

赣南版石-蔡坊火山岩年代学、地球化学和 锆石 Hf 同位素特征及其地质意义

岑涛^{1,2}, 李武显^{1*}, 陶继华³, 赵希林⁴, 邢光福⁴

(1.中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院 大学 地球科学学院, 北京 100049; 3. 东华理工大学 地球科学学院, 江西 南昌 330013; 4. 中国地质调查局 南京地质矿产研究所, 江苏 南京 210016)

摘要: 赣南版石和蔡坊盆地流纹质火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果分别为 129.2±2.3 Ma 和 138.0±2.4 Ma。综合报道的同时期火山岩年龄, 可以确定武夷山西缘发育的早白垩世火山岩形成时限大约在 145~130 Ma。版石和蔡坊火山岩 SiO₂>70%, 属于高硅流纹质岩石, 具有较低的 Fe₂O₃/MgO 比值(平均值<10), 富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 亏损中-重稀土元素, 具显著的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.06\sim 0.20$), 类似于湿冷氧化性流纹岩, 可能由来自交代岩石圈地幔的富钾岩浆结晶分异形成。湿冷氧化性的版石和蔡坊流纹质火山岩在武夷山西缘出现, 并没有扩展到华南内陆, 很可能表明古太平洋俯冲对华南地幔的影响范围主要位于武夷山西缘及其以东地区。

关键词: 高硅流纹岩; 湿冷氧化性; 早白垩世; 赣南

中图分类号: P595; P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2017)05-0933-017

0 引言

高硅流纹岩/花岗岩是指 SiO₂ 含量>70%的酸性岩浆岩, 它们在地球历史上曾多次大规模喷发, 构成许多大型酸性岩体的顶部岩石, 也是大火成岩省和大陆岩浆弧的重要组成部分(Glnzaer et al., 2008; Lee and Morton, 2015)。高硅流纹岩由岩浆房抽提形成, 尤其当岩浆房中含有 50%~60%的晶体时, 抽提效果最为明显(Bachmann and Bergantz, 2008)。研究表明, 高演化岩浆来自地壳部分熔融区, 或有基性和中性岩浆补给的岩浆房(Bachmann and Bergantz, 2008)。高演化的高硅岩浆岩由于矿物成分和主量元素地球化学成分的同质性, 以及形成构造背景的多

样性, 成为研究其成因及形成构造背景的重点。对高硅岩浆岩野外特征和岩浆房地球物理观察, 以及地球化学研究表明, 高硅流纹岩/花岗岩主要来自无水 and 富水两个不同的母岩浆端元, 这两个端元岩浆的结晶分异, 形成两类微量元素地球化学特征具有较大差异的流纹岩/花岗岩。研究者将来自无水母岩浆结晶分异形成的流纹岩/花岗岩称为干热还原性(hot-dry-reduced)流纹岩/花岗岩, 而由富水母岩浆结晶分异形成的流纹岩/花岗岩称为湿冷氧化性(cold-wet-oxidized)流纹岩/花岗岩(Christiansen, 2005; Bachmann and Bergantz, 2008)。这两类酸性岩浆岩在微量元素地球化学特征上区别明显, 并且常常形成于不同的构造背景, 因此为我们通过酸性岩的岩石

收稿日期: 2015-06-19; 改回日期: 2016-04-29

项目资助: 国土资源大调查项目(12120113070800)和国家自然科学基金(41173039 和 41373033)联合资助。

第一作者简介: 岑涛(1990-), 男, 博士研究生, 地球化学专业。Email: centao007@126.com

通信作者: 李武显(1964-), 男, 研究员, 从事岩石学、岩石地球化学研究。Email: liwx@gig.ac.cn

地球化学研究其形成构造环境提供了可能。

华南燕山晚期广泛发育花岗岩和火山岩, 出露面积达 139920 km², 其中酸性岩浆岩占比 >90% (Zhou and Li, 2000), 该期火山岩的西界在武夷山西缘, 又称火山岩线(图 1a), 这些火山岩常常构成不同规模的火山机构, 如相山火山机构和寻乌火山机构等(Zhou and Li, 2000; 巫建华等, 2004; 陈瀚之等, 2015)。火山岩大多数属于钙碱性-钾玄质岩石(Zhou et al., 2006), 并且与成矿有较密切的成因联系, 如华南热液型相山铀矿(巫建华等, 2014), 冷水坑银铅锌矿(王长明等, 2011; 骆学全等, 2013, 苏慧敏等, 2013)。前人对这些火山岩的研究主要集中在年代学上, 对岩石地球化学的研究较为薄弱。本文系统研究发育在赣南蔡坊盆地和版石盆地火山岩的锆石 U-Pb 年代学、原位 Hf 同位素和岩石地球化学组成, 并综合前人资料, 探讨版石和蔡坊火山岩的成因, 讨论武夷山地区白垩纪早期岩浆活动时间和构造背景。

1 地质概况与岩相学特征

华南板块由华夏地块与扬子地块组成, 以江山-绍兴断裂带为分界线(Li et al., 2012), 该断裂带北西为扬子地块, 南东为华夏地块。华南燕山期岩浆岩广泛发育, 其中绝大部分发育在华夏地块(Zhou et

al., 2006; Zhou and Li, 2010)。燕山早期岩浆岩以花岗岩体为主, 主要分布在武夷山以西的内陆地区; 而燕山晚期以酸性火山岩和花岗岩为主, 也有少量的拉斑或碱性玄武岩和少量中酸性钾玄质岩(Zhou and Li, 2000; Zhou et al., 2006)。分布在武夷山西缘的早白垩世火山岩主要有赣东北盛源火山岩(吴俊奇等, 2011), 赣中玉华山和相山火山岩(陈小明等, 1999; 杨水源等, 2010; 李响, 2012), 赣南蔡坊和三百山火山岩(赖章忠和王安诚, 1996; 徐勋胜和巫建华, 2010; 王保峰和巫建华, 2011)。

版石盆地位于江西省安远县以北约 12 km, 盆地面积约 28 km², 其中火山岩出露面积约 7 km²。盆地内 NEE-NNE 向断层发育(图 1b), 其火山-沉积岩系自下而上可分为四段: 第一段为流纹质熔结凝灰岩、凝灰岩、含角砾凝灰岩; 第二段为黄绿色细砾岩、含细砾砂岩、凝灰质砂岩、灰绿色薄层状页岩和黑色油页岩; 第三段为灰白色角砾凝灰岩、褐红色流纹岩, 局部可见流纹质集块岩; 第四段为杂色厚层状长石石英砂岩、砂砾岩夹泥岩及黏土岩(王保峰和巫建华, 2011)。蔡坊盆地位于安远县车头圩-版石镇-蔡坊乡一带, 全长约 35 km, 面积约 170 km², 盆地总体呈弧形, 走向 NE, 与同方向的断裂延伸方向一致(图 1a)。盆地基底为震旦-寒武纪浅变质岩地

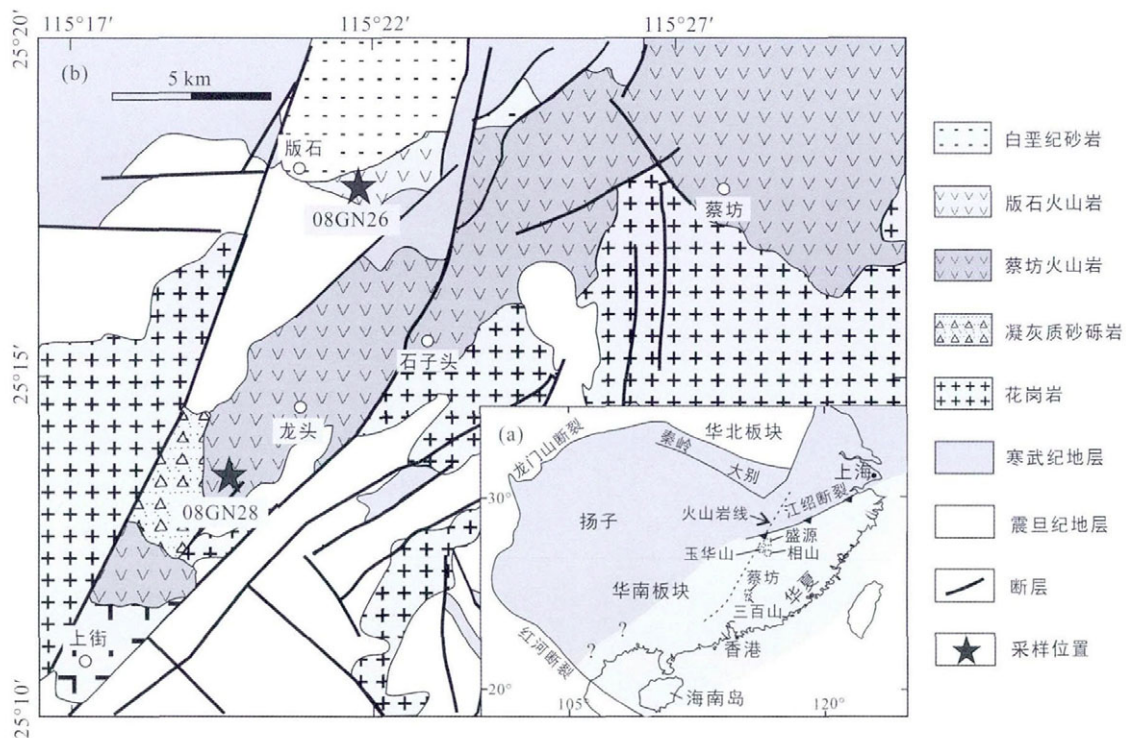


图 1 华南大地构造单元图(a)和版石-蔡坊火山岩盆地地质简图(b)

Fig.1 Tectonic outline of the South China Block (a) and geological map of the Banshi-Caifang Volcanic Basin (b)

层。盆地内的火山岩系自下而上由两个岩性单元组成: 下部为杂色砾岩、砂岩、粉砂岩夹凝灰岩砾岩杂碎屑沉积组合, 属喷发-沉积相, 厚约 630 m; 上部为流纹质凝灰岩、熔结凝灰岩夹流纹岩组合, 属喷发相, 厚度 > 690 m。在同一个带上的不同喷发中心早期多为火山碎屑岩, 晚期多为火山碎屑岩和流纹岩(巫建华等, 2011), 代表赣南地区燕山晚期最早的岩浆活动。火山岩常常构成中心式喷发的火山机构(巫建华等, 2004)。已有的研究表明, 版石盆地流纹岩和凝灰岩的 SHRIMP 定年分别为 131.4 Ma 和 142.5 Ma (王保峰和巫建华, 2011)。赖章忠和王安诚(1996)对蔡坊盆地中酸性火山岩开展 Rb-Sr 定年结果为 154 Ma, 而徐勋胜和巫建华(2010)对蔡坊盆地火山岩系顶部流纹岩进行 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果为 131 Ma。

本次样品产自版石和蔡坊盆地, 版石流纹质火山岩的野外(图 2a)和镜下均具有明显的斑状结构, 流动构造(图 2b), 岩石斑晶占 15%~20%, 基质占 80%~85%, 斑晶主要由钾长石组成, 石英斑晶罕见, 基质主要由褐色玻璃组成; 蔡坊流纹质火山岩在野

外可见斑状结构, 角砾状构造和不明显的流动构造(图 2c), 斑晶约占 50%, 基质约占 50%, 斑晶主要由石英和钾长石组成, 其中石英占斑晶总数约 50%, 钾长石斑晶占 50%, 基质主要由长石微晶及褐色玻璃组成, 在镜下可见流动构造(图 2d); 石英斑晶表面发育裂隙, 钾长石斑晶见弱的泥化。

