

# 深湖相泥岩的成因类型和组合演化

邓宏文

钱凯

(中国地质大学)

(胜利石油局地质研究院)

**提要** 本文通过对渤海湾地区东营盆地沙三段的研究,区分了深湖相泥岩的岩相类型。根据各类岩相的结构、沉积构造和层序、有机地球化学、元素地球化学、矿物成分、生物组合等特征对深湖相泥岩的成因类型进行了划分,并讨论了各成因系列的沉积作用。在此基础上分析了湖盆发展不同阶段由于盆地地形、湖水性质、骨架沉积体系的改变及深湖相泥岩成因类型组合的演化特征。

**主题词** 深湖相泥岩 岩相类型 成因系列 组合演化

**第一作者简介** 邓宏文 女 43岁 讲师 博士研究生 沉积学

深湖相泥岩是最重要的并相生油岩,是油气藏最普遍的泥质封、堵、盖层的重要组成部分,是判断沉积环境、追索共生粗碎屑岩储层的重要依据,有时本身就是重要的油气储层。山东滨海地区以侏罗系孔隙性硅化泥岩为重要储层的一口探进口,日产油高达3600吨,气36万立方米。柴达木盆地西部以裂缝性泥岩为重要储层的一口探井,日产油近千吨,该盆地东部以孔隙性泥岩为储层的气田,储量约有300亿立方米。江汉盆地也有高产泥岩储层。到目前为止中国东、中、西部不同大地构造单元的湖相盆地中已发现了一批泥岩油气藏。这些事实都说明深湖相泥岩具有重要的石油地质意义。同时,深湖相泥岩作为陆源碎屑沉积的最细粒部分,形成于广阔稳定的沉积成岩环境中,蕴含着地史演化过程中无机界、有机界、地质及天文事件的丰富信息。随着科学技术的发展,这些信息越来越多地被揭示出来。因此研究、解释、丰富这些信息并形成指导实践的系统理论已成为生产和科学发展的现实需要。

近十几年来,作者有幸直接研究了地处不同气候带、不同构造域的中国柴达木盆地、渤海湾盆地及美国西部的尤因塔盆地的深湖相泥岩。这里仅以东营盆地为例对深湖相泥岩的成因类型及组合演化特征进行分析讨论。

## 一、岩相组成

深湖相泥岩貌似单一,都为暗色细粒沉积,实际上,皆由许多不同的岩相类型组成。以渤海湾东营盆地为例,深湖相泥岩大体有八个端元岩相,并且还有一些过渡性成员。

### 1. 黑页岩相 (BS)

主要分布在沙四段上部和沙三下局部层段。有机质含量变化大,一般4~5%,高者达13%左右。颜色为深褐—黑色,页理发育,但由于含钙较高易裂程度差。萤光显微镜下清晰可见由于有机质丰度的差异而显示的纹理。

### 2. 钙片页岩相 (CS)

由纹层状黑色页岩夹厚度不等(1~5mm)断续分布、页片状及水平透镜状层理的白色纯方解石组成。二者界线分明,突变接触。方解石可因重结晶作用而呈粗晶状。黑色页岩部分页理发育,页片厚1~2mm,层面常见大量黄铁矿。页理由富有机质页片与贫有机质含钙页片组成,不含或极少陆源碎屑(图版I, 1, 2)。也不含任何门类生物化石,常见同生假结核状有机质碎片。

### 3.钙质纹层页岩相(LS)

颜色为灰黑色—深灰色。纹理十分发育,由浅色与暗色层交互组成,分别厚1~2mm不等。易裂性很差,层面常见黄铁矿。浅色纹层为微米到毫米级的隐晶质方解石纹层,深色层则为富含有机质的粘土纹层,二者偶合重复(图版I, 3, 4)以至可形成中厚层钙质纹层页岩段,不含或仅含少许陆源碎屑,但偶而也可见到粉砂纹层与粘土纹层偶合而成的纹理。

钙质纹层页岩中,可见介形类及完整的鲱科鱼类化石及似沙蚕遗迹相的蠕虫状迹,无生物扰动现象。

东营盆地沙三下及沙三中底部的钙质纹层页岩其特征与美国西部尤英塔盆地绿沙组“油页岩”极为相似,差异只是后者较为富含白云质。

### 4.均匀块状泥岩相(HM)

深灰色,均匀块状,X光透射照相也表明缺乏内部构造。偶见不清晰的水平层理。含石英、长石等陆源粉砂级碎屑,含量可达15%~25%。

生物化石较多,见华北介、小型拟星介、扁平高盘螺等较深水化石组合。

### 5.递变纹层泥岩相(GM)

单层厚度较薄,数厘米~二十厘米不等,自上而下呈粗到细的正递变,底部由于粉砂含量高而具纹层特征,向上递变为泥岩。这种递变特征可由其结构与成份显示出来。结构上的递变表现为最大颗粒粒径或砂泥比值的减少;成份上的递变表现为颜色由浅变深,这主要是由粒度变细、有机质含量增加所引起的。X光透射照相更能清晰反映这种递变特征。

### 6.不均匀块状泥质岩相(IM)

灰—棕灰色,单层厚度大者可达2~3m,粒级递变不明显,但可有粗细变化。粉砂含量高。当粉砂较集中时可见微波状层理、变形层理及细小泥岩撕裂片。

### 7.变形泥质岩相(DM)

包括具有各种准同生变形构造,如褶皱、包卷、扭曲层理的泥岩。这类泥岩延伸面积不大,但在剖面中时有所见。可再分为塑变泥岩和碎变泥岩两个亚相。前者原层理变形但未断,后者层理已破坏可出现角砾。

### 8.混杂泥质岩相(MM)

由大小不等、颜色深浅各异的泥质团块、角砾或条带混杂组成。可形成基质支撑泥岩,基质由泥质、细粉砂及砂级颗粒组成。

厚度变化较大,几十厘米到几米不等,并可叠复为几十米或更厚的岩系。

## 二、聚类特征

上述各种泥岩,依其自身特征,明显地聚为两类。一类,在岩石物理、岩石化学、矿物组成及古生物完全方面体现了深水湖区的沉积环境和介质特征。其有机组份、矿物成份及元

素组合本身或者是深水湖区物理化学和生物过程的直接产物, 或者至少在沉积前后已为深湖区的物理化学及生物过程所完全改造, 因此, 本文中称其为内源性泥岩。黑页岩、钙质页岩、均匀块泥岩及其间的过渡相均属此类。另一类, 其物理化学性质及生物组合都表现了产在深湖区, 源自深湖外的不协调性。这类泥岩组份本身既不是深湖区物理化学和生物过程的稳定性产物, 也未经过这些过程的充分改造, 相反, 却反映了与深湖区环境介质相异的载体的侵入。其沉积作用是陆上或浅水沉积过程的延伸和继续, 如元素组合中  $Fe/Mn$  值高,  $Sr/Ba$  值低, 矿物成份中, 菱铁矿含量高, 黄铁矿含量低, 干酪根组份中, 惰质体含量高, 类脂体含量低等等。因此, 本文中称此类泥岩为外源性泥岩。递变纹层泥岩、不均匀块状泥岩、混杂泥岩及其间的过渡相均属此类。

两类泥岩在 7 个方面表现了可供进一步详加鉴别的显著差别。

### 1. 岩石的物理特征

(1) **颜色** 内源性泥岩均比外源性泥岩颜色深。前者为黑色、灰黑色及深灰色, 后者多为灰色、棕灰色及棕色。颜色区别主要与有机质和硫化物含量多少有关。内源性泥岩由于有机质及硫化物含量高 (有机碳一般 1.5~2%, 高的可达百分之十几至几十, 黄铁矿平均 5%), 色深, 而含量越高, 色越暗。外源性泥岩有机碳含量低 (一般 <1%), 不含硫化物, 故颜色相对较浅。

(2) **粒度** 外源性泥岩粉砂碎屑含量高, 可达 20~30%, 多为砂质泥岩。内源性泥岩一般质地较纯, 粉砂含量 5~15% 或极少。

(3) **沉积构造与层序** 内源性泥岩层理类型单调, 只发育水平纹层、水平层理及块状均匀层理。外源性泥岩除混杂及块状结构外, 尚可见到变形层理、小型波状层理、流纹构造等。递变纹层泥岩尚发育递变层理及特定的沉积构造序列。

### 2. 矿物成份

两类泥岩矿物成份有明显区别 (表 1)。

表 1 内源及外源性泥岩矿物组份的比较

Table 1 Comparison between the autogenic mudstone and allogenuous mudstone on mineral compasttion

层位	矿物类型 (%)	矿物 (%)						
		粘土矿物	石英	长石	方解石	白云石	黄铁矿	菱铁矿
沙三下	内源性泥岩	40.8	10.8	0	23.5	3~8	5.2	0
	外源性泥岩	47.9	19	5.5	2.5	0	0	5.8
沙三中	内源性泥岩	54.7	15.8	4.2	15	0	3.8	0
	外源性泥岩	54	32	12	0	0	0	0

