黔东松桃地区大塘坡组 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义

余文超[1)]，杜远生[1)]，周琦[2)]，王萍[1)]，袁良军[3)]，徐源[1)]，潘文[3)]，谢小峰[3)]，齐靓[1)]，焦良轩[1)]

1）生物地质与环境地质国家重点实验室，中国地质大学，武汉，430074；

2）贵州省地质矿产勘查开发局，贵阳，550003；

3）贵州省地质矿产勘查开发局103地质大队，贵州铜仁，554300

内容提要：南华裂谷盆地在南华纪出现地垒区与地堑区的明显沉积分异。在对黔东松桃地区将军山剖面南华系地层进行实测的基础上，与地堑区南华系地层进行了对比。发现地垒区与地堑区的沉积分异主要表现在铁丝坳组与大塘坡组的岩性与厚度变化上。在此基础之上，对将军山剖面大塘坡组底部凝灰层进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究，得到年龄值为 664.2±2.4 Ma。通过该年龄与前人在地堑区所获得的对应地层年龄进行对比，可将南华裂谷盆地地垒区 Sturtian 冰期结束时间限定在不晚于 663～667 Ma 范围内，这证明 Sturtian 冰期消退事件在黔东地区范围内具有等时性，整个 Sturtian—Marinoan 间冰期持续时间约为 10 Ma。与此同时，通过与世界范围内各古板块上 Sturtian 冰后期沉积的最新定年结果进行对比工作，得出全球 Sturtian 冰期结束时间同样具有等时性的结论。

关键词：大塘坡组；凝灰层；LA-ICP-MS；锆石 U-Pb 定年；黔东

新元古代是地质历史时期中重大转折期之一，该阶段至少有四件影响深远的全球性地质事件，包括 Rodinia 超大陆的裂解引发的构造活动，多期次冰期事件，早期生命的演化与大规模铁—锰成矿事件，这些事件可能具有内部联系。为了确定这些事件的关键时间点，新元古代地层的年代格架构建工作一直以来都是学者们关注的问题。由于前埃迪卡拉系地层中缺乏明显的古生物化石，目前主要依靠地层岩性特征与同位素年龄来对地层进行定年和对比工作。

世界范围内，成冰纪（Cryogenian）及埃迪卡拉纪（Ediacaran）（相当于中国的南华纪和震旦纪）至少存在四次冰期沉积记录，依时代由老到新分别被命名为 Kaigas 冰期、Sturtian 冰期、Marinoan 冰期与 Gaskiers 冰期。目前在我国华南地区只存在 Sturtian 冰期与 Marinoan 冰期两期冰川沉积记录（赵彦彦和郑永飞，2011），但根据最新化学地层学和定年结果，在华南 Sturtian 冰期之前的沉积记录中即存在气候转冷记录（Huang Jing et al.，2014；Lan Zhongwu et al.，2015）。目前对于南华系底界年龄存在较大争议（王剑，2005；汪正江等，2013；尹崇玉和高林志，2013），而 Sturtian 冰期在我国华南地区的时限基本被确定在 718 ～ 660Ma（赵彦彦和郑永飞，2011；汪正江等，2013；Lan Zhongwu et al.，2014，2015），与国际上公认的 717～660 Ma（Rooney et al.，2015）具有高度重合性，扬子东南缘发育的长安组及铁丝坳组可能代表 Sturtian 冰期沉积（Lan Zhongwu et al.，2015；杜秋定等，2013；汪正江等，2015）。在 Sturtian 冰期及紧邻的间冰期，全球构造背景处于拉张环境中，该过程与 Rodinia 超大陆裂解过程相关，裂谷盆地在各古板块边缘广泛发育（Wang Jian and Li Zhengxiang，2003；de Vries et al.，2008；Dehler et al.，2010；Thomson et al.，2015）。我国华南地区在 Sturtian 冰期结束前后，发育以南华盆地为代表的裂谷盆地沉积。Sturtian 间冰期沉积以大塘坡组为代表，在其底部发育锰矿沉积，因此针对大塘坡组的定年工作对于确定锰矿的沉积起始时间及南华盆地在南华纪期间的构造—环境演化具

注：本文为中国地质调查局“上扬子地块东南缘锰矿成矿地质背景研究”（编号：12120114016701）和国土资源部公益性行业科研专项经费“上扬子地块东南缘锰矿国家级整装勘查区成矿系统与深部找矿关键技术研究及示范”（编号：201411051）的成果。

收稿日期：2015-07-30；改回日期：2016-03-23；责任编辑：章雨旭。Doi：10.16509/j.georeview.2016.03.002

作者简介：余文超，男，1988年生。博士研究生。沉积地质学专业。Email：yuwenchaocug@163.com。通讯作者：杜远生，男，1958年生。教授。主要从事沉积学研究。Email：duyuansheng126@126.com。

有重要意义。根据最近地层对比及盆地恢复研究成果,由于地壳拉张作用,南华盆地中出现地垒区与地堑区相隔出现的盆地格局,两种相区的间冰期沉积出现明显的沉积分异(杜远生等,2015;周琦等,2016)。目前在大塘坡组所获得的年龄信息主要来源于地堑区域大塘坡组底部凝灰岩(Zhou Chuanming et al.,2004;尹崇玉等,2006),但针对地垒区地层的定年结果尚无报道。本研究结合黔东地区地垒区与地堑区的地层对比工作及从地垒区大塘坡组底部凝灰层所获得的锆石 U-Pb 年龄 664.2 ± 2.4 Ma,明确了黔东地区 Sturtian 冰期结束时间一致。

1 地质背景

黔东地区在构造分区上属扬子板块东南缘,江南造山带西段。区内前寒武系地层出露完整(图 1),其中南华系地层由下至上分别由两界河组、铁丝坳组、大塘坡组及南沱组组成(图 2)。受到南华裂谷盆地构造演化作用的影响,区内地层的厚度及岩性变化较大,地垒区与地堑区沉积分异显著。整体来看,两界河组在区内分布较局限,岩性以中—厚层岩屑砂岩及石英砂岩为主。地堑区与地垒区铁丝坳组与大塘坡组岩性组合差异明显(图 2)。在地堑区,铁丝坳组一般为厚度几米至数十米的含砾杂砂岩,与邻区分布的古城组具有可对比性,具有明显冰碛岩特征。大塘坡组则可分为三段,其中第一段底部为锰矿赋矿层,一段为黑色炭质页岩,厚度变化在数十米至近百米之间,二、三段岩性主要为灰绿色粉砂岩,厚度在近百米至六百米之间变化。在地垒区,两界河组缺失,铁丝坳组相变为含砾砂岩、含砾白云岩及中—薄层白云岩,与下伏板溪群呈现平行不整合接触,大塘坡组一段在地垒区往往缺失或仅存在近一米厚的含锰泥岩—炭质页岩组合,二三段厚度相较于地堑区同样减小,一般在一百至两百米范围内变化。区内南沱组为含砾石的冰川/冰海沉积,代表 Marinoan 冰期沉积。目前对于两界河组及铁丝坳组的地质意义尚存一定争议(黄晶等,2007)。传统上,铁丝坳组和长安组一起被认为是华南地区 Sturtian 冰期沉积的代表(Zhou Chuanming et al.,2004;尹崇玉等,2006)。而汪正江等(2015)则认为夹于南沱组与板溪群之间的两界河组、铁丝坳组及大塘坡组均是 Sturtian 冰期与 Marinoan 冰期之间的间冰期沉积,与扬子东南缘地区的富禄组对应,铁丝坳组仅是 Sturtian 主冰期结束后的次级冰期沉积。Lan Zhongwu et al.(2015)则认为 Sturtian 冰期在华南地区可能存在两期冰川活动,第一期冰川事件(以长安组为代表)起始于 720 Ma,而第二期冰川事件(以铁丝坳组及古城组为代表)起始于 690 ~ 685 Ma,两期冰川沉积之间即是以两界河组和洪水河组为代表的间冰期沉积。以上这些争议反映了 Sturtian 冰期的复杂性。参考最近所取得的研究进展,黔东地区 Sturtian 冰期可能只存在以铁丝坳组为代表的第二次冰川活动记录。

研究区内,部分剖面及钻孔中大塘坡组下部存在一层凝灰层。在地堑区,这层凝灰层主要见于锰矿层中,如在黑水溪剖面,在距大塘坡组底界 5m 处的含锰页岩夹层中出现凝灰层(尹崇玉等,2006),而在寨郎沟剖面,凝灰层同样位于锰矿层内部(Zhou Chuanming et al.,2004)。在地垒区内,这层凝灰层位于铁丝坳组与大塘坡组界线之上。对于地堑区内的凝灰层前人已分别在黔东松桃地区的黑水溪剖面与寨郎沟剖面做过测年工作,得出 662.9 ± 4.3 Ma 与 667.3 ± 9.9 Ma 两个一致的年龄,确定了地堑区内大塘坡组底界年龄(Zhou Chuanming et al.,2004;尹崇玉等,2006)。

