

扬子地区中一晚奥陶世转折期的碳同位素漂移事件及其成因探讨

赵平平^{1,2} 江茂生¹ 李任伟¹

(1.中国科学院地质与地球物理研究所油气资源研究重点实验室 北京 100029;2.中国科学院大学地球科学学院 北京 100049)

摘要 中一晚奥陶世转折期的两次全球性碳同位素正漂——Middle Darriwilian Inorganic Carbon Excursion (MDICE) 和 Guttenberg Inorganic Carbon Excursion (GICE)——在发生时间与生物辐射、全球大规模海侵和地球磁极的倒转等重大地质事件,以及海水锶、氧、硫同位素的显著变化相吻合,说明它们可能受相同形成机制的控制。在报道了扬子地区陈家河剖面中一晚奥陶世界线附近的这两次碳同位素正漂事件,并与塔里木盆地进行对比之后发现,扬子地区和塔里木盆地的 MDICE 和 GICE 与海水锶同位素比值的快速剧烈下降出现在同一层位,指示这两次碳同位素的正漂的形成可能和当时洋中脊热液活动的加剧有关。海底热液系统能够通过向海水中注入铁等生命必需元素,刺激海洋生物的繁盛,提高海洋的生产力和有机碳的埋藏,进一步引起了 MDICE 和 GICE 这两次碳同位素正漂。

关键词 扬子地区 中一晚奥陶世转折期 碳同位素漂移 MDICE GICE 热液活动

第一作者简介 赵平平 男 1990年出生 硕士研究生 沉积地球化学 E-mail: zhaopingping442@gmail.com

中图分类号 P534.42 P597⁺.2 **文献标识码** A

0 引言

中/晚奥陶世界线附近是地质历史时期非常独特的一个阶段,期间发生了诸如生物辐射、大规模海侵、地球磁极倒转等重大地质事件^[1-4]。寒武纪的生命大爆发构建出了地球“生命之树”的基本框架,而于中/晚奥陶世界线附近达到高峰的奥陶纪生物大辐射事件(Great Ordovician Biodiversification Event, GOBE)则是在目(Order)、科(Family)、属(Genus)和种(Species)等水平上极大地丰富了当时的海洋生态系统,使得地球“生命之树”枝繁叶茂^[1,5]。全球海平面在中奥陶世晚期(Darriwilian 阶)开始快速上升,并在晚奥陶世的 Sandbian 阶(或 Katian 阶)达到整个显生宙的最高位^[2,6]。地球的磁场在中/晚奥陶世转折期发生了剧烈变化:早奥陶世的地球磁场几乎一直是负向极性,而在 *Glyptograptus teretiusculus-Nemagraptus gracilis* 笔石生物带附近(相当于 Darriwilian 阶晚期—Sandbian 阶早期),地球磁极迅速发生倒转;到了晚奥陶世,地球磁场则以正向极性为主^[3,7-8]。

海水的地球化学组成在中/晚奥陶世转折期也有显著变化^[9]。Darriwilian 阶中期至 Sandbian 末期(或 Katian 初期),海水的锶同位素比值⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 由

~0.708 7快速下降至~0.708 0^[10]。海水氧同位素比值 $\delta^{18}\text{O}$ 在早奥陶世和中奥陶世早期一直呈稳步上升趋势,但是到了 Darriwilian 阶中期, $\delta^{18}\text{O}$ 趋于稳定,甚至开始小幅下降^[11]。海水的硫循环在 Darriwilian 阶也迎来重大调整:海水硫酸盐的硫同位素比值 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ 由~30‰大幅下降至~15‰;而硫化物的硫同位素比值 $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$ 则由~-10‰大幅上升至20‰^[12]。对于海洋无机碳库来说,中/晚奥陶世界线附近也是一个重要的分水岭:早奥陶世和中奥陶世的早期, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值大致稳定在-2‰~0之间,期间没有出现剧烈的波动^[13];而到了中奥陶世晚期和晚奥陶世,海洋的无机碳库进入了震荡期,先后出现了至少五次全球性的碳同位素正漂事件^[2,14]。在这五次全球性的碳同位素正漂中,Darriwilian 阶中期的 Middle Darriwilian Inorganic Carbon Excursion (MDICE)正漂和 Sandbian-Katian 阶界限处的 Guttenberg Inorganic Carbon Excursion (GICE)正漂发生于中/晚奥陶世的转折期,与上文中提及的奥陶纪生物辐射、海平面上升和磁极倒转等重大地质事件,以及海水锶、氧、硫同位素比值的显著变化在发生时间上相吻合,这指示它们可能受相同形成机制的控制。因此,对 MDICE 和 GICE 的深入研究有助于我们更好地理解中/晚奥陶世转折期的一系列

地质事件和海水化学成分的变化。本文报道了华南扬子地区陈家河剖面的这两次碳同位素正漂,并与同一地区的普溪河剖面以及塔里木盆地的剖面进行了对比,然后重点探讨了这两次全球性碳同位素正漂的形成机制,为我们对中/晚奥陶世转折期的理解提供约束。

1 研究区地质背景

华南板块由扬子和华夏两个小的板块组成(图1),两者之间的具体边界不甚清楚。扬子和华夏板块在新元古代早期发生碰撞,碰撞之后在新元古代至古生代早期,两个板块之间发育裂谷,但是裂谷并没有继续发展成为真正的大洋。后来的一次陆内造山运动造成了裂谷的闭合^[15-17]。陈旭等^[18-19]根据 *Diplacanthogratus caudatus*-*D. spiniferus* 笔石生物带之间发生的深水笔石页岩相到浅水碎屑岩相的剧烈相变,将华南的这次陆内造山运动的起始时间定在晚奥

陶世的凯迪阶早期。

奥陶纪的扬子板块可分为三个主要沉积单元:扬子台地、江南斜坡和珠江盆地(图1)。三个沉积单元大致呈北东—南西向平行分布,从西北向东南,水体逐渐加深。扬子台地主要发育浅水的碳酸盐岩,江南斜坡发育深水的碎屑岩和笔石页岩,珠江盆地则以笔石页岩和复理石沉积为主^[20-21]。本文所研究的陈家河剖面位于扬子台地之上,距离中/下奥陶统的全球界线层型剖面(GSSP)——黄花场剖面的直线距离只有~4.5 km(图1)。陈家河剖面无论是在岩性,还是在古生物地层序列上,均与黄花场剖面一致。因此,两条剖面可以直接进行对比^[22]。国际上中/晚奥陶世之间的界线(也即是 Darriwilian 阶和 Sandbian 阶之间的界线)是以笔石 *Nemagraptus gracilis* 的首次出现为标志^[23],而前人的笔石生物地层资料显示,宜昌地区的 *Nemagraptus gracilis* 笔石生物带出现庙坡组的中上部^[24]。所以,本文将陈家河剖面的中/晚奥陶世

