

湘西北寒武纪早期碳同位素异常事件识别： 基于湘张地 1 井地层对比与古环境响应*

彭中勤^{1,2,3} 程青松⁴ 苗凤彬^{1,2,3} 黄亚飞^{1,2,3}

1 中国地质调查局南方复杂构造区页岩油气成藏理论与工程技术创新中心, 湖北武汉 430205

2 中国地质调查局武汉地质调查中心 (中南地质科技创新中心), 湖北武汉 430205

3 中国地质调查局南方复杂构造区页岩气研究中心, 湖北武汉 430205

4 中国石油浙江油田公司, 浙江杭州 310023

摘 要 湘西北地区寒武系留茶坡组与牛蹄塘组发育富有机质页岩, 具有良好的页岩气勘探潜力。针对该区寒武纪早期地层对比精度不足及碳同位素演化机制不明的问题, 基于湘张地 1 井 (井深 2018.25 m, 岩心获取率 98%) 钻井岩心, 系统采集 133 件碳酸盐岩样品开展碳 ($\delta^{13}\text{C}$)、氧 ($\delta^{18}\text{O}$) 同位素演化趋势分析, 并聚焦碳同位素漂移事件及其地层对比意义。该研究在湘西北斜坡相区识别出寒武纪早期 5 次显著的 $\delta^{13}\text{C}$ 负异常 (幅度达 12.1‰) 和 3 次正异常 (幅度近 9‰) 事件, 揭示出其与全球 BACE、ZHUCE 等碳循环事件的同步性。其中埃迪卡拉系—寒武系界线 (BACE 事件) 可与 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移峰值 (-9.8‰) 对应, 与西伯利亚、摩洛哥及华南台地相记录一致; 正漂移事件 (ZHUCE、CARE) 与高有机质丰度层段 (TOC 峰值达 10.5%) 耦合, 表明生物繁盛驱动的碳埋藏增强是 $\delta^{13}\text{C}$ 正漂移的主控因素。据此建立了华南斜坡相寒武纪早期碳同位素地层框架, 其可为区域页岩气勘探甜点区预测提供可靠的化学地层学依据。

关键词 碳同位素 地层对比 古环境 寒武纪 湘西北地区

第一作者简介 彭中勤, 男, 1981 年生, 博士, 正高级工程师, 主要从事页岩气地质调查评价和研究。
E-mail: 17360988@qq.com。

通讯作者简介 程青松, 男, 1990 年生, 博士, 高级工程师, 主要从事油气勘探和地球化学研究工作。
E-mail: qingsongyk@qq.com。

中图分类号: P597 文献标志码: A

Identification of carbon isotope anomaly events in the Early Cambrian of northwestern Hunan Province: based on stratigraphic correlation and paleoenvironmental response from Well Xiangzhangdi-1

PENG Zhongqin^{1,2,3} CHENG Qingsong⁴ MIAO Fengbin^{1,2,3} HUANG Yafei^{1,2,3}

1 Technology Innovation Center for Shale Oil and Gas Accumulation Theory and Engineering in Southern Complex Structural Area, CGS, Wuhan 430205, China

2 Wuhan Center of Geological Survey, CGS, Wuhan 430205, China

* 中国地质调查局地质调查项目 (编号: DD20240047, DD20160179) 和战略性矿产资源调查评价项目 (编号: 2024ZRYJDC017) 联合资助。[Co-funded by the Geological Survey Projects (Nos. DD20240047, DD20160179), and Strategic Mineral Resources Survey and Evaluation Project (No. 2024ZRYJDC017) of China Geological Survey]

收稿日期: 2025-06-30 改回日期: 2025-10-17

3 Shale Gas Research Center for Southern Complex Structural Area, CGS, Wuhan 430205, China

4 Zhejiang Oilfield Company, PetroChina, Hangzhou 310023, China

Abstract During the Early Cambrian, organic-rich shales of the Liuchapo Formation and Niutitang Formation developed in northwestern Hunan, exhibiting good shale gas exploration potential. To address the issues of insufficient precision in Early Cambrian stratigraphic correlation and unclear mechanisms of carbon isotope evolution, this study systematically collected 133 carbonate rock samples from the drilling core of the Well Xiangzhangdi-1 (with a well depth of 2018.25 m and a core recovery rate of 98%). Analyses were conducted on the evolution trends of carbon and oxygen isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$), as well as studies on shift events and stratigraphic correlation. Five negative $\delta^{13}\text{C}$ anomalies (with amplitudes up to 12.1‰) and three positive anomaly events (with amplitudes approaching 9‰) were identified in the Early Cambrian slope facies area of northwestern Hunan, revealing their synchrony with global carbon cycle events such as BACE and ZHUCE. The results show that the Ediacaran-Cambrian boundary (BACE event) corresponds to the peak of negative $\delta^{13}\text{C}$ shift (-9.8‰), consistent with records from Siberia, Morocco, and the South China platform facies. Positive shift events (ZHUCE, CARE) are coupled with intervals of high organic matter abundance (with TOC peak values reaching 10.5%), indicating that enhanced carbon burial driven by biological prosperity is the main controlling factor for positive $\delta^{13}\text{C}$ shifts. This study establishes a carbon isotope stratigraphic framework for Early Cambrian boreholes in the South China slope facies, providing a chemostratigraphic basis for regional shale gas sweet spot prediction.

Key words carbon isotope, stratigraphic correlation, palaeoenvironment, Cambrian, northwestern Hunan Province

About the first author PENG Zhongqin, born in 1981, Ph.D., professorate senior engineer, is engaged in research on shale gas geological investigation, evaluation and research. E-mail: 17360988@qq.com.

About the corresponding author CHENG Qingsong, born in 1990, Ph.D., senior engineer, is engaged in researches on oil and gas exploration and geochemistry. E-mail: qingsongyk@qq.com.

0 引言

20 世纪 80 年代,建立了广泛应用于中国地质调查与科学研究的寒武系 3 统 10 阶年代地层格架 (Chang, 1980)。进入 21 世纪,彭善池和 Babcock (2005)、彭善池 (2006) 等基于华南斜坡相区生物演化事件及海相碳酸盐岩稳定同位素组成,逐步构建了新的中国寒武纪年代地层系统,提出了华南地区 4 统 10 阶划分方案,且该方案于 2013 年经第 4 次全国地层会议确认,成为中国寒武纪区域年代地层标准。近年来,全球寒武系年代地层研究中,海相碳酸盐岩稳定碳同位素演化趋势已成为确定地层界线的关键标志之一 (左景勋等, 2008; 陈永权等, 2020; Wu *et al.*, 2021)。湘西北地区作为寒武系斜坡相典型区,地层发育完整,前人基于其碳酸盐岩稳定同位素演化趋势建立了具有代表性的中

国寒武系生物地层序列标准,确立了包括全球寒武系芙蓉统、排碧阶及古丈阶底界的全球界线层型剖面 and 点位 (GSSP),以及寒武系第九阶、第十阶底界划分的全球标准 (彭善池等, 2004; 彭善池, 2008; Peng *et al.*, 2009),使湘西北地区成为全球寒武系年代地层划分与对比的核心参照区。

在层序地层研究领域,20 世纪 90 年代王鸿祯团队通过“中国古大陆及其边缘层序地层和海平面变化”研究及其系列成果,开创了中国层序地层研究新局面,推动了埃迪卡拉系及下古生界各系地层层序划分与对比的深入。彭善池 (2009) 进一步修订完善了华南斜坡相寒武纪生物地层序列与年代地层系统,并与华北地区进行了对比。

已有研究表明,前寒武系/寒武系、寒武系/奥陶系等关键地层界线附近海相碳酸盐岩的碳同位素

组成常呈现显著漂移特征(陈均远等, 1995; 沈渭洲等, 1997; 左景勋等, 2008; 樊奇等, 2021; 熊轶伟等, 2022)。当前, 针对寒武纪早期碳同位素异常, 存在“全球海平面波动”(Wang *et al.*, 2020)与“区域热液活动”(Zhang *et al.*, 2022)等成因争议, 这可能是由于海洋表层和深层无机碳库存在碳同位素梯度造成的, 而斜坡相区钻孔数据的缺失制约了区域乃至全球地层对比的精度。另外, 前人研究样品多来自地表剖面(个别取自钻孔岩心), 受露头条件限制, 普遍存在样品风化、不新鲜及采样不连续等问题。相较之下, 本次研究所用碳酸盐岩样品均采自地质调查井钻探岩心, 有效规避了上述干扰因素。

本文选取湖南张家界地区寒武系页岩气地质调查井岩心为研究对象, 开展早—中寒武世高精度碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)地层学研究, 旨在揭示该地区寒武世早期 $\delta^{13}\text{C}$ 同位素组成特征及其变化规律, 建立其与区域性乃至全球性分布特征的关联, 从而为华南地区寒武系地层划分与对比提供关键的数据支撑。

1 区域地质背景

湘张地 1 井位于湖南张家界地区(井口坐标: 经度 $110^{\circ}41'42''$, 纬度 $29^{\circ}02'32''$), 距市区约 20 km, 东南毗邻沅麻盆地北缘, 是中国地质调查局武汉地质调查中心 2018 年部署实施的“中扬子地区古生界页岩气地质调查”项目机械岩心钻探井。该井开孔层位为寒武系车夫组, 完钻层位为埃迪卡拉系灯影组, 目的层为寒武系牛蹄塘组富有机质页岩; 井深 2018.25 m, 全井段取心且岩心采取率达 98%, 系统完整地获取了区内早—中寒武世连续沉积序列。构造上, 该井位于扬子板块的东南缘, 隶属于江南弧形构造带西段(陈孝红等, 2022), 整体位于慈利—保靖逆冲推覆体上盘(图 1-a)。研究区经历了加里东—海西期以伸展作用为主导的持续沉积; 自印支期起, 持续遭受周缘地块挤压, 奠定了现今构造格局。其沉积演化可划分为 6 个阶段: 早震旦世—中奥陶世为斜坡—陆棚—盆地沉积; 晚奥陶世—早志留世受加里东运动(广西运动)影响(陈旭等, 2014)发生短期沉积间断; 中泥盆世—三叠纪为持续沉降期; 中侏罗世—早白垩世受印支运动影响强烈抬升改造; 中白垩

