

碳酸盐岩中的一种储集空间——微孔隙

叶德胜

(西南石油地质局 05 项目工程处, 贵阳 550001)

塔里木盆地北部沙 14 井的下奥陶统低能碳酸盐岩中喷出高产油气流, 其主要储集空间为微孔隙。这是我国首次发现的以微孔隙为主要储集空间的碳酸盐岩储层。微孔隙的特征如何? 在成岩过程中是如何演化的? 其成因和控制因素是什么? 本文根据国内外最新资料, 简要回答了这些问题。

关键词 微孔隙 成岩作用 碳酸盐储集岩

作者简介 叶德胜 男 50 岁 高级工程师 沉积学

中东、北非、东南亚以及北美墨西哥湾中生代及第三纪地层中, 具“白垩”结构的石灰岩储集层是常见的。所谓白垩结构是指碳酸盐岩中的泥微晶基质, 以及由泥微晶基质所组成的颗粒中大量的、分散状的微孔隙。据统计资料, 约有 5% 的世界特大油气田的储层是具白垩结构的碳酸盐岩^[1]。近年来, 笔者等在研究贵州西部下三叠统永宁镇组碳酸盐岩时, 亦发现这种微孔隙^[2]。特别值得指出的是, 笔者等在研究新疆塔北地区下奥陶统上丘里塔格群灰岩时, 无论是地表还是井下均发现大量微孔隙*。由此可见, 微孔隙是一种重要的储集空间类型, 特别是对低能环境沉积的碳酸盐岩而言, 值得引起重视, 是应开拓的碳酸盐岩储层的新领域。

一、微孔隙的类型及其演化

(一) 类型

碳酸盐岩中微孔隙的直径一般为 5—10 μm , 上限为 62 μm ^[3]。微孔隙的类型与粗结构的颗粒碳酸盐岩中的孔隙类型基本相似, 可分为原生及次生两大类, 并可进一步细分为:

1. 原生晶间微孔隙

指泥微晶方解石晶体之间原始微孔隙, 波斯湾地区侏罗纪、白垩纪碳酸盐储集岩普遍具此类孔隙。如阿拉伯联合酋长国 Sajaa 油田下白垩统 Thamama 组储集岩。塔北地区沙 14 井下奥陶统上丘里塔格群灰岩储层也有此类孔隙。

2. 原生粒间微孔隙

主要指球粒灰岩中球粒间的微孔隙。伊朗下白垩统 Yamama 组球粒灰岩储层中具有此类孔隙。该灰岩中球粒由 3—5 μm 的等轴状微晶组成, 球粒大小为 10—15 μm 。粒间微孔隙宽 3—5 μm , 长 10—15 μm 。

收稿日期: 1989-08-14

* 叶德胜, 刘树晖. 塔北下古生界若干油藏的特征及其石油地质意义, 1989.

3. 次生晶间微孔隙

这种孔隙是泥微晶方解石晶体之间溶蚀作用的产物,基质持续淋滤能产生大量微孔隙。墨西哥湾中生代灰岩及中东和印度尼西亚第三纪灰岩储层均具有这种孔隙。贵州西部下三叠统永宁镇组灰岩及塔北地区沙14井下奥陶统上丘里塔格群灰岩储层亦具有这种孔隙。

4. 溶蚀加大的粒间微孔隙

此类孔隙是在颗粒间溶蚀作用所形成,它在泥晶球粒灰岩及球粒灰岩中特别常见,如中东下白垩统灰岩储层。

5. 铸模、晶洞和通道微孔隙

球粒以及骨骼的微碎屑,以及微体化石的选择性溶蚀即形成铸模微孔隙,而非组构选择性溶蚀可形成晶洞及通道微孔隙。中东下白垩统灰岩储层及塔北沙14井下奥陶统上丘里塔格群灰岩储层均具此类孔隙。

(二) 微孔隙的演化

由于微孔隙主要分布于泥微晶灰岩中,因而影响灰泥转化为泥微晶灰岩的成岩作用,在不同程度上控制了微晶灰岩的最终组构和微孔隙的发育。这些作用主要包括:

1. 原始沉积物的稳定作用

不稳定的海相碳酸盐(文石和高镁方解石)转化为稳定的低镁方解石将导致孔隙的减小^[4]。这是由于文石转化为低镁方解石时体积将增加8%,而高镁方解石转化为低镁方解石时体积增加1%。

