup>[104]</sup>;同时研究 KRS 前后的地磁场强度和方向信息,可以为建立合理的

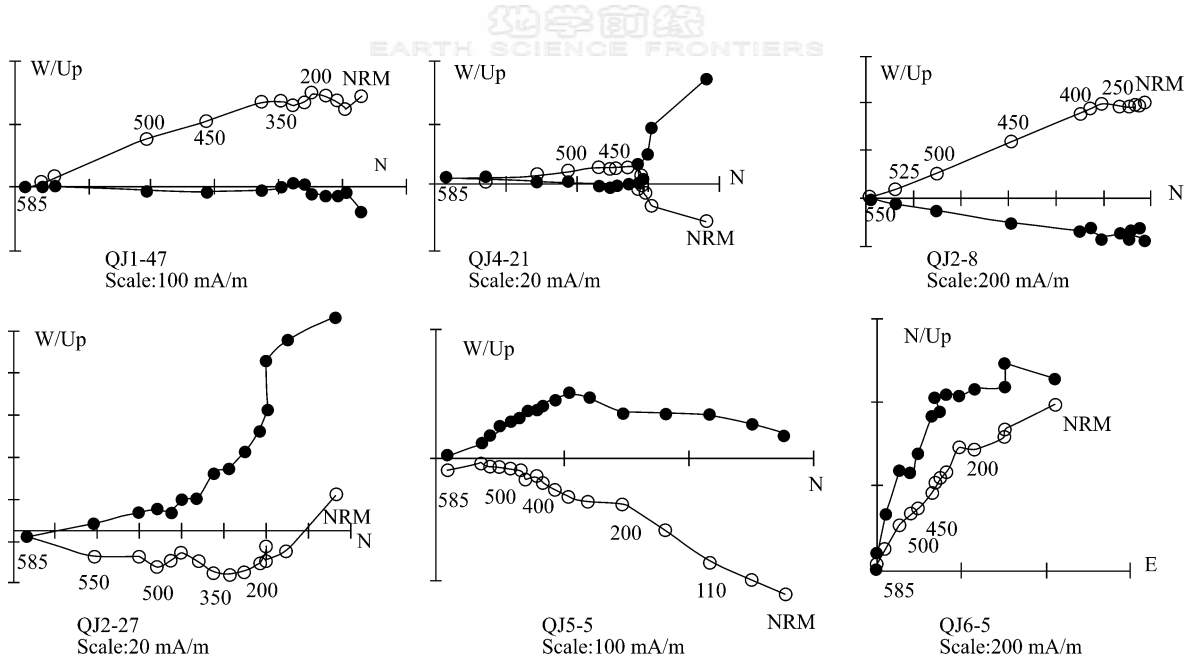


图 5 典型样品的热退磁正交矢量图

Fig. 5 Orthogonal projections of representative progressive thermal demagnetization  
实心(空心)圆表示水平面(垂直面)上的投影

表 2 云南巧家剖面峨眉山玄武岩的古地磁结果

Table 2 Palaeomagnetic results from Emeishan basalts of Qiaojia, Yunnan

Site	N/n	$D_s/(^\circ)$	$I_s/(^\circ)$	$\alpha_{95}/(^\circ)$	$k$	PLA/( $^\circ$ N)	PLO/( $^\circ$ E)	$A_{95}/(^\circ)$
QJ0	7/7	340.9	-7.4	4.5	141.0	54.1	316.8	3.0
QJ1	27/29	346.9	3.9	4.3	40.1	61.9	311.7	1.2
QJ2	7/7	10.4	-15.1	7.6	48.2	53.8	265.3	6.6
QJ3	12/14	7.6	-11.5	6.0	46.0	56.3	269.3	2.7
QJ4	13/14	0.2	-1.0	2.9	182.3	62.4	282.6	0.6
QJ5	18/18	1.7	-13.2	3.6	82.2	56.2	280.0	2.9
QJ6	13/14	358.0	-16.1	4.2	85.0	54.7	286.4	2.5
QJ7	11/14	2.0	-26.6	7.1	35.1	48.8	280.1	6.4
QJ8	8/9	354.4	-7.5	5.2	92.4	58.7	293.9	3.6
All	116/126	357.9	-10.6	7.4	40.0	57.5	286.9	5.3
Paleomagnetic pole						57.4	286.7	6.0

N, n: 计算方向数和实验的样品数;  $D_s, I_s$ : 特征剩磁的偏角和倾角;  $k, \alpha_{95}$ : 方向在 95% 置信区间下的精度和半径; PLA, PLO: 虚地磁极纬度、经度;  $A_{95}$ : 95% 置信区间下的古地磁极投影误差。

地球动力学模型提供证据和约束。峨眉山玄武岩的喷发时间(约 260 Ma)可能跨越了 KRS 的下限<sup>[46,58,86]</sup>,或者距离 KRS 结束时间很近。因此,对峨眉山玄武岩的古地磁研究,不仅有助于认识峨眉山玄武岩的成因,而且可以为研究超静磁带发生和结束的机理提供信息。

在过去 30 年里,随着古地磁测量仪器技术的发展,我国的古地磁实验室测试技术也由旋转磁力仪提升到岩石超导磁力仪,实验数据的可信度大大提高。但遗憾的是,在近 10 年的时间里,少有关于峨

眉山玄武岩的古地磁或者岩石磁学研究成果。这可能与已报道的峨眉山玄武岩熔岩流个数少(约 8~12 个)<sup>[46,51]</sup>、玄武岩受风化作用和后期重磁化严重等因素不利于古地磁工作开展有关。我们最近的野外工作发现,峨眉山玄武岩有很好的天然剖面出露,一些剖面可清晰辨认的熔岩流数大于 30 个;初步的古地磁研究显示,峨眉山玄武岩中能够分离得到稳定的特征剩磁分量,得到可靠的古地磁场方向。鉴于峨眉山玄武岩重要的地质和地球动力学意义,开展更深入的古地磁研究非常必要。

