

doi: 10.12029/gc20180511

胡智丹, 谢韬, 尹福光. 2018. 贵州龙动物群产出层位碳氧同位素研究[J]. 中国地质, 45(5): 1039–1048.

Hu Zhidan, Xie Tao, Yin Fuguang. 2018. Carbon and oxygen isotopic studies of the horizon of Kueichousaurus Fauna[J]. Geology in China, 45(5): 1039–1048(in Chinese with English abstract).

贵州龙动物群产出层位碳氧同位素研究

胡智丹^{1,2} 谢韬² 尹福光²

(1. 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059; 2. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081)

摘要: 贵州龙动物群是二叠—三叠纪大绝灭后海洋生态系统辐射发展阶段最晚期的典型代表, 为了解其古环境信息, 对贵州省兴义地区顶效及周边产地开展了精细剖面测量, 采集碳酸盐岩进行了全岩碳氧同位素测试。测试结果显示: 泥麦谷剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布范围 -6.3‰ ~ 2.6‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 分布范围在 -5.7‰ ~ -1.2‰ ; 谢米剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布范围在 -4.5‰ ~ 2.5‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 在 -5.7‰ ~ -1.2‰ ; 坝尾剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布范围在 0.5‰ ~ 2‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 在 -6.4‰ ~ 0.1‰ ; 顶效剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布范围在 -4.3‰ ~ 2.1‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 在 -7.3‰ ~ -2.5‰ 。根据碳氧同位素数据相关性分析显示泥麦谷、谢米、坝尾剖面的同位素值受后期成岩作用影响较小。在泥麦谷、谢米及顶效贵州龙动物群产出层位下段均出现明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 负异常, 与低水位时期海洋生物快速死亡密切相关, 也与火山作用存在一定的联系。由于顶效剖面受后期成岩作用影响, 笔者利用泥麦谷、谢米及坝尾剖面 $\delta^{18}\text{O}$ 数据对兴义地区古海水温度进行了恢复, 结果显示温度分布在 $19\sim 27^\circ\text{C}$, 平均为 23°C 左右, 说明当时属于温暖气候环境。

关键词: 贵州龙动物群; 碳氧同位素; 古温度; 竹竿坡组

中图分类号: P597.2 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2018)05-1039-10

Carbon and oxygen isotopic studies of the horizon of Kueichousaurus Fauna

HU Zhidan^{1,2}, XIE Tao², YIN Fuguang²

(1. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2. Chengdu Center of China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China)

Abstract: Kueichousaurus fauna is the typical representative of the biological radiation in the latest Triassic marine ecosystem, In order to study the palaeoenvironment of the Kueichousaurus fauna, the authors measured the fine sections in Dingxiao and its adjacent areas of Xingyi, Guizhou Province, and tested the whole rock carbon and oxygen isotope compositions by using the carbonate rock. According to the analytical results, the $\delta^{13}\text{C}$ values in Nimaigu section range from -6.3‰ to 2.6‰ , and $\delta^{18}\text{O}$ values are between -5.7‰ and -1.2‰ ; the $\delta^{13}\text{C}$ values in Xiemi section range from -4.5‰ to 2.5‰ , and $\delta^{18}\text{O}$ values are in the range of -5.7‰ – -1.2‰ ; the $\delta^{13}\text{C}$ values of Bawei section range from 0.5‰ to 2‰ , and $\delta^{18}\text{O}$ values are between -6.4‰ and 0.1‰ ; the $\delta^{13}\text{C}$ values in Dingxiao section range from -4.3‰ – 2.1‰ , and $\delta^{18}\text{O}$ values are between -7.3‰ and 2.5‰ . According to the

收稿日期: 2016-08-30; 改回日期: 2018-05-04

基金项目: 中国地质调查局项目(12120114068101、12120114030601、DD20160020)与国家自然科学基金项目(41502013)联合资助。

作者简介: 胡智丹, 男, 1992年生, 硕士生, 从事区域地质研究; E-mail: 605166787@qq.com。

通讯作者: 谢韬, 男, 1982年生, 高级工程师, 从事区域地质矿产调查工作; E-mail: xt1982cd@163.com。

correlation analysis of carbon and oxygen isotope data, the isotopic values of Nimaigu, Xiemi and Dingxiao sections were less affected by diagenesis. There are obvious negative $\delta^{13}\text{C}$ anomalies in the lower part of the horizon of Kueichousaurus fauna in Nimaigu, Xiemi and Dingxiao, closely related to the rapid death of marine organisms in low-water-level periods and the volcanism. Due to the influence of late diagenesis on the Dingxiao section, the seawater paleotemperature in Xingyi area was recovered by using $\delta^{18}\text{O}$ data of Nimaigu, Xiemi and Dingxiao sections. It is shown that the temperature was between 19 and 27 °C, with an average about 23°C, which indicates a warm climate during that period.

Key Words: Kueichousaurus fauna; paleotemperature; carbon and oxygen isotope; Zhuganpo Formation

About the first author: HU Zhidan, male, born in 1992, master candidate, engages in regional geological research; E-mail: 605166787@qq.com.

About the corresponding author: XIE Tao, male, born in 1982, senior engineer, engages in the investigation of regional geology and mineral resources; E-mail: xt1982cd@163.com.

Fund support: Supported by China Geological Survey Project (No. 12120114068101, 12120114030601, DD20160020), National Natural Science Foundation of China (No. 41502013).

1 引 言

贵州省兴义地区中三叠统竹竿坡组中以出产大量胡氏贵州龙为特色,并保存属种丰富的海生爬行动物化石(杨瑞东,1996)。贵州龙动物群发育在三叠纪生物复苏的时期,其时代晚于罗平生物群,早于关岭动物群,处于生物群绝灭—复苏—辐射的关键位置。目前,对贵州龙动物群中的古生物特征已有深入的研究,但是对有关贵州龙动物群生存环境的研究却很少。在研究贵州龙动物群生存环境过程中,邹晓东等(2015)对乌沙镇泥麦古剖面竹竿坡组碳酸盐岩稳定碳氧同位素特征做了一些研究,发现在贵州龙动物群产出层位附近存在碳同位素异常,并初步讨论了异常形成的原因。但以往的研究多集中对特定剖面的研究,较少涉及区域上贵州龙动物群产出层位的分布特征和同位素地球化学特征,从而制约了对贵州龙动物群的分布和生态环境的全面认识。

近年来,碳氧同位素在研究生态环境演化、生物兴亡具有十分重要的意义,利用碳酸盐岩稳定碳氧同位素在恢复古环境与古气候已取得了很多成果。研究表明海相碳酸盐岩的稳定碳氧同位素基本保留了当时海洋中的同位素组成,可以有效地反映古海洋环境、古气候变化信息。我们可利用海相碳酸盐岩的稳定同位素的组成近似地反映古海洋环境特征 (Scholle et al, 1980; Marshall, 1992; Veizer et al, 1999; 罗贝维等, 2013; Moustafa et al, 2016)。因此,笔者在兴义地区顶效、谢米、坝尾、泥麦古贵

