DOI:10.19826/j.cnki.1009-3850.2020.07007

华南扬子陆块西缘新元古代康滇裂谷盆地开启时间新证据

江新胜[1,2], 崔晓庄[1,2], 卓皆文[1,2], 江卓斐[1,2]

(1. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081; 2. 自然资源部沉积盆地与油气资源重点实验室, 四川 成都 610081)

摘要:苏雄组为华南扬子陆块西缘新元古代康滇裂谷盆地开启初期的火山喷发产物,其形成时限可为制约裂谷盆地开启时间提供新证据。本文对川西汉源九襄地区新元古代苏雄组流纹岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测定。结果显示,测试样品锆石 U-Pb 谐和年龄为 853 ± 2 Ma(N = 13;MSWD = 3.1),加权平均年龄为 853 ± 4 Ma(N = 13;MSWD = 2.2)。新的年龄数据表明,苏雄组的底界年龄应该下延至 ca. 850 Ma,扬子西缘新元古代裂谷盆地开启时间应更改为 ca. 850 Ma,与全球超级地幔柱上涌和 Rodinia 超大陆裂解时间基本同步。

关 键 词:扬子西缘;新元古代;裂谷盆地;苏雄组;锆石 U-Pb 年龄

中图分类号:P541 **文献标识码**:A

引言

发生于1000 Ma 前后的 Grenville 造山运动使全球各大陆块会聚成统一的 Rodinia 超大陆[1,2],而发生于 860 ~ 820 Ma 的超级地幔柱上涌事件则引发了全球性的裂谷事件,进而导致了 Rodinia 超大陆的裂解[3,4]。华南古大陆是 Rodinia 超大陆的重要组成部分[2,5,6],在全球裂解背景下形成了扬子西缘、扬子北缘和扬子东南缘三大裂谷系统(图 1)。裂谷系统的充填物为一套侧向延伸不连续、底界不等时、地层厚度差异极大的"楔状地层体"。其中,苏雄组就是扬子西缘新元古代康滇裂谷盆地中段的早期充填物[7-12]。因此,苏雄组的年代学研究对华南古大陆构造古地理演化研究和 Rodinia 超大陆重建具有重要意义。

苏雄组分布于宝兴—汉源—西昌—甘洛—盐边一线[13],是华南扬子古大陆新元古代大火山岩省(LIPS)的重要组成部分[14],位于扬子西缘新元古代裂谷盆地调节带核心部位[12,15]。苏雄组层型剖面位于四川西部甘洛县苏雄,地层厚度为 1163m,下与中元古代峨边群角度不整合接触,上与新元古代开建桥组断层接触,是一套以酸性火山熔岩为主,夹数层基性火山岩和少量火山碎屑岩的双峰式火山岩[13]。区域上,苏雄组的厚度从数百米到上万米,与开建桥组在横向上呈相互消长关系[16,17]。李献华等首次采用 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年方法对苏雄组底部流纹岩进行了年龄测定,获得了 803 ± 12 Ma 的高精度年龄[18]。卓皆文等对苏雄组层型剖面底部豆状凝灰岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究,得出的年龄为 805.9 ± 4.4 Ma[19],与前者高度一致。由于前人的研究主要集中于苏雄组层型剖面及其附近,尚未对其北部汉源九襄地区进行过相应的研究。因此,本文对汉源九襄地区苏雄组流纹岩进行了锆石 U-Pb 年代学研究,以期对前人的研究进行补充,并探讨其地层学和构造古地理意义。

1 样品来源

本文研究区位于 1∶20 万荥经幅中南部的汉源县九襄镇。图幅内与苏雄组的相关地层尚未建组,仅依据岩性变化划分为三个岩性段,并与南邻 1∶20 万石棉幅苏雄组直接对比,张盛师统一称为苏雄组[20],随后的主流文献均称为苏雄组[13]。据 1∶20

收稿日期: 2020-03-27; **改回日期**: 2020-05-06
作者简介: 江新胜(1956 -),男,研究员,从事古生物、古气候、古地理研究。E-mail:cdjxinsheng@126.com
资助项目: 国家自然科学基金项目(41872120)、中国地质调查局项目(12120114067901、DD20190054)

