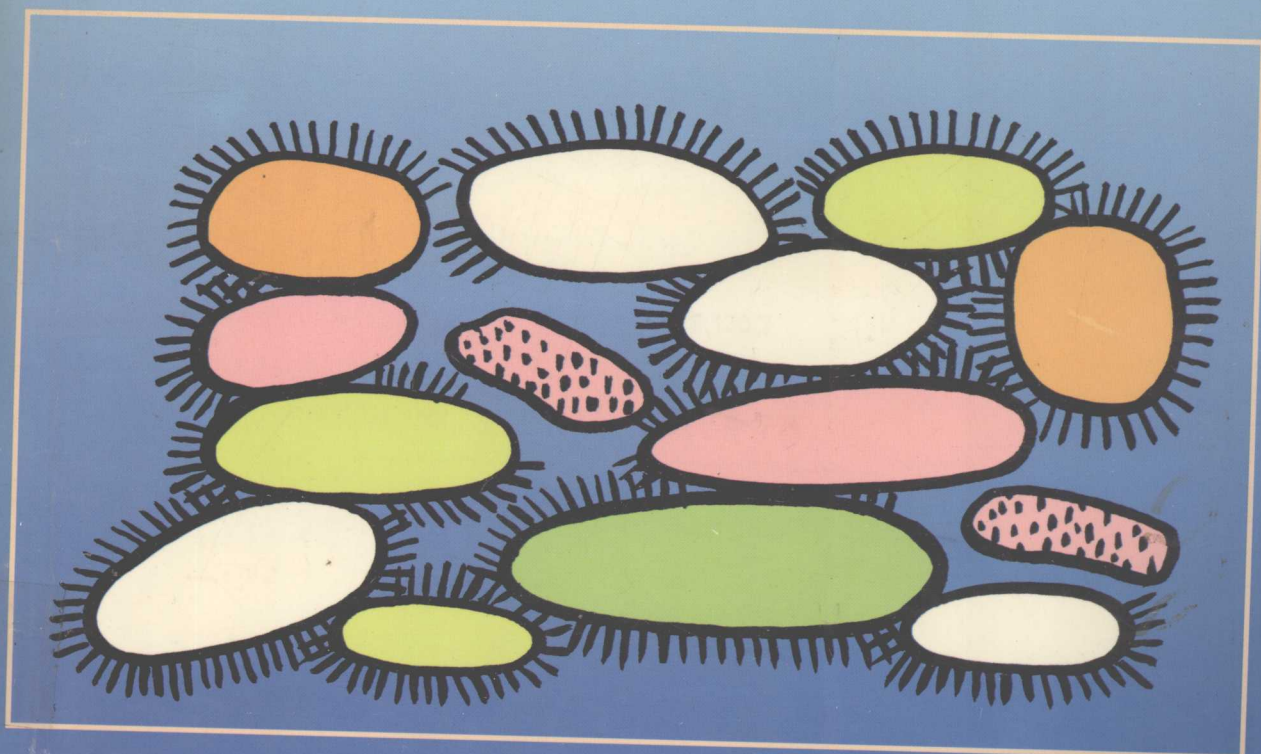


定量储层地质学

罗明高 编著



地质出版社

定量储层地质学

罗明高 编著

地质出版社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书系统和定量地介绍了不同储层的形成、演化及其影响因素;用定量储层地质学观点揭示了油气运移聚集的基本原理和影响因素;以定量储层地质为基础分析了影响原油采收率的储层条件、影响油井产能的储层性质及剩余油的分布规律;针对不同储层中的剩余油可能采取的工艺技术措施等。

本书可作为从事油气藏勘探、开发的地质、油藏工程等技术人员更新知识的教材及重要参考资料,也可作为研究生的教材。

图书在版编目(CIP)数据

定量储层地质学/罗明高编著. -北京:地质出版社,1998.12
ISBN 7-116-02617-7

I. 定… II. 罗… III. 储集层-地质 IV. P618.130.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(98)第 15285 号

地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑:牟相欣 陈军中

责任校对:关风云

*

北京印刷学院实习工厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本:787×1092 1/16 印张:11.125 字数:260 千字

1998 年 12 月北京第一版·1998 年 12 月北京第一次印刷

印数:1—1000 册 定价:25.00 元

ISBN 7-116-02617-7

P·1910

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

前 言

储层研究一致受到油气勘探开发地质工作者的极大重视,它在传统石油地质学研究中是油气藏形成的基本要素之一。在近年发展起来的盆地模拟和含油气系统研究中,储层则是研究的重点和核心;成岩圈闭和油气藏的发现,使储层研究从其他学科的附属内容发展成一门独立的学科——储层地质学。“量化”研究这个人类科学研究追求的一个永恒主题,在高新技术不断发展、日新月异的今天尤为突出。储层地质学这门传统“描述科学”在量化研究的推动下,不断成熟和迅速发展,就诞生了定量储层地质学。

本书是作者在定量储层地质学领域多年研究成果的总结。定量储层地质学研究可归纳为机理研究、模型建立、定量计算三个阶段。作者试图从定量的角度,去分析研究自然界各种储层的形成机理和分布规律,从而揭示各种地质作用的内在联系和定量属性;用定量储层地质学的原理分析研究油气运移和聚集的实质,从而更有效地揭示各种不同类型油气藏的形成机理及油藏内部非均质性的形成机理;以定量储层地质学为基础探索油气藏中剩余油的形成和分布规律。

