

# 浙江煤山 P/T 之交碳同位素 对有机碳埋藏的指示意义

黄俊华<sup>1,2</sup>, 罗根明<sup>1,2</sup>, 白 晓<sup>1</sup>, 汤新燕<sup>1</sup>

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学生物地质与环境地质教育部重点实验室, 湖北武汉 430074

**摘要:** 根据碳酸盐碳同位素和有机(干酪根)碳同位素记录, 结合碳循环模式, 计算得到了浙江煤山全球二叠系—三叠系界线层型剖面第 23—40 层的有机碳埋藏分数  $f_{org}$ 。在第 23—24 层和第 27—29 层下部出现  $f_{org}$  的两个高峰值, 与绿硫细菌反映的两个缺氧环境条件相对应。在第 25—26 层和第 32—34 层出现两个  $f_{org}$  低谷值, 与 2-甲基藿烷指示的两次蓝细菌繁盛(第 26 层和第 29 层上部到第 34 层)基本吻合。这些结果反映了  $f_{org}$  与埋藏时的氧化还原条件密切相关。 $f_{org}$  与总有机碳含量 TOC 的关系比较复杂, 一些 TOC 较高的层位(如第 26 层)  $f_{org}$  却较低, 而一些 TOC 较低的层位(如第 27 层)  $f_{org}$  却较高, 反映了原始生产力对 TOC 的重要贡献。根据原始生产力和  $f_{org}$  得到的原始有机埋藏量, 可以校正现今测得的残余 TOC。本次研究结果说明, 同步有机—无机碳同位素分析, 在建立一定碳循环模型的基础上, 计算有机碳埋藏分数, 可有效指示有机质埋藏状态, 进而为建立生物—环境—有机碳埋藏的耦合关系模型提供基础。

**关键词:** 碳同位素; 碳循环; 有机碳埋藏; 二叠系—三叠系界线。

中图分类号: P736

文章编号: 1000-2383(2007)06-0767-07

收稿日期: 2007-08-25

## The Organic Fraction of the Total Carbon Burial Flux Deduced from Carbon Isotopes across the Permo-Triassic Boundary at Meishan, Zhejiang Province

HUANG Jun-hua<sup>1,2</sup>, LUO Gen-ming<sup>1,2</sup>, BAI Xiao<sup>1</sup>, TANG Xin-yan<sup>1</sup>

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology of Ministry of Education, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

**Abstract:** By combining the carbon cycle model with the records of carbonate and organic (kerogen) carbon isotope composition, this paper presents the calculation of the fraction of organic carbon burial ( $f_{org}$ ) of beds 23—40 at the GSSP of the Permian-Triassic boundary at Meishan, Zhejiang Province. The resulting calculation produces two episodes of  $f_{org}$  maxima observed to occur at beds 23—24 and 27—29, which respectively corresponds to the two episodic anoxic events indicated by the flourish of green sulfur bacteria. Two episodic  $f_{org}$  minima occurred at beds 25—26 and 32—34 generally coincident with the flourish of cyanobacteria (bed 26 and upper part of beds 29 to 34) as shown by the high value of 2-methylhopanes. It appears that the  $f_{org}$  is related to the redox conditions with greater  $f_{org}$  values observed at the reductive condition. The relationship between  $f_{org}$  and the total organic carbon (TOC) content was complex. The  $f_{org}$  value was low at some beds with high TOC content (such as bed 26), whilst high  $f_{org}$  values observed at some beds with low TOC content (e. g. bed 27). This association infers the important contribution of primary productivity to the TOC content. The original organic burial could be thus calculated through the configuration of the function of the primary productivity and  $f_{org}$ , which can be used to correct the residual TOC measured in modern time. This investigation indicates that compiling the organic-inorganic carbon isotopes with the carbon cycle model favors to understand the fraction of organic carbon burial, providing information for the reconstruction of the coupling among biota, environments and organic burial.

**Key word:** carbon isotope; carbon cycle; organic burial; Permian-Triassic boundary.

基金项目: 中国石油化工股份有限公司海相油气勘探前瞻性项目(No. G0800-06-ZS-319).

