

文章编号: 1009-3850(2007)02-0074-08

川中、川南过渡带须家河组储集砂体成因类型及特征

赵 强, 赵路子, 田景春, 张 翔, 张长俊

(成都理工大学 油气藏地质与开发工程国家重点实验室, 四川 成都 610059)

摘要: 川中、川南过渡带地区在晚三叠世须家河期湖盆演化的各阶段沉积了不同成因类型的碎屑岩储集砂体, 以须家河组二段、四段和六段最为发育, 其成因类型主要有三角洲平原分流河道砂体、三角洲前缘水下分流河道砂体、河口坝砂体、滨湖沙滩和浅湖砂坝砂体。通过野外剖面、岩芯、测井曲线以及样品的薄片鉴定和扫描电镜分析, 对各成因类型砂体的分布特征进行了研究, 进而对各类砂体的结构构造、物性特征进行了对比研究。

关键词: 上三叠统; 须家河组; 储集砂体; 川中、川南

中图分类号: P581

文献标识码: A

1 区域地质概况及沉积背景

研究区位于川中古隆平缓构造区威远至龙女寺构造群中段以及川南古坳中隆低陡穹形区的北部地区(图 1)。上三叠统须家河组是在下、中三叠统碳酸盐岩之上沉积的一套西厚东薄、呈簸箕状分布的以砂泥岩为主的煤系地层^[1], 其演化的盆地基础是中三叠统及以前的克拉通型盆地之后发育的前陆盆地, 其根部位于现今龙门山构造带。在龙门山逆冲推覆的影响下, 沉降和沉积中心向内陆迁移^[2]。中三叠世末的早期印支运动使得下、中三叠统及下伏地层整体抬升并遭受剥蚀, 海水退出上扬子台地, 大型内陆盆地开始出现, 陆相沉积逐步取代了海相沉积。研究区自须家河组开始沉积陆相地层。早期印支运动还在盆内造成了北东向的大型隆起和凹陷^[3], 并使地势东南高而西北低。受此构造运动的影响, 须一段沉积普遍发育较差并与下伏地层不整合接触, 并在地势较高处甚至缺失。须家河组的物源受地势约束则主要来至南部、东南部, 鄂西、渝东南、黔中南仅发育须家河组的顶部地层, 它们成为研究区须家河组沉积时的近物源区^③。

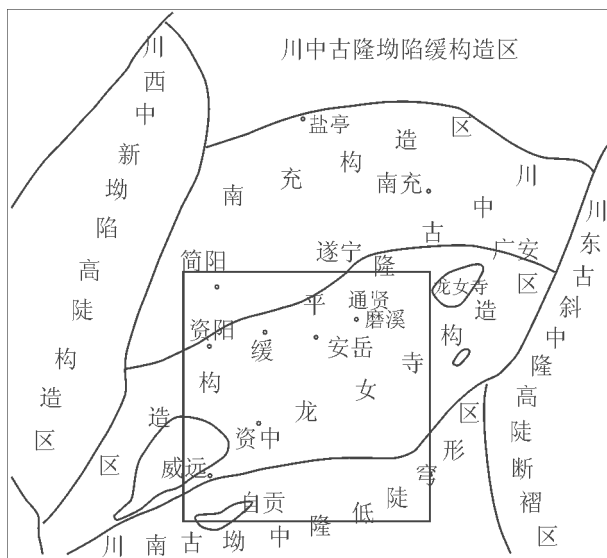


图 1 研究区区域位置图(据杨家静, 2005)

Fig. 1 Location of the study area (after Yang Jiajing, 2005)

2 储集砂体成因类型及特征

研究区须家河组共分 6 段, 本文基本采用川中油气矿原香溪群的地层划分方案。为便于地层对比, 把香溪群改称须家河组, 且 6 段对应。其一、三、

五段以泥页岩为主,二、四、六段以砂岩为主,与张健等(2006)所述^[4]类似,而与杨光荣(1996)^[5]相反。储集砂体主要发育于二段、四段和六段,其沉积成因类型主要有三角洲平原分流河道砂体、三角洲前缘水下分流河道砂体和河口砂坝砂体及浅湖砂坝砂体。

