

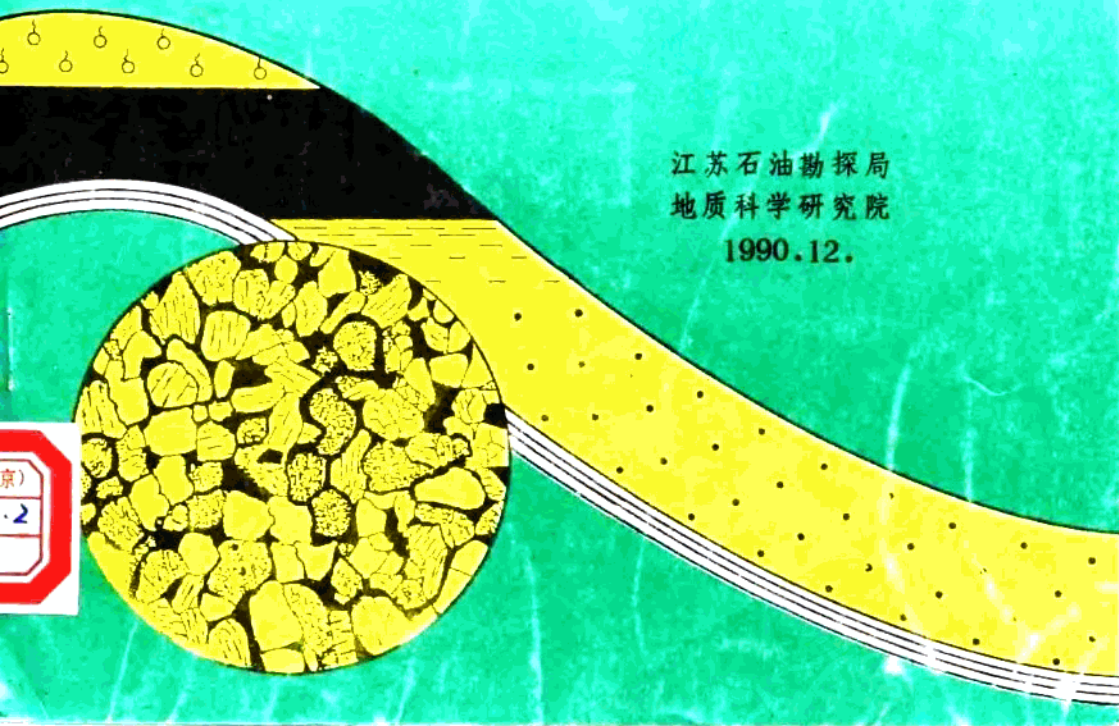
七五期间总公司重
点科技攻关课题

课题号10501
(下属分课题)

⑨-1

高邮凹陷戴一段储层 沉积特征与非均质性研究

江苏石油勘探局
地质科学研究院
1990.12.



登录号	085712
分类号	P618.130.2
种次号	061

目 录

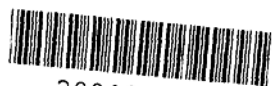
高邮凹陷戴一段储层沉积特征与非均质性研究 钱基 邱旭明(2)

1、高邮凹陷富民地区戴一段砂岩成岩作用特征及其
对储油物性的影响 黄善炳 陆梅娟(29)

2、高邮凹陷戴一段储层特征 颜琳 邱旭明 刘成杰(43)

3、高邮凹陷富民地区戴一段储层注水开发及油层
改造 欧昌柏(67)

图、图版附本报告后



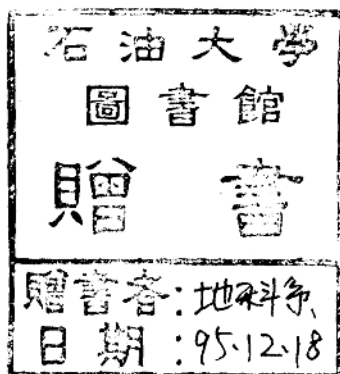
200406168



52/23/02



00777544



登录号	085712
分类号	P618.130.2
种次号	061

目 录

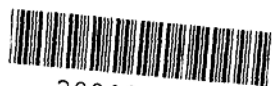
高邮凹陷戴一段储层沉积特征与非均质性研究 钱基 邱旭明(2)

1、高邮凹陷富民地区戴一段砂岩成岩作用特征及其
对储油物性的影响 黄善炳 陆梅娟(29)

2、高邮凹陷戴一段储层特征 颜琳 邱旭明 刘成杰(43)

3、高邮凹陷富民地区戴一段储层注水开发及油层
改造 欧昌柏(67)

图、图版附本报告后



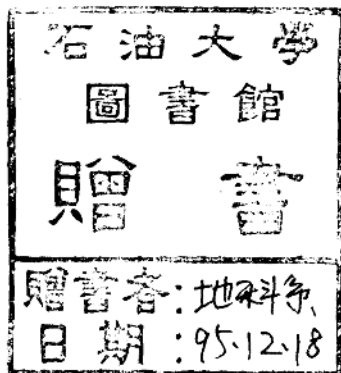
200406168



52/23/02



00777544



高邮凹陷戴一段储层 沉积特征与非均质性研究

钱基 邱旭明

前 言

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

本课题为总公司 10501 号题《中国油气储层研究》的下属分课题。该项研究任务于 1988 年 3 月正式下达, 于 1990 年 12 月完成。

高邮凹陷戴一段是本区获工业油流最深的层段, 油层埋深一般在 2600~3000 米, 最大可达 3400 米(曹庄地区)。戴一段也是苏北盆地第三系物性较差的储层之一, 属中低渗储层。高邮凹陷戴一段的探明储量为 978 万吨, 目前有 381.5 万吨探明储量尚未动用(狄源祉, 1990)。随着勘探开发工作进一步深入, 其战略目标也由中、高渗透储层逐渐转向中、低渗储层。这也是油气勘探发展过程的必然趋势。本课题就是在高邮凹陷进入中、高勘探程度后提出的。

1984 年至 1985 年, 我院章志英等对高邮凹陷戴一段各亚段的沉积相研究做了较全面的工作。本课题在此基础上, 重点解剖高邮凹陷的富民地区(图 1)。对该地区戴一段储层的沉积微相、成岩作用、非均质性 etc 做进一步的研究, 建立储层的地质模型和非均质模型, 由此对凹陷内其它地区的戴一段储层特征提出预测。

储层研究具有很强的综合性, 与生油层、盖层等各项研究共同构成庞大的系统工程。近年来, 对苏北盆地第三系盖层条件的研究表明, 始新统的三垛组和戴南组及上第三系的盐城组, 均缺乏区域性泥岩盖层, 即毛细管封闭条件不佳。这些层段的油气藏封闭机制主要属异常压力封闭(钱基, 1988)。例如, 苏北盆地第三系的油气藏有 98% 分布于与欠压实带伴生的异常高压带之下或之中。由富民地区的泥岩压实曲线可以看出, 油藏的垂向分布与压实曲线的极值吻合(图 2)。戴一段上部的“五高导”泥岩段均处在欠压实带之中(高压带), 形成良好的盖层系统。鉴于油气垂向分布的这一特征, 本题选择的研究层段也侧重于欠压实带附近的戴一段储层。

