黔南晚古生代早期碎屑锆石记录及物源转换响应

唐佐其,刘凌云,韩　雪,唐婷婷,覃永军,张嘉伟

(贵州省地质调查院,贵州　贵阳　550081)

[摘　要]贵州黔南独山地区处扬子陆块东南缘,出露较完整的下古生界地层,对该区开展碎屑锆石 U-Pb 年龄谱研究可为晚古生代之前扬子地块与华夏地块结合带构造属性的进一步确定和对华南大地构造演化的深入研究提供新依据。本文对该区下泥盆统丹林组 5 件石英砂岩分析了 375 颗碎屑锆石:锆石阴极发光具有典型的振荡环带、不规则分带,Th/U 比值多大于 0.1,强 Ce 正异常、弱 Eu 负异常特征;346 组谐和年龄显示来自多个源区,5 组主要年龄峰值 2 456 Ma、1 366 Ma、970 Ma、536 Ma、402 Ma,以 970 Ma 为最突出峰值。研究认为古生代锆石源于桂北-湘西内陆加里东期花岗岩、新元古代锆石主要来自江南造山带内新元古代四堡群、丹州群的火成岩;中元古代-太古宙锆石可能从华夏板块内部搬运到扬子板块。进一步论证了古生代华夏板块和扬子板块之间不存在沉积阻隔区,是一个整体板块;丹林组沉积于华南地块内的一个克拉通盆地。

[关键词]碎屑锆石;地质意义;晚古生代;黔南

[中图分类号]P534.4;P511　[文献标识码]A　[文章编号]1000-5943(2024)01-001-08

黔南坳陷位于贵州省中南部,大地构造处在扬子陆块东南缘,紧邻华南褶皱系、雪峰山隆起区。前人研究认为坳陷总体经历了南华-志留纪、泥盆纪-早三叠世、中三叠世-侏罗纪三期成盆与新元古代早期末、志留纪、中三叠世以来三期隆升,发育了从被动大陆边缘、到前陆、到改造三种盆地类型(徐政语等,2010)。独山地区位于其南东缘一带,是贵州乃至西南地区晚古生代层序发育较为完整区域之一,针对下泥盆统层序及沉积背景方面均有研究(刘智荣,2007;唐佐其等,2015;谯常等,2017;刘凌云等,2020);针对本地区晚古生代早期碎屑锆石报道较少(Zhang et al.,2016)。丹林组是加里东构造运动之后沉积盆地最早阶段沉积物(韩雪等,2022)。本文以野外调查、锆石分析为主要手段开展丹林组研究,分析黔南坳陷沉积物源、构造属性、盆地演化,以期获得扬子地块与华夏地块结合带构造属性、华南大地构造演化的新依据。

1　地质构造背景及取样地点

研究区为黔南坳陷东南缘一带,北东临雪峰山隆起,南东接桂中坳陷(图 1a)。区内出露早古生代地层为寒武系、奥陶系、志留系,晚古生代地层为泥盆系、石炭系、二叠系,其中泥盆系不同层位覆于下伏不同地层组之上。下泥盆统出露地层主要为丹林组、舒家坪组,为贵州下泥盆统较老的地层组,加里东期(广西)运动造就了泥盆系与下伏基底间不整合接触,燕山运动、喜马拉雅运动定性了区内主要构造形迹。区内丹林组主要分布于

[收稿日期]2023-09-07　[修回日期]2023-11-31

[基金项目]贵州省地矿局科研项目(黔地矿科合〔2017〕29 号、黔地矿科合〔2021〕13 号);贵州省科技厅科技支撑计划(黔科合支撑〔2020〕4Y034 号)联合资助。

[作者简介]唐佐其(1987—),男,硕士,高级工程师,主要从事地质、资源环境调查研究工作。

[通讯作者]刘凌云(1983—),女,硕士,高级工程师,主要从事地质、第四纪地质、旅游地质研究工作。

独山箱状背斜核部,岩性以浅灰色厚-中层细-中粒石英砂岩为主,含植物化石 *Orthonota* sp.,沉积厚度 187 m,与下伏志留系高寨田组平行不整合接触(图 1b)。通过前期调查及剖面测制、沉积环境及构造背景分析认为沉积环境为无障壁高能砂砾滩沉积(唐佐其等,2015),物源区主要为克拉通内部及造山带物源区,构造背景为被动大陆边缘(谯常等,2017)。

