

四川上二叠统老龙洞生物礁及其成岩作用

强子同 郭一华 张帆 严传太 郑家凤

(西南石油学院)

前言

老龙洞生物礁是笔者于1983年4月发现的。它位于四川省重庆市北碚区东北的天府煤矿地区的代家沟公社与文星公社之间(图1),交通十分方便。大地构造上属于扬子准地台四川台坳川东坳褶带西缘的观音峡背斜^[1]。该背斜轴向为北北东-南南西,背斜核部出露的最老地层为下二叠统茅口组,向两翼依次出露上二叠统龙潭组、长兴组,三叠系和侏罗系。

老龙洞生物礁分布在近背斜轴部的西北翼上二叠统长兴组中。长兴组下与龙潭组整合接触,厚度一般为90—110米,而主礁地层剖面厚度达160米,由下至上分为三段,礁体主要发育在其中的第二段和第三段(图1)。

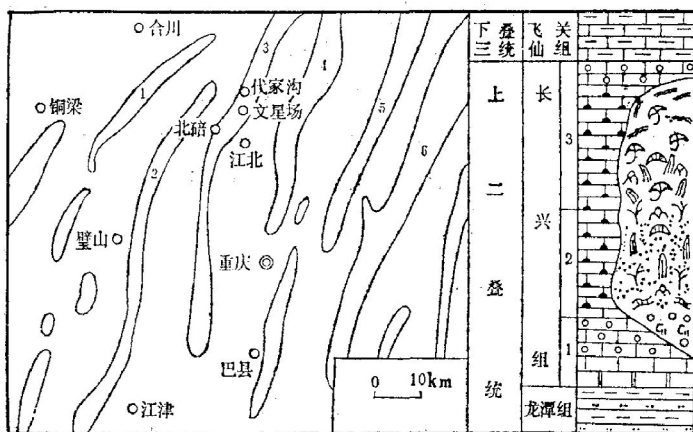


图1 地理位置、区域构造略图和长兴组剖面示意图

1—沥鼻峡背斜, 2—温塘峡背斜, 3—观音峡背斜, 4—龙王洞背斜,
5—铜锣峡背斜, 6—明月峡背斜

一、生物礁的一般特征

老龙洞生物礁属于水螅海绵礁。它的典型造礁生物是钙质海绵、水螅、*Tabulozoa* 和苔藓虫,其中以海绵、水螅更为重要(图版I-1—6,图版II-1—3)。这些原地堆积的生物通常可达20—30%,骨架礁阶段可达30—50%。附礁生物种类繁多,常见的有海百合、海胆、腕足类、有孔虫、瓣、腹足类和钙藻(主要是绿藻)。它们常常喜居于礁翼或附着礁生长。

从现代礁的观察,人们很早就注意到地貌上的隆起特征是生物礁的证据之一^[2]。老龙洞生物礁具有明显的地貌上的隆起。从地面露头可以看到,礁体厚80—100米。在不到两公里的距离内,块状礁灰岩逐渐为非礁相层状燧石灰岩所取代。一般礁相比非礁相剖面要厚50—60米。在礁相与非礁相呈指状接触的过渡层里,一些生物体腔孔隙中的示

底构造明显地与地层层面呈一定的交角。这种现象反映了老龙洞生物礁生长的原始隆起状况。

从生态礁的观点出发^[3-6]，老龙洞生物礁的这种地貌隆起与一些沉积作用形成的隆起有显著的差别。它不是单纯的沉积作用的产物，而是由于造礁生物的生态发展形成的一个生物隆起构造。这就是说，老龙洞生物礁具有生态礁的特征。它是在海百合-藻生物碎屑浅滩基础上（图版Ⅱ-5, 6），由于钙质海绵、水螅等原地造礁生物的生态发展逐渐形成的具有抗浪特征的隆起构造。早期主要是海绵、苔藓虫等原地生物的障积和粘结作用，捕捉灰泥和稳定沉积物（图版Ⅱ-2, 3）；晚期则由海绵、水螅、以及 *Tabulozoa* 等生物原地生长造成坚固的抗浪构造（图版Ⅰ-1—6）。

