

川东上二叠统生物礁成岩作用与孔隙演化

雷卞军

强子同

陈季高

(江汉石油学院, 湖北沙市)

(西南石油学院, 四川南充)

(地质勘探开发研究院, 成都)

川东地区上二叠统长兴组生物礁礁体经历了海底、潮坪、陆上、浅-中埋藏和深埋藏成岩环境, 而礁间相和非礁相沉积直接从海底成岩环境进入浅-中和深埋藏成岩环境。礁灰岩中的大量原生孔隙被海底和埋藏成岩环境中多期胶结物充填而丧失殆尽。礁间生物屑灰泥沉积物微孔隙在压实过程中逐渐消失。礁体的白云岩主体是埋藏成岩环境中形成的, 一般孔、渗性良好。礁顶发育2—7 m厚的潮坪白云岩, 则孔、渗性很差。

关键词 生物礁 成岩作用 成岩环境 孔隙演化

第一作者简介 雷卞军 男 36岁 讲师 沉积岩石学

自1983年川东地区发现二叠系长兴组生物礁气藏以来, 该层位生物礁一直是油气勘探的

重要目标。川东坳褶带现已找到了多处井下和地面的生物礁(图1)。这些礁体都不同程度地发生了白云岩化。勘探实践和储层研究表明: 长兴礁气藏的储集单元是礁体的白云岩化部分。一些工作者对长兴礁作了成岩作用和储层研究^[1-3]。但对于储层研究的关键问题——多孔白云岩的成因和分布规律, 以及埋藏成岩作用仍不深入。本文在研究中从以下几个方面着手: 礁体和礁间成岩作用的差别和相互关系; 礁体不同部位经历各种成岩作用的强度和成岩作用序列; 地面和井下礁相成岩作用的异同。另外, 还进

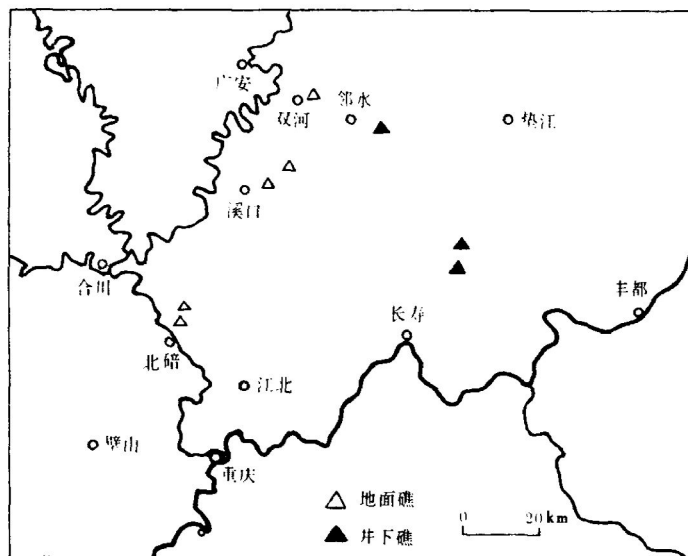


图1 地理位置和生物礁分布图

行了较系统的地球化学研究^{*,**}。旨在阐明礁体和礁间的成岩史和孔隙演化史, 确定多孔白云岩孔隙形成的原因、时间及其分布规律。

本文1990年10月18日收到, 1991年3月29日改回。

* 雷卞军, 四川邻水上二叠统生物礁成岩作用及白云岩化成因, 西南石油学院硕士论文, 1988。

** 强子同等, 四川鄂西上二叠统生物礁白云石化的地球化学特征, 1990。

一、沉积背景

晚二叠世四川及邻区发生了由东向西的海侵事件。吴家坪期川东地区的沉积环境是碳酸盐缓坡,长兴组生物礁是沿碳酸盐缓坡向西爬升的海侵礁^[4]。到了晚二叠世末期快速的碳酸盐沉积作用已将缓坡逐渐转变成了碳酸盐陆棚。鄂西利川位于碳酸盐陆棚边缘,生物礁发育最早且最完全,构成了陡峭的陆棚边缘。长兴期中时,建南、石柱一带发育了礁体,到了长兴期晚时终止生长。通过长兴期晚时的沉积补偿,建南、石柱一带含礁的长兴组与不含礁的长兴组的厚度差不多。长寿、邻水、华蓥山和北碚一带礁体发育在长兴组中上段,直至顶部,礁间相为含燧石团块生物屑灰岩。北碚老龙洞、文星场附近的礁体是靠岸陆棚浅水环境中的点礁,邻水、华蓥山和长寿一带的礁体为陆棚较深水区发育的礁生长速度与海侵速度相适应的塔礁。

川东长兴组塔礁的高宽比约 $1/3.5-1/8$,点礁的高宽比一般小于 $1/10$ 。造礁生物主要是串管海绵、水螅、Tabulozoa 和古石孔藻等。礁体为灰白色块状构造,不显层理。今地貌常为小石林或陡崖。礁核为骨架岩、障积岩和缠结岩,夹透镜体状和斑块状白云岩及白云岩化的腕足棘屑泥粒岩。礁翼为厚层至块状白云岩与礁间生物屑灰岩呈指状穿插。礁体四周礁间相为深灰色、灰色薄层夹中厚层含燧石团块或条带生物屑灰岩(图版 1-1),生物屑主要为藻类、有孔虫和筴等。礁间相沉积时水体比礁相明显加深。

