

贵州新民二叠系—三叠系界线剖面有机碳同位素变化特征及生物地球化学意义

胡庆¹⁾, 曹珺¹⁾, 黄俊华¹⁾, 喻建新²⁾, 张宁²⁾, 冯庆来¹⁾

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

2) 中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质教育部重点实验室, 武汉, 430074

内容提要:本文研究了贵州新民二叠系—三叠系界线剖面有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)组成和疑源类、菌藻类丰度的变化特征。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在二叠纪末期存在缓慢降低和陡然降低两个阶段:缓慢降低发生于 *Clarkina yini* 带中下部,陡然降低出现在 *Clarkina meishanensis* 带内部。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的缓慢下降与疑源类、菌藻类的丰度值保持在较低的水平相一致; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的陡然降低是火山活动海洋生态系的破坏以及可能存在甲烷释放等作用的结果。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的缓慢降低和陡然降低表明了海洋环境由渐变到突变的过程。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 陡然降低之前出现较高值,该层位与绿硫细菌的繁盛层位相对应,说明绿硫细菌可能是造成这一较高值的主要原因。与浅水相剖面相比,新民剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在早三叠世早期仍然呈下降趋势,说明生态环境持续恶化,海洋生产率低下,生物复苏延缓。

关键词:有机碳同位素;二叠系—三叠系界线;疑源类及菌藻类;生物绝灭;新民剖面

二叠纪—三叠纪(P—T)之交发生了显生宙以来最大的一次生物绝灭事件(Erwin, 1994),多达90%以上的海洋生物物种发生了绝灭(Erwin, 1993),P—T之交的生物灾变事件和环境剧变伴随着全球碳循环的动荡。研究表明,P—T界线附近无机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)普遍存在2‰~4‰的异常降低(曹长群等, 2002; Xie et al., 2007)。近年来随着对自然碳循环理论的深入研究,人们逐渐认识到有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)是分析古环境变化和生物地球化学事件不可或缺的部分,绝大多数学者仅使用 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 或/和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化来讨论海洋初始生产率的变化或沉积环境的变迁等。但是很少有人直接研究海洋菌藻微生物数量上的变化在特殊的地质历史时期对碳循环的影响。菌藻微生物代表海洋初始生产率,在地质灾变时期处于海洋生物圈中非常重要的地位(龚一鸣等, 2005)。本文将根据新民剖面P—T界线附近 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和疑源类、菌藻类丰度变化特征,并配上TOC值的变化,探讨 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 异常偏移的趋势、机制及生物地球化学意义。

1 剖面概况和实验方法

新民二叠系—三叠系界线剖面位于贵州省安顺

市北约二十千米的轿子山附近(图1),该剖面主要出露晚二叠世大隆组和早三叠世罗楼组地层,岩层近水平产出,P—T界线出露完整。在岩性上以硅质、钙质灰岩和泥岩为主,夹有凝灰岩和粘土岩,生物化石丰富,保存较好。笔者等在新民剖面P—T界线上、下近10m地层连续、近等距离采集80余块样品,对同一样品有机碳同位素、有机碳总量(TOC)进行测试,以及对疑源类、藻类及菌孢的丰度进行分析。

对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的测试,首先选取新鲜样品20g,粉碎至200目,用5%的盐酸,浸泡16h以上,除去无机碳酸盐矿物。加入蒸馏水,用离心机冲洗,至样品中性,40~60℃烘干。称取1g样品,装入石英反应器底部,以Pt为催化剂,同时加入氧化剂。将反应器接到真空系统,通过机械泵缓慢抽除系统中的杂气,至0.2 mPa,去气完全,给反应器加热至850℃。用液氮将反应的 CO_2 收集并纯化。最后将收集的 CO_2 样品在MAT-251同位素质谱仪上进行同位素分析。每5个样品加入1个国家标准样(GBW-04407的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -22.43\text{‰}$)。样品有机碳同位素测试结果均为相对于PDB标准,所有样品碳同位素的分

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号40839903和40921062)的成果。

收稿日期:2010-09-20;改回日期:2010-11-30;责任编辑:章雨旭。

作者简介:胡庆,男,1986年生。地质学专业硕士研究生。主要研究方向为地层学和碳同位素地球化学。Email: huqing011054@126.

com。通讯作者:冯庆来,教授,博士生导师。主要从事造山带地层学和生物地层学研究。Email: qinglaifeng@cug.edu.cn。

析绝对误差 $\leq 0.1\%$ 。有机碳同位素的测试在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室完成,TOC 和干酪根样品等在中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质教育部重点实验室测定。疑源类和菌藻处理和分析采用常规酸处理及重液浮选法(雷勇等,2010)。

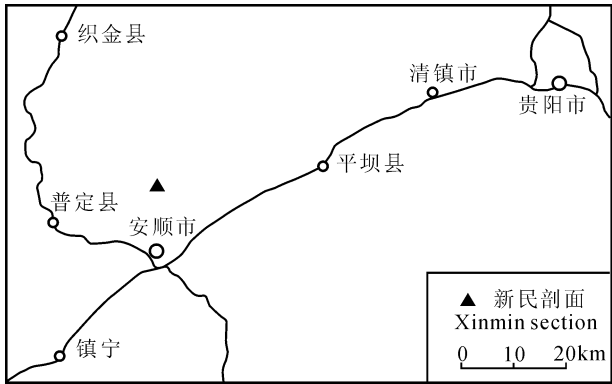


图 1 贵州新民剖面地理位置图
Fig. 1 Location of Xinmin section, Guizhou

考虑到成岩作用、后期热变质作用及地下水对有机碳同位素和生物地球化学信息的影响,笔者等

通过岩石薄片和光面研究进行检测,由于研究剖面的干酪根为腐泥型干酪根,未发现可供镜质体反射率研究用的镜质体。地球化学数据表明,80 余件有机碳同位素样品 Mn/Sr 比值大多数在 0.5~3 范围内[$<<10$ 的判别阈值(Kaufman et al., 1995)]。另外,新民剖面岩层近水平产出,受地下水的改造极弱,菌藻和疑源类保存完好,碳化程度很低。上述研究表明,贵州新民二叠系—三叠系界线剖面有机碳同位素基本保持了原始生物地球化学信息。

2 测试结果

新民二叠系—三叠系界线剖面 $\delta^{13}C_{org}$ 、TOC、疑源类、藻类及菌孢的丰度(丰度表示:个/克,p/g)如表 1,统计如图 2, $\delta^{13}C_{org}$ 的变化范围是在 -23% ~ -30% ,属于有机碳同位素的正常分布值。新民剖面牙形石带从下至上依次是 *Clarkina postwangi* 带、*Clarkina yini* 带、*Clarkina hauschkei* 带、*Clarkina meishanensis* 带。为了讨论新民剖面有机碳同位素的变化特征,将研究区划分为 6 个演化阶段:

阶段 I (稳定阶段)从第 1 层(未见底)到第 2 层

表 1 $\delta^{13}C_{org}$ 、TOC、疑源类、藻类及菌孢的丰度
Table1 $\delta^{13}C_{org}$ 、TOC and the abundance of acritachs, algae and microbes

