

苏北盆地高邮凹陷戴南组高导泥岩的高导成因与沉积环境探讨

薛良清

(石油工业部石油勘探开发科学研究院)

高邮凹陷戴南组高导泥岩的高导特性,主要是由泥岩盐度差异引起的,与化学成分和粘土矿物关系不大。高导泥岩沉积时,不是一个简单的湖水不断扩大,而是一个扩大、缩小、再扩大、再缩小的过程,水深、水介质性质亦随之相应变化。反映了在构造背景稳定条件下,气候和地表迳流注入量的控制作用。

高邮凹陷位于江苏省北部,在北纬 $32^{\circ}33'$ 至 $32^{\circ}55'$ 、东经 $119^{\circ}10'$ 至 120° 之间,南北宽约40 km、东西延长约90 km,总面积为2670 km²。

高邮凹陷戴南组一段顶部,普遍发育高导泥岩,由下往上顺序为5、4、3(分为上、下两层)、2、1高电导层,在测井曲线上易于识别,自然电位平直,电阻率曲线一般为0.2 Ω m,甚至回到基线,感应曲线上尤其突出,是全区重要的区域标准层。

在研究工作中,作者对高导泥岩样品,作了微量元素分析,X射线衍射分析和化学成分全分析,并与非高导泥岩样品的分析结果进行对比,试图对泥岩的高导成因与沉积环境作一初步探讨。

一、戴一段高导泥岩的沉积物特征

戴南组一段5层高导泥岩除第3层下层高导层为棕紫色泥岩外,均为块状无纹理的灰黑色泥岩。它具有以下几个方面的特点:

1. 古生物特征

本区戴南组一段为湖相沉积,古生物化石丰富。整个5层高导泥岩段沉积期间,非高导泥岩中有较多的湖相化石。但在高导泥岩中,除第1和第5高导层有少量化石外,其它高导层化石十分稀少,仅有少量的介形虫及腹足类(表1)。

表1 高导泥岩古生物化石统计表

代表井	井深 (m)	高导层	介形虫 属种数	轮藻属 种数	孢粉	腹足类	样品数
马4	1822.15—1826.03	1	6	0	丰富 ¹⁾	丰富	11
马4	1840.31—1841.80	2	2	0		0	5
马4	1872.81—1873.65	3 上	0	0		0	3
马4	1874.35—1875.45	3 下	0	0		少量	3
周26	2630.59—2633.24	4	3	0		0	3
周26	2659.90—2668.15	5	7	9	丰富 ¹⁾	0	13

1) 根据江苏油田鉴定结果统计

本文1987年6月26日收到。

2. 化学成分特征

表2为5层高导泥岩通过X荧光直读光谱分析的化学成分表。从表中可以看出:(1)灰黑色高导泥岩 SO_3 比较高, Fe_2O_3 比较低,而第3层下层高导层棕紫色泥岩 SO_3 低,仅为0.09, Fe_2O_3 较高,反映后者处于较强的氧化条件下;(2)第3层下层高导层的CaO含量明显高于其它高导泥岩层,说明其形成的水介质条件富有更强的碱性特征;(3)灰黑色泥岩的 SiO_2 和 TiO_2 含量比较高,而第3层下层高导层的 SiO_2 和 TiO_2 含量比较低,可能反映了粘土级碎屑的差异。