本课题将戴一段划分为三个亚段, 重点研究上部两个亚段。其中第一亚段包括 5 个砂层组和 7 个小层, 第二亚段包括 9 个砂层组和 22 个小层^①(图 48), 砂层组分布为凹陷规模。

本课题的负责人为: 钱基、蔺毓秀、颜琳、欧昌柏, 参加人为: 蔺毓秀、颜琳、欧昌柏、邱旭明、黄善炳、马英俊、陆梅娟、刘成杰、钱基、顾美蓉、朱煜和管永明参加了部分基础工作。

利用测井资料测算戴一段储层的各项参数(k 、 ϕ 、 S_o 等)的研究, 由莫明道等人完成(另有课题)。

本课题在利用大量录井和测井资料进行地层对比的基础上, 对 24 口取芯井的 869 米岩芯进行详细描述, 应用薄片、电镜、x-衍射、压汞、阴极发光、铸体薄片、物性、粒度、有机地化和流动实验等十余项分析化验资料, 对戴一段的沉积微相、成岩作用和储层的非均质性 etc 进行了较为详细的研究, 并得出一些新的认识, 对 E_2d_1 储层的评价和预测有一定的指导意义。

^①本文的亚段与开发室的砂层组相当, 小层号则与其一致。

一、沉积背景

§ 1-1 构造演化

晚白垩世早期, 由于库拉-太平洋板块的俯冲枢纽带向海的迁移速率增大, 苏北盆地由中三迭世至早白垩世的走滑挤压阶段进入成盆期的走滑拉张阶段(马力等, 1990)。晚白垩世晚期至始新世, 岩石圈的单剪作用使苏北盆地形成不对称的断陷盆地。“南断北超”的单断式格局在古新世阜宁组沉积时业已形成。阜宁组二段和阜宁组四段的两个标志层(“七尖峰”和“弹簧段”)的分布形态, 与现今断陷盆地的构造格局基本一致便说明了这一点(钱基, 汪祖智, 1989)。由于海侵影响, 阜宁组二段至四段沉积期, 湖盆范围较大, 湖水漫越边界断层。但各凹陷的边界断层仍然对沉积起着控制作用, 这种控制作用仅表现在沉积厚度的变化上, 断层附近的沉积相变化则不明显(均为暗色湖相泥岩)。戴南组沉积期, 区域性拉张作用进一步增强, 使盆地的分割性加剧, 加之大幅度的水退, 使湖盆面积急剧缩小, 断层肩部出露水面成为剥蚀区。此时, 断层对沉积的控制作用同时反映在沉积厚度和沉积相带的分布上(图3)。但盆地性质有明显的继承性。阜宁组四段和戴南组一段为盆地的深陷期, 沉降速率分别为 $450 \sim 600 \text{ m/Ma}$ 和 $200 \sim 440 \text{ m/Ma}$, 始新世的沉降速率略有减缓。此期的岩浆活动表现为由晚白垩至古新世的拉斑玄武岩转为始新世的过渡型玄武岩(钱基, 汪祖智, 1989)。

南断北超的盆地结构形成了南陡北缓的古地形特征。从富民地区戴一段的标志层(“五高导”)等厚图看(图28), 南部等值线呈密集的梯度带, 反映真二断层对戴一段的沉积有明显的控制作用。富民地区在戴一段沉积期呈长垣状横跨高邮凹陷深凹带, 形成分隔樊川和刘五舍两个次凹的鞍形地貌。成为油气运移的有利指向区。富民地区与两侧深凹的差异沉降可能与北西向的基底断裂有关, 这些基底断裂应属隐伏断裂系统。

§ 1-2 沉积演化

根据张国栋等人(1987)的研究, 苏北盆地第三系沉积时曾受过多期海侵影响。苏北盆地第三纪的湖平面变化与全球海平面变化也有良好的相关性(图4)。说明全球海平面变化是本区湖水进退、湖盆规模及沉积特征的控制因素之一(钱基, 汪祖智, 1989)。古新世中、晚期的海侵影响, 使阜二段至阜四段沉积期湖平面大幅度上升, 各凹陷的边界断层没于水下, 形成大面积暗色湖相泥质沉积。由于后期的剥蚀作用, 当时的沉积边界尚难确定(张绍升, 1983, 蔺毓秀, 1988)。阜四段沉积后发生的大幅度水退, 导致戴一段沉积初期仅在深凹带形成小面积充填式沉积。随着戴一中后期湖盆面积逐渐扩大, 戴一段沉积在各凹陷斜坡带上明显上超。此期的脉动式水进, 形成近岸水下扇(陡坡)——水进式三角洲(缓坡)——湖泊沉积组合(章志英等, 1985)。

戴一段沉积期的古气候也有明显的断承性, 各类孢粉资料表明此期气候条件温暖潮湿(章志英等, 1985), 与古新世气候条件相近。本区见到的大量碳化植物屑指示戴一段有成煤环境, 南黄海海域钻遇的戴一段煤层也证明了这一点。

温湿气候条件较干旱气候条件下的物源供给稳定, 加之强烈的断裂活动使源区地形起

伏较大,以致戴一段沉积期物源供给充足。由于此期湖盆较窄(18~30km),缓坡的三角洲体系和陡坡的水下扇体系在各自的前端部位相互叠置。富民地区因南北两沉积体系的叠加而缺乏前三洲亚相和水下扇端亚相(图5)。

戴一段沉积初期,湖盆水体较浅,盐度较高,属微咸水的氧化—弱氧化环境。随着淡水注入量增大,湖盆扩大,水体加深,湖水逐渐被淡化,转为淡水的还原—强还原环境。

§ 1-3 物源方向及母岩性质

与中国东部其它断陷盆地类似,高邮凹陷也以多水系、多物源为特征(图29)。富民地区的物质来源主要有高邮凹陷北部的柘垛低凸起和南部的苏南隆起。这些物源区岩性以沉积岩为主,基本无结晶岩系出露。戴一段砂岩中所见的火成岩岩屑的主要来源,为沉积岩中的多轮回颗粒和中生界地层中的中、酸性岩浆岩。因古新世沉积于断块高部位的富泥沉积物与下伏部分中生代地层组成戴一段沉积期的物质来源,高邮凹陷戴一段的砂砾岩中含有大量的沉积岩碎屑。砂岩中的砾石成分以泥岩、页岩和泥质粉砂岩为主,其次为碳酸盐岩。戴一段常见的砾石成分中含有阜宁组的特征岩性,如虫管灰岩、鲕状灰岩和油页岩等。富11井、马4井(据徐文豪、蔡小李等,1986)、周26井等的戴一段砂岩和泥质砾石中见有再沉积的阜宁组化石,如阜宁中华金星介和膨胀新单角介等。砂岩中稳定重矿如锆石、电气石等都常见磨圆现象(章志英等,1985),属多轮回颗粒。说明本区戴一段的沉积母岩以沉积岩为主,且缺乏粗粒物质。其中最具特色的是阜宁组的富泥沉积物。阜二段至阜四段地层中,粘土岩含量达60~85%,这种富泥质的母岩特征势必导致高的剥蚀速率和沉积速率(Blatt, 1980)。这便形成了戴一段沉积富含泥质碎屑、砂岩平均粒径较细的特征。本区缺乏结晶岩系的物质来源,与中国东部其它盆地的物源特征形成鲜明对照。

