



# 华南深水区埃迪卡拉系-寒武系界线制约: 来自留茶坡组顶部锆石CA-ID-TIMS U-Pb年龄证据

王伟<sup>1,2,3</sup>, 周明忠<sup>4\*</sup>, 储著银<sup>1,3†</sup>, 许俊杰<sup>1,3,5</sup>, 李潮峰<sup>1,3</sup>, 罗泰义<sup>6</sup>, 郭敬辉<sup>1,3</sup>

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;

4. 贵州师范大学地理与环境科学学院, 贵阳 550001;

5. 中国地质大学海洋学院, 北京 100083;

6. 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, 贵阳 550002

\* 通讯作者, E-mail: mingzhongzhou@126.com

† 通讯作者, E-mail: zhychu@mail.igcas.ac.cn

收稿日期: 2019-09-23; 收修稿日期: 2020-01-19; 接受日期: 2020-02-20; 网络版发表日期: 2020-03-30

国家自然科学基金项目(批准号: 41673061、41462001、41688103)和中国科学院仪器设备功能开发项目(编号: IGG201803)资助

**摘要** 华南埃迪卡拉系-寒武系界线位置的确定及埃迪卡拉系-寒武系过渡地层高精度时间框架的构建是迄今尚未完好解决的科学问题。于贵州江口平引剖面留茶坡组顶部发现的两层钾质斑脱岩对于构建华南扬子地台埃迪卡拉系-寒武系过渡地层时间框架及确定该区埃迪卡拉系-寒武系的界线位置具有重要价值。本研究对这两层钾质斑脱岩锆石进行CA-ID-TIMS U-Pb定年, 结果将两层钾质斑脱岩的年龄分别精确地限定为(536.40±0.47/1.1/1.2)Ma(2 $\sigma$ , n=7, MSWD=0.92)和(541.48±0.46/1.1/1.2)Ma(2 $\sigma$ , n=8, MSWD=1.3)。基于这一CA-ID-TIMS U-Pb年代学结果, 结合该剖面硅质岩有机碳同位素分析数据, 将华南扬子地台深水埃迪卡拉系-寒武系界线位置制约在留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩之间具有显著有机碳同位素负漂移的层位。华南深水埃迪卡拉系-寒武系界线的确定对于揭示埃迪卡拉纪末期-早寒武世早期海洋环境信息具有重要对比意义。

**关键词** 留茶坡组, 扬子地台, 埃迪卡拉纪-寒武纪, CA-ID-TIMS, 有机碳同位素

## 1 引言

埃迪卡拉纪-寒武纪过渡时期作为地球演化历史上最重大的变革时期之一, 发生了一系列全球性的地质事件、环境事件和生物演化事件, 如Gondwana超级

大陆的聚合(约580~520Ma)(Li等, 2008; Cawood等, 2013; Yao等, 2014)、后生动物的起源及辐射(Erwin等, 2011)、全球海洋-大气化学组成的显著波动(Canfield等, 2008; Shields-Zhou和Zhu, 2013)、埃迪卡拉纪生物的灭绝和寒武纪生物的爆发等(朱日祥等, 2009;

中文引用格式: 王伟, 周明忠, 储著银, 许俊杰, 李潮峰, 罗泰义, 郭敬辉. 2020. 华南深水区埃迪卡拉系-寒武系界线制约: 来自留茶坡组顶部锆石CA-ID-TIMS U-Pb年龄证据. 中国科学: 地球科学, 50: 819-831, doi: 10.1360/SSTe-2019-0224

英文引用格式: Wang W, Zhou M, Chu Z, Xu J, Li C, Luo T, Guo J. 2020. Constraints on the Ediacaran-Cambrian boundary in deep-water realm in South China: Evidence from zircon CA-ID-TIMS U-Pb ages from the topmost Liuchapo Formation. Science China Earth Sciences, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9590-0>

朱茂炎等, 2019; 周传明等, 2019). 由此可见, 这一特殊地质历史时期的地层对研究全球环境变迁、生命演化等科学问题具有重要的意义, 近些年来一直是地球科学研究的热点.

华南扬子地台是全球埃迪卡拉系-寒武系过渡地层发育最好的地区之一, 保存了连续的埃迪卡拉系-寒武系地层剖面以及完整的碳同位素、生物化石记录, 为研究埃迪卡拉纪-寒武纪过渡时期海洋环境演变等科学问题提供了理想场所(周明忠等, 2013; 王新强等, 2014; Zhu等, 2003; 朱茂炎等, 2019). 近年来, 地质学家们在埃迪卡拉系-寒武系过渡地层的古生物学、地层学、地球化学等方面已取得了一些重要成果, 已建立起比较完整的碳同位素地层学框架和古生物地层学框架. 但是, 高精度同位素地质年代学研究方面明显滞后, 精确的年龄数据依然缺乏, 特别是华南深水区埃迪卡拉系-寒武系界线至今仍未确定(周明忠等, 2013; 朱茂炎等, 2019), 因而制约了洲际地层的精确对比, 使得我们对埃迪卡拉纪-寒武纪过渡时期海洋环境变化的解释存在不确定性(Wille等, 2008; Jiang等, 2007, 2009; 朱茂炎等, 2019).

我们于贵州江口平引剖面留茶坡组顶部发现两层

钾质斑脱岩(K-bentonite), 对其中锆石进行了CA-ID-TIMS U-Pb高精度定年研究. 同时, 我们对该剖面留茶坡组顶部硅质岩进行了有机碳同位素分析. 结合两层钾质斑脱岩高精度锆石U-Pb年龄及有机碳同位素分析结果, 将华南扬子地台深水区埃迪卡拉系-寒武系界线制约在留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩之间显著的有机碳同位素负漂移层位. 这一研究结果表明了华南扬子地台深水区留茶坡组顶部及其相当层位对于揭示埃迪卡拉系-寒武系界线附近的全球古海洋环境信息的重要对比意义.

## 2 地质背景

在埃迪卡拉纪-寒武纪过渡时期, 华南由裂谷盆地逐渐向被动大陆边缘演化, 扬子地台处于演化后的被动大陆边缘环境(Zhu等, 2003). 在这一过渡时期, 华南扬子地台不同区域的海水深度存在差异, 呈现自西北向东南加深的总体变化趋势. 因此, 该地区埃迪卡拉系-寒武系过渡地层在不同区域间存在相变, 自西北向东南依次为浅水台地相及深水斜坡-盆地相(图1). 台地相主要发育碳酸盐岩及磷块岩地层, 斜坡及盆地相主

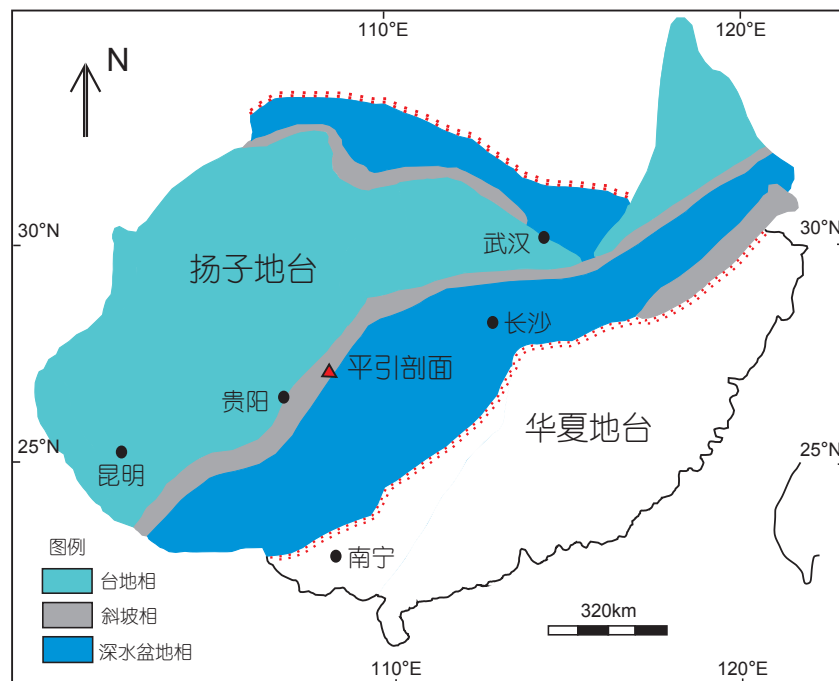


图1 华南扬子地台埃迪卡拉纪-寒武纪过渡时期古地理简图  
据Zhu等(2003)修改

要产出硅质岩和硅质碳质页岩地层。

扬子地台深水区斜坡和盆地发育连续的埃迪卡拉系-寒武系过渡地层序列, 由老到新包括: 陡山沱组、留茶坡组(或老堡组)和牛蹄塘组。陡山沱组下部主要由白云岩组成, 上部岩性主要为黑色页岩, 翁会生物群即保存在该层位中。留茶坡组整体上由一套中厚层灰黑色硅质岩组成, 上部含黑色页岩夹层, 且硅质岩层厚逐渐变薄。牛蹄塘组整合上覆于留茶坡组, 其底界常以约0.1~0.5m的灰黑色磷块岩为标志, 该磷块岩层之上的地层以黑色页岩为主(周明忠等, 2013; Lan等, 2017)。扬子地台广泛分布的可作为区域对比标志层的Ni-Mo层位于牛蹄塘组底部(Zhu等, 2003)。

