

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

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

何 斌¹⁾ 徐义刚¹⁾ 肖 龙¹⁾ 王康明²⁾ 沙绍礼³⁾

1) 中国科学院广州地球化学研究所, 510640; 2) 四川攀西地质大队, 四川西昌, 610500

3) 云南第三地质大队, 云南大理, 671000

内容提要 对西南地区茅口灰岩生物地层对比和峨眉山玄武岩与茅口灰岩之间的界面特征的研究表明, 上扬子西缘茅口灰岩在玄武岩喷发前存在差异剥蚀, 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; 整个剥蚀区的范围同峨眉山玄武岩分布区基本一致。差异剥蚀是中二叠世晚期上扬子西缘一次快速地壳抬升和穹状隆起的结果, 这说明峨眉山大火成岩省的形成与地幔柱活动有关。根据上升地幔柱地表抬升模型对峨眉山大火成岩省空间展布进行了讨论, 并推算出该大火成岩省的规模。

关键词 峨眉山大火成岩省 沉积地层 地壳抬升 地幔柱

峨眉山玄武岩是我国唯一被国际学术界认可的
大火成岩省(Chung et al., 1995; Courtillot et al.,
1999; 徐义刚等, 2001), 由于它可能导致了全球气候
环境变化和生物大灭绝事件(Wignall, 2001), 因而
受到国内外学者的广泛关注。世界上大火成岩省的
形成大多与地幔柱活动有关, 因为地幔柱模型提供
了解释在相对短的时间内(几百万年)产生巨量岩浆
的可行的动力学机制。峨眉山玄武岩是否也与地幔
柱活动有关就成为一个重要的研究课题(徐义刚等,
2001; 张招崇等, 2001; 宋谢炎等, 2001)。由于目前还
没有对峨眉山玄武岩的喷发时限做出准确的厘定,
就无法从火成岩喷发速率上对地幔柱作用机制进行
制约。在岩石地球化学上, 苦橄岩被当作地幔柱活动
或原始岩浆的重要证据(Chung et al., 1995), 但不
少学者认为峨眉山大火成岩省中大多数苦橄岩与峨
眉山玄武岩呈侵入关系(1:5万大理、周城、大营街幅
区域地质调查报告, 1993. 张招崇等, 2001;), 很显
然用苦橄岩的岩石地球化学特征确定地幔柱作用机制
还需要进一步的证据。正是由于地幔柱作用证据的
缺乏, 在峨眉山大火成岩省的形成机制上有些学者
仍倾向于20世纪80年代的裂谷或裂隙、地裂观点(没
有地幔柱作用)(Luo et al., 1990; Thompson et al.,
2001)。

20世纪90年代初一系列物理和数值模拟表明上
升地幔柱通常造成大规模的地壳抬升及形成穹状隆
起(Cox, 1989; Campbell et al., 1990; Griffiths et
al., 1991)。White等(1995)认为直径为500 km的
上升地幔柱可造成2000 m的地壳抬升。因此地幔柱
活动的另一重要特征是地壳抬升及其造成的浅部地质
记录(差异剥蚀、不整合、古河谷、灾变沉积等)。
Rainbird(1993)指出对大火成岩省浅部地质记录的
研究是证实地幔柱活动的一种可靠和独立的手段。
最近几年国外地质学家相继在世界各地的大火成岩
省找到火山喷发前的地壳抬升和地层差异剥蚀的证
据(Nadin et al., 1997; Dam et al., 1998; Williams et
al., 2000), 并以此反演大火成岩省形成过程中的地
幔柱作用、确定地幔柱的空间分布和动力学过程, 为
大火成岩省形成机制的探讨提供了独立于岩石地球
化学研究之外的制约。本文试图通过对峨眉山玄武
岩下伏茅口灰岩生物地层对比及其二者之间的界面
特征的研究, 从地层差异剥蚀的角度探讨峨眉山地
幔柱活动的证据以及对峨眉山大火成岩省空间展布
的制约。

1 地质背景

峨眉山玄武岩系1929年由赵亚曾先生命名, 原

注: 本文为中国科学院知识创新项目(编号 KZCX2-101)和国家“973”项目(编号 G1999043205)资助的成果。

收稿日期: 2002-07-02; 改回日期: 2003-02-28; 责任编辑: 王思恩。

作者简介: 何斌, 男, 1963年生, 博士。构造地质学专业。通讯地址: 510640, 广州五山, 中国科学院广州地球化学研究所; 电话: 020-85290563; Email: hebinw@vip.sina.com。

指四川西南部峨眉山区覆盖于含 *Neoschwagerina* 的茅口灰岩之上的玄武岩,后泛指西南三省大面积分布的以晚二叠世玄武岩为主的暗色岩,并作为上二叠统的一个岩石单位广泛使用(四川省地质矿产局,1991)。峨眉山玄武岩的分布范围通常被认为是一长轴近南北向的菱形(图1),西南和西北边均以大断裂同三江构造带相连,西南为红河断裂;西北为小金河—龙门山大断裂。峨眉山玄武岩的面积为 $2.5 \times 10^5 \text{ km}^2$,体积为 $0.3 \times 10^6 \sim 0.6 \times 10^6 \text{ km}^3$ 。同世界其他大火成岩省相比峨眉山大火成岩省规模较小(Thompson et al., 2001; Wignall, 2001)。峨眉山玄武岩的下伏岩石为中二叠统茅口灰岩,上为上二叠统到上三叠统、侏罗系所覆盖。上扬子区峨眉山玄武岩通常分成西、中、东三大岩区(张云湘等,1988)。自西到东玄武岩的厚度和岩石地球化学表现出有规律的变化(徐义刚等,2001),如在云南宾川上仓(西区)玄武岩层厚达5000多米,而往东区贵州境内玄武岩