采样层位	岩性	$\delta^{13}C_{org}$ (PDB, ‰)	TOC (%)	疑源类 及藻类 (p/g)	菌孢 (p/g)	层厚 (cm)	采样层位	岩性	$\delta^{13}C_{org}$ (PDB, ‰)	TOC (%)	疑源类 及藻类 (p/g)	菌孢 (p/g)	层厚 (cm)
XM1-7-1	硅质泥岩			78.96	78.96	10	XM2-3-7	硅质泥岩			0.00	0.00	4.0
XM1-7-2	硅质泥岩	-25.18	1.42	0.00	0.00	15.0	XM2-3-8	硅质泥岩			276.37	0.00	3.0
XM1-7-3	硅质泥岩			26.31	131.61	6.0	XM2-4-1-1	硅质泥岩	-23.74	0.79	118.44	39.48	4.0
XM1-8-1	硅质泥岩	-23.30	2.90	0.00	47.38	19.0	XM2-4-1-2	硅质泥岩			331.64	442.19	4.0
XM1-8-2	硅质泥岩	-23.89	2.05	307.08	61.42	3.0	XM2-4-1-3	硅质泥岩			251.22	251.22	4.0
XM1-8-3	硅质泥岩	-23.94	1.72	0.00	36.85	2.0	XM2-4-1-4	硅质泥岩			29.07	145.48	4.0
XM1-9-1	凝灰岩	-25.86	0.00	0.01	0.01	3.0	XM2-4-2	页岩	-25.19	1.23	0.00	0.00	3.3
XM1-9-2	页岩			0.01	0.01	3.0	XM2-4-3	泥岩			552.74	773.84	4.7
XM1-9-3	页岩			0.01	0.01	3.0	XM2-5-1	硅质泥岩			0.00	473.75	6.0
XM1-9-4	页岩	-26.11	0.48	0.00	69.09	3.0	XM2-5-2	硅质泥岩			0.00	138.19	1.4
XM2-1-1	泥岩			138.19	207.28	2.0	XM2-5-3	硅质泥岩			345.46	483.65	1.6
XM2-1-2	钙质泥岩	-24.58	2.11	315.85	552.74	3.0	XM2-5-4	硅质泥岩			0.00	276.37	1.5
XM2-1-3	泥岩			13.82	0.00	3.0	XM2-5-5	钙质泥岩	-24.84	4.65	552.74	552.74	1.0
XM2-2-1	钙质泥岩	-24.23	1.72	92.14	276.37	9.5	XM2-5-6-1	钙质泥岩			0.00	52.62	4.0
XM2-2-2	泥岩			368.49	276.37	3.5	XM2-5-6-2	钙质泥岩			0.00	0.00	7.5
XM2-3-1	页岩			773.84	110.55	3.0	XM2-6-1	泥岩	-24.22	0.44	92.12	322.43	5.0
XM2-3-2	硅质泥岩			73.68	184.23	1.0	XM2-6-2	灰岩	-23.82	1.38	0.00	276.37	2.5
XM2-3-3	页岩	-25.39	2.91	122.83	552.74	2.5	XM2-6-3	钙质泥岩	-24.98	1.26	0.00	552.74	3.0
XM2-3-4	硅质泥岩			103.64	138.19	0.5	XM2-6-4	钙质泥岩	-24.33	2.56	100.50	301.49	3.0
XM2-3-5	泥岩			170.08	170.08	3.0	XM2-6-5	钙质泥岩			32.50	373.93	2.5
XM2-3-6	硅质泥岩			55.27	0.00	4.0	XM2-6-6	钙质泥岩	-25.10	1.77	0.00	58.18	3.2

(续表 1)

采样层位	岩性	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (PDB, ‰)	TOC (%)	疑源类 及藻类 (p/g)	菌孢 (p/g)	层厚 (cm)	采样层位	岩性	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (PDB, ‰)	TOC (%)	疑源类 及藻类 (p/g)	菌孢 (p/g)	层厚 (cm)
XM2-7	灰岩	−23.95	2.45	184.25	184.25	12.8	XM4-1-2-1	凝灰岩			110.55	0.00	3.0
XM2-8-1	页岩	−26.00	0.31	0.00	304.01	12.0	XM4-1-2-2	凝灰岩	−29.16	2.32	75.39	50.24	2.0
XM2-8-2	泥岩	−25.70	0.01	0.00	0.00	2.5	XM4-1-3	凝灰岩	−24.67	0.03	276.37	184.23	12.7
XM2-8-3	泥岩	−25.46	1.24	368.49	644.86	4.5	XM4-1-4	泥岩	−26.14	0.33	552.74	690.93	5.0
XM2-8-4	硅质泥岩	−24.65	1.96	0.00	829.11	3.5	XM4-2-2	页岩	−24.52	2.95	310.92	207.28	12.5
XM2-8-5	硅质泥岩			69.09	207.28	3.0	XM4-2-4	硅质泥岩			340.16	127.57	6.0
XM2-8-6	泥岩			92.14	92.14	3.0	XM4-3-1	硅质灰岩			30.73	0.00	3.5
XM2-9-2	泥灰岩			30.73	92.14	7.0	XM4-3-3	硅质泥岩			0.00	25.15	14.0
XM2-9-3	泥灰岩	−23.81	3.63	29.09	116.37	8.5	XM4-4	硅质泥岩	−24.34	2.30	138.19	0.00	18.5
XM2-9-4	泥灰岩			0.00	405.32	3.5	XM4-5	硅质灰岩	−24.05	1.24	103.64	138.19	8.0
XM2-9-5	灰岩	−23.35	2.78	24.03	168.23	10.0	XM4-6-1	页岩			103.64	138.19	5.3
XM2-10-1	灰岩			55.27	55.27	10.0	XM4-6-2	硅质泥岩	−24.49	2.03	78.96	0.00	4.5
XM2-10-2	灰岩	−23.80	2.72	55.27	110.55	3.2	XM4-7	硅质泥岩	−23.97	0.24	276.37	138.19	23.0
XM2-11-1	钙质泥岩	−24.98	0.46	0.00	230.31	3.8	XM4-8-2	硅质泥岩	−24.18	0.30	46.06	0.00	30.0
XM2-11-2	钙质泥岩			39.47	39.47	6.5	XM4-9-2	泥岩	−24.84	0.02	276.37	69.09	10.0
XM2-11-3	钙质泥岩	−24.29	1.58	46.06	138.19	7.5	XM4-10-1	泥灰岩	−25.74	2.29	195.08	260.11	3.2
XM2-11-4	钙质泥岩	−24.12	1.25	0.00	552.74	4.5	XM4-10-2	泥岩	−25.29	0.03			4.8
XM2-11-5	钙质泥岩	−23.39	1.26	0.00	276.37	4.5	XM4-10-3	硅质泥岩	−23.59	1.73	165.82	193.46	8.2
XM2-11-6	钙质泥岩			55.27	331.64	4.0	XM4-11-1	泥灰岩	−29.13	0.16	434.29	217.17	3.1
XM2-12-1	钙质泥岩			85.04	170.07	5.0	XM4-11-2	硅质泥岩			483.65	310.92	1.5
XM2-12-2	硅质泥岩	−23.66	1.64	829.11	1105.48	9.5	XM4-11-3	硅质泥岩			552.74	307.10	1.2
XM2-12-3	钙质泥岩			110.55	276.37	7.5	XM4-11-4	硅质泥岩	−24.15	1.08	92.12	92.12	16.0
XM2-12-4	钙质泥岩	−24.25	0.36	46.04	230.33	8.5	XM5-1-1	粘土岩	−24.53	0.02	0.00	0.00	15.9
XM2-13-1	泥岩	−23.52	0.39	58.18	174.55	5.5	XM5-1-2	泥岩	−24.18	4.71	276.37	69.09	3.0
XM2-13-2	泥灰岩	−23.60	0.33	0.00	227.60	9.0	XM5-1-3	泥岩	−24.27	3.37	386.92	0.00	4.0
XM3-1-2	泥岩			52.62	263.21	14.0	XM5-1-4	泥岩			92.14	0.00	2.1
XM3-1-3	粘土岩	−26.37	0.21	0.00	110.55	13.5	XM5-2	粘土岩	−24.55	0.03	0.00	52.64	2.9
XM3-2-1	硅质泥岩	−24.39	2.12	0.00	177.65	4.5	XM5-3-2	泥岩			552.74	184.23	9.0
XM3-3-1	硅质泥岩	−23.40	0.76	0.00	122.82	23.5	XM5-3-3	钙质泥岩	−27.74	0.32	675.57	491.32	3.1
XM3-3-3	硅质泥岩	−24.17	2.61	0.00	122.83	35.0	XM5-3-4	泥岩	−27.40	0.07	429.92	368.51	2.0
XM3-3-8	硅质灰岩			0.00	46.04	−11.5	XM5-4-2	泥岩	−25.84	0.02	442.19	110.55	2.0
XM3-3-9	硅质灰岩	−24.43	2.36	34.55	34.55	43.0	XM6-1	泥岩	−25.52	0.10			36.0
XM3-4-1	硅质灰岩	−24.74	0.62	46.06	184.25	18.0	XM6-2	泥岩	−26.53	0.24			14.0
XM3-4-2	硅质灰岩			55.27	55.27	0.5	XM6-4	泥岩	−26.47	0.15	0.00	50.25	14.0
XM3-4-3	硅质灰岩			0.00	78.99	3.0	XM6-5-1	泥岩			73.68	0.00	4.0
XM3-4-4	硅质灰岩			39.47	0.00	12.0	XM6-5-2	泥岩	−25.90	0.18	61.42	61.42	6.0
XM3-4-5	硅质灰岩			55.27	110.55	1.0	XM7-1	泥岩	−27.44	0.01			14.0
XM3-4-6	硅质灰岩			58.20	58.20	0.5	XM7-3	泥岩	−25.44	0.13			19.7
XM3-4-8	硅质灰岩	−24.96	0.28	0.00	69.09	4.0	XM8-2	泥岩	−27.72	0.16			16.8
XM3-4-10	硅质岩	−23.97	3.59	78.96	78.96	6.5	XM8-4	粘土岩	−27.69	0.26			10.5
XM3-4-11	硅质泥岩	−25.35	1.46	0.00	138.19	2.5	XM8-5	泥岩	−28.66	0.19			8.0
XM3-4-14	硅质泥岩	−25.67	2.54	110.55	147.40	7.0	XM8-6	泥岩	−26.62	0.27			6.5
XM3-4-15	硅质灰岩	−23.74	2.00	92.12	0.00	6.7	XM8-10	粘土岩	−28.89	0.11			25.5
XM3-4-17	硅质岩			110.55	110.55	15.8	XM9-1	泥岩	−27.21	0.31			6.0
XM4-1-1-1	凝灰岩	−27.51	0.02	46.04	0.00	14.0	XM9-3	泥岩	−27.72	0.09			6.5
XM4-1-1-2	凝灰岩			0.00	50.24	4.0							

