

利用碳酸盐矿物成分研究沉积—成岩 过程中流体盐度演化^① ——以东营凹陷沙四段低熟油烃源岩为例

陆现彩¹ 胡文宣¹ 符琦¹
张文兰² 周光甲³ 洪志华³ 陈致林³

1(南京大学地球科学系 南京 210093)

2(南京大学内生矿床成矿机制国家重点实验室 南京 210093)

3(胜利油田地质科学研究院 山东东营 257015)

提 要 以东营凹陷沙四段上部烃源岩为研究对象,利用电子探针微区测试技术,对同生、成岩及成岩期后不同阶段碳酸盐矿物进行了系统分析,揭示出不同古地理位置碳酸盐成分的三种变化情况,即 Mg/Ca 比值^①由高到低,^②一直保持很高,成岩期后降低,和^③由低到高,反映了不同层段从沉积到成岩直至成岩期后水体或孔隙流体盐度的三种变化历程,进而确定了该凹陷中心区域烃源岩成岩过程中处于高盐度介质环境中,对于分析该区油气生成条件具有重要意义。本文的研究思路和方法对于其它地区的类似工作也有一定借鉴意义。

关键词 东营凹陷 不同期次碳酸盐 电子探针分析 Mg/Ca 比值 盐度

第一作者简介 陆现彩 男 24岁 博士生 地球化学

1 引言

石油和天然气是富有机质沉积物成岩作用的产物,其形成不仅受原始沉积环境的制约,更受到成岩环境条件的控制。越来越多的研究表明,沉积物中孔隙流体的性质和演化,对成岩作用方向和有机质演化特征有重要控制作用^[1,2]。近期的模拟实验和地球化学工作发现高盐度介质环境有利于烃的生成^[3]。因此,就油气生成而言,成岩作用过程中介质条件的研究极为重要。

目前国内外对流体介质的研究主要从包裹体入手,多局限于作为油气储集层的砂岩和灰岩,有关生油岩的工作还鲜有涉及。而我国绝大多数生油岩为细碎屑岩,其中的碳酸盐和其他自生矿物均十分微小(一般小于 10 μm),极大地限制了包裹体研究的开展。因此,在大多数情况下,常用粘土矿物的硼吸附量等方法来计算水体盐度,但是所测定的粘土矿物实际上包括了原始沉积的和不同成岩阶段自生的粘土,反映的是从沉积到成岩乃至成岩期后各阶段

的综合信息,无论用于解释沉积水体盐度还是成岩流体的盐度都不太准确。要了解沉积—成岩各阶段介质环境的变化特点,最可靠的手段是在不同期次的矿物记录中寻找答案。根据前人研究成果,碳酸盐矿物对介质环境的反应最为敏感^[4],而且往往在沉积、成岩以及成岩期后各阶段中都有形成,为了解不同阶段的介质特征提供了可能。Muller^[5]、徐其俊等^[6]和陈瑞君等^[7]曾研究了蒸发岩盆地中碳酸盐 Mg/Ca 比值与水体盐度间的关系,为我们的工作提供了借鉴,但他们是通过对原始样品进行全岩分析,并没有对不同期次的碳酸盐矿物分析研究,所得结果也是综合的。Colson 等^[8]曾对湖相沉积物中的碳酸盐做了期次划分,认为成岩过程中上部水体的下渗有重要意义,但没有讨论成岩介质的物理化学特征。本文以东营凹陷沙四段上部烃源岩为研究对象,利用电子探针微区分析技术,对(准)同生、成岩及成岩期后不同阶段碳酸盐的成分进行了系统研究,揭示了碳酸盐成分特别是 Mg/Ca 比值及其反映的孔隙流体盐度的变化规律,获得了一些很有意义的新认识。

^① 本研究得到中国石油天然气总公司“九五”攻关项目:“中国大中型油气田成藏机理定量模型研究”的资助
收稿日期:1997-02-14 收修改稿日期:1997-06-17

2 地质背景

东营凹陷南斜坡是我国研究较为详细的湖相低熟油分布区,多年的研究成果表明沙四段上部是主要的烃源岩^[9,10]。沙四段通常分为三部分:下部发育一套紫红色洪水-漫湖沉积^[11];中部为典型的蓝灰色含石膏泥岩,局部夹有膏盐层;上部以油页岩、纹层状泥岩和泥云岩为主,局部夹有砂岩,这一层段是本文研究的目的层。在地质历史上,南斜坡地区基本上处于稳定的沉降过程,仅在 24.6 Ma 和 11.2 Ma 有两次短暂抬升^[12]。