世受燕山运动影响经历短暂沉降; 晚白垩世至今则持续抬升。

研究区寒武纪地层出露齐全(图 1-b), 自下而上划分为纽芬兰统、黔东统、苗岭统和芙蓉统(图 2)。除古丈—张家界大坪一线出露元古代地层外, 区内广泛发育古生界海相沉积, 其地层自下而上依次为牛蹄塘组、杷榔组、清虚洞组、敖溪组、花桥组、车夫组、比条组和追屯组(图 2)。与华南、塔里木地区深水相区相比, 埃迪卡拉纪—寒武纪界线地层为碳酸盐沉积, 导致 BACE 事件难以识别(朱茂炎等, 2019)。湘张地 1 井钻孔岩心揭示的留茶坡组、牛蹄塘组及杷榔组等碎屑岩系中, 普遍发育硅质灰岩、泥质灰岩和灰质泥岩条带, 偶夹中层状泥—粉晶灰岩(图 3), 这为识别和对比早寒武世碳同位素异常事件提供了理想的地质载体。前人已针对研究区及其周缘做了大量的地层对比研究(王传尚等, 2012; 朱茂炎等, 2019), 为本研究开展湘西北地区寒武纪早期碳同位素异常事件识别奠定了良好的基础。

2 样品测试与数据可靠性分析

2.1 测试方法

本研究所有碳酸盐岩样品均取自湘张地 1 井钻孔岩心, 采样层位覆盖埃迪卡拉系灯影组顶部至寒武系花桥组下部, 共采集 C、O 同位素样品 133 件。采样间距依据碳酸盐岩实际分布情况确定, 最小间距为 0.55 m, 牛蹄塘组顶部至杷榔组因碳酸盐岩夹层较少, 个别样品间距较大, 为 73.72 m。全井平均采样间距约 6 m, 并严格避开了裂缝和方解石脉发育区, 优先选取未风化的致密岩心段进行采样。

所有样品的 C、O 稳定同位素分析均在中国地质调查局武汉地质调查中心同位素地球化学实验室完成。实验前, 首先将纯净的碳酸盐岩样品研磨至 200 目, 并于烘箱中低温烘烤 2 h 以去除吸附水。冷却后, 称取适量样品置于真空反应器中, 与 100%磷酸进行恒温反应, 其中灰岩在 25°C 下反应 24 h, 白云岩在 70°C 下反应 3 h。反应生成的水分通过冷冻法分离去除, 随后收集纯净的 CO_2 气体进行测试。利用 MAT-251 质谱仪进行 C、O 同位素测试, 分析全过程采用国家标准样

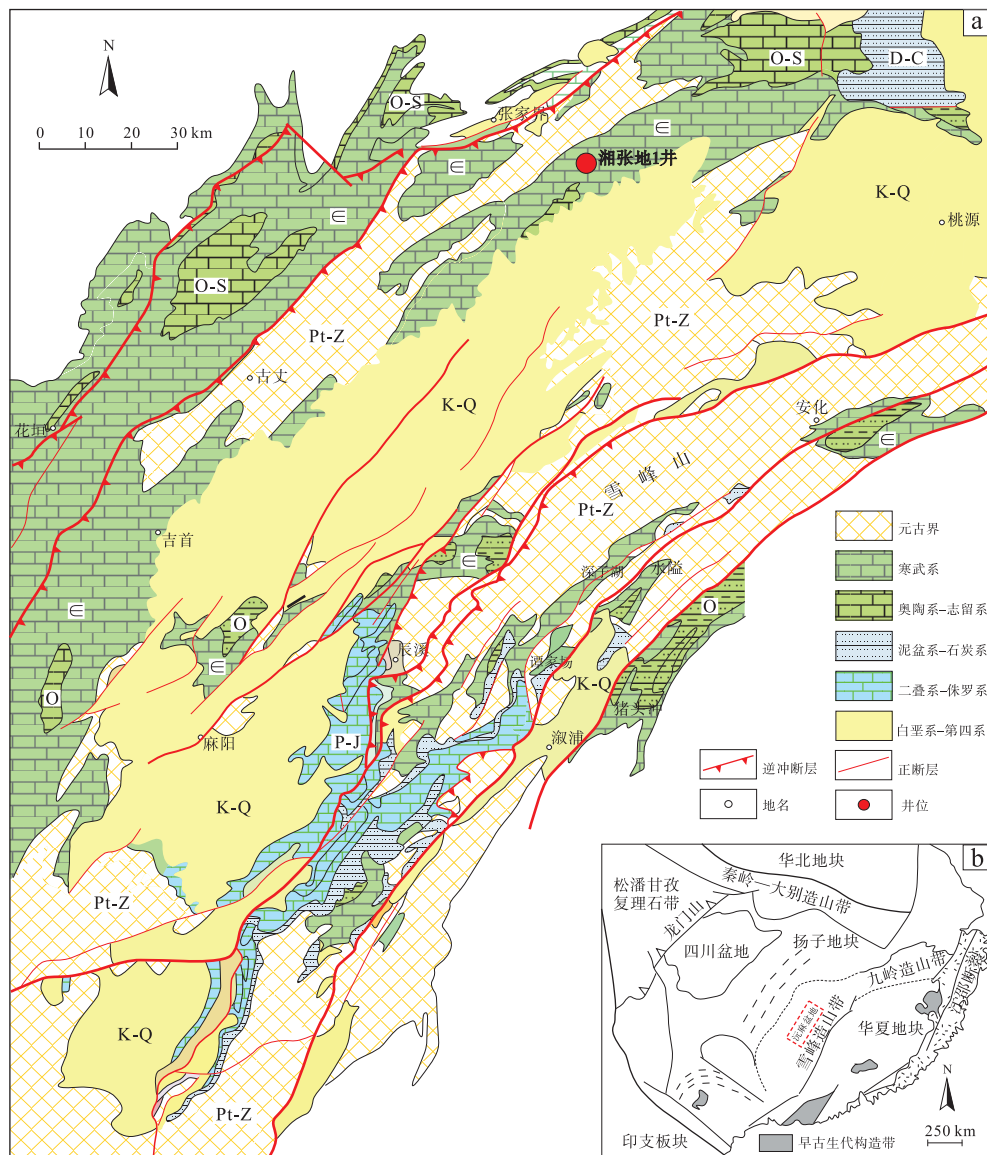


图 1 湖南张家界地区湘张地 1 井位置及区域地质图 (据 Li *et al.*, 2014; Chu and Wei, 2018; 彭中勤等, 2019; 有修改)

Fig. 1 Location of Well Xiangzhangdi-1 and geological map of Zhangjiajie area, Hunan Province
(modified from Li *et al.*, 2014; Chu and Wei, 2018; Peng *et al.*, 2019)

(GBW04406、GBW04417) 和国际标准样 (NBS19) 进行控制, 并间隔选取 17 个样品 (占总样品数的 12.78%) 进行质量监控。测试精度约为 0.10‰, 确保了数据具有良好的重现性。

2.2 数据可靠性分析

由于海相碳酸盐岩碳同位素在成岩过程中受到影响较弱, 基本上保存了原始的同位素信息, 因此被广泛用来研究古海洋的同位素演化特征 (Saltzman *et al.*, 2000; Saltzman, 2002; Buggisch *et al.*, 2008)。然而成岩后期的流体作用、热液蚀变、变

质作用等过程, 可能会显著改变其碳同位素组成。为确保准确获取寒武纪海水的原始碳同位素组成特征, 本研究对碳酸盐岩样品的可靠性进行了系统评估。

原始沉积的海相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值主要受沉积环境控制, 二者无显著相关性, 但在后期成岩作用过程中, 其逐渐向流体同位素组成靠近而丢失原始沉积信息, 因此需开展数据可靠性分析。碳酸盐岩的蚀变程度常通过 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值是否存在正相关进行判别, 如图 4 所示, 湘张地 1 井样品的 C、O 同位素组成离散, 两者无显著线性关系 (R^2

年代地层 (朱茂炎等, 2019)			中国地层表 (2014)			年代地层(王传尚等, 2012)			岩 石 地 层															
									宜昌	咸丰	鹤峰	花垣	张家界	刀背溪	安化	三都	丹寨							
年龄 /Ma		牛车河阶	年龄 /Ma		牛车河阶	年龄 /Ma	上	凤山阶	三游洞群	雾渡河组	耗子沱群	耗子沱群	娄山关组	追屯组	探溪组	探溪组	杨家湾组	三都组	娄山关组					
489.5	芙蓉统	江山阶	489.5	芙蓉统	江山阶	寒武统	寒武统	长山阶																
494		排碧阶	494	芙蓉统	排碧阶			嵩山阶																
497			497					张夏阶																
500.5	苗岭统	古丈阶	500.5	武陵统	古丈阶	中寒武统		徐庄阶	新坪组	孔王溪组	孔王溪组	高台组	高台组	车夫组	污泥塘组	污泥塘组	都柳江组	甲劳组						
504.5		鼓山阶	504.5		王村阶		毛庄阶	覃家庙组						敖溪组										
		乌溜阶			台江阶																			
509			509				510							龙王庙阶					石龙洞组	石龙洞组	清虚洞组	清虚洞组	清虚洞组	渣拉沟组
514	黔东南统	都匀阶	514	黔东南统	都匀阶	沧浪铺阶	天河板组	天河板组	杷榔组	杷榔组	杷榔组	牛蹄塘组	牛蹄塘组	牛蹄塘组	牛蹄塘组	留茶坡组	留茶坡组	老堡组						
		筇竹寺阶			石牌组	石牌组	水井沱组	牛蹄塘组	牛蹄塘组	牛蹄塘组	留茶坡组								留茶坡组	老堡组				
					第竹寺阶	岩家河组															天柱山段	灯影组	灯影组	
520	纽芬兰统	肖滩阶	521	滇东统	梅树村阶	521	梅树村阶																	
528		幸运阶	529		晋宁阶																			
539					541 ± 1			542																