的厚度仅为几十至几百米。东区岩性较为单一,主要为高钛玄武岩,而西区岩性较为复杂,下部为低钛玄武岩,在岩层上部有高钛玄武岩和中酸性岩浆。

2 峨眉山大火成岩省外围茅口灰岩的标准地层

茅口灰岩(本文特指茅口阶灰岩,即 *Neoschwagerina* 延限带,不是茅口组)在上扬子区西缘十分稳定。岩石以浅色中厚层的生物碎屑灰岩为主,岩性单纯,生物碎屑十分丰富,主要为绿藻、红藻、有孔虫、腕足类、珊瑚、棘皮类、介形虫等。从岩性特征、生物类型及其组合分析,茅口期台地的水体较浅,盐度正常,而且地壳长期十分稳定,为典型的碳酸盐开阔台地(滇黔川碳酸盐台地)(冯增昭等,1994;王立亭等,1994)。茅口期滇黔川碳酸盐开阔台地的西界为红河和龙门山断裂,东北界为峨眉山至

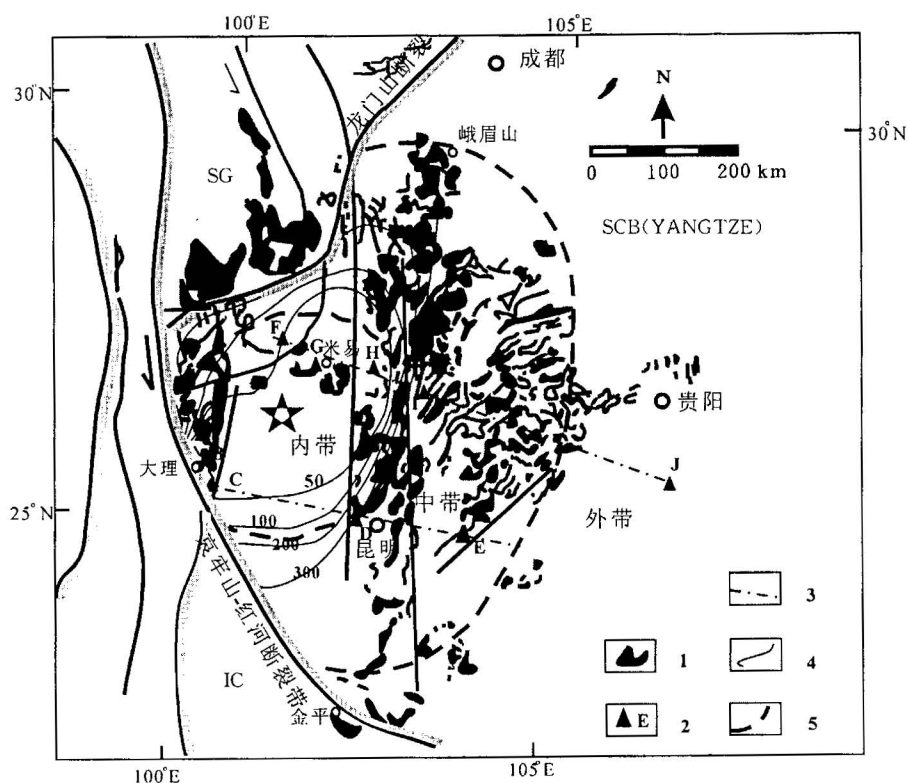


图1 峨眉山大火成岩省地质简图

Fig. 1 Schematic geological map of the Emeishan large igneous province and showing location of Maokou limestone sections

SCB—华南地块; SG—松潘—甘孜增生地体; IC—印支地块; 1—峨眉山玄武岩; 2—茅口灰岩剖面位置; 3—茅口灰岩剖面线;

4—茅口灰岩厚度等值线; 5—差异剥蚀带分界线

SCB—South China block; SG—Songpan—Ganzi accretionary complex; IC—Indo—China block; 1—the Emeishan basalt;

2—location of Maokou limestone sections; 3—location of Maokou limestone profiles; 4—isoline of

Maokou limestone thickness; 5—boundary of differential erosional zone

贵阳一线(王立亭等,1994),基本包括了峨眉山大火成岩省的范围。茅口灰岩中䗴类化石十分丰富,开阔碳酸岩台地的䗴类不仅其演化速率较快,而且横向上较为稳定,是理想的生物地层对比化石。另外上扬子茅口灰岩的䗴类研究程度高,已经建立了延限亚带和顶峰亚带等精度较高的生物地层单元(贵州省地质矿产局,1987;云南省地质矿产局,1990),为生物地层对比提供了丰富的资料。本次地层对比中关键化石 *Yabeina* 分布十分广泛,除上扬子的贵州、云南、四川中部外,在广西、湖南、湖北、川西、三江构造带,甚至在前苏联达尔瓦斯地区都有分布,同时 *Yabeina* 是国际年代地层系统中 *Yabeina* 带的标准化石。这些为本次茅口灰岩的生物地层对比的可靠性和可能性提供了保证。

茅口灰岩与下伏栖霞组为整合接触,通常以 *Neoschwagerina simplex* 的出现作为茅口灰岩的底界(《中国地层典》编委会,2000)。茅口灰岩同覆龙潭组为平行不整合接触,在上扬子东部地区或峨眉山大火成岩省外围这一不整合面上普遍发育一层古风化壳,为一层含黄铁矿、锰质、煤线、硅质的粘土岩,标志着短暂的沉积间断。上扬子东部边缘带如陕西汉中、镇安,湖北房县,江西修水、上高,湖南耒阳,广西来宾早晚二叠世为整合接触(《中国地层典》编委会,2000)。

