中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 12 期: 1952 ~ 1963
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

华南扬子古大陆西缘新元古代康滇裂谷盆地的开启时间与充填样式

卓皆文[①], 江新胜[①*], 王剑[①], 崔晓庄[①], 熊国庆[①], 陆俊泽[①], 刘建辉[②], 马铭珠[②]

① 国土资源部成都地质矿产研究所, 成都 610081;
② 中国地质科学院北京离子探针中心, 北京 100037
* 联系人, E-mail: cdjxinsheng@126.com

收稿日期: 2013-03-24; 接受日期: 2013-06-28; 网络版发表日期: 2013-11-25
国家自然科学基金重点项目(批准号: 41030315, 41072088)和中国地质调查局项目(编号: 1212011121105)资助

摘要 新元古代康滇裂谷盆地是位于华南扬子古大陆西缘的一个大陆裂谷盆地, 其开启时间与充填样式研究是华南扬子古大陆形成演化研究的重要方面. 陆良组是该裂谷盆地东部的早期充填物, 其沉积时代和充填序列研究对于区域地层对比、盆地开启时间及其充填样式研究具有重要意义. 自陆良组建立以来, 人们对它的时代归属和区域地层对比关系存在着不同的认识: 或将其与中元古代昆阳群上部进行对比, 或将其与新元古代澄江组进行对比, 其原因是缺少绝对年龄的制约. 本文报道了滇东陆良组下段底部和上段底部的凝灰岩夹层锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究新成果, 其高精度同位素年龄值分别为(818.6±9.2)和(805±14) Ma. 考虑误差因素, 陆良组下段的底界年龄可解释为 820 Ma, 与华南扬子古大陆新元古代裂谷典型盆地——湘桂裂谷盆地早期充填物板溪群下部底界年龄相当; 陆良组上段的底界年龄可解释为(800±5) Ma, 与盆地西部澄江组底界年龄相当, 也与湘桂裂谷盆地早期充填物板溪群上部底界年龄相当. 上述年龄还表明, 康滇裂谷盆地的开启时间与华南新元古代裂谷盆地的开启时间~820 Ma 一致, 具有相同的充填序列. 盆地分析结果表明, 康滇裂谷盆地属于典型的半地堑盆地, 主边界断裂位于盆地西部, 盆地中心位于盆地东部. 该盆地幼年期由分布局限的小型同向半地堑盆地群组成, 成熟期则简化为统一的大型半地堑盆地, 属上叠滑脱盆地.

关键词
华南
新元古代康滇裂谷盆地
陆良组
锆石 SHRIMP U-Pb 年龄
开启时间与充填样式
半地堑盆地

Rodinia 超大陆的形成与解体在地球演化史上占有极为重要的地位, 是前寒武纪地质研究的重点之一(Li 等, 2002; Li Z X 等, 2008; Li 等, 1995; 郑永飞, 2003). 随着 Rodinia 超大陆的解体, 在全球范围内形成了大量新元古代裂谷盆地, 华南扬子古大陆也形成了一系列新元古代裂谷盆地(Li 等, 1999; Wang 和 Li, 2003), 其开启时间与充填样式是研究华南扬子古大陆形成演化及其成矿效应的关键所在. 研究表明, 华南新元古代裂谷盆地开启时间约为~820 Ma, 其形成过程可划分为裂谷基、裂谷体和裂谷盖 3 大阶段, 其充填序列可划分为 4 个沉积旋回(Wang 和 Li, 2003). 新元古代康滇裂谷盆地是华南扬子古大陆新元古代

中文引用格式: 卓皆文, 江新胜, 王剑, 等. 华南扬子古大陆西缘新元古代康滇裂谷盆地的开启时间与充填样式. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1952–1963
英文引用格式: Zhuo J W, Jiang X S, Wang J, et al. Opening time and filling pattern of the Neoproterozoic Kangdian Rift Basin, western Yangtze Continent, South China. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 1664–1676, doi: 10.1007/s11430-013-4694-2

裂谷盆地之一(Wang 和 Li, 2003), 盆地基底为中元古代昆阳群, 其早期充填物以高角度不整合直接覆盖于晋宁-四堡不整合界面之上 (Wang 和 Li, 2003; 夏文杰等, 1994). 该盆地的早期充填物在盆地北段四川西部地区为苏雄组和开建桥组, 在盆地南段云南中东部为澄江组和陆良组(夏文杰等, 1994; 朱创业, 1989; 张长俊, 1991). 研究证明, 澄江组、苏雄组和开建桥组为同期异相产物, 其顶、底界年龄已经得到很好的制约(顶界年龄为 725 Ma, 底界年龄为(800±5) Ma) (江新胜等, 2012; 崔晓庄等, 2013), 但陆良组还缺乏可靠的年龄制约, 这直接影响了该盆地开启时间和充填序列的深入研究. 因此, 笔者对陆良组下段底部和上段底部的凝灰岩夹层进行了锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究, 首次获得了高精度年龄数据, 为盆地内外乃至整个华南相关地层的对比和盆地开启时间研究提供了新的数据. 同时, 根据笔者近年来对盆地充填的时空展布特征和岩相古地理的研究成果, 参照大陆裂谷盆地构造模型, 研究了该盆地的充填样式, 为华南新元古代裂谷盆地研究提供了新的模型.

1　盆地研究概况

新元古代康滇裂谷盆地是华南新元古代裂谷盆地之一(Wang 和 Li, 2003), 呈南北向延伸分布在扬子陆块西缘, 为发育于晋宁-四堡运动角度不整合界面之上的伸展断陷盆地(图 1). 前人的研究(夏文杰等, 1994)认为, 该盆地是一个典型的陆内裂谷盆地. 盆地西缘为安宁河-易门基底断裂, 东缘为甘洛-小江基底断裂, 盆地内双峰式火山岩发育(最厚可逾 7000 m), 局部可见碱性超基性岩和碱性玄武岩 (夏文杰等, 1994). 盆地北段的早期充填物包括以双峰式火山岩为主的苏雄组和以河流相沉积为主夹火山岩、火山碎屑岩的开建桥组. 盆地南段自西向东分别为以洪、冲积相沉积为主夹火山岩、火山碎屑岩的澄江组和以河流相沉积为主夹滨岸相砂岩、凝灰岩的陆良组. 位于盆地中东部的澄江组和陆良组向上过渡为一套具水平层理的紫红色和灰绿色细碎屑岩, 称牛头山组, 为湖泊相沉积, 其上为南沱组冰碛岩角度不整合覆盖. 最新研究结果(江新胜等, 2012; 崔晓庄等, 2013)已经很好地制约了澄江组、苏雄组和开建桥组顶、底界线年龄, 而陆良组尚未见到有效年龄的报道.