全书包括三大部分共七章。第一部分是主要定量研究储层形成及内部非均质性的定量模型和相应的数学模型(第一和第二章);第二部分是储层孔隙空间定量评价和特殊储层的定量评价方法(第三和第四章);第三部分是运用定量储层地质学理论,通过定量模型去研究油气藏形成和剩余油分布规律的实质及储层定量模型的建立(第五、第六和第七章)。

在本书中始终贯穿两点:一是力图全面介绍各种不同的观点,使读者能从中得到不同的启示。例如关于白云岩化作用的三种不同观点,二氧化碳在碳酸盐岩溶蚀作用中的两种不同观点等。另一点是尽可能用定量的方法阐述各种地质作用过程。每章都包括机理研究、模型建立和定量计算三部分内容。

对于石油地质领域的读者,可利用本书升华石油地质理论,系统整理在岩石学、油层物理、石油地质、开发地质中有关储层的知识,从而形成完整的储层地质理论体系和定量属性体系。对于油气田开发领域的读者,可通过本书的学习从另一个角度去思考一些开发和工程问题,从而更有效地开发油藏。希望本书能在储层地质学和定量地质学领域起到抛砖引玉的作用,让这些描述性学科以全新的面貌去迎接数字化和量化的 21 世纪。

西南石油学院 罗明高

1997 年 12 月 1 日

目 录

第一章 储层形成的定量评价	(1)
第一节 成岩作用的定量评价	(1)
一、成岩作用基本特征	(1)
二、成岩作用模型	(7)
三、基本成岩作用过程的定量评价	(14)
四、成岩作用过程的综合定量评价	(16)
第二节 交代作用的定量评价	(18)
一、交代作用的储层模型	(18)
二、交代作用储层意义的定量评价方法	(19)
三、常见的交代作用类型的定量评价	(21)
第三节 成岩作用顺序的定量评价	(30)
一、成岩作用的基本理论	(30)
二、成岩作用顺序模型	(31)
三、成岩作用顺序的定量确定	(31)
四、应用实例	(32)
第二章 储层内部非均质性的定量评价	(35)
第一节 储层微观非均质性	(35)
一、岩石特征的非均质性	(35)
二、孔隙特征的非均质性	(40)
第二节 储层宏观非均质性	(49)
一、储层宏观单元的基本元素	(49)
二、宏观单元孔隙度的非均质性	(50)
三、宏观单元渗透率的非均质性	(52)
四、储层宏观单元内孔隙结构的非均质性	(55)
五、储层宏观单元间连通性的非均质性	(58)
第三章 储层孔隙空间定量评价	(63)
第一节 储层孔隙类型	(63)
一、孔隙类型划分	(63)
二、基本孔隙类型	(64)
第二节 溶蚀孔隙的定量评价	(66)
一、概述	(66)
二、碎屑岩中矿物的溶蚀	(66)
三、碎屑岩中的易溶结构组分	(69)
四、碳酸盐岩的溶蚀作用	(70)
五、有利于溶蚀作用产生的条件	(72)
六、溶蚀孔隙的识别与定量计算	(82)

第三节 孔隙结构的定量分类评价	(92)
一、分类参数的选择	(92)
二、定量分类方法	(94)
三、分类结果评价	(99)
四、分类实例——克拉玛依砾岩油藏储层微观孔隙结构特征分类	(99)
第四章 裂缝性储层的定量评价	(102)
第一节 裂缝性储层的形成	(102)
一、裂缝的类型	(102)
二、裂缝的形成	(102)
第二节 有利于裂缝发育的条件	(107)
一、有利的岩石类型	(107)
二、有利的构造部位	(107)
第三节 裂缝发育特征的描述	(110)
一、裂缝大小特征的描述	(110)
二、裂缝分布特征的描述	(111)
第四节 裂缝预测	(112)
第五章 定量储层勘探地质	(115)
第一节 储层意义上的油气聚集	(115)
一、油气二次运移的微观机理	(115)
二、油气聚集的微观机理	(116)
第二节 油(气)藏最小喉道下限及变化规律	(120)
一、概念模型	(120)
二、数学模型	(120)
三、油(气)藏最小喉道下限定量模型	(121)
第三节 油气聚集的选优性及非均质性	(123)
一、单一圈闭中油气分布模型	(123)
二、不同组合圈闭中油气分布模型	(125)
第六章 定量储层开发地质	(130)
第一节 储层性质对油藏开发的控制模型	(130)
一、影响单位截面积流量的储层因素	(130)
二、最小产油压差	(131)
三、定量判断油藏生产能力	(132)
第二节 孔隙结构对驱油效率的影响	(135)
一、储层微观孔隙结构特征对油气驱替特征的影响	(135)
二、储层宏观孔隙结构特征对驱油效率的影响	(138)
第三节 剩余油分布模型	(141)
一、剩余油类型	(141)
二、剩余油模型	(142)
三、剩余油开发措施	(147)
第七章 储层定量模型	(148)
第一节 储层模型的概念及类型	(148)

一、基本概念	(148)
二、储层模型的类型	(148)
第二节 定量模型的规模	(151)
一、模型的最小单元	(151)
二、模型的外部范围	(154)
第三节 定量模型的内容	(156)
一、地质成因模型的内容	(156)
二、储层演化模型的内容	(159)
三、储层微观孔隙结构模型	(161)
四、储层宏观模型的内容	(164)
第四节 储层宏观定量模型展示	(165)
一、等值线法及地质条件	(166)
二、网格化方法	(166)
参考文献	(171)

