

粤北仁化白垩纪安山玢岩锆石年代学、 地球化学和岩石成因研究

蒋英^{1,2}, 梁新权¹, 梁细荣¹, 周云^{1,2},
温淑女^{1,2}, 付建刚^{1,2}, 王策^{1,2}

(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, 北京 100049)

摘要: 仁化安山玢岩分布在华南湘桂地洼系南东侧, 位于广东韶关丹霞火山盆地中。来自仁化妙禅寺和石背两地的安山玢岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果分别为 105.0±0.7 Ma 和 104.3±0.8 Ma, 表明其形成于中生代构造活化期最强烈的早白垩世晚期。妙禅寺和石背安山玢岩均具斑状结构, 块状构造。斑晶主要为斜长石和角闪石或辉石, 基质组成与斑晶类似。相关图解显示安山玢岩为高钾钙碱性系列岩石, 其 Mg# 为 49~61, K₂O 含量为 3.07%~3.81%。微量元素地球化学特征研究表明, 这些安山玢岩明显富集轻稀土(LREE)和大离子亲石元素 Rb、K、Th 和 U, 亏损高场强元素 Nb、Ta 和 Ti, 无 Zr、Hf 异常。Zr/Y (6.56~9.10)、Th/U (3.72~4.31)、Nb/La (< 0.31)和(Th/Nb)_N (>10)等微量元素比值表明其源区为地壳物质加入板内玄武质岩浆的结果。结合前人已有的区域研究成果, 作者认为仁化安山玢岩母岩浆应是在岩石圈伸展构造背景下由岩石圈地幔部分熔融形成, 岩浆在上升或侵位过程中遭受了不同程度的地壳混染, 经历一定程度结晶分异作用后最终形成安山质岩浆。其形成与早白垩世晚期太平洋板块向欧亚板块的俯冲和后缘拉张有关。

关键词: 粤北仁化地区; 安山玢岩; 锆石 U-Pb 年代学; 地球化学特征; 岩石圈伸展; 早白垩世

中图分类号: P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2015)03-0481-016

0 引言

中生代晚期, 尤其白垩纪, 是中国及邻区板块构造演化的一个重要变换期, 亦是一个重要的构造-岩浆活化期和成矿期(陈国达, 1956, 1959a, 1959b, 1977, 1996, 1998)。在这一时期, 无论是岩石类型, 还是构造格局、造山类型和盆-山系统都存在明显的转变(陈国达, 1956, 1959b; 吴根耀, 2006)。在此时期, 华南地区发育许多地洼盆地或断陷盆地和火山-沉

积盆地以及岩浆侵入活动, 在盆地中广泛发育同时代的玄武质-安山质-流纹质火山岩石, 在相邻的山脉上露花岗岩等侵入体(图 1a) (陈国达, 1977; 浙江省地质矿产局, 1988; 福建省地质矿产局, 1985; 广东省地质矿产局, 1988)。这些火山岩主要以流纹质岩石为主, 中性和基性岩较少(徐夕生和谢昕, 2005), 分布在东南沿海, 如浙江象山-宁海、永嘉、宁波玄坛地、江山和福建永泰-德化以及江西广丰盆地(张利民, 1991; 俞云文等, 1993; 余达淦等, 2001; 徐夕

收稿日期: 2014-05-14; 改回日期: 2014-12-25

项目资助: 中国科学院重大项目(KZCX1-YW-15-1)、国家自然科学基金项目(40872080, 41072081)、国土资源部公益科研专项(201211024-03)以及中金岭南凡口铅锌矿项目资助。

第一作者简介: 蒋英(1987-), 女, 博士研究生, 岩石地球化学专业。Email: jennyjiang1987@gmail.com

通信作者: 梁新权(1964-), 博士, 研究员, 从事大地构造学与地球化学研究。Email: liangxq@gig.ac.cn

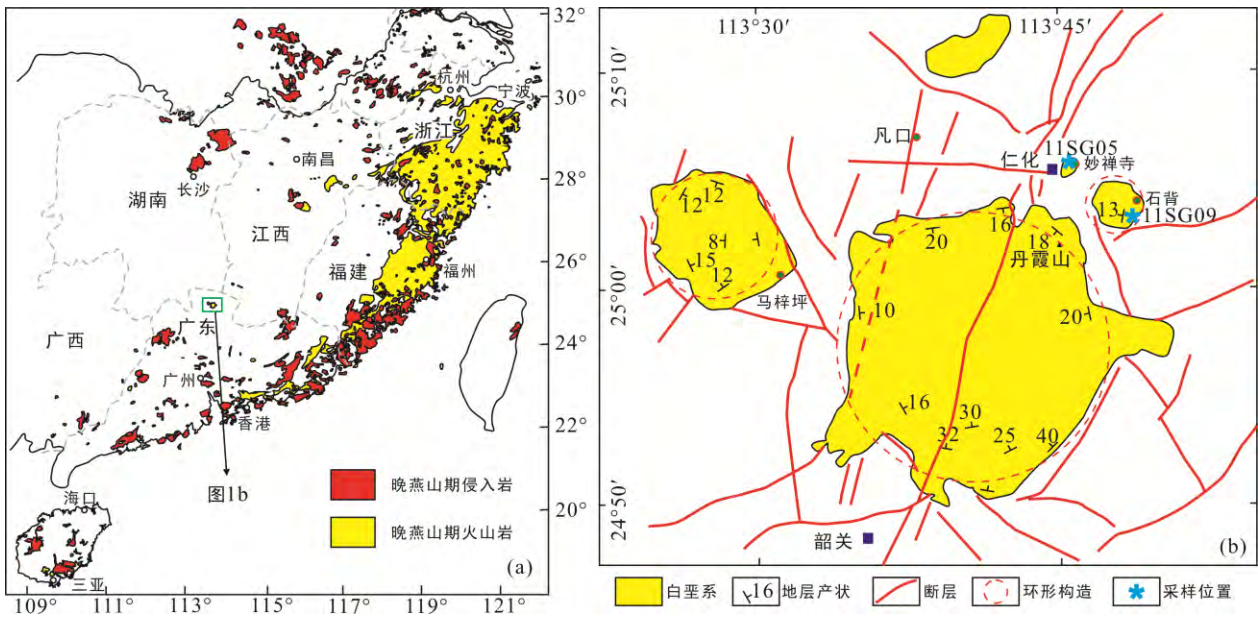


图 1 华南燕山晚期火成岩分布范围(据 Zhou and Li, 2000; Zhou et al., 2006 修改) (a)与粤北韶关火山-碎屑沉积盆地(环形构造)及样品位置图(b)

Fig.1 Distribution of the Late Yanshanian igneous rocks in South China (a), and the sampling locations in the volcanic-clastic sedimentary basin (circular structure) at Shaoguan in northern Guangdong (b)

生和谢昕, 2005), 而在华南内陆, 如粤西和粤北, 很少出露。随着华南内陆研究工作的深入, 李献华等(1997)报道了粤北存在白垩纪(105 Ma)基性岩脉; 耿红燕等(2006)报道了粤西地区存在白垩纪(约 100 Ma)火山-侵入岩浆活动; 祝新友等(2013)报道了粤北凡口铅锌矿发育隐伏辉绿岩脉, 形成时代为 122~90 Ma。这些证据表明华南晚中生代大规模岩浆活化作用所形成的火山-侵入岩已经波及到华南内陆地区。我们对粤北凡口铅锌矿周边进行野外地质考察时, 发现丹霞山地质公园附近存在大量安山玢岩, 并对其形成时代和地球化学组成进行了系统的研究。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年显示这些安山玢岩形成于 105 Ma 左右, 为早白垩世晚期。这一发现使我们更全面地了解了华南地洼区晚中生代火山岩的分布范围, 为认识华南晚中生代大陆动力学过程提供了重要依据。

1 地质背景与样品描述

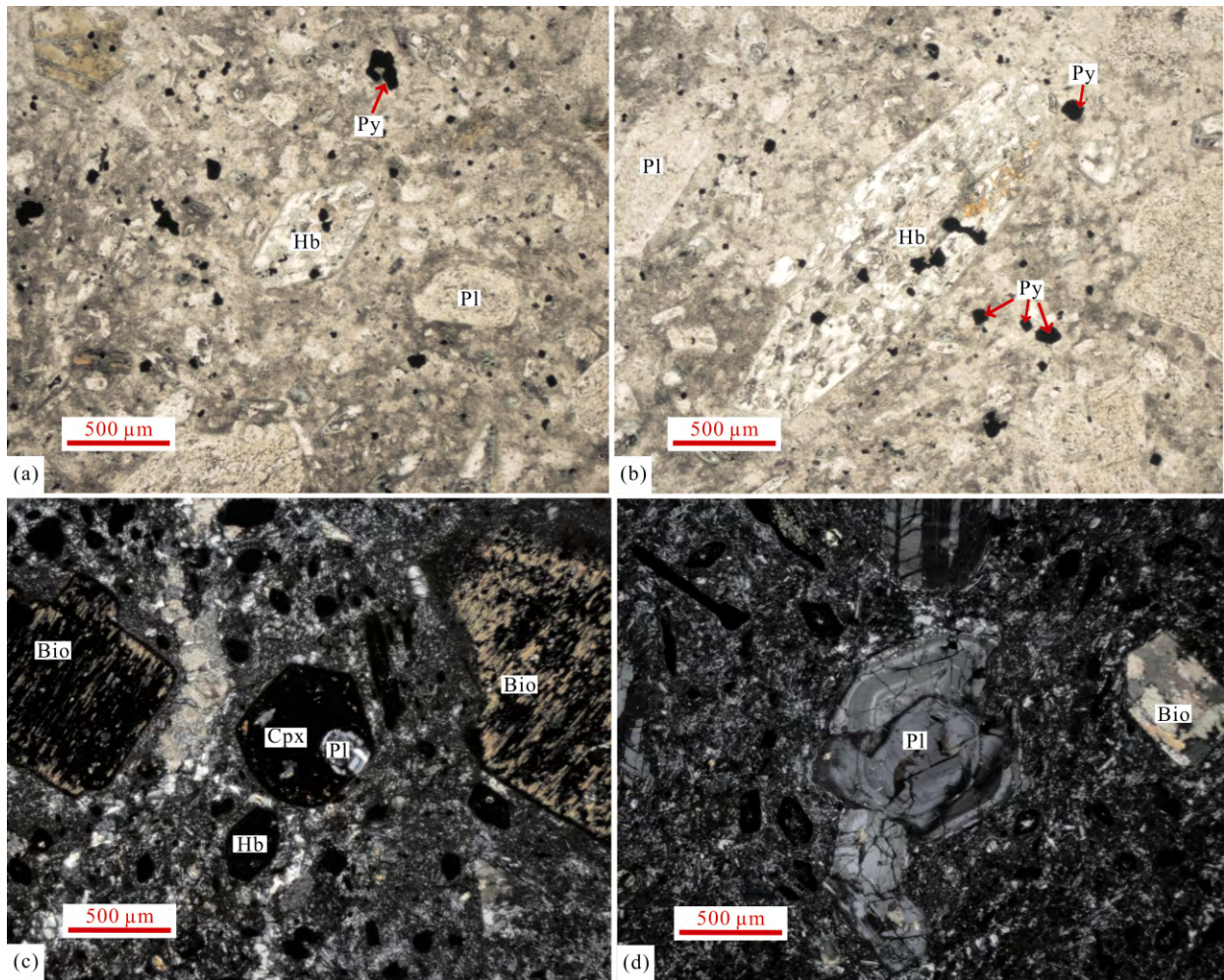
研究区位于华南地洼区湘桂地洼系南缘的丹霞山地质公园, 该区发育丹霞山、马梓坪和石背等大小不一的环形构造或火山-沉积盆地(图 1b)。环形构造在侏罗纪-白垩纪可能是一个火山口, 火山-碎屑沉积岩往火山盆地中心倾斜, 火山作用结束之后沉积了巨厚的红色磨拉石建造。新近纪的喜马拉雅构造运动使部分红色地层发生倾斜和舒缓褶曲, 并产

