

白音查干凹陷桑合地区早白垩世都红木组一段沉积演化及物源研究

李艳丽¹ 林春明¹ 岳信东^{1,2} 张志萍¹ 张霞¹ 徐深谋¹ 漆滨汶^{1,3}

(1. 南京大学地球科学与工程学院成矿作用研究国家重点实验室, 江苏 南京 210093;

2. 中石化西北油田分公司勘探开发研究院, 新疆 乌鲁木齐 830011;

3. 中海石油有限公司上海分公司勘探部, 上海 200030)

摘要:桑合地区是白音查干凹陷的一个重要含油区,其基础地质研究比较薄弱。综合运用岩心和录测井资料,结合区域地质背景,对白音查干凹陷桑合地区都红木组一段的沉积相类型及其分布、演化特征进行了全面系统的研究。结果表明,研究区都一段主要发育扇三角洲、湖泊和滑塌浊积扇三种沉积相类型。平面上从凹陷边缘至中心、垂向上自下而上,沉积物粒度由粗变细,沉积相由扇三角洲相、滨浅湖相渐变为半深湖-深湖相。利用岩石组分和重矿物成分进行物源分析,认为桑合地区沉积物来自凹陷北部的巴音宝力格隆起,并具有多期次、阵发性、近物源的特点,母岩岩性主要为沉积岩,其次为岩浆岩,见少量变质岩。

关键词:桑合地区;都一段;沉积演化;物源分析

中图分类号:P534.5 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2009)01-0214-15

白音查干凹陷位于二连盆地西缘川井坳陷西北部(图 1-A),地理坐标为 108°07'~109°12'E,41°48'~42°28'N,东西长约 150 km,南北宽 15~28 km,面积约 3 200 km²,为受北部塔拉边界断层和南部白音翁特边界断层共同控制的北断南超的箕状盆地^[1-3]。以毛呼低凸起为界分为东部洼陷和西部洼陷(图 1-B)。东部洼陷面积约 1 200 km²,发育较晚,沉积厚度较薄,不作为重点勘探区,目前仅有 1 口探井;西部洼陷勘探面积约 2 000 km²,具有典型的单断箕状形态和北断南超的构造特征,自北向南分为北部塔拉陡坡带、西部洼陷带、白音翁特断裂带和南部斜坡带 4 个二级构造带,是白音查干凹陷油气勘探的重点地区^[1],目前已发现桑合、翁特、古尔、达尔其等油田。

白音查干凹陷是发育在海西褶皱基底之上的中生代白垩纪陆源沉积盆地^[2,4]。基底主要由古生界变质岩和岩浆岩组成,与上覆白垩系呈角度不整合接

触^[5];盖层为中、新生界陆源碎屑沉积,自下而上由下白垩统阿尔善组、腾格尔组、都红木组、赛汉塔拉组,上白垩统二连达布苏组,古近系、新近系和第四系组成,以下白垩统为主^[2,3]。依据岩性、电性特征,结合古生物资料,都红木组(K₁bd)垂向上可划分为都红木组一段(K₁bd₁)、都红木组二段(K₁bd₂)和都红木组三段(K₁bd₃),其中都红木组一段简称为都一段,是白音查干凹陷的主力储层之一。

桑合地区位于白音查干凹陷西部洼陷的北部塔拉陡坡带,勘探面积约 120 km²,是一个重要的含油区。白音查干凹陷的勘探工作始于 20 世纪 80 年代,前人已对凹陷整体和南部斜坡带做了大量的研究工作,取得了一些重要成果,而桑合地区的基础地质研究比较薄弱,因此,对该区下白垩统都一段沉积演化及物质来源的研究显得十分必要,亦对该区中生界油气藏的勘探开发有重要意义。本文综合利用岩心、录测井和实验分析资料,结合区域地质背景,对白音

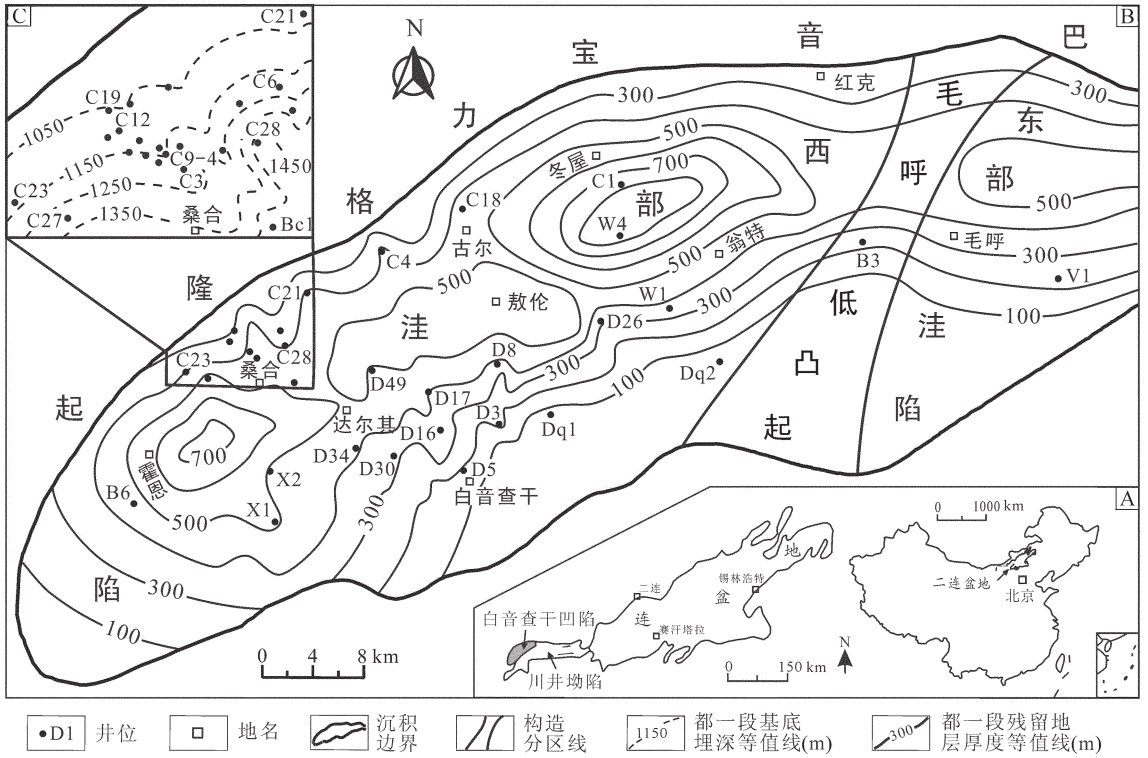


图 1 白音查干凹陷地质略图

Fig.1 Geological sketch map of the Baiyinchagan Sag

查干凹陷桑合地区都一段的沉积相类型及其分布、演化特征和沉积物来源进行全面系统的研究。

1 沉积地层

白音查干凹陷 K_1bd_1 现今残留地层厚度为 71~843 m, 其最小值和最大值分别对应于 Dq2 井和 W4 井, 多数井(约 72%)残留地层厚度集中在 300~500 m。西部洼陷的翁特、敖伦和霍恩—桑合三个区块残留地层厚度较大(图 1-B), 其中桑合地区残留地层厚度从边缘到中心逐渐增大。钻穿目的层的数据显示: C23 井残留地层厚度最小, 为 414 m; C21 井次之, 为 416 m; C28 井附近残留地层厚度最大, 达 640 m, 是桑合地区一个沉降幅度较大的区域。

桑合地区 K_1bd_1 沉积时基底埋深差别较大(图 1-C), 盆地边缘 C19 井、C21 井处仅有 1050 m、1014 m, 而向盆地中心逐渐增加, 至 C28 井可达 1500 m。C28 井区基底埋深大, 地形上呈局部的深凹, 沉积物可容空间大, 残留地层厚度也大。

桑合地区 K_1bd_1 岩性以灰白色砂砾岩、砾状砂岩、灰色细砂岩、灰色和深灰色泥岩为主, 夹灰色粉

砂岩和深灰色页岩。自下而上可细分为 4 个亚段, 分别为四亚段 (K_1bd_{1-4})、三亚段 (K_1bd_{1-3})、二亚段 (K_1bd_{1-2}) 和一亚段 (K_1bd_{1-1})。

K_1bd_{1-4} 岩性以杂色、灰白色砂砾岩, 灰白色、灰色砾状砂岩, 灰色含砾不等粒砂岩, 与灰色、深灰色泥岩互层为主; 局部为灰色、深灰色泥岩夹灰色细砂岩和粉砂岩。29 口钻井钻遇该亚段地层, 其中 23 口井钻穿该段地层, 数据显示该亚段地层厚度变化范围为 74.0~252.0 m, 一般为 125.0~150.0 m。

K_1bd_{1-3} 岩性为灰、灰白色砾状砂岩, 灰色细砂岩、泥质粉砂岩, 与深灰色泥岩互层; 垂向上构成数个正旋回沉积序列。34 口钻井钻遇该亚段地层, 其中 27 口钻井所统计的地层厚度变化较大, 为 39.0~139.0 m, 一般为 91.0~115.0 m。

K_1bd_{1-2} 岩性为灰、深灰色泥岩、页岩, 与灰色粉砂岩、细砂岩和灰、灰白色砾状砂岩、砂砾岩互层, 垂向上构成数个正旋回。砂岩矿物成分主要为石英、长石和岩屑, 长石含量较高, 为 30%~50%, 岩屑可达 30%。42 口钻井钻遇了该亚段地层, 其中 31 口钻穿井的统计数据显示该亚段地层厚度变化较大, 为

70~157 m,一般为 103~135 m。

K₁bd₁₋₁ 岩性主要为深灰色、灰色泥岩、页岩,夹灰色细砂岩,见灰白色、灰色砾状砂岩和灰白色砂砾岩,垂向上构成数个正旋回沉积序列。砂岩矿物成分主要为石英、长石和岩屑。42 口钻穿井的统计数据显示该段地层厚度变化较大,为 57~141 m,一般为 80~124 m。

