

四川盆地东部下寒武统龙王庙组 碳、氧同位素组成及古环境意义

任影^{1,2}, 钟大康^{1,2}, 高崇龙^{1,2}, 杨雪琪^{1,2}, 李海洋³,
杨强^{1,2}, 刘云龙⁴, 王玉⁵

(1 中国石油大学(北京)地球科学学院; 2 中国石油大学(北京)油气资源与探测国家重点实验室)
(3 中国石油大庆油田第六采油厂; 4 地质出版社; 5 中海石油(中国)有限公司湛江分公司研究院)

摘要 在野外沉积特征研究、室内薄片观察的基础上,对四川盆地东部龙王庙组 22 个碳酸盐岩样品的碳、氧同位素进行测试,在充分论证样品的有效性后,分析研究区龙王庙组碳、氧同位素特征,进而探讨龙王庙组沉积期的古气候及古海洋环境。样品实验数据显示 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布在 -1.533‰ ~ -2.619‰ ,平均为 0.046‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 值分布在 -9.916‰ ~ -3.580‰ ,平均为 -7.746‰ ;碳、氧同位素整体变化趋势与扬子地台其他区域基本相同。古海洋环境恢复表明,龙王庙组沉积期四川盆地东部整体处于海相环境,海水盐度呈先降低、后增高、复又降低的多段式变化;海水温度主要分布在 $20\sim 30\text{℃}$,属于温暖或炎热的亚热带气候;在海平面缓慢波动性下降、陆架暴露、生物灭绝的沉积环境影响下,龙王庙组 $\delta^{13}\text{C}$ 值具有负漂移的演化趋势。龙王庙组沉积中期的水体深度最浅,古盐度最高,是白云岩最为有利的发育阶段。

关键词 四川盆地; 龙王庙组; 碳同位素; 氧同位素; 古海洋环境

中图分类号: TE121.3¹ **文献标识码**: A

下寒武统龙王庙组是目前四川盆地下古生界油气勘探的重点层位。前人对四川盆地下寒武统龙王庙组地层层序、岩相古地理、储层特征等进行了大量研究^[1-13],但多围绕岩石学特征及古生物特征展开,而关于稳定同位素等地球化学特征的研究则相对薄弱。海相碳酸盐岩稳定同位素的组成特征可以有效地反映古海洋的温度、盐度和海平面变化,对恢复沉积环境具有重要意义。因此,有必要针对下寒武统龙王庙组碳、氧同位素特征进行系统分析,进一步还原龙王庙组古海洋环境,反演地质过程,为正确认识该区沉积演化提供地球化学证据。

本文对四川盆地东部龙王庙组碳酸盐岩的碳、氧同位素进行分析,通过系统采样和实验数据的全面分析,研究了龙王庙组碳、氧同位素赋存与迁移规律,阐明了龙王庙组沉积期的古气候和古海洋环境,并对其地质学意义进行了探讨。

1 区域地质概况

研究区位于四川盆地的东部,构造上位于川东

高陡构造带的齐岳山断裂带周缘,地理位置在重庆市的巫溪—万县—石柱—秀山一带(图1a)。早寒武世初期四川盆地为倾向东南的陆棚沉积,物源主要来源于盆地西南部的康滇古陆、西北部的摩天岭和汉南古陆,海水由东南方向入侵,海平面在沧浪铺组沉积初期开始波动性下降;在沧浪铺组沉积晚期,盆地经陆棚碎屑岩填平补齐,总体表现为西北高、东南低的趋势,海平面继续下降,为碳酸盐岩台地的发育提供有利条件。

龙王庙组沉积期,研究区整体地势平坦,区内发生小幅度的差异性升降运动,西北部以小幅上升为主,东南部以小幅下降为主,形成西北高、东南低,不对称半地槽与地垒相间的古地貌格局^[14];加之海平面持续下降、海水明显变浅、气候炎热,研究区发育一套呈北东—南西向展布的碳酸盐岩台地沉积,自西向东依次发育有局限台地和开阔台地,并以局限台地最为发育^[15-16]。龙王庙组岩性主要为颗粒白云岩、粉—细晶白云岩、泥晶灰岩、颗粒灰岩、泥质灰岩等;地层总厚度在55~272 m,平均厚度160 m,总

收稿日期: 2015-10-08; 改回日期: 2016-07-21

本文受国家自然科学基金项目“白音查干凹陷下白垩统腾格尔组白云岩成因机理研究”(项目编号: 41072104)资助

任影: 女, 1989年生, 中国石油大学(北京)在读博士研究生, 主要从事沉积学及储层地质学研究工作。通讯地址: 102249 北京市昌平区府学路18号; E-mail: 2091444969@qq.com

