

文章编号: 1000-4734(2006)03-0303-09

贵州台江下、中寒武统界线层型候选剖面碳同位素研究

郭庆军¹, 刘丛强¹, H. Strauss², 赵元龙³, 朱立军³, 皮道会¹, 袁金良⁴

(1. 中国科学院 地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;

2. Geologisch-Paläontologisches Institut, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, 48148 Münster, Germany;

3. 贵州工业大学 资源和环境工程学院, 贵州 贵阳 550003; 4. 中国科学院 南京地质古生物研究所, 江苏 南京 210008)

摘要:在扬子地台贵州台江八郎下、中寒武统界线剖面界线附近, 碳酸盐岩和干酪根碳同位素组成有规律变化。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$ (PDB) 值在 -33.4‰ 和 -26.5‰ 间漂移与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (PDB) 值在 -2.7‰ 和 +3.1‰ 间变化, 反映了当时海水的碳同位素组成。无机和有机碳同位素组成之差的 $\Delta\delta$ 值, 沿剖面不断变小, 指示剖面上部样品可能受到热扰动和成岩后期作用影响。碳同位素规律的变化, 反映了最初的沉积信息, 特别是有机质埋藏量的变化, 这些变化与早-中寒武世环境变化和生物组合差异有关。

关键词:碳同位素; 地球化学; 碳酸盐岩; 有机质; 下、中寒武统界线层型候选剖面; 贵州台江八郎

中图分类号: P534.41; P597 **文献标识码:** A

作者简介:郭庆军, 男, 1975 年生, 副研究员, 从事地球化学研究。

对下、中寒武统界线划分的研究已取得重要的成果^[1-21]。扬子地台是研究下、中寒武统界线的较好地区, 特别是台江八郎下、中寒武统界线层型候选剖面, 无论在生物组合和剖面的完整程度上, 都是潜在的界线层型剖面^[1-4, 7, 9-12, 16-18, 20]。*Oryctocephalus indicus* 广泛分布于世界不同地区, 可用于对比和划分地层^[9-12], 作为中寒武世的开始标志。

对台江下、中寒武统界线剖面的研究, 目前主要是地层古生物学方面, 地球化学研究较少。前人曾对泥岩样品进行了无机碳同位素的研究, 但是没有对碳酸盐岩保存的可靠性和碳同位素组成是否能反映早一中寒武世海水组成进行讨论; 而且至今没有开展有机碳同位素研究。

地质历史中地球各层圈发生的, 能引起碳循环化学通量重大变化的地质事件, 在相应的碳同位素记录上会有所响应^[15, 22-27], 特别是短期的碳同位素组成变化, 记录了海洋营养组分的富集和亏损程度、生物生产速率、有机碳埋藏量等面貌。碳同位素组成的变化, 可能与生物的富集与灭绝相联系, 这些可为辅助界线划分提供可靠的依

据^[15, 25, 28]。碳酸盐岩碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)和有机质碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$)结合研究, 能有效反映不同环境生物组合在利用 CO_2 过程中的碳同位素分异程度。

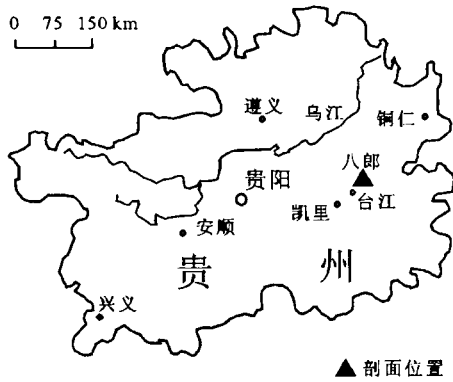
本文运用同位素地球化学的理论和方法, 对扬子地台台江下、中寒武统界线层型候选剖面沉积记录中的碳酸盐岩和有机质进行系统研究, 为查明该时期的地质进程和环境演变等提供地球化学依据。

1 地质背景

台江八郎地区位于贵州省凯里市东约 60 km 处(图 1), 寒武系地层出露于华南早古生代褶皱带三穗向斜的东南翼, 处于上扬子地台和华南地槽之间的过渡带上(或称华南古大陆的被动边缘地区), 地层出露广泛而连续^[29-30](图 2)。八郎乌溜—曾家岩凯里组剖面, 厚度为 214.2 m, 分为 30 层(GTB1 - GTB30)^[3-4, 10]。将该剖面距凯里组底界 51~55 m(第 9、10 层)的地层均匀地分成 20 小层, 建立贵州台江下、中寒武统界线层型候选剖面。界线上下分布不同的化石带: *Bathynotus* - *Nangaops* 带(下寒武统)和 *Xingrenaspis* - *Oryctocephalus* 带(中寒武统)(图 3)。贵州台江八郎下、中寒武统界线剖面由凯里组构成, 岩性主要是泥岩、页岩和粉砂质泥岩, 出露较好。界线剖面

收稿日期: 2005-11-27

基金项目: 国家自然科学基金(批准号: 40303001); 德国自然科学基金(批准号: Str 281/16-1/16-2)



▲ 剖面位置

图1 贵州台江八郎下、中寒武统界线剖面交通位置图
Fig. 1. Map showing the location of the Balang section of the Lower-Middle Cambrian at Balang Village, Taijiang County, Guizhou Province, Southwest China.

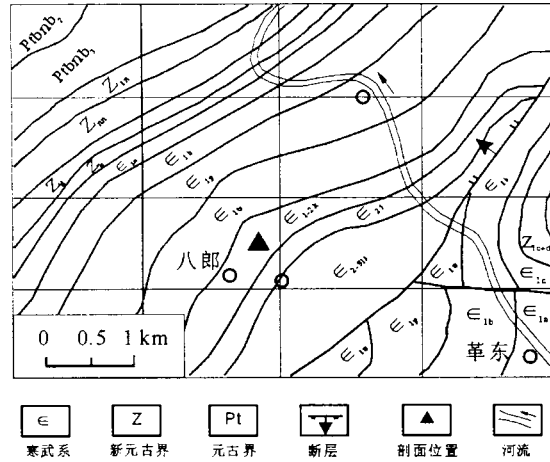


图2 贵州台江地质位置图
(引自赵元龙等^[4])

Fig. 2. Geological map of Taijiang, Guizhou Province (from Zhao et al.^[4]).