平引剖面位于贵州江口县桃映镇东约2km。古地理上, 该剖面处于扬子地台东南缘深水区的斜坡带。该剖面出露的地层由老到新为留茶坡组顶部的4.5m地层和牛蹄塘组, 我们于该剖面留茶坡组-牛蹄塘组界线之下约1.2和2.4m处分别发现一层厚2和15cm的灰白色

钾质斑脱岩(图2)。

### 3 样品采集与处理

于平引剖面留茶坡组-牛蹄塘组界线之下1.2和2.4m处各采集钾质斑脱岩样品1件, 样品编号分别为PY-LB和PY-13, 采样时严格避免周围岩石对样品的污染。同时, 对该剖面留茶坡组顶部硅质岩进行样品采集, 两层钾质斑脱岩附近按0.05m间距进行取样, 其他部分按照0.2m间距进行取样, 共采集新鲜硅质岩样品28件。

经常规重液分选及磁选富集钾质斑脱岩样品中的锆石, 在双目镜下分别挑选出新老两层钾质斑脱岩中锆石500余粒和1000余粒。随机将部分锆石样品用环氧树脂制成样品靶, 对其抛光直至锆石内部暴露。对锆石进行反射光、透射光显微照相及阴极发光(CL)照相(图3)。对锆石晶形、包裹体、裂纹进行观察以选择

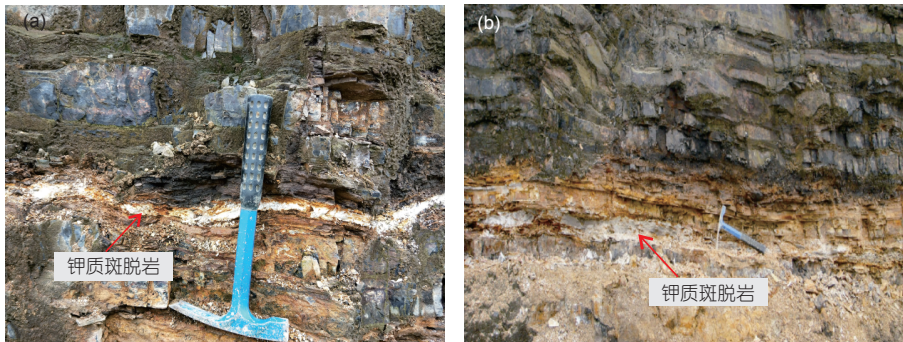


图2 贵州江口平引剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩野外照片  
(a) 留茶坡组顶界之下1.2m处钾质斑脱岩; (b) 留茶坡组顶界之下2.4m处钾质斑脱岩; (a)与(b)中地质锤手柄长27cm

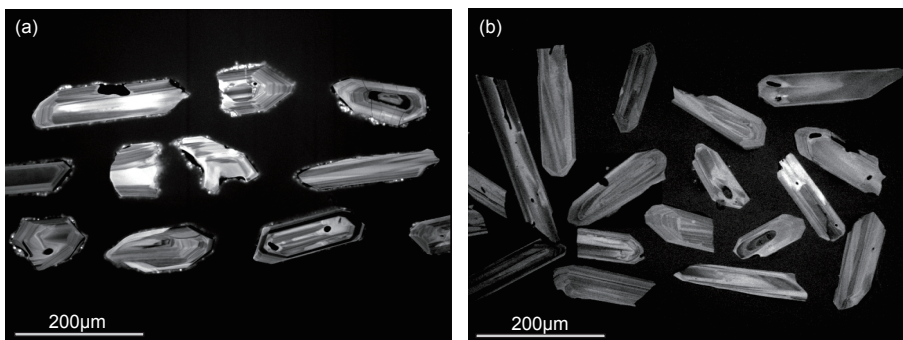


图3 贵州平引剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩锆石阴极发光(CL)图像  
(a) 留茶坡组顶界之下1.2m处钾质斑脱岩锆石; (b) 留茶坡组顶界之下2.4m处钾质斑脱岩锆石

适合进行CA-ID-TIMS U-Pb定年的锆石。硅质岩样品粉碎至200目以下,用于有机碳同位素组成分析。

## 4 样品分析方法

### 4.1 锆石CA-ID-TIMS U-Pb分析

锆石CA-ID-TIMS实验在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素实验室完成,质谱测试在TRITON Plus型质谱仪器上进行。

#### 4.1.1 锆石溶解及化学分离

样品处理流程采用标准的CA-ID-TIMS(Cheical Abrasion, CA)流程(Mattinson, 2005),详细过程可参见文献(储著银等, 2016)。在双目镜下挑选锆石颗粒,置入马弗炉中900℃高温淬火60h,对锆石进行放射性损伤愈合;淬火完成后将锆石颗粒转入溶样器中,采用HF180℃溶样12h进行化学溶蚀,溶解遭受铅丢失部分;将经过化学溶蚀的锆石通过3.5mol L<sup>-1</sup>的HNO<sub>3</sub> 120℃回流、6mol L<sup>-1</sup>的HCl 120℃回流、超声清洗等方式进行洗涤,洗净后转入溶样杯中并加入4滴22mol L<sup>-1</sup> HF和适量<sup>205</sup>Pb-<sup>235</sup>U稀释剂,220℃恒温溶解48h,使锆石完全溶解;在80℃电热板上蒸干溶解的样品,加入4滴6mol L<sup>-1</sup> HCl,置入溶样器中180℃溶样12h,将样品转化为氯化物;采用50μL阴离子交换柱(AG1-X8, 200~400目)进行U-Pb化学分离,将Pb和U承接于同一Teflon样品杯中,向样品溶液中加入10μL 0.0375mol L<sup>-1</sup>的H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>,蒸干样品,待质谱测试。

#### 4.1.2 质谱测试

采用硅胶发射剂(Gerstenberger和Haase, 1997),将样品点在高纯Re单带(灯丝规格: 0.77mm宽×0.038mm厚;纯度: 99.999%)上,放入TRITON Plus热电离质谱仪中进行Pb、U同位素测试。使用二次电子倍增器(SEM)测定Pb和U同位素,SEM死时间设为16ns。

(1) Pb同位素测定。缓慢升高灯丝温度至1000℃左右,开始调节、聚焦Pb同位素信号。对NBS981标样,一般监测<sup>208</sup>Pb信号,对锆石样品,一般监测<sup>206</sup>Pb信号,待离子流达到设定值开始采集数据。SEM跳峰测定过程中,<sup>204</sup>Pb积分时间8s,其他Pb同位素(<sup>205</sup>Pb、<sup>206</sup>Pb、<sup>207</sup>Pb、<sup>208</sup>Pb)积分时间4s,跳峰等待时间(idle time)1s。每个数据块(Block)采集25组数据,共设置测定20个数据块,每测定5个数据块(Block)测定基线1次(测定时间30s)、对离子束进行峰对中及聚焦1次。测定过程中,每个数据块之间对灯丝逐步缓慢升温,以提高信号强度。

(2) U同位素测定。测定完Pb同位素后,进一步提高灯丝温度至1250℃左右,开始调节UO<sub>2</sub><sup>+</sup>同位素信号。待<sup>238</sup>UO<sub>2</sub><sup>+</sup>(质量数270)信号达到设定值时,开始采集U同位素数据。数据采集开始前测定基线1次(测定时间30s),以及对离子束进行峰对中及聚焦1次。每个数据块采集20组数据,一般总共采集10个数据块。<sup>235</sup>UO<sub>2</sub><sup>+</sup>和<sup>238</sup>UO<sub>2</sub><sup>+</sup>积分时间4s,跳峰等待时间(idle time)1s。根据样品情况,测定过程中,每个数据块(Block)之间可逐步对灯丝升温,以提高UO<sub>2</sub><sup>+</sup>同位素信号强度。灯丝温度最终一般升至1350℃左右,每样测定时间约30min。

(3) 数据处理。对Pb和U同位素分析数据进行脱机处理。采用Tripoli软件读取从TRITON Plus质谱仪导出的Pb和U同位素数据,选取<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb达到最高值且平稳的一段数据(至少80组数据),进行统计处理。Pb同位素分馏效应采用NBS981 Pb同位素测定结果外标校正(Pb分馏系数: 0.16±0.08%, 2σ)。对UO<sub>2</sub>同位素测定结果采用<sup>17</sup>O/<sup>16</sup>O=0.00039、<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O=0.00205校正<sup>235</sup>U/<sup>17</sup>O/<sup>18</sup>O对<sup>238</sup>U/<sup>16</sup>O<sub>2</sub>的干扰(Condon等, 2015; von Quadt等, 2016),U同位素分馏效应采用U500测定结果外标校正(U分馏系数: 0.058±0.028%, 2σ)。将最终U、Pb同位素计算结果输入到锆石U-Pb Excel计算文件中,对测定结果进行稀释剂扣除、本底扣除计算,然后计算Pb和U含量、Pb同位素比值、<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U、<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U比值、U-Pb年龄及其误差。其中,误差计算综合考虑了仪器同位素比值测定误差、分馏校正误差以及本底扣除误差等主要误差来源对最终同位素比值及年龄测定结果的影响。最终年龄结果误差则进一步包含稀释剂校准误差及衰变常数误差,以±X/Y/Z形式表示,其中X表示分析误差,Y表示分析误差+稀释剂校准误差,Z表示分析误差+稀释剂校准误差+衰变常数误差(Jaffey等, 1971)(其中同一实验室的数据对比时用X误差值,不同实验室ID-TIMS U-Pb数据对比时用Y误差值,不同方法得到的测年数据对比时用Z误差值)。

