

## 川中地区下二叠统栖霞组白云岩 储层特征和成因

段军茂<sup>1,2,3</sup>, 郑剑锋<sup>2,3</sup>, 沈安江<sup>2,3</sup>, 朱茂<sup>2,3</sup>, 姚倩颖<sup>2,3</sup>, 郝毅<sup>2,3</sup>

1 中国石油勘探开发研究院; 2 中国石油杭州地质研究院; 3 中国石油集团碳酸盐岩储层重点实验室

**摘要** 栖霞组白云岩储层是四川盆地中部地区重要的勘探领域之一。基于岩石学、成像测井、地球化学及U-Pb同位素年龄分析,明确了川中地区栖霞组白云岩储层特征及成因。研究认为:①白云岩储层主要发育于栖霞组高位体系域,单层厚度薄、层数多,并与石灰岩交替叠置发育,整体构成多个旋回;横向上,白云岩分布在一定区域内具有较好的连续性。②白云岩储层的岩石类型主要包括粉细晶白云岩和中-粗晶白云岩;储集空间以晶间(溶)孔、溶蚀孔洞为主;储层孔隙度平均值为4.07%,渗透率平均值为 $3.12 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ,呈现中等孔隙度、中高渗透率、孔渗弱相关的特点。③白云岩储层的成因以准同生白云石化作用为主,茅口末期受热液轻微改造;微古地貌高部位颗粒滩是白云岩储层发育的物质基础,高频层序界面控制了早期孔隙的形成,早期白云石化作用有利于早期孔隙的保存。基于上述认识预测了川中合川三维地震工区的储层分布,预测结果与已钻井吻合。

**关键词** 准同生白云石化; 晶粒白云岩; 储层特征; 栖霞组; 四川盆地

**中图分类号**: TE122.2'3 **文献标识码**: A

### 0 前言

近年来,四川盆地下二叠统栖霞组不断获得勘探发现,被认为是四川盆地下一步勘探的重要接替领域<sup>[1]</sup>。四川盆地中部(简称川中)地区也相继在MX42井、MX31X1井、HS2井、HS4井等井钻遇白云岩储层并连获高产工业气流,揭示了栖霞组巨大的勘探潜力。前人主要对四川盆地栖霞组白云岩储层的成因开展了大量研究,主要观点包括准同生白云石化<sup>[2]</sup>、埋藏成因<sup>[3]</sup>、浅埋藏期的构造热液白云石化<sup>[4-5]</sup>等,以及多期白云石化叠合作用,如回流渗透白云石化与断控热液白云石化的叠合<sup>[6-7]</sup>,准同生白云石化、浅埋藏白云石化和热液白云石化的叠合<sup>[8-9]</sup>。也有不少学者开展了白云岩储层主控因素的相关研究,认为白云岩储层的发育受控于沉积相带<sup>[10-11]</sup>、构造-热液断裂<sup>[12]</sup>、层序界面控制的早期岩溶<sup>[13]</sup>、快速埋藏<sup>[3]</sup>等等,其中以受控于沉积相带为主流观点。然而这些观点却难以进一步解释白云岩储层单层厚度薄、横向非均质性强等现象,而这种现象

在川中地区尤为明显。另一方面,前人针对栖霞组白云岩储层的研究多为盆地尺度或集中于川西地区,川中地区的相关研究相对较少。基于此,本文将川中地区作为研究对象,选取MX42井、MX108井等9口井,共取岩心样品402块,结合钻遇栖霞组的钻井测井资料,进行了岩心、薄片观察及物性分析,指出了川中栖霞组白云岩储层特征和分布规律;在此基础上,结合样品白云石有序度、稳定碳氧锶同位素、主量元素、微量元素、稀土元素和阴极发光等地球化学分析和碳酸盐岩激光U-Pb定年测试,对川中栖霞组白云岩成岩作用和储层成因展开了系统分析,并指出了川中地区栖霞组白云岩储层主控因素。所获得的认识不仅对川中地区,也对盆地内其他区域的栖霞组白云岩储层的勘探有所裨益。

### 1 区域地质背景

四川盆地在大地构造上位于扬子板块西北部,二叠纪处于赤道附近,构造稳定,为被动大陆边缘背景<sup>[14]</sup>,满足生物大量繁殖的湿热环境。志留纪末

收稿日期: 2021-04-12; 改回日期: 2021-08-20

本文受中国石油重大科技项目“古老碳酸盐岩油气成藏分布规律与关键技术”(编号:2019B-0405)资助

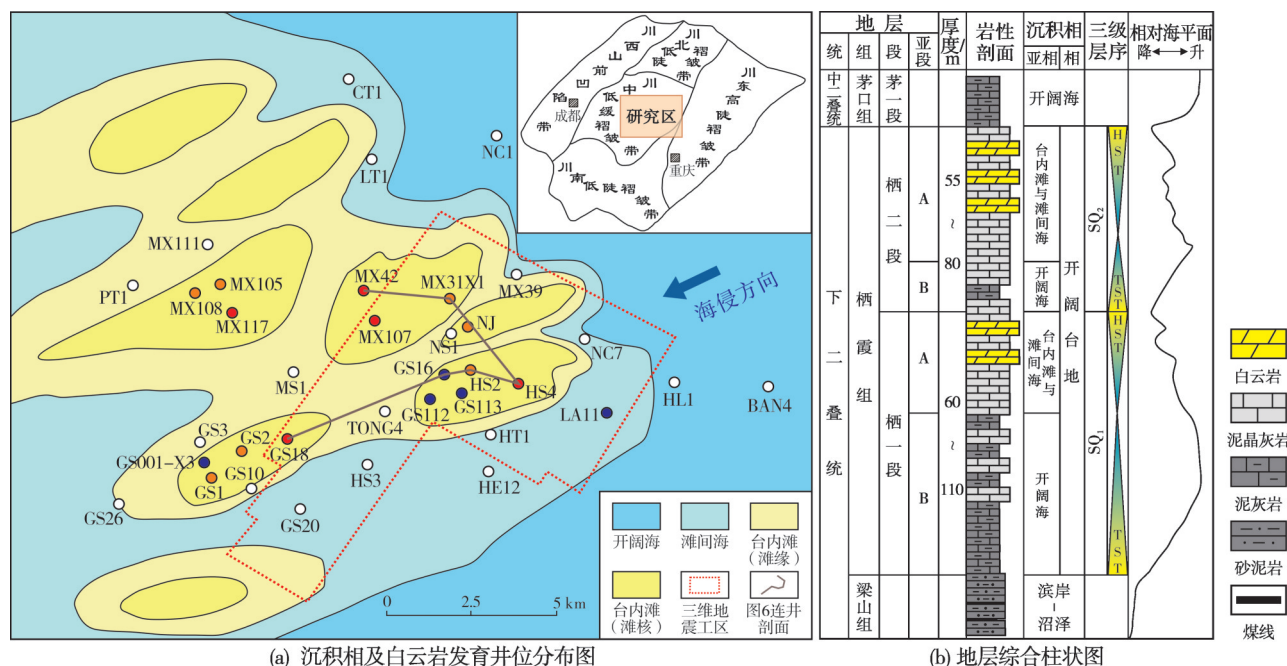
**第一作者**: 段军茂, 中国石油勘探开发研究院在读硕士研究生, 沉积与储层研究方向。通信地址: 310023 浙江省杭州市西溪路920号; E-mail: d2928256956@163.com

**通信作者**: 郑剑锋, 硕士, 高级工程师, 主要从事碳酸盐岩沉积和储层研究工作。通信地址: 310023 浙江省杭州市西溪路920号; E-mail: zhengjf\_hz@petrochina.com.cn

的加里东运动促使了在晚震旦世就已初具雏形的乐山—龙女寺古隆起的最终形成,并持续影响到二叠纪沉积<sup>[15]</sup>,从而控制了栖霞组西南高、东北低的沉积格局,也为盆地中部地区的台内滩和岩溶作用发育奠定了基础。

研究区位于四川盆地川中低缓褶皱带中东部(图1a)。研究区内下二叠统由下往上依次包括梁山组、栖霞组,往上为中二叠统茅口组<sup>[16]</sup>(图1b)。梁山组与下伏地层呈不整合接触,为一套滨岸—沼泽相砂泥岩夹煤线沉积;茅口组底部为一套富含泥质的生物碎屑灰岩和泥晶生物碎屑灰岩,与栖霞组呈Ⅱ型不整合接触。研究区内栖霞组厚度介于100~150 m,分为栖霞组一段(简称栖一段)和栖霞组二段(简称栖二段)。四川盆地从晚泥盆世到二叠纪空谷阶(即栖霞阶)为持续性的晚古生代大冰期<sup>[17]</sup>,栖霞阶处于冰室期向温室期过渡阶段,受冰