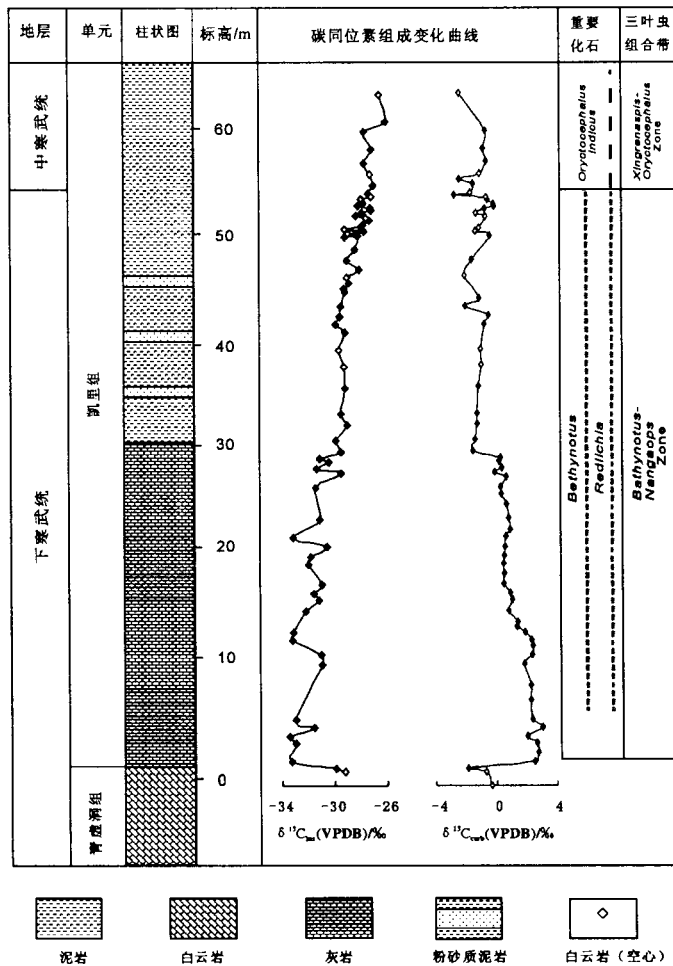


图3 贵州台江八郎下、中寒武统界线剖面 δ¹³C_{ker}和 δ¹³C_{carb}曲线图
Fig. 3. Profiles of δ¹³C_{ker} and δ¹³C_{carb} at the Balang section, Taijiang County, Guizhou Province, Southwest China.

下部主要是灰绿色粉砂质泥岩、页岩及灰色薄层泥质灰岩;剖面上部主要以青绿色粉砂质泥岩为主。初步研究表明, *Oryctocephalus indicus* 产出最低层位与下寒武统最重要化石 *Redlichia* 的消失点相距不过 1.2 m。世界上另一条著名的下中寒武统界线剖面^[4,9-12], 美国内华达州 *Split Mountain* 东坡剖面产出的 *Oryctocephalus indicus* 与下寒武统的 *Olellenus* 间距超过 13 m, 而且没有产出 *Bathynotus*。许多学者研究对比了摩洛哥、美国、俄罗斯、中国等国家下、中寒武统界线剖面^[1-7,9-12,16-18,20-21,31-33], 认为中国扬子地区是划分与对比下、中寒武统界线剖面的较好地区, 同意以 *Oryctocephalus indicus* 的出现作为中寒武世的开始^[1-4,7,9-12,16-18,20], 台江八郎下、中寒武统界线剖面是潜在的界线层型候选剖面。

2 实验原理和方法

在台江八郎下、中寒武统界线剖面上, 采集了 88 块新鲜样品。50 件样品是泥岩, 其余是碳酸盐岩。碳酸盐岩样品的前处理和分析主要在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室进行; 干酪根提取和分析工作主要在德国明斯特大学稳定同位素实验室进行。

2.1 碳酸盐岩碳同位素组成分析

采用饱和磷酸法^[28,34-37] 提取碳酸盐岩样品的 CO_2 , 使用 MAT 252 气体质谱仪测定 CO_2 碳、氧同位素组成。实验过程中, 使用 GBW 04406 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} = -10.85\text{‰} \pm 0.05\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}} = -12.40\text{‰} \pm 0.15\text{‰}$) 作为工作标准。实验数据的测定精度均为 $\pm 0.1\text{‰}$; 实验数据以 V-PDB 为标准。采用原子吸收法 (PE 5100) 分析样品的 Mn、Sr、Ca 和 Mg 等元素丰度, 分析在地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室进行, 分析误差低于 5%。

2.2 干酪根碳同位素组成分析

干酪根的提取和分析工作主要在德国明斯特大学稳定同位素实验室进行^[36-37], 采用密封氧化铜石英管法提取有机质样品的二氧化碳, 使用 MAT 252 气体质谱仪测定碳同位素组成。实验数据以 PDB 为标准, 测定精度为 $\pm 0.1\text{‰}$ 。干酪根样品通过元素分析仪分析 C 和 H 的元素丰度。