### 4.2 硅质岩有机碳同位素组成分析

有机碳同位素组成( $\delta^{13}C_{org}$ )测试在中国科学院地质与地球物理研究所稳定同位素地球化学实验室完成。

称量已粉碎至200目的硅质岩粉末样品2g, 用1mol L<sup>-1</sup>的盐酸(HCl)隔夜浸泡, 直至没有气泡生成, 吸出酸液, Milli-Q水洗涤残渣至中性, 放入烘箱中恒温40℃过夜烘干. 称取烘干样品10~20mg置于锡杯中, 将包裹好的样品按序置于自动进样器内, 样品通过元素分析仪-气体同位素质谱仪(EA-IRMS)联机测定其δ<sup>13</sup>C值(元素分析仪型号: Flash2000HT, 质谱仪型号: Delta V Advantage, Thermo Fisher产品)(Feng和Zhang, 2016). 测定结果以国际标准V-PDB校准, 分析精度优于0.2‰.

## 5 结果

### 5.1 锆石U-Pb年龄

平引剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩的锆石多为长柱状自形晶, 晶体长度范围为100~300μm, 宽介于50~100μm, 长宽比介于2:1~6:1, 为典型的火山成因锆石(图3). 对两层钾质斑脱岩中的锆石进行CA-ID-TIMS U-Pb年龄分析, 结果显示上、下两层钾质斑脱岩锆石<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U年龄范围分别为535.81~537.46和540.20~542.00Ma(表1). 分别对上、下两层钾质斑脱岩锆石的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U年龄数据进行加权平均计算, 获得的加权平均年龄分别为(536.40±0.47/1.1/1.2)Ma(2σ, n=7, MSWD=0.92)和(541.48±0.46/1.1/1.2)Ma(2σ, n=8, MSWD=1.3)(图4), 解释为两层钾质斑脱岩中火山成因锆石的结晶年龄, 代表两层钾质斑脱岩所在层位的沉积年龄.

### 5.2 δ<sup>13</sup>C<sub>org</sub>值的变化

平引剖面留茶坡组顶部硅质岩δ<sup>13</sup>C<sub>org</sub>值范围为-36.71~-27.95‰, 整体有9‰的变化, 平均值为-33.40‰, 记录了一次明显的正漂移和随后一次显著的负漂移. 具体为: δ<sup>13</sup>C<sub>org</sub>值在距顶界4.65~2.74m的地层段呈升高的趋势, 发生了一次明显的正漂移; 在距顶界2.25~2.09m的范围内呈降低的趋势, 发生了一次显著的负漂移; 在距顶界2.09~0.6m的变化趋于平稳, 均值为-34.94‰; 在距顶界0.5m处出现一次小幅波动(表2; 图5).

## 6 讨论

### 6.1 留茶坡组时间框架的完善

前人已构建华南深水区留茶坡组初步的时间框

表1 贵州平引剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩锆石CA-ID-TIMS U-Pb测试结果<sup>a)</sup>

| 分析点     | Pb <sub>c</sub> (pg) | *Pb/Pb <sub>c</sub> | Th/U | <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb | <sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb |
|---------|----------------------|---------------------|------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| PY-LB-1 | 3.5                  | 5.2                 | 0.33 | 335                                  | 0.2091                               |
| PY-LB-2 | 2.8                  | 7.7                 | 0.35 | 488                                  | 0.1821                               |
| PY-LB-3 | 3.1                  | 6.0                 | 0.87 | 342                                  | 0.3664                               |
| PY-LB-4 | 3.7                  | 7.7                 | 0.34 | 490                                  | 0.1784                               |
| PY-LB-5 | 5.2                  | 2.2                 | 0.77 | 140                                  | 0.4780                               |
| PY-LB-6 | 3.6                  | 2.9                 | 0.53 | 188                                  | 0.3489                               |
| PY-LB-7 | 2.9                  | 5.0                 | 0.47 | 314                                  | 0.2589                               |
| PY-13-1 | 2.1                  | 15.9                | 1.15 | 821                                  | 0.3972                               |
| PY-13-2 | 5.6                  | 5.0                 | 0.67 | 298                                  | 0.3211                               |
| PY-13-3 | 2.2                  | 10.9                | 0.30 | 695                                  | 0.1447                               |
| PY-13-4 | 4.0                  | 12.0                | 1.30 | 602                                  | 0.4568                               |
| PY-13-5 | 2.1                  | 11.6                | 0.33 | 730                                  | 0.1531                               |
| PY-13-6 | 5.2                  | 9.5                 | 0.60 | 560                                  | 0.2491                               |
| PY-13-7 | 3.7                  | 25.6                | 0.44 | 15496                                | 0.1585                               |
| PY-13-8 | 3.1                  | 7.4                 | 0.45 | 456                                  | 0.2164                               |

| 分析点     | 同位素比值                               |       |                                     |       |                                      |       |
|---------|-------------------------------------|-------|-------------------------------------|-------|--------------------------------------|-------|
|         | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U | 2σ(%) | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U | 2σ(%) | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb | 2σ(%) |
| PY-LB-1 | 0.08667                             | 0.24  | 0.7033                              | 2.1   | 0.05888                              | 0.36  |
| PY-LB-2 | 0.08669                             | 0.21  | 0.7003                              | 1.4   | 0.05861                              | 0.34  |
| PY-LB-3 | 0.08675                             | 0.22  | 0.7070                              | 2.1   | 0.05913                              | 0.59  |
| PY-LB-4 | 0.08675                             | 0.21  | 0.6987                              | 1.4   | 0.05844                              | 0.30  |
| PY-LB-5 | 0.08687                             | 0.47  | 0.7182                              | 5.1   | 0.05999                              | 0.87  |
| PY-LB-6 | 0.08689                             | 0.37  | 0.7110                              | 3.9   | 0.05937                              | 0.81  |
| PY-LB-7 | 0.08695                             | 0.24  | 0.7045                              | 2.3   | 0.05879                              | 0.45  |
| PY-13-1 | 0.08741                             | 0.19  | 0.70441                             | 0.89  | 0.05847                              | 0.25  |
| PY-13-2 | 0.08758                             | 0.27  | 0.7186                              | 2.3   | 0.05953                              | 0.41  |
| PY-13-3 | 0.08762                             | 0.18  | 0.7124                              | 1.1   | 0.05899                              | 0.36  |
| PY-13-4 | 0.08763                             | 0.17  | 0.7005                              | 1.2   | 0.05800                              | 0.25  |
| PY-13-5 | 0.08763                             | 0.17  | 0.7033                              | 1.0   | 0.05824                              | 0.27  |
| PY-13-6 | 0.08767                             | 0.19  | 0.7100                              | 1.2   | 0.05876                              | 0.28  |
| PY-13-7 | 0.08769                             | 0.15  | 0.70699                             | 0.48  | 0.05850                              | 0.13  |
| PY-13-8 | 0.08771                             | 0.20  | 0.7024                              | 1.5   | 0.05810                              | 0.33  |

| 分析点     | 年龄                                       |       |  |       |   |      |
|---------|--|-------|--|-------|---|------|
|         | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (Ma) | 2σ(%) | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U (Ma) | 2σ(%) | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (Ma) | 相关误差 |
| PY-LB-1 | 535.81                                   | 0.23  | 540.8                                    | 1.6   | 563                                       | 0.03 |
| PY-LB-2 | 535.93                                   | 0.20  | 539.0                                    | 1.1   | 553                                       | 0.04 |
| PY-LB-3 | 536.27                                   | 0.21  | 542.9                                    | 1.6   | 572                                       | 0.02 |
| PY-LB-4 | 536.29                                   | 0.20  | 538.0                                    | 1.1   | 546                                       | 0.06 |
| PY-LB-5 | 536.98                                   | 0.45  | 549.6                                    | 4.0   | 603                                       | 0.01 |
| PY-LB-6 | 537.14                                   | 0.36  | 545.4                                    | 3.0   | 581                                       | 0.02 |
| PY-LB-7 | 537.46                                   | 0.23  | 541.5                                    | 1.8   | 559                                       | 0.02 |
| PY-13-1 | 540.20                                   | 0.18  | 541.42                                   | 0.69  | 548                                       | 0.11 |
| PY-13-2 | 541.21                                   | 0.25  | 549.8                                    | 1.8   | 587                                       | 0.04 |
| PY-13-3 | 541.45                                   | 0.17  | 546.14                                   | 0.81  | 567                                       | 0.06 |
| PY-13-4 | 541.50                                   | 0.16  | 539.10                                   | 0.90  | 530                                       | 0.06 |
| PY-13-5 | 541.52                                   | 0.16  | 540.78                                   | 0.78  | 539                                       | 0.08 |
| PY-13-6 | 541.75                                   | 0.18  | 544.74                                   | 0.94  | 558                                       | 0.07 |
| PY-13-7 | 541.86                                   | 0.15  | 542.96                                   | 0.37  | 549                                       | 0.13 |
| PY-13-8 | 542.00                                   | 0.19  | 540.2                                    | 1.2   | 534                                       | 0.03 |

a) (1) Pb<sub>c</sub>代表普通铅, 本文认为其来自实验室本底, \*Pb代表放射性成因铅; (2) 本底扣除采用实验室长期Pb本底同位素比值测定结果: <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=(17.78±0.50)(2σ), <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=(15.31±0.34)(2σ); (3) <sup>205</sup>Pb-<sup>235</sup>U稀释剂采用NIST981 Pb及GBW04205 U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>配制的标准溶液标定, 稀释剂U/Pb比标定误差~0.18%(2RSE)