对于今后开展峨眉山玄武岩的古地磁工作, 我们认为有 3 个方向值得关注: (1) 磁性地层学和年代学相结合, 这方面的研究既可以探讨峨眉山玄武岩在不同地区的喷发持续时间和所对应的地磁场极性; 又有助于探讨 KRS 结束的时间和对应的地层, 探索建立可供全球对比的剖面。(2) 岩石磁学和地球化学相结合, 探讨峨眉山玄武岩的成因和来源。一般认为, 峨眉山玄武岩分为低钛和高钛两大类<sup>[45]</sup>; 特征剩磁的载磁矿物为磁铁矿和含钛磁铁矿<sup>[23]</sup>。在岩石磁学中钛磁铁矿中含钛量的高低在居里温度和低温磁学性质等方面都有差异<sup>[105]</sup>。因此, 利用详细的岩石磁学研究既可以了解峨眉山玄武岩本身物质组成和磁学性质; 又可以与地球化学相结合来讨论峨眉山玄武岩的物质来源和成因。(3) 开展峨眉山玄武岩的古强度和相动力模型的研究。古强度研究可以提供丰富的地磁场内部能量和状态信息。峨眉山玄武岩既处于特殊的地磁场时期, 又是良好的古强度研究材料。Courtilot 和 Olson<sup>[106]</sup>认为, 地磁场极性从不倒转到倒转状态的转换对应的强度应该减小, 磁场的偶极性也下降。Thomas 等<sup>[47]</sup>通过贵州峨眉山玄武岩的强度研究也得出峨眉山玄武岩时期地磁场处于低能量状态的结论。但由于熔岩流较少(7 个), 该研究没有消除地磁场长期变化的影响, 另外也尚无其他峨眉山玄武岩古强度结果相验证。因此, 以后的工作可以结合地球动力学模型, 开展古强度研究, 探讨地球内部动力学状态和峨眉山玄武岩的深部动力学过程。

## 6 与生物灭绝事件可能的相关性探讨

Bambach 等<sup>[107]</sup>指出地质历史上有 5 次明显的生物大灭绝, 生物的多样性一般消失 40%~70%; 同时认为这五次大灭绝的表现形式差别很大, 因此其灭绝原因也各不相同。Alvarez 等<sup>[108]</sup>提出火流星是引发生物灭绝的主要原因, 引发了大家对于生物灭绝原因的探讨。随着大陆溢流玄武岩省(大火成岩省)形成的时间与生物灭绝事件发生时间紧密联系的发现, 人们更热衷于相信并寻找火山活动与生物灭绝事件的因果联系(见图 6)<sup>[6-9, 11, 52, 76, 109]</sup>。现在认为, 显生宙有 15 个大火成岩省, 其中中生代有 12 个, 包括 9 个 Trap 和 3 个海底高原, 即平均 20 Ma 形成一个<sup>[106]</sup>。Courtilot 和 Olson<sup>[106]</sup>认为, 所有的生物灭绝事件都和大火成岩省相关, 而且发生在超静磁带之后约 10~20 Ma。超静磁带的结束、生物大灭绝与地幔柱密切相关。

二叠纪的两次生物灭绝事件都对应了两次大规模火山活动: 二叠纪晚瓜德鲁普期生物灭绝(约 258 Ma), 对应峨眉山大火成岩省(主相喷发时间约 260 Ma); 二叠纪—三叠纪(P-T)生物灭绝(约 250 Ma), 对应西伯利亚大火成岩省(主相喷发时间约 251 Ma<sup>[110]</sup>)。从时间上看, 这两次生物灭绝事件和火山活动事件的相关性很好, 前后相差也只有约 8 Ma。于是很多学者开始试图思考并探讨峨眉山玄武岩与这两次生物灭绝事件之间以及这两次火山活

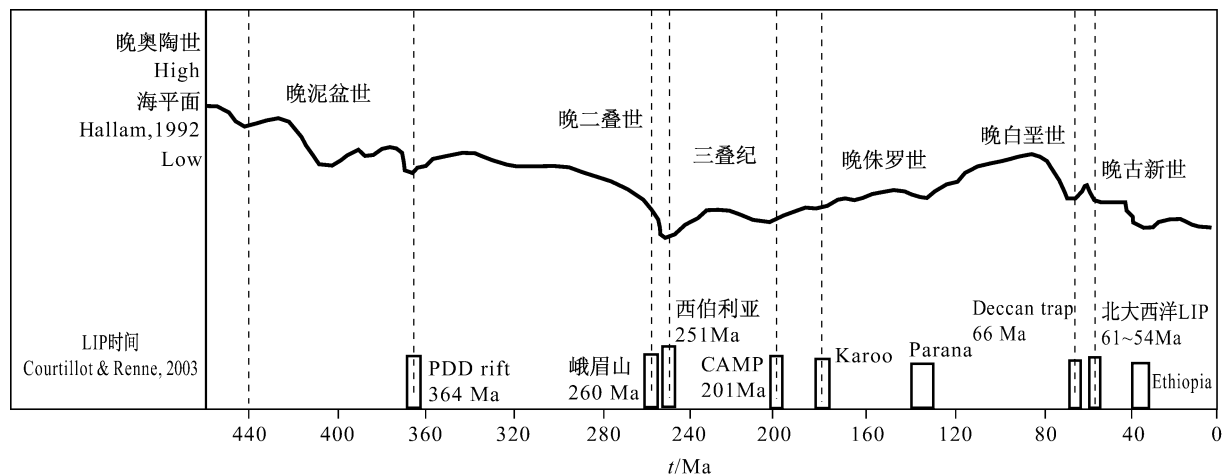


图 6 生物大灭绝时间

(修改自 Morgan 等, 2004, EPSL)

