

峨眉山大火成岩省幔源岩浆底侵作用的地壳响应： 来自大老包花岗岩的年代学和热模拟证据*

程黎鹿¹ 曾铃¹ 张帆¹ 刘明^{1,2} 罗照华^{1**}

CHENG LiLu¹, ZENG Ling¹, ZHANG Fan¹, LIU Ming^{1,2} and LUO ZhaoHua^{1**}

1. 地质过程与矿产资源国家重点实验室;中国地质大学地球科学与资源学院,北京 100083
2. 武警黄金第五支队,西安 710100

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources; School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. No. 5 Gold Geological Team of CAPF, Xi'an 710100, China

2013-05-10 收稿, 2013-08-16 改回.

Cheng LL, Zeng L, Zhang F, Liu M and Luo ZH. 2013. Mantle-derived magmas underplating and its effect on the crust in the Emeishan large igneous province: Evidence from geochronological study and numerical simulation of Dalaobao granites. *Acta Petrologica Sinica*, 29(10):3533–3539

Abstract The Hongge Dalaobao granitic stock in the Emeishan large igneous province, SW China, shows spatical association with the giant Fe-Ti-V deposit-bearing mafic-lutramafic intrusion. This granitic intrusion is composed of medium- to fine-grained biotite monzonitic granite. In situ zircon LA-ICP-MS U-Pb age indicates that the age of monzogranite is 255.1 ± 3.6 Ma, which is consistent with the ages (255.2 ± 3.6 Ma) by zircon U-Pb of peraluminous granites from Ailanghe. The ages show Dalaobao granites are related to the upwelling of the Emeishan plume. The age is 4 Myr younger than the main stage (~ 260 Ma) of the Emeishan volcanism. Based on the deep crustal hot zones, the results of numerical simulation show that the partial melting of deep crust and the Dalaobao granites magmatism are triggered by conductive heating of the mantle-driven magma.

Key words Emeishan Large igneous province; Pan-Xi area; Hongge granites; Age of magmatic intrusion

摘要 峨眉山大火成岩省中红格铁矿区的大老包花岗岩侵入到含矿基性-超基性杂岩,花岗岩主要为黑云母二长花岗岩。通过对大老包黑云母二长花岗岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测定,获得大老包花岗岩形成时代为 255.1 ± 3.6 Ma。该研究结果与前人通过红格东侧的矮郎河高铝花岗岩的 U-Pb 测年得到的花岗岩成岩时代(255.2 ± 3.6 Ma)结果一致,表明大老包花岗岩体与矮郎河高铝花岗岩是同阶段的,可能是二叠纪峨眉山大火成岩省岩浆活动晚期的产物。这一成岩时代晚于攀枝花铁矿成矿时代(~ 260 Ma)。通过本文得到的大老包花岗岩的形成时代和前人测得的二叠纪峨眉山大火成岩省主体岩浆的活动时间,笔者基于国际上最新的下地壳热区模型进行数值模拟,认为峨眉山大火成岩省幔源岩浆底侵过程中可以导致下地壳发生部分熔融,大老包花岗岩可能是峨眉山大火成岩省喷发过程中底侵的玄武质岩浆在 4 Myr 内部分熔融下地壳形成的。

关键词 峨眉山大火成岩省;攀西地区;红格花岗岩;成岩年龄

中图法分类号 P588.121; P597.3

大火成岩省以短时间内喷发巨量镁铁质岩浆为特征 (Ernst *et al.*, 2005),被认为是地幔柱头部分熔融的响应 (Herzberg and O'Hara, 1998)。然而,世界上绝大多数大火

成岩省都伴随有中酸性岩石的出露,甚至存在主要由中酸性火山岩组成的大火成岩省 (Bryan and Ernst, 2008)。在主要由镁铁质岩石组成的大火成岩省,一个至今尚有争议的科学

