

重力流沉积岩相划分及其发育规律

张雷^{1,2}, 李振海¹, 张学娟¹, 刘敏³, 申家年¹

(1. 东北石油大学地球科学学院, 黑龙江大庆 163318; 2. 德克萨斯农工大学地质与地球物理系, 美国德克萨斯州大学城 77840; 3. 湖南省地质科学研究所, 湖南长沙 410007)

摘要:在 Tailling 等分类的基础上建立基于沉积过程中的流变学特征和沉积物支撑机制的滑塌流-浊流-碎屑流三分(滑塌岩相、碎屑流岩相和浊积岩相)14个序列的重力流岩相划分体系;结合鄂尔多斯盆地合水地区长7段大量的岩心资料,并借助于测井曲线和录井数据,对合水地区长7段重力流沉积的岩相及岩相组合进行识别。结果表明:合水地区主要发育5类重力流沉积岩相组合类型,即低密度浊流组合、高密度浊流组合、黏滞性碎屑流组合、弱黏滞性碎屑流组合以及滑塌岩组合;对比合水地区重力流沉积空间发现,滑塌岩相发育范围相对局限,主要发育于三角洲前缘失稳区,碎屑流沉积主要发育于斜坡带-坡折带处,浊流沉积的分布范围最广;“浅水凸形”坡折带位于三角洲前缘或三角洲平原附近,是重力流重要的触发区,主要控制正常牵引流三角洲前缘中松散的水下分河道砂体沉积;“深水凹形”坡折带位于前三角洲深水区,是深水重力流砂体主要的卸载沉积区。

关键词:鄂尔多斯盆地;长7段;重力流沉积;岩相;岩相组合

中图分类号:TE 121.3 **文献标志码:**A

引用格式:张雷,李振海,张学娟,等.重力流沉积岩相划分及其发育规律[J].中国石油大学学报:自然科学版,2015,39(1):17-24.

ZHANG Lei, LI Zhenhai, ZHANG Xuejuan, et al. Lithofacies classification and development rule of gravity flows deposits [J]. Journal of China University of Petroleum (Edition of Natural Science), 2015, 39(1): 17-24.

Lithofacies classification and development rule of gravity flows deposits

ZHANG Lei^{1,2}, LI Zhenhai¹, ZHANG Xuejuan¹, LIU Min³, SHEN Jianian¹

(1. Geoscience College, Northeast Petroleum University, Daqing 163318, China;
2. Department of Geology and Geophysics, Texas A & M University, College Station, TX 77840, USA;
3. Hunan Institute of Geological Sciences, Changsha 410007, China)

Abstract: Building upon prior investigations of Talling and others, a three-fold classification of gravity flow lithofacies was established based primarily on fluid rheological characteristics and sediment-support mechanisms of depositional processes. The new classification mainly contains slumps lithofacies, debris flow lithofacies and turbidite lithofacies, corresponding to the deposits of slump, debris flow and turbidity current respectively, and can be further subdivided into 14 lithofacies. Using the abundant core data and logging data, lithofacies and lithofacies associations of gravity flows deposits were identified in Chang 7 Member of Heshui region, Ordos Basin. The results show that there are five types of lithofacies associations developed in Heshui region, including the low density turbidite association, the high density turbidite association, the viscous debris flow association, the weakly viscous debris flow association and the slumps association. The slumps lithofacies are located restrictively in the instable area of delta-front, the debris flow deposits are mainly developed in the slope to slope break zone, and the turbidites are on the other hand most widely distributed. The shallow water and convex slope break is located in the delta-front or the delta-plain, which is the initiating area of the gravity flow and mainly controls the distribution of loose sandy depositions of sub-sea distributary channels in delta-front caused by normal traction currents. The deep water and concave slope break is located

收稿日期:2014-06-06

基金项目:黑龙江省青年科学基金项目(QC2012C127);高等学校博士学科点专项科研基金项目(20132322120001);黑龙江省教育厅高校后备人才出国留学研修计划项目(2012318)

作者简介:张雷(1979-),男,副教授,博士,从事储层沉积学与油气地质方面研究。E-mail:zhlkeyan@163.com。

in the deep water area of prodelta, which is the major unloading and deposition area of the gravity flows sand.

