

# 东营盆地渐新世早期前三三角洲 缓坡区的泥石流砂质碎屑沉积

王德坪 刘守义

(胜利油田地质研究院, 山东东营)

**内容提要** 东营盆地渐新世沙河街组第三段中部前三三角洲暗色泥岩中, 有许多长条状透镜状砂质碎屑岩体。它们的岩性以具有大量内碎屑为显著特征; 并且, 在泥质薄层和泥质撕裂块内, 具有流纹构造; 在韵律组成上, 表现出上部为刚性筏、下部为层流段沉积的基本的二分性结构。本文认为这些是泥石流(碎屑流)沉积物, 与浊流沉积物具有不同的特点。

文内还将湖盆中内碎屑泥石流细分为砂质泥石流、粉砂质泥石流、碳酸盐质泥石流和泥质泥石流, 并按结构和岩性讨论了沉积物的韵律分段及其成因意义。

**主题词** 泥石流(碎屑流)沉积 湖相沉积 内碎屑刚性筏 韵律分段 东营盆地

**第一作者简介** 王德坪 男 50岁 工程师 石油地质

## 一、引言

本文泥石流是指较大的质点被泥质—水杂基内聚力和浮力支撑的一种沉积物重力流<sup>[6]</sup>。A·M·Johnson<sup>[3]</sup>对泥石流做过系统的野外调查和实验研究, 认为它由两层组成, 上部为刚性筏(塞流), 在流动中沉积物整体以同一速度呈固态运动(可视为刚体); 在“筏”或“塞”之下为处于层流状态的流动段。他论证了对泥石流性质能作比较好地拟合的流变力学模式是宾汉体(或库伦粘性模式)。其后, G. V. Middleton和M. A. Hampton<sup>[7]</sup>以及D. R. Lowe<sup>[5, 6]</sup>对泥石流在沉积物块体搬运作用中的演变关系和沉积特征做了进一步研究。

塑性是指固体在等于或大于其屈服强度的应力作用下产生不可恢复的变形的性质<sup>[1]</sup>。宾汉体表示这样一类塑性物体: 当应力达到其屈服强度以前, 它不会产生永久变形, 像刚体; 而当应力大于屈服强度时, 它产生的永久变形是如同牛顿流体一样的粘性流动<sup>[2]</sup>。

泥石流作为宾汉体流动的这种性质, 是辨别和认识其沉积物搬运和沉积特征的基础

础。

本文讨论的是山东省东营盆地内第三纪渐新世早期由准同生沉积物形成的泥石流沉积。

东营盆地渐新世初期（沙四段）和后期（沙二段上部、沙一段和东营组）主要都是浅湖相和河流相充填；而其早期和中期的沙三段、沙二段下部则代表了盆地的深陷阶段，在盆地深部位沉积了厚度在1500米以上的深灰色、褐灰色和黑色泥岩以及三角洲、冲积扇、浊积扇等不同类型的砂岩体。

沙三段中部是这套深陷阶段沉积层中深湖和较深湖相泥岩分布最广的层段。20多年来石油勘探工作在其中发现了大量长条状和透镜状碎屑岩体。据盆地北部统计，已发现的这类碎屑岩体中，含有工业性油流的占55%。并且，由于这套泥岩形成了欠压实带，油井压力高，产量高。它具有重要的经济价值。

笔者着重研究了营67井岩心，同时还研究了牛20和王59等井的岩心。在营67井对这段碎屑岩进行了连续取心，井段为3051.60—3089.42米，进尺37.82米，岩心长33.42米，收获率88.4%。

