# 西准噶尔界山前陆盆地晚期层 序地层模式及其应用

# 丘东洲 赵玉光

(中国地质科学院沉积地质与能源地质研究中心)

[內容提要〕 西准噶尔界山前陆盆地从晚石炭世到侏罗纪的发育与演化可划分为两个时期:前 陆盆地早期(Cs-P)和晚期(T-J),后者为陆相沉积。本文对前陆盆地晚期的成生机制及其演 化进行了定性研究与探索,并建立了盆地生长序列模式和建立了三叠一侏罗纪前陆盆地的层序 地层模式。阐述了陆相压陷盆地 I、I型层序界面的标型特征以及前陆盆地晚期沉积体系域和 湖水面升降曲线图版用于油气储集空间的预测;并建立了油气预测的储集层序格局模型。

关键词:西准噶尔界山 前陆盆地 层序地层 层序界面 湖水面升降

1 研究思路与方法

80年代,层序地层学随着以 P. R. Vail 等人为代表的地震地层学和以 Galloway 等人为 代表的成因地层学发展,使其理论体系日臻完善,成为一门较完整的独立学科,倍受地学界 同仁,尤其是油气地学者的极大关注。这种理论已成功地用于指导欧美及东南亚地区的油气 勘探与开发,国内地质学家也用于华南(刘宝珺、许效松,1991)和鄂尔多斯(李思田等,1991) 等地区层序地层学研究。层序地层学起源于对海相被动大陆边缘地区的沉积地层的研究,应 用于前陆盆地晚期有一定难度,然而仍可根据地震、钻井和露头等资料,分析地层分布型式、 沉积环境和相,识别出盆地范围发育的不整合或与之相对应的整合面为界的层序。因此,层 序地层学的基本理论、方法亦可用于陆相前陆盆地中,但需要考虑更多的参数,除构造沉降、 沉积物注入速率、湖水面升降变化外,还应考虑局部构造运动、气候、事件沉积、沉积单元的 坡降比等因素。基于上述情况,我们提出了西准噶尔界山前陆盆地层序地层研究的思路与方 法(图 1)。其研究的任务和目的是建立层序地层模式,建立油气分布预测模型,指导油气勘 探与开发。

地震地层学理论自 1979 年以来在区内开始进行数字技术勘探。1989 年以前,地震勘探 主要集中在油气分布的西北缘断裂区;1989 年以后,人们注意到了东南斜坡区,并开始加强 该区的地震勘探,把层序地层学理论首次用于该区。所有这些研究,对油气资源勘探提供了 有意义的信息,取得了较好的效益。

●本文于 1993 年 4 月 6 日收稿, 1993 年 8 月 20 日收修改稿。



图 1 研究思路及其方法流程图

Fig. 1 Diagrammatic representation of research paths and methods in the present paper

2 前陆盆地晚期盆地性质、成因机制和充填特征

沉积盆地可分为离散型、挤压型及其过渡类型。前陆盆地为大陆碰撞及缝合期间发育的 盆地(A.D.Miall,1984),属挤压型盆地。前陆盆地是指由于造山带和山链的生长并向陆迁 移,在克拉通边缘形成的单斜箕状坳陷。相对于造山带而言,它处于前陆位置。Dickinson (1974)进一步提出了前陆盆地的两种成因类型:(a)边缘前陆盆地,它位于紧靠大陆与大陆 碰撞形成的造山带外弧(Balley 和 Snelson 的 A 型俯冲,1980);(b)弧后前陆(retro-arc)盆 地,位于火山弧后,并且与大洋岩石圈的俯冲相联系(Balley 和 Snelson 的 B 型俯冲,1980)。 据肖序常(1991)资料,早古生代准噶尔盆地为三角形地块,即其西北部为西伯利亚古板块, 东北部为哈萨克斯坦古板块,南部为塔里木古板块,位于这三大古板块之间,其西北部地区 为本文研究对象。研究表明,三叠纪到侏罗纪,准噶尔盆地西北部地区发育的前陆盆地为边 缘前陆盆地。

准噶尔盆地西北部地区从石炭纪至中生代的演化经历了四个阶段(图 2):(1)早、中石 炭世为被动大陆边缘时期(图 2a);(2)晚石炭世至二叠纪是前陆盆地发育早期(图 2b、2c)。 本期准噶尔-吐鲁番板块的周边大洋逐渐消失,围绕板块边缘形成褶皱隆起带及与隆起带相 邻的碰撞前陆型沉积坳陷。前陆盆地发育早期,沉积物常常是浊流沉积,聚集在大陆架以下 的水深范围内,基本上全为深水沉积。一般认为,前陆盆地早期为沉积未填满期,可能是由于 初始拉张岩石圈外加重荷的自然结果(P.A.Allen, P. Homewood 和 G.D. Williams, 1986); (3)三叠纪至侏罗纪为前陆盆地发育晚期(图 2c)。晚石炭世开始发育的推覆体进一步向盆 地方向推进,前陆盆地内广泛发育一系列向陆挤压的低角度逆掩断层系,以及由此而派生的 构造。区内前陆盆地发育晚期(早三叠世)主要为一套陆相粗碎屑沉积,具"磨拉石相"特征 (秦苏保,1986);(4)白垩纪为坳陷性盆地。此时,推覆体处于相对静止阶段,前陆盆地消失, 出现坳陷性盆地。