顶部,以灰黑色硅质泥岩为主,夹少量灰绿色火山凝灰岩,每层凝灰岩之上出现灰绿色—黑色页岩。第2层下部主要是泥岩、硅质泥岩,中—上部为泥灰岩

及钙质泥岩夹少量页岩。这一段牙形带为 *Clarkina postwangi* 带。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化趋势虽然高频波动,但整体上保持相对稳定,从−25.18‰逐渐

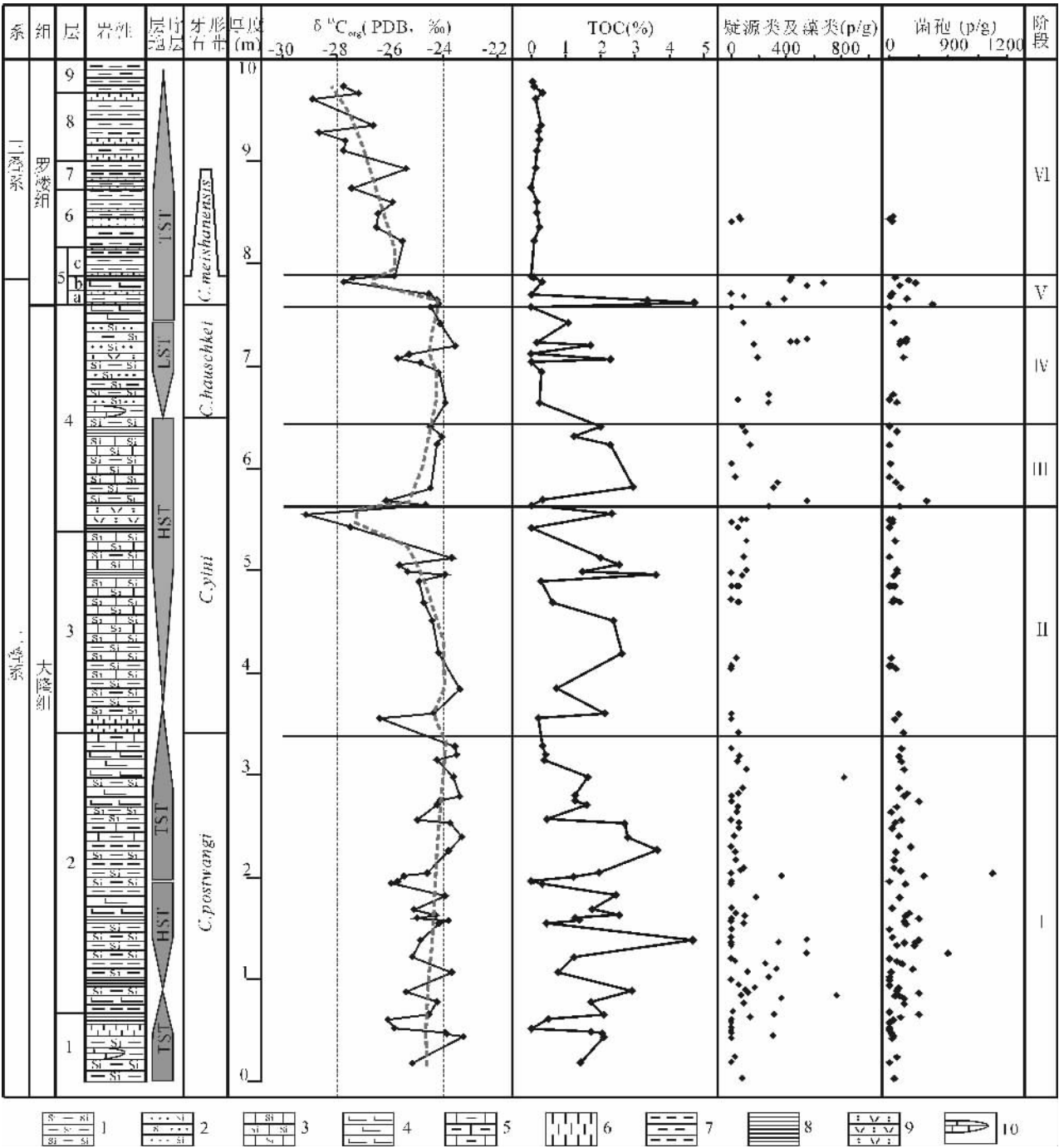


图 2 新民二叠系—三叠系界线剖面综合图

Fig. 2 Comprehensive map of Permian—Triassic boundary of Xinmin section

1—硅质泥岩;2—硅质粉砂岩;3—硅质灰岩;4—钙质泥岩;5—泥灰岩;6—粘土岩;7—泥岩;8—页岩;9—玻屑凝灰岩;10—灰岩透镜体
1—siliceous mudstone;2—siliceous siltstone;3—siliceous limestone;4—calcareous mudstone;5—marl;6—clay;
7—mudstone;8—shale;9—vitric tuff;10—limestone lenses

上升到 *Clarkina postwangi* 带顶端的 -23.60‰ 。

阶段 II (缓慢降低阶段) 从第 3 层到第 4 层底部。第 3 层底部为一层火山凝灰岩,其上主要是硅质泥岩或硅质灰岩,富含生物碎屑。第 4 层底部为黄绿色—黑色页岩,往上为玻屑凝灰岩、硅质泥岩。