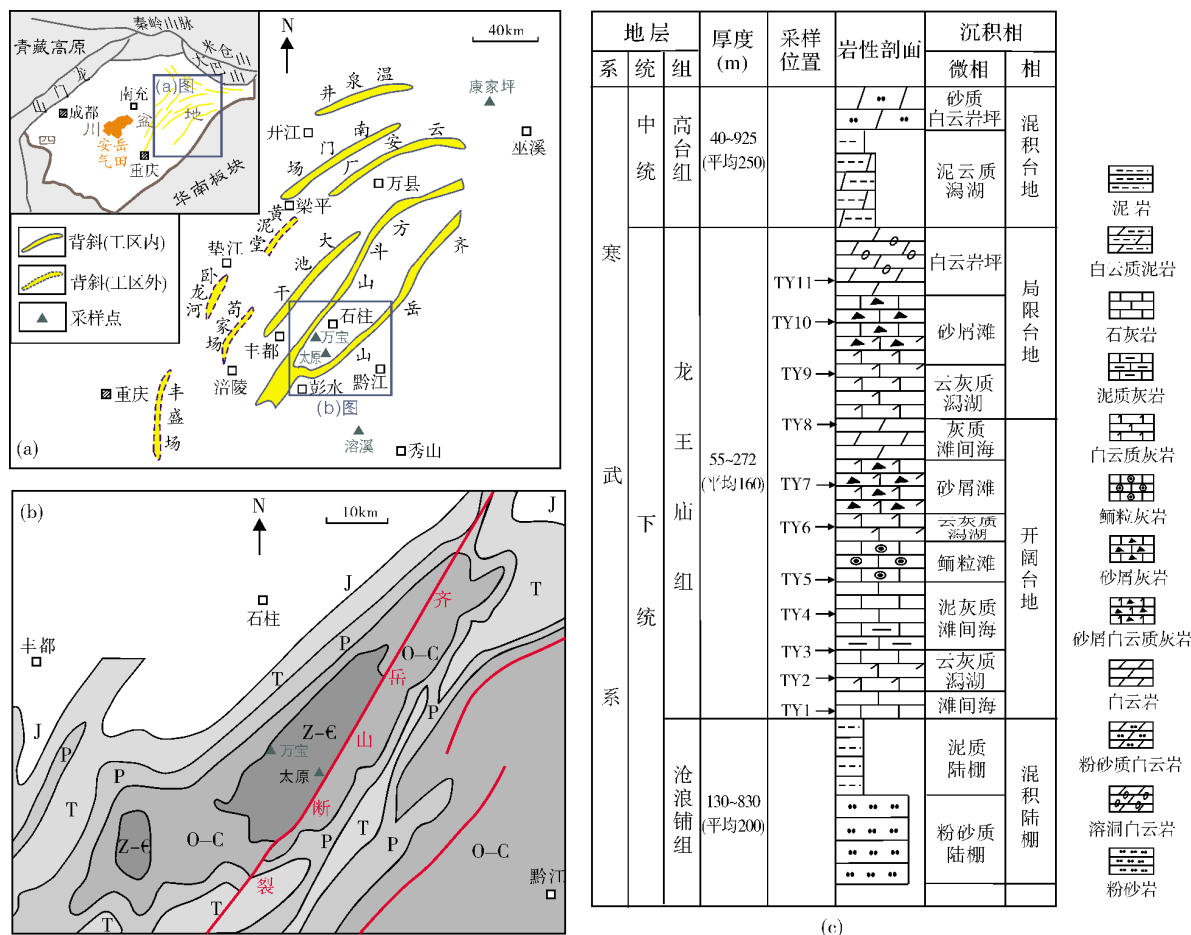


图1 四川盆地东部研究区地理和构造位置(a)及地层出露情况(b)、龙王庙组岩相综合图(c)

体上具有东厚西薄的特点,与上覆高台组(碎屑岩、碳酸盐岩和膏岩混积岩层)和下伏沧浪铺组(细粒碎屑岩层)均呈整合接触(图1c)。

研究区龙王庙组与川中(安岳)地区龙王庙组存在明显差异^[5-7,10],主要体现在岩石学特征、地球化学特征、岩相古地理特征以及古环境等方面。相比较于川中地区,研究区龙王庙组地层厚度相对较大,岩石类型以白云岩、白云质灰岩、石灰岩为主,白云岩发育程度较低(主要体现在白云岩的厚度及平面展布面积上);沉积期离物源区较远,与广海之间距离较近,地势较低,整体处于潮间—潮下带环境,以局限台地沉积为主。而川中地区地势相对较高,整体处于潮上—潮间带环境,以蒸发台地—局限台地沉积为主。但研究区与川中地区在龙王庙组沉积期均处于拉张环境,发育一系列正断层及差异性升降运动,整体均具有西高东低的古地貌,均发育一套碳酸盐岩台地沉积。

2 样品采集及分析方法

样品分别采自彭水太原剖面(11块)、巫溪康家坪剖面(8块)、秀山溶溪剖面(3块)、石柱万宝剖面(2块)(图1a, 1b),并以彭水太原剖面为重点研究对象,该剖面龙王庙组出露完全,厚98m,按岩性组合特征划分为11层,由底至顶每层采集了1件新鲜样品(采样位置见图1c),包括8件石灰岩样品,3件岩性在白云岩与石灰岩之间过渡的样品。所有样品均取自新鲜露头,未经历明显的蚀变、矿化或次生风化作用,经镜下薄片检测和去杂质、去有机质处理,以保证样品的可靠性与代表性。铸体薄片的制备、观察和碳、氧同位素分析样品的加工、测试均在中国石油大学(北京)油气资源与探测国家重点实验室完成,其中铸体薄片样品在Zeiss-AXIO光学显微镜下观察并拍照,碳、氧同位素在MAT251仪器上测定(两者均采用

PDB标准,分析误差小于0.1‰)。

3 结果与讨论

3.1 岩石学特征

彭水太原剖面龙王庙组底部为灰黑色—深灰色厚层状泥晶灰岩(图2a)、泥质灰岩,夹一套深灰色—灰色薄层鲕粒灰岩(图2b);向上逐渐过渡为灰色—

浅灰色中厚层白云质灰岩(图2c)、砂屑白云质灰岩;在龙王庙组中上部,发育2套不同颜色的白云岩层,岩石的颜色自下而上由灰色转变为浅灰色—灰白色(图2d);在龙王庙组上部可见灰色石灰岩与白云岩的薄互层(图2e);龙王庙组顶部白云岩中发育顺层展布的、直径达1m的大型溶洞(图2f)。垂向上,太原剖面龙王庙组的下部石灰岩所占的比例高,向上白云岩比例逐渐增大(图1c)。

