

· 地震地质 ·

十屋断陷火石岭组—营城组沉积 微相研究与储层识别

刘朋波 *^{①②} 蒲仁海^{①②} 刘娟霞^③

(^①西北大学大陆动力学国家重点实验室,陕西西安 710069;^②西北大学地质学系,陕西西安 710069;^③大港油田勘探开发研究院,天津 300280)

刘朋波,蒲仁海,刘娟霞. 十屋断陷火石岭组—营城组沉积微相研究与储层识别. 石油地球物理勘探, 2009, 44(3):347~353

摘要 通过分析 LS1、SN10 等 20 多口井的岩心、测井、沉积微相和 740km² 三维精细地震相认为,十屋断陷深层营城组、沙河子组和火石岭组上段半深湖—深湖相十分发育,随深度和层位差异,湖相泥岩和储层砂岩均呈强弱不同的两种地震反射特征和分布特征。储层砂岩以扇三角洲分流河道和浊积扇席状砂为主。扇三角洲在平面上主要分布在断陷北部、东北部和东南部,纵向上主要发育于营城组。由于与其相间的半深湖—深湖泥岩速度低,形成强反射,砂岩则为中弱振幅反射,平面上呈扇状、分支状河道组合或线状单河道展布。浊积扇平面上主要分布于断陷南部的深陷带周围,纵向上主要发育于沙河子组和火石岭组上部。浊积扇上下的泥岩由于厚度大且岩性单一,形成大套弱振幅—空白反射,浊积扇砂体则为薄的中—强振幅前积反射,前积体由多期朵叶组成。扇三角洲和浊积扇的物源来自断陷北部、东北部和东南部。深层油气显示十分普遍,这种储层识别和预测结果对于在该区寻找中大型气藏具有重要的意义。

关键词 地震相 沉积相 扇三角洲 浊积扇 欠压实 叠瓦状前积反射

1 引言

十屋断陷位于松辽盆地东南隆起区的南端,总体上呈北北东向展布,为一受北北东向桑树台同生断层控制的小型西断东超半地堑盆地。盆地内主要发育晚侏罗世火石岭组(J₃h)、早白垩世沙河子组(K₁sh)、营城组(K₁yc)和登娄库组(K₁d)。

十屋断陷先后经历了营城组沉积末期、登娄库组沉积末期和嫩江组沉积末期的构造抬升运动,地层几经剥蚀^[1]。受构造格局、盆地发展演化以及古气候的影响,盆地沉降速率较大,物源供给相对不足,整体上形成一个欠补偿性质的半深湖—深湖环境。而断陷期沉积物表现为近物源、粗碎屑快速沉积特征,由此形成了扇三角洲、浊积扇与深水湖构成的“扇—湖”沉积组合^[2,3]。本次研究利用工区 20 余口井和 740km² 三维地震资料,通过钻井资料和地

震资料的相互标定,将营城组和沙河子组各划分为四段,火石岭组划分为两段,在各地层段内研究湖相和各种扇体的演化和展布。

2 沉积特征与四种基本地震响应

大量的岩心和岩屑录井资料观察表明,无论是钻遇十屋断陷缓坡边缘的 SN118 井,还是钻在深陷带或陡坡带的其他井,沙河子组、营城组泥岩均为黑色、灰黑色、深灰色,揭示半深湖—深湖的还原环境,反映了该期湖泊相的长期广泛发育。在电测曲线上,泥岩自然电位曲线平直;自然伽马值相对平直,高于 110API;声波时差曲线呈山峰状或尖刀状,多数泥岩声波时差值介于 240~280μs/m 之间,营城组一段及其以下地层的泥岩由于存在异常高压,声波时差高达 280~320μs/m(图 1)。从图中可以看出,在营城组的底部,泥岩声波时差值有逐渐变大的

* 陕西省西安市太白北路 229 号西北大学地质学系大陆动力学国家重点实验室,710069
本文于 2008 年 5 月 9 日收到,修改稿于同年 10 月 23 日收到。

趋势,即偏离正常压实趋势的欠压实异常高压出现,在断陷的深陷带该特征尤其明显。虽然在该盆地中有过关于浅层登娄库组异常低压报道^[4,5],但针对深层异常高压的存在尚未引起注意。