2. 胶结作用

胶结作用可以发生在矿物稳定之前、之后或与稳定作用同时进行。在大气淡水环境,胶结作用可使未压实的更新世灰泥孔隙减小25%,如巴巴多斯^[5]和佛罗里达南部^[6]。海相潜流环境中胶结作用,仅在孔隙水对文石和高镁方解石不饱和,而对方解石过饱和时才发生。胶结作用可使孔隙度降低

3. 机械压实作用

Shinn等^[7]的人工模拟实验表明,机械压实作用可使碳酸盐软泥的厚度减小50%,而孔隙度从原始孔隙度65%—75%减小到35%—45%。

深海钻探表明,现代碳酸盐软泥的孔隙可高达80%,而早期机械压实作用可使原始孔隙减少30%—40%^[1]。

4. 化学压实作用

当沉积物埋藏到相当深度时,岩石静压力和构造应力将引起碳酸盐岩的压溶而形成缝合线。当上覆厚度减小时,溶液中的 CaCO_3 会再沉淀,而使附近的孔隙减小。Bathurst^[8]定量计算了压溶作用,对具不同原始孔隙度的泥晶灰岩的孔隙影响。原始孔隙为60%者减小到43%,原始孔隙为50%者减小到20%,原始孔隙为30%者减小到0%。

对形成缝合线所需要的最低埋藏深度的估计,各地略有不同:中东侏罗、白垩纪碳酸盐岩为600—900 m^[9],而墨西哥湾 Enewetak 环礁中新世碳酸盐岩为600—1000 m^[10],贵州西部下三叠统永宁镇组颗粒灰岩约为1000m^[2]。

然而,压溶作用所形成的缝合线,在许多情况下可作为地层流体的运移通道,增加岩层水平方向的渗透性。这也为许多沿缝合线分布的白云石,沿缝合线的溶蚀作用及沿缝合线分布的原油或沥青所证实。

5. 进变新生变形

在灰泥的成岩过程中，进变新生变形是一种重要的作用。但对孔隙的影响较小，仅通过重结晶使微晶灰岩的孔隙度降低1%—2%^[11]。

6. 溶蚀作用

碳酸盐矿物的溶蚀、淋滤可以在不同的成岩环境中发生。卡斯特表面之下的的大气淡水淋滤可使岩石形成薄的多孔（微孔）带，微孔可达5%—30%^[11]。同时，许多作者指出在地下深部埋藏环境中溶蚀作用的重要性^[12]。在深部埋藏环境中，由于溶蚀作用使孔隙的增加可能不超过5%—10%，这是由于地下深处含CO₂的酸性水等不饱和孔隙流体的来源和孔隙流体的循环受到一定限制^[13]。

上述作用大部分均导致孔隙减小，仅溶蚀作用使孔隙增加。每一作用可能引起的孔隙变化之数量如图1所示。

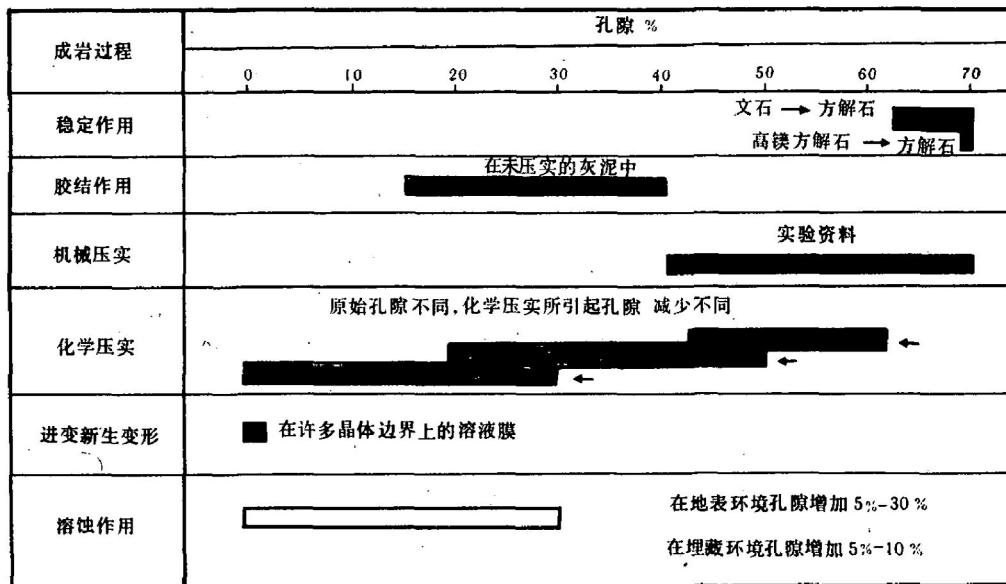


图1 灰泥成岩过程中孔隙演化的理想模式

(据 Moshier, 1987)