同一层位的两类泥岩粘土矿物成份均以伊利石和伊/蒙混层矿物为主, 少许蒙脱石。但在以下三个方面则明显不同。

(1) **陆源碎屑矿物** 内源性泥岩碎屑矿物含量低, 一般为 10~15%, 而且几乎完全由稳定矿物石英组成, 不含或含少量长石。外源性泥岩碎屑矿物含量可高达 25~40%, 除石英外, 稳定性较差的长石含量可达 5~10%。

(2) **碳酸盐矿物** 内源性泥岩碳酸盐含量高。沙三下内源性泥岩中一般为 25~

45%，主要由方解石组成，白云石含量3~8%，局部可为白云质泥岩。而外源性泥岩碳酸盐含量很低，平均2.5%，不含白云石。

(3) 自生铁矿物 内源性泥岩自生铁矿物主要为黄铁矿，含量高者可达6~7%，外源性泥岩不含黄铁矿，而含较多的菱铁矿，高者可达8%左右。

### 3.有机地化特征

仅以有机碳含量和干酪根类型与组成为例，内源性泥岩中有机碳含量一般较高，沙三段下部(表2)该类泥岩中有机碳含量一般为3%左右，高者达11.3%。干酪根类型均为腐泥

表2 两类泥岩干酪根组份特征的对比

Table 2 Comparison between the two types of mudstones on kerogen component

层位	干酪根组份(%) 类型	腐泥组	镜质组	惰质组	干酪根类型	类型指数	C%
沙三下	内源性泥岩	83.1~97.4	0~6.3	0~0.7	I	83.1~97.4	5.1
	外源性泥岩	37~12.3	4.7~12.3	1.7~5.3	II <sub>1</sub>	45.1~75.6	0.49
沙三中	内源性泥岩	77.3~89	3.3~10.	0~0.7	I、II	74.6~87.4	1.62
	外源性泥岩	4.0~51.0	26~67.3	2.0~62.3	III、II <sub>2</sub>	-59.0~33.4	0.77

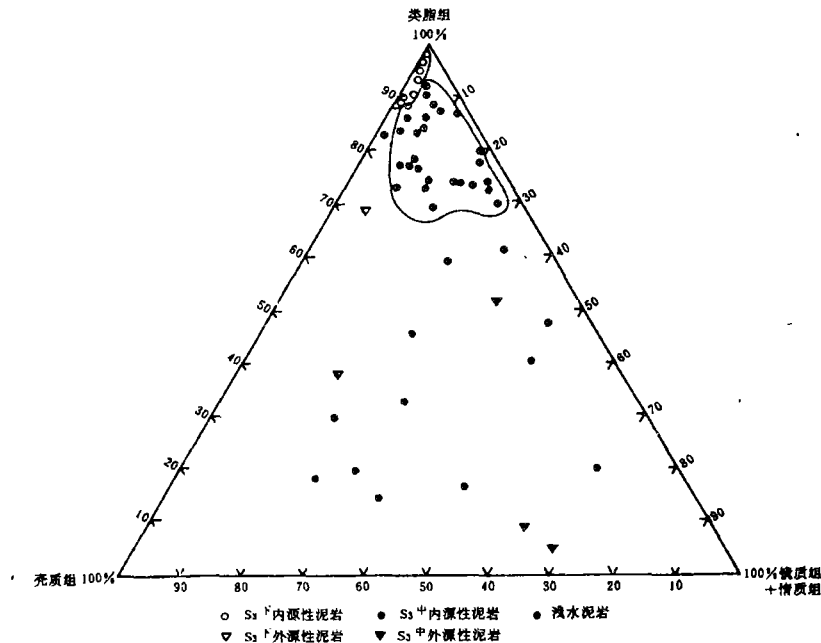


图1 外源性泥岩与内源性泥岩的干酪根组成

Fig.1 Kerogen component of the autogenic mudstone and allogenic mudstone.

型(I型)或含腐殖质的腐泥型(II<sub>1</sub>型)。无定形结构可占75—90%，仅少许镜质体，几乎无惰质体。而外源性泥岩有机碳含量低，一般为0.5%左右，干酪根类型比相应层位的内

源性泥岩低一级。如沙三下该类泥岩为腐植-腐泥型 (II<sub>2</sub> 型), 沙三中则为 III 型。腐泥组中以壳质组为主, 个别壳质碎屑含量可达 45%。镜质体与惰质体组份明显增高。以干酪根端元组份作图 (图 1), 可看出外源性泥岩中干酪根组份含量变化大, 落在浅水湖相泥岩分布区。

4.元素地球化学

两大类泥岩中 Fe、Mn、Co、Ni、Cu、Zn、Sr、Cd、Ba、Ca、Mg、Li、Rb、K、B、Na 等 16 种元素绝大部分富集分异现象非常显著(表 3),多元统计分析,使认识更加清晰

表 3 东营盆地沙三段两类成因泥岩元素含量

Table3 Element content of the two genetic types of mudstones in S<sub>3</sub> member, Dongying Basin

	Ca	Fe	Mg	K	Na	Mn × 10 <sup>-2</sup>	Zn × 10 <sup>-3</sup>	Sr × 10 <sup>-2</sup>	Ba	Rb × 10 <sup>-3</sup>	B × 10 <sup>-4</sup>	CO × 10 <sup>-3</sup>	Ni × 10 <sup>-3</sup>	Cu × 10 <sup>-3</sup>	Li × 10 <sup>-3</sup>	Sr/ Ba	Rb/ Ca	Fe/ Ca	Fe/ Mn	Ba/ Ca	样 品 数	
沙 三 中	内源的	4.85	3.53	1.32	2.07	0.8	3.39	4.9	4.36	6.76	7.75	60	1.84	5.17	3.45	2.98	0.64	1.6	0.70	1.04	1.40	14
	外源的	1.31	3.04	1.16	2.54	0.93	2.56	6.01	2.49	6.93	9.65	50.6	2.04	5.63	3.65	3.18	0.36	7.4	2.32	1.20	5.29	13
沙 三 下	内源的	11.9	2.74	1.24	1.18	0.46	8.07	5.24	7.5	4.4	4.76	52.54	2.1	4.86	3.35	2.1	1.70	0.4	0.23	0.34	0.37	11
	外源的	1.22	4.0	1.05	1.91	0.65	3.52	11.87	2.03	8.25	7.66	60.81	1.98	6.1	4.0	3.73	0.25	6.3	3.28	1.14	6.76	6

(1) 样品成因聚类 Q 型聚类分析结果表明, 在枝状谱系图 (图 2) 相关系数水平约 0.8 处, 样品聚为两群, 两群相关系数为 0.59。将样品归位后发现, 聚成第一组的样品均为不均匀块状泥岩和递变纹层泥岩, 即外源性泥岩, 而第二组则为钙质纹层页岩, 即内源性泥岩组成。由此由元素地球化学组合所控制的泥岩的聚类现象证实了两类成因类型泥岩客观存在。进一步分析图 2 还可发现, 在相关系数 0.85~0.90 水平上, 第 I 组又分为两个亚组, 组成两组的样品分别为不均匀块状泥岩 (10, 11, 12) 和递变纹层泥岩 (9, 13, 14), 相应代表了流控泥岩系中浊积泥岩的两种类型 (见本文第三部分)。

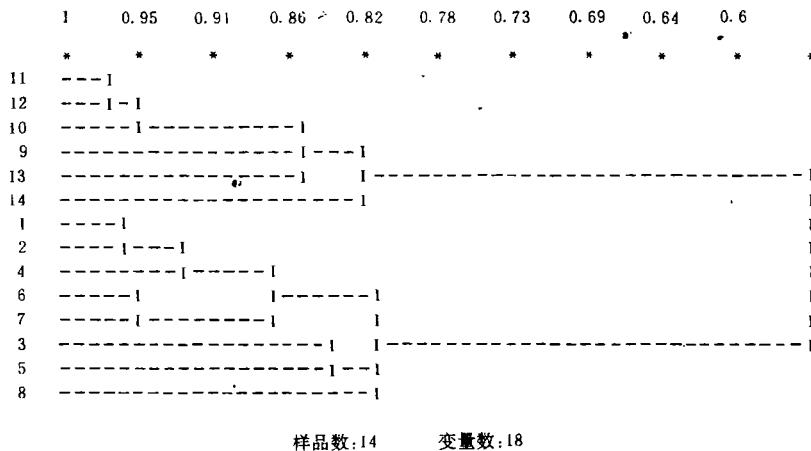


图 2 Q 型聚类谱系图  
Fig.2 branch diagram of Q-cluster analysis

Q 型因子分析结果与上述规律相似(见表 4)。主因子 I 与主因子 II 将样品分为两大类, 即内源性泥岩和外源性泥岩。由因子载荷大小分析, 3 号样品是内源性泥岩的典型代表, 10 号