图 2 西准噶尔界山前陆盆地演化、生长序列模型图

a. 早、中石炭世,被动大陆边缘时期;b. 晚石炭世海相期,前陆盆地开始形成,出现前部水下隆起(forebulge); c. 二叠纪过渡相、陆相,前陆盆地发育早期;d. 三叠一侏罗纪,前陆盆地发育晚期,主要为磨拉石建造,与海洋完全隔离 Fig. 2 Models showing the evolution and growth sequence of the foreland basin in the West Junggar boundary mountain area, Xinjiang

a, Passive continental marginal phase during the Early and Middle Carboniferous. b, The initiation of the foreland basin and the occurrence of the forebulge during the Late Carboniferous marine phase. c, The early stage of the development of the foreland basin during the Permian transitional and continental phases . d, The late stage of the development of the foreland basin during the Triassic and Jurassic

when the molasse formation was prominant and separated completely from the seas

前陆盆地的成因机制一直是地质学家关心的焦点,目前,可分为两大流派:一是以 Jordan(1981)为代表的纯弹性模式,它圆满地解释了美国西部落基山前陆盆地的沉降史;二是 Beaumont(1984)通过地质模拟提出的粘弹性模式,它很好地解释了加拿大阿尔伯达盆地的 地层及沉降问题。该模式可较好地解释区内前陆盆地的成生机理。

粘弹性模式认为岩石圈对荷载的初始弹性反应不依赖于任何假定的与时间有关的流变 性,而是在荷载附近产生下坳陷的挠曲盆地,以及沿盆地克拉通边缘产生上翘(图 3)。准噶



#### 图 3 前陆盆地成生机理图

a. 逆掩荷载——挠曲变形;b. 张驰阶段——粘弹性响应;c. 复活的逆掩荷载——弯曲变形 Fig. 3 Diagrams showing the genetic mechanism of the foreland basin in the study area a,Overthrusting loading——warped deformation. b,Relaxational stage——viscoelastic effect. c, Reactivated overthrusting loading——flexural deformation

尔盆地西北部的推覆体,二叠纪时推覆达到高潮;三叠纪基本定型,并成为物源区,早三叠世 仅局部出现百口泉组洪-冲积扇沉积。根据粘弹流变模型,由于岩石圈流动形成板块挠曲应 力张驰(Quinlan 和 Beaumont,1984),导致盆地加深,前部隆起(forebulge)抬升并向荷载方 向运移(图 4)。由于区域构造运动,推覆体进一步推进,荷载增大,盆地继续加深,湖水面升



图 4 在施加荷载情况下连续粘弹性板块变形(据 Quinlan 和 Beaumont, 1984) Fig. 4 Continuous deformation of a viscoelastic plate influenced by loading (after Quinlan and Beaumont, 1984)

高,并以推覆体为物源区形成中三叠统克拉玛依组的快速堆积的扇三角洲沉积。每当一新推 覆体岩席向前运移,叠加于以前张驰形态上时,引起另一个初始弹性弯曲反应。前部隆起移 至生长断裂带附近,形成了晚三叠世白碱滩组的湖盆三角洲沉积。上述过程重复发生,完成 了整个前陆盆地的生命史。

3 层序地层学与沉积体系域

#### 3.1 地震地层学与测井相分析

# 3.1.1 层序界面划分及其识别

层序界面系指层序与层序之间的相关界面,即不整合或相关的整合界面。笔者认为陆相 盆地的层序界面可能是由于湖水面大规模上升或下降而形成的,并参照海相层序地层学,将 湖相层序界面分为两类: I型(SB<sub>1</sub>)和 I型界面(SB<sub>2</sub>)。

I型(SB<sub>1</sub>)界面(水上一水下)是由湖水面快速下降所产生,分布范围大于整个湖盆面积 的三分之一以上。界面之上河流回春,形成深切谷地充填及与之相伴的侵蚀,以过境河流沉 积为主。当沉积体向湖心推进时,浅水相直接盖在深水相之上。I型(SB<sub>2</sub>)界面(水上)是由 于湖水面缓慢下降时形成,如克-乌断裂上盘的侵蚀不整合面和断裂下盘与之相对应的整合 面。界面之上河流不发育,多以网结河、泛滥平原相或三角洲相出现为特色,湖相泥岩层往往 直接盖在其上。

湖泊最大洪水面(flooding surface)为湖水面快速上升的产物,为无沉积作用或很缓慢 沉积作用的重要记录。湖水面下降至风暴浪基面之下形成低位体系域;随后湖水面开始上升 并出现首次湖泛面,它是低位体系域与湖进体系域的界限;当湖水面上升越过"坡折"时,形 成高位体系域。此时凝缩层形成并向克-乌断裂上盘推进到最大距离,出现了湖泊最大洪水 面。

I、I型层序界面在地震资料上表现为削蚀和湖岸上超的特征;在测井曲线上,I、I型 界面表现为明显的"跳相"现象,水上沉积物与湖相泥岩直接接触;岩心和野外露头表现为地 层不连续或缺少化石带。湖泊最大洪水面在地震剖面上表现为下超面(downlap surface),在 测井曲线上,表现为分布更广的、区域性连续的低电阻、高伽玛值带,显示了湖相泥岩特征。 最大湖侵期也是陆相生油岩形成的最有利时期。