此段为 *Clarkina yini* 带下部。这一阶段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在整体缓慢降低的过程中出现两次急剧负偏。第一次急剧负偏是在第 3 层底部的火山凝灰岩中,负偏幅度达 -3.77‰ ;第二次剧烈偏移发生在第 4 层底部的页岩和玻屑凝灰岩中,最大偏移 -5.44‰ 。

阶段Ⅲ(稳定阶段)相当于第 4 层下部。主要是硅质泥岩和硅质灰岩夹少量页岩。生物带为 *Clarkina yini* 带上部。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在这一阶段维持相对稳定状态,由 -24.52‰ 到 -24.49‰ 基本维持稳定。

阶段Ⅳ(波动阶段)位于第 4 层上部。岩性上以出现含硅质粉砂岩为特征,标志着低水位域的出现。此阶段对应 *Clarkina hauschkei* 带。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 表现出剧烈振动,在玻屑凝灰岩处最大偏移幅度为 -1.77‰ 的负偏,其后 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 回升。

阶段Ⅴ(陡然降低阶段)位于第 5 层下部。底部为黄绿色薄层粘土岩,其上为泥页岩、蒙脱石粘土岩,往上为钙质泥岩,顶部为页岩。*Clarkina meishanensis* 带对应这一阶段。两层粘土岩及其间泥页岩均对应较高的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值,此后 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 由 -24.55‰ 急剧降低至 -27.74‰ ,偏移幅度为 -3.19‰ 。

阶段Ⅵ(下降阶段)从第 5 层上部至第 9 层。从火山粘土岩开始,向上泥岩夹少量页岩及火山粘土岩。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值波动较为剧烈,整体呈负偏趋势。

3 新民剖面与煤山剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值变化对比

浙江煤山剖面是二叠—三叠系全球界线层型剖面,各项地质研究在该剖面上已具有相当的深度(Yin et al., 1996, 2001; Jin et al., 2006)。曹长群等认为二叠纪末期海洋碳循环异常在煤山剖面始于 23 层, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 缓慢降低,在 24e 层有所回升, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的陡然降低出现在殷坑组 26 层内部,最大降低幅度达 -3.7‰ ,至 27 层迅速恢复,往上高幅波动但整体逐渐升高(曹长群等, 2002)。Luo et al. 通过 $\delta^{13}\text{C}_{\text{kero}}$ 所得的结果也有类似的变化趋势(Luo et al., 2010),在第 25 层白色粘土层 $\delta^{13}\text{C}_{\text{kero}}$ 、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 都保持一相对较高值,而在第 26 层暗色泥岩(或“黑色粘土层”)有机碳同位素的急剧负偏。到早三叠世有机碳同位素值逐渐回升。

从牙形石带及 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化趋势来看,新民剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化特征可以与煤山剖面进行近等时框架上的对比(如图 3):

(1)事件界线层以下,阶段Ⅱ、Ⅲ对应煤山 23 层顶部到 24e 层顶部,阶段Ⅱ(相当于 24a~d) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值缓慢下降,阶段Ⅲ(相当于 24e) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 维持相对稳定。而阶段Ⅳ在新民剖面是低水位域(LST),对应牙形石带为 *Clarkina hauschkei* 带,在华南该牙形石带主要发育在台地边缘盆地的低水位域之中,在

煤山剖面等碳酸盐台地地层序列中缺失,或沉积很薄,没有识别。

(2)在事件界线层以内,阶段Ⅴ相当于煤山剖面 25~27b 层,其中 5a 层粘土层、泥岩对应于煤山 25 层白色粘土, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值较高,而在 5b 层钙质泥岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值陡然降低,与煤山剖面第 26 层的陡然负偏相对应。

(3)P—T 界线以上,阶段Ⅵ $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值仍呈负漂的趋势,与煤山剖面明显不同。

4 讨论

海洋有机碳同位素的组成直接受海水溶解碳的 ^{12}C 和 ^{13}C 比例及 CO_2 总量变化的影响,其变化的主要因素包括:海洋生物初级生产率、生物固碳类型、大气 CO_2 浓度、火山作用及风化作用的强弱等。

海洋浮游植物在光合作用过程中,优先吸收 ^{12}C ,使得沉积的有机质中亏损 ^{13}C 。然而,在高生产率区,浮游植物的光合作用的碳固定率超过海洋溶解 $\text{CO}_2(\text{aq})$ 的补给率,植物细胞内外碳同位素的分馏作用将减弱,产生的净效应是 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值增大(Shemesh et al., 1993)。因此,在高生产率区,植物细胞内相对富集 ^{13}C (Popp et al., 1998),并可能出现 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的同步增长(Hollander et al., 1991)。而海洋 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值与海水中 $\text{CO}_2(\text{aq})$ 存在负相关关系(Kump, 1991; Wang et al., 1994)。营光合作用的海洋浮游植物对碳同位素的分馏作用随着海水中 $\text{CO}_2(\text{aq})$ 的增大而增强(Kump et al., 1999; Rau et al., 1992, 1997),使得海相有机质相对周围环境中总溶解碳亏损 ^{12}C ,从而引起 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的降低。笔者等将立足于碳循环的理论,探讨 P—T 之交 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏移的机制及其生物地球化学意义。

4.1 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化与疑源类、菌藻类丰度值及 TOC 值的关系

在阶段Ⅰ, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值保持相对稳定,对应疑源类、菌藻类有较高的丰度值以及高 TOC 值,表明长兴期早期正常的海洋环境,生物生产率较高。

阶段Ⅱ, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值缓慢下降,疑源类、菌藻类的丰度值一度保持在较低的水平,表明此时海洋环境和海洋生态系已经发生改变,致使海洋碳循环开始出现异常。而事实上同一时期的煤山剖面 24 层也开始出现了碳同位素的异常偏移(Xie et al., 2007)。对于某些点位较高的 TOC 值可能是此阶段位于海侵期沉积速率相对较慢使得这一段地层高度凝缩,或者由于较好的有机质沉积保存环境造成

