

文章编号: 1000-0550(2000)04-0549-06

# 四川盆地西南部震旦系 白云岩成岩过程中的孔隙演化<sup>①</sup>

王兴志 穆曙光 方少仙 黄继祥 侯方浩

(西南石油学院 四川南充 637001)

**摘要** 我国南方,特别是西南地区震旦系白云岩具有良好的油气储集潜力。四川盆地西南部震旦系白云岩储层多集中分布在灯影组的中、上部,储集空间以次生成因的孔、洞、缝为主。这些孔隙的形成与演化受多种因素的影响,其中成岩作用的控制明显,压实作用和多期白云岩的胶结作用使原生孔隙基本消失,而重结晶作用和溶解作用促进了次生孔隙的形成,但多期白云石和硅质的充填作用又导致次生孔隙缩小,局部消失。总之,震旦系白云岩储层内的孔隙是在长达六亿年左右的地质历史中,由各种成岩作用及其它因素相互影响下的最终产物。

**关键词** 四川盆地 震旦系 白云岩 成岩作用 孔隙演化

**第一作者简介** 王兴志 男 1964年出生 博士后 副教授 沉积学及储层地质学

**中图分类号** TE122.2 P618.130.2<sup>+</sup>1 **文献标识码** A

我国南方,特别是西南地区震旦系白云岩地层分布广,厚度大,具有良好的油气储集潜力,但迄今为止该领域中油气的勘探除在四川盆地西南部获得重大突破外,其余地区进展甚少,其主要原因之一是这套地层时代古老、成岩作用复杂,导致储层的分布规律难于掌握。因此,开展该领域内成岩作用与储集空间关系的研究,有利于认识储层的分布规律,为油气的勘探及开发提供服务。

四川盆地西南部震旦系白云岩勘探程度较高,取心资料丰富,并发现了威远震旦系气田和资阳震旦系气藏,给研究该套地层成岩过程中的孔隙演化提供了较为理想的场所。

## 1 概况

川西南震旦系白云岩厚400~1200m,主要由一套富含蓝菌藻的原生白云岩组成<sup>①</sup>,属于一浅水台地环境下的产物,沉积物中原生晶间微孔、粒间孔和蓝菌藻格架孔极发育。在随后长达六亿年左右的地质历史中,先后受到海水、混合水、大气淡水和地层水的影响,经历了自地表到地下六千余米的埋藏过程,受七次大的构造运动改造,导致成岩环境多变,成岩作用复杂且长期叠加,其结果不仅使以原生孔隙为主的沉积物转变为以次生孔隙为主的储层。与此同时,震旦系地层内大量的蓝菌藻等有机质也成烃演化达到干气阶段,成为区内震旦系气田(藏)的主要气源之一<sup>②</sup>。

区内现今震旦系储层常集中分布在震旦系的上部,即灯影组的中、上部,储集岩以粉—细晶白云岩和多种成因的白云质角砾岩为主,储集空间以次生成因的晶间孔、晶间溶孔、溶沟、残余葡萄边洞、角砾间孔洞占绝对优势,裂缝除具有一定的储集能力外,更重要的是起着连通各种孔隙的作用。储层内孔隙的形成是在长达6亿年左右的地质历史中,由多种成岩作用相互影响后的最终产物。

## 2 成岩作用类型与孔隙演化的关系

在四川盆地震旦系白云岩储层的演化过程中,成岩作用起着决定性作用,对孔隙形成与保存不利的破坏性成岩作用主要有压实作用、原生孔隙中的胶结作用和次生孔隙中化学沉淀物的充填作用,而有利于孔隙形成与保存的成岩作用主要有重结晶作用和溶解作用。

### 2.1 不利于孔隙形成与演化的成岩作用

(1) 压实作用 在未经其它成岩作用改造或改造不强的泥晶白云岩和蓝菌藻泥晶白云岩中表现明显,其孔隙度一般小于1%,远远低于现代碳酸盐灰泥中的原始孔隙度,由此可见压实作用在细粒沉积物原始孔隙消失过程中所起的破坏性效应。在颗粒白云岩和蓝菌藻颗粒粘连白云岩中,早期原生孔隙中的胶结作用避免了较强压实作用的进行,因而压实作用表现不强或不明显。