沙四段上部地层是在含石膏蓝灰色泥岩和膏盐层之上发育起来的,局部层段含有同生(准同生)石膏、硬石膏、天青石和菱铁矿等盐类矿物,这些矿物代表了一个底部缺氧的高盐度沉积水体^[13]。介形虫、藻类和疑源类等微体古生物的研究均表明该时期沉积水体的上层为咸水或半咸水^[14]。对纹层状岩石的生物标志化合物研究发现 γ 蜡烷和升藿烷指数分别在 0.66~2.08 和 0.62~2.36 之间。这一特征是咸化强还原环境的表现^[14]。另据硼元素法^③计算得知研究层段沉积时期水体盐度有一定的变化,其中纹层状岩石的盐度计算值均大于 18‰。总之,研究层段总体上属于咸水沉积物。

本文研究样品取自古地理位置和埋深均不同的五口井,即东部边缘的面 4-5-16 井,中心部位的牛 5 井、牛 11 井,南部的纯 17 井和西部的通 29 井,埋深范围从 1 000 多米到 3 600 多米,其中纯 17 井的 2 337 m 埋深处发育层状膏盐沉积。

3 碳酸盐矿物的期次划分

为了查明不同阶段水体或孔隙流体性质的变化规律,必须对各阶段所形成的碳酸盐矿物加以区分。通过大量岩石薄片研究,沙四段上部层段中的碳酸盐矿物大致可划为三个期次,即同生(准同生)期,成岩期和成岩期后。

3.1 同生、准同生碳酸盐

主要由地表水体直接沉淀形成,部分是在与地表水有联系的湖底沉积物中形成。其最大的特点是具有成层性,发育纹层或条带状构造,不同层带中矿物成分、颗粒大小或碎屑物和有机物含量有所不同。其次是矿物颗粒细小,一般只有几微米,多呈它形一半自形微晶结构(图版 I-1 中的 1 所示)。但准同生白云石结晶较好,一般含杂质,单偏光下显得混浊

(图版 I-2)。

3.2 成岩碳酸盐

由于成岩作用是一个漫长而复杂的过程,因此成岩期形成的碳酸盐矿物也很复杂,大致有两种情况:一是作为胶结物或填隙物而存在,呈不规则粒状、团块状、颗粒较大且纯净;二是改造或交代其他矿物形成,如碳酸盐矿物交代石英、长石等碎屑矿物(图版 I-3),还见到白云石交代石膏和天青石的情况(图版 I-4),更多的为微、细晶白云石(几微米),单偏光下非常洁净,一般呈良好菱面体晶形(I-5)。

3.3 成岩期后碳酸盐

主要以裂隙充填物存在,既可以切穿层理,也可沿层理分布,也有分叉呈树根状的,一般宽约 0.1 mm,裂隙充填物还包括自生粘土。该期碳酸盐粒度较大,内部纯净,解理发育(图版 I-6)。

4 电子探针微区分析结果

在对碳酸盐矿物形成期次划分基础上,选择不同类型的代表性样品,利用电子探针微区分析技术,对不同期次的 60 多个碳酸盐矿物颗粒进行了成分分析,结果列于表 1。

测试所用仪器为最新的 JXA-8800M 型电子探针,检测限为 $100 \times 10^{-6} \sim 200 \times 10^{-6}$,相对误差为 $\pm 1\%$ 。测试时加速电压为 20 kV,束流为 2×18^{-8} A。由于许多碳酸盐矿物颗粒十分微小,有些仅 2~5 μm ,有时会被电子束击穿,造成几个点的测试数据偏低,但这种影响往往是整体性的,即 Ca、Mg 等元素同等程度降低,考虑到下文主要利用元素比值来讨论问题,基本不影响对岩石信息的解释,故在表 1 中列出。

5 碳酸盐成分变化规律

由表 1 可知,沙四段上部地层中碳酸盐矿物的成分变化很大。根据成分配比关系,主要矿物有方解石、低镁方解石、高镁(铁)方解石、白云石和含铁白云石。不同阶段形成的碳酸盐, Mg/Ca 值显著不同,在同生(准同生)期到成岩期再到成岩期后的演化过程中,存在下述三种演化规律:

① 单怀广等. 济阳坳陷沙河街组四段介形类古生态研究,胜利油田勘探开发研究报告集,13 集,1982,89

② 徐金鲤等. 东营凹陷沙河街组四段一二段藻类组合特征及其环境意义,胜利油田勘探开发研究报告集,1981,11 集,75

③ 李保立. 硼元素古盐度计算方法的改进,复式油气田,1995,6(1),55~58

表1 不同期次碳酸盐矿物电子探针成分分析数据(%)

Table 1 Compositions of carbonate minerals generated at different times under EPMA