每一作用对最终孔隙发育的相对作用，取决于下列地质因素：(1) 原始沉积物的矿物成分；(2) 通过这些沉积物的孔隙流体的化学性质；(3) 埋藏历史；(4) 成岩过程中各种作用间的相互作用。其中原始沉积物的矿物成分和早期孔隙水的化学性质，对孔隙演化和最终孔隙结构的影响最大（图2）。

从上图可以明显看出，原始矿物成分为低镁方解石的白垩，在海水-埋藏成岩体系中，其孔隙减小的主要因素是机械压实作用，在埋深超过100 m时，化学压实作用也起了相当的作用。而原始矿物成分为文石的软泥，在大气水-埋藏成岩体系中，除机械压实之外，胶结作用对孔隙的减小也起了相当作用，而化学压实的作用则相对较小。同时还可看出，在文石泥/大气水-埋藏成岩体系中，孔隙度降低较快，在深度100 m左右，其孔隙已降到10%以下；在1000 m处，其孔隙已小于5%。而在方解石/海水-埋藏成岩体系中，孔隙随埋深的变化较为缓慢，在埋深1000 m处，仍有20%—25%的孔隙，直到埋深10000处，孔隙才逐步消失。当然这是

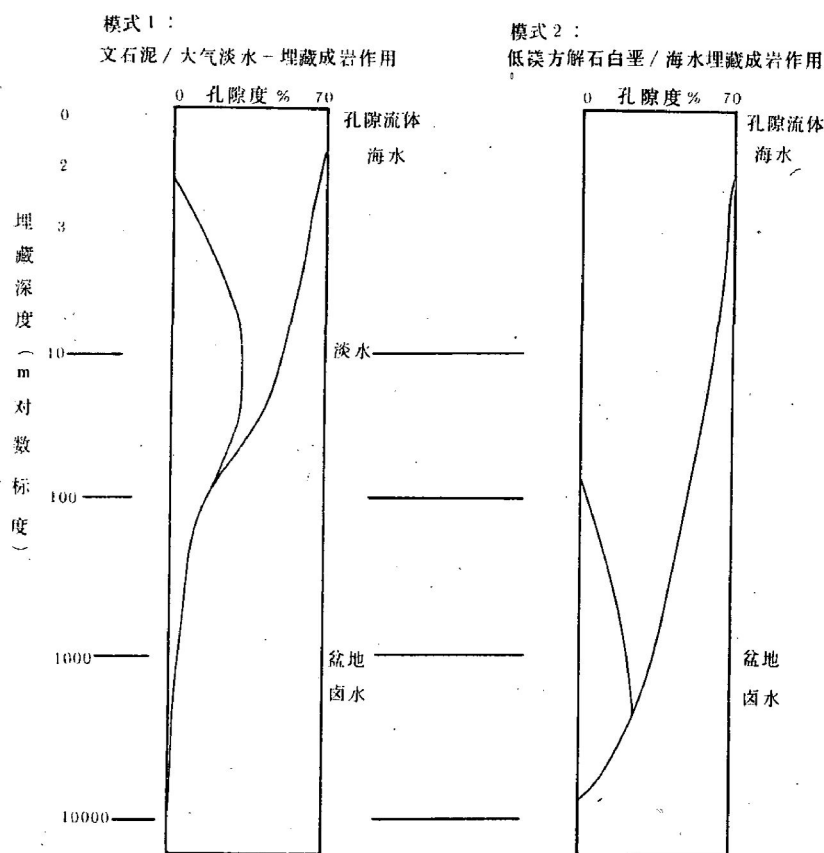


图2 不同灰泥的孔隙减小模式

- 1 文石泥和大气淡水-埋藏成岩作用,
- 2 低镁方解石和海水-埋藏成岩作用

(据 Moshier, 1987a)

两种典型模式, 实际情况要复杂得多, 常是这两种模式的过渡。

二、微孔隙的成因

碳酸盐岩中的微孔隙按其成因主要可分为原始微孔隙及次生溶蚀微孔隙两类。因此, 微孔隙的成因就涉及到两个问题, 一是原始微孔隙是在什么条件下得以保存, 二是次生溶蚀微孔隙又是在什么条件下形成。