川消融、构造活动和海底扩张等因素的影响,发生了2期三级海平面升降<sup>[18-19]</sup>,因此栖霞组可划分为两个三级层序SQ<sub>1</sub>和SQ<sub>2</sub>,并分别对应栖一段和栖二段,每一段又包括海侵体系域(TST)和高位体系域(HST)(图1b)。进入栖霞期后,盆地范围内海平面上升引发大规模海侵,使区内由滨岸砂泥岩沉积演变为碳酸盐台地沉积<sup>[20]</sup>,TST时期为开阔台地沉积,发育深灰色—黑灰色含泥泥晶灰岩与生物碎屑泥晶灰岩,其中SQ<sub>1</sub>的TST沉积整合于梁山组之上;HST时期海平面下降,川中地区以台内颗粒滩和滩间海沉积为主<sup>[21-22]</sup>,在海平面下降到一定程度后,易形成局限环境,为早期暴露溶蚀及白云石化作用奠定了基础。另一方面,二叠纪也是泛大陆形成的时期<sup>[17]</sup>,与之相伴生的中二叠世末期的峨眉山玄武岩喷发<sup>[23-24]</sup>,其形成的断裂系统和热液流体为二叠纪地层提供了热成岩背景。



注: a图上用不同颜色的井圈表示钻井发育白云岩的不同厚度: 红色表示大于10 m, 橘黄色表示5~10 m, 深蓝色表示小于5 m, 白色表示不发育;  
b图上标注的HST表示高位体系域, TST表示海侵体系域。

图1 研究区栖霞组沉积相图与地层综合柱状图

Fig. 1 Sedimentary facies and stratigraphic comprehensive column of Qixia Formation in the study area

## 2 储层地质特征

### 2.1 白云岩岩石学特征

川中地区下二叠统栖霞组岩性以生物碎屑灰岩和泥质生物碎屑灰岩为主,部分井段于HST时期发育储集能力较好的白云岩,按晶体大小可分为泥

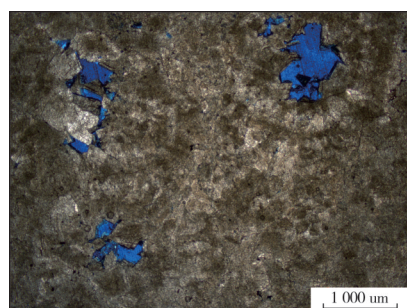
粉晶白云岩、粉细晶白云岩和中粗晶白云岩,另外在部分溶蚀孔洞和裂缝中可见鞍状白云石。研究区栖霞组储层主要发育于粉细晶白云岩和中粗晶白云岩(粉—粗晶白云岩)中。

晶粒白云岩宏观上呈现浅灰色—灰色,以中—薄层状为主。显微镜下白云石晶体按晶形可

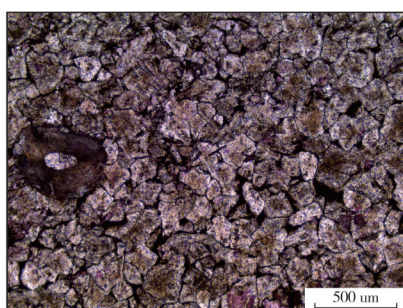


分为他形晶和半自形—自形晶。他形晶以非平直晶面为主,晶面较脏,晶体形态和轮廓多不清晰

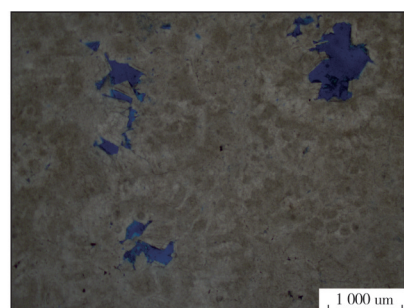
(图2a),部分需在正交光下方可识别颗粒形态,多具有波状消光的特点;偶见残余生物碎屑(图2b),



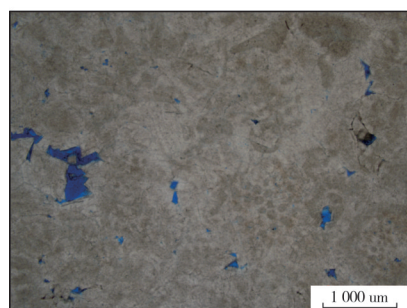
(a) 他形中晶白云岩,晶体轮廓模糊。MX42井4 651.8 m。铸体薄片,(-)



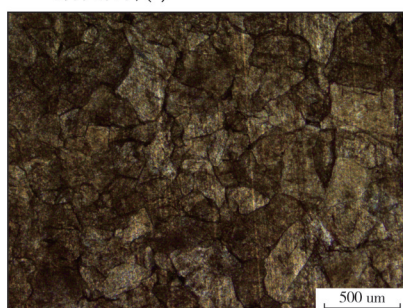
(b) 他形灰质粉细晶残余生物碎屑白云岩,晶间孔充填沥青。HS4井4 526.08 m。铸体薄片,(-)



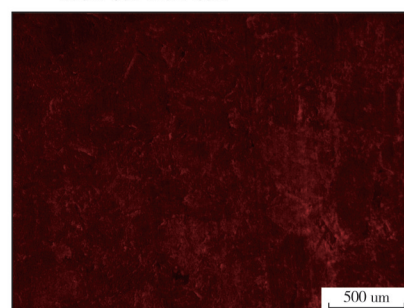
(c) 与图(a)同视域,原岩恢复,可见明显的生物颗粒,晶间孔为原生物碎屑灰岩的粒内孔和粒间孔



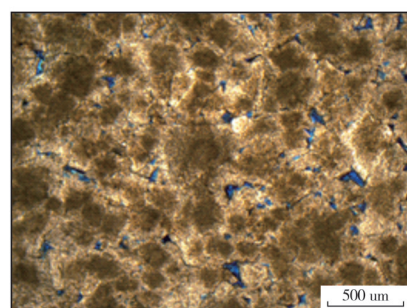
(d) 白云岩原岩恢复,可见明显生物颗粒。MX108井4 671.25 m。铸体薄片,(-)



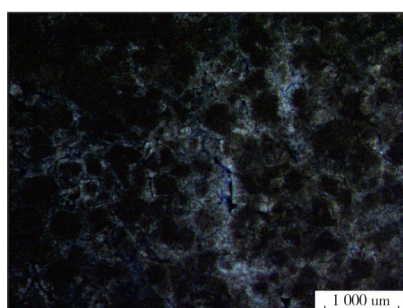
(e) 他形镶嵌状中晶白云岩。MX42井4 655.25 m,普通薄片,(-)



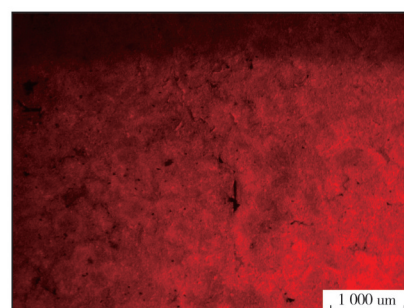
(f) 与图(e)同视域,阴极发光,昏暗发光



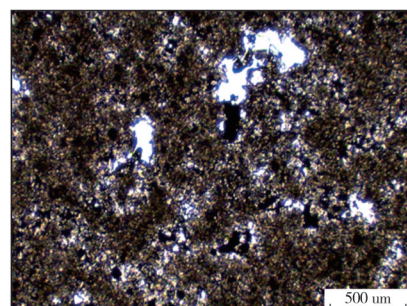
(g) 半自形—自形中粗晶白云岩,晶间孔发育,孔隙均质性较强。MX108井4 650.9 m。铸体薄片,(-)



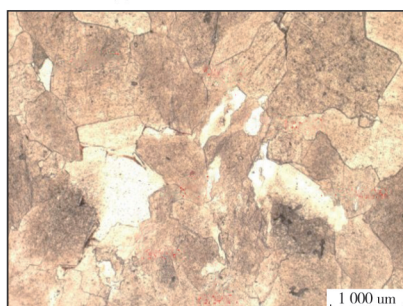
(h) 半自形—自形中晶白云岩,核心较脏,亮色环边。MX42井4 650.9 m。铸体薄片,(-)



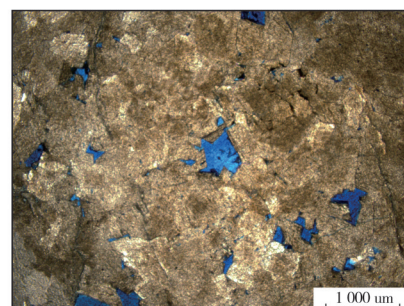
(i) 与图(h)同视域,阴极发光,核心昏暗发光,亮色环边明亮发光



(j) 泥粉晶砂屑白云岩,颗粒边缘见亮晶环边,孔隙充填沥青。HS2井4 537.50 m。普通薄片,(-)



(k) 鲕状白云石,晶体粗大,晶面弯曲。GS16井4 556.4 m。普通薄片,(-)



(l) 他形中粗晶白云岩,晶间溶孔,具明显溶蚀边。MX108井4 671.25 m。铸体薄片,(-)

图2 川中地区栖霞组二段白云岩微观特征

Fig. 2 Microscopic characteristics of dolomite of the Qixia Member 2 in central Sichuan Basin