运用探井合成记录,对过井地震剖面的地震地层界面及其层序进行标定,并据地震波组 特征划出 8 个地震层序波组,由深至浅分别以 T<sup>1</sup>、T<sup>2</sup>、T<sup>1</sup>、J<sup>1</sup>、J<sup>1</sup>、J<sup>1</sup>、J<sup>1</sup>、J<sup>1</sup>及 K<sup>1</sup>表示(图 5)。 据区内地震反射界面的性质将界面分为三级:一级界面为 T<sup>1</sup>、J<sup>1</sup>、J<sup>1</sup>、J<sup>1</sup>和 K<sup>1</sup>(表 1),这些界面 与下伏地层组呈明显的角度或假整合接触,分布范围占盆地面积的三分之一以上,内部反射 结构为强一中振幅、中一低连续、低频率的平行层反射。这些界面为 I 型层序界面(SB<sub>1</sub>);二 级界面为 T<sup>13</sup>和 J<sup>1<sup>12</sup></sup>(表 1),内部反射结构为中一弱振幅、中连续、低频率的平行层状反射。克 -岛断裂上盘 T<sup>13</sup>和 J<sup>1<sup>2</sup></sup>较易识别,下盘较难分辨。这样的界面为 I 型层序界面(SB<sub>2</sub>);三级界面 为 T<sup>1<sup>2</sup></sup>、J<sup>1<sup>1</sup>1</sup>和 J<sup>2</sup>,连续性差,为低振幅、不甚连续、低频率的反射,为 I 型界面(SB<sub>3</sub>)。三级界面 提出属探讨性(另文专述)。





钻井层序地层学主要依靠 \_ 测井相分析,采用自然电位、电 \_ 阻率曲线组合样式,并结合岩 \_ 心、岩屑录井及数字化测井等 <u></u> 对拐 114 井(图 6)和克浅 7— 拐 114 井地质剖面(图 7)等进 行层序地层学分析探讨。

3.1.2.1 可容空间分析 沉积物可容空间的变化反 映了在构造沉降和湖水面升降 综合作用下可供沉积物容纳空 间的变化。这一空间是否被完 全充填,取决于沉积物对盆地 的供给速率。

首先,湖相泥岩楔状体 <u>-</u> ——凝缩层的确定,陆相盆地 的凝缩层多为一沉积速率相对

#### 表1 地震反射层序和界面划分以及界面类型一览表

 Table 1
 Division and type of seismic reflection

sequences and boundaries in the study area

地	层	系统	地震反射	地震反射	层序	划分	界面
系	统	组	一级界面	二、三级界面	准层序	层序	类型
白垩系	下统	吐谷鲁组	1	-			SD
	上统	齐古组	K			SQ <sub>3</sub>	-207
侏		头屯河组	J	2		SQ₂	-3DT
罗	中犹	西山窑组		],',	542		-503
系	- 14	三工河组		J, <sup>,,,</sup>	SQĮ		SB <sub>2</sub> -
	下犹	八道湾组	-	],,,			SB3-
	1.47	上白碱滩组	Jr1		SQł		SBr-
Ξ	上沉	下白碱滩组					CD
叠	مدر مد	克上组		T <sup>**</sup>		$SQ_1$	-3D2
系	十死	克下组		T'	SQ}		
	下统	百口泉组					O.D.
二叠系	上统	上乌尔禾组	T',				

缓慢的深湖、半深湖泥岩沉积,缺乏粗碎屑物质注入,由悬浮泥质、粉砂质泥垂直降落沉积而 成。区内三叠一侏罗纪共发育了五套凝缩层,从下至上分别编号为 CS1、CS2、CS3、CS4和 CS5 (图 6、7)。CS<sub>1</sub> 形成于中三叠世克下组晚期,垂向上分布于克下组顶部,克上组之下,相当于  $S_s$  砂层底部的  $R_s$  泥岩层。该层为暗紫红色、杂色泥岩,粉砂质泥岩,含动物化石,块状构造, 发育水平纹层,成分以粘土矿物为主,横向上分布稳定,厚度一般为4-15m 左右,为准层序  $SQ_1$ 的凝缩层(图 6); CS<sub>2</sub> 形成于晚三叠世  $T_3 b j^{2+3}$ 组早期, 为灰色、暗灰色、深灰色泥岩, 质 纯,发育季节性纹层,单纹层厚度一般为 2—10mm,空间上分布稳定,为准层序  $SQ^2$ 的凝缩 层(图 6、7); CS, 形成于早侏罗世三工河组早期,分布于三工河组底部,为灰色、褐灰色泥岩 层,矿物成分以高岭石为主,水平纹理发育。在盆地边缘见有零星分布的硅质棱角状小砾石, 砾径为 2-5mm。对其成因有多种解释,多数人赞同冰块携带成因说,系由携带砾石的冰块 向湖盆中心搬运过程,因冰块溶化砾石垂直降落沉积而成;有人则认为小砾石是由风暴带入 湖盆。该泥岩段为准层序 SQ;的凝缩层;CS,形成于中侏罗世西山窑组晚期,为灰色浅灰色、 褐灰色泥岩,自然伽玛值较高。横向分布稳定,连续性较好,可进行区域对比,为准层序 SQ3 的凝缩层:CS。形成于晚侏罗世齐古组中期,电阻率及电位均低,自然伽玛值较高,可进行区 域对比。向源区方向仅分布于 567 井以南地区,属稳定的低速率沉积层段,为层序 SQ。的凝 缩层(图7)。

其次,确定凝缩层自下向上变细、变薄的总型式。其测井曲线组合样式均为钟型(图 7), 反映了连续准层序(向源)后退作用。识别出五套该类总型式(图 6、7),它们分别为:克下组 中下部、白碱滩组 S, 砂层,八道湾组 Bd, 砂层,西山窑组和齐古组下部。它们发育退积型楔 状砂砾岩体(图 7)。

