

硅质碎屑岩中碳酸盐胶结物及其 对储层的控制作用的研究

徐北煤

(浙江省石油地质研究所,杭州)

卢冰

(国家海洋局第二海洋研究所,杭州)

提 要 次生孔隙形成的机制是地球化学家和岩石学家感兴趣的问题之一。硅质碎屑岩中的成岩碳酸盐胶结是世界各大油田极普遍的现象。这是因为这种碳酸盐与碎屑矿物的水化作用和有机质将进入成熟期的脱羧基作用有关。脱水化作用所放出的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 离子与脱羧基作用产生的 CO_2 水溶液结合形成的碳酸盐胶结破坏储层。它与压实、压溶作用破坏储层是不同的。由于它充填于孔隙中,而整个岩石体积未减少,这为后来有机质转变为有机酸离析 H^+ 和继续脱羧作用放出 CO_2 水溶液进行溶解产生次生孔隙提供了物质基础。总的来说,成岩碳酸盐对研究油气的生成、运移和富集都有着实际的意义。

关键词 硅质碎屑 成岩碳酸盐 脱羧基作用 水化作用 离析作用

硅质碎屑岩中的成岩碳酸盐即碳酸盐胶结作用是一个极为普遍的现象。世界上各大、小油田的硅质碎屑岩储层中都或多或少地存在碳酸盐胶结^[5,10]。成岩碳酸盐形成于沉积物沉积之后,经历埋藏成岩的过程,其形成对石油和天然气的生成、运移和聚集都有着特别和极其重要的意义。各国学者都十分重视成岩碳酸盐的研究。本文结合海南省FS凹陷下第三系涠洲组、流沙港组硅质碎屑岩中的碳酸盐矿物——主要含铁方解石、菱铁矿和铁白云石的初步研究,论述它对储层性质的控制作用^{①[2]}。

1 成岩碳酸盐矿物的常规研究

FS凹陷下第三系涠洲组、流沙港组硅质碎屑岩的碳酸盐胶结是导致储层具有非均质性的一个重要因素之一,一般碳酸盐胶结都出现于靠近油气储集带的上部。具碳酸盐胶结岩石呈致密块状。岩石硬度不大,滴稀盐酸强烈起泡。而非碳酸盐胶结的岩石为疏松状,易破碎。碳酸盐胶结的岩层一般厚10~30cm不等,以多层状出现。含铁方解石胶结的岩石比重较小,颜色为灰白色。菱铁矿胶结的岩石比重大,有重感其颜色为暗紫棕红色。在手标本中,这两种碳酸盐胶结的岩石就有明显的差别。铁白云石胶结的岩石仅个别层段出现,在此不作详细描述。

镜下观察表明:涠洲组以含铁方解石胶结为主。含铁方解石它形粒状镶嵌充填于碎屑颗

① 朱国华,徐北煤,1990,FS凹陷下第三系涠洲组、流沙港组储层成岩作用的研究(内部报告)

粒之间,一般不交代碎屑长石、石英等颗粒(图版 I-1.3)。但有时从边缘蚕食状和脉状穿插石英、长石和岩屑。粗粒的岩石较细粒的岩石所含该方解石更多,更普遍。流沙港组基本上以菱铁矿胶结为主,有时可见到深处局部有铁白云石或菱铁矿胶结向含铁方解石胶结转化。菱铁矿颗粒一般较小,为微晶—细晶状自形晶,呈菱形(图版 I-5.6)。有时可见到后期石英再生长部分和原碎屑石英核之间以菱铁矿晶体作为界限。表明菱铁矿形成早于石英再生长,铁白云石为自形晶,呈集合状充填于孔隙之中,一般不常见,多存在于埋藏较深的个别层段中。在深部还可见到菱铁矿向含铁方解石转化的菱铁矿之假象。

用混合染色剂染色薄片镜下观察:含铁方解石可被混合染色剂染成紫红色,表明该方解石内含有一定量的铁质。铁白云石由混合染色剂可染成蓝色。而菱铁矿用混合染色剂不能染上任何颜色。以上染色实验表明:用混合染色剂染色也很容易区分该地区各类型碳酸盐类。

阴极发光显微镜下观察:含铁方解石发暗红色的光。未见到有条带,环带和相互穿插等现象,表明含铁方解石均为同期的产物。而菱铁矿和铁白云石在阴极发光显微镜下不发任何光。

稳定同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 的研究:含铁方解石稳定同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-15.07\sim-36.85\%$ 之间,其负值较高,属于轻的碳同位素。而 Fs 凹陷原油族组分的稳定同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 的测试结果其平均值在 $-21.6\sim-26.9\%$ 之间(何家雄,陈刚,1987)^[4]。含铁方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值为 -26.18% ,正好在原油族组分的平均值的下限,表明含铁方解石的碳和有机质中的碳有一定的亲缘关系或者含铁方解石的碳相当一部分来自有机质的热演化过程。