作者简介: 黄俊华(1964—), 男, 高工, 主要从事同位素地球化学、第四纪与环境研究. E-mail: jhhuang@cug.edu.cn

海相碳酸盐岩的碳同位素,在油气成因、来源等研究中发挥了重要的作用,并取得了丰硕的成果(Xu *et al.*, 2001; 郭庆军等, 2004; 史跃中等, 2004; 腾格尔等, 2004; 戴金星等, 2005; 高波等, 2005; Tengger *et al.*, 2006; 张水昌等, 2006). 碳同位素包括无机碳同位素( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ )和有机碳同位素( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ),两者都在烃源岩的勘查和评价中得到广泛的应用,并在认识烃源岩的物质来源和环境条件中发挥了作用.但是,无论是 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 还是 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ,都是多种效应(生产力、海洋环境、有机物保存等)综合作用的结果,它们都很难单独给出更为详细的信息.尤其是各种效应在不同生境单元中所发挥的作用各不相同,很难区分谁是主要因素,谁是次要因素.

在现代全球变化研究中,全球碳循环的定量模拟取得了重大突破,在碳循环(特别是海洋碳循环模式)理论指导下,提出了古海洋碳循环模式并试图对其环境意义进行解译(Kump, 1991; Kump and Arthur, 1999; Voigt *et al.*, 2006).利用 $\Delta\text{C}$ 值(即 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )可以解译碳循环过程的变化及两种碳库之间通量的变化.Riccardi *et al.* (2007),对比分析了二叠—三叠纪之交浙江煤山剖面 and 广元上寺剖面的 $\Delta\text{C}$ 值,发现其在事件层界线开始处都有一个突然的降低,并探讨了其可能的原因.Hayes *et al.* (1999)、Kump and Arthur (1999)等在碳循环模式的基础上建立了有机碳埋藏率、有机碳—无机碳同位素分馏差异、生物光合作用同位素分馏的计算模式.

在全球背景下,生产力的变化固然会分别影响 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ,但在特定的地质时期, $\Delta\text{C}$ 却保持相对稳定. $\Delta\text{C}$ 主要响应有机物的分解和埋藏的效果.Voigt *et al.* (2006)通过对欧洲白垩纪 Cenomanian 晚期的碳同位素研究,利用 Kump and Arthur (1999)建立的 $\Delta\text{C}$ 与埋藏分数之间的数学关系,在碳循环模型的基础上,计算了不同海平面条件下有机碳埋藏分数( $f_{\text{org}}$ )的变化,从而为探讨生物—环境—有机碳埋藏的耦合关系提供了基础.因而,同步、平行地研究有机碳和无机碳同位素的组成,将为我们提供有机碳埋藏效率的详细信息.

本文以生物地层、地球化学等研究程度都很高的浙江煤山全球 P/T 界线层型剖面为研究对象,通过同步分析其有机、无机碳同位素,尝试利用 Kump 模型,计算 P/T 重大地史转折期有机碳埋藏分数,并由此探讨有机碳埋藏分数与原始生产力和氧化还

原条件的关系,分析由埋藏分数和原始生产力确定的原始有机埋藏量与残余有机碳之间的关系,最终为地球生物学评价指标与传统方法之间的校正提供方法.

## 1 样品及分析方法

研究区煤山镇,位于浙江省长兴县西北部.煤山剖面在二叠系长兴组为浅海碳酸盐岩台地沉积,在三叠系殷坑组为浅海深水陆棚沉积,剖面分为 A、B、C、D、E 和 Z 6 个子剖面.其中 D 剖面为全球二叠系—三叠系界线层型剖面.

样品取自 B 剖面,从 P—T 界线以下长兴组的第 22 层到早三叠世和龙山组下段开始的第 62 层.在长度约为 20.6 m 的岩层中,共采集了 384 个样品.本次研究仅对其中 26 个样品同步进行有机碳及碳酸盐碳、氧同位素分析.有机碳同位素分析采用先提取干酪根,然后用铂金丝作催化剂,在石英管中,样品和氧化剂 850 °C 下反应,纯化后的 CO<sub>2</sub> 送 MAT-251 同位素质谱分析其碳同位素组成.碳酸盐碳、氧同位素则采用传统的磷酸法(McCreath, 1950),用约 20 mg 样品在 25 °C 条件下和 100% 磷酸反应 24 小时,收集反应后的 CO<sub>2</sub> 气体在 MAT-251 同位素质谱上测试,无机碳同位素分析控制标准物质采用 GBW04416 ( $\delta^{13}\text{C} = 1.61\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -11.59\text{‰}$ )及 GBW04417 ( $\delta^{13}\text{C} = -6.06\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -24.12\text{‰}$ ),有机碳同位素标准物质采用 GBW04407 ( $\delta^{13}\text{C} = -22.43\text{‰}$ )和 GBW04408 ( $\delta^{13}\text{C} = -36.91\text{‰}$ ).样品测试结果均相对于 PDB 标准表示,所有样品碳同位素分析精度 $\leq \pm 0.1\text{‰}$ . TOC 和干酪根样品由江汉油田研究院实验室完成,其他样品都由中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室测定.测试结果见表 1.

