

川东地区中二叠统茅口组沉积微相与环境演变 ——以重庆市武隆区羊角剖面为例

张赫驿^{1,2}, 杨 帅^{1,2}, 张玺华³, 彭瀚霖³, 李 乾⁴, 陈 聪³, 高兆龙³, 陈安清^{1,2}

(1. 成都理工大学 油气藏地质及开发工程全国重点实验室, 四川 成都 610059; 2. 成都理工大学 沉积地质研究院, 四川 成都 610059; 3. 中国石油 西南油气田公司 勘探开发研究院, 四川 成都 610041; 4. 西南科技大学 环境与资源学院, 四川 绵阳 621010)

摘要:近年来,川东地区中二叠统茅口组持续发现工业气流,研究该区域茅口组的沉积微相与环境演化对油气勘探具有重要意义。以重庆市武隆区羊角剖面为研究对象,在野外沉积特征观察的基础上,通过岩石薄片鉴定及地球化学分析,研究了沉积微相及该地区茅口组的沉积环境演化特征。研究表明羊角剖面茅口组主要发育5种沉积微相。茅口组下部主要为含生物碎屑泥晶灰岩和泥晶灰岩沉积微相,是水体能量低的较深水环境下的沉积产物。茅口组中部以亮晶生物碎屑灰岩、泥晶生物碎屑灰岩、生物碎屑泥晶灰岩和生物碎屑泥晶灰岩为主,亮晶生物碎屑灰岩的出现表明高能的沉积环境,水体较浅。茅口组上部以泥晶生物碎屑灰岩、生物碎屑泥晶灰岩和含生物碎屑微晶灰岩为主,此时水体再次变深。茅口组下部 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值较低,平均3.00‰,中-上部 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值主要在4.00‰以上。显示茅口组一段为缺氧环境,随后氧化性增强转换成贫氧环境,茅口组沉积晚期再次回到缺氧环境。川东地区茅口组沉积微相特征及海平面变化受冰期影响,全球海平面下降是沉积环境转变的主控因素,浅水沉积环境是高能颗粒滩发育的有利地质条件,高能滩发育是川东地区茅口组中-上部优质储层形成的主要原因。

关键词:碳酸盐岩微相;地球化学指标;沉积环境;茅口组;川东地区;四川盆地

中图分类号:TE121.3

文献标识码:A

Sedimentary microfacies and environmental evolution of the Middle Permian Maokou Formation in the eastern Sichuan Basin: A case study of the Yangjiao section in Wulong District, Chongqing, China

ZHANG Heyi^{1,2}, YANG Shuai^{1,2}, ZHANG Xihua³, PENG Hanlin³, LI Qian⁴, CHEN Cong³,
GAO Zhaolong³, CHEN Anqing^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China; 2. Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China; 3. Exploration and Development Research Institute, PetroChina Southwest Oil & Gas Field Company, Chengdu, Sichuan 610041, China; 4. School of Environment and Resources, Southwest University of Science and Technology, Mianyang, Sichuan 621010, China)

Abstract: In recent years, industrial gas flow has been obtained in the Permian Maokou Formation in the eastern Sichuan Basin, underscoring the great significance of exploring the sedimentary microfacies and environmental evolution of the formation for oil and gas exploration. This study focuses on the Yangjiao section in Wulong District, Chongqing, China. Based on the field observations of sedimentary characteristics, coupled with thin section observation and geochemical analysis, we delve into the sedimentary microfacies and sedimentary environmental evolution characteristics of the Maokou Formation. The results reveal the predominant distribution of five sedimentary microfacies. Bioclast-bearing micrites and micrites, deposits in a deep-water, low-energy environment, prevail in the lower formation. The middle formation exhibits the primary distribution of sparry bioclastic limestones, micritic bioclastic limestones, bioclastic micrites, and bioclastic micrites, and the presence of sparry bioclastic limestones suggests a shallow-water,

收稿日期:2023-12-07;修回日期:2024-03-04。

第一作者简介:张赫驿(1999—),女,硕士研究生,沉积学与地层古生物学。E-mail: 1134202475@qq.com。

通信作者简介:杨帅(1985—),男,副教授,古地理重建与含油气盆地分析。E-mail: yangshuai17@cdut.edu.cn。

基金项目:国家自然科学基金面上项目(42172132);成都理工大学珠峰科学研究计划项目(2023ZF11402)。

high-energy sedimentary environment. The upper formation predominantly contains micritic bioclastic limestones, bioclastic micrites, and bioclast-bearing micrites, and the water becomes deeper again. Geochemical analysis reveals that the lower Maokou Formation exhibits low $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values with an average of 3.00 ‰, while its middle and upper portions show $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values mostly exceeding 4.00 ‰. These findings suggest that the formation's first member was deposited in an anoxic environment, which converted into a dysoxic environment with an increase in oxidation and then recovered to an anoxic environment in the late depositional stage. The sedimentary microfacies characteristics and the sea-level changes in the Maokou Formation in the eastern Sichuan Basin were affected by glacial periods, with the global sea-level drop serving as the dominant factor in the sedimentary environment transitions. The shallow-water sedimentary environment created favorable geological conditions for the emergence of high-energy grainstone shoals, which is, in turn, the main cause of the formation of high-quality reservoirs in the middle and upper Maokou Formation in the basin.

Key words: carbonate microfacies, geochemical proxy, sedimentary environment, Maokou Formation, eastern Sichuan Basin, Sichuan Basin

引用格式:张赫驿,杨帅,张玺华,等. 川东地区中二叠统茅口组沉积微相与环境演变——以重庆市武隆区羊角剖面为例[J]. 石油与天然气地质, 2024, 45(2): 457–470. DOI: 10. 11743/ogg20240211.

ZHANG Heyi, YANG Shuai, ZHANG Xihua, et al. Sedimentary microfacies and environmental evolution of the Middle Permian Maokou Formation in the eastern Sichuan Basin: A case study of the Yangjiao section in Wulong District, Chongqing, China[J]. Oil & Gas Geology, 2024, 45(2): 457–470. DOI: 10. 11743/ogg20240211.

二叠纪是全球联合古陆生成、发展和演化的重要时期,该时期发生了一系列全球性的重大生物演化和环境巨变事件,包括高频率大幅度的海平面变化、广泛的冰川活动、剧烈的火山活动及重大生物灭绝等^[1],这些重大地质事件导致古环境经历了显著的变化。海相碳酸盐岩是记录古环境变化的可靠载体,选择未经强烈成岩作用且保留有接近原始海水组成的海相碳酸盐岩开展相关研究,是分析古环境演变过程的重要手段。

受海底扩张、冰川活动、造山运动等地质事件的影响,全球海平面在中二叠世末期下降到了地质历史时期的最低点^[2–3]。在全球性海退和峨眉地幔柱作用的共同影响下,四川盆地中二叠统茅口组顶部普遍遭受了不同程度的剥蚀,作为区域性的不整合面,通常有利于岩溶型储层的形成。近期,在四川盆地二叠系茅口组二段(茅二段)相继钻成了多口高产测试井,如角探1井、蓬阳1井、磨溪039-H1井和蓬阳3井等,特别是磨溪039-H1井和蓬阳3井创造了茅二段上部白云岩储层产量的新高,分别测试获日产气 $223.66 \times 10^4 \text{ m}^3$ 和 $213.15 \times 10^4 \text{ m}^3$,展现了茅口组中、上部良好的勘探潜力,储层类型也从早期的岩溶缝洞型石灰岩储层拓展至滩相云化型储层^[4–7]。古环境的演变与油气资源的分布往往具有非常紧密的内在联系,随着四川盆地二叠系茅口组越来越多的油气勘探发现,众多学者纷纷对该时期的沉积相类型、岩相古地理格局和古环境演化过程等方面开展了相关研究^[8–13]。微相分析作为碳

酸盐岩研究的重要手段,是重建海平面变化的有效方法,以往学者通过对不同地区茅口组碳酸盐岩微观特征进行研究,归纳出多种微相类型^[14]。与此同时,地球化学分析方法也被广泛应用到古环境演化研究上,王秀平、杨虎城和李乾等利用地球化学分析方法分别对川南、川西南和川东北地区古环境演化进行研究,均认为茅口组早期继承栖霞组沉积环境特征,沉积水体较深,向上变浅,但整体处于温暖潮湿的缺氧-贫氧环境^[15–17]。近年来,川东地区义和1井、焦石1井、潼探1井和七里50井相继在茅口组钻遇工业气流^[18],这些勘探上的突破极大地推动了川东地区茅口组的相关研究工作,然而前期学者对该地区茅口组的研究主要集中在局部硅质岩和茅一段眼球状石灰岩成因机制方面,勘探发现也集中在茅一段眼球状泥灰岩储层^[19–20],对该区域茅口组的沉积环境演变过程缺乏系统性分析,特别是缺少碳酸盐岩微相以及地球化学手段的相关研究,以至于川东地区该时期沉积环境演化规律及其影响因素仍不明确,很大程度上制约了茅口组中上部的勘探进展。

鉴于此,本文选取川东羊角剖面,开展详细的沉积微相研究,分析其演化序列,进而重建研究区茅口组沉积期古海平面变化曲线,同时结合地球化学指标,探讨研究区茅口组沉积环境演变与海平面、碳同位素、氧化还原、初级生产力和陆源输入变化的内在联系,进一步厘清川东地区古环境特征和演变过程,为该区茅口组油气勘探提供基础地质资料。

1 地质背景

四川盆地位于扬子板块的西北侧(图1a, b),整体形状类似于菱形,是典型的克拉通盆地。在地质历史过程中,四川盆地历经多期构造演化,可划分为6个构造旋回,分别为扬子旋回、加里东旋回、海西旋回、印支旋回、燕山旋回和喜马拉雅旋回^[21],其中海西旋回对四川盆地早、中二叠世的演化具有重要的影响,主要包括3次构造运动,即柳江运动(泥盆纪末期)、云南运动(石炭纪末期)和东吴运动(二叠纪中期至晚期)。受云

南运动的影响,四川盆地及其邻区在地质演化过程中普遍缺失了下二叠统^[12]。中、下二叠统依次沉积了梁山组、栖霞组和茅口组^[22]。

研究区位于四川盆地东部,大地构造属于上扬子台地中部。羊角剖面在行政区划上属于重庆市武隆区羊角场(图1c, d),位于北东-南西走向的齐岳山断裂西侧,剖面起点坐标 GPS: N29°35'9.76"、E107°7'12.6",终点坐标 GPS: N29°34'9.55"、E107°44'56"。中二叠世早期,发生了大规模海侵作用,相对海平面快速上升,研究区内茅口组沉积早期广泛发育典型的瘤状灰岩,与下伏栖霞组呈整合接触。中二叠世晚期的