① 石油天然气总公司“石油科技中青年创新基金”和“油气藏地质及开发工程国家重点实验室开放基金项目”资助的部分研究成果

② 王兴志,四川盆地资阳地区震旦系灯影组储层研究,石油大学(北京)博士论文,1996。

收稿日期:1999-04-07 收修改稿日期:2000-01-18

表1 震旦系白云岩储层内胶结物和化学充填物地球化学特征

Table 1 Geochemical property of cements and chemical fillings in Sinian reservoir

特征	结构	原生孔隙中的胶结物			次生孔隙中的化学充填物				
		第一期 纤(柱)状白云石	第二期 粉-细晶白云石	第三期 粗晶白云石	第一期 浅色葡萄花边 纤状白云石	第一期 暗色葡萄花边 纤状白云石	第二期 细-粗晶白云石	第三期 巨晶白云石	第四期 石英
微量 元素 $\times 10^{-6}$	$\text{Na}_2\text{O}$	550~790	100~290	270~530	0~320	0~610	0~60	0~270	
	$\text{K}_2\text{O}$	390~480	110~250	20~80	0~80	30~370	0	0~380	
	$\text{SiO}$	290~380	300~430	0~100	0~670	120~720	0~710	0~580	
	$\text{BaO}$	2390~5910	0~460	0	0~510	240~2670	0~3640	0~2050	
	$\text{FeO}$	260~1020	10~920	0	0~740	0~790	0~470	0~250	
	$\text{MnO}$	340~1290	350~1450	370~1440	70~680	130~1220	0~1626	590~2240	
同位素 (PDB) /‰	$\delta^{13}\text{C}$	—	-0.793	-1.050	-1.190~ -0.830	-0.320~ 0.590	-2.243~ 0.130	-3.100~ 1.080	
	$\delta^{18}\text{O}$	—	-9.121	-10.739	-8.010~ -8.000	-8.000~ -7.990	-10.440~ -8.860	-11.040~ -10.920	
包裹体 类型 均一 温度 /°C	类型	+	极少、且小(+)	液体有机烃	+	液态烃	液体有机烃	液体、气体 有机烃	沥青
	均一 温度 /°C	+	+	120~130	+	80~105	100~150	150~210	115~248
阴极 发光特征		不发光 —暗褐色	不发光 —红褐色	褐—亮橙 色环带	暗红	暗红—橙 红色环带	暗褐—红褐	红—亮橙 黄色环带	不发光
成岩环境		海底潜流	浅埋藏	中—深埋藏	表生	浅埋藏	中—深埋藏	深埋藏	深埋藏

注:—代表未分析, +代表未测出

(2) 原生孔隙中的胶结作用 出现于颗粒白云岩和蓝菌藻颗粒粘连白云岩的原生孔隙中, 胶结物主要有表1中的三期:

第一期纤(柱)状白云石胶结物: 沿颗粒或蓝菌藻粘结格架孔边缘呈近等厚单环带分布, 厚一般0.03~0.05 mm。  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ba}^{2+}$  的含量在所有胶结物和化学充填物中最高,  $\text{Sr}^{2+}$  亦较多; 阴极射线下不发光或发暗褐色光。说明纤(柱)状白云石胶结物形成于盐度较高的水溶液中, 可能与当时的海水化学组成相似, 属于海底潜流成岩环境的产物, 可使原生孔隙缩小10%~25%。

第二期粉-细晶白云石胶结物: 出现于纤(柱)状白云石胶结后的残余原生孔隙内, 其晶体干净明亮, 呈近等轴粒状镶嵌接触, 具明显的充填结构特征, 大小一般为0.05~0.1 mm。  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ba}^{2+}$  含量低于第一期, 但又明显高于第三期淡水粗晶白云石; 碳、氧同位素值比围岩明显偏负(围岩的  $\delta^{13}\text{C}$  为0.330‰~0.774‰(PDB),  $\delta^{18}\text{O}$  为-8.191‰~-7.227‰(PDB)); 阴极射线下不发光或呈红褐色光。因此, 该期白云石胶结物应形成于盐度较低的混合水溶液中, 可能与地层中封闭的海水和下渗的大气淡水混合有关, 是浅埋藏成岩环境下的产物, 可使原生孔隙降低

