

文章编号: 1000-0550(2011)01-0023-08

鄂尔多斯盆地内部中二叠统石盒子组 盒8下亚段砂岩中的风暴岩^①

方少仙^{1,2} 侯方浩^{1,2} 杨西燕¹ 何江¹ 沈昭国¹ 乔琳¹ 阎荣辉³

(1. 西南石油大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室 成都 610500;

2. 中国石油勘探开发研究院 北京 100083; 3. 中国石油长庆油田分公司 西安 710021)

摘要 鄂尔多斯盆地内部中二叠统石盒子组盒8下亚段为浅灰白色、矿物成熟度和结构成熟度高的石英砂岩和岩屑石英砂岩,是盆地内天然气主要储产层之一,该亚段砂岩一般厚15~40 m,在某些井的岩芯中频频见到风暴岩。根据单层风暴岩的厚度、粒度、异地碳质泥岩和煤屑的含量、剖面结构特征,特别是丘状交错层理的发育程度、袋模构造存在与否及其发育规模,以及风暴岩叠加层的多寡等,可以大致划分出由不同风暴流能量(级)形成的三种风暴岩端元类型。(1)较高能量风暴流形成的风暴岩,层底表现为大型的袋(壶)模构造切入下伏石英砂岩层中,风暴岩层主要是碳质泥岩和浅黄色泥岩砾片,并混有多少不等的石英砂和煤屑。单层厚度一般为20~50 cm或更大,呈正粒序构造,常见为若干风暴岩的叠加层。(2)中等能量风暴流形成的风暴岩,表现为完整和不完整的风暴岩层序,其内或多或少含有碳质泥岩和煤屑,单层厚度常为10~40 cm,亦常见若干风暴岩层的叠置层。(3)较低能量风暴流形成的风暴岩,单层厚大致为5~10 cm,仅发育丘状和注状交错层理,可以单层形式出现,亦可以是若干层的叠置层。盒8下亚段砂岩被不少研究者厘定为河流相和辫状河相,风暴岩的存在对重新认识盒8下亚段的古地理具有重要意义。

关键词 鄂尔多斯盆地 中二叠统 盒8下亚段 风暴岩

第一作者简介 方少仙 女 1932年出生 教授 博士生导师 沉积学 E-mail: 78197878@qq.com

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

0 前言

鄂尔多斯盆地内部中二叠统石盒子组盒8下亚段砂岩是盆地内天然气主产层之一,其岩性主要为浅灰白色、矿物成熟度和结构成熟度高的砂岩,除少数石英砂岩外,大多为以刚性岩屑占优势的岩屑石英砂岩。这段砂岩是在下伏山西组顶部沉积间断面上再度由南东向北西脉动式地湖漫过程中沉积的,因而是穿时的。目前在盆地内2000余口钻井中均钻遇这段砂岩,厚度一般为15~40 m,少部分可大于或小于此值,因而形成“满盆砂”。这段砂岩与遍布华北地台的同层位砂岩一样,在鄂尔多斯盆地内亦俗称为“骆驼脖”砂岩。

前人研究认为:盆地内盒8下亚段为河流或辫状河流沉积体系^[1~12]。但也有研究者经过对盆地中北部乌审旗气田区盒8下亚段砂岩研究,根据岩性、沉积构造、风暴岩的存在、砂体平面展布、测井曲线特征等,认为研究区该亚段砂岩应主要为滨浅湖滩堤砂体系^[13]。吝文、姜在兴等^[10]在紧邻乌审旗的大王地气

田盒2和盒3段(注:该文作者使用的是中石化系统地层划分标准,相当于中石油长庆油田的盒7—盒5段)岩芯中见到“风暴流的沉积构造丰富,类型多样”。本研究提供更多的风暴岩依据,说明鄂尔多斯盆地内部作为天然气主产层之一的盒8下亚段砂岩应属于湖泊沉积体系。

Dott1982年给出了由陆架向滨外风暴沉积层(即由近基相至远基相)可能发育的序列模式图,列出了“引起的因素”,近基(源)相表现为风暴波浪能量大、风暴较频繁、更靠近源区、砂多和水浅。远基(源)相则反之。

风暴期间影响沉积层特征的主要因素是:水动力的能量大小、沉积物源的性质、风暴流的方向、离岸的距离及水深^[14]。在古代地层中,确定风暴流强度和水深应依据风暴流沉积层底蚀凹槽(即袋模—作者注)的规模、形态、大小、出现频率,异地或原地风暴碎屑的最大砾(粒)径、韵律层的厚度以及丘状交错层理的波长等参数^[15]。因之风暴流强度(能级)无疑是风暴岩沉积过程中及相表现形式的最主要因素。