第一章 储层形成的定量评价

储层形成是一个漫长而复杂的地质过程,不同类型的储层其形成的机理、方式、条件等不同,在此主要讨论常见的沉积岩储层在形成过程中的基本作用过程的定量评价原理和方法。

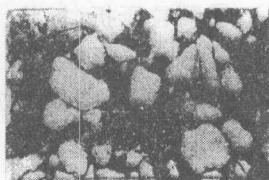
第一节 成岩作用的定量评价

一、成岩作用基本特征

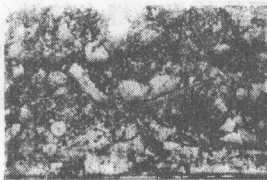
1. 压实作用

压实作用也称为机械压实作用,是指在上覆压力作用下,除骨架颗粒溶解以外所引起岩石总体积减少的所有作用过程。它是由岩石压力和上覆沉积物的重量引起的。

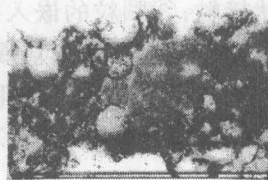
在碎屑岩中,压实作用的结果使岩石产生明显的可识别的特征,常见的有(图 1—1):



(1) 泥绕石英流动



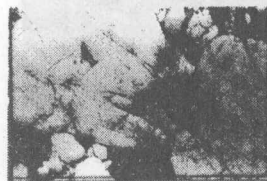
(2) 白云母片弯曲



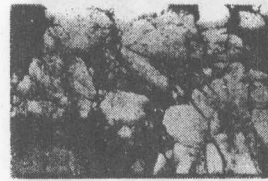
(3) 绿泥石变形



(4) 斜长石被压裂



(5) 石英部分破裂



(6) 石英大规模破裂

图 1—1 在碎屑岩中压实作用的常见岩石学特征

- (1) 刚性颗粒的重新定向排列,如片状、长条状、透镜状岩石和矿物的顺层分布;
- (2) 脆性颗粒的局部破裂和劈理的产生(图 1—1(5),(6));
- (3) 塑性颗粒的塑性变形(图 1—1(2),(3))。

由以上特征可见,在主要以刚性颗粒组成的沉积物(岩)中,主要是以减少孔隙空间的方式来减少岩石总体积,而骨架颗粒的体积没有明显的减少。相反,岩石在同时具有塑性和脆性物质时,不仅要减少孔隙体积,而且也将减少骨架体积。

压力是压实作用的直接影响因素,随着埋深的增加,上覆地层岩石和流体的压力都增

加,岩石的静压和流体的静压在正常情况下与深度线性正相关:

$$p_{\text{地}} = \frac{H \cdot \rho_{\text{岩}}}{10}$$

$$p_{\text{流}} = \frac{H \cdot \rho_{\text{流}}}{10}$$

式中: $p_{\text{地}}$ ——岩石产生的静压, 10^{-1}MPa ;

$p_{\text{流}}$ ——流体产生的静压, 10^{-1}MPa ;

H ——岩石或流体厚度, m ;

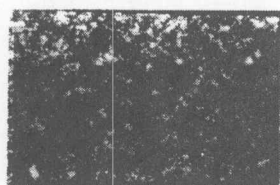
$\rho_{\text{岩}}, \rho_{\text{流}}$ ——岩石、流体密度, g/cm^3 。

通常 $\rho_{\text{流}} < \rho_{\text{岩}}$, 故 $p_{\text{地}} > p_{\text{流}}$, 这时的压力主要是地静压力, 而地静压力是作用在岩石颗粒骨架上的, 将大大降低孔隙度。相反在异常的压力下, $p_{\text{流}}$ 可能等于甚至大于 $p_{\text{地}}$, 此时, 上覆压力作用的结果是在岩石骨架和孔隙流体上, 从而使孔隙度的降低减缓, 孔隙梯度较小。

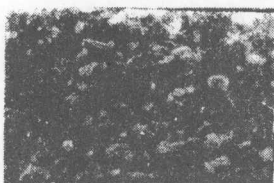
碳酸盐岩中的压实作用不如碎屑岩中普遍和常见, 作用时间也比较短。尽管如此, 不少学者的研究证实有部分碳酸盐岩中的机械压实作用仍存在。

在我国四川八角场气田侏罗系大安寨组的介壳灰岩中, 介壳生物颗粒沿层面定向排列, 而且有的生物介壳被压折产生错断; 四川乐山范店乡震旦系鲕粒变形, 甚至破裂。

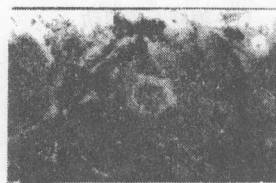
压实作用的结构除产生上述两种明显的特征外, 还有一些其它的特征。西南石油学院的侯方浩和方少仙将碳酸盐岩中的压实作用标志归纳为以下 14 种: ①颗粒的点接触; ②颗粒间线状接触; ③颗粒的嵌入接触; ④颗粒的显微缝合接触(压溶结果); ⑤颗粒压折(板状、片状颗粒及介壳化石中); ⑥颗粒错断; ⑦颗粒表皮撕裂(常见于鲕粒灰岩中); ⑧颗粒表皮剥离; ⑨颗粒碎裂; ⑩颗粒表部放射性破裂; ⑪颗粒变形; ⑫颗粒畸变; ⑬潜穴的压扁; ⑭颗粒表部揉皱(多发育于鲕粒灰岩)。



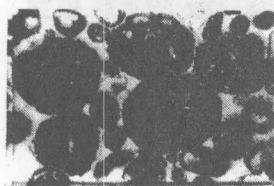
(1) 海绵针定向排列



(2) 薄壁生物压碎



(3) 海百合茎压碎



(4) 鲕粒交叉



(5) 中等变形鲕



(6) 强烈变形鲕

图 1—2 碳酸盐岩中常见的压实作用岩石学特征

其它特征还有: ①早期硬物体(结核、石化层等)之间或之上的纹层变薄; ②由于压实作用使易碎的生物介壳等被压碎成碎片; ③由于压实作用可使垂直于层面的泥裂变形为皱纹状; 使各种光滑的生物钻孔弯曲变形; ④球形颗粒变形, 常见的为鲕粒的变形; ⑤压实作用使