2 成岩碳酸盐成因的研究

2.1 早成岩期的水化作用

FS 凹陷涠洲组、流沙港组的硅质碎屑经历风化、搬运和沉积作用等过程后进入埋藏成岩作用阶段。当碎屑矿物刚进入早期成岩作用阶段时,它必定要经历水化作用^[1]。水化作用在早期成岩作用阶段首先表现为暗色矿物的水化作用。例如黑云母水化后向白云母(图版 I-8)或粘土类矿物的转变^[9],这种转变的同时析出铁质。涠洲组和流沙港组中黑云母明显地转变为白云母,而且随埋深的增加这种水化作用有增强的趋势(图版 I-4)。继暗色矿物水化作用后浅色矿物也同样要进行水化作用。浅色矿物的水化作用首先析出碱金属离子,如 K^+ 、 Na^+ 等等,然后为碱土金属 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等离子,最后为过渡元素 Al^{3+} 、 Fe^{2+} 等离子。水化作用的结果使孔隙流体中大量 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Al^{3+} 和 Fe^{2+} 离子富集,导致孔隙流体的 pH 值由中性或中偏碱性向碱性转变。这种弱碱性的环境和足够的空间使菱铁矿和菱铁矿自形晶,所以这时形成的菱铁矿为自形立方晶体和菱铁矿的自形菱面体。

2.2 早成岩期有机质的分解作用

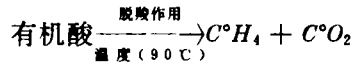
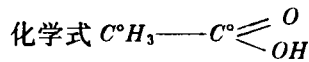
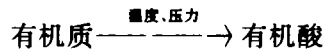
早期成岩期,由于细菌的分解作用形成一些 S^{2-} 和 CO_2 ,这时的 S^{2-} 和 CO_2 水溶液与暗色矿物水化作用形成的 Fe^{2+} 等离子结合形成黄铁矿,菱铁矿(图版 I-4.5.6)。涠洲组、流沙港组可见到黑云母转变为白云母析出铁质与 CO_2 水溶液结合形成的菱铁矿,并保留黑云母之假象(图版 I-7)。同时也见到黑云母在转变为白云母时析出铁质与 S^{2-} 结合形成立方

晶体的黄铁矿(图版 1—4)。以上表明菱铁矿或黄铁矿的形成主要决定水溶液中阴离子 S^{2-} 或 CO_2 。同样也表明流沙港组作为该地区主要生油岩,在早成岩期的有机质分解提供 S^{2-} 和 CO_2 ,所以流沙港组以菱铁矿胶结为主要特征。

2.3 中成岩期的有机质脱羧基作用

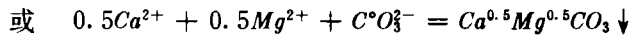
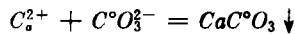
随埋深的增加,成岩作用进入中成岩阶段,有机质开始大量向油、气转化。在这个时期有机质大量的脱羧基作用^[11],形成了大量的 $C^{\circ}O_2$ 水溶液。同时硅质碎屑岩进入中期成岩阶段。这时的碎屑矿物已经经历强烈的水化作用阶段,在孔隙流体中已经大量富集 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 、 Al^{3+} 等离子。其 pH 值已变大,由中性变为碱性到强碱性。由于地层深埋受到上覆岩层的压实作用,暗色泥岩与硅质碎屑岩的孔隙之间的压力差,促使暗色泥岩中有机质脱羧作用形成的大量 $C^{\circ}O_2$ 水溶液向硅质碎屑岩的孔隙中流动。 $C^{\circ}O_2$ 水溶液进入孔隙后与孔隙中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 等离子结合形成碳酸盐矿物沉淀于孔隙之中。涠洲组中大量的含铁方解石的形成就是一个很好的说明,流沙港组的铁白云石的形成也同样说明了这一点。涠洲组、流沙港组的含铁方解石和铁白云石充填堵塞孔隙和喉道导致了孔隙度和渗透率大大地降低。尤其是涠洲组中的含铁方解石胶结是以嵌晶状方式充填孔隙之中,使得原生孔隙彻底被破坏。导致局部储层物性变得极差或接近于零。

I. D. Meshri(1986)研究了有机质的脱羧作用可以对流沙港组暗色泥岩中有机质的脱羧作用作一个很好地解释。他认为有机质脱羧作用分为二步,首先是有机质形成有机酸,然后有机酸经脱羧作用后形成甲烷和 $C^{\circ}O_2$,其过程如下^[6];