始新世的戴南组和三垛组,砂岩的平均粒径向上增大,形成向上变粗的沉积序列,与源区地层的垂向岩性变化,呈倒序关系。不同沉积期的母岩性质的差异,是影响储层特征的重要因素。

二、戴南组一段的沉积特征

§ 2-1 岩石相特征

富民地区戴一段取芯井中所见的主要岩石相类型有:

I、块状砾岩相,砾石的成分较单一,以泥/页岩为主,其次为碳酸盐岩和砂岩(图版I-5、II-3),粒径范围0.5~6cm,最大可达10cm。砾石呈杂乱组构,颗粒支撑,无层理,偶见弱递变层。单层厚度一般为0.5~1.5m。底部均为突变接触,向上或与细粒沉积突变接触,或相变为层状砂质砾岩相。为碎屑流的产物。

II、层状砂质砾岩相,该相以富含扁平状泥/页岩砾石为特征(图版II-5)。砾石呈明显的定向排列。砾石直径0.2~5cm,具洪积层理特征,细层厚度0.5~3cm,单层厚度通常小于0.5m。向上相变为平行层理或交错层理砂岩相。主要分布于扇中水道底部。

III、平行层理中一细砂岩相,可分富泥屑和贫泥屑两个亚类。富含泥屑的砂岩相泥质

碎屑含量范围较大,从10%至60%不等。平行层理由垂向的粒度变化或泥屑含量的多寡显现(图版I-2、II-1)。与下伏砂质砾岩相渐变过渡或与下伏细粒沉积呈冲刷接触。向上相变为交错层理细(粉)砂岩相。可见泄水构造(图版I-3)。

IV、块状砂岩相,该相不发育任何形式的层理构造,呈无分异均质状。按成因可分为重力流作用和生物强烈扰动作用两种类型。前者多含有泥质撕裂屑(图版II-4),与下伏层多呈突变接触,向上可变为具层理的砂岩相,多见于扇中水道,后者富含泥质,与下伏显层理的弱生物扰动砂岩呈过渡关系,由下至上,分选变差。生物均质扰动砂岩相多见于水下分流河道废弃充填的顶部。

V、递变层理含砾砂岩相,垂向粒度变化为含砾粗砂-中砂-细砂(图版I-4),垂向多呈“AAA”型叠复,单个韵律一般为15-20cm。该岩石相在本区不发育。

VI、交错层理中-细砂岩相,该相层理类型较多,板状、槽状、波状等类型均可见。层系厚度5~15cm的居多。层理由粒度变化、泥屑和炭屑或重矿含量的变化显现。该相与类型III是本区最常见的两种岩相类型,但泥屑含量较后者少。

VII、交错层理粉砂岩相,以爬升层理为主,其次为小型槽状交错层理。层系厚度小于3cm,单层厚度10~40cm。多分布于各类正韵律的上部,或夹于泥/页岩之间,后者多出现重荷构造。

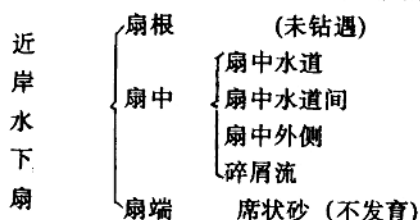
VIII、泥/页岩相,暗棕色泥岩常见生物扰动构造,水平层理不发育,主要分布于戴一段中下部。深灰-灰黑色页岩则多分布于戴一段上部,以五个“高导”泥岩为代表。富含腹足类化石,多为浅湖~半深湖沉积。因受扇中水道或水下分流河道的侵蚀,其厚度变化很大,由0.1~20m不等,一般厚3~6m。

§ 2-2 沉积微相特征

高邮凹陷戴一段的主要沉积类型为近岸水下扇和三角洲,分别分布于南部的陡坡带和北部的缓坡带(章志英等,1985)。富民地区的三角洲前缘亚相为北部三角洲体系的延伸部分。

§ 2-2-1 近岸水下扇

本区水下扇是由来自苏南隆起的间歇性洪水携带大量碎屑物质注入湖盆而成的,其沉积作用发生在水下。水下扇砂与浅湖~半深湖暗色泥交互沉积。从粒度分析资料看,南部水下扇有重力流和牵引流两种搬运方式(朱达颖,1990)。根据富民地区南部10口井的岩芯资料和25口井的测井资料分析,将水下扇的微相类型划分如下:



- 1、扇根 由于钻井资料所限,富民地区未钻遇扇根亚相,根据本区水下扇的分布

特征,推测富民地区水下扇的扇根亚相分布于富12井以南。

2、扇中 扇中亚相是组成水下扇体系的主体,占富民水下扇的大部分面积,其微相类型为:

(1)、扇中水道微相:扇中的辫状水道是水下扇的骨架,主要发育于扇中亚相的内侧。辫状水道向湖盆呈辐射状延伸,向源区收敛,与扇根补给水道相连。由于具有事件沉积的突变特征,水道快速切割、快速充填且废弃频繁,扇中水道具有充填式加积的特点。扇中水道常见的沉积构造序列和对应的岩性组合为:与下伏层冲刷接触的层状砂质砾岩相—平行层理中—细砂岩相(块状砂岩相)—交错层理(粉)细砂岩相—泥/页岩相。其中平行层理中—细砂岩相为扇中水道的主要岩石相类型。扇中水道沉积可分为主动充填和被动充填两部分。水道序列下部的砂质砾岩相和平行层理中—细砂岩相为主动充填的产物(图版II-2),形成于水道的切割、充填过程中;被动充填以交错层理粉砂岩相和泥/页岩相为代表,形成于一次事件的末期或扇中水道废弃之后。由于冲刷频繁,事件末的被动充填保存不好,扇中水道下部常由多个不完整正韵律叠加而成,完整的正韵律段则分布于序列的上部。如富23井的2870m~2900m(图49)。

