

浙江遂昌柘岱口地区酸性碎斑熔岩地质特征及成因

张 岩,马宏杰,樊永成,齐岩辛

(浙江省地质调查院,杭州 311203)

摘要: 通过野外地质调查及室内综合研究,进一步阐明浙江遂昌柘岱口地区碎斑熔岩地质特征及成因。宏观上划分了碎斑熔岩相带,查明了碎斑熔岩时空分布及与围岩的接触关系;微观上通过岩石地球化学、同位素年代学及锆石饱和温度计算等方法研究该碎斑熔岩。研究区碎斑熔岩受控于柘岱口—湖山 NE 向大型火山构造洼地复活型破火山,具有侵出一溢流特点,为复合穹丘状地质体。岩浆演化在时空上具有连续性,具有分异岩浆“溢流—侵出一侵入”过程。岩石具有典型的连续不等粒碎斑结构和珠边结构,富碱, K_2O+Na_2O 为 8.54%~9.25%, A/CNK 为 0.88~1.04,为准铝质钾玄岩系列,富集 Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素和 Rb、Sr、Ba、Th 等大离子亲石元素。岩石成岩温度为 803 ℃~884 ℃,具有高温浅成特点。全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 123 Ma,为早白垩世中期九里坪期岩浆活动的产物,是壳—幔混合 I 型碎斑熔岩,属于活动大陆边缘靠板内的构造环境。

关键词: 成因模式;岩性岩相特征;酸性碎斑熔岩;遂昌柘岱口地区;浙江

中图分类号: P581

文献标识码: A

文章编号: 2096-1871(2017)01-001-11

碎斑熔岩是中国东南沿海浙闽地区中生代火山岩系中成因较特殊的一种岩石类型,伴随着中生代大规模火山岩浆活动,与火山碎屑流相、喷溢相、潜火山相等岩类共生产出,其野外岩性特征不易被识别,在地质填图工作中难以区分,这对火山地层归属、火山构造识别等不利。以往野外调查时因碎斑熔岩富含“碎斑”,与火山碎屑岩类晶屑组合不易区别,早期遂昌柘岱口地区碎斑熔岩均归入高坞组火山岩地层。20 世纪 90 年代后期,通过 1:50 000 王村口幅区域地质填图^①,发现其与各地质单元之间在时空上明显不协调,与相邻地质单元呈侵入或覆盖关系,说明此类地质体具有侵出一溢流属性。目前,对碎斑熔岩岩石学特征、岩石地球化学特征、成因与演化过程及构造环境等研究存在不足。本文以岩性岩相剖面研究为主,从岩相岩石学入手,对各相带岩石样品资料进行综合分析,旨在解决碎斑熔岩内在变化规律及其与中央侵入体的关系,进一步阐述柘岱口地区碎斑熔岩岩石类型、岩石系列、成岩温度、时代及成因,探讨其大地构造环境。

1 区域地质特征

遂昌柘岱口地区酸性碎斑熔岩分布在遂昌柘岱口—湖山 NE 向大型火山构造洼地内西南段,双溪口—柘岱口复活破火山内。早白垩世晚期表现为拉张伸展,火山构造洼地转为“S”型,区域上形成永康期湖山陆相盆地构造,以河湖相沉积为主,伴随火山喷发堆积、基性熔岩喷溢和岩浆侵入,盆地晚期形成火山热液型充填大型湖山萤石矿田。在此地质背景下,柘岱口碎斑熔岩形成于早白垩世早期“V”型火山构造洼地末九里坪期。

2 碎斑熔岩地质及岩性岩相特征

2.1 碎斑熔岩地质特征

柘岱口地区碎斑熔岩产于磨石山期“V”型火山构造洼地第二火山活动旋回末期形成的双溪口—柘岱口复活破火山内,出露面积约 160 m²(图 1)。破火山经历了大爽期、高坞期和西山头期大规模火

* 收稿日期:2016-05-11 修订日期:2016-07-18 责任编辑:谭桂丽

基金项目:中国地质调查局项目“1:25 万衢州市幅(H50C003004)区域地质调查(项目编号:1212010011604、1212011120872、121201122549)”资助。

第一作者简介:张岩,1961 年生,男,高级工程师,从事区域地质调查、地质遗迹调查与评价研究。

山爆发和岩浆喷溢阶段,西山头期末塌陷阶段,茶湾期破火山口内沉积阶段和九里坪期喷发复活阶段。茶湾期在火山口内堆积一套厚约 235 m 河

相沉积岩,伴随少量火山碎屑岩堆积。九里坪期破火山复活,岩浆活动为大规模的侵入溢流及岩浆侵入,碎斑熔岩是破火山复活阶段的产物。

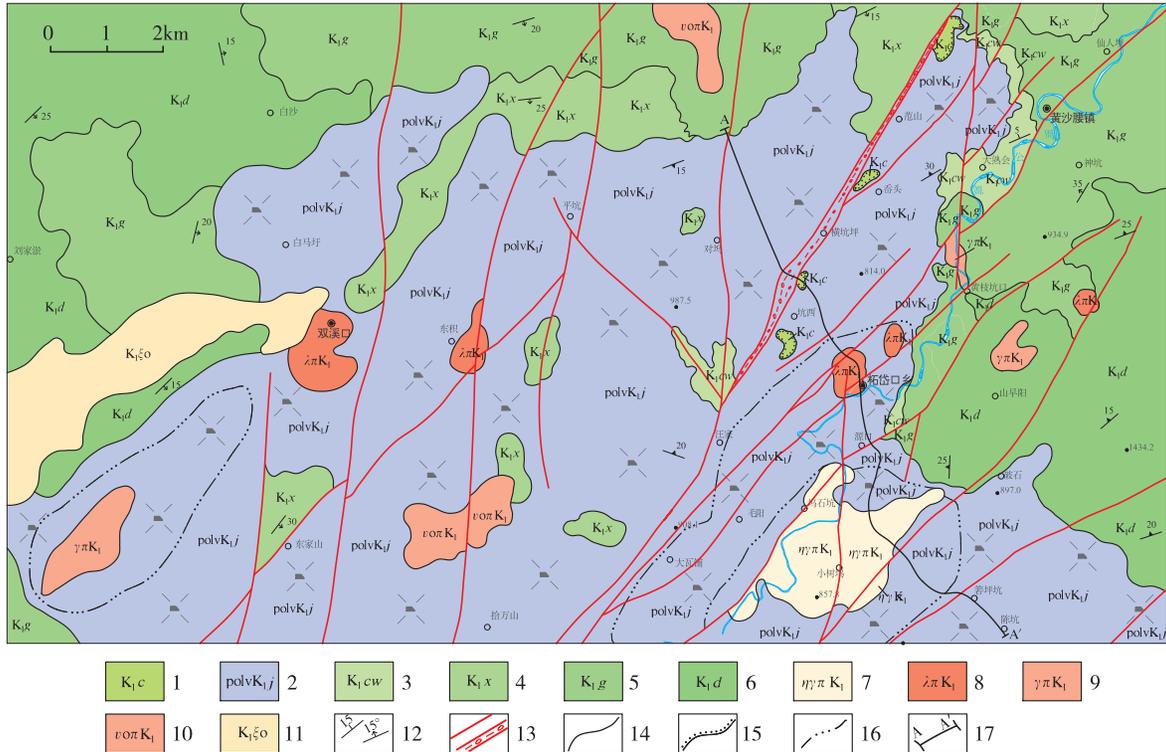


图1 遂昌柘岱口地区地质图(据资料①修编)