生大量的垂直节理。长期强烈侵蚀分割、溶蚀和重力崩塌等综合作用造成红色地层平顶、陡崖、孤立突出的塔状地形, 形成丹霞地貌(陈国达, 1940)。研究区断层十分发育, 包括 NE、NNE、NW、NWW 等不同方向的断层, 构成环状、放射状, 其中比较大的是韶关-仁化 NE 向断层, 延伸较远, 系吴川-四会深大断裂的一部分(广东省地质矿产局, 1988; 黄海玲和郑家仪, 2001; 梁新权和温淑女, 2009)。白垩纪火山岩出露在丹霞山、马梓坪和石背等环形构造或火山-沉积盆地内, 因风化剥蚀或被古近纪和新近纪沉积物覆盖, 很难发现。在丹霞山、马梓坪和石背等侏罗纪-白垩纪环形构造周边分布古生代地层, 包括寒武系、奥陶系、泥盆系、石炭系和二叠系。著名的凡口铅锌矿产于丹霞山环形构造之北的泥盆纪-石炭纪灰岩中, 距离丹霞山大约 13 km (梁新权和温淑女, 2009; 翟丽娜等, 2009; 祝新友等, 2013)。

本次研究样品采自妙禅寺和石背两地, 妙禅寺火山岩位于丹霞山环形构造的东北部, 含有大量火山碎屑砾石和沉积碎屑, 风化后类似灰色含砾砂岩, 曾被误判为泥盆系(广东省地质局 761 队, 1961)。岩石具斑状结构, 块状构造, 基质为交织结构。斑晶矿物占 25%~40%, 主要为角闪石和斜长石; 基质组成与斑晶类似(图 2a, b)。斜长石为半自形-它形, 占基质矿物总量的 65%~80%; 石英为自形-半自形, 占基质矿物总量的 15%~20%; 角闪石为自形-半自形,

具有暗化边结构, 占矿物总量的 5%~10%; 次要矿物有黄铁矿, 为不透明粒状, 含量约 5%; 方解石充填气孔, 含量约 1%~3%; 角闪石发生部分绿泥石化或绿帘石化, 斜长石部分高岭石化。石背火山岩(11SG09-1~6)采自石背环形构造的南侧, 属于晚白垩世南雄群(K_2NX) (广东省地质局 761 队, 1961)。岩

石呈紫红色, 斑状结构, 块状、气孔状构造。斑晶约 20%~30%, 主要为斜长石、石英及暗色矿物(黑云母、辉石和角闪石)。其中斜长石多呈自形-半自形, 部分具明显的环带结构, 为中长石; 基质主要由微晶斜长石和玻璃质组成, 约占 70%~80%; 副矿物有磷灰石、磁铁矿、黄铁矿等(图 2c, d)。



(a)、(b) 妙禅寺角闪安山玢岩, 斑晶主要有角闪石、斜长石、石英和黑云母, 角闪石、黑云母强烈绿泥石化(单偏光); (c)、(d) 石背辉石长石安山玢岩, 斜长石具环带结构(正交偏光)。矿物名称缩写: Bio. 黑云母; Cpx. 单斜辉石; Hb. 角闪石; Pl. 斜长石; Py. 黄铁矿; Q. 石英。

图 2 妙禅寺和石背安山玢岩显微照片

Fig.2 Photomicrographs of the andesitic prophyrite from Miaochoansi and Shibei

2 测试方法

样品的锆石分选在河北廊坊市诚信地质服务有限公司完成。筛选出的锆石为浅黄色至黄色, 透明, 颗粒很小。将待测锆石颗粒置于环氧树脂中做成样品靶, 固结后打磨并抛光至靶上锆石的中心部位暴露出来。对样品靶上的锆石进行透射光、反射光和阴极发光(CL)照相。CL照相在北京锆年领航科技有限公司扫描电镜仪器上完成。

锆石 U-Pb 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的激光剥蚀等离子质谱(LA-ICP-MS)上进行。标准锆石样品 TEM (417 Ma, Black et al., 2003)用于校正所测定样品的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值。在样品测定过程中, TEM 和未知样品交替测定, 其比例为 2/5。具体分析方法和步骤及普通 Pb 校正见参考文献(Andersen, 2002; Yuan et al., 2003, 2004)。数据处理及 U-Pb 谐和图绘制分别采用 ICPMSDataCal 程序(Liu et al., 2010)和 Isoplot 程序(Ludwig, 2003)完成。分析结果见表 1。

表 1 妙禅寺和石背安山玢岩锆石 U-Pb 年龄测试结果
Table 1 Zircon U-Pb dating results for andesitic porphyrite from Miaochansi and Shibei

点号	含量($\mu\text{g/g}$)		Th/U	同位素比值						年龄(Ma)			
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
妙禅寺													
2011SG05-3.01	213	652	0.33	0.0496	0.0034	0.1136	0.0075	0.0165	0.0003	109.3	6.85	105.2	2.07
2011SG05-3.02	166	567	0.29	0.0493	0.0034	0.1149	0.0080	0.0165	0.0003	110.4	7.29	105.6	1.90
2011SG05-3.03	513	927	0.55	0.0470	0.0025	0.1090	0.0058	0.0165	0.0003	105.0	5.28	105.2	1.72
2011SG05-3.04	210	812	0.26	0.0463	0.0025	0.1071	0.0056	0.0165	0.0003	103.3	5.12	105.5	1.81
2011SG05-3.05	244	665	0.37	0.0471	0.0026	0.1132	0.0056	0.0164	0.0003	108.9	5.16	104.7	1.68
2011SG05-3.06	161	533	0.30	0.0483	0.0032	0.1088	0.0069	0.0164	0.0003	104.8	6.35	104.8	1.95
2011SG05-3.07	212	638	0.33	0.0472	0.0029	0.1058	0.0065	0.0163	0.0003	102.1	5.95	104.2	1.87
2011SG05-3.08	693	1044	0.66	0.0484	0.0037	0.1064	0.0065	0.0165	0.0003	102.6	5.97	105.4	1.76
2011SG05-3.09	184	598	0.31	0.0494	0.0028	0.1097	0.0065	0.0159	0.0003	105.7	5.96	101.8	1.76
2011SG05-3.10	149	467	0.32	0.0465	0.0036	0.1075	0.0085	0.0165	0.0003	103.7	7.77	105.5	2.12
2011SG05-3.11	145	503	0.29	0.0503	0.0032	0.1128	0.0070	0.0164	0.0003	108.5	6.41	105.2	1.67
2011SG05-3.12	157	564	0.28	0.0483	0.0034	0.1063	0.0069	0.0164	0.0003	102.5	6.37	105.1	2.16
2011SG05-3.13	350	778	0.45	0.0489	0.0033	0.1130	0.0077	0.0164	0.0003	108.7	6.99	105.2	1.81
2011SG05-3.14	220	614	0.36	0.0497	0.0031	0.1136	0.0071	0.0165	0.0003	109.3	6.52	105.6	1.61
2011SG05-3.15	149	480	0.31	0.0490	0.0039	0.1120	0.0094	0.0164	0.0003	107.8	8.61	105.0	1.88
2011SG05-3.16	213	659	0.32	0.0485	0.0033	0.1108	0.0084	0.0164	0.0003	106.7	7.68	104.9	2.14
2011SG05-3.17	201	625	0.32	0.0507	0.0028	0.1124	0.0060	0.0161	0.0003	108.1	5.50	102.9	1.70
2011SG05-3.18	328	1266	0.26	0.0468	0.0022	0.1066	0.0049	0.0165	0.0002	102.9	4.51	105.3	1.26
2011SG05-3.19	302	774	0.39	0.0463	0.0023	0.1047	0.0052	0.0164	0.0003	101.1	4.82	104.8	1.60
2011SG05-3.20	127	386	0.33	0.0487	0.0040	0.1133	0.0093	0.0166	0.0003	109.0	8.53	105.9	2.04
2011SG05-3.21	135	513	0.26	0.0500	0.0036	0.1132	0.0082	0.0164	0.0003	108.9	7.51	105.1	1.72
2011SG05-3.22	278	626	0.44	0.0476	0.0032	0.1056	0.0072	0.0165	0.0003	101.9	6.61	105.2	1.80
2011SG05-3.23	138	549	0.25	0.0470	0.0031	0.1066	0.0071	0.0165	0.0003	102.9	6.52	105.2	1.62
2011SG05-3.24	239	568	0.42	0.0491	0.0033	0.1129	0.0081	0.0165	0.0003	108.6	7.41	105.6	2.06
2011SG05-3.25	167	558	0.30	0.0478	0.0034	0.1072	0.0081	0.0165	0.0003	103.4	7.42	105.3	2.20
石背													
2011SG09-3.01	174	458	0.38	0.0496	0.0044	0.1110	0.0095	0.0164	0.0003	106.9	8.72	104.9	2.04
2011SG09-3.02	183	573	0.32	0.0476	0.0037	0.1062	0.0082	0.0163	0.0003	102.4	7.51	104.0	1.73
2011SG09-3.03	359	639	0.56	0.0475	0.0034	0.1105	0.0076	0.0171	0.0003	106.4	6.94	109.1	2.17
2011SG09-3.04	281	534	0.53	0.0503	0.0039	0.1110	0.0082	0.0164	0.0003	106.9	7.45	104.9	2.15
2011SG09-3.05	181	571	0.32	0.0504	0.0064	0.1088	0.0107	0.0163	0.0003	104.9	9.80	104.1	2.01
2011SG09-3.06	418	840	0.50	0.0479	0.0033	0.1096	0.0083	0.0161	0.0003	105.6	7.55	103.0	2.10
2011SG09-3.07	154	483	0.32	0.0473	0.0039	0.1082	0.0097	0.0162	0.0004	104.3	8.92	103.7	2.27
2011SG09-3.08	199	656	0.30	0.0489	0.0032	0.1107	0.0073	0.0164	0.0003	106.6	6.64	104.8	1.77
2011SG09-3.09	223	718	0.31	0.0502	0.0033	0.1104	0.0074	0.0162	0.0003	106.4	6.76	103.6	2.05
2011SG09-3.10	221	672	0.33	0.0484	0.0033	0.1098	0.0075	0.0163	0.0003	105.8	6.90	104.2	1.78
2011SG09-3.11	472	915	0.52	0.0478	0.0035	0.1099	0.0085	0.0160	0.0003	105.9	7.78	102.5	1.77
2011SG09-3.12	159	473	0.34	0.0495	0.0035	0.1111	0.0078	0.0163	0.0004	107.0	7.14	104.0	2.39
2011SG09-3.13	145	402	0.36	0.0477	0.0041	0.1087	0.0098	0.0163	0.0003	104.8	8.96	104.5	1.98
2011SG09-3.14	270	561	0.48	0.0495	0.0037	0.1108	0.0084	0.0162	0.0003	106.7	7.70	103.4	1.89
2011SG09-3.15	1165	1528	0.76	0.0491	0.0029	0.1117	0.0067	0.0162	0.0002	107.5	6.14	103.3	1.53
2011SG09-3.16	215	560	0.38	0.0500	0.0039	0.1140	0.0090	0.0163	0.0003	109.6	8.16	104.4	2.13
2011SG09-3.17	171	539	0.32	0.0494	0.0041	0.1102	0.0083	0.0164	0.0003	106.2	7.58	104.9	2.06
2011SG09-3.18	227	697	0.33	0.0480	0.0034	0.1117	0.0082	0.0163	0.0003	107.5	7.47	104.3	1.70
2011SG09-3.19	380	785	0.48	0.0463	0.0036	0.1074	0.0084	0.0166	0.0003	103.6	7.74	106.0	1.92
2011SG09-3.20	268	556	0.48	0.0490	0.0035	0.1115	0.0080	0.0165	0.0003	107.4	7.32	105.5	1.98
2011SG09-3.21	203	478	0.42	0.0483	0.0038	0.1104	0.0088	0.0162	0.0003	106.4	8.04	103.7	1.95
2011SG09-3.22	248	640	0.39	0.0487	0.0036	0.1089	0.0080	0.0162	0.0003	105.0	7.28	103.9	1.92
2011SG09-3.23	175	593	0.29	0.0486	0.0031	0.1103	0.0071	0.0163	0.0003	106.2	6.50	104.3	1.84
2011SG09-3.24	290	687	0.42	0.0468	0.0030	0.1060	0.0067	0.0165	0.0003	102.3	6.16	105.3	2.10
2011SG09-3.25	557	719	0.77	0.0461	0.0035	0.1048	0.0078	0.0163	0.0003	101.2	7.13	104.2	1.76