表2 高导泥岩化学成分数据表

井号	井段(m)	层位	高导层	TFe_2O_3	MnO	TiO_2	CaO	K_2O	SO_3	P_2O_5	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	Loss	FeO
马4	1826.10	Ed^{1-5}	1	6.37	0.03	0.79	0.85	3.76	1.16	0.15	58.11	18.55	3.10	1.75	6.42	1.63
马4	1841.70	Ed^{1-5}	2	5.61	0.04	0.80	0.95	3.22	1.09	0.11	58.10	17.13	3.02	1.85	9.51	2.05
曹21	3480.10	Ed^{1-5}	3上	6.34	0.07	0.74	1.20	4.70	3.37	0.17	55.53	18.99	3.08	1.10	8.10	2.34
曹21	3482.65	Ed^{1-5}	3下	6.85	0.09	0.71	7.10	4.04	0.09	0.15	49.94	16.60	3.30	1.18	10.66	2.25
黄31	2155.50	Ed^{1-5}	4	6.04	0.14	0.71	3.36	3.41	1.46	0.18	55.20	17.11	3.29	1.70	9.00	2.40
联9	3175.60	Ed^{1-5}	5	5.29	0.05	0.71	1.48	4.84	0.24	0.13	56.64	19.24	3.12	1.23	7.50	2.68
真19	2129.80	Es^1	黑泥	6.61	0.12	0.82	1.85	3.27	0.30	0.17	57.48	17.34	2.88	1.60	7.51	2.52

注: 烧失量(Loss)中已包含 SO_3 量, TFe_2O_3 中已包含FeO量,故总量加时 SO_3 、FeO不再计入

3. 粘土矿物特征

高导泥岩的粘土矿物主要为伊利石和蒙脱石,还有少量的高岭石和绿泥石(表3)。

表3 高导泥岩粘土矿物含量数据表

井号	层位	井段(m)	高导层	粘土矿物含量(%)					岩性
				I	K	C	S+I/S	I/S	
马4	Ed^{1-5}	1826.10	1	51.0	3.0	3.0	43.0		灰黑色泥岩
马4		1841.70	2	40.0	4.0	3.0	53.0		灰黑色泥岩
马4		1873.55	3上	39.0	4.0	5.0	52.0		灰黑色泥岩
曹21		3480.10	3上	82.0		4.0		14.0	灰黑色泥岩
曹21		3482.65	3下	71.0		11.0		18.0	棕色钙质泥岩
黄31		2155.50	4	43.0	4.0	3.0	50.0		灰黑色泥岩
联9		3175.60	5	52.0	11.0	11.0		26.0	灰黑色泥岩

注: I: 伊利石, K: 高岭石, C: 绿泥石, S: 蒙脱石, I/S: 伊利石-蒙脱石

蒙脱石, 钙基蒙脱石为主, 钠基蒙脱石次之, X射线衍射特征是 $d(001)$ 反射强, 为14.25Å, 峰形弥散, 说明结晶程度较差; 伊利石, 含量比较丰富, 特征反射值 $d(001)$ 为10.16Å, $d(002)$ 为5.01Å, $d(020)$ 为4.48Å, 属于 $2M_1$ 型伊利石; 高岭石含量不大, 但分布比较普遍, 其特征反射值 $d(001)$ 为7.20Å; 绿泥石, 含量也不高, 其特征反射值 $d(001)$ 为14.02Å, $d(002)$ 为7.1Å, 当加热到550℃/2d后, 其值不变, 可与高岭石相区别; 伊利石-蒙脱石混层分布广泛, 是一种过渡型矿物, 主要靠X射线

衍射分析图谱确定,其反射值多为10.16—14.25 Å的平台峰群,分异程度差,经乙二醇饱和后,其基面反射均向低 θ 角一侧移动1—2 Å距离,而经550℃/2d燃烧后,基面反射移至10.05 Å处(图1)。