陆良组由刘鸿允等(1983)创名于云南省陆良县, 代表滇东陆良地区原下震旦统, 并将其与分布于盆地西部的澄江组进行对比. 正层型为陆良县城西北 12 km 的望香台至水井子剖面, 总厚度 1391.8 m, 由上、下 2 段组成. 下段为灰、灰绿色泥岩及硅质粉砂

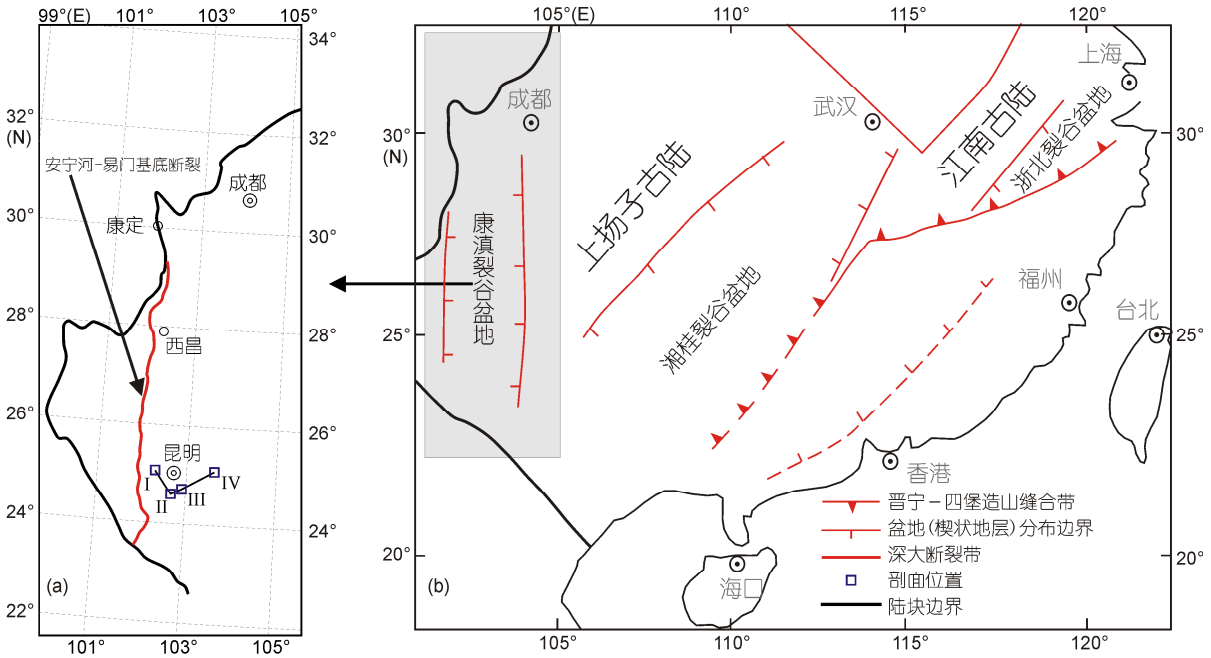

图 1　研究剖面位置图(a)和研究盆地区域构造格架示意图(b)

岩夹紫红色岩屑细砂岩及多层凝灰岩、凝灰质粉砂岩, 下部为黄白色中粗粒岩屑砂岩, 底为砾岩; 上段为灰紫色、浅灰色细-中粒岩屑长石石英砂岩夹灰绿色泥质粉砂岩. 该组底部以 8.7 m 厚的砾岩不整合于昆阳群板岩之上, 顶部与牛头山组细碎屑岩呈渐变过渡关系(刘鸿允等, 1983; 刘鸿允, 1991; 云南省地质矿产局, 1990; 张远志, 1996). 按照中国全国地层委员会现行的地质年代表, 原下震旦统地层现在归为新元古代南华系(《中国地层典》编委会, 1996; 全国地层委员会, 2002).

陆良组地层的时代归属目前仍存在较大争议. 有人认为陆良组地层经历了变质作用, 属于中元古代晚期沉积(杨暹和和陈远德, 1981); 也有人从层位关系、岩石组分、沉积环境、褶皱形态与变质程度等方面分析, 认为属于新元古代原下震旦统地层(朱创业, 1989; 张长俊, 1991; 刘鸿允等, 1983; 刘鸿允, 1991; 云南省地质矿产局, 1990; 张远志, 1996; 刘鸿允和刘钰, 1963). 陆良组的区域地层对比关系也存在混乱. 有人根据其变质程度, 认为相当于昆阳群上部地层(杨暹和和陈远德, 1981); 也有人认为其下段可与柳坝塘组对比, 上段可与澄江组对比(杨暹和和陈远德, 1981; 鄢芸樵等, 1986); 而多数则认为可与澄江组直接对比, 属于同期异相沉积(朱创业, 1989; 张长俊, 1991; 刘鸿允等, 1983; 刘鸿允, 1991; 云南省地质矿产局, 1990; 张远志, 1996). 此外, 陆良组与下伏地层的接触关系也存在争议, 争议的焦点在于陆良组底部的砾岩究竟是层间砾岩还是底砾岩. 刘鸿允等(1983)认为陆良组呈角度不整合于昆阳群之上, 为晋宁运动后的"第一盖层"; 鄢芸樵等 (1986)则认为陆良组底部砾岩不是底砾岩而是层间砾岩, 属于昆阳群顶部的连续沉积.

针对上述存在的问题, 笔者对陆良组层型剖面开展了沉积学和同位素年代学研究, 结合笔者近年来关于澄江组、柳坝塘组的最新研究结果, 认为陆良组上段可以与澄江组直接对比, 在区域上可与开建桥组、苏雄组、莲沱组、板溪群上部进行对比, 而陆良组下段可与柳坝塘组进行对比, 在区域上可与板溪群下部进行对比. 并在陆良县城西北部望香台梅家冲水库南的一个采石坑内(103°37′03″E, 25°05′59″N)发现了典型的铁质风化壳和底砾岩, 确证了陆良组与下伏中元古代昆阳群之间不整合界面的存在.

一直以来, 新元古代康滇裂谷盆地被认为是陆内裂谷盆地, 其开启时间约为 800 Ma(Wang 等, 2003; 夏文杰等, 1994), 缺少华南新元古代裂谷盆地充填序列的第Ⅰ旋回沉积. 其盆地形态也存在争议, 有的认为是简单的对称地堑(Wang 和 Li, 2003), 有的认为是半地堑(夏文杰等, 1994; 朱创业, 1989; 张长俊, 1991), 尚未建立合理的构造模型和充填样式. 因此本文开展了盆地分析研究, 结果表明, 新元古代康滇裂谷盆地的开启时间约为 820 Ma, 其构造模型和充填样式与东非典型的裂谷(Lambiase 和 Bosworth, 1995; Chorowicz, 2005)可以对比.

2 采样层位与分析方法

本文研究的凝灰岩样品 WXP-N_1 采自陆良组下段底部黄白色中粗粒含砾屑砂岩中的凝灰岩夹层, 夹层厚度为 30 cm, 呈浅灰绿色, 距离陆良组下段底部约 15 m(103°37′00″E, 25°05′57″N) (图 2). 本文研究的另一个凝灰岩样品 WXP-N_2 采自陆良组上段底部浅灰紫色细粒岩屑砂岩中的凝灰岩夹层, 夹层厚度为 20 cm, 呈浅灰绿色, 距离陆良组上段底部约 10 m (103°35′30″E, 25°08′40″N) (图 2).

样品中的锆石以自形短柱状、柱状为主, 少数为半截锥状晶体, 金刚光泽、透明, 晶面光滑, 晶棱平直, 裂缝较少, 与碎屑锆石截然不同(图 3). 锆石的 U-Pb 同位素分析制靶过程包括: 第一步, 将代表性锆石与标准锆石 TEM (年龄 417 Ma)一起制靶; 第二步, 对样品靶进行反射光、透射光和阴极发光照相; 最后, 将样品靶进行镀金以增强其导电性能(详细制靶过程参照宋彪等(2002)和 Black 等(2003)).