* 本文受国家重点基础研究发展计划项目(2011CB808901)和中国地质调查局地质调查工作项目(1212011220921)联合资助。

第一作者简介:程黎鹿,男,1986年生,博士生,岩石学专业,E-mail: chenglilu1027@163.com

** 通讯作者:罗照华,男,1956年生,博士生导师,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: luozh@cugb.edu.cn

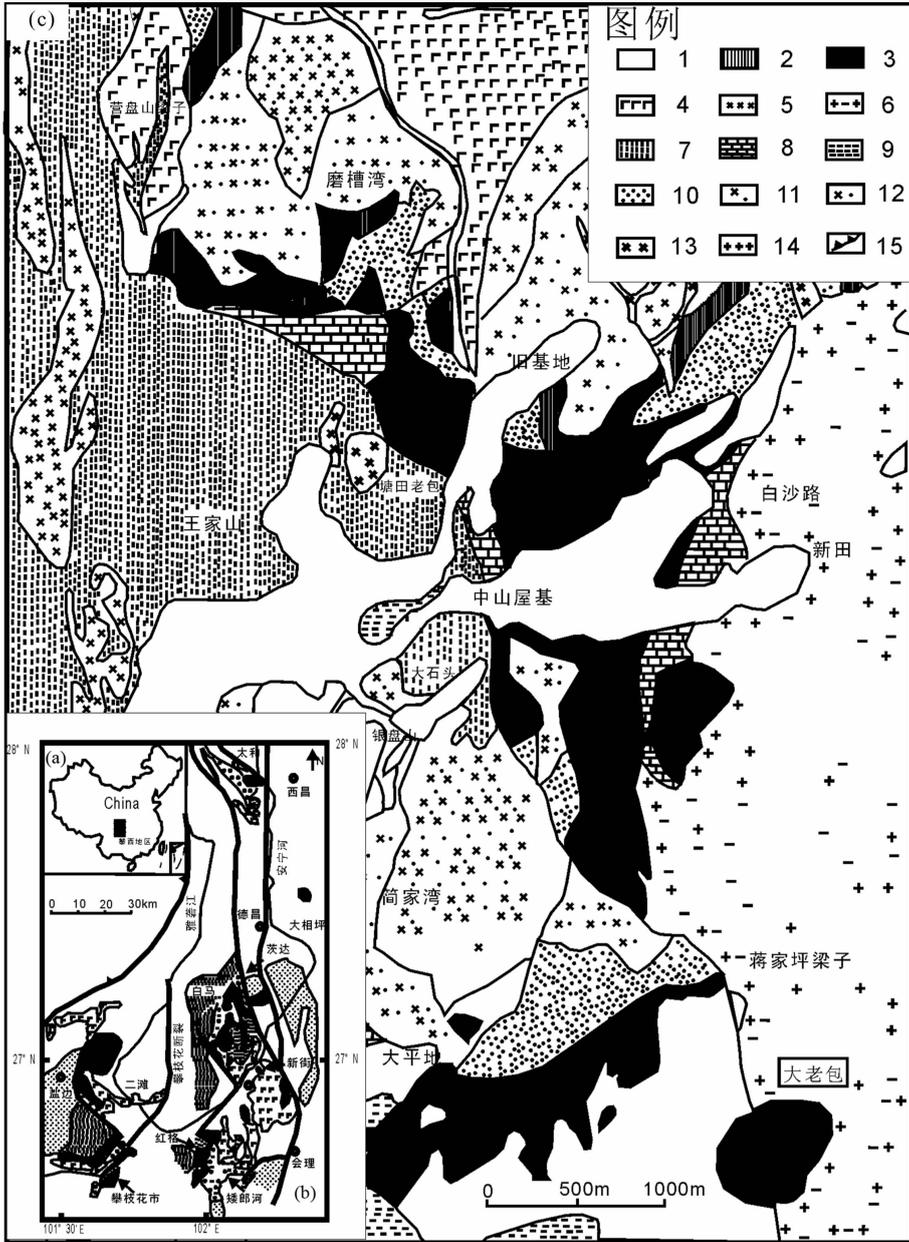


图1 攀西地区分布位置(a)、攀西地区地质略图(b, 据刘伏等, 1985; 钟宏等, 2009)和红格矿区地质简图(c, 据李佑国, 2007)

1-古生代, 中生代, 新生代地层; 2-二叠纪碱性杂岩体(图1b), 辉石岩含矿带上含矿层(图1c); 3-含矿二叠纪层状岩体; 4-二叠纪峨眉山玄武岩; 5-二叠纪辉长岩; 6-二叠纪黑云母花岗岩; 7-二叠纪正长岩; 8-灯影组灰岩; 9-新元古代康定杂岩(图1b), 第三系昔达组(图1c); 10-早中元古会理群(图1b), 辉石岩含矿带中下含矿层(图1c); 11-辉长岩含矿带中含矿层; 12-辉长岩含矿带下含矿层; 13-辉绿岩; 14-二叠纪A型花岗岩; 15-逆冲走滑带

Fig.1 Geological map of the Pan-Xi area (a), distribution of the mafic/ultramafic intrusions, granites, syenites and alkaline complexes (b, modified after Liu *et al.*, 1985; Zhong *et al.*, 2009) and simplified geological map of the Hongge granites (c, modified after Li, 2007)

问题是:长英质岩浆是镁铁质岩浆分异的产物还是其触发的壳源岩浆活动的结果,或者两种机制都存在?类似的问题在峨眉山大火成岩省也存在:例如, Xu *et al.* (2008) 通过花岗岩类的锆石 U-Pb 测年和 Hf 同位素研究, 提出会理、米易和

太和地区的花岗岩成岩年龄 ~260Ma, 与峨眉山大火成岩省的主体喷发年龄 (~260Ma; He *et al.*, 2007) 相近, 因而推测这些花岗岩的产生与玄武质岩浆主体喷发过程中地幔柱系统与地壳之间的热和物质相互作用有关。但是, 钟宏等