地层系统		底部	测井曲线组合	取心井段	取心井段 可容空		房 准 面			湖水升			
系	统	组	砂层	深度	深度 (Sp-Rt) 沉积构造 间分析 序序		层序	类型	<b></b>	降曲线			
	上统	齐古组		-	S. J. S. W. W.	CS₅	HST TST	JQ₃		SB	湖进扇三角 洲湖相泥岩 湖进扇三角 洲	低水位	
侏 罗 系	中统	头屯河组		1870-	ra with . a.		HST		SQž		湖退扇三角 洲		
		百山窑组		2200 -		CS,	TST	SQ2			湖相泥岩 湖退扇三角 洲		
	下统	三工河组 八道流	$bd_1$ $bd_{2+3}$ $bd_4$	2200	monterne have	₩ ECS,	HST TST LST		SQI		湖退扇三角 洲 湖相泥岩 水进扇三角 洲		
· ·		组 bds	-	L. L.	0000	(fl)			SB1	湿地扇一辫			
E R	上统	白碱滩组	bj <sub>2+3</sub>	2700	America America A	CS2	HST		SQł		)湖退扇三角 )湖 湖相泥岩 滨岸沉积		
登系	中统	克上组	S <sub>2</sub> S <sub>3</sub> S <sub>4</sub> S <sub>5</sub>	$ \frac{S_2}{S_3} $ $ \frac{S_4}{S_5} $ $ \frac{S_5}{R_5} $	1000 - 100 -	المحمد الله الله الله الله الله الله الله الل	HST	SQ	SQI	SB2	湖退扇三角 洲 湖相泥岩		
	7.1.2	克下组	S <sub>6</sub>	3200		ΞV ·	TST LST			SB1	湖进扇三角 洲 铁一冲积扇		
	1.50				1			1		ŀ		4	

图 6 拐 114 井单井层序地层学分析图

Fig. 6 Sequence stratigraphic analysis of the G-114 well in the Junggar Basin, Xinjiang

8



图 7 准噶尔盆地西北缘三叠—侏罗纪

前陆盆地克浅 7一拐 114 井层序地层学综合解释剖面图

Fig. 7 Sequence stratigraphic profiles through the shallow K-7 to G-114 wells in the Triassic-Jurassic foreland basin on the northwestern margin of the Junggar Basin, Xinjiang

3.1.2.2 层序和体系域边界的识别

构造和沉积背景的不同,识别和标定体系域边界的方法也不同。Vail 等人对于海相陆 架背景的研究已做过较多工作,而对前陆盆地的研究是一个薄弱环节。本区前陆盆地晚期具 有下述特色。

(1)盆地边缘断裂具有同生长性质,为压性或压扭性构造环境,推覆体周期性向盆地腹部推进。

(2)断裂呈多级阶地展布,控制着沉积相的空间配置,常造成地层在断裂上盘薄下盘厚的特征,沉积相多以多级扇体分布(水上一水下)。

(3)盆地边缘断裂受区域性构造背景的制约,湖水面升降是构造沉降、沉积物供给速率 和气候等参数的近似正弦函数。笔者提出了如下数学表达式,以便更好地运用计算机解决地 质问题。  $F = f(x) = \sin(s + v + l + w)$ 

其中,f(x)为湖水面升降函数,s为构造沉降参数,v表示沉积物的供给速率,l为代表气候参数,w表示特有的局部影响参数。

综上所述,确定如下划分原则:湖相厚层泥岩代表湖泊最大洪水面,它是高位体系域和 湖进体系域的分界。首次湖泛面之上为湖进体系域,其下部不是层序界面就是低位体系域的 湖岸沉积。

3.2 前陆盆地晚期层序特征及内部构型

层序系指相对整合的、成因上有联系的成因地层序列,其顶和底以不整合或其相关的整合面为界,由体系域序列组成,形成于湖水面升降曲线两个下降拐点之间。所谓沉积体系域 是指有内在联系的同期沉积体系(Brown 和 Fisher,1977),任何一个体系域都与特定的湖水 面升降曲线段有关。层序是盆地分析最基本的单元,它具有以下特征和地质意义:(1)由 I、 I型界面所限定,具有年代意义;(2)层序内部是有机联系的,由体系域序列构成,均形成于 湖水面升降周期中;(3)盆地生长的基本构成单元,代表湖水面的升降事件。据此将沉积层序 分为 I、I型两种层序类型。

(1) I 型层序特征及其沉积体系域

对于陆相盆地层序地层学研究,本文认为Ⅰ型层序是以Ⅰ型界面为底界,以Ⅰ或Ⅰ型界 面为顶界。Ⅰ型层序自下而上依次由下列单元构成:Ⅰ型界面—→无岸上超的低位体系域— →湖进体系域—→沉积速率缓慢的垂向加积形成的湖相泥岩—→高位体系域—→Ⅰ或Ⅰ型 界面。

(2) I 型层序特征及其沉积体系域

以Ⅰ型界面为底界,以Ⅰ或Ⅰ型界面为顶界的地层序列。自下而上依次由下列单元构 成:Ⅰ型界面—→湖进体系域—→沉积速率缓慢的垂向加积形成的湖相泥岩—→高位体系 域—→Ⅰ或Ⅰ型界面。

