

中国天然气碳酸盐岩储层形成的成岩模式*

朱莲芳

(中国科学院兰州地质研究所, 兰州 730000)

提 要 碳酸盐岩储层形成和成岩环境密切相关, 本文根据我国实际情况将成岩环境划分为海洋、埋藏和表生三种环境。碳酸盐岩储气层的形成主要为白云岩化作用和岩溶作用。对次生孔隙的储集空间成因, 提出了白云岩化形成白云岩溶孔的机制。岩溶作用是在地壳抬升的表生环境作用下, 碳酸盐岩发生溶解、溶蚀、坍塌等作用的总和。提出了碳酸盐岩储层形成的成岩模式, 明确指出在成岩过程中有三次储集层形成, 每次储层的形成, 都可形成气田。并论证了储集层形成的地质条件、变化因素、形成时间以及对储层条件评价。

关键词 天然气 碳酸盐岩储集层 成岩环境 孔隙类型 成岩模式

第一作者简介 朱莲芳 63岁 研究员 沉积学、矿物学

1 碳酸盐岩储集层形成的成岩环境

成岩环境是碳酸盐岩气田储集层形成的前提, 根据我国碳酸盐岩气田储气层的实际情况, 其成岩环境可划分为: 海洋成岩环境、埋藏成岩环境和表生成岩环境三类, 成岩特征列如表1。成岩环境的演化往往受控于构造运动、沉积作用等。当沉积区连续沉降, 成岩环境将由海洋成岩向埋藏环境演化, 地层温压随之增加, 碳酸盐沉积物发生胶结、压实、交代、溶蚀等成岩作用, 其中的白云岩化的交代作用是形成碳酸盐岩储集层的重要作用, 这种连续的成岩作用环境变化称正演化。当构造运动使已成岩或半成岩的碳酸盐岩抬升、变形、进入表生成岩环境, 遭受岩溶作用的侵蚀、淋滤、溶解、溶蚀、坍塌、再埋藏等成岩环境的演化, 称逆演化。正、逆成岩环境的演化过程, 都可形成碳酸盐岩储层的储集空间。从统计数字看, 我国碳酸盐岩储气层与地层假整合面或不整合面有关者约占83%, 而连续地层中的储层约占17%。可知碳酸岩储集层的形成, 主要是成岩环境逆化过程中表生成岩环境大气淡水淋滤、溶解、溶蚀作用的结果。正、逆演化过程的叠加, 更会加强碳酸盐岩储集层储集空间的生成。

2 碳酸盐岩储层形成机制

我国碳酸盐岩储集层的层系分布范围十分广泛, 现已发现的储气层有震旦系、奥陶系、石炭系、二叠系和三叠系等。各层系储集层地区分布虽不相同, 但大部分层系集中分布在四川盆地, 仅有奥陶系储集层分布在鄂尔多斯和塔里木等盆地。就其碳酸盐岩储集层的形成机理有着相似的规律。探讨它们的成因机制和控制因素, 对勘探工作具有重要的意义。

* 本文系“八五”国家重点科技攻关项目 85-02-15-05-01 研究成果之一。

表 1 成岩环境分类

Table 1 Classification of diagenetic environments

成岩环境		水介质	沉积环境	成岩特征	孔隙
海洋成岩环境	浅水海洋成岩环境	大气淡水混合	潮坪、浅滩、堤坝、潮汐沟、潮汐泻湖	大气淡水淋滤作用,准同生白云岩化 颗粒碳酸盐岩粒间溶解,藻间鸟眼孔, 生物腔结晶晶间孔 粒状、嵌晶、共轴环边胶结	较好
		咸化海水	蒸发盐台地:膏盐湖 局限海台地:海湾泻湖	泥晶、生物碳酸盐层、膏盐层、礁坪 鲕、藻、生物壳、内碎屑颗粒间大量 发育粒间孔、粒间溶孔、铸膜孔 重结晶作用、早期胶结作用	很好
	海水和淡水混合	台内滩:生物滩、鲕滩藻滩内碎屑滩 礁:礁坪			
较深水海洋成岩环境	正常海水	开阔海台地 广海陆棚	生物灰岩、含泥灰云岩、页岩,生物发育。 泥晶化、新月形海底胶结、准同生白云岩化, 胶结物多世代等厚环边	较差	
埋藏成岩环境	浅埋藏成岩环境	淡水和海水的混合水	浅水碳酸盐台地	粗晶化作用,晚期白云化,溶解与沉淀 形成刃状胶结,晶间孔、晶间溶孔	较好
	深埋藏成岩环境	卤水	海洋环境	埋深或埋藏时间长,温高、压大,应变 重结晶,缝合线发育,压溶结晶边, 溶解充填作用,自生长石、石英和伊利石	较好
表生成岩环境	渗流带	大气淡水	各种海洋沉积物的 风化壳,隆起未接受沉积	风化裂隙发育,溶解作用强 铸模孔、粒内、晶内、晶间溶孔发育, 渗滤溶解斑块,溶解角砾化作用, 形成角砾溶岩、垮塌角砾岩 云膏化、去云化、黄铁矿化	很好
	潜流带	大气淡水淋溶	各种沉积环境	溶解和充填作用发育,水平溶孔、去膏化、去云化。 共轴连生胶结、粒状方解石胶结	较好