井号、深度和样号	岩性	点号	CaO	MgO	FeO	Mg/Ca (原子比)	MgCO ₃	期次
面 4-5-16 1 048 m M26	黄色 泥岩	1	35.076	18.564	0.328	0.741	42.38	1
		2	45.063	0.363	0.536	0.011	1.11	2
		3	44.592	0.159	0.322	0.005	0.49	2
面 4-5-16 1 217 m M05	灰质 泥岩	1	48.670	1.865	0.362	0.054	5.06	2
		2	47.729	0.410	0.485	0.012	1.18	2
面 4-5-16 1 369 m M25	灰质 泥岩	1	30.820	17.771	1.917	0.827	44.07	1
		2	29.736	17.335	1.555	0.816	43.95	1
		3	49.956	0.791	0.225	0.022	2.16	2
		4	50.050	0.593	0.399	0.016	1.62	2
纯 17 井 2 337 m	云质 硬膏岩	1	23.639	15.715	2.285	0.931	46.40	1
		2	29.130	19.175	1.105	0.921	47.23	1
		3	27.952	21.306	0.903	1.067	51.00	1
		4	27.728	18.604	3.025	0.939	46.40	1
		5	31.567	19.803	0.681	0.878	46.34	2
通 29 井 2 077 m	泥云岩	1	40.660	0.445	0.105	0.015	1.51	3
		2	43.427	0.512	1.196	0.016	1.59	3
牛 5 井 2 603 m NO2	泥灰岩	1	30.888	15.786	2.078	0.715	40.47	1
		2	28.500	14.278	3.155	0.701	39.24	1
		3	43.665	0.588	0.577	0.019	1.83	2
		4	45.166	0.750	0.513	0.023	2.25	2
		5	50.788	0.490	0.935	0.014	1.31	2
牛 5 井 2 610 m NO1	油页岩	1	28.694	12.487	9.571	0.609	32.60	1
		2	29.423	12.638	9.567	0.601	32.43	1
		3	33.971	13.516	8.074	0.557	31.97	1
		4	43.979	2.663	0.679	0.085	7.73	3
		5	45.025	1.095	0.765	0.034	3.25	3
牛 5 井 2 612 m NO5	灰质 泥岩	1	31.710	17.804	3.261	0.786	42.12	1
		2	31.692	17.136	3.440	0.757	41.11	1
		3	29.720	15.507	2.262	0.730	40.81	2
牛 5 井 2 614 m NO6	微晶 白云岩	1	26.546	10.674	5.523	0.563	32.64	1
		2	29.739	10.775	7.161	0.507	29.93	1
		3	28.591	11.241	6.704	0.550	31.76	1
		4	28.396	14.690	3.580	0.724	39.74	2
牛 5 井 2 614 m	微晶 泥云岩	5	27.884	14.416	3.503	0.724	39.73	2
		6	45.201	0.213	0.981	0.007	0.64	3
		7	39.451	0.152	0.445	0.005	0.53	3
牛 5 井 2 645 m NO8	油页岩	1	25.162	18.276	2.267	1.017	48.72	2
		2	25.105	18.568	1.593	1.035	49.66	2
		3	23.592	17.169	2.117	1.019	48.78	2
牛 5 井 2 692 m NO15	灰色 泥云岩	1	29.314	17.570	1.207	0.839	44.84	1
		2	35.621	19.239	2.590	0.756	41.71	1
		3*	0.052	0.049	61.823	1.319	0.14	1
		4	24.696	13.740	0.750	0.779	43.21	2
		5	30.478	16.840	0.505	0.773	13.30	2
		6	30.112	17.144	0.296	0.797	44.17	2
		7	31.753	18.688	0.233	0.823	45.03	2
		8	31.263	18.850	0.541	0.844	45.44	2
		9	31.651	21.546	0.096	0.953	48.74	2
		10	57.212	0.563	0.548	0.014	1.35	3
		11	57.501	0.382	0.468	0.009	0.92	3
牛 5 井 2 757 m NO20	灰色灰 质泥岩	1	32.051	12.049	11.550	0.526	29.13	1
		2	31.695	11.575	9.818	0.511	29.17	1
		3	30.696	14.798	5.303	0.675	37.30	1
		4**	0.089	—	0.036	—	—	1
		5	32.795	17.461	5.872	0.745	39.55	1
		6	31.930	14.917	5.569	0.654	36.54	2
牛 5 井 2 767 m NO21	粉砂质 泥岩	1	32.149	15.374	3.861	0.669	37.98	1
		2	32.215	17.226	4.518	0.748	40.30	1
		3	29.673	15.414	2.730	0.727	40.43	1
		4	31.298	23.369	0.059	1.045	51.07	2
		5	31.520	21.453	0.307	0.953	48.60	2
		6	36.216	14.960	1.275	0.578	36.01	1
牛 11 井 3 608 m	泥云岩	1	56.810	0.987	0.207	0.024	2.37	1
		2	46.168	0.180	0.130	0.005	0.54	1
		3	32.920	20.020	0.555	0.851	45.66	2
		4	30.041	17.359	1.253	0.809	43.93	2
		5	31.079	20.027	0.601	0.902	47.06	2

