扬子克拉通东南缘新元古代陆缘弧型 TTG 的厘定及其构造意义

姜杨¹),赵希林¹),林寿发²),Donald W. DAVIS³),邢光福¹),李龙明²),段政¹)

1) 中国地质调查局南京地质矿产研究所,南京,210016;

2) Department of Earth and Environmental Sciences, University of Waterloo, Canada, N2L3G1;
 3) Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario, K1A0E8

内容提要:在扬子克拉通东南缘的江山一绍兴结合带沿线多处出露新元古代深成杂岩,以往被认为是沿扬子克拉通和华夏地块碰撞缝合带侵入的板内型深成岩类。本文选择其中的浙江金华罗店中酸性深成杂岩进行了系统的岩石学、年代学和地球化学研究,提出它们属 TTG 岩石组合,包括英云闪长岩一奥长花岗岩一花岗闪长岩组合(T₁T₂G₁)和二长花岗岩一花岗岩组合(G₂QM)两类,普遍以明显富集 Rb、Ba、K、Pb等大离子亲石元素而强烈亏损 Nb、Ta、Ti、P等高场强元素为特征, \deltaCe为弱负异常或无异常,属典型的弧岩浆岩类。T₁T₂G₁组合富钠贫钾, ϵ_{Nd} (t)值=+2.6~+9.4,Mg[#]值为41.5~63.1,推断由玄武质俯冲板片脱水部分熔融而成,并受到地幔楔橄榄岩熔体的混染。G₂QM 组合与T₁T₂G₁组合地球化学特征类似,但又明显富 K₂O(2.75%~5.08%)、LILE 和 LREE,低 Mg[#]值(27.2~52.31)和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(+1.7~+2.0),应是 T₁T₂G₁源区继续部分熔融的产物,可能未受到明显的地幔楔橄榄岩混染。测得花岗闪长岩(G₁)锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 841±10Ma,奥长花岗岩(T₂)锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 793±13Ma,前人报道之花岗岩(G₂)年龄为 832±44Ma,结合上述地球化学特征,说明 T₁T₂G₁和G₂QM 组合是由新元古代古华南洋向扬子东南缘持续俯冲形成的。综合区域地质资料及前人研究结果,提出金华罗店与诸暨璜山、绍兴平水等地的深成杂岩共同构成了扬子克拉通东南缘一条长达 200km 的青白口纪(930~793Ma)陆缘弧型深成杂岩带,反映迟至 793Ma 前仍存在强烈的洋壳俯冲,扬子克拉通尚未与华夏地块发生碰撞拼合,且 T₁T₂G₁-G₂QM 组合的出现指示洋壳俯冲正处于早一中期阶段。

关键词:陆缘弧型 TTG 岩石组合;新元古代;金华罗店;钦杭结合带;扬子克拉通东南缘

钦杭结合带系扬子克拉通和华夏地块碰撞拼合 形成的巨型构造带,大体沿钦州湾呈北东向延伸至 杭州湾,全长近 2000km。江山-绍兴结合带是钦杭 结合带的浙江段,全长约 280km,是结合带构造特 征最典型、研究最早的地段,其西北侧为扬子克拉通 东南缘,东南侧为华夏地块(图 1a)。水涛等(1986) 首次提出扬子和华夏地块沿浙江绍兴一诸暨一金华 一江山一线碰撞,谓之"江山一绍兴古陆对接带",这 一认识获得大多数学者的认同。但关于它们碰撞的 时限却长期存在争议,不少研究者认为碰撞发生于 中元古代末(水涛等,1986;马振东等,2000;余达淦 等,2000;章泽军等,2003)或青白口纪(约 0.9~ 1.0Ga)(舒良树,2006),也有学者认为碰撞拼合时 间可以迟至 820Ma 甚至更晚(Zhou M F et al., 2002;Wang X L et al.,2006;Zheng Y F et al., 2007;周金城等,2009;Li X H et al.,2009;李献华 等,2012)。

在扬子克拉通东南缘的浙江绍兴平水、诸暨璜 山和金华罗店等地,多处出露前寒武纪闪长质一花 岗质深成杂岩体,构成了一条近 200km 的 NE 向深 成杂岩带(图 1a)。前人研究认为它们的时代与岩 石组合相当,是沿江山-绍兴缝合带(古陆对接带)侵 入的板内幔源深成岩体,并形象地称之为焊接扬子 一华夏两大陆块的"焊接剂",可以作为陆块最终碰

注:本文为国家自然科学基金青年基金(批准号 41002024)、国土资源部公益性行业科研专项经费项目(编号 200811015)和中国地质调查 局华东基础地质调查成果集成与综合研究项目(编号 1212011220542)联合资助。

收稿日期:2013-06-18;改回日期:2014-01-06;责任编辑:郝梓国,黄敏。

作者简介:姜杨,女,1980年生。硕士,助理研究员。岩石学专业。通讯地址:210016,中国地质调查局南京地质矿产研究所;Email: Jiangyang_tqt@163.com。通讯作者:邢光福,男,1965年生。博士,研究员。通讯地址:210016,中国地质调查局南京地质矿产研究所; Email:njxgfu@163.com。

2014 年

撞拼贴的标志(周新民等,1992;王德滋等,2003)。 但已有研究表明,绍兴平水地区深成杂岩是由 SSZ 型斜长花岗岩、高镁闪长岩及富铌玄武岩等组成的 青白口纪早期(930~900Ma)陆缘弧型岩石组合(陈 志洪等,2009a)。因此,该深成杂岩带可能并非形成 于两大陆块碰撞之后,其构造属性仍需进一步确认。

为此,笔者选择金华罗店深成杂岩进行解剖性 研究,查明其时代与构造属性,并与绍兴平水和诸暨 璜山深成杂岩作对比,探讨新元古代华南大地构造 格局及其演化过程。

1 区域地质概况及样品采集

金华罗店深成杂岩体位于金华市罗店-洞井-带,呈近东西向展布,岩性复杂,包括辉长岩、闪长 岩、花岗闪长岩、二长花岗岩和细粒花岗岩等。在罗 店镇附近,杂岩体北侧被晚石炭世藕塘底组含砾石 英砂岩超覆,南侧与白垩纪衢县组红色砂砾岩呈断 层接触;在洞井村附近,杂岩体南侧侵入新元古代平 水群地层,北侧被早白垩世劳村组紫红色泥质粗砂 岩、砂岩等超覆。辉长岩主要分布于罗店镇附近,与 围岩多呈断层接触,仅在北东侧和西侧见新元古代 中酸性杂岩体和中生代花岗岩侵入其中(图1)。

岩相学研究表明,英云闪长岩的石英含量约

10%~20%,略有波状消光,呈它形粒状充填在其他 矿物之间,柱状斜长石含量约50%~60%,普遍泥 化,暗色矿物以角闪石和黑云母为主,含量约20% ~30%,普遍发生弱绿泥石化(图2a)。奥长花岗岩 呈深灰一灰绿色,中粗粒碎裂花岗结构,主要由钠长 石(70%~80%左右)和石英(20%~30%)组成,普 遍有碎裂现象,基本不含暗色矿物;钠长石发育细密 的聚片双晶且有膝折现象,石英波状消光明显(图 2b)。花岗闪长岩、二长花岗岩和花岗岩均具中粗 粒碎裂花岗结构,主要矿物组合为石英+斜长石+ 钾长石±角闪石,绿泥石化和碳酸盐化较为发育。

2 年代学研究

2.1 样品选择与测年方法

为确定金华罗店中酸性深成杂岩的形成时代, 选择花岗闪长岩(样品 08JH-10)和奥长花岗岩(样 品 08JH-8)进行了锆石测年。在廊坊地质实验室采 用人工重砂方法分选锆石,花岗闪长岩(样品 08JH-10)锆石的透反射光、阴极发光扫描电镜照相(CL) 以及 SHRIMP U-Pb 法测年均在加拿大地质调查 局年代学实验室完成,采用的仪器、相关参数、测 试流程详见 Stern(1997);奥长花岗岩(样品 08JH-8)锆石的透反射光、阴极发光扫描电镜照相(CL)



图 1 金华罗店深成杂岩体地质简图(图 1b 据[●]改)