二、礁体和礁间的成岩作用

礁体和礁间沉积环境的水动力、生物等条件有明显的差异,这些条件控制着礁核、礁翼和礁间各环境的沉积作用,同时,这些条件对各个环境沉积物的近地表成岩作用也有一定的控制作用,使礁核、礁翼和礁间的近地表成岩作用差别显著。如礁核礁灰岩中原生孔隙发育,海水循环好,海底胶结作用十分强烈,礁体硬化迅速;礁间的生物屑灰泥中缺乏原生孔隙,通常处在浪基面之下,水体循环差,海底胶结作用微弱;礁翼沉积物的海底胶结作用强度则介于前两者之间。在后来的埋藏压实作用下,已经固结硬化的礁灰岩有很强的抗压实能力,而礁间的疏松的生物屑灰泥受压实作用影响较大,陆棚上塔(点)礁沉积体系中各相带近地表成岩作用的差别又导致了它们在埋藏成岩变化中不同的响应,因而最终是礁体和礁间的成岩途径不同、孔隙演化史不同以及今孔隙保存状况不同(图 2, 3)。长兴组生物礁的成岩作用相当复杂,成岩事件发生总顺序(图 2, 3)的确定,是综合分析了礁体不同部位的成岩作用顺序得出的。下面先描述塔(点)礁沉积体系中的主要成岩作用,然后再讨论成岩环境。

1. 泥晶化作用 泥晶化作用发生在生物和颗粒被胶结之前,泥晶化在颗粒岩、礁骨架岩中比较显著(图版 1-2, 1-5),生物屑泥粒岩、粒泥岩中次之,而泥状灰岩和生物屑定向排列的泥粒岩几乎没有泥晶化现象。以上泥晶化现象说明由藻和真菌活动引起的泥晶化作用趋向于发生在海底水动力强、孔隙水循环好的沉积环境。

2. 溶解作用 根据显微溶解结构及与其它成岩作用的关系,可以将溶解作用分为早、晚两期。(1) 早期溶解作用,这期溶解作用在礁顶部较显著,也波及到礁体内部,表现为礁顶的颗粒岩和泥粒岩中泥晶化组分未被溶蚀,其余部分均受溶蚀,溶蚀作用形成了较多的铸