碳酸盐岩储集层的形成应具有三个基础条件:一是有浅水碳酸盐台地的沉积条件,孔隙储层良好的沉积岩相是滩、礁、坪,包括局限海台地和开阔海台地间的台缘浅滩、台内滩,以及局限海台地和蒸发盐台地的潮坪、泻湖、海湾和礁滩。二是岩性条件,以易溶、易裂的岩性条件为好,碳酸盐岩的岩性易溶性及其溶解和溶蚀差异是孔隙形成的必备条件,易裂性和易溶性两者结合更有利良好孔隙储集层的形成。其次是岩石结构,颗粒结构的粒间,如生物介壳屑、藻、鲕屑的粒间是溶解作用的微渗漏孔道,可加深孔隙的形成。三是抬升的岩溶作用,是碳酸盐岩成岩作用中形成孔隙的后生条件。岩溶作用包括溶解作用,溶蚀作用和坍塌作用。溶解作用是碳酸盐岩形成次生孔隙的主要因素,可发生于成岩作用的早、中、晚的各个时期。晚期的岩溶是碳酸盐岩表生作用的结果,岩溶作用的深度和影响的深度与岩石遭受大气淡水淋滤的时间长短呈正比关系。轻度岩溶作用的侵蚀淋滤时间约为 5—20Ma,四川地区各时代气田的储集层属于此类。中度侵蚀淋滤的时间约为 40Ma 左右,像塔北轮南地区奥陶系的储集层。高度的侵蚀淋滤时间约为 100—200Ma,如鄂尔多斯地区和塔中一井奥陶系储集层,因受到强烈的岩溶作用,储集层多为角砾状灰岩和角砾状白云岩。

2.1 碳酸盐岩储集类型

我国碳酸盐岩储集层分布广泛,从震旦系至三叠系都有天然气储层段,仅四川盆地就有八个重要的储气层段(李国玉等,1987)。据统计碳酸盐岩储气层孔隙可划分为三种类型(表 2):

裂缝—孔隙型(或裂缝—溶洞型)占大多数,为 66.8%;裂缝型占 24.4%;孔洞型仅占 8.8%。

表 2 四川地区碳酸盐岩储气层孔隙类型

Table 2 Pore and fissure types of carbonate gas-reservoir beds in Sichuan area

孔隙类型 (%)	Tr	Tc	Tf	P ₂ ¹	P ₁ ¹	P ₁ ²	C ₂	Z ₂	
缝—孔型 (缝—洞)	66.8	/	31.6	1.5	0.7	25.0	2.9	4.4	0.7
裂缝型	24.4	/	6.7	4.4	6.7	5.9	0.7	/	/
孔洞型	8.8	0.7	5.9	/	0.7	/	/	1.5	/

缝—孔(缝—洞)型孔隙类型:由于构造运动,先造成岩层背斜、褶皱、断裂,再抬升、侵蚀,在背斜高点地层被剥蚀,大陆酸性水沿背斜轴部裂隙自上而下渗透溶蚀,产生选择性的溶解作用,而造成溶孔、溶洞,形成缝洞相通的储集空间。例如四川地区下二叠统茅口组储层段,其顶的 P₁²段,在背斜轴部遭侵蚀而缺失,只在背斜翼部有保存,与上覆地层形成不整合或假整合接触。而主要储气层段(P₁¹)₃在背斜轴部,浅层多具以张裂隙为主的构造裂系统,向深部则为溶洞为主孔洞,并为裂缝所串通,构成洞缝相连的储渗系统。

裂隙型孔隙类型:主要发生在性脆质纯的致密灰岩或含泥灰岩中,受构造力作用产生多系统的张裂缝,构成储集空间较小的储气层。

孔洞型孔隙类型:此类储层较少,它是因受岩性结构控制,自然水体在岩石颗粒结构间的原始孔隙中对岩石进行选择性溶解作用,形成针孔状的储集空间,形成储气层。

碳酸盐岩储集层的岩性类型,也是储集性能的重要因素。从四川、鄂尔多斯和塔里木台地(四川油气区石油地质编写组,1989;马宝林等,1991)三大区统计结果表明,其主要岩性是灰岩和白云岩,约占半数以上,颗粒灰岩和白云岩,以及生物灰岩和藻白云岩,也占有一定的数量,而角砾灰岩和角砾白云岩,生物礁的数量较少(表 3)。各岩性类型如下。