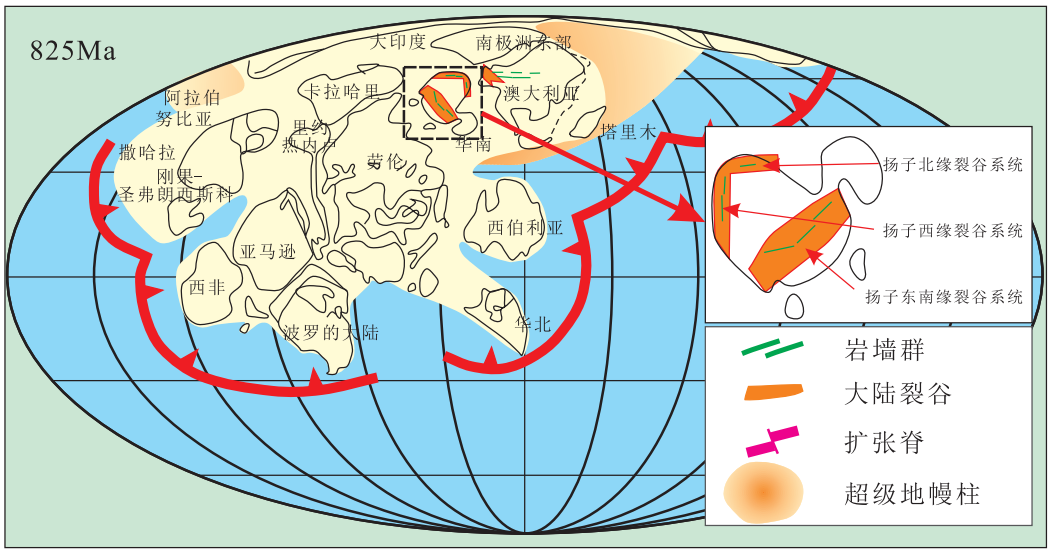

图 1 Rodinia 超大陆复原图及其华南新元古代三大裂谷系统(据文献[2]修改)

Fig. 1 Rodinia supercontinent reconstruction and the three Neoproterozoic rift systems in South China (modified from reference [2])

万荥经幅区域地质报告①描述,图幅内苏雄组的相关地层下段为玄武岩段,未见底,为暗灰紫、暗灰色致密状、杏仁状玄武岩、安山玄武岩,厚度 >902 m;中段为安山岩段,由灰紫色安山质火山角砾岩、凝灰岩、安山斑岩、安山岩等组成,厚 1854 m;上段为流纹岩段,为砖红色流纹斑岩、流纹质凝灰岩、安山岩、凝灰熔岩夹砾岩、岩屑砂岩,厚 2780 m。上述地层在研究区内构成向东倾伏的背斜,与南北走向的新元古代南华纪冰川沉积列古六组以及震旦纪海侵沉积观音崖组碎屑岩高角度不整合接触(图 2)。本文测试样品(CDW-N2)为上段顶部紫红色流纹岩,采自九襄镇东部山坡菜地湾(N29°30′20.7″,E102°40′23.8″)(图 2)。在露头上可见一个火山碎屑岩 - 流纹岩 - 火山岩的沉积旋回,地层产状为 310°∠50°,自下而上有 5 个小层:(1)为厚约 2.5 m 的紫红色火山角砾岩,杂基为火山物质,角砾为安山岩和流纹岩,可见塑性变形现象;(2)为厚约 1 m 的中粒火山碎屑岩,砂状结构较明显,顶部为细砾岩,砾石为火山岩;(3)为厚 30 cm 的中薄层状含细砾火山质砂岩,可见交错层理;(4)为厚 50 cm 的灰白色凝灰岩,可见玻屑和晶屑;(5)为厚层块状紫红色流纹岩,未见顶,本文流纹岩样品就采自该层底部。