Fig. 6 Ages of mass extinctions and correlative work

动之间的联系。

Courtillot 等<sup>[10]</sup>最早将峨眉山大火成岩省和晚瓜德鲁普期生物灭绝事件联系起来,认为峨眉山玄武岩的大面积喷发导致了晚瓜德鲁普期的生物灭绝。但是 Wignall<sup>[6]</sup>认为,生物灭绝的强度和火山活动喷发的体积和烈度似乎不具备相关性。而多数大火成岩省形成时期正好对应全球温暖期,故而推断由火山活动喷发的大量 CO<sub>2</sub> 引起的温室效应导致全球气候变化,是造成生物灭绝的主因。

Zhou 等<sup>[33]</sup>认为得到的((259±3) Ma)侵入岩年龄可以代表峨眉山玄武岩主相喷发时间,为峨眉山玄武岩与晚瓜德鲁普生物灭绝事件建立了时间上的先后顺序,使人容易联想到峨眉山玄武岩的喷发造成了生物灭绝。但是,从目前统计的峨眉山玄武岩年龄数据来看,峨眉山玄武岩开始、结束和持续时间都没有得到一致认识,于是与晚瓜德鲁普期的时间先后顺序无法准确判定;而只有当峨眉山玄武岩早于生物灭绝事件喷发,峨眉山玄武岩才可能是造成生物灭绝的原因。Isozaki 等<sup>[111]</sup>发现在四川北部朝天地区清晰记录了晚二叠世的两次生物灭绝事件,在标志两次生物灭绝带上都有罕见的流纹质-安山质凝灰岩。这一发现说明两次生物灭绝事件至少受到了大规模火山活动的影响,也可以推断峨眉山玄武岩的喷发发生在生物灭绝事件之前。但遗憾的是,该火山岩没有定年数据。Retallack 等<sup>[112]</sup>在进行了 Portal 山、南极地区以及 Karoo Basin 的古植物学、古土壤学以及碳同位素的研究后认为,两次生物灭绝事件都由溢流玄武岩上升过程中燃烧煤层释放出来大量的甲烷所引起的全球气候巨变引起。

虽然峨眉山玄武岩的喷发与瓜德鲁普生物灭绝事件有较好的时间相关性,但是目前的研究还不能很好地回答峨眉山玄武岩的喷发是否引起全球气候的剧烈变化,进而引起如此大规模的生物灭绝。另外,KRS 的结束和峨眉山玄武岩的喷发同时<sup>[46,56,86]</sup>,这是否只是巧合? 也需进一步研究才能得到令人满意的答案。

生命是人类永恒的主题,探讨生物灭绝的原因是理解人类起源的关键之一。但是生物灭绝留下了太多谜题,目前的研究仅是管中窥豹。我们认为,二叠世两次生物灭绝的主因是地球深部本身的发展和演化,和峨眉山幔柱活动密切相关。

Nikishin 等<sup>[113]</sup>指出 Pangea 在聚合时,洋壳会大量消减并进入核幔转换带,使地球内部能量进行

调整和重新分配。地幔对流特征时间尺度与超静磁带的持续时间(约 30~50 Ma)和时间间隔(约 200 Ma)是可比的,因此两者应该具有相关性<sup>[114]</sup>。地幔是根据通过核幔界面(CMB)的热流来控制地球动力学过程<sup>[115-116]</sup>,结束超静磁带的有效方式是改变通过 CMB 的热流<sup>[117]</sup>。Courtillot 等<sup>[117]</sup>认为,CMB 热流的增加可导致超静磁带的结束,也就是说,通过 CMB 热流扰动可促使地磁极性倒转;与此相反,Lasson 和 Olson<sup>[80]</sup>认为,CMB 热流的增加可导致超静磁带的产生,最典型的例证就是 CNS 和 Ontong-Java,也就是 Ontong-Java 导致 CNS 的产生。通过地球动力学的数学模拟发现<sup>[118-119]</sup>,地磁极性倒转频率与通过 CMB 的热流成正比,倒转频率对通过 CMB 热流的依赖度还取决于地球动力学的状态,即更趋向于倒转,还是不倒转。如果地球动力学处于倒转期与不倒转期的过渡状态,通过 CMB 热流的小量变化就会导致超静磁带的结束,也可能会改变时间平均偶极矩大小。同时,倒转频率也依赖于通过 CMB 热流的结构<sup>[120-121]</sup>。因此可以推测,Pangea 聚合时消减的洋壳进入地幔,使通过 CMB 的热流受到扰动。同时这种热扰动也使峨眉山地幔柱产生并上升到地表形成峨眉山大火成岩省。

Lin 和 Keken<sup>[120]</sup>通过数学模型计算得到,地幔柱活动如果从地幔基底中带走一定量的重的榴辉岩起源的物质,会引起次生火山活动。火山活动并不必然造成生物大灭绝,这从中生代有 4 次大灭绝事件和 12 次大地幔柱活动就可以看出。同时也只有部分地幔柱和生物灭绝相关<sup>[106]</sup>。那么具有什么特征地幔柱能造成生物灭绝? Courtillot 和 Renne<sup>[52]</sup>认为,只有那些起源于 CMB、快速上升并且在侵入岩石圈之后还具有足够热能的地幔柱才能造成生物灭绝。Bars 和 Davaille<sup>[121]</sup>认为,硫对全球气候变化是最重要的,且硫和铁是相关的,可以用铁来判断大火成岩省中硫含量。含铁丰富的地幔柱在快速上升过程中损失硫的量会很少,因此在喷出地表后能够快速释放大量气体。