2.1 分流河道储集砂体

分流河道砂体由各粒级砂岩组成,以中粒砂岩为主,单个砂体在垂向上表现为向上变细的正韵律旋回。以威远曹家坝-连界剖面为例,砂体底部无一例外具有明显的冲刷面,砂体中常见有多层冲刷砾石,以泥砾为主。各河道砂体在纵向上以冲刷面为界相互截切叠置,其间常夹有少量泥质堤泛沉积。层理广泛发育,以斜层理为主。砂体中石英平均含量为70.35%,岩屑平均含量为17.95%,长石略少(11.75%),成分成熟度相对较低。颗粒磨圆度为次棱一次圆状,部分颗粒外具有铁泥质环边;硅质碎屑常见有次生加大现象,长石碎屑的粒内溶蚀孔隙非常发育,泥质、钙质重结晶并交代碎屑颗粒。部分孔隙被有机质充填。在个别薄片 中见有绿泥石环边胶结物,它们以环边衬里方式产出,使砂岩中的原生孔隙和次生孔隙得以保存^[9]。以包36Z井四段(T_3x^4)取芯段2052~2181m为例,其平均孔隙度为7.17%,平均渗透率为 $0.64\times 10^{-3}\mu m^2$ (表1),其粒度分布概率累积曲线如图2所示。潼2井 T_3x^4 取芯段1980~2012米,平均孔隙度为7.5%,平均渗透率为 $0.29\times 10^{-3}\mu m^2$,可见分流河道砂体孔隙度相近而渗透率差

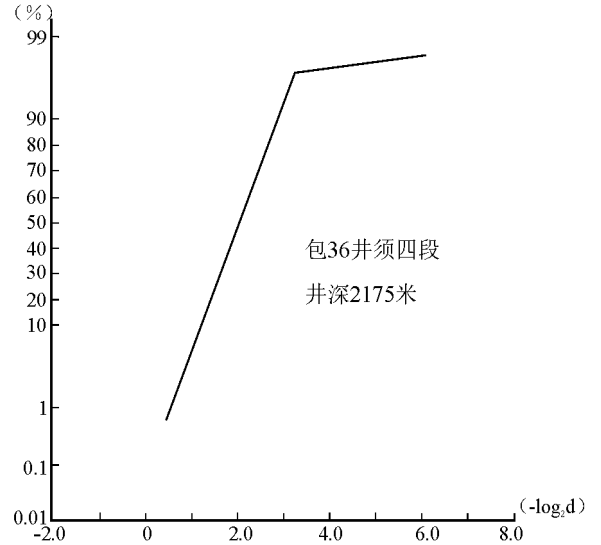


图2 分流河道粒度分布概率曲线

Fig. 2 Grain size probability cumulative curves for the distributary channel sandstones

表1 研究区储层物性统计表

Table 1 Statistics of the physical properties of the reservoir sandstones in the study area

砂体成因类型	井位、剖面	井深/m	孔隙度 /%	渗透率 / $10^{-3}\mu m^2$	层位
分流河道	包36	2052~2181	7.17	0.64	T_3x^4
	潼2	1980~2012	7.5	0.29	
水下分流河道	足2	1718~1757	6.91	0.27	T_3x^6
河口坝	足5	2133~2192.6	7.41	0.265	T_3x^2
	足2	2088~2164	8.53	0.39	
	威远剖面		6.787		
	安7	2193~2203	7.19	0.26	T_3x^4
	界11	1448~1527	6.77	0.14	
	界2	1404~1427	5.09	0.07	
	安7	1934~1945	4.87	0.01	T_3x^6
浅湖砂坝	通9	2292~2323	8.28	0.22	T_3x^2
	通1	2305~2428	9.55	0.21	
	通2	2315~2382	8.54	0.21	
	通5	2215~2339	7.49	0.16	
	通4	2214~2235	8.2	0.25	
	潼1	2170~2260	8.19	0.34	
	潼2	2101~2200	8.4	0.26	
	潼3	2215~2249	8.07	0.08	
	磨53井		7.38	0.19	
	威东2	2076~2194	7.69	0.13	
	安7	2290~2298	9.58	0.47	T_3x^4
	潼3	2060~2162	7.87	0.24	
	通1	2221~2227	8.52	0.11	
	通5	2103~2106	7.16	0.25	