样品是外源性泥岩的典型代表。

表 4 Q 型因子分析地质解释表  
Table 4 Geological interpretation of Q-factor analysis

样品号	主因子 I	主因子 II	岩相类别	因子类别	成因类型
01	0.287	-0.116	C	I	内 源 性 泥 岩
02	0.294	-0.227	C	I	
03	0.872	-0.022	C	I	
04	0.551	-0.013	C	I	
05	0.679	-0.290	C	I	
06	0.661	0.135	C	I	
07	0.688	-0.080	C	I	
08	0.773	0.181	C	I	
09	-0.000	-0.587	E	II	外 源 性 泥 岩
10	-0.034	-0.823	E	II	
11	-0.026	-0.781	E	II	
12	-0.013	-0.723	E	II	
13	-0.035	-0.703	F	II	
14	-0.110	-0.722	F	II	

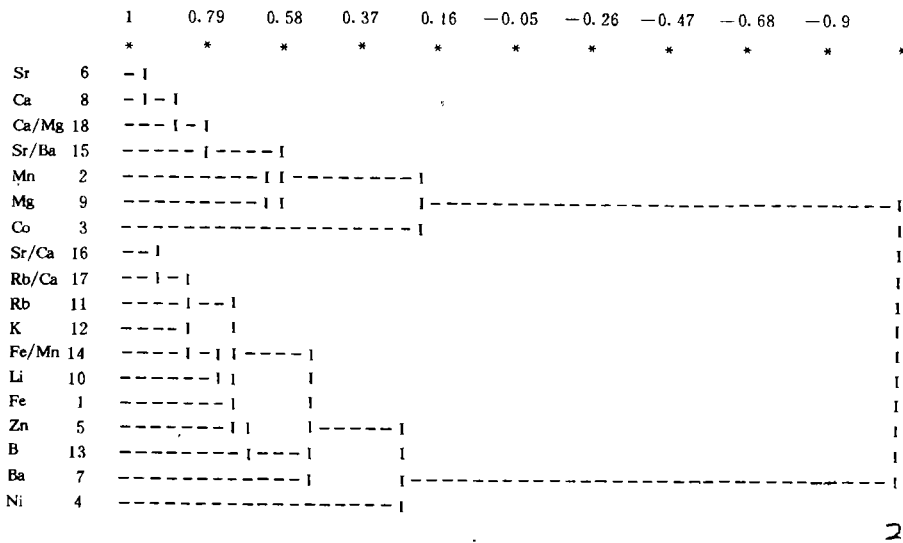


图 3 R 型聚类谱系图

Fig.3 Branch diagram of R-cluster analysis.

(2) 元素组合 R 型聚类分析结果在相关系数小于 0.16 时 18 个元素及元素比值聚为二组，分别为 Sr、Ca、Mn、Mg、Co、Sr/Ba、Ca/Mg 组和 Rb、K、Fe、Li、Zn、B、Ba、Ni、Fe/Mn、Sr/Ca、Rb/Ca 组 (图 3)。

由元素含量 (表 3) 结合主因子得分值 (图 4) 可以看出两组元素分别代表了内源性泥

岩和外源性泥岩的元素组合。根据各组元素含量的多少和得分值的高低将第一组称为 Sr-Ca-Mn 组合, 第二组称 Fe-Rb-Ba 组合。在相关系数约 0.4 水平上 Co、Ni 分别从上述两组中分离出来自成一组。

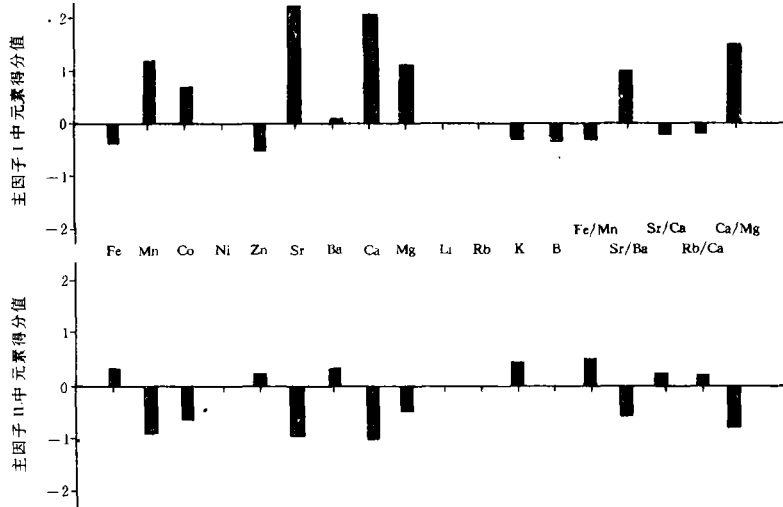


图 4 主因子各类元素得分图

Fig.4 Factor score diagram of major factor on elements.

(3) 主要元素的环境意义 泥岩的元素分异现象与多种因素有关, 如元素在水中的搬运形式、沉积条件、沉积物粒度及成岩过程中由于 Eh 与 pH 变化而引起的元素的重新分配等。因此, 元素分异规律是一个复杂的问题。但是, 不少元素反映两类泥岩环境特征的信息还是很突出的。

#### ① Sr、Ca、Mn 及 Sr/Ba

内源性泥岩中 Sr、Ca 不仅含量高, 而且具最大相关性 (图 3) (相关系数可达 0.96)。这主要由于 Sr、Ca 两元素离子半径相似的化学性质所决定的。Ca 离子主要以碳酸钙形式出现, 碳酸钙形成于盐度较大的碱性水中, 在其沉淀过程中又往往捕获水中的 Sr 离子, 因此, Sr、Ca 极易共存。碳酸钙含量又直接控制了 Mn 的富集程度。Sr、Ca、Mn 往往呈正相关关系, 由图 4 不难看出, 这 3 个元素在深湖区悬浮作用形成的泥质沉积中所占的重要位置。Sr、Sr/Ba 常作为盐度指标。因此, Sr、Ca、Mn 组合及高的 Sr/Ba 比值显示了内源性泥岩形成时湖水盐度较高 (达 15.9‰)、pH 值较大。

#### ② Fe、Fe/Mn

Fe 呈真溶液状态搬运能力要弱于 Mn, 因而常在滨岸带富集, 而 Mn 则常聚集在离岸较远的寺方。同时, Fe/Mn 也与盐度有关, 盐度降低时, Fe/Mn 比值相应升高, 因此, Fe/Mn 常作为古盐度、古深度及湖 (海) 水受陆地影响的标志。外源性泥岩的 Fe 含量高, Fe/Mn 比值大表明了该类泥岩形成时深湖区外来淡水的输入作用。

#### ③ Ba、Li、Rb

元素 Ba 及稀有元素 Li、Rb 的含量除与沉积物的粒度有关外，均与碳酸钙含量呈此消彼长的关系，因此在碳酸钙含量低的外源性泥岩中富集，而内源性泥岩中较少。

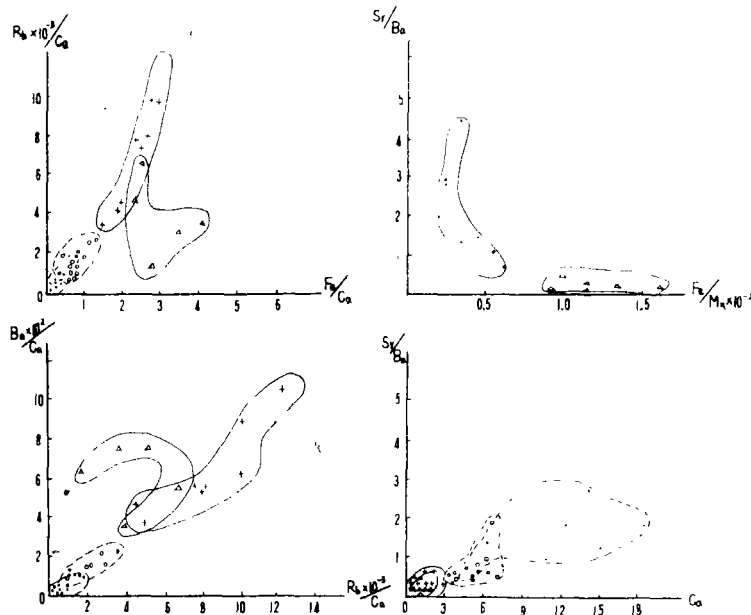
④Zn

外源性泥岩中 Zn 的含量明显高于内源性泥岩，为克拉克值的 3 倍左右。表明外源性泥岩的沉积作用形式与物源补给均有别于后者。Zn 的高含量可能与源区的母岩类型有关，如源区火山岩发育时 Zn 含量高。

⑤K、Na

K、Na 易于形成溶于水的盐类，故在粘土中含量较 Ca、Mg 低，但粘土对 K 的吸附能力要比 Na 高得多，因此泥岩中 K 的含量一般大于 Na，除含钾陆源碎屑矿物含量较高外，外源性泥岩粘土矿物含量高于内源性泥岩，因而吸附了更多的 K 也是一个重要原因。

由于两类泥岩元素地球化学的差异性，选择有关的元素及元素比值作相关关系图两类泥岩就明显的区分开来（图 5）。



注：△沙三下重力流成因泥岩 □沙三中重力流成因泥岩 ●沙三下深湖相泥岩 ◊沙三中深湖相泥岩

图 5 沙三段深湖区两大类型成因泥岩元素比值关系成因图解  
Fig.5 Genetic diagram of element ratio relation of the two genetic type of mudstone in deep lake area of the S<sub>3</sub> member.