部分他形晶白云岩经原岩恢复可以发现较为明显的生物碎屑结构(图2c, 2d), 包括有孔虫、蠕类、棘屑、珊瑚等; 阴极发光呈昏暗发光或不发光(图2e, 2f)。半自形—自形晶以平直晶面为主, 多见于中粗晶白云岩; 晶粒核心较脏而环边颜色常较亮, 晶形较好者可见较为明显的亮边雾心结构(图2g, 2h); 阴极发光具有核心昏暗发光和环边明亮发光的特征(图2i)。

研究区栖霞组除粉—粗晶白云岩外, 还可见泥粉晶白云岩和鞍状白云石。泥粉晶白云岩在研究区较少见, 目前仅见于HS2井中上部, 泥粉晶颗粒呈砂屑状, 并多为亮晶白云石环边包围(图2j), 紧邻残余生物碎屑的粉细晶白云岩, 孔隙被沥青充填或半充填。另外川中地区栖霞组于岩心和显微镜下均可见非平直晶面的鞍状白云石充填于溶洞或溶缝中, 白云石晶体粗大, 晶面弯曲程度较大, 正交偏光下具波状消光等特点(图2k)。

## 2.2 储集空间特征

研究区栖霞组晶粒白云岩储层的储集空间以晶间(溶)孔、溶蚀孔洞为主, 同时发育少量残余粒间/内孔、微裂缝、溶蚀扩大缝等。

晶间(溶)孔存在于各类晶粒白云岩中, 是晶粒白云岩最重要的储集空间类型。孔隙直径为0.02~0.5 mm, 一般孔隙周缘晶粒越大, 晶间孔趋向于越大; 晶粒自形程度越高, 孔隙分布均质性越强。因此晶间孔在半自形—自形中粗晶白云岩中最为发育(图2g), 而一些镶嵌状白云岩则基本不发育孔隙(图2b, 2e), 或仅发育少量残余粒间/内孔(图2a)。宏观上晶间孔呈针孔状, 镜下面孔率为2%~8%, 局部可大于10%。粉细晶白云岩中的晶间孔较小, 并被沥青充填或半充填(图2b)。中粗晶白云岩中的晶间孔或者被颜色明亮的白云石颗粒部分占据而呈平直状(图2g), 推测这些白云石为孔隙形成后在孔隙空间内自由生长而成, 或者内边缘具明显溶蚀加大痕迹(这种又可称为晶间溶孔, 图2l)。

钻井岩心中可见川中栖霞组中上部白云岩层段发育不同尺度的溶蚀孔洞, 这是栖霞组另一种主要的储集空间。溶蚀孔洞孔径差异较大, 主要孔径在0.2~5 cm之间不等。毫米级针状溶蚀孔洞局部均匀分布(图3a); 厘米级溶蚀孔洞则主要呈不规则状非均质分布, 孔洞中多充填有巨晶方解石、

中粗晶白云石、鞍状白云石、石英及沥青等(图3b)。成像测井揭示大溶蚀孔洞沿裂缝发育, 以似水平状为主(图3c)。

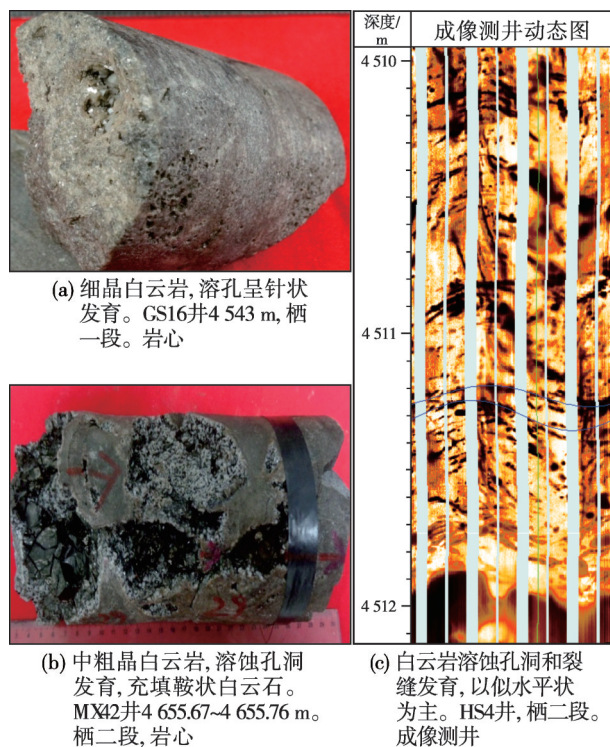


图3 川中地区栖霞组白云岩岩石学宏观特征  
Fig. 3 Macroscopic petrological characteristics of dolomite of Qixia Formation in central Sichuan Basin

## 2.3 物性特征

对川中地区MX42井、MX117井等9口取心井的387个栖霞组样品进行物性分析(其中部分白云岩数据引自文献[13]), 结果显示: 栖霞组石灰岩孔隙度最大值为13.29%, 最小值为0.04%, 小于2%的样品占据石灰岩的85.7%; 渗透率最大值为 $3.85 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ , 最小值趋近于0, 小于 $0.1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 的样品占石灰岩的92.8%。少量邻近白云岩的石灰岩显示出较好的孔渗特征, 但石灰岩整体致密, 几乎没有储渗能力。白云岩孔隙度最大值为10.05%, 最小值为0.42%, 平均值为4.07%; 渗透率最大值为 $24.37 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ , 最小值趋近于0, 平均值为 $3.12 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。白云岩整体呈现为中等孔隙度、中高渗透率的特点。孔隙度和渗透率变化范围较大, 非均质性较强, 孔渗相关性较弱(图4), 反映除了晶间(溶)孔外, 溶蚀孔洞和裂缝也是非常重要的储集和渗滤空间。



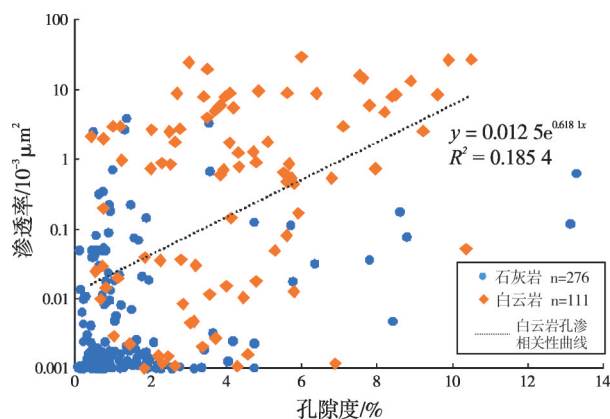


图4 川中栖霞组岩石孔隙度与渗透率交会图

(部分白云岩数据引自文献[13])

Fig. 4 Crossplot of rock porosity and permeability of Qixia Formation in central Sichuan Basin (part of dolomite data from reference [13])

## 2.4 白云岩分布特征

测井曲线特征及岩心特征显示栖霞组白云岩

主要发育于2个三级层序的HST内(如MX42井,图5a),每个HST又划分为若干个高频层序,单一高频层序在岩心上表现为由上往下能量逐渐减弱。以MX42井4 651.85~4 653.90 m段为例(图5b),该段包括了顶部1.55 m的晶粒白云岩(图5b的照片①和②)和底部0.5 m的生物碎屑泥晶灰岩(图5b的照片③),越靠近顶部,溶蚀孔洞越发育,往下则逐渐减弱,至底部生物碎屑泥晶灰岩基本不发育溶蚀孔洞,整体构成了一个典型的高频旋回。需要注意的是,并不是每一次的高频旋回顶部都会发育白云岩,但白云岩均发育于高频旋回的顶部。这使得川中地区栖霞组白云岩在纵向宏观上呈现为单层厚度薄(单层厚度为2~9 m),与石灰岩叠置发育(总厚度3~20 m)的特点。如MX42井栖霞组自下往上发育了6层白云岩,但累计厚度却仅约17 m(图5)。