整体上,从下到上砂岩层含量和厚度减小,泥岩层含量和厚度逐渐增大。

2 沉积相类型及其特征

K₁bd 沉积时,白音查干凹陷处于断陷阶段,以岩心观察、录测井资料为基础,参考沉积相识别标志^[6],结合研究区所处的地理位置、流体机制等因素,对桑合地区 K₁bd₁ 的沉积相进行分析,划分出扇三角洲、湖泊和滑塌浊积扇 3 种主要沉积相类型(表 1)。

2.1 扇三角洲相

扇三角洲是成因类型名词,其研究起源于 Gilbert^[7]对美国犹他州 Bonneville 湖更新世三角洲沉积物的经典描述,Holmes^[8]首先于 1965 年提出扇三角洲这一名词,Mcpherson 等^[9, 10]将其定义为从邻近高地推进到稳定水体中的冲积扇。

扇三角洲多发育在湖泊短轴方向上,距湖盆水体和物源区近,高差大,物源丰富^[6],属于陡地形、近物源背景下快速沉积的低成熟度粗碎屑岩。目前国内学者认为 Gilbert 当初描述的就是一个湖泊扇三角洲^[11]。在国内薛良清等^[12]很早就对扇三角洲的沉积特征进行过研究。典型的 Gilbert 扇三角洲由扇三角洲平原、扇三角洲前缘和前扇三角洲 3 部分组成,垂向上构成向上变粗的反韵律。其中扇三角洲平原砾石和粗砂含量很高;扇三角洲前缘有湖浪作用的河口砂坝,当水下分流河道发育时,砂坝变小、变薄,沉积特征显示滨浅湖亚相特点;前扇三角洲以暗色泥岩为主夹粉砂岩薄层,显示半深湖亚相特点。平面上扇三角洲岩性岩相变化很快,从湖盆边界向中心呈现多粒级砾岩相—含砾砂岩相—粉细砂岩相—深水泥岩相的快速变化,这种变化可以发生在 3~5 km 内^[13]。

中国东部新生代断陷湖盆松辽、渤海湾、辽河、泌阳等地都发现了较为典型的湖泊扇三角洲沉积^[8, 14]。白音查干凹陷是一个单断箕状盆地,桑合地区与相邻物源区以陡立的塔拉断层相隔,二者之间地形高差较大,粗细混杂的大量碎屑物质依靠河流短距离搬运,在凹陷边缘快速堆积,形成断陷湖盆型扇三角洲沉积。本区扇三角洲以杂基支撑的砂砾岩为主,具

表 1 白音查干凹陷桑合地区都一段沉积相类型
Table 1 Sedimentary facies types of Member 1 of Duhongmu Formation in Sanghe area, Baiyinchagan Sag

沉积相	亚相	微相或岩性	典型钻井及层位
扇三角洲	扇三角洲平原	分流河道、分流河道间	K ₁ bd ₁₋₂ : C12 井、C23 井 K ₁ bd ₁₋₃ : C16 井、C19 井、C21 井、C23 井 K ₁ bd ₁₋₄ : C16 井、C19 井、C21 井、C23 井
	扇三角洲前缘	水下分流河道、分流河道间、前缘席状砂	K ₁ bd ₁₋₂ : C5 井、C8 井、C11 井、C19 井、C21 井、C27 井等 K ₁ bd ₁₋₃ : C5 井、C6 井、C10 井、C12 井、C15 井、C21 井等 K ₁ bd ₁₋₄ : C6 井、C9 井、C11 井、C14 井、C24 井、C27 井等
	前扇三角洲	前扇三角洲泥	K ₁ bd ₁₋₂ : C6 井、C24 井、C25 井 K ₁ bd ₁₋₃ : C3 井
湖泊	滨浅湖	泥岩、砂岩	K ₁ bd ₁₋₁ : C8 井、C10 井、C12 井、C13 井、C16 井、C21 井等 K ₁ bd ₁₋₄ : C25 井
	半深湖—深湖	暗色泥岩、粉砂岩	K ₁ bd ₁₋₁ : C2 井、C3 井、C7 井、C14 井、C28 井及 Bc1 井等 K ₁ bd ₁₋₂ : C2 井、C3 井、C7 井、C28 井和 Bc1 井 K ₁ bd ₁₋₃ : C2 井、C7 井、C28 井和 Bc1 井 K ₁ bd ₁₋₄ : C2 井、C7 井、C28 井和 Bc1 井
滑塌浊积扇	浊积	含砾细砂岩、粉砂岩、泥岩	K ₁ bd ₁₋₂ : C9-4 井

有岩石粒度粗、厚度大、砂砾岩比例高的特点,垂向上可见明显的扇三角洲平原、扇三角洲前缘和前扇三角洲 3 层结构,平面上呈朵状,在垂向和横向上与滨浅湖、半深湖-深湖相为连续沉积。平面上,由于凹陷边部地形坡度较陡,携带沉积物的水流在入湖前流程较短,沉积物甚至未经分选就直接入湖,快速堆积和保存,因此扇三角洲平原亚相展布范围较窄。其次由于坡度较陡,水流能量和惯性较大,扇三角洲前缘亚相比较宽,成为扇三角洲相的主体。研究区扇三角洲主要发育于 K_1bd_{1-4} 、 K_1bd_{1-3} 和 K_1bd_{1-2} 沉积时期,岩性主要为灰色砂砾岩、砾状砂岩、中粗砂岩、灰黄色中细砂岩和灰色泥岩。

2.1.1 扇三角洲平原

系扇三角洲的水上部分,主要由分流河道、分流河道间组成,见天然堤沉积。如 C12 井 K_1bd_{1-2} 的 794.0~803.0 m 井段,岩性主要为灰色、灰白色块状和厚层状砾状砂岩、砂砾岩,夹灰色细砂岩、泥质粉砂岩和泥岩(图 2)。砾石成分复杂,可见石英、长石、

花岗岩、泥岩等,分选较差,次棱角一次圆状,泥质胶结,颗粒支撑。岩层内部冲刷充填构造发育,无层理和定向组构。砂岩薄片见大量泥岩岩屑,反映近源、快速堆积的特点。分流河道微相以块状、厚层状的砂砾岩和砾状砂岩为主,见少量细砂岩。分流河道间微相和天然堤微相的岩性分别为灰色泥岩和泥质粉砂岩,且天然堤微相沉积厚度比较薄。

扇三角洲平原分流河道砂体的粒度概率累积曲线大多数为三段型,以典型牵引流跳跃搬运为主,悬浮搬运为辅,一般缺乏滚动组分。如 C9-4 井 827.52 m、833.33 m 和 836.29 m,砂体概率累积曲线为三段型(图 3),由跳跃次总体和悬浮次总体组成。跳跃次总体发育两个粒度次总体,第一跳跃次总体含量为 71%~83%,粒度为 $-0.2\Phi\sim 2.6\Phi$,直线倾角为 $53\sim 63^\circ$;第二个跳跃次总体含量为 7%~22%,粒度为 $2\Phi\sim 7\Phi$,直线段倾角为 $7\sim 12^\circ$ 。悬浮次总体与跳跃次总体的交截点在 $6.8\Phi\sim 7\Phi$,含量为 5%~10%,直线段倾角为 $32\sim 41^\circ$ 。由 836.29 m 到 833.33 m 再至 827.52 m 深,

层位	深度(m)	岩性剖面	岩性描述	微相	亚相	相
都一段	795	[岩性剖面符号]	灰色油斑砾状砂岩	分流河道	扇三角洲平原	扇三角洲平原
			灰白色砂砾岩,局部为细砂岩;底部为灰色泥质粉砂岩	天然堤		
二亚段	800	[岩性剖面符号]	灰色、灰黄色砾状砂岩,局部为含砾泥质粉砂岩;底部为砂砾岩	分流河道及分流河道间	扇三角洲平原	扇三角洲平原
			灰色页岩	天然堤		
二亚段	800	[岩性剖面符号]	由下而上为灰色泥质粉砂岩、细砂岩和泥质砂砾岩	分流河道及天然堤	扇三角洲平原	扇三角洲平原
			灰色砾状砂岩			
			灰黄色砾状砂岩,局部为细砂岩,砾石含量少			
二亚段	800	[岩性剖面符号]	下部泥岩,局部夹粉砂质泥岩;上部粉砂质泥岩;顶部砂砾岩。均为灰色	分流河道间	扇三角洲平原	扇三角洲平原

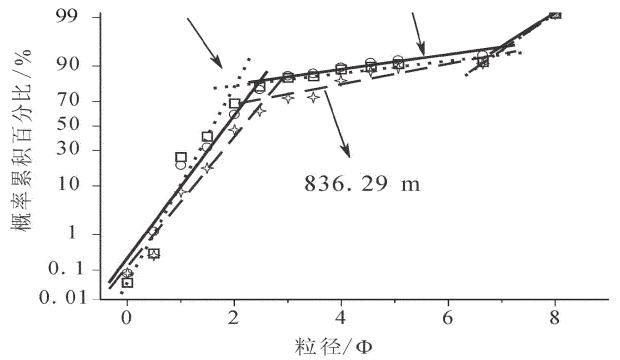


图 3 白音查干凹陷桑合地区 C9-4 井都一段扇三角洲平原分流河道沉积物粒度概率累积曲线特征

Fig.3 Probability accumulation curves of distributary channel sediments of fan delta plain of Member 1 of Duhongmu Formation in Well C9-4, Sanghe area, Baiyinchagan Sag

跳跃次总体含量由 91% 升至 94% 再降为 91%, 悬浮次总体含量由 8% 降到 5% 再升到 8%, 跳跃次总体与悬浮次总体的截点由 6.8Φ 到 7Φ 再到 6.8Φ , 截点的大小可以反映搬运介质的扰动强度, 强度低的在较细粒度上发生截断^[15], 说明该处砂体沉积时水动力向上先变弱再变强。

2.1.2 扇三角洲前缘

扇三角洲前缘是扇三角洲沉积作用最活跃的主

图 2 白音查干凹陷桑合地区都一段 C12 井扇三角洲平原亚相沉积

Fig.2 Sedimentary characteristics of fan delta plain of Member 1 of Duhongmu Formation in Well C12, Sanghe area, Baiyinchagan Sag