2 分析方法

锆石分选采用传统重砂和磁选方法完成, 在双目镜下随机挑选出约 100 颗锆石, 粘在双面胶上, 用环氧树脂做靶, 并抛光至锆石颗粒核部露出。锆石 CL 图像分析在中国科学院地质与地球物理研究所完成。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和 Lu-Hf 同位素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。锆石 U-Pb 定年测试所用激光剥蚀系统为 193 nm ArF-excimer 激光器的 GeoLas2005, 激光束斑直径为 30 μm , He 为剥蚀物质载气。数据分析采用 ICPMSDataCal 软件(Liu et al.,

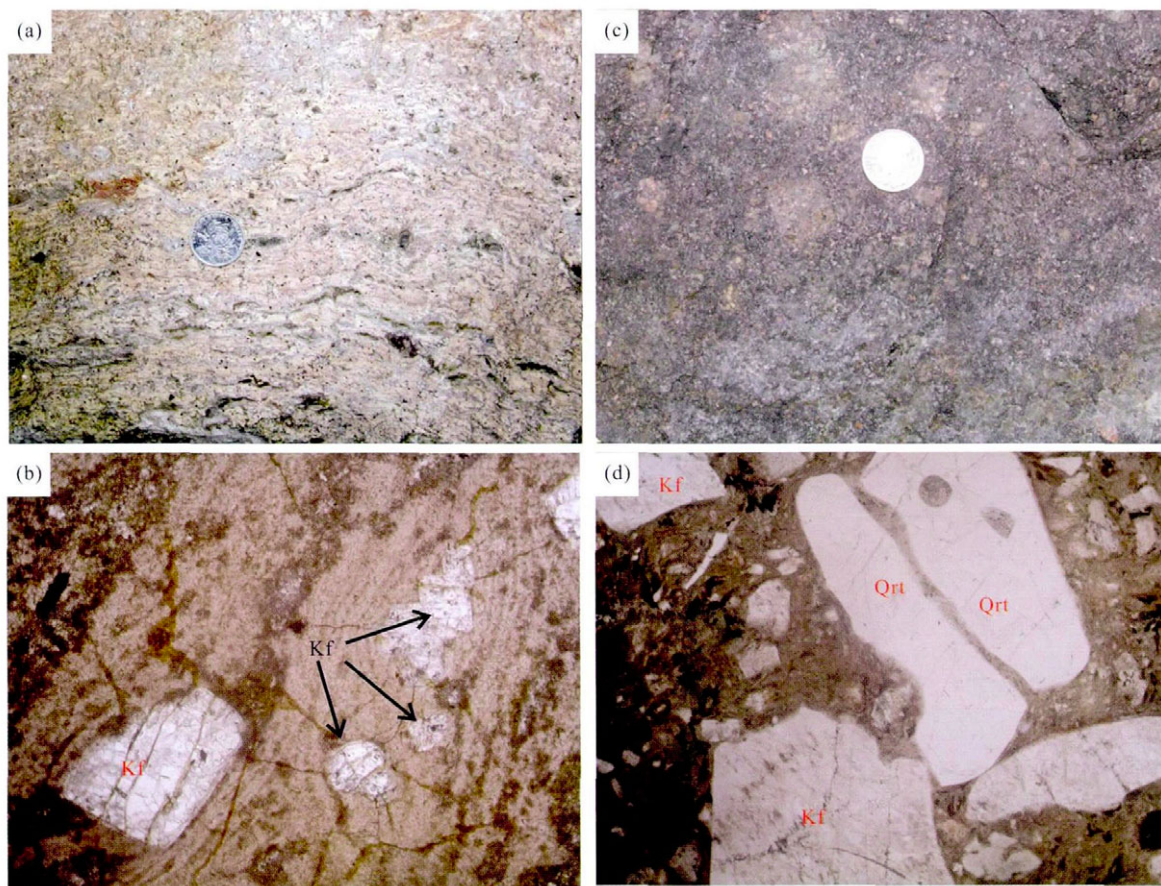


图 2 版石(a, b)和蔡坊(c, d)流纹质火山岩野外照片和显微照片

Fig.2 Field photos and microphotographs of the Banshi (a, b), and Caifang (c, d) rhyolitic rocks

2008)。Lu-Hf 同位素分析使用仪器型号为 Neptune Plus MC-ICP-MS, 激光剥蚀系统为 Resolution M-50-LR Excimer, 频率为 8 Hz, 电流为 80 mJ, 束斑为 45 μm 。分析结果采用 $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.7325$ 进行数据标准化, 质量歧视校正采用指数法则进行。 ^{176}Lu 对 ^{176}Hf 及 ^{176}Yb 对 ^{176}Hf 同质元素分别用 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}=0.02655$ (Machado and Simonetti, 2001)和 $^{176}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}=0.90184$ 进行校正, 以 Penglai 锆石作为标样, 详细流程见 Zhang et al. (2015)。

主量和微量元素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成, 选取新鲜的岩石样品, 手工碎至约 1~2 cm, 并磨至 200 目。主量元素采用碱熔玻璃片 XRF 法, 将岩石粉末与无水四硼酸锂助溶剂按 1 : 8 比例混合, 在 1200 $^{\circ}\text{C}$ 熔成玻璃饼, 并使用 Rigaku RIX 2000 型 X 射线荧光光谱仪进行分析, 分析过程详见 Li et al. (2006), 分析误差为 1%~5%。微量元素采用酸溶法

分析, 称取约 40 mg 粉末样品, 用 HNO_3 和 HF 在高压釜中溶解, 经稀释 80 倍并加入 Rh 内标, 然后利用 PerkinElmer Sciex Elan6000 型四极杆电感耦合等离子质谱仪进行测试, 详细分析步骤参考 Li et al. (2000)。微量元素使用 BHVO-2、AGV-2、W-2、GSR-1、GSR-2、GSR-3、SARM-4 等标样进行计算, 分析精度一般优于 5%(刘颖等, 1996)。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

定年的火山岩样品分别采自版石盆地(08GN26-1, N25°18'57", E115°21'59")和蔡坊盆地(08GN28-1, N25°13'09", E115°19'25")。两个样品中锆石均为无色透明, 颗粒多呈自形, 长宽比为 1.5 : 1~2 : 1, CL 图像下可见较好的岩浆结晶环带(图 3), 为典型岩浆成因锆石。每个样品都对 25 颗锆石进行了分析, 结果见表 1。

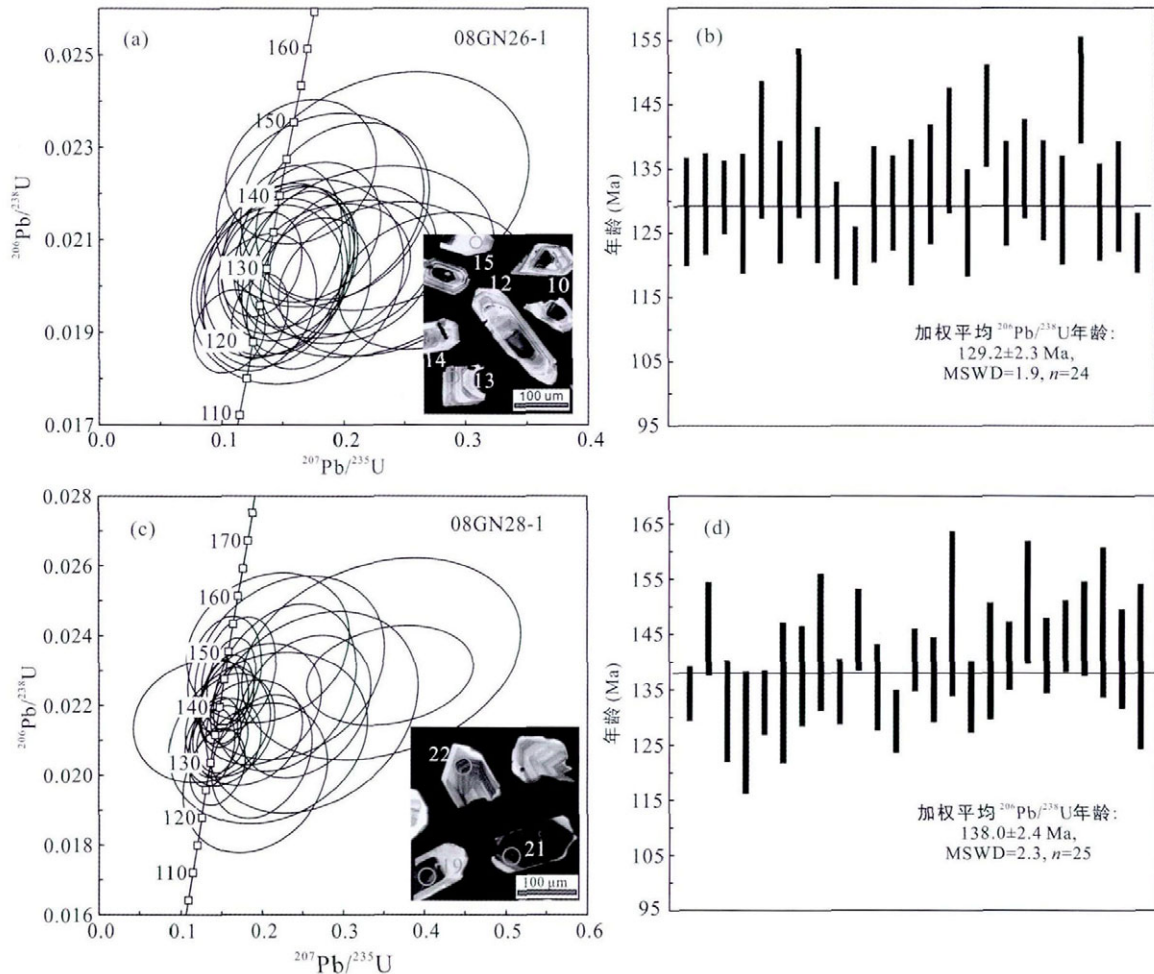


图 3 版石和蔡坊流纹质火山岩锆石 U-Pb 年龄谐和图(a, c)和加权平均年龄图(b, d)

Fig.3 U-Pb concordia diagrams of zircons (a, c) and mean weighted ages (c, d) for the Banshi and Caifang rhyolitic rocks

表 1 版石和蔡坊流纹质火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果
 Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb isotopic analyses for the rhyolitic rocks from the Banshi and Caifang Basins