2 分析方法

将样品粉碎至 60 目以下,先用人工重砂方法富集锆石,然后在双目镜下精选锆石。将挑好的锆石颗粒粘在双面胶上,固定在透明的环氧树脂中,和树脂一起打磨抛光,直至露出锆石的内部以适合 LA-ICP-MS 分析。对抛光后的锆石进行反射光、透射光显微照相和阴极发光(CL)图像分析,选择代表性的锆石颗粒和区域进行 U-Th-Pb 同位素分析。

锆石原位微区 U-Th-Pb 分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行,分析方法为激光剥蚀—电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)分析法。测年采用的 ICP-MS 为美国 Agilent 公司生产的 Agilent7500a,激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas2005,实验中采用 He 作为剥蚀物质的承载气体,激光频率为 6Hz,激光强度为 50mJ,激光斑束直径为 32μm,分析流程详见参考文献[21]。同位素组成用标准锆石 91500 作为外标进行校正,元素含量测定采用 NIST SRM610 作外标、Si29 作内标进行校正。锆石测年中 Pb 同位素比值、U-Pb 年龄和微量元素含量运用 ICPMSDataCal(ver8.3)[22]进行处理。年龄计算采用标准程序 Isoplot(ver3.23)[23],测试数据、年龄加权平均的误差均为 1σ。由于参与计算的年龄均小于 1000 Ma,故采用$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄[24]。

3 分析结果

流纹岩样品 CDW-N2 的锆石多为短轴状,粒径在 60 ~ 80 μm 之间。锆石晶体棱边平直,晶型完整,为未经搬运磨蚀的原生锆石晶体。阴极发光(CL)图像显示,晶体内部振荡环带清晰,岩浆成因

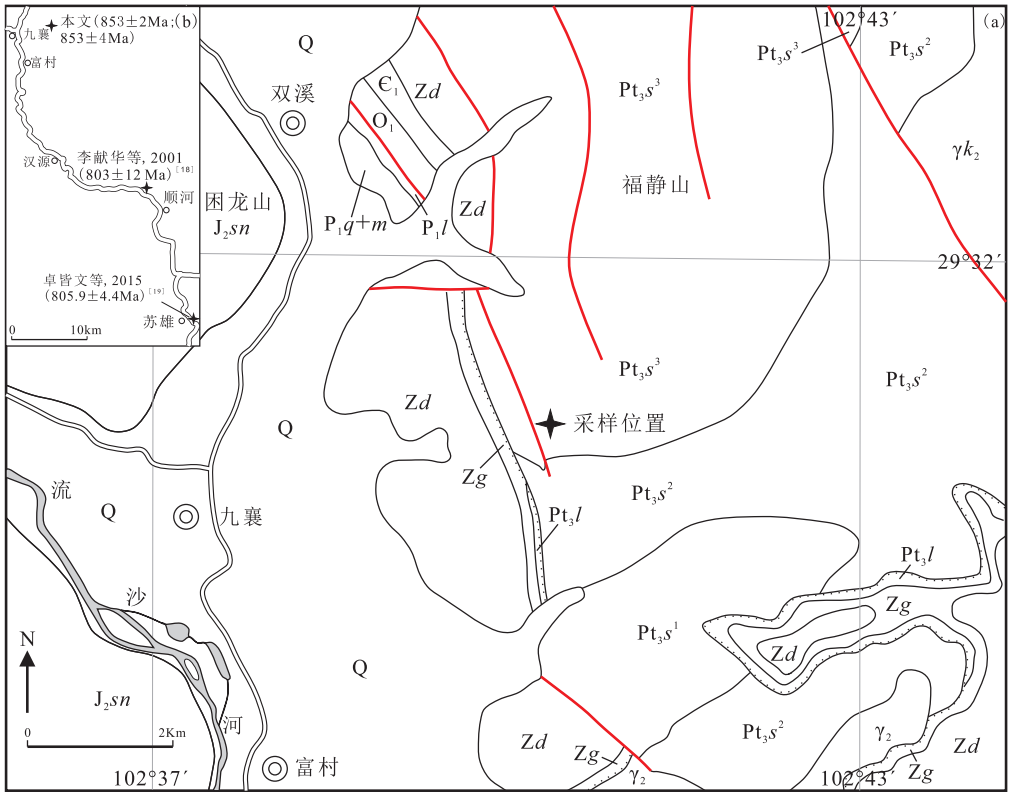

图 2　研究区地质简图和采样位置(据 1:20 万荥经幅地质图①和 1:20 万石棉幅地质图修改)