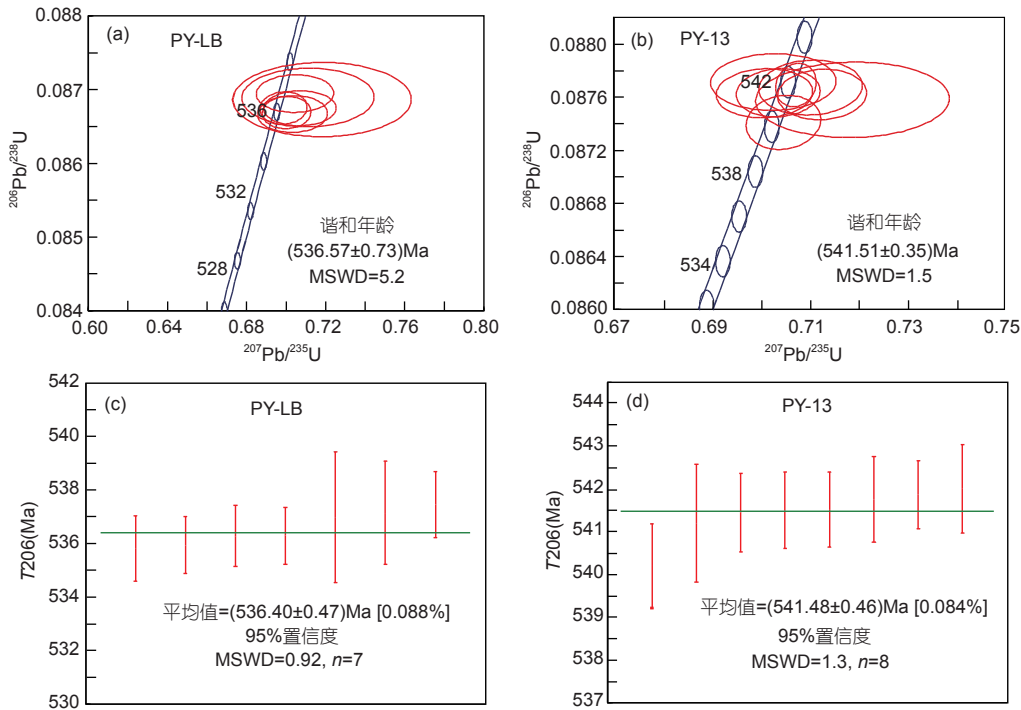


图 4 贵州平引剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩锆石U-Pb年龄测定结果  
数据点椭圆及误差线代表 $2\sigma$ 不确定度, T206表示 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄

表 2 贵州平引剖面留茶坡组顶部硅质岩有机碳同位素组成分析结果

| 样品编号 | $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}(\text{‰})$ | 样品编号  | $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}(\text{‰})$ | 样品编号  | $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}(\text{‰})$ | 样品编号  | $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}(\text{‰})$ |
|------|--|-------|--|-------|--|-------|--|
| LB-1 | -35.12                                       | LB-8  | -29.97                                       | LB-15 | -32.69                                       | LB-22 | -34.68                                       |
| LB-2 | -34.62                                       | LB-9  | -30.62                                       | LB-16 | -29.57                                       | LB-23 | -34.95                                       |
| LB-3 | -35.48                                       | LB-10 | -31.10                                       | LB-17 | -31.27                                       | LB-24 | -34.78                                       |
| LB-4 | -34.81                                       | LB-11 | -29.82                                       | LB-18 | -35.36                                       | LB-25 | -33.88                                       |
| LB-5 | -34.42                                       | LB-12 | -27.95                                       | LB-19 | -35.11                                       | LB-26 | -36.71                                       |
| LB-6 | -29.58                                       | LB-13 | -31.85                                       | LB-20 | -35.34                                       | LB-27 | -34.78                                       |
| LB-7 | -34.02                                       | LB-14 | -32.36                                       | LB-21 | -35.32                                       | LB-28 | -34.65                                       |

架. Zhou等(2018)报道了贵州方隴剖面留茶坡组底部钾质斑脱岩锆石初步的SHRIMP U-Pb年龄( $550\pm 3$ )Ma. Yang等(2017)提供了湖南龙鼻嘴剖面留茶坡组下部钾质斑脱岩锆石精确的CA-ID-TIMS U-Pb年龄( $545.76\pm 0.66$ )Ma. 周明忠等(2013)初步对贵州平引剖面留茶坡组顶部的一层钾质斑脱岩(本研究中老的一层)锆石进行SHRIMP U-Pb定年, 获得的12粒锆石的加权平均年龄为( $536\pm 5$ )Ma, 因而获取了留茶坡组顶部初步的年龄信息. Chen D等(2015)对离平引剖面较近的坝黄剖面留茶坡组顶部火山灰锆石进行SIMS U-Pb年代学研

究, 获得的该火山灰中18粒锆石的加权平均年龄为( $542.6\pm 3.7$ )Ma. 这一年龄结果与周明忠等(2013)的初步结果相互支持, 从而进一步验证了留茶坡组顶部的沉积年龄信息. 然而, 由于目前的SHRIMP/SIMS U-Pb定年技术在年龄精度上只能控制在1%(Ireland和Williams, 2003; 杨亚楠等, 2014), 因而上述留茶坡组顶部两个离子探针U-Pb年龄数据的精度依然较低, 局限了其区域及国际地层对比中的应用. 本研究对周明忠等(2013)研究的平引剖面留茶坡组顶部同一钾质斑脱岩(PY-13)锆石开展了进一步的CA-ID-TIMS U-Pb定

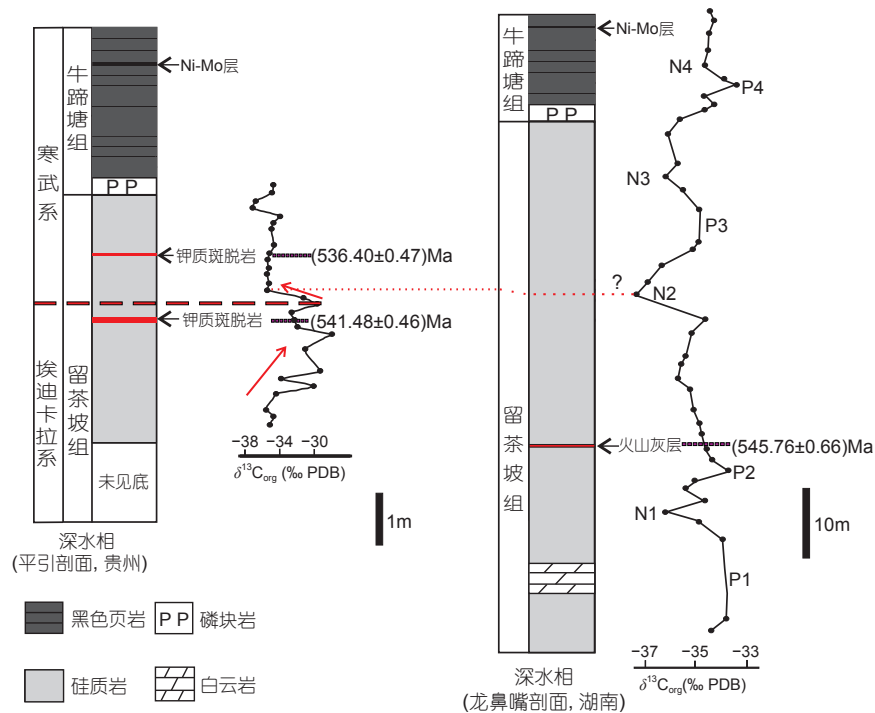


图5 贵州平引剖面留茶坡组顶部与湖南龙鼻嘴剖面留茶坡组有机碳同位素组成变化  
龙鼻嘴剖面有机碳同位素数据引自Wang等(2012), 该剖面高精度年龄数据引自Yang等(2017)

年, 获得的结果为(541.48±0.46/1.1/1.2)Ma. 这一年龄结果在与已有留茶坡组顶部离子探针U-Pb年龄数据在误差范围内基本一致的同时, 其精度得到了明显的提高, 具有更高的地层对比应用价值. 同时, 对该层位上部新发现的一层钾质斑脱岩(PY-LB)中的锆石获得(536.40±0.47/1.1/1.2)Ma的CA-ID-TIMS年龄. 本研究获得的平引剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩锆石CA-ID-TIMS U-Pb年龄, 是对留茶坡组时间框架的重要补充(图5).