2 剖面与采样

将军山剖面位于黔东松桃县冷水溪乡东北方向约 5km 将军山山路边。沿山路出露青白口系板溪群清水江组中—薄层砂岩及粉砂岩,南华系铁丝坳

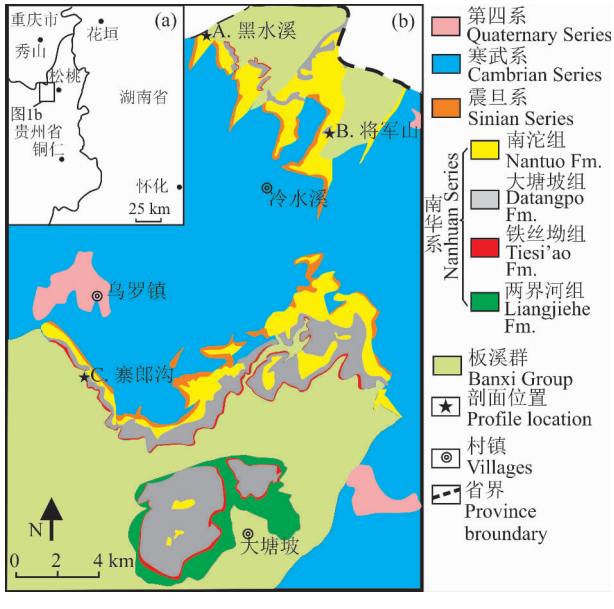


图 1 贵州省松桃地区大塘坡矿区地质图

Fig. 1 Geological map in Datangpo Area, Songtao Area, Guizhou

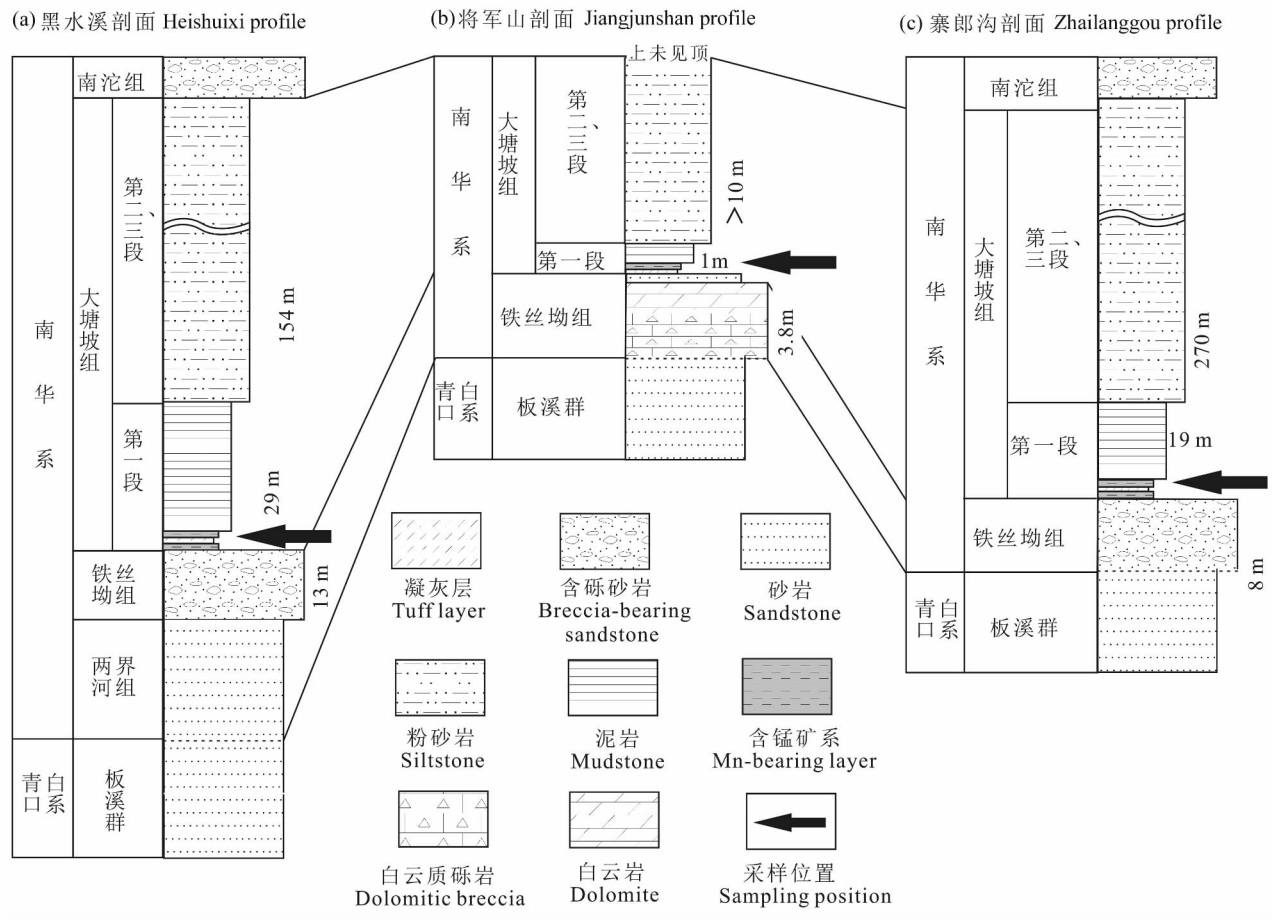


图 2 贵州省松桃地区新元古界南华系沉积典型剖面柱状图

Fig. 2 Lithological columns of typical Nanhuan sequences in Songtao Country, Guizhou

(a)、(c) 为地堑区沉积, 修改自 Zhou Chuanming et al. (2004) 和尹崇玉等 (2006), 并综合贵州地矿局 103 地质大队资料补充修改; (b) 为地垒区沉积,来自本研究实测资料

(a), (c) represent graben sediments, revised from Zhou Chuanming et al., 2004, Yin Chongyu et al., 2006& and data of the No. 103 Geological Team, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources; (b) represents horst sediment, based on data of this paper

组含砾白云岩与板溪群清水江组砂岩呈平行不整合接触,可见厚约 5cm 的褐色古风化壳。铁丝坳组总厚 3.8m,下部为白云质砾岩,由下至上白云岩基质中的砾石含量与大小均减小(图 3a);上部见约 1.5m 厚中层黑色白云岩,风化面上见明显刀砍纹。含砾白云岩在薄片下显示出较混杂的砾石成分,以石英及沉积岩岩屑为主,分选、磨圆较差,基质为隐晶白云石(图 4a)。在铁丝坳组顶部出现厚约 15cm 薄层砂岩与上覆大塘坡组黑色含锰泥岩相分隔,铁丝坳组与大塘坡组之间呈平行不整合接触关系。该剖面大塘坡组底部为厚约 30cm 的含锰泥岩,下部夹厚约 10cm 的白色薄层凝灰层(图 3b),在该凝灰层位采集样品 JJS-7。在薄片下凝灰层由黏土粒级碎屑物质组成,呈现出较强的定向性(图 4b)。凝灰层之上为黑色炭质页岩,大塘坡组第一段总厚为 1m。该剖面中大塘坡组二、三段出露不全,仅出露约 10m,岩性以灰绿色中薄层粉砂岩及粉砂质泥岩为主(图 3c)。通过地层对比,可发现地堑区寨郎沟剖面与黑水溪剖面南华系地层较之地垒区的将军山剖面存在明显差异。这些差异主要表现在铁丝坳组岩性与厚度,大塘坡组第一段的岩性与厚度变化,及大塘坡组二、三段厚度。

3　测试方法

对 JJS-7 样品的前处理工作包括:将凝灰层样品进行粉碎后,用重液分选法及磁选法进行初筛,再在双目镜下将锆石颗粒分选出来,在玻璃板上用环氧树脂固定,并抛光至锆石中心。锆石颗粒的形态