(一) 原始微孔隙的保存

碳酸盐岩中微孔隙的保存主要受控于原始矿物成分, 及成岩过程中的成岩流体的开启程度。

1. 原始矿物成分的影响

如果原始灰泥是由方解石组成, 在稳定作用和重结晶之后, 其微孔隙易于保存。这一方面是由于方解石较文石稳定, 更能抵抗各种使原始孔隙度降低的成岩作用的影响。另外, 在文石转化为低镁方解石时, 体积将增加 8%, 因而使孔隙明显减小。而高镁方解石转化为低镁

方解石时, 体积仅增加1%, 孔隙减小微弱, 而低镁方解石不存在这种转化过程。因此, 原始灰泥的矿物成分为方解石时, 更能保存其原始微孔隙。

据近年来的研究, 在地质历史过程中灰泥等无机沉淀的碳酸盐矿物, 在一定时期主要为方解石, 而在另一些时期文石占相当数量^[14] (图3)。因而原始晶间微孔隙可能是“方解石”海中灰泥沉积在海相-埋藏成岩体系中应有的结果。许多中东、墨西哥湾的侏罗系、白垩系油田之“白垩状结构”储层均分布于“方解石海”中; 最近在新疆塔北地区沙14井下奥陶统灰岩中发现的微孔隙储层也分布于此“方解石海”中。

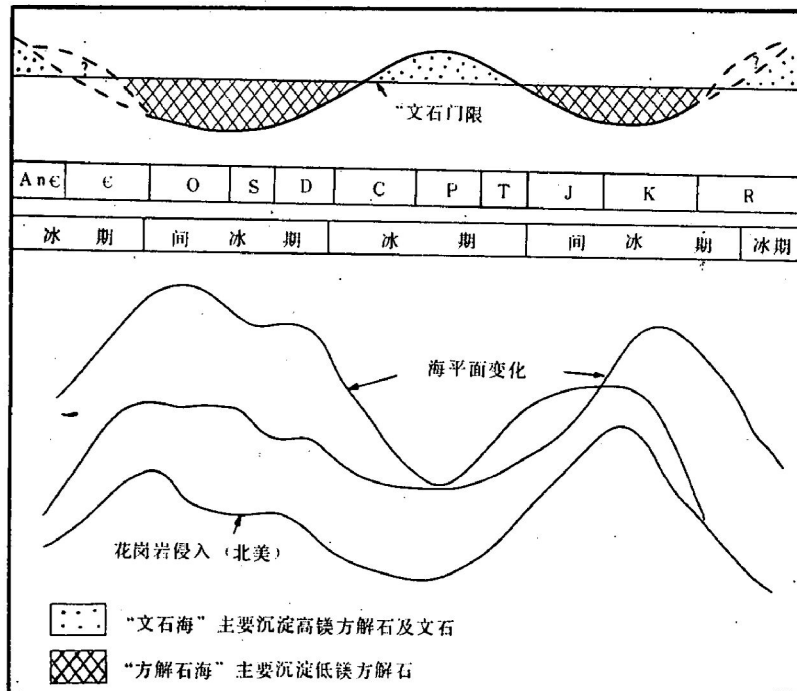


图3 无机沉淀的碳酸盐矿物成分与全球海平面变化的关系

(据 sandberg, 1983)

2. 成岩流体开启程度的影响

早期形成的原始晶间微孔隙得以保存的另一个重要因素, 是成岩系统对外来碳酸盐矿物的开启程度。如果胶结作用在灰泥沉积物的机械压实和稳定作用之后停止, 那末, 原始晶间微孔隙可能保存于此微晶灰岩中。这种微晶灰岩必须与外来的碳酸钙来源隔开 (即封闭的成岩体系), 以免进一步的胶结作用。相反, 开启的成岩体系中, 将有外来的碳酸钙加入, 而发生胶结作用, 使原始微孔明显降低。

成岩体系或成岩流体的开启程度, 可由碳酸盐岩的氧碳稳定同位素组分等标志来反映。

开启系统 (即岩石/水的比值低) 多存在于浅的大气淡水成岩环境, 其同位素特征是 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围窄, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化范围宽 (因受土壤-大气中 CO_2 的影响)。

封闭系统 (即岩石/水的比值高) 常见于海水-埋藏成岩环境, 其同位素特征是 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围窄, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 值有一定变化。

