

doi: 10.12097/gbc.2023.07.002

乌蒙山地区茅口组中上部火山物质的发现：峨眉地幔柱早期活动的证据

张宏辉^{1,2}, 杨朝^{3,4}, 李致伟^{1*}, 陈贵仁^{1,2*}, 余杨忠¹, 袁永盛¹, 李锁明¹, 张耀堂¹,
张沥元⁵, 赵见波¹, 吴亮¹, 潘江涛¹

ZHANG Honghui^{1,2}, YANG Zhao^{3,4}, LI Zhiwei^{1*}, CHEN Guiren^{1,2*}, YU Yangzhong¹,
YUAN Yongsheng¹, LI Suoming¹, ZHANG Yaotang¹, ZHANG Liyuan⁵, ZHAO Jianbo¹,
WU Liang¹, PAN Jiangtao¹

1. 中国地质调查局昆明自然资源综合调查中心, 云南昆明 650111;

2. 自然资源部自然生态系统碳汇工程技术创新中心, 云南昆明 650111;

3. 中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074;

4. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;

5. 中国地质调查局地球物理调查中心, 河北廊坊 065000

1. Kunming General Survey of Natural Resources Center, China Geological Survey, Kunming 650111, Yunnan, China;

2. Technology Innovation Center for Natural Ecosystem Carbon Sink, Ministry of Natural Resources, Kunming 650111, Yunnan, China;

3. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China;

4. State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 5. Geophysical Investigation Center, China Geological Survey, Langfang 065000, Hebei, China

摘要: 峨眉地幔柱活动是显生宙重要的地质事件, 为了加深对滇东北乌蒙山地区峨眉地幔柱活动演化的认识, 对该区茅口组中上部凝灰岩的同位素年龄、锆石微量元素、锆石 Lu-Hf 同位素、牙形石生物地层等进行了研究。研究区茅口组中上部的凝灰岩为滇东北乌蒙山地区峨眉地幔柱活动演化增加了新的岩石学证据, 其最底层凝灰岩的锆石 U-Pb 年龄为 268.7 ± 1.7 Ma (MSWD=0.89, n=8); 发现的牙形石为 *Jinogondolella aserrata*, 是二叠系瓜德鲁普统沃德阶的典型分子, 与锆石 U-Pb 年龄对应。茅口组凝灰岩锆石微量元素特征显示其为基性岩浆锆石, 具有大陆弧型构造背景及较高的 Th/Nb 值, 可能代表峨眉山大火成岩省大规模喷发之前的火山活动。茅口组凝灰岩锆石 Hf 同位素特征显示, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -6.7~11.6, 大部分为负值, 少量正值, 具不均一性, 反映该时期的火山活动除地幔柱物质参与外还有较多地壳物质的加入。茅口组凝灰岩的发现表明, 峨眉地幔柱在乌蒙山地区于瓜德鲁普统沃德期已经发生小规模的岩浆喷发活动, 该时期地幔柱的作用主要表现为对岩石圈热量的传导及部分地幔物质参与的熔融作用, 为峨眉地幔柱模型的建立增加了新的证据。

关键词: 地幔柱; 峨眉山玄武岩; 火山活动; 茅口组; 牙形石; 锆石 U-Pb 年龄; Lu-Hf 同位素; 地质调查工程

中图分类号: P597+.3; P588.12 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2024)07-1207-14

收稿日期: 2023-07-02; 修订日期: 2024-01-09

资助项目: 中国地质调查局项目《滇中楚雄地区云龙镇等 4 幅 1/5 万区域地质调查》(编号: DD20220987)、《云南乌蒙山区 1/5 万瓦岗等 9 幅区域地质调查》(编号: DD20191012-01)、《滇东-黔西黄葛树等 4 幅 1/5 万矿产地质调查》(编号: DD20220967)、《自然资源综合调查标准化与标准制修订》(编号: DD20230532)及自然资源综合调查指挥中心科创基金项目《滇东北峨眉山地幔柱活动与地表系统响应之间的耦合关系》(编号: KC20230020)

作者简介: 张宏辉(1989-), 男, 硕士, 高级工程师, 从事区域地质调查研究。E-mail: 673872084@qq.com

* 通信作者: 李致伟(1988-), 男, 工程师, 从事区域地质矿产调查研究。E-mail: 515108084@qq.com

陈贵仁(1989-), 男, 工程师, 从事区域地质调查及碳汇调查研究。E-mail: 903207023@qq.com

Zhang H H, Yang Z, Li Z W, Chen G R, Yu Y Z, Yuan Y S, Li S M, Zhang Y T, Zhang L Y, Zhao J B, Wu L, Pan J T. Discovery of volcanic matter in the Upper Maokou Formation of the Wumengshan area : Evidence of early activity of the Emeishan mantle plume. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(7): 1207–1220

Abstract: The Emeishan mantle plume activity is an important geological event in Phanerozoic. To deepen our understanding on the evolution of the Emeishan mantle plume activity in the Wumengshan area of northeastern Yunnan, the isotopic chronology, zircon trace element, zircon Lu–Hf isotopes and dental spines of the middle and upper tuffs of the Maokou Formation in this area were investigated, which is a new direct petrology evidence for the evolution of Emeishan mantle plume activity in the Wumengshan area of northeast Yunnan Province, and the result shows that the zircon U–Pb age of the uppermost tuffs of the Maokou Formation is 268.7 ± 1.7 Ma (MSWD=0.89, $n=8$), consisting with the *Jinogondolella aserrata*, which is a typical molecule of the Permian Guadalupian Wordian. The zircon trace element characteristics of the uppermost tuffs of the Maokou Formation show affinities of basalt magma origin and continental arc-type tectonic setting, together with a high Th/Nb value, indicating a volcanic activity pre the large-scale eruption of the Emeishan Large Igneous Province. The $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ value of the zircons of the Maokou Formation is $-6.7 \sim -11.6$, indicating that the volcanic activity pre the Emeishan mantle plume was strongly influenced by the mantle plume materials and more crustal materials. The discovery of tuff in Maokou Formation shows that the Emeishan mantle plume has undergone a small-scale magmatic eruption in the Wumengshan area during the in the Permian Guadalupian Wordian. During this period, the mantle plume mainly played the role of conducting heat to the lithosphere and melting some mantle materials, which added new evidence for the establishment of Emeishan mantle plume model.

Key words: mantle plume; Emeishan flood basalt; volcanicity; Maokou Formation; conodont; zircon U–Pb ages; Lu–Hf; geological survey engineering

二叠纪瓜德鲁普世—乐平世形成于扬子板块西缘的峨眉山大火成岩省 (Emeishan Large Igneous Province, ELIP), 是中国境内最早被国际学术界认可的大火成岩省, 也是世界上研究最详细的大火成岩省之一, 其由大量的溢流相玄武岩及伴生的苦橄岩、辉绿辉长岩、流纹岩、酸性侵入岩、凝灰岩等组成, 因其深刻影响着扬子板块西缘的沉积、成矿及其与二叠纪生物大灭绝的耦合关系受到广泛关注, 主要分布于川、滇、黔三省境内, 覆盖面积约 250000 km²。目前, 峨眉大火成岩省的地幔柱成因理论已经得到大多数学者的认可 (Chung et al., 1995; Courtillot et al., 1999; 徐义刚等, 2001, 2007, 2017; 何斌等, 2003; 张招崇等, 2007), 但对于峨眉山大火成岩省的喷发模型和形成机制还存在争议。其中, 关于峨眉山大火成岩省的形成时间及持续时间是最关键和最富有争议的问题之一, 大火成岩省的一个重要标志是短时间内的巨量喷发, 也就是小于 3 Ma, 甚至在 1 Ma 内完成 (张招崇, 2009)。由于玄武质岩浆中 Zr 是不饱和的, 其形成的锆石常较少, 加之扬子板块西缘自中生代以来受到诸多构造热事件的影响, U–Pb 和 Ar–Ar 体系被破坏, 测得的锆石 U–Pb 同位素年龄及 Ar–Ar 年龄普遍存在偏年轻的情况 (Hou et al., 2002; 何冰辉, 2016; 张宏辉等, 2021), 导致直接

精确地约束峨眉山大火成岩省的形成时限较困难。20 多年来测得的大量同位素年龄在 263~251 Ma 之间 (何冰辉, 2016), 近年结合牙形石生物地层研究认为, 火山活动的主要时间为 263~260 Ma (Shellnutt, 2014; Zhu et al., 2018)。

大火成岩省只是地幔柱喷发至地表的一种表现形式, 事实上, 从地幔柱活动到其喷出地表并形成大火成岩省是一个复杂且漫长的过程。王晓峰等 (2021) 运用钕–铈–铅同位素地球化学特征对峨眉山玄武岩的研究表明, 峨眉地幔柱可能源于 1000~900 Ma 的 Rodinia 超大陆事件中衍生的洋壳, 经历了数亿年 (7~8 亿年) 漫长而又复杂的地质演化; 卢记仁 (1996) 认为, 峨眉地幔柱导致的基性岩浆活动可能至少始于 283 Ma; 张宏辉等 (2021) 对峨眉山玄武岩的锆石 U–Pb 同位素测年显示, 34 个锆石的年龄加权平均值为 275.9 ± 2.0 Ma, 可能代表了峨眉山玄武岩岩浆房的形成时间; 张宏辉等 (2022) 对滇东北地区的峨眉地幔柱活动与沉积盆地响应关系研究表明, 地幔柱活动导致地壳抬升的时限可能为 273.1 ± 3.1 Ma; 吴鹏 (2015) 在程海断裂西侧峨眉山玄武岩之下的二叠系瓜德鲁普统平川组碎屑岩中发现的 2 颗最年轻锆石年龄分别为 267 ± 3 Ma 和 269 ± 5 Ma, 可能代表了峨眉山大火成岩省大规模喷发之前的小规模