Fig. 1 Sketch geological map of Luodian plutonic complex in Jinhua (Fig. 1b is modified after⁹)



图 2 金华罗店深成杂岩显微照片

Fig. 2 Microphotographs of plutonic complex in Luodian, Jinhua

(a) —英云闪长岩(126JH-10-6), 单偏光; (b) —奥长花岗岩(08JH-8), 正交偏光; Qtz — 石英; Pl — 斜长石; Hb — 角闪石

(a)—Tonalite(126JH-10-6), plainlight; (b)—trondhjemite (sample 08JH-8), crossed nicols; Qtz-quatz; Pl-plagioclase; Hb-hornblende



图 3 金华罗店花岗闪长岩(08JH-10)锆石阴极发光(CL)图像(a)和 SHRIMP U-Pb 谐和图(b), a 图中锆石编号与表 1 中锆石编号一致,圈的位置代表激光束斑的点位

Fig. 3 Cathodoluminescence images (a) and SHRIMP U-Pb concordia diagram (b) of zircons from granodiorite (sample 08JH-10) in Luodian, Jinhua. The zircon number in fig. 3a is the same as it in table 1, and the place of ring points out the laser beamwidth

在北京锆年领航科技有限公司完成,LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法测年在中国地质科学院矿产资源研 究所完成,仪器及相关参数、测试方法及流程、数 据处理等详见侯可军等(2009),测年数据均列于 表1。

2.2 测年结果

2.2.1 花岗闪长岩

花岗闪长岩(样品 08JH-10)共测定了 12 颗锆 石,大多数为短柱状自形晶,长轴一般在 50~ 100 μ m之间,长宽比一般《2,阴极发光(CL)图像显 示有清晰的振荡环带(图 3a),²³² Th、²³⁸ U含量分别 为 62×10⁻⁶~198×10⁻⁶和 90×10⁻⁶~140× 10⁻⁶,²³² Th/²³⁸ U比值变化于 0.71~1.35 之间,结 合 CL 图像判断,均属岩浆锆石。有 2 个测点(①、 ③)稍偏离谐和线,可能反映有少量 U 或 Pb 丢失, 但基本不影响²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 年龄数据;另外 10 颗锆石 测点年龄基本位于谐和线上(图 3b)。12 颗锆石 的²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 表面年龄可明显分为两组,其年龄的 加权平均值分别为 883±11Ma(MSWD=0.69,n= 6)和 841±10Ma(MSWD=0.63,n=6);前一组应 属捕掳锆石年龄,暗示罗店地区曾发生过与绍兴平 水深成杂岩大致同期的青白口纪早期岩浆活动,后 一组年龄则代表花岗闪长岩的结晶年龄。

2.2.2 奥长花岗岩

奥长花岗岩(样品 08JH-8)共测定了 12 颗锆 石,阴极发光(CL)图像显示,其大多数为短柱状自

表 1 金华罗店花岗闪长岩(样品 08JH-10)和奥长花岗岩(样品 08JH-8)锆石 U-Th-Pb 同位素分析数据

Table 1	U-Th-Pb data for zirco	ns from granodiorite	(Sample 08JH-10)	and trondhjemite	(Sample 08JH-8)	j in Luodian, Ji	nhua
---------	------------------------	----------------------	------------------	------------------	-----------------	------------------	------

	232 TL	238 T T	²³² Th/	²⁰⁷ Pb * / ²⁰⁶ Pb *	²⁰⁷ Pb * / ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb * / ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb * / ²⁰⁶ Pb	207 Pb * $/^{235}$ Th	²⁰⁶ Pb * / ²³⁸ U
	505 I N	200 0	²³⁸ U	(±%)	(±%)	(±%)	年龄(Ma)	年龄(Ma)	年龄(Ma)
					花岗闪长岩	(08JH-10)			
1	127	119	1.10	0.0595(3.2)	1.14(3.67)	0.13858(1.70)	587 ± 70	801 ± 38	837±13
2	82	106	0.79	0.0672(1.92)	1.29(2.59)	0.13873(1.74)	844 ± 40	845 ± 47	837 ± 14
3	61	77	0.82	0.0586(5.37)	1.19(5.61)	0.14762(1.74)	554 ± 116	801 ± 51	888 ± 14
4	73	87	0.87	0.0664(2.45)	1.29(2.97)	0.14143(1.67)	818 ± 51	870 ± 43	853 ± 13
5	117	106	1.15	0.0687(3.2)	1.33(3.67)	0.13988(1.77)	890 ± 66	965 ± 45	844 ± 14
6	258	198	1.35	0.0685(1.19)	1.33(1.88)	0.14102(1.46)	885 ± 25	949 ± 30	850 ± 12
7	383	232	1.71	0.0693(1.69)	1.41(2.26)	0.14791(1.50)	907 ± 35	963 ± 41	889 ± 12
8	68	78	0.90	0.0665(6.80)	1.37(7.24)	0.14938(2.47)	821 ± 142	935 ± 62	897 ± 21
9	216	174	1.28	0.0683(1.85)	1.29(2.30)	0.13706(1.36)	879 ± 38	823 ± 26	828 ± 11
10	43	62	0.71	0.0652(9.12)	1.32(9.33)	0.14707(1.98)	782 ± 192	887 ± 83	884 ± 16
11	153	141	1.13	0.0664(2.04)	1.31(2.49)	0.14352(1.44)	818 ± 43	$836\!\pm\!30$	865 ± 12
12	78	104	0.77	0.0670(1.90)	1.36(2.46)	0.14742(1.57)	838±39	927 ± 63	887 ± 13
					奥长花岗岩	±(08JH-8)			
1	185.7	249.0	0.75	0.0691(0.13)	1.2078(5.1)	0.1270(0.55)	901.9±38.9	804.2±23.4	770.5 \pm 31.3
2	228.0	227.4	1.00	0.0707(0.25)	1.2822(5.5)	0.1316(0.44)	950.0 \pm 71.1	837.8 \pm 24.6	797.1±25.2
3	245.8	506.7	0.49	0.0681(0.35)	1.2369(10.4)	0.1312(0.47)	872.2±104.5	817.5±47.1	794.6 \pm 27.0
4	73.4	105.3	0.70	0.0685(0.10)	1.2558(3.4)	0.1329(0.34)	883.3±34.3	826.0 \pm 15.2	804.4±19.1
5	215.0	372.5	0.58	0.0688(0.35)	1.2453(8.1)	0.1307(0.36)	900.0 \pm 104.5	821.3 ± 36.6	791.8 \pm 20.5
6	230.0	279.3	0.82	0.0696(0.31)	1.2667(9.2)	0.1312(0.57)	916.7±86.1	830.9 \pm 41.1	794.6 \pm 32.4
7	167.4	221.7	0.76	0.0695(0.43)	1.2594(17.7)	0.1307(1.05)	922.2±125.9	827.6 ± 79.8	791.8 \pm 59.7
8	232.6	240.7	0.97	0.0708(0.43)	1.3344(12.6)	0.1355(0.51)	953.7±125.2	860.8 \pm 54.9	819.2±28.8
9	132.7	190.1	0.70	0.0649(0.26)	1.1781(4.5)	0.1320(0.38)	770.1 \pm 85.2	790.4 \pm 21.1	799.4 \pm 21.7
10	404.3	430.9	0.94	0.0701(0.17)	1.3129(6.7)	0.1363(0.74)	931.5 \pm 54.6	851.4 ± 29.7	823.5±41.7
11	367.3	287.3	1.28	0.0687(0.07)	1.2256(2.2)	0.1294(0.18)	888.6±15.7	812.3 \pm 9.9	784.4±10.0
12	317.3	253.4	1.25	0.0714(0.23)	1.3849(6.3)	0.1401(0.36)	968.5 \pm 64.8	882.5 \pm 27.0	845.4±20.5