锆石 SHRIMP U-Pb 分析在中国地质科学院北京离子探针中心 SHRIMPⅡ上完成. 在分析过程中, 一次离子流强度为 4 nA, 一次离子流束斑为 30 μm. 每个测量点由 5 组扫描获得. 标样为 M257(U 含量为 840 ppm)和 TEM(年龄为 417 Ma) (Claoue-Long 等, 1995), 分别用于 U 含量和 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄值校正. 为了监测仪器的稳定性和同位素分馏行为, 每隔 2~3 个未知样品测量即进行一次标样测试(TEM), 详细的 SHRIMP 分析流程参照 Compston 等(1984)、Williams 和 Claesson(1987). 数据处理和年龄计算采用程序 SQUID 1.02 和 ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003); 衰变常数使用 Steiger 和 Jager 的推荐值(Steiger 和 Jager, 1977); 普通铅校正使用直接测定 ^{204}Pb 方法(Compston

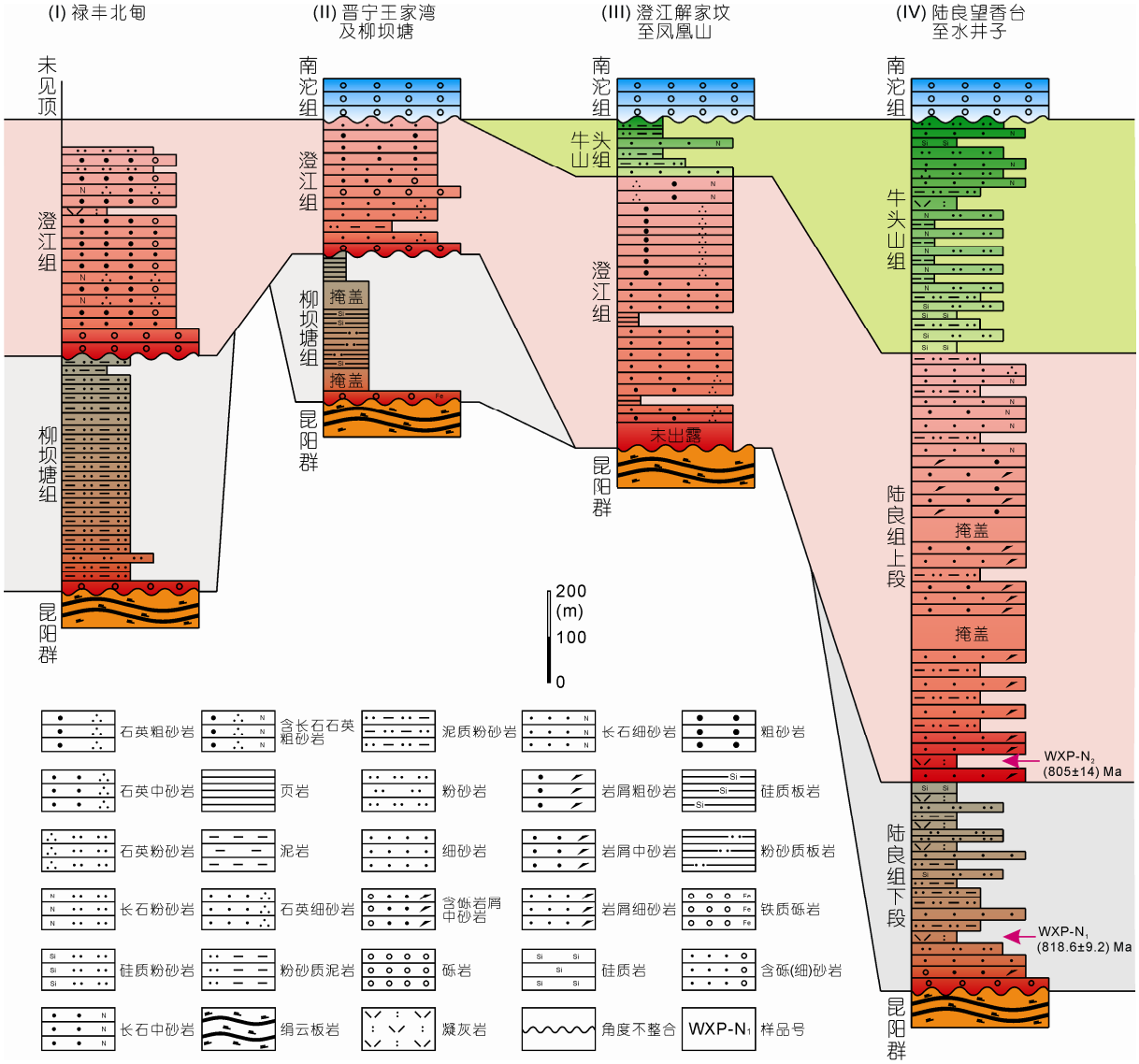

图 2　代表性剖面地层序列及采样位置图

剖面具体位置见图 1(a)

等, 1984), 其组成用 Stacey-Kramers 模式给出的相应时间地壳 Pb 同位素组成平均值(Stacey 和 Kramers, 1975). 本文数据表中所列数据均为同一测量点连续 5 次分析的平均值, 相对误差为 1σ. 样品的形成年龄采用 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄的平均值, 误差置信度为 95%.

3　分析结果

样品 WXP-N_1 锆石的阴极发光图像显示, 大部分锆石为自形短柱状, 晶面光滑, 晶棱平直, 具有清晰的韵律环带构造, 属于典型岩浆成因锆石(图 3(a)~(h)). 对 WXP-N_1 样品中的 17 颗锆石进行了 17 个点的分析, 分析结果列于表 1. 锆石测量点的 U 含量范围为 65~333 ppm, Th 含量范围为 42~278 ppm, Th/U 比值范围为 0.65~1.08, 符合样品要求(王银喜等, 2007). 测量点的 Th/U 比值较小但均大于 0.4, 也表明这些锆石为岩浆成因锆石. 在样品 WXP-N_1 的 17 个测量点中, 测量点 4.1, 8.1 与 16.1 的普通铅含量(9.72%~50.71%)明显高于其他测量点, 推测可能是其锆石 U-Pb 体系遭到破坏的原因; 测量点 3.1, 9.1,