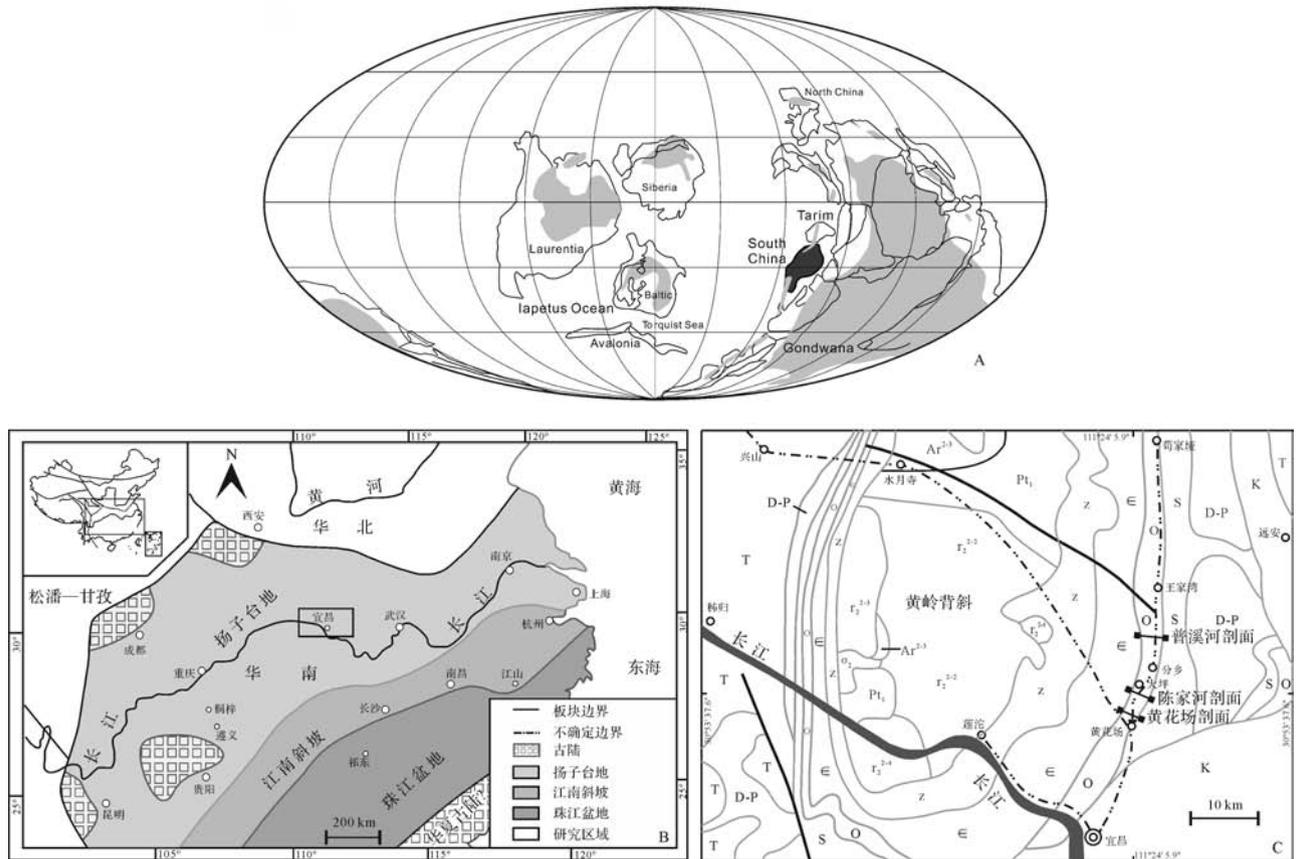


图1 A.奥陶纪(~458 Ma)华南板块的地理位置(引自 <http://www.scotese.com/earth.htm>); B.奥陶纪华南板块主要沉积相的分布^[20]; C.陈家河、普溪河和黄花场剖面在研究区中的具体位置^[24]。

Fig.1 A. Paleogeographic reconstruction showing the location of South China paleoplate in the Ordovician (at ca. 458 Ma) (<http://www.scotese.com/earth.htm>); B. Distribution map of major sedimentary facies during the Ordovician in South China^[20]; C. Specific locations of Chenjiahe, Puxi and Huanghuachang Sections in the study area^[24]

界线画在庙坡组之内(图 2)。

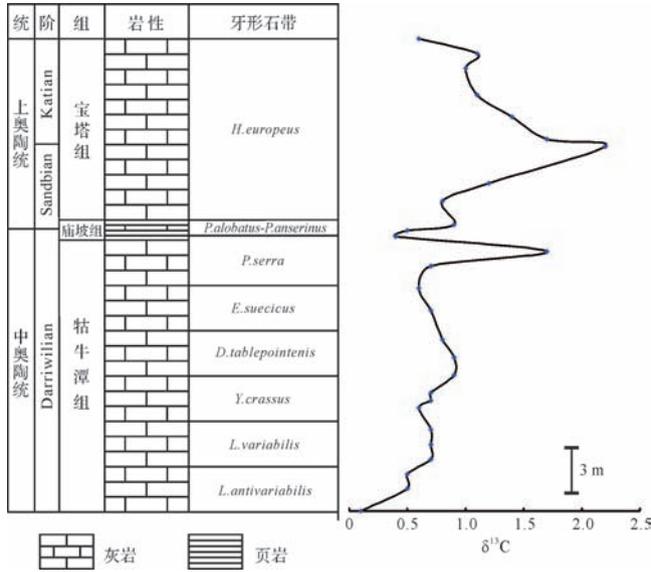


图 2 湖北宜昌陈家河剖面中/晚奥陶世界线附近的碳同位素曲线

Fig2 The reconstructed carbon isotope curve around the Middle-Late Ordovician boundary at Chenjiahe Section in Yichang, Hubei

现将陈家河剖面中/晚奥陶世界线附近的三个组——牯牛潭组、庙坡组和宝塔组的岩性简单描述如下:牯牛潭组化石较丰富,厚约 23 m,下部以黄绿色—灰色薄层或厚层生物瘤状泥晶灰岩为主,发育生物钻孔,且夹有少许极薄的黏土岩,上部为灰色薄层至中厚层生物泥晶灰岩,该组从下往上构成了水体变浅的沉积层序;庙坡组在扬子台地上的分布比较局限,在陈家河剖面,该组表现为灰黑色笔石页岩夹灰色泥晶灰岩透镜体,厚度只有~2 m,化石丰富;宝塔组为一套浅紫灰色中厚层生物泥晶灰岩,夹少量青灰色薄层至中厚层瘤状泥晶灰岩,该组“龟裂纹”十分发育,而且在扬子台地上广泛分布^[25-26]。

2 实验方法和结果

本次研究中的碳氧同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所的稳定同位素实验室进行。首先,选取受成岩作用影响较弱的泥晶灰岩,将全岩样品无污染磨制成 200 目的粉末,采用磷酸盐法制备 CO₂,并将其在 MAT 252 型气体同位素质谱仪上测试,测试所得原始数据见表 1,数据的单位均为千分之一(‰),并以 VPDB 标准给出,单个测试结果的重复精度高于 0.08‰。

表 1 湖北宜昌陈家河剖面中/晚奥陶世界线附近碳酸盐岩全岩的碳、氧同位素分析结果

Table 1 Carbon and oxygen isotopic data of bulk carbonate rocks around the Middle-Late Ordovician boundary at Chenjiahe Section in Yichang, Hubei