峨眉山玄武岩天然剩磁比较强<sup>[4,46]</sup>,表明峨眉山玄武岩中铁含量较高,暗示地幔柱头中含硫量也较高。研究表明,峨眉山地幔柱上升速度很快,经历了约 10 Ma<sup>[32,36,47]</sup>或者更短时间<sup>[37,46]</sup>,由此可以推测峨眉山地幔柱活动由于化学不均一和含硫量高,在快速上升到地表后释放了大量气体,严重影响了全球环境。Xie 等<sup>[122]</sup>在中国煤山 P-T 标准剖面上

发现生物 P-T 界限有两次生物灭绝事件。黄咸雨等<sup>[123]</sup>也从煤山剖面上得到了 P-T 界限上至少存在两次生物灭绝事件的结论,再加上晚瓜德鲁普生物灭绝事件,也就是说在 10 Ma 的时间内发生了至少三次生物灭绝事件。是什么原因造成的,目前还没有明确的答案。

通过对峨眉山玄武岩的讨论,我们在这里不妨大胆设想晚二叠世生物灭绝的可能原因:地球内部圈层结构发展演化到二叠纪时,地面运动比较活跃,古板块间的相对运动加剧,逐渐拼接形成联合古大陆(Pangea)。古板块之间的拼接和 Pangea 的形成,严重破坏了原有的生态系统。同时,洋壳的深俯冲使大量冷物质进入地幔,改变了 CMB 的热流状态,使核幔热导体体系失衡;地球内部处于总能量较低的失衡-调整状态。在这种状态下,地球外核流体也处于整体较低能量期,流动速度减缓;造成了地磁场的长期平静期(KRS 开始)。在进入恢复常态的不稳定期,CMB 的扰动又造成了地磁场的倒转(KRS 结束)。地幔物质能量的不均一与热对流以及 CMB 的热流扰动造成地幔柱活动,表现为地面火山活动的间歇式多次大规模爆发(峨眉山火山活动和西伯利亚火山活动以及次级火山活动)。峨眉山玄武岩的快速喷发和含铁丰富,表明火山的多次大规模间歇式快速喷发释放了大量的硫化物气体,进一步破坏原有生态系统。绝大部分生物在这一时期内的变异和进化在温度和环境的快速变化下都不能得到积累,最终导致生物的多阶段大规模灭绝。

## 7 结语

峨眉山玄武岩的初始覆盖面积不仅仅局限于云、贵、川地区,而且在越南和广西等地区均有分布。来自地质学、地球物理学和地球化学等多学科综合研究说明,峨眉山玄武岩为地幔柱成因,主相喷发时间约为 260 Ma,与二叠纪晚瓜德鲁普期生物灭绝事件有密切联系。

峨眉山玄武岩还有很多问题尚未有确切的答案,比如,峨眉山玄武岩开始活动的确切时间,在峨眉山玄武岩活动时期地球深部所处的动力状态,何种动力学过程触发了峨眉山玄武岩的喷发?峨眉山玄武岩的活动经历了多长时间?峨眉山玄武岩喷发是否引发了生物灭绝?如果是,是如何造成的?这些未解的问题正是峨眉山玄武岩研究的魅力所在,

必将继续吸引更多学者不断做更全面更细致更深入的研究。新的研究工作的开展,必定是多学科互相交叉融合的研究过程,因为单靠某个学科无法回答峨眉山玄武岩的众多谜题。

徐义刚、潘永信和贺怀宇博士对本文提供了许多科学的建议;潘永信、尹济云和王磊参加了野外考察和采样工作;中国科学院地质与地球物理研究所古地磁和地质年代学实验室的同仁对本项工作给予了大力支持;两位审稿人和《地学前缘》编辑部对本文的进一步修改提出了宝贵的建设性意见,在此一并致谢。

## References:

- [1] He B, Xu Y G, Xiao L, et al. Sedimentary response to uplift of Emeishan mantle plume and its implications[J]. *Geological Review*, 2006, 52(1): 30-37(in Chinese).
- [2] Zhang Z C, Wang F S, Fan W M, et al. A discussion on some problems concerning the study of Emeishan basalts[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2001, 20(3): 239-246(in Chinese).
- [3] Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources. Regional Geology of Sichuan Province[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991(in Chinese).
- [4] Ali J R, Thompson G M, Zhou M F, et al. Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Lithos*, 2005, 79(3-4): 475-489.
- [5] He B, Xu Y G, Huang X L, et al. 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 and Planetary Science Letters*, 2007, 255(3-4): 306-323.
- [6] Wignall P B. Large igneous provinces and mass extinctions [J]. *Earth-Science Reviews*, 2001, 53(1-2): 1-33.
- [7] Hallam A, Wignall P B. Mass extinctions and sea-level changes[J]. *Earth-Science Reviews*, 1999, 48: 217-250.
- [8] Rampino M R, Stothers R B. Flood basalts volcanism during the past 250 million years[J]. *Science*, 1988, 241: 663-668.
- [9] Stothers R B. Flood basalts and extinction events[J]. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20: 1399-1402.
- [10] Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, et al. On causal links between flood basalts and continental breakup[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 166(3-4): 177-195.
- [11] Olsen P E. Giant lava flows, mass extinctions and mantle plumes[J]. *Science*, 1999, 284(5414): 604-605.
- [12] Haag M, Heller F. Late Permian to early Triassic magnetostratigraphy [J]. *Earth and Planetary Science Letters*,