Fig. 1 Regional geological map of the Zhedaikou area in the City of Suichang

1-朝川组;2-碎斑熔岩;3-茶湾组;4-西山头组;5-高坞组;6-大爽组;7-二长花岗岩斑岩;8-流纹斑岩;9-花岗岩斑岩;10-石英霏细斑岩;11-石英正长岩;12-产状;13-断裂、断裂带;14-地质界线;15-不整合界线;16-碎斑熔岩相带界线;17-剖面位置

复活破火山口东北侧边缘的岭根、东坞、黄沙腰、大熟会和柘岱口东侧等地区,仍保留早期塌陷后复活的形迹,表现为西山头组和茶湾组地层与碎斑熔岩体呈围斜内倾关系,即碎斑熔岩与围岩呈覆盖关系(图2),两者断续分布长约 10 km,呈弧形展布。东部破石村和七节岭一带,碎斑熔岩与大爽组三段流纹岩呈侵入接触关系,两者接触带碎斑熔岩一侧分布相当数量、大小不等的流纹岩捕虏体(图3)。据 1:50 000地质填图资料分析,受新近纪以来地壳抬升及沟谷下切影响,在深切低洼沟谷区出露多处面积不等的“侵蚀剥蚀天窗”,主要分布在汪家村、黄沙坑、姚春坑、上作马和穴坑村等地^①,可观察到碎斑熔岩与其下伏磨石山群高坞组、西山头组和茶湾组之间存在侵入和覆盖关系,表明碎斑熔岩在时空上具有侵入与层位双重特点。

2.2 碎斑熔岩岩性岩相特征

2.2.1 碎斑熔岩相带特点

综合野外调查和柘岱口—陈坑剖面资料^①(图4),碎斑熔岩矿物组分及结构单一,“碎斑”含量高且粒径粗大,以长石和石英为主,岩石貌似“花岗岩类”,露头常见多处闪长质包体。碎斑熔岩基质呈粒状结构、霏细质结构和玻质结构,据此由内向外划分内部相、过渡相和边缘相,具有“三相一体”特点^[1]。

边缘相带:产于碎斑熔岩与围岩接触带内侧或位于岩穹边缘碎斑熔岩,具有喷溢产出特点,过渡为溢流相熔岩,并整合于下伏地层之上,分布面积广且厚度小。边缘相碎斑熔岩在大熟会—范山—市罗洋一带出露最宽,主要为酸性玻质碎斑熔岩或霏细—玻质碎斑熔岩,岩石具斑状结构,斑晶由碎裂

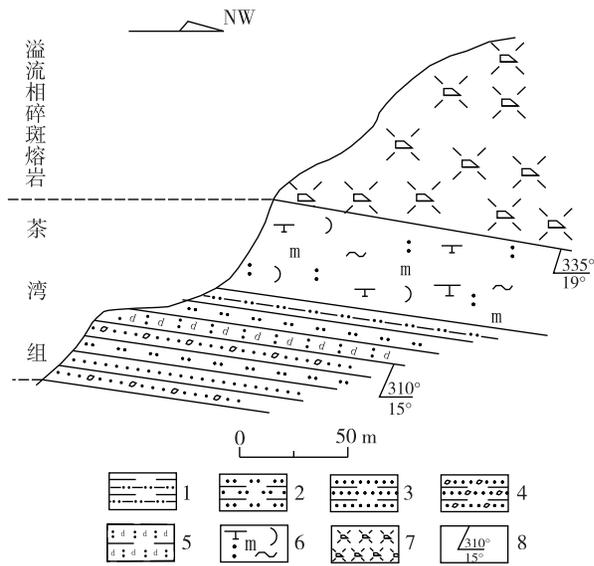


图 2 大熟会北侧溢流相碎斑熔岩与茶湾组覆盖关系
 Fig. 2 Contact relation between porphyroclastic lava and underlying Chawan Formation at northern Dashuhui
 1-泥质粉砂岩; 2-粉砂岩; 3-砂岩; 4-含砾砂岩; 5-沉凝灰岩; 6-石英粗面质玻屑熔结凝灰岩; 7-流纹质玻质碎斑熔岩; 8-产状

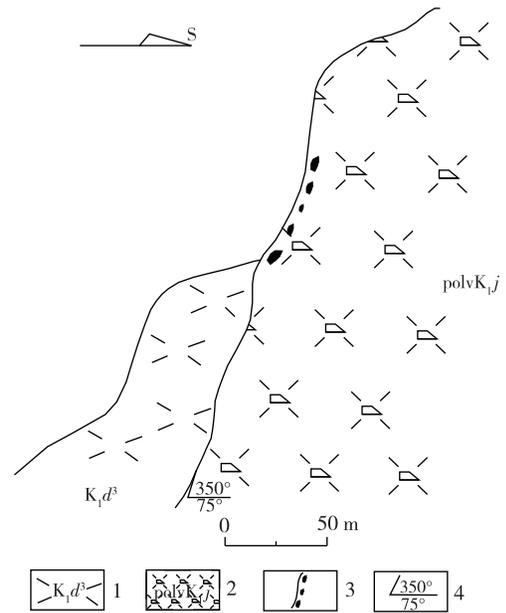


图 3 破石村东北侧碎斑熔岩侵入大爽组三段
 Fig. 3 Porphyroclastic lava intrudes the Dashuang Formation at northeastern Poshicun
 1-大爽组三段流纹岩; 2-流纹质霏细质碎斑熔岩; 3-侵入体边部流纹岩捕虏体; 4-碎斑熔岩体侵入围岩产状