样品主量元素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, 分别采用 X 射线荧光光谱仪 Rigaku ZSX100e 和 Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000 ICP-MS

测定。主量元素分析误差为 1%~5%, 微量元素测定仪器的分析精度一般优于 5%, 详细的分析流程参见李献华等(2001)和刘颖等(1996)。分析结果见表 2。

表 2 石背和妙禅寺安山玢岩主量元素(%)和微量元素($\mu\text{g/g}$)分析结果
Table 2 Major (%) and trace ($\mu\text{g/g}$) element compositions of Shibe and Miaochansi andesitic porphyrite

样号	石背						妙禅寺	
	2011SG09-1	2011SG09-2	2011SG09-3	2011SG09-4	2011SG09-5	2011SG09-6	2011SG05-1	2011SG05-2
SiO ₂	63.07	63.36	62.37	63.36	62.86	62.81	63.07	62.02
TiO ₂	0.67	0.61	0.72	0.63	0.65	0.67	0.76	0.82
Al ₂ O ₃	15.10	15.02	15.35	15.07	15.18	15.20	16.04	16.04
FeO _T	6.20	5.78	6.54	5.94	6.31	6.27	5.61	6.05
MnO	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.10	0.14
MgO	4.04	3.89	4.20	3.96	3.94	4.09	2.45	2.65
CaO	5.26	5.36	5.10	5.23	5.26	5.26	5.75	6.21
Na ₂ O	2.19	2.52	2.23	2.31	2.37	2.24	2.66	2.59
K ₂ O	3.13	3.14	3.10	3.16	3.07	3.12	3.22	3.17
P ₂ O ₅	0.30	0.27	0.33	0.29	0.31	0.30	0.36	0.31
Total	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg [#]	60	61	60	61	59	60	50	51
Sc	18.3	18.6	18.4	18.1	19.7	18.2	14.1	15.3
V	132	128	126	126	137	128	106	113
Cr	161	150	152	151	165	154	46.6	46.3
Mn	388	355	384	368	401	379	780	856
Co	16.8	15.9	16.5	16.1	17.5	16.4	11.1	12.4
Ni	41.3	39.0	40.5	39.5	43.0	40.4	8.7	10.2
Cu	18.2	19.4	16.1	17.5	19.1	17.3	17.1	17.0
Zn	64.5	57.1	59.9	59.3	64.6	61.1	89.2	93.7
Ga	15.4	15.4	15.4	15.1	16.5	15.3	15.4	16.4
Ge	2.64	2.66	2.36	2.50	2.73	2.50	2.47	2.01
Rb	123	120	121	119	130	121	125	125
Sr	535	550	539	487	530	491	132	150
Y	15.2	14.5	15.3	14.6	16.0	15.0	17.4	17.9
Zr	132	132	135	122	133	130	144	153
Nb	7.58	7.77	7.32	7.27	7.93	7.41	7.32	7.70
Cs	8.99	9.60	8.70	8.91	9.71	8.86	17.0	16.4
Ba	583	580	567	558	609	568	679	661
La	24.6	25.0	24.3	24.8	26.1	24.0	29.1	27.1
Ce	46.2	51.4	45.5	47.2	51.4	47.4	56.4	53.3
Pr	5.80	6.04	5.81	5.76	6.28	5.79	6.71	6.41
Nd	22.0	23.1	22.5	22.1	24.0	22.1	25.0	23.9
Sm	4.01	4.09	4.03	4.04	4.23	3.91	4.50	4.44
Eu	1.11	1.12	1.14	1.10	1.20	1.12	1.14	1.09
Gd	3.25	3.16	3.31	3.18	3.46	3.24	3.64	3.80
Tb	0.50	0.51	0.52	0.50	0.54	0.51	0.57	0.59
Dy	2.86	2.87	2.88	2.81	3.07	2.85	3.29	3.40
Ho	0.59	0.60	0.61	0.59	0.64	0.60	0.68	0.70
Er	1.70	1.67	1.73	1.66	1.81	1.69	1.95	2.00
Tm	0.25	0.26	0.26	0.26	0.28	0.26	0.29	0.30
Yb	1.67	1.69	1.77	1.68	1.83	1.70	1.91	2.05
Lu	0.26	0.27	0.28	0.26	0.29	0.27	0.30	0.32
Hf	3.32	2.97	3.16	3.08	3.36	3.18	3.41	3.34
Ta	0.68	0.67	0.67	0.66	0.72	0.67	0.64	0.66
Pb	18.7	19.4	19.0	18.6	19.1	18.4	27.9	27.1
Th	9.66	10.81	9.08	9.65	10.52	9.46	9.89	9.65
U	2.56	2.73	2.36	2.50	2.72	2.54	2.37	2.36

续表 2:

样号	妙禅寺							
	2011SG05-3	2011SG05-4	2011SG05-5	2011SG05-6	2011SG05-7	2011SG05-8	2011SG05-9	2011SG05-10
SiO ₂	62.88	63.23	62.36	62.70	63.36	62.98	62.34	62.92
TiO ₂	0.62	0.55	0.79	0.63	0.59	0.62	0.74	0.61
Al ₂ O ₃	16.08	16.28	16.40	15.87	16.41	16.01	16.23	16.22
FeO _T	5.37	4.24	5.83	5.77	4.43	4.63	5.77	5.07
MnO	0.09	0.12	0.14	0.12	0.11	0.12	0.12	0.11
MgO	2.24	2.05	2.68	2.47	1.91	2.11	2.56	2.17
CaO	6.40	7.04	5.95	6.08	6.70	7.36	5.98	6.52
Na ₂ O	2.79	2.74	2.32	2.50	2.42	2.53	2.64	2.45
K ₂ O	3.25	3.52	3.19	3.58	3.81	3.38	3.32	3.68
P ₂ O ₅	0.28	0.23	0.33	0.27	0.26	0.27	0.30	0.26
Total	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg [#]	49	53	52	50	50	52	51	50
Sc	13.4	14.6	14.3	13.4	14.3	14.5	15.4	14.4
V	105	105	118	105	120	113	114	116
Cr	24.6	51.4	50.0	150	50.0	49.0	176	52.0
Mn	819	1011	806	788	896	875	791	838
Co	10.7	11.0	11.3	12.4	11.2	10.2	11.2	11.2
Ni	5.80	9.40	8.53	8.17	8.05	7.61	8.42	7.99
Cu	7.92	12.7	12.7	12.8	16.8	15.7	18.8	10.5
Zn	66.0	40.2	76.3	88.0	61.6	70.5	85.6	73.9
Ga	17.2	14.9	15.7	14.4	15.7	15.0	17.3	15.3
Ge	2.20	1.92	2.14	2.35	2.59	2.16	2.59	2.38
Rb	131	126	135	123	135	129	151	127
Sr	949	185	134	2151	139	1541	2221	149
Y	19.5	18.4	18.3	18.5	18.5	17.8	22.0	18.1
Zr	128	124	150	137	127	128	155	125
Nb	8.71	7.28	6.83	6.20	6.83	6.66	7.05	6.36
Cs	5.9	24.8	12.7	28.3	12.6	12.3	35.0	12.8
Ba	786	640	677	582	677	649	720	662
La	30.3	28.6	28.0	27.1	29.2	27.1	33.4	28.6
Ce	58.9	56.3	51.5	48.7	52.5	49.1	57.3	51.1
Pr	6.92	6.65	6.05	5.78	6.32	5.70	7.07	6.11
Nd	26.2	24.9	23.1	22.2	23.7	21.5	26.5	23.2
Sm	4.87	4.66	4.18	3.97	4.47	4.16	4.71	4.45
Eu	1.24	1.17	1.24	1.16	1.31	1.20	1.49	1.19
Gd	4.11	4.03	3.95	3.87	4.05	3.79	4.41	3.97
Tb	0.63	0.62	0.63	0.63	0.63	0.62	0.71	0.62
Dy	3.55	3.41	3.10	3.18	3.19	3.03	4.07	3.20
Ho	0.73	0.71	0.68	0.69	0.68	0.65	0.80	0.70
Er	2.13	1.97	1.99	2.12	2.06	1.90	2.26	2.06
Tm	0.31	0.30	0.29	0.30	0.30	0.28	0.36	0.29
Yb	2.13	1.90	1.87	1.90	1.91	1.83	2.03	1.87
Lu	0.33	0.30	0.28	0.28	0.27	0.28	0.29	0.25
Hf	3.68	3.07	3.70	3.37	3.37	3.54	4.17	3.24
Ta	0.74	0.66	0.67	0.63	0.70	0.70	0.80	0.70
Pb	23.3	30.6	27.6	26.9	28.4	27.0	29.1	27.8
Th	11.28	9.96	9.60	9.13	10.00	9.20	10.40	9.80
U	2.80	2.46	2.46	2.34	2.32	2.41	2.54	2.42

