

浙江次坞地区晋宁晚期双峰式岩浆杂岩带的地球化学特征: Rodinia 超大陆裂解的岩石学记录*

卢成忠¹ 杨树锋² 顾明光¹ 董传万²

LU ChengZhong¹, YANG ShuFeng², GU MingGuang¹ and DONG ChuanWan²

1. 浙江省地质调查院, 杭州 311203

2. 浙江大学地球科学系, 杭州 310027

1. Zhejiang Geologic Investigation Institute, Hangzhou 311203, China

2. Department of Earth Science, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China

2007-12-03 收稿, 2008-08-14 改回.

Lu CZ, Yang SF, Gu MG and Dong CW. 2009. Geochemical characteristics of Late Jinningian bimodal magmatic complex suite in the area of Ciwu, Zhejiang: Petrological record of Rodinia supercontinent break. *Acta Petrologica Sinica*, 25 (1): 67–76

Abstract The Late Jinningian volcanic and intrusive rock in the area of Ciwu are consist of basic rock (Shangsu Formation lower-section basic volcanic rock and Ciwu diabase) and acid rock (Shangsu Formation upper-section acid volcanic rock and Daolinshan alkalic feldspar granite). They coexist in term of both time and space, with closely related cause of formation. The SiO₂ content falls in two concentrated ranges, with a lack of neutral and neutral-acid elements between 57% ~ 68%, constituting a set of bimodal magmatic complex. The acid rock is rich in silicon and alkali while poor in calcium and magnesium, metaluminous to peraluminous, abounds in Zr, Nb and rare earth elements, and has high ratio of FeO*/MgO and Rb/Sr, which suggest the characteristics of A-type granite rock. The basic rock is rich in aluminum, natrium and titanium, and weak alkaline, formed in the continental-marginal tensional environment. The basic and acid rock are formed by different source zone fusion. Basic rock originates from mantle with less degree of depletion, or from depleted mantle magma which is contaminated by continental crust substance. The acid rock may originate from partial fusion in the crust which contains both basic crust material and acid crust material. The formation of bimodal magmatic complex is a petrological record of Rodinia supercontinent break event in South China, which reveals that the Rodinia supercontinent break in south China begins at Qingbaikouan.

Key words Late Jinningian; Bimodal; Magmatic complex; Geochemistry; Rodinia supercontinent break; Ciwu area

摘要 次坞地区晋宁晚期火山岩与侵入岩由基性岩(上墅组下段基性火山岩与次坞辉绿岩体)和酸性岩(上墅组上段酸性火山岩与道林山碱长花岗岩体)组成,它们在时空上紧密伴生,成因上密切相关, SiO₂含量集中分布在两个区间,缺乏 SiO₂为 57% ~ 68% 的中性及中酸性成分,构成一套双峰式岩浆杂岩组合。酸性岩在化学组成上富硅碱而贫钙镁,准铝-过铝质,富含 Zr、Nb 和稀土元素, FeO*/MgO、Rb/Sr 比值大,显示出 A 型花岗岩质岩石的成分特征;基性岩具有富铝、钠、钛和偏碱性的特征,形成于陆内至陆缘张裂环境。基性岩与酸性岩由不同的源区熔融形成,基性岩起源于亏损程度较低的地幔或来源于亏损地幔的岩浆受到陆壳物质的混染,酸性岩可能起源于地壳中既含有基性地壳组分和又含有酸性地壳组分的源区的部分熔融。双峰式岩浆杂岩的形成,是华南 Rodinia 超大陆裂解事件的岩石学记录,揭示了华南 Rodinia 超大陆裂解始于青白口纪。

关键词 晋宁晚期; 双峰式; 岩浆杂岩; 地球化学; Rodinia 超大陆裂解; 次坞地区

中图法分类号 P588.121; P588.145

* 中国地质调查局地质大调查项目(200413000021)资助。

第一作者简介: 卢成忠, 男, 1950 生, 教授级高级工程师, 矿物岩石学专业, E-mail: cz5064@163.com

1 引言

华南大陆由华夏和扬子两大陆块在晋宁期沿江山—绍兴断裂带碰撞拼贴而成(Zhou and Zhu, 1993),其碰撞拼贴过程及之后的地质构造演化史,长期以来一直为中外地质学家所瞩目。目前华南前寒武纪地质研究的主要热点之一,就是结合全球构造观,讨论华南在 Rodinia 超大陆形成与裂解中的地位,这方面的研究已发表了一系列论文与专著(Li *et al.*, 1999, 2002, 2003b; 王剑, 2000; Li *et al.*, 2003a; Wang and Li, 2003),而具构造指示意义的岩石学记录,特别是双峰式岩浆杂岩,也正是研究者热衷于寻找与解剖的。江山—绍兴断裂带既是华南前寒武纪变质岩的重要出露区,同时也分布着许多时代各异、岩性从超基性到酸性的火山岩和侵入岩类,其中蕴涵着重要的地质构造信息。各个生产与科研单位对江山—绍兴断裂带北东段次坞地区晋宁晚期岩浆杂岩带及其外围地区已陆续开展了 1/20 万、1/5 万、1/25 万区域地质调查和研究工作,浙江省地矿局(1996)认为,上墅组火山岩以陆相溢流为主,为挤压构造背景下火山活动的产物;周新民和朱云鹤(1992)研究后指出,上墅组流纹质和玄武质岩石构成复合岩流和岩墙状复合侵入体,是基性和酸性岩浆同时或近时活动的产物;徐步台和邱郁双(1994)进行同位素年代学研究表明:上墅组火山岩系形成于晚元古早期,相当于青白口系。笔者等对分布在江山—绍兴断裂带的晋宁晚期火成岩进行了长期研究,发现了新元古代道林山铝质 A 型花岗岩(卢成忠等, 2006),新近又确认次坞地区出露一套双峰式岩浆杂岩组合,对阐释华南地区 Rodinia 超大陆裂解事件的发展阶段具有重要构造意义。本文讨论次坞地区晋宁晚期双峰式岩浆杂岩组合的野外地质与岩石地球化学特征,将为研究华南地区 Rodinia 超大陆裂解事件,并揭示华南古陆块构造演化提供重要信息。

2 岩浆杂岩带地质分布

华南在新元古代发育了两个重要的裂谷系,即沿浙-赣-湘-桂 NE-SW 向分布的南华裂谷盆地和扬子块体西缘 SN 向展布的康滇裂谷系(Li *et al.*, 1999),在这两个裂谷盆地中新元古代火山活动十分强烈。南华裂谷盆地东北部的浙江次坞地区为萧山、诸暨和富阳三市(区)接壤地带,是浙西北新元古界上墅组火山岩发育的典型地区,并发育晋宁晚期侵入岩。本区南华纪至中元古代地层出露完整,层序清楚,南华纪休宁组(Nh_{1x})以下的地层序列划分(自上而下)为:青白口纪河上镇群上墅组(Pt_{3s})、虹赤村组(Pt_{3h})、骆家门组(Pt_{3l}),中元古代双溪坞群章村组(Pt_{2z})、岩山组(Pt_{2y})、北坞组(Pt_{2b}) (图 1)。上墅组火山岩之上为南华系休宁组(Nh_{1x})不整合覆盖,其下与青白口系虹赤村组(Pt_{3h})为整合接触(图 2)。上墅组火山岩呈北东-南西向带状展布,由南西