状碱性长石、石英和少量斜长石组成, 偶见黑云母, 碎斑粒度少数 > 3.0 mm, 大部分为 1~2 mm。基质绝大部分 < 0.005 mm, 具玻质结构, 其间发育涡流状流动构造, “碎斑”常见龟裂纹, 周边一般不见“珠边结构”。柘岱口西部地区边缘相碎斑熔岩发育四至六边形原生柱状节理, 呈近直立—歪斜状产出, 截面产状 (285°~295°) ∠ (10°~20°), 反映流动

方向。

过渡相带: 出露于柘岱口—双溪口—高滩一带, 构成碎斑熔岩主体。岩性为酸性霏细质碎斑熔岩, 具斑状结构, 基质粒度为 0.01~0.05 mm, 为霏细结构。斑晶主要为碎裂状碱性长石、石英和少量斜长石, 含量 40%~45%。碎斑粒度少量 > 3 mm, 大部分为 2~3 mm。与边缘相碎斑熔岩相比, 过渡

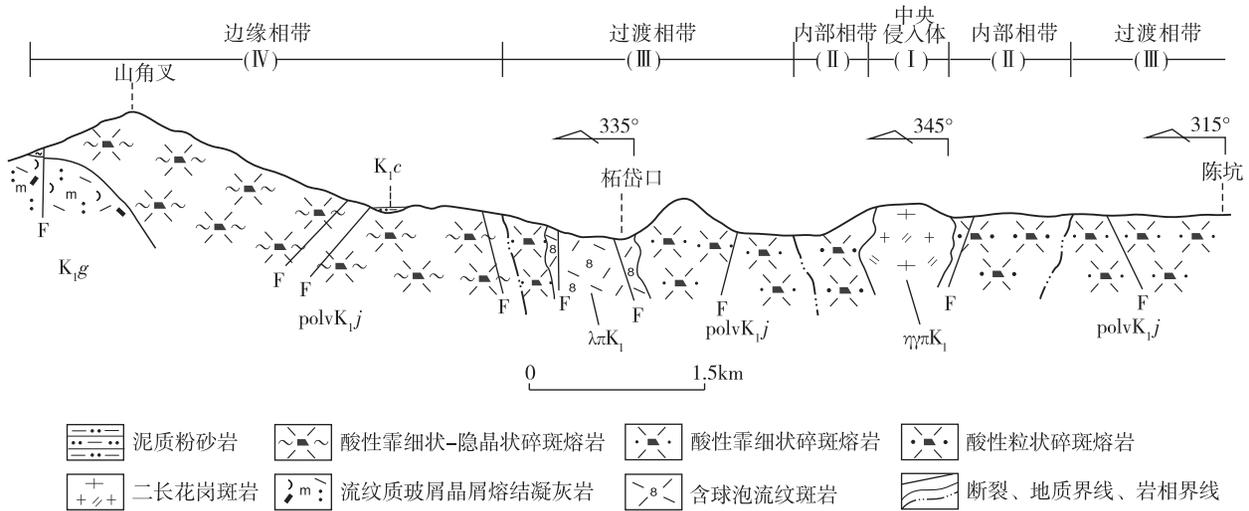


图 4 遂昌柘岱口—陈坑碎斑熔岩相带剖面图(据资料①修编)
 Fig. 4 Cross section showing lithofacies zones of porphyroclastic lava in the Zhedaikou-Chenkeng area of Suichang

相碎斑熔岩斑晶含量明显增加、完整性变好、粒径变粗,边缘常见“珠边结构”,“珠边”不完整,普遍较窄,局部石英熔蚀现象明显,多呈浑圆状。碎斑熔岩中常见闪长质包体,岩性为微细粒闪长岩,大小为2~5 cm,呈近圆形或椭圆状产出。

内部相带:一般分布在侵出通道中心部位,空间上与稍晚侵入的潜火山岩相伴,大致围绕坞石坑二长花岗斑岩体呈环带状展布。岩性由酸性粒状碎斑熔岩组成,斑状结构,斑晶含量约50%~60%,粒度以2~5 mm为主,少部分为6~7 mm,主要由碎裂状碱性长石和石英组成,石英多呈半自形—他形,部分具有熔蚀现象。长石多呈碎斑状,局部见有晶形较完整的长石巨斑,发育“珠边结构”。基质为粒状结构,发育闪长质包体,岩性为微细粒闪长岩,包体呈椭圆状、近圆形,大小为3~7 cm,包体与寄主岩边界有清楚、也有渐变模糊,并非一般火山碎屑岩之角砾,与正常酸性侵入岩中常见的包体一致。

晚期侵入体:为坞石坑二长花岗斑岩体,呈不规则状,地表出露面积约4.3 km²,与内部相及过渡相碎斑熔岩相伴,具有潜火山岩属性。二长花岗斑岩斑晶由碱性长石,少量斜长石和石英组成,长石类自形完整,其中肉红色碱性长石呈板柱状,斜长石环带构造较发育。基质粒度为0.05~0.25 mm,具细晶结构。野外调查表明,其间发育有大小不等的闪长质包体,寄主岩与包体之间界线较清楚,少部分呈模糊过渡关系。

综上,碎斑熔岩中心相带向边缘相缘,长石和石英碎斑含量及粒径具有逐渐减少和变小特点;基质长英质组分粒度逐渐变细(粒状—霏细质—玻质);碱性长石“珠边结构”由常见向不常见或没有过渡;内部相和过渡相碎斑熔岩中常见闪长质包体,而边缘相带则不发育或没有闪长质包体,闪长质包体反映岩浆具有混合作用的特点。

2.2.2 岩石学特征

内部相主体为酸性粒状碎斑熔岩,过渡相主体为酸性霏细质碎斑熔岩,边缘相主体为酸性霏细—玻质或玻质碎斑熔岩。岩石呈浅灰色,块状构造,具有连续不等粒碎斑结构和珠边结构,代表典型碎斑熔岩特殊的标型结构^[1]。岩石“碎斑”成分为:碱性长石(主要为微纹长石)15%~20%、斜长石10%~20%、石英10%~15%、角闪石1%~3%,组成连续不等粒碎斑结构。镜下碎斑由碱性长石和

石英组成,石英斑晶碎而不散,或散而不离、离而不远,呈龟裂状产出(图5);碱性长石“碎斑”周边常见典型的“珠边结构”,即碱性长石边缘的同成分再生边内散布着异成分的石英珠粒,由内向外珠粒由小变大,具有一定的分布宽度(图6)。