海格尔（Hechel, 1974）^[6]认为，礁角砾岩存在是礁体抗浪的标志。老龙洞生物礁组合中常常可以见到这种礁角砾岩（图版Ⅱ-1），分布在礁翼，有时也出现在礁核。角砾一般由苔藓-海绵骨架岩、海绵骨架岩，以及水螅-海绵骨架岩组成。有时还可以见到一些原地生物和附礁生物与这些角砾一起存在。它表明，一方面礁在波浪作用下破碎，另一方面又在波浪作用下继续生长。

什么原因使老龙洞生物礁具有这种抗浪的能力呢？看来，除了骨架生物的生长外，骨架间的连接也很重要，尤以生物的连接为最^[3, 5, 6]。可以看出海绵、水螅等造礁生物之间由于绵层藻（*Spongiostromate algal*）、苔藓虫、以及 *Tubiphytes* 的结壳和连结，使其具有更大的抗浪能力（图版Ⅰ-3—5）。三种连结生物以绵层藻的作用为大，其作用已受到其他研究者的注意^[7]。

非生物的连接作用，主要是指造礁生物骨架间和体腔内的早期海底胶结作用。这种胶结作用使骨架基础加固、稳定。老龙洞生物礁中也存在这种非生物连结，主要表现为一些骨架孔和体腔孔中有早期海底纤维状文石的胶结。据费里德曼（Friedman, 1975）研究^[8]，现代红海珊瑚礁的胶结作用，在礁珊瑚活体之下几毫米到几厘米的死亡礁体上，就可发生，正是这些文石胶结物阻塞孔隙，使礁体变得坚固。

二、生物礁的发展

老龙洞生物礁是由原地生物的生态发展而形成的一个具有丘状隆起的生物沉积构造。从造礁生物的生态发展来看，可分为四个发育期^[9]：定殖期（*stabilization*）、拓殖期（*colonization*）、泛殖期（*diversification*）和统殖期（*domination*）（图2）。

晚二叠世早期，即龙潭期，四川盆地处于海陆过渡的沉积环境。到晚期，即长兴期，发生了一次海侵。生物礁就是在这次海侵发生时的开阔海台地浅滩基础上发展起来的。浅滩主要由海百合、筴、藻屑泥粒岩和粒泥岩组成（图版Ⅱ-5, 6）。从生物的组合上看，当时为开阔海陆棚台地环境，具备正常海生物发育的必要条件。随着海侵的继续，一些造礁生物海绵和苔藓虫，开始在浅滩上“定殖”，并逐渐繁盛，为“拓殖”期生物的发展奠定基础。

在浅滩上“定殖”的原地造礁生物，由于环境适宜，逐渐繁殖。它们主要是海绵和苔藓虫，通常呈管柱状、分枝状、藤状。原地直立、倾斜或顺层生长（图版Ⅱ-2, 3）。生

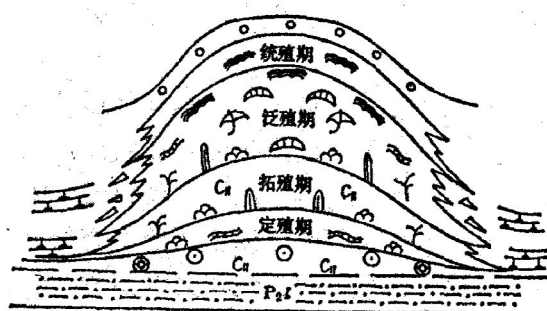


图2 生物礁发育史

1—海百合, 2—钙藻, 3—鲎, 4—顿管海绵,
5—苔藓虫, 6—柱状海绵, 7—枝状海绵,
8—水螅, 9—海绵层状蓝绿藻叠层, 10—块
状海绵

了优越的条件。海绵(其中以? *Uvanella* sp. 更为重要)、水螅和 *Tabulozoa* 等大量繁盛(图版 I-1—6), 附礁生物亦争荣兢茂, 种类和数量达到了生物礁发育的最高点, 含量高达 50%。绵层藻 (*Spongiostromate* algal) 和结壳的苔藓虫以及管壳石 (*Tubiphytes*) 等生物的包壳和连接骨架, 加强了礁丘的抗浪能力, 使其具有明显的抗浪特征。

