



移动阅读

葛祥英, 牟传龙, 门欣, 等, 2024. 四川盆地五峰—龙马溪组黑色页岩中钾质斑脱岩 U-Pb 年代学及其成因环境研究[J]. 沉积与特提斯地质, 44(3): 641–655. doi: [10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.09004](https://doi.org/10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.09004)

GE X Y, MOU C L, MEN X, et al., 2024. Discussion on U-Pb dating and tectonic setting of K-bentonites in black shales of Wufeng-Longmaxi formations in the Sichuan Basin[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 44(3): 641–655. doi: [10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.09004](https://doi.org/10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.09004)

四川盆地五峰—龙马溪组黑色页岩中钾质斑脱岩 U-Pb 年代学及其成因环境研究

葛祥英^{1,2}, 牟传龙^{1,2,3}, 门欣^{1,2,3}, 侯乾^{1,2}, 郑斌嵩^{1,2}, 梁薇^{1,2,3}

(1. 中国地质调查局成都地质调查中心(西南地质科技创新中心), 四川 成都 610218; 2. 自然资源部沉积盆地与油气资源重点实验室, 四川 成都 610218; 3. 山东科技大学, 山东 青岛 266590)

摘要: 中国华南地区晚奥陶世末期—早志留世初期沉积五峰—龙马溪组黑色页岩的同时, 也发育有多套钾质斑脱岩层, 斑脱岩层的多次出现证实华南地区该时期曾间歇性发生了火山活动, 但对于斑脱岩的来源尚存在分歧。本文选取了四川盆地多个五峰—龙马溪组剖面内发育较多层且厚度较大的斑脱岩为研究对象, 通过野外考察和岩石矿物学、元素地球化学、锆石年代学等分析方法, 对四川盆地五峰组—龙马溪组黑色页岩内所发育斑脱岩的年龄、火山活动持续时间及火山灰来源进行了分析研究。野外观察显示, 钾质斑脱岩颜色醒目, 易于区分, 且具有一定的可塑性, 多与黄铁矿条带或集合体共生。X 衍射结果显示, 其主要由黏土矿物和非黏土矿物组成, 其中黏土矿物由伊利石和伊蒙混层组成, 非黏土矿物以石英、长石、方解石、白云石和黄铁矿等为主。钾质斑脱岩主量元素以高 K_2O 含量、低 TiO_2 含量为特征, 稀土元素成分分析显示, 其轻稀土轻微富集、重稀土亏损, 具负铕异常, 球粒陨石标准化稀土配分曲线具有右倾的特点; 对各斑脱岩内的锆石进行 LA-ICP-MS 定年研究, 结果表明, 斑脱岩的形成年龄在 $(448 \pm 2) Ma \sim (440.4 \pm 5.6) Ma$ 之间, 证实该时期火山活动延续了至少 8 Myr; 岩浆判别图 ($Nb/Y-Zr/TiO_2$) 指示这些钾质斑脱岩的原始岩浆为中性成分; 依据微量元素特征和构造环境判别图 ($Nb-Y$, $Y+Nb-Rb$, $Zr-TiO_2$, $Hf/3-Th-Ta$, $Nb/Yb-Th/Yb$), 初步认为原始岩浆形成于岛弧环境。据斑脱岩层数及厚度自北向南逐渐减少的事实, 及现阶段华南大地构造性质的新认识, 认为其来源可能与扬子北缘早古生代秦岭洋闭合过程中的板块俯冲有关。

关键词: 四川盆地; 晚奥陶世末—早志留世初; 钾质斑脱岩; U-Pb 年代学; 成因环境

中图分类号: P597+.1

文献标识码: A

Discussion on U-Pb dating and tectonic setting of K-bentonites in black shales of Wufeng-Longmaxi formations in the Sichuan Basin

GE Xiangying^{1,2}, MOU Chuanlong^{1,2,3}, MEN Xin^{1,2,3}, HOU Qian^{1,2}, ZHENG Binsong^{1,2}, LIANG Wei^{1,2,3}

(1. Chengdu Center, China Geological Survey (Geosciences Innovation Center of Southwest China), Chengdu 610218, China; 2. Key Laboratory of Sedimentary Basin and Oil and Gas Resources, Ministry of Natural Resources, Chengdu 610218, China; 3. Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China)

Abstract: During the Late Ordovician–Early Silurian period, not only the black shales of the Wufeng and Longmaxi formations but also many K-bentonites were deposited in South China, and the presence of many bentonites indicated that intermittent volcanism

收稿日期: 2020-01-28; 改回日期: 2022-06-20; 责任编辑: 黄春梅

作者简介: 葛祥英 (1986—), 女, 工程师, 主要从事沉积学与盆地分析工作。E-mail: gexiangying-2006@163.com

资助项目: 中国地质调查局项目“四川盆地古生界海相页岩气基础地质调查”(DD20160176), “西南主要成矿带铀矿资源调查”(DD20190122), “四川盆地地质结构与深层油气综合调查”(DD20211210)

had occurred in South China at this time. However, there are still disagreements over the source of the volcanic ash that formed the bentonites. In this paper, we investigated many Wufeng-Longmaxi shale sections from the Sichuan Basin and selected the bentonites with multilayer and larger thickness as the research objects, attempting to analyze the age of the bentonites, the duration of volcanic activity, and the source of the ash by integration of field investigation, mineralogy, major and trace element concentrations, and zircon geochronology. The bentonites have bold colors, some plasticity, with associated pyrites in field. XRD characteristics show that the bentonites are composed of clay and non-clay minerals. Clay minerals are dominated by the illite-smectite mixed layer and illite, whereas the non-clay minerals include quartz, albite, calcite, dolomite, and pyrite. Their geochemical compositions are characterized by high K_2O content and low TiO_2 content, LREEs are slightly enriched, HREEs are poor, with a strong negative Eu anomaly, and the Chondrite-normalized REE distribution is right-skewed. Zircon U-Pb dating by LA-ICP-MS yielded ages ranging from (448 ± 2) Ma to (440.4 ± 5.6) Ma, which suggested that volcanic eruptions in South China lasted for at least 8 Myr across the Ordovician-Silurian boundary. Application of various chemical discrimination diagrams ($Nb/Y-Zr/TiO_2$, $Nb-Y$, $Y+Nb-Rb$, $Zr-TiO_2$, $Hf/3-Th-Ta$, $Nb/Yb-Th/Yb$) implies that the bentonites were mostly from intermediate acid rocks and possibly originated from an island arc environment. The fact that the layer number and thickness of the bentonites gradually decreased from north to south, combined with the current understanding of the tectonic nature of South China, indicates that the volcanic ash was probably related to the subduction and closure of the Qinling Ocean on the northern border of the Yangtze Plate in the Early Paleozoic.

Key words: Sichuan Basin; Late Ordovician-Early Silurian period; K-bentonite; U-Pb geochronology; tectonic setting

0 引言

四川盆地及其邻区奥陶系五峰组顶部—志留系龙马溪组底部沉积了多套黏土岩层,这套黏土岩层是火山喷发所产生的凝灰物质在海相碱性环境下沉积、蚀变的产物,通称为斑脱岩或钾质斑脱岩(胡艳华等, 2008, 2009a, 2009b; 周明忠等, 2007; Su et al., 2003, 2007, 2009)。华南地区晚奥陶世—早志留世多套斑脱岩的发现,表明在奥陶—志留纪之交这一关键阶段,曾经发生过多次较大规模的火山喷发活动(Huff, 2016),但关于火山灰的来源,至今仍不是很清楚,有学者认为其与扬子和华夏地块的汇聚有关,主要依据为五峰组—龙马溪组斑脱岩的层数及总厚度从东南向西北逐渐递减(Su et al., 2009; 苏文博等, 2006);而另一种观点则认为该套斑脱岩可能与北面早古生代秦岭洋闭合过程中的板块俯冲有关,其依据主要为该时期秦岭地区的火山活动非常发育,处在火山岛弧的构造背景中,该时期的岩浆岩锆石 Hf 同位素特征和湖北宜昌黄花场五峰组锆石 Hf 同位素特征类似,华夏陆块的岩浆活动在加里东时期缺乏相应的火山活动记录,并不在岛弧环境中。火山灰环境的不确定需要我们对扬子地区五峰组—龙马溪组的斑脱岩开展进一步的详细研究工作。

1 区域地质背景

四川盆地在构造位置上隶属于上扬子地块,是

在上扬子克拉通盆地基础上发展起来的叠合型盆地。早古生代时期,中国华南地区分成了扬子陆块和华夏陆块(图 1),震旦纪—中奥陶世时期华南地区处于拉张背景,由最初的碳酸盐岩缓坡沉积,进而发展成为镶边型碳酸盐岩台地模式(牟传龙和许效松, 2010; 牟传龙等, 2011; 闫剑飞等, 2010),自晚奥陶世开始,随着加里东构造运动的发生,扬子陆块和华夏陆块由伸展变为挤压状态,挤压碰撞作用的加剧致使川中、黔中、雪峰等边缘古隆起面积逐渐增大,海平面相对上升,上扬子地区整体处于被各边缘隆起所围限的半局限盆地环境(牟传龙和许效松, 2010; 牟传龙等, 2011; 熊国庆等, 2021; 张娣等, 2022),沉积岩性也由碳酸盐岩沉积相变为陆源细碎屑岩(五峰组—龙马溪组黑色页岩沉积),此间也因多次火山活动的发生导致火山灰不断飘落至五峰组—龙马溪组黑色页岩之间,火山灰落入海水中经蚀变作用形成现在岩层中分布的斑脱岩层。上扬子地区五峰组—龙马溪组黑色页岩内广泛分布着斑脱岩层,从区域上看,上扬子东部地区于该层位发育的斑脱岩层无论从其厚度还是层数来看均较西部多,西部尤其川西南地区由于构造地质的复杂性,地表断层断裂的发育导致该层位连续露头剖面分布较少,但从这些地表剖面及钻井岩心来看,斑脱岩虽有发育,但厚度及层数较东部明显减少(葛祥英等, 2021)。四川盆地东部如陕西省镇巴五星村,重庆市武隆黄莺乡,重庆市武隆黄草等地五峰组—龙马溪组黑色页岩内沉积了多套斑脱岩层,

