

文章编号: 1009-3850(2006)02-0047-08

洛带气田上侏罗统遂宁组沉积相及含气地震响应特征

罗啸泉, 郭东晓, 魏力民

(中国石化西南分公司 勘探开发研究院, 四川 成都 610081)

摘要:洛带遂宁组气藏为新发现气藏, 已提交天然气探明储量上百亿立方米。洛带遂宁组沉积环境以季节性浅水湖为主, 发育进积型三角洲前缘亚相沉积, 有利的沉积微相是三角洲前缘水下分流河道、河口砂坝和席状砂。物源来自川西坳陷西侧的龙门山, 其中坳陷东坡的新都—洛带地区处于中部的砂泥岩互层的三角洲相带, 在斜坡带上形成了大型的遂宁组岩性圈闭。洛带地区遂宁组具有多套储盖组合, 又靠近下伏烃源岩, 对天然气的富集和保存十分有利。通过合成记录的标定、Jason 反演表明, 遂宁组含气砂岩的地震响应模式为“强波谷、中—强波峰, 低波阻抗”模式; 砂泥互层型的地震响应是“强中弱”。该大型岩性气藏的发现, 说明川西地区浅层气仍然具有大的勘探前景, 遂宁组气藏将是浅层扩展评价勘探和风险勘探的重要目标。

关键词:洛带气田; 上侏罗统; 遂宁组; 沉积相; 地震响应; 川西

中图分类号: TE121.3

文献标识码: A

1 区域地质背景

洛带气田位于成都市东郊 15km 的洛带镇, 川西坳陷东坡、龙泉山北北东向构造带西侧(图 1)。洛带构造主要是一个鼻状背斜, 是苏码头大背斜的延伸部分, 呈北东走向。在背斜主高点的苏码头地区, 最老出露地层为上侏罗统蓬莱镇组二段, 地表主要为夹关组(K_{1j})分布。在背斜东南翼的洛带附近, 与龙泉山大断层之间存在着一向斜, 向斜深 50~100m, 南宽北窄, 南深北浅, 向北至廖家场地区, 构造向北东方向倾没; 背斜北西翼为一个宽缓的单斜与新都地区相连。断层以北东向为主, 发育在构造两翼, 从深层到浅层, 断层数变少, 断距减小。中深层、深层发育的断裂系统为天然气向上运移提供了良好的疏导条件, 从浅层到深层都有构造存在, 上下构造符合。烃源岩发育。该区上三叠统烃源岩厚近千千米, 生气丰度为(75~100)×10⁸m³/km², 并且侏罗系自流井组(J_{1z})和千佛崖组(J_{2q})夹多层黑色页

岩, 有机碳含量 3% 左右, 具有一定的生油气能力。

四川盆地遂宁期是地壳活动的稳定期, 也是在中侏罗世以后一次广泛的水侵期, 为盆地下降速度大于沉积物堆积速度的欠补偿型沉积^[1-3]。除龙门山前缘有少量粗碎屑沉积外, 主要为氧化环境下的滨浅湖相沉积, 岩性以棕红色泥岩为主夹细、粉砂岩, 以水平层理为主, 见有波痕、泥裂、虫迹等。只是在中期, 在西部边缘地区出现过河流与三角洲相。在川西坳陷北段的江油市厚坝地区, 遂宁组(J_{3sn})主要为一套以泥岩为主, 夹砂岩、泥灰岩的沉积^[4]。泥岩、泥灰岩富含介形虫及螺类化石, 砂岩具水平或小型波状层理^[4,5]; 在南段的邛崃市火井地区, 主要由湖泊相组成, 唯中部出现具三角洲相特征的层序, 相旋回为湖泊—三角洲—湖泊相; 在蒲江县石桥地区及白马庙地区, 遂宁组为湖泊相沉积。洛带地区钻井剖面揭示, 遂宁组为湖泊相—三角洲相沉积, 是一套分布稳定的区域性盖层, 埋深一般在 1400~1750m 之间, 厚约 350m, 总体为一套棕红色、棕褐色泥岩、