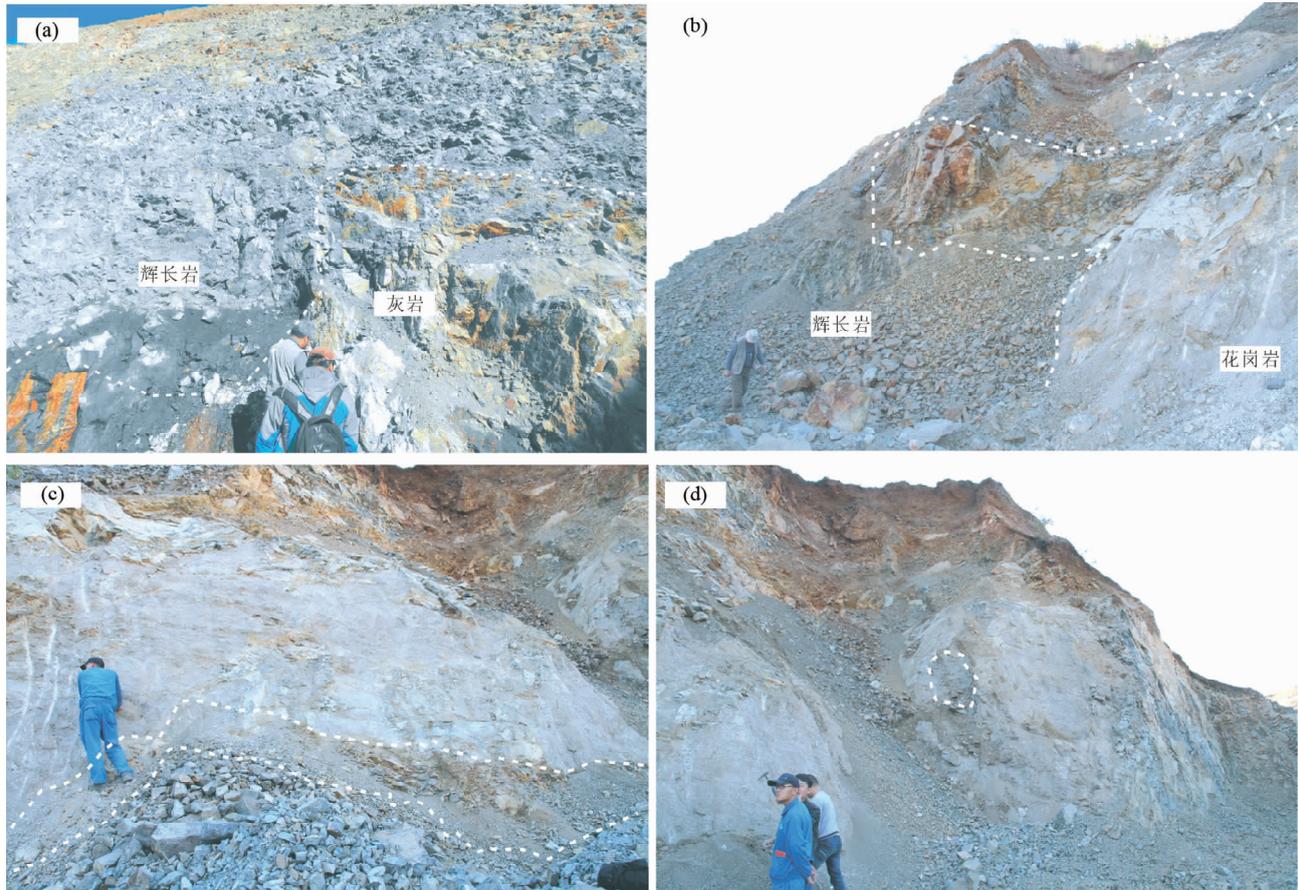


图2 大老包花岗岩的野外照片

(a)-大老包杂岩体与灯影组灰岩的接触关系; (b)-花岗岩和辉长岩的接触关系; (c)-花岗岩的冷凝边; (d)-花岗岩中的辉长岩包体

Fig.2 Field photos of Dalaobao granites

(2009)则认为, 出露于太和一带的 A 型花岗岩(259Ma)是底侵玄武质岩浆分异的产物。尽管这种成因的分歧存在, 但是学者们都肯定了峨眉山大火成岩省的中酸性岩浆与巨量幔源岩浆底侵过程有关。查看幔源岩浆在底侵过程中是否能够引发地壳部分熔融可能是解决这种成因分歧的关键。与此相关的, 国际上最新的下地壳热区模型(Deep Crustal Hot Zone)就基于数值模拟论证在俯冲带中幔源岩浆批次底侵产生的热源能够熔融下地壳产生中酸性岩浆(Annen and Sparks, 2002; Annen *et al.*, 2006; Solano *et al.*, 2012)。为此, 作者以大老包花岗岩的年代学和热模拟为例, 试图查看峨眉山大火成岩省中的巨量幔源岩浆在底侵作用过程中是否能够导致下地壳的部分熔融, 从而为进一步论证花岗岩的成因提供依据。

1 地质背景

峨眉山大火成岩省位于中国西南部(图 1a)。根据何斌等(2006), 峨眉山大火成岩省可根据喷发前的隆升高度划分为三个带, 由内向外依次称为内带(0~200km, 隆升高度为

300m 到 >1000m)、中带(200~425km, 隆升高度为 100~800m)和外带(425~800km, 隆升高度最小, 为 0~250m)。攀西地区位于大火成岩省的内带。该区分布有大量的镁铁-超镁铁质岩体、正长岩-花岗岩体和碱性杂岩体以及较多的玄武岩(图 1b), 是地幔柱岩浆活动最强烈的地区之一(宋谢炎等, 2005)。伴随着地幔柱岩浆活动, 形成了众多的钒钛磁铁矿矿床, 其中红格铁矿区是攀西地区最重要的钒钛磁铁矿矿床之一。

