

# 塔里木盆地古城地区下奥陶统孔隙型白云岩储层成因及演化

张元高<sup>1</sup>, 潘文庆<sup>1</sup>, 唐雨<sup>2,3</sup>, 张君龙<sup>1</sup>, 辛朝坤<sup>4</sup>,  
曹彦清<sup>1</sup>, 柴绪兵<sup>4</sup>, 齐昆博<sup>4</sup>, 张云峰<sup>2,3</sup>

1 中国石油大庆油田公司勘探事业部; 2 西南石油大学地球科学与技术学院; 3 中国石油集团碳酸盐岩储层重点实验室西南石油大学分室; 4 中国石油集团东方地球物理公司研究院大庆物探研究院

**摘要** 塔里木盆地古城地区下奥陶统蓬莱坝组—鹰山组下段的白云岩普遍发育孔隙,表现为针状溶孔及超晶粒孔隙、晶间微孔,一般认为与白云石化作用相关。基于岩心、薄片观察,应用阴极发光、包裹体、稀土元素、碳氧同位素等多种测试资料,对古城地区下奥陶统蓬莱坝组—鹰山组下段白云岩的成因、孔隙类型及成因、孔隙演化模式进行了分析。研究认为:①蓬莱坝组—鹰山组下段白云岩成因以准同生期白云石化作用为主,部分叠加深部热液流体改造作用,缝洞充填的白云石为热液成因。②超晶粒孔隙在宏观上表现为针状溶孔,发育于原始组构为颗粒的细—中晶白云岩中,以中—粗粒内溶孔、铸模孔、粒间溶孔为主,多发育在单个颗粒滩旋回的中上部,形成于白云石化之前的准同生期大气淡水选择性溶蚀;晶间微孔呈孤立状,连通性差,形成于准同生期白云石化作用。准同生期白云石化虽未直接产生大量孔隙,但提供了抗压实的骨架,并阻碍了后期流体作用沉淀,是孔隙得以保存的关键。③古城地区蓬莱坝组—鹰山组下段孔隙型白云岩储层呈多套薄层状,其厚度与规模受多期颗粒滩叠加及其暴露程度的综合影响。

**关键词** 白云岩; 储层成因; 孔隙演化; 下奥陶统; 古城地区; 塔里木盆地

**中图分类号**: TE122.2<sup>+</sup>3 **文献标识码**: A

**引用**: 张元高, 潘文庆, 唐雨, 等. 塔里木盆地古城地区下奥陶统孔隙型白云岩储层成因及演化[J]. 海相油气地质, 2024, 29(3): 236-246.

ZHANG Yuangao, PAN Wenqing, TANG Yu, et al. The genesis and evolution of porous-type dolomite reservoir of the Lower Ordovician in Gucheng area, Tarim Basin[J]. Marine origin petroleum geology, 2024, 29(3): 236-246.

## 0 前言

白云岩储层是全球深层碳酸盐岩油气田最重要的储层类型之一<sup>[1]</sup>,其成因类型多样,如加拿大西加盆地中寒武统 Edron 组和中泥盆统 Sulphur Point 组<sup>[2-3]</sup>、四川盆地中二叠统茅口组<sup>[4]</sup>和下三叠统飞仙关组<sup>[5]</sup>等层系发育台洼边缘滩相和高能台地边缘滩相的粒间(溶)孔型、晶间(溶)孔型白云岩储层,塔里木盆地寒武系一中下奥陶统<sup>[6-7]</sup>、四川盆地石炭系—三叠系、鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组发育不同类型白云石化作用形成的溶洞型、缝洞型白云岩储层。白云岩储层成因与白云石结构及含量<sup>[8]</sup>、形成环境、流体来源、形成时间及孔隙成因<sup>[9]</sup>、后期

成岩作用<sup>[10]</sup>等因素相关,复杂的成因类型与影响因素给有利储层预测带来诸多困难。

塔里木盆地古城地区奥陶系鹰山组下段是塔东探区重点勘探领域,储层以孔隙型白云岩为主<sup>[11]</sup>。前人通过稀土元素<sup>[12]</sup>和碳氧同位素<sup>[13]</sup>等资料分析认为白云岩形成于准同生期。但是在孔隙成因上,存在白云石化<sup>[14]</sup>、晚期热液溶蚀<sup>[15]</sup>、相控或断控<sup>[16-17]</sup>等观点的争议。本文基于岩心、薄片观察,综合利用阴极发光、包裹体、稀土元素、碳氧同位素等实验数据,从白云岩孔隙类型及垂向发育特征、宿主白云岩原始组构等方面分析白云岩及孔隙成因,建立储层及孔隙演化模式,以期为研究区及类似地质条件下的孔隙型白云岩储层油气勘探提供指导。

收稿日期: 2023-07-19; 改回日期: 2024-02-26

本文受国家自然科学基金“埋藏期去白云石化机制及储集意义”(编号:42272181)资助

**第一作者**: 张元高, 硕士, 高级工程师, 主要从事油气地质、地震资料综合解释研究。通信地址: 163000 黑龙江省大庆市让胡路区龙岗街道西柳街4号; E-mail: zhangyuangao@petrochina.com.cn

**通信作者**: 张云峰, 博士, 副教授, 主要从事沉积学和储层地质学研究。通信地址: 610500 四川省成都市新都区新都大道8号; E-mail: zhyf@swpu.edu.cn

1 区域地质背景

古城地区位于塔里木盆地中央隆起带古城低凸起东南部的向北西方向下倾的下古生界大型宽缓鼻状构造上(图 1a),区内北东向断裂发育,呈现出堑垒相间的断块构造格局。古城低凸起于加里东中期初

步形成,于加里东末期定型,在海西期由于南部受到挤压而隆升,在印支期—喜马拉雅期构造活动相对较弱<sup>[18]</sup>。下奥陶统包括蓬莱坝组—鹰山组下段(即鹰四段+鹰三段),沉积环境自西向东为局限台地→台地边缘→斜坡→盆地沉积体系,白云岩主要分布在局限台地内,以残余颗粒白云岩、晶粒白云岩为主(图 1b)。