其它松散的物质在泥裂和鸟眼构造口起封闭作用,而使之原生孔隙遭到破坏(变小)甚至消失。

碳酸盐岩中不同类型岩石的压实作用的强弱、表现特征等不同,主要与胶结作用发生的时期有关。在胶结作用发生较晚时,颗粒的大小和上覆地层的沉积速率及颗粒的抗压强度等是影响压实作用的重要因素,但普遍认为碳酸盐岩中颗粒的胶结作用、白云岩化作用和重结晶作用发生较早。这些作用使沉积岩(物)的抗压强度有明显的增强,因此他们是至关重要的影响因素。

化学沉淀形成的结晶碳酸盐岩颗粒较细,相互之间为较疏松的堆积,粒间富含孔隙水,颗粒的抗压强度较差,正如碎屑岩中的泥岩类,其孔隙度随压力的增加而减少的幅度比较大;然而,由于这类岩石的沉积物形成环境为碳酸盐类的过饱和环境,大量的自生方解石将不断产生,因此胶结作用发生较早,这样便阻止了压实作用的继续进行或减缓了压实作用的强度。这类岩石中的压实作用标志不明显,因此很难识别。但这类岩石压实作用的存在是无可非议的,其明显的特征为:现代沉积物的孔隙度很高,而随着埋深的增加岩石的孔隙度迅速降低。这类岩石中的压实作用特征表现为早期硬物体之间或之上的纹层变薄,各种原生孔隙(生物钻孔、泥裂)变形。

经改造由内碎屑等形成的碳酸盐岩,一方面由于其碎屑颗粒经固结后比较坚硬,抗压能力比较强,另一方面由于颗粒经过搬运后再沉积,因此其沉积环境与沉淀环境或生长环境(生物成因岩石被改造的碎屑岩)可能不同,而胶结作用发生的时期较晚或发生的速度较慢,这给压实作用提供了较长的时间,从而使压实作用比较强烈。这类岩石的压实作用标志比较明显,主要特征为:压裂的生物碎片,球形或其它规则颗粒的变形,颗粒表面构造遭破坏(表皮撕裂、剥离、揉皱,表部放射状破裂),颗粒之间为线状或相嵌状接触。

生物成因的碳酸盐岩,由于其介壳或粘结层通常比较坚硬,有较强的抗压能力,但其支撑骨架的形态多为不规则状,压实作用在这类岩石中的强度可能差异较大。但这种生物成因的岩石规模较大时(厚度大且连片性好),其抗压性较好,压实作用比较微弱,压实作用的特征明显,主要有生物压碎结构(生物骨架压塌,洞穴压扁,骨架压折)。当生物为非造礁生物的其它分散状生物时,虽然其生物介壳有较强的抗压力,但因其数量的限制没有形成支撑骨架,相互间的泥晶或其它细粒物质的抗压力极差,因此这种岩石的压实作用比较强烈。其作用过程为:早期阶段使长条状生物碎屑定向排列,而形成线接触(在镜下的二维空间);压实作用的加强将使其变为嵌入接触;然后为压折,甚至压碎。值得注意的是只有当这种生物残核比较丰富时这些现象才比较明显,如果丰度比较低时将会形成富含生物的灰岩(图 1—3),而颗粒完整无损。这就是在有的生物灰岩中仍保存有完整易碎介壳的原因之一。

压实作用在碳酸盐岩的成岩作用中所起的作用曾引起过不少的争论,早期的观点认为由于碳酸盐岩的胶结作用、交代作用(白云岩的)新生变形作用等进行得早,沉积物固结成岩的时间早,因而其压实作用不存在;近年来的研究发现,碳酸盐岩中压实作用的确存在于某些岩石,而且有明显的岩石学证据(如前所述)。

从压实作用的基本概念出发,只要沉积物上覆有沉积物存在,则上覆物质的重量产生的压力将对下伏沉积物有压实作用,其作用的强弱,须根据岩石中压实标志及胶结物和压实特征进行全面评价,在不同类型的岩石中其作用的强弱不同。

2. 压溶作用

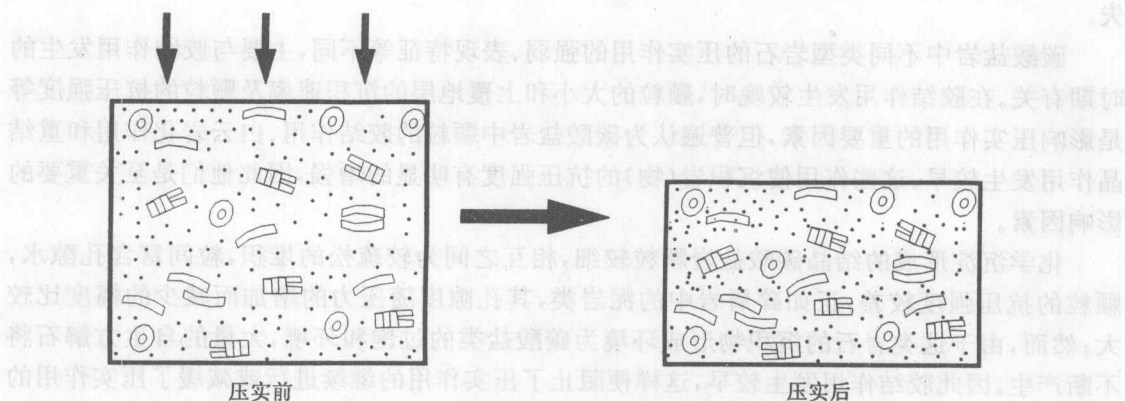
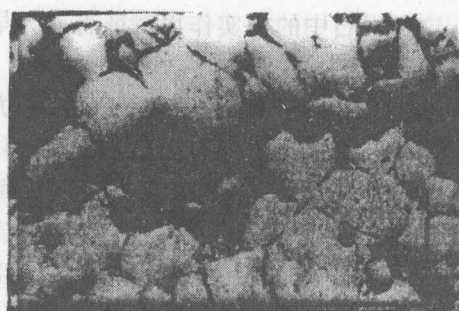