往北东厚度从 400m 逐渐增大到 1400m,根据地层层序与岩性组合特征,将上墅组火山岩分成上下两个岩性段。下段基性火山岩与上段酸性火山岩为整合接触,下段上部基性火山岩中有酸性熔岩夹层,反映出基性熔岩与酸性熔岩连续喷溢的特点,由于基本缺乏中性及中酸性火山岩^①,构成一套双峰式火山岩组合(王焰等, 2000)。一般认为,晋宁运动与加里东运动的时间界限为约 800Ma(浙江省地质矿产局, 1996),徐步台和邱郁双(1994)获得本区上墅组酸性火山岩的 Sm-Nd 全岩等时年龄为 806 ± 59Ma,是晋宁晚期陆相火山活动的产物;南华系休宁组普遍与下伏青白口纪河上镇群骆家门组、虹赤村组、上墅组不同层位呈角度不整合接触,代表晋宁造山期的构造运动面(浙江省地质矿产局, 1996)。本区晋宁晚期侵入岩由次坞辉绿岩体与道林山碱长花岗岩体复合而成,两者之间未见中性与中酸性岩体侵入,它们延长 20km、宽 3 ~ 5km,分布在章村—河上晋宁期背斜构造的南东翼,明显受江山—绍兴断裂带控制,构成北东向侵入杂岩带。次坞辉绿岩呈小岩株产出,侵入中元古界双溪坞群章村组火山岩和新元古代骆家门组沉积岩。道林山碱长花岗岩自萧山山区河上镇道林山延伸至富阳市章村南部,侵入中元古界双溪坞群章村组火山岩和新元古界骆家门组、虹赤村组沉积岩及上墅组火山岩,道林山碱长花岗岩锆石^{207Pb/206Pb}年龄为 814.4 ± 2.4Ma(卢成忠等, 2006),结合岩体侵入的最新围岩,可以确定道林山岩体形成于晋宁晚期(青白口纪)。碱长花岗岩是杂岩体的主体,主要分布在侵入杂岩带的外部,辉绿岩体分布在侵入杂岩带的内侧或中央附近,往往与碱长花岗岩交错共生,两者呈脉状、枝杈状或趾状接触。碱长花岗岩在宏观上明显表现为侵入辉绿岩,但在局部地方出现宽窄不一的辉绿岩细脉侵入碱长花岗岩,且辉绿岩细脉与次坞辉绿岩主体的成分结构相同,显示“相互侵入现象”,意味着碱长花岗岩的侵入活动与辉绿岩浆活动的近时性。碱长花岗岩与辉绿岩之间多无突变接触界线而存在宽数厘米或数十厘米不等的过渡带,其岩石在颜色、矿物成分、结构构造上均与碱长花岗岩和辉绿岩呈渐变过渡关系,岩性复杂,发育角砾状构造、树枝状构造、斑杂状构造、舌状构造、团块状构造和条带状构造等,在露头上,可见它们相互共生,显示“相互包裹或穿插现象”,反映出两种岩浆不均一混合作用的产物。时见碱长花岗岩与辉绿岩之间界线比较清晰,辉绿岩边缘具细褶锯齿状,局部还见冷凝固构造,这些是两种岩浆混合时的岩石学标志(周新民和朱云鹤, 1992),表明辉绿岩与碱长花岗岩近于同时混杂侵入,构成一套双峰式侵入岩组合。

上墅组火山岩出露面积约 29km²,其中下段基性火山岩面积 12km²、上段酸性火山岩面积 17km²;侵入岩出露面积约 46km²,其中辉绿岩侵入体面积 14.5km²,碱长花岗岩侵入体面积 31.5km²,火山—侵入活动经历了两个阶段,每个阶段

① 浙江省地质矿产厅. 1990. 1:5 万场口镇幅、河上镇幅区域地质调查报告

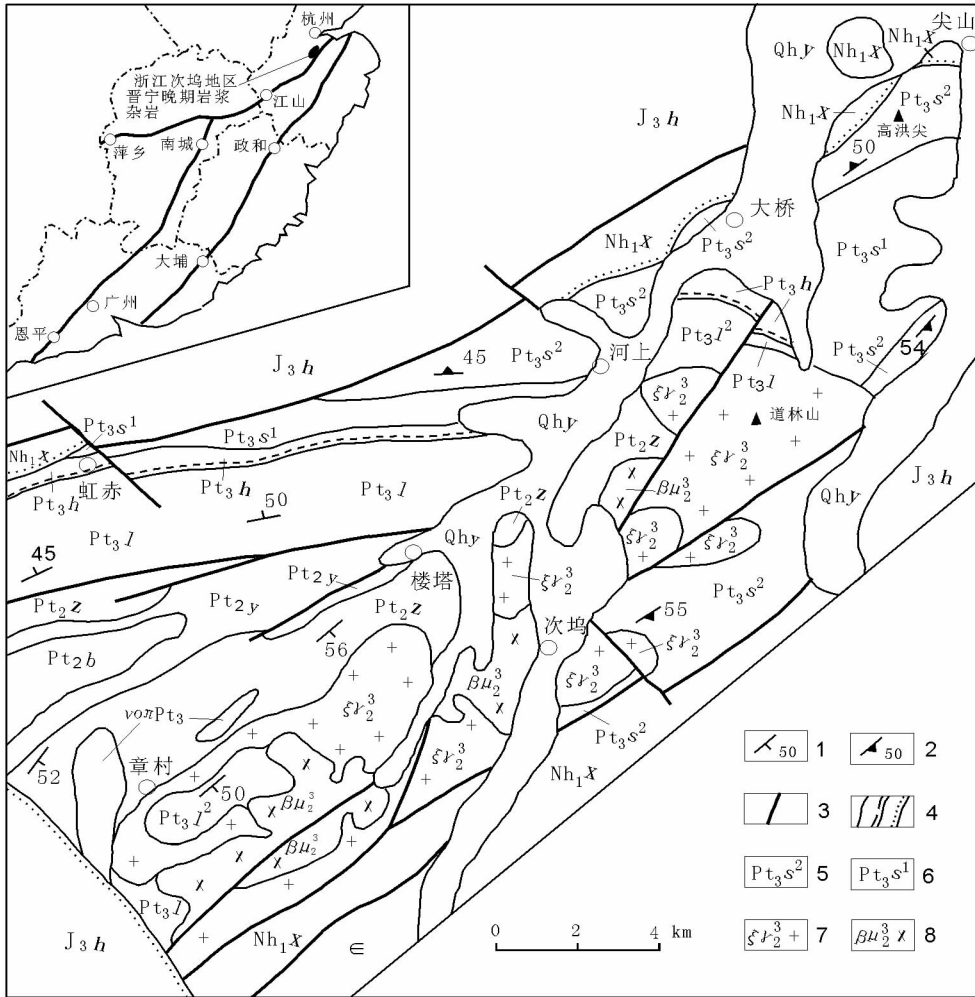


图1 次坞地区地质略图

1-地层产状;2-流纹产状;3-断裂;4-整合、平行不整合、不整合地质界线;5-上墅组上段酸性火山岩;6-上墅组下段基性火山岩;7-晋宁晚期碱长花岗岩;8-晋宁晚期辉绿岩;Qhy-鄞江桥组;J₃h-黄尖组;∈-寒武系;Nh₁x-休宁组;Pt₃h-虹赤村组;Pt₃l-骆家门组;Pt₂z-章村组;Pt₂y-岩山组;Pt₂b-北坞组

Fig. 1 Geological sketch map for the Ciwu area

1-Occurrence of strata; 2-Occurrence of flow liner; 3-Faults; 4-Boundaries of conformity, parallel unconformity and unconformity; 5-Shangsu Formation upper-section acid volcanic rock; 6- Shangsus Formation lower-section basic volcanic rock; 7-alkalic feldspar granite of Late Jinningian; 8-diabase of Late Jinningian; Qhy- Yinjiangqiao Formation; J₃h-Huangjian Formation; ∈-Cambrian System; Nh₁x-Xiuning Formation; Pt₃h-Hongchicun Formation; Pt₃l-Luojiamen Formation; Pt₂z-Zhangcun Formation; Pt₂y-yanshan Formation; Pt₂b-Beiwu Formation

的火山喷发都伴随有相对应的岩浆侵入,均以侵入形式略占优势。火山岩与侵入岩在时空上紧密伴生,侵入岩分布于火山岩的内侧及旁侧,具有相互依存的空间环境,它们在空间上呈北东向条带状展布(图1)。道林山碱长花岗岩锆石²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年龄为814.4 ± 2.4Ma,分析误差仅为±2.4Ma,年龄数据的正确性较高。徐步台和邱郁双(1994)获得本区上墅组酸性火山岩的Sm-Nd全岩等时年龄为806 ± 59Ma,分析误差为±59Ma,年龄数据的正确性相对较低,只能反映上墅组酸性火山岩形成的大致年龄。在野外,火山岩与侵入岩的直接接触关系仅见道林山碱长花岗岩与上墅组酸性火山岩局部呈侵入接触,两者接触带虽岩体矿物粒度变细(范围