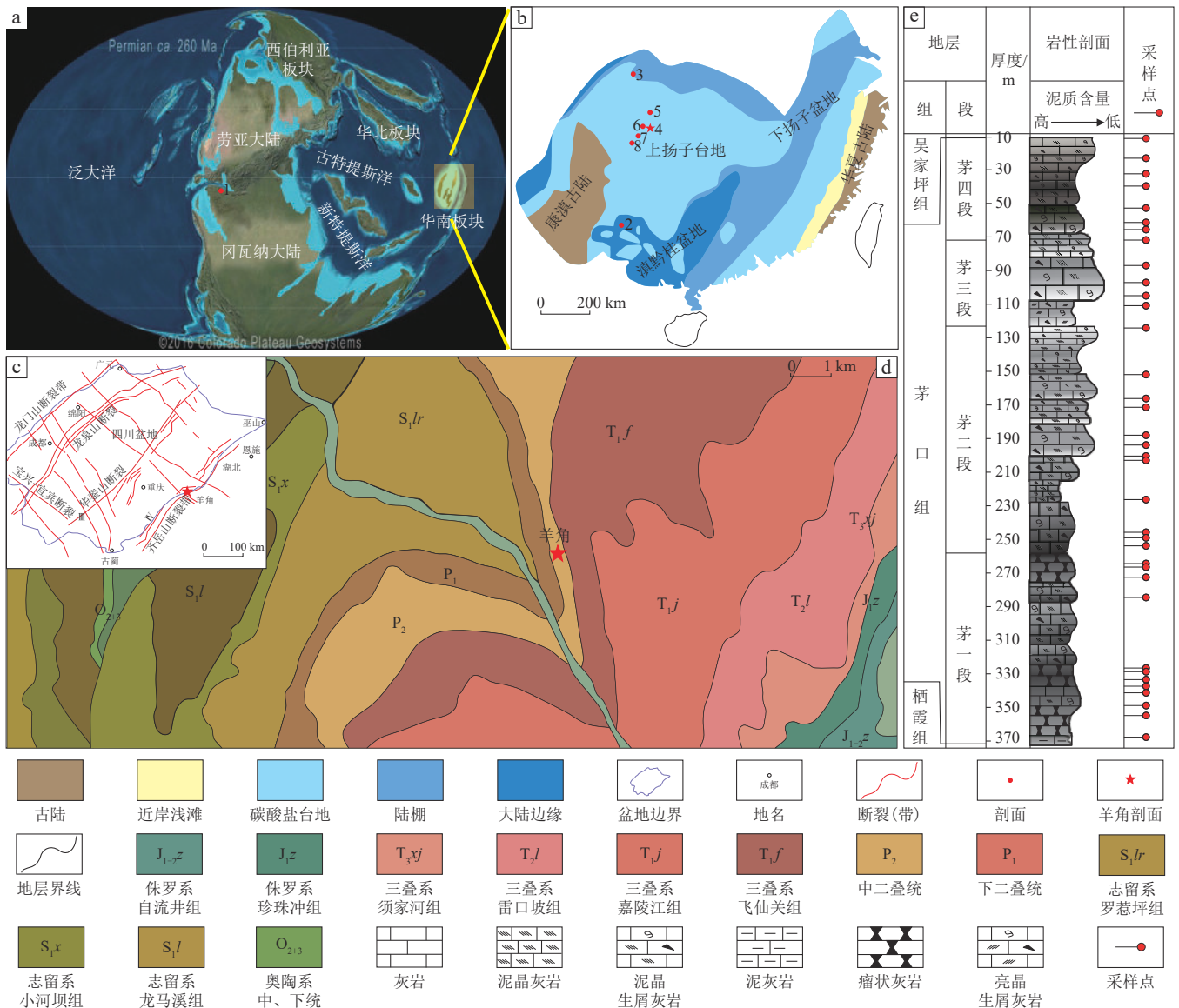


图1 研究剖面地理位置及地质背景概况

Fig. 1 Geographic location and geological setting of the studied outcrop section

a. 260 Ma 全球古地理, 据 <https://deeptimemaps.com/global-series/>; b. GLB 过渡时期华南地区古地理, 据文献^[23]修改; c. 四川盆地二叠纪构造纲要, 据文献^[24]修改; d. 研究剖面地质图; e. 研究剖面岩石序列及采样点位置

1. Palmar 河; 2. 贡川剖面; 3. 鹿渡坝剖面; 4. 羊角剖面; 5. 石柱剖面; 6. 南川剖面; 7. 綦江剖面; 8. 二郎剖面

东吴运动造成地壳快速差异抬升,同时全球海平面下降到了地质历史时期的最低点,盆地东南部茅口组顶部受到不同程度剥蚀,与上覆吴家坪组呈平行不整合接触^[1-2]。

2 沉积特征

2.1 沉积微相特征

碳酸盐岩微相分析是研究地质演化过程的基础与关键,通过对能够反映沉积信息的岩石微观特征进行分析,来揭示岩石的形成过程以及沉积环境,最终为宏观的沉积学研究提供证据^[24]。此次研究以曾允孚和夏文杰的碳酸盐岩结构-成因分类方案为主^[25],同时综合了 Folk 和 Dumham 的分类方案^[26-27],以基质、颗粒、胶结物的种类和相对数量、组构特征以及化石为标志,主要归纳出5种具有代表性的微相类型。

1) 亮晶生物碎屑灰岩(MF1)(图2a, b):主要颗粒类型为生物碎屑,含量约60%~80%,直径最大可达2 mm,填隙物以亮晶方解石胶结物为主,偶尔含少量

泥晶方解石。生物碎屑主要为海百合、腕足类和珊瑚等,其中海百合占30%,腕足和珊瑚各占10%左右,颗粒分选性较差,说明存在于动荡的水体环境中,此类岩石也是高能环境的典型沉积产物。

2) 泥晶生物碎屑灰岩(MF2)(图2c):颗粒主要为生物碎屑,生物碎屑含量介于70%~80%,生物碎屑之间的胶结物以泥晶方解石为主,部分方解石表面呈黄褐色。通过生物碎屑的纤维结构可以识别出棘皮类的海百合、有孔虫、腕足和三叶虫等生物类型,生物形态较明显,且生物碎屑粒径较大。此类岩石通常形成于相对高能的环境中。

3) 生物碎屑泥晶灰岩(MF3)(图2d):与泥晶生物碎屑灰岩相比,生物碎屑明显减少,但仍以生物碎屑为主,主要为腹足类、有孔虫和介形虫等,含量为25%~50%,泥晶基质含量大于50%。部分生物碎屑形态不清晰,偶见孔洞及沥青,该类岩石应形成于相对低能的环境。

4) 含生物碎屑泥晶灰岩(MF4)(图2e):颗粒类型以生物碎屑为主,体积分数占10%~25%,见蠕类生屑及少量双壳,生物碎片颗粒粒径约为0.05 mm。泥晶基质含量多,表明此类岩石形成于水体能量较低的

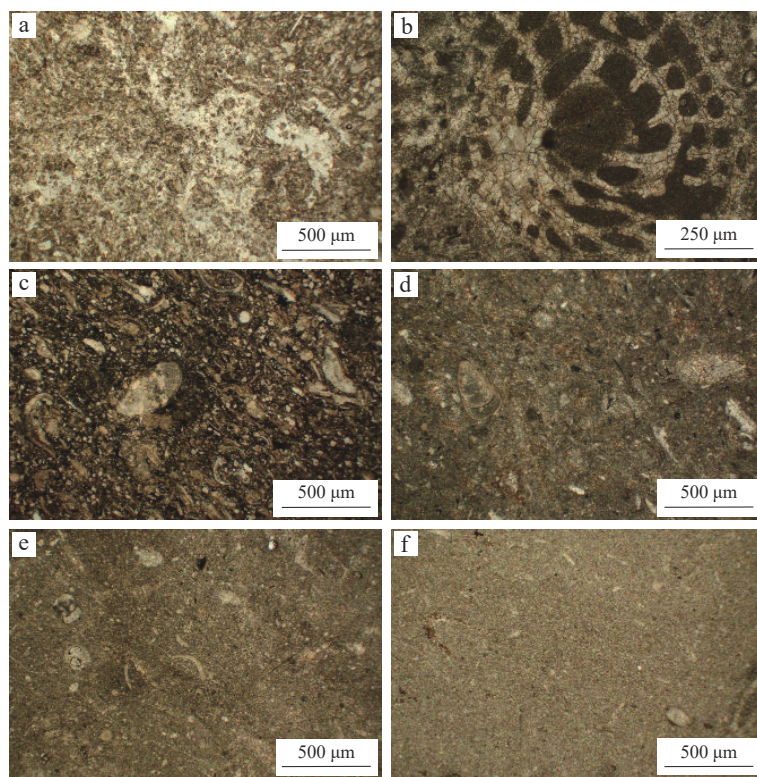


图2 武隆区羊角剖面茅口组碳酸盐岩颗粒镜下特征照片

Fig. 2 Micrographs showing the microscopic characteristics of carbonate grains in the Maokou Formation of the Yangjiao section, Wulong District

a. 亮晶生物碎屑灰岩,单偏光;b. 亮晶生物碎屑灰岩,单偏光;c. 泥晶生物碎屑灰岩,单偏光;d. 生物碎屑泥晶灰岩,单偏光;e. 含生物碎屑泥晶灰岩,单偏光;f. 泥晶灰岩,单偏光

沉积环境。

5) 泥晶灰岩(MF5)(图2f):生物碎屑极少,含量小于10%,生屑主要为海绵骨针和腕足类。薄片极少见颗粒,主要为泥晶方解石,孔隙及裂缝不发育。泥晶灰岩形成于水体能量低的较深水环境中,泥晶灰岩主要在研究区茅一段广泛发育。

2.2 垂向沉积演化序列

武隆区羊角剖面出露良好,发育下二叠统梁山组、栖霞组以及中二叠统茅口组。栖霞组与梁山组整合接触(图3a),茅口组与栖霞组整合接触(图3b),茅口组与上二叠统吴家坪组为平行不整合接触关系(图3c)。根据野外特征,茅口组可分为茅一段、茅二段、茅三段和茅四段(图3d-f)。在剖面沉积序列中存在显著的岩性序列转换,暗示着沉积环境的演化(图3)。

茅口组早期出现了华南二叠纪甚至晚古生代以来最大的海侵期,水体逐渐加深,单层厚度较薄,岩石多为黑色或深灰色,生物含量相对较少,水动力条件弱,常可见水平层理。研究区茅一段主要识别出含生物碎屑泥晶灰岩(MF4)和泥晶灰岩(MF5)两种微相类型,岩石颜色比下伏地层栖霞组深,多为灰黑色或深灰色“眼球状”灰岩(瘤状灰岩)(图3g),泥质含量较高,瘤