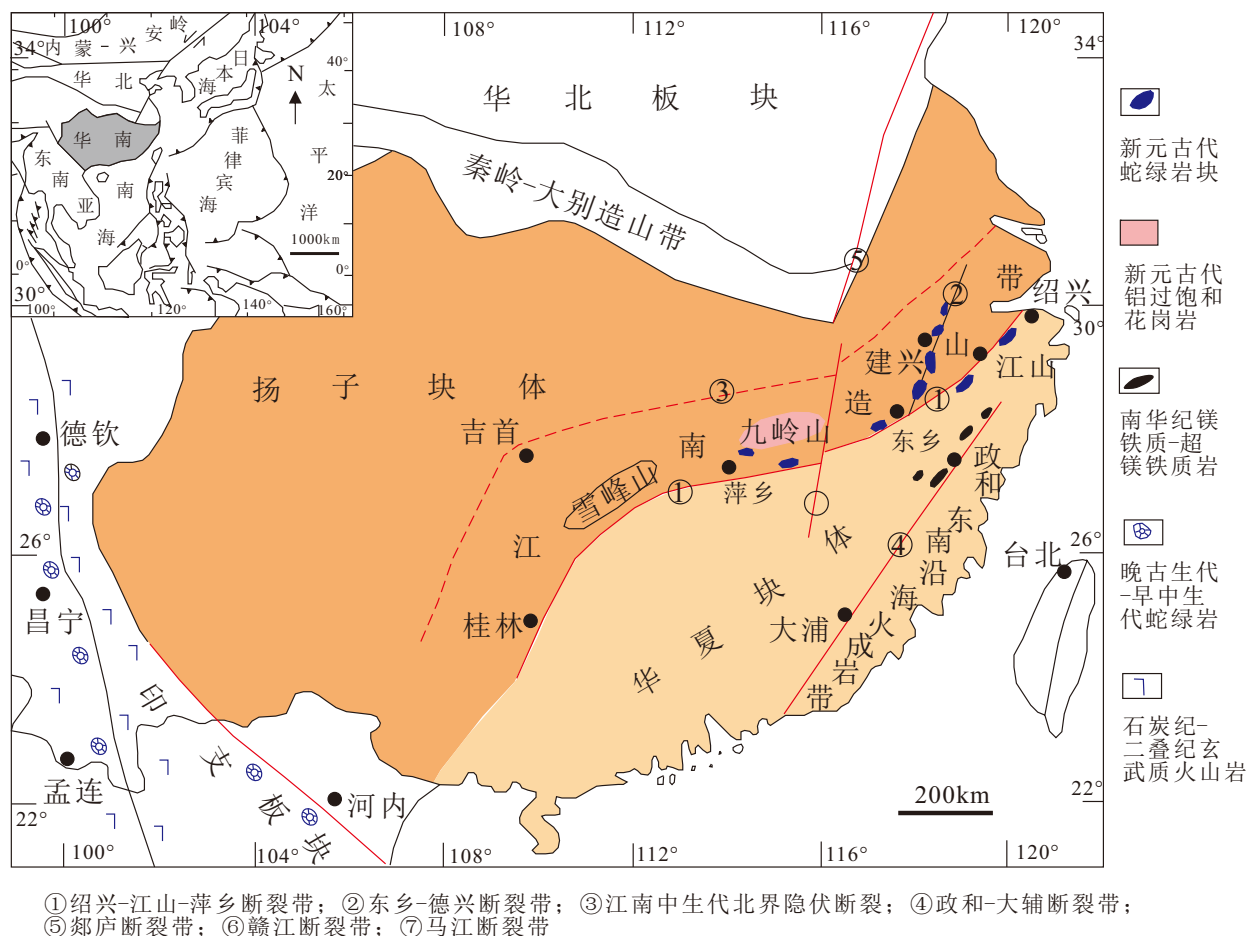


图1 华南构造格架图(据舒良树, 2012)

Fig. 1 Tectonic framework of the South China Block (after Shu, 2012)

且斑脱岩厚度相对较大,为开展详细的锆石年代学、地球化学以及成因环境分析研究提供了良好的物质基础。

2 样品采集及分析方法

本文的样品采集于陕西省镇巴县五星村(WXP, 32°32'45"N, 107°58'58"E),镇巴梁白(LBP, 32°20'17"N, 107°59'42"E),四川省南郑县福成(FCP, 32°28'39"N, 107°14'11"E)、重庆市武隆区黄莺乡(HYXP, 29°12'48"N, 107°41'36"E),重庆市酉阳县凤凰(FHP, 28°55'13"N, 108°31'18"E),贵州省道真县田家湾(TJWP, 28°48'21"N, 107°30'37"E),贵州省习水县良村(LCP, 28°21'50"N, 106°23'58"E),贵州省桐梓县南坝子(NBZP, 28°4'13"N, 106°51'38"E)八个剖面,由于以上剖面五峰组—龙马溪组黑色页岩内沉积了多套斑脱岩层,我们选取的为各剖面中厚度相对较大(2 cm 以上)的斑脱岩层进行采集,将采集到的斑脱岩在室内风干后,去除相应的杂质

部分,将其碎至 74 μm (200 目),以备后续的矿物学及地球化学分析测试。

用于锆石 U-Pb 同位素定年的样品采自四川盆地东部陕西省镇巴县五星村、重庆市酉阳县凤凰、陕西省镇巴县梁白、贵州省桐梓县南坝子、贵州省道真县田家湾 5 个野外剖面的斑脱岩样品,锆石的分选和制靶工作在河北廊坊区域地质调查院完成,岩石样品经破碎、淘洗、重液分离和电磁分离后,在双目镜下挑选晶形完好、无明显裂痕和可见矿物包裹体不同形态和类型的锆石作为研究对象,将具有代表性的锆石颗粒粘在树脂台上,打磨抛光,制成样靶,然后对锆石进行反射光、透射光显微照相和阴极发光(CL)图像分析,确定锆石的内部结构和成因,以选取最佳的待测锆石部位。定年实验在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)完成,使用了 LA-ICP-MS 分析方法,具体步骤为:利用 Y 形混合接头,并用氦气作为载气,将氩气作为补偿气输入至 ICP,利用

此方法来用于调节光剥蚀过程中的灵敏度,通过空白信号(时间约 15~20 s)以及样品信号的数据包分辨时间 45 s 后进行测试。参考物质包括标准锆石 91500、标准锆石 Plesovice 以及玻璃 NIST610。数据处理利用的是中国地质大学(武汉)刘勇胜研发的 ICPMS Data Cal 程序(Liu et al., 2010)和 Kenneth R. Ludwig 的 Isoplot 程序(Ludwig, 2003),普通 Pb 利用的是 Andersen 的 3D 坐标法进行相应的铅校正(Andersen, 2002),而 NIST612 玻璃标样则是作为外标用于计算样品的铅和铀含量。其中每个样品测试点的同位素比值以及同位素的年龄误差均为 1σ , $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄加权平均值置信度为 95%。数据结果见附表 1*—附表 3*。

主量、微量、稀土元素分析测试在国家测试中心完成,主量元素分析测试利用 Phillips 4400 X 荧光光谱仪进行,FeO 的测定则采用 HF、 H_2SO_4 对样品稀释后用重铬酸钾滴定的方法,灼失量则是通过将样品加热至 1000℃ 后 1 小时再称量样品前后重量的变化并进行计算得到的,主量元素的分析精度优于 5%,微量和稀土元素分析测定都是利用电感耦合等离子体质谱仪 PE300D(ICP-MS)来进行的,将 25 mg 的样品置于 1 ml 的 HF 和 0.5 ml HNO_3 的器皿内加热至 190℃ 并维持 24 小时,之后将不溶残余物放入 5 ml 30% (v/v) HNO_3 中加热至 130℃ 维持 3 小时,然后稀释至 25 ml,其中微量、稀土元素的分析精度优于 10%。数据结果见附表 4*和附表 5*。

X 衍射分析是在国土资源部重庆矿产资源监督检查中心进行的,分析测试的仪器是 ZJ207 Bruker D8 advance 型 X 射线衍射仪,该仪器利用 Ni 滤波 Cu 靶辐射,对应工作电压(40 kV),工作电流(40 mA), 1° 的发射与散射狭缝,而接受狭缝 0.3 mm,采用步进扫描方式,速度为 $3^\circ(2\theta)/\text{min}$,对应的采样步宽 $0.02^\circ(2\theta)$,整个测试过程遵循行业标准 SY/T5163-2010,而对应的数据分析则利用软件 High Score 进行。对于黏土矿物的测定,采用悬浮液法提取粒径小于 $2.0\ \mu\text{m}$ 的黏土矿物,并通过粉末涂片技术在定向载玻片上制备自然片,经过干燥和乙二醇蒸汽饱和后在 60℃ 下保持不少于 8 小时,在 450~550℃ 条件下将乙二醇饱和片保持恒温不少于 2.5 小时,待其自然冷却至室温,经定性分析,对样品中已确定存在的各个黏土矿物种类,