在本研究所举的实例中可以看出,在同一口井的岩芯中,甚至连续沉积的叠置的多层风暴岩中,不同期的风暴流的强度不同,沉积了不同相标志的风暴岩。

1 鄂尔多斯盆地内部盒 8 下亚段石英砂岩中的风暴岩

鄂尔多斯盆地盒 8 下亚段与下伏山西组间为假整合接触关系,盒 8 下亚段的石英砂岩和岩屑石英砂岩是盆地由南东向北西再度脉动式地湖侵过程中沉积的。严格地讲,遍布于盆地内 $20 \times 10^4 \text{ km}^2$ 内的这段砂岩是穿时的。虽然盒 8 下亚段砂岩厚度并不大,但对于穿时的地层来讲,不可能在砂岩段的相当部位上去发现和对比风暴事件沉积层。另一方面,鄂尔多斯盆地内部没有二叠系的露头,对盒 8 下亚段的认识仅能根据岩芯,目前盒 8 下亚段已钻井 2 000 余口,也有许多取心井(大部分不完整,少量早期探井较完整),而作者的研究工作亦仅限于盆地内部分区块。在这种情况下,作者依据单层风暴岩的厚度(规模)、粒度、异地碳质泥岩和煤屑的含量、剖面结构特征、丘状交错层理的发育程度、袋模构造存在与否及规模,以及风暴岩叠加层的多寡等,将岩芯中所见风暴岩按其沉积时风暴(回)流的能量大小,大致地划分出三种端元类型,即较强能量的、中等能量的和较低能量的。

1.1 较强能量风暴流形成的风暴岩(图 1)

以 G4-5 井井深 3 072.4 ~ 3 071.52 m 岩芯最为典型。在下伏滩坝相浅灰白色岩屑石英砂岩顶部发育有袋模(pot cast,有的译为壶模或渠模)构造,在直径为 11 cm 的岩芯中袋模深度达 3.5 cm,其上所沉积的风暴岩层下部以碳质泥岩和灰黄色的泥岩砾片为主,并含有一些粉砂质泥岩砾片、石英砂及含少量煤屑的片砾岩层,具正粒序,向顶部粒级递变为含细砾片的粗粒杂砂岩。单层风暴岩厚度 20 ~ 50 cm 不等,共四层风暴岩叠置,层间为冲刷面接触或发育袋模构造,顶部有 50 cm 左右灰色或灰黄色泥岩,为风暴回流末期和好天气条件下的沉积层。碳质泥岩砾片和煤屑无疑来自滨岸沼泽,灰黄色泥岩和粉砂质泥岩砾片来自浅湖滩坝砂体与滨岸带之间潟湖静水环境的沉积物,碎屑石英应来自风暴流进浪和回流时挖掘和扰动起来的产物。从图 1 看出,厚度较大的风暴岩层下部片砾岩段所占的厚度亦较大,砾片的长径亦较大,其内碳质泥岩砾片的含量亦较高,后者可达 50% ~ 60%。表明强度较大的风暴流对沿途、特别是

滨岸沼泽环境的沉积物冲蚀得更厉害。相应地,风暴回流的能量亦较高,可以携带更多更大的砾片至浅湖区滩坝环境中沉积。其沉积模式见图 5-A。



图 1 较强能量风暴流形成的风暴岩 (岩芯直径 11 cm)

G4-5 井 3072.4 ~ 3071.52 m

在有的井中能见到更为强劲的风暴流形成的风暴岩,在冲刷面之上存在块状底砾岩段,除砂岩粒度不均外,内含漂浮状的、大小不等的砾石,大的可达 1~2 cm,常为碳质泥岩和暗色泥质粉砂岩,有的为粉砂岩。由于风暴沉积层的厚度大,而岩芯直径有限,因之滞积段以上风暴岩层序各段不易划分出来。

1.2 中等能量风暴流形成的风暴岩(图 2)

这是最多见的风暴岩类型。可形成完整或不完整的风暴岩层序。如图 2A 的中部,在上、下两个冲刷面之间为一完整的风暴岩层序,呈现出 Walker 1983 年提出的碎屑风暴岩的理想层序。由下向上可划分出 B—块状和(或)递变的侵蚀基底,P—平行层理,H—丘状交错层理,F—平坦纹层理,X—交错纹层理和 M—受扰动的泥岩层六个亚段。但更常见的是不完整的层序,即仅有下部的 B—F、B—F—H 层序,并常发育为若干层不完整风暴岩的叠置层序,如图 2A 的下部和图 2B。单层风暴岩厚度大多为 10~40 cm,层间均为冲刷面或袋模构造接触。形成不完整层序的原因有两种:一种是丘状、洼状交错层理段尚未沉积完,又一次风暴流来临,将前一次风暴沉积物掀起,而未沉积的沉积物混入后一次风暴流所携带的沉积物中;另一种可能是下伏的风暴岩原来发育有上部的 F—X—M 等段沉积,但尚未固结前,被又一次接踵而来的风暴流冲刷掉了。从图 2A 的下部一层风暴岩看,后一种可能性较大,因为该层风暴岩顶的丘状和洼状交错层理顶部部分已被截切。