体顺层状分布,局部夹硅质团块(图3h)。茅口组中部主要为灰色层状含生物碎屑灰岩,局部夹薄层深灰色泥灰岩,主要发育亮晶生物碎屑灰岩(MF1)、泥晶生物碎屑灰岩(MF2)、生物碎屑泥晶灰岩(MF3)和含生物碎屑泥晶灰岩(MF4)4种微相类型,其沉积水体相对茅一段变浅,水动力条件相对较强,受到波浪和潮汐的影响较大,因此生物群落中会有来自深水的底栖生物碎屑,原地生物较少,沉积物洗刷较为彻底,见双壳与腕足等底栖生物类型。茅口组沉积晚期,主要发育泥晶生物碎屑灰岩(MF2)、生物碎屑泥晶灰岩(MF3)和含生物碎屑微晶灰岩(MF4)3种微相,岩性主要为灰色厚层状生物碎屑灰岩和灰-深灰色厚层状生物碎屑灰岩(图3i),处于较深水的沉积环境,说明此时期水体再次变深,因其良好的环境,生物数量较茅口组沉积早期多且类型丰富,见有藻类、有孔虫和腕足类等。这一岩性特征,可能是由于海侵期间生物在富氧环境中大量繁殖,并在贫氧阶段得以保存的结果。

总体而言,羊角剖面茅口组的岩石类型主要包括生物碎屑灰岩、含生物碎屑灰岩和泥晶灰岩,生物类型以蠕类、双壳类、有孔虫、介形虫、腕足类和腹足类为主。茅口组生物碎屑的种类和数量均较多,不同类型生物碎屑的含量及其保存程度对沉积环境有很重要的

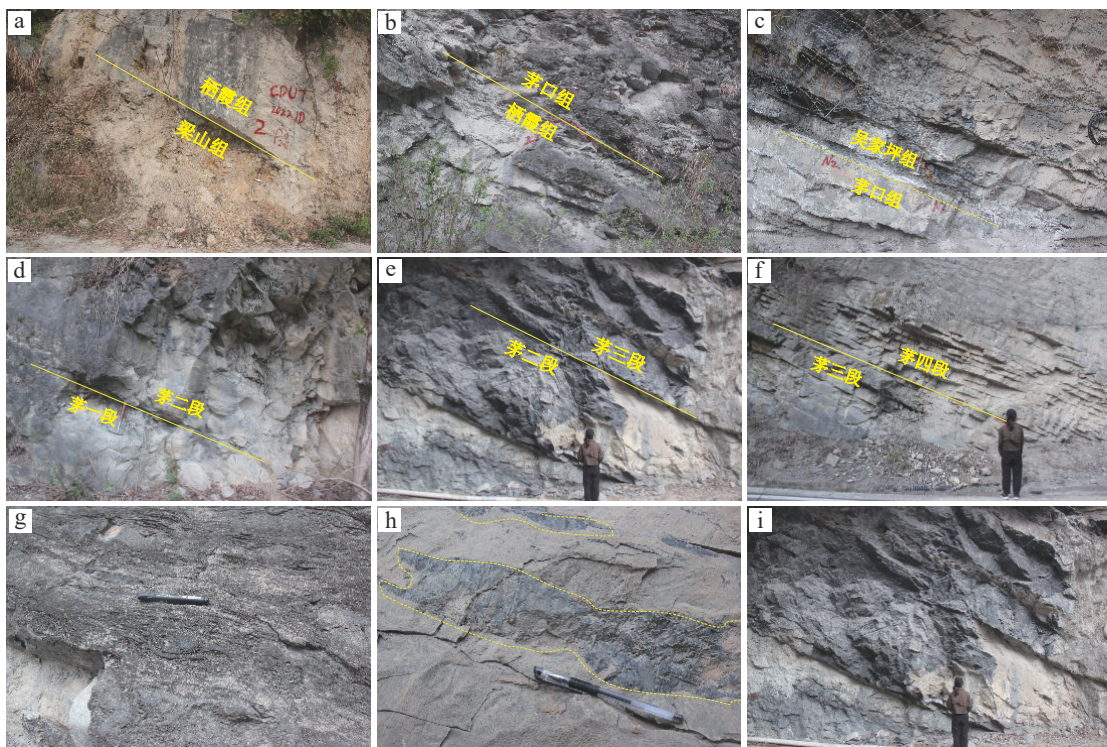


图3 武隆区羊角剖面茅口组野外露头特征照片

Fig. 3 Photos showing the field outcrop characteristics of the Maokou Formation in the Yangjiao section, Wulong District

a. 梁山组/栖霞组分界线;b. 栖霞组/茅口组分界线;c. 茅口组/吴家坪组分界线;d. 茅一段/茅二段分界线;e. 茅二段/茅三段分界线;f. 茅三段/茅四段分界线;g. 灰黑色“眼球状”灰岩(瘤状灰岩);h. 硅质团块;i. 灰-深灰色厚层状生物碎屑灰岩

指示意义,也是碳酸盐岩微相分析的重要内容,因此在分析野外特征的基础上,结合镜下观察,对不同生物碎屑颗粒的丰度进行了统计。此外,利用碳酸盐岩微相及其组合是重建古海平面变化曲线的重要方法。综合羊角剖面微相组合演化序列对研究区相对海平面进行了恢复(图4)。

3 地球化学特征

3.1 样品前处理与测试方法

本次研究的样品来自重庆市武隆区羊角剖面茅口组,共计采集46件碳酸盐岩样品,为获得尽可能接近原始地球化学数据的样品,采样时尽量避开风化、次生裂隙和脉体发育的岩石部分,选取岩性均匀、新鲜的岩石部分。通过详细的薄片鉴定,挑选出36件具有代表性的样品进行地球化学分析,代表性样品的具体位置可见图4。

研磨岩石粉末时,尽量避免生物碎屑部分,对样品进行了严格的前处理。最终,所有的样品分为2组,分别用于碳、氧同位素分析和碳酸盐岩微量元素分析。

羊角剖面碳、氧同位素测试分析在北京铭年领航科技有限公司完成。本次样品测试采用了GasBenchII连续流法和MAT253质谱仪。在测试过程中,每个样品分别称量约100 μg 碳酸盐样品,随后将其加入到12 mL的反应瓶中。接着,使用高纯氦气对反应瓶进行600 s的排空处理。排空后,加入5滴100%无水磷酸,并将反应瓶置于72 $^{\circ}\text{C}$ 加热盘中进行反应和平衡处理。经过磷酸反应和平衡处理后,样品中产生的 CO_2 气体通过70 $^{\circ}\text{C}$ 的熔硅毛细管柱,与其他杂质气体分离,并进入MAT253质谱仪进行测定。研究样品碳酸盐岩碳、氧同位素数据可见表1。

羊角剖面微量元素测试分析在成都谱谱检测技术有限公司完成。测试过程中,首先取0.1 g的样品粉末,将试料置于50 mL聚四氟乙烯烧杯中,用少量水润湿,加入10 mL硝酸、10 mL氢氟酸和2 mL高氯酸,将

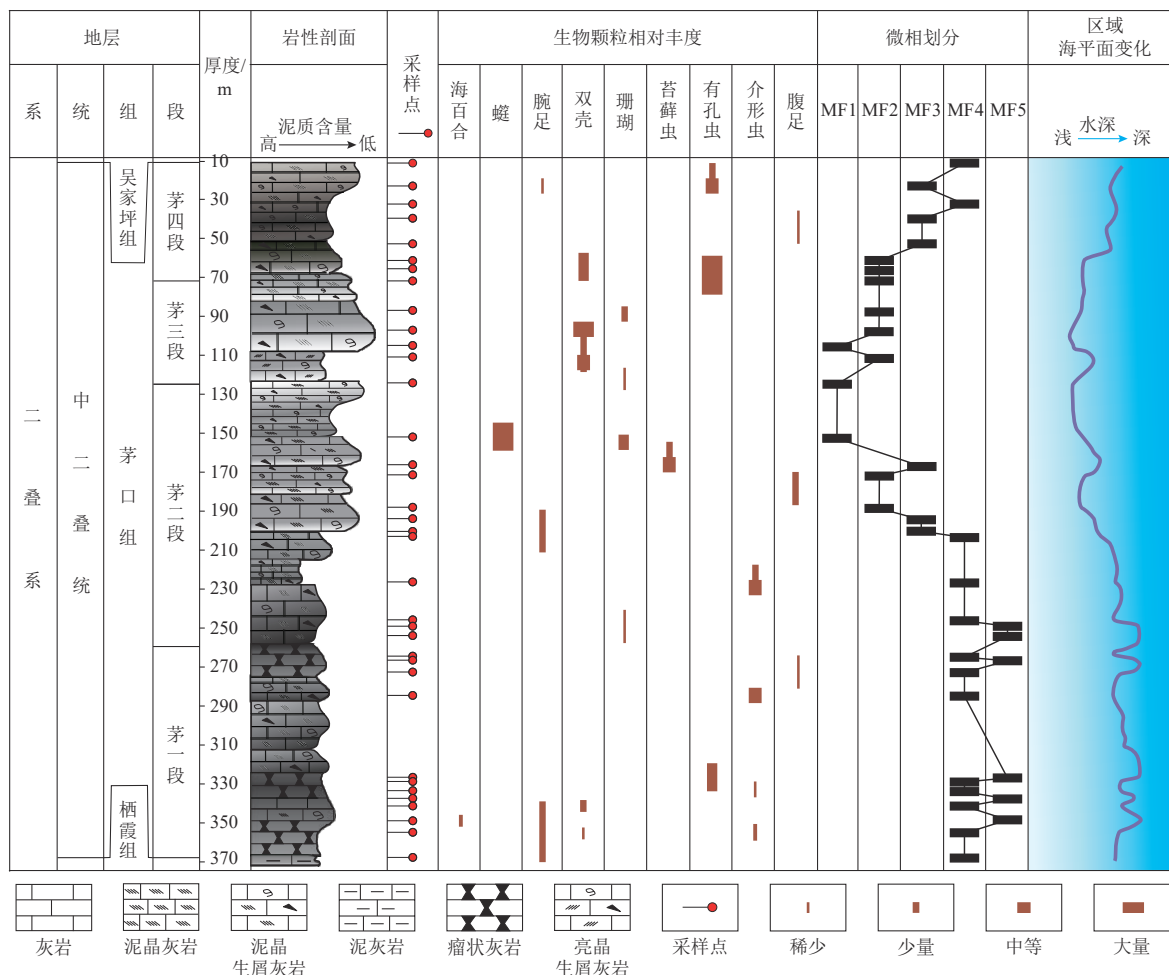


图4 武隆区羊角剖面茅口组沉积演化地层综合柱状图

Fig. 4 Composite stratigraphic column showing the sedimentary evolution of the Maokou Formation in the Yangjiao section, Wulong District