表 3 碳酸盐岩储气层岩性类型比例表

Table 3 Proportion of different lithologic types in carbonate gas-reservoir beds

碳酸盐岩岩性组合	数 量	所 占 比 例 (%)
灰岩、白云岩	109	54.2
颗粒灰岩、颗粒白云岩	56	27.9
生物灰岩、藻白云岩	29	14.4
角砾灰岩、角砾白云岩	6	3.0
生物礁	1	0.5

(1)灰岩、白云岩类:包括泥晶、粉—细晶灰岩、含泥灰岩和泥质灰岩、白云岩、云质灰岩、细—中晶白云岩。

(2)颗粒灰岩、颗粒白云岩类:包括含鲕粒、砂屑、砾屑、球粒、生物屑、藻屑的灰岩和白云岩。

(3)生物灰岩、藻白云岩类:包括介壳灰岩、浅海生物灰岩、藻白云岩。

(4)角砾灰岩、角砾白云岩类:包括角砾灰岩、角砾白云岩,及溶蚀假砾云岩、膏溶假砾云岩、角砾化灰岩和云岩。

(5)生物礁类:各类生物礁。

碳酸盐岩储层中孔隙类型与岩性密切相关。不同的岩性类型在构造、成岩作用过程中造成储集孔隙类型的差异。可有以下情况。

(1)致密灰岩或含泥灰岩形成裂缝,纯灰岩在风化面下,遭淡水淋溶容易形成溶洞或溶孔。成岩过程中形成压溶缝合线和溶解缝。

(2)白云岩、白云化灰岩普遍形成溶孔、针孔、晶间孔、晶内溶孔、压溶缝。

(3)颗粒灰岩、颗粒白云岩,特别是鲕灰岩、鲕白云岩、藻屑白云岩、核形岩、团粒和球粒灰岩、砾屑白云岩,容易形成粒间孔、粒内孔、粒间溶孔、砾间溶孔、遮蔽孔。

(4)生物灰岩和藻灰岩,多形成腔内孔、遮蔽孔、窗格孔、鸟眼孔、藻纹层间孔、收缩孔。

(5)角砾灰岩、角砾白云岩,多形成砾间孔、砾间溶孔、膏溶孔。

(6)生物礁形成白云礁型白云岩溶孔,原生骨架孔、晶间孔。

前述及碳酸盐储层的孔隙类型与岩性间的关系,就碳酸盐储层的孔隙度的分布统计,世界油气管中灰岩储层和白云岩储层的数量大致相同,其孔隙度分布范围广泛,难以比较好坏。从我国情况看,孔隙度较高者多为白云岩储层,孔隙度高者白云岩可达 14—15%,而灰岩却小于 10%,从各类碳酸盐岩孔隙度的分析比较(表 4),白云岩的平均孔隙度也最大。

表 4 各类碳酸盐岩孔隙度分析

Table 4 Porosity of different types of carbonates

岩 石	样 品 数	孔 隙 度 (%)		
		最 小 值	最 大 值	平 均 值
白 云 岩	47	0.01	11.03	1.79
含硅泥质灰岩	34	0.33	6.04	1.11
泥晶灰岩、泥晶颗粒灰岩	85	0.22	3.99	0.78
微 晶 灰 岩	41	0.17	1.86	0.69
亮晶颗粒灰岩	96	0.12	3.29	0.67

* 摘自“桂林岩溶与碳酸盐岩”,1987

2.2 碳酸盐岩储层的形成机制

碳酸盐岩储层主要有两类,即灰岩和白云岩。碳酸盐岩在经历原生—早期成岩—晚期成岩—后期改造等过程,形成具有有效孔隙的储集空间的储层,因此碳酸盐岩储层的形成,不同于碎屑岩,主要不是原生生成,而是在成岩作用和后期改造过程中,产生次生孔隙而成。灰岩与白云岩所经历的成岩和改造的途径是不完全相同的。原因是它们所具有的化学组分不同,其结晶化学性质和结构不同,同时它们所包含的生物和岩石结构也不同,因而所形成的孔隙各异。例如原生的泥晶灰岩岩性致密,经构造作用产生裂隙,再经晚期的溶解和后期岩溶作用而产生孔隙。含颗粒、生物、内碎屑等结构的滩相沉积,在成岩早期可能经历早期成岩、暴露,遭大气水淋溶,使原生孔隙遭溶解,而变为原生溶解孔隙,再经晚期成岩的溶解,产生大量的次生孔隙,形成良好的储层。原生的灰泥经准同生作用形成白云质泥,经晚期的重结晶作用或埋藏白云化等

形成细一中晶白云岩或灰质云岩,再遭溶解产生次生孔隙,后期改造形成角砾状灰岩和角砾云岩储层。它们形成孔隙的途径是复杂、多途径的。关键是成岩环境。在碳酸盐岩储层形成机制中,应注意两个关键:一是白云岩化问题,一是灰岩岩溶作用问题。