上述新的且更为详细的留茶坡组时间框架表明, 华南深水区留茶坡组顶部地层具有极度凝缩的特征, 这可从该区域获得多个锆石U-Pb年龄数据的平引剖面和坝黄剖面得以体现. 平引剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩之间的地层厚1.2m, 据新、老两层钾质斑脱岩的年龄数据可以计算出这段地层的平均沉积速率范围为0.21~0.27mm ka<sup>-1</sup>. 坝黄剖面留茶坡组-牛蹄塘组界线及该界线之下4.15m处凝灰质层的年龄分别为(522.3±3.7)和(542.6±3.7)Ma(Chen D等, 2015), 可以计算出这两个层位之间的地层的平均沉积速率范围为0.16~0.28mm ka<sup>-1</sup>. 前人报道了地质历史时期及现

代海洋存在的极低沉积速率的例子. 现代及全新世黑海的缺氧沉积环境中, 富含有机碳沉积物的沉积速率可低至1mm ka<sup>-1</sup>(Stein, 1990). 华南牛蹄塘组底部地层的多金属富集被研究者们以海洋极低沉积速率(约1mm ka<sup>-1</sup>)成因模式加以解释(Mao等, 2002; Lehmann等, 2007). 留茶坡组顶部地层如此低的沉积速率的成因虽然有待更深入的解释, 但其所处的海平面上升的构造背景(Chen D等, 2015)可能是导致沉积速率变慢的原因之一. 该地层段富有机碳微层黑色页岩的增多、硅质岩有机碳含量的升高、多种金属元素的开始富集(未发表数据)可能是对其具有极低沉积速率的沉积环境的响应.

## 6.2 华南深水区埃迪卡拉系-寒武系界线制约

埃迪卡拉系-寒武系界线的层型剖面和点位(GSSP)于1992年被国际地质科学联合会批准确定在加拿大Newfoundland的Fortune Head剖面遗迹化石*Treptichnus pedum*的首现层位, 具体位置为该剖面Chapel Island组第2段底界之上2.4m处(Brasier等, 1994; Landing, 1994). 然而, 自该层型剖面和点位被批准以

来, 学者们逐渐发现其存在诸多缺陷. 最近, 朱茂炎等(2019)详尽地分析了该层型剖面 and 点位的缺点及全球对比困境, 其中, 他们指出的主要缺陷在于: (1) 由于在最初确定的埃迪卡拉系-寒武系界线之下4.41m处发现遗迹化石 *T. pedum*(Gehling等, 2001), 导致部分学者试图修改寒武系底界的定义(Landing等, 2013; Geyer和Landing, 2016; Buatois, 2018). 然而, 新的定义的含义是模糊的且没有明确具体的点位. (2) 随着生物地层学研究的深入, 发现一些地区遗迹化石 *T. pedum*与典型埃迪卡拉纪生物存在共生(Jensen等, 2000; Jensen和Runnegar, 2005; Macdonald等, 2014), 或者一些地区的 *T. pedum*首现层位位于富含小壳化石层之上(Zhu, 1997; Rogov等, 2015). (3) 由于Fortune Head剖面的岩性以碎屑岩为主, 缺乏可以获得同位素年龄的火山物质层及可以获得碳同位素组成记录的岩性, 因而局限其全球对比.

至今, 不同地质学家在不同地区采用的埃迪卡拉系-寒武系界线的标准不统一(钱逸等, 1996; Zhu, 1997; 张文堂和朱兆玲, 1979; Qian等, 2002; Zhu等, 2001, 2003; Amthor等, 2003; Bowring等, 2007; Khormentovsky和Karlova, 2005; Rozanov等, 2010; Zhamoinda, 2015). 鉴于这一局面, 亟需寻找其他可以广泛对比的埃迪卡拉系-寒武系界线地层标准. 朱茂炎等(2019)列出了多个埃迪卡拉系-寒武系界线潜在对比标志, 具体包括: (1) 遗迹化石 *T. pedum*的首现; (2) 典型寒武纪小壳化石 *Anabarites trisulcatus*和 *Protohertzina anabarica*的首现; (3) 典型寒武纪疑源类 *Asteridium-Heliosphaeridium-Comasphaeridium*(AHC)组合的首现; (4) 碳同位素BACE(BASal Cambrian Carbon Isotope Excursion)负异常事件(Zhu等, 2006), 以及相应层位的同位素年代学研究结果等. 目前, 上述潜在对比标志各自存在一定程度的不确定性, 且它们之间的先后关系尚不十分清楚(朱茂炎等, 2019). 朱茂炎等(2019)强调在上述生物地层标准无法达成共识的情况下, 以BACE作为埃迪卡拉系-寒武系界线识别标志应该作为首选参考标准. 同时, 他们建议界线置于BACE负异常底部, 具体位于碳同位素从埃迪卡拉系一个稳定正值平台期(EPIP)向BACE负异常的转折点上. 朱茂炎等(2019)的这一提议在实践中具有明显的可行性, 理由在于全球各地区埃迪卡拉纪-寒武纪过渡地层中均发现了BACE负异常(Magaritz等, 1986, 1991; Zhang等, 1997; Kimura

等, 1997; Zhu等, 2006, 2017a; Kouchinsky等, 2007; Li等, 2009, 2013; Maloof等, 2010; Smith等, 2016a, 2016b), 因而特别是对于缺乏古生物化石的过渡地层, 可以借助于这一化学地层学标志寻找并确定埃迪卡拉系-寒武系界线.

迄今, 对埃迪卡拉系-寒武系界线的同位素年龄制约已获得一系列进展. 目前国际年代地层表中埃迪卡拉系-寒武系界线采用的年龄(541Ma)来自阿曼Ara群A4C段中的火山灰层锆石U-Pb CA-TIMS年龄. 最先报道的该火山灰层的年龄为(542±0.3)Ma(Amthor等, 2003), 此后, 该年龄数据被先后修订为(541.00±0.13)Ma(Bowring等, 2007)和(541.00±0.29)Ma(Schmitz, 2012). 该火山灰层位于BACE负异常的底部, 但其与遗迹化石 *T. pedum*的先后关系尚不清楚, 且阿曼Ara群记录的BACE负异常不完整, 不排除存在沉积间断的可能(朱茂炎等, 2019). 因此, 目前以该火山灰年龄约束埃迪卡拉系-寒武系界线并非最佳选择. 纳米比亚南部Nama群顶部Spitskopf段上部的火山灰层亦能够提供埃迪卡拉系-寒武系界线参考年龄. 最先报道的Nama群顶部Spitskopf段上部的一火山灰层的锆石U-Pb CA-TIMS年龄为(543.3±1)Ma(Grotzinger等, 1995), 该年龄数据最近被修订为(540.61±0.67)Ma(Schmitz, 2012). Nama群顶部这一火山灰层与典型的埃迪卡拉纪软躯体化石共生(Grotzinger等, 1995), 而且位于埃迪卡拉纪末期碳同位素稳定正值平台期(EPIP)内, 明显低于BACE负异常层位(Wood等, 2015), 其年龄(540.61±0.67Ma)应该为目前埃迪卡拉系-寒武系界线的最大年龄(朱茂炎等, 2019). 最近, Linnemann等(2019)对Nama群顶部Spitskopf段新发现的多层火山灰开展锆石U-Pb CA-ID-TIMS定年, 并将他们建议的该剖面埃迪卡拉系-寒武系界线的年龄约束为538.6~538.8Ma. 中国云南多条剖面埃迪卡拉系-寒武系过渡地层中位于BACE负异常底部的火山灰锆石的初步U-Pb定年结果为540.7~539.6Ma(Zhu等, 2015, 2017b), 这亦表明埃迪卡拉系-寒武系界线年龄应该接近和小于539.6Ma(朱茂炎等, 2019).