注:表中主量元素含量为扣除烧失量计算到100%后的相对含量。

3 测试结果

3.1 火山岩年代学

妙禅寺火山岩样品 2011SG05-3 中锆石颗粒均为透明的自形晶体, 呈柱状, CL 图像均显示典型的岩浆结晶韵律环带(图 3a)。锆石分析点的 Th、U 含量较高, 分别为 127~673 $\mu\text{g/g}$ 和 386~1266 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值为 0.25~0.66, 具有典型岩浆成因锆石特征。25 个测试点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 101.8~105.9 Ma,

加权平均年龄为 105.0 ± 0.7 Ma ($n=25$, MSWD=0.25) (图 3b), 代表妙禅寺火山岩的成岩或喷发年龄。

石背火山岩样品 2011SG09-3 中锆石的颜色、晶形与样品 2011SG05-3 类似, 呈无色, 柱状, CL 图像显示典型的岩浆结晶韵律环带(图 3c)。分析点的 Th、U 分别为 145~1165 $\mu\text{g/g}$ 和 401~1527 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值为 0.29~0.77, 具有岩浆成因锆石特征。25 个测试点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变化范围为 102.5~109.1 Ma, 加权平均年龄为 104.3 ± 0.8 Ma ($n=25$, MSWD=0.38) (图 3d), 代表石背火山岩的成岩年龄。

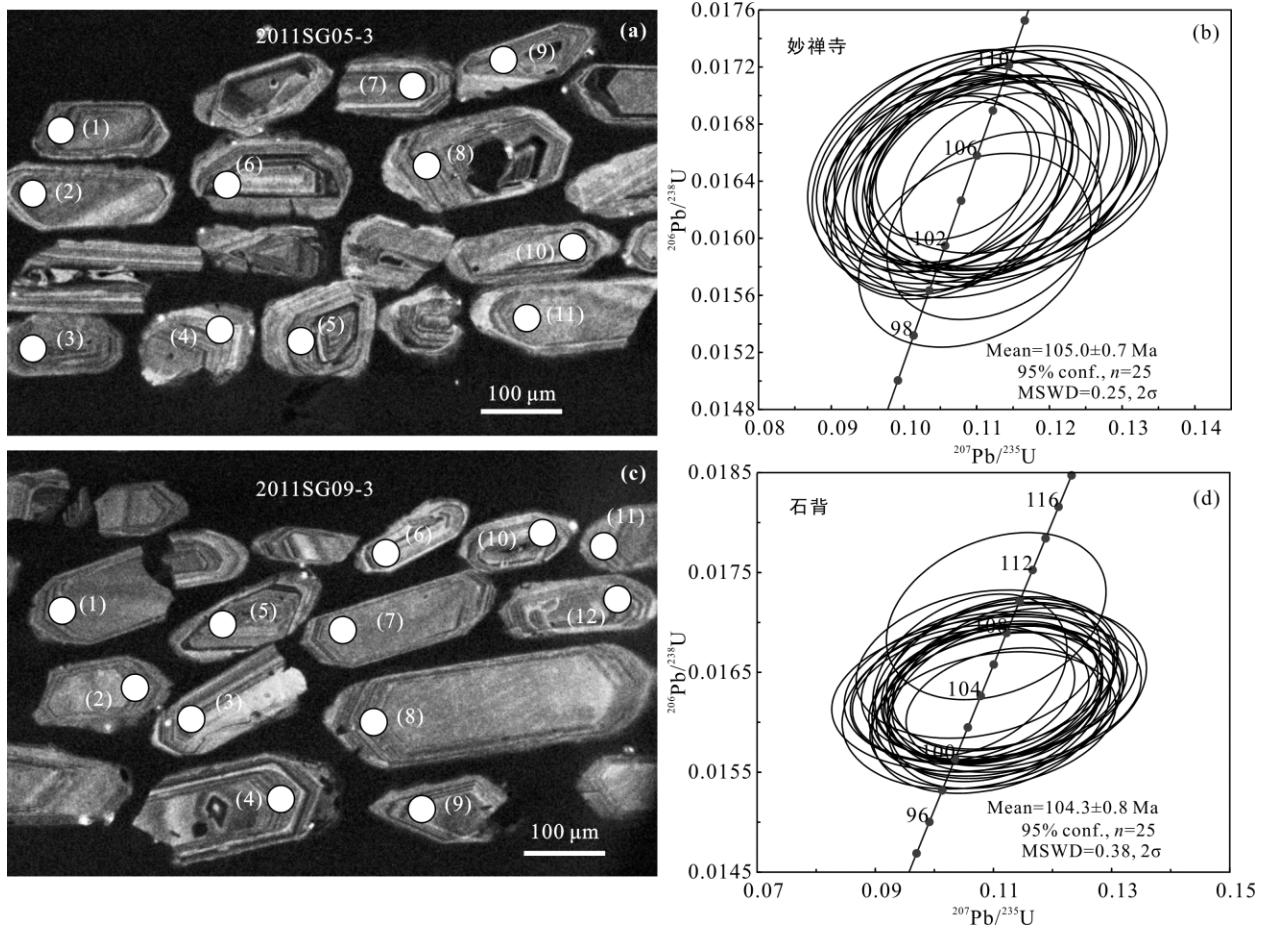


图 3 妙禅寺和石背火山岩代表性锆石阴极发光图像(a, c)及其锆石 U-Pb 年龄谐和图(b, d)

Fig.3 CL images (a, c) and U-Pb concordia diagrams (b, d) for zircons from the Miaochansi and Shibei volcanic rocks

3.2 火山岩地球化学特征

3.2.1 岩石分类

考虑到样品都有不同程度的蚀变, 蚀变过程中 K、Na 等碱金属元素较活泼, 用 TAS 图解判别岩石类型可能会产生偏差。因此, 我们选择一些在蚀变过程中不活泼的元素(Ti、Zr、Y、Nb)来判别岩石类型。在 Zr/TiO₂-Nb/Y 判别图上(图 4a), 所有样品均落入安山岩区域。在 Th-Co 图解中(图 4b), 所有样

品落入高钾钙碱性系列和橄榄粗玄岩系列。综合样品主量元素和微量元素特征, 以及岩相学显示的斑状结构, 该研究样品应为高钾钙碱性安山玢岩。

3.2.2 主量元素

16 件安山玢岩样品的 SiO₂ 含量为 62.02%~63.36%, Al₂O₃ 含量为 15.02%~16.41%, MgO 含量为 1.91%~4.20%, CaO 含量为 5.10%~7.36%, K₂O 含量为 3.07%~3.81%, Na₂O 含量为 2.19%~2.79%。Mg[#]

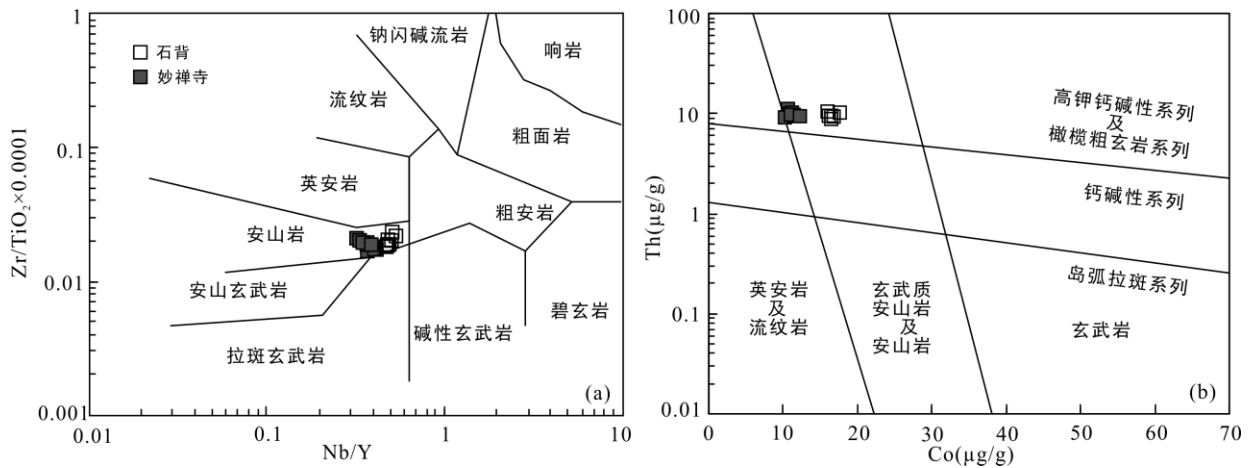


图 4 妙禅寺和石背火山岩岩石系列与岩石类型识别图解: (a) $Zr/TiO_2-Nb/Y$ 图解(据 Winchester and Floyd, 1977); (b) $Th-Co$ 图解(据 Hastie et al., 2007)

Fig.4 Plots of Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (a) and Th vs. Co (b) for the Miaochansi and Shibe volcanic rocks

为 49~61, 其中妙禅寺安山玢岩 $Mg^{\#}$ 介于 49~53, 石背安山玢岩 $Mg^{\#}$ 介于 59~61。样品铝饱和指数 A/CNK 为 0.76~0.94, 属准铝质岩石。主量元素- MgO 图解中(图 5), 石背与妙禅寺安山玢岩显示相似的相关关系, 即 SiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 、 K_2O 和 Na_2O 与 MgO 呈负相关关系, TiO_2 、 FeO_T 和 P_2O_5 与 MgO 呈正相关关系。