岩浆喷发活动。这些证据都表明, 峨眉地幔柱在玄武岩大规模喷发之前经历了长时间复杂的地质演化, 然而对于地幔柱早期活动的研究主要来源于峨眉山玄武岩之下栖霞组及茅口组的沉积响应、剥蚀情况, 以及峨眉山玄武岩的同位素地球化学分析推测, 缺少地表早期火山活动记录的直接证据。

本文在滇东北乌蒙山地区峨眉山玄武岩之下的茅口组中上部发现了凝灰岩, 对其中的锆石进行了同位素年龄、微量元素、锆石 Lu-Hf 同位素研究, 并对相应层位的牙形石生物地层进行了研究。研究结果表明, 茅口组上部凝灰岩 8 颗锆石 U-Pb 谐和年龄为 268.7 ± 1.7 Ma, 可能与峨眉山玄武岩同源, 可能代表了峨眉山玄武岩大规模喷发之前的火山活动记录, 为峨眉地幔柱早期的岩浆活动和演化提供新的直接证据。

1 区域地质背景及岩石岩相学特征

1929 年, 中国地质学家赵亚曾先生在四川西南的地质考察时, 将峨眉山地区阳新灰岩(茅口组)之上、飞仙关页岩(飞仙关组)之下的厚层席状玄武岩命名为峨眉山玄武岩(“Omeishan basalt”, 即 Emeishan basalt 的前身), 自此, 峨眉山玄武岩这一名称开始被广泛使用(Zhao, 1929)。盛金章(1963)把分布于西南区的二叠纪—三叠纪玄武岩泛称为峨眉山玄武岩组, 确认其形成时限为早二叠世—晚二叠世, 如今所称“峨眉山玄武岩”或“峨眉山大火成岩省”主要指广泛分布在川、滇、黔三省二叠纪晚期的玄武岩及相关地质体。在 20 世纪 90 年代以前传统的分类中, 峨眉山玄武岩被甘洛—小江断裂和普河—程海断裂划分为西、中和东 3 个岩区(张云湘等, 1988)。自从 Chung et al.(1995)将地幔柱理念引入峨眉山大火成岩省后, 对峨眉山大火成岩省的研究产生了深远的影响, 近 30 年来, 峨眉山大火成岩省的地幔柱成因已经得到广大学者的接受和认可。何斌等(2003)利用峨眉山玄武岩之下茅口灰岩的差异剥蚀情况及牙形石生物地层等的研究, 将峨眉山大火成岩省分为内、中、外 3 个带。在这个方案中, 研究区位于其中带。

研究区地理上位于滇东北地区的乌蒙山一带(图 1-a), 大地构造上位于扬子板块西缘的威宁—昭通褶皱带。区域上, 上震旦统一侏罗系均有出露, 各地层之间为整合或假整合接触, 未见早期的褶皱基

底。晚震旦世—二叠纪瓜德鲁普世为稳定的被动大陆边缘陆表浅海相沉积; 二叠纪瓜德鲁普世—乐平世, 峨眉山玄武岩的喷发形成了大量的溢流相玄武岩; 二叠纪乐平世—中三叠世为海陆过渡相的(含煤)碎屑岩及碳酸盐岩沉积; 由于印支运动的影响, 晚三叠世以后进入了陆内发展阶段。区域上出露的岩浆岩除峨眉山玄武岩外还有少量与峨眉山玄武岩同源的斜斑辉绿玢岩及早白垩世基性—超基性侵入岩(张宏辉等, 2023)。构造格局以北东向、北北东向的薄皮构造为主, 莲峰断裂是区域上最大的断裂(图 1-b), 其在二叠纪已有活动。峨眉山玄武岩是研究区分布最广、最厚的地层, 约占研究区总面积的 30%, 其中广泛分布 4 层连续的沉积岩夹层, 沉积岩夹层由凝灰岩、(含)凝灰质泥岩、泥岩、砾岩、灰岩、煤层、古土壤、古风化壳等组成, 表明峨眉山玄武岩在滇东北经历了 4 次较长时间的喷发间断, 4 个沉积夹层含有大量的凝灰质成分, 部分沉积夹层岩性为凝灰岩, 厚度可达 50 m 以上, 推测研究区的峨眉山玄武岩经历了 4 次大规模喷发, 每次大规模的溢流相玄武岩喷发之前有一次以火山灰喷发(凝灰岩形成)为主的火山活动。对 4 层凝灰岩的锆石 U-Pb 年龄测试表明, 研究区 4 次玄武岩喷发的时限为 261.9 ± 2.0 Ma、 261.8 ± 3.7 Ma、 261.6 ± 1.9 Ma 及 261.5 ± 2.1 Ma, 大规模的火山喷发时限可能为 $261.9 \sim 261.5$ Ma, 持续了约 0.4 Ma(张宏辉等, 2022)。而潘江涛等(2022a)对研究区宣威组凝灰岩的研究表明, 峨眉地幔柱至少在 258.9 Ma 仍有活动。

峨眉山玄武岩下伏地层为二叠系瓜德鲁普统茅口组, 区域上二者为平行不整合(喷发不整合)接触关系。茅口组主要岩性为灰色厚层—块状泥晶白云质灰岩、泥晶生物(碎屑)灰岩, 可见燧石结核、泥质灰岩(团块)、鲕灰岩等, 均为底部较少, 向上逐渐增加, 部分地区茅口组上部硅质岩条带呈层状产出, 顶部均为鲕灰岩, 鲕含量可达 40%。在研究区东西两侧, 峨眉山玄武岩与茅口组之间可见古风化壳, 显示二者之间存在沉积间断, 在峨眉山玄武岩喷发之前, 地壳抬升导致沉积环境变为陆相, 而在研究区中部的冷家坪—寨上一带, 在茅口组与峨眉山玄武岩的接触部位可见茅口组灰岩与峨眉山玄武“指状交叉”的沉积接触现象, 表明二者在此地可能为连续沉积(图版 I-a)。其中, 寨上地区的峨眉山玄武岩底部

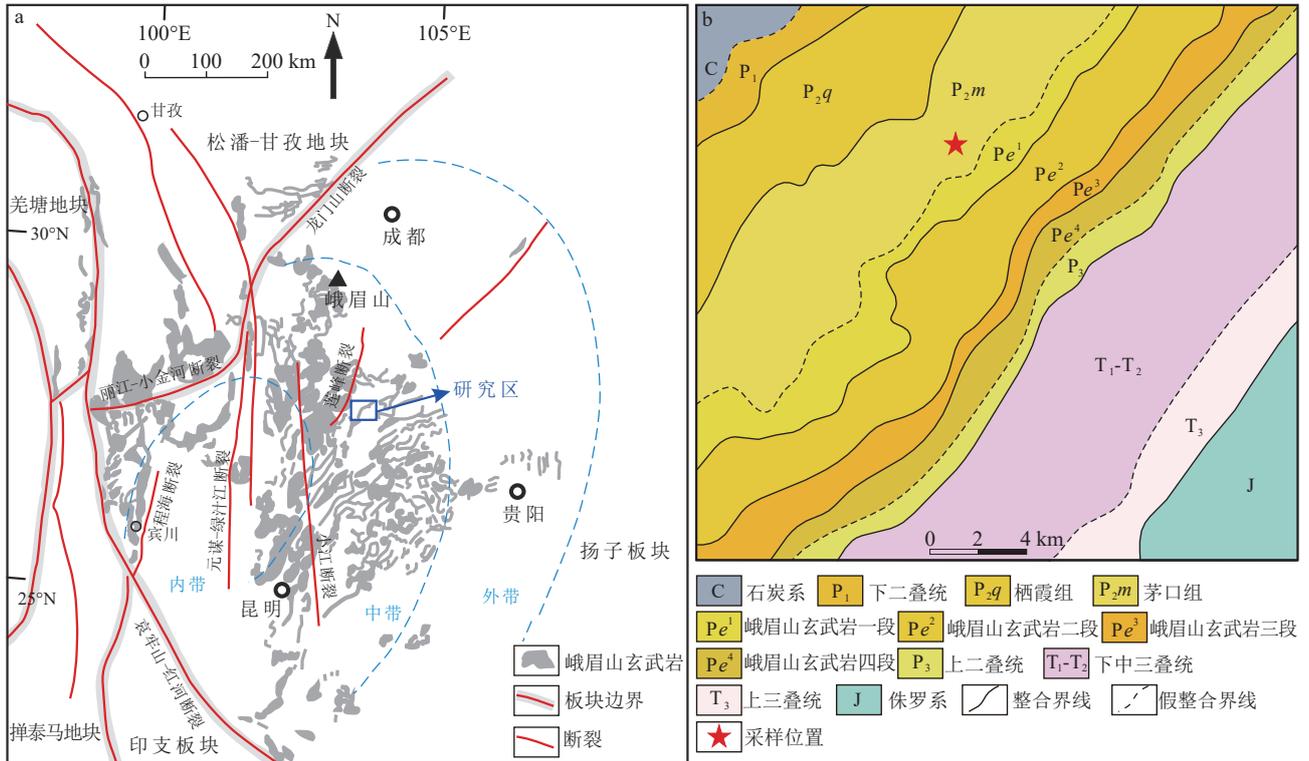


图1 峨眉山大火成岩省分布简图(a)(据徐涛等, 2015; Zhong et al., 2020 修改)及研究区地质简图(b)

Fig. 1 The distribution map of the Emeishan Large Igneous Province (ELIP) (a) and simplified geological map of the study area (b)