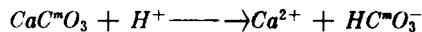


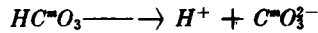
(C° 代表来自有机质中较轻同位素的碳质)

经脱羧作用形成的 $C^{\circ}O_2$ 与水结合可以形成碳酸,碳酸经电离后可产生 H^+ 、 $HC^{\circ}CO_3^-$ 和 $C^{\circ}O_3^{2-}$ 等离子。当以上 $HC^{\circ}CO_3^-$ 和 $C^{\circ}O_3^{2-}$ 与孔隙流中 Ca^{2+} (或者 Mg^{2+} 和 Fe^{2+})等离子相遇,立即形成含铁方解石或铁白云石沉淀,其表达如下:



当以上脱羧作用形成的 $C^{\circ}O_2$ 水溶液进入孔隙之中,孔隙之中如果有原始沉积时形成的方解石胶结物时,其表达式如下:





这时可以溶解原来沉积的碳酸盐(其中 C^m 代表原始沉积的碳酸盐胶结的碳, 可与有机质脱羧的 C^o 相区别)。

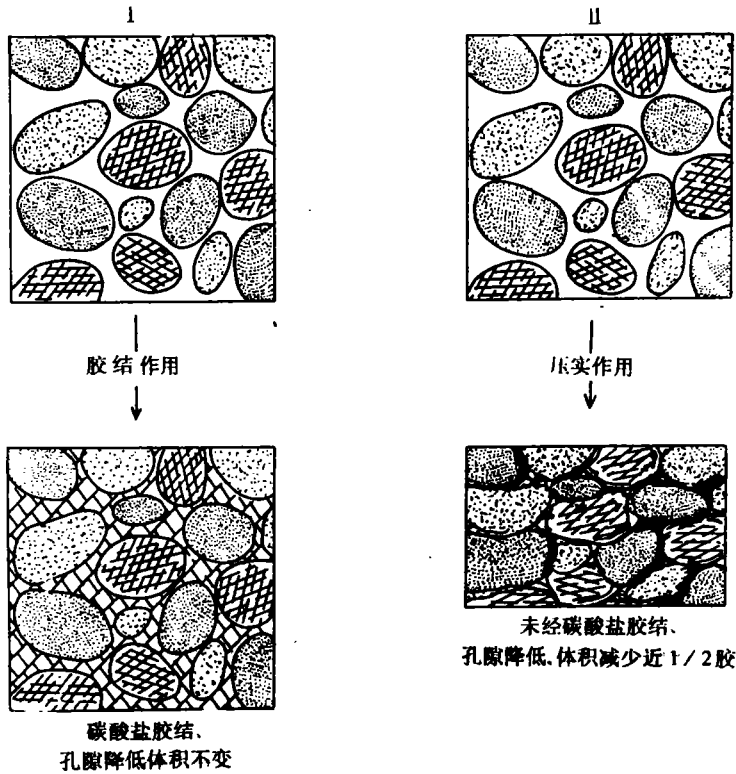
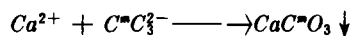
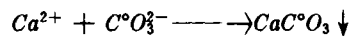


图 1 碳酸盐胶结和未经碳酸岩胶结都降低孔隙,前者体积不变,后者体积减少 $\frac{1}{2}$

Fig. 1 The sandstone with and without carbonate cement after diagenesis, the former

kept the volume, and the later reduced volume by $\frac{1}{2}$, first volume reduced fr $1/2$ (after K. B. , флукке, 1983)

这时有机质的轻同位素的 $C^oO_3^-$ 和原始沉积时胶结的重同位素的 $C^mO_3^-$ 一起与碎屑岩中孔隙流体中的 Ca^{2+} (和 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 等离子) 结合形成轻、重同位素混合状的中间值(即 $CaC^oO_3 - CaC^mO_3$) 碳酸盐沉淀, 沉淀的碳酸盐充填于孔隙之中形成嵌晶状的胶结。以上表达式如下:



濠洲组、流沙港组的碳酸盐胶结物的 $\delta^{13}C$ 的值均属中间的碳同位素值(表 1), 其可能就属于后种混合状态的情况。

2.4 稳定同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 的成岩碳酸盐解释

随埋深的增加,有机质渐渐地接近和进入成熟期,大量的脱羧基作用的结果形成较多的 C^{18}O_2 水溶液。含铁方解石形成于某一相对埋藏较浅的深度,此时温度较低,碳同位素较轻,随埋深加大,温度增高,碳同位素变重(表 1)。何家雄等(1990)研究了 FS 凹陷有机质的成熟门槛温度为 $90\sim 100^\circ\text{C}$ ^[4,3]。表 1 中所列出的碳酸盐的碳同位素测得其形成温度为 $67\sim 89^\circ\text{C}$ 。其值都小于或接近成熟的门槛温度。以上的数值表明脱羧基作用一般大量形成于有机质成熟之前。这亦证实我们理论上假设的脱羧基作用大量产生在有机质成熟之前是可靠的^[2,11]和一致的。

3 成岩碳酸盐胶结对储层的控制

3.1 成岩碳酸盐胶结对储层的破坏

成岩碳酸盐胶结作用与压实、压溶作用一样可以对储层进行较为彻底的破坏。尤其是对原生孔隙的破坏,仅碳酸盐胶结就可以使孔隙度、渗透率降低而接近于零(图 1),但岩石的体积基本保持不变。而压实、压溶作用同样可以破坏储层,使孔隙度、渗透率降低而接近于零,但压实、压溶作用使孔隙度、渗透率降低的同时,其岩石体积被压缩到近 $\frac{1}{2}$ 左右(图 1)^[6]。该凹陷涠洲组、流沙港组所见到的碳酸盐胶结物不均匀地分布。从表 2 可知涠洲组的各 7 个粗砂岩中,一组为含铁方解石小于 1%,另一组为含铁方解石达 20.71%,二者的孔隙度和渗透率(平均值)明显不同表明储层物性受到含铁方解石胶结的破坏作用。涠洲组个别层段含铁方解石,其孔隙度下降到 3.07%,渗透率下降到 $0.18\times 10^{-3}\mu\text{m}^2$,几接近于零。从以上可见碳酸盐胶结作用对储层的破坏作用是明显的。

表 1 FS 凹陷碎屑成岩碳酸盐胶结碳同位素及其形成的温度

Table 1 The stable carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) in diagenetic carbonate cements of clastic sequences and its temperature of formation

编号	被测矿物	岩性	井深(m)	$\delta^{13}\text{C}$ PDB	形成温度
890172	含铁方解石	砂砾岩	1409.4	-36.85‰	67.601°C
890173	含铁方解石	细砂岩	1568.05	-76.64‰	79.892°C
890174	含铁方解石	细砂岩	1653.90	-15.07‰	88.329°C
890175	菱铁矿	中-粗砂岩	3388.5	-6.32‰	

注: 同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 为无夕中心实验室高占祥所测

生油泥岩中的有机酸的脱羧作用形成轻($\delta^{13}\text{C}$)同位素的 C^{16}O_2 水溶液与原沉积的碳酸盐胶结物的重($\delta^{13}\text{C}$)同位素 C^{18}O_2 混合后形成中间值的 $\text{CaC}^{17}\text{O}_3$ 胶结(图 2)。图 2 与 FS 凹陷涠洲组和流沙港组的成岩碳酸盐胶结基本是一致的。它形象地反映了碳酸盐胶结作用并成功地解释了轻、重($\delta^{13}\text{C}$)同位素碳酸盐的胶结。

表 2 涠洲组粗砂岩含铁方解石含量与物性的关系

Table 2 The relationship between the physics of sandstone and calcite in Weizhou Group

岩性	含铁方解石(%)	样品数(个)	孔隙度(%)	渗透率 $10^{-3}\mu\text{m}^2$	地区、井号和相带
粗砂岩	20.71%	7	9.42	39.34	博厚地区、Fu29 井
粗砂岩	<1%	7	24.81	3321.59	Fu33 井、扇三角洲相

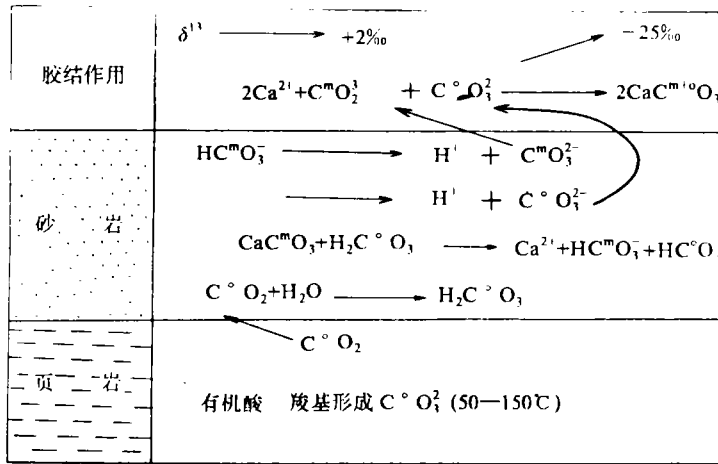
图 2 有机酸脱羧作用形成 CaCO_3 胶结作用(据 I. D. Meshri(1986)^[7] 改编