东营盆地沙三段中、下部沉积条件以及营67井、牛20井、王59井的位置，如图1所示。

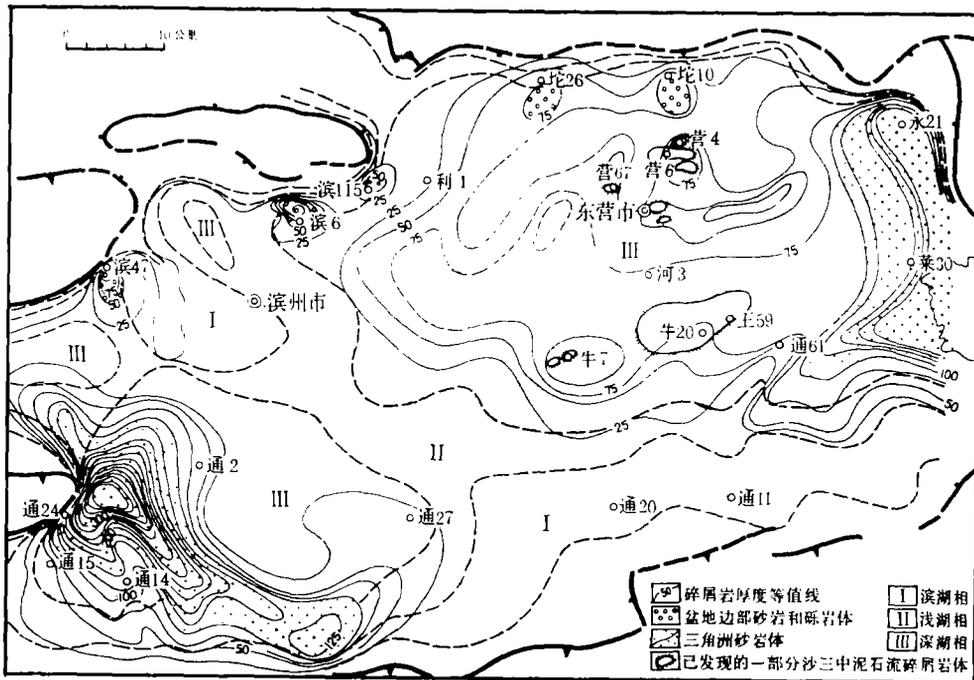


图1. 东营盆地渐新世沙三段中、下部沉积相图

Fig. 1 Sedimentary facies of middle and lower part of 3rd Member of Shahejie Formation of Oligocene, Dongying Basin

## 二、岩石类型及泥石流沉积韵律

营67井沙三段中部碎屑岩体及其上、下相邻岩层的岩石,按成因可分为泥石流、浊流及深湖相三种。

泥石流沉积物由陆源砂层和泥层以及化学沉积的碳酸盐岩层,在准同生条件下经块体搬运作用后再沉积而形成。内碎屑形成的结构、构造是岩石的主要特征,有其独特性。

为了力求恰当地表达这类岩石的特性,本文试图对其岩石类型的划分作如下尝试:根据颗粒大小,将内碎屑分为砾屑、砂屑和粉砂屑,以及粒屑。以“屑”表示大小;根据成分,将内碎屑分为砂块(由细砂和含砾砂组成。其中浑圆状的可称为砂团)、粉砂块和泥块(具有棱角状和线型形状的可称为泥质撕裂块)。以“块”表示成分;再按沉积结构,划分、命名岩石类型。

### 1. 砂岩

块状,几乎都是细砂岩和粉砂岩,个别为含砾砂岩或砾状砂岩。普遍含有泥质3—25%,通常 $\geq 7\%$ ,常可定为含泥质砂岩。

砂岩中有时出现砂块,使局部表现出砂块砾屑结构:当含泥质不均匀,与砂混杂或者形成砂的背景时,砂常呈团块状或砂块(图版I、3);砂的粒度有急剧变化时,砂岩就表现出有砾屑存在(图版I、1);砂岩被钙化时,它的不均匀性表现出的颗粒状面貌看来也是砾屑结构的反映。这些现象表明,这种砂岩可能是内碎屑成因的。但是,大量的是真正的砂岩,砂块在搬运过程中已被改造成砂。

岩石中的泥块砾屑分布不规则,除极个别呈卵圆状以外,都是所谓泥质撕裂块(图版I、2)。

砂岩中局部的内碎屑结构表明,颗粒组分之间有相对特定的关系,呈悬浮状,没有碰撞,没有转动,表现了屈服强度支撑的特点。

### 2. 粉砂块泥块砾屑岩

由粉砂块和泥块两种砾屑组成,两者多以1—5毫米大小的颗粒相杂,数量相近或泥质稍多,整个岩石为在深灰色泥质背景上布满灰白色石英、长石组成的粉砂块,如同细网状。

岩石的重要特点是:在镜下,泥块内部具流纹构造,泥质沿流线方向呈深浅不同的带状分布,其中又布满沿流线方向排列的更细小泥块粒屑。

### 3. 深灰色和褐灰色泥块粒屑岩

有两种类型。一种是由泥质和宽度多在1厘米左右的泥质撕裂块组成。在条带状分布的泥质背景上,撕裂块沿流线排列。不含砂块时,撕裂块几乎是相互平行的,当含有砂块时排列方向即围绕砂块摆动。这种类型可进一步称为泥块砾屑岩或含砂块的泥块砾屑岩(图版I、5);另一种类型是1—2厘米厚的单层(图版I、1底部),宏观下为泥岩薄层,可含有粉砂质纹层,在偏光镜下可观察到良好的流纹构造,仍可见细砾至砂级的泥质碎片。这两种类型的泥块粒屑岩所具有的流纹构造,与酸性喷出岩中的流纹构造几乎是一样的。

### 4. 纹层状泥块和粉砂块砂屑岩(图版I、2)

两者以页状间互，形成水平纹层。其中粉砂块砂屑宽度在 1 毫米以下，但长度有时可达 1—3 毫米；长条状或浑圆状，沿层面方向断续排列；而泥块砂屑层实际是由一系列泥质线条沿流线不连续地排列而成，在偏光镜下显示出很好的流纹构造。纹层状砂屑岩的镜下特征如图版 I、4 所示。

**5. 砂屑白云岩（或白云岩块砂屑岩）**

由暗灰色含铁白云岩砂屑和粉砂屑组成，直径 0.03—0.1 毫米，形态不规则，排列杂乱，粒间为以水云母为主的泥质，含长石、石英砂粒。在宏观下碎屑呈隐现状，如同均质白云岩。