表1 武隆区羊角剖面茅口组实验数据及计算结果

Table 1 Experimental data and calculation results for the Maokou Formation in the Yangjiao section, Wulong District

样品号	厚度/m	碳、氧同位素值/‰		微量元素含量/ 10^{-6}								微量元素含量比值				
		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	Sr	Ba	Rb	Th	U	V	Ni	Co	Sr/Ba	Rb/Sr	Th/U	V/(V+Ni)	Ni/Co
YJ-B-1	367.62	-4.67	3.21	1 252.6	8.1	0.5	0.3	3.2	10.7	2.6	0.2	155.23	0.000 4	0.08	0.80	15.74
YJ-B-2	354.73	-4.93	3.25	1 508.9	14.8	0.6	0.2	5.0	4.5	1.3	0.1	101.96	0.000 4	0.03	0.78	13.75
YJ-B-3	348.83	-4.28	3.40	1 882.7	10.2	1.4	0.1	6.9	7.5	1.4	0.1	184.72	0.000 7	0.02	0.85	11.83
YJ-B-4	341.24	-4.43	3.24	1 776.5	9.2	1.2	0.1	4.2	6.2	1.2	0.1	193.39	0.000 7	0.02	0.83	10.23
YJ-B-5	337.35	-4.77	3.40	2 919.3	42.0	0.6	0.1	5.8	4.0	1.0	0.1	69.53	0.000 2	0.02	0.80	11.30
YJ-B-6	333.41	-5.44	3.48	1 637.1	7.2	0.5	0.1	5.1	4.4	0.9	0.1	228.61	0.000 3	0.03	0.83	11.63
YJ-B-7	328.68	-5.01	3.29	2 461.9	10.5	1.7	0.3	10.0	15.3	2.2	0.1	233.43	0.000 7	0.03	0.87	17.80
YJ-B-8	326.55	-4.25	3.28	1 421.5	8.1	1.2	0.1	5.3	14.5	1.7	0.1	176.28	0.000 9	0.02	0.90	12.22
YJ-B-9	284.53	-4.86	2.32	4 182.9	15.2	2.1	0.2	2.5	25.5	8.1	0.3	274.74	0.000 5	0.10	0.76	23.92
YJ-B-10	272.48	-4.71	3.89	1 866.8	8.6	0.8	0.1	2.3	5.0	1.8	0.2	216.76	0.000 4	0.04	0.73	11.48
YJ-B-11	266.45	-3.86	3.72	3 509.5	32.6	0.9	0.2	8.8	37.9	3.0	0.2	107.63	0.000 2	0.02	0.93	20.01
YJ-B-12	264.34	-4.77	2.83	2 687.7	13.6	1.7	0.2	3.6	25.2	3.9	0.2	197.96	0.000 6	0.05	0.86	20.52
YJ-B-13	253.77	-4.35	3.30	1 275.0	8.1	0.8	0.1	3.3	5.7	1.0	0.1	157.08	0.000 6	0.04	0.86	9.97
YJ-B-14	248.98	-5.37	3.91	3 125.6	9.2	0.4	0.1	4.9	18.5	0.8	0.1	340.74	0.000 1	0.01	0.96	10.14
YJ-B-15	245.74	-7.02	1.93	1 057.4	10.7	0.3	0.0	9.4	5.6	0.8	0.1	99.14	0.000 3	0.00	0.88	8.87
YJ-B-16	226.3	-5.73	3.43	2 332.2	15.7	2.8	0.2	4.4	97.7	13.9	0.2	148.50	0.001 2	0.04	0.88	62.76
YJ-B-17	202.95	-5.74	3.66	2 797.5	8.4	0.8	0.1	14.6	26.2	2.2	0.1	332.12	0.000 3	0.01	0.92	17.39
YJ-B-18	200.36	-4.46	3.71	5 233.7	8.4	0.8	0.1	2.8	24.3	2.0	0.2	619.44	0.000 1	0.04	0.92	12.37
YJ-B-19	193.8	-4.59	3.95	1 446.2	12.1	4.1	0.5	12.8	52.2	13.1	0.6	119.35	0.002 8	0.04	0.80	23.25
YJ-B-20	187.95	-4.88	3.72	1 570.0	11.0	3.3	0.2	7.9	73.3	5.6	0.2	142.33	0.002 1	0.03	0.93	25.75
YJ-B-21	171.32	-4.84	3.94	1 868.0	9.0	1.1	0.4	6.1	12.3	1.6	0.2	206.43	0.000 6	0.07	0.88	8.37
YJ-B-22	166.15	-7.10	4.38	2 835.7	8.7	0.9	0.2	1.9	12.6	2.3	0.2	326.65	0.000 3	0.11	0.84	12.75
YJ-B-23	151.9	-5.47	4.85	1 109.7	6.6	0.7	0.2	2.3	26.2	2.4	0.1	169.42	0.000 7	0.09	0.92	17.84
YJ-B-24	124.08	-5.91	4.86	834.2	6.3	0.9	0.3	3.2	13.7	4.0	0.2	132.14	0.001 0	0.09	0.77	26.43
YJ-B-25	110.85	-5.06	4.29	567.9	8.0	1.9	0.3	3.3	9.0	4.4	0.3	71.06	0.003 3	0.08	0.67	17.62
YJ-B-26	104.89	-6.64	2.97	879.1	10.7	2.0	0.3	1.8	5.9	9.4	0.5	82.33	0.002 3	0.19	0.39	19.28
YJ-B-27	97.08	-6.46	4.26	156.0	5.9	0.8	0.3	1.7	6.0	6.6	0.2	26.22	0.005 0	0.18	0.48	41.58
YJ-B-28	86.91	-5.65	4.07	976.3	7.9	1.4	0.9	5.3	43.2	9.4	0.2	123.37	0.001 4	0.16	0.82	51.46
YJ-B-29	71.77	-6.92	3.99	1 015.5	15.1	4.4	0.9	7.3	119.6	37.2	0.4	67.08	0.004 3	0.12	0.76	97.76
YJ-B-30	65.55	-8.24	3.79	1 512.6	9.2	0.5	1.2	3.0	31.5	7.4	0.1	163.86	0.000 3	0.38	0.81	57.66
YJ-B-31	61.3	-6.55	4.26	2 150.5	13.1	0.5	0.2	3.1	32.5	3.4	0.1	164.51	0.000 2	0.08	0.90	36.13
YJ-B-32	52.79	-6.99	4.06	1 545.1	13.8	3.7	1.5	7.5	104.3	9.1	0.5	111.99	0.002 4	0.19	0.92	18.13
YJ-B-33	39.63	-5.24	4.43	2 315.1	13.2	3.1	1.0	4.6	144.1	6.7	0.5	175.42	0.001 4	0.21	0.96	14.45
YJ-B-34	32.36	-5.01	4.67	1 243.0	8.4	2.3	0.8	8.4	68.3	6.2	0.3	148.17	0.001 9	0.10	0.92	23.94
YJ-B-35	23.09	-5.79	4.55	1 851.3	6.1	1.4	0.4	3.9	19.7	3.7	0.2	301.27	0.000 8	0.10	0.84	21.52
YJ-B-36	11.34	-4.85	3.59	1 534.9	8.2	0.8	0.2	8.0	9.5	9.4	0.2	186.39	0.000 5	0.02	0.50	47.61

注: $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 为无机碳同位素。

聚四氟乙烯烧杯置于250℃的电热板上蒸发至高氯酸冒烟约3 min,取下冷却。依次加入10 mL硝酸、10 mL氢氟酸及2 mL高氯酸,于电热板上加热10 min后关闭电源,放置过夜后,再次加热至高氯酸烟冒尽,取下。趁热加入8 mL王水,在电热板上加热至溶液体积剩余2~3 mL,用约10 mL去离子水冲洗杯壁,微热5~10 min至溶液清亮,取下。冷却后将溶液转入10 mL有刻度值带塞的聚乙烯试管中,用去离子水稀释至刻度,摇匀,静置澄清。移取清液1 mL于聚乙烯试管中,

用硝酸稀释至10 mL,摇匀。最后,将处理好的样品溶液放入电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)中,测得不同样品的元素含量,数据见表1。

3.2 数据有效性

实验的结果数据如表1所示,样品有效性分析表明样品没有发生显著的成岩蚀变,总体上对原始海水信息的保存良好。

碳酸盐岩的成岩作用会导致Sr元素含量的减少

和其他元素的富集^[28-29],所以Sr含量与古环境指标的相关性是反映碳酸盐岩地球化学特征保存程度的可靠指标。Sr含量与其他古环境指标[元素含量比值V/(V+Ni)和Th/U]相关性差(图5a, b),表明羊角剖面碳酸盐岩保留了近原始的地球化学特征。

$\delta^{18}\text{O}$ 值的范围为 $-8.24\text{‰} \sim -3.86\text{‰}$ 。相对于碳酸盐岩中的氧而言,成岩过程是一个水/岩比很高的环境,原岩中 $\delta^{18}\text{O}$ 值会因成岩后期的水岩交换作用而明显降低。而相对于碳来说则是一个水/岩比很低的环境,地壳中约有80%的碳存储于碳酸盐岩中^[30],碳同位素在成岩过程中不会发生显著的变化。根据碳酸盐岩氧同位素对成岩蚀变作用比较灵敏的特性,Kaufman等认为可以将氧同位素作为一个定性判别指标^[31],当 $-11\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -5\text{‰}$ 时,样品受到的蚀变作用较弱,其值在一定程度上可以代表沉积物中原始的碳、氧同位素组成;当 $\delta^{18}\text{O} < -11\text{‰}$ 时,样品已遭受强烈的蚀变。

羊角剖面碳、氧同位素值呈离散关系(图5c)。碳、氧同位素的相关性可以用来判断碳同位素组成对海水的代表性,如果碳酸盐岩受到后期成岩作用的影响较大,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (无机碳同位素)值与 $\delta^{18}\text{O}$ 值会表现出相关性^[28]。同时,Sr含量与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值的相关性并不显著(图5d),表明接近原始的主要特征,这和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值与 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间较差的相关性一致。

3.3 地球化学特征

测试结果表明羊角剖面演化序列由下往上,各地球化学环境指标有显著变化,变化趋势见图6,详细数据见表1。根据各地球化学环境指标的系统变化趋势(图6),我们将羊角剖面的沉积环境演化分为了3个阶段。