注:普通铅用实测204Pb校正。

形晶,长轴一般在 $60 \sim 100 \mu m$ 之间,有清晰的振荡 环带(图 4a)。12 颗锆石测点基本位于谐和线上(图 4b)。第 $1 \sim 11$ 号分析点的²³² Th、²³⁸ U 含量分别为 17.17 × $10^{-6} \sim 85.81 \times 10^{-6}$ 和 12.73 × $10^{-6} \sim$ 40.81 × 10^{-6} ,²³² Th/²³⁸ U 比值变化于 1.30 ~ 2.10 之间,属典型的岩浆锆石;其表面年龄(²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 年龄)比较集中,加权平均值为 793±13Ma(MSWD =0.31, n=11),代表了奥长花岗岩的成岩年龄(图 4b)。第 12 号分析点的²³² Th、²³⁸ U 含量分别为 24.49×10⁻⁶ 和 16.55×10⁻⁶,²³² Th/²³⁸ U=1.48,结 合 CL 图像判别为岩浆锆石,其²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 表面年龄 为 845.4±20.5Ma,基本与花岗闪长岩(08JH-10) 的结晶年龄一致。

3 岩石组合及地球化学特征

对金华罗店中酸性深成杂岩开展了系统的主量

元素、微量元素地球化学分析,以及部分样品的 Sr-Nd 同位素分析(表 2)。编号 08JH 系列样品的主量 和微量元素分析在中国科学院广州地球化学研究所 完成,详细的分析方法和流程参见 Li X H 等 (2008);编号 09DJ 和 126JH 系列的样品主量和微 量元素分析在南京地质矿产研究所实验室完成,其 中主量元素分析采用 X-荧光光谱仪测试,微量元素 采用电感耦合等离子体质谱仪测定。Sr-Nd 同位素 分析测试在南京大学内生金属矿床成矿机制国家重 点实验室完成,采用的仪器、分析方法及实验流程、 数据处理方法等参见濮巍等(2004,2005)。

3.1 岩石组合

采用火成岩 TAS 分类命名图解,确定罗店深成 杂岩中的中酸性岩类主要属闪长岩类、花岗闪长岩 类和花岗岩类(图 5);再根据冯艳芳等(2011)提出



图 4 金华罗店奥长花岗岩(08JH-8)阴极发光(CL)图像(a)和 LA-ICP-MS U-Pb 谐和图(b), a 图中锆石编号与表 1 中锆石编号一致,圈的位置代表激光束斑的点位

Fig. 4 Cathodoluminescence images (a) and LA-ICP-MS U-Pb concordia diagram (b) of zircons from trondhjemite (sample 08JH-8) in Luodian, Jinhua. The zircon number in fig. 4a is the same as it in Table 1, and the point of ring represents the laser beamwidth

的 TTG 岩类判别方法和步骤,利用 An-Ab-Or 标准 矿物判别图进一步分类;投图所用的岩石化学数据 选自本次研究和前人报道[●],均符合上述判别图解 的要求(表 2)。结合岩相学研究,确认金华罗店存 在英云闪长岩、花岗闪长岩、奥长花岗岩、二长花岗 岩和花岗岩等岩石类型,前三者构成 T₁T₂G₁组合, 后两者构成 G₂QM 组合(图 6)。

3.2 主量元素地球化学特征

 $T_1T_2G_1$ 组合的 SiO₂含量变化较大,为 56.68% ~73.55%,Al₂O₃含量在 14.14%~16.72%之间 (平均为14.91%),SiO₂与 Al₂O₃之间基本呈负相关 关系;A/NK 值(分子数)为 1.20~1.95,A/CNK 值 (分子数)为 0.75~1.43,属准铝质一过铝质花岗岩 类;较富 Na₂O(2.47%~6.63%,平均为 4.52%)而 贫 K₂O(1.16%~3.23%,平均为 1.97%),Na₂O/ K₂O 比值普遍大于 1(最大可达 4.74),属富钠铝质 花岗岩类;普遍低 MgO(0.55%~4.33%,平均为 1.74%),Mg^{*} 值在 41.5~63.1之间。在 SiO₂-K₂O 图解上,花岗闪长岩(G1)位于高钾钙碱性系列区 域,其余均位于中钾钙碱性系列区域(图 7);在 K-Na-Ca 和 Q-Ab-Or 判别图解上,具有较明显的向奥 长花岗岩演化的趋势(图 8)。

 G_2 QM 组合的 SiO₂含量为 68.73%~75.27%, Al₂O₃含量介于 11.25%~16.82%之间(平均为 14.49%),A/NK 值(分子数)为 1.12~2.21,A/ CNK 值(分子数)均>1,属过铝质花岗岩类;与 T₁ T₂G₁岩石组合相比,显著低 MgO(0.36%~1.39 %,平均为 0.76%)、CaO(0.22%~2.45%)而高



图 5 金华罗店中酸性深成杂岩 TAS 图解 (据 Middlemost, 1994)

Fig. 5 TAS diagram of intermediate-acid plutonic complex in Luodian, Jinhua(after Middlemost, 1994)

1一橄榄岩质辉长岩;2a一碱性辉长岩;2b一亚碱性辉长岩;3一辉 长闪长岩;4一闪长岩;5一花岗闪长岩;6一花岗岩;7一硅英岩; 8一二长辉长岩;9一二长闪长岩;10一二长岩;11一石英二长岩; 12一正长岩;13一似长石辉长岩;14一似长石二长闪长岩;15一似 长石二长正长岩;16一似长正长岩;17一似长深成岩;18一霓方钠 岩/磷霞岩/粗白榴岩

1—Peridogabbro; 2a—alkaline gabbro ; 2b—subalkaline gabbro; 3—gabbroic diorite; 4—diorite; 5—granodiorite; 6—granite; 7 quartzolite; 8—monzogabbro; 9—monzodiotire; 10—monzonite; 11—quartz monzonite; 12—syenite; 13—foid gabbro; 14—foid monzodiorite; 15—foid monzosyenite; 16—foid syenite; 17 foidolite; 18—tawite/urtite/italite

K₂O(2.75%~5.08%),在SiO₂-K₂O图解上,基本位于高钾钙碱性系列区域(图7),属富钾过铝质花岗岩类,在K-Na-Ca和Q-Ab-Or判别图解上,介于奥长花岗岩系列和钙碱性系列之间,但更具钙碱



图 6 金华罗店中酸性深成杂岩 Ab-An-Or 标准矿物判别 图(据 O'connor, 1965)

Fig. 6 Ab-An-Or discrimination diagram of CIPW for the intermediate-acid plutonic complex in Luodian, Jinhua (after O'connor, 1965)

- T_1/\bigtriangledown 一英云闪长岩; T_2/\bigtriangleup 一奥长花岗岩; G_1/\Box 一花岗闪长岩; G_2/\bigcirc 一花岗岩;QM/◇一二长花岗岩
- $\begin{array}{c} T_1/\bigtriangledown Tonalite; T_2/\bigtriangleup trondhjemite; G_1/\Box granodiorite;\\ G_2/\bigcirc granite; QM/\diamondsuit quartz \ monzonite \end{array}$





性系列演化趋势(图 8)。

3.3 稀土元素和微量元素地球化学特征

 $T_1 T_2 G_1$ 组合的稀土元素总量偏低($\Sigma REE =$ 56.45×10⁻⁶~121.21×10⁻⁶,平均为95.10×10⁻⁶),LREE和HREE含量分别为60.32×10⁻⁶~110.59×10⁻⁶和5.18×10⁻⁶~13.50×10⁻⁶,LREE/HREE比值则介于6.35~14.65之间(普遍<11),(La/Yb)_N值在5.32~24.47之间(普遍<15),反映轻重稀土分异较明显;Eu具负异常到弱的



图 8 金华罗店 T₁T₂G₁和 G₂QM 组合的 K-Na-Ca(a)和 Q-Ab-Or(b)判别图解

Fig. 8 K-Na-Ca (a) and Q-Ab-Or(b) diagrams of T₁T₂G₁ and G₂QM rock associations in Luodian, Jinhua Tdh-奥长花岗岩演化趋势; Ca-钙碱性系列演化趋势

Tdh-Trondhjemite series trend; Ca-calc-alkaline series trend 正异常(δ Eu 在 0.75~1.17之间),说明长石类矿物 的结晶分离程度有限;MREE 亏损(Ho_N略小于 Yb_N),暗示源区残留相有石榴子石和角闪石;在球 粒陨石标准化稀土元素配分模式图上表现为轻稀土 富集的右倾式斜线(图 9a)。