图 2 湖南张家界地区寒武系地层划分与对比

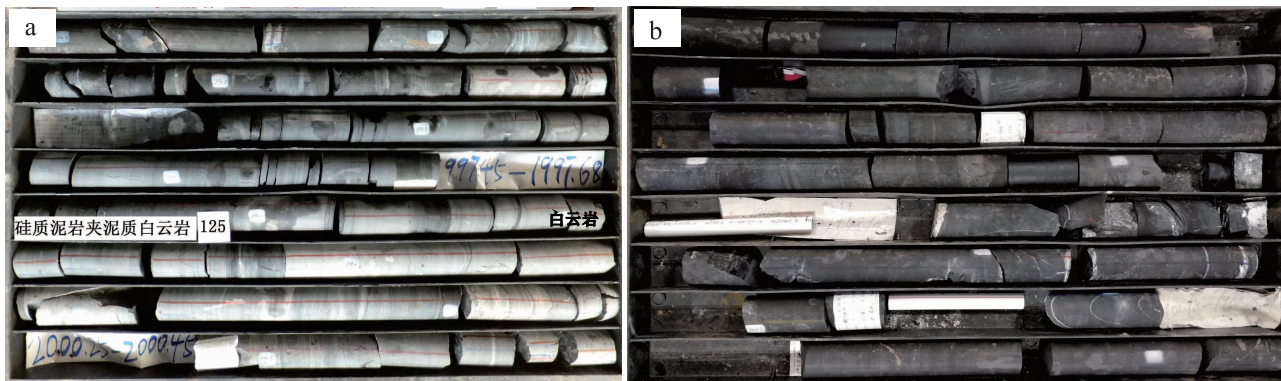
Fig. 2 Subdivision and correlation of the Cambrian in Zhangjiajie area, Hunan Province

=0.1853), 表明样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值未随 $\delta^{18}\text{O}$ 值发生系统性变化。此外, 碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也可以作为识别成岩蚀变作用影响的重要指标(李笑天等, 2024)。湘张地 1 井 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $-11.6\text{‰} \sim -1.7\text{‰}$ 之间, 大部分样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值大于 -10‰ (表 1), 表明成岩作用对同位素影响较小。部分样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值小于 -10‰ , 但均未小于 -12‰ , 主要集中在牛蹄塘组底部滑脱带附近, 接近第 2 次负漂移, 推测与埃迪卡拉系—寒武系界线附近区域性构造滑脱活动导致的跨层及层外流体侵入(刘安等, 2021)有关, 造成原始同位素信息可能失去代表性。尽管存在低 $\delta^{18}\text{O}$ 值样品, 但基于严格的实验质控、合理的采样

策略及详细的地质背景分析, 且 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值无显著相关性(图 4), 认为整体数据可靠性较高, 样品总体反映了原始碳同位素组成变化特征和趋势。部分低 $\delta^{18}\text{O}$ 值可能反映了局部成岩流体的影响, 但并未显著掩盖原始碳同位素信号, 从而为研究寒武纪碳循环提供了有效的支撑数据。

3 碳同位素组成演化趋势

寒武纪作为地球海洋环境与生命演化历程中的关键时期, 经历了多起重大的生物爆发和灭绝事件, 如小壳动物群、古杯动物群的兴衰以及澄江动



a—井深 1994.45~2000.95 m, 灯影组白云岩及留茶坡组硅质泥岩夹泥质白云岩; b—井深 1944.65~1951.15 m, 牛蹄塘组碳质泥岩

图 3 湖南张家界地区湘张地 1 井寒武系岩心照片

Fig. 3 Core photos of the Cambrian from Well Xiangzhangdi-1 in Zhangjiajie area, Hunan Province

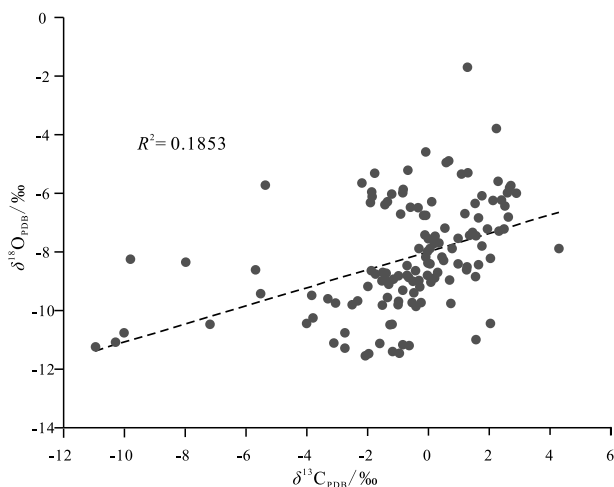


图 4 湖南张家界地区湘张地 1 井寒武系 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值相关性

Fig. 4 Correlation between $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ values of the Cambrian from Well Xiangzhangdi-1 in Zhangjiajie area, Hunan Province

物群的爆发,而这些生物事件伴随有显著的海平面变化(邓嘉婷,2021;杨兴莲,2024)。研究表明,寒武纪共发生了10次显著的稳定同位素组成漂移事件(Zhu *et al.*, 2006),其中6次负漂移事件分别发生于寒武系底界“BACE”(Basal Cambrian Carbon isotope Excursion)、第二阶中部“SHICE”(SHIyantou Carbon isotope Excursion)、第四阶中部“AECE”(Archaeocyathid Extinction Carbon isotope Excursion)、第五阶底部“ROECE”(Redlichiiid-Olenellid Extinction Carbon isotope Excursion)、鼓山阶底部“DICE”(Drumlan Carbon isotope Excursion)和第十阶顶部“TOCE”(Top of

Cambrian Excursion),4次正漂移事件分别出现在第二阶下部“ZHUCE”(ZHUjiaqing Carbon isotope Excursion)、第三阶底部附近“CARE”(Cambrian Arthropod Radiation isotope Excursion)、第四阶下部“MICE”(MINGxinsi Carbon isotope Excursion),以及排碧阶底部“SPICE”(the Steptoean Positive Carbon isotope Excursion)。

湘张地1井碳酸盐岩的C、O稳定同位素测试结果详见表1,纵向变化趋势见图5。样品分析结果显示, $\delta^{13}\text{C}$ 值整体介于 $-11.0\text{‰} \sim +4.3\text{‰}$ 之间(表1),自下而上表现为:灯影组顶部(3件样品)为 $0.6\text{‰} \sim +2.3\text{‰}$,留茶坡组(6件样品)为 $-9.8\text{‰} \sim -0.6\text{‰}$,牛蹄塘组(13件样品)为 $-11.0\text{‰} \sim -0.8\text{‰}$,杷榔组(4件样品)为 $-5.5\text{‰} \sim -1.6\text{‰}$,清虚洞组(42件样品)为 $-5.7\text{‰} \sim -2.9\text{‰}$,敖溪组(56件样品)为 $-3.3\text{‰} \sim +4.3\text{‰}$,花桥组下部(10件样品)为 $-2.2\text{‰} \sim -0.6\text{‰}$ 。综合来看, $\delta^{13}\text{C}$ 值在垂向上表现出多次显著的正、负漂移特征(图5)。

首次负漂移发生于寒武系底界附近, $\delta^{13}\text{C}$ 值自 $+0.6\text{‰}$ 急剧降至 -9.8‰ ,偏移幅度超过 10.4‰ ,其最低值出现在灯影组白云岩之上13.4 m处。第2次负漂移位于留茶坡组上部, $\delta^{13}\text{C}$ 值从 -0.8‰ 快速下降至 -11.0‰ ,构成幅度超过 10‰ 的最大负偏移事件。第3次负漂移发生在清虚洞组中部,幅度相对较小(自 $+2.2\text{‰}$ 降至 -0.7‰),但记录了从正偏移峰值向负偏移的转变过程,其中井深1613.20 m处样品 $\delta^{13}\text{C}$ 值达 -5.7‰ 。第4次(敖溪组下部, $+0.8\text{‰}$ 至 -1.9‰)和第5次(花桥组底

表 1 湖南张家界地区湘张地 1 井寒武系 C、O 稳定同位素测试结果

Table 1 Stable carbon and oxygen isotopic data of the Cambrian from Well Xiangzhangdi-1 in Zhangjiajie area, Hunan Province