异较大。

资料来源:杨家静等,2005;曾伟等,2003;张长俊,2005;田景春等,2005。从包46井二段(T_3x_2) (1808~1855.68m)分流河道储集砂体的扫描电镜可以看出,碎屑颗粒被伊利石紧密胶结,孔隙以粒间孔为主,粒内孔隙少见,长石颗粒虽然溶蚀强烈,但因含量较少,对总孔隙度的贡献不大。伊利石垂直颗粒表面形成衬垫,部分或全部充填粒间孔,在粒间孔中也常见有晶形很好的自生石英。分流河道砂体在自然电位、自然伽玛曲线中呈中—高负异常,以钟型、箱型为主(图3),单个河道韵律一般为钟型或齿化钟型,底部为突变,顶为渐变。

2.2 水下分流河道储集砂体

水下分流河道砂岩中可见底冲刷面,砂岩中常见泥粒和碳块,砂岩细层间常见泥质纹层或炭屑纹层,很少夹粉砂岩、泥岩。具有向上变细的旋回,上部细粒物/下部粗粒物之比小于1/10。沉积构造有正粒序层理或块状层理、板状层理、平行层理、单向斜层理等(图4)。岩层中常见菱铁矿结核,薄片 中见菱铁矿。岩性类型以岩屑砂岩、长石岩屑砂岩为