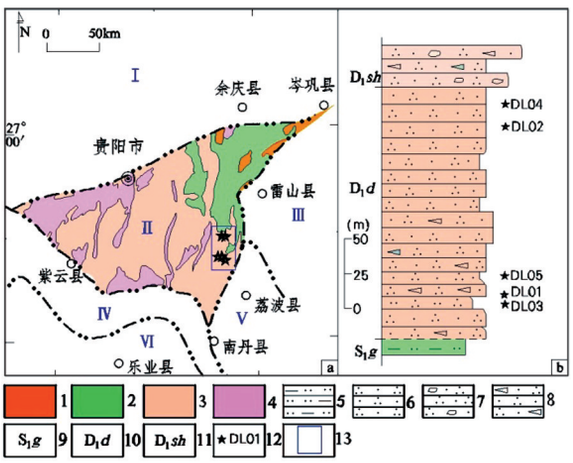

图 1　大地构造位置图

Fig. 1　Geotectonic location map

1—新元古界;2—早古生界;3—晚古生界;4—中生界;5—粘土质粉砂岩;6—石英砂岩;7—含砾石英砂岩;8—岩屑石英砂岩;9—高寨田组;10—丹林组;11—舒家坪组;12—取样位置及编号;13—研究区

Ⅰ—扬子克拉通盆地;Ⅱ—黔南坳陷;Ⅲ—雪峰山隆起;Ⅳ—罗甸断坳;Ⅴ—桂中坳陷;Ⅵ—南盘江坳陷

样品主要采集于北部夹缝岩峡谷 2 件,南部江寨剖面 2 件、利山剖面 1 件,采集的层位均为丹林组,岩性均为石英砂岩。以调查的剖面结构上看,DL01、DL03、DL05 位于丹林组下部距不整合面 10～40 m,DL02、DL04 位于丹林组上部。矿物组份为石英(89%～95%),少量长石(1%～3%)、岩屑(1%～5%),颗粒分布较均匀,分选及磨圆均中等-较好;基质含量约 1%～3%,胶结物约占 1%～2%,主要为硅质胶结,呈接触式胶结。由此可见,该套细碎屑岩具有较高的结构成熟度、成分成熟度,为晚古生代早期海侵处于滨岸高能带产物。

2　测试及分析方法

样品锆石挑选由河北省廊坊市尚艺岩矿检测技术服务有限公司完成,使用常规的磁性和密度技术将锆石晶体从样品中分离出来;然后使用双目镜进行人工挑选,再随机挑选大于 200 颗锆石颗粒,固定、安装、粗磨、细磨、抛光并在环氧树脂盘中涂碳。在进行 U-Pb 同位素分析之前,对所有锆石晶粒均进行了透射、反射光显微照相和阴极发光(CL)图像检查,以揭示其颗粒形态和内部纹理。

在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室(DL04、DL05 为激光剥蚀电感耦合等离子体质谱实验室),通过 LA-ICP-MS 同步进行原位锆石 U-Pb 同位素和微量元素分析。使用 GeoLas Pro 193nm ArF 准分子激光器进行激光采样,使用 Agilent 7700×ICP-MS 仪器获取离子信号强度。氦气用作载气,在进入 ICP-MS 之前通过 T 型接头与氩气混合。每次分析都包括大约 20 s(气体空白)的背景采集,然后从样品中采集 50 s 的数据。所有分析均以 32 μm 的斑点尺寸进行。使用 Zircon 91500 作为外标,还分析了 ZirconPlešovice 和 GJ-1 两个标样来监测数据质量。锆石的痕量元素组成采用标样(NIST610,BCR-2G,BIR-1G,BHVO-2G)和 Si 内部标准化进行了校准。通过 ICP*m*SDataCal 软件离线进行 U-Pb 同位素和微量元素分析的原始数据集成。U-Pb 年龄计算和共生关系图由软件 ISOPLOT 执行,为保证分析的可信度,本文取谐和度≥90%的数据进行讨论。由于放射性铅同位素的影响,对于年龄较小的锆石,由于放射源铅的含量低,$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄更为可靠;较老的锆石具有较高的放射性 Pb 含量,因此 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 锆石年龄比 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄更合适。因此,在下面的讨论中,对于放射成因组份积累较少的年轻锆石(寒武纪及以后,年龄<541 Ma),一般采用 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄代表锆石的形成时间;而对于放射成因组份积累较多的古老的锆石(前寒武纪,年龄≥541 Ma),则一般采用 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄(赖冬梅,2004)。

3　锆石特征

前人的研究认为锆石是各类成因岩石中常见的副矿物,广泛形成于中、酸性岩浆岩和中、高级变质岩中,记录了地壳主要的岩浆和变质事件;碎屑锆石 U-Pb 定年目前已广泛应用于沉积物源示踪研究,成为揭示造山作用起始时间、碎屑沉积源区性质(包括时代和组成)、地层不整合面中断时