序号	样品编号	岩性	深度/m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ /‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ /‰	序号	样品编号	岩性	深度/m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ /‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ /‰
1	XZD-Z ₂ dn-1T	硅质白云岩	2006.95	1.3	-1.7	68	XZD-Є ₂ a-1T	云质砂岩	1550.35	-1.7	-8.8
	XZD-Z ₂ dn-1T *	硅质白云岩	2006.95	1.3	-1.8		XZD-Є ₂ a-1T *	云质砂岩	1550.35	-1.6	-8.6
2	XZD-Z ₂ dn-2T	硅质白云岩	2004.35	2.2	-3.8	69	XZD-Є ₂ a-2T	云质砂岩	1548.50	-0.7	-5.2
3	XZD-Z ₂ dn-3T	硅质白云岩	2000.90	0.6	-4.9	70	XZD-Є ₂ a-3T	云质砂岩	1545.70	-0.9	-11.5
4	XZD-Z ₂ dn-4T	硅质白云岩	1999.20	-1.4	-6.4	71	XZD-Є ₂ a-4T	灰岩	1542.55	-1.3	-10.5
5	XZD-Z ₂ dn-5T	硅质白云岩	1998.15	-1.8	-5.3	72	XZD-Є ₂ a-5T	灰岩	1541.20	-0.2	-9.7
6	XZD-Z ₂ dn-6T	硅质白云岩	1996.60	-5.4	-5.7	73	XZD-Є ₂ a-6T	灰岩	1536.15	0.0	-8.8
7	XZD-Є ₁ n-8T	硅质灰岩	1993.00	-7.2	-10.5	74	XZD-Є ₂ a-7T	灰岩	1528.48	4.3	-7.9
	XZD-Є ₁ n-8T *	硅质灰岩	1993.00	-7.1	-10.6	75	XZD-Є ₂ a-8T	灰岩	1520.40	-1.0	-8.8
8	XZD-Є ₁ n-12T	灰岩	1987.50	-9.8	-8.3	76	XZD-Є ₂ a-9T	灰岩	1515.75	-1.5	-9.0
9	XZD-Є ₁ n-9T	硅质灰岩	1986.95	-2.5	-9.8	77	XZD-Є ₂ a-10T	灰岩	1511.20	-1.9	-8.6
10	XZD-Є ₁ n-10T	硅质灰岩	1985.20	-8.0	-8.4		XZD-Є ₂ a-10T *	灰岩	1511.20	-1.9	-8.6
11	XZD-Є ₁ n-13T	灰岩	1973.00	-2.1	-11.6	78	XZD-Є ₂ a-11T	灰岩	1506.80	-0.7	-8.8
12	XZD-Є ₁ n-14T	灰岩	1969.00	-1.2	-11.4	79	XZD-Є ₂ a-12T	灰岩	1502.90	0.1	-8.4
	XZD-Є ₁ n-14T	灰岩	1969.00	-1.2	-11.5	80	XZD-Є ₂ a-13T	灰岩	1497.45	-0.3	-7.9
13	XZD-Є ₁ n-15T	灰岩	1966.10	-0.8	-11.2	81	XZD-Є ₂ a-14T	灰岩	1492.25	0.3	-8.7
14	XZD-Є ₁ n-16T	灰岩	1962.35	-11.0	-11.2	82	XZD-Є ₂ a-15T	灰岩	1485.30	-0.5	-9.8
15	XZD-Є ₁ n-17T	灰岩	1959.60	-10.3	-11.1	83	XZD-Є ₂ a-16T	灰岩	1481.05	-0.5	-9.7
16	XZD-Є ₁ n-18T	灰岩	1953.40	-10.0	-10.8	84	XZD-Є ₂ a-17T	灰岩	1477.58	-1.0	-9.7
	XZD-Є ₁ n-18T *	灰岩	1953.40	-10.0	-10.9		XZD-Є ₂ a-17T *	灰岩	1477.58	-1.0	-9.7
17	XZD-Є ₁ n-19T	灰岩	1945.75	-4.0	-10.4	85	XZD-Є ₂ a-18T	灰岩	1467.35	-1.2	-10.5
18	XZD-Є ₁ n-21T	灰岩	1916.53	-3.1	-11.1	86	XZD-Є ₂ a-19T	灰岩	1461.10	-3.0	-9.8
19	XZD-Є ₁ n-22T	灰岩	1909.30	-2.8	-10.8	87	XZD-Є ₂ a-20T	灰岩	1456.55	-1.5	-9.8
20	XZD-Є ₁ n-23T	灰岩	1905.00	-3.8	-10.3	88	XZD-Є ₂ a-21T	灰岩	1450.90	-3.3	-9.6
21	XZD-Є ₁ n-24T	灰岩	1892.62	-2.7	-11.3	89	XZD-Є ₂ a-22T	灰岩	1440.85	-1.0	-9.8
22	XZD-P-6T	灰岩	1818.90	-3.8	-9.5	90	XZD-Є ₂ a-23T	灰岩	1434.30	-2.3	-9.7
23	XZD-P-5T	灰岩	1805.70	-1.6	-11.1	91	XZD-Є ₂ a-24T	灰岩	1427.15	-1.3	-9.6
24	XZD-P-4T	灰岩	1796.80	-5.5	-9.4	92	XZD-Є ₂ a-25T	灰岩	1419.10	-1.3	-9.1
25	XZD-P-3T	灰岩	1792.10	-2.0	-11.5	93	XZD-Є ₂ a-26T	灰岩	1415.45	1.3	-8.6
26	XZD-Є ₂ q-1T	灰岩	1721.40	-1.4	-8.9		XZD-Є ₂ a-26T *	灰岩	1415.45	1.3	-8.5
27	XZD-Є ₂ q-2T	灰岩	1719.80	-1.5	-8.7	94	XZD-Є ₂ a-27T	灰岩	1411.25	-1.1	-8.9
28	XZD-Є ₂ q-3T	灰岩	1715.90	-0.3	-9.2	95	XZD-Є ₂ a-28T	灰岩	1405.60	-1.0	-9.8
29	XZD-Є ₂ q-4T	灰岩	1712.50	0.7	-9.0	96	XZD-Є ₂ a-29T	灰岩	1405.05	-1.0	-9.7
30	XZD-Є ₂ q-5T	灰岩	1708.70	-0.4	-8.6	97	XZD-Є ₂ a-30T	灰岩	1400.30	-0.8	-9.3
31	XZD-Є ₂ q-6T	灰岩	1699.35	-0.1	-6.7	98	XZD-Є ₂ a-31T	灰岩	1395.55	-0.5	-9.4
32	XZD-Є ₂ q-7T	灰岩	1692.15	0.1	-9.0	99	XZD-Є ₂ a-32T	灰岩	1390.95	-1.5	-9.0
33	XZD-Є ₂ q-8T	灰岩	1688.90	1.0	-7.5	100	XZD-Є ₂ a-33T	灰岩	1386.40	-0.5	-9.0
34	XZD-Є ₂ q-9T	灰岩	1685.75	0.2	-8.9		XZD-Є ₂ a-33T	灰岩	1386.40	-0.5	-9.0
	XZD-Є ₂ q-9T *	灰岩	1685.75	0.2	-8.8	101	XZD-Є ₂ a-34T	灰岩	1381.05	-1.4	-8.7
35	XZD-Є ₂ q-10T	灰岩	1682.05	1.2	-6.7	102	XZD-Є ₂ a-35T	灰岩	1378.10	-2.0	-9.2
36	XZD-Є ₂ q-11T	灰岩	1678.70	0.5	-8.2	103	XZD-Є ₂ a-36T	灰岩	1372.65	-0.7	-8.5
37	XZD-Є ₂ q-12T	灰岩	1675.30	1.6	-7.4	104	XZD-Є ₂ a-37T	灰岩	1365.50	-0.1	-7.4
38	XZD-Є ₂ q-13T	灰岩	1672.10	2.3	-7.3	105	XZD-Є ₂ a-38T	灰岩	1357.40	0.4	-7.7

						续表 1				
序号	样品编号	岩性	深度/m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ /‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ /‰	序号	样品编号	岩性	深度/m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ /‰
39	XZD- E_{2q} -14T	灰岩	1668.25	2.5	-7.2		XZD- E_{2a} -39T	灰岩	1351.70	0.2
40	XZD- E_{2q} -15T	灰岩	1665.10	2.6	-6.8	106	XZD- E_{2a} -39T*	灰岩	1351.70	0.2
41	XZD- E_{2q} -16T	灰岩	1662.80	2.7	-5.8	107	XZD- E_{2a} -40T	灰岩	1346.90	0.0
	XZD- E_{2q} -16T*	灰岩	1662.80	2.7	-5.7	108	XZD- E_{2a} -41T	灰岩	1339.20	1.0
42	XZD- E_{2q} -17T	灰岩	1660.05	2.5	-6.4	109	XZD- E_{2a} -42T	灰岩	1333.30	1.3
43	XZD- E_{2q} -18T	灰岩	1657.00	2.7	-5.8	110	XZD- E_{2a} -43T	灰岩	1326.80	1.8
44	XZD- E_{2q} -19T	灰岩	1654.30	2.9	-6.0	111	XZD- E_{2a} -44T	灰岩	1322.20	1.4
45	XZD- E_{2q} -20T	灰岩	1649.60	2.6	-6.0	112	XZD- E_{2a} -45T	灰岩	1314.60	1.9
46	XZD- E_{2q} -21T	灰岩	1645.58	2.4	-6.2		XZD- E_{2a} -45T*	灰岩	1314.60	2.0
47	XZD- E_{2q} -22T	灰岩	1641.20	2.3	-5.6	113	XZD- E_{2a} -46T	灰岩	1310.50	1.6
48	XZD- E_{2q} -23T	灰岩	1636.30	2.1	-6.2	114	XZD- E_{2a} -47T	灰岩	1304.53	0.7
49	XZD- E_{2q} -24T	灰岩	1630.45	1.8	-6.1	115	XZD- E_{2a} -48T	灰岩	1296.70	1.7
	XZD- E_{2q} -24T*	灰岩	1630.45	1.8	-6.1	116	XZD- E_{2a} -49T	灰岩	1289.80	2.0
50	XZD- E_{2q} -25T	灰岩	1626.30	1.5	-6.4	117	XZD- E_{2a} -50T	白云岩	1282.70	1.6
51	XZD- E_{2q} -26T	灰岩	1622.00	0.2	-7.5	118	XZD- E_{2a} -51T	白云岩	1275.40	0.5
52	XZD- E_{2q} -27T	灰岩	1619.00	-0.7	-8.9		XZD- E_{2a} -51T*	白云岩	1275.40	0.5
53	XZD- E_{2q} -28T	灰岩	1613.20	-5.7	-8.6	119	XZD- E_{2a} -52T	白云岩	1269.10	-0.1
54	XZD- E_{2q} -29T	灰岩	1608.80	-0.4	-9.9	120	XZD- E_{2a} -53T	白云岩	1262.30	0.1
55	XZD- E_{2q} -30T	灰岩	1603.80	-0.3	-9.0	121	XZD- E_{2a} -54T	白云岩	1256.40	0.1
56	XZD- E_{2q} -31T	灰岩	1600.43	0.0	-8.0	122	XZD- E_{2a} -55T	白云岩	1250.30	-0.1
	XZD- E_{2q} -31T*	灰岩	1600.43	0.0	-8.0	123	XZD- E_{2a} -56T	白云岩	1240.60	-0.9
57	XZD- E_{2q} -32T	灰岩	1594.80	-0.1	-4.6	124	XZD- E_{2a} -57T	灰岩	1238.70	-0.6
58	XZD- E_{2q} -33T	灰岩	1590.70	-0.3	-6.5	125	XZD- E_{2a} -58T	灰岩	1232.40	-1.3
59	XZD- E_{2q} -34T	灰岩	1587.45	0.0	-8.4	126	XZD- E_{2a} -59T	灰岩	1227.55	-1.9
60	XZD- E_{2q} -35T	灰岩	1582.45	0.5	-7.2	127	XZD- E_{2a} -60T	灰岩	1225.25	-2.2
61	XZD- E_{2q} -36T	灰岩	1579.60	2.1	-8.2	128	XZD- E_{2a} -61T	灰岩	1219.40	-1.9
62	XZD- E_{2q} -37T	泥晶白云岩	1575.00	1.7	-6.8		XZD- E_{2a} -61T*	灰岩	1219.40	-1.9
	XZD- E_{2q} -37T*	泥晶白云岩	1575.00	1.7	-6.9	129	XZD- E_{2a} -62T	灰岩	1209.20	-1.9
63	XZD- E_{2q} -38T	泥晶白云岩	1572.00	1.5	-7.3	130	XZD- E_{2a} -63T	灰岩	1201.20	-1.2
64	XZD- E_{2q} -39T	泥晶白云岩	1565.60	1.3	-5.3	131	XZD- E_{2a} -64T	灰岩	1195.40	-0.8
65	XZD- E_{2q} -40T	泥晶白云岩	1560.95	1.1	-5.3	132	XZD- E_{2a} -65T	灰岩	1192.20	-0.8
66	XZD- E_{2q} -41T	泥晶白云岩	1554.60	0.7	-4.9	133	XZD- E_{2a} -66T	灰岩	1184.55	-0.6
67	XZD- E_{2q} -42T	泥晶白云岩	1553.30	0.8	-7.9	注：* 为质量监控样品,共 17 件				