3.3 层序地层划分方案

通过对区内三叠一侏罗系沉积体系域、区域构造背景分析和大量地球物理测井资料的 追踪和对比,并结合地震地层界面研究和标定,初步建立了区内层序地层格架。由一级地震 反射界面(I型界面)T<sup>'</sup>、J<sup>'</sup>、J<sup>'</sup>或K<sup>'</sup>(表 1)为底界面的沉积层序为I型层序。I型层序 T<sup>'</sup>-J<sup>'</sup>、J<sup>'</sup>-J<sup>'</sup>和J<sup>'</sup>-K<sup>'</sup>(表 1)分别用SQ<sub>1</sub>、SQ<sub>2</sub>和SQ<sub>3</sub>表示。据层序T<sup>'</sup>-J<sup>'</sup>和J<sup>'</sup>-J<sup>'</sup>和方<sup>'</sup>-J<sup>'</sup>中发 育的二级地震反射界面T<sup>'</sup>和J<sup>'<sup>2</sup></sup>(I型界面)可将其分别分为两个准沉积层序,并依次由 SQ<sup>1</sup>、SQ<sup>2</sup>、SQ<sup>2</sup>和SQ<sup>3</sup>表示(表 1)。本文将三叠一侏罗纪划分出三个层序和四个准层序。

4 盆地生长充填轨迹与湖水面升降的沉积响应

4.1 层序 SQ1 沉积建造及其构成

层序 SQ<sub>1</sub> 形成于三叠纪,约 40Ma。该层序又分为两个准层序 SQ<sup>1</sup> 和 SQ<sup>1</sup>,二者分界为 白碱滩组 S<sub>1</sub> 砂层底界面,该面(SB<sub>2</sub>)在克-乌断裂上盘为侵蚀不整合,而在下盘存在与其对 应的整合面。准层序 SQ<sup>1</sup> 形成于早、中三叠世,约 19Ma,属 I 型层序;准层序 SQ<sup>2</sup> 形成于晚 三叠世,约 21Ma,为 I 型层序。

准层序 SQi 底界面分布广泛,盆地范围内均发育,从地震剖面上可见削顶现象(图 5)。

反映了准层序 SQi 形成之前印支运动早幕波及全盆地,构造活动强烈,形成了该准层序的 底界(SB<sub>1</sub>)。在该界面之上发育冲积扇和河流,如百口泉和夏子街地区发育的大型冲积扇体。 此时期滨线远离推覆体,湖水面积很小,发育红色、棕红色岩性的洪-冲积扇相,为干旱气候 条件向半潮湿气候转化时期,属三叠纪盆地发育的初始化阶段。准层序 SQi 凝缩层为克下 组顶部的泥岩层 R<sub>5</sub>,该层段在区内分布较稳定,并且跨越断裂上盘,为一湖进期。它反映了 盆地上升速率小于湖水面上升速率,湖水面积不断扩大,并漫过断裂到达断层上盘,显示构 造运动的加强及湖水面的上升。准层序 SQi 上部测井曲线组合类型为漏斗型。此时,推覆体 逆冲作用再现,湖水后撤,形成了高位体系域的扇三角洲相。之后,湖水逐渐撤出断裂上盘, 导致了上盘地层的短期暴露,形成侵蚀不整合,造成了克上组的顶部(S<sub>1</sub> 砂层组底)和克下 组底部的 S<sub>5</sub> 砂层底部,在断裂上盘为侵蚀不整合,下盘为整合,出现了 I 型界面(SB<sub>2</sub>)。此时 气候变得较为潮湿。

准层序 SQi 底面为 I 型界面。此时推覆体逆冲作用再度活跃,盆地沉降显著,湖水面急 剧上升,造成大规模湖侵,湖水面积扩大,并出现浊积扇沉积。之后,由于缓慢湖退,冲积扇注 入湖盆地,形成了扇三角洲沉积。由于粗碎物质注入速率的增大,盆地的可容空间减小,盆地 湖水范围萎缩,最终盆地充填结束。其顶部发育 I 型界面,从地震剖面上(图 5)可见极小角 度削顶现象。

准层序 SQi 和 SQi 构成了层序 SQ1。层序 SQ2 为一次构造旋回幕的产物。该旋回幕中 盆地的发育经历了初始化阶段—→发展阶段—→首次湖侵—→湖盆鼎盛时期的最大湖侵— →湖盆淤浅这一系列生长、发展和萎缩的过程。

4.2 层序 SQ<sub>2</sub> 沉积建造及其构成

层序 SQ<sub>2</sub> 形成于早、中侏罗世,约 57Ma。据其间的地震反射界面 J<sup>1-2</sup>可将其分为 SQ<sub>2</sub> 和 SQ<sub>2</sub><sup>2</sup> 两个准层序:其中 SQ<sub>2</sub><sup>1</sup> 形成于早侏罗世,约 30Ma; SQ<sub>2</sub><sup>2</sup> 形成于中侏罗世,约 27Ma。

准层序 SQ<sup>1</sup> 底界为 I 型界面,是印支运动晚幕的表现。盆地被抬升,在不整合面上形成 潮湿气候下的湿地扇-砾质辫状河沉积。八道湾组沉积晚期,地形平坦,以网结河泛滥平原相 出现为特色,煤层发育。之后,三工河组沉积时,由于推覆体继续活动,盆地沉降幅度增加,湖 侵速率较快,湖水快速漫过断裂到达断裂上盘,三工河早期的半深湖、深湖相泥岩直接盖在 网结河沉积之上,出现了"跳相"现象,并形成 CS<sub>3</sub> 最大湖侵凝缩层。之后,逐渐湖退,形成了 测井曲线组合类型为漏斗型的高位体系域。最终以 I 型界面结束该层序的发育史。

准层序 SQ<sup>2</sup> 在区内保存不全,顶部有时遭受剥蚀。上部头屯河组主要为湖相泥岩,顶部为 I 型界面;下部西山窑组测井曲线组合类型为明显的钟型(图 7)。准层序中部出现湖侵面,并发育退积楔状体。