3 分析结果

表 1 列出了碳酸盐岩和干酪根碳同位素组成, TOC 等分析指标。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值从 -2.7‰ 到 3.1‰ , 平均值和相对偏差分别为 0.1‰ 和 $\pm 1.5\text{‰}$ ($n = 69$), 相对应的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 值在 -6.1‰ 和 -9.9‰ 间, 平均值和相对偏差分别为 -8.2‰ 和 $\pm 0.9\text{‰}$ ($n = 69$)。干酪根碳同位素组成从 -26.5‰ 到 -33.4‰ , 平均值和相对偏差分别为 -29.5‰ 和 $\pm 1.9\text{‰}$ ($n = 66$); $\Delta\delta$ ($\Delta\delta = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$) 在 $24.1\text{‰} \sim 35.8\text{‰}$ 间, 平均值和相对偏差分别为 29.7‰ 和 $\pm 3.2\text{‰}$ ($n = 55$)。样品有机碳含量 (TOC) 从 $< 0.1 \text{ mg/g}$ 到 9.4 mg/g , 平均值和相对偏差分别为 2.6 mg/g 和 $\pm 1.8 \text{ mg/g}$ ($n = 88$)。样品 Mn 元素丰度为 $232 \times 10^{-6} \sim 4600 \times 10^{-6}$, Sr 元素丰度为 $113 \times 10^{-6} \sim 740 \times 10^{-6}$; 大多数样品的 Mn/Sr 比值低于 5。在凯里组 30 m 处, 岩性从碳酸盐岩向泥岩转变, 元素丰度和比值也发生明显的变化。碳酸盐岩中的 Mn/Sr 比值在 2 左右变化, 而在 30 m 以上泥岩样品的 Mn/Sr 比值较高; 30 m 以下样品的 Mg/Ca 比值较低, 然后显著增加。

4 有机质保存和有机碳同位素组成

由于把沉积有机质碳同位素组成作为分析碳循环短期变化的指示剂, 所以评价有机质的保存尤为关键。改变最初沉积有机质的同位素组成有两个过程: 生物重组和热扰动作用。

沉积有机质的生物重组主要发生在一系列的氧化还原反应中: 喜氧细菌的呼吸作用、硝酸盐与铁和硫酸盐的还原作用以及甲烷的形成等, 这些反应通常转化有机碳到无机碳, 导致碳酸盐岩碳同位素组成轻化^[42]。

有学者认为^[43], 甲烷形成阶段的成岩后期热扰动作用不仅改变了沉积有机质的结构和化学组成, 而且也导致贫 ^{13}C 有机质的消耗, 从而使残留沉积物的有机碳重化。然而, 在样品的有机碳含量 (TOC) 与同位素组成的对比图 (图 4) 上, 没有明显的对比性和相关性。没有明显证据证实沉积后期作用对 $\delta^{13}\text{C}$ 初始值发生了影响。

台江八郎下、中寒武统界线剖面样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$ 值主要变化在 -33.4‰ 和 -26.5‰ 间。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$ 值的变化可以与其它下、中寒武统界线剖面数据进行对比^[14]。

表1 贵州台江八郎下-中寒武统界线剖面样品地球化学特征

Table 1. Analytical results for sediments from the Balang section, Taijiang County