体部分,靠近扇三角洲平原部分有时可能露出水面。研究区本相带主要由水下分流河道、水下分流河道间和前缘席状砂沉积组成,河口坝不发育。岩性主要为灰黄色、灰白色、灰色砾状砂岩,灰白色细砂岩,深灰色泥岩,灰、深灰色页岩,偶夹灰色薄层粉砂岩。砂岩和泥岩中均见炭屑,泥岩中可见次生黄铁矿,部分层段泥岩中可见氧化斑。岩层中发育韵律层理、交错层理、包卷层理、冲刷构造以及滑塌变形等沉积构造。

水下分流河道:河流水动力与湖泊水动力的相互作用使水下河道流速减缓,下切作用减弱,侧向侵蚀作用增强,从而使水下河道加宽、变浅、分叉增多,沉积物堆积速度加快,粒度变细,以砂为主^[6]。桑合地区水下分流河道主要由灰黄色、灰白色、灰色砾状砂岩组成,夹灰白色细砂岩。砾石成分为石英、长石、硅质岩等,砾石的大小多集中在 $3\times 2\times 2\text{ mm}^3$,最大为 $5\times 3\times 3\text{ mm}^3$ 。砂岩分选和磨圆均为中等,发育块状层理、交错层理、包卷层理和冲刷侵蚀构造,大量炭屑顺层分布。不同粒级的砂岩在剖面上组成多个正旋回,单个旋回厚度为 $1\sim 4\text{ m}$,其底部可见明显冲刷面,内部构造所反映的水动力强度由下向上逐渐变弱。自然电位曲线(SP)呈中幅钟形、箱形负异常,电阻率曲线(R2.5)呈齿化箱状,如C9-4井 K_1bd_{1-2} 的 $848.0\sim 864.0\text{ m}$ 井段(图4)。

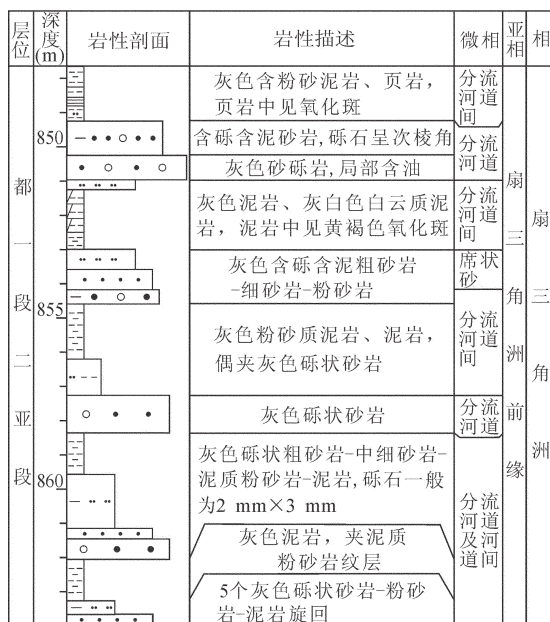


图4 白音查干凹陷桑合地区都一段C9-4井扇三角洲前缘亚相沉积特征

Fig.4 Sedimentary characteristics of fan delta front of Member 1 of Duhongmu Formation in Well C9-4, Sanghe area, Baiyinchagan Sag

水下分流河道间:位于水下分流河道两侧,以深灰色泥岩和灰色、深灰色页岩为主,夹灰色薄层状粉砂岩。地震反射呈楔形向前收敛,内部反射在根部为杂乱状,向湖盆方向变为层状^[9]。如C27井 K_1bd_{1-1} $745.0\sim 830.0\text{ m}$ 井段为深灰色泥岩、页岩与灰色粉砂岩不等厚互层;微细层理发育,层理面上含较多云母,泥岩可见变形构造。SP平直或微齿化。

前缘席状砂:在水下分流河道出口,水体流速减缓,呈片流散开,形成的朵状细砂质沉积层就是前缘席状砂。水下分流河道砂受湖浪、沿岸流、冲刷-回流的改造,也可形成不同程度的席状化砂体。研究区前缘席状砂以细砂岩为主,沉积构造主要为弱递变层理,伽马曲线(GR)呈指状。

2.1.3 前扇三角洲

前扇三角洲为受扇三角洲影响的浅湖、半深湖地区,主要由泥岩组成,偶夹薄层状粉砂岩和粉砂质泥岩。如C3井 K_1bd_{1-3} 的 $1011.0\sim 1040.0\text{ m}$ 井段,为灰色泥岩夹灰色粉砂岩薄层或条带,SP总体呈中低值平滑小齿形,见水平层理、微波状层理及生物水平潜穴等沉积构造,反映弱水动力或静水环境。

2.2 湖泊相

湖泊相沉积在 K_1bd_1 持续时间最长, K_1bd_{1-4} 到 K_1bd_{1-1} 都有发育,分布在扇三角洲外侧、扇三角洲间以及盆地中央广阔地带。依据沉积物岩性、沉积构造以及地理位置等,可分为滨湖、浅湖和半深湖-深湖3种主要亚相类型。

2.2.1 滨湖亚相

位于湖盆边缘洪水线与枯水线之间,接受来自湖岸的粗碎屑物质沉积,由于水位较浅,常形成各种暴露构造^[7]。击岸浪和回流的冲刷、筛选和淘洗使沉积物成熟度高、分选和磨圆好,由岸边向湖心方向逐渐变细。滨湖地带沉积环境复杂,沉积物类型多样,可形成砾质湖滩、砂质湖滩和泥滩沉积。在开阔湖岸湖区,当湖岸较陡,水动力较强,击岸浪对湖岸侵蚀产生粗碎屑,或者物源区粗碎屑供应充足时,滨湖区可形成砾质湖滩^[6]。如C19井 K_1bd_1 中上部,岩性为灰白色砾状砂岩夹深灰色泥岩。砾状砂岩中含炭屑,砾石大小一般为 $3\times 2\times 2\text{ mm}^3$,次棱角-次圆状,分选差。SP呈中-高值指形。

2.2.2 浅湖亚相

位于滨湖亚相内侧枯水期最低水位线至正常浪基面之间。如C12井上部,岩性主要为深灰色泥岩

夹灰色细砂岩、粉砂岩,砂岩分选和磨圆较好,胶结物以泥质、钙质为主,水平、波状层理较发育,砂泥岩交互沉积时,见透镜状层理。

2.2.3 半深湖-深湖亚相

半深湖亚相位于正常浪基面以下、风暴浪基面以上水体较深的部位,属缺氧的弱还原-还原环境,沉积物主要受潮流作用影响。深湖亚相位于风暴浪基面以下的深水区,水体安静,属还原环境。平面分布上位于湖泊最内部,在断陷湖盆中偏靠近边界断层一侧或深洼陷一侧^[17]。半深湖与深湖亚相常难以区分,统称为半深湖-深湖亚相。

半深湖-深湖亚相在 K₁bd₁ 各时期都较发育。如 C8、C10、C21 井 K₁bd₁₋₄, C7、C28 井 K₁bd₁₋₃, C2、C3、C7、C28 井 K₁bd₁₋₂, C2、C3、C6、C7 井 K₁bd₁₋₁。岩性以深灰色泥岩、页岩夹灰白色薄层粉砂岩、泥质粉砂岩为主。泥岩中有机质含量丰富,水平层理发育。SP 和 R2.5 呈低值小齿状,地震剖面上表现为突出的连续强反射特征^[18]。

2.3 滑塌浊积扇

滑塌浊积扇大多是由浅水区的各类砂体,如三角洲、扇三角洲和浅水滩坝等,在外力作用下沿斜坡发生滑动、再搬运,在洼陷深处形成的浊积岩体,其形态有席状、透镜状和扇状等^[19]。盆地深度、地形适当且有足够碎屑物供应时,容易形成坡度较陡、以重力流为主的三角洲前缘斜坡带^[20],推进到深水区的三角洲前缘斜坡带是形成滑塌和浊流沉积最有利的场所^[21]。三角洲前缘滑塌浊积扇的形成除了与三角洲主推进方向及三角洲前缘斜坡陡的地形背景相关外^[22],还受外界触发机制的影响。外界触发机制是形成三角洲前缘滑塌浊积岩的重要条件,底形变化结合波浪、地震等外界触发机制的作用更容易在三角洲前缘形成滑塌浊积体^[23]。

尚未完全固结的浅水砂体在三角洲前缘斜坡带堆积到一定厚度,达到一定坡度时,由于自身的不稳定或外界触发机制,部分沉积物在重力作用下沿三角洲前缘斜坡发生液化、移动和滑塌,最终以重力流的形式被再搬运到前三角洲或更远的深水湖区,形成与半深湖-深湖相泥岩伴生的滑塌浊积扇^[21,24]。研究区滑塌浊积扇分布面积较小,厚度较薄,一般为 0.5~1.0 m,呈小型透镜体状。岩性主要为细砂岩,砂和泥岩接触带冲刷充填构造明显。如 C9-4 井 K₁bd₁₋₂ 的 792.0~826.8 m 和 837.5~846.9 m 井段(图 5)。792.0~826.8 m

井段总体为半深湖-深湖相的灰色泥岩与灰色、深灰色页岩互层,局部粒度突然变粗,如 815.6~818.2 m 为灰黄色、灰褐色油浸细砂岩、含泥细砂岩、含砾粉砂质细砂岩夹灰色泥岩、泥质粉砂岩,具正粒序;822.8~823.0 m 为灰褐色细砂岩;在该段岩心中存在暗色泥砾、泥岩撕裂屑和多处强烈变形,如 819.2 m