5.地球物理特征

以东营盆地沙三下两类泥岩为例，可见其电性和地震参数的差别异常显著（表 5） 这些就为追索各类泥岩在剖面上和平面上的分布提供了可能。由于这些差别多与泥岩成份有关如高阻、高速、大时差的内源性泥岩常高碳（C<sub>有</sub>≥5%）、高钙（CaCO<sub>3</sub>≥10%），而性质相异的外源性泥岩则低碳（<0.5%）、低钙（<1%）。且物理、化学参数连续相关变化，这



就更为据地球物理参数及特征判断泥岩的形成条件提供了依据。

表 5 东营盆地沙三下两类泥岩电性及地震参数的对比  
Table 5 Comparison between the two types of muastones on the properties of geophysical log and seismic parameters

类型	地球物理特征 岩相	电 阻 $\Omega \cdot m$	声波时差 $\mu s / m$	微电极	地震相 $m / s$
外源性 泥 岩	不均匀块 状 泥 岩	低 阻 2~4	高 值 300~350	平直无差异	低速层 300~2800
内 源 性 泥 岩	黑色页岩	高 阻 >10~20	高 值 400~450	高阻负差异	低速层 2500~2300
	钙质页岩	中~高阻 4~10	中~高值 250~300	“弱差异	高速层 400~3300

注: 表中数据据何立珉

## 6. 古生物组合与遗迹化石

内源性泥岩常含深水介形类、腹足类及鱼类化石; 遗迹化石和生物扰动现象缺乏, 仅部份钙质页岩层面上见似沙蚕类蠕虫遗迹化石。外源性泥岩一般不含任何深水生物化石, 常见的主要是浅水化石如金星介、沼泽拟星介、土星介及浅水腹足类等。

## 三、成因系列

上述两类泥岩的环境属性与差异性的认识为研究其形成过程提供了依据。在此基础上, 结合动力分析, 大体可区分出三个成因系列。即: 湖控泥岩系、流控泥岩系和滑塌泥岩系。每一系列的各端元岩相都是相同作用过程在不同演化阶段上的产物。

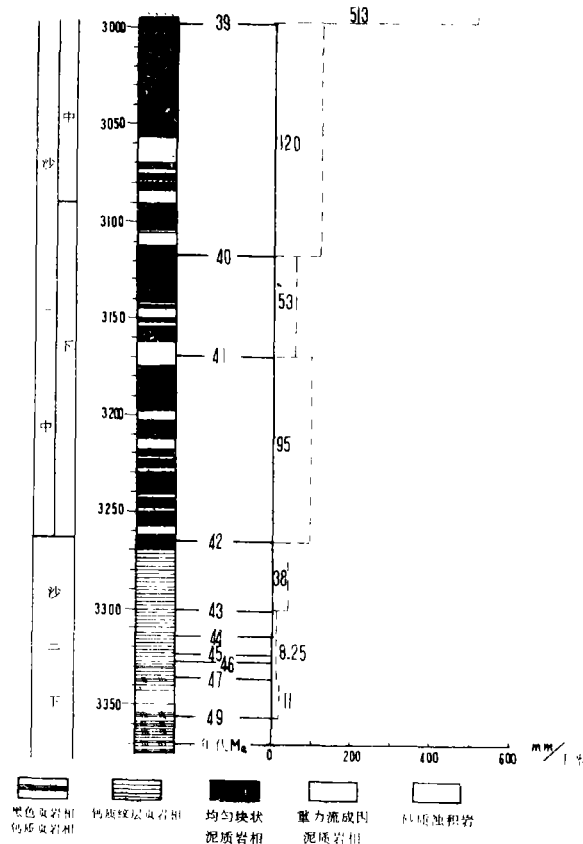
### (一) 湖控泥岩系

入湖水流以底负载和悬浮载荷所搬运的大量沉积物在河口部位发生沉积后, 一部分细小物质 (主要是粉砂和泥) 则较长时间悬浮在水中, 逐渐向湖区扩散, 在远离河口的半深水—深水湖中渐渐沉积下来 (有时还伴有风成细碎屑)。这种沉积过程是一种垂向加积作用或悬浮沉降作用, 因为这种沉降作用明显地受湖水物理化学性质 (温度、含氧量、分层性等) 的控制。所以本文中将由由此形成的泥岩称之为湖控泥岩。分析泥岩中具有成因意义的特征, 可以看出, 内源性泥岩中的黑页岩、钙片页岩、钙质页岩及均匀块状泥岩都是湖控泥岩系的成员。

黑页岩可形成于多种沉积环境, 包括大陆架、大洋盆地、滨海沼泽、淡水及咸水湖泊等。尽管环境各异但必须具备一个基本条件, 即缺氧的强还原环境 (硫化氢环境)。我国东北海拉尔盆地的油页岩、鄂尔多斯盆地东部侏罗系延长统油页岩等湖成油页岩均形成于湖盆相对稳定阶段的还原性封闭水体中。东营盆地黑页岩的颜色、层理的微细平整特征、较高的有机碳含量 (平均 7% 左右)、底栖生物的缺乏及黄铁矿的高值 (平均 5% 左右) 都表明黑页岩形成时湖泊底层水具备缺氧的强还原条件, 而这个条件的形成则又是相应时期内湖水分层的结果。具分层特征的湖泊表层富氧, 底层则由于水循环作用十分微弱或完全停止而处于

封闭状态，严重缺氧。在这种性质的底层水中，尽管有机碳生成能力较低，沉积作用速度十分缓慢，但由于环境中缺氧仍能使动植物机体在沉积物中保存下来而形成黑色页岩相。

钙片页岩与钙质纹层页岩都是湖控泥岩系中的主要岩相类型，在剖面中可呈互层出现，连续厚度可达数十米。尽管两类页岩中都具有碳酸钙层，反映了由于陆源碎屑供给周期性的间断和湖水 pH 值的变化而发生的化学沉淀作用，但两种页岩成因并不同，钙质纹层页岩特有的微细、平整、连续、富含有机碳的暗色纹层与隐晶质碳酸钙纹层组成的层代表了季节性沉积作用，是湖水季节性分层的结果，其性质与现代湖泊泥质沉积的季节纹理，如苏黎世湖的非冰川季候泥、瑞士布里思茨湖的纹泥是相似的。众所周知，湖泊表层与底层水的温度差可导致温跃层的出现，上下水层受到分隔导致湖水密度的季节性分层（冬夏两季分层，春秋两季消失）。由于这种温度、密度分层和相应的含氧量、生物量及 pH 值的季节性变化，密度界面上所悬浮的细粒物质也便随之发生季节性沉积。细粒方解石在整个夏季沉淀（初春，冷而富含重碳酸钙的深水由于分层消失而运动到表层），冬季则沉积富含有机质的深色粘土纹层。钙质纹层页岩有机质含量较低，平均 2.4% 左右，碳酸盐含量高，平均 40% 左右，而钙片页岩的黑色页岩部分有机质含量高，平均 10% 左右，缺少底栖生物化石，表明其形成



(图中数据源自参考文献)

图6 沙一段中下部岩相类型与沉积速率

Fig.6 Lithofacies types and sedimentary rate of the middle-lower part the S<sub>1</sub> member

于底层水完全停滞的时期。而断续分布、相对较厚、呈片状出现的纯净方解石层并不是季节性沉积的产物,而是气候及大气供水的变化引起湖水性质相应改变的结果。其特征可与现代死海的纹层状蒸发岩相比。死海大于 50m 的深湖沉积物由含方解石和文石的暗色层夹文石为主的白色层构成纹层状页岩,形成于热带干热气候下的永久性分层湖泊,湖底完全缺氧并充满  $H_2S$  是其形成的基本条件。所不同的是死海气候干旱,湖水盐度高,以蒸发岩为主。在东营盆地用古地磁测定的年代数据\* 计算沉积速率表明钙片页岩沉积速度明显低于钙质纹层页岩,前者约 8.25mm/千年,后者为 38mm/千年(图 6),这也表明了两类页岩沉积作用的区别。钙质纹层泥岩与钙片页岩在互层出现时接触面平整,岩性、颜色变化明显,同样表明了形成环境的明显改变。

均匀块状泥岩也是湖控泥岩系的主要岩相类型,单层厚度大,一般数米,厚者可达 20~30m。与前三种岩相类型相比,颜色明显变浅,有机质含量降低。尽管其颜色特征、有机质含量(平均 1.6%,最高 2.2%)及时而可见的黄铁矿也表明其形成于还原环境,但其缺乏纹理的均质结构、较高的粉砂含量、丰富的化石碎片以及铁乏底栖生物等特点都证明,均匀块状泥岩形成时湖水分层现象已消失。悬浮沉积作用连续而无季节或周期性间断。沉积速度也较快,约 53~95mm/千年(见图 6),相当于钙片页岩的 6~10 倍;钙质纹层页岩的 1.5~2.5 倍,因此,均匀块状泥岩形成于湖水充氧不分层,但沉积物与水界面以下短期完全缺氧(所以有机质还有一定含量)的沉积环境。而黑页岩及钙质纹层页岩则形成于分层湖缺氧的底层水中,为富含硫化氢的强还原环境(Mayncrd, 1982)。