样品	岩性	深度/m	$\delta^{13}C_{ker}$ (PDB)/‰	$\delta^{13}C_{carb}$ (PDB)/‰	$\Delta\delta$	$\delta^{18}O_{carb}$ (PDB)/‰	TOC/ (mg/g)	Ca/%	Mg/%	Sr/ 10^{-6}	Mn/ 10^{-6}	Mn/Sr	Ca/Sr	Mg/Ca
1	白云岩	0.0	-0.3			-6.1	3.77	21.78	4.98	169	446	2.6	1285	0.23
2	白云岩	1.3	-29.2	-0.7	28.5	-6.2	0.71	23.13	5.75	113	402	3.6	2044	0.25
3	灰岩	1.6	-29.9	-1.9	28.0	-6.5	1.33	38.91	0.61	189	232	1.2	2058	0.02
4	灰岩	2.2	-33.3	2.5	35.8	-6.9	4.29	39.61	0.55	547	495	0.9	725	0.01
5	灰岩	3.1		2.7		-6.8	2.01	34.46	0.64	518	1063	2.1	666	0.02
6	灰岩	3.9	-33.0	2.7	35.7	-6.6	4.22							
7	灰岩	4.6	-33.4	2.0	35.5	-7.2	6.06	40.33	0.71	410	989	2.4	985	0.02
8	灰岩	5.4	-31.6	3.1	34.7	-6.9	4.00							
9	灰岩	6.1	-33.0	2.4	35.3	-7.5	4.10	40.30	0.94	475	849	1.8	849	0.02
10	泥质灰岩	8.0		2.3		-7.5	4.61							
11	粉砂质灰岩	9.3		2.3		-7.5	9.37	38.84	0.77	461	710	1.5	842	0.02
12	灰岩	11.3	-31.0	1.9	32.8	-6.1	2.65	37.42	0.44	544	477	0.9	688	0.01
13	泥质灰岩	12.2	-31.0	2.4	33.4	-7.6	4.77							
14	泥质灰岩	13.0		2.4		-7.8	3.03							
15	灰岩	13.6	-33.2	2.3	35.6	-7.6	8.10	38.68	1.47	740	596	0.8	523	0.04
16	泥质灰岩	14.3	-33.2	1.9	35.1	-7.7	5.25							
17	泥质灰岩	14.8		1.4		-8.3	3.53	38.24	1.17	577	831	1.4	663	0.03
18	泥质灰岩	15.3		1.4		-8.2	1.32							
19	泥质灰岩	16.3	-32.2	0.9	33.1	-8.4	6.03	40.58	0.86	462	928	2.0	878	0.02
20	泥质灰岩	17.4	-31.2	1.1	32.2	-8.3	0.92							
21	泥质灰岩	18.1	-31.6	0.9	32.5	-8.0	4.22							
22	粉砂质灰岩	18.9	-30.9	0.5	31.4	-8.4	3.41							
23	粉砂质灰岩	19.8		0.6		-7.8	0.01	37.82	0.86	433	888	2.0	874	0.02
24	粉砂质灰岩	20.8	-31.9	0.5	32.5	-8.4	2.42							
25	粉砂质灰岩	21.5	-31.8	0.6	32.4	-8.7	5.42							
26	粉砂质灰岩	22.4	-30.6	0.6	31.2	-8.2	4.91	40.28	1.04	406	922	2.3	992	0.03
27	粉砂质灰岩	23.3	-33.2	0.6	33.8	-8.4	2.55							
28	粉砂质灰岩	24.0		0.9		-8.6	2.51							
29	粉砂质灰岩	25.0	-31.1	0.8	32.0	-8.6	2.55							
30	粉砂质灰岩	26.3		0.7		-8.1	0.06							
31	粉砂质灰岩	27.2		0.4		-7.8	0.53							
32	粉砂质灰岩	27.9	-31.4	0.3	31.7	-7.8	1.62							
33	粉砂质灰岩	28.8		0.7		-8.2	0.02							
34	粉砂质灰岩	29.3	-29.4	-0.1	29.3	-8.1	3.37	27.06	2.02	551	1447	2.6	491	0.07
35	粉砂质灰岩	29.7	-31.3	0.4	31.7	-8.3	1.89	39.76	1.02	475	1110	2.3	838	0.03
36	泥质灰岩	30.3	-30.4	0.2	30.6	-8.6	3.29	29.80	1.48	416	1229	3.0	717	0.05
37	粉砂质灰岩	30.6	-31.1	0.3	31.4	-7.9	0.09							
38	泥岩	31.3	-29.5	-1.5	28.0	-8.9	1.74	6.70	1.80	158	1000	6.3	426	0.27
39	泥岩	32.3	-29.9	-1.3	28.5	-8.7	4.28							
40	泥岩	33.8	-29.0	-1.2	27.8	-8.6	3.32							
41	泥岩	34.8	-29.4	-1.2	28.2	-8.3	3.71	17.57	5.07	267	3372	12.6	658	0.29
42	泥岩	37.3	-29.1	-1.1	28.0	-8.7	2.95							
43	泥岩	39.3	-29.2	-0.9	28.3	-8.8	3.48	4.21	6.95	532	4600	8.6	79	1.65
44	泥岩	40.8	-29.6	-1.0	28.6	-8.4	3.35	9.51	6.71	545	3497	6.4	174	0.71
45	泥岩	41.8					1.78							
46	泥岩	42.5					1.52							
47	泥岩	43.2	-29.9	-0.7	29.1	-9.2	1.60	16.64	5.987	403	2314	5.7	413	0.36
48	泥岩	44.0	-29.5	-0.4	29.1	-9.2	2.19							
49	泥岩	44.9	-29.4	-2.0	27.4	-9.6	2.26							
50	泥岩	45.6		-1.1		-9.0	1.29	15.69	5.624	251	2317	9.2	626	0.36
51	泥岩	46.3	-29.1				4.63							

续表 1

样品	岩性	深度/m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$ (PDB)/‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (PDB)/‰	$\Delta\delta$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (PDB)/‰	TOC/ (mg/g)	Ca/%	Mg/%	Sr/ 10^{-6}	Mn/ 10^{-6}	Mn/Sr	Ca/Sr	Mg/Ca
52	泥岩	46.6					1.61							
53	泥岩	47.1					1.75							
54	泥岩	47.7	-29.0	-2.0	26.9	-8.3	1.82	9.508	6.938	406	1970	4.9	234	0.73
55	泥岩	48.4					1.58							
56	泥岩	49.2	-29.0	-1.5	27.4	-8.6	1.78							
57	泥岩	50.3	-28.4				0.02							
58	泥岩	51.5	-28.1				2.98							
59	泥岩	51.4	-29.2	-0.3	28.8	-9.3	3.78	12.05	4.07	569	2613	4.6	212	0.34
60	泥岩	51.6	-28.3				2.63							
61	泥岩	51.8	-28.9	-1.3	27.6	-7.1	2.92	8.30	4.86	519	1800	3.5	160	0.59
62	泥岩	52.0	-27.6				2.50							
63	泥岩	52.2	-29.2	-1.1	28.1	-7.5	4.62	8.70	5.84	549	2400	4.4	159	0.67
64	泥岩	52.4	-27.9				2.93							
65	泥岩	52.6	-27.8				3.02							
66	泥岩	52.8					3.21							
67	泥岩	53.0	-27.2				0.02							
68	泥岩	53.2	-27.5	-0.6	26.9	-9.2	1.27	9.47	5.45	534	3214	6.0	177	0.58
69	泥岩	53.4	-28.3				0.02							
70	泥岩	53.6	-27.9	-1.3	26.6	-8.4	3.29	6.51	6.94	649	1834	2.8	100	1.07
71	泥岩	53.8	-27.8				2.47							
72	泥岩	54.0	-27.1	-0.7	26.4	-8.1	2.79	7.75	1.26	137	2111	15.4	566	0.16
73	泥岩	54.2	-27.1	-0.1	27.1	-9.9	2.79							
74	泥岩	54.4	-28.1	-0.1	28.0	-9.4	2.69	20.29	0.73	242	2344	3.9	840	0.04
75	泥岩	54.6	-27.7				3.40							
76	泥岩	54.8	-27.8	-0.5	27.3	-9.4	0.04							
77	泥岩	55.0	-27.9	-0.6	27.3	-9.1	2.72	9.71	7.02	554	2500	4.5	175	0.72
78	泥岩	55.2	-27.1	-2.7	24.4	-8.4	0.02							
79	泥岩	55.5	-27.3	-1.6	25.7	-8.4	4.60	6.08	7.05	443	2111	4.8	137	1.16
80	泥岩	56.3	-26.9	-1.5	25.5	-8.9	2.70							
81	泥岩	56.7		-2.4		-8.9	0.94							
82	泥岩	57.3	-27.2	-1.0	26.2	-9.1	1.07	10.88	6.127	242	2590	10.7	450	0.56
83	泥岩	58.4	-27.6	-0.6	27.0	-8.8	0.94							
84	泥岩	59.6	-27.1	-0.8	26.3	-9.1	0.52	17.36	5.475	210	2679	12.7	826	0.32
85	泥岩	61.3	-27.7	-0.6	27.0	-9.1	0.82	18.6	95.027	167	2701	16.2	1119	0.27
86	泥岩	62.3					0.71							
87	泥岩	63.3					0.72							
88	泥岩	64.8	-26.5	-2.4	24.1	-8.9	0.88	6.803	7.526	310	2336	7.5	220	1.11