总之,准层序 SQ<sup>1</sup> 和 SQ<sup>1</sup> 构成的层序 SQ<sub>2</sub> 由 I 型界面限定,即由地震反射界面 J<sup>1</sup>和 J<sup>1</sup> 所限定(图 5、7),它代表一次构造旋回幕。在该旋回中,盆地生长经历了盆地初始化→发 展阶段→→首次湖侵→→湖进体系域→→再次湖进→→最大湖盆期→→萎缩、封闭阶段。

4.3 层序 SQ: 沉积建造及其构成

层序 SQ<sub>a</sub> 形成于晚侏罗世早期,约 21Ma。其顶、底界均为 I 型界面限定,相当于地震剖面的 J<sup><sup>s</sup>和 K<sup>1</sup>界面。该时期构造运动相对平静,盆地边缘推覆体基本停止活动,出现了以场 陷性为主的盆地。该层序测井曲线组合类型为马鞍型,其底部河流沉积发育,而后为水进体</sup> 系域,出现湖侵面,形成凝缩层 CS。。从图 7 看出,CS。 仅分布于 567 井向盆地腹部方向,断坡 之上的克线 7 井到 160 井在该层序形成时期为过渡河流沉积,为输送沉积物的通道。再上形 成了高水位期的扇三角洲相,此时盆地完全被填充。其间经历了由水进体系域—→湖侵—→ 湖退扇三角洲体系域—→充填、萎缩的一系列过程。

总之,三叠一侏罗纪发育两种类型的层序:一种是受同生长断裂控制友育起来的层序 SQ1、SQ2;另一种是前陆盆地趋于消亡标志的 SQ3 层序。

# 4.4. 湖水面升降的沉积响应

上述研究基础上的综合分析是层序地层学解释的高潮。地层单元的几何形态和岩性受四大参数——构造沉降、湖水面升降、沉积物供给速率和气候的控制。而沉积盆地的几何形态受控于盆地的沉降速率、湖水面升降速率和沉积物的供给及盆地特有的随机影响因素。湖水面升降、构造沉降与相应的湖盆边缘的湖滨线位置之间是互为因果关系的,这是陆相层序地层学研究的基础。沉积体系域形成于相关的湖水面升降的曲线段。当湖水面上升时,形成湖进体系域,随后,湖水面向高水位期推进,由于湖水面上升速率的减慢,进而湖岸线向盆地腹部推进,此时形成高位体系域。当湖水面下降速率大于构造沉降速率时,在前陆盆地断裂下盘往形成低水位期地层单元(断崖扇等)。随着湖水面继续下降,最靠近盆地腹部的生长逆断层下盘出现了滨湖岸线的沉积物。表2总结了区内前陆盆地发育晚期湖水面升降旋回的沉积响应及其湖水面升降曲线的相互关系。

表 2 湖水面升降曲线序列与沉积物响应一览表

Table 2	<b>Response</b> of	the sediments	to an	interval	of	løke-level	rise	or	fall
---------	--------------------	---------------	-------	----------	----	------------	------	----	------

时 纪	代世	层序	准层序	生长断裂活动周期 及岸线运动	同位素年 龄值(Ma)	湖水面升降曲线	气候条件	沉积响应
	Jį	SQ:		推覆体停止活动,包括 推覆体在内西北缘处于 下降阶段超覆,为隐伏 断裂	151.0	低位 位	半千早 半潮湿	半深沟和沟岸 沉积,发育归三 角洲沉积
侏罗纪	J <sub>2</sub>		SQ	塑性反弹阶段,湖水面 上升速率大于推覆体上 升速率,岸线向推覆体 超覆	170.0			形成訂是,出现 分布广泛的半译 湖、深湖和沉积物
	J	SQ1	SQ <sup>1</sup>	弹性变形阶段,推覆体 上升,形成阶段,湖水面 下降速率大。岸线远离 推覆体	178.0	in the second se	潮湿	早期低位体系以 冲积扇占优势, 中、晚期以扇三 角洲占优势
三叠	Ts -	5	sqi	塑性反弹阶段,推覆体 快速上升,湖面上升速率 较大,岸线超覆推覆体上	208.0			深湖、半深湖占 优势,发育扇三 角洲,湖底扇浊 积砂体
纪	T1+3	PVI	SQL	弹性变形阶段,推覆体 上升,上盘遭侵蚀,岸线 远离推离体	248.0	- AND	干早 半潮湿	发育冲积扇一扇 三角洲体系域

5 前陆盆地晚期层序地层模式

#### 5.1 低水位体系域(LST)

当湖水面下降至风暴浪基面之下,此时形成的沉积体系域被称为低水位体系域(LST)。 换言之,在湖盆仅存在滨浅湖环境,甚至干枯时形成的沉积为低位体系域。低水位体系域在 生长断裂上盘为过境河流相,发育深切谷地,残积风化壳及洪水事件沉积。

#### 5.1.1 低水位期洪-冲积扇、红色残积风化壳沉积体系

盆地形成早期及湖水干枯期,在盆地中央或"坡折带"(图 8,2 号断裂)下方发育洪-冲积 扇体系,泥石流极为发育。这些沉积物以富含紫红色泥、砂质泥岩为特征。由于区域构造活 动以抬升为主,侵蚀作用强烈,在各个断裂阶地平台之上及盆地大部分地区发育红色残积风 化壳沉积。准层序 SQ¦的百口泉组沉积就是洪-冲积扇与残积红层沉积体系在平面上交替展 布的体现(图 8)。



#### 图 8 前陆盆地晚期低水位体系域(LST)

Fig. 8 Lowstand system tract (LST) in the late stage of the development of the foreland basin in the study area