图 1—3 压实作用形成的富含生物灰岩示意图



(1) 石英颗粒线接触



(2) 颗粒间缝合线溶解面

图 1—4 碎屑岩中压溶作用的常见岩石学特征



图 1—5 碳酸盐岩中常见的压溶作用
岩石学特征

压溶作用也称化学压实作用,是指由骨架颗粒在接触点的溶解所引起的岩石总体积的减少过程。同样是由岩石压应力和上覆沉积物的重量引起的,其特征为:粒间接触点的溶解,从而形成凹凸接触,甚至形成(似)缝合线的接触关系(图 1—4)。

这种作用通常在压实之后,骨架颗粒的排列方式为紧密排列,很少见胶结物的压溶,因此多在胶结作用之前或同时进行。

压溶作用在碳酸盐岩中是十分常见的,其溶蚀的规模可小到只有几毫米或微米级(在镜下才能看见,图 1—

5),大到几米甚至更大范围(在野外露头区即可见到),其产生的结果为垂直于应力方向,由于溶蚀的结果产生了溶蚀的痕迹,这种痕迹通常表现为不规则的曲面,在剖面上为一条不规

则的曲线,形似缝合线,因此常习惯称之为缝合线。

压溶作用与压实作用不同,它不仅受重力的影响,还受接触物的性质、其间的流体性质影响。因此这种作用发生的深度范围变化很大,最浅的是在关岛的阿利丰灰岩中发现的微缝合线(14条/10mm),由于粘土薄膜的存在,在反光下呈红色细线,其埋深不超过90m。而在我国建南气田下三叠统飞仙关组中发现的缝合线是晚于第二期方解石胶结作用(其温度为56~80℃)。在美国弗吉尼亚州的马斯托赫尔德贝格群的层孔虫补丁礁石灰岩中的压溶作用晚于棘皮动物上的共轴生长之后,压溶的部分可以是颗粒、生物碎屑、鲕粒等原始沉积物的接触点上或接触线上,也可以是固结成岩后的胶结物。缝合线可以是被泥质、生物痕迹充填的,也可以是张开的面;缝合线的产状可以是水平的,也可以是垂直的和斜交的。

流体介质(水)的性质对压溶作用的影响主要表现为,当水介质中碳酸盐岩呈过饱和状态时不利于压溶,反之利于压溶,因此通常酸性水(地表的淡水)和较高的温度有利于碳酸盐岩压溶作用的进行;离子含量也是十分重要的影响因素,根据一些学者的研究 Mg^{2+} 和 Mg/Ca 比的降低有利于压溶的进行,当其介质为油气时,则停止。

岩石的成分也是一个重要因素,主要包括岩石中泥质的含量和碳酸盐岩矿物稳定性两方面,在常见碳酸盐矿物中,按易压溶递减的序列为文石→高 Mg 方解石→方解石→白云石。碳酸盐中泥质的存在有利于压溶的进行。当粘土含量比较高时,产生的缝合线常为未缝合的缝隙;而粘土含量比较低(约10%)时则形成缝合的缝合线;无粘土矿物或生物(有机质)的地方很难发现缝合线。

缝合线为压溶作用的主要产物,缝合线的储层意义有待认真评价。缝合线可分为已缝合和未缝合的两种,对于后者无疑应是增加储层的孔隙度,而更为重要的是大大增加渗透率;对于前者虽然渗透性较后者差,但通常较其临近的岩石好。因此其孔渗性仍起重要的作用,主要表现为:①延伸范围比较广,可作为碳酸盐岩的交代,溶蚀作用的通道,有利于后期的改造作用;②可直接作为油气运移的通道。实际上常观察到的缝合线中的沥青和其附近的溶蚀特征证明了其有利的石油地质意义。

缝合线的发育与泥岩密切相关,常形成在泥质较多的渗透性较差的岩性中。这种岩性常不易形成储层,但这种缝合线的发育对后期的改造(溶蚀作用)是有益的;另一方面这种渗透性差的岩类可作为生油层,因此可作为油气生成以后向储集层运移的通道。

缝合线的识别是比较容易的,对于已缝合的缝合线其特征为外观(剖面上)呈锯齿状(或缝合线状),其结合处通常含有不溶解的粘土、有机质或其它矿物,因而呈现出不同的颜色。

对于未缝合的缝合线,其外观特征为帚纹状,在其未缝合的面上通常也有粘土、有机质或其它矿物。

3. 胶结作用

是指自生矿物沉淀在颗粒间,从而将沉积物固结成岩,减少孔隙空间的过程。其作用是由于粒间液体的地球化学性质变化,使其溶解物质析出的过程。通常岩石的总体积不发生变化。

自生矿物形成是由于溶液中所含的物质达过饱和状态而发生结晶作用的过程,通常在沉积环境内,很少形成大量的自生矿物(除蒸发潟湖相等外)或形成很少量的自生矿物,但沉积环境中流体介质的性质是其后生作用产生各种矿物的基础。