羊角剖面的碳、氧同位素含量具有较大的波动范围, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值分布于 $1.93\text{‰} \sim 4.86\text{‰}$,平均值为 3.72‰ ,与J. Veizer等发布的海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值($-5.00\text{‰} \sim 5.00\text{‰}$)相符,研究区 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值整体表现为几个短期的负偏移叠加在长期的高值上。在第1阶段(茅口组沉积早期), $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值在均值 3.5‰ 左右振荡;在第2阶段(茅口组沉积中期), $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值在 4.15‰ 左右振荡, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值整体相对于茅一段偏高,峰值可达 4.86‰ 。茅口组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值从下向上呈增大趋势,响应生物在逐渐增多;在第3阶段(茅口组沉积晚期), $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值最大值为 4.67‰ ,整体来看, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值相对茅一段依旧偏高。

本文采用的古环境指标包括元素含量比值Th/U(氧化还原),V/(V+Ni)(氧化还原),Ni/Co(氧化还原),Sr/Ba(古水深及离岸距离),Rb/Sr(陆源输入)及Ba元素含量(初级生产力)。各项古环境指标曲线变化趋势见图6,详细数据见表1。羊角剖面茅口组Th/U

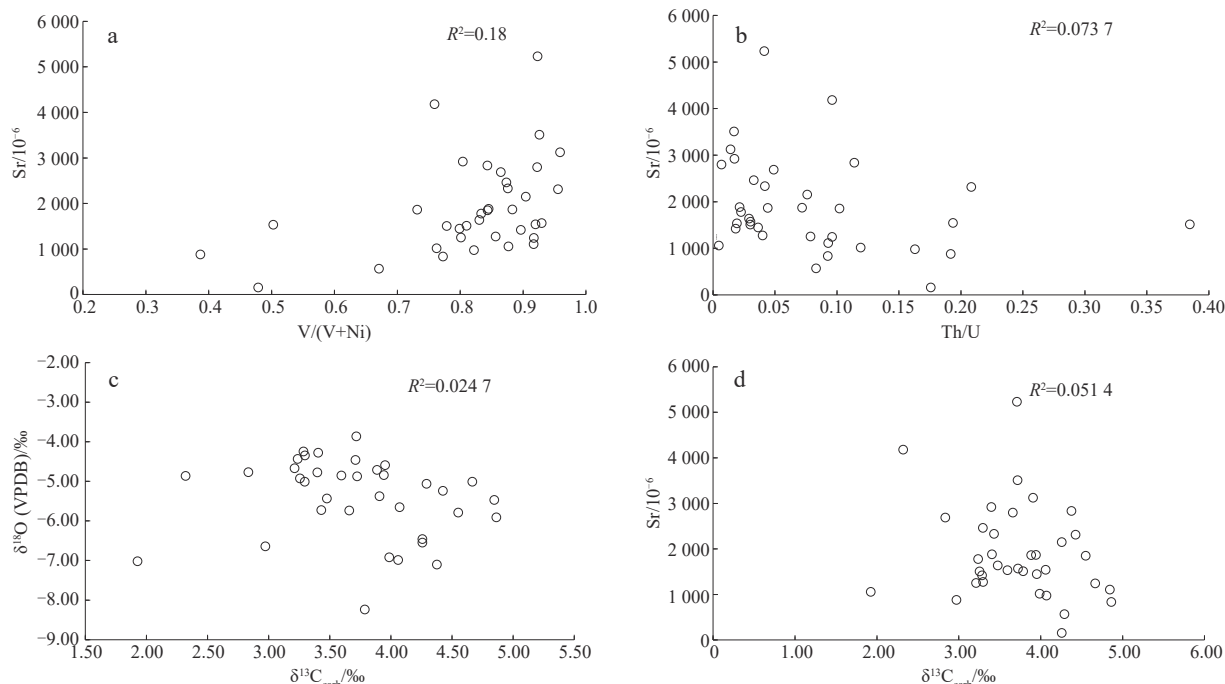


图5 武隆区羊角剖面茅口组地化数据相关性散点图

Fig. 5 Scatter diagrams showing the correlations of geochemical data of the Maokou Formation in the Yangjiao section, Wulong District

a. Sr与V/(V+Ni); b. Sr与Th/U; c. $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$; d. Sr与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

(微量元素符号代表微量元素含量。)

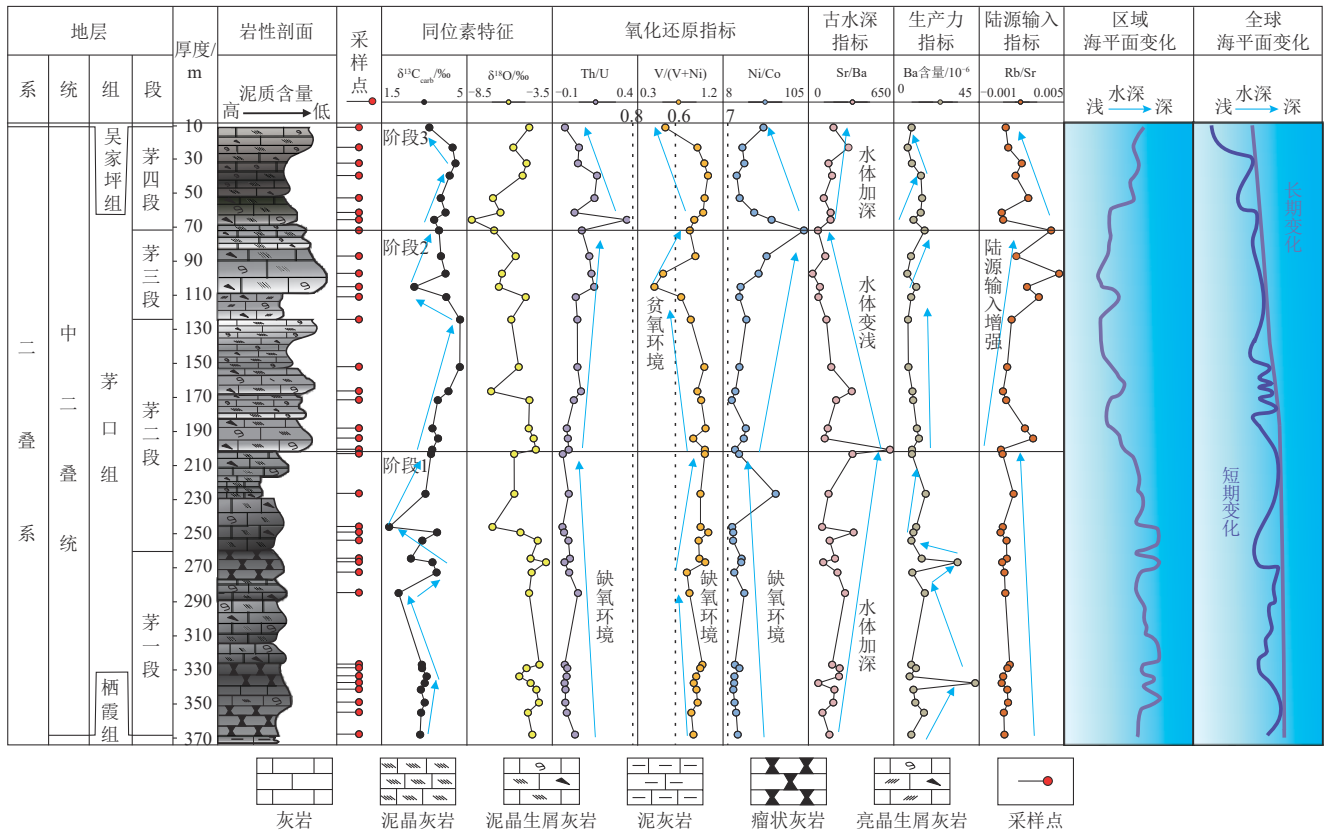


图6 武隆区羊角剖面沉积环境指示标志与演化特征(全球海平面变化曲线据文献[2])

Fig. 6 Indicators and evolutionary characteristics of the sedimentary environment in the Yangjiao section, Wulong District (global sea-level curves sourced from reference [2])

比值在第1阶段呈稳定的低值,随后升高,并伴有一定的波动,到第3阶段又逐渐降低,整体介于0.004 664~0.384 564,平均值为0.079 347,最低值为样品YJ-B-15的0.004 663 981。 $V/(V+Ni)$ 比值整体上稳定在一定范围,在0.8左右振荡,仅在YJ-B-26, YJ-B-27和YJ-B-36三个点出现相对低值。 Ni/Co 比值变化趋势与 Th/U 比值较为接近。陆源输入指标 Rb/Sr 比值在第1阶段较为平稳,第2阶段和第3阶段比值增大,并有较大波动。 Sr/Ba 比值与Ba含量变化趋势相似,均在第1阶段有两次较大波动。

4 讨论

4.1 微量元素指示的环境意义

海洋氧化还原条件是用于还原古环境的重要指标。沉积物中受氧化还原状态调节的元素及其比值可以用来评估海水的古氧化还原环境。如 Th/U 比值:在氧化环境中,U离子以六价形式出现,形成可溶于水的碳酸铀酰,而在还原环境,则为四价,并形成不溶于水的氟化铀,这些不溶于水的氟化铀会被捕获到海相碳

酸盐中^[32-33]。而Th不会因氧化还原波动,因此,缺氧环境的沉积物中U埋藏量相对较大, Th/U 比值也会变低。从图6的地球化学垂向变化曲线可以看出, Th/U 值在阶段1相对稳定且持续低值,阶段2略微上升,推测与海陆过渡的沉积背景有关, Th/U 值在阶段3又逐渐降低,指示着水体的加深,氧化性进一步增强。B. Jones指出 $Th/U < 0.8$ 为缺氧环境, $Th/U > 1.3$ 为富氧环境,介于中间为贫氧环境^[34]。研究区 Th/U 比值为0.004~0.384,指示研究区茅口组整体处于缺氧环境,短暂出现贫氧环境。垂向上,茅一段沉积水体的还原性最强,水体最深,这与全球海侵事件有关,茅口组沉积中期还原性减弱,伴随海平面的下降可能有短暂性滩的形成,最后在茅口组沉积晚期水体有再次上升趋势,恢复到缺氧环境。另外,根据前人研究成果, $V/(V+Ni)$ 和 Ni/Co 比值也被认为是良好的氧化还原指标^[35]。通常认为 $V/(V+Ni) < 0.46$ 为富氧环境, $V/(V+Ni) > 0.60$ 为缺氧环境,介于0.46~0.60为贫氧环境。羊角剖面仅有一个样品 $V/(V+Ni)$ 比值小于0.46,两个样品处于0.46~0.60,其余均大于0.60,说明研究区茅口组整体处于缺氧-贫氧环境,与王秀平等的分析结果一致^[15]。B. Jones提出 Ni/Co 比值可以较好地指示水体