Fig. 2 The decarboxylation of organic acid formed calcareous

cements—after Meshri, I. D. (1986)^[8]

3.2 溶解作用对储层性质的影响

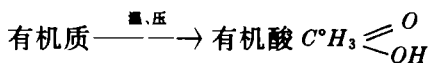
次生溶孔的成因一直是岩石学家、地球化学家感兴趣的问题之一, Schmidt and McDonald (1979) 强调了 CO_2 水溶液对碳酸盐胶结的溶解(而无机酸溶解)。Surdam 等人(1984)曾坚持认为由有机质热成熟产生有机酸, 有机酸对碳酸盐及碎屑长石等的溶解(即有机酸溶)^[11]。我们经过对涠洲组、流沙港组的研究认为两种酸(即有机酸, 无机酸)都可能对碳酸盐和碎屑长石等进行溶解, 现分别描述如下:

3.2.1 无机酸的溶解作用

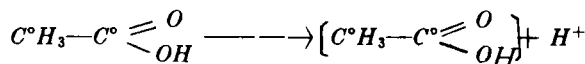
脱羧基作用形成的 C°O_2 水溶液不仅可以溶解早期沉积时的碳酸盐胶结物, 还可以溶解由成岩作用期形成的碳酸盐胶结物, 大量脱羧作用可以产生丰富的 C°O_2 水溶液^[12], 它提供与孔隙流体中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 结合形成碳酸盐的需要。如果满足以上需要还有多余, 那么这些多余的 C°O_2 水溶液就溶解碳酸盐胶结物。这时就形成无机酸, 无机酸能溶解硫酸盐而形成溶孔。据我们统计涠洲组中含铁方解石晶内溶孔平均可达 2.35%, 流沙港组菱铁矿(包括杂基在内)溶孔平均可达 4.14% 之多(这里亦有有机酸溶解在内)。

3.2.2 有机酸的溶解作用

有机质在向有机酸转变后,不仅能形成脱羧作用⁽¹¹⁾,而且还具有离析作用(即电离)使有机酸形成氢离子和有机酸根离子。其表达如下:



其第一步为有机质在一定温度、压力下可形成有机酸。第二步有机酸经离析作用后析出 H⁺ 和有机酸根离子。即:



离析出的大量 H⁺ 和有机酸根离子进入砂岩之中,不仅能溶解原始沉积的碳酸盐胶结物,同时也可溶解长石等碎屑(图 3)。可形成较多的次生粒内溶孔、晶内溶孔和粒间(晶间)溶孔。涠洲组的粒内溶孔经我们统计平均可达 0.43%。流沙港组的粒内溶孔经我们统计平均可达 1.26%。

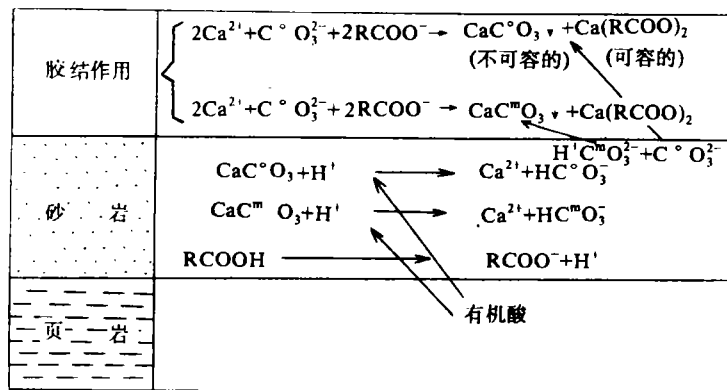


图 3 有机酸离析出 H⁺ 使 CaCO₃ 溶解,也可使碎屑长石等溶解形成次生溶孔 (据 I. D. Meshri(1986)⁽⁷⁾ 改编)

Fig. 3 The organic acid resolved H⁺, solution of the carbonate and clastic feldspar, lithoclast, formation of secondary pore. (after Meshri, I. D., 1986)⁽⁶⁾

以上两种酸的溶解形成的孔隙是可观的。经我们对涠洲组 35 个样品的统计最终形成的溶孔平均可达 2.92%,占最终孔隙的 17.95%,流沙港组 20 个样品的统计最终形成的溶孔平均为 5.60%,占总孔隙的 43.18%。可见有机酸与无机酸对形成次生溶孔是极其重要的。