样品编号	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O	地层厚度	组
CJH-28	0.6	-8.6	32	宝塔组
CJH-27	1.1	-8.6	31	宝塔组
CJH-26	1	-8.5	30	宝塔组
CJH-25	1.1	-8.7	28.2	宝塔组
CJH-24	1.4	-8.7	26.7	宝塔组
CJH-23	1.7	-8.4	25.2	宝塔组
CJH-22	2.2	-8.1	24.7	宝塔组
CJH-21	1.2	-6.3	22.2	宝塔组
CJH-20	0.8	-6.3	21	宝塔组
CJH-19	0.9	-5.9	19.4	庙坡组
CJH-18	0.5	-7.7	19	庙坡组
CJH-17	0.4	-6.5	18.6	庙坡组
CJH-16	1.7	-7.1	17.6	牯牛潭组
CJH-15	0.7	-7.5	16.6	牯牛潭组
CJH-14	0.6	-6.5	15.1	牯牛潭组
CJH-13	0.7	-7.1	13.6	牯牛潭组
CJH-12	0.8	-7.4	11.6	牯牛潭组
CJH-11	0.9	-7.3	10.4	牯牛潭组
CJH-10	0.9	-7.3	9.2	牯牛潭组
CJH-9	0.7	-6.9	8	牯牛潭组
CJH-8	0.7	-7.4	7.5	牯牛潭组
CJH-7	0.6	-6.9	7	牯牛潭组
CJH-6	0.7	-7.3	5.5	牯牛潭组
CJH-5	0.7	-7	4.5	牯牛潭组
CJH-4	0.7	-6.9	3.5	牯牛潭组
CJH-3	0.5	-7.2	2.5	牯牛潭组
CJH-2	0.5	-7.2	1.5	牯牛潭组
CJH-1	0.1	-6.8	0	牯牛潭组

本次研究建立的陈家河剖面碳同位素曲线显示(图 2):牯牛潭组最底部的碳同位素比值很小,只有 0.1‰,向上碳同位素比值增加至 0.7‰左右,且趋于稳定,无大幅的波动;到了牯牛潭组的顶部,碳同位素出现第一个峰值达 1.7‰、漂移幅度达 1.0‰的正向漂移;继续向上进入黑色页岩为主的庙坡组时,碳同位素比值短暂下降至 0.5‰左右,而后快速增高;宝塔组的中下部出现第二个幅度更大、跨越地层厚度也更大的碳同位素正漂。

3 讨论

3.1 碳同位素数据可靠性评估

Schmitz 等人曾根据生物带的凝缩或缺失,以及碳同位素曲线的形态不完整,推测扬子地区的牯牛潭组和庙坡组之间有地层的缺失,而且认为牯牛潭组在

暴露出地表期间遭受了大气降水成岩作用 (meteoric diagenesis) 的改造,使得牯牛潭组的碳同位素组成有异常^[27]。但是,野外露头上的系统调查研究表明,宜昌地区的牯牛潭组和庙坡组之间为整合接触,未见明显的不整合面存在^[28]。

评价碳酸盐岩是否遭受过大气降水成岩作用强烈改造的一个常用标准是将全岩的碳、氧同位素投图,分析两者是否线性正相关。其应用原理在于:在碳酸盐岩遭受大气降水成岩作用改造的过程中,孔隙流体(主要端元成分是海水和来自大气降水的地下水)会和碳酸盐岩中的矿物发生交换反应,期间非稳态矿物(如文石、高镁方解石)不断溶解,同时沉淀出新的稳态矿物(如低镁方解石、白云石)^[29]。在这一过程中,碳酸盐岩全岩的碳、氧同位素比值就可能会被改造。大气降水中的氧同位素比值比同期海水的氧同位素比值偏低。同时,近岸植物光合作用产生的有机质会被带入到大气降水流体中。在被氧化、分解后,有机质中的“轻碳” ^{12}C 会加入到大气降水流体,使流体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变低。因此,随着孔隙流体和碳酸盐矿物之间交换反应的进行,碳酸盐岩全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值都会降低。这样,经历过强烈大气降水成岩作用改造的碳酸盐岩全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值就可能显示出线性正相关的特征^[30]。此外,碳酸盐岩在被深埋藏时发生的重结晶作用也可能会改造矿物的同位素组成。但是,前人研究结果表明:对于氧同位素来讲,灰岩深埋藏时高温流体的水岩比较高;而对于碳同位素来讲,高温流体的水岩比较低。所以,碳酸盐岩深埋藏时发生的重结晶作用虽然会显著降低其氧同位素比值,但对其碳同位素比值的影响较小^[30-31]。

将本次研究所测得的陈家河剖面牯牛潭组、庙坡组和宝塔组灰岩的碳、氧同位素投图后发现, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 之间没有显示出线性正相关,甚至有轻微的负相关(图3),表明样品没有受到强烈的大气降水成岩作用的改造, $\delta^{13}\text{C}$ 值应该能够代表原始沉积时海洋无机碳库的碳同位素组成。

3.2 碳同位素地层对比

3.2.1 与普溪河剖面碳同位素曲线的对比

前人在华南多条奥陶系的剖面中都发现了牯牛潭组和宝塔组的这两次碳同位素正漂,并分别将其与国际上 Darriwilian 阶的 MDICE 和 Sandbian-Katian 阶界线处的 GICE 对比^[27,32-34]。其中,位于陈家河剖面以北约 10 km 处的普溪河剖面在相同的层位(牯牛

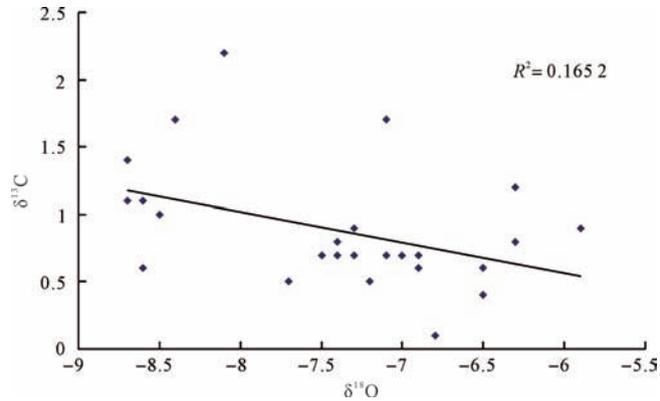


图3 碳、氧同位素交会图没有显示线性正相关关系

Fig.3 Carbon and oxygen isotope cross plot illustrating no positive linear correlation

潭组、庙坡组和宝塔组)有完整碳同位素曲线的报道^[27,32-33,35]。两条剖面的岩石和生物地层单位基本一致,可以直接进行对比(图4)。经过对比发现,陈家河剖面 and 普溪河剖面的碳同位素曲线的整体趋势、同层位的 $\delta^{13}\text{C}$ 值都十分接近,只是 MDICE 的峰值略有不同,我们推测这主要是和两条剖面的采样密度不同有关(陈家河剖面的采样密度比普溪河剖面小很多,所以可能没捕捉到 MDICE 碳同位素正漂的峰值),而不大可能是反映当时局部海水碳同位素组成的差异。总之,两条剖面碳同位素曲线之间良好的可对比性让我们确认,陈家河剖面牯牛潭组和宝塔组的这两次碳同位素正漂分别对应着中/晚奥陶世界线附近全球性的 MDICE 和 GICE 碳同位素正漂,而且这两次碳同位素正漂事件在华南扬子地区奥陶系的地层中广泛发育。