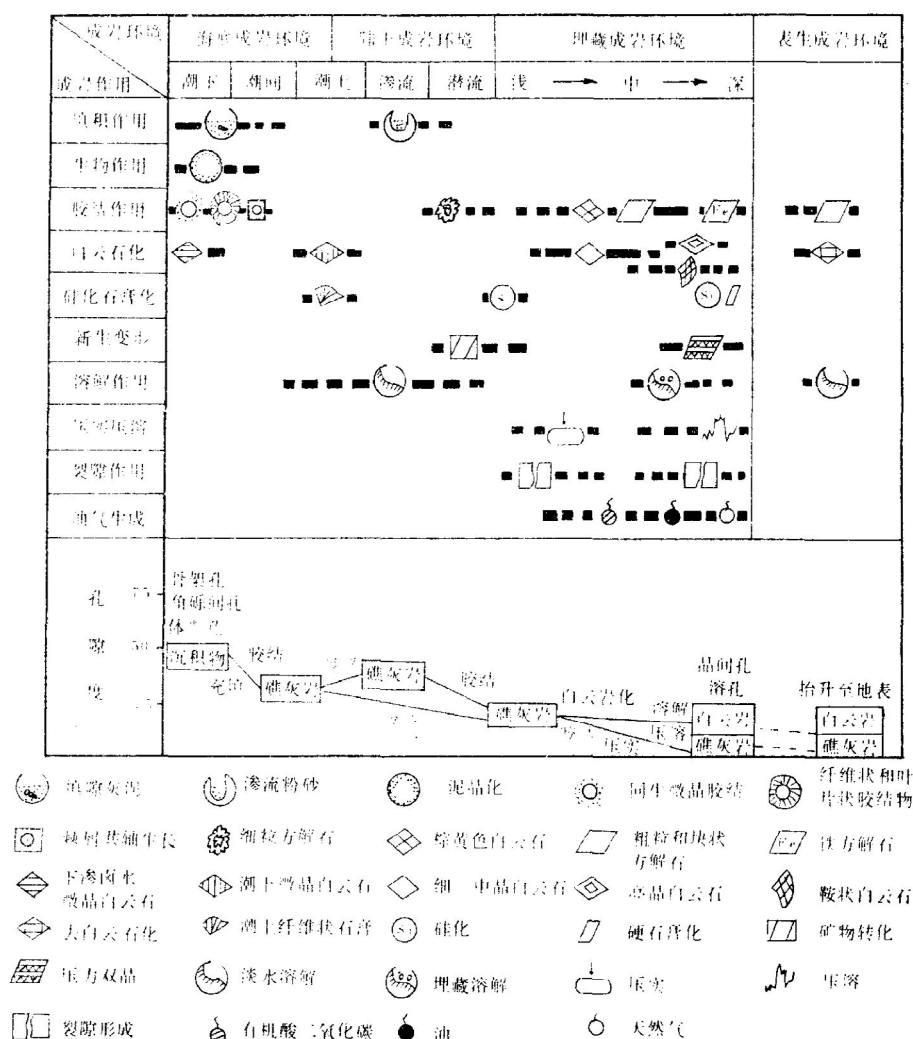


图2 礁体成岩作用及孔隙演化模式图

模孔、粒内和粒间溶孔(图版 I-3)。礁体内的生物骨骼上有时可见早期溶解作用形成的不规则溶沟,原生孔隙中纤维状胶结物被溶蚀改造,使其与后来的粗粒和块状方解石胶结物呈“结构不整合”接触^[1]。这些选择性溶解成岩原始组分和早期组分的特征表明这期溶解作用是在成岩早期大气淡水条件下发生的。(2)晚期溶解作用,这期溶解作用在礁白云岩中最为明显,在礁灰岩中则不多见。成岩晚期白云岩中仍有较好的孔、渗性使成岩流体较易进出,有机质成熟早期释放的有机酸等物质使成岩流体变得略具溶蚀性,它们选择性溶解白云岩中的方解石质残余,形成大量晚期溶孔(图版 II-8)。礁灰岩中晚期溶解作用表现为:a)骨架孔中纤维状胶结物和粒状方解石遭受溶解,使后来的鞍状白云石胶结物与前两者呈结构不整合接触。b)晚期溶孔截断了充填亮晶方解石的早期裂隙,在晚期溶孔中先沉淀白色亮晶白云

* 雷下军,四川邻水上二叠统生物礁成岩作用及白云岩化成因,西南石油学院硕士论文,1988。

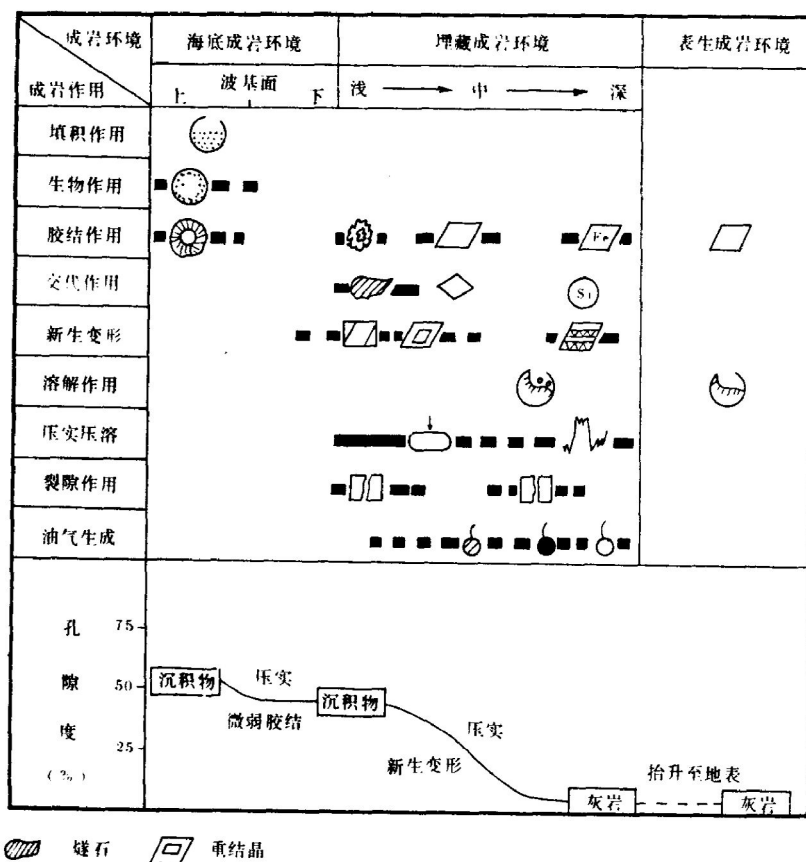


图3 礁间成岩作用及孔隙演化模式图

石，然后沉淀块状亮晶方解石胶结（图版 I-4）。

3. 矿物稳定化作用 在海底形成的矿物文石、高镁方解石，随成岩环境和成岩条件的变化发生向低镁方解石的稳定转变。同时，泥晶方解石也趋向重结晶成微亮晶。文石和高镁方解石两者向低镁方解石的转变有所不同，文石在转变过程中晶格发生变化，骨骼内部结构往往遭到破坏，如绿藻经成岩变化后内部结构只留残余痕迹。高镁方解石质的骨骼经过矿物稳定化作用后，原生结构往往得到保存，如介形虫壳的层纤结构和苔藓虫的平行片状结构。有时在一个原生孔隙内见到纤维状胶结物的溶解作用和新生变形作用共生。纤维状胶结物重结晶后，使原来的束状消光变为边界不清的细等粒状消光。有的纤、叶片状胶结物新生变形后具有变曲的解理、扇形波状消光的特征（图版 I-6），Bathurst 把这种胶结物结构称为放射轴纤维状嵌晶^[8]。礁间生物屑泥粒岩、粒泥岩的泥基质的新生变形很普遍，新生变形微亮晶大小不规则，晶粒边界一般呈弯曲状和不规则状，微亮晶常交代颗粒和包围着港湾状的泥晶残余。礁体内生物骨骼和灰泥基质新生变形作用不发育。

4. 裂隙作用 根据裂隙的切割和被切割关系以及充填的矿物成分和物质，大致可分出三期裂隙。

第一期裂隙较发育，它们切割了生物骨骼，纤、叶片状胶结物，渗流粉砂等，但未切割白云石胶结物、块状方解石胶结物及其之后的成岩组分。有时这期裂隙被晚期溶孔截断（图版 I-4），有时被细晶白云石交代和截断（图版 I-3）。裂隙通常略带弯曲，常有绕过颗粒现

象,以上特征均表明这期裂隙作用发生在浅一中埋藏成岩环境,可能是由于上覆非静水压力的差异引起的负荷调整所导致发生的。充填裂隙的矿物有方解石和白云石,方解石充填的可能形成稍早些。