70%~100%, 是储层内原生孔隙难于保存下来的主要原因。

第三期粗晶白云胶结物: 仅分布在较粗大原生孔隙的中部, 晶体明亮粗大, 大小一般0.1~3 mm。其  $\text{K}^+$ 、 $\text{Sr}^{2+}$ 、 $\text{Ba}^{2+}$  含量低; 碳、氧同位素值更为偏负; 含较多的液态有机烃包裹体, 均一温度较高; 在阴极射线下呈褐—亮橙色环带。以上特征表明该期白云石胶结物形成于含盐度低的水溶液中, 已处于中—深埋藏环境, 地层中的有机质已开始成熟。这类胶结物可使原生孔隙降低0~20%。

震旦系白云岩储层中的原始粒间孔和蓝菌藻粘结格架孔在上述三期白云石胶结后基本消失, 仅在局部可见到少量残余粒间孔和残余蓝菌藻格架孔。

(3) 次生孔隙中化学沉淀物的充填作用 分布在溶沟、溶洞和角砾间洞及裂缝等次生孔隙中的化学沉淀物主要有表1中的四期。

第一期葡萄花边纤状白云石: 该特征因其立体形态似葡萄、剖面形态似花边而得名。由多圈层的纤状白云石沿溶沟、溶缝、溶洞壁向内成环带状生长或围绕岩溶角砾成近同心环带状生长而成, 圈层数一般数十层, 高者可达百层以上, 早期圈层色浅并夹有极薄层的渗流粉砂, 晚期色暗夹有少量黑色焦沥青。由于被葡

萄花边充填后的残余孔隙是现今震旦系储层内的主要储集空间之一,因此,对其成因提出了不同的认识<sup>[3]</sup>。本文通过对大量岩心和野外剖面宏观与微观的研究,结合地球化学特征,认为葡萄花边纤状白云石是表生成岩环境至浅埋藏成岩环境中长期沉淀充填的产物。早期浅色圈层中的 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Sr}^{2+}$ 、 $\text{Ba}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 含量低,碳、氧同位素值比围岩偏负,阴极射线下发光弱,表明这部分形成于低盐度的淡水溶液中,且处于一种开放的氧化系统,其形成可能与震旦纪末桐湾运动导致的表生期岩溶作用有关;与早期相比,晚期暗色圈层中的 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Sr}^{2+}$ 、 $\text{Ba}^{2+}$ 和 $\text{Fe}^{2+}$ 明显升高,碳、氧同位素值略有降低,含少量液态烃包裹体和具较高的均一温度,阴极发光强度也增强等,说明晚期葡萄花边纤状白云石形成时,孔隙水盐度增加,有机质开始少量成熟,属于一种半封闭的浅埋藏成岩环境。因此,该类型化学充填物是一种长期多变成岩环境下的产物,一般充填部分次生孔隙的50%~80%,局部全充填。

第二期细—粗晶白云石:广泛分布于各种次生孔隙中,具明显的充填组构,晶体干净明亮,半自形为主,大小一般0.1~2 mm, $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 含量在所有胶结物和化学充填物中最低, $\text{Sr}^{2+}$ 、 $\text{Ba}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Mn}^{2+}$ 含量变化较大;碳、氧同位素值进一步偏负;含较多液态有机烃包裹体,均一温度较高;阴极射线呈暗褐至红褐色光。以上特征表明,该期白云石形成时,孔隙水性质变化极大,但盐度总体较低,可能有较多大气淡水的混入,成岩环境属于中—深埋藏。此过程中有机质已大量成熟,推测形成时间可能在印支期,大气淡水的下渗与印支运动形成的裂缝有关。该期沉淀物充填次生孔隙的15%~40%,局部全充填。