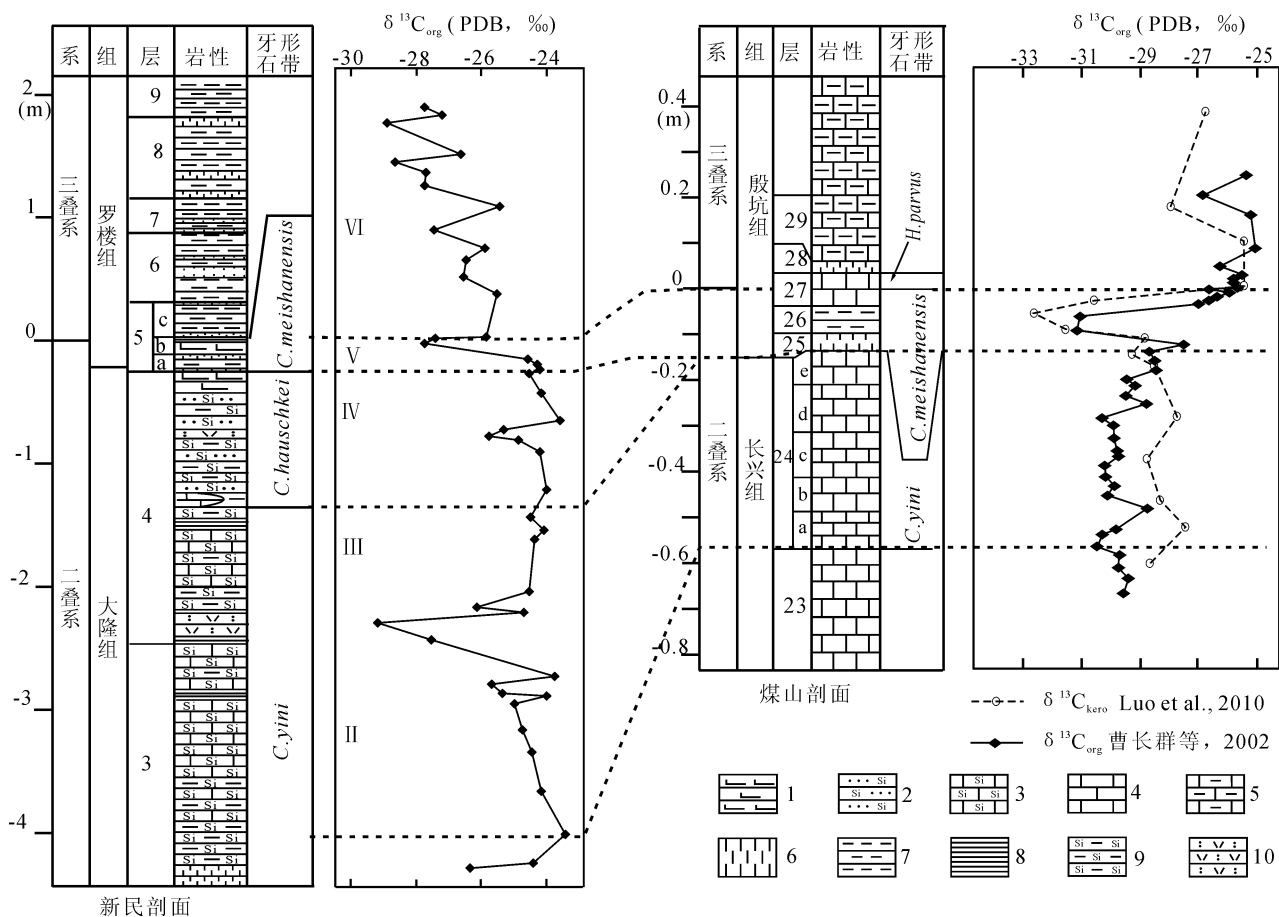


图 3 新民剖面与煤山剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 对比(煤山牙形带参照 Jiang et al., 2007)

Fig. 3 Comparison of organic carbon isotope between Meishan and Xinmin sections (conodont zone of Meishan section after Jiang et al. 2007)

1—钙质泥岩;2—硅质粉砂岩;3—硅质灰岩;4—灰岩;5—泥灰岩;6—粘土岩;7—泥岩;8—页岩;9—硅质泥岩;10—玻屑凝灰岩
1—calcareous mudstone;2—siliceous siltstone;3—siliceous limestone;4—limestone;5—marl;
6—clay;7—mudstone;8—shale;9—siliceous mudstone;10—vitric tuff

的。

对于阶段Ⅲ, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值恢复至稳定, 与阶段Ⅰ比较类似, 疑源类、菌藻类和 TOC 值又恢复至较高的水平, 说明海洋初始生产率得到较好恢复。

而阶段Ⅳ是以含硅质粉砂岩为特征, 代表深水盆地的低水位域沉积。煤山剖面可能缺失这一阶段。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值波动频繁, 短距离内 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值与 TOC 值有负相关关系, 即 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值高的点位 TOC 值较低, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值低的点位 TOC 值较高。疑源类和菌藻类则与 TOC 值变化的步调较为一致。表明此阶段是相对局限的水体环境, 碳循环体系比较封闭, 海水表面的光合生产率的速度和幅度不是太快、太大(南君亚等, 2004)。

阶段Ⅴ底部 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值经历了短暂的较高值后陡然下降。在煤山剖面, 该层位为事件界线层, 为绝灭

事件的主幕层位(Yin et al., 2007), 同时海洋生态环境发生急剧恶化: 火山作用(Yin et al., 1992; Kozur, 1998)、海洋缺氧(Grice et al., 2005; Kump et al., 2005; Riccardi et al., 2007)、海水酸化(Fraiese et al., 2007; Payne et al., 2007)、臭氧层破坏(Kump et al., 2005; Beerling et al., 2007)。事件界线层 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的短暂高值对应疑源类、菌藻类的高丰度值及较高的 TOC 值(图 2), 说明即使在海洋生态环境极端恶化的情况下, 并不是所有的生物都面临着绝灭的威胁, 某些微体菌藻类却恰恰是繁盛的。而 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的陡然降低仍然对应着疑源类、菌藻类的高丰度值, 但 TOC 值却大大降低, 可能是因为海洋生态系遭受巨大破坏, 导致海洋生产率急剧减小, 只有少部分耐受性很强的疑源类和菌藻类存活。

阶段Ⅵ $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在高幅波动中持续负偏, 对应

着极低的 TOC 值,此阶段样品中没有发现可供统计的疑源类和菌藻类化石, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值持续走低,表明海洋生产率极其低下,反映经历了大绝灭后海洋生态环境持续恶化。

新民剖面晚二叠世大部分属于台地边缘盆地相沉积,岩石的 TOC 值较高,最高可达 4.71%,而早三叠世 TOC 值降到极低的水平。P—T 界线上下 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值及 TOC 值的截然差异,说明了生物大绝灭事件前后海洋溶解碳的碳同位素组成和碳总量的变化发生了较大的变化,导致海洋碳循环体系处于两种不同的碳同位素背景。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 经历了阶段 II 缓慢降低和阶段 V 的陡然降低过程,表明了海洋生态环境的变化经历了由渐变到突变的过程。

4.2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化与火山活动的对应关系

新民剖面二叠系—三叠系界线附近 10m 的研究层中,广泛发育火山成因的蒙脱石粘土岩、伊蒙混层粘土岩及玻屑凝灰岩。在事件界线上下分别对应火山作用 1~4 和 5~11(图 4),其中玻屑凝灰岩铁质含量高,具有典型的凝灰结构、长石晶屑、磷灰石晶屑和火山玻屑等,粘土岩中含高温石英、锆石、磷灰石、火山灰等。在华南贵州、广西、广东、湖南等地的界线粘土层的形成已被证实为与火山活动有关(殷鸿福等,1989)。

在事件界线层以下,以第 4 层底火山作用 3 为例,最明显的岩性特征是,火山凝灰岩上覆一层黑色页岩或暗色泥岩,在单层内火山岩内 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值陡然降低至 -29.16‰ ,而跨越过火山层之后, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 恢复到相对较高值。火山作用 1~4 所对应的层位上下 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 均有相似的变化特征。火山作用最直接的效应是带来大量富 ^{12}C 的 CO_2 ($\delta^{13}\text{C} = -5\text{‰}$),使得同时期大气和海水中溶解 ^{12}C 浓度增高,导致在火山作用较短的一段时间内 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值陡然降低。同时,火山作用带来大量的营养元素,使海洋生物生产率大幅度升高,菌藻和疑源类的丰度处于较高值,并且对应较高的 TOC 值(图 2),高生产率使得浮游植物光合作用对碳同位素的分馏效应减弱,因而在火山作用之后的一段时间内黑色页岩或暗色泥岩中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值上升。

而在事件界线之上,以 5a 层为例,对

应于煤山剖面第 25 层白色粘土,代表了华南广泛发育的非常重要的一次火山活动(Yin et al.,1992),火山喷发导致大气 CO_2 浓度增高,并且由于浮游植物光合作用对碳同位素的分馏效应增强,在这种情况下,应该推断粘土层附近出现 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 低值。但是,新民剖面 5a 层粘土岩对应的是 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 高值。这种高值绝非是在新民剖面出现的偶然现象,在华南煤山剖面(曹长群等,2002;Grice et al.,2007;Kaiho et al.,2009;Luo et al.,2010)、斯诺文尼亚 Masore (Schwab et al.,2004)、伊朗 Abadeh(Korte et al.,2004)及奥地利(Wolbach et al.,1994)等地也出现类似的在界线粘土层出现 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值增高的现象。至