- 1991, 107: 42-54.
- [13] Schubert G, Turcotte D L, Olsen P E. Mantle Convection in the Earth and Planets[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
- [14] Roberts J, Clauoelong J C, Foster C B. SHRIMP zircon dating of the Permian system of Eastern Australia[J]. Australia Journal of Earth Science, 1996, 43: 401-421.
- [15] Loper D E, McCartney K. Mantle plumes and the periodicity of magnetic field reversals[J]. Geophysical Research Letters, 1986, 13: 1525-1528.
- [16] Zhu R X, Hoffman K A, Nomade S, et al. Geomagnetic paleointensity and direct age determination of the ISEA(M 0 r?) chron[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 27(3-4): 285-295.
- [17] Zhu R X, Yang Z Y, Wu H N. Preliminary Phanerozoic polar wander paths and movements for the main Chinese blocks [J]. Science in China: Series D, 1998, 28(Suppl): 1-16(in Chinese).
- [18] Bai L X, Wu H N, Zhu R X, et al. New paleomagnetic results in middle Cambrian Yangtze block[J]. Science in China: Series D, 1998, 28(Suppl): 57-62(in Chinese).
- [19] Ma X H, Yang Z Y. The collision and suturing of the three major blocks in China and the reconstruction of the Paleo-Eurasia continent[J]. Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences, 1993, 36(4): 476-488(in Chinese).
- [20] McElhinny M W, Embleton B J, Ma X H, et al. Fragmentation of Asia in the Permian[J]. Nature, 1981, 293: 212-216.
- [21] Zhang Z K. Sino-Korean and Yangtze block as part of Pacifica continent in the late Paleozoic[J]. Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences, 1984, 9: 45-53(in Chinese).
- [22] Huang K N, Opdyke N D, Kent D V, et al. Further paleomagnetic results from Permian Emeishan basalts in SW China [J]. Chinese Science Bulletin, 1986, 2: 133-137 (in Chinese).
- [23] Van Der Voo R, Wu F, Wang Z M, et al. Paleomagnetism and electron microscopy of the Emeishan Basalts, Yunnan, China[J]. Tectonophysics, 1993, 221(3-4): 367-379.
- [24] Xu Y G, He B, Huang X L, et al. The debate over mantle plumes and how to test the plume hypothesis[J]. Earth Science Frontiers, 2007, 14(2): 1-9(in Chinese).
- [25] Xu Y G. Mantle plumes, large igneous provinces and their geological consequences[J]. Earth Science Frontiers, 2002, 9 (4): 341-353(in Chinese).
- [26] Ross P S, Ukstins Peate I, McClintock M K, et al. Mafic volcanoclastic deposits in flood basalt provinces: A review[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2005, 145 (3-4): 281-314.
- [27] Peate I U, Bryan S E. Re-evaluating plume-induced uplift in the Emeishan large igneous province[J]. Nature Geoscience, 2008, 1: 625-629.
- [28] Xiao L, Xu Y G, Chuang S L, et al. Chemostratigraphic correlation of upper Permian lava succession from Yunnan Province, China: Extent of Emeishan large igneous province[J]. International Geology Review, 2003, 45: 753-766.
- [29] Hanski E, Walker R J, Huhma H, et al. Origin of Permian- Triassic komatites, northwestern Vietnam[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2004, 147: 453-469.
- [30] Xu Y G. Thick, high-velocity crust in the Emeishan large igneous province, southwestern China: Evidence for crustal growth by magmatic underplating or intraplating[J]. Geological Society of America, 2007, 430(Special paper): 841-858.
- [31] Zhong H, Zhu W G. Geochronology of layered mafic intrusions from the Pan-Xi area in the Emeishan large igneous province, SW China [J]. Mineralium Deposita, 2006, 41: 599-606.
- [32] Xu Y G, Luo Z Y, Huang X L, et al. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on crustal melting associated with the Emeishan mantle plume[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2008, 72: 3084-3104.
- [33] Zhou M F, Malpas J, Song X Y, et al. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 196(3-4): 113-122.
- [34] Zhou M F, Robinson P T, Michaellesher C, et al. Geochemistry, Petrogenesis and metallogenesis of the Panzihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China[J]. Journal of Petrology, 2005, 46: 2253-2280.
- [35] Zhou M F, Arndt N T, Malpas J, et al. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China[J]. Lithos, 2007, 103(3-4): 352-368.
- [36] Fan W M, Wang Y J, Peng T P, et al. Ar-Ar and U-Pb geochronology of Late Paleozoic basalts in western Guangxi and its constraints on the eruption age of Emeishan basalt magmatism[J]. Science Bulletin, 2004, 49(21): 2317-2328.
- [37] Guo F, Fan W M, Wang Y J. When did the Emeishan mantle plume activity start? Geochronological and geochemical evidence from ultramafic-mafic dikes in southwestern China[J]. International Geology Review, 2004, 46: 226-234.
- [38] Zhong H, Zhu W G, Chu Z Y, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronology, geochemistry, and Nd-Sr isotopic study of contrasting granites in the Emeishan large igneous province, SW China[J]. Chemical Geology, 2007, 236(1-2): 112-133.
- [39] Hou Z Q. Eruption of the continental flood basalts at ~259 Ma in the Emeishan large igneous province, SW China: Evidence from laser microprobe  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating[J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80: 514-521.