第三期巨晶白云石:在第二期细—粗晶白云石充填后的残余次生孔隙内,常可见少量巨晶白云石进一步充填的现象,二者间常呈溶蚀不整合接触。巨晶白云石最大可达4~5 mm,自形—半自形,局部为畸形,畸形白云石晶面常呈鞍状,解理弯曲,正交光下具波状消光。其中微量元素含量变化较大;碳、氧同位素值最低;液态和气态有机烃包裹体含量丰富,均一温度为150~210℃;阴极射线下发光明亮,呈红—亮橙黄色环带。这表明此类白云石沉淀时,孔隙水水质条件变化较大,已属于深埋藏环境,有机质已进入过成熟期,推测形成时间可能在印支—燕山期。该期白云石一般充填次生孔隙的0%~12%。

第四期石英:次生孔隙在上述多期白云石充填后,常有少量它形粒状石英和细小锥状石英的存在,晶体干净透明。其中含有少量沥青和气态烃包裹体,均一温度为115~248℃;阴极射线不发光。其形成时已

属于深埋藏环境,有机质处于过成熟状态,常充填次生孔隙的1%~5%。

震旦系白云岩中的次生孔隙经过上述三期白云石和一期硅质石英的充填后缩小1/5~2/3,局部全充填,残留部分是现今震旦系白云岩储层的主要储集空间。

## 2.2 有利于孔隙形成与演化的成岩作用

(1) 重结晶作用 对于具有相似埋藏条件的震旦系白云岩,重结晶强弱除受成岩温度的影响外,结构组分的控制更加明显。富含蓝菌藻、有机质和泥质等不溶残余物的深色蓝菌藻白云岩、泥晶白云岩和泥质白云岩,重结晶前后的结构特征变化不大,白云石晶粒仍然以泥晶为主;浅色的泥晶白云岩、鲕粒白云岩和砂屑白云岩几乎不含不溶残余物,经重结晶后形成具或不具残余颗粒结构的粉晶—细晶白云岩。经扫描电镜和铸体薄片的研究发现,重结晶作用虽未提高岩石的总孔隙度,但却改变了原岩的孔隙结构,使原来泥晶白云石间众多未连通的细小晶间微孔重新组合调整为较为粗大白云石间的晶间孔;同时,晶间孔间的喉道变得更加光滑平直,从而增加了岩石的有效孔隙度和渗透率,这种提高又为后期水溶液的通过提供了良好的通道,为次生溶蚀孔、洞的产生奠定了基础。因此,重结晶程度越强的岩石,越有利于后期溶解作用的进行,孔隙度亦越高(表2)。

(2) 溶解作用 对震旦系白云岩孔隙形成有重要影响的溶解作用是表生期溶解和埋藏期溶解。

表生期溶解作用发生于震旦纪末,在桐湾运动的影响下,导致震旦系上部地层长期暴露于海平面之上,接受大气淡水的溶解改造,其结果不仅导致震旦系顶部地层的风化缺失,而且在下伏受大气淡水影响的层中形成丰富的岩溶标志,其中最重要的是大量溶沟、溶洞和岩溶角砾岩的形成。所形成的孔隙虽被机械碎屑物和多期化学沉淀物充填,但仍然残留较多的角砾间孔、洞和残余葡萄花边洞,成为现今重要的储集空间。根据大气淡水作用带中基岩的碳、氧同位素均向负值滑移的规律<sup>[4]</sup>,可以 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化曲线圈定出该期溶解孔隙分布带,该孔隙带距风化界面的距离一般为5~75 m。埋藏期溶解作用形成于中—深埋藏阶段,主要有两期。第一期发生在有机质大规模成熟前及成熟过程中,当地层被埋藏至2 000~3 000 m的深度,古地温为80~120℃, $R_o$ 值为0.6%~1.0%时,震旦系内部和上覆下寒武统巨厚炭质泥岩中的有机质进入成熟期,所释放出的含大量有机酸、 $\text{CO}_2$ 等腐蚀性组分的地层水沿地层薄弱地带,如晶间孔发育的粉晶—细晶白云岩、岩溶角砾岩和裂缝运移时,发生溶