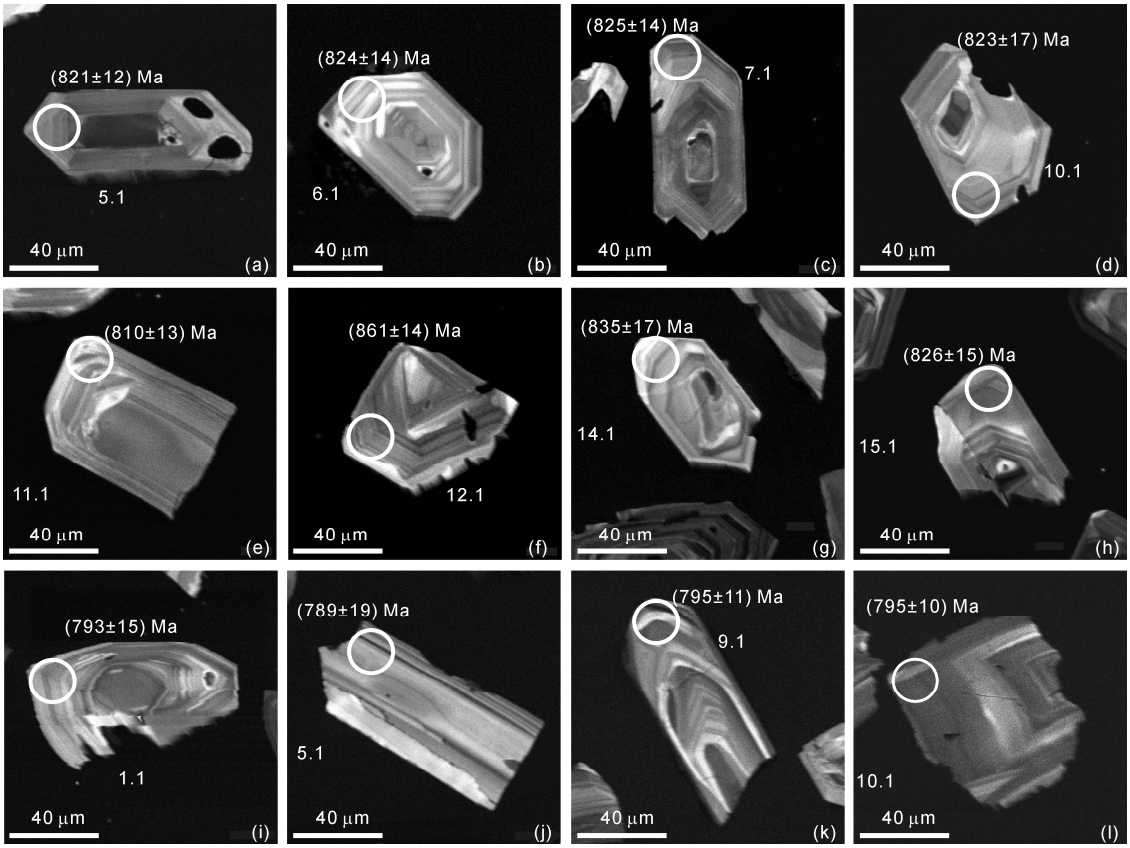

图 3　WXP-N_1 ((a)~(h))与 WXP-N_2 ((i)~(l))的锆石颗粒阴极发光图像及年龄

表 1　滇东陆良组凝灰岩 WXP-N_1 的锆石 U-Pb 同位素分析结果 a)

WXP-N_1 测量点	元素含量(ppm)			$^{206}Pb_c$ (%)	Th/U	同位素比值						年龄(Ma)		误差校正
	U	Th	$^{206}Pb^*$			$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	
1.1	71	57	8.09	1.47	0.83	0.0653	9.3	1.180	9.8	0.1312	3.1	795	24	0.688
2.1	125	99	14.70	3.66	0.82	0.0592	11.0	1.080	12.0	0.1320	1.9	799	14	0.510
3.1	135	95	17.40	3.79	0.73	0.0708	11.0	1.410	12.0	0.1444	3.3	870	27	0.706
4.1	307	234	54.30	32.06	0.79	0.1610	13.0	3.100	13.0	0.1398	3.3	843	26	0.234
5.1	333	278	40.50	4.08	0.86	0.0754	5.9	1.412	6.1	0.1359	1.5	821	12	0.531
6.1	122	106	14.70	3.11	0.90	0.0652	10.0	1.230	11.0	0.1364	1.8	824	14	0.493
7.1	120	77	14.40	2.63	0.67	0.0625	9.7	1.180	9.90	0.1364	1.8	825	14	0.499
8.1	252	263	36.10	9.72	1.08	0.0755	13.0	1.570	13.0	0.1506	1.7	904	15	0.256
9.1	230	179	28.30	2.09	0.80	0.0722	4.9	1.393	5.1	0.1400	1.5	845	12	0.553
10.1	65	42	7.86	3.24	0.67	0.0702	11.0	1.320	12.0	0.1362	2.2	823	17	0.458
11.1	129	97	15.20	2.40	0.78	0.0645	7.9	1.191	8.1	0.1339	1.7	810	13	0.532
12.1	160	100	20.60	4.31	0.65	0.0805	8.5	1.590	8.7	0.1429	1.7	861	14	0.466
13.1	115	79	13.90	3.41	0.71	0.0686	12.0	1.290	12.0	0.1360	2.2	822	17	0.544
14.1	205	192	24.40	0.50	0.97	0.0669	2.8	1.275	3.5	0.1382	2.1	835	17	0.727
15.1	79	67	9.51	2.67	0.88	0.0750	8.9	1.410	9.1	0.1366	2.0	826	15	0.443
16.1	231	232	78.60	50.71	1.04	0.3190	21.0	8.600	23.0	0.1950	8.5	1152	89	0.076
17.1	84	74	11.60	3.86	0.93	0.0853	8.8	1.840	9.0	0.1566	2.0	938	18	0.395

a) 误差为 1σ, Pb_c 和 Pb^*分别表示普通铅和放射成因铅, 普通铅采用实测 ^{204}Pb 校正

12.1 与 17.1 的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄明显高于其他测量点, 结合其明显具有搬运磨蚀痕迹的锆石形态(图 3(f)), 推测可能是源自较老地层的碎屑锆石, 因此上述测量点均未参与计算. 尽管其余 10 个测量点的普通铅含量相对略高, 但这些测量点较为集中, 分布在谐和线及其附近有限的区域内(图 4(a)), 说明这些锆石在形成后 U-Pb 体系是相对封闭的, 基本没有 U 或 Pb 的丢失或加入, 因此这些测量点的年龄值具有较好的参考价值, 均可参与年龄计算. 其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄的加权平均值为(818.6±9.2) Ma(95%置信度, MSWD= 0.55) (图 4(a)), 本文解释为陆良组下段底部凝灰岩的形成年龄.

样品 WXP-N_2的锆石阴极发光图像显示, 大部分锆石为自形长柱状, 晶面光滑, 晶棱平直, 具有清晰的韵律环带构造, 说明这些锆石属于岩浆成因(图 3((i)~(l)). 共选择了 12 颗锆石进行了 12 个点的分析测量, 分析结果列于表 2. 12 个测量点的 U 含量范围为 75~479 ppm, Th 含量范围为 44~340 ppm, Th/U 比值范围为 0.61~0.88, 均大于 0.4, 同样表明这些锆石应为岩浆成因. 测量点 2.1, 5.1 与 7.1 普通铅含量(12.37%~21.13%)明显高于其他测量点, 可能是由于其锆石 U-Pb 体系遭到了一定程度的破坏; 测量点 4.1 与 12.1$^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄明显离群, 同时具有明显搬运磨蚀痕迹, 推测可能是来自较老地层的碎屑锆石; 测量点 11.1 ((762±10) Ma)虽然落在谐和线附近, 但明显偏离了其他分析点, 可能包含了放射成因 Pb

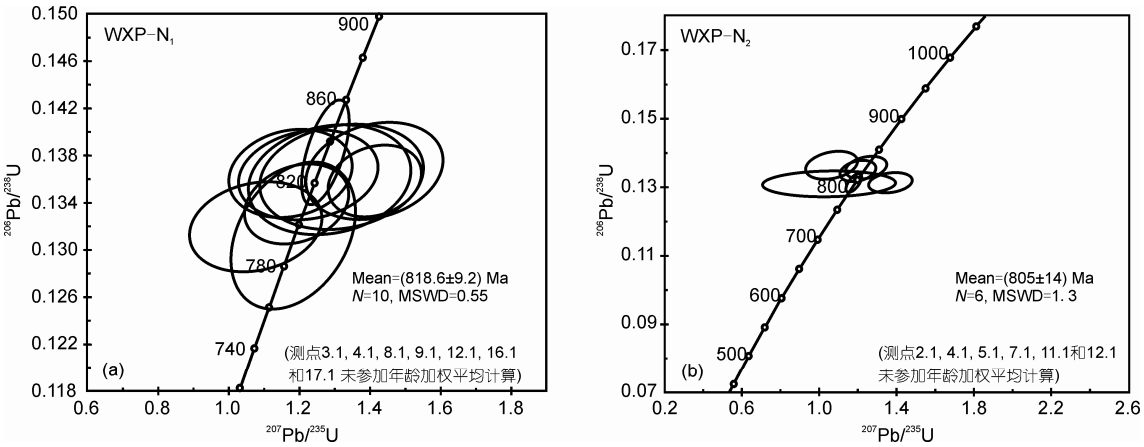

图 4　滇东陆良组凝灰岩样品 WXP-N_1(a)和 WXP-N_2(b)的锆石 U-Pb 年龄谐和图

表 2　滇东陆良组凝灰岩 WXP-N_2 的锆石 U-Pb 同位素分析结果 a)