间等分析和古地理重建、地球历史演化等强有力的构造指示器和不可缺失的一种方法(刘兵兵等,2017)。

3.1　锆石

这些锆石在透射光下表现为颗粒大小悬殊,长轴 130～265 μm,内部可见包裹体、裂隙;磨圆度与锆石年龄相关,形状以短柱状至次圆状为主,一般新元古代及之前的锆石磨圆度稍差,呈棱角状至短柱状;新元古代之后的锆石磨圆度较好,呈次圆状至圆状;说明其物源搬运距离或沉积期次有很大差异。阴极发光图像亮度强弱不等,通常具有典型的振荡环带、不规则分带等特征(图 2),并普遍经历了后期热事件(韩雪等,2022)。以往的研究表明,火成岩成因的锆石与变质成因的锆石在 Th/U 比值上存在显著差异:通常 Th/U 比值大于 0.1 表示火成岩成因的锆石;反之则为变质成因的锆石(钟玉芳等,2006;Zhang et al. ,2016)。本文共计分析了 375 个测点,Th 和 U 含量分别为 5.1×10^{-6}～$1\,655.3\times10^{-6}$ 和 23.5×10^{-6}～$2\,756.8\times10^{-6}$;除了 13 个测点,其余锆石颗粒的 Th/U 比值为 0.1 ～ 3.51,285 颗锆石颗粒 Th/U 比值 ≥ 0.40,亦说明所分析的锆石以岩浆成因为主(邹和平等,2014)。

图 2　下泥盆统部分代表性锆石阴极发光图像

Fig. 2　Cathode luminescence images of some representative zircons of the Lower Devonian Series

3.2　稀土元素特征

稀土元素和一些微量元素是限定源岩性质和形成过程最重要的指示剂之一(钟玉芳等,2006)。通过开展球粒陨石标准化后作出稀土配分模式图,利用稀土分布型式及年龄可以探讨锆石的物质来源。经数据处理及图件制作研究:稀土总量 ΣREE 为 105×10^{-6}～$5\ 245\times10^{-6}$,重稀土富集,LREE/HREE 为 0.003 0～0.942 5;La_N/Yb_N 为 0.0～0.436 7,强 Ce 正异常(δCe:0.96～443.84)、弱 Eu 负异常(δEu:0.01～1.20)特征。

3.3　U-Pb 年龄谱系特征

375 个测点中有 14 个点 U-Pb 年龄谐和度(C)<85%、15 个点 85%≤C≤90%,其余 346 个点 C≥90%;阴极发光多数具有清晰的振荡环带,多落在谐和线上或附近。这些数据显示出很宽的年龄区间(399～3 572 Ma)(表 1),其中晚古生代 3 颗(0.9%)、早古生代 21 颗(6.0%)、新元古代 165 颗(47.7%)、中元古代 95 颗(27.5%)、古元古代 43 颗(12.4%)及太古代 19 颗(5.5%);其概率曲线显示其有 2 456 Ma、1 366 Ma、970 Ma、536 Ma、402 Ma 五组主要峰值谱系,且以 970 Ma 峰值最为明显,说明物源主要来自于新元古代及中元古代岩浆岩。

表 1　丹林组碎屑锆石年龄统计表

Table 1　Statistical table of detrital zircon ages of the Danlin formation

样品编号	数量	年龄区间值									
		古生代<541.00		新元古代<1 000		中元古代<1 600		古元古代<2 500		太古宙≥2 500	
DL01*	71	480～509	2	661～1 000	23	1 009～1 448	27	1 743～2 484	14	2 708～2 991	5
DL02*	70	402～539	3	609～1 000	42	1 031～1 377	18	1 683～2 439	7	—	0
DL03*	74	407～476	2	611～1 000	36	1 009～1 569	24	1 617～2 415	7	2 548～3 322	5
DL04	58	399～537	8	572～998	35	1 020～1 117	6	1 869～2 498	6	2 592～3 572	3
DL05	73	427～540	9	554～991	29	1 003～1 239	20	1 610～2 498	9	2 514～2 753	6
合计	346		24		165		95		43		19
占比%	100		6.9		47.7		27.5		12.4		5.5

4　物源及构造背景讨论

4.1　沉积盆地物源

如果将大量的碎屑锆石进行测年分析、对比,可为推测物源区原岩特征、主要的构造热事件、地块亲缘性等提供信息(邹和平等,2014)。

4.1.1　古生代碎屑锆石

下泥盆统砂岩样品中,古生代锆石记录 24 颗(6.9%),年龄 539～399 Ma。一般而言,碎屑岩中最年轻岩浆成因锆石往往代表了碎屑岩沉积年龄的下限(王志宏等,2018;Dickinson et al,2009)。本次获取的晚古生代 3 颗(DL02-26、DL03-62、DL04-02),锆石颗粒成棱角-次棱角状,并显示出明显的岩浆振荡环带,按照取样的层序特征确定靠近丹林组底部的 DL03-62,$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 406.64±5.41 Ma,可作为丹林组的最大沉积年龄下限。根据 2021 年国际年代地层表,下泥盆统分为洛赫考夫阶、布拉格阶和埃姆斯阶,年龄 419.2～393.3 Ma;因此,研究区下泥盆统沉积时间限制在 406.6～393.3 Ma,属上部埃姆斯阶。