根据生物带的研究, “泛殖”期在剖面上大致可以划分为四个带:

1. 海绵-苔藓虫带。主要为隐口目和变口目苔藓虫。海绵呈管柱状和分枝状。
2. 苔藓虫-海绵-水螅带。水螅的出现和繁盛为此带特征, 往往呈块状和半球状。苔藓虫和海绵数量增加, 个体变大。
3. 海绵带。海绵种类繁多, 大部分种属均可见到, 其中以? *Uvanella* sp. 更为重要(图版 I-6)。
4. 海绵-水螅带。海绵种属有所减少, 但绵层藻的结壳和对礁骨架的连接力增加。

随着礁体的生长逐渐与海侵幅度不相适应, 使得礁体越来越接近海平面, 这种环境利于蓝绿藻和绵层藻的发育, 而抑制了某些造礁生物的繁殖, 因而明显地出现造礁生物种属和数量的急剧减少。海绵种属单调, *Tabulozoa* 和水螅几乎完全消亡, 相反, 蓝绿藻的粘结作用却形成取代之势。这是生物礁发展到“统殖”期的表现。最后完全为一种含有鲎、有孔虫、藻屑、砂屑泥粒岩组成的正常海浅水陆棚沉积(图版 I-1—6, 图版 I-1—4)所取代, 而结束了礁的生命。

三、生物礁形成的地质背景

老龙洞生物礁的发育受基底断裂控制。从四川盆地的区域地质资料以及基底构造的研究知道, 华蓥山断裂和七跃山断裂, 在二叠纪时曾经活动, 使得华蓥山断裂以西, 七跃山断裂以东相对下降, 两断裂之间的川东断块相对上升(图3)。基底断裂活动的相对上升和下沉的过渡地带, 在海侵发生时, 有利于生物礁的发育这一事实, 已为北美、苏联、西欧以及我国西南地区不同时代礁的分布所证实^{[10][11]}。老龙洞生物礁所处的部

物体腔中的示底构造常常可以揭示出这种生态关系。这些造礁生物的生态作用, 一方面捕捉灰泥, 另一方面可以稳定沉积物。这样, 逐渐地在海底形成一个低幅度的隆起。随着生物的障积和粘结作用进一步加强, 隆起幅度不断增高, 逐渐接近波基面, 达到波浪作用带。这就为“泛殖”期骨架生物的发生和发展提供了有利的条件。事实上, 此阶段末期已经开始有部分骨架生物出现。

在波浪作用带, 水较浅, 阳光充足, 有丰富的养料供给, 为骨架生物的发育提供

位正好是华蓥山断裂相对活动的过渡地带，这就是它产生的地质背景。

基底构造不仅控制了长兴期生物礁的分布，而且在某种程度上控制了四川盆地长兴期的沉积模式。从图3中可以看出华蓥山断裂与七跃山断裂之间的相对上升的断块，属于“川东碳酸盐台地”，台地以东下沉的幅度比台地以西下沉的幅度要大，所以台地以东为鄂西深水硅质沉积盆地。台地以西为碳酸盐沉积盆地。

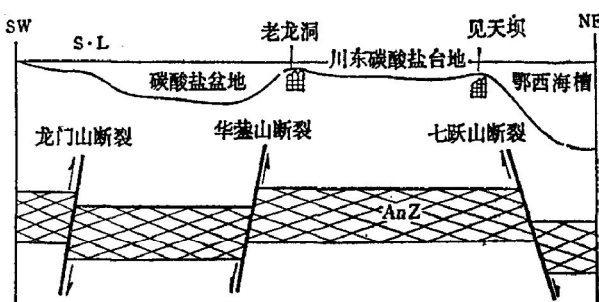


图3 四川盆地长兴期基底构造与沉积模式图

四、生物礁的成岩作用与孔隙演化

根据老龙洞生物礁的成岩作用特征，可以识别出四种成岩环境，即海底成岩环境（海洋潜流环境）、大陆成岩环境（大气淡水成岩环境）、区域地下水成岩环境（浅埋藏成岩环境）和深埋藏成岩环境（图4）。