州龙动物群产出层位进行了精细剖面测制与样品采集,通过剖面对比及其碳氧稳定同位素的研究,确定含化石层位的横向变化特征,了解含贵州龙动物群层位的沉积环境及上下层位的相对变化,对贵州龙动物群的生活环境有更加全面认识。

2 地质背景

研究区位于贵州兴义地区,处于扬子地块西南缘,南盘江沉积盆地西部,中三叠世发育以碳酸盐岩沉积为主的沉积组合。扬子海域的岩相古地理由西向东依次为局限台地—开阔台地—台地边缘—盆地(图1)。

本区主要出露三叠纪地层,包括下三叠统飞仙关组与嘉陵江组,中三叠统关岭组、杨柳井组、垄头组与竹竿坡组,上三叠统小凹组、赖石科组、把南组与火把冲组。贵州龙动物群产于竹竿坡组中上部,竹竿坡组与上覆小凹组、下伏杨柳井组、垄头组地层为整合接触(图2)。竹竿坡组主要为一套局限浅海碳酸岩台地相的含白云质灰岩、灰岩沉积,岩性以含白云质灰岩、砂屑灰岩(图3a、b)、纹层状灰岩(图3c、d)及泥晶灰岩(图3d)为主。笔者在兴义地区顶效(105°0'34"N;25°8'40"E)、谢米(104°45'49"N;25°6'48"E)、泥麦古(104°47'10"N;25°9'46"E)、坝尾(105°8'27"N;25°4'57"E)均测制了精细地层剖面对其进行了控制。顶效剖面杨柳井组顶部为厚块状灰质白云岩,其上伏竹竿坡组下部为厚块状粉—细晶灰岩与厚块状白云质灰岩、含白云质灰岩组成的多个沉积旋回;中部以厚块状粉—细晶灰岩与纹层

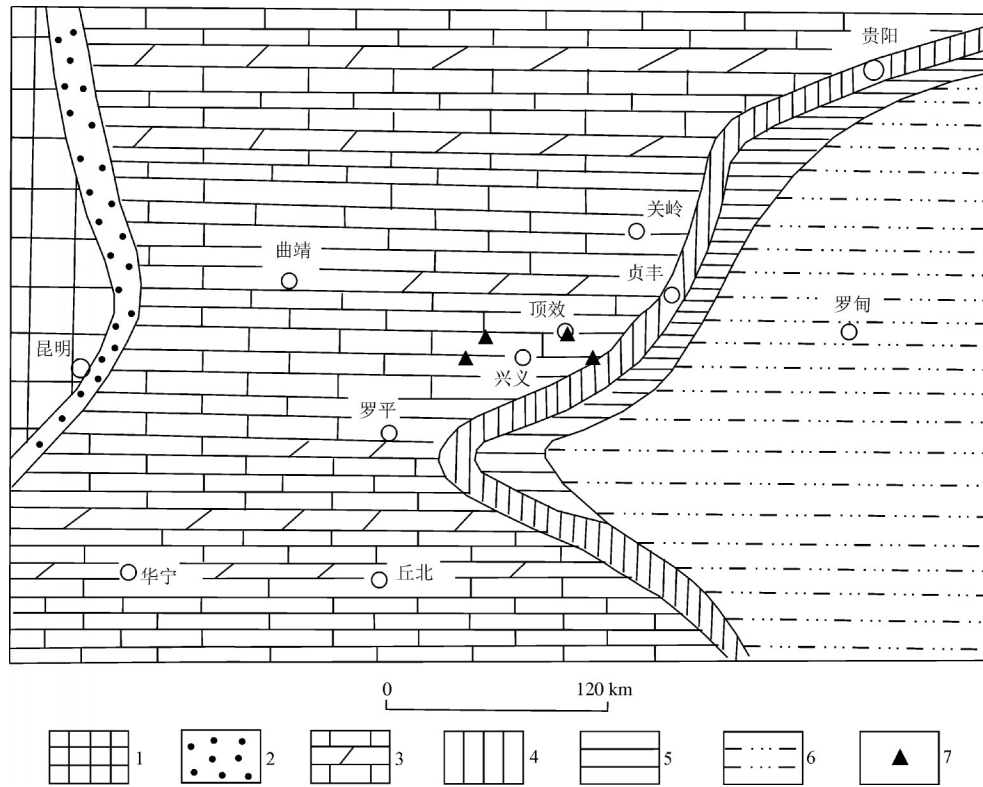


图1 兴义及邻区中三叠世岩相古地理图

(冯增昭, 1994; 梅冥相等, 2003 修改)

1—古陆; 2—滨岸; 3—开阔—局限台地; 4—台地边缘; 5—斜坡; 6—盆地; 7—剖面位置

Fig.1 Middle Triassic paleogeography around Xingyi area

(after Feng Zengzhao et al., 1994; Mei Mingxiang et al., 2003)

1—Oldland; 2—Littoral; 3—Open—restricted platform; 4—Platform margin; 5—Slope; 6—Basin; 7—section position

状灰岩、含纹层状灰岩组成的多个沉积旋回;上部以纹层状灰岩沉积为主,局部含白云质;顶部为含贵州龙动物群层位,岩性以纹层状泥晶灰岩夹炭质泥岩组成。泥麦古、谢米剖面下部以纹层状灰岩和含白云质灰岩组成的多个沉积旋回;化石层主要由灰黑色薄层—中层泥灰岩夹泥岩、炭质泥岩(图3e)组成,代表了低能还原的沉积环境;上部以灰—深灰色泥晶灰岩为主,生物碎屑明显增多(图3f)。坝尾剖面底部为垄头组厚层状亮晶灰岩、豆粒灰岩,其上伏竹竿坡组下部以纹层状灰岩与中层状灰岩组成的多次沉积旋回,中部以深灰色纹层状灰岩、泥灰岩为主,上部主要是泥灰岩、泥质灰岩。

目前,对产于竹竿坡地层中的贵州龙化石层位时代还存在争议(王立亭,1996;王成源等,1998;李锦玲等,2004;马乐天等,2013)。在顶效、谢米、坝尾、泥麦古共采取46件牙形石样品,但牙形石结果不理想,多数样品中仅保留牙形石碎片无法鉴定,仅在在谢米剖

面化石层顶部获牙形石 *Budurovignathus* cf. *mungoensis*(Diebel), *Budurovignathus* cf. *hungaricus* Mosher et Clark,时代为中三叠世拉丁晚期(董致中等,2006)。据邹晓东等(2015)对泥麦古剖面菊石的最新研究成果,贵州龙动物群位于 *Haoceras xingyiense* 菊石带,其上部出现 *Detoniceras* sp. A,时代为中三叠世拉丁晚期。

3 实验方法及样品可靠性分析

在谢米、泥麦古、顶效、坝尾剖面中共采取45件碳、氧同位素样品,在采样过程中选取新鲜面进行取样并避开方解石脉及裂隙,以确保数据的可靠(Horacek et al, 2007; Meyer et al, 2013)。碳酸盐的碳氧同位素分析采用100%磷酸法,碳酸盐岩粉末在室温(25°C)与100%浓磷酸充分反应6 h以上,之后冷却分离出纯CO₂气体,送MAT-253 EM质谱仪(中国地质科学院矿产资源研究所)测试无机氧、碳