由于湖控泥岩是由湖水中细粒悬浮质点的垂向加积作用所形成,过程缓慢并又与有机质颗粒、化学沉积作用相伴发生,因此,这类泥岩所蕴含的物理学、化学、生物学及地质学信息为研究深湖区水介质性质(盐度、温度、pH 值、Eh 值等)、沉积物界面性质及湖泊演化过程提供了重要依据。

## (二) 流控泥岩系

仔细分析外源性泥岩类中的递变纹层泥岩、不均匀块状泥岩、混杂泥岩的特征,不难得出结论,这些泥岩都是由重力流搬运并沉积的,与湖控泥岩明显不同,为了区别,将该类泥岩系列名之为流控泥岩系。流控泥岩系的结构、构造与层序特征体现了其搬运与沉积的控制因素主要是重力流中的浊流和碎屑流。

### 1. 浊流泥岩

深湖相浊流泥岩主要有递变纹层泥岩与不均匀块状泥岩。

(1) 递变纹层泥岩 前面已经提到,递变纹层泥岩处在自下而上粒度由粗变细,底部由于粉砂含量较高而呈现纹层状。根据结构与构造的变化可归纳出 4 种层序类型(图 7)。分别见图版 I, 3、4、5、6。

①完整递变程序。厚度 10cm 左右,该层序的 3 个组成要素自下而上分别为:纹层发育段、递变泥岩段、块状泥岩段。

纹层发育段 粉砂含量高,主要为细粉砂级,向上渐变细,为泥质粉砂或泥岩加粉砂纹层,与下伏层突变接触,常发育水平纹理、波状层理、旋卷纹层、负荷构造等。

递变泥岩段 由泥质粉砂、砂质泥岩渐变为泥岩,有时可见到不清晰的粉砂纹层。

\* 姚益民, 1989, 牛 38 井沙三段中、下亚段地层划分及古环境, 胜利油田内刊。

块状泥岩段 为均匀块状构造, 递变不明显。其上常突变为深湖相深灰色块状泥岩或页岩。

②富砂顶部缺失层序。厚度 10~15cm 不等, 与完整层序①相比, 顶部块状泥岩段不太发育, 只含纹层发育段和递变泥岩段。

③贫砂底部缺失层序。厚度一般较薄, 小于 10cm, 与完整层序相比缺少粉砂质丰富的纹层发育段或厚度很薄, 只含递变泥岩段和块状泥岩段。

④中部缺失层序。一般厚 5~10cm, 个别可达 20cm, 与三要素齐备的完整层序相比, 中部的递变泥岩段往往发育较差或缺失。因此, 当数个层序叠置呈韵律出现时, 具有微类复理石的特征。

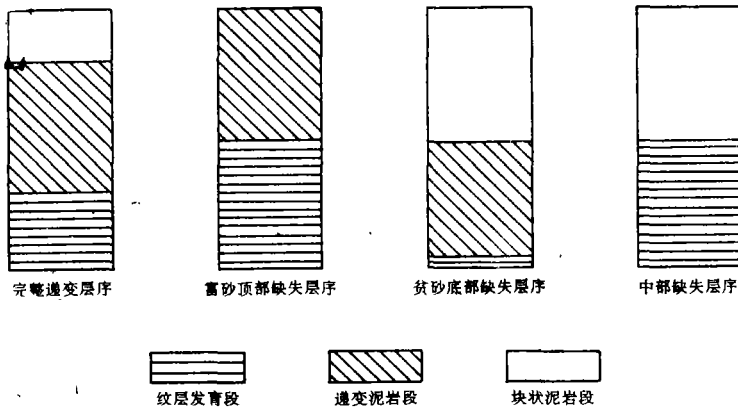


图7 东营盆地泥质浊积岩的4种层序类型

Fig.7 Four sequences of muddy turbidite, Dongying Basin

上述四种泥质浊积岩层序, 可与远洋泥质浊积岩层序相对比。Piper (1978) 与 Stow (1984) 等人将粉砂和粘土粒级 ( $0.63\mu\text{m}$ ) 大于 50% 的陆源碎屑组成的浊积岩称为细粒浊积岩, 并在对大洋细粒沉积研究基础上提出了泥质浊积岩的沉积层序。Piper 认为具鲍玛序列的砂质浊积岩的 E 段即浊流泥岩段。他将 E 段作了进一步划分, 即  $E_1$  段 (纹层状泥)、 $E_2$  段 (递变泥) 与  $E_3$  段 (无递变泥)。Stow 又对  $E_1$ 、 $E_2$ 、 $E_3$  段进行了详细划分, 分别命名为  $T_0$ 、 $T_1$ …… $T_8$ 。将东营盆地中递变纹层泥岩的四种层序类型与浊积泥岩理想沉积层序相比可以看出, 纹层发育段相当于  $T_0$ — $T_3$ , 递变泥岩段与  $T_4$ — $T_6$  大致相当, 而块状泥岩段即  $T_7$  段。与自然界中砂质浊积岩很少具有完整的鲍玛序一样, 理想泥质浊积岩层序在地层剖面中也是很少能见到的。东营盆地的四种层序类型可作为理想的湖相泥质浊积岩层序序列。这些层序在粒级上以泥质及细粉砂级为主, 在沉积构造上又反映了牵引流 (波状纹理等) 和低密度流 (递变泥) 的特征。因此, 以递变纹层泥岩为主要组成要素的泥质浊积岩是砂质浊流在经长距离搬运后由于密度减少, 速度降低, 砂级颗粒逐渐沉积而进入低密度浊流阶段的产物。

(2) 不均匀块状泥岩 不均匀块状泥岩是泥质浊积岩的另一种类型。在其形成过程中并未经过砂质浊流阶段, 它们或者是深湖区外斜坡带的风暴、滑塌等各种诱发因素引起的泥质沉积物的再搬运并沉积在深湖区形成的, 或者是富含泥质的洪水浊流在深湖区地形突然变

化处沉积的结果。在流动过程中尚未经过充分分选, 因此内部递变结构不明显但都或多或少显示浊流作用的特征, 如泥岩分选差, 局部粉砂集中, 盆内细屑定向排列等。东营盆地中的不均匀块状泥岩与 Stow (1984) 归纳的细粒浊积岩的另一种类型——无序浊积岩类型相似。

不均匀块状泥岩由于单层厚度较大, 颜色也较深, 加之内部构造不发育的近均质特征, 单从结构上难与湖控泥岩、特别是均匀块状泥岩加以区分, 尚需作矿物成分与化学成分的进一步测定与研究。

如前所述, 东营盆地中的不均匀块状泥岩作为沙三下地层中外源性泥岩的重要类型, 元素组合中, 特殊元素含量与比值均与围岩(湖控泥岩)相差悬殊, 出现特征的三高三低现象, 即 Rb、Rb/Ca、Fe/Mn 值高, 菱铁矿含量高; Sr、Sr/Ba 值低, Ca、Ca/Mg 值低, 黄铁矿含量低。特别是与湖控泥岩相比, 特征指相矿物菱铁矿的含量高达 8% 左右, 干酪根中壳质碎屑含量可达 45%, 明显地反映了外表载体(浊流)侵入深湖区的事实。

自生铁矿物与成岩作用早期水介质性质密切相关, 反映了介质的氧化还原条件。但为什么沉积在深湖区的浊积泥岩缺乏代表深湖区强还原环境的铁矿物——黄铁矿却富含浅湖区常含的铁矿物——菱铁矿呢? 众所周知, 硫化物环境的形成与硫酸盐还原菌作用有关, 但这一作用产生的硫化氢与碎屑铁矿物中  $\text{Fe}^{++}$  反应最初形成的并不是黄铁矿而是稳定性较差的单硫化物相, 如  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$  和  $\text{Fe}_3\text{S}_4$  等。当环境中  $\text{H}_2\text{S}$  过量时, 单硫化物转变为黄铁矿, 然而, 当硫酸盐和硫化物被耗尽而形成非硫化物环境时, 单硫化物能在很长时间内处于准稳定状态。结果, 在这种非氧化又非硫化物环境中(弱还原环境)便有菱铁矿伴生(Berner, 1979)。湖控泥岩形成于缺氧的底层水或水中轻微含氧但富含有机质的沉积物-水界面以下的缺氧条件下, 由于硫酸盐还原菌的作用环境中饱含硫化氢, 因此大量黄铁矿形成。而浊流的侵入对深湖区水介质的短时期“淡化”及携带沉积物中有机质含量的减少都会导致环境中  $\text{H}_2\text{S}$  含量的减少, 因而形成非硫化物的弱还原条件从而产生大量菱铁矿。这一过程的认识显然有利加深对与湖控泥岩密切共生的浊积泥岩沉积作用的了解并将其区分开来。

## 2. 碎屑流泥岩

以产生于深湖区的混杂泥岩相为代表, 主要由固结或半固结的泥质块体在滑塌过程中逐渐与水混合发生流动而产生的碎屑流搬运堆积而成。这一作用已为人们所熟知, 此处不予赘述。