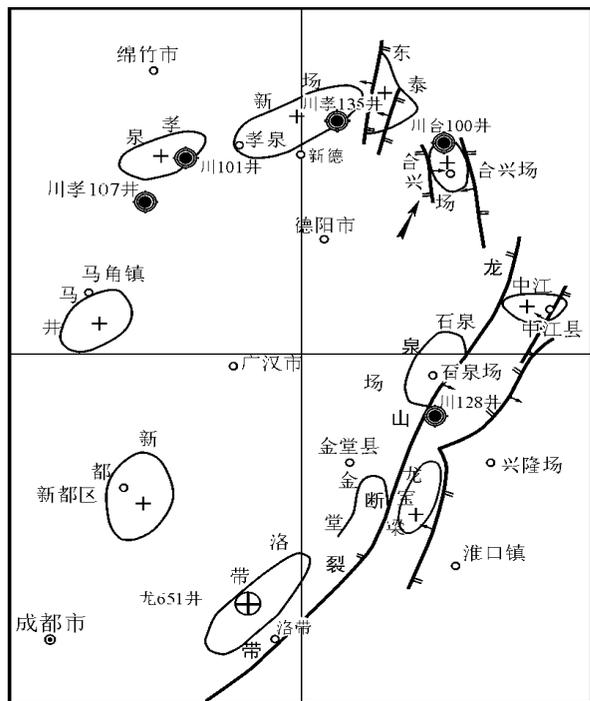


图1 研究区位置图

Fig. 1 Location of the study area

粉砂质泥岩夹细砂岩、粉砂岩沉积。

晚侏罗世蓬莱镇(莲花口)期,四川盆地已进入山前拗陷盆地沉积时期,因龙门山强烈上升逆冲,活动加剧,与盆地出现较大的地形高差,提供了大量物源,在川西拗陷山前带沉积了多个以大套砾岩、砂砾岩为特征的近源冲积扇及河流相沉积,而在拗陷东部则为河湖交替区,形成滨浅湖、远源三角洲及曲流河沉积。遂宁组与蓬莱镇组为连续沉积,反映出滨浅湖向上过渡到三角洲及曲流河沉积。总的来说,四川盆地遂宁期湖泊相发育,是晚三叠世—早白垩世期间湖盆最稳定的阶段。

在洛带气田蓬莱镇组共发现了18套含气砂组,24个气层中有14层经测试为工业气层,从上到下含气性变好^[9]。蓬莱镇组产出的水以CaCl₂型为主,NaHCO₃和Na₂SO₄型次之,矿化度为35~50g/l;中深层沙溪庙组(J_{2s})产地层水,水型为CaCl₂型,矿化度60.884g/l,反映从浅层到深层保存条件变好。

遂宁组气藏埋深1480~1700m,具有气层分布稳定,含气面积大,勘探成功率高,单井产量高的特点,经加砂压裂后,单井测试产量(0.93~5.34)×10⁴m³/d,表明勘探效果很好。

2 沉积相标志

2.1 岩相标志

原生沉积构造是判别沉积相和沉积环境的重要

标志^[7]。通过对龙35井、龙58D井、龙68D井、龙78井、龙80井和金遂1等井的岩心详细的描述,取心段的岩性沉积构造及地层剖面结构分析表明,遂宁组为一套细砂岩、粉砂岩和泥岩组成的频繁互层,以泥质岩为主夹砂岩,含少量的泥砾。泥砾顺层分布,见冲刷现象,为就近沉积的泥岩被水流冲刷的滞留沉积。粉砂质泥岩及泥岩含有钙质团块。泥岩为棕色,颜色鲜艳,为氧化环境的沉积。上述沉积现象说明,沉积区沉积水动力条件不强,距离物源区较远。

砂岩沉积构造中发育沙纹交错层理(S_r)、平行层理(S_h)、生物扰动构造、生物钻孔(F_{bt})、浪成波痕(S_w)、冲刷(S_s)和块状构造(S_m)。S_r、S_h为浅水沉积特征;S_w表明泥岩、粉砂岩中的水平层理及泥岩的块状构造的存在,反映湖泊作用;S_s、S_m表明河流的作用。因此,洛带地区沉积环境为浅水湖占优势的河湖过渡相沉积环境。

从取心段的剖面结构分析,区内各取心段以反韵律为主要特征,构成下细上粗的二元结构,说明湖泊作用占优势;但也存在正韵律结构,表明亦存在河流相沉积(图2)。

2.2 岩相序列组合

具有成因联系的多个岩性相,构成了具有一定空间形态的岩相组合及其在纵向上的演化构成的岩相序列,它们常代表一次沉积环境或沉积事件的产物。区内主要岩相序列组合如下:

I组合序列: S_s-F_m-S_h-F_m, S_n-S_m-F_m

该序列组合反映在沉积过程中,水动力突然增大,对下伏细粒物质冲刷,如形成泥砾等,然后水动力逐渐减弱形成滞留沉积。沉积物内部显示层理构造,表现为正韵律结构,总体呈正旋回特征,为水下分流河道沉积。沉积的砂体厚度大,分选好。在龙68D井、龙80井区发育。

II组合序列: F_m-F_{ds}-S_w-S_m, F_m-S_h-S_w-S_m

该组合由下向上,总体显示粒度由细变粗的反韵律特征。S_w相表征湖浪作用的存在, F_m为前三三角洲沉积。它们构成了河湖作用的产物,该组合序列代表三角洲前缘河口砂坝沉积,在龙58D井、龙78井和构造北面的廖家场地区较发育。