3.2.3 微量元素

妙禅寺和石背安山玢岩微量分析数据见表 2。两者微量元素含量具有较大差异, 详见图 6。与埃达克岩相比, 样品具有相对低的 Sr 含量、 Sr/Y 和 $(La/Yb)_N$ 比值及相对高的 Y 和 Yb 含量, 在 $Sr/Y-Y$ (图 7a)和 $(La/Yb)_N-Yb_N$ 图解(图 7b)中, 样品落入正常岛弧安山玢岩-英安岩-流纹岩区域。

样品稀土元素总量较低, $\sum REE=130\sim 167 \mu g/g$ 。在球粒陨石标准化稀土元素配分型式图解上(图 8a), 所有样品表现出一致的 LREE 富集的右倾配分模式, 轻重稀土分馏较弱 ($LREE/HREE=8.30\sim 9.93$, $(La/Yb)_N=9.50\sim 11.8$), 且均无明显 Eu 异常 ($\delta Eu=0.81\sim 1.0$)。在微量元素原始地幔标准化蛛网图解中(图 8b), 样品整体富集大离子亲石元素(LILE) Rb 、 K 、 Th 和 U , 亏损高场强元素(HFSE) Nb 、 Ta 、 Ti , 无 Zr 、 Hf 异常。此外, 石背安山玢岩和部分妙禅寺安山玢岩显示明显的 Sr 正异常, 而另一部分妙禅寺安山玢岩则显示明显的 Sr 负异常。

4 讨论

4.1 形成时代

妙禅寺安山玢岩曾被认为是灰色含砾砂岩, 归

为泥盆系; 而石背安山玢岩被归为晚白垩世南雄群 (K_2NX) (广东省地质局 761 队, 1961)。此次对两地火山岩开展的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年研究表明其形成时代分别为 105.0 ± 0.7 Ma 和 104.3 ± 0.8 Ma, 二者时代一致, 均属于早白垩世晚期。

早白垩世晚期 (105 ± 5 Ma) 是中国东南部重要的构造岩浆活化期(陈国达, 1956, 1959b), 特别是在东南沿海地区广泛形成了火山-花岗岩带(图 1b)(陈国达, 1977), 如福建的福州岩体(104 Ma)、丹阳岩体(103 Ma) (Martin et al., 1994)、古农岩体(101 Ma)(周珣若等, 1994); 浙江的梁弄岩体(101 Ma)、龙王堂岩体(110 Ma)、山头郑岩体(108 Ma) (陈江峰等, 1993)、大岙岩体(100 Ma) (王一先和赵振华, 1997); 福建永泰玄武岩-流纹岩双峰式火山岩(103 Ma) (徐夕生和谢昕, 2005); 江西广丰二渡关玄武质粗面安山玢岩(105 Ma) (徐夕生和谢昕, 2005); 赣南田新安山玢岩(102 Ma) (陈振宇等, 2012)等。在华南内陆, 白垩纪火山活动也有很多报道和记录: 李献华等(1997)曾报道了粤北存在白垩纪(105 Ma)基性岩脉; 舒良树等(2004)曾获得南雄盆地存在 96 Ma 橄榄玄武岩; 耿红燕等(2006)报道了粤西郁南地区存在白垩纪(约 100 Ma)火山-侵入岩浆活动。最近, 祝新友等(2013)在粤北凡口铅锌矿区内获得了隐伏的辉绿岩形成时代为 122~90 Ma。这些发现表明华南东部晚中生代早白垩世晚期大规模岩浆活化作用形成的火山-侵入岩带已经影响到南岭南缘, 粤北仁化丹霞山地区是一个重要的白垩纪岩浆活动地区。

4.2 岩石成因与源区特征

安山岩成因很复杂, 但其对理解陆壳生长有着

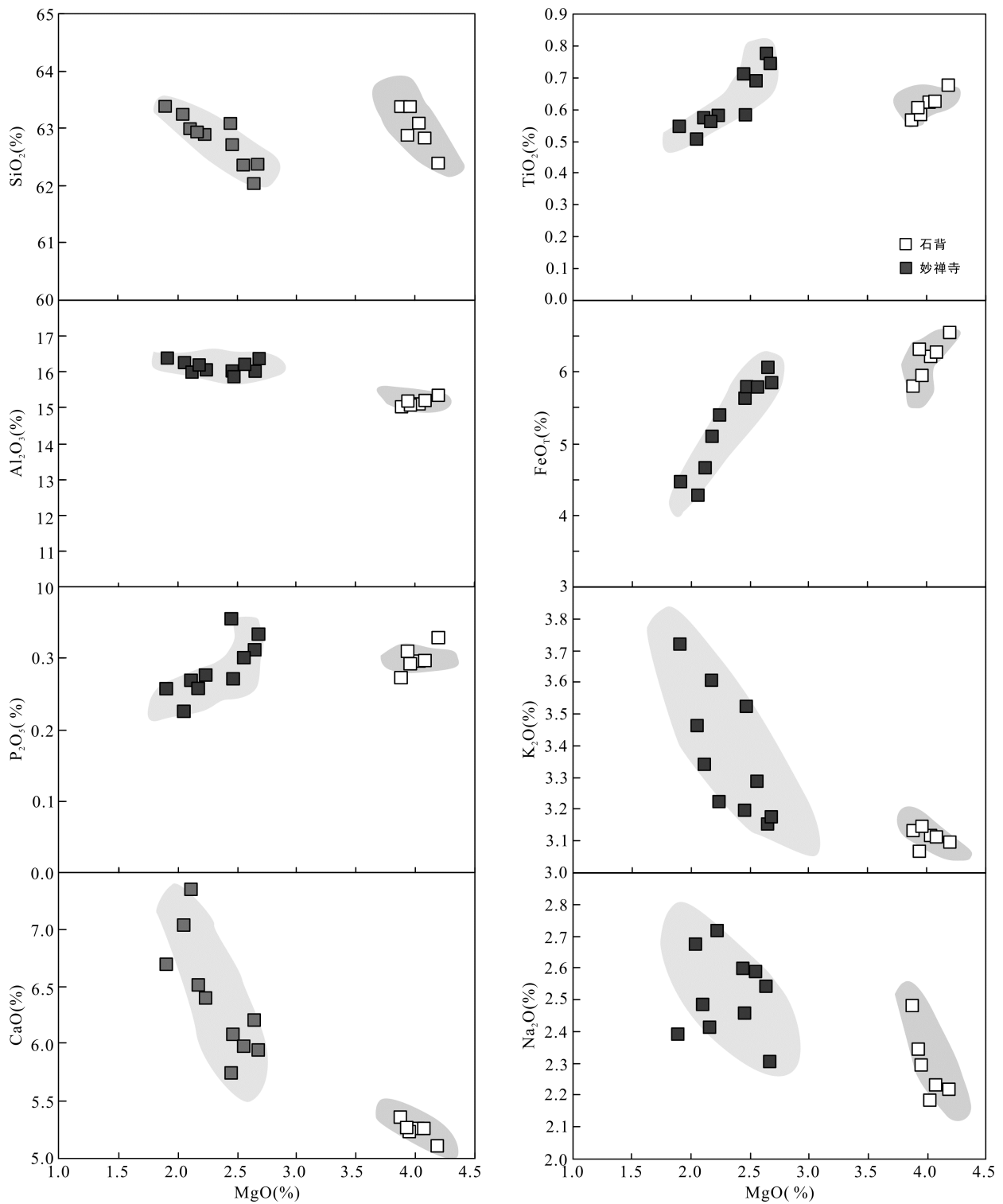


图 5 妙禅寺和石背安山玢岩主量元素-MgO 散点图

Fig.5 Major oxides vs. MgO diagrams for the andesitic porphyrite from Miaochansi and Shibei

重大意义(邢光福等, 2001; 谢昕等, 2003; Lee and Bachmann, 2014)。目前关于安山岩的成因有以下几种解释: (1)由酸性的英安-流纹质岩浆(或富硅的地壳物质)与基性的玄武质岩浆混合作用形成(Clynne, 1999; Dungan and Davidson, 2004; Reubi and Blundy,

2009; Streck et al., 2007); (2)由玄武质岩浆结晶分异形成(Gill, 1981; Graham and Cole, 1991; Jagoutz et al., 2009; Tiepolo et al., 2011; Dessimoz et al., 2012); (3)由玄武质洋壳/地壳(俯冲洋壳板片或玄武质下地壳)的部分熔融形成(Rapp et al., 1999, 2003; Yogodzinski