Keywords: Ordos Basin; Chang 7 Member; gravity flows deposits; lithofacies; lithofacies association

近年来随着全球深水油气勘探的迅速推进,深水沉积已成为当前地质学领域研究的热点课题^[1]。世界范围内不同地区的深水重力流沉积成因的砂岩带正逐步成为一个极为重要的油气资源勘探领域^[2]。目前中国对深水重力流沉积区的油气勘探已经取得了一定的进展,鄂尔多斯盆地、珠江口盆地、渤海湾盆地东营、南堡等油气区均取得了重要的突破^[2-4]。鄂尔多斯盆地合水地区大规模勘探始于20世纪九十年代中期,重点勘探层位为长6和长8油层组;近年来,随着对深水沉积勘探的逐步认识,鄂尔多斯盆地长7段石油勘探取得重大突破,长7油层组中的半深湖—深湖亚相中发育典型的重力流沉积,形成了总体低渗特征下的局部高渗储层,多口井试油获高产工业油流,显示出良好的勘探前景^[4-6]。众多学者研究表明^[5-7]鄂尔多斯盆地湖盆中心规模较大、物性较好的块状砂岩为砂质碎屑流沉积,改变了传统认识中湖盆中部只发育较小规模浊流沉积的观点,但目前的研究主要停留在深水重力流沉积中碎屑流和浊流沉积的识别,缺乏进一步对重力流沉积岩相和岩相组合的识别与对比,以及重力流沉积体系演化及其发育规律方面的研究。笔者从重力流岩相分类入手,结合大量的岩心资料,并借助于测、录井数据分析,总结合水地区长7段重力流沉积的岩相特征和岩相组合发育特征,并进一步对其分布规律开展研究,以期指导合水地区的重力流沉积油气勘探,丰富重力流沉积理论体系。

1 地质背景

合水地区位于鄂尔多斯盆地南部,属于陕北斜坡带的西南缘,紧邻天环坳陷带与渭北隆起带,面积为4344 km²。区域沉积演化特征研究表明^[8],鄂尔多斯盆地晚三叠世发育了一套大型内陆湖泊相沉积。晚三叠世早期长9期发育一次小型湖侵后经历了长8期三角洲进积沉积过程。长7期以来,发生大规模湖侵作用,湖盆规模达到鼎盛状态,湖盆中心沿姬塬—华庆—正宁—一线呈北西—南东向分布,合水地区长7期沉积环境以半深湖—深湖亚相为主,表现为最大湖泛泥岩背景下的深水重力流沉积特征。

2 重力流沉积岩相分类及岩相体系

2.1 分类方案

目前国内外学者对重力流沉积分类主要基于流体流变学特征、沉积物支撑机制或者二者的综

合^[2]。Middleton等^[9]依据沉积物支撑机制建立了重力流沉积的四分体系。Shanmugam等^[10]认为颗粒流非常少见、液化流并非一种独立的流体,并根据沉积物重力流形成过程(流变学)将重力流分为滑动、滑塌、碎屑流和浊流四分的体系。以Mulder和Alexander^[11]为代表建立的浊流—浓密度流—超浓密度流—碎屑流四分体系虽然给出各个级别密度流的浓度划分界限,但是不同浓度密度流在沉积成岩后的结构构造特征标识不清,也没有给出在实际地质应用中的识别方法。Tailling等^[12]在总结前人研究基础上,结合沉积过程中的流变学特征和沉积物支撑机制这两个主要条件提出了浊流—碎屑流两分体系,其中碎屑流再细分为4类(非黏滞性、弱黏滞性、黏滞性以及泥质碎屑流),进一步依据碎屑流的黏滞强度将黏滞性碎屑流细分为低强度、中等强度和高强度黏滞性碎屑流。在Tailling等^[12]的基础上,考虑到滑塌流是碎屑流和浊流沉积形成的基础,滑塌流—碎屑流—浊流属于一个完整的重力流沉积演化过程,所以本次研究在重力流沉积中引入滑塌流,建立滑塌流—浊流—碎屑流三分的重力流沉积岩相体系。另外,由于Tailling等对中等强度黏滞性碎屑流的区分特征不明确,拟对黏滞性碎屑流二分为低强度和高强度黏滞性碎屑流,即其沉积产物分别为低强度黏滞性碎屑流(D_{M-1})和高强度黏滞性碎屑流(D_{M-2})沉积(图1,据Tailling等^[12],有修改)。