例如, 中东下白垩统 Shuaiba 组碳酸盐岩基质中, 存在大量原始晶间微孔隙。在该组所取的岩芯样品中, 没有证据表明曾受大气暴露或大气水的影响。稳定同位素值反映原始海相沉

积物的值而非外来流体的值,这表明原始沉积物是在岩石/水比值高的封闭化学系统中进行的,基质成岩作用是在海水-埋藏条件下发生的。

又如,中东中新世 Malacca 组灰岩中缺乏原始微孔隙,其同位素组分反映其成岩作用是在岩石/水比值低的开启系统中进行的。在这种开启系统(常见于浅的大气水潜流带成岩环境),灰泥成岩作用,特别是胶结作用导致完全胶结的、嵌晶组构的微晶或微亮晶,使原始微孔隙大多消失。

(二) 溶蚀增大的微孔隙

溶蚀增大的次生微孔隙,通常被认为是碳酸盐沉积物石化后,当构造抬升或海平面下降,大气暴露受到不饱和大气水的淋滤时所形成的。然而近年来的一些研究^[15,16]表明,大气暴露并非次生溶蚀微孔隙形成的唯一条件。在许多情况下,埋藏环境是形成次生溶蚀微孔隙的重要场所。

Dravis^[16]研究了得克萨斯东部盐盆地东翼上侏罗统石灰岩储集层,其主要储集空间为次生微孔隙(孔隙度达8%—15%),这种微孔隙具深埋成因,其主要依据有:

- (1) 上侏罗统及其上覆地层均为连续沉积,整合相序,没有大气暴露的特征;
- (2) 缺乏淡水孔隙和胶结物组构,如重力胶结、新月形胶结等;
- (3) 在微孔隙储集相中普遍的压实及压溶作用,使颗粒相互嵌入,呈凹凸接触或缝合接触,缺乏压实前早期大气淡水胶结物;
- (4) 微孔隙的发育与缝合线密切相关,大量微孔隙发育于缝合线及微缝合线附近,远离缝合线微孔减少,乃至消失;
- (5) 在介形虫等稳定方解石组分中,发育特征相同的微孔隙,而这些稳定方解石组分从未受过淡水淋滤;
- (6) 微孔隙发育的组分(微晶基质及微晶组成的鲕粒等)的同位素分析,排除了这些组分经历了大气淡水的作用;
- (7) 粒间胶结物的稳定同位素和微量元素值,以及胶结物中含烃类包体等特征均排除了淡水成因。

上述特征均表明,微孔隙及伴随的方解石胶结物,是在埋藏环境中形成的,而非大气淡水环境。这就解释了为什么该地区上侏罗统碳酸盐岩中的微孔隙及其它成岩特征,在超过100 km 范围内均是稳定的。

总之,溶蚀扩大的次生微孔隙既能形成于地表,又能形成于地下深处,只要碳酸盐岩“暴露”于可溶性的流体之中。

三、研究实例

(一) 贵州西部下三叠统永宁镇组碳酸盐岩中的微孔隙

该区永宁镇组下段岩性主要为浅灰至深灰色泥微晶灰岩间夹鲕粒、砂屑及生物屑等颗粒亮晶灰岩。其沉积环境主要为能量较低、海水循环受一定限制的半局限台地。其中所夹鲕粒、砂屑灰岩多呈较大的透镜状出现,属局部能量较高的浅滩沉积。

在该组泥晶灰岩及颗粒灰岩中微孔隙发育,特别是在泥晶灰岩之中。据电镜扫描资料,微孔隙直径多在1—10 μm 之间,目估面孔率在4%—16%之间,一般为8%左右。孔隙类型主要

为次生溶蚀微孔隙，常沿晶间缝和解理缝发育，形成晶间溶孔和不规则晶洞微孔隙（图版 I-1）。

该组泥晶灰岩成岩序列的主要环节为：生物屑泥晶化→文石质生物屑溶蚀（少许）→新生变形、第一期共轴生长→硅化、早期白云石化→早期缝合线→第二期共轴生长→晚期缝合线、晚期溶蚀→进油→黄铁矿化→裂隙→重晶石化→表生溶蚀（图4）。

特 征 环 境	时代	T - J							K - Q				
	海 底 (海相潜流)	大		陆		埋			藏		浅埋—表生		
		渗	流	潜		混	合	带	浅	埋		深	埋
				不 饱 和 带	饱 和 带								
泥晶化													
共轴生长													
交	白云石化												
代	硅化												
作	黄铁矿化												
用	重晶石化												
新生变形													
溶解作用													
压溶作用													
构造裂隙													