利用 X 射线衍射分析专用软件进行分峰,以单独计算其百分含量。数据结果见附表 6*。

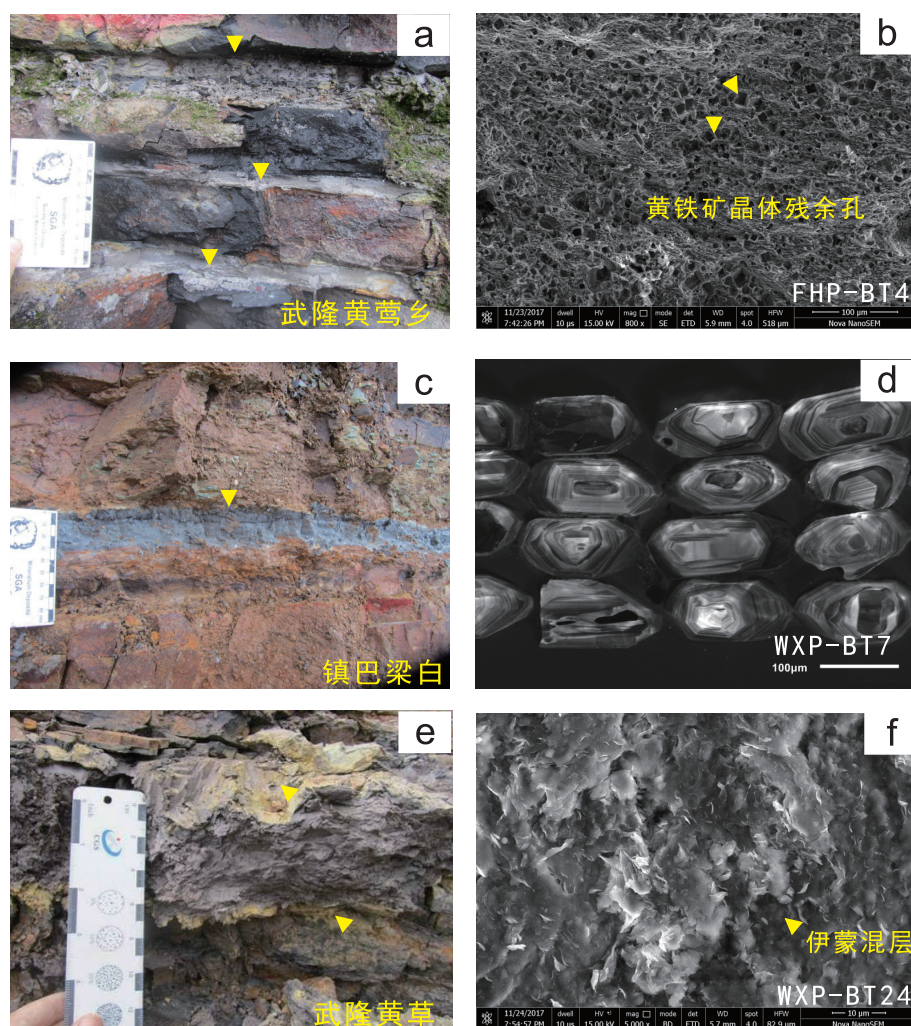
3 斑脱岩岩石学特征

钾质斑脱岩,由火山喷发产生的火山灰物质在海相环境中经沉积、成岩和蚀变作用而形成,它的存在多与地质历史时期的火山活动有关。奥陶—志留纪时期钾质斑脱岩全球广布,在北美、南美、中欧、北欧以及中国华南地区均有发育(Bergström et al., 2004; Chen et al., 2012; Ge et al., 2019; Huff, 2008; Huff et al., 1996; Kalata et al., 1996; 1998; 姜尧发等, 2006; Gromet et al., 1984; Taylor and McLennan, 1985; 杨颖, 2011; 谢尚克等, 2012; 罗华等, 2016)。钾质斑脱岩在潮湿的情况下通常可呈现蓝灰色、绿色、紫色,但风化后的颜色为黄色或灰白色,容易辨认。钾质斑脱岩层厚度一般有 1 mm~60 cm,因受到上下岩层的挤压而发生变形。四川盆地北至镇巴五星村,南至贵州桐梓红花园等剖面五峰组—龙马溪组黑色页岩内均见有颜色十分醒目的钾质斑脱岩层发育(图 2),岩层内通常含有黄铁矿条带或结核,其扫描电镜图像也显示草莓状黄铁矿发育。姜尧发等(2006)曾指出,大量黄铁矿的出现可能与当时因火山作用喷发出的大量含硫化物火山物质有关,这些富硫矿物为钾质斑脱岩在后期沉积过程中黄铁矿的形成提供了物质基础。斑脱岩在显微镜下具泥岩结构,由斑晶矿物和黏土矿物组成,斑晶矿物主要为石英和长石等,一般<10%,同时还可见到火山玻璃、磷灰石、石榴子石、锆石等矿物。X 衍射分析结果表明,所研究的钾质斑脱岩主要由黏土矿物和非黏土矿物组成(附表 6*, 图 3),黏土矿物主要为伊利石和伊蒙混层,其中伊利石含量 55%~84%,伊蒙混层约 13%~37%;非黏土矿物主要有石英、长石、方解石、白云石以及黄铁矿等。

4 斑脱岩地球化学特征

选取四川盆地东部六个野外剖面(陕西省镇巴县五星村,陕西省镇巴县梁白,重庆市武隆区黄莺乡,重庆市酉阳县凤凰,贵州省道真县田家湾,贵州省习水县良村)的 15 个斑脱岩样品进行地球化学分析,将其主量元素与北美页岩(NASC, Gromet et al., 1984)和澳大利亚后太古代页岩(PAAS, Taylor

*数据资料请联系编辑部或登录本刊网站 <https://www.cjytzd.com.cn/>。



a. 重庆市武隆区黄莺乡五峰组斑脱岩; b. 重庆市酉阳县凤凰斑脱岩内的黄铁矿晶体残余孔; c. 陕西省镇巴县梁白龙马溪组下段斑脱岩; d. 陕西省镇巴县五星村斑脱岩的锆石 CL 图像; e. 重庆市武隆区黄草五峰组下段斑脱岩; f. 陕西省镇巴县五星村斑脱岩的伊蒙混层矿物

图 2 四川盆地典型剖面五峰组—龙马溪组内发育的斑脱岩层特征

Fig. 2 The characteristics of the bentonites of the Wufeng-Longmaxi formations in typical sections of the Sichuan Basin

and McLennan, 1985)相比较发现,这些斑脱岩普遍含有较低的 SiO_2 含量 (44.45%~59.27%, 平均 51.86%), 另外, Al_2O_3 和 K_2O 又相对高于 NASC 和 PAAS, 含量分别是 16.08%~26.64%, (平均 22.99%) 和 4.17%~7.10% (平均 6.01%), 这表明在斑脱岩样品中黏土矿物含量相对较高。样品中 K_2O 含量大于 Na_2O , 也正好验证了钾质斑脱岩内富含钾质的特征(附表 4、5)。

样品的稀土元素总量变化较大,其范围介于 $132.70 \times 10^{-6} \sim 854.44 \times 10^{-6}$ 之间,平均值为 476.22×10^{-6} , 轻稀土 LREE 与重稀土 HREE 比值在 4.67~10.86 之间,平均值为 7.91。球粒陨石标准化图解中,所有样品均有 Eu 负异常,其 Eu/Eu^*

平均值为 0.56,造成 Eu 负异常的原因有两种(胡艳华等, 2009b; 周明忠等, 2007),其一可能是母岩浆本身即存在 Eu 负异常,其二可能是火山活动有关的沉积岩在喷溢过程中与正常沉积的砂、泥发生混染,成岩过程中又发生了相应的蚀变作用。但从斑脱岩样品的稀土元素的配分模式来看,其无明显的 Ce 异常,说明钾质斑脱岩未受到海水蚀变作用的影响,火山灰沉降后受海水成岩作用影响较小,其 Eu 负异常则可能是继承了母岩浆 Eu 负异常特征。所有斑脱岩样品呈现出来的轻稀土富集、重稀土亏损, Eu 负异常,“V”形右倾曲线的配分模式(图 4),与花岗岩的稀土配分模式较为相似,暗示其原始岩浆可能具中酸性特征。

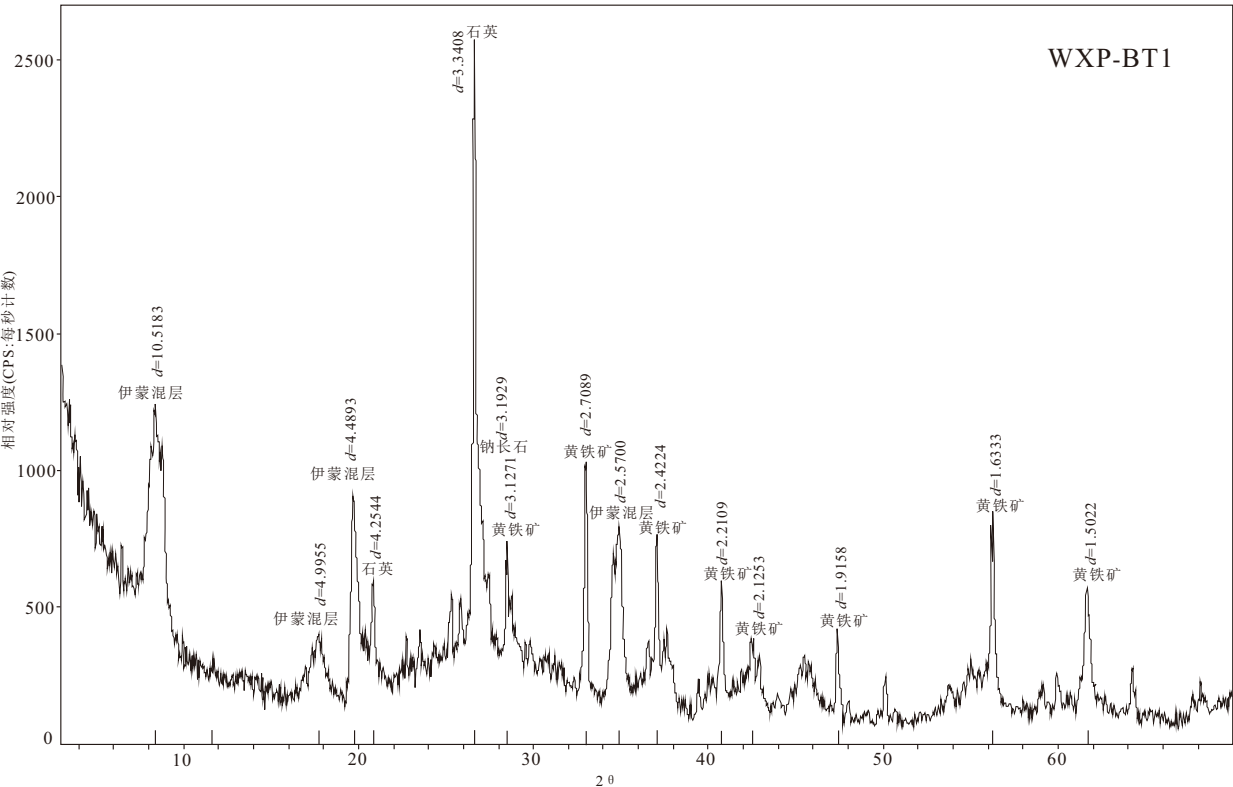


图3 斑脱岩样品 WXP-BT1 的 X 衍射图谱分析
Fig. 3 XRD patterns of studied sample WXP-BT1

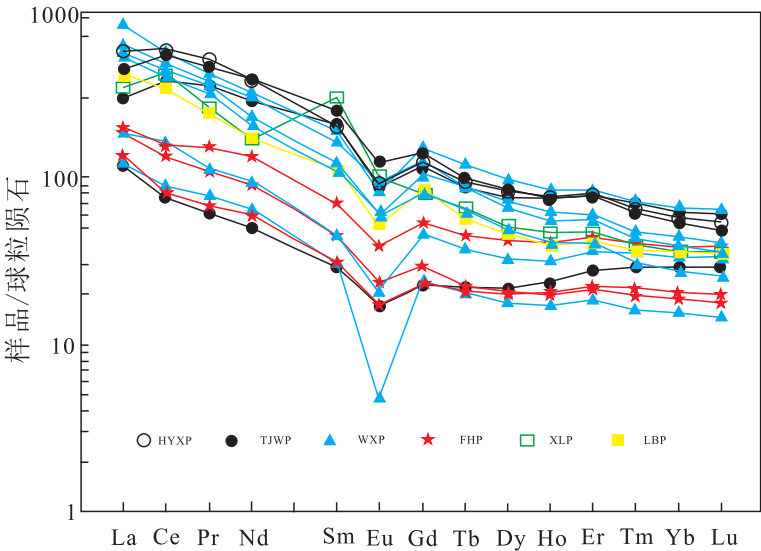


图4 四川盆地五峰组—龙马溪组钾质斑脱岩的球粒陨石稀土配分图解（标准化值来自 Taylor and McLennan, 1985）
Fig. 4 Chondrite-normalized REE distribution patterns of samples from Wufeng-Longmaxi formations in the Sichuan Basin (normalization values after Taylor and McLennan, 1985)