Pt_3s^1-苏雄组下段;Pt_3s^2-苏雄组中段;Pt_3s^3-苏雄组上段;Pt_3l-列古六组;Zg-震旦纪观音崖组;Zd-震旦纪灯影组;γ_2-元古代二长花岗岩;γK_2-元古代钾长花岗岩;$Є_1$-下寒武统;O_1-下奥陶统;P_1l-早二叠世梁山组;P_1q+m-早二叠世栖霞组、茅口组;J_2sn-中侏罗世遂宁组;Q-第四系

Fig. 2　Geological sketch of the study area and the sampling points (modified from 1:200,000 Yinjing and Shimian geological maps)

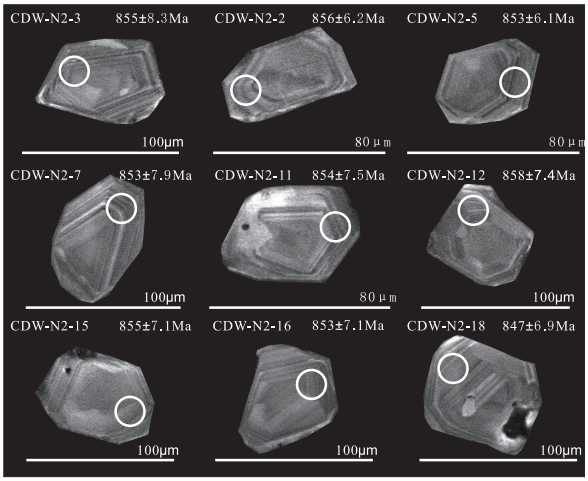

图 3　苏雄组样品 CDW-N2 锆石阴极发光图像及其年龄

Fig. 3　Zircon CL images and the ages of the sample CDW-N2 from the Suxiong Formation

明显(图 3)。

本文进行了 18 颗锆石 U-Th-Pb 同位素分析,其 Th/U 比值介于 0.52 ~ 1.03 之间(表 1),均大于 0.4,为岩浆锆石[25]。分析结果获得了 18 组谐和度大于 90% 的年龄数据,其中 CDW-N2-01、CDW-N2-04、CDW-N2-06 和 CDW-N2-18 的谐和度较低,CDW-N2-8 构成独立群体,未参与年龄计算。计算结果表明,测试样品锆石 U-Pb 谐和年龄为 853 ± 2 Ma(N = 13;MSWD = 3.1)(图 4a),加权平均年龄为 853 ± 4 Ma(N = 13;MSWD = 2.2)(图 4b)。

4　讨论

本文的定年结果与前人的高精度定年结果[18,19]相去甚远。李献华等在汉源厂工东约 2km 处采集的苏雄组样品高精度 U-Pb 年龄为 803 ± 12 Ma[18],距本文测试样品采集点直线距离约 25km;卓皆文等在苏雄组层型剖面底部采集的苏雄组高精度 U-Pb 年龄为 805.9 ± 4.4 Ma[19],与前者年龄值高度一致,距本文测试样品采集点直线距离约 43km(图 2b)。1:20 万荥经幅地质图①显示,本文的样品属于苏雄组上部(图 2a)。通过对比可知,苏雄组层型剖面的层序与研究区苏雄组层序恰好相反。在苏雄组层型剖面上,其下部为火山碎屑岩,以灰绿色