(1)白云岩化问题

碳酸盐岩白云岩化是形成碳酸盐岩储层的重要作用。白云岩在地层分布比灰岩要少,但其储层则白云岩却居多。有两种情况。

①蒸发岩台地(或膏盐湖)的同生和准同生白云岩化则是形成白云岩的主要原因,它发生在海退期的局限台地中,这种蒸发岩台地所形成的白云岩,还常伴有石膏、硬石膏和其它盐类矿物的沉积,以及少量的层纹藻、藻屑和鲕粒等。白云岩形成于早期的蒸发泵白云岩化作用,后经盐类矿物的选择性溶解形成针孔白云岩储层。图1所示四川盆地中坝气田上三叠统雷口坡组储层和鄂尔多斯盆地奥陶系储层,为此种成因机制形成。

②潮坪沉积的白云岩化。潮坪由于处在局限海与浅滩之间,分布面积大,常有过渡相存在,如含鲕灰云坪、含膏云灰坪、藻云坪等。根据潮坪与海相通或与古陆淡水的混水情况,可造成不同的沉积物岩性组合:1)藻白云岩为主,含有鲕、藻屑。2)白云岩夹石膏和云质灰岩。3)含鲕灰质云岩。其孔隙的形成主要是早期同生和准同生作用白云岩化造成的,由渗透回流作用和混合岩化作用形成白云岩,经后期淋溶作用形成孔隙。由于结晶粗,晶间隙较大,易成为淋溶通道,产生良好的储集空间。这种成因的白云岩,面积广、厚度大,可形成大气田的储层。如鄂尔多斯盆地横川—靖边气田奥陶系储层(图2)、四川威远气田震旦系储层(图3)、四川上三叠统嘉陵江组储层等属此成因。另外礁型白云岩形成于局限海障壁岛外向开阔海的一方,由于生物礁原始孔隙好,当受潮汐作用的冲刷,大气淡水淋溶作用时,易白云岩化,并形成发育的溶孔。构成礁白云岩储层。此类储层储集性能极好,但我国发现尚少,仅建南气田上二叠统长兴组储层为生物礁。

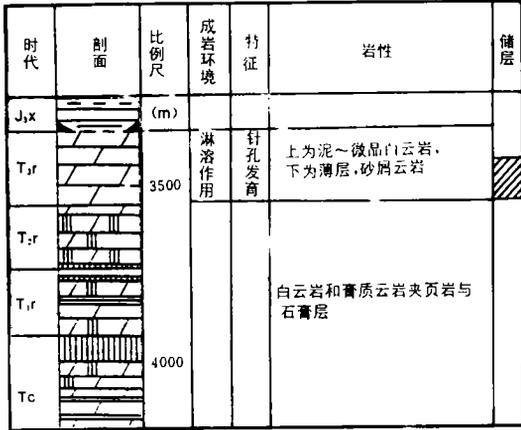


图1 四川盆地中坝气田上三叠统雷口坡组碳酸盐岩储层特征图

Fig. 1 Characteristics of the reservoir of Leikoupo Formation (T₃) in the Zhongba gas field, Sichuan Basin

可见,任何沉积环境和成岩环境下,碳酸盐岩产生白云岩化后,都可形成良好的储层。

(2)灰岩岩溶作用

岩溶作用是形成碳酸盐岩的溶解、溶蚀和坍塌等作用过程。灰岩是碳酸盐岩中分布最广,厚度最大的岩类,故灰岩的岩溶现象更为常见。灰岩只有经历成岩改造才能成为储层,由于灰岩保存原生孔隙的可能性比白云岩的机率更小,灰岩的储集空间的产生,除构造裂隙外,更主要是岩溶作用造成的孔隙。白云岩虽也有岩溶现象,但规模较小。

岩溶现象多发生在灰岩中,据前人在桂林一带泥盆系和石炭系碳酸盐岩的岩溶调查,均匀的纯碳酸盐岩(包括颗粒灰岩、含云灰岩、灰质云岩)岩溶作用后地表形成峰丛洼地、峰林谷地等岩溶地貌,地下形成落水洞、溶洞、地下河和岩溶泉。间层一断续状不纯碳酸盐岩,地表形成