解作用,形成溶蚀孔、洞、缝。第二期埋藏溶解作用出现在液态烃裂解过程中,当地层埋藏深度达到 5 000 ~ 6 000 m,古地温超过 165 °C 时,  $R_o$  值 > 1.3%, 液态烃裂解形成的有机酸、CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>S 和 CH<sub>4</sub> 等腐蚀性组分沿上述薄弱部位再次运移时,也会发生一定规模的溶解,从而形成更多的溶蚀孔隙。在溶解的同时,虽然有较多化学沉淀物的充填作用堵塞所形成的孔隙,但残留部分仍成为现今重要的储集空间。

### 3 成岩过程中孔隙的形成与演化

在上述成岩作用与孔隙关系研究的基础上,结合研究区的埋藏史和有机质演化史<sup>[2]</sup>,可将成岩作用与孔隙形成、演化过程分为以下几个阶段(图 1)。

(1) 同生—第一次浅埋藏阶段 震旦系白云石沉积物形成时,发育大量的晶间微孔、粒间孔和藻粘结构架孔,孔隙度可高达 30% ~ 70%,后两种孔隙经过同生阶段海底纤(柱)状白云石胶结后,使孔隙度降低 10% ~ 25%。随着上覆沉积物的堆积,下部沉积物进入第一次浅埋藏阶段,晶间微孔发育的细粒白云石沉积物在机械压实作用下,孔隙度急剧降低;同时粒间孔和藻粘结构架孔发育的沉积物(岩)出现粉晶—细晶白云石胶结,压实和胶结作用使原生孔隙降低 70% ~ 100%。

(2) 表生阶段 震旦纪末,桐湾运动导致震旦系上部地层长期暴露,大气淡水的淋滤溶解作用在其下伏地层中形成大量溶沟、溶洞和角砾间洞等次生孔隙,其孔隙虽被早期浅色葡萄花边纤状白云石充填,但部分却残留下来,宏观面孔率可达 5% ~ 25%。

(3) 第二次浅埋藏阶段 随着地壳的下沉,震旦系地层再次被埋藏,至三叠纪前一直处于浅埋藏阶段。其最大埋藏深度在 1 000 ~ 1 500 m 之间,古地温可达 70 ~ 100 °C,  $R_o$  值 < 0.6%。一方面,地层中的浅色

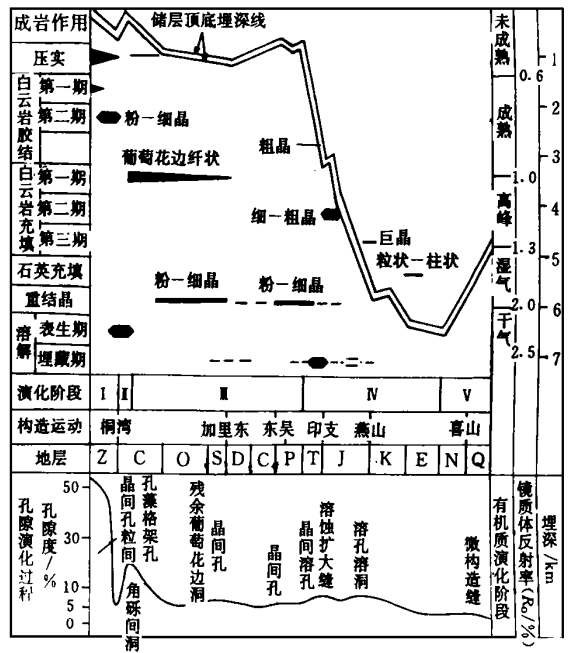


图 1 震旦系白云岩储层成岩、埋藏、有机质和孔隙演化示意图

Fig. 1 Sketch map of diagenesis bury, organic matter and pore evolution history of the Sinian dolostone

泥晶白云岩、鲕粒白云岩或砂屑白云岩发生较强的重结晶作用,形成具或不具残余颗粒结构的粉—细晶白云岩,出现较多的有效晶间孔;另一方面,地层中的有机质已开始少量成熟,并引起较弱的溶解作用,同时伴有晚期暗色葡萄花边纤状白云石沉淀于早期溶沟、溶洞和角砾间洞中,使其孔隙度大大降低。

