

重力驱动作用——滦平盆地下白垩统西瓜园组沉积时期主要的搬运机制

耳闻¹⁾,顾家裕¹⁾,牛嘉玉¹⁾,程妮²⁾,韩少飞³⁾

1) 中国石油勘探开发研究院,北京,100083;

2) 延长石油有限公司靖边采油厂,陕西靖边,718500;

3) 长庆油田分公司第一采气厂,陕西靖边,718500

内容提要:通过对冀北滦平盆地下白垩统西瓜园组沉积地层的实地考察,发现盆地内发育丰富的重力驱动作用沉积物。文中描述西瓜园组发育的滑动和滑塌现象,指出露头剖面中存在的挤压变形现象并非构造成因,而是由于滑动块体和滑塌块体前端的挤压应力环境造成的。在介绍西瓜园组重力流沉积发育环境的基础上,对露头中存在的若干重力流沉积进行了描述,并使用砂质碎屑流这一概念对这些现象进行了较为合理的成因解释。通过对滑动和滑塌(重力块体运动)和砂质碎屑流—浊流(重力流)沉积物研究,结合前人对该地区冲积扇—扇三角洲的研究成果,认为重力驱动作用是滦平盆地下白垩统西瓜园组沉积时期主要的搬运机制。

关键词: 滦平盆地;下白垩统;重力驱动作用;滑动;滑塌;砂质碎屑流;搬运机制;河北省

滦平盆地位于河北省北部,构造上位于燕山台褶带的北缘,处于尚义—平泉深断裂与丰宁—隆化深断裂间的楔形地带中(武法东等,2000)。盆地主要形成于中侏罗世—早白垩世,其基底是新太古代变质岩及古元古代侵入岩,盆地内部充填了巨厚的火山碎屑岩和以冲积体系为主的陆源碎屑岩,发育冲积扇—扇三角洲—湖泊沉积体系。

西瓜园组时期,滦平盆地经历了完整的裂陷演化阶段:初始裂陷期、深陷扩张期及抬升收缩期,从而形成一套完整的断陷湖盆充填序列。武法东等(2000,2004)论述了滦平盆地构造演化及其对扇三角洲沉积的控制作用,并进行了扇三角洲沉积的高精度层序地层划分。罗平等(2005)对下白垩统的开展了滦平小型断陷湖盆沉积学及高分辨率层序地层学的研究,加深了对断陷湖盆扇三角洲沉积发育特征、砂体展布特征、地层岩性圈闭发育特征的理解。陈永进等(2000)、贾爱林等(2004)分别从不同角度阐述了滦平盆地扇三角洲的沉积特征,开展了面向油田开发阶段的地质模型的研究。项华等(2007)指出对扇三角洲沉积进行研究有利于指导中国东部断陷盆地的油气勘探。笔者在实地考察滦平

盆地下白垩统西瓜园组野外露头后,发现该组地层体现了系统全面的重力驱动作用(Gravity-driven process),包括滑动、滑塌等重力块体运动机制和砂质碎屑流—浊流等重力流机制,尤其是砂质碎屑流沉积。对该套地层的重力(流)过程进行详细描述和表征,有助于全面认识西瓜园组的沉积期古地貌、古构造特征,揭示沉积物搬运机制,有助于剖析砂体的形态、成因和储层非均质性。

1 重力驱动作用和砂质碎屑流

1.1 重力驱动作用相关概念和类型

固结或半固结沉积物在重力作用下运动的过程可称为重力驱动作用(Bishop et al., 1995; Mary et al., 1998; Davis et al., 2005; Wright et al., 2006)。陆上山麓地区和盆地内水下斜坡区是重力块体运动和块体流发育的有利地区(Einsele, 2000)。块体运动是沉积物在重力的作用下向斜坡下部运动(Bovies, 2003)。粘滞性或非粘滞性颗粒和水体混合物在重力作用下发生的流动,称为重力驱动的块体流(Gravity-driven mass flow)(Iverson, 2003),即沉积物重力流(sediment gravity flow)。重力驱动

注:中国石油天然气股份公司科技项目“渤海湾盆地精细勘探与滩海大油气田分布规律研究”(项目编号 2009B-0300)。

收稿日期:2010-01-15;改回日期:2010-03-21;责任编辑:章雨旭。

作者简介:耳闻,男,1982年生。2001年于西安石油大学资源勘查工程专业获学士学位。2005年于中国石油大学(北京)矿产普查与勘探专业获硕士学位。现为中国石油勘探开发研究院博士研究生,研究方向为沉积与储层。通讯地址:100083,北京市海淀区学院路20号910信箱研究生部;Email: erni@foxmail.com。

作用的类型主要包括:岩崩 (rock falls)、蠕动 (creep)、滑动 (slide)、滑塌 (slump) 和沉积物重力流 (sediment gravity flow) 等 (Nardin et al., 1979; Stow et al., 1996)。Shanmugam (1994, 2006) 则进一步将重力驱动作用分为块体搬运过程 (滑动、滑塌) 和沉积物重力流搬运过程。

1.2 砂质碎屑流

浊流是一种沉积物呈悬浮状态由紊流搬运的沉积物重力流 (Middleton, 1993; Kneller, 2003)。砂质碎屑流 (Sandy debris flow) 是粘滞碎屑流 (泥石流) 和非粘滞碎屑流 (颗粒流) 的中间过渡阶段 (Shanmugam, 2000)。粘滞碎屑流、砂质碎屑流、非粘质碎屑流构成了连续的过程。它们均属于塑性

流, 沉积物支撑机制包括基质强度、分散压力和浮力。砂质碎屑流的流动状态为层流, 中等—高等颗粒浓度, 低等—中等的泥质含量 (Shanmugam, 1996, 2000)。

浊流是沉积物重力流的一种, 其流变学特征为牛顿流, 流动状态为紊流, 由于悬浮沉降作用 (suspension settling), 浊流产生的沉积物呈正粒序, 内部没有明显沉积构造 (Shanmugam, 2000)。鉴于上述认识, 原来被解释为浊积岩的沉积物被重新解释为砂质碎屑流或塑性流的产物 (Shanmugam, 2006)。