十屋断陷 30 余口井的连井地层段微相与砂体对比剖面图上,除了反映以上大套暗色湖相泥岩沉积之外,还可看出这些泥岩往往与 3~10m 厚的砂岩、含砾砂岩间互,剖面上砂岩、砾岩累计含量达 10%~30%。大多数砂岩为发育各种交错层理和冲刷面的扇三角洲水下分流河道砂体,少量属于含鲍

玛序列的浊积砂体(图 2)。

十屋断陷以湖—扇砂泥岩间互的沉积组合形成了四种基本地震相类型(图 3)。

(1)平行连续中振幅反射 整个十屋断陷的营城组以该地震相类型分布最广泛。该地震相类型虽然以中振幅为背景,但振幅依然有细微变化,而且振幅的变化主要取决于低速泥岩的含量。该组地层由砂岩、泥质粉砂岩、钙质泥岩、纯泥岩组成,依据速度大小大致分为三类:一是低速纯泥岩;二是高速砂岩;三是速度略低于砂岩的泥质粉砂岩、

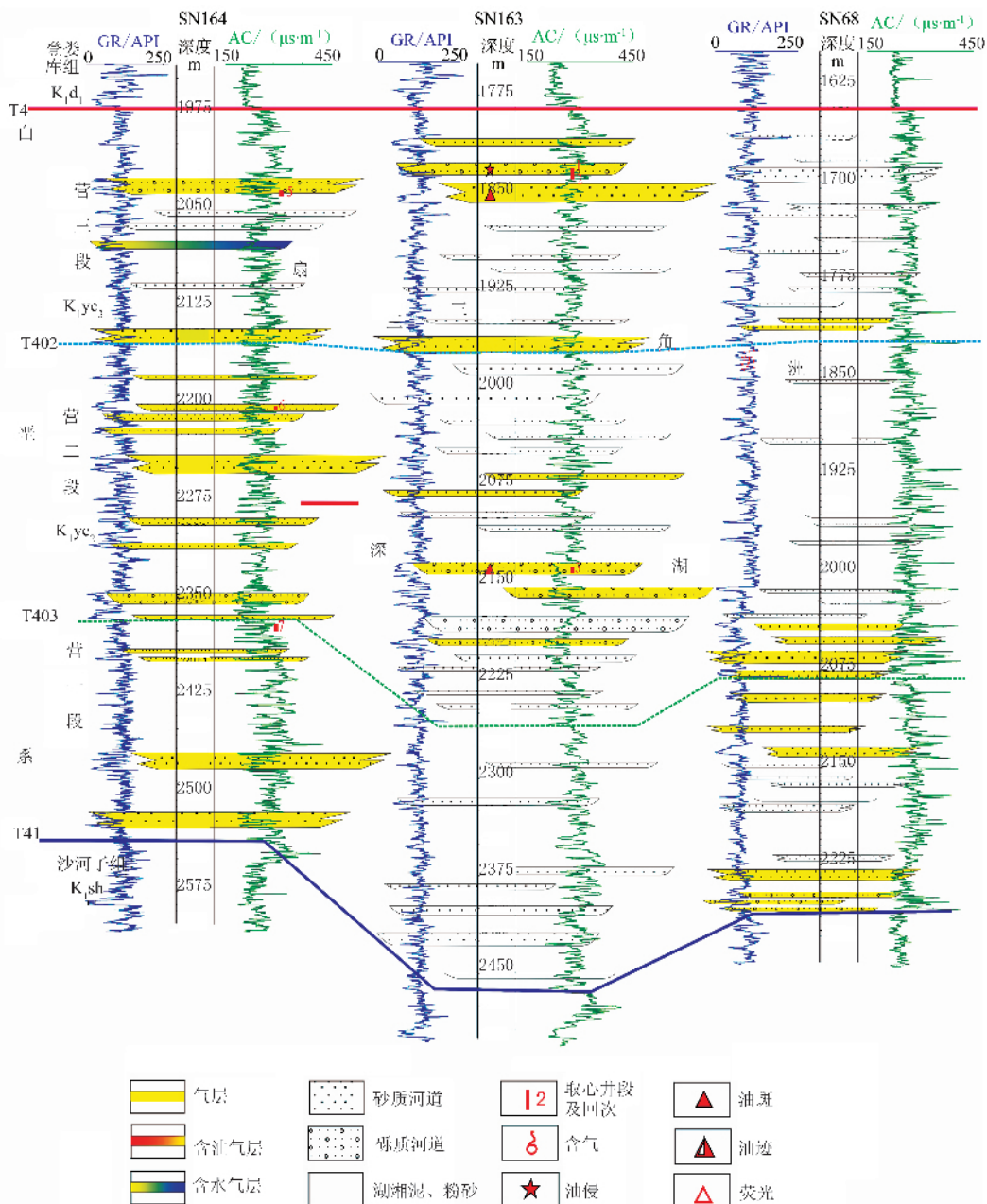


图 1 SN164—SN163—SN68 井营城组地层对比剖面

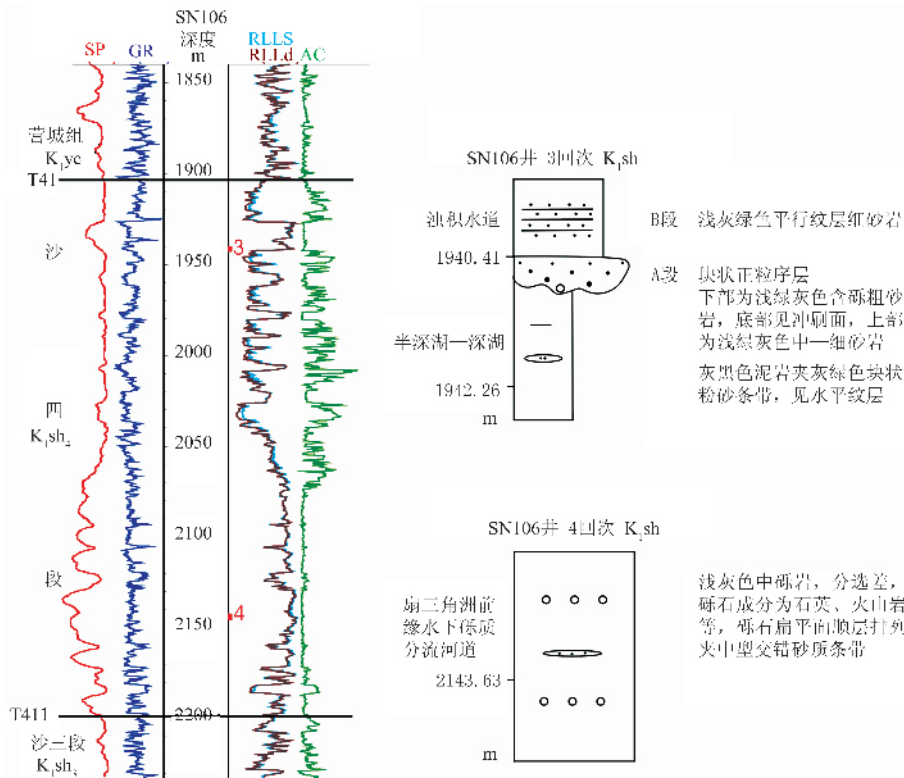


图 2 SN106 井沙河子组四段扇三角洲前缘分流河道与浊积水道剖面结构图

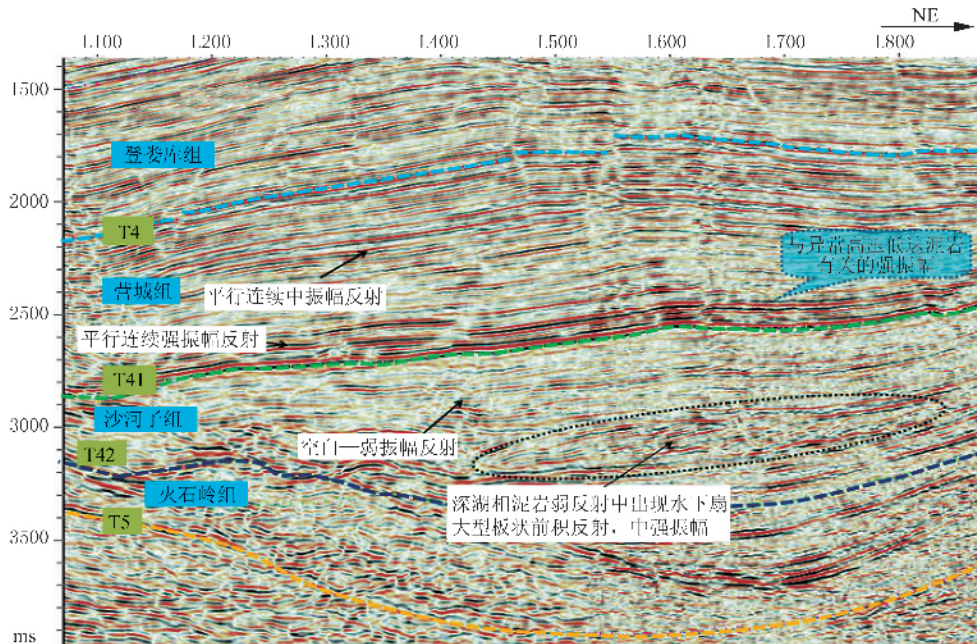


图 3 营城组—火石岭组四种基本地震相类型(T1060)

钙质泥岩。就营城组每个地层段而言,高速层的厚度大于低速层的厚度。由于大部分井段为砂泥岩薄互层,每个同相轴对应的地层单元仍为高波阻抗地层厚于低波阻抗地层。由于一个地震同相轴的

振幅强弱变化取决于该同相轴对应地层段的较少部分地层(厚度小于四分之一波长)的厚度变化,由此推知,低速泥岩增厚会导致振幅增强,高速砂岩增厚可造成振幅减弱。通过对研究区实际井的正