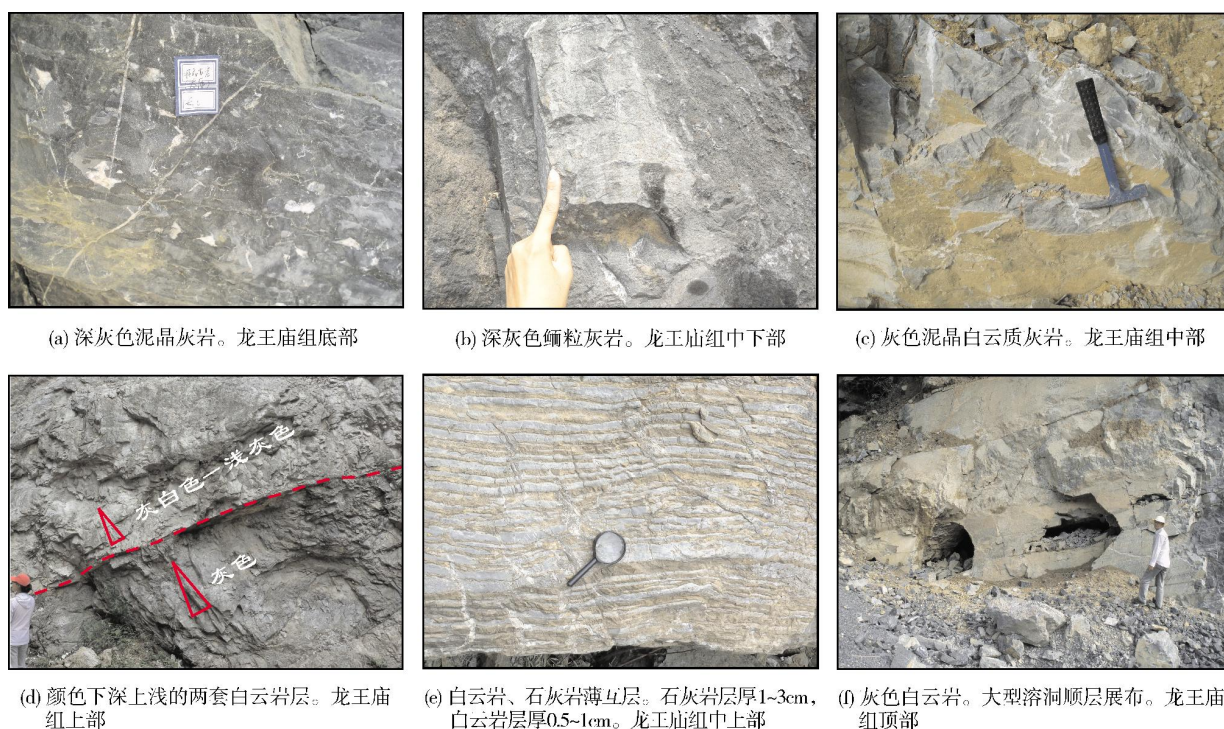


图2 四川盆地东部彭水太原剖面龙王庙组野外露头照片

镜下观察表明太原剖面龙王庙组所采的泥晶灰岩样品泥质含量高(图3a),大多含有一定量的生物碎屑,如三叶虫、介形虫等,一般情况下化石保存较为完整(图3b)。

鲕粒灰岩样品中鲕粒核心多为砂屑、生物碎屑,颗粒周缘可识别出两期胶结作用:首先是发育在沉积初期、水体能量较强的滩相颗粒间隙的海底胶结作用,常形成由纤维状、叶片状的文石和高镁方解石组成的等厚环边(图3c);随着埋藏深度的增大,早期纤维状、叶片状文石和高镁方解石胶结物逐渐转化为方解石,形成的残余原生粒间孔隙被粒状方解石充填,与纤维状方解石形成世代胶结;部分鲕粒发生白云石化,当白云石化进行得比较完全时,只残留鲕

粒的轮廓幻影。

白云岩样品多表现为粉—细晶白云岩及少量泥晶、中晶白云岩。

泥晶白云岩 晶体大小通常小于50 μm(图3d, 3e),可见硬石膏溶蚀产生的膏模孔和溶塌角砾砾间孔;阴极发光最弱,以暗棕色为主(图3f)。宏观上多呈黄褐色,发育薄层状石膏纹层,可见鸟眼、干裂等暴露标志。

粉晶白云岩 晶体大小一般为30~100 μm,常保留藻格架、颗粒等原岩结构(图3g),见硬石膏等蒸发盐类矿物充填、半充填原生孔;孔隙类型主要为残余粒间孔、晶间孔及选择性溶蚀形成的粒内孔、铸模孔;阴极发光以棕褐色、棕色光为主。宏观上多呈深