图 2A 为陕 224 井中三层完整和不完整风暴岩的叠置层序,由不同能量风暴流形成。下部一层仅发育 B—P—H 段,即冲刷面之上有 1 cm 左右的滞留沉积细砾岩,其上为具平行层理的砾质粗砂岩和粗砂岩段,上部为丘状和洼状交错层理段。其上(中部)为又一次接踵发生的能量较强风暴流所形成的一层完整的风暴岩层序。在底部袋模构造之上沉积了 6 cm 左右的滞留段 B 的细砾岩,砾石除白色的变质石英岩、石英等外,有近一半左右为黑色的碳质泥岩、粉砂质碳质泥岩及少量炭泥质细粉砂岩。无疑,这些细砾石也是从滨岸沼泽环境被风暴回流带到该沉积环境中来的。下部平行层理 P 段发育较薄,其上为发育十分良好的丘状和洼状交错层理段 H。再向上为平行纹层理 F 和波状交错层理 X 段(这两段岩芯已破碎无法照相,因之在图 2A 中缺失)。风暴岩的最顶部为好天气条件下沉积的深灰色含碳质泥岩段 M。无疑这次风暴流已触及滨岸沼泽环境,不仅滞留砾岩

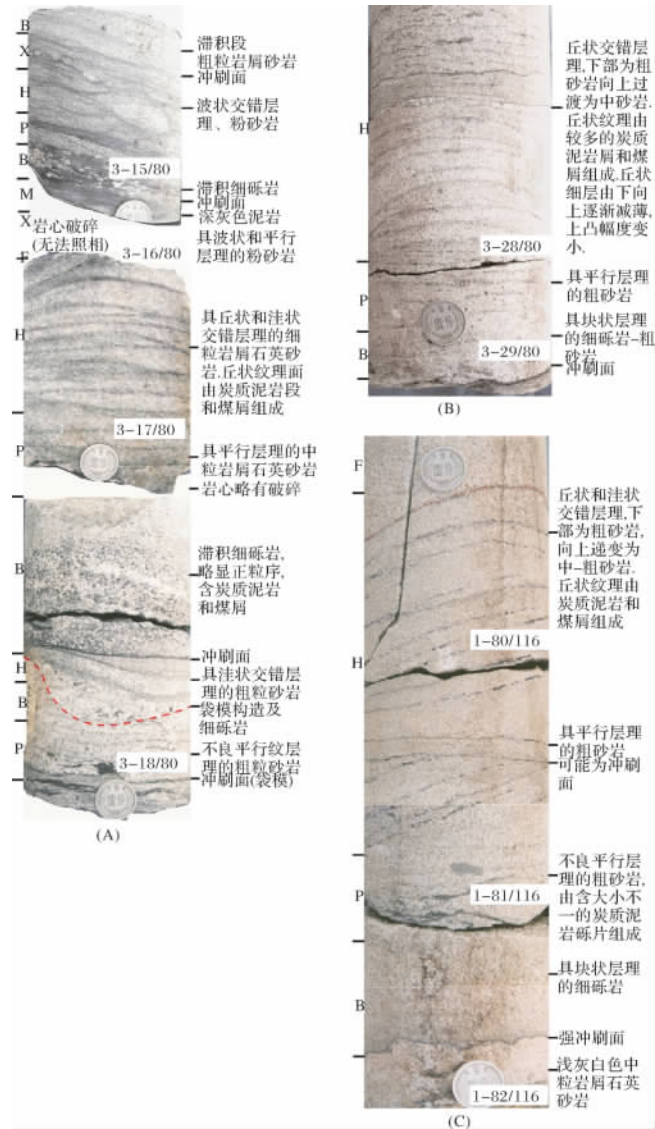


图 2 中等能量风暴流形成的风暴岩

(岩芯直径 11 cm)

A. 陕 224 井 3 278.04~3 277.55 m

B. 陕 224 井 3 279.90~3 279.68 m

C. G4-5 井 3 075.62~3 075.16 m

Fig. 2 Tempestite formed by middle energy storm wave current

中有碳质泥岩砾石,丘状和洼状交错层理的纹层理面也主要由碳质泥岩细碎屑组成,并在最顶部的泥岩段中混积。在这层完整的风暴岩之上,又沉积了一层弱能量的风暴岩,薄层滞积砾岩段之上发育平行和波状纹层理段。

图 2B 和图 2C 分别是陕 224 井和 G4-5 井滩坝砂体中发育的中等能量风暴流形成的风暴岩,滞积砾岩段 B 和平行层理段 P 发育较薄,而丘状交错层理段 H 发育得很好,由于存在塑性变形的碳质泥岩砾片,

以及丘状交错层理的纹层理面主要由碳质泥岩屑,及少量煤屑组成,表明风暴流虽较弱,但亦已触及滨岸沼泽环境。

从图 2 看出,中等能量的风暴岩,如果底部冲刷面或袋模构造之上存在滞积砾岩时,其内砾石均或多或少地混有碳质泥岩,甚至煤的细砾或小砾片,而平行层理和丘状、洼状交错层理的纹层理面均由碳质泥岩和少量煤屑组成,风暴末期悬浮泥沉积的 M 段,也为褐灰色泥岩,如图 2A。这些现象说明,即使是中等能量的风暴流亦已翻越过浅湖区石英砂组成的滩坝,并袭击到沼泽化的滨岸地带,并由风暴回流将挖掘起来的碳质泥岩及少量煤的碎屑和砾片带回到滩坝区,与被扰动的硅质砾、砂屑一并沉积。当然,风暴回流所携带的碎屑亦可以沉积在滩坝间的凹槽内,特别是悬浮泥更可在一定范围的面上广布。其沉积模式见图 5B。