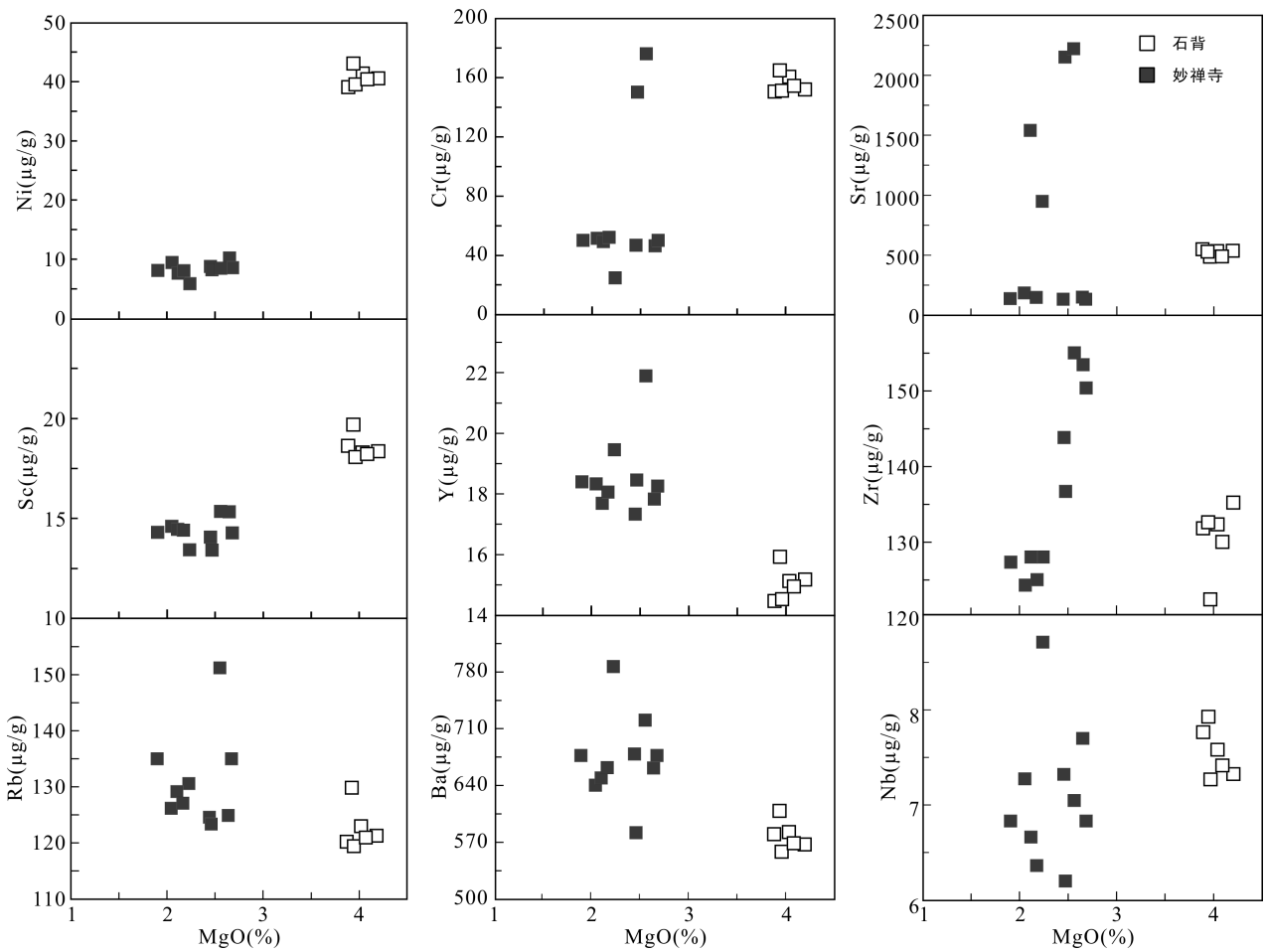


图 6 妙禅寺和石背安山玢岩微量元素-MgO 变化图解

Fig.6 Trace elements vs. MgO diagrams for the andesitic porphyrite from Miaochansi and Shibei

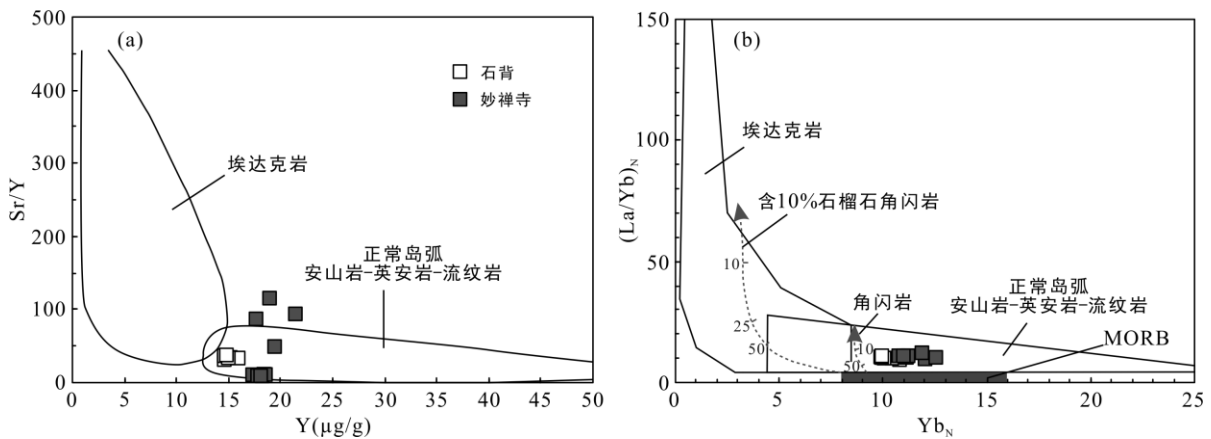


图 7 妙禅寺和石背安山玢岩 Sr/Y-Y (a)和(La/Yb)_N-Yb_N (b)图解(据 Defant and Drummond, 1990)

Fig.7 Sr/Y vs. Y (a), and (La/Yb)_N vs. Yb_N (b) diagrams for the andesitic porphyrite from Miaochansi and Shibei

et al., 2001); (4)水饱和情况下, 由地幔橄榄岩部分熔融形成(Kelemen, 1995; Kawamoto and Holloway, 1997; Carmichael, 2002; Grove et al., 2012)。

本文所研究的妙禅寺和石背安山玢岩样品均具有 LREE 富集的右倾配分模式(图 8a), 轻重稀土分

馏较弱 ((La/Yb)_N=9.50~11.8, Dy/Yb=1.09~1.34), 表明岩浆源区石榴石不稳定, 岩浆形成的深度较浅。两者 Eu 异常不明显(δEu=0.81~1.0), 指示岩浆源区可能有较高水含量, 抑制了斜长石的分离结晶(Grove and Baker, 1984); 或者指示岩浆源区可能有较高的

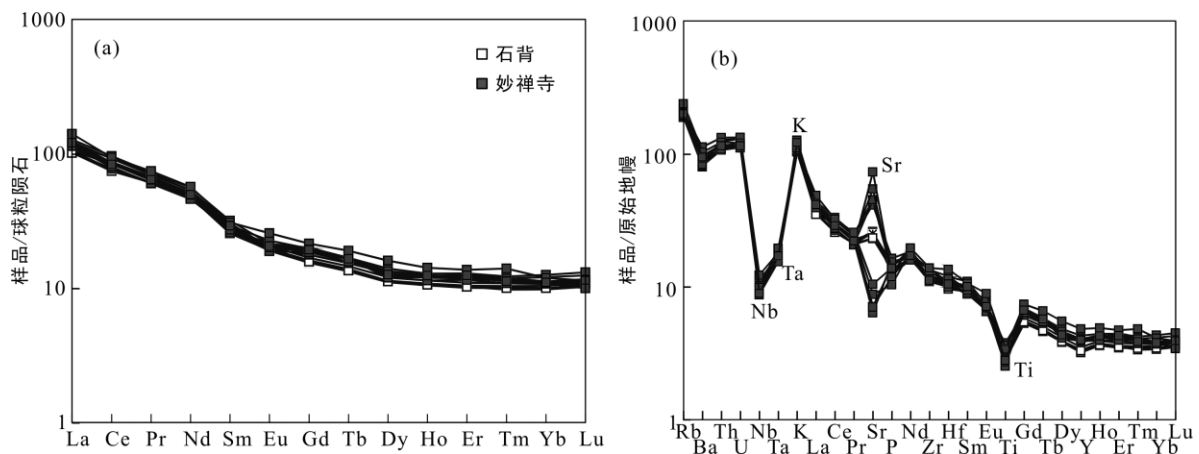


图8 妙禅寺和石背安山玢岩稀土元素配分型式(a)和微量元素蛛网图(b) (球粒陨石标准化值引自 Sun and McDonough, 1989; 原始地幔标准化值引自 McDonough and Sun, 1995)

Fig.8 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spidergram (b) for the andesitic porphyrite from Miaochansi and Shibe

氧逸度(Sun and Nesbitt, 1978; Crawford et al., 1989; Woodhead et al., 1998)。岩浆中 $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ 比值往往随氧逸度增加而升高, 高氧逸度情况下的 Eu 与其他 REE 在斜长石中分配系数一致, 这种情况下即使岩浆发生斜长石的分离结晶作用也不会形成明显的 Eu 负异常。而妙禅寺和石背安山玢岩显示明显 Sr 异常现象(图 8b), 暗示其可能为源区岩浆在高氧逸度环境下发生过斜长石结晶分异作用(形成于贫水的环境)的产物, 部分样品 Sr 正异常可能与地壳混染有关。

妙禅寺和石背安山玢岩 $\text{Mg}^\#$ 值较高, 介于 49~61(平均 54)。Atherton and Petford (1993)曾认为通过下地壳铁镁质岩石直接部分熔融形成的安山质岩浆由于未与地幔相互作用, 其 $\text{Mg}^\#$ 小于 45; Rapp and Wastson (1995)认为单纯的基性岩石部分熔融形成的岩浆 $\text{Mg}^\#$ 不会超过 45; Kelemen (1995)提出 $\text{Mg}^\# > 60$ 和 $\text{Ni} > 100 \mu\text{g/g}$ 的高镁安山质岩浆很可能与地幔橄榄石是平衡的, 代表了地幔熔体。显然, 妙禅寺和石背安山玢岩不可能单独由下地壳或基性岩石直接部分熔融产生, 而更可能是深部地幔橄榄岩部分熔融形成的产物。岩浆中 Cr、Ni 含量主要受控于橄榄石。妙禅寺和石背安山玢岩 Cr (24.6~176 $\mu\text{g/g}$, 平均 91.8 $\mu\text{g/g}$)、Ni (5.80~41.0 $\mu\text{g/g}$, 平均 20.4 $\mu\text{g/g}$) 含量均低于对应地幔原始岩浆值 ($\text{Cr} > 1000 \mu\text{g/g}$, $\text{Ni} > 400\sim 500 \mu\text{g/g}$, Wilson, 1989), 这表明形成仁化安山玢岩的地幔岩浆可能经历了橄榄石分离结晶作用, 但岩浆较高的 $\text{Mg}^\#$ 值表明橄榄石分离结晶作用并不强烈。样品的 P_2O_5 (0.23%~0.36%) 含量高于地幔直接熔融的岩浆 ($\text{P}_2\text{O}_5 < 0.2\%$, Lee and Bachmann, 2014)和

地壳 ($\text{P}_2\text{O}_5 < 0.1\%$, Rudnick and Gao, 2003), 也说明幔源岩浆曾经历过不包含磷灰石的结晶分异作用, 从而提高了岩浆中 P_2O_5 的含量。

石背安山玢岩具有较妙禅寺安山玢岩更高的 MgO 、 FeO_T 、Cr 和 Ni 含量, 更低的 CaO 、 Al_2O_3 、 K_2O 、 Na_2O 、Rb 和 Ba 含量, 且主、微量元素含量变化范围更小, 表明两者的岩浆演化过程可能存在差异。从 $\text{La}/\text{Sm}-\text{La}/\text{Nb}$ 图解(图 9)可以看出, 妙禅寺安山玢岩可能较石背安山玢岩经历了更高层次的地壳混染。妙禅寺和石背安山玢岩微量元素特征一致, 均具有大离子亲石元素(LILE) K、Rb、U、Th 等富集, 高场强元素(HFSE) Nb、Ta 和 Ti 亏损的特征(图 8b), 与岛弧和陆壳岩石的微量元素特征相似。但是, 具有类似岛弧微量元素特征的岩浆并不一定产于岛弧环境, 也可能由其他原因所致, 如地壳混染、岩浆混合、古老岛弧物质的活化或者受改造地幔的熔融(Wang et al., 2010)。由于岛弧岩浆过程中 Th 的活动性小于 U (Hawkesworth et al., 1997), 岛弧岩浆 Th/U 比值介于 1.5~2.5 (Becker et al., 1999)。妙禅寺和石背安山玢岩 $\text{Th}/\text{U}=3.72\sim 4.31$, 明显大于岛弧岩浆 Th/U 比值, 暗示二者可能并非形成于岛弧环境。其 Zr 含量(122~155 $\mu\text{g/g}$)和 Zr/Y 比值(6.56~9.10), 均指示板内岩浆源区特征(Pearce and Norry, 1979); 结合其他地球化学特征如样品的 $\text{La}/\text{Nb} > 3$, $\text{Nb}/\text{La} < 0.31$, $(\text{Th}/\text{Nb})_N > 10$ 等, 表明仁化安山玢岩源区应为有地壳物质加入的大陆板内玄武质岩浆(Saunders et al., 1992; Kieffer et al., 2004)。结合前人在该区域发现同时期的基性岩脉(李献华等, 1997), 妙禅寺和石背安山玢岩可能为陆内拉张环境下的产物。