扇中水道砂的成熟度较低,标准偏差一般0.7~0.9,石英含量45~55%,长石含量22~28%,岩屑含量21~31%,石英/(长石+岩屑)0.8~1.2,说明近源搬运,改造历史短暂。扇中水道序列中的杂基含量有中部低、上部高的特点,部分杂基已云母化。中部一般为3~5%,下部除正常的泥质杂基外,还多见由泥质碎屑经压实后形成的假杂基。与其它盆地的水下扇不同的是,本区水下扇的杂基含量较少,一般小于5%,可能与后期的溶解和矿物转化等成岩作用有关。

本区扇中水道的沉积特征之一是富含泥质碎屑,其粒度分布范围广,由泥级至中砾级。泥屑的粘土成分以伊利石为主,占45%,高岭石占6%,绿泥石占11%,伊/蒙混层占38%,混层中蒙脱石占20%(富43井2863.32m)。

戴一段砂砾岩中的泥质碎屑的来源有二:一是水道下切时产生的泥质内碎屑,常以撕裂屑的形式出现,由于搬运距离短,沉积较快,其粒度范围窄,多集中于单个韵律底部;二是源于母岩区富含泥质的阜宁组地层,这种泥屑常与阜宁组的碳酸盐岩碎屑共生,粒度范围大,垂向分布范围宽,由砾岩至粉细砂岩中均可见。由下至上粒径变小,含量减少(图版I-1, II-6)。

单个水道充填相的厚度3~5m,由多个韵律叠加而成的单砂层厚度5~10m,最大可达15m。

(2)扇中水道间微相:因扇中水道较浅且无堤,洪水期易形成漫溢式沉积,产生水道间砂。与水道相比,水道间的冲刷作用不强,岩性较细,平均粒径0.07~0.13mm(3~3.8 ϕ),缺乏砾岩相,泥屑含量少,水道间序列的下部没有频繁冲刷现象。沉积构造序列和岩相组合为:底部与下伏层突变接触,平行层理(或交错层理)中—细砂岩相—交错层理粉砂岩相—水平层理粉砂质泥岩相(或生物扰动泥质粉砂岩相)。垂向粒度变化以正韵律为主,如富54井的2977~2982m(图50)。由于水道间砂在沉积过程中也存在纵向迁移,这种前积方式在垂向上形成反韵律特征,如富23井的2940~2945.8m($E_2d_1^{2-9}11$ 号砂体)。

水道间砂层比水道砂薄,一般1~4m,单砂体通常由一至两个韵律组成。

(3) 扇中外侧微相: 指扇中前端无水道部分。与辫状水道纵向过渡。与水道砂相比, 其成熟度变好, 岩性变细, 泥屑含量减少, 厚度减薄。该环境的搬运介质能量、冲刷强度、泥屑含量、平均粒径以及砂层厚度等均介于扇中水道和水道间沉积特征之间。垂向粒序变化为正韵律。因搬运距离增大, 成熟度增高, 石英含量 57~65%, 长石 20~24%, 岩屑为 12~17%, 石英/(长石+岩屑) 为 1.2~1.86。

(4) 碎屑流微相: 多分布于扇中内侧。碎屑流沉积在水道间易于保存, 在扇中水道内, 因冲刷作用较强, 多被改造或侵蚀。该微相主要由块状砾岩相组成。扇中亚相的碎屑流粘度通常小于扇根亚相的碎屑流, 其组构等特征见 § 2-1。碎屑流的分布面积小, 横向对比性差。这类沉积属典型的事件沉积, 与其它各微相的组合不符沃尔特相序法则。如富 23 井 2923.6~2927.4m。

3. 扇端 因南北两沉积体系的叠置, 该亚相在富民地区不发育, 主要分布于富民构造的东西两侧向深凹延伸地区。以粉砂岩和暗色泥岩互层为特征, 具低密度浊流特点。

水下扇的电性特征多样。水道砂的 SP 曲线多呈箱状, 如富 54 井的 2955.4~3000.4m 的 $E_2d_1^{1-3}$ 4 号砂体 (图 50)。然而, 由于泥屑含量的垂向变化, 会导致岩-电关系的复杂化。以富 54 井 3004.2~3009 米的 $E_2d_1^{1-3}$ 5 号砂体为例, 该水道砂的韵律特征为典型的正韵律, 因泥质碎屑含量由下向上逐渐减少, SP 曲线幅度也向上增大呈漏斗状而不是钟形, 形成“反韵律”的假象。扇中碎屑流沉积和水道底部的砂质砾岩中的砾石成分以泥岩为主时, SP 曲线接近泥岩基值, 自然伽玛呈高值, 微电极和视电阻率曲线形状与泥岩特征相似, 如富 20 井的 2802~2803.8m (图 51)。Cyberlook 综合解释成果图上呈泥岩特征, 如富 23 井的 2904.6~2906.2 井段 (图 49)。随碳酸盐岩砾石和砂岩砾石含量增高, 自然伽玛值减小, 电阻率增高, 但 SP 曲线为中、低幅度。水道间沉积所含的泥屑少, 砂层薄, SP 曲线呈高幅钝头状, 微电极幅度差较大。鉴于上述特征, 在测井相分析过程中, 不能仅根据 SP 曲线形状来判定沉积的韵律性和旋回性, 应根据岩芯资料搞清岩电关系, 进行综合分析, 否则将会得出错误结论。

扇中水道典型的倾角测井特征为红模式, 反映层理倾角下陡上缓的变化特征 (图 6)。如富 23 井 $E_2d_1^{1-3}$ 的 3 号砂体。4 号砂体为红-蓝模式, 下部蓝模式反映由平行层理向交错层理的变化。两砂体中各有一个高值点, 可能是冲刷面之上的砾岩相所致。地层倾角所反映的南东向地层产状与构造图吻合, 而地层等厚图和砂岩等厚图则反映古斜坡和古水流方向均向北。这种倾向的改变与后期的断块活动有关, 说明该断块回倾幅度较大。

§ 2-2-2 三角洲

高邮凹陷的三角洲沉积主要分布于北部缓坡带。富民地区北部的三角洲前缘亚相为北坡三角洲体系的延伸部分。由于南北两体系的相互叠置, 富民地区的前三角洲亚相不发育。因受湖平面上升的影响, 加上南部水系的反向顶托作用, 戴一段的三角洲进积作用不明显, 有水进式沉积的特点, 河口坝微相不发育。三角洲前缘的沉积序列以多个正韵律组成的正向旋回为特征 (图 54)。本区所见的三角洲前缘的微相类型有:

三角洲前缘 { 水下分流河道
分流间湾
远砂坝
滑塌浊积

(1) 水下分流河道微相：为水上河道的水下延伸部分。以 $E_2d_1^{27}$ 号砂体为例，富 14、富 71 等井的沉积序列表明，河道砂为多次冲刷叠合的砂体（图 52），反映迁移、改道频繁。分流河道微相的沉积构造序列和岩相组合为：底部与下伏浅湖或分流间湾的细粒沉积呈冲刷接触，平行层理（或交错层理）含砾细砂岩相—交错层理（粉）细砂岩相—生物扰动泥质粉砂岩相。富民地区的分流河道砂颗粒较细，平均粒径 $0.05 \sim 0.2\text{mm}$ ($2.3 \sim 4.3\phi$)，分选较好，标准偏差 $0.5 \sim 0.7$ 。矿物成熟度中等，石英含量 $57 \sim 65\%$ ，长石 $19 \sim 25\%$ ，岩屑 $13 \sim 20\%$ ，石英 / (长石 + 岩屑) $1.3 \sim 1.9$ 。

河道砂的单个韵律较薄，一般 $0.5 \sim 2$ 米，薄于水下扇的扇中水道砂，反映分流河道砂经较长距离搬运，能量减弱，载荷减少。

因凹陷两侧母岩性质类似，分流河道沉积也含较多的泥质碎屑。

(2)、分流间湾微相：由薄层粉砂岩、页岩和粉砂质泥岩组成。小型交错层理和生物扰动构造发育。因泥质含量高，薄砂层的储集条件不好。

(3)、远砂坝微相：位于分流河道末端，以粉砂岩和泥质粉砂岩为主。仅发育于戴一段沉积晚期。因水进作用增强，南北体系的叠加现象消失，此期远砂坝沉积夹于暗色浅湖泥之中。以富 48 井的 $3062 \sim 3070\text{m}$ 井段为例（图 53），下部由粉砂质泥岩和小型交错层理粉砂岩相组成下部反韵律，向上又渐变为粉砂质泥岩，与下部构成全韵律。石英含量 62% ，长石 21% ，岩屑为 17% 。

(4)、滑塌浊积微相：主要分布于三角洲前缘斜坡。该微相在富民地区仅见于 $E_2d_1^2$ 的 2 号砂体和 $E_2d_1^1$ 的 6³ 号砂体。纵向序列有 AA、ABE 和 AE 几种组合，常见泄水构造。这种滑塌作用使三角洲前缘砂体局部加厚（图 30-1）。浊积砂的成熟度较低，标准偏差 $0.7 \sim 0.9$ ，石英含量 $44 \sim 49\%$ ，长石为 $25 \sim 28\%$ ，岩屑为 $25 \sim 27\%$ 。浊积砂形状多呈土豆状，分布面积 $0.5 \sim 1\text{km}^2$ 。

三角洲的水下分流河道和浊积砂的电性特征与水下扇中水道砂有相似之处。SP 曲线少见典型的钟形，呈漏斗形或漏斗形—箱形组合。如富 71 井 $3081 \sim 3085.8\text{m}$ 的 $E_2d_1^{23}$ 号砂体（图 52）。远砂坝多为中幅钝头状。

§ 2-3 戴一段各砂体的展布及其控制因素

1、各砂体分布特征

富民地区南部的水下扇砂主要有三种成因类型，即水道砂、水道间砂和扇中外侧砂。扇中水道砂多呈树枝状向北或北东方向延伸、减薄；水道间砂因限于水道与水道之间，形态不规则；扇中外侧砂以衬带式呈条带状沿主体外缘分布。三者在侧向呈多边形相连，连通性较好，扇体的长短轴比约 $2:1 \sim 3:1$ 。北部的三角洲分流河道砂呈带状沿南东和南西两个方向向本区延伸、会聚，与南部水下扇砂组成“Y”字型砂体。富民地区各类型砂体的空间展布在不同时期有所变化。第 8、9、10 砂组 ($E_2d_1^2$ 的 8~12 号砂体) 沉积时，南部

水系能量强且物源量大,砂体分布范围广,大于6米的水下扇砂体分布面积 $20\sim 24\text{km}^2$ 。主水道为3条,水道宽度 $800\sim 1500\text{m}$,延伸长度 $5\sim 6\text{km}$,近南北向展布。南北两体系的叠加带位于富10、52至富33、53井一带(图31)。砂层厚 $6\sim 12\text{m}$,泥岩隔层 $5\sim 15\text{m}$ 。

第7砂组($E_2d_1^2$ 的5~7号砂体)沉积时,北部水系能量增强,叠加带向南移至富56、富9和富20井一带,使南部主水道流向向东偏转,由近南北向展布转为北东向展布,主水道有两条,延伸 $4\sim 5\text{km}$ (图32、33)。单砂体厚 $6\sim 8\text{m}$,大于4米的水下扇砂的面积 $12\sim 16\text{km}^2$ 。

第6砂组($E_2d_1^2$ 的1~4号砂体)沉积时,各类渠化沉积的废弃迁移频繁,各砂体空间展布变化较大,沿北东和正北两个方向尖灭(图30-2)。其中4号砂体在南部因下切作用较强,砂体向两侧迅速尖灭,剖面形状为典型的透镜状(图55)。水道宽度 $500\sim 1000\text{m}$,延伸 $4\sim 6\text{km}$,呈北东向展布。北部水下分流河道宽 $400\sim 800\text{m}$ 。此期,南部水系逐渐向西摆动,北部水系则向东迁移。两体系叠加带在富8、富67和富43井一带。单砂体厚度 $4\sim 8\text{m}$,泥岩隔层 $1\sim 4\text{m}$ 。

第5、4砂组沉积期,南部物源中断,北部的带状砂体呈“V”字型沿北西--北东方向展布,并有少量土豆状浊积砂分布(图34)。分流河道宽约 800m ,单砂体厚 $2\sim 4\text{m}$,泥岩隔层达 $10\sim 30\text{m}$ 。

第三砂组($E_2d_1^1$ 的3~5号砂体)沉积时,水下扇的主水道只有一条,但能量较强,叠加带北移至富48井和富38井一带。扇中水道逐渐向西摆动,由北东转为南北展布。水道宽 $1.5\sim 2.0\text{km}$,延伸约 6km ,单砂体厚度 $8\sim 15\text{m}$ (图35、36、37)。泥岩隔层 $1\sim 5\text{m}$ 。

第二砂组沉积时,随湖平面上升加快,南北水系向源退缩,两体系互不相连,砂体相向尖灭(图38)。

2、砂体空间展布的控制因素

戴南组一段的砂体分布形态和沉积序列主要受控于湖平面升降、盆地沉降速率和沉积物补给量(包括南北两水系的水动力强度)的变化等。后者又取决于源区地形和气候条件。

戴一段沉积期,盆地的沉降速率与沉积速率基本平衡,属补偿型盆地。戴一段沉积中期,盆地内湖平面上升缓慢且稳定,第10砂组至第6砂组形成向上变细、变薄的序列(图54)。晚期脉动性的湖平面上升,形成5个“高导”泥岩段。第5和第4砂组沉积期,湖水一度漫过南部边界断层,在陡坡带形成贫砂区,仅在高邮凹陷北部的缓坡带形成小面积薄层砂体。第3砂组沉积期,盆地周缘的物源量增大,尽管此期仍有一定幅度的湖平面上升,高物源量和高沉积速率却在垂向上形成向上变粗、变厚的反旋回序列(图56)。