很有限),但经野外仔细观察,未见明显的接触变质现象,表明上墅组酸性火山岩与道林山碱长花岗岩的形成时间很相近,但比较起来,上墅组酸性火山岩形成略早,道林山碱长花岗岩略晚。从火山岩与侵入岩的接触关系及已报道的同位素年龄数据,大致证明其形成的同时性,均为晋宁晚期构造岩浆活动的产物。

3 杂岩带的组成及其岩相学特征

本区晋宁晚期杂岩带由上墅组双峰式火山岩与次坞辉

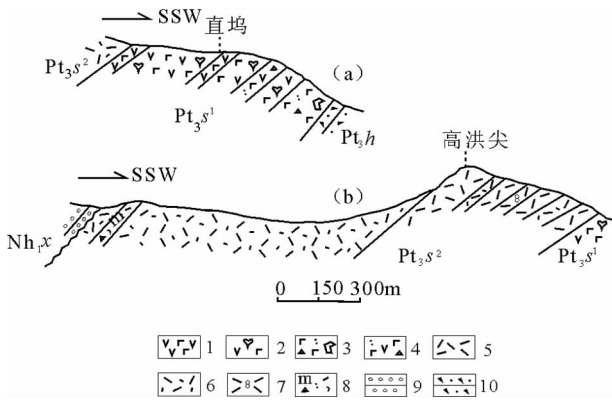


图2 次坞地区上墅组地层剖面图

a-直坞上墅组下段;b-高洪尖上墅组上段。1-安山玄武岩;2-杏仁状安山玄武岩;3-玄武质含集块凝灰角砾岩;4-安玄质凝灰角砾岩;5-流纹岩;6-斑状流纹岩;7-球泡流纹岩;8-流纹质含角砾玻璃屑熔结凝灰岩;9-砾岩;10-岩屑砂岩。地层代号同图1

Fig. 2 Profile of Shangshu Formation in Ciwu area

a- The first member of Shangshu Formation at Zhiwu; b- The second member of Shangshu Formation at Gaohongjian. 1-Andesitic basalt; 2-andesitic basalt with amygdalae; 3-Basaltic tuffaceous breccia containing agglomerates; 4-Andestic-basaltic tuffaceous breccia; 5-Rhyolite; 6-Porphyritic rhyolite; 7-Orbicular rhyolite; 8-Rhyolitic ignimbrite containing breccia and vitric; 9-Conglomerate; 10-Lithic sandstone. The symbol of stratum is identical with that in Fig. 1

绿岩和道林山碱长花岗岩构成的双峰式侵入岩复合而成,它们缺乏中性及中酸性岩石,共同构成一套双峰式岩浆杂岩组合。本区位于扬子板块和华夏板块的交接处,经历了多期复杂的造山作用,致使岩石遭受不同程度的变形变质作用而形成浅变质岩浆岩,现按岩性分述如下:

(1) 上墅组下段基性火山岩以玄武岩、粗面玄武岩及安山玄武岩等熔岩为主,间夹一定数量的火山碎屑岩,它们多以似层状、透镜状产出。岩石普遍遭受浅变质,具有变余斑状结构。斑晶成分主要为斜长石及辉石,而斜长石多被绢云母交代,辉石常蚀变为绿泥石及绿帘石。基质由斜长石微晶、绿泥石、绿帘石、绢云母及少量金属矿物等组成,其中绿泥石和绿帘石主要由暗色矿物或玻璃质蚀变而成,斜长石微晶往往绢云母化,呈变余的交织结构、间隐结构及粗玄结构,发育杏仁构造和气孔构造,杏仁体常由绿帘石、绿泥石、石英、方解石和绢云母等充填而成。局部岩石还出现明显的片理化,片理由绿泥石、绢云母及石英等细微矿物集合体定向排列而成。

(2) 上墅组上段为酸性火山岩,以浅变质的流纹岩、斑状流纹岩为主,局部夹少量火山碎屑岩,保存斑状结构和流纹构造、球(石)泡构造。斑晶成分主要为石英、钾长石及少量斜长石、黑云母;基质主要由细微的长石、石英及次生绢云母、伊利石、叶蜡石等组成,呈变余的显微包含结构、霏细结构、球粒结构和隐球粒结构。局部岩石具有不同程度的变形

及绢云母化、伊利石化、叶蜡石化等蚀变。

(3) 次坞浅成基性岩体以辉绿岩为主体,局部过渡为辉长辉绿岩、微晶闪长岩。岩石为墨绿色,主要矿物为斜长石(60%~80%)及辉石(10%~30%)、角闪石(4%~34%),副矿物有磁铁矿、磷灰石、钛铁矿、锆石、榍石及刚玉等。斜长石为中—拉长石,大小在 $1.5 \times 3 \text{mm} \sim 2 \times 3.5 \text{mm}$,呈柱状、板柱状,部分有环带构造;辉石多为普通辉石,粒度 $1 \sim 2 \text{mm}$,少数在 $2.5 \sim 3.5 \text{mm}$ 之间。岩石具辉绿结构及辉绿含长结构,普遍遭受绿泥石化、绿帘石化、绢云母化及碳酸盐化等蚀变。

(4) 道林山碱长花岗岩呈肉红色,细粒及中细粒花岗岩结构,长石经常与石英交生,形成微文象结构,具有块状构造和晶洞构造。在靠近岩体的边部,晶洞最为发育,晶洞大小一般在 $1 \sim 3 \text{cm}$ 之间,形态各异,有圆形的,也有拉长或扁平状的。晶洞内矿物主要是石英及碱性长石晶簇,与岩体中的主要矿物基本一致。晶洞构造的形成,意味着岩浆突然上升,花岗质岩浆发生第二次沸腾,散逸了气体和挥发分,是浅带花岗岩特征(肖庆辉等,2002),因此道林山岩体是高侵位的浅成侵入体。岩体主要矿物成分平均为碱性长石72%,石英27%,斜长石<1%,黑云母<1%。副矿物组合为锆石—萤石型,伴有赤铁矿、磁铁矿、闪锌矿及微量锐钛矿、黄铁矿、金红石等。碱性长石为微斜微纹长石,呈板状晶体,具格子双晶及卡氏双晶;斜长石具有聚片双晶;黑云母(已绿泥石化)充填在浅色矿物粒间,形成于岩浆结晶晚期。

4 各种岩石类型的地球化学特征及其比较

本区岩石由于后期变形变质作用,基性岩普遍遭受蚀变作用,我们在薄片下选取了蚀变相对较弱或轻微蚀变的样品做化学分析;酸性岩也常有不同程度的蚀变和显微变形,但采集的分析样品选择了无蚀变或几乎无蚀变矿化的岩石,基本上能代表其原来的岩浆成分。表1表示了岩石化学成分分析结果,序号2~3由中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所用XRF方法测定,其它由浙江省地质调查院实验室、南京地质矿产研究所化学实验室用湿化学法测定,分析误差皆小于1%。表2、3分别表示了稀土与微量元素:序号1、4、10、11、21、26、27由宜昌地质矿产研究所、南京地质矿产研究所用法国产的JY Ultima2C型、JY38S型ICP-AES分析,绝大部分元素的分析精度优于5%,其它由中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所测定,分析方法:Ba、Rb、Sr、Zr用压片法X-射线荧光光谱(XRF),其中Ba、Rb、Sr检出限为 5×10^{-6} ,Zr检出限为 2×10^{-6} ;Hf、Nb、Ta、Th、La、Ce、Y、Pr、Nd、Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb、Lu用等离子体质谱法(ICP-MS),其中Hf检出限为 2×10^{-6} ,Th、La、Ce、Y检出限为 1×10^{-6} ,其它检出限为 0.1×10^{-6} ;一级标准物质合格率100%,重复样品合格率100%,分析精度一般优于3%。

表 1 浙江次坞地区岩浆杂岩带的化学成分 (wt%)

Table 1 Chemical composition (wt%) of the magmatic complex suite from the Ciwu area in Zhejiang