模拟实验表明, 含有 0.5% (质量分数) 的泥岩的沉积物就可以形成砂质碎屑流, 砂质碎屑流形成

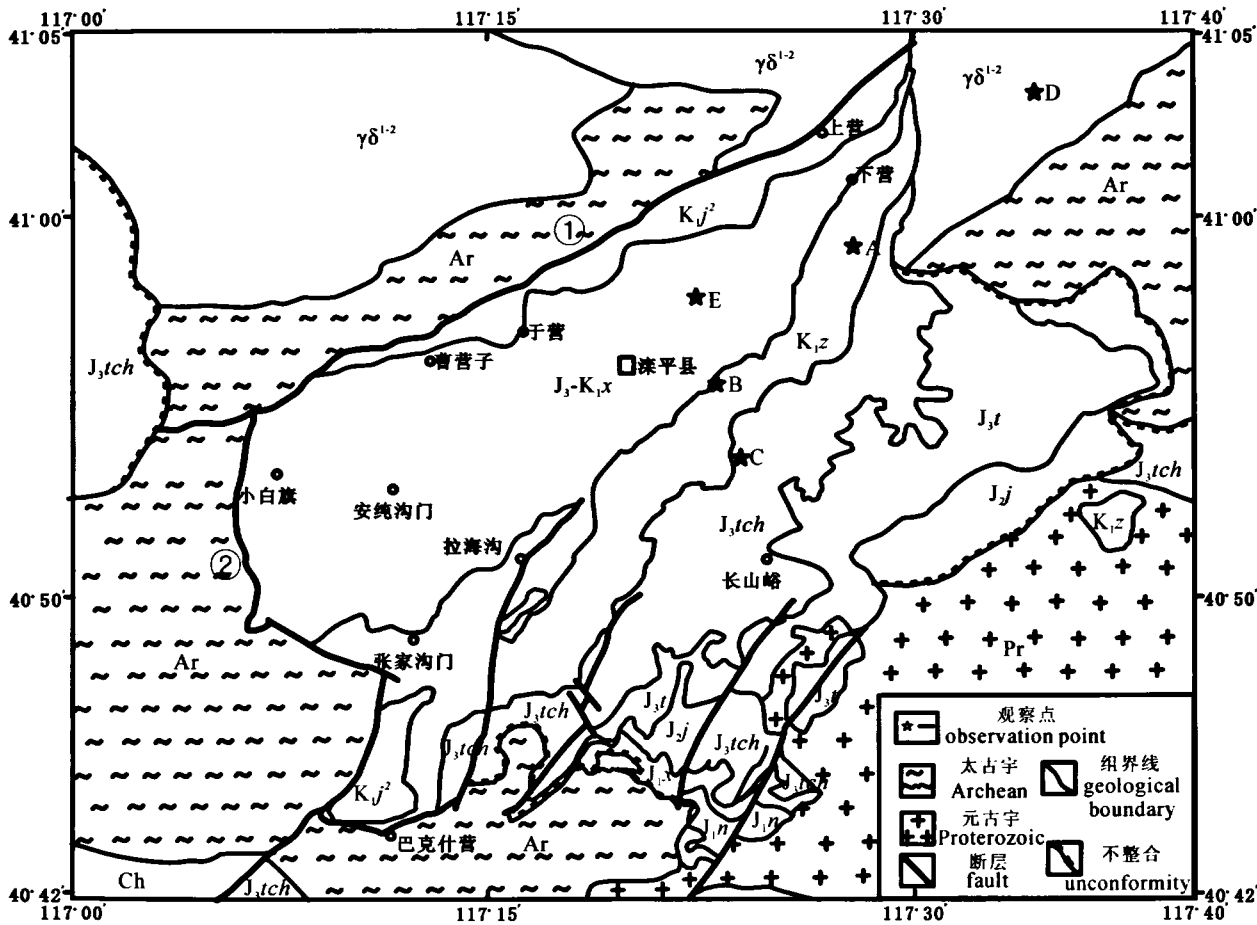


图 1 滦平盆地地质简图与观察点位置 (据罗平等, 2005; 张英利等, 2007, 2008; 田树刚等, 2008, 有修改)

Fig. 1 Simplified geological map of the Luanping Basin and the location of the studied outcrops

(Based on Luo Ping et al., 2005; Zhang Yingli et al., 2007, 2008; Tian Shugang et al., 2008)

断层: ①—红旗—岗子正断层; ②—小白旗—付家店正断层。图中地质体代号: $\gamma\delta^{1-2}$ —花岗闪长岩; Ch—长城系; J_1x —蓟县系; J_1x —下花园组; J_1n —南大岭组; J_2l —九龙山组; J_3t —髫髻山组; J_3tch —土城子组; K_1z —张家口组; K_1j^2 —九佛堂组二段; J_3-K_1x —西瓜园组

Fault: ①—Hongqi—Gangzi normal fault; ②—Xiao Baiqi—Fujiadian normal fault; The codes of geologic bodies in the Fig.: $\gamma\delta^{1-2}$ —granodiorite; Ch—Changchengian System; J_1x —Jixianian System; J_1x —Xiahuayuan Formation; J_1n —Nandaling Formation; J_2l —Jiulongshan Formation; J_3t —Tiaojishan Formation; J_3tch —Tuchengzi Formation; K_1z —Zhangjiakou Formation; K_1j^2 —The Second Member of Jiufotang Formation; J_3-K_1x —Xiguayuan Formation

的沉积物为粒度较粗的砂(砾)岩,可以形成良好的储层,而浊流形成的沉积物主要为粒度较细的泥质沉积物,不能形成良好的储层(Shanmugam, 2000, 2006)。

浊流学说的发展,推动了深海沉积的研究(郭成贤, 2000; 饶孟余等, 2004; 庞雄等, 2007; 李祥辉, 2009),并由此产生了多种海(湖)底扇模式。砂质碎屑流沉积物和浊积岩具有不同的纵向和侧向沉积特征,二者具有不同的沉积模式^[28],这对于认识砂体分布规律和储盖组合均有重要意义。滦平盆地下白垩统西瓜园组存在丰富的砂质碎屑流沉积。对砂质碎屑流沉积加以认识和讨论,可以丰富陆相湖盆重力流研究,并对湖相重力流砂体油气勘探起到指导作用。