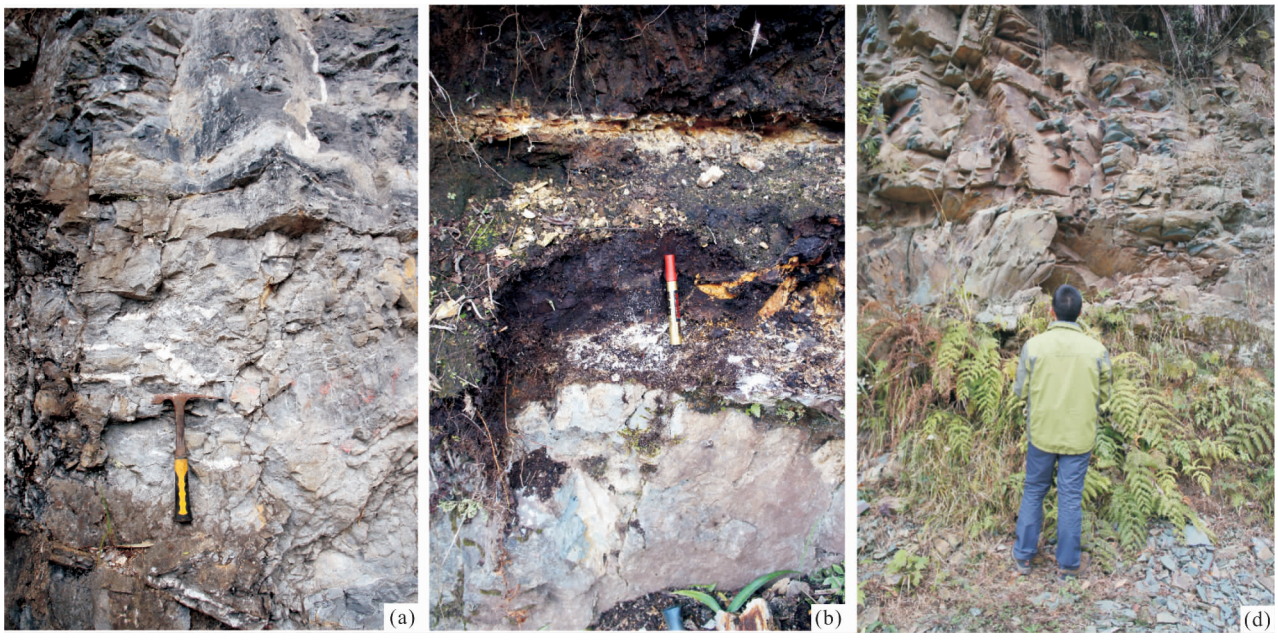


图 3 贵州省松桃地区将军山剖面:(a) 为南华系铁丝坳组含砾白云岩及白云岩;(b)为南华系大塘坡组底部黑色含锰页岩及凝灰层;(c)为南华系大塘坡组二段灰绿色粉砂岩

Fig. 3 Photos from the Jiangjunshan Profile in Songtao Country, Guizhou: (a) dolomitic diamictite and dolostone in the Tiesiao Fm., Nanhuan System; (b) manganese shale and tuff layer at the bottom of the Datangpo Fm., Nanhuan System; (c) gray siltstone of the Datangpo Fm., Nanhuan System

与内部结构通过偏光显微镜与阴极发光(CL)图像共同确定。阴极发光图像在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室中的 JEOL JXA-8100 电子显微镜上获得。

锆石 U-Pb 定年的工作在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。使用方法为 LA-ICP-MS,激光剥蚀系统仪器为 GeoLas 2005,ICP-MS 仪器为 Agilent 7500a。测试中采用外标法对同位素分馏校正进行校正,使用标样为锆石标准 91500。采用 ICPMS DataCal 软件对分析数据

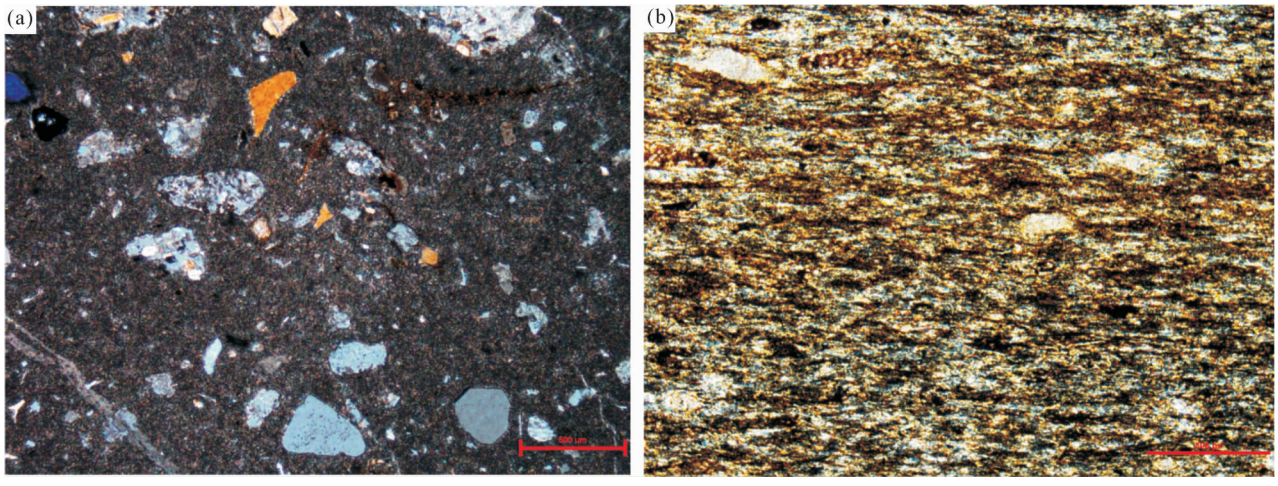


图 4 贵州省松桃地区将军山剖面岩石样品镜下照片:(a) 南华系铁丝坳组含砾白云岩(X4, +);(b)南华系为大塘坡组底部凝灰层样品(X4, +)

Fig. 4 Microphotographs of samples from the Jiangjunshan Profile in Songtao Country, Guizhou: (a) dolomitic diamictite in the Tiesiao Fm., Nanhuan System (X4, +); (b) tuff layer in the Datangpo Fm., Nanhuan System (X4, +)

进行离线处理,包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U—Th—Pb 同位素比值和年龄计算(Liu Yongsheng et al., 2008)。锆石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算采用 Isoplot/Ex_ver4 完成(Ludwig, 2008),分析及计算误差均为 1σ。

4　结果

在阴极发光显微图像中(图 5),大部分锆石显示出明显震荡环带结构和条带结构,显示出岩浆锆石特征,这些锆石一般保留较完好晶型,显示出等轴状或柱状自型晶结构特征。长轴在 100 ~ 150 μm 范围内变化,短轴在 40 ~ 60 μm 范围内变化。少部分锆石呈现碎裂的形态,可能是经过搬运作用的结果。也有极少部分显示出核幔边结构,显示出继承锆石特征。