序号	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	烧失	总量	A. R	FeO*/MgO	AKI
1	玄武岩	45.18	1.85	18.30	10.18	3.23	0.41	4.17	9.34	2.70	0.08	0.31	3.75	99.86	1.10	2.97	0.24
2	玄武岩	47.61	2.75	15.10	7.00	7.35	0.24	6.37	4.35	3.87	1.05	0.41	3.80	100.72	1.68	2.14	0.50
3	玄武岩	50.65	1.49	16.75	10.96	2.28	0.17	2.76	7.12	4.33	0.55	0.29	3.06	100.66	1.51	4.40	0.46
4	粗面玄武岩	49.8	1.7	17.70	8.84	4.41	0.11	5.18	3.68	5.32	1.09	0.24	2.17	100.73	1.86	2.39	0.56
5	粗面玄武岩	50.03	1.60	17.01	10.54	2.22	0.39	6.78	1.25	5.92	0.23	0.34	3.60	100.16	2.01	1.73	0.59
6	粗面玄武岩	48.43	0.83	18.94	3.95	5.51	0.23	8.06	1.90	4.16	1.36	0.31	5.33	99.62	1.72	1.12	0.44
7	玄武安山岩	52.11	1.02	19.19	6.00	3.11	0	3.82	4.75	5.56	0.58	0.256	3.51	100.26	1.69	2.23	0.51
8	玄武安山岩	55.75	1.06	17.42	7.05	1.70	0.15	3.13	4.84	4.72	0.72	0.30	2.49	99.52	1.65	2.57	0.49
9	玄武粗安岩	56.78	1.46	15.22	9.38	0.85	0.18	2.26	5.34	4.78	0.09	0.28	2.47	99.18	1.62	4.11	0.52
10	辉绿岩	45.88	1.61	16.98	3.35	7.85	0.17	7.62	8.55	2.64	0.89	0.31	3.47	100.19	1.32	1.43	0.31
11	辉绿岩	46.67	1.78	16.07	3.72	7.72	0.20	6.99	8.59	2.71	1.31	0.39	2.59	99.60	1.39	1.58	0.37
12	辉绿岩	49.49	1.40	14.94	3.64	6.9	0.28	7.41	9.34	2.86	0.94	0.25	1.83	100.05	1.37	1.37	0.38
13	辉绿岩	45.78	1.98	15.91	3.88	8.98	0.35	7.33	6.65	3.22	1.18	0.42	3.23	99.91	1.49	1.70	0.41
14	辉绿岩	45.59	1.32	17.32	3.04	6.28	0.21	10.11	9.22	2.34	1.10	0.27	2.49	99.99	1.30	0.89	0.29
15	辉绿岩	45.99	2.45	15.31	5.24	7.90	0.26	6.58	7.78	3.16	1.0	0.40	3.16	100.11	1.44	1.92	0.41
16	辉绿岩	49.86	2.96	13.45	5.82	8.68	0.39	4.56	7.20	3.78	1.19	0.80	1.25	100.91	1.63	3.05	0.56
17	辉绿岩	54.25	1.63	14.16	4.30	5.80	0.18	4.31	6.30	3.87	1.81	0.35	2.60	99.56	1.77	2.24	0.59
18	辉长辉绿岩	46.67	1.96	16.09	5.19	6.76	0.06	7.72	9.09	2.80	0.64	0.30	1.60	99.63	1.32	1.48	0.33
19	辉绿岩	46.32	1.96	16.34	4.59	6.97	0.26	7.39	7.29	3.39	0.89	0.36	3.63	100.17	1.44	1.50	0.40
20	流纹岩	76.29	0.17	10.91	3.16	0.30	0.04	0.37	0.15	2.37	5.63	0.05	0.53	100.00	6.23	8.50	0.92
21	流纹岩	76.17	0.32	10.71	3.63	0.52	0.05	0.28	0.15	2.40	5.00	0.01	0.33	99.63	5.28	13.53	0.87
22	流纹岩	75.98	0.28	11.07	3.84	0.76	0	0.02	0.50	3.36	3.93	0.01	0.52	100.35	4.41	210.80	0.88
23	斑状流纹岩	77.29	0.18	11.64	2.42	0.74	0	0.04	0.50	5.38	1.33	0.01	0.43	100.04	3.47	72.95	0.88
24	斑状流纹岩	77.59	0.25	9.63	3.33	1.42	0.12	0.24	0.39	0.66	5.39	0.03	0.56	99.77	4.05	18.40	0.72
25	斑状流纹岩	76.22	0.29	10.75	4.04	0.55	0.08	0.09	0.24	2.18	5.66	0.03	0.52	100.71	5.98	46.51	0.90
26	碱长花岗岩	75.45	0.26	12.43	2.37	0.34	0.02	0.16	0.02	3.94	4.17	0.12	1.67	100.99	2.48	15.46	0.87
27	碱长花岗岩	75.18	0.12	12.92	1.47	0.49	0.03	0.04	0.23	4.46	4.83	0.08	0.56	100.46	5.81	45.33	0.97
28	碱长花岗岩	72.18	0.3	14.81	1.48	1.19	0.06	0.18	0.92	4.8	3.52	0.04	1.52	99.48	3.23	14.01	0.79
29	碱长花岗岩	74.27	0.24	11.79	1.75	1.65	0.05	0.24	0.85	4.08	4.12	0.04	0.78	100.00	2.45	13.44	0.95
30	碱长花岗岩	75.51	0.27	11.52	1.68	1.66	0.1	0.22	0.37	4.24	4.28	0.04	0.40	100.50	6.06	14.42	1.01
31	碱长花岗岩	74.67	0.21	10.96	1.51	2.29	0.1	0.04	0.64	3.7	4.26	0.03	1.32	99.98	5.37	91.23	0.98
32	碱长花岗岩	76.49	0.19	11.82	1.85	0.55	0.05	0.13	0.24	3.48	4.62	0.03	0.57	100.10	5.09	17.04	0.91
33	碱长花岗岩	75.11	0.24	11.74	2.23	0.81	0.08	0.09	0.27	4.03	4.22	0.07	0.54	99.52	5.39	31.30	0.95
34	碱长花岗岩	73.42	0.27	11.75	1.43	1.69	0.09	0.24	0.56	4.29	4.25	0.04	1.62	99.64	5.53	12.40	0.99
35	碱长花岗岩	75.36	0.23	12.54	0.89	0.50	0.03	0.20	0.61	4.02	4.69	0.04	1.08	100.18	4.92	6.51	0.93

表 2 浙江次坞地区岩浆杂岩带的稀土元素含量 (×10⁻⁶)

Table 2 REE abundance (×10⁻⁶) of the the magmatic complex suite from the Ciwu area in Zhejiang