部，+0.1‰至-1.9‰）负漂移幅度亦较小。

正漂移事件方面，首次发生在留茶坡组中部， $\delta^{13}\text{C}$ 值自-9.8‰快速回升至-0.8‰。第 2 次（大致位于牛蹄塘组中下部）则相对较弱且不甚明显。第 3 次位于清虚洞组中下部， $\delta^{13}\text{C}$ 值自 -1.5‰ 上升至 2.9‰。

总体来说，虽因沉积环境、陆源有机质输入、后期成岩作用等因素干扰，局部层段碳同位素与全球碳同位素波动存在时间、方向和幅度的区域性差异，但整体上与全球寒武纪早期稳定同位素漂移事

件基本同步，其中最大负偏移见于留茶坡组上部，而最大正偏移则出现在清虚洞组中下部。

4 碳同位素漂移事件与地层对比

碳同位素漂移事件是地质记录中指示全球碳循环剧烈波动的重要标志。研究表明，全球气候变化、大规模海平面升降、生命大爆发与生物灭绝等重大地质事件均显著影响海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 漂移。具体而言，在海平面缓慢下降时期，生物繁盛

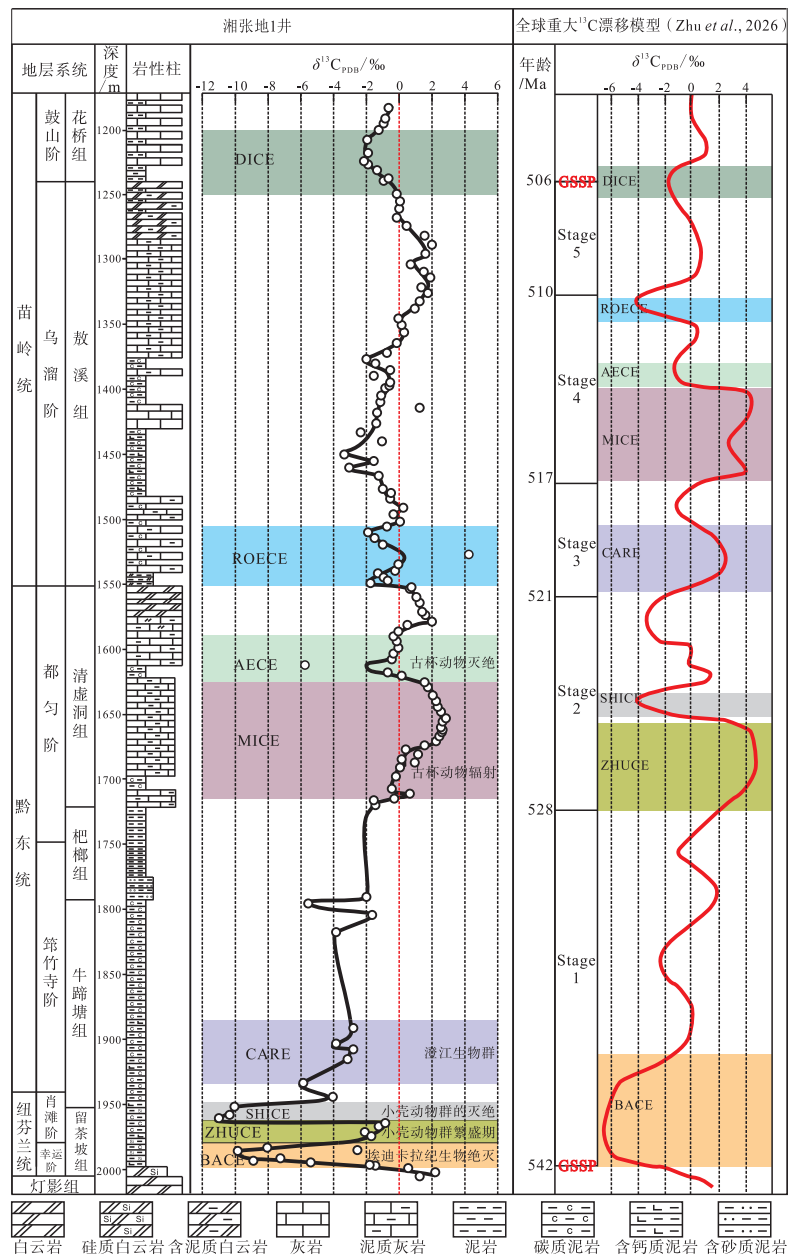


图 5 湖南张家界地区湘张地 1 井寒武系 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 变化特征

Fig. 5 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ variation of the Cambrian from Well Xiangzhangdi-1 in Zhangjiajie area, Hunan Province

并通过死亡埋藏将大量有机质快速封存, 促使海水中 ^{13}C 浓度升高, 此时形成的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值则偏高; 反之, 海平面的大规模升降可引发生物绝灭, 导致海水中 ^{13}C 浓度降低, 相应沉积的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏低 (左景勋等, 2008)。在全球多个板块 (如华南、华北、西伯利亚、摩洛哥) 的浅水与深水相寒武纪地层中, 已识别出诸如 BACE、SHICE、ROECE 和 DICE 等一系列碳同位素漂移事件 (樊茹等, 2011; 樊奇等, 2021; Zhang et al., 2022)。

这些事件不仅是揭示古环境演变的灵敏指标, 更构成了地层对比的关键时间锚点。因此, 精确识别碳同位素异常, 对于提升缺乏化石证据的白云岩地层以及全球各板块间地层对比的精度具有至关重要的意义。

湘张地 1 井碳酸盐岩记录的首次 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移事件 (BACE) 发生于留茶坡组底界附近, 前人针对距湘张地 1 井约 80 km 的杨家坪剖面埃迪卡拉系—寒武系界线附近开展了地层古生物、沉积环境等

方面的研究工作（丁伟明和钱逸，1988；郭成贤等，1993；肖传桃等，1998；陈孝红和汪啸风，2000），建立了 2 个小壳化石组合，下组合为 *Eocumaria-Huangshandongella*，时代属埃迪卡拉纪晚期，而上组合则产出典型早寒武世小壳化石 *Protohertzina-Kaiyangites*，上、下组合之间为埃迪卡拉—寒武界线，与云南梅树村剖面梅树村组小壳化石带 A/B 完全对应。这与贵州、云南、湖南、浙江等地 Ni-Mo 矿层下部相对应，与最新国际地层委员会确认的前寒武纪—寒武纪界线 542 Ma 时限相当（毛景文等，2001；王天顺等，2025）。BACE 事件在岩心上表现为从埃迪卡拉系顶部（井深 2004.35 m）的白云岩与硅质白云岩层段，延续至留茶坡组底部（井深 1987.50 m）的硅质岩、泥岩、钙质泥岩及碳质泥岩层段， $\delta^{13}\text{C}$ 值由 +2.3‰ 急剧降至 -9.8‰，漂移幅度达 12.1‰；此段 $\delta^{13}\text{O}$ 值

介于 -10.5‰ ~ 1.7‰，表明后期成岩作用对样品影响较小。此次负漂移可能反映了埃迪卡拉纪末期甲烷水合物分解（Kennedy *et al.*, 2001；陈孝红等，2018）或有机碳埋藏中断（Sahoo *et al.*, 2012）导致海水溶解无机碳（DIC）中 ^{12}C 富集的过程。寒武系底界 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移（幅度 > 10‰）在西伯利亚（Khomentovsky *et al.*, 2020）、摩洛哥（Maloof *et al.*, 2010）及华南台地相区（朱茂炎等，2021）均有广泛记录。湘张地 1 井记录的 BACE 事件与云南梅树村剖面（Zhu *et al.*, 2006）、永善肖滩剖面（周传明等，1997）、镇雄 ZK001 井（刘文杰等，2024）以及贵州铜仁四方井剖面（陈灿，2022）的同期事件（误差 $\pm 0.5\text{‰}$ ）同步，表明其受控于全球性碳库扰动（图 6）。这次 $\delta^{13}\text{C}$ 值负漂移可与“BACE”事件（Zhu *et al.*, 2006）对应，该事件也引起了 *Acritarchs* 等大多数埃迪卡拉纪生物绝灭