3.2.2 与塔里木盆地同期碳同位素曲线的对比

塔里木盆地在奥陶纪时的地理位置和华南板块的接近(图1),也发育有 MDICE 和 GICE 两次碳同位素正漂(图5)。在巴楚地区的南一沟剖面,前人建立的几条碳同位素曲线都显示出类似的变化特征:在一间房组的中段, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 有一个幅度约 1.0‰ 的正漂(相当于扬子地区牯牛潭组的那次正漂,即 MDICE),碳同位素从背景值 -0.3‰ 升至峰值 0.6‰;到了一间房组的上段,碳同位素比值又降回至背景值 -0.3‰ 附近;继续向上进入“红层”恰尔巴克组(又称吐木休克组)时,碳同位素又开始了更大幅度的正漂(相当于扬子地区宝塔组的那次正漂,也即 GICE),而且这次正漂跨越地层厚度非常之大——碳同位素曲线在整个恰尔巴克组和良里塔格组一直呈上升趋势,到了野

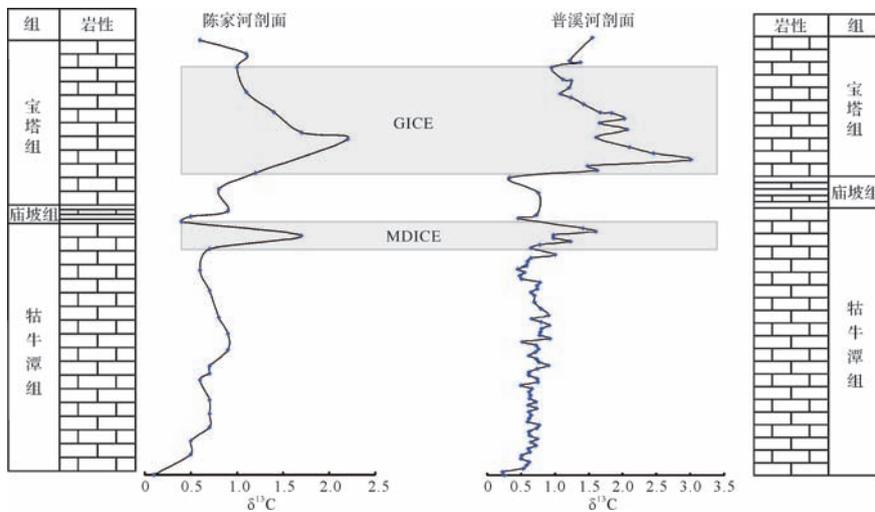


图4 扬子地区陈家河剖面(本次研究)和普溪河剖面^[27,32-33,35]碳同位素曲线的对比

Fig.4 Correlation between the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ curve of Chenjiahe Section and that of Puxihe Section in Yangtze area^[27,32-33,35]

外露头所能见到的良里塔格组的最顶部, $\delta^{13}\text{C}$ 值已经增加到了 3.0‰, 未见下降趋势^[36-38]。在塔里木盆地另外两条经典的奥陶系剖面——柯坪水泥厂剖面和大湾沟剖面(后者是中/晚奥陶世界线的全球辅助层型剖面), 碳同位素的变化特征和南一沟剖面的非常类似: 下奥陶统蓬莱坝组和鹰山组的碳同位素比值很低, 只有 -1.52‰ ~ -1.19‰^[39]; 从大湾沟组的中上部开始, 碳同位素比值快速升至 ~1.0‰ (MDICE); 在上覆以黑色页岩为主的萨尔干组, 灰岩夹层的碳同位素比值明显下降, 而后 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值继续稳步上升 (GICE 开始), 且上升趋势持续整个坎岭组; 继续向上进入其浪组的下部, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值进一步升高至 2.3‰ 左右, 其浪组中部近 100m 的地层中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值一直维持在 2.0‰ 以上的高位, 直至其浪组的上部 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值才开始逐渐下降; 印干组灰岩夹层的碳同位素比值继续呈下降趋势, 到了印干组的顶部, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值已经下降至 0‰ 以下 (GICE 结束)^[39-40]。塔里木盆地中部和北部的奥陶系地层钻井资料也显示类似的碳同位素变化趋势^[37,40-42]。

总之, 在塔里木盆地的奥陶系地层中, MDICE 和 GICE 这两次全球性的碳同位素正漂事件发育良好, 而且在将其与扬子的这两次碳同位素正漂事件进行对比之后, 发现一些相同之处 (图 4, 5): 首先, 两个地区的碳同位素相对漂移幅度很类似, GICE 的漂移幅度都要比 MDICE 的漂移幅度大 (MDICE 的漂移幅度约为 1.0‰, 而 GICE 的漂移幅度在 2.0‰ ~ 2.5‰ 之间), 而且前者所跨越的地层厚度也更大 (跨越地层

厚度的大小和碳同位素漂移事件所持续的时间、当时的沉积速率都有关); 其次, 在扬子地区的陈家河剖面 and 塔里木盆地的大湾沟剖面, 两次碳同位素正漂事件和黑色页岩的沉积都紧密相伴 (扬子地区陈家河剖面的庙坡组和塔里木盆地大湾沟剖面的萨尔干组都是黑色页岩沉积), 黑色页岩的沉积夹在 MDICE 和 GICE 之间。

3.3 MDICE 和 GICE 的成因探讨

海相碳酸盐岩中的碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 是反映古海洋无机碳库变化的良好指标。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲线的建立不仅可以在缺少古生物地层时作为地层划分对比的可靠手段, 更是研究古海洋、古气候变化的一种常规方法^[13]。自然界生物在光合作用过程中总是优先利用“轻碳” ^{12}C , 使得光合作用的产物——有机质中总是富集 ^{12}C 而亏损 ^{13}C ^[43]。“生物泵”的作用会使表层和深层海水的碳同位素组成出现系统差异: 海水中的光合作用主要集中在表层透光带, 透光带生物光合作用所产生的有机质颗粒会在重力作用下缓慢沉入下层的水体; 下降的过程中, 有机质会不断地被微生物氧化、分解, 释放出大量“轻碳” ^{12}C 并加入到海水中, 使得透光带之下深层水体的碳同位素比值要比表层水体的偏低^[13]。这样, 当海洋生物生产力较高和/或有机质大量埋藏时, 海水中的碳同位素比值就会出现正漂^[44]; 而当海洋中有机质 (如甲烷水合物) 被大量氧化分解和/或深层海水剧烈上涌时, 海水中的碳同位素比值就会出现负漂^[45-46]。