2 西瓜园组的重力驱动作用

在野外观察的基础上,本文选取典型露头进行描述并给出其成因解释。

2.1 滑动和滑塌

滑动表现为固结或半固结沉积物在重力作用下呈块体状态搬运,滑动作用继续发展,在一定条件下可演变为滑塌。滑动沉积表现为整体呈块状,层内可发育揉皱变形,但仍具有成层性;滑塌则表现为原始地层揉皱破碎,无明显成层性。斜坡沉积物剪切强度实验表明,沉积速率、坡度和沉积物的性质决定了斜坡上沉积物呈稳定、亚稳定和不稳定的状态(Nardin et al., 1976)。当沉积物沉积在盆地斜坡上时,只有在重力超过沉积物的剪切强度而产生剪切应力的情况下,沉积物才会顺斜坡向下移动(里丁等, 1985)。大型滑动块体和滑塌块体的前端处于挤压应力环境,可发育逆冲断层或挤压揉皱构造,与上部地层和下部地层表现为明显的不协调现象,但这种逆冲断层并不是构造成因,而是沉积成因。

滦平盆地下白垩统西瓜园组发育多种类型的滑动和滑塌沉积,且规模不等。

图2剖面中紫色线包络部位为滑动沉积的主体,岩性主要为黄色、黄绿色砂岩和砂砾岩,发育波痕等沉积构造,表明整体处于浅水沉积环境。滑动块体整体高6~9m,长约10~15m,由3套次级规模的滑动块体组成,滑动块体内部具有一定的成层性。①号滑动块体前端呈平卧褶皱,厚约3m,长约10m,内部无明显变形(图2a-①);②号和③号滑动块体则类似于逆冲断块,②号滑动块体厚约3m,向东厚度逐渐减薄,内部岩层无明显变形(图2a-②);③号滑

动块体厚约3m,长约10m,内部岩层同样无明显变形,每个滑动块体的底部比较平坦(图2a-③)。滑动块体前端地层呈丘状隆起,推测为滑动块体在由东向西搬运过程中,早期地层受到来自上部地层的挤压而形成。滑动沉积上部和下部地层连续性好。在滑动块体右下方,发育滑塌体,滑塌体整体厚4~6m,长约8m,滑塌沉积物混杂堆积,无明显成层性,底部则表现为下凹状(图2b-④)。滑动与滑塌沉积物是两次块体运动的结果,并且滑动或滑塌沉积均是作为未扰动层之间的一个带出现。

图3剖面中,红色虚线(滑动面)以下发育灰绿色、灰色粉砂岩—砂砾岩,砂岩与泥岩互层,沉积物成层性好,韵律特征明显,可见波痕、交错层理、沙纹层理、波状交错层理等沉积构造,处于浅湖环境;红色虚线(滑动面)之上砂岩为块状,泥岩含量少,整体为揉皱外形,成层性差,内部岩块杂乱。滑塌层内部无统一的变形构造样式,或呈卷曲的团块状,或呈长条形岩块,不具有典型的褶皱形态和断层产状。剖面发育期是滦平盆地的深湖扩张阶段,整体以SE—NW拉张应力为主(武法东等, 2000, 2004),不具有形成挤压构造的构造条件,因此,本文推测红色虚线上部的地层为斜坡上部的沉积物,在其重力超过沉积物的剪切强度而产生剪切应力的情况下,沿滑动面向斜坡下部运动形成滑塌沉积。图中的揉皱状地层是滑塌地层的前锋端;揉皱状地层不是构造成因,而是由滑塌作用形成的,该揉皱形态与前人报道的滑动成因的揉皱形态具有一定相似性(Shanmugam et al., 1988; Macdonald et al., 1993, 张英利等, 2007)。

沟道滑塌体是滦平盆地下白垩统发育的又一种典型的重力驱动作用沉积物(图4)。沟道滑塌体是先期形成的固结或半固结的沉积物,在外力作用下以块体形式向斜坡下方运动,并在运动过程侵蚀下伏地层,剖面上具有顶平底凹的透镜状外形。该剖面整体特征为扇三角洲前缘席状砂沉积,沉积物分选较好,岩性为灰色、黄灰色细—粗砂岩,呈席状展布,厚度稳定,砂泥交互,具有良好的韵律性,从下至上由厚层砂泥互层逐渐变为薄层砂泥互层,泥质含量增加。滑塌体由团块状(图4a)或块状(图4b)砂岩组成,砂岩为灰白色,颜色比围岩颜色浅。图3右侧的滑塌体(图4b)厚约60cm,明显大于层内其他砂体的厚度。滑塌体在组成成分、厚度、外形上同围岩均有明显差别。