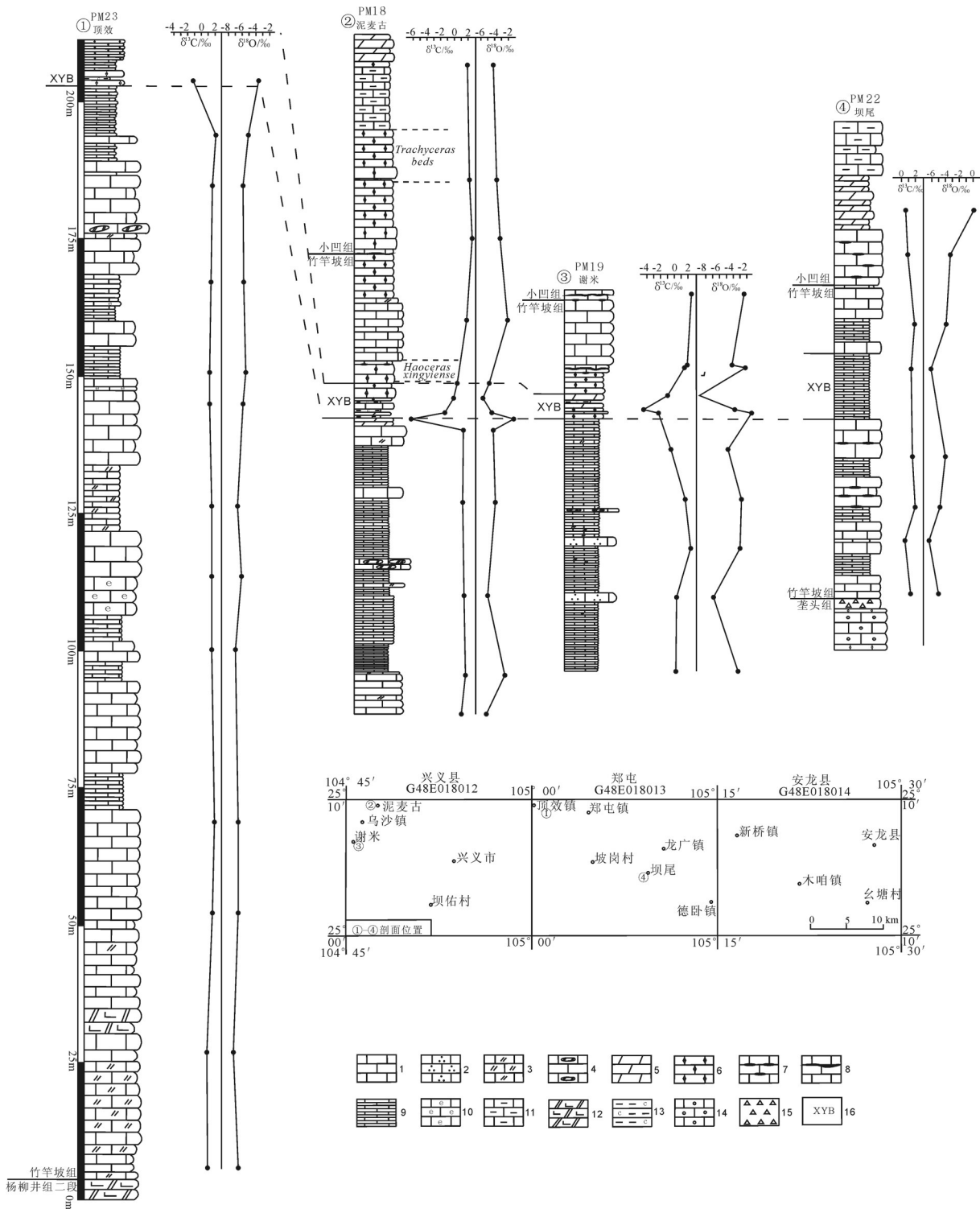


图2 顶效、泥麦古、谢米和坝尾剖面岩性柱状图和碳氧同位素曲线

1—微晶灰岩;2—砂屑灰岩;3—白云质灰岩;4—含白云质团块灰岩;5—泥灰岩;6—泥晶灰岩;7—含硅质结核灰岩;8—含硅质条带灰岩;9—纹层状灰岩;10—生物碎屑灰岩;11—泥质灰岩;12—灰质白云岩;13—炭质泥岩;14—豆粒灰岩;15—盐溶角砾岩;16—贵州龙动物群层位

Fig.2 Lithologic histogram, carbon and oxygen isotope curves from Dingxiao, Nimaigu, Xiemi and Bawei section

1—Microcrystalline limestone; 2—Calcarenitic; 3—Dolomitic limestone; 4—Limestone intercalated with dolomitic clumps; 5—Marl; 6—Micritic limestone; 7—Limestone intercalated with siliceous concretion; 8—Limestone intercalated with siliceous strip; 9—Lamellar limestone; 10—Bioclastic limestone; 11—Argillaceous limestone; 12—Dolomite lime; 13—Carbonaceous mudstone; 14—Pisolitic limestone; 15—Evaporite solution breccia; 16—keichousaurus fauna horizon