早古生代锆石 21 颗,年龄范围从 540～427 Ma,周边已知的加里东期岩浆活动主要见于东部内陆花岗岩,从广西东北部到湖南中部记载于海洋山-越城岭-苗儿山花岗岩岩基(图 3)。越城岭岩体年龄在 438～410 Ma(陈文迪等,2016;程顺波等,2016;柏道远等,2015;林书平等,2017),苗儿山岩体年龄为 428～409 Ma(柏道远等,2014、2015),海洋山岩体年龄在 431±7 Ma(程顺波等,2012);另外有彭公庙岩体 436～435 Ma(张文兰等,2011)、大宁岩体 419±6.4 Ma(程顺波等,2009)、宁冈岩体 433.8±2.2 Ma(沈渭洲等,2008),这些年代表明,这些时期的碎屑锆石主要来源于研究区以东的桂北-湘西内陆加里东期花岗岩,可以作为该岩浆活动的记录。

另一方面,锆石显示出 536 Ma 的峰值谱系,周边并未见有岩浆事件的报道。年龄谱系处于泛非运动构造-热事件中期(黄勇等,2012),可能为泛非运动的远程效应,暗示研究区可能与冈瓦纳大陆有一定的联系。

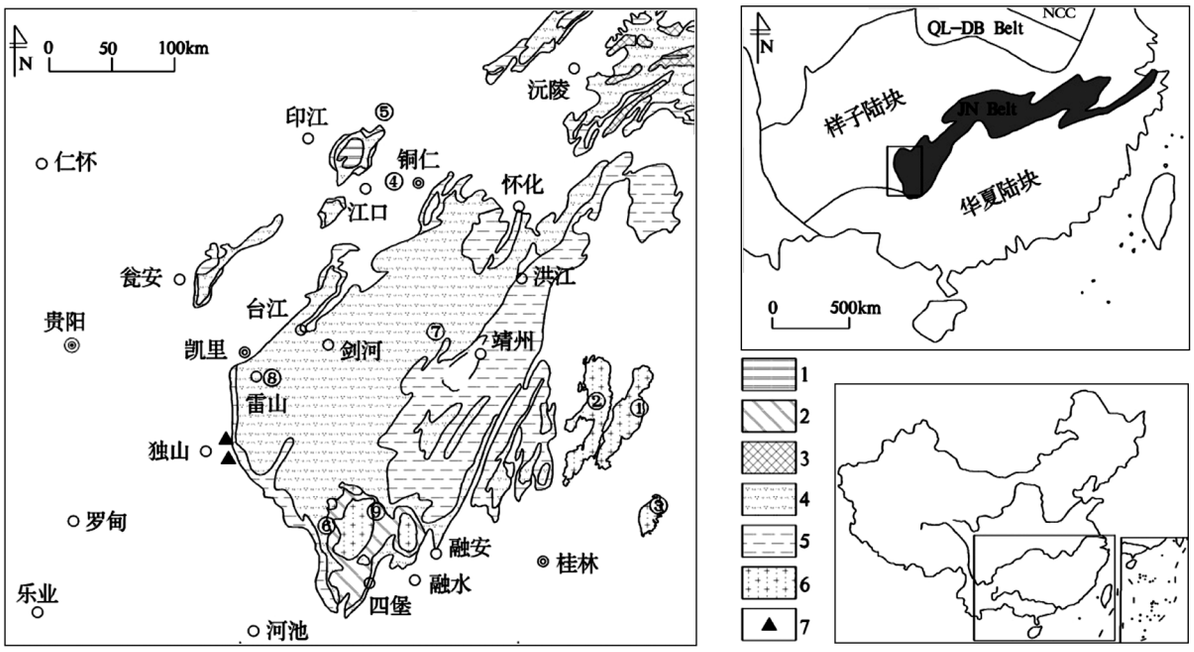

图 3　邻近区域新元古代地层分布示意图(据高林志等,2010 修改)

Fig. 3　Schematic diagram of Neoproterozoic stratigraphic distribution in adjacent areas(modified after Gao linzhi et al. 2010)

1—梵净山群;2—四堡群;3—冷家溪群;4—南华系-震旦系;5—下江群;6—花岗岩;7—取样位置

①—越城岭岩体;②—苗儿山岩体;③—海洋山岩体;④—铜仁坝黄镇凝灰岩;⑤—松桃县大塘坡期凝灰岩;⑥—从江县下江期凝灰岩;⑦—锦屏县下江期凝灰岩;⑧—雷山县凝灰质岩;⑨—从江县四堡群镁铁质岩

4.1.2　新元古代碎屑锆石

丹林组碎屑锆石主要为新元古代锆石,共计 165 颗(47.7%),年龄 1 000～554 Ma,表明江南造山带西部受持续而强烈的岩浆和构造活动的影响。按照陈建书等(2016)最新研究成果,其年龄时代可进一步划分为埃迪卡拉期(633～554 Ma,3.47%)、南华期(720～639 Ma,2.31%)、下江期(820～724 Ma,7.51%)、青白口期(1 000～828 Ma,34.39%),说明物源主要记录了下江-青白口期岩浆事件。