以上3个露头实例可以得出以下结论:滦平盆

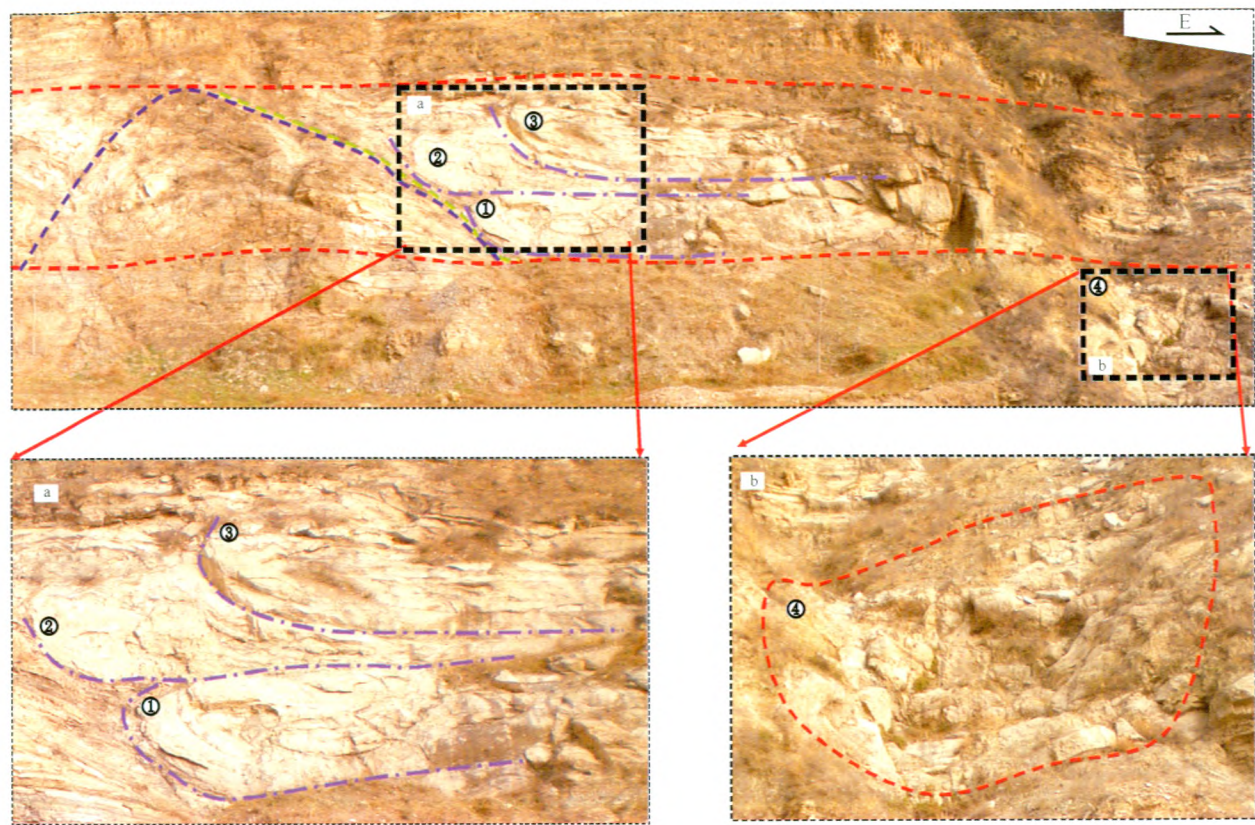


图 2 滑动(左侧)和滑塌(右侧)(剖面位置见图 1 中观察点 A)
Fig. 2 Slide(left) and slump(right)(the location of the outcrop is the observation point A in Fig. 1)

地下白垩统西瓜园组沉积时期,盆地处于裂陷演化阶段,物源供应充足,盆地斜坡上沉积了大量沉积物,当重力超过沉积物的剪切强度而产生剪切应力的情况下,沉积物就顺斜坡向下移动。滑动过程中,固结或半固结沉积物保持了原始地层的连续性,而滑塌过程中,原始地层的连续性在运动过程中则发生变化,连续性变差。滑动或滑塌沉积具有以下特征:①滑动或滑塌沉积作为未扰动层之间的一个带



图 3 揉皱变形?(剖面位置见图 1 中观察点 B)
Fig. 3 Crumpled structure (the location of the outcrop is the observation point B in Fig. 1)

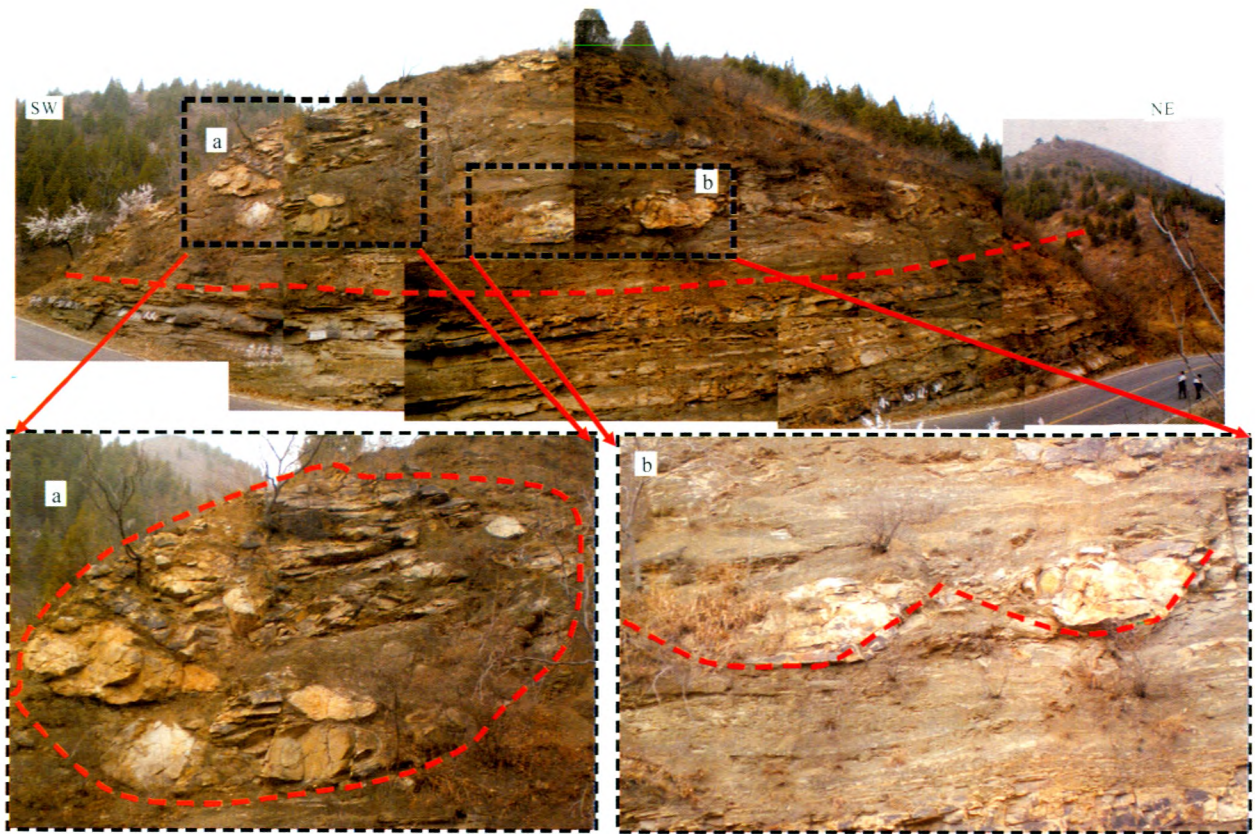


图 4 沟道滑塌体(剖面位置见图 1 中观察点 C)

Fig. 4 Slumping Channel (the location of the outcrop is the observation point C in Fig. 1)