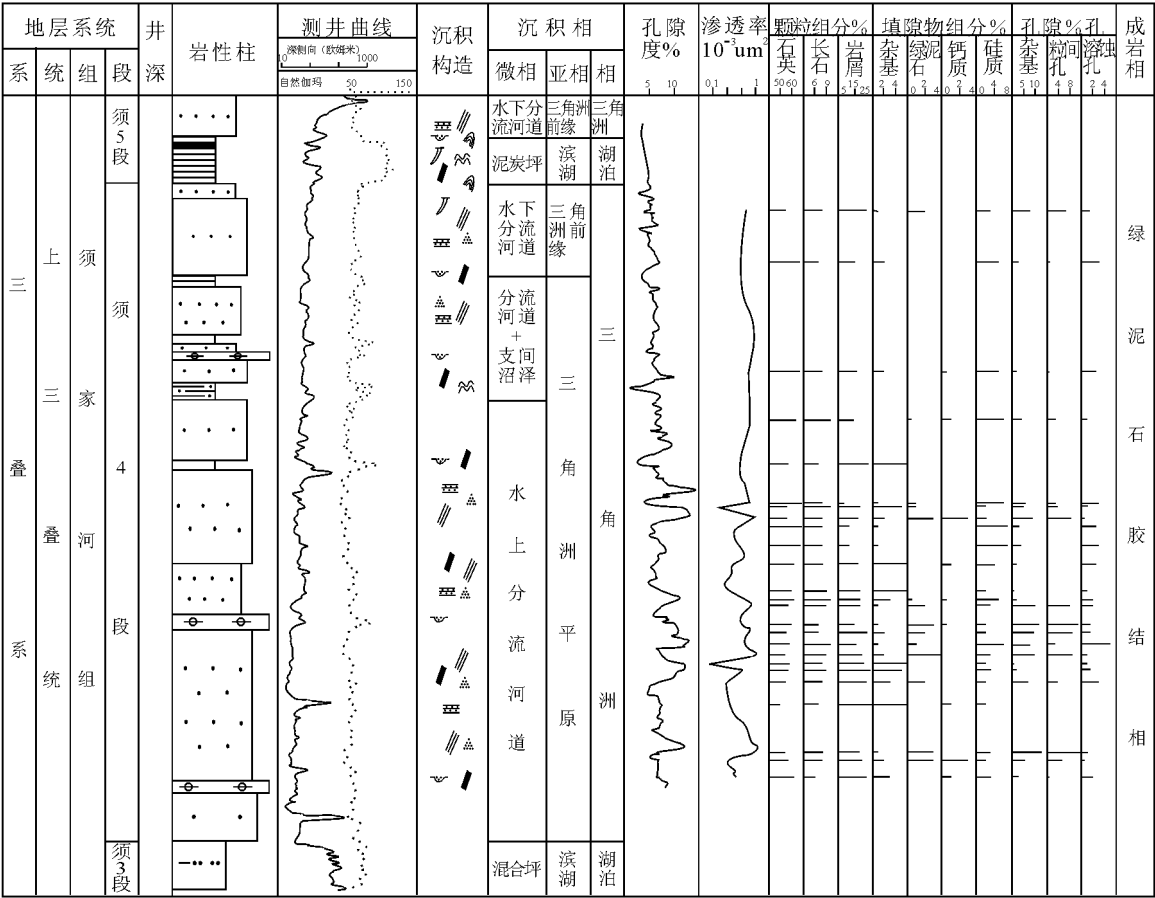


图 3 包 36 井取芯段储层综合柱状图

Fig. 3 Generalized column through the reservoir sandstones from the Bao-36 well

主。石英平均含量为68%、长石含量为12%、岩屑含量为20%。填隙物中硅质含量高，而钙质含量偏低。孔隙以溶蚀孔不发育而粒间孔发育为特征，以足 2 井 T₃x⁶ 取芯段 1718~1757m 为例，其平均孔隙度为 6.91%，平均渗透率为 0.27×10⁻³μm² (表 1)。早期形成的环边绿泥石保护了粒间孔，该段以绿泥石胶结相成岩作用为特征。其粒度概率分布曲线如图 5 所示。水下分流河道砂体测井曲线的特征与三角洲平原分流河道相似，在自然电位、自然伽玛曲线上均表现为钟形、齿化钟形或箱形 (图 4)。

2.3 河口坝和远砂坝储集砂体

河口砂坝是三角洲前缘亚相中极具特色的、砂体厚度较大的微相单元之一^[7]，具有明显的逆粒序剖面结构，并多期叠加。远砂坝是三角洲前缘末端砂体。可见双向交错层理、平行层理、低角度斜层理和小型砂纹层理，常具液化变形构造，野外剖面中常见有变形层理、包卷层理及砂球砂枕构造。岩石多为灰色—浅灰色中细粒长石岩屑砂岩，少量含泥砾中粗粒砂岩，可见少量泥砾、炭块，夹有泥质纹层

和炭屑纹层。据威远剖面、安 7 井河口坝砂体统计，其碎屑颗粒平均含量分别为石英 72.3%、长石 13.2%、岩屑 14.5%。其粒度分部概率曲线如图 6 所示，呈三段式，斜率较高，以微、细粒跳跃总体为主，悬浮颗粒含量随粒径的减小而迅速减少，分选性相对较好。镜下观察，硅质胶结物较为发育，以次生加大边和自生石英的形式出现，虽然含量仅在 1% 左右，却是堵塞孔隙的最重要矿物。据扫描电镜，砂岩中常见原生粒间孔、粒间溶孔，其平均孔隙度为 6.695%，平均渗透率为 0.201×10⁻³μm² (表 1)，在各类砂体中相对较差。自然电位曲线呈中-高负异常，大多为漏斗型，个别有漏斗型+钟型 (图 7)。研究区河口坝和远砂坝不甚发育，原因可能与该区浅湖砂坝特别发育有关，三角洲前缘河口坝和远砂坝砂体在风暴浪的作用下被风暴回流带到浅湖沉积下来，构建浅湖砂坝。

2.4 浅湖砂坝储集砂体

研究区浅湖砂坝储集砂体在形成储层方面具有

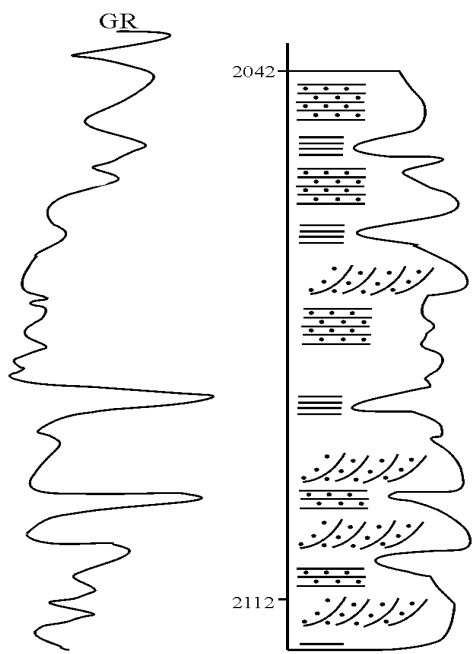


图4 安9井须四段水下分流河道连续叠加
Fig.4 Stacking patterns for the subaqueous distributary channel sandstones in the fourth member of the Xujiahe Formation from the An-9 well