埃迪卡拉期碎屑锆石与铜仁坝黄镇凝灰岩的年代相符 556±5 Ma(卓皆文等,2009),应为被广泛记录的梅树村期首次强烈的酸性火山喷发(张俊明等,1997);南华期碎屑锆石与松桃地区大塘坡组底部的凝灰岩夹层年代相吻合 667～655 Ma(黄晶等,2007;尹崇玉等,2006;Zhou et al.,2004);下江期碎屑锆石与贵州雷山-广西龙胜-湖南沅陵区域发现的板溪群(丹州群、下江群、高涧群等)凝灰质岩年龄 820～725 Ma 范围基本一致(高林志等,2010a、2010b;高林志等,2013;覃永军等,2015;陈建书等,2016)。

新元古代青白口期碎屑锆石所占比例高达 34.39%,年龄 1 000～828 Ma,与贵州梵净山地区玄武岩 840～822 Ma、辉绿岩 831～827 Ma、花岗岩 839～835 Ma 及凝灰质岩 851～832 Ma(陈建书等,2016;王敏等,2016);从江四堡群镁铁质岩 861～834 Ma(Lin et al.,2016;王劲松等,2012)、花岗岩 837～820 Ma(曾雯等,2005;陈文西等,2007;李献华,1999;高林志等,2013;樊俊雷等,2010);桂北一带花岗闪长岩 837～822 Ma、花岗岩 826～824 Ma 的年龄基本一致(陈建书等,2016)。

新元古代碎屑锆石磨圆中等至较差,多为棱角状、次棱角状,说明其搬运距离较近;沉积古地理格局表明,早泥盆世江南造山带西部隆升成为古陆,经历风化剥蚀作用,可能为研究区提供了沉积物源(马永生等,2009)。同时上述碎屑锆石的年代与江南造山带西部出露的火成岩年代相同,提示该区可能是丹林组的主要物源区。因此,早泥盆世砂岩中新元古代碎屑锆石主要来自江南造山带。

4.1.3　中元古碎屑锆石

中元古代碎屑锆石占总数 27.5%,年龄在 1 569～1 003 Ma 之间,大部分对应于格林威尔造山运动时期 1 300～1 000 Ma(Rino et al.,2008),揭示其物源区曾是格林威尔期造山带的一部分。

多项研究表明(李献华等,2012;Li et al.,2002;Greentree et al.,2006),华夏板块中存在丰富的该时期的碎屑锆石和岩浆岩,扬子板块统计的前寒武纪碎屑锆石年龄该时期碎屑锆石相对较少,亦未发现与此时期有关的岩浆-热事件相关的明显记录(Liu et al.,2008;魏亚楠等,2015)。同时,中元古碎屑锆石多为次圆状至圆状,磨圆相对较好,搬运距离相对较远;结合从岩相古地理研究(王鸿祯等,1985;马永生等,2009),推断这些格林威尔期锆石可能来自华夏板块。

4.1.4　古元古代和太古宙的碎屑锆石

古元古-太古宙碎屑锆石占颗粒的 17.9%,年龄为 3 572～1 610 Ma,出现较明显的 1 700 Ma、2 460 Ma峰值谱系。1 600 ～ 1 800 Ma(峰值 1 700 Ma)可能与哥伦比亚超大陆聚合与裂解有关;2 440～2 510 Ma(峰值 2 460 Ma)年龄区间与新太古代末-古元古代全球古陆核形成阶段相对应,结合锆石颗粒磨圆度相对较好,震荡环带明显,Th/U 值 0.2～2.62(DL01-34 为 0.09),稀土元素标准化显示 Ce 正异常及 Eu 负异常较明显,说明为岩浆锆石。上述结论显示物源区保存了太古宙岩浆-热事件或太古宙古老物质再循环;同时与前人在华夏地块、扬子地块东部研究得出的相应年龄数据相似(李献华等,2012;邹和平等,2014),说明扬子地块、华夏地块可能均存在太古宙地壳基底。

综上,黔南坳陷南东缘一带泥盆系早期碎屑锆石 U-Pb 年龄谱系与扬子地块的年龄组成差别较大,峰值对应特征不明显,特别是中元古代碎屑锆石年龄谱;相反与华夏地块的年龄组成特征异常相近(图 4),因此可推断为研究区泥盆纪早期陆源碎屑岩的物源区与华夏地块具有近源性;结合沉积古地理格局,泥盆纪早期自南西向北东海侵,研究区主要物源区应为江南造山带。

4.2　构造背景讨论

晚古生代早期受广西运动影响,海水自南向北侵入,使其由前陆盆地转换为被动大陆边缘盆地接受沉积。从震旦纪到早古生代末期,整个华南地区没有形成切割岩石圈的大断层,也没有经历过大规模的火山作用或强烈幔源岩浆侵入,华南地块早古生代地层逐渐呈现出台地相(扬子板块内部)、过渡相、斜坡相(扬子板块东南缘)与盆