营 67 等井中的浊流沉积为粉砂岩和泥岩，具不完整的鲍玛层序，属低密浊流沉积物，夹在泥石流沉积层之间。碎屑岩体中还有深湖相的块状和具水平纹层的泥岩。

泥石流沉积物按其组成岩性和沉积组构以及层间关系，可识别出有四种类型的韵律或沉积组构层序（图 2）。

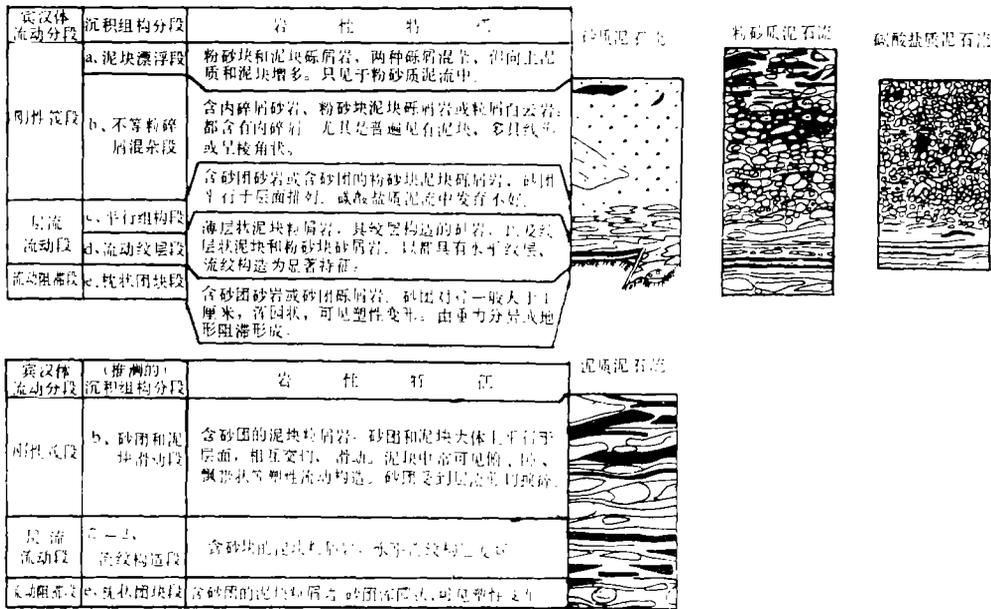


图 2 不同类型泥石流沉积韵律图

Fig. 2 Rhythm of various types of debris flow sediments

**(1) 粉砂质泥石流沉积韵律** 粉砂质泥石流沉积是指由泥块和粉砂块组成的泥石流沉积物。一个完整的韵律由上而下包括以下层段：

a. 泥块漂浮段 由粉砂块泥块砾屑岩组成，两种砾屑因重力分异，泥块砾屑趋向漂浮于上，但并不截然成层。厚 2—3 厘米。

b. 不等粒砾屑混杂段 岩性为粉砂块泥块砾屑岩。这是韵律的主要部分。一般厚约 5 厘米。

c. 平行组构段 粉砂块泥块砾屑岩，砾屑大体上平行于层面排列。发育多不清晰。

d. 流动纹层段 岩性为纹层状泥块和粉砂块砂屑岩。以流纹构造发育为显著特征。一般厚度约 2—3 厘米。

e. 枕状团块段 多由直径0.5厘米以上浑圆状的粉砂团块组成,可被拉伸、揉皱。由于这种泥石流中泥质多,有条件产生砂和泥的重力分异。这些团块的形成,就是由于较大的砂块边前进边沉陷,并在泥陷过程中又受到层流层之间剪切力的作用,旋转而成团块。

(2) **砂质泥石流沉积韵律** 砂质泥石流沉积是指由粉细砂、细砂和细砂块为主组成的泥石流沉积物,与粉砂质泥石流相比,一个韵律(图版 I、1)有以下特征: a段不发育; b段为砂岩,或者为含砂块、含泥块砂岩,厚 5--50 厘米; c段为含砂块砂岩,砂块平行于层面排列,厚约 1—3 厘米; d段有不同情况,有的由泥块粒屑岩薄层组成,有的由含有少量泥质的砂岩组成,此时砂岩具起伏状的流纹构造和平行流动纹层; 还有的如图版 I、1 所示,这两种情况兼备。厚 1—7 厘米; e段较少发育。

(3) **碳酸盐质泥石流沉积韵律** 与粉砂质泥石流沉积韵律相比, a段不发育; b段由砂屑白云岩构成,岩石中含有相互平行的泥质线条,长度 1 厘米以下,镜下可见流纹构造; c段发育不好; d段所见为具有平行流纹构造的泥块粒屑岩。

(4) **泥质泥石流沉积韵律** 整个韵律都是含有准同生砂团和砂块的泥块粒屑岩。组段的分段性不如上述几种明显。都具流纹构造。但是,其中泥块呈砾石级长条状断裂块的,所含砂团块也大,是两者的混杂,流纹围绕砂块的摆动大,大的砾屑间相对运动可视作为滑动。此段与不等粒砾屑混杂段相当,称为砂团与泥块滑动段;而那些泥质断裂块为细砾和砂级,所含砂块也相应变少、变小,流纹构造较平直者,与砂质泥石流沉积中平行组构段和流动纹层段相当,称为流纹构造段。