序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	δEu
1	24.03	57.05	7.44	41.22	9.62	3.59	10.10	1.66	9.61	1.94	5.42	0.79	4.97	0.75	51.40	178.18	1.10
2	8.96	23.22	3.19	17.51	4.80	1.72	5.30	0.91	5.72	1.18	3.39	0.50	3.19	0.47	31.37	80.06	1.04
3	22.50	58.00	8.30	37.00	5.90	2.08	7.90	1.21	7.40	1.40	3.80	0.53	3.40	0.53	26.00	159.95	0.94
4	9.02	23.11	2.49	13.35	3.16	1.20	3.35	0.53	3.35	0.69	1.95	0.30	1.87	0.29	21.00	64.66	1.13
5	11.60	27.00	4.32	21.00	5.60	2.42	3.18	0.85	6.68	1.25	2.52	0.50	2.59	0.40	32.80	89.91	1.61
6	14.30	39.00	5.87	28.00	7.40	2.42	4.24	1.19	9.67	1.85	3.70	0.70	3.54	0.51	43.90	122.39	1.21
8	41.50	64.00	9.40	37.00	5.60	1.80	6.90	1.12	6.80	1.30	3.50	0.50	3.10	0.51	79.43	183.03	0.89
10	7.58	22.8	5.86	25.9	4.92	2.27	4.66	0.84	4.88	1.07	2.77	0.40	2.55	0.30	22.4	86.80	1.43
11	13.4	42.8	6.85	20.6	5.89	1.84	6.12	1.02	5.7	1.26	3.49	0.47	3.15	0.39	27	112.98	0.93
12	7.6	20	3.2	16	4.1	1.49	4.7	0.81	5.2	1.0	3.1	0.44	2.7	0.43	18	70.77	1.04
13	15.6	39	6.69	19.6	6.58	1.86	7.04	1.12	6.67	1.47	4.18	0.58	3.86	0.43	33.1	114.68	0.83
17	15.6	39.0	6.69	19.6	6.58	1.86	7.04	1.12	6.67	1.47	4.18	0.58	3.86	0.43	33.1	114.68	0.83
20	48.18	108.92	21.32	99.44	23.35	1.26	20.99	3.53	20.37	4.15	12.68	2.04	14.02	2.23	110.12	382.48	0.17
21	74.58	172.48	20.66	93.35	21.69	3.27	19.69	3.61	20.03	3.96	11.31	1.76	11.62	1.86	98.50	459.86	0.48
22	47.00	100.00	16.80	76.00	17.40	3.12	16.80	2.62	14.80	2.60	6.90	0.91	5.70	0.87	56.00	311.52	0.55
23	44.10	71.00	16.00	64.00	11.9	2.05	10.60	1.99	13.40	2.50	6.40	0.79	4.90	0.70	28.00	250.33	0.55
24	42.90	82.00	8.60	33.00	8.50	1.01	10.70	1.84	11.60	2.40	7.20	1.11	7.40	1.19	36.00	219.45	0.28
32	54.6	121.4	16.1	67.5	15.3	2.43	15.28	3.06	20.6	4.25	11.7	2.08	12.7	2.16	111.2	349.16	0.48
30	35.39	109.77	10.53	46.72	12.03	1.87	12.30	2.56	16.83	3.69	11.49	1.79	12.01	1.92	205.5	278.9	0.47
26	74.60	141.0	23.80	97.50	18.40	2.88	22.20	3.18	22.80	4.22	12.60	1.90	14.7	2.21	116.0	441.99	0.45
27	46.30	105.0	14.80	59.10	12.10	1.91	11.90	2.04	13.30	2.80	8.86	1.40	9.82	1.46	67.1	290.79	0.49
28	30.5	59.7	9.1	37.3	8.2	0.78	7.91	1.63	10.9	2.29	6.60	1.23	7.7	1.36	91.6	185.20	0.30
29	35.1	70.3	9.6	38.2	8.5	1.24	10.00	2.28	16.2	3.53	9.7	1.77	10.6	1.79	118.7	218.81	0.41
34	51.6	125.0	21.4	63.3	16.8	2.85	15.9	2.75	17.33	3.75	11.0	1.62	11.3	1.4	81.1	346.0	0.53
35	40.1	75.9	14.8	50.1	11.7	0.97	11.2	1.50	11.3	2.56	6.65	1.02	7.02	0.75	59.3	235.57	0.26

注:序号、岩性同表1

表3 浙江次坞地区岩浆杂岩带的微量元素含量($\times 10^{-6}$)Table 3 Abundance($\times 10^{-6}$) of trace elements of the the magmatic complex suite from the Ciwu area in Zhejiang

序号	Sr	Rb	Ba	Ta	Th	Zr	Hf	Nb	V	Cr	Ni	Zr/Nb	Rb/Sr	Nb/Y	Ti/Zr
1	229.3	15.0	170.8	0.41	5.75	172	4.9	6.5	179.5	75.2	103.2	26.4	0.07	0.13	64.48
2	130.0	13.2	111.0	0.40	1.82	225	9.0	6.8	168.3	81.9	66.7	33.09	0.1	0.22	73.27
3	228.0	12.0	149.0	0.44	2.60	180	5.4	7.0	151.7	63.4	77.2	25.71	0.05	0.27	49.62
4	222.0	13.6	148.0	0.53	2.90	179	5.3	7.8	145.9	76.3	44.2	22.95	0.06	0.37	56.93
5	547.0	16.2	141.0	0.24	1.52	119	4.0	4.1	159.8	85.6	63.5	29.02	0.03	0.13	80.61
10	286	22.6	217.4	0.38		199.2	8.6	6.7	364.1	96.5	57.6	29.73	0.08	0.3	48.45
11	381	27	190	0.35		131	4.2	4.9	309.0	99.0	107.0	26.73	0.07	0.18	81.46
12	508	23	207	0.43		156	5.1	6.4	322.0	93.1	134.0	24.38	0.05	0.36	53.80
13	294.8	20	243.9	0.41		197.7	7.9	6.3	368.1	103.6	60.7	31.38	0.07	0.19	60.04
21	19.4	84.6	864.5	2.13	9.90	1342.2	20.7	40.7	4.7	4.2	2.4	32.97	4.36	0.41	1.43
22	64.0	147.0	1070	1.85	6.60	952	22.1	29.1	6.1	7.6	3.7	32.71	2.3	0.52	1.76
23	81.0	61.0	264.0	1.28	9.70	416	12.2	15.6	5.3	6.4	4.9	26.67	0.75	0.56	2.59
24	33.0	56.0	238.0	2.47	6.30	1180	26.3	43.4	6.8	8.7	5.5	27.19	1.7	1.21	1.27
26	12.8	90.5	294.0	2.56		888.0	21.4	23.8	7.4	10.4	6.7	37.31	7.07	0.21	1.75
27	47.5	110.0	419.0	1.97		574.0	13.9	28.1	7.9	10.2	5.3	20.43	2.32	0.42	1.25
30	17.7	85.4	505.8	2.17		1378.1	30.6	48.6	7.0	1.5	3.6	28.36	4.82	0.24	1.17
32	11.7	103.3	204.5	2.33		484.9	19.3	29.5	4.8	4.6	1.6	16.44	8.83	0.27	2.35

注:序号、岩性同表1

4.1 主量元素

根据国际地质科学联合会的火山岩化学分类(Le Bas *et al.*, 1986),上墅组下段基性火山岩主要为玄武岩、粗面玄武岩、玄武安山岩、玄武粗面安山岩等。从表1和以SiO₂含量为横坐标的Harker图解(图3)可以看出,上墅组下段基性火山岩与次坞辉绿岩体的化学成分基本相近,具有富铝(Al₂O₃ 13.45%~18.94%)、高钛(TiO₂ 0.83%~2.96%)、富钠(Na₂O 2.64%~5.92%)和偏碱性的特征,但它们仍有一定的差异,这种差异是具有连续变化的过程,表现为上墅组下段基性火山喷发至次坞辉绿岩体侵入,Al₂O₃、Fe₂O₃及Na₂O值出现降低的趋势,而FeO、MgO、CaO组分则有递增的趋向,显示了它们成因上的相关性。

上墅组上段酸性火山岩与道林山碱长花岗岩的岩石化学成分(表1)以高硅(SiO₂ 72.18%~77.59%)、富碱(Na₂O + K₂O 6.05%~9.29%),明显贫MgO(0.02%~0.37%)、CaO(0.02%~0.92%)为特征,莱特碱度率(A.R)为2.45~6.23,均属弱碱质岩系;全岩A/NKC为0.92~1.26(平均1.04),CIPW标准矿物中多有刚玉出现,属准铝-过铝质岩石。以SiO₂含量为横坐标的Harker图解(图3)可以看出,酸性火山岩与碱长花岗岩的化学成分基本相近,随SiO₂含量的增高,Fe₂O₃、FeO、MgO、CaO、K₂O和TiO₂具有相对的稳定性,而Al₂O₃、Na₂O和SiO₂则呈负相关趋势,显示出有斜长石的分离结晶。酸性火山岩与碱长花岗岩的氧化物平均值及AKI指数[=(Na₂O + K₂O)/Al₂O₃,分子数比]为0.72~1.01(平均0.91),与世界A型花岗岩成分(Turner *et al.*, 1992)相近,但与M型、S型和I型花岗岩(Whalen *et al.*, 1987)相比,则具有富硅、碱,明显贫铝、镁、钙等特点;其FeO*/MgO(FeO* = FeO + 0.9(Fe₂O₃))比值为6.51~210.8(平均39.49),远高于一般I型、S型、M型花岗岩(Whalen *et al.*, 1987),反映它们均具A型花岗岩的成分特征。

上墅组下段基性火山岩与次坞辉绿岩为基性岩,SiO₂含量在45.18%~56.78%间,平均49.10%;上墅组上段酸性火山岩与道林山碱长花岗岩为酸性岩,SiO₂含量在72.18%~77.59%间,平均75.45%,两者之间缺乏SiO₂含量在57%~68%之间的中性及中酸性成分,从图2也可看出两者最突出的特点是SiO₂含量表现出不连续性,分别集中在两个区间,其间存在明显的成分间断,构成一套双峰式岩浆杂岩组合(王焰等,2000)。