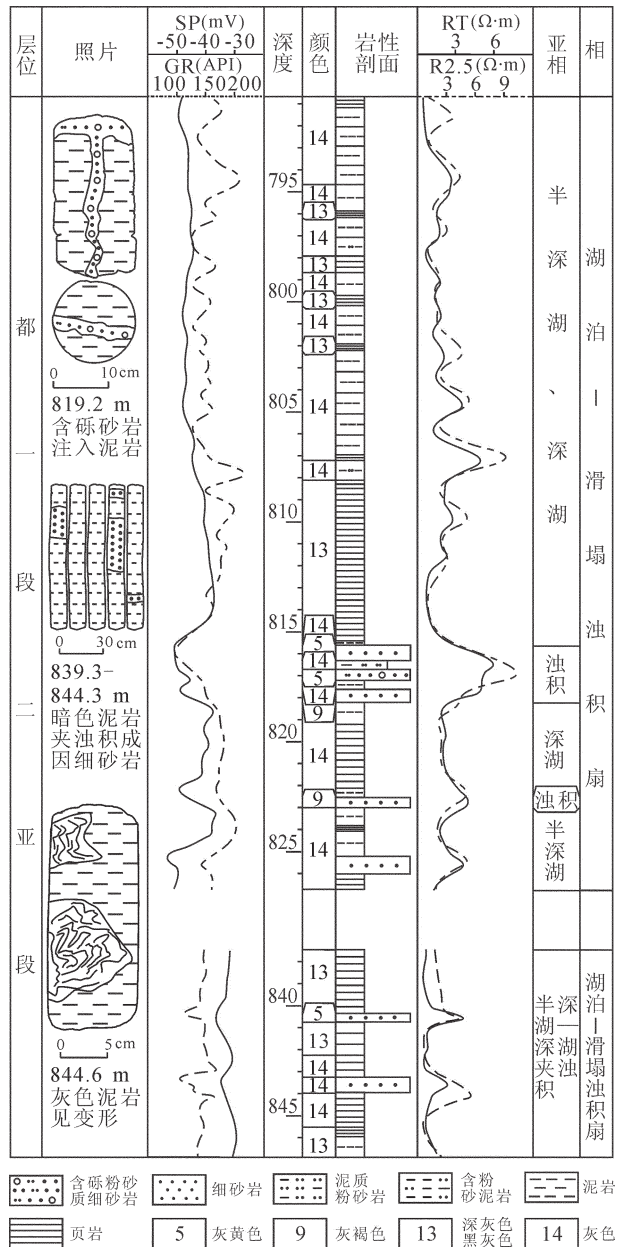


图 5 白音查干凹陷桑合地区都一段 C9-4 井滑塌浊积扇沉积特征

Fig.5 Sedimentary characteristics of slump turbidite fans of Member 1 of Duhongmu Formation in Well C9-4, Sanghe area, Baiyinchagan Sag

处含砾砂岩注入到暗色泥岩中。837.5~846.9 m 井段为大段深灰色、灰色页岩、泥岩夹灰色泥质粉砂条带,局部夹灰色薄层细砂岩、灰黄色油浸细砂岩和含砾细砂岩、含砾粗砂岩,而且 840.9~841 m、844.6~844.7 m 有明显的变形构造。

3 早白垩世都一段沉积相分布与演化

根据 K_1bd_1 残留地层的分布特征, K_1bd_1 沉积时期桑合地区的演化可划分为初期、早期、中期和晚期 4 个阶段。各时期沉积特征表现各异,但总体表现出由下到上沉积物粒度逐渐变细、水体由浅变深的特点。

3.1 都一段沉积初期

K_1bd_1 沉积初期,沉积了 K_1bd_{1-4} 地层,其分布受古地形、古构造的控制。地层厚度变化可反映湖泊沉降幅度和古地形的基本轮廓^[6]。从凹陷边部到中心整体上地层厚度先减小后增大,在 C3—C25 井方向地层厚度最小,古地形为一 NE-SW 向地势相对较高的凸起(图 6-A)。凸起周围 C6、C8、C9 和 C24 井的地层厚度分别为 82.0 m、148.0 m、135.0 m 和 128.0 m, C28 井地层厚度最大为 252.0 m,该井周围沉降幅度较大,古地形为一低凹。C27 井地层厚度为 244.5 m,其附近是该区另一个沉降幅度较大的区

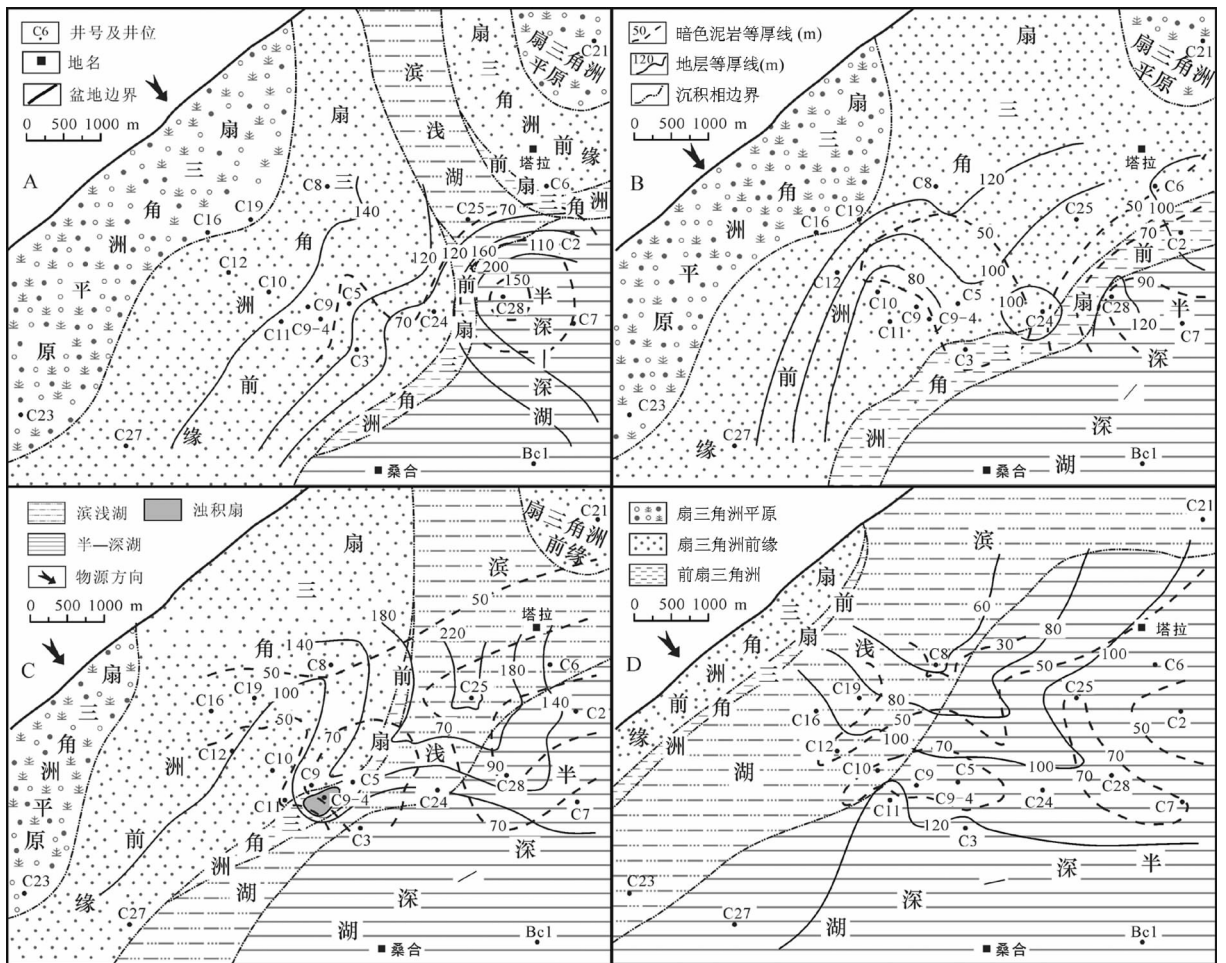


图 6 白音查干凹陷桑合地区都一段各期沉积相

A— K_1bd_{1-4} 沉积相、地层厚度和暗色泥岩厚度分布; B— K_1bd_{1-3} 沉积相、地层厚度和暗色泥岩厚度分布;
C— K_1bd_{1-2} 沉积相、地层厚度和暗色泥岩厚度分布; D— K_1bd_{1-4} 沉积相、地层厚度和暗色泥岩厚度分布

Fig.6 Sedimentary facies of different stages of Member 1 of Duhongmu Formation in Sanghe area, Baiyin chagan Sag

- A— Distribution of K_1bd_{1-4} sedimentary facies, stratigraphic thickness and dark mudstone thickness;
- B— Distribution of K_1bd_{1-3} sedimentary facies, stratigraphic thickness and dark mudstone thickness;
- C— Distribution of K_1bd_{1-2} sedimentary facies, stratigraphic thickness and dark mudstone thickness;
- D— Distribution of K_1bd_{1-4} sedimentary facies, stratigraphic thickness and dark mudstone thickness

域。砂岩厚度为 18.9~91.0 m, 总体上由 NW 至 SE 逐渐减小。砂岩含量具有与砂岩厚度相似的变化规律, 沿 NW—SE 方向由 53.4% 到 34.4%、12.2%, 再到 0.7%。C28 井暗色泥岩厚度最大, 达 171.0 m, 与地层厚度最大的区域一致(图 6-A)。

此时, 桑合地区发育扇三角洲和湖泊两大沉积体系, 凹陷边缘到中心依次为扇三角洲平原、扇三角洲前缘、滨浅湖—前扇三角洲、半深湖—深湖沉积(图 6-A)。C19、C21、C23 井沉积物颗粒较粗, 为灰白色砾状砂岩, 属于扇三角洲平原沉积; C6、C8、C10、C11、C24、C27 等钻井沉积物颗粒变细, 为灰黄色、灰白色、灰色砾状砂岩、灰白色细砂岩和深灰色泥岩, 属于扇三角洲前缘沉积; C2、C7、C28 和 Bc1 井则以灰色、深灰色泥岩、粉砂质泥岩和泥质粉砂岩为主, 偶夹灰色、灰绿色薄层细砂岩, 属于半深湖—深湖沉积。