图4 六枝郎岱地区下三叠统泥—微晶灰岩成岩作用模式

永宁镇组碳酸盐岩中的微孔隙是在埋藏环境中形成的，其主要依据为：

从上述成岩序列及成岩环境分析可以看出，由于泥晶灰岩相对于颗粒灰岩在沉积及成岩早期均处于古地形较低的位置。因而它未受到大气渗流环境的影响，受大气潜流不饱和带的影响也相对较小，其表现是原先由文石、高镁方解石等不稳定矿物所组成的生物屑仅少许受溶蚀。相反，这些生物屑主要通过新生变形转化为稳定的低镁方解石，发生于大气潜流饱和带及浅埋藏环境。由此可见，该泥晶灰岩基本上未受大气淡水的淋滤、溶蚀作用的影响。此外，永宁镇组与其上厚度大于千米的中、上三叠统均为连续，没有沉积间断，所以该泥晶灰岩亦未受古表生大气淡水作用的影响。这是微孔隙形成于深部埋藏环境的证据之一。

证据之二是，除微晶基质外，由微晶组成的颗粒及各世代胶结物均受到溶蚀。表明溶蚀作用发生于各世代胶结物沉淀之后的埋藏环境。

证据之三是，在上述微孔隙中时见沥青充填，表明这些微孔隙不是现代代表生成岩环境中溶蚀作用的产物。

证据之四是，这些微孔隙的发育与缝合线密切有关。近缝合线处微孔隙发育，而远离缝合线处微孔隙不发育以至消失（图版 I-2, 3）。

（二）塔里木盆地北部下奥陶统上丘里塔格群灰岩中的微孔隙

塔北地区阿克库勒构造上的沙14井，于下奥陶统上丘里塔格群灰岩喷出高产工业油气流。该井上丘里塔格群主要为灰至浅灰色泥微晶灰岩、球粒泥晶灰岩、含生物屑泥晶灰岩，以及亮晶砂屑灰岩、泥微晶砂屑灰岩等。局部发育白云石化及硅化，发育溶洞砾岩（5412—5426

m)。其沉积环境为低能的局限台地半封闭泻湖，间与台内或台缘浅滩交互。

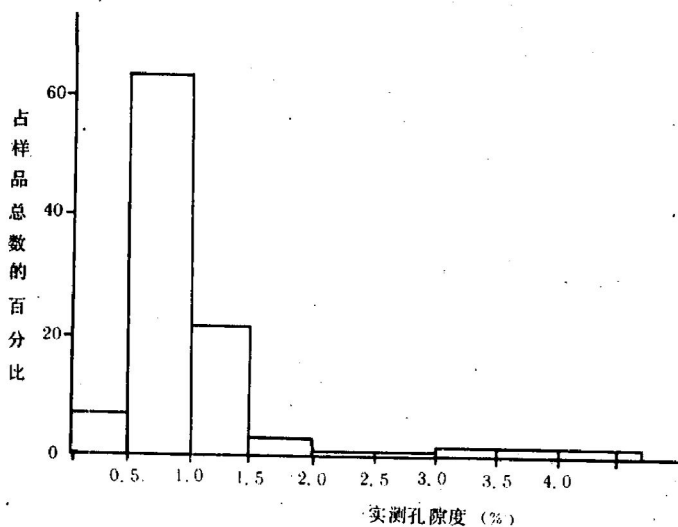


图5 塔北沙14井下奥陶统上丘里塔格群灰岩常规物性分析数据 (样品总数273件, 西北石油地质局地质大队实验室分析)

从岩芯、薄片观察及常规物性分析看, 无论是泥微晶灰岩或亮晶粒灰岩的储集性能均极差, 属“致密灰岩”范畴。该井273件岩芯所作常规物性分析, 98%左右样品的孔隙度均小于2% (图5)。在常规物性如此差的井段, 为何能产出工业油气流? 其储集空间和储层类型如何? 对此, 有不同认识, 有人认为属裂隙型储层, 有人认为属裂隙-缝合线型。在认真分析了本井、邻井 (沙9井等) 以及柯坪地表相同层位的地质资料, 并与国外类似储层对比的基础上, 笔者等提出沙14井出油层段, 应属特殊类型的储层, 即缝合型-微孔型, 当然也不排除裂隙等也起了一定的储集、特别是通道作用。随后得到的扫描电镜、荧光薄