#### the development of the foreiand basin in the study

#### 5.1.2 低水位期多级断崖扇-辫状河流沉积体系

随着推覆体的不断向盆地腹部推进(图 8)和水域渐次扩张,在多级断裂下盘往往形成 多级断崖扇,它们互相拚接形成断崖扇群,其前缘常发育辫状河流体系,局部还发育泥炭沼 泽。多级断崖扇与辫状河流在平面上交替出现,构成了低水位期多级断崖扇-辫状河流沉积 体系。准层序 SQ1 中的八道湾组第四、五砂层沉积即属此类沉积体系。

# 5.2 湖进体系域(TST)

当沉积物注入速度加快,大于湖盆基底相对下降时,湖水面相对上升,湖水逐渐淹过"坡 折带"(图 9)。此时沉积物呈阶梯状后退,形成沉积上超,构成湖进体系域。当湖水面上升到 原风暴浪基面之上时,可出现半深湖区。

#### 3.2.1 辫状三角洲沉积体系

在①号断裂(图 9)下盘往往形成冲积扇,而在"坡折带"附近辫状河入湖处形成辫状三 角洲体系,为退积型三角洲。其前缘见湖盆浊积及风暴沉积,如准层序 SQ<sup>1</sup> 中的夏检 1314 井克上组沉积(图 9)



图 9 前陆盆地晚期湖进体系域(TST)

Fig. 9 Transgressive system tract (TST) in the late stage

of the development of the foreland basin in the study area

3.2.2 滨湖砂砾滩坝体系

14

当水进期沉积物的注入受到遏制,在"坡折带"往往形成厚度稳定的以砂砾岩为主的砂砾滩坝体系。这些楔状砂砾滩坝向湖岸方向上超,如准层序 SQ<sup>2</sup> 白碱滩组的 S<sub>1</sub> 砂层及齐古组底部的沉积。

5.2.3 网结河体系(anastomosed river system)

网结河体系是迅速加积的低能河道和湿地的综合体。它由多个稳定的低弯度河道、显著的天然堤及广大的湿地组成。沉积物的注入量必须大到足以保持冲积平原的景观,否则下沉中的盆地将变为湖湾。它反映了控制盆地的侵蚀基准面必须上升,如八道湾组上部 bd<sub>1</sub> 砂层沉积。之后,由于沉积物供给量减少,逐渐形成三工河组底部的半深渊沉积。

5.2.4 湖岸风成砂丘-辫状三角洲沉积体系

风化砂丘体系往往分布于湖岸"坡折带"附近,是砂砾滩坝遭受风再改造的产物,厚度不大,下部常为牵引水流沉积。风成砂丘的成分、结构成熟度介于沙漠与牵引流沉积之间,反映 了湖水面的相对稳定。风成砂丘向盆地腹部往往为辫状三角洲体系,并且为退积型三角洲。 西山窑中部发育这种沉积组合。

5.3 高水位体系域(HST)

在湖水面上升速率变缓或静止时,沉积物注入量不变或增加的情况下,可容空间逐渐减小,它包括湖水面快速下降之前的任何沉积体,即在水上形成多级断崖扇,入水后形成扇三 角洲体系,在水下断裂下盘往往形成湖底扇。因此,高位体系域的沉积体系为多级断崖扇一 →扇三角洲→湖底浊积扇体系,在地震剖面上可见下超面(图 10)。

6 勘探开发意义

对准噶尔盆地西北缘三叠一侏罗纪层序地层学研究,为西北缘盆地腹部油气勘探与开 发有着一定的指导意义(表 3)。



图 10 前陆盆地晚期高水位体系域(HST) Fig. 10 Highstand system tract (HST) in the late stage of the development of the foreland basin in the study area

# 表 3 层序地层学在准噶尔盆地西北缘油气勘探开发中的应用一览表 Table 3 Application of sequence stratigraphy to the oil-gas prospecting

	-						
项目 储层 类型	储集层	生油层	盖层	运移	圈闭	实例	勘探开发意义 及勘探布置 设想
湖进体系域	基底砂岩储 层,孔隙度渗 透性好一差	湖 进体 系域 顶部和 盆地 腹部可以成 为生油层	顶部盖层好 往往以断层 隔挡	侧向运移	孤立体, 一 一 小 本 新 点 合 個 一 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、	克下组 西山 窑 组 为理论	克下组巳为三 叠系主要产油 层。建议开发西 山窑组储集层
高位体系域	以冲积扇 ——扇三角 洲相为主,— 般位于顶部	尚未发现生 油层	以不整合面 (SB1面)或 断层隔挡	油 气沿 生 长 断 层 运 移 , 需 要 断 层 垂 向 通 道	构造圈闭, 包括断裂 和区域,在 整合面,往 往为 SB <sub>2</sub> 面	446 井 区 bj,砂层 齐古组中、 下部	446 井区白碱 滩组已获工业 油流 齐古组已为主 要的稠油产层
低位体系域进积复合体	舌状浊积砂 砾岩体,周围 被泥岩包圈, 连续性差	深层或顶部 湖进体系 为理论生生油 层。湖相泥岩 生油层	湖 顶 独 承 展 示 就 好 朝 武 和 武 思 歌 祝 好 男 思 歌 祝 好 岩 志 ひ 、 え 思 み 泥 泥 れ 先 豊 み 泥 の 秋 長 男 み 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 思 み 況 れ か れ た か れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の れ の わ っ れ の れ の わ っ れ の れ の わ っ れ の れ の わ っ れ の ろ の れ の ろ の ろ の ろ の ろ の ろ の ろ の ろ の っ の れ の っ の ろ の ろ の ろ の ろ の ろ の ろ の ろ の ろ の ろ の ろ ろ の ろ の ろ ろ ろ の ろ の ろ の ろ の ろ の ろ ろ ろ の ろ ろ ろ ろ ろ ろ ろ ろ ろ ろ ろ ろ ろ	可深的道浊是,积固是,中自源通 砾为遗运	一般为构 造殿闭,独 原动地层 劉闭	白 碱建 S1 砂层 白碱滩组 b)₃ 浊积砂 砾岩体	S₁ 已获 流 bjs 砂层的注斜 扇体分布于斜 坡区的 224 井 到检乌 26 井之 间,建议 子以勘 探