3.2 都一段沉积早期

沉积了 K_1bd_{1-3} 地层, 沉积厚度普遍比 K_1bd_{1-4} 小。C25—C3 井一线 NE—SW 向的凸起仍然存在(图 6-B), 其地层厚度小于 100 m。C9、C10、C11 井地层厚度均小于 80 m, 其中 C9 井地层厚度最小为 68 m, 其所在区域古地势较高。C24 井地层厚 91 m, C2 井则为 97 m, 其附近分别构成研究区另外两个古地势较高的区域。而 C27、C28 井地层厚度达到最大, 分别为 131 m 和 125 m, 与 K_1bd_{1-4} 时期保持一致。C7、C28 井暗色泥岩厚度分别为 95.1 m、94 m; C5 井和 C27 井的暗色泥岩厚度分别为 73.9 m、83 m, 所在区域构成该区块的 3 个暗色泥岩发育区。Bc1 井地层厚度为 115 m, 暗色泥岩厚度则达到 109.5 m, 该井附近是该区暗色泥岩最发育的区域。上述分析表明 K_1bd_{1-3} 时期桑合地区 C27、C28 井附近地层厚度最大, C5、C7、C27 和 Bc1 井附近暗色泥岩厚度最大。与 K_1bd_{1-4} 相比, 沉降幅度最大的区域未发生变化, 暗色泥岩发育区具有向西、西南方向迁移的趋势。

平面上由边缘到中心依次出现扇三角洲平原、扇三角洲前缘—前扇三角洲—半深湖—深湖沉积。与 K_1bd_{1-4} 时期相比, 扇三角洲平原、扇三角洲前缘、前扇三角洲和半深湖—深湖相沉积均向凹陷边部迁移, 扇三角洲前缘亚相发育。垂向上沉积物粒度向上变细, 细粒组分含量向上逐渐增加, 如 C6 井 K_1bd_{1-4} 地层岩性为深灰色泥岩夹灰色含砾砂岩, 局部有薄

层细砂岩, 而 K_1bd_{1-3} 地层岩性为深灰色泥岩夹灰色细砂岩。上述特征表明, K_1bd_{1-3} 沉积时湖水变深, 湖盆边缘发育扇三角洲平原和前缘沉积, 至湖盆中心逐渐过渡为半深湖—深湖相。

3.3 都一段沉积中期

接受了 K_1bd_{1-2} 沉积。与 K_1bd_{1-3} 时期相比, 地层厚度以 C8—C10 井连线为界西部减薄而东部增厚, 如西部 C12 和 C19 井地层厚度分别由 K_1bd_{1-3} 时期的 123 m、131 m 减小到 101 m、108 m, 东部 C5 和 C24 井地层厚度分别由 109 m、91 m 增加到 131 m、108 m。沿 C8—C10 井方向仍存在 NE—SW 向的古地势较高区, 其中 C10 井地层厚度仅有 75 m, 为全区最小值, 说明该井附近为研究区的古地势高点。C25 井的地层厚度最大, 为 232 m, 表明其附近为本区该时期的沉降幅度最大区。砂岩厚度和砂岩含量分别为 4.5~59 m 和 3.5%~63.0%, 总体上由 NW 向 SE 减小; 暗色泥岩厚度为 32.0~129.5 m。C2、C5 和 Bc1 井的地层厚度不大, 分别为 127 m、131 m 和 133 m, 但暗色泥岩发育, 分别为 101.0 m、91.3 m 和 129.5 m, 其所在区是 3 个暗色泥岩发育区。该时期研究区沉降幅度最大的区域和暗色泥岩发育区分离的格局更加明显, 与 K_1bd_{1-3} 相比, 两者均向北迁移。

扇三角洲平原的分布范围明显变小, 仅在桑合地区的西部出现, 面积仅为 K_1bd_{1-3} 时期的一半, C16、C19 和 C21 井已由 K_1bd_{1-3} 时期的扇三角洲平原亚相演化为扇三角洲前缘亚相。扇三角洲前缘亚相向湖盆边缘迁移, 滨浅湖亚相分布范围扩大。C9—4 井属于前三角洲沉积范围, 但该井存在明显的滑塌浊积岩沉积。深湖—半深湖亚相分布范围扩大, 约占桑合地区总面积的 1/3。总的来说, K_1bd_{1-2} 时期湖平面持续上升, 湖水进一步加深, 扇三角洲平原、扇三角洲前缘沉积减少, 前扇三角洲、滨浅湖、半深湖—深湖亚相分布范围扩大。

3.4 都一段沉积晚期

为 K_1bd_{1-1} 地层沉积时期。地层厚度由盆地边缘至中心先增大后减小, C3、C6、C11、C23 井地层厚度较大, 分别为 122 m、116 m、126 m 和 116 m, 其中 C3 和 C11 井的地层厚度最大, 所在范围联合构成桑合地区南部沉降幅度最大的区域, C6 和 C23 井附近则分别构成西南部和东部两个沉降幅度较大的区域。C7、C25、C28 井的暗色泥岩厚度较大, 分别为

70.2 m、73 m、76 m, 所在区域共同构成一个暗色泥岩发育区;同时 C5 和 Bc1 井附近也为高值区, 暗色泥岩厚度分别为 85 m 和 95.5 m, 所在范围是该区的另两个暗色泥岩发育区。此时研究区沉降幅度最大的区域和暗色泥岩发育区不一致。

K_1bd_{1-1} 时期, 湖平面继续上升, 湖水进一步加深, 湖盆周缘至中心, 由扇三角洲平原、扇三角洲前缘—前扇三角洲—半深湖—深湖沉积逐渐过渡的格局发生改变, 扇三角洲沉积仅在凹陷边部出现, 且范围很小, 湖相沉积成为主体。

综上所述, K_1bd_1 沉积时, 湖平面持续上升, 湖水逐渐加深。垂向上, 自下而上碎屑颗粒由粗变细, 主要为灰白色砂砾岩—灰色砾状砂岩—灰色细砂岩—灰色粉砂岩、泥质粉砂岩—灰色粉砂质泥岩和灰色、深灰色泥岩、页岩。横向上, 从凹陷边缘到中心, 大多由砂砾岩、砾状砂岩逐渐过渡为泥质粉砂岩、粉砂质泥岩、泥岩。表现在沉积相演化上, 则由扇三角洲相或滨浅湖相逐渐变为半深湖—深湖相。

4 物源分析

物源分析是沉积盆地分析的重要内容, 是再现沉积盆地演化、恢复古环境的重要依据, 其主要研究对象是陆源碎屑组分及其结构和构造特征。砂岩是陆源碎屑岩的主要岩石类型, 其碎屑物质主要来源于母岩的机械破碎, 是反映物质来源的重要标志^[25-28]。砂岩中的主要碎屑成分——石英、长石和岩屑在恢复物源区的研究中具有极为重要的意义^[27]。砂岩中的重矿物因其耐风化、稳定性强, 可以保留丰富的母岩信息, 也是物源区分析的依据之一^[29-37]。碎屑重矿物的颜色、晶体外貌、密度、磨圆度、地球化学组成和不同的重矿物组合是源区研究的重要指示^[29, 37, 38]。利用研究区内 K_1bd_1 的砂岩类型、矿物成熟度、岩屑类型及

其含量变化、重矿物组合及其分布特征等资料综合判断桑合地区 K_1bd_1 的主要物源方向, 并初步推断源区母岩类型。

4.1 物源方向

4.1.1 碎屑成分分析

6 口井 30 多个样品的统计资料表明, 桑合地区 K_1bd_1 砂岩中石英、长石、岩屑的平均含量分别为 48%、19% 和 33% (表 2)。稳定矿物石英含量不足 50%, 而代表非稳定矿物的长石和岩屑含量之和大于 50%, 显然目的层岩石矿物组分以非稳定矿物为主。本区岩石成分成熟度较低, 反映出沉积物具有近物源、快速沉积的特点。

根据 Folk 1974 年的砂岩三角端元分类法, 目的层砂岩 (图 7) 主要为长石岩屑砂岩和岩屑长石砂岩, 含少量岩屑砂岩。长石岩屑砂岩中长石含量以 20%~25% 居多, 石英占 40%~50%, 岩屑占 25%~35%, 最大达 70%; 岩屑长石砂岩中, 石英占 40%, 长石占 15%~30%, 岩屑占 20%~30%。此外还存在大量黑云母和炭屑, 占 5%~15%。岩屑为燧石、泥岩、花岗岩、糜棱岩、千枚岩和中酸性喷出岩等。沉积物分选中等, 次圆—次棱角状, 颗粒支撑, 钙质、泥质胶结, 点线接触为主。成分成熟度和结构成熟度低, 以及泥质岩屑和云母的大量存在, 均表明 K_1bd_1 沉积时桑合地区距离物源区较近。

同一口井不同深度矿物成熟度变化较大, 如 C11 井的矿物成熟度在 856.1 m 处为 0.66, 到 847.6 m 处增加到 1.00, 到 835.5 m 处减小为 0.27, 到 825.8 m 又增加为 1.14, 说明沉积物物源具有多期次、多旋回的特点。同时, C14 井 864.0 m 处突然出现大量岩屑, 表明可能存在阵发性的物质来源。

从石英、长石、岩屑相对含量 (图 8, 表 2) 可以看出, 沿 C12—C10—C9—C3 井方向, 石英含量依次

表 2 白音查干凹陷桑合地区都一段组分分析

Table 2 Component analyses of Member 1 of Duhongmu Formation in Sanghe area, Baiyinchagan Sag

井号	主要岩性	石英/%	长石/%	岩屑/%			成熟度
				沉积岩	岩浆岩	变质岩	
C3	岩屑长石砂岩	53.3	20.0	16.0	8.0	2.7	1.14
C9	长石岩屑砂岩为主, 见岩屑长石砂岩	50.1	13.1	25.9	8.9	2.0	1.01
C10	长石岩屑砂岩为主, 见岩屑长石砂岩	47.8	20.9	24.8	6.5	0.0	0.92
C11	长石岩屑砂岩为主, 见岩屑长石砂岩	43.7	18.3	32.9	4.8	0.4	0.78
C12	长石岩屑砂岩、岩屑长石砂岩	44.8	21.4	25.8	8.0	0.0	0.81
C14	长石岩屑砂岩为主, 见岩屑长石砂岩	48.2	21.3	26.0	4.5	0.0	0.93