4.2 稀土元素

上墅组下段基性火山岩与次坞辉绿岩体的稀土元素含量偏低(表2),但两者的稀土总量(Σ REE = 64.66 $\times 10^{-6}$ ~183.03 $\times 10^{-6}$)、轻重稀土比值(2.85~6.71)与 δ Eu值(0.83~1.61)都比较接近;在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图中可以看出(图4),上墅组基性火山岩(实线表示)与次坞辉绿岩体(虚线表示)的曲线形态基本一致,说明它们具有成因上的相关性。基性火山岩和辉绿岩的稀土配分模式表现为向右缓倾斜的轻稀土比重稀土相对弱富集型,Eu异常微弱,(La/Yb)_N = 1.894~9.025(平均3.321),(Ce/Yb)_N = 1.883~5.340(平均3.026),结合其较低的Sr同位素初始比值(0.706~0.709)(徐步台和邱郁双,1994),反映其可能是亏损地幔低程度部分熔融的产物。

从表2可以看出,上墅组上段酸性火山岩与道林山碱长花岗岩的稀土含量与轻重稀土比值(2.92~5.23)具有相似性,但稀土总量较高且变化范围较大,为185.20 $\times 10^{-6}$ ~459.86 $\times 10^{-6}$;上墅组酸性火山岩(实线表示)与道林山碱长花岗岩(虚线表示)的稀土元素分布型式基本一致(图5),总体表现为右倾斜的轻稀土富集型,具有明显的负铕异常, δ Eu = 0.17~0.55,但重稀土曲线相当平坦,(La/Yb)_N = 1.987~6.068(平均3.500),(Ce/Yb)_N = 1.715~4.538(平均2.805),反映出两者具A型花岗岩的特征。

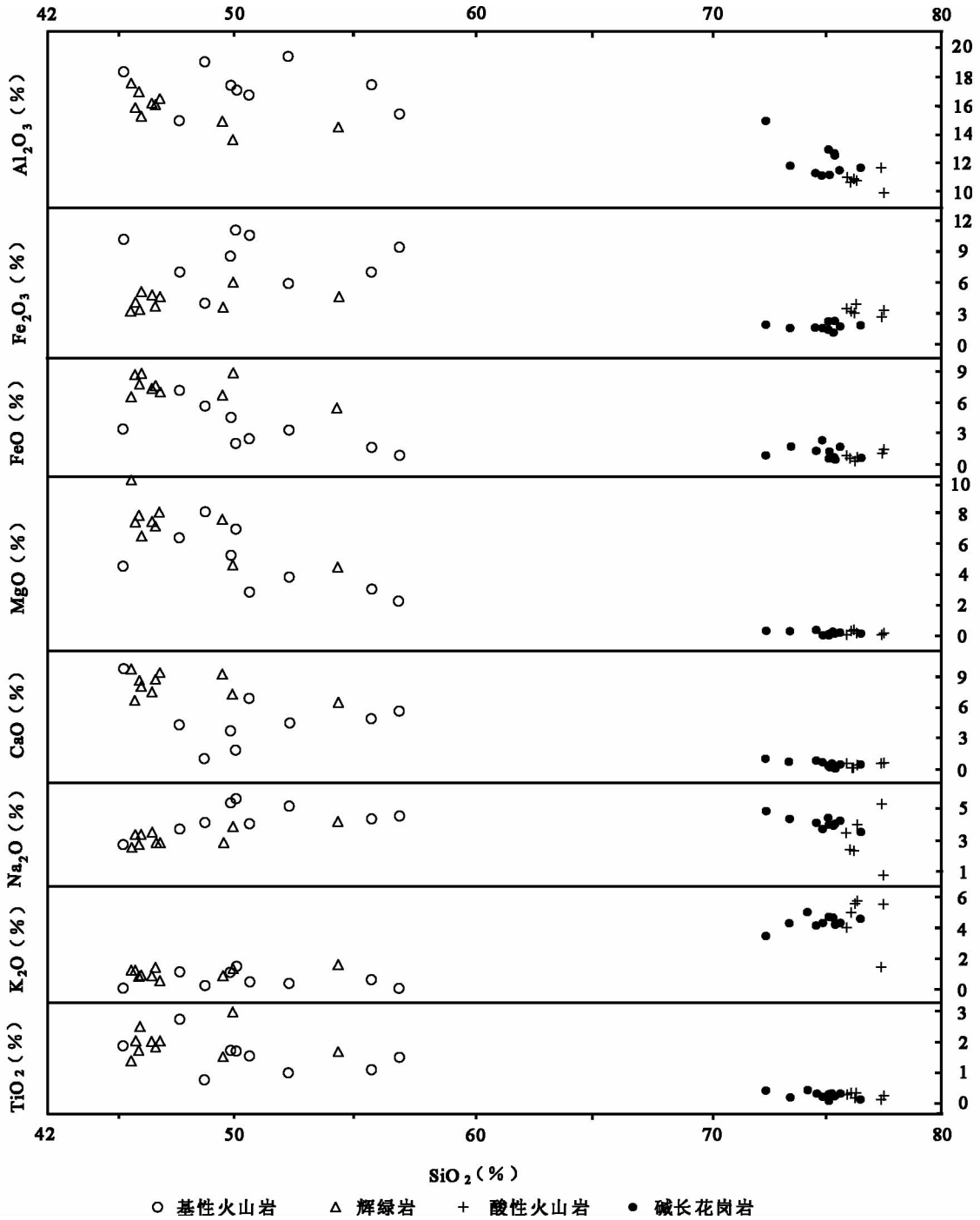


图3 岩浆杂岩带的 Harker 图解

Fig. 3 Harker diagram of magmatic complex suite

4.3 微量元素

微量元素是确定岩石形成过程的重要指示剂。对于浅变质岩浆岩,其微量元素分析结果(表3)除活泼性元素外,其余基本反映了原岩的地球化学特征,尤其是 HFSE 元素如 Zr/Nb 对后期的蚀变保持相对惰性,Zr/Nb 比值常被用于指示源区性质。典型的 N-MORB 具有很高的 Zr/Nb 比值(40 ~

50)(Erlank and Kable, 1976),球粒陨石的 Zr/Nb 比值为 16 ~ 18(Sun and Nesbitt, 1979)。显然 N-MORB 是起源于亏损的地幔,上墅组下段基性火山岩与次坞辉绿岩体的 Zr/Nb 比值颇为相近,在 22.95 ~ 33.09 之间,平均 27.56,介于亏损地幔与球粒陨石地幔的 Zr/Nb 比值之间,表明它们起源于亏损程度较低的地幔或来源于亏损地幔的岩浆受到陆壳物质的混染。基性火山岩 Sr 同位素为 0.707 ~ 0.709(徐步台和邱

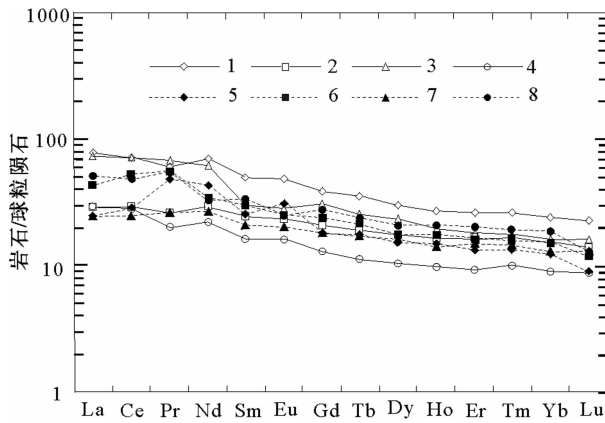


图4 上墅组基性火山岩与次坞辉绿岩体的稀土元素球粒陨石标准化配分模式(标准化值据 Boynton,1984)

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns of Shangshu formation basic volcanic rocks and Ciwu diabase (normalizing values from Boynton,1984)