可见3层灰岩夹层,第一层厚10 m,第二层厚5 m,第三层厚1.5 m,从下往上灰岩夹层逐渐变薄。在这一带的茅口组从中上部开始逐渐发现了紫红色凝灰岩,厚0.5~3 cm,凝灰岩有4层。

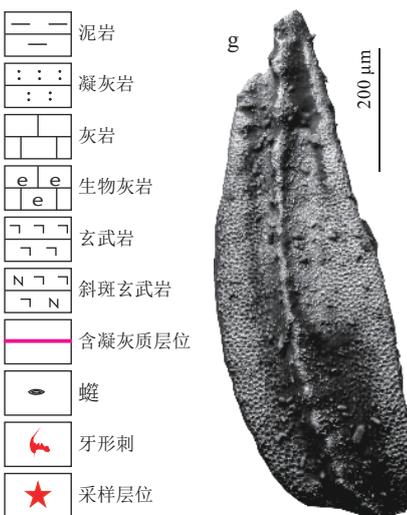
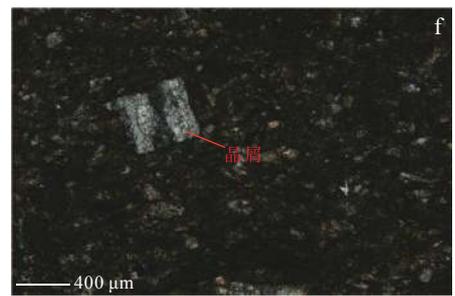
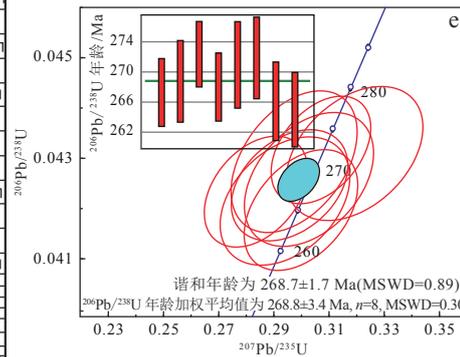
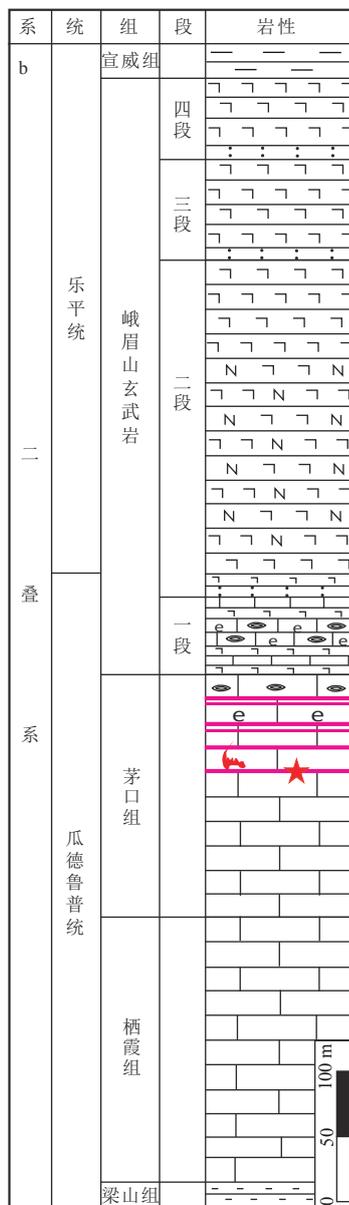
本次在彝良县南西方向约8 km处的寨上一带进行茅口组和峨眉山玄武岩剖面测量及采样工作,茅口组厚186.4 m,峨眉山玄武岩厚544.9 m,茅口组凝灰岩首次出现于103 m处的中上部,厚约3 cm,紫红色,夹于2层灰色生物碎屑灰岩之间,质地较软,触摸具粘土及砂感。镜下观察,岩石主要由陆源砂屑、火山灰、方解石矿物等组成,可见少量晶屑,主要为斜长石,含较多铁质,发生强烈的碳酸盐化,还可见微量玻屑。于该层位采集了1件锆石U-Pb年龄样品(编号PM35-18RZ,重5 kg),在该层位之上的生物碎屑灰岩中采集了1件牙形刺样品(编号PM35-18YX,重500 g)(图版I-a)。

2 样品分析

锆石U-Pb测年样品的处理及分析在中国冶金地质总局山东局测试中心进行,测试流程如下:①将样品进行粉碎,以便后续的分选;②采用人工重砂法

从原岩中分选出锆石;③挑选晶形完好、有代表性的颗粒,制成环氧树脂靶;④对锆石靶烘烤,然后打磨和抛光,使颗粒中心部位露出;⑤对锆石样品靶进行可见光(透射光、反射光)和阴极发光(CL)图像拍摄,其中CL图像拍摄使用JXA-8100电子探针仪;⑥采用LA-ICP-MS激光剥蚀系统进行激光剥蚀采样,该系统使用美国Conherent公司生产的Geo Las Pro 193 nm ArF准分子系统作为激光源,ICP-MS型号为Thermo Fisher公司生产的iCAPQ。采样过程中使用氦气作为载气,氮气为辅助气。未知样品测试时采用单点剥蚀、跳峰采集的方式,激光斑束大小为30 μm。单点采集时间模式设定为:20 s气体空白,50 s样品剥蚀及20 s冲洗。每5~10个未知样品点插入一组锆石标样(91500),使用交替测得的锆石标样91500的数值来校正Pb/U分馏(91500的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 推荐年龄分别为1062.45 Ma和1063.35 Ma, Wiedenbeck et al., 1995)。锆石标样Plešovice作为监控样,其推荐参考年龄为 337.13 ± 0.37 Ma (Slama et al., 2008)。Zr作为内标元素用于同位素比值及元素含量计算。使用ICPMS DATACAL数据处理程序进行计算,年龄值小于1 Ga时采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

图版 I Plate I



h

阶	全球球形刺带
259.1 ± 0.5 Ma	吴家坪阶 <i>C. postbitteri</i> <i>C. hongshuiensis</i> <i>Jinogondolella granti</i> <i>Jinogondolella xuanhanensis</i>
265.1 ± 0.4 Ma	卡匹敦阶 <i>Jinogondolella prexuanhanensis</i> <i>Jinogondolella alltudaensis</i> <i>Jinogondolella shannoni</i> <i>Jinogondolella postserrata</i>
	沃德阶 <i>Jinogondolella aserrata</i>
	罗德阶 <i>Jinogondolella nankingensis</i>
272.95 ± 0.1 Ma	空谷阶 <i>Neostreptognathodus suicopicatus</i>

a. 产出层位图(彝良县角奎镇寨上, 镜头方位 16°); b. 产出层位柱状图; c. 茅口组灰岩中的凝灰岩层; d. 凝灰岩野外照片; e. 茅口组凝灰岩锆石 U-Pb 年龄谱和图; f. 茅口组凝灰岩镜下照片 (+); g. 最底部凝灰岩层位之上灰岩中采获的牙形石 *Jinogondolella aserrata*; h. 二叠系瓜德鲁普统-乐平统牙形石生物地层

年龄,大于 1 Ga 时采用 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄。绘制 U-Pb 谐和图、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄图及进行年龄权重平均计算使用 Isoplot 4.15 程序完成 (Ludwig, 2003)。具体计算过程参见路远发等(2023)。

锆石 Lu-Hf 同位素测试在南京宏创地质勘查技术服务有限公司完成,采用美国 ASI(Applied Spectra Inc.) J-100 飞秒激光和 Neptune MC-ICP-MS (Thermo Finnigan) 联用技术,采用 8 Hz 的激光频率、剥蚀坑尺寸为 $20\ \mu\text{m}\times 40\ \mu\text{m}$, 能量密度为 $1.5\ \text{J}/\text{cm}^2$, 剥蚀时间为 31 s。由于锆石中 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值非常低, ^{176}Lu 对 ^{176}Hf 同质异位素的干扰可以忽略,根据 Yb 的自然丰度,以及测试得到的 $^{173}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}$ 值,以扣除 ^{176}Yb 对 ^{176}Hf 的干扰。锆石 Lu-Hf 同位素测点部位与 U-Pb 测点部位尽量重合或者位于同一环带内。

牙形石样品的分析和鉴定由成都地时科技有限公司完成,方法是首先将样品碎至直径小于 $3\ \text{cm}\times 3\ \text{cm}$, 然后装入标记好的塑料桶中加入浓度为 10% 醋酸,经历 3 个月的反应后全部溶解,所获样渣经烘干干燥, LST 重液分选, 双目镜挑样, 最后经过扫描电镜扫描成像并完成了相应化石的鉴定工作。

3 分析结果

3.1 锆石晶体特征

大部分锆石颗粒呈无色透明,少部分颗粒呈浅黄色或浅紫红色,大小为 $20\sim 170\ \mu\text{m}$, 长宽比为 $1:1\sim 5:1$, 棱角状及磨圆状均有,以棱角状为主,阴极发光(CL)图像显示大部分具有清晰的内部结构,环带发育不明显,环带呈均匀平行条带结构,较宽,本次茅口凝灰岩中 8 个最年轻的锆石中 4 个为短柱状,4 个为长柱状;3 个锆石未见锆石生长环带,5 个见锆石生长环带,生长环带较宽,与基性岩中的岩浆锆石特征相似(图 2)(周剑雄等, 2007)。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 和 Lu-Hf 同位素测试结果列于表 1 和表 2。