从丘谷地或缓丘谷地,地下不形成溶洞。可见纯灰岩岩溶作用最强,桂林的许多大溶洞都产生在纯灰岩中。对不同类型的碳酸盐岩所做的溶解和溶蚀对比实验,结论与上述现象相符。泥晶灰岩、泥晶颗粒灰岩和亮晶颗粒灰岩的比溶解度和比溶蚀度值最高,白云岩最低。比溶解度是样品在通有 CO_2 的水中,测量单位时间内溶蚀液中化学溶解总量与标准样品溶解总量的比值。比溶蚀度是测量溶蚀前后试样的重量差与标准试样的溶蚀的比值。溶蚀量和溶解量的差值,计算试样的物理破坏量。从图4可见比溶蚀曲线与比溶解度曲线形状基本一致,说明碳酸盐岩在溶蚀过程中起主导作用的是化学溶解作用。灰岩的溶解速度大于白云岩,但物理破坏量则相反,使得碳酸盐岩岩石处于不稳定状态,而发生坍塌作用,形成角砾白云岩或角砾灰岩,由于白云岩的物理破坏量大于灰岩,故在地质历史中角砾白云岩为多见。如四川中石炭统的角砾白云岩、塔里木塔中一井的奥陶系角砾白云岩等储层,都是岩溶坍塌作用的产物。纯灰岩因溶解量大,即溶解速度也大,平均灰岩溶解度比白云岩高出36%,溶解速度要快1/3左右,因而影响碳酸盐岩的溶解速度的主要因素是岩石的物质成分,其次是结构组分。白云岩主要是沿着晶间孔隙渗透溶蚀,使结构疏松脱落,晶面残留较浅的溶蚀孔。亮晶方解石沿菱形解理强烈溶蚀而残留角锥。泥晶与亮晶同时存在时,由于溶解的比面积不同,泥晶较亮晶溶解快。颗粒灰岩沿颗粒边缘溶蚀较快,颗粒本身溶解较慢,所以颗粒灰岩容易形成粒间孔,白云岩易形成晶间孔。

控制岩溶作用的因素较多,主要的是岩石的成分和结构,在自然水体中,没有不含 CO_2 的纯水,当 CO_2 分压增高时,方解石的溶解速度比白云岩要快得多,温度的增高,水中 Mg^{2+} 、 Na^+ 等杂质离子的存在,都会提高方解石的溶解度。试验证实地下水和地表水对碳酸盐岩的岩溶作用是一样的,古代灰岩溶洞较白云岩要发育,其原因就是上述的方解石和白云石的溶解速度差异造成的结果。

岩溶作用是形成碳酸盐岩储层的因素之一。我国古生界碳酸盐岩分布很广,在基本成岩后,都受到了抬升和破裂变形,为岩溶作用提供了最基本的条件,岩溶作用发生较广,且影响深度大。但由于岩性的差异、地表水和岩石的接触方式和范围的差异、岩溶作用时间长短和差异,所造成的岩溶作用效果也不相同。例如四川盆地威远气田在构造中部,二叠系 P_1^4 层段被侵蚀殆尽,而形成南北向的百余米大溶谷。相国寺气田中石炭统的碳酸盐岩仅沉积在志留系凹凸不平基底的凹陷处,并于中石炭世晚期抬升,遭受侵蚀,岩溶作用在中石炭地层中产生角砾白云岩和角砾灰岩,形成储层(四川地区石油地质编写组,1989)。短暂的局部隆起的顶部遭受

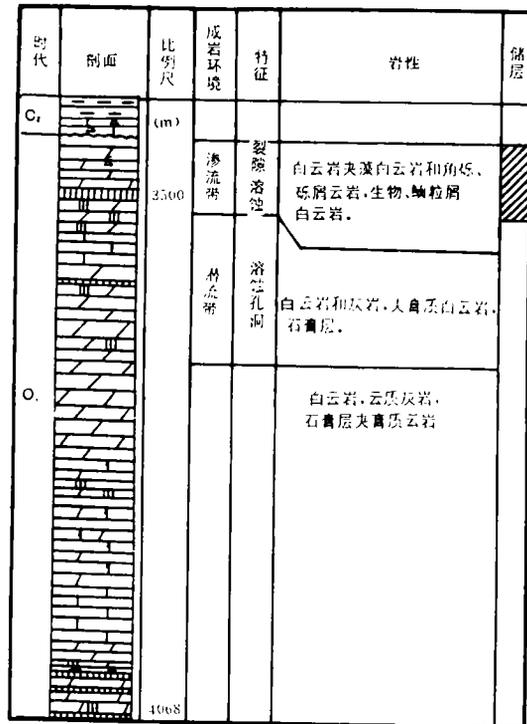


图2 鄂尔多斯盆地陕参1井奥陶系储层特征图

Fig. 2 Reservoir characteristics of the Ordovician system in Well Shancan-1, Ordos Basin

侵蚀,发生局部的岩溶作用,一般岩溶作用强度轻微,仅波及表层,如川南泸州隆起的顶部,在中三叠世抬升,造成嘉四—嘉五段的局部侵蚀,在嘉三层中选择性的溶解作用形成针孔状孔隙,构成嘉陵江组储层。在有沉积间断的长期的抬升隆起区,地层中普遍存在假整合面或不整合面,接触界线以下的碳酸盐岩,不仅表层有岩溶地貌形成,而且在沉积间歇期的大气淡水的淋溶作用下,以垂直方向的渗透为主,以侧向的渗透潜流为辅的水体,对岩石进行溶解、溶蚀的作用,没有坍塌作用,成为有效的溶解、溶蚀孔隙,构成储层,如四川盆地茅口组和震旦系的储层。岩溶作用最强烈的地方是古潜山和古潜台,其侵蚀和沉积间断时间长,可达1—2亿年