氧化还原条件,当 $Ni/Co > 7$ 时指示缺氧环境, $Ni/Co < 5$ 指示氧化环境,介于 $5 \sim 7$ 为贫氧环境^[34]。研究区羊角剖面茅口组 Ni/Co 比值整体大于7,表明其处于缺氧环境。根据沉积特征,羊角剖面茅一段碳酸盐岩颜色较深,还原性较强,向上颜色变浅,并综合地球化学氧化还原指标,研究区茅口组沉积早期相对中、晚期还原性较强,整体形成于缺氧-贫氧环境。

海洋初级生产力与有机碳埋藏具有密切联系^[35]。生物遗体中的Ba易和 SO_4^{2-} 结合成 $BaSO_4$ 并沉积埋藏,因此Ba常用来指示初级生产力^[36]。研究区茅口组的Ba含量较为平稳,仅在阶段1出现了两次波动,从图6可以看出, $\delta^{13}C_{carb}$ 在阶段1也发生了波动,且变化趋势与Ba含量变化趋势一致。从整体来看,Ba含量除两次波动外,值均较低。从前文可知,研究区茅口组整体处于缺氧环境,沉积物中的Ba以 $BaSO_4$ 的形式赋存,而在缺氧的水柱中, SO_4^{2-} 会被还原,从而导致 $BaSO_4$ 的形成受阻,这意味着缺氧的环境难以出现高的Ba含量^[36],Ba含量偏低极有可能是被缺氧的水体环境所掩盖。

Sr/Ba元素含量比值可以很好地反映古水深和离岸距离。两个元素化学性质类似,但Sr的迁移能力比Ba强,同时两个元素的溶解度不同,Sr/Ba比值可以判别盐度。随着水体加深,Sr/Ba比值会逐渐增大^[37]。茅一段和茅二段分界点表现出高值,说明水体深度在茅一段顶部达到峰值,响应中二叠世早期大规模海侵,茅口组沉积中期Sr/Ba比值逐渐下降,水体变浅,至茅口组沉积晚期再次升高。整体来说,茅口组是一个海水变深-变浅-变深的过程,研究区海平面变化在茅口组早-中期与全球的海退背景是一致的^[2],在茅口组沉积晚期存在差异。

通常,陆源输入的增强往往伴随着大陆风化的增强,惰性元素Rb通常取代K元素并保留在黏土矿物交换位点,而Sr元素在风化过程中优先被去除并进入水体,故Rb/Sr元素含量比值是陆源输入的良好指标。研究区茅口组早期Rb/Sr比值较低(图6),并比较平稳,说明此时期陆源输入较弱,至茅口组中晚期Rb/Sr比值明显正偏,指示着茅口组中晚期的陆源输入相对于早期增强,这也表明茅二段水体降低,茅一段泥质含量较高,主要为海侵早期的产物。同时,陆源输入与大陆风化密切联系,可能存在潜在的气候变换^[38]。研究区茅口组中部陆源输入增强,气候也应随之变暖,但是目前对于晚古生代冰期在二叠纪时期主要存在P1-P4的4幕冰期已普遍达成共识^[39],因此,相对来说气候还是较寒冷。前人研究表明,冰期在早二叠世达到巅峰,在中二叠世冰川规模逐渐变小,直至晚二叠世彻底消亡。基于大陆风化作用持续消耗 CO_2 ,对大气 p_{CO_2} (二氧化碳分子在混合气体中的压力)提供负反馈作用,

p_{CO_2} 在瓜德鲁普早期维持着较低水平,其对应P3冰期启动和气候变冷^[39]。

4.2 碳同位素演化及对比

从表1和图6可以看出,在阶段1(茅口组中、下部), $\delta^{13}C_{carb}$ 值在3.00‰左右振荡,有3次相对负漂。 $\delta^{13}C_{carb}$ 值最初比较稳定,随后发生第一次负漂,由3.28‰下降至2.32‰,显著回升后再次出现小幅度负漂,由3.72‰下降至2.83‰,又逐步回升至3.91‰,再次迅速负漂,下降至1.93‰,类似茅口组中-下部的 $\delta^{13}C_{carb}$ 值负漂在四川盆地的冷水溪剖面、綦江剖面 and 二郎剖面均有出现^[40](图7),可能是受到了华南地区构造作用的影响。在阶段2(茅口组中上部), $\delta^{13}C_{carb}$ 值整体偏高,长期保持在4.00‰以上。羊角剖面继茅口组中-下部的 $\delta^{13}C_{carb}$ 值负漂后,至茅口组中、上部124.08 m厚度处达到峰值4.86‰左右,这次正偏移可以与石柱剖面、南川剖面 and Palmar河剖面进行关联对比(图7)。Isozaki等基于茅口组晚期日本卡穆拉地区环礁灰岩 $\delta^{13}C_{carb}$ 值的显著正偏移现象提出了卡穆拉气候变冷事件,认为此现象是由于海洋初级生产力过高和较低的 CO_2 浓度引起的^[41]。位于古特提斯洋西部的Brusane剖面^[42],泛大陆西缘的得克萨斯州、斯匹次卑尔根岛、格林兰岛^[43]和Palmar河剖面^[44],上扬子地区的贵州熊家场剖面 and 贡川剖面^[45],湖南仁村坪剖面^[46]及广西铁桥剖面^[47-48]也都出现了类似卡穆拉气候变冷事件的高 $\delta^{13}C_{carb}$ 值。然而,对于卡穆拉事件仍然存在争议,Luo等通过对全球多个剖面的精细对比认为“卡穆拉事件”不属于全球事件,是不同地区受局部环境影响发生的地方性事件^[47]。Bond等认为卡匹敦期在低纬度地区发现的类似卡穆拉事件的高 $\delta^{13}C_{carb}$ 值可能是由于碳酸盐岩样品的碳同位素组成受到了成岩作用的影响^[45]。Cao等通过对华南众多剖面生物地层和碳同位素地层的精细对比,认为如果所有剖面的生物地层都是准确的,那么不同地区 $\delta^{13}C_{carb}$ 值正偏移在茅口组中、上部发生的时间并不一致,主要受区域沉积演化的控制^[46]。因此,茅口组中、上部的 $\delta^{13}C_{carb}$ 值发生正偏移的原因仍需进一步研究。羊角剖面研究区茅口组 $\delta^{13}C_{carb}$ 值继中、上部出现正偏移后,又出现了一次负偏移,在石柱剖面、綦江剖面 and 二郎剖面也都出现了相同的趋势,这可能与全球海平面下降有关^[49],或是峨眉山大火成岩省喷发导致大气 CO_2 浓度上升,进而轻碳释放,使海洋 $\delta^{13}C_{carb}$ 值下降。

海相碳酸盐的碳同位素变化与生物和环境作用密切相关,能近似地反映古海洋无机碳的同位素组成^[50-52]。海平面变化是控制海相碳酸盐碳同位素组成的重要因素,当海平面升高时,海洋生物的生存空间变

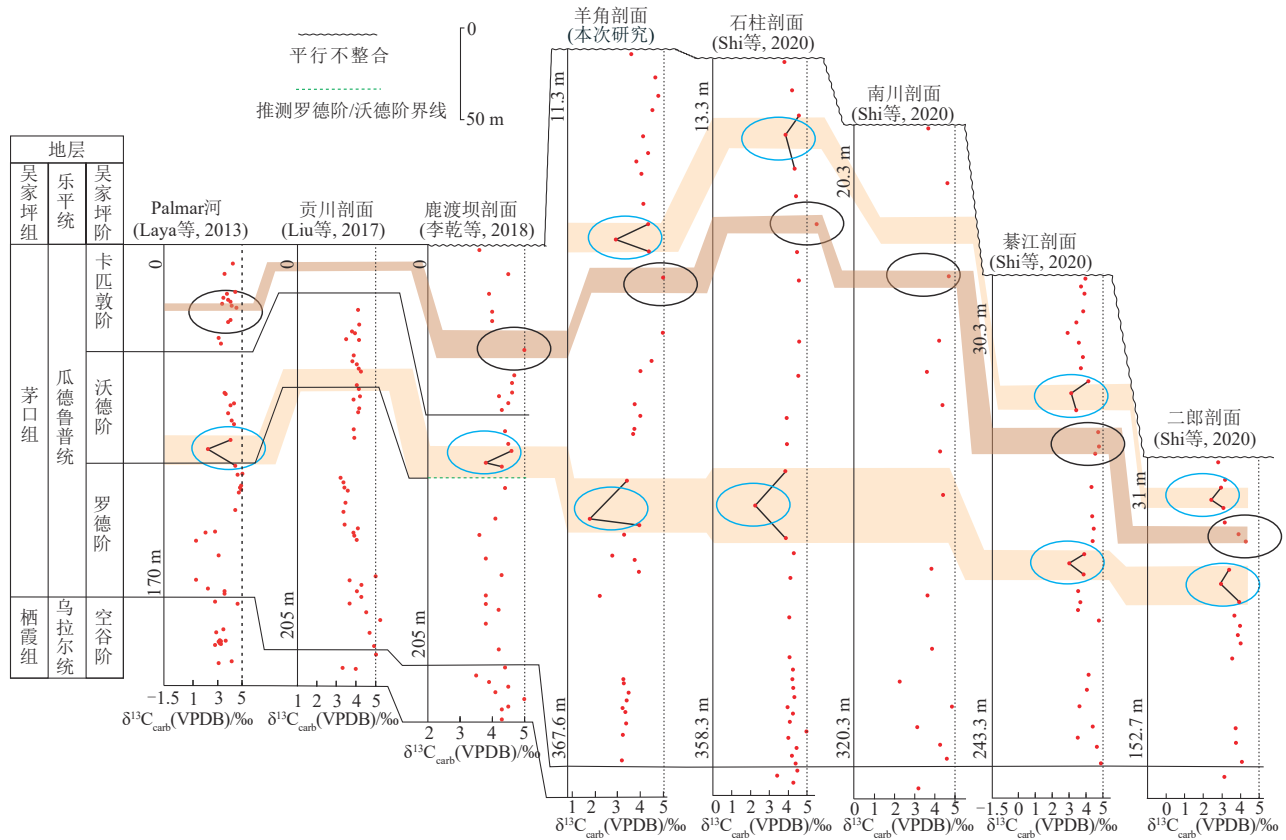


图7 中二叠统茅口组低纬度地区碳酸盐岩无机碳同位素对比

Fig. 7 Comparison of inorganic carbon isotopes in carbonate rocks of low-latitude areas in the Middle Permian Maokou Formation (数据来自于Palmar河^[44]、贡川剖面^[45]、鹿渡坝剖面^[16]、羊角剖面(本文)、石柱剖面^[40]、南川剖面^[40]、綦江剖面^[40]和二郎剖面^[40]。剖面位置见图1a, b。圆圈和彩色条带突出强调羊角剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值偏移及其可能具有的全球可对比性。剖面中的纵向轴为厚度。)