在贵州郎岱茅口河茅口灰岩的标准地区,茅口阶的生物地层单位为 *Neoschwagerina* 延限带,该延限带以 *Misellina* 的消失和具有完善的旋向副隔壁䗴类(*Neoschwagerina simplex*)的出现为开端,又以副隔壁䗴类的殆尽而告终(贵州省区域地质志,1987)。根据纵横分布规律,*Neoschwagerina* 延限带自下而上细分成 *Neoschwagerina simplex* 延限亚带, *Afghanella schencki* 顶峰亚带, *Yabeina gubleri* 顶峰亚带、*Neomisellina douvillei* 顶峰亚带(表1、图2剖面J)(贵州省区域地质志,1987)。在上扬子的云南东部和四川省东部由于所接壤的大地构造边界、局部环境及化石发育保存和研究程度的不同,茅口灰岩的生物地层各有一些自身的特点(表1),但贵州郎岱茅口河标准地区所建立茅口灰岩的生物地层格架在上扬子西缘滇黔川碳酸盐台地上基本可以对比。根据上扬子西缘区域上茅口灰岩䗴类发育和研究的具体情况,本文将 *Neoschwagerina* 延限带自下而上分为 *Neoschwagerina simplex* 延限亚带, *Afghanella schencki* 顶峰亚带和 *Yabeina-Neomisellina* 顶峰亚带(表1)。需要说明的是茅口阶上下二部分分界清楚,尤其是 *Yabeina-Neomisellina* 顶峰亚带的标准化石 *Yabeina* 和 *Neomisellina* 分布广泛,层位稳定,是进行茅口灰岩生物地层对比的重要标志。

表 1 峨眉山大火成岩省茅口灰岩生物地层格架

Table 1 Biostratigraphic framework of Maokouan stage in the Emeishan large igneous province

	贵州南部	云南东部	四川中部	本文
茅 口 阶	<i>Neomisellina douvillei</i> 顶峰亚带	<i>Yabeina-Neomisellina</i> 组合亚带	<i>Neomisellina-Yabeina</i> 顶峰带	<i>Yabeina-Neomisellina</i> 顶峰亚带
	<i>Yabeina gubleri</i> 顶峰亚带	<i>Yabeina-Chusenella</i> 组合亚带		
	<i>Afghanella schencki</i> 顶峰亚带	<i>Afghanella-Chusenella</i> 顶峰亚带	<i>Neoschwagerina-Chusenella</i> 顶峰带	<i>Afghanella schencki</i> 顶峰亚带
	<i>Neoschwagerina simplex</i> 延限亚带	<i>Neoschwagerina simplex</i> 延限亚带		<i>Neoschwagerina simplex</i> 延限亚带

注:根据贵州、云南和四川省区域地质志等文献综合。

3 峨眉山玄武岩分布区的茅口灰岩生物地层对比

利用表1茅口灰岩生物地层格架对峨眉山大火成岩省36幅1:20万和27幅1:5万地质资料中67个茅口灰岩剖面进行了生物地层对比,图2展示了其中两条近东西向横跨峨眉山大火成岩省的茅口灰岩生物地层剖面,结果表明:茅口灰岩存在明显的地层缺失

或剥蚀(图1、图2),而且在空间上具有明显的变化规律。自西向东大致可分为内带(深度剥蚀带)、中带(部分剥蚀带)、外带(古风化壳带)和边缘连续沉积带(图1)。外带基本没有地层缺失,其基本特征见上节内容。内带和中带茅口灰岩地层的基本特征如下。

3.1 内带

包括云南大理、四川盐边、米易一带,为一直径为400 km 圆形区域(图1),在该区茅口灰岩的18条

地层剖面中,均没有茅口灰岩 *Yabeina-Neomisellina* 顶峰亚带的标准化石 *Yabeina* 和 *Neomisellina*。茅口灰岩的厚度在 100 m 以内(图 1),多为几十米。如在大理海印茅口灰岩的厚度为 21 m(图 2 剖面 A);在宾川和弥渡蔡家地茅口灰岩厚度分别为 53 m 和 82 m(图 2 剖面 B, C),所产鲕类为 *Neoschwagerina simplex*; *Neoschwagerina craticulifera*。在盐边和米

易茅口灰岩的厚度分别为 16 m 和 16.7 m(图 2 剖面 F, G),所产鲕类为 *Neoschwagerina simplex*, *Verbeekina*。该带多数地区峨眉山玄武岩下伏地层为茅口灰岩下段 *Neoschwagerina simplex* 延限亚带的地层,其中局部地点玄武岩直接覆盖在更老的地层上。