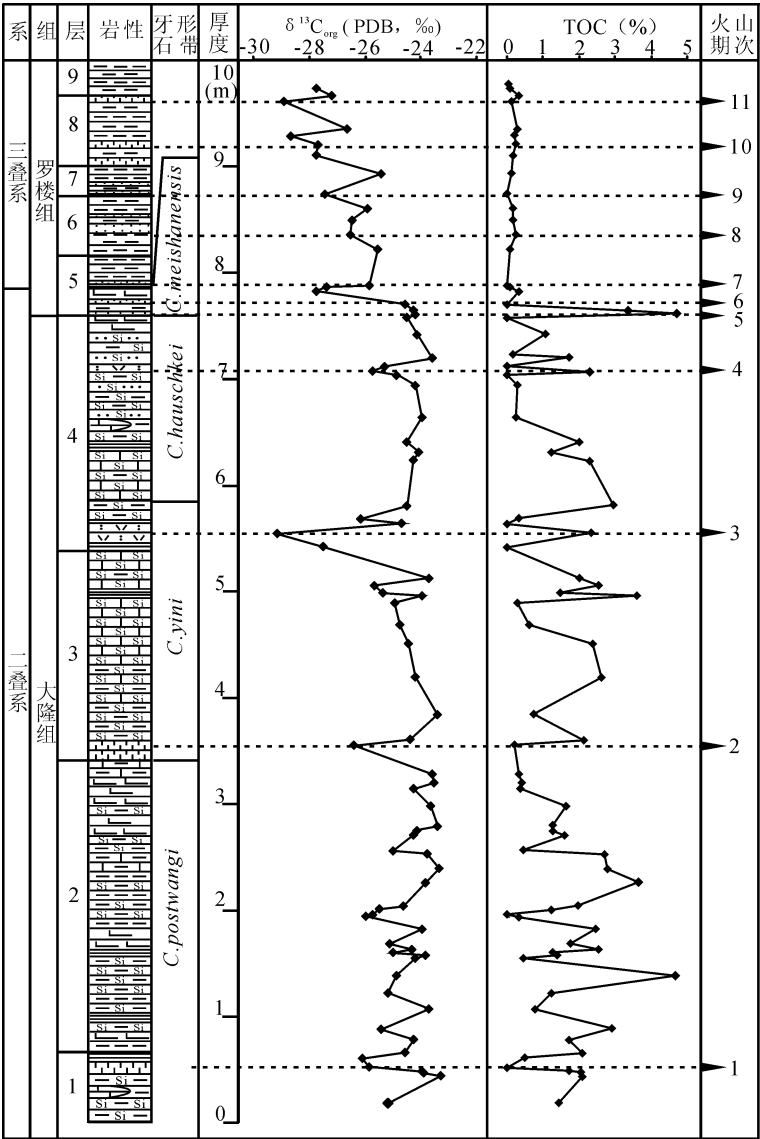


图 4 新民剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化与火山作用层的对应关系
Fig. 4 Correlation between $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variation and the layer of volcanism in Xinmin section

于火山作用 6~11 所对应的层位,也没有出现事件界线层以下的那样的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值与火山层附近岩性变化的简单对应关系。

以上的观察结果说明,在事件界线以下,单期次的火山活动影响幅度不足以使得海洋生态环境长期发生巨变;而在大绝灭之后的一段时间内,由于海洋生态发生了翻天覆地的变化,碳同位素变化已不是直接明显地对火山活动有较好的响应。这再一次反应了绝灭前后海洋碳循环体系的截然差异。

4.3 事件界线层内 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 高异常值

Grice 利用脂类化合物生物标志的证据,报道了煤山剖面第 25 层出现绿硫细菌 (GSB) 的繁盛 (Grice et al., 2005), 并伴随着 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的增高 (Riccardi et al., 2007; Kaiho et al., 2009)。绿硫细菌是一种生活在富含 S^{2-} 的海水中的光合厌氧型的自养菌类,它的出现意味着海洋透光带是缺氧并被 H_2S 酸化的环境 (Photic Zone Euxinia)。绿硫细菌细胞内的固碳酶对 ^{12}C 的选择性吸收的作用弱 (van Breugel et al., 2005), 因而相对于蓝细菌或其他海洋藻类,绿硫细菌对碳同位素的分馏作用弱。一般说来,海洋沉积有机碳是不同生物有机质混合的结果,无论是绿硫细菌还是蓝细菌或其他海洋藻类,它们的高度繁盛都会造成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的增高。Takahashi 认为海洋藻类和菌类的繁盛是煤山剖面 25 层白色粘土中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值增高的主要原因 (Takahashi et al., 2010)。而上升流从海水深部带到表层的营养物质、透光带还原的 H_2S 酸化的海洋环境 (Kump et al., 2005) 及陆源物质注入的营养盐 (Xie et al., 2007) 构成绿硫细菌和其他藻类等繁盛的驱动因素。

新民剖面 5a 层也出现类似煤山剖面的第 25 层高 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值,同时对应着疑源类、藻类及菌孢的高丰度值 (图 2)。华南在二叠—三叠系界线之下几十至百厘米处的重要生物衰亡线上,开始一个跨越两系界线新的海侵过程 (张克信, 1991)。新民剖面从第 4 层顶部开始发育海侵体系域,海水上涨一方面把富有机质、磷酸盐、 H_2S 和 CO_2 的深部缺氧海水带到海洋表层,另一方面有机质在上涌至透光带的过程中会消耗水体中的氧气,使得水体更加缺氧。同时,陆源有机质的注入也会消耗海水表层的溶解氧,当溶解氧消耗殆尽时,有机质逐步把海水中的 SO_4^{2-} 还原为 S^{2-} , 结果造成了透光带海水被 H_2S 酸化的海洋缺氧环境。对 5a 层粘土层及泥质岩地球化学结果分析,表征沉积环境的古氧相指标 $V/(V+\text{Ni})$

的值分别是 0.51、0.69 和 0.73,表明这一时期的古氧相环境介于准厌氧相和厌氧相之间 (<0.46 为常氧环境; $0.46\sim0.60$ 为贫氧环境; >0.60 为厌氧环境)。在这种环境下,以绿硫细菌为主导的光合微生物群在透光带的出现成为可能。在灾变时期的海洋中,由于捕食压力的减小,绿硫细菌、疑源类及其他菌藻类等,可以充分利用上升流带来的磷酸盐等营养物质而暴发,致使初级生产力的增加 (Xie et al., 2007)。而初级生产力的增加以及对碳同位素分馏作用较弱的绿硫细菌的繁盛,会造成高 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值和有机碳埋藏量的增大。这一阶段高 TOC 值和疑源类、菌藻类的高丰度值也证实了这一点 (图 2)。但是,新民剖面第 5 层底部是否存在绿硫细菌的繁盛,还需要生物标志化合物的研究求证。

另一个解释是,陆源物质的注入导致此阶段有较高 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值。与现代海洋不同的是,二叠纪陆源有机质碳同位素组成相对海相有机质有更高的 ^{13}C 比例 (Arthur, 1985)。煤山剖面第 25 层较高的甲烷/藿烷比值是该时期陆源有机质混入的证据 (Xie et al., 2007), 但 Cao 却认为后期成岩作用是造成甲烷/藿烷比值较高的主要原因 (Cao et al., 2009)。对于新民剖面,第 5 层对应的是海侵体系域,海水上涨并不利于更多的陆源物质注入到沉积区 (Riccardi et al., 2007)。因此,陆源有机质的注入是否成为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在该时期出现较高值的主导因素仍值得商榷。