图 1 和图 2C 均见于 G4-5 井中。在井深 3 075.62 ~ 3 071.52(4.1) m 的岩芯中,风暴岩层与典型的滩坝相石英砂岩层间互发育,风暴岩占该段地层厚度的 1/2 以上。下部存在的大多为图 1 那样较强风暴流形成的多期叠置的风暴岩层序,上部则为图 2C 那样中等能量风暴流形成的多期叠置的风暴岩层序。这一现象说明可能是周期性风暴流能量有差异,也可能是风暴流的方向有周期性的改变;当 G4-5 井位处于风暴流主流径方向上时沉积较强劲风暴岩层序,但位于主流径侧翼位置上时只能沉积出中等能量,甚至较弱能量的风暴岩层序。

1.3 较弱能量风暴流形成的风暴岩(图 3)

这类风暴岩的岩性为浅灰白色岩屑石英砂岩,一般不存在碳质泥岩屑,丘状和洼状交错层理由细粒暗色矿物和碎屑组成,层理亦较细,单层厚度少有超过 10 cm 的。可以仅有单独一层风暴岩层,如图 3A 和 C,也可以是两层或两层以上风暴岩的叠加层,如图 3B,说明较弱的风暴流可能仅作用于滩坝砂体的顶部。即使风暴流能翻越过滩坝,其能量将被极大地消减,对滨岸带的冲刷作用不大,风暴回流更是强弩之末,不可能携带滨岸沼泽相的碎屑返回滩坝区。其沉积环境模式见图 5C。

需要说明的是,在上述风暴岩三个端元类型之间还存在过渡类型,亦见到不同端元类型风暴岩的叠置层序。

强劲的风暴流除作用于滩坝砂体上部外,亦可以作用到滩坝砂体间的凹槽区。凹槽区水体相对较深,

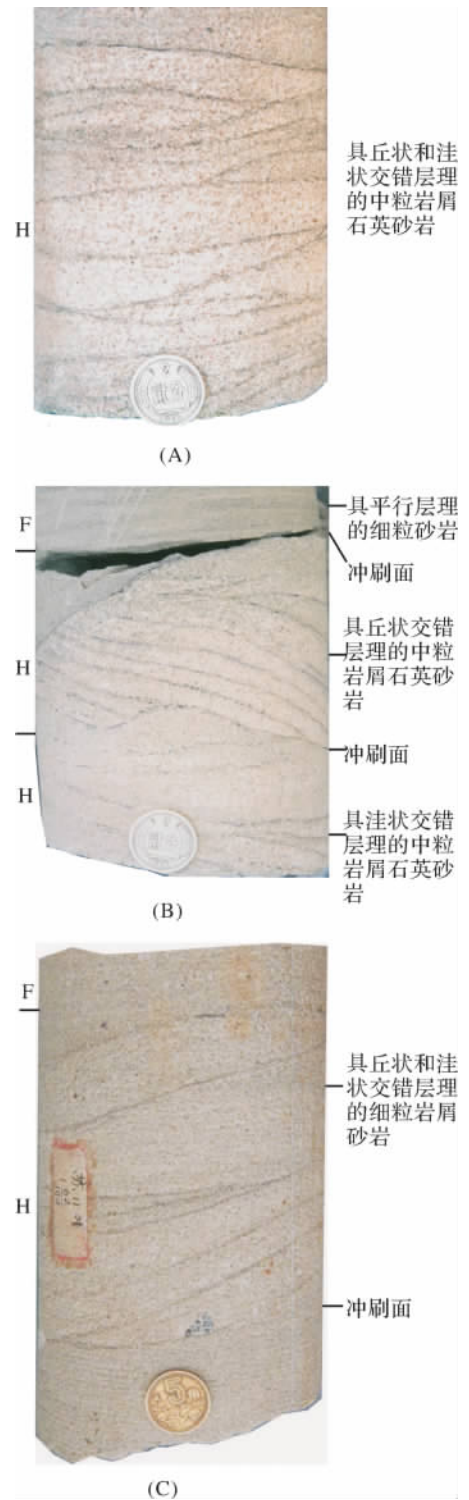


图 3 较弱能量风暴流形成的风暴岩 (岩芯直径 11cm)

- A. 桃 2 井 3 204.5 ~ 3 204.64 m
- B. 桃 2 井 3 205.6 ~ 3 205.75 m
- C. 苏 11 井 3 070.72 ~ 3 070.58 m

Fig. 3 Tempestite formed by lower energy

沉积物粒度较细,簸洗较差,亦可接受滩坝砂体上被簸洗分离出来的轻矿物和碎屑(云母、千枚岩、板岩屑等),因之常成细粒岩屑砂岩和粉砂岩。由于水体相对较深,且滩坝对风暴流的消能作用,凹槽内发育的砂体中仅表现为低能量风暴流形成的风暴岩(图3C)。

2 沉积环境模式

结合鄂尔多斯盆地盒8下亚段沉积特征及古地理背景,建立了滩坝砂体中风暴岩发育的沉积环境模式(图4)。

2.1 滩坝砂体发育的沉积环境模式(图4)