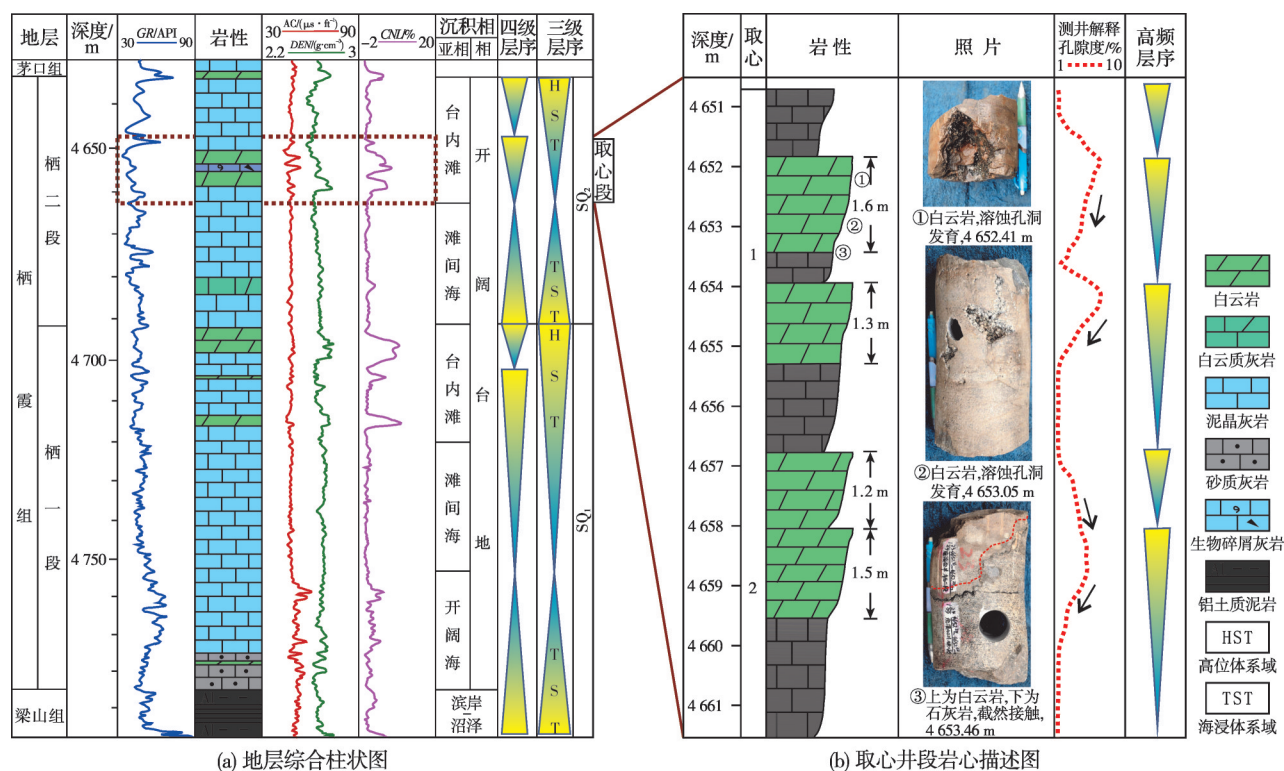


图5 川中MX42井栖霞组综合柱状图及取心段特征

Fig. 5 Comprehensive stratigraphic column of Qixia Formation of Well MX42 in central Sichuan Basin

前人研究普遍认为四川盆地栖霞组白云岩横向分布连续性较差<sup>[25]</sup>。但是,在川中地区,如GS112井、GS113井、HS2井、HS4井等井所在区域,以及GS001-X3井、GS1井、GS2井、GS18等井所在区域,

栖霞组均发育数米到十几米的白云岩(图1a)。连井对比剖面(图6)显示,GS18井、GS16井、HS2井等井于SQ<sub>1</sub>的HST发育白云岩,其一般位于栖霞组中部;HS4井、MX31X1井等井则于SQ<sub>2</sub>的HST发育

白云岩,一般位于距离栖霞组顶部10~20 m的位置。相邻井位白云岩发育的位置相对稳定,可对比性较

强,表明川中地区栖霞组白云岩横向上在一定区域内仍具较好的连续性。

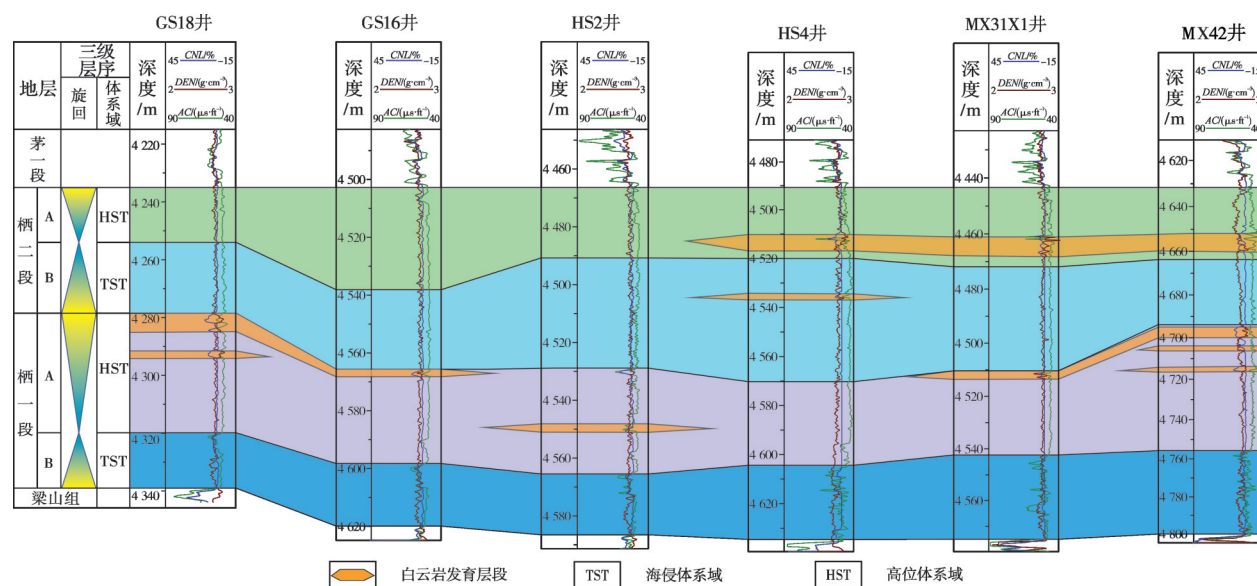


图6 川中地区栖霞组白云岩分布连井对比剖面图(连井剖面位置见图1a)

Fig. 6 Correlation section of the dolomite distribution of Qixia Formation in central Sichuan Basin (section position is shown in Fig. 1a)

### 3 储层地球化学特征

#### 3.1 样品与实验方法

本次地球化学分析测试样品取自于研究区MX42井、MX108井、NJ井等9口取心井。为方便对比,对白云岩和石灰岩都进行了地球化学测试。所有分析测试均完成于中国石油集团碳酸盐岩储层重点实验室。其中,阴极发光:样品数23,仪器型号为CL8200 MK5(配以Leica偏光显微镜),工作条件为9~11 kV和400~450 mA;白云石有序度:样品数13,全岩样品,测试仪器为X射线衍射仪X'pert Pro,在温度25℃、湿度40%RH的环境下测试完成;微量元素和稀土元素:石灰岩样品数8,白云岩样品数9,全岩样品,分析仪器为PANalytical Axios XRF X射线荧光光谱仪,所有样品稀土值采用后太古宙澳大利亚页岩(PASS)为标准进行标准化;碳氧稳定同位素:石灰岩样品数9,白云岩样品数8,全岩样品,仪器为同位素质谱仪Delta V Advantage,应用标准100%磷酸法测试,并通过白垩纪Pee Dee组箭石(VPDB)标准化,测试精度为 $\delta^{13}\text{C} < 0.01\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O} < 0.02\text{‰}$ ;锶同位素:石灰岩样品8,白云岩样品数2,全岩样品,仪器为热电离同位素质谱仪TRITON PLUS,检测环境温度为22℃、相对湿度为66%,误差

范围为0.000 014~0.000 084。上述地球化学实验样品均不包含裂缝和溶洞矿物。激光U-Pb定年分析测试采用激光微区选点,单一组构内进行70次单点剥蚀,具体仪器、方法和流程见文献[26]。

#### 3.2 测试结果

##### 3.2.1 白云石有序度

白云石有序度与白云石形成环境的温度、盐度、 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 及成岩流体的其他性质等都密切相关,不同环境下白云石结晶的速度不同。白云石结晶速度越慢,有序度越高,反之则越低,故准同生白云岩具有较低的白云石有序度,而埋藏和热液环境下形成的白云石具有较高的有序度[27]。研究区栖霞组白云石有序度介于0.58~0.67,平均为0.62,白云石有序度整体较低。

##### 3.2.2 微量元素、稀土元素

不同的成岩流体具有不同的微量元素、稀土元素特征,后期成岩作用的影响会导致海相碳酸盐岩微量元素、稀土元素的变化[28]。研究区栖霞组白云岩稀土元素值( $\Sigma\text{REE}$ )为0.86~3.75  $\mu\text{g/g}$ ,平均值为1.85  $\mu\text{g/g}$ ,轻、重稀土元素比值 $\Sigma\text{LREE}_{\text{SN}}/\Sigma\text{HREE}_{\text{SN}}$ (SN表示经过PAAS标准化后的稀土值,下同)为0.49~0.91,平均值为0.63(表1);石灰岩的 $\Sigma\text{REE}$



为0.58~2.20  $\mu\text{g/g}$ ,平均值为1.37  $\mu\text{g/g}$ ,  $\Sigma\text{LREE}_{\text{SN}}/\Sigma\text{HREE}_{\text{SN}}$  为0.32~0.69,平均值为0.51。整体而言,白云岩和石灰岩  $\Sigma\text{REE}$  均偏低,白云岩呈现和石灰

岩大体一致的稀土元素(REE)配分模式(图7),石灰岩  $\Sigma\text{REE}$  和  $\Sigma\text{LREE}_{\text{SN}}/\Sigma\text{HREE}_{\text{SN}}$  值略低于白云岩(石灰岩表现为更明显的HREE富集)。