注: 样品 1, 2 为青虚洞组, 其余为凯里组。

干酪根碳同位素组成在扬子地台贵州台江八郎下、中寒武统剖面界线附近显示了规律的变化(图 3); 从青虚洞组到凯里组下部, 有机碳同位素组成从 -29.0‰ 下降到 -33.4‰, 随后逐渐上升, 从界线下 80 cm 处的 -28.3‰ 上升到界线下 5 cm 处的 -27.1‰, 然后从中寒武统开始, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值上升到 -26.5‰ 左右。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$ 明显的变化主要出现在凯里组 31 m 处的岩性变化界线上(图 3, 4; 表 1), 说明不同的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$ 值和岩性的变化相联系。尽管岩性从碳酸盐岩向泥岩转变, TOC 值没有明显的不同(图 4)。在剖面界线之上的沉积岩, 有相对较低

的 $\Delta\delta$ 值。这可能是由于 ^{12}C 的消耗所引起, 可能是有机碳氧化, ^{12}C 注入沉积碳酸盐碳库中; 也可能反映了沉积有机质在沉积过程中受到第二次重组作用的影响, 以至于影响了有机质埋藏条件。可能由于台江八郎地区在早、中寒武世时期, 海水逐渐变浅, 沉积环境变化波动较大, 生物活动频繁, 生物集群的绝灭和新生物组合的出现, 导致了有机碳埋藏量的变化, 碳同位素组成发生变化。

5 讨论

有一些地球化学指标用于评价碳酸盐岩样品

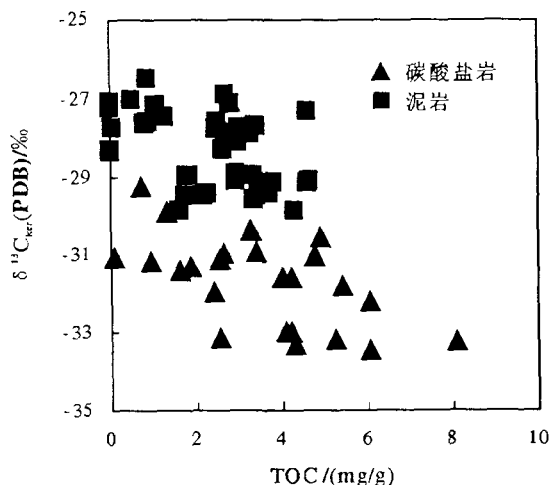


图4 样品 TOC 和 $\delta^{13}C_{ker}$ 对比图

Fig. 4. Plot of TOC and $\delta^{13}C_{ker}$ values for the whole rock.

的成岩后期作用和热扰动作用的程度^[22,40,44]。通常, $Mn/Sr < 2$ 和 $\delta^{18}O_{carb} > -10\%$ ^[22]表明样品未受成岩后期作用和热扰动作用的影响、保留了最初的 $\delta^{13}C_{carb}$ 值。

元素丰度和元素比值的变化可与不同的岩性对比(图5)。剖面下部的碳酸盐岩(30 m 以下)比上部的泥岩有较高的 Ca 和 Sr 丰度与高的 Ca/Sr 比值,而碳酸盐岩和泥岩中 Mg 丰度较低。可能是由于成岩后期的作用,导致元素丰度增加。泥岩中 Mg/Ca 比值和 Mn 的丰度都明显增加。这种变化,可能反映不同岩性有不同的元素丰度,而且蚀变作用会加大这种变化。

样品氧同位素组成均大于 -10% , $\delta^{18}O$ 没有随岩性的变化(30 m 上下)而有明显的不同(图6)。碳酸盐氧同位素组成和 Mg/Ca 比值之间没有直

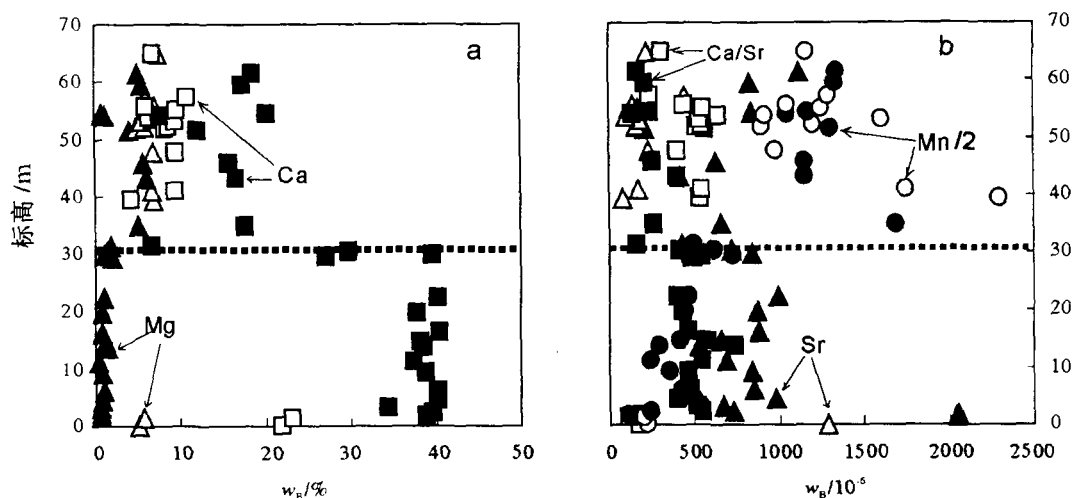


图5 样品元素丰度和比值对比图. a: Ca (正方形) 和 Mg(三角形); b: Sr(三角形), Mn/2 (圆形) 和 Ca/ Sr 比值(正方形);虚线表示碳酸盐岩向泥岩变化的位置;白云岩(空心)