在 JJS-7 样品中共获得 52 个个锆石 U-Pb 年龄数据(表 1),其中有 40 个年龄数据谐和度大于 90%

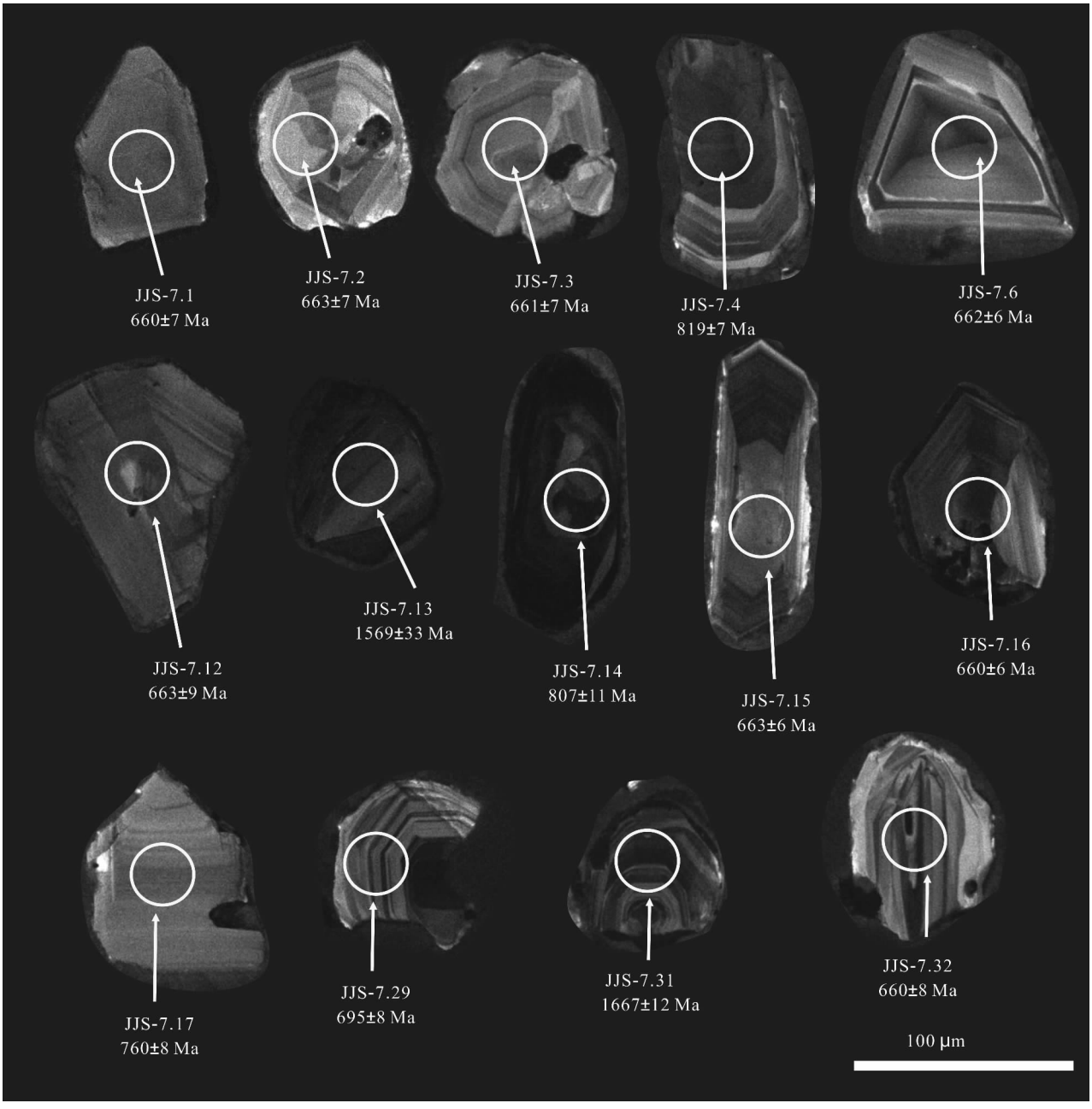


图 5 贵州省松桃地区将军山剖面大塘坡组底部凝灰层样品 JJS-7 中锆石 CL 图

Fig. 5 Cathodoluminescence photographs showing internal structures of zircons in the JJS-7 sample from the Datangpo Fm. tuff layer in Jiangjunshan Profile, Songtao Country, Guizhou

表 1 黔东松桃地区将军上剖面大塘坡组底部凝灰岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon dating results from the tuff layer in the Datangpo Fm. ,Jiangjunshan Profile,Songtao Country,East Guizhou

测点号	元素含量 ($\times10^{-6}$)			$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	同位素比值								年龄(Ma)						谐和度(%)
	Pb	^{238}U	^{232}Th		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		$\frac{n(^{208}Pb)}{n(^{232}Th)}$		$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		
					测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	
JJS-7-01	15.98	106	111	1.05	0.0584	0.0025	0.8610	0.0352	0.1079	0.0012	0.0313	0.0007	660	7	631	19	543	90	95%
JJS-7-02	15.79	103	114	1.10	0.0583	0.0024	0.8662	0.0346	0.1084	0.0012	0.0318	0.0007	663	7	633	19	539	86	95%
JJS-7-03	13.35	89.5	83.0	0.93	0.0661	0.0029	0.9818	0.0418	0.1080	0.0012	0.0329	0.0008	661	7	695	21	809	91	95%
JJS-7-04	33.4	193	127	0.66	0.0672	0.0018	1.2664	0.0337	0.1356	0.0012	0.0415	0.0009	819	7	831	15	844	56	98%
JJS-7-06	20.2	123	173	1.41	0.0637	0.0024	0.9536	0.0350	0.1082	0.0011	0.0324	0.0006	662	6	680	18	731	80	97%
JJS-7-07	45.3	268	340	1.27	0.0651	0.0019	1.0110	0.0303	0.1113	0.0009	0.0356	0.0007	680	5	709	15	789	58	95%
JJS-7-08	11.62	79.0	78.8	1.00	0.0793	0.0044	1.1625	0.0601	0.1070	0.0015	0.0300	0.0010	656	9	783	28	1189	76	82%
JJS-7-09	28.8	195	290	1.49	0.0763	0.0040	1.0090	0.0477	0.0966	0.0011	0.0284	0.0007	594	6	708	24	1102	106	82%
JJS-7-11	9.27	56.9	76.5	1.34	0.0621	0.0037	0.9217	0.0545	0.1083	0.0015	0.0335	0.0009	663	9	663	29	680	327	99%
JJS-7-12	23.9	148	168	1.14	0.0828	0.0034	1.1674	0.0420	0.1034	0.0011	0.0324	0.0007	634	6	785	20	1265	80	78%
JJS-7-13	100.6	253	262	1.04	0.0971	0.0017	3.6899	0.0677	0.2724	0.0022	0.0814	0.0014	1553	11	1569	15	1569	33	98%
JJS-7-14	68.5	429	184	0.43	0.0704	0.0016	1.3131	0.0356	0.1333	0.0019	0.0364	0.0009	807	11	852	16	940	46	94%
JJS-7-15	42.0	243	412	1.70	0.0635	0.0018	0.9562	0.0271	0.1084	0.0010	0.0334	0.0007	663	6	681	14	724	59	97%
JJS-7-16	38.4	210	423	2.01	0.0618	0.0018	0.9178	0.0263	0.1078	0.0011	0.0323	0.0006	660	6	661	14	665	58	99%
JJS-7-17	25.96	121	102	0.84	0.0704	0.0025	1.2152	0.0419	0.1252	0.0015	0.0408	0.0009	760	8	808	19	939	73	93%
JJS-7-18	43.6	250	404	1.62	0.0636	0.0019	0.9618	0.0289	0.1087	0.0010	0.0331	0.0006	665	6	684	15	729	63	97%
JJS-7-19	11.40	71.1	84.2	1.18	0.0683	0.0034	1.0155	0.0487	0.1082	0.0012	0.0320	0.0009	662	7	712	25	877	102	92%
JJS-7-20	12.65	85.2	85.9	1.01	0.0678	0.0034	0.9899	0.0475	0.1085	0.0015	0.0312	0.0009	664	9	699	24	861	106	94%
JJS-7-21	12.88	93.0	117.2	1.26	0.0884	0.0064	1.0051	0.0486	0.0957	0.0021	0.0288	0.0008	589	12	706	25	1391	134	81%
JJS-7-22	11.71	76.4	81.1	1.06	0.0624	0.0029	0.9273	0.0424	0.1082	0.0014	0.0320	0.0009	662	8	666	22	687	100	99%
JJS-7-23	33.5	178	372	2.09	0.0614	0.0019	0.9200	0.0289	0.1085	0.0012	0.0314	0.0006	664	7	662	15	654	67	99%
JJS-7-24	33.3	228	194	0.85	0.0626	0.0021	0.9416	0.0311	0.1089	0.0011	0.0311	0.0007	666	7	674	16	694	72	98%
JJS-7-25	14.25	89.9	108	1.21	0.0584	0.0027	0.8803	0.0404	0.1098	0.0016	0.0318	0.0008	671	9	641	22	543	102	95%
JJS-7-26	35.6	194	364	1.87	0.0662	0.0022	1.0050	0.0326	0.1097	0.0012	0.0328	0.0007	671	7	706	16	813	68	94%
JJS-7-27	15.57	98.5	122	1.24	0.0662	0.0032	0.9782	0.0476	0.1077	0.0013	0.0318	0.0008	659	8	693	24	813	108	95%
JJS-7-28	66.6	360	581	1.62	0.0620	0.0016	0.9721	0.0252	0.1134	0.0009	0.0341	0.0006	692	5	690	13	676	57	99%
JJS-7-29	15.14	83.5	131	1.57	0.0716	0.0049	1.1076	0.0671	0.1139	0.0013	0.0354	0.0010	695	8	757	32	976	138	91%
JJS-7-30	13.37	82.6	82.7	1.00	0.0858	0.0049	1.3499	0.0816	0.1135	0.0012	0.0382	0.0012	693	7	868	35	1332	112	77%
JJS-7-31	140.1	319	405	1.27	0.0966	0.0017	3.9434	0.0722	0.2951	0.0024	0.0863	0.0015	1667	12	1623	15	1559	34	97%
JJS-7-32	15.00	99.4	112	1.13	0.0652	0.0027	0.9522	0.0372	0.1079	0.0014	0.0334	0.0010	660	8	679	19	783	86	97%