近物源区的沉积中通常含有物源区化学风化的矿物质成分,当物源区为不稳定的岩石

成分特征时更为明显,这时的沉积物矿物成熟度很低,且流体介质所含矿物浓度高,易形成早期的胶结作用。

克拉玛依砾岩油藏为山麓洪积相的沉积,其胶结物通常为自生的沸石类,发生的作用较早(埋深约为 1000m),这种胶结作用是继碎屑颗粒的交代作用后进行的,因此作用时期早。孔隙的破坏作用主要是胶结作用,而压实作用和压溶作用很小。

在远物源区的沉积中,当其流体介质浓度较高时,沉积物埋深的增加,介质中的 pH 或 E_h 的变化常引起其溶解度的急剧变化(减少),使大量自生矿物形成或次生加大产生。

这类自生矿物常为钙质-亮晶状的方解石镶嵌胶结,由于其发生作用的时期较早,流体的离子交换容易,且渗透性好,故这种胶结常严重破坏储层特征(使 $\Phi < 9\%$, $k < 10 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$)。

在很多情况下,沉积物经机械压实作用之后,再经压溶作用。压溶作用改变了流体介质的浓度和不同的 pH、 E_h 值,常在这种压溶作用之后或同时(在异地)形成大量的自生矿物或次生加大,其成分与岩石颗粒的成分相同或相似,这种作用通常在较深的地层中,常见的胶结物成分为石英、长石、方解石等。

前述主要是物质来源对胶结作用或自生矿物的形成所起的控制作用。这种控制作用在地质历史时期中仅仅是在沉积后的早期(埋深不大的条件下)。随着埋深的增加和演化期的延长,这种控制作用逐渐减弱,取而代之的是流体介质的性质(pH 和 E_h)的改变,形成了控制自生矿物形成的主要因素。

在地表条件下为酸性的沉积水体,随埋深的增加、溶解物质的加入,使溶液矿化度增加的同时其性质发生变化,特别是 OH^- 离子的加入,使其由酸性变为碱性。在这种条件下一系列自生矿物形成或次生加大将产生,这些矿物的析出对溶液又发生改变作用,可能又变为酸性,因此这种溶液的性质总是交替出现的。

在强碱性条件下($\text{pH} > 9$),碳酸盐岩矿物易生成,常形成各种方解石晶体,特别是当温度增加时这种形成过程更为迅速。

在弱碱性或酸性条件下, SiO_2 的溶解度急剧降低,易形成自生石英和石英的次生加大,在这种条件下,高岭石也易形成,而有利于伊利石的存在。

由上述不同溶液条件下形成的矿物特征表明:

- (1) 在不同的 pH 值条件下,可形成不同序列的自生矿物组合,或不同的胶结物成分。
- (2) 胶结物的产生受溶液介质条件的影响,因此在不同的地球化学条件下,自生矿物的特征不同。

在碳酸盐岩中最常见的成岩作用地质事件无疑是胶结作用。这种胶结作用可以发生在沉积期后的任何阶段。这种作用通常以多期和连续不断进行为特征,胶结物的成分多种多样,有方解石、文石、白云石、石英、硬石膏等,但通常以碳酸盐岩矿物(方解石、文石、白云石)为主,晶体形态有纤维状、片状、等粒状及不规则的嵌晶特征,碳酸盐岩胶结物的晶体形态、形状特征、结构特征等常反映了其形成的环境,这种重要的标志常成为研究其成岩史的重要资料。

碳酸盐岩胶结作用的成分主要为文石、高镁方解石、(低镁)方解石,这些矿物因结晶析出的环境不同而形成不同的形态特征。

文石的形态主要有三种:杂乱方向的针形、放射状纤维体、外延增生;高镁方解石胶结物

通常形成细小的菱形晶包、刀片放射状(纤维状);低镁方解石的形状变化很大,常见的有菱形体、嵌晶状、共轴增生、片状亮晶、放射纤维状、等粒亮晶。

控制方解石晶体形态的因素主要是成岩时流体中镁(Mg^{2+})含量,含量高时,晶体侧向生长缓慢,晶体形态呈现拉长晶体甚至纤维状晶体的特征,含量较低时,晶体侧向生长迅速,晶体形态呈现出简单的菱形甚至形成似云母的扁平状。

碳酸盐岩的胶结物结构通常为:等厚环边胶结、新月形胶结和重力胶结、共轴增生胶结、等轴粒状胶结四种类型。

等厚环边胶结,又称纤维状或栉壳状环边胶结,其特征为方解石晶体围绕颗粒的外表呈环状分布,环边厚度较均匀,晶体细长(针状和纤维状),晶体长轴与颗粒表面垂直。

新月形胶结和重力胶结的特征为胶结物不均匀地分布于颗粒的边缘,其形态似新月,故称新月形,产生胶结的原因是由于重力的作用,胶结作用发生在颗粒的底部,故也称重力胶结。这种胶结物的方向性常可指示其位置特征,其规模可以从镜下的微观到较大的宏观特征。

共轴增生胶结的特点为胶结物围绕颗粒产生了较大的次生加大现象,其加大部分的光性方位与颗粒(底质)基本一致。常见于棘皮动物的碎片上,有时仅发生在某一侧面。

等轴粒状胶结的特征则为方解石晶体基本上为长宽比较接近(小于1.5:1)的等轴状,晶体形态为他形,由颗粒边缘向孔隙中心方解石晶体由小增大;胶结物含量比较高,有时甚至堵塞整个粒间孔隙空间。