5 斑脱岩锆石特征及其年龄

在对以上六个野外剖面(陕西省镇巴县五星村, 陕西省镇巴县梁白, 重庆市武隆区黄莺乡, 重庆市

酉阳县凤凰, 贵州省道真县田家湾, 贵州省习水县良村)进行斑脱岩锆石挑选的过程中, 由于重庆市武隆区黄莺乡剖面五峰组—龙马溪组内斑脱岩厚度相对较薄, 能够采集到的斑脱岩量较少, 以至于

无法挑选到足够数量的锆石颗粒,因此,在对斑脱岩锆石年龄分析时仅选择了其余五条剖面进行测定。

5.1 陕西省镇巴县五星村剖面

陕西省镇巴县五星村剖面选取了厚度相对较大,易采集到的斑脱岩的第2层,第7层,第46层和第60层来进行U-Pb年龄的计算。为了与之前所送X衍射样品的序号一致,将对应层的斑脱岩编号重编,分别对应于WXP-BT1, WXP-BT2, WXP-BT5, WXP-BT6, 该剖面所有四个斑脱岩样品中,多数锆石晶型良好,样品阴极发光图像显示,锆石多呈半透明—透明,大多数锆石呈柱状、近等轴状,其内有较规则的岩浆生长振荡环带,具有中酸性岩浆锆石的结构特征。

样品WXP-BT2中的锆石多呈长柱状,锆石粒径约80~150 μm ,长宽比在1:1到1:3之间,挑选了颗粒相对较大(图5),且生长环带比较清晰的锆石颗粒64个点进行锆石U-Pb分析,其数据谐和度相对较高,所有样品的数据谐和度均超过91%,其中有14个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在403 $\pm$ 9.1到987 $\pm$ 15.9 Ma,其余50个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为444.8 $\pm$ 1.6 Ma(2 σ , MSWD=0.104,附表1-3)。

对样品WXP-BT7中40个锆石颗粒进行年龄分析,分析显示,Th含量变化较大,范围在41.5 $\times 10^{-6}$ ~450 $\times 10^{-6}$ 之间,U含量变化在127 $\times 10^{-6}$ ~654 $\times 10^{-6}$ 之间,相应的Th/U比值为0.16~1.10,40个点中有6个点的锆石年龄在1329 $\pm$ 14.4 Ma到530 $\pm$ 6.9 Ma之间,这6个点可能为捕获的继承性老锆石,其余的34个点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为443.5 $\pm$ 1.9 Ma(2 σ , MSWD=0.68,图5)。

对样品WXP-BT46中26个锆石颗粒进行测年,所有Th/U比值为0.40~2.38,所有样品谐和度均大于90%,除测点1(830 $\pm$ 11.6 Ma)、3(219 $\pm$ 3.6 Ma)、10(250 $\pm$ 2.8 Ma)、11(433 $\pm$ 8.8 Ma)、14(469 $\pm$ 8.1 Ma)、17(740 $\pm$ 16.3 Ma)、20(543 $\pm$ 11.5 Ma)、26(554 $\pm$ 7.8 Ma)外,其余18个样品50个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为442.4 $\pm$ 3.8 Ma(2 σ , MSWD=0.54)。

对样品WXP-BT60中29个点进行了年龄分析,其特征与WXP-BT7样品基本一致,测点1~7、11、20和29的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在487 $\pm$ 10.3 Ma到871 $\pm$ 14.8 Ma,均为继承性锆石,其余19个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为441.4 $\pm$ 3.9 Ma(2 σ , MSWD=0.50)。

5.2 重庆市酉阳县凤凰剖面

在重庆市酉阳县凤凰剖面选择第7套和第19

套斑脱岩进行年龄分析,两套锆石的特征基本一致,大小约50~120 μm ,长宽比在1:1至1:3之间,锆石多呈半透明—透明,大多数锆石呈柱状、近等轴状,且具有岩浆环带,晶形完整,少数具有暗色增生边,部分锆石发生了熔蚀,但仍能鉴别出其晶型(图6)。

第7套斑脱岩参与测年的共有22个点,这22个锆石颗粒除测点2(483 $\pm$ 8.4 Ma)、3(2213 $\pm$ 45.2 Ma)、6(1355 $\pm$ 17.2 Ma)、9(1084 $\pm$ 11.4 Ma)、12(697 $\pm$ 10.5 Ma)、16(890 $\pm$ 11.1 Ma)外(附表5),其余16个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为447.1 $\pm$ 3.9 Ma(2 σ , MSWD=0.049)。

第19套斑脱岩选取了9个锆石颗粒进行U-Pb年龄的测定,9个测点的年龄非常一致,且谐和度在91%以上,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为445.7 $\pm$ 5.9 Ma(2 σ , MSWD=0.030,图6)。

5.3 陕西省镇巴县梁白剖面

在陕西省镇巴县梁白剖面采集第8套斑脱岩进行测年,斑脱岩样品的锆石都呈短柱状—柱状,颗粒大小约50~100 μm ,长宽比为1:1或者2:1,其CL图像显示震荡环带结构,属于典型的岩浆锆石(图7),也有部分锆石遭受一定程度的磨蚀,呈椭圆状,这些锆石颗粒具有较高的Th值(141.9 $\times 10^{-6}$ ~672.9 $\times 10^{-6}$)和U值(232.9 $\times 10^{-6}$ ~649.5 $\times 10^{-6}$),Th/U比值为0.28~1.31,18个样品中,12个样品全位于谐和线附近,其余6个样品略微偏离谐和线,18个样品的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为440.4 $\pm$ 5.6 Ma(2 σ , MSWD=2.6,图7)。

5.4 贵州省桐梓县南坝子剖面

在贵州省桐梓县南坝子剖面选择了第10套斑脱岩进行测年,共有锆石颗粒43个,多数呈自形晶状(图7),粒径约80~120 μm ,长宽比在1:1~1:2之间,部分锆石被熔蚀但仍具有晶型,所测的锆石Th含量为(37~432) $\times 10^{-6}$,U含量为(68~465) $\times 10^{-6}$,相应的Th/U比值介于0.48~1.48之间,均大于0.4,锆石除测点9(424 $\pm$ 12.4 Ma)、测点22(507 $\pm$ 6.5 Ma)、测点24(487 $\pm$ 6.9 Ma)和测点40(1867 $\pm$ 24.2 Ma)外,其余锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为448.0 $\pm$ 2.0 Ma(2 σ , MSWD=0.078),这与杨颖(2011)得出的桐梓南坝子年龄(449 $\pm$ 9 Ma)完全一致(图7,附表3*)。

5.5 贵州省道真县田家湾剖面

在贵州省道真县田家湾剖面中选取第2套斑脱岩进行测年,共计39个测点,锆石颗粒大小集中

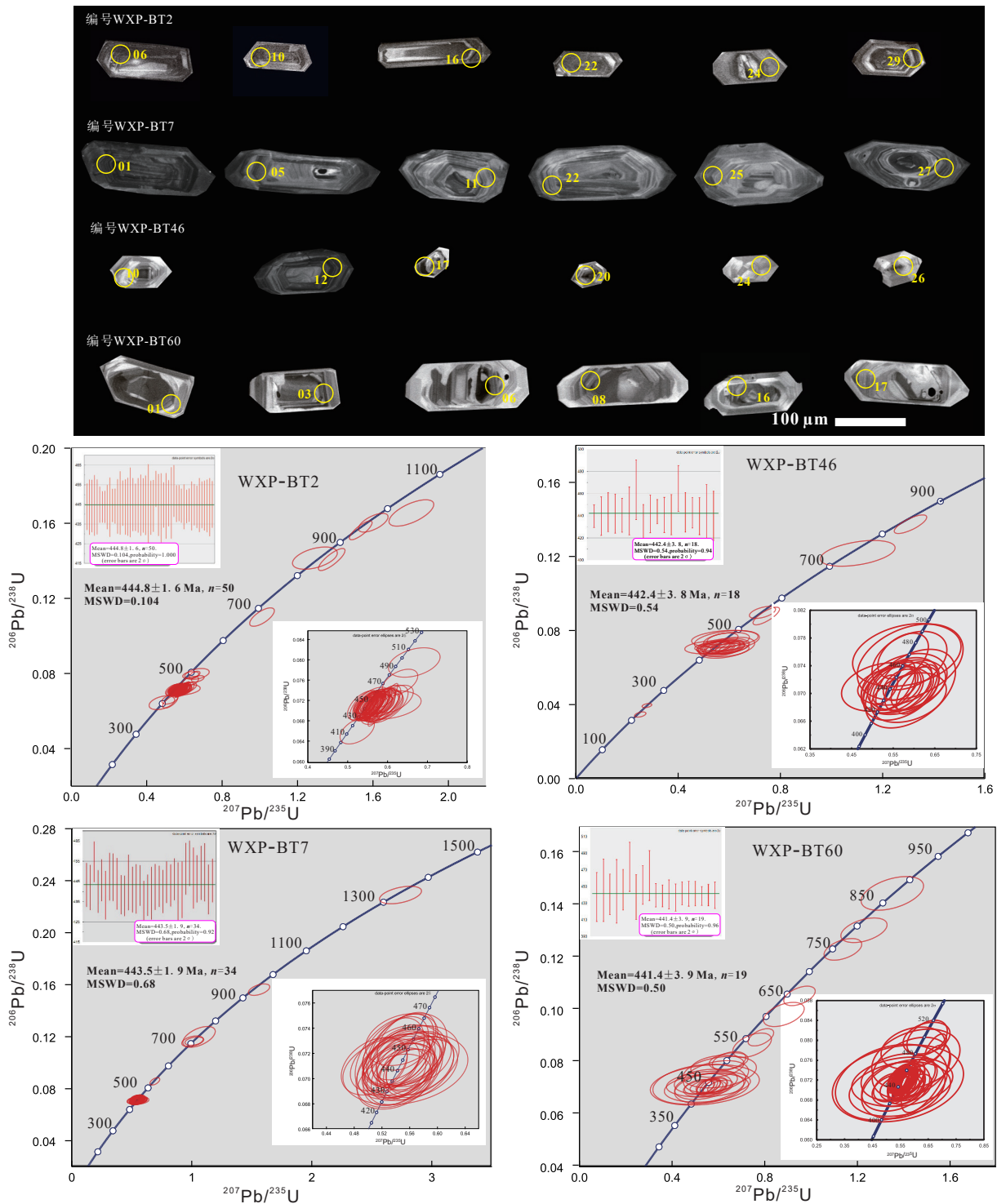


图5 陕西省镇巴县五星村典型斑脱岩样品锆石 CL 图像及锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 5 U-Pb concordia diagrams and cathodoluminescence (CL) images of typical zircons from the bentonites of Wuxingcun section, Zhenba, Shaanxi Province