注:1 同生(准同生)期;2 成岩期;3 成岩期后;带*者为同生(准同生)菱铁矿;带**者为同生(准同生)天青石

(1) I型 Mg/Ca 比由高变低,即同生(准同生)碳酸盐矿物富 Mg,为高镁方解石或含铁白云石,而成岩期碳酸盐为贫镁的方解石或低镁方解石(图 1a)。这种情况主要出现在凹陷边缘的面 4-5-16 井中。以表 1 中样品 M25 为例,1 号和 2 号颗粒为同生(准同生)高镁方解石,MgO 含量分别为 17.77% 和 17.34%,Ca/Mg 摩尔比约为 1.07,若将 Fe 作为 Mg 的类质同像元素,Ca/(Mg+Fe)摩尔比为 0.85,接近(铁)白云石成分;3 号和 4 号颗粒为成岩期碳酸盐,接近典型方解石成分,仅含不足 1%的 MgO 和 FeO。M26 也是如此,牛 5 井浅部的个别样品(如 NO2)也有这种情况(表 1)。

(2) I型 Mg/Ca 在同生(准同生)和成岩碳酸盐矿物均很高,而成岩期后 Mg/Ca 骤然下降(图 1b)。以 N15 为例,1 号和 2 号颗粒为同生(准同生)碳酸盐,MgO 含量分别为 17.57% 和 19.24%,接近白云石成分。4 号到 9 号颗粒为成岩期形成,Mg/Ca 比(0.77~0.95)与同生期(0.75~0.84)相近,MgO 含量 13.74%~21.55%,属于白云石或高镁方解石。10 号和 11 号颗粒在成岩期后形成的碳酸盐脉中,为标准方解石,MgO 含量仅为 0.38% 和 0.56%,Mg/Ca 比为 0.01。再如 N20 号样品,同生期和成岩期的碳酸盐 Mg/Ca 比都高,与 N15 不同的是含 FeO 也高,主要为铁白云石。表明同生期到成岩期环境条件变化不大,牛 5 井其他样品和纯 17 井样品也大都属此类型。

(3) III型 Mg/Ca 比值由低变高,即同生(准同生)碳酸盐为贫 Mg 的方解石,成岩期为富 Mg 碳酸盐(图 1c)。这种情况仅在牛 11 井深 3 608 m 样品中见到。如表 1 所列数据,1、2 号点为微晶方解石(图版 1-1,微晶碳酸盐纹层中),MgO 含量仅为 0.987%,2 到 5 号点测于团块状自形碳酸盐(图版 1-1),Ca/(Mg+Fe)在 1.1 左右,接近白云岩成分。这种 Mg/Ca 比由低(0.005~0.02)而高(0.8~0.9)的变化规律反映了与前述 I 型相反的演变过程。

此外,FeO 也是区内碳酸盐的重要成分,含量变化大,并具有一定的规律。首先,FeO 与 MgO 密切相关,绝大部分 FeO 含量大于 1%的颗粒均为高 Mg 方解石或(铁)白云石;其次,FeO 高的碳酸盐大多形成于同生—准同生期,如 N21 样品中,同生期碳酸盐含铁 1.275%~4.518%,平均 3%,而成岩期的均低于 0.5%。虽然也有些成岩期碳酸盐中的 FeO 较高,但比同一样品中的同生期碳酸盐还是低得多,如