富民地区在戴一段沉积期,南北两体系的分布范围呈明显的消长关系。反映两水系在沉积过程中有相互制约作用。如前所述,两体系的叠加带随其强弱变化而时南时北迁移,导致该区的垂向沉积相组合复杂化,层间非均质性较强。

三、戴一段的成岩作用及其阶段划分

§ 3-1 压实作用与假杂基的形成

富民地区戴一段的埋深一般为 2700~3300m, 从其压实特征看, 主要属机械压实。某些石英、长石颗粒的凹凸接触现象是晚期的次生加大作用造成的, 并非压溶作用所致。机械压实作用在早成岩期最为显著。在塑性颗粒含量高的层段, 该作用显得尤为重要。如前所述, 戴一段各类集化沉积的底部富含各类塑性碎屑, 如泥岩、页岩、泥质粉砂岩、碳酸盐岩和少量火成岩岩屑。含量 30~85%。塑性颗粒在压实过程发生变形, 使原生孔隙体积迅速减少。其中起主要作用的当属泥质碎屑。在埋深 2000 米左右时, 碳酸盐岩和火成岩岩屑的骨架颗粒性质尚存, 而大部分泥质岩岩屑已因压实变形成为假杂基。压实后的泥屑特征主要有: (1) 形状不规则, 呈不规则团块状; (2) 假杂基团块较大, 与周围颗粒存在明显的粒级差; (3) 可见片状泥屑定向排列; (4) 较小的泥屑经压实挤入孔隙, 形成假杂基, 较大的泥屑则在边缘部位与周围颗粒形成镶嵌式接触 (图版 III-1、IV-3)。

§ 3-2 胶结作用

1. 碳酸盐胶结

碳酸盐胶结物主要有方解石、白云石、铁方解石和铁白云石。含铁与不含铁碳酸盐胶结物的相对含量呈消长关系, 根据两者的相对含量分为三类: (1) 不含铁碳酸盐为主, 属早成岩期产物, 见交代石英、长石颗粒边缘的现象。这类胶结物主要分布于低能环境、侧向连通差的粉—细砂岩中 (图版 III-3) 因后期改造程度低, 平均含量 20%, 最高可达 30%, 见嵌晶式胶结。 (2) 铁碳酸盐为主, 这类胶结物多分布于溶蚀性较好的砂岩中, 属晚成岩期产物, 见交代石英次生加大边现象, 含量较低, 平均 6%, 最高达 10%。以直接充填孔隙形式或围绕不含铁碳酸盐沉淀的形式出现。 (3) 含铁碳酸盐与不含铁碳酸盐共生, 主要表现为: 早期碳酸盐经部分溶蚀后, 后期在外围形成铁碳酸盐沉淀。能谱分析结果表明, 戴一段铁碳酸盐中的 FeCO_3 含量大于 15%。阴极发光下的碳酸盐胶结物呈多层次结构, 中心多为黄色的早期方解石, 因遭受过溶蚀, 形状不规则。外围的铁碳酸盐显橙红色或暗红色 (图版 III-4)。

2. 石岩和长石胶结

戴一段中碎屑石英的次生加大现象和自生石英较普遍。其程度随埋深增大而逐渐增强。在同一埋深条件下, 石英次生加大的强弱与岩石学特征有关。成分成熟度低, 杂基含量高的砂岩, 次生加大不发育。本区石英次生加大现象在早成岩 B 期至晚成岩 B 期均可见, 以晚成岩 B 期最为强烈。加大边均呈现靠近孔隙部分宽, 靠近喉道部分窄。在石英加大强烈的砂岩中, 颗粒呈凹凸接触, 但碎屑石英之间却呈点接触。 (图版 III-6)。说明凹凸接触并非压溶作用所致, 而是在石英颗粒的共轴生长过程中互相紧密镶嵌形成的。其来源主要为蒙脱石向伊利石转化和长石溶解时释放出的 SiO_2 。

长石的次生加大和自生长石数量不及石英的高。长石加大边的 Na 含量较高, 形成于晚成岩 B 期的钠长石化过程。本区的长石次生加大多见于 3000 米以下。

3. 硬石膏胶结

戴一段砂岩中的硬石膏呈斑状分布, 其含量变化较大, 约 1~15% 之间。主要见于富

4 断层以北。镜下可见溶蚀边，形成于大规模溶蚀之前。

4、粘土矿物胶结

戴一段砂岩中的粘土含量较小，一般小于 5%，以高岭石、伊利石和绿泥石为主。

高岭石 根据成因可分为溶液沉淀的和长石蚀变的两类。前者常见于颗粒粗、分选好的砂岩中，自形程度高，晶粒大，多呈蠕虫状和书页状，后者多呈堆积状，内部有时可见蚀变长石残缕。高岭石主要见于富 4 断层以南，南部高岭石的相对含量为 20~80%，平均 64%。

伊利石 按成因可分为自生伊利石和陆源伊利石。在扫描电镜下，前者呈蜂窝状（图版Ⅷ-2），后者呈弯曲片状且颗粒较大（图版Ⅷ-6）。伊利石含量随埋深而增加（图 13）。

绿泥石 绿泥石是戴一段储层中广泛分布的粘土矿物，形状呈叶片状。产状有两种，孔隙充填式和衬垫式。与晚期自生石英等矿物共生，化学成分以富铁为特征， FeO 约 20~26%，反映绿泥石形成于晚成岩 B 期，可见硅化现象。本区绿泥石含量有随埋深增加的趋势。

§ 3-3 溶蚀作用

本区戴一段溶蚀作用比较普遍，砂岩中被溶蚀的组分主要有：

1、填隙物溶蚀 以方解石溶蚀最显著，硬石膏只有微量溶蚀，常与陆源碎屑共溶形成扩大孔或超大孔（图版 V-5）。这种溶蚀对次生孔隙的形成起主要作用。当其与陆屑共溶时，对渗透性的改善更为重要。

2、骨架颗粒溶蚀 以长石和岩屑的溶蚀为主，多形成肋状孔、铸模孔、包壳孔和蜂窝状孔等（图版 V-5、2）。其它颗粒如石英等只在边缘溶蚀，形成晶缘孔。骨架颗粒的溶蚀对孔隙度的增大有一定贡献，但对渗透性的贡献可能不重要。当存在裂缝溶孔时（颗粒内或岩石内的），对渗透性的贡献则是很重要的。