2.2 岩相体系

2.2.1 浊积岩相体系

浊积岩相体系是以浊流沉积形成的岩石组合为特征。浊流是一种沉积物悬浮于紊流中的牛顿流流体,颗粒紊动搬运,受阻沉降为其主要的沉降方式^[13-14]。浊积岩相体系包括高密度浊积岩亚相、低密度浊积岩亚相以及泥质密度流岩亚相,其中高密度浊积岩亚相和低密度浊积岩亚相主要发育砂岩,统称为浊积砂岩相;泥质密度流岩亚相主要发育为泥质沉积,为浊积泥岩相。

泥质密度流岩相T_E包括T_{E-3}、T_{E-2}和T_{E-1}岩相序列。一般T_{E-3}序列比T_{E-1}和T_{E-2}厚得多,厚度可超过20 m,缺乏粒度分级的T_{E-3}序列为具有较高浓度的凝胶或浮泥层形成的块状沉积,其发育规模较大,通常搬运距离也较远,整体呈凝胶状搬运横跨盆地平原或摆脱盆地斜坡约束,沉积于深水区^[15]。T_{E-2}序列是由重力分异沉降并不受后期底流改造形成的

粉—细砂沉积,常发育小规模粒序层理,一般厚度为 10~20 cm。泥质密度流岩相 T_{E-1} 序列纹层厚度一般为 0.1~2 mm,形成的岩相序列厚度为 10~25

cm,纹层由黏性粉砂质泥和非黏性粉砂级颗粒组成,常发育于浊积体近端,形成具不规则透镜状层理或者水平层理的粉砂岩沉积(图 2(a))。

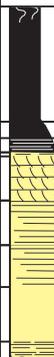
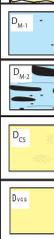
岩相划分体系				岩相序列		岩相形成机制		
岩相体系	沉积方式	岩相	流态(岩相亚相)	岩相序列	岩相序列示意图	岩相序列特征	沉积物支撑-沉降机制	流变特征
水下重力流沉积岩	块状固结(粒度分异-逐层沉积)	泥质密度流岩(浊积泥岩)	泥质密度流(泥质密度流岩)	T _{E-3}		由絮凝黏结沉降形成的均质块状泥岩沉积,顶部虫孔发育	基质(胶化)强度(超孔隙压力)	层状(或近层状)
				T _{E-2}		T _{E-1}		
	粒度分异沉积-逐层沉积	浊积岩(浊积砂岩)	低密度(砂质)浊流(低密度浊积岩)	T _D		黏性粉砂质泥岩低流态层(水平层理)	受阻紊动和颗粒受阻沉降,颗粒被改造为基底载荷,由高密度浊流向低密度浊流过渡,形成突变面或渐变面。如突变(T _{B-2} ~T _C),渐变(T _{B-2} ~T _{B-1})	紊动
				T _C		非黏性水平层理砂岩层(通常不发育)		
				T _{B-1}		完全滞流形成波状交错层理(变形层理或爬升层理)细-粉砂岩沉积		
				T _{B-2}		稀滞流形成的低幅度波纹层(从低到高密度浊流的过渡通常为粒度突变面)		
碎屑流体系	块状固结	黏滞性碎屑流(岩)	低强度黏滞性碎屑流(低强度砂质碎屑流岩)	D _{M-1}		缺乏(毫米级)砾屑组分,黏性泥质组分含量较低	基质黏滞强度足以阻止砂砾沉降,但由超孔隙压力、浮力(碎屑与基质密度差)和颗粒间相互作用也可支撑颗粒	层状(或近层状)
			高强度黏滞性碎屑流(高强度砂质碎屑流岩)	D _{M-2}		含有砾屑以及较高的黏性泥质含量		
		弱黏滞性碎屑流(岩)	弱黏滞性碎屑流(净砂岩碎屑流岩)	D _{CS}		整体发育为块状层理,无内部层理构造,黏性泥的含量极低,黏滞强度不足以支撑砂质颗粒		
非黏滞性碎屑流(岩)	非黏滞性碎屑流(特净砂岩碎屑流岩)	D _{VCS}		特净砂质碎屑流沉积,该序列一般不发育	超孔隙压力导致流体全部或部分液化。无黏结强度,但当孔隙压力耗散时流体边缘可能发生冻结			
滑塌体系	块状固结	坍塌岩	滑塌流(滑塌岩)	S		砂泥交互的强烈揉皱变形层理	内部沉积体发育强烈的同沉积变形,常具有包卷层理和滑塌变形构造	块状