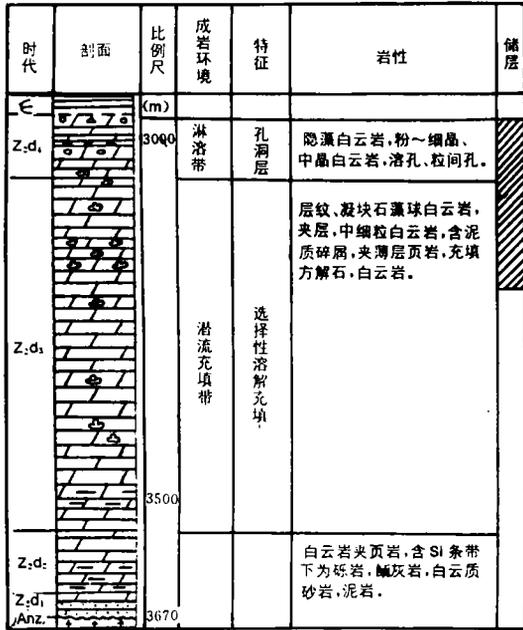
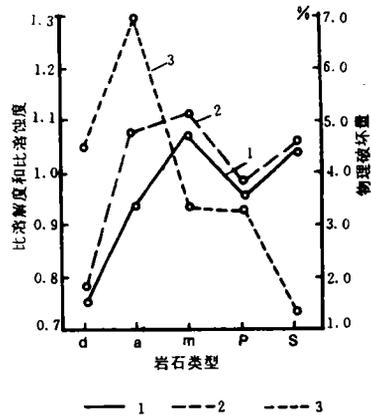


图3 四川盆地威远气田震旦系储层特征图
Fig. 3 Reservoir characteristics of Sinian System in the Weiyuan gas field, Sichuan Basin

以上。潜山式岩溶作用是以侧向潜流为主,垂直渗透为辅,侧向潜流造成溶洞和暗河。沿层的侧向潜流在易溶的灰岩中形成潜流带,在洞穴中造成坍塌形成角砾岩,在暗河中充填泥砂物质,表层风化壳不发育。如塔里木盆地轮南—英买力地区奥陶系岩溶(童晓光、梁狄刚主编,1992),表面风化壳不发育,渗流带厚度只在百米以内,潜流带依潜水面变化而变化,潜水面的多次反覆变迁,使渗流溶解、溶蚀形成的孔隙,又遭潜流沉积物充填,部分堵塞,再次溶解又形成孔隙,成为储层。潜台式岩溶作用以垂直渗透为主,侧向潜流为辅,其特征为除表层形成风化壳外,地下渗透经溶解、溶蚀后,发生不同程度的坍塌,形成角砾岩,砾间孔发育。如鄂尔多斯盆地陕参一井奥陶系储层,表层风化面发育,其下有十余米角砾白云岩,角砾与上伏层岩性一致,不显任何搬运痕迹,显然是坍塌而成。

岩溶作用造成碳酸盐岩各类孔隙,有时各类孔隙迭置复合,加强储集空间的有效性,促成良好的储集层的产生,能形成大型的气田。



1. 比溶解度 2. 比溶蚀度 3. 物理破坏量
* 摘自“桂林岩溶与碳酸盐岩”,1987
图4 主要类型碳酸盐岩比溶解度、比溶蚀度和物理破坏量变化曲线图
Fig. 4 Curves showing the change of ratio solubility degree, ratio dissolution degree and physical destruction quantity in main types of carbonates