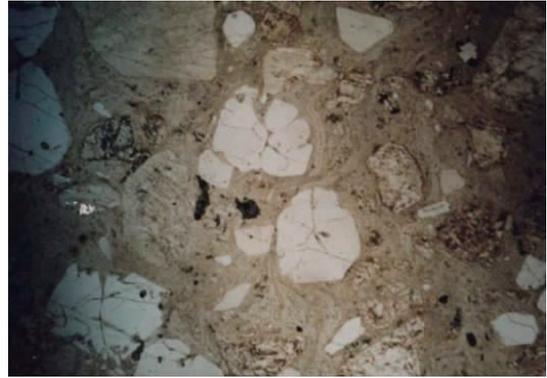


图5 石英斑晶龟裂现象

Fig. 5 Tortoise phenomenon of quartz phenocrysts



图6 碱性长石斑晶珠边结构

Fig. 6 Pearl-edge texture of alkali feldspar phenocryst

3 地球化学特征

3.1 主量元素

柘岱口碎斑熔岩地质剖面样品主量元素地球化学特征为:

(1)由碎斑熔岩边缘相至过渡相、内部相及晚期中央侵入体,岩石SiO₂含量逐渐降低,边缘相SiO₂为74.01%~75.15%;过渡相SiO₂为71.26%~72.94%;内部相SiO₂为70.26%~70.45%;中央侵入体SiO₂为68.05%。边缘相属于高硅流纹质,过渡相及内部相属于低硅流纹质,中央侵入相属英安质—低硅流纹质。

(2) 碎斑熔岩及侵入岩随 SiO_2 含量增加, TiO_2 、 CaO 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 Na_2O 、 P_2O_5 含量明显降低,反映长石类矿物分离结晶在岩浆演化中具有重要作用。 TiO_2 和 P_2O_5 随 SiO_2 含量升高而降低,表明磷灰石、钛铁矿和锆石等副矿物在岩浆早期发生了结晶分离作用。

(3) 碎斑熔岩由边缘相—过渡相—内部相至中央侵入体, CIPW 标准矿物中石英 (Qtz) 明显减少 (由 34.12% 降至 22.04%); 钙长石 (An) 和钠长石 (Ab) 逐渐升高; 分异指数明显降低而固结指数明显升高。全碱含量高且变化范围小, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 为 8.54% ~ 9.25%, 富钾, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, $\text{Na}/\text{K} = 0.61 \sim 0.99$, 两者之间具有消长关系。

(4) 在 TAS 图 (图 7) 上, 碎斑熔岩均落在流纹岩区域, 二长花岗斑岩落在粗面英安岩区域。在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图 (图 8) 上, 所有样品均落在钾玄岩系列区域, 说明碎斑熔岩与侵入岩是同源岩浆分异演化的产物。

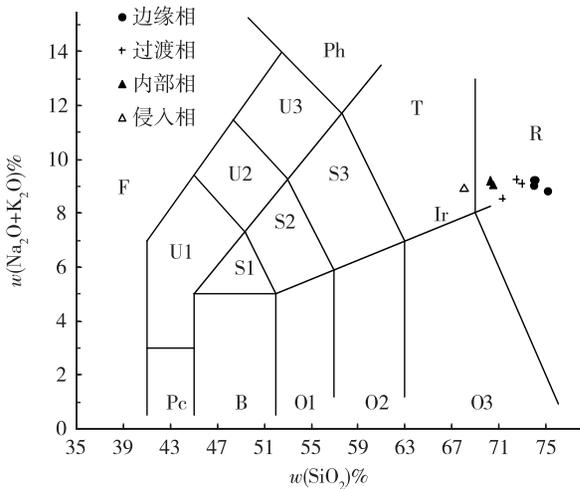


图 7 碎斑熔岩及侵入岩 TAS 图 (底图据文献 [2])
Fig. 7 TAS diagram of porphyroclastic lavas and intrusive rocks

Pc-苦橄玄武岩; B-玄武岩; O1-玄武安山岩; O2-安山岩; O3-英安岩; R-流纹岩; S1-粗面玄武岩; S2-玄武质粗面安山岩; S3-粗面安山岩; T-粗面岩、粗面英安岩; F-副长石岩; U1-碱玄岩、碧玄岩; U2-响岩质碱玄岩; U3-碱玄质响岩; Ph-响岩; Ir-Irvine 分界线, 上方为碱性, 下方为亚碱性

(5) 岩石 Al_2O_3 含量为 11.89% ~ 14.20%, 铝饱和指数 A/CNK 为 0.88 ~ 1.04, 属准铝质。在 CIPW 标准矿物中大部分未出现刚玉分子, 少数样

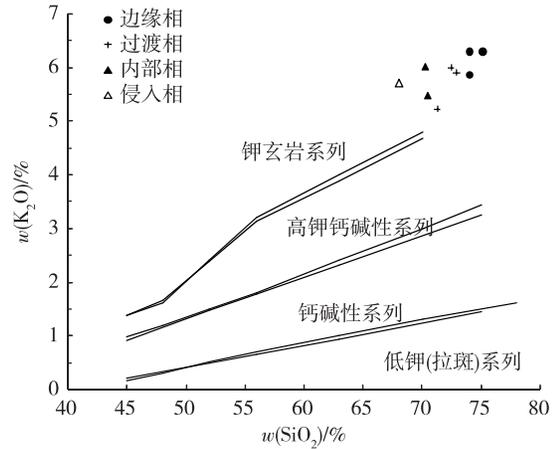


图 8 碎斑熔岩及侵入岩 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图 (底图据文献 [3])
Fig. 8 K_2O vs. SiO_2 diagram of porphyroclastic lavas and intrusive rocks

品刚玉分子含量为 0.1% ~ 0.76%, 与典型的强过铝质 S 型岩石 ($\text{A}/\text{CNK} > 1.10$, CIPW 准标矿物中刚玉分子含量 $> 1\%$ [4]) 具有明显差别。

综上, 碎斑熔岩和侵入岩具有同源岩浆演化的特点, 由边缘相至内部相, SiO_2 含量逐渐降低, 说明分异后的岩浆在岩浆房上部偏酸性, 下部酸度降低, 岩浆“溢流—侵出—侵入”在岩浆房分层次顺延, 岩浆是正常成层岩浆房由上而下逐层排出的 [5-7]。

3.2 稀土元素与微量元素

碎斑熔岩及中央侵入相二长花岗斑岩 ΣREE 为 $(224.9 \sim 396.4) \times 10^{-6}$, 稀土元素总量明显高于上地壳稀土元素总量 [8] (210×10^{-6}); Sm/Nd 为 0.17 ~ 0.24, 大多数低于陆壳 Sm/Nd [8] (0.23); LREE/HREE 为 10.2 ~ 17.2, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 12.45 ~ 23.22, 稀土元素配分曲线呈明显的右倾型 (图 9), 轻稀土较重稀土分馏明显, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 、 $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 分别为 4.30 ~ 5.98 和 1.35 ~ 1.79, 属于轻稀土富集型。碎斑熔岩和二长花岗斑岩具有中偏强的铕负异常, δEu 为 0.17 ~ 0.37, 指示岩浆经历了强烈的斜长石分离结晶作用。碎斑熔岩及二长花岗斑岩球粒陨石标准化配分曲线相似, ΣREE 和 δEu 随 SiO_2 含量增加而逐渐降低, 为同源岩浆分异的产物 [9]。