## 2 结果与讨论

### 2.1 有机( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )、碳酸盐( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ )碳同位素特征

总体碳酸盐碳同位素变化范围在  $-1.5\text{‰} \sim -4.0\text{‰}$ (相对 PDB)之间(图 1),在第 25、26 层和第 32—34 层有 2 次明显的负偏过程.第一次负异常 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值从第 23 层顶部开始便逐步地降低,第 25 层陡然降低,幅度达 4‰.同步干酪根有机碳同位素值

表 1 煤山 B 剖面样品  $\delta^{13}C_{org}$  及  $\delta^{13}C_{carb}$  分析结果

Table 1 The  $\delta^{13}C_{org}$  and the  $\delta^{13}C_{carb}$  data of the samples analyzed at Meishan section B

层段	样号	深度	岩性	$\delta^{13}C_{org}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}C_{carb}$ (‰ PDB)
38	B-38-8	1 797	钙质泥岩	-25.7	2.4
37	B-34-188	1 334	钙质泥岩	-24.4	0.9
35	B-34-148	975	钙质泥岩	-25.0	0.0
	B-34-108	692	钙质泥岩	-25.7	-1.1
	B-34-79	549	黑色泥岩	-25.7	-1.1
34	B-34-55	439	钙质泥岩	-25.3	-1.1
	B-34-26	307	钙质泥岩	-28.9	-1.5
	B-34-8	237	钙质泥岩	-25.4	-0.7
32	B-32-16	134	钙质泥岩	-26.1	-0.2
30	B-30-12	75	灰岩	-30.6	-0.3
30	B-30-16	59	泥质灰岩	-28.8	-0.2
29	B-29-8	41	灰岩	-25.5	1.2
28	B-28-4	27	粘土	-25.2	-0.2
27	B-27-12	19	灰岩	-25.4	0.7
27	B-27-24	11	灰岩	-30.6	0.2
26	B-26-2	9	钙质泥岩	-32.7	-0.4
26	B-26-5	6	钙质泥岩	-31.5	-0.9
25	B-25-2	3	粘土	-28.8	-0.6
	B-24e-2	-3.5	灰岩	-29.6	1.3
	B-24e-3	-6.5	灰岩	-28.7	1.3
24	B-24d-4	-18.5	灰岩	-27.8	0.8
	B-24c-8	-48.5	灰岩	-28.7	2.5
	B-24b-6	-66	灰岩	-28.3	2.8
	B-24a-6	-75	灰岩	-28.1	2.1
23	B-23-3	-86	灰岩	-29.8	3.6
23	B-23-42	-190.5	灰岩	-28.0	3.6

在 -33‰ ~ -24‰(PDB) 之间, 平均值为 -27.71‰. 从图 2 中可看出, 26 个样品  $\delta^{13}C_{org}$  值均小于 -33‰, 明显分为 2 类: 一类是碳同位素小于 -30‰, 属于混合型干酪根. 另一类是  $\delta^{13}C_{org}$  值均大于 -28‰, 应属于腐殖型干酪根. 和  $\delta^{13}C_{carb}$  的变化一样, 有机碳同位素也有 2 次明显的负偏阶段, 长兴组也在第 26 层, 殷坑组在第 30 层和 34 层之间的一些层位. 总体上殷坑组的  $\delta^{13}C_{org}$  大于长兴组. 煤山剖面二叠—三叠纪之交 TOC 含量总体都不高, 与  $\delta^{13}C_{org}$  无明显相关关系. 在第 23、24 层和第 29—34 层段 TOC 相对较高, 并快速波动, 形成两个明显的高值段. 第 26 层也较高. 在第 25、27、28 层 TOC 都很低, 一般在 0.1% 以下.