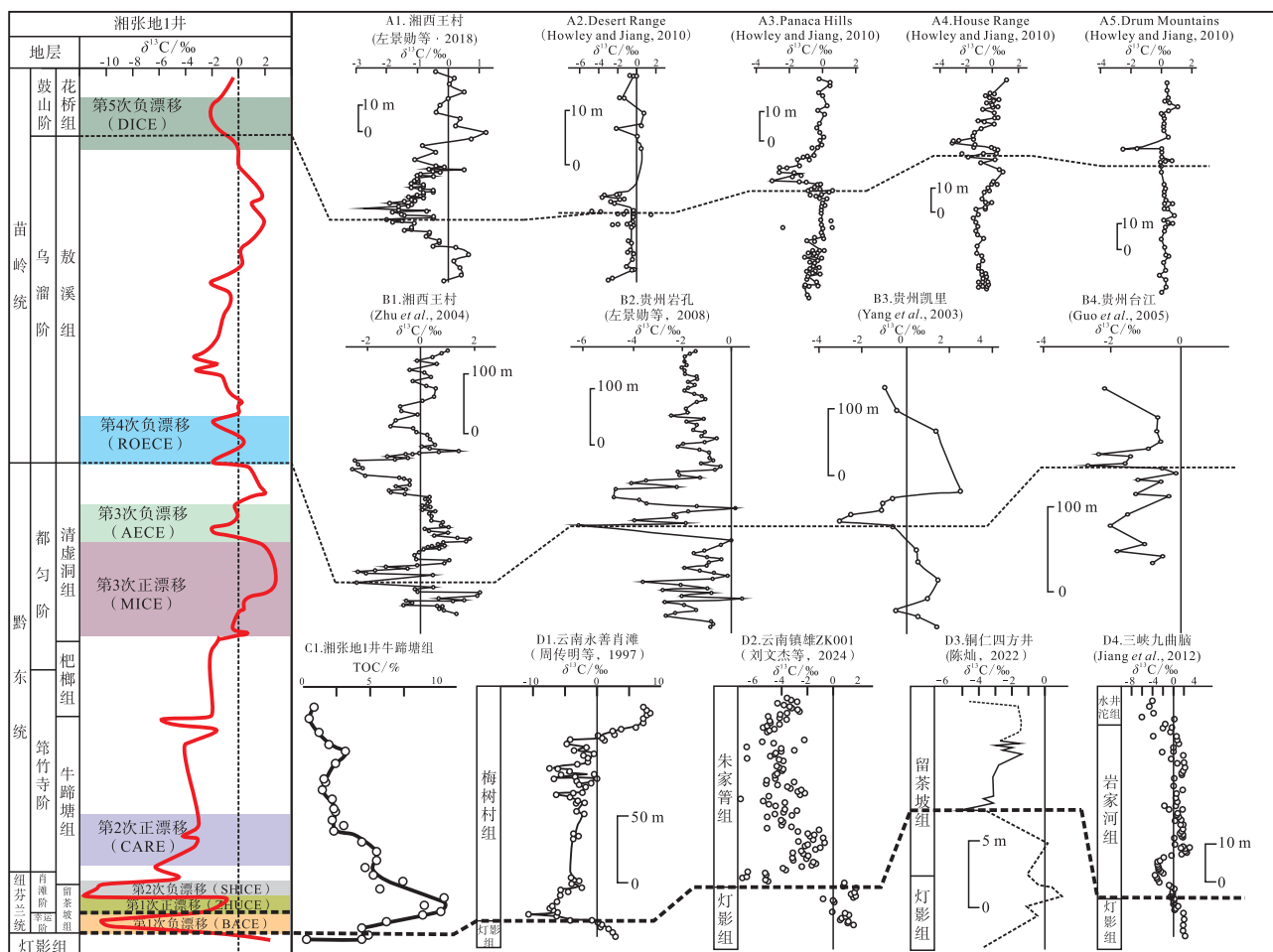


图 6 湖南张家界地区湘张地 1 井寒武纪早期碳同位素组成演化趋势及地层对比

Fig. 6 Evolutionary trend of the Early Cambrian carbon isotopic composition and stratigraphic correlation diagram of Well Xiangzhangdi-1 in Zhangjiajie area, Hunan Province

(樊茹等, 2011), 是界定寒武系底界的重要标志。

首次显著的 $\delta^{13}\text{C}$ 值正漂移 (ZHUCE 事件) 发生于留茶坡组中部 (井深 1987.5~1966.1 m), 年龄介于 528—521 Ma 之间 (樊茹等, 2011)。该段 $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -9.8‰ 急剧上升至 -0.8‰ , 漂移幅度近 9‰ 。该事件可与全球 “ZHUCE” 事件 (Zhu *et al.*, 2006) 对比, 并与宜昌地区台地相小壳动物群繁盛期 (彭善池, 2009) 及西伯利亚 Nemakit-Daldynian 阶的生物辐射事件 (Kouchinsky *et al.*, 2012) 相对应, 生物地层学上吻合于华南小壳动物化石 *Paragloborilus-Siphonochites* 带 (樊茹等, 2011)。钻井岩心揭示留茶坡组岩性表现为硅质含量减少、泥岩及钙质泥岩增多, 且碳质泥岩中总有机碳 (TOC) 含量快速升高 (图 6), TOC 值由 0.2% 快速增至 10.5% 。这些特征表明湖南张家界地区发生了一次与全球同步的较大规模缺氧事件 (彭中勤等, 2019), 其很可能源于寒武系早期生物的大量繁盛, 促进了有机质的埋藏保存, 从而显著提升古海水中无机碳的 ^{13}C 含量, 使富 ^{13}C 的有机碳以生命体的形式被大量封存 (樊茹等, 2011)。

第 2 次 $\delta^{13}\text{C}$ 值负漂移事件 (SHICE) 发生于留茶坡组顶部 (井深 1966.10~1981.05 m), 年龄大于 521 Ma, 岩性以黑色碳质泥岩、钙质泥岩夹硅质泥岩为主。此次事件中, $\delta^{13}\text{C}$ 值从 -0.8‰ 快速下降至 -11.0‰ , 漂移幅度达 10.1‰ , 虽漂移幅度较 BACE 事件小, 但 $\delta^{13}\text{C}$ 值更低。 $\delta^{13}\text{C}$ 大幅负偏一般对应生物灭绝的峰值期, 最大的 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移可能受成岩作用影响, 导致部分样品原始沉积信息缺失, 但从上、下层段 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化趋势, 以及相关层段 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值非线性变化特征值 ($R^2 = 0.013$) 来看, 负漂移是存在的, 最大的负漂移亦有可能反映了生物灭绝、氧化还原条件、上升流等共同作用的结果 (王丹等, 2016; 金承胜, 2017)。这一负漂移标志着 “SHICE” 事件的发生, 对应于小壳动物群的灭绝事件。此次事件之后, 页岩中有机质丰度亦呈下降趋势, 逐渐降低至约 5.5% (图 6)。

第 2 次 $\delta^{13}\text{C}$ 值正漂移事件 (CARE) 发生在牛蹄塘组下部 (接近第三阶底部, 井深 1935.20~1792.10 m), 年龄接近 521 Ma。该段岩性以碳质泥岩为主, 夹少量钙质泥岩及灰岩条带。受钙质夹

层稀缺所限, 仅获取 9 件样品, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值从 -5.8‰ 逐渐增至 -1.6‰ , 漂移幅度为 4.2‰ , 表现为从留茶坡组到牛蹄塘组 $\delta^{13}\text{C}$ 值呈逐渐正漂移的趋势。该层段有机质丰度较高, 总有机碳含量 (TOC) 介于 $1.5\% \sim 7.4\%$ 之间, 而正漂移事件与下部高 TOC 层段相吻合。此次正漂移大致对应于 “CARE” 事件, 并与澄江动物群 (寒武纪大爆发主幕) 同期。该事件可能反映了生物泵效率的提升 (Shields *et al.*, 2022)。与台地相 (增幅约 $+3.5\text{‰}$) 相比, 斜坡相区 $\delta^{13}\text{C}$ 增幅较低, 可能反映了沉积环境差异对碳循环响应的调制作用。

第 3 次 $\delta^{13}\text{C}$ 值正漂移 (MICE) 发生在清虚洞组中下部 (第四阶中下部), 年龄小于 517 Ma。该层段岩性为含泥质灰岩夹碳质泥岩, $\delta^{13}\text{C}$ 值从 -1.5‰ 逐渐升高至 $+2.6\text{‰}$, 漂移幅度为 4.1‰ , 低于同期台地相区 ($+5.5\text{‰}$)。这一差异揭示了水深梯度对碳同位素信号的分异效应。此次 $\delta^{13}\text{C}$ 值正漂移事件大致与 “MICE” 事件大致相当, 并与古杯动物群在此层位的大量繁盛同步 (王丹等, 2016)。

第 3 次 $\delta^{13}\text{C}$ 值负漂移 (AECE) 发生在清虚洞组中上部, 大致相当于第四阶中部附近。 $\delta^{13}\text{C}$ 值从 $+2.2\text{‰}$ 下降至 -0.7‰ (1 件样品 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -5.7‰), 整体上 $\delta^{13}\text{C}$ 值漂移幅度不大。此次负漂移大致与 “AECE” 事件相当, 与古杯动物群的大规模灭绝相对应。

第 4 次 $\delta^{13}\text{C}$ 值负漂移 (ROECE) 发生在敖溪组底部附近 (大致对应于第五阶底部), 即都匀阶与乌溜阶界线附近, 年龄大于 510 Ma。该段 $\delta^{13}\text{C}$ 值从 $+0.8\text{‰}$ 显著下降至 -1.9‰ 。尽管研究区漂移幅度相对较小, 但该事件可与贵州岩孔地区记录的幅度达 6.0‰ 左右的显著负漂移 (图 6-B2) 相对比, 与 “ROECE” 事件相当。随后, 在敖溪组上部的含泥质灰岩、含泥质白云岩层段中, $\delta^{13}\text{C}$ 值呈现逐步上升趋势。

第 5 次 $\delta^{13}\text{C}$ 值负漂移事件 (DICE) 发生于敖溪组与花桥组界线 (即鼓山阶底界) 附近, 年龄 506 Ma 附近。该次事件 $\delta^{13}\text{C}$ 值从敖溪组上部 $+2.0\text{‰}$ 下降至 -1.9‰ , 负漂移幅度近 4‰ 。此次漂移幅度与湘西王村剖面 (图 6-A1)、美国犹他州 Desert Range、Panaca Hills、House Range、Drum Mountains 等剖面的记录相当。在王村剖面, 此事件对应于球接子类三叶虫 *Ptychagnostus atvius* 的首

现层位(左景勋等, 2018)。因此, 本次负漂移事件可基本对应于“DICE”事件, 并可作为全球寒武系第三统鼓山阶年代地层划分的重要标志。

5 结论

1) 基于湘西北地区湘张地1井寒武系早期岩心样品的碳氧同位素分析结果, 并结合碳同位素漂移事件与岩石地层对比, 在扬子板块东南缘斜坡相区识别出5次 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移(最大幅度达12.1‰)和3次正漂移事件。这些事件可与华北、华南乃至全球寒武系 $\delta^{13}\text{C}$ 演化趋势进行对比, 涵盖了BACE、ZHUCE、SHICE、CARE、MICE、AECE、ROECE、DICE等全球标志性碳同位素漂移事件。

2) 在湘西北斜坡相地层中, 埃迪卡拉系—寒武系界线可置于留茶坡组下部。该界线距下伏灯影组白云岩及硅质白云岩顶约7 m, 附近岩性为硅质岩夹泥岩和钙质泥岩, 记录了显著的 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移事件(BACE), 峰值达-9.8‰。湘张地1井BACE事件具有全球性特征, 可作为界定寒武系底界的重要标志。

3) 湘张地1井寒武纪早期 $\delta^{13}\text{C}$ 正漂移事件(ZHUCE、CARE)与高总有机碳(TOC)层段吻合, TOC峰值分别达到10.5%和7.4%。这些富有机质层主要发育于留茶坡组中部和牛蹄塘组中下部, 为区域页岩气甜点区预测提供了重要的岩石地层学与化学地层学识别标志。

参考文献 (References)