碎斑熔岩 Rb、Sr、Ba、Th 等大离子亲石元素 (LILE) 和 Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素 (HFSE) 远

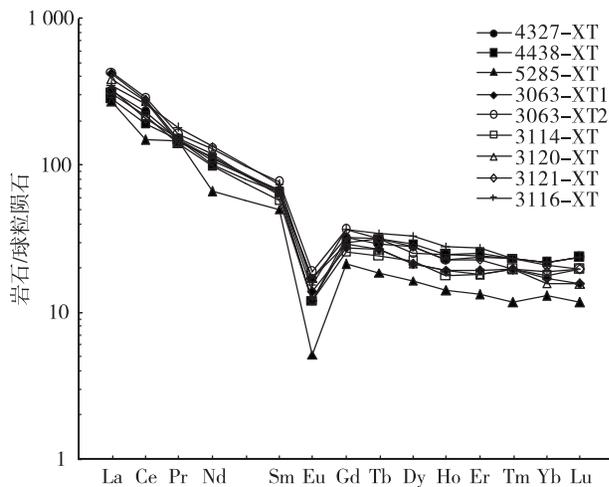


图9 碎斑熔岩及侵入岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图

Fig. 9 Chondrite-normalized REE distribution patterns of porphyroclastic lavas and intrusive rocks

高于原始地幔值^[9], 过渡元素 V、Cr、Ni、Co、Sc 等随 SiO₂ 含量增加而降低。在微量元素原始地幔标准化蛛网图(图 10)上, Sr、Ba、Nb、P、Ti 等元素亏损, Rb、Th、La、Nd 等元素明显富集, 可能与岩浆成岩过程中斜长石、磷灰石、钛铁矿、锆石和榍石等矿物分离结晶有关^[9]。

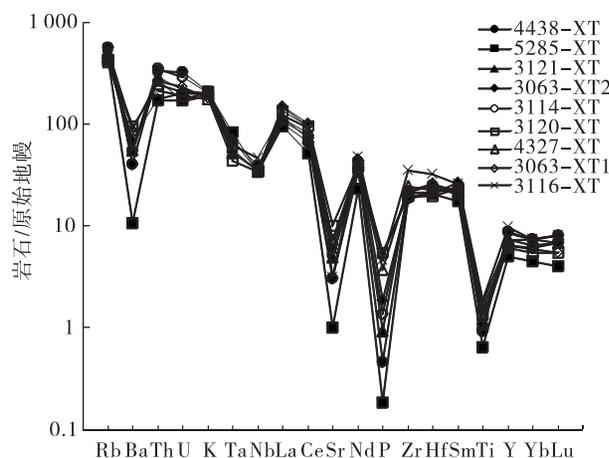


图10 碎斑熔岩及侵入岩微量元素原始地幔标准化蛛网图
Fig. 10 Primitive mantle-normalized trace elements spider diagrams of porphyroclastic lavas and intrusive rocks

4 成岩温度

根据 Watson 等(1983)^[10]高温实验(700 °C ~

1 300 °C)得出的锆石溶解度模拟公式, 采用碎斑熔岩 Zr 含量及锆石寄主岩石主量元素含量, 计算碎斑熔岩的熔体锆石饱和温度 T_{Zr} (°C)。计算公式为:

$$\ln D_{Zr} (496\ 000/Zr_{\text{熔体}}) = \{-3.8 - 0.85(M-1)\} + 12\ 900/T$$

$$T_{Zr} (\text{°C}) = \{12\ 900/[2.95 + 0.85M + \ln D_{Zr} (496\ 000/Zr_{\text{熔体}})]\} - 273.15$$

计算获得边缘相玻质碎斑熔岩成岩温度为 804~820 °C, 过渡相霏细质碎斑熔岩成岩温度为 803~809 °C, 内部相粒状碎斑熔岩成岩温度为 814~819 °C, 中央侵入体(二长花岗斑岩)成岩温度为 884 °C(表 1)。因此, 除晚期侵入的二长花岗斑岩温度较高外, 碎斑熔岩各相带成岩温度为 803 °C~820 °C, 成岩温度相对集中, 总体成岩温度由中心向边缘逐渐降低, 这一温度较 I 型和 S 型花岗岩锆石饱和温度的平均值(781 °C 和 764 °C)偏高^[11]。

5 碎斑熔岩时代与层位归属

对柘岱口—陈坑碎斑熔岩剖面不同相带采集 7 个样品进行 Rb-Sr 同位素年龄测定, 得到 Rb-Sr 同位素年龄为 123 ± 2 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值为 $0.70\ 985 \pm 0.000\ 22$ (表 2、图 11), 说明柘岱口地区碎斑熔岩形成时代为早白垩世中晚期。根据野外调查资料^①, 黄沙腰镇东坞和大熟会村一带, 碎斑熔岩覆盖于磨石山群茶湾组之上, 黄沙腰镇坑西村、岙头村和岭根村南一带, 与湖山盆地永康群朝川组紫红色粉砂岩、泥质粉砂岩呈不整合接触。野外宏观分析, 其形成时代介于茶湾期和朝川期之间, 与本次获得的 Rb-Sr 同位素年龄基本吻合, 层位可归入九里坪组。

6 成因及构造背景探讨

6.1 岩浆物质来源

柘岱口地区碎斑熔岩及侵入岩 I_{Sr} 为 $0.709\ 5 \sim 0.710\ 3$, 与中国东南部燕山晚期花岗岩 I_{Sr} 值 ($0.705\ 3 \sim 0.730\ 8$, 平均 $0.709\ 6$) 接近, 反映燕山晚期花岗岩类源区含较多地幔组分^[6]。按 Sr 同位素划分^[12], 属于中等锶花岗岩类型, 为幔壳混熔或下地壳物质部分熔融形成。

在 SrI_0-t 图解上(图 12), 投影点落在地球全壳增长线附近下方, 说明源区处于下地壳上部, 有成

表 1 碎斑熔岩及侵入岩锆石饱和温度计算结果

Table 1 Zircon saturation temperatures of porphyroclastic lavas and intrusive rocks