2.2 碳循环模式建立与有机碳埋藏分数  $f_{org}$  的计算

二叠—三叠纪之交的碳同位素研究已经非常深入(李玉成和周忠泽, 2002; 徐冉等, 2006; Haas *et al.*, 2007; Krull *et al.*, 2004; Magaritz *et al.*, 1988, 1992; Payne *et al.*, 2004; Smith and MacLeod, 1994; Wang *et al.*, 2005; Xu and Yan,

1993; Zhang *et al.*, 2006; Xie *et al.*, 2007a), 对探讨 P/T 之交的生物与环境变化发挥了重要作用. 共同的认识是二叠—三叠纪之交碳同位素发生了明显的负偏, 但对其负偏的原因, 以及负偏是一次还是多次, 渐变式的还是突变, 还有着不同的认识. 关于二叠—三叠纪之交碳同位素的变化幅度也还存在较大的分歧, Xu and Yan (1993) 研究认为二叠—三叠纪之交碳同位素的变化幅度高达 8‰, 并认为最大幅度发生在二叠—三叠纪界线处. 而后来的学者认为二叠—三叠纪之交碳同位素的幅度并没有这么大, 只有 3‰ 左右, 并且变化最大的层位也不是在二叠—三叠纪界线处(Cao *et al.*, 2002; Payne *et al.*, 2004).

要系统定量研究二叠—三叠纪之交有机—无机碳同位素变化, 对其演化机理的认识非常必要. 对于如何认识地质历史时期海洋有机碳库与无机碳库的转化, 国外许多学者通过对现代海洋碳循环模型的改进, 提出了各种古海洋碳循环模式(Kump and Garrels, 1986; Kump, 1991; Kump and Arthur,

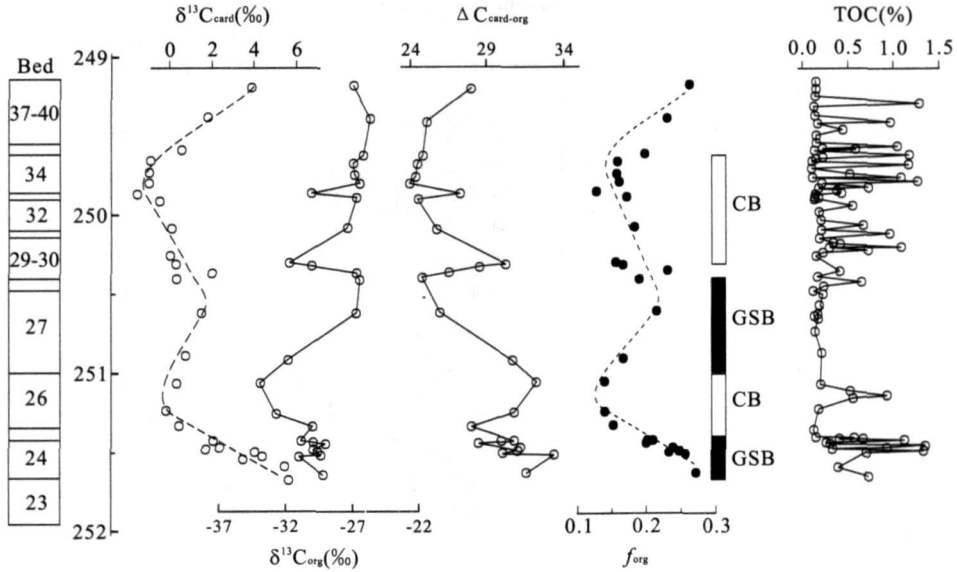


图 1 煤山 B 剖面  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 、 $f_{\text{org}}$  及 TOC 随时间变化曲线(年代据 Bow ring *et al.*, 1998)

Fig. 1 The variation trends of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  and TOC at Meishan Section B

CB. 蓝细菌繁盛; GSB. 绿硫细菌繁盛

1999; Hayes *et al.*, 1999; Voigt, 2006). Kump and Arthur (1999) 在前人研究基础上增加考虑了火山作用、地表风化作用等, 改进了碳循环模式(图 3), 建立了有机碳埋藏率的计算公式, 为我们认识碳同位素与有机质埋藏的定量—半定量研究提供了数理基础. 下式是 Kump and Arthur (1999) 考虑火山作用等因素后, 改进的碳循环模型提出的计算有机碳埋藏分数  $f_{\text{org}}$  的公式:

$$f_{\text{org}} = \frac{(\delta_w - \delta_{\text{carb}})}{\Delta_B}$$

$\delta_w$  表示风化作用和火山作用的  $\delta^{13}\text{C}$  值, 一般假设其与地幔  $\delta^{13}\text{C}$  值相等, 为  $-5\text{‰}$ ,  $\Delta_B = \delta^{13}\text{C}_{\text{org}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ .

利用该式对煤山剖面的有机碳埋藏分数进行计算(图 1). 结果表明, 有机碳埋藏分数  $f_{\text{org}}$  与无机碳同位素值变化相类似, 在所研究的层段, 出现两个高峰值和两个低谷值.  $f_{\text{org}}$  两个高峰值出现在第 23—24 层和第 27—29 层下部.  $f_{\text{org}}$  两个低谷值出现在第 25—26 层和第 32—34 层. 很有意义的是,  $f_{\text{org}}$  两个高峰值出现的层位, 如第 24 层和第 27 层, 也正对应于两个极度缺氧环境, 出现了绿硫细菌的繁盛(Grice *et al.*, 2005). 这说明了这两个层位有机质埋藏分数的增加与水体缺氧环境有关. 而  $f_{\text{org}}$  两个低谷值出现的层位, 正对应着两次蓝细菌的繁盛, 如第 26 层、第 29 层上部到第 34 层(Xie *et al.*, 2005,

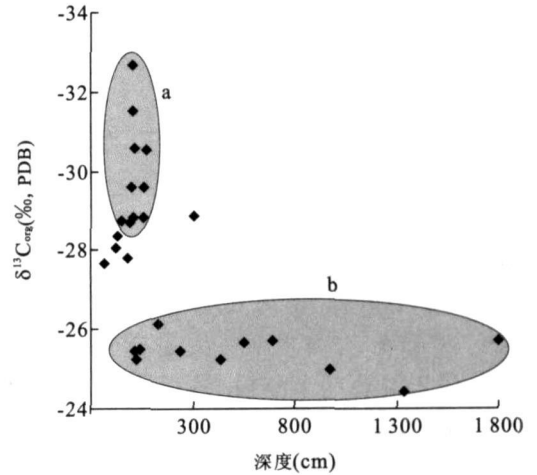


图 2 煤山 B 剖面  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  随剖面深度变化曲线

Fig. 2 The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  variation with depth at Meishan Section B

2007a). 分子化石的研究表明, 第 26 层和 29 层整个水体并不缺氧(Huang *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2005). 可能是因为蓝细菌的繁盛, 进行氧化光合作用, 才导致水体富氧, 从而使有机质埋藏分数降低. 从以上分析可以看出, 有机质埋藏分数的变化与氧化还原条件密切相关. 该剖面的研究结果表明, 在一定的情况下,  $f_{\text{org}}$  与沉积水体的氧化还原条件相一致, 可能可以作为有机质保存系数的替代指标.

### 2.3 有机碳埋藏分数 $f_{\text{org}}$ 与总有机碳含量的关系

从有机碳埋藏分数  $f_{\text{org}}$  与 TOC 变化看, 长兴晚

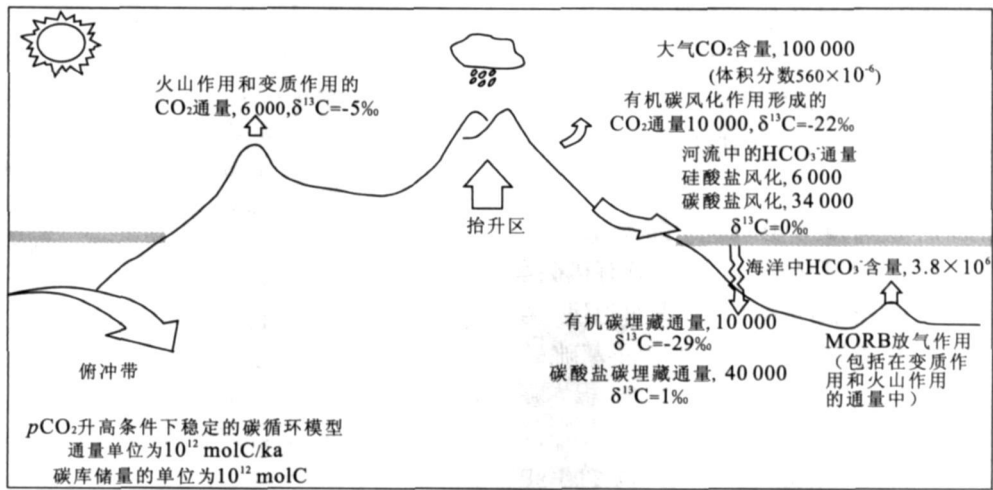


图 3 Kump and Arthur(1999) 提出的碳同位素循环模式

Fig. 3 The carbon cycle model proposed by Kump and Arthur(1999)