- [40] Wang D H, Li J K, Wang C H, et al. New advances in geochronologic study related to Emei mantle plume and their significance[J]. *Mineral Deposits*, 2007, 26 (5): 550-556 (in Chinese).
- [41] Xu L Z, Zhang Z W, Zhang Q, et al. The age of siliceous shale in the lower part of the Xuanwei Formation in Weining and its geological implication[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2006, 26(4): 387-394(in Chinese).
- [42] Fan W M, Zhang C H, Wang Y J, et al. Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, Southwest China; Evidence for plume-lithosphere interaction[J]. *Lithos*, 2008, 102(1-2): 218-236.
- [43] Zhou M F, Zhao J H, Qi L, et al. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2006, 151: 1-19
- [44] 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(10): 889-892.
- [45] Xu Y, Chung S L, Jahn B M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 58(3-4): 145-168.
- [46] Huang K N, Opydyke N D. Magnetostatigraphic investigations on an Emeishan basalt section in western Guizhou province, China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 163(1-4): 1-14.
- [47] Thomas D N, Rolph T C, John S, et al. Palaeointensity studies of a late Permian lava succession from Guizhou Province, South China: Implications for post-Kiaman dipole field behaviour[J]. *Geophysical Journal International*, 1998, 134: 856-866.
- [48] Zhang Y X, Luo Y N, Yang C X. Contribution to Panzhihua-Xichang Rift [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988(in Chinese).
- [49] He B, Xu Y G, Xiao L, et al. Generation and spatial distribution of the Emeishan large igneous province; New evidence from stratigraphic records[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2003, 77: 194-202(in Chinese).
- [50] He B, Xu Y G, Chung S L, et al. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 213(3-4): 391-405.
- [51] Thompson G M, Ali J R, Song X Y, et al. Emeishan Basalts, SW China; Reappraisal of the formation's type area stratigraphy and a discussion of its significance as a large igneous province[J]. *Journal of the Geological Society*, 2001, 158(4): 593-599.
- [52] Courtillot V E, Renne P R. On the ages of flood basalt events[J]. *Comptes Rendus Geosciences*, 2003, 335(1): 113-140.
- [53] Hao Y L, Zhang Z C, Wang F S, et al. Petrogenesis of high-Ti and low-Ti basalts from the Emeishan large igneous province[J]. *Geological Review*, 2004, 50: 383-388(in Chinese).
- [54] Peate D W, Hawkesworth C J, Mantovani M S. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas(South America); Classification of magma types and their spatial distribution[J]. *Bulletin of Volcanology*, 1992, 55: 119-139.
- [55] Jin Y G, Shang J. The Permian of China and its interregional correlation[M]//Yin H, Dickins J M, Shi G R, et al. Permian-Triassic Evolution of Tethys and Western Circum-Pacific-Developments in Palaeontology and Stratigraphy. Amsterdam; Elsevier Press, 2000; 71-98.
- [56] Ali J R, Thompson G M, Song X Y, et al. Emeishan basalts (SW China) and the "end-Guadalupian" crisis: Magnetobiostratigraphic constraints[J]. *Journal of the Geological Society*, 2002, 159: 21-29.
- [57] Huang K N. On polarity assignment of the magnetic remanence of the Emeishan basalts[J]. *Chinese Science Bulletin*, 1987, 32(11): 854-856(in Chinese).
- [58] Zhou Y X, Lu L Z, Zhang B M. Paleomagnetic polarity of the Permian Emeishan basalt in Sichuan [J]. *Geology Review*, 1986, 32: 465-469(in Chinese).
- [59] Lin J L. Comment on the Permian paleomagnetic results from South China [J]. *Geology Review*, 1989, 35: 349-354 (in Chinese).
- [60] Lo C H, Chung S L, Lee T Y, et al. Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian-Triassic boundary events[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 198 (3-4): 449-458.
- [61] Boven A, Pasteels P, Punzalan L E, et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints on the age and evolution of the Permian-Triassic Emeishan Volcanic Province, Southwest China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2002, 20 (2): 157-175.
- [62] Shellnutt J G, Zhou M F, Yan D P, et al. Longevity of the Permian Emeishan mantle plume (SW China): 1 Ma, 8 Ma or 18 Ma [J]? *Geological Magazine*, 2008, 145(3): 373-388.
- [63] Ali J R, Lo C h, Thompson G M, et al. Emeishan Basalt Ar-Ar overprint ages define several tectonic events that affected the western Yangtze platform in the Mesozoic and Cenozoic [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23 (2): 163-178.
- [64] Chung S L, Lee T Y, Lo C H, et al. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone[J]. *Geology*, 1997, 25(4): 311-314.
- [65] Song X Y, Qi H W, Robinson P T, et al. Melting of the subcontinental lithospheric mantle by the Emeishan mantle

- plume: Evidence from the basal alkaline basalts in Dongchuan, Yunnan, Southwestern China[J]. *Lithos*, 2007, 100 (1-4): 93-111.
- [66] Xiao L, Xu Y G, He B, et al. Chemostratigraphy of Flood and Zongza Block; Implications for western extension of the Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2004, 78: 61-67.
- [67] Xu J F, Suzuki K, Xu Y G, et al. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts; Insights into the source of a large igneous province[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007, 71(8): 2104-2119.
- [68] Zhang Z C, Wang F S, Hao Y L, et al. Geochemistry of the picrites and associated basalts from the Emeishan large igneous basalt province and constraints on their source region[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2004, 78: 71-80(in Chinese).
- [69] Zhang Z C, Wang F S, Hao Y L, et al. A geochemical comparison between the Emeishan and Siberian large igneous provinces and its petrogenetic implications[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2005, 24: 12-20(in Chinese).
- [70] Xu Y G, He B, Chung S L, et al. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province[J]. *Geology*, 2004, 32: 917-920.
- [71] Xiao L, Xu Y G, Mei H J, et al. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: Implications for plume-lithosphere interaction[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 228(3-4): 525-546.
- [72] 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]. *Chemical Geology*, 2007, 243(3-4): 317-343.
- [73] Zhang M, O'Reilly S Y, Wang K L, et al. Flood basalts and metallogeny: The lithospheric mantle connection[J]. *Earth-Science Reviews*, 2008, 86(1-4): 145-174.
- [74] Zhu Z W, Hao T Y, Zhao H S. Paleomagnetic study on the tectonic motion of Pan-Xi block and adjacent area during Yinzi-Yanshan period[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 1988, 31: 420-431(in Chinese).
- [75] Huang K N, Opdyke N D, Peng X, et al. Paleomagnetic results from the upper Permian of the eastern Qiangtang terrane of Tibet and their tectonic implications[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1992, 111: 1-10.
- [76] Courtillot V. *Evolutionary Catastrophes: The Sciences of Mass Extinctions*[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1999.
- [77] Wilson J T. A possible origin of Hawaiian islands[J]. *Canadian Journal of Physics*, 1963, 41(6): 863-870.
- [78] Morgan M J. Convection plumes in the lower mantle[J]. *Nature*, 1971, 31: 420-431.
- [79] Griffiths R W, Campbell I H. Stirring and structure in mantle starting plumes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 99: 66-78.
- [80] Lason R L, Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 107: 437-447.
- [81] He B, Xu Y G, Xiao L, et al. Does the Panzhihua-Xichang rift exist[J] ? *Geology Review*, 2003, 49: 572-582 (in Chinese).
- [82] Xiao L, Xu Y G, He B. Mantle plume tectonics and Tethyan evolution; A preliminary interpretation in Sichuan and Western Yunnan provinces[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2005, 24: 1-6(in Chinese).
- [83] Lin J L, Fuller M, Zhang W Y. Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China blocks[J]. *Nature*, 1985, 313: 444-449.
- [84] McElhinny M W. Permian paleomagnetism of the western Yangtze Block, China: A reinterpretation[J]. *Journal of Geodynamics*, 1985, 2: 115-117.
- [85] Ma X H, McElhinny M W, Embleton B J, et al. Permian- Triassic palaeomagnetism in the Emei Mountain region, southwest China[J]. *Geophysical Journal International*, 1993, 114: 293-303.
- [86] Zhao X X, Coe R S. Paleomagnetic constraints on the collision of and rotation of North and South China[J]. *Nature*, 1987, 327: 141-144.
- [87] Wang Z M, Van der Voo R. Rapid apparent polar wandering of South China during the latest Paleozoic and early Mesozoic: A paleomagnetic study of upper Permian limestones from Guizhou Province[J]. *Tectonophysics*, 1993, 222(2): 165-176.
- [88] Day R, Fuller M, Schmidt V A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1977, 13: 260-266.
- [89] Rolph T C. An investigation of magnetic variation within two recent lava flows[J]. *Geophysical Journal International*, 1997, 130: 125-136.
- [90] Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data[J]. *Geophysical Journal International*, 1980, 62: 699-718.
- [91] McFadden P L, Lowes F J. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions[J]. *Geophysical Journal International*, 1981, 67: 19-33.
- [92] Merrill P L, McFadden P L. Secular variation and the origin of geomagnetic field reversals[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93(B10): 11589-11597.