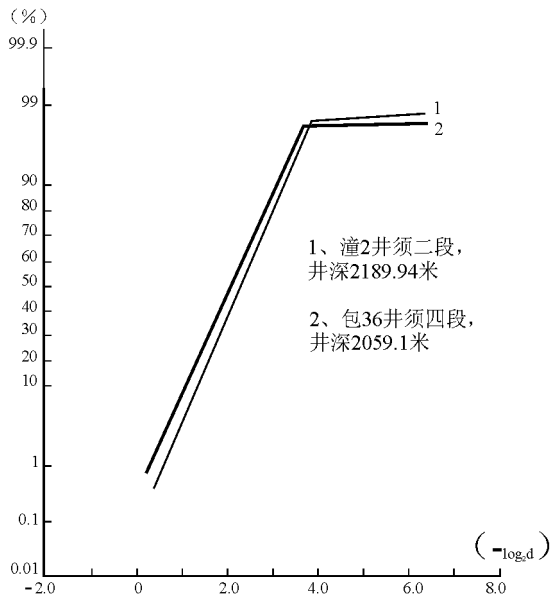


图5 水下分流河道粒度分布概率曲线
Fig.5 Grain size probability cumulative curves for the subaqueous distributary channel sandstones

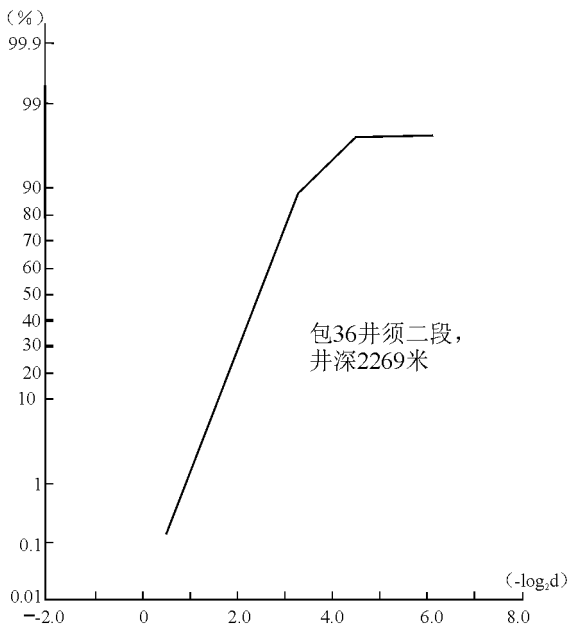


图6 河口坝粒度分布概率累积曲线
Fig.6 Grain size probability cumulative curves for the river mouth bar sandstones

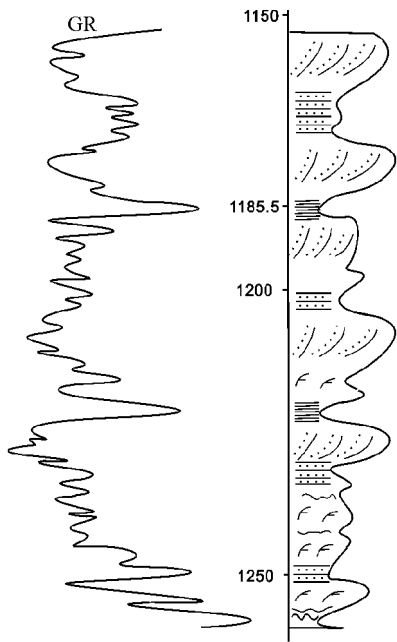


图7 川10井须四段河口坝连续逆粒序叠加
Fig.7 Inversely graded stacking patterns for the river mouth bar sandstones in the fourth member of the Xujiahe Formation from the Chuan-10 well

重要意义。浅湖砂坝位于三角洲之前的浅湖范围内,是由河流带入湖盆的陆源碎屑在风暴浪的作用下经历了筛选、改造、搬运和再沉积的过程而均匀地分布在盆地内^[8,9]。伊强等(2006)在研究惠民凹陷时认为滩坝沉积体系一般形成于陆源碎屑供给相对

不充足时期,是在湖浪或沿岸流的作用下,将邻近地区三角洲或其它浅水砂体再搬运、沉积形成^[10]。本文针对须家河组实际情况,认为二、四、六段沉积时期在物源供给上的差别不大,各段中浅湖砂坝砂体的发育更重要的是与风暴浪的作用强度和频率有