第二期裂隙相对较少,它们除了切割第一期裂隙切割的组分外,还切割了较晚形成的块状亮晶方解石、鞍状白云石和埋藏交代成因的细-中晶白云石。裂隙形态一般窄而直,隙间常充填铁方解石(图版1-5)。

第三期裂隙几乎切割了所有的成岩组分,成群出现,裂隙内充填沥青。这期裂隙是由构造运动产生的应力造成的。

5. 压实、压溶作用 礁体的礁灰岩由于生物和早期胶结作用使其迅速硬化,压实作用影响微弱。礁翼的腕足棘屑泥粒岩中有颗粒粗大和较稳定的棘屑、腕足壳承受压力,隙间的灰泥和小生物受压不大。礁间的生物屑灰岩压实最明显,礁间和礁翼的压实标志有:(1)生物颗粒(如棘屑)呈嵌入状、微缝合线状接触,(2)腕足壳、瓣鳃壳和三叶虫骨片被压折或压断,(3)蠕孔藻和有孔虫等被压变形和脱离,(4)粗粒和块状方解石胶结物和棘屑共轴生长单晶中形成压力双晶(图版1-6)。

压溶作用的标志是缝合线和溶解缝,它们在礁体和礁间各种碳酸盐岩中均有出现。白云岩中缝合线相对少表明抗压溶性较强。两种岩性的界面处缝合线和溶解缝较多,说明在此界面上非静水压力易达到较大值。缝合线中总是充填着沥青,表明它是油气在碳酸盐岩中运移的通道之一。

6. 硅化作用 我们认为礁间生物屑灰岩中的燧石团块和条带是成岩早期交代成因的,其岩石学证据:(1)燧石中硅化的生物化石与围岩中生物化石是一致的,并且燧石中化石常常保存完好,未被压扁和变形,(2)燧石有时和围岩共同被不平直的早期裂隙切割,(3)燧石被自形程度较好的细晶白云石交代。

另外,礁体内还有极少量晚期硅化作用,石英交代孔隙中的亮晶方解石和白云石胶结物,具有明显的蚕食结构。石英交代生物碎屑和石英充填裂隙的现象也可见及。

7. 白云岩化作用 白云岩化是川东上二叠统生物礁的一个重要成岩事件,主要发生在礁体的上部和翼部。在礁冠的上部白云岩连片分布,礁冠下部白云岩与礁灰岩似互层状分布,礁体内部白云岩呈透镜状和斑块状分布。礁翼厚层至块状白云岩与礁间生物屑灰岩呈指状穿插。从礁翼到礁核白云岩化程度逐渐减弱。大多数工作者笼统地把长兴组礁白云岩归为淡水和海水混合作用的产物^[1-3]。笔者研究发现白云岩有埋藏交代成因的、潮坪成因的和下渗卤水交代成因的,但岩石学和地球化学证据都与“混合水”模式不相符合。根据白云石的产出状况、晶形、形成时间和形成方式(交代的还是沉淀的)等,将其分为五类:

类型1:礁顶微-粉晶白云石,显微镜下呈混浊的半自形晶粒,与其伴生有藻纹层和放射状纤维石膏假晶(图版1-7)、钻孔和潜穴被淡水溶蚀改造构造(图版1-1)、鸟眼构造、干裂等潮坪沉积成岩标志。潮坪白云岩在本区塔(点)礁顶部厚约2—7 m。

类型2:礁体内部微晶白云石,棕黄色或淡黄色他形晶粒,产出于礁体内各个部位,但它们没有构成白云岩,只是部分选择性地交代了某些礁灰岩中原生组分和近地表成岩组分,选择性交代生物骨骼和古石孔藻,古石孔藻被交代后仍然保持生物状态。对泥晶胶结物和纤状胶结物的交代是顺着生长纹层,因此微晶白云石和胶结物似互层状生长。需要注意的是,这种微晶白云石没有交代粒状方解石及其之后的任何成岩组分。这些特征表明这期白云石化发

生在近地表成岩环境。

类型3: 细-中晶白云石, 数量多、分布广, 占礁体白云石总量的90%以上。说明这期白云石化发生在埋藏成岩环境的岩石学证据有: (1) 细-中晶白云石截断或交代早期裂隙中充填的方解石(图版Ⅱ-3)。(2) 这种白云石呈零星状或斑块状分布在缝合线附近, 缝合线可切过白云石, 白云石有时也可切过缝合线, 说明这些白云石与缝合线形成的时间相当。缝合线可成为白云石化流体运移的通道。(3) 燧石结核和团块被细晶白云石交代, 说明白云石化发生在后。细-中晶白云石有自形的、半自形的和他形的。自形白云石晶间孔较发育(图版Ⅰ-8); 半自形白云石通常晶粒粗大, 晶间孔和溶孔均不发育; 他形白云石处一般发育晚期溶孔(图版Ⅱ-6)。据 Gregg 和 Sibley 的研究, 自形和半自形白云石的形成温度较低, 他形白云石的形成温度较高^[6]。

类型4: 白色亮晶白云石^[7], 在胶结充填未盈的孔隙中, 尤其在白云岩晚期溶孔中可见到一种白色透明、自形程度好、晶粒粗大的白云石胶结物(图版Ⅱ-2, 8)。这种白云石胶结物中常可见到一些生长环带, 反映晶体缓慢生长过程中孔隙水成分的变化。流体包裹体测温表明这种白云石有较高的均一化温度。