Fig. 5. Elemental abundances and ratios vs. depth. a. Ca (squares) and Mg (triangles) in wt%; b. Sr (triangles) in $\times 10^{-6}$, Mn / 2 (circles) in $\times 10^{-6}$ and ratio of Ca/ Sr (squares); Stippled line marks the change from carbonate to mudstone; dolomite (open squares, circles and triangles).

接的对比关系。泥岩的 $\delta^{18}O$ 值较低 (-10% ~ -8.5%)。碳酸盐岩碳和氧同位素组成之间没有直接的对比关系(图6),碳同位素组成没有受到成岩后期作用的影响。

在凯里组下部,碳酸盐岩碳同位素组成从 0 到 3% ,随后在上部有一个明显的下降,变化在 -2% ~ 0% 间(图3)。图7显示两种不同的碳酸盐岩有不同的蚀变演化,剖面底部富碳酸盐的岩石较之上部更易抵抗成岩后期作用对同位素组成的影响,也就是说,剖面上部样品的较低同位素组成

可能受到了成岩后期作用的影响。 $\delta^{13}C_{carb}$ 与可溶解物质含量之间没有明显的对比关系;同样, $\delta^{13}C_{carb}$ 与 TOC 之间也没有对比关系(图7),排除了在成岩后期作用中微生物对沉积有机质重组的作用,而可能是由于不同岩性的 $\delta^{13}C$ 不同所引起。当然,不排除元素丰度和其比值展示了部分热扰动作用和成岩后期作用的影响。 $\delta^{13}C$ 与 TOC 和 $\delta^{18}O$ 缺乏对比,暗示了碳同位素组成基本没有受到成岩后期作用和岩性变化的影响,而是展示了接近初始值的信息。

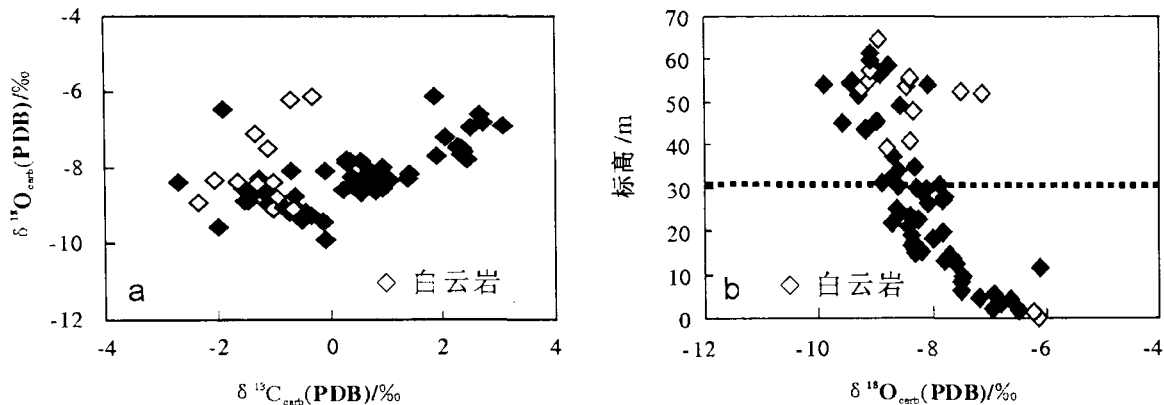
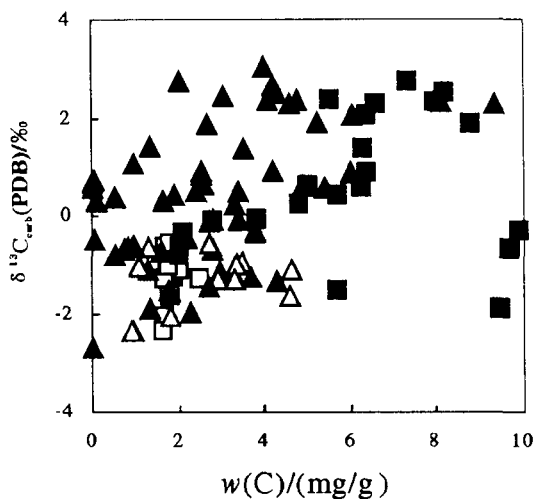


图 6 样品 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 对比图: a. $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$; b. 岩性由碳酸盐岩变化为泥岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 变化图; 虚线表示碳酸盐岩向泥岩变化的位置

Fig. 6. Plot of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (a) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs. depth (b); Stippled line marks the change from carbonate to mudstone.



三角形表示 TOC, 正方形表示可溶碳, 空心表示白云岩

图 7 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 与 TOC 和可溶碳对比图

Fig. 7. Plot of TOC soluble Carbon and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$; dolomite (open squares and triangles).