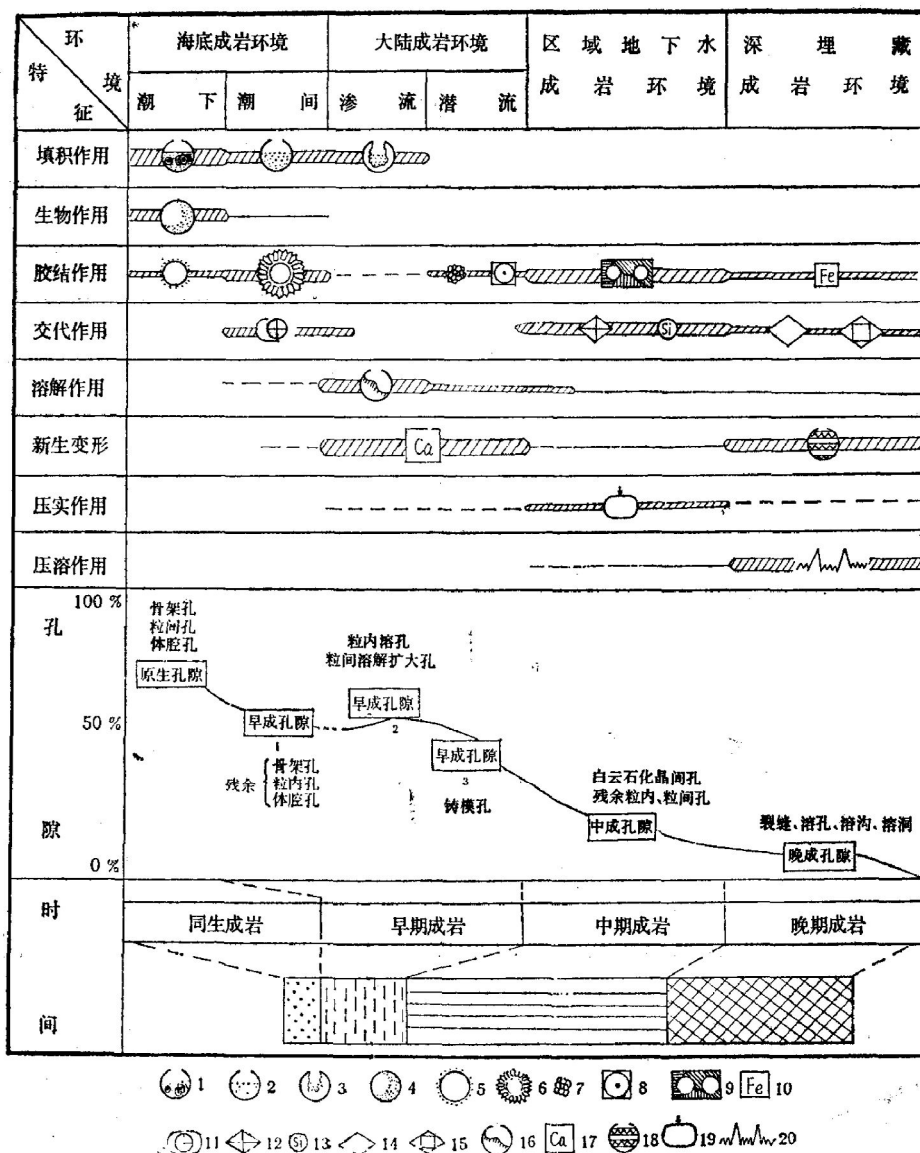
（一）海底成岩环境

在海底潮下环境，礁骨架具有原始隆起构造，原生孔隙非常发育，主要是骨架孔、体腔孔和粒间孔。孔隙常为含生物屑的灰泥充填，有时其上尚有似球粒状灰泥沉积，在其未盈的空间，往往又为纤维状方解石和叶片状方解石以及粒状方解石相继充填，形成特殊的“示底构造”（图版Ⅲ-1）。这种示底构造在礁核和礁翼都普遍存在，在两者的过渡地带，示底构造且有原始倾斜现象。除上述两种灰泥外，在大的生物钻孔中，可见有粪球粒灰泥充填。