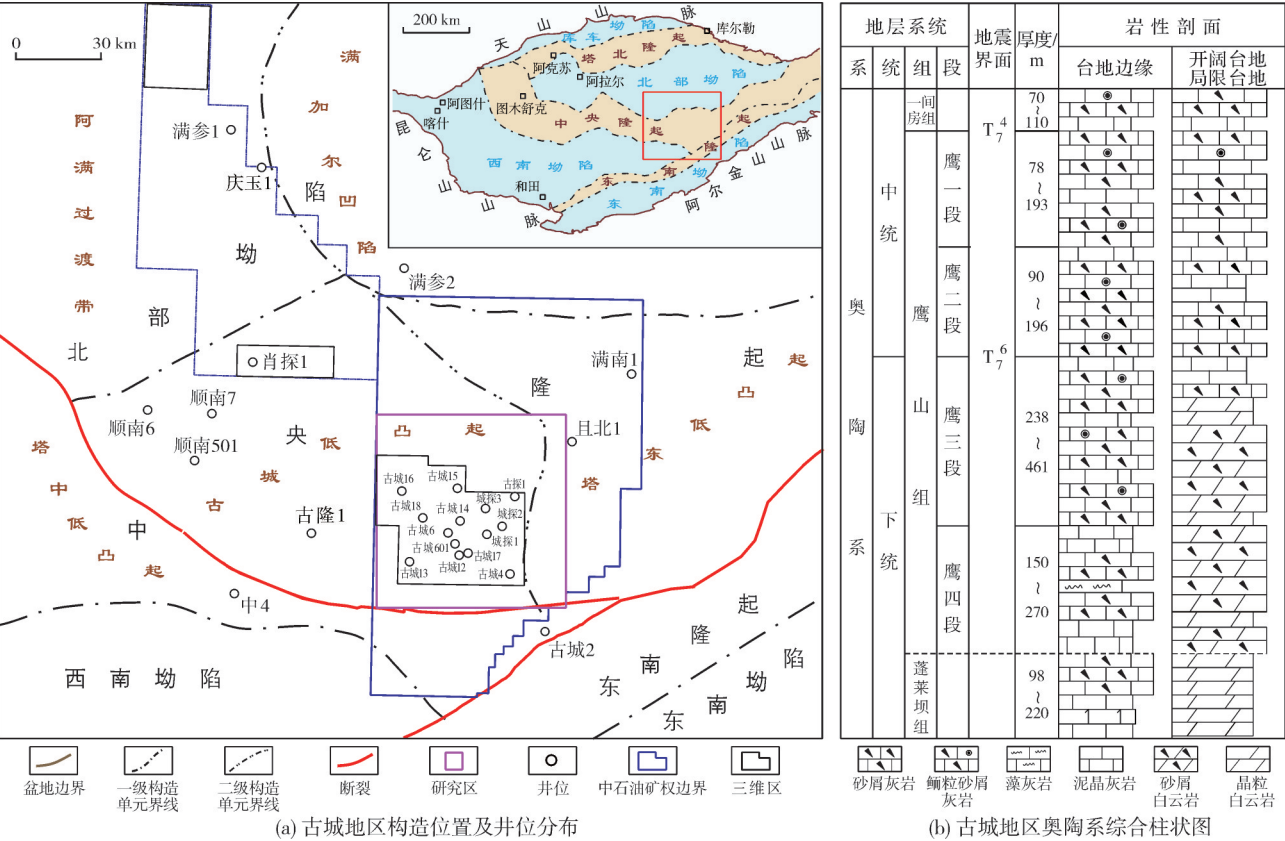


图 1 塔里木盆地古城地区区域地质背景和奥陶系地层柱状图  
Fig. 1 Regional geological background map and Ordovician stratigraphic column in Gucheng area, Tarim Basin

2 样品采集及测试

本文的研究基于详细的显微观察和室内分析测试。薄片鉴定方面,基于古探 1 井、古城 6 井、古城 14 井、古城 18 井、古城 601 井等 14 口井(井位见

图 1a)的普通薄片、铸体薄片,重点观察白云岩原始组构及孔隙发育特征。同时利用阴极发光、包裹体测温、白云石有序度、碳氧同位素和稀土元素等资料分析白云岩特征及白云岩储层成因。各类分析测试实验样品数、仪器及测试单位见表 1。白

表 1 古城地区白云岩相关测试样品数、仪器及测试单位统计表  
Table 1 Statistical table of the number of samples, instruments, and laboratory of related experiments on dolomites in Gucheng area

序号	测试项目	样品数量	仪器型号	测试单位
1	薄片鉴定	155	Zeiss AXIO SCOPE. A1 偏光显微镜	油气藏地质及开发工程 国家重点实验室
2	阴极发光	30	CL8200 MK5 阴极发光仪	
3	包裹体均一温度	20	THMSG 600 地质冷热台	
4	有序度测试	30	X'Pert PRO X 射线衍射仪	
5	碳氧同位素	58	MAT 253 Plus 稳定同位素质谱仪	北京科泰测试技术有限公司
6	稀土元素	14	PerkinElmer ICP-MS 等离子体质谱仪	核工业北京地质研究院



云岩稀土元素样品通过薄片观察确定取样位置,使用微钻对不同类型的基质白云岩及充填物分别取样,再用玛瑙研钵进一步研磨至200目后进行测试。

### 3 白云岩特征与成因

#### 3.1 岩石类型及特征

##### 3.1.1 岩矿特征

研究区白云岩按白云石晶粒可分为泥—粉晶白云岩、粉—细晶白云岩、细晶白云岩、中晶白云岩

等基质白云岩,其中以细—中晶白云岩为主。

**泥—粉晶白云岩** 晶粒直径多在0.05~0.005 mm之间,晶体形态以他形为主,少量为半自形,整体结构较为均一,表面较为明亮,原始结构无法辨认。晶体之间多为致密镶嵌接触,晶间多被泥质充填,孔隙不发育(图2a)。

**粉—细晶白云岩** 晶粒直径多为0.1~0.25 mm,晶体形态以半自形—他形为主,晶体表面较脏,晶面较为平直。此岩类白云石中多见缝合线和流体溶蚀改造痕迹,白云石晶粒间泥质含量较高(图2b)。

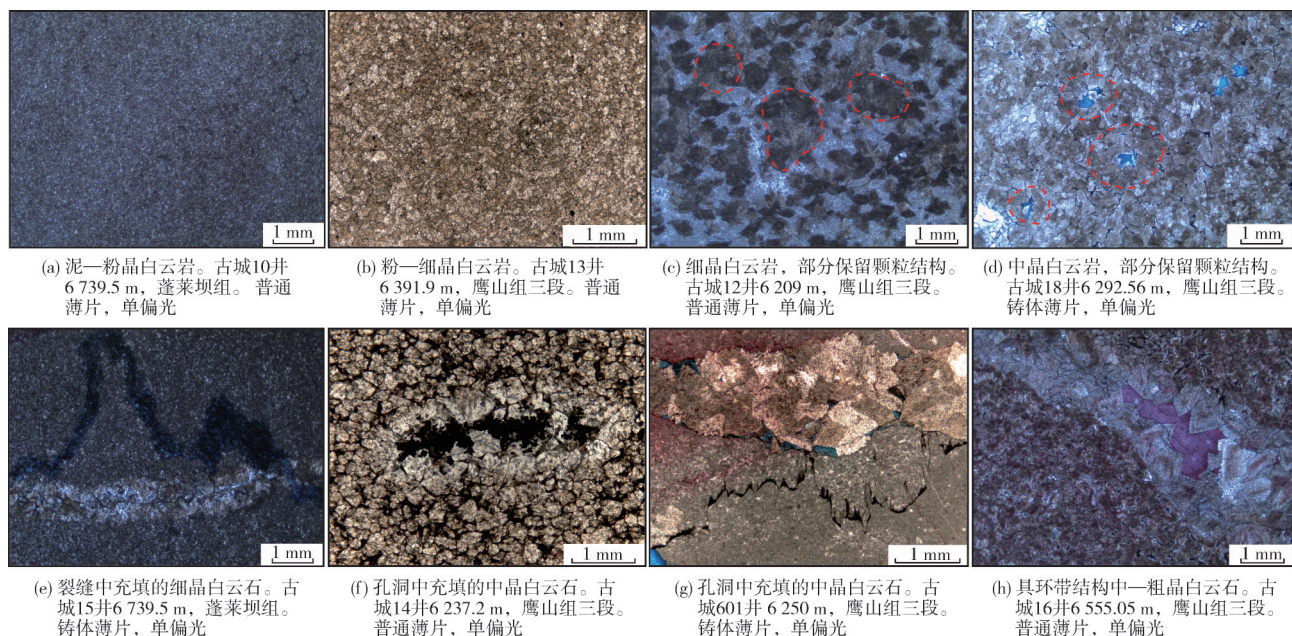


图2 古城地区下奥陶统基质白云岩与缝洞充填白云石的岩相学特征

Fig. 2 Petrographic characteristics of matrix dolomite and dolomite filled in fracture-vug of the Lower Ordovician in Gucheng area

**细晶白云岩** 晶粒直径多为0.1~0.25 mm,晶体形态以半自形—自形为主,多见雾心亮边和残余颗粒或颗粒幻影结构。此类岩石中多见晶间孔和晶间溶孔,孔内多未充填或泥质充填,埋藏期的非组构选择性溶蚀作用发生后孔洞多被硅质充填(图2c)。

**中晶白云岩** 晶粒直径多为0.25~0.5 mm,晶体形态以半自形—他形为主,见雾心亮边和残余颗粒或颗粒幻影结构。此类岩石中多见晶间孔和晶间溶孔,孔内多未充填或泥质充填(图2d)。

此外,储集空间中常见白云石充填物,包括裂缝中的细晶白云石、孔洞内的中晶白云石和具环带状的中—粗晶白云石3类。其中,裂缝中充填的细晶白云石粒径比基质围岩晶粒大,自形程度和洁净

程度均明显变好(图2e);孔洞中充填的中晶白云石其基质岩性为粗粉晶白云岩,晶间孔隙发育,晶形多为半自形—自形,晶体表面较为污浊,并可见沥青充填(图2f,2g);孔洞中充填的具环带结构的中—粗晶白云石晶体较为明亮,呈刃状,晶形通常较好(图2h)。