在 $60\sim 100\ \mu\text{m}$, 长宽比在 $1:1\sim 1:1.5$ 之间, 呈柱状—长柱状(图 7), 部分锆石遭受了一定的磨蚀, 导致其一角或两角呈熔蚀港湾状, 但是大多数均保有相应的锆石晶型, 所测的锆石 U 含量为 $38.3\times 10^{-6}\sim$

424×10^{-6} , Th/U 比值相对较高, 在 $0.7\sim 2.7$ 之间, 且锆石内部多具有振荡环带, 具有典型的岩浆锆石特征, 所有锆石的谐和度均大于 90%, 其中除测点 17 和测点 30 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $424\pm 8.9\ \text{Ma}$ 和 $482\pm$

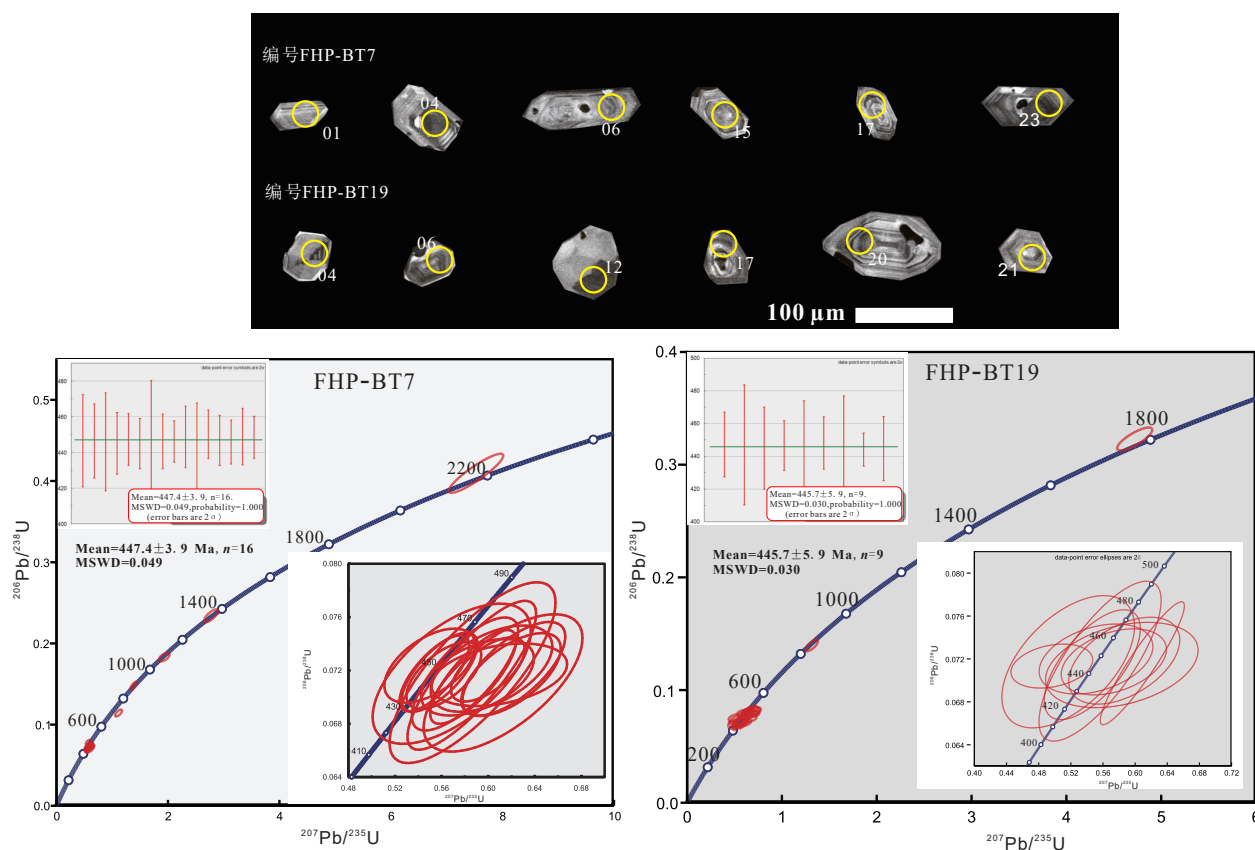


图6 重庆西阳凤凰各斑脱岩样品锆石 CL 图像特征及锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 6 Zircon U-Pb concordia diagrams and cathodoluminescence (CL) images of the bentonites from Fenghuang section, Youyang, Chongqing City

15.73 Ma 外, 其余测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 446.0 ± 3.1 Ma (2 σ , MSWD=0.21, 图7)。

5.6 火山活动时间及沉积年龄的限定

上述五个剖面的斑脱岩锆石 U-Pb 年龄在 440.4 ± 5.6 Ma ~ 448 ± 2 Ma 之间, 这一系列锆石年龄与 2018 年国际地层表公布的奥陶系—志留系年龄 (443.8 ± 1.5 Ma) 在误差范围内基本一致, 同时也与谢尚克等 (2012, 442.2 ± 8.1 Ma), 罗华等 (2016, 450.0 ± 3.6 Ma), 熊国庆等 (2017, 445.1 ± 3.5 Ma、 446.1 ± 7.2 Ma) 所测得的数据一致, 该年龄值可能不仅是斑脱岩的原始沉积年龄, 也是五峰组—龙马溪组黑色页岩的沉积年龄 (曹熔等, 2023), 该年龄间隔证实了在晚奥陶世末期到早志留世初期火山活动是间歇性出现的, 断断续续持续了 8 Ma 左右, 从五个剖面的斑脱岩得出的年龄也可以看出, 在五峰组沉积期火山活动可能相对较强。

6 成因环境分析

钾质斑脱岩中一些稳定的微量和稀土元素除

了可以反映原始岩浆成分之外, 还可以有效指示源火山喷发的构造背景 (Huff et al., 1997; Teale and Spears, 1986; Roberts and Merriman, 1990; Pearce and Norry, 1979; Winchester and Floyd, 1977)。最初 Pearce and Cann (1973) 根据化学成分来限定岩浆起源的大地构造背景, 区别产生于不同大地构造背景的玄武岩, 并建立了构造岩浆判别图解, 被广泛应用的有 Th-Hf-Ta 图解、Nb+Y-Rb 图解、Y-Nb 图解等, 尔后 Pearce et al. (1984) 又将该判别方法发展到花岗岩质岩石领域, 并有更多的研究者提出了许多新的基于化学成分判断岩浆源区大地构造背景的判别图解 (Wood, 1980; Mullen, 1983; Cabanis and Lecolle, 1989)。对于钾质斑脱岩而言, 判别其构造背景应用最多的是 Nb-Y, Y+Nb-Rb, Zr-TiO₂, Nb/Yb-Th/Yb 等。将四川盆地陕西省镇巴县五星村、陕西省镇巴县梁白、重庆市武隆区黄莺乡、重庆市酉阳县凤凰、贵州省道真县田家湾 5 个地表剖面中所采集到的 15 个斑脱岩样品, 连同新地 2 井的 4 个样品, 总计 19 个样品, 投至 Nb/Y-