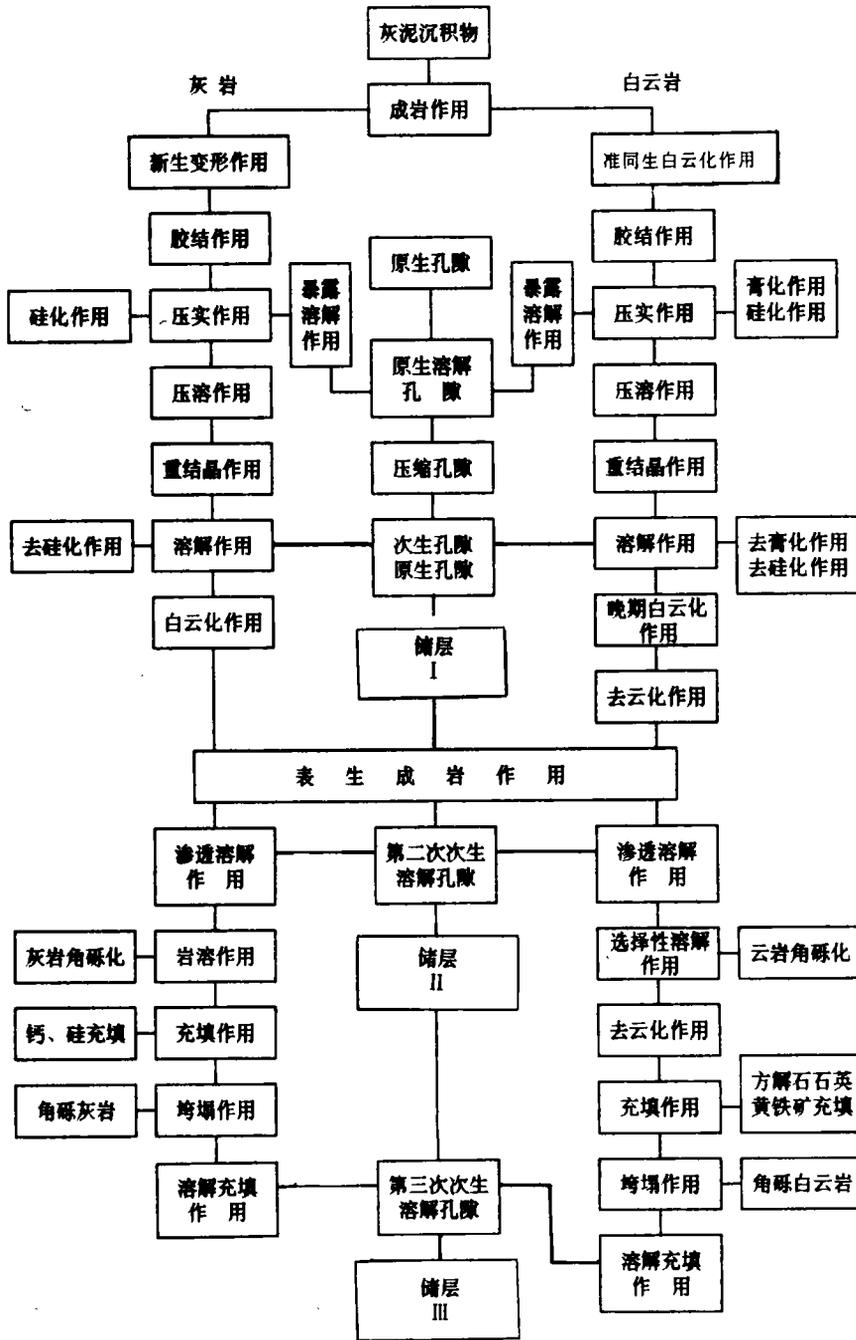


图 5 碳酸盐岩成岩作用、储层形成模式图

Fig. 5 Model of the carbonate diagenesis and the formation of reservoirs

3 碳酸盐岩储层形成的成岩模式

沉积物脱离水体进入埋藏后,成岩作用因地温和地层压力的增加,再加上地表大气水的作用,会使碳酸盐沉积物发生一系列的变化,正常的成岩作用次序是有规律的,但正演化序列常被地质作用的事件而改变,使同一成岩作用多次反复发生和间断,造成复杂的成岩现象,根据我国各地碳酸盐岩成岩作用发生条件,提出以下成岩序列、储层形成模式(图5)。

碳酸盐沉积物在成岩过程中,由于成岩作用的不同,对其储集性能的形成,有的具建设性的改造,有的具破坏性改造。在不同的成岩阶段,可有三次溶解作用能形成孔隙,产生有效的碳酸盐岩储层。碳酸盐沉积在滩、潮坪、礁等微环境中,能最早局部暴露,在大气淡水的溶解作用,形成部分孔隙,但这种孔隙在早期的胶结作用中,被胶结充填,不能形成储层。第一次大规模产生次生孔隙的溶解作用发生沉积物埋藏以后,生、储同时埋藏,碳酸盐的溶蚀与有机质向成烃方向转化过程中释放出的有机酸有关,原始有机质中的蛋白质、脂类物分解为氨基酸、脂肪酸等,这些腐殖酸随着成岩早期的压缩水对碳酸盐矿物第一次形成侵蚀、溶解作用,产生早期次生孔隙为主要储集空间的储层。此次储层形成时,有机质处于未成熟阶段,埋深小于1000米(中国科学院地球化学所,1982)。根据碳酸盐的沉积速度 $0.05-0.01/a$ 计算,要完成这次储层的形成过程则最短需要1亿年的时间。第二次次生孔隙的溶解作用产生的储层,是经过成岩后的地表淡水淋滤溶解作用形成的,一般存在于不同期的生、储关系内。也可以是第一次溶解后再次重复溶解形成储层,此类储层多位于风化面之下,储层孔隙越向下越小,如鄂尔多斯盆地奥陶系储层、四川盆地震旦储层。当碳酸盐岩之下有不透土层阻隔,更能加强溶蚀强度,产生选择性溶解形成角砾岩,成为储集性能更好的储层。如四川盆地川东石炭系储层,其下为不透水的志留系页岩,石炭系白云岩遭受选择性溶解,形成角砾白云岩储层。第三次次生溶解孔隙储层是在两次溶解的基础上,之后发生严重的岩溶坍塌、孔隙充填,再经长期深化地表水渗透潜流,溶解成孔,经过多次反复的充填—溶解,储层已完全改变了原面貌,只有那些未被充填和半充填的孔隙成为储层的储集空间,如塔北和塔中储层。储层形成的质量如何,要看成岩作用阶段,侵蚀时间的长短,从实际情况看第二次储层的形成最为理想,此成岩阶段有充分形成孔隙的时间和条件,又未产生后期的充填,能成良好储层,形成规模较大的气田。