测点号	元素含量（$\times10^{-6}$）			$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	同位素比值								年龄(Ma)						谐和度（%）
	Pb	^{238}U	^{232}Th		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		$\frac{n(^{208}Pb)}{n(^{232}Th)}$		$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		
					测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	
JJS-7-33	20.46	142	110	0.77	0.0635	0.0025	0.9917	0.0391	0.1132	0.0014	0.0350	0.0009	691	8	700	20	724	83	98%
JJS-7-34	15.73	98.1	124	1.26	0.0686	0.0030	1.0252	0.0464	0.1081	0.0012	0.0336	0.0007	662	7	717	23	887	91	92%
JJS-7-36	15.58	106	139	1.30	0.1034	0.0062	1.2834	0.0671	0.0945	0.0017	0.0281	0.0008	582	10	838	30	1687	110	63%
JJS-7-37	20.98	134	149	1.11	0.0809	0.0038	1.2197	0.0598	0.1087	0.0012	0.0350	0.0011	665	7	810	27	1220	93	80%
JJS-7-38	14.50	73.6	85.7	1.16	0.0715	0.0031	1.3138	0.0547	0.1358	0.0016	0.0393	0.0009	821	9	852	24	972	89	96%
JJS-7-39	14.18	93.0	89.4	0.96	0.0708	0.0031	1.0654	0.0489	0.1090	0.0012	0.0341	0.0010	667	7	736	24	950	91	90%
JJS-7-40	13.52	89.3	90.3	1.01	0.0537	0.0032	0.8100	0.0495	0.1085	0.0015	0.0319	0.0010	664	9	602	28	361	133	90%
JJS-7-42	9.87	65.7	58.3	0.89	0.0650	0.0047	0.9261	0.0604	0.1073	0.0020	0.0340	0.0010	657	12	666	32	776	154	98%
JJS-7-43	21.7	95.6	129	1.35	0.1285	0.0163	3.2534	0.6215	0.1222	0.0050	0.0858	0.0155	743	29	1470	149	2080	225	34%
JJS-7-44	22.8	139	211	1.52	0.0739	0.0050	1.2656	0.1773	0.1158	0.0046	0.0314	0.0012	706	26	830	80	1039	138	83%
JJS-7-45	57.0	205	154	0.75	0.0809	0.0020	2.2958	0.0605	0.2049	0.0025	0.0621	0.0012	1201	14	1211	19	1220	54	99%
JJS-7-46	45.4	207	272	1.31	0.0588	0.0024	0.8791	0.0354	0.1077	0.0010	0.0315	0.0007	660	6	641	19	561	89	97%
JJS-7-47	10.25	56.9	61.4	1.08	0.0973	0.0064	1.4848	0.0903	0.1127	0.0021	0.0417	0.0014	689	12	924	37	1573	124	70%
JJS-7-48	14.80	91.4	109	1.19	0.0608	0.0029	0.9112	0.0419	0.1089	0.0013	0.0314	0.0008	667	7	658	22	632	100	98%
JJS-7-49	56.6	169	111	0.66	0.0900	0.0025	3.0766	0.0869	0.2459	0.0032	0.0718	0.0017	1418	17	1427	22	1425	52	99%
JJS-7-50	54.7	144	232	1.61	0.0731	0.0033	0.9004	0.0374	0.0909	0.0013	0.0247	0.0007	561	8	652	20	1017	94	84%
JJS-7-51	20.6	121	172	1.42	0.0587	0.0030	0.8669	0.0433	0.1073	0.0014	0.0331	0.0008	657	8	634	24	567	113	96%
JJS-7-52	10.02	46.7	70.5	1.51	0.0704	0.0036	1.2588	0.0614	0.1327	0.0019	0.0413	0.0011	803	11	827	28	940	106	97%
JJS-7-53	11.58	72.9	89.0	1.22	0.0926	0.0050	1.2922	0.0674	0.1015	0.0014	0.0348	0.0010	623	8	842	30	1481	102	70%
JJS-7-54	54.8	333	431	1.29	0.0604	0.0015	0.9081	0.0218	0.1087	0.0010	0.0332	0.0006	665	6	656	12	617	84	98%
JJS-7-55	49.3	329	302	0.92	0.0589	0.0014	0.8836	0.0216	0.1082	0.0009	0.0323	0.0006	662	5	643	12	561	52	97%
JJS-7-56	176.4	411	261	0.63	0.1087	0.0018	4.7828	0.0866	0.3165	0.0030	0.0983	0.0018	1773	15	1782	15	1777	30	99%

测点号	元素含量 ($\times 10^{-6}$)			$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	同位素比值								年龄(Ma)						谐和度(%)
	Pb	^{238}U	^{232}Th		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		$\frac{n(^{208}Pb)}{n(^{232}Th)}$		$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		
					测值	±δ	测值	±δ	测值	±δ	测值	±δ	测值	±δ	测值	±δ	测值	±δ	
JJS-7-33	20.46	142	110	0.77	0.0635	0.0025	0.9917	0.0391	0.1132	0.0014	0.0350	0.0009	691	8	700	20	724	83	98%
JJS-7-34	15.73	98.1	124	1.26	0.0686	0.0030	1.0252	0.0464	0.1081	0.0012	0.0336	0.0007	662	7	717	23	887	91	92%
JJS-7-36	15.58	106	139	1.30	0.1034	0.0062	1.2834	0.0671	0.0945	0.0017	0.0281	0.0008	582	10	838	30	1687	110	63%
JJS-7-37	20.98	134	149	1.11	0.0809	0.0038	1.2197	0.0598	0.1087	0.0012	0.0350	0.0011	665	7	810	27	1220	93	80%
JJS-7-38	14.50	73.6	85.7	1.16	0.0715	0.0031	1.3138	0.0547	0.1358	0.0016	0.0393	0.0009	821	9	852	24	972	89	96%
JJS-7-39	14.18	93.0	89.4	0.96	0.0708	0.0031	1.0654	0.0489	0.1090	0.0012	0.0341	0.0010	667	7	736	24	950	91	90%
JJS-7-40	13.52	89.3	90.3	1.01	0.0537	0.0032	0.8100	0.0495	0.1085	0.0015	0.0319	0.0010	664	9	602	28	361	133	90%
JJS-7-42	9.87	65.7	58.3	0.89	0.0650	0.0047	0.9261	0.0604	0.1073	0.0020	0.0340	0.0010	657	12	666	32	776	154	98%
JJS-7-43	21.7	95.6	129	1.35	0.1285	0.0163	3.2534	0.6215	0.1222	0.0050	0.0858	0.0155	743	29	1470	149	2080	225	34%
JJS-7-44	22.8	139	211	1.52	0.0739	0.0050	1.2656	0.1773	0.1158	0.0046	0.0314	0.0012	706	26	830	80	1039	138	83%
JJS-7-45	57.0	205	154	0.75	0.0809	0.0020	2.2958	0.0605	0.2049	0.0025	0.0621	0.0012	1201	14	1211	19	1220	54	99%
JJS-7-46	45.4	207	272	1.31	0.0588	0.0024	0.8791	0.0354	0.1077	0.0010	0.0315	0.0007	660	6	641	19	561	89	97%
JJS-7-47	10.25	56.9	61.4	1.08	0.0973	0.0064	1.4848	0.0903	0.1127	0.0021	0.0417	0.0014	689	12	924	37	1573	124	70%
JJS-7-48	14.80	91.4	109	1.19	0.0608	0.0029	0.9112	0.0419	0.1089	0.0013	0.0314	0.0008	667	7	658	22	632	100	98%
JJS-7-49	56.6	169	111	0.66	0.0900	0.0025	3.0766	0.0869	0.2459	0.0032	0.0718	0.0017	1418	17	1427	22	1425	52	99%
JJS-7-50	54.7	144	232	1.61	0.0731	0.0033	0.9004	0.0374	0.0909	0.0013	0.0247	0.0007	561	8	652	20	1017	94	84%
JJS-7-51	20.6	121	172	1.42	0.0587	0.0030	0.8669	0.0433	0.1073	0.0014	0.0331	0.0008	657	8	634	24	567	113	96%
JJS-7-52	10.02	46.7	70.5	1.51	0.0704	0.0036	1.2588	0.0614	0.1327	0.0019	0.0413	0.0011	803	11	827	28	940	106	97%
JJS-7-53	11.58	72.9	89.0	1.22	0.0926	0.0050	1.2922	0.0674	0.1015	0.0014	0.0348	0.0010	623	8	842	30	1481	102	70%
JJS-7-54	54.8	333	431	1.29	0.0604	0.0015	0.9081	0.0218	0.1087	0.0010	0.0332	0.0006	665	6	656	12	617	84	98%
JJS-7-55	49.3	329	302	0.92	0.0589	0.0014	0.8836	0.0216	0.1082	0.0009	0.0323	0.0006	662	5	643	12	561	52	97%
JJS-7-56	176.4	411	261	0.63	0.1087	0.0018	4.7828	0.0866	0.3165	0.0030	0.0983	0.0018	1773	15	1782	15	1777	30	99%