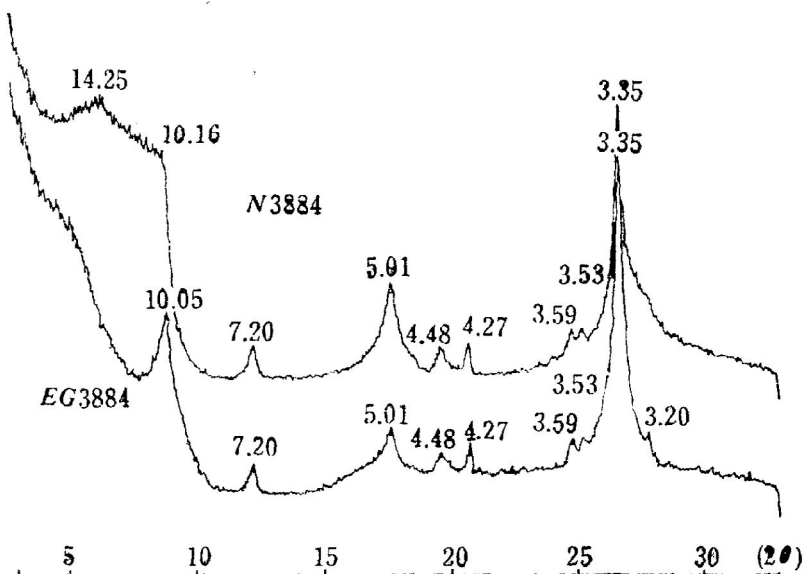


图1 马4井1826.10m粘土矿物X衍射曲线
N3884为原生曲线, EG3884为乙二醇饱和后的曲线

一般认为,本区的粘土矿物是以陆源继承为主,自生成因为辅¹⁾。伊-蒙混层粘土矿物主要是由于水介质条件的差异,伊利石和蒙脱石相互转化的中间产物。当介质中贫K时,伊利石就会吸收Ca、Mg、Na等阳离子,逐步取得电荷补偿,向蒙脱石转化;而介质中富K时,蒙脱石就会吸收钾离子,向伊利石转化。从表2和表3可以看出,高导泥岩粘土矿物含量与其化学成分分析基本是相符的。

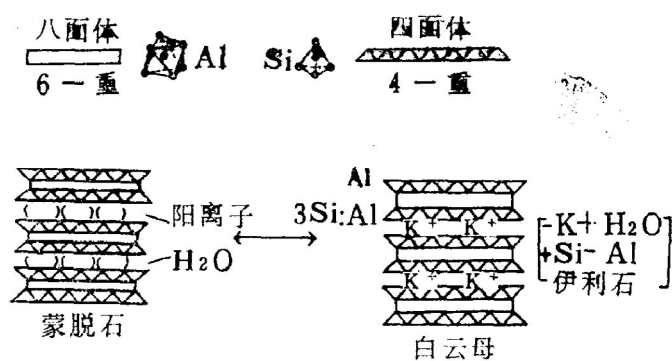


图2 蒙脱石-伊利石转化示意图

4. 微量元素特征

参照现代环境粘土的微量元素指标,高导泥岩的硼(B)数值显示为半咸水环境,

1) 中国科学院地质研究所七室, 1984, 苏北盆地第三系沉积特征、沉积模式、沉积大地构造演化与油气聚集。

仅第4高导层硼数值达到113ppm, 为盐度较高的半咸水环境, B/Ga比值也充分证明了这一结论(表4)。从各高导层的分析结果来看, 第4高导层含盐度最高, 第2高导层和第1高导层次之, 而 E_s^1 的黑泥标准层含盐度最低。可以看出, 虽然戴一段五层高导泥岩和垛一段黑泥标准层都是湖水扩张期形成的, 但前者形成于水体变深的湖相环境, 而后者处于湖相环境向河流相环境的转变阶段, 因此, 在盐度变化上就表现出较大的差异。