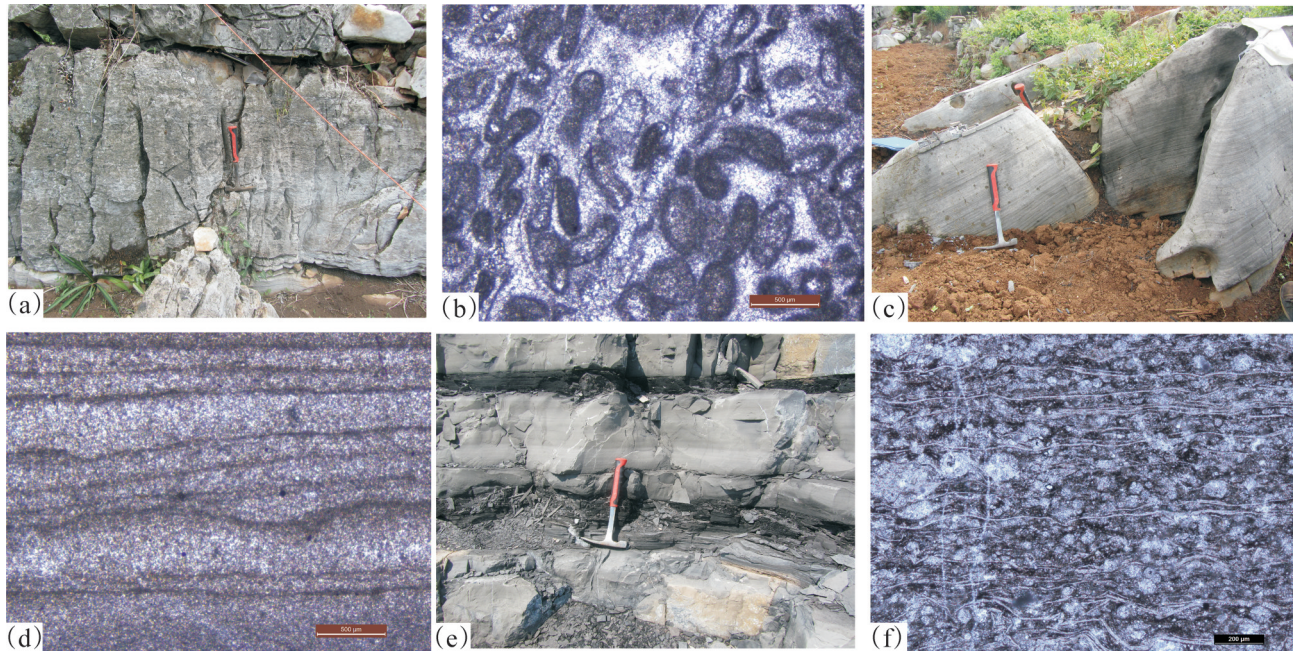


图3 竹竿坡组野外及镜下照片

a—灰色砂屑灰岩;b—灰色砂屑灰岩,单偏光;c—灰色纹层状灰岩;d—灰色纹层状灰岩,单偏光;e—深灰色泥晶灰岩夹炭质泥岩;f—生屑泥晶灰岩,单偏光

Fig.3 Field and microscopic photographs of Zhuganpo Formation

a—Gray calcarenite; b—Gray calcarenite, plainlight; c—Gray lamellar limestone; d—Gray lamellar limestone, plainlight; e—Dark gray micritic limestone with carbonaceous mudstone; f—Bioclastic micrite limestone, plainlight

同位素组成,且均采用PDB标准,分析精密度在0.1‰以内。

为了确保数据的可靠,必须确定所采集的样品未遭受成岩蚀变。在成岩过程中,海相碳酸盐岩的C、O同位素组成与流经岩石孔隙介质(大气淡水)的C、O同位素组成发生交换作用,特别是氧同位素组成更易遭受后期蚀变作用的影响(左景勋等,2006)。采用以下方法对实验结果进行了分析:

(1)若 $\delta^{18}\text{O} < -10\text{‰}$,已强烈遭到成岩蚀变作用的影响, $-5\text{‰} > \delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$,轻微受到成岩蚀变影响,所以一般考虑 $\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$ 的数据才是有效的(Kaufman et al, 1995)。表1中谢米、泥麦古、坝尾剖面中多数 $\delta^{18}\text{O} > -5\text{‰}$,说明碳氧数据是可靠的,而顶效剖面中多数 $-10\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -5\text{‰}$,说明轻微受到成岩蚀变和淡水淋滤的影响。

(2) $\delta^{18}\text{O}$ 值与 $\delta^{13}\text{C}$ 值的关系图,可以反映出成岩蚀变作用的强弱(罗顺社等,2010;陈孝红,2013;Muttoni et al, 2014)。以往在确定 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 $\delta^{13}\text{C}$ 值的关系时,常利用样本数据计算决定系数 r^2 来判断, r^2 越接近0说明不相关, r^2 越接近1说明相关。由于 r^2

的大小与数据量有关,数据量越小其可信程度就越低(孔锐等,2006)。因此,必须对决定系数做显著性检验,其结果用 p 表示。若 $p > 0.05$,说明 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数值关系体现出离散的特点,则没有发生成岩蚀变,反之,则发生了成岩蚀变。由图4可知,泥麦古(a)、谢米(b)、坝尾(c)剖面 r^2 分别为0.1267、0.0279、0.0274, p 分别为0.233、0.623、0.557, $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 之间几乎不具相关性,这表明泥麦古、谢米、坝尾剖面的碳、氧同位素组成基本上未受成岩作用影响;顶效(d)剖面 $p=0.042 < 0.05$, $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 关系显著,说明顶效剖面遭受成岩蚀变作用的影响。虽然成岩蚀变作用让数据可信度不高,但样品中 $\delta^{13}\text{C}$ 仍可能保留主要的信息(Qing et al, 1994)。

4 碳氧同位素分析结果

根据分析结果(表1)绘制碳氧曲线图(图2),贵州龙产出层位基本上出现 $\delta^{13}\text{C}$ 的负异常。泥麦古剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化值在 $-6.3\text{‰} \sim -2.6\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 变化值在 $-5.7\text{‰} \sim -1.2\text{‰}$ 。在剖面底部, $\delta^{13}\text{C}$ 从 1‰ 增加为 1.6‰ ,随后出现轻微波动,最低变为 1.2‰ 。在含贵

表1 泥麦古、谢米、坝尾、顶效剖面碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 分析数据

Table 1 Analytical data of carbon isotope, oxygen isotope from Nimaigu, Xiemi, Bawei and Dingxiao section