华南扬子地台深水区的埃迪卡拉系-寒武系过渡地层(留茶坡组或其相当层位)主要由古生物化石稀缺、富含有机碳的硅质岩构成, 记录了多次有机碳同位素负异常事件. 前人研究已揭示埃迪卡拉纪-寒武纪过渡时期有机与无机碳同位素耦合变化的存在(Kauf-



man和Knoll, 1995; Shen和Schidlowski, 2000; Ishikawa等, 2008; Chen D等, 2015), 因而可以通过有机碳同位素负异常标志寻找和确定华南深水区埃迪卡拉系-寒武系界线. 前人报道了华南深水区留茶坡组或其相当层位的多条剖面相似的有机碳同位素组成数据(Goldberg等, 2007; Guo等, 2007, 2013; Chen等, 2009; Wang等, 2012; 王新强等, 2014), 其中以来自湖南龙鼻嘴剖面留茶坡组的有机碳同位素变化曲线最为完整, 记录了三次正漂移(P1~P3)与三次负漂移(N1~N3)(Wang等, 2012)(图5). 部分研究者(Wang等, 2012; Yang等, 2017; Chen D等, 2015)认为第二次负漂移(N2)等时于BACE负异常, 并将负漂移N2视为华南深水区的埃迪卡拉系-寒武系界线. 这一方案得到了初步的离子探针U-Pb年龄的支持(Chen D等, 2015), 但仍需更多的高精度锆石U-Pb CA-ID-TIMS年龄对其进行制约. 本研究中, 有机碳同位素分析结果显示平引剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩之间的硅质岩记录了一次明显的有机碳同位素负漂移, 且两层钾质斑脱岩的锆石U-Pb CA-ID-TIMS年龄将该负漂移约束在(541.48±0.46/1.1/1.2)Ma和(536.40±0.47/1.1/1.2)Ma之间. 结合前文所阐述的埃迪卡拉系-寒武系界线的潜在对比标志及同位素年代学研究的最新进展, 我们认为平引剖面埃迪卡拉系-寒武系界线应该位于该剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩之间显著的有机碳同位素负漂移层位. 平引剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩之间有机碳同位素负漂移层位为华南深水区首次获得高精度锆石U-Pb CA-ID-TIMS年龄很好地制约的关键层位, 对揭示埃迪卡拉系-寒武系界线附近全球古海洋环境信息具有重要价值.

### 6.3 古海洋环境意义

本研究中, 我们于华南扬子地台深水区平引剖面确定的埃迪卡拉系-寒武系界线这一纽带点对于埃迪卡拉纪-寒武纪过渡时期的全球古海洋环境研究具有重要意义. 在埃迪卡拉纪-寒武纪过渡时期, 海洋生物演化发生了重大变化, 具体表现为伴随着埃迪卡拉纪生物的灭绝, 发生了一个渐进的、多幕式生物辐射过程. 关于生物大灭绝的原因, 学者提出了多种假说(如地外撞击、火山喷发、海洋缺氧等). Wille等(2008)对华南牛蹄塘组底部Ni-Mo层及上覆黑色页岩和阿曼埃迪卡拉系-寒武系界线上覆黑色页岩开展Mo同

位素研究, 认为在埃迪卡拉纪-寒武纪过渡时期, 存在导致埃迪卡拉生物大规模灭绝的由深部富硫化氢海水上涌并于表层水释放硫化氢的全球性缺氧事件. 然而, 一些学者(Jiang等, 2009; Lan等, 2017)质疑了Wille等(2008)提出的发生在埃迪卡拉纪-寒武纪过渡时期的缺氧事件的全球性. 其理由在于, 松林剖面牛蹄塘组底界的火山灰层的锆石SHRIMP U-Pb年龄(532.3±0.7Ma)明显年轻于埃迪卡拉系-寒武系界线年龄. 因此, 以Ni-Mo层作为华南埃迪卡拉系-寒武系界线并与阿曼的埃迪卡拉系-寒武系界线进行对比, 从而支持Wille等(2008)提出的缺氧事件的全球性, 是值得商榷的. Wille等(2009)认为Jiang等(2009)提供的锆石U-Pb年龄数据是采用SHRIMP方法所获得, 可能比如果采用CA-ID-TIMS方法获得的锆石U-Pb年龄数据明显年轻. 因此, Wille等(2009)仍然坚持他们原先提出的观点(Wille等, 2008). 同时, 他们展望对这一科学问题争议的澄清, 有赖于开展进一步的锆石CA-ID-TIMS U-Pb年代学研究(Wille等, 2009). 在本研究中, 我们利用新发现的钾质斑脱岩开展了锆石CA-ID-TIMS U-Pb定年, 所获结果将华南深水区埃迪卡拉系-寒武系界线制约在留茶坡组顶部, 而非其上覆牛蹄塘组底部的Ni-Mo层. 结合位于留茶坡组顶部的埃迪卡拉系-寒武系界线与Ni-Mo层之间不可忽视的垂直距离(图5)及这一地层段极度凝缩的特征, 本研究的结果提示Wille等(2008)在华南古海洋发现的记录于Ni-Mo层及其上覆地层的海洋缺氧事件应不等时于记录于阿曼埃迪卡拉系-寒武系界线附近的海洋缺氧事件. 因此, Wille等(2008)提出的埃迪卡拉系-寒武系界线附近缺氧事件的全球性依然亟需新的有力证据加以支持.

本研究获得的高精度锆石CA-ID-TIMS U-Pb年代学研究结果提示华南埃迪卡拉系-寒武系界线附近的古海洋环境研究应聚焦于留茶坡组顶部地层及其相当层位, 以确定是否存在支持Wille等(2008)提出的埃迪卡拉系-寒武系界线附近的全球海洋缺氧假说的证据. Chen X等(2015)对华南深水区留茶坡组顶部及其相当层位的地层开展了Mo同位素分析, 结果显示该地层段记录的Mo同位素变化趋势与Wille等(2008)报道的记录于阿曼埃迪卡拉系-寒武系界线附近地层的Mo同位素变化趋势相吻合. 因此, 尽管Wille等(2008)在阿曼与中国的埃迪卡拉系-寒武系界线对比问题上值得商榷, 但如果基于本研究建议的华南深水区埃迪卡拉系-寒

武系界线位置方案, Wille等(2008)的假说能够获得来自留茶坡组顶部及其相当层位Mo同位素证据的直接支持(Chen X等, 2015). 华南深水区界线方案对埃迪卡拉系-寒武系界线附近海洋缺氧事件是否存在全球性的争议的这一调和, 与学者们(Wei等, 2018; Wang等, 2018; Li等, 2019)最近基于其他更多的地球化学证据(如 $\delta^{238}\text{U}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 、 $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$ 和 $\Delta^{33}\text{S}_{\text{py}}$ 等指标)提出的华南埃迪卡拉系-寒武系界线附近存在海洋缺氧事件的观点相一致.

## 7 结论

本研究通过对华南扬子地台深水区的贵州平引剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩锆石开展CA-ID-TIMS U-Pb年代学研究, 以及对留茶坡组顶部硅质岩进行有机碳同位素地层学研究, 获得如下结论:

(1) 平引剖面留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩的沉积年龄分别为 $(536.40 \pm 0.47/1.1/1.2)\text{Ma}$ ( $2\sigma$ ,  $n=7$ ,  $\text{MSWD}=0.92$ )和 $(541.48 \pm 0.46/1.1/1.2)\text{Ma}$ ( $2\sigma$ ,  $n=8$ ,  $\text{MSWD}=1.3$ );

(2) 平引剖面埃迪卡拉系-寒武系界线被本研究的有机碳同位素分析结果及同位素年代学结果制约在留茶坡组顶部两层钾质斑脱岩之间显著的有机碳同位素负漂移层位;

(3) 华南扬子地台深水区埃迪卡拉系-寒武系界线的确定提示前人提出的埃迪卡拉系-寒武系界线附近的全球海洋缺氧假说可以从留茶坡组顶部或其相当层位获得证据支持.

**致谢** 中国科学院地质与地球物理研究所冯连君高级工程师、兰中伍副研究员、周锡强副研究员对本工作给予诸多有益建议, 两名匿名审稿人及执行主编提出了使本文水平获得显著提升的建设性意见, 中国科学院地质与地球物理研究所李洪伟工程师在有机碳同位素实验过程中给予技术支持, 贵州师范大学杨桦、张迪协助样品采集, 在此一并致谢.

## 参考文献

储著银, 许俊杰, 陈知, 李潮峰, 李向辉, 贺怀宇, 李献华, 郭敬辉. 2016. 超低本底单颗粒锆石CA-ID-TIMS U-Pb高精度定年方法.