加,因而不是重力流沉积。砂体中常见泥砾。张金亮将这套砂体作为三角洲前缘砂坝^[3],侯方浩则称作滨浅湖滩坝砂体^[9]。本文按其所在位置称其为浅湖砂坝。岩石多呈深色,有菱铁矿化,多见黄铁矿斑块。碎屑颗粒中石英的平均含量为74%,长石为14%,岩屑为12%,在各类砂体中石英含量最高。据四段浅湖砂坝砂体统计,其粒间填隙物含量平均值为9.53%,以泥晶粘土矿物为主,主要为伊利石,占填隙物总量的50%以上,其次为钙质、硅质、白云质胶结物,绿泥石含量平均为0.28%,相对较少;在磨76井、磨139井、磨104井、遂36井、女101井四段有菱铁矿胶结物,其平均含量为0.37%;有机质平均含量为0.123%。砂体孔隙度最大值为9.58%(安7井, T_3x^2 段, 2290~2298m),最小值为7.16%(通5井, T_3x^4 段, 2103~2106m),平均值为8.21%,在各类砂体中相对较高;砂体渗透率最大值为 $0.47 \times 10^{-3} \mu m^2$ (安7井, T_3x^2 段, 2290~2298m),最小值为 $0.11 \times 10^{-3} \mu m^2$ (通1井, T_3x^4 , 2221~2227m),平均值为 $0.223 \times 10^{-3} \mu m^2$,在各类砂体中相对较低,这可能与伊利石含量较高有关,因为伊利石具有向空隙中央生长的特性,使孔喉变得曲折而降低了渗透率^[11]。浅湖砂坝砂体在不很发育时,常与浅湖泥互层产出,因而测井曲线上常呈指形,研究区须家河组浅湖砂坝非常发育,其自然电位、自然伽玛曲线常为箱形、齿化箱形(图9),其粒度分布概率累积曲线如图10所示。

3 储集砂体的分布特征及储集性比较

3.1 储集砂体的分布特征

研究区须家河组一、三、五段以泥质沉积为主,有少量的滨浅湖滩坝,储集砂体主要见于二、四、六段,其沉积相平面展布如图10所示。

如图所示,物源来自西南、南、东南3个方向。由南向北,其平面沉积相依次为三角洲平原分流河道和洼地—三角洲前缘水下分流河道、河口坝和远砂坝—滨浅湖—浅湖泥和浅湖砂坝。一段为一套以含钙泥粉砂质为主的地层,地层发育不全,部分地区缺失。在“孤岛”间有少量较纯的钙屑砂质沉积,局部地区发育沼泽,储集意义不大。它大致相当于小塘子组上部地层,是小塘子组向内陆的延伸,它有通道与外海相连,属于海湾相。二段主要发育辫状河三角洲沉积,并进一步向北东、北西方向延伸,其前缘止于威59—威寒17—资中—威东2—通6—磨24—潼南一线,并曾一度到达研究区西北角的川3、