无论造礁生物或附礁生物均明显地发生了泥晶化作用，出现泥晶化颗粒和泥晶套（图版Ⅲ-2），不仅如此，就是纤维状胶结物亦被泥晶化而呈浑浊状。从岩石类型来看，骨架岩、障结岩和粘结岩的泥晶化现象显著，生屑泥粒岩较差，粒泥岩和泥状岩最差或没有泥晶化现象。因而说明泥晶化作用主要发生在海底高能环境的原地生物岩中。

胶结物有三种，一种是在生物外壁上常常呈微晶包壳，含有比较多的有机质而呈现暗色，看来它是一种生物化学作用的产物，即胶结物沉淀之后或同时，又受到蓝绿藻和部分绿藻的寄生或包绕作用，而呈现不均匀的色调和不均一的结构（粒度）。另外两种胶结物是呈纤维状和叶片状的方解石，二者呈过渡特征（图版Ⅲ-3）。它们的结晶习性表明，纤维状方解石的原始矿物成分可能是文石或高镁方解石，叶片状方解石可能是镁方解石。这些胶结物主要出现在礁相的骨架孔、体腔孔和粒间孔以及颗粒岩中。礁的顶部和底部均不发育。

非礁相的一个显著的岩石学特征是富含硅质。硅质多呈斑块状和条带状的燧石沿层理方向分布，由微晶石英和粒状石英组成。燧石斑块和条带与石灰岩的界限十分明显，而且在燧石斑块和条带中保存有生物化石遗迹，说明燧石是交代成因的，它是海岸地带大气水-海水混合水体系中的产物^[12]。



1—潮下示底构造, 2—潮间渗积物, 3—渗流粉砂, 4—泥晶化颗粒, 5—同生胶结, 6—纤维状和叶片状胶结物, 7—粒状方解石, 8—棘屑共轴生长, 9—粗粒方解石和连生胶结, 10—铁方解石, 11—混合水硅化, 12—混合白云石化, 13—硅化, 14—白云石化, 15—去白云石化, 16—结构不整合, 17—矿物转化, 18—滑动双晶, 19—压实现象, 20—缝合线构造

综上所述, 可以将海底成岩环境划分为潮下带和潮间带两个亚环境。潮下带的主要成岩作用有填积作用和泥晶化作用, 其次为胶结作用; 而潮间带却以胶结作用显著, 交代作用、填积作用和泥晶化作用次之。填积在孔隙中的生物屑灰泥沉积物是潮下带的产物, 它的形态特征与似球粒状灰泥不同, 据二者的相互关系可看出, 似球粒状灰泥晚于生物屑灰泥, 同时, 似球粒状灰泥亦与大气淡水环境的渗流粉砂有别, 因而, 它是礁处于潮间带环境时的渗流沉积物。在礁核部位, 尤其是骨架岩中, 没有压实作用的痕迹, 显然颗粒早期已经硬化。颗粒硬化、泥晶化颗粒和泥晶套都是早期海底成岩作用的标志。根据微晶包壳的特征, 以及它与纤维状和叶片状方解石胶结物的关系, 可以看出, 微晶

包壳是潮下带的产物，为同生胶结，而纤维状方解石胶结物是潮下-潮间环境形成的，叶片状方解石胶结物为潮间环境所形成。后期，非礁相在淡水-海水的混合带环境发生了混合水硅化作用。随着大气水影响的加强，生物礁逐渐暴露于大气淡水环境。

(二) 大陆成岩环境

海底环境产生的主要矿物文石和高镁方解石，它们与海水是处于相对平衡状态的，然而，当老龙洞生物礁逐渐地暴露，从而进入大气淡水环境后，这种平衡就遭到了破坏，即一方面发生溶解作用，另一方面出现矿物转化作用。文石质骨骼可被溶蚀，亦可发生矿物转化，但其显微特征各异，前者呈粒状结构，后者保留有生物骨骼原始结构的残余；而高镁方解石质骨骼则明显保持其原始结构，例如介形虫的层纤结构，瓣鳃类的柱纤结构。由于矿物转化的同时，经常伴随有重结晶作用，因而也可使高镁方解石质骨骼的原始结构消失，而也可只留下骨骼的外形。基质组分亦转化为低镁方解石，甚至有重结晶现象。