4.4 事件界线层内 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 低异常值

新民剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在 5b 层出现幅度较大的负偏,而煤山剖面与之对应的第 26 层也出现了陡然负偏 (图 3), 在东攀 (张凡等, 2006)、上寺 (Riccardi et al., 2007)、伊朗 (Korte et al., 2004)、奥地利 (Wolbach et al., 1994)、南阿尔卑斯 (Magaritz et al., 1992)、加拿大 (Wang et al., 1994) 等地在此阶段都出现了全球性的碳同位素负偏。古生物学的研究表明,在事件界线层生物绝灭率高达 94% (Jin et al., 2000)。大绝灭的主幕 (Yin et al., 2007) 导致海洋生态系遭受巨大破坏,海洋生产率急剧减小,从而有机碳的埋藏量迅速降低。新民剖面在这一阶段岩石中的低 TOC 值也说明了这一点 (图 2)。新民剖面 5b 层出现菌藻和疑源类的高丰度值,这似乎与煤山剖面第 26 层出现蓝细菌的繁盛 (Xie et al., 2005) 存在很好的相似性。Luo 等 (2010) 的研究表明,煤山第 26 层 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{kero}}$ 是同步下降的,而 $\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-kero}}$ 却是增加的,说明 $\delta^{13}\text{C}_{\text{kero}}$ 的下降速

率大于 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, 故而认为蓝细菌对碳同位素的分馏作用造成这一现象。对于新民剖面, 华南广泛活动的火山作用(Yin et al., 1992), 加之西伯利亚火山喷发(Wignall et al., 2001; Yin et al., 2007), 以及可能的甲烷水合物($\delta^{13}\text{C} < -60\text{‰}$)释放, 给海洋碳库注入大量的 ^{12}C 。这一时期西伯利亚火山作用以及硅酸盐风化的减少极大地提高了大气 CO_2 的浓度, 进而导致气候变暖, 诱使甲烷水合物的释放(Kidder et al., 2004; Twitchett et al., 2007)。尽管可能存在蓝细菌或者其他菌藻、疑源类在这一时期繁盛, 然而生物总量是大幅度减少的, 即便是光合作用对碳同位素的分馏系数减小, 但海洋溶解碳库 ^{12}C 有相对更高的比例, 仍然有相对更多的 ^{12}C 进入有机物, 导致 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值陡然负偏。因此, 笔者等认为, 火山活动和海洋生态系崩溃以及可能存在甲烷释放等是这一时期碳同位素异常降低的主要驱动因素。

4.5 早三叠世早期的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

新民剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在早三叠世早期(阶段 VI)仍然持续负偏, 与东攀(张凡等, 2006)、日本 Akkamori (Takahashi et al., 2010)、奥地利(Wolbach et al., 1994)、加拿大(Wang et al., 1994)及南阿尔卑斯(Magaritz et al., 1992)等剖面相一致; 而煤山(曹长群等, 2002; Riccardi et al., 2007; Luo et al., 2010)、上寺(Riccardi et al., 2007)和伊朗(Korte et al., 2004)等地却出现 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 正偏移。同位于特提斯域的新民、东攀与煤山、上寺和伊朗的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值差异可能与当时的海水深度或者其他因素相关。前者在早三叠世早期是较深水相, 以泥岩沉积为主; 后者为浅水台地或斜坡相, 以碳酸盐岩沉积为主。现代海洋的研究表明, 近陆浅海的浮游植物生产率远远高于远洋深水盆地区(Falkowski et al., 1998)。早三叠世早期的海洋可能也有类似的情况: 尽管当时的海洋环境持续恶化, 但是代表初级生产力的部分藻类和疑源类在浅水区域开始复苏甚至繁盛, 而在深水区复苏延缓。

5 结论

笔者等详细地研究了新民二叠系—三叠系界线剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化特征, 并与煤山剖面进行了对比, 现得出以下结论:

(1) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在二叠纪末期经历了缓慢降低(*Clarkina yini*带)和陡然降低(*Clarkina meishanensis*带)两个阶段, 表明海洋环境的变化经

历了由渐变到突变的过程。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在早三叠世仍然呈下降趋势, 说明生态环境持续恶化, 海洋生产率低下, 生物复苏延缓。

(2) 在事件界线上下海洋碳循环体系处于不同的碳同位素背景下。单次火山作用在绝灭前后对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 影响程度不同: 绝灭主幕之前火山作用在短期内会造成海洋溶解 CO_2 大量富集 ^{12}C , 使得短距离内 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值下降; 而绝灭后海洋生态环境已经发生巨变, 使得这种对应关系不明显。

(3) 在事件界线层内, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在经历了较高值后陡然降低。海洋深部的底层水上涌可能造成新民剖面界线粘土层指示的海水透光带被 H_2S 酸化缺氧的环境, 出现类似煤山剖面 25 层以绿硫细菌占据主导地位的海洋菌藻类或疑源类的繁盛, 致使 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在绝灭期内出现高异常值; 而火山活动和海洋生态系崩溃以及可能存在甲烷水合物释放是绝灭期出现 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 陡然降低的驱动因素。

参 考 文 献 / References

曹长群, 王伟, 金玉珏. 2002. 浙江煤山二叠/三叠系界线附近碳同位素变化. 科学通报, 47 (4): 302~305.

龚一鸣, 徐冉, 汤中道, 司远兰, 李保华. 2005. 晚泥盆世 F—F 之交菌藻微生物繁荣与集群绝灭的关系: 来自碳同位素和分子化石的启示. 中国科学(D辑), 35(2): 140~148.

雷勇, 冯庆来, 桂碧雯. 2010. 安徽巢湖平頂山剖面上二叠统大隆组有机质富集的地球生物学模式. 古地理论, 12(2): 204~205.

南君亚, 刘育燕. 2004. 浙江煤山二叠—三叠系界线剖面有机和无机碳同位素变化与古环境. 地球化学, 33(1): 9~16.

殷鸿福, 黄思骥, 张克信. 1989. 华南二叠纪—三叠纪之交的火山活动及其对生物绝灭的影响. 地质学报, 63(2): 169.

张克信. 1991. 二叠纪—三叠纪过渡时期灾变事件研究进展. 地质科技情报, 10(3): 37~40.

Arthur M A, Dean W E, Claypool G E. 1985. Anomalous ^{13}C enrichment in modern marine organic carbon. Nature, 315: 216~218.

Beerling D J, Harfoot M, Lomax B, Pyle J A. 2007. The stability of the stratospheric ozone layer during the end-Permian eruption of the Siberian Traps. Philosophical Transactions of the Royal Society A, 2007, 365: 1843~1866.

Cao Changqun, Love G D, Hays L E, Wang Wei, Shen Shuzhong, Summons R E. 2009. Biogeochemical evidence for euxinic oceans and ecological disturbance presaging the end-Permian mass extinction event. Earth and Planetary Science Letters, 281: 188~201.

Erwin D H. 1993. The Great Paleozoic Crisis: Life and Death in the Permian. Columbia Univ. Press, New York, 327.

Erwin D H. 1994. The Permo-Triassic extinction. Nature, 367: 231~236.

Falkowski P G, Barber R T, Smetacek V. 1998. Biogeochemical Controls and Feedbacks on Ocean Primary Production. Science, 281: 200~206.