图 1 水下重力流沉积岩相序列划分

Fig. 1 Sequence classification of subaqueous gravity flow sedimentary lithofacies



图 2 合水地区长 7 段典型重力流沉积岩相序列

Fig. 2 Typical lithofacies sequences of gravity flow sedimentary of Chang 7 Member of Heshui area

低密度浊积岩亚相包括 T_D、T_C 以及 T_{B-1} 岩相序

列。T_D 序列为低浓度浊流沉降遭受底流改造并在

短时间内形成水平层理的粉砂—粉砂质泥岩,通常厚度仅为几厘米,一般情况下很少发育或不发育。 T_C 序列是常见的低密度浊积层段,沉积于完全湍流层附近,泥屑含量相对较低,泥屑沉降不受阻碍,常发育粗粒沉积物,整体序列厚度小于30 cm,在开阔沉积区或坡折带附近可以形成较厚的波状交错层理砂岩,波状纹层的波长一般小于20 cm,波高达数厘米,通常局部有包卷层理(图2(b))。低密度浊积岩亚相 T_{B-1} 序列一般由沉积物经较长距离搬运沉积而成,形成波长较长(70~130 cm),波高较低(一般为2~6 mm)的波纹层,波纹层的背风侧沉积分选导致平行或波状层理的发育^[16]。

高密度浊积岩亚相包括 T_{B-2} 、 T_A 以及 T_{B-3} 3个岩相序列,主要的沉积方式为受阻沉降沉积。高密度浊流沉积中, T_{B-2} 序列平行层理的纹层较薄,其纹层厚度一般小于1 mm,而 T_{B-3} 序列平行层理的纹层较厚,约为0.5~15 cm。高密度浊流段 T_{B-2} 岩相序列较为常见,往往发育于 T_A 序列之上,侧向上与 T_A 的界线不明显,碎屑顺纹层沉积,在某些情况下砂体脱水形成包卷层理(显示快速沉积)。 T_{B-3} 序列常见于 T_A 序列底部, T_{B-3} 序列纹层局部表现为粗细相间的阶梯状分异特征,整体为韵律层理,在薄层的细粉砂纹层上突变发育厚层较粗砂岩,上部较厚的粗砂岩很少甚至无内部颗粒分异(图2(c))。高密度浊积岩相 T_A 序列由于颗粒缺乏内部分异而称为块状砂岩(图2(d)),该序列具有相对较低的基质含量,常见于较粗碎屑和较厚的浊流沉积中,发育于重力流沉积的近端。

2.2.2 碎屑流岩相体系

碎屑流是一种由基质支撑的块状宾汉流或塑性流,其内部流动状态为层流,碎屑物质在流体中呈明显的顺层搬运过程^[10]。黏滞性碎屑流(D_M)为连续的黏滞性层流沉积,可分为高强度黏滞性碎屑流(D_{M-2})和低强度黏滞性碎屑流(D_{M-1})两类。“漂浮”有毫米级砾屑以及较高的黏性泥质含量是区分高强度黏滞性碎屑流(D_{M-2})与低强度黏滞性碎屑流(D_{M-1})的主要特征,同时黏滞性碎屑流(D_M)基质中的砂级颗粒是其区别于泥质密度流沉积(T_{E-3})的重要依据^[17]。高强度黏滞性碎屑流(D_{M-2})因含包围碎屑的黏性泥质基质而具有高内聚强度,从而形成厚度较大(一般大于10 m)、碎屑丰富的碎屑岩,因此不同于含有砾屑并且很少或根本不含基质的滑塌或崩落沉积。低强度的黏滞性碎屑流(D_{M-1})一般是由高强度黏滞性碎屑流(D_{M-2})到块状泥质密度流 T_{E-3} 的过渡沉积序列,其碎屑流的屈服强度足以支持砂