III组合序列: F_m-S_m-S_w-F_m, F_m-S_t-F_m

沉积物以泥质岩为主,颜色棕褐色和棕红色,代表浅水沉积。泥岩中夹厚度不大的细、粉砂岩,呈块状构造,具沙纹交错层理,为浅湖砂坝沙滩沉积及分流河道间沉积。

以上表明,洛带地区遂宁组属于浅水湖泊-三

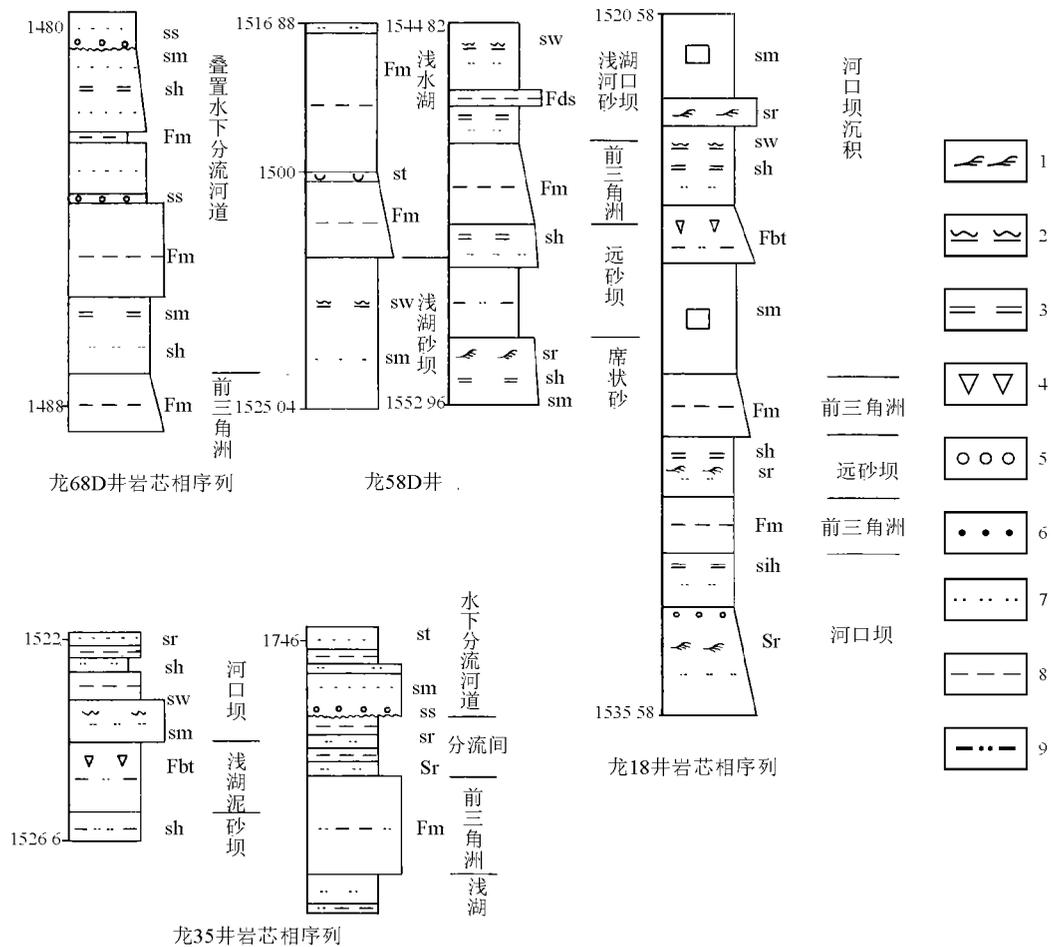


图2 洛带地区遂宁组岩心相序列图

1. 沙纹层理; 2. 波痕; 3. 水平层理; 4. 生物构造; 5. 砾岩; 6. 细砂岩; 7. 粉砂岩; 8. 泥岩; 9. 粉砂质泥岩

Fig. 2 Facies sequences of the cores from the Suining Formation in the Luodai region

F = ripple mark lamination; 2 = wave mark; 3 = horizontal bedding; 4 = biogenic structure; 5 = conglomerate; 6 = fine sandstone; 7 = siltstone; 8 = mudstone; 9 = silty mudstone

角洲前缘沉积体系。

2.3 测井资料解释及环境意义

测井相是表征沉积物特征, 并可使该沉积物与其它沉积物区别开的一组响应, 即根据岩石在测井曲线上的特征, 用来解释沉积环境和沉积相。层序分析是根据测井曲线划分沉积相的主要依据。根据测井曲线的形态、幅度、接触关系及曲线光滑程度, 结合岩心和录井资料进行沉积相分析。测井曲线组合划分的层序反映, 短期基准面主要处于下降旋回, 代表湖相沉积为主^[8]。