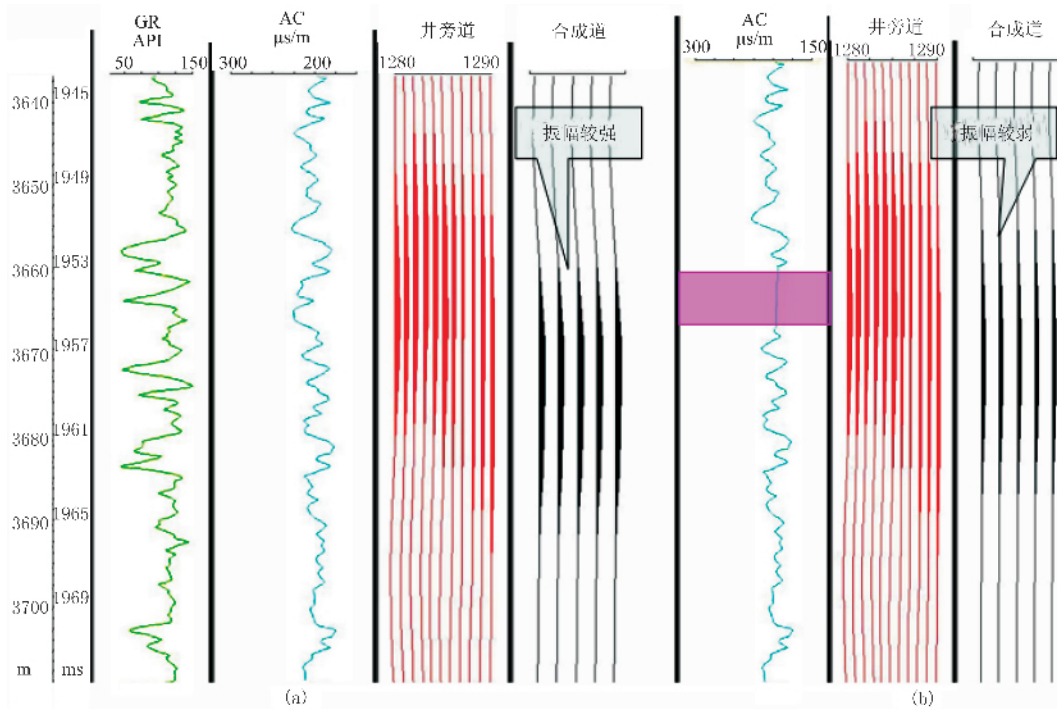


图 4 LC2 井营城组二段下部 3640~3700m 砂岩增厚振幅减弱一维正演模型

(a)原始合成地震记录;(b)砂岩增厚 5m 即 3660~3667m 内部 5m 泥岩(红色部分)变成砂岩后一维地震响应,合成道振幅比原始合成记录振幅减弱

演模拟,可以直观看出地震振幅减弱代表砂岩含量的相对增多(图 4)。

(2)平行连续强振幅反射 由于局部发育高压低速纯泥岩,砂岩与纯泥岩的速度差异增大,且纯泥岩厚度较大,上下地层波阻抗差异明显加大,在地震剖面上形成平行连续强反射^[6]。该地震相主要出现在营城组底部的断陷深陷带,代表局部湖相纯泥岩较厚的区域。