级别颗粒(图2(e)),但不够支持超过几毫米的砾屑。低强度的黏滞性碎屑流(D_{M-1})一般发育较为广泛,而高强度的黏滞性碎屑流(D_{M-2})发育范围有限。弱黏滞性碎屑流(D_{CS})呈液化块状搬运,砂岩总体上洁净(图2(f)),黏性泥的含量极低,黏滞强度不足以支撑砂质颗粒,且其泥屑一般发育在弱黏滞性碎屑流(D_{CS})的近端。弱黏滞性碎屑流(D_{CS})由于滑水面的存在,其颗粒可在低坡度下搬运长达几十公里^[18]。非黏滞性碎屑流(D_{VCS})岩相序列砂岩分选好,黏性矿物含量少,渗透率高。这种特别洁净的砂岩不允许超孔隙水压力和液化碎屑流的长期存在,所以这些特别干净的砂岩一般搬运距离不远,规模有限,该岩相序列一般不发育。

2.2.3 滑塌岩相体系

滑塌岩相(S)是陡坡带未固结沉积物失稳后,在自身重力作用下发生坍塌滑动变形形成的沉积,在坍塌滑动中形成砂泥交互的强烈揉皱变形层理。滑塌岩的典型构造特征为粉砂质泥岩—粉砂岩形成包卷层理(图2(g)),大小混杂的角砾状泥岩撕裂屑混杂其内,在滑塌体底部常见滑动面,滑动界面上下岩性界线明显。

3 合水地区重力流岩相发育特征

3.1 重力流沉积岩相序列特征

合水地区长7段沉积时期不同构造位置重力流作用强度存在一定差异,从而形成类型丰富的重力流岩相序列。由研究区重力流沉积岩相特征分析可知(图3、4),浊流沉积序列中泥质密度流岩相序列 T_{E-1} 和 T_{E-2} 发育有限,区域内泥质密度流岩相主要发育 T_{E-3} 岩相序列,以块状粉砂质泥岩—泥岩沉积为特征,GR和SP测井均为高值,厚度为0.8~1.4 m。泥质密度流岩相 T_{E-3} 序列一般作为重力流沉积序列组合的结束,发育于重力流沉积序列组合的顶端,整个泥质密度流岩相厚度一般为1.1~2.7 m。 T_D 序列仅在宁36井有发现,厚度较薄,仅30 cm,GR和SP均显示为中值。 T_C 序列发育为波状交错层理,GR测井显示为中高值,SP为高值, T_C 序列段在整个重力流沉积序列组合中出现频率较高,发育较广,厚度较大,一般为1.2~5.5 m。 T_{B-1} 序列在合水地区基本不发育。 T_{B-2} 较为发育, T_{B-2} 序列表现为薄纹层平行层理特征,其纹层厚度小于5 mm,整个岩相序列厚度也仅为0.7~1.1 m,其测井响应与 T_C 序列相似,即GR为中高值,SP为高值。 T_A 块状层理砂岩均较厚,单序列厚度为1.8~10.2 m,其GR和SP均为低值。 T_{B-3} 序列为粗—细粉砂形成的薄厚交

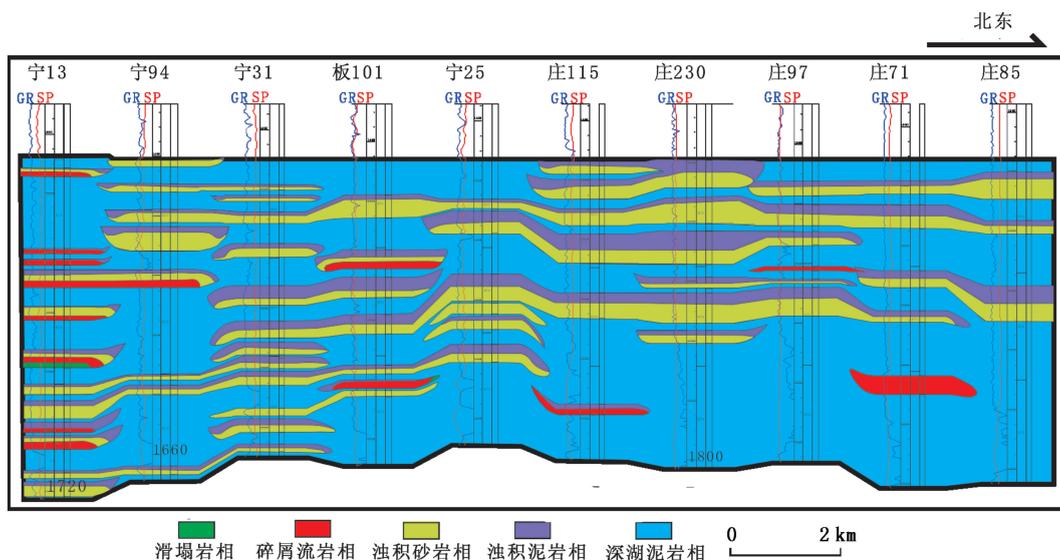


图6 宁13井—庄85井重力流岩相对比剖面

Fig.6 Section of gravity flow sedimentary lithofacies of well Ning13-well Zhuang85