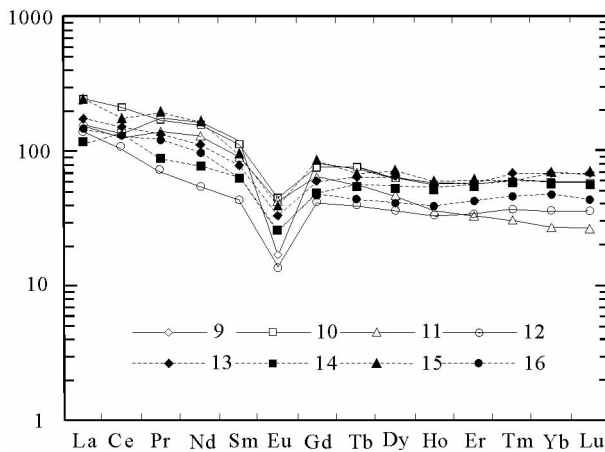


图5 上墅组酸性火山岩与道林山碱长花岗岩体的稀土元素球粒陨石标准化配分模式(标准化值据 Boynton, 1984)

Fig.5 Chondrite-normalized REE patterns of Shangshu formation acid volcanic rocks and Daolinshan alkalic feldspar granite (normalizing values from Boynton,1984)

郁双,1994),高于亏损地幔同位素组成, $\epsilon_{Nd}(t)$ 低于亏损地幔(3.5~4.0,平均3.8)(徐步台和邱郁双,1994),反映基性岩浆起源于亏损程度较低的地幔,或亏损地幔起源的岩浆受到地壳组分部分混染。将基性火山岩和辉绿岩的 Zr 和 Ni 的含量投影于 Zr-Ni 协变图(图6)可以看到,如果它们的源区为亏损的上地幔二辉橄榄岩,则它们将是约5%~15%的部分熔融的产物;基性火山岩和辉绿岩在图中构成一条比橄榄石结晶分异更陡的演化线,反映岩浆在侵入和喷发过程中发生了结晶分异,陆壳物质的混染可能是另一种重要机制。上墅组基性火山岩和辉绿岩在 Zr-Zr/Y 构造环境判别图

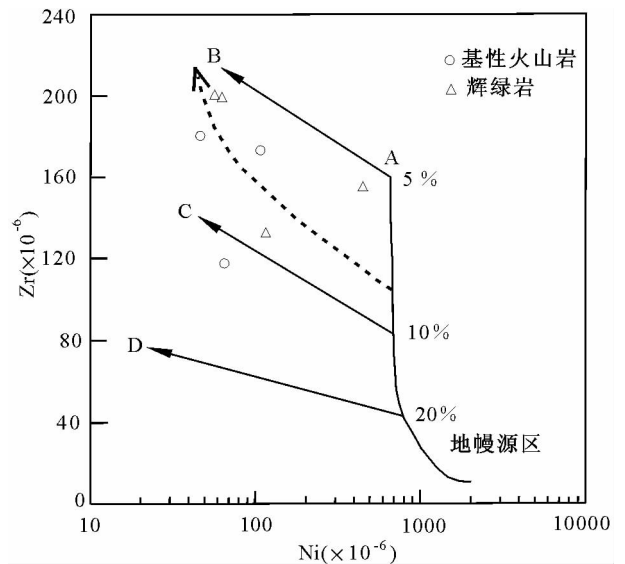


图6 上墅组基性火山岩与次坞辉绿岩体的 Zr-Ni 协变图(底图据 Condie, 1986)

A-1500°C, 1atm 下斜式熔融曲线;B、C、D-不同程度的橄榄石分离结晶曲线,假定地幔源区含 Zr 11×10^{-6} , Ni 2×10^{-3}

Fig.6 Diagrams showing covariance of Zr-Ni for Shangshu formation basic volcanic rocks and Ciwu diabase (after Condie, 1986)

A-1500°C, 1atm-down-slide melting curve; B、C、D-different degrees of olivine fractional crystallization curve, assuming that mantle source contains 11×10^{-6} of Zr, and 2×10^{-3} of Ni

(Pearce and Norry, 1979)中落在板内或靠近 MORB 的板内区域(图7),显然不属于洋中脊岩石,因此其形成的构造环境应为陆内至陆缘张裂环境。

上墅组上段酸性火山岩与道林山碱长花岗岩的微量元素(表3)以较低的 Rb($56.0 \times 10^{-6} \sim 147.0 \times 10^{-6}$)、V($4.7 \times 10^{-6} \sim 7.9 \times 10^{-6}$)、Cr($1.5 \times 10^{-6} \sim 10.4 \times 10^{-6}$)、Ni($1.6 \times 10^{-6} \sim 6.7 \times 10^{-6}$)和较高的 Zr($416 \times 10^{-6} \sim 1378.1 \times 10^{-6}$)、Nb($15.6 \times 10^{-6} \sim 48.6 \times 10^{-6}$)以及富集轻稀土为特征。Rb/Sr 比值最高可达 8.83,平均 4.02,明显高于 I 型或 S 型花岗质岩石(分别为 0.61 和 1.81)(Whalen *et al.*, 1987),而与 A 型花岗质岩石的 Rb/Sr 比值相似(3.52)。Nb/Y 被认为是一个很好的碱度率指数,真正的碱性岩 Nb/Y > 1,上墅组上段酸性火山岩与道林山碱长花岗岩的 Nb/Y = 0.24~1.21(平均 0.48),除个别样品外都低于碱性岩,但高于一般钙碱性岩石,而与 A 型花岗岩平均值相当(Whalen *et al.*, 1987),具有偏碱性的地球化学特征。据徐步台和邱郁双(1994)研究,上墅组酸性火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较高,在 0.71013~0.71094 之间(平均 0.71065); $\epsilon_{Nd}(t)$ 值相对较低,在 -0.6~0.6 之间(平均 -0.05),反映其可能起源于地壳中既含有基性地壳组分和又含有酸性地壳组分的源区的部分熔融。在 La-La/Sm 相关图上(图略),酸性火山岩与碱长

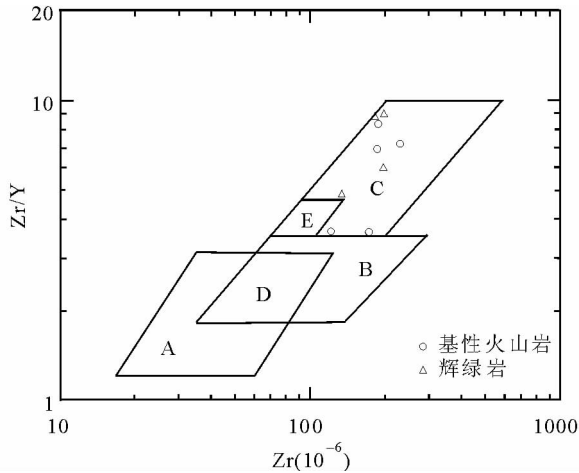


图7 上墅组基性火山岩与次坞辉绿岩体的 Zr-Zr/Y 构造环境判别图(底图据 Pearce and Norry, 1979)

A-火山弧玄武岩; B-洋中脊玄武岩; C-板内玄武岩; D-洋中脊玄武岩和火山弧玄武岩; E-洋中脊玄武岩和板内玄武岩

Fig. 7 Zr-Zr /Ti diagram for discriminating tectonic settings of Shangshu formation

basic volcanic rocks and Ciwu diabase (after Pearce and Norry, 1979)

A-volcanic arc basalt; B-MORB; C-in plate basalt; D-MORB and volcanic arc basalt; E-MORB and in plate basalt

花岗岩的投影点大致构成一条斜线,也反映它们属于部分熔融成因。它们的 HFSE 元素含量高, $Zr + Nb + Ce + Y$ 为 $650.64 \times 10^{-6} \sim 1741.97 \times 10^{-6}$, 平均 1151.85×10^{-6} , 明显大于 A 型花岗岩下限值 350×10^{-6} (Whalen *et al.*, 1987), 具有 A 型花岗岩的特点, 表明上墅组上段酸性火山岩与道林山碱长花岗岩形成于拉张的构造背景。