来自周边山区主要是北边古陆的冲积扇—辫状河—平原河流携带入湖的大量陆源碎屑物质可发育成河口三角洲,但相当部分碎屑物质必将受到波浪和艾克曼螺旋湖流的再簸洗—再改造—再分配。除部分碎屑物质被波浪及沿岸流形成滨岸滩砂外,大部分将被湖(波)浪和湖流改造和再分配成滨浅湖区大致沿岸线并列的滩坝砂体。由于砂坝砂经历湖(波)浪和湖流的反复簸洗、改造,成为矿物成熟度和结构成熟度均高的砂体。除正粒序外,常发育逆粒序层理及冲洗层理等沉积构造,并成为良好的油气储层^[13,16-22]。两列滩坝砂体之间凹槽区沉积了暗色细粒岩屑砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩或粉砂质泥岩。在滩坝砂体与无河流入注的湖岸之间为粉砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩和泥岩沉积区,而滨湖岸在气候适当的情况下可发育成沼泽,沉积了碳质泥岩,甚至可形成薄煤层。

2.2 不同能量风暴流形成的风暴岩的沉积模式

模式5A,来自滨外较强劲的风暴流(增水)对滨浅湖滩坝砂体上部强烈的冲蚀和挖掘,滩坝砂体大部分被削切,其顶部形成冲蚀坑(袋模),风暴流携带挖掘起的石英等碎屑翻越坝顶,继续冲向滨岸,在行进过程中又对坝后细粒组构的以及滨岸沼泽相固结程度差的沉积物进行强烈的冲蚀,形成砾片、细碎屑和大量悬浮泥屑;较强的风暴回流又将风暴增水期挖掘和扰动起的大小不等的碎屑和砾片呈漂浮状带向滨外。在回流过程中又可对坝后细粒沉积物再剥蚀。模式图中表现为与滩坝砂体后同期的细粒沉积物顶面被冲蚀,厚度急剧减薄。由于滩坝砂体仅被部分削切,为地貌高处,对风暴回流起一定的阻挡和消能作用,风暴回流所携带的砾片和砂优先在其顶部,特别是在已形成的大小不等的冲蚀坑(袋模)中按机械分异规律沉积,形成正粒序的以砾片为主,具近基(源)相特征的风暴岩层(见图1)。较细的碎屑可被风暴回流继续带向半深湖区,沉积成远源风暴岩,甚至发育成低密度浊流。

模式5B,来自滨外中等能量的风暴流仍可对滩坝上部进行冲刷和挖掘,形成不同规模的冲刷面,甚至成较小的袋模。风暴流翻越滩坝砂体后虽已能量减弱,但仍可冲向滨岸沼泽,而这时的风暴流能量已不能大量冲蚀坝后沼泽相的细粒沉积物使之成较大的砾片,仅能打碎成细砾、砂级碎屑和悬浮状泥屑。风暴回流的能量亦相对较弱,在回流途中仅对沿途的细粒沉积物底部起较弱的扰动和冲蚀作用,使堤后与滩坝砂体同期沉积的细粒沉积层有所减薄,所携带的碎屑亦互相磨蚀。由于残坝保存较多,地貌仍相对较高,风暴回流将遭受较强的消能作用,并可演化成来