泥石流沉积韵律之间常为冲刷关系或以起伏面接触(图版 I、1, 2)。泥质或粉砂质的韵律之间,可见平面接触关系。

### 三、泥石流的沉积特征及有关问题讨论

以上述岩石性质和韵律结构为基础,泥石流的沉积特征,可以用塑性体(塑汉体)的搬运和沉积作用加以认识。

#### 1. 具有能表现出宾汉体流动里两种流动状态的韵律结构

塑性流动是固体的一种永久变形。泥石流沉积物中保存了流动最后阶段的塑性变形形态。这些变形形态是泥石流的重要沉积特征。它们受到其所受外力特征和泥石流本身性质的制约。

水下泥石流所受的外力,主要是沿底床方向自身重力的分力。这是它得以形成流动的动力。除此以外,根据 G.V. Middleton 和 M.A. Hampton<sup>[7]</sup> 的分析,其上部表面还受到上覆水体对它施加的与流动方向相反的摩擦阻力。这两种力方向相反,相互平行。泥石流内任何层段上的内部剪应力是这两种应力的差值。在这一力系的作用下,泥石流沉积物产生的塑性变形的一个重要特点是,沉积物的韵律结构表现出宾汉体流动里的两种流动状态。前述四种泥石流沉积韵律有基本相同的沉积物组构特征及分段序列。泥块砾屑漂浮段和不等粒砾屑混杂段(砂团块和泥块滑动段)就是 A.M. Johnson 所指出的刚性筏(塞流)。刚性筏的产生就是由于沉积物具有屈服强度,必须要具有刚性筏这样厚度的沉积物,才能在其底面沿底床方向产生等于或大于屈服强度的重力分力,使其下的

沉积物产生粘性流动。泥石流韵律中的平行组构段和流动纹层段（流纹构造段）就是这种被刚性筏驱动(layer flow)的层流流动段。刚性筏即如同木筏一样在层流段之上整体运动。这就是为什么刚性筏这一段的沉积物具有强度支撑特点的原因。

根据库伦粘滞定律,碎屑堆积物的总屈服强度由其内聚力和粒间摩擦力形成〔3、7〕。由此决定了泥石流沉积韵律的具体特征,将因为其泥质含量和陆源颗粒的粗细程度而做有规律的变化。笔者观察到,泥质含量较少(例如10%左右),陆源颗粒较粗(以细砂为主)的砂质泥石流沉积物强度高,可以形成最典型、最厚的刚性筏(常在40厘米以上);而同样是砂质泥石流,当粒度以粉砂为主,泥质含量也较多时,则强度变低,刚性筏变薄,并将产生塑性变形。如图版 I、3 所示的情况,刚性筏仅厚约3厘米,暗色泥质标志出它呈履带状的塑性转动变形,转圈上下两侧基本上平行于层面,横向两侧各个局部也有平行于层面的趋向,表示形成转动的应力是平行于层面的。这现象说明,即使在刚性筏段中,砂岩的强度已低于其所受的剪应力,在剪应力作用下边旋转边被筏运。刚性筏已不成其为“刚性”的了,但它仍然是被下伏层流段筏运着向前流动。这个标本同时也从直观上说明,这种沉积物是作为一个塑性整体被搬运并沉积的。

由这个现象就不难理解,为什么含泥质更多、颗粒更细的粉砂质泥石流和泥质泥石流中的沉积物,强度更低,刚性筏会表现出更多的流动性。在这两种泥石流中,整个沉积韵律从上到下都有流动的迹象。泥质集中处其中都有流纹构造。流动类型的划分是相对的。虽然如此,在作为刚性筏的一段中,流纹不连续,流动是在颗粒组分之间穿插实现的,受到明显的限制;而在层流段中,砂块和泥块粒屑形成水平纹层,泥质层中流纹平直、连续,反映了层流的高度发育。它才是泥石流长距离运动的机制。

## 2. 常见泥质撕裂块

泥质撕裂块是指沉积物中呈长条状、线状的泥质内碎屑,长轴方向较平直或呈滑动构造,但大体上都平行于层面(图版 I、2)

泥质撕裂块的特点表明,它们正是泥石流所受的应力造成的,并且还由于泥石流的性质不同而各具特点。在泥石流所受剪应力的作用下,砂质泥石流刚性筏的刚性,可以由其中含有的岩性强度与之相近的砂块未被破坏为证据;但是如果有泥块存在,由于强度低得多,必然要沿作用力的方向(层面方向)产生塑性变形,拉成长条状,以致被撕碎,并迫使作为其介质的砂质产生局部滑动,以适应它的变形。所以这类泥质撕裂块基本上平行于层面,但又常呈滑动状,不很平直。在泥质泥石流中也有大量泥质撕裂块,它们绝大多数却是相当平直的。至于在各种类型泥石流的层流段中,泥质撕裂块都呈细砾和砂级,被高度“撕裂”,且都很好地平行于层面方向。这些特点与在这一带中剪应力增强、层流发育是相应的。