##### 3.1.2 白云石有序度

通过对古城地区蓬莱坝组—鹰山组下段白云岩样品的有序度分析可知,总体上,白云石有序度范围为0.30~0.81,平均值为0.62。其中,泥—粉晶白云岩为0.24~0.45,粉—细晶白云岩为0.25~0.58,细晶白云岩为0.47~0.67,中晶白云岩为0.56~0.75。白云石有序度随着白云石晶体的增大而升高。

### 3.2 阴极发光特征

研究区不同类型白云岩/石的阴极发光特征表现为:粉—细晶白云岩多不发光—发极弱橙色光,细晶白云岩发极弱橙色光、并能清晰看到残余砂屑

颗粒结构(图3a),细—中晶白云岩不发光—发极弱橙红色光,中晶白云岩不发光—发极弱橙红色光。白云石充填物发光强度要大于白云岩;裂缝内充填的白云石发弱橙色光,孔洞内充填的中—粗晶白云石具弱橙色光—橙红色光环带(图3b)。

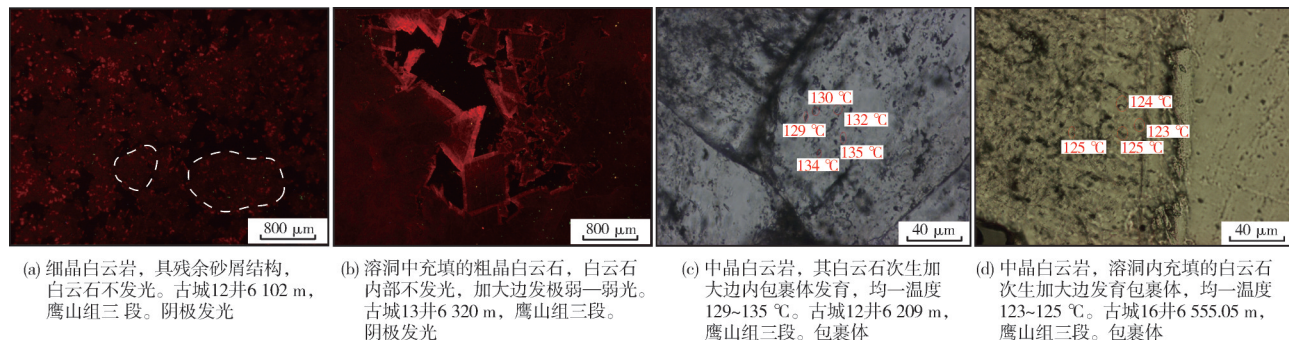


图3 古城地区下奥陶统基质白云岩与缝洞充填白云石的阴极发光和包裹体特征

Fig. 3 Cathode luminescence and inclusion characteristics of matrix dolomite and dolomite filled in fracture-vug of the Lower Ordovician in Gucheng area

### 3.3 包裹体特征

通过流体包裹体测定,发现古城地区下奥陶统基质白云岩中气液包裹体发育较少,仅在中晶白云石亮边内发现气液包裹体,白云石内部均未发现气液包裹体,其包裹体均一温度多介于129~135℃(图3c);缝洞中充填的白云石同样仅在其亮边中发现气液包裹体,包裹体均一温度多分布在103~109℃、111~114℃、123~125℃范围内(图3d)。

### 3.4 地球化学特征

#### 3.4.1 碳氧同位素

碳氧同位素组成是判识白云岩成因的重要地球化学标志,主要受控于原岩的碳、氧同位素组成以及成岩流体的盐度、温度及组分等因素<sup>[19]</sup>。白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要继承于原岩,白云岩形成的高盐度蒸发环境会导致其 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正; $\delta^{18}\text{O}$ 值受白云石化流体的组分和温度的共同控制,高盐度蒸发环境同样会导致白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏正,深埋环境或热液发育环境和稀释的白云石化流体如大气淡水均会导致白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏负<sup>[20-21]</sup>;热液环境下形成的白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值通常小于-10‰<sup>[22]</sup>。古城地区蓬莱坝组—鹰山组下段基质白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值绝大多数大于-10‰(表2,图4),仅极少部分缝洞充填白云石存在 $\delta^{18}\text{O}$ 值小于-10‰的特征,表明研究区白云岩受后期蚀变作用的影响不大。

古城地区蓬莱坝组—鹰山组下段发育的基质

白云岩、缝洞充填白云石、石灰岩样品的碳氧同位素分析数据见表2。石灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布范围与Veizer<sup>[23]</sup>所建立的奥陶系海相方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布范围(-1.5‰~0.5‰)较为一致,能代表研究区蓬莱坝组—鹰山组沉积期的海水信息,可将其作为各类白云岩成岩流体性质对比分析的基准值;白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值全部处于石灰岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布范围内,说明白云石化流体与同期海水有关。将研究区白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布范围与Veizer<sup>[23]</sup>所建立的寒武系—奥陶系与方解石同源流体的白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布范围(-7.00‰~-5.00‰)对比,发现泥—粉晶白云岩和粉—细晶白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布与其范围较为一致,细晶白云岩、中晶白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对偏负;而缝洞充填白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在-10.45‰~-9.07‰之间(平均值为-9.76‰),说明缝洞充填白云石的形成有受到埋藏期热液的影响(表2,图4)。

应用盐度指数 $Z$ 值计算公式<sup>[24]</sup>: $Z=2.048(\delta^{13}\text{C}+50)+0.498(\delta^{18}\text{O}+50)$ ,计算得出不同类型白云岩及缝洞充填白云石的 $Z$ 值(表2)。结果表明,古城地区蓬莱坝组—鹰山组下段白云岩的 $Z$ 值整体均高于120,指示其原始沉积环境为海相,可能局部受到大气淡水的影响。根据校正后的 $\delta^{18}\text{O}$ 值及其温度计算公式<sup>[25]</sup>: $T=16.9-4.38\times\delta^{18}\text{O}+0.1\times(\delta^{18}\text{O})^2$ ,计算得出不同类型白云岩及缝洞充填白云石的成岩古温度(表2)。结果表明,白云石晶体粒径越大,其成岩古温度越高。



表2 古城地区下奥陶统白云岩及石灰岩碳氧同位素组成和古盐度、古温度参数统计

Table 2 Statistics of carbon and oxygen isotope compositions and parameters of paleo-salinity and paleo-temperature of dolomite and limestone of the Lower Ordovician in Gucheng area

序号	岩性	$\delta^{13}\text{C}$ 范围值(平均值)/‰	$\delta^{18}\text{O}$ 范围值(平均值)/‰	Z范围值(平均值)	T范围值(平均值)/℃
1	泥—粉晶白云岩	-1.90~-1.55(-0.52)	-6.55~-5.40(-6.01)	120.15~127.42(123.24)	43.47~49.86(46.83)
2	粉—细晶白云岩	-0.83~-0.33(-0.58)	-8.54~-6.84(-7.38)	122.06~122.66(122.43)	51.52~64.60(54.73)
3	细晶白云岩	-2.15~-0.78(-1.09)	-9.51~-5.22(-7.85)	119.11~124.16(121.16)	42.49~67.60(57.63)
4	中晶白云岩	-2.98~-0.43(-1.12)	-10.05~-6.66(-8.08)	116.50~123.59(120.98)	50.48~71.03(59.04)
5	缝洞白云石充填物	-1.75~-1.36(-1.56)	-10.45~-9.07(-9.76)	119.31~124.24(119.25)	64.85~73.59(69.22)
6	石灰岩	-0.88~0.68(-0.10)	-8.95~-7.93(-8.44)	121.55~124.24(122.89)	57.92~64.11(61.02)

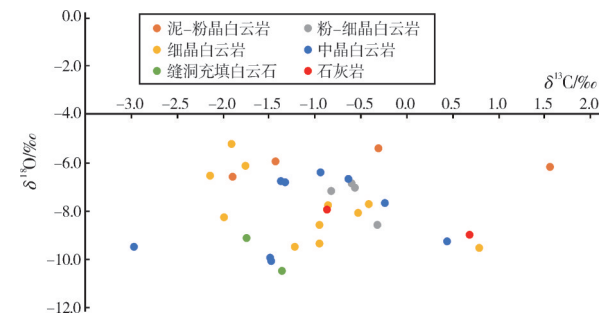


图4 古城地区下奥陶统白云岩及石灰岩  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  交会图  
Fig. 4 The  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  crossplot of dolomite and limestone of the Lower Ordovician in Gucheng area