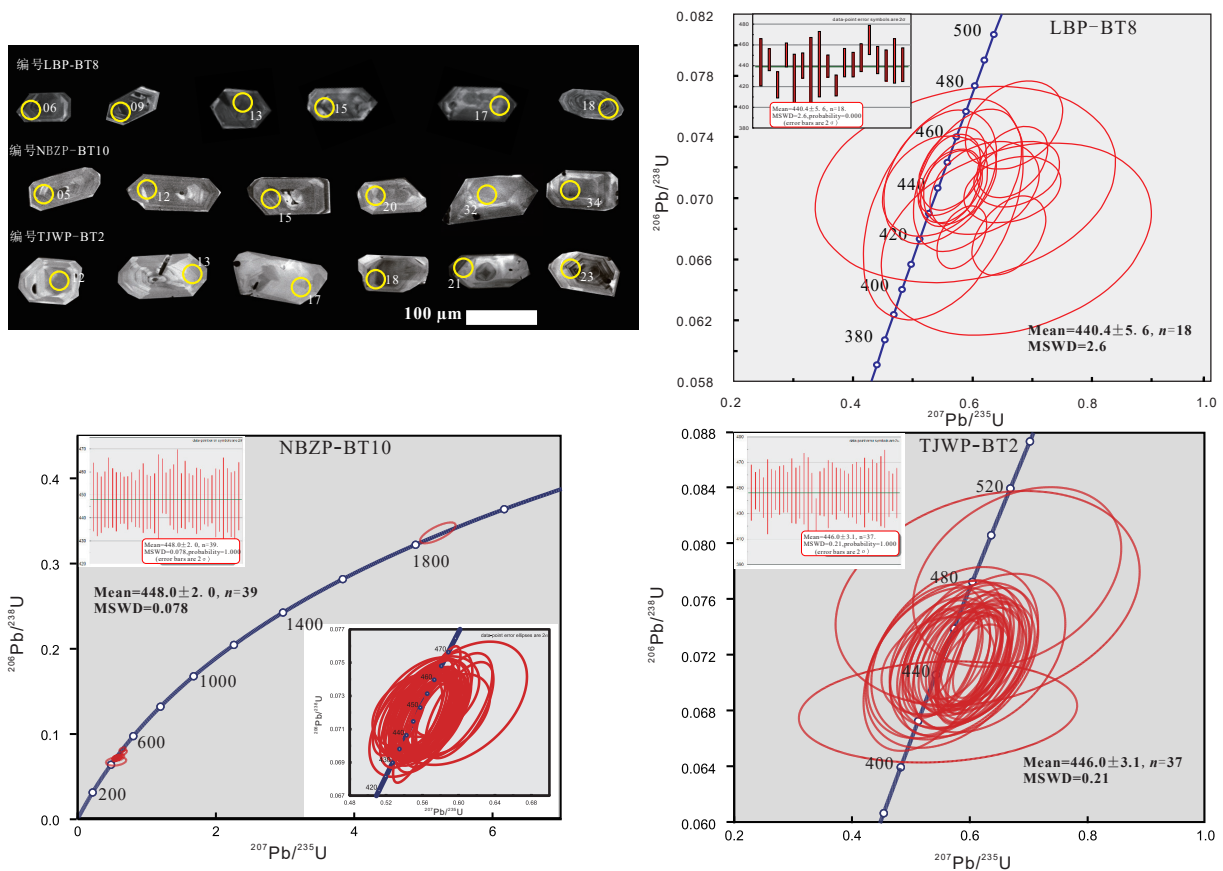


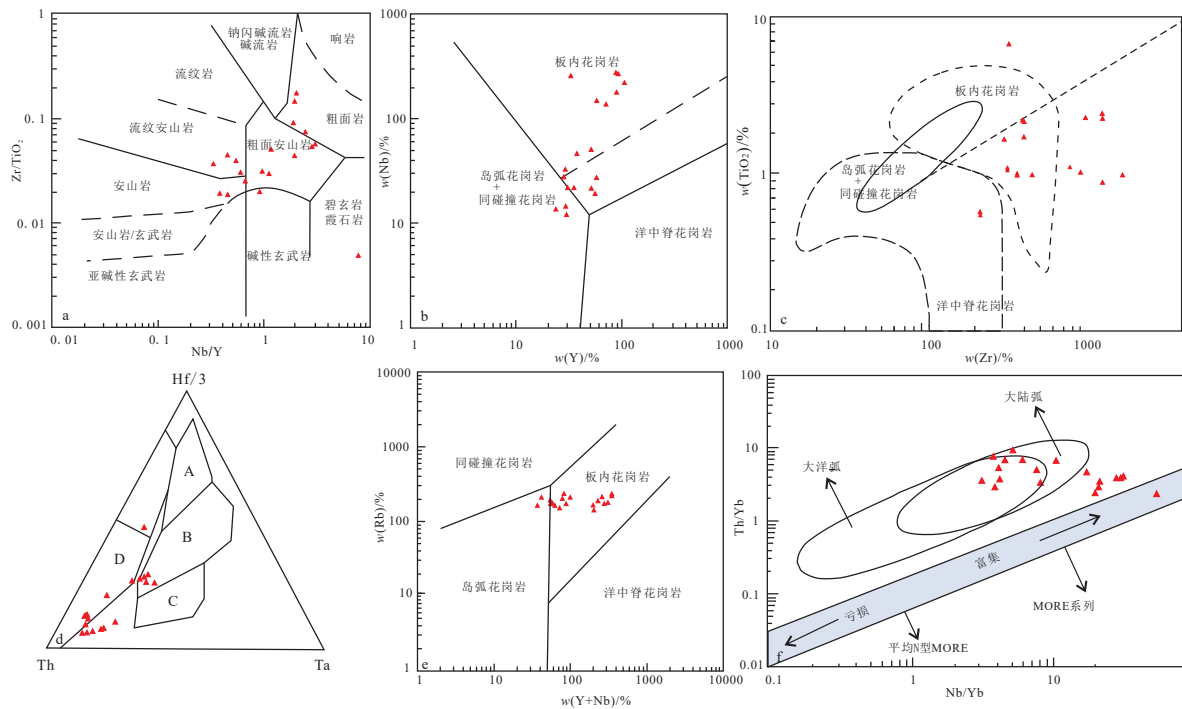
图7 陕西镇巴梁白、贵州桐梓南坝子、贵州道真田家湾各斑脱岩样品锆石 CL 图像及锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 7 U-Pb concordia diagrams and cathodoluminescence (CL) images of typical zircons of the bentonites from Liangbai section, Zhenba, Shaanxi Province; Nanbazi section, Tongzi, Guizhou Province; Tianjiawan section, Daozhen, Guizhou Province

Zr/TiO₂ 判别图中(图 8a)。结果显示,绝大多数样品数据点落在了流纹安山岩、粗面岩和粗面安山岩和安山岩范围内,仅一个落在了碧玄岩和霞石岩范围内,该结果与胡艳华等(2009b)宜昌王家湾剖面、Su et al.(2009)湖南桃源、新化、江苏句容等地奥陶-志留系钾质斑脱岩统计结果大体一致,钾质斑脱岩的原始岩浆性质为中酸性成分。周明忠等(2007)指出,到目前为止,世界上发现的钾质斑脱岩的原始岩浆以酸性岩浆为主,同时中酸性岩浆也较为常见,而基性乃至超基性岩浆则极为罕见,这可能是高黏度的岩浆易于喷发所致。

将 19 个样品投入构造背景判别图解中, Y-Nb 图(图 8b)显示, 13 个样品数据点落在板内花岗岩一侧, 6 个落入岛弧花岗岩和同碰撞花岗岩内或界线处。Su et al.(2009)对湖南、江苏等地的奥陶-志留系钾质斑脱岩的分析结果显示,多数样品数据点落于板内花岗岩内,而胡艳华等(2009b)收集的华南多地奥陶-志留系钾质斑脱岩结果显示,多数

样品数据点落在岛弧花岗岩和同碰撞花岗岩范围内。在 Zr-TiO₂ 图解(图 8c)中, 9 个样品数据点落入板内花岗岩内, 两个落入岛弧花岗岩和同碰撞花岗岩范围内, 有 8 个未落入任何范围内。在 Hf/3-Th-Ta 三角图解中(Wood, 1980; 图 8d), 除 5 个样品数据点落入 B 区域 E 型 MORE 和板内拉斑玄武岩外, 其余 14 个数据点均落于火山弧玄武岩区及其附近。Y+Nb-Rb 图解(图 8e)中, 13 个样品数据点落在板内花岗岩内, 其余 6 个均在岛弧型花岗岩或与其与板内花岗岩的交界处。在 Nb/Yb-Th/Yb 图解(图 8f)中, 11 个样品数据点落于大陆弧和大洋弧以及两者重合处, 其余 8 个未落入任何范围内。判别图解的结果均与胡艳华等(2009b)所得的结果一致。此外, 近期研究表明, 曾经被认为并不活泼的 Zr、Hf、Nb、Ta、Ti 等元素在有水条件下的化学风化过程中, 也表现出一定的活动性(Nesbitt et al., 1996; Nesbitt and Markovics, 1997; Ma et al., 2007), 因此以这些非活动性元素的含量作为变量的判别



a. 底图据 Winchester and Floyd (1977); b、e. 底图据 Pearce et al. (1984); c. 底图据 Pearce and Norry (1979); d. 底图据 Wood, (1980), A—N 型 MORE; B—E 型 MORE 和板内拉斑玄武岩; C—碱性板内玄武岩; D—火山弧玄武岩; f. 底图据 Pearce and Peat (1995)

图 8 四川盆地五峰组—龙马溪组内钾质斑脱岩原始岩浆及构造背景判别图解

Fig. 8 The source magma and tectonic environment discrimination diagrams of K-bentonite samples from Wufeng-Longmaxi formations in the Sichuan Basin

图可能也会存在一定的误差, 胡艳华等(2009a; 2009b)指出化学性质比较接近的元素在风化作用过程中受到的影响相当, 因此可以利用元素之间的比值来消除风化作用的影响, 利用元素的比值作为变量的判别图解可能更加准确, 而基于不活泼元素比值的 Nb/Yb—Th/Yb 图解(Pearce and Peate, 1995)和 Hf/3—Th—Ta 三角图解(Wood, 1980)的判定结果可能更具信服力, 故本文更倾向于认为四川盆地上奥陶统一志留统五峰组—龙马溪组内发育的钾质斑脱岩其源火山构造背景可能多为岛弧环境(葛祥英等, 2021)。

钾质斑脱岩原为火山灰沉降后经海水蚀变作用形成, 属火山成因, 这些火山灰源自哪里? 本研究中钾质斑脱岩的地球化学信息指示其源火山构造背景可能为岛弧环境。晚奥陶世—早志留世初, 扬子地台北缘早古生代秦岭洋闭合过程中板块俯冲发育岛弧岩浆活动(杨颖, 2011), 杨颖从湖北宜昌黄花场和桐梓南坝子两条剖面五峰组—龙马溪组内的斑脱岩中分选出的锆石具典型的环带结构, 属岩浆成因锆石, 锆石 U-Pb 年龄结果也在 440 Ma

左右, 她所采集到的黄花场剖面锆石 Hf 同位素 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为正(杨颖, 2011), 同南秦岭陕西省旬阳县早泥盆世西岔河组杂砂岩中的碎屑锆石年龄及 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值特征一致, 以上均反映火山灰的来源可能与扬子北缘秦岭洋的闭合的板块俯冲活动有关。

另外有学者指出这些火山灰与扬子和华夏地块的汇聚有关, 但是现阶段针对扬子与华夏地块在早古生代是板块间俯冲还是板内碰撞挤压仍未有定论(刘宝珺等, 1994; 陈旭等, 1995; 殷鸿福等, 1999; 舒良树, 2006; 张国伟等, 2013), 华夏板块附近也未见有早古生代岛弧活动的迹象。Su et al.(2009)、苏文博等(2006)指出扬子板块的东南缘外侧可能存在一个“华夏陆块”, 这个“华夏陆块”的范围可能包括了现今中国东南部海岸线, 东海以及其他相邻地区, 正是由于以上两陆块的拼合碰撞产生相应的火山岛弧活动, 为华南晚奥陶世—早志留世初钾质斑脱岩的沉积提供了相应的火山灰来源。笔者更倾向于认为华南地区五峰组—龙马溪组黑色页岩内沉积的钾质斑脱岩的火山灰来源可能与扬子北缘秦岭洋的闭合的板块俯冲活动有关。

从沉积学角度分析,原因有以下两点。

一是钾质斑脱岩的厚度及分布规律显示出自北向南逐渐减少和减薄,自陕南、四川经贵州到湖南、江西等地该时期斑脱岩层数减少且厚度也逐渐变薄的特点。在靠近扬子北缘地区,镇巴五星村及梁白两剖面斑脱岩的层数均超过 60,且厚度最大者达到近半米(图 9),向南到四川盆地中部武隆黄莺乡等地,斑脱岩最厚者近 10~20 cm,再往南至贵州桐梓南坝子一带,斑脱岩最大厚度仅 5 cm,且层数也逐渐减少,火山灰在飘落过程中一般会在就近的地方沉积较厚且较多,越往远离火山口的地方火山灰厚度和层数均会相应减薄,这从侧面说明火山灰应该来源于北部方向。

二是现阶段关于钾质斑脱岩的来源,相关观点要么认为来自扬子北缘与秦岭洋碰撞形成的岛弧,要么认为来自南部扬子与华夏板块碰撞产生的岛弧。针对中国华南的问题,现阶段得出的比较一致的观点是,在晚奥陶—早志留世时期残留的华南洋已经关闭,而扬子和华夏当时已经完全拼合(张国伟等, 2013; 舒良树, 2012; 陈旭等, 1995, 2010), 证

据如下: (1)早古生代扬子与华夏地块之间没有消失的洋壳残存记录,没有早古生代蛇绿岩以及相关的火山岩浆活动记录; (2)在前人所认为的扬子与华夏陆块之间的分界线即江绍、萍乡—郴州分界线两侧,其沉积相和古地理分布是连续过渡的,不存在沉积相跳相之说(陈世悦等, 2011; 葛祥英, 2012; 牟传龙等, 2016); (3)华南大陆东部早古生代岩浆活动呈面状分布,不具板块俯冲碰撞的带状性质(舒良树, 2012), 扬子和华夏陆块在晚奥陶世—早志留世时期其实为一个统一的大陆块,所谓的碰撞挤压活动也仅仅是陆内板块的揉皱挤压过程,未有相应的火山岛弧活动,所以,笔者认为中国华南地区上奥陶统一早志留统的斑脱岩可能来源于扬子北缘与秦岭洋的碰撞闭合产生的岛弧。