碳酸盐岩碳同位素组成在台江八郎下、中寒武统剖面界线附近显示了规律的变化(图 3)。从凯里组下部的碳酸盐岩到其上的泥岩沉积,无机碳同位素组成从 2.0‰ 下降到 -2.5‰ (图 3),有一个下降的趋势, $\delta^{13}\text{C}$ 变负是由于沉积水体加深所致。 $\Delta\delta$ 值沿剖面不断变小(36‰ ~ 24‰),这种大幅度的变化已经在前人研究中得到报道^[14]。在没有任何明显的证据证明样品受到热扰动和成岩后期作用影响的时候,我们认为 $\Delta\delta$ 反映了最初的信息。

台江下、中寒武统界线上下无机碳同位素组成的变化与扬子地台其它地区(湘西的王村剖面)

的变化^[21]可以进行对比。前人对美国、加拿大、澳大利亚等地区的寒武系研究发现^[5,13-15],寒武系长期处于稳定的无机碳同位素正漂移(一般在 -4‰ ~ +2‰ 间变化),这与本研究结果(-2.7‰ ~ +1.9‰)相似;而在早一中寒武世交界期,碳同位素组成波动较大,出现明显的负漂移,当时可能存在缺氧事件、生物绝灭和繁盛事件。

6 总 结

在早、中寒武世时期,台江八郎地区处于浅海沉积环境中,浅海区域光合作用的碳源受控于源自大气中的 CO_2 。有机质碳同位素组成从界线剖面底部到顶部展示了清晰的变化趋势, $\delta^{13}\text{C}$ 大致增加了 7‰;无机碳同位素组成从界线剖面底部的正漂移到中寒武统消极的变化, $\delta^{13}\text{C}$ 差不多变化了 4.5‰。界线上下同位素组成的变化与海水环境的变化、生物集群的绝灭和繁盛、有机碳埋藏量的变化有关。部分样品的碳酸盐碳同位素组成、元素丰度和比值的结果说明,部分样品受到热扰动作用和成岩后期作用的影响。

致谢:在实验分析和研究过程中,得到董丽敏实验师、安宁助理研究员、T. Goldberg 博士、C. Ostertag-Henning 博士、A. Fugmann 先生等的大力支持和帮助;与朱茂炎研究员、Graham A. Shields 博士进行了富有建设性的讨论;同时,中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室、德国威斯特法伦州威廉-明斯特大学地质与古生物学院 Harald Strauss 教授的稳定同位素实验室为处理和分析样品提供了便利;在此谨向他们表示衷心的感谢。

参 考 文 献:

- [1] 赵元龙,黄友庄,毛家仁,等. 华南地区下、中寒武统界线划分的几点建议[J]. 贵州地质,1992,9(3):241-244.
- [2] 赵元龙,袁金良,张正华,等. 华南过渡区凯里组及其同期地层的初步研究[J]. 地层学杂志,1993,17(3):171-178.
- [3] 赵元龙,袁金良,朱立军,郭庆军,等. 我国中-下寒武统界线研究的进展及前景[J]. 地层学杂志,2001,25(3):376-383.
- [4] 赵元龙,袁金良,McCullum L B,等. 贵州台江八郎剖面——一个潜在的全球下、中寒武统界线路型剖面 and 标准点[J]. 古生物学报,2001,40(增刊):130-142.
- [5] Brasier M D, Rozanov A Yu, Zhuravlev A Yu, et al. A carbon isotope reference scale for the Lower Cambrian succession in Siberia; Report of IGCP Project 303[J]. *Geological Magazine*, 1994, 131:767-783.
- [6] Brasier M D, Sukhov S S. The falling amplitude of carbon isotopic oscillations through the Lower to Middle Cambrian; northern Siberia data[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1998, 35:353-373.
- [7] Zhao Y, Yuan J, Zhu L, et al. The Division of the Lower-Middle Cambrian boundary in China [J]. 贵州工业大学学报(英文专辑), 1996, 25(4):15-20.
- [8] 朱立军,赵元龙. 贵州下、中寒武统界线剖面微量元素地球化学特征[J]. 古生物学报,1996,35(5):623-630.
- [9] 袁金良,赵元龙,周震,等. 贵州台江八郎下、中寒武统界线及三叶虫动物群[J]. 古生物学报,1997,36(4):494-524.
- [10] 袁金良,赵元龙,郭庆军,等. 论凯里组[J]. 古生物学报,1999,38(增刊):15-27.
- [11] Sundberg F A, McCollum L B. Oryctocephalids (Corynexochida: Trolobita) of the Lower-Middle Cambrian boundary interval from California and Nevada [J]. *J Paleont*, 1997, 71:1065-1090.
- [12] Sundberg F A, Yuan Jin-liang, McCollum L B, Zhao Yuan-long. Correlation of the Lower-Middle Cambrian boundary of South China and Western United State of America [J]. *Acta Palaeontologica Sinica*, 1999, 38(Sup.):102-107.
- [13] Veizer J, Ala D, Azmy K, et al. Sr^{86}/Sr , $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater [J]. *Chem Geol*, 1999, 161:59-88.
- [14] Hayes J M, Strauss H, Kaufman A J. The abundance of C in Marine Organic matter and isotopic fractionation in the Global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma [J]. *Chem Geol*, 1999, 161:103-125.
- [15] Monta I P, Osleger D A, Banner J L, et al. Evolution of the Sr and C isotope composition of Cambrian oceans [J]. *GSA Today*, 2000, 10:1-7.
- [16] 郭庆军,赵元龙,袁金良. 黔东下寒武统 Redlichia 的再研究[J]. 古生物学报,1999,38(Sup.):157-164.
- [17] 郭庆军,杨卫东,赵元龙,等. 黔东下、中寒武统界线路型侯选剖面地球化学特征[J]. 地球化学,2001,30(4):383-389.
- [18] 郭庆军,杨卫东,赵元龙,等. 丹寨下、中寒武统界线路型剖面地球化学特征 [J]. 矿物岩石,2001,21(4):11-18.
- [19] 杨瑞东,尹磊明. 黔东早-寒武世凯里组疑源类组合及其界线意义 [J]. 微体古生物学报,2001,18(1):55-69.
- [20] 彭善池, Babcock L E, 朱茂炎. *Cambrian System of South China* [M]. 合肥:中国科技大学出版社,2001:13;307.
- [21] Zhu M, Zhang J, Li G, Yang A. Evolution of C isotopes in the Cambrian of China; Implications for Cambrian subdivision and trilobite mass extinctions [J]. *Geobios*, 2004,37:287-301.
- [22] Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater; stratigraphic and biogeochemical implications [J]. *Precambrian Research*, 1995, 73:27-49.
- [23] Holser W T, Schidlowski M, Mackenzie F T, et al. Biogeochemical cycles of carbon and sulfur [A]. Gregor C B, et al. *Chemical Cycles in the Evolution of the Earth* [M]. New York: John Wiley Sons, 1988: 105-174.
- [24] 李任伟,卢家烂,张淑坤,等. 震旦纪和早寒武世黑色页岩有机碳同位素组成 [J]. 中国科学,1999,29(4):351-357.
- [25] 陈锦石,闻传芬,钟华,等. 古生代海洋碳同位素演化 [J]. 地质科学,1995,30(34):338-347.
- [26] 王宗哲,杨杰东,孙卫国. 扬子地台震旦纪海水碳同位素的变化 [J]. 高校地质学报,1996,2(1):112-119.
- [27] Magaritz M. ^{13}C minima follow extinction events; A clue to faunal extinction [J]. *Geology*, 1989, 17:337-340.
- [28] 郑永飞,陈江峰. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京:科学出版社,2000: 1-316.
- [29] 杨森楠,等. 中国区域大地构造学 [M]. 北京:地质出版社,1984.
- [30] 李春昱,郭令智,等. 板块构造基本问题 [M]. 北京:地震出版社,1986.
- [31] 尹磊明,杨瑞东. 贵州台江早、中寒武世凯里组的疑源类 [J]. 古生物学报,1999,38(增刊):66-78.
- [32] Moczydlowska M. The Lower-Middle Cambrian boundary recognized by acritarchs in Baltica and at the margin of Gondwana [J]. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 1999, 38:207-225.
- [33] Geyer G, Shergold J. The quest for internationally recognized divisions of Cambrian time [J]. *Episodes*, 2000, 23:188-195.
- [34] McCrea J M. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale [J]. *Journal of Chemical Physics*, 1950, 18: 849-857.
- [35] 郑淑蕙,郑斯成,莫志超. 稳定同位素地球化学分析 [M]. 北京:北京大学出版社,1986: 1-486.
- [36] Guo Q, Liu C, Strauss H, Goldberg T, et al. Isotopic evolution of the terminal Neoproterozoic and early Cambrian carbon cycle on the northern Yangtze Platform, South China [J]. *Progress in Natural Science*, 2003, 13(12):942-945.
- [37] 郭庆军,刘丛强, Strauss H, Goldberg T. 晚震旦至早寒武世扬子地台北缘碳同位素研究 [J]. 地球学报,2004,25(2):151-156.
- [38] Veizer J. Chemical diagenesis of carbonates; theory application [A]. Arthur M A, et al. *Stable Isotopes in Sedimentary Geology* [M]. Tulsa: S E