表4 高导泥岩微量元素数据表

井号	井深(m)	层位	高导层	Sr	Ba	B	Ga	Rb	K	Sr/Ba	B/Ga	Rb/K	岩性
马4	1826.10			0.0276	0.0286	0.0130	0.0029	0.0159	3.2400	0.97	4.48	0.0049	灰黑色泥岩
肖3	3099.85	E_d^{1-5}	1	0.0545	0.0442	0.0068	0.0026	0.0139	3.0500	1.23	2.61	0.0046	灰黑色泥岩
苏128	1920.10			0.0418	0.0274	0.0076	0.0025	0.0122	2.2900	1.53	3.04	0.0053	灰黑色泥岩
				0.0413	0.0334	0.0091	0.0027	0.0140	2.8600	1.24	3.37	0.0049	
马4	1841.70			0.0269	0.0295	0.0110	0.0029	0.0149	2.8600	0.91	3.79	0.0052	灰黑色泥岩
苏152	2031.80	E_d^{1-5}	2	0.0377	0.0303	0.0085	0.0027	0.0134	3.0200	1.24	3.15	0.0044	灰黑色泥岩
				0.0323	0.0299	0.0098	0.0028	0.0142	2.9400	1.08	3.50	0.0048	
马4	1873.55			0.0284	0.0279	0.0086	0.0028	0.0138	2.7600	1.01	3.07	0.0050	灰黑色泥岩
曹21	3480.10	E_d^{1-5}	3上	0.0224	0.0282	0.0090	0.0033	0.0176	4.1000	0.79	2.73	0.0043	灰黑色泥岩
东62	2590.50			0.0443	0.0320	0.0070	0.0025	0.0131	2.6800	1.38	2.80	0.0049	
				0.0317	0.0294	0.0082	0.0029	0.0148	3.1800	1.08	2.83	0.0047	
马4*	1875.32			0.0261	0.0636	0.0070	0.0020	0.0149	3.1300	0.41	3.50	0.0048	棕色钙质泥岩
曹21	3482.65	E_d^{1-5}	3下	0.0332	0.0394	0.0068	0.0026	0.0159	3.5000	0.84	2.62	0.0045	棕色钙质泥岩
				0.0297	0.0515	0.0069	0.0023	0.0154	3.3150	0.58	3.00	0.0046	
黄31	2155.50			0.0262	0.0335	0.0140	0.0030	0.0157	3.2500	0.78	4.67	0.0048	灰黑色泥岩
周26	2632.30	E_d^{1-5}	4	0.0231	0.0295	0.0086	0.0025	0.0137	2.9200	0.78	3.64	0.0047	灰黑色泥岩
				0.0247	0.0315	0.0113	0.0028	0.0147	3.0850	0.78	4.05	0.0048	
联9	3175.60			0.0443	0.0291	0.0074	0.0024	0.0129	3.0200	1.52	3.08	0.0043	灰黑色泥岩
周26	2661.23			0.0302	0.0315	0.0067	0.0021	0.0130	2.8000	0.96	3.19	0.0046	灰黑色泥岩
周26	2662.90	E_d^{1-5}	5	0.0218	0.0295	0.0068	0.0024	0.0128	2.8800	0.74	2.83	0.0044	灰黑色泥岩
苏152	2109.60			0.0331	0.0407	0.0087	0.0021	0.0116	2.5800	0.81	4.14	0.0045	灰黑色泥岩
苏163	1997.10			0.0245	0.0382	0.0079	0.0028	0.0140	3.0700	0.64	2.82	0.0046	灰黑色泥岩
				0.0221	0.0338	0.0075	0.0024	0.0128	2.8700	0.65	3.13	0.0045	
真19	2129.80	E_s^1	黑泥	0.0215	0.0443	0.0068	0.0030	0.0142	2.8800	0.49	2.27	0.0049	灰黑色泥岩

* 马4 1875.32来自华东师范大学地理系测试结果

二、高导泥岩的高导成因分析

戴一段高导泥岩究竟是由于什么原因引起的？还没有人作过这方面的工作。通过对本区高导泥岩样品的多种测试分析，并和非高导泥岩样品进行对比，初步认为：

1. 泥岩的高导性质与化学成分、粘土矿物关系不大

表5是高邮凹陷马家咀地区高导段内高导泥岩与非高导泥岩化学成分分析比较表。从表中可以看出，高导泥岩与非高导泥岩的化学成分分析结果非常相似。但有两点差异：（1）非高导泥岩的CaO为2.72%，比高导泥岩的分析结果高；（2）非高导泥岩的SiO₂含量较低为54.04%。但从表2中可以看出，曹21井第3层下层高导层的CaO达到7.10%，SiO₂含量更低为49.94%，而在测井曲线上仍表现为明显的高导特征。因此可以认为，高导的成因与化学成分关系不大。