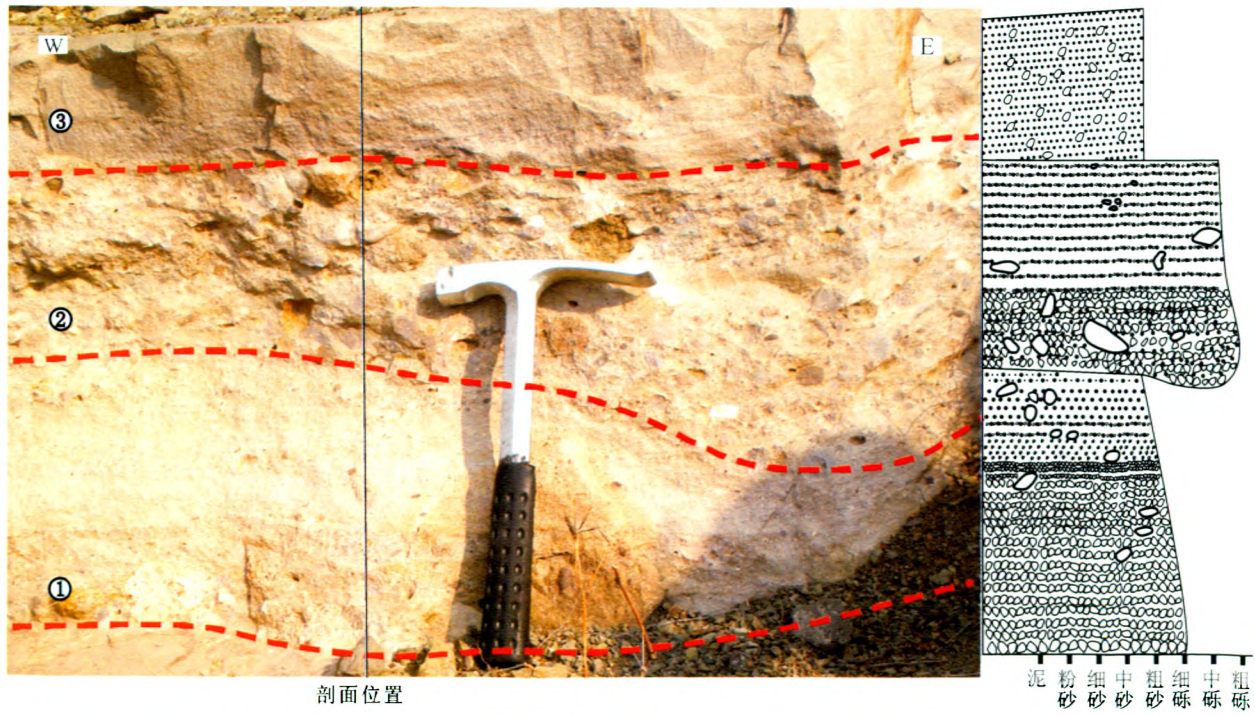


图 5 砂质碎屑流沉积 I (剖面位置见图 1 中观察点 D)

Fig. 5 Sandy debris flow deposit I (the location of the outcrop is the observation point D in Fig. 1)

出现(图 2a 和图 4b);②变形层的上接触面是渐变的(图 2a 和图 4b);③一个滑塌体内变形样式是不规则的,即可以形成保存原始地层特征的卷曲状团块,又可以出现原始形态被破坏或无明显结构的团块(图 2b、图 3 和图 4a)。

对于滦平盆地下白垩统西瓜园组中冲积扇、扇三角洲的沉积特征前人已做了详细的解剖(武法东等,2000,2004;陈永进等,2000;李寅,2003;项华等,2007;贾爱林等,2004;罗平等,2005),本文不再论述。下文将详细介绍研究区的沉积物重力流—砂质碎屑流。

2.2 砂质碎屑流沉积

对沉积现象进行详细和客观的描述,是认识沉积现象、分析其成因的基础(方爱民等,1998),并由此建立其纵向的和侧向的相模式(Mutti,1992)。任何已知的模式都有其适用性和特殊性,因此在进行地质研究时,已知的相模式可以作为参考,但不能作

为绝对的标准。

研究区内重力流沉积主要发育于扇三角洲前缘前端,沉积物粒度比扇三角洲前缘和滨浅湖沉积物粒度粗。

2.2.1 兴洲河剖面砂质碎屑流沉积 I

图 5 中沉积物发育特征从下至上归纳为 3 段,母岩主要为火山岩,石英和长石含量低。第①段最厚的部分约 20cm,从下至上,表现为正粒序,底部为细砾岩,颗粒支撑,次棱角状—次圆状、分选较好,见粒径约 3cm 的中砾岩,向上逐渐演变为中—粗粒砂岩,局部见少量漂浮状中砾岩,漂浮状中砾岩的长轴倾斜方向一致;第②段侵蚀下伏的第①段,第②段最厚部分约 25cm,向两侧减薄,杂基支撑,分选差,以砾质粗砂岩为主,向上砾岩含量减少,砂岩含量增多,砾石次棱角状—次圆状,直径 2~4cm。由下至上,粒度逐渐减小,但上部粗砂岩段发育大量漂浮状砾岩;第③段厚约 10cm,块状细—中砂岩,略显平行