溶解作用最突出的表现是颗粒的泥晶化部分未被溶蚀，而其它部分却受其波及，甚至纤维状和叶片状胶结物亦有类似的溶蚀特征（图版Ⅰ-1,5；图版Ⅲ-3,4）。显然，泥晶化作用具有抗溶蚀作用的能力，即生物分解产生的物化作用使泥晶方解石趋于稳定。这样，一方面产生了大量的粒内溶孔、铸模孔和粒间扩大溶孔；另一方面由于不同程度地溶蚀改造了纤维状和叶片状方解石胶结物，使得这两种胶结物与后期亮晶方解石胶结物呈“不整合”接触。换言之，粒状或粗粒状方解石既与叶片状方解石接触，又与纤维状方解石接触，甚至直接与颗粒接触，这种溶蚀特征，称为“结构不整合”（图版Ⅲ-3）。

在粒内溶孔、粒间孔、粒间扩大溶孔和铸模孔中充填有渗流粉砂（图版Ⅲ-4）。渗流粉砂的形成，是大气水溶解作用产生的不溶物质，在渗流动力作用下的产物。

在骨架孔、体腔孔和粒间孔中，常见有粒状方解石，它是继纤维状和叶片状方解石胶结物之后形成的。在大的孔隙中常可以见到这种粒状方解石与纤维状和叶片状方解石呈结构不整合接触。另外，棘屑共轴生长发育，共轴边明亮清洁而宽大，包围整个棘屑颗粒。

总之，在大陆成岩环境下，老龙洞生物礁的溶解作用和胶结作用都很发育。由于溶蚀改造而成的结构不整合特征，以及渗流粉砂等，是渗流带的标志；粒状方解石胶结物，棘屑共轴生长是大气潜流带的特征。

(三) 区域地下水成岩环境

生物礁处于区域地下水成岩环境阶段，主要发生了胶结作用和交代作用，尚有充填作用及比较微弱的压实作用。

这种环境的胶结物为粗大的无铁方解石，彼此呈直线状接触的银嵌结构，往往在大孔隙中为一个或者几个大晶体充填^[13]，与纤维状、叶片状和粒状方解石呈突变接触。这种粗粒方解石胶结物，甚至可呈连生结构。

在礁相中，白云石化发育，多呈豹皮状、或者透镜状。白云石交代颗粒时受原始结构控制，一般晶体比较小。在孔隙中生长的白云石，往往比较粗大，呈扭曲状自形晶，晶面和解理弯曲，具波状消光（图版Ⅲ-5）。从白云石交代粒状方解石和粗粒方解石而未涉及铁方解石的现象分析（图版Ⅲ-6），白云石化作用可能在大气潜流成岩环境末期

就已开始,在深埋藏成岩环境之前结束。白云石化的强度、白云石晶体的形态和大小与岩石组构有关,故两种形状和粒度不同的白云石晶体均属同期产物。根据异形白云石特征,无蒸发矿物或盐类假晶伴生,看来,白云石化作用与混合水有关。

在残余的粒间孔或粒内孔,或者溶孔中,有硅化现象,交代孔隙附近的生物碎屑而呈细晶状或微晶状。在孔隙中则具充填特征,晶粒较粗,其粒度粗细与孔隙大小相一致。

在礁翼相中可以见到生物介壳被压折和错断现象。而在礁核相中则无任何压实迹象。

在薄片中共可见到白云石晶间孔,残余体腔孔和溶孔中有沥青充填(图版Ⅲ-7)。

(四)深埋藏成岩环境

它是老龙洞生物礁埋藏深度最大的成岩环境,其成岩变化主要受上覆岩层重荷影响,在温度和压力都比较高的条件下发生的。因此,压溶作用和应变新生变形作用比较显著,而胶结作用比较微弱,亦有交代作用发生。