类型5: 鞍状白云石, 本区鞍状白云石是生长在孔隙中的胶结物。通常为粗晶至极粗晶, 主要特征是具有弯曲的晶格和解理(图版Ⅱ-4), 故呈扫描式波状消光。本区鞍状白云石出现在细-中晶交代白云石或粗粒方解石胶结物之后, 其弯曲的解理中常充填有沥青质。这种白云石也有较高的均一化温度。

8. 去白云石化作用 在川东长兴组地面礁白云岩中发生了明显的去白云石化作用, 但板东4井等深埋藏的礁白云岩却没有去白云石化现象, 表明去白云石化作用发生在表生成岩环境。白云石被方解石交代的鉴定标志有: (1) 大的连晶方解石内有菱形的白云石假晶。(2) 菱形白云石晶体内有方解石斑点。(3) 白色亮晶白云石胶结物的去白云石化是从某些环带上开始的, 环带被方解石交代或被淋滤成孔, 孔壁上常见铁锈色氧化薄膜。以上去白云石化显微结构是在染色后的薄片观察的。

9. 胶结作用 根据胶结作用的先后次序、胶结物成分和结晶习性等, 共分出8种胶结物, 具体某一个孔隙内, 仅出现其中某几种。胶结作用在礁体不同部位的灰岩中有明显的差异, 以下胶结物排列顺序是综合分析得出的胶结作用的总顺序。

(1) 泥晶方解石胶结物, 它们在骨架孔中生物壁上呈包壳状沉淀, 色调较暗且粒度不均一。沉淀过程中可能受到蓝绿藻的粘结和生物化学作用。泥晶方解石胶结物常常被微晶白云石似顺纹层交代。

(2) 纤维状和叶片状方解石胶结物, 礁灰岩的骨架孔、体腔孔、角砾间孔和颗粒岩的粒间孔、体腔孔中都有等厚环边纤、叶片状胶结物(图版Ⅰ-2, Ⅱ-5、6), 它们的原始矿物成分分别是文石、高镁方解石。一般在生物骨骼表面的古石孔藻包壳上首先生长纤维状胶结物, 也有少数情况受生物骨骼原始矿物成分影响而先生长叶片状胶结物。纤维状胶结物在生长过程中常被微晶白云石顺着生长纹层交代后再继续生长。纤、叶片状胶结物与沉积原始组分灰泥具有相似的碳、氧同位素值, 说明它们具有共同的海水来源特征。

纤维状胶结物另外一种特殊形态是巨型放射球状(长达几厘米), 称为球文石(botryoidal aragonite), 据说现代红海碳酸盐沉积中也有球文石胶结物。

(3) 共轴生长方解石胶结物, 以海百合骨片为生长基底向外生长的胶结物与海百合单晶

消光一致。常见共轴生长胶结物与纤状胶结物共生,说明共轴生长胶结作用始于海水潜流带,共轴生长胶结物可以交代泥晶方解石则可能说明共轴生长作用可以延续至浅埋藏环境。

(4) 细粒状方解石胶结物,分两种,淡水潜流带沉淀的和浅埋藏期孔隙卤水中沉淀的。

淡水溶蚀形成的孔隙中常见细粒方解石胶结物(图版Ⅰ-1)。受淡水溶蚀影响的原生骨架孔中,可见到细粒方解石与纤、叶片状胶结物呈“结构不整合”接触。在大气潜流饱和带中Mg/Ca比低、去CO₂速度快,所以形成等轴状的细粒方解石胶结物。

在未受淡水溶蚀和影响的原生孔隙中,纤、叶片状方解石之后接着沉淀的是半自形复三方偏三角面体过渡到细粒方解石胶结物。它们的流体包裹体均一化平均温度是90℃,表明是埋藏成岩环境中形成的。

(5) 棕黄色白云石胶结物,礁灰岩孔隙中这期胶结物是礁体规模较大的一次白云岩化在礁灰岩孔隙中的表现。大多数原生孔隙中都有这期胶结物。棕黄色白云石先交代纤、叶片状胶结物或细粒方解石胶结物,然后在交代的底质上朝孔隙空间生长,白云石胶结物只有朝孔隙的外侧具菱形晶体且相对较透明。实质上这种白云石胶结物是介于交代白云石和白色亮晶白云石胶结物之间的产物。

(6) 粗粒和块状方解石胶结物,粗粒状方解石呈折线状接触镶嵌结构,块状方解石常呈一个单晶占据孔隙中心(图版Ⅰ-5,6)。两者相比,粗粒状方解石形成较早,块状方解石则有早有晚。粗粒方解石常在细粒方解石之后生长。块状方解石有时出现在叶片状方解石之后(图版Ⅰ-6),有时出现在棕黄色白云石胶结物之后(图版Ⅰ-5),还有的出现在白色亮晶白云石胶结物之后(图版Ⅰ-4)。

还有一种含铁的块状方解石胶结物,形成较晚且数量少,充填在最后剩余的孔隙中,或充填在晚期裂隙中(图版Ⅰ-5)。

粗粒和块状方解石胶结物均一化温度范围是120—140℃,属深埋藏成岩环境的产物。

(7) 白色亮晶白云石和鞍状白云石。两者均一化温度范围150—250℃。

(8) 块状方解石胶结物,充填在地面礁白云岩晚期溶孔中,均一化温度90℃左右,可以说是借助了包裹体测温资料,我们才识别出这种后期充填的方解石胶结物,它们是在地面礁被构造作用抬升过程中温度降低情况下沉淀的。