- 科学通报, 61: 1121–1129
- 钱逸, 朱茂炎, 何延贵, 蒋志文. 1996. 再论滇东地区前寒武系与寒武系界线剖面. 微体古生物学报, 13: 225–240
- 杨亚楠, 李秋立, 刘宇, 唐国强, 凌潇潇, 李献华. 2014. 离子探针锆石U-Pb定年. 地学前缘, 21: 81–92
- 王新强, 史晓颖, Jiang G Q, 汤东杰. 2014. 华南埃迪卡拉纪-寒武纪过渡期的有机碳同位素梯度和海洋分层. 中国科学: 地球科学, 44: 1142–1454
- 张文堂, 朱兆玲. 1979. 华北南部及西南部早寒武世猴家山组的三叶虫. 古生物学报, 18: 513–525
- 周传明, 袁训来, 肖书海, 陈哲, 华洪. 2019. 中国埃迪卡拉纪综合地层和时间框架. 中国科学: 地球科学, 49: 7–25
- 周明忠, 罗泰义, 刘世荣, 钱志宽, 邢乐才. 2013. 贵州江口平引老堡组顶部的锆石SHRIMP年龄与对比意义. 中国科学: 地球科学, 43: 1195–1206
- 朱日祥, 李献华, 侯先光, 潘永信, 贺怀宇. 2009. 梅树村剖面离子探针锆石U-Pb年代学: 对前寒武纪-寒武纪界线的年代制约. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 1105–1111
- 朱茂炎, 杨爱华, 袁金良, 李国祥, 张俊明, 赵方臣, Ahn S Y, 苗兰云. 2019. 中国寒武纪综合地层和时间框架. 中国科学: 地球科学, 49: 26–65
- Amthor J E, Grotzinger J P, Schröder S, Bowring S A, Ramezani J, Martin M W, Matter A. 2003. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology*, 31: 431–434
- Bowring S A, Grotzinger J P, Condon D J, Ramezani J, Newall M J, Allen P A. 2007. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman. *Am J Sci*, 307: 1097–1145
- Brasier M D, Corfield R M, Derry L A, Rozanov A Y, Zhuravlev A Y. 1994. Multiple  $\delta^{13}\text{C}$  excursions spanning the Cambrian explosion to the Botomian crisis in Siberia. *Geology*, 22: 455–458
- Buatois L A. 2018. *Treptichnus pedum* and the Ediacaran-Cambrian boundary: Significance and caveats. *Geol Mag*, 155: 174–180
- Canfield D E, Poulton S W, Knoll A H, Narbonne G M, Ross G, Goldberg T, Strauss H. 2008. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. *Science*, 321: 949–952
- Cawood P A, Wang Y, Xu Y, Zhao G. 2013. Locating South China in Rodinia and Gondwana: A fragment of greater India lithosphere? *Geology*, 41: 903–906
- Chen D, Wang J, Qing H, Yan D, Li R. 2009. Hydrothermal venting activities in the Early Cambrian, South China: Petrological, geochronological and stable isotopic constraints. *Chem Geol*, 258: 168–181
- Chen D, Zhou X, Fu Y, Wang J, Yan D. 2015. New U-Pb zircon ages of the Ediacaran-Cambrian boundary strata in South China. *Terra*

- Nova, 27: 62–68
- Chen X, Ling H F, Vance D, Shields-Zhou G A, Zhu M, Poulton S W, Och L M, Jiang S Y, Li D, Cremonese L, Archer C. 2015. Rise to modern levels of ocean oxygenation coincided with the Cambrian radiation of animals. *Nat Commun*, 6: 7142
- Condon D J, Schoene B, McLean N M, Bowring S A, Parrish R R. 2015. Metrology and traceability of U-Pb isotope dilution geochronology (EARTHTIME Tracer Calibration Part I). *Geochim Cosmochim Acta*, 164: 464–480
- Erwin D H, Laflamme M, Tweedt S M, Sperling E A, Pisani D, Peterson K J. 2011. The Cambrian conundrum: Early divergence and later ecological success in the early history of animals. *Science*, 334: 1091–1097
- Feng L, Zhang Q. 2016. The Pre-Sturtian negative  $\delta^{13}\text{C}$  excursion of the Dajiangbian formation deposited on the western margin of Cathaysia Block in south China. *J Earth Sci*, 27: 225–232
- Gehling J G, Jensen S, Droser M L, Myrow P M, Narbonne G M. 2001. Burrowing below the basal Cambrian GSSP, fortune head, Newfoundland. *Geol Mag*, 138: 213–218
- Gerstenberger H, Haase G. 1997. A highly effective emitter substance for mass spectrometric Pb isotope ratio determinations. *Chem Geol*, 136: 309–312
- Geyer G, Landing E. 2016. The Precambrian-Phanerozoic and Ediacaran-Cambrian boundaries: A historical approach to a dilemma. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 448: 311–349
- Goldberg T, Strauss H, Guo Q, Liu C. 2007. Reconstructing marine redox conditions for the Early Cambrian Yangtze Platform: Evidence from biogenic sulphur and organic carbon isotopes. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 254: 175–193
- Grotzinger J P, Bowring S A, Saylor B Z, Kaufman A J. 1995. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science*, 270: 598–604
- Guo Q J, Strauss H, Zhu M Y, Zhang J M, Yang X L, Lu M, Zhao F C. 2013. High resolution organic carbon isotope stratigraphy from a slope to basinal setting on the Yangtze Platform, South China: Implications for the Ediacaran-Cambrian transition. *Precambrian Res*, 225: 209–217
- Guo Q J, Strauss H, Liu C Q, Goldberg T, Zhu M, Pi D, Heubeck C, Vernhet E, Yang X, Fu P. 2007. Carbon isotopic evolution of the terminal Neoproterozoic and early Cambrian: Evidence from the Yangtze Platform, South China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 254: 140–157
- Ireland T R, Williams I S. 2003. Considerations in zircon geochronology by SIMS. *Rev Mineral Geochem*, 53: 215–241
- Ishikawa T, Ueno Y, Komiya T, Sawaki Y, Han J, Shu D, Li Y, Maruyama S, Yoshida N. 2008. Carbon isotope chemostratigraphy of a Precambrian/Cambrian boundary section in the Three Gorge area, South China: Prominent global-scale isotope excursions just before the Cambrian explosion. *Gondwana Res*, 14: 193–208
- Jaffey A H, Flynn K F, Glendenin L E, Bentley W C, Essling A M. 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ . *Phys Rev C*, 4: 1889–1906
- Jensen S, Runnegar B N. 2005. A complex trace fossil from the Spitskop Member (terminal Ediacaran-Lower Cambrian) of southern Namibia. *Geol Mag*, 142: 561–569
- Jensen S, Saylor B Z, Gehling J G, Germs G J B. 2000. Complex trace fossils from the terminal Proterozoic of Namibia. *Geology*, 28: 143–146
- Jiang S Y, Pi D H, Heubeck C, Frimmel H, Liu Y P, Deng H L, Ling H F, Yang J H. 2009. Early Cambrian ocean anoxia in South China. *Nature*, 459: E5–E6
- Jiang S Y, Yang J H, Ling H F, Chen Y Q, Feng H Z, Zhao K D, Ni P. 2007. Extreme enrichment of polymetallic Ni-Mo-PGE-Au in Lower Cambrian black shales of South China: An Os isotope and PGE geochemical investigation. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 254: 217–228
- Kaufman A, Knoll A. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Res*, 73: 27–49
- Khomentovsky V V, Karlova G A. 2005. The Tommotian Stage base as the Cambrian Lower Boundary in Siberia. *Stratigr Geol Correl*, 13: 21–34
- Kimura H, Matsumoto R, Kakuwa Y, Hamdi B, Zibaseresh H. 1997. The Vendian-Cambrian  $\delta^{13}\text{C}$  record, North Iran: Evidence for overturning of the ocean before the Cambrian Explosion. *Earth Planet Sci Lett*, 147: E1–E7
- Kouchinsky A, Bengtson S, Pavlov V, Runnegar B, Torssander P, Young E, Ziegler K. 2007. Carbon isotope stratigraphy of the Precambrian-Cambrian Sukharikha River section, northwestern Siberian platform. *Geol Mag*, 144: 609–618
- Lan Z, Li X H, Chu X, Tang G, Yang S, Yang H, Liu H, Jiang T, Wang T. 2017. SIMS U-Pb zircon ages and Ni-Mo-PGE geochemistry of the lower Cambrian Niutitang Formation in South China: Constraints on Ni-Mo-PGE mineralization and stratigraphic correlations. *J Asian Earth Sci*, 137: 141–162
- Landing E. 1994. Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time. *Geology*, 22: 179–182
- Landing E, Geyer G, Brasier M D, Bowring S A. 2013. Cambrian Evolutionary Radiation: Context, correlation, and chronostratigraphy—Overcoming deficiencies of the first appearance datum (FAD) concept. *Earth-Sci Rev*, 123: 133–172