表1 川中栖霞二段白云岩和石灰岩部分微量元素、稀土元素分析结果

Table 1 Analysis results of trace and rare earth elements in dolomite and limestone of the Qixia Member 2 in central Sichuan Basin

岩性	样品号	$\Sigma\text{REE}/(\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$	$\Sigma\text{LREE}_{\text{SN}}/\Sigma\text{HREE}_{\text{SN}}$	$\delta\text{Pr}$	$\delta\text{Ce}$	$\delta\text{Eu}$	$\text{Y}/\text{Ho}$	$\delta\text{Gd}$	$\text{Mn}/(\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$	$\text{Fe}/(\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$	$\text{Mn}/\text{Sr}$ (质量比)
白云岩	MX42-3	1.89	0.62	0.99	0.89	1.11	43.41	1.06	425	1 770	4.36
	MX42-4	0.86	0.57	1.02	0.91	1.04	56.02	1.06	114	1 310	0.98
	MX42-5	1.65	0.52	1.04	0.89	1.11	60.31	1.29	161	1 300	1.83
	MX42-8	1.83	0.91	1.02	0.89	1.98	50.54	0.92	160	1 510	1.51
	MX42-9	2.22	0.60	1.01	0.96	1.00	50.22	1.03	129	1 470	1.44
	MX108-1	1.30	0.49	1.08	0.88	0.97	67.65	1.08	56	1 330	0.48
	MX108-2	1.26	0.52	1.04	0.87	1.42	58.69	1.01	73	1 230	0.56
	MX108-3	3.75	0.84	1.00	0.83	1.17	66.48	0.97	88	1 520	0.40
	平均值	1.85	0.63	1.03	0.89	1.22	56.66	1.05	151	1 430	1.45
石灰岩	MX42-2	1.57	0.69	1.02	0.92	1.09	45.86	1.20	66	1 810	0.23
	MX42-10	1.69	0.69	1.03	0.83	1.30	65.96	1.17	42	1 690	0.08
	NJ-4	0.67	0.41	1.06	0.86	0.94	74.79	1.14	116	1 630	0.24
	NS1-6	1.51	0.39	0.99	0.73	1.14	65.00	1.05	16	1 610	0.02
	TONG4-2	1.22	0.63	0.91	1.01	1.21	71.38	1.33	20	1 610	0.03
	TONG4-4	0.58	0.32	1.06	0.74	0.98	78.00	0.93	15	1 620	0.01
	TONG4-5	2.20	0.58	1.04	0.99	1.13	47.49	1.09	144	1 730	0.49
	HE12-1	0.71	0.42	1.03	0.76	1.10	80.70	1.20	14	1 680	0.01
	HE12-3	2.16	0.42	1.01	0.85	0.94	51.82	1.13	16	1 710	0.01
	平均值	1.37	0.51	1.02	0.85	1.09	64.56	1.14	50	1 677	0.12

注: $\delta\text{Pr}=2\text{Pr}_{\text{SN}}/(\text{Ce}_{\text{SN}}+\text{Nd}_{\text{SN}})$ ;  $\delta\text{Ce}=2\text{Ce}_{\text{SN}}/(\text{La}_{\text{SN}}+\text{Pr}_{\text{SN}})$ ;  $\delta\text{Eu}=2\text{Eu}_{\text{SN}}/(\text{Sm}_{\text{SN}}+\text{Gd}_{\text{SN}})$ ;  $\delta\text{Gd}=\text{Gd}_{\text{SN}}/(0.33\text{Sm}_{\text{SN}}+0.67\text{Tb}_{\text{SN}})$  [29]

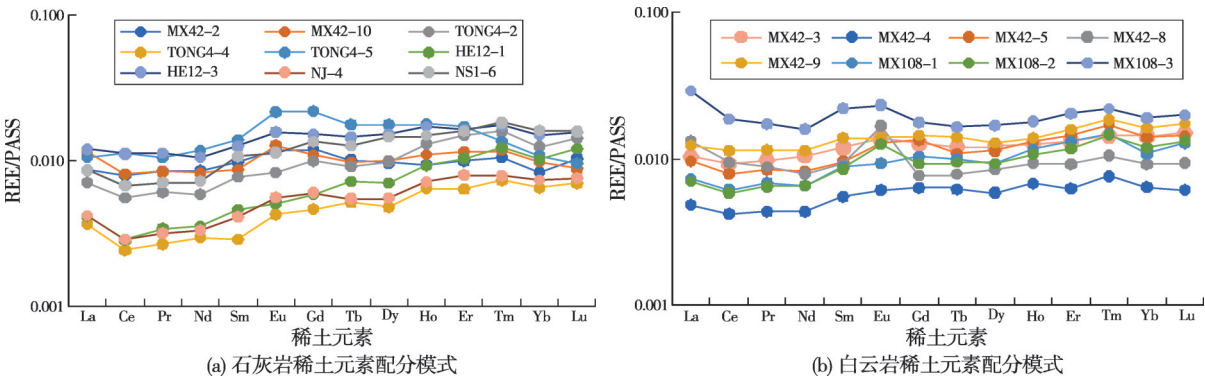


图7 川中地区栖霞组石灰岩、白云岩稀土元素配分模式图

Fig. 7 REE distribution patterns of limestone and dolomite of Qixia Formation in central Sichuan Basin

$\delta\text{Ce}$  和  $\delta\text{Eu}$  能较为准确地反映流体来源和成岩环境。因为 La 元素会明显影响  $\delta\text{Ce}$  值,因此可结合  $\delta\text{Pr}$  值判断 Ce 值异常的真实性[30]。研究区白云岩和石灰岩均具有  $\delta\text{Pr}>1$ 、 $\delta\text{Ce}<1$  的特征,代表 La 元素正异常,Ce 元素为轻微的负异常[30]。研究区白云岩  $\delta\text{Eu}$  值为0.97~1.98,平均值为1.22,因此认为栖霞组

白云岩存在  $\delta\text{Eu}$  轻微正异常。

岩石中  $\text{Y}/\text{Ho}$  值与  $\delta\text{Gd}$  值可以用来反映岩石成岩流体来源。海水中由于 Y 元素和 Ho 元素络合行为不同导致  $\text{Y}/\text{Ho}$  值较高,处于44~74之间,而受热液影响或近岸大气淡水影响的碳酸盐岩会显著低于该值[31]。研究区栖霞组白云岩  $\text{Y}/\text{Ho}$  值为43.41~

67.65, 平均值为 56.66; 石灰岩 Y/Ho 值为 45.86~80.70, 平均值为 64.56。白云岩的  $\delta Gd$  值为 0.97~1.29, 平均值为 1.05; 石灰岩的  $\delta Gd$  值为 0.93~1.33, 平均值为 1.14。二者基本符合海水成岩流体的特征, 白云岩的 Y/Ho 值、 $\delta Gd$  值略低于石灰岩。

### 3.2.3 稳定碳氧同位素

稳定碳氧同位素分析显示: 栖霞组石灰岩的  $\delta^{13}C$  值为 2.85‰~5.33‰, 均值为 3.97‰;  $\delta^{18}O$  值为 -7.05‰~-5.57‰, 均值为 -6.30‰。栖霞组白云岩的  $\delta^{13}C$  值为 3.84‰~5.35‰, 均值为 4.79‰;  $\delta^{18}O$  值为 -8.34‰~-7.83‰, 均值为 -8.08‰。整体而言, 白云岩和石灰岩的  $\delta^{13}C$  值均位于早二叠世海水范围<sup>[32]</sup>内, 而  $\delta^{18}O$  值大致位于或略低于同期海水(图 8)。

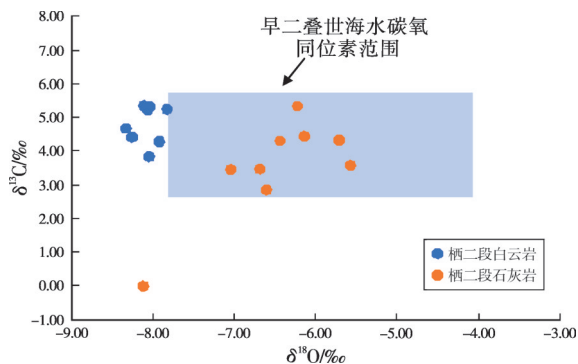


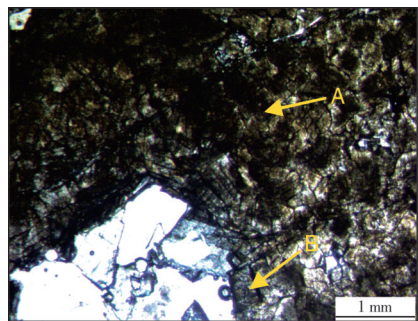
图 8 川中地区栖霞组石灰岩、白云岩碳氧同位素特征  
Fig. 8 Carbon and oxygen isotopic characteristics of limestone and dolomite of Qixia Formation in central Sichuan Basin