与 $T_1T_2G_1$ 组合相比, G_2 QM 组合的稀土元素 总量(Σ REE=52.16×10⁻⁶~178.92×10⁻⁶,平均 为 111.09×10⁻⁶)和 LREE 含量(45.54×10⁻⁶~ 164.29×10⁻⁶,普遍>100×10⁻⁶)相对较高, LREE/HREE 比值(为 4.61~23.74,基本>11)和 (La/Yb)_N值(为 3.06~34.31,普遍>15)更大,反 映其轻重稀土的分异程度高于 $T_1T_2G_1$ 组合;Eu 具 负异常(δ Eu=0.47~0.91),MREE 同样亏损,在球 粒陨石标准化稀土元素配分模式图上表现为与 T_1



图 9 金华罗店 $T_1 T_2 G_1$ 和 $G_2 QM$ 组合的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)(球粒陨石和原始地幔数据引自 Sun et al., 1989)

Fig. 9 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spidergram (b) for $T_1 T_2 G_1$ and $G_2 QM$ in Luodian, Jinhua(the values of chondrite and primitive mantle are from Sun et al., 1989)

T₂G₁组合近于平行的右倾式斜线(图 9a)。

所有样品的微量元素地球化学特征均表现为明 显富集 Rb、Ba、K、Pb 等大离子亲石元素(LILE),而 强烈亏损 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素(HFSE),在 原始地幔标准化的微量元素蛛网图上(图 9b),显示 Nb-Ta、Ti、P的明显负异常,具岛弧岩浆岩的微量 元素地球化学特征;在 Pearce 等(1984)的 Rb-(Y+ Nb)和 Rb-(Yb+Ta)构造环境判别图解中,亦均位 于火山弧花岗岩区域(图 10)。此外,样品普遍低 Sr (除英云闪长岩两个样品约 600×10⁻⁶外,其余均在 $87 \times 10^{-6} \sim 367 \times 10^{-6}$ 之间)、Yb(0.69×10⁻⁶~ 2.56×10⁻⁶)和 Y(5.05×10⁻⁶~21.7×10⁻⁶),Sr/ Y 比值低(除英云闪长岩两个样品为 48.42 和 91.46 外,其余均<26),区别于具高 Sr 低 Y 特征的 埃达克岩类。需指出的是,样品的 SiO₂ 与 Sr 基本 呈负相关关系而与 Rb 呈正相关关系, Rb/Sr 比值 亦有随岩石酸性程度升高而逐渐变大的趋势,符合 岩浆演化晚期 Rb 趋向于富集而 Sr 趋向贫乏的模 式,故英云闪长岩的 Sr 含量最高而 Rb 含量最低。

3.4 Sr-Nd 同位素地球化学特征

样品的 Rb-Sr、Sm-Nd 同位素组成列于表 2,计 算 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 I_{sr} 时,英云闪长岩和花岗闪长岩采用 t=841Ma,奥长花岗岩选取 t=793Ma,二长花岗岩 和花岗岩则用 t=832Ma。T₁T₂G₁组合的 I_{sr} = 0.6944~0.7048,¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd 变化于 0.51168~ 0.51276之间, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为+2.6~+9.4;G₂QM 组 合的 I_{sr} = 0.6971~0.6991,¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd 值为 0.51222和 0.51223, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为+1.7~+2.0。英 云闪长岩的 Sr-Nd 同位素组成最为亏损,反映随岩



图 10 金华罗店中酸性深成杂岩(Y+Nb)-Rb 和(Yb+ Ta)-Rb 判别图解(据 Pearce et al., 1984)

Fig. 10 (Y + Nb)-Rb and (Yb + Ta)-Rb discrimination diagrams of intermediate-acid plutonic complex in Luodian, Jinhua (after Pearce et al., 1984)

VAG一火山弧型花岗岩;ORG一洋中脊型花岗岩;WPG一板块内 部型花岗岩;Syn-COLG一同碰撞型花岗岩

VAG—Volcanic arc-type granite; ORG—ocean ridge granite; WPG—within-plate granite; Syn-COLG—syn-collisional granite

石酸性程度增强而同位素组成从强亏损逐渐变为弱 亏损的趋势。上述结果表明,T₁T₂G₁和G₂QM组 合的源区属亏损型地幔(或洋壳)。值得注意的是, 个别样品的 I_{sr}甚至低于玄武质无球粒陨石的初始 比值(BABI),这可能与其 Rb-Sr 同位素体系可能受 到后期蚀变的影响有关。

4 讨论

4.1 岩石成因

TTG 由含水玄武质岩石部分熔融而成的认识

Ι	able 2	Major ele	ment (🏸	6), REE	and trac	e element (contents	$(\times 10^{-6})$, and Sr-	-Nd isotop	e compo	ositions	of inter	mediate-ac	cid pluton	ic comple	ex in Luod	lian, Jir	ıhua	
样品号	08JH-5	126HJ-10-6	08J H-8	09DJ-2-1	09DJ-5-4	126JH-3-2	S-217-1*	08J H-10	西-1*	126JH-3-1	j4 ∗	08JH-4	1 7-Hl80	126JH-1-3	S-4729-1*	S-228-1*	S-207-7-1 *	ф-2*	і́ц] - 3 *	西-2*
岩性	英72	示闪长岩		樹	<裂奥长花i	为岩		碎裂的花	岗闪长岩	二长花	침뷰				*	ちが				
${ m SiO_2}$	56.68	58.50	62.57	73.55	69.63	68. 23	66.50	69.14	66.30	69.91	69.35	69.89	75.17	77.49	75.27	70.50	70.31	70.38	68.73	71.23
${ m TiO_2}$	0.72	0.57	0.68	0.28	0.40	0.30	0.47	0.32	0.27	0.28	0.28	0.34	0.21	0.11	0.17	0.35	0.42	0.32	0.33	0.32
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	16.72	14.60	14.31	14.14	14.92	14.68	15.43	14.49	14.89	14.53	14.24	14.74	12.72	11.25	13.41	14.45	15.30	15.98	16.82	16.00
${\rm Fe_2O_3}$	6.69	2.27	4.25	0.65	0.67	1.21	1.52	2.38	1.46	1.24	1.22	2.56	1.32	0.29	1.44	1.14	1.22	1.70	1.74	1.82
FeO		3. 28	I	1.04	1.37	1.49	2.03		1.36	1.02	1.56			0.87	0.21	0.95	1.12	0.90	0.76	0.66
MnO	0.15	0.11	0.12	0.03	0.09	0.06	0.09	0.05	0.06	0.04	0.07	0.06	0.04	0.03	0.01	0.06	0.06	0.04	0.04	0.06
MgO	2.85	4.33	2.09	0.55	1.05	1.05	1.44	0.87	1.47	0.96	1.39	1.04	0.56	0.51	0.36	0.80	0.63	0.86	0.80	0.42
CaO	7.32	6. 05	4.28	1.04	2.23	2.22	0.21	2.92	3.09	2.10	2.45	1.39	0.26	0.22	0.30	1.15	0.62	0.88	1.34	0.65
$\mathrm{Na}_2\mathrm{O}$	4.66	4.04	4.97	4.66	6.63	5.02	5.04	2.47	3.17	1.44	2.02	4.56	3.53	3.24	4.52	4.58	5.16	3.55	2.13	3.69
$\rm K_2O$	1.18	1.16	1.88	1.62	1.40	2.26	1.92	3.12	3.23	4.16	2.95	3.47	5.08	3.88	3.96	3.72	3.72	2.75	3.76	3.17
$\mathbf{P}_{2}\mathbf{O}_{5}$	0.24	0. 21	0.18	0.09	0.16	0.14	0.26	0.11	0.16	0.12	0.18	0.12	0.06	0.04	0.01	0.13	0.18	0.18	0.20	0.18
L. O. I	2.39	4.11	4.42	2.00	1.00	2.87	4.00	3.93	3.88	3.67	3.94	1.58	0.84	0.30	1.26	2.61	1.56	2.12	2.80	1.59
中国	99.62	99. 23	99.76	99.65	99.55	99. 53	99.83	99.81	99.36	99.47	99.65	99.74	99.78	98.23	100.36	99.33	99.72	99.66	99.45	99.89
$\mathrm{Na_2O/K_2O}$	3.95	3.48	2.64	2.88	4.74	2.22	2.63	0.79	0.98	0.35	0.68	1.31	0.69	0.84	1.14	1.23	1.39	1.29	0.57	1.16
A/CNK	0.75	0.77	0.79	1.25	0.90	0.99	1.43	1.13	1.04	1.36	1.30	1.07	1.08	1.13	1.09	1.06	1.12	1.53	1.68	1.50
Mg [♯] 值	49.8	63.1	53.4	41.5	52.7	46.10	47.1	46.0	53.6	48.5	52.3	48.6	49.7	48.6	33.4	45.9	37.3	42.6	41.9	27.7
Cr	46.39	186.00	7.94	4.40	5.00	12.20		3.77		10.1		11.38	1.39	6.50						
Ni	15.86	55.40	9.14	4.10	5.00	2.84		6.40		2.89		6.93	5.03	2.45						
>	226.06	129.00	76.59	29.90	31.20	33.80		37.01		32.70		34.84	34.52	23.20						
Ba	241.0	434.0	953.1	246.0	844.0	609.0	750.0	460.8	750.7	574.0	639.9	797.1	1471.6	2850.0	470.0	550.0	950.0	897.9	1258.2	608.2
Rb	17.1	19.1	35.2	29.4	20.3	55.9	32.0	76.4	89.6	84.1	80.3	88.2	134.3	95.8	60.0	49.0	61.0	77.0	99.8	85.1
Sr	602.8	600.0	278.2	123.0	312.0	367.0	240.0	204.0	170.6	131.0	223.4	218.4	134.9	113.0	87.0	250.0	115.0	262.6	196.7	174.7
Тh	2.87	2.50	3.70	4.20	10.10	10.00	8.55	7.32	7.53	6.77	5.95	8.91	19.60	17.00	2.60	13.70	14.60	7.94	6.52	8.90
D	0.65	0.79	0.83	1.20	2.90	1.47		1.00		0.93		1.47	4.21	4.80						
\mathbf{Pb}	15.39	5.31	7.92	5.50	16.20	10.40		10.49		7.58		9.55 1	292.90	2804.00						
Nb	3.83	3. 21	5.54	8.50	14.70	9.81	7.70	4.52	6.56	8.43	6.33	5.40	11.12	14.50	11.50	11.10	12.90	7.82	7.24	7.46
Ta	0.34	0.35	0.42	0.70	0.90	1.39	0.80	0.48	0.49	1.18	0.41	0.54	1.28	2.64	1.60	1.20	1.20	0.51	0.42	0.54
Zr	54.12	113.00	148.69	95.00	114.00	147.00	156.00	69.67	142.20	137.00	220.31	94.13	69.01	80.80	98.00	152.00	211.00	357.99	227.47	152.11
JΗ	2.07	3.10	3.99	2.90	3.40	4.50	5.20	2.48	4.01	3.90	5.91	2.91	3.11	2.30	2.90	5.00	7.20	10.03	6.27	4.31