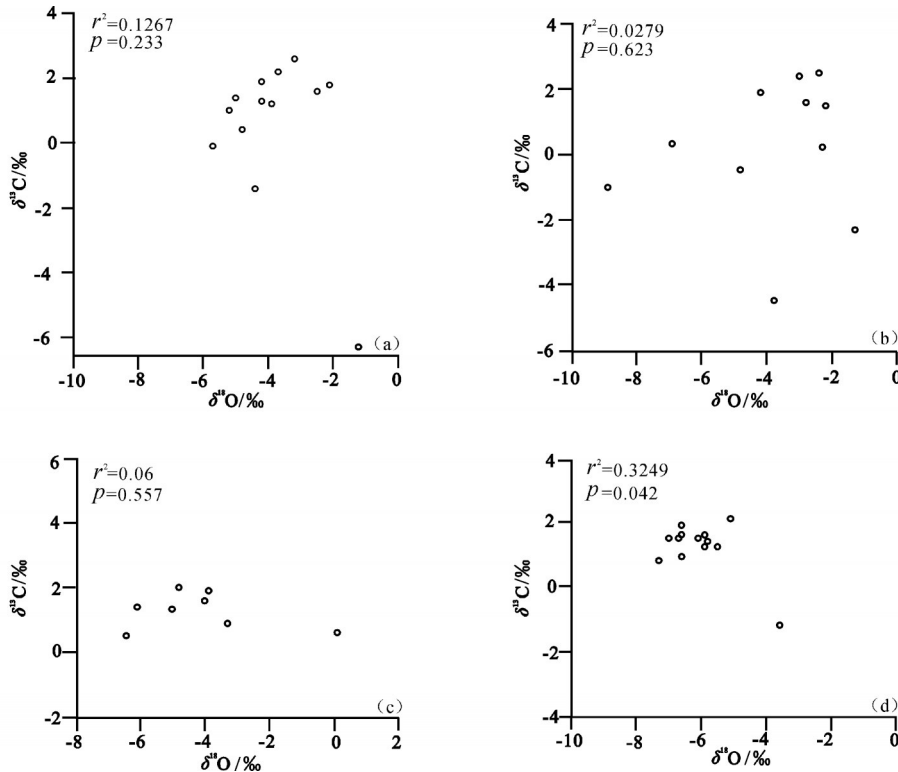
剖面	样品编号	岩石名称	$\delta^{13}\text{C}$ /‰	$\delta^{18}\text{O}$ /‰	计算 温度/℃	校正 温度/℃
泥 麦 古 剖 面	PM18-0-Hx1	粉晶灰岩	1.0	-5.2	42.0	27.9
	PM18-2-Hx1	粉晶灰岩	1.6	-2.5	28.1	15.8
	PM18-7-Hx1	粉晶灰岩	1.4	-5.0	40.9	26.9
	PM18-11-Hx1	微晶灰岩	1.2	-3.9	35.0	21.8
	PM18-15-Hx1	灰岩	1.3	-4.2	36.6	23.2
	PM18-16-Hx1	泥灰岩	-6.3	-1.2	22.1	10.6
	PM18-17-Hx1	泥灰岩	-1.4	-4.4	37.7	24.1
	PM18-20-Hx1	泥晶灰岩	-0.1	-5.7	44.7	30.3
	PM18-22-Hx1	泥晶灰岩	0.4	-4.8	39.8	26.0
	PM18-25-Hx1	粉晶灰岩	1.8	-2.1	26.2	14.1
	PM18-29-Hx1	泥晶灰岩	2.6	-3.2	31.5	18.7
	PM18-30-Hx1	泥晶灰岩	2.2	-3.7	34.0	20.9
	PM18-34-Hx1	泥晶灰岩	1.9	-4.2	36.6	23.2
	坝 尾 剖 面	PM22-4-Hx1	微—粉晶灰岩	1.3	-5.0	40.9
PM22-7-Hx1		微—粉晶灰岩	0.5	-6.4	48.7	33.9
PM22-10-Hx1		含硅质结核灰岩	2.0	-4.8	39.8	26.0
PM22-12-Hx1		微晶灰岩	1.6	-4.0	35.6	22.3
PM22-15-Hx1		微—粉晶灰岩	1.4	-6.1	47.0	32.3
PM22-17-Hx1		粉晶灰岩	1.9	-3.9	35.0	21.8
PM22-21-Hx1		含硅质结核灰岩	0.9	-3.3	32.0	19.2
PM22-22-Hx1		泥灰岩	0.6	0.1	16.5	5.9
谢 米 剖 面	PM19-0-Hx1	粉晶灰岩	0.2	-3.3	32.0	19.2
	PM19-3-Hx1	砂屑灰岩	0.3	-6.9	51.7	36.5
	PM19-6-Hx1	粉晶灰岩	2.4	-3.0	30.5	17.9
	PM19-12-Hx1	灰岩	1.6	-2.8	29.5	17.0
	PM19-13-Hx1	粉晶灰岩	-0.5	-4.8	39.8	26.0
	PM19-17-Hx1	粉晶灰岩	-2.3	-1.3	22.5	11.0
	PM19-18-Hx1	泥晶灰岩	-4.5	-3.8	34.5	21.4
	PM19-19-Hx1	泥灰岩	-1.0	-8.9	64.1	47.5
	PM19-22-Hx1	微晶灰岩	1.5	-2.2	26.6	14.5
	PM19-23-Hx1	硅质条带灰岩	1.9	-4.2	36.6	23.2
PM19-26-Hx1	含硅质结核灰岩	2.5	-2.4	27.6	15.4	
顶 效 剖 面	PM23-2-Hx1	粉晶灰岩	0.9	-6.6		
	PM23-6-Hx1	粉晶灰岩	0.8	-7.3		
	PM23-10-Hx1	粉晶—细晶灰岩	1.6	-6.6		
	PM23-12-Hx1	粉晶—细晶灰岩	1.9	-6.6		
	PM23-18-Hx1	粉晶—细晶灰岩	1.5	-7.0		
	PM23-21-Hx1	细晶灰岩	1.5	-6.1		
	PM23-22-Hx1	细晶灰岩	1.5	-6.7		
	PM23-25-Hx1	含白云质灰岩	1.2	-5.9		
	PM23-28-Hx1	细晶灰岩	1.2	-5.5		
	PM23-32-Hx1	粉晶灰岩	1.4	-5.8		
	PM23-36-Hx1	粉晶灰岩	1.6	-5.9		
	PM23-41-Hx1	粉晶灰岩	2.1	-5.1		
PM23-42-Hx1	泥晶灰岩	-1.2	-3.6			

州龙层位下部 $\delta^{13}\text{C}$ 开始突然变化,总体上明显负漂移形成V形谷,由1.3‰突降为-6.3‰,降幅量达7.6‰,在其上1.8 m处显著升高为-1.4‰,随后 $\delta^{13}\text{C}$ 呈现出缓慢上升的趋势,由-1.4‰上升为2.6‰,在小凹组底部, $\delta^{13}\text{C}$ 呈现出缓慢降低的趋势,由2.6‰下降为1.9‰,其碳氧同位素变化特征与前人基本一致(邹晓东等,2015)。谢米剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化值在-4.5‰~2.5‰, $\delta^{18}\text{O}$ 变化值在-8.9‰~-1.3‰。在剖面底部, $\delta^{13}\text{C}$ 从0.2‰呈现出缓慢增长趋势,由0.2‰缓慢上升为2.4‰,随后又出现缓慢下降趋势,由2.4‰下降为-2.3‰,在贵州龙产出层位出现明显负漂移,由-2.3‰突然下降为-4.5‰,又由-4.5‰猛升为-1‰,随后呈现出缓慢上升趋势,由-1‰缓慢上升为2.9‰。坝尾剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化值在0.5‰~2‰, $\delta^{18}\text{O}$ 变化值在-6.4‰~0.1‰。在剖面底部, $\delta^{13}\text{C}$ 从1.3‰下降为0.5‰,又从0.5‰上升为2‰,随后 $\delta^{13}\text{C}$ 出现轻微波动,变化量在0.6‰左右,在贵州龙产出层位, $\delta^{13}\text{C}$ 出现小幅降低,1.6‰降低为1.4‰,随后又小幅增加,由1.4‰上升为1.9‰,在竹竿坡组顶部到小凹组底部, $\delta^{13}\text{C}$ 呈现出缓慢下降趋势,由1.9‰下降为0.6‰。顶效剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 变化值在-4.3‰~2.1‰, $\delta^{18}\text{O}$ 变化值在-7.3‰~-2.5‰。在竹竿坡组底部, $\delta^{13}\text{C}$ 呈现出缓慢增加的趋势,由0.9‰缓慢上升为1.9‰,随后总体较为稳定,变化量在0.7‰,在靠近贵州龙产出层位时, $\delta^{13}\text{C}$ 突然出现明显负漂移,从2.1‰猛降为-1.2‰,降幅量达3.3‰。

5 讨 论

5.1 碳氧同位素曲线变化原因

引起碳同位素波动的原因有很多,主要是受海洋初级生产力的变化、沉积环境氧化还原条件、火山作用和海水深度等(Suess E, 1980; 李荣西等, 2007; Song et al, 2013; 王传尚等, 2014; Jia et al, 2017)。当海平面上升期间,有机质埋藏速率加大,有机质被氧化的机会减小,即有较多的 ^{12}C 转化成有机碳被埋藏,会使碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增加,反之则减少。此外海洋中生物繁盛,海水中 ^{12}C 优先被吸收合成有机质,导致海水中相对富集 $\delta^{13}\text{C}$,形成的碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值升高;相反,如果生物贫乏,海水中 ^{12}C