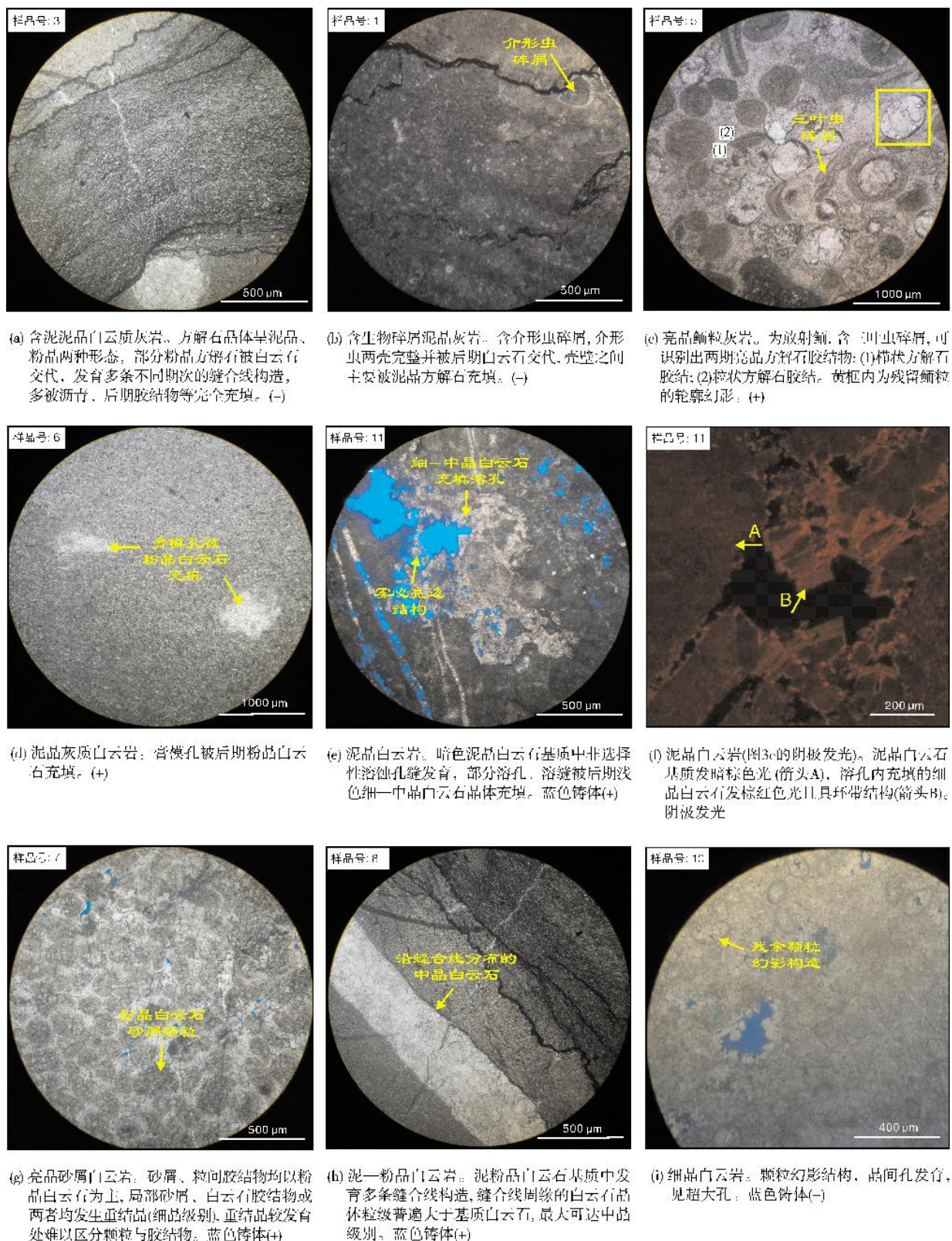


图3 四川盆地东部彭水太原剖面龙王庙组镜下照片

灰色、灰色,垂向上常与膏岩互层。

中—细晶白云岩 通常晶体大小为100~500 μm ,原岩既可以是泥晶灰岩(图3h),也可以是颗粒灰岩(图3i);总体上呈星散状或沿缝合线呈条带状(图3h)、斑块状分布,常见颗粒幻影结构(图3i)、雾心亮边结构(图3e)和环带结构(图3f);晶间孔、晶间溶孔发育,孔隙的分布不具构造选择性;阴极发光强度高,呈紫红色、红色(图3f)。

3.2 碳、氧同位素特征

3.2.1 数据有效性分析

古代碳酸盐岩受到不同程度的成岩作用改造,进而发生蚀变并影响其对海水信息保存的完整性、真实性。在讨论样品碳、氧同位素的地质意义之前,必须先对样品的成岩蚀变程度及其对海水信息保存的影响进行检验。前人对海相碳酸盐岩的成岩蚀变评估主要倚重地球化学方法^[17-18]。碳酸盐岩的氧同位素对沉积期后的变化最为敏感, $\delta^{18}\text{O}$ 值受沉积期后大气和热水流体的影响会显著降低,现今比较认同的标准是Kaufman等^[19]提出的“当 $\delta^{18}\text{O} < -5\text{‰}$ 时,海相碳酸盐岩已经遭受沉积期后蚀变;当 $\delta^{18}\text{O} < -10\text{‰}$ 时,数据已不能使用”。还有部分学者依据 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 是否具有正相关性来判断岩石是否受到成岩作用的影响^[20-21],通常认为如果 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值不存在明显的相关性,且它们与对应的地层埋藏深度曲线不具有正相关性,则认为样品基本保存了原始的碳、氧同位素组成。

四川盆地东部地区龙王庙组的24件样品中,有22件样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均大于 -10‰ (康家坪剖面7号、万宝剖面2号样品除外,见表1),且 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值不存在明显的相关性(图4)。因此,认为上述22件样品的碳、氧同位素基本保存了原始的同位素信息,可用于古环境的研究。

3.2.2 碳同位素特征

在影响海相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 异常演化的诸多因素中,全球气候变化、大规模海平面升降、生物灭绝等可能是较为重要的因素^[22-24]。当海平面上升时,富集 ^{12}C 的有机碳埋藏速率大,使得海水中无机碳相对富集 ^{13}C ,相应地,沉积物中 ^{13}C 的含量有所增大。除此之外,沉积碳酸盐岩的碳同位素组成对环境的封闭性和还原程度反映也较为灵敏。一般来说,在氧化

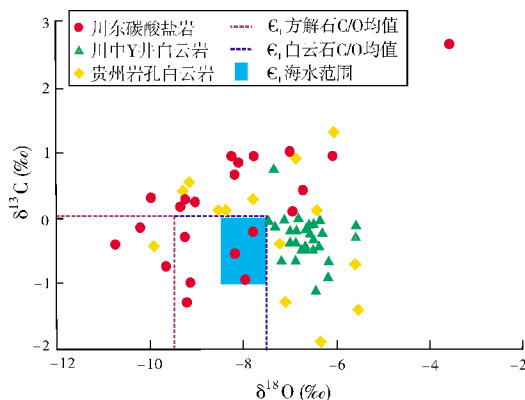


图4 四川盆地东部及周缘地区龙王庙组碳、氧同位素交会图

性较强的环境中,生物成因的、富含 ^{12}C 的碳源被氧化进入海洋碳酸盐库,此时形成的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值低于还原环境下形成的碳酸盐岩。

寒武纪是生命大爆发的时期,同时也是生物灭绝频繁发生的时期,且寒武纪生物灭绝都与大规模的海平面升降事件有关,如华南地区寒武纪大规模的海退事件频发,海平面大幅快速下降,陆架暴露,导致了三叶虫灭绝以及有机质的氧化,此时沉积的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值较低,碳同位素组成具有负漂移的演化趋势,寒武纪大多负漂移事件可能由上述因素耦合而成^[25-26]。另外,在海平面缓慢下降时期,生物繁盛,大量有机质快速埋藏,从而造成海水中 ^{13}C 浓度增加,此时沉积的碳酸盐岩具有较高的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,早寒武世早期碳同位素组成的正漂移事件可能由此造成^[27]。

四川盆地东部龙王庙组碳同位素值相对稳定, $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化区间在 -1.533‰ ~ 2.619‰ ,主体分布在 -0.5‰ ~ 0.9‰ 范围,且大部分为正值,平均值为 0.046‰ ,与当时正常海相石灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相近^[28](图4); $\delta^{13}\text{C}$ 值在龙王庙组底部偏低,中部偏高,顶部又降低。以太原剖面为例(图5), $\delta^{13}\text{C}$ 在龙王庙组第1层泥晶灰岩处具较小的正值,在第2层出现第一次负漂移(N1点位)并持续降低,直至第4层突变为较大正值 0.897‰ (正漂移P1点位),此后持续正偏直至第9层,在第10层 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显减小,至龙王庙组顶部的第11层 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现第二次负漂移(N2点位)。太原剖面龙王庙组 $\delta^{13}\text{C}$ 值自下而上出现2次负漂移,康家坪剖面龙王庙组 $\delta^{13}\text{C}$ 值也呈现负漂移的演化趋势(万宝、溶溪剖面数据少,参考意义不大),说明四