4 重力流沉积发育的主控因素

4.1 坡折带

通过对合水地区长7段底部坡折带的识别,划分出“浅水凸形”和“深水凹形”两类坡折带^[19]。“浅水凸形”坡折带位于三角洲前缘或前三角洲附近,是重力流重要的触发区,主要控制正常牵引流三角洲前缘中松散的水下分流河道砂体沉积。“深水凹形”坡折带位于前三角洲深水区,是深水重力流砂体主要的卸载沉积区。

“浅水凸形”坡折带和“深水凹形”坡折带之间的斜坡带是重力流重要的搬运区,该斜坡带也是重力流,特别是碎屑流发育形成的主要构造单元。“浅水凸形”坡折带沉积失稳形成滑塌流后,沿斜坡带向深水区呈层流搬运形成碎屑流;碎屑流在整体搬运的过程中,其顶部在水体混入下被紊流化形成浊流沉积。碎屑流可在相对较缓的斜坡带上长距离搬运,搬运距离可超百公里^[20],碎屑流、浊流以及二者的混合流抵达“深水凹形”坡折带后能量显著降低,均形成大规模连片沉积,而浊流可大量越过“深水凹形”坡折带,沉积于深湖平原。

由于三角洲的高速沉积以及重力流沉积被频繁触发,常形成剖面上多层状单个透镜状的小砂体,平面上呈舌状和扇状分布,多期重力流沉积在“深水凹形”坡折带处及“深水凹形”坡折带之下形成交错叠置的多个透镜状砂体,使得“深水凹形”坡折带附近的重力流沉积砂体连片发育,广泛分布。处于“浅水凸形”坡折带及其之上的重力流砂体受三角

洲前缘亚相的分流河道松散砂体供给的影响,常与分流河道松散砂体在平面上呈条带状或线状延伸,并分布于分流河道松散砂体外围“浅水凸形”坡折带地区,使得在分流河道松散砂体外围的“浅水凸形”坡折带附近常形成单层厚度较大且分布范围相对较小的重力流砂体。重力流沉积为合水地区长7段的重要沉积类型,“浅水凸形”坡折带及其下部的斜坡带以砂质碎屑流沉积物为主,由于流体的不断湍流化,向湖盆中心方向的“深水凹形”坡折带递变为浊流沉积。合水地区西南方向以辫状河三角洲沉积为主,其古地形坡度相对较陡,常发育线状或条带状砂质碎屑流沉积。当砂质碎屑流沉积搬运至“深水凹形”坡折带处时,由于能量显著降低和地形相对开阔,水体混入层流砂体中,使砂质碎屑流被湍流化,形成大面积浊流沉积。合水地区北东向地形比较平缓,“浅水凸形”坡折带和“深水凹形”坡折带发育不明显,三角洲前缘滑塌形成的碎屑流在搬运沉积过程中由于能量相对稳定,受到水体干扰湍流化程度较低,浊流沉积范围较小,主要发育大面积的扇状砂质碎屑流沉积(图7)。

4.2 三角洲的快速推进

快速沉积欠稳定状态下三角洲前缘的沉积,特别是三角洲前缘分流河道以及河口坝微相松散的砂岩,受某种偶发机制(火山、地震、风暴等)随机引发,在自身重力作用下形成滑塌,大部分滑塌物在坡度较陡的斜坡带上继续滑动,滑动过程中随着水的不断混入以层流态向深水区搬运,形成碎屑流沉积;碎屑流在与上部水体密度差的诱发下,在流速变化