在遂宁组中部发育一层质纯的页岩, 具有高伽马、高声波时差、低电阻率特点, 可作为一个标志层, 相当于川南地区的灰鸽页岩, 可代表遂宁组的最大湖泛面。

遂宁组为侏罗系中的一个 II 级层序, 根据标志

层可以划分为 III 级水进层序, III 级水退层序, 目前发现的 J_{n1}^1 和 J_{n2}^2 气层都位于 III 层序内(表 1)。湖面上升并扩大, 形成退积沉积, 发育退积型浅湖砂坝, 砂层较薄; 湖平面下降, 湖面缩小, 发育进积型三角洲沉积, 发育河口坝砂体和水下分流河道砂体, 砂体厚。在地震剖面上遂宁组为一套平行—亚平行弱不连续反射, 在构造主体部位 900 ~ 1050ms 时间范围内, 可见大量断续的强振幅反射, 反射同向轴明显具有叠置、前积结构特点, 反映该区三角洲沉积体系发育^[9]。

测井相分析表明遂宁组由下向上, 伽马曲线组合为钟形—指形—齿状漏斗形—齿状箱形—指形组合特征, 反映出水下分流河道—远砂坝—前三角洲和浅湖水湖沉积特点; 龙 651 井的伽马曲线组合从下到上为齿化钟形—指形—齿化箱形—指形, 代表浅

表1 遂宁组层序分析简表

Table 1 Sequences in the Suining Formation

层序级别		地层代号	碎屑岩粒度	岩相	水进、水退
I	II				
I ₅		J ₃ P			
I ₄	II ₂	J ₃ sn ₂	细 ↑ 粗 ↑ 细	三角洲 ↑ 湖泊	水退
	II ₁	J ₃ sn ₁	细 ↑ 粗	湖泊 ↑ 三角洲	水进

湖泥、砂坝、河口坝—分流河湾和浅水湖沉积特点。洛带地区遂宁组指形曲线类型特别发育,曲线幅度高,表明物源少,沉积环境能量强,砂粒分选好,为浅湖砂坝的沉积特点。洛带构造北部遂宁组砂体较发育,砂岩较粗,显示物源主要来自北西方向。

2.4 粒度曲线形态及环境解释

从洛带地区遂宁组采集14个砂岩样,做薄片粒度分析,得到了粒度曲线及有关参数。根据弗里德曼(1967)的图解偏度(SK_1)与图解标准偏差(\hat{q})的离散图,遂宁组砂岩的 SK_1 值为 $-0.204 \sim 0.2564$, \hat{q} 值为 $0.4749 \sim 0.7463$,均落在湖泊区,表明遂宁组砂岩为湖泊沉积环境。而标准差与平均图,则位于三角洲前缘体系的靠湖部分,说明距离物源区较远,沉积物经过较长搬运。这与砂岩主要为细—粉砂岩,分选好,磨圆度为次棱角状相吻合。

对薄片粒度资料进行整理分析,将粒度曲线分为两种类型(图3):

I型主要特征是由跳跃总体和悬浮总体构成,

缺乏牵引总体。跳跃总体含量为90%~95%,斜率变化较小,介于 $60^\circ \sim 70^\circ$ 之间,分选好。结合砂体上下泥岩特征,认为属于水下分流河道。

II型主要特征是由牵引总体、跳跃总体和悬浮总体组成,牵引总体含量约10%~15%,跳跃总体含量约80%~90%,悬浮总体含量小于5%;S截点和T截点均为突变型,反映水下分流河道入湖时,受湖浪阻碍作用,而出现牵引总体,属三角洲前缘河口砂坝沉积。将薄片粒度分析得到的平均粒径、标准偏差、偏度和尖度代入萨胡(1964)判别浅海(浅湖),河流的公式: $Y > 65.3650$,为浅湖沉积环境; $Y > 9.8433$,为河流(三角洲)沉积。因此,洛带地区遂宁组以浅水湖沉积为主。

3 有利沉积微相类型

洛带地区遂宁组为三角洲前缘亚相和前三角洲亚相沉积,发育有利储层微相有水下分流河道、河口坝、远砂坝和席状砂等。

1. 水下分流河道微相

三角洲前缘水下分流河道是储层砂体发育的有利微相,具有河流沉积的特征,但因水下河道受阻滞能量较低,携带的沉积物相对较细,泥岩为棕色、棕褐色等水下沉积特征。底部可见冲刷现象,含泥砾,向上由细砂岩变为粉砂岩,出现正粒序特征。如龙80井储层段为水下分流河道砂体,单层厚23.5m,岩性为细粒岩屑砂岩;龙68D井有两层,单层分别厚16m及15m,由于储集砂体发育,这两口井都获得了高产工业气流。分流河道砂体在平面上为长条形,剖面上呈透镜状,河道中部最厚最粗,向两侧砂岩变