红格钒钛磁铁矿矿床主要位于旧基地一带(图 1c), 主矿体赋存于红格基性-超基性杂岩中, 伴生金属为 Ti、V、Cu 和 PGE。红格杂岩体呈南北向展布(图 1c), 长 16km, 东西宽 6~7km。杂岩体侵位于二叠纪峨眉山玄武岩与晚元古代灯影组灰岩的接触带上(图 2a), 具有良好的火成层理构造。矿区东部出露有大片大老包黑云母二长花岗岩, 且花岗岩中分布有一个孤立的含矿基性-超基性杂岩(大老包岩体)。据图 1 的出露情况, 简单地估算大老包花岗岩岩体出露面积约 2km², 含矿基性-超基性杂岩约为 0.25km², 这种分布特征很容易被误认为含矿基性-超基性杂岩侵入于花岗岩基中。野外观察表明, 花岗岩侵入于含矿基性-超基性杂岩(图 2b),

对矿体起着破坏作用。因此,红格矿床应当形成于峨眉山玄武岩大规模喷出之后,大老包花岗岩形成之前。据此,精确限定大老包花岗岩的形成年龄具有重要的意义,不仅可以对峨嵋地幔柱的活动提供年代学约束,进一步探究峨眉山花岗岩成因与地幔柱的关系,而且可以对攀枝花式铁矿的形成年龄提供进一步依据。

2 样品与分析方法

大老包花岗岩体的主要岩性是黑云母二长花岗岩。岩体侵入大老包基性-超基性杂岩(图 2b),与其接触带上引起后者的轻微绿泥石化。图 2b 中展示了花岗岩岩体与杂岩体的接触关系,实际花岗岩岩体出露区域非常大。在花岗岩岩体与杂岩体接触带上,可见花岗岩具有冷凝边结构(图 2c),和一些基性-超基性杂岩的包体(图 2d)。定年样品采自大老包基性-超基性杂岩体旁侧的接触带上。样品风化面呈黄褐色,新鲜面灰白色,显示了较强的风化作用。岩石主要由斜长石(35%)、钾长石(30%)、石英(30%)和黑云母(5%)组成,含有少量磁铁矿、磷灰石、褐帘石和锆石等副矿物。

样品碎样和锆石分选工作在廊坊河北省区域地质矿产调查研究室实验室完成。用常规方法将岩石样品粉碎至 300 μm 左右。锆石经淘洗、重选富集,再经磁选和密度分选后,在双目镜下进一步分离和挑选纯锆石单矿物。用于进行 LA-ICP-MS U-Pb 定年的锆石样品用环氧树脂固定于样品靶

上,再经过磨和抛光,直至露出锆石新鲜截面。显微镜下对靶上锆石发育的微裂隙与包裹体观察并显微照相标记后,镀膜,在北京离子探针中心进行阴极发光(CL)照相。锆石 U-Pb 年龄测定由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室的电感藕和等离子质谱仪(Agilent7500a)与准分子剥蚀系统(Geolas2005)组成的 LA-ICP-MS 系统完成。激光剥蚀束斑直径为 32 μm ,激光剥蚀深度为 20~40 μm 。详细实验流程参见 Black 等(2004)。锆石年龄计算采用国际标准锆石 91500 作为外标,元素含量采用美国国家标准物质局人工合成硅酸盐玻璃 NIST SRM610 作为外标, ^{29}Si 作为内标元素进行校正。样品的同位素数据处理 Glitter(4.0 版)软件,同时采用此软件对测试数据进行普通铅校正(Ludwig, 2003),年龄计算及谐和图绘制通过 Isoplot(3.23 版)进行。除异常的锆石年龄外,有效测试数据列于表 1 中。

3 锆石 U-Pb 定年结果

红格大老包花岗岩中的锆石多为半自形到自形晶,无色透明,粒径一般在 100~200 μm ,短柱状,长宽比 2:1。锆石的 CL 阴极发光照片(图 3)揭示大部分锆石具有清晰的震荡环带,其 Th/U 比值远大于 0.1,显示了典型的岩浆锆石特征(Rowley *et al.*, 1997; Croft *et al.*, 2003)。少量锆石内部显示变质重结晶结构或扇形结构,表明少量锆石具有继承锆石的核。对样品中的 21 颗锆石进行了 U, Th, Pb 同位素测试