三、成岩环境分析

根据川东地区地表和井下长兴组生物礁和礁间成岩作用的详细研究,我们认为:塔(点)礁经历了海底成岩环境、潮坪成岩环境、陆上成岩环境、浅-中埋藏成岩环境和深埋藏成岩环境,而礁间和非礁相未曾暴露于大气和经历陆上成岩作用,直接从海底成岩环境进入埋藏成岩环境(图2,3)。另外,今地表的礁体还经历了表生成岩作用。

1. 海底成岩环境

在晚二叠世碳酸盐陆棚海域中,塔(点)礁具有隆起的地貌,生物格架具有明显抗浪作用。由于生物作用和海底胶结作用,礁体硬化较快,原生孔隙系统发育,包括骨架孔、体腔孔和角砾间孔等,附礁生物的侵蚀作用也使礁体产生了许多孔洞。礁体水浅光照充足,钻孔藻和真菌发育造成泥晶化作用普遍,生物化学作用促使泥晶方解石围绕着生物骨骼外壁沉淀。骨架孔和角砾间孔部分被含细小生物屑的灰泥充填。所有的原生孔隙都被等厚环边纤维状、叶

片状胶结物充填,使原生孔隙大为降低。

广大的礁间一般处在浪基面之下,水动力较弱,大部分生物屑灰泥沉积物处于疏松的富含隙间水的状况,由于没有活跃的海水在微孔隙内循环,海底胶结作用和泥晶化作用均不发育,只有极少量生物体腔孔中和数量不多的生物屑颗粒岩中才有纤维状胶结物产出,泥晶化作用在颗粒岩中发育,生物屑颗粒岩是海平面波动到低海平面期在浪基面之上水体中沉积的。

2. 潮坪成岩环境

川东塔(点)礁顶部一般具有完整的潮下→潮间→潮上向上变浅的潮坪沉积层序。潮坪沉积、成岩作用的标志包括:(1)潮坪准同生微晶白云岩。(2)藻纹层,一般几厘米至十几厘米厚,由蓝绿藻粘结碳酸钙灰泥而形成,微晶白云石又选择性地交代了富屑纹层且仍保持着藻纹层的形态(图版 I-7)。(3)放射纤维状石膏假晶,其集合体为扁锥状或伞状。纤维体长度约 3—8 mm,石膏假晶现已是方解石质仍保持着原来的形态(图版 I-7)。(4)溶蚀淋滤构造,礁顶常见生物钻孔、潜穴密集处被淡水溶蚀淋滤成为不规则孔洞,在垂向上呈断续的网络状,这些溶蚀孔中被粒度不均一的细粒状方解石充填(图版 II-1)。

潮坪是一种特殊的沉积、成岩环境,成岩作用与沉积作用几乎同时进行,成岩作用受海水、淡水、大气水和气候的控制。古地磁资料表明晚二叠世四川位于赤道附近,广泛发育煤系,因此当时应该是热带潮湿气候。上述沉积成岩特征也恰好反映了这种气候特征。热带潮湿气候潮坪在旱季和雨季的主要成岩作用是不同的(图 4)。在旱季,礁顶碳酸盐泥坪中可以形成干裂,潮上带蒸发作用形成微晶白云石和纤维状石膏。洼地里海水蒸发浓缩成的卤水顺着礁的孔隙系统向礁体内下渗,选择性地交代生物骨骼、泥晶胶结物、纤维状胶结物,形成了礁体内准同生微晶白云石。在雨季,淡水注入形成了礁顶的溶蚀淋滤构造,石膏被细粒方解石交代,细粒方解石在溶蚀孔中沉淀。旱季和雨季的交替使上述两类不同的成岩作用交替进行。礁体内微晶白云石顺泥晶和纤维状胶结物生长纹层数次交代现象可以作为旱、雨季成岩作用交替进行的一个较好的例证。

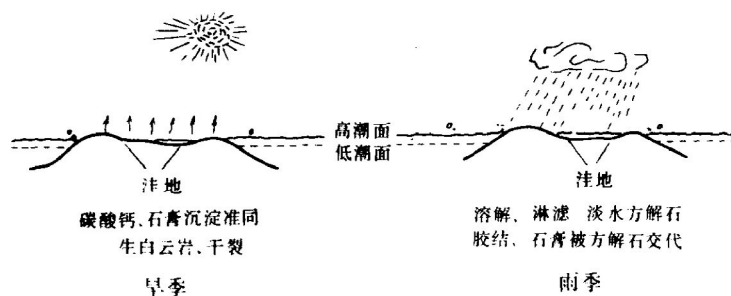


图 4 热带潮湿气候礁岛潮坪成岩作用示意图

3. 陆上成岩环境

礁顶充分暴露于大气后,礁体上部经历了陆上成岩作用,礁顶部的生物屑颗粒岩和泥粒岩的强烈淋滤作用发生在淡水渗流带。淡水潜流带和混合水带的范围较广,但由于礁体四周海水的迅速掺合。因此这些带内溶解作用比较弱,有些原生孔隙中纤维状胶结物部分被溶解,部分发生了新生变形。潜流饱和带内还有细粒方解石胶结沉淀。礁顶未见古土壤和植物化石,说明礁体暴露的时间不长。