(4) 中—深埋藏阶段 早侏罗世前,地层埋藏深度达 2 000 ~ 4 000 m,古地温为 100 ~ 200 °C,  $R_o$  值达 0.6% ~ 1.3%,震旦系内部和上覆下寒武统地层中的有机质进入成熟—成油高峰期,并释放出腐蚀性地层水。一方面,部分岩石继续发生重结晶作用形成有效晶间孔;另一方面,腐蚀性地层水沿地层薄弱部位运移,并发生埋藏期的第一次大规模溶解作用,形成溶蚀孔、洞。此过程中印支运动所形成的 35° ~ 45° 大、中裂缝有助于这一溶解作用的进行,并形成溶蚀扩大缝及伴生的溶孔、溶洞。此后,地层水中有机酸浓度降低,并向碱性介质转变,导致早期次生孔隙中沉淀出细—粗粒白云石充填物,降低储集空间的发育。

中—晚侏罗世,地层进入深埋藏阶段,埋深超过 4 000 m,古地温大于 165 °C,  $R_o$  值 > 1.1%,孔隙中的液态烃开始裂解,同时,伴有腐蚀性流体的形成,导致第二次较大规模的埋藏溶解作用,形成较多的溶孔、溶洞。后期虽有少量巨晶白云石和硅质的充填作用,但并未较大改变储集空间的基本特征。

表 2 震旦系白云岩重结晶程度与溶解程度和物性的关系  
Table 2 Relationship between the degree of Sinian dolostone recrystallization, dissolution and the property of physics

岩石类型	重结晶程度	溶解程度	孔隙度/%
微晶白云岩	弱	无—弱	0.11 ~ 2.51 0.83
蓝藻藻层纹白云岩			< 0.16 ~ 3.73 0.63
蓝藻藻颗粒粘连白云岩			< 0.42 ~ 2.74 0.76
粉晶白云岩	中等	中等	< 0.83 ~ 6.37 1.89
细晶白云岩	强	强	< 0.67 ~ 8.04 2.87

注:分子为变化范围,分母为平均值

(5) 褶皱阶段 第三纪中—晚期,在喜山运动的影响下,四川盆地开始抬升,并在西南部形成大型的威远背斜,同时,在震旦系地层中形成较多高角度的裂缝,极大改善了储层的渗透性。

由此可见,震旦系白云岩中孔隙的形成与演化主要受到沉积作用和成岩作用的共同影响,其中沉积作用是基础,成岩作用是关键。震旦系不同的层段具有不同的沉积特征,所经历的成岩作用也不尽相同,因而也具有不同的储集性能。四川西南部资阳震旦系灯影组气藏储层的发育就受到岩性(反映沉积作用)和成岩作用的影响,其灯影组中、上部主要由浅色的泥晶白云岩、砂屑白云岩和鲕粒白云岩组成,有利于重结晶和埋藏溶蚀作用的进行,同时,该段地层又位于震旦系顶部,易于震旦纪末表生期岩溶作用的发生,因而具有良好的储集性能,成为资阳地区震旦系的主要产气层段;而灯影组下部多由一套深色蓝菌藻白云岩组成,重结晶和埋藏溶蚀作用难于在其中进行,震旦纪末的表生期岩溶作用对其影响不大,储集空间不发育,多属致密层段。

## 4 几点认识

(1) 我国南方,特别是西南地区震旦系白云岩分

布广,厚度大,具有良好的潜在油气储集潜力。其储层特征及分布规律主要受到成岩作用的控制。

(2) 四川盆地西南部震旦系原生白云岩上部,即灯影组中、上部发育良好的储层,储集空间以次生成因孔、洞、缝为主,其形成和演化与成岩作用密切相关。

(3) 区内震旦系白云岩的原生孔隙在压实作用和多期亮晶白云石胶结后基本消失,在重结晶作用、表生期和埋藏期溶解作用的改造下,在震旦系上部形成大量的次生孔隙,这些孔隙在多期亮晶白云石和硅质石英充填后仍较多地保留下来,成为现今储层的主要储集空间。储集空间的形成与演化除与成岩作用密切相关外,还受到沉积作用、埋藏作用、有机质演化及构造作用的影响,是这些因素相互影响下的最终产物。