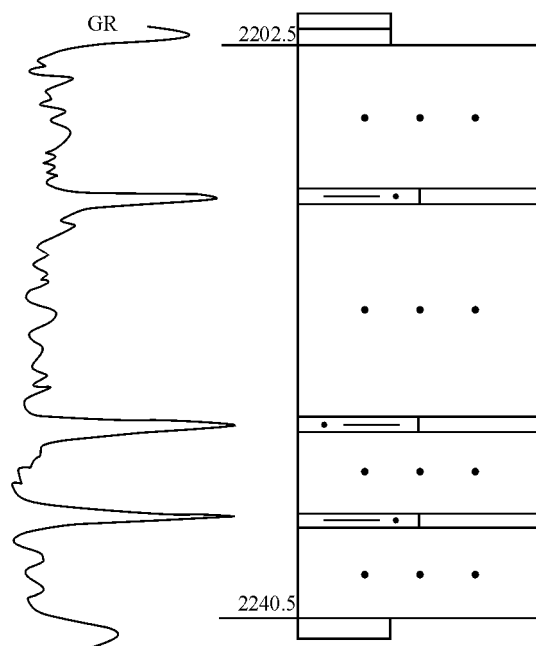


图9 安8井须二段浅湖砂坝砂体GR曲线图

Fig. 9 GR curves for the shallow lake bar sandstones

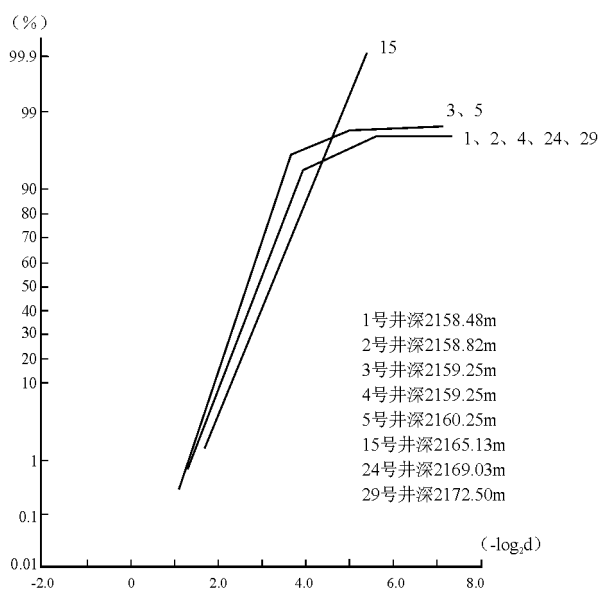


图10 威东2井浅湖砂坝粒度分布概率累积曲线

Fig. 10 Grain size probability cumulative curves for the shallow lake bar sandstones from the Weidong-2 well

平泉1井。在研究区西北发育有4个浅湖砂坝,但它们并非完全孤立,而是仍以砂体相连。随着基准面的升降变化,沉积相发生横向迁移,模糊了浅湖砂坝与三角洲前缘的界线,使两者只能以70m砂体等厚线相互分开。二段三角洲平原不甚发育,仅见于自18—自31—工43—盘1—鱼口坳以南地区。三段沉积是二段构造活跃期沉积后的一次构造稳定型沉

积。全区基本为泥质沉积覆盖,小型浅湖砂坝零星分布,储层不发育。四段三角洲非常发育。与二段比较,物源方向变化不大,主要来自研究区南部和东南部,西南部也有少量物源混入;三角洲规模扩大,前缘略向湖推进,其前缘往西北抵达威东5井—川7井—通9井—遂38井—线,同时砂体厚度也增大;从砂体展布特征可以看出,三角洲前缘砂体遭受了湖流的明显改造,其部分前缘砂体具有浅湖砂坝的特征;研究区地层厚度东南厚而西北薄,反映了沉积中心的变化;三角洲平原相仅见于隆昌—双河场—潼2—线东南地区。五段的岩相古地理特征与三段极为相似。两者间的区别是,五段地层厚度比三段要大得多,且沉积中心又回到研究区西北部,由西北向东南,地层迅速减薄,浅湖砂坝孤立分布,发生过多次的沼泽化,夹有多层薄煤层。六段沉积期三角洲继续向湖推进,其前缘抵达研究区西北角的平泉1井和研究区北部的拦江1井,并有可能继续往前(北西)推进。同时,在研究区较难见到的三角洲平原分流河道也从南部、东南部进入研究区,位于曹家坝—川12井—一大足—线以南、以东地区。六段砂体沉积特征与须四段较为接近,但比四段富泥,全区基本不发育浅湖砂坝,浅湖砂坝仅在资2井和川2井底部见到。总之,二、四、六各段储集砂体,由老到新,三角洲规模逐渐扩大,浅湖砂坝逐渐收缩。

3.2 储集砂体特征比较

研究区各成因类型储集砂体主要为结构成熟度较高而成分成熟度较低的长石岩屑砂岩和岩屑长石砂岩。相对而言,分流河道砂体和水下分流河道砂体具有较高的岩屑含量和较低的石英含量,成分成熟度相对较差;浅湖砂坝砂体在风暴浪的作用下由三角洲前缘砂体改造而来,其岩屑含量最低,石英含量最高,成分成熟度最好,而它也同时具有最好的结构成熟度。又因为二、四、六各段三角洲规模逐渐扩大、浅湖砂坝逐渐收缩的变化特征,造成在平面展布上,同一层段砂体从南向北(由岸向湖),成熟度逐渐增高,同一地区从下往上成熟度逐渐降低。研究区主要位于川中古隆平缓构造区,与东南部高陡构造区相比,整体上因褶皱强度低裂缝发育较差,只在局部地区发育构造破裂缝和差异压实缝;与北部南充构造区比,研究区储集砂体泥质含量较高而绿泥石含量明显偏少,孔隙类型以次生溶蚀孔隙为主,各类型储集砂体孔隙度、渗透率均较低,属低孔低渗储层。各成因类型砂体中,河口坝和远砂坝不甚发育,且其孔隙度和渗透率在各类砂体中为最低值,作为