- [93] Irving E, Parry L G. The magnetism of some Permian rocks from new South Wales[J]. *Geophysical Journal International*, 1963, 7: 395-411.
- [94] Lason R L, Kincaid C. Onset of mid-Cretaceous volcanism by elevation of the 670 km thermal boundary layer[J]. *Geology*, 1996, 24: 551-554.
- [95] McFadden P L, Merrill R T. Asymmetry in the reversal rate before and after the Cretaceous normal polarity superchron [J]. *Earth and Planetary Science Letters* 1997, 149: 43-47.
- [96] Opdyke N D, Roberts J, Long J C, et al. Base of the Kiaman; Its definition and global stratigraphic significance[J]. *Bulletin of the Geological Society of America*, 2000, 112: 1315-1341.
- [97] Zhang S H. Geomagnetic polarity bias and its geodynamics significance[J]. *Earth Science Frontiers*, 1998, 5(Suppl): 175-183(in Chinese).
- [98] Bolshakov A S, Solodovnikov G M, Vinogradov Y K. Palaeostrength of the geomagnetic field in the early Permian [J]. *Izvestiia Physics of the Solid Earth*, 1989, 25: 575-582 (in Russian).
- [99] Solodovnikov G M. Geomagnetic palaeointensity in the middle late Carboniferous[J]. *Izv Fiz Zem*, 1992, 4: 71-77 (in Russian).
- [100] Solodovnikov G M. Geomagnetic field intensity of the lowermost Permian[J]. *Izv Fiz Zem*, 1992, 8: 100-106(in Russian).
- [101] Thomas D N, Rolph T C, Shaw J. Palaeointensity results from the Permo-Carboniferous (Kiaman) reversed superchron: The great Whin and Midland Valley sills of the northern United Kingdom[J]. *Geophysical Journal International*, 1995, 123: 750-769.
- [102] Thomas D N, Rolph T C, Shaw J. Permo-Carboniferous (Kiaman) palaeointensity results from the western Bohemian Massif, Germany[J]. *Geophysical Journal International*, 1997, 130: 257-265.
- [103] Harcombe-Smee B, Piper J, Rolph T, et al. A palaeomagnetic and palaeointensity study of the Mauchline lavas, south-west Scotland[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 1996, 94: 63-73.
- [104] Heller F, Chen H H. Permian-Triassic magnetostratigraphy—New results from South China [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1994, 89: 281-295.
- [105] Bultler R F. *Paleomagnetism; Magnetic Domains to Geologic Terranes*[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1992.
- [106] Courtillot V, Olson P. Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 260: 495-504.
- [107] Bambach R K, Knoll A H, Wang S C. Origination, extinction, and mass depletion on marine diversity[J]. *Paleobiology*, 2004, 30: 522-542.
- [108] Alvarez L W, Alvarez W, Asaro F. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction: Experimental results and theoretical interpretation[J]. *Science*, 1980, 208: 1095-1108.
- [109] Phipps Morgan J, Reston T J, Ranero C R. Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and “impact signals”: Are mantle plume-induced lithospheric gas explosions the causal link[J]? *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 217(3-4): 263-284.
- [110] Kamo S L, Czamanske G K, Amelin Y, et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 214: 75-91.
- [111] Isozaki Y, Yao J X. Stratigraphy of the Middle-Upper Permian and Lowermost Triassic at Chaotian, Sichuan, China [J]. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, 2004, 80 (1): 10-16.
- [112] Retallack G J, Metzger C A, Greaver T, et al. Middle-Late Permian mass extinction on land[J]. *Bulletin of the Geological Society of America*, 2006, 118(11-12): 1398-1411.
- [113] Nikishin A M, Ziegler P A, Abbott D, et al. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia; Implications for mantle plumes and mantle dynamics[J]. *Tectonophysics*, 2002, 351(1-2): 3-39.
- [114] Hongre L, Hulot G, Khokhlov A. An analysis of the geomagnetic field over the past 2000 years[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1998, 106: 311-335.
- [115] Labrosse S. Hotspots, mantle plumes and core heat loss [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 199: 147-156.
- [116] Olson P. *Thermal interaction of the core and mantle*[M]// Jones C A, Soward A M, Zhang K. *Earth's Core and Lower Mantle*. London: Taylor and Francis, 2003.
- [117] Courtillot V, Besse J, Vandamme D, et al. Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary[J]? *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 80(3-4): 361-374.
- [118] Kutzner C, Christensen U. From stable dipolar to reversing numerical dynamos[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2002, 121: 29-45.
- [119] Takahashi F, Matsushima M, Honkura Y. Simulations of a quasi-Taylor state geomagnetic field including polarity reversals on the Earth Simulator[J]. *Science*, 2005, 309: 459-461.
- [120] Lin S, Keken P V. Multiple volcanic episodes of flood basalts caused by thermochemical mantle plumes[J]. *Nature*, 2005, 436: 250-252.