WXP-N_2 测量点	元素含量(ppm)			$^{206}Pb_c$ (%)	Th/U	同位素比值						年龄(Ma)		误差校正
	U	Th	$^{206}Pb^*$			$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	
1.1	176	148	21.00	5.59	0.87	0.0580	21.0	1.050	22.0	0.1310	2.0	793	15	0.091
2.1	172	113	25.90	21.13	0.68	0.0850	19.0	1.610	19.0	0.1380	2.4	833	19	0.130
3.1	207	170	24.30	1.58	0.85	0.0646	4.9	1.200	5.1	0.1347	1.5	815	12	0.300
4.1	190	162	24.70	3.35	0.88	0.0664	9.1	1.340	9.3	0.1461	1.7	879	14	0.180
5.1	75	44	9.57	12.37	0.61	0.0690	23.0	1.230	23.0	0.1302	2.6	789	19	0.114
6.1	176	113	20.90	1.70	0.66	0.0664	5.4	1.242	5.7	0.1357	1.6	820	12	0.278
7.1	179	152	16.60	15.89	0.88	0.0930	16.0	1.160	16.0	0.0911	2.6	562	14	0.164
8.1	213	159	25.90	3.32	0.77	0.0566	7.9	1.065	8.2	0.1364	2.0	824	16	0.245
9.1	272	165	31.40	2.39	0.63	0.0757	5.2	1.369	5.5	0.1312	1.5	795	11	0.271
10.1	387	320	43.70	0.30	0.86	0.0652	1.8	1.179	2.2	0.1312	1.4	795	10	0.611
11.1	479	340	52.50	1.56	0.73	0.0684	2.9	1.184	3.2	0.1255	1.3	762	10	0.420
12.1	165	117	23.10	4.44	0.73	0.0665	9.3	1.420	9.5	0.1551	1.7	930	14	0.175

a) 误差为 1σ, Pb_c 和 Pb^*分别表示普通铅和放射成因铅, 普通铅采用实测 ^{204}Pb 校正

丢失的区域, 因此上述测量点均未参与计算. 虽然其余 6 个测量点的普通铅含量相对稍高, 但这些测量点较为集中, 均分布在谐和线及其附近极小的区域内(图 4(b)), 表明这些锆石形成后的 U-Pb 体系是封闭的, 没有 U 或 Pb 的丢失或加入, 因此这些测量点均可参与年龄计算. 其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄的加权平均值为(805±14) Ma (95%置信度, MSWD=1.3) (图 4(b)), 本文解释为陆良组上段底部凝灰岩的形成年龄.

4 陆良组沉积时代与充填序列

本文获得锆石 SHRIMP U-Pb 年龄(818.6±9.2) Ma 的凝灰岩夹层(WXP-N_1)距陆良组下段的底部约 15 m, 而样品采集层位之下为角砾状砂砾岩, 属于快速堆积产物, 因而该年龄可以代表陆良组沉积下限年龄, 考虑误差因素, 建议将~820 Ma 作为陆良组起始年龄. 而获得锆石 SHRIMP U-Pb 年龄(805±14) Ma 的凝灰岩层(WXP-N_2)距陆良组上段底部约 10 m, 该年龄基本上可以代表陆良组上段沉积下限年龄, 考虑误差因素, 可将(800±5) Ma 作为陆良组上段起始年龄. 因此, 陆良组下段的沉积时限可限定为 820~(800±5) Ma. 目前, 牛头山组顶界时限尚无可靠年龄制约. 由于牛头山组是澄江组上部的同期异相沉积(朱创业, 1989; 张长俊, 1991), 因而澄江组的顶界年龄应与牛头山组的顶界年龄基本相当. 最新研究(崔晓庄等, 2013)表明, 澄江组的顶界年龄为 725 Ma, 因此牛头山组的顶界年龄也应该为 725 Ma.

充填序列分析表明, 陆良组与上覆地层牛头山组一起构成了 2 个向上变细的沉积旋回, 第Ⅰ旋回由陆良组下段构成, 第Ⅱ旋回由陆良组上段和牛头山组构成(图 2).

第Ⅰ旋回自下而上可划分出如下几个沉积组合: 底部为灰色厚层块状砂砾岩, 砾石分选差, 棱角状, 砾石成分为下伏昆阳群绢云板岩, 与下伏中元古代昆阳群高角度不整合接触, 不整合面上见 10~20 cm 铁质风化壳, 为扇三角洲-水下扇扇头沉积; 下部为厚层块状杂砂岩夹泥岩, 见包卷层理, 为水下扇扇中沉积; 中上部为灰色薄层状泥质细砂岩、泥质粉砂岩、硅质页岩, 水平层理、包卷层理、粒序层理发育, 为水下扇扇端低密度浊流和深水饥饿沉积. 这个充填序列表明, 裂谷初始期断陷速度极大, 盆地以极快的速度深陷, 沉积环境由陆地迅速转变成较深水盆地. 局部小型交错纹层(鲍玛序列 c 段)的前积层倾向分别为 145°和 160°, 说明当时沉积基底为向东南倾斜的斜坡.

第Ⅱ旋回底部为灰色中层状细粒岩屑砂岩, 浪成波痕和冲洗层理发育, 为滨岸相沉积; 中部为灰紫色岩屑砂岩, 单向大型板状交错层发育, 为辫状河流沉积, 古流向测量结果显示, 河流向东流动; 上部为牛头山组紫红色、灰绿色粉砂质泥岩、硅质泥岩、粉砂岩夹细粒长石砂岩, 水平层理发育, 属于湖泊沉积. 张长俊(1991)曾在第Ⅱ旋回底部发现鱼骨状交错层理, 表明存在潮汐作用. 因此, 陆良地区当时应该存在一个障壁砂坝系统, 牛头山组湖泊沉积属于障壁后泻湖沉积.

5 陆良组的区域地层对比

根据上述陆良组的年龄测定结果, 陆良组下段的起始年龄约为 820 Ma, 与湘北沧水铺组(英安集块岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄(814±12) Ma)(王剑等, 2003)、桂北鹰扬关群下部(基性火山岩 TIMS 锆石 U-Pb 年龄(819±11) Ma)(周汉文等, 2002)、赣东北桃源组(火山岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 818~827 Ma) (Wang 等, 2003b; Li W X 等, 2008)、扬子西北缘铁船山组(流纹岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 (817±5) Ma) (Ling 等, 2003)、黔东南甲路组(火山岩锆石 TIMS U-Pb 和锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 814~816 Ma)(曾雯等, 2005; 王剑等, 2006; 高林志等, 2010)的起始年龄相当. 不仅如此, 上述地层的充填序列也和陆良组下段一致, 为快速沉降的饥饿盆地沉积序列. 因此, 陆良组下段可与华南沧水铺组、鹰扬关群下部、桃源组、铁船山组和甲路组及其上覆地层乌叶组可以对比.