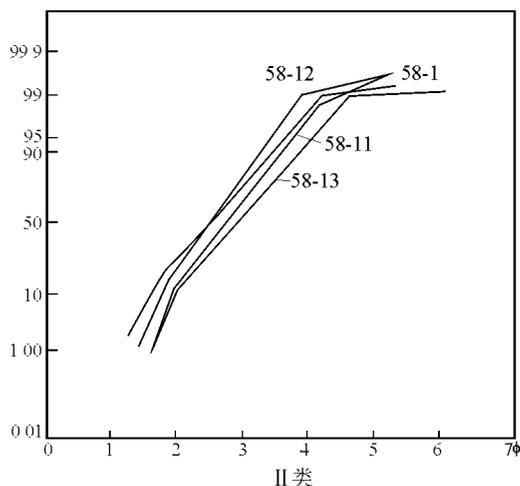


图3 粒度曲线类型图

Fig. 3 Patterns of the grain size curves

细变薄。分流河道砂岩在 GR 曲线上呈钟形或箱形组合。

2. 河口 砂坝沉积

前缘河口砂坝位于水下分流河道的出口处,是三角洲前缘亚相中砂体最发育的沉积微相,由于湖水波浪的反复作用,呈下细上粗的反韵律或下细中粗上细的复合韵律特点。与河口坝沉积伴生的微相组合有水下分流河道、前三角洲和远砂坝沉积。从龙58D井、龙78井和金遂1井岩心相分析,前缘河口砂坝发育多种因素影响,具有差异性。河口砂坝沉积的厚度一般厚15~20m,岩性主要是棕色泥岩、粉砂岩和细砂岩,伽马曲线为漏斗型和微齿化箱形曲线,反映水动力条件逐渐增强的特点。前缘河口砂坝和水下分流河道是洛带地区遂宁组主要储集砂体发育的有利微相。

3. 远砂坝沉积

远砂坝位于河口砂坝前方距离湖岸较远的部位,与前三角洲沉积之间。沉积物以细砂岩和粉砂岩为主,夹粉砂质泥岩,泥岩主要发育沙纹交错层理、水平层理及变形构造。测井曲线呈指状组合,粒度以悬浮沉积为主,远砂坝沉积物由于较细,含泥质重,物性较差。

4. 前缘席状砂沉积

由于受滨浅湖波浪的改造作用,河口砂坝和远砂坝重新分布,在三角洲前缘呈席状或带状展布。岩性以细砂岩和粉砂岩为主,在垂向上与泥岩呈互层出现,主要发育水平层理和浪成构造,测井曲线呈指形。

5. 湖泊沉积

遂宁组是以湖泊沉积体系为主,包括湖泊三角洲沉积,由于湖泊波浪作用较弱,一般都是河流作用为主的三角洲,洛带地区遂宁组三角洲沉积形成了

主要的储层,从前面的叙述可知,这里的湖沉积只包括湖滨、浅湖、半深湖沉积。

6. 滨湖沉积

由于湖浪的淘洗作用,砂岩的分选、磨圆度较好,以细砂岩与粉砂岩为主,砂体呈透镜状产出,平行湖岸。由于湖泊中的潮汐作用远较海洋中的为小,故在地质剖面中,滨湖沉积是不发育的。小型波状交错层理、泥裂、虫迹等常见。

7. 浅水湖沉积

浅水湖区主要指滨湖沉积以下至浪基面以上的地带,该微相是遂宁组沉积时期的主要沉积背景。沉积物受到水体波浪作用和湖流作用影响,主要以棕红色泥岩、粉砂岩沉积为主,有时也有少量细砂岩沉积出现,细砂岩呈透镜体。沉积构造主要发育层纹不规则的层纹层理和块状层理;粒度分布曲线呈单段式,表明沉积物以悬浮沉积物为主的特征。

勘探实践及录井、测井解释表明表明,水下分流河道、河口坝砂岩为最有利的含气沉积微相,其沉积时水动力条件较强,成分、结构成熟度较高,含泥质少,颗粒相对较粗且分选好,因而储渗条件较好^[4]。从表2中可以看到,沉积微相控制着储集砂体的发育,就取心段来看,河口坝砂岩、分流河道砂岩物性较好,平均孔隙度一般大于6%,平均渗透率大于 $0.1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$;其次是席状砂,平均孔隙度4.19%,平均渗透率 $0.118 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,差的是远砂坝沉积的泥质粉砂岩,平均孔隙度仅3.31%,平均渗透率只有 $0.026 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。因此,洛带地区遂宁组有利于储集砂体发育的沉积微相是分流河道和河口坝沉积,其次是席状砂。勘探表明洛带遂宁组大面积含气,气藏应属于早期成藏,大致在早白垩世,与 T_3 烃源岩的生烃高峰期一致,当时砂岩还未致密,有利于天然气规模运移聚集成藏。目前气藏的储层属于致密

表2 沉积微相与储层物性关系表

Table 2 Relationship between sedimentary microfacies and physical properties of reservoirs