- Fraiser M L, Bottjer D J. 2007. Elevated atmospheric CO₂ and the delayed biotic recovery from the end Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252: 164~175.
- Grice K, Cao Changqun, Love G D, Bottcher M E, Twitchett R J, Grosjean E, Summons R E, Turgeon S C, Dunning W, Jin Y G. 2005. Photic zone euxinia during the Permian Triassic superanoxic event. *Science*, 307: 706~709.
- Grice K, Nabbefeld B, Maslen E. 2007. Source and significance of selected polycyclic aromatic hydrocarbons in sediments (Hovea-3 well, Perth Basin, Western Australia) spanning the Permian—Triassic boundary. *Organic Geochemistry*, 38: 1795~1803.
- Hollander D J, McKenzie J A. 1991. CO₂ control on carbon isotope fractionation during aqueous photosynthesis: A palaeo-*p*CO₂ barometer. *Geology*, 19: 929~932.
- Jiang Haishui, Lai Xulong, Luo Genming, Aldridge R, Zhang Kexin, Wignall P. 2007. Restudy of conodont zonation and evolution across the P/T boundary at Meishan section, Changxing, Zhejiang, China. *Global and Planetary Change*, 55 (1~3): 39~55.
- Jin Y G, Wang Y, Wang W, Shang Q H, Cao C Q, Erwin D H. 2000. Pattern of marine mass extinction near the Permian—Triassic boundary in South China. *Science*, 289: 432~436.
- Jin Y G, Wang Y, Henderson C, Wardlaw B R, Shen S Z, Cao C Q. 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of Changhsingian Stage (Upper Permian). *Episodes*, 29: 175~182.
- Kaiho K, Chen Z Q, Sawada K. 2009. Possible causes for a negative shift in the stable carbon isotope ratio before, during and after the end-Permian mass extinction in Meishan, South China. *Australian Journal of Earth Sciences*, 56: 799~808.
- Kaufman A J, Knoll A H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotope composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73: 27~49.
- Kidder D L, Worsley T R. 2004. Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203: 207~237.
- Korte C, Kozur H W, Joachimski, M M, Strauss H, Veizer J, Schwark L. 2004. Carbon, sulfur, oxygen and strontium isotope records, organic geochemistry and biostratigraphy across the Permian/Triassic boundary in Abadeh, Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 565~581.
- Kozur H W. 1998. Some aspects of the Permian—Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143: 227~272.
- Kump L R. 1991. Interpreting Carbon Isotope Excursions: Strangelove Oceans. *Geology*, 19: 299~302.
- Kump L R, Arthur M A. 1999. Interpreting Carbon-Isotope Excursions: Carbonates and Organic Matter. *Chemical Geology*, 161: 181~198.
- Kump L R, Pavlov A, Arthur M A. 2005. Massive release of hydrogen sulfide to the surface ocean and atmosphere during intervals of oceanic anoxia. *Geology*, 33: 397~400.
- Luo Genming, Huang Junhua, Xie Shucheng, Wignall P B, Tang Xinyan, Huang Xianyu, Yin Hongfu. 2010. Relationship between carbon isotope evolution and variation of microbes during the Permian—Triassic transition at Meishan Section, South China. *Earth Sci(Geol Rundsch)*, 99: 775~784.
- Magaritz M, Krishnamurty R V, Holser W T. 1992. Parallel trends in organic and inorganic carbon isotopes across the Permian—Triassic Boundary. *American Journal of Science*, 292: 727~739.
- Payne J L, Kump L R. 2007. Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(1~2): 264~277.
- Popp B N, Laws E A, Bidigare R R, Dore J E, Hansen K L, Wakeham S G. 1998. Effect of phytoplankton cell geometry on carbon isotope fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 69~77.
- Rau G H, Takahashi T, Des Marais D J, Pepeta D J, Martin J H. 1992. The relationship between $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter and [CO₂(aq)] in ocean surface water: data from a JGOFS site in the northeast Atlantic Ocean and a model. *Geochim Cosmochim Acta*, 56: 1413~1419.
- Rau G H, Riebesell U, Wolf-Gladrow D. 1997. CO₂, aq-dependent photosynthetic ¹³C fractionation in the ocean: a model versus measurements. *Global Biogeochem Cycles*, 11: 267~278.
- Riccardi A, Kump L R, Arthur M A, Hondt S D. 2007. Carbon isotopic evidence for chemocline upward excursions during the end Permian event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248 (1~2): 73~81.
- Schwab V, Spangenberg J E. 2004. Organic geochemistry across the Permian—Triassic transition at the Idrija valley, western Slovenia. *Appl. Geochem*, 19: 55~72.
- Shemesh A, Macko S A, Charles C D, Rau G H. 1993. Isotopic evidence for reduced productivity in the glacial Southern Ocean. *Science*, 262: 407~410.
- Takahashi S, Kaiho K, Oba M, Kakegawa T. 2010. A smooth negative shift of organic carbon isotope ratio at an end-Permian mass extinction horizon in central pelagic Panthalassa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292: 532~539.
- Twitchett R J. 2007. The Late Permian mass extinction event and recovery: biological catastrophe in a greenhouse world. Imperial College Press, London, 69~90.
- van Breugel Y, Schouten S, Paetzel M, Ossebaer J, Sinninghe D. 2005. Reconstruction of $\delta^{13}\text{C}$ of chemocline CO₂(aq) in past oceans and lakes using the $\delta^{13}\text{C}$ of fossil isorenieratene. *Earth Planet Science Letter*, 235(1~2): 421~434.
- Wang K, Geldsetzer H, Krouse H R. 1994. Permian—Triassic extinction: Organic ¹³C evidence from British Columbia, Canada. *Geology*, 22 (7): 580~584.
- Wignall P B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Science Reviews*, 53: 1~33.
- Wolbach, W S, Roegge, D R, Gilmour I. 1994. The Permian Triassic of the Gartnerkofel-1 core (Carnic Alps, Austria): organic carbon isotope variation. *Lunar and Planetary Institute Contribution*, 825: 133~134.
- Xie Shucheng, Pancost R D, Yin Hongfu, Wang Hongmei, Evershed R P. 2005. Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. *Nature*, 434: 494

~497.

Xie Shucheng, Pancost R D, Huang Junhua, Wignall P B, Yu Jianxin, Tang Xinyan, Chen Lin, Huang Xianyu, Lai Xulong. 2007. Changes in the Global Carbon Cycle Occurred as Two Episodes during the Permian Triassic Crisis. *Geology*, 35(12): 1083~1086.

Yin Hongfu, Huang Sui, Zhang Kexin, Hansen H J, Yang Fengqing, Ding Meihua, Bie Xianmei. 1992. The effects of volcanism on the Permo-Triassic mass extinction in South China. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 146~157.

Yin Hongfu, Sweet W C, Glenister B F, Kotlyar G, Kozur H, Newell N D, Sheng Jinzhang, Yang Zunyi, Zakharov Y D. 1996. Recommendation of the Meishan section as Global Stratotype Section and Point for basal boundary of Triassic System. *News letter Stratigraphy*, 34: 81~108.

Yin Hongfu, Zhang Kexin, Tong Jinnan, Yang Zunyi, Wu Shunbao. 2001. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian—Triassic boundary. *Episodes*, 24 (2), 102~114.

Yin Hongfu, Feng Qinglai, Lai Xulong, Baud A, Tong Jinnan. 2007. The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the permian—Triassic boundary. *Global and Planetary Change*, 55: 1~20.

Variation of Organic Carbon Isotope and Bio-geochemical Significances
across the Permian—Triassic Boundary at Xinmin Section,
Guizhou, South China

HU Qing¹⁾, CAO Jun¹⁾, HUANG Junhua¹⁾, YU Jianxin²⁾, ZHANG Ning²⁾, FENG Qinglai¹⁾

1) State Key Laboratory of Geo-Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan, 430074;
2) Laboratory of Bio- and Environment Geology, China University of Geosciences, Wuhan, 430074

Abstract: Bulk organic carbon isotope compositions and the abundance of acritachs, algae and microbes were examined from the Permian—Triassic boundary at Xinmin section, Guizhou. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ data highlight environment changes in the latest Permian and show the following features: a gradual decreasing phase begins in *Clarkina yini* zone, corresponding to the low abundance value of acritachs, algae and microbes; a sharp decreasing phase occurs during *Clarkina meishanensis* zone, which could be caused by the combination of volcanic activity, marine biological breakdown and a sudden release of methane hydrate. The two phases reflect that the marine environment changed from the gradual transformation to mutation process. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ exhibit a positive peak before the sharp decrease above the event horizon, and the flourishing of green sulfur bacteria may result in this positive peak. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in Xinmin section is still a downward trend in the earliest Triassic compared with some shallow-water sections, indicating deteriorating ecological environment, low marine productivity and delayed biological recovery.

Key words: organic carbon isotope; Permian—Triassic boundary; acritachs, algae and microbes; mass extinction; Xinmin section