二、成岩作用模型

1. 压实作用模型

压实作用的主要形成机理是由于上覆沉积物压应力作用在沉积物上,使岩石排列更紧密,岩石密度增大,孔隙减少的地质过程。

对于地下沉积物的某一单元而言,影响因素主要是上覆沉积物的重量和自身抗压力的强弱。

在碎屑岩沉积物中,通常可分为颗粒和基质两部分,对于分选较好(结构成熟度较高)的沉积物而言,压实作用主要影响颗粒的排列特征,由于垂向上压力的作用,使颗粒在上覆力和下伏及周边反作用力的综合作用下,发生移动和旋转等地质事件,其结果会使颗粒作定向排列(图1—6),从而使其单元的总体积减小。

这一过程的定量描述可把单元岩石看成岩石骨架和孔隙两部分,即

$$V_T = V_g + V_p$$

骨架可看成颗粒和基质

$$V_g = V_c + V_m$$

则

$$V_T = (V_c + V_m) + V_p$$

式中: V_T ——总体积;

V_g ——骨架体积;

V_c ——颗粒体积;

V_m ——基质体积;

V_p ——孔隙体积。

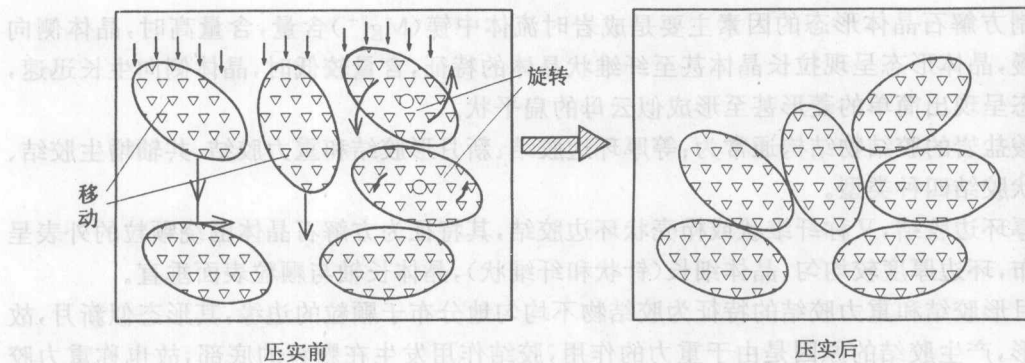


图 1—6 压实作用过程中的岩石颗粒排列的变化特征

压实作用的结果,使岩石中的骨架颗粒重新排列,使孔隙减少,体积也减少,其减少量为减少的孔隙量。其减少量可用下式定量确定:

$$\frac{V'_T}{V_T} = \frac{1 - V'_m/V'_T - \Phi'}{1 - V_m/V_T - \Phi}$$

或:

$$\frac{V'_T}{V_T} = \frac{(1 - \cos\alpha') \sqrt{1 + 2\cos\alpha'}}{(1 - \cos\alpha) \sqrt{1 + 2\cos\alpha}}$$

式中: V'_T ——压实后的总体积;

V'_m ——压实后的基质体积;

Φ' ——压实后的孔隙度;

Φ ——压实前的孔隙度;

α' ——压实后的堆积角;

α ——压实前的堆积角。

压实结果使厚度减小,其减小量为(图 1—7)(图 1—8):

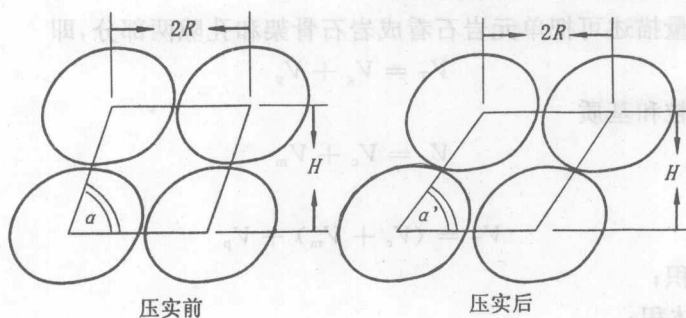


图 1—7 压实作用厚度减小模型

设压实前的厚度 $H = (2R)\sin\alpha$, 压实后的厚度 $H' = (2R)\sin\alpha'$, 则

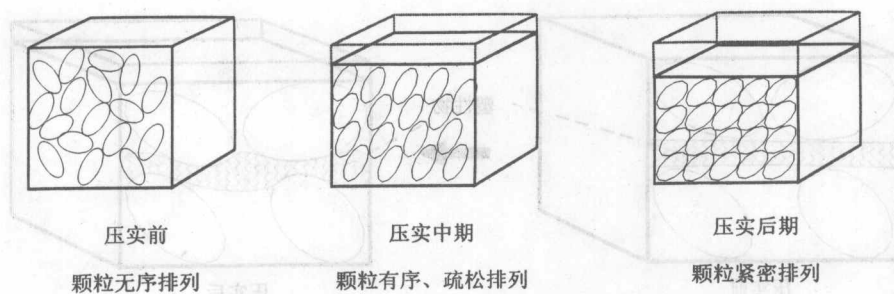


图 1—8 压实作用厚度变化模型

颗粒支撑、结构成熟度高的沉积物的压实作用模式

$$\frac{H'}{H} = \frac{\sin \alpha'}{\sin \alpha}$$

和：

$$\Delta H = H - H' = (2R)(\sin \alpha - \sin \alpha')$$

相对于沉积时的厚度：

$$\frac{\Delta H}{H} = \frac{\sin \alpha - \sin \alpha'}{\sin \alpha} = 1 - \frac{\sin \alpha'}{\sin \alpha}$$