如在米易雷打石一带峨眉山玄武岩直接覆盖在

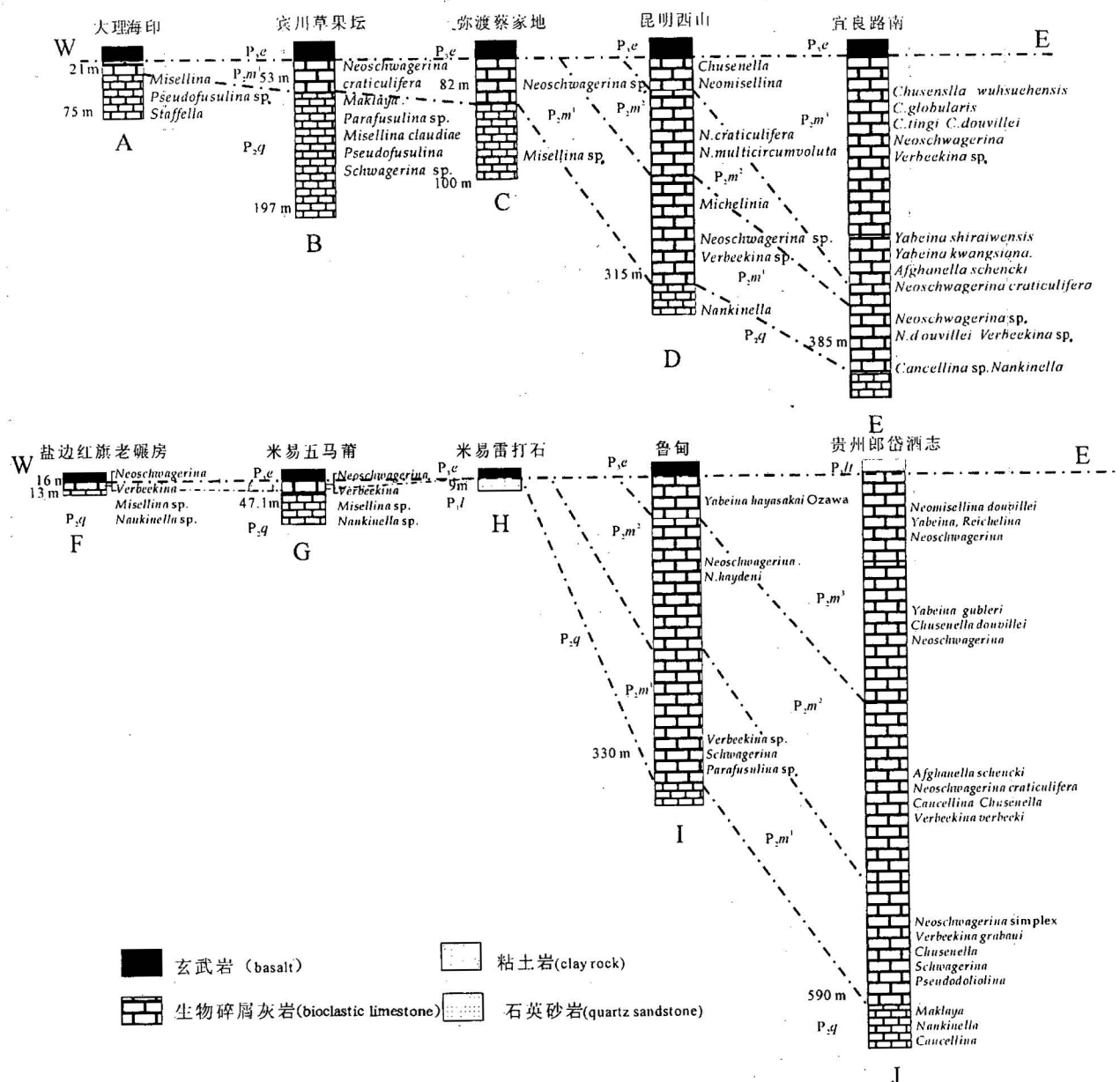


图 2 峨眉山大火成岩省茅口灰岩生物地层对比剖面图

Fig. 2 Biostratigraphic profiles of Maokouan stage in the Emeishan large igneous province

P_{3lt} —龙潭组; P_{3e} —峨眉山玄武岩; P_{2m^3} —*Yabeina-Neomisellina* 顶峰亚带; P_{2m^2} —*Afghanella schencki* 顶峰亚带;

P_{2m^1} —*Neoschwagerina simplex* 延限亚带; P_{2q} —栖霞组; P_{1l} —梁山组

P_{3lt} —Longtan Formation; P_{3e} —Emeishan basalt; P_{2m^3} —*Yabeina-Neomisellina* acme subzone; P_{2m^2} —*Afghanella schencki*

acme subzone; P_{2m^1} —*Neoschwagerina simplex* extended subzone; P_{2q} —Qixia Formation; P_{1l} —Liangshan Formation

下二叠统底部梁山组砂岩上(图2剖面 H),中间缺失栖霞组和茅口灰岩;宾川上仓峨眉山玄武岩底部绿色凝灰岩、凝灰质砂岩中夹3~4层厚30cm左右的灰岩透镜体,经鉴定不但有下二叠统的化石 *Schwagerina* sp.; *Parafusulina* sp.,也有标准的上石炭统化石 *Pseudoschwagerina* sp. (1:20万大理幅区域地质调查报告,1973),这可能说明下蚀作用已经达到了石炭系。

3.2 中带

包括云南东部(昆明、会东、巧家)和四川的西南部,总体表现为宽度为300 km的弧形环带(图1),茅口灰岩存在地层缺失现象。在中带大部分地区茅口灰岩剖面上能见到 *Yabeina-Neomisellina* 顶峰亚带的标准化石 *Yabeina* 和 *Neomisellina*,但厚度较薄。如云南昆明、会东和巧家一带 *Yabeina gubleri* 带以上的地层的厚度仅几十米(图2剖面 E,I),有些剖面还完全缺失 *Yabeina-Neomisellina* 顶峰亚带的地层。在横向上该带自西向东茅口灰岩的层位逐渐抬高;厚度逐渐增加(图2)。在90年代以后云南省有些1:5万区域地质调查报告中就提出茅口灰岩存在地层缺失现象。在四川西南部西昌、金阳一带,茅口灰岩的上部多为 *Neomisellina* 带的化石,厚度为10~20 m。差异剥蚀在茅口灰岩的厚度也有明显的反映,中带茅口灰岩的厚度一般在300~500 m。从茅口灰岩厚度等值线图可以看出在内带和中带的交接处有一个明显的陡梯度带(图1),厚度发生急剧变化,为一明显的地形上的斜坡或陡坎,斜坡或陡坎之下发育为冲积扇(另文论述),这从另一侧面反映了内带的抬升。