表1 四川盆地东部地区龙王庙组碳、氧同位素组成*

采样地	样品号	岩性	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$
太原剖面	TY1	泥晶白云质灰岩	0.055	0.003	-6.914	0.001
	TY2	泥晶灰岩	-0.204	0.003	-7.652	0.024
	TY3	泥晶灰岩	-0.331	0.012	-9.194	0.019
	TY4	泥晶灰岩	0.821	0.003	-8.134	0.005
	TY5	亮晶鲕粒灰岩	0.206	0.011	-8.967	0.010
	TY6	粉晶白云质灰岩	0.896	0.005	-7.746	0.008
	TY7	砂粒屑灰岩	0.643	0.015	-8.154	0.041
	TY8	泥粉晶白云岩	0.970	0.004	-6.989	0.001
	TY9	泥晶灰岩	0.897	0.001	-8.210	0.043
	TY10	含砂屑灰岩	0.172	0.016	-9.300	0.023
	TY11	粉晶白云质灰岩	-0.554	0.009	-8.103	0.024
有效平均值			0.325		-8.123	
康家坪剖面	KJP1	砂粒屑泥晶白云岩	-1.015	0.014	-9.073	0.040
	KJP2	砂粒屑泥晶白云岩	-1.330	0.002	-9.176	0.010
	KJP3	白云质泥晶灰岩	-0.936	0.004	-7.916	0.022
	KJP4	泥晶灰岩	-0.580	0.002	-8.014	0.006
	KJP5	砂屑白云质灰岩	0.286	0.009	-9.916	0.003
	KJP6	泥晶灰岩	-0.621	0.014	-4.957	0.009
	KJP7	含白云质泥粉晶灰岩	-0.167	0.005	-10.149	0.021
	KJP8	细晶白云岩	2.619	0.003	-3.580	0.008
有效平均值			-0.225		-7.519	
万宝剖面	WB2	泥晶灰岩	-0.418	0.010	-10.688	0.012
	WB3	泥晶灰岩	0.422	0.014	-6.729	0.023
	有效平均值		0.422		-6.729	
溶溪剖面	RX1	砂屑泥晶灰岩	-0.789	0.006	-9.593	0.002
	RX2	泥晶灰岩	0.908	0.003	-6.069	0.011
	RX3	泥晶灰岩	-1.533	0.008	-6.016	0.003
	有效平均值		-0.471		-7.226	

* 表中斜字体的数据为无效数据,不参与平均值计算

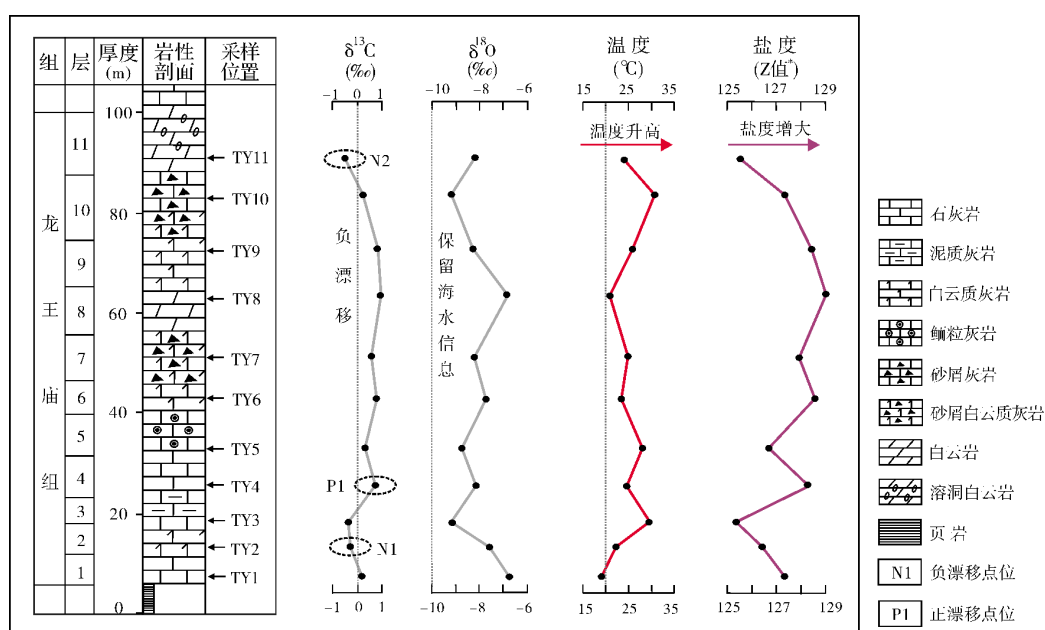


图5 四川盆地东部太原剖面龙王庙组碳、氧同位素含量与古环境特征

* Z 值的定义见正文 3.2.3 节

川盆地东部龙王庙组沉积期可能处于海平面缓慢波动性下降、陆架暴露、生物灭绝的沉积环境,且龙王庙组沉积初期水体环境还原性较强,沉积后期水体环境逐渐向氧化环境转变。

3.2.3 氧同位素特征

很少有学者单独利用氧同位素来研究古环境,多是综合利用碳、氧同位素研究生物灭绝、海平面升降等。一般老地层 $\delta^{18}\text{O}$ 的沉积环境指向意义较差^[29-30],这是因为碳酸盐岩氧同位素组成易受后期构造、热液及大气降水等作用的影响。利用这一特征, $\delta^{18}\text{O}$ 常作为判断碳酸盐岩是否受后期成岩作用的影响而发生变化的一个标志。对于能够较好反映地质历史时期古环境的 $\delta^{18}\text{O}$,也能从一定程度上反映大陆冰川的凝聚和消融^[31-32]。