(3)空白—弱振幅反射 该类地震反射特征出现在两个部位。一是火石岭组上部和沙河子组半深湖—深湖相泥岩中。由于低速泥岩连续厚度大,所夹高速砂岩非常少,在地震剖面上表现为大套空白—弱振幅反射,反映了一种欠补偿的稳定厚层湖泊沉积特征。二是盆地边缘斜坡发育扇三角洲砾质水道的区域,如三维地震探区东北角,巨厚砂砾岩夹少量泥岩混杂堆积,整套地层为高速,层间波阻抗差异非常小,地震剖面上表现为空白—弱振幅反射,SN106 井沙四段底部 2075~2175m 砂砾岩层段就具有该特征(图 2)。

(4)中强振幅前积反射 主要发育于沙河子组二、三段内,夹于深湖相泥岩的空白—弱振幅反射背

景中。平面上主要位于深陷带周围,共发现四套前积体反射,均为板状、叠瓦状前积类型:一个由北向南沿深陷带轴线分布,一个来自北西方向的陡坡带,一个来自北东方向的缓坡带,还有一个来自于南东方向。四套来自北西、北东、正北、南东不同方向的前积体由老到新在深陷带相互叠置,总体反映了断陷轴向带北高南低和沉积中心位于 SN79 井南附近的古地貌格局。根据解释经验^[7,8],这四个前积体可能均属于浊积扇沉积。

3 湖相的发育与展布

在明确各组段地震相地质意义的基础上,利用“试错法”分析各种属性对于不同岩性的地震响应,最终认定不同岩性对地震振幅的响应较明显。经分析认为,沙河子组湖相泥岩发育最稳定,以连续厚层泥岩形成的弱振幅为代表,而营城组湖相则以低速纯泥岩形成的强振幅为代表。因此,针对不同层位,预测湖相泥岩分布的方法也不同。例如对于营城组,引起强振幅低速泥岩大约占地层厚度的 25%左右(图 1),地震振幅值在 -9000~9000 之间,把振幅

绝对值大于阈值 5000 的百分含量和厚度分布大致看成低速泥岩的百分含量和厚度的分布。图 5 为利用大于地震均方根振幅阈值预测低速纯泥岩的展布范围和厚度变化。从钻井对比剖面上看,较厚的

欠压实低速泥岩发育于营城组底部,平面上位于盆地深陷带,它们形成了平行连续强振幅地震相。对于沙河子组和火石岭组上部,深陷带及其周围由大套厚层深湖相泥岩组成,它们占地层厚度的 50% 以

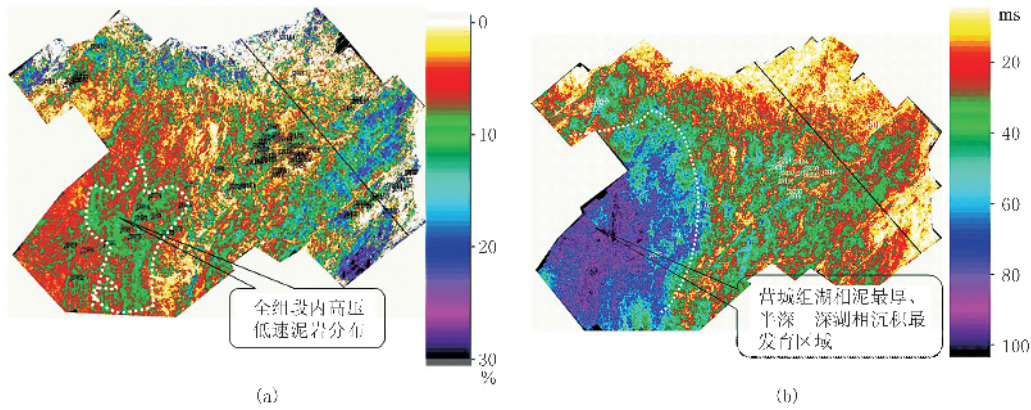


图 5 营城组湖相泥岩百分含量和厚度的预测

- (a) 营城组振幅高于阈值的百分含量(%),近似反映低速湖相纯泥岩百分含量和分布;
- (b) 营城组振幅高于阈值的厚度(ms),近似反映低速湖相纯泥岩的厚度