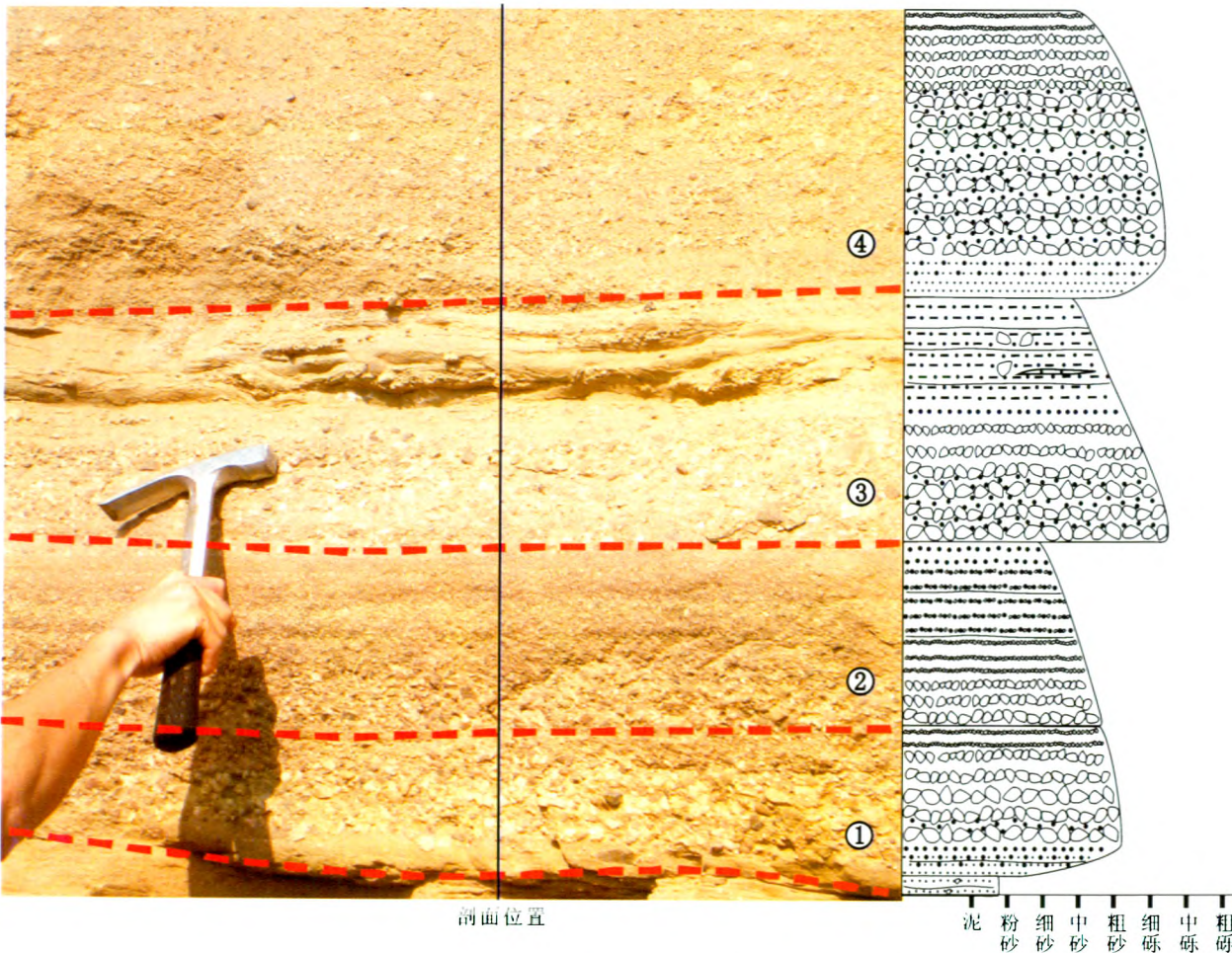


图 6 砂质碎屑流沉积 II (剖面位置见图 1 中观察点 E)

Fig. 6 Sandy debris flow deposit II (the location of the outcrop is the observation point E in Fig. 1)

层理,但仔细观察,可发现细砂岩中仍含有漂浮状的粗砂岩或细砾岩。

浊流是呈紊流状态的沉积物重力流,既然呈悬浮状态,形成的沉积物应呈正粒序,不应有长轴倾斜方向一致的漂浮状砾岩。而水槽模拟实验证明,砂质碎屑流可形成似“正粒序”,沉积物中含有漂浮状颗粒(Shanmugam,2000);砂质碎屑流为层流,也可以解释呈定向排列的漂浮颗粒,砂质碎屑流的支撑机制为分散压力、基质强度、阻滞沉降和浮力的共同作用,基于此,本文认为①、②、③段都属于砂质碎屑流沉积(图5)。

2.2.2 于营子剖面砂质碎屑流沉积Ⅱ

图6中沉积物发育特征从下至上归纳为4段,岩石组成以岩屑为主,长石次之。第①段底部为厚约2cm的粉砂岩,向上粒度逐渐由细砾岩向粗砂岩过渡,砾石棱角状,分选较好,颗粒支撑,整体呈反—

正粒序;第②段底部为砂质细砾岩,砾石呈棱角状,分选差,杂基支撑—颗粒支撑,向上渐变为含砾粗砂岩和中—粗砂岩。砂岩段可细分为3段,局部有漂浮状细砾岩,发育“似平行层理”;第③段底部为砂质细砾岩,砾石棱角状,分选差,杂基支撑—颗粒支撑,向上突变为粉砂质泥岩,泥岩中夹细砂岩条带和漂浮状细砾岩,发育“似平行层理”;第④段底部为粗砂岩,厚约2cm,中部为细砾岩、砾质粗砂岩,砾石呈棱角状,分选差,杂基支撑,向上逐渐过渡为中—粗砂岩,内部无明显沉积构造。

第①段底部厚2cm左右的粉砂岩段,从实际观察中可看到,粉砂岩段(红色虚线上方)和其下的粉砂岩段(红色虚线下方)有明显的界限,所以应将这段粉砂岩和其上沉积物视为连续沉积。沉积物受基质强度、分散压力和阻滞沉降等综合作用,可形成反粒序。因此,第①段应属于砂质碎屑流沉积物。第