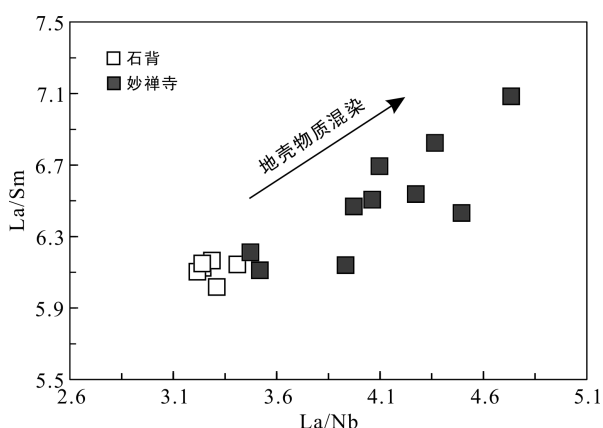


图 9 妙禅寺和石背安山玢岩 La/Sm-La/Nb 图解

Fig.9 La/Sm vs. La/Nb diagram for the andesitic porphyrite from Miaochansi and Shibei

因此,我们认为仁化安山玢岩母岩浆是陆内拉张环境下由岩石圈地幔部分熔融产生。岩浆经历一定程度结晶分异作用,并在上升或侵位过程中遭受不同程度地壳混染后最终形成安山质岩浆喷出地表。

4.3 构造背景

关于华南中生代岩浆作用及其活动的大地构造背景,长期以来都是研究热点和争议焦点。陈国达(1956, 1959b)曾提出了地幔蠕动热能聚散交替所引起的地台区构造活化假说;郭令智等(1983)提出西太平洋中、新生代沟-弧-盆复合体系的观点。此后, Jahn et al. (1986)和 Lapierre et al. (1997)认为中国东部晚侏罗世-早白垩世岩浆活动与太平洋板块的西向俯冲有关,晚白垩世开始转为陆内拉伸裂陷活动。邓晋福和赵国春(2000)认为,中国东部燕山期火山岩是岩石圈拆沉与大洋俯冲的联合作用所致。而董树文等(2000)认为约在 160~150 Ma 前后,亚洲东部岩石圈发生巨量减薄,导致软流圈地幔侧向上涌补偿,致使太平洋板块、西伯利亚板块和印度洋板块向东亚大陆汇聚,晚侏罗世-早白垩世出现了太平洋板块的西向俯冲。周新民和李武显(2000)则提出了岩石圈消减和玄武岩底侵相结合的燕山晚期火成岩成因模式。Li and Li (2007)认为早侏罗世(大约 190 Ma),造山作用结束,俯冲板片开始断离,出现 A 型花岗岩,此后,中侏罗世(180~150 Ma)断离板片拆沉,俯冲板片后撤或高角度俯冲,在华东形成碱性玄武岩、双峰式火山岩和 A 型或 I 型花岗岩。上述观点不尽相同,但基本上都同意中国东部自晚中生代开始发生了重大的岩浆作用与构造体制的变化,这些变化与太平洋板块向西俯冲的速率和俯冲角度以及板块的拆沉等有关(Engebretson et al., 1985; Maruyama

and Seno, 1986; Zhou and Li, 2000),由此造成岩浆活动带总体上从内陆向沿海方向的迁移,即侏罗纪花岗岩类主要分布于武夷山以西的内陆地区,白垩纪火山-侵入岩主要分布于浙闽沿海地区。这些沿海的白垩纪火山-侵入岩构成了华南受太平洋构造域影响发生大规模岩浆作用的主旋律,它们形成于弧后拉张的构造环境,蕴含了丰富的壳幔相互作用信息(徐夕生和谢昕, 2005; 耿红燕等, 2006)。

粤北地区虽远离太平洋板块向欧亚大陆板块的俯冲带,但晚中生代以来该地区的岩石圈动力学演化明显地受控于这两大板块的相互作用(李献华等, 1997; 耿红燕等, 2006; 董传万和彭亚鸣, 1994; Wang et al., 2013)。无论浙江青田 109 Ma 的 A 型花岗岩(董传万和彭亚鸣, 1994),还是赣南-粤北的长塘、仁居、寻乌盆地 105~96 Ma 双峰式火山岩(巫建华等, 2012)的出露,都充分说明粤北在早白垩世晚期已处于岩石圈的伸展环境。这些证据表明,在包括粤北凡口和南岭在内的中国东南部广大地区,早白垩世晚期约 100 Ma 是一次重要的岩石圈拉张时代。

5 结 论

(1) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年结果表明,粤北仁化妙禅寺和石背安山玢岩形成时代分别为 105.0 ± 0.7 Ma 和 104.3 ± 0.8 Ma, 指示粤北地区存在早白垩世晚期的强烈岩浆活化作用。

(2) 粤北仁化早白垩世晚期安山玢岩为高钾钙碱性岩石,与浙闽沿海的晚中生代火山岩类似,明显富集轻稀土(LREE)和大离子亲石元素(Rb、K、Th、U),亏损高场强元素(Nb、Ta、Ti),具有类似岛弧和大陆地壳岩石的地球化学特征。微量元素特征指示其母岩浆应是由陆内拉张环境下的岩石圈地幔部分熔融产生,经历一定结晶分异作用,并在上升或侵位过程中遭受不同程度地壳混染,最终形成安山质岩浆喷出地表。

(3) 粤北地区早白垩世晚期火山岩形成于岩石圈伸展构造背景,是太平洋板块向欧亚板块俯冲后缘的拉张环境下形成的产物。粤北地区出现早白垩世中性火山岩,表明晚中生代火山岩不只局限在东南沿海地区。

致谢:感谢匿名审稿专家对本文提出的意见和建议。本研究工作得到了中金岭南有色金属股份有限公司凡口铅锌矿姚曙、颜克俊、宋亮明、刘武生、

陈尚周、罗文生等高级工程师和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曾文、涂湘林、刘颖、胡光黔以及马金龙等老师的支持和帮助,在此表示衷心的感谢。

谨以此文纪念我们最尊敬的导师、著名地质学家陈国达院士诞辰102周年!

参考文献(References):

- 陈国达. 1940. 崇仁-宜黄间地质矿产. 江西省地质调查所汇刊, 第4号: 71-128.
- 陈国达. 1956. 中国地台“活化区”的实例并兼论“华夏古陆”问题. 地质学报, 36(3): 239-272.
- 陈国达. 1959a. 地壳的第三基本构造单元——地洼区. 科学通报, 4(3): 94-95.
- 陈国达. 1959b. 地壳动“定”转化递进说——论地壳发展的一般规律. 地质学报, 39(3): 227-241.
- 陈国达. 1977. 1:400万中国大地构造图. 北京: 地图出版社.
- 陈国达. 1996. 地洼学说——活化构造及成矿理论体系概论. 长沙: 中南工业大学出版社: 1-455.
- 陈国达. 1998. 亚洲陆海壳体大地构造. 长沙: 湖南教育出版社: 1-322.
- 陈江峰, Foland K A, 刘义茂. 1993. 苏州复式花岗岩体的精确 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年. 岩石学报, 9(1): 77-85.
- 陈振宇, 王登红, 陈郑辉, 侯可军, 赵正. 2012. 赣南兴国田新白垩纪火山岩的锆石U-Pb定年及其构造背景. 岩矿测试, 31: 543-548.
- 邓晋福, 赵国春. 2000. 中国东部燕山期火成岩构造组合与造山-深部过程. 地质论评, 46(1): 41-48.
- 董传万, 彭亚鸣. 1994. 浙江青田地区火山-侵入杂岩的地球化学特征及其板块构造背景. 浙江大学学报: 自然科学版, 28(5): 540-548.
- 董树文, 吴锡浩, 吴珍汉, 邓晋福, 高锐, 王成善. 2000. 论东亚大陆的构造翘变. 地质论评, 46(1): 8-13.
- 福建省地质矿产局. 1985. 福建省区域地质志. 北京: 地质出版社: 1-671.
- 耿红燕, 徐夕生, O'Reilly S Y, 赵明, 孙涛. 2006. 粤西白垩纪火山-侵入岩浆活动及其地质意义. 中国科学(D辑), 36(7): 601-617.
- 广东省地质局761队. 1961. 广东省韶关地区1:20万地质图说明书: 1-81.
- 广东省地质矿产局. 1988. 广东省区域地质志. 北京: 地质出版社: 1-941.
- 郭令智, 施央申, 马瑞士. 1983. 西太平洋中、新生代活动大陆边缘和岛弧构造的形成及演化. 地质学报, 57(1): 11-21.
- 黄海玲, 郑家仪. 2001. 吴川-四会断裂带的运动学特征研究. 铀矿地质, 17(1): 34-43.
- 李献华, 胡瑞忠, 饶冰. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学, 26(2): 14-31.
- 李献华, 周汉文, 刘颖, 李寄岷, 陈正宏, 于津生, 桂训唐. 2001. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: II. 微量元素和Sr-Nd同位素地球化学. 地球化学, 30(1): 57-65.
- 梁新权, 温淑女. 2009. 广东凡口铅锌矿床的走滑构造及成矿模式. 大地构造与成矿学, 33(4): 556-566.
- 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.
- 舒良树, 邓平, 王彬, 谭正中, 余心起, 孙岩. 2004. 南雄-诸广地区晚中生代盆山演化的岩石化学、运动学与年代学制约. 中国科学(D辑), 34(1): 1-13.
- 王一先, 赵振华. 1997. 浙江花岗岩类地球化学与地壳演化: 显生宙花岗岩类. 地球化学, 26(5): 1-15.
- 巫建华, 徐勋胜, 刘帅. 2012. 赣南-粤北地区晚白垩世早期长英质火山岩SHRIMP锆石U-Pb年龄及其地质意义. 地质通报, 31(8): 1296-1305.
- 吴根耀. 2006. 白垩纪: 中国及邻区板块构造演化的一个重要变换期. 中国地质, 33(1): 64-77.
- 谢昕, 徐夕生, 邢光福, 邹海波. 2003. 浙东早白垩世火山岩组合的地球化学及其成因研究. 岩石学报, 19(3): 385-398.
- 邢光福, 汪庆华, 陶奎元. 2001. 东南沿海中生代安山玢岩的地质意义. 火山地质与矿产, 22(1): 157-162.
- 徐夕生, 谢昕. 2005. 中国东南部晚中生代-新生代玄武岩与壳幔作用. 高校地质学报, 11(3): 318-334.
- 余达淦, 叶发旺, 王勇. 2001. 江西广丰早白垩世中晚期盆地火山-侵入杂岩活动序列确认及地质意义. 大地构造与成矿学, 25(3): 271-276.
- 俞云文, 周泰禧, 陈江峰. 1993. 浙江玄坛地早白垩世晚期双峰式火山岩特征及其成因. 南京大学学报: 地球科学版, 5(4): 420-429.
- 翟丽娜, 蔡锦辉, 刘慎波. 2009. 广东凡口铅锌矿床成矿地质特征及资源预测. 华南地质与矿产, (2): 37-51.
- 张利民. 1991. 从信江盆地新资料论侏罗-白垩系的界线. 地质论评, 37(4): 300-318.
- 浙江省地质矿产局. 1988. 浙江省区域地质志. 北京: 地质出版社: 1-440.
- 周新民, 李武显. 2000. 中国东南部晚中生代火成岩成因: 岩石圈消减和玄武岩底侵相结合的模式. 自然科学进展, 10(3): 240-247.
- 周珣若, 吴克隆, 严炳铨. 1994. 漳州I-A型花岗岩. 北京: 科学出版社: 8-117.