表5 马家咀地区高导段内高导层与非高导层化学成分比较

井号	岩性	TFe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	CaO	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	Loss	FeO
马4	高导泥岩	6.37	0.03	0.79	0.85	3.76	1.16	0.15	58.11	18.55	3.10	1.75	6.42	1.63
马4	高导泥岩	5.61	0.04	0.80	0.95	3.22	1.09	0.11	58.10	17.13	3.02	1.85	9.51	2.05
马8	非高导泥岩	6.10	0.06	0.67	2.72	3.20	1.60	0.19	54.04	17.52	3.63	1.71	9.49	1.99

从表3中又可以看出，各层高导泥岩的粘土矿物差异很大，但它们表现的电性特征基本是相同的，因此，粘土矿物也不是重要的影响因素。

2. 初步分析，泥岩所表现的盐度差异是影响泥岩电导率的主要因素

根据导电机理的不同，岩石可大致分为离子导电的岩石和电子导电的岩石。泥岩属于离子导电的岩石。它的电导率的大小，主要决定于岩石孔隙中所含溶液的性质、浓度和含量。从表6可以看出，高导段内高导泥岩的B、Ga、Rb、K含量较高，非高导泥岩的Sr、Ba含量较高。沉积物中硼的数量主要与水体硼的含量有关。在沉积物中，泥质沉积物中硼含量最高，因为粘土矿物具有从水中吸取硼的能力，所以，泥岩中的硼含量能更好地反映水体中的硼含量。考奇（Couch, 1971）根据大量分析资料认为水中硼含量与盐度呈线性关系^[1]。因此，我们可以直接用泥岩的硼含量来比较水体的盐度大小。高导泥岩中硼含量高，可以认为，泥岩的高导原因主要是盐度差异引起的。表7为珠江口现代水样的电导率与盐度的实测值。从它们的对应关系上看，电导率主要反映了含盐量的变化。

表6 马家咀地区高导段内高导与非高导泥岩微量元素比较

岩性	微量元素	Sr	Ba	B	Ga	Rb	K	Sr/Ba	B/Ga	Rb/K	样品
高导泥岩		272.5	374.0	99.0	26.5	148.8	29975	0.73	3.73	0.0049	4
非高导泥岩*		360.0	957.9	72.8	18.1	125.3	26507	0.38	4.02	0.0047	13

* 根据华东师范大学测试结果统计

表7 珠江口水样的电导率与盐度实测值比较表^[2]

站位	1	2	3	4	5	6	7	8
R _{1s}	0.0013491	0.047049	0.086478	0.16431	0.23349	0.32862	0.40991	0.52048
S _D	0.0302	1.242	2.518	4.730	6.979	10.059	12.452	16.998

R_{1s}—相对电导率的实测值, S_D—盐度的实测值

三、高导泥岩的沉积环境

根据高导泥岩的沉积物特征, 试图对5层高导泥岩的沉积环境作一些分析。

第5高导层沉积时期: 见有小玻璃介、真星介等7个属种的介形虫化石, 并有9个属种的轮藻化石, 孢粉丰富, 说明为水体不深的湖相环境, 偏碱性特征, 有利于轮藻化石保存。高岭石含量最丰达11%, 说明地表迳流带来的酸性水由西端大量注入, 马家咀、联盟庄等高邮凹陷西部地区处于开放的相对氧化的环境; 微量元素分析B为75ppm, B/Ga比为3.13, 为盐度中等的半咸水环境。这些说明第5高导层沉积时, 构造环境稳定, 地表迳流开始汇入湖盆, 湖区不断扩大, 水体淡化, 成为开放的、相对氧化的水体不深的环境。