表 2 金华罗店中酸性深成杂岩的主量元素(%)、稀土元素和微量元素丰度(×10⁻⁶)及 Sr-Nd 同位素组成

																			续表	12
Y	12.45	6.56	16.44	7.90	21.70	8.49	16.30	8.92	10.77	5.05	10.96	9.87	17.36	6. 73	7.08	15.70	20.20	15.67	12.26	12.54
La	12.12	14.20	10.91	19.49	19.40	30.70	24.40	23.47	30.44	22.00	27.76	13.00	25.00	16.90	39.70	35.20	43.00	27.31	28.91	35.37
Ce	26.29	27.80	24.59	50.42	32.88	47.40	47.20	50.72	53.91	32.80	46.74	23.10	47.20	17.40	52.60	60.80	75.70	51.68	53.07	62.65
Pr	4.01	3.03	3.50	6.18	4.39	4.46	5.38	5.46	4.95	3.00	4.41	3.00	6.60	2. 21	4.02	6. 79	7.16	4.77	5.05	6.29
Nd	16.03	12.10	11.76	23.08	15.40	14.10	22.50	18. 24	17.56	10.00	16.13	10.00	23.60	7.17	14.40	26.60	31.50	17.41	18.19	22.32
Sm	3. 50	2.35	2.80	4.85	2.59	2.25	4.37	2.76	2.90	1.79	2.93	1.70	4.30	1.60	2.21	4.86	5.80	2.99	2.99	3.73
Eu	1.10	0.84	0.71	1.29	0.69	0.69	0.95	0.75	0.83	0.50	0.69	0.47	1.06	0.26	0.33	0.95	1.13	0.76	0.81	0.78
Gd	2.87	1.93	2.56	4.15	2.32	1.76	2.82	2.52	2.35	1.61	2.16	1.60	4.30	1.74	1.22	3. 34	3.91	2.18	2.29	2.65
Tb	0.41	0.28	0.45	0.61	0.29	0.25	0.57	0.34	0.33	0.25	0.29	0.22	0.62	0.26	0.19	0.60	0.71	0.32	0.31	0.40
Dy	2.60	1.46	2.99	3.37	1.66	1.37	2.74	1.82	1.90	1.24	1.74	1.17	3. 32	1.64	1.14	3. 33	3.99	1.73	1.98	2.27
Ho	0.54	0.30	0.63	0.71	0.38	0.30	0.04	0.39	0.37	0.23	0.33	0.25	0.67	0.38	0.28	0.74	0.89	0.37	0.35	0.43
Er	1.36	0.77	1.85	1.80	0.93	0.83	1.72	1.05	1.12	0.77	1.02	0.75	1.91	1.04	0.87	2.12	2.47	1.11	1.15	1.26
Tm	0. 25	0.11	0.38	0.35	0.19	0.13	0.25	0.22	0.17	0.11	0.18	0.13	0.30	0.18	0.13	0.31	0.34	0.17	0.18	0.18
$\mathbf{Y}_{\mathbf{b}}$	1.66	0.69	2.56	2.22	1.29	0.90	1.37	1.46	1.13	0.74	1.23	0.91	2.00	1.20	0.83	1.81	2.00	1.18	1.17	1.45
Lu	0.24	0.10	0.35	0.29	0.19	0.13	0.21	0.20	0.18	0.12	0.18	0.15	0.33	0.18	0.11	0.30	0.32	0.19	0.18	0.21
NREE	72.98	65.96	118.81	56.45	121.21	105.27	114.52	82.60	118.14	75.16	105.79	109.40	66.04	52.16	118.03	147.75	178.92	112.17	116.63	139.99
LREE/ HREE	6. 35	10.70	7.80	9.90	8.01	17.57	10.78	10. 39	14.65	13.82	13.84	12.68	4.61	6. 88	23. 74	10.77	11.23	14.47	14.33	14.82
$(\mathrm{La}/\mathrm{Yb})_{\mathrm{N}}$	5.24	14.76	6.30	10.25	8.97	24.47	12.78	10.79	19.32	21.33	16.19	11.53	3.06	10.10	34.31	13.95	15.42	16.60	17.72	17.50
Sr/Y	48.42	91.46	16.92	15.57	14.38	43.23	14.72	22.87	15.84	25.94	20.39	22.12	7.77	16.79	12.29	15.92	5.69	16.76	16.05	13.93
δEu	1.03	1.17	0.86	0.86	0.75	1.02	0.78	0.84	0.94	0.88	0.80	0.85	0.80	0.47	0.56	0.68	0.69	0.87	0.91	0.72
δCe	0.92	0.99	1.12	0.87	0.88	0.88	0.97	0.84	0.98	0.86	0.93	1.06	0.97	0.60	0.82	0.90	0.96	1.02	0.99	0.95
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.13200		0. 12704	0. 10277				0.09147	0. 09983			0. 10276						0. 10382		
$^{143}\mathrm{Nd}/$	0.51276		0. 51262	0.51176				0.51225	0.51168			0.51222						0. 51223		
¹⁴⁴ Nd																				
$\varepsilon_{\rm Nd}(t)$	9.4		6.7	2.9				3.7	2.6			1.7						2.0		
$^{87}\mathrm{Rb}/^{86}\mathrm{Sr}$	0.08216		0. 36588	0.69150				1.08348	1.52142			1.16867						0.84844		
$^{86}\mathrm{Sr}/^{87}\mathrm{Sr}$	0.70576		0. 70723	0.70694				0.71043	0.71272			0.71095						0.70917		
$I_{ m Sr}$	0.7048		0. 7031	0. 6991				0.6974	0.6944		_	0.6971						0.6991		
注: " .	数据引自	文献•。																		