基于上述海水碳同位素的漂移原理, 同时考虑到

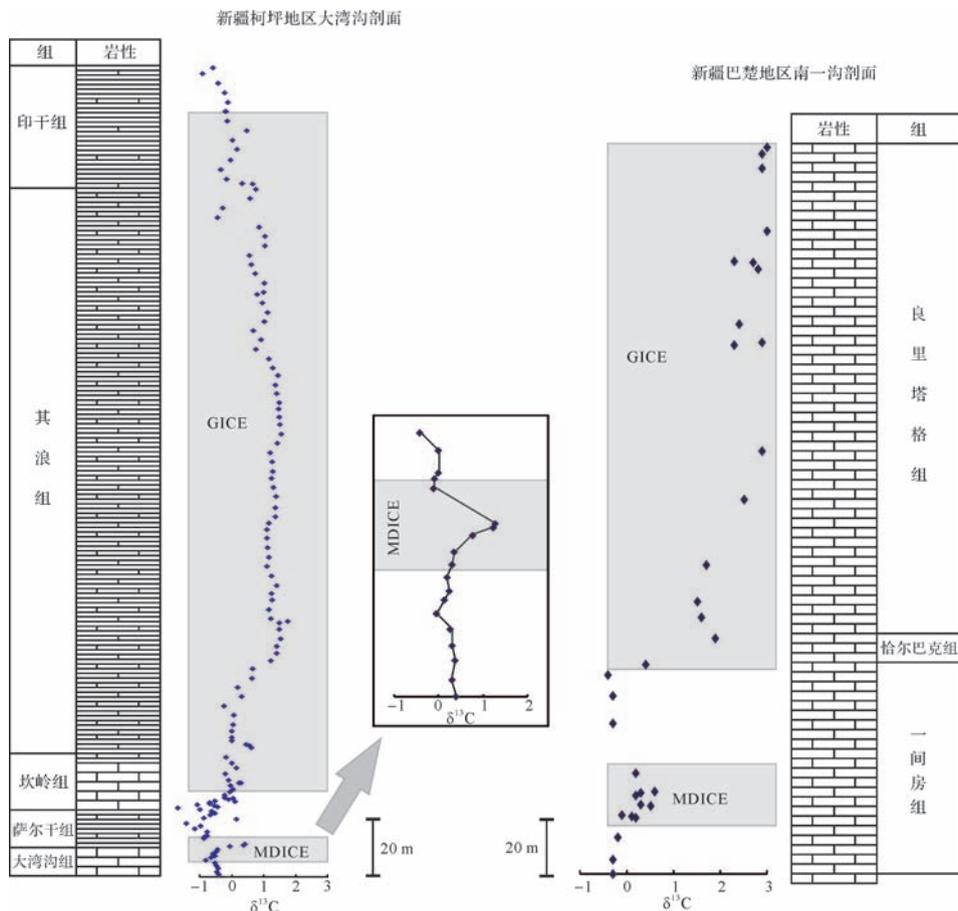


图5 新疆塔里木盆地柯坪地区大湾沟剖面^[40]和巴楚地区南一沟剖面^[36]的MDICE和GICE

Fig.5 MDICE and GICE at Dawangou Section in Keping area^[40] and Nanyigou Section in Bachu area^[36] of Tarim Basin

扬子地区和塔里木盆地的 MDICE 和 GICE 与黑色页岩的沉积紧密相伴这一重要现象(图 4,5),我们认为,中/晚奥陶世转折期海洋的生产力较高,更多的“轻碳” ^{12}C 从海水转移到有机质中并被埋藏,是形成这两次全球性碳同位素正漂的直接原因。但是,又是什么机制激发了当时海洋的生产力呢? Jones 等人在解释侏罗纪和白垩纪的几次大洋缺氧事件(大洋缺氧事件以黑色页岩的广泛沉积和碳同位素的正漂为标志)时,曾提出一种概念模型,认为洋中脊处的热液活动可以通过向海水中注入铁等生命必需元素,提高海洋的生产力^[47]。铁作为一种生命必需元素,在很大程度上控制了当代海洋生物生产力的高低^[48]。过去,一些学者观察到,洋中脊处的热液流体喷出后,会很快和海水发生化学反应,生成铁的硫化物和/或铁的氢氧化物沉淀^[49]。因而他们认为,洋中脊热液活动所提供的铁元素无法在长时间、长距离内维持溶解态^[50],很难被海洋中的生物所利用。但是,现在越来越多的研究发现,海底热液系统提供的呈溶解态

的铁元素可以通过某种复杂的机制在海水中维持稳定而不形成沉淀^[51]。在洋流的作用下,这种来自洋中脊热液系统的呈溶解态的铁甚至可以被搬运数千公里^[52]。这样,广阔海水中的生物就可能因为这些洋中脊热液来源的铁而繁盛,从而海洋的生物生产力得到提高。

在总结前人塔里木盆地的相关研究之后,我们发现, MDICE、GICE 这两次碳同位素正漂事件与中/晚奥陶世界线附近海水锶同位素比值的快速下降恰好处于同一层位(图 6)^[32,36,41,53]。我们在扬子地区黄花场剖面重建的奥陶纪牙形石锶同位素曲线也给出了类似的关系—锶同位素比值在牯牛潭组的上部(MDICE 发生的层位)开始快速、剧烈的下降,且这一下降趋势至少持续到宝塔组的下部(GICE 发生的层位)(作者尚未发表数据)。传统观点认为,海水锶同位素比值的下降反映的是洋中脊热液活动的加剧^[9-10,54-55]。虽然有新的研究发现,岛弧火山活动的增强可能才是引起海水锶同位素下降的主要因