样号	4438-Gs 边缘相	5285-Gs 边缘相	3121-Gs 边缘相	3063-Gs ₂ 过渡相	3114-Gs 过渡相	3120-Gs 过渡相	4327-Gs 内部相	3063-Gs ₁ 内部相	3116-Gs 中央侵入体
SiO ₂	75.15	74.06	74.01	72.94	72.48	71.26	70.26	70.45	68.05
Al ₂ O ₃	11.89	12.52	12.44	13.00	12.76	13.62	13.37	14.20	13.67
TFe	1.48	1.50	1.57	1.76	1.73	2.21	2.12	2.34	3.15
MgO	0.32	0.13	0.26	0.75	0.22	0.63	0.56	1.07	1.28
CaO	0.57	1.08	0.72	0.74	1.44	1.44	1.68	1.04	1.79
Na ₂ O	2.54	2.93	3.15	3.20	3.26	3.32	3.18	3.58	3.28
K ₂ O	6.28	6.28	5.85	5.90	5.99	5.22	6.01	5.48	5.70
P ₂ O ₅	0.01	0.004	0.02	0.04	0.03	0.12	0.08	0.11	0.10
Zr	210	220	245	210	240	220	270	240	390
D _{Zr}	2 361.90	2 254.00	2 024.49	2 362.00	2 066.70	2 254.50	1 837.00	2 066.70	1 270.79
M	1.445	1.538	1.456	1.458	1.647	1.476	1.637	1.452	1.663
lnD _{Zr}	7.770	7.720	7.613	7.770	7.634	7.720	7.520	7.633	7.147
T _{Zr} (°C)	806	804	820	805	803	809	814	819	884

注: D_{Zr}=496000/全岩中的 Zr 含量; M=(Na+K+2Ca)/(Al×Si)

表 2 遂昌柘岱口碎斑熔岩及侵入岩 Rb-Sr 同位素组成

Table 2 Rb-Sr isotopic compositions of porphyroclastic lavas and intrusive rocks in the Zhedaikou area of Suichang

样品编号	岩石名称	Rb/10 ⁻⁶	Sr/10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(1σ)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i
3116-TW3	酸性玻质碎斑熔岩	269	174.2	4.457	0.71744±0.00010	0.7096486
3116-TW4	酸性霏细质碎斑熔岩	250.4	131.8	5.485	0.71929±0.00003	0.7097015
3116-TW5	二长花岗斑岩	341.6	52.75	18.73	0.74249±0.00005	0.7097476
3116-TW9	酸性粒状碎斑熔岩	260.1	127.9	5.869	0.72030±0.00001	0.7100402
3116-TW11	酸性霏细质碎斑熔岩	248.3	173.2	4.138	0.71676±0.00002	0.7095263
3116-TW12	酸性霏细质碎斑熔岩	280.4	140.8	5.748	0.71999±0.00013	0.7099418
3116-TW14	酸性玻质碎斑熔岩	267.7	114.2	6.767	0.72220±0.00004	0.7103704

测试单位:中国地质科学院同位素地质研究与测试中心。

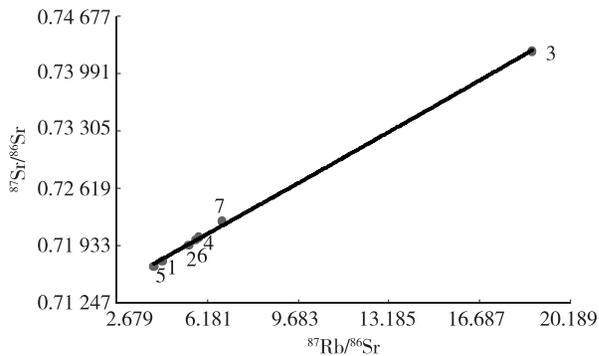


图 11 碎斑熔岩及侵入岩 Rb-Sr 同位素等值线图

Fig. 11 Rb vs. Sr isochron diagram of porphyroclastic lavas and intrusive rocks

熟度低的下地壳物质卷入熔融,也可能有少量地幔物质加入。研究表明^[14],燕山晚期由于太平洋板块向亚洲大陆俯冲,中国东南沿海地区弧后拉张伸展,地壳减薄,地幔上隆,地幔来源的玄武质岩浆加热并使下部地壳部分熔融形成花岗质岩浆。随后上升中,玄武质与花岗质岩浆混合,形成具有壳—幔混合特征的 I 型花岗岩类。

6.2 碎斑熔岩成因及模式

中国东南大陆晚中生代大规模酸性火山岩与玄武岩浆底侵导致中下地壳熔融^[14],即由玄武岩浆底侵提供的热量,引发中下地壳熔融形成酸性岩浆,同时对下部玄武岩浆上升具有屏蔽作用^[15]。柘岱口地区碎斑熔岩及侵入岩 A/CNK 均<1.1,属于

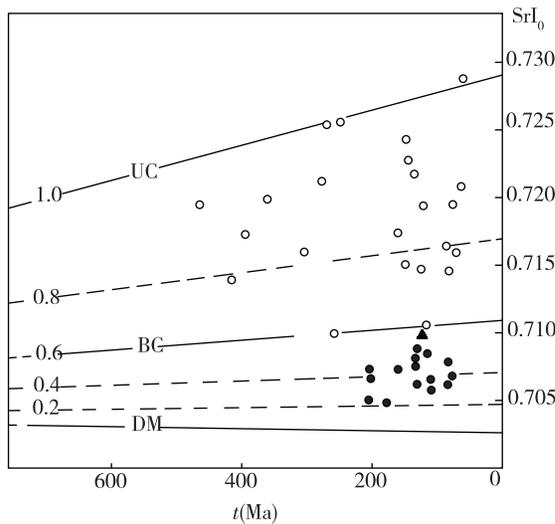


图 12 柘岱口地区碎斑熔岩 SrI_0-t 图解^[13]

Fig. 12 SrI_0 vs. t diagram of porphyroclastic lava in the Zhedaikou area

UC-华南上部陆壳; DM-亏损地幔 (MORB 源区); BC-地球全壳; ▲柘岱口碎斑熔岩; ○华南陆壳改造型花岗岩; ●华南同熔型花岗岩

准铝质,大部分 CIPW 标准矿物中未出现刚玉分子,少数刚玉分子含量为 0.1%~0.76%,均<1%。岩石有别于典型的 S 型花岗岩类,与高分异花岗岩类相近,属于壳-幔混合 I 型碎斑熔岩。