3.4.2 稀土元素

白云岩的稀土元素组成主要取决于原岩及白云石化流体中的稀土元素组成,常用作成岩流体来源及形成环境的指示剂<sup>[26]</sup>。对古城地区下奥陶统蓬莱坝组—鹰山组下段白云岩的REE数据以太古宙澳大利亚页岩(PAAS)<sup>[27]</sup>为标准进行标准化处理,基质白云岩和缝洞充填白云石的不同配分模式形态可用来判断不同的白云石化流体。稀土元素分析结果(表3)表明,基质白云岩的 $\Sigma\text{REE}$ 平均值为

$4.342\times10^{-6}$ ,相较于石灰岩相发生了一定的贫化。陈德潜等<sup>[28]</sup>的研究表明,高盐度的卤水在流经宿主石灰岩的过程中会造成稀土元素的活化迁移,从而造成白云石中的稀土元素贫化。轻重稀土元素变化均表现出轻稀土元素富集、重稀土元素亏损的特征(表3,图5a),其中白云岩LREE平均值为 $3.951\times10^{-6}$ 、HREE平均值为 $0.391\times10^{-6}$ ,缝洞充填白云石LREE平均值为 $31.169\times10^{-6}$ 、HREE平均值为 $1.887\times10^{-6}$ ,缝洞充填白云石表现出显著的重稀土元素亏损的特征(表3,图5a—5b)。这与前人认为的碳酸盐岩在成岩过程中表现为LREE优先富集,且在白云石化过程中HREE迁移能力强于LREE,由此造成岩石中LREE显著高于HREE的认识一致<sup>[29]</sup>。 $\delta\text{Ce}$ 值、 $\delta\text{Eu}$ 值变化特征上,白云岩与缝洞充填白云石均表现为Ce负异常、弱—中等程度亏损,Eu不同程度正负异常,其中泥—粉晶白云岩和粉—细晶白云岩Eu多为轻微亏损,细晶白云岩及中晶白云岩的部分样品表现为Eu轻微正异常,缝洞充填白云石表现为明显的Eu正异常(表3,图5c,6a)。

表3 古城地区下奥陶统白云岩及石灰岩稀土元素参数统计

Table 3 Statistics of rare earth element parameters of dolomite and limestone of the Lower Ordovician in Gucheng area

序号	岩性	$\Sigma\text{REE}$ 范围 (平均值)/ $10^{-6}$	LREE范围 (平均值)/ $10^{-6}$	HREE范围 (平均值)/ $10^{-6}$	LREE/HREE范围 (平均值)	$\delta\text{Ce}$ 范围 (平均值)	$\delta\text{Eu}$ 范围 (平均值)
1	泥—粉晶白云岩	4.132~6.246 (5.189)	3.762~6.246 (4.744)	0.370~0.521 (0.446)	10.168~10.988 (10.578)	0.806~0.857 (0.832)	0.908~0.945 (0.926)
2	粉—细晶白云岩	3.676~5.685 (4.681)	3.762~6.246 (4.740)	0.350~0.509 (0.413)	9.503~10.968 (10.236)	0.825~0.860 (0.842)	0.884~0.893 (0.889)
3	细晶白云岩	3.481~5.588 (4.780)	3.098~5.079 (4.327)	0.383~0.509 (0.453)	8.089~10.000 (9.480)	0.709~0.814 (0.782)	0.944~1.179 (1.051)
4	中晶白云岩	1.843~4.840 (3.436)	1.701~3.755 (2.712)	0.142~0.388 (0.257)	9.678~11.979 (10.940)	0.782~1.124 (0.912)	0.417~1.874 (1.103)
5	缝洞充填白云石	22.034~44.076 (33.055)	20.637~41.700 (31.169)	1.397~2.376 (1.887)	14.772~17.551 (16.161)	0.945~0.992 (0.969)	2.052~2.108 (2.080)
6	石灰岩	10.172~10.195 (10.189)	9.092~9.213 (9.171)	0.959~1.103 (1.018)	8.350~9.480 (8.915)	0.618~0.914 (0.766)	0.88~0.942 (0.911)

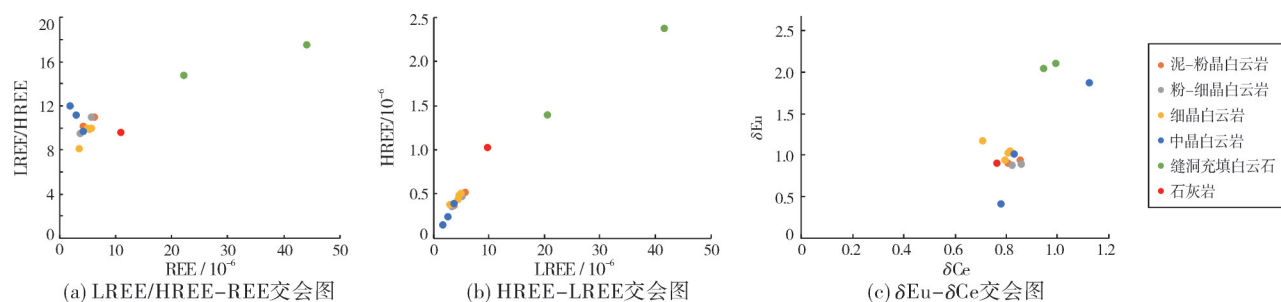


图5 古城地区下奥陶统白云岩及石灰岩稀土元素参数交会图

Fig. 5 Crossplots of rare earth element parameters of dolomite and limestone of the Lower Ordovician in Gucheng area

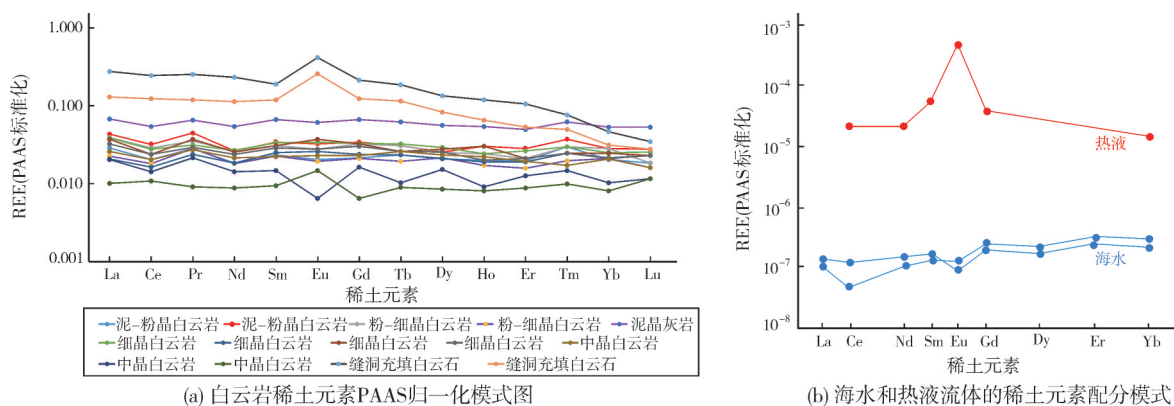


图6 古城地区下奥陶统白云岩及海水和热液流体的稀土元素 PAAS 配分模式 (热液数据来自文献[31];海水数据来自文献[32])  
 Fig. 6 The PAAS normalized rare earth element distribution patterns of the Lower Ordovician dolomite in Gucheng area, seawater and hydrothermal fluids (the data of hydrothermal fluids cited from reference [31], the data of seawater cited from reference [32])