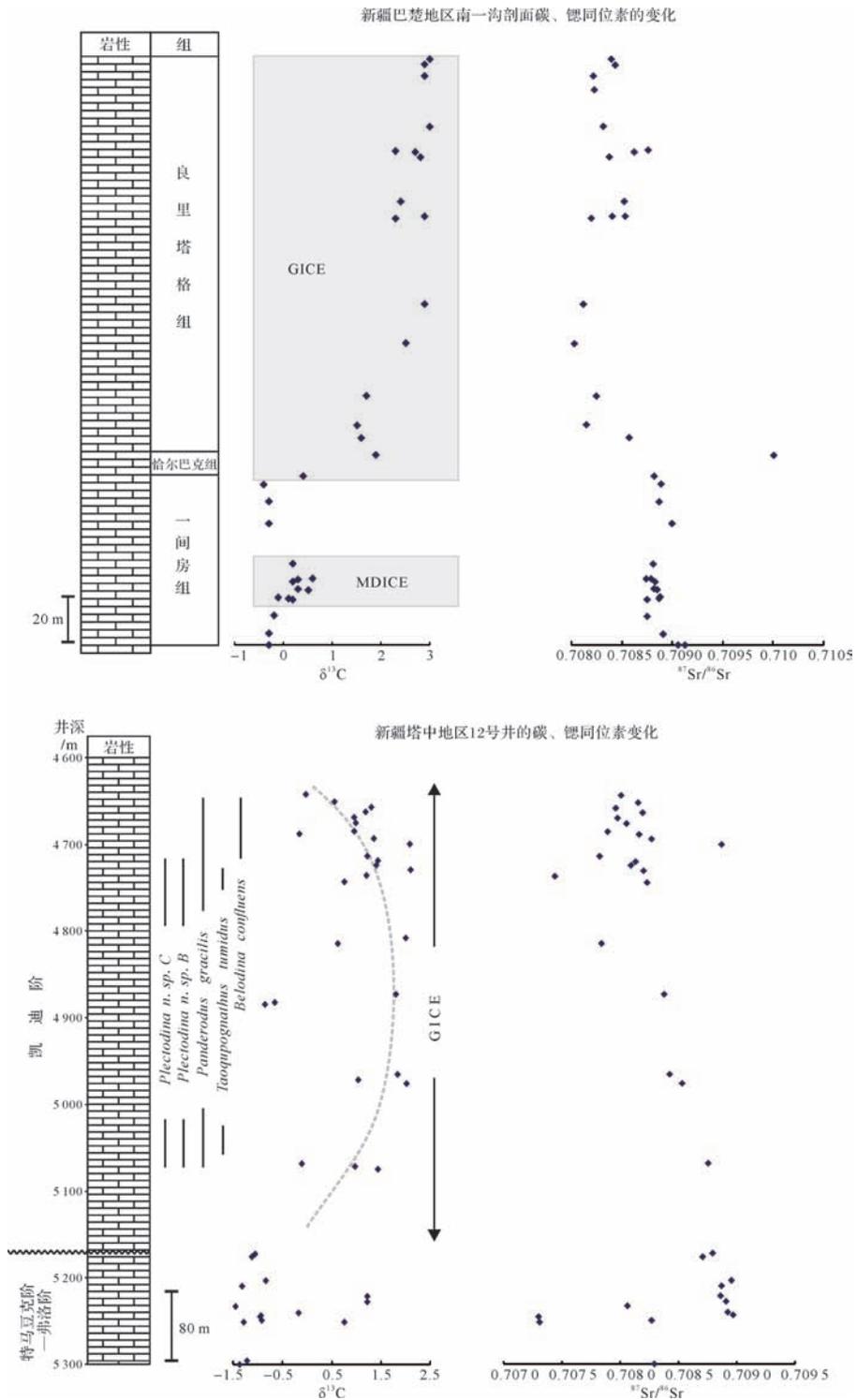


图 6 塔里木盆地与 MDICE、GICE 同层位的海水锶同位素比值的变化^[32,36,41,53]
 Fig.6 Simultaneous ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr variations during the MDICE and GICE in Tarim basin^[32,36,41,53]

素^[56],但是实际上,洋中脊热液活动的加剧和岛弧火山活动的增强两者之间并不矛盾:洋中脊扩张速率的增快不仅会导致海底热液活动的增强,还会使得板块边界老的洋壳不断俯冲至地幔,俯冲过程中洋壳脱去

部分水和流体,水和流体向上运移进入地幔楔,导致地幔楔熔融并产生岩浆,岩浆上涌并喷出地表,形成岛弧^[57]。所以,我们认为,MDICE 和 GICE 与⁸⁷Sr/⁸⁶Sr快速剧烈下降在发生时间上的吻合,指示了这两

次碳同位素正漂的形成可能与洋中脊热液活动加剧有关。海底热液系统能够通过向海水中注入铁等生命必需元素,刺激生物的繁盛,提高海水生产力,为碳同位素正漂的形成、甚至是生物辐射事件的发展提供条件。奥陶纪 Darriwilian 阶晚期至 Katian 阶的硅质岩明显增多,也被认为是和中/晚奥陶世转折期洋中脊热液活动加剧有关^[58],这一认识与我们的上述推论相符。

洋中脊和/或岛弧的剧烈活动会伴随着大量 CO₂ 的释放(“放气作用”),这有可能引发温室效应,导致气候变暖^[59]。奥陶纪 Darriwilian-Katian 阶海水氧同位素比值的下降(即温度的上升)可能与此有关^[11]。除了引发温室效应,洋中脊和/或岛弧剧烈活动释放的大量幔源 CO₂ 还可能会对海洋无机碳库的碳同位素比值产生影响^[44]。与海水无机碳库的平均碳同位素比值(~0‰)^[60]相比,幔源 CO₂ 的碳同位素比值(~-5‰)^[13,61]偏负。因此,洋中脊和/或岛弧剧烈的“放气作用”会首先引起海洋无机碳库小幅度的碳同位素负漂,而后才会因海水生产力的提高和/或有机质埋藏率的增加而出现碳同位素比值正漂^[62-63]。华南和塔里木盆地中/晚奥陶世转折期的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲线并没有显示出类似的变化(图 4,5),这似乎不符合本文中 MDICE 和 GICE 两次碳同位素正漂的形成与洋中脊热液活动加剧有关的推论。但是,碳同位素质量平衡模型表明,由火山活动“放气作用”而直接导致的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负漂的幅度非常有限^[44]。当火山活动释放到大气—海洋系统中的 CO₂ 增加 100%,且持续 100 kyr(相当于 Darriwilian 阶的中期到 Katian 阶的持续时间)时,首先出现的碳同位素负漂的幅度只有不足 0.5‰,而紧随其后出现的碳同位素正漂的幅度可达到 ~3‰(相当于 GICE 的漂移幅度)^[64]。所以,我们认为,中/晚奥陶世转折期洋中脊(或/和岛弧)的剧烈“放气作用”虽然能够引发温室效应,但可能并不足以引起明显的海水无机碳库碳同位素比值的负漂,或者由于采样密度不高而无法识别出如此小幅度的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负漂。

4 结论

中—晚奥陶世界线附近出现的两次全球性碳同位素正漂(MDICE 和 GICE)在我国扬子地区和塔里木盆地均有发现。两地区的这两次碳同位素正漂具有良好的可对比性,而且都和黑色页岩的沉积紧密相伴。MDICE 的漂移幅度较小,只有 ~1.0‰,而 GICE

的漂移幅度更大,在 2.0‰~2.5‰之间。GICE 跨越的地层厚度也更大,这可能与当时的沉积速率较快和/或碳同位素正漂持续的时间较长有关。

在扬子地区和塔里木盆地,MDICE 和 GICE 与锶同位素比值的快速剧烈下降在发生时间上相吻合,支持这两次碳同位素正漂的形成与洋中脊热液活动有关的推论。中—晚奥陶世转折期可能出现了洋中脊热液活动的加剧,热液系统通过向海水中注入铁等生命必需元素,刺激了海洋生物的繁盛,提高了海洋的生产力,为 MDICE 和 GICE 这两次全球性碳同位素正漂的形成、甚至生物辐射事件的发展提供了条件。

致谢 非常感谢陈代钊研究员对文章初稿提出的宝贵意见,意见细致而中肯,对文章水平的提升有很大帮助;作者和周锡强之间的有益讨论也对文章的最终成稿起到了重要作用,在此同样表示感谢。

参考文献 (References)

- 1 张元东,詹仁斌,樊隽轩,等. 奥陶纪生物大辐射研究的关键科学问题[J]. 中国科学(D辑):地球科学,2009,39(2):129-143. [Zhang Yuandong, Zhan Renbin, Fan Junxuan, et al. Principal aspects of the Ordovician biotic radiation[J]. Science China (Seri. D): Earth Sciences, 2009, 39(2): 129-143.]
- 2 Munnecke A, Calner M, Harper D A T, et al. Ordovician and Silurian sea - water chemistry, sea level, and climate: a synopsis[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2010, 296(3/4): 389-413.
- 3 Trench A, McKerrow W S, Torsvik T H. Ordovician magnetostratigraphy: a correlation of global data[J]. Journal of the Geological Society, 1991, 148(6): 949-957.
- 4 Finney S C, Berry W B N. The Ordovician Earth System[M]. Geological Society of America, 2010.
- 5 詹仁斌,靳吉锁,刘建波. 奥陶纪生物大辐射研究:回顾与展望[J]. 科学通报,2013,58(33):3357-3371. [Zhan Renbin, Jin Jisuo, Liu Jianbo. Investigation on the great Ordovician biodiversification event (GOBE): review and prospect[J]. Chinese Science Bulletin, 2013, 58(33): 3357-3371.]
- 6 Haq B U, Schutter S R. A chronology of Paleozoic sea-level changes [J]. Science, 2008, 322(5898): 64-68.
- 7 Algeo T J. Geomagnetic polarity bias patterns through the Phanerozoic [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1996, 101(B2): 2785-2814.
- 8 Torsvik T H, Trench A. Ordovician magnetostratigraphy: Ilnavirv-Caradoc limestones of the Baltic platform[J]. Geophysical Journal International, 1991, 107(1): 171-184.
- 9 Shields G A, Carden G A F, Veizer J, et al. Sr, C, and O isotope geochemistry of Ordovician brachiopods: a major isotopic event around the Middle-Late Ordovician transition [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2003, 67(11): 2005-2025.