大,海洋生物数量增多,生物固定的有机碳增加,促进 ^{12}C 的埋藏,从而导致碳酸盐沉积物的 ^{13}C 含量增加。其次,海平面升高通常对应着全球间冰期,海水表层温度升高, CO_2 溶解度增大,表层海水中的 CO_2 含量升高,造成碳酸盐沉积物的 ^{13}C 含量升高。而当海平面下降时,可能会导致碳酸盐岩台地暴露,风化增强,有机碳的埋藏减弱,碳同位素发生负偏。但是,构造运动活跃时,海平面升降与碳同位素变化往往具有一定的差异。总体上,海相碳酸盐碳同位素的长期变化受有机质碳埋藏和海洋生产力的共同控制,而海洋氧化还原条件又会对有机碳的埋藏状态产生较大的影响,因此,也不可忽视海洋氧化还原环境对碳同位素演化的影响。

羊角剖面在阶段1的两次较大负漂,以及氧化还原指标Th/U和Ni/Co元素含量比值的升高与波动,表明氧化的水体环境可能导致了 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负偏移。因为在偏氧化的环境,埋藏的有机碳会被氧化并释放 ^{12}C ,引起 ^{13}C 含量的相对降低。我们注意到羊角剖面初级生产力指标Ba元素含量在茅口组中、下部有两次下降的趋势,与该时期碳同位素值的负偏移基本一致,表明初

级生产力的下降导致了有机碳的埋藏量减少,最终引起了 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负偏移。因此,羊角剖面茅口组中、下部的碳同位素值负偏移是由初级生产力指标的下降趋势与氧化的水体环境共同驱动的。羊角剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值在茅口组沉积中期(阶段2)表现出现显著正偏,海平面却呈现下降趋势,说明该时期海平面变化并不是影响碳同位素变化的主控因素,可能是受到同期大陆风化增强的影响,陆源营养物质输入增加促进初级生产力提高,进而导致有机碳埋藏量增多, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值正偏移。同时,羊角剖面的垂向沉积演化序列显示在茅口组中、上部,发育大量的生物碎屑灰岩,也是使碳同位素值维持相对高值的重要因素。虽然并非所有的碳同位素变重都是由于海平面上升引起的,但羊角剖面的部分碳同位素值偏移可能具有全球性对比意义,其差异可能是由不同剖面的岩相以及局部海水碳同位素组成略有差异导致的。

4.3 古海平面变化规律

海平面变化作为全球气候和环境变化的重要指标之一,其变化规律具有重要意义。在前文重建的区域海

平面基础上,综合地球化学指标变化曲线,对研究区海平面变化规律进一步探讨。茅一段普遍发育泥质含量较高的深灰色瘤状灰岩,泥质含量高,见少量生物碎屑,指示着水体加深,茅口组沉积早期是整个华南二叠纪甚至晚古生代以来的最大海侵期^[10],造成华南整体水体加深,在研究区有良好的响应。海侵导致陆地面积减小,沉积区离海岸相对较远,从而陆源输入减少。茅二段生物碎屑含量逐渐增加,颜色逐渐变浅,从深灰色-灰色向灰色过渡,暗示水体有逐渐降低的趋势,指示着一段海退的沉积时期,茅口组沉积晚期,岩石颜色再一次变深,泥质含量变高,指示水体再次加深。氧化还原指标 Th/U , $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$ 和 Ni/Co 元素含量比值指示着茅口组处于缺氧-贫氧的沉积环境,研究区茅口组 Sr/Ba 比值均大于1,表明沉积环境为海相咸水环境,且在阶段1出现高值,至阶段2降低,也表明研究区茅二段水体较茅一段浅。

从长期变化来看,羊角剖面茅口组沉积早期及中期海平面变化趋势与全球海平面变化基本一致,二叠系全球的海侵海退事件在研究区有很好的体现,华南地区茅口组沉积末期构造活动比较活跃,这可能是导致区域海平面与全球海平面趋于不同的主要因素。综合分析表明全球海平面下降导致了上扬子克拉通盆地水体变浅而成为浅水碳酸盐台地,是沉积环境转变的主要因素,沉积响应上表现为茅口组下部泥质灰岩向上部含生物碎屑灰岩的转变,这为茅口组中、上部发育浅滩创造了条件。从过去的主要勘探成果来看,四川盆地茅口组勘探发现主要集中在茅一段自生自储型泥质灰岩储层,而近年来,茅二段气藏的重大突破进一步证实了高能滩相是常规储层的主要发育体。川东地区茅口组垂向沉积环境的转变为高能颗粒滩的发育创造了有利的地质条件,暗示着川东地区茅口组中、上部可能成为滩相储层的有利发育区。

5 结论

1) 羊角剖面茅口组主要发育5种微相类型。其中,茅口组下部主要为含生物碎屑泥晶灰岩和泥晶灰岩,是水体能量低的较深水环境下的沉积产物。茅口组中部以亮晶生物碎屑灰岩、泥晶生物碎屑灰岩、生物碎屑泥晶灰岩和生物碎屑泥晶灰岩为主,亮晶生物碎屑灰岩的出现表明高能的沉积环境,水体较浅。茅口组上部以泥晶生物碎屑灰岩、生物碎屑泥晶灰岩和含生物碎屑微晶灰岩为主,此时水体再次变深。

2) 羊角剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值在茅口组下部较低,在3.00‰左右振荡; $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值在茅二段出现明显正漂移,长期保持在4.00‰以上, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值的正漂移可能与全球

海平面下降造成的风化加强及 CO_2 消耗有关。羊角剖面在茅口组早期沉积水体最深,向上逐渐变浅,至晚期再次加深。氧化还原指标显示茅口组整体处于缺氧-贫氧环境,并伴随陆源输入由弱到强再减弱的转换。

3) 川东地区羊角剖面茅口组地球化学分析与微相分析结果显示,两者所反映的沉积演化特征比较一致。从长期来看,研究区茅口组沉积演化受全球海平面变化影响较大早期全球大规模海侵,至末期全球海平面下降导致了上扬子克拉通盆地水体变浅而成为浅水碳酸盐台地,该沉积背景奠定了茅口组中、晚期发育高能滩相储层的基础,暗示着川东地区茅口组中、上部具有良好的油气勘探潜力。

4) 重建的区域海平面变化曲线显示,研究区茅口组中、下部沉积时期的区域海平面变化与二叠系全球的海平面升降事件相符,而末期表现出不一致的趋势,这可能受到了局部性因素的影响。总体而言,海平面变化对研究区沉积环境演化起主导作用,不但控制了这一时期本区域的沉积序列,也深刻影响着海水地球化学性质。

参 考 文 献

- [1] CHEN Z Q, GEORGE A D, YANG W R, et al. Effects of Middle-Late Permian sea-level changes and mass extinction on the formation of the Tieqiao skeletal mound in the Laibin area, South China[J]. Australian Journal of Earth Sciences, 2009, 56(6): 745-763.
- [2] HAQ B U, SCHUTTER S R. A chronology of Paleozoic sea-level changes[J]. Science, 2008, 322(5898): 64-68.
- [3] QIU Zhen, WANG Qingchen, ZOU Caineng, et al. Transgressive-regressive sequences on the slope of an isolated carbonate platform (Middle-Late Permian, Laibin, South China)[J]. Facies, 2014, 60(1): 327-345.
- [4] 杨雨, 谢继容, 赵路子, 等. 四川盆地茅口组滩相孔隙型白云岩储层天然气勘探的突破及启示——以川中北部地区JT1井天然气立体勘探为例[J]. 天然气工业, 2021, 41(2): 1-9.
YANG Yu, XIE Jirong, ZHAO Lizi, et al. Breakthrough of natural gas exploration in the beach facies porous dolomite reservoir of Middle Permian Maokou Formation in the Sichuan Basin and its enlightenment: A case study of the tridimensional exploration of Well JT1 in the central-northern Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry, 2021, 41(2): 1-9.
- [5] 刘宣威, 田亚铭, 张慧, 等. 川北地区中二叠统茅二段储层特征及控制因素分析[J]. 断块油气田, 2022, 29(4): 463-468.
LIU Xuanwei, TIAN Yaming, ZHANG Hui, et al. Reservoir characteristics and its controlling factor of the second member of the Middle Permian Maokou Formation in northern Sichuan region[J]. Fault-Block Oil and Gas Field, 2022, 29(4): 463-468.
- [6] 胡昊, 许国明, 高峰, 等. 四川盆地西部茅口组多类型储集层成因与启示[J]. 新疆石油地质, 2016, 37(5): 512-518.
HU Hao, XU Guoming, GAO Feng, et al. Maokou multi-type reservoirs in western Sichuan basin: Genesis and implications[J].