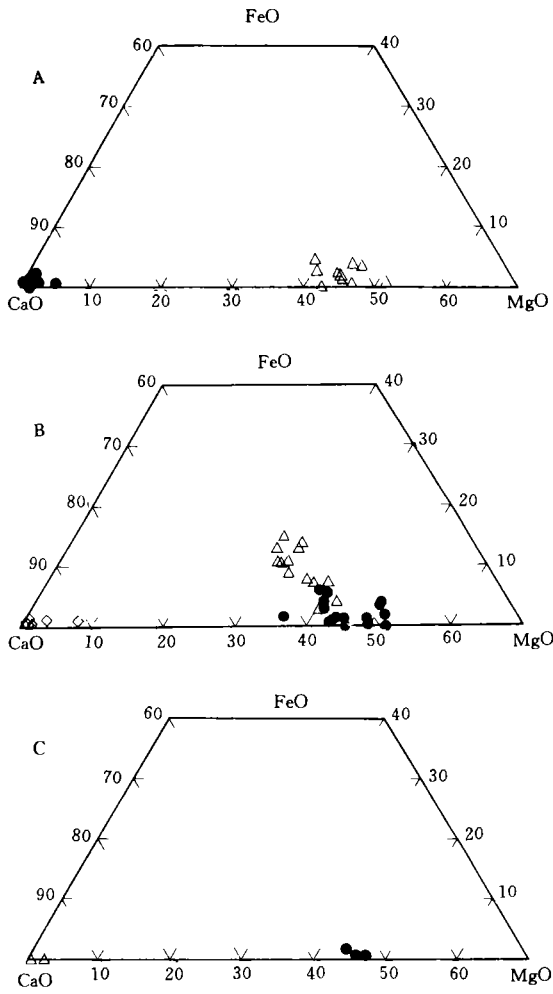


图 1 不同期次碳酸盐矿物 CaO-MgO-FeO 图解
a. I 型 b. II 型 c. III 型

△· 同生(准同生)期 ●· 成岩期 □· 成岩期后

Fig. 1 CaO-MgO-FeO Diagram of generated at different times carbonate minerals

NO6 和 N20 中,所有(准)同生期碳酸盐中的 FeO 含量要比成岩期的高出约 1 倍(表 1),这表明随着成岩作用的进行,Fe 逐渐脱离碳酸盐,进入其它矿物晶格(如黄铁矿)。另外,几乎所有成岩期后碳酸盐都是贫 Fe 的,一般都远低于 1%。

6 讨论

6.1 碳酸盐 Mg/Ca 比与盐度的关系

虽然影响碳酸盐矿物 Mg/Ca 值的因素较多,诸如温度、压力(埋藏深度)、pH 值、盐度、乃至有机质类型与含量等等,但起决定因素的还是水体中的 Mg/Ca 值。一般情况下,温度和压力对碳酸盐 Mg/

Ca 值的影响效果是相反的^[15,16],经热力学计算可知,在非地热异常区,埋深增大和温度升高对碳酸盐的影响基本可以抵消^[16],东营凹陷地温梯度(37℃/km)和沉积速率均无显著异常,所以在此不考虑这两方面因素的影响。而对有机质的影响目前尚未取得统一的认识,Mucci 等^[17]认为有机质的类型和含量对碳酸盐成分有着显著的影响,而 Morse^[18]认为仅起到物理遮蔽作用。在沙四段的整个成岩过程中,有机质特征发生了明显变化,尤其是在 2 000 m 左右的生油门限以下,有机质大量降解生烃,但总体上,浅部碳酸盐的特征与深部没有明显区别,表明碳酸盐矿物的成岩作用并没有受到有机质的显著影响。另外,样品中普遍存在石英碎屑溶解、碳酸盐矿物沉淀的现象,表明成岩体系呈现为稳定的弱碱性。因此,地层流体中 Mg/Ca 比是控制碳酸盐矿物 Mg/Ca 比的关键。由于一般情况下水体 Mg/Ca 比与盐度间总是线性正相关的,故此可以把碳酸盐 Mg/Ca 比与盐度联系起来。

大量实际资料也表明沉积碳酸盐的 Mg/Ca 比与水体盐度密切相关。徐其俊^[6]和陈瑞君等^[7]研究了潜江凹陷和安宁盆地两个蒸发岩系,发现沉积水体的盐度越高,碳酸盐的 Mg/Ca 值也越高。现代海洋碳酸盐(包括早期成岩碳酸盐胶结物)的研究资料表明,在海水盐度高于 35‰条件下,形成的碳酸盐都是高 Mg 方解石(或文石),MgO 含量为 10 wt%~14 wt%^[19]。在澳大利亚现代盐湖中,不仅有原生白云石形成,还有菱镁矿沉淀^[5]。而在青海湖(微咸水期)中沉淀的碳酸盐,均为方解石(或文石)或低镁方解石,MgO 含量很低。从本次研究的东营凹陷沙四段地层来看,与硬石膏共生的同生碳酸盐(纯 17 样品)的 Mg/Ca 比也是最高(成岩期碳酸盐除外),其 Ca/(Mg+Fe) 近于 1,其它样品碳酸盐的 Ca/Mg 及 Ca/(Mg+Fe)大都小于 1。

6.2 不同期次碳酸盐 Mg/Ca 比值变化的环境意义

前文总结了沙四段不同期次碳酸盐 Mg/Ca 比值的规律,结合 Mg/Ca 值与盐度关系的讨论,以及具体样品的地质产状,在此试对三种变化类型所反映的环境演变信息作一分析。

(1) I 型 (准)同生碳酸盐 Mg/Ca 比值高,成岩期 Mg/Ca 比值低,表明同生沉积期地表湖水的盐度较高。其 MgO 一般为 17 wt%~18 wt%,显然比海水盐度还要高。而成盐期碳酸盐基本是典型方解石,为淡水碳酸盐。这类情况主要见于凹陷东缘的面