- 陈灿. 2022. 扬子地台东南缘埃迪卡拉系—寒武系界线和化石群演化研究. 中国地质大学博士学位论文. [Chen C. 2022. The Ediacaran-Cambrian boundary and evolution of the fossil assemblage in the southeastern margin of the Yangtze platform. Doctoral dissertation of China University of Geosciences]
- 陈均远, 张俊明, R S 尼柯尔, G S 诺兰. 1995. 中国大阳盆寒武—奥陶系界线地层碳酸盐岩碳、氧同位素及其与牙形类演化序列相关性. 古生物学报, 34(4): 393-409. [Chen J Y, Zhang J M, Nicoll R S, Nowlan G S. 1995. Carbon and oxygen isotopes in carbonate rocks within Cambrian-Ordovician boundary interval at dayangcha, China. *Acta Palaeontologica Sinica*, 34(4): 393-409]
- 陈孝红, 汪啸风. 2000. 湘西地区晚震旦世—早寒武世黑色岩系的生物和有机质及其成矿作用. 华南地质与矿产, 16(1): 16-23. [Chen X H, Wang X F. 2000. Biota and organic matter in Late Sinian and Early Cambrian black rock series of west Hunan and their significance to metallization. *Geology and Mineral Resources of South China*, (1): 16-23]
- 陈孝红, 危凯, 张保民, 李培军, 李海, 刘安, 罗胜元. 2018. 湖北宜昌寒武系水井沱组页岩气藏主控地质因素和富集模式. 中国地质, 45(2): 207-226. [Chen X H, Wei K, Zhang B M, Li P J, Li H, Liu A, Luo S Y. 2018. Main geological factors controlling shale gas reservoir in the Cambrian Shuijingtuo Formation in Yichang of Hubei Province as well as its enrichment patterns. *Geology in China*, 45(2): 207-226]
- 陈孝红, 李海, 苗凤彬, 罗胜元. 2022. 中扬子古隆起周缘寒武系页岩气赋存方式与富集机理. 华南地质, 38(3): 394-407. [Chen X H, Li H, Miao F B, Luo S Y. 2022. Occurrence model and enrichment mechanism of Cambrian shale gas around paleo-uplift in the mid-Yangtze region. *South China Geology*, 38(3): 394-407]
- 陈旭, 樊隽轩, 陈清, 唐兰, 侯旭东. 2014. 论广西运动的阶段性. 中国科学: 地球科学, 44(5): 842-850. [Chen X, Fan J X, Chen Q, Tang L, Hou X D. 2014. Toward a stepwise Kwangsi Orogeny. *Scientia Sinica (Terrae)*, 44(5): 842-850]
- 陈永权, 黄金华, 杨鹏飞, 易艳, 杨果. 2020. 塔西台地寒武系碳同位素地层学与时间框架. 地质论评, 66(S1): 9-10. [Chen Y Q, Huang J H, Yang P F, Yi Y, Yang G. 2020. Carbon isotope chemostratigraphy and time frame of Cambrian in Western Platform, Tarim Basin. *Geological Review*, 66(S1): 9-10]
- 邓嘉婷, 李飞, 龚峤林, 李红, 易楚恒, 连承波. 2021. 埃迪卡拉纪—寒武纪之交微生物岩特征对比及古海洋学意义: 以汉南一米仓山地区为例. 古地学报, 23(5): 919-936. [Deng J T, Li F, Gong Q L, Li H, Yi C H, Lian C B. 2021. Characteristics and palaeoceanographic significances of microbialite development in the Ediacaran-Cambrian transition: a case study from Hannan-Micangshan area. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 23(5): 919-936]
- 丁伟明, 钱逸. 1988. 湖南石门杨家坪晚震旦世至早寒武世小壳化石. 微体古生物学报, 5(1): 39-55, 116-119. [Ding W M, Qian Y. 1988. Late Sinian to Early Cambrian small shelly fossils from Yangjiaping, Shimen, Hunan. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 5(1): 39-55, 116-119]
- 樊奇, 樊太亮, 李清平, 张岩, 谷雨, 商雅欣. 2021. 塔里木北缘震旦纪—寒武纪转折期碳同位素漂移事件及成因机制. 地学前缘, 28(5): 436-447. [Fan Q, Fan T L, Li Q P, Zhang Y, Gu Y, Shang Y X. 2021. Carbon isotope excursion and its genetic mechanism during the Sinian to Cambrian transition in the northern Tarim Basin. *Earth Science Frontiers*, 28(5): 436-447]
- 樊茹, 邓胜徽, 张学磊. 2011. 寒武系碳同位素漂移事件的全球对比性分析. 中国科学: 地球科学, 41(12): 1829-1839. [Fan R, Deng S H, Zhang X L. 2011. Significant carbon isotope excursions in the Cambrian and their implications for global correlations. *Scientia Sinica (Terrae)*, 41(12): 1829-1839]
- 郭成贤, 朱忠德, 胡明毅, 胡爱梅, 孟宪富, 李相明. 1993. 石门杨家坪早寒武世的沉积环境. 石油与天然气地质, 14(4): 326-330. [Guo C X, Zhu Z D, Hu M Y, Hu A M, Meng X F, Li X M. 1993. Sedimentary environments of Early Cambrian at Yangjiaping, Shimen. *Oil & Gas Geology*, 14(4): 326-330]
- 金承胜. 2017. 华南寒武纪早期海洋氧化还原状态时空波动及其与早期动物的协同演化. 中国地质大学博士学位论文. [Jin C S.

2017. Spatiotemporal variations of ocean redox conditions and its co-evolution with early animals during the early Cambrian, South China. Doctoral dissertation of China University of Geosciences]
- 李笑天, 郭艳波, 梁金同, 罗鑫, 刘四兵, 徐炯, 叶朝阳. 2024. 川东南地区寒武系洗象池组碳、氧同位素特征及其意义: 以贵州吼滩剖面为例. 成都理工大学学报(自然科学版), 51(2): 210–221, 246. [Li X T, Guo Y B, Liang J T, Luo X, Liu S B, Xu X, Ye C Y. 2024. Characteristics and significance of carbon and oxygen isotopes of the Cambrian Xixiangchi Formation in southeastern Sichuan Basin: a case study from the Houtan section in Guizhou. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 51(2): 210–221, 246]
- 刘安, 周鹏, 陈孝红, 蔡全升, 李海, 苗凤彬, 彭中勤, 黄惠兰. 2021. 运用方解石脉包裹体和碳氧同位素评价页岩气保存条件: 以中扬子地区寒武系为例. 天然气工业, 41(2): 47–55. [Liu A, Zhou P, Chen X H, Cai Q S, Li H, Miao F B, Peng Z Q, Huang H L. 2021. Evaluation of shale gas preservation conditions using calcite vein inclusions and C/O isotopes: a case study on the Cambrian strata of Middle Yangtze area. Natural Gas Industry, 41(2): 47–55]
- 刘文杰, 周艳玲, 米云川, 牛奕宁, 吴佳怡, 周余国, 陈剑波. 2024. 云南镇雄羊场磷矿早寒武世无机碳、有机碳同位素研究. 岩石矿物学杂志, 43(5): 1086–1098. [Liu W J, Zhou Y L, Mi Y C, Niu Y N, Wu J Y, Zhou Y G, Chen J B. 2024. Inorganic and organic carbon isotopes from Early Cambrian Yangchang phosphate deposit in Zhenxiong County, Yunnan Province. Acta Petrologica et Mineralogica, 43(5): 1086–1098]
- 毛景文, 张光弟, 杜安道, 王义天, 曾明果. 2001. 遵义黄家湾镍铂钨族元素矿床地质、地球化学和 Re-Os 同位素年龄测定: 兼论华南寒武系底部黑色页岩多金属成矿作用. 地质学报, 75(2): 234–243. [Mao J W, Zhang G D, Du A D, Wang Y T, Zeng M G. 2001. Geology, geochemistry, and Re-Os isotopic dating of the Huangjiawan Ni-Mo-PGE Deposit, Zunyi, Guizhou Province: with a discussion of the polymetallic mineralization of basal Cambrian black shales in South China. Acta Geologica Sinica, 75(2): 234–243]
- 彭善池. 2006. 全球寒武系四统划分框架正式确立. 地层学杂志, 30(2): 147–148. [Peng S C. 2006. A new global framework with four series for Cambrian System. Journal of Stratigraphy, 30(2): 147–148]
- 彭善池. 2008. 华南寒武系年代地层系统的修订及相关问题. 地层学杂志, 32(3): 239–245. [Peng S C. 2008. Revision on Cambrian chronostratigraphy of South China and related remarks. Journal of Stratigraphy, 32(3): 239–245]
- 彭善池. 2009. 华南新的寒武纪生物地层序列和年代地层系统. 科学通报, 54(18): 2691–2698. [Peng S C. 2009. The newly-developed Cambrian biostratigraphic succession and chronostratigraphic scheme for South China. Chinese Science Bulletin, 54(18): 2691–2698]
- 彭善池, Babcock L E. 2005. 全球寒武系年代地层再划分的新建议. 地层学杂志, 29(1): 92–93, 96. [Peng S C, Babcock L E. 2005. Newly proposed global chronostratigraphic subdivision on Cambrian system. Journal of Stratigraphy, 29(1): 92–93, 96]
- 彭善池, Babcock L E, 林焕令, 陈永安, 祁玉平, 朱学剑. 2004. 寒武系全球排碧阶及芙蓉统底界的标准层型剖面 and 点位. 地层学杂志, 28(2): 104–113. [Peng S C, Babcock L E, Lin H L, Chen Y A, Qi Y P, Zhu X J. 2004. Global standard stratotype-section and point for the Paibian stage and Furongian Series of Cambrian System. Journal of Stratigraphy, 28(2): 104–113]
- 彭中勤, 田巍, 苗凤彬, 王保忠, 王传尚. 2019. 雪峰古隆起边缘下寒武统牛蹄塘组页岩气成藏地质特征及有利区预测. 地球科学, 44(10): 3512–3528. [Peng Z Q, Tian W, Miao F B, Wang B Z, Wang C S. 2019. Geological features and favorable area prediction of shale gas in Lower Cambrian Niutitang Formation of Xuefeng Ancient Uplift and its periphery. Earth Science, 44(10): 3512–3528]
- 沈渭洲, 方一亭, 倪琦生, 刘燕, 林雨萍. 1997. 中国东部寒武系与奥陶系界线地层的碳氧同位素研究. 沉积学报, 15(4): 28–42. [Shen W Z, Fang Y T, Ni Q S, Liu Y, Lin Y P. 1997. Carbon and oxygen isotopic study across the Cambrian-Ordovician boundary strata in East China. Acta Sedimentologica Sinica, 15(4): 28–42]
- 王传尚, 李旭兵, 李志宏, 白云山, 刘安, 曾雄伟, 周鹏, 彭中勤. 2012. 中上扬子区寒武纪层序地层划分与对比. 地层学杂志, 36(4): 773–783. [Wang C S, Li X B, Li Z H, Bai Y S, Liu A, Zeng X W, Zhou P, Peng Z Q. 2012. Cambrian sequence-stratigraphy in the Middle and Upper Yangtze platform. Journal of Stratigraphy, 36(4): 773–783]
- 王丹, 凌洪飞, Struck U, 姚素平, 李达, 卫炜, 魏广祎. 2016. 湖南会同寒武纪早期有机碳同位素地层学研究. 高校地质学报, 22(2): 274–288. [Wang D, Ling H F, Struck U, Yao S P, Li D, Wei W, Wei G Y. 2016. Organic carbon isotope stratigraphy of the Early Cambrian Huitong section in Hunan Province, southeastern Yangtze, China. Geological Journal of China Universities, 22(2): 274–288]
- 王天顺, 付勇, 杨镇, 魏帅超, 袁顺达, 罗淦. 2025. 扬子地块早寒武世 Ni-Mo 多金属层的岩相学和 S 同位素组成: 对沉积环境与成矿作用的启示. 地质学报, 99(6): 2083–2095. [Wang T S, Fu Y, Yang Z, Wei S C, Yuan S D, Luo G. 2025. Petrography and sulfur isotopic compositions of the Early Cambrian Ni-Mo polymetallic layer in the Yangtze block: insights into sedimentary environment and mineralization. Acta Geologica Sinica, 99(6): 2083–2095]
- 肖传桃, 吴健辉, 胡明毅, 蒋维东, 郭成贤, 马宏伟. 1998. 湘西北杨家坪寒武纪层序地层. 地层学杂志, 22(2): 94–101. [Xiao C T, Wu J H, Hu M Y, Jiang W D, Guo C X, Ma H W. 1998. Cambrian sequence stratigraphy of Yangjiaping, northwest Hunan. Journal of Stratigraphy, 22(2): 94–101]
- 熊轶伟, 潘兵, 吕苗, 冯倩, 孙晓娟, 杨爱华, 朱茂炎. 2022. 四川南部埃迪卡拉纪—寒武纪过渡时期碳同位素地层学再研究. 地层学杂志, 46(3): 230–244. [Xiong Y W, Pan B, Lyu M, Feng Q, Sun X J, Yang A H, Zhu M Y. 2022. A restudy of carbon isotope chemostratigraphy of the Ediacaran-Cambrian transition in southern Sichuan Province. Journal of Stratigraphy, 46(3): 230–244]
- 杨兴莲, 殷宗军, 赵方臣, 王德智. 2024. 寒武纪大爆发: 来自贵州的化石证据. 古生物学报, 63(2): 125–138. [Yang X L, Yin Z J, Zhao F C, Wang D Z. 2024. The Cambrian explosion: fossil evidences from Guizhou. Acta Palaeontologica Sinica, 63(2): 125–138]
- 周传明, 张俊明, 李国详, 虞子冶. 1997. 云南永善肖滩寒武系碳同位素异常事件. 地质学报, 71(3): 225–234. [Zhou C M, Zhang J M, Li G X, Yu Z Y. 1997. Carbon and oxygen isotopic record of the