(图 6a),对这 40 个年龄数据的进一步分析表明,这些锆石 Th/U 比值在 0.43 ~ 2.09 范围内分布。结合前述阴极发光显微观察结果,进一步证实了这些锆石的岩浆成因来源(Belousova et al., 2002)。谐和锆石 U-Pb 年龄分布范围为 657 ~ 1777 Ma,其中最主要的年龄峰值(n =30)出现于 650 ~ 700 Ma 范围内,加权年龄为 664.2 ± 2.6 Ma (MSWD = 0.57)(图 6b)。此外,在 1 个 760 Ma 锆石年龄,4 个锆石年龄分布在 800 ~ 820 Ma 区间内。此外尚有 5 个锆石年龄分布在 1220 ~ 1777 Ma 范围内(图 6c)。

5　讨论

黔东松桃地区将军山剖面大塘坡组底部凝灰岩样品 JJS-7 中,1220 ~ 1777 Ma 范围内锆石的零星出现可能来自于岩浆形成过程中的捕获作用。760 Ma 及 800 ~ 820 Ma 的锆石则分别代表扬子地块新元古代两期大规模岩浆作用(郑永飞和张少兵, 2007;李献华等,2012)。主年龄峰值所获得的加权年龄为 664 Ma,该年龄值与之前获得的大塘坡组底部年龄 663 Ma 与 667 Ma 存在高度吻合性,证明南华盆地内的地垒区与地堑区所存在的凝灰层具有一致的年龄,这也为盆地内两种不同相区的地层对比提供了有力依据。在研究区内,未见代表 Sturtian 冰期的长安组,而两界河组与铁丝坳组的沉积特征与扬子东南缘其他地区的滨水河组及古城组存在可对比性。因此认为,具有典型冰川沉积特征的铁丝坳组,与古城组及相当层位一样,是在 Sturtian 冰期

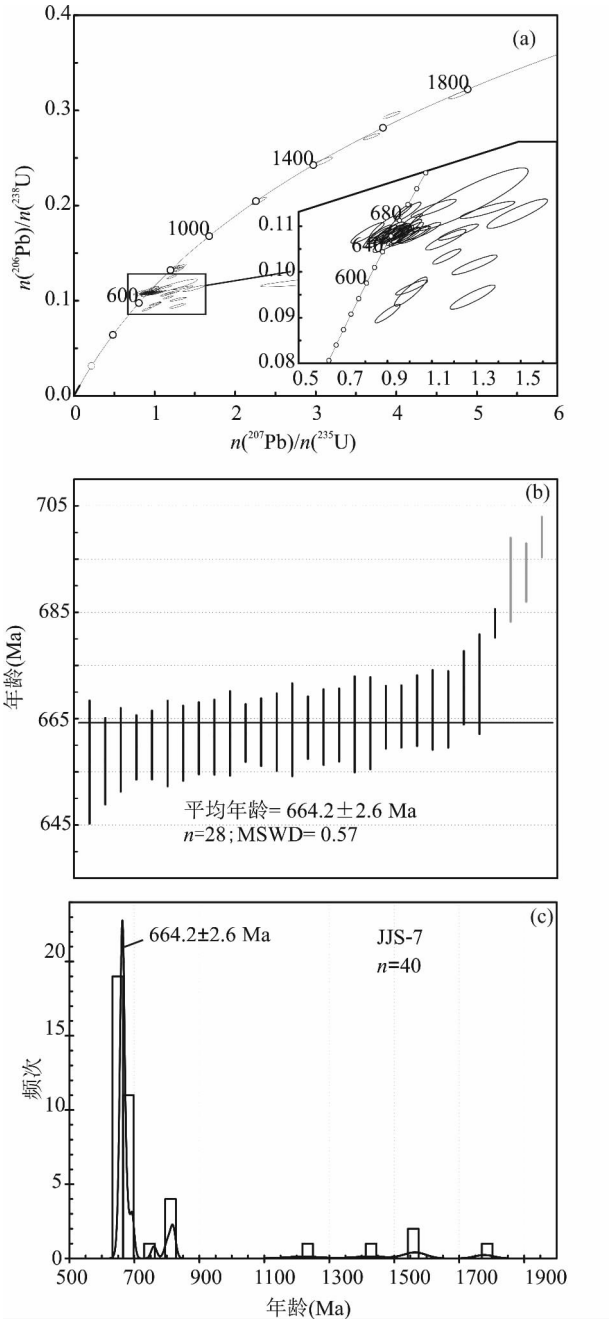


图 6 贵州省松桃地区将军山剖面大塘坡组底部凝灰层样品 JJS-7 锆石 U-Pb 定年谐和线图(a),锆石年龄加权平均值(b)与频率直方图(c)

Fig. 6 U-Pb Concordia diagrams (a), weight average age (b) and histogram and relative probability plots (c) for analyzed sample JJS-7

中第二次冰川事件的产物(Lan Zhongwu et al., 2015)。

基于以上分析,笔者等认为华南 Sturtian 冰期的结束时间应不晚于 667 ~ 663 Ma 的时间区间。考虑到在邻区大塘坡组顶部及中部分别获得了 654.5 ± 3.8 Ma 与 654.2 ± 2.7 Ma 的锆石 U-Pb 年龄(Zhang Shihong et al., 2008; Liu Pengju et al., 2015)。Sturtian — Marinoan 间冰期在华南地区持续至少 10 Ma。

近年来,在世界范围内针对 Sturtian 冰期沉积之上的间冰期碎屑岩沉积进行了大量研究,通过 Re-Os 同位素及锆石 U-Pb SHRIMP 测年方法获得了一批高精度年代学信息(图 7)。在成冰纪晚期位于劳伦古陆北缘的加拿大 Mackenzie 山脉地区,代表 Sturtian 冰期沉积的是厚约 600m 的 Rapitan 群,间冰期 Twitya 组底部出现厚约 10m 的白云岩"盖帽",向上变为黑色页岩,在黑色页岩段最底部得到的 Re-Os 同位素年龄为 662.2 ± 4.3 Ma(Rooney et al., 2014)。同样位于劳伦古陆的美国爱荷华州 Pocatello 地区 Pocatello 组 Scout Mountain 段中存在底界为 717 Ma 的 Sturtian 冰期沉积,冰期沉积物之上为数米厚的"盖帽"白云岩段,在距离冰碛岩之上 10 m 的粉砂岩段中获得锆石 U-Pb SHRIMP 年龄 667 ± 5 Ma(Fanning and Link, 2004)。西伯利亚板块西缘的蒙古国西南部地区 Zavkhan 盆地区域内 Maikhan-Uul 组为冰碛岩沉积,对应 Sturtian 冰期,Taishir 组为间冰期沉积,下部存在盖帽白云岩,并以碳酸盐岩沉积为主,在其中所夹页岩层中获得 Re-Os 年龄为 659 ± 4.5 Ma(Rooney et al.,2015)。在澳大利亚—南极洲板块中,位于板块东部的 Amadeus 盆地中 Areyonga 组为 Sturtian 冰期沉积,其上 Aralka 黑色页岩底部获得 Re-Os 年龄为 657.2 ± 5.4 Ma(Kendall et al.,2006)。对上述数据进行总结后发现,紧邻 Sturtian 冰期沉积物的黑色页岩或砂岩夹层沉积年龄范围在 657 ~ 667 Ma,这些结果与中国华南地区代表 Sturtian 间冰期的大塘坡组底部年龄一致(Zhou Chuanming et al., 2004, 尹崇玉等, 2006)。与此同时,以上剖面信息证明,Sturtian 冰期沉积之上存在"盖帽"白云岩,并且形成类似的由碳酸盐岩或黑色页岩组成的海侵序列。并且 Sturtian 冰期的结束与间冰期发生的海侵作用在世界范围内具有同时性,是一个可供对比的标志性事件沉积。

6 结论

通过对黔东松桃地区将军山剖面南华系地层进行实测并对大塘坡组底部凝灰层进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究,发现南华盆地内地垒区与地堑区出现明显沉积分异,并认为南华裂谷盆地地