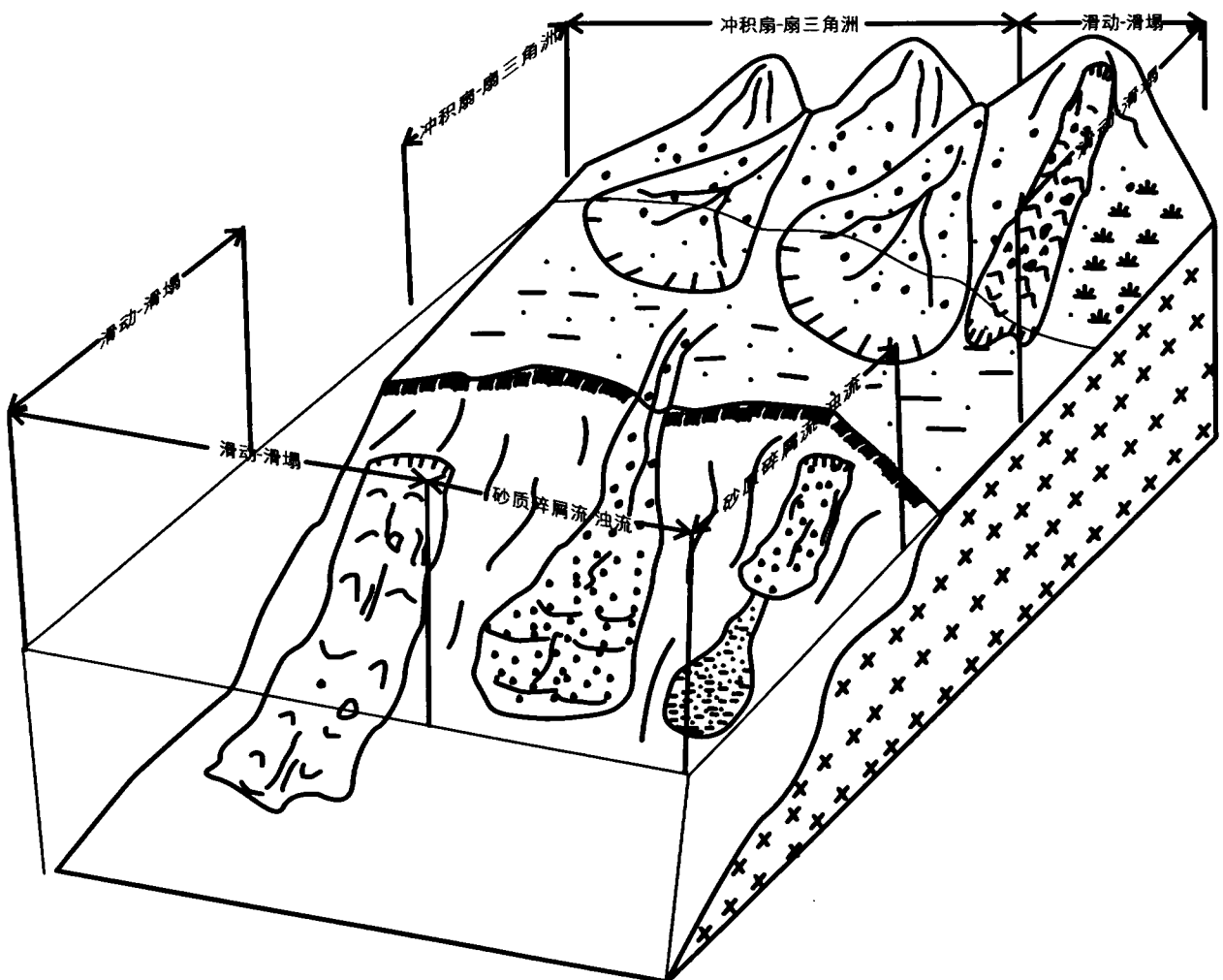


图7 重力驱动作用沉积模式图

Fig. 7 The diagram of gravity-driven process deposition model

②段以正粒序为特征,但同时存在漂浮状细砾岩和“似平行层理”,“似平行层理”可能是以层流形式运动的砂质碎屑流在流动过程中由于分异作用造成的;第③段是砂质碎屑流向浊流转化的产物,转化过程中砂质含量减少,泥质含量增多,由于碎屑流的分异度较差,细砂岩条带和漂浮状细砾岩随泥岩一起沉积;似“平行层理”可能为沉积物在沉积后沿破裂面(failure plane)滑动造成的(Shanmugam, 2000, 2006)。第④段成因与第①段相同,也为砂质碎屑流沉积(图6)。

2.2.3 兴洲河剖面和于营子剖面对比

(1)兴洲河剖面中沉积物粒度较粗,砾石母岩成分主要为火山碎屑岩,于营子剖面中长石和石英的含量明显增多,这可能和两条剖面在盆地中发育的位置和发育的时期有关。兴洲河剖面位于盆地陡坡带的东北部,发育时期为盆地扩张期;于营子剖面位于盆地陡坡带的中部,发育期为湖盆萎缩期。

(2)兴洲河剖面中可以见到沟道状外形和侵蚀面,而于营子剖面中则没有类似的现象,主要是由于两条剖面发育的位置造成的,前者垂直于物源方向,后者与物源方向平行。

(3)兴洲河剖面中的砂质碎屑流沉积物特征主要为含有漂浮状砾石的“正粒序”,而于营子剖面中除发育“正粒序”外,同时也发育反—正粒序和“似平行层理”。

3 结论

(1)滦平盆地地下白垩统西瓜园组野外露头发育规模不等的滑动和滑塌沉积,在露头中出现的若干挤压变形现象是由于滑动块体和滑塌块体的前端的挤压应力环境造成的,属于沉积成因,而不是构造成因。

(2)滑动或滑塌沉积具有以下特征:①滑动或滑塌沉积作为未扰动层之间的一个带出现;②变形层的上接触面是渐变的;③一个滑塌体内变形样式是不规则的,即可以形成保存原始地层特征的卷曲状团块,又可以出现原始形态被破坏或无明显结构的团块。

(3)所观察露头中的重力流沉积发育反—正粒序、反粒序、漂浮状砾岩、长轴倾斜方向一致的砾岩、“似平行层理”、泥质粉砂岩条带等现象,使用“砂质碎屑流”这一概念,可以从流动状态和支撑机制等方面给出较为合理的成因解释。

(4)冲积扇—扇三角洲—砂质碎屑流—浊流沉

积及湖相沉积是滦平盆地地下白垩统西瓜园组沉积时期主要的沉积相类型,重力流是沉积物主要的机械搬运方式。滑动和滑塌体现了重力块体运动的机制。因此,本文认为重力驱动作用是滦平盆地地下白垩统西瓜园组沉积时期主要的搬运机制(图7)。