富民地区南部的溶蚀作用较发育。

§ 3-4 成岩阶段划分及主要标志

根据石油总公司统一的成岩阶段划分标准，高邮凹陷戴一段大多已进入晚成岩阶段。富民地区戴一段多处在晚成岩 A 期和 B 期（图 11、16）。

晚成岩 A 期：埋深 2400~3100 米，地温 $80^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{C}$ 。南部各断块高部位均处于该成岩期。此期成岩环境的特点是压实和胶结作用对岩石性质的影响已不显著，随埋深增加，地温升高，泥岩中蒙脱石向伊利石转化，同时有机质成熟，热解温度 435°C ， $R_0=0.5\sim 0.8\%$ ，孢粉色变指数大于 2.5。此时，大量酸性溶液进入储层，产生大量溶蚀孔。常见自生高岭石（图 11）。富民地区戴一段的次生孔隙带主要位于 2700~2800 米（图 18）。

晚成岩 B 期，埋深大于 3100 米，地温大于 110°C 。该阶段粘土矿物继续向伊利石和绿泥石转化，混层中蒙脱石含量 $< 20\%$ ，高岭石含量明显减少，热解峰温 $435\sim 440^{\circ}\text{C}$ ， $R_0>0.8$ ，孢粉色变指数达 3.0，颜色为深黄。此时已没有大量有机酸和 CO_2 形成。地层水向碱性转化，铁碳酸盐含量增高，石英、长石次生加大较强，储层物性变差。

四、戴一段储层的非均质性

§ 4-1 层内非均质

研究砂层内部垂向上渗透率的变化, 包括最高渗透率段的位置, 渗透率的差异程度和全层规模的垂直/水平渗透率比值是层内非均质的主要内容。

(一)、主要的层内非均质类型

根据层内最高渗透率段的不同位置, 可将本区的层内非均质分为四种类型。

A 型: 渗透率在垂向上的变化, 由下向上由大变小, 最高渗透率段分布于下部或中下部, 自然电位曲线呈塔形或不对称的钟形, 声波时差由下向上由大变小, 微电极曲线幅度差下部大, 上部小, 感应曲线的电导率值, 油层下部低, 上部高; 水层则相反。

B 型: 渗透率在垂向上的变化由下向上由小变大, 最高渗透率段分布于上部或中上部, 自然电位曲线呈漏斗形, 上部幅度高, 下部幅度低; 声波时差值由下向上由小变大; 微电极曲线幅度差上部大, 下部小; 感应曲线的电导率值在油层上部小, 下部大; 水层则相反。

C 型: 渗透率在垂向上的变化为中部高, 向上、向下均变小, 最高渗透率段分布于中部, 典型的自然电位曲线呈对称的钝头形, 声波时差值中间大, 两侧小; 微电极曲线幅度差中部大、两侧小; 感应曲线的电导率值, 对于油层中部小, 两侧大, 水层则相反。

D 型: 一般见于厚层砂岩, 渗透率在垂向上的变化, 具有多个高渗透段, 自然电位曲线呈箱形, 其它曲线无明显变化规律。

由于成岩作用, 构造作用均是在砂体沉积后的基础上而产生的, 所以沉积因素是决定砂体层内非均质类型的主要因素, 但并不等于一种成因类型砂体能和一种层内非均质类型相对应, 而是一种成因类型砂体由于成岩、构造作用的影响可以形成不同类型的层内非均质。

1、水下扇扇中水道所形成的 A 类非均质

以富 20 井的 Ed_1^{1-34} 号砂体为例 (图 57), 其岩性特征由两个小韵律组成, 下部韵律层保存不完整, 一共有四层: 依次为层状砂质泥砾岩相 0.5 米; 块状中—细砂岩相 0.3 米; 平行层理中—细砂岩相 0.2 米; 交错层理中—细砂岩相 2.5 米。上部韵律层一共有 6 层, 依次为: 块状泥砾岩相 0.1 米, 交错层理中—细砂岩相 1.05 米, 平行层理中—细砂岩相 0.4 米, 交错层理中—细砂岩相 0.5 米, 生物扰动粉砂岩相 0.7 米, 泥质粉砂岩相 0.5 米。总体上, 平均粒径为正韵律, 孔、渗特征为下部好, 向上变差。

2、由水下扇扇中水道形成的 B 类非均质

典型井为富 23 井 Ed_1^{2-9} 号砂体 (图 58)。

岩性上由三个小韵律组成, 下部小韵律为两层: 依次为块状泥砾岩相 0.8 米; 平行层理细砂岩相 1.78 米, 层面上富集黑色片状泥屑。中部韵律共三层: 依次为层状砂质泥砾岩相 1.6 米, 其泥砾呈压扁状沿层分布; 块状中—细砂岩相 1.1 米, 含泥质碎屑, 其含量由下向上减少, 多呈压扁状; 平行层理中—细砂岩相 2.2 米, 正粒序, 稍含泥屑。上部韵律层共三层: 依次为块状泥砾岩相 0.3 米; 交错层理中—细砂岩相 1.8 米, 内部为正粒

序; 交错层理粉砂岩相 1.1 米。总体上平均粒径无明显的韵律特征, 而孔渗则显示下部差、向上变好的特征。

3、由水下扇扇中水道形成的 C 类非均质

典型井为富 11 井 Ed_1^{2-10} 12 号砂体 (见图 59)。

该层仅由一个岩性韵律层组成, 自下而上依次为层状砂质泥砾岩相 0.3 米; 块状细砂岩相 0.2 米; 块状泥砾岩相 0.2 米; 块状中—细砂岩相 1.0 米; 平行层理中—细砂岩相 2.0 米; 交错层理粉砂岩相 0.7 米; 泥质粉砂岩相 0.4 米; 块状粉砂岩相 0.5 米。总体上为正韵律。而孔渗则为中部好, 向下、向上变差。

4、由水下扇扇中水道形成的 D 类非均质

典型井为富 54 井的 Ed_1^{1-3} 4 号砂体 (图 60), 该层一共由六个小韵律组成, 由下至上, 第一个韵律为平行层理中—细砂岩相 6.7 米, 粒序向上稍变细; 第二个韵律为平行层理中—细砂岩相 1.7 米, 泥质碎屑成份多, 且偶见泥砾, 分选较第一个韵律差。第三个韵律共两层: 依次为层状砂质泥砾岩相 0.6 米, 泥砾呈压扁状; 平行层理中—细砂岩相 0.9 米。第四个韵律层共两层: 依次为层状砂质泥砾岩相 0.4 米; 平行层理中—细砂岩相 0.5 米。第五个韵律层为平行层理细砂岩相 2.1 米, 含较多碳屑和泥质碎屑。第六个韵律层共两层: 依次为平行层理细砂岩相 1.0 米, 平行层理粉砂岩相 1.1 米。总体上平均粒径为复合型, 孔渗特征为多个高渗透段相间分布。

5、由水下扇扇中水道间形成的 A 类非均质

典型井为富 54 井 Ed_1^{1-3} 3 号砂体 (图 61)