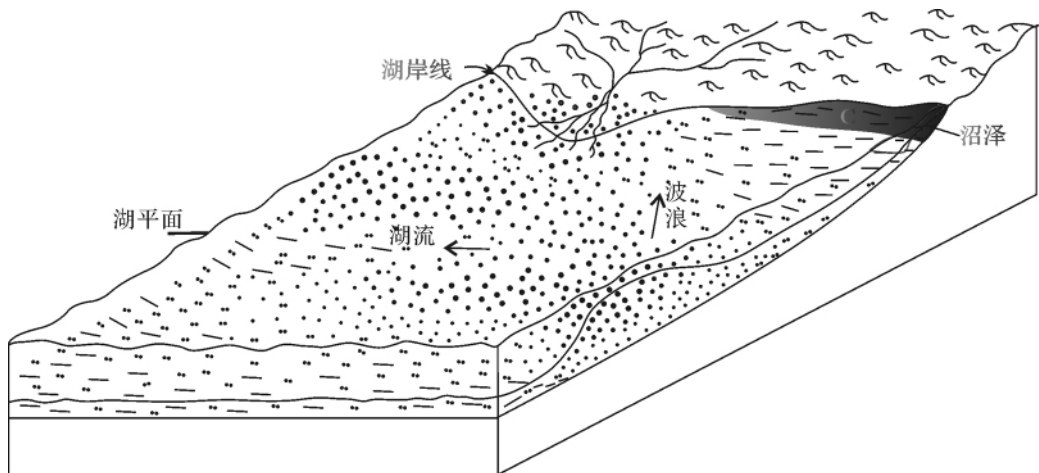


图4 砂坝砂体发育的沉积环境模式

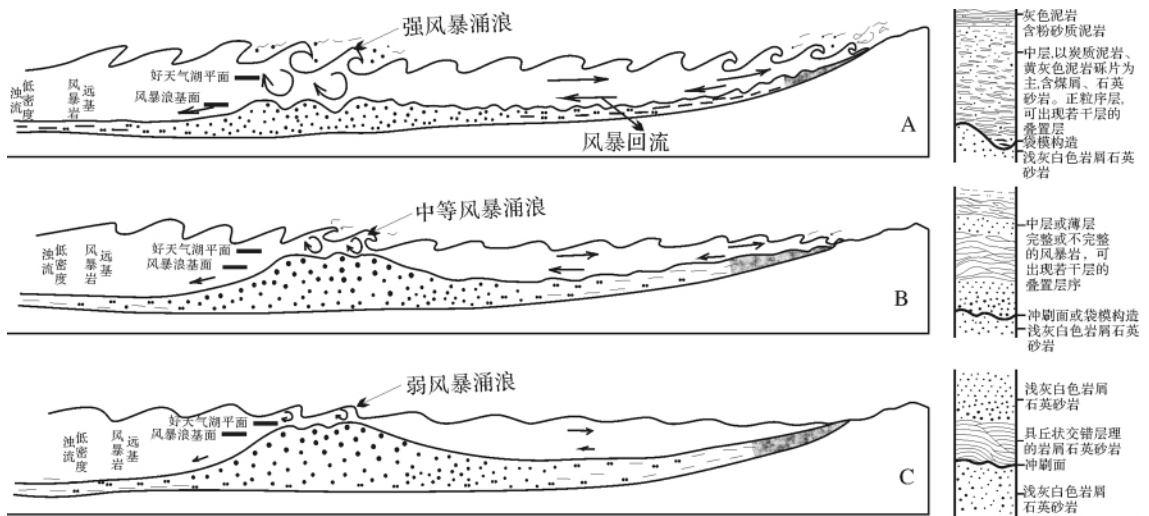


图 5 不同能量风暴流形成风暴岩的沉积

- A. 较强能量风暴流形成风暴岩的沉积模式及沉积层序
 B. 中等能量风暴流形成风暴岩的沉积模式及沉积层序
 C. 较弱能量风暴流形成风暴岩的沉积模式及沉积层序

Fig. 5 Depositional model of tempestites by various energy storm wave current

- A. higher energy B. middle energy C. lower energy

回振荡波 碎屑物质将按机械分异规律在坝顶冲刷面上沉积。较厚的风暴岩层底部砂砾岩块状段 B 中可以含来自坝后和滨岸沼泽的泥岩、碳质泥岩及煤的细砾和砂,向上各层段中的层构造主要由碳质泥岩屑构成,层序最上部为风暴过后悬浮泥沉积的深灰色或黑灰色泥岩段 M,表明原悬浮泥中含有一定比例的来自滨岸沼泽的炭屑。由于风暴回流受到较强的消能作用并可演化为来回振荡波,因之这类风暴岩层序中丘状交错层理段 H 较发育,可占风暴岩层序厚度的 $1/2 \sim 1/3$ (见图 2)。

模式 5C,来自滨外较弱能量的风暴流遭受滩坝体的阻挡和消能,滩坝砂体上方的水体主要表现为来回振荡波,仅对滩坝砂体顶部进行微弱的冲蚀,翻越滩坝砂体后的风暴流已是强弩之末,且坝后水体较坝顶要深些,因之已不可能对坝后细粒沉积物的底质起扰动作用。在这种环境中仅在滩坝砂体上部形成薄层、具远基(源)相特征的、主要发育丘状交错层理的风暴岩,其岩性与下伏砂岩一致,为细粒岩屑石英砂岩,不含碳质泥岩和煤屑。

本文主要从风暴流的能级建立了风暴岩三端元类型的典型沉积模式,但自然界远非如此简单。上面已讨论到,除风暴流的能级外,还需要同时考虑到风暴流的方向、沉积物源的性质、离岸的距离及水深等。例如同一次风暴流的主流向区可以沉积出近基相风

暴岩层序,而侧边区可能仅发育远基相的风暴岩层序。

3 结束语

鄂尔多斯盆地内部盒 8 下亚段主要为滩坝相的浅灰白色石英砂岩和岩屑石英砂岩,在某些井岩芯中发育有风暴岩。根据单层风暴岩厚度、粒度、异地碳质泥岩和煤屑的含量、剖面结构特征、特别是丘状交错层理的发育程度、袋(壶或渠)模构造存在与否,以及风暴岩叠加层的多寡等,可以大致地划分出由较强能量、中等能量和较弱能量风暴流形成的三类风暴岩端元类型。风暴岩的频频存在表明盆地内除了河流相沉积外,也发育浅湖相沉积体系,对盆地古地理的重新认识具有重要意义。

参考文献(References)

- 陈洪德,侯中健,田景春,等. 鄂尔多斯地区晚古生代沉积层序地层学与盆地构造演化研究[J]. 矿物岩石, 2001, 21(3): 16-24 [Chen Hongde, Hou Zhongjian, Tian Jingchun, et al. Study on sequence stratigraphy of deposits and tectono-sedimentary evolution in Ordos Basin during Late Palaeozoic [J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2001, 21(3): 16-24]
- 何自新,南瑞祥. 鄂尔多斯盆地上古生界储层图册[M]. 北京:石油工业出版社, 2004: 1-17 [He Zixin, Nan Junxiang. Reservoir At-