表 1　苏雄组样品 CDW-N2 锆石 U-Pb 同位素测年数据*

Table 1　Zircon U-Pb dating data of the sample CDW-N2 from the Suxiong Formation

点号	ω(B)/10^{-6}		Th/U	同位素比例						年龄/Ma						谐和性
	Th	U		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±%	$^{207}Pb/^{235}U$	±%	$^{206}Pb/^{238}U$	±%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	
CDW-N2-01	~~152~~	~~197~~	~~0.77~~	~~0.0357~~	~~0.0018~~	~~1.2906~~	~~0.0357~~	~~0.1344~~	~~0.0015~~	~~906~~	~~58.3~~	~~842~~	~~15.8~~	~~813~~	~~8.3~~	~~96%~~
CDW-N2-2	158	209	0.75	0.0330	0.0017	1.3604	0.0330	0.1419	0.0011	902	49.2	872	14.2	856	6.2	98%
CDW-N2-3	99.3	157	0.63	0.0394	0.0020	1.3531	0.0394	0.1419	0.0015	898	63.9	869	17.0	855	8.3	98%
CDW-N2-4	~~315~~	~~307~~	~~1.03~~	~~0.0308~~	~~0.0016~~	~~1.3423~~	~~0.0308~~	~~0.1338~~	~~0.0010~~	~~998~~	~~50.9~~	~~864~~	~~13.4~~	~~810~~	~~5.7~~	~~93%~~
CDW-N2-5	220	297	0.74	0.0311	0.0016	1.3189	0.0311	0.1415	0.0011	850	50.9	854	13.6	853	6.1	99%
CDW-N2-6	~~229~~	~~297~~	~~0.77~~	~~0.0335~~	~~0.0018~~	~~1.2768~~	~~0.0335~~	~~0.1309~~	~~0.0013~~	~~943~~	~~47.2~~	~~835~~	~~14.9~~	~~793~~	~~7.3~~	~~94%~~
CDW-N2-7	184	233	0.79	0.0344	0.0017	1.3081	0.0344	0.1415	0.0014	835	49.1	849	15.1	853	7.9	99%
CDW-N2-8	~~107~~	~~169~~	~~0.64~~	~~0.0460~~	~~0.0021~~	~~1.4763~~	~~0.0460~~	~~0.1530~~	~~0.0016~~	~~920~~	~~63.0~~	~~921~~	~~18.9~~	~~918~~	~~8.8~~	~~99%~~
CDW-N2-9	213	258	0.82	0.0311	0.0016	1.3121	0.0311	0.1405	0.0011	854	49.1	851	13.7	847	6.5	99%
CDW-N2-10	108	210	0.52	0.0309	0.0016	1.3547	0.0309	0.1416	0.0014	906	46.3	870	13.3	854	7.9	98%
CDW-N2-11	158	213	0.74	0.0336	0.0018	1.3226	0.0336	0.1417	0.0013	854	53.7	856	14.7	854	7.5	99%
CDW-N2-12	273	348	0.79	0.0305	0.0015	1.3372	0.0305	0.1423	0.0013	861	46.3	862	13.3	858	7.4	99%
CDW-N2-13	167	216	0.77	0.0366	0.0019	1.3408	0.0366	0.1405	0.0015	894	55.6	864	15.9	848	8.7	98%
CDW-N2-14	118	189	0.62	0.0386	0.0020	1.3499	0.0386	0.1418	0.0012	894	59.3	868	16.7	855	6.9	98%
CDW-N2-15	136	203	0.67	0.0320	0.0016	1.3420	0.0320	0.1419	0.0013	877	48.9	864	13.9	855	7.1	98%
CDW-N2-16	167	248	0.67	0.0327	0.0017	1.3273	0.0327	0.1414	0.0013	863	55.7	858	14.3	853	7.1	99%
CDW-N2-17	~~145~~	~~206~~	~~0.70~~	~~0.0386~~	~~0.0020~~	~~1.3508~~	~~0.0386~~	~~0.1378~~	~~0.0012~~	~~954~~	~~59.3~~	~~868~~	~~16.7~~	~~832~~	~~6.5~~	~~95%~~
CDW-N2-18	154	203	0.76	0.0330	0.0017	1.2970	0.0330	0.1405	0.0012	831	53.7	844	14.6	847	6.9	99%