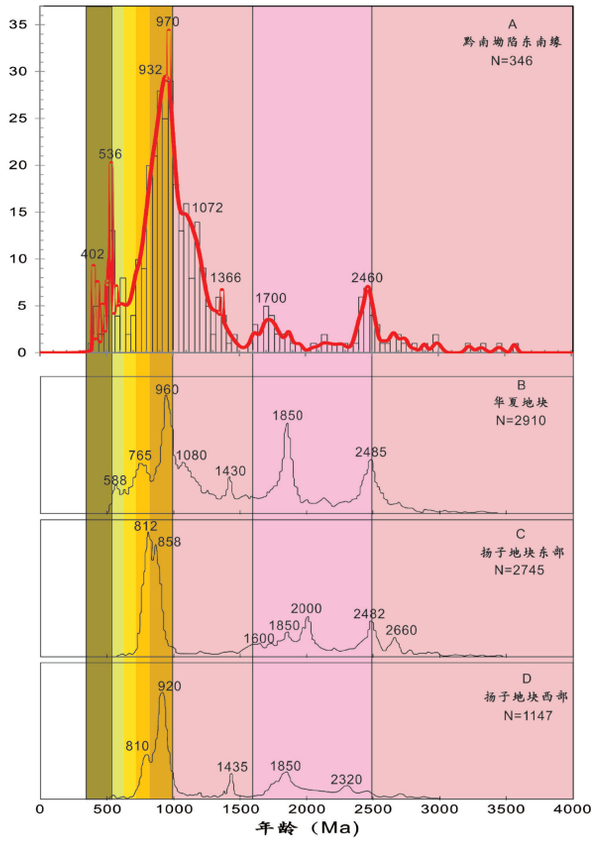

图 4　研究区碎屑锆石 U-Pb 年龄谱系与华夏地块、扬子地块对比图(B,C,D 数据来自李献华等,2012)

Fig. 4　Comparison of the U-Pb age pedigree of detral zircon in the study area with that of the Cathaysian block and Yangtze block (Data B,C and D after Li Xianhua et al. 2012)

A—本次研究的沉积岩碎屑锆石年龄谱;B—华夏块体前寒武纪沉积岩中碎屑锆石年龄谱;C—扬子块体东部沉积岩中前寒武纪碎屑锆石年龄谱;D—扬子块体西部沉积岩中前寒武纪碎屑锆石年龄谱

地相(华夏板块)(Zhang et al.,2016)。对比本次获取的碎屑锆石年龄谱系及扬子板块和华夏板块前寒武纪碎屑锆石年龄谱特征,特别是本次年龄谱与华夏板块相一致的情况,说明坳陷区晚古生代早期接受了来自华夏板块的物源。前人已证实,丹林组可能是在克拉通盆地的伸展构造背景下接受沉积(Zhang et al.,2016),从寒武纪中期到志留纪早期华夏板块上的古流向是由南东向北西(邹和平等,2014),大量格林威尔其锆石被搬运到扬子陆块。古生代早期华夏板块和扬子板块之间并没有海洋的阻隔,是一个整体板块,丹林组沉积于华南地块内的一个克拉通盆地。

5　结论

通过对丹林组系统地野外调查、锆石测定,主

要分析了锆石特征及构造背景讨论,取得了以下几个方面的认识。

(1)黔南坳陷下泥盆统丹林组碎屑锆石以岩浆锆石为主,测得 346 组谐和年龄数据显示了 2 456 Ma、1 366 Ma、970 Ma、536 Ma、402 Ma 等 5 个主要峰值年龄,其中以 970 Ma 为最明显年龄峰值。

(2)通过与已知的岩浆事件对比,古生代锆石主要来源于研究区以东的桂北-湘西内陆加里东期花岗岩,新元古代碎屑锆石主要来自江南造山带,中元古及以前锆石主要来源于华夏陆块。

(3)古生代早期华夏板块和扬子板块之间不存在沉积阻隔区,是一个整体板块,丹林组沉积于华南地块内的一个克拉通盆地中。

[参考文献]

柏道远,钟响,贾朋远,等. 2014. 南岭西段加里东期苗儿山岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄、地球化学特征及其构造意义[J]. 岩石矿物学杂志,33(3):407-423.

柏道远,钟响,贾朋远,等. 2015. 南岭西段加里东期越城岭岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄、地质地球化学特征及其形成构造背景[J]. 地球化学,44(1):27-42.

程顺波,付建明,徐德明,等. 2009. 桂东北大宁岩体锆石 SHRIMP 年代学和地球化学研究[J]. 中国地质,36(6):1278-1288.

程顺波,付建明,陈希清,等. 2012. 桂东北海洋山岩体锆石 SHRIMP U-Pb 定年和地球化学研究[J]. 华南地质与矿产,28(2):132-140.

程顺波,付建明,马丽艳,等. 2016. 桂东北越城岭岩体加里东期成岩作用:锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Nd-Hf 同位素制约[J]. 大地构造与成矿学,40(4):853-872.

陈建书,戴传固,彭成龙,等. 2016. 湘黔桂相邻区新元古代 820-635Ma 时期裂谷盆地充填序列与地层格架[J]. 中国地质,43(3):899-920.