### (三) 滑塌泥岩系

该系列主要由变形泥岩相中的塑变泥岩亚相和碎变泥岩亚相组成, 主要控制因素是滑塌。塑变泥岩的原始结构遭受变形但尚未破坏其连续性, 即为具变形层理的泥岩, 在剖面中常与泥质和砂质浊流伴生, 也表明外力对其滑动的促进作用。碎变泥岩亚相比塑变泥岩亚相有更进一步的滑动破坏, 原来的层理柔碎并有块状位移的迹象, 但还未与水充分混合成碎屑流, 在靠近斜坡深湖平原区, 由于三角洲或水下扇体的递进沉积作用最易形成这种滑塌泥岩系。在许多情况下, 滑塌是形成碎屑流的准备, 而碎屑流则是滑塌作用的进一步发展, 所以滑塌泥岩与碎屑流泥岩有着密切的成因联系, 可合成滑塌—碎屑流泥岩系。

## 四、组合与演化

泥岩系的组合与演化,主要取决于盆地发展的过程、湖泊演化的阶段、生物活动的影响、古气候的变迁以及骨架体系的性质与分布。东营盆地为具体认识各系泥岩的形成、组合和演化提供了一个良好的实例。

东营盆地位于渤海湾盆地南部,与渤海湾地区各次级盆地一样,在其形成发展过程中经历了中生代张裂、早第三纪断陷和晚第三纪拗陷三个阶段\*。第三系可划分出三个旋回,即古新世—始新世早期的孔店旋回;始新世中晚期的沙四—沙二段旋回;渐新世的沙一段—东营组旋回。其中沙四段—沙二段为湖盆发育主旋回层。该旋回早期,即沙四段,为新旋回的开始阶段,起初为蒸发充填沉积,继之为盐度逐渐降低、水体逐渐加深的湖相沉积。沙三下已为稳定深湖相沉积,沙三中下部已具三角洲底积层的特征,沙三中则为前积层,而沙三上至沙二段则为三角洲的顶积层。在各种充填湖泊的营力和沉积体系中,这种三角洲体系的往返进退、河流携带大量悬浮物质在远离河口处的沉降、滑塌和风暴浊流对三角洲前缘砂泥沉积再分配、河流对湖泊水体的补给混合盐度以及生物属种和生物量的影响等等,对各种深湖相泥岩的形成具有举足轻重的意义。在沙四—沙二这个厚2000~3000m的大层序中,深湖相泥岩最发育的是沙三段,可分为下、中、上三部分。依据其与盆地断陷沉降和充填补偿的关系,分别为强烈断陷期的非补偿沉积、稳定断陷期的补偿沉积和断陷衰退期的非补偿沉积。三个埋藏中,前述控制泥岩组合演化的诸因素有着明显的变化,这就为认识泥岩组合、演化的普遍规律提供了可能。

### 1. 强烈断陷期深湖相泥岩的组合(沙三下顶部以下)

此时湖盆发育的特点是:断陷强烈,沉降迅速,湖泊面广水深,粗粒碎屑岩骨架以边缘扇体群为主,坡陡带窄,充填沉积不能补偿断陷沉季。

孢粉组合表明该时期具中亚热带气候特征,盆周山地丘陵发育,气候较潮湿,雨量也较为充足。处于这一气候带的湖泊由于表层水与底层水温度差往往造成湖水的分层现象,加之大型水系的缺乏,外力(河流及风对表层水的驱动力)不足以破坏湖水自身的水动力平衡,致使底层水在相当长的一段时间内处于封闭的缺氧状态,加之盐度仍较高(平均12.42‰),随之形成了该时期大面积分布的特征岩相类型——黑页岩和钙片页岩。直至沙三下中上部沉积时,充氧量虽有所增加,但湖水至少还保持着季节性分层现象,导致大面积具季节纹理的钙质纹层页岩的形成。这些湖控泥岩缓慢沉积的同时,随着间歇性洪水产生浊流以及边缘滑塌作用产生的碎屑流派生的低密度泥质浊流,向深湖区的推进还快速沉积了泥质浊积岩、不均匀块状泥岩等外源泥质岩系(图8)。东营盆地牛庄地区重力流成因的暗色泥质岩分布区的研究证明:浊积泥岩与浊积砂体的形态、分布范围基本一致,泥质浊流与砂质浊流为同一补给方向(南缘冲积扇)并为砂质浊流末期的产物。

因此,强烈断陷期深湖相泥岩平面组合的特点是,在大面积分布的湖控泥岩的背景上,流控泥岩作为骨架相的自然延伸,由边缘至中心依次为变形泥岩—混杂泥岩—不均匀块状泥岩,少量递变纹层泥岩。而垂向组合的特点则是:黑页岩、钙质纹层页岩、钙片页岩交互夹