*删除线数据未参与计算

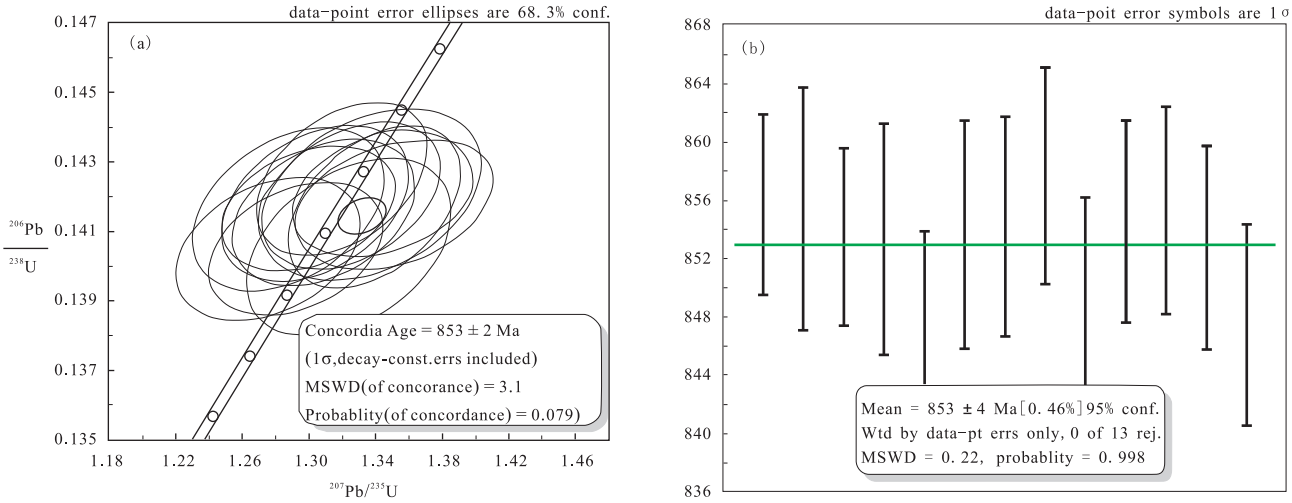

图 4　苏雄组样品 CDW-N2 锆石 U-Pb 谐和图(a)和加权平均年龄图解(b)

Fig. 4　Zircon U-Pb concordia diagram(a) and weighted age histogram(b) of sample CDW-N2 from the Suxiong Formation

凝灰岩为主,夹少量玄武岩和英安岩;中部以中酸性熔岩为主;上部主要为沉凝灰岩和玄武岩[13]。而在九襄剖面,下部为玄武岩,中部为中酸性熔岩,上部为酸性岩。按照层型剖面的层序,九襄地区的苏雄组上部地层可能为苏雄组下部。如果这种对比关系成立的话,苏雄组底部年龄至少应该下延至 850 Ma 之下,其底界为一个明显的穿时界面。

根据苏雄组与下伏褶皱基底中元古代峨边群的角度不整合接触关系判定,苏雄组为扬子西缘新元古代裂谷盆地开启早期的充填物,盆地开启时间一直被限定为 800 Ma[12,15,18,26]。如果考虑盆地南部滇中陆良组的年龄数据,其开启时间大概在 820 Ma 前后,与华南其他裂谷盆地开启时间基本同步[12,15,26]。然而,本文新数据表明扬子西缘新元古代裂谷盆地的开启时间可能提前至 850 Ma。有研究认为,超级地幔柱上涌及 Rodinia 超大陆的裂解可能均始于 860 Ma[2],本文的数据恰好与之吻合。当然,华南新元古代裂谷盆地开启时间证据多数集中于 820 Ma 前后[7-12],其证据主要来自盆地开启后正式接受沉积的时间,可能忽略了盆地开启早期的强火山活动记录。如果本文的数据可信的话,扬子西缘新元古代裂谷盆地开启时间可能为 850 Ma 前后,与全球 Rodinia 超大陆的裂解基本同步。