- las of Neopaleozoic in Ordos Basin [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2004: 1-17]
- 3 席胜利,李文厚,魏新善,等. 鄂尔多斯盆地上古生界两大气田不同石英砂岩储层特征对比研究[J]. 沉积学报, 2009, 27(2): 221-229 [Xi Shengli, Li Wenhou, Wei Xinshan, *et al.* Study on the characteristics of quartz sandstone reservoir of the Neopaleozoic of two gas-fields in Ordos Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2009, 27(2): 221-229]
 - 4 杨仁超,李文厚,韩作振,等. 鄂尔多斯盆地东南部石炭—二叠纪沉积体系与层序演化[J]. 西北大学学报, 2006, 36: 144-150 [Yang Renchao, Li Wenhou. Han Zuozhen, *et al.* Depositional system and sequence evolution of Carboniferous-Permian in Southeastern Ordos Basin [J]. *Journal of Northwest University*, 2006, 36: 144-150]
 - 5 张晓莉. 鄂尔多斯盆地中部上古生界沉积相演化[J]. 地球科学与环境学报, 2007, 27(3): 26-29 [Zhang Xiaoli. Sedimentary facies evolution of Upper Palaeozoic Formation in Ordos Basin [J]. *Journal of Earth Science and Environmental*, 2007, 27(3): 26-29]
 - 6 沈玉林,郭英海,李壮福. 鄂尔多斯盆地苏里格庙地区二叠系山西组及下石盒子组盒8段沉积相[J]. 古地理学报, 2006, 8(1): 53-62 [Shen Yulin, Guo Yinghai, Li Zhuangfu. Sedimentary facies of the Shanxi Formation and Member 8 of Xiashihezi Formation of Permian in Suligmiao area, Ordos Basin [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2006, 8(1): 53-62]
 - 7 文华国,郑荣才,高红山,等. 苏里格气田苏6中区下石盒子组盒8段沉积相特征[J]. 沉积学报, 2007, 25(1): 91-97 [Wen Hua-guo, Zheng Rongcai, Gao Hongshan, *et al.* Sedimentary facies of the 8th Member of Lower Shihezi Formation in Su 6 area, Sulige Gas Field [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2007, 25(1): 91-97]
 - 8 王勇,徐晓春,付晓燕. 苏里格气田苏6井区上古生界沉积相特征研究[J]. 西北大学学报, 2007, 37(2): 266-271 [Wang Yong, Xu Xiaochun, Fu Xiaoyan. Research on the sedimentary facies characteristics of Upper Paleozoic reservoir in Su 6 Region, Sulige Gasfield [J]. *Journal of Northwest University: Natural Science Edition*, 2007, 37(2): 266-271]
 - 9 肖建新,孙粉锦,何乃祥,等. 鄂尔多斯盆地二叠系山西组及下石盒子组盒8段南北物源沉积汇水区与古地理[J]. 古地理学报, 2008, 10(4): 341-354 [Xiao Jianxin, Sun Fenjin, He Naixiang, *et al.* Permian Shanxi Formation and Member 8 of Xiashihezi Formation in Ordos Basin: Palaeogeography and catchment area for sediments derived from north and south provenances [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2008, 10(4): 341-354]
 - 10 吝文,姜在兴,向树安,等. 鄂尔多斯盆地大牛地气田下二叠统下石盒子组盒2及盒3段风暴岩研究[J]. 古地理学报, 2008, 10(2): 167-174 [Lin Wen, Jiang Zaixing, Xiang Shu'an, *et al.* Researches on tempestites of the Member 2 and Member 3 of Lower Permian Xiashihezi Formation in Daniudi gasfield, Ordos Basin [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2008, 10(2): 167-174]
 - 11 李洁,陈洪德,侯中健,等. 鄂尔多斯盆地东北部下石盒子组盒8段辫状河三角洲沉积特征[J]. 沉积与特提斯地质, 2008, 28(1): 26-32 [Li Jie, Chen Hongde, Hou Zhongjian, *et al.* Sedimentary characteristics of the braided deltas in the eighth member of the Lower Shihezi Formation in the northeastern part of the Ordos Basin [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 2008, 28(1): 26-32]
 - 12 王峰,田景春,陈蓉,等. 鄂尔多斯盆地北部上古生界盒8储层特征及控制因素分析[J]. 沉积学报, 2009, 27(2): 239-245 [Wang Feng, Tian Jingchun, Chen Rong, *et al.* Analysis on controlling factors and characteristics of sandstone reservoir of He 8(Upper Paleozoic) in the Northern Ordos Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2009, 27(2): 239-245]
 - 13 杨西燕,沈昭国,方少仙,等. 鄂尔多斯盆地乌审旗气田中二叠统下石盒子组盒8下亚段滩坝砂体沉积特征[J]. 古地理学报, 2007, 9(2): 175-183 [Yang Xiyan, Shen Zhaoguo, Fang Shaoxian, *et al.* Sedimentary characteristics of beach and bar sandbodies in the lower submember of Member 8 of Xiashihezi Formation of Middle Permian in Wushenqi Gasfield, Ordos Basin [J]. *Acta Petrolei Sinica*, 2007, 9(2): 175-183]
 - 14 梁桂香. 风暴沉积及其构造背景[J]. 世界地质, 1994, 13(3): 131-143 [Liang Guixiang. Tempestites and the tectonic settings [J]. *World Geology*, 1994, 13(3): 131-143]
 - 15 马永生,仲力. 风暴沉积、风暴岩的研究现状[J]. 地质科技情报, 1990, 9(3): 9-13 [Ma Yongsheng, Zhong Li. Recent development of the study on storm deposition and tempestites [J]. *Geological Science and Technology Information*, 1990, 9(3): 9-13]
 - 16 侯方浩,蒋裕强,方少仙,等. 四川盆地上三叠统香溪组二段和四段砂岩沉积模式[J]. 石油学报, 2005, 26(2): 30-34 [Hou Fanghao, Jiang Yuqiang, Fang Shaoxian, *et al.* Sedimentary model of sandstone in the second and forth members of Xiangxi Formation in the Upper Triassic of Sichuan Basin [J]. *Acta Petrolei Sinica*, 2005, 26(2): 30-34]
 - 17 赵霞飞. 动力沉积学与陆相沉积[M]. 北京: 科学出版社, 1992: 238-239 [Zhao Xiafei. *Dynamic Sedimentary Petrography and Continental Deposit* [M]. Beijing: Science Press, 1992: 238-239]
 - 18 赵澄林. 沉积学原理[M]. 北京: 石油工业出版社, 2001: 64-73 [Zhao Chenglin. *Principles of Sedimentology* [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2001: 64-73]
 - 19 冯增昭,吴崇筠. 中国沉积学[M]. 北京: 石油工业出版社, 1992: 440-441 [Feng Zengzhao, Wu Chongjun. *Sedimentology of China* [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1992: 440-441]
 - 20 裴悻楠,薛叔浩,应凤祥. 中国陆相油气储集层[M]. 北京: 石油工业出版社, 1997: 357-358 [Qiu Yinan, Xue Shuhao, Ying Fengxiang. *Continental Hydrocarbon Reservoir of China* [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1997: 357-358]
 - 21 冯增昭,王英华,刘煊杰,等. 中国沉积学[M]. 北京: 石油工业出版社, 1994: 396-441, 871-880 [Feng Zengzhao, Wang Yinghua, Liu Huanjie, *et al.* *Sedimentology of China* [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1994: 396-441, 871-880]
 - 22 邓宏文,马立祥,姜正龙,等. 车镇凹陷大王北地区沙二段滩坝成因类型,分布规律及控制因素研究[J]. 沉积学报, 2008, 26(5): 715-724 [Deng Hongwen, Ma Lixiang, Jiang Zhenglong, *et al.* Sand bank generation types and its controls on their distribution, the Second Member of Shahejie Formation, Lower Tertiary, Dawangbei,