目前多数文献(云南省地质矿产局, 1990; 张远志, 1996)是将柳坝塘组置于中元古代昆阳群上部, 与地质事实之间存在较大的矛盾: 在接触关系上柳坝塘组与其下伏昆阳群黑山头组呈明显的角度不整合接触; 在变形、变质程度上柳坝塘组明显低于下伏地层; 在充填序列上柳坝塘组底部为铁质块状砾岩, 中部为白云岩, 上部为粉砂质泥岩、炭质板岩和硅质岩, 与板溪群下部完全一致, 与陆良组下段非常相似. 显然, 柳坝塘组应该属于新的构造-沉积旋回, 归于昆阳群构造-沉积旋回有欠合理. 也有人(鄢芸樵等, 1986)将陆良组下段直接与柳坝塘组和板溪群下部进

行对比, 并将其置于新元古代青白口系, 似乎更加合理. 本文认为, 虽然柳坝塘组尚未获得可靠的年龄数据, 但从它与下伏昆阳群的角度不整合接触关系和充填序列来看, 柳坝塘组可与陆良组下段和板溪群下部进行对比. 也就是说, 陆良组下段实际上相当于华南新元古代裂谷盆地充填序列的第Ⅰ旋回地层, 即相当于板溪群下部、下江群下部、丹洲群下部及其相应地层.

根据最近的研究成果(江新胜等, 2012; 崔晓庄等, 2013), 澄江组的底界年龄为(800±5) Ma, 与陆良组上段的底界年龄相当. 实际上, 通过剖面观察和古流向测量可知, 陆良组上段除其底部的滨岸沉积与澄江组不同外, 两者无论从岩性、颜色还是沉积构造上甚至古流向上都是完全相同的, 陆良组上段实际上是澄江组辫状河流的下游沉积, 因此陆良组上段可以与澄江组直接对比. 按照最新厘定的澄江组区域地层对比关系(江新胜等, 2012; 崔晓庄等, 2013), 陆良组上段在区域上可与川西苏雄组、开建桥组、中下扬子莲沱组、浙北虹赤村组和上墅组、皖南铺岭组、赣西北落可崇组和马涧桥组、湘西北五强溪组、黔东南番召组和清水江组以及桂北三门街组和拱洞组进行对比, 相当于华南新元古代裂谷盆地充填序列的第Ⅱ旋回地层, 即相当于板溪群上部、下江群上部、丹洲群上部及其相应地层.

6 盆地开启时间与充填样式

盆地的开启时间可由盆地开始接受沉积的时间来确定. 前人研究均认为新元古代康滇裂谷盆地的最早沉积为澄江组、开建桥组和苏雄组, 其底界年龄为 800 Ma 左右, 因而确定盆地的开启时间为~800 Ma (Li 等, 1999; Wang 和 Li, 2003; Wang 等, 2003; 江新胜等, 2012). 上述陆良组年龄数据与充填序列表明, 陆良组下段才是新元古代康滇裂谷盆地最早沉积, 因此盆地的开启年龄约为 820 Ma. 前人研究表明, 华南新元古代裂谷盆地的开启时间为 820 Ma 左右 (Wang 和 Li, 2003), 因此可以认为, 新元古代康滇裂谷盆地与华南新元古代裂谷盆地的开启时间同步, 也属于 Rodinia 超大陆裂解的产物.

火山作用与沉积记录表明, 华南新元古代裂谷盆地的沉降与充填过程带有明显的阶段性, 可划分为 4 个旋回, 其中第Ⅰ旋回始于~820 Ma, 第Ⅱ旋回始于~800 Ma (Wang 和 Li, 2003; 江新胜等, 2012). 因此陆良组下段的年龄和充填序列表明, 新元古代康滇裂谷盆地也具有华南新元古代裂谷盆地充填序列第Ⅰ旋回沉积, 而陆良组上段及其上覆地层牛头山组、澄江组、苏雄组与开建桥组的起始沉积时间均为 800 Ma, 相当于华南新元古代裂谷盆地充填序列第Ⅱ旋回沉积. 因此, 加上冰川沉积南沱组和裂谷盖沉积陡山沱组, 新元古代康滇裂谷盆地也存在与华南新元古代裂谷盆地完全对应的 4 个沉积旋回. 也就是说, 新元古代康滇裂谷盆地不仅在开启时间上与华南其他新元古代裂谷盆地同步, 而且在充填序列上也与其他盆地完全相同.

大陆裂谷盆地的构造模型与充填样式是通过研究东非裂谷而建立的(Lambiase 和 Bosworth, 1995; Chorowicz, 2005) (图 5). 研究表明, 大陆裂谷由地幔柱上涌导致的地壳强烈拉张形成, 由一系列沿走向延伸的地堑、半地堑构成的裂谷系统组成. 大陆裂谷多数为半地堑盆地, 由主边界断裂、裂谷肩、裂谷基和调节带组成. 主边界断裂为深达下地壳的犁式基底式滑脱断层, 在其滑脱过程中可形成与之近平行的次生滑脱断裂系统, 可将断裂上盘解体为一系列条形断块, 而断块的掀斜作用可以形成一系列小型同向半地堑盆地群(图5(a)). 随着地壳的进一步拉伸, 主边界断裂的进一步滑脱, 次生断裂的进一步发育, 小型半地堑群之间的连通性不断增强, 裂谷盆地将转化为一个统一的大型半地堑盆地(图5(b)). 而且裂谷晚期充填与早期充填之间为一个区域性角度不整合, 晚期充填可直接覆于早期充填之上也可直接覆于盆地基底之上, 因此裂谷晚期实际上是一个上叠滑脱盆地. 裂谷肩为断层的上升盘, 长期处于风化剥蚀状态, 为裂谷盆地的物源区. 裂谷基为厚度巨大构造稳定的冷却古老地壳, 接受沉积时间与基底的形成时间有非常巨大的时间间隔(Friedmann 和 Burband, 1995). 调节带是裂谷盆地非常重要的组成部分, 由一系列斜交裂谷轴的转换断层组成, 是裂谷火山作用的主要地带, 是半地堑盆地极性反转的过渡地带, 地形上高于盆地基底, 时间上晚于裂谷初始期(Lambiase 和 Bosworth, 1995; Chorowicz, 2005). 裂谷盆地初始阶段一般为快速深陷期, 因而多为饥饿盆地充填, 底部为洪冲积扇、水下扇沉积, 中上部为深水低密度浊流和炭质页岩沉积. 裂谷盆地的成熟阶段一般为缓慢沉降期, 以扇三角洲、三角洲、湖泊(浅海)充填为

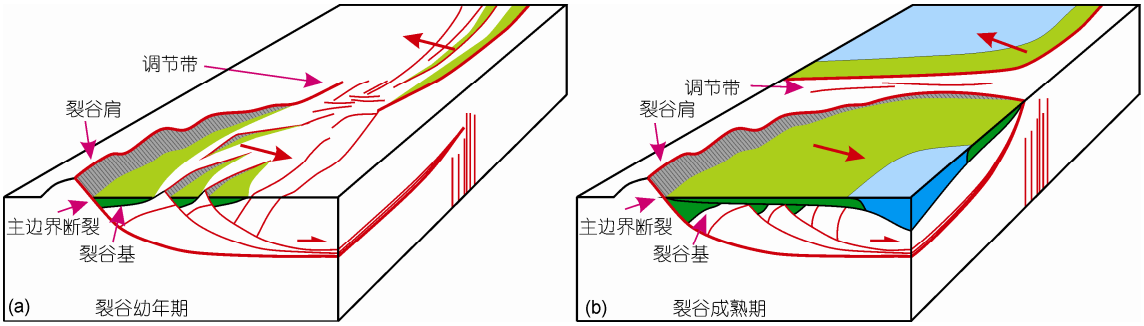

图 5　大陆裂谷构造模型与充填样式

据 Lambiase 和 Bosworth(1995)简化

主(吕明胜等, 2012). 大陆裂谷盆地通常可以发展为被动大陆边缘盆地.