实际上,许多证据也已显示扬子西缘确实存在 ~850 Ma 的构造岩浆热事件。例如,在苏雄组层型剖面底部豆状凝灰岩锆石 U-Pb 年代学研究数据中,~850 Ma 的峰值非常显著,被认为是 Rodinia 开启的岩浆记录[19]。苏雄组的上覆地层列古六组也存在 ~850 Ma 的明显峰值[27]。在云南澄江组火山岩锆石中也存在 850 Ma 的继承锆石[28];在滇中南沱组碎屑锆石也有清晰的 ~850 Ma 峰值[29]。与此同时,在一些碎屑锆石 U-Pb 年龄谱中也清晰记录了 ~850 Ma 峰值[30]。更直接的是,李献华等在川西盐边关刀山发现了年龄为 857 ± 13 Ma 的 I 型花岗岩体,被认为是 860 ~750 Ma 形成于 Rodinia 超大陆之下的超级地幔柱最早岩浆活动记录[31]。本文的数据则进一步证实扬子西缘确实存在 ~850 Ma 的岩浆记录,可能是上述岩浆活动在地表的响应。

5　结论

本文新数据表明苏雄组底部年龄可能为 ~850 Ma,其底界为一个明显的穿时界面。苏雄组为扬子西缘新元古代康滇裂谷盆地的早期充填物,盆地开启时间应为 ~850 Ma。扬子西缘广泛存在的 ~850 Ma 的构造岩浆热事件与发生于 860 ~750 Ma 的超级地幔柱上涌、Rodinia 超大陆裂解、全球裂谷系统形成基本同步。

注释:

①四川省地质局. 1:20 万荥经幅区域地质调查报告[R]. 1974.

②四川省地质局. 1:20 万石棉幅区域地质调查报告[R]. 1974.

参考文献:

[1]　Li Z X, Li X H, Zhou H W, et al. Grenvillian continental collision in south China: New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia [J]. Geology, 2002, 30: 163 - 166.

[2] Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis [J]. Precambrian Research, 2008, 160: 179 – 210.

[3] Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1999, 173: 171 – 181.

[4] Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-riftmagmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia [J]. Precambrian Research, 2003, 122 (1 – 4): 85 – 109.

[5] Li Z X, Zhang L H, Powell C M. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? [J]. Geology, 1995, 23: 407 – 410.

[6] Li Z X, Evans D A D, Zhang S. A 90° spin on Rodinia: Possible causal links between the Neoproterozoic supercontinent, superplume, true polar wander and low-latitude glaciation[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 220: 409 – 421.

[7] Wang J, Li Z X. History of Neoproterozoic rift basins in South China: implications for Rodinia break-up [J]. Precambrian Research, 2003, 122 (1 – 4): 141 – 158.

[8] 王剑. 华南新元古代裂谷盆地沉积演化—兼论与 Rodinia 解体的关系[M]. 北京: 地质出版社, 2000. 1 – 146.

[9] 王剑, 李献华, Duan T Z, 等. 沧水铺火山岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及"南华系"底界新证据[J]. 科学通报, 2003, 48 (16): 1726 – 1731.

[10] 王剑. 华南"南华系"研究新进展—论南华系地层划分与对比[J]. 地质通报, 2005, 24(6): 491 – 495.

[11] 王剑, 曾昭光, 陈文西, 等. 华南新元古代裂谷系沉积超覆作用及其开启年龄新证据[J]. 沉积与特提斯地质, 2006, 26(4): 1 – 7.

[12] 王剑, 江新胜, 卓皆文, 等. 华南新元古代裂谷盆地演化与岩相古地理[M]. 北京: 科学出版社, 2019. 1 – 252.

[13] 四川省地质矿产局. 四川省岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997. 1 – 417.

[14] Ernst R E, Wingate, M T D, Buchan K L, et al. Global record of 1600-700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents [J]. Precambrian Research, 2008, 160: 159 – 178.

[15] Zhuo J W, Jiang X S, Wang J, et al. 2013. Opening time and filling pattern of the Neoproterozoic Kangdian Rift Basin, western Yangtze Continent, South China [J]. Science China: Earth Science, 56(10): 1664 – 1676.

[16] 刘鸿允. 中国震旦系[M]. 北京: 地质出版社, 1991. 1 – 388.