3.2 锆石 U-Pb 年龄

本次共测试了 17 个锆石,除 4 号点外,谐和度均大于 90%,16 个锆石的年龄范围为 $1838.9\pm 44.1\sim 265.1\pm 4.9\ \text{Ma}$ (图 3-a),最年轻的 8 个锆石的年龄范围为 $272.4\pm 4.4\sim 265.1\pm 4.9\ \text{Ma}$,这 8 个锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 $268.8\pm 3.4\ \text{Ma}$ (MSWD=0.30),谐和年龄为 $268.7\pm 1.7\ \text{Ma}$ (MSWD=0.89),代表了新生

锆石的结晶年龄(图版 I-e),为茅口组最下层凝灰岩的形成时间,其余 8 个年龄值的范围为 $1838.9\pm 44.1\sim 388.1\pm 6.1\ \text{Ma}$,分布范围广且远大于 8 个最年轻的锆石年龄,应是岩浆活动中捕获的围岩锆石,并不是地层形成的年龄。

3.3 锆石微量元素地球化学特征

计算茅口组凝灰岩年龄所用 8 个锆石的微量元素地球化学数据见表 1。数据显示,样品中锆石稀土元素丰度较高,稀土元素总量(ΣREE)为 $848\times 10^{-6}\sim 2792\times 10^{-6}$,平均值为 1659×10^{-6} , LREE/HREE 值为 $0.009\sim 0.034$,平均值为 0.017,轻稀土元素亏损,重稀土元素富集。锆石稀土元素球粒陨石标准化后显示出较为一致的向左倾斜的配分曲线(图 3-b),重稀土元素向右迅速增长的趋势, Eu 显示强烈的负异常, Ce 显示强烈的正异常,与岩浆成因锆石的特征一致(Rubatto, 2002; 赵志丹等, 2018)。Eu 负异常通常解释为岩浆房中斜长石结晶分异(Hermann et al., 2001)。笔者在研究区峨眉山玄武岩中发现其下部的斜长石斑晶含量最高,可达 50%,向上斜长石斑晶含量逐渐减少,到峨眉山玄武岩三、四段已基本不含斜长石,在岩浆房中斜长石结晶后浮于岩浆房上部,在峨眉山玄武岩喷发时,含有斜长石的玄武岩先喷发,若 Eu 负异常是斜长石结晶分离作用导致的,则其斜长石的分离结晶作用至少在此时已经开始。

锆石中的 Th、U 含量及 Th/U 值在一定程度上可以作为锆石成因的判别依据,通常来说,岩浆成因的锆石 U、Th 含量较高,且 Th/U 值往往大于 0.4,以区别于变质成因的锆石(吴元保等, 2004)。茅口组 8 个代表地层形成时间的凝灰岩锆石 Th 含量为 $174\times 10^{-6}\sim 408\times 10^{-6}$,平均含量为 278×10^{-6} ; U 含量为 $474\times 10^{-6}\sim 607\times 10^{-6}$,平均含量为 534×10^{-6} ; Th/U 值较高,为 $0.3\sim 0.6$,平均值为 0.5(图 3-a),其中有 3 个锆石的 Th/U 值小于 0.4,分别为 0.37、0.38 及 0.36,平均值为 0.37,已接近 0.4。此外,茅口组凝灰岩锆石稀土元素总量为 $848\times 10^{-6}\sim 2792\times 10^{-6}$,平均值为 1659×10^{-6} ,与基性岩中的锆石稀土元素总量特征相似。结合锆石微量元素特征、阴极发光特征及 Th/U 值,说明茅口组凝灰岩锆石为基性岩浆成因。

3.4 牙形石

本次在茅口组第一层凝灰岩之上的灰岩层中采获的牙形石样品中获得一颗牙形石分子,经鉴

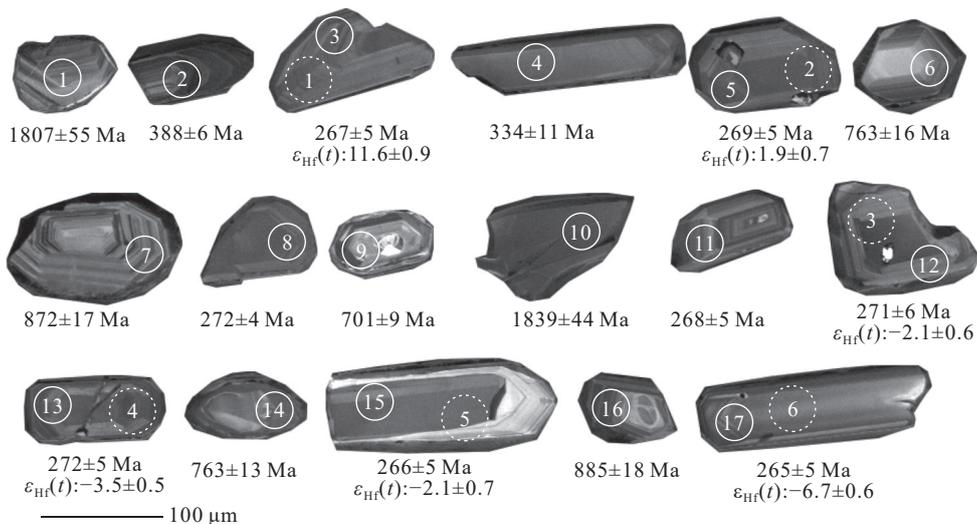


图 2 滇东北寨上地区茅口组凝灰岩锆石阴极发光(CL)图像
(实线圈为锆石 U-Pb 年龄分析点, 虚线圈为锆石 Lu-Hf 同位素分析点)

Fig. 2 Zircon CL images of the Maokou Formation tuff in the Zhaishang area, northeastern Yunnan

表 1 滇东北寨上地区茅口组凝灰岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测试结果

Table 1 Zircon U-Pb isotopic dating for the Maokou Formation tuff in the Zhaishang area, northeastern Yunnan

点号	元素含量/ 10^{-6}			同位素比值						同位素年龄/Ma						谐和度 /%	
	Pb	Th	U	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		2 σ
1	115	79.8	306	0.3	0.110	0.003	4.651	0.140	0.301	0.005	1806	55	1758	25	1696	24	96
2	40	211	513	0.4	0.049	0.002	0.421	0.019	0.062	0.001	132	101	357	13	388	6	91
3	24.8	178	474	0.4	0.048	0.002	0.283	0.013	0.042	0.001	106	104	253	10	267	5	94
4*	40.3	174	539	0.3	0.088	0.006	0.637	0.032	0.053	0.002	1380	134	500	20	334	11	60
5	24.5	175	469	0.4	0.051	0.003	0.302	0.016	0.043	0.001	258	86	268	12	269	5	99
6	13	66.4	73.2	0.9	0.064	0.004	1.101	0.072	0.126	0.003	745	137	754	35	763	16	98
7	35.8	136	170	0.8	0.075	0.004	1.501	0.071	0.145	0.003	1065	98	931	29	872	17	93
8	30.3	205	574	0.4	0.052	0.002	0.307	0.012	0.043	0.001	265	94	272	9	272	4	99
9	37.1	213	223	1	0.063	0.002	1.001	0.034	0.115	0.002	698	69	704	17	701	9	99
10	132	97	324	0.3	0.112	0.003	5.073	0.120	0.323	0.004	1839	44	1832	20	1805	21	98
11	32.5	381	578	0.7	0.050	0.002	0.295	0.014	0.043	0.001	189	105	263	11	268	5	97
12	27.9	221	523	0.4	0.050	0.003	0.297	0.015	0.043	0.001	191	120	264	12	271	6	97
13	34.5	408	607	0.7	0.054	0.003	0.320	0.017	0.043	0.001	354	122	282	13	272	5	96
14	46.3	248	252	1	0.067	0.003	1.168	0.048	0.126	0.002	828	92	786	23	763	13	97
15	31.7	354	577	0.6	0.050	0.003	0.293	0.016	0.042	0.001	206	130	261	12	266	5	98
16	23.7	75.3	123	0.6	0.065	0.003	1.317	0.061	0.147	0.003	765	98	853	27	885	18	96
17	26.8	305	481	0.6	0.051	0.003	0.299	0.014	0.042	0.001	258	132	266	11	265	5	99

注: 带*测点的谐和度小于90%, 谐和度=100×(1-abs(($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)age-($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)age))/(($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)age+($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)age)/2))

定其为 *Jinogondolella aserrata* (图版 I -g), 而 *Jinogondolella aserrata* 为二叠系瓜德鲁普统沃德阶牙形石带标准分子 (Henderson, 2016) (图版 I -h), 沈树忠等 (2019) 将其首现作为沃德阶的开始, 而沃

德期的起始年龄为 268.8 ± 0.5 Ma, 这与研究区茅口组凝灰岩锆石 U-Pb 年龄 268.7 ± 1.7 Ma 相符。

3.5 锆石 Lu-Hf 同位素

6 个锆石 Lu-Hf 同位素特征数据见表 3, 按照

表 2 滇东北寨上地区茅口组凝灰岩锆石微量元素分析结果

Table 2 Zircon trace elements analysis for the tuff samples from the Maokou Formation in the Zhaishang area, northeastern Yunnan