\* 钱凯, 1989, 济阳拗陷的湖相沉积与烃类聚集, 胜利油田内刊。

不均匀块状泥岩与递变纹层泥岩 (图 8)。

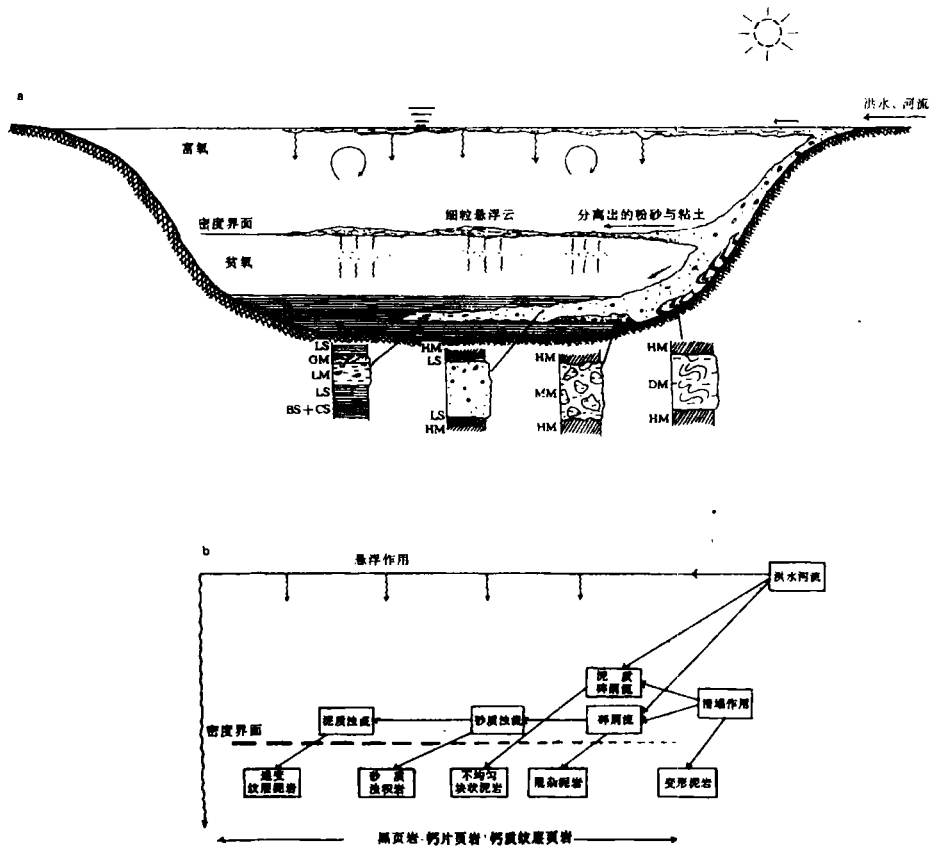


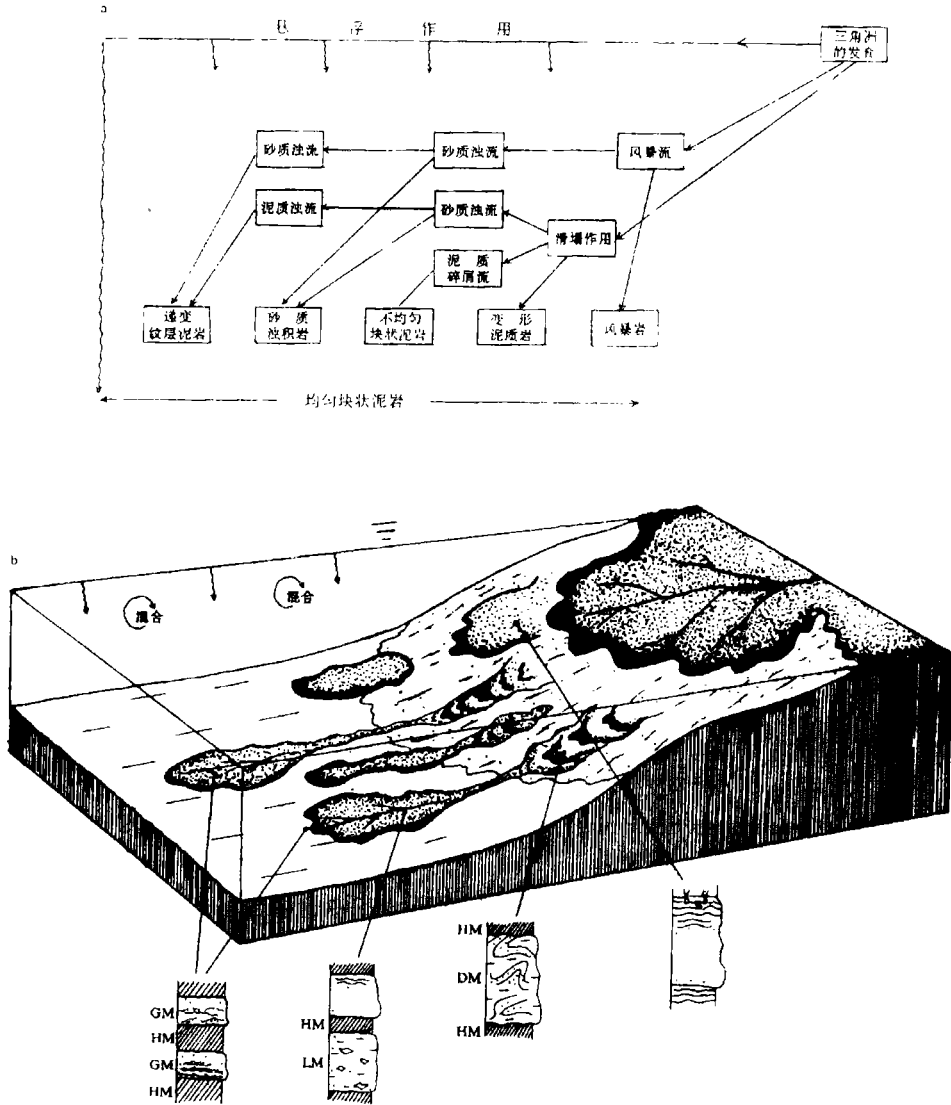
图 8 季节性分层湖泊深湖相泥岩成因组合图解

Fig.8 Genetic association diagram of deep-lake mudstones in seasonal stratified lake.

### 2.稳定断陷期深湖相泥岩的组合 (沙三下顶至沙三中的中部)

这个时期盆地具南亚热带气候特征，有向更潮湿、降雨量更为充足发展的趋势。湖周地形开始变缓趋向平原化。河流三角洲开始成形并向湖区推进影响范围显著扩大，盆地沉降补偿，大量淡水入湖，导致湖水盐度降低。同时，三角洲入湖形成的强大表面流及底流开始破坏湖水自身的水动力平衡，湖水分层现象逐渐消失，湖水性质随深度没有多大变化，溶解氧到处存在。表层水对底层水的供氧量由于水循环作用的加强而增加，湖水基本达到混合状态。在深水湖区，由于三角洲携带大量悬浮物入湖，沉积物沉积速度明显加快。尽管湖水含氧增加，但由于沉积速度快，有机质含量高而使沉积物与水的界面以下完全缺氧形成了代表该时期湖水性质的深灰色均匀块状内源性泥岩。在同一时期流控泥岩以更快的速度在建造，这是因为三角洲的不断推进，使前缘斜坡上沉积的大量细粒物质由于风暴作用、重力滑塌作用而发生再搬运形成阵发性砂质泥质浊流，不断迭加在前三角洲泥和湖底平原泥质沉积之上。因此，沙三中的流控泥岩系由边缘向中心为变形泥岩—不均匀块状泥岩—递变纹层泥岩 (图

9), 垂向上与深灰色块状泥岩形成组合。与沙三垂向组合比较, 除了湖控泥岩类型已由纹理发育的页岩变为块状泥岩之外, 由于三角洲的推进作用, 前缘斜坡的不稳定增加而形成的滑塌泥岩在剖面上的比例明显增大, 浊积泥岩中砂质浊流的末期产物——递变纹层泥岩已成主要岩相。



a.成因图解 b.组合图解

图9 源自三角洲的深湖相泥质岩成因组合图解

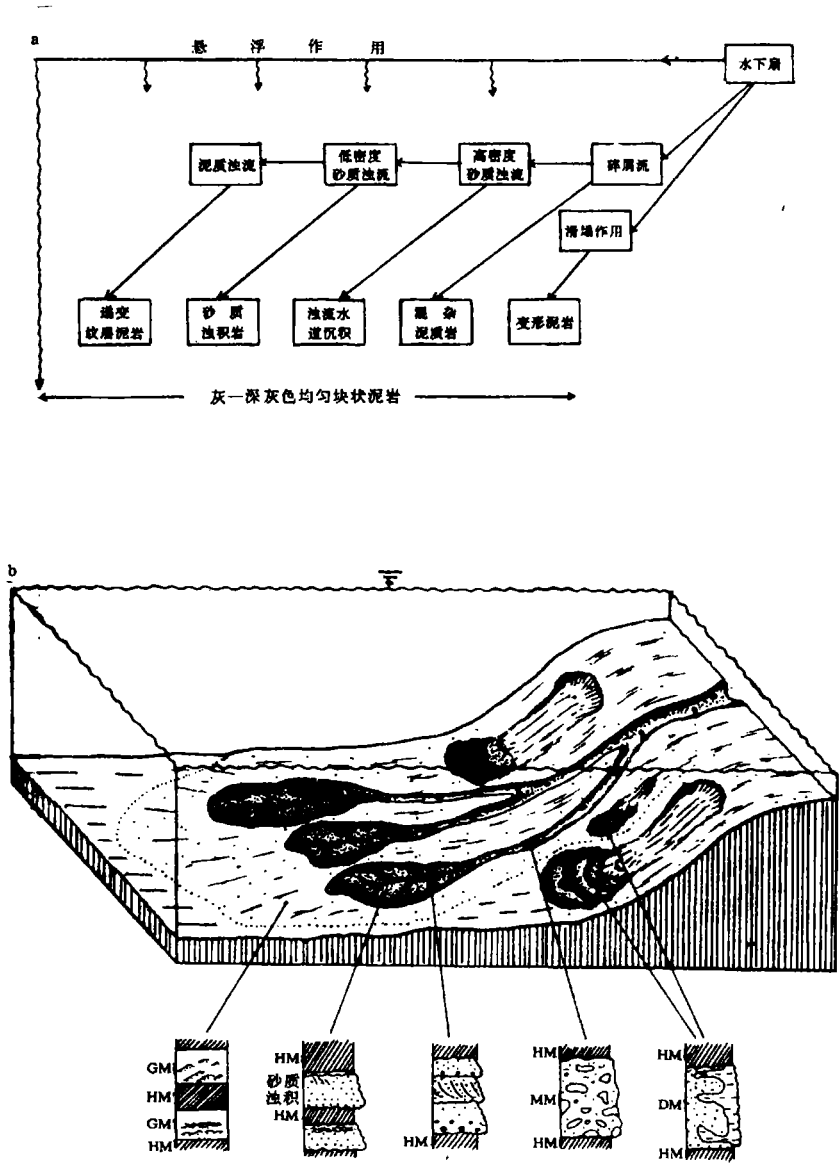
Fig.9 Genetic association diagram of deep lake mudstones originating from delta

### 3.断陷衰退期深湖相泥岩的组合 (沙三中上部至沙三上)

沙三中晚期至沙三上沉积时期, 湖盆沉积中心自东向西迁移。三角洲前缘相已推进到盆



地中西部，深湖相大体只占湖盆面积的 1/3。在南坡中部，坡高较陡地区有水下扇体存在，如梁家楼地区（钱凯，1987）。在水下扇环境中，细粒浊积物主要发育在扇缘地区及扇中下部网状河道的河间地区，是高密度砂质浊流沿水道末端散开后的悬浮物质沉积。因此泥



a.成因图解 b.组合图解

图 10 源自水下扇的深湖相泥质岩成因、组合图解  
a.genetic diagram b.association diagram

Fig.10 Genetic association diagram of deep lake mudstones originating from subaqueous fan

质浊积岩主要分布在盆地西部三角洲前缘外侧以远及远离源区的水下扇末端(图10)。

#### 4.组合的阶段演化

深湖相泥岩组合的演化与盆地构造发育史、气候及湖泊演化史是一致的。就东营盆地沙三段而言,突变是存在的,但明显的事实是渐变多于突变。因此,要对比相当长的一个地史阶段才能看出明显的区别。上述三个阶段大约都持续了200万年到300万年,沙三段可能还更长些。在明确了每个阶段深湖相泥岩的组合分布特点以后,其演化过程也就清楚了。基于前述论证,不难明确,东营盆地沙三段深湖相泥岩组合的演化趋势是:

**强烈断陷的沉积不补偿期** 以大面积湖相泥岩系中的黑页岩、钙质纹层页岩与砂质碎屑流相伴生夹局部洪水泥质浊流形成的不均匀块状泥岩组合为特征。就上下相邻的两层不同大类泥岩而言,湖控泥岩是背景,而流控泥岩则是该背景上的线性或扇形沉积体。

**稳定断陷补偿期** 以大面积湖控泥岩系中的均匀块状泥岩块滑塌泥岩及砂质浊流末期形成的递变纹层泥岩为特征。相邻两层泥岩的背景和线、扇上叠关系仍然存在,但岩相组成已明显改变。断陷衰退的沉积过程补偿期的特点是沉积速率最快,盆地中除构造斜坡外,沉积体建造的斜坡背景也已形成,深湖区流控泥岩系逐渐增加,有时湖控泥岩甚至仅能以夹层存在,滑塌泥岩系较中期更为广泛发育。