- Lehmann B, Nägler T F, Holland H D, Wille M, Mao J, Pan J, Ma D, Dulski P. 2007. Highly metalliferous carbonaceous shale and Early Cambrian seawater. *Geology*, 35: 403–406
- Li D, Ling H F, Shields-Zhou G A, Chen X, Cremonese L, Och L, Thirlwall M, Manning C J. 2013. Carbon and strontium isotope evolution of seawater across the Ediacaran-Cambrian transition: Evidence from the Xiaotan section, NE Yunnan, South China. *Precambrian Res*, 225: 128–147
- Li D, Ling H F, Jiang S Y, Pan J Y, Chen Y Q, Cai Y F, Feng H Z. 2009. New carbon isotope stratigraphy of the Ediacaran-Cambrian boundary interval from SW China: Implications for global correlation. *Geol Mag*, 146: 465–484
- Li D, Zhang X, Hu D, Li D, Zhang G, Zhang X, Ling H F, Xu Y, Shen Y. 2019. Multiple S-isotopic constraints on paleo-redox and sulfate concentrations across the Ediacaran-Cambrian transition in South China. *Precambrian Res*, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105500>
- Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, Davidson A, De Waele B, Ernst R E, Fitzsimons I C W, Fuck R A, Gladkochub D P, Jacobs J, Karlstrom K E, Lu S, Natapov L M, Pease V, Pisarevsky S A, Thrane K, Vernikovsky V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Res*, 160: 179–210
- Linnemann U, Ovtcharova M, Schaltegger U, Gärtner A, Hautmann M, Geyer G, Vickers-Rich P, Rich T, Plessen B, Hofmann M, Zieger J, Krause R, Kriesfeld L, Smith J. 2019. New high-resolution age data from the Ediacaran-Cambrian boundary indicate rapid, ecologically driven onset of the Cambrian explosion. *Terra Nova*, 31: 49–58
- Macdonald F A, Pruss S B, Strauss J V. 2014. Trace fossils with spreiten from the Late Ediacaran Nama Group, Namibia: Complex feeding patterns five million years before the Precambrian Cambrian boundary. *J Paleontol*, 88: 299–308
- Magaritz M, Holser W T, Kirschvink J L. 1986. Carbon-isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform. *Nature*, 320: 258–259
- Magaritz M, Kirschvink J L, Latham A J, Zhuravlev A Y, Rozanov A Y. 1991. Precambrian/Cambrian boundary problem: Carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco. *Geology*, 19: 847–850
- Maloof A C, Porter S M, Moore J L, Dudas F O, Bowring S A, Higgins J A, Fike D A, Eddy M P. 2010. The earliest Cambrian record of animals and ocean geochemical change. *Geol Soc Am Bull*, 122: 1731–1774
- Mao J, Lehmann B, Du A, Zhang G, Ma D, Wang Y, Zeng M, Kerrich R. 2002. Re-Os dating of polymetallic Ni-Mo-PGE-Au mineralization in lower Cambrian black shales of South China and its geologic significance. *Econ Geol*, 97: 1051–1061
- Mattinson J M. 2005. Zircon U–Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chem Geol*, 220: 47–66
- Qian Y, Zhu M Y, Li G X, Jiang Z W, Van Iken H. 2002. A supplemental Precambrian-Cambrian boundary global stratotype section in SW China. *Acta Palaeontol Sin*, 41: 19–26
- von Quadt A, Wotzlaw J F, Buret Y, Large S J E, Peytcheva I, Trinquier A. 2016. High-precision zircon U/Pb geochronology by ID-TIMS using new 1013 ohm resistors. *J Anal At Spectrom*, 31: 658–665
- Rogov V I, Karlova G A, Marusin V V, Kochnev B B, Nagovitsin K E, Grazhdankin D V. 2015. Duration of the first biozone in the Siberian hypostratotype of the Vendian. *Rus Geol Geophys*, 56: 573–583
- Rozanov A Y, Khomentovsky V V, Shabanov Y Y, Karlova G A, Varlamov A I, Luchinina V A, Pegel’ T V, Demidenko Y E, Parkhaev P Y, Korovnikov I V, Skorlotova N A. 2010. To the problem of stage subdivision of the Lower Cambrian. *Stratigr Geol Correl*, 16: 1–19
- Schmitz M D. 2012. Radiogenic isotope geochronology. In: Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, Ogg G M, eds. *The Geologic Time Scale 2012*, vol. 2. Amsterdam: Elsevier BV. 115–126
- Shen Y, Schidlowski M. 2000. New C isotope stratigraphy from southwest China: Implications for the placement of the Precambrian-Cambrian boundary on the Yangtze Platform and global correlations. *Geology*, 28: 623–626
- Shields-Zhou G, Zhu M. 2013. Biogeochemical changes across the Ediacaran-Cambrian transition in South China. *Precambrian Res*, 225: 1–6
- Smith E F, Macdonald F A, Petach T A, Bold U, Schrag D P. 2016b. Integrated stratigraphic, geochemical, and paleontological late Ediacaran to early Cambrian records from southwestern Mongolia. *Geol Soc Am Bull*, 128: 442–468
- Smith E F, Nelson L L, Strange M A, Eyster A E, Rowland S M, Schrag D P, Macdonald F A. 2016a. The end of the Ediacaran: Two new exceptionally preserved body fossil assemblages from Mount Dunfee, Nevada, USA. *Geology*, 44: 911–914
- Stein R. 1990. Organic carbon content/sedimentation rate relationship and its paleoenvironmental significance for marine sediments. *Geo-Mar Lett*, 10: 37–44
- Wang D, Ling H F, Struck U, Zhu X K, Zhu M, He T, Yang B, Gamper A, Shields G A. 2018. Coupling of ocean redox and animal evolution during the Ediacaran-Cambrian transition. *Nat Commun*, 9: 2575
- Wang J, Chen D, Yan D, Wei H, Xiang L. 2012. Evolution from an

- anoxic to oxic deep ocean during the Ediacaran-Cambrian transition and implications for bioturbation. *Chem Geol*, 306-307: 129–138
- Wei G Y, Planavsky N J, Tarhan L G, Chen X, Wei W, Li D, Ling H F. 2018. Marine redox fluctuation as a potential trigger for the Cambrian explosion. *Geology*, 46: 587–590
- Wille M, Nägler T F, Lehmann B, Schröder S, Kramers J D. 2008. Hydrogen sulphide release to surface waters at the Precambrian/Cambrian boundary. *Nature*, 453: 767–769
- Wille M, Nägler T F, Lehmann B, Schröder S, Kramers J D. 2009. Wille et al. reply. *Nature*, 459: E6
- Wood R A, Poulton S W, Prave A R, Hoffmann K H, Clarkson M O, Guilbaud R, Lyne J W, Tostevin R, Bowyer F, Penny A M, Curtis A, Kasemann S A. 2015. Dynamic redox conditions control late Ediacaran metazoan ecosystems in the Nama Group, Namibia. *Precambrian Res*, 261: 252–271
- Yang C, Zhu M, Condon D J, Li X H. 2017. Geochronological constraints on stratigraphic correlation and oceanic oxygenation in Ediacaran-Cambrian transition in South China. *J Asian Earth Sci*, 140: 75–81
- Yao W H, Li Z X, Li W X, Li X H, Yang J H. 2014. From Rodinia to Gondwanaland: A tale of detrital zircon provenance analyses from the southern Nanhua Basin, South China. *Am J Sci*, 314: 278–313
- Zhamoïda A I. 2015. General stratigraphic scale of Russia: State of the art and problems. *Rus Geol Geophys*, 56: 511–523
- Zhang J M, Li G X, Zhou C M, Zhu M Y, Yu Z Y. 1997. Carbon isotope profiles and their correlation across the Neoproterozoic-Cambrian boundary interval on the Yangtze Platform, China. *Bull Natl Mus Nat Sci*, 10: 107–116
- Zhou M, Luo T, Huff W D, Yang Z, Zhou G, Gan T, Yang H, Zhang D. 2018. Timing the termination of the Doushantuo negative carbon isotope excursion: Evidence from U-Pb ages from the Dengying and Liuchapo formations, South China. *Sci Bull*, 63: 1431–1438
- Zhu M Y. 1997. Precambrian-Cambrian Trace Fossils from Eastern Yunnan: Implications for Cambrian Explosion. *Bull Natl Mus Nat Sci*, 10: 275–312
- Zhu M Y, Babcock L E, Peng S C. 2006. Advances in Cambrian stratigraphy and paleontology: Integrating correlation techniques, paleobiology, taphonomy and paleoenvironmental reconstruction. *Palaeoworld*, 15: 217–222
- Zhu M Y, Li G X, Zhang J M, Steiner M, Qian Y, Jiang Z W. 2001. Early Cambrian stratigraphy of East Yunnan, southwestern China: A synthesis. *Acta Palaeontol Sin*, 40(Suppl): 4–39
- Zhu M Y, Yang B, Ahn S Y, Tsukui K, Zhuravlev A Yu, Steiner M, Zhao F C, Ramezani J, Wood R A, Bowring S A. 2017b. Insight into the base of the Cambrian: New data from South China and Siberia. In: McIlroy G, ed. Abstract Volume of the International Symposium on the Ediacaran-Cambrian Transition. 135
- Zhu M Y, Zhang J M, Babcock L E, Bowring S A, Ahn S Y, He T C, Yang A H, Li G X, Zhao F C, Yin Z J. 2015. Identification and correlation of the Cambrian base: Problems and potential solutions. In: Gülli E, Piller W E, eds. STRATI 2015, Abstract Ber Inst Erdwiss K-F-Univ Graz, Band 21. 436
- Zhu M Y, Zhang J M, Steiner M, Yang A H, Li G X, Erdtmann B D. 2003. Sinian-Cambrian stratigraphic framework for shallow- to deep-water environments of the Yangtze Platform: An integrated approach. *Prog Nat Sci*, 13: 951–960
- Zhu M Y, Zhuravlev A Y, Wood R A, Zhao F C, Sukhov S S. 2017a. A deep root for the Cambrian explosion: Implications of new bio- and chemostratigraphy from the Siberian Platform. *Geology*, 45: 459–462

(责任编辑: 朱茂炎)