Tempestites in Lower Submember of Member 8 of Shihezi Formation (Middle Permian) in Ordos Basin

FANG Shao-xian^{1 2} HOU Fang-hao^{1 2} YANG Xi-yan¹ HE Jiang¹
SHEN Zhao-guo¹ QIAO Lin¹ YAN Rong-hui³

(1. Southwest Petroleum University, State Key Lab of Oil/Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu 610500;

2. Petro China Petroleum Exploration and Development Research Institute, Beijing 100083

3. Changqing Oilfield Company, CNPC. Xi'an 710021)

Abstract Lower submember of the 8th of middle Permian Shihezi Formation is quartz sandstone and lithic quartz-sandstone with higher compositional and textural maturity and light grey-white color, and is one of the main reservoirs in the basin with the thickness generally 15 ~ 40 m, tempestites frequently occur in some well cores. According to thickness of single tempestite bed, grain size, fragment contents of external land carbonaceous mudstone and coal, profile feature, especially the scale of hummocky crossbedding and pot cast, and more or less of the stacked tempestites and so on, three ended type tempestites could be divided approximately by varying degrees of energy stone wave current in cores. (1) The tempestite generated by higher energy storm wave current appeared large scale pot cast cut into the top of underlying quartz sandstone or lithic quartz-sandstone, the super stratum tempestite consists of flaky conglomerate of carbonous and light yellow grey mudstones, mixed with some quartz and coal clastics, thickness of single bed the same as 20 ~ 50 cm, some are too thick, graded bedding, and frequently show the stacked secession. (2) The tempestites generated by the middle energy storm wave current show the integrated or non-integrated tempestite sequence, with developed hummocky cross bedding, and contain more or less some carbonous mudstone and coal clastics, the thickness of single bed is always 10 ~ 40 cm, and stacked sequence often occurred. (3) The tempestite generated by lower energy storm wave current appeared the thickness about 5 ~ 10 cm, only develops the hummocky and swaley cross stratification, not only is single bed, but also stacked by several beds. Tempestites frequently occur in quartzitic sandstones of Lower submember of the 8th is questioned to viewpoint of fluvial facies.

Key words Ordos Basin; Middle Permian; Xiashihezi Formation; Tempestite