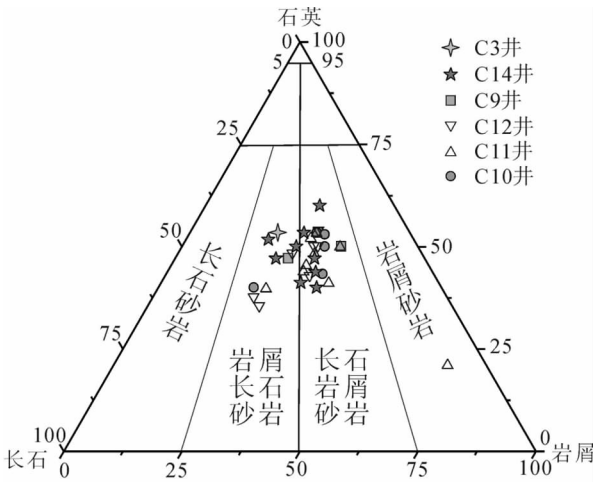


图 7 白音查干凹陷桑合地区都一段砂岩成分分类
Fig.7 Q-F-R triangular diagram for sandstone classification of Member 1 of Duhongmu Formation in Sanghe area, Baiyinchagan Sag

增加,由 44.8%到 47.8%、50.1%再到 53.3%,相应地,岩屑、长石含量由 55.2%降到 52.2%、49.9%再到 46.7%,矿物成熟度由 0.81 增加到 0.92、1.01 再到 1.14;沿与此平行的 C11—C14—C3 井方向,石英含量由 43.7%增加到 48.2%再到 53.3%,其他组分含量由 56.3%降到 51.8%再到 46.7%,矿物成熟度由 0.78 增加到 0.93 再到 1.14。由于石英稳定性很高,随沉积物搬运距离的增加,它在碎屑组分中的相对含量也逐渐增大。矿物成熟度可以定量反映碎屑岩成分的成熟程度,矿物成熟度越大,碎屑成分的成熟程度越高,搬运距离越远。因此,由上述特征推断出桑合地区西北方向沿 C12—C3 井连线方向存在一古物源。此外, K_1bd_1 各时期自西北向东南方向砂岩百分含量都逐渐降低,说明桑合地区沉积物来自北部巴音宝力格隆起,经东南方向进入白音查干凹陷。

4.1.2 重矿物分析

5 口井 40 多个样品的陆源重矿物相对含量数据表明(表 3),桑合地区 K_1bd_1 陆源重矿物有 20 余种,主要为磁铁矿、电气石、石榴石、绿泥石和绿帘石,它们在所有井中都出现。其次为锆石和金红石,分别在 80%和 60%的井中出现。而榍石、锡石和黑云母,仅在 40%的井中出现。其中,磁铁矿的相对含量为 9.8%~34.8%,电气石相对含量为 1.0%~13.0%,石榴石为 2.6%~61.0%,绿泥石、绿帘石、锆石的含量分

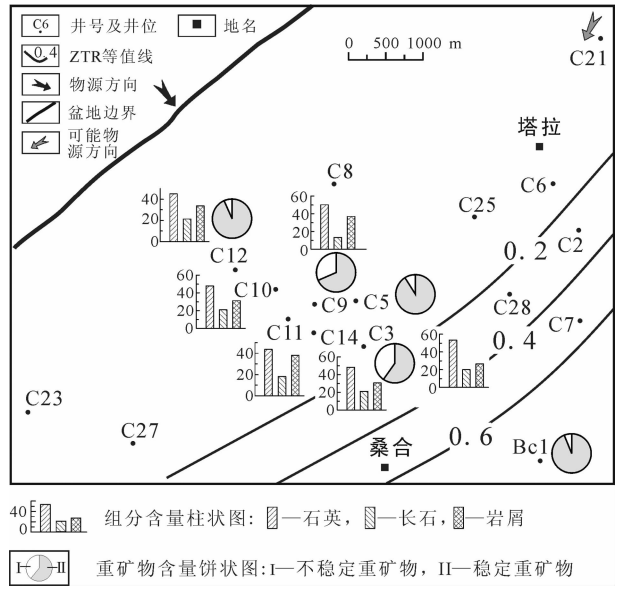


图 8 白音查干凹陷桑合地区都一段物源分析
Fig.8 Provenance analyses of Member 1 of Duhongmu Formation in Sanghe area, Baiyinchagan Sag

别在 1.1%~38.2%、0.5%~2.1%和 0.0%~37.0%,金红石、榍石、锡石、黑云母含量分别为 0.0%~4.6%、0.0%~0.9%、0.0%~9.9%、0.0%~2.0%。

稳定重矿物主要有金红石、锆石、电气石、石榴石、榍石、锡石和磁铁矿,总含量变化范围为 59.7%~93.8%,平均含量为 77.5%;不稳定重矿物主要为绿帘石、绿泥石和黑云母等,总含量为 6.2%~40.4%,平均含量为 22.5%。稳定重矿物是不稳定重矿物的 1.5~15.2 倍,变化较大,除与搬运距离和源区母岩类型有关外,还可能与重矿物的采集层位有关。不稳定重矿物含量较高,说明沉积区距离物源区较近,沉积物为近源沉积。

稳定重矿物抗风化能力强,分布广,远离物源区其相对含量升高;不稳定重矿物抗风化的能力弱,分布范围较小,远离物源区其相对含量减少,甚至消失。通过稳定重矿物组分与不稳定重矿物组分相对含量的变化可以研究物源方向和沉积物搬运距离的长短。从桑合地区 K_1bd_1 物源分析重矿物含量饼状图(图 8)可以看出,稳定与不稳定重矿物相对含量的变化较大,C9 井的稳定和不稳定重矿物含量分别为 68.4%和 31.6%,向盆地中心到 C5 井时稳定与不稳定重矿物的相对含量分别变为 91.0%和 9.0%,到达 Bc1 井时稳定重矿物的含量达到 93.8%,不稳定

表 3 白音查干凹陷桑合地区都一段主要陆源重矿物含量
Table 3 Heavy mineral contents of Member 1 of
Duhongmu Formation in Sanghe area, Baiyinchagan Sag

矿物名称	Bc1	C3	C5	C9	C12	平均	
稳定重矿物 (%)	金红石	3.0	0.0	4.6	4.6	0.0	2.5
	锆石	37.0	0.0	9.1	26.4	6.7	15.8
	电气石	13.0	3.8	1.2	6.7	1.0	5.1
	石榴石	2.6	18.9	42.8	27.5	61.0	30.6
	榍石	0.2	0.0	0.9	0.0	0.0	0.2
	锡石	0.0	2.1	0.0	0.0	9.9	2.4
	蓝晶石	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1
	锐钛矿	20.6	0.0	0.0	0.0	0.0	4.1
	板钛矿	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
	刚玉	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
	赤褐铁矿	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3
	磁铁矿	15.1	34.8	9.8	28.1	12.0	20.0
	总和	93.8	59.7	68.4	93.3	91.0	81.2
	不稳定重矿物 (%)	绿帘石	0.5	2.1	0.6	0.6	0.8
黑云母		2.0	0.0	0.0	0.0	1.1	0.6
角闪石		0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
辉石		0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
绿泥石		1.1	38.2	31.1	6.0	7.1	16.7
伊丁石		1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
白云母		0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
磷灰石		0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
总和		6.2	40.3	31.6	6.7	9.0	18.8
ZTR 指数 ^①	0.64	0.06	0.09	0.16	0.52		

注:① ZTR 指数为锆石、电气石、金红石在透明重矿物中所占的比例。

重矿物只占 6.2%, 依据沿物源方向远离物源区稳定重矿物含量增加, 不稳定重矿物含量减少的基本规律, 推断出沿 C9-C5-Bc1 井方向有物源存在。

在重矿物中, 锆石、电气石、金红石的化学成分最稳定, 它们在透明重矿物中所占的比例称为 ZTR 指数。随着搬运距离增加, 远离物源区 ZTR 指数增大^[39]。C3、C5 和 C9 井的 ZTR 指数为 0.06~0.16, 到 Bc1 井 ZTR 指数增加到 0.64, 也说明沿着上述方向有物源存在。

结合沉积相分析, C21 井各时期沉积物粒度都比较粗, 认为除上述分析的物源方向外, C21 井北面也可能存在一物源。上述分析综合表明, K₁bd₁ 时期研究区沉积物主要来自巴音宝力格隆起, 且具有近物源、多期次、多旋回、阵发性、快速沉积的特点。

4.2 母岩类型

岩屑是母岩岩石的碎块, 是提供沉积物源区岩石类型的直接标志。研究区 K₁bd₁ 砂岩岩屑类型有沉积岩、岩浆岩和变质岩。沉积岩岩屑最多, 其含量范围、平均值依次为: 16.0%~26.0%、25.2%; 其次为岩浆岩岩屑, 含量仅为 4.5%~8.5%, 平均值为 6.8%; 变质岩岩屑含量很少, 为 0.0%~2.7%, 平均值为 0.8%

(表 2)。不同岩屑在样品中出现的概率也不同, 分别为沉积岩岩屑 100%、岩浆岩岩屑 97% 和变质岩岩屑 0.8%。沉积岩岩屑的平均含量分别是岩浆岩岩屑、变质岩岩屑平均含量的 3.7 和 31.5 倍, 沉积岩岩屑和岩浆岩岩屑的出现概率又远远大于变质岩岩屑, 说明沉积物的母岩主要为沉积岩, 其次为岩浆岩和少量变质岩。

重矿物在沉积和成岩作用过程中比较稳定, 不同母岩类型具有不同的重矿物组合, 因此重矿物的种类、含量和组合可以直接指示物源区母岩的性质^[29, 30]。

K₁bd₁₋₄ 只有 C3 井在 1147.5 m 和 1150.1 m 处取样, 分析结果表明主要重矿物为绿泥石、磁铁矿和石榴石, 其含量分别为 34.1%、31.0% 和 16.9%, 其次为锡石 3.8%、绿帘石 3.8% 和电气石 3.4%, 其他重矿物总量为 7.1%。说明源区母岩有变质岩。