4 峨眉山玄武岩与茅口灰岩之间的不整合

通过野外实际地质考察和综合区域地质资料,我们认为峨眉山玄武岩和茅口灰岩为不整合接触,下伏不整合的证据及特征包括:① 茅口灰岩地层缺失,见上述;② 接触面凹凸不平、起伏巨大,接触面的产状同茅口灰岩的层理相交,有些玄武熔岩灌入到茅口灰岩的洞穴中(图3),古剥蚀面上还可见溶蚀沟、槽。这些古地貌起伏不平的特征充分表明玄武岩喷发前的茅口灰岩的化学风化和溶蚀作用;③ 底砾岩:在内带和中带的局部地点如云南宾川、会东坝口和西昌普格峨眉山玄武岩之下茅口灰岩之上可见一套厚几米至十几米底砾岩或碎屑岩沉积。在宾川白土坡,峨眉山玄武岩下伏底砾岩厚约7 m,砾石成分有浅灰色、灰白色、深灰色等多种灰岩组成,呈

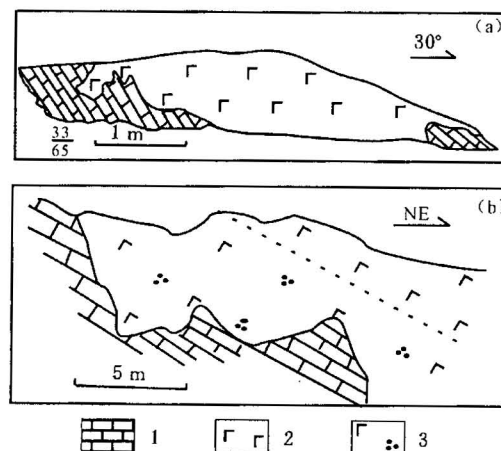


图3 峨眉山玄武岩与茅口灰岩不整合接触关系素描图

Fig. 3 Sketch showing unconformity between the Emeishan basalt and Maokou limestone

(a)—Yiliang, Yunnan Province; (b)—Binchuan, Yunnan Province;

1—Emeishan basalt; 2—Maokou limestone; 3—tuff sandstone

次棱角状一次圆状,砾径大小不一,0.5~20 cm,砾岩为玄武质胶结,人工重砂中铅石多呈次圆状。灰岩砾石中富含鲕、珊瑚、苔藓虫等化石,经鉴定皆为茅口期生物,鲕类有 *Yabeina inouyei*, *Neoschwagerina haydeni*, *N. craticufera*, *Verbeekina* sp. 等。在会东坝口为玄武岩之下见有6 m厚的底砾岩,砾石大小为0.5~2.0 cm,砾岩的胶结物为凝灰质,砾岩为生物碎屑灰岩,其中产鲕: *Neomisellina sichuanensis* Yang, *Chusenella*, sp., *Neomisellina* sp.; ④ 古风化壳:外带云南东部、贵州和四川西南部古风化壳较为普遍,为一套厚几米的含黄铁矿、锰质、煤线、硅质的粘土岩。在中带局部地点茅口灰岩之上偶见几米厚至十几米以粘土质为主的风化壳。如云南会东玄武岩之下的古风化壳为厚2.5~18 m的底砾岩、粘土质页岩、碳质页岩夹薄煤层;四川普格局部茅口灰岩之上见有厚4.5 m的风化壳,岩性为底砾岩、钙质粉砂岩、粘土岩夹炭质页岩或煤线,含植物化石: *Pecopteris* sp., *Calamites* sp., *Lepidodendron oculuse-felis* (Abbado), *Pterophyllum* sp.。在云南昆明西山一带峨眉山玄武岩底部中基性凝灰岩中采得大量瓣鳃类、腕足类、苔藓虫、菊石等动物化石和植物化石。植物化石有: *Psaonins yunnanensis* Yang; *Pecopteris* sp., *Taeniopteris* sp., *Stigmaria* sp.。这虽然不是古风化壳,但剥蚀面残留的大量的动物化石,特别是植

物化石和煤线表明地表抬升和剥蚀作用的存在。在峨眉山大火成岩省的内带古风化壳不发育,常表现为峨眉山玄武岩直接喷发不整合于茅口灰岩之上。这可能是因为二叠纪上扬子区处于赤道附近,化学风化作用和大量的雨水使隆起的灰岩地区古风化壳往往难以发育。

综合上述特征将不整合的空间变化规律归纳如下:在内带地层大量缺失,剥蚀面起伏巨大并常见灰岩岩块残留,局部见底砾岩,古风化壳不发育;在中带地层部分缺失,剥蚀面起伏不平,局部见底砾岩,偶见碳质页岩夹煤线的古风化壳;在外带地层很少缺失,剥蚀面平坦,无底砾岩,普遍发育一层古风化壳。