- Xinjiang Petroleum Geology, 2016, 37(5): 512-518.
- [7] 肖钦仁, 袁海峰, 叶子旭, 等. 川中北部地区八角场构造二叠系茅口组白云岩储层成因机制[J]. 天然气地球科学, 2023, 34(7): 1218-1236.
- XIAO Qinren, YUAN Haifeng, YE Zixu, et al. Genetic mechanism of dolomite reservoir in Permian Maokou Formation in Bajiaochang structure in North Central Sichuan[J]. Natural Gas Geoscience, 2023, 34(7): 1218-1236.
- [8] 张宇, 曹清古, 罗开平, 等. 四川盆地二叠系茅口组油气藏勘探发现与启示[J]. 石油与天然气地质, 2022, 43(3): 610-620.
- ZHANG Yu, CAO Qinggu, LUO Kaiping, et al. Reservoir exploration of the Permian Maokou Formation in the Sichuan Basin and enlightenment obtained[J]. Oil & Gas Geology, 2022, 43(3): 610-620.
- [9] 范建平, 宋金民, 江青春, 等. 川东地区中二叠统茅口组一段储层特征与形成模式[J]. 石油与天然气地质, 2022, 43(6): 1413-1430.
- FAN Jianping, SONG jinmin, JIANG Qingchun, et al. Reservoir characteristics and development model of the Middle Permian Mao-1 Member in eastern Sichuan Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2022, 43(6): 1413-1430.
- [10] 刘昇, 范存辉, 张本健, 等. 四川盆地东部中二叠统茅口组孤峰段展布特征及其油气地质意义[J]. 石油与天然气地质, 2023, 44(4): 993-1008.
- LIU Sheng, FAN Cunhui, ZHANG Benjian, et al. Distribution characteristics of Gufeng Member of the Middle Permian Maokou Formation, eastern Sichuan Basin and its petrogeological significance[J]. Oil & Gas Geology, 2023, 44(4): 993-1008.
- [11] 冯增昭, 杨玉卿, 金振奎, 等. 中国南方二叠纪岩相古地理[J]. 沉积学报, 1996, 14(2): 1-11.
- FENG Zengzhao, YANG Yuqing, JIN Zhenkui, et al. Permian lithofacies paleogeography of southern China[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1996, 14(2): 1-11.
- [12] 韩月卿, 李双建, 韩文彪, 等. 川东南地区中二叠统茅口组灰泥灰岩储层孔隙特征[J]. 石油实验地质, 2022, 44(4): 666-676.
- HAN Yueqing, LI Shuangjian, HAN Wenbiao, et al. Pore characteristics of marl reservoir in Maokou Formation of Middle Permian, southeastern Sichuan Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2022, 44(4): 666-676.
- [13] 姜智利, 朱祥. 四川盆地元坝地区二叠系茅口组油气成藏特征及主控因素[J]. 石油实验地质, 2022, 44(4): 639-646.
- JIANG Zhili, ZHU Xiang. Hydrocarbon accumulation characteristics and main controlling factors for Permian Maokou Formation in Yuanba area, Sichuan Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2022, 44(4): 639-646.
- [14] 山克强, 孟晓荣. 云南镇雄二叠系栖霞组—茅口组沉积微相及沉积环境演变[J]. 地层学杂志, 2022, 46(1): 68-85.
- SHAN Keqiang, MENG Xiaorong. Carbonate microfacies analysis and evolution of depositional environment of the Chihhsia Formation and the Maokou Formation (Middle Permian) in Zhenxiong, Yunnan[J]. Journal of Stratigraphy, 2022, 46(1): 68-85.
- [15] 王秀平, 王启宇, 安显银. 川南地区二叠系沉积环境及其演化特征——以四川古蔺芭蕉村剖面为例[J]. 沉积与特提斯地质, 2022, 42(3): 398-412.
- WANG Xiuping, WANG Qiyu, AN Xianyin. Characteristics of sedimentary environment and evolution of Permian in southern Sichuan Basin: An example from the profile of Gulin Bajiaocun in Sichuan Province[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2022, 42(3): 398-412.
- [16] 杨虎城, 林良彪, 余瑜, 等. 川西南天全地区中二叠统碳酸盐岩地球化学特征及其古环境意义[J]. 矿物岩石, 2022, 42(2): 47-59.
- YANG Hucheng, LIN Liangbiao, YU Yu, et al. Geochemical characteristics and paleo-environmental significance of Middle Permian carbonate rocks in Tianquan area, southwestern Sichuan Province, China[J]. Mineralogy and Petrology, 2022, 42(2): 47-59.
- [17] 李乾, 徐胜林, 陈洪德, 等. 川北旺苍地区茅口组地球化学特征及古环境记录[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2018, 45(3): 268-281.
- LI Qian, XU Shenglin, CHEN Hongde, et al. Geochemical characteristics and palaeo-environmental implication of Middle Permian Maokou Formation in Wangcang region, Sichuan Basin, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2018, 45(3): 268-281.
- [18] 李蓉, 苏成鹏, 石国山, 等. 川南地区二叠系茅口组一段瘤状灰岩储层成因[J]. 天然气地球科学, 2021, 32(6): 806-815.
- LI Rong, SU Chengpeng, SHI Guoshan, et al. The genesis of nodular limestone reservoirs of the first period of Maokou Formation of Permian in southern Sichuan Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 2021, 32(6): 806-815.
- [19] 余瑜, 林良彪, 任天龙, 等. 川东南茅口组硅质岩地球化学特征及沉积背景[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2016, 43(5): 564-573.
- YU Yu, LIN Liangbiao, REN Tianlong, et al. Geochemical characteristics of silicalites from the Middle Permian Maokou Formation and research of its formation environment in Southeast Sichuan Basin, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2016, 43(5): 564-573.
- [20] 苏成鹏. 川东地区茅口组眼球状石灰岩成因机制及地质意义[D]. 成都: 西南石油大学, 2017.
- SU Chengpeng. Genetic mechanism and geological significance of the oculus limestone of Maokou Formation in eastern Sichuan[D]. Chengdu: Southwest Petroleum University, 2017.
- [21] 杨帅, 陈安清, 张玺华, 等. 四川盆地二叠纪栖霞—茅口期古地理格局转换及勘探启示[J]. 沉积学报, 2021, 39(6): 1466-1477.
- YANG Shuai, CHEN Anqing, ZHANG Xihua, et al. Paleogeographic transition of the Permian Chihhsia-Maokou period in the Sichuan Basin and indications for oil-gas exploration[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2021, 39(6): 1466-1477.
- [22] 沈树忠, 张华, 张以春, 等. 中国二叠纪综合地层和时间框架[J]. 中国科学(地球科学), 2019, 49(1): 160-193.
- SHEN Shuzhong, ZHANG Hua, ZHANG Yichun, et al. Permian integrative stratigraphy and timescale of China[J]. Scientia Sinica (Terrae), 2019, 49(1): 160-193.
- [23] YAO Xu, ZHOU Yaoqi, HINNOV L A. Astronomical forcing of a Middle Permian chert sequence in Chaohu, South China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2015, 422: 206-221.
- [24] 冯增昭, 何幼斌, 吴胜和. 中下扬子地区二叠纪岩相古地理

- [J]. 沉积学报, 1993, 11(3): 13-24.
- FENG Zengzhao, HE Youbin, WU Shenghe. Lithofacies paleogeography of Permian Middle and Lower Yangtze region[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1993, 11(3): 13-24.
- [25] 曾允孚, 夏文杰. 沉积岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1986.
- ZENG Yunfu, XIA Wenjie. *Sedimentary petrology*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1986.
- [26] FOLK R L. Spectral subdivision of limestone types[M]//HAM W E. *Classification of Carbonate Rocks—A Symposium*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962: 62-84.
- [27] DUNHAM R J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture[M]//HAM W E. *Classification of Carbonate Rocks—A Symposium*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962: 108-121.
- [28] VEIZER J. Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique [M]//ARTHUR M A, ANDERSON T F, KAPLAN I R, et al. *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. Broken Arrow: SEPM Society for Sedimentary Geology, 1983: 3-1-3-100.
- [29] DERRY L A, KAUFMAN A J, JACOBSEN S B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(3): 1317-1329.
- [30] KUMP L R, ARTHUR M A. Interpreting carbon-isotope excursions: Carbonates and organic matter[J]. *Chemical Geology*, 1999, 161(1/3): 181-198.
- [31] KAUFMAN A J, KNOLL A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications[J]. *Precambrian Research*, 1995, 73(1/4): 27-49.
- [32] WIGNALL P B. Black shales[M]. New York: Oxford University Press, 1994: 127.
- [33] WIGNALL P B, TWITCHETT R J. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction[J]. *Science*, 1996, 272(5265): 1155-1158.
- [34] JONES B, MANNING D A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones[J]. *Chemical Geology*, 1994, 111(1/4): 111-129.
- [35] TRIBOVILLARD N, ALGEO T J, LYONS T, et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update [J]. *Chemical Geology*, 2006, 232(1/2): 12-32.
- [36] SCHOEPFER S D, SHEN Jun, WEI Hengye, et al. Total organic carbon, organic phosphorus, and biogenic barium fluxes as proxies for paleomarine productivity[J]. *Earth-Science Reviews*, 2015, 149: 23-52.
- [37] 许中杰, 程日辉, 张莉, 等. 华南陆缘晚三叠—早、中侏罗世海平面相对升降与古气候演化的地球化学记录[J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 2012, 37(1): 113-124.
- XU Zhongjie, CHENG Rihui, ZHANG Li, et al. The geochemistry records of sea-level relative movement and paleoclimatic evolution of the South China continental margin in Late Triassic-Early-Middle Jurassic[J]. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 2012, 37(1): 113-124.
- [38] SUN Shi, CHEN Anqing, HOU Mingcai, et al. Rapid climatic fluctuations during the Guadalupian-Lopingian transition: Implications from weathering indices recorded in acid-insoluble residues of carbonate rocks, South China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2022, 230: 105222.
- [39] METCALFE I, CROWLEY J L, NICOLL R S, et al. High-precision U-Pb CA-TIMS calibration of Middle Permian to Lower Triassic sequences, mass extinction and extreme climate-change in eastern Australian Gondwana[J]. *Gondwana Research*, 2015, 28(1): 61-81.
- [40] SHI Zejin, LI Wenjie, LUO Qichao, et al. Emeishan mantle plume activity and carbon isotope responses in the Middle Permian, South China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2020, 189: 104145.
- [41] ISOZAKI Y, KAWAHATA H, MINOSHIMA K. The Capitanian (Permian) Kamura cooling event: The beginning of the Paleozoic-Mesozoic transition[J]. *Palaeoworld*, 2007, 16(1/3): 16-30.
- [42] ISOZAKI Y, ALJINOVIĆ D, KAWAHATA H. The Guadalupian (Permian) Kamura event in European Tethys[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2011, 308(1/2): 12-21.
- [43] KORTE C, JASPER T, KOZUR H W, et al. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of Permian brachiopods: A record of seawater evolution and continental glaciation[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2005, 224(4): 333-351.
- [44] LAYA J C, TUCKER M E, GRÖCKE D R, et al. Carbon, oxygen and strontium isotopic composition of low-latitude Permian carbonates (Venezuelan Andes): Climate proxies of tropical Pangea[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2013, 376(1): 367-385.
- [45] BOND D P G, WIGNALL P B, WANG W, et al. The mid-Capitanian (Middle Permian) mass extinction and carbon isotope record of South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, 292(1/2): 282-294.
- [46] CAO Changqun, CUI Can, CHEN Jun, et al. A positive C-isotope excursion induced by sea-level fall in the middle Capitanian of South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2018, 505: 305-316.
- [47] LUO Genming, HUANG Junhua, BAI Xiao, et al. Absence of Middle Permian Kamura event in the Paleo-Tethys Ocean[J]. *Journal of Earth Science*, 2010, 21(1): 86-89.
- [48] JOST A B, MUNDIL R, HE Bin, et al. Constraining the cause of the end-Guadalupian extinction with coupled records of carbon and calcium isotopes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 396: 201-212.
- [49] VEIZER J, ALA D, AZMY K, et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater[J]. *Chemical Geology*, 1999, 161(1/3): 59-88.
- [50] LI Qian, AZMY K, YANG Shuai, et al. Early-Middle Permian strontium isotope stratigraphy of marine carbonates from the northern marginal areas of South China: Controlling factors and implications[J]. *Geological Journal*, 2021, 56(3): 1658-1672.
- [51] AZMY K, STOUGE S, BRAND U, et al. High-resolution chemostratigraphy of the Cambrian-Ordovician GSSP: Enhanced global correlation tool[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, 409: 135-144.
- [52] JARVIS I, MABROUK A, MOODY R T J, et al. Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2022, 188(3/4): 215-248.