- P M Short Course, Soc Econ Palaeont Mineral, 1983, 10:3-1-3-100.
- [39] Popp B N, Anderson T F, Sandberg P A. Textural, elemental and isotopic variations among constituents in Middle Devonian limestones, North America[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1986, 56:715-727.
- [40] Kaufman A J, Jacobsen S B, Knoll A H. The Vendian record of Sr-and C-isotopic variations in seawater: Implications for tectonic and paleoclimate [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 120:409-430.
- [41] Veizer J, Bruckschen P, Pawellek F, et al. Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimat Palaeoecol*, 1997, 132:159-172.
- [42] Irwin H, Curtis C, Coleman M. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic - rich sediments [J]. *Nature*, 1977, 269:209-213.
- [43] Strauss H, Des Marais D J, Hayes J M, Summons R E. Proterozoic organic carbon-its preservation and isotopic record [A]. Schidlowski M, Golubic S, Kimberley M M, McKirdy D M, Trudinger P A. *In Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources [M]*. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 1992:203-211.
- [44] Jacobsen S B, Kaufman A J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater [J]. *Chemical Geology*, 1999, 161: 37-57.

STABLE CARBON ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF THE POTENTIAL GSSP-TAIJIANG LOWER-MIDDLE CAMBRIAN BOUNDARY, GUIZHOU PROVINCE, CHINA

GUO Qing-jun¹, LIU Cong-qiang¹, Harald Strauss², ZHAO Yuan-long³,
ZHU Li-jun³, PI Dao-hui¹, YUAN Jin-liang⁴

- (1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang China, 550002;
2. Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Münster, Corrensstrasse 24, 48149 Münster, Germany;
3. Institute of Resource and Environmental Engineering, Guizhou University of Technology, Guiyang China, 550003;
4. Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China)

Abstract: Secular variations in the carbon isotopic composition of organic and carbonate carbon characterize the Lower to Middle Cambrian transition that is exposed on the Yangtze Platform at Taijiang, Guizhou Province, Southwest China. $\delta^{13}\text{C}$ values for organic matter vary from -33.4‰ and -26.5‰ . The carbon isotopic composition of carbonate displays variations between -2.7‰ and $+3.1\text{‰}$. A decrease in isotopic difference ($\Delta\delta$) between isotope records from the sediments of the upper part of the section reflects the potential of altering the primary isotopic composition of sedimentary organic matter, including biological reworking during diagenesis and post-depositional thermal alteration. In general, the observed changes are interpreted to reflect primary depositional values, notable variations in the burial of organic matter. These, in turn, are linked to biological changes across the Lower to Middle Cambrian transition.

Key words: Balang, Taijiang, Guizhou; the potential GSSP of the Lower-Middle Cambrian; organic matter; carbonate carbon isotopic composition; geochemical characteristics