5 讨论

5.1 茅口灰岩的缺失是后期剥蚀缺失还是早期沉积缺失

从上面的生物地层对比中发现内带云南大理和四川米易一带没有茅口灰岩的上部地层,是不是内带就没有 *Yabeina-Neomisellina* 顶峰亚带的沉积呢?答案是否定的。在云南大理和四川会东的峨眉山玄武岩之下的底砾岩的砾石中就产 *Yabeina-Neomisellina* 顶峰亚带的标准化石 *Yabeina* 和 *Neomisellina*;四川盐源巴折一带龙潭组砾岩中含 *Yabeina* 和 *Neomisellina* (四川省地质矿产局,1991);内带西侧(中带)云南丽江一带茅口灰岩中也产 *Yabeina* 和 *Neomisellina* (1:20万丽江幅区域地质调查报告,1982)。另外如果在茅口晚期内带处于隆起状态,外侧会出现碎屑岩带,实际上茅口灰岩之上峨眉山玄武岩之下整个上扬子都没有碎屑岩沉积。因此内带和中带茅口灰岩的缺失是后期地壳抬升后差异剥蚀造成的,而不是茅口晚期缺乏沉积的缘故。既然内带茅口灰岩被大量剥蚀,为何没有沉积记录?在内带和中带茅口灰岩之上几乎没有碎屑岩和古风化壳,这是因为在二叠纪上扬子处于赤道附近,可以设想赤道附近灰岩隆起地区的风化作用主要表现为化学风化及溶蚀作用,古风化壳和细碎屑沉积不发育。

5.2 上扬子西缘茅口灰岩的剥蚀现象为何长期没被发现

上扬子西缘茅口灰岩剥蚀现象为何长期没有发现或引人注目呢?主要原因有二个,一是在20世纪90年代以前,人们普遍认为在上扬子西缘存在一个近南北向的康滇古陆,在古陆边缘茅口灰岩厚度变薄,岩性多为白云质灰岩,夹白云岩和虎斑状白云质灰

岩;远离古陆为生物碎屑灰岩和致密状灰岩(云南省地质矿产局,1990)。实际上“康滇古陆”的中部米易、会理、攀枝花和西昌一带发育较厚的栖霞组灰岩和一部分茅口灰岩,“康滇古陆”的边缘也不存在碎屑岩带。因此可以肯定地推测在茅口期不存在“康滇古陆”,整个上扬子西缘为滇黔川开阔稳定的碳酸岩台地(冯增昭等,1994;王立亭等,1994),这表明峨眉山玄武岩喷发前的茅口期地壳十分稳定,地面平坦,既没有“康滇古陆”,也没有强烈的断裂活动。二是认为峨眉山玄武岩与茅口灰岩是喷发不整合接触,峨眉山玄武岩是一个跨阶的地质体(四川省地质矿产局,1991;云南省地质矿产局,1990),上扬子西缘中二叠世晚期或茅口晚期峨眉山玄武岩就已经喷发,也就是说东部贵州一带茅口灰岩的上段在上扬子西缘对应是峨眉山玄武岩(《中国地层典》编委会,2000)。最近云南和四川省上扬子西缘1:5万区域地质调查报告都把峨眉山玄武岩放在晚二叠世。本次研究表明峨眉山玄武岩与茅口灰岩之间的不整合具有沉积间断和地层剥蚀的特点。

5.3 茅口灰岩差异剥蚀及对峨眉山大火成岩省形成机制的分析

差异剥蚀必然是地表差异抬升造成的。从剥蚀时间上分析:上扬子茅口阶和吴家坪阶之间的不整合为一短暂的沉积间断,间隔时间很短(小于1~2 Ma),峨眉山大火成岩省东区玄武岩夹于茅口阶和吴家坪阶之间,因此上扬子西缘峨眉山玄武岩之下的茅口灰岩的剥蚀时间很短,表现为是一次迅速的地壳抬升。从剥蚀区的空间分布来看:自西到东自南到北可分为深度剥蚀带(内带)、部分剥蚀带(中带)、古风化壳或短暂间断带(外带)和连续沉积带,表现为典型的差异剥蚀。因此茅口灰岩的差异剥蚀我们可以反演为一次地壳快速抬升及穹状隆起的结果。

地表抬升及其所造成的差异剥蚀是地幔柱动力学在地貌上的重要反映,它能为有力地证明大火成岩省的地幔柱作用机制。90年代初一系列物理和数值模拟表明上升地幔柱通常造成大规模的地壳抬升及形成穹状隆起(图4a)(Campbell et al., 1990; Griffiths et al., 1991)。地幔柱引起的地表抬升具有以下几个特征:①抬升速率极快。Campbell等(1990)认为上升地幔柱的地表抬升的机理是热柱对岩石圈的冲击,因此表现为快速抬升,主要抬升发生在4 Ma以内,如果岩石圈存在软弱带地表抬升的时间会更快(Campbell et al., 1990)。Dam等(1998)在东西格林兰地区细致地研究了第三纪玄武岩下伏的

古新世的沉积地层特征后确定地表抬升的时间小于 5 Ma; ② 差异抬升。从图 4a 中可以看出地表最大抬升为一正态分布的曲线, 抬升幅度自地幔柱中心向外围逐渐减小, 且在地幔柱直径范围附近地表抬升曲线有一个梯度变化带。Rainbird (1993) 对加拿大西北部 Victoria 岛新元古代 Natkusiak 溢流玄武岩之下的 Shaler 群沉积特征研究结果证实了火山喷发前地壳的差异抬升; ③ 剥蚀区范围同大火成岩省基本一致。Cox (1989) 根据对印度德干、南美帕拉纳及非洲的 Karoo 等地幔柱的研究提出大火成岩省的空间分布同穹状隆起的范围基本一致。将上述三个特征同峨眉山大火成岩省进行对比可以发现: 峨眉山玄武岩之下的茅口灰岩的穹状差异剥蚀表明峨眉山玄武岩喷发前上扬子西缘发生了地壳快速抬升及形成穹状隆起; 峨眉山玄武岩的分布区同茅口灰岩的剥蚀区的范围基本吻合 (图 1)。这些特征为峨眉山大火成岩省的地幔柱作用机制提供了独立于岩石地球化学的新证据。