在深埋藏成岩环境下,由于超载压力作用,一方面在泥状岩中产生缝合线构造;另一方面在粒状岩中则形成滑动双晶(图版Ⅲ-3,5)。这种滑动双晶是区域地下水环境的粗晶方解石和大气潜流环境的棘屑共轴生长单晶,在深埋藏成岩环境下发生应变新生变形作用的产物。因而,它们都出现在粗粒亮晶方解石胶结物和棘屑共轴生长单晶之内,其它组构中则未见到。在薄片中共,滑动双晶的特征十分显著,双晶条带不完整,呈断线状延伸,常与方解石的一组或者两组解理一致,而不与菱面体解理的长对角线一致,双晶条带中往往有数条细波纹彩带,在正交偏光下,鲜艳夺目,单偏光下可见双晶彩带的色散现象。有的滑动双晶呈弯曲状。一般双晶条带密集,预示埋藏深度大^[14]。

在充填未盈的体腔孔和残余粒间溶孔中,常充填有粗粒铁方解石,以别于其它成岩环境的胶结物。

在礁翼部位出现了比较强烈的去白云石化现象。方解石首先沿白云石菱面体外缘向内交代,细小晶体易被取代,而比较粗大的晶体往往仅触及边缘,内部仍残留部分白云石晶体,去白云石化的外缘消光一致,整个菱形晶体酷似“环带构造”(图版Ⅲ-8)。另外,在缝合线周围尚见有少量白云石晶体分布,显然,它的出现与缝合线有关。

老龙洞生物礁的孔隙发展与成岩环境的变化有着密切关系。礁生长发育过程中有较高的原生孔隙,然而,由于海底环境的填积作用和早期胶结作用,使骨架孔、体腔孔和粒间孔等原生孔隙明显减少。礁体的上部(骨架礁部分)曾暴露于大陆环境(出现渗流粉砂等),其它部分虽未直接暴露,但却受到大气淡水的强烈影响,产生了一系列成岩变化。这些成岩变化主要包括溶解作用、胶结作用和交代作用。早期,溶解作用产生了大量次生孔隙——粒内溶孔、粒间扩大溶孔和铸模孔。晚期,大气潜流环境的胶结作用使孔隙大为降低。当大陆成岩环境向区域地下水成岩环境过渡时,发生了混合水白云石化作用,它产生的晶间孔在某种程度上对孔隙的增长起了建设性作用。在白云石化晶间孔、部分充填未盈的体腔孔和溶蚀孔中,有沥青充填,而在没有油气充填的上述孔隙中,常为深埋藏成岩环境的粗粒方解石所充填。这种现象表明油气的运移发生在区域地下水流阶段白云石化晶间孔隙形成之后,在深埋藏成岩环境粗粒方解石充填晶间孔隙之前。显然,长兴组油气储集特征,一则受沉积环境的某些控制,礁相比非礁相有更好的储集

条件；二则与礁相的成岩作用和成岩环境的变化密切相关，即混合水条件下产生的白云石晶间孔隙，以及一些残余次生溶解孔隙，是油气的有效储集空间。因此，除其它因素外，白云石化作用，即有无白云岩存在或者白云岩的厚度，在某种程度上决定着长兴组的油气储集条件。

结 论

1. 老龙洞生物礁为水螅海绵礁，具明显的地形隆起，有典型造礁生物和抗浪特征，因此，属于骨架礁。

2. 礁顶部蓝绿藻粘结和结壳，以及大量的大气渗流成岩作用标志——渗流粉砂、淡水溶解产生的粒内溶孔和铸模孔等，说明礁体上升幅度超过海侵幅度，从而导致礁体停止生长。

3. 礁经历了海底（海洋潜流）、大陆（大气渗流和大气潜流）、区域地下水和深埋藏等四种成岩环境。各成岩环境及其成岩变化对孔隙的演化有明显影响，原生孔隙已被改造，失去了它的重要性。礁相中的白云石化晶间孔隙，以及溶解作用产生的残余粒间溶孔和粒内溶孔是有效的储集孔隙。

4. 礁相与非礁相岩性差别悬殊。非礁相岩石色深，有燧石团块，呈层状构造；礁相则相反，色浅，无燧石，块状构造，夹白云岩。在没有取芯条件时，钻时录井曲线陡，进尺快，岩屑发白，有白云岩屑等现象，常常是礁相出现的标志。地貌上的隆起，亦在地震剖面上有所反映。