期的高埋藏分数, 对应了同步地层中相对较高的 TOC 含量. 这表明该段生产力高, 生物繁盛, 相对氧化程度低, 大量有机碳得以埋藏并保存. 但很显然, 从总的情况来看, 本剖面有机碳埋藏分数与总有机碳含量(TOC)的关系不是很明显, 除了在第 24 层两者表现出较好的相关关系. 在某些层段(第 26 层、第 27 层、第 34 层等层位)似乎正好相反. 在第 26 层,  $f_{org}$  较低, 但 TOC 较高; 而在第 27 层,  $f_{org}$  较高, 但 TOC 较低.

有机碳埋藏分数  $f_{org}$  与总有机碳含量出现的这种复杂关系(表 2), 主要的原因在于, TOC 不仅与  $f_{org}$  有关, 而且还与原始生产力有关. 具体地说, 在第 26 层, 虽然  $f_{org}$  较低, 但因蓝细菌很繁盛, 导致了 TOC 也较高. 在第 27 层, 虽然  $f_{org}$  较高, 但因生产力较低, TOC 也较低. 因此, 从有机碳埋藏分数  $f_{org}$  与总有机碳含量的复杂关系告诉我们, 原始生产力与氧化还原条件对烃源岩有机质的贡献都很重要, 在有些情况下甚至是生产力更重要. 例如, 第 26 层的

表 2 一些层位的有机碳埋藏分数  $f_{org}$ , 原始生产力  $P$  和总有机碳含量 TOC

Table 2 The fraction of the organic carbon burial ( $f_{org}$ ), the primary production ( $P$ ) and the TOC content in some beds in Meishan section B

层号	有机碳埋藏分数 $f_{org}$	原始生产力 $P$	总有机碳含量 TOC
32-34	低	高	高
27	高	低	低
26	低	高	高
24	高	高	高

蓝细菌繁盛导致了高的 TOC, 尽管其埋藏条件不好, 氧化条件导致有机质容易降解而使埋藏分数很低. 因此, 即使有机质的保存条件不是很好, 在某些情况下, 较高的初级生产力仍然可以形成较高的 TOC 含量. 当然这些层位的高 TOC 值(如第 26 层、第 32—34 层)也可能是与陆源有机质的输入增加有关, Xie *et al.* (2007b) 对该时期的分子化石研究表明, 这两个层位对应了较高的陆源有机碳的输入.

根据埋藏分数  $f_{org}$  和原始生产力  $P$ , 我们就可以构建函数, 以计算出原始的有机质埋藏量  $TOC_{burial}$ , 即  $TOC_{burial} = F(f_{org}, P)$ .

而  $TOC_{burial}$  与现今测得的 TOC 之间的差值, 就是成岩以后发生变化的有机质. 据此, 就可以利用地球生物学的方法对传统方法进行校正.

### 3 结论

煤山 B 剖面有机、无机碳同位素在 P/T 之交存在至少 2 次明显的负偏过程, 分别第 25—26 层和第 32—34 层. 有机碳同位素的值表明该剖面干酪根有明显的差别, 一类小于  $-30\%$ , 属于混合型干酪根, 另一类则均大于  $-28\%$ , 属于腐殖型干酪根. 有机、无机碳同位素差值  $\Delta C_{carb-org}$  也有明显变化, 殷坑组  $\Delta C_{carb-org}$  值总体比长兴组的要低.

经碳循环模型计算得到有机碳埋藏分数  $f_{org}$ , 在第 23—24 层和第 27—29 层下部出现两个高峰值, 对应于两个缺氧环境条件. 在第 25—26 层和第 32—34 层出现两个低谷值, 对应着两次蓝细菌繁

盛,反映  $f_{\text{org}}$  与埋藏时的氧化还原条件密切相关。而  $f_{\text{org}}$  与 TOC 的关系比较复杂,一些 TOC 较高的层位,  $f_{\text{org}}$  却较低,反映了原始生产力对 TOC 的重要性。而根据原始生产力和  $f_{\text{org}}$  得到的原始有机埋藏量,可以校正 TOC。