第4高导层沉积时期: 仅见少量的介形虫化石, 壳小体薄, 未见轮藻和其它化石, 硼含量113ppm, B/Ga比为4.05, 高岭石含量很小。佩蒂庄认为: 含钙质高的页岩在厌氧条件下堆积缓慢, 这样的页岩易于富含硫化物的硫, 有些还富含磷酸盐^[3]。黄31井样品分析结果表明, CaO为3.3640%, SO₃为1.45541%, 尤其P₂O₅相对于其它高导层较高, 说明第4高导层是在还原环境下缓慢沉积的产物。这种环境的发育模式, 可以认为是失去了把含氧水带到湖水底部的水循环。当时该区是一个比较封闭的湖盆, 地表迳流发育湖水水体加深, 从而出现分层现象。这种分层是稳定的, 当垂直循环停止后, 底部水体最后处于停滞状态, 导致底层生物难以生存和盐度较高的黑色泥岩沉积, 只有水体上部方存在浮游生物。

第3层下层高导层沉积时期: 第3层下层高导层泥岩为棕紫色钙质泥岩, 与其它高导层迥然有别。CaO含量最高达7.10%, SO₃含量最低仅有0.09%, Fe₂O₃含量也较高, 并见有少量腹足类化石, 说明其形成环境是水体不深的相对氧化环境。在第3层下层高导层沉积时期, 地表迳流补给量不大, 水体较浅, 缺乏水体分层现象。这反映了湖水扩张阶段相对收缩时, 水下沉积、水上氧化的特点, 湖水面的波动和湖岸线的迁移主要受地表迳流补给量的影响, 沉积于浅水体中的沉积物因地表迳流补给量减少而常暴露于大气水中, 遭受强烈的氧化而变红。

第3层上层和第2高导层沉积时期: 古生物化石稀少, 湖水水体较深, 有较强的还原特征。其形成机理基本同第4高导层的沉积模式。

第1高导层沉积时期: 发现6个属种的介形虫化石, 同时有丰富的腹足类伴生, 并见有大量孢粉, 这反映了一种停滞环境开始恢复水循环的特点。

综上所述, 戴一段高导泥岩沉积时期不是一个简单的湖水不断扩大的过程, 而是一

个扩大、缩小、再扩大、再缩小的过程,水体深度、水介质性质也发生相应的变化。这反映了在构造背景稳定条件下,气候和地表迳流注入量的控制作用。

本文是根据笔者在潘钟祥教授和徐怀大副教授指导下完成的硕士论文(1982—1985)部分内容整理而成。在野外工作期间,得到江苏油田章志英工程师的大力支持。收集资料过程中,得到张绍升工程师的帮助。文中引用了江苏油田古生物资料和华东师范大学地理系微量元素数据。成文后,承蒙邱世祥副教授审阅全稿。在此,一并致以衷心感谢!

参 考 文 献

- [1] Couch, E.L., 1971, AAPG. Bull., Vol.55, No.10.
- [2] 梁志等, 1983, 海洋学报, 第5卷, 第6期.
- [3] F.J.佩蒂庄, 1975, 沉积岩, 李汉瑜、徐怀大等译, 1981.

HIGH-CONDUCT ORIGIN AND ENVIRONMENT OF THE HIGH CONDUCTIVE MUDSTONES IN DAINAN FORMATION, GAOYOU DEPRESSION

Xue Liangqing

(Scientific Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Beijing)

Abstract

The high conductivity of high conductive mudstone is mainly caused by salinity difference, and has less relation with the chemical composition and clay mineral of mudstones. The deposition of the mudstone is not a simple process of the lake enlargement, but a process of enlarging-contracting and reenlarg-recontracting. In the meantime, the depth of water and the nature of mediums were changed correspondingly. This shows the control actions of ancient climate and direct runoff under the stable structural background.