测点	元素含量($\mu\text{g/g}$)			Th/U	同位素比值				年龄(Ma)			
	U	Th	Pb		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
08GN26-1-01	156	83.9	3.98	0.54	0.1390	0.0243	0.02011	0.00067	132.1	21.7	128.3	4.3
08GN26-1-02	222	139	5.90	0.62	0.1885	0.0271	0.02033	0.00059	175.3	23.1	129.7	3.7
08GN26-1-03	175	109	4.89	0.62	0.1727	0.0235	0.02117	0.00062	161.8	20.4	135.0	3.9
08GN26-1-04	261	212	7.41	0.81	0.1594	0.0202	0.02063	0.00062	150.2	17.7	131.7	3.9
08GN26-1-05	207	149	5.66	0.72	0.2307	0.0343	0.02015	0.00068	210.8	28.3	128.6	4.3
08GN26-1-06*	316	204	10.4	0.65	0.2935	0.0306	0.02313	0.00067	261.3	24.0	147.4	4.2
08GN26-1-07	230	165	6.69	0.72	0.2707	0.0306	0.02011	0.00060	243.2	24.5	128.3	3.8
08GN26-1-08	154	89.1	4.14	0.58	0.1543	0.0234	0.02050	0.00069	145.7	20.6	130.8	4.3
08GN26-1-09	941	693	23.7	0.74	0.1313	0.0095	0.01934	0.00037	125.3	8.50	123.5	2.4
08GN26-1-10	155	90.8	4.02	0.58	0.2027	0.0291	0.02030	0.00063	187.4	24.5	129.6	4.0
08GN26-1-11	547	321	14.1	0.59	0.1325	0.0135	0.02047	0.00046	126.3	12.1	130.6	2.9
08GN26-1-12	194	126	4.76	0.65	0.1429	0.0245	0.02007	0.00074	135.6	21.7	128.1	4.7
08GN26-1-13	143	81.5	3.80	0.57	0.1807	0.0349	0.02164	0.00085	168.7	30.0	138.0	5.4
08GN26-1-14	151	75.6	3.76	0.50	0.1472	0.0251	0.02036	0.00076	139.4	22.2	129.9	4.8
08GN26-1-15	83.7	44.1	2.31	0.53	0.2335	0.0482	0.02205	0.00105	213.1	39.7	140.6	6.6
08GN26-1-16	121	72.1	3.12	0.60	0.2184	0.0429	0.02053	0.00084	200.6	35.8	131.0	5.3
08GN26-1-17	250	183	6.36	0.73	0.1314	0.0190	0.01965	0.00061	125.3	17.1	125.4	3.8
08GN26-1-18	596	585	15.5	0.98	0.1062	0.0120	0.01902	0.00037	102.5	11.0	121.5	2.3
08GN26-1-19	277	233	7.64	0.84	0.1607	0.0181	0.02029	0.00072	151.3	15.8	129.5	4.5
08GN26-1-20	93.7	44.6	2.40	0.48	0.1620	0.0356	0.02009	0.00091	152.4	31.1	128.3	5.7
08GN26-1-21	226	136	6.00	0.60	0.1491	0.0201	0.02079	0.00074	141.1	17.8	132.6	4.7
08GN26-1-22	148	91.0	4.08	0.62	0.1990	0.0292	0.02162	0.00078	184.3	24.7	137.9	4.9
08GN26-1-23	211	118	5.17	0.56	0.1710	0.0208	0.01984	0.00067	160.3	18.0	126.6	4.2
08GN26-1-24	229	154	6.53	0.67	0.1652	0.0252	0.02247	0.00064	155.2	22.0	143.3	4.0
08GN26-1-25	217	135	5.83	0.62	0.2071	0.0281	0.02056	0.00065	191.1	23.7	131.2	4.1
08GN28-1-01	642	327	17.1	0.51	0.1508	0.0128	0.02104	0.00039	142.6	11.3	134.2	2.5
08GN28-1-02	221	145	6.59	0.66	0.1713	0.0188	0.02290	0.00067	160.5	16.3	146.0	4.2
08GN28-1-03	155	169	4.82	1.09	0.1999	0.0254	0.02053	0.00072	185.1	21.5	131.0	4.6
08GN28-1-04	85.2	64.6	2.32	0.76	0.1919	0.0364	0.01993	0.00088	178.2	31.0	127.2	5.5
08GN28-1-05	539	342	14.6	0.63	0.1377	0.0119	0.02079	0.00046	131.0	10.6	132.6	2.9
08GN28-1-06	68.6	46.3	1.81	0.68	0.2077	0.0499	0.02107	0.00100	191.6	41.9	134.4	6.3
08GN28-1-07	140	91.9	3.98	0.66	0.1264	0.0342	0.02155	0.00072	120.9	30.9	137.4	4.5
08GN28-1-08	89.4	72.0	2.81	0.81	0.2281	0.0360	0.02252	0.00098	208.6	29.7	143.5	6.2
08GN28-1-09	564	528	16.5	0.94	0.1425	0.0128	0.02109	0.00046	135.3	11.4	134.6	2.9
08GN28-1-10	729	272	21.5	0.37	0.3579	0.0420	0.02286	0.00058	310.6	31.4	145.7	3.7
08GN28-1-11	283	201	7.82	0.71	0.1822	0.0277	0.02122	0.00062	169.9	23.8	135.3	3.9
08GN28-1-12	600	552	16.5	0.92	0.1450	0.0139	0.02025	0.00045	137.5	12.3	129.2	2.8
08GN28-1-13	1249	1264	37.8	1.01	0.1596	0.0095	0.02201	0.00045	150.4	8.30	140.3	2.8
08GN28-1-14	232	148	6.31	0.64	0.1606	0.0225	0.02143	0.00060	151.2	19.7	136.7	3.8
08GN28-1-15	77.6	43.5	2.38	0.56	0.3465	0.0702	0.02333	0.00118	302.1	53.0	148.7	7.4
08GN28-1-16	427	337	12.1	0.79	0.1517	0.0191	0.02095	0.00051	143.4	16.8	133.6	3.2
08GN28-1-17	161	151	4.95	0.94	0.2517	0.0335	0.02197	0.00083	228.0	27.2	140.1	5.3
08GN28-1-18	1166	573	31.2	0.49	0.1469	0.0099	0.02212	0.00049	139.1	8.80	141.0	3.1
08GN28-1-19	127	85.0	3.72	0.67	0.2074	0.0410	0.02365	0.00088	191.4	34.5	150.7	5.5

续表 1:

测点	元素含量($\mu\text{g/g}$)			Th/U	同位素比值				年龄(Ma)			
	U	Th	Pb		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
08GN28-1-21	779	328	20.9	0.42	0.1618	0.0122	0.02269	0.00051	152.2	10.7	144.6	3.2
08GN28-1-22	326	239	9.23	0.73	0.1537	0.0186	0.02290	0.00067	145.1	16.3	146.0	4.3
08GN28-1-23	87.0	49.2	2.44	0.57	0.2342	0.0478	0.02308	0.00108	213.6	39.4	147.1	6.8
08GN28-1-24	167	101	4.60	0.60	0.1976	0.0310	0.02204	0.00071	183.1	26.3	140.5	4.5
08GN28-1-25	80.2	41.9	2.13	0.52	0.2616	0.0534	0.02181	0.00118	236.0	43.0	139.1	7.4

注: 加*的数据点没有参与加权平均年龄计算。

版石流纹质火山岩 08GN26-1 中锆石的 U、Th 含量分别为 84~941 $\mu\text{g/g}$ 和 44~693 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值为 0.48~0.98, 均 >0.1 , 显示岩浆成因锆石的特征。25 个分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 121.5~147.4 Ma 之间, 去掉年龄明显偏大的 06 号分析点, 剩余 24 个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 129.2 \pm 2.3 Ma (MSWD=1.9) (图 3a、b), 代表了版石流纹质火山岩的喷发年龄。

蔡坊流纹质火山岩 08GN28-1 的锆石分析显示, 其 U、Th 含量分别为 69~1366 $\mu\text{g/g}$ 和 42~1264 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值为 0.37~1.09, 均 >0.1 , 显示岩浆成因锆石的特征。25 个分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围在 127.2~150.7 Ma 之间, 加权平均年龄为 138.0 \pm 2.4 Ma (MSWD=2.3)(图 3c、d), 代表了蔡坊流纹质火山岩的喷发年龄。

3.2 主量与微量元素

版石和蔡坊流纹质火山岩的主量和微量元素分

析结果见表 2。两者化学成分有较大的差异, 版石流纹质火山岩具有较低的 SiO_2 (70.34%~74.91%), 较高的 Fe_2O_3 (2.09%~2.54%), Al_2O_3 (13.15%~15.48%), K_2O (5.59%~6.28%) 和 Na_2O (2.87%~3.58%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比为 1.74~1.95, 均一的 TiO_2 (0.26%~0.28%), 岩石为弱过铝质($A/\text{CNK}=1.06\sim 1.07$)。蔡坊流纹质火山岩具有更高 SiO_2 含量(74.76%~77.26%), 较低的 Fe_2O_3 (1.33%~1.96%), TiO_2 (0.13%~0.25%), Al_2O_3 (12.81%~13.75%), K_2O (5.18%~5.71%), Na_2O (2.48%~2.77%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比为 1.87~2.28, 岩石为强过铝质($A/\text{CNK}=1.15\sim 1.22$)。版石和蔡坊流纹质火山岩在 TAS 图解上均落入流纹岩区域内(图 4a), 在 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 与 $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ 图上均落入钾玄质区域内(图 4b、c), 属于富钾高硅岩石, 其氧化物均与 SiO_2 呈现较好的相关性(图 5)。

表 2 版石和蔡坊流纹质火山岩主量(%)和微量元素($\mu\text{g/g}$)分析结果

Table 2 Major (%) and trace element ($\mu\text{g/g}$) concentrations of the rhyolitic rocks from the Banshi and Caifang Basins

	版石流纹质火山岩				蔡坊流纹质火山岩				
	08GN26-1	08GN26-2	08GN26-3	08GN26-5	08GN28-1	08GN28-2	08GN28-3	08GN28-4	08GN28-5
SiO_2	70.34	74.91	71.79	72.26	77.26	75.27	75.02	74.76	74.87
TiO_2	0.28	0.26	0.27	0.27	0.13	0.23	0.23	0.25	0.23
Al_2O_3	15.48	13.15	14.82	14.60	12.81	13.45	13.52	13.75	13.37
Fe_2O_3	2.54	2.09	2.34	2.23	1.33	1.88	1.79	1.96	1.93
MnO	0.07	0.09	0.13	0.13	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05
MgO	0.27	0.18	0.24	0.22	0.15	0.38	0.38	0.41	0.35
CaO	1.10	0.81	0.96	0.98	0.33	0.59	0.87	0.56	0.97
Na_2O	3.58	2.87	3.33	3.38	2.77	2.55	2.48	2.50	2.60
K_2O	6.28	5.59	6.07	5.89	5.18	5.55	5.61	5.71	5.58
P_2O_5	0.05	0.05	0.05	0.05	0.02	0.06	0.06	0.07	0.06
LOI	1.42	1.03	1.22	1.20	1.01	1.41	1.56	1.35	1.36
Total	101.41	101.03	101.22	101.21	101.02	101.40	101.56	101.35	101.37
Sc	6.86	5.85	6.78	6.93	1.91	3.58	4.04	4.27	3.96
V	8.55	6.56	7.38	9.53	14.91	18.92	19.03	19.92	30.44
Cr	1.93	0	0	0.90	5.50	0	0	0	149
Co	22.3	30.1	27.2	27.8	49.31	32.70	25.28	31.33	2.82
Ni	1.34	1.43	2.03	1.45	8.48	9.33	9.13	8.89	11.56

续表 2:

	版石流纹质火山岩				蔡坊流纹质火山岩				
	08GN26-1	08GN26-2	08GN26-3	08GN26-5	08GN28-1	08GN28-2	08GN28-3	08GN28-4	08GN28-5
Ga	18.1	14.1	16.8	16.4	21.0	27.5	29.5	30.7	29.3
Rb	264	213	238	236	340	336	340	334	330
Sr	163	144	164	164	58.7	75.2	81.8	85.9	89.9
Y	32.9	41.4	36.0	42.7	51.5	39.9	40.9	36.8	40.8
Zr	268	239	258	264	152	177	199	206	190
Nb	20.3	16.0	20.0	16.2	36.3	34.2	32.5	30.4	32.8
Cs	49.4	15.9	27.1	26.1	4.5	8.0	9.0	9.2	8.4
Ba	1017	969	1115	1023	295	532	627	708	655
La	60.0	49.6	58.5	57.8	53.5	43.8	43.3	47.7	45.2
Ce	93.6	112	105	112	88.4	90.5	89.4	96.5	93.2
Pr	12.4	10.8	12.4	12.4	11.7	10.6	10.4	11.0	10.7
Nd	45.0	39.3	45.0	44.8	43.7	38.3	37.7	40.2	38.8
Sm	8.43	7.72	8.33	8.74	9.26	7.83	7.64	7.93	7.85
Eu	1.54	1.38	1.52	1.50	0.56	0.77	0.82	0.98	0.84
Gd	7.05	7.44	7.58	8.09	8.93	7.14	7.04	7.21	7.22
Tb	1.07	1.20	1.11	1.23	1.49	1.18	1.17	1.13	1.19
Dy	5.94	7.15	6.35	7.26	8.81	7.09	7.17	6.64	7.24
Ho	1.22	1.49	1.30	1.50	1.81	1.47	1.49	1.37	1.52
Er	3.44	4.27	3.67	4.27	5.35	4.44	4.46	4.02	4.48
Tm	0.55	0.67	0.58	0.66	0.84	0.73	0.72	0.65	0.73
Yb	3.60	4.24	3.84	4.22	5.51	4.87	4.78	4.37	4.85
Lu	0.56	0.65	0.58	0.63	0.83	0.74	0.73	0.67	0.74
Hf	7.09	6.36	6.83	6.90	6.02	6.13	6.26	6.32	6.31
Ta	1.93	1.05	1.88	1.10	4.09	3.63	3.40	3.19	3.35
Pb	30.7	25.0	29.5	27.6	23.5	28.9	31.3	28.0	27.7
Th	25.3	21.6	24.3	24.1	36.4	32.2	30.6	29.9	32.0
U	3.17	2.96	3.24	3.33	7.01	7.97	7.65	7.11	7.54
$T_{Zr}(\text{°})$	833	831	834	836	804	815	822	831	815

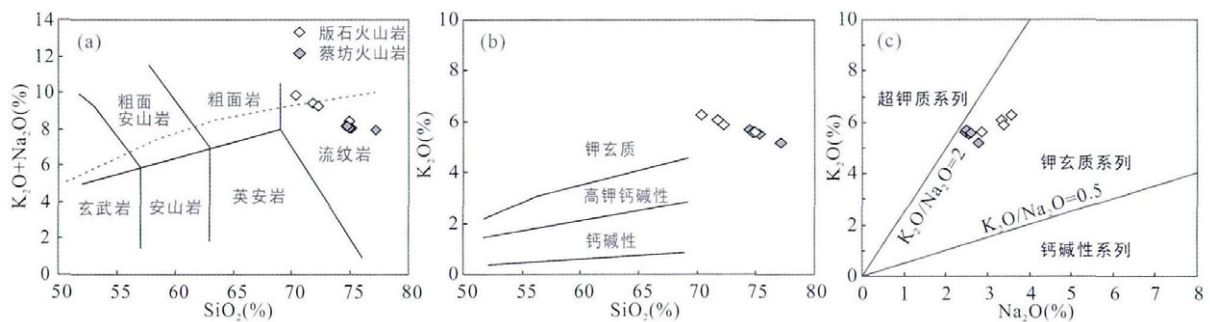


图 4 版石和蔡坊流纹质火山岩 TAS 图解(a)、SiO₂-K₂O 图解(b)和 Na₂O-K₂O 图解(c)

Fig.4 Plots of TAS (a), SiO₂ vs. K₂O (b) and Na₂O vs. K₂O (c) for the Banshi and Caifang rhyolitic rocks

在球粒陨石标准化稀土元素配分图上(图 6a), 版石和蔡坊流纹质火山岩都显示出轻稀土富集, 重稀土亏损的右倾型。版石流纹质火山岩(La/Sm)_N 比值为 4.15~4.60, (La/Yb)_N 比值为 8.4~11.95, 具

有 Eu 负异常($\delta Eu = Eu_N / (Gd_N \times Sm_N)^{1/2} = 0.18 \sim 0.20$)。蔡坊流纹质火山岩(La/Sm)_N 比值为 3.61~3.88, (La/Yb)_N 比值为 6.46~7.83, Eu 负异常更加明显 ($\delta Eu = 0.06 \sim 0.13$)。

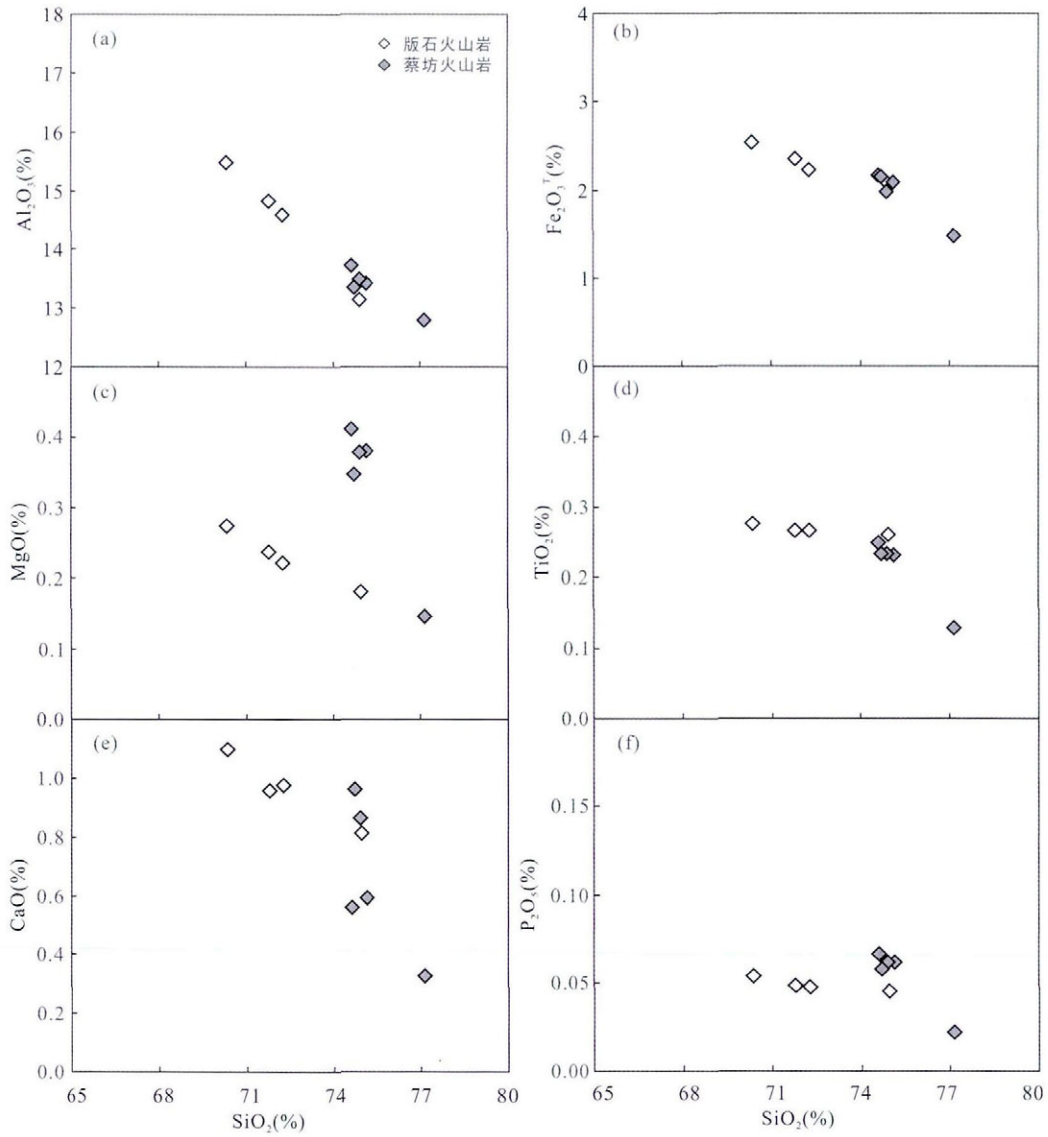


图 5 版石和蔡坊流纹质火山岩主要元素哈克图解

Fig.5 Harker diagrams for major elements of the Banshi and Caifang rhyolitic rocks

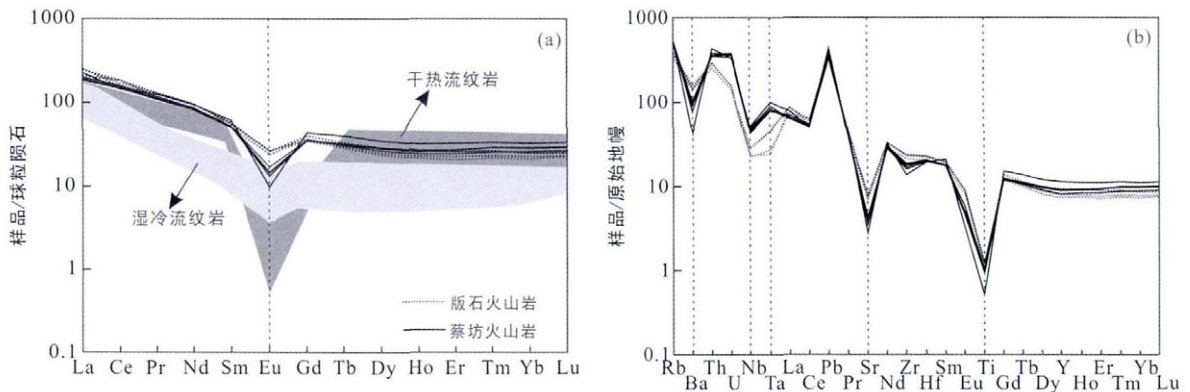


图 6 版石和蔡坊流纹质火山岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b) (干热流纹岩和湿冷流纹岩区域底图来自 Bachmann and Bergantz, 2008, 标准化数据引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns (a), and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b) for the Banshi and Caifang rhyolitic rocks

在原始地幔标准化微量元素蛛网图上(图 6b), 版石和蔡坊流纹质火山岩都富集 Rb、Th 等大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素, 具有强烈的 Ba、Sr 负异常, 暗示存在斜长石和铁钛氧化物的结晶分异作用。版石流纹质火山岩的 Nb、Ta 亏损程度更大, 而蔡坊样品 Ba、Sr、Ti 更为亏损。版石流纹质火山岩 Nb/La 比值为 0.28~0.34, Nb/Ta 比值为 10.5~15.2, 与来自富集地幔的福建铁山晚二叠世正长岩相当(平均 Nb/La=0.21, Nb/Ta=13.77, Wang et al., 2005)。相比之下, 蔡坊流纹质火山岩具有更高的 Nb/La 比值(0.64~0.78)和更低的 Nb/Ta 比值(8.87~9.78), 更接近平均地壳的 Nb/La 和 Nb/Ta 比值