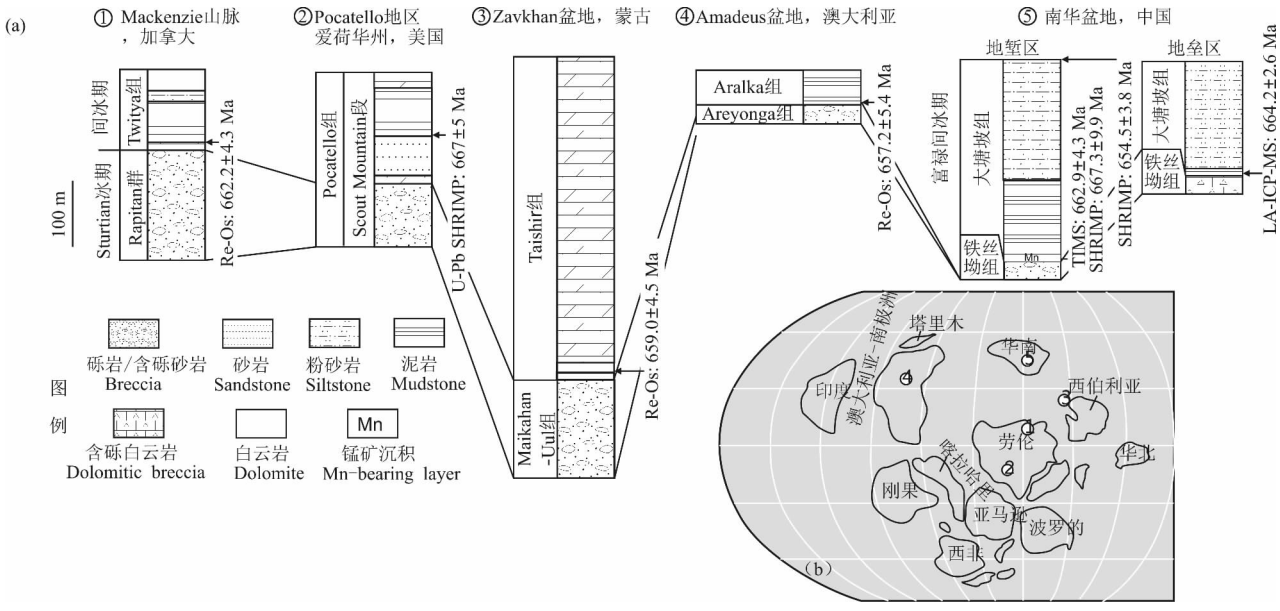


图 7 世界其他地区 Sturtian 冰期结束时间(a)及 Sturtian 冰期时期全球古板块恢复图(b),(a) 图中剖面位置见(b)图。(a)图中,①、③剖面及定年信息来自 Rooney et al., 2014, 2015;②来自 Fanning and Link,2004;④来自 Kendall et al., 2006;⑤大塘坡组底界年龄来自 Zhou Chuanming et al. ,2004, 尹崇玉等, 2006 及本研究,大塘坡组顶界年龄来自 Zhang Shihong et al., 2008;(b) 图修改自 Li Zhengxiang et al., 2013

Fig. 7 (a) Schematic stratigraphy and end time of Sturtian Glaciation in worldwide profiles: ①、③ adapted from Rooney et al., 2014, 2015;② adapted from Fanning and Link, 2004;④ adapted from Kendall et al., 2006;⑤ adapted from Zhou Chuanming et al., 2004, Yin Chongyu et al., 2006& and this study, the top age of the Datangpo Fm. comes from Zhang Shihong et al., 2008. (b) Paleogeographic reconstruction of Rodinia at ca. 680 Ma, modified from Li Zhengxiang et al., 2013

垒区 Sturtian 冰期结束时间不晚于 664.2 ±2.4 Ma。该年龄与前人在南华盆地地堑区所获得的大塘坡组底部年龄一致,证明 Sturtian 冰后期冰川消退事件在黔东地区范围内具有等时性。与此同时,通过与世界范围内 Sturtian 冰后期沉积的定年结果进行对比后发现全球 Sturtian 冰期结束时间同样具有等时性。

致谢:诚挚感谢汪正江教授级高工及另一位审稿人对本文提出的宝贵意见。感谢贵州地矿局 103 地质大队安正泽研究员、赵爽及郑超等同志在野外工作中提供的协助。

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "**&**" is in Chinese with English abstract; the literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

杜秋定,汪正江,王剑,卓皆文,谢尚克,邓奇,杨菲. 2013. 湘中长安组碎屑锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及其地质意义. 地质论评,59(2):334 ~ 344.

杜远生,周琦,余文超,王佳武,齐靓,郭华,焦良轩,王萍,徐源. 2015. Rodinia 超大陆裂解、Sturtian 冰期事件和扬子地块东南缘大规模锰成矿作用. 地质科技情报,34(6):1 ~ 8.

黄晶,储雪蕾,张启锐,冯连君. 2007. 新元古代冰期及其年代. 地学前缘,14(2):249 ~ 256.

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 ~ 559.

汪正江,王剑,江新胜,孙海清,高天山,陈建书,邱艳生,杜秋定,邓奇,杨菲. 2015. 华南扬子地区新元古代地层划分对比研究新进展. 地质论评,61(1): 1 ~ 22.

汪正江,许效松,杜秋定,杨菲,邓奇,伍皓,周小琳. 2013. 南华冰期的底界讨论:来自沉积学与同位素年代学证据. 地球科学进展,28(4): 477 ~ 489.

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

尹崇玉,高林志. 2013. 中国南华系的范畴、时限及地层划分. 地层学杂志,37(4): 534 ~ 541.

尹崇玉,王砚耕,唐烽,万渝生,王自强,高林志,邢裕盛,刘鹏举. 2006. 贵州松桃南华系大塘坡组凝灰岩锆石 SHRIMP Ⅱ U-Pb 年龄. 地质学报,80(2): 273 ~ 278.

赵彦彦,郑永飞. 2011. 全球新元古代冰期的记录和时限. 岩石学报,27(2): 545 ~ 565.

郑永飞,张少兵. 2007. 华南前寒武纪大陆地壳的形成和演化. 科学通报,52(1): 1 ~ 10.

周琦,杜远生,袁良军,张遂,余文超,杨胜堂,刘雨. 2015. 黔湘渝毗邻区南华纪武陵裂谷盆地结构及其对锰矿的控制作用. 地球科学, 41(2):177 ~ 188.

Belousova E, Griffin W, O'Reilly S and Fisher N. 2002. Igneous zircon:

trace element composition as an indicator of source rock type. Contributions to Mineralogy and Petrology,143(5): 602 ~ 622.

de Vries S T,Pryer L L and Fry N. 2008. Evolution of Neoarchaean and Proterozoic basins of Australia. Precambrian Research,166(1 ~4): 39 ~ 53.

Dehler C M, Fanning C M., Link P. K., Kingsbury E. M. and Rybczynski D. 2010. Maximum depositional age and provenance of the Uinta Mountain Group and Big Cottonwood Formation, northern Utah: Paleogeography of rifting western Laurentia. Geological Society of America Bulletin,122(9 ~10): 1686 ~ 1699.

Du Qiuding, Wang Zhengjiang , Wang Jian, Zhou Jiewen, Xie Shangke, Deng Qi, Yang Fei. 2013&. LA-ICP-MS U-Pb ages of detrital zircons from the Neoproterozoic Changán Formation in central Hunan and its geological implicatons. Geological Review,59(2):334 ~ 344.

Du Yuansheng,Zhou Qi,Yu Wenchao,Wang Jiawu,Qi Liang,Guo Hua, Jiao Liangxuan, Wang Ping, Xu Yuan. 2015&. Linking the Cryogenian manganese matallogenic process in the Southeast margin of Yangtze Block to break-up of Rodinia and Sturtian glaciation. geological Science and Technology Informaion,34(6):1 ~ 8.

Fanning C M and Link P K 2004. U-Pb SHRIMP ages of Neoproterozoic (Sturtian) glaciogenic Pocatello Formation, southeastern Idaho. Geology,32(10): 881 ~ 884.

Huang Jing, Feng Lianjun, Lu Dingbiao, Zhang Qirui, Sun Tao, Chu Xuelei. 2014. Multiple climate cooling prior to Sturtian glaciations: Evidence from chemical index of alteration of sediments in South China. Scientific reports,4: 6868.

Huang Jing,Chu Xuelei,Zhang Qirui,Feng Lianjun. 2007&. Constraints on the age of Neoproterozoic global glaciations. Earth Science Frontiers,14(2):249 ~256.