根据康滇裂谷盆地的充填序列的时空展布特征分析, 其构造模型和充填样式与上述大陆裂谷构造模型和充填样式完全可以对比(图2, 6), 为一个轴线南北延伸且极性向东的半地堑盆地. 主边界断裂为安宁河-易门基底断裂(夏文杰等, 1994), 裂谷肩位于断裂西侧, 为中元古代昆阳群, 是康滇裂谷盆地的物源区. 裂谷基位于主边界断裂东侧, 也为中元古代昆阳群, 其上被新元古代裂谷盆地充填所覆盖. 调节带位于盆地北部西昌-冕宁一带, 为苏雄组双峰式火山岩组成, 其时代为 803 Ma (李献华等, 2001), 明显晚于盆地的开启时间, 那里的沉积物(开建桥组)趋于尖灭, 说明相对于盆地底部为正地形. 调节带以北则过渡为盐源-宝兴新元古代裂谷盆地, 其极性发生了反转, 转变为西向的半地堑盆地.

裂谷盆地幼年期为一系列快速深陷的小型同向半地堑群组成, 充填物为向上快速变细的饥饿盆地充填序列, 中西部为柳坝塘组, 东部为陆良组下段. 裂谷盆地成熟期则简化为一个统一的半地堑盆地,

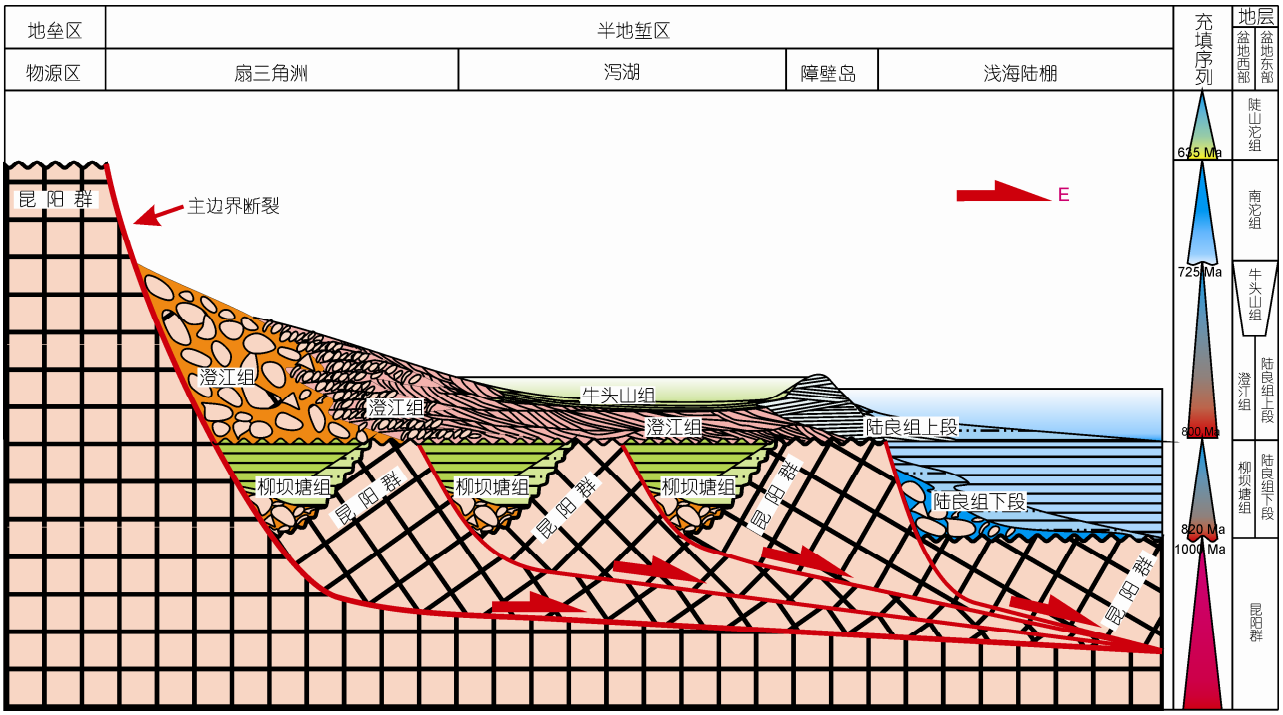

图 6　新元古代康滇裂谷盆地构造模型与充填样式

西部为由洪冲积扇、辫状河组成的扇三角洲澄江组沉积, 中部为牛头山组泻湖沉积, 东部为陆良组上段海岸砂坝沉积, 再向东为屏边群浅海陆棚-大陆斜坡沉积(图 6). 盆地成熟期充填物与幼年期充填物之间为一个区域角度不整合, 可直接与早期充填物不整合接触, 也可直接覆于盆地基底中元古代昆阳群之上. 因此, 康滇裂谷盆地成熟期实际上也是一个上叠滑脱盆地. 上述充填样式得到了沉积物物源分析和古流向的支持, 物源主要来自昆阳群, 古流向测量数据均显示向东.

大陆裂谷盆地也可以说是地壳在强烈拉张环境下形成的基底式正断层滑脱造成的滑脱地堑、半地堑盆地(陈发景等, 2011). 裂谷初期为一系列同向小型半地堑盆地群组成, 随着滑脱距离的加大, 次级断裂进一步增加, 断裂交互程度提高, 各盆地的连通性增强, 使裂谷盆地群简化为一个统一的半地堑盆地. 实际上这个统一的半地堑盆地就是叠加在早期小型裂谷盆地群之上的一个上叠滑脱盆地. 因此在盆地中心, 沉积是连续的, 而在盆地边缘沉积是不连续的, 并且由于滑脱块体的掀斜, 可以形成角度不整合面. 也就是说裂谷盆地的充填序列之间可以存在一个由角度不整合经平行不整合过渡到整合的一个界面. 所以, 第 I 充填旋回和第 II 充填旋回之间存在角度不整合、平行不整合和整合 3 种接触关系. 具体地说, 柳坝塘组与澄江组之间为角度不整合接触, 而陆良组下段与上段之间则显示了整合关系. 因而新元古代康滇裂谷盆地早期裂谷小型盆地群与晚期上叠滑脱盆地是康滇裂谷盆地发展过程中的两个演化端元.

应当说明的是, 前人曾认为新元古代康滇裂谷盆地东部还有一条控制盆地的基底断裂, 即甘洛-小江断裂(夏文杰等, 1994). 从笔者近年的研究结果来看, 该断裂对新元古代康滇裂谷盆地并未起到控制作用. 因为我们的古流向测量结果和物源分析显示, 该盆地的物源均来自西部, 并且越过该断裂的以东区域还可见到澄江组、开建桥组的零星露头. 因此, 笔者认为新元古代康滇裂谷盆地是一个典型的半地堑盆地, 而不是前人认为的对称地堑盆地.

实际上, 上述充填序列和充填样式与张世红等(2008)在新元古代湘桂裂谷盆地建立的板溪群-莲沱组沉积期盆地构造模型非常接近, 说明它们在整个华南新元古代裂谷盆地中带有普遍性. 张世红等(2008)强调了伸展断裂的活动与构造掀斜作用对裂谷盆地充填物的破坏作用, 这在新元古代康滇裂谷盆地充填序列之间的角度不整合中也得到了充分地验证. 也许, 新元古代康滇裂谷盆地缺失长安冰期沉积与伸展断裂活动和构造掀斜的破坏作用有关.