[17] 杨暹和, 陈远德. 西南地区地层总结 – 震旦系[M]. 重庆: 重庆出版社, 1981. 1 – 164.

[18] 李献华, 周汉文, 李正祥, 等. 扬子块体西缘新元古代双峰式火山岩的锆石 U-Pb 年龄和岩石化学特征[J]. 地球化学, 2001, 30 (4): 315 – 322.

[19] 卓皆文, 江新胜, 王 剑, 等. 川西新元古代苏雄组层型剖面底部豆状熔结凝灰岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 沉积与特提斯地质, 2015, 35(4): 85 – 91.

[20] 张盛师. 四川西南部苏雄组及其相当地层的时代和划分对比[J]. 四川地质学报, 1985: 112 – 122.

[21] Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry [J]. Geostand Newsl., 2004, 28(3): 353 – 370.

[22] Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. 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[J]. J. Petrol., 2010, 51(1 – 2): 537 – 571.

[23] Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [M]. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Special Publication, 2003.

[24] Black L P, Kamo S L, Williams L S, et al. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology: A critical appraisal of four zircon standards [J]. Chemical Geology, 2003, 200: 171 – 188.

[25] 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J]. 科学通报, 2004, 49(16): 1589 – 1604.

[26] 崔晓庄, 江新胜, 王剑, 等. 滇中新元古代裂谷盆地充填序列及演化模式: 对 Rodinia 超大陆裂解的响应[J]. 沉积学报, 2014, 32(3): 399 – 409.

[27] 江卓斐, 崔晓庄, 卓皆文, 等. 川西列古六组底部凝灰质杂砾岩锆石 U-Pb 年龄及其意义[J]. 矿物岩石, 2017, 37(1): 57 – 65.

[28] 崔晓庄, 江新胜, 王剑, 等. 扬子西缘澄江组底部玄武岩形成时代新证据及其地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2015, 34(1): 1 – 13.

[29] 江卓斐, 崔晓庄, 伍皓, 等. 滇东成冰纪南沱组碎屑锆石 U-Pb 年代学研究及其地质意义[J]. 矿物岩石, 2018, 38(1): 42 – 54.

[30] 江卓斐, 崔晓庄, 伍皓, 等. 四川会理地区古近纪雷打树组碎屑锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地质通报, 2014, 33(6): 788 – 803.

[31] 李献华, 李正祥, 周汉文, 等. 川西南关刀山岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和同位素地球化学—岩石成因与构造意义[J]. 地球科学 D 辑, 2002, 32(z), 60 – 68.

New evidence for the opening time of the Neoproterozoic Kangdian rift basin, western Yangtze Block, South China

Jiang Xinsheng[1,2], Cui Xiaozhuang[1,2], Zhuo Jiewen[1,2], Jiang Zhuofei[1,2]

(1. *Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu* 610081, *Sichuan, China*; 2. *Key Laboratory of Sedimentary Basin and Oil and Gas Resources, Ministry of Natural Resource, Chengdu* 610081, *Sichuan, China*)

Abstract: The Suxiong Formation is the product of volcanic eruption in the early period of the Neoproterozoic Kangdian Rift Basin on the western margin of the Yangtze Block, South China, and its forming time can provide new evidence to restrict the opening time of the Kangdian Rift Basin. Based on LA-ICP-MS, zircon U-Th-Pb dating of the rhyolite from the Neoproterozoic Suxiong Formation in Jiuxiang, Hanyuan in western Sichuan Province was carried out. The testing result shows that the zircon U-Pb concordant age is 853 ± 2 Ma (N = 13; MSWD = 3.1) and the zircon U-Pb weighted mean age is 853 ± 4 Ma (N = 13; MSWD = 2.2). These new age data indicate that the bottom age of the Suxiong Formation should be descended to ca. 850 Ma and the opening time of the Neoproterozoic Kangdian Rift Basin on western Yangtze Block, South China should be innovated to ca. 850 Ma, which is basically simultaneous with the upwelling of the super mantle plume and the breaking-up of the Rodinia supercontinent.

Key words: western Yangtze Block; Neoproterozoic; rift basin; Suxiong Formation; Zircon U-Pb age