- Early Cambrian from the Xiaotan section, Yunan, South China. *Acta Geologica Sinica*, 71(3): 225–234]
- 朱茂炎, 杨爱华, 袁金良, 李国祥, 张俊明, 赵方臣, Soo-Yeun Ahn, 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(1): 26–65. [Zhu M Y, Yang A H, Yuan J L, Li G X, Zhang J M, Zhao F C, Soo-Yeun A, Miao L Y. 2019. Cambrian integrative stratigraphy and timescale of China. *Scientia Sinica(Terrae)*, 49(1): 26–65]
- 朱茂炎, 孙智新, 杨爱华, 袁金良, 李国祥, 周志强, 张俊明. 2021. 中国寒武纪岩石地层划分和对比. *地层学杂志*, 45(3): 223–249. [Zhu M Y, Sun Z X, Yang A H, Yuan J L, Li G X, Zhou Z Q, Zhang J M. 2021. Lithostratigraphic subdivision and correlation of the Cambrian in China. *Journal of Stratigraphy*, 45(3): 223–249]
- 左景勋, 彭善池, 朱学剑. 2008. 扬子地台寒武系碳酸盐岩的碳同位素组成及地质意义. *地球化学*, 37(2): 118–128. [Zuo J X, Peng S C, Zhu X J. 2008. Carbon isotope composition of Cambrian carbonate rocks in Yangtze Platform, South China and its geological implications. *Geochimica*, 37(2): 118–128]
- 左景勋, 彭善池, 朱学剑, 方怀宾, 祁玉平, 陈泳霖. 2018. 湘西寒武系鼓山阶底界附近碳同位素组成演化趋势. *地球化学*, 47(5): 453–462. [Zuo J X, Peng S C, Zhu X J, Fang H B, Qi Y P, Chen Y L. 2018. Carbon isotope trend around the base of the Drumian Stage in western Hunan, South China. *Geochimica*, 47(5): 453–462]
- Buggisch W, Joachimski M M, Sevastopulo G, Morrow J R. 2008. Mississippian $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ records: their relation to the Late Palaeozoic Glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268: 273–292.
- Chang W T. 1980. A review of the Cambrian of China. *Journal of the Geological Society of Australia*, 27: 137–150.
- Chu Y, Wei L. 2018. Strain analysis of the Xuefengshan Belt, South China: from internal strain variation to formation of the orogenic curvature. *Journal of Structural Geology*, 116: 131–145.
- Guo Q J, Strauss H, Liu C Q, Zhao Y L, Pi D H, Fu P Q, Zhu L J, Yang R D. 2005. Carbon and oxygen isotopic composition of Lower to Middle Cambrian sediments at Taijiang, Guizhou Province, China. *Geological Magazine*, 142(6): 723–733.
- Howley R A, Jiang G Q. 2010. The Cambrian Drumian carbon isotope excursion(DICE) in the Great Basin, western United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296: 138–150.
- Jiang G Q, Wang X Q, Shi X Y, Xiao S H, Zhang S H, Dong J. 2012. The origin of decoupled carbonate and organic carbon isotope signatures in the Early Cambrian (ca. 542–520 Ma) Yangtze platform. *Earth and Planetary Science Letters*, 317: 96–110.
- Kennedy M J, Christie-Blick N, Sohl L E. 2001. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? *Geology*, 29: 443–446.
- Khomentovsky V V, Karlova G A, Kolesnikov I V. 2020. The Cambrian Stage 2 carbon isotope excursion(BACE) in Siberia: a synthesis of geochemical and stratigraphic data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 554: 109783.
- Kouchinsky A, Bengtson S, Runnegar B, Skovsted C, Steiner M, Vendrasco M. 2012. Chronology of Early Cambrian biomineralization. *Geological Magazine*, 149(2): 221–251.
- Li J H, Zhang Y Q, Dong S W, Johnston S T, Stephen T. 2014. Cretaceous tectonic evolution of South China: a preliminary synthesis. *Earth-Science Reviews*, 134(1): 98–136.
- Maloof A C, Porter S M, Moore J L, Dudás F Ö, Bowring S A, Higgins J A, Fike D A, Eddy M P. 2010. The earliest Cambrian record of animals and ocean geochemical change. *Geological Society of America Bulletin*, 122(11–12): 1731–1774.
- Peng S C, Babcock L E, Zuo J X, Lin H L, Zhu X J, Yang X F, Robison R A, Qi Y P, Bagnoli G, Chen Y-A. 2009. The global boundary stratotype section and point(GSSP) of the Guzhangian Stage(Cambrian) in the Wuling Mountains, northwestern Hunan, China. *Episodes*, 32: 41–55.
- Sahoo S K, Planavsky N J, Kendall B, Wang X Q, Shi X Y, Scott C, Anbar A D, Lyons T W, Jiang G Q. 2012. Ocean oxygenation in the wake of the Marinoan glaciation. *Nature*, 489(7417): 546–549.
- Saltzman M R. 2002. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the Lower Mississippian (Kinderhookian-lower Osagean), western United States: implications for seawater chemistry and glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 114: 96–108.
- Saltzman M R, González L A, Lohmann K C. 2000. Earliest Carboniferous cooling step triggered by the Antler orogeny? *Geology*, 28: 347–350.
- Shields G A, Mills B J W, Zhu M Y. 2022. The Cambrian explosion: a marine perspective. *Earth-Science Reviews*, 231: 104085.
- Wang Z P, Chen J T, Liang T T, Yuan J L, Han C, Liu J Y, Zhu C L, Zhu D C, Han Z Z. 2020. Spatial variation in carbonate carbon isotopes during the Cambrian SPICE event across the eastern North China Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 546: 109669.
- Wu Y S, Wang W, Jiang H X, Cui Y, Zhao R, Huang Z B, Yang Z L, Chen Y Q. 2021. Evolution patterns of seawater carbon isotope composition during the Cambrian and their stratigraphic significance. *Geological Journal*, 56(1): 457–474.
- Yang R D, Zhu L J, Wang S J. 2003. Negative carbon isotopic excursion on the Lower/Middle Cambrian boundary of Kaili Formation, Taijiang County, Guizhou Province, China: implications for mass extinction and stratigraphic division and correlation. *Science in China(Series D): earth Sciences*, 46(9): 872–881.
- Zhang P Y, Wang Y L, Zhang X J, Wei Z F, Wang G, Zhang T, Ma H, Wei J Y, He W, Ma X Y, Zhu C X. 2022. Carbon, oxygen and strontium isotopic and elemental characteristics of the Cambrian Longwangmiao Formation in South China: paleoenvironmental significance and implications for carbon isotope excursions. *Gondwana Research*, 106: 174–190.
- Zhu M Y, Zhang J M, Li G X, Yang A H. 2004. Evolution of C isotopes in the Cambrian of China: implications for Cambrian subdivision and trilobite mass extinctions. *Geobios*, 37(2): 287–301.
- 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(3): 217–222.

(责任编辑 张西娟)