### 3.2.4 锶同位素

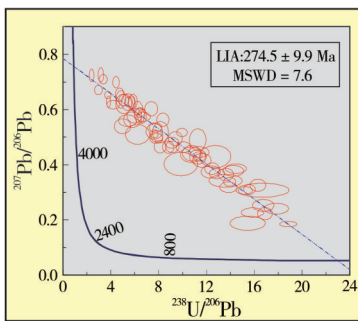
锶同位素  $^{87}Sr/^{86}Sr$  值不受温度、压力和微生物作用影响, 其长期不变且容易辨别, 因而在推断碳酸盐岩成岩流体来源中得以广泛应用<sup>[33]</sup>。川中地区栖霞组石灰岩的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  值在 0.707 1~0.708 0 之间, 平均值为 0.707 5; 白云岩的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  值在 0.707 7~0.708 7 之间, 平均值为 0.708 0(部分白云岩数据引自文献<sup>[5]</sup>)。通过对比全球二叠纪海水  $^{87}Sr/^{86}Sr$  值<sup>[34]</sup>发现, 石灰岩  $^{87}Sr/^{86}Sr$  值落于同期海水范围内, 白云岩则基本落于或略高于同期海水范围。

### 3.2.5 碳酸盐岩 U-Pb 同位素年龄

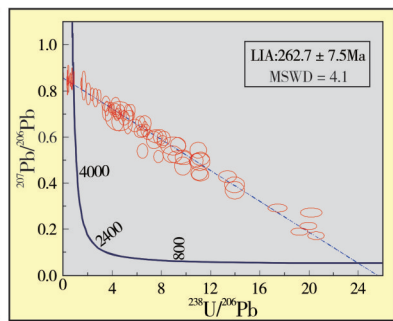
U-Pb 同位素测年被认为是目前唯一能用于测试碳酸盐岩矿物绝对地质年龄的方法<sup>[35]</sup>, 尤其是近年来随着各种国际标样的建立而兴起的激光原位 U-Pb 同位素测年技术, 以其高分辨率、高精度、快速等优势在解决多个地区的成岩演化问题中发挥了重要作用<sup>[26, 36]</sup>。本次研究挑选了 MX108-2 样品(图 9a), 分别对其白云岩围岩和孔隙充填鞍状白云石胶结物进行了年龄测试, 得到的白云岩围岩年龄为  $274.5 \pm 9.9$  Ma(图 9b), 对应前人研究的栖霞阶年龄<sup>[16]</sup>; 孔隙充填鞍状白云石胶结物年龄为  $262.7 \pm 7.5$  Ma(图 9c), 与前人研究的茅口末期的峨眉山玄武岩喷发时期<sup>[37]</sup>为同一时期。



(a) 激光 U-Pb 定年样品。MX108 井 4 671.55 m, 栖霞组, 100 μm 厚度薄片, (-)



(b) a 图中 A(白云岩围岩)的 U-Pb 年龄



(c) a 图中 B(充填孔隙的鞍状白云石胶结物)的 U-Pb 年龄

注: LIA—下交点年龄; MSWD—加权均方差; b、c 图中红色圈越小, 表示误差越小。

图 9 川中地区栖霞组白云岩围岩和孔隙充填鞍状白云石 U-Pb 年龄

Fig. 9 U-Pb age of dolomite of surrounding rock and pore-filling saddle dolomite of Qixia Formation in central Sichuan Basin

## 4 讨论

### 4.1 白云岩成因

综合白云岩宏观、微观特征及地球化学与定年分析, 认为川中栖霞组白云岩主要形成于准同生

期, 浅埋藏期受到热液作用改造。

首先, 从岩石学特征来讲, 可见白云岩和石灰岩截然接触的现象, 如 MX42 井取心段 4 653.46 m 处(图 5b), 这说明白云石化作用至少发生在大规模溶溶之前。在 HS2 井 4 537~4 538 m 井段, 发育有代表



准同生环境的泥粉晶白云岩<sup>[38]</sup>(图2j),虽然泥粉晶白云岩在川中栖霞组中少见,但它指示川中地区存在准同生白云岩发育环境。从地球化学角度来看,川中地区栖霞组白云岩有序度整体较低,符合准同生白云石化的特点。白云岩和石灰岩的稀土含量整体较低,且均为HREE富集,整体表现为与海水大体一致的稀土元素配分模式(图7),另外白云岩、石灰岩均与海水的La富集、Ce亏损、Gd轻微富集、Y显著富集等典型稀土元素特征相吻合<sup>[39]</sup>,反映石灰岩的成岩流体和白云石化的成岩流体来源相同,都来源于海水。基本落于二叠纪海水范围的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值特征也能很好地证明这一点。另外海源流体因为贫Fe和Mn(表1),形成的岩石以昏暗发光或不发光为主<sup>[28]</sup>,研究区白云岩的阴极发光特征与其相吻合(图2f)。在年代学方面,白云岩围岩定年年龄为 $(274.5\pm 9.9)\text{ Ma}$ ,栖霞阶年龄为 $(283.5\pm 0.6)\text{ Ma}$ ~ $(272.95\pm 0.11)\text{ Ma}$ <sup>[16]</sup>,白云岩年龄落于栖霞阶内,这是白云岩围岩形成于准同生期的最直接证据。

需要注意的是,白云岩的Mn/Sr平均值为1.45(表1),平均值小于2,指示其更多保存的是原始海水的信息<sup>[40]</sup>,但远大于石灰岩(均值为0.12)的Mn/Sr值,指示其轻微受到后期成岩流体的改造。白云岩较石灰岩更低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和更高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值同样证明了这一点。研究区白云岩的 $\delta\text{Eu}$ 值呈现仅在极端还原高温环境下才会出现的正异常<sup>[41]</sup>,指示后期改造流体为热液流体。而白云岩阴极发光特征(图2i)和定年年龄表明,热液来自于茅口末期的峨眉山火山岩事件,且并没有对白云岩围岩造成重结晶程度的影响,仅于先存孔隙中形成亮色白云石环边(图2g,2h)和鞍状白云石(图2k)。

## 4.2 白云岩储层发育的主控因素

### 4.2.1 微古地貌高部位的颗粒滩是储层发育的物质基础

由于白云石化作用以准同生为主,白云石化持续时间较短,部分生物碎屑难以白云石化,使得其在白云岩中得以残留(图2b),而完全白云石化的白云石在一定的透射光处理后也能恢复其生物碎屑和砂屑结构(图2c,2d),指示白云岩原岩为颗粒滩生物灰岩。颗粒滩生物灰岩具有较高原始孔隙度和大量不稳定矿物溶蚀孔隙,这些孔隙是成岩流体进入的通道<sup>[42]</sup>,白云岩晶间(溶)孔也继承自这些孔隙(图2a,2c),因此颗粒滩是白云岩储层发育的物

质基础。另一方面,沉积时期微古地貌高部位因其水体能量较高,因而是颗粒滩发育的优势地形。

### 4.2.2 高频层序界面控制了准同生岩溶作用和早期白云石化

白云岩单层厚度薄、层数多,与石灰岩交替叠置发育,整体构成多个旋回,单一旋回对应四级乃至更高级次的海平面升降(图5)。高位域海平面下降期间,微古地貌高部位颗粒滩容易暴露,接受大气淡水溶蚀,形成孔隙发育层<sup>[43]</sup>和似水平状发育的溶蚀孔洞(图3c),并呈现层序界面顶部溶蚀孔洞较大,往下逐渐变小的特点(图5b)。白云岩较石灰岩偏负的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较好地证实了这一点。同时,海平面下降必然导致古地貌高部位水体逐渐受限,因蒸发作用海水中的 $\text{Mg}^{2+}$ 逐渐富集,富 $\text{Mg}^{2+}$ 流体沿着先存溶蚀孔洞进入颗粒滩灰岩,引发颗粒滩灰岩的渗透回流白云石化(图10a),这也是研究区溶蚀孔洞主要存在于白云岩中的原因。因此是先存孔隙的存在导致白云石化更易发生,而不是白云石化作用形成孔隙<sup>[44]</sup>。

### 4.2.3 准同生白云石化作用有利于孔隙保存

石灰岩发生白云石化作用后,其成分和结构组成均被改变,并变得更加抗压实、抗压溶,故准同生白云石化作用能有效保存原生孔隙和次生溶孔。另外前人研究表明,深埋藏时期白云岩较石灰岩更易溶从而更容易进一步改善孔渗<sup>[45]</sup>。前文叙及,研究区白云岩形成于准同生时期,这也是栖霞组自沉积后经历了复杂的成岩作用和构造作用,白云岩晶间(溶)孔和溶蚀孔洞仍能得以保存的原因。这些孔隙也为茅口末期的热液进入栖霞组提供了通道,形成了以破坏孔隙为主的白云石环边和鞍状白云石(图10b)。

## 4.3 白云岩储层的发育规律

基于前文论述,沉积时期微古地貌高地是颗粒滩发育的优势地形,高位域海平面下降期间,高部位颗粒滩最容易暴露被溶蚀形成早期孔隙,这些孔隙为早期白云石化提供了通道,而早期白云石化又有利于早期孔隙的保存。另一方面,沉积时期微古地貌高部位水体能量高,其沉积厚度会显著高于周围,因此栖霞组高位域沉积厚值区是白云岩储层有利勘探区。