四川盆地东部龙王庙组氧同位素分布较为稳定,22个有效数据的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化区间为 $-9.916\text{‰} \sim -3.580\text{‰}$,主体分布在 $-9.0\text{‰} \sim -6.5\text{‰}$ 范围,平均值为 -7.746‰ ,明显低于当时正常海相石灰岩沉积^[26]。在太原剖面,龙王庙组底部具最大 $\delta^{18}\text{O}$ 值,下部 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低,中部 $\delta^{18}\text{O}$ 值略有增大后开始降低,最小值出现在龙王庙组顶部(第10层),整体呈现波动性降低趋势(图5)。

研究区龙王庙组碳、氧同位素的赋存规律和整

体变化趋势,与四川盆地西南地区^[33]以及扬子地台的其他区域如湖南^[34]、贵州东部^[35]基本相同。与川中地区^[10]相比(图4), $\delta^{13}\text{C}$ 值普遍偏大,但整体演化趋势一致; $\delta^{18}\text{O}$ 值的分布不具明显差异。

3.3 沉积环境分析

3.3.1 古海洋温度

$\delta^{18}\text{O}$ 与古海洋温度的关系更为密切,在盐度不变的情况下, $\delta^{18}\text{O}$ 值随温度升高而降低。因此,在盐度不变的情况下, $\delta^{18}\text{O}$ 值是测定古海水温度的可靠标志。利用 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算古海水温度的相关经验公式^[36]:

$$t(^{\circ}\text{C}) = 15.976 - 4.28^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} + 0.13(\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} + 0.22)^2$$

该公式对中生代以后的样品具有较强的适用性,而中生代之前的样品因成岩蚀变作用降低了该公式的可靠性。本文在应用该公式之前,对龙王庙组 $\delta^{18}\text{O}$ 值进行了“年代效应”校正^[37]。一般来说,年代校正是以第四纪海相碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值 -1.2‰ 为标准,本次分析过程中龙王庙组样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.746‰ ,用 $\Delta\delta^{18}\text{O}=6.546\text{‰}$ 将龙王庙组样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值校正成相当于第四纪样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值后,利用公式求得四川盆地东部龙王庙组沉积期古海水温度(表2)。

表2 四川盆地东部各剖面龙王庙组沉积期古温度、古盐度(Z值)数据表

剖面位置		康家坪	万宝	太原	溶溪
Z值	最大值	126.945		128.662	129.522
	最小值	123.391		125.428	124.292
	平均值	125.400	128.198	127.286	126.121
温度 ($^{\circ}\text{C}$)	最大值	34.495		31.453	32.888
	最小值	12.803		20.600	16.899
	平均值	24.912	19.821	26.852	22.300

统计发现,龙王庙组沉积期海水温度分布范围在 $12.803 \sim 34.495^{\circ}\text{C}$,平均值为 25.313°C ,主体分布在 $20 \sim 30^{\circ}\text{C}$,约占总体(22个数据)的60%,说明当时研究区主要为温暖或炎热的亚热带气候,这与古板块分析所揭示的四川盆地在寒武系处于北纬 30° 、东经 105° 的结论是一致的^[38]。从图5上可以看出,太原剖面龙王庙组沉积初期水体温度最低,第2、3层水体温度显著增高,自第4层开始水体温度波动性降低,至第7层达到最低水温后,复又增高;在整个沉积过程

中,水体温度表现为升高(2层—3层)→降低(4层—8层)→升高(9层—10层)→降低(11层)的多段式变化,第10层为水体温度最高处。

3.3.2 古海洋盐度

一般来说, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 都与古海洋的盐度有关,其中 $\delta^{13}\text{C}$ 与古盐度关系最为密切,且受温度影响较小。早在1964年,Keith和Weber^[39]提出利用石灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值来区分侏罗纪及时代更晚一些的海相石

灰岩和淡水石灰岩的公式:

$$Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O} + 50)$$

式中: Z 值为盐度, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 均采用 PDB 标准, 当 $Z > 120$ 时为海相石灰岩, $Z < 120$ 时为淡水石灰岩。这一公式现已广泛地应用于中国元古界、古生界等碳酸盐岩地层的古盐度分析, 均取得了很好的效果^[40]。本文通过该方法对四川盆地东部龙王庙组沉积期古海水盐度进行了分析和对比。

对 22 个有效数据点的 Z 值进行分析, 发现研究区龙王庙组 Z 值均大于 120, 分布范围在 123.391~129.522 (表 2), 说明龙王庙组沉积期四川盆地东部处于海相环境。在平面上, 万宝、太原剖面龙王庙组 Z 的平均值分别为 128.198 和 127.286, 大于康家坪的 125.400 和溶溪剖面的 126.121, 说明龙王庙组沉积期万宝、太原剖面沉积水体的盐度高于溶溪、康家坪剖面。从图 5 上可以看出, 太原剖面龙王庙组 Z 值在其底部较低, 自下而上呈减小 (2 层—3 层) → 增大 (4 层—8 层) → 减小 (9 层—11 层) 的形态分布, 整体上龙王庙组的 Z 值具底部低、中部高、顶部低的分布形态, 说明龙王庙组沉积初期水体盐度低, 随着沉积作用的进行, 海水盐度逐渐增大, 但在龙王庙组沉积的中后期盐度开始下降, 盐度最高值出现在龙王庙组沉积中期。

3.4 地质学意义

碳酸盐岩中碳、氧同位素组成的变化, 不仅体现了古气候、古海洋环境的变化, 同样有助于地质作用过程、沉积充填特征等的研究^[41-42]。通过碳、氧同位素推断古环境特征可知, 四川盆地东部地区龙王庙组沉积初期 (1 层—2 层), 水体盐度、温度均略低, 海平面波动性下降, 加之该时期盆地坡度较缓, 有利于方解石质碳酸盐岩的沉积。在龙王庙组沉积中期 (太原剖面 3 层—9 层), 水体盐度增大、温度升高, 海平面继续缓慢下降, 水体变浅, 此时的水体深度达到了龙王庙组沉积过程中的最低值, 而盐度达到最高值, 上述环境因素有利于白云岩的发育, 甚至可能有陆源碎屑参与沉积。相对于龙王庙组沉积中期, 龙王庙组沉积末期 (太原剖面 10 层—11 层), 水体深度略有增大 (仍浅于龙王庙组沉积初期的水深)、盐度略有降低, 此时的沉积环境有利于白云质灰岩、灰质白云岩的发育。平面上, 太原、万宝剖面龙王庙组沉积期水