由稀土元素 PAAS 归一化模式图 (图 6a) 可见: 泥—粉晶白云岩、粉—细晶白云岩的 PAAS 归一化模式与鹰山组代表沉积期海水性质的泥晶灰岩配分模式较为相似<sup>[30]</sup>, 均表现出轻稀土元素亏损、重稀土元素富集、Ce 亏损、Eu 亏损的特征; 细晶白云岩和中晶白云岩稀土元素配分模式整体显示出轻稀土元素富集、重稀土元素亏损、Ce 负异常的特征, 说明了其沉积成岩过程中未受到强烈的物源输入的影响; 细晶白云岩和中晶白云岩中 Eu 异常指数具有一定差异, 表明细晶白云岩和中晶白云岩可能经过多个成岩阶段并经受多种成岩流体改造所形成。缝洞充填白云石具有明显的 REE 富集和 LREE 富集的特征, 稀土元素配分模式显著右倾。通过与标准的热液流体配分模式 (图 6b)<sup>[31]</sup> 对比, 发现缝洞充填白云石稀土元素模式与热液流体配分模式具有极高的相似性。

### 3.5 白云岩成因

泥—粉晶白云岩的白云石晶体小, 较难分辨出晶体形态和晶面特征, 其有序度值相对较低, 表明

其生长较快。粉—细晶白云岩的白云石晶体多呈半自形—他形, 晶体表面较脏、晶面平直, 有序度较泥—粉晶白云岩稍高。此两类白云岩阴极发光特征多表现为不发光, 表明白云岩形成受非海源流体影响小; 白云石内部均不发育包裹体;  $\delta^{13}\text{C}$  值、 $\delta^{18}\text{O}$  值均分别位于奥陶系海相方解石  $\delta^{13}\text{C}$  值分布范围、寒武系—奥陶系与方解石同源流体的白云石  $\delta^{18}\text{O}$  值分布范围内, 表明白云石化流体与同期海水有关; 稀土元素具有相似的  $\Sigma \text{REE}$  含量、LREE/HREE 值、配分模式, 且与泥晶灰岩配分模式相似, 并存在稀土元素迁移贫化, 也说明白云石化流体为海水或与海水有关的海源流体。两类白云岩均形成于弱还原—弱氧化环境, 但粉—细晶白云岩白云石化过程中可能有氧化性流体的参与。综上所述, 泥—粉晶白云岩和粉—细晶白云岩应形成于准同生期, 白云石化流体以浅表层富氧的岩石孔隙间残留海水为主。

细晶白云岩的白云石晶体多呈半自形—自形, 晶体表面较脏或较为洁净, 晶体之间为镶嵌、线接触, 晶面较为平直, 多见雾心亮边和残余颗粒幻影



结构。中晶白云岩白云石晶体自形程度较差,多为半自形—他形,局部为半自形—自形,且晶体表面较脏,晶粒之间为镶嵌接触或线接触,晶面较为弯曲,见雾心亮边和残余颗粒幻影结构。此两类白云岩的白云石阴极发光特征整体表现为内部均不发光、亮边发极弱光;碳氧同位素组成表现为部分细—中晶白云岩保留了同沉积海水的性质,部分受到了其他成岩流体改造导致氧同位素偏负;稀土元素特征显示白云石化流体与海水密不可分,少量Eu正异常指示了高温热液的作用<sup>[33]</sup>。综上所述,细晶白云岩和中晶白云岩为准同生期蒸发环境下的白云石化所形成,同时受后期深部热液流体改造。

缝洞充填白云石晶粒明显增大,自形程度和洁净程度均明显变好,阴极发光强度强于基质白云岩; $\delta^{13}\text{C}$ 值、 $\delta^{18}\text{O}$ 值均相对偏负—— $\delta^{13}\text{C}$ 值轻微偏负, $\delta^{18}\text{O}$ 存在小于 $-10\text{‰}$ 的值;稀土元素及配分模式与热液流体具有极高的相似性。因此,缝洞充填白云石为热液成因,可能与晚古生代—中生代多期大规模

的热活动<sup>[34]</sup>有关。

## 4 白云岩孔隙成因

### 4.1 孔隙类型

古城地区下奥陶统白云岩储层孔隙类型主要包括超晶粒孔隙和晶间微孔。

**超晶粒孔隙** 多呈圆形、椭圆形等,以中—大孔、粒内溶孔为主,岩心上表现为针状孔,孔径多大于单个白云石晶体。对白云岩原始组构进行恢复,可见其原始组构多为颗粒,孔隙主要分布于颗粒内部,部分分布于颗粒间;孔隙成因类型为粒内溶孔、铸模孔、粒间溶孔;白云石晶粒直径为 $0.1\sim 0.5\text{ mm}$ ,晶体洁净明亮、多呈半自形—他形,边缘基本未见溶蚀痕迹,晶粒之间以线接触或镶嵌接触为主(图7a—7c)。

**晶间微孔** 多呈不规则孤立状,孔径较小,发育程度较低;白云石粒径为 $0.03\sim 0.1\text{ mm}$ ,呈半自形—他形,晶粒之间的接触关系以点—线接触为主,局部呈凹凸接触,常见雾心亮边结构(图7d)。

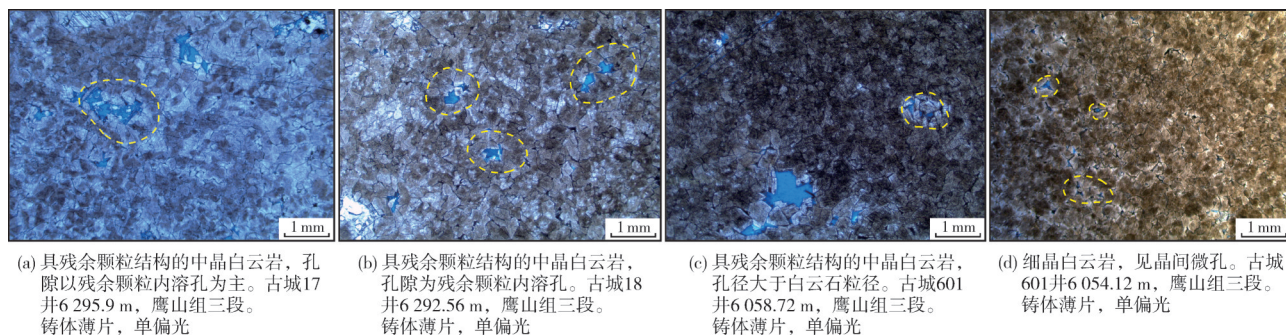


图7 古城地区下奥陶统白云岩孔隙类型及宿主白云岩原始组构

Fig. 7 Pore types and host dolomite original fabric of the Lower Ordovician in Gucheng area

### 4.2 孔隙垂向发育特征

选取古城601井第1~6筒鹰三段6 040~6 100 m取心段分析白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化、白云石粒度的垂向旋回,及其与孔隙度、孔隙类型的响应关系(图8)。该井段共发育5个沉积旋回。单个旋回底部为深灰色泥晶白云岩,向上为细—中晶白云岩,细—中晶白云岩多见颗粒幻影结构,其原始结构可能为砂屑或鲕粒,指示了沉积期水体向上变浅、能量升高。 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值垂向上具有5个旋回变化序列,单个旋回中上部 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈现出同时负偏的特征,这与大气淡水淋滤有关。单个沉积旋回内孔隙类型由底部的晶间微孔向中上部的中—大粒内溶孔转变,孔隙在旋回中上部的分布密度变高、孔径变大,表明

孔隙发育与单个沉积旋回的暴露期密切相关,孔隙形成于白云石化之前的准同生期大气淡水溶蚀。

### 4.3 不同类型白云岩储层成因

超晶粒孔隙多赋存于原始组构为颗粒的细—中晶白云岩中,主要分布在单个沉积旋回的中上部,其形成受高频海平面下降背景下的准同生期大气淡水溶蚀作用所控制,为组构选择性的粒内溶孔、铸模孔、粒间溶孔等孔隙。孔隙分布在垂向上有多旋回性,这与海平面升降密切相关。此类孔隙周缘的白云石晶体晶面多平直,未见溶蚀痕迹,也表明孔隙形成于白云石化之前。