柘岱口地区碎斑熔岩具有明显的侵出一溢流特点,时空上属于浙江晚中生代磨石山群第二旋回晚期。对比陶奎元等(1985)^[1]总结的碎斑熔岩体四阶段成因机理,该区第一阶段在柘岱口-湖山火山构造洼地内大规模火山碎屑岩类爆发堆积,形成磨石山群大爽组、高坞组和西山头组地层;第二阶段火山口塌陷,形成破火山口湖,早期沉积一套河湖

相含砾砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩及粗面质火山碎屑岩类,代表茶湾组地层;晚期破火山复活,碎斑熔岩具有侵出一溢流特点,中心位置以侵出分割基底岩系为主,其间分布规模不等的早期火山岩地层及岩块;破火山边缘以溢流为主,喷溢覆盖在西山头组和茶湾组地层之上。碎斑熔岩呈复合穹丘状产出,富含“碎斑”的岩浆由边缘向中心,因冷却条件不同,造成基质结晶程度的差异,斑晶继续生长形成碎斑熔岩特有的“珠边结构”,构成“三相一体”。第三阶段为碎斑熔岩形成后的次火山岩侵入,规模相对较小,以坞石坑二长花岗斑岩为代表,侵入于碎斑熔岩中。第四阶段为碎斑熔岩岩穹隆起侵蚀剥蚀阶段。

6.3 构造背景

自晚中生代以来,浙江省岩浆活动和演化明显受太平洋板块俯冲影响,燕山晚期岩浆时空上由内陆向沿海迁移,形成大规模 NE 向火山构造盆地,岩浆由中性向酸性、偏碱性和碱性演化。柘岱口地区碎斑熔岩属于钾玄岩系列, Rb、Th、K 等大离子亲石元素富集, Nb、Ta、Ti 等高场强元素亏损,说明碎斑熔岩为与俯冲有关的岩浆岩^[16-17]。

Tamimount 等(1998)^[18]认为,与典型板块俯冲有关的岛弧火山岩 $Ba/La > 30$ 。Salters 等(1991)^[19]认为活动大陆边缘区火山岩 La/Nb 普遍较高。夏林圻(2001)^[20]认为汇聚板块边缘火山岩 TiO_2 含量偏低(平均<1%), $Zr/Y < 3.5$ 。柘岱口地区碎斑熔岩 Ba/La 为 1.15~7.91, 平均为 5.12; La/Nb 为 2.44~4.12, 平均为 3.21; Zr/Y 为 5.23~9.52, 平均为 7.67; TiO_2 含量为 0.14%~0.40%, 平均为 0.27%, 具有汇聚板块边缘火山特点。

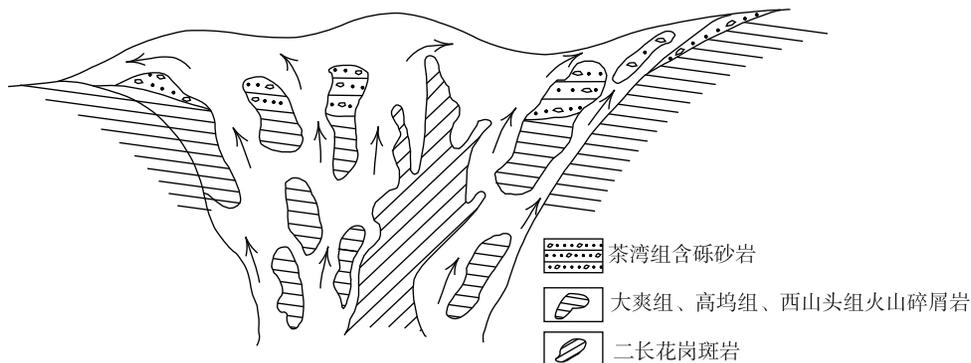


图 13 柘岱口地区碎斑熔岩体侵出一溢流模式示意图(据文献[1]修改)

Fig. 13 Extrusive-effusion model diagram of porphyroclastic lava in the Zhedaikou area

根据 Rb-(Y+Yb) 图解、Nb-Y 图解(图 14)和 Hf-Rb/10-3Ta 图解(图 15),柘岱口地区碎斑熔岩

及侵入岩均落在板内或板内与火山弧交界部位,为活动大陆边缘靠近板内构造环境。

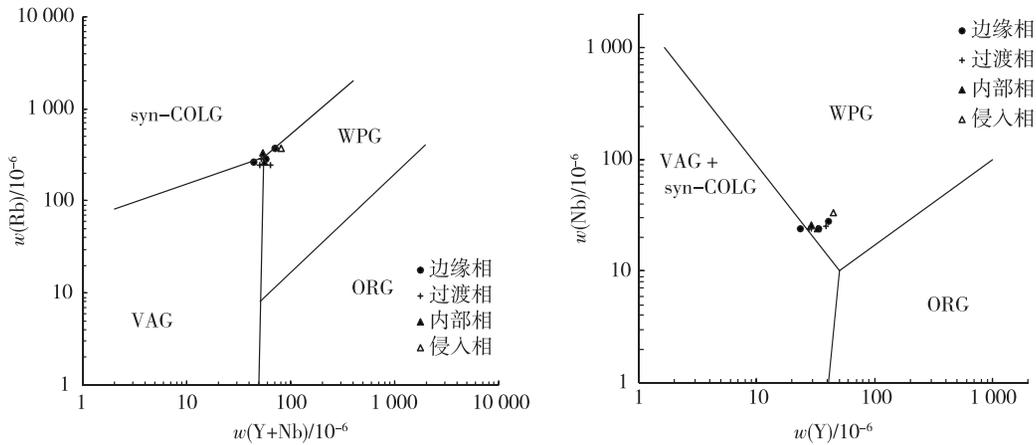


图 14 碎斑熔岩及侵入岩 Rb-(Y+Nb)图解^[21]与 Nb-Y 图解^[21]

Fig. 14 Rb vs. (Y+Nb) and Nb vs. Y diagrams of porphyroclastic lavas rocks and intrusive rocks
VAG-火山弧花岗岩;ORG-洋脊花岗岩;WPG-板内花岗岩;syn-COLG-同碰撞花岗岩

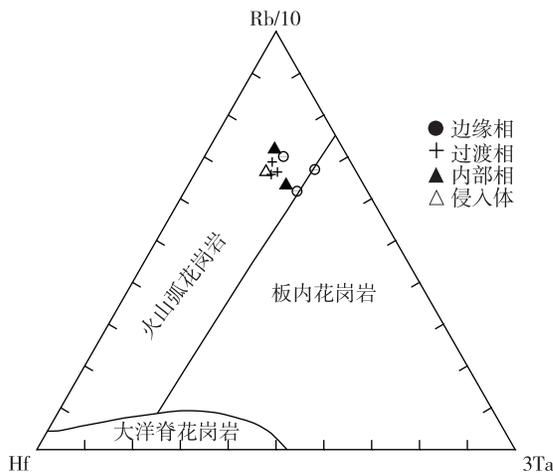


图 15 岩石 Hf-Rb/10-3Ta 判别图解^[22]