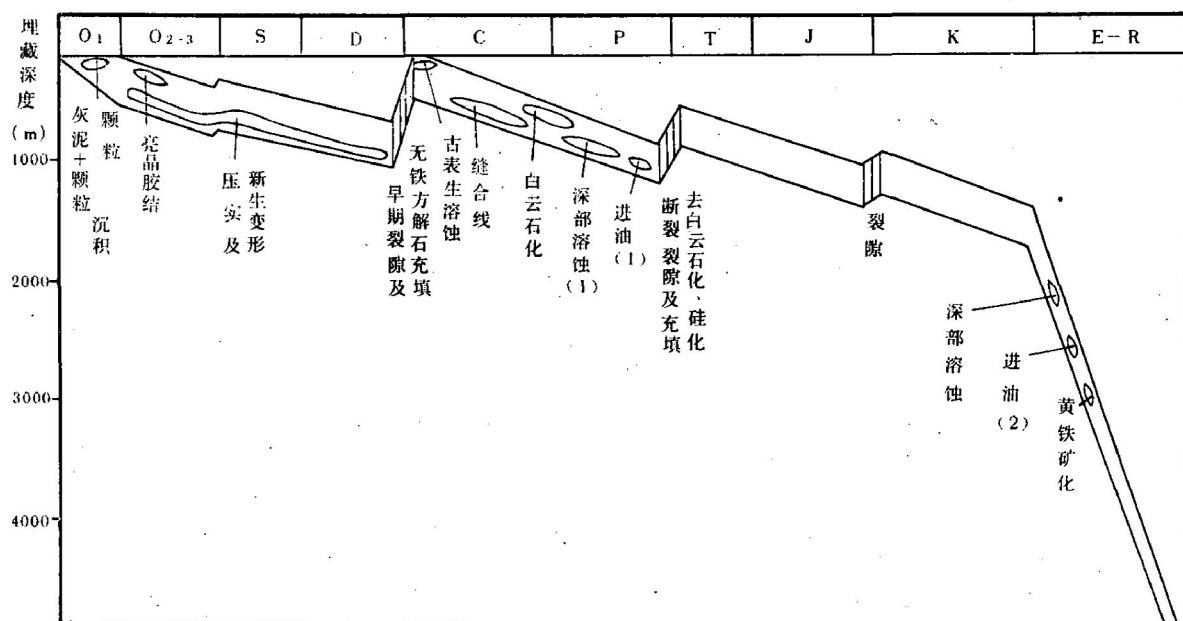


图6 塔北沙14井下奥陶统上丘里塔格群灰岩埋藏及成岩作用简史

片等分析资料, 证实了上述认识。关于缝合线拟另文探讨, 下面仅讨论微孔隙。

沙14井上丘里塔格群灰岩取芯井段 (5379.5—5517.8m) 扫描电镜分析成果表明: 其孔隙类型以微孔为主, 面孔隙度高者达15%—20%, 中等者为5%—10%, 差者为1%—5%。微孔的主要类型有: 原生泥微晶方解石晶间孔、晶间溶孔等次生溶孔及重结晶方解石晶内溶孔

等, 其中又以各种次生溶孔为主 (图版 I-4, 5, 6)。

该井上丘里塔格群灰岩成岩序列的主要环节为 (图 6): 灰泥+颗粒或颗粒→亮晶胶结以及压实+新生变形→早期裂隙及无铁方解石充填→古表生溶蚀→缝合线→白云石化→深部溶蚀→第一期进油→裂隙及充填 (先为 Fe 方解石, 后为无铁方解石) +去白云石化→裂隙及充填 (无 Fe 方解石) →深部溶蚀→第二期进油

从上述成岩序列及埋藏史可以看出, 该灰岩在海西早期经历了古表生大气淡水溶蚀, 在海西晚期及喜山期分别经历了埋藏环境的深部溶蚀。上述三期溶蚀作用均对次生溶蚀微孔隙的形成有一定作用。

四、结 语

碳酸盐岩中的微孔隙是一种重要, 但往往容易被忽略的储集空间, 特别是对低能环境下沉积的泥微晶碳酸盐岩。微孔隙不仅可作为一种储集空间, 而且在一定条件下可作为主要储集类型。这已为中东、北美墨西哥湾中生代及第三纪油田储层所证实, 而且也为新疆塔北地区沙 14 井下奥陶统上丘里塔格群灰岩储层所证实。