以川中地区的合川三维地震工区为例,分别采用栖霞组内部最大波峰振幅平面属性图和顶界最大波峰振幅平面属性图来预测栖霞组 $\text{SQ}_1$ 和 $\text{SQ}_2$ 两

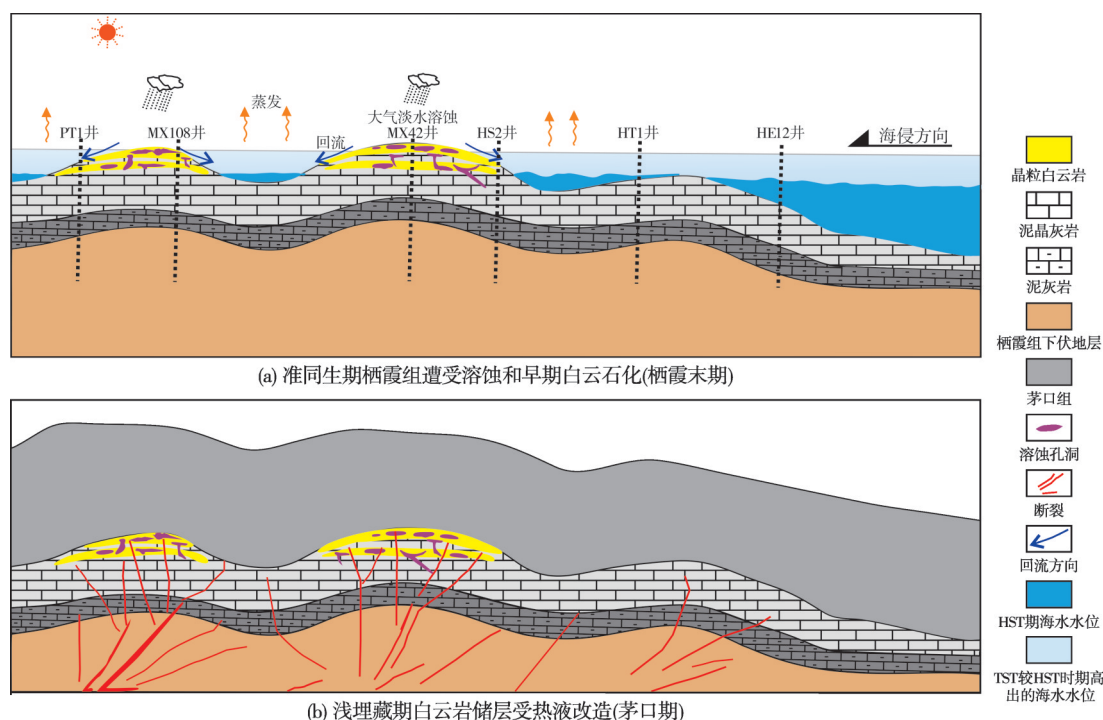
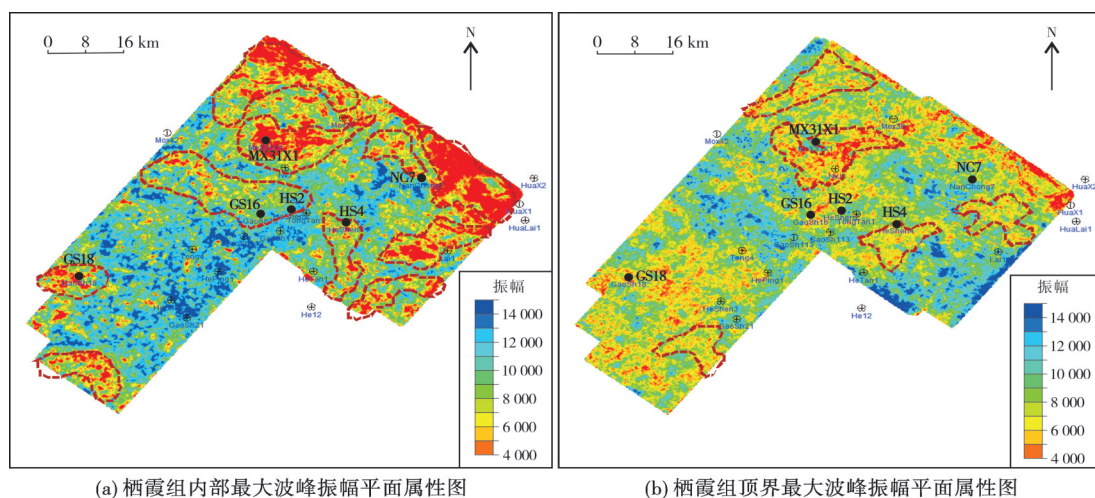


Fig. 10 Development model of dolomite reservoir of Qixia Formation in central Sichuan Basin

个三级层序高位域时期的白云岩储层。基于最大波峰振幅越强,地层厚度越小的原则<sup>[46]</sup>,栖霞组内部最大波峰振幅平面属性图(图 11a)指示栖霞组沉积厚值区位于 GS18 井、MX31X1 井、GS16 井附近以及 HS4 井以东区域,即这些区域在沉积时期为微古地貌高部位,据此认为这些区域是栖霞组 SQ<sub>1</sub> 高位域白云岩储层发育的有利区域。同理, SQ<sub>2</sub> 高位域白云岩储层主要发育于 HS4 井和 MX31X1 井附近(图 11b)。实际钻

井结果也证实,这些井发育多层数米厚、累厚达十多米的白云岩(图 6),其中, GS18 井栖霞组日产气  $41.74 \times 10^4 \text{ m}^3$ , MX31X1 井栖霞组日产气  $70 \times 10^4 \text{ m}^3$ , GS16 井栖霞组日产气  $5.46 \times 10^4 \text{ m}^3$ , HS4 井栖霞组日产气  $45.65 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。钻探结果证实了栖霞组通过寻找沉积厚值区从而预测白云岩储层的勘探思路的可靠性,该思路也从另一个角度解决了栖霞组白云岩储层单层厚度薄,地震相上难以识别的局限性。



注:红色虚线范围内为预测的白云岩储层发育有利区。

图 11 川中栖霞组最大波峰振幅属性平面图(三维工区位置见图 1a)

Fig. 11 Seismic attribute maps of maximum peak amplitude of Qixia Formation in central Sichuan Basin(the 3D seismic survey is shown in Fig.1a)



## 5 结 论

(1)川中地区栖霞组晶粒白云岩储层主要发育于栖霞组高位体系域,白云岩单层厚度小、层多,与石灰岩交替叠置发育,整体构成多个旋回;横向上,白云岩在一定区域内具有较好的连续性。

(2)川中栖霞组白云岩储层岩石类型主要包括细晶白云岩和中—粗晶白云岩;储集空间以晶间(溶)孔、溶蚀孔洞为主;储层孔隙度平均值为4.07%,渗透率平均值为 $3.12 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ,呈现中等孔隙度、中高渗透率、孔渗弱相关的特点。

(3)川中栖霞组白云岩成因以准同生白云石化作用为主,茅口末期受热液轻微改造。微古地貌高部位颗粒滩是白云岩储层发育的物质基础,高频层序界面控制了早期孔隙的形成,早期白云石化作用则有利于这些孔隙的保存。基于该认识预测了川中合川三维地震工区的储层分布,预测结果与已钻井吻合,为该地区的勘探提供了依据。