体的盐度高于康家坪、溶溪剖面, 加之寒武纪海水由四川盆地的东南方向侵入^[11-15], 使得康家坪、溶溪剖面更为临近广海, 具有更大的水体深度, 因此在太原、万宝剖面龙王庙组白云岩更为发育, 康家坪、溶溪剖面则以石灰岩为主。

本次研究得出的古环境影响下的沉积充填特征与前人依据岩石学特征得出的结论^[3,5]基本一致: 四川盆地龙王庙组的岩性自下而上由石灰岩逐渐向白云岩转化, 沉积相由盆地东部以石灰岩为主的开阔台地相逐渐向盆地中部以白云岩为主的局限台地相转化, 这一沉积充填特征与彭水太原剖面的龙王庙组岩石学特征亦可进行良好匹配。此外, 本次研究认为在龙王庙组沉积中期, 海水的水体深度最浅、盐度最高, 是白云岩最为有利的发育阶段, 而非前人研究所认为的龙王庙组末期^[7,15], 这在很大程度上是因为前人多以四川盆地内部的磨溪—高石梯、川东南等地为研究对象, 本次研究的四川盆地东边界 (齐岳山断裂带) 与之相比, 沉积环境已发生变化, 这一点在岩石学特征上已得到证实, 如盆地内中南部的座 3 井、临 7 井、宫深 1 井、窝深 1 井龙王庙组均发育有大套膏盐岩沉积^[5]。

由本次研究可知, 四川盆地东边界龙王庙组沉积的中期是白云岩最为有利的发育阶段, 而白云岩储层是四川盆地龙王庙组油气资源最主要的储集层^[7-10], 故在研究区今后的油气勘探工作中, 龙王庙组的中段可作为勘探的重点。

4 结 论

(1) 四川盆地东部龙王庙组 22 件有效样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化区间为 $-1.533\text{‰} \sim -2.619\text{‰}$, 平均值为 0.046‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 值分布在 $-9.916\text{‰} \sim -3.580\text{‰}$ 范围, 平均值为 -7.746‰ ; 碳、氧同位素整体变化趋势与扬子地台其他区域基本相同。样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值不具相关性, 较好地保留了沉积环境信息, 可作为古环境分析的可靠对象。

(2) 分析四川盆地东部龙王庙组样品碳、氧同位素的演化规律发现, 在龙王庙组沉积期四川盆地东部整体处于海相环境, 且海水的盐度随沉积作用的进行呈减小 → 增大 → 减小的多段式变化, 盆地内部水体的盐度大于盆地边缘地区; 海水温度主要介于 $20 \sim 30\text{℃}$ 范围, 属温暖或炎热的亚热带气候。

(3) 受海平面缓慢波动性下降、生物繁盛、大量

有机质快速埋藏等因素的影响,四川盆地东部龙王庙组样品 $\delta^{13}\text{C}$ 值自下而上具有负漂移的演化趋势,在彭水太原剖面龙王庙组 $\delta^{13}\text{C}$ 值发育 1 次正漂移和 2 次负漂移。

(4)四川盆地东部龙王庙组沉积中期海水的深度最浅、盐度最高,是白云岩最为有利的发育阶段。龙王庙组地球化学特征反映出的古环境及其地质意义与岩石学特征研究所得出的结论基本一致。

参考文献

- [1] 李天生. 四川盆地寒武系沉积岩特征与油气储集性[J]. 矿物岩石, 1992, 12(3): 66-73.
- [2] 梅冥相, 张丛, 张海, 等. 上扬子区下寒武统的层序地层格架及其形成的古地理背景[J]. 现代地质, 2006, 20(2): 195-208.
- [3] 刘满仓, 杨威, 李其荣, 等. 四川盆地蜀南地区寒武系地层划分及对比研究[J]. 天然气地球科学, 2008, 19(1): 100-106.
- [4] 马永生, 陈洪德, 王国力, 等. 中国南方层序地层与古地理[M]. 北京: 科学出版社, 2009: 224-266.
- [5] 李伟, 余华琪, 邓鸿斌. 四川盆地中南部寒武系地层划分对比与沉积演化特征[J]. 石油勘探与开发, 2012, 39(6): 681-690.
- [6] 杜金虎, 邹才能, 徐春春, 等. 川中古隆起龙王庙组特大型气田战略发展与理论技术创新[J]. 石油勘探与开发, 2014, 41(3): 268-277.
- [7] 金民东, 曾伟, 谭秀成, 等. 四川磨溪—高石梯地区龙王庙组滩控岩溶型储集层特征及控制因素[J]. 石油勘探与开发, 2014, 41(6): 650-660.
- [8] 黄文明, 刘树根, 张长俊, 等. 四川盆地寒武系储层特征及优质储层形成机理[J]. 石油与天然气地质, 2009, 30(5): 566-575.
- [9] 刘树根, 宋金民, 赵异华, 等. 四川盆地龙王庙组优质储层形成与分布的主控因素[J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2014, 41(6): 657-670.
- [10] 田艳红, 刘树根, 赵异华, 等. 四川盆地中部龙王庙组储层成岩作用[J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2014, 41(6): 671-683.
- [11] 胡光灿, 谢姚祥. 中国四川东部高陡构造石炭系气田[M]. 北京: 石油工业出版社, 1997.
- [12] 郑和荣, 胡宗全. 中国前中生代构造—岩相古地理图集[M]. 北京: 地质出版社, 2010.
- [13] 任影, 钟大康, 高崇龙, 等. 川东及其周缘地区下寒武统龙王庙组储集层特征与控制因素[J]. 古地理学报, 2015, 17(6): 829-840.
- [14] 黄福喜, 陈洪德, 侯明才, 等. 中上扬子克拉通加里东期(寒武—志留纪)沉积层序充填过程与演化模式[J]. 岩石学报, 2011, 27(8): 2299-2317.
- [15] 李皎, 何登发. 四川盆地及邻区寒武纪古地理与构造—沉积环境演化[J]. 古地理学报, 2014, 16(4): 441-460.
- [16] 任影, 钟大康, 高崇龙, 等. 川东及周缘地区下寒武统龙王庙组沉积相[J]. 古地理学报, 2015, 17(3): 335-346.
- [17] 黄思静, 石和, 毛晓冬, 等. 早古生代海相碳酸盐的成岩蚀变及其对海水信息的保存性[J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2003, 30(1): 9-18.
- [18] 严兆彬, 郭福生, 潘家永, 等. 碳酸盐岩 C、O、Sr 同位素组成在古气候、古海洋环境研究中的应用[J]. 地质找矿论丛, 2005, 20(1): 53-56.
- [19] 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): 27-49.
- [20] Williams D F, Lerche I, Full W. Isotope chronostratigraphy: Theory and methods[M]. California: Academic Press, 1988: 39-68.
- [21] Qing Hairuo, Veizer J. Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: Implications for coeval seawater[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58(20): 4429-4442.
- [22] Holser W T. Gradual and abrupt shifts in ocean chemistry during Phanerozoic time[C]//Holland H D, Trendall A F. Patterns of change in earth evolution. Springer-verlag, 1984: 123-143.
- [23] Kaufman A J, Jacobsen S B, Knoll A H. The vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate[J]. Earth & Planetary Science Letters, 1993, 120(3/4): 409-430.
- [24] 黄思静. 上扬子地区晚古生代海相碳酸盐岩的碳、锶同位素研究[J]. 地质学报, 1997, 71(1): 45-53.
- [25] 杨家骥, 徐世球, 肖诗宇, 等. 川黔湘交界寒武纪层序划分[J]. 地球科学, 1995, 20(5): 485-495.
- [26] 杨家骥, 徐世球. 川黔湘交界寒武纪二级层序划分及海平面变化[J]. 地球科学, 1997, 22(5): 466-470.
- [27] 左景勋, 彭善池, 朱学剑. 扬子地台北寒武系碳酸盐岩的碳同位素组成及地质意义[J]. 地球化学, 2008, 37(2): 118-128.
- [28] 叶德胜. 海相碳酸盐岩原始氧碳同位素组分随地质历史的变化[J]. 岩相古地理, 1992, (2): 51-56.
- [29] 李忠雄, 管士平. 扬子地台北西缘宁蒗泸沽湖地区志留系沉积旋回及锶、碳、氧同位素特征[J]. 古地理学报, 2001, 3(4): 69-76.
- [30] 郭福生, 彭花明, 潘家永, 等. 浙江江山寒武系碳酸盐岩碳氧同位素特征及其古环境意义探讨[J]. 地层学杂志, 2003, 27(4): 289-297.
- [31] Matthews R K, Poore R Z. Tertiary $\delta^{18}\text{O}$ record and glacio-eustatic sea-level fluctuations[J]. Geology, 1980, 8(10): 501-504.
- [32] Hoffman A, Gruszczynski M, Malkowski K. On the interrelationship between temporal trends in $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, and $\delta^{34}\text{S}$ in the world ocean[J]. Journal of Geology, 1991, 99(3): 355-370.