微孔隙的类型主要可分为原始微孔隙及次生溶蚀微孔隙两类。其演化主要受控于各种成岩作用, 诸如原始沉积的稳定作用、胶结作用、机械及化学压实作用、重结晶以及溶蚀作用等。

原始微孔隙的保存主要受控于原始矿物组分及成岩体的开启程度。原始矿物成分为方解石, 在封闭的成岩体系中有利于原始微孔隙的保存。次生微孔隙可以形成于地表, 也可形成于地下深处的埋藏环境, 只要有不饱和的可溶性流体存在。

沙 14 井低能泥微晶灰岩中微孔储层的发现, 表明在一定地质条件下, 泥微晶灰岩是重要的潜在储层, 是值得开拓的新领域。其次, 国外目前所发现的微孔储层, 集中在地质年代较新的中生代及第三纪地层, 而塔北沙 14 井中微孔储层是地质年代相当老的、埋深超过 5000 m 的奥陶纪地层。这不仅极大地扩大了微孔储层分布的地质时代, 而且为进一步研究微孔隙的成因、演化及控制因素等问题提供了条件。同时, 沙 14 井上丘里塔格群微孔储层的发现, 也扩大了阿克库姆等地的含油远景, 为该区油气勘探的决策和部署提供了依据。

参 考 文 献

- 1 Wilson J L. A review of carbonate reservoirs, facts and principles of world petroleum occurrence. *CSPG Memoir*, 1980, (6), 95—115.
- 2 叶德胜, 刘树晖. 黔西南下三叠统永宁镇组颗粒灰岩的成岩作用及孔隙演化. *海相沉积区油气地质*, 1989, 3 (1), 11—19.
- 3 Choquette P M, Pray L C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, 1970, 54, 207—250.
- 4 Pingatore N E. Vadose and phreatic diagenesis, processes, products and their recognition in corals. *Jour. Sed. Petrology*, 1976, 46: 985—1006.
- 5 Steinen A M. On the diagenesis of lime mud. *Jour. Sed. Petrology*, 1978, 48, 1139—1147.

- 6 Lasemi Z, Sandberg P A. Transformation of aragonite dominated lime muds to microcrystalline limestones. *Geology*, 1984, 12, 420—423.
- 7 Shinn E A, Robbin D M. Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. *Jour. Sed. Petrology*, 1983, 53, 595—618.
- 8 Bathurst R G C. Lithification of carbonate sediments. *Science Progress*, 1980, 66, 451—471.
- 9 Dunnington H V. Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoir. In: Proc. 7th World Petrol. Congr. Mexico, AAPG, 1967. 339—352.
- 10 Sallen A H. Petrologic and geochemical constraints on the origin of dolomite, An example of dolomitization by normal sea water. *Geology*, 1984, 12, 217—220.
- 11 Esteban M, Klappa C F. Burial diagenesis of fine-grained limestones, *AAPG Mem*, 1983, 33, 215—234.
- 12 Moore C M, Druckman Y. Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. *AAPG Bull.*, 1981, 65, 597—628.
- 13 Moshier S O. Applied carbonate research program technical series contribution 45. Dallas, SEPM, 1987. 55—87.
- 14 Sandberg P A. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature (in English)*, 1983, 305, 19—22.
- 15 Moshier S O. The development of microporosity in Cretaceous micritic limestone reservoir, Middle East. In: SEPM Annual Midyear Meeting (Abst.). Austin, Texas: SEPM, 1987. 42—43.
- 16 Dravis J J. Reservoir microporosity in Upper Jurassic Haynesville Limestones in East Texas, Evidence for deep-burial generation. In: SEPM Annual Midyear Meeting (Abst.) Austin, Texas: SEPM, 1987. 32—33.

A RESERVOIR TYPE IN CARBONATE ROCKS—MICROPOROSITY

Ye Desheng

(05 Project Administration, MGMR, Guiyang)

Abstract

Microporosity in carbonate rocks is not only a kind of reservoir space, but also a main reservoir type for some reservoirs in certain geological condition. Therefore, it is an important reservoir type, especially for the carbonate rocks deposited in low energy environment. This is evidenced by many microporosity reservoirs of Mesozoic and Tertiary in Middle East, North Africa, Southeast Asia and North America, and it is also evidenced by the microporosity reservoir of Lower Ordovician limestones in Sha-14 Well, North Tarim Basin. The type, evolution in diagenetic process, origin and control factors of microporosity were discussed in this paper, and the characteristics of microporosity reservoir in Lower Ordovician limestone in Sha-14 Well were also described.