陈文迪,张文兰,王汝成,等. 2016. 桂北苗儿山-越城岭地区独石岭钨(铜)矿床研究:对复式岩体多时代差异性成矿的启示[J]. 中国科学:地球科学,46:1602-1625, doi:10.1360/N072015-00360.

陈文西,王剑,付修根,等. 2007. 黔东南新元古界下江群甲路阻沉积特征及其下伏岩体的锆石 U-Pb 年龄意义[J]. 地质论评,53(1):126-132.

樊俊雷,罗金海,曹远志,等. 2010. 黔东南新元古代花岗质岩石的特征及其地质意义[J]. 西北大学学报:自然科学版,40(4):672-678.

高林志,戴传固,刘燕学,等. 2010a. 黔东地区下江群凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地层意义[J]. 中国地质,37(4):1071-1080.

高林志,戴传固,刘燕学,等. 2010b. 黔东南-桂北地区四堡群凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地层学意义[J]. 地质通报,29(9):1259-1267.

高林志,陆济璞,丁孝忠,等. 2013. 桂北地区新元古代地层凝灰岩锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J]. 中国地质,40(5):1443-1452.

韩雪,刘凌云,唐佐其,等. 2022. 黔南独山下泥盆统丹林组碎屑锆石特征及其地质意义[J]. 地质与勘探,58(2):352-359.

黄晶,储雪蕾,张启锐,等. 2007. 新元古代冰期及其年代[J]. 地学前缘(中国地质大学(背景);北京大学),14(3):249-256.

黄勇,郝家栩,白龙,等. 2012. 滇西施甸地区晚泛非运动的地层学和岩石学响应[J]. 地质通报,31(2-3):306-313.

赖冬梅. 2004. 锆石 U-Pb 年龄不一致原因浅析[J]. 四川有色金属,(2):12-18.

李献华. 1999. 广西北部新元古代花岗岩锆石 U-Pb 年代学及其构造意义[J]. 地球化学,28(1):1-9.

李献华,李武显,何斌,等. 2012. 华南陆块的形成与 Rodinia 超大陆聚合-裂解——观察、解释与检验[J]. 矿物岩石地球化学通报,(6):543-559.

林书平,伍静,黄文婷,等. 2017. 桂东北苗儿山-越城岭东北部界牌钨-铜矿区成矿岩体锆石 U-Pb 年龄及华南加里东期成矿分析[J]. 大地构造与成矿学,41(6):1116-1127.

刘兵兵,彭头平,范蔚茗,等. 2017. 哀牢山构造带两侧上志留统-下泥盆统碎屑锆石年代学:物源及其构造意义[J]. 大地构造与成矿学,41(4):734-752.

刘凌云,唐佐其,田文明,等. 2020. 黔南独山砂岩地貌特征及形成演化[J]. 贵州地质,2020. 37(1):48-53.

刘智荣. 2007. 贵州南部泥盆系层序地层划分和层序地层格架的建立[J]. 地质通报,26(2):206-214.

马永生,陈洪德,王国力,等. 2009. 中国南方层序地层学与古地理[M]. 科学出版社,北京.

覃永军,杜远生,牟军,等. 2015. 黔东南地区新元古代下江群的地层年代及其地质意义[J]. 地球科学——中国地质大学学报,40(7):1107-1131.

谯常,朱华利,张晗彬,等. 2017. 贵州独山下泥盆统碎屑岩物质特征与构造背景及物质来源讨论[J]. 贵州地质,34(2):97-103.

沈渭洲,张芳荣,舒良树,等. 2008. 江西宁冈岩体的形成时代、地球化学特征及其构造意义[J]. 岩石学报,24(10):2244-2254.

唐佐其,马义波,谯文浪,等. 2015. 贵州省独山江寨地区下泥盆统碎屑岩物性、粒度特征及沉积环境讨论[J]. 贵州地质,2015. 32(1):21-26.

王劲松,周家喜,杨德智,等. 2012. 黔东南宰便辉绿岩锆石 U-Pb 年代学和地球化学研究[J]. 地质学报,86(3):460-469.

王敏,戴传固,陈建书,等. 2016. 贵州省梵净山区新元古代岩浆活动的年代学格架及其大地构造意义[J]. 中国地质,43(3):843-856.

王鸿祯,等. 1985. 中国古地理地图集. 地图出版社,北京.

王志宏,杨文强,周岱,等. 2018. 云开地块东缘寒武系—泥盆系不整合界面上下的碎屑锆石 U-Pb 年代学记录及对物源转换的响应[J]. 地球科学,43(11):4193-4203.

魏亚楠,江新胜,崔晓庄,等. 2015. 黔东南新元古代清水江组碎屑锆石 U-Pb 年代学研究及其地质意义[J]. 矿物岩石,35(3):61-71.