姜杨等:扬子克拉通东南缘新元古代陆缘弧型 TTG 的厘定及其构造意义

第8期

较为流行且被广泛接受,并得到高温高压实验的支 持(Rapp et al., 1995; 熊小林等, 2007); 然而, 关于 TTG 的成因方式仍存在较大分歧,主要有与富铌玄 武岩和高镁安山岩/高镁闪长岩成因相关(Rapp et al.,1996; Yogodzinski et al.,1995)的岛弧地区玄 武质俯冲板片部分熔融(Drummond et al., 1990; Martin et al., 2005), 以及底侵玄武岩/下地壳含水 玄武质岩石部分熔融(Smithies, 2000;肖龙等, 2004)等不同认识。上已述及,金华罗店 $T_1 T_2 G_1$ 组 合具明显的弧岩浆岩地球化学特征,且和绍兴平水 深成杂岩类似,亦与富铌辉长岩(Nb=9.38×10⁻⁶ ~14.90×10⁻⁶)和高镁闪长岩(MgO=5.99%~ 8.69%)共生(笔者另文详述),结合其普遍负 &Ce 异常,说明它们应源自玄武质俯冲板片(洋壳)的部 分熔融。此外, Mg # 的大小可以很灵敏地反映基性 岩熔融产物是否受到地幔物质的混染(Yogodzinski et al., 1995; Smithies, 2000; 第五春荣等, 2007);本 区 T₁T₂G₁组合的 Mg[#]介于 41.5~63.1 之间(平均 为 50.4),绝大部分高于实验岩石学获得的理论值 (<45),部分甚至超过典型 MORB 的理论值(~ 60), 暗示来自俯冲板片的熔体在上升过程中受到了 强亏损地幔楔不同程度的混染。

 G_2 QM 组合与 T₁T₂G₁组合具有类似的岛弧性 质地球化学特征,暗示二者具有一定的成因演化关 系,且在La/Sm-La相关图上呈正相关斜线(图略), 表明它们均属部分熔融成因。前人曾报道本区 G2 QM 岩石组合中花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 832± 44Ma[●],结合本次测年结果,说明上述两类岩石组 合基本同时形成于青白口纪中晚期。比较而言,G2 QM 组合更富全碱、LILE 和 LREE,且稀土元素分 异程度更高,反映其源区部分熔融程度可能更低、或 岩浆分异程度更高;另一方面,尽管其 ôEu 负异常 更明显,但 Sr 尤其是 Ba 丰度却普遍更高,K2O 含 量也更高,反映长石类等矿物的结晶分异有限,推测 它们由 $T_1 T_2 G_1$ 组合的源区进一步部分熔融形成, 源区有斜长石等残留相。此外,G₂QM 组合的 Mg[#] 值(27.2~52.31,平均 43.4)和 ε_{Nd}(t)值均低于 T₁ T₂G₁组合,反映受亏损上地幔楔混染的程度更低。 据此,推断 G₂QM 组合是在俯冲玄武质洋壳熔融形 成 $T_1T_2G_1$ 组合后,继续更低程度的局部部分熔融 形成的,并可能以更快的速率上升侵位,未受到强亏 损地幔楔的明显混染。

4.2 构造意义

Maniar 等(1989)分析指出, T₁ T₂ G₁ 指示岛弧

环境, $T_1T_2G_1G_2$ 形成于大陆边缘弧环境, G_2 则发育 于大陆碰撞环境。冯艳芳等(2010)对鲁西地区 TTG 岩石组合的研究表明,新太古代晚期具奥长花 岗岩演化趋势的 $T_1T_2G_1$ 和具钙碱性系列演化趋势 的 G_2 QM 岩石组合共存,指示了大陆边缘弧环境; 进而,冯艳芳等(2013)对福建长乐一南澳构造带岩 浆岩的研究也确认存在晚侏罗世一早白垩世的 T_1 $T_2G_1-G_2$ QM 岩石组合,为早期俯冲造山阶段的产 物。金华罗店 $T_1T_2G_1-G_2$ QM 岩石组合与上述地区 的同类岩石组合类似,其地球化学特征亦指示着活 动大陆边缘弧环境,反映扬子克拉通东南缘(江山一 绍兴段)新元古代中晚期处于早一中期洋壳俯冲 阶段。

关于华夏和扬子两大陆块碰撞拼贴的时限,目 前还存在较大分歧。以李献华、李正祥等为代表的 学者认为,两陆块于 880Ma 前碰撞拼合形成统一的 华南陆块,约850Ma开始地幔柱活动引起广泛的大 陆裂解作用,约820Ma左右华南开启新元古代裂谷 盆地沉积超覆(Li X H et al., 2009, 2010; 王剑等, 2001,2006; Li Z X et al., 2003; Li W X et al., 2008;李献华等, 2012)。类似地, Zheng R F 等 (2007)和吴荣新等(2005a,2005b)提出,两大陆块约 于 860~830Ma 完成碰撞拼合,之后可能存在地幔 超柱活动,形成了前裂谷期(820~770Ma)的皖南石 耳山、许村、歙县、休宁等岩体。与上述地幔柱观点 不同的是:周金城等(2008,2009)认为扬子东南缘在 878~822Ma 时持续存在岛弧岩浆活动,许村、歙 县、休宁等花岗岩体应该与扬子和华夏陆块之间的 碰撞事件有关,而与地幔柱活动无关;Wang X L 等 (2006,2007)建立了扬子一华夏两陆块于 870~ 850Ma之间完成碰撞拼合、850~800Ma进入后碰 撞造山阶段的模式;薛怀民等(2010)亦同样认为 850~780Ma 左右的岩浆活动形成于同造山一后造 山裂谷环境。张玉芝等(2011)推断两大陆块在 835Ma 左右碰撞结束,830~750Ma 之间的岩浆作 用是晋宁期造山之后的板内岩浆活动;高林志等 (2012a)的同类研究也支持 820Ma 时两大陆块碰撞 拼合结束,启动新的裂谷事件。Zhao G C 等(2012) 在系统总结中国前寒武纪地质时,亦提出了 825~ 815Ma之间两大陆块发生碰撞拼合的认识。

导致上述分歧的关键原因之一,在于对扬子东 南缘新元古代岩浆岩构造属性的判别。绍兴平水地 区深成杂岩包括高镁闪长岩、岛弧型斜长花岗岩、富 铌玄武岩和陆缘弧型细碧角斑岩系,时代为 930~ 900Ma,形成于陆缘弧外带(陈志洪等,2009a, 2009b);其邻区西裘岩体(905±14Ma)和桃红岩体 (913±15Ma)也是形成于活动陆缘环境的侵入体 (Ye M F et al.,2007)。诸暨璜山深成杂岩的锆石 年龄为841~793Ma(Li Z X et al.,2010;王孝磊等, 2012;笔者未发表数据),亦同样存在与俯冲作用相 关的弧岩浆岩(笔者另文详述)。因此,绍兴平水、诸 暨璜山和金华罗店等地的新元古代花岗质一闪长质 深成杂岩体构成了一条近 200km 长的青白口纪 (930~793Ma)活动陆缘弧型深成杂岩带,是剥露的 扬子克拉通东南缘俯冲造山带前缘根部,表明扬子 东南缘在 930~793Ma 期间持续受到古华南洋板块 的俯冲,与华夏地块的碰撞拼贴至少应晚于青白口 纪晚期(793Ma 以后)。