或者水动荡条件下部分甚至全部形成湍流,湍流呈向上分力支撑悬浮状态搬运,在深水区形成浊流沉积。

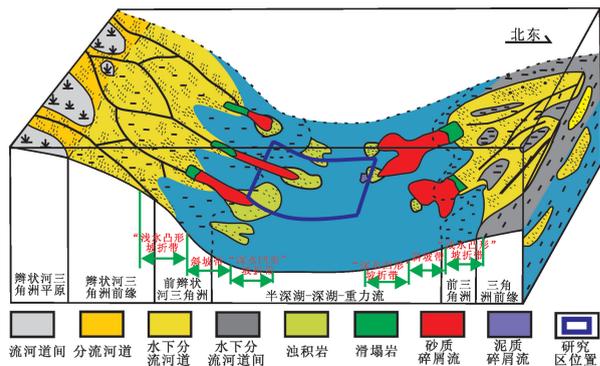


图7 合水地区长7段重力流沉积模式

Fig.7 Sedimentary model of gravity flow of Chang 7 Member of Heshui area

晚三叠世长7期以来,鄂尔多斯盆地西南缘进入前陆盆地发展期,随着西南前陆造山带的迅速抬升,合水地区的主要物源得以形成,西南物源大量的碎屑颗粒通过河流搬运至辫状河三角洲或正常三角洲发育区沉积下来,随着西南湖盆边缘地形变陡,以及三角洲不断向前推进,滑塌重力流沉积频繁发育,形成剖面上叠置的大量线状或条带状分布的重力流沉积,其单个重力流沉积规模较小,分布范围较小;相对而言,北东方向源远流长的曲流河三角洲由于古地形坡度较小,在三角洲快速推进过程中形成巨厚的砂体沉积,当沉积失稳时形成规模较大的厚层碎屑流沉积(图7)。

5 结论

(1)本文中建立了重力流的三分(滑塌岩相、碎屑流岩相和浊积岩相)14个岩相序列的岩相划分体系,并总结出各类重力流岩相的主要特征,应用岩相特征对合水地区长7段重力流沉积进行识别,总结出合水地区低密度浊流组合、高密度浊流组合、黏滞性碎屑流组合、弱黏滞性碎屑流组合以及滑塌岩组合5类主要的重力流沉积的岩相组合类型。

(2)对比合水地区重力流沉积空间发现,滑塌岩相发育范围相对局限,主要发育于三角洲前缘失稳区,碎屑流沉积主要发育于斜坡带-坡折带处,浊流沉积的分布范围最广,其单层浊流最大横跨距离可达15 km。

(3)“浅水凸形”坡折带位于三角洲前缘或三角洲平原附近,是重力流重要的触发区,主要控制正常牵引流三角洲前缘中松散的水下分流河道砂体沉

积;“深水凹形”坡折带位于前三三角洲深水区,是深水重力流砂体主要的卸载沉积区。快速推进的欠稳定状态下的辫状河三角洲或正常三角洲前缘沉积,受某种偶发机制(火山、地震、风暴等)随机引发滑塌形成重力流沉积,为合水地区重力流主要的成因。

参考文献:

- [1] 鲜本忠,安思奇,施文华. 水下碎屑流沉积:深水沉积研究热点与进展[J]. 地质论评,2014,53(1):36-43.
XIAN Benzong, AN Siqi, SHI Wenhua. Subaqueous debris flow: hotspots and advances of deep-water sedimentation[J]. Geological Review, 2014,53(1):36-43.
- [2] 鲜本忠,万锦峰,姜在兴,等. 断陷湖盆洼陷带重力流沉积特征与模式:以南堡凹陷东部东营组为例[J]. 地学前缘,2012,19(1):121-135.
XIAN Benzong, WAN Jinfeng, JIANG Zaixing, et al. Sedimentary characteristics and model of gravity flow deposition in the depresses belt of rift lacustrine basin: a case study from Dongying Formation in Nanpu Depression[J]. Earth Science Frontiers, 2012,19(1):121-135.
- [3] 李冬,徐强,王永凤,等. 南海珠江21Ma深水扇特征及控制因素[J]. 中国石油大学学报:自然科学版,2012,36(4):7-12.
LI Dong, XU Qiang, WANG Yongfeng, et al. Characteristics and controlling factors of Zhujiang deep-water fans developed in 21 Ma, South China Sea[J]. Journal of China University of Petroleum (Edition of Natural Science), 2012,36(4):7-12.
- [4] 邹才能,赵政璋,杨华,等. 陆相湖盆深水砂质碎屑流成因机制与分布特征:以鄂尔多斯盆地为例[J]. 沉积学报,2009,27(6):1065-1075.
ZOU Caineng, ZHAO Zhengzhang, YANG Hua, et al. Genetic mechanism and distribution of sandy debris flows in terrestrial lacustrine basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2009,27(6):1065-1075.
- [5] 廖纪佳,朱筱敏,邓秀芹,等. 鄂尔多斯盆地陇东地区延长组重力流沉积特征及其模式[J]. 地学前缘,2013,20(2):29-39.
LIAO Jijia, ZHU Xiaomin, DENG Xiuqin, et al. Sedimentary characteristics and model of gravity flow in Triassic Yanchang Formation of Longdong area in Ordos Basin [J]. Earth Science Frontiers, 2013,20(2):29-39.
- [6] 赵俊兴,李凤杰,申晓莉,等. 鄂尔多斯盆地南部长6和长7油层浊流事件的沉积特征及发育模式[J]. 石油学报,2008,29(3):389-394.
ZHAO Junxing, LI Fengjie, SHEN Xiaoli, et al. Sedimentary characteristics and development pattern of turbidity event of Chang 6 and Chang 7 oil reservoirs in the