7 结论

本文选取四川盆地多个露头剖面五峰组—龙马溪组内发育的钾质斑脱岩为研究对象,通过岩石矿物学、锆石 U-Pb 定年、元素地球化学等分析测试手段,对四川盆地晚奥陶世—早志留世末期短暂

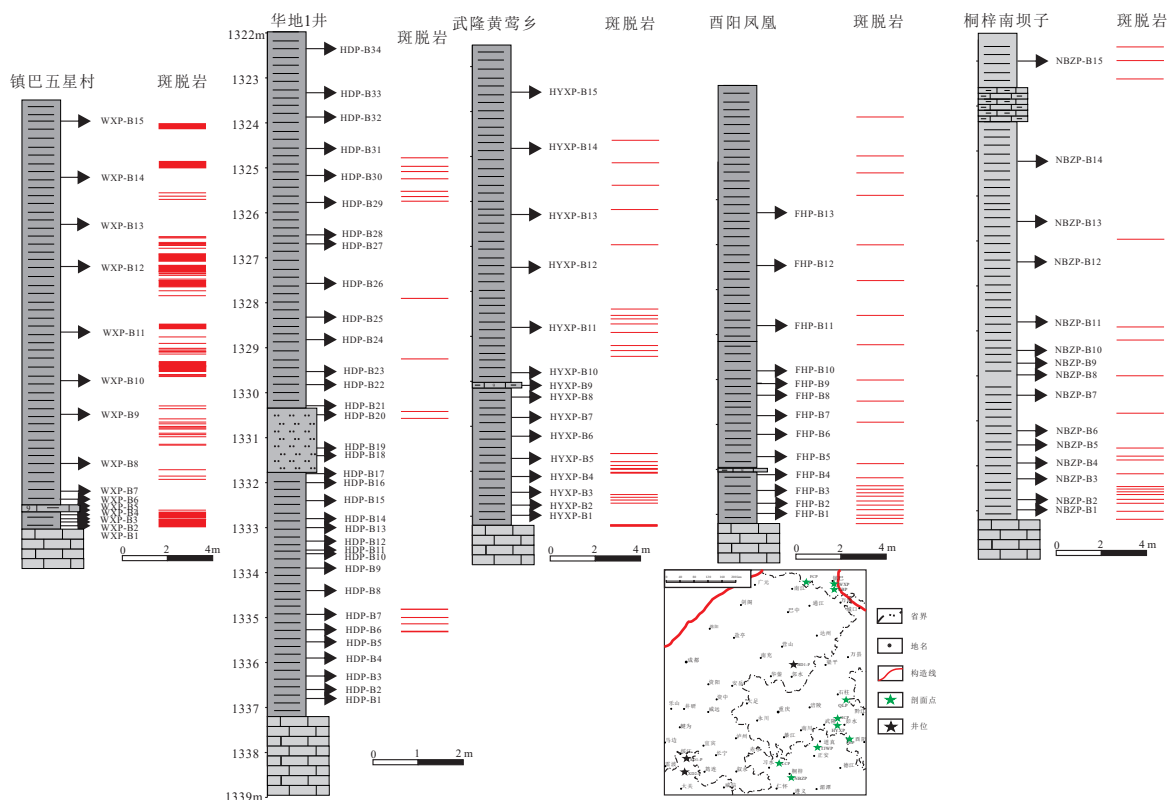


图 9 四川盆地东部五峰组—龙马溪组内钾质斑脱岩自北向南厚度变化图

Fig. 9 The thickness variation diagram of the K-bentonites in the Wufeng-Longmaxi formations from north to south in the eastern Sichuan Basin

的火山活动持续时间及火山灰来源进行了分析研究,并得出了以下结论。

(1)通过对陕西省镇巴县五星村、陕西省镇巴县梁白、重庆市酉阳市凤凰、重庆市桐梓县南坝子、贵州省道真田家湾五条剖面五峰龙马溪组内的钾质斑脱岩锆石 U-Pb 年龄分析,获得的年龄在 440.4 ± 5.6 Ma 至 448 ± 2 Ma 之间,这一系列锆石年龄与 2018 年国际地层表公布的奥陶—志留系年龄 443.8 ± 1.5 Ma 基本一致,年龄间隔证实了在晚奥陶世末期到早志留世初火山活动是间歇性出现的,断断续续持续了 8 Ma 左右。

(2)钾质斑脱岩具高 K_2O 含量,低 TiO_2 含量特征,表现为轻稀土富集,重稀土亏损,“V”形右倾曲线的配分模式, Nb/Y–Zr/TiO₂ 图解表明钾质斑脱岩原始岩浆为中酸性组分;构造环境判别图解 (Nb–Y, Y+Nb–Rb, Zr–TiO₂, Hf/3–Th–Ta, Nb/Yb–Th/Yb) 显示其原始岩浆可能形成于岛弧环境,根据钾质斑脱岩层数及厚度自北向南逐渐减小的事实及现阶段华南大地构造背景的新认识,认为该火山灰来源可能与扬子北缘早古生代秦岭洋闭合过程中的板块俯冲有关。

致谢: 非常感谢审稿专家们对笔者所进行的指导及所提出的建议。

References

- Andersen T, 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb[J]. *Chemical Geology*, 192 (1-2): 59–79.
- Bergström S M, Huff W D, Saltzman M R, et al., 2004. The greatest volcanic ash falls in the Phanerozoic: Trans-Atlantic relations of the Ordovician Millbrig and Kinnekulle K-bentonites[J]. *The Sedimentary Record*, 2 (4): 4–8.
- Cabanis B, Lecolle M, 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram-A tool for discriminating volcanic series and evidencing continental-crust magmatic mixtures and/or contamination[J]. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 309: 2023–2029.
- Cao R, Zhang S J, Lan Z W, 2023. Application of zircon U-Pb dating of volcanic ash to dating of sedimentary rock[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 43 (2): 464–474 (in Chinese with English abstract).
- Chen C, Shi X Y, Pei Y P, et al., 2012. K-Bentonites from the Jinsushan Formation of Late Ordovician, Southern Ordos Basin: SHRIMP Dating and Tectonic Environment[J]. *Earth Science Frontiers*, 26 (2): 205–219 (in Chinese with English abstract).
- Chen S Y, Li C, Zhang P F, et al., 2011. The unconformable distribution of Caledonian and Indosinian strata in Jiangnan-Xuefeng area[J]. *Geology in China*, 38: 1212–1219 (in Chinese with English abstract).
- Chen X, Rong J Y, Rowley D B, et al., 1995. Is the early Paleozoic Banxi Ocean in South China necessary?[J]. *Geological Review*, 41 (5): 389–400 (in Chinese with English abstract).
- Chen X, Zhang Y D, Fan J X, et al., 2010. Ordovician graptolite-bearing strata in southern Jiangxi with a special reference to the Kwangsi Orogeny[J]. *Science China: Earth Science*, 40: 1621–1631 (in Chinese with English abstract).
- Ge X Y, Mou C L, Wang C S, et al., 2019. Mineralogical and geochemical characteristics of K-bentonites from the Late Ordovician–Early Silurian in South China and their geological significance[J]. *Geological Journal*, 54: 514–528.
- Ge X Y, 2012. Ordovician sedimentary facies and lithofacies paleogeography in Central and Southern Hunan Province[D]. Qingdao: Shandong University of Science and Technology (in Chinese with English abstract).
- Ge X Y, Mou C L, Yu Q, et al., 2021. Petrology and geochemistry of the K-bentonites at the Ordovician–Silurian transition in XD2 well, Daguan, Yunan Province[J]. *Geology in China*, 48 (3): 911–924 (in Chinese with English abstract).
- Gromet L P, Haskin L A, Korotev R L, et al., 1984. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2469–2482.
- Hu Y H, Liu J, Zhou M Z, et al., 2009a. An overview of Ordovician and Silurian K-bentonites[J]. *Geochimica*, 38 (4): 390–401 (in Chinese with English abstract).
- Hu Y H, Sun W D, Ding X, et al., 2009b. Volcanic event at the Ordovician–Silurian boundary: The message from K-bentonite of Yangtze Block[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25 (12): 198–208 (in Chinese with English abstract).
- Hu Y H, Zhou J B, Song B, et al., 2008. SHRIMP zircon U-Pb dating from K-bentonite in the top of Ordovician of Wangjiawan Section, Yichang, Hubei, China[J]. *Science in China (Series D)*, 38 (1): 72–77 (in Chinese with English abstract).
- Huff W D, 2008. Ordovician K-bentonites: Issues in interpreting and correlating ancient tephra[J]. *Quaternary International*, 178: 276–287.
- Huff W D, 2016. K-bentonites: A review[J]. *American Mineralogist*, 101: 43–70.
- Huff W D, Davis D W, Bergström S M, et al., 1997. A biostratigraphically well-constrained K-bentonite U-Pb zircon age of the lowermost Darriwilian stage (Middle Ordovician) from the Argentine Precordillera[J]. *Episodes*, 20: 29–33.
- Huff W D, Kolata D R, Bergström S M, et al., 1996. Large-magnitude Middle Ordovician volcanic ash falls in North America and Europe: dimensions, emplacement and post-emplacement characteristics[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73 (3): 285–301.
- Jiang Y F, Tang Y G, Dai S F, et al., 2006. Pyrites and Sulfur Isotopic Composition near the Permian–Triassic Boundary in Meishan, Zhejiang[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80 (8): 1202–1207 (in Chinese with English abstract).
- Kolata D R, Huff W D, Bergström S M, 1998. Nature and regional