徐政语,姚根顺,郭庆新,等. 2010. 黔南坳陷构造变形特征及其成

因解析[J]. 大地构造与成矿学,34(1):20-31.
尹崇玉,王砚耕,唐峰,等. 2006. 贵州松桃南华系大塘坡组凝灰岩锆石 SHRIMP Ⅱ U-Pb 年龄[J]. 地质学报,80(2):273-278.
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[J]. 地球化学,34(6):548-556.
张俊明,李国祥,周传明. 1997. 滇东下寒武统含磷岩系底部火山喷发事件沉积及其意义[J]. 地层学杂志,21(2):91-99.
张文兰,王汝成,雷泽恒,等. 2011. 湘南彭公庙加里东期含白钨矿细晶岩脉的发现[J]. 科学通报,56(18):1448-1454.
钟玉芳,马昌前,佘振兵. 2006. 锆石地球化学特征及地质应用研究综述[J]. 地质科技情报,25(1):27-34.
卓皆文,汪正江,王剑,等. 2009. 铜仁坝黄震旦系老堡组顶部晶屑凝灰岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地质论评,55(5):639-646.
邹和平,杜晓东,劳妙姬,等. 2014. 广西大明山地块寒武系碎屑锆石 U-Pb 年龄及其构造意义[J]. 地质学报,88(10):1800-1819.
Dickinson W R, Gehrels G E, 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infermaximum depositional ages of strata: a test against a Colorado PlateauMesozoic database[J]. Earth and Planetary Science Letters 288,115-125.
Greentree M R, Li Z X, Li X H, Wu H, 2006. Late Mesoproterozoic to Earliest Neoproterozoic basin record of the Sibao orogenesis in Western South China and relationship to the assembly of Rodinia [J]. Precambrian Research 151,79-100.
Li Z X, Li X H, Zhou H, Kinny P D, 2002. Grenvillian continental collision in south China: new shrimp U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia [J]. Geology 30, 163-166.
Lin M, Peng S, Jiang X, et al. 2016. Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Neoproterozoic mafic-ultramafic rocks from the western Jiangnan orogen, South China [J]. Gondwana Research 35,338-356.
Liu X, Gao S, Diwu C, Lin W, 2008. Precambrian crustal growth of Yangtze Craton as revealed by detrital zircon studies [J]. American Journal of Science 308,421-468.
Rino S, Kon Y, Sato W, et al. 2008. The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume[J]. Gondwana Research 14,51-72.
Yu J H, O'Reilly S Y, Wang L J, et al, 2010. Components and episodic growth of precambrian crust in the cathaysia block, south China: evidence from U-Pb ages and Hf isotopes of zircons in Neoproterozoic sediments[J]. Precambrian Research 181,97-114.
Zhang J W, Ye T P, Li S C, et al. 2016. The provenance and tectonic setting of the Lower Devonian sandstone of the Danlin Formation in southeast Yangtze Plate, with implications for the Wuyi-Yunkai orogeny in South China Block[J]. Sedimentary Geology 346,25-34.
Zhou C, Tucker R D, Xiao S, et al. 2004. New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in south China[J]. Geology, 2004. 32: 437-440.

Record and Provenance Conversion Response of Detrital Zircon in Early Paleozoic of South Guizhou

TANG Zuo-qi, LIU Ling-yun, HAN Xue, TANG Ting-ting, QIN Yong-jun, ZHANG Jia-wei

(*Guizhou Geological Survey, Guiyang* 550081, *Guizhou, China*)

[**Abstract**] The Dushan area in southern Guizhou Province is located on the southeastern margin of the Yangtze landmass, where relatively complete Lower Paleozoic strata are found. The study of detritastic zircon U-Pb age spectrum in this area can provide a new basis for further identification of the tectonic attributes of the pre-Late Paleozoic junction zone between the Yangtze Block and the Chinese Block and further study of the tectonic evolution of South China. In this paper, 375 detrite zircons from 5 quartz sandstones of the Lower Devonian Danlin Formation in this area are analyzed. The cathodic luminescence of zircons is characterized by typical oscillating bands, irregular zonings, Th/U ratio greater than 0. 1, strong positive Ce anomaly and weak negative Eu anomaly. The 346 groups of harmonic ages were from multiple source regions, and the main age peaks of the 5 groups were 2 456 Ma, 1 366 Ma, 970 Ma, 536 Ma and 402 Ma, with 970 Ma being the most prominent peak. It is believed that Paleozoic zircons originate from Caledonian granites in northern Guian-western Hunan, and Neoproterozoic zircons mainly originate from Neoproterozoic igneous rocks in Sibao Group and Danzhou Group in Jiangnan Orogenic belt. Mesoproterozoic Archean zircon may have been transported from the inner Cathaysia Plate to the Yangtze Plate. It is further proved that there is no sedimentary barrier between the Cathaysia plate and the Yangtze plate in the Paleozoic era, and it is a whole plate. The Danlin Formation was deposited in a craton basin in the South China block.

[**Key Words**] Detrital zircon; Geological significance; Late Paleozoic; South Guizhou