4-5-16井(表1),靠近陆源补给区,地表及地下径流丰富,虽然在同生沉积阶段水体盐度曾一度较高,但在埋藏一成岩的漫长过程中,很容易被垂向及侧向补给所淡化。因此,该处碳酸盐记录了水体由咸水向淡水变化的过程。

(2) I型 同生至成岩期碳酸盐的Mg/Ca值都很高,表明水体及孔隙流体的盐度一直较高。根据牛5井多数样品的情况来看,其盐度基本介于海水和石膏沉积这一范围内(Mg/Ca>1, MgO含量一般大于12 wt%)。牛5井位于凹陷中部,以细碎屑岩—微晶碳酸盐沉积为主,渗透性差,且远离陆源补给区,因而在较长的成岩作用过程中,孔隙流体始终保持着较高盐度。直到成岩固结以后,可能受后期构造抬升作用的影响,才有淡水进入,形成了成岩期后的低MgO的方解石脉。

(3) II型 (准)同生碳酸盐为(低镁)方解石,而成岩期有白云石或高镁方解石生成的情况见于凹陷内牛11井深部。条纹条带状微晶方解石是淡化期的沉积产物,成岩期高镁碳酸盐则是高盐度孔隙水作用的产物(图版I-1)。虽然沉积时处于淡化阶段,主要形成方解石沉淀,随后湖泊演化为盐湖,高盐度高比重卤水在重力作用下能够向下渗透很长距离,从而使淡水沉积物中充盈了高盐度卤水。这种卤水下渗的情况在现代盐湖区非常普遍,在柴达木盆地中,卤水下渗可达几百乃至近千米^[20]。沙四段沉积期间的盐湖卤水对下部淡化期沉积物的影响也肯定是存在的。因此,牛11井深部的情况表明,尽管其沉积期为淡水或低盐度环境,但成岩过程中的孔隙流体却是高盐度的。

通过以上对三种类型含碳酸盐样品的分析讨论可知,沉积时的介质环境与成岩期的介质环境可以有很大不同。如果不加区别地用全岩成分特征作为介质环境判别标志,由于(准)同生沉积矿物是岩石的主体,第一种情况就很可能被判为高盐度环境,而第三种情况则判为淡化环境。用这种结论去讨论同生环境也许还有一定意义,但若讨论成岩环境则与实际情况就相差甚远了。

6.3 介质流体盐度与油气生成的关系

据统计全球80%以上的大中型油气田形成于蒸发岩盆地中。我国主要油气藏发现于中生代含盐盆地内。近年的研究表明,高盐度水体中的沉积有机质更易于转化生烃^[21],高盐度的成岩环境是低熟油形成的重要条件^[3],研究层段是该区低熟油的主

力生油层,在整个成岩作用过程中,除了后期构造抬升引起地层水淡化外,孔隙流体主要具高盐度特征,显然这种高盐度的孔隙流体也是该区低熟油形成的一个重要条件。

7 结语

对沙四段上部地层中不同期次碳酸盐电子探针分析结果表明,从沉积到成岩直至成岩期后的演化过程中,水体和孔隙流体的盐度是在不断变化的。大致可以分为:①由浓到淡,②较长时期保持高盐度成岩期后才发生淡化,以及③由淡到浓三种情况。表现在岩石记录上,从同生—准同生碳酸盐,到成岩碳酸盐,再到成岩期后的碳酸盐,Mg/Ca比值①由高到低,②一直很高最后降低和③由低到高。这些变化不仅受沉积水体条件的控制,而且还受沉积序列和陆源补给的制约,以及成岩过程中水—岩反应的影响。但不论影响因素多么复杂,由岩石记录所反应的流体性质和变化特征,是符合客观实际的。考虑到高盐度偏碱性环境有利于油气生成,本文对东营凹陷沙四段上部烃源岩在沉积一成岩过程中介质条件的研究结果,对于分析预测该区气藏规律具有一定实际意义。