10⁻⁶

元素	PM035-1-1RZ-03	PM035-1-1RZ-05	PM035-1-1RZ-08	PM035-1-1RZ-11	PM035-1-1RZ-12	PM035-1-1RZ-13	PM035-1-1RZ-15	PM035-1-1RZ-17
La	0.06	0.01	0.30	0.12	0.02	0.01	0.05	0.26
Ce	6.20	3.65	7.24	11.4	6.84	10.2	51.1	11.9
Pr	0.05	0.09	0.10	0.65	0.08	0.07	0.06	0.11
Nd	1.22	2.31	1.70	11.9	1.57	1.17	1.49	1.45
Sm	3.60	5.23	3.61	23.8	4.74	9.62	28.0	19.7
Eu	0.18	0.36	0.21	4.82	0.45	1.00	4.52	3.03
Gd	23.7	34.1	28.5	124	31.7	40.5	123	73.5
Tb	8.31	12.9	10.2	39.2	11.7	13.9	37.4	25.6
Dy	103	168	134.6	437	149	159	409	302
Ho	41.6	65.3	53.7	152	58.9	59.9	144	113
Er	188	297.3	246.1	63	267	264	585	500
Tm	39.4	61.1	51.2	120	55.3	54.4	111	99.1
Yb	360.3	554	470	1040	511	485	933	892
Lu	72.7	113	94.0	197	102	96.0	175	178
Y	1186	1827	1511	4131	1657	1710	3824	3204
Sc	274	424	276	463	322	298	262	406
Ti	17.9	6.47	2.39	10.1	8.84	3.38	9.10	11.2
Rb	0.17	0.06	0.17	0.61	0.29	0.26	0.73	0.55
Sr	0.15	0.13	0.36	0.44	0.42	3.06	2.81	7.99
Hf	12220	11947	12360	9882	10956	10596	10493	9302
Ta	2.84	2.23	3.68	2.06	2.74	2.78	2.30	2.18
W	0.47	0.51	0.26	0.76	0.41	0.18	0.42	0.54
Nb	8.05	6.88	9.26	7.03	8.51	7.90	8.28	8.70
ΣREE	848.9	1316	1102	2792	1200	1195	2602	2220
LREE	11.3	11.6	13.1	52.7	13.7	22.04	85.2	36.5
HREE	837	1304	1089	2739	1186	1173	2516	2183
δEu	0.05	0.06	0.04	0.22	0.08	0.13	0.20	0.21
δCe	25.6	12.7	10.08	5.09	24.9	43.9	204	17.1

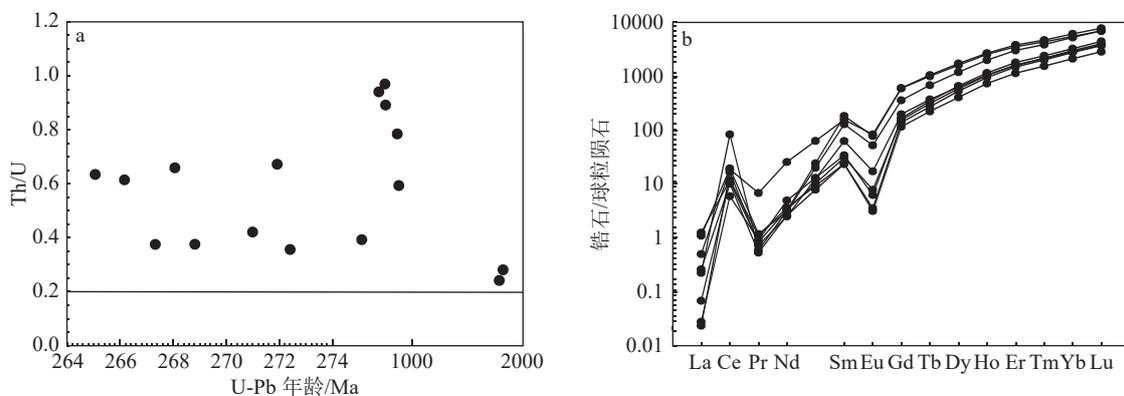
图 3 滇东北寨上地区茅口组凝灰岩中锆石 Th/U 值分布图 (a) 和球粒陨石标准化稀土元素配分曲线 (b)
(球粒陨石标准化值据 Sun et al., 1989)

Fig. 3 The diagram of Th/ U ratios (a) and chondrite normalized REE patterns (b) of the zircons from the Maokou Formation tuff in the Zhaishang area, northeastern Yunnan

茅口组凝灰岩锆石 U-Pb 年龄 268.7 Ma 计算 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -6.7~11.6, 平均值为 -0.2, 二阶段 Hf 模式年龄 (T_{MD2}) 为 1715~552 Ma, 需要注意的是, 1 号点的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值与其余 5 个点相差较大, 除去 1 号点, 其余 5 个点的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 平均值为 -2.5, T_{MD2} 为 1715~1168 Ma, 平均值为 1448 Ma。

4 讨论

4.1 茅口组凝灰岩锆石的母岩约束

锆石 U-Pb 年龄结合 *Jinogondolella aserrata* 牙形石研究, 显示乌蒙山地区茅口组凝灰岩形成于瓜德鲁普世沃德期 268.7±1.7 Ma。锆石微量元素特征在识别锆石及其母岩的岩石类型及成因方面具有重要价值, 同时还能揭示岩浆活动、变质作用、成矿作用等重要地质过程 (Wang et al., 2012; 赵志丹等, 2018)。如上文所述, 根据茅口组凝灰岩中的锆石微量元素特征、阴极发光特征及 Th/U 值, 可知其为基性岩浆成因。此外, 茅口组凝灰岩中锆石的 Hf 含量在 $9032 \times 10^{-6} \sim 12360 \times 10^{-6}$ 之间, 平均值为 10669×10^{-6} , 与峨眉山玄武岩第一亚旋回基性凝灰岩的锆石 Hf 值 ($9187 \times 10^{-6} \sim 13420 \times 10^{-6}$ 之间, 平均值为 11234×10^{-6}) 相似 (潘江涛等, 2022b)。在 Belousova et al. (2002) 系统总结各类岩浆锆石后建立的锆石微量元素 Y-U 图解、Yb/Sm-Y 图解及 Nb/Ta-Y 图解 (图 4-a, b, c) 中, 茅口组凝灰岩锆石及峨眉山玄武岩第一亚旋回锆石数据点大部分都落于基性岩区域, 说明二者母岩都为基性岩, 且具有相同的母岩性质,

也说明茅口组凝灰岩可能与峨眉山玄武岩同源。

Grimes et al. (2015) 根据 5300 多颗火成岩中锆石的微量元素, 总结出了 Nb/Yb-U/Yb 图解、Nb/Yb-Sc/Yb 图解、Sc/Yb-U/Yb 图解 (图 4-d, e, f) 中, 茅口组凝灰岩锆石及峨眉山玄武岩第一亚旋回锆石数据点都落于大陆弧型区, 说明二者可能均来自弧相关环境, 而潘江涛等 (2022a) 对覆盖在峨眉山玄武岩之上的宣威组底部进行了相关研究, 揭示宣威组底部凝灰岩源自峨眉山地幔柱活动的后期产物。说明茅口组凝灰岩及峨眉山玄武岩第一亚旋回凝灰岩均可能是玄武岩大规模喷发前期火山活动的产物。本文 268.7±1.7 Ma 的茅口组凝灰岩为峨眉地幔柱玄武岩大规模喷发前在乌蒙山地区的火山活动提供了直接证据。

4.2 峨眉地幔柱导致的火山活动

在锆石中, 不相容元素如 Hf、Th、Nb 等, 可以提供有关源区的潜在信息 (Yang et al., 2012)。岩浆弧锆石的 Nb 含量相对于板块内部环境较低, 因此其 Nb/Hf 值较低, 而 Th/Nb 值较高。在板内岩浆中, 陆壳混染会增加 Th/Nb 值并降低 Hf/Th 值。在岩浆弧背景下, 含 Th 矿物先结晶, 导致其具有低的 Th/Nb 值和高 Hf/Th 值的特征 (Sun et al., 1989; Grimes et al., 2015)。这些特征和规律有助于更好地理解地球深部作用过程和地质演化历史。

茅口组凝灰岩锆石在微量元素 Th/Nb-Hf/Th 图解 (图 5-a) 中落于弧相关环境及板内+后碰撞环境的重叠部分, 在 Th/U-Nb/Hf 图解 (图 5-b) 中则主要落

表 3 滇东北寨上地区茅口组凝灰岩锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 3 Zircon Lu-Hf isotopic composition of the tuff samples from the Maokou Formation in the Zhaishang area, northeastern Yunnan

点号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	年龄/Ma	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	1 σ	T_{DM1}/Ma	T_{DM2}/Ma	$f_{\text{Lu/Hf}}$
1	0.282955	0.000027	0.004534	0.000036	0.142001	0.000961	268.7	6.5	11.6	0.9	464	552	-0.86
2	0.282674	0.000020	0.002717	0.000018	0.090821	0.000302	268.7	-3.5	1.9	0.7	858	1168	-0.92
3	0.282551	0.000018	0.000812	0.000013	0.023630	0.000453	268.7	-7.8	-2.1	0.6	987	1422	-0.98
4	0.282511	0.000015	0.000799	0.000018	0.025509	0.000496	268.7	-9.2	-3.5	0.5	1042	1512	-0.98
5	0.282558	0.000021	0.002206	0.000035	0.065357	0.000977	268.7	-7.6	-2.1	0.7	1015	1423	-0.93
6	0.282419	0.000018	0.000533	0.000015	0.014922	0.000475	268.7	-12.5	-6.7	0.6	1162	1715	-0.98

注: $\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$ 为现今 ε_{Hf} 值; $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为年龄 t 对应的 ε_{Hf} 值; $f_{\text{Lu/Hf}}$ 为 Hf 富集系数, 计算公式为 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s \times (e^{\lambda t} - 1)) / ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)) - 10000$; $T_{\text{DM1}} = 1/\lambda \times \ln(1 + ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}) / ((^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}))$; $T_{\text{DM2}} = T_{\text{DM1}} - (T_{\text{DM1}} - t) \times ((-0.548192771 - f_{\text{Lu/Hf}}) / (-0.548192771 - 0.156626506))$; $f_{\text{Lu/Hf}} = (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1$, 其中, $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s$ 和 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s$ 是样品的测量值; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.0332$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282772$ (Blichert-Toft et al., 1997); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$; $\lambda = 1.865 \times 10^{-11}/\text{a}$ (Söderlund et al., 2004)