- 10 Saltzman M R, Edwards C T, Leslie S A, et al. Calibration of a conodont apatite-based Ordovician $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve to biostratigraphy and geochronology: implications for stratigraphic resolution[J]. Geological Society of America Bulletin, 2014, 126(11/12): 1551-1568.
- 11 Trotter J A, Williams I S, Barnes C R, et al. Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry[J]. Science, 2008, 321(5888): 550-554.
- 12 Kah L C, Thompson C K, Henderson M A, et al. Behavior of marine sulfur in the Ordovician[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016, 458: 133-153.
- 13 Saltzman M R, Thomas E. Carbon isotope stratigraphy[M]//Gradstein F, Ogg J, Schmitz M, et al. The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012: 207-232.
- 14 Bergström S M, Chen Xu, Gutiérrez-Marco J C, et al. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy[J]. Lethaia, 2009, 42(1): 97-107.
- 15 Wang Yuejun, Zhang Feifei, Fan Weiming, et al. Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology[J]. Tectonics, 2010, 29(6), doi: 10.1029/2010TC002750.
- 16 Guan Yili, Yuan Chao, Sun Min, et al. I-type granitoids in the eastern Yangtze Block: implications for the Early Paleozoic intracontinental orogeny in South China[J]. Lithos, 2014, 206-207: 34-51.
- 17 Li Xianhua, Li Wuxian, Li Zhengxiang, et al. Amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks in South China: constraints from SHRIMP U - Pb zircon ages, geochemistry and Nd - Hf isotopes of the Shuangxiwu volcanic rocks[J]. Precambrian Research, 2009, 174(1/2): 117-128.
- 18 Chen Xu, Zhang Yuandong, Fan Junxuan, et al. Ordovician graptolite-bearing strata in southern Jiangxi with a special reference to the Kwanghsian Orogeny[J]. Science China Earth Sciences, 2010, 53(11): 1602-1610.
- 19 Chen Xu, Zhang Yuandong, Fan Junxuan, et al. Onset of the Kwanghsian Orogeny as evidenced by biofacies and lithofacies[J]. Science China Earth Sciences, 2012, 55(10): 1592-1600.
- 20 Munnecke A, Zhang Yuandong, Liu Xiao, et al. Stable carbon isotope stratigraphy in the Ordovician of South China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2011, 307(1/2/3/4): 17-43.
- 21 Wu Rongchang, Stouge S, Wang Zhihao. Conodontophorid biodiversification during the Ordovician in South China[J]. Lethaia, 2012, 45(3): 432-442.
- 22 汪啸风, Stouge S, 陈孝红, 等. 全球下奥陶统一—中奥陶统界线层型候选剖面——宜昌黄花场剖面研究新进展[J]. 地层学杂志, 2005, 29(增刊1): 467-489. [Wang Xiaofeng, Stouge S, Chen Xiaohong, et al. Advances on the potential GSSP for the base of Middle Ordovician series—Huanghuachang Section[J]. Journal of Stratigraphy, 2005, 29(Suppl.1): 467-489.]
- 23 Gradstein F, Ogg J, Schmitz M, et al. The Geologic Time Scale 2012[M]. Amsterdam: Elsevier, 2012.
- 24 Wu Rongchang, Stouge S, Li Zhihong, et al. Lower and Middle Ordovician conodont diversity of the Yichang region, Hubei Province, central China[J]. Bulletin of Geosciences, 2010, 85(4): 631-644.
- 25 陈旭, 丘金玉. 宜昌奥陶纪的古环境演变[J]. 地层学杂志, 1986, 10(1): 1-15, 79-80. [Chen Xu, Qiu Jinyu. Ordovician palaeoenvironmental reconstruction of Yichang area, West Hubei[J]. Journal of Stratigraphy, 1986, 10(1): 1-15, 79-80.]
- 26 Zhan Renbin, Jin Jisuo, Liu Jianbo, et al. Meganodular limestone of the Pagoda Formation: a time-specific carbonate facies in the Upper Ordovician of South China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016, 448: 349-362.
- 27 Schmitz B, Bergstrom S M, Wang Xiaofeng. The middle Darriwilian (Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ excursion (MDICE) discovered in the Yangtze Platform succession in China: implications of its first recorded occurrences outside Baltoscandia[J]. Journal of the Geological Society, 2010, 167(2): 249-259.
- 28 地质矿产部宜昌地质矿产研究所. 长江三峡地区生物地层学[M]. 北京: 地质出版社, 1987. [Yichang Institute of Geology and Mineral. Biostratigraphy of the Yangtze Gorge Area[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1987.]
- 29 Dyer B. Stratigraphic expression and numerical modeling of meteoric diagenesis in carbonate platforms during the Late Paleozoic Ice Age[D]. Princeton: Princeton University, 2015.
- 30 Knauth L P, Kennedy M J. The late Precambrian greening of the Earth[J]. Nature, 2009, 460(7256): 728-732.
- 31 Banner J L, Hanson G N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1990, 54(11): 3123-3137.
- 32 Bergström S M, Xu Chen, Schmitz B, et al. First documentation of the Ordovician Guttenberg $\delta^{13}\text{C}$ excursion (GICE) in Asia: chemostratigraphy of the Pagoda and Yanwashan formations in southeastern China[J]. Geological Magazine, 2009, 146(1): 1-11.
- 33 Ma Xuan, Wang Zhihao, Zhang Yuandong, et al. Carbon isotope records of the Middle - Upper Ordovician transition in Yichang area, South China[J]. Palaeoworld, 2015, 24(1/2): 136-148.
- 34 Fan Ru, Bergström S M, Lu Yuanzheng, et al. Upper Ordovician carbon isotope chemostratigraphy on the Yangtze Platform, Southwestern China: implications for the correlation of the Guttenberg $\delta^{13}\text{C}$ excursion (GICE) and paleoceanic change[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2015, 433: 81-90.
- 35 Young S A, Saltzman M R, Bergström S M, et al. Paired $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ records of Upper Ordovician (Sandbian-Katian) carbonates in North America and China: implications for paleoceanographic change[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2008, 270(1/2): 166-178.
- 36 赵国伟. 新疆巴楚地区中—晚奥陶世海平面变化: 碳、氧、锶同位素记录[D]. 长春: 吉林大学, 2013. [Zhao Guowei. Middle-Late Ordovician sea-level changes in the Bachu area, Tarim Basin, Xinjiang: carbon, oxygen and strontium isotope records[D]. Changchun: Jilin University, 2013.]