致谢 在研究过程中得到胜利油田地质科学研究院王德坪,张方吼和李佩珍等高级工程师的指导和帮助,在此表示感谢。

参 考 文 献

- 1 Mengo F D, et al. Role of transition-metal catalysis in the formation of natural gas. *Nature*, 1994, 368, 536~538
- 2 Helgeson H C, et al. Petroleum, oil field waters, and authigenic mineral assemblages, are they in metastable equilibrium in hydrocarbon reservoirs? *Geochim Cosmochim. Acta*, 1993, 57: 3295~3339
- 3 吴德云, 张国防. 盐湖相有机质成烃模拟实验研究. *地球化学*, 1994, 23(增刊): 173~181
- 4 Morrow D W. Diagenesis: Dolomite-part I, The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *Geoscience Canada*, 1982, 9: 5~13
- 5 Muller G, Wagner F. 巴拉顿湖(匈牙利)全新世碳酸盐的演化, 对气候和人类影响的反映, 见: 马特 A、塔克 M E 主编, 现代和古代湖泊沉积物. 贾振远译. 北京: 地质出版社, 1984, 44~63
- 6 徐其俊, 吴必豪. 江汉盆地 q 组含盐系中碳酸盐矿物的研究. 中国地质科学院矿床地质研究所刊, 北京: 地质出版社, 1982. 65~71
- 7 陈瑞君, 朱井泉, 李任伟等. 云南安宁地区晚侏罗纪世含盐系的主要特点及沉积环境. *岩石学报*, 1993, 9(1): 94~104
- 8 Colson J, Isabelle Cojan. Groundwater dolocretes in a lake-marginal environment, an alternative model for dolocrete formation in conti-

- mental settings. *Sedimentology*, 1996, 43(1):175~188
- 9 周光甲. 陆相块断盆地油气生成的地球化学模式. *石油天然气地质*, 1992, 13(4):359~370
- 10 洪志华. 未、低熟油的地质地球化学特征. 见: *中国油气地质理论新进展*. 北京:石油工业出版社, 1995
- 11 赵澄林, 刘孟慧, 纪友亮. 渤海湾早第三纪断陷盆地含油气岩系沉积学及沉积相的基本特征. *石油学报*, 1991, 12(2):28~32
- 12 王秉海, 钱凯. 胜利油区地质研究与勘探实践. 山东东营:石油大学出版社, 1992. 357
- 13 Melvin J L. *Evaporites petroleum and minerals resources*. Amsterdam, Elsevier, 1991, 556
- 14 陈致林, 李素娟, 周光甲. 八面河油田低成熟原油的生物标志物特征和油源. *石油技术*, 1989, 2:1~8
- 15 Hardie L. A. Perspectives on dolomitization; Critical view of some current views. *J Sed Petrol*, 1987, 57:166~183.
- 16 Stumm W, Mergan J J. *Aquatic Chemistry*, Wiley-Interscience, 1981, 780
- 17 Mucci A. Influence of temperature on the composition of magesian calcite overgrowth precipitated from seawater, *Geochim Cosmochim. Acta*, 1987, 51:1977~1984
- 18 Morse J W, Makenzie F T. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*, New York, Elsevier, 1990. 707
- 19 朱井泉, 祝促蓉, Collins L B. 西澳大利亚豪特曼群礁复活节岛群全新世珊瑚礁的海底胶结作用. *地质科学*, 1996, 31(3):274~286
- 20 魏新俊, 邵长锋, 王弭力等. 柴达木盆地西部富钾盐湖物质组分、沉积特征及形成条件研究. 北京:地质出版社, 1993. 197
- 21 张水昌, 黄汝昌. 盐湖盆地沉积有机质中的脱羟基维生素 E. *沉积学报*, 1990, 8(1):57~64

Study of Salinity Evolution of Geofluids during Syngensis and Diagenesis Using Composition of Carbonate Minerals