表 1 大老包黑云母二长花岗岩锆石 U-Pb 同位素数据表

Table 1 Zircon U-Pb isotopic data of the granite of Dalaobao

测点号	含量($\times 10^{-6}$)			Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	
	Pb	U	Th		比率	1 σ	比率	1 σ	比率	1 σ	年龄(Ma)	1 σ	年龄(Ma)	1 σ	年龄(Ma)	1 σ
HG39-01	0.92	102.20	32.91	0.3220	0.0413	0.0007	0.3102	0.0053	0.0087	0.0002	261	4	274	4	176	5
HG39-02	7.81	890.35	197.46	0.2218	0.0413	0.0006	0.3097	0.0028	0.0103	0.0002	261	4	274	2	207	3
HG39-03	3.33	388.02	64.31	0.1657	0.0406	0.0006	0.2903	0.0030	0.0099	0.0002	256	4	259	2	199	5
HG39-04	3.55	397.37	121.33	0.3053	0.0412	0.0006	0.3011	0.0031	0.0081	0.0002	260	4	267	2	164	3
HG39-05	2.72	282.93	110.91	0.3920	0.0417	0.0006	0.3184	0.0035	0.0084	0.0002	263	4	281	3	168	3
HG39-06	3.75	349.80	214.81	0.6141	0.0404	0.0006	0.2820	0.0028	0.0092	0.0002	255	4	252	2	185	3
HG39-07	1.08	109.76	49.67	0.4526	0.0413	0.0007	0.2937	0.0053	0.0082	0.0002	261	4	261	4	165	4
HG39-08	3.73	403.05	119.36	0.2961	0.0422	0.0006	0.3179	0.0032	0.0084	0.0002	266	4	280	2	168	4
HG39-09	2.63	287.64	87.22	0.3032	0.0405	0.0006	0.2960	0.0032	0.0095	0.0002	256	4	263	2	192	4
HG39-10	2.68	237.14	159.92	0.6744	0.0403	0.0006	0.3004	0.0034	0.0103	0.0002	254	4	267	3	207	4
HG39-11	2.62	305.00	65.53	0.2148	0.0403	0.0006	0.2904	0.0032	0.0104	0.0003	254	4	259	3	208	5
HG39-12	2.77	288.22	119.49	0.4146	0.0402	0.0006	0.2909	0.0033	0.0101	0.0002	254	4	259	3	202	5
HG39-13	2.94	296.98	132.78	0.4471	0.0404	0.0006	0.2945	0.0033	0.0106	0.0002	255	4	262	3	214	5
HG39-14	3.27	393.01	63.91	0.1626	0.0404	0.0006	0.2961	0.0035	0.0108	0.0003	255	4	263	3	217	6
HG39-15	4.46	493.53	164.45	0.3332	0.0404	0.0006	0.2965	0.0034	0.0095	0.0003	255	4	264	3	192	5
HG39-16	7.81	965.13	105.92	0.1097	0.0401	0.0006	0.3057	0.0027	0.0130	0.0003	254	4	271	2	261	7
HG39-17	3.49	405.49	90.45	0.2231	0.0405	0.0006	0.2967	0.0032	0.0108	0.0003	256	4	264	2	217	6
HG39-18	1.69	184.59	54.72	0.2965	0.0408	0.0006	0.3144	0.0042	0.0115	0.0003	258	4	278	3	231	7
HG39-19	2.42	291.59	42.31	0.1451	0.0402	0.0006	0.3091	0.0034	0.0133	0.0004	254	4	273	3	266	8
HG39-20	1.30	142.00	50.29	0.3542	0.0404	0.0006	0.2943	0.0044	0.0104	0.0003	255	4	262	3	209	7
HG39-21	1.43	154.51	52.89	0.3423	0.0405	0.0006	0.3030	0.0043	0.0084	0.0002	256	4	269	3	169	4

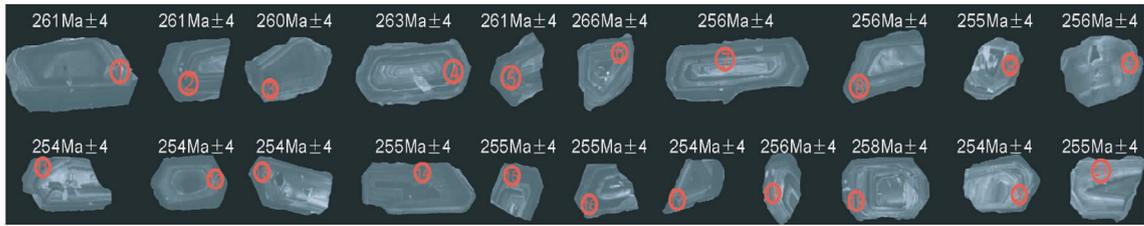


图3 大老包花岗岩锆石阴极发光图像

Fig.3 CL photo of the analyzed zircon grains in Dalaobao granites

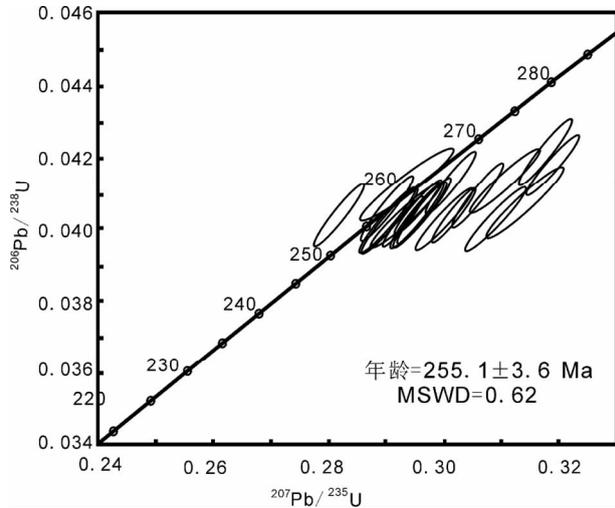


图4 大老包二长花岗岩锆石 U-Pb 谐和曲线图

Fig.4 Concordia plots showing the zircon U-Pb analyses of biotite granites in the Dalaobao area