井号、井段/m	沉积微相	岩性	Φ / %	$K / 10^{-3} \mu\text{m}^2$
龙 80 1477~1488.5	叠置分流河道	细砂岩	$\frac{3.62 \sim 10.22}{6.53}$ (77)	$\frac{0.035 \sim 3.658}{0.629}$ (76)
龙 68D 1480~1482.5	分流河道	细砂岩	$\frac{5.21 \sim 6.27}{5.51}$ (15)	$\frac{0.053 \sim 0.100}{0.080}$ (15)
龙 58D 1545~1547.1	河口坝	细、粉砂岩	$\frac{3.24 \sim 9.70}{8.07}$ (8)	$\frac{0.244 \sim 0.765}{0.499}$ (7)
龙 58D 1518~1529	席状砂	细、粉砂岩	$\frac{3.95 \sim 4.97}{4.19}$ (8)	$\frac{0.068 \sim 0.139}{0.118}$ (7)
龙 35	远砂坝	泥质粉砂岩	$\frac{3.02 \sim 3.71}{3.31}$ (3)	$\frac{0.018 \sim 0.031}{0.026}$ (3)

储层,是由于成岩阶段的压实作用、胶结作用造成的,主要为钙质胶接,含量15%左右,方解石以细晶—中晶状分布于孔隙中。

将洛带遂宁组气藏与孝泉遂宁组气藏进行对比,发现存在较大的差异。孝泉地区气层分布在遂宁组下部和底部,产层段为细砂岩、粉砂岩和泥岩互层,录井中见少量方解石、石英晶体、脉,气层为异常高压,压力系数为1.67~1.96,砂岩孔隙分布范围为1.43%~4.37%,平均孔隙度2.59%,平均渗透率 $0.087 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。因此,孝泉地区遂宁组气层孔渗条件比洛带储层差。

洛带气田遂宁组的气层分布在该组中上部和中部,气层为常压—超压,压力系数为1.00~1.40,产层段岩性有厚层砂岩型(龙68D井),又有砂泥岩互层型(龙58D井),与孝泉相比较,洛带遂宁组砂层较发育,孔、渗性较好,具有一定的层状性。目前,已在遂宁组划分出5套砂层,其中的 J_{n1}^1 、 J_{n1}^2 和 J_n 经测试已获得工业气流。

4 含气地震异常特点

对洛带遂宁组典型含气砂层的测井资料分析后,发现含气砂体在测井曲线上的表现不如蓬莱镇组含气砂体显著。 J_{n1} 含气砂体的声波时差为65~75 $\mu\text{s}/\text{ft}$,速度4064~4689m/s,密度为2.40~2.53g/cm³,上下围岩的声波时差为60~65 $\mu\text{s}/\text{ft}$,速度为4689~5080m/s,密度为2.53~2.65g/cm³(图4),可见含气砂体的速度和密度小于上下围岩的速度和密度,导致含气砂体与围岩之间存在波阻

抗差,因此含气砂体与围岩之间能够形成较强的反射^[10]。通过对龙68D井、龙78井、龙80井和川金619井合成记录的标定,含气砂体顶底界面的反射呈上负下正、振幅较强的特征,含气砂体与上覆岩层的波阻抗差越大,则反射波波谷的振幅越强;与下覆岩层的波阻抗差越大,则反射波波峰的振幅越强,但低频响应特征不明显。龙80井 J_{n1} 气层为河道砂体,砂层厚20m,物性好,经加砂压裂后产气 $4.03 \times 10^4 \text{m}^3/\text{d}$,无阻流量 $10.37 \times 10^4 \text{m}^3/\text{d}$ 。Jason反演表明,遂宁组含气砂体的波阻抗小于上下围岩的波阻抗,地震反射为上负下正、振幅较强的特征,气层反射同相轴的波谷对应气层的顶面。由于气藏储集类型既有砂岩型,又有砂泥互层型,因此气层的地震响应模式存在多种类型,因此认为遂宁组含气砂体的地震响应模式为“强波谷、中-强波峰,低波阻抗”模式(图5,图6)。

通过井地震剖面层位标定、追踪、对比和三维地震振幅属性分析,所反映的砂体平面展布形态,主要砂层呈北西-南东向的条带状、扇状,甚至呈撒开的鸟足状展布,总体走向为与主物源供给方向基本一致的北西-南东向(图7)。砂体展布模式的基本特征为多个侧向连续叠置而垂向被较厚泥质层分隔的分流河道复合砂体,砂体之间侧向连通性好而垂向连通性极差。