上,形成弱振幅反射,把振幅绝对值小于阈值 3000 的百分含量和厚度分布大致作为湖相泥岩的含量和厚度的分布。

4 扇三角洲砂体识别与分布

20 余口井的岩心观察表明,十屋断陷扇三角洲水下分流河道砂岩、砂砾岩非常发育,是营城组到火石岭组砂岩的主要微相类型。由钻井剖面对比图可

以看出,这些砂岩在井间不连通,横向连续性差,呈透镜状分布,夹于灰黑色、深灰色、黑色泥岩之中,砂体一般较薄,厚度在 3~10m,发育各种中大型斜层理和平行层理,底部与泥岩突变或有冲刷面,因而不属于浊积砂岩,也不属于辫状河三角洲砂岩^[9]。

在十屋断陷湖盆地中,围绕着盆地深陷带扇三角洲整体呈扇形分布,内部为放射状分支河道形成的弱振幅异常(图 6)。图中振幅均方根值的大小与井点处该组段内的砂地比百分数(据 GR 统计的砂岩

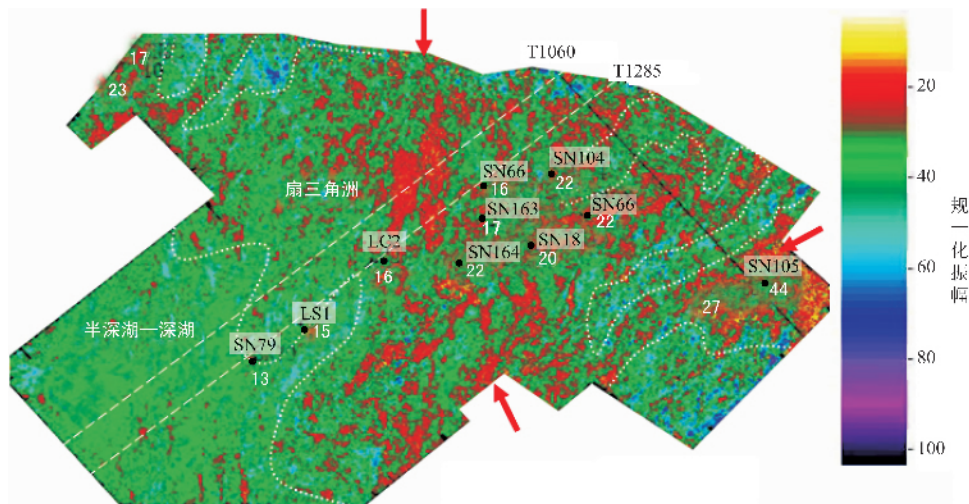


图 6 营三段振幅均方根图

扇形内部分支状红色弱振幅反映扇三角洲前缘水下分流河道的分布,井旁白色数字为该段内的砂地比(百分数)

厚度与地层厚度的比值乘以 100)对应关系总体较好。这种平面形态反映了扇三角洲前缘的特征^[10]。橙色、红色代表低振幅,东北缓坡处的 SN105 井砂岩含量为 44%;绿色、蓝色代表相对高振幅,南部深陷带的 SN79 井含量为 13%。物源自三维地震探区的北部、东北部、东南部分别注入,北部物源与东南方向物源在 SN164 井附近汇聚,砂岩百分比也相应较高(图 6)。

自然电位曲线上分流河道砂岩呈顶底突变—渐变的齿形,其包络线多为向上变粗的进积式特点,如图 1 中的营一、营二段砂岩;少数则为向上变细的退积式特点,如图 1 中 SN163 井营三段上部砂体组合。在钻井剖面上砂岩出现进积式组合还是退积式组合,取决于可容空间与物源供应的关系^[9]。但一般条件下,在靠近主物源的扇三角洲部位以进积序列为主^[11]。