3.3 成岩碳酸盐与油气的关系

从 FS 凹陷多口探井的薄片观察发现含铁方解石和油气关系较密切,其表现为油气富

集带上下层的碳酸盐胶结物比较集中。例如福 23 井的四油组的上部含铁方解石相当丰富。又如福 33 井的五油组的上部亦有含铁方解石特别高的现象。在金凤构造地区的金凤一井和金凤南一井也存在同样的现象。在铸体片中可见这些部位的含铁方解石被溶解形成次生溶孔和长石矿物被溶解的次生溶孔。有时见到被溶解后的通道(图版 I-2)。这些溶解形成的通道往往成为有机质成熟形成油、气运移的路线。由于有机质成熟前的大量脱羧作用可溶解出大量的次生溶孔,在局部地方可形成次生孔隙带。如果次生孔隙在一个局部的空间分布,这样就成岩圈闭。我们于 FS 凹陷多口井中都见到油气显示。原油都与含铁方解石共生。在无构造圈闭的情况下寻找成岩圈闭是非常重要的和现实的。

3.4 成岩碳酸盐对储层的控制作用

以上所述已经说明了碳酸盐胶结可以破坏储层(降低孔隙度和渗透率)。同时碳酸盐胶结又提供了产生次生溶孔的物质基础。所以表明成岩碳酸盐对储层起着控制作用。我们从以下几种实际情况进行分析:

当脱羧基作用起主导作用时

(1)碎屑岩在成岩水化作用时形成的孔隙流体中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 离子多于或者等于脱羧基作用所形成的 $\text{C}^{\circ}\text{O}_2$ 水溶液时,可大量形成碳酸盐胶结。这些碳酸盐胶结将以镶嵌状充填于孔隙之中,堵塞孔隙和喉道。这时很少形成或者不形成次生溶孔。因而孔隙度和渗透率都很差,主要为残留的一些原生孔隙。储集性主要受到碳酸盐矿物胶结作用的破坏,储集性一般很差。FS 凹陷涠洲组、流沙港组的某些层段就为这种情况。

(2)碎屑岩在成岩水化作用时形成的孔隙流体中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 离子少于有机质的脱羧基作用所形成的 $\text{C}^{\circ}\text{O}_2$ 水溶液时,首先满足 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 等离子与 $\text{C}^{\circ}\text{O}_2$ 水溶液结合形成碳酸盐胶结、沉淀于孔隙之中的须要,堵塞孔喉系统,然后多余的 $\text{C}^{\circ}\text{O}_2$ 水溶液可电离出 H^+ ,促使早先形成的碳酸盐胶结物溶解(即形成 $\text{Ca}(\text{HC}^{\circ}\text{O}_3)_2$)迁移。由于压力差的原因,由压力高处向压力低处的孔隙迁移。并在压力低的孔隙中由 $\text{Ca}(\text{HC}^{\circ}\text{O}_3)_2$ 转变为 CaCO_3 沉淀下来。这时局部地区出现被溶解的较多次生溶孔,而在周围可能沉淀新的碳酸盐胶结,起着封闭作用。涠洲组、流沙港组多处可见到被溶解的含铁方解石,菱铁矿以及碎屑长石、岩屑等,均属此种情况。

当离析作用起主导作用时:

在这种情况下,离析作用形成的 H^+ 与水溶液同样向压力低的孔隙中迁移。并与碎屑长石、岩屑以及碎屑中沉积时的碳酸胶结物(或者成岩的碳酸盐胶结物)起反应,溶解这些矿物,这时可形成一系列的各类次生溶孔。直至碳酸盐或者碎屑长石、岩屑被溶解完为止。离析出 H^+ 越多,形成的次生溶孔就越多。在涠洲组、流沙港组中的碎屑长石层溶解后仅保留晶体骸架或者保留一些残余。这都可能与离析 H^+ 溶解的长石颗粒有关。

4 结 语

1. 石油、天然气的硅质碎屑储集岩中或多或少都存在成岩碳酸盐胶结。
2. 碳酸盐胶结作用提供了形成次生溶孔的物质基础。
3. 有机质在成岩作用中可形成有机酸,有机酸在脱羧基作用和离析 H^+ 的作用中对储

层性质起着一定的控制作用,使原生孔隙遭受破坏,使次生孔隙形成。

次生溶孔的形成与原生孔隙的破坏和脱羧基作用,离析作用有直接的关系。

本文在成文中得到南京大学地球科学系方邨森教授的帮助,在此表示谢意!