- 37 张智礼,李慧莉,谭广辉,等. 塔里木中央隆起区奥陶纪碳同位素特征及其地层意义[J]. 地层学杂志, 2014, 38(2): 181-189. [Zhang Zhili, Li Huili, Tan Guanghui, et al. Carbon isotope chemostratigraphy of the Ordovician system in central uplift of the Tarim Basin[J]. *Journal of Stratigraphy*, 2014, 38(2): 181-189.]
- 38 赵宗举,潘文庆,张丽娟,等. 塔里木盆地奥陶系层序地层格架[J]. 大地构造与成矿学, 2009, 33(1): 175-188. [Zhao Zongju, Pan Wenqing, Zhang Lijuan, et al. Sequence stratigraphy in the Ordovician in the Tarim Basin[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2009, 33(1): 175-188.]
- 39 胡明毅,钱勇,胡忠贵,等. 塔里木柯坪地区奥陶系层序地层与同位素地球化学响应特征[J]. 岩石矿物学杂志, 2010, 29(2): 199-205. [Hu Mingyi, Qian Yong, Hu Zhonggui, et al. Carbon isotopic and element geochemical responses of carbonate rocks and Ordovician sequence stratigraphy in Keping area, Tarim Basin[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2010, 29(2): 199-205.]
- 40 Zhang Yuandong, Munnecke A. Ordovician stable carbon isotope stratigraphy in the Tarim Basin, NW China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 458: 154-175.
- 41 江茂生,朱井泉,陈代钊,等. 塔里木盆地奥陶纪碳酸盐岩碳、锶同位素特征及其对海平面变化的响应[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 2002, 32(1): 36-42. [Jiang Maosheng, Zhu Jingquan, Chen Daidiao, et al. Carbon and strontium isotope variations and responses to sea-level fluctuations in the Ordovician of the Tarim Basin[J]. *Science China (Seri.D): Earth Sciences*, 2002, 32(1): 36-42.]
- 42 Liu Cunge, Li Guorong, Wang Dawei, et al. Middle-Upper Ordovician (Darrwilian-Early Katian) positive carbon isotope excursions in the northern Tarim Basin, northwest China: implications for stratigraphic correlation and paleoclimate[J]. *Journal of Earth Science*, 2016, 27(2): 317-328.
- 43 Maslin M A, Thomas E. Balancing the deglacial global carbon budget: the hydrate factor[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2003, 22(15/16/17): 1729-1736.
- 44 Kump L R, Arthur M A. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter[J]. *Chemical Geology*, 1999, 161(1/2/3): 181-198.
- 45 Hesselbo S P, Gröcke D R, Jenkyns H C, et al. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event[J]. *Nature*, 2000, 406(6794): 392-395.
- 46 Dickens G R, O'Neil J R, Rea D K, et al. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene[J]. *Paleoceanography*, 1995, 10(6): 965-971.
- 47 Jones C E, Jenkyns H C. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous[J]. *American Journal of Science*, 2001, 301(2): 112-149.
- 48 Boyd P W, Ellwood M J. The biogeochemical cycle of iron in the ocean[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3(10): 675-682.
- 49 German C R, Seyfried W E, Jr. Hydrothermal processes[M]//Holland H D, Turekian K K. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Oxford: Elsevier, 2014: 191-233.
- 50 Bruland K W, Middag R, Lohan M C. Controls of Trace metals in seawater[M]//Holland H D, Turekian K K. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Oxford: Elsevier, 2014: 23-47.
- 51 Tagliabue A, Bopp L, Dutay J C, et al. Hydrothermal contribution to the oceanic dissolved iron inventory[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3(4): 252-256.
- 52 Resing J A, Sedwick P N, German C R, et al. Basin-scale transport of hydrothermal dissolved metals across the South Pacific Ocean[J]. *Nature*, 2015, 523(7559): 200-203.
- 53 Jiang Maosheng, Zhu Jingquan, Chen Daizhao, et al. Carbon and strontium isotope variations and responses to sea-level fluctuations in the Ordovician of the Tarim Basin[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2001, 44(9): 816-823.
- 54 Qing Hairuo, Barnes C R, Buhl D, et al. The strontium isotopic composition of Ordovician and Silurian brachiopods and conodonts: relationships to geological events and implications for coeval seawater[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62(10): 1721-1733.
- 55 Veizer J. Strontium isotopes in seawater through time[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1989, 17(1): 141-167.
- 56 Allègre C J, Louvat P, Gaillardet J, et al. The fundamental role of island arc weathering in the oceanic Sr isotope budget[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 292(1/2): 51-56.
- 57 Wilson M. Island arcs[M]//Wilson B M. *Igneous Petrogenesis*. 2nd ed. Netherlands: Springer, 2007.
- 58 Kidder D L, Tomescu I. Biogenic chert and the Ordovician silica cycle[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 458: 29-38.
- 59 Williams S N, Schaefer S J, Marta Lucia Calvache V, et al. Global carbon dioxide emission to the atmosphere by volcanoes[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(4): 1765-1770.
- 60 Bickert T. Influence of geochemical processes on stable isotope distribution in marine sediments[M]//Schulz H D, Zabel M. *Marine Geochemistry*. Berlin Heidelberg: Springer, 2006: 339-369.
- 61 Deines P. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths[J]. *Earth-Science Reviews*, 2002, 58(3/4): 247-278.
- 62 Weissert H, Erba E. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a Late Jurassic - Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record[J]. *Journal of the Geological Society*, 2004, 161(4): 695-702.
- 63 Gard A, François L M, Dessert C, et al. Basaltic volcanism and mass extinction at the Permo-Triassic boundary: environmental impact and modeling of the global carbon cycle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 234(1/2): 207-221.
- 64 Payne J L, Kump L R. Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 256(1/2): 264-277.

Carbon Isotope Excursions Near the Middle-Late Ordovician Transition in the Yangtze Area and Their Possible Genesis

ZHAO PingPing^{1,2} JIANG MaoSheng¹ LI RenWei¹

(1. Key Laboratory of Petroleum Resource Research, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

2. College of Earth Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Two global positive carbon isotope excursions near the Middle to Late Ordovician transition—the Middle Darriwilian Inorganic Carbon Excursion (MDICE) and the Guttenberg Inorganic Carbon Excursion (GICE)—have been documented approximately in parallel with the major pulses of Great Ordovician Biodiversification Events (GOBE), great global sea level rises, geomagnetic reversals and significant variations of strontium, oxygen, sulfur isotopes in the ocean, indicating a possible causal link. Here, we reported the MDICE and GICE at Chenjiahe section in Yangtze area and compared them with their equivalents in Tarim Basin. Both the MDICE and GICE are found at the same stratigraphic level of rapid decrease of oceanic strontium isotope ratios in Yangtze Block and Tarim Basin, suggesting that the two carbon isotope excursions may be related to the enhanced hydrothermal activities at the middle ocean ridges, which could have increased releasing of essential nutrient elements such as iron into the seawater; this may have stimulated the biological blooms and increased oceanic primary productivity and organic burial, further inducing the positive carbon isotope excursions, i.e., the MDICE and GICE.

Key words: Yangtze area; Middle-Late Ordovician transition; carbon isotope excursions; MDICE; GICE; hydrothermal activities