5 结论

洛带地区遂宁组沉积环境是以季节性浅水湖为

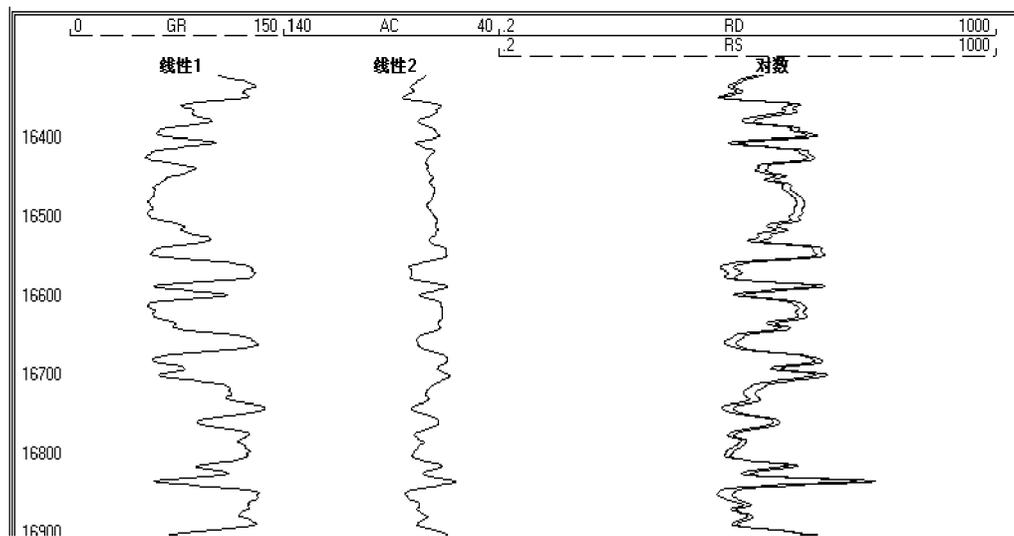


图4 金遂2井气层 J_{n1}^2 测井曲线

Fig. 4 Well logs for the J_{n1}^2 gas beds in the Jinsui-2 well

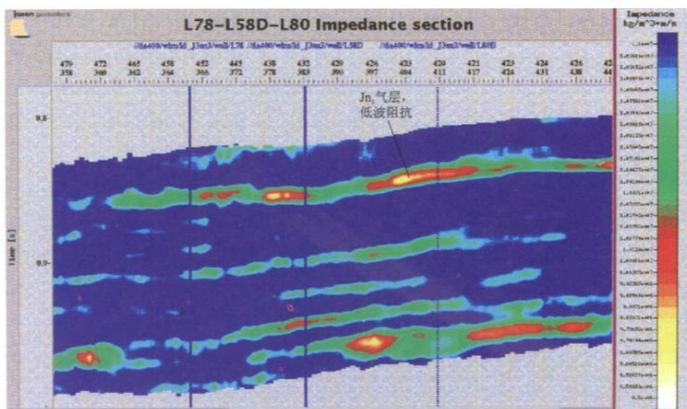


图5 龙78井—龙80井波阻抗剖面
Fig. 5 Long 78—Long 80 well impedance section

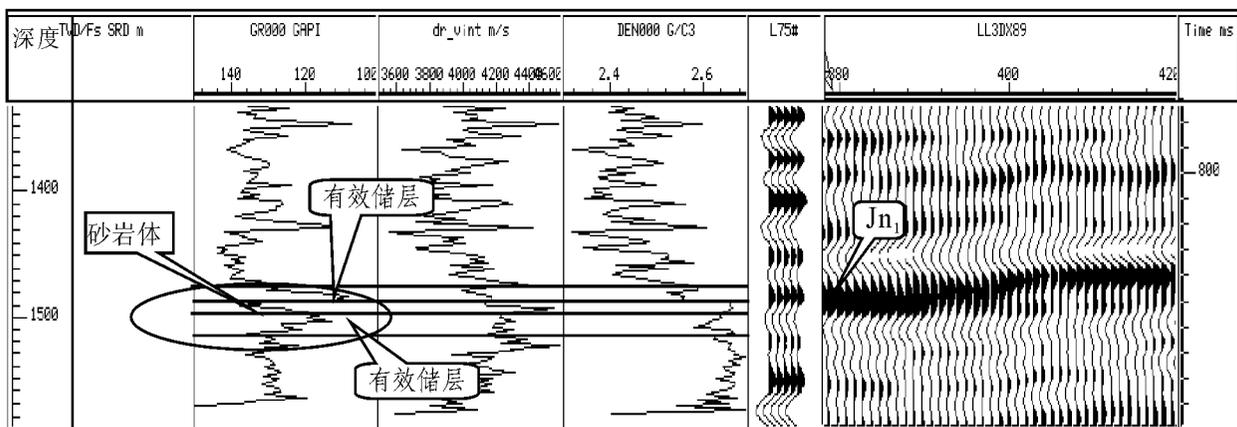


图6 龙75井合成地震记录与过井剖面对比图
Fig. 6 Correlation of synthetic seismic records and profile through the Long-75 well