参 考 文 献

- [1] 徐北煤,1991,浙江省寿昌盆地火山砂岩成岩作用的研究以及原生孔隙的破坏和次生孔隙的形成,沉积学报,(2):93~98。
- [2] 徐北煤,1992,FS凹陷下第三系涇洲组,流沙港组的成岩特征及对储层的控制,石油勘探与开发,(3):18~25。
- [3] 徐北煤,1991,作为成岩与变质作用界限的有机质研究,南京大学学报《地球科学》,3(3):268~279。
- [4] 何家雄,管立声,张宏友,1990,海南FS凹陷油/岩地球化学特征,石油与天然气地质,11(2):202~204。
- [5] Boles, J. R. and Ramseyer, K., 1987, Diagenesis carbonate in miocene sandstone reservoir, San Joaquin Basin, California A. A. P. G., V. 71, No. 12, p. 1475~1487.
- [6] Bjorlykke, K., 1983, Diagenesis reaction in sandstone, edited by A. Parker and B. W. Sellwood "Sediment diagenesis" NATO ASI Series, series C: Mathematical and physical sciences, Vol. 115.
- [7] Krumbein, W. E., 1983, Microbial geochemistry "Blackwell Scientific Publications"
- [8] Meshri, I. D., 1986, On the reactivity of carbonic and acids and generation of secondary porosity, in D. L. Gartier, ed., Roles of organic matter in sediment diagenesis SEPM Special Publication 38, p. 123~128.
- [9] Morad, S., 1990, Mica alteration reactions in Jurassic reservoir sandstone from the Haltnbanken Area, Offshore Norway "Clays and clay minerals" Vol. 38, No. 6, 584~590.
- [10] Morad, S., Al-Aasm, I. A., Ramseyer, K. and Aldahan, A. A., 1990 diagenesis of carbonate cements in Permo-Triassic sandstones from the Iberian Range, Spain; Evidence from chemical composition and stable isotopes "Sedimentary Geology" Vol. 60, No. 2.
- [11] Surdam, R. C. Crossey, L. J., Hagen, E. S. and Heasler, H. P., 1989, Organic-inorganic interaction and sandstone diagenesis A. A. P. G. Bulletin Vol. 73-1, p. 1~23.

The Study of Diagenetic Carbonate in Siliciclastic Rock and It's Control on the Reservoir

Xu Beimei

(Zhejiang Institute of Petroleum Geology, Hangzhou, 310023)

Lu Bing

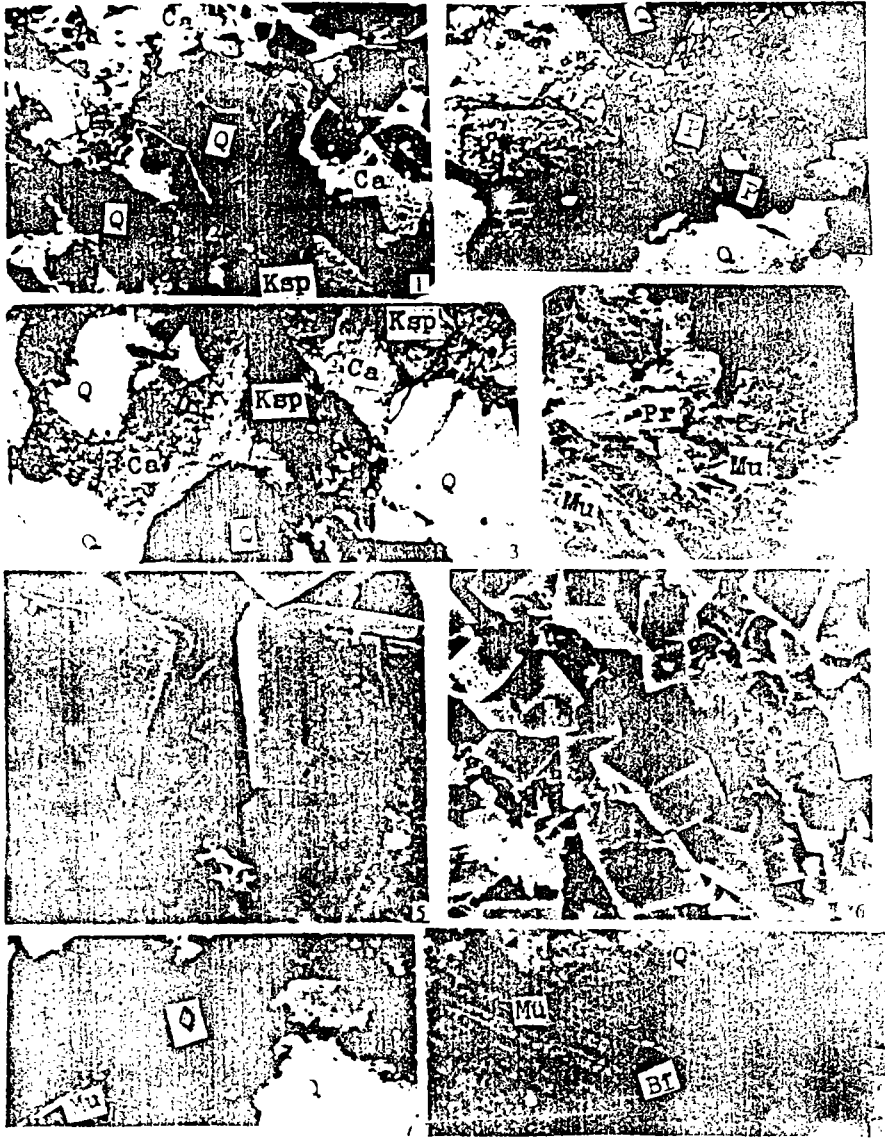
(The Second Institute of Oceanography of SOA, Hangzhou)