- southern Ordos Basin[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 2008, 29(3):389-394.
- [7] 李相博,付金华,陈启林,等. 砂质碎屑流概念及其在鄂尔多斯盆地深水沉积研究中的应用[J]. *地球科学进展*, 2011, 26(3):286-294.
- LI Xiangbo, FU Jinhua, CHEN Qilin, et al. The concept of sandy debris flow and its application in the Yanchang Formation deep water sedimentation of the Ordos Basin [J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(3):286-294.
- [8] 喻建,杨亚娟,杜金良. 鄂尔多斯盆地晚三叠世延长组湖侵期沉积特征[J]. *石油勘探与开发*, 2010, 37(2):181-187.
- YU Jian, YANG Yajuan, DU Jinliang. Sedimentation during the transgression period in late Triassic Yanchang Formation, Ordos Basin [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2010, 37(2):181-187.
- [9] MIDDLETON G V, HAMPTON M A. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition [R]//MIDDLETON G V, BOUMA A H. eds. *Turbidites and deep-water sedimentation. SEPM Pacific Section Short Course*, Anaheim, California, 1973:1-38.
- [10] SHANMUGAM G. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1996, 66(1):2-10.
- [11] MULDER T, ALEXANDER J. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits [J]. *Sedimentology*, 2001, 48(2):269-299.
- [12] TALLING P J, MASSON D G, SUMNER E J, et al. Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types [J]. *Sedimentology*, 2012, 59(7):1937-2003.
- [13] DORRELL R M, HOGG A J, SUMNER E J, et al. The structure of the deposit produced by sedimentation of polydisperse suspensions [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116:24-36.
- [14] 董春梅,林承焰. 重力流沉积的机械分异作用[J]. *石油大学学报:自然科学版*, 1997, 21(4):9-11.
- DONG Chunmei, LIN Chengyan. Mechanical differentiation of gravity flow sedimentary [J]. *Journal of the University of Petroleum, China (Edition of Natural Science)*, 1997, 21(4):9-11.
- [15] BLANPIED C, STANLEY D J. Uniform mud unfite deposition in the Hellenic Trench, Eastern Mediterranean [R]. *Smithsonian Contributions to Marine Sciences*, 1981, 13:1-40.
- [16] BEST J, BRIDGE J. The morphology and dynamics of low amplitude bed waves upon upper stage plane beds and the preservation of planar laminae [J]. *Sedimentology*, 1992, 39(5):737-752.
- [17] SUMNER E J, TALLING P J, AMY L A. The deposits of flows transitional between turbidity currents and debris flow [J]. *Geology*, 2009, 37(11):991-994.
- [18] KNELLER B C, BRANNEY M J. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands [J]. *Sedimentology*, 1995, 42(4):607-616.
- [19] 潘树新. 大型坳陷湖盆深水重力流研究:以松辽盆地青山口组为例 [D]. 成都:成都理工大学沉积地质研究院, 2012.
- PAI Shuxin. Deep-water gravity deposits in Songliao Terrestrial Basin [D]. Chengdu: Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, 2012.
- [20] GEE M J R, MASSON D G, WATTS A B, et al. The Saharan debris flow: an insight into the mechanics of long run out submarine debris flow [J]. *Sedimentology*, 1999, 46(2):317-335.

(编辑 徐会永)