本次研究结果说明,同步有机-无机碳同位素分析,在建立一定碳循环模型的基础上,计算有机碳埋藏分数,可有效指示有机质埋藏状态,进而为建立生物-环境-有机碳埋藏的耦合关系模型提供基础。

## References

- Bowring, S. A., Erwin, D. H., Jin, Y. G., et al., 1998. U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction. *Science*, 280(5366): 1039–1045.
- Cao, C. Q., Wang, W., Jin, Y. G., 2002. Carbon isotope excursions across the Permian-Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China. *Chinese Science Bulletin*, 47(13): 1125–1129.
- Dai, J. X., Li, J., Luo, X., et al., 2005. Alkane carbon isotopic composition and gas source in giant gas field of Ordos basin. *Acta Petrolei Sinica*, 26(1): 18–26 (in Chinese with English abstract).
- Gao, B., Fan, M., Liu, W. H., et al., 2005. Carbon isotopic features and genetic type of natural gas in Tahe oilfield. *Oil & Gas Geology*, 26(5): 618–622 (in Chinese with English abstract).
- Grice, K., Gao, C., Love, G. D., et al., 2005. Photic zone euxinia during the Permian-Triassic superanoxic event. *Science*, 307: 706–709.
- Guo, Q. J., Liu, C. Q., Strauss, H., et al., 2004. Isotopic investigation of Late Neoproterozoic and Early Cambrian carbon cycle on the northern Yangtze platform, South China. *Acta Geoscientica Sinica*, 25(2): 151–156 (in Chinese with English abstract).
- Haas, J., Demény, A., Hips, K., et al., 2007. Biotic and environmental changes in the Permian-Triassic boundary interval recorded on a western Tethyan ramp in the Bükk Mts., Hungary. *Global and Planetary Change*, 55(1–3): 136–154.
- Hayes, J. M., Strauss, H., Kaufman, A. J., 1999. The abundance of  $^{13}\text{C}$  in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chemical Geology*, 161(1–3): 103–125.
- Huang, X. Y., Jiao, D., Lu, L. Q., et al., 2007. The fluctuating environment associated with the episodic biotic crisis during the Permian-Triassic transition: Evidence from microbial biomarkers in Changxing, Zhejiang Province. *Science in China (Series D)*, 50: 1052–1059.
- Krull, E. S., Lehmann, D. J., Druke, D., et al., 2004. Stable carbon isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary in shallow marine carbonate platforms, Nanpanjiang basin, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204(3–4): 297–315.
- Kump, L. R., 1991. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. *Geology*, 19(4): 299–302.
- Kump, L. R., Arthur, M. A., 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: Carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, 161(1–3): 181–198.
- Kump, L. P., Garrels, R. M., 1986. Modeling atmospheric  $\text{O}_2$  in the global sedimentary redox cycle. *Am. J. Sci.*, 286: 337–360.
- Li, Y. C., Zhou, Z. Z., 2002. Massive dissociation of gas hydrate during oceanic anoxia as a cause of mass extinction at the end Permian. *Geology Geochemistry*, 30: 57–63 (in Chinese with English abstract).
- Magaritz, M., Baer, R., Baud, A., et al., 1988. The carbon-isotope shift at the Permian/Triassic boundary in the southern Alps is gradual. *Nature* 331(6154): 337–339.
- Magaritz, M., Krishnamurthy, R. V., Holser, W. T., 1992. Parallel trends in organic and inorganic carbon isotopes across the Permian/Triassic boundary. *American Journal of Science*, 292(10): 727–739.
- McCrea, J. M., 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18: 849–857.
- Payne, J. L., Lehmann, D. J., Wei, J. Y., et al., 2004. Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction. *Science* 305(5683): 506–509.
- Riccardi, A., Kump, L. R., Arthur, M. A., et al., 2007. Carbon isotopic evidence for chemocline upward excursions during the end-Permian event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248(1–2): 73–81.
- Shi, Y. Z., Hu, C. Y., Fang, N. Q., et al., 2004. Carbon isotopic composition of organic matter in Co-rich ferromanganese crust and its implication for paleoceanography. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 29(2): 148–150 (in Chinese with English abstract).
- Smith, R. M. H., MacLeod, K. G., 1994. Sedimentology and carbon isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary in the Karoo basin, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 27: 185–186.