## 参 考 文 献

- 1 王兴志,侯方浩,黄继祥等.四川盆地震旦系灯影组白云岩成因[A].见:王宜林主编,第五届全国沉积学及古相古地理学学术会议论文集[C].乌鲁木齐:新疆科技卫生出版,1997.3~4
- 2 邱蕴玉.威远气田成藏模式初探[J].天然气工业,1994,14(1):9~13
- 3 张荫本.震旦纪白云岩中的葡萄状构造成因初探[J].石油实验地质,1980,4:40~43
- 4 王英华.碳酸盐岩成岩作用与孔隙演化[J].沉积学报,1992,10(3):85~93

## Evolution of Porosity in the Process of Sinian Dolostone Diagenesis in Southwest Sichuan

WANG Xing-zhi MU Shu-guang  
FANG Shao-xian HUANG Ji-xiang HOU Fang-hao

(Southwest Petroleum Institute, Nanchong Sichuan 637001)

## Abstract

In South China, especially in Southwest China, Sinian dolostone is widely distributed and with great thickness, which is of favorable potential of oil/gas accumulation. But the formation is very old in geologic age and complicated in diagenesis, which results in the uneven distribution and apparent inhomogeneity of the reservoirs. In the area, the Sinian dolostone reservoirs are dominantly concentrated at the top and middle parts of the Dengying Formation, and pore spaces are completely dominated by pores, vugs and fractures with secondary origination. Study indicates that the formation and evolution of the porosity are controlled by diagenesis. The destructive diagenesis, which is unfavorable for the formation and evolution of porosity, are mainly compression, cementation of primary porosity and filling of chemical precipitation in secondary porosity, and the constructive diagenesis, which stimulates the formation and resolution of porosity, include recrystallization, dissolution in hypogenesis and in burial diagenesis. Compression is the main factor of closing all the primary porosity in fine dolostone; the primary intergranular porosity in grain dolostone and algae-bound dolostone and algae framework porosity were eliminated after cementation of three-phase dolosparite with the shapes of fiber, silt-fine crystal and coarse crystal, and only a little

residual primary porosity was preserved. The chemical fillings in the secondary pores, vugs and fractures are the cause of the porosity being not able to be preserved. There are mainly three phases of chemical fillings. The first phase is characterized by fiber-like dolomite with the shapes of grape lace, the second one takes shape of fine to coarse dolomite, and the third one megacrystal dolomite. They may reduce the secondary porosity by 20% ~ 80%, or up to 100% locally. The cements and chemical fillings precipitated in different diagenesis environments differ from each other not only in shapes of the crystals occurrence and succession of formation, also in geochemical features. Recrystallization occurred in burial diagenesis is apparent in the dolostone with no or little insoluble residues. The recrystallization results in the dolomite crystals in original rocks growing bigger and more automorphic, and the outcome is that total porosity in original rocks is not increased, but the effective porosity and permeability are increased, which is favorable for the passing of soluble formation water during buried diagenesis. Moreover, a good basis is laid for burial dissolution and formation and evolution of porosity are stimulated. Dissolution is the main factor of forming the secondary porosity, the hypergenesis dissolution at the end of Sinian was related to Tong Wan Movement. The dissolution developed not only lots of inter-breccia pores, vugs and residual grape lace-like vugs, but made the porosity concentrate in the range of 5 to 75 meters under weathering boundary. There are two phases of dissolution in burial episode, the first one happened in mature stage, and the second one in over mature stage of organic matters, dissolution is tightly bound to the process of maturing and evolving of organic matters within the formations. To sum up, the porosity in Sinian dolostone reservoirs in Southwest Sichuan is the end product of natural process of sedimentation, diagenesis and tectonics in as long as 0.6 billion years. Diagenesis turned the dolostone deposits dominated by primary porosity into the dolostone reservoirs completely dominated by secondary porosity.

**Key words** Sichuan Basin Sinian dolostone diagenesis evolution of porosity