5 构造意义

近年来,经过区域地质调查并在前人资料^{①②③}的基础上进一步研究表明,浙西北前寒武纪地质构造演化可简略分为中元古代—青白口纪华夏陆块与扬子陆块的碰撞拼贴造山阶段、南华纪—早古生代陆内裂陷造盆阶段两个时期。前一时期包括晋宁运动早期(浙江亦称神功运动)、中期和末期,其中晋宁运动中期在本区表现为新元古界河上镇群骆家门组和虹赤村组发展阶段,并发生扬子和华夏古板块沿江山—绍兴断裂带的古陆弧碰撞拼贴,因此经历了山前盆地→弧后盆地→弧后盆地消亡、褶皱造山的复杂过程,代表了弧后盆地形成、发展、消亡的完整过程;晋宁运动末期 Rodinia 超大陆裂解开始,在本区表现为新元古代上墅期发展阶段,在拉张背景下的陆相火山喷发和岩浆侵入可分二个阶段:上墅组下段基性火山岩与次坞辉绿岩体代表第一阶段火山喷发和岩浆侵入,上墅组上段酸性火山岩与道林山碱长花岗岩为第二阶段火山喷发和岩浆侵入。两个阶段由基性岩和酸

性岩组成,缺乏中性及中酸性岩,共同构成一套双峰式岩浆杂岩组合,其形成的构造环境为陆内至陆缘张裂环境。后一时期即为加里东期沿江山—绍兴断裂带发生裂解,形成陆内裂陷槽。

晋宁运动末的时间界限为约 800Ma,这也正是 Rodinia 超大陆裂解发生的时期(约 825Ma 至 750~700Ma,相应的岩浆活动可能早在 850Ma 左右即已开始)(王剑,2000; Li *et al.*, 2003b),因此晋宁运动末在华南发生的沿江山—绍兴断裂带开始裂解的事件,可以认为是全球性 Rodinia 超大陆裂解在华南的响应,本文研究的双峰式岩浆杂岩即是这一裂解事件的产物。

浙西北晋宁晚期火成岩主要出露于江山—绍兴断裂带沿线,次坞地区晋宁晚期双峰式岩浆杂岩的产出位置正位于江山—绍兴断裂带之内,而且其形成时间也在约 800Ma,因此该双峰式岩浆杂岩是在晋宁期华夏、扬子两大陆块碰撞作用结束后的拉张条件下形成。其形成时大陆地壳已开始减薄,处于拉张裂解状态,正是 Rodinia 超大陆裂解作用在本区的表现。换言之,是华南 Rodinia 超大陆裂解事件的岩石学记录,标志着晋宁运动即将终结,其时代可大致视作本区青白口纪的上限。由此我们可以认为,华南 Rodinia 超大陆裂解始于青白口纪,到南华纪—早古生代达到高峰,形成陆内裂陷槽。

6 结论

(1) 次坞地区晋宁晚期杂岩带由上墅组双峰式火山岩与次坞辉绿岩和道林山碱长花岗岩构成的双峰式侵入岩复合而成,它们在空间上紧密伴生,形成时间相近,具有密切的成因联系, SiO_2 含量集中分布在两个区间,缺乏 SiO_2 在 57%~68% 的中性及中酸性成分,构成一套双峰式岩浆杂岩组合。

(2) 上墅组上段酸性火山岩与道林山碱长花岗岩在化学组成上富硅碱而贫钙镁,准铝-过铝质,富含 Zr、Nb 和稀土元素, FeO^*/MgO 、Rb/Sr 比值大,显示出 A 型花岗质岩石的成分特征;上墅组下段基性火山岩与次坞辉绿岩具有富铝、钠、钛和偏碱性的特征,形成于陆内至陆缘张裂环境。

(3) 基性岩与酸性岩由不同的源区熔融形成,基性岩起源于亏损程度较低的地幔或来源于亏损地幔的岩浆受到陆壳物质的混染,酸性岩可能起源于地壳中既含有基性地壳组分和又含有酸性地壳组分的源区的部分熔融。

(4) 晋宁晚期双峰式岩浆杂岩是在晋宁期华夏、扬子两

① 浙江省地质调查院. 2007. 杭州城市基岩与第四纪地质调查成果报告

② 浙江省地质调查院. 2005. 1: 250000 金华幅区域地质调查成果报告

③ 南京地质矿产研究所. 2004. 1: 250000 嵊县幅区域地质调查成果报告

大陆块碰撞作用结束后的拉张条件下形成,是华南 Rodinia 超大陆裂解事件的岩石学记录,标志着晋宁运动即将终结,其时代可大致视作本区青白口纪的上限。华南 Rodinia 超大陆裂解始于青白口纪,到南华纪一早古生代达到高峰,形成陆内裂陷槽。

References

- Boynton WV. 1984. Geochemistry of the rare earth elements; Meteorite studies. In: Henderson P (ed.). Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 63 - 114
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Zhejiang Province. 1996. Stratigraphy (Lithostratic) of Zhejiang Province. Wuhan: China University of Geosciences Press, 192 - 199 (in Chinese)
- Condie KC. 1986. Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the southwestern United States. *J. Geol.*, 94: 845 - 864
- Erlank AJ and Kable EJD. 1976. The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic Ridge basalts from 45N, with particular reference to Zr/Nb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 281 - 291
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology.*, 27: 745 - 750
- Li XH, Li ZX, Ge WC *et al.* 2003a. Neoproterozoic granitoids in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825Ma? *Precambrian Res.*, 122: 45 - 83
- Li ZX, Li XH, Kinny PD *et al.* 1999. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173: 171 - 181
- Li ZX, Li XH, Kinny PD *et al.* 2003b. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents; Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Res.*, 122: 85 - 109
- Li ZX, Li XH, Zhou HW *et al.* 2002. Grenvillian continental collision in south China; New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia. *Geology*, 30(2): 163 - 166
- Lu CZ, Dong CW, Gu MG *et al.* 2006. Discovery of the Neoproterozoic Daolinshan A-type granite in Zhejiang and its tectonic implications. *Geology in China*, 33(5): 1044 - 1051 (in Chinese with English abstract)
- Pearce JA and Norry MJ. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33 - 47
- Sun SS and Nesbitt RW. 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44: 119 - 138
- Turner SP, Foden JD and Morrison RS. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the padthaway Ridge. South Australia. *Lithos.*, 28: 151 - 179
- Wang J. 2000. Neoproterozoic rifting history of South China: Significance to Rodinia breakup. Beijing: Geological Publishing House, 121 - 128 (in Chinese)
- Wang J and Li ZX. 2003. History of Neoproterozoic rift basins in South China; Implications for Rodinia break-up. *Precambrian Res.*, 122: 141 - 158
- Wang Y, Qian Q, Liu L *et al.* 2000. Major geochemical characteristics of bimodal volcanic rocks in different geochemical environments. *Acta Petrologica Sinica*, 16(2): 169 - 173 (in Chinese with English abstract)
- Whalen JB, Carrié KL and Chappell BW. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407 - 419
- Xiao QH, Deng JF, Ma DQ *et al.* 2002. The ways of investigation on granitoids. Beijing: Geological Publishing House, 169 - 170 (in Chinese)
- Xu BT and Qiu YS. 1994. A isotope geochronology study of Shangshu formation in northwestern Zhejiang Province. *Acta Geoscientia Sinica*, (1 - 2): 51 - 59 (in Chinese with English abstract)
- Zhou XM and Zhu YH. 1992. Magmatic mixing of Jiangshan-Shaoxing fracture belt and related Precambrian geology. *Science in China (Series B)*, 22(3): 298 - 303 (in Chinese)
- Zhou XM and Zhu YH. 1993. Late Proterozoic collisional orogen and geosuture in Southeastern China; Petrological evidence. *Chinese Journal of Geochemistry.*, 12(3): 239 - 251

附中文参考文献

- 浙江省地质矿产局. 1996. 浙江省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 192 - 199
- 卢成忠, 董传万, 顾明光等. 2006. 浙江道林山新元古代 A 型花岗岩的发现及其构造意义. *中国地质*, 33(5): 1044 - 1051
- 王剑. 2000. 华南新元古代裂谷盆地演化. 北京: 地质出版社, 121 - 128
- 王焰, 钱青, 刘良等. 2000. 不同构造环境中双峰式火山岩的主要特征. *岩石学报*, 16(2): 169 - 173
- 徐步台, 邱郁双. 1994. 浙西北上墅组同位素年代地层学研究. *地球学报*, (1 - 2): 51 - 59
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社, 169 - 170
- 周新民, 朱云鹤. 1992. 江绍断裂带的岩浆混合作用及其两侧的前寒武纪地质. *中国科学(B辑)*, 22(3): 298 - 303