图4 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 相关性散布图

(a)—泥麦谷剖面;(b)—谢米剖面;(c)—坝尾剖面;(d)—顶效剖面

Fig.4 Correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$

(a)—Nimaigu section;(b)—Xiemi section;(c)—Bawei section;(d)—Dingxiao section

相对增加,形成的碳酸盐岩中 $\delta^{13}\text{C}$ 值减小(李荣西等,2007)。表1中可看出除贵州龙动物群产出层位之外, $\delta^{13}\text{C}$ 同位素主要在 $0\sim 2\text{‰}$ 的范围内波动,与前人对特提斯其他剖面研究成果基本一致(Korte et al, 2005)。

根据岩性变化特征可以看出兴义地区竹竿坡组贵州龙产出层位上下以纹层状灰岩、中薄层状泥质灰岩为主,纹层状灰岩与厚层状灰岩代表了两种不同的沉积环境,前者代表静水低能的环境,后者代表高能环境。当兴义地区处于海侵高水位体系域时,海水和南盘江盆地能进行比较充分的交流,各种生物在这里正常繁衍生息。当海平面下降,处于低水位体系域时,由于台地内、台地边缘一系列浅滩、隆起的影响,本区海水循环不畅,在原来的台盆内部呈现低能缺氧的静水环境。贵州龙动物群产出层位主要是一套深色薄层状泥质灰岩、纹层状灰岩,为低能缺氧的沉积产物,反映台内盆地水体底部出现缺氧。台内盆地水体缺氧,生态环境突

变,造成海洋生物快速死亡,海洋初级生产力大幅降低,在化石产出层位下段 $\delta^{13}\text{C}$ 出现明显的负异常。同时,海水 $\delta^{18}\text{O}$ 也与海平面变化有密切联系,贵州龙动物群产出层位 $\delta^{18}\text{O}$ 正异常反映了海平面的下降。因此, $\delta^{13}\text{C}$ 负异常和 $\delta^{18}\text{O}$ 正异常是贵州龙动物群环境变化的一个重要地球化学特征。

生物的快速死亡并沉入海底,大量的有机质分解需要消耗大量海水中的溶解氧,导致海水中出现严重的缺氧现象(宋虎跃等,2014),进一步加速生物的死亡并完好保存。在缺氧环境下海底很可能会释放甲烷和发生甲烷厌氧氧化作用,会导致沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现明显偏小,通常情况下,在甲烷水合物背景下的沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值低于 -30‰ (汤冬杰等,2009; Himmler et al, 2015)。一般来说,正常海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-6\text{‰}\sim +8\text{‰}$ (Veizer et al, 1999),此次研究中,绝大多数 $\delta^{13}\text{C}$ 都分布在正常海相碳酸盐岩的分布范围内,那么说明来自甲烷释放和甲烷厌氧氧化过程造成 $\delta^{13}\text{C}$ 的负偏可能性较小。在研究区及相

邻区罗平板桥竹竿坡组贵州龙动物群产出层位附近均见凝灰岩(曾雄伟等,2013;李志广等,2016),由于火山作用释放出大量富 ^{12}C 的 CO_2 ,富 ^{12}C 溶入海水中导致海水中 ^{12}C 的浓度升高,引发海水中无机碳同位素(^{13}C)负偏,由此说明 $\delta^{13}\text{C}$ 的负偏移也和火山作用有一定的关系。

在化石层上段碳、氧同位素发生明显变化, $\delta^{13}\text{C}$ 明显正偏移, $\delta^{18}\text{O}$ 明显负偏移,碳氧同位素的变化也代表着沉积环境发生改变,化石层下段的中薄层状泥质灰岩为静水沉积的产物,而化石层上段的中厚层状泥晶灰岩的出现,显然是相对高能的沉积环境形成,与之对应的是海平面上升,先前相对闭塞的台内盆地内的海水与南盘江盆地开始交流,水动力增强,海水循环使盆地内缺氧的环境得以改善,经历短暂缺氧事件之后,生物开始复苏,海洋初级生产力提高, $\delta^{13}\text{C}$ 发生明显的正偏移;同时,海平面的上升,淡水的注入使海水中相对亏损 $\delta^{18}\text{O}$,形成的碳酸盐岩($\delta^{18}\text{O}$)相对负偏。

5.2 古海水温度

古海洋温度与 $\delta^{18}\text{O}$ 值有非常密切的关系,假设当盐度不变时, $\delta^{18}\text{O}$ 值用来确定古海水温度是可靠的(张秀莲,1985)。假设三叠纪古海水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 与现代海水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 相同都为0‰,根据Craig(1965)修正的古海水温度计算公式 $T = 16.9 - 4.2(\delta^{18}\text{O}_{\text{样品}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{海水}}) + 0.13(\delta^{18}\text{O}_{\text{样品}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{海水}})^2$ 。由于顶效剖面数据受后期成岩蚀变作用影响,仅选取谢米、泥麦古、坝尾剖面数据进行古温度计算,计算出竹竿坡组沉积时期海水表面的温度在27~42°C。利用邵龙义(1994)的方法剔除后期成岩作用的影响(利用第四纪海相碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值约为-1.2‰,将测试后的 $\delta^{18}\text{O}$ 值校正成相当于第四纪海相碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值),获得竹竿坡组沉积时期表面温度为19~27°C。考虑到三叠纪时期南方陆块向北漂移,中三叠世拉丁期南盘江盆地大致处于北纬10~20°,未校正的竹竿坡组沉积时期海水表面温度可能较实际温度偏高,而校正的温度则接近实际,说明兴义地区当时气候温暖。

6 结 论

(1)根据泥麦谷、谢米、顶效碳氧同位素初步研究显示,贵州龙动物群产出层位下部出现明显 $\delta^{13}\text{C}$ 负异常, $\delta^{18}\text{O}$ 同位素正异常,其产出层位主要是一套

深色薄层状泥质灰岩、纹层状灰岩,结合沉积特征, $\delta^{13}\text{C}$ 负异常与低水位时期海洋生物快速死亡、火山作用有关。因此, $\delta^{13}\text{C}$ 负异常和 $\delta^{18}\text{O}$ 正异常是贵州龙动物群环境变化的一个重要地球化学特征。

(2)谢米、泥麦古、坝尾氧同位素数据温度反演结果显示:兴义地区未校正竹竿坡组沉积时期海水表面温度在27~42°C可能较实际偏高,经校正后竹竿坡组沉积时期海水表面温度在19~27°C更接近实际,说明兴义地区当时气候温暖。

致谢:审稿专家及责任编辑对论文提出了宝贵修改意见,在此一并致以诚挚的谢意!