- significance of unconformities associated with the Middle Ordovician Hagan K-bentonite complex in the North American midcontinent[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 110 (6): 723–739.
- Kolata D R, Huff W D, Bergström S M, 1996. Ordovician K-bentonites of eastern North America[J]. *Geological Society of America Special Paper*, 313: 1–84.
- Liu B J, Xu X S, Xia W J, et al., 1994. Lithofacies paleogeography atlas of South China[M]. Beijing: Science Press (in Chinese with English abstract).
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al., 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 51: 537–571.
- Ludwig K R, 2003. User's manual for isoplot/EX version 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1–70.
- Luo H, He R L, Pan L K, et al., 2016. LA-ICP-MS Zircon U-Pb age and its significance of Late Ordovician-Early Silurian Longmaxi Bentonite[J]. *Resources Environment & Engineering*, 30 (4): 547–550 (in Chinese with English abstract).
- Ma J L, Wei G J, Xu Y G, et al., 2007. Mobilization and redistribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 3223–3237.
- Mou C L, Zhou K K, Chen X W, et al., 2016. Lithofacies paleogeography Atlas of China (Ediacaran–Silurian) [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract).
- Mou C L, Xu X S, 2010. Sedimentary evolution and petroleum geology in South China during the Early Palaeozoic[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 30 (3): 24–29 (in Chinese with English abstract).
- Mou C L, Zhou K K, Liang W, et al., 2011. The early Paleozoic sedimentary environment of hydrocarbon source rocks with petroleum and gas exploration in the middle-upper Yangtze region[J]. *Acta Geologica Sinica*, 85 (4): 526–532 (in Chinese with English abstract).
- Mullen E D, 1983. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: A major element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 53–62.
- Nesbitt H W, Markovics G, 1997. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 1653–1670.
- Nesbitt H W, Young G M, McLennan S M, et al., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies[J]. *Journal of Geology*, 104: 525–542.
- Pearce J A, Cann J R, 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks investigated using trace element analyses[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290–300.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.
- Pearce J A, Peate D W, 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 23: 251–285.
- Pearce J A, Norry M J, 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69 (1): 33–47.
- Robert S B, Merriman R J, 1990. Cambrian and Ordovician metabentonites and their relevance to the origins of associated mudrocks in the northern sector of the Lower Palaeozoic Welsh marginal basin[J]. *Geological Magazine*, 127: 31–43.
- Shu L S, 2006. Predevonian Tectonic Evolution of South China: from Cathaysian Block to Caledonian Period Folded Orogenic Belt[J]. *Geological Journal of China Universities*, 12 (4): 418–431 (in Chinese with English abstract).
- Shu L S, 2012. An analysis of principal features of tectonic evolution in South China Block[J]. *Geological Bulletin of China*, 31 (7): 1035–1053 (in Chinese with English abstract).
- Su W B, He L Q, Wang Y B, et al., 2003. K-bentonite beds and high-resolution integrated stratigraphy of the uppermost Ordovician Wufeng and the lowest Silurian Longmaxi Formations in South China[J]. *Science China (Series D)*, 46: 1121–1133.
- Su W B, Huff W D, Ettensohn F R, et al., 2009. K-bentonite, black-shale and flysch successions at the Ordovician–Silurian transition, South China: Possible sedimentary responses to the accretion of Cathaysia to the Yangtze Block and its implications for the evolution of Gondwana[J]. *Gondwana Research*, 15(1): 111–130.
- Su W B, Li Z M, Ettensohn F R, et al., 2007. Tectonic and eustatic control on the distribution of black-shale source beds in the Wufeng and Longmaxi formations (Ordovician–Silurian), South China[J]. *Frontiers of Earth Science*, 1(4): 470–481.
- Su W B, Li Z M, Shi X Y, et al., 2006. K-bentonites and black shales from the Wufeng-Longmaxi formations (Early Paleozoic, South China) and Xiamaling formation (Early Neoproterozoic, North China) -implications for tectonic processes during two important transitions[J]. *Earth Science Frontiers*, 13 (6): 82–95 (in Chinese with English abstract).
- Taylor S R, McLennan S M, 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[M]. Oxford: Blackwell.
- Teale C T, Spears D A, 1986. The mineralogy and origin of some Silurian bentonites, Welsh Borderland, U. K.[J]. *Sedimentology*, 33(5): 757–765.
- Winchester J A, Floyd P A, 1979. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 20: 325–343.
- Wood D A, 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11–30.
- Xie S K, Wang Z J, Wang J, et al., 2012. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of the bentonites from the uppermost part of the Ordovician Wufeng Formation in the Haoping section, Taoyuan, Hunan[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 32 (4): 65–69 (in Chinese with English abstract).
- Xiong G Q, Wang J, Li Y Y, et al., 2017. Zircon U-Pb dating and geological significance of the bentonites from the Upper Ordovician

- Wufeng Formation and Lower Silurian Longmaxi Formation in western Daba Mountains[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 37 (2): 46–58 (in Chinese with English abstract).
- Xiong G Q, Liu C L, Dong G M, et al., 2021. A study of element geochemistry of mudstones of upper Ordovician Wufeng Formation and lower Silurian Longmaxi Formation in southern Daba Mountain[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 41 (3): 398–417 (in Chinese with English abstract).
- Yan J F, Yu Q, Liu W, et al., 2010. Perspectives of the Lower Palaeozoic shale gas resources in the middle-upper Yangtze area[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 30 (3): 96–103 (in Chinese with English abstract).
- Yang Y, 2011. Zircon U-Pb Geochronology and Genesis of K-bentonite at the Paleozoic-Mesozoic Key Stratigraphic Boundaries of South China[D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan) (in Chinese with English abstract).
- Yin H F, Wu S B, Du Y S, et al., 1999. South China defined as part of Tethyan Archipelagic ocean system[J]. *Earth Science*, 24 (1): 1–12 (in Chinese with English abstract).
- Zhang D, Liu W, Zhou Y X, et al., 2022. Biostratigraphic correlation of graptolites from Late Ordovician to Early Silurian on the southwestern margin of the Yangtze region[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 42 (3): 413–425 (in Chinese with English abstract).
- Zhang G W, Guo A L, Wang Y J, et al., 2013. Tectonics of South China continent and its implications[J]. *Science China: Earth Sciences*, 43 (10): 1553–1582 (in Chinese with English abstract).
- Zhou M Z, Luo T Y, Huang Z L, et al., 2007. Advances in research on K-bentonite[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 27 (3): 351–359 (in Chinese with English abstract).
- 胡艳华, 刘健, 周明忠, 等, 2009a. 奥陶纪和志留纪钾质斑脱岩研究评述[J]. *地球化学*, 38 (4): 390–401.
- 胡艳华, 孙卫东, 丁兴, 等, 2009b. 奥陶纪—志留纪边界附近火山活动记录: 来华南周缘钾质斑脱岩的信息[J]. *岩石学报*, 25 (12): 198–208.
- 胡艳华, 周继彬, 宋彪, 等, 2008. 中国湖北宜昌王家湾剖面奥陶系顶部斑脱岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年[J]. *中国科学: D 辑*, 38 (1): 72–77.
- 姜尧发, 唐跃刚, 代世峰, 等, 2006. 浙江煤山二叠系—三叠系界线附近黄铁矿及其硫同位素组成研究[J]. *地质学报*, 80 (8): 1202–1207.
- 刘宝瑞, 许效松, 夏文杰, 等, 1994. 中国南方岩相古地理图集[M]. 北京: 科学出版社.
- 罗华, 何仁亮, 蟠龙克, 等, 2016. 湖北宣恩县麻阳寨晚奥陶—早志留世龙马溪组斑脱岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. *资源环境与工程*, 30 (4): 547–550.
- 牟传龙, 周恩恩, 陈小炜, 等, 2016. 中国岩相古地理图集(埃迪卡拉纪—志留纪)[M]. 北京: 地质出版社.
- 牟传龙, 许效松, 2010. 华南地区早古生代沉积演化与油气地质条件[J]. *沉积与特提斯地质*, 30 (3): 24–29.
- 牟传龙, 周恩恩, 梁薇, 等, 2011. 中上扬子地区早古生代烃源岩沉积环境与油气勘探[J]. *地质学报*, 85 (4): 526–532.
- 舒良树, 2006. 华南前泥盆纪构造演化: 从华夏地块到加里东期造山带[J]. *高校地质学报*, 12 (4): 418–431.
- 舒良树, 2012. 华南构造演化的基本特征[J]. *地质通报*, 31 (7): 1035–1053.
- 苏文博, 李志明, 史晓颖, 等, 2006. 华南五峰组—龙马溪组与华北下马岭组的钾质斑脱岩及黑色岩系——两个地史转折期板块构造运动的沉积响应[J]. *地学前缘*, 13 (6): 82–95.
- 谢尚克, 汪正江, 王剑, 等, 2012. 湖南桃源郝坪奥陶系五峰组顶部斑脱岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄[J]. *沉积与特提斯地质*, 32 (4): 65–69.
- 熊国庆, 王剑, 李园园, 等, 2017. 大巴山西段上奥陶统一志留统五峰组—龙马溪斑脱岩 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. *沉积与特提斯地质*, 37 (2): 46–58.
- 熊国庆, 刘春来, 董国明, 等, 2021. 南大巴山上奥陶统一志留统龙马溪组泥岩元素地球化学特征[J]. *沉积与特提斯地质*, 41 (3): 398–417.
- 闫剑飞, 余谦, 刘伟, 等, 2010. 中上扬子地区下古生界页岩气资源前景分析[J]. *沉积与特提斯地质*, 30 (3): 96–103.
- 杨颖, 2011. 华南古—中生代关键地层界线附近斑脱岩锆石 U-Pb 年代学及成因[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉).
- 殷鸿福, 吴顺宝, 杜远生, 等, 1999. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分[J]. *地球科学*, 24 (1): 1–12.
- 张娣, 刘伟, 周业鑫, 等, 2022. 扬子区西南缘奥陶纪末—志留纪初笔石生物地层对比及意义[J]. *沉积与特提斯地质*, 42 (3): 413–425.
- 张国伟, 郭安林, 王岳军, 等, 2013. 中国华南大陆构造与问题[J]. *中国科学: 地球科学*, 43 (10): 1553–1582.
- 周明忠, 罗泰义, 黄智龙, 等, 2007. 钾质斑脱岩的研究进展[J]. *矿物学报*, 27 (3): 351–359.

附中文参考文献

- 曹熔, 张姝婧, 兰中伍, 2023. 火山灰锆石 U-Pb 定年在沉积岩定年上的应用[J]. *沉积与特提斯地质*, 43 (2): 464–474.
- 陈诚, 史晓颖, 裴云鹏, 等, 2012. 鄂尔多斯南缘晚奥陶世钾质斑脱岩-SHRIMP 测年及其成因环境[J]. *地学前缘*, 26 (2): 205–219.
- 陈世悦, 李聪, 张鹏飞, 等, 2011. 江南—雪峰地区加里东期和印支期不整合分布规律[J]. *中国地质*, 38: 1212–1219.
- 陈旭, 戎嘉余, Rowley D B, 等, 1995. 对华南早古生代板溪洋的质疑[J]. *地质论评*, 41 (5): 389–400.
- 陈旭, 张元动, 樊隽轩, 等, 2010. 赣南奥陶纪笔石地层序列与广西运动[J]. *中国科学: 地球科学*, 40: 1621–1631.
- 葛祥英, 2012. 湘中湘南地区奥陶纪沉积相与岩相古地理[D]. 青岛: 山东科技大学.
- 葛祥英, 牟传龙, 余谦, 等, 2021. 云南大关新地 2 井奥陶—志留纪之交钾质斑脱岩岩石地球化学特征分析[J]. *中国地质*, 48 (3): 911–924.