### 参 考 文 献

- [1] 杨光,汪华,沈浩,等.四川盆地中二叠统储层特征与勘探方向[J].天然气工业,2015,35(7):10-16.
- [2] 周进高,郝毅,邓红婴,等.四川盆地中西部栖霞组—茅口组孔洞型白云岩储层成因与分布[J].海相油气地质,2019,24(4):67-78.
- [3] 赵娟,曾德铭,梁锋,等.川中南部地区下二叠统栖霞组白云岩储层成因研究[J].地质力学学报,2018,24(2):212-219.
- [4] 黄思静,兰叶芳,黄可可,等.四川盆地西部中二叠统栖霞组晶洞充填物特征与热液活动记录[J].岩石学报,2014,30(3):687-698.
- [5] 陈轩,赵文智,张利萍,等.川中地区中二叠统构造热液白云岩的发现及其勘探意义[J].石油学报,2012,33(4):562-569.
- [6] 芦飞凡,谭秀成,钟原,等.四川盆地西北部二叠系栖霞组准同生期砂糖状白云岩特征及成因[J].石油勘探与开发,2020,47(6):1134-1148.
- [7] 李明隆,谭秀成,苏成鹏,等.四川盆地西北部中二叠统栖霞组砂糖状白云岩特征及成因机制:以广元上寺剖面为例[J].地质论评,2020,66(3):591-610.
- [8] 田景春,林小兵,张翔,等.四川盆地中二叠统栖霞组滩相白云岩多重成因机理及叠加效应[J].岩石学报,2014,30(3):679-686.
- [9] 冯明友,张帆,李跃纲,等.川西地区中二叠统栖霞组优质白云岩储层特征及形成机理[J].中国科技论文,2015,10(3):280-286.
- [10] 周进高,姚根顺,杨光,等.四川盆地栖霞组—茅口组岩相古地理与天然气有利勘探区带[J].天然气工业,2016,36(4):8-15.
- [11] 胡安平,潘立银,郝毅,等.四川盆地二叠系栖霞组、茅口组白云岩储层特征、成因和分布[J].海相油气地质,2018,23(2):39-52.
- [12] 舒晓辉,张军涛,李国蓉,等.四川盆地北部栖霞组—茅口组热液白云岩特征与成因[J].石油与天然气地质,2012,33(3):442-448.
- [13] 芦飞凡,谭秀成,王利超,等.川中地区中二叠统栖霞组滩控岩溶型白云岩储层特征及主控因素[J].沉积学报,2020,39(2):456-469.
- [14] 李江海,李维波,王洪浩,等.晚古生代泛大陆聚合过程中板块碰撞的运动学分析[J].地质论评,2013,59(6):1047-1059.
- [15] 张水昌,梁狄刚,陈建平,等.中国海相油气形成与分布[M].北京:科学出版社,2017.
- [16] 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.
- [17] SCOTTESE C R. Late Proterozoic plate tectonics and palaeogeography: a tale of two supercontinents, Rodinia and Pannotia[J]. Geological Society London Special Publications, 2009, 326(1):67-83.
- [18] 王成善,李祥辉,陈洪德,等.中国南方二叠纪海平面变化及升降事件[J].沉积学报,1999,17(4):536-541.
- [19] BILAL U H, STEPHEN R S. A chronology of Paleozoic sea-level changes[J]. Science, 2008,322(5898):64-68.
- [20] 王海真,池英柳,赵宗举,等.四川盆地栖霞组岩溶储层及勘探选区[J].石油学报,2013,34(5):833-842.
- [21] 郝毅,谷明峰,韦东晓,等.四川盆地二叠系栖霞组沉积特征及储层分布规律[J].海相油气地质,2020,25(3):193-201.
- [22] 黎荣,胡明毅,杨威,等.四川盆地中二叠统沉积相模式及有利储集体分布[J].石油与天然气地质,2019,40(2):369-379.
- [23] 李宏博.峨眉山大火成岩省地幔柱动力学:基性岩墙群、地球化学及沉积地层学证据[D].北京:中国地质大学(北京),2012.
- [24] ZHOU Meifu, MALPAS J, SONG Xieyan, et al. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. Earth and planetary science letters, 2002,196(3/4):113-122.
- [25] 沈平,张健,宋家荣,等.四川盆地中二叠统天然气勘探新突破的意义及有利勘探方向[J].天然气工业,2015,35(7):1-9.
- [26] 沈安江,胡安平,程婷,等.激光原位U-Pb同位素定年技术及其在碳酸盐岩成岩-孔隙演化中的应用[J].石油勘探与开发,2019,46(6):1062-1074.
- [27] GOLDSMITH J R, GRAF D L. Structural and compositional variations in some natural dolomites[J]. Journal of geology, 1958,66(6):678-693.
- [28] MOORE C H. Carbonate reservoirs:porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework[M]. 2nd ed. New York: Elsevier, 2013.
- [29] WEBB G E, KAMBER B S. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy[J]. Geochimica et cosmochimica acta, 2000,64(9):1557-1565.
- [30] BAU M, DULSKI P. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa[J]. Precambrian research, 1996,79(1/2):37-55.
- [31] 王宇航,朱园园,黄建东,等.海相碳酸盐岩稀土元素在古环

- 境研究中的应用[J]. 地球科学进展, 2018,33(9):922-932.
- [32] 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.
- [33] 徐昉昊. 川中地区震旦系灯影组和寒武系龙王庙组流体系统与油气成藏[D]. 成都:成都理工大学, 2017.
- [34] BURKE W H, DENISON R E, HETHERINGTON E A, et al. Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time [J]. Geology, 1982,10(10):516-519.
- [35] GODEAU N, DESCHAMPS P, GUIHOU A, et al. U-Pb dating of calcite cement and diagenetic history in microporous carbonate reservoirs: case of the Urgonian Limestone, France [J]. Geology, 2018,46(3):247-250.
- [36] 杨翰轩, 胡安平, 郑剑锋, 等. 面扫描和定年技术在古老碳酸盐岩储集层研究中的应用:以塔里木盆地西北部震旦系奇格布拉克组为例[J]. 石油勘探与开发, 2020,47(5):1-12.
- [37] HE Bin, XU Yigang, HUANG Xiaolong, et al. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section[J]. Earth and planetary science letters, 2007,255(3/4):306-323.
- [38] 赵文智, 沈安江, 乔占峰, 等. 白云岩成因类型、识别特征及储集空间成因[J]. 石油勘探与开发, 2018,45(6):923-935.
- [39] ZHANG Jing, NOZAKI Y. Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean [J]. Geochimica et cosmochimica acta, 1996,60(23):4631-4644.
- [40] 钟寿康, 李凌, 谭秀成, 等. 鄂尔多斯盆地中东部马五段中粗晶白云岩成因及成岩演化[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2020,47(6):691-710.
- [41] MEYER E E, QUICKSALL A N, LANDIS J D, et al. Trace and rare earth elemental investigation of a Sturtian cap carbonate, Pocatello, Idaho: evidence for ocean redox conditions before and during carbonate deposition [J]. Precambrian research, 2013,192(1):89-106.
- [42] 沈安江, 赵文智, 胡安平, 等. 海相碳酸盐岩储集层发育主控因素[J]. 石油勘探与开发, 2015,42(5):545-554.
- [43] 赵文智, 沈安江, 胡素云, 等. 中国碳酸盐岩储集层大型化发育的地质条件与分布特征[J]. 石油勘探与开发, 2012,39(1):1-12.
- [44] 沈安江, 余敏, 胡安平, 等. 海相碳酸盐岩埋藏溶孔规模与分布规律初探[J]. 天然气地球科学, 2015,26(10):1823-1830.
- [45] 郑剑锋, 潘文庆, 沈安江, 等. 塔里木盆地柯坪露头区寒武系肖尔布拉克组储集层地质建模及其意义[J]. 石油勘探与开发, 2020,47(3):499-511.
- [46] 李劲松, 于豪, 李文科, 等. 高石梯—磨溪地区寒武系储层主控因素的地震地层学解释[J]. 石油地球物理勘探, 2019,54(1):208-216.

编辑:黄革萍

## Characteristics and genesis of dolomite reservoir of the Lower Permian Qixia Formation in central Sichuan Basin

DUAN Junmao, ZHENG Jianfeng, SHEN Anjiang, ZHU Mao, YAO Qianying, HAO Yi

**Abstract:** The dolomite reservoir of Qixia Formation is one of the important exploration fields in central Sichuan Basin. Based on the analysis of petrology, imaging logging, geochemistry and U-Pb isotopic age, the characteristics and genesis of dolomite reservoir of Qixia Formation in central Sichuan Basin have been clarified. It is believed that: (1) Dolomite reservoir is mainly developed in the highstand system tract of Qixia Formation, with thin single layer thickness and many layers, and alternately superimposed with limestone, forming multiple cycles as a whole. Horizontally, dolomite is distributed in a certain area with good continuity. (2) The rock types of dolomite reservoir mainly include very fine-fine crystalline dolomite and medium-coarse crystalline dolomite; the reservoir space is dominated by intercrystalline (dissolved) pores and dissolved vugs; the average porosity is 4.07%, and the average permeability is  $3.12 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ , showing the characteristics of medium porosity, medium-high permeability, and weak correlation between porosity and permeability. (3) The formation of dolomite reservoirs is dominated by quasi-contemporaneous dolomitization, and slightly reformed by hydrothermal fluid at the end of Maokou. The granular shoal in the high part of the micro-paleogeomorphology is the material basis for the development of dolomite reservoirs. The high-frequency sequence interface controls the formation of early pores, and early dolomitization is conducive to the preservation of these pores. Based on the above knowledge, the reservoir distribution in Hechuan 3D seismic survey in central Sichuan Basin was predicted, and the prediction results were consistent with the drilled wells.

**Key words:** quasi-contemporaneous dolomitization; crystalline dolomite; reservoir characteristics; Qixia Formation; central Sichuan Basin

**DUAN Junmao**, First author: Master degree in progress at Research Institute of Petroleum Exploration & Development, engaged in sedimentology and reservoir geology of carbonate rocks. Add: PetroChina Hangzhou Research Institute of Geology, No.920 Xixi Rd., Hangzhou, Zhejiang 310023, China

**ZHENG Jianfeng**, Corresponding author: Master, Senior Engineer, engaged in sedimentology and reservoir geology of carbonate rocks. Add: PetroChina Hangzhou Research Institute of Geology, No.920 Xixi Rd., Hangzhou, Zhejiang 310023, China