扬子克拉通与华夏地块碰撞造山事件以往称为 晋宁运动(不同地区又称四堡运动、武陵运动、神功 运动等等),相应地在扬子克拉通东南缘产生了可对 比的区域性不整合面和大规模火山一侵入活动。高 林志等(2012b)总结性地指出,晋宁造山运动可能 的时限是 830~780Ma,四堡运动为 827~814Ma, 武陵运动则是 822~802Ma,显然它们基本是同时 发生的,属同一期构造事件。然而,在华夏地块内 部,迄今尚未发现可与晋宁运动相对应的区域性不 整合面,如武夷地区麻源岩群大金山组和马面山岩 群龙北溪组的陆缘碎屑岩沉积于 879~825Ma 之间 (徐先兵等,2010),麻源岩群南山组、马面山岩群东 岩组和大岭组、万全群的变火山岩形成于825~ 756Ma之间(Li W X et al., 2005;张祥信, 2006; Wan Y S et al. 2007),其间不存在统一的区域性不 整合面。由此看来,所谓的晋宁运动可能仅限于扬 子东南缘,而并未波及到华夏地块;换言之,晋宁运 动可能并非是扬子与华夏两大块体之间的碰撞拼 贴。因此,扬子克拉通东南缘何时结束俯冲并与华 夏地块发生碰撞、以及晋宁运动的性质与动力学机 制等,仍是今后需要进一步探讨的科学问题。

5 结论

(1)金华罗店中酸性深成杂岩属于 $T_1 T_2 G_1 - G_2$ QM 组合,其中花岗闪长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 841±10Ma,奥长花岗岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 793±13Ma,为青白口纪晚期古华南 洋向扬子克拉通东南缘俯冲形成的中酸性陆缘弧型 岩浆岩。

(2)金华罗店 T₁T₂G₁组合源自俯冲板片的脱

水部分熔融,并受到亏损地幔楔不同程度的混染; G₂QM组合则为T₁T₂G₁组合源区再次局部部分熔 融的产物,未受到亏损地幔楔的明显混染。

(3)金华罗店与绍兴平水、诸暨璜山等地的深成 杂岩共同构成了一条长达 200km 的青白口纪(930 ~793Ma)陆缘弧型深成杂岩带,代表了扬子克拉通 东南缘俯冲造山带的前缘根部,反映迟至青白口纪 晚期其尚未与华夏地块发生碰撞。

致谢:本研究得到"全国矿产资源潜力评价项 目"成矿地质背景组邓晋福、肖庆辉、陆松年、潘桂棠 等专家的指导;南京地质矿产研究所沈加林高级工 程师在样品分析测试方面给予了帮助,高天山、李春 海、王存智、余明刚、陈志洪等参与了部分研究工作, 在此一并表示诚挚谢意。同时,衷心感谢匿名审稿 人提出的宝贵修改意见和建议。

注 释

●浙江省地质调查研究院.2005.浙江省1:25万金华幅区域地质 调查报告.

参考文献

- 陈志洪,郭坤一,董永观,陈荣,李龙明,梁一鸿,李春海,俞锡明,赵 玲,邢光福.2009a.江山一绍兴拼合带平水段可能存在新元古代 早期板片窗岩浆活动:来自锆石 LA-ICP-MS 年代学和地球化 学的证据.中国科学 D 辑, 39(7)994~1008.
- 陈志洪, 邢光福, 郭坤一, 董永观, 陈荣, 曾勇, 李龙明, 贺振宇, 赵 玲. 2009b. 浙江平水群角斑岩的成因: 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同 位素制约. 科学通报, 54(5):610~617.
- 第五春荣,孙勇,林慈銮,柳小明,王洪亮.2007. 豫西宜阳地区 TTG质片麻岩锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素地质学. 岩石学报, 23(02):253~262.
- 冯艳芳,邓晋福,王世进,肖庆辉,陆松年,刘翠,崔显岳,公凡影,甄 世民,贾德龙,齐钒字.2010.鲁西地区早前寒武纪花岗岩类中 镁安山质岩石系列(MA)的识别及大陆地壳生长.中国地质,37 (4):1119~1129.
- 冯艳芳,邓晋福,肖庆辉,邢光福,苏尚国,崔显岳,公凡影. 2011. TTG 岩类的识别:讨论与建议.高校地质学报,17(3):01~12.
- 冯艳芳,邓晋福,肖庆辉,邢光福,潘懋.2013.长乐一南澳构造带花 岗岩类年代学、岩石组合与构造演化.北京:地质出版社.
- 高林志,刘燕学,丁孝忠,张传恒,王自强,陈俊,刘耀荣.2012a.江南 古陆中段沧水铺群锆石 U-Pb 年龄和构造演化意义.中国地质, 39(1):12~20.
- 高林志,丁孝忠,张传恒,陆松年,刘燕学,庞维华.2012b. 江南古陆 变质基底地层年代的修正和武陵运动构造意义.资源调查与环 境,33(2):71~76.
- 侯可军,李延河,田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术. 矿产地质, 28(4):481~492.
- 李献华,李武显,何斌.2012.华南陆块的形成与 Rodinia 超大陆聚合 -裂解---观察、解释与检验.矿物岩石地球化学通报,31(6):

 $543 \sim 559.$

- 马振东,陈颖军.2000.华南扬子与华夏陆块古一中元古代基底地壳 微量元素地球化学示踪探讨.地球化学,29(6):525~531.
- 濮巍,赵葵东凌洪飞,蒋少涌.2004.新一代高精度高灵敏度的表面 热电离质谱仪(Triton TI)的 Nd 同位素测定,地球学报,25 (2):271~274.
- 濮巍,高剑峰,赵葵东,凌洪飞,蒋少涌.2005.利用 DCTA 和 HIBA 快速有效分离 Rb-Sr-Sm-Nd 的方法.南京大学学报(自然科 学),41(4):445~450.
- 舒良树.2006.华南前泥盆纪构造演化:从华夏地块到加里东期造山带.高校地质学报,12(4):418~431.
- 水涛,徐步台,梁如华,邱郁双.1986.绍兴一江山古陆对接带.科学 通报,6:444~448.
- 余达淦,管太阳,黄国夫.2000.华南(东)晚元古代裂谷系特征与晋 宁一加里东海盆形成和演化.北京:原子能出版社,18~19.
- 王德滋,沈渭洲.2003.中国东南部花岗岩成因与地壳演化.地学前缘,10(3):209~220.
- 王剑,刘宝珺,潘桂棠. 2001. 华南新元古代裂谷盆地演化—— Rodinia 超大陆解体的前奏. 矿物岩石, 21(3): 135~145.
- 王剑,曾昭光,陈文西,汪正江,熊国庆,王雪华.2006.华南新元古 代裂谷系沉积超覆作用及其开启年龄新证据.沉积与特提斯地 质,26(4):1~7.
- 王孝磊,舒徐洁,邢光福,谢思文,张春晖,夏晗.2012.浙江诸暨地区 石角一璜山侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄——对超镁铁 质球状岩成因的启示.地质通报,31(1):75~81.
- 吴荣新,郑永飞,吴元保.2005a.皖南石耳山新元古代花岗岩锆石 U-Pb 定年以及元素和氧同位素地球化学研究.高校地质学报,11 (3):364~382.
- 吴荣新,郑永飞,吴元保.2005b.皖南新元古代花岗闪长岩体锆石 U-Pb 定年以及元素和氧同位素地球化学研究.岩石学报,21(3): 587~606.
- 徐先兵,张岳桥,舒良树,贾东,王瑞瑞,许怀智.2010.武夷山地区前 寒武纪地层沉积时代研究.地层学杂志,34(3):254~267.
- 薛怀民,马芳,宋永勤,谢亚平.2010.江南造山带东段新元古代花 岗岩组合的年代学和地球化学:对扬子与华夏地块拼合时间与 过程的约束.岩石学报,26(11):3212~3244.
- 肖龙, Robert P Rapp, 许继峰. 2004. 深部过程对埃达克质岩石成分 的制约. 岩石学报, 20(2): 219~228.
- 熊小林,韩江伟,吴金花.2007.变质玄武岩体系相平衡及矿物一熔体微量元素分配:限定 TTG/埃达克岩形成条件和大陆壳生长模型.地学前缘,14(2):151~155.
- 张玉芝,王岳军,范蔚茗,张爱梅.张菲菲.2011.江南隆起带新元古 代碰撞结束时间:沧水铺砾岩上下层位的 U-Pb 年代学证据.大 地构造与成矿学,35(1):32~46.
- 张祥信.2006. 闽中地区新元古代马面山群的形成及构造变形演化 研究.北京:中国地质大学(北京).
- 章泽军,张志,秦松贤,蔡雄飞,顾延生,赵温霞.2003.赣东北前震旦 纪陆内叠加褶皱.地质学报,77(2):187~193.
- 周金城,王孝磊,邱检生.2008. 江南造山带是否格林威尔期造山带? ——关于华南前寒武纪地质的几个问题. 高校地质学报, 14(1):64~72.
- 周金城,王孝磊,邱检生.2009.江南造山带形成过程中若干新元古

代地质事件. 高校地质学报, 15(4): 453~459.