- Tenges Liu, W. H., Xu, Y. C., et al., 2004. Organic carbon isotope record in marine sediment and its environmental significance—An example from Ordos basin, NW China. *Petroleum Exploration and Development*, 31(5): 11—16 (in Chinese with English abstract).
- Tenges Liu, W. H., Xu, Y. C., et al., 2006. Comprehensive geochemical identification of highly evolved marine carbonate rocks as hydrocarbon-source rocks as exemplified by the Ordos basin. *Science in China (Series D)*, 49(4): 384—396.
- Voigt S., Andrew, S. G., Voigt T., 2006. Sea-level change carbon cycling and palaeoclimate during the Late Cenomanian of northwest Europe; An integrated palaeoenvironmental analysis. *Cretaceous Research*, 27(6): 836—858.
- Wang C. J., Liu, Y. M., Liu, H. X., et al., 2005. Geochemical significance of the relative enrichment of Pristane and the negative excursion of  $\delta^{13}C_{Pr}$  across the Permian-Triassic Boundary at Meishan, China. *Chinese Science Bulletin*, 50(19): 2213—2225.
- Xie, S. C., Pancost, R. D., Huang J. H., et al., 2007a. A double carbon isotope perturbation during the Permo/Triassic crisis. *Geology*, in press.
- Xie, S. C., Pancost, R. D., Huang X. Y., et al., 2007b. Molecular and isotopic evidence for episodic environmental change across the Permo/Triassic boundary at Meishan in South China. *Global and Planetary Change*, 55(1—3): 56—65.
- Xie, S. C., Pancost, R., Yin, H. F., et al., 2005. Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. *Nature*, 434(7032): 494—497.
- Xu, D. Y., Yan, Z., 1993. Carbon isotope and iridium event markers near the Permian/Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 104(1—4): 171—175.
- Xu, R., Gong, Y. M., Tang, Z. D., 2006. Blooming of bacteria and algae: Possible killer of Devonian Frasnian-Famennian mass extinction? *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 31(6): 787—797 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Y. C., Shen, P., Liu, W. H., et al., 2001. Isotopic composition characteristics and identification of immature and low-mature oils. *Chinese Science Bulletin*, 46(22): 1923—1929.
- Yin, H. F., Zhang, K. X., Tong, J. N., et al., 2001. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary. *Episodes* 24(2): 102—114.
- Zhang, F., Feng, Q. L., He, W. H., et al., 2006. Multidisciplinary stratigraphy across the Permian-Triassic boundary in deep water environment of the Dongpan section, South China. *Norwegian Journal of Geology*, 125—131.
- Zhang, S. C., Wang, R. L., Jin, Z. J., et al., 2006. The relationship between the Cambrian-Ordovician high-TOC source rock development and paleoenvironment variations in the Tarim basin, Western China; Carbon and oxygen isotope evidence. *Acta Geologica Sinica*, 80(3): 459—466 (in Chinese with English abstract).

### 附中文参考文献

- 戴金星, 李剑, 罗霞, 等, 2005. 鄂尔多斯盆地大气田的烷烃气碳同位素组成特征及其气源对比. *石油学报*, 26(1): 18—26.
- 高波, 范明, 刘文汇, 等, 2005. 塔河油田天然气的碳同位素特征及其成因类型. *石油与天然气地质*, 26(5): 618—622.
- 郭庆军, 刘丛强, Strauss, H., 等, 2004. 晚震旦世至早寒武世扬子地台北缘碳同位素研究. *地球学报*, 25(2): 151—156.
- 李玉成, 周忠泽, 2002. 华南二叠纪末缺氧海水中的有毒气体与生物绝灭事件. *地质地球化学*, 30: 57—63.
- 史跃中, 胡超涌, 方念乔, 等, 2004. 富钴结壳中有机碳同位素组成特征及其古海洋意义. *地球科学——中国地质大学学报*, 29(2): 148—150.
- 腾格尔, 刘文汇, 徐永昌, 等, 2004. 海相沉积有机质的碳同位素记录及其环境意义——以鄂尔多斯盆地为例. *石油勘探与开发*, 31(5): 11—16.
- 徐冉, 龚一鸣, 汤中道, 2006. 菌藻类繁盛: 晚泥盆世大灭绝的疑凶? *地球科学——中国地质大学学报*, 31(6): 787—797.
- 张水昌, Wang, R. L., 金之钧, 等, 2006. 塔里木盆地寒武纪—奥陶纪优质烃源岩沉积与古环境变化的关系: 碳氧同位素新证据. *地质学报*, 80(3): 459—466.