— An Example of the Immature Source Rocks of Shasi Member in Dongying Depression

Lu Xiancai¹ Hu Wenxuan¹ Fu Qi¹

Zhang Wenlan² Zhou Guangjia³ Hong Zhihua³ Chen Zhilin³

¹(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

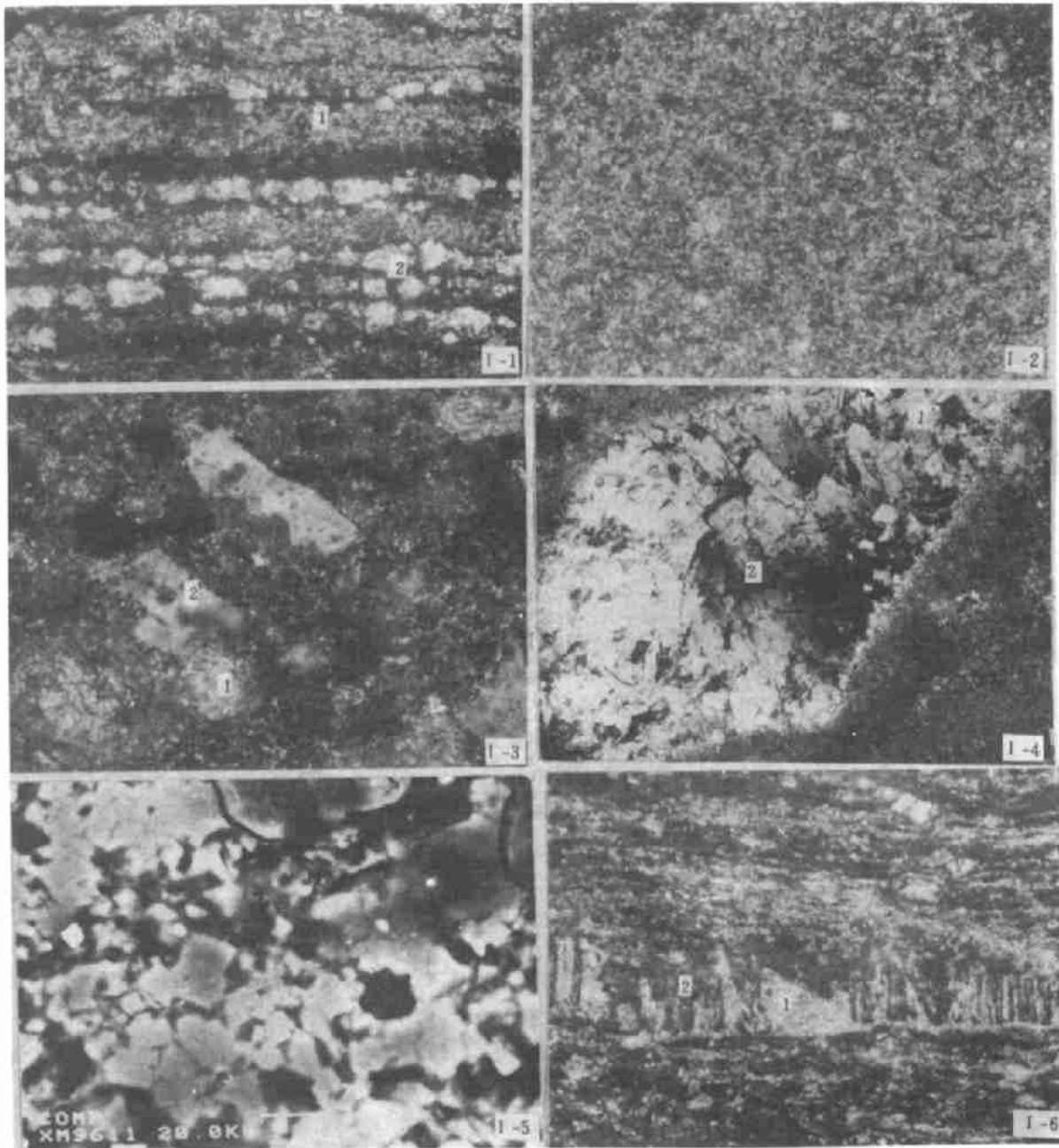
²(State Key Lab of Metallogenic Mechanism, Nanjing University 210093)

³(Institute of Geological Science, Shengli Petroleum Administration, Shandong Dongying 257015)

Abstract

Sedimentational/syngenic(SS), diagenetic(DG) and post-diagenetic(PD) carbonate minerals in the immature oil source rocks of the upper part of the Shasi member in Dongying Depression were identified under microscope and analyzed by EPMA(electronic probe micro-analysis). Three composition change patterns were proposed as follows: (1) The Mg/Ca atomic ratio decreases from 0.9 in the SS carbonate to 0.01 in the DG one; (2) the Mg/Ca ratio keeps high values in the SS and DG ones, but it becomes very low in the PS ones; and (3) the ratio increase largely from the SS carbonate to the DG ones. According to the relationship between salinity of pore-fluids and the Mg/Ca ratio of carbonates, the above patterns were considered as the result of different environmental evolution histories from the SS to DG, then to PS stages. The salinity of diagenetic pore-fluid was proved very high in the center of the depression, which was believed to have been favorable to the generation of immature oil in the area. In addition, the research methods in this paper might be useful for similar studies in other areas.

Key Words Dongying depression carbonates generated at different times EPMA Mg/Ca ratio salinity



1-1. 纹层状含泥云质灰岩。(1. 纹层状同生(准同生)它开一半自形微细晶方解石;2. 成岩自形白云石)牛11井3608 m(茜紫红染色), 单偏光, $\times 180$; 1-2. 微细晶自形同生白云岩, NO5, 单偏光, $\times 180$; 1-3. 交代石英的自形成岩白云石。(1. 成岩白云石;2. 石英)NO8, 正偏光 $\times 280$; 1-4. 交代天青石的自形成岩白云岩。(1. 成岩白云石;2. 天青石)N20, 正偏光, $\times 180$; 1-5. 自形成岩白云石电子探针COMP像, NO6, $\times 700$; 1-6. 成岩期后碳酸盐脉。(1. 充填裂隙的方解石;2. 自生粘土)通29井2337 m, 单偏光, $\times 180$ 。