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): 296~303.

- Drummond M S and Defant M. J. 1990. A model for trondhjemitetonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. Journal of Geophysical Research, 95: 21503~21521
- Li W X, Li X H, Li Z X. 2005. Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia Block of South China and its tectonic significance. Precambrian Research, 136(1): 51~66.
- Li W X, Li X H, Li Z X, Lou F S. 2008. Obduction-type granites within the NE Jiangxi Ophiolite: Implications for the final amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks. Gondwana Research, 13:288~301.
- Li X H, Li W X, Li Z X, Liu Y. 2008. 850-790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: a major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia. Lithos, 102: 342~357.
- Li X H, Li W X, Li Z X, Lo C H, Wang J. 2009. Amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks in South China: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon ages, geochemistry and Nd-Hf isotopes of the Shuangxiwu volcanic rocks. Lithos, 174: 117~128.
- Li X H, Li W X, Li Q L, Wang X C, Liu Y, Yang Y H. 2010.
 Petrogenesis and tectonic significance of the ~850 Ma Gangbian alkaline complex in South China: Evidence from in situ zircon U-Pb dating, Hf-O isotopes and whole-rock geochemistry.
 Lithos, 114 (1~2): 1~15.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D. 2003. 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 Research, 122: 85~109.
- Li Z X, Li X H, Wartho J A, Li W X, CM B. 2010. Magmatic and metamorphic events during the early Paleozoic Wuyi-Yunkai orogeny, southeasternSouth China: New age constraints and pressure-temperature conditions. GSA Bulletin, 122: 772 ~793.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. GSA. Bull., 101:635~643.
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, Moyen J F, Champion D. 2005. An overview of adakite, onalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79:1~24
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Sci. Rev., 37:215~224.
- O'connor J T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U. S. GeoI. Surv. Prof. Pao, 525-B: 79 \sim 84.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956~983.

- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydratation melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crustmantle recycling. Journal of Petrology 36, 891~931
- Rapp R P, Shimuzu N. 1996. Arc-magmatism in hot subduction zones: interaction between slab-derived melts and the mantle wedge and the petrogenesis of adakites and high magnesium andesites(HMA). J. Conf., Abs., 1:497.
- Smithies R H. 2000. The Archaean tonalite-trondhjemitegranodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. Earth and Planetary Science Letters, 182:115~125.
- Stern R A. 1997. The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 10. Geological Survey of Canada, Current Research, F: 1~31.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. InMagmatism in the ocean basins. (A. D. Saunders and M. J. Norry eds.) Geol. Soc. Spec. Publ., 42, 313~345.
- Wan Y S, Liu D Y, Xu M H, Zhuang J M, Song B, Shi Y R, Du L L. 2007. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and geochemistry of metavolcanic and metasedimentary rocks in Northwestern Fujian, Cathaysia block, China: Tectonic implications and the need to redefine lithostratigraphic units. Gondwana Research, 12: 166~183.
- Wang X L, Zhou J C, Qiu J S, Zhang W L, Liu X M, Zhang G L. 2006. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of the Neoproterozoic igneous rocks from Northern Guangxi, South China: Implications for tectonic evolution. Precambrian

Research, 145:111~130.

- Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, Wang R C, Qiu J S, O'Reilly SY, Xu X S, Liu X M, Zhang G L. 2007. Detrital zircon geochronology of Precambrian basement sequences in the Jiangnan orogen: Dating the assembly of the Yangtze and Cathaysia Blocks. Precambrian Research, 159:117~131.
- Ye M F, Li X H, Li W X, Liu Y, Li Z X. 2007. SHRIMP zircon U-Pb geochronological and whole-rock geochemical evidence for an early Neoproterozoic Sibaoan magmatic arc along the southeastern margin of the Yangtze Block. Gondwana Research, 12: 144~156.
- Yogodzinski G M, Kay R W, Volynets O N, Koloskov A V, Kay S M. 1995. Magnesian andesites in the western Aleutian Komandorsky region: implication for slab melting and pressures in the mantle wedge. Geological Society of America Bulletin, 107:505~519.
- Zhao G C, Cawood P A. 2012. Precambrian geology of China. Precambrian Research, 222-223:13~54.
- Zheng Y F, Zhang S B, Zhao Z F, Wu Y B, Li Z X, Wu F Y. 2007. Contrasting zircon Hf and O isotopes in the two episodes of Neoproterozoic granitoids inSouth China: Implications for growth and reworking of continental crust. Lithos, 96: 127 \sim 150.
- Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, Li Y Q, Ding J. 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. Earth Planet Sci Lett, 196(1~2): 51~67.

Identification and Tectonic Implication of Neoproterozoic Continental Margin-Ar TTG Assemblage in Southeastern Margin of the Yangtze Carton

JIANG $Yang^{\scriptscriptstyle 1)}$, ZHAO Xilin $^{\scriptscriptstyle 1)}$, LIN Shoufa $^{\scriptscriptstyle 2)}$, Donald W. DAVIS $^{\scriptscriptstyle 3)}$,

XING Guangfu¹⁾, LI Longming²⁾, DUAN Zheng¹⁾

1) Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, China Geology Survey, Nanjing, 210016;

2) Department of Earth and Environmental Sciences, University of Waterloo, Canada, N2L 3G1;

3) Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario, K1A 0E8

Abstract

Along the southeastern margin of the Yangtze Carton expose several Neoproterozoic dioritic-granitic plutonic complexes, which were considered as within-plate plutons intruding along the Jiangshan-Shaoxing suture belt between the Yangtze Carton and Cathaysia Block. This paper introduces petrography, chronology and geochemistry of Luodian intermediate-acid plutonic complex in Jinhua, Zhejiang Province, and ascribed as TTG assemblage that including $T_1 T_2 G_1$ (tonalite-trondhjemite-granodiorite) and $G_2 QM$ (granite-quartz monzonite). They display typical geochemical characters of arc magmas, i. e., weakly negative Ce anomalies and obvious enrichments in LILE such as Rb, Ba, K, Pb, whereas depletion in HFSE such as Nb, Ta, Ti, P. $T_1T_2G_1$ ssemblages, showing high Na, low K with high Mg[#] (41.5~63.1) and $\epsilon_{Nd}(t)$ (+2.6~+9.4), may be formed by the partial melting of dehydrated subducted basaltic slab and partly assimilated by mantle wedge. G_2QM assemblages, having similar geochemical features to T_1T_2 G_1 whereas comparatively higher K_2O content (from 2.75 % to 5.08 %), higher LILE and LREE, and lower Mg[#] value (27, 2~52, 3) and $\varepsilon_{Nd}(t)$ (+1, 7~+2, 0), implicated the subsequent partial melting of the subducted slab but without obvious assimilation of mantle wedge. Their zircon U-Pb ages of granodiorite(G_1), trondhjemite(T_2) and granite(G_2) are 841 ± 10 Ma(SHRIMP), 793 ± 13 Ma(LA-ICP-MS) and 832 ± 44 Ma, respectively, indicating these $T_1T_2G_1$ and G_2QM rocks were continental margin arc magmatites formed by continuous subduction of Paleo-Nanhua Ocean slab in Neoproterozoic. Combined with regional geologies and previous studies, it is proposed that, Luodian complex in Jinhua and Huangshan complex in Zhuji as well as Pingshui complex in Shaoxing make up a 200km long, Neoproterozoic (930 \sim 793Ma) continental margin-arc plutonic complex zone. In other words, the southeastern margin of the Yangtze Carton had not collided and amalgamated with the Cathaysia Block at least until 793 Ma, while coexisting of T1 T2 G1-G2 QM rocks predicate an early-middle subduction of oceanic crust.

Key words: continental margin-arc TTG; Neoproterozoic; Luodian in Jinhua; Qinzhou-Hangzhou joint belt; southeastern margin of the Yangtze Carton