- [121] Bars M L, Davaille A. Whole layer convection in a heterogeneous mantle[J]. Journal of Geophysical Research, 2004, 109; B03403.
- [122] Xie S L, Pancost R D, Yin H F, et al. Two episodes of microbial change coupled with Permian/Triassic faunal mass extinctions[J]. Nature, 2005, 434: 494-497.
- [123] Huang X Y, Lai X L, Lu L Q, et al. Instability of the environment and multi-phases of the mass extinction—Microbe fossil records on Changxing section, Zhejiang Province, China[J]. Science in China: Series D, 2007, 37(5): 629-635 (in Chinese).
- [41] 许连忠, 张正伟, 张乾, 等. 威宁宣威组底部硅质页岩 Rb-Sr 古混合线年龄及其地质意义[J]. 矿物学报, 2006, 26(4): 387-394.
- [48] 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 攀西裂谷[M]. 北京: 地质出版社, 1988.
- [49] 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 峨眉山大火成岩省的形成机制及空间展布: 来自沉积地层学的新证据[J]. 地质学报, 2003, 77: 194-202.
- [53] 郝艳丽, 张招崇, 王福生, 等. 峨眉山大火成岩省“高钛玄武岩”和“低钛玄武岩”成因探讨[J]. 地质论评, 2004, 50: 383-388.
- [57] 黄开年. 试论峨眉山玄武岩的剩磁极性归属[J]. 科学通报, 1987, 32(11): 854-856.
- [58] 周姚秀, 鲁连仲, 张秉铭. 四川二叠纪峨眉山玄武岩的古地磁极性研究[J]. 地质论评, 1986, 32: 465-469.
- [59] 林金录. 华南二叠系的古地磁结果分析[J]. 地质论评, 1989, 35: 349-354.
- [68] 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: 71-80.
- [69] 张招崇, 王福生, 郝艳丽, 等. 峨眉山大火成岩省和西伯利亚大火成岩省地球化学特征的比较及其成因启示[J]. 岩石矿物学杂志, 2005, 24: 12-20.
- [74] 朱志文, 郝天珧, 赵惠生. 攀西及邻区印支-燕山期地块构造运动的古地磁考证[J]. 地球物理学报, 1988, 31: 420-431.
- [81] 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 攀西裂谷存在吗[J]? 地质论评, 2003, 49: 572-582.
- [82] 肖龙, 徐义刚, 何斌. 试论地幔柱构造与川滇西部古特提斯的演化[J]. 地质科技情报, 2005, 24: 1-6.
- [97] 张世红. 偏极性现象研究及其地球动力学意义[J]. 地学前缘, 1998, 5(增刊): 175-183.
- [123] 黄咸雨, 赖旭龙, 鲁立强, 等. 二叠纪—三叠纪之交环境的不稳定性和生物危机的多阶段性: 浙江长兴微生物分子化石记录[J]. 中国科学: D 辑, 2007, 37(5): 629-635.

## 参考文献:

- [1] 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 峨眉山地幔柱上升的沉积响应及其地质意义[J]. 地质论评, 2006, 52(1): 30-37.
- [2] 张招崇, 王福生, 范蔚茗, 等. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论[J]. 岩石矿物学杂志, 2001, 20(3): 239-246.
- [3] 四川省地质矿产局. 四川省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1991.
- [17] 朱日祥, 杨振宇, 吴汉宁, 等. 中国主要地块显生宙古地磁视极移曲线与地块运动[J]. 中国科学: D 辑, 1998, 28(增刊): 1-16.
- [18] 白立新, 吴汉宁, 朱日祥, 等. 扬子地块中寒武纪古地磁新结果[J]. 中国科学: D 辑, 1998, 28(增刊): 57-62.
- [19] 马醒华, 杨振宇. 中国三大板块的碰撞拼合与古欧亚大陆的重建[J]. 中国地质科学院院报, 1993, 36(4): 476-488.
- [21] 张正坤. 中朝板块与扬子板块在古生代晚期是太平洋古陆的一部分[J]. 中国地质科学院院报, 1984, 9: 45-53.
- [22] 黄开年, Opdyke N D, Kent D V, 等. 二叠纪峨眉山玄武岩的一些古地磁新结果[J]. 科学通报, 1986, 2: 133-137.
- [24] 徐义刚, 何斌, 黄小龙, 等. 地幔柱大辩论及如何验证地幔柱假说[J]. 地学前缘, 2007, 14(2): 1-9.
- [25] 徐义刚. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应[J]. 地学前缘, 2002, 9(4): 341-353.
- [40] 王登红, 李建康, 王成辉, 等. 与峨眉山地幔柱有关年代学