(Nb/La=0.67, Nb/Ta=10.91, Rudnick and Fountain, 1995), 可能表明蔡坊流纹岩有更大比例的地壳物质的混染。

3.3 锆石 Lu-Hf 同位素

本次研究对版石和蔡坊流纹质火山岩进行了锆石原位 Lu-Hf 同位素分析, 结果见表 3。版石流纹岩有 20 个分析点, 其 $f_{Lu/Hf}$ 为 -0.90~-0.98; $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 -3.9~-12.1, 平均值为 -7.8; 两阶段 Hf 模式年龄 ($t_{DM2}(Hf)$) 为 1432~1945 Ma, 平均为 1674 Ma。蔡坊流纹质火山岩有 25 个分析点, 其 $f_{Lu/Hf}$ 为 -0.94 至 -0.98; $\epsilon_{Hf}(t)$ 值范围为 -6.7~-13.6, 平均值为 -10.4; $t_{DM2}(Hf)$ 为 1612~2049 Ma, 平均值为 1844 Ma。

表 3 版石和蔡坊流纹质火山岩原位锆石 Lu-Hf 同位素数据

Table 3 Zircon Lu-Hf isotopic analysis results of the rhyolitic rocks from the Banshi and Caifang Basins

分析点	$^{176}Yb/^{177}Hf$	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2σ	$(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$	$\epsilon_{Hf}(0)$	$\epsilon_{Hf}(t)$	2σ	$t_{DM1}(Hf)$	$t_{DM2}(Hf)$	$f_{Lu/Hf}$
版石火山岩 (129 Ma)											
08GN26-1-1	0.04702	0.00117	0.282413	0.000026	0.282411	-12.8	-10.0	0.9	1191	1812	-0.96
08GN26-1-2	0.03753	0.00094	0.282473	0.000018	0.282471	-10.7	-7.8	0.7	1101	1678	-0.97
08GN26-1-3	0.03102	0.00077	0.282511	0.000022	0.282510	-9.3	-6.5	0.8	1042	1591	-0.98
08GN26-1-4	0.03535	0.00087	0.282472	0.000022	0.282470	-10.7	-7.8	0.8	1100	1679	-0.97
08GN26-1-5	0.04298	0.00104	0.282451	0.000021	0.282448	-11.4	-8.6	0.7	1135	1728	-0.97
08GN26-1-6	0.06277	0.00152	0.282420	0.000020	0.282417	-12.6	-9.7	0.7	1193	1798	-0.95
08GN26-1-7	0.03980	0.00099	0.282493	0.000029	0.282491	-9.9	-7.1	1.0	1073	1632	-0.97
08GN26-1-8	0.05873	0.00140	0.282481	0.000021	0.282477	-10.4	-7.6	0.7	1104	1663	-0.96
08GN26-1-9	0.03754	0.00095	0.282481	0.000023	0.282479	-10.4	-7.6	0.8	1090	1660	-0.97
08GN26-1-10	0.04130	0.00104	0.282354	0.000020	0.282351	-14.9	-12.1	0.7	1271	1945	-0.97
08GN26-1-11	0.10069	0.00242	0.282586	0.000043	0.282581	-6.8	-3.9	1.5	980	1432	-0.93
08GN26-1-12	0.06865	0.00166	0.282466	0.000018	0.282462	-11.0	-8.1	0.6	1132	1697	-0.95
08GN26-1-13	0.04557	0.00114	0.282474	0.000018	0.282472	-10.6	-7.8	0.7	1105	1676	-0.97
08GN26-1-14	0.04587	0.00113	0.282493	0.000021	0.282490	-10.0	-7.1	0.8	1078	1635	-0.97
08GN26-1-15	0.07504	0.00180	0.282459	0.000019	0.282455	-11.2	-8.4	0.7	1146	1713	-0.95
08GN26-1-16	0.04592	0.00115	0.282456	0.000023	0.282453	-11.3	-8.4	0.8	1130	1716	-0.97
08GN26-1-17	0.14955	0.00319	0.282541	0.000056	0.282534	-8.4	-5.6	2.0	1068	1537	-0.90
08GN26-1-18	0.02715	0.00067	0.282459	0.000019	0.282457	-11.1	-8.3	0.7	1113	1709	-0.98
08GN26-1-19	0.06182	0.00151	0.282528	0.000018	0.282524	-8.8	-5.9	0.6	1040	1559	-0.95
08GN26-1-20	0.07907	0.00193	0.282503	0.000024	0.282499	-9.7	-6.8	0.8	1087	1618	-0.94
蔡坊火山岩 (138 Ma)											
08GN28-1-1	0.07043	0.00168	0.282406	0.000020	0.282402	-13.1	-10.1	0.7	1218	1826	-0.95
08GN28-1-2	0.05773	0.00133	0.282352	0.000019	0.282349	-15.0	-11.9	0.7	1283	1944	-0.96
08GN28-1-3	0.06394	0.00155	0.282433	0.000019	0.282429	-12.1	-9.1	0.7	1176	1765	-0.95
08GN28-1-4	0.06366	0.00151	0.282501	0.000021	0.282498	-9.7	-6.7	0.7	1077	1612	-0.95
08GN28-1-5	0.01636	0.00043	0.282421	0.000024	0.282420	-12.5	-9.4	0.8	1158	1887	-0.99
08GN28-1-6	0.07074	0.00168	0.282411	0.000020	0.282406	-12.9	-9.9	0.7	1212	1816	-0.95
08GN28-1-7	0.06866	0.00163	0.282413	0.000021	0.282409	-12.8	-9.8	0.8	1206	1809	-0.95
08GN28-1-8	0.03036	0.00075	0.282367	0.000021	0.282365	-14.4	-11.4	0.8	1243	1907	-0.98
08GN28-1-9	0.06798	0.00170	0.282423	0.000021	0.282419	-12.5	-9.5	0.8	1194	1787	-0.95

续表 3:

分析点	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	$t_{\text{DM1}}(\text{Hf})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Hf})$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
蔡坊火山岩 (138 Ma)											
08GN28-1-10	0.06964	0.00160	0.282410	0.000020	0.282406	-12.9	-9.9	0.7	1210	1817	-0.95
08GN28-1-11	0.07091	0.00171	0.282379	0.000022	0.282374	-14.1	-11.0	0.8	1259	1888	-0.95
08GN28-1-12	0.05548	0.00145	0.282378	0.000025	0.282374	-14.1	-11.0	0.9	1251	1887	-0.96
08GN28-1-13	0.08558	0.00205	0.282322	0.000021	0.282317	-16.1	-13.1	0.7	1351	2015	-0.94
08GN28-1-14	0.06341	0.00151	0.282377	0.000020	0.282373	-14.1	-11.1	0.7	1255	1891	-0.95
08GN28-1-15	0.07926	0.00191	0.282387	0.000020	0.282382	-13.8	-10.8	0.7	1253	1869	-0.94
08GN28-1-16	0.04154	0.00103	0.282398	0.000021	0.282396	-13.3	-10.3	0.7	1208	1840	-0.97
08GN28-1-17	0.01958	0.00050	0.282404	0.000020	0.282403	-13.0	-10.0	0.7	1183	1823	-0.98
08GN28-1-18	0.02610	0.00064	0.282371	0.000024	0.282369	-14.3	-11.2	0.8	1235	1900	-0.98
08GN28-1-19	0.05505	0.00131	0.282413	0.000016	0.282410	-12.8	-9.8	0.6	1196	1808	-0.96
08GN28-1-20	0.02521	0.00063	0.282379	0.000024	0.282378	-13.9	-10.9	0.9	1222	1880	-0.98
08GN28-1-21	0.07027	0.00204	0.282307	0.000027	0.282302	-16.6	-13.6	1.0	1373	2049	-0.94
08GN28-1-22	0.03134	0.00078	0.282410	0.000023	0.282408	-12.9	-9.9	0.8	1185	1813	-0.98
08GN28-1-23	0.03115	0.00075	0.282413	0.000020	0.282412	-12.7	-9.7	0.7	1178	1805	-0.98
08GN28-1-24	0.02437	0.00062	0.282438	0.000020	0.282436	-11.9	-8.8	0.7	1140	1749	-0.98
08GN28-1-25	0.02988	0.00075	0.282405	0.000023	0.282403	-13.0	-10.0	0.8	1190	1823	-0.98

注: ^{176}Lu 的衰变常数为 $1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Soderlund et al., 2004), 根据该常数计算初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值, Blichert and Albarede (1997) 报道的球粒陨石比值 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282772) 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.0332) 用来计算 ε_{Hf} 数值。单阶段 Hf 模式年龄 (t_{DM1}) 采用当今亏损地幔值的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.283250$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0384$ (Griffin et al., 2000), 二阶段模式年龄 (t_{DM2}) 使用地壳平均值 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.015$ 计算 (Griffin et al., 2002)。

4 讨 论

4.1 对武夷山西缘早白垩世火山喷发年龄的制约

火山岩的时空分布对于理解其地质过程具有重要意义。华南内陆武夷山西缘发育一系列火山岩盆地, 这些火山岩的形成时间一直存在较大的争论。该期火山岩在赣南地区和赣东北地区发育最完整, 根据野外地质关系, 赣南地区的火山岩可分为三个火山岩系, 自下而上分别为晚侏罗世菖蒲组和鸡笼嶂组, 早白垩世版石群 (巫建华等, 1999), 江西省地质矿产局 (1984) 将原 1:200000 寻乌幅划分的版石群放在鸡笼嶂组之中。在赣东北地区, 火山岩划分更复杂, 自下而上划分为晚侏罗世周家源组、花草尖组、打鼓顶组和鹅湖岭组, 及早白垩世火把山组 (江西省地质矿产局, 1984)。江西省地质矿产厅 (1997) 将晚侏罗世火山岩统归鹅湖岭组。实际上, 由于火山岩地层的复杂性和早期同位素定年技术的不确定性, 仅仅根据地质叠置关系容易将不同火山岩相, 或者不同喷发期次的火山岩划分为不同的火山岩系。近年来, 锆石 U-Pb 定年技术的应用, 获得了大量高精度的年龄, 据此可以将武夷山西缘的晚中生代火山岩划分为 3 个期次: (1) 早侏罗世: 包括原赣

南地区的菖蒲组和闽西南地区的藩坑组 (周金城和陈荣, 2001; 项媛馨和巫建华, 2012), 以基性和酸性火山岩互层产出为主要特征; (2) 早白垩世早期: 包括赣南的鸡笼嶂组和赣东北的鹅湖岭组, 以及原早白垩世火把山群/石溪组 (巫建华等, 2011), 以富钾中酸性火山岩为特征; (3) 晚白垩世早期: 包括赣南的优胜组和信江盆地的赣州组 (余心起等, 2004; 刘茜和巫建华, 2011), 该期基性火山岩主要呈夹层发育在白垩纪红盆地中。上述三个期次的火山岩在岩石组合和岩石地球化学特征上均具有很大的差异, 因此很可能反映不同的岩石成因和构造背景。

基于本文的年代学研究, 结合区域上同时期火山岩高精度定年资料 (表 4), 尽管赣南地区的版石群不整合在鸡笼嶂组之上 (巫建华等, 1999), 实际上它们的形成年龄相似, 蔡坊盆地鸡笼嶂组顶部流纹岩的形成年龄为 $131 \pm 1 \text{ Ma}$ (徐勋胜和巫建华, 2010), 与本文测得的版石流纹质火山岩 $129 \pm 3 \text{ Ma}$, 及王保峰和巫建华 (2011) 测得的 $131 \pm 1 \text{ Ma}$ 在误差范围内一致, 表明它们为同期火山岩, 它们可以限制该期火山岩的顶界在 $\sim 130 \text{ Ma}$ 。鸡笼嶂组中部和下部获得的锆石 U-Pb 年龄分别为 $138 \pm 2 \text{ Ma}$ (本文) 和 $143 \pm 1 \text{ Ma}$ (王保峰和巫建华, 2011), 基本可以限制该期火山岩的底界在 $\sim 145 \text{ Ma}$ 。在赣东北地区, 苏慧敏等 (2013) 系统