5 浊积扇砂体的识别与分布

在湖盆发展的鼎盛时期,物源供给较匮乏,水流能量弱,无法向盆内大规模推进,砂泥只能凭借自身重力以浊流搬运方式向盆内推进,往往在断层的下降盘或陡坡地带形成浊积扇^[8]。浊积扇沉积于深湖相泥岩之中,通常被泥岩所围,一般发育在 S 型前积反射的下段(底积层),也可单独以叠瓦状前积反射

而存在。对于前一种情况,常见同一前积反射的(中)上段为三角洲或扇三角洲沉积,(中)下段为浊流沉积。对于后一种情况,其前积类型多为较薄的板状、叠瓦状,并与某些小低丘形反射或平行反射共生,一般规模较小^[12,13]。

十屋断陷沙河子组内部发育的浊积扇在地震剖面上呈板状和叠瓦状中强振幅反射,如图 3 和图 6 所示。这些前积层都夹于厚层湖相泥岩的弱反射背景中,与扇三角洲体系的楔状前积和三角洲体系 S 形前积有所不同。图 7 为沙河子组沙二段内部浊积扇地震反射特征剖面。图 8 为根据图 7 中的振幅异常追踪的 4 期前积朵叶体平面展布图,4 期叠置的朵叶体向南逐渐迁移,面积也逐渐减小,其面积分别为 13.5km²、6.4km²、6.8km²、3.2km²,相邻两个朵叶的 1/3~2/3 范围相互叠置。前积体的南北向总长度约 7km,东西向总宽度约 4km,总面积约 20km²。本次研究在沙河子组二、三段和火石岭组二段共发现了四套来自北西、北东、正北、南东四个方向的前积体。图 7、图 8 展示的前积体是其中来自北东的一个浊积扇,这四套前积体目前均无井钻遇。根据前人的解释经验和图 7 中夹于湖相泥岩内的朵叶分布特点,每个朵叶可能代表了 10m 以上厚度的浊积砂体分布,因为只有沉积体足够大、砂体足够厚时才能形成前积反射^[12~14]。

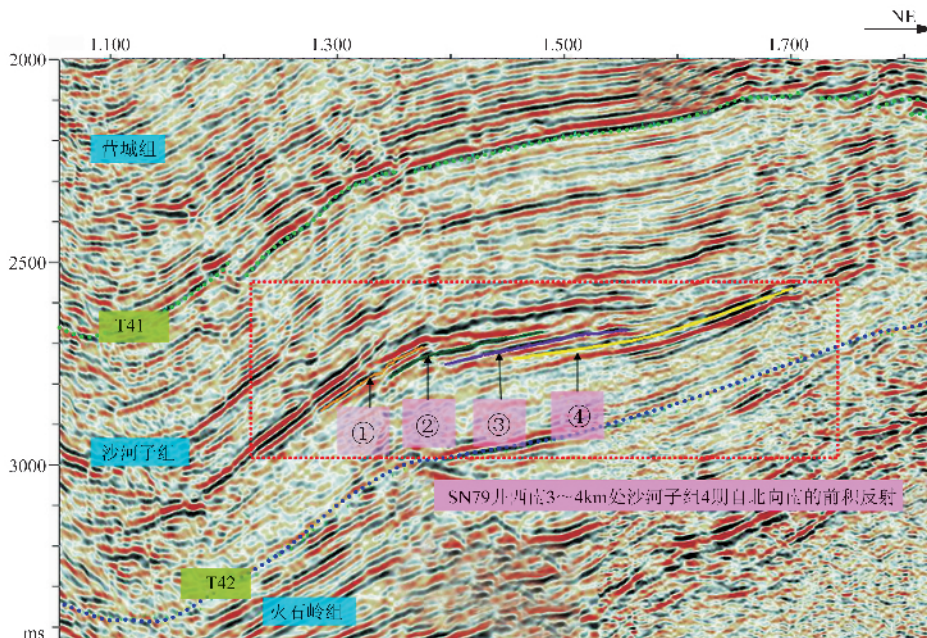


图 7 沙河子组沙二段内部浊积扇地震反射形态(T1285)