(表1),其中HG39-2, HG39-16的U或者Pb含量过高不予考虑。U含量分布在 $102.2 \times 10^{-6} \sim 493.5 \times 10^{-6}$ 之间, Th含量分布在 $32.9 \times 10^{-6} \sim 214.8 \times 10^{-6}$ 之间, Th/U比值均大于0.1(0.16~0.67)。采用实测的 ^{208}Pb 校正普通铅 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,这19个年龄数据在一致曲线上均靠近谐和线(图4),给出的加权平均年龄为 $255.1 \pm 3.6\text{Ma}$,代表了二长花岗岩的结晶年龄。

4 讨论

明确大老包花岗岩的成岩时代对于研究红格花岗岩的成因和峨眉山地幔柱的关系具有重要意义。本次研究确定大老包花岗岩成岩年龄为 $255.1 \pm 3.6\text{Ma}$,这通过对红格东侧矮郎河花岗岩锆石测年获得的 $255.2 \pm 3.6\text{Ma}$ 的年龄一致,表明大老包花岗岩是与东侧矮郎河花岗岩同一阶段的。这期花岗岩的成岩时代为 $255 \pm 3.6\text{Ma}$ 。从前文所述的花岗岩和含矿基性-超基性岩体之间的接触关系上,也表明花岗岩成岩年龄应晚于红格以及攀枝花的成矿时代($\sim 263\text{Ma}$, Zhou *et al.* 2005)。

峨眉山岩浆主体活动周期在 $259\text{Ma} \sim 262 \pm 3\text{Ma}$ (He *et*

al., 2007),如果把 259Ma 作为峨眉山岩浆主体活动结束时代,则大老包花岗岩晚于峨眉山主体玄武岩喷发大致4Myr,那么大老包花岗岩在成因上是否与峨眉山大火成岩省活动有关联呢?从花岗岩的成因,国际上目前有5种模型(Annen *et al.*, 2006):模型1,俯冲板块的富水流体或者熔体促使地幔楔斜方辉橄岩部分熔融(Tatsumi, 1982);模型2,幔源玄武质或者玄武安山质岩浆在浅部地壳结晶(Sisson and Grove, 1993);模型3,幔源的玄武质或玄武安山质岩浆在下地壳Moho面附近结晶(Annen and Sparks, 2002);模型4,中下地壳的角闪岩受幔源岩浆底侵而部分熔融(Smith and Leeman, 1987);模型5,下地壳的酸性岩浆与幔源玄武质岩浆的混合作用(Heiken and Eichelberger, 1980)。模型1是讨论俯冲板块的,并且这种模型产生的是高Mg的安山岩(Annen *et al.*, 2006)。模型2被广泛认同,但是在浅部地表很难找到大规模的基性或超基性岩浆,同时即使基性岩浆侵入到浅部地表其活动时间一般在几千年级别的时间尺度上(Higgins and Chandrasekharam, 2007; Zellmer *et al.*, 1999),这与我们得到的几个百万年时间相差较大。模型3、4、5都发生在下地壳并且都需要一个来自底侵幔源岩浆传热,同样意味着大老包花岗岩的形成过程至少需要一个热源。如前文所述的Xu *et al.* (2008)通过花岗岩类的锆石U-Pb测年和Hf同位素研究,提出会理、米易和太和地区的花岗岩成岩年龄 $\sim 260\text{Ma}$ 并且表现为A型花岗岩特征。而大老包所属的红格花岗岩区域上被分类为I型花岗岩(Zhong *et al.*, 2004)。因此,无论从成因年龄还是岩性特征,可以推断大老包花岗岩有别于其他地区的花岗岩,可能是下地壳熔融的产物。Annen *et al.* (2006)论证了在俯冲带,幔源岩浆上涌至下地壳形成一个下地壳热区,在3Ma的时间尺度上熔融下地壳形成中酸性岩浆。然而,对于峨眉山大火成岩省,我们是否能够通过下地壳热区模型检验巨量幔源岩浆侵入过程中下地壳是否发生熔融?

为了使得模型能够尽可能地适用于大陆大火成岩省系统,我们有必要按峨眉山大火成岩省的实际条件对公式参数进行赋值。从红格花岗岩的成岩年龄看,我们可以假设幔源玄武质岩浆在0~4Myr内底侵。侵位方式是厚一层的岩浆代替前一层的岩浆固定在30km处(具体可见Annen *et al.* (2006)图4a,b)。Xu *et al.* (2001)论证了源区深度在80~100km,而初始岩浆的温度约为 1500°C ,Zhang *et al.* (2006)