获得了冷水坑地区广义鹅湖岭组火山岩的高精度锆石 U-Pb 年龄, 火山岩底部年龄为 144 ± 1 Ma, 限制了火山岩的底界年龄为 ~ 145 Ma。获得的鹅湖岭组第三段火山岩年龄为 137 ± 1 Ma, 该年龄比赣南地区该期火山岩顶部年龄明显偏老。目前区内获得的该期最年轻年龄为范洪海等(2005)获得的盛源盆地煌斑岩, 为 125 ± 3 Ma, 该年龄和赣南该期火山岩的顶界年龄接近, 因此, 认为火山岩结束于 ~ 130 Ma 是基本合

理的。在赣中的相山地区, 近年来也有较多的年龄报道, 这些年龄基本集中在 $130 \sim 140$ Ma(表 4)。

基于已发表的高精度年龄数据, 武夷山西缘发育的早白垩世火山岩的形成时限大约在 $145 \sim 130$ Ma, 本文报道的蔡坊盆地鸡笼嶂组火山岩年龄代表华南内陆的武夷山西缘地区早白垩世火山事件的中段年龄, 而版石盆地上部流纹质火山岩的年龄基本代表了该期火山岩的结束时间。

表 4 武夷山西缘早白垩世火山岩年龄数据表

Table 4 Age data of the Early Cretaceous volcanic rocks from the western flank of the Wuyi Mountains

序号	岩性	地点	年龄(Ma)	误差	方法	参考文献
赣东北及邻区						
1	粗面岩	新路盆地	131	1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	杨水源等, 2015
2	火山岩	浙西南鹅湖岭	138	1	SHRIMP 锆石 U-Pb 法	张家菁等, 2009
3	流纹岩	赣东北冷水坑	140	1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	Su et al., 2014
4	打鼓顶组下段下部石英正长斑岩(LSK24)	赣东北冷水坑盆地	144	1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	苏慧敏等, 2013
5	打鼓顶组下段上部晶屑凝灰岩(SH10-27)	赣东北冷水坑盆地	144	1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	苏慧敏等, 2013
6	打鼓顶组上段安山岩(LSK107)	赣东北冷水坑盆地	142	1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	苏慧敏等, 2013
7	鹅湖岭组第一段沉凝灰岩(SH10-15)	赣东北冷水坑盆地	140	1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	苏慧敏等, 2013
8	鹅湖岭组第二段碱长花岗岩(LSK07)	赣东北冷水坑盆地	140	1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	苏慧敏等, 2013
9	鹅湖岭组第二段流纹斑岩(LSK96)	赣东北冷水坑盆地	140	1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	苏慧敏等, 2013
10	鹅湖岭组第三段流纹质熔结凝灰岩(MD06)	赣东北冷水坑盆地	137	1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	苏慧敏等, 2013
11	煌斑岩	赣中盛源	125.1	3.1	TIMS 锆石 U-Pb 法	范洪海等, 2005
12	粗面岩	赣东北石溪	137	1	SHRIMP 锆石 U-Pb 法	巫建华等, 2011
赣中相山-玉华山盆地						
13	流纹英安岩	赣中相山	135.1	1.7	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	杨水源等, 2010
14	流纹英安斑岩	赣中相山	134.8	1.1	SHRIMP 锆石 U-Pb 法	杨水源等, 2010
15	碎斑熔岩	赣中相山	140	2	单颗粒锆石 U-Pb 法	陈小明等, 1999
16	花岗斑岩	赣中相山	135	2	单颗粒锆石 U-Pb 法	陈小明等, 1999
17	英安斑岩	赣中相山	136.6	2.7	SHRIMP 锆石 U-Pb 法	何观生等, 2009
18	流纹英安斑岩	赣中相山	136	2.6	TIMS 锆石 U-Pb 法	范洪海等, 2005
19	石英二长岩	赣中相山	129.5	2	TIMS 锆石 U-Pb 法	范洪海等, 2005
20	熔结凝灰岩	赣中相山如意亭	137.3	1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	杨水源等, 2013
21	流纹英安斑岩	赣中相山如意亭	136.8	2.5	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	杨水源等, 2013
22	流纹英安斑岩	赣中相山如意亭	136.4	1.5	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	杨水源等, 2013
23	流纹斑岩	赣中相山邹家铀矿田	134.6	1.2	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	杨水源等, 2012
24	碎斑酸性熔岩(YHSV-01)	赣中玉华山	137.1	1.8	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	李响, 2012
25	塔溪单元(K1D)碎斑花岗岩	赣中玉华山	136.3	1.4	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	周强强, 2012
26	晋参单元(K1J)碎斑花岗岩	赣中玉华山	137.5	1.4	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	周强强, 2012
27	凌里单元(K1L)熔结凝灰岩	赣中玉华山	136.1	0.78	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	周强强, 2012
赣南地区						
28	粗面岩	赣南三百山	141.6	1	SHRIMP 锆石 U-Pb 法	巫建华等, 2011
29	流纹岩	蔡坊盆地	131.0	1	SHRIMP 锆石 U-Pb 法	徐勋胜等, 2010
30	凝灰岩	版石盆地	142.5	1.3	SHRIMP 锆石 U-Pb 法	王保峰等, 2011
31	流纹岩	版石盆地	131.4	1.3	SHRIMP 锆石 U-Pb 法	王保峰等, 2011
32	粗面岩	赣南大长沙	135.4	1.5	SHRIMP 锆石 U-Pb 法	巫建华等, 2011
33	流纹岩	赣南蔡坊	138.0	2.2	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	本次研究
34	流纹岩	赣南版石	129.3	2.5	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	本次研究

4.2 岩石成因: 地壳重熔或结晶分异?

版石和蔡坊流纹质火山岩具有高的钾含量, 在 SiO₂-K₂O 图上落在钾玄质岩区(图 4b), 在 Na₂O-K₂O 图上也属于钾玄质系列(图 4c), 这种异常高钾的酸性岩石不可能由变质基性岩石部分熔融形成(Roberts and Clemens, 1993)。变沉积岩石部分熔融可以形成高钾、过铝质的 S 型花岗质岩石(Chappell and White, 1974, 2001); 另一种可能的成因是来自地幔的富钾玄武质岩浆的结晶分异作用(Peccerillo et al., 2003)。模拟计算可以有效地判别这两种过程。通常在部分熔融和结晶分异过程中, 熔体都会不同程度地富集不相容元素, 而亏损相容微量元素。相比之下, 熔体在结晶分异中相容元素的亏损程度更高(Hanson, 1978), 因而其亏损速度会更快。应用上述原理可以有效区分结晶分异或部分熔融过程(Peccerillo et al., 2003)。在玄武质岩浆的结晶分异的中期, 由于斜长石和 Fe-Ti 氧化物结晶, 会造成熔体中 Sr 和 V 元素含量减少, Zr 元素含量增加。Peccerillo et al. (2003) 计算出 Zr 的平均分配系数为 0.5, Sr 和 V 的平均分配系数分别为 2.5 和 5, 模拟出了部分熔融和结晶分

异的曲线。在 Sr-Zr 和 V-Zr 图解中(图 7), 版石和蔡坊样品均落在结晶分异的曲线上。此外, 根据 Feeley and Cosca (2003)的模拟结果, 如果以同时期最基性的盛源钾玄岩代表基性成分, 在 SiO₂对 K₂O、MgO、CaO 图中也可以看出版石和蔡坊样品基本落入结晶分异的趋势线上(图 8)。综上所述, 我们认为版石和蔡坊流纹质火山岩很可能来自交代地幔部分熔融形成的富钾岩浆的结晶分异。但是, 我们也注意到锆石 Hf 同位素具有很大的变化范围, 版石和蔡坊流纹质火山岩的 ε_{Hf}(t)值分别变化于-3.9~-12.1 和-6.7~-13.6, 因此很可能是来自交代富集岩石圈地幔的岩浆在结晶分异过程中受到古老地壳物质的混染影响。

4.3 交代岩石圈地幔熔融: 湿冷氧化性特征

岩浆在岩浆房中结晶分异, 形成高硅流纹质岩石, 它们的化学成分主要受结晶分异过程中主要矿物和副矿物组合的影响。研究表明, 大多数流纹质岩石的形成与两个端元岩浆房结晶分异有关, 并形成两种端元类型流纹质岩石: (1) 干热还原性流纹岩, 主要发生于地幔绝热上涌区域, 如地幔柱和大陆裂谷区; (2) 湿冷氧化性流纹岩, 主要与俯冲作用

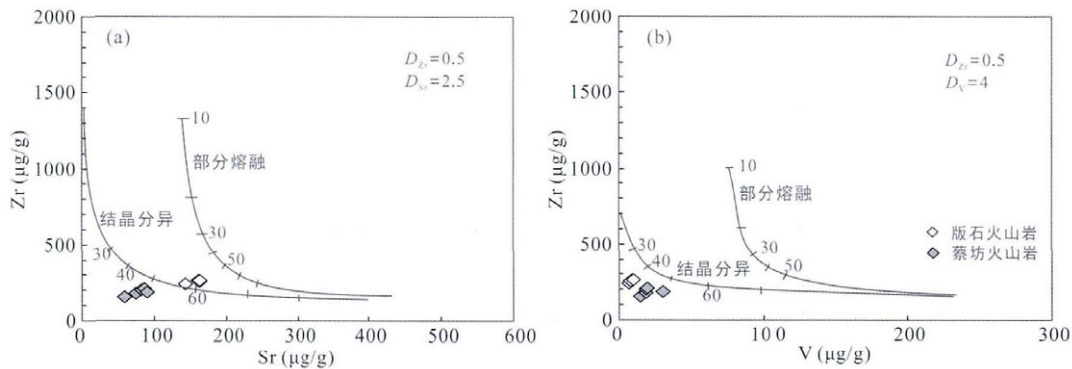


图 7 Sr-Zr 图解与 V-Zr 图解(据 Peccerillo et al., 2003)

Fig.7 Plots of Sr vs. Zr (a) and V vs. Zr (b) for distinguishing fractionated crystallization and crustal partial melting

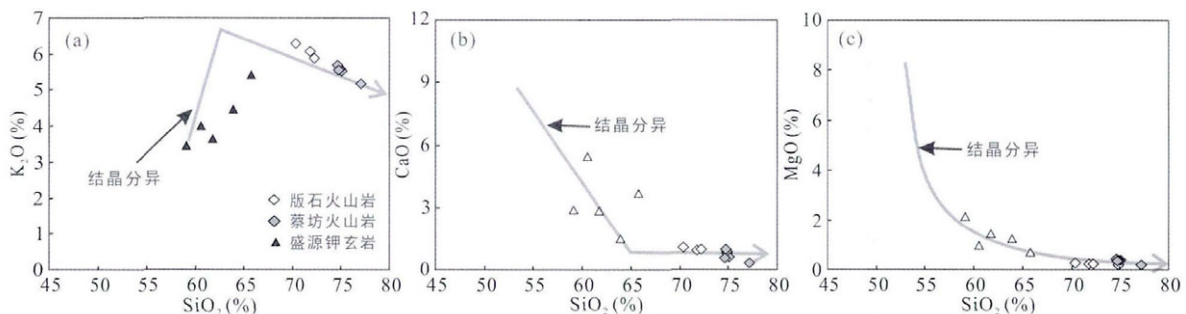


图 8 版石和蔡坊流纹质火山岩 SiO₂对 K₂O、MgO、CaO 图解(结晶分异趋势线据(Feeley and Cosca, 2003)修改, 盛源钾玄岩数据来自吴俊奇等, 2011)