相对于压实后的厚度：

$$\frac{\Delta H}{H'} = \frac{\sin \alpha - \sin \alpha'}{\sin \alpha'} = \frac{\sin \alpha}{\sin \alpha'} - 1$$

在结构成熟度较高，成分成熟度低的沉积物中，由于其颗粒成分复杂，如果存在脆性颗粒，将被压碎，它原来占据的空间被其它颗粒部分或全部取代，被压碎的碎片将部分或全部充填于原来的孔隙中，从而减少岩石的孔隙空间(图 1—9)。

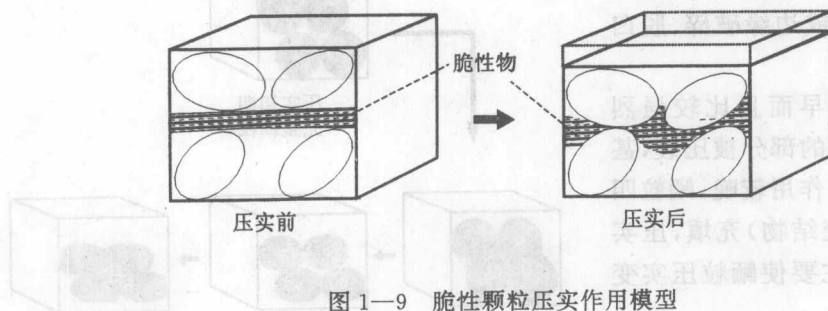


图 1—9 脆性颗粒压实作用模型

塑性颗粒在坚硬颗粒的挤压下，将产生变形，使自身体积减少并向孔隙空间充填，从而减少孔隙空间(图 1—10)。

在结构成熟度和成分成熟度均较低的沉积物中，易形成混合支撑，在混合支撑时，粗颗粒“悬浮”在细颗粒中，在压实作用时形成粗颗粒周围的细颗粒物质呈绕粗颗粒的紧密排列特征(图 1—11)。

碳酸盐岩的压实作用在具有明显生物特征的岩石中较易发现，比较典型的特征是鲕粒的压实变形、生物介壳的压碎、生物碎片顺层排列。

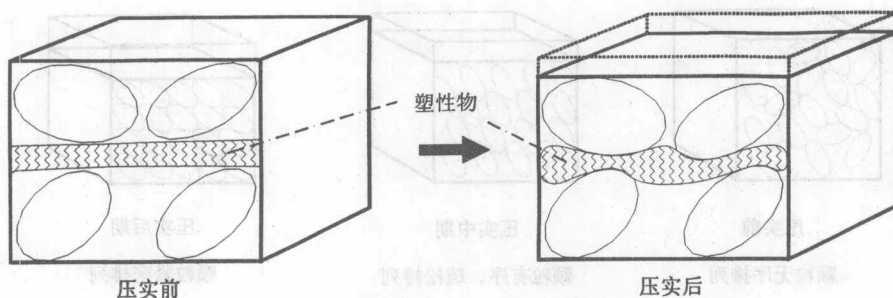


图 1—10 塑性颗粒压实作用模型

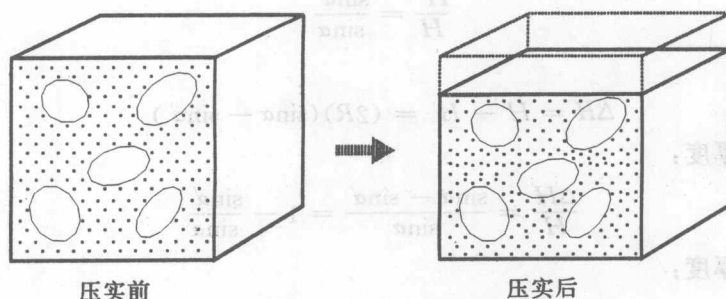


图 1—11 混合支撑压实作用模型

减少的孔隙空间为细粒的粒间孔

颗粒形成了明显的同心圆状结构特征,在压力作用下可使这种具有髓核的颗粒发生变形或边缘破碎、脱臼等特征。

当压实作用较早而且比较强烈时,易使同心圆边缘的部分被压裂,甚至压脱臼。如果压实作用较晚,髓粒四周已被自生矿物(胶结物)充填,压实作用较弱,这时则主要使髓粒压实变形(图 1—12)。

生物介壳在压实作用时,常被压碎而改变原来的组合关系,常见的是介壳压碎(图 1—13)。

在无易被压碎的生物介壳或易变形的髓粒等物质时,则形成富含生物假象结果(图 1—14)。

2. 压溶作用模型

压溶作用的受控因素与压实作用相同。当进一步压实作用时,颗粒的接触点上承受了较

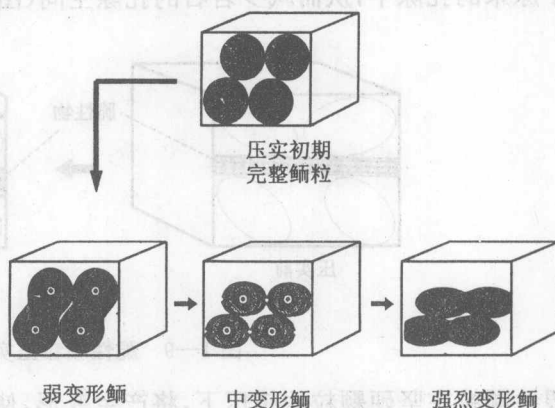


图 1—12 髓粒压实作用模型