东营盆地沙三段泥岩组合的演化,在一定程度上反映了深湖相泥岩形成分布的普遍规律,对断陷盆地更有一定的模式意义。

收稿日期:1990年4月19日

#### 参 考 文 献

- (1) 钱 凯, 1989, 济阳拗陷大中型油气田的油气藏组合及其形成条件, 石油与天然气地质。
- (2) 南京大学地质系, 1979, 地球化学(修订本), 科学出版社。
- (3) Berner, R. A. *et al.* 1979, Authigenic iron sulphides as paleosalinity indicators. *Jowr. Sedi. Petrol.* V.49.No.4.
- (4) Maynard, J.B. 1982, Extension of Berner's "New geochemical classification of sedimentary environment" to ancient sediments *Jowr. Sedi. Petrol.* V52. No.4.
- (5) Stow, D.A.V. *et al.*, 1984, Deep-water fine-grained sediments: facies models, in D.A.V Stow and D.J.W. Piper (ed) "Fine-grained sediments: deep-water process and facies"

# THE GENETIC TYPES AND ASSOCIATION EVOLUTION OF DEEP LACUSTRINE FACIES MUDSTONES

**Deng Hongwen**

(China University of Geology)

**Qian Kai**

(Geological Research Institute of Shengli Oilfield)

## Abstract

The deep lacustrine mudstones are the important source rocks, and the significant evidence of reconstructing evolutionary history of basin and tracing the associated reservoirs as well. In recent ten years, the abundant information contained in deep lacustrine mudstones has been revealed more and more with the development of science and technology. It is actual necessary to research and use the information included in mudstones and form the sysetric theory directing practice.

The research of the lacustrine mudstones in Dong Ying Basin of Bohai Gulf area indicates that the deep lacustrine mudstones comprise at least eight lithofacieses: black shale, calcareous sliced shale, calcareous laminated shale, homogenous massive mudstone, graded laminated mudstone, inhomogenous massive mudstone, chaotic mudstone and deformed mudstone.

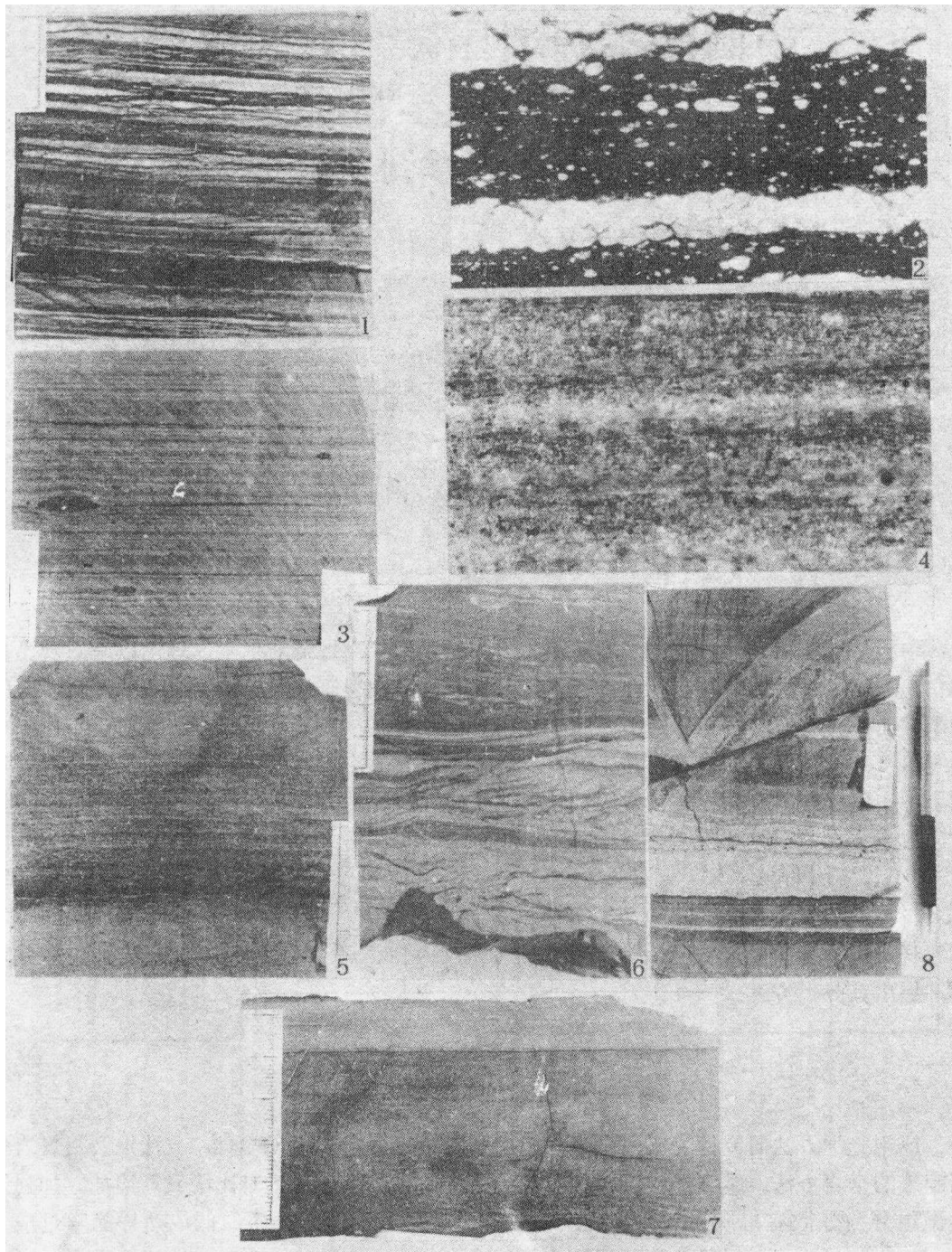
These mudstone facieses assemble two categories on the basis of self-generating characteristics, i. e. autogenic mudstones, including black shale, calcarous sliced shale, calcarous laminated shale and homogenous massive mudstone; allogenous mudstones, including graded laminated mudstone, inhomogenous massive mudstone, chaotic mudstone and deformed mudstone.

There are significant differences in six aspects between autogenic mudstones and allogenous mudstones, such as petrologic physics, organic geochemistry, inorganic geochemistry, mineralogic constituent, palaeontologic association and geophysics. The autogenic mudstones fully reflect the characteristics of deep lake, whereas the features of allogenous mudstones show that they are exotic to their depositional environments.

The genetic characteristics of two types of mudstones indicate that eight lithotypes can be divided into three groups according to their genetic processes. The lithofaeieses in the same group are closely related to each other in origin, but they are formed in the different evolutionary stages of the lake. Therefore, the above-mentioned two categories of mudstones comprise three genetic serieses: lake-controlling mudstones, flow-controlling mudstones and slumping mudstones. The lake-controlling mudstones were formed by slow grain-by-grain vertical accretion of fine-grained suspended particles. The direct origin which resulted in the different lithotypes was change of lake water nature. The autogenic mudstone, black shale and calcareous sliced shale, calcareous laminated shale, homogenous massive mudstone, were formed successively as the lake was changed from permanent stratified lake, seasonal stratified lake with bottom anoxic environment into fully mixed aerobic lake. The flow-controlling mudstones consist of turbidity mudsetones and debris flow mudstone. The former comprise graded laminated mudstone which is

the products of terminal stage of sandy turbidite and inhomogeneous massive mudstone formed by flood turbidity current rich in mud or by redeposition of unconsolidated muddy deposits in the shallow lake. The graded laminated mudstone commonly show four types of sequences similar to marine classical muddy turbidite. Debris current mudstone series is chaotic mudstones introduced by redeposition of consolidated or semiconsolidated mudstones. The slumping mudstone series is mostly deformed mudstone initiated by slide or slump.

The association patterns of deep lacustrine mudstones of above-mentioned three genetic types depend on the different evolutionary stages and palaeotopography of the basin. The starved stage of the basin was characterized by interbedded black shale and calcareous laminated shale with local mud turbidites (prevailing inhomogeneous massive mudstone), covering an extensive area. Association of homogeneous massive mudstone with mud turbidite (prevailing graded laminated mudstone) and debris flow mudstone occurred in setting-compensation equilibrium stage of the basin. In the over-compensation stage of the basin, the lithofacies introduced by gravity flows gradually increased because the basinal slope background was formed. During this period slumping mudstone series was of wide distribution.



1.钙片页岩相 (CS) 2.钙片页岩显微结构 3.钙质纹层页岩<sub>01</sub>' (LS) 4.钙质纹层页岩显微结构 5.完整  
逸变层序 6.富砂, 顶部缺失层序 7.贫砂底部缺失层序 8.中部缺失层序