References

- Chen Xiaohong, Wei Kai, Zhang Baomin, Cheng Long. 2013. Carbon isotope chemo-stratigraphy and ocean oxidation event in the Lower Triassic Yongningzhen Formation of Guanling, Guizhou Province [J]. *Geology in China*, 40(5): 1466–1473(in Chinese with English abstract).
- Craig H. 1965. The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures[C]// Tongiorgi E(ed.). *Stable isotopes in oceanographic studies and palaeotemperatures*. Pisa: Consiglio Nazionale delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare, 161–182.
- Dong Zhizhong, Wang Wei. 2006. The Cambrian–Triassic Conodont Faunas in Yunnan, China—Correlative Biostratigraphy and the Study of Palaeobiogeographic Province of Conodont [M]. Kunming: Yunnan Science and Technology Press, 1–347(in Chinese).
- Feng Zengzhao, Bao Zhidong, Li Shangwu. 1994. Lithofacies Paleogeography of Early and Middle Triassic of Yunnan–Guizhou–Guanxi Region [M]. Dongying: University of Petroleum Press, 1–180(in Chinese).
- Himmler T, Birgel D, Bayon G, Pape T, Ge L, Bohrmann G, Peckmann G. 2015. Formation of seep carbonates along the Makran convergent margin, northern Arabian Sea and a molecular and isotopic approach to constrain the carbon isotopic composition of parent methane [J]. *Chemical Geology*, 415(4):102–117.
- Horacek M, Brandner R, Abart R. 2007. Carbon isotope record of the P/T boundary and the Lower Triassic in the Southern Alps: Evidence for rapid changes in storage of organic carbon [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252(1): 347–354.
- Jia Peng, Li Wei, LuYuanzheng, Fan Ru, Li Xin, Feng Yuan, ChenYuhang, Li Ming, Zeng Yiyang, Liu Xin. 2017. The carbon and oxygen isotopic compositions and their evolution of the Xixiangchi Group carbonate rocks in Sichuan Basin and their geological implications [J]. *Journal of Radioanalytical & Nuclear*

- Chemistry, 311:755–768.
- Kaufman A J, Knoll A H, 1995. Neoproterozoic variations in the C–isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications [J]. *Precambrian Research*, 73(1–4): 27–49.
- Kong Rui, Gao Xiaowei. 2006. *Statistics*[M]. Beijing: China Land Press, 1–273.
- Korte C, Kozur H W, Veizer J. 2005. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226(3): 287–306.
- Li Jinling, Rieppel Olivier. 2004. A new nothosaur form Middle Triassic of Guizhou, China[J]. *Vertebrata Palasiatica*, 42(1): 1–5(in Chinese with English abstract).
- Li Rongxi, Wei Jiayong, Xiao Jiafei, Wang Xingli, Lehrmann D J. 2007. Response of carbon and oxygen isotopic geochemistry to transgressive systems tract: an example from Triassic Stratigraphy in Southwestern Guizhou Province [J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 29(1): 1–5(in Chinese with English abstract).
- Li Zhiguang, Sun Zuoyu, Jiang Dayong, Ji Cheng. 2016. LA–ICP–MS Zircon U–Pb age of the fossil layer of Triassic Xingyi Fauna from Xingyi, Guizhou, and its significance[J]. *Geological Review*, 62(3): 779–790(in Chinese with English abstract).
- Luo Beiwei, Wei Guoqi, Yang Wei, Dong Caiyuan. 2013. Reconstruction of the late Sinian paleo–ocean environment in Sichuan basin and its geological significance [J]. *Geology in China*, 40(4): 1099–1111(in Chinese with English abstract).
- Luo Shunshu, Wang Kaiming. 2010. Carbon and oxygen isotope composition of carbonatic rock from the Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation in the Kuancheng area, Hebei Province [J]. *Acta Geologica Sinica*, 84(4): 492–499.
- Ma Letian, Ji Cheng, Sun Zuoyu, Yang Pengfei, Zou Xiaodong. 2013. Biodiversity and stratigraphic distribution of the Triassic Xingyi marine reptile fauna, Guizhou Province [J]. *Journal of Stratigraphy*, 37(2): 178–185 (in Chinese with English abstract).
- Marshall J D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from carbonate rock record and their preservation[J]. *Geological Magazine*, 129: 143–160.
- Mei Mingxiang, Ma Yongsheng, Deng Jun, Meng Qingfen, Yi Dinghong, Li Donghai. 2003. Sequence–stratigraphic frame work of the Early to Middle Triassic and evolution of Sedimentary–facies and paleogeography in the Nanpanjiang Basin and its adjacent areas: discussion on evolutionary process from the Dianqiangui Basin to the Nanpanjiang [J]. *Geological Journal of China Universities*, 9(3): 427–439 (in Chinese with English abstract).
- Meyer K M, Yu M, Lehrmann D, Schootbrugge B, Payne J L. 2013. Constraint on Early Triassic carbon cycle dynamics from paired organic and inorganic carbon isotope records [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 361(1): 429–435.
- Moustafa M S H, Pope M C, Grossman E L, Mriheel I Y. 2016. Carbon and oxygen isotope variations of the Middle Late Triassic Al Aziziyah Formation, northwest Libya [J]. *Journal of African Earth Sciences*, 118: 149–162.
- Muttoni G, Mazza M, Mosher D, Katz M E, Kent D V, Balini M. 2014. A Middle–Late Triassic (Ladinian – Rhaetian) carbon and oxygen isotope record from the Tethyan Ocean [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 399(4): 246–259.
- Qing H R, Veizer J. 1994. Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: implications for coeval seawater [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(20): 4429–4442.
- Scholte P A, Arthur, M A. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestone: potential stratigraphic and petroleum exploration tool [J]. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64(1): 67–87.
- Shao Longyi. 1994. The relation of the oxygen and carbon isotopic in the carbonate rocks to the Paleotemperature etc. [J]. *Journal of China University of Mining & Technology*, 23(1): 39–45 (in Chinese with English abstract).
- Song Huyue, Tong Jinnan, Tian Li, Song Haijun, Qiu Haiou, Zhu yuanyuan, Thomas Algeo. 2014. Paleo–redox conditions across the Permian–Triassic boundary in shallow carbonate platform of the Nanpanjiang Basin, South China [J]. *Science China: Earth Sciences*, 57: 1030–1038 (in Chinese).
- Song H Y, Tong J N, Algeo T J, Horacek M, Qiu H O, Song H J, Tian L, Chen Z Q. 2013. Large vertical $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ gradients in Early Triassic seas of the South China craton: implications for oceanographic changes related to Siberian Traps volcanism [J]. *Global and Planetary Change*, 105: 7–20.
- Suess E. 1980. Particulate organic carbon flux in the ocean—surface productivity and oxygen utilization [J]. *Nature*, 288: 260–263.
- Tang Dongjie, Shi Xiaoying, Liu Juan, Wang Xinqiang, Pei Yunpeng. 2009. Authigenic carbonate precipitation and pyrites from sand–veins in the Chuanlinggou Formation of the North China Platform—Evidence for anaerobic oxidation of methane in the Mesoproterozoic [J]. *Journal of Palaeogeography*, 11(4): 361–374 (in Chinese with English abstract).
- Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Carden G, Diener A, Ebner S, Godderis Y, Jasper T, Korte C, Pawellek F, Podlaha O G, Strauss H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater [J]. *Chemical Geology*, 161(1): 59–88.
- Wang Chengyuan, Kang Peiquan, Wang Zhihao. 1998. Conodont–based age of the *Kueichousaurus hui* Yang [J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 15(2): 196–198(in Chinese with English abstract).
- Wang Chuanshang, Li Zhihong, Peng Zhongqin, Wang Baozhong, Zhang Guotao. 2014. The carbon isotope variation and its responses to sea level changes during the late Early Devonian