泥质撕裂块在塑性流动中形成的这种条件,同时说明了为什么比重、粒度、形状和硬度相差甚远的陆源砂粒和内碎屑泥块能混杂地沉积于一处,而没有水力学分选、磨圆的问题。

## 3. 具有流纹构造和流动纹层

不难想像,在层流段中剪应力既然超过了砂质沉积物的屈服强度,当然也应当产生砂质或粉砂质撕裂块。事实上,正是这种机理形成了砂屑纹层。图版 I、5 中可以看到

这种形成过程。这个现象说明,层流段中纹层状泥块和粉砂块砂屑岩整体地就是塑性流动构造,可以称为(塑性)流动纹层。其中的泥块粒屑层中保存了很好的流纹构造,固然是塑性流动的遗迹;那断断续续、粗粗细细的砂屑纹层,也是塑性流动的产物。

#### 4. 一个沉积韵律就是一次泥石流运动的化石

总起来说,在重力和上覆水体摩擦阻力的作用下,被搬运的沉积物所具有的上述沉积特点,表明了这些未完全固结的含泥质的沉积物是作为具有一定屈服强度的塑性固体(宾汉体)被搬运的。搬运是一种包括两种流动状态的塑性流动,是沉积物自身的流动。当坡度变缓,沿底床方向的重力分力小于其屈服强度时,层流段即被冻结,整个沉积物又将变成固体,于是一个韵律的沉积作用便告完成。这就是所谓内聚冻结沉积作用<sup>[6]</sup>。它的顺序是自上而下进行的。所以,沉积物的韵律结构和结构、构造特点,同时也是泥石流的流动结构特点,是泥石流流动最后阶段的化石。这与在流体流中沉积物作为悬移质和推移质被湍流挟带着搬运并沉积所具有的水力学特征有性质上的不同。这可算总的沉积特征,也是认为它是泥石流沉积物的依据。

与颗粒流相比,这里所研究的砂质泥石流沉积物没有发现反递变层理。G.V.Middleton和M.A.Hampton<sup>[7]</sup>也曾引用过这样的资料,认为颗粒流砂岩层为块状,无粒级递变,悬浮有大的泥质岩碎屑。本文所说的砂质泥石流沉积物中虽也有块状砂岩(刚性筏),但它处于塑性流动形成的特定韵律之中,且其中泥质岩碎屑绝大多数都是泥质撕裂块,有明显的特征。另外,根据地震勘探资料,东营盆地的这个前三角洲斜坡坡度只约2°左右,也不具备形成颗粒流的必要条件——18度以上的坡度<sup>[7][6]</sup>。作为砂质泥石流的沉积物,与浊积物的区别在于:水平纹层都是塑性流动纹层;砂岩中的“变形”构造都是泥质撕裂块及其中的纹层显示的塑性滑动构造,而不是由湍流形成的陆源颗粒的床砂形态及由此而演变成的变形构造;更重要的,可作为浊流湍动悬浮搬运标志的递变粒序层段,没有人认为有典型的产出。

### 四、营67井泥石流沉积的层序

泥石流沉积按其颗粒组分的岩性(陆源颗粒的粒度)和泥质含量、泥质夹层的多少,表现有一定的旋回性。营67井沙三段以泥石流沉积为主的这段地层共厚28.6米(图3),其底部6.1米为深灰色湖相泥岩与砂质、粉砂质泥石流沉积岩互层,夹薄层浊积粉砂岩;中部14.9米为沉积层的主体,以砂质泥石流沉积为主,夹泥块粒屑岩、砂屑白云岩以及浊积粉砂岩;顶部7.6米为深灰色泥质泥石流粒屑岩,含砂团块。简言之,中部陆源碎屑较粗,而顶、底则较细,泥质及泥质层也多。这种旋回性,看来是反映了泥石流沉积的物源区被块体搬运作用破坏的过程,有一定的序列性,也反映了不同韵律泥石流沉积之间的间断所具有的特征,包括间断的时间长短,其间湖泊正常沉积等情况。

### 五、泥石流碎屑岩体的分布及形成条件

沙三中象营67、牛20和王59这样的泥石流碎屑岩体,广泛地分布于当时东营盆地较

深部位。其中在东营周围 200 平方公里范围内，共发现 141 个。它们呈长条状和透镜状，最大面积为 15 平方公里，厚 1~23 米。

沙三中时期东营盆地的沉积格局是（图 1），东部边缘为向西推进的高建设型三角洲，北部边缘为断崖陡坡，西部在滨州市西南有另一较小凹陷中心，南部是平缓单斜，盆地中央广大地区是前三三角洲缓坡。泥石流碎屑岩体就发育在这前三三角洲缓坡区。

泥石流碎屑岩体的分布还进一步受到前三三角洲缓坡范围内古隆起的控制。通过东营附近有一条近东西向的中央隆起带。在这隆起边侧的较平坦台地上就分布有许多碎屑岩体。

泥石流碎屑岩的岩性及其中的古生物化石，也揭示了它与河流三角洲的密切关系。以营 67 井为例，碎屑岩的陆源颗粒中，石英约占 50%，长石 30%，岩块 20%；陆源颗粒的粒度分布，只包括跳跃总体和悬浮总体；粒度多数小于 1 毫米，以粉砂岩和细砂岩为主。这些特点都与本盆地东部三角洲河口坝、远砂坝砂岩体相同。泥石流碎屑岩中夹有的碎屑白云岩，其原生的白云岩层普遍见于盆地东部前三三角洲斜坡高处的地层中。营 67 井的孢粉和藻类研究