该层由三个小韵律组成, 下部韵律层为交错层理细砂岩相 1.1 米; 中部韵律层共四层: 依次为层状砂质泥砾岩相 0.3 米; 交错层理细砂岩相 0.87 米; 平行层理中—细砂岩相 1.1 米, 平行层理细砂岩相 0.6 米。上部韵律层共三层: 依次为块状泥砾岩相 0.1 米; 块状细砂岩相 0.8 米; 交错层理粉砂岩相 0.8 米。总体上平均粒径为正韵律, 孔渗特征为下部好, 向上变差。

6、由水下扇扇中水道间形成的 B 类非均质

典型井富 23 井 Ed_1^{2-9} 11 号砂体 (见图 62)

该层砂主要为前积型沉积, 由两个韵律层组成, 下部韵律层为反韵律, 共五层: 依次为交错层理粉砂岩相 0.5 米; 平行层理细砂岩相 0.9 米; 均质层理中—细砂岩相 0.4 米; 含泥质碎屑块状细砂岩相 1.5 米; 层状砂质泥砾岩相 0.6 米。上部韵律层为正韵律共三层: 依次为平行层理细砂岩相 1.9 米; 交错层理细砂岩相 1.1 米, 层面富集泥质碎屑; 块状细砂岩相 0.4 米。该层总体上为一反韵律, 孔渗特征为上部好, 向下变差。

7、由水下扇扇中外侧形成的 C 类非均质

典型井为富 20 井 Ed_1^{2-6} 2 号砂体 (图 63)

该层由两个韵律层组成。下部正韵律共三层: 依次为交错层理细砂岩相 1.8 米; 平行层理细砂岩相 0.9 米, 层面富集泥屑、碳屑; 交错层理细砂岩相 1.8 米。上部正韵律共三层: 依次为块状砾岩相 0.1 米; 交错层理细砂岩相 1.1 米; 平行层理粉—细砂岩相 0.6 米。该层总体上孔渗特征为中部好, 向上向下变差。

8、由三角洲水下分流河道形成的 A 类非均质

典型井为富 14 井 Ed_1^{2-7} 7 号砂体 (图 64)。

该层由一个正韵律组成，共六层：依次为块状细砂岩相 3.6 米，含石膏斑点；平行层理细砂岩相 0.1 米；碳屑层 0.1 米；交错层理粉砂岩 0.4 米；平行层理细砂岩相 0.9 米；泥质粉砂岩相 0.2 米。其孔渗特征为下部好，向上变差。

9、由三角洲水下分流河道形成的 B 类非均质

典型井为富 53 井 $Ed_1^{1-3}4^2$ 号砂体（见图 65）

该层由四个小韵律组成复合正韵律。由下至上，第一个韵律共两层：依次为层状砂质泥砾岩相 0.3 米；平行层理细砂岩相 0.4 米。第二个韵律共两层：依次为块状泥砾岩相 0.3 米；交错层理中—细砂岩相 0.9 米，含泥屑碳屑多。第三个韵律共三层：依次为层状砂质泥砾岩相 0.4 米；碳屑层 0.3 米；交错层理中—细砂岩相 1.3 米，分选差，含泥屑、碳屑。第四个韵律共五层：依次为层状砂质泥砾岩相 0.15 米；交错层理中—细砂岩相 2.1 米，分选好，含石膏斑点；交错层理粉—细砂岩相 0.7 米；生物扰动粉砂岩相 0.9 米；粉砂岩相 0.4 米。总体上，平均粒径为正韵律，孔渗特征中上部好，下部差。

10、由三角洲水下分流河道形成的 C 类非均质

典型井为富 53 井 $Ed_1^{1-3}4^1$ 号砂体（图 66）

该层由三个小的正韵律组成复合正韵律，由下至上，第一个小韵律层为交错层理中—细砂岩相 0.8 米，分选好。第二个韵律共两层：依次为层状砂质泥砾岩相 0.2 米；交错层理中—细砂岩相 0.3 米，含泥屑多。第三个韵律共四层：依次为层状砂质泥砾岩 0.3 米；交错层理中—细砂岩相 3.3 米，分选较好；生物扰动及交错层理中—细砂岩相 2.0 米；生物扰动粉砂岩相 1.0 米。总体上平均粒径呈正韵律，孔渗特征中部好，向上、向下变差。

11、由三角洲远砂坝形成的 C 类非均质

典型井为富 48 井 $Ed_1^{1-5}6^3$ 号砂体（图 67）

该层由一个全韵律组成，自下而上，依次为交错层理粉砂岩相 1.5 米；交错层理粉—细砂岩相 1.6 米；交错层理粉砂岩相 0.3 米；交错层理粉—细砂岩相 1.3 米；泥岩 0.4 米；交错层理粉砂岩相 0.6 米。孔渗特征中部好，向上、向下均变差。

另外，本区还存在滑塌浊积砂体，但由于资料缺少，无法从岩芯方面判别其层内非均质特征，仅从电测曲线上判断一般形成 A 类非均质。

（二）渗透率的差异程度

反映层内渗透率差异程度的主要参数有：平均渗透率，级差和变异系数。不同成因类型砂体在成岩、构造作用之后，其内部渗透率的差异程度是各不相同的。

变异系数：反映层内或层间所有渗透率样品之间的变化程度，与样品的绝对值无关，其值越小越均质，计算公式为：

$$V = \left[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 / n \right]^{1/2} / \bar{x}$$

V: 变异系数

$\bar{x}$: 平均渗透率

x_i : 指某一样品的渗透率值

n: 样品数

级差: 指总体内样品渗透率的绝对差异程度, 其值越小越均质, 计算公式为:

$$K_{\text{级}} = K_{\text{max}} / K_{\text{min}}$$

$K_{\text{级}}$: 渗透率级差

K_{max} : 最大渗透率值

表 1 列出了本区 19 个小层的各项非均质参数, 不同的相类型, 其各项非均质参数也有其规律性分布。

1、平均渗透率

表 2 统计了不同相类型之间的平均渗透率分布, 以渗透率的大小排列依次为: 水道间、扇中外侧、扇中水道、水下分流河道、远砂坝。

通过对本地区研究层段的所有渗透率, 按不同相类型绘制频率直方图 (见图 9), 也发现这一特征。扇中水道及三角洲水下分流河道沉积的粒度最粗, 但由于其中普遍含有较多塑性碎屑, 因而使渗透率降低。

2、级差及变异系数

级差、变异系数是反映层内非均质的主要参数, 统计数据表明, 本区 Ed₁ 段储层的非均质性较为严重。在所有非均质类型中, 级差大于 50 的占 52.6%, 大于 20 的占 84.20%, 小于 20 的只有 15.80%。变异系数大于 1 的占 31.6%, 大于 0.6 的占 73.7%, 小于 0.6 的只占 26.30%。