Abstract

Since the diagenetic carbonate in siliciclastic rocks was rather common in world range. The

relationship between the diagenetic carbonate and organic matter decarboxy group is very closely, Since the relationship between formation of its secondary pore and organic resolve H^+ also is very closely. It's important that diagenetic carbonate controled the reservoirs of oil and gas. The cementation of carbonate make primary pore completely filled up. The cementation of carbonate is not the same as compaction, press—solution. As the cempaction, press—solution as well as cemention of carbonate is the damage factors of the reservoir, but it's volume is reduced anout 1/2, however cemention of carbonate is also the damage of the reservoir under volcum is not changed. Therefore underwent solution later. It's possible that formation of many secondary pore, it is improved character. Therefore, cemention of carbonate prived matters basis formated secondary pore later. At a time, organic matter can formated organic acid, wich, underwent resolved into H^+ , wich not only can made carbonate of cemention to formated secondary soluton pore, but it also can made clastic feldspar, and lithoclast of deposition to formated seconddary soluted pore, largely changed character of the reservoir. As large decarboxylation and resolved forated priod to organic mature. Therefore the corrlation of migration, accumulation of the oil and gas later and formated prior to cemention of carbonate, secondary pore. On the one hand it can provides good thoroughfare after migration of oil and gas. On the other hand, it also can provides condition of seal (cemenion of carbonate)in terms of worked for FS Depression, Auther good proved that some researched above bear fruit.

Finally, author provided that if decarboxylation is leading, after organic matter tranfered into organic acid. Then Ca^{2+} , Mg^{2+} and Fe^{2+} ion in clastic rock pore flow was more than liquid with, CO_2 , which underwent decarboxylation of organic acid, or qual. Then it can formated cemention of carbonaze, primary pore was choked up. If above assume is quite the、contrary, First of all, formated the、cemention of carbonate, then surplus liquid with CO_2 can nnis solution of the carbonte to formated many secondary pore(formated diagjnetic trap) If resolv H^+ of organic acid is leading. Then it can make carbonate and cemention of carbonate soluton and solution of clastic minerals to formated many secondary pore.



1. 含铁方解石嵌晶状胶结,灰白色砂砾岩(+)偏光,Fu29-W10,濠洲组,井深 1409.4m,40×
 2. 含铁方解石嵌晶被溶解,含砾粗砂岩,(-)偏光,Fu29-W8,濠洲组,井深 1407.8m,200×
 3. 含铁方解石嵌晶状胶结,(+)偏光,照片 1 放大,100× 4. 黑云母水化后变为白云母,析出铁质形成立方形的黄铁矿,灰白色长石岩屑含泥中砂岩 Fu29 井,濠洲组,井深 1564.15m~1564.35m,电镜 175× 5. 自形菱形菱铁矿,可见有溶解现象,灰白色中砂岩 Fu31-W4,流沙港组,井深 1962.3m,电镜 10000× 6. 自形的菱铁矿,灰黄色中细砂岩,Fu25-W4,流沙港组,井深 3390.10m,电镜 8800× 7. 黑云母转变为白云母析出铁质形成菱铁矿仍保留黑云母之假象,灰白色中一细粒砂岩(+)偏光,濠洲组 Fu31,濠洲组,井深 1965.83× 8. 黑云母水化后转变为白云母,灰白色钙长石质岩屑中一粗砂岩,Fu29 井濠洲组,井深 1420.50m,(+)偏光,166×
 注:照片中 Q. 石英 Ca. 方解石 Ksp. 正长石 P. 孔隙 Mu. 白云母 Br. 黑云母 ◇. 菱铁矿 Pr. 黄铁矿