1) 指出，这些沉积物中含有具棒刺状突起的藻类。这些生物的现生种在现代长江口外主要见于沿岸区，说明它们是从沿岸和浅水区移入到深水中来的。

碎屑岩体的分布，它的岩石特征，以及古生物化石，都表明泥石流沉积物就是三角洲前缘砂体和前三三角洲高处泥质沉积物在准同生时期经破坏、搬运后，在前三三角洲低处缓坡区，以至于在湖盆中心的再沉积物。

但是，现已查明的分布和形态特征，以及沉积相组合表明，碎屑岩体看来不成水下扇体系；再考虑到虽然它以泥石流沉积物为主，却并不以粗碎屑为特征，所以这种碎屑岩体不像是水下扇的一部分——重力流补给水道沉积。那么，三角洲前缘和前三三角洲沉积物怎样形成这种泥石流的呢？根据 J.N.Suhayda 和 D.B.Prior<sup>[8]</sup> 等人对现代密西西

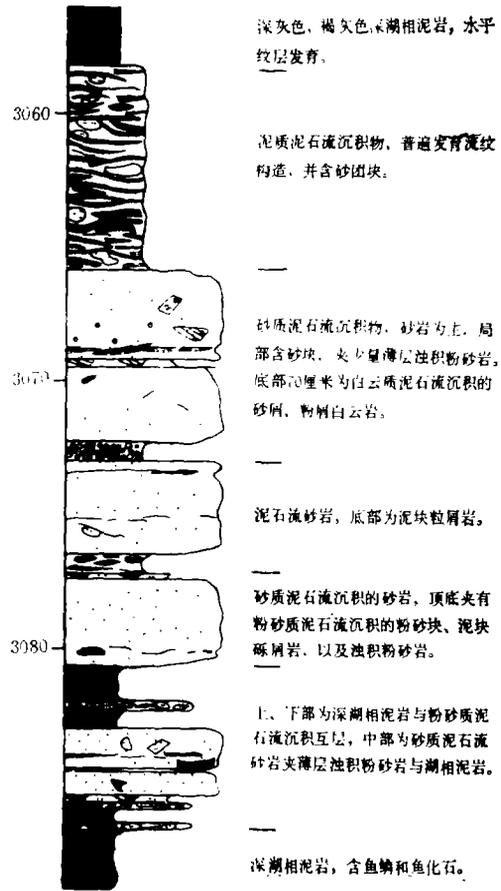


图 3 营 67 井沙三段中部泥石流沉积柱状图

Fig.3 Debris flow sediments columnar section of 3rd Member of Shahejie Formation of Well Ying-67

1)周和仪：《根据孢粉、藻类化石推论营67井沙三段中部砂岩体的沉积环境》，1983年。

比河三角洲前沿泥石流的研究, 形成广泛分布的泥石流的主要原因可以归结为两方面(图4)。一是前三角洲表层泥质在堆积时含高达75%以上的水分, 并含有极高的有机

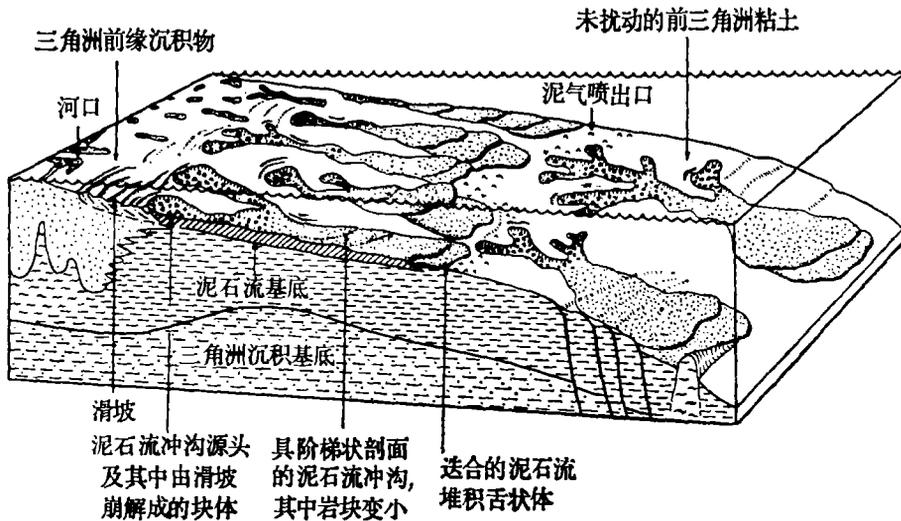


图4 前三角洲斜坡泥石流形成条件示意图(据Robert等简化)

Fig. 4 Map showing debris flow formation condition on the slope of prodelta (after H.H.Roberts et al. and simplified)