- 祝新友, 王京彬, 刘慎波, 王艳丽, 韩英, 甄世民, 郭宁宁. 2013. 广东凡口MVT铅锌矿床成矿年代——来自辉绿岩锆石 SHRIMP 定年证据. *地质学报*, 87(2): 167–177.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 192: 59–79.
- Atherton M P and Petford N. 1993. Generation of sodium rich magmas from newly under plated basaltic crust. *Nature*, 362: 144–146.
- Becker H, Wenzel T and Volker F. 1999. Geochemistry of glimmerite veins in peridotites from lower Austria—implications for the origin of K-rich magmas in collision zones. *Journal of Petrology*, 40(2): 315–338.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, Aleinikoff J N, Davis D W, Korsch R J and Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200(1–2): 155–170.
- Carmichael I S. 2002. The andesite aqueduct: Perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105–99°W) Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(6): 641–663.
- Clynne M A. 1999. A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology*, 40(1): 105–132.
- Crawford A J, Falloon T J and Green D H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Crawford A J. *Boninites*. London: Unwin Hyman: 2–49.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665.
- Dessimoz M, Müntener O and Ulmer P. 2012. A case for hornblende dominated fractionation of arc magmas: The Chelan Complex (Washington Cascades). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(4): 567–589.
- Dungan M A and Davidson J. 2004. Partial assimilative recycling of the mafic plutonic roots of arc volcanoes: An example from the Chilean Andes. *Geology*, 32(9): 773–776.
- Engelbreton D C, Cox A and Gordon R G. 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geological Society of America Special Paper*, 206: 1–60.
- Gill J B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonic*. New York: Springer-Verlag Berlin: 390.
- Graham I J and Cole J W. 1991. Petrogenesis of andesites and dacites of White Island volcano, Bay of Plenty, New Zealand, in the light of new geochemical and isotopic data. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 34: 303–315.
- Grove T L, Till C B and Krawczynski M J. 2012. The role of H_2O in subduction zone magmatism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40: 413–439.
- Grove T L and Baker M B. 1984. Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B5): 3253–3274.
- Hastie A R, Kerr A C, Pearce J A and Mitchell S F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341–2357.
- Hawkesworth C J, Turner S P, McDermott F, Peate D W and Van Calsteren P. 1997. U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276(5312): 551–555.
- Jahn B M, Martineu F, Peucat J and Cornichet J. 1986. Geochronology of the Tananao schist complexes, Taiwan, and its regional tectonics significance. *Tectonophysics*, 125: 145–160.
- Jagoutz O E, Burg J P, Hussain S, Dawood H, Pettke T, Iizuka T and Maruyama S. 2009. Construction of the granitoid crust of an island arc part I: Geochronological and geochemical constraints from the plutonic Kohistan (NW Pakistan). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(6): 739–755.
- Kawamoto T and Holloway J R. 1997. Melting temperature and partial melt chemistry of H_2O -saturated mantle peridotite to 11 gigapascals. *Science*, 276(5310): 240–243.
- Kelemen P B. 1995. Genesis of high Mg-number andesites and the continental-crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120: 1–19.
- Kieffer B, Arndt N, Lapierre H, Bastien F, Bosch D, Pecher A, Yirgu G, Ayalew D, Weis D and Jerram D A. 2004. Flood and shield basalts from Ethiopia: Magmas from the African superswell. *Journal of Petrology*, 45(4): 793–834.
- Lapierre H, Jahn B M, Charvet J and Yu Y W. 1997. Mesozoic felsic arc magmatism and continental olivine tholeiites in Zhejiang Province and their relationship with tectonic activity in SE China. *Tectonophysics*, 274:

- 321–338.
- Lee C T A and Bachmann O. 2014. How important is the role of crystal fractionation in making intermediate magmas? Insights from Zr and P systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 393: 266–274.
- Li Z X and Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and post-orogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35(2): 179–182.
- Liu Y, Gao S, Hu Z, Gao C, Zong K and Wang D. 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. *Journal of Petrology*, 51(1–2): 537–571.
- Ludwig K R. 2003. User's manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel.
- Martin H, Bonin B, Capdevila R, Jahn B M, Lameyre J and Wang Y. 1994. The Kuiu peralkaline granitic complex (SE China): Petrology and geochemistry. *Journal of Petrology*, 35(4): 983–1015.
- Maruyama S and Seno T. 1986. Orogeny and relative plate motions: Example of Japanese islands. *Tectonophysics*, 127: 305–329.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.
- Pearce J A and Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1): 33–47.
- Rapp R P, Shimizu N and Norman M D. 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, 425(6958): 605–609.
- Rapp R P, Shimizu N, Norman M D and Applegate G S. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160(4): 335–356.
- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36: 891–931.
- Reubi O and Blundy J. 2009. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature*, 461: 1269–1273.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry* (Volume 3), 3: 1–64.
- Saunders A D, Storey M, Kent R W and Norry M J. 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. *Geological Society, London, Special Publications*, 68(1): 41–60.
- Streck M J, Leeman W P and Chesley J. 2007. High-magnesian andesite from Mount Shasta: A product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt. *Geology*, 35: 351–354.
- 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: 313–345.
- Sun S S and Nesbitt R W. 1978. Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. *Geology*, 6(11): 689–693.
- Tiepolo M, Tribuzio R and Langone A. 2011. High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: Evidence from Adamello Hornblendites (Central Alps, Italy). *Journal of Petrology*, 52: 1011–1045.
- Wang X L, Jiang S Y and Dai B Z. 2010. Melting of enriched Archean subcontinental lithospheric mantle: Evidence from the ca. 1760 Ma volcanic rocks of the Xiong'er Group, southern margin of the North China Craton. *Precambrian Research*, 182(3): 204–216.
- Wang Y J, Fan W M, Zhang G W and Zhang Y H. 2013. Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key observations and controversies. *Gondwana Research*, 23(4): 1273–1305.
- Wilson B M. 1989. Igneous petrogenesis. London: Unwin Hyman: 1–466.
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20: 325–343.
- Woodhead J D, Eggins S M and Johnson R W. 1998. Magma genesis in the New Britain island arc: Further insights into melting and mass transfer processes. *Journal of Petrology*, 39(9): 1641–1668.
- Yogodzinski G M, Lees J M, Churikova T G, Dorendorf F, Wöerner G and Volynets O N. 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, 409(6819): 500–504.
- Yuan H L, Gao S, Liu X M, Gunther D and Wu F Y. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of

- zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(3): 353–370.
- Yuan H L, Wu F Y, Gao S, Liu X M, Xu P and Sun D Y. 2003. Determination of U-Pb age and rare earth element concentrations of zircons from Cenozoic intrusions in northeastern China by laser ablation ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 48(22): 2411–2421.
- 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: 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 Petrogenesis of Cretaceous Andesitic Porphyrite from Renhua Area, Northern Guangdong, SE China

JIANG Ying^{1,2}, LIANG Xinquan¹, LIANG Xirong¹, ZHOU Yun^{1,2}, WEN Shunv^{1,2},
FU Jiangan^{1,2} and WANG Ce^{1,2}

(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)

Abstract: The Renhua andesitic porphyrite is exposed in the Danxia volcanic basin in the northern Guangdong, southeast of the Hunan-Guangxi Diwa series in South China. Volcanic rocks from Shibei and Miaochansi in the Renhua area have been dated to be 104.3 ± 0.8 Ma and 105.0 ± 0.7 Ma, respectively, using the method of LA-ICP-MS zircon U-Pb, which suggests that the Renhua andesitic porphyrites were formed in Early Cretaceous. The Shibei and Miaochansi andesitic porphyrites are of porphyritic texture, within which the phenocrysts are dominated by plagioclase and amphibole or pyroxene. They have K_2O of 3.07%~3.81% and $Mg^\#$ values of 49~61, with compositions similar to those of high-K calc-alkaline volcanic rocks. The rocks are enriched in large ion lithophile elements (LILEs, Rb, K, Th, U) and light rare earth elements (LREEs), and depleted in high field strength elements (HFSEs, Nb, Ta, Ti). The ratios of Zr/Y (6.56~9.10), Th/U (3.72~4.31), La/Nb (>3), Nb/La (<0.31) and $(Th/Nb)_N$ (>10) of the rocks indicate that they are probably derived from intraplate mafic magma with the contamination of crust materials. Combined with the previous studies in this area, we conclude that the andesitic porphyrites in the Renhua area may have formed by partial melting of the lithospheric mantle in an intraplate extensional tectonic setting and subsequently experienced crystallization differentiation and crust contamination during the magma ascent and emplacement. Formation of the volcanic rocks was triggered by the subduction of the Pacific plate under the Eurasian plate during the late Early Cretaceous.

Keywords: Renhua area; andesitic porphyrite; zircon U-Pb geochronology; geochemistry characteristics; lithosphere extension; Early Cretaceous