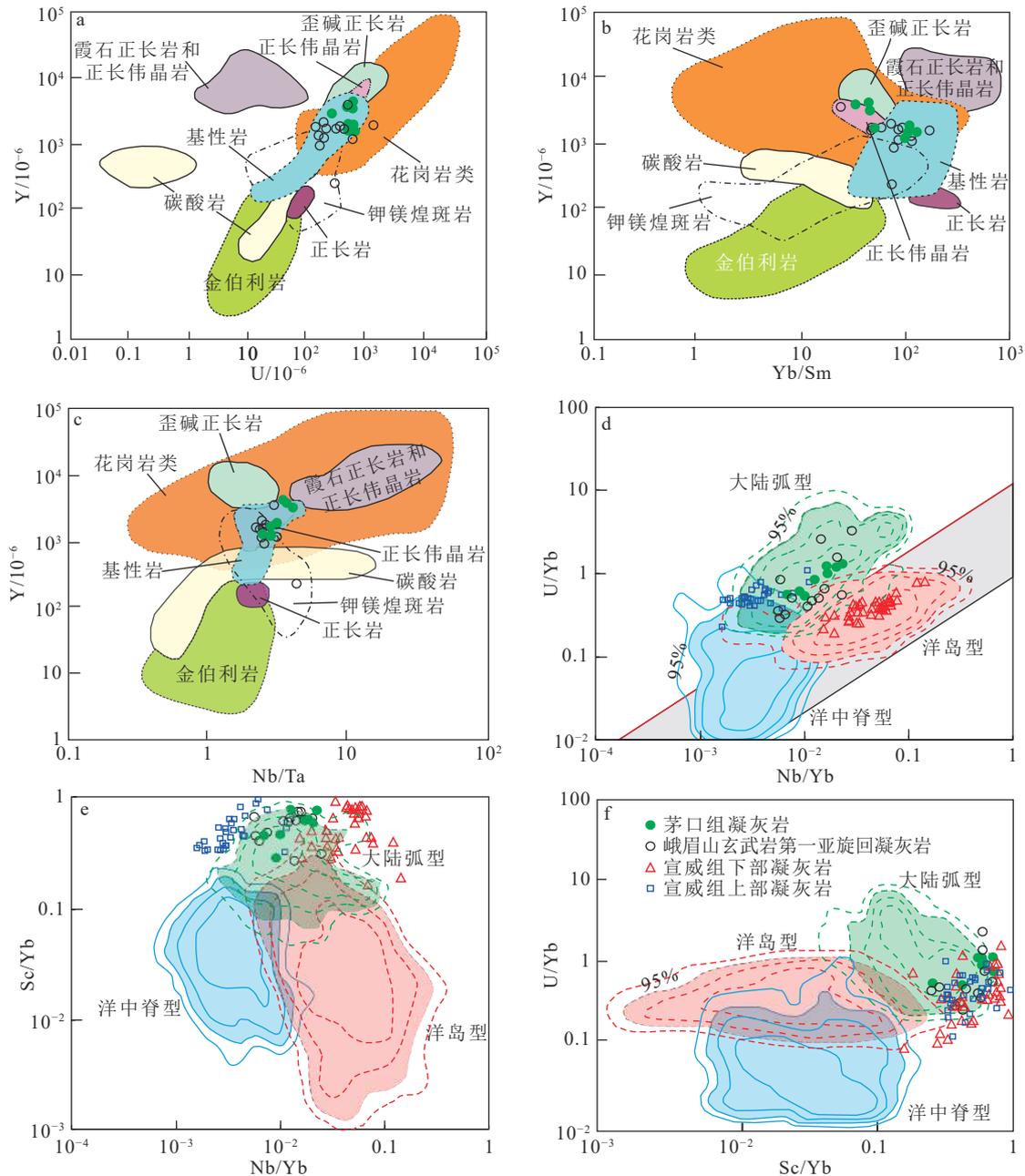


图4 滇东北寨上地区茅口组凝灰岩锆石微量元素源岩及构造环境判别图解(a, b, c 底图据 Belousova et al., 2002; d, e, f 底图据 Grimes et al., 2015; 峨眉山玄武岩第一亚旋回凝灰岩据潘江涛等, 2022b; 宣威组上部及下部凝灰岩数据据潘江涛等, 2022a)

Fig. 4 Discriminant diagrams of protolith and tectonic setting of the zircon in Maokou Formation tuff, Zhaishang area, northeastern Yunnan

a—U—Yb 图解; b—Yb/Sm—Y 图解; c—Nb/Ta—Y 图解; d—Nb/Yb—U/Yb 图解; e—Nb/Yb—Sc/Yb 图解; f—Sc/Yb—U/Yb 图解

于板内+后碰撞环境。而峨眉山玄武岩第一亚旋回底部凝灰岩锆石, 在 Th/Nb—Hf/Th 图解(图 5-a)和 Th/U—Nb/Hf 图解(图 5-b)中落于弧相关环境。可见峨眉地幔柱前期火山活动与峨眉山大规模喷发时的构造环境有一定差异。宣威组(龙潭组)下部凝灰岩

锆石落于板内+后碰撞区域, 前人认为宣威组下部凝灰岩来源于峨眉地幔柱后期的产物(Huang et al., 2018; 王向东, 2019; Zhong et al., 2020)。

因此, 研究区茅口组凝灰岩与宣威组下部凝灰岩均为板内+后碰撞环境, 而位于茅口组和宣威组之

间的峨眉山玄武岩第一亚旋回凝灰岩锆石落于弧相关环境。此外,这几个地层的锆石 Hf 同位素也具有不同的特征。茅口组凝灰岩锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-6.7\sim 11.6$, 数值变化较大且多数为负值。峨眉山玄武岩第一亚旋回凝灰岩及峨眉山大火成岩省具有正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 宣威组下部也具有正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 表明峨眉山玄武岩在玄武岩大规模喷发前、大规模喷发时具有不同的构造环境, 大规模喷发后也可能具有较不同的构造环境, 这与前人得出的结论不同, 可能与峨眉地幔柱活动的强弱有关。茅口组凝灰岩锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-6.7\sim 11.6$, 具有不均一性, 反映凝灰岩中除地幔柱物质参与外, 还有地壳物质的加入 (Zheng et al., 2005), 地壳物质甚至多于地幔物质; 在玄武岩大规模喷发完之后, 地幔柱活动减弱, 宣威组凝灰岩中的地幔柱物质也逐渐减少, 有部分地壳物质的参与; 宣威组下部凝灰岩也落于板内+后碰撞环境中。由此表明, 从茅口组凝灰岩到峨眉山玄武岩凝灰岩再到宣威组凝灰岩, 峨眉地幔柱活动经历了从弱到强, 再从强到弱的变化过程。

Huang et al. (2018) 与 Zhong et al. (2020) 对峨眉山玄武岩之上的吴家坪组-大隆组 (与研究区宣威组相当) 凝灰岩的研究发现, 高 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和低锆石 Th/Nb 值的火山灰是峨眉山玄武岩后期火山活动的产物, 而低 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和高锆石 Th/Nb 值的火山灰代表其形成于古特提斯岩浆弧作用过程。Zhong et al. (2020) 的研究还表明, 峨眉地幔柱活动持续到约

257.4 Ma。

峨眉山大火成岩省源于地幔柱活动, 其玄武岩 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值一般大于 0。笔者测得的茅口组凝灰岩锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值大部分小于 0, 同时 Th/Nb 值与峨眉山玄武岩凝灰岩相比也较高, 这些特征与峨眉山玄武岩大规模喷发时有一定的不同, 其可能的原因是, 在 268.7 ± 1.7 Ma 的峨眉山玄武岩大规模喷发前, 乌蒙山地区的火山活动具有地壳混染的特征。导致该结果的原因可能是峨眉山大规模岩浆作用的前期, 地幔柱还在深部, 此时的火山活动较微弱, 对地表的影响较小, 推测地幔柱的作用主要表现为对岩石圈热量的传导及部分地幔物质参与的熔融作用, 形成的凝灰岩中混入了大量的壳源物质, 而峨眉山大规模岩浆作用之后, 随着幔源物质的减少, 壳源物质大量参与火山活动, 导致宣威组凝灰岩混入了较多的地壳物质。

峨眉山玄武岩活动时限与 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解 (图 6-a) 及峨眉山玄武岩活动时限与 Th/Nb 图解 (图 6-b) 揭示了 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值及 Th/Nb 值随着峨眉地幔柱活动时限的变化规律。图 6 显示, 峨眉山玄武岩主喷发期 (约 260 Ma) 具有较高的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值及较低的锆石微量元素 Th/Nb 值, 本次研究显示, 峨眉山玄武岩在前期活动中具有较低的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值及较高的锆石微量元素 Th/Nb 值, 而峨眉山玄武岩大规模喷发之后的宣威组上部凝灰岩中也显示较低的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值及较高的锆石微量元素 Th/Nb 值。前人研究认为, 宣