（收稿日期 1984年1月5日）

参 考 文 献

- [1] 黄汲清等, 1980, 中国大地构造及其演化, 科学出版社。
- [2] Cumings, E.R., 1932, Reefs or bioherms, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol.43.
- [3] Lowenstom, H.A., 1950, Niagaran reefs of the Great Lakes area, *J. Geol.*, Vol.58, No.4.
- [4] Newell, N.D., Rigby, J.K., Fischer, A.G., et al., 1953, The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico, San Francisco, California: W.H. Freeman and Co.
- [5] Dunham, R.J., 1970, Stratigraphic reefs versus ecologic reefs, *AAPG Bull.*, Vol.54.
- [6] Heckel, P.H., 1974, Carbonate buildups in the geologic record, a review, In: L.F. Laporte (Ed). *Reefs in time and space, selected examples from the recent and ancient*, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub. 18.
- [7] Wurm, D., 1982, Microfacies, paleontology and palaeoecology of Dachstein reef limestones (Norian) of the Gosaukamm Range, Austria, In: *Facies*.
- [8] Friedman, G.M., 1975, The making and unmaking of limestones or the downs and ups of porosity, *Jour. Sed. Petrol.*, Vol. 45.
- [9] N.P. 詹姆斯, 1979, 礁, R.G. 沃克 (编辑), 沉积相模式, 地质部情报研究所译。
- [10] S.P. 马克西莫夫等, 1975, 礁的含油性及其构造分布规律与普查方法, 科学技术文献出版社重庆分社。
- [11] 华东石油学院主编, 1982, 沉积岩石学 (下册), 第二十三章礁与礁相, 石油工业出版社。
- [12] Knauth, L.P., 1979, A model for the origin of chert in limestone, *Geology*, Vol.7, No.6.
- [13] Loucks, R.G., 1983, Distinguishing diagenetic environments of equant calcite cementation, examples from Lower Cretaceous Pearsall Formation in South Texas, *AAPG Bull.*, Vol.67, No.3.
- [14] Borak, B. and Friedman, G.M., 1981, Textures of sandstone and carbonate rocks in the world's deepest wells, Anadarko Basin, Oklahoma, *Sed. Geology*, Vol.29, No.2/3.

THE UPPER PERMIAN REEF AND ITS DIA- GENESIS IN SICHUAN BASIN

Qiang Zitong Guo Yihua Zhang Fan
Yan Chuantai Zheng Jiafeng
(Southwest Petroleum College)

Abstract

Loalongdong reef, found recently in the Upper Permian Changxing Formation along the southern end of Huayingshan area is 160m thick and tapers out within 2000m. The research of petrography, paleontology and microfacies indicates that this reef belongs to the framework reef composed mainly of hydrozoan-sponge. The main reef-building organism is calcisponge, *Tabulozoa*, hydrozoan and bryzoan which make up 20-30% in average, maximum 50%, of the total organism. Other reef-dwelling organism, such as echinoides, crinoids, foraminifera, gastropods, brachiopods and calcareous algae, can be found quite often. The reef facies can be distinguished easily from the non-reef ones, the former is generally characterized by bright-grey, massive, silica-free, and *in situ* biolith, i.e. framestone, bafflestone, bindstone, with a updomed morphology, while the later is characterized by dark-to-blackgrey and moderately or thickly bedded argillaceous rock with biogenic detritus and/or flints. The biogenic and non-biogenic rocks are interfingeringly contacting each other.

This reef had went through four diagenetic environments, i.e. the submarine phreatic, the meteoric phreatic and vadose, regional ground water and deep buried environments. It is obvious that the diagenesis has close relationship to variation in porosity of the oil reservoir. Comparing with the non-biogenic rocks, the biogenic rocks exhibit better space for oil accumulation, but the primary porosities may be diminished to some extent in the diagenetic process, and thus lost their importance. Since the secondary porosities which formed at the same time, including the important dolomitized intercrystal porosity in reefcore facies, the solutionized intergranular and in-granular porosities in reef-flank are favourable for oil accumulation. Sometimes they are infilled with bitumen.