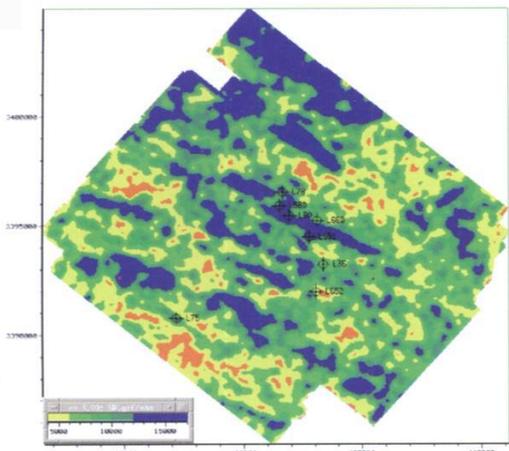


图7 Jn1沿层振幅平面图
Fig. 7 Plan of the amplitudes along the Jn1 gas beds

主,发育进积型三角洲前缘亚相沉积,有利的沉积微相是三角洲前缘水下分流河道、河口砂坝和席状砂。北西走向的砂体与北东走向的洛带构造形成了大型岩性圈闭。洛带—廖家场地区遂宁组具有多套储、盖组合,又靠近下伏烃源岩,对天然气的富集和保存十分有利。

通过区域沉积资料的初步分析认为,遂宁组物源来自川西坳陷西侧的龙门山,在龙门山前缘遂宁组砂岩十分发育,并含砾石。川西地区遂宁组从西到东具有3个沉积相带,即靠近龙门山物源以砂砾岩沉积为主的冲积扇—辫状河相带,中部的以砂泥岩互层为主的三角洲沉积相带,东部大面积分布的以泥岩为主的浅湖沉积相带。其中新都—洛带地区处于中部的砂、泥岩互层的三角洲相带。遂宁组内并不缺乏具有储集能力的砂岩层或砂、泥岩互层,通

过深入细致的工作,特别是对隐蔽圈闭的识别和评价,将会有新的发现和突破。

参考文献:

- [1] 郭正吾,邓康龄,韩永辉.四川盆地形成与演化[M].北京:地质出版社,1996.
- [2] 刘树根.龙门山冲断带与川西前陆盆地的形成与演化[M].成都:成都科技大学出版社,1993.
- [3] 李勇,曾允孚.龙门山前陆盆地沉积及构造演化[M].成都:成都科技大学出版社,1995.
- [4] 苟宗海.四川大邑、崇州、汶川、都江堰毗邻地区的侏罗系[J].成都理工学院学报,2000,27(1):
- [5] 丘东洲.四川盆地西部拗陷晚三叠世—早白垩世地层沉积相[J].四川地质学报,2000,20(3):161—170.
- [6] 王允诚,吕运能,曹伟.气藏精细描述[M].成都:四川科技出版社,2002.
- [7] 曾允孚,夏文杰.沉积岩石学[M].北京:地质出版社,1986.
- [8] 余素玉,鄢金华.层序地层学方法及其在陆相湖盆研究中的应用[J].地质科技情报,1993,12(2):.
- [9] 王允诚,张永贵,胡宗全.油气藏开发地震[M].成都:四川科学技术出版社,2003.
- [10] 王志章,石占中,等.现代油藏描述技术[M].北京:石油工业出版社,1999.
- [11] 刘震.储层地震地层学[M].北京:地质出版社,1997.

Sedimentary facies and seismic responses in the Upper Jurassic Suining Formation, Luodai Gas Field

LUO Xiao-Quan, GUO Dong-xiao, WEI Li-min

(Southern Branch, SINOPEC, Chengdu 610081, Sichuan, China)

Abstract: The Suining Formation gas pools as newly-explored gas pools in Luodai have an explored reserve of more than 10^{10} m^3 of natural gas. The sedimentary environments are dominated by ephemeral shallow lakes, where the prograded delta front subfacies deposits are developed. The favourable sedimentary microfacies consist of the delta front subaqueous distributary channel, channel-mouth bar and sheet sands. The clastics are predominantly derived from the Longmen Mountains west of the western Sichuan depression. The Xindu-Luodai zone on the eastern slope of the depression is occupied by the delta facies with the intercalations of sandstone and mudstone, in which a number of Suining Formation lithologic traps are developed. Several sets of reservoir-seal associations near the underlying source rocks facilitate the accumulation and preservation of natural gas. The integration of synthetic well logs and Jason inversion shows that the seismic responses of the Suining Formation gas-bearing sandstones are manifested by the model of “strong wave trough, moderate—strong wave crest and low wave impedance”. The discovery of these large-sized lithologic gas pools opened up a vast range of prospects for the shallow gas exploration in western Sichuan. The Suining Formation gas pools will serve as the key target of extended assessment and risk exploration of the shallow gas in the study area.

Key words: Luodai Gas Field; Upper Jurassic; Suining Formation; sedimentary facies; seismic response; western Sichuan