则通过对苦橄岩的研究得到初始岩浆的温度为 1630 ~ 1690°C, Li *et al.* (2012) 也通过苦橄岩的研究估计了初始岩浆的温度在 1590°C。然而, 考虑到出露的从源区上升到下地壳 30km 处的过程中有热量损失, 而且大老包花岗岩成因时代相差大, 因此我们参考 Annen *et al.* (2006) 同样假设玄武质岩浆温度为 1285°C。而初始的地温梯度取为 20°C/km (Annen *et al.*, 2006)。而玄武质岩浆的侵位速率与幔源岩浆产生速率正相关, 根据岛弧环境岩浆形成速率 (Crisp, 1984), Annen *et al.* (2006) 给出了一个平均的玄武质岩浆侵位速率 5mm/year, 意味着每 1 万时间尺度上玄武质岩浆侵位厚度达到 50m 左右。对于地幔柱成因的峨眉山玄武岩具有更高的岩浆形成速率, 因此也具有更高的侵位速率。侵位速率的选择会影响到中酸性岩浆受热形成的时间 (incubation time, Annen *et al.*, 2006), 侵位速率越大, 中酸性岩浆形成的时间就越短。这似乎也解释了在峨眉山大火成岩省主体岩浆喷发时, 同期在会理, 米易和太和等地出露花岗岩 (Xu *et al.*, 2008)。然而, 考虑大老包花岗岩的形成时间与峨眉山大火成岩省主体岩浆喷发时间相差 4Myr, 岩浆无法一直保持高侵位速率。因此本文中, 模型依旧使用 5mm/year 的侵位速率。我们假设下地壳为角闪岩组成的, 同时根据 Annen *et al.* (2006) 总结的实验数据假设其固相线和液相线温度分别为 812°C 和 1150°C。在这样的模型假设上, 笔者使用数学软件 Matlab 对模型进行数值模拟 (具体计算过程可查看 Annen *et al.* (2006)), 结果表明 5 千年左右就因为玄武质岩浆结晶产生了演化岩浆, 而角闪岩在 0.5Myr 后部分熔融产生岩浆, 在 2.5Myr 时部分熔融的产率达到最高。在 4Myr 时如图 5 所示, 玄武质岩浆积累到了 20km 的厚度, 通过玄武质岩浆热传导导致上层的角闪岩发生了熔体分数最高到 0.8 的部分熔融, 从而产生了中酸性岩浆。因此, 大老包花岗岩可能是峨眉山大火成岩省喷发后期玄武质岩浆滞留下地壳在 4Myr 熔融下地壳形成。即当峨眉山大火成岩省主体玄武质岩浆开始以高速喷发后, 大部分玄武质岩浆会因为失去上升动力积累下地壳附近的不连续面中 (如 Moho 面), 这些积累的玄武质岩浆会以热传导的向围岩传热导致下地壳的熔融从而玄武质岩浆进行结晶分异, 围岩则部分熔融。最后, 岩浆分凝后上升至浅部地壳形成花岗岩 (Solano *et al.*, 2012)。

5 结论

(1) 野外观察表明, 大老包花岗岩侵入于含矿基性-超基性杂岩中。大老包花岗岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果为 255.1 ± 3.6 Ma, 晚于攀枝花地区的成矿时代, 是二叠纪峨眉山幔柱岩浆活动晚期的产物。该研究结果与前人通过红格东侧矮郎河地区花岗岩的 U-Pb 得到的花岗岩成岩时代 (255.2 ± 3.6 Ma) 结果一致。

(2) 在不考虑误差的情况下, 大老包花岗岩的成岩时代与峨眉山大火成岩省主体喷发时代相差 4Myr 左右。结合国

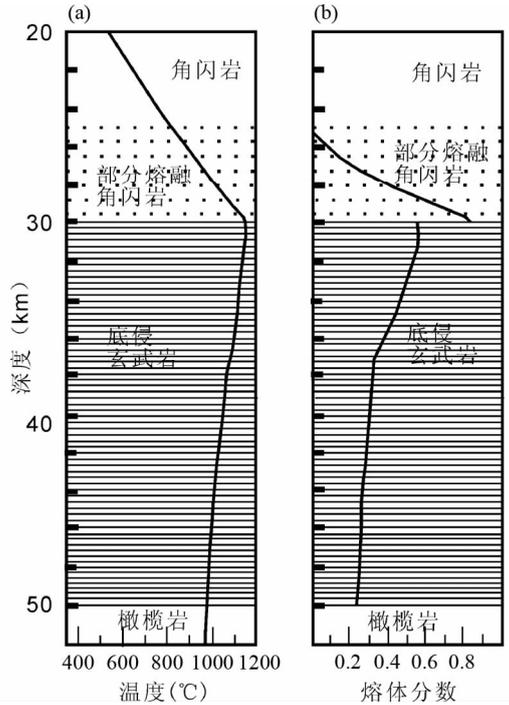


图 5 玄武质岩浆底侵 4Myr 时温度和熔体分数随着深度的变化图

Fig. 5 Variation of temperature and melt fraction vs. a function of depth, taken as a snapshot 4Myr after initiation of the hot zone

际上最新的中酸性岩成因模型, 笔者认为峨眉山大火成岩省岩浆底侵作用过程中, 幔源岩浆可以通过热传导的方式导致下地壳发生部分熔融, 同时大老包花岗岩可能是峨眉山大火成岩省喷发过程中玄武质岩浆在 4Myr 内部分熔融下地壳形成的。

致谢 野外工作得到成都理工大学李佑国教授的帮助; 年龄数据处理中与周久龙博士、杨宗锋博士进行了讨论; 论文写作过程中王瑜教授对模型建立给出了建议, Annen 博士指导了下地壳热区模型相关的内容; 在此一并感谢。

References

- Annen C and Sparks RSJ. 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(3-4): 937-955
- Annen C, Blundy JD and Sparks RSJ. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3): 505-539
- Black LP, Kamo SL, Allen CM *et al.* 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect, SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205(1-2): 115-140
- Bryan SE and Ernst RE. 2008. Revised definition of Large Igneous

- Provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews*, 86(1-4): 175-202
- Croft F, Hanchar JM, Hoskin PWO *et al.* 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 469-500
- Ernst RE, Buchan KL and Campbell IH. 2005. Frontiers in large igneous province research. *Lithos*, 79(3-4): 271-297
- He B, Xu YG, Xiao L *et al.* 2006. Sedimentary responses to uplift of Emeishan mantle plume and its implications. *Geological Review*, 52(1): 30-37 (in Chinese with English abstract)
- He B, Xu YG, Huang XL *et al.* 2007. 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. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3-4): 306-323
- Heiken G and Eichelberger JC. 1980. Eruptions at chaos crags, Lassen Volcanic National Park, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(3-4): 443-481
- Herzberg C and O'Hara MJ. 1998. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites. *Earth-Science Reviews*, 44(1-2): 39-79
- Higgins MD and Chandrasekharam D. 2007. Nature of Sub-volcanic magma chambers, Deccan Province, India: Evidence from quantitative textural analysis of plagioclase megacrysts in the giant plagioclase basalts. *Journal of Petrology*, 48(5): 885-900
- Li CS, Tao Y, Qi L and Ripley EM. 2012. Controls on PGE fractionation in the Emeishan picrites and basalts: Constraints from integrated lithophile-siderophile elements and Sr-Nd isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 90: 12-32
- Li YG. 2007. The screening of Ni-Cu-PGE sulfide ores prospecting target area in Pan-Xi area in Sichuan Province based on "3S" technology. Ph. D. Dissertation. Chengdu: Chengdu University of Technology (in Chinese with English summary)
- Liu D, Shen FK and Zhang GZ. 1985. Layered in trusions of the Panxi area, Sichuan province. In: Zhang YX (ed.). *Corpus of the Panxi Paleorift Studies in China*. Beijing: Geological Publishing House, 85-118 (in Chinese)
- Ludwig KR. 2003. *ISOPLOT3100: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1-70
- Rowley DB, Xue F, Tucker RD *et al.* 1997. Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the eastern Dabie Shan: U/Pb zircon geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 151(3-4): 191-203
- Smith DR and Leeman WP. 1987. Petrogenesis of Mount St. Helens dacitic magmas. *Journal of Geophysical Research*, 92(B10): 10313-10334
- Solano JMS, Jackson MD, Sparks RSJ, Blundy JD and Annen C. 2012. Melt segregation in deep crustal hot zones: A mechanism for chemical differentiation, crustal assimilation and the formation of evolved magmas. *Journal of Petrology*, 53(10): 1999-2026
- Song XY, Zhang CJ, Hu RZ *et al.* 2005. Genetic links of magmatic deposits in the Emeishan large igneous province with dynamics of mantle plume. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 25(4): 35-44 (in Chinese with English abstract)
- Sisson TW and Grove TL. 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(2): 143-166
- Tatsumi Y. 1982. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi Volcanic Belt, Southwest Japan, 2. Melting phase relations at high pressures. *Earth and Planetary Science Letters*, 60(2): 305-317
- Xu Y, Chung SL, Jahn BM *et al.* 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58(3-4): 145-168
- Xu YG, Luo ZY, Huang XL *et al.* 2008. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on crustal melting associated with the Emeishan mantle plume. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(13): 3084-3104
- Zellmer GF, Blake S, Vance D, Hawkesworth C and Turner S. 1999. Plagioclase residence times at two island arc volcanoes (Kameni Islands, Santorini, and Soufriere, St. Vincent) determined by Sr diffusion systematics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136(4): 345-357
- Zhang ZC, Mahoney JJ, Mao JW and Wang FS. 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China. *Journal of Petrology*, 47(10): 1997-2019
- Zhong H, Yao Y, Prevec SA *et al.* 2004. Trace-element and Sr-Nd isotopic geochemistry of the PGE-bearing Xinjie layered intrusion in SW China. *Chemical Geology*, 203(3-4): 237-252
- Zhong H, Xu GW, Zhu WG *et al.* 2009. Petrogenesis of the Taihe granites in the Emeishan Large Igneous Province and tectonic implications. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 28(2): 99-110 (in Chinese with English abstract)
- Zhou MF, Robinson PT, Leshner CM *et al.* 2005. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China. *Journal of Petrology*, 46(11): 2253-2280

附中文参考文献

- 何斌, 徐义刚, 肖龙等. 2006. 峨眉山幔柱上升的沉积相应及其地质意义. *地质论评*, 52(1): 30-37
- 李佑国. 2007. 基于"3S"技术的攀西地区铜镍铂族元素矿床找矿靶区筛选. 博士学位论文. 成都: 成都理工大学
- 刘秋, 沈发奎, 张光宗. 1985. 攀西地区层状岩体. 见: 张云湘主编. *中国攀西裂谷文集*. 北京: 地质出版社, 85-118
- 宋谢炎, 张成江, 胡瑞忠等. 2005. 峨眉火成岩省岩浆矿床成矿作用与地幔柱动力学过程的耦合关系. *矿物岩石*, 25(4): 35-44
- 钟宏, 徐桂焜, 朱维光等. 2009. 峨眉山大火成岩省太和花岗岩的成因及构造意义. *矿物岩石地球化学通报*, 28(2): 99-110