K₁bd₁₋₃ 的重矿物样品来自 C5 井 1021.4~1024.1 m 和 C9 井 796.2~841.2 m。C5 井的样品分析结果表明其重矿物以石榴石为主, 含量为 53.2%~77.3%, 平均 65.2%; 其次为锡石、磁铁矿和锆石, 含量变化范围较大, 分别为 5.1%~15.9%、6.4~20.3% 和 3%~19%, 平均含量依次为 10.7%、10.9%、7.8%; 含少量电气石; 部分样品可见黑云母、绿泥石、绿帘石, 偶见蓝晶石。C9 井的样品中普遍含有金红石、锆石、电气石、石榴石、绿泥石、磁铁矿和云母。从平均含量来看, C9 井 K₁bd₁₋₃ 以石榴石为主, 占 40.1%, 其次为绿泥石、云母、磁铁矿, 含量分别为 23.0%、13.8% 和 11.3%, 少量锆石和金红石, 分别占 3.4% 和 8.7%, 见电气石和绿帘石。锆石磨圆度较好, 偶见自形, 说明源区存在沉积岩和酸性岩浆岩。重矿物组合为石榴石-磁铁矿, 说明母岩有变质岩。

Bc1、C5、C9 和 C12 井的 K₁bd₁₋₂ 均进行了重矿物分析。Bc1 井主要重矿物为锆石、锐钛矿、磁铁矿和电气石, 平均含量分别为 33.1%、25.6%、17.0% 和 11.4%, 含金红石、绿帘石、黑云母、石榴石、角闪石、榍石、辉石、绿泥石、伊丁石、板钛矿和赤褐铁矿, 含量最高为金红石 2.6%, 最低为榍石 0.3%。C5 井重矿物以石榴石为主, 含量达 52.4%; 其次为磁铁矿、锡石和锆石, 含量分别为 14.3%、8.5% 和 4.7%; 见绿帘石、黑云母和蓝晶石, 局部富集绿泥石。C9 井的样品分析结果表明该井重矿物以石榴石为主, 占 48.5%, 其次为金红石、锆石、电气石和磁铁矿, 含量分别为 10.4%、9.6%、8.3% 和 2.4%, 见绿帘石、榍石和绿泥石,

且绿泥石局部富集;锆石磨圆度较好。C12 井分析结果表明金红石、锆石、石榴石、绿泥石和磁铁矿在所有样品中都出现,电气石在近 90% 的样品中出现,绿帘石和磷灰石偶尔出现;金红石含量为 1.2%~9.9%,主要在 5%±,局部富集;锆石含量变化范围较大,为 2.6%~60.7%,其中 60% 的样品中锆石含量小于 10%;电气石含量为 0.5%~18.3%;石榴石为 10.9%~46.7%;绿泥石含量为 1.8%~9.4%;磁铁矿含量变化幅度较大,为 2.1%~78.2%;锆石磨圆度较好,个别锆石具环带状构造,偶见长柱状。综上所述,该层段的重矿物组合主要为石榴石和磁铁矿,说明母岩类型仍有变质岩;局部地段,如 Bc1 井富集锆石和锐钛矿,说明存在阵发性的物源带来大量的沉积岩碎屑;锆石的形态特征则说明源区岩性有沉积岩和岩浆岩。

K₁bd₁₋₁ 只有 Bc1 井取样做分析,其主要重矿物为锆石,占 44.7%,其次为电气石、磁铁矿和锐钛矿,相对含量分别为 16.1%、11.2%和 10.6%,含少量金红石、黑云母和石榴石,见绿帘石、伊丁石、白云母、板钛矿和赤褐铁矿。锆石呈无色、浅黄褐色的双锥柱状、锥柱状、粒状,个别有轻度磨圆,部分含固体包体。电气石多具浅黄-黄、黄棕色的多色性,粒状为主,柱状次之。该段的重矿物以锆石为主,且锆石多为岩浆岩来源,部分来自沉积岩。电气石含量也较多,多为变质岩成因,因此源区母岩有变质岩。由此推断该时期母岩类型仍包括变质岩、沉积岩和岩浆岩。

岩屑成分和重矿物种类的分析结果都表明,研究区 K₁bd₁ 沉积时期,物源区的母岩类型为沉积岩、变质岩和岩浆岩。不同时期,各类母岩所占的比例有所不同,总体上以沉积岩为主。桑合地区沉积物受阵发性物源的影响。

5 结论

(1) 桑合地区位于白音查干凹陷西部洼陷北部陡坡带,距物源区近,盆山高差较大,早白垩世都一段时期发育碎屑岩沉积,沉积相类型主要为扇三角洲相、湖泊相和滑塌浊积扇相。扇三角洲相分布在凹陷边部,以杂基支撑的砂砾岩为主,岩性粗、厚度大、砂砾比高。湖泊相分布在扇三角洲沉积之间和凹陷中部,以灰色砂岩、灰色和深灰色泥岩为主。滑塌浊积扇与深湖-半深湖相泥岩伴生,岩性主要为灰色细砂岩。

(2) 都一段沉积时期,白音查干凹陷水体逐渐加

深,沉积物粒度变细。垂向上,从 K₁bd₁₋₄ 到 K₁bd₁₋₁ 砂岩层厚度和含量减小,泥岩层厚度和含量增加,沉积相由扇三角洲、滨浅湖相逐渐变为半深湖-深湖相。平面上,扇三角洲相沉积范围逐渐缩小,湖泊相沉积范围扩大,沉积格局由早期的扇三角洲相为主转变为晚期的湖泊相为主。

(3) 都一段沉积物的结构成熟度和成分成熟度较低,是近物源、快速堆积的产物。砂岩碎屑组分、矿物成熟度、稳定/不稳定重矿物相对含量和 ZTR 指数变化规律表明:研究区沉积物主要来自凹陷北部的巴音宝力格隆起,沿 C12—C3—Bc1 井连线方向进入凹陷,且物源具有多期次、多旋回、阵发性的特点。岩屑类型、重矿物特征和组合的分析指出源区母岩类型有沉积岩、岩浆岩和变质岩,不同时期,各类母岩所占的比例有所不同,但总体上以沉积岩为主。

致谢: 本文得到中原油田勘探开发研究院的有关人员的大力支持,在此致以衷心的感谢!

参考文献 (References):

- [1] 王桂成, 王秀林, 张放东, 等. 白音查干凹陷地质新认识及勘探潜力[J]. 断块油气田, 2004, 11(6): 22-24.
Wang Guicheng, Wang Xiulin, Zhang Fangdong, et al. New geological understandings and exploration potential of Baiyinchagan depression[J]. Fault-Block Oil & Gas Field, 2004, 11(6): 22-24 (in Chinese with English abstract).
- [2] 许书堂, 张洪波, 张同周, 等. 白音查干凹陷储层成岩作用及其纵向分带特征[J]. 大庆石油地质与开发, 2005, 24(4): 4-7.
Xu Shutang, Zhang Hongbo, Zhang Tongzhou, et al. Reservoir diagenesis and its vertical zoning of Baiyinchagan depression[J]. Petroleum Geology & Oilfield Development in Daqing, 2005, 24(4): 4-7 (in Chinese with English abstract).
- [3] 张福顺. 白音查干凹陷扇三角洲与辫状河三角洲沉积[J]. 地球学报, 2005, 26(6): 553-556.
Zhang Fushun. Fan delta and braided delta sediments in Baiyinchagan depression[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2005, 26(6): 553-556 (in Chinese with English abstract).
- [4] 库国正, 张放东, 邓已寻, 等. 白音查干凹陷变换构造与油气关系[J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(2): 257-262.
Ku Guozheng, Zhang Fangdong, Deng Yixun, et al. Relationship between transfer structures and hydrocarbons in Baiyinchagan depression[J]. Oil & Gas Geology, 2005, 26(2): 257-262 (in Chinese with English abstract).
- [5] 李健, 张亚敏, 王保才, 等. 白音查干凹陷油气富集规律[J]. 江汉石油学院学报, 2000, 22(4): 1-5.
Li Jian, Zhang Yamin, Wang Baocai, et al. Hydrocarbon accumulation in Baiyinchagan sag, Erlian basin[J]. Journal of