储层并不理想;分流河道和水下分流河道砂体相当发育,且厚度较大,平均渗透率最高,但是侧向迁移频繁,纵向上非均质性较强,而且它们所在的南部部分地区须家河组已经暴露,从而不利作为储层。但因为南部地区位于川南古坳中隆低陡穹形区,推测其构造破裂缝的发育要优于北部浅湖砂坝发育区,因而也能形成好的储层。浅湖砂坝砂体分布面积广,厚度大,在纵向上的非均质性也较弱,离烃源岩近,且其平均孔隙度最高,一旦形成储层将非常理想,但是同时石英含量高,容易硅质胶结,又有较高的泥质含量,它们堵塞了孔隙和喉道,使得渗透率较低,一般也不利于作为储层;但若条件允许,如构造破裂缝和差异压实缝发育,或者绿泥石胶结成岩相非常发育,也能形成好的储层。如岳3井二段底部浅湖砂坝砂体差异压实缝相当发育,从而形成很好的储层。总之,对研究区须家河组而言,裂缝在控制储层方面起着非常关键的作用。

4 结 论

(1)川中、川南过渡带须家河组不整合与中下三叠统之上,研究区自须家河组始便为陆相地层,缺失马鞍塘组和小塘子组,而且在部分地区还缺失一段沉积。川中南过渡带须家河组储集砂体主要发育于二段、四段和六段,其成因类型主要有三角洲平原分流河道砂体、三角洲前缘水下分流河道、河口坝砂体及浅湖砂坝砂体。

(2)研究区储集砂体结构成熟度中等偏好而成分成熟度中等偏差,同一层段砂体从南向北(由岸向湖),成熟度逐渐增高,同一地区从下往上,成熟度逐渐降低。储集砂体孔隙度、渗透率均较低,属于低孔低渗储层。孔隙以长石溶蚀形成的次生粒内、粒间溶孔为主,原生孔隙对总孔隙度的贡献不大。储集砂体中的裂缝不甚发育,只在局部地区发育构造破裂缝和差异压实缝,而它们对形成储层起着非常关键的作用。

参考文献:

- [1] 张金亮,王宝清.四川盆地中西部上三叠统沉积相[J].西安石油学院学报(自然科学版),2000,15(2):1-2.
- [2] 刘树根,董崇光,罗志立,等.川西晚三叠世前陆盆地的形成与演化[J].天然气工业,1995,15(2):11.
- [3] 秦启荣,苏培东,李乐,等.川中低缓构造成因[J].新疆石油地质,2005,26(1):109.
- [4] 张健,李国辉,谢继荣,等.四川盆地上三叠统划分与对比研究[J].天然气工业,2006,26(1):12-15.

- [5] 杨光荣. 四川盆地上三叠统组和段的划分与对比[J]. 川煤地勘, 1996, (12): 14.
- [6] 黄思静, 谢连文, 张萌, 等. 中国三叠系陆相砂岩中自生绿泥石的形成机制及其与储层孔隙保存的关系[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2004, 31(3): 273.
- [7] 田景春, 陈高武, 龚伟坦, 等. 湖泊三角洲前缘砂体成因组合形式和分布规律[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2004, 31(6): 636.
- [8] 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.
- [9] 杨世伦. 海岸环境和地貌过程导论[M]. 海洋出版社, 2003. 84—85.
- [10] 伊强, 周京津, 郭志远, 等. 惠民凹陷沙河街组滨浅湖碎屑滩坝沉积特征[J]. 西部探矿工程, 2006, (增刊): 213—214.
- [11] 邹春艳, 罗蓉, 李子荣, 等. 电镜扫描在碎屑岩储层粘土矿物研究中的应用[J]. 天然气勘探与开发, 2005, 28(4): 4—8.

The genetic types of the reservoir sandstones from the Xujiahe Formation in the central-southern Sichuan transitional zone

ZHAO Qiang, ZHAO Lu-zi, TIAN Jing-chun, ZHANG Xiang, ZHANG Chang-jun

(State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploration, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China)

Abstract: The clastic reservoir sandstones are developed in the central-southern Sichuan transitional zone, especially in the second, fourth and sixth members of the Late Triassic Xujiahe Formation. The genetic types of the reservoir sandstones consist of delta-plain distributary channel sandstones, delta front subaqueous distributary channel sandstones, river mouth bar sandstones, littoral lake beach and shallow lake bar sandstones. The distribution, textures and structures, and physical properties are examined in detail for the reservoir sandstones of varying origins.

Key words: Upper Triassic; Xujiahe Formation; reservoir sandstone; central-southern Sichuan transitional zone

·历史照片·



一九六五年地质部长何长工与四川省地质局子弟小学全体师生的合影