Kendall B, Creaser R A and Selby D. 2006. Re-Os geochronology of postglacial black shales in Australia: Constraints on the timing of "Sturtian" glaciation. Geology,34(9): 729 ~ 732.

Lan Zhongwu, Li Xianhua, Zhang Qirui, Li Qiuli. 2015. Global synchronous initiation of the 2nd episode of Sturtian glaciation: SIMS zircon U-Pb and O isotope evidence from the Jiangkou Group, South China. Precambrian Research,267: 28 ~ 38.

Lan Zhongwu, Li Xianhua, Zhu Maoyan, Zhang Qirui, Li Qiuli. 2015. Revisiting the Liantuo Formation in Yangtze Block, South China: SIMS U-Pb zircon age constraints and regional and global significance. Precambrian Research,263: 123 ~ 141.

Lan Zhongwu,Li Xianhua,Zhu Maoyan,Chen Zhongqiang,Zhang Qirui, Li Qiuli,Lu Dingbiao,Liu Yu,Tang Guoqiang. 2014. A rapid and synchronous initiation of the wide spread Cryogenian glaciations. Precambrian Research,255: 401 ~ 411.

Li Xianhua, Li Wuxian, He Bin. 2012&. Building of the South China Block and its relevance to assembly and breakup of Rodinia supercontinent: Observations, interpretations and tests. Bulletin of Mineralogy,Petrology and Geochemistry,31(6): 543 ~ 559.

Li Zhengxiang,Evans D A D and Halverson G P. 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. Sedimentary Geology, 294: 219 ~ 232.

Liu Pengju,Li Xianhua,Chen Shouming,Lan Zhongwu,Yang Ben,Shang Xiaodong,Yin Chongyu. 2015. New SIMS U-Pb zircon age and its constraint on the beginning of the Nantuo glaciation. Science Bulletin,60(10):958 ~963.

Liu Yongsheng. , Hu Zhaochu, Gao Shan, Günther D, Xu, Juan, Gao Changgui,Chen Haihong. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. Chemical Geology,257(1 ~2): 34 ~ 43.

Ludwig K R. 2008. ISOPLOT 3. 70: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley. B. G. Center. California.

Rooney A D,Macdonald F A,Strauss J V,Dudás F Ö,Hallmann C and Selby D. 2014. Re-Os geochronology and coupled Os—Sr isotope constraints on the Sturtian snowball Earth. Proceedings of the National Academy of Sciences,111(1): 51 ~ 56.

Rooney A D,Strauss J V,Brandon A D and Macdonald F A. 2015. A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations. Geology,43(5): 459 ~ 462.

Thomson D, Rainbird R H and Krapez B. 2015. Sequence and tectonostratigraphy of the Neoproterozoic (Tonian—Cryogenian) Amundsen Basin prior to supercontinent (Rodinia) breakup. Precambrian Research,263: 246 ~ 259.

Wang Jian and Li Zhengxiang. 2003. History of Neoproterozoic rift basins in South China: implications for Rodinia break-up. Precambrian Research,122(1 ~4): 141 ~ 158.

Wang Zhengjiang, Wang Jian, Jiang Xinsheng, Sun Haiqing, Gao Tianshan, Chen Jianshu, Qiu Yansheng, Du Qiuding, Deng Qi, YANG Fei. 2015&. New Progress for the Stratigraphic Division and Correlation of Neoproterozoic in Yangtze Block, South China. Geological Review,61(1): 1 ~22.

Wang Zhengjiang,Xu Xiaosong,Du Qiuding,Yang Fei1,Deng Qi1,Wu Hao,Zhou Xiaolin. 2013&. Discussion on the Bottom of Nanhua System: Evidences from Sedimentology and Isotopic Geochronology. Advances in Earth Science,28(4): 477 ~489.

Wang Jian. 2005&. New advances in the study of "the Nanhuaan System"——with particular reference to the stratigraphic division and correlation of the Nanhuaan System, South China. Regional Geology of China,24(6): 491 ~495.

Yin Chongyu,Gao Linzhi. 2013&. Definition,time limit and stratigraphic subdivision of the Nanhuan System in China. Journal of Stratigraphy,37(4): 534 ~ 541.

Yin Chongyu,Wang Yangeng,Tang Feng,Wan Yusheng,Wang Ziqiang, Gao Linzhi,Xing Yusheng,Liu Pengju. 2006&. SHRIMP Ⅱ U-Pb Zircon Date from the Nanhuan Datangpo Formation in Songtao County,Guizhou Province. Acta Geologica Sinica,80(2): 273 ~ 278.

Zhang Shihong,Jiang Ganqing,Han Yigui. 2008. The age of the Nantuo Formation and Nantuo glaciation in South China. Terra Nova,20 (4): 289 ~ 294.

Zhao Yanyan,Zheng Yongfei. 2011&. Record and time of Neoproterozoic glaciations on Earth. Acta Petrologica Sinica,27(2): 545 ~ 565.

Zheng Yongfei,Zhang Shaobing. 2007#. The formation and evolution of the Neoproterozoic continental crust in South China. Chinese Science Bulletin,52(1): 1 ~ 10.

Zhou Chuanming,Tucker R,Xiao Shuhai,Peng Zhanxiong,Yuan Xunlai, Chen Zhe. 2004. New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in South China. Geology,32(5): 437 ~ 440.

Zhou Qi,Du Yuansheng,Yuan Liangjun,Zhang Sui,Yu Wenchao,Yang Shengtang,Liu Yu. 2016&. Rift basin structure and its control function in Nanhua Period of Guizhou—Hunan—Chongqing Border Area. Journal of Earth Science, 41(2):177 ~ 188.

LA-ICP-MS Zircon U-Pb Dating from the Nanhuan Datangpo Formation in Songtao Area, East Guizhou and Its Geological Significance

YU Wenchao[1)], DU Yuansheng[1)], ZHOU Qi[2)], WANG Ping[1)], YUAN Liangjun[3)], XU Yuan[1)], PAN Wen[3)], XIE Xiaofeng[3)], QI Liang[1)], JIAO Liangxuan[1)]

1) *State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan*, 430074;

2) *Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Guiyang*, 550004;

3) 103 *Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Tongren, Guizhou*, 554300

Abstract: A remarkable sedimentary differentiation arises in the horst and graben areas within the Nanhua Rift Basin during Nanhuan. Based on the detailed fieldwork on the Nanhuan sequences in the Jiangjunshan Profile, Songtao Area, East Guizhou Province, South China, a stratigraphic correlation is carried out with the Nanhuan Sequences in the graben and horst areas in the Nanhua Basin. The sedimentary differentiation is showed in the lithological and thickness changes of the Tiesiao Formation and the first Member in the Datangpo Formation. In the graben area, the Tiesiao Formation is composed of the glacial—marine diamictites and sandstone with the thickness of ~10m, the 1st Member of the Datangpo Formation is composed of 0.5 to 15 m massive Mn-carbonate (rhodochrosite) interbedded with Mn-bearing shale. In the horst area, the thickness of the Tiesiao Formation decreases to several meters and its lithology changes to glacial—marine diamictites and carbonates, the Mn-rich deposit vanishes. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results from the tuff layer at the bottom of the Datangpo Formation gives an age of 664.2 ± 2.4 Ma which constrains of the Sturtian Glaciation ending time in the Nanhua Basin horst area. Compared with the ages from the sedimentary sequences in the garben area, we can constrain the ending time of the Sturtian Glaciation to 663 ~ 667 Ma. This result proves that the ending time of the Sturtian Glaciation in East Guizhou Province is synchronic. Meanwhile, according to the latest geochronological data collected world-widely, we find that the Sturtian Glaciation in global scale is also synchronic.

Keywords: Datangpo Formation; tuff; LA-ICP-MS; zircon U-Pb date; East Guizhou

Acknowledgments: This research is supported by China Geological Survey (CGS) "Geological and Matellogenic Background in the Southeastern Margin of the Upper Yangtze Block (No. 12120114016701)" Project and Ministry of Land and Resources of the People's Republic of China "Deep Prospecting and Metallogenic System in the Southeastern Margin of the Upper Yangtze Block (No. 201411051)" Project.

First author: YU Wenchao, born in 1988, Ph. D. candidate of sedimentary geology. Email: yuwenchaocug@163.com

Corresponding author: DU Yuansheng, born in 1958, professor of sedimentary geology. Email: duyuansheng126@126.com

Manuscript received on: 2015-07-30; Accepted on: 2016-03-23; Edited by: ZHANG Yuxu.

Doi: 10.16509/j.georeview.2016.03.002