- Jiangnan Petroleum Institute, 2000, 22 (4):1-5 (in Chinese with English abstract).
- [6] 冯增昭, 王英华, 刘焕杰, 等. 中国沉积学[M]. 北京:石油工业出版社, 1994:27-130, 354-358, 419-422.
- Feng Zengzhao, Wang Yinghua, Liu Huanjie, et al. Sedimentology of China [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1994:27-130, 354-358, 419-422 (in Chinese).
- [7] Falk P D, Dorsey R J. Rapid development of gravelly high-density currents in marine Gilbert-type fan deltas, Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico[J]. Sedimentology, 1998, 45(2):331-349.
- [8] 王寿庆. 扇三角洲模式[M]. 北京:石油工业出版社, 1993:6-68.
- Wang Shouqing. Depositional Model of Fan Delta [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1993:6-68 (in Chinese).
- [9] Mcpherson J G, Shanmugam G, Muiola R J. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas [J]. Geological Society of America Bulletin, 1987, 99(3):331-340.
- [10] Soegaard K. Fan-delta and braid-delta systems in Pennsylvanian Sandia formation, Taos trough, northern New Mexico: depositional and tectonic implications [J]. Geological Society of America Bulletin, 1990, 102(10):1325-1343.
- [11] Colella A. Fault-controlled marine Gilbert-type fan deltas [J]. Geology, 1988, 16(11):1031-1034.
- [12] 薛良清, Galloway W E. 扇三角洲、辫状河三角洲与三角洲体系的分类[J]. 地质学报, 1991, 65(2):141-153.
- Xue Liangqing, Galloway W E. Fan-delta, braid delta and the classification of delta systems [J]. Acta Geologica Sinica, 1991, 65(2):141-153 (in Chinese with English abstract).
- [13] 张文朝. 二连盆地扇三角洲储层沉积特征[J]. 断块油气田, 1998, 5(3):6-10.
- Zhang Wenchao. Sedimentary feature of fan delta in Erlian basin[J]. Fault-Block Oil & Gas Field, 1998, 5 (3):6-10 (in Chinese with English abstract).
- [14] 陈纯芳, 郑浚茂, 王德发. 板桥凹陷沙三段沉积体系与物源分析[J]. 古地理学报, 2001, 3(1):55-62.
- Chen Chunfang, Zheng Junmao, Wang Defa. Depositional systems and source provenance of the third member of Shahejie formation in Banqiao sag [J]. Journal of Palaeogeography, 2001, 3 (1):55-62 (in Chinese with English abstract).
- [15] 林春明, 黄志诚, 朱嗣昭, 等. 杭州湾沿岸平原晚第四纪沉积特征和沉积过程[J]. 地质学报, 1999, 73(2):120-130.
- Lin Chunming, Huang Zhicheng, Zhu Sizhao, et al. Late Quaternary sedimentary characteristics and processes in the Hangzhou bay coastal plain[J]. Acta Geologica Sinica, 1999, 73(2):120-130 (in Chinese with English abstract).
- [16] 林春明, 宋宁, 牟荣, 等. 江苏盐阜拗陷晚白垩世浦口组沉积相与沉积演化[J]. 沉积学报, 2003, 19(4):553-559.
- Lin Chunming, Song Ning, Mu Rong, et al. Sedimentary facies and evolution of late Cretaceous in the Yanfu depression from Jiangsu Province[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2003, 19(4):553-559 (in Chinese with English abstract).
- [17] 冯增昭. 沉积岩石学[M]. 北京:石油工业出版社, 1993:84-155.
- Feng Zengzhao. Sedimentary Petrology [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1993:84-155 (in Chinese).
- [18] 许书堂, 马维民, 王德仁, 等. 二连盆地白音查干凹陷下白垩统层序地层研究[J]. 沉积学报, 2004, 22(4):644-650.
- Xu Shutang, Ma Weimin, Wang Deren, et al. Sequence strata of lower Cretaceous in Baiyinchagan depression, Erlian basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2004, 22 (4):644-650 (in Chinese with English abstract).
- [19] 姜在兴. 沉积学[M]. 北京:石油工业出版社, 2003:315.
- Jiang Zaixing. Sedimentology [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2003:315 (in Chinese).
- [20] Mastalerz K. Deposits of high-density turbidity currents on fan-delta slopes: an example from the upper Visian Szczawno Formation, Intrasudetic Basin, Poland [J]. Sedimentary Geology, 1995, 98(1/4):121-146.
- [21] 郑荣才, 文华国, 韩永林, 等. 鄂尔多斯盆地白豹地区长6油层组湖底滑塌浊积扇沉积特征及其研究意义 [J]. 成都理工大学学报, 2006, 33(6):566-575.
- Zheng Rongcai, Wen Huaguo, Han Yonglin, et al. Discovery and significance of sublacustrine slump turbidite fans in Chang 6 oil-bearing formation of Baibao region in Ordos Basin, China [J]. Journal of Chengdu University of Technology, 2006, 33 (6):566-575 (in Chinese with English abstract).
- [22] 陈清华, 王秀玲. 陆相断陷盆地“五扇一沟”的地震响应特征[J]. 特种油气藏, 2007, 14(1):15-28.
- Chen Qinghua, Wang Xiuling. Seismic characteristics of “five-fan one-channel turbidite” in continental rift basin [J]. Special Oil and Gas Reservoirs, 2007, 14 (1):15-28 (in Chinese with English abstract).
- [23] 鄢继华, 陈世悦, 宋国奇, 等. 三角洲前缘滑塌浊积岩形成过程初探[J]. 沉积学报, 2004, 22(4):573-578.
- Yan Jihua, Chen Shiyue, Song Guoqi, et al. Preliminary study on the formation of fluxoturbidite in the front of delta [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2004, 22 (4):573-578 (in Chinese with English abstract).
- [24] 韦东晓, 田景春, 倪新锋. 湖相浊积砂体沉积特征及油气勘探意义[J]. 油气地质与采收率, 2006, 13(5):15-17.
- Wei Dongxiao, Tian Jingchun, Ni Xinfeng. Sedimentary characteristics of lacustrine turbidite sand body and its significance on petroleum exploration [J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 2006, 13(5):15-17 (in Chinese with English abstract).
- [25] 刘宝珺, 曾允孚. 岩相古地理基础和工作方法[M]. 北京:地质出版社, 1985:210-216.

- Liu Baojun, Zeng Yunfu. Basics of Lithofacies Palaeogeography and Work Method [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1985;210-216 (in Chinese).
- [26] 赵俊英, 罗静兰, 雷晓岚, 等. 鄂尔多斯盆地子长油田杨家园则探区长 6 物源分析[J]. 中国地质, 2007, 34(3):422-429.
- Zhao Junying, Luo Jinglan, Lei Xiaolan, et al. Provenance analysis of the sixth member of the Yanchang formation in the Yangjiayuanze oil prospect area, Zichang oilfield, Ordos basin[J]. Geology in China, 2007, 34(3):422-429 (in Chinese with English abstract).
- [27] 刘立, 胡春燕. 砂岩中主要碎屑成分的物源区意义[J]. 沉积与特提斯地质, 1991, 11(6):48-53.
- Liu Li, Hu Chunyan. Provenance significance of the main detrital composition in sandstone[J]. Sedimentary Facies and Palaeogeography, 1991, 11(6):48-53 (in Chinese with English abstract).
- [28] 杨江海, 杜永生, 徐亚军, 等. 砂岩的主量元素特征与盆地物源分析[J]. 中国地质, 2007, 34(6):1032-1044.
- Yang Jianghai, Du Yuansheng, Xu Yajun, et al. Major element characteristics of sandstones and provenance analysis of basins[J]. Geology in China, 2007, 34 (6):1032-1044 (in Chinese with English abstract).
- [29] Morton A C, Hallsworth C R. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones [J]. Sedimentary Geology, 1999, 124(1/4):3-29.
- [30] Morton A C, Whitham A G, Fanning C M. Provenance of late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: Integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data[J]. Sedimentary Geology, 2005, 182(1/4):3-28.
- [31] Svendsen J B, Hartley N R. Synthetic heavy mineral stratigraphy: applications and limitations [J]. Marine and Petroleum Geology, 2002, 19(4):389-405.
- [32] Weltje G J, von Eynatten H. Quantitative provenance analysis of sediments:review and outlook[J]. Sedimentary Geology, 2004, 171 (1/4):1-11.
- [33] Mange M A, Otvos E G. Gulf coastal plain evolution in west Louisiana:heavy mineral provenance and Pleistocene alluvial chronology[J]. Sedimentary Geology, 2005, 182(1/4):29-57.
- [34] Okay N, Ergün B. Source of the basinal sediments in the Marmara Sea investigated using heavy minerals in the modern beach sands[J]. Marine Geology, 2005, 216(1/2):1-15.
- [35] Fagel N, Thamó-Bózsó E, Heim B. Mineralogical signatures of Lake Baikal sediments: Sources of sediment supplies through Late Quaternary[J]. Sedimentary Geology, 2007, 194(1/2):37-59.
- [36] 李学杰, 汪品先, 廖志良, 等. 南海西部表层沉积物碎屑矿物分布特征及其物源[J]. 中国地质, 2008, 35(1):123-130.
- Li Xuejie, Wang Pinxian, Liao Zhiliang, et al. Distribution of clastic minerals of surface sediments in the western China Sea and their provenance [J]. Geology in China, 2008, 35 (1):123-130 (in Chinese with English abstract).
- [37] Pinto L, Hérail G, Fontan F, et al. Neogene erosion and uplift of the western edge of the Andean Plateau as determined by detrital heavy mineral analysis [J]. Sedimentary Geology, 2007, 195(3/4): 217-237.
- [38] Lihou J C, Mange-Rajetzky M A. Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage[J]. Sedimentary Geology, 1996, 105(3/4):141-157.
- [39] Ramamohanarao T, Sairam K, Venkateswararao Y, et al. Sedimentological characteristics and depositional environment of Upper Gondwana rocks in the Chintalapudi sub-basin of the Godavari valley, Andhra Pradesh, India [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2003, 21(6):691-703.

Sedimentary evolution and source provenance of the First Member of Lower Cretaceous Duhongmu Formation in Sanghe area, Baiyinchagan sag

LI Yan-li¹, LIN Chun-ming¹, YUE Xin-dong^{1,2},
ZHANG Zhi-ping¹, ZHANG Xia¹, XU Shen-mou¹, QI Bin-wen^{1,3}

(1. State Key Laboratory of Ore Genesis Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China;

2. E & P Research Institute of Northwest Branch, SINOPEC, Urumqi 830011, Xinjiang China;

3. Exploration Department of Shanghai Branch of CNOOC, Shanghai 200030, China)

Abstract: Sanghe area is an important oil-bearing zone in the Baiyinchagan Sag. Oil exploration in the Baiyinchagan Sag has been carried out for many years, but fundamental geological data of Sanghe area remain insufficient. Based on a comprehensive analysis of core and logging data, regional geological setting, sedimentary facies types of the 1st Member of Lower Cretaceous Duhongmu Formation in Sanghe area of Baiyinchagan Sag, the authors made a systematical study of their distribution and evolution characteristics. The results show that three types of sedimentary facies are developed in this area, namely fan delta, lacustrine fan and slump turbidite fan facies. From the margin to the center, the granularity of sediments becomes finer and the facies are gradually developed from fan deltas or shore-shallow lake to semi-deep lake. The same evolution regularity is observed from the bottom to the top. Based on an analysis of clastic particle types and heavy minerals of the sandstone, the authors hold that the sediments of the 1st Member of Duhongmu Formation in Sanghe area must have come from Bayinbaolige swell situated in the north of the Baiyinchagan Sag, with the characteristics of multiphase, spasm and being adjacent to the source rocks. The results also suggest that the source rocks are mainly sedimentary rocks and subordinately igneous rocks as well as small amounts of metamorphic rocks.

Key words: Sanghe area; 1st Member of Duhongmu Formation; sedimentary evolution; source provenance analysis

About the first author: LI Yan-li, female, born in 1982, doctoral candidate, engages in the study of sedimentology and petroleum geology; E-mail: liyanlishxi@126.com.