晶间微孔发育在粉—细晶白云岩中,与白云石化本身密切相关。Murray<sup>[35]</sup>提出白云石化过程会产

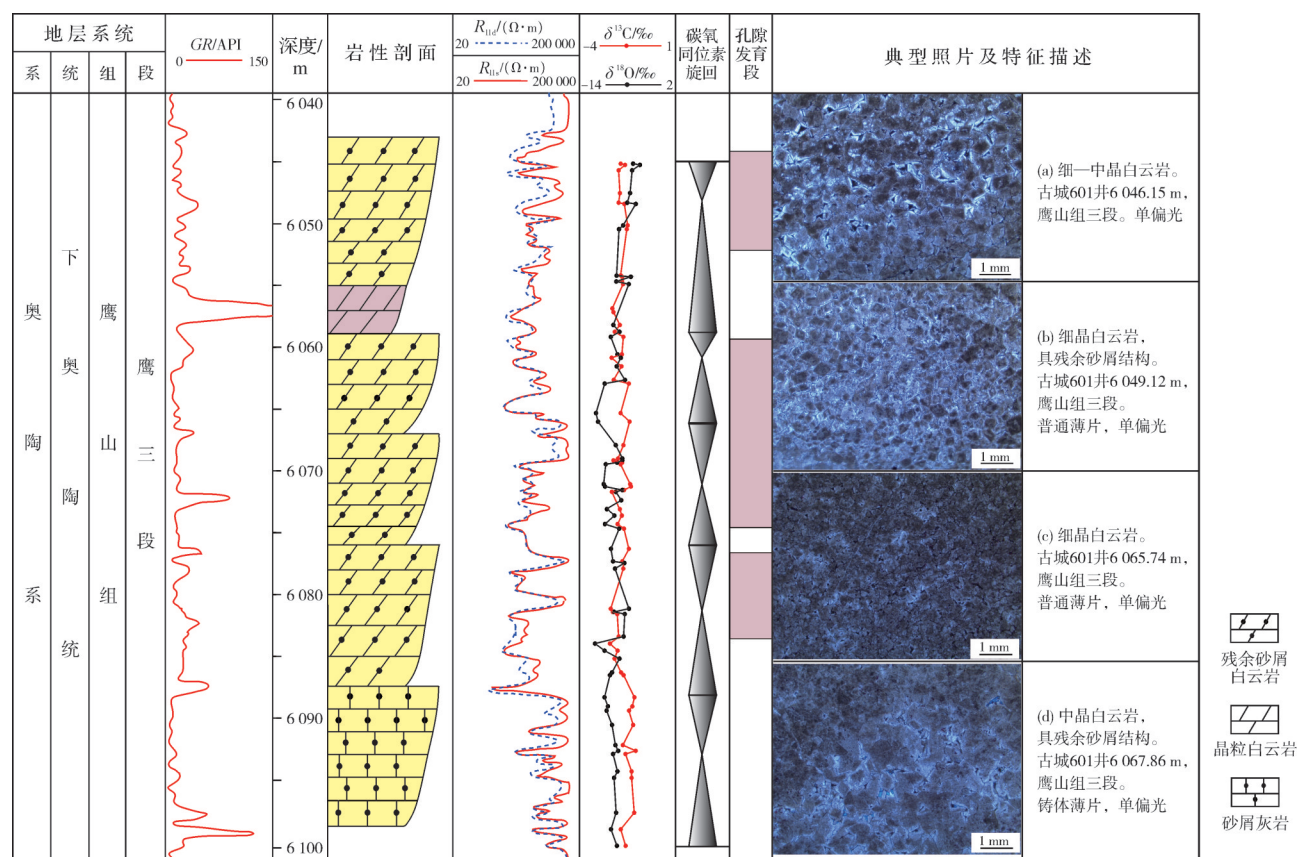


图8 古城地区古城601井取心段孔隙发育与岩性、碳氧同位素组成响应关系

Fig. 8 The relationship between pore development and lithology, carbon and oxygen isotope response in core section of Well Gucheng 601 in Gucheng area

生15%左右的晶体缩小,并产生孔隙,当白云石含量大于50%时,孔隙度随着白云石含量的增加而增加。准同生期白云石化作用多在白云岩中形成晶间孔,并受后期重结晶作用的影响,孔隙多变成晶间微孔,故认为古城地区蓬莱坝组—鹰山组下段白云岩发育的晶间微孔为准同生期白云石化作用所形成。

对比研究区白云岩与石灰岩的孔隙,发现颗粒石灰岩中溶蚀作用普遍发育,但多被胶结,孔隙保存差,而白云岩中孔隙多被保存,显示了白云石化在孔隙形成与保存中的重要作用。结合成岩演化序列,认为白云石化本身虽未直接产生大量孔隙,但阻碍了后期流体沉淀,并提供了抗压实的岩石骨架,这是孔隙得以保存的关键。随着埋深的进一步加大,埋藏期热液白云石化、重结晶、断裂活动等作用的综合影响最终形成具有相控、层控特征的孔洞型储层。这与前人提出的白云石化对较早形成的孔隙具有保护作用的观点一致<sup>[34]</sup>。

## 5 储层及孔隙演化模式

研究区内下奥陶统蓬莱坝组—鹰山组下段白云岩孔隙发育于局限台地相中,受同生—准同生期大气淡水溶蚀、白云石化、埋藏溶蚀等成岩作用综合影响(图9)。

海底成岩期,由于海水对方解石过饱和,发生海底期胶结,原生孔隙多被胶结(图9a, 9e)。准同生期,随着海平面的波动,发育颗粒滩的高地发生暴露,遭受大气淡水溶蚀,形成大量的选择性粒内溶孔、铸模孔、粒间溶孔及胶结物(图9b, 9f)。中等盐度的海水在密度差及海平面变化的驱动下,为方解石发生白云石化作用创造了条件。白云石化有利于保存准同生期大气淡水溶蚀的孔隙,并形成少量的晶间微孔(图9g)。随着海平面的持续升降,形成多套孔隙层及白云岩(图9c)。埋藏期,受热液、地层水等流体影响,孔隙进一步扩溶,部分被方解石、白云石充填(图9d, 9h)。