Fig.8 SiO₂ vs. K₂O, MgO, CaO plots for the Banshi and Caifang rhyolitic rocks

有关, 如岛弧和活动大陆边缘。两种类型的流纹岩分别来源于不同物理化学条件形成的玄武质岩浆: 即无水地幔物质绝热减压, 或者流体加入导致固相线的迁移(Bachmann and Bergantz, 2008)。

干热还原性流纹岩与软流圈地幔绝热减压形成的岩浆有关, 这种岩浆通常具有亏损的同位素特征。版石和蔡坊流纹岩锆石均具有富集 Hf 同位素特征, 且锆石 Hf 同位素基本呈正态分布($\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 平均值分别为-7.8和-10.4), 但有小的次级峰, 可能反映有岩浆的混合或混染(图 9)。此外, 干热还原性流纹岩通常具有高的温度(>850 °C)(Christiansen and McCurry, 2008), 而根据 Watson and Harrison (1983)的方法计算出版石和蔡坊酸性火山岩的 Zr 饱和温度均小于 850 °C (表 2, 平均值分别为 833 °C 和 817 °C)。因此, 基本可以排除岩石属于典型的干热还原性流纹岩。

湿冷氧化性流纹岩由于富含流体(主要是水), 其结晶分异涉及的矿物组合主要是含水的角闪石和

榍石, 同时抑制了斜长石的结晶分异(Bachmann and Bergantz, 2008), 因此其含有较低的 FeO/MgO 比值(<10), 较低中稀土元素, 较低的 δEu 值, 在岩相学上晶体含量可达 10%~45%; 而干热流纹岩则含有较高 FeO/MgO 比值, 较高中稀土元素, 具有更低的 δEu 值, 晶体含量一般<10%(Deering et al., 2008, 2010)。版石和蔡坊样品的 FeO/MgO 比值为 5.2~11.5, 平均值为 8.1; 轻稀土与中稀土分异明显, La/Sm 与 La/Ho 平均比值分别为 6.2 和 35.4, 其在 La/Sm-La/Ho 和(Y+Nb)-Rb 图解上落入湿冷流纹岩区域(图 10a、b); 它们的 δEu 值为 0.06~0.20, 斑晶含量为 30%~40%, 最高可达 50%(图 2), 表明更像湿冷氧化性流纹岩。在稀土元素模式图上, 尽管研究的样品稀土总量偏高, 但是稀土配分的模式与湿冷氧化性流纹岩更相似(图 6a)。综上所述, 版石和蔡坊流纹质火山岩的地球化学特征和岩石组成更类似于湿冷氧化性流纹岩, 尽管它们与典型的湿冷氧化性流纹岩存在一些差别。

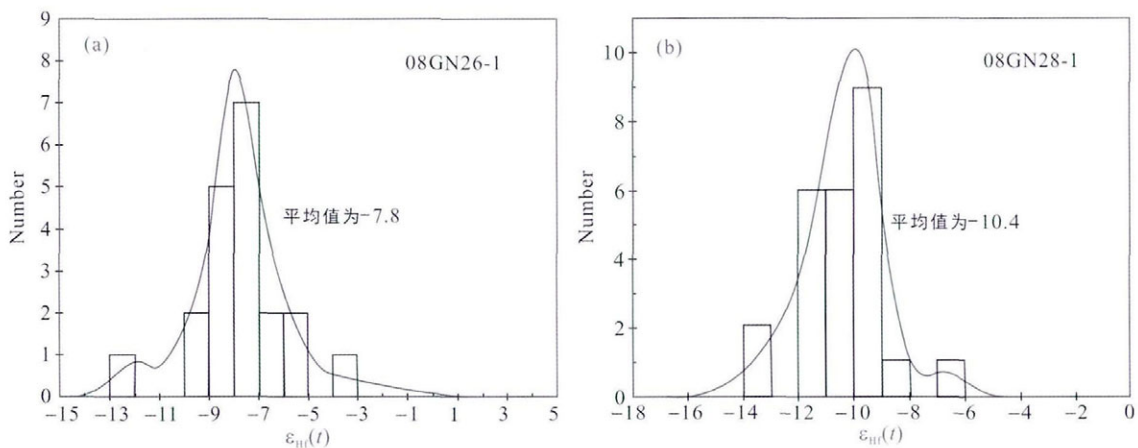


图 9 版石和蔡坊流纹质火山岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分布图

Fig.9 Distribution of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values for the Banshi and Caifang rhyolitic rock

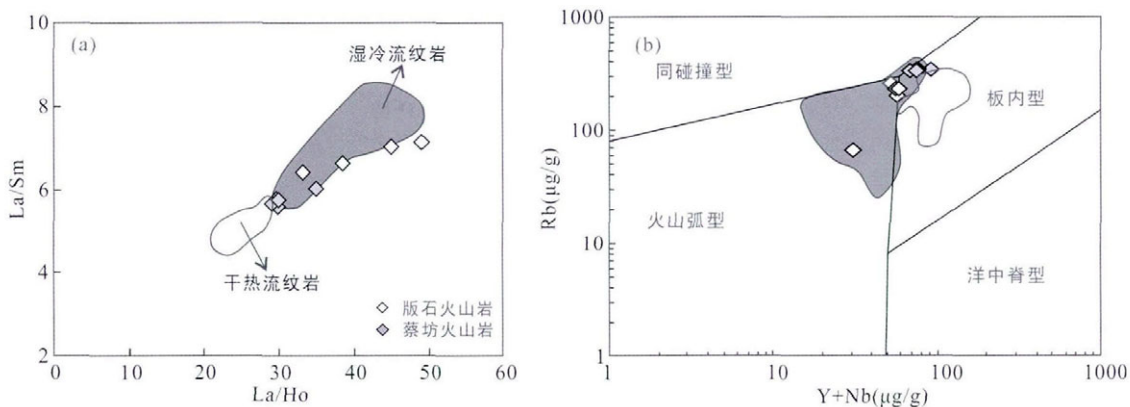


图 10 版石和蔡坊流纹质火山岩 La/Ho-La/Sm 图解(a)和(Y+Nb)-Rb 构造判别图(b)(据 Christiansen and McCurry, 2008 修改)

Fig.10 La/Ho vs. La/Sm (a) and Y+Nb vs. Rb (b) plots

5 地质意义

华南中生代构造-岩浆活动形成了广泛的中酸性岩浆岩,并伴随 W、Sn、Mo 及稀土元素成矿大爆发(华仁民等,2010,2013)。不同学者对中生代构造-岩浆活动提出了不同的成因模型,并对晚中生代大规模岩浆活动与古太平洋板块向西俯冲有关基本达成共识(Zhou and Li, 2000; Zhou et al., 2006; Li and Li, 2007; Chen et al., 2008)。Zhou and Li (2000)用俯冲角度逐渐变化来解释华南晚中生代岩浆活动由内陆地区向海岸线迁移; Li and Li(2007)用水平俯冲来解释华南内陆印支期广泛的褶皱-推覆构造和伴随的岩浆活动,用俯冲板片的拆沉和回撤来解释晚中生代岩浆作用。一个重要的问题是俯冲流体影响的范围是否深入到华南内陆?通过对玄武质岩石的研究,有学者认为俯冲流体的影响只达东南沿海地区(Chen et al., 2008)。最近,覃晓云等(2017)在研究武夷山地区印支期岩浆作用的成因时观察到,华南印支期岩浆活动在大陆出露的最大规模和最初出现位置在武夷山地区,认为水平俯冲的板片在武夷山地区可能已经变陡,发生前端脱水,并导致俯冲洋壳中~4.5%的流体/水释放,造成该地区形成内陆新生岩浆弧(覃晓云等,2017)。Li et al. (2017)也认为早中生代的俯冲影响可以达武夷山地区,内陆地区的影响明显减弱。早白垩世版石和蔡坊富钾流纹质火山岩的地球化学特征更类似于湿冷氧化性流纹岩,这类流纹岩通常形成于俯冲作用有关的岛弧和活动大陆边缘,如新西兰的 Taupo 火山岩带(Deering et al., 2008, 2010),以及弧后伸展带,如北美的西科迪勒拉(Christiansen, 2005; Christiansen and McCurry, 2008)。湿冷氧化性流纹岩的母岩浆来自于俯冲洋壳脱水形成的流体交代地幔,流体的交代作用会形成以金云母和角闪石等含水矿物为主的脉体,这种富含 K 和大离子亲石元素的脉体部分熔融产物具有高 K_2O 含量,它们在后期的构造热事件中发生部分熔融,形成的岩浆通常具有较高的 K 含量,这也解释了研究区样品高 K_2O 的特征。我们注意到同时期这类高钾火山岩沿武夷山西缘发育,而且没有向西扩展到华南内陆,说明俯冲流体的交代作用主要影响武夷山西缘及其以东地区。

6 结 论

(1) 版石和蔡坊流纹质火山岩锆石 U-Pb 年龄为 129.2 ± 2.3 Ma 和 138.0 ± 2.4 Ma, 结合区域同时期火

山岩年龄数据,武夷山西缘早白垩世火山岩喷发年龄主要集中在大约 145~130 Ma, 版石火山岩代表了本期最晚的火山活动。

(2) 版石和蔡坊流纹质火山岩属于高硅流纹质岩石,它们的地球化学特征更类似于湿冷氧化性流纹岩,主要来自于交代岩石圈地幔部分熔融形成的富钾岩浆经结晶分异形成。

(3) 华南早白垩世火山岩最西在武夷山西缘出现,而没有扩展到华南内陆,很可能暗示古太平洋俯冲流体/熔体对岩石圈地幔的交代影响主要在武夷山西缘及其以东地区。

参考文献(References):

- 陈瀚之,姜勇彪,周万蓬,曾涛,蒋振频. 2015. 相山火山盆地西北部打鼓顶期火山机构研究. 铀矿地质, 31(5): 491-501.
- 陈小明,陆建军,刘昌实,赵连泽,王德滋,李惠民. 1999. 桐庐、相山火山-侵入杂岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄. 岩石学报, 15(2): 272-278.
- 范洪海,王德滋,沈渭洲,刘昌实,汪相,凌洪飞. 2005. 江西相山火山-侵入杂岩及中基性脉岩形成时代研究. 地质论评, 51(1): 86-91.
- 何观生,戴民主,李建峰,曹寿孙,夏斌,许德如,李文铅,杨之青. 2009. 相山流纹英安斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及地质意义. 大地构造与成矿学, 33(2): 299-303.
- 华仁民,李光来,张文兰,胡东泉,陈培荣,陈卫锋,王旭东. 2010. 华南钨和锡大规模成矿作用的差异及其原因初探. 矿床地质, 29(1): 9-23.
- 华仁民,张文兰,陈培荣,翟伟,李光来. 2013. 初论华南加里东花岗岩与大规模成矿作用的关系. 高校地质学报, 19(1): 1-11.
- 江西省地质矿产局. 1984. 江西省区域地质志. 北京: 地质出版社: 1-831.
- 江西省地质矿产厅. 1997. 江西省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社: 1-375.
- 赖章忠,王安诚. 1996. 赣南中生代火山活动时代及岩浆来源. 江西地质, 10(2): 111-118.
- 李响. 2012. 江西玉华山火山-侵入杂岩成因机制及产铀能力评价. 南京: 南京大学硕士学位论文: 1-56.
- 刘茜,巫建华. 2011. 江西寻乌破火山口火山-侵入杂岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及地质意义. 东华理工大学学报(自然科学版), 34(3): 231-237.
- 刘颖,刘海臣,李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样