7 结论

通过本文研究可以得出如下结论:

(1) 陆良组下段底部凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(818.6±9.2) Ma, 陆良组上段底部凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(805±14) Ma. 考虑误差因素, 陆良组下段底界年龄可确定为 820 Ma, 陆良组上段底界年龄可确定为(800±5) Ma.

(2) 陆良组下段在区域上可与康滇裂谷盆地中西部的柳坝塘组、陕西的铁船山组、湖南的板溪群下部、贵州的下江群下部、广西的丹洲群下部及其相应的地层单元进行对比; 陆良组上段则可与康滇裂谷盆地中西部的澄江组、康滇盆地北部的开建桥组、苏雄组、湖北的莲沱组以及湖南的板溪群上部、贵州的下江群上部、广西的丹洲群上部及其相应地层单元进行对比.

(3) 新元古代康滇裂谷盆地为一个发育在稳定陆壳上的东向半地堑盆地, 是一个典型的大陆裂谷盆地, 其开启时间约为 820 Ma, 与华南新元古代裂谷盆地开启时间同步, 其充填序列与华南新元古代裂谷盆地的充填序列完全相同, 也是 Rodinia 超大陆裂解过程的产物.

(4) 新元古代康滇裂谷盆地幼年期为一系列快速深陷的同向半地堑盆地群组成, 成熟期则简化为一个统一的半地堑盆地, 即上叠滑脱盆地.

(5) 新元古代康滇裂谷盆地是一个典型的半地堑盆地. 主边界断裂位于盆地西侧的安宁河-易门基底断裂; 裂谷肩位于盆地西部, 由中元古代昆阳群构成; 裂谷基位于盆地底部, 也由中元古代昆阳群构成; 调节带位于盆地北部, 由苏雄组火山岩构成.

致谢 岩矿鉴定与锆石挑选工作分别得到了闵际坤和苏俊周研究员的帮助, 阴极发光图像和 SHRIMP 同位素分析得到了北京离子探针中心有关人士的帮助, 审稿专家对本文提出了非常有益的意见, 在此向他们表示衷心感谢.

参考文献

陈发景, 汪新文, 陈昭年. 2011. 不同期伸展断陷的叠合类型. 现代地质, 25: 889–895

崔晓庄, 江新胜, 王剑, 等. 2013. 滇中新元古代澄江组层型剖面锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. 现代地质, 27: 547–556

高林志, 戴传固, 刘燕学, 等. 2010. 黔东地区下江群凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地层意义. 中国地质, 37: 1071–1080

江新胜, 王剑, 崔晓庄, 等. 2012. 滇中新元古代澄江组锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究及其地质意义. 中国科学: 地球科学, 42: 1496–1507

李献华, 周汉文, 李正祥, 等. 2001. 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. 地球化学, 30: 315–322

刘鸿允. 1991. 中国震旦系. 北京: 科学出版社. 1–388

刘鸿允, 刘钰. 1963. 云南中东部震旦纪地层的组成、划分与发育. 地质学报, 43: 53–75

刘鸿允, 熊家镛, 蔡宗柏, 等. 1983. 云南东部下震旦统地层复议——牛头山区下震旦统层序的确立. 地质科学, 103–115

吕明胜, 薛良清, 苏永地, 等. 2012. 裂谷作用对层序地层充填样式的控制——以西非裂谷系 Termit 盆地下白垩统为例. 吉林大学学报(地球科学版), 42: 647–656

全国地层委员会. 2002. 中国区域年代地层(地质年代)表说明书. 北京: 地质出版社. 1–72

宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48 (增刊): 26–30

王银喜, 张明生, 周建新, 等. 2007. 云南前寒武系-寒武系界线锆石激光拉曼光谱研究及意义. 地质论评, 53: 22–103

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

王剑, 曾昭光, 陈文西, 等. 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: 1–7

夏文杰, 杜森官, 徐新煌, 等. 1994. 中国南方震旦纪岩相古地理与成矿作用. 北京: 地质出版社. 109

鄢芸樵, 曹仁关, 杨暹和. 1986. 云南陆良牛头山地区浅变质岩系的地层时代及对比. 中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊, 7: 19–30

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

云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社. 1–728

曾雯, 周汉文, 钟增球, 等. 2005. 黔东南新元古代岩浆岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 地球化学, 34: 548–556

郑永飞. 2003. 新元古代岩浆活动与全球变化. 科学通报, 48: 1705–1720

张长俊. 1991. 云南早震旦世早期的地层划分与沉积环境分析. 成都地质学院学报, 18: 81–91

张世红, 蒋干清, 董进, 等. 2008. 华南板溪群五强溪组 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学新结果及其构造地层学意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38: 1496–1503

张远志. 1996. 云南省岩石地层. 北京: 地质出版社. 1–366

《中国地层典》编委会. 1996. 中国地层典——新元古界. 北京: 地质出版社. 1–117

周汉文, 李献华, 王汉荣, 等. 2002. 广西鹰扬关群基性火山岩的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 地质论评, 48 (增刊): 22–25

朱创业. 1989. 滇东牛头山地区早震旦世沉积相及大地构造环境. 成都地质学院学报, 16: 59–66

Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. 2003. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. Chem Geol, 200: 155–170

Chorowicz J. 2005. The East African rift system. J Afri Earth Sci, 43: 379–410

Claoue-Long J C, Compston W, Roberts J, et al. 1995. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis. Sepm Spec Publ, 54: 3–31

Compston W, Williams I S, Mayer C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from Lunar Breccia 73217 using a Sensitive High Resolution Ion Microprobe. Proc. XIV Lunar Planetary Science Conference. J Geophys Res, 89 (Suppl): B525–B534

Friedmann S J, Burbank D W. 1995. Rift basins and supradetachment basins: Intracontinental extensional end-members. Basin Res, 7: 109–127

Lambiase J J, Bosworth W. 1995. Structural controls on sedimentation in continental rifts. Geol Soc Spec Publ, 80: 117–144

Li W X, Li X H, Li Z X. 2008. Middle Neoproterozoic syn-rifting volcanic rocks in Guangfeng, South China: Petrogenesis and tectonic significance. Geol Mag, 145: 475–489

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

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

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

Ling W L, Gao S, Zhang B R, et al. 2003. Neoproterozoic tectonic evolution of the northwestern Yangtze craton, South China: Implications for amalgamation and break-up of the Rodinia Supercontinent. Precambrian Res, 122: 111–140

Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 70

Stacey J S, Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planet Sci Lett, 26: 207–221

Steiger R H, Jager E. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet Sci Lett, 36: 359–362

Wang J, Li Z X. 2003. History of Neoproterozoic rift basins in South China: Implications for Rodinia break-up. Precambrian Res, 122: 141–158

Wang J, Li X H, Duan T Z, et al. 2003. Stratigraphic and sedimentological records of the Neoproterozoic rift basins in southern China. In: Li Z X, Wang J, Li X H, et al., eds. From Sibao Orogenesis to Nanhua Rifting: Late Precambrian Tectonic History of Eastern South China—An Overview and Field Guide. Beijing: Geological Publishing House. 26–39

Williams I S, Claesson S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high-grade paragneisses from the Deve Nappes, Scandinavian Caledonides. II: Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contrib Mineral Petrol, 97: 205–217