参考文献 / References

- 陈永进,武法东. 2000. 滦平盆地桑园营子露头剖面沉积层序的 Markov 链模拟. 现代地质, 14(4): 454~458.
- 方爱民,李继亮,侯泉林. 1998. 浊流及相关重力流沉积研究综述. 地质论评, 44(3): 270~280.
- 郭成贤. 2000. 我国深水异地沉积研究三十年. 古地理学报, 2(1): 1~10.
- 贾爱林,何东博,郭建林,黄石岩,陈亮. 2004. 扇三角洲露头层序演化特征及其对砂岩储集层的控制作用. 石油勘探与开发, 31(增刊): 103~105.
- 里丁, H. G. 1985. 沉积环境和相. 北京: 科技出版社, 464~470.
- 李祥辉,王成善,金玮,冉波. 2009. 深海沉积理论发展及其在油气勘探中的意义. 沉积学报, 27(1): 77~86.
- 李寅. 2003. 滦平盆地西瓜园组扇三角洲沉积体系构成及其特征. 地球学报, 24(4): 353~356.
- 罗平,张兴阳,张玄杰,房小荣. 2005. 滦平断陷盆地地下白垩统露头沉积地质考察指南. 见中国石油勘探与生产分公司. 主编. 岩性地层油气藏勘探理论与实践. 北京: 石油工业出版社, 117~219.
- 庞雄,陈长民,朱明,何敏,柳保军,申俊,连世勇. 2007. 深水沉积研究前缘问题. 地质论评, 53(1): 36~43.
- 饶孟余,钟建华,赵志根,严家平,唐修义. 2004. 浊流沉积研究综述和展望. 煤田地质与勘探, 32(6): 1~5.
- 田树刚,牛绍武,庞其清. 2008. 冀北滦平盆地早白垩世陆相义县阶的重新厘定及其层型剖面. 地质通报, 27(6): 739~752.
- 武法东,陈永进,李寅,焦养泉. 2000. 河北滦平盆地构造演化及对扇三角洲发育的控制作用. 现代地质, 14(2): 179~181.
- 武法东,陈永进,侯宇安,张峰,李寅. 2004. 滦平盆地沉积—构造演化及高精度层序地层特征. 地球科学, 29(5): 625~630.
- 项华,张乐. 2007. 滦平盆地西瓜园组扇三角洲露头层序特征. 油气地质与采收率, 14(6): 20~22.
- 张英利,孟庆任,渠洪杰. 2007. 燕山构造带滦平早白至世盆地沉积过程和演化. 岩石学报, 26(1): 667~676.
- 张英利,孟庆任,渠洪杰. 2008. 滦平盆地地上白垩统九佛堂组中的熔岩岩及地质意义. 沉积学报, 26(1): 105~109.
- Bishop J, Buchanan P G, Bishop C J. 1995. Gravity-driven thin-skinned extension above Zechstein Group evaporites in the western central North Sea: an application of computeraided section restoration techniques, Marine and Petroleum Geology, 12 (1995): 115~135.
- Bovies M J. 2003. Mass movement. In Middleton G V, Church M J, Coniglio M et al. ed. Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Netherland: Kluwer Academic Publishers, 424~425.
- Davis G A, Friedmann S J. 2005. Large-scale gravity sliding in the Miocene Shadow Valley Supradetachment Basin, Eastern Mojave Desert, California. Earth-Science Reviews, 73 (2005): 149~176.
- Einsele G. 2000. Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget (2nd ed). Deutsch: Springer, 210~235.
- Fisher R V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows.

- Geology, 11(5): 273~274.
- Iverson R M. 2003. Gravity-driven mass flows. In Middleton G V, Church M J, Coniglio M et al. ed. *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Netherland: Kluwer Academic Publishers, 347~353.
- Kneller B C. 2003. Turbidites. G. V. In Middleton G V, Church M J, Coniglio M. et al. ed. *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Netherland: Kluwer Academic Publishers, 757~759.
- Lowe D R. 1979. Sedimentary gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In Doyle L J & Pilkey O H ed. *Geology of Continental slopes*. Tulsa: Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner, 27, 75~82.
- Lowe D R. 1982. Sediment gravity flows: II—depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1): 279~297.
- Macdonald D I M, Moncrieff A C M, Butterworth P J. 1993. Giant slide deposits from a Mesozoic fore-arc basin, Alexander Island, Antarctica. *Geology*, 21(11): 1047~1050.
- McKee M B, Anderson T H. 1998. Mass-gravity deposits and structures in the Lower Cretaceous of Sonora, Mexico. *GSA Bulletin*, 110(12): 1516~1529.
- Middleton G V & Hampton M A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In Stanley D G & Swift D G P ed. *Marine Sediment Transport and Environment Management*. New York, Wiley, 197~218.
- Middleton G V. 1993. Sediment deposition from turbidity currents. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21(5): 89~114.
- Mutti E. 1992. Turbidite Sandstones. Milan, Italy: Agip Special publication, 39~76.
- Nardin T R, Hein F J, Gorsline D S, Edwards B D. 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon—fan—basin floor systems. In Doyle L J & Pilkey O H ed. *Geology of Continental Slopes*. Tulsa: Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner, 27, 61~73.
- Shanmugam G, Moloia R J, Sales J K. 1988. Duplex-like structures in submarine fan channels, Ouachita Mountains, Arkansas. *Geology*, 16(3): 229~232.
- Shanmugam G, Lehtonen L R, Straume T, Syvertsen S E, Hodgkinson R J, Skibeli M. 1994. Slump and debris-flow dominated upper slope facies in the cretaceous of the norwegian and northern north seas (61 - 67°N): implications for sand distribution. *AAPG Bulletin*, 78(6): 910~937.
- Shanmugam G. 1996. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1): 2~10.
- Shanmugam G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s~1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 2000, 17(2): 285~342.
- Shanmugam G. 2002. Ten turbidite myths. *AAPG Annual Meeting* March 10~13, Houston, Texas.
- Shanmugam G. 2006. Deep-water processes and facies models: Implications for sandstone petroleum reservoirs. Elsevier, 47~83.
- Stow D A V, Reading H G, Collinson J D. 1996. Deep Seas. In Reading H G eds. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd ed). London: Blackwell Science, 395~453.
- Wright L D, Friedrichs C T. 2006. Gravity-driven sediment transport on continental shelves: A status report. *Continental Shelf Research*, 26 (2006): 2092~2107.

Gravity-Driven Processes: a More Important Transport Mechanism of Deposits in Xiguayuan Formation of Lower Cretaceous in Luanping Basin, Northern Hebei

ER Chuang¹⁾, GU Jiayu¹⁾, NIU Jiayu¹⁾, CHENG Ni²⁾, HAN Shaofei³⁾

1) *Research Institute of Petroleum Exploration & Development, PetroChina, Beijing, 100083;*

2) *Jingbian Oil Plant of Yanchang Oilfield Company, Jingbian, Shaanxi, 718500;*

3) *The First Gas Plant of Changqing Oilfield Company, Jingbian, Shaanxi, 718500*

Abstract: Based on the observation in field, it is indicated that deposits of gravity-driven process are well developed in the Xiguayuan Formation of Low Cretaceous in the Luanping Basin, Northern Hebei. The slide and slump deposits in the Xiguayuan Formation are described. It is indicated that some compression deformations in the outcrop are formed by sedimentary process rather than tectonic origin. After introducing the sedimentary environment of the gravity flow deposit in the Xiguayuan Formation, some gravity flow deposit in the outcrop are delineated and they can be reasonably interpreted by sandy debris flow. Based on the study on slide and slump (mass movement) and the deposits of sandy debris flow—turbidity current, integrated the results of the former study on fluvial fan—fan delta, gravity-driven process is considered to be the more important transport mechanism.

Key words: Luanping Basin; Lower Cretaceous; gravity-driven processes; slide; slump; sandy debris flow; transport mechanism; northern Hebei