组分, 有机组分又产生了生物成因的天然气(甲烷和二氧化碳)。这两种因素造成了过高的孔隙压力, 降低了沉积物的强度。其切变强度值在20到120克/厘米<sup>2</sup>之间, 平均约为50克/厘米<sup>2</sup>。但是由于压实作用, 在20米深处, 泥质的含水突然减到50—60%, 剪切强度突增到150克/厘米<sup>2</sup>以上。所以, 前三角洲泥质沉积物从力学强度上看, 是两层结构的斜坡, 其表层之下存在有一个可视为刚性的基底; 原因之二, 是由于高建设型三角洲沉积速度快, 粉砂和细砂质的分支河口砂坝和运砂坝被推进到先前的前三角洲, 沉积在上述不稳定的泥质沉积物之上。砂和泥质沉积物的比重、强度和对液化作用的敏感性本来就不同, 再加上砂又堆积在泥质上边, 所以在重力作用以及外界地震、洪水等因素触发下, 三角洲前缘最容易产生滑坡, 并在前三角洲斜坡上演变为泥石流。滑坡破坏系统的顶端, 多发现于河口砂坝的边侧。

现在已认识到, 块体作用中从滑坡到浊流, 这中间各种搬运作用可以作有序的演化[4][6]。按这个认识可以预计, 随着工作的深入, 很可能在这一区域发现滑坡和其他重力流沉积物。

本文蒙我院高级工程师周自立同志诚挚地提出过许多宝贵意见, 深为感谢。

### 参 考 文 献

- [ 1 ] 王仁、熊祝华、黄文彬, 1982, 塑性力学基础, 2—4 页, 科学出版社。
- [ 2 ] 陈文芳, 1984, 非牛顿流体力学, 13, 111—117页, 科学出版社。
- [ 3 ] A.M.约翰逊, 1970, 地质学中的物理过程, 张之立、李兴才译, 1983年, 科学出版社, 305—309、319—320页。
- [ 4 ] T.R.Nardin等, 1979, 国外地质, 1985, 5 期, 沈昭国、唐杰译, 20—26页。
- [ 5 ] D.R.Lowe, 1979, 国外地质, 1984, 12期, 曾建军译, 7—14页。
- [ 6 ] D.R.Lowe, 1982, 国外地质, 1984, 12期, (侯方浩译), 15—25页。
- [ 7 ] Middleton, G. V., and M. A. Hampton, 1973, Sediment gravity flow: Mechanics of flow and deposition, in G. V. Middleton and A. H. Bouma, eds., Turbidites and deep water sedimentation, SEPM Pacific Section short course notes, Anaheim, California, p.1—38.
- [ 8 ] Suhayda, J. N., and D. B. Prior, 1978, Explanation of submarine landslide morphology by stability analysis and rheological models, Tenth annual offshore technology conference, Proceedings Vol. 2, p.1075—1082.

## DEBRIS FLOW SEDIMENTS OF SANDY CLASTIC ON THE GENTLE SLOPE AREA OF PRODELTA IN OLIGOCENE, DONGYING BASIN

Wang Deping    Liu Shouyi

(Geological Institute of the Shengli Oil Field)

### Abstract

The 3rd Member of Shahejie Formation Oligocene is the sediments during the deep depressing period of Dongying Basin, Shandong Province. At that time, the basin centre was a west-dip gentle slope of prodelta where a dark mudstone with maximum thickness up to 600 meters was deposited. A lot of elongate and/or lenticular clastic rock bodies have been discovered in this set of dark mudstone. The studies based on drilling data indicate that the lithological characters of the clastic rock body are as following:

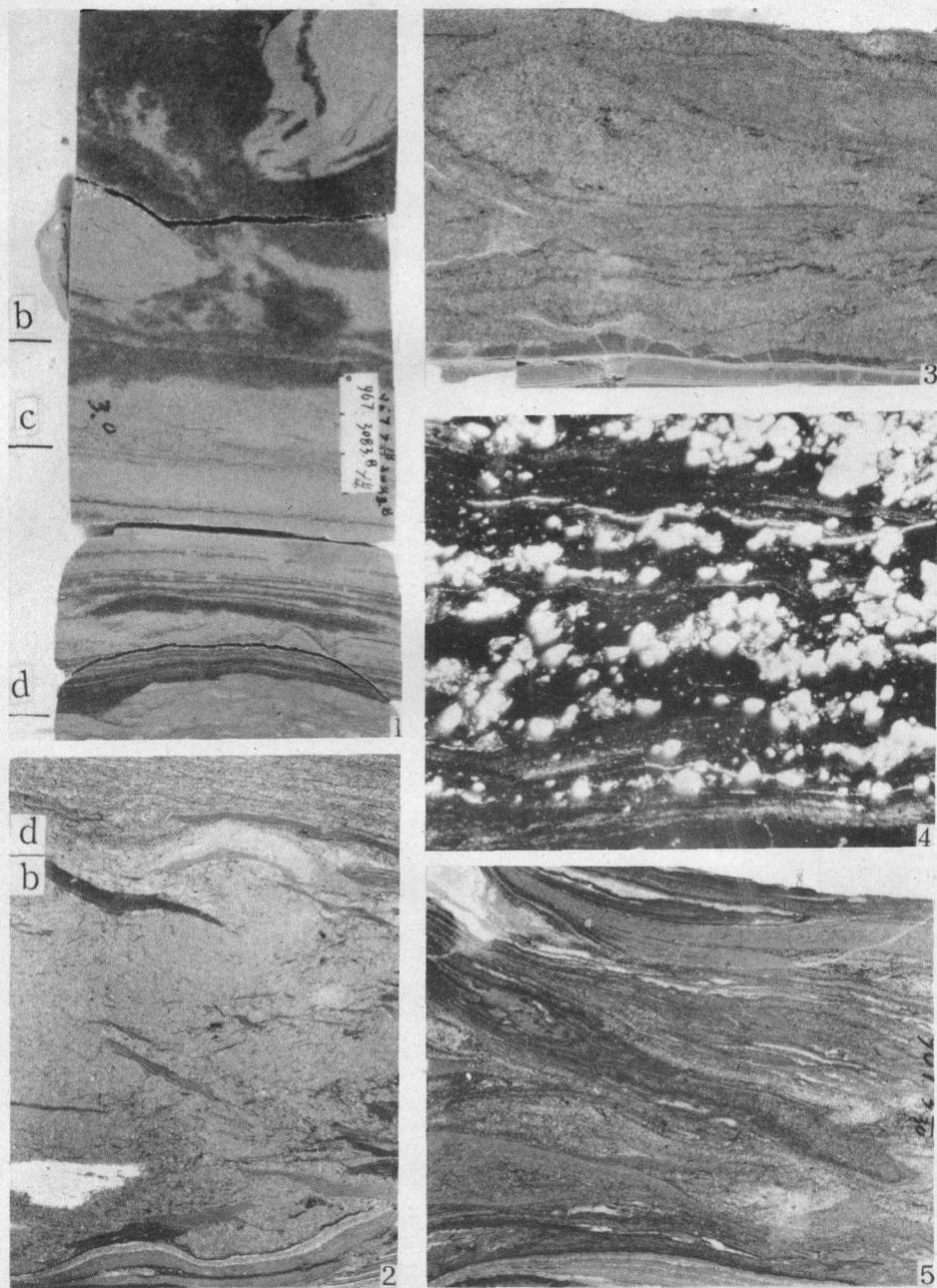
(1) It predominantly is sandstone with intraclastic texture and mud-block silt-block rudstone and mud-block grain rock with intraclastic texture as well as

dolosiltite, and it is common that angular and stripped argillaceous rent block mixed into these rocks. (2) When the mud is more contentrative (forming argillaceous rent block, especially thin interbeds), the rhyotaxitic structure in the mud is common. (3) The rhythm of the rock consists of the rigid raft in the upper part and the laminar flow zone in the lower part. All the characters indicate that sediments are transported and deposited by cohesive plastic (Bingham substance) flow (namely, debris flow).

Based on sedimentary characters, the intraclastic debris folws in the prodelta can be subdivided into sandy debris flow, silty debris flow, carbonate debris flow and argillaceous debris flow. Based on fabric and lithologic characters, the rhythm of the preceding three debris flows can be divided into five division; floating mud-block rudite division, mixed seriate rudite division, parallel fabric division, flow laminae division and pillow lump division. The rhythm of argillaceous debris flow sediments can be divided into three division; sliding sand lump and mud-block division, rhyotaxitic structure division and pillow lump division. The floating mud-block rudite division and the mixed seriate rudite division (sliding sandy lump and mud-block division) are just the rigid raft (plug flow) in the division of rheology, and the parallel fabric division and flow laminae division (rhyotaxitic structure division) are just the laminar flow zone.

The formation of these debris flows are caused by the fast depositional rate and the unstability the sediments in the high-constructive delta area. The river mouth bar and the far bar with sediments of higher specific gravity prograded and deposited on soft argillaceous sediments with lower specific gravity deposited originally in a prodelta. Such a unstability of gravity resulted in slide which evolved to debris flow. There are necessary conditions for the formation of debris flow in the high-constructive delta.

The oil exploration in Dongying Basin indicated that the debris flow clastic rock body distributed broadly in the gentle slope area of prodelta. The sandy debris flow sediments, with lower mud content, higher porosity and permeability, high pressure (in the abnormal high pressure zone), appeared to be very well in oil prospect, and to be an important object for exploring occult oil reservoir.



1. 典型的砂质泥石流沉积韵律。b段为细砂岩(上部不全),含油,两个砂块砾屑,质含泥; c段为含砂岩屑砂岩,砂块平行于层面排列; d段中上部为具平行和波状流纹构造的砂岩。底面为冲刷面。营67井 标签长3cm 2. 中、下部为含泥质撕裂块砂岩, b段, 顶部为另一韵律的底部纹层状含泥块、粉砂块屑岩; d段, 两者间为不连续关系。营67井 3. 砂质泥石流沉积, 泥质为暗色, 中上部刚性筏呈覆带状塑性流动变形, 砂呈团块状; 下部为具流动纹层的层流段 上、下邻层均为深湖相泥岩。牛20井 4. 纹层状泥块和粉砂块屑岩, 页状间互。泥块层中流纹构造极佳。营67井 单偏光×10 5. 泥块粒屑岩。右上角被挟持的粉砂块, 被上、下的泥层剪切成一系列长短、粗细不等的粒屑, 形成粉砂块粒屑纹层。营67井。