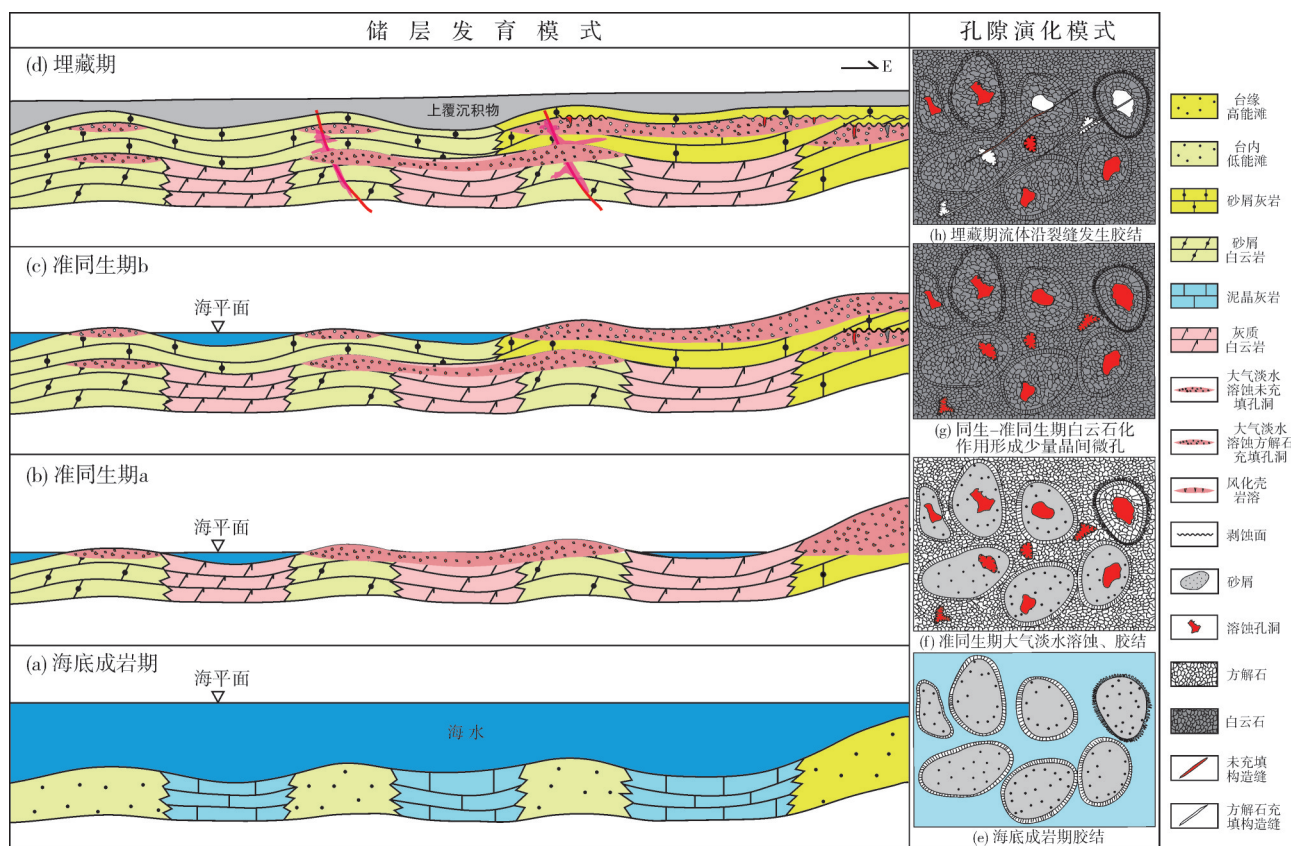


图9 古城地区下奥陶统白云岩储层发育和孔隙演化模式图

Fig. 9 The reservoir development and pore evolution model of the Lower Ordovician dolomite in Gucheng area

## 6 结论

(1) 塔里木盆地古城地区下奥陶统蓬莱坝组—鹰山组下段泥—粉晶白云岩、粉—细晶白云岩为准同生期白云石化的产物,白云石化流体以浅表层富氧的孔隙间残留海水为主;细晶白云岩和中晶白云岩受准同生期白云石化及深部热液流体改造;缝洞充填白云石为深部热液成因。

(2) 超晶粒孔隙为研究区主要的孔隙类型,多发育在细—中晶白云岩中,其原始组构多为颗粒,孔隙以中—大孔为主,孔径一般大于单个白云石晶体,孔隙多发育在单个向上变浅旋回的中上部,形成于白云石化之前的准同生期大气淡水选择性溶蚀;晶间微孔含量少、连通性差,对储层贡献有限,形成于准同生期白云石化作用。白云石化虽未直接产生大量孔隙,但是孔隙保存的关键。

(3) 古城地区蓬莱坝组—鹰山组下段孔隙型白云岩储层呈多套薄层状,储层厚度及横向连续性受颗粒滩规模及其暴露程度的综合影响,勘探上应着眼于有利于白云石化颗粒滩发育的古地貌高部位。

## 参考文献

- [1] 白国平. 世界碳酸盐岩大油气田分布特征[J]. 岩相古地理, 2006, 8(2): 241-250.  
BAI Guoping. Distribution patterns of giant carbonate fields in the world[J]. Journal of palaeogeography, 2006, 8(2): 241-250.
- [2] BRUCE E N, KARLIS M. Paleohydrogeology of the Canadian Rockies and origins of brines, Pb-Zn deposits and dolomitization in the western Canadian sedimentary basin[J]. Geology, 1994, 22(3): 243-246.
- [3] LAVOIE D, CHI Guoxiang. Lower Paleozoic foreland basins in eastern Canada: tectono-thermal events recorded by faults, fluids and hydrothermal dolomites[J]. Bulletin of Canadian petroleum geology, 2010, 58(1): 17-35.
- [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 Luzi, 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[J]. Natural gas industry, 2021, 41(2): 1-9.
- [5] 陈宗清. 论四川盆地三叠统飞仙关组天然气勘探[J]. 石油学报, 2007, 28(5): 12-19, 26.  
CHEN Zongqing. Discussion on gas exploration of Feixianguan

- Formation in the Lower Triassic of Sichuan Basin [J]. *Acta petrolei sinica*, 2007, 28(5): 12–19, 26.
- [6] 赵文智, 沈安江, 胡素云, 等. 塔里木盆地寒武—奥陶系白云岩储层类型与分布特征[J]. *岩石学报*, 2012, 28(3): 758–768. ZHAO Wenzhi, SHEN Anjiang, HU Suyun, et al. Types and distributional features of Cambrian–Ordovician dolostone reservoirs in Tarim Basin, northwestern China [J]. *Acta petrologica sinica*, 2012, 28(3): 758–768.
- [7] 郑剑锋, 沈安江, 莫妮亚, 等. 塔里木盆地寒武系一下奥陶统白云岩成因及识别特征[J]. *海相油气地质*, 2010, 15(1): 6–14. ZHENG Jianfeng, SHEN Anjiang, MO Niya, et al. Genesis and feature identification of Cambrian–Lower Ordovician dolostone in Tarim Basin [J]. *Marine origin petroleum geology*, 2010, 15(1): 6–14.
- [8] WOODY R E, GREGG J M, KOEDERITZ L F. Effect of texture on petrophysical properties of dolomite: evidence from the Cambrian–Ordovician of southeastern Missouri [J]. *AAPG bulletin*, 1996, 80(1): 119–131.
- [9] 白晓亮, 张哨楠, 丁晓琪, 等. 鄂尔多斯盆地奥陶系马五段低孔低渗岩溶白云岩储层特征及孔隙成因[J]. *沉积与特提斯地质*, 2018, 38(3): 32–40. BAI Xiaoliang, ZHANG Shaonan, DING Xiaoqi, et al. Characteristics and porosity development of the karst dolostone reservoirs in the fifth member of the Ordovician Majiagou Formation in the Daniudi gas field, northern Ordos Basin, northern Shaanxi [J]. *Sedimentary geology and Tethyan geology*, 2018, 38(3): 32–40.
- [10] 王珊, 曹颖辉, 杜德道, 等. 塔里木盆地古城地区奥陶系鹰山组白云岩特征及孔隙成因[J]. *岩石学报*, 2020, 36(11): 3477–3492. WANG Shan, CAO Yinghui, DU Dedao, et al. Characteristics and pore genesis of dolomite in Ordovician Yingshan Formation in Gucheng area, Tarim Basin [J]. *Acta petrologica sinica*, 2020, 36(11): 3477–3492.
- [11] 王招明, 杨海军, 齐英敏, 等. 塔里木盆地古城地区奥陶系天然气勘探重大突破及其启示[J]. *天然气工业*, 2014, 34(1): 1–9. WANG Zhaoming, YANG Haijun, QI Yingmin, et al. Ordovician gas exploration breakthrough in the Gucheng lower uplift of the Tarim Basin and its enlightenment [J]. *Natural gas industry*, 2014, 34(1): 1–9.
- [12] 郭春涛, 李如一, 陈树民. 塔里木盆地古城地区鹰山组白云岩稀土元素地球化学特征及成因[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2018, 48(4): 1121–1134. GUO Chuntao, LI Ruyi, CHEN Shumin. Rare earth element geochemistry and genetic model of dolomite of Yingshan Formation in Gucheng area, Tarim Basin [J]. *Journal of Jilin University (earth science edition)*, 2018, 48(4): 1121–1134.
- [13] 张振伟, 丁寒生, 张亚金. 塔里木盆地古城地区下奥陶统碳酸盐岩碳氧同位素特征[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2016, 36(2): 59–64. ZHANG Zhenwei, DING Hansheng, ZHANG Yajin. Carbon and oxygen stable isotope features of the Lower Ordovician in Gucheng region of Tarim Basin [J]. *Marine geology & Quaternary geology*, 2016, 36(2): 59–64.
- [14] 周波, 曹颖辉, 齐井顺, 等. 塔里木盆地古城地区下奥陶统储层发育机制[J]. *天然气地球科学*, 2018, 29(6): 773–783. ZHOU Bo, CAO Yinghui, QI Jingshun, et al. The development mechanism of Lower Ordovician reservoir in the Gucheng area, Tarim Basin, China [J]. *Natural gas geoscience*, 2018, 29(6): 773–783.
- [15] 张哨楠, 黄柏文, 隋欢, 等. 古城地区鹰山组储层特征及成岩孔隙演化[J]. *西南石油大学学报(自然科学版)*, 2019, 41(1): 33–46. ZHANG Shaonan, HUANG Baiwen, SUI Huan, et al. The reservoir characteristics and the pore evolution of Yingshan Formation in Gucheng region, Tarim Basin [J]. *Journal of Southwest Petroleum University (science & technology edition)*, 2019, 41(1): 33–46.
- [16] 沈安江, 付小东, 张友, 等. 塔里木盆地塔东地区震旦系一下古生界碳酸盐岩油气储条件与勘探领域[J]. *天然气地球科学*, 2018, 29(1): 1–16. SHEN Anjiang, FU Xiaodong, ZHANG You, et al. A study of source rocks & carbonate reservoirs and its implication on exploration plays from Sinian to Lower Paleozoic in the east of Tarim Basin, northwest China [J]. *Natural gas geoscience*, 2018, 29(1): 1–16.
- [17] 沈安江, 张友, 冯子辉, 等. 塔东古城地区碳酸盐岩储层地质认识与勘探领域[J]. *中国石油勘探*, 2020, 25(3): 96–106. SHEN Anjiang, ZHANG You, FENG Zihui, et al. Geological understandings and exploration prospects of carbonate reservoirs in Gucheng area, Tadong, Tarim Basin [J]. *China petroleum exploration*, 2020, 25(3): 96–106.
- [18] 刘洋, 冯军, 徐伟, 等. 塔里木盆地古城地区走滑断裂特征及其对白云岩气藏的控制作用[J]. *中国石油勘探*, 2022, 27(4): 135–148. LIU Yang, FENG Jun, XU Wei, et al. Characteristics of strike slip faults and their control on dolomite gas reservoirs in Gucheng area, Tarim Basin [J]. *China petroleum exploration*, 2022, 27(4): 135–148.
- [19] 强子同. 碳酸盐岩储层地质学[M]. 东营: 中国石油大学出版社, 1998. QIANG Zitong. *Carbonate reservoir geology* [M]. Dongying: China University of Petroleum Press, 1998.
- [20] LAND L S. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art [M]//ZENER D H, DUNHAM J B, ETHINGTON R L. Concepts and models of dolomitization. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology, 1980: 87–110.
- [21] 黄思静. 碳酸盐岩的成岩作用[M]. 北京: 地质出版社, 2010. HUANG Sijing. *Carbonate diagenesis* [M]. Beijing: Geological Press, 2010.
- [22] EMERY D, ROBINSON A. Inorganic geochemistry: applications to petroleum geology [M]. Boston: Blackwell Scientific, 1993.
- [23] 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.
- [24] KEITH M L, WEBER J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils [J]. *Geochimica et cosmochimica acta*, 1964, 28(10/11): 1787–1816.
- [25] KIM S T, O'NEIL J R. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates [J]. *Geochimica et cosmochimica acta*, 1997, 61(16): 3461–3475.