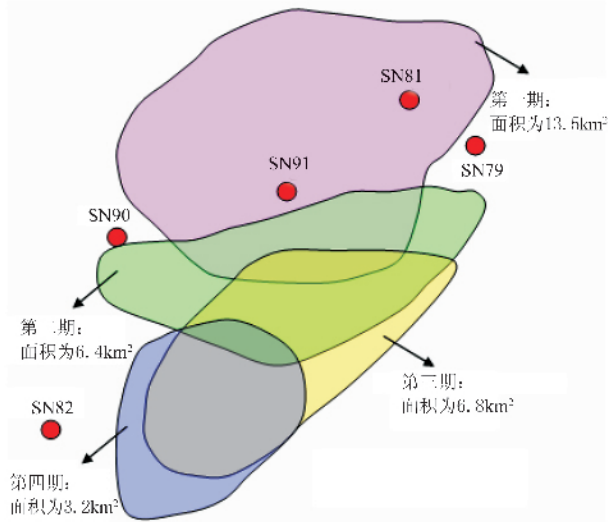


图8 沙河子组二段来自正北方向的浊积扇前积体平面展布图(由四个向南迁移的朵叶组成)

6 结论

在小层划分的基础上,利用地震相关属性可以较好地展示湖相和扇体的空间展布。营城组、沙河子组和火石岭组上段半深湖—深湖相发育,随深度和层位差异,湖相泥岩和储层砂岩均呈强弱不同的两种地震反射特征。在营城组湖相泥岩以强振幅为特征,砂岩以弱振幅为特征。在营城组下部还发育一套较厚的欠压实低速泥岩,位于断陷沉降中心,以平行强振幅为特征。沙河子组和火石岭组上部,湖相泥岩厚度大,呈空白—弱振幅反射,砂体呈连续中强振幅前积反射特征,主要位于断陷深陷带;在局部边缘斜坡,发育厚度较大的砂砾岩体,呈空白—弱振幅反射。

储层砂岩以扇三角洲分流河道砂和浊积扇席状砂为主。扇三角洲砂岩分布在断陷北部、东北部、东南部,平面上呈自北向南的扇状、分支状河道组合或线状单河道展布。浊积扇主要发育在断陷南部的深陷带周围,砂体呈多期中—强振幅的朵叶状分布。

扇三角洲和浊积扇均有来自断陷北部、东北部、东南部的物源。

十屋断陷深层油气显示十分普遍,这种储层识别和预测结果对于在该区寻找中大型气藏具有重要的参考意义。

参考文献

- [1] 杨立英等. 松辽盆地南部十屋断陷构造特征研究. 地球物理学进展, 2005, 20(3): 775~779
- [2] 冯增昭. 沉积岩石学. 北京: 石油工业出版社, 1997
- [3] 王果寿. 松辽盆地十屋—德惠地区沉积体系特征. 石油与天然气地质, 2001, 22(4): 331~336
- [4] 解习农, 焦赳赳, 熊海河. 松辽盆地十屋断陷异常低压体系及其成因机制. 地球科学, 2003, 28(1): 61~66
- [5] 何生, 陶一川, 姜鹏. 利用多种古地温计研究松辽盆地东南隆起区的地热史. 地球科学, 1995, 20(3): 328~334
- [6] 王果寿, 陈振林, 吴金才. 松辽盆地南部白垩系下统地震相及沉积体系. 江汉石油学院学报, 1995, 17(4): 12~18
- [7] 蒲仁海. 断陷湖盆层序地层学几点进展. 石油与天然气地质, 2002, 23(4): 410~414
- [8] 孙连浦, 刘招君, 李木才等. 水下扇岩相特征及形成机制. 世界地质, 2001, 20(3): 249~256
- [9] McPherson J G et al. Fan-deltas and braided deltas. *Geol Soc Amer Bull*, 1987, 99: 331~340
- [10] Brown A R. Interpretation of 3-D seismic data. *AAPG Memoir* 42(5th edition), 1999, 97~188
- [11] Cross T A, Lessenger M A. Sediment volume partitioning rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. In: Gradstein F M, Sandvik K O, Milton N J eds. *Sequence Stratigraphy Concepts and Applications*. SPE Special Publication, 1998, 8: 171~195
- [12] 蒲仁海. 前积反射的地质解释. 石油地球物理勘探, 1994, 29(4): 490~497
- [13] 陆邦干. 中国典型地震剖面图册. 北京: 石油工业出版社, 1989, 78~114
- [14] Scholz C A, Rosendahl B R, Scott D L. Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins, example from East of America. *Geology*, 1990, 18(2): 140~144

(本文编辑:冯小球)