Fig. 15 Hf-Rb/10-3Ta Discriminant diagram for the rocks

7 结 论

(1)柘岱口地区碎斑熔岩区域上受控于柘岱口—湖山 NE 向大型火山构造洼地复活型破火山构造内,为复合穹丘状地质体,形成年龄约为 123 Ma。

(2)该区碎斑熔岩可划分为边缘相、过渡相、内部相和中央侵入体,岩浆演化具有连续性。岩石具有特殊的连续不等粒碎斑结构和珠边结构,反映岩浆结晶自碎及基质结晶阶段形成的原生成因结构。

(3)该区碎斑熔岩为同源岩浆分异演化的产

物,成岩温度为 803 ℃~884 ℃,由中心向边缘温度逐渐降低。

(4)火山—侵入杂岩物质来自相似源区,具有壳—幔混合的 I 型碎斑熔岩属性,形成于活动大陆边缘靠板内的构造环境。

注释

① 浙江省国土资源厅. 1:50 000 长台幅、湖山幅、峡口幅和王村口幅区域地质调查报告.2000.

参考文献

[1] 陶奎元,黄光昭,王美星,等.中国东南部碎斑熔岩基本特征及成因机理的探讨[J].中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊,1985,6(1):1-21.

[2] Wilson M. A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram[J].Journal of Petrology,1986, 27(3):745-750.

[3] Rickwood P C. Boundary lines within petrogenic diagrams which use oxides of major and minor element [J].Lithos,1989(22):247-263.

[4] Chappell B W, White A J R. Two contrasting granite types:25 years later[J]. Australia Journal of Earth Sciences,2001,48 (4):489-499.

[5] 张万良.相山火山—侵入杂岩的反方向岩浆演化系列研究[J].中国地质,2005,32(4):548-556.

[6] 夏林圻,夏祖春,张诚,等.相山中生代含铀火山杂岩岩

- 石地球化学[M].北京:地质出版社,1992:12-43.
- [7] 谢家莹,陶奎元,尹家衡,等.中国东南大陆中生代火山地质及火山—侵入杂岩[M].北京:地质出版社,1996:1-277.
- [8] Taylor S R. Chemical composition and evolution of the continental crust; the rare earth element evidence[M]. London: Academic Press, 1979: 353-372.
- [9] Sun Weidong, McDonough W F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt; implication for mantle composition and processes [C] // Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basin. Geological Society Special Publication, 1989: 313-345
- [10] Watson E B, Harrison T M. Zircon saturation revisited; Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. Earth & Planet Science Letters, 1983, 64 (2): 295-304.
- [11] King P L, White A J R, Chappell B W, et al. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold belt, Southeastern Australia [J]. Journal of Petrology, 1977, 38(3): 371-391.
- [12] Foure G, Powell J L. 锆同位素地质学[M].北京:科学出版社,1975:1-208.
- [13] 刘昌实,朱金初.华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源[J].地质学报,1990,64(1):43-52.
- [14] 沈渭洲,凌洪飞.中国东南部花岗岩类 Nb-Sr 同位素研究[J].高校地质学报,1999,5(1):22-32.
- [15] Huppert H E, Spark R S J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust [J]. Journal of Petrology, 1998, 29(3): 559-624.
- [16] Pearce J A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins [C] // Hawkesworth C J, Norry M J. Continental basalts and mantle xenoliths. Nantwich, Cheshire; Shiva Publications, 1983: 230-249.
- [17] 杨明桂,王光辉,徐梅桂,等.江西省及邻区滨太平洋构造活动的基本特征[J].华东地质,2016,37(1):10-18.
- [18] Ajaji T, Weis D, Giret A, et al. Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco; geochemical, isotopic and geochronological evidence[J]. Lithos, 1998, 45(1): 371-393.
- [19] Salters V T M, Hart S R. The mantle sources of ocean ridges, islands and arcs; the Hf-isotope connection[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 104(2/4): 364-380.
- [20] 夏林圻.造山带火山岩研究[J].岩石矿物学杂志,2001,20(3):225-232.
- [21] Pearce J, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonics interpretation of granitic rocks [J]. Journal of Petrology, 1984, 25 (4): 956-983.
- [22] Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism [J]. Geological Society London Special Publications, 1986, 19(5): 67-81.

Geological characteristics and origin of the felsic porphyroclastic lavas in the Zhedaikou area in Suichang, Zhejiang Province

ZHANG Yan, MA Hong-jie, FAN Yong-cheng, QI Yan-xin
(*Zhejiang Institute of Geological Survey, Hangzhou 311203, China*)

Abstract: This study carried out a detailed analysis of porphyroclastic lavas to understand its geological characteristics and origin based on field survey and comprehensive research. Through study of microscopic lithofacies, lithogeochemistry, isotopic chronology and zircon saturation temperature, porphyroclastic lava facies belt was defined at macro level, and spatial-temporal distribution of porphyroclastic lavas and its contact relationship with the surrounding rock was ascertained. The porphyroclastic lavas in the study area are controlled by a revived caldera in the large-scale NE-trending volcanic structural depression in Zhedaikou-Hushan and characterized by extrusion and effusion, suggesting a composite dome. Magma evolution of the porphyroclastic lavas shows a certain continuation spatially and temporally, indicating a magmatic differentiation process from effusion to extrusion to intrusion. Porphyroclastic lavas with typical porphyroclastic structure and pearl-edge texture are enriched in HFSEs (Nb, Ta, Zr, Hf) and LILEs (Rb, Sr, Ba, Th), and also rich in alkali ($K_2O + Na_2O = 8.54\% \sim 9.25\%$), $A/CNK = 0.88 \sim 1.04$, suggesting the lavas belong to a metaluminous shoshonite series. The diagenetic temperatures of the lavas range from $803\text{ }^\circ\text{C}$ to $884\text{ }^\circ\text{C}$, indicative of high temperature hypabyssal. A Rb-Sr isochron age of 123 Ma suggests that the lavas were the result of Early Cretaceous magmatic activity. Our study shows that the porphyroclastic lavas and associated granite are co-magmatic I-type rocks derived from crust-mantle mixing source, and generated in an active continental margin close to intraplate.

Key words: genetic model; lithofacies features; felsic porphyroclastic lavas; Zhedaikou area of Suichang; Zhejiang Province