and exploration on the northwestern margin of the Junggar Basin, Xinjiang

#### 6.1 湖进体系域

湖进体系域包括辫状三角洲、滨湖砂砾滩坝、湖岸风成砂丘等。这些相的砂砾岩体有利 于油气储集,其原因为:(1)砂砾岩体进入湖盆后,由于湖水淘洗作用,结构、成分成熟度较 高;(2)湖水进退以及生长断裂的存在,使砂砾体呈阶梯状或与泥岩呈互层状,有利于油气运 移和聚集;(3)由砂砾岩与泥岩互层程度和上超(图7,西山窑组底部)性质,上超尖灭和生长 逆断裂有利于湖进储集空间向形成地层-构造圈闭;(4)湖进体系域中的湖相泥岩可以是油 气源岩又是油气盖层。上述湖进体系砂砾岩体的储集性的差异与粒度和胶结作用关系密切, 而砂砾岩体的粒度和胶结作用又取决于沉积环境和相。

#### 6.2 高位体系域

高位体系域沉积物趋向于使湖线位置向盆地腹部后退。由于高水位期沉积物穿过同生 长断裂向湖盆进积,它们与泥岩段形成下超面(图 7)。

高水位期以湖水面下降占优势,每单位时间可供沉积物容纳的空间减少,其结果是由于 湖水面不断下降,多级断崖扇三角洲前缘沉积单元越来越厚,如克上组(T<sub>2</sub>k<sub>2</sub>)、白碱滩组 (T<sub>3</sub>bj<sub>1</sub>)和齐古组等。储层类型及特征为:(1)多以冲积扇砂砾岩和扇三角洲前缘砂砾岩为储 层;(2)高位体系域的油气圈闭往往为不整合或断层隔挡;(3)储层物性变化较大,对这种复 式储集层要加强其非均质性和成岩作用的研究。

#### 6.3 低水位体系域

湖水面下降至风暴浪基面之下时,湖盆水域缩小,仅发育多级断崖扇和辫状河流体系。 沉积物被带到更远地方,经过较长距离的搬运后成熟度较高,为较好的储集层,如夏子街地 区八道湾组下部的稠油层。推测向盆地腹部,八道湾组下部储油物性可能变好。

#### 参考文献

John B. Sangree 和 Peter R. Vail, 1984, 《层序地层学应用》,国外石油地质。

魏魁生、徐怀大,1993,华北典型箕状断陷盆地层序地层学模式及其与油气赋存关系,地球科学——中国地质大学学报,第二期。

赵霞飞,1992,《动力沉积学与陆相沉积》,科学出版社。

黄家福等,1985,用于沉积地分析的古环境图,沉积学报,Vol.3, No.1。

梁遗贵,1986,准噶尔盆地地震地层学"相面法"刍议。尔瑟石油地质。

石油物探编辑部,1987,地震地层学专辑,第二十六卷,第四期。

Erlich, R, N., Barrett, S. F. and Guo Baiyu, 1990. Setumic and geologic characteristics of drowning events on carbonate platforms. AAPG Bull. Vol. 74, No. 10, pp. 1523-1537.

Galloway, W. E. , 1989. Genetic stratigraphy sequence in basin analysis. I, Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. AAPG Bull. Vol. 73, No. 2, pp. 125-142.

Hubbard, R. J., 1988. Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential on a passive continental margin. Seismic stratigraphy 1.

Miall, A.D., 1986. Principles of sedimentary basin analysis. pp. 277-315.

# SEQUENCE STRATIGRAPHIC MODELS AND THEIR APPLICATIONS TO OIL-GAS PROSPECTING AND EXPLORATION IN THE LATE STAGE OF THE DEVELOPMENT OF THE FORELAND BASIN IN THE WEST JUNGGAR BOUNDARY MOUNTAIN AREA, XINJIANG

Qiu Dongzaca Zhao Yuguang (Centre of Sedimentary Geology and Energy Geology, Chinese Academy of Geological Sciences)

# ABSTRACT

During the Late Carboniferous to Jurassic, the foreland basin in the West Junggar boundary mountain area, Xinjiang shows a depositional evolution from an early stage (from Late Carboniferous to Permian) and a late stage (from Triassic to Jurassic). This paper has presented the growth sequence models for the basin on the basis of the qualitative study of the genetic mechanism and evolution of the foreland basin in its late stage of the development and the sequence stratigraphic models for the foreland basin during the Triassic and Jurassic on the basis of the study of sequence stratigraphy in the study area. The present paper also deals with the typomorphic features of the type 1 and 2 sequence boundaries in the indented continental basins and suggests the models for the depositional systems tracts and lake-level curves which may be applied to the prediction of oil reservoirs.

Key words: West Junggar boundary mountains, foreland basin, sequence stratigraphy, sequence boundary, lake-level fluctuation