- period in Guizhou and Guangxi [J]. *Geology in China*, 41(6): 2039–2047(in Chinese with English abstract).
- Wang Liting. 1996. A discussion on horizon and age of *Kueichousaurus hui* occurrence [J]. *Guizhou Geology*, 13(3): 209–212(in Chinese with English abstract).
- Yang Ruidong. 1996. Palaeoecology and fossil communities in Southern and Central Guizhou during Triassic Time[J]. *Lithology Palaeogeography*, 16(6): 42–47(in Chinese with English abstract).
- Zeng Xiongwei, Chen Xiaohong, Cheng Long, Wang Jianpo. 2013. Redefinition of the Zhuganpo Formation in the southeast Yangtze platform[J]. *Journal of Stratigraphy*, 37(4): 479–484(in Chinese with English abstract).
- Zhang Xiulian. 1985. Relationship between carbon and oxygen stable isotopic in carbonate rocks and paleosalinity and paleotemperature of seawater [J]. *Acta Geologica Sinica*, 3(4): 17–30(in Chinese with English abstract).
- Zou X D, Balini M, Jiang D Y. 2015. Ammonoids from the Zhuganpo Member of the Falang Formation at Nimaigu and their relevance for dating the Xingyi Fossil–Lagerstaette (Late Ladinian, Guizhou, China) [J]. *Rivista Italiana Di Paleontologia E Stratigrafia*, 121(2): 135–161.
- Zou Xiaodong, Guo Wen, Jiang Dayong, Sun Zuoyu. 2015. Preliminary analysis of environment of fossils reservoir of Xingyi Fauna in Guizhou Province [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 51(3):472–484.
- Zuo Jingxun, Tong Jinnan, Qiu Haiou, Zhao Laishi. 2006. Oxygen and carbon isotopic compositions of Middle Triassic carbonates from Lower Yangtze [J]. *Science in China (Series D)*, 36(2): 109–122(in Chinese).
- 附中文参考文献**
- 陈孝红, 危凯, 张保民, 程龙. 2013. 贵州关岭下三叠统永宁镇组碳同位素化学地层与海洋氧化事件[J]. *中国地质*, 40(5): 1466–1473.
- 董致中, 王伟. 2006. 云南牙形类动物群——相关生物地层及生物地理区研究[M]. 昆明: 云南科技出版社, 1–347.
- 冯增昭, 鲍志东, 李尚武. 1994. 滇黔桂地区早中三叠世岩相古地理[M]. 东营: 石油大学出版社, 1–180.
- 孔锐, 高孝伟. 2006. 统计学[M]. 北京: 中国大地出版社, 1–273.
- 李锦玲, 奥利维尔. 2004. 贵州兴义中三叠世 *Nothosaurus*——新种[J]. *古脊椎动物学报*, 42(1): 1–5.
- 李荣西, 魏家庸, 肖家飞, 王兴理, Lehmann D J. 2007. 海进体系域碳同位素地球化学响应——以黔西南地区三叠系为例[J]. *地球科学与环境学报*, 29(1): 1–5.
- 李志广, 孙作玉, 江大勇, 季承. 2016. 贵州兴义三叠纪兴义动物群化石层锆石 LA-ICP-MSU-Pb 年龄及其意义[J]. *地质论评*, 62(3): 779–790.
- 罗贝维, 魏国齐, 杨威, 董才源. 2013. 四川盆地晚震旦世古海洋环境恢复及地质意义[J]. *中国地质*, 40(4): 1099–1111.
- 罗顺社, 汪凯明. 2010. 河北宽城地区中元古代高于庄组碳酸盐岩碳氧同位素特征[J]. *地质学报*, 84(4): 492–499.
- 马乐天, 季承, 孙作玉, 杨鹏飞, 邹晓东. 2013. 贵州兴义三叠纪海生爬行动物群的地层分布及其生物多样性[J]. *地层学杂志*, 37(2): 178–185.
- 梅冥相, 马永生, 邓军, 孟庆芬, 易定红, 李东海. 2003. 南盘江盆地及邻区早中三叠世层序地层格架及其古地理演化——兼论从“滇黔桂盆地”到“南盘江盆地”的演变过程[J]. *高校地质学报*, 9(3): 427–439.
- 邵龙义. 1994. 碳酸盐岩氧、碳同位素与古温度等的关系[J]. *中国矿业大学学报*, 23(1): 39–45.
- 宋虎跃, 童金南, 田力, 宋海军, 邱海鸥, 朱园园. 2014. 南盘江地区二叠纪—三叠纪之交浅水台地古氧相研究[J]. *中国科学: 地球科学*, 44(6): 1273–1282.
- 汤冬杰, 史晓颖, 刘娟, 王新强, 裴云鹏. 2009. 华北地台串岭沟组砂脉中自生碳酸盐沉淀和自生黄铁矿——中元古代甲烷厌氧氧化的沉积证据[J]. *古地理学报*, 11(4): 361–374.
- 王成源, 康沛泉, 王志浩. 1998. 以牙形刺确定胡氏贵州龙 (*Kueichousaurus hui Yang*) 层的时代[J]. *微体古生物学报*, 15(2): 196–198.
- 王传尚, 李志宏, 彭中勤, 王保忠, 张国涛. 2014. 黔桂地区早泥盆世晚期碳稳定同位素变化及其对海平面变化的响应[J]. *中国地质*, 41(6): 2039–2047.
- 王立亭. 1996. 胡氏贵州龙 (*Kueichousaurus hui*) 的产出层位及时代讨论[J]. *贵州地质*, 13(3): 209–212.
- 杨瑞东. 1996. 黔中、黔南三叠纪古生态、古群落研究[J]. *岩相古地理*, 16(6): 42–47.
- 曾雄伟, 陈孝红, 程龙, 王建坡. 2013. 扬子地台西南缘竹竿坡组的厘定[J]. *地层学杂志*, 37(4): 479–484.
- 张秀莲. 1985. 碳酸盐岩中氧-碳稳定同位素与古盐度、古水温的关系[J]. *沉积学报*, 3(4): 17–30.
- 邹晓东, 郭文, 江大勇, 孙作玉. 2015. 贵州省兴义地区中三叠世兴义动物群化石储集层古环境初步分析[J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 51(3):472–484.
- 左景勋, 童金南, 邱海鸥, 赵来时. 2006. 下扬子地区早三叠世碳酸盐岩碳同位素组成的演化特征[J]. *中国科学(D辑)*, 36(2): 109–122.