收稿日期:1994年10月15日

参 考 文 献

- [1] 马宝林等,1991,塔里木沉积岩形成演化与油气,北京:科学出版社,141—170。
- [2] 四川油气区石油地质志编写组编,1989,中国石油地质志(卷十),北京:石油工业出版社。
- [3] 李国玉等,1987,中国气田图集,北京:石油工业出版社。
- [4] 童晓光、梁狄刚主编,1992,塔里木盆地油气勘探论文集,乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社。
- [5] 中国科学院地球化学所,有机地球化学室与沉积室,1982,有机地球化学,北京:科学出版社。
- [6] 罗宾·巴瑟斯特,中国科学院地质研究所翻译组译,1977,碳酸盐沉积物及其成岩作用,北京:科学出版社。

A Diagenetic Model on the Formation of Carbonate Gas Reservoirs in China

Zhu Lianfang

(Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, 730000)

Abstract

The formation of carbonate gas reservoirs has a close relation with the diagenetic environment, which controls the development of primary and secondary porosities in carbonate reservoirs. In terms of burial depth and features of water medium, the diagenetic environment can be divided into three types, i. e., marine, burial and epidiagenetic environments, of which the most favorable porosity zone is shallow flat, beach and reef environments and meteoric vadose zone in epidiagenetic environment.

The mechanisms responsible for the formation of carbonate reservoirs are dolomitization and karstification. The fact that the excellent pore-type reservoirs are commonly present in dolomite has been confirmed in many gas fields in China. The strata in which the giant gas fields formed are Sinian, Carboniferous in Sichuan Basin and Ordovician in Ordos and Tarim Basin. The dolomitization developed in different stages can all produce excellent intercrystal and intergranular porosities as well as secondary porosity. The gas field reservoirs relevant to the karstification in China account for 83% in the total numbers of the proved gas fields. The intensity and depth of karstification vary directly with the exposure time. Accordingly, the time for the slight karstification is approximately 5–20 Ma, the intermediate 40 Ma and the extensive 100–200 Ma, of which the first and the second contain the best porosity. Therefore, when assessing reservoir quality, this factor should be taken into consideration.

The experiment results of comparison study on dissolubility and corrosion between different types of carbonate rocks indicate that limestone is greater than dolomite in dissolubility, but inversely in physical destruction quantity leading to the frequent observation of dolomite breccia and solution cave in limestone in geohistory. The pure limestone appears to have the large dissolubility and rapid dissolution rate, and the average dissolubility of limestone is larger than that of dolomite by 36%. In addition to composition, the texture is also the main factor affecting the dissolubility. Thus, dolomite is easy to form dissolution pore along the intercrystal fissure, and micrite limestone, possessing a large specific surface area than sparite, is of rapid dissolution rate. For this reason, the karstification of ancient limestone is better developed than dolomite, which makes the limestone an excellent reservoir in gas fields of China.

On the basis of the integrated features of carbonate reservoir with different ages in different areas of China, the author has proposed a diagenetic model on the reservoir formation, which describes the formation of reservoir undergoes three important episodes in different diagenetic stages. The first episode to form secondary porosity on a large scale is closely related to the dissolution as a result of organic acid released from the transformation of organic matters to hydrocarbons, and the organic matter is in immature stage with burial depth less than 1000m. This episode spans at least 100 Ma. The second episode is in epidiagenesis when meteoric water leaks and dissolves the carbonate rock. Most gas reservoirs are formed in this period. The dissolution occurs in 5–200 Ma after sediment consolidation. The third episode is developed on the basis of the former dissolution and corrosion, and, while considerable karstification and collapse take place, resulting in pore fillings re-dissolved and after repetition of filling and dissolution, the reservoir has changed its original features completely, in which only those effective porosities with no pore fillings or semi-filled are contributed to the reservoir formation.