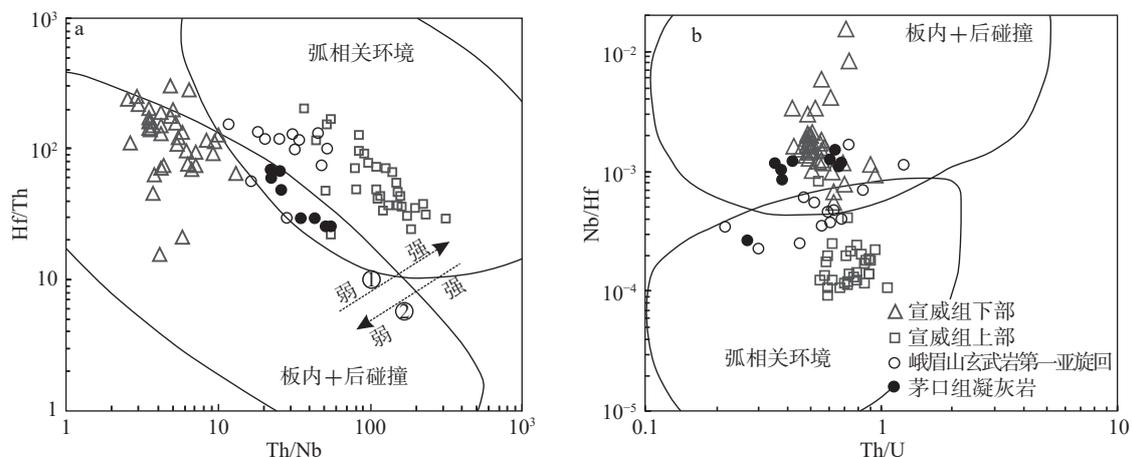


图 5 滇东北寨上地区茅口组凝灰岩锆石微量元素 Th/Nb-Hf/Th 图解 (a) 及 Th/U-Nb/Hf 图解 (b, 底图据 Yang et al., 2012) (宣威组上部及下部凝灰岩数据据潘江涛等, 2022a)

Fig. 5 Th/Nb-Hf/Th (a) and Th/U-Nb/Hf (b) diagrams of trace elements in tuffaceous zircons from the Maokou Formation in the Zhaishang area, northeastern Yunnan

威组上部的凝灰岩已不再来源于峨眉山玄武岩,而是来源于古特提斯弧火山作用,其主要依据是宣威组(龙潭组)下部凝灰岩与上部凝灰岩具有不同的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值及Th/Nb值(Huang et al., 2018; 王向东, 2019; Zhong et al., 2020)。

前人认为,峨眉地幔柱导致的地壳活动主要是对地壳的加厚与隆升,具体表现为峨眉山玄武岩之下的茅口灰岩从顶部到底部不同程度的剥蚀,茅口灰岩在地幔柱的轴部剥蚀得最严重,远离地幔柱的中带及外带剥蚀程度依次减弱(何斌等,2003; 王向

东,2019)。吴鹏等(2014)发现,茅口组灰岩剥蚀程度还与深大断裂有关,小江断裂的西侧及东侧出现了茅口组巨大的厚度差异,表明地幔柱活动导致的地壳隆升在断裂两侧不一致,可见深大断裂对峨眉地幔柱活动的影响。研究区位于大火成岩省的中带,离地幔柱轴部较远,地幔柱活动导致的地壳隆升幅度远小于内带(张宏辉等, 2022),但Sun et al. (2010)及Yan et al. (2020)的研究表明,峨眉山玄武岩最先喷发的地区是外带的贵州盘县—织金一带,而不是内带的宾川一带,这也与地幔柱热点漂移的

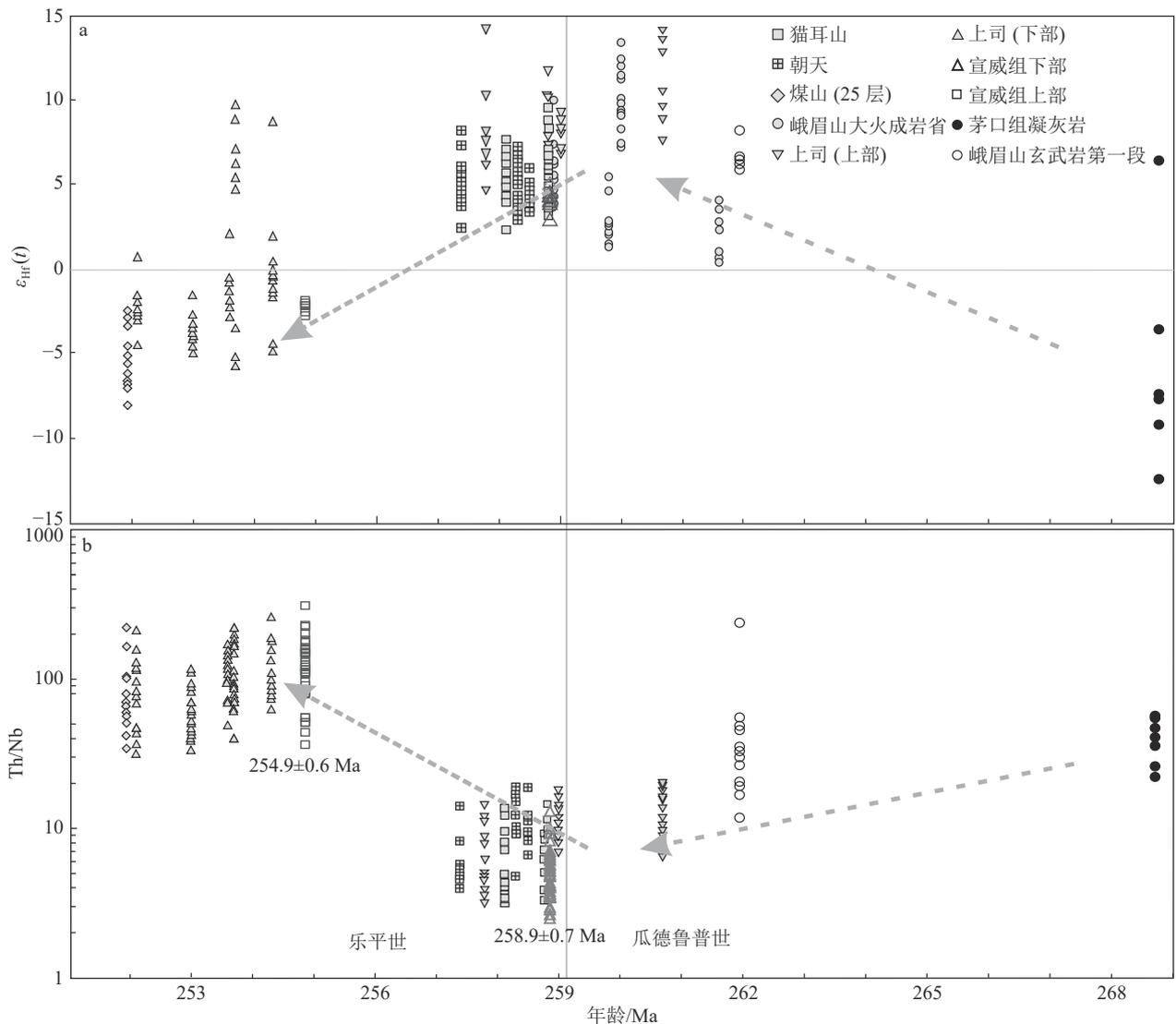


图6 滇东北寨上地区茅口组凝灰岩锆石微量元素Th/Nb值与 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分布特征(底图及猫耳山、朝天数据据Zhong et al., 2020; 上寺数据据Huang et al., 2018; 煤山数据据Wang et al., 2019; 峨眉山大火成岩省数据据Xu et al., 2008; 新安寨岩体、通天阁岩体数据据Liu et al., 2015; 宣威组上部及下部凝灰岩数据据潘江涛等, 2022a)

Fig. 6 Characteristics of Th/Nb and $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of zircons from the Maokou Formation tuff in the Zhaishang area, northeastern Yunnan

设想一致 (Morgan, 1971), 即峨眉地幔柱相对于地壳是自东向西移动的, 约 268 Ma 时, 研究区已受到峨眉地幔柱活动的影响。研究区最大的断裂为莲峰断裂, 断裂两侧的峨眉山玄武岩岩性及厚度差异大 (袁永盛等, 2022; 张宏辉等, 2022)。地震资料表明, 其应是小江断裂带北东向的分支 (徐涛等, 2015), 在峨眉地幔柱活动时已经存在, 可能是一条超壳断裂, 地幔柱物质可能从莲峰断裂上涌与地壳物质发生混染, 形成茅口组上部的凝灰岩。这一时期地幔柱活动影响较弱, 主要起到对岩石圈进行热量传递及一些地幔物质参与的作用, 也表明峨眉地幔柱活动在一定程度上表现出差异性, 这些差异可能与区域上的深大断裂有关。

5 结 论

(1) 在滇东北乌蒙山地区发现的 268.7±1.7 Ma 茅口组凝灰岩, 为峨眉山玄武岩 263~260 Ma 大规模喷发之前的基性火山活动提供了直接的岩石学证据。

(2) 茅口组凝灰岩锆石 U-Pb 同位素年龄、微量元素地球化学特征、锆石 Lu-Hf 同位素及牙形石研究表明, 乌蒙山地区峨眉地幔柱导致的早期火山活动具有地壳混染的特征, 其可能是地幔柱活动导致的地幔物质在深大断裂上涌过程中与地壳物质发生混染形成的, 地幔柱在这一过程中主要起到对岩石圈加热及提供地幔物质的作用, 为峨眉地幔柱模型的建立增加了新的证据。

(3) 结合研究区宣威组凝灰岩的研究表明, 峨眉地幔柱导致的火山活动在峨眉山玄武岩大规模喷发前、大规模喷发时具有较不同的构造环境, 大规模喷发后也可能具有不同构造环境, 这主要是由于地幔柱活动强弱程度导致的。

致谢: 本文撰写过程中得到了云南省地质调查院刘军平正高级工程师和呼和浩特自然资源综合调查中心的王振义工程师的帮助与指导, 昆明自然资源综合调查中心的程琰勋、沈宗德、李鸿、魏总及缪宇在野外调查中给予了帮助和支持, 审稿专家提出了建设性的修改意见, 在此一并感谢。

参 考 文 献

Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. 2002. Igneous zircon; trace element composition as an indicator of source rock type[J].

- Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602–622.
- Blichert-Toft J, Albarède F. 1997. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1): 243–258.
- Chung S L, Jahn B M. 1995. Plume–lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian–Triassic boundary[J]. *Geology (Boulder)*, 23(10): 889–892.
- Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, et al. 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup[J]. *Earth and planetary science letters*, 166(3/4): 177–195.
- Grimes C B, Wooden J L, Cheadle M J, et al. 2015. "Fingerprinting" tectono–magmatic provenance using trace elements in igneous zircon[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(5/6): 1–26.
- Henderson C M. 2016. Permian conodont biostratigraphy[J]. *Geological Society*, 450(1): 119–142.
- Hermann J, Rubatto D, Korsakov A, et al. 2001. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan)[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(1): 66–82.
- Hou Z Q, Chen W, Lu J R. 2002. Collision event during 177–135 Ma on the eastern margin of the Qinghai–Tibet Plateau: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating for basalts on the western margin of the Yangtze Platform[J]. *Acta Geologica Sinica*, 76(2): 194–204.
- Huang H, Cawood P A, Hou M C, et al. 2018. Provenance of Late Permian volcanic ash beds in South China: Implications for the age of Emeishan volcanism and its linkage to climate cooling[J]. *Lithos*, 314/315: 293–306.
- Liu H C, Wang Y J, Cawood P A, et al. 2015. Record of Tethyan ocean closure and Indosinian collision along the Ailaoshan suture zone (SW China)[J]. *Gondwana Research*, 27(3): 1292–1306.
- Ludwig K R. 2003. Isoplot/Ex, a geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.00. Berkeley Geochronology Center[J]. *Special Publication*, 4: 71–72.
- Morgan W J. 1971. Convection plumes in the lower mantle[J]. *Nature*, 230(3): 42–43.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism[J]. *Chemical Geology*, 184(1): 123–138.
- Shellnutt J G. 2014. The Emeishan large igneous province: A synthesis[J]. *Geoscience Frontiers*, 5(3): 369–394.
- Slama J, Kosler J, Condon D J, et al. 2008. Plesovice zircon: A new natural reference material for U/Pb and Hf isotopic microanalysis[J]. *Chemical Geology*, 249(1/2): 1–35.
- Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, et al. 2004. The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3): 311–324.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Sun Y D, Lai X L, Wignall P B, et al. 2010. Dating the onset and nature

- of the Middle Permian Emeishan large igneous province eruptions in SW China using conodont biostratigraphy and its bearing on mantle plume uplift models[J]. *Lithos*, 119(1): 20–33.
- Wang Q, Zhu D C, Zhao Z D, et al. 2012. Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53(7): 59–66.
- Wang X D, Cawood P A, Zhao L S, et al. 2019. Convergent continental margin volcanic source for ash beds at the Permian–Triassic boundary, south China: Constraints from trace elements and Hf–isotopes[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 519: 154–165.
- Wiedenbeck M, Allé P, Corfu F, et al. 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses[J]. *Geostandards Newsletter*, 19(1): 1–23.
- Xu Y G, Luo Z Y, Huang X H, et al. 2008. Zircon U–Pb and Hf isotope constraints on crustal melting associated with the Emeishan mantle plume[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(13): 3084–3104.
- Yan H, Pi D H, Jiang S Y, et al. 2020. New constraints on the onset age of the Emeishan LIP volcanism and implications for the Guadalupian mass extinction[J]. *Lithos*, 360/361: 105441.
- Yang J H, Cawood P A, Du Y S, et al. 2012. Large Igneous Province and magmatic arc sourced Permian–Triassic volcanogenic sediments in China[J]. *Sedimentary Geology*, 261/262(15): 120–131.
- Zhong Y T, Mundil R, Chen J, et al. 2020. Geochemical, biostratigraphic, and high-resolution geochronological constraints on the waning stage of Emeishan large igneous province[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 132(9/10): 1969–1986.
- Zheng Y F, Wu Y B, Zhao Z F, et al. 2005. Metamorphic effect on zircon Lu–Hf and U–Pb isotope systems in ultrahigh-pressure eclogite–facies metagranite and metabasite[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(2): 378–400.
- Zhu J, Zhang Z C, Reichow M K, et al. 2018. Weak vertical surface movement caused by the ascent of the Emeishan mantle anomaly[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid earth*, 123(2): 1018–1034.
- Zhao Y Z. 1929. Geological notes in_4 Szechuan[J]. *Acta Geologica Sinica(English edition)*, 8(2): 139–154.
- 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 2003. 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*, 77(2): 194–202.
- 何冰辉. 2016. 关于峨眉山大火成岩省一些问题的研究现状[J]. *地球科学进展*, 31(1): 23–42.
- 卢记仁. 1996. 峨眉地幔柱的动力学特征[J]. *地球学报*, 17(4): 424–438.
- 路远发, 李文霞. 2023. 同位素年代学数据处理技术及常见问题解析[J]. *华南地质*, 39(1): 157–171.
- 潘江涛, 刘红豪, 袁永盛, 等. 2022a. 上扬子西缘晚二叠世宣威组凝灰岩: 对峨眉山大火成岩省火山活动及古特提斯弧火山作用的约束[J]. *地质学报*, 96(6): 1985–2000.
- 潘江涛, 吴亮, 张宏辉, 等. 2022b. 云南乌蒙山区 1: 50 000 瓦岗、黄葛树、大湾子、柿子坝、莲峰、大关县、火烧坝、五寨、闸上 9 幅区域地质调查报告[R]. 昆明: 中国地质调查局昆明自然资源综合调查中心.
- 沈树忠, 张华, 张以春, 等. 2019. 中国二叠纪综合地层和时间框架[J]. *中国科学: 地球科学*, 49(1): 160–193.
- 盛金章. 1963. 中国的二叠系[M]. 北京: 科学出版社: 1–95.
- 王向东. 2019. 晚二叠世—早三叠世火山喷发强度、时限及其与生物绝灭和后期复苏的关系[D]. 中国地质大学(武汉)博士学位论文: 31–48.
- 王晓峰, 熊波, 戚戎辉, 等. 2021. 滇东北昭通地区峨眉山玄武岩钕—铈—铅同位素特征——峨眉山地幔柱源区性质与 Rodinia 超大陆事件的耦合关系[J]. *地质通报*, 40(7): 1084–1093.
- 吴鹏, 刘少峰, 窦国兴. 2014. 滇东地区峨眉山地幔柱活动的沉积响应[J]. *岩石学报*, 30(6): 1793–1803.
- 吴鹏. 2015. 峨眉山大火成岩省动力隆升的地层记录及构造—沉积演化[D]. 中国地质大学博士学位论文: 65–72.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U–Pb 年龄解释的制约[J]. *科学通报*, 49(16): 1589–1604.
- 徐涛, 张忠杰, 刘宝峰, 等. 2015. 峨眉山大火成岩省地壳速度结构与古地幔柱活动遗迹: 来自丽江—清镇宽角地震资料的约束[J]. *中国科学: 地球科学*, 45(5): 561–576.
- 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[J]. *地球化学*, 30(1): 1–9.
- 徐义刚, 何斌, 黄小龙, 等. 2007. 地幔柱大辩论及如何验证地幔柱假说[J]. *地学前缘*, 14(2): 1–9.
- 徐义刚, 钟玉婷, 位荀, 等. 2017. 二叠纪地幔柱与地表系统演变[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 36(3): 359–373.
- 袁永盛, 张宏辉, 娄元林, 等. 2022. 滇东北昭通地区发现峨眉山玄武岩沉积夹层: 峨眉山玄武岩幕式喷发新证据[J]. *地质通报*, 41(10): 1772–1782.
- 张宏辉, 袁永盛, 余杨忠, 等. 2021. 扬子板块西缘中生代—新生代碰撞造山事件的记录: 来自峨眉山玄武岩的锆石 U–Pb 同位素证据[J]. *现代地质*, 35(5): 1155–1177.
- 张宏辉, 吴亮, 李鸿, 等. 2022. 滇东北乌蒙山地区峨眉地幔柱活动与火山—沉积盆地的响应关系[J]. *现代地质*, 36(1): 225–243.
- 张宏辉, 袁永盛, 李致伟, 等. 2023. 扬子地块西缘乌蒙山地区早白垩世橄榄玄武岩的发现及其对陆缘碰撞造山事件陆内响应的启示 [J/OL]. *地质通报*, 1–20[2023–12–16] <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.4648.P.20231213.1136.002.html>.
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 1988. 攀西裂谷[M]. 北京: 地质出版社: 1–325.
- 张招崇, 董书云. 2007. 大火成岩省是地幔柱作用引起的吗?[J]. *现代地质*, 21(2): 247–254.
- 张招崇. 2009. 关于峨眉山大火成岩省一些重要问题的讨论[J]. *中国地质*, 36(3): 634–646.
- 赵志丹, 刘栋, 王青, 等. 2018. 锆石微量元素及其揭示的深部过程[J]. *地学前缘*, 25(6): 124–135.
- 周剑雄, 陈振宇. 2007. 电子探针下锆石阴极发光的研究[M]. 成都: 电子科技大学出版社: 1–104.