5.4 穹状差异剥蚀与峨眉山大火成岩省空间展布

传统上人们认为峨眉山玄武岩分布区的地理中心在中区攀西一带, 并将攀西作为裂谷或峨眉山玄

武岩的轴部地带 (张云湘等, 1988; 从柏林, 1988)。从茅口灰岩的差异剥蚀 (图 1) 上可以看出: 茅口灰岩剥蚀或茅口期地壳隆起的中心在上扬子的最西缘云南大理、四川米易一带, 这表明地幔柱作用的中心部位在此。峨眉山玄武岩的厚度、低钛玄武岩的分布也支持这一结论 (徐义刚等, 2001)。差异剥蚀图上不完整的内带和中带则暗示上扬子西侧和南侧还应有大量的峨眉山玄武岩, 它们可能被后期的构造事件所破坏和支解。因此从差异剥蚀或穹状抬升角度去分析在上扬子西侧松潘—甘孜一带二叠纪的海相玄武岩应是峨眉山大火成岩省的一部分; 在中甸、中咱地块下二叠统灰岩之上的大陆溢流玄武岩也可能是峨眉山玄武岩“漂洋过海”的结果 (徐义刚等, 2001)。在南侧云南东南的金平和越南北部的二叠纪玄武岩, 最近一系列研究成果表明是峨眉山大火成岩省的一部分, 它是后期被红河断裂平移错动的结果 (Chung et al., 1997), 本文的研究成果为这一结论提供了另一佐证。在 Campbell 等 (1990) 地幔柱地表隆升的模型中 (图 4a), 地幔柱尾的直径等于深度剥蚀带的宽度, 大火成岩省的直径又约为地幔柱尾直径的二倍。由此推算峨眉山地幔柱尾的直径为 400 km, 地幔柱

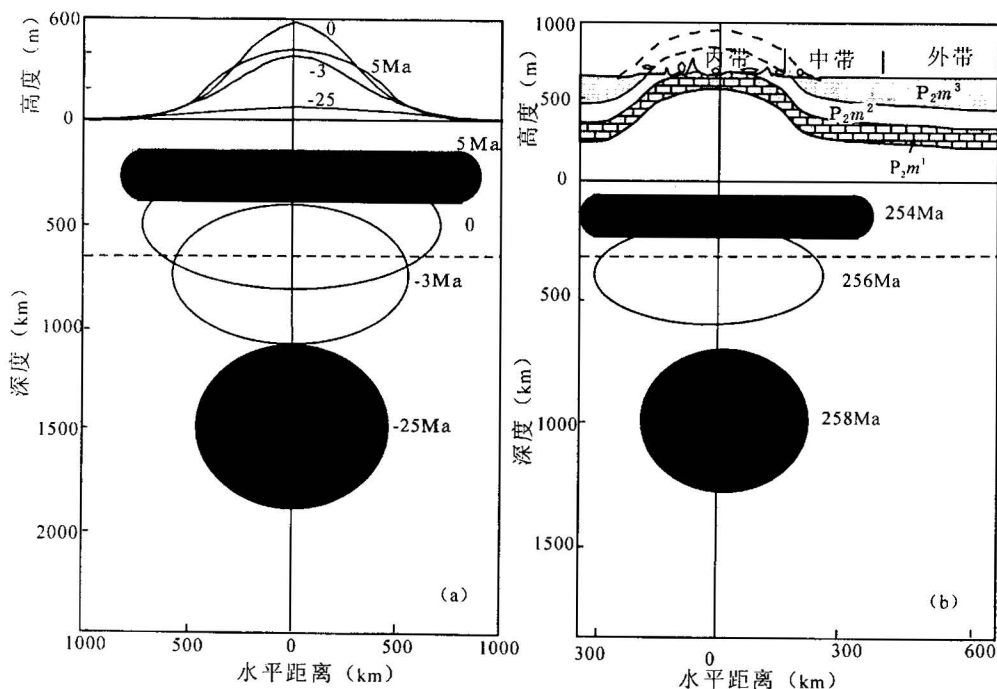


图 4 上升地幔柱地表抬升模式图 (a) (据 Campbell et al., 1990) 和峨眉山地幔柱地表抬升示意图 (b)
Fig. 4 A sketch showing the surface uplift of a rising mantle plume (a) (after Campbell et al., 1990)
and a sketch showing the surface uplift of the Emeishan mantle plume (b)

头部直径为800 km(图4b),大火成岩省的面积为 $5 \times 10^5 \text{ km}^2$,如果峨眉山大火成岩省中玄武岩的平均厚度为700 m(徐义刚等,2001),峨眉山大火成岩省的体积为 $0.35 \times 10^6 \text{ km}^3$ 。峨眉山地幔柱开始抬升的时间在258 Ma左右,抬升持续的时间为1~2 Ma。

6 结论

通过对西南地区茅口灰岩的生物地层对比和不整合的研究,可以得出如下初步认识:

(1)上扬子西缘茅口灰岩存在差异剥蚀,自西到东自南到北可分为深度剥蚀带(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。

(2)茅口灰岩的差异剥蚀是峨眉山玄武岩喷发前一次地壳快速抬升及穹状隆起的结果。它为峨眉山大火成岩省的地幔柱作用机制提供了独立于岩石地球化学的新证据。

(3)峨眉山大火成岩省地幔柱作用的中心在云南大理至四川米易一带,上扬子西侧松潘—甘孜一带二叠纪海相玄武岩和云南金平和越南北部的二叠纪玄武岩是峨眉山大火成岩省的一部分。

(4)根据 Campbell 等(1990)地幔柱地表隆升的模型,推算峨眉山地幔柱尾的直径为400 km;大火成岩省的面积为 $5 \times 10^5 \text{ km}^2$;体积为 $0.35 \times 10^6 \text{ km}^3$ 。