- [26] LOTTERMOSER B G. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes [J]. *Ore geology reviews*, 1992, 7(1): 25–41.
- [27] TAYLOR S R, MCLENNAN S M. The continental crust: its composition and evolution [J]. *The journal of geology*, 1986, 94(4): 632–633.
- [28] 陈德潜, 陈刚. 实用稀土元素地球化学 [M]. 北京: 冶金工业出版社, 1990.  
CHEN Deqian, CHEN Gang. Practical rare earth element geochemistry [M]. Beijing: Metallurgical Industry Press, 1990.
- [29] 胡忠贵, 郑荣才, 胡九珍, 等. 川东—渝北地区黄龙组白云岩储层稀土元素地球化学特征 [J]. *地质学报*, 2009, 83(6): 782–790.  
HU Zhonggui, ZHENG Rongcai, HU Jiuzhen, et al. Geochemical characteristics of rare earth elements of Huanglong Formation dolomites reservoirs in eastern Sichuan—northern Chongqing area [J]. *Acta geologica sinica*, 2009, 83(6): 782–790.
- [30] 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.
- [31] OWEN R M, OLIVAREZ A M. Geochemistry of rare earth elements in Pacific hydrothermal sediments [J]. *Marine chemistry*, 1988, 25(2): 183–196.
- [32] ELDERFIELD H, GREAVES M J. The rare earth elements in seawater [J]. *Nature*, 1982, 296(5854): 214–219.
- [33] FRIMMEL H E. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator [J]. *Chemical geology*, 2009, 258(3/4): 338–353.
- [34] 李慧莉, 邱楠生, 金之钧, 等. 塔里木盆地的热史 [J]. *石油与天然气地质*, 2005, 26(5): 613–617.  
LI Huili, QIU Nansheng, JIN Zhijun, et al. Geothermal history of Tarim Basin [J]. *Oil & gas geology*, 2005, 26(5): 613–617.
- [35] MURRAY R C. Origin of porosity in carbonate rocks [J]. *Journal of sedimentary research*, 1960, 30(1): 59–84.

编辑: 黄革萍

## The genesis and evolution of porous-type dolomite reservoir of the Lower Ordovician in Gucheng area, Tarim Basin

ZHANG Yuangao<sup>1</sup>, PAN Wenqing<sup>1</sup>, TANG Yu<sup>2,3</sup>, ZHANG Junlong<sup>1</sup>, XIN Chaokun<sup>4</sup>,  
CAO Yanqing<sup>1</sup>, CHAI Xubing<sup>4</sup>, QI Kunbo<sup>4</sup>, ZHANG Yunfeng<sup>2,3</sup>

1. Exploration Department, PetroChina Daqing Oilfield Company; 2. School of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University;

3. Division at Southwest Petroleum University of Key Laboratory of Carbonate Reservoir, CNPC;

4. Daqing Geophysical Research Institute of GRI, CNPC

**Abstract:** Pores are widely developed in the dolomite of the Lower Ordovician Penglaiba Formation–Yingshan Formation in the Gucheng area, Tarim Basin, which are characterized by needle-like dissolution pores, ultra-grain pores, intercrystalline micropores, etc., and are generally considered to be related to dolomitization. Based on data of core, thin section, cathodoluminescence, inclusions, rare earth elements, carbon and oxygen isotopes, etc., the genesis, pore types and genesis, pore evolution model of dolomite in the Lower Ordovician Penglaiba Formation–Yingshan Formation in Gucheng area are analyzed. The results show that: (1) The dolomite is dominated by penecontemporaneous dolomitization, partially superimposed by deep thermal fluid, and the dolomite filling in the fracture–vug is of hydrothermal origin. (2) The super-grain pores are macroscopically needle-like dissolution pores, which are developed in fine–medium crystalline dolomite with original fabric as particles, mainly being medium–big pores, and are mostly developed in the middle and upper parts of a single grain shoals cycle. They are intragranular dissolution pores, mold pores and intergranular dissolution pores formed by selective dissolution of atmospheric fresh water in the penecontemporaneous period before dolomitization. The intercrystalline micropores are isolated with poor connectivity and are formed by penecontemporaneous dolomitization. Although the penecontemporaneous dolomitization did not directly produce a large number of pores, it provided a framework that resisted compaction and hindered the later fluid precipitation, which was the key to the preservation of pores. (3) The porous-type dolomite reservoir of Penglaiba Formation–the lower member of Yingshan Formation in Gucheng area of Tarim Basin is characterized by multiple sets of thin layers. Its thickness and scale are affected by the superposition of multi-stage granular shoals and their exposure degree. Exploration for this type of reservoir should be focus on the high areas of paleogeomorphology where are conducive places to the development of dolomitization granular shoals.

**Key words:** dolomite; reservoir genesis; pore evolution; Lower Ordovician; Gucheng area; Tarim Basin

**ZHANG Yuangao**, First author: MSc, Senior Engineer, mainly engaged in oil and gas geology and exploration, research on seismic data comprehensive interpretation. Add: No. 4 Xiliu Rd., Longgang Street, Ranghulu District, Daqing, Heilongjiang 163000, China. E-mail: zhangyuangao@petrochina.com.cn

**ZHANG Yunfeng**, Corresponding author: PhD, Associate Professor, mainly engaged in sedimentology and reservoir geology. Add: No. 8 Xindu Avenue, Xindu District, Chengdu, Sichuan 610500, China. E-mail: zhyf@swpu.edu.cn