礁间一直处于海底环境,没有淡水溶蚀迹象,未经历陆上成岩作用,矿物的稳定化作用完全是在埋藏成岩环境中进行的。

4. 浅-中埋藏成岩环境

长兴组刚进入埋藏成岩环境时,礁间发生了大规模的硅化作用(形成燧石团块和条带)。火山作用、河水带入及硅质生物的溶解提供了硅的来源。沉积物刚被埋藏时,喜氧细菌消耗沉积物中氧气,引起pH值降低,当pH低于7.5时就会发生硅质交代碳酸钙。这时的沉积物中含有大量微孔隙水,能使成岩流体顺利地迁移,以利于硅化作用大规模进行。而硅质呈结核状、团块状和薄层状富集则可能与死亡后的生物造成的pH值稍低的微环境有关。硅质最初形式可能是蛋白石-A,以后逐渐转变为蛋白石-CT,最终变为玉髓组成的燧石。

浅-中埋藏成岩阶段压实作用的主要对象是礁间沉积物。礁体因生物作用和胶结作用迅速硬化,经历大气水成岩作用又使其稳定成分增加,因而礁体在物理上、化学上都具有抗压实能力。相反,礁间的生物屑灰泥沉积物海底胶结作用和泥晶化作用微弱,又未经历大气水成岩作用,进入埋藏成岩环境时仍是疏松的含大量同生海水的灰泥,随着上覆沉积物增厚压实作用增加,隙间流体逐渐排出,孔隙度逐渐降低。在此同时排出的隙间水富含由文石、高镁方解石向低镁方解石转变时释放的 Mg^{2+} 。随压实流体向上和向孔隙性较好的礁体运移。随着埋藏深度加大、地温逐渐增高,创造了有利于形成有序白云石的热力学条件,漫长的埋藏成岩作用有利于克服化学动力学上的障碍,使礁体上部和翼部发生大规模的白云岩化。在五岔沟礁间含燧石团块灰岩中夹有一层0.5 m厚的灰质白云岩,延伸较远并通向礁体,推测为压实流体通道。

礁灰岩在浅-中埋藏期骨架孔内沉淀了棕黄色白云石和粗粒、块状方解石胶结物,使礁灰岩的孔隙逐渐被充填。这个时期形成的裂隙加强了成岩流体的运移。

5. 深埋藏成岩环境

川东地区长兴组经历了深埋藏成岩环境,深度一般大于2000 m。总的来看,礁体和礁间均受到了压溶作用和应变新生变形作用。溶解作用、胶结作用和交代作用则主要发生在孔隙性较好的白云岩和礁灰岩中,礁间灰岩中甚少。当然这些成岩作用也发生在晚期裂隙附近。

深埋藏成岩环境中,已固结的岩石在上覆压力下产生压溶作用形成缝合线构造。浅-中埋藏环境中形成的粗粒或块状方解石,以及海底环境形成的共轴生长方解石,均在上覆超负荷压力下发生应变新生变形而产生滑动双晶。有机质成熟过程释放出的有机酸和二氧化碳,使成岩流体变得略具腐蚀性^[8,9],当进入孔隙(晶间孔)性较好的白云岩中,选择性地溶解白云岩中残留的抗白云岩化的棘屑和腕足壳,从而形成了礁白云岩中数量可观的晚期溶孔。

再晚些时的胶结物是白色亮晶白云石和鞍状白云石,它们沉淀在白云岩和灰岩的晚期溶孔中,以及礁灰岩中充填未盈的孔隙中。在晚期裂隙中常充填铁方解石。另外还有少量硬石膏化和硅化作用(图版I-6),硬石膏一般交代白云石(图版II-8)。上述这些成岩作用从结构上属于晚期发生的,并且在地面礁和井下礁中均存在,说明它们发生在深埋藏成岩环境中。

6. 表生成岩环境

今出露地面的礁体还经历了表生成岩作用。表生成岩作用对孔、渗性良好的白云岩影响大,其次是对礁灰岩,而对礁间灰岩影响甚微。表生成岩作用主要是块状方解石胶结和去白云岩化作用,这两项成岩作用均使白云岩孔隙度显著降低。

四、孔隙演化史和储集性

礁灰岩在沉积期有很发育的原生孔隙系统,包括骨架孔、体腔孔、角砾间孔和生物钻孔等,海底成岩环境的灰泥填积和纤、叶片状胶结物充填使原生孔隙降低了30—40%。下渗卤水微晶白云石化几乎是等体积地交代了一些原生组分和纤状胶结物,对孔隙性没什么影响。礁体上部经受大陆成岩时,淡水溶解在礁顶的颗粒岩和泥粒岩中形成了一定数量的溶蚀孔隙,并且在礁灰岩中形成了少量不规则溶孔和溶沟。淡水潜流饱和带和混和带内的细粒方解石胶结占据了一部分孔隙空间。进入埋藏成岩阶段礁灰岩中大约还剩50%左右的原生孔隙,礁顶各种灰岩中也有一些溶蚀孔隙,但埋藏成岩期的棕黄色白云石,细粒、粗粒和块状方解石胶结物的逐步充填基本占满了剩余孔隙。礁灰岩中的少量晚期溶孔也被白色亮晶白云石、鞍状白云石和块状方解石充填。

礁间沉积期的生物屑灰泥中的大量微孔隙中饱含孔隙水,海底成岩阶段这些沉积物只经历了微弱的胶结作用和泥晶化作用。进入埋藏成岩环境后,随着上覆沉积物逐渐增厚压力增大的情况下隙间水排出体积缩小,同时发生了碳酸盐矿物稳定化作用和微亮晶胶结作用。沉积物中微孔隙较迅速地降低,到了烃类大量生成时(大约是三叠纪雷口坡期)所剩孔隙已极少,因此油气几乎没有进入礁间灰岩。