致谢:在研究过程中,引用了大量云南省和四川省1:20万和1:5万区域地质调查资料;野外工作过程中得到四川攀西地质大队和云南第三地质大队的大力协助,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 从柏林. 1988. 攀西古裂谷的形成和演化. 北京: 科学出版社.
- 冯增昭, 金振奎, 杨玉卿, 鲍志东, 辛文杰, 等. 1994. 滇黔桂地区二叠纪岩相古地理. 北京: 地质出版社.
- 贵州省地质矿产局. 1987. 贵州省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 四川省地质矿产局. 1991. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 宋谢炎, 候增谦, 等. 2001. 峨眉山大火成岩省的岩石化学特征及时限. 地质学报, 75(4): 498~506.
- 王立亭, 陆彦邦, 赵时久, 罗晋辉. 1994. 中国南方二叠纪岩相古地理与成矿作用. 北京: 地质出版社.
- 徐义刚, 钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件. 地球化学, 30: 1~9.
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜, 等. 1988. 攀西裂谷. 北京: 地质出版社.
- 张招崇, 王福生, 范蔚茗, 邓海林, 徐义刚, 许继峰, 王岳军. 2001. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论. 岩石矿物学杂志, 20(3): 239~246.
- 《中国地层典》编委会. 2000. 中国地层典二叠系. 北京: 地质出版社.

References

- Bureau of Geology and Mineral Resources of Guizhou Province. 1987. Regional Geology of Guizhou Province. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province. 1990. Regional Geology of Yunnan Province. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Sichuan Province. 1991. Regional Geology of Sichuan Province. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Campbell I H, Griffiths R W. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood Basalts. Earth and Planetary Science Letters, 99: 79~93.
- Cong Beilin. 1988. Formation and evolution of Panxi Old Rift. Beijing: Science Press(in Chinese).
- Cox K G. 1989. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. Nature, 342: 873~877.
- Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, et al. 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. Earth and Planetary Science Letters, 166: 177~195.
- Chung S L, Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at The Permian—Triassic boundary. Geology, 23: 889~892.
- Chung S L, Lee T Y, Lo C H, Wang P L, Chen C Y, et al. 1997. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan—Red River shear zone. Geology, 25: 311~314.
- Dam G, Larsen M, Sonderholm M. 1998. Sedimentary response to mantle plumes: implications from Pleistocene onshore successions, West and East Greenland. Geology, 26: 207~210.
- Feng Zengzhao, Jin Zhenkui, Yang Yuqing, Bao Zhidong, Xin Wenjie, et al. 1994. Lithofacies paleogeography of Permian of Yunnan — Guizhou — Guangxi region. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Griffiths R W, Campbell I H. 1991. Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset small-scale convection. Journal of Geophysical Research, 96: 18275~18310.
- Luo Zhili, Jin Yizhong, et al. 1990. The Emei taphrogenesis of the upper Yangtze platform in south China. Geological Magazine, 127: 393~405.
- Nadin P A, Kusznir N J, Cheadle M J. 1997. Early Tertiary plume uplift of the North Sea and Faeroe—Shetland Basins. Earth and Planetary Science Letters, 148: 109~127.
- Rainbird R H. 1993. The sedimentary record of mantle plume uplift preceding eruption of the Neoproterozoic Natkusiak flood basalt. Journal of Geology, 101: 305~318.
- Thompson G M, Ali J R, Song Xieyang, Jolley D W. 2001. Emeishan basalts, SW China: reappraisal of the formation's type area stratigraphy and a discussion of its significance as a large igneous province. Journal of the Geological Society, 158: 593~599.
- Xu Yigang, Zhong Sunlin. 2001. The Emeishan large igneous province: evidence for mantle plume activity and melting conditions. Geochimica, 30: 1~9(in Chinese).
- Wang Liting, Lu Yanbang, Zhao Shijiu, Luo Jinhui. 1994. Permian Lithofacies Paleogeography and Mineralization in South China. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).

- White R, McKenzie D. 1995. Mantle plumes and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 100: 17543~17585.
- Wignall P B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Science Reviews*, 53: 1~33.
- Williams G E, Gostin V A. 2000. Mantle plume uplift in the sedimentary record; Origin of kilometre-deep canyons within late Neoproterozoic successions, South Australia. *Journal of the Geological Society*, 157: 759~768.
- Zhang Yunxiang, Luo Yaonan, Yang Chongxi et al. 1988. Panxi Rift in China. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).

Generation and Spatial Distribution of the Emeishan Large Igneous Province: New Evidence from Stratigraphic Records

HE Bin¹⁾, XU Yigang¹⁾, XIAO Long¹⁾, WANG Kangming²⁾, SHA Shaoli³⁾

1) *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640*

2) *Xichang Geological Party, Bureau of Geological and Mineral Resources Survey of Sichuan Province, Xichang, 610500*

3) *The third Geological Party, Bureau of Geological and Mineral Resources Survey of Yunnan Province, Dali, 671000*

Abstract

The biostratigraphic comparison and sedimentological features of the Maokou limestone in SW China demonstrate that differential erosion and crustal uplift were developed prior to eruption of the Emeishan flood basalts. Four sedimentary zones are distinguished with the erosional degree decreasing from west to east. The erosion scope is coeval with the spatial distribution of the Emeishan basalts. It is suggested that differential erosion is caused by a rapid crustal uplift or doming related to the mantle plume activity. This paper discusses the spatial distribution of the Emeishan Large Igneous Province on the basis of the upwelling mantle plume-crustal uplift model and estimates the scale of Emeishan LIP.

Key words: Emeishan large igneous province; sedimentary record; crustal uplift; mantle plume

~~~~~