- [33] 孟宪武, 朱兰, 王海军, 等. 川西南地区下寒武统龙王庙组储层特征[J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2015, 42(2): 180-187.
- [34] Adachi N, Ezaki Y, Liu Jianbo. The late early Cambrian microbial reefs immediately after the demise of archaeocyathan reefs, Hunan Province, South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, 407: 45-55.
- [35] 马志鑫, 李波, 刘喜停, 等. 黔东下寒武统清虚洞组地球化学特征及其对沉积环境演化的指示[J]. 地质科技情报, 2015, 34(2): 71-77.
- [36] 张秀莲. 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, 1985, 3(4): 17-30.
- [37] 邵龙义. 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, 1994, 23(1): 39-45.
- [38] 李江海, 韩喜球, 毛翔. 全球构造图集[M]. 北京: 地质出版社, 2014: 38-46.
- [39] Keith M L, Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1964, 28: 1787-1816.
- [40] 罗贝维, 魏国齐, 杨威, 等. 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, 2013, 40(4): 1099-1111.
- [41] 桑树勋, 郑永飞, 张华, 等. 徐州地区下古生界碳酸盐岩的碳、氧同位素研究[J]. 岩石学报, 2004, 20(3): 707-716.
- [42] 夏日元, 邹胜章, 梁彬, 等. 塔里木盆地奥陶系碳酸盐岩缝洞系统模式及成因研究[M]. 北京: 地质出版社, 2011: 101-107.

编辑: 黄革萍

Carbon and Oxygen Isotope Compositions and Its Paleoenvironment Implication of Lower Cambrian Longwangmiao Formation in the East Part of Sichuan Basin

Ren Ying, Zhong Dakang, Gao Chonglong, Yang Xueqi, Li Haiyang,
Yang Qiang, Liu Yunlong, Wang Yu

Abstract: Based on the study of field sedimentary characteristics and the observation of indoor thin sections, carbon and oxygen isotopes were tested for 22 samples of Lower Cambrian Longwangmiao carbonate rock from eastern Sichuan Basin. After the validity of these samples was fully demonstrated, the characteristics of carbon and oxygen isotopes were analyzed and the paleoclimate and paleo-ocean environments during the Longwangmiao sedimentary period were discussed. The $\delta^{13}\text{C}$ values of carbonate distributed between -1.533‰ and 2.619‰ with an average of 0.046‰ , while the $\delta^{18}\text{O}$ values varied from -9.916‰ to -3.58‰ and -7.746‰ on average. The overall variation trends of carbon and oxygen isotope in this area are basically the same as the other areas in Yangtze platform. It is shown that eastern Sichuan Basin was marine environment during the Longwangmiao sedimentary period, and the salinity of seawater had a decrease at first, followed by an increase and second decrease at the end. Seawater temperature mainly distributed between 20°C and 30°C , being a warm or hot subtropical climate. Under the influence of depositional environments, such as slowly fluctuated decline of sea level, the exposure of shelf and biologic depopulation, the $\delta^{13}\text{C}$ values had the evolutionary trend of negative drift. Those indices reflect that the lowest seawater depth and the highest salinity were present in the middle period of Longwangmiao Formation deposition, which was the best time favorable for development of dolostone.

Key words: Lower Cambrian; Longwangmiao Fm.; Carbon isotope; Oxygen isotope; Paleo-ocean environment; Sichuan Basin

Ren Ying: Doctor degree candidate at China University of Petroleum (Beijing). Add: College of Geosciences, China University of Petroleum, 18 Fuxue Rd., Changping, Beijing, 102249, China