礁顶潮坪微晶白云岩晶粒小,没有晶间孔。在地表条件下形成的潮坪白云石有序度较低,处于亚稳定状态,在埋藏成岩环境中要发生一些变化和改造。礁顶处于压实流体在礁体内运移的末端,随着上覆地层加厚,飞仙关组下段的泥灰岩愈来愈致密,流体愈来愈难以排出。最后残余的达饱和状态的压实流体在潮坪白云岩中或附近发生方解石沉淀、白云石沉淀和交代。由于这些胶结和交代作用的改造,使礁顶潮坪白云岩及其附近的灰岩孔、渗性很差,成了一个非渗透层。

礁顶上部 and 翼部以及礁核内部透镜状白云岩是埋藏成岩环境温度升高的情况下,礁间压实流体交代形成的砂糖状细-中晶白云岩。砂糖状白云岩的孔隙主要是溶孔和晶间孔,并以溶孔为主。白云岩的前身大多是腕足、棘屑泥粒岩。细晶白云岩先交代灰泥和有孔虫、筴等生物(图版Ⅲ-5),最后交代棘屑和腕足类。埋藏白云岩化交代过程中岩石总体积变化很小,灰泥和生物屑中的微孔隙在白云岩化过程中转换为较大的晶间孔。在埋藏压实过程中白云岩抗压实压溶能力强使晶间孔容易保存。埋藏白云岩化主要发生在中、晚三叠世,到三叠纪末期,有机质大量产烃之前释放出相当数量的有机酸和二氧化碳使成岩流体溶解性略为增强,溶解孔隙性较好的白云岩中残存的方解石质棘屑和腕足壳,形成了可观的晚期溶孔(图版Ⅲ-6)。之后的烃类侵位抑制了多孔白云岩中的胶结作用和交代作用,使白云岩中溶孔和晶间孔得以保存而最终成了储集层。从礁体白云岩化发生和晶间孔的形成到有机成岩作用和晚期溶孔的形成,以及油气藏形成是一系列成因密切相关的连续过程。

结 论

(1) 川东上二叠统塔(点)礁经历了海底、潮坪、陆上、浅-中埋藏和深埋藏成岩作用,礁间灰岩只经历了海底、浅-中埋藏和深埋藏成岩作用。

(2) 礁灰岩中的大量原生孔隙是被海底和埋藏成岩环境中多期胶结物充填而丧失的。礁间生物屑灰泥中的微孔隙在埋藏过程压实作用下逐渐消失, 储集性不好。

(3) 礁顶潮坪白云岩本身孔隙性较差, 埋藏成岩中的胶结和交代作用使孔隙性变得更差。礁体上部、翼部和礁体内透镜状的砂糖状白云岩占礁白云岩的90%以上, 它们是埋藏成岩环境中压实流体交代成因的, 埋藏白云岩晚期溶孔和晶间孔发育, 储集性良好。

(4) 今地表礁还经历了表生成岩作用, 方解石胶结作用和去白云石化作用均使地面礁白云岩的孔隙度明显降低。

参 考 文 献

- [1] 强子同等, 石油与天然气地质, 1985; 6 (1)。
- [2] 陈季高等, 天然气勘探与开发, 1987; (38)。
- [3] 李心如、张大材, 天然气勘探与开发, 1987; (38)。
- [4] 强子同等, 沉积学报, 1990; 8 (1)。
- [5] Bathurst R. G. C., 碳酸盐沉积物及其成岩作用, 科学出版社, 1977。
- [6] Gregg J. M., et al. *Jour. Sed. Petrology*. 1984; 54 (3)。
- [7] Mountjoy E. W., Krebs W., *Geol. Ges.* 1983; (134); 5-60。
- [8] Barth J., In the Abstracts of 14th International Meeting on Organic Geochemistry, 1989; 227。
- [9] Gautier D. L. ed., *SEPM Special Publication* 1986; 38。

DIAGENESIS AND PORE EVOLUTION OF UPPER PERMIAN REEFS, EASTERN SICHUAN PROVINCE

Lei Bianjun

(Jiangnan College of Petroleum)

Qiang Zitong

(Southwest Petroleum College)

Chen Jigao

(Institute of Petroleum Exploration and Development, Sichuan)

Abstract

During the period of Late Permian, transgression from east to west occurred in Sichuan and its adjacent areas. The Upper Permian Changxing Formation reefs in East Sichuan were pinnacle and patch reefs which climbed on carbonate ramp with transgression. The Changxing reefs underwent five diagenetic environments, i. e. the sea floor, reef island tidal flat, subaerial, shallow to moderate burial and deep burial diagenetic environments. However, interreefs and non-reefs had never exposed and undergone meteoric diagenesis. They underwent from sea floor to shallow-moderate burial and deep burial diagenetic environments. A lot of primary pores of reef rocks (shelter and growth framework

voids, intrabiotic pores, interbreccia cavities, etc.) were almost filled by multi-phase cements of sea floor and burial diagenesis. Interreef biogenic debris and lime mud deposits had many micropores that were progressively vanished during burial compression process. Most of the dolomites of a reef body were formed by the replacement of compaction fluids which converged towards and through reefs in burial diagenetic environment and have good porosity and permeability. The main reservoir spaces are late solution pores and intercrystalline pores.