- 品中的40余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552-558.
- 骆学全, 张雪辉, 徐贻赣, 孙建东, 李春海, 郭维民, 万浩章, 肖茂章, 郑承意. 2013. 江西冷水坑银铅锌矿床层状矿体的成矿模式及深部勘查方向. 地质与勘探, 49(6): 1078-1087.
- 覃晓云, 李武显, 岑涛, 吕璞良, 陶继华. 2017. 北武夷资溪-光泽岩体锆石U-Pb年代学——对确定华南内陆印支期岩浆活动时空分布与形成环境的意义. 大地构造与成矿学, 41(4): 753-767.
- 苏慧敏, 毛景文, 何细荣, 卢燃. 2013. 北武夷天华山盆地形成时限的约束: 来自火山岩-侵入岩的年代学证据. 中国科学: 地球科学, 43(5): 745-759.
- 王保峰, 巫建华. 2011. 江西南部版石盆地火山岩 SHRIMP锆石U-Pb年龄及其地质意义. 东华理工大学学报(自然科学版), 34(1): 18-24.
- 王长明, 徐贻赣, 吴淦国, 张达, 杨磊, 刘建光, 万浩章, 狄永军, 余心起, 何明跃, 张垚垚. 2011. 江西冷水坑Ag-Pb-Zn矿田碳、氧、硫、铅同位素特征及成矿物质来源. 地学前缘, 18(1): 179-193.
- 巫建华, 刘飞宇, 刘帅. 2011. 峡江-广丰和三南-寻乌火山岩带晚中生代粗面岩SHRIMP锆石U-Pb年龄. 地质论评, 57(1): 125-132.
- 巫建华, 刘帅, 周维勋, 章邦桐. 2004. 江西寻乌破火山口火山-侵入杂岩地球化学特征及其成因意义. 东华理工学院学报, 27(1): 33-43.
- 巫建华, 解开瑞, 吴仁贵, 郭国林, 刘帅. 2014. 中国东部中生代流纹岩-粗面岩组合与热液型铀矿研究新进展. 地球科学进展, 29(12): 1372-1382.
- 巫建华, 张树明, 周维勋. 1999. 赣南-粤北版石群及其地质时代. 地层学杂志, 23(3): 226-233.
- 吴俊奇, 谭桂丽, 章邦桐, 凌洪飞, 陈培荣. 2011. 赣中早白垩世橄榄玄粗岩(Shoshonite)系列火山岩的厘定及成因研究. 高校地质学报, 17(4): 479-491.
- 项媛馨, 巫建华. 2012. 赣南龙南地区余田群玄武岩 SHRIMP锆石U-Pb年龄及地质意义. 地质通报, 31(5): 716-725.
- 徐勋胜, 巫建华. 2010. 江西南部蔡坊盆地火山岩系层序与地质时代. 东华理工大学学报(自然科学版), 33(3): 211-218.
- 杨水源, 蒋少涌, 姜耀辉, 赵葵东, 范洪海. 2010. 江西相山流纹英安岩和流纹英安斑岩锆石U-Pb年代学和Hf同位素组成及其地质意义. 中国科学: 地球科学, 40(8): 953-969.
- 杨水源, 蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉, 范洪海. 2012. 江西相山铀矿田邹家山矿床中流纹斑岩的锆石U-Pb年代学、岩石地球化学与Sr-Nd-Hf同位素组成. 岩石学报, 28(12): 3915-3928.
- 杨水源, 文霞, 赵葵东, 姜耀辉, 凌洪飞, 陈培荣. 2015. 赣杭构造带新路火山盆地粗面斑岩的年代学、岩石成因及其地质意义. 岩石学报, 31(3): 747-758.
- 杨水源, 赵葵东, 姜耀辉, 凌洪飞, 陈培荣. 2013. 江西相山铀矿田如意亭剖面火山岩的年代学格架及其地质意义. 岩石学报, 29(12): 4362-4372.
- 余心起, 舒良树, 颜铁增, 俞云文, 祖铺平, 王彬. 2004. 江山-广丰地区早白垩世晚期玄武岩的地球化学及其构造意义. 地球化学, 33(5): 465-476.
- 张家菁, 施光海, 童贵生, 张智宇, 刘海, 吴荣士, 陈磊. 2009. 浙江徐家墩鹅湖岭组合铜多金属矿火山岩的地球化学与年代学. 地质学报, 83(6): 791-799.
- 周金城, 陈荣. 2001. 闽东南晚中生代壳幔作用地球化学. 地球化学, 30(6): 547-558.
- 周强强. 2012. 江西玉华山盆地玉华山超单元地质特征及U-Pb定年. 南昌: 东华理工大学硕士学位论文: 1-59.
- Bachmann O and Bergantz G W. 2008. Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology*, 49: 2277-2285.
- Blichert T J and Albarede F. 1997. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 243-258.
- Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Chappell B W and White A J R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 489-499.
- Chen C H, Lee C Y and Shinjo R. 2008. Was there Jurassic paleo-Pacific subduction in South China? Constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of the Mesozoic basalts. *Lithos*, 106: 83-92.
- Christiansen E H. 2005. Contrasting processes in silicic magma chambers: Evidence from very large volume ignimbrites. *Geological Magazine*, 162(6): 669-681.
- Christiansen E H and McCurry M. 2008. Contrasting origins of Cenozoic silicic volcanic rocks from the western Cordillera of the United States. *Bulletin of Volcanology*, 70: 251-267.
- Deering C D, Cole J W and Vogel T A. 2008. A rhyolite compositional continuum governed by lower crustal source conditions in the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Journal of Petrology*, 49(12): 2245-2276.
- Deering C D, Gravley D M, Vogel T A, Cole J W and Leonard G S. 2010. Origins of cold-wet-oxidizing to

- hot-dry-reducing rhyolite magma cycles and distribution in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(4): 609–629.
- Feeley T C and Cosca M A. 2003. Time vs. composition trends of magmatism at Sunlight volcano, Absaroka volcanic province, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 115(6): 714–728.
- Glnzaer A F, Coleman D S and Bartley J M. 2008. The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons. *Geology*, 36(2): 183–186.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, Jackson S E, van Achtenberg E, O'Reilly S Y and Shee S R. 2000. The Hf isotope composition of carbonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 133–147.
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, Pearson N J and O'Reilly S Y. 2002. Zircon geochemistry and magma mixing, SE China: In situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61: 237–269.
- Hanson G N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 26–43.
- Lee C T A and Morton D M. 2015. High silica granites: Terminal porosity and crystal settling. *Earth and Planetary Science Letters*, 409: 225–231.
- Li W X, Li X H, Wang X C and Yang D S. 2017. Petrogenesis of Cretaceous shoshonitic rocks in the northern Wuyi Mountains, South China: A result of the roll-back of a flat-slab? *Lithos*, 288–289: 125–142.
- Li X H, Li Z X, He B, Li W X, Li Q L, Gao Y Y and Wang X C. 2012. The Early Permian active continental margin and crustal growth of the Cathaysia Block: In situ U-Pb, Lu-Hf and O isotope analyses of detrital zircons. *Chemical Geology*, 328: 195–207.
- Li X H, Li Z X, Wingate M T D, Chung S L, Liu Y, Lin G C and Li W X. 2006. Geochemistry of the 755 Ma Mundine Well dyke swarm, northwestern Australia: Part of a Neoproterozoic mantle superplume beneath Rodinia? *Precambrian Research*, 146(1): 1–15.
- Li X H, Sun M, Wei G J, Liu Y, Lee C Y and Malpas J. 2000. Geochemical and Sm-Nd isotopic study of amphibolites in the Cathaysia Block, southeastern China: Evidence for an extremely depleted mantle in the Paleoproterozoic. *Precambrian Research*, 102: 251–262.
- Li Z X and Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35(2): 179–182.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Gunther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1): 34–43.
- Machado N and Simonetti A. 2001. U-Pb dating and Hf isotopic composition of zircon by laser ablation-MC-ICP-MS // Laser Ablation-ICPMS in the Earth Sciences-Mineralogical Association of Canada Short Course, 29: 121–146.
- Peccerillo A, Barberio M R, Yirgu G, Ayalew D, Barbieri M and Wu T W. 2003. Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: A petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa volcano, Central Ethiopian rift. *Journal of Petrology*, 44(11): 2003–2032.
- Roberts M P and Clemens J D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825–828.
- Rudnick R L and Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267–309.
- Soderlund U, Patchett P J, Vervoort J D and Isachsen C E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219: 311–324.
- Su H M, Mao J W, Santosh M and Xie G Q. 2014. Petrogenesis and tectonic significance of Late Jurassic-Early Cretaceous volcanic-intrusive complex in the Tianhuashan basin, South China. *Ore Geology Reviews*, 56: 566–583.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Wang Q, Li J W, Jian P, Zhao Z H, Xiong X L, Bao Z W, Xu J F, Li C F and Ma J L. 2005. Alkaline syenites in eastern Cathaysia (South China): Link to Permian-Triassic transtension. *Earth and Planetary Science Letters*, 230: 339–354.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary*

Science Letters, 64: 295–304.

Zhang Y Y, Sun M, Yuan C, Xu Y G, Long X P, Tomurhuu D, Wang Y and He B. 2015. Magma mixing origin for high Ba-Sr granitic pluton in the Bayankhongor area, central Mongolia: Response to slab roll-back. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113: 353–368.

Zhou X M and Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic

igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326(3): 269–287.

Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S and Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29(1): 26–33.

Geochronology, Geochemistry and Zircon Hf Isotope for Banshi and Caifang Volcanic Rocks from Southern Jiangxi Province and their Geological Implications

CEN Tao^{1,2}, LI Wuxian^{1*}, TAO Jihua³, ZHAO Xilin⁴ and XING Guangfu⁴

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. School of Earth Sciences, East China University of Technology, Nanchang 330013, Jiangxi, China; 4. Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Nanjing 210016, Jiangsu, China)

Abstract: LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of the Banshi and Caifang rhyolitic rocks from the southern Jiangxi province yielded ages of 129.2 ± 2.3 Ma and 138.0 ± 2.4 Ma, respectively. Combined with reported ages of volcanic rocks in the vicinity, the Early Cretaceous volcanism in the western flank of the Wuyi Mountains can be restricted at ca. 145–130 Ma. The Banshi and Caifang rhyolitic rocks are characterized by high SiO₂ contents (>70%), and belong to high silica rhyolitic rocks. These rocks have low Fe₂O₃/MgO ratios (average less than 10), enriched in large-ion lithophile elements (LILE) and light rare earth elements (LREE), depleted in medium rare earth elements (MREE) and heavy rare earth element (HREE), and have significant Eu negative anomalies, these geochemical features suggest that they are similar to cold-wet-oxidized rhyolite, therefore, the rocks probably formed by fractionated crystallization of a K-enriched magma formed by partial melting of metasomatized sub-continental lithosphere. The occurrence of the cold-wet-oxidized rhyolitic rocks at the western flank of the Wuyi Mountains and absent in the South China interior imply that the influence of the South China mantle by the Paleo-Pacific subduction was restricted to the coastal area east of the western Wuyi Mountains.

Keywords: high silica rhyolite; cold-wet-oxidized; Early Cretaceous; southern Jiangxi